

# 同位素地质年龄测定技术及应用

陈文<sup>1)</sup>, 万渝生<sup>2)</sup>, 李华芹<sup>3)</sup>, 张宗清<sup>1)</sup>, 戴槿谟<sup>4)</sup>, 施泽恩<sup>4)</sup>, 孙敬博<sup>1)</sup>

- 1) 同位素热年代学实验室, 大陆构造与动力学国家重点实验室, 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037;
- 2) 北京离子探针中心, 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037;
- 3) 武汉地质矿产研究所, 武汉, 430205;
- 4) 中国科学院广州地球化学研究所, 广州, 510640

**内容提要:** 同位素地质年代学是地球科学、物理学、化学和技术科学相互交叉发展起来的一门新兴学科, 是地球系统科学中一个年轻而充满活力的分支学科。它根据放射性同位素衰变规律确定地质体形成和地质事件发生的时代, 以研究地球和行星物质的形成历史和演化规律。本文对几种常用的精度比较高的同位素测年方法从理论、实验技术、应用范围、使用的注意事项等方面予以简要总结和介绍, 期望为地质同行们提供有益的参考。所涉及的同位素测年方法主要有 U-Pb 法、Ar-Ar 法、Rb-Sr 法、Sm-Nd 法、Re-Os 法、(U-Th)/He 法等。① U-Pb 法: 是最早用来测定地质年龄的放射性方法之一, 也是国内目前最重要的同位素测年方法。近 10 年来, 近乎完美的锆石微区 U-Pb 年龄测定技术的引进对我国的地质科学研究起到了巨大的推动作用, 并且其应用领域仍在进一步扩展中。② Ar-Ar 法: 已经成为同位素地质年代学研究最主要的方法之一。该方法具有以下特点: a. 测量的时间域较宽, 最老可到 3800 Ma(月岩年龄), 最年轻可测到千年级(意大利维苏威火山喷发年龄); b. 测量对象广泛, 原则上, 所有的含钾矿物、岩石都可以用作 Ar-Ar 法同位素测年, 甚至含有微量钾盐包裹体的非钾矿物如石英、闪锌矿等也有成功测定出 Ar-Ar 年龄的报道; c. 独特的分步加热技术和内部组分的 Ar 同位素相关图处理技术不仅可以获得高精度的年龄, 还可以揭示被测定对象所经历的多期地质演化信息; d. 和激光技术配套可以直接在岩石光片上寻找待测矿物进行微区(几十微米—几百微米) Ar-Ar 测年, 从而能够获得变质岩 P-T-t 轨迹研究中最精确的时间信息; e. 应用领域广泛, 几乎所有的地质学分支学科中都有应用; f. 是矿床年代学研究的最主要的技术手段; g. 是同位素热年代学研究的支柱技术。Ar-Ar 法测年也有其局限性: 首先是分析技术复杂导致其成本高、分析周期长。其次中子参数测定的准确性直接影响样品年龄测定的准确性。核反冲效应会导致极细粒的粘土矿物 Ar-Ar 年龄结果偏高。对于古元古代和太古宙古老变质岩样品, 由于可能存在 K 和 Ar 的自然扩散作用或后期变质、变形等多因素的扰动作用, 用 Ar-Ar 法很难测出早期的变质事件年龄。③ Rb-Sr 法: 是一个应用很广泛的方法, 利用等时线技术可以测定侵入岩、火山岩、变质岩和某些沉积岩的同位素地质年龄。在用 Rb-Sr 同位素系统测定中酸性侵入岩和火山岩的年龄时, 如果岩石迅速冷却, 无论用全岩等时线法或矿物等时线法得到的年龄都可能是岩石的形成年龄。对于变质岩, 矿物 Rb-Sr 等时线年龄一般代表岩石遭受最后一次强变质热事件 Sr 同位素均一化时间。对于沉积岩, 可以利用 Rb-Sr 法测定成岩自生矿物年龄。对于金属矿床, 可以用包裹体的 Rb-Sr 等时线确定矿床的形成时间。通过断层和韧性剪切带形成的矿物的 Rb-Sr 年龄测定, 可以限定构造形成时间。Rb-Sr 法最大缺点是, 由于 Rb 的流动性, 极易形成开放系统, 从而得到不正确的年龄。此外, 还经常受到假等时线的困扰。④ Sm-Nd 法: 由于 Sm-Nd 体系的保存性能良好, 抗蚀变和变质作用的能力较强, 因此 Sm-Nd 法年龄能代表原岩生成的时间和反映成岩物质源区的特性。对于基性岩、超基性岩, 对太古宙古老岩石, Sm-Nd 等时线法是较好的测年方法。Sm-Nd 模式年龄代表地壳岩石从 CHUR 地幔源中分异出来的时间, 利用碎屑沉积岩的模式年龄可以鉴别沉积物的源区, 判断岩石形成构造背景, 了解其物源区存留地壳的平均年龄, 揭示地壳形成和演化历史等。其缺点是由于 Sm、Nd 地球化学性质的类似, 地质作用过程中难以发生相互分离, Sm、Nd 在岩石中的比值变化范围就很小, 给 Sm-Nd 等时线法测年带来了困扰, 有时不能给出正确可信的年龄。⑤ Re-Os 法: 是目前能够直接测定金属矿床矿化年龄的唯一

注: 本文为国家重点基础研究发展计划项目(编号 2007CB411306; 2009CB421001)、中国地质调查局项目(编号 1212010660212; 1212011120293)和公益性行业专项经费(编号 200911043-13)资助成果。

收稿日期: --; 改回日期: --; 责任编辑: 周健。

作者简介: 陈文, 男, 1962 年生。博士, 研究员, 博士生导师。研究方向为同位素地质年代学。Email: chenwenf@vip.sina.com。

DOI: 网络出版时间: 2011-10-25 8:34

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.p.20111025.0834.002.html>

成熟方法。但在实验技术和应用方面还存在不少问题:a.近年来发现有些金属矿床辉钼矿的 Re-Os 年龄高于其赋矿围岩的年龄,原因不明;b.黄铁矿等多数硫化物矿物含 Re 量很低,并含有一定程度的普通 Os,对样品化学制备过程中低本底的要求很高,一般实验室难以达到,普通 Os 也难以准确扣除;c.后期的热液活动有时可以使 Os 同位素发生重置,因此,金属硫化物 Re-Os 同位素体系封闭温度及其影响因素是一个亟待解决的问题。⑥(U-Th)/He 法:(U-Th)/He 同位素系统的优势是其封闭温度是已有同位素体系中最底的,能够记录地质体经历较低温度范围的时代与温度信息。该方法在矿床年代学研究中也具有可观应用前景。其不足之处是因为封闭温度很低,在用于地质体定年时要特别关注冷却速率和再加热作用的影响。

**关键词:** 同位素地质年代学;分析测试技术;地质应用;U-Pb 法;Ar-Ar 法;Rb-Sr 法;Sm-Nd 法;Re-Os 法;(U-Th)/He 法

同位素地质年代学(Isotope Geochronology)又称同位素年代学,是同位素地质学分支之一。它根据放射性同位素衰变规律确定地质体形成和地质事件发生的时代,以研究地球和行星物质的形成历史和演化规律。所涉及的同位素主要有 U-Th-Pb 体系、Sm-Nd 体系、Rb-Sr 体系、K-Ar 体系、Ar-Ar 体系、Re-Os 体系、Lu-Hf 体系、La-Ce 体系、 $^{14}\text{C}$  等。

为了深刻地理解和探讨地球演化过程中的重大地质事件发生发展、古环境变化、生物群演化等重大科学问题,必须对保存这些重要信息的地质系统给出精确的年代坐标,同位素地质年代学研究与传统生物地层学相结合,赋予地质体形成、延续和地质事件发生、发展以定量的时间概念。所以,同位素地质年代是区域地质和成矿学研究的重要基础。对于晚于寒武纪的年轻地质体,近年来已获得大量的年龄数据,在构造背景、“金钉子”时代确定和生物的时代、演化等方面都取得了重要的进展。对于缺乏化石记录和遭受强烈变质变形的早前寒武纪地质系统的时序,地质事件时间概念的建立只能依靠同位素年代学的研究成果。

同位素地质年代学的诞生发源于 19 世纪末 20 世纪初天然放射性元素的发现及其放射衰变定律的研究。1896 年,贝可勒尔发现金属铀的盐类能放出不可见的神秘射线,这种射线很像 X 射线,也能透过各种物质,并能使照像底片感觉。1898 年,居里夫妇发现钷及其化合物也有类似的放射性质,以后他们又发现镭和钋两种强放射性元素。居里夫人将这种辐射射线的现象称为放射性。放射性的发现为矿物、岩石年龄测定奠定了基础。1902 年居里和卢瑟福首先提出了利用矿物中放射性衰变规律测定矿物年龄的设想。随后,波尔特伍德(Boltwood, 1906)、卢瑟福(Rutherford, 1907)分别用氦法(U-Th-He 法的原型)及用化学铅法测得含铀、钷矿物的第一批同位素年龄数据,得到了约 500 Ma 左右

的年龄值。1913 年索迪(Soddy, 1913)根据同一元素具有不同质量数的发现,提出了“同位素”的概念。此后,由于放射性基本理论研究的迅速发展,利用放射性衰变定律测定地质年龄的原理和技术均得到了迅速发展,同位素地质年代学就此产生。

1935 年尼尔改进了质谱分析技术,促进了同位素地质年代学进入了崭新的发展阶段。首先是尼尔用改进的质谱计分析了 U、Th、Pb 的同位素组成后,建立了 U-Th-Pb 法,代替了不精确的化学铅法。接着戈尔德施密特(Goldschmidt, 1937)、艾伦斯(Ahrens, 1946; Ahrens et al., 1948)等人提出并系统地研究了 Rb-Sr 定年法。1940~1950 年间,伊文思、格尔林克、史密斯建立了 K-Ar 法,并应用该法首次测定了第三纪钾盐的形成时代。1947 年霍姆斯(Holmes, 1947)根据尼尔 5 个矿物的 U-Pb 年龄及其间沉积物的厚度推算各地质时代的时限,给出了第一个较为完整的地质年代表。

上世纪 50 年代以后,除了 U-Th-Pb 法, K-Ar 法和 Rb-Sr 法从理论和实验技术方面不断得到完善和提高外,随着测试技术的日益发展,新方法也不断地建立。60 年代建立了 Ar-Ar 法、Re-Os 法、铀系不平衡法和裂变径迹法,70 年代建立了 Sm-Nd 法和激光微区 Ar-Ar 法,80 年代建立了 La-Ce 法等,90 年代(U-Th)/He 法和 Re-Os 法在技术上有了根本性突破,得到了快速发展。进入本世纪, Lu-Hf 法在实验技术上取得了实质进步并不断扩展应用领域。

目前,西方发达国家已经建立了比较齐全的各类同位素地质年龄测试技术方法,实验流程的标准化工作已经基本完成,研制了满足需要的同位素标准物质和稀释剂。总的来看,美欧日等发达国家的同位素地质年代学研究已经进入后发展时代,其表现特征是:①因为大部分基础地质和矿产资源研究中的常规同位素地质时代问题已经解决,所以其常

规同位素方法的应用更多的转向地质体的热演化历史研究、环境(包括古环境)研究等领域。②建立新的同位素测年体系,包括技术研发和应用领域开拓,以解决更深层次的地质、资源和环境问题。③更多地关注天体化学中同位素的研究,因而形成一些新的前沿热点。

我国的同位素年代学研究起步于 20 世纪 50 年代,与国外一样,也经历了一个从低水平向高水平逐渐发展的过程。在测年方法研究方面,70 年代前主要是建立了 K-Ar 法和锆石 U-Pb 法,80 年代之后相继开发了 Rb-Sr 法、Sm-Nd 法、常规 Ar-Ar 法、Re-Os 法等。21 世纪初,锆石原位微区离子探针(SHRIMP)测年技术、原位微区激光等离子质谱(LA-ICP-MS)测年技术和含钾矿物激光微区 Ar-Ar 测年技术的应用,将我国的同位素年代学研究推进到了一个崭新的发展阶段,为解决众多地质年代问题提供了技术保障。

目前,我国已建立了各类常用同位素地质学实验室,拥有一大批先进仪器和数以百计的专家队伍,在基础地质研究、矿产资源勘查、生物演化规律研究、环境变迁规律研究等诸多领域都起到了相当重要和不可替代的作用。和国际先进水平相比,我国的同位素地质年代学研究目前处在发展高潮阶段,其表现特征是:①大规模地引进先进的同位素测试仪器,大批建立相应的同位素年龄分析实验室。②地学各专业都对同位素年龄数据有着强烈的需求和依赖,因此推动了同位素热的进一步升温。③同位素地质年代学已经渗透到地学的各领域,但目前更多的应用还是集中在基础地质、矿产勘查等几个传统的、最急需的领域。

我国的同位素年代学研究虽然取得了很大成绩,但同时也存在着不容忽视的问题,这些问题除了同位素年龄数据的供给在质和量上都不能满足需要外,最严重的就是实验和应用脱节的问题。而要解决脱节的问题,以下途径最为便捷和有效:①同位素年代学专家更多地走出实验室参与解决实际地质研究中的年代问题。②从事地质矿产研究的专家主动了解各种同位素测年方法的特点、适用性、同位素年龄数据的地质含义等,以确保在工作中正确地选用同位素测年方法和正确理解、解释同位素年龄的地质意义。为此,笔者对几种常用的精度比较高的同位素测年方法从理论、实验技术、应用范围、使用的注意事项等方面予以简要总结和介绍,期望为地质同行们提供有益的参考。

## 1 同位素地质年龄测定的基本原理

同位素地质年龄测定依据元素放射性衰变的原理。

放射性是指原子核自发地放射各种射线(粒子)的现象。在磁场中研究放射性的性质时,发现射线是由  $\alpha$ 、 $\beta$ 、 $\gamma$  等 3 种射线组成的。 $\alpha$  射线是高速运动的粒子流,粒子由 2 个质子和 2 个中子组成,实际上就是 He 原子核。 $\beta$  射线是高速运动的电子流。 $\gamma$  射线是波长很短的电磁波。

能自发地放射各种射线的同位素称为放射性同位素。放射性同位素放射出  $\alpha$  或  $\beta$  射线而发生核转变的过程称放射性衰变,衰变前的放射性同位素为母体,衰变过程中产生的新同位素叫子体。若放射性母体经过一次衰变就转变为另一种稳定的子体,称为单衰变。如  $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr} + \beta^-$ 。若放射性母体经过若干次衰变,每一种衰变所形成的中间子体是不稳定的,又继续衰变,一直到产生稳定的最终子体为止,则叫连续衰变或衰变系列。如  $^{238}\text{U}$  经过 14 次连续衰变,即  $^{238}\text{U} \rightarrow 8\alpha + 6\beta^- + ^{206}\text{Pb}$ ,最终形成稳定的  $^{206}\text{Pb}$  子体。有的放射性母体能同时产生两种子体,这样的衰变称分支衰变。如  $^{40}\text{K}$  一方面通过  $\beta^-$  衰变形成稳定的  $^{40}\text{Ca}$ ,同时又以 K 层电子捕获方式形成稳定的  $^{40}\text{Ar}$ 。在放射性衰变过程中放射性母体同位素的原子数衰减到原子数目的一半所需的时间称为半衰期,记作  $T_{1/2}$ 。它不随外界条件、元素所处状态或元素质量的变化而改变。半衰期的长短差别很大,短的只有千万分之一秒,长的可达  $10^{10}$  a。放射性同位素在单位时间内每个原子核的衰变几率称衰变常数( $\lambda$ )。半衰期和衰变常数是利用放射性衰变定律计算地质年代时的两个重要的特征常数。

放射性同位素的核衰变过程是不依赖于外界条件,如温度、压力、电场、磁场的变化,而以其固有的速度自发地进行着衰变的。如果在一次地质作用中,某种放射性同位素以一定的状态存在于该次地质作用所形成的或被改造的地质体(岩石或矿物)中,那么母体就在形成的矿物或岩石中随着时间不断地衰变,所形成的稳定的子体同位素就将在矿物、岩石中不断积累。只要该岩石、矿物自形成或被改造后一直保持着封闭状态,那么,岩石、矿物就像一座天然的时钟一样,按照放射性衰变的定律,母体衰减,子体积累,不断地记录下时间参数。这就是同位素地质年龄测定的基本原理。

依据此原理,可以给出同位素地质年龄测定的

基本公式:

$$t = (1/\lambda) \ln(D/N + 1) \quad (1)$$

式中  $\lambda$  为衰变常数;  $D$  为累积的子体量;  $N$  为现在的母体量;  $t$  为至今的时间。

## 2 放射性同位素方法测定地质年龄的前提

可用于岩石、矿物年龄测定的主要同位素体系有 K-Ar(Ar-Ar)、Rb-Sr、U-Th-Pb、Sm-Nd 和 Re-Os 等体系。由于各同位素体系的放射性同位素具有不同的衰变速率(或半衰期不同)和不同的地球化学特征,这使得每个同位素体系定年都具有独特优点和适用范围。但是,作为同位素体系定年的基本前提和限制条件是相同的,即:

(1)用来测定地质年龄的放射性同位素有适宜的半衰期  $T_1$ 。与测定的对象年龄相比,不宜过大,也不宜过小,且半衰期和衰变常数能被准确测定。

(2)能够准确测定母体同位素组成和每个同位素的相对丰度。无论是在自然界的矿物、岩石中,还是在人工合成物中,这个相对丰度应该是固定不变的,即是一个常数。

(3)母体同位素衰变的最终产物必须是稳定同位素,用当前的仪器设备和技术水平能准确测定出母子体含量及同位素组成。

(4)岩石及矿物自形成后处于封闭体系,没有母子体的加入或丢失。

(5)在岩石或矿物形成过程中和形成以后,同位素体系从开放体系过渡到封闭体系,所经历的时间相对于封闭体系所维持的时间是短暂的,从部分封闭到完全封闭所经历的时间可忽略不计。

上述的 5 个方面,既是作为同位素地质年龄测定的基本假设前提,也是放射性同位素体系定年方法的限制条件。根据不同的地质背景和年代学研究目的,选择适宜的方法,是保证取得可靠年龄信息的重要前提。

## 3 U-Pb 法同位素定年

### 3.1 方法简介

U-Pb 法是最早用来测定地质年龄的放射性方法之一。早在 1907 年波尔特伍德就开始利用 U 的放射性衰变规律进行矿物年龄测定的研究,他根据 U 的衰变速率和 U 矿物中 U、Pb 的含量计算矿物的年龄,建立了化学 U-Pb 法(称粗铅法)。1935 年尼尔用改进的质谱计分析了 U、Th、Pb 的同位素组

成后,建立了同位素 U-Pb 法。许多学者对影响年龄的因素进行了广泛深入的研究,进一步改进了 U、Th、Pb 的测定技术,同时研究了数据处理方法,使 U-Pb 法的应用范围迅速扩大。U-Pb 法既适用于古老岩体和矿物样品的年龄测定,也适用于年轻样品;既能测定成岩时代,也能测定成矿时代;既可测定原生矿物的年龄,也能测定变质矿物的年龄和变质时间。此外,1 个样品用此法可以同时得到 4 个年龄值。根据 4 个年龄值相互对比,能够提高确定年龄结果的可靠性。而根据 4 个年龄值之间的非一致性特征,来探讨岩体或矿物所经历的地质过程。因此本法在同位素地质年代学中占有重要的地位。

自然界中 U 含有 2 种放射性同位素,即  $^{238}\text{U}$  和  $^{235}\text{U}$ ,长寿命的  $^{232}\text{Th}$  组成大部分的自然 Th。这 3 种母体同位素经过十几个连续衰变最终形成稳定的  $^{206}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}$ ,是测定年龄的 3 个独立方法的基础。 $^{238}\text{U}$  系列,通过发射 8 个  $\alpha$  离子,6 个  $\beta^-$  离子最终衰变成  $^{206}\text{Pb}$ ,即  $^{238}\text{U} \rightarrow 8\alpha + ^{206}\text{Pb}$ 。Ac 系列,  $^{235}\text{U}$  通过发射 7 个  $\alpha$  离子,4 个  $\beta^-$  离子最终衰变成  $^{207}\text{Pb}$ ,即  $^{235}\text{U} \rightarrow 7\alpha + ^{207}\text{Pb}$ 。Th 系列,  $^{232}\text{Th}$  发射 6 个  $\alpha$  离子,4 个  $\beta^-$  离子最终衰变成稳定  $^{208}\text{Pb}$ ,即  $^{232}\text{Th} \rightarrow 6\alpha + ^{208}\text{Pb}$ 。测定母、子体同位素含量后,就可以用等式  $t_{206} = (1/\lambda_{238}) \ln(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} + 1)$ 、 $t_{207} = (1/\lambda_{235}) \ln(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} + 1)$ 、 $t_{208} = (1/\lambda_{232}) \ln(^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th} + 1)$  计算出年龄。

岩石和矿物形成之后,由于  $^{238}\text{U}$ 、 $^{235}\text{U}$ 、 $^{232}\text{Th}$  不断地衰变成  $^{206}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}$  和  $^{208}\text{Pb}$ ,所以在地球历史中这 3 种同位素的丰度在不断地增加。而到目前为止尚不知道  $^{204}\text{Pb}$  与哪种放射系列有关,可能是宇宙成因的,即在行星形成之前已经存在了。大量的研究工作表明, $^{204}\text{Pb}$  在古老的铅矿石和陨石中的相对含量比较高,在现代普通铅中的含量较低,至今仍保持原来的丰度。因此可以认为  $^{204}\text{Pb}$  不是放射成因的产物。

### 3.2 野外采样和矿物的分离

野外采样地点的选择和仔细分离单矿物是 U-Pb 法年龄测定工作的重要前提。测定数据是否可靠不仅依赖于准确的测定技术,而且也与采样点选择和矿物分离是否仔细等条件有密切的关系。需要指出的是:要选择好合适的副矿物,例如适于作 U-Pb 法年龄测定的副矿物主要是锆石,其次还有楣石、磷灰石、金红石、独居石等,此外还有沥青铀矿等含铀矿物;必须选择新鲜露头进行采样,如果可能应采自采石场人工露头;注意产出地质条件,避免

在受构造(如断裂带、破碎带)或后期岩浆活动(如后期岩体、岩脉穿插等)影响的地段采样;仔细分离单矿物,避免混染任何其他外来的样品,将一切不纯的有包裹体杂质的锆石(或其他副矿物)剔除掉,即只有那些完全纯净的锆石等副矿物才适合于年龄测定。

### 3.3 几种主要的 U-Pb 同位素测年方法的技术特点、应用范围和不足之处

目前正在使用的主要 U-Pb 同位素测年方法有:离子探针微区原位 U-Pb 测年法、LA-ICP-MS 激光剥蚀法、热离子质谱稀释法和 TIMS 蒸发法。

#### 3.3.1 锆石离子探针微区原位 U-Pb 测年法

利用高分辨率离子探针技术,在单颗粒锆石上实现微区原位 U-Pb 法年龄测定。锆石离子探针 U-Pb 法测年有许多长处,结合阴极发光图像,许多情况下都可给出锆石年龄明确的地质意义。锆石离子探针 U-Pb 年龄地质意义的解释依赖于锆石的成因分析。在侵入岩中,锆石分为岩浆成因,残余、捕获成因和变质成因 3 类,年龄地质意义,可根据锆石晶体矿物学以及相关地质背景的研究作相应的解释。对于沉积岩中的锆石分为火山和碎屑两类成因。火山成因锆石的年龄给出地层形成的时代,最年轻的碎屑锆石的年龄给出地层形成时代的上限,碎屑锆石常无计算年龄,可给出主要年龄值的分布范围。对于变质岩,锆石分变质、深熔,侵入,火山、碎屑和残余、捕获 4 种成因,因此,锆石的成因研究是年龄地质意义认定的关键。

目前国内开展锆石离子探针 U-Pb 法测年的单位有中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心(所用仪器为澳大利亚产 SHRIMP II)和中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室(所用仪器为法国产 CAMEICA)。

锆石离子探针 U-Pb 法测年因其独特的技术优势,近年来解决了很多以前难以准确解决的地质时代问题,如蛇绿岩的时代、遭受复杂变质和构造作用的老地块年代学、沉积地层时代、构造和矿床时代等(刘敦一等,2003;Wan et al.,2006;高林志等,2008;曹淑云等,2009;万渝生等,2009;聂凤军等,2009;夏斌等,2009;Guo et al.,2009;Lund et al.,2010)

#### 3.3.2 锆石激光剥蚀法(LA-ICP-MS)

锆石激光剥蚀测年技术近年来得到广泛应用。这一方法的最大优点是测年速度快。通过技术改进,一些实验室还可在同一锆石位置获得 Hf 同位

素和稀土元素分析数据。这一方法的不足是对锆石样品的破坏性较大,测年精度不如离子探针法。如果锆石颗粒大且完好、年龄大小恰当,锆石激光剥蚀测年技术可获得与离子探针一致的测年结果,可利用测年速度快的优势进行大量锆石样品定年(如碎屑锆石定年)。如果锆石细小,内部结构复杂、包裹体多、裂隙发育、普通铅高,通常不易获得好的年龄数据。激光剥蚀测年也需对锆石进行内部结构研究。中国地质科学院矿产资源研究所、西北大学大陆动力学国家重点实验室、中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室、中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室、天津地质矿产研究所等单位可以进行该方法测年工作。

#### 3.3.3 锆石 TIMS 稀释法

锆石 TIMS 同位素稀释法是 20 世纪 80 年代发展起来的。随着测年技术的提高,所用锆石从几百毫克降至毫克级,甚至可对单颗粒锆石进行测年。其优点是测年精度高于离子探针法,可分辨十分相近的同位素年龄。其不足是:①需超净实验室进行化学处理;②花费时间长;③费用比离子探针法更高;④破坏锆石;⑤对于复杂锆石,其年龄地质意义不明确;⑥测年技术专业性强。

在判断 TIMS 同位素稀释法年龄的地质意义时,应注意如下问题:①I 型花岗岩中通常为岩浆锆石,加权平均年龄一般可代表岩体侵入的时代,但一些岩浆锆石中可能存在捕获锆石核。②仅根据锆石外部形态并不总能准确地判断年龄的地质意义。S 型花岗岩中常存在残余锆石,酸性火山岩锆石也常包裹残余和捕获锆石,但其外形可具典型岩浆锆石的特征,其锆石年龄可有很大的变化,或加权平均年龄并不能代表岩体的形成时代。有时,上交点年龄可代表残余和捕获锆石的形成时代,下交点年龄可代表岩体的形成时代。③上交点年龄可有多种地质意义,如变质和深熔年龄、侵入年龄、火山作用(地层形成时代)和碎屑年龄、残余和捕获锆石年龄,结合岩石成因可作进一步的判断。但在许多情况下,下交点年龄无明确的地质意义。数据点呈扇型分布,往往意味着锆石成因十分复杂。

西北大学大陆动力学国家重点实验室、中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室、天津地质矿产研究所、武汉(原宜昌)地质矿产研究所、广州地球化学研究所等单位可以进行该方法测年工作。

### 3.3.4 锆石 TIMS 蒸发法

该方法是把锆石装在铼带上直接放入质谱计进行测年,省去了化学处理流程,测年速度相对较快,但只能得到 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄。在测年过程中,对蒸发带上的锆石从低到高分阶段加温使其物质(包括 $^{207}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}$ )蒸发并沉积到电离带上,分别测定每阶段沉积到电离带上物质的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 比值以获得相应的年龄。考虑到可能存在的铅丢失,一般把最高温度蒸发获得的年龄作为锆石的形成年龄。但是,由于无 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄对照,有时难以确定是否有铅丢失。对于成因复杂的锆石,虽有人把不同蒸发温度获得的年龄赋予不同地质事件意义,但其真实性通常难以得到证实。

在判断锆石 TIMS 蒸发法年龄数据的质量和解释地质意义时,可从如下方面考虑:①古老而地质历史简单的地质体,例如无后期地质作用强烈叠加的早前寒武纪 TTG 岩石和 I 型花岗岩,其锆石年龄通常较集中,平均年龄可代表岩石的形成时代。早前寒武纪壳源钾质花岗岩和二长花岗岩的锆石,由于通常存在强烈的铅丢失,即使无残余锆石核存在,一般也不能获得好的年龄。②年轻(显生宙)但成因简单的锆石,例如碱性玄武岩、辉长岩、闪长岩和一些花岗闪长岩中的锆石,通常能获得较理想的年龄结果。但有时由于放射性成因铅很低,年龄数据误差大。③成因复杂的锆石,例如 S 型花岗岩中的锆石,一般难以获得理想的年龄。一些深变质岩石中有变质锆石以单独矿物颗粒形式(而不是变质增生边)形成,它们可给出变质年龄。但残余锆石核是否存在难以判断,所获年龄通常也存在较大的变化。④粒度大、干净、透明的锆石通常能获得较好的结果,如果锆石成因复杂,存在矿物包裹体、裂隙多、脱晶质化强,难以获得好的年龄。同一组锆石不同蒸发温度下获得的年龄一致,同一岩石样品中几组锆石获得的年龄一致,这样的年龄数据质量高,通常存在明确的地质意义。

## 4 Ar-Ar 法同位素定年

### 4.1 方法简介

Ar-Ar 法同位素定年源自于 K 的衰变体系。K 元素中的 $^{40}\text{K}$ 是一个具有两种衰变子体的分支衰变过程的同位素,其中一个衰变过程是 $^{40}\text{K}$ 发射出一个负电子并直接衰变成为基态的 $^{40}\text{Ca}$ ,这一部分衰变占总衰变的 89.52%;另一过程是 10.48%的 $^{40}\text{K}$ 通过 K 层电子捕获衰变成 $^{40}\text{Ar}$ 。后者是 Ar-Ar(K-

Ar)法定年的基本依据。

在众多的同位素测年方法中,K-Ar 同位素体系是最早用于地质体年龄测定的同位素体系之一。它包含了系列测年方法,按照发展时间先后分别为 K-Ar 体积法、K-Ar 稀释法、常规 Ar-Ar 法和激光微区 Ar-Ar 法。目前,K-Ar 体积法已经淘汰,K-Ar 稀释法也很少使用,普遍应用的是常规 Ar-Ar 法和激光微区 Ar-Ar 法。

Ar-Ar 法定年的可能性是由 Sigurgeirsson (1962)第一次提出来的,而 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法定年的原理及详细技术细节的描述是由 Merrihue (1965)、Merrihue 等(1966)和 Mitchell(1968)完成的。此后,Dalrymple 等(1971, 1974, 1988)、Dalrymple (1994)、McDugall(1974)又对该方法进行了完善。Ar-Ar 年龄测定法有几个明显的优点:①K 和 Ar 的含量是在同一样品上测定的,因而不用担心样品的不均匀性问题;②只需测量 Ar 的同位素比值,不需测量 K 和 Ar 的绝对含量,故可获得较高的测量精度;③使用分步加热技术可以在同一个样品上获得由一系列年龄组成的年龄谱及等时线;④由于把测 K 转换为测 Ar,使得激光微区 Ar-Ar 年龄测定成为可能。

Ar-Ar 法年龄测定是以含钾矿物在核反应堆中用快中子照射而形成 Ar 为基础的,所期望的核反应为 $^{39}\text{K}\rightarrow^{39}\text{Ar}$ 。Ar-Ar 法的年龄计算公式:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( J \cdot \frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}} + 1 \right) \quad (2)$$

式中  $J$  为每次照射样品的照射参数,无量纲,它的物理意义其实是中子通量检测器,可由每次同期照射的年龄已知的标准样品得出; $^{40}\text{Ar}^*$  为放射性成因 $^{40}\text{Ar}$ ;  $^{39}\text{Ar}$  为快中子照射而形成的 $^{39}\text{Ar}$ ;  $\lambda$  为总衰变常数。

#### 4.1.1 分步加热技术和 Ar-Ar 年龄谱

分选出矿物颗粒,对其在 400~1400°C 温度区间进行分阶段升温加热,并对每个温度点释放的氩气进行年龄测定,根据经过中子照射的样品中的 $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ 比值就可以计算出年龄值。因此,通过对样品逐步升温加热所释放的氩求得的年龄就是同一个样品的一系列年龄值。分步升温加热可以用炉子,也可以用连续激光做热源。如果从样品最初冷却以来一直保持 Ar 和 K 的封闭,那么每一阶段加热所得到的 $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ 比值和由此计算出的年龄应该是一个常数。如果矿物结晶后的某个时候放射性成因氩丢失过,在不同温度下释放出来的气体中

的  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$  比值就会是变化的,这时将产生一个由一系列年龄组成的年龄谱图。

Ar-Ar 年龄谱图会有 8 种可能的结果,从中可以得出丰富的地质年代信息(图 1~8)。图中,实心三角表示后期事件的年代;空心三角表示原岩的年代。

(1)全部点组成一个平坦的年龄谱(图 1)。此时只有一个坪年龄存在,如果样品没有遭受后期变质作用,这个坪年龄代表矿物的结晶年龄。

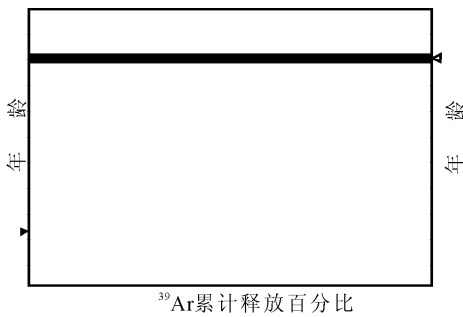


图 1 年龄谱图可能出现的 8 种形式之一  
Fig.1 The first type age spectrum of Ar-Ar stepwise heating dating

(2)全部点组成一个平坦的年龄谱(图 2)。此时同样只有一个坪年龄存在,如果样品遭受了强烈的后期变质作用,这个坪年龄代表矿物的变质年龄。

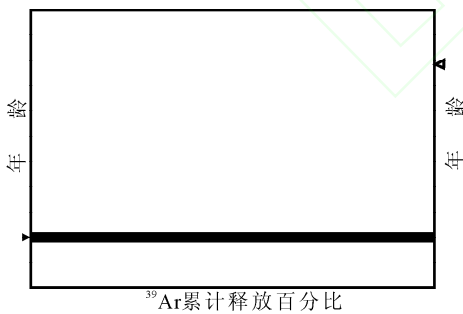


图 2 年龄谱图可能出现的 8 种形式之二  
Fig.2 The second type age spectrum of Ar-Ar stepwise heating dating

(3)有两个年龄坪存在(图 3)。高温坪年龄代表矿物的结晶年龄,低温坪年龄代表矿物的变质年龄或后期热扰动的年龄。这是 Ar-Ar 测年法所能得到的最理想的情况。

(4)有两个坪存在(图 4)。高温坪代表矿物的结晶年龄,低温坪年龄没有地质意义。

(5)有两个坪存在(图 5)。高温坪年龄没有地

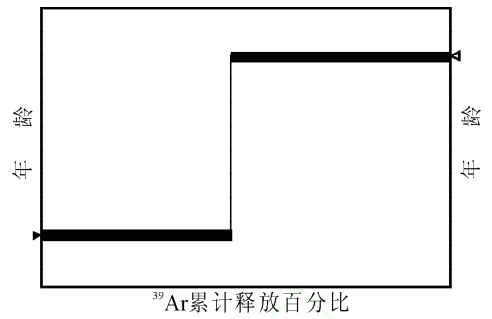


图 3 年龄谱图可能出现的 8 种形式之三  
Fig.3 The third type age spectrum of Ar-Ar stepwise heating dating

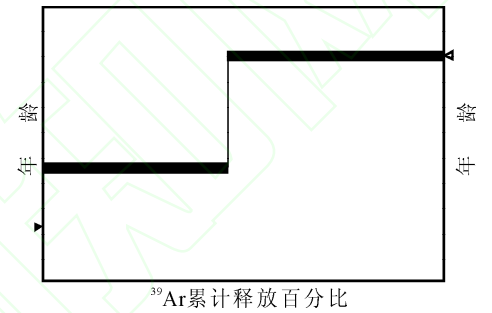


图 4 年龄谱图可能出现的 8 种形式之四  
Fig.4 The fourth type age spectrum of Ar-Ar stepwise heating dating

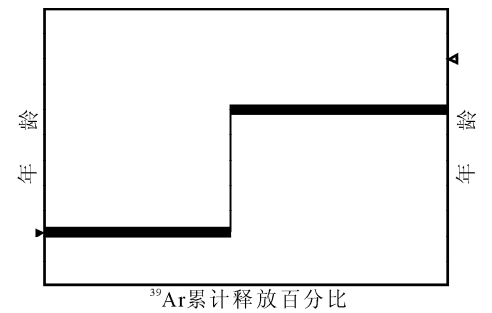


图 5 年龄谱图可能出现的 8 种形式之五  
Fig.5 The fifth type age spectrum of Ar-Ar stepwise heating dating

质意义,低温坪代表矿物的变质年龄或后期热扰动的年龄。

(6)有两个坪存在,但都没有地质意义(图 6)。

(7)没有年龄坪存在(图 7),但年龄值从低温到高温单调递升,它反映了地质体经历了持续单调的抬升冷却降温过程或强度不断衰减的热脉冲扰动事件。

(8)没有年龄坪存在(图 8),谱型展布也没有规律,此时可参考其总气体年龄(Total age,类似于一

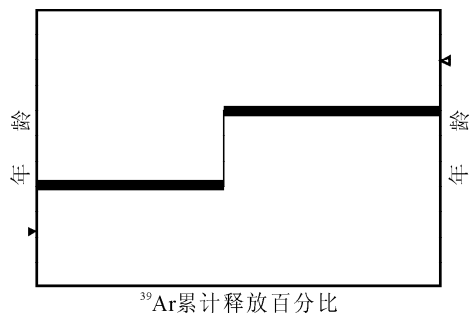


图6 年龄谱图可能出现的8种形式之六

Fig. 6 The sixth type age spectrum of Ar-Ar stepwise heating dating

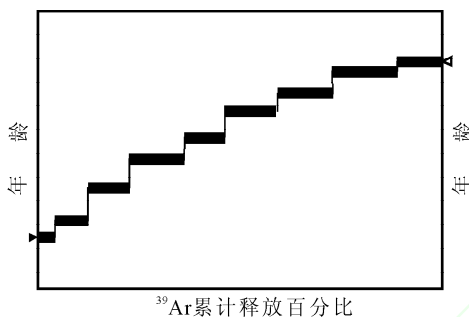


图7 年龄谱图可能出现的8种形式之七

Fig. 7 The seventh type age spectrum of Ar-Ar stepwise heating dating

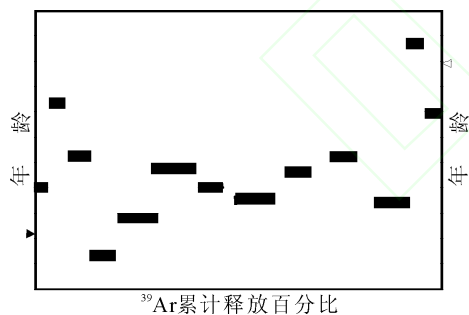


图8 年龄谱图可能出现的8种形式之八

Fig. 8 The eighth type age spectrum of Ar-Ar stepwise heating dating

次全熔 Ar-Ar 年龄或 K-Ar 年龄) 讨论相关的地质问题。

#### 4.1.2 激光 Ar-Ar 定年法

传统 Ar-Ar 法阶段升温加热测年法的技术基础是需要一个加热炉, 将破碎至 40~80 目的样品投入熔样炉中加热析出氩气体供同位素测年用。而一般的炉子在加热到 1000℃ 以上时都会产生至少  $10^{-14}$  mol 的热本底。为克服热本底的影响, 每次投样量都在几十毫克—几百毫克之间。这对于珍贵而

不易大量获取的样品(如陨石、月岩等太空样品)和含量少或颗粒细小不易分选的矿物(如包裹体矿物)的测年就难以实现。此外, 由于这几十毫克—几百毫克样品是由大量矿物颗粒混合而成的, 实际所得到的年龄是参加分析的矿物颗粒各自结晶或变质年龄的加权平均值。一般会出现两种情况: 矿物结晶后未受变质或遭受的变质作用单一、均匀, 这时常规 Ar-Ar 法所得的结果就会接近于矿物的结晶年龄或变质年龄; 矿物结晶后遭受复杂的变质作用, 有多期矿物及后成合晶、矿物反应边等, 这时常规 Ar-Ar 法所得的结果就会和实际的地质事件不符, 是无意义的混合年龄。因此, 迫切需要寻找新的加热方法对微区和微量样品进行 Ar-Ar 同位素年龄测定。

20 世纪 60 年代, 激光刚被发现就引起了地质学家的注意, 并于 70 年代中期发展成功了一种新的同位素测年技术: 激光显微探针 Ar-Ar 微区测年法。其技术原理是用高倍显微镜在磨光的岩石光片(厚 0.5~2 mm)上找到待测矿物, 然后把激光束通过棱镜引入到显微镜光路中聚焦到矿物上使之熔化, 释放出 Ar 气体进行年龄测定。这一技术主要是利用了激光的 3 个特性: ①强方向性。束散角可小于 3 mrad, 近乎平行光, 并且在被棱镜转向过程中保持平行性不变, 可以被引导到任意一个想要加热的地方。②高能量密度。由于激光束细到 1~0.02 mm, 能量集中, 功率密度可达  $10^{10}$  W/cm<sup>2</sup>, 所以升温快, 熔样时间短, 热扩散范围小, 热本底极低(<sup>40</sup>Ar 约为  $10^{-16}$  mol)。③连续激光能量连续可调。

利用激光的上述特性可做如下工作:

(1) 实现了微量样品乃至单颗粒矿物测年和在岩石光片上寻找待测矿物直接进行微区(几十微米—几百微米)Ar-Ar 测年。这一点在变质岩 *P-T-t* 轨迹研究中很有用, 因为能在显微镜下观察、选择要进行年龄测定的矿物颗粒和区域, 实现变质作用 *P-T* 条件研究和微区年龄测定的高度一致, 从而获得目前技术手段能够达到的 *P-T-t* 轨迹中最精确的 *t* 值。

(2) 进行年轻样的 Ar-Ar 年龄分析。年轻样品因其放射成因氩含量很低, 用常规 Ar-Ar 法进行年龄分析时热本底的影响会给年龄带来较大的偏差。所以年轻于 5 Ma 的样品很难用 Ar-Ar 法来测量。引进激光熔样技术后, 由于热本底极低, 国际上已有年轻到几千年的激光 Ar-Ar 年龄的报道。

(3) 利用连续激光能量连续可调之特性进行矿物阶段升温测年。一般的连续激光的能量输出值在



0.1~60 W 之间连续可调,选定不同的输出能量作用于矿物颗粒上就可以得到不同的温度,从而达到阶段升温熔样的目的。目前,国际上已经可以做到在一个毫米级单颗粒矿物上进行 10 个温阶以上的阶段升温加热实验,得到 Ar-Ar 年龄谱和 Ar-Ar 等时线。

激光显微探针技术对某些地质样品有特殊的效果,如对于分离和纯化很困难的细小的样品,可以用激光探针技术直接在光片上测年;对于某些有过剩氩存在的样品,用激光探针技术研究其组分的分布以便识别和校正矿物中的过剩氩,从而准确地测定其年龄;如果样品中含有同类矿物的不同期矿物颗粒,就可以对各期矿物分别分析,分别得出其年龄值和 Ar 同位素在矿物颗粒完全或不完全重结晶过程中迁移的信息。

#### 4.1.3 Ar 同位素相关图(等时线)

不论是常规 K-Ar 年龄测定方法还是 Ar-Ar 年龄测定方法都要对大气氩的存在进行校正。这一校正所根据的假设是:<sup>36</sup>Ar 来自大气,而且大气氩的 <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 比值为 295.5。这一假设可能是不严格的,因为在最初结晶时,<sup>40</sup>Ar 和 <sup>36</sup>Ar 同时并入矿物或岩石是可能的(Musset et al., 1968)。这种氩气中的 <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 值可能与现代大气氩的这一比值明显不同。因此,从岩石或矿物所观测到的 <sup>40</sup>Ar 的量来对非放射成因 <sup>40</sup>Ar 的存在做出校正未必就是准确的。如果继承氩中的 <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 比值大于 295.5,那末将有明显过剩的放射成因 <sup>40</sup>Ar 产生。如果继承氩中 <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 比值小于 295.5,那末将明显地造成放射成因 <sup>40</sup>Ar 的不足,这将被错误地归因于 <sup>40</sup>Ar 的部分丢失。

为了解决这一问题,先后提出了两种相关图解。

(1)传统的 <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar - <sup>39</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 等时线法(图 9):在照射过的样品被逐级加热的过程中,所测量到的释放气体中 <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 比值(在对干扰反应校正以后)为:

$$\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}\right)_m = \frac{^{40}\text{Ar}_e + ^{40}\text{Ar}^*}{^{36}\text{Ar}_e} \quad (3)$$

在式(3)中,下角标 e 代表混染氩,它包括大气氩和在结晶过程中被锢禁的或后来进入矿物的氩。方程(3)可改写成:

$$\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}\right)_m = \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}\right)_e + \left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}}\right)_k \left(\frac{^{39}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}\right)_m \quad (4)$$

式(4)中下角标 m 表示测量到的比值,k 表示由样品中的钾产生的氩。方程式(4)代表了以 (<sup>40</sup>Ar/

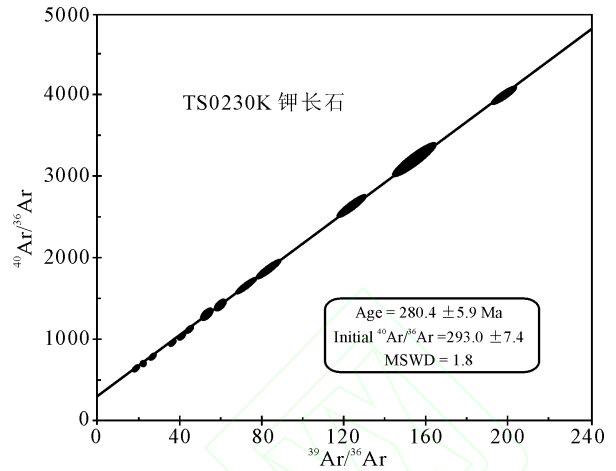


图 9 正等时线图解

Fig. 9 <sup>39</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar vs. <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar isochron diagram

<sup>36</sup>Ar)<sub>m</sub> 和 (<sup>39</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar)<sub>m</sub> 为坐标的一个直线簇,其斜率等于 <sup>40</sup>Ar\*/<sup>39</sup>Ar 比值。因此,从未受扰动的矿物或岩石样品逐级释放的气体馏分所测量到的 <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 和 <sup>39</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 比值可以确定一连串的点,这些点可以拟合成一条直线。这条直线是一条斜率等于 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 比值的等时线,该比值与样品的年龄有关。等时线的截距为混染氩的 <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 比值,即为与某一给定样品相关的气体中非放射成因氩的同位素比值。在通常情况下,这个比值和现代大气氩同位素比值相近(295.5)。但在某些矿物中,由等时线的截距得到的混染氩的 <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 比值可以远远偏离现代大气氩同位素比值。如 Husain 和 Schaeff 发现,在年龄为 3770 Ma 的月球玄武岩中,混染氩的 <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 比值可以小到 3.3。这种等时线方法类似于 Rb-Sr 等时线方法,Rb-Sr 等时线的数据点来自一套同时代同成因的若干不同样品,而 Ar-Ar 等时线数据点为同一个样品的若干不同加热阶段所释出的 Ar 同位素分析数据。Merrihue 和 Turner 把这种图解方法应用于他们所分析的陨石数据,获得了很好的相关线和有意义的年龄。而 Lanphere 和 Dalrymple 用这种图解检查已知含过剩 <sup>40</sup>Ar 的地球样品,发现数据点很分散,系统性趋势微弱,因而得出这种等时线图解不适用于含过剩 <sup>40</sup>Ar 地球样品的结论。

(2)<sup>36</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar - <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar 同位素相关图(反等时线):传统的 <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar - <sup>39</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 等时线图的最大缺点是,以通常同位素分析精度最差的 <sup>36</sup>Ar 作分母,同时影响两坐标轴,因而伴随两坐标轴的误差高度相关,这就可能产生误导的线性相关;<sup>36</sup>Ar 的高

误差同时传递给 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ , 导致由 $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$  计算出来的年龄误差偏高; 另一个不利之处就是图解上相关线的一端是开放的, 相关线沿开放端延伸, 即 $^{36}\text{Ar}$  监测不出来的数据点落在无穷远处, 其结果即将会使富集放射成因的样品点(通常为高温阶段)控制线性回归, 因而难以精确计算混染 Ar 同位素组成。为了克服传统的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  Ar 等时线图缺点, 科学家发展了 $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  同位素相关图法(图 10)。在这个方法中, 两个坐标轴的数据点都以 $^{40}\text{Ar}$  做分母, 由于 $^{40}\text{Ar}$  在氩的同位素中通常含量最高, 分析精度也高, 两坐标的比值误差的相关性小, 常可忽略不计。在这种等时线图解上, 数据点沿着一条两端封闭的负斜率直线分布, 因而称为“反等时线”, 等时线年龄由  $x$  轴截距之倒数(即 $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ ) 给出, 混染 Ar 组成对应于  $y$  轴 $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  截距之倒数。这种反等时线图解能够清楚地表明, 样品中的 Ar 同位素组成由混染 Ar 和放射成因 Ar 两端元混合而成。目前, $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  同位素相关图法(反等时线)在 Ar-Ar 定年数据处理中应用最为广泛, 已基本取代了传统的等时线。

#### 4.2 适用于 Ar-Ar 法年龄测定的岩石矿物

原则上, 含有 K 元素的岩石矿物都可以用于 Ar-Ar 法年龄测定。

(1) 云母类。云母类矿物是 Ar-Ar 法年龄测定最为理想的对象之一, 其原因是云母中 K 含量比较高, 又是大多数中酸性火成岩和变质岩的常见矿物。它具有有利于保存 K 和 Ar 的结晶格架, Ar 不易丢失。大量的数据表明, 白云母、黑云母、金云母、锂云

母一般都能获得较为满意的年龄结果。

(2) 长石类。在火成岩中长石类矿物所占的比例很大, 但是由于本身结构上的缺陷, 对 Ar 的保存性能不如云母, 某些活化能较低的长石中放射成因 $^{40}\text{Ar}$  会扩散丢失。常用的有正长石、微斜长石和歪长石。火山成因的高温钾长石-透长石对放射成因 $^{40}\text{Ar}$  的保存可与黑云母相比拟, 是年轻火山岩年龄测定中理想的对象。

(3) 角闪石。角闪石中 K 含量较低(0.1%~1.5%), 但由于其封闭温度很高(550°C), 也是一个较可靠的 Ar-Ar 法年龄测定对象。火成岩中的角闪石, 其 Ar-Ar 法年龄可以认为代表岩浆形成的时代。

(4) 辉石。K 含量很低(万分级), 是大陆上基性火山熔岩中常见的矿物, 因此有时也被用作测定对象, 特定条件下可以获得比较满意的年龄值。但是, 深成条件下形成的辉石含有过剩 $^{40}\text{Ar}$ , 因而会给出异常高的年龄值, 必须特别谨慎对待。

(5) 海绿石。海绿石是与沉积岩同时形成的含 K 的自生矿物, 对于沉积岩, 尤其是对于无化石的沉积“哑岩(地)”层的年龄测定具有一定意义。海绿石对 Ar 保存性能良好, 其中的 Ar 只是在矿物晶格破坏时才析出。采用海绿石作为测定对象, 可以获得与地质资料相吻合的年龄值。但海绿石较易发生 K 的吸收而导致年龄偏低, 因此, 一般认为海绿石可提供沉积岩的最小年龄值。未受强烈变质作用和次生作用的海绿石样品, 能给出较好的 Ar-Ar 年龄结果, 但需同时进行矿物学方面的研究才能够确定其地质意义。

(6) 其他矿物。钾盐尽管可用于 Ar-Ar 法年龄测定, 但一般所得到的年龄偏低, 只能视为样品生成的时间上限。霓石、霞石是碱性岩年龄测定的探讨性对象, 所得年龄值有时偏高, 因为其中可能存在着过剩 Ar, 必须结合其他限定条件进一步进行研究。

(7) 全岩。测定全岩年龄实际上是测定全岩中各矿物年龄的平均值。所测结果往往偏低, 因为全岩中某些矿物对 Ar 保存性能差。如花岗岩全岩 Ar-Ar 年龄比云母单矿物年龄偏低, 是因为其中存在大量的钾长石, 钾长石容易丢失 Ar 而造成全岩年龄偏低。因此, 只要有可能就应分别测出全岩中各类矿物的 Ar-Ar 年龄。如果这些数据一致, 则此年龄值具有可靠的代表性。对于许多火山岩, 由于颗粒太细, 分选单矿物有困难, 在这种情况下, 可

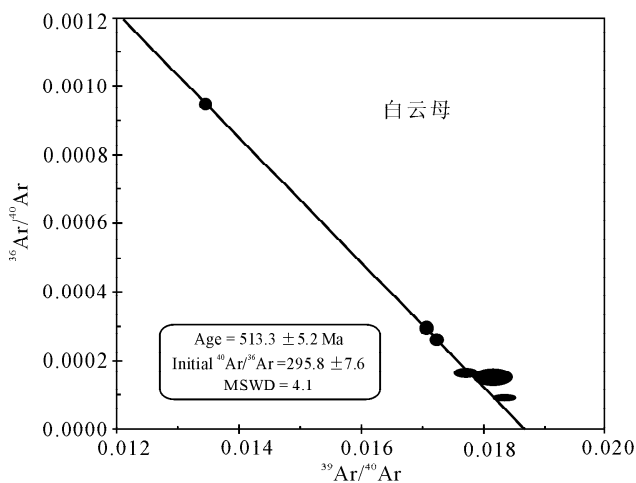


图 10 反等时线图解

Fig. 10  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  vs.  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  inverse isochron diagram

以考虑采用全岩样品作为测定对象。基性火山岩全岩样品作为 Ar-Ar 年龄测定对象较为普遍。一般认为,对于小于 200 Ma 的细粒玄武岩全岩,可以获得满意的年龄值。对于更年轻的火山岩全岩来说,因为扩散作用的时间短,所以较易测得满意的年龄值。对于大于 200 Ma 的基性火山岩,很难找到新鲜样品,也就难以获得可靠的全岩年龄。

板岩是由泥质沉积物经再结晶作用形成的,其中大多数的 K 存在于细粒白云母中。由于原始沉积中的碎屑矿物常含有大量的放射成因 Ar,因此,在测定和使用板岩年龄数据时,应考虑是否有古老 Ar 存在。

#### 4.3 Ar-Ar 法测年样品的采集和处理注意事项

Ar-Ar 法同位素地质年龄数据的可靠性,既取决于测试技术的准确度,也取决于被测样品是否具有代表性,两者都不可忽视。虽然原则上要求被测样品在漫长的地质时间内处于封闭的化学体系,但是在自然界中往往难以达到。后期的叠加作用,如变质作用、热液蚀变作用、交代作用及各种表生风化作用,常常使平衡遭到破坏,造成年龄数据的偏低或偏高,甚至得出十分奇怪的地质结论。因此,采集合适的样品,具有某地质事件的代表性,是年代学研究中一项极其重要的工作。

野外采样,必须对所在地区的地质情况进行足够的了解和研究。必须查明各地质体之间的相互关系,特别要注意区分岩体和其中的捕虏体;要判明沉积岩中自生矿物和陆源碎屑矿物存在的可能性;要分清变质岩和变质残留体;要尽可能地在远离接触变质带和热液蚀变带的部位取样。最好在人工采石场、地下坑道的新鲜露头和钻孔岩芯等处取样。如果难以满足以上要求,则应尽量采集新鲜的具有代表性的岩石样品。

采样的目的和所要解决的问题必须明确,进行针对性地采样。如果为了确定岩浆岩中岩石矿物的结晶作用的年代,可采集原生的新鲜云母、角闪石类矿物;为了测定沉积岩的沉积年龄,可采集自生矿物,如海绿石、伊利石等;为了测定伟晶岩的形成时代,可采集云母类矿物;为了确定构造事件的时代或变质作用事件的时代,要采集受构造作用最强烈或变质程度最高的样品,并从中分选 Ar 同位素封闭温度较低的矿物供 Ar-Ar 法测年用;如果是为了确定变质岩原岩的时代,一定要在变质作用最弱或叠加作用不十分强烈的部位采样,并从中分选 Ar 同位素封闭温度较高的矿物供 Ar-Ar 法测年用。

对于年轻的火山岩,采用全岩或高温长石。一般说来,年轻沉积地层中的火山岩是确定地层时代的重要对象,但要求样品特别新鲜。

单矿物样品的纯度要求在 98% 以上,必要时应进行镜下手工挑选。除去矿物的连晶、杂质和次生变化的矿物。云母要避免绿泥石化、蛭石化及次生风化;钾长石要避免绢云母化、条纹长石化及高岭石化;海绿石要避免铁化,应呈深绿色。全岩样品需要破碎 1 kg 左右,经过过筛缩分,混合均匀。全岩样品的粒度最好是 0.4~0.6 mm,单矿物的粒度可在 0.2~0.4 mm 之内(40~60 目或 60~80 目)。送样的同时,还要求附交被测样品的光薄片鉴定资料,以及送样清单和说明书一份。说明书中要写明样品编号、名称、产地(省、县、乡、村名或经纬度)、可能的地质时代和采样地区的地质情况。同时还最好附上一份标明采样位置的采样地区的地质图和剖面图。

对测定样品的重量要求,取决于估计的地质年龄、K 含量等。一般,对于大于 20 Ma 的样品,云母、长石类高 K 含量矿物 0.2 g 以上可以满足要求,闪石等低 K 含量矿物 0.5 g 以上;对于小于 20 Ma 的样品,云母、长石类高 K 含量矿物 0.5 g 以上可以满足要求,闪石等低 K 含量样品 1 g 以上。

#### 4.4 影响 Ar-Ar 法年龄数据可靠性的因素

地质样品 Ar-Ar 法年龄测定结果的可靠性取决于以下条件是否能够满足:

(1)在矿物存在的整个时期内,由<sup>40</sup>K 衰变所产生的放射成因<sup>40</sup>Ar 没有逸出过。

(2)岩石矿物形成过程中和形成以后,钾和氩(尤其是氩)从开放体系过渡到封闭体系,所经历的时间相对于封闭体系维持的时间要短得多,从部分封闭到完全封闭所经历的时间可以忽略不计。这意味着结晶以后矿物必须迅速冷却。

(3)不管是在矿物形成时,还是在以后的变质事件中,都没有过剩氩进入矿物。

(4)岩石矿物形成时所携带的氩同位素的丰度比(<sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 的比值)应与现代大气中<sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 的比值相同或可以扣除。也就是说,可以用现代大气氩同位素丰度或者等时线的初始值来校正样品形成时非放射成因的<sup>40</sup>Ar。

(5)在矿物存在的整个时期内,对钾是封闭的。

(6)矿物中钾的同位素组成是正常的,而且除了<sup>40</sup>K 的衰变过程外,没有因为分馏作用或其他过程而引起的变化。

在岩石矿物形成到测定年龄的漫长时间内,任何因素引起其中母体 $^{40}\text{K}$ 和子体 $^{40}\text{Ar}$ 的增减,都将导致所测得的年龄数据失真。例如,某种矿物岩石在某种特定的地质条件下发生外来 $^{40}\text{Ar}$ (过剩 $^{40}\text{Ar}$ 、继承 $^{40}\text{Ar}$ )的加入,将导致数据偏高。相反地,如果发生了 $^{40}\text{K}$ 的加入和 $^{40}\text{Ar}$ 的丢失,则将导致数据偏低。如果 $^{40}\text{Ar}$ 完全丢失,那么 Ar-Ar 时钟将重新拨动计时,开始记录新的地质事件。不论是理论上的推断还是多年来的应用实践,都证明 Ar 的丢失是影响 Ar-Ar 测年准确度的主要原因。而导致矿物中 Ar 丢失的地质因素有以下 6 种:

(1) 矿物晶格对 Ar 的保存能力。不同的矿物对 Ar 的保存性能不同,有些矿物即使在常温常压下也不能把放射成因 Ar 保存下来。

(2) 熔融。当火成岩侵入时或产生混合岩化时,受影响的岩石将被完全熔融,则使 Ar-Ar“时钟”重新拨动。

(3) 变质作用。由于温度和压力上升,变质作用通常引起 Ar 完全丢失。如果变质作用程度较浅,Ar 仅部分丢失, $^{40}\text{Ar}$  会以继承 Ar 的方式部分保存下来。

(4) 风化和蚀变。这个过程可导致 Ar 全部或部分丢失。矿物完全蚀变可导致 Ar 全部丢失,但是通常风化蚀变并不完全导致矿物格架完全破坏,受风化的岩石仍然还含有一些 Ar。

(5) 重结晶。用于 Ar-Ar 测定的矿物,各种原因发生的重结晶作用,都会造成 Ar 的丢失。特别是盐类矿物的重结晶很难辨认,这是测定含盐类如钾盐的 Ar-Ar 年龄最困难的因素之一。

(6) 重新受热。大多数矿物长期受到 100~200℃ 的加热就会发生 Ar 的丢失。这种受热可能是由深埋、附近岩脉的侵入或微弱的变质所引起的。重新受热的影响很难被辨认出来,因为此时矿物在物理、化学上的变化并不明显。重新受热是影响 Ar-Ar 计时的重要因素。

除了地质方面的因素之外,在准备和处理样品的过程中,Ar 还可能发生丢失,如在单矿物分选过程中,如果将样品破碎的粒度远远小于矿物的自然粒度,就容易因为晶格破坏导致部分放射性成因 $^{40}\text{Ar}$ 的丢失。实验室烘烤样品时温度过高或化学处理中引起矿物晶格的破坏等,不过这些都是可以避免的。

#### 4.5 Ar-Ar 法年龄数据质量判断、数据解释注意事项

(1) Ar-Ar 法测年,可获得坪年龄、等时线年龄

和总气体年龄(Total age)。对于坪年龄,坪的宽度越大越好,一般要求占总量的 50% 以上,最好在 70% 以上。年龄谱形态多种多样,有时可获得 2 个有地质意义的坪年龄,若出现 3 个或 3 个以上的坪年龄,不可能都有地质意义,要结合数据和地质情况综合判断哪个或哪 2 个坪年龄具有什么地质意义。如果存在过剩 Ar,坪年龄无地质意义,应使用等时线年龄。在存在一部分 Ar 丢失的情况下,等时线法仍能获得真实年龄(低温阶段析出 Ar 数据不参加计算)。总气体年龄相当于 K-Ar 年龄,在研究对象无年龄资料时,可供参考。

(2) 可从年龄数据本身判断质量高低。年龄误差越小越好,一般要求小于 5%,最好小于 3%。组成年龄坪的 $^{39}\text{Ar}$  释放量所占的比例越高越好,含过剩 Ar 越低越好。在等时线图上,等时线截距 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  为 295.5 左右,则无过剩 Ar,也无 Ar 丢失。这时等时线年龄和坪年龄一致。

(3) 对于火山岩,年龄可代表地质体的形成时代。对于未受后期作用叠加改造的年轻(新生代,特别是新近纪以来)的火山岩,其 Ar-Ar 法年龄可以解释为地质体的形成时代。但要注意过剩 Ar 和继承 Ar 的问题。此外,一些火山岩中的斑晶矿物可能是早期结晶相的矿物,并不能代表火山作用的年代。

(4) 由于在测年误差范围内,许多情况下中浅成侵入体的冷却时间可不予考虑,矿物 Ar-Ar 法年龄可代表岩体的形成时代,至少对于划分岩体的形成时代不会出大的偏差。对于深成侵入体,如果岩体冷却速度较快,不同矿物虽然有不同的封闭温度,但其 Ar-Ar 年龄在测年误差范围内可能相同,故也可代表岩体的形成时代。

(5) 如果深成侵入体和变质岩是缓慢冷却的,那么不同矿物的 Ar 封闭温度不同,此种情况下并非所有矿物的 Ar-Ar 法年龄都能代表岩体的侵入时代,只有封闭温度高的矿物的 Ar-Ar 年龄才接近或代表岩体的侵入时代。矿物封闭温度从高到低的排列顺序为:辉石(600~650℃)、角闪石(500~600℃)、透长石(400~450℃)、白云母(350~400℃)、金云母(300~450℃)、黑云母(250~350℃)、斜长石(230~300℃)、钾长石(220~250℃)、正长石(180~200℃)、微斜长石(140~150℃)。利用不同矿物封闭温度不同的特点,与其他测年方法结合,可以研究地质体经历的热演化历史(陈江峰,1995;Krol et al.,1996;Lister et al.,

1996; Sorkhabi et al., 1996; 陈文寄等, 1999; Schlup et al., 2003; 王非等, 2004; 陈文等, 2006; 施小斌等, 2006; Celerier et al., 2007; Maurel et al., 2008; Harrison et al., 2005, 2009; Cassata et al., 2009; Metcalf et al., 2009; Steltenpohl et al., 2009; Berman et al., 2010)。

(6) 沉积岩中碎屑矿物 Ar-Ar 法年龄测定, 可能得到大量物源区的年龄信息。这种方法近年来在国际上蓬勃兴起 (Stuart, 2002; Haines et al., 2004; Hodges et al., 2005; Clift et al., 2006; Rieser et al., 2006; Najman, 2006; Brewer et al., 2006; Reynolds et al., 2009a, 2009b; Hoang et al., 2010)。

(7) 岩相学观察和研究对于 Ar-Ar 法年龄的解释也十分重要。不论测年对象是什么, 都应注意是否遭受了蚀变改造。变质岩石中的一些非变质矿物的 Ar 同位素体系可能既不完全封闭也未完全重启, 这时 Ar-Ar 法年龄就没有地质意义。有时, 年龄数据正确, 但年龄数据的地质解释不正确。例如, 构造带 (例如韧性剪切带) 中新生矿物的 Ar-Ar 法年龄代表的是构造带活动的时代, 而不是“原岩” (例如岩体) 的形成时代。

#### 4.6 对 Ar-Ar 法的总体评价

Ar-Ar 同位素地质测年方法虽然发展历史不长, 但目前已经成为同位素地质年代学研究的最主要方法之一 (Bogard et al., 2009; Bhutani et al., 2009; Park et al., 2009; Foster et al., 2010; Karlstrom et al., 2010; Mark et al., 2010; Wilke et al., 2010; Xue et al., 2010; Kirkland et al., 2007; Brownlee et al., 2010; Barry et al., 2010; Naibert et al., 2010; Aciego et al., 2010; Jourdan et al., 2010; Dziggel et al., 2010; 富云莲, 1993; 王松山等, 2001; 王非等, 2006; 陈文等, 2005, 2007; 李文昌等, 2009; 李建康等, 2009; 潘小菲等, 2009; 邱华宁等, 2009; 王勇生等, 2009; Zhu, 2010)。该方法具有以下特点: ①测量的时间域较宽。最老可到 3800 Ma (月岩年龄, Schaeffer et al., 1977), 最年轻可测到千年级 (意大利维苏威火山喷发年龄, Renne et al., 1997); ②测量对象广泛。原则上, 所有的含钾矿物、岩石都可以用作 Ar-Ar 法同位素测年, 甚至含有微量钾盐包裹体的非钾矿物如石英、闪锌矿等也有成功测定出 Ar-Ar 年龄的报道; ③独特的分步加热技术和内部组分的 Ar 同位素相关图处理技术不仅可以获得高精度的年龄, 还可以揭示被测定对象所经

历的多期地质演化信息; ④和激光技术配套可以直接在岩石光片上寻找待测矿物进行微区 (几十微米—几百微米) Ar-Ar 测年, 从而能够获得变质岩  $P-T-t$  轨迹研究中最精确的时间信息; ⑤应用领域广泛, 几乎所有的地质学分支学科中都有应用, 各国科技工作者利用此方法解决了大量的有意义的地质问题, 它们包括了局部的、区域的、甚至全球性的许多重要地质事件的时代。随着超高真空技术的引入及低成本高灵敏度静态质谱技术的应用, 该方法的应用范围也从较老的地质体向新生代, 特别是第四纪样品进军, 并为地球动力学研究、古地磁倒转、第四纪地质和古人类学研究等提供了令人信服的证据; ⑥是矿床年代学研究的最主要的技术手段; ⑦是同位素热年代学研究的支柱技术。由于 Ar-Ar 法测年矿物广泛, 这些矿物的封闭温度差别很大, 从 600~140°C, 跨越了约 15 km 的正常地温梯度范围, 因此, 不论是用矿物对法还是用年龄高程法研究地质体的抬升-剥露历史, Ar-Ar 法都是不可替代的工具。

Ar-Ar 法测年也有其局限性。Ar-Ar 同位素地质测年方法的局限性首先是分析技术比较复杂导致其成本高、分析周期长。其次是它要求待分析样品先在核反应堆中接收快中子照射, 需要用年龄已知的标准样品同期接受照射以确定年龄计算参数  $J$  值, 因此,  $J$  值测定的准确性直接影响样品年龄测定的准确性。在  $^{39}\text{K}$  转变成  $^{39}\text{Ar}$  的核反应过程中, 由于快中子打击的动力作用, 所产生的  $^{39}\text{Ar}$  会产生位移, 如果样品颗粒太小 (10  $\mu\text{m}$  以下),  $^{39}\text{Ar}$  就会冲出颗粒边界而丢失。因此, 对极细粒的粘土矿物用 Ar-Ar 法测定出的年龄结果就可能与样品的实际年龄有显著差别 (通常是偏高)。对于古元古代和太古宙古老变质岩样品, 由于可能存在 K 和 Ar 的自然扩散作用或后期变质、变形等多因素的扰动作用, 用 Ar-Ar 法很难测出早期的变质事件年龄。

目前国内开展 Ar-Ar 测年研究和实验的单位主要有中国地质科学院地质研究所、中国科学院地质与地球物理研究所、中国科学院广州地球化学研究所、中国地震局地质研究所、北京大学、中国地质大学 (北京) 和中石油勘探研究院等。

## 5 Rb-Sr 法同位素定年

### 5.1 方法简介

Rb-Sr 法测年应用的是  $^{87}\text{Rb}$  放射出的  $\beta^-$  粒子衰变为稳定同位素  $^{87}\text{Sr}$  的原理。1937 年, 放射性同

位素<sup>87</sup>Rb被确定;同年,Coldschmidt建议利用富Rb矿物定年;1943年,Hahn等获得了第一个由铯榴石测定的Rb-Sr年龄。上世纪60年代以后,随着同位素稀释法的引入,固体同位素质谱计灵敏度、精确度的改进及等时线概念的提出,该方法才被广泛应用。如今,Rb-Sr同位素计时体系仍然是同位素地质年龄测定的重要方法之一。

Rb是碱金属元素,在自然界由2个同位素组成,<sup>87</sup>Rb和<sup>85</sup>Rb,其丰度分别为27.8346%和72.1654%。<sup>87</sup>Rb具有放射性,它通过放射出β<sup>-</sup>粒子衰变为稳定的<sup>87</sup>Sr。Sr是碱土金属元素,有4个天然同位素,<sup>88</sup>Sr,<sup>87</sup>Sr,<sup>86</sup>Sr和<sup>85</sup>Sr,其丰度分别为82.56%,7.02%,9.86%和0.56%。除<sup>87</sup>Sr有放射成因和非放射成因外,其余3个同位素都属非放射成因同位素。Rb-Sr年龄计算公式:

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right) = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_i + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right) (e^{\lambda t} - 1) \quad (5)$$

式中,<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr和<sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr为样品中现在的值,由实验测定;<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>i</sub>为样品形成时或同位素均一化时的值(初始值);λ为<sup>87</sup>Rb衰变常数,等于1.42×10<sup>-11</sup>a<sup>-1</sup>;t为样品形成或Sr同位素均一化以来经历的时间。

对一组样品,如果它们具有相同初始同位素组成,形成于同一时间,并自形成或同位素均一化时起到现在样品中母、子体同位素保持封闭系统,既不迁出,也不迁入,这时方程(5)将是一直线方程,在<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr-<sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr图上形成一条直线,即等时线,由直线斜率可求出年龄t,即等时年龄值,截距为初始Sr同位素比值(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub>。

等时线法消除了年龄测定时未知的(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub>比值的扣除,同时得到的年龄t和(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub>值,为岩石年龄和成因研究打下了基础。作为地球物质成因研究,Sr同位素是最为重要的参数之一。等时线法利用统计方法估价年龄的不确定性,揭示这个不确定性的地质基础及研究系统的多次扰动等方法,对复杂地质作用来说,其结果比单个样品置信度更高,更具代表性。

用于Rb-Sr等时线测年的样品(全岩和矿物)需要满足4个条件:①具有相同的初始Sr同位素比值(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub>,即地质作用已使所研究的对象在Sr同位素组成上完全“均匀化”;②形成年龄相同,或在测年误差范围内年龄相同;③形成后未受到后期地质作用改造,同位素体系仍保持封闭。④用于等时年龄测定的一组样品的Rb、Sr含量必须有足够的分

异,Rb/Sr比值有足够的差别。

## 5.2 适合Rb-Sr年代学测定的对象和Rb-Sr等时线构成要素

由于Rb与K、Sr与Ca具有地球化学一致性,人们在选择Rb-Sr法测定的对象时往往寻找含K的矿物,因此一般适用Ar-Ar法测定的对象也适用于Rb-Sr年龄测定。

(1)云母类矿物。如果没有受过后期变动,火成岩中的黑云母和白云母对Rb、Sr有较好的保存性,因此经常被用于Rb-Sr同位素年龄测定。锂云母一般都具有合适的Rb/Sr比值,因此也是年龄测定很好的对象。如果岩体受过后期变动,那么黑云母比白云母更容易受到影响,更易发生Rb、Sr的得失。

(2)长石类矿物(钾长石、微斜长石、斜长石等)。这类矿物中放射成因<sup>87</sup>Sr的保存能力很好。但有时也会出现Rb/Sr比值异常,因此给年龄测定工作带来困难。

(3)闪石和辉石类矿物。这类矿物中Rb/Sr比值较低,世界上得到这类矿物的年龄数据也很少,但可以直接从辉石中测定<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr的初始比值,作为研究岩石形成机理的示踪剂。

(4)沉积岩中的自生矿物——海绿石。海绿石中的Rb/Sr比值较适合作年龄分析,但要注意有时候会存在这样的现象:海绿石的Rb-Sr年龄往往比可作比较的火成岩的云母Rb-Sr年龄偏低。

(5)全岩。全岩样品是指某种岩石的整体(包括组成岩石的全部矿物在内)。例如要采集花岗岩的全岩样品,一般取手标本大小的样品,将其全部破碎、磨细,严格按照缩分原则缩分至分析用的重量。

构成等时线的样品可以是全岩,也可以是矿物。前者称为全岩等时线,后者为矿物等时线或内部等时线。在使用Rb-Sr等时线时需要注意以下事项:①一条好的等时线必须具有高度的线性关系。这表明它满足条件:封闭演化,并且母、子体元素比值有大的变化。②对于一条好的等时线,岩石或矿物样品的母、子体元素丰度可能具有火成岩配分特征。如果不是这样,可能有无关样品引入,或者母、子体元素受到后期过程的影响。③好的等时线上的样品在地质上相关,这是其共成因和同时形成条件决定的。如:它们取自同一火成岩、同一侵入体或同一构造区有关岩石。如果不是,可以怀疑给出的年龄和初始值的正确性,或者可能是混合线。④好的等时线年龄应该与等精度或精度更高的年代学方法给出

的年龄数据在误差范围内一致。如果不是,给出的等时年龄可能是不正确的,也可能是后期地质作用的时间。这与同位素系统母、子体元素地球化学性质有关。⑤好的等时线给出的年龄应该与邻近地质体的年龄不矛盾,与野外观测的地质关系相一致。⑥好的等时线给出的初始同位素比值与其母体地幔和地壳同位素演化曲线不矛盾。例如:有的 Rb-Sr 等时线初始 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 比值低于 0.699,其年龄值显然是有问题的。⑦好的等时线上各样品点应该有合理分布。必须选择不同 Rb/Sr 比值的样品,其变化范围应尽可能宽。等时线的高点(或叫最高点)要求比较高的 Rb/Sr 比值,应选富 Rb 贫 Sr 的样品;等时线的低点要求低的 Rb/Sr 比值,应选贫 Rb 富 Sr 的样品;等时线上中间的各点,要求具有比较适中的 Rb/Sr 比值,介于高点和低点之间。因此,野外采样时各样品在水平或垂直方向上均应相隔一定的距离,同时要尽量在保证同源的前提下选择岩性有差异的样品。⑧一条好的等时线必须有足够的样品数。等时线上合理分布的样品点越多,年龄值的精度越高,其年龄置信度也越高。Rb-Sr 同位素年代学系统在地质作用中容易形成开放系统,由少数几个样品构成的等时线得到的年龄很难保证有高的可信度。

### 5.3 Rb-Sr 法的应用和注意事项

由于 Rb 和 Sr 的地球化学性质与 K 和 Ca 非常相似,而后两者是岩浆作用中的主要元素。Rb、Sr 这两种微量元素中通常包含了重要的成岩信息,尤其是在研究花岗岩的成因方面具有独特之处。因为花岗岩岩石中,Sr 通常以类质同象的形式存在于斜长石和磷灰石等早期形成的矿物中,而 Rb 则作为不相容元素,富集于残留熔体中,因此岩浆分异作用可以导致岩石、矿物中有大的 Rb/Sr 比值变化,这正是获得等时线定年的理想条件。这一地球化学特征使得 Rb-Sr 定年得到了极其广泛的应用。该方法可应用于侵入岩、火山岩、变质岩和某些沉积岩的同位素地质年龄测定,以及陨石和月岩形成时代的研究等方面。

用 Rb-Sr 等时线法测定岩浆岩的时代能够得到较好的结果,因为在岩浆岩形成的过程中 Sr 同位素较容易达到均一化,并且 Rb、Sr 也能较好地保持在化学封闭体系之中。所谓 Sr 同位素均一化作用,即是岩浆岩体形成时的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值在岩体各个部位是相同的。因此只要能采集到新鲜的具有不同 Rb/Sr 比值的样品,就能比较容易地测得岩体形成

的时代。但应注意,如果已形成的岩石重新熔融又侵入到其他岩层中,且在取样范围内保持化学系统的封闭性,那么计算得到的年龄值有可能比真实的结晶年龄高。因此在采集岩浆岩全岩标本时必须注意以下几点:①要采集具有岩浆岩结构,尽量避免已经发生了变质结构的样品;②不要在围岩接触带、构造变动带和蚀变带采集样品;③为了使等时线上各样品的数据点分布不致过分集中,采样时应注意采集同源同时期但不同岩性的样品。

在用 Rb-Sr 同位素系统测定中酸性侵入岩和火山岩的年龄时,如果岩石组成矿物没有遭受变质或蚀变作用,岩石迅速冷却,无论用全岩等时线法或矿物等时线法得到的年龄都可能是岩石的形成年龄。但需要注意的是,严格来说,对于大多数侵入岩,由于组成岩石的矿物封闭温度比岩浆固结温度低,实际由等时线得到的年龄应该是岩石冷却到封闭温度以下,同位素系统开始保质封闭时的年龄。只有当岩石较快速冷却时,Rb-Sr 同位素年龄才近似于岩石的形成年龄。

变质作用过程中温度、压力和化学条件的变化能导致岩石建立新的平衡,也能使岩石局部或全部重结晶,形成新的结构和新的矿物。显然,新生成的体系将构成新的 Rb-Sr 化学封闭系统,关键在于这一 Rb-Sr 系统的改造是在多大的范围内进行的,这是一个很值得探讨的问题,因为它涉及到用 Rb-Sr 等时线法测得的年龄值所代表的地质意义。

对于变质岩,由于 Rb 的易流动性,Rb-Sr 同位素系统容易被改造。矿物 Rb-Sr 等时线年龄一般代表岩石遭受最后一次强变质热事件 Sr 同位素均一化时间。全岩 Rb-Sr 同位素系统,如果变质程度达到角闪岩相也常被彻底改造,得到的年龄为变质事件的时间。如果样品 Rb-Sr 同位素系统没有完全被改造,那么,样品同位素数据分散,得不到等时线。Rb-Sr 同位素系统容易被改造的特点,使其产生了一个非常有价值的应用,现在已不把 Rb-Sr 系统作为一个单独能给予岩石形成年龄信息的好方法,而是与其他方法配合,特别是在研究后期地质作用,水热循环、区域变质作用、地壳抬升及构造变形等方面得到广泛的应用。由于全岩 Rb-Sr 系统抗后期地质作用扰动能力强,利用全岩和矿物 Rb-Sr 同位素系统,可以得到岩石两阶段演化历史。全岩 Rb-Sr 年龄可能反映岩石形成年龄或强变质作用时间,矿物 Rb-Sr 年龄反映最后一次样品遭受较强热事件的时间。

对于沉积岩,利用 Rb-Sr 法测定成岩自生矿物年龄,了解沉积岩形成时间是一个可以采用的方法。对细粒泥质岩石的测定,国内外均有报道。但是对其年龄的解释是复杂的,常常因不同成因碎屑存在,数据分散。利用 Rb-Sr 系统测定矿床或矿化带共成因矿物及矿物包裹体的年龄、确定矿床的形成时间也取得了成功(李华芹等,2000)。对于构造年代学,通过断层和韧性剪切带形成的矿物的 Rb-Sr 年龄测定,为阐明构造形成时间提供了可能。

Rb-Sr 同位素体系不仅用于为地质作用过程精确地定年,而且由于地壳与地幔两大储库之间 Sr 同位素组成存在明显差异,因此应用 Sr 同位素又可以识别成岩、成矿物质来源,示踪壳-幔之间相互作用的强度和过程。前面提到 Rb-Sr 全岩等时线法不仅可求岩石的形成时代,而且还可求得它的初始比值,该比值的大小取决于 Sr 的演化历史,特别反映了 Sr 先后所处体系的 Rb/Sr 比值。上地幔的岩石主要由铁镁硅酸盐组成,与地幔比较,大陆壳岩石更富含硅、铝和碱金属。因此大陆壳的岩石是富 Rb 的,它的 Rb/Sr 比值比上地幔岩石高得多,随着时间的推移,大陆壳岩石中 Sr 的放射成因<sup>87</sup>Sr 的含量也比上地幔高。Faure (1986)用计算方法求得大陆壳平均的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值为 0.719,与大陆地壳和水中同位素的观察值相符。对代表上地幔同位素组成的大洋玄武岩<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初始比值测定结果表明,<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初始比值在 0.704±0.0002 范围内。由于上地幔与大陆壳的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 之间存在着明显的差异,人们可以利用这种差异来辨别岩浆岩是由上地幔玄武质源区分异而成还是地壳重熔而成的。Faure 等根据<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值的差异,将花岗岩的成因划为 3 种类型:①地幔型花岗岩或称幔生型花岗岩,它们的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初始比值在 0.702~0.706 之间,接近上地幔的比值。②地壳型花岗岩或称壳生型花岗岩,它们的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初始比值大于 0.720。③过渡型花岗岩,它们的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初始比值介于 0.710~0.720 之间。

除上述锶同位素地球化学特征之外,利用海水中<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值随时间演化的变化规律,为开展锶同位素地层学的研究提供了理论依据,为年轻地层的划分以及探讨古环境、古气候等提供了新手段(杨振宇等,2009)。其主要研究对象是海相碳酸盐、生物贝壳和海相溶积物等。

其他的应用研究实例可以参见文献(Yang et al.,2001;Kinnaird et al.,2004;Bosse et al.,2005;

Vincenzo et al.,2006;Gleissner et al.,2007;Han et al.,2007;Miyamoto et al.,2008;Nebel et al.,2008;Schneider et al.,2008;Chen et al.,2009;Bachmann et al.,2009;Edmunson et al.,2009;Wan et al.,2009;Yin et al.,2009)。

#### 5.4 Rb-Sr 同位素定年方法的局限性

Rb-Sr 同位素系统定年范围>10 Ma。该方法最大缺点是,由于 Rb 的流动性,极易形成开放系统,得到不正确的年龄。特别在样品少的情况下,表现更为明显。例如,江博明(Jahn et al.,1984)在对冀东迁西太古宙片麻岩进行年龄测定时,由所有样品得出的 Sm-Nd 年龄为 2480 Ma 左右;Rb-Sr 年龄数据分散,大多数样品 Rb-Sr 数据构成的等时线年龄为 2480 Ma 左右,另有 5 个样品形成的等时年龄为 4270 Ma,这明显是一个异常年龄。由此可以看出,在用等时线法测定年龄时,如果分析样品少,得出的年龄可信度值得研究。由于 Rb-Sr 系统容易被彻底改造,得到的年龄仅仅依靠 Rb-Sr 方法很难确定其年龄的地质意义。

Rb-Sr 法同位素定年还经常受到假等时线的困扰。一些混合成因但初始 Sr 同位素组成未到达均一的岩浆岩体系,虽可获得好的等时线,但为假等时线,这样的等时线年龄是没有实际地质意义的。产生假等时线的主要原因是:一组样品不符合构成等时线的条件,即不是来自均一源区。因而不具有相同的 Sr 同位素初始比,形成年龄不同,Rb-Sr 体系不能一直保持封闭。假等时线可以通过以下方法判别:①在 Rb/Sr 比值变化不大的情况下,<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 与 1/Sr 呈正相关;②等时线截距明显小于同时期地幔 Sr 同位素值,或明显高于研究区同时期地壳 Sr 同位素值。

目前国内还在开展 Rb-Sr 法测年研究和实验的单位主要有中国地质科学院地质研究所、中国科学院地质与地球物理研究所、中国科学院广州地球化学研究所、天津地质矿产研究所、武汉(原宜昌)地质矿产研究所、南京地质矿产研究所、南京大学等。

## 6 Sm-Nd 法同位素定年

### 6.1 方法简介

1974 年,Lugmair 首次用 Sm-Nd 同位素年代学方法成功地测定了无球粒陨石 Juvinas 的年龄,到 70 年代末至 80 年代初,该方法得到广泛的应用,已成为地球科学和宇宙科学研究重要的工具。

Sm 在自然界有 7 个同位素,<sup>144</sup>Sm(3.16%),



$^{147}\text{Sm}$ (15.07%),  $^{148}\text{Sm}$ (11.27%),  $^{149}\text{Sm}$ (13.84%),  $^{150}\text{Sm}$ (7.47%),  $^{152}\text{Sm}$ (26.63%),  $^{154}\text{Sm}$ (22.53)。Nd 在自然界也有 7 个同位素,  $^{142}\text{Nd}$ (27.09%),  $^{143}\text{Nd}$ (12.14%),  $^{144}\text{Nd}$ (23.83%),  $^{145}\text{Nd}$ (8.29%),  $^{146}\text{Nd}$ (17.26%),  $^{148}\text{Nd}$ (5.74%),  $^{150}\text{Nd}$ (5.63%)。  $^{147}\text{Sm}$ 和  $^{148}\text{Sm}$  具有放射性, 通过  $\alpha$  衰变转变成  $^{143}\text{Nd}$  和  $^{144}\text{Nd}$ 。  $^{144}\text{Nd}$  也具有放射性, 通过  $\alpha$  衰变转变成  $^{140}\text{Ce}$ , 但是由于其极端长的半衰期 ( $2.1 \times 10^{15} \text{ a}$ ), 放射性所引起的变化可以忽略, 实际上可作为稳定同位素看待。

由于  $^{148}\text{Sm}$  衰变半衰期十分长 ( $7 \times 10^{15} \text{ a}$ ), 目前在地质应用上尚无价值。因此仅  $^{147}\text{Sm}$  ( $t^{12} = 1.06 \times 10^{11} \text{ a}$ ) 能用于年龄测定。通常所指的 Sm-Nd 测年法实际上是  $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$  法, 利用的是  $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd} + \alpha$  的核衰变过程。

Sm-Nd 年龄计算方程:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right) = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_i + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right) (e^{\lambda t} - 1) \quad (6)$$

方程(6)中:  $t$  为样品形成时间或被彻底改造 Nd 同位素均一化时间,  $\lambda$  为  $^{147}\text{Sm}$  衰变常数 ( $6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ ); ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) 和 ( $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ) 比值是样品现代值, 由实验直接测定; ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>i</sub> 是样品形成时或被彻底改造时值。 ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>i</sub> 值在应用时, 经常用同时代球粒陨石标准化值  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  表示。

## 6.2 Sm-Nd 模式年龄和 Sm-Nd 等时线年龄

Sm-Nd 模式年龄假设地壳岩石产生于 Sm/Nd 比值接近于球粒陨石型的均一岩浆房 (CHUR, Chondritic Uniform Reservoir) 的地幔源, 并且稀土元素的化学分馏作用主要发生在 CHUR 源区分异和派生地壳岩石的时候, 这样, 地壳岩石的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  初始值就是 CHUR 源区产生它的那个时候所具有的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  演化值。根据这一假设, 定义 Sm-Nd 模式年龄就是地壳岩石从 CHUR 地幔源中分异出来的时间。即由它所代表的地壳形成年龄 ( $t_{\text{CHUR}}$ )。利用亏损地幔演化模式计算出来的钆模式年龄称作  $t_{\text{DM}}$ , 它是假定地壳岩石从亏损地幔岩库中分出, 一般认为  $t_{\text{DM}}$  年龄更接近真实, 更能代表地壳形成时间。

Sm-Nd 等时线法测定年龄无需对样品的 Nd 同位素初始值作任何假设, 通过等时线不仅可以求得岩石形成的时间, 而且可以获得源区 Nd 同位素的初始值。它需要达到的是一组保持 Sm-Nd 封闭体系的具有相同初始比值的同源样品。由一组全岩样品获得的等时线年龄叫全岩等时线年龄, 由某一个

岩石样品与从其中分选出的矿物所组成的等时线年龄叫内部等时线年龄。前者代表岩石形成的时间, 后者代表矿物结晶的时间。

在一组同源的酸性岩样品中 Sm/Nd 差别极小, 但在一组同源的基性、超基性岩样品中, Sm/Nd 差异可以满足等时线年龄测定的要求。因此, Sm-Nd 等时线法已成功地应用于月球、陨石和地球古老的铁镁、超镁铁岩类的等时线年龄测定。

## 6.3 Sm-Nd 法的特点

Sm-Nd 法有以下几个特点。

(1) Sm-Nd 同位素年代学方法的最大特点之一是对镁铁质和超镁铁质岩石能够进行年龄测定, 这使得该方法在研究这些岩石的年龄和成因中获得了极其广泛的应用。镁铁质岩和超镁铁质岩, 如玄武岩、科马提岩、辉长岩、基性麻粒岩及月岩、陨石等, Rb 含量很低, Rb/Sr 比值很小; 同时岩石中锆石十分稀少, 颗粒很细, 挑选十分困难。这极大限制了 Rb-Sr 和 U-Pb 年代学方法在这些岩石中的应用。大多数镁铁质岩、超镁铁质岩具有较低轻稀土含量, 较高  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  比值和其足够的变化, 这为 Sm-Nd 等时年龄测定提供了条件。

(2) Sm-Nd 年代学的另一个特点是可以很有效的应用于古老变质岩年代学和成因研究。由于 Sm、Nd 都是稀土元素, 地球化学性质类似, 与其他年代学方法 (如 Rb-Sr, Pb-Pb) 相比, Sm-Nd 同位素系统具有强抗变质和蚀变能力。据现有研究, 在绝大多数情况下, 岩石变质程度达到麻粒岩相, Sm-Nd 同位素系统也基本保持不变。这个特性使得研究占地球历史 4/5 的前寒武纪变质岩石的年龄和成因, 及相应的地球早期历史提供了可能。Sm-Nd 同位素系统已被广泛用于前寒武纪, 特别是早前寒武纪岩石年龄、成因及地壳形成及演化历史的研究

(3) 一些太古宙样品的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  初始比值均落在 Sm-Nd 比值相当于球粒陨石的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  演化线上, 表明地球演化早期阶段的 Nd 同位素初始值与球粒陨石的 Nd 同位素初始值非常一致, 这就获得了有关地球 Nd 同位素演化起点的重要参数。

(4) 对年轻的火山岩 Nd 同位素的研究表明,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  与  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值之间呈现出良好的负相关关系。在同位素地质学中, 两对不相干的母子体同位素之间呈现的这种相关特性为探讨地壳及上地幔演化、岩石成因、物质来源、成岩后的蚀变作用提供了重要的证据。

(5) 细碎屑沉积岩的模式年龄也被广泛利用。

细碎屑沉积岩为原岩(可以是火成岩、沉积岩和变质岩)机械破坏产物,在岩石风化、破碎、搬运、沉积过程中,Sm/Nd 比值保持不变,形成的沉积物保持原岩的 Sm/Nd 比值和同位素特征,模式年龄和原岩相同。碎屑沉积岩一般为不同原岩混合物,通过模式年龄可以鉴别沉积物的源区,判断岩石形成构造背景,了解其物源区存留地壳的平均年龄,揭示地壳形成和演化历史。

#### 6.4 适用于 Sm-Nd 法年龄测定的岩石矿物

原则上,酸性、基性到超基性的火成岩、变质岩和沉积岩类均可用于 Sm-Nd 法年龄的测定和研究。但由于基性和超基性岩类为 Sm-Nd 全岩等时线的测定提供了足够的 Sm-Nd 比值,所以这类岩石易于获得理想的结果。酸性岩类的 Sm-Nd 比值变化窄小,不宜单独作 Sm-Nd 全岩等时线年龄测定,但它们可以用于模式年龄测定。

斜方辉石、单斜辉石、斜长石和磷酸盐矿物是 Sm-Nd 内部等时线年龄测定的常用对象。因为在岩浆分异和矿物结晶过程中辉石相对富集重 REE,而斜长石和磷酸盐矿物则富集轻 REE,它们的 Sm/Nd 比值差异能满足内部等时线年龄测定的要求。

#### 6.5 Sm-Nd 法年龄测定应用实例

##### 6.5.1 岩浆岩和正变质岩的年龄测定

为了确定 Sm-Nd 等时线法对地球样品研究的实用价值,Hamilton 等首先对基性和超基性火山岩的 Sm-Nd 全岩等时线年龄测定进行了尝试。选择的研究对象是南部非洲津巴布韦绿岩带火山岩。津巴布韦克拉通由花岗岩-片麻岩-绿岩组成,绿岩带的主要序列包括超基性、基性和中性火山岩。基底片麻岩和保存较好的绿岩带火山岩的 Rb-Sr 全岩年龄数据确定基底老于 3500 Ma,而绿岩带至少要年轻 500 Ma。大量的绿岩带 Rb-Sr 数据表明绿岩带是在 2500~2700 Ma 之间形成的。这里的超基性和基性火山岩的 Sm-Nd 全岩等时线年龄为  $2640 \pm 140$  Ma,可能代表了绿岩带火山作用的时间,初始值  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.50919 \pm 18$ ,产生它们的地幔源区的 Sm/Nd =  $0.302 \pm 0.09$ ,与球粒陨石的 Sm/Nd 在误差之内是一致的。

Depaolo 和 Wasserberg 曾用 Sm-Nd 模式年龄方法测定了津巴布韦大岩墙中的一块辉绿岩样品,样品的玄武质组分和侵位方式都表明它产生于地幔,它的 Sm-Nd 模式年龄为 2530 Ma,与 Rb-Sr 全岩等时线年龄  $2510 \pm 20$  Ma 一致。虽然  $\epsilon_{\text{Nd}} = -16.5$ ,但是它的初始值在误差范围内落在 CHUR

演化线上,这就明显地表明 CHUR 演化线确实符合地幔 Nd 同位素的演化事实。

美国蒙大拿州斯蒂尔沃特杂岩属于层状镁铁侵入体,侵入岩的镁铁成分证明侵入岩浆来自地幔,侵入时间为 2600~2700 Ma。该区在 1600~1800 Ma 期间有一次弱的区域性变质事件,中寒武世时这些杂岩上升侵蚀暴露于地表,白垩纪晚期造山运动期间再次上升,一直持续到全新世。为了精确地测定该地区镁铁火成岩的结晶年龄和探讨地幔的化学演化,Depaolo 和 Wasserberg 从该地区选择了一块辉长岩并从中精选出斜方辉石、单斜辉石和斜长石,测定 Sm-Nd 内部等时线,获得精确年龄为  $2701 \pm 8$  Ma,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.508248 \pm 12 (2\sigma)$ ,同时由斜长岩、苏长岩、辉长岩、辉岩测得的 Sm-Nd 全岩等时线年龄、Nd 同位素初始值在测定误差范围内与内部等时线的结果一致。该区杂岩形成的年龄与其矿物结晶年龄的一致性表明它们从母岩浆中分异结晶到成岩之间的时间间隔相当短。Nd 同位素初始值变化只有十万分之三,表明该区大块侵入体的 Nd 同位素具有高度的均一性。但在同一块辉长岩样品中 Rb-Sr 内部等时线参考年龄仅为 2200 Ma,说明这块岩石样品中 Rb-Sr 体系受到了扰动。

超镁铁质结核是上地幔的产物,与围绕它们的火山岩并无成因上的联系。研究结核中的 Sm-Nd 同位素演化可直接获得上地幔演化的资料。Jagoutz 等测定了美国西南部新墨西哥州和亚利桑那州低平火山口物质中发现的两个结核的 Sm-Nd 模式年龄,分别为  $819 \pm 26$  Ma 和  $814 \pm 157$  Ma,它们的 Sm-Nd 内部等时线年龄为 820 Ma。等时线通过朱维纳斯陨石点,表明它们产生于未受化学分异的 CHUR 地幔源区。

挪威北部韦斯特梦伦太古宙混合岩由于经历了长时期的热历史事件,特别是在麻粒岩相变质作用期间,U-Pb 和 Rb-Sr 体系受到了严重的扰动,因此用 U-Pb 和 Rb-Sr 法无法精确测出麻粒岩相混合岩的形成时间。Jacobsen 等分析了这个地区的 Sm 和 Nd 同位素,证明在麻粒岩相变质作用期间 REE 没有发生分馏作用。麻粒岩的 Sm-Nd 模式年龄平均为 2600 Ma,同时分析角闪岩相的片麻岩获得 Sm-Nd 模式年龄和 Rb-Sr 模式年龄是一致的,均为 2600 Ma。麻粒岩相和角闪岩相年龄的一致说明这个地区的混合岩是在 2600 Ma 时形成的。

南非斯威士兰和德兰士瓦的翁维尔瓦赫特组火山岩由下部的超镁铁和上部的镁铁到长英质两个单

元组成。由于后期的变质作用,Rb-Sr 体系受到了严重的扰动,Rb-Sr 全岩等时线参考年龄仅有 2570 Ma,但是 Sm-Nd 全岩等时线年龄为  $3540 \pm 30$  Ma,初始值( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>i</sub> =  $0.50908 \pm 4(2\sigma)$ 。说明这个地区是世界上最古老的地区之一,后期变质事件尽管导致了 Rb 和 Sr 的重新分配,但 Sm、Nd 体系仍完好地保存到现在。

### 6.5.2 沉积岩和副变质岩年龄的测定

McCulloch 等对沉积岩和沉积变质岩的年龄测定进行了详细的研究。一般的年龄方法只能测定沉积作用和沉积变质作用的时间。由于 Sm-Nd 体系在风化、沉积和变质作用过程中能保持自身的封闭性,因此用 Sm-Nd 方法可以测定出沉积物质的来源,并能测定出源区物质的年龄。

为了查明风化效应对 Sm-Nd 体系的影响,McCulloch 等测定了美国明尼苏达河谷新鲜的莫尔顿片麻岩及其风化面上风化产物(主要由石英和高岭石组成)的 Sm-Nd 年龄,分别为 3200~3800 Ma 和  $3580 \pm 30$  Ma。风化作用主要发生在白垩纪,Ar 和 Sr 丢失 25%~75%,Pb 被淋滤丢失得更利害。

作为探讨沉积物质来源的例子是 McCulloch 等对美国北部阿拉斯加山脉伯奇河片岩 Sm-Nd 模式年龄的测定。该地片岩主要由石英绢云母片岩和石英绢云母方解石片岩组成。变质程度属绿片岩相,未保存原始沉积构造的特征。云母的 K-Ar 和 Rb-Sr 年龄从 120~180 Ma,全岩 Rb-Sr 年龄从 664~1170 Ma,表明伯奇河片岩曾遭受过多次变质作用。McCulloch 等测定伯奇河片岩的 Rb-Sr 模式年龄为  $714 \pm 8$  Ma,Sm-Nd 模式年龄为  $2330 \pm 50$  Ma,前者表明了片岩的沉积作用或变质作用的时间,后者代表了沉积物物质源区的年龄。与此相邻的加拿大地盾的年龄为 2500~2700 Ma,因此组成伯奇河片岩的原始物质可能来源于这一太古宇分布区。

最新的应用参见文献(Li et al., 2004, 2007; Andrew et al., 2007; McFarlane et al., 2007; Uysal et al., 2007; Thoeni et al., 2008; Amelin, 2009; Barker et al., 2009; Oberthür et al., 2009; Fisher et al., 2010; Cheng et al., 2010; Pollington et al., 2010; Toft et al., 2010; Clark et al., 2010)。

### 6.6 对 Sm-Nd 法的总体评价

Sm-Nd 同位素的地质工作包括两方面的内容:地质年龄测定和同位素演化的研究。由于 Sm-Nd 体系的保存性能良好,抗蚀变和变质作用的能力较强,因此 Sm-Nd 法年龄能代表原岩生成的时间和反

映成岩物质源区的特性。Sm-Nd 同位素在探讨陨石和月球的早期演化,古大陆地壳、大洋壳的形成与演化,大陆地幔、海洋地幔的不均一性与演化,岩石成因与成岩物质来源等方面能够提供许多极其宝贵的资料。

由于基性岩、超基性岩组成的特殊性,锆石 U-Pb 法和全岩、矿物 Rb-Sr 法很难应用,Sm-Nd 等时线法成为可选择的测年方法。如果岩相学研究到位、单矿物挑选得好,矿物、全岩-矿物等时线也可获得理想的结果。此外, $^{147}\text{Sm}$  半衰期长,“老化效应”又在一定程度上消除了初始 Nd 同位素组成不均匀造成的影响,Sm-Nd 等时线法应用于太古宙古老岩石也有成功的例子。华北克拉通鲁西和登封两个地区,太古宙花岗岩绿岩带获得的 Sm-Nd 等时线年龄与锆石年龄一致。更为重要的是,由于 Sm 和 Nd 都为稀土元素,地球化学性质十分相似,在后期地质作用中两者不易发生分离,故能保留原岩的 Nd 同位素组成特征。这一性质使其成为很好的地球化学示踪工具。

Sm、Nd 地球化学性质类似的特性同时也是其用于等时线法测年的缺点。由于 Sm 和 Nd 在地质作用过程中难以发生相互分离,Sm、Nd 在岩石中的比值变化范围就很小。例如,相对于 Rb-Sr 同位素系统,地球岩石 Rb/Sr 比值由约  $0 \sim >100$ ,Sm/Nd 比值仅  $0.1 \sim 0.4$ 。再加上 $^{147}\text{Sm}$  具长的半衰期, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值变化很小。地球岩石 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值由  $0.510 \sim 0.514$ 。对共成因岩石, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值变化更小。这些低的比值变化不仅导致测试技术复杂,大大限制了获得年龄的精度,同时也给 Sm-Nd 等时线法测年带来了困扰:等时线要求分析样品同源同成因,但同源同成因的样品之间 Sm/Nd 比值变化不大;为了减小计算误差,样品之间 Sm/Nd 比值的差异应尽可能大,但它们又可能不具同源同成因。另外,许多地质作用,包括岩浆作用,难使岩石体系初始 Nd 同位素组成达到均匀,至少对于酸性岩浆作用是如此,因为稀土元素主要出现在耐熔的副矿物中。这些使得 Sm-Nd 等时线法常常不能给出正确可信的年龄。有时,由 Sm-Nd 等时线得到的年龄值明显高于 U-Pb 年龄值,并且与地质情况不符,这可能由同位素组成十分不同的地幔源区物质混合而成,所形成的等时线实际是混合线。

除了太古宙 TTG 岩类用 Sm-Nd 同位素年代学法定年外,相对于超镁铁质-镁铁质岩石,花岗岩及其组成矿物具有狭窄的和低的 Sm/Nd 比值而

不适宜用等时线法测年,Sm-Nd 同位素系统在花岗岩中的主要应用是模式年龄,了解花岗岩,或其母岩由地幔被提取的时间,估计大陆壳形成年龄。但此时也需要注意,经历多次熔融事件形成的花岗岩,其原有 Sm/Nd 值已发生很大的变化,模式年龄不一定正确。

目前国内开展 Sm-Nd 法研究和实验的单位主要有中国地质科学院地质研究所、中国科学院地质与地球物理研究所、中国科学院广州地球化学研究所、中国地质调查局天津地质矿产研究所、宜昌地质矿产研究所、中国地质大学(武汉)、南京大学等。

## 7 Re-Os 法同位素定年

### 7.1 方法简介

Re-Os 测年法是基于放射性的<sup>187</sup>Re 通过  $\beta$  衰变成为<sup>187</sup>Os 来计算地质年龄的。1961 年, Herr 等首先应用 Re-Os 法测定了陨石和辉钼矿样品的年龄,初步发现了大陆样品的<sup>187</sup>Os/<sup>186</sup>Os 比值有一定的变化,但当时受限于分析技术的灵敏度和精确度不够高,这些初步尝试并未继续下去。直到 1980 年, Allegre 利用 Cameca 离子探针结合改进的化学分离技术进行 Re、Os 同位素分析,Re-Os 法才真正进入实用阶段。此后随着二次离子质谱、共振电离质谱、加速器质谱、等离子质谱和负离子热电离质谱等的发展使 Re-Os 测年法的研究和应用日趋活跃,目前已经成为直接测定金属矿床矿化年龄的主要方法。

Re、Os 是亲铁、亲硫的耐熔元素,主要富集在地幔中。相对而言,Re 是中等不相容元素,而 Os 是强相容元素。因此,当地幔发生部分熔融时,Re 将富集在熔体之中,由此导致地壳和地幔 Re/Os 比值及有关同位素成分的显著差异。

在自然界中,Re 有两种同位素:<sup>185</sup>Re 和<sup>187</sup>Re; Os 有 7 种同位素:<sup>184</sup>Os、<sup>186</sup>Os、<sup>187</sup>Os、<sup>188</sup>Os、<sup>189</sup>Os、<sup>190</sup>Os 和<sup>192</sup>Os。在上述同位素中,<sup>187</sup>Re 通过  $\beta$  衰变形成<sup>187</sup>Os:<sup>187</sup>Re $\rightarrow$ <sup>187</sup>Os+ $\beta$ 。这一衰变过程即为 Re-Os 法定年的基本依据。

### 7.2 Os 同位素特征

地壳相对富集 Re,其放射性成因 Os 的同位素含量较高,由此导致其具有较高的<sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os 比值。目前确定出大陆上地壳的<sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os 平均值为 1.2~1.3(大致相当于<sup>187</sup>Os/<sup>186</sup>Os 为 10~11)。根据上地壳的平均存留年龄,确定的<sup>187</sup>Re/<sup>188</sup>Os 值为 48 左右(<sup>187</sup>Re/<sup>186</sup>Os=400)。对于下地壳的 Os 同位素特

征,目前还无确切的认识。有限地区的研究显示,下地壳 Os 含量较高(为上地壳的 1~2 倍),Re 含量较低(为上地壳的 1/2 左右),由此导致放射性成因 Os 的含量也较低(为上地壳的 1/2~1/3,大致相当于<sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os=0.8)。

原始地幔的 Os 同位素研究相对较为困难,由此导致不同研究者所得出的 Os 同位素数值差别较大。目前通过对熔体亏损的上地幔捕虏体的研究,推算出未分异的原始地幔的<sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os 值为 0.129 $\pm$ 0.0009,其<sup>187</sup>Re/<sup>188</sup>Os 值为 0.428,与顽火辉石或普通球粒陨石的值基本相同,但这一值与其他学者得出的球粒陨石或原始地幔值略有差异。岩石圈地幔曾有过熔体亏损的历史,从而造成其 Re 的含量较低,其<sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os 值约为 0.125(即<sup>187</sup>Os/<sup>186</sup>Os 值约为 1.0),比原始地幔略低。亏损地幔的<sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os=0.1246 $\pm$ 0.0014(或<sup>187</sup>Os/<sup>186</sup>Os 值约为 1.04),比原始地幔值略低。下地幔 Os 同位素特征比值是<sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os>0.13(或<sup>187</sup>Os/<sup>186</sup>Os=1.1,<sup>187</sup>Re/<sup>186</sup>Os=4.1)(吴福元等,1999)。

### 7.3 Re-Os 同位素测年的选择要求

(1)要严格区分成矿阶段,确保样品的同时性与封闭性。一个矿床的形成往往经历了多期次、多阶段的历史进程,所以,应严格区分金属矿化的形成阶段,不同矿化阶段的样品不能混用。同时要研究矿床是否受到了后期改造以考察矿物在成矿后的封闭性。如果系统开放,必然有 Re、Os 的加入或丢失,都会影响测年结果的准确性。

(2)保证矿物的纯度。特别是用辉钼矿测年时,要尽可能的避免黄铁矿、黄铜矿等杂质的混入,目的是避免引入普通 Os。

(3)样品量。根据样品中 Re、Os 含量的高低决定取样量,为了保证测定精度,希望待测样品中含有微克量级的 Re,对辉钼矿,取样量为 0.01~0.5 g(杜安道等,1994),对黄铁矿、铜镍硫化物、黑色页岩等样品,测试样品需 1 g 以上。

## 7.4 Re-Os 同位素测年方法在地质学中的应用

### 7.4.1 金属矿床成矿作用的 Re-Os 同位素定年

在金属矿床的 Re-Os 同位素年代学研究中,较常用的测定对象是 Re 含量很高(一般为  $10\times 10^{-6}$ ~ $50\times 10^{-6}$  g/g)的辉钼矿,其 Re/Os 比值 $>10^6$ ,Os 几乎全为放射成因,普通 Os 可忽略不计。国外部分同位素实验室于 1980 年代以来便开展了硫化物矿床中辉钼矿的 Re-Os 同位素定年。采用 ICP-MS 分析方法直接测量辉钼矿中的 Re 和 Os 含量,

即可获得辉钼矿及其所代表的硫化物矿床的形成年龄。

在国内,国家地质实验测试中心于 1990 年代率先开展了辉钼矿的 Re-Os 同位素体系的方法建设与应用研究(杜安道等,1994)。自开始建立之初,研究者就将其应用于对各种金属矿床形成时代的确定,这些矿床包括钨矿、金矿、铜镍矿、斑岩型钼(铜)矿、铜-钼-铅-锌-银矿、铜-金矿、镍钼铂族元素矿、铜钼矿、铜-铁-金-钼多金属矿和钼矿等各种金属矿床(毛景文等,2004;刘桂建等,2006;叶会寿等,2006;聂凤军等,2007;姚军明等,2007;Mao et al., 2008; Han et al., 2009)。在已有的近百篇辉钼矿 Re-Os 同位素定年研究报道中,主要应用了电感耦合等离子质谱仪 ICP-MS,其中多数研究工作成功厘定了这些矿床的成矿时代,并为如成因类型划分等重要矿床地质问题的探讨提供了重要的 Re-Os 同位素依据。

在金属矿床中,多数矿床以硫化物矿床形式产出。因此,在大多数金属矿床中,很难找到辉钼矿,而黄铁矿却普遍存在。国内随着同位素超净化实验室的净化级别逐步提高与实验测试方法的不断改进及金属矿床定年研究需求与要求的不断扩大和提高,Re-Os 同位素定年对象亦从 Os 含量为几百 ppb 的辉钼矿扩大到 Os 含量仅为数个 ppb 甚至数十个 ppt 的黄铁矿等矿物,使得金属硫化物的 Re-Os 同位素定年在近五年内得到成功的应用,并取得了重要研究成果(如 Yang et al., 2008; Zhang et al., 2008; Sun et al., 2008; Feng et al., 2008)。然而,与高 Re、仅含放射成因 Os 的辉钼矿不同,以黄铁矿为代表的大多数硫化物矿物含 Re 量明显偏低,并含有一定程度的普通 Os,使得这些矿物的 Re-Os 同位素定年目前仍存在不少困难,其中较为突出的问题包括:①样品的 Re、Os 含量较低,且变化范围很大,尤其是壳源物质来源的硫化物,其含量可低至 Re-Os 同位素方法的分析极限;②由于其过低的含量水平,采用传统的 ICP-MS 测试方法难以获得足够精度的分析结果,故需要采用带负离子测量功能的高精度高灵敏度热电离子质谱仪,即对实验室的装备水平提出了高要求;③多数硫化物矿物的 Re-Os 同位素封闭温度较低,因此识别和选出代表成矿期形成、并在后期地质作用过程中没有发生明显 Re-Os 体系开放的样品,决定了测试结果的成败和其所代表的地质意义。由于受到上述这些因素的影响,目前黄铁矿等硫化物的 Re-Os 同位素定年成

功率明显低于辉钼矿,部分结果甚至需要从批量分析的数据中挑选、组合来获得等时线年龄,带有某种程度的主观判断。

#### 7.4.2 大陆岩石圈地幔的形成时代

岩石圈地幔的形成时代目前一般通过 Os 同位素的模式年龄或亏损年龄来加以确定,如对南非卡普瓦尔、俄罗斯西伯利亚、美国怀俄明克拉通岩石圈地幔形成时代的认识都是其他同位素方法所不能得到的。近几年来,造山带岩石圈地幔的形成时代又成为研究的热点,并通过<sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os 比值与 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO 含量的相关性提出了岩石圈模式年龄计算的新方法。海洋岩石圈地幔的研究也正受到注意(吴福元等,1999)。

Re-Os 同位素测年方法最新应用成果参见文献(Aulbach et al., 2009; Yang et al., 2009; Conliffe et al., 2010; Rooney et al., 2010; Porter et al., 2010; Nozaki et al., 2010)。

#### 7.5 Re-Os 同位素测年方法的相关问题讨论

Re-Os 同位素测年法是目前能够直接测定金属矿床矿化年龄的唯一成熟方法。但在实验技术和应用方面还存在不少问题:①虽然辉钼矿的 Re-Os 法测年技术成熟,应用成果也很多,但近年来也发现有些金属矿床辉钼矿的 Re-Os 年龄高于其赋矿围岩的年龄,其原因仍不清楚;②黄铁矿等多数硫化物矿物含 Re 量明显偏低,并含有一定程度的普通 Os,对样品化学制备过程中低本底的要求很高,一般实验室难以达到,普通 Os 也难以准确扣除;③后期的热液活动有时可以使 Os 同位素发生重置,因此,金属硫化物 Re-Os 同位素体系封闭温度及其影响因素是一个亟待解决的问题。

目前国内大规模开展 Re-Os 法定年实验的单位是国家地质实验测试中心,其他开展 Re-Os 法定年实验或 Os 同位素实验研究的单位还有中国科技大学、中国科学院地质与地球物理研究所、中国科学院广州地球化学研究所、武汉(原宜昌)地质矿产研究所、南京大学等。

## 8 (U-Th)/He 法同位素定年

### 8.1 方法简介

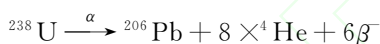
(U-Th)/He 定年方法早在 100 年前就被提出来(Rutherford, 1905; Strutt, 1908),但是,由于长期以来对于氦同位素在矿物中的扩散行为研究不够,以及测试技术和实验流程的局限性,(U-Th)/He 定年方法的应用一直处于被搁置状态。直到上世纪

80年代末以来,随着实验技术的进步以及氦扩散行为研究的进展,再加上低温热年代学研究的强烈需求,(U-Th)/He定年技术又逐渐引起了人们的关注,尤其在近几年得到了迅速发展。研究表明,该方法对于火山岩等极快速冷却的样品,其矿物(U-Th)/He年龄值具有结晶年龄的意义,其他样品的(U-Th)/He年龄虽不具有结晶年龄的意义,但具有热年代学意义。

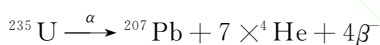
(U-Th)/He同位素定年是基于矿物颗粒中U、Th(及其他锕系元素)放射性衰变产生He发展起来的。通过测量矿物样品中放射性子体同位素 $^4\text{He}$ 、母体同位素 $^{238}\text{U}$ 、 $^{235}\text{U}$ 和 $^{232}\text{Th}$ 的含量,就可以获得(U-Th)/He的年龄。

He有两种同位素: $^3\text{He}$ 和 $^4\text{He}$ 。宇宙中He同位素以 $^3\text{He}$ 为主,如太阳系中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 原始比值约为 $3 \times 10^4$ 。地球中的原始He主要是在地球形成时从宇宙中捕获的 $^3\text{He}$ ,此后随着放射性成因 $^4\text{He}$ 的不断生成,地球各圈层 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值不断减小。目前,上地幔和地壳中 $^4\text{He}$ 含量最高,其 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值分别为 $1.2 \times 10^{-8}$ 和 $10^{-7} \sim 10^{-8}$ (王先彬等,1996)。

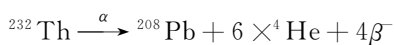
$^4\text{He}$ 原子核又称为 $\alpha$ 粒子,是由 $^{238}\text{U}$ 、 $^{235}\text{U}$ 和 $^{232}\text{Th}$ 通过一系列放射性衰变产生的。衰变方程如下:



$$t_{1/2} = 4.468 \times 10^9 \text{ a}$$



$$t_{1/2} = 7.04 \times 10^8 \text{ a}$$



$$t_{1/2} = 1.401 \times 10^{10} \text{ a}$$

根据放射性同位素的衰变原理,由U、Th衰变产生 $^4\text{He}$ 子体同位素的基本方程为:

$$^4\text{He} = 8^{238}\text{U}[\exp(\lambda_{238}t) - 1] + 7(1/137.88)^{235}\text{U}[\exp(\lambda_{235}t) - 1] + 6^{232}\text{Th}[\exp(\lambda_{232}t) - 1] \quad (7)$$

方程(7)中, $^4\text{He}$ 、 $^{238}\text{U}$ 和 $^{232}\text{Th}$ 指测量的原子数, $t$ 为放射性衰变产生子体同位素 $^4\text{He}$ 所积累的时间, $\lambda_{238}$ 、 $\lambda_{235}$ 、 $\lambda_{232}$ 是 $^{238}\text{U}$ 、 $^{235}\text{U}$ 、 $^{232}\text{Th}$ 的衰变常数,分别为 $1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ 、 $9.8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ 、 $4.9475 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ 。U和Th同位素前面的系数是每个衰变系列释放的 $\alpha$ 粒子数目。(1/137.88)代表了现今的 $^{235}\text{U}$ 和 $^{238}\text{U}$ 比率(丰度之比)。

方程(7)假定在定年矿物晶体中没有原始 $^4\text{He}$

的存在,大多数情况下这个假设成立。由于大气中He的含量非常低,只有 $5 \times 10^{-6}$ 左右(体积比),因此在运用(U-Th)/He定年时可忽略大气中 $^4\text{He}$ 混入的影响。在这种情况下,通过测定矿物中 $^4\text{He}$ 、 $^{238}\text{U}$ 和 $^{232}\text{Th}$ 的量,利用方程(7)就可以算出矿物在He同位素体系封闭以后所经历的时间。该方法测年范围大,可以对非常年轻的样品进行测年(150 ka的样品的测试误差可小于10%),也可以对非常老的样品进行定年(理论上没有限制)。

## 8.2 (U-Th)/He年代学测定方法的技术特点

与其他同位素定年方法相比,(U-Th)/He定年体系最大的优点是对于低温条件的敏感性,研究表明,磷灰石的氦封闭温度为 $45 \sim 90^\circ\text{C}$ (在冷却速率为 $10^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 时,封闭温度为 $75 \pm 7^\circ\text{C}$ )(Wolf et al., 1996),比任何其他已知同位素定年方法的封闭温度都要低,因此,磷灰石(U-Th)/He年龄给出了冷却作用最后阶段的热历史信息。磷灰石(U-Th)/He年龄与其他方法如锆石U-Pb年龄、含钾矿物 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄以及磷灰石裂变径迹年龄相结合会得到比以前更为详细和准确的冷却历史。因此,该方法为地质体定年、盆地热史研究、古地形研究、热液流体的迁移研究、油母岩转变的时代研究和近地表的构造活动研究等提供了一种非常重要的手段。

此外,由于很多金属矿物中含有U、Th元素,并能保存He,因此使得用(U-Th)/He方法对金属矿床进行直接定年成为可能。

## 8.3 适合(U-Th)/He年代学测定的对象和样品要求

由于氦同位素可以被保存在橄榄石、辉石、角闪石、石榴子石、锆石、榍石、磷灰石、褐帘石、磁铁矿、赤铁矿和玄武玻璃中,这些矿物和岩石都是(U-Th)/He同位素定年的可能对象。对样品的要求除代表性、新鲜度之外,因为要测量矿物表面积用于年龄校正,要求尽可能选取自然晶形矿物供分析用。

## 8.4 (U-Th)/He定年技术的应用

在地质应用研究方面,Reiners等(2003)、Spotila等(2001)及Stockli等(2000)运用磷灰石(U-Th)/He定年技术对地质体进行时间约束并取得了成功;Green等(2003)把磷灰石(U-Th)/He定年技术运用到沉积盆地热史恢复研究中,结果表明该方法对确定构造形成后石油生成的时代及识别可能已导致聚集间断的构造幕以及更加有效的进行石油勘探均有很重要的意义;House等(1998)运用磷灰石(U-Th)/He定年技术在Nevada山脉开展古

地形研究,结果表明,(U-Th)/He 年龄的变化幅度与峡谷山脊的起伏变化完全一致。Blackburn 等(2006)通过用(U-Th)/He 法测定玄武岩中磁铁矿的(U-Th)/He 年龄来确定玄武岩的年代,磁铁矿较高的 He 保存能力以及出色的(U-Th)/He 年龄重现性表明磁铁矿(U-Th)/He 定年作为一种新的可靠的玄武岩地质年代计具有很大的潜力。Peppe 等(2007)还对牙形石进行了 He 扩散实验和不同地方牙形石的(U-Th)/He 年龄测定实验,以探讨(U-Th)/He 方法在限制沉积岩区的热历史和折返历史中的潜力。Blackburn 等(2008)尝试用(U-Th)/He 方法研究堪萨斯附近的几个金伯利岩体的时代并获得了成功,数据证明,(U-Th)/He 地质年代计提供了可靠的限定金伯利岩中捕虏相的冷却时间,从而能够确定金伯利岩的就位时间。Flowers 等(2010)用(U-Th)/He 方法研究了南非高原抬升历史,热历史模拟证实南非高原中生代热作用之后是中一晚白垩世快速的冷却,磷灰石(U-Th)/He 年龄结果限定了新生代的揭顶作用小于 850 m。

我国科学家周祖翼等(2003)采用磷灰石(U-Th)/He 和裂变径迹分析技术对大别造山带晚白垩世以来的剥露历史进行了研究,Chen Zhiliang 等和 Kirby 等(2002)合作采用磷灰石和锆石(U-Th)/He 和 Ar-Ar 定年技术对青藏高原东缘晚新生代构造抬升历史进行了研究,上述研究样品均在国外实验室分析。

(U-Th)/He 定年技术在矿床年代学研究中也具有可观应用前景(陈文等,2010)。由于氦同位素可以被保存在橄榄石、辉石、角闪石、石榴子石、锆石、榍石、磷灰石、褐帘石、磁铁矿和赤铁矿中,用(U-Th)/He 技术可以对这些矿物进行年龄测定,从而为矿床(特别是金属矿床)年代学研究开辟了新的途径。该方法在非金属矿床时代测定、金属矿床的直接定年、金属矿床后期改造时代研究、金属矿床揭顶时代研究等方面都具有应用潜力。

### 8.5 对(U-Th)/He 同位素测年方法的评价

(U-Th)/He 定年技术是近年来得到快速发展的放射性同位素定年方法。含 U、Th 的矿物尤其是磷灰石中氦的封闭温度是已有同位素体系中较低的,因此,(U-Th)/He 同位素系统有效记录了地质体经历较低温度范围的时代与温度信息,将其年龄同其他方法的年龄相结合,可得到比以前更为详细和准确的冷却历史。它为地质体定年、盆地热史研究、古地形研究、油母岩转变的时代研究和近地表的

构造活动研究等提供了一种非常重要的手段。(U-Th)/He 定年技术在矿床年代学研究中也具有可观应用前景,在非金属矿床时代测定、金属矿床的直接定年、金属矿床后期改造时代研究和金属矿床揭顶时代研究等方面都是一个有效的技术手段。其不足之处是因为封闭温度很低,在用于地质体定年时要特别关注冷却速率和再加热作用的影响。

国内在(U-Th)/He 同位素测年技术研究方面起步较晚,到 2010 年,还仅有中国地质科学院地质研究所建立了磷灰石(U-Th)/He 同位素定年实验流程,中国科学院广州地球化学研究所开发了 He 同位素含量测量的四极杆质谱仪并用于(U-Th)/He 同位素定年实验,另有多家单位计划建立该定年实验室,但尚未见到已经开发成功的报道。

## 9 结语

与其他地质学科相比,同位素地质年代学研究有其自身的特点。一个完整的同位素年代学研究过程至少包括问题的提出、测年方法的选定、样品获取、实验室内同位素年龄分析测试、数据解释 5 个步骤,其中任何一步出现失误都会导致同位素年代学研究结果出现偏差。可以看出,同位素年代学研究并不只是实验室内年龄数据的获得,还必须以地质为基础,与地质相结合,才能获得有地质意义的年龄数据,并对所获得年龄数据的地质意义给予科学的解释。简言之,同位素年代学研究既不是单纯的年龄测定技术问题,也不是单纯的地质问题,而是两者的有机结合。同位素年代学研究需要同位素和地质两方面的知识结构。目前,随着测试方法的进步和分析仪器设备的现代化更新,我国有相当数量的同位素测年实验室已经达到国际水准,同位素年龄分析测试出现质量问题的几率很小。现在我国同位素地质年代学研究存在的最大问题是实验和应用脱节,影响了测年数据的质量(发生在测年方法的选定和样品获取的环节)和应用(数据解释环节)。下面主要就同位素年代学研究过程中应注意的问题作简要的说明和讨论。

(1)明确同位素测年的目的,野外采集合适的样品;同位素测年费用很高,实验流程复杂及时机紧张导致实验周期普遍较长。所以,首先必须明确为什么测年,所应用的测年方法能否解决需要解决的问题。在此基础上应针对研究区关键的地质问题,采集相应的地质样品。对于十分重要的地质样品和地质问题,建议咨询同位素年代学专家。在采样时首

先以野外地质研究为基础,充分了解研究区的地质背景情况,掌握测年样品的地质特征、形成条件和岩石成因,为年龄解释提供可靠的地质依据。采集尽可能新鲜的岩石样品(一般要用 10 磅以上重量的长把铁锤,加上钢钎,从岩石内部凿取新鲜样品),去掉样品表面的风化层和污染浮土。一般情况下,一个样品只包括一种岩性,不要把不同岩性的岩石混合为一个样品(特别注意细小长英质脉的存在)。采集的样品必须有经纬度坐标和相关野外地质记录,包括不同尺度采样位置的野外露头照片。建议在取样位置标上样品编号之后再照相,必要时在取样后再次照相。这有助于室内整理和以后必要时的复查。

(2)样品分选:样品分选是最重要的基本环节,却又是目前最受忽视的环节。鉴于目前国内单矿物分选现状,应特别注意矿物,特别是锆石分选过程中的样品污染问题。矿物分选过程中的样品污染,不但浪费测年分析时间和经费,更为严重的是提供了错误的年龄信息,并进一步导致错误的地质解释。在矿物分选过程中应对每道工序严格把关,避免样品之间的交叉污染。如果不是自己分选,应选择有信誉的分选单位进行矿物分选。

(3)岩相学研究:所有进行同位素年龄测定的样品,都应结合野外地质进行岩相学研究,这对于成因复杂的岩石样品更为重要。例如,一些情况下,获得了准确的年龄数据,但由于不了解岩石的成因和地质过程,对年龄的地质意义仍得不到正确的解释。进行同位素年龄测定的样品,原则上还应完成相应的全岩常量、微量和稀土元素分析,以提供有关矿物和岩石成因方面有意义的重要信息。

(4)送样:在送同位素测年样品时,要特别注意尽可能多地向测年实验室提供准确的相关信息,并对有关问题作必要的说明。除填写送样单(其中包括样品编号、岩石名称、矿物名称、矿物纯度及粒度、取样位置、经纬度坐标等)外,还要附上估计时代、测年目的、样品经历的地质过程等简要材料。特别是要根据样品的情况和测年目的,与实验室人员讨论,提出自己的想法和要求。总之,送样人提供的准确信息越丰富,和实验室人员的互动越多,达成理想同位素测年目标的几率就越大。

(5)关于沉积岩定年:沉积岩定年是一个世界性难题,因为缺乏合适的测年对象。目前可以试用的有以下方法:①砂岩中自生伊利石 Ar-Ar 或 K-Ar 测年。在石油地质中应用很多,其难度是自生伊利石的分选过程复杂。②海绿石 Ar-Ar 或 K-Ar 测

年。③沉积岩中的火山岩夹层,特别是斑脱岩中锆石离子探针质谱(及激光剥蚀等离子质谱)U-Pb 测年和长石 Ar-Ar 测年,它们的年龄可代表沉积岩地层的形成时代。斑脱岩在地层中通常呈很薄的层(小于 10 cm),但可多层存在,白色、灰白色,很细很软,如不注意就难与沉积岩相区别。它们被认为是酸性火山灰物质发生水解的结果。尽管发生水解,但通常仍有火山岩特有的矿物和结构保留,而与碎屑沉积粘土岩相区别。④沉积岩中自生磷钇矿和独居石测年研究。成岩过程中形成的自生磷钇矿定年是目前沉积岩定年研究的一个热点,特别是在前寒武系分布区。自生磷钇矿常存在于含富集磷和稀土元素的细粒沉积岩中,可通过电子探针和背散射图像来发现和鉴别。

(6)关于同位素测年方法的选定:不同的同位素测年方法各有其优缺点和适用性。因此,不能简单地说哪种方法好,哪种方法不好,只能说针对我们要解决的具体时代问题,哪种方法或哪几种方法组合最合适。世界上不存在能解决所有时代问题的同位素测年方法。对于早前寒武纪的古老地质体的年代学研究,锆石 U-Pb 法同位素定年具有十分突出的技术优势;对于基性、超基性岩石,Sm-Nd 法是主要的定年方法,同时对辉长岩,锆石离子探针和激光剥蚀等离子质谱 U-Pb 法定年和斜长石 Ar-Ar 法定年也是很有效的方法;对于经历过复杂地质演化的地质体,最好应用锆石离子探针质谱(及激光剥蚀等离子质谱)U-Pb 原位测年、激光 Ar-Ar 原位测年和常规 Ar-Ar 法测年的综合方法进行研究;对于未遭受后期地质作用改造的年轻地质体,Ar-Ar 法是首选的测年方法,而对于 10~500 ka 年期间的新火山岩测年,目前任何其他同位素测年方法都没有 K-Ar 法准确;如果要研究地质体的热历史(山体的抬升、盆地的埋藏)、逆冲推覆构造事件的时代、韧性剪切变形事件的时代、脆性断裂带活动的历史等,Ar-Ar 测年法是最为有效的方法,其次是(U-Th)/He 测年法和裂变径迹测年法;金属矿床年代学研究,目前公认较为有效和常用的方法是 Ar-Ar 测年法和辉钼矿 Re-Os 测年法。总之,每种方法都各有所长,需根据实际情况确定测年方法,其中包括研究区地质历史的复杂性、测年岩石的估计时代、获取测年对象的难易程度、岩石的新鲜程度、测年方法的适应性和精度等。

致谢:中国地质科学院科技处郝美英处长、韩梅女士在本文选题、写作过程中给予了多方面的指导



和帮助,初审专家提出了有益的修改意见,杨红梅博士提供部分参考资料,高辉绘制文中图件,孟庆玲协助规范参考文献格式,在此,笔者对他们表示衷心的感谢!

## 参 考 文 献

- 曹淑云,刘俊来,Leiss B, Vollbrecht A, 邹运鑫,赵春强. 2009. 哀牢山—红河剪切带左行走滑作用起始时间约束. 地质学报, 83(10):1388~1400.
- 陈江峰. 1995. 大别造山带冷却年龄的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 和裂变径迹年龄测定. 中国科学(B辑), 25:1086~1092.
- 陈文,孙枢,张彦,肖文交,等. 2005. 新疆东天山秋格明塔什—黄山初性剪切带 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学研究. 地质学报, 79(6):790~804.
- 陈文,张彦,张岳桥,金贵善,王清利. 2006. 青藏高原东南缘晚新生代幕式抬升作用的 Ar-Ar 热年代学证据. 岩石学报, 22(4):867~872.
- 陈文,张彦,秦克章,王清利,王义天,刘新宇. 2007. 新疆东天山剪切带型金矿床时代研究. 岩石学报, 23(7):2008~2016.
- 陈文,何学贤,张彦,李洁,陈越,刘新宇. 2010. 金属矿床年龄测定新技术——(U-Th)/He 同位素定年方法. 矿床地质, 29(S):821~822.
- 陈文寄,李齐,郝杰,等. 1999. 冈底斯岩带结晶后的热演化史及其构造意义. 中国科学(D辑), 29(1):9~15.
- 杜安道,何红寥,殷宁万,邹晓秋,孙亚利,孙德忠,陈少珍,屈文俊. 1994. 辉相矿的铷-锶同位素地质年龄测定方法研究. 地质学报, 63(8):339~347.
- 富云莲. 1993.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  定年中干扰同位素的质谱校正与低温分离技术. 岩矿测试, 12(2):122~127.
- 高林志,张传恒,尹崇玉,史晓颖,王自强,刘耀明,刘鹏举,唐峰,宋彪. 2008. 华北古陆中、新元古代年代地层框架 SHRIMP 锆石年龄新依据. 地球学报, 29(3):366~376.
- 李华芹,陈富文,蔡红. 2000. 新疆西准噶尔地区不同类型金矿床 Rb-Sr 同位素年代研究. 地质学报, 74(2):181~192.
- 李建康,杨学俊,王登红,熊昌利,付小方. 2009. 川西北花岗岩的冷却过程及其对区域成矿的制约. 地质学报, 83(8):1141~1148.
- 李文昌,尹光候,卢映祥,刘学龙,许东,张世权,张娜. 2009. 中甸普朗复式斑岩体演化及 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  同位素依据. 地质学报, 83(10):1421~1429.
- 刘敦一,简平,张旗,张福勤,石玉若,施光海,张履桥,陶华. 2003. 内蒙古图林凯蛇绿岩中埃达克岩 SHRIMP 测年:早古生代洋壳消减的证据. 地质学报, 77(3):317~327.
- 刘桂建,彭子成,杨刚. 2006. 煤中黄铁矿的铷-锶同位素含量及其地质意义. 地学前缘, 13(1):211~215.
- 毛景文,Stein H,杜安道,周涛发,梅燕雄,李永峰,藏文栓,李进文. 2004. 长江中下游地区铜金(钥)矿 Re-Os 年龄测定及其对成矿作用的指示. 地质学报, 78(1):121~131.
- 聂凤军,张万益,杜安道,等. 2007. 内蒙古小东沟斑岩型钼矿床辉钼矿铷-锶同位素年龄及地质意义. 地质学报, 81(7):898~905.
- 聂凤军,许东青,江思宏,胡朋. 2009. 内蒙古苏莫查干敖包萤石矿区流纹岩锆石 SHRIMP 定年及地质意义. 地质学报, 83(4):496~504.
- 潘小菲,郭利军,王硕,薛怀民,侯增谦,童英,李志明. 2009. 内蒙古维拉斯托铜锌矿床的白云母 Ar/Ar 年龄探讨. 岩石矿物学杂志, 28(5):473~479.
- 邱华宁,徐义刚,云建兵,王强,赵令浩. 2009. 激光显微探针 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  定年技术——大别山朱家冲榴闪岩年代学研究. 地质学报, 83(8):1118~1124.
- 施小斌,丘学林,刘海龄,储著银,夏斌. 2006. 滇西临沧花岗岩基冷却的热年代学分析. 岩石学报, 22(2):465~479.
- 万渝生,刘敦一,王世,赵逊,董春艳,周红英,殷小艳,杨长秀,高林志. 2009. 登封地区早前寒武纪地壳演化——地球化学和锆石 SHRIMP U-Pb 年代学制约. 地质学报, 83(7):982~998.
- 王非,朱日祥,李齐,贺怀宇,罗清华,卢欣祥,桑海清,王英兰. 2004. 秦岭造山带的差异升降特征——花岗岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年代学研究的证据. 地学前缘, 11(4):445~459.
- 王非,贺怀宇,朱日祥,杨列坤,桑海清,王英兰. 2006. 激光阶段加热 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  法在年轻火山岩上的应用. 科学通报, (9):89~92.
- 王松山,胡光华,李佩贤,王元青. 2001. 再论辽西四合屯脊椎动物生存时代:Ar-Ar 年龄证据. 岩石学报, 17(4):663~668.
- 王先彬,刘刚,陈践发,等. 1996. 地球内部流体研究的若干关键问题. 地学前缘, 3(3~4):105~118.
- 王勇生,向必伟,朱光,陈文,魏鑫. 2009. 晓天-磨子潭断裂后造山伸展活动的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年代学记录. 地球化学, 38(5):458~471.
- 吴福元,孙德有. 1999. Re-Os 同位素体系理论及其应用. 地质科技情报, 18(3):43~46.
- 夏斌,林清茶,张玉泉,梁华英,徐力峰,李建峰,王彦. 2009. 印度与欧亚两大陆块碰撞时间的厘定:来自锆石 SHRIMP U-Pb 年龄的证据. 地质学报, 83(3):347~352.
- 杨振宇,沈渭洲,郑连弟. 2009. 广西来宾蓬莱滩二叠纪瓜德鲁普统一乐平统界线剖面元素和同位素地球化学研究及地质意义. 地质学报, 74(2):1~15.
- 姚军明,华仁民,屈文俊,等. 2007. 湘南黄沙坪铅锌钨钼多金属矿床辉钼矿的 Re-Os 同位素定年及其意义. 中国科学(D辑), 37(4):471~477.
- 叶会寿,毛景文,李永峰,郭保健,张长青,刘用,闻全人,刘国印. 2006. 东秦岭东沟超大型斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义. 地质学报, 80(7):1078~1088.
- 周祖翼,许长海,Reiners P W,杨凤丽,Donelick R A. 2003. 大别山天堂寨地区晚白垩世以来剥露历史的(U-Th)/He 和裂变径迹分析证据. 科学通报, 48(6):598~602.
- Aciego S M, Jourdan F, DePaolo D J, Kennedy B M, Renne P R, Sims K W W. 2010. Combined U-Th/He and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of post-shield lavas from the Mauna Kea and Kohala volcanoes, Hawaii. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(5):1620~1635.
- Ahrens L H. 1946. Determination of the age of minerals by means of the radioactivity of rubidium. *Nature*, 157:269~269.
- Ahrens L H, Evans R D. 1948. The Radioactive Decay Constants of K40 as Determined from the Accumulation of Ca40 in Ancient Minerals. *Physical Review*, 74(3):279~286.
- Amelin Y. 2009. Sm/Nd and U/Pb systematics of single titanite grains (in the application and interpretation of micro-analytical

- data in geochronological systems). *Chemical Geology*, 261(1~2):52~60.
- Andrew R C K, Bradley R H, Clark M J, Brian L B, Nancy J M, Thomas J L. 2007. Coupled Lu/Hf and Sm/Nd geochronology constrains prograde and exhumation histories of high- and ultrahigh pressure eclogites from western Norway. *Chemical Geology*, 242(1~2):137~154.
- Aulbach S, Robert A C, Norman J P, Stefanie S S, Larry M H, William L G, Thomas S. 2009. Sulfide and whole rock Re-Os systematics of eclogite and pyroxenite xenoliths from the Slave Craton, Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, 283(1~4):48~58.
- Bachmann R, Johannes G, Onno O, Wolfgang S. 2009. Abandonment of the South Penninic Austroalpine palaeosubduction zone, Central Alps, and shift from subduction erosion to accretion: constraints from Rb/Sr geochronology. *Journal of the Geological Society*, 166: 217~231.
- Barker S L L, Vickie C B, Stephen F C, Marc D N, Michael K G. 2009. Sm-Nd, Sr, C and O isotope systematics in hydrothermal calcite-fluorite veins; implications for fluid-rock reaction and geochronology. *Chemical Geology*, 268(1~2):58~66.
- Barry T L, Self S, Kelley S P, Reidel S, Hooper P, Widdowson M. 2010. New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the Grande Ronde lavas, Columbia River basalts, USA; implications for duration of flood basalt eruption episodes. *Lithos (Oslo)*, 118(3~4):213~222.
- Berman R G, Sandeman H A, Camacho A. 2010. Diachronous Palaeoproterozoic deformation and metamorphism in the Committee Bay belt, Rae Province, Nunavut; insights from  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  cooling ages and thermal modeling. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(5):439~457.
- Bhutani R, Pande K, Venkatesan T R. 2009.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of volcanic rocks of the Shyok suture zone in north-west trans-Himalaya; implications for the post-collision evolution of the Shyok suture zone. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(2):168~177.
- Blackburn T J, Stockli D F, Walker J D. 2006. Magnetite (U-Th)/He dating and its application to basalt geochronology. *Geological Society of America*, 38(7):115~116.
- Blackburn T J, Stockli D F, Carlson R W, Berendsen P. 2008. (U-Th)/He dating of kimberlites—A case study from north-eastern Kansas. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(1~2):111~120.
- Bogard D D, Daniel H G. 2009. Ar/Ar and I/Xe ages and thermal histories of three unusual metal-rich meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(22):6965~6983.
- Boltwood B B. 1906. Radio-activity of thorium minerals and salts. *American Journal of Science*, 21(126):415~426.
- Bosse V, Feraud G, Balleve M, Peucat J J, Corsini M. 2005. Rb/Sr and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages in blueschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France); implications for closure mechanisms in isotopic systems. *Chemical Geology*, 220(1~2):21~45.
- Brewer I D, Burbank D W, Hodges K V. 2006. Downstream development of a detrital cooling-age signal: Insights from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  muscovite thermochronology in the Nepalese Himalaya In: Willett S D, Hovius N, Brandon M T, et al., eds. *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*. Boulder: GSA., 398:321~338.
- Brownlee S J, Renne P R. 2010. Thermal history of the Ecstall Pluton from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and thermal modeling. *GCA*, 74(15):4375~4391.
- Cassata W S, Renne P R, Shuster D L. 2009. Argon diffusion in plagioclase and implications for thermochronometry: a case study from the Bushveld Complex, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73: 6600~6612.
- Celerier J. 2007. The structural and thermal evolution of the Kumaun and Garwhal Lesser Himalaya, India. PhD Thesis. The Australian National University.
- Chen Fukun, Zhu Xiyan, Wang Wei, Pham T H, Wolfgang S. 2009. Single-grain detrital muscovite Rb-Sr isotopic composition as an indicator of provenance for the Carboniferous sedimentary rocks in northern Dabie, China. *Geochemical Journal*, 43(4): 257~273.
- Cheng Hao, Andrew D S, Jeffrey D V, Nakamura E, Zheng Yongfei, Zhou Zuyi. 2010. Protracted oceanic subduction prior to continental subduction: new Lu-Hf and Sm-Nd geochronology of oceanic-type high-pressure eclogite in the western Dabie orogen. *American Mineralogist*, 95: 1214~1223.
- Clark C, Martin H. 2010. Decoding Mesoproterozoic and Cambrian metamorphic events in Willyama Complex metapelites through the application of Sm-Nd garnet geochronology and *P-T* pseudosection analysis. *Gondwana Research*, 17(1):59~74.
- Clift P D, Carter A, Campbell I H, et al. 2006. Thermochronology of mineral grains in the Red and Mekong Rivers, Vietnam: provenance and exhumation implications for Southeast Asia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(10): 1~28.
- Conliffe J, Selby D, Porter S J, Feely M. 2010. Re-Os molybdenite dates from the Ballachulish and Kilmelford igneous complexes (Scottish Highlands): age constraints for late Caledonian magmatism. *Journal of the Geological Society*, 167:297~302.
- Dalrymple G B, Lanphere M A. 1971.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  technique of K/Ar dating: a comparison with the conventional technique. *Earth Planet. Sci. Letters*, 12: 300~308.
- Dalrymple G B, Lanphere M A. 1974.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra of some undisturbed terrestrial sample. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38: 715~738.
- Dalrymple G B, Duffield W A. 1988. High precision  $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$  dating of Oligocene rhyolites from the Mogollon-Datil volcanic field using a continuous laser system. *Geophysical Research Letters*, 15: 463~466.
- Dalrymple G B. 1994.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating on a microscopic scale with a continuous laser system: a enlightening approach to geochronology. Abstracts of the 8th International Conference on

- Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, 73.
- Dziggel A, Marc P, Alexander O, Kisters A F M, Mario T, Winfried H S, Michael M F. 2010. New U/Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from the northern margin of the Barberton greenstone belt, South Africa; implications for the formation of Mesoarchaean gold deposits. *Precambrian Research*, 179(1~4):206~220.
- Edmunson J E, Lars E B, Nyquist L E, Asmerom Y. 2009. A combined Sm/Nd, Rb/Sr, and U/Pb isotopic study of Mg-suite norite 78238; further evidence for early differentiation of the Moon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(2):514~527.
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. New York: Wiley & Sons.
- Feng C Y, Qu W J, Zhang D Q, et al. 2008. Re-Os dating of pyrite from the Tuolugou stratabound Co (Au) deposit, eastern Kunlun Orogenic Belt, northwestern China. *Ore Geology Reviews*, doi:10.1016/j.oregeorev. 2008. 10. 005.
- Fisher C M, Staci L L, Calvin F M, Peter B, et al. 2010. Whole-rock Pb and Sm-Nd isotopic constraints on the growth of southeastern Laurentia during Grenvillian orogenesis. *GSA Bulletin*, 122(9/10):1646~1659.
- Flowers R M, Blair S. 2010. (U-Th)/He thermochronometry constraints on unroofing of the eastern Kaapvaal craton and significance for uplift of the southern African Plateau. *Geology*, 38(9):827~830.
- Foster D A, Warren C G J, Thomas J K. 2010. Extension of the Anaconda metamorphic core complex;  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology and implications for Eocene tectonics of the northern Rocky Mountains and the Boulder batholith. *Lithosphere*, 2:232~246.
- Glöckner P, Glöckner J, Franz G. 2007. Rb-Sr isotopic dating of pseudomorphs after lawsonite in metabasalts from the Glockner nappe, Tauern Window, Eastern Alps. *Eur. J. Mineral.*, 19: 723~734.
- Goldschmidt V M. 1937. The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. *J. Chem. Soc.*, 655~673.
- Green P F, Duddy I R, Crowhurst P V. 2003. Integrated (U-Th) / He Dating, AFTA and Vitrinite Reflectance Results in Seven Otway Basin Wells Confirm Regional Late Miocene Exhumation and Validate Helium Diffusion Systematics. AAPG Annual Convention, Salt Lake City, Utah.
- Guo S S, Li S G. 2009. SHRIMP zircon U-Pb ages for the Paleoproterozoic metamorphic-magmatic events in the southeast margin of the North China Craton. *Science in China Series D-Earth Sciences*, 52 (8): 1039.
- Haines P W, Turner S P, Kelley S, et al. 2004.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of detrital muscovite in provenance investigations; a case study from the Adelaide Rift Complex, South Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 227(3~4): 297~311.
- Han C M, Xiao W J, Zhao G C, et al. 2009. A Re-Os study of molybdenites from the Lanjiagou Mo deposit of North China Craton and its geological significance. *Gondwana Research*, doi:10.1016/j. gr. 2009. 01. 001.
- Han Yigui, Li Xianghui, Zhang Shihong, Zhang Yuanhou, Chen Fukun. 2007. Single grain Rb-Sr dating of euhedral and cataclastic pyrite from the Qiyugou gold deposit in western Henan, central China. *Chinese Science Bulletin*, 52(13):1820~1826.
- Harrison T M, Grove M, Lovera O M, Zeitler P K. 2005. Continuous thermal histories from closure profiles. In: *Low Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations and Applications*. *Revs. Mineral. Geochem.*, 58:389~409.
- Harrison T M, Celerier J, Aikman A B. 2009. Diffusion of  $^{40}\text{Ar}$  in muscovite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73: (1039 ~ 1051).
- Hoang L V, Peter D C, Darren M, Zheng Hongbo, Tan Mai Thanh. 2010. Ar-Ar muscovite dating as a constraint on sediment provenance and erosion processes in the Red and Yangtze River systems, SE Asia. *Earth and Planetary Science Letters*, 295(3~4):379~389.
- Hodges K V, Ruhl K W, Wobus C W, et al. 2005.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology of detrital minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 239~257.
- Holmes A. 1947. The construction of the geological time-scale. *Transactions of the Geological Society of Glasgow*, 21(1): 117~152.
- House M A, Wernicke B, Farley K. 1998. Dating topography of the Sierra Nevada, California, using apatite (U-Th)/He ages. *Nature*, 396:66~69.
- Jahn Bor-ming, Zhang Z Q. 1984. Radiometric ages (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) and REE geochemistry of Archean granulite gneisses from eastern Hebei Province, China. In: *Archean Geochemistry*, Hanson G N, Goodwin A, Kröner A, eds. Springer-Verlag, 204~234.
- Jourdan F, Andreoli M A G, McDonald I, Maier W D. 2010.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology of the fossil LL6 chondrite from the Morokweng Crater, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(5):1734~1747.
- Karlstrom K E, Matt H, Mark C Q. 2010. Structure and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  K-feldspar thermal history of the Gold Butte Block; reevaluation of the tilted crustal section model (in Miocene tectonics of the Lake Mead region, central Basin and Range). *Special Paper - Geological Society of America*, 463: 331~352.
- Kinnaird J A, Kruger F J, Cawthorn R G. 2004. Rb-Sr and Nd-Sm isotopes in fluorite related to the granites of the Bushveld Complex. *South African Journal of Geology*, 107:413~430.
- Kirby E, Reiners P W, Krol M A, Whipple K X, et al. 2002. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau: inferences from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics*, 21(1):1~19.
- Kirkland C L, Daly J S, Eide E A, Whitehouse M J. 2007. Tectonic evolution of the Arctic Norwegian Caledonides from a texturally- and structurally-constrained multi-isotopic (Ar-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) study (in John Rodgers memorial issue;

- Part II, Wintsch, ). American Journal of Science, 307(2):459~526.
- Krol M A, Zeitler P K T. 1996. Emporal variations in the cooling and denudation history of the Hunza plutonic complex, Karakoram Batholith, revealed by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology. Tectonics, 15(2):403~415.
- Li Xianhua, Liu Dunyi, Sun Min, Li Wuxian, Liang Xirong, Liu Ying. 2004. Precise Sm-Nd and U-Pb isotopic dating of the supergiant Shizhuyuan polymetallic deposit and its host granite, SE China. Geological Magazine, 141: 225 ~ 231.
- Li Xianhua, Liu Ying, Yang Yueheng, Chen Fukun, Tu Xianglin, Qi Changshi. 2007. Rapid separation of Lu-Hf and Sm-Nd from a single rock dissolution and precise measurement of Hf-Nd isotopic ratios for national rock standards. Acta Petrologica Sinica, 23(2):221~226.
- Lister G S, Baldwin S L. 1996. Modelling the effect of arbitrary  $P$ - $T$ - $t$  histories on argon diffusion in minerals using the MacArgon program for the Apple Macintosh. Tectonophysics, 253:83~109.
- Lund K, Aleinikoff J N, Evans K V, Dubray E A, Dewitt E H, Unruh D M. 2010. SHRIMP U-Pb dating of recurrent Cryogenian and Late Cambrian - Early Ordovician alkalic magmatism in central Idaho; implications for Rodinian rift tectonics, GSA Bulletin; 122(3/4):430~453.
- Mao J W, Xie G Q, Bierlein F, et al. 2008. Tectonic implications from Re-Os dating of Mesozoic Molybdenum deposits in the East Qinling-Dabie orogenic belt. Geochimica et Cosmochimica Acta, 72(18): 4607~4626.
- Mark D F, John P, Simon P K, Martin R L, Sarah C S. 2010.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of oil generation and migration at complex continental margins. Geology, 38:75~78.
- Maurel O, Moni P, Pik R, Arnaud N, Brunel M, Jolivet M. 2008. The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the eastern Pyrenees: an  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  fission track and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), 97(3): 565 ~ 584.
- McDougall I. 1974. The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method of K-Ar age determination of rocks using HIFAR reactor. Aust. Atom. Energy Comm., 17(3): 3~12.
- McFarlane C R M, McCulloch M T. 2007. Coupling of in situ Sm-Nd systematics and U/Pb dating of monazite and allanite with applications to crustal evolution studies. Chemical Geology, 245(1~2):45~60.
- Merrihue C M. 1965. Trace-element determinations and potassium-argon dating by mass spectroscopy of neutron-irradiated samples. Trans. Amer. Geophys. Union, 46: 125.
- Merrihue C, Turner G. 1966. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. J. Geophys. Res., 71:2852~2857.
- Metcalfe J R, Paul G F, Suzanne L B, Josep A M. 2009. Thermochronology of a convergent orogen; constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. Earth and Planetary Science Letters, 287:488~503.
- Mitchell J G. 1968. The argon-40/argon-39 method for potassium-argon age determination. Geochim. Cosmochim. Acta, 32: 781 ~ 790.
- Miyamoto T, Satish K M, Daniel J D, Yasuhito O, Yoichi M, Christopher J C. 2008. Post-peak (<530 Ma) thermal history of Luetzow-Holm Complex, East Antarctica, based on Rb-Sr and Sm-Nd mineral chronology. Geological Society Special Publications, 308: 165~181.
- Musset A E, Dalrymple G B. 1968. An investigation of the source of air Ar contamination in K-Ar dating. Earth Planet. Sci. Letters, 4: 422~426.
- Naibert T J, John W G, Matt T H. 2010. Magnetic fabric, paleomagnetic, and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronologic data bearing on the emplacement of the Late Cretaceous Philipsburg Batholith, SW Montana fold-and-thrust belt. Lithosphere, 2:303~327.
- Najman Y. 2006. The sediment record of orogenesis; a review of approaches and techniques used in the Himalaya. Earth Science Reviews., 74:1~72.
- Nebel O, Mezger K. 2008. Timing of thermal stabilization of the Zimbabwe Craton deduced from high-precision Rb/Sr chronology, Great Dyke. Precambrian Research, 164(3~4): 227~232.
- Nozaki T, Kato Y, Suzuki K. 2010. Re/Os geochronology of the Iimori besshi-type massive sulfide deposit in the Sanbagawa metamorphic belt, Japan. Geochimica et Cosmochimica Acta, 74(15):4322~4331.
- Oberthür T, Frank M, Friedhelm H K, Axel G, Holly S, Aaron Z, Mustapha E G. 2009. Hercynian age of the Cobalt-Nickel-Arsenide-(Gold) ores, Bou Azzer, Anti-Atlas, Morocco: Re-Os, Sm-Nd, and U-Pb age determinations. Economic Geology, 104:1065~1079.
- Park J, Daniel H G, Donald D B. 2009.  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  ages of Martian nakhlites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(7):2177~2189.
- Peppe D J, Reiners P W. 2007. Conodont (U-Th)/He thermochronology; initial results, potential, and problems. Earth and Planetary Science Letters, 258(3-4):569~580.
- Pollington A D, Ethan F B. 2010. High resolution Sm-Nd garnet geochronology reveals the uneven pace of tectonometamorphic processes. Earth and Planetary Science Letters, 293(1~2):63~71.
- Porter S J, David S. 2010. Rhenium-osmium (Re-Os) molybdenite systematics and geochronology of the Cruachan granite skarn mineralization, Etive Complex; implications for emplacement chronology. Scottish Journal of Geology, 46(1): 17~21.
- Reiners P W, Zhou Zuyi, Ehlers T A, et al. 2003. Post-orogenic evolution of the Dabie Shan, Eastern China, from (U-Th)/He and fission-track thermochronology. American Journal of Science, 303:489~518.
- Renne P R, Shorp W D, Deino A L. 1997.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Ar dating into

- the historical realm: calibration against pline the younger. *Science*, 277(5330):1279~1280.
- Reynolds P H, Barr S M, White C E. 2009a. Provenance of detrital muscovite in Cambrian Avalonia of Maritime Canada:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and chemical compositions. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46(3): 169~180.
- Reynolds P H, Pe-Piper G, Piper G A M, et al. 2009b. Single-grain detrital-muscovite ages from Lower Cretaceous sandstones, Scotian basin, and their implications for provenance. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 57(1): 63~80.
- Rieser A B, Liu Y, Genser J, et al. 2006. Uniform Permian  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  detrital mica ages in the eastern Qaidam basin (NW China): where is the source. *Terra Nova*, 18(1): 79~87.
- Rooney A D, David S, Jean-Pierre H, Paul R R. 2010. Re-Os geochronology of a Mesoproterozoic sedimentary succession, Taoudeni basin, Mauritania; implications for basin-wide correlations and Re-Os organic-rich sediments systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 289(3~4):486~496.
- Rutherford E. 1905. Present problem in radioactivity. *Popular Science (May)*, 1~34.
- Rutherford E. 1907. Some cosmical aspects of radioactivity. *Journal of the Royal Astronomical Society of Canada*, 1: 145~165.
- Schaeffer O A, Mülle H W, Grove T L. 1977. Laser  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  study of Appollo 17 basalts. *Proc. 8th Lunar. Sci. Conf.*, 1489~1499.
- Schlup M, Carter A, Cosca M, et al. 2003. Exhumation history of eastern Ladakh revealed by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and fission-track ages: the Indus River-Tso Morari transect, NW Himalaya. *Journal of the Geological Society*, 160: 385~399.
- Schneider J, Maria B, Carsten L, Bechstaedt T, Volker P. 2008. Willemite ( $\text{Zn}_2\text{SiO}_4$ ) as a possible Rb/Sr geochronometer for dating non-sulfide Zn-Pb mineralization; examples from the Otavi Mountain Land (Namibia) (in A special issue devoted to non-sulfide Zn-Pb deposits). *Ore Geology Reviews*, 33(2):152~167.
- Sigurgeirsson T. 1962. Age dating of young basalts with the potassium argon method (in Icelandic). *Report Physical Laboratory of University of Iceland, Reykjavik*. 9.
- Soddy F. 1913. Intra-atomic charge. *Nature*, 92: 399~400.
- Sorkhabi R B, Stump E, Foland K A, et al. 1996. Fission-track and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  evidence for episodic denudation of the Gangotri granites in the Garhwal Higher Himalaya, India. *Tectonophysics*, 260:187~199.
- Spotila J A, Farley K A, Yule J D, et al. 2001. Near-field convergence along the San Andreas fault zone in southern California, based on exhumation constrained by (U-Th)/He dating. *Journal of Geophysical Research*, 106(B12): 30909~30922.
- Steltenpohl M G, Brad T C, Arild A, Daniel L Z. 2009.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology of late- and postorogenic extension in the Caledonides of north-central Norway. *Journal of Geology*, 117(4):399~414.
- Stockli D, Farley K A, Dumitri T A. 2000. Calibration of the (U-Th)/He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California. *Geology*, 28:983~986.
- Strutt R. 1908. The accumulation of helium in geologic time. *Roy. Soc. London Proceedings*, 81A:272~277.
- Stuart F M. 2002. The exhumation history of orogenic belts from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of detrital micas. *Mineralogical Magazine*. 66(1): 121~135.
- Sun X M, Wang S W, Sun W D, et al. 2008. PGE geochemistry and Re-Os dating of massive sulfide ores from the Baimazhai Cu-Ni deposit, Yunnan Province, China. *Lithos*, 105: 12~24.
- Thoeni M, Miller C, Zanetti A, Habler G, Goessler W. 2008. Sm/Nd isotope systematics of high REE accessory minerals and major phases; ID-TIMS, LA-ICP-MS and EPMA data constrain multiple Permian-Triassic pegmatite emplacement in the Koralpe, Eastern Alps. *Chemical Geology*, 254(3~4):216~237.
- Toft J B, Igor S P. 2010. Depleted mantle sources through time; evidence from Lu-Hf and Sm-Nd isotope systematics of Archean komatiites. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(3~4): 598~606.
- Uysal I T, Zhao Jianxin, Suzanne D G, Michael G L, Miryam G, Kenneth D C. 2007. Sm/Nd dating and rare earth element tracing of calcite; implications for fluid flow events in the Bowen Basin, Australia. *Chemical Geology*, 238(1~2):63~71.
- Vincenzo G D, Sonia T, Bruno L, Daniele C, Luisa O. 2006. Comparison of  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  and Rb-Sr data on phengites from the UHP Brossasco-Isasca Unit (Dora Maira Massif, Italy); implications for dating white mica. *Journal of Petrology*, 47(7):1439~1465.
- Wan B, Ernst H, Zhang Lianchang, Alexander R, Chen Zhiguang, et al. 2009. Rb-Sr geochronology of chalcopryrite from the Chehugou porphyry Mo-Cu deposit (Northeast China) and geochemical constraints on the origin of hosting granites. *Economic Geology*, 104: 351~363.
- Wan Y S, Song B, Liu D Y, Wilde S A, et al. 2006. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Paleoproterozoic metasedimentary rocks in the North China Craton: evidence for a major Late Paleoproterozoic tectonothermal event. *Precambrian Research*, 149: 249~271.
- Wilke F D H, O'BRIEN P J, GERDES A, Timmerman M J, Sudo M, Khan M A. 2010. The multistage exhumation history of the Kaghan Valley UHP series, NW Himalaya, Pakistan from U-Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages. *Eur. J. Mineral.*, 22: 703~719.
- Wolf R A, Farley K A, Silver L T. 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60:4231~4240.
- Xue G, Marshall D, Zhang S, Ullrich T D, Bishop T, Groat L A, Thorkelson D J, et al. 2010. Conditions for Early Cretaceous emerald formation at Dyakou, China: fluid inclusion, Ar-Ar, and stable isotope studies. *Economic Geology*, 105: 339~349.
- Yang G, Hannah J L, Zimmerman A, Stein H J, Bekker A. 2009.

- Re-Os depositional age for Archean carbonaceous slates from the southwestern Superior Province; challenges and insights. *Earth and Planetary Science Letters*, 280(1~4):83~92.
- Yang Jinhui, Zhou Xinhua. 2001. Rb-Sr, Sm-Nd, and Pb isotope systematics of pyrite: implications for the age and genesis of lode gold deposits. *Geology*, 29(8):711~714.
- Yang S H, Qu W J, Tian Y L, et al. 2008. Origin of the inconsistent apparent Re-Os ages of the Jinchuan Ni-Cu sulfide ore deposit, China: post-segregation diffusion of Os. *Chemical Geology*, 247(3~4): 401~418.
- Yin Mudan, Li Wenbo, Sun Xiwen. 2009. Rb-Sr isotopic dating Huize Zn-Pb ore field Southwestern China. *Chin. J. Geochem.*, 28: 070~075.
- Zhang Z H, Mao J W, Du A D, et al. 2008. Re-Os dating of two Cu-Ni sulfide deposits in northern Xinjiang, NW China and its geological significance. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32: 204~217.
- Zhu Guang, Xie Chenglong, Chen Wen, Xiang Biwei, Hu Zhaoqi. 2010. Evolution of the Hongzhen metamorphic core complex: evidence for Early Cretaceous extension in the eastern Yangtze craton, eastern China. *GSA Bulletin*, 122(3/4): 506~516.
- Yin Mudan, Li Wenbo, Sun Xiwen. 2009. Rb-Sr isotopic dating

## Isotope Geochronology: Technique and Application

CHEN Wen<sup>1)</sup>, WAN Yusheng<sup>2)</sup>, LI Huaqin<sup>3)</sup>, ZHANG Zongqin<sup>1)</sup>,  
DAI Tongmo<sup>4)</sup>, SHI Zeen<sup>4)</sup>, SUN Jingbo<sup>1)</sup>

1) *Laboratory of Isotope Thermochronology, National Key Laboratory of Continental Structure and Dynamics, Institute of Geology, Beijing, 100037;*

2) *Beijing SHRIMP Center, Institute of Geology, Beijing, 100037;*

3) *Wuhan Institute of Geology and Mineral Resources, Wuhan, 430205;*

4) *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guangzhou, 510640*

### Abstract

Isotope geochronology is a newly developed interdisciplinary science which combines geoscience, physics, chemistry and technical sciences, and is a young and energetic branch of earth science. The decay of radioactive isotopes is used to determine the formation age of geological body and the age of geological events, with aiming to study the formation history and evolution of earth and planetary materials. This paper presents brief introduction and summary of relative high-precise isotope dating methods in terms of theory, experiment techniques, application scope, precautions for use, in hope of providing a useful reference to geologist. Main isotope dating methods involved s are U-Pb, Ar-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd, Re-Os and (U-Th)/He methods. (1)U-Pb method: It is one of the earliest radioactive methods for determination of geological age as well as the most important isotope dating method in China so far. In the past 10 years, the introduction of zircon U-Pb dating technique has played a significant role in promoting geological research in China, and its application is expanding. (2)Ar-Ar method: Ar-Ar dating has become one of the most important methods of isotope geochronology. The characteristics of this method are as follows: ① Wide time-domain measurements, with the oldest age up to 3.8Ga (the age of lunar rocks) and the youngest one in a scale of millennium age (the eruption age of Mount Vesuvius, Italy); ② A wide range of measurement objects. In principle, all the k-bearing minerals and rocks can be used for Ar-Ar isotopic dating, even there are reports on the successful determination of Ar-Ar ages from non-potassium minerals such as quartz and sphalerite which contain trace amounts of kainite inclusions; ③ Unique step heating technique and Ar isotope correlation diagram of internal components can not only obtain high-precision age but unfold multi-stage geological evolution of the object; ④ Combined with laser technique, it can be used to determine Ar-Ar age by searching microzonation directly on polished section of minerals to be tested, so as to obtain the most precision time information of the metamorphic rock P-T-t track; ⑤ Wide application area. It has been used almost in every discipline of geology; ⑥ It has been the most important technical

tool of deposit chronology; ⑦ It is the backbone technique of isotope thermochronology. But Ar-Ar dating has its limitations. Firstly, the complex analysis leads to high cost and long cycle. Secondly, the accuracy of the determination of the neutron parameters directly affects the accuracy of samples dating. Nuclear recoil effect can result in high Ar-Ar age of very fine-grained clay minerals. For the samples of Early Proterozoic and Archean metamorphic rocks, there may be natural K and Ar diffusion or later metamorphism, deformation and other disturbance, which will make it difficult to determine the age of early metamorphic events. (3) Rb-Sr method. It is a popular method. The isotope geological ages of intrusive, volcanic, metamorphic, and some sedimentary rocks can be determined by using isochron technique. When Rb-Sr isotopic system is used to determine the age of intermediate and acid intrusive rocks and volcanic rocks, if these rocks cooled rapidly, the ages determined by both the whole rock isochron and mineral isochron age may be the formation ages of the rocks. For metamorphic rocks, Rb-Sr isochron age generally represents the Sr isotope homogenization time when the latest strong thermal event happened. For sedimentary rocks, we can determine the authigenic mineral diagenesis age using Rb-Sr dating. But for metallic deposits, we can determine the formation ages of deposits using inclusion Rb-Sr isochron. Through Rb-Sr mineral dating to determine the formation of faults and ductile shear zone, we can limit the tectonic formation time. The biggest drawback of Rb-Sr dating is that incorrect age can be obtained due to the fact that the mobility of Rb easily produces an open system. In addition, the age determination is often interfered by false isochrons. (4) Sm-Nd method. Due to good preservation, corrosion and metamorphism resistances of Sm-Nd system, Sm-Nd dating time can represent the formation age of primary rocks and and reflect the characteristics of rock-forming material sources. For mafic, ultramafic, and archean rocks, Sm-Nd isochron dating method is a good one. Sm-Nd model age represents the time of crustal rocks which differentiated from the CHUR mantle, and model ages of clastic sedimentary rocks can be used to identify the rock-forming source, so as to judge the tectonic background of rock formation, understand the average ages of material source detained within the crust, and finally reveal the history of formation and evolution of the crust formation. The disadvantage is that Sm and Nd are difficult to separate from each other due to their similar geochemical properties during the geological process, resulting in a narrow range of Sm to Nd ratios in rocks, giving trouble for SM-Nd isochron dating method, even without reliable age obtained. (5) Re-Os method. Re-Os isotope dating method is the only mature method so far that is directly used to determine mineralization ages of metal deposits. However, there are many problems in experiment techniques and applications. ① It is found in recent years that the Re-Os ages of molybdenite in some metal deposits are higher than the ages of ore-bearing rocks, and the reasons are unclear. ② Most sulfide minerals such as pyrite contains very low content of Re but a certain amount of common Os. This imposes high requirements on the preparation of samples, which general laboratories fail to meet. In addition, common Os can not be precisely deducted. ③ Sometimes post-hydrothermal activities may reset Os isotope, therefore, the closure temperature and influencing factors of the metal sulfide Re-Os isotope system is a key problem to be solved urgently. (6) (U-Th) / He method. The advantage of (U-Th) / He isotope system is that its closure temperature is the lowest among the existing isotopic systems, and can record temperature information and the time when geologic body underwent a lower temperature range. This method also has considerable application potential in deposit chronology. But its disadvantage is very low closure temperatures, and much attention should be paid on cooling rate and re-heating effect during dating of geological bodies.

**Key words:** isotope geochronology; analysis technology; application; U-Pb; Ar-Ar; Rb-Sr; Sm-Nd; Re-Os; (U-Th)/He