

锆石在探究岩浆形成与演化中的应用

张瑶瑶¹, 张萌雨^{1*}, 吴洁¹, 王浩宇²

¹长江大学地球科学学院, 湖北 武汉

²长江大学石油工程学院, 湖北 武汉

收稿日期: 2024年10月29日; 录用日期: 2024年12月16日; 发布日期: 2024年12月27日

摘要

锆石作为一种稳定的副矿物, 在地球上各种岩浆岩、变质岩与沉积岩中均有出现。由于其耐高温和抗腐蚀, 富含U等元素, 并且具有较高的封闭温度, 锆石一直是U-Pb同位素测年的理想矿物。近年来随着原位微区测试技术的发展, 对锆石的应用研究已经从传统的U-Pb同位素测年逐渐转向微区同位素和微量元素示踪领域。本文主要是在收集与整理国内外相关研究成果的基础上, 系统地归纳总结锆石在确定岩浆结晶年龄、识别岩浆源区组成、反演岩浆物理化学条件、识别岩浆结晶分异过程和判别岩浆形成的板块构造环境等方面的应用, 为未来运用锆石深入探究岩浆形成与演化过程提供重要参考。

关键词

锆石, 微区同位素, 微量元素

Application of Zircon in the Exploration of Magma Formation and Evolution

Yaoyao Zhang¹, Mengyu Zhang^{1*}, Jie Wu¹, Haoyu Wang²

¹School of Geosciences, Yangtze University, Wuhan Hubei

²School of Petroleum Engineering, Yangtze University, Wuhan Hubei

Received: Oct. 29th, 2024; accepted: Dec. 16th, 2024; published: Dec. 27th, 2024

Abstract

As a stable submineral, zircon occurs in all kinds of magmatic rocks, metamorphic rocks and sedimentary rocks on Earth. Due to its high temperature and corrosion resistance, high concentration of elements such as U, and high sealing temperature, zircon has been an ideal mineral for U-Pb isotope dating. In recent years, with the development of *in situ* microzone measurement technology, the

*通讯作者。

文章引用: 张瑶瑶, 张萌雨, 吴洁, 王浩宇. 锆石在探究岩浆形成与演化中的应用[J]. 地球科学前沿, 2024, 14(12): 1504-1512. DOI: 10.12677/ag.2024.1412141

applied research of zircon has gradually shifted from the traditional U-Pb isotope dating to the field of microzone isotope and trace element tracing. Based on the collection and collation of relevant research results at home and abroad, this paper systematically summarizes the application of zircon in determining the crystallization age of magma, identifying the composition of magma source region, inverting the physical and chemical conditions of magma, identifying the crystallization differentiation process of magma, and discriminating the plate tectonic environment of magma formation. It provides important reference for further study of magma formation and evolution by zircon in the future.

Keywords

Zircon, Micro-Regional Isotopes, Trace Elements

Copyright © 2024 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

锆石($ZrSiO_4$)是一种硅酸盐矿物,通常作为火成岩、变质岩和沉积岩碎屑颗粒中的副矿物广泛存在,因其晶体结构非常稳定,能承受极端的地质过程而不发生化学变化,锆石研究也成为了研究地球早期历史的重要方法。特别是在岩浆的形成与演化过程中,锆石能够记录岩浆的结晶年龄、源区组成以及形成时的物理化学条件等信息,为解析岩石的形成与演化提供了珍贵的线索。随着现代分析技术的发展,锆石的研究已经从单纯的年代学扩展到了地球化学领域,并已深入到微区尺度,对锆石内部微量元素和同位素的分析已十分普遍,研究者们通过对锆石中的微量元素和同位素组成进行分析,可以溯源岩浆源区,反演岩浆物理化学条件,追踪岩石的成因以及判别地壳的生长以及大陆的动力学过程,扩大了锆石在岩浆演化与形成中的应用范围。

2. 确定岩浆结晶的年龄

锆石富含铀(U)和钍(Th)等元素,普通铅(Pb)含量较低,对 U-Th-Pb 系统有极高的封闭温度,具有很高的稳定性,因此锆石 U-Pb 测年法成为同位素测年法中最常用的方法[1]。科学家通过对锆石中 U 的两种放射性元素衰变为 Pb 的规律进行观察,得到锆石 U-Pb 的年龄计算公式,得到 $^{206}Pb/^{238}U$ 、 $^{207}Pb/^{235}U$ 和 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 三种独立年龄。锆石在形成后, U-Pb 体系若一直保持着封闭状态,则 $^{206}Pb/^{238}U$ 和 $^{207}Pb/^{235}U$ 年龄计算出来是相同的,此年龄为谐和年龄,收集所有的谐和年龄作图可以得到谐和年龄曲线;若 $^{206}Pb/^{238}U$ 和 $^{207}Pb/^{235}U$ 年龄计算出来有偏差,此年龄为不谐和年龄(图 1),表明锆石形成后可能存在铅丢失,两种年龄分别与年龄谐和曲线有两个交点,上交点代表锆石结晶年龄,下交点代表后期地质作用的年代[2]。

目前,对于锆石 U-Pb 测年已经有了相对成熟的测年经验,有很多测量 U 和 Pb 同位素含量的方法,常用的有:二次离子质谱法(SIMS)、激光剥蚀等离子质谱法(LA-ICP-MS)和同位素稀释-热电离质谱法(ID-TIMS)。

二次离子质谱法(SIMS)是一种微区原位分析技术,其原理是利用一次离子束轰击待测物体,使其表面产生溅射形成带电的二次离子,飞溅的二次离子按质荷比进行质谱分离,然后通过质量分析器获得样品表面成分信息。

激光剥蚀等离子质谱法(LA-ICP-MS)也是一种微区原位分析技术,其原理是利用聚焦强激光束激发

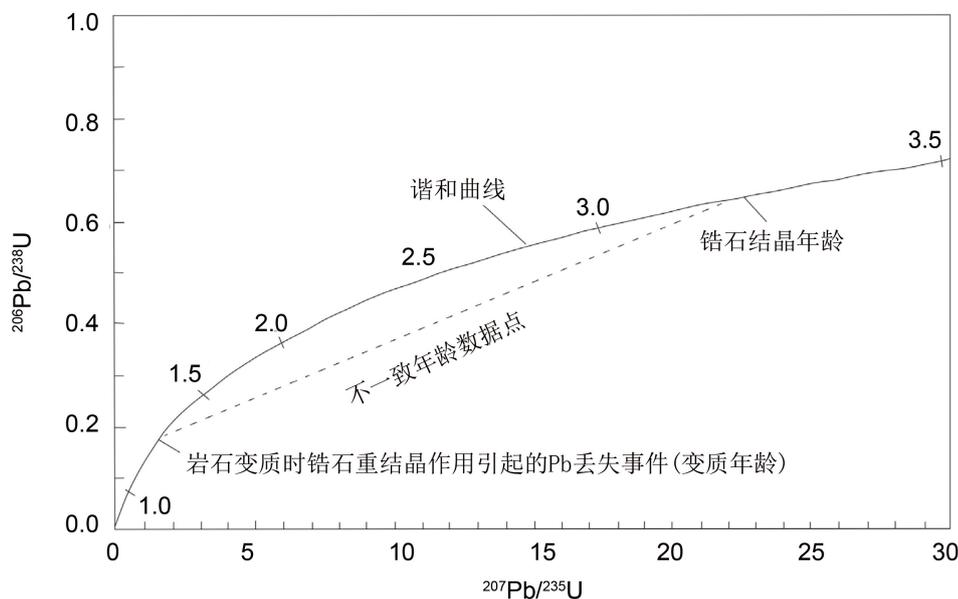


Figure 1. Inconsistent age diagram of zircon U-Pb concordant curve [2] (according to Gao *et al.*, 2013)

图 1. 锆石 U-Pb 谐和曲线不一致年龄示意图[2] (引自高少华(2013))

待测样品靶面，然后样品会产生高温等离子体，最后通过测定等离子体在冷却过程中发射光谱的波长和强度来获得成分信息[3]。激光剥蚀等离子质谱法可开展矿物内微米级以及同位素比值测试，在锆石 U-Pb 定年技术中占据重要地位。舒磊等(2022)依托 LA-ICP-MS 进行锆石微区原位 U-Pb 定年方法，测试结果和推荐值在误差范围内一致，体现了测试方法的有效性[4]。

(ID-TIMS)是通过在溶解的样品中加入同位素示踪剂，使其成为均匀的同位素混合物，并使用热电质谱仪测量混合物的同位素组成。目前，同位素稀释热电质谱法在 U-Pb 定年中是精度最高的同位素地质年代学的方法。现在，国际上 ID-TIMS U-Pb 年代学法的定年精度已经可以达到 0.03%，采用 10^{13} 高阻放大器测定 U、Pb 同位素，甚至达到 0.01% [5]。

三种方法各有特点，应用于不同情况下，可根据需要的实验条件灵活选择(表 1)。

Table 1. Comparison of the advantages and disadvantages of common methods for zircon U-Pb dating

表 1. 锆石 U-Pb 测年常用方法优劣对比

方法	优点	缺点	应用
二次离子质谱法	1) 束斑直径为 10~30 μm ，剥蚀深度 < 5 μm ，对样品破坏小 2) 测量精度在 1% 左右，高空问分辨率和分析灵敏度。	费用和时间成本相对高	适合样品复杂且需要精确结果的实验
激光剥蚀等离子质谱法	1) 空间分辨率和分析灵敏度适中 2) 费用和时间成本适中	束斑直径为 30~60 μm ，剥蚀深度为 10~20 μm ，对样品破坏较大	适合样品分析量大，对数据精确度要求不高实验
同位素稀释热电质谱法	1) 可以直接测量 U、Pb、Th 浓度，不需要寻找相应的标准矿物进行校正 2) 单个测量的精确度(精度在 0.1%)和准确度高	1) 不能很好解释经过多期变形变质或成矿作用的矿物 2) 对实验室的要求高，专业性强 3) 时间成本、人力成本高	适用于岩浆成因单一的矿物和单个颗粒

3. 示踪岩浆源区组成

岩浆源区主要分为地幔、陆壳、洋壳三类，根据源区成分的不同还能将其具体划分。由于壳幔交换作用、熔融结晶程度、熔融温度压力条件的不同都可产生不同成分的岩浆岩，不同成分的岩浆岩有着各自不同的元素含量特点，因此可以通过岩浆岩中常见副矿物的特定指示元素来确定源区组成。

锆石作为火成岩中常见的副矿物，具有非常高的抗风化能力，在地质研究中具有广泛应用，一般运用花岗岩中的锆石 Lu-Hf 同位素来示踪岩浆源区组成[6]。锆石铪(Hf)元素含量高，通常认为 Hf 等高场强元素(HFSE)在流体中是不可移动的，但实验和研究表明，当让特定的流体注入时，Hf 同位素可以移动，有学者表明在含氟和含钾变质流体中流动，并且可以实现 Hf 同位素均质化[7]；也有学者表明在含氟的变质流体中，也存在非均质 Hf 同位素组成，可能与动力学有关[8]。镧(Lu)含量低(一般 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} < 0.002$)，表明由 ^{176}Lu 同位素衰变成的 ^{176}Hf 含量极少，并且 Lu、Hf 元素为中等不相容元素，在变质过程中不易活动且相对稳定，因此测定的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 和 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 基本表示当时体系形成时的同位素组成[9]，通常使用 $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ (样品中铪同位素与现代地幔中铪同位素的比值)反映样品的岩浆源区组成，一般受流体的影响较小，在对样品岩石类型确定情况下， $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ 进一步约束岩浆源区特征。通常， $\epsilon_{\text{Hf}(t)} > 0$ ，代表源区为亏损地幔或新生地壳； $\epsilon_{\text{Hf}(t)} < 0$ ，代表反映源区为古老地壳[10]。

此外，锆石对氧元素(O)有很好的封闭性，锆石的 O 同位素基本能表示锆石结晶时的 O 同位素含量，所以 O 同位素同样能示踪岩浆源区。按照一般规律，沉积岩具有较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(^{18}O 和 ^{16}O 同位素比值相当于标准样品的千分差)，变质岩其次，火成岩最低，地幔岩浆锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值一般为 $5.3\% \pm 0.6\%$ ，壳源岩浆锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $6\% \sim 10\%$ [6]，根据锆石氧同位素含量数据可以进一步示踪火成岩岩浆源区。目前，更多学者将 Hf-O 同位素相结合来综合示踪岩浆源区的组成。

目前，通过综合运用锆石的 Lu 同位素、Hf 同位素以及 O 同位素等方法，科学家们能够更加准确地追踪和揭示岩浆源区的组成特征，还能够揭示地壳与地幔之间的相互作用及其对地表环境的影响。这些研究成果对于认识地球内部的化学多样性、动力学机制以及地质历史中的大规模地质事件都具有重要的参考价值。

4. 反演岩浆结晶的物理化学条件

4.1. 物理条件

锆石(ZrSiO_4)是一种硅酸岩矿物，其中的锆(Zr)和硅(Si)能够被钛(Ti)进行有限的替换，而其 Ti 的含量和取代能力与温度有一定的相关性，因此可以通过对锆石中的 Ti 含量确定岩浆温度。Harrison and Watson (2005)最先将 Ti 与温度联系起来，提出 Ti 含量温度计公式：

$$\log(\text{Ti}) = (6.01 \pm 0.03) - 5080 \pm 30/T(\text{K})$$

该公式是在温度压力范围 0.7~3.0 GPa; 580°C~1070°C 条件下进行实验的，并未对其它范围的温度压力环境进行实验计算，考虑的温度压力条件有限。

随后，Ferry and Watson (2007)基于前人研究，发现 Ti 含量不仅与温度有关，还需考虑 TiO_2 和 SiO_2 活度的影响，完善后校准的模型公式为：

$$\log(\text{ppm Ti-in-zircon}) = (5.711 \pm 0.072) - (4800 \pm 86)/T(\text{K}) - \log \alpha_{\text{SiO}_2} + \log \alpha_{\text{TiO}_2} \quad [11]$$

其中， α_{SiO_2} 为 SiO_2 活度， α_{TiO_2} 为 TiO_2 活度。

随着后面学者的深入研究发现，在运用 Ti 温度计模型时还要考虑以下因素：1) 压力。在高压情况下 ($P > 3.5$ GPa)，Ti 更倾向于取代锆石中的 Zr 而不是 Si，取代 Si 的能力降低，导致 Ti 温度计的计算结果

会偏低,由此,Ti 温度计适合于中低压强的温度的测定。2) SiO_2 活度(α_{SiO_2})和 TiO_2 活度(α_{TiO_2})。因为 Ti 既可以置换 Si,也可以置换 Zr,所以 Ti 温度计的准确度和 SiO_2 和 TiO_2 活度有关(图 2)。例如,对于 TiO_2 ,锆石存在时, $\alpha_{\text{TiO}_2} \geq 0.5$; 钛铁矿存在时, $\alpha_{\text{TiO}_2} \geq 0.6$; 榍石和钛磁铁矿存在时, $\alpha_{\text{TiO}_2} = 0.7$; 金红石存在时, $\alpha_{\text{TiO}_2} = 1$ 。对于 SiO_2 ,在硅质熔岩中, $\alpha_{\text{SiO}_2} \geq 0.3$; 石英存在时, $\alpha_{\text{SiO}_2} = 1$ 。3) 晶格缺陷和缝隙。锆石晶格缺陷会促使更多的 Ti 代替 Si,造成 Ti 含量的升高,导致 Ti 温度计不准确[12]。

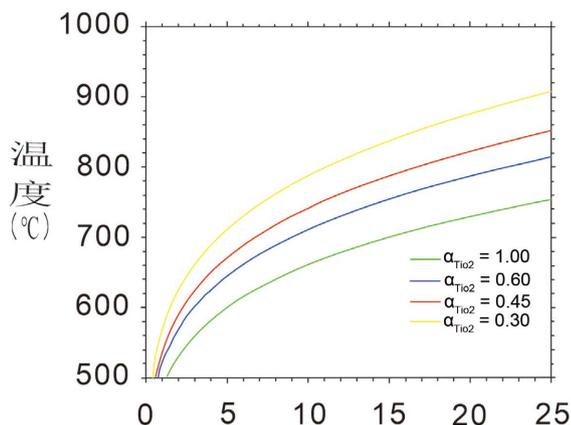


Figure 2. The temperature values calculated by Ti-in-zircon thermometer at different activity of TiO_2 (according to Crisp *et al.*, 2023)

图 2. 不同 TiO_2 活度下锆石 Ti 温度计所计算的温度值[13]
(引自 Crisp *et al.*, 2023)

锆石中的 Ti 含量与温度之间存在一定的相关性,这使得通过分析锆石中 Ti 的含量可以反演岩浆的温度条件,不仅为地质学家提供了一种定量研究地球内部过程的方法,而且还拓展了对地球深部动力学的理解。

4.2. 化学条件

氧逸度可以有效还原早期岩浆的氧化还原状态,是一个重要的化学指标。近年来,学者发现锆石中的铈(Ce)和铕(Eu)元素对岩浆体系的氧逸度具有较强的敏感度,能够记录锆石结晶时岩浆的氧化还原状态。Ce 有+3 和+4 两种价态,其中, Ce^{3+} 在相对还原环境下存在, Ce^{4+} 在相对氧化环境下存在;Eu 有+2 和+3 两种价态,同样可以记录岩浆的氧化还原状态。

$\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 比值可以表示相对氧逸度,其公式为:

$$\left(\frac{\text{Ce}^{4+}}{\text{Ce}^{3+}} \right)_{\text{锆石}} = \frac{\text{Ce}_{\text{熔体}} - \frac{\text{Ce}_{\text{锆石}}}{D_{\text{锆石/熔体}}^{\text{Ce}^{3+}}}}{\frac{\text{Ce}_{\text{锆石}}}{D_{\text{锆石/熔体}}^{\text{Ce}^{4+}}} - \text{Ce}_{\text{熔体}}} \quad [14]$$

在使用的时候需要注意,如果锆石不是最先结晶出来的矿物,该计算会出现理论偏差,需要保证挑选的锆石一为年轻原生锆石,二为锆石 $\text{La} < 0.1 \times 10^{-6}$,三为晶格应变模型偏离系数 $\delta K < 3$ [15],更要注意的是,该公式只能确定相对氧逸度,不能确定绝对氧逸度。为了精确氧逸度,Trail 等(2012)推导出计算绝对氧逸度的公式:

$$\ln(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{D}} = (0.1156 \pm 0.0050) \times \ln(f_{\text{O}_2}) + 13860 \pm 708/T(\text{K}) - 6.125 \pm 0.484 \quad [16]$$

其中, $(Ce/Ce^*)_D = Ce_N / \sqrt{La_N \times Pr_N}$, Ce_N 、 La_N 和 Pr_N 分别为 Ce、La (镧) 和 Pr (镨) 球粒陨石标准化后的结果, 利用锆石 Ti 温度计得到温度, 最后可以计算出岩浆的氧逸度(f_{O_2}) 结果, 从而得出岩浆结晶时的氧化还原环境。

Eu 有+2 和+3 两种价态, 在岩浆结晶分异时, 大量 Eu^{2+} 会进入斜长石中, 进而造成负 Eu 异常。随着氧化环境加剧, Eu^{2+} 被逐步氧化为 Eu^{3+} , Eu^{3+} 不易进入斜长石中, 会产生相对于结晶分异时较弱的负 Eu 异常, 因此负 Eu 异常程度就是判别氧逸度程度的标准, 可以使用 Eu_N/Eu_N^* ($Eu_N/Eu_N^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$) 来计算岩浆相对氧逸度, 一般认为 $Eu_N/Eu_N^* > 0.4$ 时, 岩浆具有高氧逸度[17]。当围岩中含有斜长石时, 大量 Eu^{2+} 便会进入围岩中, 会影响计算的准确性, 造成 Eu_N/Eu_N^* 结果的不可信性, 需慎重使用。

锆石中的元素含量和同位素组成能够反演岩浆的物理化学条件, 这对于确定岩浆源区的组成具有重要意义。通过分析锆石中的微量元素和同位素组成, 科学家们可以推断出岩浆的温度、压力、氧化还原状态以及源区的化学成分等信息。

5. 识别岩浆结晶分异过程

结晶分异后的矿物的化学元素会有异同, 其化学元素分配取决于源区化学成分、熔体与矿物之间元素的分配系数, 以及早期结晶矿物对残余熔体元素的影响。锆石是花岗岩中最常见的副矿物, 由于锆石结晶过程中对 Zr 的吸收远大于 Hf, 岩浆演化中的 Zr/Hf 比值会随着锆石的分离结晶而逐渐变小, 在岩浆结晶分异演化的过程中, 锆石的微量元素呈现出 Hf 元素含量升高, Zr/Hf 比值等降低的规律, 因此可以作为反映岩浆结晶分异的指标[18]。如果锆石出现富有 Hf、U 含量以及较低的 $Zr/Hf < 55$ 时, 被认为是高分异花岗岩锆石特征。

近年来, 随着 MC-ICPMS 分析方法的发展, 稳定的 Zr 同位素, 得到广泛关注, 学者开始利用 Zr 同位素进行岩浆分异过程的研究。目前, 由于单颗锆石的 $\delta^{94}Zr_{IPGP}$ ($^{94}Zr/^{90}Zr$) 比值变化范围大, 对于锆石中 Zr 同位素变化机制还存在争议, 单个锆石颗粒显示核部 Zr 同位素较轻, 边部重的特点, 反映了可能是岩浆分异可能导致残余熔体富集重 Zr 同位素[19]。另一方面, 辉长岩中的锆石颗粒中的不仅表现出较大的变化, 而且颗粒显示优先富集重 Zr 同位素, 根据扩散模型结果表示, 可能是由于扩散导致的[20]。最新研究显示, 利用全岩 Zr 同位素和锆石 Zr 同位素可以识别地壳深熔作用下结晶分异过程, 混合岩中不同类型浅色体的锆石 Zr 同位素能反映深熔作用下不同阶段 Zr 同位素分异过程。在早期低程度熔融阶段, 熔体的 Zr 同位素表示为:

$$\delta^{94}Zr_{m1} = (\delta^{94}Zr_{s,0} + 1000) \times \alpha \times \left((1-F) \times (1-PF/D^i) \right)^{P-1} \alpha^{-1}$$

$\delta^{94}Zr_{s,0}$ 为岩浆源区 Zr 同位素组成, α 为同位素分馏因子, F 为熔融程度, P 为参与熔融矿物的分配系数, D 为 Zr 的全岩分配系数;

在晚期较高程度熔融阶段, 深熔熔体的 Zr 同位素表示为:

$$\delta^{94}Zr_{m2} = (1-f_1)\delta^{94}Zr_{m1} + f_1\delta^{94}Zr_{s,0}$$

f_1 为残余锆石释放的 Zr 含量比例。根据两个公式进行模拟, 能得到不同浅色体锆石的成因, 进而得到每类锆石形成演化分异过程[21]。目前, Zr 同位素识别岩浆分异过程的应用还较少, 但在未来拥有广阔的前景。

为了深入探讨和识别岩浆结晶分异过程以及分异过程中副矿物结晶顺序, 不只要对锆石微量元素进行分析, 还需要结合锆石 U-Pb 年代学以及锆石 CL 图像(阴极发光图像)进行综合研究。阴极发光强弱取

决于锆石中的 U、Th 和稀土元素等微量元素，U、Th 元素含量越高，CL 图像颜色越黑[22]。高 Hf 锆石一般出现在高分异花岗岩和锆石颗粒边部，当锆石 CL 图像边缘颜色较深且具有较高的 Hf 含量和较低的 Zr/Hf 比值，一般揭示了该锆石在分异晚阶段结晶。

通过对锆石微量元素的研究，可以更准确地识别同一源区同一期次的岩浆作用以及不同岩浆产生的岩石结晶分异过程及顺序，这对于提高岩浆结晶分异的准确性具有重要的指示意义。

6. 判别岩浆形成的板块构造环境

判别岩浆形成的板块构造环境可以利用岩石的化学元素的方法，化学元素在经过不同构造环境演变后会产生相应的特点，特定的构造和构造环境结合不同源区及其组合，使岩石在一定程度上具有继承源区的化学特征[23]。随着研究的深入，学者们发现蛇绿岩、花岗岩、火山岩等岩石的地球化学判别运用出现盲目性和多解性等问题，常会导致误判。为了解决这些问题，学者们开始结合副矿物的地球化学元素制约多解性等问题。

锆石是各类中酸性岩浆常见的副矿物之一，常运用其微量元素进行综合运用来判断岩浆形成时的板块构造环境。锆石微量元素(REE + Y(钇))-P(磷)图解可用于区分 I 型花岗岩和 S 型花岗岩，由于 S 型花岗岩中 REE³⁺和 Y³⁺取代了 Zr 得到： $ZrSiO_4 = (REE)PO_4$ ，导致 S 型花岗岩中存在比 I 型花岗岩含量更多的 P，因此，可以利用(REE + Y(钇))-P(磷)图解判断 S 型花岗岩锆石，经过数据处理，得到 S 型花岗岩锆石介于 $(REE + Y) > 0.77 \times P$ 和 $(REE + Y) < 1.23 \times P$ 之间，并且 P 的摩尔浓度 $> 15 \mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$ (图 3)。

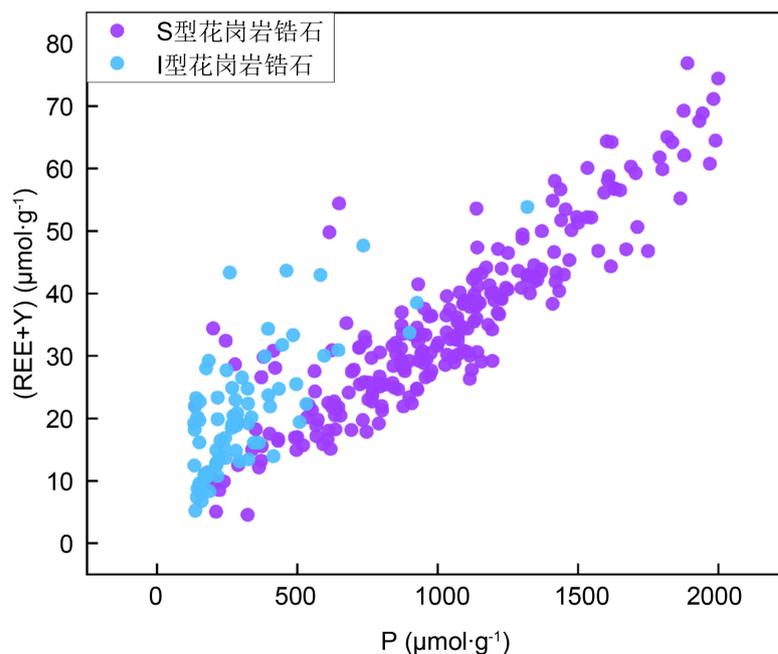


Figure 3. Zircon trace element (REE + Y) -P diagram of S-type granite and I-type granite [24] (according to Zhu *et al.*, 2020)

图 3. S 型花岗岩和 I 型花岗岩 [24] (引自 Zhu *et al.*, 2020)

除了 REE、Y 和 P 的相互关系可以区分 S 型花岗岩之外，还可以利用锆石的 U、Yb(镱)、Nb(铌)和 Sc(钪)等微量元素，因为有些元素在锆石的分配系数相近，如 U 与 Yb，而有些元素在锆石的分配系数相差较大，如 Nb 和 Sc，因此，可以通过他们本身以及相互的比值来判断不同类型的锆石，进而判别得到

各种不同的构造环境。通过多个锆石样品分析,揭示锆石的 U/Yb 在不同环境中差别较大,在洋壳锆石中比值为 0.18,大陆锆石为 1.07,金伯利岩为 2.1,并且和全岩分析结果一致,具有可信度。为了使研究更加精细系统化,Grimes *et al.* (2015)绘制出 U/Yb-Nb/Yb、Sc/Yb-Nb/Yb 和 U/Yb-Sc/Tb 二维核密度分布投影用于判别洋中脊、地幔柱影响的洋岛及俯冲有关的弧等不同构造背景形成的火成岩,该构造图解中,洋中脊、地幔柱影响的洋岛及俯冲有关的弧明显散落在不同区域,能明显区分出不同构造背景[25]。

通过对锆石中微量元素的分析,可以推断出岩石的成因、演化过程以及构造背景等信息。在未来研究应继续注重多方法的综合应用,如将锆石微量元素判别图与稳定同位素、放射性同位素等其他地球化学方法相结合,以期获得更全面、更准确的构造背景信息。

7. 结论

锆石在地质学研究中扮演着重要的角色。锆石作为 U-Pb 同位素测年的主要矿物之一,利用锆石中的铀和钍衰变成铅的过程,可以精确计算出岩石的形成年代,为地质历史的研究提供了可靠的时间标尺,在该领域中已建立了较为成熟的研究体系。近年来,随着原位微区技术的不断发展,锆石的研究范畴已扩展至原位微区元素分析,并在岩浆形成与演化中的应用研究取得了显著进展。锆石在确定岩浆结晶年龄、识别岩浆源区组成、反演岩浆物理化学条件、识别岩浆结晶分异过程和判别岩浆形成的板块构造环境等方面展现出独特的优势。然而,尽管锆石的应用前景广阔,但如何较为完整地从中得到复杂地质过程中的信息,以及如何更准确地解释这些信息,仍是当前研究的热点之一。未来的研究需要更多高精度的数据、智能化的技术以及更灵敏的实验方法,以推动锆石研究向精确化、复杂化、动态化的方向发展。

综上所述,锆石作为地球科学研究的重要工具,在岩浆形成与演化中的应用具有不可替代的作用。通过技术的不断进步和方法创新,我们有理由相信锆石的应用将进一步深化,为我们揭开地球深部奥秘提供更多信息。

基金项目

大学生创新创业训练计划项目(Yz2023011),长江大学校级重点项目(JY2023001)。

参考文献

- [1] 吴元保,郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约[J]. 科学通报, 2004, 49(16): 1589-1604.
- [2] 高少华,赵红格,鱼磊,等. 锆石 U-Pb 同位素定年的原理、方法及应用[J]. 江西科学, 2013, 31(3): 363-368, 408.
- [3] 谭靖,郭冬发,张彦辉. 激光烧蚀光谱-电感耦合等离子体质谱联用技术应用进展[J]. 中国无机分析化学, 2011, 1(3): 16-22.
- [4] 舒磊,张晨西,李增胜,等. LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年方法探讨[J]. 山东国土资源, 2022, 38(1): 31-36.
- [5] 储著银,许俊杰,凌潇潇,等. 实时在线氧校正 205Pb-233U-236U 稀释剂单颗粒锆石 ID-TIMS U-Pb 高精度年龄测定方法[J]. 岩石学报, 2022, 38(12): 3695-3702.
- [6] 吴福元,李献华,郑永飞,等. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J]. 岩石学报, 2007, 23(2): 185-220.
- [7] Li, Z., Zhang, S., Zheng, Y. and Sun, G. (2024) Homogenization of Hf Nd Isotopes Induced by Hydrothermal Fluids during the Differentiation of Granitic Magmas into Pegmatites. *Chemical Geology*, **670**, Article ID: 122455. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2024.122455>
- [8] Wang, Y., Gao, P., Sun, G., Mayne, M.J., Zhang, J., Yin, C., *et al.* (2024) Zircon Hf Isotope Behavior during the Magmatic-Hydrothermal Processes: A Case Study from the Yashan Pluton, South China. *Lithos*, **470**, Article ID: 107519. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107519>
- [9] 龙欣雨,唐杰,许文良. 花岗质岩浆作用及后期演化过程: 来自矿物原位微区成分与同位素组成的制约[J]. 岩石学报, 2024, 40(3): 785-810.

- [10] 郑光高, 崔建军, 刘晓春, 等. 汉南杂岩余家山铜镍矿成矿时代与岩浆源区性质研究——来自锆石 U-Pb 测年和 Lu-Hf 同位素的制约[J]. 地质力学学报, 2017, 23(5): 661-672.
- [11] 高晓英, 郑永飞. 金红石 Zr 和锆石 Ti 含量地质温度计[J]. 岩石学报, 2011, 27(2): 417-432.
- [12] 蔺梦, 张贵宾, 宋述光, 等. 低温高压榴辉岩锆石 Ti 温度计的有效性[J]. 地球科学, 2019, 44(12): 4034-4041.
- [13] Crisp, L.J., Berry, A.J., Burnham, A.D., Miller, L.A. and Newville, M. (2023) The Ti-In-Zircon Thermometer Revised: The Effect of Pressure on the Ti Site in Zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **360**, 241-258. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2023.04.031>
- [14] 肖路毅, 杨晓志. 锆石 Ce 氧逸度计和早期地球的氧化还原状态[J]. 高校地质学报, 2022, 28(4): 484-492.
- [15] 张聚全, 李胜荣, 卢静. 中酸性侵入岩的氧逸度计算[J]. 矿物学报, 2018, 38(1): 1-14.
- [16] 降珂楠, 骆金诚, 钟福军, 等. 锆石氧逸度对相山地区火山岩型铀矿床成矿母岩判别的指示意义[J]. 地质学报, 2024, 98(1): 181-205.
- [17] 张京渤, 安芳. 斑岩型铜矿床成矿斑岩岩浆氧化状态研究方法综述[J]. 矿床地质, 2018, 37(5): 1052-1064.
- [18] 贺振宇, 颜丽丽. 锆石微量元素地球化学对硅质火山岩浆系统的制约[J]. 岩石矿物学杂志, 2021, 40(5): 939-951.
- [19] Zieman, L.J., Ibañez-Mejia, M., Tissot, F.L.H., Tompkins, H.G.D., Pardo, N. and Bloch, E.M. (2024) Zirconium Stable Isotope Fractionation during Intra-Crustal Magmatic Differentiation in an Active Continental Arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **365**, 53-69. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2023.11.023>
- [20] Zhu, Z., Zhang, W., Wang, J., Wang, Z., Guo, J., Elis Hoffmann, J., et al. (2023) Magmatic Crystallization Drives Zircon Zr Isotopic Variations in a Large Granite Batholith. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **342**, 15-30. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2022.12.003>
- [21] 朱二林, 夏琼霞, 李赵雅, 等. 地壳深熔过程中锆石的 Zr 同位素分馏[J]. 中国科学: 地球科学, 2024, 54(8): 2534-2545.
- [22] 刘建辉, 刘敦一, 张玉海, 等. 使用 SHRIMP 测定锆石铀-铅年龄的选点技巧[J]. 岩矿测试, 2011, 30(03): 265-268.
- [23] 严桃桃, 龚庆杰. 风化过程的岩性地球化学基因[D]: [博士学位论文]. 北京: 中国地质大学, 2018.
- [24] Zhu, Z., Campbell, I.H., Allen, C.M. and Burnham, A.D. (2020) S-Type Granites: Their Origin and Distribution through Time as Determined from Detrital Zircons. *Earth and Planetary Science Letters*, **536**, Article ID: 116140. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116140>
- [25] 赵振华. 矿物微量元素组成用于火成岩构造背景判别[J]. 大地构造与成矿学, 2016, 40(5): 986-995.