#### DOI: 10.16788/j.hddz.32-1865/P.2024.12.007

引文格式:李广伟,蔡东旭,李新未,杨一帆,李小雅,何智浚. 2025. 低温热年代学方法及其应用(一)[J]. 华东地质, 46(2): 127-148. (LIGW, CAIDX, LIXW, YANGYF, LIXY, HEZJ. 2025. Low-temperature thermochronology methodology and applications (Part 1)[J]. East China Geology, 46(2): 127-148.)

## 低温热年代学方法及其应用(一)

### 李广伟1,蔡东旭1,李新未1,杨一帆1,李小雅2,何智泼1

(1. 南京大学关键物质循环与成矿全国重点实验室,地球科学与工程学院,江苏南京 210023;2. 南京大学地理与海洋科学学院,江苏南京 210023)

摘要:低温热年代学方法,是指部分退火/滞留带(封闭温度)低于 300 ℃ 的放射性测年方法,主要包括裂 变径迹和(U-Th)/He 测年技术,可定量限定上地壳的矿物/岩石在地质过程中经历的温度历史,重建地质体的 热演化历史,在基础地质学、矿床学、石油地质学、地貌学以及行星学等方面已有广泛的应用。文章简要梳理 了两种测年方法的发展过程、原理、实验技术和基本数据组成,并探讨了影响这些测年方法准确性的因素,以 及低温热年代学新方法的研究进展。低温热年代学数据通常需要结合地质背景等限定,利用数值模拟对数据 加以解释,因此文章还简述了当前常用的热年代学数值模拟工具。这些方法的应用可让我们更为深入地理解 地质过程和地貌演化。

关键词:低温热年代学;裂变径迹;(U-Th)/He 测年;热历史模拟 中图分类号:P597.3 文献标识码:A 文章编号:2096-1871(2025)02-127-22

地球科学研究中最为基础的内容之一就是探 究矿物、岩石等地质单元的时空格架,因此年代 学序列的构建对于研究其演化过程至关重要,而 放射性同位素测年在确定地质体的绝对年龄方面 具有广泛的应用。近年来,热年代学测试技术不 断发展,特别是低温热年代学方法,已被广泛应用 于构造地质学、岩石学、沉积学、地貌学、火山学、 行星学和矿床学等研究方向(Malusà and Fitzgerald, 2019; Reiners et al., 2018)。低温热年代学方法 主要指封闭温度(部分退火带)<约300℃的放射 性同位素测年体系,主要包括裂变径迹和(U-Th)/ He 放射性测年方法(另如热释光等在此文中暂不 介绍),其主要测试对象为含放射性元素(如U、 Th 等)的矿物,常用矿物如锆石、磷灰石、榍石、 独居石、金红石、萤石以及铁氧化矿物(如赤铁矿 和磁铁矿)等(图1)。特定低温热年代学数据可 以定量限定矿物/岩石在地质历史某一时间或者

某段时间所经历的温度,多种低温热年代学方法 结合可重建所在地质体从深部(大致为上地壳深 度)到近地表所经历的热演化历史。进而,结合其 他地质、地球物理等限定条件,可推演地质、地貌 演化过程(Reiners and Ehlers, 2005)。当前,常用 的低温热年代学方法,如锆石裂变径迹(ZFT)、锆 石(U-Th)/He(ZHe)、磷灰石裂变径迹(AFT)、磷 灰石(U-Th)/He(AHe),具体对应的部分退火/滞留 带分别为 180~300 ℃(ZFT), 130~200 ℃(ZHe), 60~120 ℃(AFT)和 40~80 ℃(AHe)(Malusà and Fitzgerald, 2019; Reiners et al., 2018)。

#### 1 裂变径迹(Fission Track)

#### 1.1 裂变径迹测年方法发展及原理

裂变是核衰变中的一种特别形式,是重核 (如<sup>238</sup>U)因其原子核本身包含的不稳定因素而自

<sup>\*</sup> 收稿日期: 2024-12-10 修订日期: 2025-02-05 责任编辑: 袁静

基金项目:国家重点研发计划专项"东亚陆缘古太平洋板块俯冲的构造-岩浆活动及浅部效应(编号:2022YFF0800401)"、国家科技 重大专项"中生代东亚汇聚岩石圈巨变与浅层响应(编号:2024ZD1001104)"和国家自然科学基金面上"碎屑低温热年 代学限定冈底斯带早新生代隆升-剥蚀过程及其侧向差异性(编号:42272111)"项目联合资助。

第一作者简介:李广伟,1982年生,男,教授,博士,主要从事低温热年代学方法及应用等研究工作。Email: guangweili@nju.edu.cn。



- 图1 常用低温热年代学方法及其封闭温度体系(Chew and Spikings, 2015; Jones et al., 2019; Malusà and Fitzgerald, 2019; Reiners et al., 2018)
- Fig. 1 Common low-temperature thermochronology methods and their closed temperature systems (Chew and Spikings, 2015; Jones et al., 2019; Malusà and Fitzgerald, 2019; Reiners et al., 2018)

发发生裂变,也可因原子核遭受辐照或某种次粒 子轰击而发生诱发裂变(如<sup>235</sup>U)。发生核裂变时, 原子核会裂变成原子质量及原子数相近的两个子 体,并释放大量能量(约 200 MeV),其中大部分能 量转化为裂变子体的动能。由于两个裂变子体均 带有很强的正电,因此它们受相互排斥的库伦力 驱动向相反方向高速运动,最终裂变子体就会穿 过周围介质,而在其运动轨迹上产生1条狭长的 晶格损伤痕迹。这条损伤痕迹叫裂变径迹(Fission track, FT),其宽度一般为几十纳米 (Schneider and Issler, 2019)(图 2(a)、(b))。在 20世纪 30年代,前人提出了裂变理论模型。Flerov and Petrjak(1940)首次报道自然界中<sup>238</sup>U的自发裂变 行为,随后 Young(1958)首次发现热中子轰击下 U元素的裂变现象, 而一年后 Silk and Barnes(1959) 首次通过透射电镜观察到<sup>235</sup>U诱发裂变的痕迹, 开启了利用各种电子显微镜观察裂变的研究热潮。 Price and Walker(1962)利用电子显微镜首次在云 母、锆石和磷灰石中观察到了由<sup>238</sup>U自发裂变产 生的径迹,并可利用化学试剂对其蚀刻,使其到达 微米尺度,进而可在光学显微镜下观察(图 2(c))。 在随后第二年, Price and Walker(1963)首次提出可 利用<sup>238</sup>U自发径迹进行放射性测年,并报道了加 拿大 Refrew 的白云母裂变径迹年龄约为 350 Ma, 裂变径迹测年方法就此诞生。

根据核裂变原理,每个裂变母体(如<sup>238</sup>U)能且 仅能产生1条径迹,径迹即可视为裂变"子体"。 故而,可通过实验统计单位面积内径迹分布密



- 图2 裂变径迹(<sup>238</sup>U或<sup>235</sup>U)形成模式图(a)、(b)和磷灰 石裂变径迹透射光显微照片(显示半径迹和封闭径 迹)(c)
- Fig. 2 Schematic formation model of fission tracks (<sup>238</sup>U or <sup>235</sup>U) (a), (b) and apatite fission track microscopic photos under transmitted light(showing the semi and confined tracks) (c)

度和裂变母体(<sup>238</sup>U)的含量,再利用放射性裂变 方程计算出裂变径迹的年龄。在上世纪六十至九 十年代, Charles Naeser、Günther Wagner 和 Andrew Gleadow 等人及其团队不断改进完善裂变径迹实 验方法和相关参数,并将其不断地应用到地质演 化研究中(Hurford, 2019)。在 21 世纪初,随着高 精度原位激光质谱仪的发展和应用,新的裂变径 迹方法又得以发展(Hasebe et al., 2004)。当前裂 变径迹测试方法主要根据测定裂变母体(<sup>238</sup>U)含 量的方法不同而分为:外探测法(External Detector Method, EDM)和激光剥蚀电感耦合等离子体质谱 法(Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry, LA-ICP-MS)。

值得注意的是, 在裂变径迹实验过程中, 通常 将径迹分为两类: 半径迹(semi-track)和封闭径迹 (confined track)。半径迹是指被抛光面截切的不 完整径迹; 而封闭径迹则是指在晶体内部的完整 径迹, 因其与半径迹或晶体裂隙相交, 而被试剂蚀 刻显现出来的径迹(图 2(c))。晶体抛光面的半径 迹分布密度用以计算裂变径迹年龄; 而封闭径迹 则用以裂变径迹长度统计, 是恢复样品热历史的 重要数据(Gleadow et al., 2002)。

#### 1.2 外探测法(EDM)

裂变径迹 EDM 方法的基本原理和实验方法 已有很多研究进行过详细描述(如 Gleadow et al., 2002; Kohn et al., 2019; Tagami and O'Sullivan, 2005; Wagner and van den Haute, 1992), 这里只简要总结 如下:首先分选目标矿物(如磷灰石、锆石等),将 其嵌入树脂或特氟龙之中,进行制靶、抛光、蚀刻, 使裂变径迹扩大至在光学显微镜下可视,然后测 量统计相关参数,如半径迹密度(即蚀刻表面上单 位面积内的半径迹数量)。当前主要使用显微镜 目镜中的校准网格测量径迹条数,或者利用软件 (如 Autoscan Trackwork) 拍照后进行径迹统计 (图 3)。对于目标矿物,其铀(U)含量未知,并且 其自发裂变径迹密度将随时间逐渐增加。而要计 算裂变径迹年龄则需要测量矿物颗粒的铀含量。 EDM 方法的铀浓度并非直接测量, 而是通过核反 应堆的热中子辐照,使目标矿物中<sup>235</sup>U原子发生 诱发裂变,进而形成新径迹。辐照的总中子通量 是特定的,诱发径迹的数量对应了目标矿物颗粒 的<sup>235</sup>U含量。由于诱发径迹与自发径迹分别 由<sup>235</sup>U和<sup>238</sup>U产生,而地球上天然矿物中的铀同位 素<sup>235</sup>U和<sup>238</sup>U的同位素比值是相对稳定的,约为 137.88。因此,可根据诱发径迹密度和中子通量计 算目标矿物颗粒<sup>235</sup>U含量,进而计算出该矿物颗 粒的<sup>238</sup>U含量(图 3)。然后利用裂变径迹年龄方 程(1)计算得出该矿物的裂变径迹年龄。

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ 1 + \frac{G\lambda \rho_{\rm d} \rho_{\rm s}}{\rho_{\rm i}} \zeta \right], \tag{1}$$

其中, ζ为 Zeta 校正参数, 具体计算公式为:

$$\zeta = \frac{2\rho_{\rm i}(e^{u_{\rm stat}} - 1)}{\lambda\rho_{\rm d}\rho_{\rm s}},\tag{2}$$

式中: t 为未知样品的年龄; G 为几何因子, 通常取 值为 0.5(Gleadow et al., 2009);  $\lambda$  为 裂 变 常 数 (8.45×10<sup>-17</sup> yr<sup>-1</sup>)(Holden and Hoffman, 2000);  $\rho_d$  为 标准玻璃诱发径迹密度;  $\rho_s$  为矿物颗粒自发径迹 密度;  $\rho_i$  为矿物颗粒诱发径迹密度;  $t_{std}$  为标样年龄 (如 Durango, Fish Canyon Tuff 样品年龄; Gleadow et al., 2009, 2015)。

# 1.3 激光剥蚀电感耦合等离子体质谱法(LA-ICP-MS)

上世纪九十年代末,高精度、原位激光剥蚀 电感耦合等离子体质谱仪(此后简写为"激光质 谱仪")的迅速发展,可实现快速便捷地原位测定 单颗粒<sup>238</sup>U的含量。Cox et al.(2000)、Svojtka and Košler(2002)以及 Hasebe et al.(2004)先后建立了 磷灰石裂变径迹的 LA-ICP-MS 的基本分析方法, 随后相关研究不断跟进,其测试细则不断被更新 完善(Chew and Donelick, 2012; Cogné and Gallagher, 2021; Hasebe et al., 2013; Seiler et al., 2023). 该方法首先采用与传统 EDM 方法相似的制靶、 抛光、蚀刻流程,但不需要进行云母片覆盖以及 中子辐照流程,而是把统计完自发径迹的样品靶, 使用激光质谱仪直接测试目标矿物单颗粒的<sup>238</sup>U 含量即可;值得注意的是,在实验过程中需要保证 "统计径迹的矿物颗粒"与其<sup>238</sup>U含量一一对应。 一般需要对样品进行拍照,以便在激光质谱分析 时一一核对目标矿物颗粒(图3)。如果采用裂变 径迹统计软件(如 Autoscan 公司相关软件),可在 样品靶上置放3个坐标点(如坐标铜片),对统计 径迹的矿物单颗粒进行相对坐标定位,然后把该 坐标文件导出到激光器的坐标系统,即可利用激 光连接的质谱仪进行相关矿物颗粒的原位<sup>238</sup>U含 量测定(Gleadow et al., 2015),这种方式相对更为 简便。在获取统计的矿物颗粒的自发径迹密度及 其对应的<sup>238</sup>U含量后,便可利用下面公式(3)计算 裂变径迹年龄。

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ 1 + \frac{\lambda \rho_s}{U} \zeta_{\rm ICP} \right],\tag{3}$$



图3 EDM 和 LA-ICP-MS 两种裂变径迹方法的实验流程图(修改自 Kohn et al., 2024)

Fig. 3 Schematic diagram of the experimental procedures for EDM and LA-ICP-MS fission track methods (modified from Kohn et al., 2024)

其中, ζ<sub>ICP</sub> 为校正参数, 公式为:

$$\zeta_{\rm ICP} = \frac{{\rm M}^{238}}{\lambda {\rm N}_{\rm A} D R^{238} \eta q_{\rm s}}, \qquad (4)$$

式中:  $\lambda$  为裂变常数(8.45×10<sup>-17</sup> yr<sup>-1</sup>);  $\rho_s$  为矿物颗 粒自发径迹密度; U为矿物颗粒的<sup>238</sup>U含量( $\mu g/g$ ), 一般需要内标校正, 如磷灰石为<sup>43</sup>Ca 或<sup>44</sup>Ca, 锆石 为<sup>29</sup>Si; N<sub>A</sub>是阿伏伽德罗常数(6.022×10<sup>23</sup>); M<sup>238</sup> 为<sup>238</sup>U的原子量; D为矿物密度; R<sup>238</sup>为自发径迹 平均径迹长度的一半, 一般使用标样 Durango 或 Fish Canyon Tuff 平均径迹的一半(7.17  $\mu$ m);  $\eta_s$ 为 径迹检测效率, 一般为 0.9~1.0(Gleadow et al., 2015)。

在使用激光质谱仪测定矿物颗粒的<sup>238</sup>U含量 时,通常采用标准玻璃(NIST SRM 610或 612)作 为外标来校正仪器漂移。同时,采用<sup>238</sup>U/<sup>43,44</sup>Ca(磷 灰石)或<sup>238</sup>U/<sup>29</sup>Si(锆石)比率作为内标进行校正 (Chew and Donelick, 2012)。

#### 1.4 两种方法对比

从上述两种方法的介绍可以明显看出,传统

的 EDM 方法需要将矿物样靶置于核反应堆中进 行热中子辐照,样品辐照后还需等待1~3个月的 冷却期。同时,当前样品辐照还存在一定问题,国 内开放的核反应堆仅有北京和绵阳两地,且开放 时间不确定;其他稳定的核反应堆均在国外,这就 涉及到放射样品的邮寄问题,为该方法的实施带 来诸多不便。此外, EDM 方法还需额外统计云母 的诱发径迹密度,制靶步骤也相对复杂;而激光质 谱仪方法,可在1分钟内完成单颗粒矿物的<sup>238</sup>U测 定,相较于 EDM 方法,其工作量减半不止,工作时 长更是大幅缩短(Kohn et al., 2024),突显出其安 全、省力、高效的优势。另外, LA-ICP-MS 方法还 可以直接测定矿物的微量元素含量,比如影响磷 灰石退火的关键元素,例如卤族元素等。而 EDM 方法如要测定这些微量元素还需额外使用电子探 针(EPM)进行分析。因此,近年来多数裂变径迹 实验室(特别是新建实验室)都采用 LA-ICP-MS 方法分析。

在数据精准度方面, Seiler et al.(2023)报道了

17个样品的两种方法年龄对比结果,其年龄测定 值基本一致(图 4(a)),这与前人的研究结果相吻 合(Hasebe et al., 2004)。本文利用 Seiler et al.(2023) 的数据,对相关样品中不同 U含量的单颗粒年龄 进行对比分析,发现当矿物颗粒 U含量>5 μg/g 时,两种方法的单颗粒年龄结果较为接近;当U含 量<5 μg/g 时,两者年龄偏差较为明显(图 4(b))。 通过对比不同实验室的长期数据(未发表数据), 当矿物颗粒的 U含量较低时(<3~5 μg/g),LA-ICP-MS 方法计算出的年龄时常偏大。因此,在使 用 LA-ICP-MS 方法对 U含量较低的(特别是磷灰 石)样品进行测定时,建议结合其他低温热年代学 方法或地质条件等约束条件,对其年龄测定结果 的准确性进行核验。

值得注意的是, EDM 方法中矿物单颗粒裂变 径迹的统计面积和<sup>238</sup>U 平均含量的统计面积(云 母的诱发径迹面积)是完全对应的; 而 LA-ICP-MS 方法通常以单点范围(直径 30~60 µm 光斑) 的<sup>238</sup>U含量代表自发径迹统计范围(近矿物颗粒 抛光面面积)的<sup>238</sup>U 平均含量。由于激光光斑范 围一般远小于自发径迹统计面积, 若所选颗粒 的<sup>238</sup>U含量存在明显不均一性, 将会导致单颗粒 裂变径迹年龄出现明显偏差。因此, 采用 LA-ICP-MS 方法选择测年目标矿物颗粒时, 除需满足常规 要求(抛光面平行矿物 c 轴、颗粒表面洁净和假径 迹少等)外, 还需确保其<sup>238</sup>U含量相对均一, 即矿 物颗粒抛光面附近的径迹分布较为均匀。特别是

> (a) 样品 N=17 1 000 LAFT年龄/Ma 中心年龄 y=0.965x+2.147 $R^2 = 0.998$ 池年龄 100 v=0.950x+0.717 $R^2=0.996$ • 中心年龄 o 池年龄 10 100 1 000 10

> > EDM年龄/Ma

在分析碎屑样品(未完全重置的样品)的裂变径迹 年龄时,应更关注矿物颗粒的统计偏差问题,以保 障测年结果的准确性。

#### 1.5 裂变径迹的退火作用

<sup>238</sup>U在特定矿物晶体中发生裂变产生自发裂 变径迹的初始长度是相对恒定的(蚀刻后为 16~17 μm)。自然界样品观测及实验研究表明, 随着温度的逐渐升高,其裂变径迹的长度会相应 缩短,这个过程被称为退火(Annealing)。通常情 况下,退火过程中径迹的长度会持续减小;矿物颗 粒内完整径迹的长度分布正是退火过程的直接反 映。例如,当两个样品的裂变径迹年龄相同,但其 封闭径迹的长度分布不同,那么这两个样品很可 能经历了不同的热历史过程(Gleadow et al., 2002)。 因此,封闭径迹长度是恢复样品热历史的关键 数据。

裂变径迹封闭温度是指在地质历史时间尺度 下,当达到特定温度时,裂变径迹无法持续累积保 存。随着温度逐渐增加,径迹逐渐减小并消失,径 迹开始消失时对应的温度为裂变径迹退火温度 的低温临界值。当所有径迹完全消失时,则对应 其高温临界值。介于低温临界和高温临界之间的 温度区间,被称为部分退火带(Partial Annealing Zone, PAZ),封闭温度便位于此区间内(周祖翼, 2014)。通常,对于常见的磷灰石矿物,在正常冷 却速率(0.1~100 ℃/Myr)条件下,较为广泛接受 的部分退火带内低温临界值为 60 ℃,高温临界值



(a).年龄为10~1200 Ma的17个磷灰石样品两种裂变径迹方法的中心年龄(Central age)与池年龄(Pooled age)对比(线性拟合);(b). 不同U含量单颗粒磷灰石的两种方法的裂变径迹年龄对比(幂指数拟合)

图4 EDM 和 LA-ICP-MS 两种裂变径迹方法的年龄对比图(数据引自 Seiler et al., 2023)

Fig. 4 A comparison of ages obtained by EDM and LA-ICP-MS fission track methods (data sourced from Seiler et al. ,2023)

质

为 120~125 ℃(Gleadow et al., 2009); 锆石裂变径 迹的部分退火带温度为 180~300 ℃(Gleadow et al., 2009); 其他矿物裂变径迹的部分退火带可参 见图 1。

影响裂变径迹退火过程的主要因素包括(下 面主要以磷灰石为例进行介绍):

(1)矿物微量化学成分。以磷灰石为例,其中 的Cl、F、OH、Sr、Mn、Fe、Si等元素或基团,特别 是 Cl 元素含量, 是控制磷灰石退火特性的最主要 因素。一般情况下, Cl含量越高, 磷灰石的抗退火 能力越强,相应的退火温度也越高;但当Cl含量 超过4%时,Cl含量与退火温度又呈现负相关关 系(图 5(a))。值得注意的是,自然界中绝大部分磷 灰石的 Cl 含量均<4%。此外, Ketcham et al.(1999) 提出 rm 值作为退火指标,该值是一个涵盖多种微 量元素的综合退火参数。这些微量元素均需借助 质谱仪或电子探针等设备进行额外测定。Burtner et al.(1994)和 Carlson et al.(1999)提出蚀刻表征参 数 Dpar 值,该值定义为与抛光表面(平行矿物结 晶 c 轴)相交的裂变径迹蚀刻坑的最大直径,也可 作为退火参数,通常 Dpar 值越大,对应的退火温 度越高;其与Cl等元素含量基本呈现正相关(图5 (b))。由于 Dpar 值可在统计径迹时直接测得,因 此在多数应用研究中被广泛用作退火参数。

(2)矿物晶体的各向异性。以磷灰石为例,其 裂变径迹与矿物晶体 c 轴的夹角大小直接决定了 径迹的热稳定性差异:径迹与 c 轴夹角越小时,径 迹抗退火能力越强,即退火速率越慢;反之,则退 火速率越快;即当封闭径迹与 c 轴平行时,退火速 率最慢;当封闭径迹与 c 轴垂直时,退火速率最快。 因此,在相同加热条件下,平行 c 轴的径迹长度最 长,而垂直 c 轴的径迹长度最短(图 6)。

(3)放射性损伤, 主要指放射性粒子对晶格产 生的损伤。含 U、Th 元素的矿物中, 晶格损伤主 要源于裂变和 α粒子反冲, 而后者是造成晶格损 伤的主因(Ketcham, 2019)。锆石中 U、Th 的含量通 常较磷灰石(磷灰石的 U含量一般为几至几十 μg/g) 高 1~2个数量级, 因此在当前研究中, 锆石裂变 径迹的退火温度(或速率)受放射损伤的影响备受 关注; 一般情况下, 放射损伤越大, 其退火温度越 低(Rahn et al., 2004)。通常, 放射损伤程度主要通 过 α粒子剂量(U、Th 含量×矿物结晶年龄)进行 量化。在实际研究中, 可利用激光拉曼光谱或 X 射线衍射等技术对矿物的放射损伤程度展开检测 与分析。

#### 1.6 数据基本格式

根据上述裂变径迹的方法原理,通常裂变径 迹实验数据包括年龄数据和长度数据(此处特指 磷灰石裂变径迹)。裂变径迹年龄数据主要包括: 统计颗粒数(*N<sub>a</sub>*)、自发径迹条数(*N<sub>s</sub>*)、自发径迹 密度(*ρ<sub>s</sub>*)、诱发径迹条数(*N<sub>i</sub>*)或者平均<sup>238</sup>U含量 (μg/g)、池年龄(Pooled age)、中心年龄(Central



图5 磷灰石裂变径迹年龄与氯含量的关系图(a)(来自美国蒙大拿州 Stillwater Complex 的磷灰石颗粒样本,数据引自 Kohn et al., 2002)和磷灰石颗粒氯含量与其 Dpar 值的关系图(b)(数据引自 Donelick et al., 2005)

Fig. 5 Plot of AFT age against chlorine concentration for apatite grains in samples from the Stillwater Complex, Montana, USA(a) (data sourced from Kohn et al., 2002) and plot of chlorine concentration against *D*par value for apatite grains (b)(data sourced from Donelick et al., 2005)



图6 磷灰石封闭裂变径迹退火各向异性的极坐标图(修改自 Donelick et al., 1999) Fig. 6 Polar plots showing annealing anisotropy of confined horizontal AFT lengths (modified from Donelick et al., 1999)

age)、卡方  $P(\chi^2)$ 、离散度(Dispersion)以及退火参数(例如 Cl、F等元素含量或 Dpar 值等)(表 1)。 对于发生完全热重置的基岩(包括沉积年龄较老 的沉积岩)样品,其池年龄可代表裂变径迹表观/ 冷却年龄。关于需要统计多少个单颗粒年龄目前 尚未有明确定论,经验而论,至少要统计15~20个

		Table 1         Fair fission track data reporting
数	据内容	说 明
样品号		分析样品的编号
样品基本信息		包括经纬度、高程、地区及岩性等
年龄数据		
	统计颗粒数(N <sub>o</sub> .)	样品分析的单颗粒数量
	自发径迹条数(N <sub>s</sub> )	所有颗粒自发径迹( <sup>238</sup> U裂变产生的天然径迹)总条数
	自发径迹密度(ρ <sub>s</sub> )	样品颗粒统计面积内的平均径迹密度(10 <sup>5</sup> cm <sup>-2</sup> )
	诱发径迹条数(N <sub>i</sub> )	限EDM方法:中子照射轰击 <sup>235</sup> U原子使其裂变而产生的径迹总条数
	诱发径迹密度( $\rho_i$ )	限EDM方法:样品颗粒统计面积内的平均径迹密度(10 <sup>5</sup> cm <sup>-2</sup> )
	平均 <sup>238</sup> U含量	限LA-ICP-MS方法:样品颗粒的 <sup>238</sup> U平均含量值及其误差(σ)
	池年龄(Pooled age)	计算裂变径迹年龄及其误差
	中心年龄(Central age)	计算裂变径迹年龄及其误差
	$P(\chi^2)$	卡方检验是用来统计检验分析的颗粒属于同一年龄群体的一种方法,介于0~1
	离散度(Dispersion)	评价单颗粒年龄离散程度,介于0~1,或者百分数
	退火参数	(磷灰石)样品Dpar或Cl、F、OH含量(EPM或LA-ICP-MS测定)或多元素综合值r <sub>m</sub> 的 平均值
长度数据		主要针对磷灰石裂变径迹
	平均径迹长度	统计的封闭径迹平均长度(µm)及其方差
	径迹条数(n)	样品统计封闭径迹的条数
	退火参数	如Dpar或Cl、F、OH含量(EPM或LA-ICP-MS测定)或多元素综合值r_m的平均值或范围

#### 表1 裂变径迹发表数据基本组成 [able 1 Fair fission track data reporting

			续表1
数据内容		 说 明	
单颗粒原始数	女据	建议均作为附件提供	
年龄数据			
	自发径迹条数(N <sub>s</sub> )	单颗粒自发径迹条数	
	统计面积(Area)	单颗粒统计径迹的面积	
	自发径迹密度( $\rho_s$ )	单颗粒统计面积内的径迹密度 $(10^5  \mathrm{cm}^{-2})$	
	诱发径迹条数(N <sub>i</sub> )	限EDM方法:单颗粒中子照射轰击 <sup>235</sup> U原子使其裂变而产生的径迹的条数	
	诱发径迹密度( $\rho_i$ )	限EDM方法: 单颗粒统计面积内的径迹密度(10 <sup>5</sup> cm <sup>-2</sup> )	
	<sup>238</sup> U含量	限LA-ICP-MS方法:单颗粒的 <sup>238</sup> U含量及其误差(σ)	
	池年龄(Pooled age)	计算裂变径迹年龄及其误差	
	中心年龄(Central age)	计算裂变径迹年龄及其误差	
	$P(\chi^2)$	卡方检验是用来统计检验分析的颗粒属于同一年龄群体的一种方法,介于0~	· 1
	离散度(Dispersion)	评价单颗粒年龄离散程度,介于0~1,或者百分数	
	退火参数	(磷灰石)单颗粒的Dpar或Cl、F、OH含量(EPM或LA-ICP-MS测定)或多元素综合	合值 <i>r</i> m
长度数据		主要针对磷灰石裂变径迹	
	单条径迹长度	测量每条封闭径迹的真实长度(µm)	
	与c轴夹角	测量的每条封闭径迹与该颗粒晶体c轴的夹角	
	退火参数	封闭径迹所在的单颗粒的Dpar或Cl、F、OH含量(EPM或LA-ICP-MS测定)或多方 合值r	ī素综

注:由于锆石等矿物的裂变径迹退火机制尚未研究清楚,因此其裂变径迹一般仅给出年龄数据,对其封闭径迹长度暂不统计。

单颗粒(Galbraith, 2005)。对于完全未重置的碎屑 样品,为了更准确地分析,应尽可能测试100个以 上单颗粒年龄,通过统计其年龄峰值来判别物源 区,也可利用"lag-time"(滞留时间)投图半定量 解析源区剥蚀历史的变化过程。而对于部分退火 的样品,情况相对复杂,这类样品的年龄是源区冷 却年龄和后期热事件(如埋藏等)的混合结果。例 如,在分析样品的磷灰石裂变径迹年龄时,可结合其 长度数据,利用相关软件反演样品后期经历的热历史 (如盆地的埋藏-剥露历史)。对于裂变径迹的年 龄数据,一般可使用雷达图进行展示(图7(a)), 当前主要使用的是由英国伦敦大学学院 Vermeesch 教授开发的 RadialPlotter 软件(Vermeesch, 2009; https://www.ucl.ac.uk/~ucfbyve/radialplotter)。

裂变径迹封闭径迹长度数据主要包括:原始 径迹长度、原始径迹与 c 轴夹角和退火参数(如 Cl、F 等含量或 Dpar 等)(表 1)。按照统计要求, 每个样品原则上最好统计 100 条以上封闭径迹的 长度。然而,对于裂变径迹年龄较小或者 U 含量 较低的样品,通常很难统计到足够的封闭径迹条数。在此情况下,可采用<sup>252</sup>Cf辐照源对样品进行照射(照射时长通常为1~10小时),相当于人工产生更多的半径迹(即在矿物颗粒抛光面上"打孔"),使蚀刻试剂尽可能多地进入晶体内部,进而蚀刻出更多的封闭径迹(Donelick and Miller, 1991)。

值得注意的是,裂变径迹的年龄数据和长度 数据均需要统计其退火参数。这是因为一般情况 下,同一样品中用于统计年龄的矿物颗粒与统计 长度的矿物颗粒并不对应,需利用退火参数将具 有相同退火参数的用于统计年龄的矿物颗粒与用 于统计长度的矿物颗粒进行匹配。

裂变径迹的相关数据具体细节可见表1。

#### 2 (U-Th)/He

#### 2.1 (U-Th)/He 测年方法发展历史

(U-Th)/He 热年代学方法虽然在最近二十年



图7 裂变径迹年龄数据雷达图(a)(Vermeesch, 2009)和磷灰石裂变径迹长度直方分布图(b) Fig. 7 Radial plot of fission track age data (a) (Vermeesch, 2009) and histogram of apatite fission track length distribution (b)

得到前所未有的发展和应用,但其发展历史可追 溯至百年前。Ernest Rutherford(Rutherford, 1906) 首次提出可利用放射性U和子核<sup>4</sup>He进行放射性 测年,这也是最早提出的放射性测年方法。在二 十世纪的大部分时间里,地质年代学研究主要聚 焦于确定岩石的绝对形成年龄。然而,由于当时对 于<sup>4</sup>He 的受热扩散原理认识不足,导致(U-Th)/He 测年结果很难与其他地质时代相对应。相比之下, 相继开发的 K-Ar、Rb-Sr 和 U-Pb 测年方法能够获 得更可靠的岩石年龄结果,这使得(U-Th)/He 定 年方法的发展长期停滞不前(Zeitler, 2020)。自 20世纪 50—70年代,研究者陆续对锆石、珊瑚、 骨骼以及全岩火山岩开展研究,但研究结果仍不 尽人意(例如:Bender, 1973; Fanale and Schaeffer, 1965; Ferreira et al., 1975; Hurley, 1954)。

Dodson(1973)基于惰性气体热扩散原理提出 矿物"冷却"年龄的概念,为(U-Th)/He测年技 术的发展带来了新的契机。与此同时,Wagner and Storzer (1972)提出裂变径迹退火模型,两者共同 推动了热年代学的诞生。随后,Zeitler et al.(1987) 首次提出磷灰石(U-Th)/He 定年方法,并证实 了<sup>4</sup>He 在磷灰石中的封闭温度<100 ℃。20 世纪 90 年代初,Farley及其团队发表了一系列重要论 文,不仅确立了磷灰石(U-Th)/He 测年的基本分 析技术和封闭温度(约 70 ℃),还解决了因"α粒 子射出"导致的<sup>4</sup>He 损失问题(Farley et al., 1996; Wolf et al., 1996)。在此之后, 榍石(Reiners and Farley, 1999)、锆石(Reiners et al., 2002)等矿物的 (U-Th)/He 测年方法相继建立。特别是进入 21 世 纪后, 更多新矿物(如赤铁矿)(Farley and Flower, 2012)的(U-Th)/He 测年方法开始建立, 相关测试 流程不断完善, 影响年龄结果的因素不断被细化, 该技术已被广泛应用于地球科学的各个研究方向 (Flowers et al., 2023a, 2023b)。

#### 2.2 (U-Th)/He 原理

岩石中的磷灰石、锆石、榍石、金红石和独居 石等矿物,因含有较高含量的U、Th等放射性元 素,成为(U-Th)/He定年技术的主要研究对象。 这些矿物中的放射性母体元素,如<sup>238</sup>U、<sup>235</sup>U、 <sup>232</sup>Th(以及少量的<sup>147</sup>Sm),在发生α和β衰变时会 产生相应的子体元素,如<sup>206</sup>Pb、<sup>207</sup>Pb、<sup>208</sup>Pb。同时, 也会释放出<sup>4</sup>He和电子,表达式如下:

$${}^{238}\text{U} \rightarrow {}^{206}\text{Pb} + 8^{4}\text{He} + 6\beta^{-}$$

$${}^{235}\text{U} \rightarrow {}^{207}\text{Pb} + 7^{4}\text{He} + 4\beta^{-}$$

$${}^{232}\text{Th} \rightarrow {}^{208}\text{Pb} + 6^{4}\text{He} + 6\beta^{-}$$

$${}^{147}\text{Sm} \rightarrow {}^{143}\text{Nd} + {}^{4}\text{He}$$
(5)

通过测定<sup>4</sup>He 的累积量,以及母体同位素<sup>238</sup>U、 <sup>235</sup>U、<sup>232</sup>Th 和<sup>147</sup>Sm 的含量,即可计算获得矿物的 (U-Th)/He 年龄,计算公式如下:

$${}^{4}\text{He} = 8^{238}\text{U}\left(e^{\lambda_{238}t} - 1\right) + 7^{235}\text{U}\left(e^{\lambda_{235}t} - 1\right) + 6^{232}\text{Th}\left(e^{\lambda_{232}t} - 1\right) + {}^{147}\text{Sm}\left(e^{\lambda_{147}t} - 1\right),$$
(6)

式中: <sup>4</sup>He、<sup>238</sup>U、<sup>235</sup>U、<sup>232</sup>Th 和<sup>147</sup>Sm 代表测定矿物中

质

对应核素的含量; *t* 表示子体<sup>4</sup>He 积累的时间;  $\lambda_{238}$ 、  $\lambda_{235}$ 、 $\lambda_{232}$  和 $\lambda_{147}$ 分别为<sup>238</sup>U、<sup>235</sup>U、<sup>232</sup>Th 和<sup>147</sup>Sm 的衰变 常数(其值分别为 1.55×10<sup>-10</sup> y<sup>-1</sup>、9.85×10<sup>-10</sup> y<sup>-1</sup>、4.95× 10<sup>-11</sup> y<sup>-1</sup> 和 6.54×10<sup>-12</sup> y<sup>-1</sup>); <sup>238</sup>U、<sup>235</sup>U、<sup>232</sup>Th、<sup>147</sup>Sm 前的系数分别对应其在衰变过程中产生的<sup>4</sup>He 的 原子数。

在自然界中,<sup>147</sup>Sm 在矿物中的含量普遍较低, 由于其半衰期较长,<sup>147</sup>Sm 衰变产生的<sup>4</sup>He 对总累 积量的贡献率通常仅为 0.1%~10%, 对年龄计算 结果的影响约在 1%~8%。因此,多数情况下测 量同位素母体含量时,可忽略<sup>147</sup>Sm 含量的检测。 但当矿物中有效铀含量 [eU]([eU]=U+0.238·Th+ 0.001 2·Sm)<5  $\mu$ g/g 时,<sup>147</sup>Sm 衰变产生的<sup>4</sup>He 的贡 献率可能会>5%,此时需将<sup>147</sup>Sm 含量纳入测定范 围(Reiners and Ehlers, 2005)。

#### 2.3 (U-Th)/He 实验方法

传统(U-Th)/He 测年方法,即整颗粒溶样法, 要求测年矿物颗粒晶体尽量完好,无明显裂缝和 杂质;颗粒晶体半径(等表面积体积比的球体)最 好为40~150 μm。同时,应选取不含包裹体的单 矿物颗粒,数量为3~7颗。该方法的测试流程主 要分为两个步骤:

(1)首先是对颗粒中放射子核<sup>4</sup>He含量的测定。 将挑选的单矿物颗粒装入 Pt/Nb 胶囊内, 通过激 光加热法进行<sup>4</sup>He 的提取,不同矿物的加热温度有 所差异, 锆石的加热温度约为1300℃, 磷灰石的 加热温度约为1000~900℃。加热操作一般需要 进行两次(锆石需要 3~4次),第一次加热可使 99% 以上的<sup>4</sup>He 气体释放出来, 第二次加热则使释 放的<sup>4</sup>He含量接近本底水平。期间采用同位素稀 释法将释放出来的<sup>4</sup>He 气体与稀释剂<sup>3</sup>He 混合,随 后除去气体中的H<sub>2</sub>、CO、CO,和H<sub>2</sub>O等,再利用 质谱仪测量<sup>4</sup>He 与<sup>3</sup>He 的比值,进而计算出样品 中<sup>4</sup>He的含量(Flowers et al., 2023a)。当前商业化 单独用于测量<sup>4</sup>He 的质谱仪主要来自 Alphachron 公司。不过,由于<sup>4</sup>He 测量难度相对较低,一般小 型的四极杆质谱仪即可实现有效测定。基于此, 也有不少实验室自行组装实验装置。

(2)测定矿物中放射性母核<sup>238</sup>U、<sup>235</sup>U、<sup>232</sup>Th 及<sup>147</sup>Sm的含量。首先,将加热后测完<sup>4</sup>He含量的 矿物颗粒(颗粒基本仍保持加热前的形态)取出, 使用酸试剂(如 HNO<sub>3</sub>、HF、HCl等)进行溶解。根 据测定矿物不同,具体溶样时间通常为1~4天。随后,向溶解后的溶液中加入校准的<sup>229</sup>Th和<sup>233</sup>U 溶液进行标定。使用另一台溶液进样的质谱仪 (如电感耦合等离子体质谱仪等)测量混合溶液 中<sup>238</sup>U/<sup>233</sup>U和<sup>232</sup>Th/<sup>229</sup>Th值,进而得到待测矿物颗 粒中U、Th和Sm元素的含量。

基于上述两部分测量的结果可计算得到矿物的初始(U-Th)/He 年龄。通常利用均匀球校正模型(Farley et al., 1996),对初始年龄进行  $F_T$ 校正 (Flowers et al., 2023b),方可得出最终年龄。

#### 2.4 (U-Th)/He 年龄影响因素

(U-Th)/He 年龄测定结果主要受矿物晶体形态、结构以及放射成因<sup>4</sup>He 分布状态等因素影响。 具体而言,这些因素均可影响<sup>4</sup>He 在晶体内的扩散 动力学过程,进而改变晶体对<sup>4</sup>He 的保存能力。此 外,放射成因<sup>4</sup>He 含量非温度影响的损增,也会对 (U-Th)/He 年龄的准确性产生明显干扰。

(1)  $\alpha$  粒子射出效应( $\alpha$ -ejection)。放射性衰变 生成的<sup>4</sup>He 原子( $\alpha$  粒子)具有一定动能,可在晶格 中移动一定的距离。对于大多数矿物,  $\alpha$  粒子的 平均停止距离为 14~22 µm(Flowers et al., 2023b; Ketcham et al., 2011)。因此,晶体边部 U、Th 等放 射性元素衰变产生的<sup>4</sup>He 有很大概率射出晶体外, 造成天然的<sup>4</sup>He 损失(图 8(a)),进而使年龄结果 偏小。在假设矿物中 U、Th 等放射性元素分布均 一的前提下, Farley et al.(1996)提出了体积校正, 即 F<sub>T</sub> 校正,以补偿  $\alpha$  粒子射出效应导致的<sup>4</sup>He 损 失对年龄的影响。

(2)<sup>4</sup>He 植入效应。待测矿物(特别是[eU]含 量相对较低的矿物,如磷灰石)由于其寄主岩石基 质或邻近高 [eU]矿物的<sup>4</sup>He 植入(图 8(b)),致使 待测矿物额外累积放射成因的<sup>4</sup>He,从而影响 (U-Th)/He 定年结果。这种额外<sup>4</sup>He 植入对年龄 的影响程度,受待测矿物 [eU]含量、颗粒大小、植 入剂量等因素的影响。因此,在(U-Th)/He 测试 中,如出现单颗粒年龄异常(偏老)时,可考虑该因 素的影响。

(3)矿物冷却速率。根据 Dodson(1973)提出 的封闭温度计算方程(7)可知,冷却速率与矿物 He 的有效封闭温度呈正相关,即冷却速率越高, 其(U-Th)/He 封闭温度越高(图 9(a))。当矿物冷 却速率愈低时,意味着该矿物在特定温度(如部分



图8 α粒子射出效应(a)和α粒子植入效应(b)示意图





图9 不同冷却速率下磷灰石和锆石(U-Th)/He 封闭温度(a)和不同粒径磷灰石单颗粒年龄(b)(Rsv:等表面积-体积比的 球体半径)(数据引自 Flowers et al., 2023b)

Fig. 9 Apatite and zircon (U-Th)/He closure temperatures under different cooling rates (a) and single-grain apatite (U-Th)/He age vs grain-size (b) (*R*sv: Radius of a sphere with equal surface area to volume ratio) (data sourced from Flowers et al., 2023b)

滞留带)停滞时间愈长,进而惰性气体 He 就有足够的时间在更低温度下缓慢扩散到晶体之外,即 其有效封闭温度相对更低,对应的(U-Th)/He 年龄更为年轻。

$$T_{\rm c} = \frac{Ea}{\mathrm{Rln}(At\mathrm{D}_0/a^2)}, \quad t = \frac{RT^2}{E_{\rm a}\acute{\mathrm{e}}}, \tag{7}$$

式中:*T*。为封闭温度;*t*为扩散持续时间;*E*<sub>a</sub>为活化 能; R 为气体常数;*A*为几何因子(球形:25;圆柱: 27; 平板状:8.7); D<sub>0</sub>为扩散常数;*a*为扩散域 (颗粒大小);*T*为绝对温度;é为冷却速率。

(4)矿物晶体大小。矿物中He扩散不仅取决于温度,还取决于扩散域的大小,即矿物晶体大小。 当冷却速率相同时,同一样品不同半径的颗粒会 出现不同的年龄值,半径越大,封闭温度越高,年 龄越大(图 9(b))。以 Durango 磷灰石标样为例, 其粒径为 50~150 μm。在较高冷却速率条件下, 其封闭温度相差约 5 ℃(Farley, 2000); 而在相对 较低的冷却速率时, 其封闭温度相差可达 40 ℃ (Reiners and Farley, 2001)。

(5)矿物 U-Th 含量均一性(成分环带、矿物 包裹体)。矿物结晶生长过程中,物源供给成分差 异性会导致晶体出现成分环带,如锆石等。如前 所述,需要对矿物颗粒外围约 20 µm 厚度范围丢 失的<sup>4</sup>He 进行  $F_T$ 校正,而  $F_T$ 校正是假设矿物颗粒 内部 U、Th 含量分布均一,但矿物成分环带即母 体同位素含量不均一,就会造成年龄校正出现偏 差。当边缘 U、Th 含量偏高时, <sup>4</sup>He 射出散失多, 对校正值的影响更大,导致校正年龄值会偏低;反 之,则会偏高,相关影响年龄误差可以达到 30% (Farley et al., 2011)。当前主流的(U-Th)/He 测年 是采用整颗粒溶样法,无法测试颗粒内部成分分 带现象,因此常导致同一样品的单颗粒年龄较为 分散。此外,如果矿物内部含有包裹体,也可以造 成矿物 U、Th含量不均一,进而影响其(U-Th)/He 测年结果。

(6)辐射损伤。如前文所述,含U、Th矿物的 晶格损伤主要源于产生的 α 粒子的反冲作用,该 作用可打乱晶格状态,甚至使矿物向非晶态转变 (Ziegler, 2008)。对于(U-Th)/He 测年体系, 一定 程度的辐射损伤,可增强晶格捕获α粒子的能力, 从而阻碍<sup>4</sup>He 的扩散,提高其封闭温度,进而造成 其年龄偏大(Flowers et al., 2008; 图 10)。但当辐 射损伤达到一定程度,晶体内部损伤可能相互贯 通形成空穴通道,进而有利于⁴He 的扩散,迅速降 低其封闭温度,使其年龄明显偏小,这种现象常见 于锆石(U-Th)/He 测年(图 10(b))。一般情况下, 磷灰石的(U-Th)/He年龄会随着辐射损伤积累而 增大(图 10(a))。通常情况,使用[eU]值或 α剂 量(Alpha Dose, α/g)来衡量放射损伤(图 10)。 Flowers et al.(2008)和 Guenthner et al.(2013)分别针对 辐射损伤对磷灰石和锆石(U-Th)/He 年龄的影响, 提出了磷灰石辐射损伤退火模型(Radiation Damage Accumulation and Annealing Model, RDAAM) 和锆石辐射损伤退火模型。

此外, 矿物微量化学成分也对其(U-Th)/He 体系的封闭温度产生影响, 如磷灰石的卤族元素 (尤其是 Cl)含量等(Gautheron et al., 2013; Mbongo Djimbi et al., 2015)。再如矿物颗粒完整度等均可对其年龄校正产生影响(Brown et al., 2013)。故而,在具体实验过程中最好参考相关分析细则,考虑相关影响因素,谨慎核查数据。

#### 2.5 数据基本格式

根据上述(U-Th)/He测年原理及其影响因素, 传统单颗粒溶样(U-Th)/He测年方法的实验数据 通常包括样品基本信息、颗粒释放的<sup>4</sup>He 体积量 或原子数、颗粒质量(m)、F<sub>T</sub>值、U和Th以及 Sm 的含量、[eU]值([eU]=U+0.238·Th+0.0012· Sm)、未校正年龄、校正年龄、颗粒大小(长、宽) 或等表面积与体积比的球体半径(r)以及晶体的 完整度(表 2)。对于基岩(包括较老沉积年龄的 沉积岩)样品,通常测试3~5粒(有学者建议 5~7粒)单颗粒(Flowers et al., 2023a), 然后计算 相关颗粒的加权平均年龄,代表其(U-Th)/He冷 却年龄。但是实际样品测年结果,常出现测试单 颗粒年龄较为分散的情况,那么需要结合上述影 响年龄的因素以及其他地质限定,对数据进行分 析并排除不合理数据。Vermeesch(2010)介绍了 一种"HelioPlot"投图方法,可进行(U-Th)/He相 关数据的计算和判别,该软件具体可在 https://www. ucl.ac.uk/~ucfbpve/helioplot/下载。

#### 3 低温热年代学新方法进展

#### 3.1 裂变径迹统计方法进展

裂变径迹测年方法最大的工作量是进行径迹 密度和长度统计。当前大多数实验室依旧采用人



图10 不同[eU]含量的磷灰石(U-Th)/He 单颗粒年龄(a)(数据引自 Flowers et al., 2023b)和不同 α 剂量的锆石(U-Th)/He 封闭温度(b)(Guenthner et al., 2013)

Fig. 10 Single-grain (U-Th)/He ages of apatite with different [eU] contents (a) (data sourced from Flowers et al., 2023b) and zircon (U-Th)/He closure temperatures with different  $\alpha$  doses (b) (Guenthner et al., 2013)

	Table 2 F	air (U-In)/He reporting
数据内容		说 明
传统单颗粒溶样法		
样品号		分析样品的编号
样品基本信息		包括经纬度、高程、地区及岩性等
年龄数据		包含所有测定的单颗粒数据
	<sup>4</sup> He	单颗粒释放的 <sup>4</sup> He体积量(ncc,标准温压下)或 <sup>4</sup> He分子数(nmol/g)
	颗粒质量(m)	单颗粒矿物的质量(mg)
	F <sub>T</sub> 值	α粒子射出效应校正(Farley et al., 1996)
	U含量	单颗粒的U含量(μg/g)
	Th含量	单颗粒的Th含量(µg/g)
	Sm含量	单颗粒的Sm含量(µg/g,一般可忽略)
	[eU]	$[eU] = U + 0.238 \cdot Th + 0.001 2 \cdot Sm$ (Flowers et al., 2023b)
	未校正年龄	未经F <sub>T</sub> 校正的年龄及其误差(可忽略),可为: 1σ或2σ
	校正年龄	经过F <sub>T</sub> 校正的年龄及其误差, 1σ或2σ
	颗粒大小	单颗粒的长、宽等或等表面积与体积比的球体半径R <sub>sv</sub>
	晶体形态	单颗粒晶体的完整度: 2T.完整; 1T.一端完整; 0T.两端均不完整
<sup>4</sup> He/ <sup>3</sup> He方法		同样需要上述传统方法的数据,外加下面数据
	辐照信息	辐照实验室、条件等
	分布加热温度	°C
	分布加热温度	°C
	加热时间	s, min, h
	每步加热 <sup>3</sup> He释放量	单颗粒释放的 <sup>4</sup> He体积量(ncc,标准温压下)或 <sup>4</sup> He分子数(nmol/g)
	每步加热 <sup>⁴</sup> He释放量	单颗粒释放的 <sup>4</sup> He体积量(ncc,标准温压下)或 <sup>4</sup> He分子数(nmol/g)
	或者每步加热⁴He/³He比值	
	气体累计积累量(f)	分步加热He气体累计释放量(%)

表2 (U-Th)/He 发表数据基本组成 Table 2 Fair (U-Th)/He reporting

工统计,统计人员的熟练程度和实验态度,对于数 据误差有着巨大的影响。因此,对实验人员的培 训应有较高要求。最近十几年来,澳大利亚墨尔 本大学 Gleadow 教授领衔的课题组一直致力于自 动统计方法的开发,该团队联合 Autoscan 公司开 发了 Trackwork 和 Fasttrack 径迹统计软件,基于显 微镜拍照成像,利用径迹图像(多图层),结合径迹 光学特征,调节相关参数,可实现径迹密度的自动 统计(Gleadow et al., 2019)。该方法大大提高了径 迹的统计效率,当前已在相当多的实验室得到推 广使用,特别是国内外近年来新建的实验室大多 采用该套设备和软件。同时,由于该方法可以保 存图像以及相关统计数据,使得对比检验统计结 果更为可行和方便。但是对于径迹长度,当前依 旧尚未实现自动测量统计。

此外,最近随着人工智能技术(特别是图像识别技术)的进步,有学者尝试开展基于深度学习的 径迹自动识别技术的研究(Li et al., 2022; Ren et al., 2023),但由于训练样本不足、径迹图像特征多 变等因素,相关研究依旧还处于初步阶段,距离推 广应用尚有距离,但是无疑是未来裂变径迹测年 方法的发展趋势。对裂变径迹测年方法各个实验 步骤的进一步标准化以及自动化,将是最终实现 裂变径迹测年自动化的前提。

#### 3.2 <sup>4</sup>He/<sup>3</sup>He 测年法

如前文所述,(U-Th)/He测年精度受诸多因

华

素影响,特别是矿物内部放射元素(U、Th、Sm)及 其衰变产物(<sup>4</sup>He)的分布状态,对He扩散动力学 以及α粒子射出的 $F_{T}$ 校正均有较大影响。为解 决该问题, Shuster and Farley(2005)提出了磷灰石 <sup>4</sup>He/<sup>3</sup>He 测年法。该方法主要利用高能(约 150 MeV) 质子束轰击样品,矿物内的主量元素(如O、Si等) 在高能质子束轰击下可产生<sup>3</sup>He,这些<sup>3</sup>He 均匀地 分布在整个晶体中;然后以分步加热方式,测定 <sup>4</sup>He/<sup>3</sup>He 比值,进而可估算放射成因<sup>4</sup>He 在晶体内 的分布状态,再结合其(U-Th)/He年龄,即可揭示 该样品独特且连续的热历史信息。磷灰石 ⁴He/³He 热年代学在许多不同的研究和地质应用 中提供了有意义和可靠的低温热历史约束(Flowers and Farley, 2012; Schildgen et al., 2009)。随后, 锆石<sup>4</sup>He/<sup>3</sup>He 热年代学也被开发和完善,其温度敏 感范围为 250~90 ℃(与样品年龄、颗粒大小和时 间温度(t-T)历史等条件相关)(Brennan et al., 2020; Tripathy-Lang et al., 2015)。然而, 该方法需 要高能质子源辐照,当前绝大部分数据均是产出 于加州大学伯克利分校的 Shuster 教授领导的热 年代学实验室。最近,一些其他实验室也开展了 相关研究,如德国波茨坦大学 van der Beek 教授也 建立了该实验方法,但距该方法的广泛推广仍需 时日。

#### 3.3 激光原位微区剥蚀法

微区测年以其独特优势,一直是各种测年技 术的重点发展方向之一。早在2005年,澳大利亚 Curtin大学 Evans 教授提出使用激光原位微区剥 蚀法测定(U-Th)/He 年龄(Evans et al., 2005)。该 方法主要利用短波(如193 nm)高能激光对矿物进 行剥蚀,连接惰性气体质谱仪测定该剥蚀坑内的 <sup>4</sup>He 含量,随后再用激光器连接另一台四极杆质谱 仪对矿物中 U和 Th 含量进行原位测定。这还需 要使用共聚焦显微镜或扫描电镜对<sup>4</sup>He 分析时产 生的剥蚀坑体积进行测定。Boyce et al.(2006)利 用电子探针和二次离子探针技术原位测定了(U-Th)/He 年龄。Vermeesch(2012)提出一个更为简 单的激光原位微区剥蚀(U-Th)/He 测年法,通过 未知样与标样的对比,求得未知样的年龄。

总体而言,相较于传统单颗粒溶样法,激光微 区剥蚀技术可选择矿物颗粒的某一局部区域进行 测试,能在很大程度上减小因矿物成分不均一导 致的 F<sub>T</sub>校正误差。从分析效率上看,激光微区测 试具有省时、省力、便捷、高效的优势。然而,当 前该方法的测试精度较低,单颗粒测试年龄误差 较大 (>15%)。因此,目前该方法主要针对高 U 含量、年龄偏老的锆石开展分析,而对低 U含量、 相对年轻的矿物测试误差较大(郑德文等,2016)。 未来还有待对该方法进行进一步改进。

#### 3.4 单颗粒多测年法

质

近年来,随着相关仪器和技术的不断更新,低 温热年代学研究取得了显著进展。特别是原位分 析技术的应用,推动了单颗粒(如锆石、磷灰石) 双测年和三测年技术的不断发展与应用,如锆石、 磷灰石、榍石的 U-Pb和(U-Th)/He 双测年(Evans et al., 2015; Horne et al., 2019; Reiners et al., 2005; 吴 林, 2016)、U-Pb 和 FT 测 年(Chew and Donelick, 2012; Fedo et al., 2003), 以及单颗粒三测年技术(U-Pb、FT 和(U-Th)/He)(Danišík et al., 2010; 郑德文 等,2016)。单颗粒多测年方法的应用,可从单一 颗粒或少量样品中获得其"成岩-冷却-剥露到近 地表"整个过程的信息。特别是在盆地碎屑样品 研究中,该技术可用于精确限定其物源、物源区 的剥露历史、随后的沉积埋藏以及盆地自身的抬 升剥露过程,因而日益得到研究者的青睐(如Liet al., 2015; Malusà and Fitzgerald, 2019; Reiners et al., 2005; Xiang et al., 2019; 黄海波等, 2023)。

#### 3.5 其他矿物低温热年代学测年法

当前低温热年代学方法的主流测年矿物主要 为分布较为广泛的锆石和磷灰石,但其他含U、 Th矿物因具有独特的应用性,其相关热年代学方 法也不断得到开发、建立。例如,萤石、榍石、金 红石、赤铁矿、针铁矿、磁铁矿、黄铁矿等矿物的 (U-Th)/He方法,可以为相关矿床的成矿时代提 供很好的约束(陈玉柳等,2024;黄小文等,2024)。 而对于裂变径迹方法,近年来独居石矿物日益受 到关注,其封闭温度约束为45~25℃(Jones et al., 2019),应是当前部分退火温度最低的方法之一, 在地貌演化以及古野火历史等方面均有较大的应 用潜力。

#### 4 数据分析和模拟方法

一般情况下,低温热年代学实验获取的数据

仅反映矿物的表观冷却年龄。虽然可以基于高程 与年龄的关系估算地区的剥露速率,但地形扰动 引发的地温场变化往往会造成估计剥露速率出现 偏差(Braun et al., 2012; 李广伟, 2021)。因此, 最 好利用数值软件进行热历史反演模拟,确定其矿 物所经历的热演化历史,进而根据其冷却或加热 速率变化,并结合相应的地质条件限定,来探讨其 代表的具体地质过程。目前,常用的热历史反演 工具包括二维软件 HeFTy(Ketcham et al., 2015)和 QTQt(Gallagher, 2012), 以及三维的 Pecube 模拟 (Braun et al., 2012)。其中, HeFTy 是由美国德克 萨斯大学奥斯汀分校的 Ketcham 教授开发的 Windows系统软件,而QTQt是由法国雷恩第一大学 的 Gallagher 教授在 Mac 和 Windows 双平台开发 的热历史模拟软件(图 11)。两款软件在模拟边界 条件设定和热退火模型方面基本相似,但二者计 算模拟所使用的算法有所不同。HeFTy采用的是随机蒙特卡罗算法,而QTQt则是利用贝叶斯马尔科夫链蒙特卡洛(MCMC)方法。两款软件均主要针对单样品的热历史模拟,同时其最新版也均可对连续高程剖面的多样品进行热历史模拟。两款软件算法差异导致软件性能各有优劣:HeFTy面对大规模或高精度数据集时,可能会出现"崩溃"(长时间运算不出结果);QTQt则不存在这个问题,随着样本数量的增加,其搜索结果愈加集中于可信区间内。但需注意,若缺乏其他地质约束条件,QTQt也可能会出现非合理结果。关于两种方法的详细比较,可参考Vermeesch and Tian(2014)的综述文章。

三维 Pecube 模拟是基于有限元方法求解三 维热传导方程, 探究地形演化和构造活动对地壳/ 岩石圈温度场的影响(Braun et al., 2012; 图 12)。



图11 基于低温热年代学数据利用 HeFTy(a)和 QTQt(b)软件的热历史反演结果(数据引自 Li et al., 2017, 藏南白垩纪日 喀则弧前盆地)

Fig. 11 Thermal history inversion results based on low-temperature thermochronological data using HeFTy (a) and QTQt (b) softwares (data sourced from Li et al., 2017, samples collected from the Cretaceous forearc basin in Xigaze, South Tibet)



(a).雅鲁藏布江东段河谷 Pecube 构造地貌建模和运动场图;(b).雅鲁藏布江东段河谷观测的低温热年代学年龄与 Pecube 预测的年龄 比较图

图12 基于低温热年代学数据利用 Pecube 反演的构造地貌演化模式图(数据引自 Cai et al., 2023)

Fig. 12 Inversion modelling of tectonic geomorphological evolution based on low-temperature thermochronology data using Pecube (data sourced from Cai et al., 2023)

该模拟方法通过设置不同的构造或者地貌演化情 景,将其转化成基岩冷却历史,进而模拟低温热年 代学数据。该软件的设计是基于混合欧拉-拉格 朗日算法,在垂直方向进行高频率的插值,计算出 地壳三维地温场,目的是探究地形随着时间的改 变对低温热年代学数据集的影响。该模型可以反 演岩石矿物颗粒从地下深部至地表的时间-温度 变化历史,并可预测样品颗粒在不同温度体系下 的低温热年代学年龄(Braun et al., 2012)。最近十 几年来,随着 Pecube 模型使用范围的扩大以及对 不同构造地貌问题的处理,研究人员又将贝叶斯 邻域算法耦合在模型中(Sambridge, 1999a, 1999b), 其目的是通过不断的反演迭代,寻找最优解来评 估岩石剥露速率和地形演化历史(Braun et al., 2012)。除此之外,也有不少学者开始利用人工智 能(AI)深度学习算法开展相关模拟,例如 Jiao et al.(2024)利用信息神经网络(PINNs)方法代替有 限元方法来估算构造抬升过程中地壳的热演化和 地貌演化过程。

随着热年代学应用愈发广泛,相关数据不断 地积累,对区域大数据解析的需求显著增加,因此, 多种相关分析软件也相继开发。Fox et al.(2013) 编写了一种反演程序(GLIDE),可将热年代学数 据集转化为区域剥蚀速率。该方法基于高斯线性 算法,通过假设剥蚀速率与热年代学年龄存在线 性关系,将剥蚀速率参数化为时间和空间的变量, 那么"封闭等温线"的深度可描述为冷却年龄到 现今的剥蚀速率的积分。故此利用区域已有的热 年代学数据,可计算该区域剥蚀速率的时空变化。 尽管该方法非常实用,但是在实际计算时,并未考 虑空间分布的热年代学数据可能经历了差异性的 热历史(Schildgen et al., 2018); 此外, 该算法计算 剥蚀速率更多依赖于先验值和地温假设。Tian et al.(2024)利用热年代学数据-高程关系(AER)结合 现代地温梯度,基于 Matlab 平台开发新代码,部分 解决了地温梯度的问题,可利用区域基岩和碎屑 样品的低温热年代学数据对研究区开展热历史和 剥露历史反演,但该方法更多适用于存在高差的 小区域(流域)范围。随后, van der Beek 等人开发 了 Age2exhume 代码(matlab 和 python 版本)(van der Beek and Schildgen, 2023),该方法是基于垂直 剥蚀路径和稳定地形的假设,通过计算特定热年

代学系统的年龄来推导剥蚀速率。相比前几种算法, Age2exhume 可以快速分析多个热年代学系统的庞大数据集, 限定百万年时间尺度岩体剥蚀的空间模式, 从而为研究造山带地貌演变的动力机制提供线索。

此外, Braun et al.(2018)开发了利用现代河沙 碎屑热年代学数据计算源区流域内的百万年尺度 相对侵蚀速率的方法; Gallagher and Parra(2020)也 报道了利用碎屑热年代学数据反演源区抬升-剥 蚀历史的方法。随着这些技术和方法的不断开发 和完善,它们将为低温热年代学数据的精准解释 提供更好的工具,并为其在基础地学和生产中的 应用创造有利条件。

#### 5 小结与展望

近年来,低温热年代学方法(包括裂变径迹和 (U-Th)/He测年等)得到了长足的发展,特别是原 位微区分析(如LA-ICP-MS)和人工智能深度学习 算法等技术的应用,使其分析精度、分析效率不 断提高,这也是低温热年代学方法未来发展的主 要方向。以磷灰石裂变径迹方法为例,尽管其技 术体系已较为成熟,但当前实验室之间依旧存在 实验数据质量、流程等方面的差异,有待相关同 行专家协商制定统一的技术标准并推动行业遵循 (如 Kohn et al., 2024)。同时,由于我国低温热年 代学研究起步相对较晚,在新型实验室技术开发 方面明显落后于国外实验室,这需要科研人员共 同努力,更多投入到实验技术开发的研究中。目 前,国内相关实验技术的开发存在不少制约。例 如,<sup>4</sup>He/<sup>3</sup>He测年法需要质子源辐照,虽然国内也 有相关大型加速器(如已建、在建的大型加速器 中心和若干肿瘤治疗中心),但是实验室需要与设 施管理方之间开展大量的协调工作,导致技术应 用效率受限。同时,由于最近几年国际地缘政治 环境复杂多变,(U-Th)/He测年以及铀系不平衡 测年等方法中测定 U、Th 同位素所需的稀释剂基 本面临国际禁运,这为未来5~10年相关实验室 的运行带来了挑战,这一问题亟需国内同行思考 和解决。

综上所述,低温热年代学方法应用日益广泛, 涵盖基础地质演化(如造山带演化、断裂活动、盆 地演化等)、地貌演化、矿体剥露-保存、油气成藏-储集过程等方面(详见后续文章)。随着各领域对 该方法的依赖程度不断提升,其应用需求将持续 增强,这将给低温热年代学的未来发展带来更多 的挑战和机遇。

**致谢**:感谢审稿人及《华东地质》主编、编辑对本文提出的宝贵意见!

#### References

- BENDER M L. 1973. Helium-uranium dating of corals[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37(5): 1229-1247.
- BOYCE J W, HODGES K V, OLSZEWSKI W J, JERCI-NOVIC M J, CARPENTER B D, REINERS P W. 2006. Laser microprobe (U-Th)/He geochronology[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70(12): 3031-3039.
- BRAUN J, GEMIGNANI L, VAN DER BEEK P. 2018. Extracting information on the spatial variability in erosion rate stored in detrital cooling age distributions in river sands[J]. Earth Surface Dynamics, 6(1): 257-270.
- BRAUN J, VAN DER BEEK P, VALLA P, ROBERT X, HER-MAN F, GLOTZBACH C, PEDERSEN V, PERRY C, SI-MON-LABRIC T, PRIGENT C. 2012. Quantifying rates of landscape evolution and tectonic processes by thermochronology and numerical modeling of crustal heat transport using PECUBE[J]. Tectonophysics, 524-525: 1-28.
- BRENNAN C J, STOCKLI D F, PATTERSON D B. 2020. Zircon <sup>4</sup>He/<sup>3</sup>He fractional loss step-heating and characterization of parent nuclide distribution[J]. Chemical Geology, 549: 119692.
- BROWN R W, BEUCHER R, ROPER S, PERSANO C, STU-ART F, FITZGERALD P. 2013. Natural age dispersion arising from the analysis of broken crystals. Part I: Theoretical basis and implications for the apatite (U-Th)/He thermochronometer[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 122: 478-497.
- BURTNER R L, NIGRINI A, DONELICK R A. 1994. Thermochronology of Lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming thrust belt[J]. AAPG bulletin, 78(10): 1613-1636.
- CAI D X, WANG X Y, LI G W, JIAO R H, KOHN B, ZHU W B, DE GRAVE J, LU H Y. 2023. Fault systems impede incision of the Yarlung river into the Tibetan plateau[J]. Communications Earth & Environment, 4(1): 200.
- CARLSON W D, DONELICK R A, KETCHAM R A. 1999.

Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results[J]. American Mineralogist, 84(9): 1213-1223.

- CHEN Y L, DING R X, SUN Z, LU S C. 2024. Advancements in(U-Th)/He thermochronology of new minerals[J]. Advances in Earth Science, 39(4): 357-373 (in Chinese with English abstract).
- CHEW D M, DONELICK R A. 2012. Combined apatite fission track and U-Pb dating by LA-ICPMS[C]//EGU General Assembly Conference Abstracts. Washington: EGU, 2012: 1192.
- CHEW D M, SPIKINGS R A. 2015. Geochronology and thermochronology using apatite: time and temperature, lower crust to surface[J]. Elements, 11(3): 189-194.
- COGNÉ N, GALLAGHER K. 2021. Some comments on the effect of uranium zonation on fission track dating by LA-ICP-MS[J]. Chemical Geology, 573: 120226.
- COX R, KOSLER J, SYLVESTER P, HODYCH J. 2000. Apatite fission-track (FT) dating by LAM-ICO-MS analysis[C]//Goldschmidt Conference. Oxford: Cambridge University Press, 322.
- DANIŠÍK M, PFAFF K, EVANS N J, MANOLOUKOS C, STAUDE S, MCDONALD B J, MARKL G. 2010. Tectonothermal history of the Schwarzwald Ore District (Germany): an apatite triple dating approach[J]. Chemical Geology, 278(1-2): 58-69.
- DODSON M H. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 40(3): 259-274.
- DONELICK R A, KETCHAM R A, CARLSON W D. 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects[J]. American Mineralogist, 84(9): 1224-1234.
- DONELICK R A, MILLER D S. 1991. Enhanced TINT fission track densities in low spontaneous track density apatites using <sup>252</sup>Cf-derived fission fragment tracks: A model and experimental observations[J]. International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 18(3): 301-307.
- DONELICK R A, O'SULLIVAN P B, KETCHAM R A. 2005. Apatite fission-track analysis[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58(1): 49-94.
- EVANS N J, BYRNE J P, KEEGAN J T, DOTTER L E. 2005. Determination of uranium and thorium in zircon, apatite, and fluorite: Application to laser (U-Th)/He thermochronology[J]. Journal of Analytical Chemistry, 60(12): 1159-1165.

- EVANS N J, MCINNES B I A, MCDONALD B, DANIŠÍK M, BECKER T, VERMEESCH P, SHELLEY M, MARILLO-SIALER E, PATTERSON D B. 2015. An *in situ* technique for (U-Th-Sm)/He and U-Pb double dating[J]. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 30(7): 1636-1645.
- FANALE F P, SCHAEFFER O A. 1965. Helium-uranium ratios for Pleistocene and tertiary fossil aragonites[J]. Science, 149(3681): 312-317.
- FARLEY K A. 2000. Helium diffusion from apatite: general behavior as illustrated by Durango fluorapatite[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105(B2): 2903-2914.
- FARLEY K A, FLOWERS R M. 2012. (U-Th)/Ne and multidomain (U-Th)/He systematics of a hydrothermal hematite from eastern Grand Canyon[J]. Earth and Planetary Science Letters, 359-360; 131-140.
- FARLEY K A, SHUSTER D L, KETCHAM R A. 2011. U and Th zonation in apatite observed by laser ablation ICPMS, and implications for the (U-Th)/He system[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 75(16): 4515-4530.
- FARLEY K A, STOCKLI D F. 2002. (U-Th)/He dating of phosphates: apatite, monazite, and xenotime[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 48(1): 559-577.
- FARLEY K A, WOLF R A, SILVER L T. 1996. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60(21): 4223-4229.
- FEDO C M, SIRCOMBE K N, RAINBIRD R H. 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record [J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53(1): 277-303.
- FERREIRA M P, MACEDO R, COSTA V, REYNOLDS J H, RILEY JR J E, ROWE M W. 1975. Rare-gas dating, II. Attempted uranium-helium dating of young volcanic rocks from the Madeira Archipelago[J]. Earth and Planetary Science Letters, 25(2): 142-150.
- FLEROV G N, PETRJAK K A. 1940. Spontaneous fission of uranium[J]. Physical Review, 58(1): 89.
- FLOWERS R M, FARLEY K A. 2012. Apatite <sup>4</sup>He/<sup>3</sup>He and (U-Th)/He evidence for an ancient Grand Canyon [J]. Science, 338(6114): 1616-1619.
- FLOWERS R M, KETCHAM R A, ENKELMANN E, GAU-THERON C, REINERS P W, METCALF J R, DANIŠÍK M, STOCKLI D F, BROWN R W. 2023a. (U-Th)/He chronology: Part 2. Considerations for evaluating, integrating, and interpreting conventional individual aliquot data[J]. GSA Bulletin, 135(1-2): 137-161.
- FLOWERS R M, WERNICKE B P, FARLEY K A. 2008. Unroofing, incision, and uplift history of the southwestern Col-

orado Plateau from apatite (U-Th)/He thermochronometry[J]. Geological Society of America Bulletin, 120(5-6): 571-587.

- FLOWERS R M, ZEITLER P K, DANIŠÍK M, REINERS P W, GAUTHERON C, KETCHAM R A, METCALF J R, STOCKLI D F, ENKELMANN E, BROWN R W. 2023b. (U-Th)/He chronology: Part 1. Data, uncertainty, and reporting[J]. Bulletin of the Geological Society of America, 135(1-2): 104-136.
- FOX M, HERMAN F, WILLETT S D, MAY D A. 2013. A linear inversion method to infer exhumation rates in space and time from thermochronometric data[J]. Earth Surface Dynamics Discussions, 2(1): 207-259.
- GALBRAITH R F. 2005. Statistics for fission track analysis[M]. Boca Raton: Chapman & Hall/CRC, 1-219.
- GALLAGHER K. 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B2): B02408.
- GALLAGHER K, PARRA M. 2020. A new approach to thermal history modelling with detrital low temperature thermochronological data[J]. Earth and Planetary Science Letters, 529: 115872.
- GAUTHERON C, BARBARAND J, KETCHAM R A, TAS-SAN-GOT L, VAN DER BEEK P, PAGEL M, PINNA-JAMME R, COUFFIGNAL F, FIALIN M. 2013. Chemical influence on α-recoil damage annealing in apatite: implications for (U-Th)/He dating[J]. Chemical Geology, 351: 257-267.
- GLEADOW A J W, BELTON D X, KOHN B P, BROWN R W. 2002. Fission track dating of phosphate minerals and the thermochronology of apatite[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 48(1): 579-630.
- GLEADOW A J W, GLEADOW S J, BELTON D X, KOHN B P, KROCHMAL M S, BROWN R W. 2009. Coincidence mapping a key strategy for automated counting in fission track dating[M]//LISKER F, VENTURA B, GLASMACH-ER U A. Thermochronological methods: from palaeotemperature constraints to landscape evolution models. London: Geological Society of London, 25-36.
- GLEADOW A, HARRISON M, KOHN B, LUGO-ZAZUETA R, PHILLIPS D. 2015. The fish canyon tuff: a new look at an old low-temperature thermochronology standard[J]. Earth and Planetary Science Letters, 424; 95-108.
- GLEADOW A, KOHN B, SEILER C. 2019. The future of fission-track thermochronology [M]//MALUSÀ M G, FITZG-ERALD P G. Fission-track thermochronology and its appli-

cation to geology. Cham: Springer, 77-92.

- GUENTHNER W R, REINERS P W, KETCHAM R A, NAS-DALA L, GIESTER G. 2013. Helium diffusion in natural zircon: radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-Th)/He thermochronology[J]. American Journal of Science, 313(3): 145-198.
- HASEBE N, BARBARAND J, JARVIS K, CARTER A, HUR-FORD A J. 2004. Apatite fission-track chronometry using laser ablation ICP-MS[J]. Chemical Geology, 207(3-4): 135-145.
- HASEBE N, TAMURA A, ARAI S. 2013. Zeta equivalent fission-track dating using LA-ICP-MS and examples with simultaneous U-Pb dating[J]. Island Arc, 22(3): 280-291.
- HOLDEN N E, HOFFMAN D C. 2000. Spontaneous fission half-lives for ground-state nuclide (Technical report)[J].Pure and Applied Chemistry, 72(8): 1525-1562.
- HORNE A M, VAN SOEST M C, HODGES K V. 2019. U/Pb and (U-Th-Sm)/He "double" dating of detrital apatite by laser ablation: a critical evaluation[J]. Chemical Geology, 506: 40-50.
- HOUSE M A, WERNICKE B P, FARLEY K A. 2001. Paleogeomorphology of the Sierra Nevada, California, from (U-TH)/He ages in apatite[J]. American Journal of Science, 301(2): 77-102.
- HUANG X W, MENG Y M, QI L, ZHOU M F, GAO J F, TAN H M R, XIE H, TAN M, YANG Z S, GAO Y H, ZHANG X. 2024. Magnetite: research methods and applications to ore deposit research[J]. East China Geology, 45(1): 1-15 (in Chinese with English abstract).
- HUANG H B, YUAN J, LING B, BAI X, LI M J, LIU J K. 2023. Technical development of arc-emission spectroscopy and its application in geological sample analysis[J]. East China Geology, 44(1): 103-117 (in Chinese with English abstract).
- HURFORD A J. 2019. An historical perspective on fissiontrack thermochronology [M]//MALUSÀ M G, FITZGER-ALD P G. Fission-track thermochronology and its application to geology. Cham: Springer, 3-23.
- HURLEY P M. 1954. The helium age method and the distribution and migration of helium in rocks [M]. New York: Wiley, Nuclear Geology, 301-329.
- JIAO R H, CAI S Z, BRAUN J. 2024. Solving crustal heat transfer for thermochronology using physics-informed neural networks[J]. Geochronology, 6(2): 227-245.
- JONES S, GLEADOW A, KOHN B, REDDY S M. 2019. Etching of fission tracks in monazite: An experimental study [J]. Terra Nova, 31(3): 179-188.

- KETCHAM R A. 2019. Fission-track annealing: from geologic observations to thermal history modeling[M]//MALUSÀ M G, FITZGERALD P G. Fission-track thermochronology and its application to geology. Cham: Springer, 49-75.
- KETCHAM R A, CARTER A, HURFORD A J. 2015. Interlaboratory comparison of fission track confined length and etch figure measurements in apatite[J]. American Mineralogist, 100(7): 1452-1468.
- KETCHAM R A, DONELICK R A, CARLSON W D. 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales[J]. American Mineralogist, 84(9): 1235-1255.
- KETCHAM R A, GAUTHERON C, TASSAN-GOT L. 2011. Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U-Th-Sm)/He geochronology: refinement of the baseline case[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 75(24): 7779-7791.
- KOHN B, CHUNG L, GLEADOW A. 2019. Fission-track analysis: field collection, sample preparation and data acquisition[M]//MALUSÀ M G, FITZGERALD P G. Fission-Track Thermochronology and Its Application to Geology. Cham: Springer, 25-48.
- KOHN B P, GLEADOW A J W, BROWN R W, GAL-LAGHER K, O'SULLIVAN P B, FOSTER D A. 2002. Shaping the Australian crust over the last 300 million years: insights from fission track thermotectonic imaging and denudation studies of key terranes[J]. Australian Journal of Earth Sciences, 49(4): 697-717.
- KOHN B P, KETCHAM R A, VERMEESCH P, BOONE S C, HASEBE N, CHEW D, BERNET M, CHUNG L, DANIŠÍK M, GLEADOW A J W. 2024. Interpreting and reporting fission-track chronological data[J]. GSA Bulletin, 136(9-10): 3891-3920.
- LI G W. 2021. A brief review of key issues in tectonic geomorphology and low temperature thermochronology applications[J]. Acta Geologica Sinica, 95(1): 214-226 (in Chinese with English abstract).
- LI G W, KOHN B, SANDIFORD M, XU Z Q. 2017. India-Asia convergence: Insights from burial and exhumation of the Xigaze fore-arc basin, south Tibet[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 122(5): 3430-3449.
- LI G W, KOHN B, SANDIFORD M, XU Z Q, WEI L J. 2015. Constraining the age of Liuqu Conglomerate, southern Tibet: implications for evolution of the India–Asia collision zone[J]. Earth and Planetary Science Letters, 426: 259-266.
- LI R Y, XU Z Y, SU C, YANG R. 2022. Automatic identification of semi-tracks on apatite and mica using a deep learn-

ing method[J]. Computers & Geosciences, 162: 105081.

- LI C P, ZHENG D W, ZHOU R J, YU J X, WANG Y Z, PANG J Z, WANG Y, HAO Y Q, LI Y J. 2021. Late Oligocene tectonic uplift of the East Kunlun Shan: expansion of the northeastern Tibetan Plateau[J]. Geophysical Research Letters, 48(3): e2020GL091281.
- MALUSÀ M G, FITZGERALD P G. 2019. Fission-track thermochronology and its application to geology[M]. Cham: Springer, 1-393.
- MBONGO DJIMBI D, GAUTHERON C, ROQUES J, TAS-SAN-GOT L, GERIN C, SIMONI E. 2015. Impact of apatite chemical composition on (U-Th)/He thermochronometry: An atomistic point of view[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 167: 162-176.
- PRICE P B, WALKER R M. 1962. Observation of fossil particle tracks in natural micas[J]. Nature, 196(4856): 732-734.
- PRICE P B, WALKER R M. 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals[J]. Journal of Geophysical Research, 68(16): 4847-4862.
- RAHN M K, BRANDON M T, BATT G E, GARVER J I. 2004. A zero-damage model for fission-track annealing in zircon[J]. American Mineralogist, 89(4): 473-484.
- REINERS P W, CAMPBELL I H, NICOLESCU S, ALLEN C M, HOURIGAN J K, GARVER J I, MATTINSON J M, COWAN D S. 2005. (U-Th)/(He-Pb) double dating of detrital zircons[J]. American Journal of Science, 305(4): 259-311.
- REINERS P W, CARLSON R W, RENNE P R, COOPER K M, GRANGER D E, MCLEAN N M, SCHOENE B. 2018. Geochronology and thermochronology[M]. Hoboken: John Wiley & Sons Ltd., 1-491.
- REINERS P W, EHLERS T A. 2005. Low-temperature thermochronology: techniques, interpretations, and applications[M]. Chantilly: Mineralogical Society of America, 1-622.
- REINERS P W, FARLEY K A. 1999. Helium diffusion and (U-Th)/He thermochronometry of titanite[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(22): 3845-3859.
- REINERS P W, FARLEY K A. 2001. Influence of crystal size on apatite (U-Th)/He thermochronology: an example from the Bighorn Mountains, Wyoming[J]. Earth and Planetary Science Letters, 188(3-4): 413-420.
- REINERS P W, FARLEY K A, HICKES H J. 2002. He diffusion and (U-Th)/He thermochronometry of zircon: initial results from Fish Canyon Tuff and Gold Butte[J]. Tectono-physics, 349(1-4): 297-308.

REN Z T, LI S C, XIAO P, YANG X P, WANG H T. 2023. Ar-

tificial intelligent identification of apatite fission tracks based on machine learning [J]. Machine Learning: Science and Technology, 4(4): 045039.

- RUTHERFORD E. 1906. Radioactive transformations[M]. Vol. 3. New York: C. Scribner's Sons, 5, 1-34.
- SAMBRIDGE M. 1999a. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space[J]. Geophysical Journal International, 138(2): 479-494.
- SAMBRIDGE M. 1999b. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—II. Appraising the ensemble[J]. Geophysical Journal International, 138(3): 727-746.
- SCHILDGEN T F, EHLERS T A, WHIPP JR D M, VAN SOEST M C, WHIPPLE K X, HODGES K V. 2009. Quantifying canyon incision and Andean Plateau surface uplift, southwest Peru: A thermochronometer and numerical modeling approach[J]. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 114(F4): F04014.
- SCHILDGEN T F, VAN DER BEEK P A, SINCLAIR H D, THIEDE R C. 2018. Spatial correlation bias in late-Cenozoic erosion histories derived from thermochronology[J]. Nature, 559(7712): 89-93.
- SCHNEIDER D A, ISSLER D R. 2019. Application of lowtemperature thermochronology to hydrocarbon exploration[M]//MALUSÀ M G, FITZGERALD P G. Fission-Track Thermochronology and Its Application to Geology. Cham: Springer, 315-333
- SEILER C, BOONE S C, KOHN B P, GLEADOW A J W. 2023. A grain-by-grain comparison of apatite fission-track analysis by LA-ICP-MS and the external detector method[J]. Chemical Geology, 635: 121623.
- SHUSTER D L, FARLEY K A. 2005. <sup>4</sup>He/<sup>3</sup>He thermochronometry: theory, practice, and potential complications[J]. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 58(1): 181-203.
- SILK E C H, BARNES R S. 1959. Examination of fission fragment tracks with an electron microscope[J]. Philosophical Magazine, 4(44): 970-972.
- SVOJTKA M, KOŠLER J. 2002. Fission-track dating of zircon by laser ablation ICPMS[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66(15A): A756.
- TAGAMI T, O'SULLIVAN P B. 2005. Fundamentals of fission-track thermochronology[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58(1): 19-47.
- TIAN Y T, PAN L L, ZHANG G H, YAO X B. 2024. An efficient approach for inverting rock exhumation from thermochronologic age–elevation relationship[J]. Earth Surface Dynamics, 12(2): 477-492.
- TRIPATHY-LANG A, FOX M, SHUSTER D L. 2015. Zircon

<sup>4</sup>He/<sup>3</sup>He thermochronometry[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 166; 1-14.

- VAN DER BEEK P, SCHILDGEN T F. 2023. Short communication: age2exhume – a MATLAB/Python script to calculate steady-state vertical exhumation rates from thermochronometric ages and application to the Himalaya[J]. Geochronology, 5(1): 35-49.
- VERMEESCH P. 2009. RadialPlotter: a Java application for fission track, luminescence and other radial plots[J]. Radiation Measurements, 44(4): 409-410.
- VERMEESCH P. 2010. HelioPlot, and the treatment of overdispersed (U-Th-Sm)/He data[J]. Chemical Geology, 271(3-4): 108-111.
- VERMEESCH P. 2012. On the visualisation of detrital age distributions [J]. Chemical Geology, 312-313; 190-194.
- VERMEESCH P, TIAN Y T. 2014. Thermal history modelling: HeFTy vs. QTQt[J]. Earth-Science Reviews, 139: 279-290.
- WAGNER G A, STORZER D. 1972. Fission track length reductions in minerals and the thermal history of rocks[J]. Transactions of the American Nuclear Society, 15(1): 127-128.
- WAGNER G A, VAN DEN HAUTE P. 1992. Fission-track dating method [M]//WAGNER G A, HAUTE P. Fission-track dating. Dordrecht: Springer, 59-94.
- WOLF R A, FARLEY K A, SILVER L T. 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60(21): 4231-4240.
- WU L, WANG F, SHAN J N, ZHANG W B, SHI W B, FENG H L. 2016. (U-Th)/He dating of international standard Durango apatite[J]. Acta Petrologica Sinica, 32(6): 1891-1900 (in Chinese with English abstract).
- XIANG D F, ZHANG Z Y, XIAO W J, ZHU W B, ZHENG D W, LI G W, ZHENG B H, SONG D F, HAN C M, PANG J Z. 2019. Episodic Meso-Cenozoic denudation of Chinese Tianshan: evidence from detrital apatite fission track and zircon U-Pb data, southern Junggar Basin margin, NW China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 175: 199-212.
- YOUNG D A. 1958. Etching of radiation damage in lithium

fluoride[J]. Nature, 182(4632): 375-377.

- ZEITLER P K. 2020. U-Th/He dating [M]//RINK W J, THO-MPSON J. Encyclopedia of Scientific Dating Methods. Dordrecht: Springer, 1-14.
- ZEITLER P K, HERCZEG A L, MCDOUGALL I, HONDA M. 1987. U-Th-He dating of apatite: a potential thermochronometer[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51(10): 2865-2868.
- ZHENG D W, WU Y, PANG J Z, LI Y J, WANG Y Z, MA Y, YU J X, WANG Y. 2016, Fundamentals, dating and application of U-Th/He thermochronology[J]. Quaternary Sciences, 36(5): 1027-1036 (in Chinese with English abstract).
- ZHOU Z Y. 2014. Low temperature thermochronology: principles & applications[M]. Beijing: Science Press, 1-230 (in Chinese).
- ZIEGLER J F. 2008. SRIM: The stopping range of ions in matter[R]. Annapolis: United States Naval Academy.

#### 附中文参考文献

- 陈玉柳, 丁汝鑫, 孙转, 卢胜城. 2024. 新矿物 (U-Th)/He 年代 学的研究进展[J]. 地球科学进展, 39(4): 357-373.
- 黄小文, 孟郁苗, 漆亮, 周美夫, 高剑峰, 谭侯铭睿, 谢欢, 谭 茂, 杨志爽, 高英辉, 张鑫. 2024. 磁铁矿: 研究方法与矿床 学应用[J]. 华东地质, 45(1): 1-15.
- 黄海波, 袁静, 凌波, 白晓, 李民敬, 刘建坤. 2023. 电弧发射光 谱技术发展及其在地质领域的应用[J]. 华东地质, 44(1): 103-117.
- 李广伟. 2021. 构造地貌与低温热年代学若干问题探讨[J]. 地质学报, 95(1): 214-226.
- 吴林, 王非, 单竞男, 张炜斌, 师文贝, 冯慧乐. 2016. 国际标 样 Durango 磷灰石 (U-Th)/He 年龄测定[J]. 岩石学报, 32(6): 1891-1900.
- 郑德文, 武颖, 庞建章, 李又娟, 王一舟, 马严, 俞晶星, 王英. 2016. U-Th/He 热年代学原理、测试及应用[J]. 第四纪研 究, 36(5): 1027-1036.
- 周祖翼. 2014. 低温年代学: 原理与应用[M]. 北京: 科学出版 社, 1-230.

#### Low-temperature thermochronology methodology and applications (Part 1)

LI Guangwei<sup>1</sup>, CAI Dongxu<sup>1</sup>, LI Xinwei<sup>1</sup>, YANG Yifan<sup>1</sup>, LI Xiaoya<sup>2</sup>, HE Zhijun<sup>1</sup>

(1. State Key Laboratory of Critical Material Cycles and Mineralization, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, Jiangsu, China; 2. School of Geographic and Oceanographic Sciences, Nanjing University, Nanjing 210023, Jiangsu, China)

Abstract: Low-temperature thermochronology methods refer to radiometric dating techniques with partial annealing/retention zones (closure temperatures) below 300 °C. These methods can quantitatively determine the temperature history experienced by minerals/rocks in the upper crust during geological process, reconstruct the thermal evolution of geological bodies, hence have been widely applied in the fields of basic geology, ore geology, oil and gas basins, geomorphology, and planetary science. The main methods include fission track and (U-Th)/He dating techniques. This paper briefly reviews the development process, principles, experimental techniques, and basic data composition of the two dating methods, and discusses the factors affecting the accuracy of these dating methods as well as the research progress of the new low-temperature thermochronology methods. Low-temperature thermochronology data usually need to be combined with geological constraints and interpreted by numerical modeling, and in the final part of the article, we briefly describe the commonly used numerical simulation tools in thermochronology. The application of these methods can deepen our understanding on geological processes and geomorphic evolution.

Key words: low-temperature thermochronology; fission track; (U-Th)/He dating; thermal history modelling