

周祖翼 编著

LOW TEMPERATURE
THERMOCHRONOLOGY:
PRINCIPLES & APPLICATIONS

低温年代学:
原理与应用



科学出版社

低温年代学：原理与应用

Low Temperature Thermochronology:
Principles & Applications

周祖翼 编著

科学出版社

北 京

内 容 简 介

低温年代学已被广泛应用于造山带剥露、地形地貌以及沉积盆地演化等研究中。同济大学盆地与造山带研究小组是国内较早开展低温年代学研究的团队之一,本书结合该研究小组十余年来在裂变径迹和(U-Th)/He 研究领域研究成果,系统介绍了低温年代学的原理、方法及其在有关领域的应用。

全书共分 9 章,按内容可分为三部分:第一部分,深入介绍低温年代学有关测试方法,特别是(U-Th)/He 年代学的原理、方法;第二部分,对低温年代学在造山带抬升剥露、盆地分析与盆山耦合以及古地形恢复等研究领域的应用进行综述,其中反映了各领域的基本知识以及国际研究前沿的成果;第三部分,介绍研究小组在天山、大巴山、大别等造山带所取得的研究成果。

本书由不同研究者合作完成,在保证全书系统性的同时,各章节内容相对独立。本书可供高等院校和科研单位的同行做教学或研究的参考用书。

图书在版编目(CIP)数据

低温年代学:原理与应用 / 周祖翼编著. —北京:
科学出版社, 2014. 9

ISBN 978-7-03-040951-5

I. ①低… II. ①周… III. ①低温—地质年代学—研究 IV. ①P533

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2014)第 121981 号

责任编辑:许 健 韩 芳 / 封面设计:殷 靓
责任印制:谭宏宇

科学出版社 出版

北京东黄城根北街 16 号

邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

南京展望文化发展有限公司排版

江苏凤凰数码印务有限公司印刷

科学出版社出版 各地新华书店经销

*

2014 年 9 月第 一 版 开本:787×1092 1/16

2014 年 9 月第一次印刷 印张:15

字数:332 000

定价:98.00 元

低温年代学定年体系是根据岩石矿物中放射性元素的衰变或裂变产物(如子体同位素或裂变损伤即裂变径迹)在矿物晶体内的产出和累积来标定岩石样品的热年龄,即定量确定岩石和矿物在地质历史某一时间或某些时间点所经历的温度,进而重建所在地质体所经历过的热演化历史。最近十来年,以(U-Th)/He 为代表的低温年代学方法已经逐渐成为一个成熟的方法,由于其封闭温度较低,如磷灰石(U-Th)/He 的封闭温度可达 70°左右,能灵敏地反映浅部地壳变化过程与地表条件的影响,使该方法能够用于研究其他同位素方法所无法奏效的地壳浅层所经历的冷却和升温事件,包括定量确定地壳浅部所经历的热事件、侵蚀事件的时间、幅度、速率及空间分布特征,因此,低温年代学体系最近几年越来越多地被应用于量化的造山带剥露、地形地貌以及沉积盆地的演化研究中。

本人对低温年代学的兴趣始于 1993 年 10 月,当时我在牛津大学参加盆地反转国际会议,第一次了解到澳大利亚学者应用磷灰石裂变径迹方法对沉积盆地进行抬升剥蚀程度的定量估计,但当时我的研究兴趣主要在反转构造的几何学研究上,在运动学方面的研究、特别是定量研究方面限于当时的研究条件而没有给予更多的关注。1997 年我在瑞士苏黎世联邦高等理工学院(ETH)进行学术访问,ETH 的地质系正好有一个裂变径迹实验室,为我提供了一个极好的学习和研究的机会。为期一年的访问期间,我以采自苏北盆地的近 20 个样品为对象,分别进行了磷灰石和锆石的裂变径迹测试。除了辐照这一环节,从钻孔样品的采集、磷灰石和锆石矿物的分选、样品的抛光、蚀刻、制样到显微镜下对径迹的观察统计,均在 Diane Seward 博士的悉心指导下,由自己亲自完成。在测试来自国内的样品之前,我在该实验室还对 15 个标准样品进行了严格的测试,确定了自己的 Zeta 值。1998 年底,我重返该实验室,利用一个月时间对东海的样品进行了测试。通过对这些样品的测试和分析,使自己迈入了裂变径迹年代学这一领域。回国以后,由于当时缺乏建设裂变径迹实验室的经费,我们采取与国外实验室合作的方式进行研究,除了继续和 ETH 的 Seward 博士进行合作以外,还先后和美国 Donelick 实验室、比利时根特大学及法国里尔大学的裂变径迹实验室进行合作。这种合作以我们自己在对方实验室完成样品测试的方式进行,既对样品进行了测试,获得了高质量的数据,又培养了人才。许长海教授就是在根特大学的 Peter Van Den Haute 教授的指导下完成了其博士论文有关的测试工作。此后,主要在许长海教授的努力下,在一批博士研究生的配合下,同济大学终于

建立了一个完整的裂变径迹实验室,该实验室不仅提供了国内多个造山带和盆地的裂变径迹数据,而且还培养了一批研究生。

2000年,在澳大利亚南部海边小镇 Lorne 举行的第9届国际低温年代学会议上,我第一次接触到(U-Th)/He 技术及其地质应用。会议期间与来自耶鲁大学的 Peter Reiners 博士商定联合开展(U-Th)/He 研究,虽然当时 Peter 刚从加州理工学院做完博士后研究,但已经是从事锆石(U-Th)/He 研究的国际权威。2003年我们联合开展的大别山造山带(U-Th)/He 研究成果发表在《美国科学杂志》上,这是中国大陆最早关于(U-Th)/He 的研究,也是国际上首次将锆石(U-Th)/He 技术应用于造山带研究。2005年我访问 Peter 在耶鲁的实验室后不久,他去亚利桑那大学任职,在那里又建立了一个一流的(U-Th)/He 实验室。Peter 和我联合指导博士生常远,常远后来就是在该实验室数次接受培训,并完成其博士论文的全部(U-Th)/He 测试的。

地质学研究者往往热衷于开展“黑箱地质”(black-box geology)研究,即习惯于把从野外采集的样品送到实验室,利用先进的测试设备对样品进行测试,然后期待一批数据的出现,而很少去了解测试过程的细节。裂变径迹的测试过程由一系列环环相扣的环节组成,而每一环节操作不当均有可能影响最后的测试结果,如样品的岩性、样品的大小、不同样品之间矿物颗粒的混染、蚀刻条件、辐照水平、Zeta 值等。因此,必须要自己亲自动手,或者指导学生严格按照程序来进行测试,在关键环节严格把关,才有可能取得可靠的数据。低温年代学研究样品的采集策略(岩性、采用间距等)也会直接影响最后取得的测试数据的解释的可靠性,这方面常远博士在本书中还进行了专门的讨论。此外,裂变径迹数据的解释也与很多因素有关,我们满足于用已有软件来进行热史模拟,实质上有可能也在犯与上面“黑箱地质”类似的错误,如对退火机理、对影响退火程度的因素(化学的、结晶学的)的了解,也影响着我们对数据的解释。又如,应用低温年代学方法计算岩石的剥露速率除了与测年数据的准确性有关以外,还受制于样品所经历热演化的复杂性、热史模拟的多解性、区域地温场、古地温梯度的不可知性等因素。为了更为准确地获得岩石的热年龄、从有限的样品测试数据中提取出更为丰富和有效的地质信息,研究者们仍然在不断扩展对不同低温年代学定年体系的理论认识,不断积累经验模型所需的参数,也在新技术的发展中不断尝试测年方法程序和处理上的创新与改进。这些方面的努力仍然是今后推动低温年代学发展的主要动力。如 He 技术兴起的原因,一方面得益于我们对磷灰石、锆石颗粒中 He 的扩散机理的了解,另一方面也取决于对元素测试精度的提高。与此同时,结合多种分析方法(如与 U-Pb 和 Sm-Nd 等测年方法的结合)和多元数据参数综合解释低温热年龄数据已经逐步成为热年代学研究中的应用中的主流。还有一点需要提醒国内研究人员注意的是,有时候最好的测试装置不一定是贵的。国内一些单位习惯于购买国外昂贵的裂变径迹测量系统,而如果自己编制软件、设计控制台,费用可大幅降低,虽然统计效率可能会低一些,但是测试的精度也许会更高,而且还有助于对学生的训练。又如,一流的(U-Th)/He 测试系统需要将相关仪器进行有机组合而成,并没有现成的(U-Th)/He 一体化测试仪器。随着国内科技经费投入的增加,我们不能简单地竞相购置越来越昂贵的测试仪器,而是需要同时考虑增强仪器研制、仪器组装的能力。

本书是同济大学盆地与造山带研究小组执行多个国家自然科学基金项目(No.

40272093、49876013、40572075、41272218、40872138、41102131、41172185、41001002 等)的部分研究成果,是对我们十余年来在裂变径迹和(U-Th)/He 研究领域的研究成果的一个汇编,同时又对有关测试方法特别是(U-Th)/He 年代学的原理、方法作一简单介绍,希望能给国内有兴趣的同行做教学或研究参考。在介绍有关测试原理、方法、应用时,我们注意反映领域的基本共识以及国际研究前沿的成果,参考文献的引用反映我们对研究领域历史及现状的掌握程度。研究应用以介绍已发表成果为主,也有一些是课题组正在研究的阶段成果。低温年代学还包括 Ar/Ar 方法,由于国内已有该方法的专著,国内研究者对该方法相对来说比较熟悉,再加上该方法也不是我们的研究重点,因此在本书中我们没有针对该方法作专门介绍。

本书各章的编写人员是:第一章,焦若鸿、王绪诚;第二章,常远、杨蓉;第三章,王绪诚、王丹萍、陈会霞;第四章,丁汝鑫;第五章,王玮;第六章,吕红华;第七章,常远;第八章、第九章,许长海。全书由许长海、陈会霞、黄富钧和张璐统稿。书中引用了徐斐、刘海军、包汉勇、王利、张沛等同学学位论文的部分成果。

过去的十余年,伴随着同济大学裂变径迹实验室的建设和低温年代学研究的开展,一批研究生也在这一过程中得到培养,并为实验室的建设作出了贡献。为了纪念一起共同努力过的同学们,感谢曾经对我们的研究和实验室建设给予帮助的学界朋友们,也为了能给国内同行的研究和教学提供参考,我们萌生了编写此书的想法。主要是由于我本人工作变动的原由,此书的编写经历了近三年时间。感谢瑞士联邦理工学院 D. Seward 博士,比利时根特大学 P. Van Den Haute 教授,美国亚利桑那大学 P. W. Reiners 教授、美国 Apatite to Zircon, Inc, R. A. Donelick 和 P. B. O'Sullivan 博士,法国里尔大学已故 J. L. Mansy 教授、F. Guillot 博士和德国波鸿鲁尔大学 M. Brix 教授的帮助,他们在过去十余年,通过各种方式给我们的研究和实验室建设提供了许多帮助。特别是 Seward 博士,1997 年在苏黎世她手把手地教我熟悉裂变径迹各个测试环节,10 年后又和其先生一起来到同济大学,利用学术假的机会为我的研究生们传授裂变径迹分析的原理、方法和应用,指导杨蓉的硕士论文研究,并推荐她到 ETH 继续从事低温年代学的前沿研究,现在又在新西兰亲自指导焦若鸿的博士论文研究。Seward 博士是国际裂变径迹分析研究领域的先驱之一,她在研究中一丝不苟、严谨求实,从不简单满足于数据的获得,而是在数据解释上反复推敲。她长期以来一直甘当配角,为同事们的研究提供大量可靠数据和解释,培养的学生在法国、瑞士、南非、德国等多地建设了裂变径迹实验室,赢得了国际同行的广泛尊重,在此向她致以崇高的敬意!

周祖翼

2013 年 11 月 18 日于同济大学

Contents

目 录

前言

1 裂变径迹分析基本原理及方法	1
1.1 裂变径迹分析的基本原理	1
1.1.1 裂变径迹的形成	1
1.1.2 径迹的观测和统计	3
1.1.3 裂变径迹年龄计算	4
1.2 裂变径迹退火行为	9
1.2.1 裂变径迹退火机理	10
1.2.2 退火的主要影响因素	14
1.3 实验径迹退火模型	18
1.3.1 磷灰石径迹退火模型	18
1.3.2 锆石径迹退火模型	20
1.4 裂变径迹分析流程	22
1.4.1 岩石预处理	22
1.4.2 磷灰石裂变径迹分析流程	23
1.4.3 锆石裂变径迹分析流程	24
1.4.4 Autoscan 裂变径迹统计	24
2 (U-Th)/He 技术原理与方法	28
2.1 (U-Th)/He 定年原理与计算	29
2.2 氦气在矿物内的热扩散	30
2.2.1 氦气热扩散机理	30
2.2.2 矿物(U-Th)/He 封闭温度	31
2.2.3 矿物(U-Th)/He 部分保留带	31
2.2.4 矿物(U-Th)/He 热史正演模型	34

2.3	α 离子射出效应(α -enjection)与校正模型	35
2.3.1	“均匀球”校正模型	36
2.3.2	元素环带校正模型	38
2.3.3	晶体几何形状的影响	39
2.3.4	“等比表面积球”校正模型	42
2.4	(U-Th)/He 测年的影响因素	43
2.4.1	矿物晶体的大小	43
2.4.2	矿物晶体中的包裹体	45
2.4.3	矿物晶体内的放射性损伤	47
2.5	(U-Th)/He 测年的实验流程	49
2.6	矿物(U-Th)/He 测年的稳定性	51
2.7	$^4\text{He}/^3\text{He}$ 年代学	53
2.7.1	^4He 空间分布	53
2.7.2	$^4\text{He}/^3\text{He}$ 热史模拟	54
2.7.3	潜在问题	57
3	低温年代学在沉积盆地中的应用	59
3.1	盆地热史模拟	59
3.2	沉积物源	62
3.3	沉积盆地剥蚀量恢复	64
3.4	盆山耦合	66
3.5	下扬子 FT 例析	69
3.5.1	样品采集	69
3.5.2	锆石分析结果	70
3.5.3	磷灰石 FT 分析结果	74
3.5.4	热演化史分析	75
4	低温热年代与造山带抬升剥露作用	82
4.1	基本概念	82
4.2	恢复造山带剥露速率的不确定因素	83
4.2.1	放射性物质生热、剥露本身的影响	83
4.2.2	地形的影响	84
4.2.3	影响因素的比较	85
4.3	恢复造山带剥露速率方法	86
4.3.1	传统的计算方法	86
4.3.2	基于解析解的方法	88

4.3.3 谱分析法	90
4.3.4 Pecube 三维模拟	92
4.4 恢复造山带剥露速率的实例	95
4.4.1 利用低温年龄数据恢复剥露速率	95
4.4.2 利用低温热史模拟数据恢复造山带剥露速率	103
5 低温热年代与造山带古地形重建	107
5.1 地形对近地表温度场的影响	107
5.2 等高程采样条件下古地形分析	110
5.3 年龄-高程剖面的谱分析	113
5.4 基于古等温线恢复的地形重建	114
5.5 基于数值模拟的古地形重建	117
5.6 低温年代学数据集的地形成像	121
5.7 基于碎屑岩测年的古地形重建	124
6 天山造山带新生代剥露作用研究	128
6.1 引言	128
6.2 区域地貌特征与地质构造背景	129
6.3 样品采集与分析方法	132
6.4 结果	135
6.4.1 低温热年代数据初步分析	135
6.4.2 裂变径迹长度分布与时间-温度史模拟	137
6.4.3 剥露速率分析	139
6.5 讨论与结论	141
6.5.1 天山中新世早期快速剥露	141
6.5.2 天山造山带新生代剥露过程的阶段性和空间差异性	142
7 大别山(U-Th)/He 热年代及剥露作用	145
7.1 研究现状	145
7.1.1 大别山低温热年代数据成果	145
7.1.2 大别山低温热年代研究进展	151
7.1.3 大别山(U-Th)/He 年代研究策略	154
7.2 大别山晚中生代以来的岩石剥露与地貌演化	155
7.2.1 年龄-高程数据分析的古等温面形态的方法	155
7.2.2 造山带尺度的年龄-高程剖面分析	160
7.2.3 代表性岩体的年龄-高程剖面分析	167

7.2.4 讨论	175
8 大巴山弧形带形成的低温热年代记录	177
8.1 大巴山弧形构造带	177
8.2 南大巴山裂变径迹与热史分析	179
8.3 汉南-米仓山隆起 FT、(U-Th)/He 定年与热史分析	183
8.4 黄陵隆起 FT、(U-Th)/He 定年与热历史分析	185
8.5 南大巴山弧形带的形成及其区域构造控制	187
8.6 结论与讨论	191
9 大别造山带低温热年代与构造体制转换	193
9.1 区域地质背景	193
9.2 样品处理与测试分析方法	194
9.3 造山带的差异冷却特性	197
9.3.1 UHP/HP 单元	197
9.3.2 热隆核杂岩	200
9.4 合肥盆地的构造热史	202
9.5 讨论及认识	204
参考文献	207

裂变径迹分析基本原理及方法

焦若鸿 王绪诚

重核带电离子通过固体绝缘材料时,在其所经过的路径中留下辐射损伤的痕迹,被称作径迹,这是 1959 年西尔克(E. C. H. Silk)和巴纳斯(R. S. Barnes)在显微镜下观察受过裂变碎片照射的白云母时发现的。1962 年普赖斯(P. B. Price)等成功地利用化学蚀刻的方法,将裂变径迹扩大到了能用于普通光学显微镜的观察。此后,裂变径迹技术迅速发展,应用领域不断扩大,现已广泛应用于核子学、固体物理、考古学、陨石学、天文物理、地球物理、地质、地球化学等学科领域,并取得了丰硕的成果。

20 世纪 60 年代中期,裂变径迹技术被引入到地质、地球化学领域,迄今已在岩矿的年龄测定;铀(U)、钍(Th)的含量测定、存在形式、空间分布及运移规律的研究;区域构造历史、岩石热历史、地热等方面均得了重要的成果。 ζ 年龄校正参数的引入(Hurford & Green, 1982; 1983)、退火实验和退火模型的提出(Fleischer et al., 1975; Galbraith, 1990; Gleadow & Duddy, 1981; Laslett et al., 1987; Wagner & Reimer, 1972)以及磷灰石多元动力学退火模型的形成(Carlson et al., 1999; Donelick et al., 1999; Ketcham et al., 1999)是三个重要的突破。本章根据工作实践并参阅有关文献资料(De Grave, 2003; Donelick et al., 2005; Gallagher et al., 1998; Hurford & Green, 1983; Tagami, 2005; Tagami & O'Sullivan, 2005; Wagner & Van Den Haute, 1992),对裂变径迹分析的基本原理及测试方法进行归纳。

1.1 裂变径迹分析的基本原理

1.1.1 裂变径迹的形成

放射性同位素都具有一个共同的特征,即都含有不稳定的高能原子核。为了达到一种更稳定的能量状态,这些原子核会通过放射出一个或多个核粒子从而衰变成一种稳定的子原子,这就是一般所称的放射性衰变。裂变是核衰变中一种很特别的形式,通常只发生在重的核素中(原子序数 $Z \geq 90$, 并且相对原子质量 $A \geq 230$),可因其原子核本身包含的不稳定因素而自发发生(自发裂变),也可因原子核遭受辐照或被某种次原子粒子轰击

而发生(诱发裂变)。裂变反应一般是二元且不对称的,发生裂变时,原子核会分裂成为原子质量及原子数都不相等的两个子体。除了分裂出的两个子体之外,裂变反应还会生成若干个中子并释放大量的能量(约 200 MeV),其中的大部分能量会转化成为裂变子体的动能(约 170 MeV)。由于两个裂变子体均带有很强的正电,因此它们将受相互排斥的库伦力驱使向相反的方向高速运动,最终裂变子体就会被发射穿过周围介质(如固体探测器)而在其运动轨迹上产生一条狭长的损伤痕迹,这条损伤痕迹就叫做裂变径迹(fission track, FT)。自发和诱发裂变产生的径迹分别称为自发径迹和诱发径迹。“离子爆发穿刺”模型(Fleischer et al., 1975)用来解释裂变径迹的形成。该模型认为,带电的裂变碎片在经过非导电性固体介质时,沿其路径会诱发电离产生一排带正电的晶格离子,这些离子在损伤处互相排斥最终导致了晶格缺陷的出现(图 1.1)。

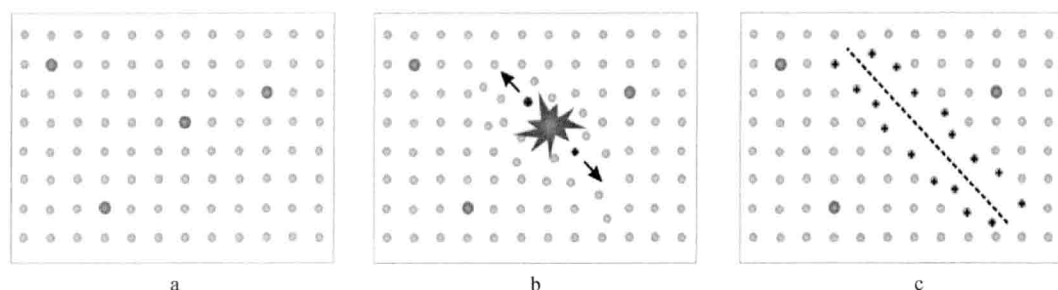


图 1.1 “离子爆发穿刺”模型的裂变径迹形成示意图(据 Gallagher et al., 1998 修改)

裂变碎片由裂变反应中获得动能和初始速度,在通过探测器的过程中其能量和速度均随着它们与固体介质的相互作用而逐渐减小。这种能量的损失或者能量沿运动轨迹的线性转化被称为介质的阻停力(stopping power),裂变碎片通过的距离称为射程(range)。两个裂变碎片的射程向量在母核的初始晶格位置相接从而形成一条完整的径迹。根据裂变碎片具有的能量和探测器的种类,一条裂变径迹的长度可由小于一微米到十几微米不等,宽度仅几纳米。

地壳中矿物的自发径迹一般都在地球自身环境中形成(Fleischer et al., 1975),天然的诱发裂变只有在很偶然的情况和极特殊的条件下才会发生,如加蓬的奥克劳铀矿(Loss et al., 1988)。由表 1.1 可以看出,在矿物中观察到的裂变径迹几乎全部都是 ^{238}U 裂变的结果;而其他自然同位素发生的自发裂变或者丰度太低,或者半衰期太长,都无法生成足够的裂变径迹。因此可以说,在矿物中观察到的裂变径迹全部都是来自 ^{238}U 的自发径迹。

表 1.1 具有自发径迹的天然同位素丰度及半衰期

同 位 素	相对丰度(相对于 ^{238}U)	总半衰期(a)	自发径迹半衰期(a)
^{232}Th	4	1.40×10^{10}	1.0×10^{21}
^{234}U	5.44×10^{-5}	2.46×10^5	1.5×10^{16}
^{235}U	7.25×10^{-3}	7.04×10^8	1.0×10^{19}
^{238}U	1	4.47×10^9	8.2×10^{15}

1.1.2 径迹的观测和统计

1) 径迹的蚀刻

没有经过化学蚀刻的裂变径迹称为潜伏径迹(latent track)。总体上,晶体中的潜伏径迹表现为非晶质的圆柱体,与晶体基质间存在明显的非晶质-晶质过渡(Tagami & O'Sullivan, 2005)。锆石中的初始径迹长度约 $11\text{ }\mu\text{m}$ (Hasebe et al., 1994),磷灰石中的初始径迹长度约 $16\text{ }\mu\text{m}$ (Gleadow et al., 1986b)。径迹的横截面近似圆形,其直径在磷灰石中为 $6\sim 10\text{ nm}$ (Paul, 1993),在锆石中为 8 nm 左右(Bursill & Braunshausen, 1990),在白云母中为 $4\sim 10\text{ nm}$ (Vetter et al., 1998)。由于潜伏径迹的宽度很小,因此只能通过透射电子显微镜(TEM)等高分辨率显微技术才能观察。但是由于透射电子显微镜的放大倍数太大,只有当矿物中的径迹密度非常大时才方便进行统计,而且也不便于径迹长度的测量。因此,需要通过一定方法增大径迹的宽度,使其能够在光学显微镜下进行观察和统计。

化学蚀刻在裂变径迹研究中应用最为广泛。这种方法利用特定的化学试剂对矿物进行蚀刻,以扩大其晶格缺陷。每条径迹都是一处晶格缺陷,因此也是化学蚀刻剂优先溶解的位置。当径迹的直径被蚀刻扩大到一定程度时,径迹就可以在光学显微镜下进行观察和统计。由于蚀刻剂无法到达径迹的末梢,所以化学蚀刻法通常无法显现出裂变碎片的整个射程。因此,裂变径迹的蚀刻长度往往小于两个裂变碎片的射程之和,这种现象叫做射程减损(range deficit)(Fleischer et al., 1975)。

由于探测器具有各向异性的特征,因此晶体中经蚀刻后的径迹会呈现出复杂的形状。通常,沿径迹方向的蚀刻速率(V_t)要比未受损伤探测器表面的总蚀刻速率(V_b)大得多,所以蚀刻后的径迹就会呈现针状。蚀刻会在径迹与晶体表面相交的地方产生蚀刻瘢痕,或者形成一种具有特定几何形态的开口,它们表现了晶体的结晶对称性和受蚀刻表面的结晶方向。此外,蚀刻剂的成分和浓度也会对蚀刻径迹的外观和形状产生一定影响。

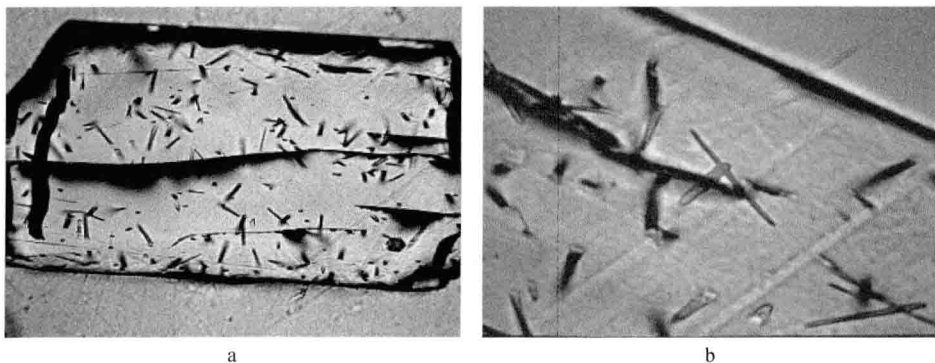


图 1.2 蚀刻后的磷灰石裂变径迹(a)及围限径迹(b)(据 www.geotrack.com.au)

2) 裂变径迹观测

裂变径迹在蚀刻后会表现为一定长度的直线沟槽,它们通常没有优先方向。在某些

情况下,蚀刻表面上还会有一些混杂物、表面缺陷或其他不是径迹但形似径迹的痕迹,有时很难将它们与径迹区分开来。这样,裂变径迹的识别就成为一个与观测仪器和观测者都有关的主观问题。不同的裂变径迹研究者通常有不同的统计习惯,因此为了使所有的统计结果能够进行对比,人们尝试引入了一个观测因子或叫做观测效率($q \leq 1$) (Wagner & Van Den Haute, 1992)。对于这一问题,Jonckheere (1999, 2002) 及 Jonckheere 和 Van Den Haute (1998) 进行了较全面的讨论,他们将 q 因子定义为在特定的观测条件下由同一分析者识别观测的径迹密度与实际的径迹密度之比。

3) 围限径迹长度

通常,有一些完全位于晶体内部、不与表面相交的径迹也可以被蚀刻,这是因为蚀刻剂可以通过表面径迹或一条穿过其的晶体裂缝到达这种径迹。在这种情况下,裂变径迹的可蚀刻长度可以完全显现出来,因而这种围限径迹(图 1.2)对于裂变径迹的长度分析非常理想。根据蚀刻剂到达径迹的途径,围限径迹可以称为通过径迹(track in tracks, TINTs)或者通过裂缝(track in cleavage, TINCLEs) (Bhandari et al., 1971; Lal et al., 1969)。在裂变径迹分析中,围限径迹通常被用来获取径迹长度数据,其长度分布(每个样品中测取约 100 条径迹的长度)则用作裂变径迹方法的热年代学工具。

目前所有的研究都选用水平围限径迹的长度进行长度分析。在较小的样品或者自发径迹密度较低的样品中,要想测量足够多的围限径迹并得出其长度分布是很难办到,甚至是根本不可能的。遇到这种情况,或者当实验要求要有很多数量的围限径迹时,可以用来自 ^{252}Cf 的裂变碎片对样品进行辐照。这些裂变碎片会产生 host 径迹,因此可以使样品中围限径迹显现的可能性增大,使更多的 TINTs 显现出来。之后对辐照表面进行重新抛光即可以抹去这些径迹,从而使样品得以恢复 (Donelick & Miller, 1991)。

1.1.3 裂变径迹年龄计算

1) 径迹测年原理

根据样品铀含量以及研究矿物的径迹稳定性,可以对不同时间长度历史的地质样品进行测年。但这种方法的应用对径迹密度的大小有一定要求,径迹密度过大或过小时都将无法适用。这一方面受样品中所含铀的生产力限制,另一方面也受样品自身的年龄(t)限制。要想又快又有效地对磷灰石中的径迹进行计数,一般要求径迹密度为 $10^5 \sim 10^7$ 条/ cm^2 (Wagner & Van Den Haute, 1992)。

裂变径迹测年方法是建立在给定矿物样品中自发径迹会随时间逐渐积累这一事实基础上的。如果 ^{238}U 自发裂变反应的裂变常数已知,样品中的铀含量也已知,那么就可以计算出样品的裂变径迹年龄。裂变径迹年龄计算的基本公式最初由 Price 和 Walker (1963) 给出,本文所用的是 Wagner 和 Van Den Haute (1992) 给出的裂变径迹年龄计算常用公式,公式为

$$t = \lambda_a^{-1} \ln [(\lambda_a / \lambda_f) (\rho_s / \rho_i) QGI \sigma \Phi + 1] \quad (1.1)$$

其中, λ_a 为总衰变常数; λ_f 为裂变常数; ρ_s 为自发径迹密度; ρ_i 为诱发径迹密度; I 为自然界

中现今的 $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比值,它始终为一常数($I=7.2527\times 10^{-3}$); σ 为 ^{235}U 热中子诱发裂变的有效横截面积,通常也为一常数; Φ 为热中子通量,可精确测定。参数 G 为几何比率,其常用值分别为 POP 法 1.0 (Green & Durrani, 1978) 和外探测器法 0.5 (Gleadow & Lovering, 1977)。Q 为程序因子,包含了多种影响因素的信息:① 观察因素的影响,这取决于裂变径迹观测者本身以及显微镜的光学特性;② 蚀刻参数(蚀刻效率和蚀刻时间因素)的影响,这取决于用于显现自发和诱发径迹的蚀刻条件;③ 径迹可蚀刻射程的影响,这取决于射程减损;④ 其他因素。因此,要给 Q 确定一个准确值需要靠经验以及研究者个人的标准。

至此,裂变径迹年龄的确定最终就转化为对 ρ_s/ρ_i 比值和热中子通量的测定。如果径迹的面积密度比可以通过在显微镜下对径迹进行计数而确定,同时 Q 值已知并且热中子流量最终可以精确测定,那么利用公式 1.1 就可以计算出样品的裂变径迹年龄了。

年龄公式中其他参数为核参数,取值分别为:

$$\lambda_a = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1} \text{ (Steiger \& J\ddot{a}ger, 1977)}$$

$$\lambda_i = 8.46 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1} \text{ (Galliker, 1970)}$$

$$I = 7.2527 \times 10^{-3} \text{ (Cowan \& Adler, 1976; Steiger \& J\ddot{a}ger, 1977)}$$

$$\sigma = 570.8 \text{ b (Wagner \& Van Den Haute, 1992)}$$

其中, λ_a 的值已得到一致认可,其他常数的值目前还未统一。

2) 裂变径迹测年方法

裂变径迹测年的校准方法主要分为两大类:一种是绝对方法,另一种是 Zeta 校正法。绝对方法就是直接、精确地确定辐照过程中磷灰石样品暴露于其中的热中子流量(ϕ_{th})。 ϕ_{th} 值的绝对确定可通过与样品一起接受辐照的流量探测器获得,常用的探测器有铀裂变探测器、金属活化探测器、铀玻璃探测器等,其中最常用的是铀玻璃探测器。

在裂变径迹测年中使用最多的铀玻璃是 Corning Glassworks 公司制造的 CN 系列,以及 De Corte 和 Van Den Haute 与欧盟参考物质及测量研究所(Institute of Reference Materials & Measurements, IRMM)合作研制的 IRMM-540 铀玻璃探测器。CN 玻璃中含有天然铀,包括 CN1 (40 ppm * U)、CN2 (35 ppm U)、CN5 (12 ppm U) 和 CN6 (1 ppm U) 玻璃。IRMM-540 玻璃是专为裂变径迹测年制作的,这种玻璃探测器中均匀分布有 13.9 ± 0.5 ppm 的铀(De Corte et al., 1998),并且具有天然 $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值(7.277 ± 0.007) $\times 10^{-3}$ 。此外,其干扰元素如 Th 和 REE 的含量也低于所用各种分析方法的探测范围。一套 IRMM-540 玻璃包括一个前辐照玻璃片、白云母外探测器(粘贴于前辐照玻璃片)和两个非辐照玻璃片。

Zeta 校正法(Hurford & Green, 1981; 1982; 1983),又称为年龄标准样方法或 ζ 方法,它是一种精确且实际的方法,也是目前裂变径迹测年中最常应用的方法。这种方法取决于裂变径迹年龄标准样分析,但同时也有赖于同辐射铀玻璃探测器。用这种方法可确定出一个 ζ 校正因子,这一因子不受辐照影响。

某种矿物(如磷灰石)的裂变径迹年龄标准样会与一个特殊的玻璃探测器一起共同接

* 1 ppm = 10^{-6} 。

受辐照,辐照过程中会生成裂变径迹,通过对玻璃或者是辐照时与玻璃探测器粘贴在一起的外探测器进行蚀刻就可以对其进行统计。此时玻璃中的诱发径迹密度(ρ_d)与热中子通量成正比,可表示为 $\phi_{th}=B\rho_d$,其中 B 为比例常数,用每径迹中子数表示。 B 因子取决于玻璃探测器的类型,尤其取决于玻璃探测器的铀含量;此外,还取决于每个观测者所使用的蚀刻和观测条件。与玻璃一同接受辐照的年龄标准样的年龄方程为

$$t_s = \lambda_a^{-1} \ln[(\lambda_a/\lambda_f)(\rho_s/\rho_f)_s QGI\sigma B(\rho_d)_s + 1] \quad (1.2)$$

现在定义一个校正因子,即 ζ 因子

$$\zeta = QI\sigma B/\lambda_f \quad (1.3)$$

这样就得到

$$t_s = \lambda_a^{-1} \ln[\lambda_a(\rho_s/\rho_f)_s G\zeta(\rho_d)_s + 1] \quad (1.4)$$

或者

$$\zeta = \frac{e^{\lambda_a t_s} - 1}{\lambda_a (\rho_s/\rho_f)_s G (\rho_d)_s} \quad (1.5)$$

ζ 校正因子中包含了参数 Q 、 σ 、 B 以及 λ_f 值,因此这一校正因子需与每位裂变径迹观测者一一对应。 B 因子包含于其中意味着 ζ 因子会随所使用的玻璃探测器的 U 含量而变化。此外,由于 Q 因子也包含在 ζ 因子的表达式中,因此 ζ 值也同样取决于研究矿物。总之, ζ 值随观测者、实验设备与条件、研究矿物以及玻璃探测器的不同而变化(Green, 1985; Shin & Nishimura, 1991; Tagami, 1987)。

另外还发现,相同样品的 ζ 值会随所用年龄标准样的不同而有轻微变化(Green, 1985),这可能是受成分影响因而具有不同的蚀刻特性所致。某一特殊年龄标准样的加权平均 ζ 值称为样品加权平均 Zeta。一般发表的 ζ 校正因子通常指加权平均 Zeta,因为精确的校正包含多次实验,而实验中某种矿物的年龄标准样个数也会尽量多取。

在与同类型玻璃探测器一同经历辐照后,未知年龄样品的裂变径迹年龄即可用下面的公式计算,公式为

$$t_u = \lambda_a^{-1} \ln[\lambda_a(\rho_s/\rho_f)_u G\zeta(\rho_d)_u + 1] \quad (1.6)$$

其中, $(\rho_d)_u$ 表示与样品一同辐照的玻璃探测器的诱发径迹密度,这一辐照过程可以不同于计算 ζ 值的年龄标准样所经历的辐照; $(\rho_d)_u$ 值也可以是由同一辐照包内若干个玻璃计算所得的一个内插值。需要注意的是,依靠年龄标准样进行校正就意味着要用到其他同位素体系预先对年龄标准样进行校正,这使得裂变径迹方法对其他测年方法也有所依赖。

在 ζ 方法中,样品的裂变径迹年龄需要依靠所用年龄标准样的参考年龄来确定。因此,要把某种矿物当作年龄标准样,这种矿物就必须满足以下这些必要条件(Hurford & Green, 1981): ① 包含这一标准样的岩石应该有详细的地质研究;② 矿物的裂变径迹年龄应该是单一组分年龄;③ 样品的年龄应该已根据地层年代学及独立的同位素测年明确测知;④ 样品的同位素年龄应该一致代表矿物的形成年龄,而不代表或包括某些较晚事

件;⑤ 没有经历过径迹的退火改造;⑥ 自发径迹密度不能太高也不能太低,并且不存在 U 异质。表 1.2 给出了常用的裂变径迹标准样年龄(Tagami, 2005)。

表 1.2 常用裂变径迹标准样

标准样	矿物	年龄 $\pm 2\sigma$ (Ma)	参考文献
Buluk Tuff	锆石	16.3 $\pm$ 0.2	McDougall & Watkins, 1985
Fish Canyon Tuff	锆石、磷灰石、榍石	27.9 $\pm$ 0.7	Hurford & Green, 1983
Durango Apatite	磷灰石	31.4 $\pm$ 0.5	Green, 1985
Tardree Phylolite	锆石	58.4 $\pm$ 0.7	Gamble et al., 1999
Mt. Dromedary Banatite	锆石、磷灰石、榍石	98.7 $\pm$ 1.1	Green, 1985

3) POP 法与 ED 法测年

根据 Fleischer 等(1975)、Gleadow(1981)、Hurford 和 Green(1982)以及 Wagner 和 Van Den Haute(1992)等的研究,各种不同测年过程之间的差别在很大程度上取决于诱发径迹密度如何确定。当诱发径迹的蚀刻和/或观察特点与自发径迹不同时,过程因子 $Q \neq 1$, 在这种情况下裂变径迹的测定过程利用的是年龄标准样校正方法。对于那些可以假设 $Q \approx 1$ 的裂变径迹测定过程,则可以使用绝对方法。现有的测年过程可以分为两大类:一种是 POP 法,这种方法中的径迹密度取很多数量(组分)颗粒径迹密度的平均值;另一种是外探测器法(ED 法),这种方法会分别确定每一单独颗粒的径迹密度比及其相应年龄值。校正法计算年龄的几种不同方法及其相应的误差计算公式见表 1.3。

表 1.3 ζ 法年龄及误差计算

ζ 法年龄公式 $t_u = \lambda_u^{-1} \ln[\lambda_u (\rho_{\text{ratio}})_u G \zeta (\rho_d)_u + 1]$		
平均年龄 (mean age)	ρ_{ratio} 表达	$\rho_{\text{ratio}} = \frac{\sum \frac{\rho_s}{\rho_i}}{n}$
	平均年龄误差	$\sigma(T) = \frac{\sqrt{\frac{\sum_i (Age_i - \text{MeanAge})^2}{n-1}}}{\sqrt{n}} *$
合并年龄 (pooled age)	ρ_{ratio} 表达	$\rho_{\text{ratio}} = \frac{\sum N_s}{\sum N_i}$
	合并年龄误差	$\sigma(T) = T \sqrt{\frac{1}{N_s} + \frac{1}{N_i} + \frac{1}{N_d} + \left[\frac{\sigma(\zeta)}{\zeta} \right]^2}$
中心年龄 (central age)	加权年龄(weighted age) I ρ_{ratio} 表达	$\rho_{\text{ratio}} = \frac{\sum w_j \rho_{s_j}}{\sum w_j \rho_{i_j}}$
	加权年龄(weighted age) II ρ_{ratio} 表达	$\rho_{\text{ratio}} = \frac{\sum w_j \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right)_j}{\sum w_j}$
	中心年龄误差	Galbraith & Laslett(1993)