Abstract



Research Article

Kharazmi Journal of Earth Sciences

Journal homepage https://gnf.khu.ac.ir

Quartz trace elements composition of different granitoids: case studies from the Kaboodan, Baneh and Sabzevar areas

Seyed Ali Mazhari^{1,*}, Kazem Aliabadi²

1. Associate Professor, Research Center of Geographical Sciences and Social Studies, Hakim Sabzevari University, Sabzevar, Iran 2. Lecturer, Research Center of Geographical Sciences and Social Studies, Hakim Sabzevari University, Sabzevar, Iran

Article info Article history Received: 19 April 2024 Accepted: 13 May 2024

Keywords: Quartz, trace elements, I-type granitoid, S-type granitoid, plagiogranites.



In this study, the trace element composition of various types of granitoids (I-type, S-type, and plagiogranites) at different geological settings was measured using the LA-ICP-MS method, and their distribution was investigated. The amounts of elements Al, Ti, Fe, Mn, Na, K, P, Li, Rb, Be, Sr, Ga, Ge, and Sn in quartz were determined to be above the detection limit. The resulting data indicate that despite variations in age and formation settings, the content and distribution of trace elements in quartz crystals of granitoids are influenced by the type and nature of granitic magma. The S-type granitoids have quartz crystals with the highest abundance of sum trace elements (710-1111 ppm), followed by I-type granitoids (287-438 ppm) and plagiogranites (201-116 ppm). Among the trace elements present in quartz, aluminum (ppm 18-216) exhibits the highest abundances, followed by titanium (ppm 44-183) and lithium (ppm 5-80), entering the crystal lattice with relatively high concentrations. The Aluminum Saturation Index (ASI) is the most significant factor in the distribution of Al in quartz crystals, and the Al content increases with an increase in the Ge/Ti differentiation coefficient. The concentration distribution and variation trends relative to the differentiation ratio of elements Ga, Ge, Li, and Rb in quartz crystals are similar to aluminum. The abundance of Ti decreases with increasing the Ge/Ti, and the distribution of this element in quartz crystals is dependent not only on the nature and composition of the parent magma but also on the ambient temperature-pressure conditions. Thermometric calculations using the Titan Q method (Ti in quartz) indicate that the crystallization temperature of quartz in S-type granitoids (average 776 °C) is higher than in I-type granitoids (average 707 °C) and plagiogranites (average 683 °C). Due to their very low concentrations and the influence of other factors such as involved fluids or very fine inclusions, other trace elements in quartz crystals exhibit irregular distributions.

Introduction

Quartz is considered one of the most abundant minerals in granitic rocks and it is more resistant to secondary processes compared to feldspars. Studies conducted on the content of trace elements in granites indicate that the composition of these elements can be used to study magmatic evolution trends and mineralization potential in these rocks (e.g. Ji et al., 2024). Although the compositional variations of trace elements in different types of granites are relatively broad and irregular even at local scales, some studies suggest that the trace element composition present in quartz can be used to differentiate various granitoids (e.g., Breiter et al., 2020). In Iran, limited access to the necessary equipment has resulted in a lack of data on trace elements in quartz. The only study conducted on a small number of trace elements in quartz crystals in granitoids in the Naqadeh intrusive complex focused on examining variations in Ti, Ge, Al, and Li in quartz minerals and their role in distinguishing magmatic events (Mazhari et al., 2012).

DOI http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.106552

*Corresponding author: Seyed Ali Mazhari; E-mail: a.mazhari@hsu.ac.ir

How to cite this article: Mazhari, A., Aliabadi, k., 2024. Quartz trace elements composition of different granitoids: case studies on the Kaboodan, Baneh and Sabzevar areas. Kharazmi Journal of Earth Sciences 10(1), 1- 32. http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.106552



This research aims to analyze the data obtained from the analysis of trace elements in quartz in granitic rocks from three regions: the Kaboodan area in the Taknar zone, the North Sabzevar region, and the Baneh intrusive complex in the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan zone. The nature of magma and petrological evolutions of these granitoids have been well investigated in previous studies. Samples from the Kaboodan area consist of distinct types of I-type and Stype granitoids dating to the Neoproterozoic era (Ma 547-528) (Mazhari et al., 2020); the studied granitoids from North Sabzevar are plagiogranites related to the Sabzevar ophiolitic complex (Moghadam et al., 2014); and the granitoids from the Banah intrusive complex are classified into two groups of I-type and S-type granitoids dating to the Eocene age (Azizi et al., 2018). By using the results of this study, it is possible to compare the composition of quartz trace elements in the studied granitoids and investigate the potential use of the quartz trace element content to identify different types of granites.

Materials and Methods

Analytical methods

In order to investigate the composition of quartz trace elements in the different types of the studied granitoids, ten samples have been selected from various areas. Trace element compositions of quartz were measured using LA-ICP-MS. For this purpose, a 193 µm Analyte Excite laser ablation system connected to an Agilent 7900 ICP-MS was utilized. The analyses were performed under the following conditions: a repetition rate of 10 Hz, a spot size of 44 µm, and a laser energy of 12 J/cm2. NIST SRM 610 was used as an external standard, while ²⁹Si was used as an internal standard for calibration and stoichiometry of quartz. NIST SRM 612 was also employed as a secondary reference. The elemental abundances were calibrated using Iolite software. The error estimation for measuring trace elements in this study is less than 10%. The LA-ICP-MS studies were conducted at the Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. Care was taken in the analysis of trace elements in quartz to select crack-free and inclusion-free crystals to minimize their effects on the quartz composition.

Results and Discussion

Aluminum is the most abundant element studied in quartz crystals, showing a wide compositional range from 18.12 to 769.35 ppm. The difference in the amount of Al in different types of granitoids is very noticeable. S-type granitoids from the Baneh intrusive complex have the highest Al concentration with an average of 700.84 ppm, followed by S-type granitoids from the Kaboodan area (average 468.90 ppm), I-type granitoids from Banah (average 157.21 ppm), I-type granitoids from Kaboodan (average 113.38 ppm), and Sabzevar plagiogranites (average 29.87 ppm). There is a direct relationship between the Aluminum Saturation Index (ASI, which is the molar ratio of Al to the total Ca, Na, and K) and the Al present in quartz crystals. The Al content of the studied quartz crystals increases with an increase in the Ge/Ti ratio.

After Al, titanium shows the highest concentrations in the studied quartz crystals. Similar to Al, the Ti abundance is higher in S-type granitoids than I-type granitoids, and plagiogranites have the lowest levels of Ti. With an increase in the Ge/Ti ratio, the Ti concentration of quartz in the studied granitoid types decreases. With an increase in the Ge/Ti ratio, the amounts of Li, Ga, and Ge also increase. The behavior of Rb in the studied quartz crystals is similar to Ga and Ge, with the difference that the level of Rb in plagiogranites is below the detection limit of the LA-ICP-MS.

The abundance of other trace elements such as Fe, Mn, Na, K, P, Be, Sr, and Sn in the studied quartz crystals does not follow a specific trend and is not related to the differentiation coefficient. The absence of elements such as K, Be, and Sn in plagiogranites, which have a low whole-rock composition of these elements, indicates that the melt/fluid composition influenced on the abundance of these elements. On the other hand, the irregular distribution of these elements indicates that multiple factors are involved in changing their values in quartz crystals. The irregular trends and significant variations of these trace elements in quartz crystals are often attributed to the presence of involved fluids or very fine inclusions within the crystals.

The calculated temperature based on Titan Q (Ti in quartz) varies from 658 to 839 degrees Celsius in different types of granitoids. The highest temperatures are found in S-type granitoids in Baneh (average 788 °C) and Kaboodan (average 762 °C), followed by I-type granitoids in Kaboodan (average 710 °C) and Baneh (average 703 °C). The lowest calculated temperature is attributed to plagiogranites (average 683 °C).

Conclusions

The abundance of trace elements is related to the nature and type of granitoid magma so that in S-type granitoids, quartz crystals contain higher amounts of trace elements compared to quartz in I-type granitoids. The lowest levels of trace elements are observed in quartz crystals of plagiogranites.

The Al concentration of the studied quartz crystals is related to the ASI of the host rock, and its level increases with an increase in the differentiation coefficient Ge/Ti. The distribution and geochemical trend of elements Ga, Ge, Li, and Rb are similar to aluminum, although the influencing factors on the geochemical behavior of each element are different. The Ti contents decrease with an increase in the differentiation coefficient, and the thermodynamic conditions of the crystal crystallization environment affect the abundance of this element in quartz. The calculation of the crystallization temperature using the Titan Q method indicates that S-type granitoids are

formed at higher temperatures compared to I-type granitoids and plagiogranites. The distribution of other trace elements in the studied quartz crystals is irregular and depends on other factors such as involved fluids or very fine inclusions within the crystals.

References

- Azizi, H., Hadad, S., Stern, R.J., Asahara, Y., 2018. Age, geochemistry, and emplacement of the ~40-Ma Baneh granite-appinite complex in a transpressional tectonic regime, Zagros suture zone, northwest Iran. Int. Geol. Rev. 61 (2), 195-223.
- Breiter, K., Ďurišová, J., Dosbaba, M., 2020. Chemical signature of quartz from S- and A-type rare-metal granites - A summary. Ore Geology Reviews, 125, 103674. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103674.
- Ji, G.Y., Jiang, S.H., Wei, H.T., Liu, Y.F., Yan, P.C. 2024, Trace elements and growth patterns in quartz from the Alubaogeshan granite in the Maodeng Mo-Bi-Sn-Cu deposit, southern Great Xing'an Range, NE China. Ore Geology Reviews 165. 105864. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105864
- Mazhari, S.A., Klötzli, U., Safari, M., 2020. U-Pb geochronology, Petrogenesis and tectonomagmatic evolution of Cadomian intrusive rocks in Kaboodan area, NE of Iran. International Geology Review, 62, 1971-1987. https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1681029
- Moghadam, H.S., Corfu, F., Chiaradia, M., Stern, R.J., Ghorbani, G., 2014. Sabzevar Ophiolite, NE Iran: progress fromembryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and data. Lithos, 210-211, 224-241. geochemical https://doi.org/ 10.1016/j.lithos.2014.10.004.

DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.1.3

DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.106552

Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-06-06

CRediT authorship contribution statement





Research Article



ترکیب عناصر کمیاب کوارتز در انواع گرانیتوئیدها: مطالعات موردی در مناطق کبودان، بانه و سبزوار

سید علی مظهری^۱*، کاظم علی آبادی^۲

۱. دانشیار، مرکز پژوهشی علوم جغرافیایی و مطالعات اجتماعی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران ۲. مربی، مرکز پژوهشی علوم جغرافیایی و مطالعات اجتماعی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران

چکیدہ	اطلاعات مقاله
در این پژوهش ترکیب عناصر کمیاب کوارتز در انواع گرانیتوئیدهای نوع S ،I و پلاژیوگرانیتها در جایگاههای مختلف زمینشناسی به روش	تاريخچه مقاله
LA-ICP-MS اندازه گیری شده و توزیع آن ها مورد بررسی قرار گرفتهاست. مقادیر عناصر LA، ICP، K، Na، Mn، Fe، Ti، Al ا	دریافت: ۱۴۰۳/۰۱/۳۱
و Sn در کوارتز بالاتر از حد تشخیص دستگاه تعیین شد. نتایج بدست آمده نشان میدهد که علیرغم داشتن سن و محیطهای متفاوت تشکیل،	پذیرش: ۱۴۰۳/۰۲/۲۴
فراوانی و توزیع عناصر کمیاب در بلورهای کوارتز گرانتوئیدها با نوع و ماهیت ماگمای گرانیتی در ارتباط است. عناصر کمیاب در بلورهای کوارتز	واژەھاي كليدى
گرانیتوئیدهای نوع S دارای بیشترین فراوانی هستند (۲۱۰ –۱۱۱۱ و به دنبال آنها گرانیتوئیدهای نوع I (۴۳۸ –۲۸۷) و پلاژیوگرانیتها	كوارتز، عناصر كمياب،
(۲۰۱ ppm) Ti قرار می گیرند. در بین عناصر کمیاب موجود در کوارتز، Al بیشترین فراوانی (۲۱۶ ppm) را دارد و پس آن	گرانیتوئید نوع I،
۱۸۳) و A۱ (ASI) با مقادیر به نسبت بالا در شبکه بلور وارد میشوند. ضریب اشباع آلومینیم (ASI) مهمترین عامل در توزیع AI در بلورهای	گرانیتوئید نوع S،
کوارتز بوده و میزان Al با افزایش Ge/Ti افزایش مییابد. فراوانی توزیع و روند تغییرات عناصر Li ،Ge ،Ga و Rb در بلورهای کوارتز مشابه با Al	پلاژيوگرانيت.
میباشد. فراوانی Ti با افزایش ضریب تفریق کاهش مییابد و توزیع این عنصر در بلورهای کوارتز علاوه بر ماهیت و ترکیب ماگمای مادر به شرایط	
دما-فشار محیط نیز وابسته است. محاسبات ترمومتری به روش Ti (Titan Q در کوارتز) نشان میدهد که دمای تبلور کوارتز در گرانیتوئیدهای نوع	
S (به طور میانگین C° ۷۷۶) بیشتر از گرانیتوئیدهای نوع I (به طور میانگین C° ۷۰۷) و پلاژیوگرانیتها (به طور میانگین C° ۶۸۳) میباشد. سایر	
عناصر کمیاب در بلورهای کوارتز مورد مطالعه با توجه به غلظت بسیار پایین و تأثیر سایر عوامل همچون سیالات درگیر یا ادخالهای بسیار ریز،	
توزيع نامنظم دارند.	

مقدمه

در سالهای اخیر استفاده از میزان عناصر کمیابِ کوارتز برای مطالعات پترولوژیکی توسعه چشمگیری یافته است. کوارتز در مقایسه با سایر کانیهای سنگساز همچون فلدسپار و میکا، در طی فرایندهای ثانویه پایدارتر است و شرایط ترکیب- دما- فشار (P-T-X) را در حین تبلور به شکل بهتری حفظ میکند (P-T+1, 2014). گسترش و رشد تجهیزات آزمایشگاهی به ویژه سایش لیزری طیفسنج جرمی پلاسمای زوج القایی (LA-ICP-MS) امکان آنالیز نقطهای همزمان

برای بسیاری از عناصر کمیاب کانیها بدون محلول سازی نمونهها را فراهم ساخته است. همین امر موجب به کارگیری روزافزون مطالعه عناصر کمیاب کوارتز در بسیاری از فرایندهای زمین شناسی همچون Drivenes et al., 2016; Jacamon and) پتروژنز گرانیتها (Götze et al., 2016; Larsen, 2009; Larsen et al., 2009 (al., 2004; Müller et al., 2015; Garate-Olave et al., 2017 سنگهای آتشفشانی (Audétat, 2013; Breiter et al., 2012) کانسارهای هیدروترمال (Müller et al., 2018; Peterková and

DOI http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.106552

***نویسنده مسئول**: سید علی مظهری a.mazhari@hsu.ac.ir

استناد به این مقاله: مظهری، ع، علی آبادی، ک. (۱۴۰۳) ترکیب عناصر کمیاب کوارتز در انواع گرانیتوئیدها: مطالعات موردی در مناطق کبودان، بانه و سبزوار. مجله علوم زمین خوارزمی. جلد ۱۰، شماره ۱، صفحه ۱ تا ۳۲. http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.106552



Dolejš, 2019) و سنگهای دگرگونی (-Dolejš, 2019) (Müller and Koch) شده است.

کوارتز یکی از خالصترین کانیهای پوسته زمین است و به همین علت میزان عناصر کمیاب در آن محدود است. بااین حال، با توجه به مقاوم بودن این کانی در فرایندهای ثانویه، همین مقادیر کم، اطلاعات مهمی در مورد ژنز کانی (Jacamon and Larsen, 2009)، پتانسیل كانىزايى (Monnier et al., 2018; Ji et al., 2024) و تحولات يترولوژيكي ماگما ارائه مي دهند (Götze et al., 2021). با وجود اين-که تغییرات ترکیبی عناصر کمیاب در انواع گرانیتها حتی در مقیاس-های محلی به نسبت وسیع و نامنظم است، برخی از مطالعات نشان میدهد که از ترکیب عناصر کمیاب موجود در کوارتز میتوان در تمایز انواع گرانیتوئیدها استفاده کرد (به عنوان مثال, Breiter et al., 2020). عامل اصلی تغییرات کانیشناسی و شیمی کوارتز نقصان ساختاری^۱ در این بلور میباشد (Götze, 2009). این نقصان بلوری شامل جابجاییهای شبکهای، نقصان در نقاط خاص شبکه بلوری و نقصان صفحهای میباشند که به همراه ادخالهای ریز موجود در این کانی باعث تغییر ترکیب عناصر کمیاب در شرایط ترمودینامیکی متفاوت طی تبلور ماگما و یا توسط فرایندهای ثانویه مثل دگرسانی، دیاژنز و یا دگرگونی میشوند (Götze, 2009).

در ایران مشکلات دسترسی به تجهیزات مورد نیاز موجب عدم ارائه دادههایی در مورد عناصر کمیاب کوارتز شده است. تنها مطالعه انجام شده بر روی تعداد محدودی عناصر کمیاب بلورهای کوارتز در گرانیتوئیدهای مجموعه نفوذی نقده میباشد که در آن به بررسی تغییرات عناصر Al،Ge،Ti و Li در کانی کوارتز و نقش آنها در mazhari et این توده اشاره شده است (Mazhari et تفکیک تحولات ماگمایی این توده اشاره شده است (al., 2012 عناصر کمیاب کوارتز در سنگهای گرانیتی از سه منطقه کبودان در زون تکنار، منطقه شمال سبزوار و مجموعه نفوذی بانه در شمالغربی

زون سنندج- سیرجان مورد تجزیه و تحلیل قرار دهد. ماهیت ماگما و تحولات پترولوژیکی گرانیتوئیدهای مورد نظر در تحقیقات قبلی به خوبی بررسی شده است. نمونههای منطقه کبودان شامل انواع متمایز گرانیتوئیدهای I و S به سن نئوپروتروزوئیک (Ma ۸۲۵-۹۲۷) هستند (۸۲۵ مال ۵۲۵ با مجموعه افیولیتی سبزوار میباشند سبزوار، پلاژیو گرانیتهای مرتبط با مجموعه افیولیتی سبزوار میباشند (دانیتوئیدهای مجموعه نفوذی بانه هم در دو گروه گرانیتوئیدهای I و گرانیتوئیدهای مجموعه نفوذی بانه هم در دو گروه گرانیتوئیدهای I و میتا در انواع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه پرداخت و عناصر کمیاب کوارتز در انواع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه پرداخت و قابلیت استفاده از میزان عناصر کمیاب بلورهای کوارتز در شناسایی انواع مختلف گرانیتها را مورد بررسی قرار داد.

مواد و روشها

موقعیت زمینشناسی و نتایج مطالعات پیشین

نمونههای مورد مطالعه در این پژوهش از سنگهای گرانیتی سه منطقه متفاوت انتخاب شدهاند. در این بخش به طور مختصر ویژگی-های زمینشناسی این سه منطقه ارائه شده و نتایج مطالعات قبلی به طور مختصر بیان می گردد.

منطقه كبودان

منطقه کبودان در شمال شرقی ایران و در شمال بلوک لوت واقع شده است (شکل۱). در این منطقه، گسل اصلی تکنار رخنمونهای پهنههای سبزوار در شمال و تکنار در جنوب را در این منطقه از هم جدا میسازد (شکل ۱–b). لیتولوژیهای مختلف مزوزوئیک و Mazhari et میسازد رخنمونهای پهنه سبزوار ظاهر شدهاند (al., 2019).

¹ Structural defects

تركيب عناصر كمياب كوارتز در انواع گرانيتوئيدها: مطالعات ...

مظهري و على أبادي



شکل ۱- a) نقشه ساده زمینشناسی ایران که در آن توزیع سنگهای آذرین سنوزوئیک، مزوزوئیک، پالئوزوئیک و کادومین نشان داده شده است. موقعیت محدودههای مورد مطالعه با مستطیل مشخص شدهاند. b) نقشه زمینشناسی منطقه کبودان (Mazhari et al., 2020).

Fig. 1. a) A simplified geological map delineating the distribution of Cenozoic, Mesozoic, Palaeozoic, and Cadomian igneous formations in Iran. The rectangular outline denotes the location of the studied areas. b) Geological map of the Kaboodan area (Mazhari et al., 2020).

پهنه تکنار به عنوان یکی از شاخص ترین مناطق کادومین در ایران مطرح است و مجموعهای از واحدهای سنگی نئوپروتروزوئیک

هستند که در بازه زمانی ۵۲۸–۵۷۲ میلیون سال پیش تشکیل شدهاند .(Moghadam et al. 2016, 2017; Monazzami et al. 2015) دادههای پترولوژیکی و ایزوتوپی نشان میدهد که پهنه تکنار بخشی از ماگماتیسم گستردهای است که در نئوپروتروزوئیک در طول حاشیه شمالي گندوانا اتفاق افتاده است (Mazhari et al., 2020 و منابع ذکر شده در آن). بخش محدودی از سنگهای نفوذی ظاهر شده در بخش یهنه تکنار منطقه کبودان شامل سنگهای فلسیک و مافیک کرتاسه می شود. ویژگیهای ژئوشیمیایی و ایزوتوپی این سنگها حاکی از تشکیل آنها دریک جایگاه کمانی فعال در کرتاسه پسین است (Mazhari et al., 2019). البته حجم اصلى ليتولوژى پهنه تکنار در منطقه کبودان شامل انواع سنگهای ماگمایی مرتبط با کادومین می باشد (شکل b-۱). در مطالعات پیشین منطقه (Mazhari et al., 2020) به نتایج زیر دستیافتهاند: سنگهای نفوذی گابرو- دیوریتی با سن ۵۴۵ Ma-۵۴۵ از ذوب بخشی یک منشأ گوشته اسپینل پریدوتیتی در عمق کم حاصل شدهاند. سنگهای گرانیتوئیدی شامل دو نوع مختلف I و S هستند. گرانیتوئیدهای تیپ I قدیمی تر (Ma ۵۴۷–۵۴۹) از گرانیتوئیدهای نوع S (۵۳۱ – ۵۳۱ ۵۲۸) هستند و خصوصیات پتروگرافی و ژئوشیمیایی این دو گروه گرانیتوئیدی متفاوت از یکدیگر میباشد. گرانیتوئیدهای I از ذوب بخشی سنگهای با منشأ گوشتهای در یک محیط فرورانش حاصل شدهاند. با توجه به ترکیب عناصر کمیاب، گرانیتوئیدهای نوع S شبیه به گرانیتوئیدهای درون صفحهای هستند و از طریق ذوب منابع پوستهای (رسوبات دگرگون شده) و همزمان یا بعد از حادثه برخورد تشکیل شدهاند؛ بنابراین زمان پایان فرایند فرورانش کادومین در این منطقه را می توان به حدود ۵۳۰ Ma نسبت داد. نمونههای نوع I تركيب متاآلومين (ASI<1) با نسبتهاي ايزوتوپي مشابه سنگهاي مشتق شده از گوشته (ENdt بالا و ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr پایین) دارند؛ در سوی دیگر گرانیتوئیدهای نوع S ترکیب پرآلومین (ASI>1) با نسبتهای منفی و ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr_i$ بالا نشان میدهند که حاکی از نقش ϵNd_t سنگهای پوسته در تشکیل آنها می باشد (جدول ۱). علاوه بر دادههای

ژئوشیمیایی و ایزوتوپی سنگ کل، ترکیب کانیهای بیوتیت و زیرکن نمونههای گرانیتوئیدی بخش پهنه تکنار در منطقه کبودان، تفاوت ماهیت انواع گرانیتهای این منطقه را به اثبات میرساند. بیوتیت در گرانیتوئیدهای نوع S دارای Al₂O₃ و FeOt بیشتر و MgO کمتر Mazhari and Klötzli, است (I است (2023).

مجموعه افيوليتي پهنه سبزوار

مجموعه افیولیتی سبزوار در شمال شرقی ایران و در قلمرو ایران مرکزی واقع شده است که با یک الگوی شمال غربی-جنوب شرقی در حاشیه شمال شرقی ایران جای گرفته است (شکل ۱–۵). این مجموعه شامل تمام بخشهای یک توالی افیولیتی است که به طور کامل تکتونیزه شده و انقطاعهایی بین بخشهای مختلف ایجاد شده است (به عنوان مثال مثال ,.Khalatbari et al., 2013; Moghadam et al

نمونه سنگهای پلاژیوگرانیتی مورد استفاده در این تحقیق از بخشهای مرکزی پهنه سبزوار، در شمال شهر سبزوار و نزدیک روستای سنگسفید، برداشت شده است. از نظر میزان اشباع از آلومینیوم این نمونهها در رده متاآلومین (I>ASI) قرار می گیرند. این گرانیتوئیدها به صورت نواری باریک در سنگهای اولترامافیک، آتشفشانی و آذرآواری مجموعه افیولیتی نفوذ کردهاند (شکل ۲-۵). مطالعات قبلی بر روی پلاژیوگرانیتهای این منطقه نشان میدهد که ترکیب تونالیت- ترونجمیت دارند (Moghadam et al. 2003) و سن تشکیل شیمیایی تونالیتهای افیولیتهای سبزوار همانند سایر پلاژیوگرانیت-آنها با میزان بسیار پایین S2O (کمتر یک درصد وزنی) و RG (کمتر از پلاژیوگرانیتها نشان میدهد که حاصل تفریق ماگماهای بازالتی منطقه میباشند (Moghadam et al. 2014).



شکل ۲- نقشه ساده زمین شناسی شمال سبزوار (a) و مجموعه نفوذی بانه (b).

Fig. 2. Simple geological map of North of Sabzevar (a) and Baneh plutonic complex (b).

دادههای سنسنجی U-Pb در بلورهای زیرکن، سن ائوسن (حدود Azizi et al.,) را برای این مجموعه پیشنهاد میدهد (۴۰ Ma 2018). سنگهای نفوذی بانه شامل بخشهای مافیک و فلسیک هستند (شکل ۲-b). سنگهای مافیک ترکیب دیوریت- گابرویی

مجموعه نفوذى بانه

توده نفوذی بانه یکی از مجموعه نفوذیهای متعدد شمال زون سنندج- سیرجان میباشد. این توده در سنگهای دگرگونی ناحیهای درجه ضعیف اسلیتی و شیستی کرتاسه نفوذ کرده است (شکل ۲-d).

داشته و ماهیتی کاملاً متمایز با سایر سنگها دارند (Amini et al., 2005). از این سنگهای مافیک به عنوان آپینیتهای توده بانه نیز یاد شده است (Azizi et al., 2018). سنگهای فلسیک نیز به دو فاز اصلی قابل تقسیم هستند. حجم اصلی توده را مجموعه سنگهای گرانیتوئیدی تشکیل میدهد که از بخشهای مختلف گرانیتهای دو میکا، بیوتیت گرانیت و گرانیتهای آمفیبول دار شکل یافتهاند. فاز نهایی به صورت دایک یا استوکهای کوچک در فاز اصلی گرانیتوئیدی تزریق شده و شامل گرانیتهای گارنتدار با محدودهٔ ترکیبی کوچک مىباشد (Amini et al., 2005). نتايج مطالعات پترولوژيكى نشان میدهد که گرانیتهای بخشهای غربی مجموعه نفوذی بانه (بیوتیت گرانیتها و گرانیتهای آمفیبولدار این منطقه) ماهیت گرانیتوئیدهای نوع I دارند، درحالی که گرانیتهای بخشهای شرقی (بیوتیت گرانیتها، بیوتیت- مسکوویت گرانیتها و گرانیتهای گارنتدار)، خواص گرانیتوئیدهای نوع S را نشان می دهند (Mazhari, 2021). گرانیتوئیدهای نوع I متاآلومین (ASI<1) بوده و با eNdt به نسبت (•//۰۲۹ و ۱۹/۰۰۹ و $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ پايين (+۰/۱۹ و +۰/۵۵) بالا (۵۵) مشخص می شوند (جدول ۱). در سوی دیگر سنگهای گرانیتی نوع S نسبتهای eNd_t (۲۶ و ۱-) پایینتر و ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (۷۰۸۶-۰/۷٫۶۸) دارند. سن مدل گوشته تهیشده محاسبه شده برای گرانیتوئیدهای نوع S (۱/۲۳۵ – ۱/۲۱۵) نیز بالاتر از گرانیتوئیدهای نوع I (۰/۹۳۹ - ۰/۹۸۹) می باشد (جدول ۱).

روش انجام پژوهش

به منظور بررسی ترکیب عناصر کمیاب کوارتز در انواع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه، تعداد ده نمونه از مناطق مختلف انتخاب گردید. این ده نمونه شامل چهار نمونه از مجموعه نفوذی بانه (دو نمونه Ba19 (گرانیت گارنتدار) و Ba23 (بیوتیت گرانیت) از گرانیتوئیدهای نوع S، و دو نمونه Ba37 و Ba95 از گرانیتوئیدهای نوع I)، چهار نمونه از منطقه کبودان (دو نمونه Ka18 و Ka39 از گرانیتوئیدهای نوع S و دو نمونه Ka6 و Ka33 از گرانیتوئیدهای نوع

I) و دو نمونه از پلاژیو گرانیتهای سبزوار (نمونههای Ss48 و Ss134) می شوند. هدف اصلی این پژوهش مقایسه و بررسی تغییرات ترکیب عناصر کمیاب در بلورهای کوارتز انواع نمونههای گرانیتی می باشد، اما برای بیان تفاوتهای سنگهای مورد ذکر، دانستن ترکیب سنگکل لازم است. در جدول ۱ ترکیب اکسیدهای اصلی، عناصر کمیاب و ترکیب ایزوتوپی سنگکل برای نمونههای مورد مطالعه آورده شده است. ترکیب ژئوشیمیایی و ایزوتوپی سنگکل نمونههای منطقه کبودان در تحقیقات گذشته اندازه گیری شده است که جزئیات آن در مطالعات قبلی (Mazhari et al., 2020) تشریح شده است. میزان اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب سنگ کل در نمونههای بانه و پلاژیوگرانیتهای سبزوار به روشهای XRF و ICP-MS در آزمایشگاه .Act Labs کانادا تعیین گردید. برای گرانیتوئیدهای بانه نسبتهای ایزوتوپی Nd و Sr به روش TIMS (Nd ینسبتهای ایزوتوپی Nd mass spectrometer) تعیین شده و سنسنجی U-Pb به روش LA-ICP-MS انجام شده است. جزئیات روش های آنالیز سنگ کل در مطالعه مظهری و همکاران (Mazhari et al. 2024) آورده شده است.

ترکیب عناصر کمیاب در کوارتز به کمک LA-ICP-MS اندازه-گیری شد. برای این کار از یک سیستم کاهنده لیزری μm ۱۹۳ متصل به یک Analyte Excite متعاده متعاده معان مثد. آنالیزها در شرایط فرکانس متناوب ICP-MS اندازه اشعه نقطهای شد. آنالیزها در شرایط فرکانس متناوب IV Hz، اندازه اشعه نقطهای א ۴۴ و انرژی لیزری ²NIST SRM 610، اندازه اشعه نقطهای به عنوان استاندارد خارجی استفاده شد درحالی که از ²⁹Si به عنوان استاندارد داخلی برای کالیبره کردن و استویکیومتری کوارتز به کار گرفته شد. از استاندارد 2013 SRM 612 نیز به عنوان یک رفرنس کمکی بهره گرفته شد. فراوانی عناصر با استفاده از نرم افزار Iolite کالیبره شد (2011, 2011). برآورد خطا برای اندازه گیری LA-ICP- میاب در این تحقیق کمتر از ۱۰٪ است. مطالعات -LA-ICP مدر مؤسسه ژئوشیمی جواییانگ، آکادمی علوم چین، انجام شد. برای انجام آنالیز عناصر کمیاب کوارتز دقت گردید تا بلورهایی بدون

مظهري و على أبادي

درز و ادخال انتخاب شود تا تأثير اين عوامل بر تركيب كوارتز به حداقل

برسد.

جدول ۱- نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی (برحسب درصد وزنی)، عناصر کمیاب (ppm) و نسبتهای ایزوتوپی نمونه سنگهای مورد مطالعه. GPS: گرانیتوئیدهای نوع S در منطقه کبودان؛ GPI: گرانیتوئیدهای نوع I در منطقه کبودان؛ GES: گرانیتوئیدهای نوع S در مجموعه نفوذی بانه؛ GEI: گرانیتوئیدهای نوع I در مجموعه نفوذی بانه؛ Pg: پلاژیوگرانیتهای سبزوار.

Table 1. The results of major oxides (wt%), trace elements (ppm) and isotopic ratios of the studied samples. GPS: Kaboodan S-type granitoids; GPI: Kaboodan I-type granitoids; GES: Baneh S-type granitoids; GEI: Baneh I-type granitoids; Pg: Sabzevar plagiogranites.

Sample No.	Ka39	Ka18	Ka6	Ka33	Ba23	Ba19	Ba95	Ba37	Ss134	Ss48
ID	GPS	GPS	GPI	GPI	GES	GES	GEI	GEI	Pg	Pg
SiO ₂	70.88	76.13	69.31	72.66	70.83	73.98	65.23	70.52	61.88	70.31
TiO ₂	0.16	0.21	0.63	0.39	0.14	0.06	0.56	0.14	0.72	0.39
Al ₂ O ₃	12.59	12.46	15.94	13.36	15.17	14.48	15.46	15.62	12.89	13.16
FeOt	4.26	2.11	1.82	3.42	3.08	1.48	4.89	2.27	6.21	4.39
MgO	1.25	0.17	0.76	0.66	0.92	0.12	2.08	0.40	5.62	1.53
MnO	0.02	0.02	0.05	0.05	0.11	0.04	0.12	0.03	0.15	0.08
CaO	0.62	0.38	4.02	2.52	0.53	1.11	4.53	2.76	5.99	4.24
Na ₂ O	3.71	3.91	5.33	4.54	3.14	3.55	2.98	3.90	3.80	3.46
K ₂ O	3.51	4.05	1.45	1.61	5.47	4.16	2.58	4.23	0.12	0.77
P2O5	0.07	0.03	0.10	0.06	0.15	0.08	0.18	0.10	0.12	0.11
LOI	1.77	0.67	0.76	0.77	0.61	0.59	0.59	0.81	1.85	1.71
Sum	98.84	100.14	100.17	100.04	100.15	99.65	99.20	100.78	99.35	100.15
Li	3.85	5.01	12.78	9.86	27.31	26.34	20.27	18.96	17.18	19.25
Rb	130.36	101.55	21.32	51.12	167.70	101.55	84.60	80.24	6.21	11.88
Cs	0.80	1.12	1.55	1.36	4.43	1.22	2.61	1.60	4.63	9.48
Be	2.19	3.03	2.23	2.76	1.43	1.72	1.36	1.63	1.34	1.58
Sr	65.22	39.43	187.16	98.13	232.36	107.05	279.15	221.06	275.77	138.87
Ba	981.34	675.42	133.29	302.41	501.38	668.05	449.35	676.42	167.32	92.00
Sc	11.13	12.88	8.72	9.09	7.53	12.16	11.70	6.46	30.52	22.13
\mathbf{V}	1.93	1.69	33.69	22.84	5.39	4.16	80.04	10.05	177.78	33.03
Cr	2.13	1.82	13.05	5.83	2.19	3.60	23.10	11.18	216.37	85.24
Со	1.86	1.28	7.67	6.12	2.23	1.67	10.63	5.06	5.12	9.05
Ni	1.37	1.17	54.77	5.86	7.35	2.92	7.71	2.91	32.81	13.30
Cu	0.96	1.78	31.34	4.86	23.11	13.18	8.06	4.26	15.70	7.41
Zn	18.64	19.13	73.13	34.13	62.10	17.46	57.68	32.70	12.54	32.59
Ga	16.43	18.51	14.82	16.29	17.19	16.54	16.81	18.05	18.97	16.79
Y	54.38	65.54	24.30	45.18	26.78	16.62	25.47	12.52	27.90	30.74
Nb	11.40	14.20	11.53	11.86	9.72	15.34	10.78	13.37	1.93	2.35
Та	0.98	1.12	0.82	0.79	0.67	1.28	0.96	1.32	0.15	0.12
Zr	119.20	283.40	475.20	306.10	242.17	182.90	196.40	130.30	83.92	103.44
Hf	4.37	8.54	11.03	9.48	7.62	5.66	6.67	3.63	2.86	4.08
Мо	0.72	0.62	0.64	0.59	1.24	3.16	0.23	22.37	< 0.10	< 0.10
Sn	2.19	1.65	1.13	0.45	2.39	3.10	1.88	0.78	< 0.10	< 0.10
Tl	0.24	0.37	0.28	0.09	0.23	0.25	0.40	0.39	< 0.10	< 0.10
Pb	5.17	5.61	51.39	10.26	6.18	7.03	8.54	16.13	<4	6.87
U	18.15	17.48	4.85	5.83	19.42	15.29	1.91	1.77	0.14	0.21
Th	16.85	31.08	19.16	16.59	17.82	10.37	11.89	9.03	9.48	3.92

ترکیب عناصر کمیاب کوارتز در انواع گرانیتوئیدها: مطالعات ...

مظهری و علی آبادی

La	31.45	52.88	29.18	31.07	13.78	25.41	31.43	30.31	4.70	3.40
Ce	71.52	117.29	62.40	67.14	29.32	45.56	57.97	56.93	12.60	6.30
Pr	8.49	14.74	7.05	7.94	2.28	4.56	6.40	6.25	2.17	0.78
Nd	33.09	55.69	27.26	31.56	7.10	14.84	11.52	22.06	10.50	3.00
Sm	7.08	12.37	5.35	6.81	2.82	3.08	2.54	3.92	3.48	0.62
Eu	0.59	1.35	1.06	1.14	0.36	0.65	1.14	0.96	1.06	0.38
Gd	6.93	11.78	4.75	6.86	3.10	2.75	4.40	2.72	3.87	0.64
Tb	1.39	1.96	0.69	1.18	0.70	0.44	0.69	0.39	0.67	0.10
Dy	8.82	11.77	3.86	7.29	7.86	2.77	4.28	2.09	4.74	0.56
Но	1.86	2.36	0.78	1.55	0.36	0.57	0.91	0.38	1.01	0.13
Er	5.65	6.72	2.31	4.59	4.70	1.62	2.42	1.04	3.08	0.48
Tm	0.74	1.01	0.38	0.73	1.48	0.25	0.39	0.15	0.46	0.08
Yb	5.49	6.42	2.46	4.57	2.56	1.51	2.63	1.00	3.04	0.66
Lu	0.81	0.94	0.41	0.69	0.34	0.23	0.39	0.15	0.48	0.13
Sum REE	183.91	297.28	147.94	173.12	76.76	104.24	127.07	128.36	51.86	17.26
ASI	1.14	1.08	0.90	0.97	1.26	1.17	0.97	0.98	0.75	0.92
Age	529	532	547	549	40	40	40	40	90	90
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	1.3522	1.2642	5.1520	4.9518	0.8768	2.7460	0.6330	0.6117		
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.7246	0.7198	0.7448	0.7458	0.7073	0.7102	0.7052	0.7042		
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1424	0.1212	0.1525	0.1518	0.1336	0.1250	0.1256	0.1379		
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.5122	0.5120	0.5127	0.5126	0.5126	0.5124	0.5126	0.5127		
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.7144	0.7102	0.7046	0.7070	0.7068	0.7086	0.7049	0.7039		
εNdt	-4.54	-6.95	3.68	2.49	-1	-4.26	0.11	0.55		
TDM	1.852	1.76	1.106	1.24	1.036	1.215	0.859	0.939		

پتروگرافی نمونههای مورد مطالعه

منطقه كبودان

سنگهای گرانیتی نوع I فراوان ترین گرانیتوئیدهای منطقه کبودان هستند که ظاهری خاکستری رنگ دارند. توسعه گرانیتوئیدهای نوع S به نسبت کمتر بوده و به صورت رخنمونهای کوچک با رنگ روشن دیده میشوند و یا به صورت دایک در سنگهای مافیک نفوذ می کنند. گرانیتوئیدهای این منطقه اغلب ساختار متراکم داشته و فاقد جهت یافتگی ترجیحی هستند ولی گاهی همراه با درز و شکاف فراوان و خردشدگی میباشند. گرانیتوئیدهای نوع I دارای انکلاوهای مافیک به نسبت فراوان هستند اما گرانیتوئیدهای نوع S فاقد انکلاو میباشند. براساس طبقهبندی مُدال کانیها، گرانیتوئیدهای نوع I را میتوان گرانودیوریت نامید و گرانیتوئیدهای نوع S در رده

 \mathcal{R} انیتوئیدها میباشد که ۳۲ تا ۴۰ درصد حجم سنگها را شامل می-شود. این کانی در گرانیتوئیدهای نوع I منطقهبندی پیچیده و دگرسانی ناچیز نشان میدهد ولی پلاژیوکلاز در نمونههای نوع S بدون منطقهبندی و همراه با کمی دگرسانی به سریسیت و کانیهای رسی ظاهر میشود. کوارتز ۳۷-۲۲ درصد حجمی گرانیتوئیدهای کبودان را در برمی گیرد. این کانی به صورت بیشکل و در فضای بین دانه ی حضور دارد و اغلب خاموشی موجی نشان میدهد. یکی دیگر از کانی-مهای اصلی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه آلکالی فلدسپار میباشد که های اصلی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه آلکالی فلدسپار میباشد که بین دانه ی در گرانیتوئیدها قرار گرفته و دگرسانی به کانیهای رسی در آن مشهود است. در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه بیوتیت فراوان ترین در آن مشهود است. در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه بیوتیت فراوان ترین حرمی مافیک است که تمرکز آن در گرانیتوئیدهای نوع I (کمتر از ۱۰ درصد حجمی) میباشد (شکل ۳). آمفیبول در برخی گرانودیوریتهای نوع

I قابل مشاهده است (شکل ۳-a و b). مهم ترین کانیهای فرعی در انواع گرانیتوئیدها آپاتیت، زیرکن، تیتانیت و اکسیدهای Fe-Ti می-باشند. علاوه بر سریسیت و کانیهای رسی، کلسیت و تیتانیت ثانویه نیز در اثر دگرسانی در برخی نمونهها مشاهده می شوند.



شکل ۳- a نمای کلی از بافت گرانیتوئیدهای منطقه کبودان. یک نمونه از گرانودیوریت نوع I در نور پلاریزه ساده (a) و در نور پلاریزه متقاطع (b). نمونه ای از گرانیت نوع S در نور پلاریزه ساده (c) و نور پلاریزه متقاطع (d). علائم اختصاری کانیها از ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. Amp: آمفیبول، Bt: بیوتیت؛ Kfs: فلدسپار پتاسیم؛ PI: پلاژیوکلاز.

Fig. 3. a) General view of the microscopic texture of granitoids in Kaboodan area. A sample of I-type granodiorite in PPL (a) and XPL (b). Mineral abbreviations are from Whitney and Evans (2010). Amp: amphibole; Bt: biotite; Kfs: K-feldspar; PI: plagioclase. آنها میباشند. بافت این سنگها گرانولار و گرافیکی میباشد. کوارتز پلاژیوگرانیتهای منطقه سنگ سفید

به طور کلی ترکیب پلاژیوگرانیتها در مجموعه افیولیتی سبزوار از دیوریت تا ترونجمیت و تونالیت تغییر می کند (;Moghadam et al., 2014). پلاژیوگرانیتهای منطقه سنگسفید ترکیب تونالیتی دارند که کوارتز و پلاژیوکلاز کانیهای اصلی سازنده

APL (b). Mineral abbreviations are from whithey and Evans آنها میباشند. بافت این سنگها گرانولار و گرافیکی میباشد. کوارتز اغلب به صورت درشتبلورهای تأخیری بدون شکل در فضای بین بلورهای تیغهای پلاژیوکلاز جای گرفته است. کانیهای مافیک موجود در این سنگها شامل آمفیبول به صورت تیغههای ریز تا درشت به همراه کانیهای کدر میباشد (شکل ۴–e وf). تجزیه پلاژیوکلاز به سریسیت در اغلب نمونهها قابل مشاهده است. همرشدی گرافیکی

پلاژیوکلاز و کوارتز از ویژگیهای بارز پلاژیوگرانیتهای مورد مطالعه میباشد (شکل ۴–e وf). یکی از ویژگیهای بارز تونالیتها منطقهبندی نرمال در پلاژیوکلازها (مرکز بلور کلسیک با درجه آلتراسیون بالا و حاشیه سدیک کمتر تجزیه شده) میباشد (Maleki, 2013) آپاتیت، زیرکن و تیتانیت کانیهای فرعی موجود در این سنگها را تشکیل میدهند.

گرانیتوئیدهای بانه

همان طور که در بخش موقعیت زمین شناسی ذکر شد، سنگهای گرانیتی مجموعه نفوذی بانه بسیار متنوع بوده و شامل انواع گرانیت-های دو میکا، بیوتیت گرانیت، گرانیتهای آمفیبولدار و گرانیتهای گارنتدار میباشند. از نظر ویژگیهای ژئوشیمیایی و ایزوتوپی گرانیت-های آمفیبولدار و بخش کمی از بیوتیت گرانیتها در رده گرانیتوئیدهای نوع I قرار می گیرند (Mazhari, 2021). پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالیفلدسپار کانیهای اصلی تشکیلدهنده این سنگها میباشند. آمفیبول و بیوتیت اجزای مافیک این گرانیتها هستند که تا ۳۰ درصد حجم سنگ را شامل می شوند (شکل ۴-a و b). از نظر حجم مدال کانیها، گرانتیوئیدهای نوع I شامل مونزودیوریت، کوارتز مونزوديوريت، گرانوديوريت و مونزوگرانيت مىشوند. آپاتيت، زيركن، تیتانیت و مگنتیت کانیهای فرعی هستند و کانیهای ثانویه کلسیت، سریسیت، کانی های رسی و تیتانیت ثانویه در برخی نمونهها در اثر دگرسانی ظاهر شدهاند (Amini et al., 2005). دو نمونه انتخاب شده برای آنالیز عناصر کمیاب کوارتز در این پژوهش شامل یک گرانودیوریت (Ba95) و یک مونزو گرانیت (Ba37) می شوند.

گرانیتهای دو میکا، بخش اعظم بیوتیت گرانیتها و گرانیتهای گارنتدار را میتوان به عنوان گرانیتوئیدهای نوع S طبقهبندی کرد. در طبقهبندی مدال همه این سنگها در رده گرانیت (مونزوگرانیت و

سیینوگرانیت) قرار می گیرند. این گرانیتها متوسط تا درشتدانه با بافتهای گرافیکی و پرتیتی میباشند. آلکالیفلدسپار، پلاژیوکلاز سدیک و کوارتز کانیهای اصلی تشکیلدهنده میباشند. علاوه بر بیوتیت که در تمام نمونهها وجود دارد، مسکوویت در گرانیتهای دو میکا و گارنت در گرانیتهای گارنتدار به عنوان کانی اصلی ظاهر میشوند (شکل ۴-c و d). فلدسپار آلکالن فراوان ترین کانی است و غالباً به شکل ارتوکلازهای مستطیلی و یا میکروکلین مشاهده میشود. جهت یافتگی کانیها در برخی نمونهها دیده می شود و در شتبلورهای آلکالیفلدسپار به صورت پوئیکلیتیک، پلاژیوکلاز و بیوتیت را در برمی گیرند. فلدسپارهای آلکالن اغلب سالم هستند ولی در برخی مناطق ممكن است به كائولينيت و مسكوويت تجزيه شوند. پلاژيوكلاز ماکل پلیسنتتیک نشان میدهد که گاه با حاشیههای دوباره متبلور شده مشخص می شود. منطقه بندی نرمال هم در برخی بلورهای یلاژیوکلاز قابل مشاهده است بهطوری که مرکز بلور به کانی های ثانویه همچون اپیدوت، کانی های رسی و مسکوویت تجزیه شده ولی حاشیه-ها دگرساننشده است. کوارتز به صورت بی شکل بین دانههای فلدسپار آلکالن ظاهر شده و در برخی موارد بافت دندانهدار نشان میدهد. خاموشی موجی نیز در بعضی بلورهای کوارتز مشاهده می شود. بیتوتیت کانی مافیک اصلی است که بیشتر به صورت بلورهای با چندرنگی شدید قهوهای- قرمز و ترکیب آنیتی حضور دارد (Mazhari, 2021). گارنت در دایکهای گرانیتهای گارنتدار کمتر از ۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل میدهد و ترکیب نزدیک به آلماندن دارد (Amini et al., 2005). ايلمنيت، زيركن و آپاتيت کانیهای فرعی گرانیتوئیدهای نوع S در مجموعه نفوذی بانه می-باشند. برای این پژوهش یک نمونه از گرانیت گارنت دار (Ba23) و یک نمونه بیوتیت گرانیت (Ba19) برای تجزیه و بررسی عناصر کمیاب کوار تز مورد مطالعه قرار گرفتند.

مظهری و علی آبادی



شکل ۴- خصوصیات بافتی گرانیت نوع S از مجموعه نفوذی بانه در نور پلاریزه ساده (a) و نور پلاریزه متقاطع (b). یک نمونه از گرانودیوریت نوع I از همین مجموعه در نور پلاریزه ساده (c) و پلاریزه متقاطع (d). نمایی از بافت یک پلاژیوگرانیت در مجموعه افیولیتی شمال سبزوار با هم رشدی گرافیکی کوارتز و پلاژیوکلاز در نور پلاریزه ساده (e) و متقاطع (f). Amp: آمفیبول، Bt: بیوتیت؛ Grt: گارنت؛ Kfs: فلدسپار پتاسیم؛ Pl: پلاژیوکلاز.

Fig. 4. a) Textural characteristics of a S-type granite from the Baneh intrusive complex in PPL (a) and XPL (b). An I-type granodiorite sample from this complex in PPL (c) and XPL (d). A textural view of a plagiogranite from ophiolitic complex in north of Sabze var in PPL (e) and XPL (f). Amp: amphibole; Bt: biotite; Grt: garnet; Kfs: K-feldspar; Pl: plagioclase.

نتايج

ترکیب عناصر کمیاب در بلورهای کوارتز

مطالعات مختلف نشان داده که دو مکانیسم اصلی حضور عناصر خاص را در شبکه کوارتز کنترل می کنند (Sun et al., 2021 و منابع ذکر شده در آن): (۱) شرکت در شبکه بلور با جانشینی ایزومورف +Si⁴⁺ (برای کاتیونهایی همچون Ti^{4+} ، Ti^{4+}) و (۲) شرکت در فضاهای بین شبکه کوارتز بر اساس ایجاد توازن باری (همچون ⁺Li⁺ اساس ایجاد توازن باری (و H^+). بنابراین، عناصر چهار ظرفیتی می توانند وارد شبکه Si^{4+} در تتراهدر Si-O شوند، در حالی که عناصر سه ظرفیتی برای ایجاد توازن باری باید به همراه سایر کاتیونها وارد شبکه +Si⁴⁺ شوند (Götze et al., 2009). بااین حال برخی عناصر از طریق جانشینی ایزومورفی و ایجاد توازن باری وارد شبکه کوارتز نمی شوند بلکه ورود آن ها به کوارتز متأثر از شرایط فیزیکوشیمیایی رشد کوارتز مثل ترکیب شیمیایی سیال، دما، فشار و سرعت رشد کوارتز می باشد (Jacamon and (Larsen, 2009; Thomas et al., 2010; Müller et al., 2018 یکی دیگر از فرایندهای آشکارسازی عناصر در بلورهای کوارتز بواسطه ورود آنها از طریق سیالات درگیر یا ادخالهای بسیار ریز موجود در آن می باشد (Götze et al., 2021 و منابع ذکر شده در آن).

نتایج آنالیز عناصر کمیاب در بلورهای کوارتز نمونههای مورد مطالعه در جدول ۲ ارائه شده است. در آنالیز همزمان عناصر مختلف، Sr ،Be ،Rb ،Li ،P ،K ،Na ،Mn ،Fe ،Ti ،Al عنصر ۱۴ عنصر Ga،Ga و Sn بالاتر از حد تشخیص دستگاه بدست آمد. در این بخش جزئیات تفاوتهای ترکیبی هر عنصر در نمونههای گرانیتوئیدی مورد مطالعه بررسی می شود.

آلومینیوم فراوان ترین عنصر در بلورهای کوار تز مورد مطالعه است که بازه ترکیبی وسیع ۷۶۹/۳۵ ppm- ۱۸/۱۲ را نشان میدهد (جدول۲). تفاوت میزان Al در انواع مختلف گرانیتوئیدها بسیار چشمگیر است. گرانیتوئیدهای نوع S مجموعه نفوذی بانه با میانگین ۲۰۰/۸۴ ppm دارای بیشترین تمرکز Al هستند و پس از آن به ترتیب گرانیتوئیدهای نوع S منطقه کبودان (میانگین ۴۶۸/۹۰ ppm)، گرانیتوئیدهای نوع I بانه (میانگین ۱۵۷/۲۱ ppm)، گرانیتوئیدهای نوع I کبودان (میانگین ۱۱۳/۳۸ ppm) و پلاژیوگرانیتهای سبزوار (میانگین ۲۹/۸۷ ppm) قرار می گیرند (شکل ۵–۵). بررسی میزان Al در کوارتز و سنگ میزبان نشان میدهد که ارتباط معنیداری بین این دو وجود ندارد (شکل b-۵)، اما در سوی دیگر بین ضریب اشباع آلومينيوم سنگ كل (ASI يعنى نسبت مولار Al به مجموع Na،Ca و K) و Al موجود در بلورهای کوارتز رابطه مستقیم وجود دارد (شکل c-۵). نسبت Ge/Ti در کوارتز به عنوان یک شاخص باارزش تفریق ماگمای گرانیتی که کوارتز از آن متبلور شده، در نظر گرفته می شود (به عنوان مثال Breiter et al., 2020). استفاده از روند تغییرات Ge/Ti در کوارتز می تواند مثل بررسی روند نسبت های شاخص سنگ-كل همچون Rb/Sr ،K/Rb يا Zr/Hf در مطالعه تفريق ماگمايي مفيد باشد (به عنوان مثال Jacamon and Larsen, 2009). در این پژوهش نیز از این نسبت در نمودارهای دوتایی برای مقایسه تمرکز عناصر کمیاب کوارتز در نمونههای انواع گرانیتوئیدها و نیز تغییرات آنها در طی تحولات ماگمایی استفاده شده است (شکل ۶). میزان آلومینیوم در کوارتزهای مورد مطالعه با افزایش Ge/Ti افزایش می یابد (شکل ۵–d).



شكل ۵- ۵) مقايسه ميزان فراوانى Al كوارتز در انواع گرانيتوئيدهاى مورد مطالعه. نمودار دوتايى ميزان Al در كوارتز با ميزان (b) Al₂O₃ و ضريب اشباع آلومينيم (c) (ASI) (c) در سنگ كل. b) ارتباط ميزان AL در بلورهاى كوارتز با ضريب تفريق GPS. Ge/Ti . گرانيتوئيدهاى نوع S در منطقه كبودان؛ GPI. گرانيتوئيدهاى نوع (c) (ASI) (c) در سنگ كل. b) ارتباط ميزان AL در بلورهاى كوارتز با ضريب تفريق GE/Ti. گرانيتوئيدهاى نوع A در منطقه كبودان؛ GES. گرانيتوئيدهاى سبزوار. I در منطقه كبودان؛ GES: گرانيتوئيدهاى نوع S در مجموعه نفوذى بانه؛ GEI: گرانيتوئيدهاى نوع I در مجموعه نفوذى بانه؛ gr. پلاژيوگرانيتهاى سبزوار. Fig. 5. a) The comparison of Al abundance in different types of the studied granitoids. Binary diagrams of Al in quartz vs. wholerock Al₂O₃ (b) and ASI (c). d) The relationship of quartz Al content and Ge/Ti differentiation partitioning. GPS: Kaboodan S-type granitoids; GPI: Kaboodan I-type granitoids; GES: Baneh S-type granitoids; GEI: Baneh I-type granitoids; Pg: Sabzevar plagiogranites.

تيتانيوم (Ti)

کمترین مقادیر Ti را دارند ولی با افزایش Ge/Ti، غلظت Ti کوارتز در انواع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه کاهش مییابد (شکل ۶–۵). بین میزان Ti در سنگ میزبان و بلورهای کوارتز رابطه خاصی وجود ندارد (جدول ۲). ورود Ti به شبکه کوارتز علاوه بر ترکیب ماگما به شرایط فیزیکوشیمیایی (دما و فشار) هم حساس است (,Thomas et al

بعد از آلومینیوم، Ti بیشترین فراوانی را در کوارتزهای مورد مطالعه نشان میدهد (جدول۲). میزان این عنصر از ۴۴/۶ ppm ا ۱۸۲/۷۱ ppm در بلورهای مختلف تغییر میکند. همانند Al، میزان Ti در گرانیتوئیدهای نوع S بالاتر از نوع I می باشد و پلاژیو گرانیت ها

2010). افرون بر جانشینی ⁺⁴ در شبکه، تیتانیوم از طریق سیالات درگیر و یا ادخالهای ریز موجود در کوارتز نیز میتواند حضور داشته باشد (Götze et al., 2021). بنابراین، عوامل مؤثر بر ترکیب Ti در کوارتز پیچیدگی بیشتری دارد که در بخشهای بعدی مورد بحث قرار خواهد گرفت.

ليتيوم (Li)

غلظت Li کوارتز در نمونههای مورد مطالعه از F/۵۳ ppm غلظت Li کوارتز در ۷۹/۸۵ تغییر می کند (جدول۲). کمترین مقادیر Li کوارتز در پلاژیوگرانیتها (میانگین ۱۳/۲۴ ppm) است در حالی که کوارتزهای گرانیتوئیدهای نوع S در بانه (میانگین V۰/۱۳ ppm) و کبودان (میانگین ۵۴/۵۵ ptm) بالاترین مقادیر Li را دارند. میزان لیتیوم در کوارتزهای گرانیتوئیدهای نوع I (میانگین ۲۹/۶۸ ppm در بانه و

مقادیر Li با افزایش ضریب تفریق (Ge/Ti) افزایش می یابد (شکل ۶b). بین میزان Li در سنگکل و کوارتز در نمونههای مورد مطالعه ارتباط معنی داری وجود ندارد (جداول ۱ و ۲).

گالیم (Ga)، ژرمانیم (Ge) و روبیدیم (Rb

گالیم و ژرمانیم از نظر شیمیایی به ترتیب با AI و Si شباهت دارند. در نمونههای مورد مطالعه گرانیتوئیدهای نوع S بالاترین مقادیر این دو عنصر را در بلورهای کوارتز خود دارا هستند و بعد از آن گرانیتوئیدهای نوع I قرار می گیرند (جدول ۲). کوارتزهای پلاژیوگرانیتها نیز کمترین مقادیر از این عناصر را در خود جای داده-اند (شکل ۶-2 و d). با افزایش Ge/Ti مقادیر Ga و Ge نیز افزایش می یابد. رفتار Rb در بلورهای کوارتز مورد مطالعه شبیه به Ga و GB می باشد، با این تفاوت که میزان Rb در پلاژیوگرانیتها پایین تر از حد می باشد، با این تفاوت که میزان BC در پلاژیوگرانیتها پایین تر از حد تركيب عناصر كمياب كوارتز در انواع گرانيتوئيدها: مطالعات ...

مظهري و على آبادي



شکل ۶- نمودارهای دوتایی Ge/Ti در برابر عناصر کمیاب موجود در بلورهای کوارتز. در این شکل عناصری که توزیع منظم دارند نشان داده شدهاند. Fig. 6. Binary diagrams of Ge/Ti versus trace elements present in quartz crystals. In this figure, elements with regular distribution are indicated.

سایر عناصر کمیاب

(Fe) هرچند کوارتز در گرانیتوئیدهای نوع S به طور میانگین آهن (Fe) و منگنز (Mn) کمتری نسبت به سایر گرانیتوئیدها دارد (جدول ۲)، تغییرات این عناصر در بلورهای کوارتز انواع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه نامنظم است (شکل ۷–۵ وط). تغییرات مقدار قلع (Sn) نیز همانند دو فلز دیگر است با این تفاوت که میزان Sn در پلاژیوگرانیت کمتر از حد تشخیص دستگاه میباشد (شکل ۷–2).

میزان استرانسیم (Sr)، فسفر (P) و Be (بریلیم) در بلورهای کوارتز گرانیتوئیدهای مورد مطالعه توزیع پراکنده دارد (جدول۲) و

ارتباط خاصی با نوع گرانیتوئید، ترکیب سنگ کل و Ge/Ti کوارتز نشان نمی دهد (شکل ۷-e و f). میانگین مقادیر اندازه گیری شده سدیم (Na) در کوارتزهای گرانیتوئیدهای نوع I به نسبت فراوان تر از انواع S می باشد، در حالی که بلورهای کوار تز گرانیتوئیدهای نوع S به نسبت غنی تر از پتاسیم (K) می باشند (جدول ۲). البته توزیع این دو عنصر در بلورهای کوار تز از روند معینی تبعیت نمی کند و با Ge/Ti نیز رابطه معنی داری ندارد (شکل ۷-c و b). میزان K در کوار تزهای پلاژیو گرانیت کم تر از حد تشخیص دستگاه بود.

مظهری و علی آبادی



شکل ۷- نمودارهای دوتایی Ge/Ti در مقابل عناصر کمیابی که توزیع نامنظم در بلورهای کوارتز دارند. علائم همانند شکل ۵ هستند.

Fig. 7. Binary diagrams of Ge/Ti versus trace elements exhibiting irregular distribution in quartz crystals. Symbols are similar to Fig. 5.

جدول ۲- نتایج آنالیز عناصر کمیاب کوارتز (ppm) در نمونه سنگهای مورد مطالعه. : گرانیتوئیدهای نوع S در منطقه کبودان؛ GPI: گرانیتوئیدهای نوع I در منطقه کبودان؛ GES: گرانیتوئیدهای نوع S در مجموعه نفوذی بانه؛ GEI: گرانیتوئیدهای نوع I در مجموعه نفوذی بانه؛ Pg: پلاژیوگرانیتهای سبزوار؛ b.d: کمتر از حد تشخیص دستگاه؛ T1: محاسبه دما با فرمول (۱) و T2: محاسبه دما با فرمول (۴) که در متن اشاره شده است.

Table 2. The results of analysis of quartz trace elements in the studied samples. GPS: Kaboodan S-type granitoids; GPI: Kaboodan I-type granitoids; GES: Baneh S-type granitoids; GEI: Baneh I-type granitoids; Pg: Sabzevar plagiogranites; b. d.: below the detection limit. T1 and T2 are calculated temperatures based on (1) and (4) equations, respectively.

Sample No.	ID	Al	Ti	Fe	Mn	Na	K	Р	Li	Rb
Ka39-1	GPS	439.21	135.02	0.36	0.32	26.73	53.95	31.20	48.49	1.37
Ka39-2	GPS	470.09	107.36	0.25	0.18	36.12	53.74	39.42	54.13	1.55
Ka39-3	GPS	439.73	131.39	0.31	0.28	19.23	42.00	8.14	59.08	1.15
Ka39-4	GPS	465.06	113.55	0.40	0.24	27.94	37.57	18.12	53.45	1.62
Ka39-5	GPS	464.31	115.10	0.61	0.31	37.53	47.07	30.32	52.36	1.38
Ka39-6	GPS	441.20	130.75	0.37	0.34	37.99	38.74	16.45	49.25	1.22
Ka39-7	GPS	449.35	128.34	0.45	0.25	10.66	40.90	36.01	55.34	1.45
Ka39-8	GPS	470.80	116.31	0.51	0.35	23.64	57.23	37.60	53.96	1.58
Ka39-9	GPS	454.19	126.92	0.51	0.36	47.20	34.53	21.88	52.19	1.33
Ka39-10	GPS	468.92	110.73	0.32	0.26	26.98	56.97	31.80	53.71	1.59
Ka39-11	GPS	459.75	126.13	0.62	0.37	21.79	40.28	22.23	53.18	1.56
Ka39-12	GPS	462.33	122.51	0.50	0.29	9.36	40.75	23.81	55.73	1.42
Ka18-1	GPS	486.84	99.26	0.40	0.31	25.80	41.72	25.28	58.45	1.91
Ka18-2	GPS	481.49	106.31	0.45	0.25	35.93	46.30	4.06	54.69	1.82
Ka18-3	GPS	471.46	113.40	0.26	0.19	41.28	43.97	32.71	55.16	1.47
Ka18-4	GPS	488.10	93.42	0.21	0.26	49.47	52.59	18.15	56.03	2.06
Ka18-5	GPS	484.19	102.37	0.30	0.19	8.80	37.57	35.75	56.06	2.13
Ka18-6	GPS	474.50	112.93	0.32	0.22	25.44	52.94	32.55	54.29	1.76
Ka18-7	GPS	476.73	111.25	0.27	0.30	16.24	48.80	11.63	54.47	1.60
Ka18-8	GPS	486.35	100.57	0.70	0.38	39.56	46.82	25.86	55.93	1.95
Ka18-9	GPS	478.29	109.34	0.31	0.23	28.43	41.85	14.45	55.70	1.71
Ka18-10	GPS	481.96	105.21	0.35	0.18	26.61	57.23	6.80	55.82	1.85
Ka18-11	GPS	489.93	91.50	1.36	0.37	7.48	58.77	13.98	57.19	2.10
Ka6-1	GPI	82.39	77.92	1.56	1.35	83.69	34.34	31.77	21.52	0.13
Ka6-2	GPI	125.39	73.70	1.92	0.87	54.47	22.04	13.95	30.88	0.28
Ka6-3	GPI	84.73	77.63	0.75	1.44	67.42	29.11	38.80	24.98	0.17
Ka6-4	GPI	102.34	76.54	1.26	0.97	61.52	27.98	14.00	28.39	0.26
Ka6-5	GPI	91.56	77.31	0.82	1.23	89.84	9.67	17.07	21.70	0.15
Ka6-6	GPI	98.16	76.39	0.60	1.05	37.89	9.93	28.71	27.77	0.24
Ka6-7	GPI	92.70	77.24	1.53	1.17	42.57	24.95	10.36	26.96	0.27
Ka6-8	GPI	77.24	78.26	1.25	1.30	71.52	26.80	24.78	22.07	0.19
Ka6-9	GPI	123.71	74.36	0.57	0.88	57.80	27.95	10.20	32.19	0.31
Ka6-10	GPI	94.65	76.83	0.58	1.15	90.79	9.80	34.75	25.43	0.23
Ka6-11	GPI	106.75	75.31	1.43	0.92	93.08	24.08	11.14	27.03	0.32
Ka6-12	GPI	115.60	75.02	1.69	1.03	64.12	33.30	16.50	28.57	0.35
Ka33-1	GPI	99.63	73.52	2.45	1.20	70.86	20.65	24.28	27.16	0.28
Ka33-2	GPI	145.06	61.63	1.13	1.36	43.32	18.68	12.74	36.80	0.44
Ka33-3	GPI	115.04	71.93	2.74	1.31	68.96	10.03	32.13	28.46	0.22
Ka33-4	GPI	144.16	65.20	0.29	0.75	43.35	15.02	38.40	38.59	0.39
Ka33-5	GPI	129.30	72.16	0.50	1.16	91.88	27.54	13.05	33.11	0.37
Ka33-6	GPI	143.29	67.28	0.18	0.81	68.75	15.37	5.73	34.14	0.42
Ka33-7	GPI	135.80	66.39	0.82	1.04	38.26	21.40	20.14	33.72	0.38
Ka33-8	GPI	108.19	73.41	2.18	1.22	89.33	8.42	22.54	29.85	0.29
Ka33-9	GPI	137.95	70.18	0.75	0.99	93.45	18.71	39.66	37.73	0.36
Ka33-10	GPI	140.72	63.41	0.16	0.96	38.06	32.63	21.81	36.01	0.43
Ba23-1	GES	675.39	164.15	0.56	0.42	41.27	58.31	9.69	63.12	2.17
Ba23-2	GES	623.72	182.71	1.25	0.51	45.10	78.03	34.92	58.76	1.73

		1	al 1 .	1 5	1 6	1	۰. ۲
•••	مطالعات	درانينونيدها:	در انواع	بوارير	تمياب	عناصر	ىرىيب

مظهری و علی آبادی

Ba23-3	GES	686.80	153.45	0.41	0.50	30.17	66.98	27.03	69.16	2.11
Ba23-4	GES	645.19	179.30	1.73	0.57	12.51	66.75	7.83	59.47	1.65
Ba23-5	GES	681.55	168.80	0.47	0.55	28.59	67.54	8.89	67.64	2.06
Ba23-6	GES	677.34	166.37	0.62	0.51	13.05	49.41	29.96	66.25	1.73
Ba23-7	GES	690.52	146.31	2.71	0.39	31.62	46.13	26.91	73.55	2.24
Ba23-8	GES	638.02	177.23	2.19	0.62	28.41	47.69	15.67	63.24	1.67
Ba23-9	GES	645.93	175.41	1.20	0.48	13.34	77.94	19.82	61.29	1.89
Ba23-10	GES	702.16	158.06	1.03	0.48	59.94	46.59	19.66	73.07	2.21
Ba23-11	GES	680.65	172.36	1.31	0.46	10.68	56.78	9.94	65.30	1.93
Ba23-12	GES	678.10	161.12	0.82	0.47	45.59	56.36	31.98	64.70	1.84
Ba23-13	GES	682.53	150.29	0.29	0.61	11.76	64.53	32.60	66.05	1.99
Ba19-1	GES	755.20	110.51	0.20	0.43	42.06	74.81	4.31	76.38	2.65
Ba19-2	GES	688.30	126.10	1.43	0.65	30.31	58.65	13.41	68.64	2.30
Ba19-3	GES	751.46	96.37	0.88	0.86	27.16	73.66	26.98	75.42	2.47
Ba19-4	GES	692.13	125.40	2.60	0.51	30.35	65.97	13.28	73.40	2.28
Ba19-5	GES	769.35	112.02	1.57	0.70	19.32	77.88	36.77	79.78	2.61
Ba19-6	GES	745.36	107.35	1.28	0.75	58.69	75.65	36.83	77.77	2.45
Ba19-7	GES	705.19	123.21	0.43	0.59	54.76	43.07	16.26	71.39	2.36
Ba19-8	GES	753.92	102.55	1.04	0.82	49.07	69.06	15.52	75.90	2.40
Ba19-9	GES	727.43	123.94	0.21	0.62	32.94	54.62	27.87	74.70	2.51
Ba19-10	GES	761.37	99.60	0.05	0.48	49.54	40.33	17.46	78.14	2.58
Ba19-11	GES	719.39	125.37	0.19	0.60	50.97	52.67	9.62	71.90	2.33
Ba19-12	GES	743.94	118.43	2.18	0.51	22.07	42.09	35.32	78.13	2.48
Ba95-1	GEI	146.92	71.39	0.16	1.12	34.13	44.53	16.76	39.95	0.53
Ba95-2	GEI	123.11	75.30	2.39	1.42	46.57	20.98	34.73	29.04	0.35
Ba95-3	GEI	133.41	58.22	0.15	0.48	41.64	50.13	38.76	34.93	0.45
Ba95-4	GEI	125.36	81.42	1.82	0.93	49.53	39.11	16.73	31.70	0.31
Ba95-5	GEI	125.91	80.33	2.73	0.75	22.98	36.90	34.15	32.66	0.32
Ba95-6	GEI	156.90	63.//	1.//	0.23	58.36	37.11	13.65	42.92	0.57
Ba95-7	GEI	126.40	80.74	3.21	1.62	50.59	38.34	15.80	32.73	0.37
Ba95-8	GEI	129.00	56.34	0.14	0.25	55.74 50.49	33.30	18.32	35.31	0.42
Ba95-9	GEI	122.19	03.90 79.25	1.72	0.75	50.48 24.05	37.94 28.60	10.85	39.21 25.05	0.49
Ba95-10	GEI	132.18	78.33	0.11	0.39	54.95	38.00 54.50	21.40	33.95 27.50	0.48
$Da_{3}/-1$ $D_{0}27/2$	GEI	145.59	79.31 51.20	1.80	0.18	27.25	54.50 40.19	17.07	57.50 47.70	0.40
Ba37-2 Ba37-3	GEI	153.16	77 35	1.07	1.10	57.25	49.10 62.04	16.12	47.79	0.79
Ba37-3 Ba37-4	GEI	199.10	65.48	3.16	1.52	23.00	55 11	30.30	43.21	0.51
Da37-4 Bo37-5	GEI	162.13	05.40 75.05	0.55	0.53	23.09	57.58	30.30 4 05	47.75	0.72
Ba37-6	GEI	165.25	73.03	0.55	0.55	15 33	55.82	28.00	41.74	0.55
Ba37-0 Ba37-7	GEI	204 53	57.62	1.05	1.50	54.13	<i>44</i> 87	4.05	47.66	0.37
Ba37-8	GEI	169.03	71.03	2 30	1.50	53.95	38.21	13 51	42.97	0.65
Ba37-9	GEI	193.26	63.92	0.12	0.22	22.51	33 32	7 64	46 74	0.89
Ba37-10	GEI	174.41	59.37	0.26	0.32	44.15	59.21	17.86	43.81	0.62
Ba37-11	GEI	177.31	53.20	0.41	0.24	31.13	35.59	27.23	48.49	0.61
Ss134-1	Pø	26.57	60.84	0.54	2.41	44.11	b.d.	33.76	11.09	b.d.
Ss134-2	Pø	18.12	64.52	2.76	0.20	50.58	b.d.	24.02	4.74	b.d.
Ss134-3	Pg	26.22	61.04	1.80	0.07	7.74	b.d.	14.28	10.29	b.d.
Ss134-4	Pg	18.60	62.98	2.38	1.21	51.37	b.d.	13.57	4.53	b.d.
Ss134-5	Pg	28.83	58.00	0.21	0.85	34.92	b.d.	29.15	12.11	b.d.
Ss134-6	Pg	20.16	62.60	0.80	1.03	9.99	b.d.	35.89	5.54	b.d.
Ss134-7	Pg	24.45	61.82	0.99	0.52	11.59	b.d.	35.85	5.78	b.d.
Ss134-8	Pg	22.35	62.17	1.56	0.34	17.40	b.d.	20.97	5.05	b.d.
Ss134-9	Pg	25.39	60.17	0.11	0.05	12.58	b.d.	8.29	7.18	b.d.
Ss134-10	Pg	23.11	62.43	0.96	0.36	18.00	b.d.	13.98	6.14	b.d.
Ss134-11	Pg	28.64	59.44	0.12	1.28	12.69	b.d.	35.67	12.52	b.d.
Ss134-12	Pg	24.73	58.19	0.73	2.16	25.27	b.d.	38.47	10.63	b.d.

_

تركيب عناصر كمياب كوارتز در انواع گرانيتوئيدها: مطالعات ...

مظهری و علی آبادی

Ss48-1	Pg	30.37	54.06	2.86	2.42	58.85	b.d.	19.11	16.15	b.d.
Ss48-2	Pg	30.71	54.28	1.94	2.30	16.26	b.d.	39.71	17.45	b.d.
Ss48-3	Pg	33.08	53.91	1.71	0.05	15.36	b.d.	14.20	17.08	b.d.
Ss48-4	Pg	33.39	53.06	2.82	0.08	37.08	b.d.	4.27	16.42	b.d.
Ss48-5	Pg	28.92	60.53	2.44	0.63	56.35	b.d.	7.62	13.78	b.d.
Ss48-6	Pg	36.10	52.40	1.29	1.52	51.82	b.d.	10.26	19.49	b.d.
Ss48-7	Pg	45.19	46.15	1.24	0.94	52.58	b.d.	14.74	20.73	b.d.
Ss48-8	Pg	39.13	52.70	0.14	1.73	25.87	b.d.	5.52	19.26	b.d.
Ss48-9	Pg	40.16	50.11	1.56	0.56	53.93	b.d.	34.55	19.41	b.d.
Ss48-10	Pg	29.34	57.36	2.36	0.24	31.67	b.d.	8.32	12.83	b.d.
Ss48-11	Pg	41.35	47.35	0.97	0.80	17.87	b.d.	28.61	22.13	b.d.
Ss48-12	Pg	29.55	58.35	1.52	0.72	49.80	b.d.	38.41	15.27	b.d.
Ss48-13	Pg	42.27	44.60	1.89	1.92	11.88	b.d.	9.32	21.72	b.d.
Ss48-14	Pg	29.96	56.49	1.38	0.31	48.13	b.d.	35.42	16.93	b.d.

										ه جدول ۲-	ادام
Sample No.	ID	Be	Sr	Ga	Ge	Sn	Sum	T1 (°C)	T2 (°C)	P(kbar)	
Ka39-1	GPS	3.99	0.38	0.64	2.65	0.12	744.43	784.70	775.46	6.91	
Ka39-2	GPS	2.29	0.85	0.76	2.92	2.39	772.05	755.93	745.62	5.31	
Ka39-3	GPS	3.95	0.58	0.62	2.59	1.26	710.31	781.20	771.57	6.70	
Ka39-4	GPS	2.14	0.89	0.82	2.64	1.89	726.33	762.82	752.34	5.66	
Ka39-5	GPS	3.23	b.d.	0.80	2.81	2.65	758.48	764.50	754.02	5.75	
Ka39-6	GPS	2.94	0.50	0.81	2.53	2.60	725.69	780.57	770.88	6.66	
Ka39-7	GPS	3.93	0.41	0.77	2.40	3.85	734.11	778.20	768.29	6.52	
Ka39-8	GPS	2.47	0.36	0.73	2.77	2.11	770.42	765.80	755.33	5.82	
Ka39-9	GPS	3.50	0.49	0.72	2.51	2.23	748.56	776.78	766.77	6.44	
Ka39-10	GPS	2.93	b.d.	0.75	2.80	2.33	760.09	759.71	749.28	5.50	
Ka39-11	GPS	2.18	0.62	0.76	2.93	2.14	734.54	775.99	765.92	6.39	
Ka39-12	GPS	2.07	0.40	0.75	2.72	2.05	724.69	772.30	762.02	6.18	
Ka18-1	GPS	3.44	0.46	0.91	3.67	0.32	748.77	746.43	736.76	4.84	
Ka18-2	GPS	3.96	0.29	0.96	3.16	3.24	742.91	754.73	744.47	5.24	
Ka18-3	GPS	2.48	0.72	0.69	2.86	3.62	770.27	762.65	752.18	5.65	
Ka18-4	GPS	3.57	0.30	0.92	3.15	0.40	768.63	739.22	730.33	4.50	
Ka18-5	GPS	2.98	0.66	0.77	2.95	0.08	734.80	750.15	740.17	5.02	
Ka18-6	GPS	2.07	0.52	0.88	2.87	3.03	764.32	762.14	751.67	5.63	
Ka18-7	GPS	3.83	0.79	0.85	3.41	0.57	730.74	760.29	749.85	5.53	
Ka18-8	GPS	3.30	0.84	0.87	3.07	1.07	767.27	748.01	738.20	4.91	
Ka18-9	GPS	3.33	0.38	0.84	3.35	1.06	739.27	758.16	747.77	5.42	
Ka18-10	GPS	3.18	0.49	0.72	3.23	1.24	744.87	753.46	743.27	5.18	
Ka18-11	GPS	3.72	0.27	0.77	3.42	1.21	732.07	736.77	728.21	4.39	
Ka6-1	GPI	2.00	0.06	0.15	0.82	1.08	338.78	718.22	712.98	3.62	
Ka6-2	GPI	1.74	0.27	0.31	1.32	2.10	329.24	711.95	708.15	3.38	
Ka6-3	GPI	0.54	0.44	0.12	0.97	0.15	327.25	717.80	712.65	3.60	
Ka6-4	GPI	1.52	0.24	0.25	1.08	1.70	318.05	716.20	711.40	3.54	
Ka6-5	GPI	0.52	0.34	0.13	0.73	0.66	311.73	717.33	712.28	3.58	
Ka6-6	GPI	2.50	0.58	0.16	0.95	2.15	287.08	715.98	711.23	3.53	
Ka6-7	GPI	2.45	0.22	0.18	0.85	1.06	282.51	717.23	712.20	3.58	
Ka6-8	GPI	0.08	0.63	0.17	1.18	1.74	307.21	718.71	713.36	3.63	
Ka6-9	GPI	1.30	0.50	0.29	1.40	0.91	332.37	712.95	708.91	3.41	
Ka6-10	GPI	1.64	b.d.	0.15	1.23	1.45	338.68	716.63	711.74	3.55	
Ka6-11	GPI	2.18	0.49	0.21	1.35	0.82	345.11	714.37	710.00	3.47	
Ka6-12	GPI	0.43	0.18	0.27	1.62	1.15	339.83	713.94	709.67	3.45	
Ka33-1	GPI	2.38	0.97	0.19	1.42	2.46	327.45	711.68	707.94	3.36	
Ka33-2	GPI	0.67	b.d.	0.44	1.97	0.92	325.16	692.33	693.96	2.69	

							-
• • •	مطالعات	كرانيتوئيدها:	در انواع	كوارتز	كمياب	عناصر	تر کیب

مظهری و علی آبادی

Ka33-3	GPI	0.56	0.17	0.22	1.16	0.19	333.12	709.24	706.11	3.27
Ka33-4	GPI	1.46	0.16	0.48	1.93	1.12	351.30	698.42	698.23	2.89
Ka33-5	GPI	1.31	0.43	0.37	1.77	1.04	373.99	709.59	706.38	3.29
Ka33-6	GPI	2.18	0.45	0.40	1.85	0.49	341.34	701.85	700.69	3.01
Ka33-7	GPI	1.61	0.15	0.43	1.79	0.84	322.77	700.40	699.64	2.96
Ka33-8	GPI	0.21	b.d.	0.29	1.23	1.31	338.47	711.51	707.82	3.36
Ka33-9	GPI	1.17	b.d.	0.38	1.36	2.71	405.40	706.50	704.08	3.17
Ka33-10) GPI	2.97	0.30	0.42	2.16	1.23	341.27	695.40	696.10	2.79
Ba23-1	GES	2.13	1.21	0.85	3.80	0.48	1023.55	810.53	806.51	8.60
Ba23-2	GES	1.75	0.97	0.83	3.51	0.19	1033.98	825.23	826.18	9.69
Ba23-3	GES	0.62	1.15	0.82	3.69	2.75	1045.64	801.48	795.13	7.98
Ba23-4	GES	2.27	1.83	0.81	3.34	0.84	984.09	822.62	822.57	9.49
Ba23-5	GES	1.14	1.20	1.05	3.75	2.81	1036.04	814.32	811.45	8.88
Ba23-6	GES	2.76	1.34	0.70	3.85	1.09	1014.98	812.35	808.87	8.73
Ba23-7	GES	0.63	0.58	0.95	3.81	0.56	1026.91	795.17	787.53	7.56
Ba23-8	GES	2.51	0.17	0.72	3.59	0.75	982.48	821.01	820.38	9.37
Ba23-9	GES	0.91	1.30	0.83	3.22	1.15	1004.71	819.59	818.45	9.26
Ba23-10	GES	2.77	0.41	1.25	4.07	2.69	1074.39	805.43	800.04	8.25
Ba23-11	GES	2.92	0.32	0.98	3.70	3.41	1010.74	817.18	815.22	9.08
Ba23-12	GES	1.07	1.65	1.13	3.86	2.65	1051.34	808.01	803.29	8.43
Ba23-13	GES	0.65	2.00	1.11	3.65	0.44	1018.50	798.71	791.77	7.80
Ba19-1	GES	0.60	1.81	0.97	4.57	0.26	1074.76	759.47	749.04	5.49
Ba19-2	GES	2.35	1.19	0.96	3.72	0.99	999.00	775.96	765.89	6.39
Ba19-3	GES	0.67	0.23	1.10	4.88	3.91	1066.05	742.90	733.59	4.67
Ba19-4	GES	2.08	0.68	0.83	4.30	3.59	1017.40	775.25	765.13	6.35
Ba19-5	GES	0.71	0.96	1.20	4.73	2.98	1110.58	761.14	750.68	5.57
Ba19-6	GES	2.23	1.33	1.35	4.19	3.51	1118.74	755.91	745.61	5.30
Ba19-7	GES	2.20	1.37	1.06	3.95	2.93	1028.77	773.02	762.77	6.22
Ba19-8	GES	2.05	0.82	1.02	4.35	1.24	1079.76	750.36	740.37	5.03
Ba19-9	GES	1.04	1.69	1.13	4.25	3.32	1056.27	773.77	763.56	6.26
Ba19-10	GES	2.89	0.90	1.28	4.61	3.71	1062.94	746.84	737.14	4.86
Ba19-11	GES	2.92	1.70	1.18	3.60	0.16	1042.60	775.22	765.10	6.35
Ba19-12	GES	2.21	0.15	1.15	4.17	1.71	1054.54	768.05	757.62	5.94
Ba95-1	GEI	0.20	0.84	0.40	2.06	0.59	359.58	708.40	/05.48	3.24
Ba95-2	GEI	0.80	0.18	0.33	1.53	1.16	337.89	/14.36	/09.99	3.47
Ba95-3	GEI	2.29	1.62	0.35	1.65	3.53	367.61	686.25	689.80	2.50
Ba95-4	GEI	2.41	1.06	0.32	1.33	3.62	355.65	723.22	/16.94	3.82
Ba95-5	GEI	0.05	1.83	0.25	1.50	1.31	341.67	/21.68	/15./1	3.75
Ba95-6	GEI	2.97	0.12	0.51	2.08	2.84	383.80	696.02 700.07	696.53	2.81
Da93-7	GEI	0.97	1.34	0.54	1.40	5.04 1.56	224.02	(0) 70	/10.1/	5.78 2.20
Da93-8	GEI	0.07	0.82	0.52	1.00	2.96	334.02	600.50	600.06	2.39
Da93-9 Da05 10	GEI	1.00	0.85	0.45	1.99	5.60 2.70	240.92	710.04	099.00	2.95
Da93-10 Da27 1	GEI	1.29	1.10	0.50	1.70	2.79	349.83	720.22	717.47	5.04 2.60
Da_{37-1}	GEI	2.74	1.20	0.41	2.20	2.42	340.00 427.51	672.81	680.02	2.10
Da37-2 Da27-2	GEI	0.16	1.55	0.05	2.30	5.45 2.17	437.31	717.20	712 22	2.10
Da_{37-3}	GEI	1.07	0.79	0.59	2.45	2.17	415.15	609.90	608 56	2.01
Da37-4 Da27.5	GEI	1.07	1.17	0.33	2.45	1.04	424.60	712.09	700.70	2.91
Ba37-5 Ba37-6	GEI	0.27	1.49	0.49	2.25	1.30	375.08	713.90	709.70	5.45 3.44
Ba37-0	GEI	1.43	0.17	0.55	2.37	0.42	421.16	685.16	680.06	2.44
Ba37-7	GEI	2.03	1.50	0.51	2.39	3.12	421.10	707.84	705.07	2.40
Da37-0 Ra27 0	GEI	2.05	1.50	0.52	2.10	5.12 2.71	377 17	696 27	696 71	5.22 2.82
Ba37-3 Ra37-10	GEI	2 10	0.83	0.50	2.20	0.96	406.69	688 33	691 21	2.62
Ba37-10 Ra37-11	CEI CEI	2.17	1 7/	0.50	2.20	2 00	38/1 35	676 78	683 51	2.50
Ss134_1	Ρσ	0.14	1 34	0.07	2.13 h d	<u>2</u> .)) h d	180.83	690.95	693.00	2.65
So134-1 So134-1	r g Pa	1 00	0.07	6.05 h d	h d	h d	167.81	697 78	697 17	2.05
55154-2	ıз	1.70	0.77	0. u .	0.u	0.u	107.01	071.20	077.42	2.05

مظهری و علی آبادی

		0.00					100.10			
Ss134-3	Pg	0.08	1.67	b.d.	b.d	b.d	123.19	691.30	693.25	2.66
Ss134-4	Pg	1.01	1.67	b.d.	b.d	b.d	157.32	694.67	695.58	2.77
Ss134-5	Pg	0.54	0.80	b.d.	b.d	b.d	165.41	685.85	689.53	2.48
Ss134-6	Pg	0.50	1.27	b.d.	0.05	b.d	137.83	694.01	695.13	2.74
Ss134-7	Pg	2.46	1.07	b.d.	b.d	b.d	144.53	692.66	694.19	2.70
Ss134-8	Pg	1.75	0.12	b.d.	b.d	b.d	131.71	693.27	694.61	2.72
Ss134-9	Pg	1.65	0.17	b.d.	0.04	b.d	115.63	689.76	692.19	2.61
Ss134-10	Pg	0.52	1.66	b.d.	b.d	b.d	127.16	693.72	694.92	2.74
Ss134-11	Pg	1.80	1.31	0.05	0.05	b.d	153.57	688.46	691.30	2.57
Ss134-12	Pg	0.45	0.23	b.d.	b.d	b.d	160.86	686.20	689.77	2.50
Ss48-1	Pg	1.70	1.08	0.02	b.d	b.d	186.62	678.45	684.60	2.26
Ss48-2	Pg	0.23	0.41	b.d.	b.d	b.d	163.29	678.87	684.88	2.28
Ss48-3	Pg	1.66	1.98	b.d.	b.d	b.d	139.03	678.16	684.41	2.25
Ss48-4	Pg	2.43	1.03	b.d.	b.d	b.d	150.58	676.50	683.33	2.21
Ss48-5	Pg	1.31	0.23	b.d.	b.d	b.d	171.81	690.40	692.63	2.63
Ss48-6	Pg	0.48	1.43	b.d.	0.06	b.d	174.85	675.20	682.48	2.17
Ss48-7	Pg	2.20	0.92	b.d.	b.d	b.d	184.69	662.21	674.15	1.82
Ss48-8	Pg	2.21	0.14	b.d.	0.07	b.d	146.77	675.80	682.87	2.19
Ss48-9	Pg	0.25	0.56	b.d.	b.d	b.d	201.09	670.59	679.50	2.04
Ss48-10	Pg	1.83	1.13	0.02	b.d	b.d	145.10	684.68	688.74	2.45
Ss48-11	Pg	2.76	0.16	b.d.	0.08	b.d	162.08	664.81	675.80	1.89
Ss48-12	Pg	2.59	1.89	0.03	0.04	b.d	198.17	686.49	689.96	2.50
Ss48-13	Pg	2.74	0.42	b.d.	b.d	b.d	136.76	658.78	671.98	1.73
Ss48-14	Pg	0.23	1.15	b.d.	b.d	b.d	190.00	683.06	687.66	2.40
	-									

تخمین دمای تبلور با استفاده از زمیندماسنج Ti در کوارتز (Titan Q)

کوارتز در بازه وسیعی از شرایط دما و فشار پایدار است و در بسیاری از سنگهای آذرین، رسوبی و دگرگونی رایج است. مطالعات تجربی اولیه با اندازه گیری حلالیت Ti در کوارتز در بازه وسیع دمایی و فشار ثابت، وابستگی میزان Ti کوارتز به دما را به اثبات رساند و بر این اساس زمیندماسنج Titan Q معرفی شد (Watson, 2006)

$$\log (X_{Ti}^{qtz}) = (5.69 \pm 0.02) - \frac{3765 \pm 24}{T(K)}$$
(1)

در این معادله X^{qtz}_{Ti} غلظت Ti در کوارتز بر حسب ppm است و T (K) دما بر حسب کلوین میباشد.

مطالعات بعدی در فشارهای مختلف نشان داد که فشار نیز بر حلالیت Ti در کوارتز نقش دارد و از ارتباط حلالیت Ti در کوارتز با دما-فشار میتوان به عنوان یک زمیندما-فشارسنج استفاده نمود (al., 2010): (al., 2010)

در سالهای اخیر آزمایشات تجربی بر روی تأثیر فشار-دما بر حلالیت Ti در کوارتز افزایش یافته است. این مطالعات حاکی از آن است که زمیندماسنج Ti در کوارتز پتانسیل بالایی برای تخمین شرایط تبلور سنگهای کوارتزدار دارد. در این روشها معمولا از سایر معادلات زمیندماسنجی (مثل Zr در روتیل) برای تطابق یا کالیبره کردن معادلات و مدلهای Itan Q استفاده می شود. یکی از این مدلها توسط اوسبرن و همکاران (Osborne et al. 2022) ارائه شده

 $RTlnX_{Ti}^{qtz} = -55.287 - [P(kbar).(-2.65+0.0403P(kbar))] + RTlna_{Ti02}^{rutile}$ (3)

در این معادله نیز T برحسب کلوین است و a_{TiO2}^{rutile} اکتیویته TiO₂ در زمینه رشد بلور (سیال یا مذاب) میباشد. دمای تبلور بلورهای زیرکن مورد مطالعه با استفاده از معادله (۱)

دمای تبلور بلورهای زیرکن مورد مطالعه با استفاده از معادله (۱) محاسبه شده است (جدول۱ و شکل ۸–a). دمای محاسبه شده بر

حسب Ti در کوارتز از در انواع گرانیتوئیدها از ۶۵۸ تا ۸۳۹ درجه سانتیگراد تغییر میکند. بیشترین دما را گرانیتوئیدهای نوع S در بانه (میانگین C° ۷۸۸) و کبودان (میانگین C° ۷۶۲) دارند و بعد از آن گرانیتوئیدهای نوع I کبودان (میانگین C° ۷۱۰) و بانه (میانگین C° (۷۰۳) قرار میگیرند. کمترین دمای محاسبه شده مربوط به پلاژیوگرانیتها (میانگین C° ۶۸۳) است (شکل ۸-۵).

نکتهای که در ارتباط با این زمیندماسنج باید در نظر داشت این است که این معادله در حضور روتیل (یعنی $1=a_{Ti02}$) برقرار است و در شرایطی که روتیل در سیستم وجود نداشته باشد ($1>a_{Ti02}$)، دمای محاسبه شده نیاز به تصحیح دارد. در گرانیتوئیدهای بررسی شده در این پژوهش روتیل در نمونهها تشخیص داده نشد و بنابراین در این سنگها $2\pi a_{Ti02}$ کمتر از یک است. با اینحال وجود حداقل یک فاز تیتانیمدار (همچون ایلمنیت و تیتانیت) در همه نمونهها نشان می دهد Vark and Watson, اینحال وجود حداقل یک فاز 2006). از سوی دیگر محاسبه $2\pi a_{Ti02}$ با استفاده از ترکیب سنگکل در نرمافزار 2006). از سوی دیگر محاسبه $3\pi a_{Ti02}$ در نظر بگیریم، با توجه در نرمافزار 0.7 ایم این می دهد که $2\pi a_{Ti02}$ در نظر بگیریم، با توجه در نرمافزار دطال 30) است. اگر $2\pi a_{Ti02}$ را به طور متوسط $3\pi a_{7}$. در نمونهها بالا (-0.7) به رنج دماهای بدست آمده، احتمال ۲۰ تا ۴۰ درجه سانتی گراد خطا Wark and Watson, در ماهای محاسبه شده وجود خواهد داشت (درماهای محاسبه شده وجود خواهد داشت (2005).

یک فرمول تلفیقی دیگر برای محاسبه دما به روش Ti در کوارتز Shah et al. 2022) به صورت مستقل از فشار ارائه شده است: (4) Temperature= A + B + C

Temperature= A + B + C

$$A = \left(\frac{65+Ti}{22.65}\right) + Ti + 646.24$$

$$B = \left(\frac{(Ti-11.31)-Ti}{Ti-11.31}\right) (Ti + 25.25)$$

$$C = \frac{-7.8 - \left(\frac{Ti}{6.75} + 0.86\right)}{-10.55Ti - \frac{Ti}{10.55}}$$

محاسبه دمای تبلور بلورهای کوارتز با معادله (۴) نیز در جدول ۲ آورده شده است. نتایج نشان می دهد که اختلاف دمای محاسبه شده از طریق فرمولهای (۱) و (۴) کمتر از ۲۰ درجه سانتی گراد می باشد. فشار تبلور بلورهای کوارتز نمونههای مورد مطالعه با قراردادن دمای بدست آمده از طریق فرمول (۱) در معادله (۲) محاسبه شد (جدول ۲). اگر تخمین مناسب دما-فشار از روشهای دیگر وجود نداشته باشد، تعیین همزمان دما و فشار با معادلات Q نداشته باشد، تعیین همزمان دما و فشار با معادلات Q معادلات ۲ و ۳) برآورد صحیح از فشار ارائه نخواهد داد (Osborne (معادلات ۲ و ۳) برآورد صحیح از فشار ارائه نخواهد داد (csborne معادلات ۲ و ۳) برآورد محیح از فشار ارائه نخواهد داد (hotom) معادلات ۲ و ۳) برآورد محیح از فشار ارائه نخواهد داد (hotom) معادلات ۲ و ۳) برآورد محیح از فشار ارائه نخواهد داد (hotom) معادلات ۲ و ۲) برآورد محیح از منار محاسبه شده نمی تواند بیانگر شرایط محاسبه شده نمی تواند بیانگر شرایط اصلی تبلور بلورهای کوارتز از مذاب در نمونهها در نظر گرفته شوند و



شکل A–A) مقایسه دمای محاسبه شده با روش Titan Q بلورهای کوار تز در انواع گرانیتوئیدهای مور د مطالعه. b) تفاوت مجموع عناصر کمیاب در انواع گرانیتوئیدها. : گرانیتوئیدهای نوع S در منطقه کبودان؛ GPI: گرانیتوئیدهای نوع I در منطقه کبودان؛ GES: گرانیتوئیدهای نوع S در مجموعه نفوذی بانه؛ GEI: گرانیتوئیدهای نوع I در مجموعه نفوذی بانه؛ Pg: پلاژیو گرانیتهای سبزوار.

Fig. 8. a) Comparison of calculated temperatures using the Titan Q method for quartz crystals in different types of the studied granitoids. b) Variation in total trace element content among the different types of granitoids. GPS: Kaboodan S-type granitoids; GPI: Kaboodan I-type granitoids; GES: Baneh S-type granitoids; GEI: Baneh I-type granitoids; Pg: Sabzevar plagiogranites. (Breiter et al., 2013; Müller et al., 2009). (٣) فراواني و نوع

بحث

عناصر موجود می تواند بر ترکیب شیمیایی کوار تز تأثیر گذار باشد. به عنوان مثال نیاز به توازن باری موجب می شود که میزان Al^{3+} در کوارتز معمولا تحت تأثیر فراوانی Be²⁺ ،Li⁺ یا سایر کاتیونهای موجود در مذاب باشد (Müller et al., 2009). (۴) در یک ماگمای با ترکیب مشخص، ضرایب جدایش برخی عناصر به دما و فشار بستگی دارد (به بحث ترموبارومتری Titan Q در بخش قبلی مراجعه شود). (۵) نرخ رشد و تبلور غیرتعادلی کوارتز نیز می تواند بر جذب عناصر كمياب تأثير داشته باشد (Breiter and Müller, 2009). نتایج آنالیز عناصر کمیاب در بلورهای کوارتز نمونههای انواع گرانیت-های مورد مطالعه در این پژوهش نشان میدهد که تفاوت قابل توجه در توزيع اين عناصر بين انواع گرانيتها وجود دارد (جدول٢). تأثير ماهیت ماگمای گرانیتی بر توزیع عناصر کمیاب کوارتز هم در بررسی جداگانه هر عنصر (شکلهای ۶ و ۷) و هم در مجموع مقادیر عناصر

سیلیکاته (مثل تبلور تفریقی) ایجاد شود یا در طی انتقال از یک سیستم سیال اتفاق افتد که موجب افزایش غلظت عناصر ناسازگار در فاز سیال باقیمانده می شود. علاوه براین، در یدیده عدم امتزاج فازهای سیال، تمرکز عناصر کمیاب به ضریب جدایش آنها در محیطهای مختلفی که بلور کوارتز در آن رشد میکند، بستگی دارد. (۲) حضور یا تبلور همزمان سایر کانیها بر فعالیت شیمیایی عناصر و تمرکز آن در زمینه سیال/ماگما تأثیر می گذارد. به عنوان مثال تبلور همزمان میکای لیتیمدار یا تورمالین بر تغییر میزان Li در کوارتز مؤثر است

ژئوشیمی کوارتز تحت تأثیر روابط پیچیده متغیرهای مختلف قرار

دارد که از جمله می توان به این موارد اشاره کرد (Peterková and

Dolejš, 2019): (۱) فراوانی عنصر در مذاب/سیال که خود به ماگمای

مادر و سیالات و همچنین به تحولات شیمیایی انجام شده بر روی

آنها بستگی دارد. این تحولات میتواند در طی تغییرات مذاب

Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-06-06

کمیاب در بلورهای کوارتز (شکل ۸–b) دیده می شود. مجموع عناصر کمیاب کوارتز در گرانیتوئیدهای نوع S بانه (با میانگین ۱۰۴۱ ppm) و کبودان (میانگین ۷۴۶ ppm) بالاتر از گرانیتوئیدهای نوع I (میانگین ۳۷۸ ppm و ۳۳۳ در بانه و کبودان) است. پلاژیوگرانیتها کوارتزهایی با کمترین میزان عناصر کمیاب (میانگین ۱۵۸ ppm) دارند.

با توجه به دادههای این تحقیق، میزان Al کوارتز در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه بیشتر متأثر از ضریب اشباع آلومینیوم (ASI) است (شکل ۵–۵). این یافتهها با دادههای مطالعات قبلی نیز همخوانی دارد (, ASI) Breiter et al. دادههای مطالعات قبلی نیز همخوانی دارد (, 2013) Breiter et al. دادههای مطالعات قبلی نیز ممخوانی دارد (, 2013) Breiter et al. در ساختار کوارتز افزایش ASI در ماگمای گرانیتی امکان جذب Al در ساختار کوارتز افزایش می یابد و در نتیجه کوارتز متبلور شده از ترکیبات پرآلومین نسبت به متاآلومین دارای AI بالاتر است. میزان AI کوارتز در انواع گرانیتوئیدها متاآلومین دارای AI بالاتر است. میزان AI کوارتز در انواع گرانیتوئیدها مطالعات انجام شده بر روی کوارتز در انواع گرانیتها مطابقت دارد کوارتز مورد مطالعه با AI مشابه است (شکل ۶–۵) که می تواند نشان-کوارتز مورد مطالعه با AI مشابه است (شکل ۶–۵) که می تواند نشان-دهنده رفتار مشابه این دو عنصر در ورود به شبکه کوارتز باشد (Jacomon and Larsen, 2009).

برخلاف AI، تیتانیم میتواند هم به صورت یون جانشین ⁺⁴Si در خود شبکه بلوری کوارتز و هم در ادخالهای ریز موجود در کوارتز ظاهر شود (Müller et al., 2015). علاوه بر این و همان گونه که در بخشهای قبلی اشاره شد، ژئوشیمی Ti و شعاع یونی نسبتاً بالای آن منبشهای قبلی اشاره شد، ژئوشیمی Ti و شعاع یونی نسبتاً بالای آن متبلور شده در دمای بالاتر متمرکز شود. بنابراین عوامل مؤثر در توزیع Ti در شبکه بلور کوارتز بیشتر است و تحلیل رفتار ژئوشیمیایی آن نیز پیچیدهتر خواهد بود. در بین عناصر اصلی کمیاب که در ساختار کوارتزهای مورد مطالعه وارد شدهاند، Ti تنها عنصری است که میزان آن با افزایش ضریب تفریق در انواع گرانیتها کاهش مییابد (شکل مه. با بررسی دقیق رفتار Ti و سایر عناصر کمیاب اصلی در بلورهای

مورد مطالعه میتوان دریافت که هرچند رفتار Ti در طی تفریق ماگمایی متفاوت از آنها بوده، ولی ترتیب فراوانی آنها درکوارتزهای انواع گرانیتوئیدها مشابه است؛ یعنی گرانیتوئیدهای نوع S که بیشترین میزان عناصر کمیاب را دارند، دارای بالاترین غلظت Ti نیز هستند و مقدار این عنصر در گرانیتوئیدهای نوع I و پلاژیوکلازها کاهش مییابد (شکل ۶–۵). با توجه به این دادهها میتوان پیشنهاد داد که ماهیت ماگمای گرانیتی و دمای تشکیل از عوامل مؤثر در توزیع Ti در انواع گرانیتوئیدها است.

کاتیونهایی همچون ⁺Li معمولاً در موقعیتهای بین شبکهای یعنی برای ایجاد تعادل باری که در اثر جانشینی AI به جای Si ایجاد شده، در ساختمان کوارتز وارد می شوند (Götze et al., 2021). خاصیت لیتوفیل Li باعث می شود این عنصر ترجیح دهد وارد مذاب سیلیکاته یا بلور کوارتز شود تا این که در سیالات آبدار متمرکز شود. ازاین رو به نظر می رسد که جذب Li در شبکه کوارتز به میزان جانشینی AI وابسته باشد. در نمونههای مورد مطالعه نیز روند مشابهی در توزیع AI و Li در بلورهای کوارتز مشاهده می شود (شکلهای ۵b و 8-d).

روبیدیم به عنوان یک عنصر ناسازگار شاخص شناخته می شود که معمولاً در مذاب های باقی مانده و گرانیت ها تجمع می یابد. جذب Rb در کوار تز همیشه با میزان Rb در سنگ کل تطابق ندارد (Breiter Color al., 2020 در گراینتوئیدهای مورد مطالعه، پلاژیو گرانیت ها که دارای مقادیر پایین Rb سنگ کل می باشند، کوار تزهایی دارند که Rb آن ها کمتر از حد تشخیص دستگاه است (جدول ۲). در سوی دیگر Rb موجود در گرانیتوئیدهای نوع S، همسو با سایر عناصر کمیاب اصلی در شبکه کوار تز، به نسبت گرانیتوئیدهای نوع I بیشتر است (شکل ۶-م). با این نتایج می توان اظهار داشت که هر دو عامل ماهیت ماگمای گرانیتی (نوع گرانیت) و تمرکز Rb در سنگ کل، در توزیع Rb در شبکه بلورهای کوار تز مورد مطالعه نقش داشته اند.

ژرمانیم از نظر ژئوشیمیایی رفتار مشابه Si دارد. علاوه براین، شعاع یونی ${
m Ge^{+4}}$ (${
m Ge^{+4}}$ می تواند Ge⁺⁴ است. بنابراین ${
m Ge^{+4}}$ می تواند

در شبکه کوارتز جانشین Si⁺⁴ شود (Götze et al., 2004). ژرمانیم وارد فاز كانیها نمی شود و بنابراین غلظت آن در مذابها یا سیالات باقیمانده افزایش می یابد. البته، Ge از جمله عناصر با عدد کلارک پایین (۱/۴ ppm) محسوب می شود که فراوانی آن در پوسته زمین ناچیز است. حضور هالوژنها (بالاخص فلوریدها) در زمینه درحال تبلور موجب دوام بیشتر ترکیبات فرار می شود (Müller et al., 2009). شرایط ترمودینامیکی چنین وانمود میکند که انتقال و تجمع Ge به صورت کمپلکس GeF₄ در طی واکنشهای انتقال شیمیایی میتواند توجیه کننده مقادیر بالای Ge کوارتز در محیطهای خاص زمین شناسی باشد (Götze et al., 2012). میزان Ge کوارتز در نمونههای مورد مطالعه به ترتیب از پلاژیوگرانیت به سمت گرانیتوئیدهای نوع I و سپس نوع S افزایش می یابد (شکل G-۶). هر چند این افزایش همراستا با روند مشاهده شده برای سایر عناصر کمیاب کوارتز میباشد، ولی از آنجایی که تمرکز Ge در سنگکل نمونهها بسیار ناچیز است (در تمام نمونهها پایین تر از حد تشخیص بوده و در جدول ۱ آورده نشده است)، انتقال Ge به شبکه کوارتز از طریق کمپلکسهای فلوریدی میتواند برای توضیح توزیع Ge مورد توجه قرار گیرد. اگر این فرضیه صحیح باشد، میتواند دلیلی برای دمای بالاتر تشکیل گرانیتوئیدهای نوع S فراهم کند. گرانیتوئیدهای نوع S و I مورد مطالعه حاصل ذوب سنگهای مختلف پوسته می باشند Amini et al., 2005; Azizi et al., 2018; Mazhari et al.,) 2020). در ذوب بخشی سنگها نوع سیال نقش زیادی در کاهش نقطه ذوب دارد. سیالات غنی از آب موجب کاهش بیشتر نقطه ذوب نسبت به سیالات غنی از F خواهند شد (به عنوان مثال Patino Douce and Beard, 1995). ماگمای اولیه گرانیتوئیدهای نوع S مورد مطالعه در زمینهای با سیالات غنی از F تشکیل شده و بالتبع کوارتز حاصل از تبلور آنها نیز در دمای بالاتری شکل گرفته است. این فرضیه با نتایج دماسنج Titan Q همخوانی دارد.

همان گونه که در بخشهای قبلی ذکر شد، فراوانی عناصر Fe، همان گونه که در بخشهای قبلی ذکر شد، فراوانی عناصر Fe، Sr و Sr، Be، P، K، Na، Mn

خاصی تبعیت نمی کند و با ضریب تفریق ارتباط ندارد (شکل ۷). توزیع نامنظم این عناصر حاکی از تأثیر عوامل متعدد در تغییر مقادیر آن ها در بلورهای کوارتز می باشد. تغییرات زیاد این عناصر کمیاب در بلورهای کوارتز اغلب به وجود سیالات درگیر یا ادخال های بسیار ریز Breiter et al., 2020; Götze et (Breiter et al., 2020; Götze et درون بلور نسبت داده می شود (Be ،K ی یا دخال های بسیار ریز رادی بلور نسبت داده می شود (Be ،K ی یا در ای یا در ترکیب سنگ کل پلاژیو گرانیت ها بسیار کم و ناچیز می باشد (جدول ۱) که موجب تمرکز پایین این عناصر در بلورهای کوارتز پلاژیو گرانیت شده است (جدول ۲).

نتيجه گيرى

آنالیز بلورهای کوارتز به روش LA-ICP-MS در انواع گرانتیوئیدهای مورد مطالعه در این پژوهش نشان داد که عناصر AI، گرانتیوئیدهای مورد مطالعه در این پژوهش نشان داد که عناصر AI، Ge، Ga، Sr، Be، Rb، Li، P، K، Na، Mn، Fe، Ti شبکه تبلور این کانی شدهاند. فراوانی عناصر کمیاب با ماهیت و نوع ماگمای گرانیتوئیدهای نوع S گرانیتوئیدهای نوع I در خود جای دادهاند. کمترین میزان عناصر کمیاب در کوارتزهای پلاژیوگرانیتها دیده می شود.

غلظت AI در کوارتزهای مورد مطالعه با ضریب اشباع آلومینیوم (ASI) سنگ میزبان در ارتباط است و میزان آن با افزایش ضریب تفریق Ge/Ti افزایش مییابد. توزیع فراوانی و روند ژئوشیمیایی عناصر Ge/Ge ،Ga و R شبیه آلومینیوم میباشد، هرچند عوامل مؤثر در رفتار ژئوشیمی هر عنصر متفاوت است. مقادیر Ti با افزایش ضریب تفریق کاهش مییابد و شرایط ترمودینامیکی محیط تبلور بلور بر فراوانی این عنصر در کوارتز مؤثر است. محاسبه دمای تبلور به روش فراوانی این عنصر در کوارتز مؤثر است. محاسبه دمای تبلور به روش نسبت به گرانیتوئیدهای نوع I و پلاژیوگرانیتها تشکیل شدهاند. توزیع سایر عناصر کمیاب در بلورهای کوارتز مورد مطالعه نامنظم بوده و به Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-06-06]

DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.106552]

بیشتر بر روی نمونههای مختلف پلاژیو گرانیتها از جایگاههای مختلف صورت بگیرد.

قدردانی

قسمتی از مطالعات صحرایی و نمونهبرداری این تحقیق با کمک سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شده و بخشی از هزینه آنالیزهای شیمیایی از طریق آکادمی علوم چین پرداخت شد. در اینجا از همه افرادی که در این امر کمک کردهاند، قدردانی می-گردد.

References

- Amini, S., Mazhari, S.A., Ghalamghash, J., 2005. Petrogenesis of plutons of west of Baneh. Journal. Tarbiat Moallem Journal of Sciences 5(3), 601-619.
- Audétat, A., 2013. Origin of Ti-rich rims in quartz phenocrysts from the Upper Bandelier Tuff and the Tunnel Spring Tuff, southwestern USA. Chemical Geology 360 -361, 99–104.
- Azizi, H., Hadad, S., Stern, R.J., Asahara, Y., 2018. Age, geochemistry, and emplacement of the ~40-Ma Baneh granite–appinite complex in a transpressional tectonic regime, Zagros suture zone, northwest Iran. International Geology Review 61 (2), 195–223.
- Breiter, K., Muller, A., 2009. Evolution of rare-metal granitic magmas documented by quartz chemistry. European Journal of Mineralogy 21, 335–346. https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1907.
- Breiter, K., Svojtka, M., Ackerman, L., Švecová, K., 2012. Trace element composition of quartz from the Variscan Teplice caldera (Krušné hory/Erzgebirge Mts., Czech Republic/Germany): Insights into the volcano-plutonic complex evolution. Chemical Geology 326 -327, 36–50.
- Breiter, K., Ackerman, L., Svojtka M., Muller, A., 2013. Behavior of trace elements in quartz from plutons of different geochemical signature: a case study from the Bohemian Massif, Czech Republic. Lithos 175–176, 54– 67. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.04.023.
- Breiter, K., Ackerman, L., Ďurišová, J., Svojtka, M., Novák, M., 2014. Trace element composition of quartz from different types of pegmatites: A case study from the

سایر عوامل همچون سیالات در گیر یا ادخالهای بسیار ریز درون بلور وابسته میباشد.

نتایج حاصل از این تحقیق نشان می دهد که تر کیب عناصر کمیاب پتانسیل بالایی در تعیین شرایط ترمودینامیکی و همچنین ماهیت و نوع گرانیتوئیدهای سنگ میزبان دارد. دادههای بلورهای کوارتز گرانیتوئیدهای نوع I و S در این تحقیق تقریبا منطبق با نتایج حاصل از مطالعه بر سایر گرانیتوئیدهای مشابه می باشد. در این تحقیق میزان عناصر کمیاب کوارتز در پلاژیوگرانیتها نیز اندازه گیری شد که نشان از فقیر بودن این بلورها از بسیاری عناصر کمیاب نسبت به سایر گرانیتوئیدها دارد. البته برای اثبات این موضوع نیاز است آزمایشات Moldanubian Zone of the Bohemian Massif (Czech Republic). Mineralogical Magazine 78, 703–722.

- Breiter, K., Ďurišová, J., Dosbaba, M., 2020, Chemical signature of quartz from S- and A-type rare-metal granites
 A summary. Ore Geology Reviews, 125, 103674. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103674.
- Drivenes, K., Larsen, R.B., Müller, A., Sorensen, B.E., 2016. Crystallization and uplift path of the late Variscan granites evidenced by quartz chemistry and fluid inclusions: example from the Lands End granite, SW England. Lithos 252 (253), 57–75.
- Garate-Olave, I., Műller, A., Roda-Robles, E., Gil-Grespo, P.P., Pesquera A., 2017. Extreme fractionation in a granite–pegmatite system documented by quartz chemistry: The case study of Tres Arroyos (Central Iberian Zone, Spain). Lithos 286 (287), 162–174.
- Götze, J., Plötze, M., Graupner, T., Hallbauer, D.K., Bray, C.J., 2004. Trace element incorporation into quartz: A combined study by ICP-MS, electron spin resonance, cathodoluminescence, capillary ion analysis, and gas chromatography. Geochimica et Cosmochimica Acta 68, 3741–3759.
- Götze, J., 2009. Chemistry, textures and physical properties of quartz – geological interpretation and technical application. Mineralogical Magazine, 73, 645–671.
- Götze, J., Schrön, W., Möckel, R., Heide, K., 2012. The role of fluids in the formation of agate. Geochemistry 72, 283– 286.
- Götze, J., Pan, Y., Müller, A., 2021, Mineralogy and mineral chemistry of quartz: A review. Mineralogical Magazine 85, 639–664. doi:10.1180/mgm.2021.72

- Jacamon, F., Larsen, R.B., 2009. Trace element evolution of quartz in the charnokitic Kleivan granite, SW-Norway: The Ge/Ti ratio of quartz as an index of igneous differentiation. Lithos 107, 281–291.
- Ji, G.Y., Jiang, S.H., Wei, H.T., Liu, Y.F., Yan, P.C., 2024. Trace elements and growth patterns in quartz from the Alubaogeshan granite in the Maodeng Mo-Bi-Sn-Cu deposit, southern Great Xing'an Range, NE China. Ore Geology Reviews 165, 105864. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105864
- Khalatbari Jafari, M., Babaie, H.A., Gani, M., 2013. Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arcto-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, Northeast Iran. Journal of Asian Earth Sciences 70-71, 209–230.
- Larsen, R.B., Jacamon, F., Kronz, A., 2009. Trace element chemistry and textures of quartz during the magmatichydrothermal transition of Oslo Rift granites. Mineralogical Magazine 73, 691–707.
- Maleki, L., 2013. Geochemistry and Petrogenesis of Plagiogranites and Host Rocks in the SabzevarOphiolite. (M.Sc. Thesis) Damghan University.
- Mazhari, S.A., Ghalamghash, J., Mazloumi Bajestani, A.R., Hajalilou, B., 2012. Application of trace elements composition in quartz for Naqadeh granitoids petrogenesis interpretation, NW Sanandaj-Sirjan Zone. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 20 (3), 505-514. http://ijcm.ir/article-1-365-en.html.
- Mazhari, S.A., Klötzli, U., 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. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105183
- Mazhari, S.A., Klötzli, U., Safari, M., 2020. U-Pb geochronology, Petrogenesis and tectonomagmatic evolution of Cadomian intrusive rocks in Kaboodan area, NE of Iran. International Geology Review 62, 1971-1987. https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1681029
- Mazhari, S.A., 2021. The distinction of I-and S-type granitoids by trace elements composition of biotites in the Baneh plutonic complex, W of Iran. 29th Symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran, Damghan, Iran. https://civilica.com/doc/1421852
- 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.

- Mazhari, S.A., Pang, K.N., Klötzli, U., Liu, H., 2024. Age, clinopyroxene geochemistry and petrogenesis of postcollisional magmatic rocks in the Jonob-e-Sechangi area, Lut block, eastern Iran. Lithos 468-469, 107493. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107493.
- Moghadam, H.S., Corfu, F., Chiaradia, M., Stern, R.J., Ghorbani, G., 2014. Sabzevar Ophiolite, NE Iran: progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data. Lithos 210–211, 224–241. https://doi.org/ 10.1016/j.lithos.2014.10.004.
- Moghadam, H.S., Kheder, M., Arai, S., Stern, R., Ghorbani, G., Tamura, A., Ottley, C.H., 2015. Arc-related harzburgite–dunite–chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: A model for formation of podiform chromitites. Gondwana Research 27, 575–593. https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.09.007.
- Monnier, L., Lach, P., Salvi, S., Melleton, J., Bailly, L., Beziat, D., Monnier, Y., Gouy, S., 2018. Quartz traceelement composition by LA-ICP-MS as proxy for granite differentiation, hydrothermal episodes, and related mineralization: The Beauvoir Granite (Echassi`eres district), France. Lithos 320–321, 355–377.
- Muller, A., van den Kerkhof, A.M., Behr, H.-J., Kronz, A., Koch-Muller, M., 2009. The evolution of late-Hercynian granites and rhyolites documented by quartz – a review. Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinburgh 100, 185– 204. https://doi.org/10.1017/S1755691009016144.
- Müller, A., Ihlen, P.M., Snook, B., Larsen, R.B., Flem, B., Bingen, B., Williamson, B.J., 2015. The chemistry of quartz in granitic pegmatites of Southern Norway: petrogenetic and economic implications. Economic Geology 110, 1737–1757.
- Müller, A., Herklotz, G., Giegling, H., 2018. Chemistry of quartz related to the Zinnwald/Cínovec Sn-W-Li greisentype deposit, Eastern Erzgebirge. Germany. Journal of Geochemical Exploration 190, 357–373.
- Osborne, Z.R., Thomas, J.B., Nachlas, W.O., Angel, R.J., Hoff, C.M., Watson, E.B., 2022. TitaniQ revisited: expanded and improved Ti-in-quartz solubility model for thermobarometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 177:31. https://doi.org/10.1007/s00410-022-01896-8.

- Patino Douce, A.E., Beard, J.S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. Journal of Petrology 36, 707-738.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Iolite: Freeware for the visualization and processing of mass spectrometric data. Journal of Analytical Atomic Spectrometry 26 (12), 2508–2518.
- Peterková, T., Dolejš, D., 2019. Magmatic-hydrothermal transition of Mo-W-mineralized granite-pegmatitegreisen system recorded by trace elements in quartz: Krupka district, Eastern Krušné hory/Erzgebirge. Chemical Geology 523, 179–202.
- Shah, S.A.; Shao, Y.; Zhang, Y.; Zhao, H.; Zhao, L., 2022. Texture and Trace Element Geochemistry of Quartz: A Review. Minerals, 12, 1042. https://doi.org/10.3390/min12081042
- Sun, Z., Wang, J., Wang, Y., Zhang, Y., Zhao, L., 2021. Multistage hydrothermal quartz veins record the oreforming fluid evolution in the Meiling Cu–Zn (Au) deposit, NW China. Ore Geology Reviews, 131, 104002. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104002
- Thomas, J.B., Watson, E.B., Spear, F.S., Shemella, P.T., Nayak, S.K., Lanzirotti, A., 2010. TitaniQ under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz. Contribution to Mineralogy and Petrology 160 (5), 743–759.
- Wark, D.A., Watson, E.B., 2006. TitaniQ: a titanium-inquartz geothermometer. Contribution to Mineralogy and Petrology 152:743–754. https://doi.org/10.1007/s00410-006-0132-1
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95, 185-187.