



Zircon/rock partitioning coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb, and Ta in Sarnowsar, Sarkhar and Bermani granitoids: Use for magma source and mineral exploration

Majid Ghasemi Siani ^{1*} , Behzad Mehrabi ² , Franz Neubauer ³

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

² Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

³ Professor, Department of Environment and Biodiversity, Geology Division, Paris-Lodron-University of Salzburg, A-5020 Salzburg, Austria

ARTICLE INFO

Article History

Received: 04 December 2022

Revised: 07 February 2023

Accepted: 08 February 2023

Keywords

Zircon chemistry

REEs

Zircon/rock partitioning coefficients

Sangan magmatism

Magma source

Mineral Exploration

*Corresponding author

Majid Ghasemi Siani

✉ m.ghasemi@khu.ac.ir

ABSTRACT

In this research, to contribute to the understanding of the geochemistry of trace elements in zircon, we determined the REEs, Y, Nb, Ta, Th, and U contents in zircon grains in three granitoids (Sarnowsar, Sarkhar and Bermani) by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) in order to determining the magma source and magmatism fertility. The zircon/rock partitioning coefficients of REE, Y, Nb, Ta, Th, and U contents indicate that the patterns of the trace elements of the studied granitoids are controlled by the liquid composition at the magmatic crystallization. Compared to Sarkhar and Bermani granitoids, the Sarnowsar granite has a higher temperature (736° to 915 °C), higher zircon/rock partitioning coefficient of REEs, Y and Th (up to 2770 for Zr) and it was formed in higher oxidant conditions (ΔFMQ values between -0.06 to 17.01). The results of this study show that oxidized and I-type magmas in subduction-related tectonic environments are more favorable for porphyry and skarn mineralization.

How to cite this article

Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B. and Neubauer, F., 2023. Zircon/rock partitioning coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb, and Ta in Sarnowsar, Sarkhar and Bermani granitoids: Use for magma source and mineral exploration. *Journal of Economic Geology*, 15(1): 115–142. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2023.79851.1059>



©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.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Zircon is the most commonly analyzed accessory mineral and is routinely employed in U–Th–Pb geochronology, (U–Th)/He and fission track thermochronology, radiogenic (Hf) and stable (O) isotopic studies, crystallization thermometry, and trace element geochemistry (Belousova et al., 2002). A critical presumption in zircon chemistry studies is that data obtained from zircon is a proxy for the parent igneous rock. This is evidently true for most types of analyses, however, relating trace element and rare earth element (REE) concentrations in zircon compared to bulk rock or melt concentrations has been verified for causing some difficulties. The incentive to establish more accurate estimates of parental bulk rock concentrations using in-situ zircon measurements is significant as it would link zircon to a large body of whole rock geochemical literature with numerous possible applications including studies of magma source, crustal thickness, mineral exploration, crustal evolution, metamorphism, and petrogenesis (Chapman et al., 2016 and references therein). In this research, we determined the contents of REEs, Y, Nb, Ta, Hf, U, and Th in the zircon grains of eight granitoid samples from the Sangan mining district, NE Iran, to calculate zircon/rock partitioning coefficients of REEs applicable to magma source studies and mineral exploration.

Material and methods

Zircon from Sarkhar and Bermani granitoids were analyzed at the State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan, using laser ablation system, ICP-MS instrument (Agilent 7700a ICP-MS). Also, samples from Sarnowsar granitoids were analyzed at the Nanjing Hongchuang Geological Exploration Technology Service Co. Ltd., China. Zircons were analyzed for trace elements using a laser energy density of 3.6 J/cm², a spot size of 30 μm, and a repetition rate of 5 Hz.

The estimations of melt composition and the measured trace element concentrations in zircon, values of $D_{Ce}^{zircon/rock}$ was calculated. Estimates for $D_{Ce^{3+}}^{zircon/rock}$ and $D_{Ce^{4+}}^{zircon/rock}$ were implemented after Ballard et al. (2002) method. Partition coefficients of 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). $\ln D_i = \ln D_0 - 4\pi \frac{EN_A}{RT} \left(\frac{r_i}{3} + r_0/6 \right) (r_i - r_0)^2$ (1)

Plotting $\ln D_i$ against the $(r_i/3 + r_0/6)(r_i - r_0)^2$ yields a linear relation for an isoivalent series of cations. With knowing the ionic radii of Ce^{3+} and Ce^{4+} , partition coefficients of 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 by combining Equations (1) and (2) oxygen fugacity fO_2 of crystallization can be estimated.

$$\ln \left[\frac{x_{Ce^{4+}}^{melt}}{x_{Ce^{3+}}^{melt}} \right] = 1/4 \ln fO_2 + 13136 (\pm 591)/T - 2.064 (\pm 0.011) NBO/T - 8.878 (\pm 0.112) \cdot x_{H_2O} - 8.955 (\pm 0.091) \quad (2)$$

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

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

where Ti_{zircon} is the concentration of Ti in zircon in ppm, *T* is temperature degrees in Kelvin, and a_i (a_{SiO_2} and a_{TiO_2}) is the ratio of component *i* concentration in the melt over the concentration of component *i* in the rock at saturation.

Results and discussion

Concentrations of trace elements in the zircon grains are given in the Supplementary Table and are summarized in Table 1, where the geometric mean (G), the variation coefficient CV (which corresponds to the ratio of standard deviation by the arithmetic mean), and the number of determinations (*n*) are listed. Heavy rare earth elements (HREEs) show a relative enrichment. $(Lu)_N$ in the Sarnowsar granitoids range from 1522.40 to 8869.00 (DA sample), 1477.00 to 6442.00 (TP sample) and 1655.37 to 53.00 7523 (CSK sample). These values for Sarkhar and Bermani granitoids are in the range of 835.43 to 4077.95 (BR-01 sample), 1233.46 to 4337.80 (SK-01 sample), 1984.37 to 5681.81 (SK-1-1 sample), 2281.71 to 4955.97 (SK-1-2 sample) and

2268.68 to 6422.57 (SK-2-2 sample). Furthermore, the LREEs show lower concentrations, resulting in an $(La/Yb)_N$ that is generally less than 0.1. A negative Eu anomaly and a positive Ce anomaly are observed in studied granitoids. Contents and patterns of REEs in the studied granite samples are similar to those reported by other authors with higher HREEs contents than LREEs (e.g., [Hoskin and Schaltegger, 2003](#)).

Zircon Ti concentrations used to constrain its crystallization temperatures, and T is calculated by the revised Ti-in-zircon thermometry of [Ferry and Watson \(2007\)](#) ([Supplementary Table](#)). Calculated Ti-in-zircon temperatures for Sarnowsar intrusions (736° to 915 °C) are higher than those of Sarkhar (646° to 819 °C) and Bermani granitoids (653° to 861 °C). The ΔFMQ values (calculated by equation of [Trail et al., 2011](#); [Trail et al., 2012](#)) for Sarnowsar range from -0.06 to 17.01. For Sarkhar and Bermani intrusions, the ΔFMQ values are in the range -4.43 to 4 and -8.53 to 0.07, respectively. These data indicating different magmatic conditions for productive (Sarnowsar) and barren (Sarkhar and Bermani) granitoids.

Conclusion

Defining the magma source and fertility of acidic to intermediate magmatism within the Cenozoic volcano-plutonic magmatic belts of Iran has immense scientific and mineral exploration significance. By using the zircon/whole rock partition coefficient in the Sangan mining area (Sarnowsar, Sarkhar and Bermani granitoids), we discuss the magma source and fertility of magmatism. The magmatism of Sangan mining district area is alkaline and classified as I-type granitoids, which have a direct genetic association with iron skarn mineralization in the area. The current results show that Sarnowsar granitoid was formed at a higher temperature (736° to 915 °C), lower negative Eu anomaly (with geometric mean 0.35 to 0.4), higher values of Ce^{4+}/Ce^{3+} (25.56 to 718.62) ratios compared to Sarkhar and Bermani granitoids. Also, the Sarnowsar granitoid has lower Hf values (700 to 1199 ppm) and higher Zr/Hf (65 to 87) values, which shows that it formed in an earlier magmatic stage compared to Sarkhar and Bermani granitoids. The results of this research can be used for identifying productive Cenozoic intrusions in Iran that are related to porphyry and skarn mineralization systems.



ضریب توزیع عناصر نادر خاکی، ایتریم، توریم، اورانیم، نیوبیم و تانتالیم زیرکن / سنگ در گرانیتوئیدهای سرنوسر، سرخر و برمانی: کاربرد در تعیین منشأ ماگما و اکتشافات معدنی

مجید قاسمی سیانی^{۱*}، بهزاد مهربابی^۲، فرانز نوی‌بایر^۳

^۱ دانشیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۲ استاد، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۳ استاد، گروه محیط زیست و تنوع زیستی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه سالزبورگ، اتریش

چکیده	اطلاعات مقاله
<p>در این پژوهش، برای کمک به درک زمین‌شیمی عناصر کمیاب زیرکن محتوای عناصر خاکی کمیاب، ایتریم، توریم، اورانیم، نیوبیم و تانتالیم در بلورهای زیرکن دو توده گرانیتوئیدی سرنوسر و سرخر و برمانی در ناحیه معدنی سنگان با استفاده از فناوری طیف‌سنجی جرمی پلاسما جفتیده القایی فرسب لیزری^۱ با هدف تعیین منشأ و بارور بودن ماگماتیسیم منطقه مورد بررسی قرار گرفته است. با استفاده از ضریب توزیع زیرکن / سنگ کل عناصر نادر خاکی، ایتریم، توریم، اورانیم، نیوبیم و تانتالیم مشخص شد که الگوهای عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن گرانیتوئیدهای سرنوسر و سرخر و برمانی در لحظه تبلور توسط ترکیب مذاب کنترل می‌شوند. ماگماتیسیم سرنوسر نسبت به ماگماتیسیم سرخر و برمانی دارای دمای تشکیل بالاتر (۷۳۶ تا ۹۱۵ درجه سانتی‌گراد)، ضریب توزیع زیرکن / سنگ عناصر نادر خاکی، ایتریم و توریم بیشتر بوده (تا مقادیر ۲۷۷۰ برای عنصر زیرکنیم) و در شرایط اکسیدان بالاتری (ΔFMQ) در محدوده بین ۰/۰۶- تا ۱۷/۰۱ تشکیل شده است. نتایج این بررسی نشان داد که ماگماهای اکسید شده و نوع I در محیط‌های زمین‌ساختی مرتبط با فرورانش برای کانی‌سازی پورفیری و اسکارن مطلوب‌تر هستند.</p>	<p>تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۹/۱۳ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۱/۱۱/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۱۹</p>
	<p>واژه‌های کلیدی</p> <p>شیمی زیرکن عناصر نادر خاکی ضریب توزیع زیرکن / سنگ ماگماتیسیم سنگان منشأ ماگما اکتشاف مواد معدنی</p>
	<p>نویسنده مسئول</p> <p>مجید قاسمی سیانی m.ghasemi@khu.ac.ir ✉</p>

استناد به این مقاله

قاسمی سیانی، مجید؛ مهربابی، بهزاد و نوی‌بایر، فرانز. ۱۴۰۲. ضریب توزیع عناصر نادر خاکی، ایتریم، توریم، اورانیم، نیوبیم و تانتالیم زیرکن / سنگ در گرانیتوئیدهای سرنوسر، سرخر و برمانی: کاربرد در تعیین منشأ ماگما و اکتشافات معدنی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۵(۱): ۱۱۵-۱۴۲.

<https://doi.org/10.22067/econg.2023.79851.1059>

مقدمه

نتایج توزیع عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن به دلیل پایداری آن در برابر هوازدگی فیزیکی و شیمیایی قابل اعتماد است (Harrison et al., 2007). بر این اساس، از ویژگی‌های شیمی بلور زیرکن می‌توان برای تعیین منشأ، پتروژنز، ژئوکرونولوژی و توان فلززایی توده‌های نفوذی استفاده کرد (Lima and Nardi, 1998; Morton et al., 2005; Nardi et al., 2008; Zeh et al., 2010; Nardi et al., 2012, Nardi et al., 2013; Cabral and Zeh, 2015). همچنین با توجه به آنومالی‌های Eu و Ce و محتوای عنصر تیتانیوم در زیرکن، می‌توان اطلاعاتی در مورد فوگاسیته اکسیژن سنگ مادر و دمای تبلور زیرکن به دست آورد (Watson et al., 2006; Ferry and Watson, 2007; Trail et al., 2011; Trail et al., 2012; Hofmann et al., 2014). بحث در مورد کاربردهای این روش ادامه دارد و برخی از نویسندگان این روش را اثربخش می‌دانند؛ اما برخی دیگر احتمال موفقیت این روش را به دلیل تغییرات محتوای عناصر کمیاب در سنگ‌ها و یا حتی یک بلور منفرد زیرکن در اثر وجود ادخال‌های ریز (نظیر آپاتیت، مونازیت و روتیل)، دگرگونی، دگرسانی ثانویه گرمایی و تغییر شکل ساختاری در پاسخ به دگرگون شدن بلورهای زیرکن کم می‌دانند (Barbey et al., 1995; Nemchin and Pidgeon, 1997; Hoskin, 2000; Thomas et al., 2002; Belousova et al., 2002; Poitrasson et al., 2002; Hoskin and Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005; Chapman et al., 2016). زیرکن‌های تحت تأثیر دگرگونی در اثر آسیب ساختاری پرتوهای خود القا شده ناشی از فروپاشی رادیواکتیو Th و U تولید می‌شوند که بر توزیع عناصر کمیاب و مقاومت زیرکن در برابر شست‌وشو و انحلال انتخابی تأثیر می‌گذارد (Geisler et al., 2002). زمین‌شیمی عناصر کمیاب در زیرکن، با وجود محدودیت‌های اشاره شده، ابزاری قدرتمند برای بررسی‌های تعیین منشأ و تحولات زمین‌شناسی در دهه اخیر محسوب می‌شود (Nardi et al., 2013).

ناحیه معدنی سنگان شامل ۱۴ کانسار است که در امتداد توده گرانیتوئیدی سرنوسر در راستای غربی- شرقی به طول ۲۰ کیلومتر

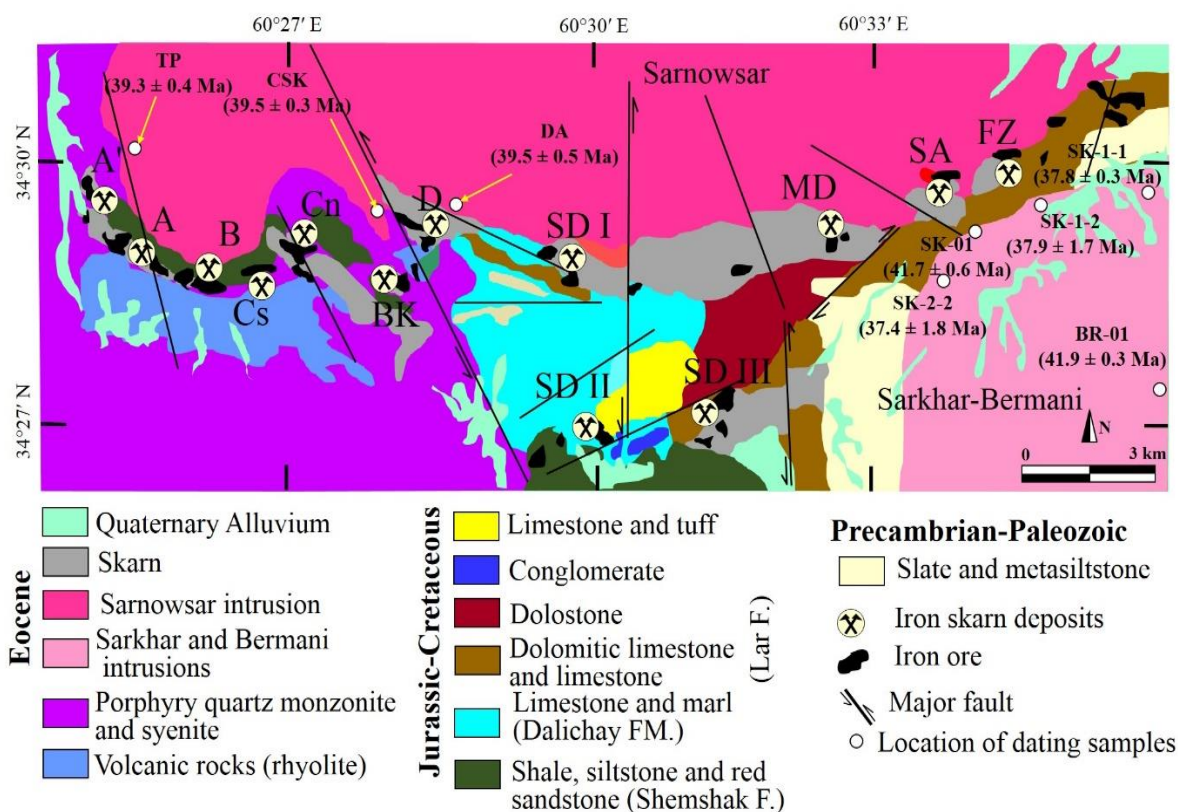
و عرض ۸ کیلومتر تشکیل شده (شکل ۱) و بررسی‌های متعددی بر روی آن انجام شده است (Boomeri et al., 1997; Boomeri et al., 2006; Malekzadeh Shafaroudi et al., 2013; Golmohammadi et al., 2014; Golmohammadi et al., 2015; Mazhari et al., 2015; Malekzadeh Shafaroudi et al., 2016; Mazhari et al., 2017; Ghasemi Siani and Mehrabi, 2019; Ghasemi Siani and Mehrabi, 2020; Mehrabi et al., 2021). نقش توده نفوذی سرنوسر در ناحیه معدنی سنگان از لحاظ سن‌سنجی، فوگاسیته اکسیژن، باروربودن آن و مقایسه آن با توده گرانیتوئیدی عقیم سرخر و برمانی قبلاً مورد بررسی قرار گرفته است (Boomeri, 1998; Ghasemi Siani et al., 2022). پتروژنز و منشأ ماگماتیسیم بر اساس شیمی سنگ کل مورد بررسی قرار گرفته است (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2013; Golmohammadi et al., 2014; Golmohammadi et al., 2015; Mazhari et al., 2015; Malekzadeh Shafaroudi et al., 2016)؛ ولی تا به حال منشأ و متالوژنی ماگماتیسیم سنگان با استفاده از ضرایب توزیع زیرکن / سنگ کل عناصر نادر خاکی و برخی دیگر از عناصر مورد بررسی قرار نگرفته است. بنابراین، در این پژوهش بر اساس ضرایب توزیع زیرکن / سنگ کل REEs، Y، Nb، Ta، Hf، U و Th، منشأ و متالوژنی این توده‌های نفوذی مورد بررسی قرار گرفته است.

زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری توده‌های نفوذی

ناحیه معدنی سنگان در شمال شرق ایران و در انتها الیه شرقی کمربند ماگمایی البرز واقع شده است. این ناحیه اغلب از سنگ‌های آتشفشانی- پلوتونیک انوسن تشکیل شده که در سنگ‌های سیلیسی کلاستیک دگرگون شده ژوراسیک و سنگ‌های کربناته کرتاسه نفوذ کرده‌اند (Boomeri, 1998; Karimpour and Malekzadeh Shafaroudi, 2007) (شکل ۱). قدیمی‌ترین رخنمون‌های سنگی شامل سنگ‌های دگرگونی ضعیف (اسلیت و متاسیلیستون) پرکامبرین هستند که در بخش‌های جنوبی و شرقی ناحیه معدنی سنگان رخنمون دارند (شکل ۱). سازند شمشک با سن ژوراسیک زیرین و ضخامت بیش از ۵۰۰ متر شامل چرت، شیل

آندزیت، ریولیت، لایت و هم‌ارزهای آذرآواری آنهاست که در غرب ناحیه معدنی سنگان گسترده است. سه توده نفوذی شامل توده نفوذی سرنوسر و توده‌های نفوذی سرخر و برمانی با ترکیب عمده سینیت و سینوگرانیت در ناحیه معدنی سنگان رخمون دارند که کوارتز مونزونیت‌های پورفیری و سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت تا ریولیت آنها را همراهی می‌کنند (Mehrabi et al., 2021).

دگرگون‌شده، سیلتستون و ماسه سنگ قرمز است. سنگ‌های ژوراسیک میانی شامل سنگ‌های آهکی و مارن‌های سازند دلچای هستند. سازند لار باسن ژوراسیک بالایی از سنگ آهک، دولوستون و سنگ آهک دولومیتی تشکیل شده که میزبان کانی‌سازی سنگ آهن اسکارنی است (شکل ۱). سازندهای کرتاسه در ناحیه معدنی اغلب از سنگ آهک ضخیم، کنگلومرا و توف بلوری تشکیل شده است. سنگ‌های آتشفشانی شامل داسیت،

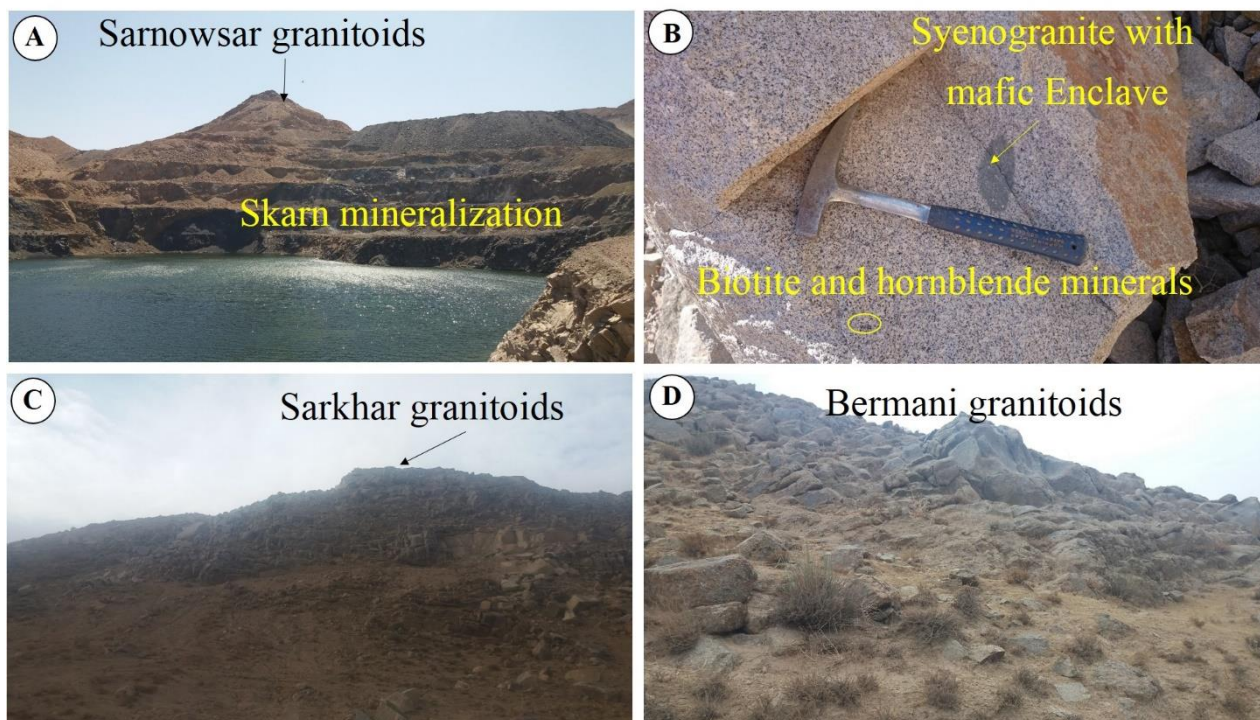


شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده ناحیه معدنی سنگان که موقعیت ۱۴ کانسار اسکارن را در روند غربی- شرقی نشان داده شده است. این کانسارها شامل کانسارهای محدوده غربی (کانسارهای A، A'، B، Cs و Cn)، مرکزی (کانسارهای باغک (BK) و دردوی (D)) و شرقی (سنگدک یک تا سه (SDI، SDII، SDIII))، معدن جو (MD)، سم‌آهنی (SA) و فرزنه (FZ) است. سن گرانیتوئیدها بر اساس قاسمی سیانی و همکاران (Ghasemi Siani et al., 2022)

Fig. 1. Simplified geological map of Sangam ore district which shown location of fourteen skarn ore deposits along W-E trend. These ore deposits are including western (A, A', B, Cs and Cn), Central (Baghak (BK) and Dardvay (D)) and eastern (Senjedak I to III (SDI, SDII and SDIII), Madanjoo (MD), Some-ahani (SA) and Ferezneh (FZ)). Age data of granitoids are from Ghasemi Siani et al. (2022)

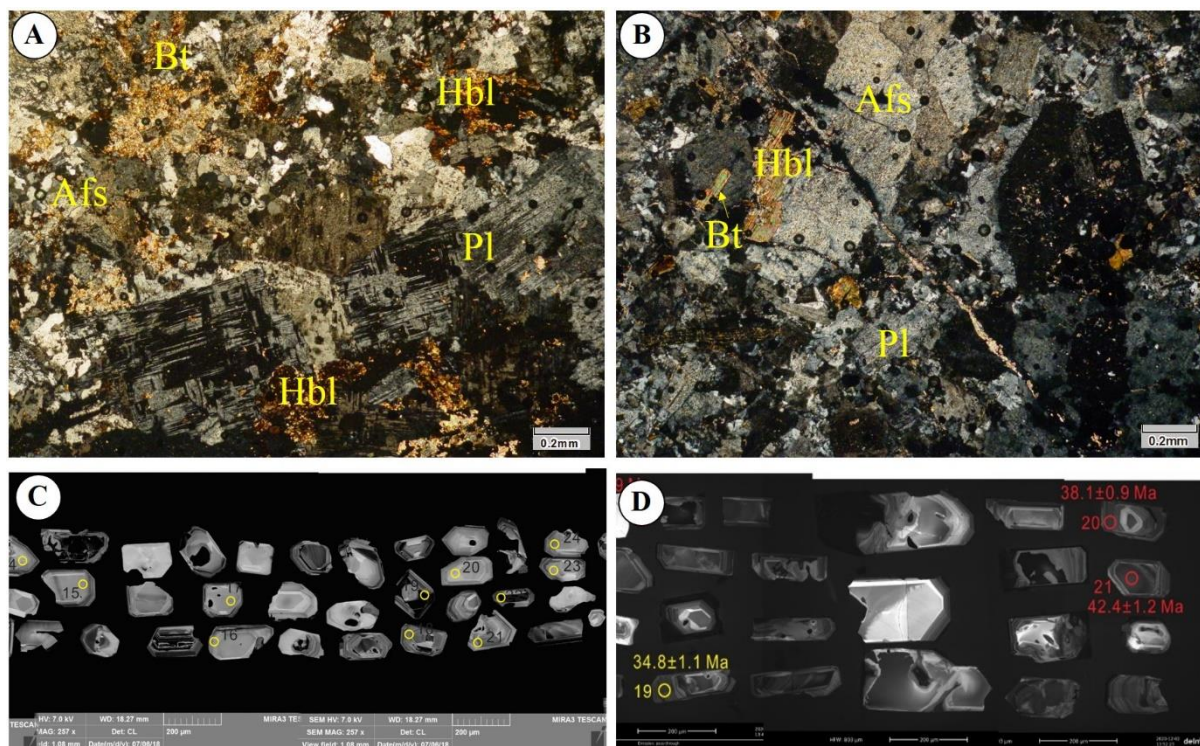
تشکیل شده است (شکل ۳-۳A). کانی‌های فرعی شامل زیرکن، آپاتیت، مگنتیت، تیتانیت و روتیل هستند. توده‌های نفوذی سرخر و برمانی در جنوب شرقی ناحیه معدنی سنگان رخنمون دارد (شکل ۲-۲C) و اغلب دارای ترکیب مونزوگرنایت تا سینوگرنایت است. این سنگ‌ها بافت هیپیدئومورفیک دارند (شکل ۲-۲D) و اغلب از پلاژیوکلاز (با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد و ابعاد ۰/۶ تا ۱/۳ میلی‌متر)، کوارتز (با فراوانی حدود ۳۰ درصد و ابعاد ۰/۳ تا ۱/۲ میلی‌متر)، فلدسپار آلکالن (با فراوانی ۲۵ تا ۳۰ درصد و ابعاد ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر) و هورنبلند و بیوتیت (با فراوانی حدود ۱۵ درصد و ابعاد ۰/۴ تا ۱/۲ میلی‌متر) تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۳B). زیرکن، تیتانیت، آپاتیت و مگنتیت کانی‌های فرعی هستند (شکل ۳-۳C و ۳-۳D).

توده نفوذی سرنوسر بزرگ‌ترین توده گرانیتوئیدی ناحیه معدنی سنگان بوده که در تماس با کانی‌سازی‌های اسکارن با روندی شرقی-غربی است (شکل ۲-۲A). این توده دارای ترکیب گرنایت، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و اغلب سینوگرنایت است. سینوگرنایت‌ها متوسط بلور بوده و در سطح تازه نمونه دستی با رنگ صورتی مشاهده می‌شود که کانی‌های فرومنیزین (بیوتیت و هورنبلند) و کانی‌های کدر در آن قابل تشخیص است (شکل ۲-۲B). سینوگرنایت دارای بافت دانه‌ای و گرانوفیریک است و از آلکالی فلدسپار (با فراوانی ۴۵ درصد و ابعاد ۰/۲ تا ۱/۵ میلی‌متر)، پلاژیوکلاز (۲۵ درصد حجمی با ابعاد ۰/۴ تا ۱/۳ میلی‌متر)، کوارتز (با فراوانی ۱۵ درصد و ابعاد کمتر از ۰/۲ تا ۰/۶ میلی‌متر)، بیوتیت (با فراوانی ۲ درصد و ابعاد کمتر از ۰/۲ میلی‌متر)، و هورنبلند (با فراوانی ۱۰ درصد و ابعاد متوسط ۱/۱ میلی‌متر)



شکل ۲. A: توده گرانیتوئیدی سرنوسر در تماس با کانی‌سازی اسکارن، B: نمونه دستی سینوگرنایت سرنوسر با انکلاوهای مافیک، C: نمایی از رخنمون توده گرانیتوئیدی سرخر و D: نمایی نزدیک از توده گرانیتوئیدی برمانی

Fig. 2. A: Sarnowsar granitoids in contact with mineralized skarn, B: Hand specimen sample of Sarnowsar syenogranite with mafic enclaves, C: Sarkhar granitoids outcrop, and D: Close view of Bermani granitoids



شکل ۳. A: تصویر میکروسکوپی سینوگرانیت سرنوسر که اغلب از پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار تشکیل شده است، B: تصویر میکروسکوپی سینوگرانیت برمانی که اغلب از پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار تشکیل شده است، C: تصویر انتخابی کاتودولومینسانس از برخی از زیرکن در نمونه سینوگرانیت سرنوسر (نمونه DA) و D: تصویر انتخابی کاتودولومینسانس از برخی از زیرکن های بررسی شده در نمونه سینوگرانیت سرخر (نمونه SK-1-2). علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Afs: آلکالی فلدسپار، Bt: بیوتیت، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز).

Fig. 3. A: Photomicrograph of Sarkhar syenogranite which is mainly consist of plagioclase and alkali feldspar, B: Photomicrograph of Sarnowsar syenogranite which is mainly consist of plagioclase and alkali feldspar, C: Selected cathodoluminescence images of some dated Sarnowsar syenogranite zircons (sample DA), and D: Selected cathodoluminescence images of some dated Sarkhar syenogranite zircons (sample SK-1-2). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Afs: Alkali feldspar, Bt: Biotite, Hbl: Hornblende, Pl: Plagioclase).

روش تجزیه

انجام شده که متشکل از COMPexPro 102 ArF excimer laser با طول موج ۱۹۳ نانومتر و بیشینه انرژی ۲۰۰ میلی ژول و یک MicroLas optical System است. قطر تجزیه نقاط انتخاب شده بر روی بلورهای زیرکن برابر ۳۲ میکرون با بسامد ۵ هرتز بوده که با استفاده از دستگاه Agilent 7700e ICP-MS مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. از شیشه NIST610 برای واسنجی نتایج شیمی زیرکن استفاده شده است. نتایج شیمی زیرکن در جدول تکمیلی پیوست ارائه شده است. زیرکن های

مقاطع نازک تهیه شده از گرانیتوئیدهای مورد بررسی در دانشگاه خوارزمی تهران با میکروسکوپ نوری دو منظوره عبوری-بازتابی زایس مدل Axioplan 2 مورد بررسی قرار گرفت. زیرکن های جداشده از توده های گرانیتوئیدی سرخر و برمانی (نمونه های شماره های BR-01، SK-01، SK-1-1، SK-1-2، SK-2-2 و SK-2-2) به دانشگاه علوم زمین یوهان در چین ارسال شد. تجزیه بلورهای زیرکن با استفاده از GeolasPro laser ablation system

که در این معادله D_0 معادل ضریب توزیع کرنشی، E مدول یانگ، N_A عدد آووگادرو، R ثابت جهانی گاز و T دما (بر حسب درجه کلوین) هستند.

با رسم کردن مقادیر $\ln D_i$ در برابر $2(r_i - r_0)/(r_i/3 + r_0/6)$ ارتباط خطی بین سری های کاتیونی سه ظرفیتی و چهار ظرفیتی عناصر به دست می آید. با توجه به مشخص بودن شعاع یونی Ce^{3+} و Ce^{4+} ، ضریب توزیع این کاتیون ها نیز به وسیله درون یابی به دست می آید. از آنجایی که Ce به دو صورت Ce^{3+} و Ce^{4+} وجود دارد، مقدار $D_{Ce}^{zircon/rock}$ بین این دو ضریب توزیع قرار می گیرد (Ballard et al., 2002) و با استفاده از معادله ۲، می توان فوگاسیته اکسیژن را به دست آورد (Smythe and Brennan, 2016). شعاع یونی برای عناصر نادر خاکی، Hf ، Th و U از شانون (Shannon, 1976) اقتباس شده است.

معادله (۲)

$$\ln[x_{Ce^{4+}}^{melt} / x_{Ce^{3+}}^{melt}] = 1/4 \ln f_{O_2} + 13136 (\pm 591)/T - 2.064 (\pm 0.011) NBO/T - 8.878 (\pm 0.112) \cdot xH_2O - 8.955 (\pm 0.091)$$

که در آن دما بر حسب درجه کلوین بوده و بر اساس مقدار تیتانیوم در زیرکن طبق معادله ۳ به دست می آید (Ferry and Watson, 2007). NBO/T برابر سهم اکسیژن غیر متصل به کاتیون های چهار ظرفیتی هماهنگ (Virgo et al., 1988) بوده که بر پایه ترکیب بدون آب محاسبه می شود. xH_2O نیز مقدار مول آب در مذاب و سنگ کل را نشان می دهد.

معادله (۳)

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

که در آن، Ti_{zircon} برابر محتوای تیتانیوم در زیرکن و T برابر دمای تشکیل بر اساس درجه کلوین است. به دلیل نبود روتیل در نمونه های 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 شد. با توجه به وجود کوارتز

جداشده از نمونه های سرنوسر (نمونه های شماره DA، TP و CSK) در شرکت خدمات اکتشافی نانچینگ چین^۲ با استفاده از چگالی انرژی لیزر $3/6 J/cm^2$ ، اندازه نقطه ۳۰ میکرومتر و بسامد ۵ هرتز مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. استاندارد NIST SRM 610 و زیرکن ۹۱۵۰۰ (Wiedenbeck et al., 1995) به عنوان استانداردهای واسنجی استفاده شدند. تصویرهای کاتودولومینسانس از بلورهای زیرکن سرنوسر (شکل ۳-C) و توده های نفوذی سرخر و برمانی (شکل ۳-D) به ترتیب با استفاده از دستگاه TESCAN MIRA 3LMH متصل به میکروسکوپ SEM برای تصویرهای کاتودولومینسانس (شرکت خدمات اکتشافی نانچینگ چین) و BII CLF-2 متصل به میکروسکوپ زایس (دانشگاه علوم زمین یوهان در چین) تهیه شد. همچنین تجزیه شیمیایی سنگ کل برای عناصر نادر خاکی منتخب به روش ICP-MS در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. آماده سازی نمونه ها به روش انحلال در چهار اسید انجام شد. نتایج تجزیه شیمیایی در جدول تکمیلی پیوست مقاله ارائه شده است.

روش های محاسباتی

با استفاده از ترکیب سنگ کل و تمرکز عناصر نادر خاکی و عناصر فرعی در زیرکن، مقدار $D_{Ce^{4+}}^{zircon/rock}$ محاسبه می شود. تخمین $D_{Ce^{3+}}^{zircon/rock}$ و $D_{Ce^{4+}}^{zircon/rock}$ بر اساس روش بالارد و همکاران (Ballard et al., 2002) انجام شد. در این روش ضریب توزیع برای عناصر نادر خاکی سه ظرفیتی و سری های چهار ظرفیتی نظیر Hf ، Th و U به ترتیب برای به دست آوردن $D_{Ce^{3+}}^{zircon/rock}$ و $D_{Ce^{4+}}^{zircon/rock}$ 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 بر اساس فرمول زیر است (Blundy and Wood, 1994):

معادله (۱)

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

مقدار $aSiO_2$ نیز برابر با یک در نظر گرفته شد (Ferry and Watson, 2007). بر همین اساس دماهای به دست آمده در جدول تکمیلی پیوست ارائه شده و مقادیر کمیته، بیشینه و میانگین نتایج به طور خلاصه در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول ۱. مقادیر کمیته، بیشینه و میانگین دما (بر اساس محتوای تیتانیوم در زیرکن)، نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} و فوگاسیته محاسبه شده در بلورهای زیرکن نمونه‌های گرانیتوئیدی ناحیه معدنی سنگان

Table 1. Minimum, maximum and average of calculated Ti-in zircon temperature, Ce^{4+}/Ce^{3+} ratios and oxygen fugacity in zircon grains from Sangam mining district granitoids.

Sample No.	Value	Sarnowsar granitoids			Sarkhar-Bermani granitoids				
		DA	TP	CSK	BR-01	Sk-01	SK-1-1	SK-1-2	SK-2-2
T(C)-Ti	Min.	742.25	744.47	736.98	653.96	627.79	646.00	672.78	646.63
	Max.	898.44	886.89	1225.02	861.91	905.05	773.25	819.79	804.22
	Ave.	838.24	806.16	833.21	723.32	731.51	695.77	734.83	700.48
Ce^{4+}/Ce^{3+}	Min.	41.82	59.32	25.56	2.45	0.35	4.26	10.62	2.09
	Max.	501.67	651.98	718.62	66.79	75.09	95.52	217.22	64.77
	Ave.	184.42	294.00	299.50	26.82	21.97	49.66	76.64	32.02
(Ce/Ce*)D	Min.	20.80	42.41	17.96	2.94	1.14	5.39	8.06	2.87
	Max.	595.93	773.51	446.53	49.32	64.09	61.72	51.01	55.70
	Ave.	197.00	280.57	176.20	15.89	13.65	30.37	26.44	32.45
$\log fO_2$ [T(C)-Ti]	Min.	-15.25	-12.59	-14.10	-25.97	-27.83	-23.23	-20.49	-26.40
	Max.	-1.62	1.48	9.30	-14.85	-10.81	-16.21	-16.79	-10.22
	Ave.	-5.56	-5.49	-6.44	-20.31	-21.04	-19.28	-18.26	-19.32
ΔFMQ [T(C)-Ti]	Min.	-0.40	2.81	-0.06	-8.52	-10.91	-5.53	-4.43	-9.77
	Max.	12.74	14.16	17.01	0.07	1.42	1.06	0.17	4.00
	Ave.	8.16	8.73	7.21	-4.07	-5.11	-2.26	-2.04	-2.68

فراوانی عناصر کمیاب در زیرکن توده‌های گرانیتوئیدی

نتایج شیمی بلورهای زیرکن جدا شده از گرانیتوئیدهای سرنوسر، سرخر و برمانی در **جدول تکمیلی پیوست** مقاله به طور کامل ارائه شده و میانگین هندسی (G) و ضریب تغییرات (CV) (انحراف معیار تقسیم بر میانگین حسابی) نتایج در جدول ۲ خلاصه شده است. نتایج نشان می‌دهد که ضریب تغییرات عناصر به خصوص برای عناصر نادر خاکی سنگین تغییرات زیادی را نشان می‌دهد که مقادیر بالای ضریب تغییرات (CV) محاسبه شده نیز این امر را نشان می‌دهد. این ویژگی نشان‌دهنده ماگمایی بودن زیرکن‌های مورد بررسی است (Corfu et al., 2003). همچنین، مقادیر میانگین حسابی Th/U در نمونه‌های مورد بررسی کمتر از ۰/۴۲ است که نشان‌دهنده ماگمایی بودن زیرکن‌هاست (Corfu et al., 2003). مقادیر $(Lu)_N$ در گرانیتوئیدهای سرنوسر در بازه ۱۵۲۲/۴۰ تا ۸۸۶۹/۰۰ با متوسط ۳۴۱۴/۵۳ (نمونه DA)، ۱۴۷۷/۰۰ تا ۶۴۴۲/۰۵ با متوسط ۳۵۲۹/۲۵ (نمونه TP) و ۱۶۵۵/۳۷ تا ۷۵۲۳/۵۳ با متوسط ۳۷۵۵/۵۷ (نمونه CSK) است. این مقادیر برای گرانیتوئیدهای سرخر و برمانی در بازه ۸۳۵/۴۳ تا ۴۰۷۷/۹۵ با متوسط ۱۹۴۲/۷۵ (نمونه BR-01)، ۱۲۳۳/۴۶ تا ۴۳۳۷/۸۰ با متوسط ۲۱۵۰/۴۹ (نمونه SK-01)، ۱۹۸۴/۳۷ تا ۵۶۸۱/۸۱ با متوسط ۳۱۱۸/۹۴ (نمونه SK-1-1)، ۲۲۸۱/۷۱ تا ۴۹۵۵/۹۷ با متوسط ۳۴۵۱/۵۹ (نمونه SK-1-2) و ۲۲۶۸/۶۸ تا ۶۴۲۲/۵۷ با متوسط ۳۶۸۳/۳۳ (نمونه SK-2-2) قرار دارد.

مقادیر $(Lu)_N$ به دست آمده برابر کندریت (داده‌های کندریت بر اساس سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989) است) بوده که نشان‌دهنده غنی‌شدگی شدید در **عناصر نادر خاکی سنگین**^۳ است. مقادیر $(La/Yb)_N$ در گرانیتوئیدهای سرنوسر در بازه ۰/۰۰ تا ۰/۱۳ با میانگین ۰/۰۹ (نمونه DA)، ۰/۰۰ تا ۰/۰۲ با میانگین ۰/۰۲ (نمونه TP) و ۰/۰۰ تا ۰/۰۳ با میانگین ۰/۰۳ (نمونه CSK) بوده و در گرانیتوئیدهای سرخر و برمانی در بازه ۰/۰۰ تا ۰/۴۸ با میانگین ۰/۳۶ (نمونه BR-01)، ۰/۰۰ تا ۰/۴۱ با میانگین ۰/۳۴ (نمونه SK-01)، ۰/۰۰ تا ۰/۰۳ با میانگین ۰/۰۵ (نمونه

SK-1-1)، ۰/۰۰ تا ۰/۰۴ با میانگین ۰/۰۹ (نمونه SK-1-2) و ۰/۰۰ تا ۰/۰۶ با میانگین ۰/۰۰۱ (نمونه SK-2-2) قرار دارد. مقادیر میانگین $(La/Yb)_N$ کمتر از ۰/۰۱ نشان‌دهنده تهی‌شدگی شدید از **عناصر نادر خاکی سبک**^۴ است. آنومالی منفی Eu در گرانیتوئیدهای سرنوسر مشاهده شد. مقدار میانگین هندسی برای نمونه DA برابر ۰/۴۰، مقدار ۰/۳۵ برای نمونه‌های TP و CSK است؛ در حالی که آنومالی منفی Eu برای نمونه‌های گرانیتوئید سرخر و برمانی شدیدتر بوده؛ به طوری که در نمونه‌های BR-01 و SK-01 برابر ۰/۰۷ و نمونه‌های SK1-1 و SK2-2 برابر ۰/۰۵ و نمونه SK-1-2 دارای میانگین هندسی آنومالی Eu برابر ۰/۰۹ است. همچنین آنومالی شدید مثبت Ce در نمونه‌های گرانیتوئیدی سرنوسر (بازه میانگین هندسی ۶۱/۵۶ تا ۱۸۱/۸۸) خیلی بیشتر از آنومالی مثبت Ce در گرانیتوئیدهای سرخر و برمانی است (بازه میانگین هندسی ۳/۵۸ تا ۱۳/۹۴) (جدول ۲). آنومالی مثبت Ce در سنگ‌های حدواسط تا اسیدی رایج است (Hoskin and Schaltegger, 2003).

غلظت Hf در گرانیتوئیدهای سرخر و برمانی (میانگین هندسی) در بازه ۹۰۷۶/۲۸ تا ۱۳۱۹۵/۵۴ گرم در تن و بیشتر از گرانیتوئیدهای سرنوسر با میانگین هندسی ۸۲۸۳/۰۹ تا ۹۳۱۲/۶۴ گرم در تن است که این مقادیر تقریباً برابر با زیرکن‌های ماگمایی اولیه است (Wang et al., 2010). مقادیر Y و Ho نیز دارای رفتاری شبیه به عناصر نادر خاکی سنگین است و که مقادیر بالایی به خصوص در گرانیتوئیدهای سرنوسر دارند (جدول تکمیلی پیوست و جدول ۲). مقادیر Nb/Ta در گرانیتوئیدهای سرنوسر در بازه ۱/۷۷ تا ۴/۶۸ با میانگین ۲/۶۱ و در گرانیتوئیدهای سرخر در بازه ۱/۲۹ تا ۴/۰۶ با میانگین ۲/۱۳ و در گرانیتوئیدهای برمانی در بازه ۲/۱۵ تا ۳/۱۵ با میانگین ۲/۵۱ (با نادیده گرفتن دو نتایج با مقادیر بالای Nb که احتمالاً به دلیل ادخال کانی‌های دیگر در بلورهای زیرکن) بوده که تمامی مقادیر Nb/Ta کمتر از مقادیر کندریت (مقدار ۱۷/۵) است (Linnen and Keppler, 1997). مقادیر Y/Ho برای گرانیتوئیدهای سرنوسر (۲۵/۶۱ تا ۲۹/۸۰)، برمانی (۲۹/۸۲ تا

مقادیری نزدیک به یک و کمتر از یک هستند. مقادیر بالاتر در گرانیتوئیدهای سرنوسر ۰/۰۳ تا ۰/۲۶، در گرانیتوئید برمانی ۰/۰۱ تا ۱/۲۷ و در گرانیتوئید برمانی ۰/۰۱ تا ۰/۷۱ بوده که دارای کندریت (۲۵ تا ۳۲) قرار دارند (Bau, 1996). مقادیر Nb/Ce در گرانیتوئیدهای سرخر و برمانی در ارتباط با تحولات ماگمایی (تفریق بیشتر) در این توده‌هاست (Nardi et al., 2013).

جدول ۲. میانگین هندسی (G) و واریانس (CV=انحراف معیار تقسیم بر میانگین حسابی) برای محتوا و نسبت‌های عناصر فرعی (گرم در تن) در بلورهای زیرکن نمونه‌های گرانیتوئیدی ناحیه معدنی سنگان

Table 2. Geometric mean (G) and variation coefficient (CV=standard deviation/ arithmetic mean) of trace element contents (in ppm) and ratios in zircon grains from Sangam mining district granitoids

Sample no.	Sarnowsar granitoids						Bermani Granitoid	
	DA		CSK		TP		BR-01	
Elements	G	CV	G	CV	G	CV	G	CV
P (ppm)	680.00	1.18	559.98	0.51	527.61	1.03	300.20	1.97
Ti	14.71	0.37	10.77	0.43	12.25	1.86	5.55	4.97
Y	1157.39	0.53	1249.20	0.38	1367.06	0.37	851.12	0.36
Nb	3.51	1.34	5.88	0.51	5.78	0.77	3.32	0.74
La	0.01	4.90	0.16	1.63	0.01	2.72	0.27	3.50
Ce	59.69	0.66	51.74	0.33	63.85	0.38	11.58	2.18
Pr	0.23	3.65	0.26	1.35	0.29	1.81	0.25	3.20
Nd	3.72	2.11	3.07	0.85	4.04	1.06	2.78	2.78
Sm	6.22	0.46	4.83	0.46	6.18	0.44	3.50	1.11
Eu	1.80	0.41	1.30	0.49	1.57	0.55	0.18	1.19
Gd	30.08	0.41	26.16	0.46	30.59	0.40	16.63	0.46
Tb	9.72	0.46	9.28	0.43	10.44	0.38	5.90	0.42
Dy	113.68	0.49	115.70	0.42	127.41	0.38	72.72	0.40
Ho	43.05	0.52	45.48	0.39	49.52	0.37	27.41	0.37
Er	188.80	0.53	207.74	0.36	223.91	0.37	126.33	0.36
Tm	41.64	0.55	46.82	0.34	49.63	0.36	25.86	0.34
Yb	379.90	0.54	432.87	0.32	457.80	0.36	254.79	0.32
Lu	75.50	0.52	84.75	0.31	88.62	0.35	46.52	0.30
Hf	8283.09	0.11	9312.64	0.11	9111.87	0.11	9336.49	0.12
Ta	1.41	0.85	2.29	0.44	2.20	0.62	1.27	0.58
Th	190.35	1.05	284.26	0.57	303.26	0.59	167.53	0.93
U	129.37	1.06	264.63	0.63	246.35	0.67	334.38	0.69
Eu*	0.40	0.22	0.35	0.24	0.35	0.24	0.07	0.98
Ce*	181.88	1.01	61.56	1.20	97.37	1.07	9.91	1.16
Th/U	1.47	0.17	1.07	0.25	1.23	0.27	0.50	0.26

$$Eu^* = (Eu)_{cn} / [(Sm)_{cn} \times (Gd)_{cn}]^{0.5}$$

$$Ce^* = (Ce)_{cn} / [(La)_{cn} \times (Pr)_{cn}]^{0.5}$$

۱۵امه جدول ۲. میانگین هندسی (G) و واریانس (CV=انحراف معیار تقسیم بر میانگین حسابی) برای محتوا و نسبت‌های عناصر فرعی (گرم در تن) در بلورهای زیرکن نمونه‌های گرانیتوئیدی ناحیه معدنی سنگان

Table 2 (Continued). Geometric mean (G) and variation coefficient (CV=standard deviation/ arithmetic mean) of trace element contents (in ppm) and ratios in zircon grains from Sanghan mining district granitoids

Sarkhar granitoids								
Sample no.	SK-01		SK-1-1		SK-1-2		SK-2-2	
	G	CV	G	CV	G	CV	G	CV
P (ppm)	385.64	1.55	337.19	0.55	367.79	0.59	352.31	0.39
Ti	4.85	0.78	3.26	0.52	3.25	1.18	3.64	1.13
Y	952.02	0.39	1161.73	0.54	1342.63	0.33	1355.18	0.70
Nb	3.52	0.51	5.31	0.36	5.09	0.41	6.02	0.47
La	0.70	3.19	0.80	2.27	0.78	2.35	0.80	2.02
Ce	15.87	2.33	15.18	0.69	15.93	0.54	14.03	0.39
Pr	0.54	2.98	0.18	2.03	0.21	1.92	0.34	1.57
Nd	4.98	2.71	2.44	1.41	2.14	1.50	1.88	1.31
Sm	5.08	1.38	4.36	0.65	4.73	0.47	5.65	1.01
Eu	0.24	1.04	0.16	0.90	0.18	0.84	0.15	1.09
Gd	20.17	0.69	21.50	0.66	24.31	0.51	24.52	1.14
Tb	6.92	0.56	7.91	0.61	9.61	0.37	9.49	0.89
Dy	82.56	0.48	98.94	0.56	115.85	0.38	117.06	0.85
Ho	30.94	0.42	40.32	0.51	46.53	0.35	47.49	0.76
Er	140.99	0.36	182.19	0.48	214.64	0.35	213.04	0.66
Tm	28.93	0.32	38.78	0.43	44.96	0.33	45.35	0.57
Yb	285.62	0.29	361.25	0.41	414.33	0.30	414.89	0.50
Lu	52.03	0.27	71.62	0.38	83.37	0.29	82.41	0.44
Hf	9076.28	0.14	12635.52	0.09	13195.54	0.08	11983.66	0.24
Ta	1.31	0.58	2.75	0.39	2.83	0.34	2.99	0.49
Th	180.54	0.49	291.91	0.39	352.24	0.34	402.38	0.64
U	343.03	0.53	596.98	0.24	708.84	0.25	776.38	0.24
Eu*	0.07	0.72	0.05	0.41	0.09	0.88	0.05	0.90
Ce*	6.21	1.39	8.14	1.34	3.58	1.03	13.94	1.07
Th/U	0.53	0.27	0.49	0.23	0.50	0.19	0.52	0.42

ضریب توزیع زیرکن /سنگ کل

ترکیب سنگ کل به طور کلی منعکس کننده ترکیب ماگمایی است که از آن متبلور شده است و محتوای عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن هر سنگ بر اساس داده‌های ضریب توزیع سنگ و زیرکن کنترل می‌شود (Nardi et al., 2013). نتایج شیمی سنگ کل و ضریب توزیع زیرکن / سنگ کل در جدول ۳ و جدول ۴ ارائه شده است.

نتایج ضریب توزیع زیرکن / سنگ کل نشان داد که عناصر نادر

خاکی سنگین دارای بیشترین تمرکز در زیرکن هستند (شکل‌های A-۴، B، A-۵، B، A-۶، B و A-۷، B و A-۸، B و A-۹، B، A-۱۰، B و A-۱۱ و B). در این شکل‌ها در قسمت (A)، ضریب توزیع عناصر نادر خاکی در زیرکن به سنگ کل در برابر شعاع یونی آنها نشان داده شده و در قسمت (B) آن نمودار لگاریتم طبیعی ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل در برابر مؤلفه شبکه کرنشی عناصر نادر خاکی نشان داده شده است.

جدول ۳. نتایج شیمی عناصر نادر خاکی و برخی از عناصر کمیاب سنگ کل نمونه‌های گرانیتوئیدی ناحیه معدنی سنگان

Table 3. Whole-rock REEs and some trace elements chemistry of Sangan mining district granitoids

Samples	Sarnowsar granitoids			Sarkhar-Bermani granitoids				
	DA	TP	CSK	BR-01	Sk-01	SK-1-1	SK-1-2	SK-2-2
La (ppm)	36.00	89.20	28.00	15.00	10.10	37.70	82.50	60.40
Ce	100.00	110.00	35.00	220.00	210.00	79.00	154.00	112.00
Pr	18.20	17.20	9.50	19.20	19.20	9.34	15.90	11.30
Nd	37.30	58.90	21.29	64.20	63.00	32.60	52.60	39.60
Sm	6.60	9.70	7.00	8.00	7.90	5.12	9.40	7.60
Eu	2.10	2.10	2.20	1.20	1.32	0.48	0.75	1.02
Gd	6.10	7.60	4.60	7.55	7.00	4.35	8.11	7.04
Tb	0.90	1.10	1.40	1.20	1.10	0.59	1.30	1.10
Dy	3.20	7.02	7.40	5.52	5.62	3.60	6.80	6.60
Ho	0.80	1.30	1.50	1.32	1.34	0.71	1.41	1.40
Er	2.40	4.00	5.20	3.32	3.45	2.41	4.50	4.30
Tm	0.30	0.65	0.90	0.52	0.48	0.33	0.60	0.56
Yb	2.20	4.30	4.40	3.60	3.55	2.36	4.00	3.90
Lu	0.30	0.60	0.50	0.52	0.55	0.40	0.66	0.60
Hf	7.00	10.00	13.00	8.00	10.00	28.00	32.00	7.00
Zr	235.00	342.00	342.00	385.00	331.00	350.00	310.00	395.00
Y	21.00	22.00	20.00	18.00	20.00	21.00	19.00	18.00
Ta	11.00	10.00	9.00	12.00	12.00	11.00	10.00	12.00
Nb	2.30	1.80	2.20	1.80	1.60	2.30	1.90	2.40
U	4.00	4.80	5.20	5.00	6.20	7.10	6.80	4.60
Th	19.00	38.00	40.00	35.00	41.00	43.00	44.00	45.00

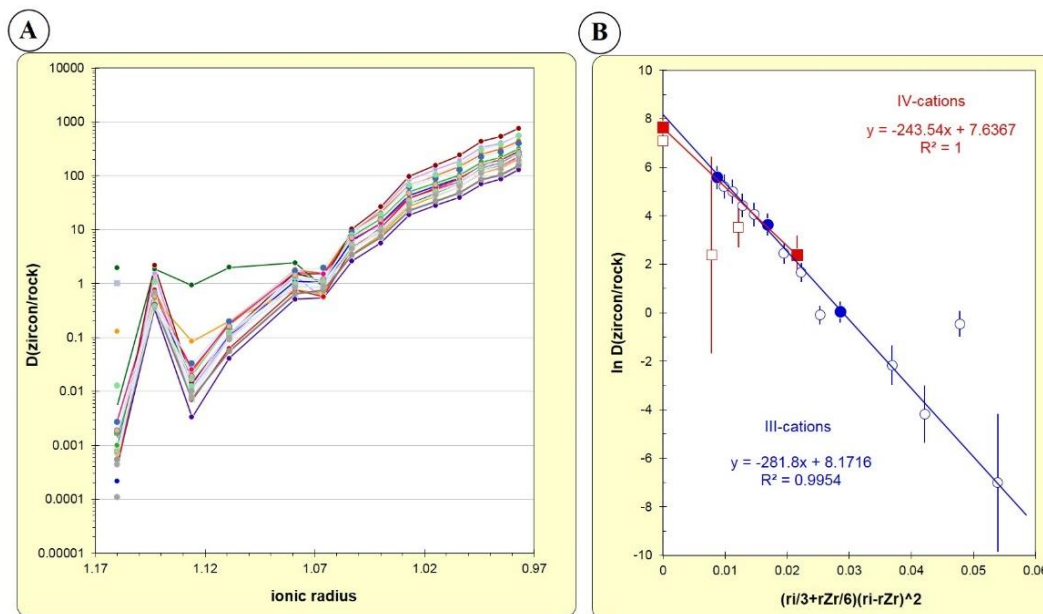
جدول ۴. میانگین هندسی ضرایب توزیع بین عناصر نادر خاکی / سنگ کل برای عناصر نادر خاکی در بلورهای زیرکن نمونه‌های گرانیتوئیدی ناحیه معدنی سنگان

Table 4. The geometric mean of zircon/rock partition coefficients of REEs in zircon grains from Sangon mining district granitoids

Samples	Sarnowsar granitoids			Sarkhar-Bermani granitoids				
	DA	TP	CSK	BR-01	Sk-01	SK-1-1	SK-1-2	SK-2-2
La	0.0008	0.0018	0.0030	0.0179	0.0698	0.0198	0.0326	0.0049
Ce	0.6251	0.4703	1.8243	0.0527	0.0756	0.1921	0.1034	0.1253
Pr	0.0138	0.0151	0.0303	0.0132	0.0282	0.0197	0.0146	0.0172
Nd	0.1038	0.0521	0.1896	0.0433	0.0790	0.0749	0.0407	0.0475
Sm	0.9711	0.4974	0.8833	0.4375	0.6429	0.8517	0.5031	0.7432
Eu	0.8634	0.6191	0.7152	0.1504	0.1810	0.3302	0.3757	0.2110
Gd	5.0504	3.4425	6.6492	2.2025	2.8814	4.9435	2.9974	3.4828
Tb	11.0360	8.4324	7.4549	4.9192	6.2907	13.3991	7.3910	8.6268
Dy	36.2283	16.4808	17.2172	13.1742	14.6895	27.4830	17.0367	17.7370
Ho	54.8131	34.9817	33.0115	20.7631	23.0877	56.7950	33.0023	33.9243
Er	80.1364	51.9349	43.0594	38.0510	40.8670	75.5995	47.6981	49.5448
Tm	141.2373	72.0350	55.1392	49.7324	60.2693	117.5263	74.9396	80.9735
Yb	175.4144	100.6678	104.0444	70.7757	80.4567	153.0729	103.5815	106.3812
Lu	254.6848	141.2540	177.2391	89.4707	94.6029	179.0531	126.3135	137.3466
Hf	1199.2930	931.2644	700.9133	1167.0614	907.6278	451.2687	412.3607	1711.9520
Zr	2770.4280	1915.4852	1866.2002	1288.3117	1498.4894	1417.1429	1600.0000	1255.6962
Nb	0.3184	0.5184	0.4962	0.2926	0.2816	0.5742	0.6201	0.7054
Ta	0.6301	0.2289	0.2445	0.1057	0.1096	0.2498	0.2829	0.2489
Y	56.2420	56.7817	68.3532	47.2846	47.6012	55.3203	70.6647	75.2880
Th	10.6801	7.4806	7.5816	4.7865	4.4035	6.7887	8.0055	8.9418
U	34.1975	55.1304	47.3742	66.8755	55.3274	84.0822	104.2416	168.7789

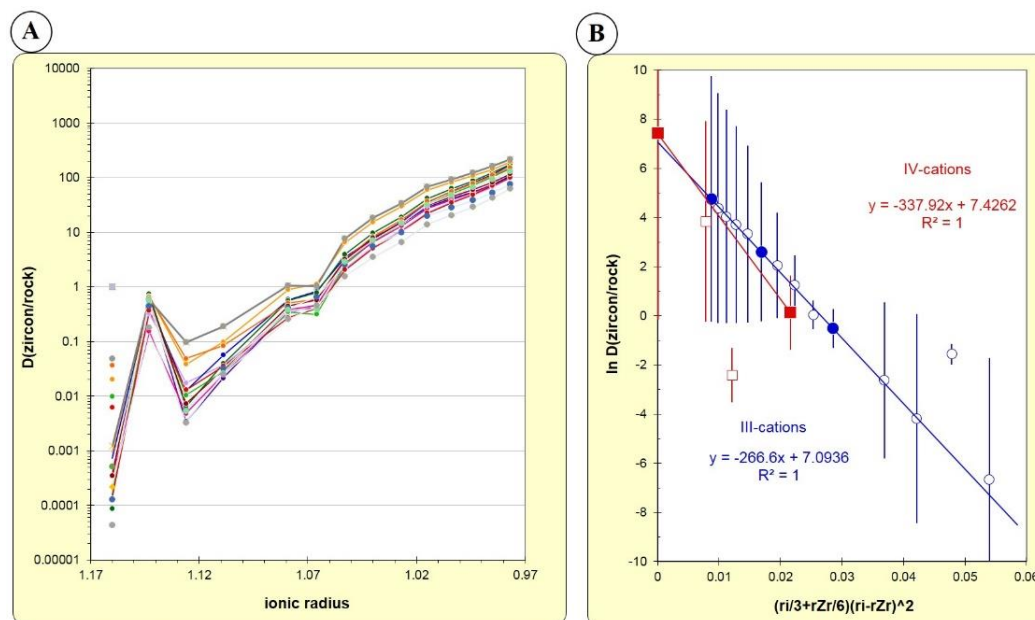
است. عناصر LREEs در زیرکن‌ها کمترین ضریب توزیع را دارند (جدول تکمیلی پیوست). U نسبت به Th با توجه به شعاع و بار یونی، ترجیح بیشتری برای قرار گرفتن در ساختار کانی زیرکن دارد، بنابراین ضریب توزیع U در زیرکن بیشتر از Th است (جدول تکمیلی پیوست و جدول ۴).

چنان‌که از شکل‌ها مشخص است، از عناصر نادر خاکی سبک به سمت عناصر نادر خاکی سنگین، ضریب توزیع زیرکن / سنگ کل به دلیل ترجیح بیشتر قرار گرفتن عناصر نادر خاکی سنگین در ساختار زیرکن، افزایش چشمگیر مشاهده می‌شود. مقادیر بالای ضریب توزیع عناصر Y و Ho مشابه عناصر نادر خاکی سنگین بوده که نشان‌دهنده ویژگی‌های شیمیایی یکسان برای این عناصر



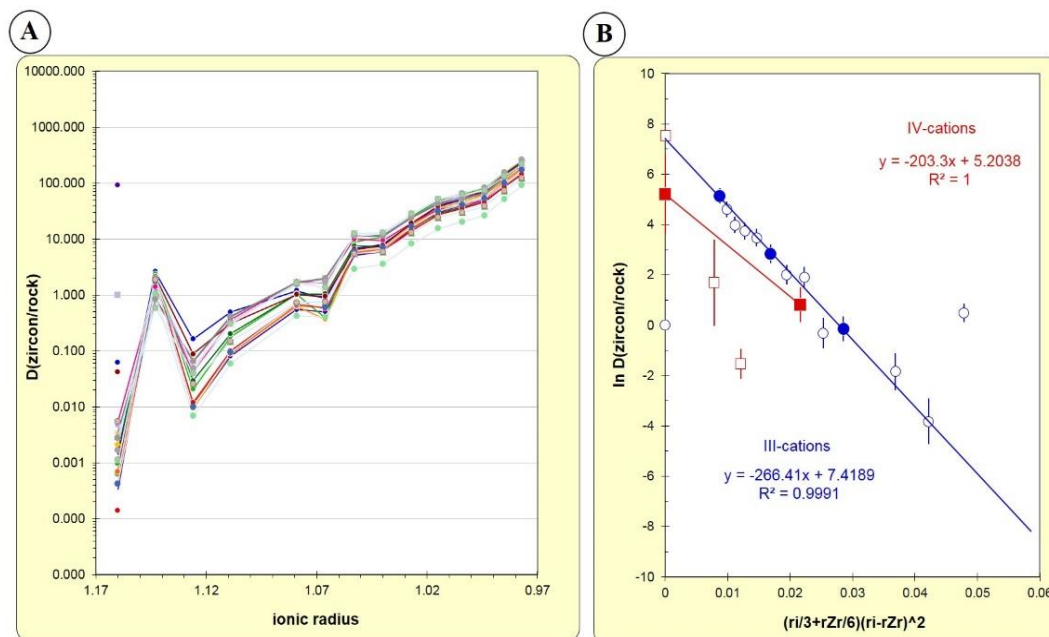
شکل ۴. A: ضریب توزیع عناصر REE در زیرکن به سنگ کل در برابر شعاع یونی آنها و B: نمودار لگاریتم طبیعی (ln) ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل در برابر مؤلفه شبکه کرنشی برای REE^{3+} در توده گرانیتی سرنوسر (نمونه DA)

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 of REE^{3+} in the Sarnowsar granitoid (DA sample)



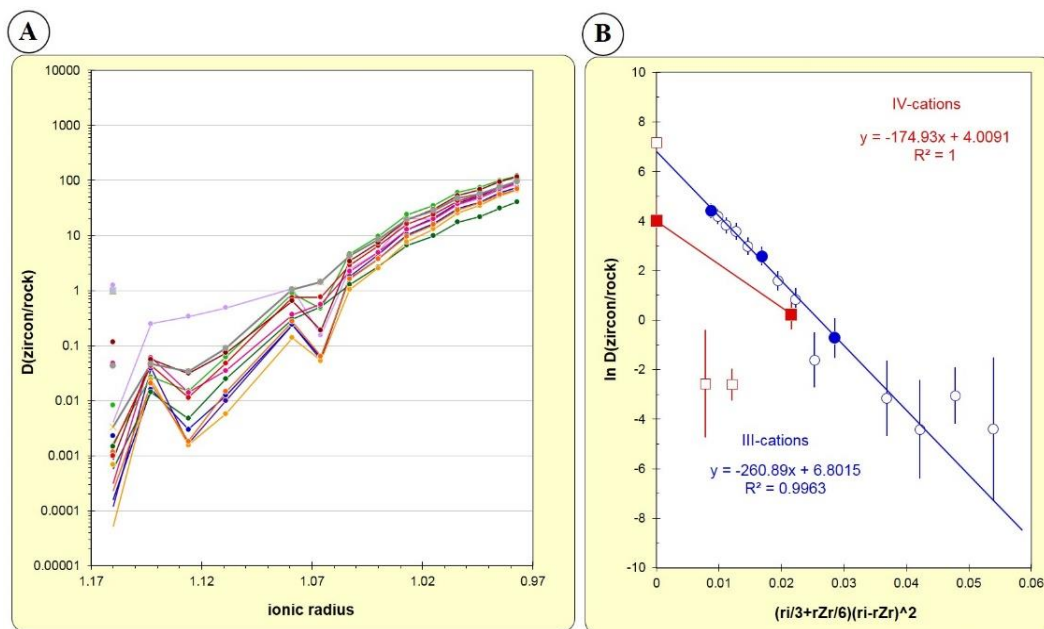
شکل ۵. A: ضریب توزیع عناصر REE در زیرکن به سنگ کل در برابر شعاع یونی آنها و B: نمودار لگاریتم طبیعی (ln) ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل در برابر مؤلفه شبکه کرنشی برای REE^{3+} در توده گرانیتی سرنوسر (نمونه TP)

Fig. 5. 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 of REE^{3+} in the Sarnowsar granitoid (TP sample)



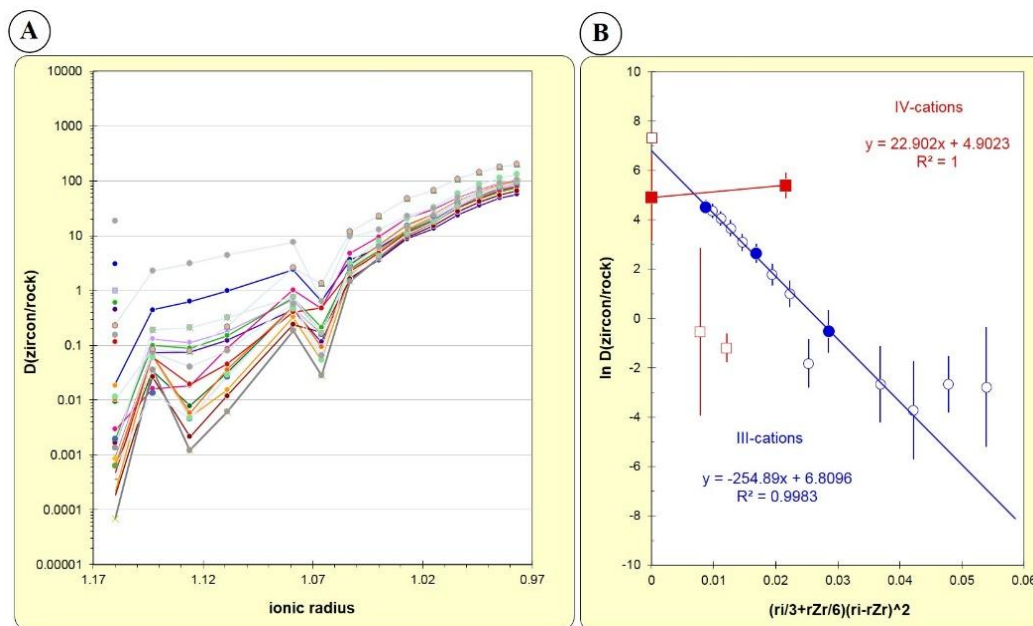
شکل ۶. A: ضریب توزیع عناصر REE در زیرکن به سنگ کل در برابر شعاع یونی آنها و B: نمودار لگاریتم طبیعی (\ln) ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل در برابر مؤلفه شبکه کرنشی برای REE^{3+} در توده گرانیتی سرنوسر (نمونه CSK)

Fig. 6. 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 of REE^{3+} in the Sarnowsar granitoid (CSK sample)



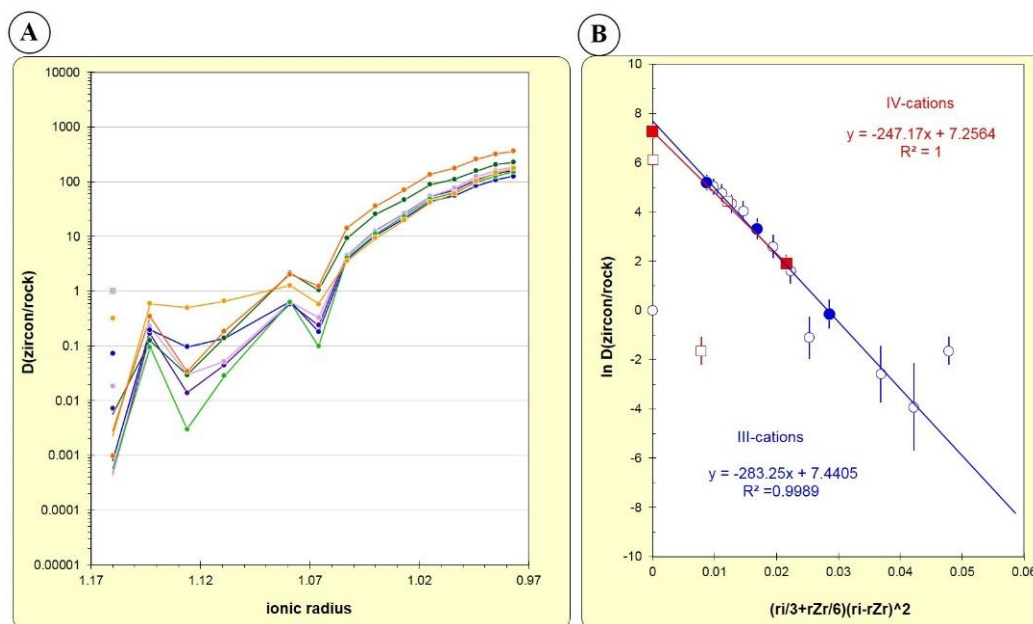
شکل ۷. A: ضریب توزیع عناصر REE در زیرکن به سنگ کل در برابر شعاع یونی آنها و B: نمودار لگاریتم طبیعی (\ln) ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل در برابر مؤلفه شبکه کرنشی برای REE^{3+} در توده گرانیتی برمانی (نمونه BR-01)

Fig. 7. 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 of REE^{3+} in the Bermani granitoid (BR-01 sample)



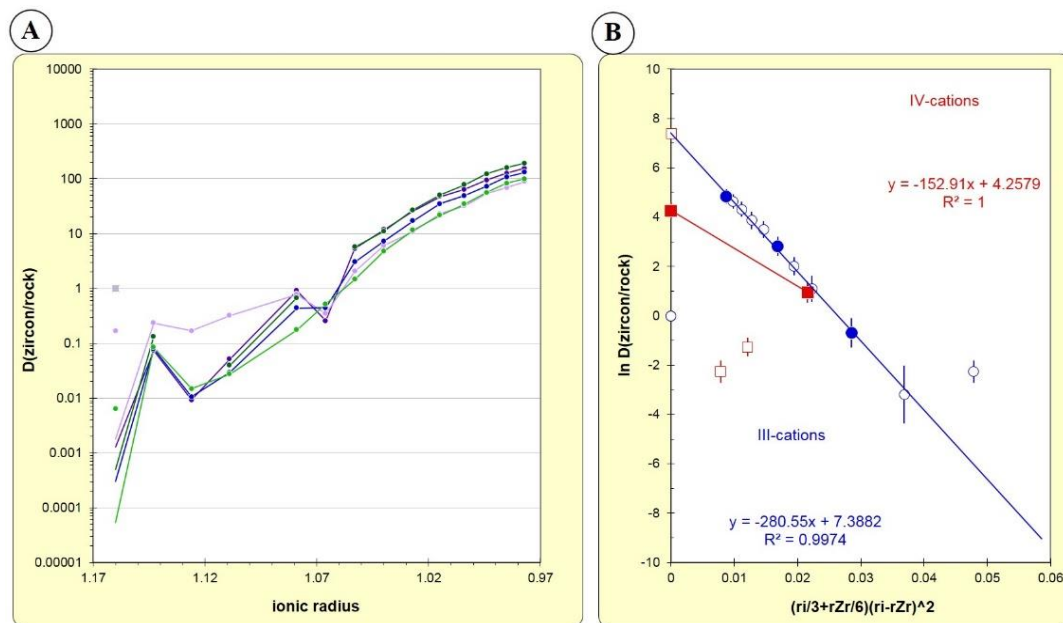
شکل ۸. A: ضریب توزیع عناصر REE در زیرکن به سنگ کل در برابر شعاع یونی آنها و B: نمودار لگاریتم طبیعی (\ln) ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل در برابر مؤلفه شبکه کرنشی برای REE^{3+} در توده گرانیتی سرخر (نمونه SK-01)

Fig. 8. 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 of REE^{3+} in the Sarkhar granitoid (SK-01 sample)



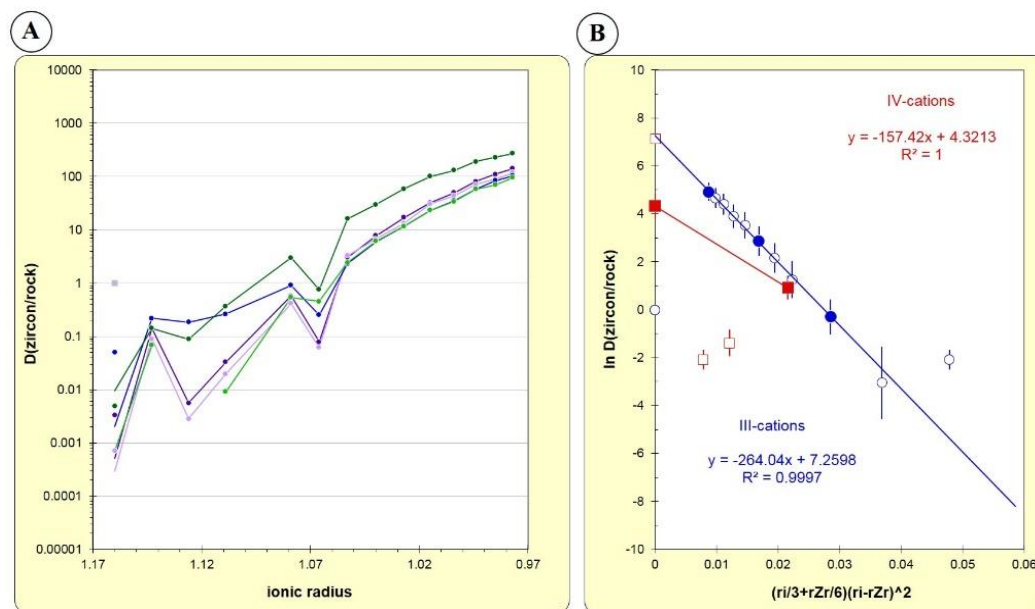
شکل ۹. A: ضریب توزیع عناصر REE در زیرکن به سنگ کل در برابر شعاع یونی آنها و B: نمودار لگاریتم طبیعی (\ln) ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل در برابر مؤلفه شبکه کرنشی برای REE^{3+} در توده گرانیتی سرخر (نمونه SK-1-1)

Fig. 9. 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 of REE^{3+} in the Sarkhar granitoid (SK-1-1 sample)



شکل ۱۰. A: ضریب توزیع عناصر REE در زیرکن به سنگ کل در برابر شعاع یونی آنها و B: نمودار لگاریتم طبیعی (ln) ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل در برابر مؤلفه شبکه کرنشی برای REE^{3+} در توده گرانیتی سرخر (نمونه SK-1-2)

Fig. 10. 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 of REE^{3+} in the Sarkhar granitoid (SK-1-2 sample)

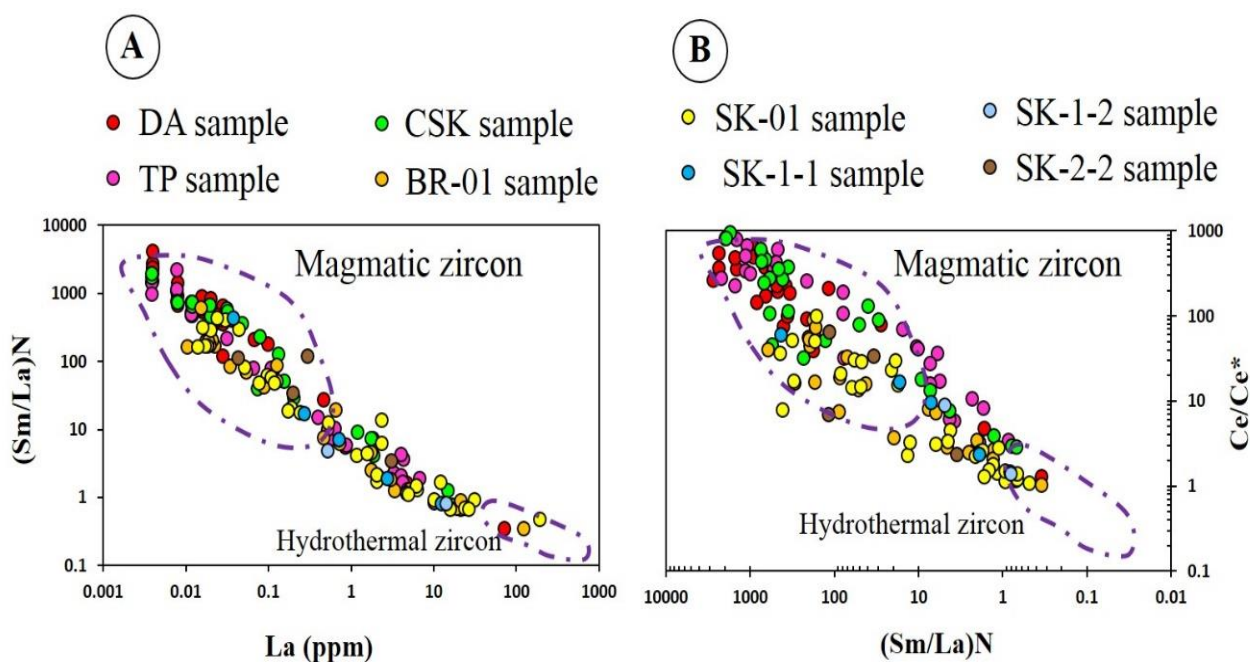


شکل ۱۱. A: ضریب توزیع عناصر REE در زیرکن به سنگ کل در برابر شعاع یونی آنها و B: نمودار لگاریتم طبیعی (ln) ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل در برابر مؤلفه شبکه کرنشی برای REE^{3+} در توده گرانیتی سرخر (نمونه SK-2-2)

Fig. 11. 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 of REE^{3+} in the Sarkhar granitoid (SK-2-2 sample).

که عناصر نادر خاکی اغلب در ساختار کانی زیرکن جای گرفته‌اند تا اینکه به شکل میان‌بارهایی از کانی‌های دیگر در زیرکن بوده و یا حاصل فرایندهای گرمایی باشند (Hoskin, 2005; Schaltegger, 2007; Nasdala et al., 2010).

نمودارهای زمین‌شیمیایی زیرکن مورد استفاده برای تفکیک فرایندهای ماگمایی و گرمایی نشان‌داد که برخی از زیرکن‌های مورد بررسی ممکن است تحت تأثیر فرایندهای گرمایی قرار گرفته باشند (شکل ۱۲- A و B)؛ ولی نتایج ضریب توزیع زیرکن / سنگ کل متناسب با سنگ‌های میزبان بوده و اغلب نشان‌دهنده این است



شکل ۱۲. نمودارهای (Sm/La)N در برابر La (A) و (Sm/La)N در برابر Ce/Ce* (B) مورد استفاده برای تشخیص زیرکن‌های ماگمایی و گرمایی در ناحیه معدنی سنگان. محدوده‌های مشخص شده برای زیرکن‌های ماگمایی از گرمایی از هاسکین (Hoskin, 2005) است.

Fig. 12. A: (Sm/La)N versus La and B: Ce/Ce* versus (Sm/La)N diagrams used for distinguishing magmatic zircons from hydrothermal from Sanghan mining area. The two outlined areas for magmatic and hydrothermal zircons are defined by Hoskin (2005).

توزیع بین زیرکن و سنگ کل دارد که نشان‌دهنده ماگمایی بودن زیرکن‌های مورد بررسی است. با این حال، نمودارهای زمین‌شیمیایی زیرکن (شکل ۱۲- A و B) نشان می‌دهد، بخشی از زیرکن‌های مورد بررسی تحت تأثیر فرایندهای گرمایی قرار گرفته‌اند؛ ولی عمده آنها از نوع زیرکن‌های ماگمایی هستند (Hoskin, 2005). همچنین شیمی زیرکن نشان‌داد که مقادیر

بحث

خاستگاه ماگماتیسیم ناحیه معدنی سنگان

نمودارهای ضریب توزیع زیرکن / سنگ کل نشان داد، عناصر نادر خاکی سنگین تمایل بیشتری برای قرار گرفتن در شبکه ساختاری زیرکن دارند و روند منظم نمودار از عناصر نادر خاکی سبک به سمت عناصر نادر خاکی سنگین نشان از سازگاری این ضریب

هافنیم در گرانیتوئید سرنوسر دارای میانگین هندسی $8283/09$ (نمونه DA)، $9312/64$ (نمونه TP) و $9111/87$ (نمونه CSK) است و مقدار آن برای گرانیتوئید برمانی برابر $9336/49$ (نمونه BR-01) و گرانیتوئید سرخر $9076/28$ (نمونه SK-01)، $12635/52$ (نمونه SK-1-1)، $13195/54$ (نمونه SK-1-2) و $11983/66$ (نمونه SK-2-2) است (جدول ۲). همچنین مقادیر میانگین نسبت Zr/Hf (مقدار زیرکن 496000 گرم در تن بر اساس میلر و همکاران (Miller et al., 2003) برای زیرکن های سرخر و برمانی در نظر گرفته شده است) برابر $77/88$ (نمونه DA)، $70/34$ (نمونه TP) و $70/04$ (نمونه CSK) در گرانیتوئید سرنوسر و $53/12$ (نمونه BR-01) در گرانیتوئید برمانی و $54/65$ (نمونه SK-01)، $39/29$ (نمونه SK-1-1)، $59/37$ (نمونه SK-1-2) و $38/41$ (نمونه SK-2-2) در زیرکن های گرانیتوئید سرخر است. مقادیر Hf و نسبت Zr/Hf در نمونه های مورد بررسی نشان می دهد که این زیرکن ها در مرحله اولیه ماگما متبلور شده اند و به عبارتی از نوع ماگمایی هستند (Claiborne et al., 2006; Wang et al., 2010). مقادیر Hf و نسبت Zr/Hf در گرانیتوئیدهای سرنوسر نشان می دهد که این زیرکن ها در مراحل اولیه تبلور ماگمایی تشکیل شده اند؛ در حالی که زیرکن های سرخر و برمانی با مقدار Hf بالاتر و نسبت Zr/Hf کمتر از نوع زیرکن های هستند که در مراحل پایانی ماگما تشکیل شده اند و به عبارتی تفریق بیشتری داشته اند (Wang et al., 2010).

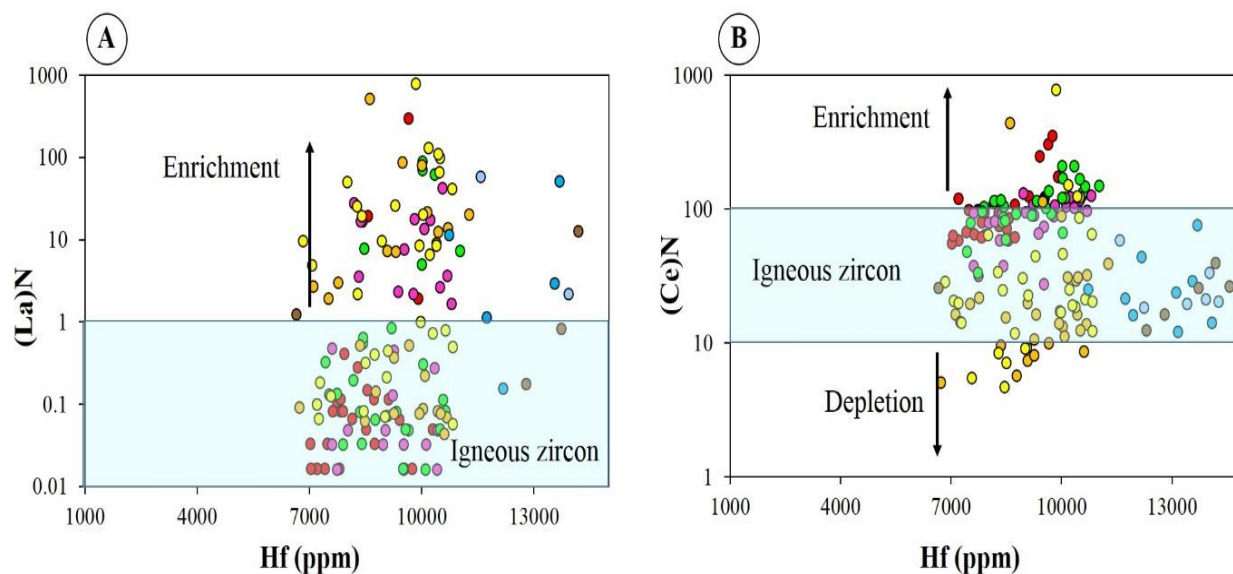
مقدار آنومالی منفی بسیار بیشتر Eu در زیرکن های گرانیتوئید سرخر و برمانی نیز تأیید کننده تفریق بیشتر و تشکیل مقدار پلاژیوکلاز بیشتر در این گرانیتوئیدهاست. برای بررسی بیشتر نقش فرایندهای گرمایی و غنی شدگی و تهی شدگی عناصر نادر خاکی سبک در نمونه های زیرکن از نمودارهای (La)N و (Ce)N در برابر محتوای هافنیم (گرم در تن) استفاده شد (El-Bialy and

(Ali, 2013). این نمودارها نشان داد که غنی شدگی و تهی شدگی عناصر نادر خاکی سبک در نمونه های مورد بررسی مشاهده شد که تهی شدگی در گرانیتوئید سرخر مشاهده بیشتر است. این مشاهدات نشان می دهد که فرایندهای گرمایی تا حدودی بر روی زیرکن ها اثر کرده و غنی شدگی در گرانیتوئید سرنوسر نیز احتمالاً به دلیل وجود ادخال هایی از موناژیت و یا آپاتیت است (شکل ۱۳-A و B). در مجموع مشاهدات و داده ها نشان می دهد که بخش عمده نمونه های مورد بررسی در محدوده زیرکن های ماگمایی قرار گرفته اند (El-Bialy and Ali, 2013).

بررسی های ضریب توزیع زیرکن / سنگ کل نشان داد که عناصر Y، HREE، MREE، U و Th بالاترین ضرایب توزیع را نشان می دهند که احتمالاً به دلیل غلظت کم Zr در مذاب است که باعث تبلور تعداد کم بلورهای زیرکن شده و در نتیجه مکان های ساختاری مناسب برای جای گیری این عناصر کمتر در دسترس بوده است. ضریب توزیع زیرکن / سنگ کل بالاتر در گرانیتوئید سرنوسر بیشتر از گرانیتوئید سرخر و برمانی بوده که می تواند به دلیل وجود ادخال هایی مثل موناژیت، اپیدوت و یا تیتانیت باشد. زیرکن های سرخر و برمانی ضریب توزیع بالاتری از U نسبت به سرنوسر دارند که نشان می دهد زیرکن هایی که در فاز بعدی تفریق ماگمایی تشکیل می شوند، تمرکز عنصر ناسازگار U در آنها بیشتر است. برای تعیین منشأ گرانیتوئیدهای مورد بررسی از نمودارهای عناصر کمیاب زیرکن ارائه شده توسط ناردی و همکاران (Nardi et al., 2013) استفاده شد که نشان دهنده ماگماتیسیم نوع I در ناحیه معدنی سنگان است (شکل ۱۴-A، B و C).

توان فلزایی توده های گرانیتوئیدی

نتایج ضریب توزیع عناصر در زیرکن نسبت به سنگ کل نشان داد که نمونه DA از گرانیتوئید سرنوسر دارای دمای تشکیل در بازه $742/25$ تا $898/44$ درجه سانتی گراد است.



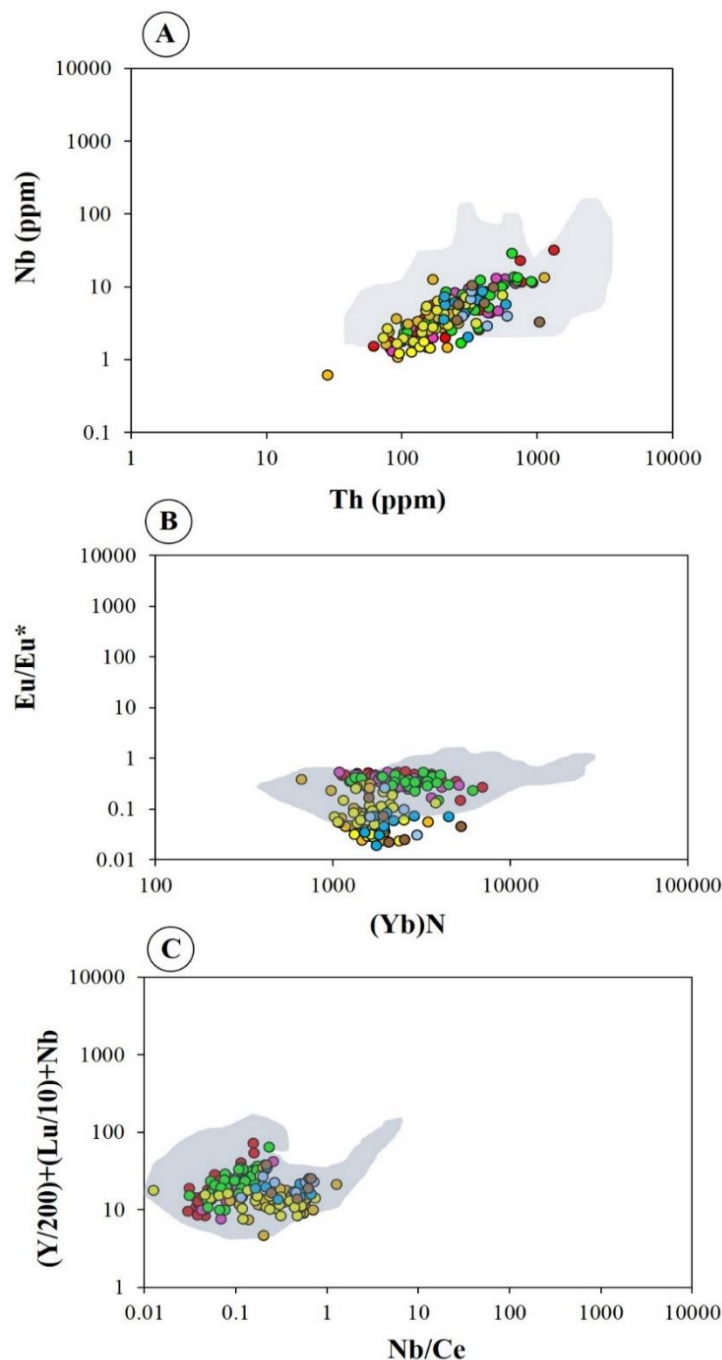
شکل ۱۳. A و B: نمودارهای (La)N و (Ce)N در برابر محتوای هافنیم بر حسب گرم در تن (El-Bialy and Ali, 2013) برای نشان دادن مقادیر غنی شدگی LREE در نمونه‌های زیرکن بررسی شده در ناحیه معدنی سنگان. رنگ‌ها و نمادها شبیه به شکل ۱۲ است.

Fig. 13. A and B: (La)N and (Ce)N versus Hf content (ppm) diagrams (El-Bialy and Ali, 2013) showing enrichment of LREE in the studied zircon samples from Sangam mining area. Colors and symbols are the same as Fig. 12.

۳۲/۰۲ (نمونه SK-2-2)) است. همچنین مقادیر $(Ce/Ce^*)D$ گرانیتوئید سرنوسر بسیار بیشتر از این مقدار در توده‌های گرانیتوئیدی سرخر و برمانی است. این مقادیر نشان می‌دهند که گرانیتوئید سرنوسر (با میانگین فوگاسیته اکسیژن ۵/۵۶-، ۵/۴۹- و ۶/۴۴- به ترتیب برای نمونه DA، TP و CSK) در فوگاسیته بالاتر اکسیژن نسبت به گرانیتوئید سرخر (با میانگین ۲۱/۰۴- (نمونه SK-01)، ۱۹/۲۸- (نمونه SK-1-1)، ۱۸/۲۶- (نمونه SK-1-2) و ۱۹/۳۲- (نمونه SK-2-2)) و برمانی (نمونه BR-01) (با میانگین فوگاسیته اکسیژن ۲۰/۳۱-) تشکیل شده‌اند. این نتایج نشان می‌دهد که گرانیتوئید سرنوسر در مراحل اولیه تفریق ماگمایی تشکیل شده و دارای فوگاسیته اکسیژن بالاتر و دمای بیشتر است. مقادیر Th/U بالاتر از یک در گرانیتوئید سرنوسر نسبت به گرانیتوئید سرخر و برمانی که اغلب کمتر از ۰/۷ هستند نیز نشان‌دهنده بارور بودن گرانیتوئید سرنوسر است.

نمونه TP و CSK نیز به ترتیب دارای دمای تشکیل در بازه ۷۴۴/۴۷ تا ۸۸۶/۸۹ و ۷۳۶/۹۸ تا ۱۲۲۵/۰۲ درجه سانتی‌گراد است. گرانیتوئید برمانی (نمونه BR-01) در محدوده دمایی ۶۵۳/۹۶ تا ۸۶۱/۹۱ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده و گرانیتوئید سرخر نیز در یک بازه دمایی ۶۲۷/۷۹ تا ۹۰۵/۰۵ (نمونه SK-01)، ۶۴۶/۰۰ تا ۷۷۳/۲۵ (نمونه SK-1-1)، ۶۷۲/۷۸ تا ۸۱۹/۷۹ (نمونه SK-1-2) و ۶۴۶/۶۳ تا ۸۰۴/۲۲ (نمونه SK-2-2) تشکیل شده است.

این محدوده‌های دمایی نشان می‌دهد که گرانیتوئید سرنوسر در یک بازه دمایی بیشتری نسبت به گرانیتوئید سرخر و برمانی تشکیل شده است. مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} در گرانیتوئید سرنوسر (با میانگین ۱۸۴/۴۲، ۲۹۴/۰۰ و ۲۹۹/۵۰ به ترتیب برای نمونه DA، TP و CSK) بیشتر از گرانیتوئید برمانی (نمونه BR-01) (با میانگین ۲۶/۸۲) و گرانیتوئید سرخر (با میانگین ۲۱/۹۷ (نمونه SK-01)، ۴۹/۶۶ (نمونه SK-1-1)، ۷۶/۶۴ (نمونه SK-1-2) و



شکل ۱۴. A، B و C: نمودارهای روابط عناصر کمیاب زیرکن برای تعیین نوع و منشأ گرانیتوئید. زیرکن‌های مورد بررسی در ناحیه معدنی سنگان در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I قرار گرفته‌اند. محدوده گرانیت I از ناردی و همکاران (Nardi et al., 2013) گرفته شده است. رنگ‌ها و نمادها شبیه به شکل ۱۲ است.

Fig. 14. A, B, and C: Zircon's trace element discriminatory diagrams for identifying type and type of granitoids. The studied zircons of Sangan mining area fall in the I-type granitoids. I-type granitoid fields are defined by Nardi et al. (2013). Colors and symbols are the same as Fig. 12

نتیجه گیری

این پژوهش به منظور تعیین منشأ و باروربودن ماگماتیسیم سنوزوئیک در ناحیه معدنی سنگان (توده‌های گرانیتوئیدی سرنوسر، سرخر و برمانی) با استفاده از شیمی ضرایب توزیع زیرکن / سنگ کل REEs، Y، Nb، Ta، Hf، U و Th انجام شده است. نتایج نشان داد که زیرکن‌های مورد بررسی منشأ ماگمایی دارند و می‌توانند برای تعیین منشأ ماگما به کار روند. همچنین گرانیتوئید سرنوسر دارای مقادیر Hf کمتر و مقادیر بالاتر نسبت Zr/Hf بوده که نشان می‌دهد نسبت به گرانیتوئید سرخر و برمانی در مراحل ابتدایی تشکیل شده و زیرکن آنها نیز بیشتر از نوع ماگمایی است. ضرایب توزیع زیرکن / سنگ کل برای عناصر نادر

خاکی سنگین بسیار بیشتر از عناصر نادر خاکی سبک است. ماگماتیسیم ناحیه معدنی سنگان از نوع کالک آلکان و گرانیتوئید نوع I است که ارتباط ژنتیکی مستقیم با کانی‌سازی اسکارن آهن در ناحیه دارند. نتایج نشان داد که گرانیتوئید سرنوسر در یک بازه دمایی بیشتر نسبت به گرانیتوئید سرخر و برمانی تشکیل شده و دارای آنومالی مثبت Ce و نسبت‌های بالاتر Ce^{4+}/Ce^{3+} است. مقادیر بالاتر Th/U (بالاتر از یک) در گرانیتوئید سرنوسر نیز نشان‌دهنده بارور بودن ماگماتیسیم است.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

1. LA-ICP-MS
2. Nanjing Hongchuang Geological Exploration
3. HREEs
4. LREEs

You can see the supplementary table at <https://doi.org/10.22067/econg.2023.79851.1059>

References

- Ballard, J.R., Palin, M.J. and Campbell, I.H., 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from $Ce^{(IV)}/Ce^{(III)}$ in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 144(3): 347–364.
<https://doi.org/10.1007/s00410-002-0402-5>
- Barbey, P., Allé, P., Brouand, M. and Albarède, F., 1995. Rare-earth patterns in zircon from the Manaslu granite and Tibetan Slab migmatites (Himalaya): insights in the origin and evolution of crustally-derived granite magma. *Chemical Geology*, 125(1–2): 1–17.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00068-W](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00068-W)
- Bau, M., 1996. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(3): 323–333.
<https://doi.org/10.1007/s004100050159>
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. and Fisher, N.I., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator on source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5): 602–622.
<https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Blundy, J.D. and Wood, B.J., 1994. Prediction of crystal-melt partition coefficients from elastic moduli. *Nature*, 372(6505): 452–454.
<https://doi.org/10.1038/372452a0>
- Boomeri, M., 1998. Petrography and geochemistry of the Sangan iron skarn deposit and related igneous rocks, northeastern Iran. Unpublished Ph.D. Thesis, Akita University, Akita, Japan, 226 pp.
- Boomeri, M., Mizuta, T., Ishiyama, D. and Nakashima, K., 2006. Fluorine and chlorine in biotite from the Sarnowsar granitic rocks, Northeastern Iran. *Iranian Journal of Science and Technology Transaction A-Science*, 30, 111–125. Retrieved February 1, 2023 from <https://www.sid.ir/paper/117921/en>
- Boomeri, M., Mizuta, T., Nakashima, K., Ishiyama, D. and Ishikawa, Y., 1997. Geochemical characteristics of halogen bearing hastingsite, scapolite and phlogopite from the Sangan iron skarn deposits, Northeastern Iran. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, 92: 481–501. Retrieved February 1, 2023 from https://www.jstage.jst.go.jp/article/ganko/92/12/92_12_481/_pdf/-char/ja
- Cabral, A.R. and 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>
- Chapman, J.B., Gehrels, G.E., Ducea, M.N., Giesler, N. and Pullen, A., 2016. A new method for estimating parent rock trace element concentrations from zircon. *Chemical Geology*, 439: 59–70.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.014>
- Claiborne, L.L., Miller, C.F., Walker, B.A., Wooden, J.L., Mazdab, F.K. and 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(5): 517–543.
<https://doi.org/10.1180/0026461067050348>
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. and Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. In: Hanchar JM, Hoskin PWO (Editors). *Review in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 469–500.
<https://doi.org/10.2113/0530469>
- 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.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.009>
- Ferry, J.M. and 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., Pidgeon, R.T., Van Bronswijk, W. and Kurtz, R., 2002. Transport of uranium, thorium, and lead in metamict zircon under low-temperature hydrothermal conditions. *Chemical Geology*, 191(1–3): 141–154.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00153-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00153-5)
- Ghasemi Siani M. and Mehrabi B., 2019. Mineralogy and mineral chemistry of silicate mineral of Dardvay Fe skarn ore deposit (Sangan mining area, NE Iran). *Iranian Journal of Crystallography*

- and Mineralogy, 26(4): 871–884. Retrieved February 1, 2023 from <http://ijcm.ir/article-1-1197-en.html>
- Ghasemi Siani M. and Mehrabi B., 2020. Geothermometry of Dardvay anomaly skarn zones, Sangan mining area). Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 28: 125–140. Retrieved February 1, 2023 from <http://ijcm.ir/article-1-1423-en.html>
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Neubauer, F., Cao, S. and Zhang, R., 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>
- Golmohammadi, A., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Mazaheri, S.A., 2015. Alteration-mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran. Ore Geology Reviews, 65(part 2): 545–563. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.07.005>
- Golmohammadi, A., Mazaheri, S.A., Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M.H., 2014. Zircon U-Pb dating and geochemistry of Sarkhar and Bermani granitic rocks, East of Sangan iron mine, Khaf. Petrological Journal, 5(17): 83–102. Retrieved February 1, 2023 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16160.html?lang=en
- Harrison, T.M., Watson, E.B. and Aikman, A.B., 2007. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks. Geology, 35(7): 635–638. <https://doi.org/10.1130/G23505A.1>
- 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. Contribution to Mineralogy and Petrology, 168(3): 1057. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1057-8>
- Hoskin, P.W.O., 2000. Patterns of chaos: fractal statistics and the oscillatory chemistry of zircon. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(11): 1905–1923. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00330-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00330-6)
- 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(3): 637–648. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006>
- Hoskin, P.W.O. 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>
- Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2007. Skarn Geochemistry - Mineralogy and Petrology of Source Rock Sangan Iron Mine, Khorasan Razavi, Iran. Scientific Quarterly Journal of Geosciences 17(65): 108–125. <https://doi.org/10.22071/gsj.2008.58191>
- Lima, E.F. and Nardi, L.V.S., 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism southernmost Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 11(1): 67–77. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00037-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00037-0)
- Linnen, R.L. and Keppler, H., 1997. Columbite solubility in granitic melts: consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the earth's crust. Contributions to Mineralogy and Petrology, 128(2): 213–227. <https://doi.org/10.1007/s004100050304>
- Malekzadeh Shafaroudi A., Karimpour M. H. and Golmohammadi A., 2013. Zircon U-Pb geochronology and petrology of intrusive rocks in the C-north and Baghak districts, Sangan iron mine, NE Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 64: 256–271. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.12.028>
- Malekzadeh Shafaroudi A., Mazhari N. and Ghaderi M., 2016. Geology, mineralogy, and chemistry of skarn zones and orebody in Ma'danjoo iron skarn prospect area, east of Sangan mine, Khaf, NE Iran. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 24(1): 83–98. Retrieved February 1, 2023 from <http://ijcm.ir/article-1-118-en.html>
- Mazhari, N., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Ghaderi, M., 2015. Geology, mineralogy and geochemistry of Ferezhneh ferromanganese anomaly, east of Sangan mines complex, NE Iran. Journal of Economic Geology, 7(1): 23–37. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V7I1.44694>

- Mazhari, N., Malekzadeh Shafaroudi, A., Ghaderi, M., Star Lackey, J., Lang, Farmer G. and Karimpour, M.H., 2017. Geochronological and Geochemical Characteristics of Fractionated I-type Granites Associated with the Skarn Mineralization in the Sangan Mining Region, NE Iran. *Ore Geology Reviews*, 84: 116–133.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.01.003>
- Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M., Zhang, R., Neubauer, F., Lentz, D.R., Tale Fazel, E., and Karimi Shahraki, B., 2021. Mineralogy, petrochronology, geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Dardvay skarn iron deposit, Sangan mining district. NE Iran. *Ore Geology Reviews*, 134: 104146.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104146>
- Miller, C.F., McDowell, S.M. and Mapes, R.W., 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology* 31(6): 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)
- Morton, A.C., Whitham, A.G. and Fanning, M.C., 2005. Provenance of Late Cretaceous-Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data. *Sedimentary Geology*, 182(1–4): 3–28.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.08.007>
- Nardi, L.V.S., Formoso, M.L.L., Jarvis, K., Oliveira, L., Bastos Neto, A.C. and Fontana, E., 2012. REE, Y, Nb, U, and Th contents and tetrad effect in zircon from a magmatic-hydrothermal F-rich system of Sn-rare metal-cryolite mineralized granites from the Pitinga Mine, Amazonia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 33(1): 34–42.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.07.004>
- Nardi, L.V.S., Formoso, M.L.L., Müller, I.F., Fontana, E., Jarvis, K. and 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.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.10.043>
- Nardi, L.V.S., Pla-Cid, J., Bitencourt, M.F. and Stabel, L.Z., 2008. Geochemistry and petrogenesis of post-collisional ultrapotassic syenites and granites from southernmost Brazil: the Piquiri Syenitic Massif. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 80(2): 353–372.
<http://dx.doi.org/10.1590/s0001-37652008000200014>
- Nasdala, L., Hanchar, J.M., Rhede, D., Kennedy, A.K., and Váczi, T., 2010. Retention of uranium in complexly altered zircon: an example from Bancroft, Ontario. *Chemical Geology* 269(3–4): 290–300.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.10.004>
- Nemchin, A.A. and Pidgeon, R.I., 1997. Evolution of the Darling Range Batholith, Yilgarn Craton, Western Australia: a SHRIMP zircon study. *Journal of Petrology*, 38(5): 625–649.
<https://doi.org/10.1093/ptro/38.5.625>
- Poitrasson, F., Hanchar, J.M. and Schaltegger, U., 2002. The current state and future of accessory mineral research. *Chemical Geology*, 191(1–3): 3–24.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00146-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00146-8)
- Schaltegger, U., 2007. Hydrothermal zircon. *Elements* 3(1): 51–79.
<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 A: Foundations and Advances*, A32: 751–767.
<https://doi.org/10.1107/S0567739476001551>
- Smythe, D.J. and Brennan, 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. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42(1): 313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Thomas, J.B., Bodnar, R.J., Shimizu, N. and Sinha, A.K., 2002. Determination of zircon/melt trace element partition coefficients from SIMS analysis of melt inclusions in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(16): 2887–2901.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00881-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00881-5)
- 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(7375): 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>
- Virgo, D., Mysen, B.O. and Kushiro, I., 1980. Anionic constitution of 1-atmosphere silicate melts: implications for the structure of igneous melts. *Science*, 208(4450): 1371–1373.
<https://doi.org/10.1126/science.208.4450.1371>
- Wang, X., Griffin, W.L. and Chen, J., 2010. Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons. *Geochemical Journal*, 44(1): 65–72.
<https://doi.org/10.2343/geochemj.1.0043>
- Watson, E.B., Wark, D.A. and Thomas, J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 151(4): 413–433.
<https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>
- Whitney, D. L., and Evans, B. V., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
<https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wiedenbeck, M., All'è, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C. and Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19(1): 1–23.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- Wiedenbeck, M., Hanchar, J.M., Peck, W.H., Sylvester, P., Valley, J., Whitehouse, M., Kronz, A., Morishita, Y., Nasdala, L., Fiebig, J., Franchi, I., Girard, J.-P., Greenwood, R.C., Hinton, R., Kita, N., Mason, P.R.D., Norman, M., Ogasawara, M., Piccoli, P.M., Rhede, D., Satoh, H., Schulz-Dobrick, B., Skår, O., Spicuzza, M.J., Terada, K., Tindle, A., Togashi, S., Vennemann, T., Xie, Q. and Zheng, Y.-F., 2004. Further characterisation of the 91500 zircon crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(1): 9–39.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2004.tb01041.x>
- Zeh, A., Gerdes, A., Will, T.M. and 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(16): 4740–4758.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.05.016>