

Research Article

The composition of zircon trace elements in the various Cadomian granitoid types of Taknar zone, south of Sabzevar

Seyed Ali Mazhari ¹✉  and Urs Klötzli ² 

¹ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Payame Noor University, 19395-4697 Tehran, Iran, s_mazhari@pnu.ac.ir

² Professor, University of Vienna, Department of Lithospheric Research, Vienna, Austria, urs.kloetzli@univie.ac.at

ARTICLE INFO

Received: 1 February 2023

Accepted: 6 August 2023

Keywords

Taknar zone

Sabzevar

Zircon

Trace elements

S- and I- types granitoids



 20.1001.1.22285210.1402.14.2.3.0

 10.22108/ijp.2023.136687.1293

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The composition of minerals in igneous rocks is influenced by the type and nature of their parent magma, and for this reason, minerals can provide valuable information regarding the original magma. Zircon (with the general formula $ZrSiO_4$), due to its widespread distribution in various types of rocks, is considered a valuable tool in many geological studies. For this study, the composition of trace elements in zircon crystals from Neoproterozoic to Lower Cambrian granitoids in the Kaboodan area Sabzevar is geochemically investigated. As the previous studies have documented the granitoids in this area are classified into two distinct groups, I- and S-type (Mazhari et al., 2020).

Regional Geology

The study area lies in the northeast of Iran and belongs to the Central Iran Zone on the northern margin of the Lut Block. The granitoids from the southern part of the Sabzevar region were investigated for this research.

The main fault of the Taknar separates the northern Sabzevar Zone and the southern Taknar Zone occurrences in this area.

A small part of the intrusive complex appearing in the Kaboodan area includes both felsic and mafic rocks with the Cretaceous age. The geochemical and isotopic characteristics of these rocks point to their formation in an active arc setting during the Late Cretaceous (Mazhari et al., 2019). However, the main

volume of the rock formations in the Kaboodan area consists of various magmatic rocks related to Cadomian events. The mafic intrusive rocks, with an age of Ma 552-545, consist of a gabbro-diorite composition derived from the partial melting of a mantle source enriched in spinel peridotite at shallow depths (Mazhari et al., 2020a). The granitoid rocks in the area are of two different types, I (Ma 549-547) and S. (Ma 531-528) types (Mazhari et al., 2020a).

✉ Corresponding Author

To cite this article: Mazhari, S. A., Klötzli, U. (2023) The composition of zircon trace elements in the various Cadomian granitoid types of Taknar zone, south of Sabzevar. *Petrological Journal*, 14(2), 89-116.



Analytical methods

Two samples of S-type (Ka18 and Ka39) and two samples of I-type granitoids (Ka6 and Ka33) were selected. The trace element analysis of zircons was carried out using the Agilent 7700x ICP-MS, which was equipped with a Resonetics Resolution M-50 series 193nm excimer laser ablation system. The laser ablation beams had a diameter of approximately 31 μm with a laser energy density of 8.5 J/cm². All spot analyses were conducted with a repetition rate of 10 Hz. External standards NIST SRM610 and TEMORA 2 (TEM) were utilized for the analysis. The detailed operating conditions for the laser ablation system and the ICP-MS instrument, as well as data reduction procedures, were the same as those described by Liang et al. (2018).

Petrography, nature, and formation setting of zircon crystals

The separated zircon samples from the two types of granitoids have a similar appearance. They are all transparent and come in various colors ranging from colorless to pale yellow and light brown. The length of the zircon crystals is approximately 100 to 300 microns, and the length-to-width ratio is about 3:1. The zircon grains in the studied granitoids are mostly euhedral to subhedral and often exhibit zoning. The observed zoning in the zircon samples is mostly of the oscillatory or sector type, and some crystals also display banding textures. These textures are prominent features of magmatic zircon crystals.

All the analyzed crystals have high Th/U ratios (>0.1), which is consistent with zircons of magmatic origin. Moreover, the Th/U ratio is approximately 1.5-1 in these zircons. All zircon crystals in the studied samples exhibit a rare earth element (REE) pattern similar to magmatic zircons. The U/Yb ratios in the zircon crystals indicate that the studied zircons fall within the range of continental zircons.

Trace element distinction between I- and S- types of granitoids

With careful examination of the results of trace element analysis in the zircon crystals from different types of granitoids in the studied region, significant differences are observable. While some elements like Sr, Nb, and Ta show consistent ranges of variation in zircon crystals from different granitoid

types, the composition of other trace elements varies significantly. Zircon crystals in S-type granitoids are enriched in elements (i.e. Ti, P, Hf) compared to I-type granitoids, whereas in I-type samples, zircons are relatively enriched in elements like Y, Th, U, and REE. These compositional differences in magmatic zircon crystals indicate different sources and distinct evolutionary processes that gave rise to the formation of the primary magmas.

Crystallization temperature and oxygen partial pressure (fO₂) in zircon crystals

The calculation of the Titanium-in-Zircon Thermometry (TZT) documents that zircon crystals in S-type granitoids crystallized at higher temperatures (877-910°C) compared to I-type granitoids (808-860°C). The concentrations of elements (i.e. Nb, Hf, Th, U) in zircon crystals decrease with increasing crystallization temperature in both I- and S-type granitoids. The trend of variation in trace elements with increasing crystallization temperature in zircon crystals indicates systematic changes in the melt composition simultaneous with the cooling of the system. This behavior of trace elements is in line with magmatic differentiation processes such as fractional crystallization.

I-type granitoids were formed at higher oxygen partial pressures compared to S-type samples. The average values of ΔFMQ for zircon crystals in S-type granitoids are -18.8, while the zircon crystals in I-type granitoids have an average of -16.3. The relationship between temperature and oxygen partial pressure indicates that all samples were formed under conditions lower than FMQ. The calculation of temperature and fO₂ using the trace element composition of zircon crystals in the studied region suggests higher temperatures and lower oxygen partial pressures for S-type granitoids compared to I-type ones.

مقایسه ترکیب عنصرهای کمیاب زیرکن در گرانیتوئیدهای نوع S و I در پهنه تک‌نار، جنوب سبزوار

سید علی مذهری^۱ و اورس کلوتزلی^۲

^۱ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، تهران ۴۶۹۷-۱۹۳۹۵، ایران، s_mazhari@pnu.ac.ir
^۲ استاد، گروه پژوهشات لیتوسفری، دانشگاه وین، اتریش، urs.kloetzli@univie.ac.at

چکیده	اطلاعات مقاله
سنگ‌های آذرین درونی فلسیک پهنه تک‌نار شامل گرانیتوئیدهای I و S گوناگونی است که در بازه زمانی ۵۲۸-۵۴۹ میلیون سال پیش پدید آمده‌اند. ترکیب عنصرهای کمیاب در بلورهای زیرکن نشان‌دهنده پیدایش آنها در پوسته قاره‌ای است که دچار فرایندهای دگرگونی یا دگرسانی نشده‌اند. دماسنجی برپایه میزان تیتانیوم در زیرکن نشان می‌دهد دمای پیدایش گرانیتوئیدهای نوع I (۸۶۰-۸۰۸ °C) از نوع S (۹۱۰-۸۷۷ °C) کمتر است. ترکیب عنصرهای خاکی کمیاب در بلورهای زیرکن فشار بخشی اکسیژن بالاتری را برای پیدایش گرانیتوئیدهای نوع I نسبت نوع S نشان می‌دهد. بلورهای زیرکن در گرانیتوئیدهای نوع S به نسبت نوع I از عنصرهای P، Ti، Hf غنی‌تر هستند؛ اما نمونه‌های نوع I به نسبت از عنصرهای Y، Th، U و REE غنی هستند. تفاوت ترکیب عنصرهای کمیاب در بلورهای زیرکن گرانیتوئیدهای گوناگون پیامد خاستگاه و سرشت پترولوژیک متفاوت ماگمای اولیه سازنده آنهاست. با افزایش دمای تبلور در گرانیتوئیدهای گوناگون منطقه، میزان عنصرهای کمیاب مانند Nb، Hf، Th و U در بلورهای زیرکن کاهش می‌یابد که این ویژگی نشان‌دهنده تحولات ماگمایی منظم مانند جدایش بلورین در هنگام سرد شدن مذاب گرانیتی است.	تاریخ دریافت ۱۴۰۱/۱۱/۱۲ تاریخ پذیرش ۱۴۰۲/۰۵/۱۵ کلید واژه‌ها پهنه تک‌نار سبزوار زیرکن عنصرهای کمیاب گرانیتوئید نوع I و S
	 20.1001.1.22285210.1402.14.2.3.0  10.22108/ijp.2023.136687.1293

مقدمه

کانی‌ها در بررسی‌های پترولوژیک را به دنبال داشته است. افزون‌بر کانی‌های اصلی سنگ‌ساز مانند کانی‌های فرومنیزین (Leterrier et al., 1982; Liang et al., 2018) و فلسیک (Jacamon and Larsen, 2009; Mazhari, 2021)، ترکیب کانی‌های کمیاب مانند آپاتیت و زیرکن نیز در سال‌های اخیر بسیار مورد توجه سنگ‌شناسان بوده

ترکیب کانی‌ها در سنگ‌های آذرین به نوع و سرشت ماگمای مادر آنها وابسته است و از این‌رو، کانی‌ها داده‌های ارزشمندی از ماگمای اولیه ارائه می‌دهند (Hou et al., 2015). توسعه تجهیزات نوین به‌ویژه دستگاه‌های پیشرفته تجزیه نقطه‌ای گسترش روزافزون کاربرد ترکیب عنصرهای کمیاب

نویسنده مسئول

استاد به این مقاله: مذهری، س. ع.، کلوتزلی، ا. (۱۴۰۲). مقایسه ترکیب عنصرهای کمیاب زیرکن در گرانیتوئیدهای نوع S و I در پهنه تک‌نار، جنوب سبزوار. پترولوژی، ۱۴(۲)، ۸۹-۱۱۶.

Safari et al., ۲۰۲۰) کبودان جای دارند (Safari et al., 2015). گسل اصلی تکنار رخنمون‌های پهنه‌های سبزوار در شمال و تکنار در جنوب را در این منطقه از هم جدا می‌کند (شکل ۱B). واحدهای سنگ‌شناسی پهنه سبزوار شامل سنگ‌شناسی‌های مختلف مزوزوییک و سنوزوییک می‌شوند. برون‌زدهای مزوزوییک بیشتر در بردارنده سنگ‌های اولترامافیک، گدازه‌های بالشی، نهشته‌های پلاژیک و واحدهای رسوبی-آتشفشانی کرتاسه هستند که در ارتباط با مجموعه افیولیتی سبزوار هستند. در بخش پهنه سبزوار، سنگ‌های گرانیتی به سن کرتاسه (نزدیک به ۸۰ میلیون سال پیش) نیز به شکل نوارهای موازی دیده می‌شوند که مرز مشترکی با مجموعه افیولیتی ندارند (Mazhari et al., 2019). واحدهای سنگی سنوزوییک بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن ساخته شده‌اند (شکل B-۱).

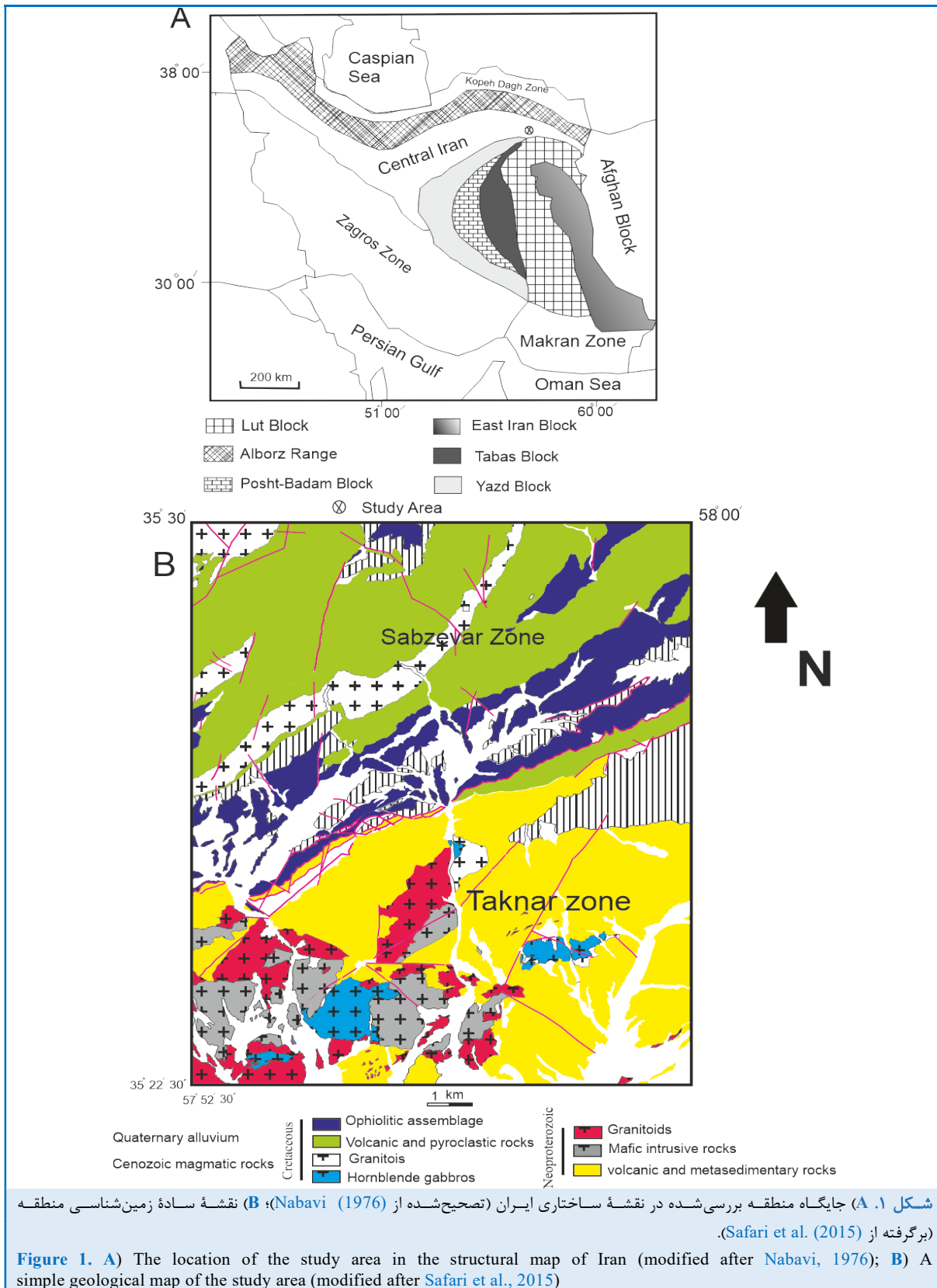
پهنه تکنار از شناخته‌شده‌ترین مناطق کادومین در ایران است و شاخص‌ترین واحدهای سنگی نئوپروتروزوییک پسین-کامبرین زیرین در این محدوده پدیدار شده‌اند. این سنگ‌ها شامل سنگ‌های آذرین درونی (مافیک و فلسیک)، آتشفشانی و آذرآواری هستند که در بازه زمانی ۵۷۲-۵۲۸ میلیون سال پیش ساخته شده‌اند (Monazzami et al., 2015; Moghadam et al., 2016, 2017). بر پایه بررسی‌های سنگ‌شناسی و داده‌های ایزوتوپی، پهنه تکنار بخشی از ماگماتیسزم گسترده‌ای است که در نئوپروتروزوییک در طول حاشیه شمالی گندوانا روی داده است (Nejadsoogh et al., 2016; Bahajroy et al., 2020a; Mazhari et al., 2022) و منابع آن. بخش کوچکی از مجموعه آذرین درونی رخنمون‌یافته در پهنه تکنار در منطقه کبودان در بردارنده سنگ‌های فلسیک و مافیک کرتاسه است (شکل B-۱). ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی این سنگ‌ها نشان از پیدایش آنها در جایگاه کمانی فعال در کرتاسه پسین دارد (Mazhari et al., 2019). البته حجم اصلی رخنمون‌های سنگی پهنه تکنار در منطقه کبودان سنگ‌های ماگمایی مرتبط با کادومین هستند (شکل B-۱).

است (Morrison et al., Sinai et al., 2022). (2022).

زیرکن (با فرمول عمومی $ZrSiO_4$) به واسطه توزیع وسیع در گستره‌ای از سنگ‌ها ابزار با ارزشی در بسیاری از بررسی‌های زمین‌شناسی به‌شمار می‌رود و دارابودن ایزوتوپ‌های رادیوژنیک در زیرکن آن را برای تعیین سن مناسب کرده است. ارزیابی ریخت‌شناسی زیرکن ابزار کارامدی برای تعیین نوع و سرشت ماگمای زیرکن فراهم می‌آورد؛ به‌گونه‌ای که بررسی ریخت‌شناسی بلورهای زیرکن در تعیین انواع گرانیتوئیدهای S, I, A به‌کار برده شده است (Pupin, 1980; Broska and Petrik, 2014). افزون‌براین بسیاری از عنصرهای کمیاب و ترکیب‌های ایزوتوپی پایدار در بلورهای زیرکن غلظت چشمگیری دارند که از آنها برای تعیین جایگاه زمین‌شناسی (Belousova et al., 2002; Grimes et al., 2007) دمای تبلور (Harrison et al., 2005; Nemchin et al., 2006) و ضریب توزیع عنصرهای کمیاب در هنگام تبلور زیرکن (Hanchar and van Westrenen 2007) بهره گرفته می‌شود. در این بررسی، ترکیب عنصرهای کمیاب بلورهای زیرکن در گرانیتوئیدهای نئوپروتروزوییک بالایی-کامبرین زیرین منطقه کبودان در پهنه تکنار، جنوب سبزوار، بررسی می‌شود. بررسی‌های پیشین نشان می‌دهند گرانیتوئیدهای این منطقه در دو گروه جداگانه S و I با روندهای پتروژنتیک مختلف جای می‌گیرند (Mazhari et al., 2020a). برپایه نتایج این پژوهش به مقایسه ترکیب عنصرهای کمیاب زیرکن در سنگ‌های گرانیتی گوناگون منطقه و بررسی تفاوت احتمالی آنها پرداخته می‌شود.

جایگاه زمین‌شناسی و ویژگی‌های سنگ‌شناسی منطقه تکنار

منطقه تکنار در شمال‌خاوری ایران و پهنه ایران مرکزی و در شمال بلوک لوت است (شکل A-۱). در این پژوهش گرانیتوئیدهای بخشی از جنوب ناحیه سبزوار بررسی شده است که در نقشه زمین‌شناسی



کمک ICP-MS اندازه‌گیری شده است. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ اکسیدهای اصلی و عنصرهای کمیاب سنگ‌کل برای نمونه‌های بررسی‌شده در این پژوهش در **جدول ۱** آورده شده‌اند. نسبت‌های ایزوتوپی Nd و Sr به روش TIMS (thermal-ionization mass spectrometer) اندازه‌گیری شده‌اند و سن‌سنجی U-Pb به روش LA-ICP-MS انجام شده است. چکیده‌ای از این داده‌ها برای نمونه‌های بررسی‌شده در این پژوهش در **جدول ۲** آورده شده است. ترکیب اکسیدهای اصلی بیوتیت به روش EPMA با استفاده از دستگاه ریزکالوکترونی CAMECA SX100 انجام شد. ولتاژ شتابنده ۲۰ kV و جریان پرتوی ۲۰ nA برای این تجزیه‌ها بوده است.

همچنین، در این پژوهش، میزان عنصرهای کمیاب زیرکن با استفاده از یک سیستم کاهندهٔ لیزری ۱۹۳ μm Excite Analyte به‌همراه ICP-MS چهار قطبی نوع Agilent 7500c (توان پلاسما ۱۱۰۰ W) در مؤسسه علوم زمین^۱ کشور تایوان، اندازه‌گیری شد. برای اندازه‌گیری عنصرهای کمیاب زیرکن در نمونه‌های بررسی‌شده از بلورهای زیرکن ماگمایی استفاده شد که پیشتر سن‌سنجی شده‌اند. گرانیتوئیدهای S زیرکن‌های بازمانده‌ای دارند که از آنها در بررسی عنصرهای کمیاب بهره گرفته نشد. در این تجزیه‌ها، پرتوهای لیزر با اندازهٔ نقطه‌ای ۳۵-۲۵ μm، فرکانس ۲۰ Hz و نفوذ پرتوی ۳ J/cm² به‌کار برده شدند. زمان اجرای هر تجزیه ۴۳ ثانیه شامل ۲۰ ثانیه برای اسکن زمینه بود. زمان کامل شدن تجزیه برای ایزوتوپ‌های گوناگون از ۱۰ تا ۳۰ میلی‌ثانیه به‌درازا کشید. از جرم ⁴⁹Ti برای محاسبهٔ غلظت Ti و پرهیز از تداخل هم‌پوشانی‌های Zr بهره گرفته شد (Szymanowski et al., 2018). کالیبراسیون با کمک استاندارد NIST شیشه ۶۱۲ با ²⁹Si به‌عنوان استاندارد داخلی انجام شد (Pearce et al., 1997). شیشهٔ بازالتی BCR-2G (استاندارد USGS) به‌عنوان ماده منبع کنترل کیفیت به‌کار گرفته شد (Jacob, 2006).

سنگ‌های آذرین درونی مافیک با سن ۵۵۲-۵۴۵ میلیون سال پیش ترکیب گابرو-دیوریتی دارند و با توجه به داده‌های ایزوتوپی و زمین‌شیمیایی از ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته‌ای اسپینل پریدوتیتی در ژرفای کم پدید آمده‌اند (Mazhari et al., 2020a). سنگ‌های گرانیتوئیدی شامل دو نوع مختلف I و S هستند. گرانیتوئیدهای تیپ I (۵۴۷-۵۴۹ میلیون سال پیش) از گرانیتوئیدهای نوع S (۵۲۸-۵۳۱ میلیون سال پیش) قدیمی‌تر هستند و ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی این دو گروه گرانیتوئیدی با یکدیگر متفاوت است (Mazhari et al., 2020a). در این باره در بخش‌های پسین بحث خواهد شد. روابط صحرائی، داده‌های ایزوتوپی و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گویای واکنش متقابل و آمیختگی ماگمایی گرانیتوئیدهای نوع I و سنگ‌های مافیک است. گرانیتوئیدهای I از ذوب‌بخشی سنگ‌های با خاستگاه گوشته‌ای در پهنهٔ فرورانش پدید آمده‌اند. ترکیب عنصرهای کمیاب گرانیتوئیدهای نوع S همانند گرانیتوئیدهای درون‌صفحه‌ای است و نشان می‌دهد این سنگ‌ها از طریق ذوب منابع پوسته‌ای (سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده) و همزمان یا پس از رخداد برخورد پدید آمده‌اند؛ از این‌رو، زمان پایان فرورانش کادومین در این منطقه را می‌توان نزدیک به ۵۳۰ میلیون سال پیش دانست (Mazhari et al., 2020a).

روش انجام پژوهش

همان‌گونه‌که در بخش پیشین گفته شد، بررسی‌های پیشین دو گروه متمایز از سنگ‌های گرانیتوئیدی مرتبط با کادومین را در منطقهٔ کبودان پهنهٔ تکنار به اثبات می‌رسانند (Mazhari et al., 2015; Monazzami et al., 2020a). نمونه‌های برگزیده در این پژوهش شامل دو نمونه از گرانیتوئیدهای نوع S (نمونه‌های Ka18 و Ka39) و دو نمونه از گرانیتوئیدهای نوع I (نمونه‌های Ka6 و Ka33) هستند. در بررسی‌های مظاهری و همکاران (Mazhari et al., 2020a) به روش انجام تجزیه سنگ‌کل، تعیین نسبت‌های ایزوتوپی، سن‌سنجی، جداسازی زیرکن و بررسی ریخت‌شناسی بلورها پرداخته شده است. میزان اکسیدهای اصلی و زیرکنیم با کمک XRF و غلظت عنصرهای کمیاب با

¹ Academia Sinica

دقت اندازه‌گیری‌ها نیز با استاندارد زیرکن 91500 بررسی شد (Coble et al., 2018). دقت برآورد شده برای عنصرهای کمیاب در این پژوهش معمولاً از ۱۰٪ کمتر است (مگر Ti که نزدیک به ۱۴٪ احتمال خطا برآورد شد). داده‌های خام ICP-MS با نسخه ۴.۴.۴ نرم‌افزار GLITTER پردازش شد (Van Achterbergh et al., 2001). جزییات روش آزمایش و پردازش داده‌ها در مقاله مظهری و همکاران (Mazhari et al., 2020b) آورده شده است. گفتنی است از آنجایی که بررسی‌های سن‌سنجی پیشتر روی این بلورهای زیرکن انجام شده بود، تجزیه عنصرهای کمیاب روی بخش‌های دارای زیرکن بازمانده (موروثی) انجام نشد.

سنگ‌نگاری، روابط صحرایی و زمین‌شیمی گرانیتوئیدهای تک‌نار

حجم بزرگی از سنگ‌های آذرین درونی فلسیک در منطقه کبودان را گرانیتوئیدهای نوع I با ظاهری خاکستری رنگ دربرمی‌گیرند (شکل ۲-A)؛ اما گرانیتوئیدهای نوع S با گسترش کمتر و رنگ روشن به‌صورت رخنمون‌های کوچک جداگانه رخنمون یافته‌اند (شکل ۲-C) و یا به‌صورت دایک سنگ‌های مافیک را قطع می‌کنند (شکل ۲-B). این سنگ‌ها بیشتر ساختار متراکم و بی‌جهت‌یافتگی ترجیحی دارند؛ اما گاهی همراه با درز و شکاف فراوان و خردشدگی هستند. انکلاوهای مافیک در گرانیتوئیدهای نوع I به نسبت فراوان هستند (شکل ۲D)؛ اما در گرانیتوئیدهای نوع S دیده نمی‌شوند. با توجه به حجم مُدال کانی‌ها، گرانیتوئیدهای نوع I گرانودیوریت و گرانیتوئیدهای نوع S مونوگرانیت نامگذاری می‌شوند. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی در گرانیتوئیدهای گوناگون است که ۳۲ تا ۴۰ درصد حجمی سنگ‌ها را دربرمی‌گیرد. این کانی در گرانیتوئیدهای نوع I منطقه‌بندی پیچیده و دگرسانی ناچیزی نشان می‌دهد؛ اما پلاژیوکلاز در نمونه‌های نوع S، بدون منطقه‌بندی است و در همراهی با کمی دگرسانی به سریسیت و کانی‌های رسی رخنمون

جدول ۱. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه اکسیدهای اصلی (برپایه درصدوزنی) و عنصرهای کمیاب (برپایه ppm) (GPI: گرانیتوئیدهای نوع I؛ GPS: گرانیتوئیدهای نوع S).

Table 1. The major oxide (wt%) and trace elements (ppm) analytical data (GPI: I-type granitoids; GPS: S-type granitoids).

Sample ID	Ka18	Ka39	Ka6	Ka33
ID	GPS	GPS	GPI	GPI
SiO ₂	76.13	70.88	69.31	72.66
TiO ₂	0.21	0.16	0.63	0.39
Al ₂ O ₃	12.46	12.59	15.94	13.36
FeO _t	2.11	4.26	1.82	3.42
MgO	0.17	1.25	0.76	0.66
MnO	0.02	0.02	0.05	0.05
CaO	0.38	0.62	4.02	2.52
Na ₂ O	3.91	3.71	5.33	4.54
K ₂ O	4.05	3.51	1.45	1.61
P ₂ O ₅	0.03	0.07	0.10	0.06
L.OI.	0.67	1.77	0.76	0.77
Sum	100.14	98.84	100.17	100.04
Li	5.01	3.85	2.78	9.86
Rb	101.55	130.36	11.32	51.12
Cs	1.12	0.80	1.55	1.36
Be	3.03	2.19	2.23	2.76
Sr	39.43	65.22	187.16	98.13
Ba	675.42	981.34	133.29	302.41
Sc	12.88	11.13	8.72	9.09
V	1.69	1.93	33.69	22.84
Cr	1.82	2.13	13.05	5.83
Co	1.28	1.86	7.67	6.12
Ni	1.17	1.37	54.77	5.86
Cu	1.78	0.96	31.34	4.86
Zn	19.13	18.64	73.13	34.13
Ga	18.51	16.43	14.82	16.29
Y	65.54	54.38	24.30	45.18
Nb	14.20	11.40	11.53	11.86
Ta	1.12	0.98	0.82	0.79
Zr	283.40	119.20	475.20	306.10
Hf	8.54	6.52	11.03	9.48
Mo	0.62	0.72	0.64	0.59
Sn	1.65	2.19	1.13	0.45
Tl	0.37	0.24	0.28	0.09
Pb	5.61	5.17	51.39	10.26
U	17.48	18.15	4.85	5.83
Th	31.08	16.85	19.16	16.59
La	52.88	31.45	29.18	31.07
Ce	117.29	71.52	62.40	67.14
Pr	14.74	8.49	7.05	7.94
Nd	55.69	33.09	27.26	31.56
Sm	12.37	7.08	5.35	6.81
Eu	1.35	0.59	1.06	1.14
Gd	11.78	6.93	4.75	6.86
Tb	1.96	1.39	0.69	1.18
Dy	11.77	8.82	3.86	7.29
Ho	2.36	1.86	0.78	1.55
Er	6.72	5.65	2.31	4.59
Tm	1.01	0.74	0.38	0.73
Yb	6.42	5.49	2.46	4.57
Lu	0.94	0.81	0.41	0.69

رسانده است (Mazhari et al., 2020a). برخی از مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی متمایز در نمونه‌های گرانیتوئیدی گوناگون در جدول ۲ آورده شده‌اند. نمونه‌های نوع I ترکیب متاآلومین ($ASI < 1$) با نسبت‌های ایزوتوپی همانند سنگ‌های جدا شده از گوشته (ϵNd_t) بالا و $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ (کم) دارند؛ اما گرانیتوئیدهای نوع S ترکیب پراآلومین ($ASI > 1$) با نسبت‌های ϵNd_t منفی و $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ بالا نشان می‌دهند که گویای نقش سنگ‌های پوسته در پیدایش آنهاست (Mazhari et al., 2020a). افزون‌بر شواهد کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی یاد شده درباره پیدایش دو گروه گرانیتوئید I و S در منطقه تکنار، تفاوت ترکیب بیوتیت‌های این سنگ‌ها نیز گویای این امر است. داده‌های تجزیه نقطه‌ای کانی بیوتیت در نمونه‌های تکنار در جدول ۳ و شکل ۳ آورده شده‌اند. بیوتیت در گرانیتوئیدهای نوع S Al_2O_3 و FeO_t بیشتر و MgO کمتری نسبت به بیوتیت نمونه‌های نوع I دارد (جدول ۳). این تفاوت در نمودارهای متمایز کننده گرانیتوئیدهای گوناگون بر پایه ترکیب بیوتیت به خوبی نمایان است (شکل ۳).

دارد. کوارتز ۳۷-۲۲ درصد حجمی گرانیتوئیدهای کبودان را در برمی‌گیرد. این کانی به صورت بی‌شکل و در فضای میان‌دانه‌ای دیده می‌شود و بیشتر خاموشی موجی نشان می‌دهد. آلکالی فلدسپار یکی دیگر از کانی‌های اصلی گرانیتوئیدهای تکنار است که ۳۱-۱۹ درصد حجمی سنگ‌ها را فراگرفته است. این کانی نیز به شکل میان‌دانه‌ای در گرانیتوئیدها یافت می‌شود و دگرسانی به کانی‌های رسی در آن به خوبی دیده می‌شود. بیوتیت در گرانیتوئیدهای تکنار فراوان‌ترین کانی مافیک است که تمرکز آن در گرانیتوئیدهای نوع S (۱۰-۲۰ درصد حجمی) بیشتر از گرانیتوئیدهای نوع I (کمتر از ۱۰ درصد حجمی) است. مهم‌ترین کانی‌های فرعی در انواع گرانیتوئیدها آپاتیت، زیرکن و تیتانیت هستند. افزون‌بر سربسیست و کانی‌های رسی، کلسیت و تیتانیت ثانویه نیز در اثر دگرسانی در برخی نمونه‌ها دیده می‌شوند.

بررسی‌های پترولوژیک در منطقه تکنار وجود تفاوت‌های چشمگیر در گرانیتوئیدهای گوناگون را به اثبات

جدول ۲. سن، ضریب اشباع‌شدگی از آلومینیم (ASI) و نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd در نمونه‌های تکنار (Mazhari et al., 2020a).

Table 2. Age, Aluminum Saturation Index (ASI), and Nd-Sr isotopic ratios of Taknar samples (from Mazhari et al., 2020a).

Sample No.	Age (Ma)	ASI	ϵNd	$^{87}Sr/^{86}Sr_i$	TDM (Ga)
Ka39	529	1.141484	-4.54	0.714	1.85
Ka18	523	1.08	-6.95	0.710	1.76
Ka6	547	0.903302	3.68	0.704	1.11
Ka33	549	0.968622	2.49	0.707	1.24

جدول ۳. داده‌های به دست آمده از تجزیه نقطه‌ای کانی بیوتیت در نمونه‌های گرانیتوئید نوع S (Ka18 و Ka39) و نمونه‌های نوع I (Ka6 و Ka33).

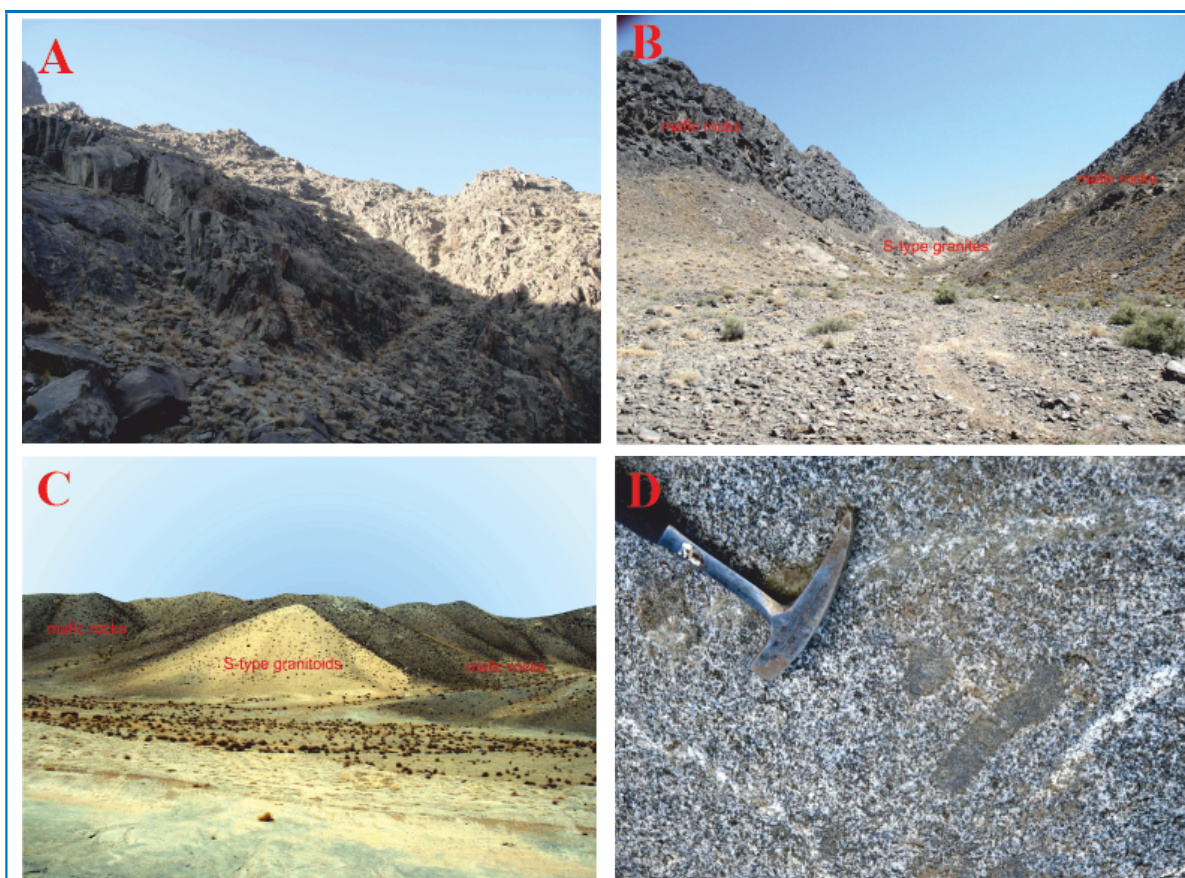
Table 3. Microprobe analytical data of biotites in S-type (Ka18 and Ka39) and I-type (Ka6 and Ka33) granitoids.

Sample No.	Ka6	Ka6	Ka33	Ka33	Ka39	Ka39	Ka18	Ka18
SiO2	35.84	35.62	35.74	35.58	34.53	34.55	34.71	34.37
TiO2	3.92	3.75	3.71	3.89	3.08	3.08	2.9	3.25
Al2O3	13.3	13.25	13.19	13.09	17.21	17.26	17.25	17.28
FeO	21.03	20.61	20.89	20.53	24.73	24.72	24.38	25.04
MnO	0.31	0.24	0.29	0.26	0.25	0.29	0.27	0.3
MgO	12.47	10.71	11.82	10.52	5.69	5.65	5.51	5.82
CaO	0.08	0.06	0.08	0.05	0.16	0.14	0.12	0.18

جدول ۳. ادامه.

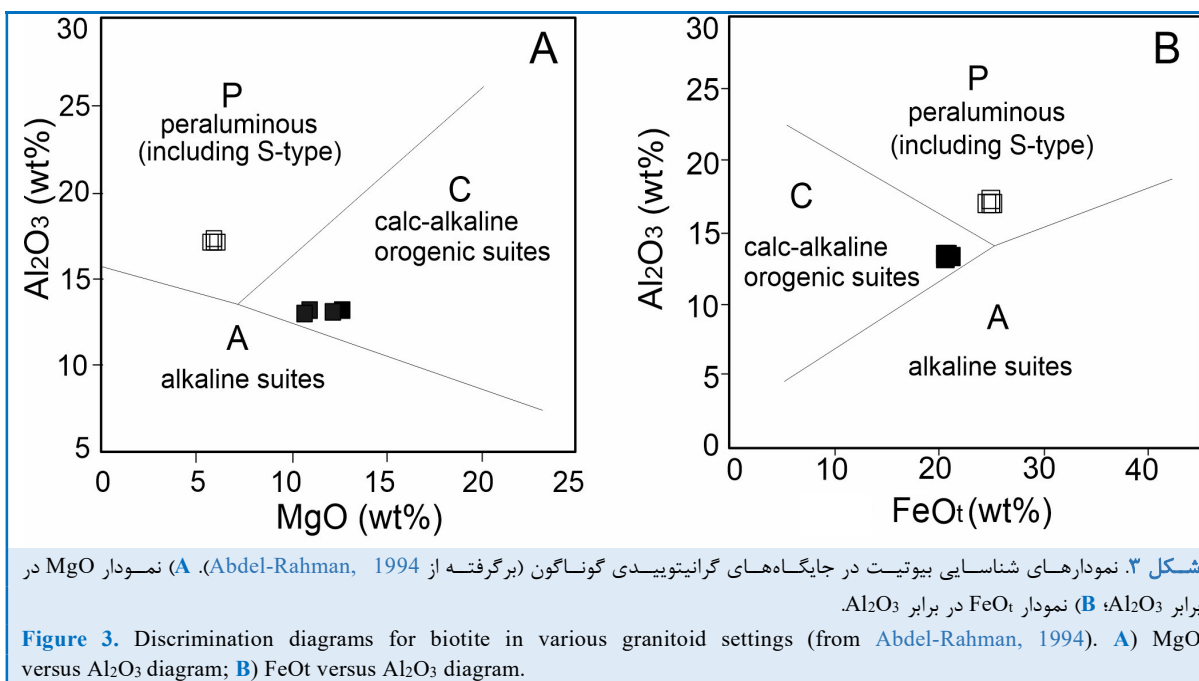
Table 3. Continued.

Sample	Ka6	Ka6	Ka33	Ka33	Ka39	Ka39	Ka18	Ka18
Na2O	0.75	0.59	0.74	0.55	0.24	0.27	0.26	0.23
K2O	10.05	9.53	9.59	9.48	9.52	9.3	10.41	8.15
Total	97.75	94.36	96.05	93.95	95.41	95.26	95.81	94.62
Atom numbers calculated based on 11 (O)								
Si	2.95	2.85	2.785	2.845	2.746	2.74	2.752	2.735
AlIV	1.07	0.889	1.018	0.777	1.12	1.06	1.132	0.989
AlVI	0.2	0.274	0.193	0.457	0.53	0.55	0.48	0.631
Ti	0.23	0.186	0.214	0.23	0.188	0.182	0.174	0.19
Fe3+	0.4	0.247	0.377	0.521	0.222	0.289	0.148	0.43
Fe2+	1.04	0.597	0.985	0.852	1.241	1.36	1.491	1.237
Mn	0.02	0.005	0.019	0.018	0.003	0.019	0.018	0.02
Mg	1.44	1.688	1.359	1.392	0.731	0.75	0.683	0.817
K	0.99	0.909	0.943	0.781	0.904	0.902	1.033	0.771
Na	0.12	0.054	0.112	0.086	0.025	0.037	0.039	0.035
Ca	0.007	0.005	0.007	0.005	0.003	0.013	0.01	0.016



شکل ۲. برخی روابط صحرایی در سنگ‌های آذرین درونی پهنه تکنار در منطقه کبودان. (A) نمایی از رخنمون گرانیتوئیدهای نوع I؛ (B) گرانیتوئیدهای نوع S به صورت دایک؛ (C) گرانیتوئیدهای نوع S به شکل رخنمون‌های جداگانه در سنگ‌های مافیک منطقه؛ (D) وجود انکلاو مافیک در گرانیتوئیدهای نوع I.

Figure 2. Some field relations in the plutonic rocks of the Taknar Zone in the Kaboodan area. **A)** A view of the I-type granitoids; **B)** S-type granitoids appear as dyke; **C)** distinct outcrops of S-type granitoids in the mafic rocks of this area; **D)** Mafic enclaves in the I-type granitoids.



تکنار بیشتر شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و بیشترشان منطقه‌بندی نشان می‌دهند (شکل ۴). منطقه‌بندی دیده‌شده در نمونه‌های زیرکن بیشتر از نوع نوسانی^۲ یا بخشی^۳ است و بافت‌های باندی نیز در برخی بلورها دیده می‌شوند. این بافت‌ها از ویژگی‌های بارز بلورهای زیرکن ماگمایی به‌شمار می‌روند (Corfu et al., 2003).

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه عنصرهای کمیاب بلورهای زیرکن نمونه‌های تکنار در جدول ۴ آورده شده‌اند. همه بلورهای تجزیه‌شده نسبت‌های بالای $Th/U > 0.1$ دارند ($Th/U = 1.5-1$) که با زیرکن‌های با خاستگاه ماگمایی همخوانی دارد (Hoskin and Black, 2000). مقایسه فراوانی نسبی عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) با عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) در زیرکن وابستگی بسیاری به چگونگی و محیط پیدایش آن دارد (Bea and Montero, 1999).

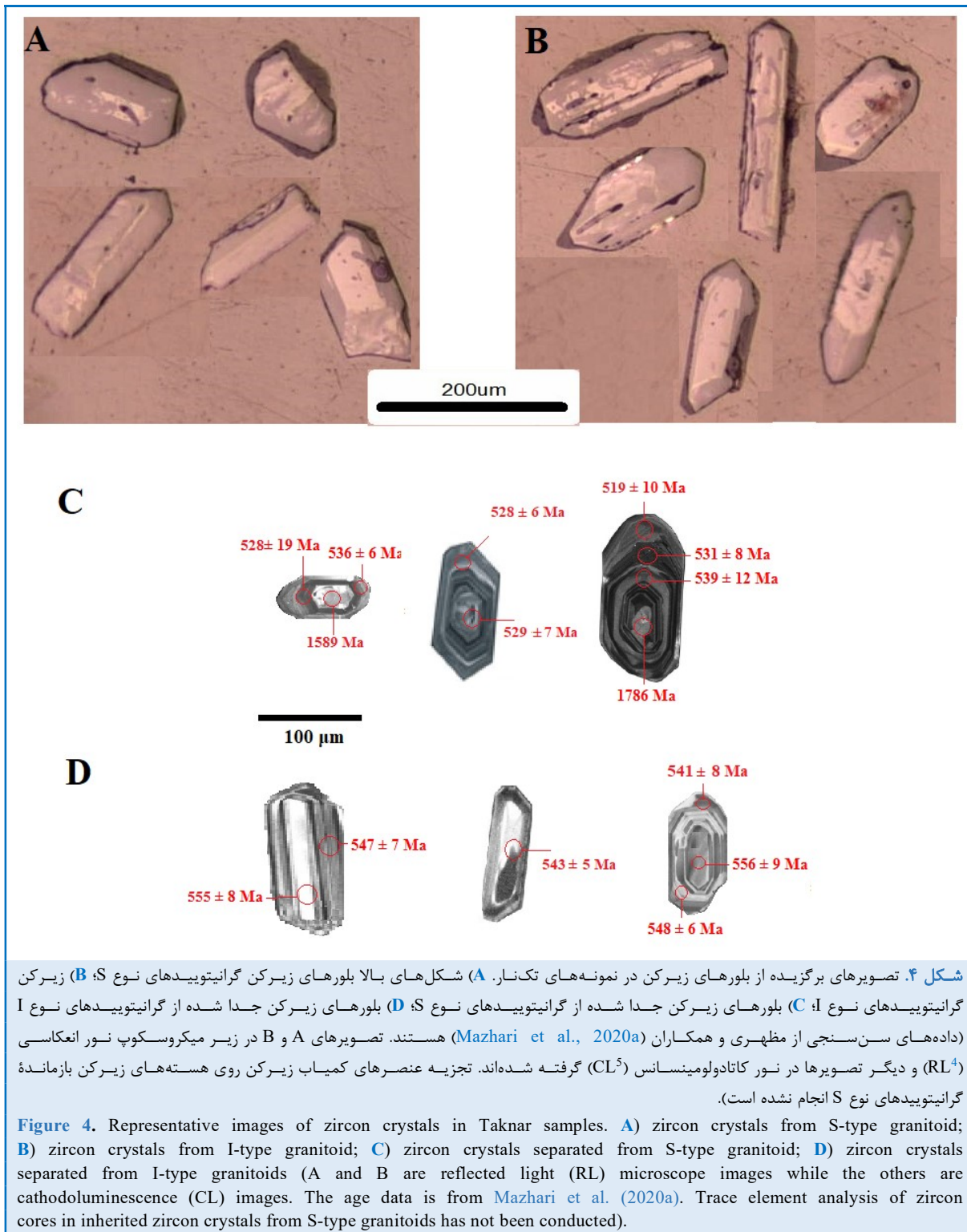
² oscillatory

³ sector

نتایج و بحث

ریخت‌شناسی، سرشت و جایگاه پیدایش بلورهای زیرکن

بررسی‌های پیشین روی بلورهای زیرکن گرانیتوئیدهای منطقه تکنار نشان می‌دهند ویژگی‌های بافتی این بلورها همانند زیرکن‌های با خاستگاه ماگمایی هستند (Mazhari et al., 2020a). نمونه‌های زیرکن جداشده از گرانیتوئیدهای نوع I و S گوناگون از دیدگاه ظاهری همانند هم دارند. همه آنها شفاف هستند و رنگ آنها از بی‌رنگ تا زرد و قهوه‌ای کم‌رنگ تغییر می‌کند. درازای بلورهای زیرکن نزدیک به ۱۰۰ تا ۳۰۰ میکرون و نسبت درازا/پهنای آنها نزدیک به ۱/۳ است (شکل ۴). بررسی‌های سن‌سنجی نشان می‌دهند برخی بلورهای زیرکن در گرانیتوئیدهای نوع S هسته‌بازمانده (زیرکن موروثی) دارند (شکل ۴؛ Mazhari et al., 2020a). هرچند همان‌گونه‌که در بخش روش انجام پژوهش گفته شد، تجزیه عنصرهای کمیاب روی بخش‌های با زیرکن بازمانده انجام نشده است. دانه‌های زیرکن در گرانیتوئیدهای

⁴ reflected light⁵ cathodoluminescence light

این پژوهش (یعنی مقایسه گرانیوتیویدهای گوناگون منطقه کبودان) می‌تواند کارآمد باشد. ضریب توزیع برای هر یک از عنصرهای کمیاب با فرمول زیر به دست آورده می‌شود (Chapman et al., 2016):

غلظت عنصر کمیاب در سنگ کل / غلظت عنصر کمیاب در زیرکن = ضریب توزیع عنصر کمیاب.

ضریب توزیع عنصرهای خاکی کمیاب در نمونه‌های تک‌نار با به دست آوردن نسبت غلظت عنصر کمیاب زیرکن (جدول ۴) به غلظت همان عنصر در سنگ کل (جدول ۱) اندازه‌گیری شد. این محاسبه‌ها نشان می‌دهند ضریب توزیع از نزدیک به ۰/۰۰۱ برای LREE در زیرکن گرانیوتیویدهای نوع S (نمونه‌های Ka18 و Ka39) تا بیشتر از ۲۵۰ برای HREE در زیرکن گرانیوتیویدهای نوع I در نوسان است (شکل ۵-B). ضریب توزیع عنصرهای خاکی کمیاب در بلورهای زیرکن گرانیوتیویدهای نوع I از نمونه‌های نوع S بیشتر است (شکل ۵-B).

بر پایه نسبت عنصرهای REE نیز می‌توان زیرکن‌های ماگمایی را از زیرکن‌های دگرگونی یا زیرکن‌های متأثر از دگرسانی شناسایی کرد (Hoskin, 2005). در نمودارهای شناسایی خاستگاه زیرکن بر پایه نسبت عنصرهای خاکی کمیاب، همه بلورهای زیرکن گرانیوتیویدهای منطقه کبودان در رده زیرکن ماگمایی جای می‌گیرند (شکل ۶A-B).

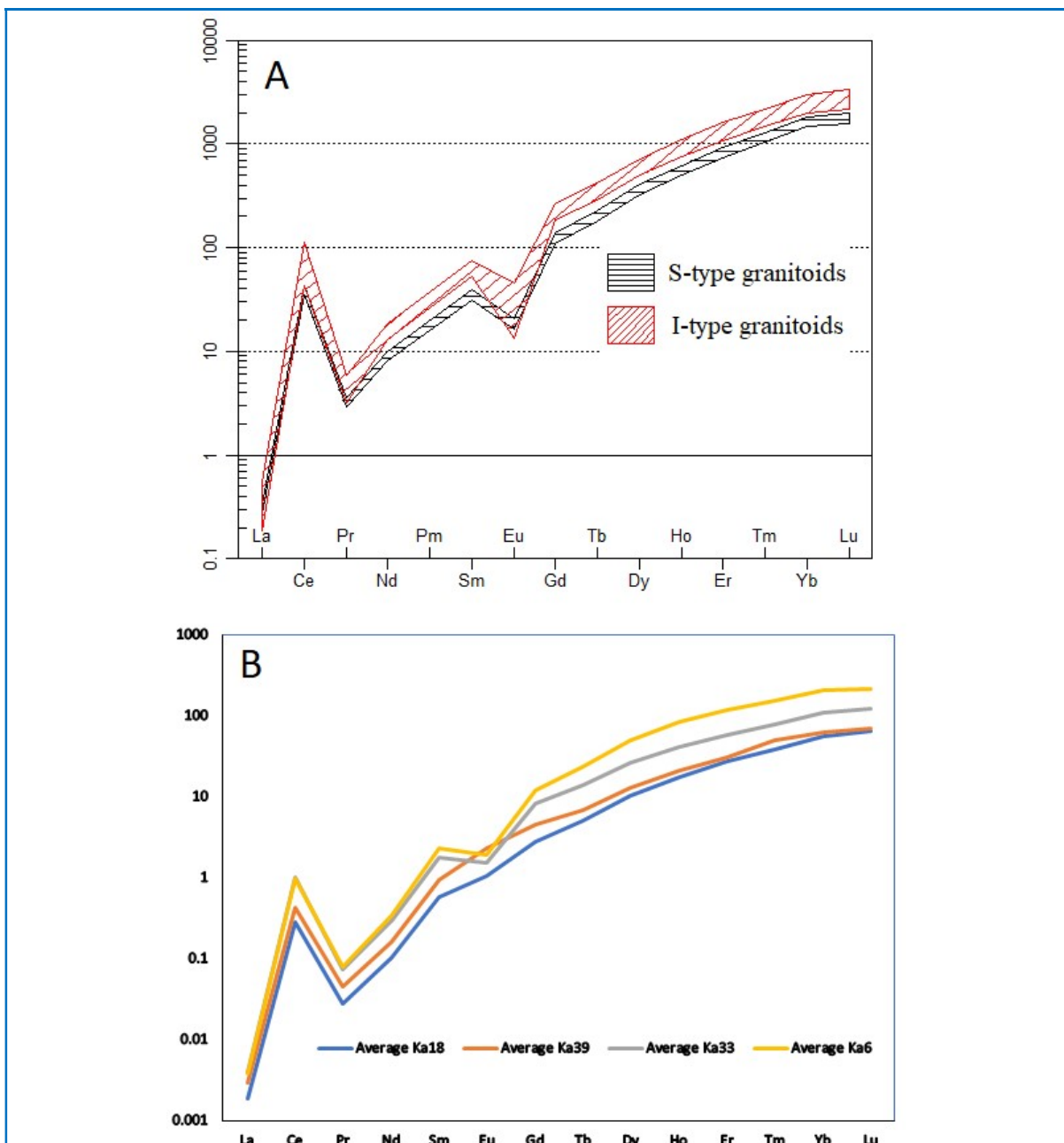
نسبت U/Yb در بلورهای زیرکن معیاری برای شناخت زیرکن در پوسته قاره‌ای و اقیانوسی به شمار می‌رود (Grimes et al., 2007). گمان می‌رود نسبت کم U/Yb (نزدیک به ۰/۱) معیار خوبی برای شناخت زیرکن مذاب‌های جدایش‌یافته از گوشته MORB تهی شده باشد. دیگر منابع زمین‌شناسی غنی شده نسبت‌های U/Yb بیشتری دارند و برای شناخت آنها معیارهای دیگر نیاز است (Grimes et al., 2015). بلورهای زیرکن پدیدآمده در پوسته اقیانوسی نسبت به زیرکن‌هایی که در جایگاه‌های

به علت شعاع یونی کمتر HREE و شعاع بیشتر LREE، زیرکن ماگمایی در الگوی نمودارهای بهنجار شده به ترکیب کندریت یک شیب مثبت از La به Lu، با آنومالی مثبت Ce و آنومالی منفی Eu نشان می‌دهد؛ اما در زیرکن‌های متأثر از سیال‌های گرمایی یا دگرگونی این الگو تغییر می‌کند به گونه‌ای که میزان LREE افزایش و شیب نمودار کاهش می‌یابد (مانند Whitehouse and Kamber, 2002; Long et al., 2012). الگوی عنصرهای خاکی کمیاب (REE) در همه بلورهای زیرکن در نمونه‌های تک‌نار همانند زیرکن‌های ماگمایی است (شکل ۵-A).

عنصرهای خاکی کمیاب (REE) در ساختار زیرکن به میزان چشمگیری وارد می‌شوند. میزان این عنصرها به فشار، دما و ترکیب محیطی بستگی دارد که زیرکن در آن رشد می‌کند. از این رو، از میزان تمرکز REE در بلورهای زیرکن ماگمایی می‌توان برای بررسی شرایط رشد و ترکیب مذاب ماگمای مادر بهره گرفته (مانند Hanchar and van Westrenen, 2007). مشکل اصلی در کاربرد شیمی زیرکن برای بررسی میزان عنصرهای کمیاب سنگ مادر اینست که بزرگی ضریب‌های توزیع عنصرهای کمیاب ($D_{\text{zircon/bulk rock element}}$) به ویژه REE در سنگ‌های گوناگون شاید تا صدها برابر اختلاف داشته باشد (Chapman et al., 2016) و منابع آن. این تفاوت‌های چشمگیر پیامد تأثیر متغیرهای گوناگونی مانند دما، فشار و حالت اکسایش (Hanchar and van Westrenen, 2007) و همچنین، تبلور دیگر کانی‌های دارای عنصرهای کمیاب (Zhong et al., 2021) روی ضریب‌های توزیع عنصرهای کمیاب زیرکن است. از این رو، با توجه به داده‌های موجود و در مقیاس جهانی نمی‌توان ضریب‌های توزیع یکسانی برای بلور زیرکن، حتی در سنگ‌های مشابه، پیشنهاد کرد (Chapman et al., 2016). با وجود این، به دست آوردن ضریب‌های توزیع عنصرهای کمیاب زیرکن در بررسی‌های کوچک مقیاس، همانند هدف ما در

همان گونه که در شکل های C-۶ و D-۶ دیده می شود، بلورهای زیرکن در محدوده زیرکن های قاره ای جای می گیرند.

قاره ای پدید آمده اند، از P, Y و HREE غنی شدگی نشان می دهند و میزان U و Th آنها به نسبت تهی شده است (Grimes et al., 2007).



شکل ۵. A) نمودار الگوی عنصرهای کمیاب (REE) بهنجارشده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای بلورهای زیرکن در نمونه های تکنار؛ B) میانگین ضریب های توزیع برای عنصرهای کمیاب زیرکن در نمونه های تکنار (نمونه های Ka18 و Ka39 گرانیتوئیدهای نوع S و نمونه های Ka6 و Ka33 گرانیتوئیدهای نوع I هستند).

Figure 5. A) Chondrite (Sun and McDonough, 1989) -normalized pattern of rare earth element (REE) in zircon crystals of Taknar samples; B) Average distribution coefficients for REEs in zircon crystals of Taknar samples (Samples Ka18 and Ka39 are from S-type granitoids, while samples Ka33 and Ka6 are from I-type granitoids).

جدول ۴. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن نمونه‌های تک‌نار به روش LA-ICP-MS (GPS: گرانیتوئید نوع S؛ IPS: گرانیتوئید نوع I؛ T°C: دمای به‌دست‌آمده به روش TZT (Dardier et al., 2021) (دما برپایه درجه سانتیگراد؛ غلظت‌ها برپایه ppm).

Table 4. The trace element analytical data in zircon crystals of Taknar samples by the LA-ICP-MS method (GPS: S-type granitoids; IPS: I-type granitoids; T°C: calculated temperatures using the TZT method (Dardier et al., 2021) (The temperature is in Celsius and concentration is in parts per million (ppm)).

Sample No.	Ka18-1	Ka18-10	Ka18-11	Ka18-2	Ka18-3	Ka18-4	Ka18-5	Ka18-6	Ka18-7
Granitoid Type	GPS	GPS	GPS	GPS	GPS	GPS	GPS	GPS	GPS
Ti	46.67	48.39	39.47	46.35	44.37	40.7	50.6	51.82	42.3
P	657	475	383	496	495	390	661	703	361
T°C	897.1	901.35	877.8	896.29	891.21	881.29	906.64	909.48	885.7
Hf	9580	9491	10537	9374	9742	10129	9260	9275	10040
Nb	7.22	6.08	8.83	6.9	7.73	8.25	6.23	5.65	8.1
Ta	1.13	0.99	1.79	1.05	1.26	1.45	0.97	1.02	1.53
Th	64.13	64.37	72.6	64.53	65.32	69.5	63.25	61.92	69.43
U	64.75	63.21	71.63	63.31	66.31	69.77	62.19	61.2	68.1
Sr	0.38	0.45	0.53	0.42	0.55	0.41	0.36	0.33	0.36
Y	1281	1325	1151	1296	1263	1225	1360	1380	1206
La	0.1	0.1	0.09	0.1	0.1	0.09	0.1	0.1	0.09
Ce	32.84	34.3	28.89	33.49	31.85	30.54	34.48	34.72	30.9
Pr	0.41	0.43	0.36	0.42	0.4	0.38	0.43	0.44	0.39
Nd	5.66	5.91	4.98	5.77	5.49	5.26	5.94	5.98	5.33
Sm	7.14	7.46	6.28	7.28	6.93	6.64	7.5	7.55	6.72
Eu	1.43	1.49	1.26	1.46	1.39	1.33	1.5	1.51	1.35
Gd	33.4	34.89	29.39	34.07	32.4	31.06	35.07	35.31	31.43
Tb	10.16	10.61	8.94	10.36	9.86	9.45	10.67	10.74	9.56
Dy	122.65	128.11	107.93	125.1	118.97	114.06	128.78	129.68	115.41
Ho	41.89	43.75	36.86	42.73	40.63	38.96	43.98	44.29	39.42
Er	183	191.14	161.04	186.66	177.51	170.19	192.15	193.49	172.2
Tm	39.11	40.85	34.42	39.89	37.94	36.37	41.07	41.35	36.8
Yb	360.4	376.44	317.15	367.61	349.59	335.17	378.42	381.05	339.14
Lu	60.02	62.69	52.82	61.22	58.22	55.82	63.02	63.46	56.48
Sum REE	889.02	928.59	782.34	906.8	862.35	826.79	933.47	939.96	836.57

جدول ۴. ادامه.

Table 4. Continued.

Sample No.	Ka18-8	Ka18-9	Ka33-1	Ka33-10	Ka33-11	Ka33-2	Ka33-3	Ka33-4	Ka33-5
Granitoid Type	GPS	GPS	GPI	GPI	GPI	GPI	GPI	GPI	GPI
Ti	50.27	45.09	31.66	20.4	29.45	21.73	24.8	31.87	30.75
P	593	502	291	185	187	190	291	265	207
T°C	905.86	893.08	853.36	807.62	845.57	813.96	827.48	854.08	850.21
Hf	9123	9568	7460	7860	7536	8160	7751	7309	7453
Nb	6.07	6.51	5.33	8.47	6.16	8.19	7.45	4.95	4.18

جدول ۴. ادامه.

Table 4. Continued.

Sample No.	Ka18-8	Ka18-9	Ka33-1	Ka33-10	Ka33-11	Ka33-2	Ka33-3	Ka33-4	Ka33-5
Ta	0.95	1.2	1.19	2.05	1.54	2.17	1.85	1.32	1.26
Th	62.47	64.6	170.4	251.6	185.4	252.8	237.1	153.4	175.2
U	61.46	65.31	115.9	165.1	118	164.3	155.3	106	115.8
Sr	0.37	0.39	0.72	0.39	0.49	0.46	0.48	0.33	0.53
Y	1367	1305	2255	1806	2006	1816	1852	2350	2294
La	0.1	0.1	0.07	0.14	0.16	0.06	0.07	0.07	0.17
Ce	34.81	32.98	42.45	72.66	84.28	34.39	39.05	43.3	89.8
Pr	0.44	0.41	0.48	0.57	0.66	0.39	0.44	0.49	0.71
Nd	6	5.69	9.48	8.17	9.48	7.68	8.72	9.67	10.1
Sm	7.57	7.17	12.7	10.78	12.5	10.29	11.69	12.96	13.32
Eu	1.52	1.44	2.89	1.02	1.18	2.34	2.66	2.95	1.26
Gd	35.4	33.55	60.16	49.68	57.63	48.73	55.35	61.36	61.4
Tb	10.77	10.21	17.28	14.2	16.48	14	15.9	17.63	17.55
Dy	130.01	123.19	201.77	166.63	193.29	163.43	185.63	205.81	205.95
Ho	44.4	42.08	68.41	56.06	65.03	55.42	62.94	69.78	69.28
Er	193.98	183.81	291.74	235.14	272.76	236.31	268.4	297.58	290.62
Tm	41.46	39.28	61.56	49.09	56.95	49.87	56.64	62.79	60.67
Yb	382.02	362	549.27	436.48	506.32	444.91	505.33	560.26	539.46
Lu	63.62	60.29	93.84	72	83.52	76.01	86.34	95.72	88.99
Sum REE	942.36	892.96	1399.34	1150.84	1334.98	1133.46	1287.39	1427.33	1422.37

جدول ۴. ادامه.

Table 4. Continued.

Sample No.	Ka33-6	Ka33-7	Ka33-8	Ka33-9	Ka39-1	Ka39-2	Ka39-3	Ka39-4
Granitoid Type	GPI	GPI	GPI	GPI	GPS	GPS	GPS	GPS
Ti	31.49	25.63	25.49	27.9	39.15	40.27	44.96	40.93
P	264	242	200	335	479	440	640	356
T [°] c	852.78	830.9	830.33	839.81	876.88	880.08	892.74	881.93
Hf	7433	7562	7681	7505	10366	10220	9657	10417
Nb	5.67	6.4	6.89	6.27	9.14	7.59	7.3	8.16
Ta	1.35	1.62	1.7	1.4	1.84	1.63	1.39	1.72
Th	188.7	223.4	221	208.2	73.16	72.77	65.31	71.5
U	122.7	147	145.8	143.1	72.54	72.31	64.03	71.49
Sr	0.46	0.57	0.36	0.5	0.41	0.47	0.63	0.39
Y	2261	1880	1906	1993	1142	1167	1277	1183
La	0.16	0.15	0.15	0.16	0.09	0.09	0.1	0.09
Ce	86	81.43	81.7	83.51	28.7	29.57	32.29	30.2
Pr	0.68	0.64	0.64	0.66	0.36	0.37	0.41	0.38
Nd	9.67	9.16	9.19	9.39	4.95	5.1	5.57	5.21
Sm	12.76	12.08	12.12	12.39	6.24	6.43	7.02	6.57

جدول ۴. ادامه.

Table 4. Continued.

Sample No.	Ka33-6	Ka33-7	Ka33-8	Ka33-9	Ka39-1	Ka39-2	Ka39-3	Ka39-4
Eu	1.21	1.14	1.15	1.17	1.25	1.29	1.41	1.32
Gd	58.8	55.68	55.86	57.11	29.2	30.07	32.84	30.72
Tb	16.81	15.92	15.97	16.33	8.88	9.15	9.99	9.35
Dy	197.22	186.75	187.36	191.53	107.22	110.44	120.6	112.82
Ho	66.35	62.83	63.03	64.43	36.62	37.72	41.19	38.53
Er	278.3	263.52	264.39	270.27	159.98	164.78	179.94	168.33
Tm	58.1	55.02	55.2	56.43	34.19	35.22	38.46	35.98
Yb	516.6	489.17	490.77	501.7	315.06	324.51	354.38	331.51
Lu	85.21	80.69	80.95	82.76	52.47	54.04	59.02	55.21
Sum REE	1362.1	1289.78	1294	1322.81	777.18	800.5	874.16	817.77

جدول ۴. ادامه.

Table 4. Continued.

Sample No.	Ka39-5	Ka39-6	Ka39-7	Ka39-8	Ka6-1	Ka6-10	Ka6-11	Ka6-12
Granitoid Type	GPS	GPS	GPS	GPS	GPI	GPI	GPI	GPI
Ti	48.7	41.85	39.16	43.1	23.08	33.25	32.49	28.3
P	316	473	531	631	226	254	273	195
T°c	902.1	884.47	876.91	887.85	820.08	858.7	856.18	841.32
Hf	9506	9859	10650	9630	7814	7260	7347	7640
Nb	6.74	7.69	8.37	7.05	7.1	4.51	4.63	6.53
Ta	1.08	1.17	1.73	1.34	2.16	1.06	1.12	1.65
Th	64.02	67.71	72.33	65.75	248.4	155.3	166	215.7
U	63.5	68.04	72.08	66.27	160.4	105.2	110.5	145.4
Sr	0.49	0.51	0.34	0.54	0.39	0.51	0.41	0.67
Y	1347	1249	1135	1255	1841	2430	2406	1965
La	0.1	0.09	0.08	0.1	0.14	0.08	0.17	0.07
Ce	34.15	31.08	28	32.2	76.1	48.82	90.56	39.9
Pr	0.43	0.39	0.35	0.41	0.6	0.55	0.71	0.45
Nd	5.89	5.36	4.83	5.55	8.56	10.91	10.19	8.91
Sm	7.43	6.76	6.09	7	11.29	14.61	13.43	11.94
Eu	1.49	1.35	1.22	1.4	1.07	3.33	1.27	2.72
Gd	34.74	31.61	28.48	32.76	52.04	69.18	61.92	56.55
Tb	10.57	9.62	8.66	9.96	14.88	19.87	17.7	16.24
Dy	127.56	116.08	104.6	120.29	174.53	232.04	207.69	189.67
Ho	43.57	39.64	35.72	41.08	58.72	78.68	69.87	64.31
Er	190.32	173.19	156.06	179.47	246.28	335.51	293.08	274.24
Tm	40.67	37.01	33.35	38.36	51.42	70.8	61.19	57.87
Yb	374.82	341.08	307.35	353.45	457.17	631.67	544.03	516.32
Lu	62.42	56.8	51.19	58.86	75.41	107.92	89.74	88.21
Sum REE	924.58	841.37	758.16	871.88	1205.4	1609.24	1434.43	1315.38

جدول ۴. ادامه.

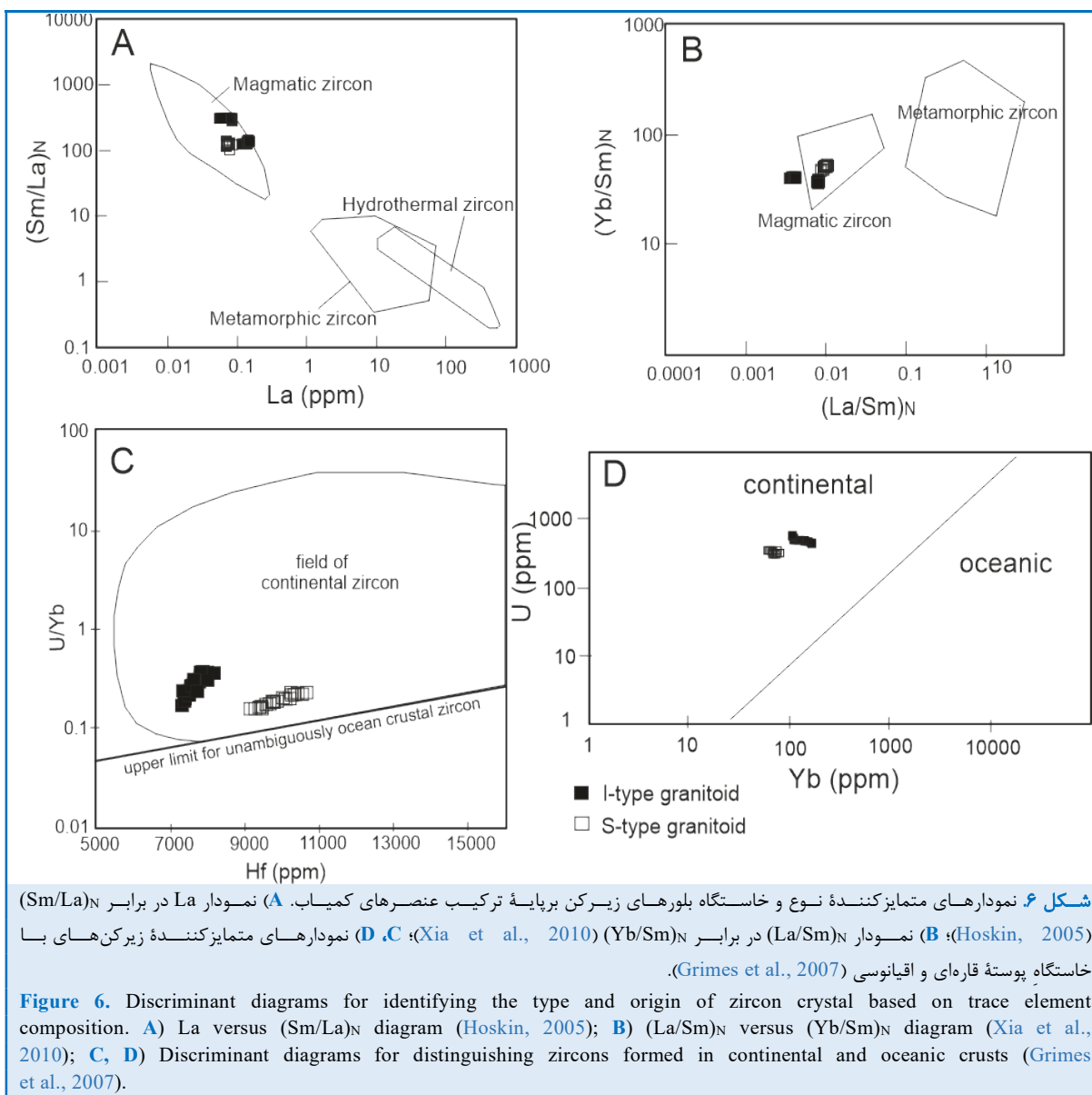
Table 4. Continued.

Sample No.	Ka6-2	Ka6-3	Ka6-4	Ka6-5	Ka6-6	Ka6-7	Ka6-8	Ka6-9
ID	GPI	GPI	GPI	GPI	GPI	GPI	GPI	GPI
Ti	24.17	22.17	26.91	28.12	28.77	33.61	32.75	23.92
P	283	256	326	216	280	219	290	176
T [°] c	824.82	815.99	836	840.64	843.07	859.89	857.05	823.75
Hf	7763	7831	7739	7405	7495	7368	7315	7950
Nb	7.6	9.15	7.25	5.25	5.93	4.8	4.36	8.8
Ta	2.03	1.86	1.79	1.23	1.39	0.88	0.95	1.95
Th	243.1	250.7	220.5	193.5	202.3	162.8	150.9	249.3
U	159.2	163.7	146.9	121.2	130.1	107.4	106.8	162.3
Sr	0.44	0.42	0.58	0.3	0.37	0.4	0.5	0.52
Y	1860	1790	1874	2204	2380	2471	2367	1835
La	0.15	0.13	0.15	0.07	0.16	0.07	0.08	0.06
Ce	79.91	70.01	81.43	40.75	86	44.15	45	35.66
Pr	0.63	0.55	0.64	0.46	0.68	0.5	0.51	0.4
Nd	8.99	7.88	9.16	9.1	9.67	9.86	10.05	7.97
Sm	11.85	10.39	12.08	12.2	12.76	13.21	13.47	10.67
Eu	1.12	0.98	1.14	2.78	1.21	3.01	3.07	2.43
Gd	54.64	47.87	55.68	57.75	58.8	62.56	63.77	50.53
Tb	15.62	13.69	15.92	16.59	16.81	17.97	18.32	14.52
Dy	183.26	160.57	186.75	193.7	197.22	209.84	213.88	169.49
Ho	61.65	54.02	62.83	65.68	66.35	71.15	72.52	57.47
Er	258.6	226.58	263.52	280.07	278.3	303.41	309.25	245.06
Tm	53.99	47.3	55.02	59.1	58.1	64.03	65.26	51.71
Yb	480.03	420.6	489.17	527.3	516.6	571.25	582.23	461.39
Lu	79.18	69.38	80.69	90.09	85.21	97.6	99.47	78.83
Sum REE	1265.67	1108.97	1289.78	1343.36	1362.1	1455.31	1483.3	1175.44

عنصرهای کمیاب زیرکن، حتی در گرانیتوئیدهای هم‌نوع در محیط‌های مختلف، گستره وسیعی را نشان می‌دهد (مانند Paterson et al., 1992; Chapman et al., 2016). از این‌رو، مقایسه ترکیب عنصرهای کمیاب کانی زیرکن در نمونه‌های تک‌نار با بازه تغییرات ترکیبی گرانیتوئیدها در مقیاس جهانی کارساز نخواهد بود؛ زیرا همه داده‌ها در بخش کوچکی از طیف گسترش ترکیبی جای خواهد گرفت. از این‌رو، در این پژوهش به مقایسه تفاوت ترکیبی گرانیتوئیدهای گوناگون در منطقه کبودان پرداخته می‌شود که در جایگاه زمین‌شناسی همانند پدید آمده‌اند.

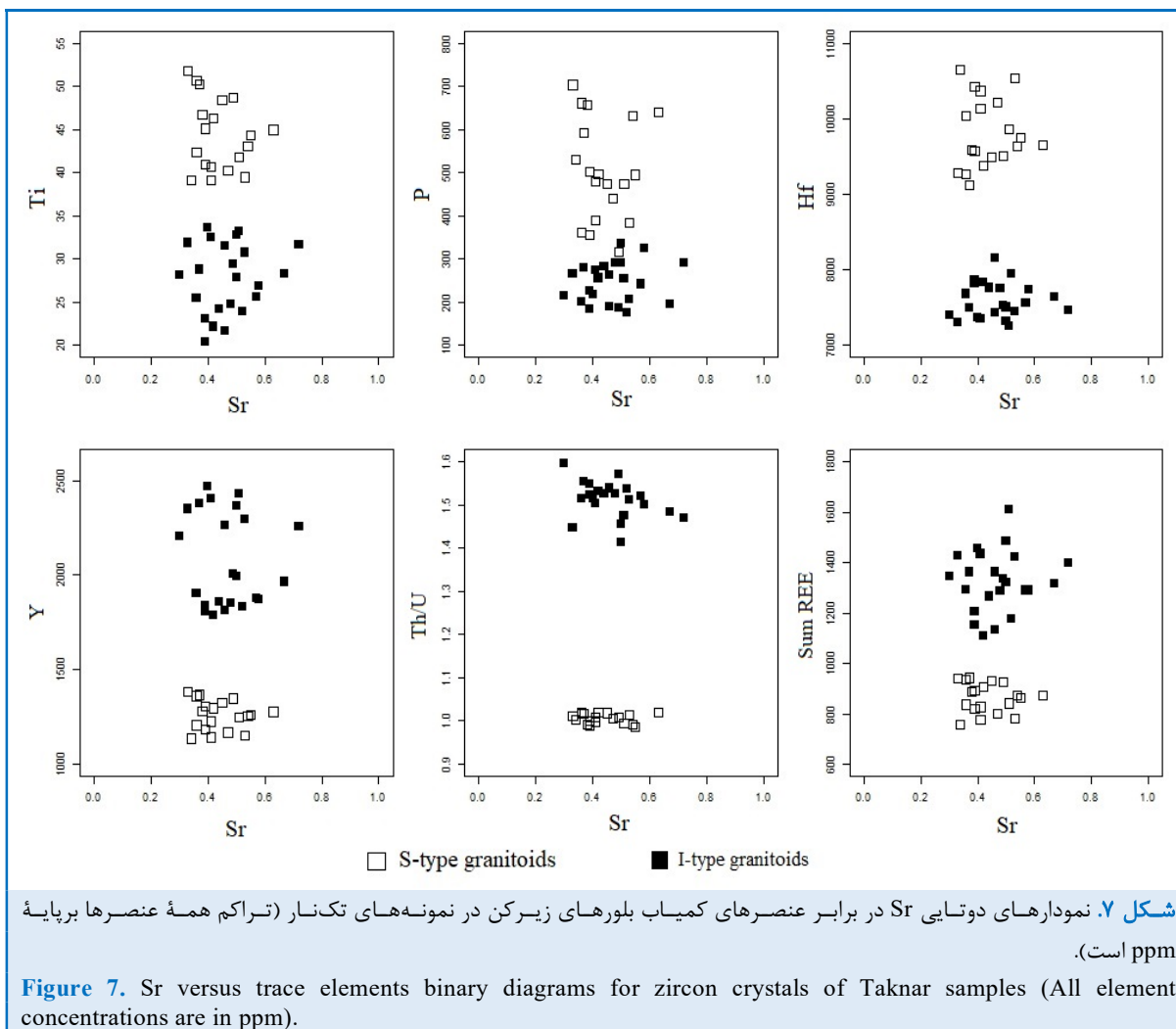
تفاوت ترکیب عنصرهای کمیاب در بلورهای زیرکن گرانیتوئیدهای نوع I و S

همان‌گونه که در بخش‌های پیشین گفته شد، تأثیر عوامل گوناگون در توزیع عنصرهای کمیاب زیرکن تفاوت فراوانی آنها در سنگ‌های گوناگون را به دنبال دارد. از این‌رو، بازه تغییرات غلظت عنصرهای کمیاب زیرکن در سنگ‌های گوناگون بسیار گسترده است (Belousova et al., 2002; Grimes et al., 2015). تغییرات ترکیبی بلورهای زیرکن در سنگ‌های مشابه نیز تفاوت‌های چشمگیری نشان می‌دهد. سنگ‌های گرانیتوئیدی نیز از این ویژگی مستثنی نیستند و میزان



متفاوت است. بلورهای زیرکن در گرانیتوئیدهای نوع S نسبت به نوع I از عنصرهای P, Ti, Hf غنی‌تر هستند؛ اما این بلورها در نمونه‌های نوع I از عنصرهای Y, Th, U و REE کمابیش غنی هستند (شکل ۷). وجود این تفاوت ترکیب در بلورهای زیرکن ماگمایی نشان‌دهنده منابع مختلف و روند تحولی متفاوتی است که پیدایش ماگمای اولیه را در پی داشته است (Deng et al., 2019).

با بررسی داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه عنصرهای کمیاب در زیرکن‌های گرانیتوئیدهای گوناگون منطقه تک‌نار، تفاوت‌های چشمگیری در آنها دیده می‌شود (جدول ۴). با وجود این‌که دامنه تغییرات ترکیب برخی عنصرها مانند Sr (۰/۳ تا ۰/۷ ppm)، Nb (۹/۱۵ تا ۴/۳ ppm) و Ta (۰/۹ تا ۲/۲) در بلورهای زیرکن گرانیتوئیدهای گوناگون یکسان است، ترکیب دیگر عنصرهای کمیاب بسیار



به‌دست آوردند.

برای محاسبات تئوری این دماسنج که سپس در بررسی‌های تجربی فری و واتسون (Ferry and Watson, 2007) تکمیل شد معادلهٔ جانشینی زیر به کار برده می‌شود:

$$\text{TiO}_2 + \text{ZrSiO}_4 = \text{ZrTiO}_4 + \text{SiO}_2$$

دماسنج تیتانیوم در زیرکن می‌تواند وابستگی میان داده‌های سن‌سنجی و زمین‌شیمی در بلور و تحول سنگ‌زایی سنگ میزبان را نشان دهد. این دماسنج برپایهٔ تجزیهٔ زیرکن‌های طبیعی و مصنوعی با دقت $\pm 5^\circ\text{C}$ کالیبره شده است.

دماسنج Ti در زیرکن بر این فرض استوار است که روتیل (TiO_2) و زیرکن خالص در هنگام تبلور زیرکن به‌طور هم‌زمان حضور داشته‌اند. البته گمان می‌رود این

دمای تبلور و فشار بخشی اکسیژن در بلورهای زیرکن

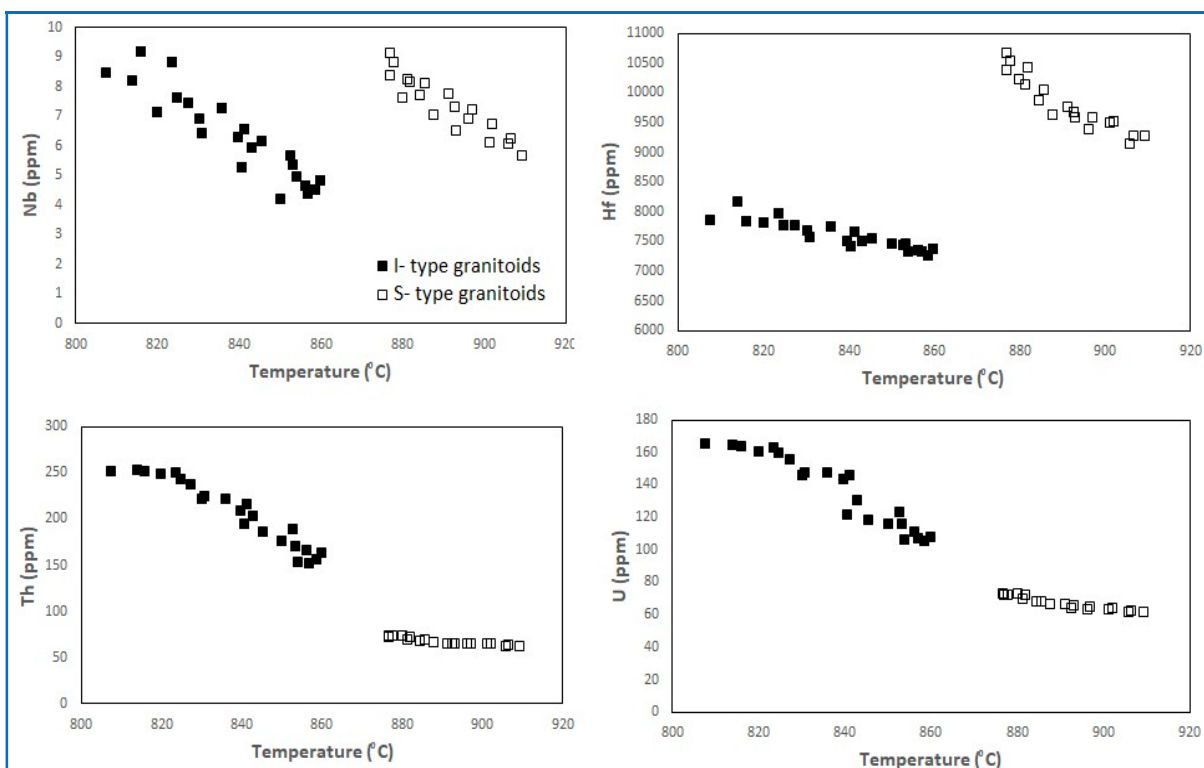
زیرکن در مذاب انحلال‌پذیری کمی دارد، نسبت به دگرسانی در سطح زمین پایداری و مقاومت بالا دارد و ساختار بلوری آن در دماهای ماگمایی تغییرات حجمی بسیار کمی نشان می‌دهد (Cherniak and Watson 2007). این ویژگی‌ها موجب می‌شود زیرکن بتواند گویای اطلاعات زمین‌شیمیایی بارزشی دربارهٔ محیط رشد، شامل دمای تبلور و ترکیب مذابی که از آن متبلور شده است باشد. دماسنج Ti در زیرکن از مؤثرترین ابزارهای پتروژنتیک برای بررسی سنگ‌های گرانیتی به‌شمار می‌رود (Schiller and Finger 2019). نخستین بار واتسون و همکاران (Watson et al., 2006) برآوردی از غلظت تیتانیوم در زیرکن که تابع دمای تشکیل و فعالیت تیتانیوم‌دی‌اکسید (TiO_2) است را به‌صورت آزمایشگاهی

روتیل و کوارتز و در فشار نزدیک به ۱۰ کیلوبار رخ داده است. بیشترین خطا برای دمای تبلور هنگامی که فعالیت‌های TiO_2 و SiO_2 مشخص نباشد، نزدیک به 60°C – 70°C در دمای 750°C برآورد می‌شود (Ferry and Watson, 2007).

برای به‌دست‌آوردن دمای تبلور با داماسنج تیتانیم در زیرکن در نمونه‌های تکنار برنامه TZT (Titanium in Zircon Thermometry) به‌کار برده شد. این برنامه نرم‌افزاری در محیط ویندوز است که از Visual Basic 2012® بهره می‌گیرد (Dardier et al., 2021). نتایج محاسبه دما با TZT نشان می‌دهد دمای تبلور بلورهای زیرکن در گرانیتوئیدهای نوع S (910°C – 877°C) از گرانیتوئیدهای نوع I (860°C – 808°C) بیشتر بوده است (شکل ۸).

فرض برای بیشتر سنگ‌های ماگمایی فلسیک منطقی باشد. در نتیجه اگر فعالیت TiO_2 واحد (تقریباً یک) در نظر گرفته شود، پایداری تعادل به‌دست می‌آید (Watson et al., 2006). با وجود این مدل‌های ترمودینامیکی و کالیبراسیون‌های تکمیلی برای داماسنج تیتانیم در زیرکن نشان داد که انحلال‌پذیری Ti در زیرکن نه تنها به دما و فعالیت TiO_2 (α_{TiO_2}) بلکه تا اندازه‌ی بسیاری به فعالیت SiO_2 (α_{SiO_2}) نیز وابسته است (Ferry and Watson, 2007).

هرچند برای برآورد دمای تبلور زیرکن با داماسنج تیتانیم در زیرکن دانستن فعالیت‌های دی‌اکسیدسیلیسیم و دی‌اکسیدتیتانیم بسیار نیاز است (Ferry and Watson, 2007)، اما این داماسنج تا اندازه‌ی بسیاری به الگوی کالیبراسیون واتسون و همکاران (Watson et al., 2006) وابسته هست که فرض می‌کند تبلور زیرکن در حضور



شکل ۸. نمودارهای دوتایی نشان‌دهنده تغییرات تمرکز برخی عنصرهای کمیاب بلورهای زیرکن در برابر دمای تبلور (به‌دست‌آمده با نرم‌افزار TZT) برای گرانیتوئیدهای گوناگون منطقه تکنار.

Figure 8. Binary diagrams showing the variations in the concentration of some trace elements in zircon crystals against the crystallization temperature (calculated using the TZT software) for different types of granitoids in Taknar.

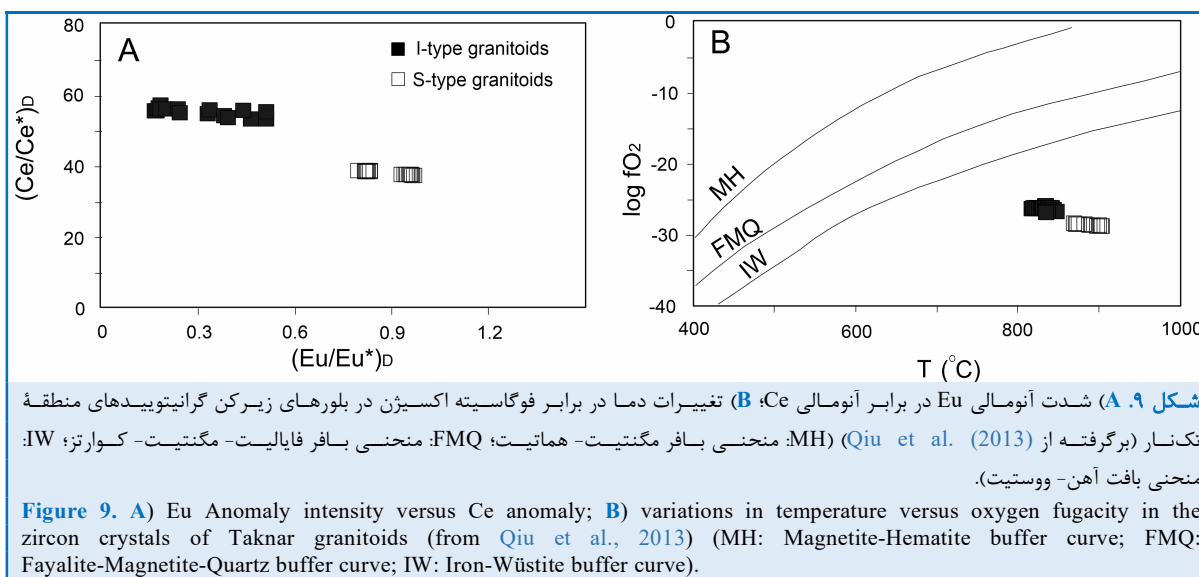
(Trial et al., 2012; Smythe and Brennan, 2016). در این پژوهش، برای به دست آوردن میزان آنومالی‌های یوروپیم و سریم از نسبت‌های $(Eu/Eu^*)_D$ و $(Ce/Ce^*)_D$ بهره گرفته شد (Trail et al., 2012). داده‌های به دست آمده روشن می‌کند شدت آنومالی یوروپیم در بلورهای زیرکن گرانیتوئیدهای نوع S از گرانیتوئیدهای نوع I کمابیش بیشتر است؛ اما میزان آنومالی سریم در گرانیتوئیدهای نوع I منطقه تکنار تا اندازه‌ای بیشتر است (شکل ۹-۱). برخلاف Eu که می‌تواند به ساختار فلدسپار وارد شود، سریم در ترکیب کانی‌های اصلی سنگ‌ساز وارد نمی‌شود. از این رو، $(Ce/Ce^*)_D$ در بلورهای زیرکن شاخص بهتری برای بررسی وضعیت اکسیداسیون ماگماهای طبیعی به شمار می‌رود (Trail et al., 2012; Loader et al., 2022). فشاربخشی اکسیژن ماگما در بلورهای زیرکن بررسی شده با کمک $(Ce/Ce^*)_D$ و بر پایه معادله تریل و همکاران (Trail et al., 2012) به دست آورده شد. نتایج نشان می‌دهند با اینکه مقدار fO_2 در همه نمونه‌ها کم است، گرانیتوئیدهای نوع I در مقایسه با نمونه‌های نوع S در فشاربخشی اکسیژن بالاتری پدید آمده‌اند. میانگین مقادیر ΔFMQ برای بلورهای زیرکن گرانیتوئیدهای نوع S برابر با ۱۸.۸- است؛ اما در بلورهای زیرکن در گرانیتوئیدهای نوع به طور میانگین برابر با ۱۶.۳- هستند. وابستگی میان دما و فشاربخشی اکسیژن نشان می‌دهد همه نمونه‌ها در شرایط کمتر از FMQ پدید آمده‌اند (شکل ۹-۲). به دست آوردن دما و fO_2 با به کارگیری ترکیب عنصرهای کمیاب بلورهای زیرکن در منطقه تکنار نشان می‌دهد دمای بالاتر و فشاربخشی اکسیژن در گرانیتوئیدهای نوع S نسبت به نوع I کمتر بوده است (شکل ۹-۲).

بررسی تغییر ترکیب عنصرهای کمیاب در برابر افزایش دمای تبلور بلورهای زیرکن، روندهای خطی و مشخصی را در هر یک از انواع گرانیتوئیدهای منطقه تکنار نشان می‌دهد. همان‌گونه که در شکل ۸ دیده می‌شود، میزان عنصرهایی مانند Nb، Hf، Th و U در بلورهای زیرکن با افزایش دمای تبلور در هر دو گروه گرانیتوئیدهای I و S کاهش می‌یابد. روند تغییرات عنصرهای کمیاب با افزایش دمای تبلور در بلورهای زیرکن نشان‌دهنده تغییرات منظم در ترکیب مذاب همزمان با سرد شدن سیستم است. این رفتار عنصرهای کمیاب با فرایندهای جدایش ماگمایی^۶ مانند تبلوربخشی^۷ همخوانی دارد (Bolhar et al., 2008). فرایند جدایش ماگمایی به عنوان بخشی از تحولات تکتونوماگمایی گرانیتوئیدهای گوناگون در منطقه تکنار در بررسی‌های پیشین نیز اثبات شده است (Mazhari et al., 2020a).

در میان عنصرهای خاکی کمیاب در ترکیب بلورهای زیرکن، به دو عنصر Eu و Ce توجه ویژه‌ای شده است. برخلاف دیگر REE که سه ظرفیتی هستند، Ce و Eu می‌توانند به صورت Ce^{+4} و Eu^{+2} نیز در ماگماها دیده شوند (Burnham and Berry, 2012). به علت نزدیکی شعاع یونی و بار Ce^{+4} به Zr^{+4} ، این یون در بلور زیرکن نسبت به Ce^{+3} سازگارتر است و افزایش Ce در زیرکن را به دنبال دارد (معمولاً به شکل آنومالی مثبت در الگوی REE دیده می‌شود). در سوی دیگر، Eu^{+2} نسبت به Eu^{+3} سازگاری کمتری دارد و باعث آنومالی منفی Eu در الگوی REE زیرکن می‌شود. بررسی‌های تجربی نشان می‌دهند Ce/Ce^* و Eu/Eu^* در بلورهای زیرکن با افزایش فشاربخشی (فوگاسیته) اکسیژن افزایش می‌یابد

⁶ magma fractionation

⁷ fractional crystallization



دماسنجی به روش TZT نیز نشان از بیشتر بودن دمای پیدایش بلورهای زیرکن در گرانیتوئیدهای نوع S دارد. ترکیب عنصرهای REE در بلورهای زیرکن نشان می‌دهد فشاربخشی گرانیتوئیدهای نوع I بیشتر از نوع S بوده است. روند تغییر ترکیب عنصرهای کمیاب زیرکن در برابر افزایش دمای تبلور نشان از تغییرات منظم و فرایندهای تحولی مانند جدایش ماگمایی در هنگام تبلور مذاب در گرانیتوئیدهای گوناگون منطقه دارد.

سپاس‌گزاری

بخشی از هزینه‌های این پژوهش از محل پژوهانه مصوب دانشگاه پیام‌نور تأمین شده است. بدین‌وسیله از معاونت پژوهشی دانشگاه پیام‌نور صمیمانه سپاس‌گزاری می‌شود. در فرایند داوری و ارزیابی مقاله، شش داور گرامی نکته‌های باارزشی برای بهبود کیفیت مقاله پیشنهاد کردند که در اینجا از پیشنهادهای ارزنده آنها سپاس‌گزاری می‌شود.

برداشت

ویژگی‌های عنصرهای کمیاب زیرکن گرانیتوئیدهای گوناگون پهنه تکنار در منطقه کبودان مانند ویژگی‌های ریخت‌شناسی، نسبت‌های بالای Th/U و (Sm/La)_N و میزان کم عنصرهای خاکی کمیاب سبک نشان می‌دهند بلورهای زیرکن خاستگاه ماگمایی دارند. مقادیر به نسبت بالای U و U/Yb در بلورهای زیرکن گویای پیدایش آنها در محیط قاره‌ای است. هرچند دامنه تغییر برخی عنصرها مانند Sr، Nb و Ta در همه نمونه‌ها همانند است، ترکیب دیگر عنصرهای کمیاب در دانه‌های زیرکن گرانیتوئیدهای نوع S تفاوت چشمگیری با نمونه‌های نوع I نشان می‌دهد. میزان عنصرهای Y، Th، U و REE در زیرکن‌های گرانیتوئیدهای نوع I بیشتر است؛ اما بلورهای زیرکن گرانیتوئیدهای نوع I از عنصرهای Ti، P و Hf کمابیش غنی‌تر هستند. ضریب توزیع عنصرهای کمیاب در بلورهای زیرکن گرانیتوئیدهای نوع I از نمونه‌های نوع S بیشتر است.

References

- Abdel-Rahman, A.M. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35 (2), 525-541. doi: 10.1093/petrology/35.2.525
- Bahajroy, M., Taki, S., Moazzen, M., and Ganji, A. (2022) Whole rock and mineral chemistry of intermediate intrusive rocks on the northern side of Shahroud River near Zardkooh in Guilan province (Iran). *Petrological Journal*, 51, 1-32 (in Persian). doi: 10.22108/IJP.2022.132420.1267

- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., and Fisher, N.J. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 602-622. doi: 10.1007/s00410-002-0364-7
- Bolhar, R., Weaver, S.D., Palin, J.M., Cole, J.W., and Paterson, L.A. (2008) Systematics of zircon crystallisation in the Cretaceous Separation Point Suite, New Zealand, using U/Pb isotopes, REE and Ti geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156, 133-160. doi: 10.1007/s00410-007-0278-5
- Broska, I., and Petrik, I. (2014) Accessory phases in genesis of igneous rocks. In S. Kumar and R.N. Singh, Eds., *Modelling of magmatic and applied processes*, p. 109-149. Springer International Publishing, Switzerland.
- Burnham, A.D., and Berry, A.J. (2012) An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as a function of oxygen fugacity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 95, 196-212. doi: 10.1016/j.gca.2012.07.034
- 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.
- Cherniak, D.J., and Watson E.B. (2007) Ti diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 242, 470-483. doi: 10.1016/j.chemgeo.2016.06.014
- Coble, M.A., Vazquez, J.A., Barth, A.P., Wooden, J.L., Burns, D.H., Kylanderclark, A.R.C., Jackson, S.E., and Vennari, C.E. (2018) Trace element characterisation of MAD-559 zircon reference material for ion microprobe analysis. *Geostandard and Geoanalytical Research*, 42, 481-497. doi: 10.1111/ggr.12238
- Dardier, A.M., Dessouky, O.K., and El-Bialy, M.Z. (2021) TZT: a windows program for calculating zircon crystallization temperature based on Ti-in-zircon thermometry. *Earth Science Informatics*, 14 (3), 1679- 1684. doi: 10.1007/s12145-021-00596-4
- Deng, C., Sun, G., Sun, D., Hun, J., Yang, D., and Tang, Z. (2019) Morphology, trace elements, and geochronology of zircons from monzogranite in the Northeast Xing'an Block, northeastern China: constraints on the genesis of the host magma. *Mineralogy and Petrology*, 113, 651-666. doi: 10.1007/s00710-019-00669-9
- Ferry, J.M., and Watson E.B. (2007) New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154, 429-437. doi: 10.1007/s00410-007-0201-0
- Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghøj K., and Schwartz J.J. (2007) The trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*, 35, 643-646. doi: 10.1130/G23603A.1
- Grimes C.B., Wooden J.L., Cheadle M.J., and John B.E. (2015) Fingerprinting tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170, 1-26. doi: 10.1007/s00410-015-1199-3
- Hanchar, J.M., and van Westrenan W. (2007) Rare earth element-behaviour in zircon-melt systems. *Elements*, 3, 37-42. doi: 10.2113/gselements.3.1.37
- Harrison T.M., Blichert-Toft J., Müller W., Albarede F., Holden P., and Mojsis S.J. (2005) Heterogeneous Hadean hafnium: Evidence of continental crust at 4.4 to 4.5 Ga. *Science*, 310, 1947-1950. doi: 10.1126/science.1117926
- 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. doi: 10.1016/j.gca.2004.07.006
- Hoskin, P.W.O., and Black, L.P. (2000) Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18 (4), 423-439. doi: 10.1046/j.1525-1314.2000.00266.x
- Hou, T., Zhang, Z.C., Keiding, J.K., and Veksler I.V. (2015) Petrogenesis of the ultrapotassic Fanshan intrusion in the North China Craton: implications for lithospheric mantle metasomatism and the origin of apatite ores. *Journal of Petrology*, 5, 893-918. doi: 10.1093/petrology/egv021
- Jacamon, F., and Larsen, R.B. (2009) Trace element evolution of quartz in the charnockitic Kleivan granite, SW-Norway: The Ge/Ti ratio of quartz as an index of igneous differentiation. *Lithos*, 107, 281-291. doi: 10.1016/j.lithos.2008.10.016
- Jacob, D. (2006) High sensitivity analysis of trace element-poor geological reference glasses by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICPMS). *Geostandards and Geoanalytical Research*, 30, 221-235. doi: 10.1111/j.1751-908X.2006.tb01064.x
- Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., and Marchal M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 139-154. doi: 10.1016/0012-821X(82)90122-4
- Liang, Y., Deng J., Liu, X., Wang, Q., Qin C., Li, Y., Yang, Y. Zhou, M., and Jiang J. (2018) Major and trace element, and Sr isotope compositions of clinopyroxene phenocrysts in mafic dykes on Jiaodong Peninsula, southeastern North China Craton: Insights into magma mixing and source metasomatism. *Lithos*, 302-303, 480-495. doi: 10.1016/j.lithos.2018.01.031
- Loader, M.A., Nathwani, C.L., Wilkinson, J.J., and Armstrong, R.N. (2022) Controls on the magnitude of Ce anomalies in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 328, 242-257. doi: 10.1016/j.gca.2022.03.024
- Long, X., Sun, M., Yuan, C., Kroner, A., and Hu, A. (2012) Zircon REE patterns and geochemical characteristics of Paleoproterozoic anatectic granite in the northern Tarim Craton, NW China: Implications for the reconstruction of the Columbia supercontinent. *Precambrian Research*, 222-223, 474-487. doi: 10.1016/j.precamres.2011.09.009
- Mazhari, S.A. (2021) Investigation of the formation processes in the mafic enclaves of Naqadeh plutonic rocks assemblage by zircon U-Pb dating, Sr-Nd isotopic ratios, and amphibole composition. *Petrological Journal*, 47, 63-80 (in Persian). doi: 10.22108/IJP.2022.130213.1247
- Mazhari, S.A., Ghalamghash, J., Kumar, Shellnut, G., S., and Bea, F. (2020b) Tectonomagmatic development of the Eocene Pasevh pluton (NW Iran): Implications for the Arabia-Eurasia collision. *Journal of Asian Earth Sciences*, 203, 104551. doi: 10.1016/j.jseaes.2020.104551
- Mazhari, S.A., Klötzli U., and Safari, M. (2019) Petrological investigation of Late Cretaceous magmatism in Kaboodan area, NE Iran: Evidence for an active continental arc at Sabzevar zone. *Lithos*, 348-349, 105183. doi: 10.1016/j.lithos.2019.105183
- Mazhari, S.A., Klötzli, U., and Safari, M. (2020a) U-Pb geochronology, Petrogenesis and tectonomagmatic evolution of uppermost Neoproterozoic- lower Cambrian intrusive rocks in Kaboodan area, NE of Iran. *International Geology Review*, 62, 1971-1987. doi: 10.1080/00206814.2019.1681029
- Moghadam, H.S., Li, X.H., Santos, J.F., Stern, R.J., Griffin, W.L., Ghorbani, G., and Sarebani, N. (2017) Neoproterozoic magmatic flare-up along the N. margin of Gondwana: The Taknar complex, NE Iran, *Earth and Planetary Science Letters*, 474, 83-96. doi:

- 10.1016/j.epsl.2017.06.028
- Moghadam, H.S., Li, X.H., Stern, R.J., Santos, J.F., Ghorbani, G., and Pourmohsen, M. (2016) Age and nature of 560–520 Ma calc-alkaline granitoids of Biarjmand, northeast Iran: insights into Cadomian arc magmatism in northern Gondwana. *International Geology Review*, 58, 1492-1509. doi: 10.1080/00206814.2016.1166461
- Monazzami Bagherzadeh, R. Karimpour, M.H., Farmer, G.L., Stern, C.R., Santos, J.F., Rahimi, B., and Heidarian Shahri, M.R. (2015) U–Pb zircon geochronology, petrochemical and Sr–Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoid of the Bornward Complex (Bardaskan-NE Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 111, 54-71. doi: 10.1016/j.jseaes.2015.05.019
- Morrison, J.L., Kirkland, C.L., Fiorentini, M., Beresford, S. and Polito, P. (2022) An apatite to unravel petrogenic processes of the Nova-Bollinger Ni-Cu magmatic sulfide deposit, Western Australia. *Precambrian Research*, 369, 106524. doi: 10.1016/j.precamres.2021.106524
- Nejadsoogh, S.M., Nasrabad, M., Nozaim, R., and Davoodi, Z. (2016) Thermobarometry and tectonic setting of Precambrian metamorphic basement of Central Iran in the Lakh Bargheshi area (southwest of Bardaskan, Khorasan Razavi). *Petrological Journal*, 26, 171-186 (in Persian). doi: 10.22108/ijp.2016.20848
- Nemchin A.A., Whitehouse M.J., Pidgeon R.T., Meyer C. (2006) Oxygen isotope signature of 4.4-3.9 Ga zircons as a monitor of differentiation processes on the moon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 1864-1872. doi: 10.1016/j.gca.2005.12.009
- Paterson, B.A., Stephens, W.E., Rogers, G., Williams, I.S., Hinton, R.W., and Herd, D.A. (1992) The nature of zircon inheritance in two granite plutons. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83, 459-471. doi: 10.1017/S0263593300008130
- Pearce, N.J.G., Perkins, W.T., Westgate, J.A., Gorton, M.P., Jackson, S.E., Neal, C.R., and Chenery, S.P. (1997) A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials. *Geostandards Newsletter*, 21, 115-144. doi: 10.1111/j.1751-908X.1997.tb00538.x
- Pupin J.P. (1980) Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 207-220. doi: 10.1007/BF00381441
- Qiu, J.-T., Yu, X.-Q., Santosh, M., Zhang, D.-H., Chen, S.-Q., and Li, P.-J. (2013) Geochronology and magmatic oxygen fugacity of the Tongcun molybdenum deposit, northwest Zhejiang. *SE China. Mineral Deposita* 48, (5): 545-556. doi: 10.1007/s00126-013-0456-5
- Safari, M., Shojaee Kaveh, N., and Ahmadi, R. (2015) 1:25000 geological map of Kaboodan, sheet No. 7560 I NE. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran
- Schiller D., and Finger F. (2019) Application of Ti-in-zircon thermometry to granite studies: problems and possible solutions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 174, 51. doi: 10.1007/s00410-019-1585-3
- Sinai, M.G., Mehrabi, B., Neubauer, F., Zhang, R., and Cao, S. (2022) Geochronology and geochemistry of zircons from fertile and barren intrusions in the Sangan mining area (NE Iran): Implications for tectonic setting and mineral exploration. *Journal of Asian Earth Sciences*, 233, 105243. doi: 10.1016/j.jseaes.2022.105243
- Smythe, D.J., and Brenan, J.M. (2016) Magmatic oxygen fugacity estimated using zircon-melt partitioning of cerium. *Earth and Planetary Science Letter*, 453, 260-266. doi: 10.1016/j.epsl.2016.08.013

- Sun, S.S., and McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In A.D. Saunders and M.J. Norry, Eds., *Magmatism in the Ocean Basins*, 42, p. 313-345. Geological Society of London Special Publications, London.
- Szymanowski, D., Fehr, M.A., Guillong, M., Coble, M.A., Wotzlaw, J.-F., Nasdala, L., Ellis, B.S., Bachmann, O., and Schönächler, M. (2018) Isotope-dilution anchoring of zircon reference materials for accurate Ti-in-zircon thermometry. *Chemical Geology*, 481, 146-154. doi: 10.1016/j.chemgeo.2018.02.001
- Trail, D., Bruce, W.E., and Tailby, N.D. (2012) Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 97, 70-87. doi: 10.1016/j.gca.2012.08.032
- Van Achterbergh, E., Ryan, C.G., Jackson, S.E., and Griffin, W.L. (2001) Data reduction software for LA-ICP-MS: Appendix. In: Sylvester, P.J. (Ed.), *Laser Ablation-ICP-Mass Spectrometry in the Earth Sciences: Principles and Applications*, 29, pp. 239–243. Mineralogical Association of Canada (MAC) Short Course Series, Ottawa, Ontario, Canada.
- Watson E.B., Wark D., and Thomas J. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151, 413-433. doi: 10.1007/s00410-006-0068-5
- Xia, Q.X., Zheng, Y.F., and Hu, Z.C. (2010) Trace elements in zircon and coexisting minerals from low-T/UHP metagranite in the Dabie orogen: implications for action of supercritical fluid during continental subduction-zone metamorphism. *Lithos*, 114, 385-412. doi: 10.1016/j.lithos.2009.09.013
- Zhong, S., Li, S., Seltmann, R., Lai, Z., and Zhou, J. (2021) The influence of fractionation of REE-enriched minerals on the zircon partition coefficients. *Geoscience Frontiers*, 12, 101094. doi: 10.1016/j.gsf.2020.10.002
- Nabavi, M.H. (1976) *Introduction to Geology of Iran*, Geological Survey of Iran press (in Persian).
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W., and Kinny, P. (2003) Atlas of zircon textures. *Rev. Mineral. Geochem.* 53(1), 469–500 .doi: 10.2113/0530469
- Bea, F., and Montero, P. (1999) Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 7-8, 1133-1153 .doi: 10.1016/S0016-7037(98)00292-0
- Whitehouse, M.J., and Kamber, B.S. (2002) On the overabundance of light rare earth elements in terrestrial zircons and its implication for Earth's earliest magmatic differentiation. *Earth and Planetary Science Letters*, 3-4, 333-346 .doi: 10.1016/S0012-821X(02)01000-2