

地球年龄与地质年代学

D. 约克 R. M. 法夸尔 著

科学出版社

地球年龄与地质年代学

D. 约克 R. M. 法夸尔 著

中国科学院地质研究所同位素地质研究室 译

科学出版社

1976

内 容 简 介

本书扼要地论述了有关同位素地质年代学的基本理论、测定技术和实际应用，并对几种年龄测定方法及其地质运用的最新成就作了介绍。

本书可供生产第一线的地质工作者及地球化学、地球物理学和天文学工作者参考。

Derek York, Ronald M. Farquhar
THE EARTH'S AGE AND GEOCHRONOLOGY
Pergamon Press, 1972

地球年龄与地质年代学

D. 约克 R. M. 法夸尔 著

中国科学院地质研究所同位素地质研究室 译

*

科学出版社出版

北京朝阳门内大街 137 号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1976 年 4 月第 一 版 开本：787 × 1092 1/32

1976 年 4 月第一次印刷 印张：6 1/8

印数：0001—10,450 字数：137,000

统一书号：13031 · 390

本社书号：590 · 13—14

定价：0.64 元

译者的话

同位素地质年代学是近代地质学的新发展，是地质学与其它学科结合产生的边缘学科，目前已成为地质工作中必不可少的基础。

原书于1972年出版，扼要地论述了有关同位素地质年代学的基本理论、测定技术和实际应用。对几种年龄测定方法及其地质运用的最新成就作了介绍。

全书共分十二章。第一章是序言；第二章至第七章主要讲的是方法，并介绍了不同地质环境下矿物和岩石对年龄测定的适应性，以及它们在地质历史时期内“缓慢冷却”和“热扩散”的概念；在第八章至第十二章中概述了在地质年表，地球的脉动和地球磁极倒转等方面研究中的应用，并对陨石和地球年龄的研究作了介绍。

地质历史是一个复杂的过程，具体问题要具体分析。尤其是年龄测定值与地质历史不一致时，决不要简单地运用。即使是公认的地质年代表也会因地制宜或随着年龄测定工作的深入而会有所修改。遵照毛主席关于“洋为中用”的教导，我们翻译了这本书，以供从事地学研究的工作人员和高等院校有关专业的教学人员参考。

本书在译校过程中，得到了兄弟单位的协助和支持，在此表示感谢。

译文不妥之处请批评指正。

原 序

地质年代学自本世纪初建立以来,发展缓慢。然而,在40年代末和50年代初,却突然兴起大量研究,明确了K-Ar、Rb-Sr及U,Th-Pb等方法是可行的,并且是大有发展前途的。此后,在实验方法上已有了重大的改进,而在解释放射性年龄资料方面,则有了更为显著的进展。这一迅速的发展与地质年代学方面著作的贫乏,形成了鲜明的对照。作者通过撰写一本有关现代地质年代学方法、解释及其某些应用的综述性著作,力图改善这种情况。在这样篇幅的一本书里,对资料必须作大量精选。本书主要部分着重叙述构成地质年代学主干的K-Ar、Rb-Sr及U,Th-Pb方法,对较新的古裂变径迹年龄测定方法,只作了略述,但也详尽得足以使研究工作者能查阅到有关的研究文献。有一章专写铅同位素问题。

第一章为引言,第二至七章是有关测定年龄的方法。为明了起见,作者首先讨论了(在第四章内)在理想化的、未受扰动体系中实验技术的应用问题。第五章,谈到实际情况中子体同位素已发生严重扩散时实验技术的应用问题。第七章讨论了长期冷却史的重要性。在深成环境中,常到结晶化或变质作用的顶峰后很长时间,才开始保存子体同位素,这种概念从1960年以来才受到普遍的重视。这一想法在欧洲及英国等国的研究中最为明显,而北美研究者也正开始予以注意。

第八至十二章涉及到有关地质年代学的应用,在这几章里对资料的选择也特别显著。作者试图介绍普遍感兴趣的

些应用。显生宙年表的讨论必然在本书中占有一定地位,而地球的脉动和地球磁极倒转年代学的建立等问题无疑也是所有地球科学工作者极感兴趣的课题。

用相当多的篇幅讨论了地球的年龄。由于陨石这些物体在地球年龄的计算中几乎总要密切涉及,所以不可避免地要评论陨石年龄的测定。鉴于陨石的非地球成因,其真正成因和历史又很不肯定,所以它们在地球年龄的计算中起着这样的重要作用,多少总不能令人满意。然而这却是一个不可回避的事实。正如在十二章中所指出的那样,一些计算表明在大约46亿年以前,地球和陨石曾具有同样的铅同位素组成,而通常就认为46亿年代表了地球的年龄。 $I-Xe$ 法年龄测定指出,组成陨石(可能也包括地球)的元素是在这些物体形成前不到1亿年内形成的。

作者期望本书对于在校和已毕业的大学生,以及对地质学和地球物理学工作者有所裨益。希望在研究工作中使用地质年代学方法的地质学工作者,将能够很容易地确定对他们最有用的方法。本书还提供了很多的参考文献,作为进一步阅读的指南。

目 录

译者的话	i
原序	v
第一章 引言	1
第二章 放射性	4
2.1 放射性衰变	4
2.2 有用的放射性标准	6
2.3 U^{238} 、 U^{235} 、 Th^{232} 、 K^{40} 和 Rb^{87} 的半衰期	8
第三章 实验方法	15
3.1 引言	15
3.2 质谱法	15
3.3 同位素稀释法	19
3.4 K^{40} - Ar^{40} 法	20
3.5 Ar^{39} - Ar^{40} 法	30
3.6 Rb^{87} - Sr^{87} 化学分离法	31
3.7 Rb - Sr 质谱分析法	33
3.8 U - Pb 法和 Th - Pb 法	36
第四章 未受过扰动的矿物和岩石的年龄测定	43
4.1 K - Ar 法	43
4.2 适合 K - Ar 年龄测定的矿物	45
4.3 适合 K - Ar 年龄分析的全岩	51
4.4 给出高 K - Ar 年龄的矿物	55
4.5 Rb - Sr 法	58
4.6 适合 Rb - Sr 年龄测定的矿物	61
4.7 适合 Rb - Sr 分析的全岩	64
4.8 Rb - Sr 等时线的构成	65
4.9 U - Pb 法和 Th - Pb 法	68

4.10	用古裂变径迹测定矿物年龄	73
第五章	受过扰动的矿物和岩石的年龄测定	77
5.1	引言	77
5.2	K-Ar 法和 Rb-Sr 法	78
5.3	Rb-Sr 全岩法	82
5.4	$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ 法	87
5.5	U-Pb 法和 Th-Pb 法	87
5.6	全岩的 U-Pb 和 Th-Pb 年龄测定	94
第六章	铅同位素方法	96
6.1	模型年龄	96
6.2	异常铅	99
第七章	年龄解释的一般问题	103
7.1	引言	103
7.2	缓慢冷却假说	104
7.3	扩散考察	106
第八章	显生宙年表	113
8.1	引言	113
8.2	Q J G S 年表的讨论	115
第九章	地球的脉动	121
9.1	引言	121
9.2	朗昆的假说	122
9.3	萨顿的造龟旋迴	124
9.4	加斯蒂尔、菲奇和米勒与非造山期	128
9.5	补白	130
第十章	地球磁场的倒转	132
10.1	引言	132
10.2	K-Ar 法和古地磁的研究	133
10.3	海底扩张	137
第十一章	陨石	140
11.1	引言	140

11.2 陨石年龄测定	141
11.3 小结	148
11.4 元素的年龄	149
11.5 I-Xe 年龄测定	150
第十二章 地球的年龄	156
12.1 历史上的估计	156
12.2 现代的估计	158
12.3 根据地球铅的估计	162
12.4 陨石铅和地球铅的综合估计	164
12.5 评论	167
12.6 谐和图方法	171
12.7 结论	173
参考文献	174
中外人名对照表	183

第一章 引言

一般生活在现代社会中的人，对时间的测定实际上习以为常了。然而，只是在缺乏某种時計的时候，我们才认识到对精确计时的依赖程度。科学上对于改进计时方法的要求，引起计时技术的显著进展。例如，核物理学家在基本粒子的研究中，已必须检查短到 10^{-9} 秒的时间间隔内发生的反应和过程。相距很远的各观察站的天文学家们，近来已使用了同步胜于 10^{-6} 秒的原子钟来研究称为类星体的神秘射电星球。而在时标的另一端，地质学家及宇宙学家则渴望得到一些方法来测定地球和宇宙史中远至 10 亿至 100 亿年前发生的事件的年龄。

当然，核物理学家和天文学家用的是与地质学家和宇宙学家使用的完全不同的時計机构。然而，尽管时间测定的技术问题很不相同，但所用装置的基本特性和要求都是一样的。一个测量时间间隔的精密時計必须包含某种以已知或可知速度运转(但不一定是等速度)的机构。这种机构必须连接某种记录系统，以明确记录标志时间间隔开始和结束的“事件”。这些“事件”须不影响机构运转的速度。记录系统必须有所选择，以使这个时间间隔内可能出现的其它事件或者不留下记录，或者不改变初始事件后的记录特征。

一个時計，如果不能满足这些要求，会提供不正确或不肯定的结果。这并非意味这些结果无用，因为在没有前人测定成果可利用的领域中，哪怕只能提供数量级估计的一些数据，也肯定是有用的。最重要的是要定出这些数据的不定性大小，

以致从原文引用这些数据时不至估计过高。

在测定时间中，物理学家在某种程度上能控制其時計的运转及其记录系统。但地质学家却必须依赖地球的自然作用和自然系统来提供机理和记录设置。他能确定最终事件的时刻，但不能检验初始事件。事实上这大概就是最严重的缺陷，因为它严格地限制了能测定其年龄的地质事件的类型，因而也就限制了能得到的有用年龄的数字。

直到本世纪初，地质学家还没有真正满意的机构来测量时间或时间间距。然而对地质时间间距并非一无所知。事实上，曾多次试图了解其长度，尽管所用的方法显然是不完善的。其中有两个值得简短地回顾一下，因为它们非常清楚地指出了地质系统中对精确测定时间方法的要求。

最早之一是对海洋年龄的估计，海洋含盐，这些盐是流经大陆的河水带来的，通过地表岩石侵蚀，盐溶于河水之中。乔利(1899)注意到，如果知道了现在海洋中的总盐量和盐移入海洋的速度，则能估计出海洋的“年龄”(或者，更确切地说，是海洋未含盐时代)。

读者会立即对这个估计提出许多疑问：现在向海洋提供盐的速度能代表过去的速度吗？现在海洋中有多少盐已经过反复循环？也就是说，在沉积物中沉积后又接着再受侵蚀重新回到海洋中的盐有多少？有没有其它作用能使再循环发生？这些问题并非无关紧要，在评定任何年龄估值前，必须回答这些问题。实际上这个问题大部分涉及到关于海洋和大陆之间地球化学关系的探讨。随着对这些关系认识的深化，对年龄的估计也增加了，而遗憾的是这些估计数值仍有一系列的不定性。乔利(1899)计算出一个9千万年的值，利文斯顿(1963)却估计这个数可能在13亿年到25亿年之间。

这个方法未能得到真正有用的年龄估值，首先是由于难

以确定時計运转的速度(即盐输送的速度)。其次在于记录系统(海洋)的不完善。由于同样的原因,克尔文(1899)估计的地球年龄证明是错误的。这个估计是通过计算地球由一个设想的熔融态由于热传导冷却到现在的低地表热流状态所经历的时间而得到的。克尔文当初认为在“初始事件”年龄测定时,这个方法的唯一主要问题在于初始温度值。克尔文倾向的年龄估计,范围由2千万年到最多达几亿年。这些数值和其他地球作用持续时间的估值并不一致,例如和地质学家根据各种动物进化的速度得到的年龄不一致。这些矛盾由于放射性的发现而得到了解决(支持了地质学家)。在地球内部衰变着的放射性元素,成为热源大大地延缓了地球冷却过程。近来已证明在地球内部热传导的机理,较之克尔文所想像的简单传导模型要复杂得多。在海洋年龄估计方面,最初的年龄问题已转为更彻底地研究所涉及的地质作用问题。

这一发展事实上表达了这些早期年龄估计的真正价值。由于结果的不一致和不定性引导人们更仔细地考虑这些地质作用,并着手更多的测定。放射性的发现妙在否定了克尔文对于地球年龄的估计,却又提供了最准确估计地质事件年龄的机理。在下面的章节里,我们将较详细地考研衰变过程,并注意包含放射性物质的矿物和岩石在多大程度上能满足一个良好计时系统的要求。

第二章 放 射 性

2.1 放射性衰变

放射性现象是法国物理学家亨利·贝克勒尔在 1896 年发现的。接着从事这一现象研究的很多研究者指出,这表示不稳定原子的分裂或“衰变”,这一过程是自发的,结果是经受衰变的同位素变成不同元素的核。

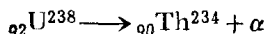
绝大多数天然存在的元素,它所具有的同位素其核都是稳定的。但也存在某些元素,它的同位素的核不稳定;就我们的研究目的而言,其中最重要的是 K^{40} 、 Rb^{87} 、 U^{238} 、 U^{235} 、 Th^{232} 和 Re^{187} 。放射性被发现后,人们很快就认识到,这些不稳定核有极大可能成为地质时钟。在本世纪的头十年就曾试图进行某些地质年代学的研究。

衰变过程是放热过程,在衰变过程中,不稳定核的过剩能量,一般通过发射 α 或 β 粒子及 γ 射线而放出。由于发射的性质决定了形成的新核,因此值得更详细地研究这些衰变过程的性质。

α 衰变

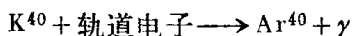
α 粒子是 He^4 原子的核,它是由两个中子和两个质子紧密组成的。因此,它的电荷是两个单位,而质量是 4 个单位。在 α 衰变时, α 粒子从不稳定核中放出。衰变以后的残余核或子核,比原来的核(不稳定的母体核)少含两个质子。因此新元素的核,其核电荷较母体核电荷少两个单位,而其核质量

则少 4 个单位。例如:



β 衰变

一些放射性核通过从不稳定母核发射负电子而衰变。核电荷实际上增加一个单位,而核质量基本不变。 β 衰变也可以包括电子俘获放射性衰变,在这一蜕变方式中,核俘获了一个轨道电子——因此核电荷减少一个单位,而核质量无多大变化。天然存在的最重要的放射性之一的 K^{40} 放射性,就属于这一种形式:



由于存在着普通的 β 衰变过程和电子俘获过程的竞争,因而 K^{40} 的放射性是异常的。这样我们也可以得出下式:



γ 发射

γ 发射并不作为一个独立的放射性形式出现,而是伴随 α 或 β 衰变出现。 γ 射线是高能量的电磁辐射,在受激核降至较低的激发态时发射。

卢瑟福(1900)指出,放射性衰变遵循指数定律,它的基本方程可写成

$$\frac{dP}{dt} = -P\lambda \quad (2.1)$$

其中 P = 在 t 时母体原子的数目; λ 是某一有关放射性元素所特有的常数,称为蜕变常数,或衰变常数。

积分此方程式,可以得出

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + \frac{D}{P} \right\} \quad (2.2)$$

其中 D = 最初的母体原子数减去在 t 时以后的母体原子数;
 P = 母体原子在 t 时以后的数。

方程(2.2)是地质年代学的基本方程。注意到公式的推导以如下两点假设为根据非常重要:第一,假设 λ 是一常数;第二,在这体系中母体或子体元素数量的变化,仅由放射性衰变引起。这两个假设均非无关紧要。普通形式的放射性衰变以恒定的速率进行,完全不受衰变原子环境变化的影响;这种概念长期以来已为人们所接受。然而,关于这方面注意到以下两点是很有趣的:第一是, K 俘获过程的衰变速率随着外部参数(如压力,或原子的化合状态)的变化而改变。在 Be^7 实验中已测出了这个效应(莱宁格尔等人,1951;克劳斯哈尔等人,1953)。幸而, K^{40} 的电子俘获过程似乎很难变化,因此它的衰变常数无疑可以认为不因压力等变化而改变。第二是,各种“自然常数”(即重力常数 G 、放射性衰变常数等)可能是时间的函数。迪拉克(1939)、迪克(1959)、卡纳谢维奇和萨维奇(1963)等人都考虑过这些问题。看来,即使“常数”有变化,其变化量也不会基于 λ 是常数而得出的地质年龄中产生可测的差异,因此在本书的以下章节,蜕变常数均作常数看待。

另外,母体或子体原子除因放射性衰变外并不增加或丢失的假设更不可靠,并须时刻记着它。关于是否有某些在其历史过程中一直保持封闭的体系,以及人们怎样尽力对这样的问题给出明确的答案,将在四、五、七章中加以讨论。

2.2 有用的放射性标准

为了我们考虑的那种类型地质计时,一个放射性同位素必须满足以下三个主要标准:(a)放射性半衰期必须大致和地球年龄同属一数量级(45 亿年);(b)在地球岩石中,所考虑的同位素须有适当的丰度;(c)子体须有重要富集。表 2.1 中

表 2.1 通用的半衰期和衰变常数数值

同 位 素	λ (10^{-10} 年 $^{-1}$)	$t_{1/2}$ (10^9 年)
K^{40}	$\lambda_e = 0.585$	11.8
	$\lambda_\beta = 4.72$	1.47
	$\lambda = 5.31$	1.31
Rb^{87}	0.147	47.0
	或 0.139	或 50.0
U^{238}	1.54	4.51
U^{235}	9.72	0.713
Th^{232}	0.499	13.9
Re^{187}	0.161	43.0

这些值相应的不定性在正文中讨论。

列出了常用的同位素半衰期。这些元素在一些普通类型岩石中的丰度,在表 2.2 中列出。

表 2.2 在普通岩石中放射性元素和“普通子体”
元素浓度的粗略估计

	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	K %	Rb (ppm)	Sr (ppm)
花岗岩	4	15	20	3.5	200	300
玄武岩	1	3	4	0.75	30	470
超镁铁岩	0.02	0.08	0.1	0.004	0.5	50
页岩	4	12	20	2.7	140	300

从表 2.2 中立即可以看出,绝大多数已发表的年龄数据属于酸性岩,这仅因为酸性岩具有适当的最大浓度的放射性。随着技术进步,已开始出现基性岩,甚至超基性岩的年龄数据。