



激光 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年数据高斯数学模型分析与腾冲火山喷发的分期

赵昕炜^{1,2}, 周晶^{2*}, 马芳², 季建清², Alan DEINO³

1. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083;

2. 北京大学地球与空间科学学院, 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871;

3. Berkeley Geochronology Center, Berkeley CA94709, USA

* 通讯作者, E-mail: zhoujing1026@126.com

收稿日期: 2019-04-01; 收修改稿日期: 2019-12-03; 接受日期: 2019-12-23; 网络版发表日期: 2020-03-24

中国地质调查局地质调查项目(编号: 1212113013700)资助

摘要 确定火山岩的喷发期次是重建火山喷发相关的第四纪环境、研究晚新生代地球动力学和预测火山喷发危险性的前提。激光 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学方法对年轻火山岩样品的定年有明显的优势, 具有自动化测试稳定、本底低、高灵敏度等特点, 适用于年轻火山岩样品的定年工作。文章采用激光 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学方法对腾冲火山岩区主要岩石单元进行了精细的年代学研究, 通过常规的数据处理得到了腾冲火山喷发的时限为0.025~5.1Ma。但年轻火山岩定年因放射成因的 ^{40}Ar 含量极少, 偶然因素较多, 数据的稳定性较差, 甚至得出偏差很大的年龄结果, 其分期结果值得商榷。另外, 传统分期方法缺乏统一的时间尺度标准, 无法对腾冲火山喷发进行严格的时间限定, 导致对期次划分认识的分歧。文章尝试引入新的数学模型, 对13件样品一共378个年龄测试值进行了重新分期, 得到了包含3个波形曲线、彼此独立的表现年龄概率分布图, 利用高斯数学模型对波形进行分析, 分别对确认的3个正态波形涵盖的年龄数据进行等时线年代学计算, 很好地限定了腾冲火山的3期喷发, 分别为上新世((3.78±0.04)Ma)、中更新世早期((0.63±0.03)Ma)和中更新末期到晚更新世早期((0.139±0.005)Ma)。这3期喷发时限具有相同的实验精度和时间尺度, 降低了年龄数据的误差和偶然性, 能准确地限定和代表腾冲火山的整体喷发分期。

关键词 激光 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年, 高斯数学模型, 喷发分期, 表现年龄概率统计图, 年龄偏差, 等时线年龄

1 引言

火山喷发是地下岩浆与地表进行物质交换、平衡地球内部能量的一种方式。火山喷发的过程和产物对地表环境有着深远的影响。精确测定年轻火山岩的喷发时代, 确定火山岩的喷发次序和喷发旋回对重建火

山喷发相关的第四纪环境、研究晚新生代动力学和预测火山喷发危险性有着重要意义。目前, 年轻火山岩喷发时限的精细定年难以实现, 已成为火山与地表环境研究中的难点问题。

腾冲火山作为中国西南部最年轻的火山地区之一, 一直以来都受到火山岩学者的热烈关注(朱炳泉和

中文引用格式: 赵昕炜, 周晶, 马芳, 季建清, Deino A. 2020. 激光 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年数据高斯数学模型分析与腾冲火山喷发的分期. 中国科学: 地球科学, 50: 807–818, doi: [10.1360/SSTe-2019-0065](https://doi.org/10.1360/SSTe-2019-0065)

英文引用格式: Zhao X, Zhou J, Ma F, Ji J, Deino A. 2020. Using a Gaussian mathematical model to define eruptive stages of young volcanic rocks in Tengchong based on laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. Science China Earth Sciences, 63: 662–673, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9569-9>

毛存孝, 1983; 穆治国等, 1987; 姜朝松, 1998a, 1998b; 樊祺诚等, 1999; 郭光裕和林卓虹, 1999; 李大明等, 2000; 李琳琳等, 2015; 李玲等, 2016; 林木森等, 2017). 根据岩性特征、野外叠覆关系、区域分布、年龄数据集中等特点, 自上新世晚期到全新世以来, 腾冲火山活动较为频繁, 具有多期次特性, 各期次火山岩在空间上存在复杂的叠覆关系, 火山喷发年龄由中心向边缘逐渐变老(姜朝松, 1998a, 1998b; 郭光裕和林卓虹, 1999; 李大明等, 2000). 但对该地区火山喷发期次的划分一直存在较大争议. 研究者从不同视角、方法和数据, 对腾冲地区火山岩喷发期次进行划分, 得到几乎完全不同的分期认识. 这为重建腾冲火山的喷发过程带来不确定性.

我们认为, 腾冲火山喷发期次的不确定性主要有以下原因: (1) 相同岩性不能作为火山喷发同一期次的判定依据. 很多案例表明, 同一次火山喷发物可以由多种岩性构成. (2) 由于火山喷发的间隔时间有很大差异, 野外的叠覆关系不能完全确定火山的喷发期次. 对于腾冲火山群晚新生代以来的断续喷发, 同一期次的火山喷发往往包含数次更小的喷发次数, 这些火山岩之间也存在一定的叠覆关系, 而这些叠覆关系往往容易混淆喷发期次.

火山喷发分期是一个时间维度上有尺度标准的概念. 对上新世晚期到全新世以来断续喷发的腾冲火山分期如果以0.01、0.1、1.0Ma不同尺度标准进行划分, 将得到不同的分期结果, 分期结果的解析度也不同, 对应不同时间尺度的环境重建也不同. 所以, 火山喷发分期应有统一的尺度标准.

激光 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年方法因其自动化测试稳定、本底低、高灵敏度的优势能够对低钾含量、极少量样品进行更高精度的精细定年, 适用于(极)年轻火山岩(几千年至几十万年)的定年工作, 达到很高的精度(Turner等, 1966; Deino和Potts, 1990; Renne等, 1997; McDougall和Harrison, 1999; Kelley, 2002; Kuiper等, 2008; 周晶, 2010), 为腾冲火山喷发的分期研究提供了前所未有的高精度尺度标准.

本文根据腾冲地区的火山地质特征, 采集了传统认识上各期次火山岩样品, 分别对单个样品进行了激光 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年方法的测试和处理, 得出了各不相同的13个年龄结果. 如果每一件样品都是第四纪喷发的火山岩, 因为存在年龄偏差的问题, 13件样品的13个

年龄结果不能简单认为是13次喷发时限. 所以, 引入新的数学模型对测试数据进行了深度分析和识读, 获得的喷发分期是对腾冲火山喷发过程更好的约束.

2 地质背景

腾冲火山区位于云南西南部, 东靠怒江峡谷, 西邻缅甸密支那; 南北长约90km, 东西宽约50km, 共有68座火山, 其中25座火山机构保存完整(图1). 火山岩以安山玄武岩和安山岩为主, 主要分布在腾冲火山区的中央地带. 其次, 橄榄玄武岩、辉石玄武岩和英安岩等分布在周边的盆地内. 研究表明, 早期火山岩出露于盆地的外围, 岩浆活动规模较大. 后期火山活动向盆地中心迁移, 规模逐渐减小(穆治国等, 1987; 姜朝松, 1998a, 1998b; 李大明等, 2000).

腾冲地区上新世以来的火山活动分期以及各期火山岩时代归属问题仍存在较大争议, 并且采用的划分方法都不尽一致(佟伟和章铭陶, 1989; 韩新民等, 1996; 姜朝松, 1998a, 1998b; 郭光裕和林卓虹, 1999; 李大明等, 2000). 目前普遍认可的划分方案为3~5期(姜朝松, 1998a, 1998b; 李大明等, 2000). 最早的调查资料显示, 依据岩性特征、地层叠覆关系与火山地貌将腾冲火山活动分为5期: 认为第1期、第2期分别为上新世至早更新世喷发的全晶质橄榄玄武岩以及中更新世的角闪安山岩与玄武安山岩; 第3期和第4期皆为晚更新世喷发的产物, 岩性分别为粗粒橄榄玄武岩和橄斜斑状玄武岩; 第5期则为全新世喷发的含榄玄武岩(云南省地质厅第20地质队, 1963分期, 数据来源于李大明等(2000)). 姜朝松(1998b)主要根据地层对比、火山地貌、岩性等特点, 并参考部分同位素年龄, 将火山活动分为4期. 李大明等(2000)依据系统的K-Ar年龄和火山活动的时空变化, 分为3期. 二者界定的第1期和第2期火山活动期次大致相同, 分别为上新世晚期(3.8~2.7Ma)与早更新世, 此时火山活动向腾冲盆地中心迁移和扩展, 活动规模和分布面积达到最大. 姜朝松(1998b)将第3期和第4期火山活动分为晚更新世和全新世. 李大明等(2000)则认为这两个期次间并无明显的间断, 第3期应为早更新世末期至全新世.

尹功明和李盛华(2000)用热释光方法测得年龄0.0025~0.0035Ma, 可能属于火山岩的剥蚀年龄, 无法确定火山岩的结晶年龄. 石玉若等(2012)用锆石U-Pb

据穆治国等(1987)、李大明等(2000)、石玉若等(2012)、王非等(1999)、尹功明和李盛华(2000)、邹海波和樊祺诚(2011)、韩新民等(1996)、梁卓成和周秀云(1985)

仅能代表锆石在岩浆房内的形成年龄，不能作为喷发年龄进行讨论。李玲等(2016)利用锆石SIMS原位微区U-Th不平衡法对马鞍山和打鹰山定年，分别得到了

(0.0841 ± 0.0092)Ma和(0.0856 ± 0.0076)Ma的结果。云南地矿局与青藏高原综合考察队分别于1985年对腾冲一带的火山岩做了定年工作(韩新民等, 1996), 测得的最老年龄为芒棒的3.83Ma, 其余大多数年龄都在1Ma以内。李大明等(1999)和穆治国等(1987)分别用K-Ar方法得到了0.013~3.297和0.09~17.84Ma的年龄范围。李大明等(1999)在火山岩的斜长石斑晶里发现过剩氩, 并从基质中得到比以往更年轻的K-Ar年龄, 以此论证了以往发表的成果中年龄偏老的问题, 并进一步用腾冲火山岩为例对K-Ar和⁴⁰Ar/³⁹Ar法的精细定年研究进行了检测(李大明等, 2005), 但K-Ar年龄结果值得商榷(权伍勋等, 2015)。王非等(2006)用激光阶段加热⁴⁰Ar/³⁹Ar法测得腾冲打鹰山的等时线年龄为(0.032 ± 0.0071)Ma, 较穆治国等(1987)测得年龄(0.061 ± 0.042)Ma偏年轻, 与李大明等(2000)测得年龄结果(0.03 ± 0.005)Ma一致。但由于年轻样品自身年龄测试的不确定性, 以单个年龄数据作为喷发期次的划分或对比依据显然缺乏说服力。

3 样品采集及测试

3.1 采样位置及样品特征

腾冲北部与南部都被熔岩覆盖, 火山分布以南北向为主, 中间被一山脊横断, 采样位置详见图2, 采样信息见表1。腾冲火山岩以灰黑色为主, 岩石种类较为单一, 主要岩性有橄榄玄武岩、安山岩等。样品为斑状结构(图3), 部分样品具有气孔状构造(图3d和3f)。斑晶矿物有橄榄石、辉石和斜长石。基质为间粒-间隐结构, 主要由长石、辉石、火山玻璃等组成。橄榄玄武岩样品斑晶主要由橄榄石、辉石和斜长石组成。橄榄石斑晶粒度0.5~2mm, 含量8~10%, 个别样品橄榄石斑晶边缘发生伊丁石化(图3h); 斜长石斑晶含量5~6%, 粒径0.3~0.4mm; 辉石斑晶较少见, 个别样品中辉石斑晶含量达5~8%, 粒径1~2mm; 基质中可见长条状斜长石和少量辉石颗粒, 含量为50%左右(图3a)。

安山岩样品斑晶以长条状颗粒的斜长石为主, 发育聚片双晶, 斑晶粒度较大者达0.5mm×2.0mm, 含量约为5~10%, 斜长石斑晶有蚀变, 部分样品中间或含有少量橄榄石斑晶; 基质主要以针状长石和少量辉石颗粒组成, 长石含量为70~80%。安山岩样品气孔非常

发育, 个别样品气孔含量高达40%左右(图3b~3f)。腾冲火山岩K₂O含量较高, 在1.00~4.20%(佟伟和章铭陶, 1989; 陈延方和赵崇贺, 1995; 陈延方, 1997; 樊祺诚等, 1999; 郭光裕和林卓虹, 1999)。

3.2 实验流程

3.2.1 测试样品的制备

将野外采集的样品初步粉碎成小块, 选取无风化边、无裂隙充填物的新鲜小块岩石进一步破碎。用钢制碎样器反复对岩石样品进行破碎至0.42~0.18mm。碎样后倒入样品筛中进行筛选, 于显微镜下人工尽可能剔除斑晶、包体、捕虏晶及斑晶黏连颗粒。其中, 挑选05TC-18和05TC-24剔除斑晶后的基质破碎为4种不同粒度(0.85~0.42、0.42~0.25、0.25~0.18、0.18~0.15mm)进行测试, 同时也将这两件样品剔除的橄榄石和斜长石斑晶作为测试对象, 其余的11件样品则全部用于基质测年。

将筛选好的样品用去离子水在超声波清洗器中震荡清洗数次, 以去除黏附在样品表面的杂质。而后将样品置于稀硝酸(小于5%)中浸泡2h, 再用去离子水在超声波清洗器中震荡清洗, 用丙酮在超声波清洗器中震荡清洗10min, 以去除黏附在样品表面的较难清洗的有机质。

将清洗好的样品取出并摇匀, 取约50mg放入用铝箔纸包裹成的正方体小包中, 样品均匀地分布在铝箔包中, 而后将石英瓶在真空状态下密封好。

本文用于中子通量监测的两个标样分别是美国的钾长石SB-778-Kf(年龄1.593Ma)(周晶等, 2013)和北京周口店花岗岩标样ZBH-25黑云母(年龄132.7Ma)(桑海清等, 2006)。将包裹好的未知样和监测标样平行放置于铝箔制成的方形柱体中进行辐照和测试。每隔两个未知样放置一个监测标样(ZBH-25和SB-778-Kf), 标样用于计算J值和监测其均一性。

3.2.2 照射过程

将样品置于中国原子能科学研究院49-2反应堆B8孔道进行快中子照射, 照射时间为12小时21分钟, 快中子瞬时通量为 $6.3 \times 10^{12} \text{ n (cm}^2 \text{ s)}^{-1}$ 。实验中, 用SB-778-Kf作为监测标样, 用于计算J值。ZBH-25标样则用于监测照射样品瓶在中子活化过程中的均一性和监测J值在样品柱中的变化性。

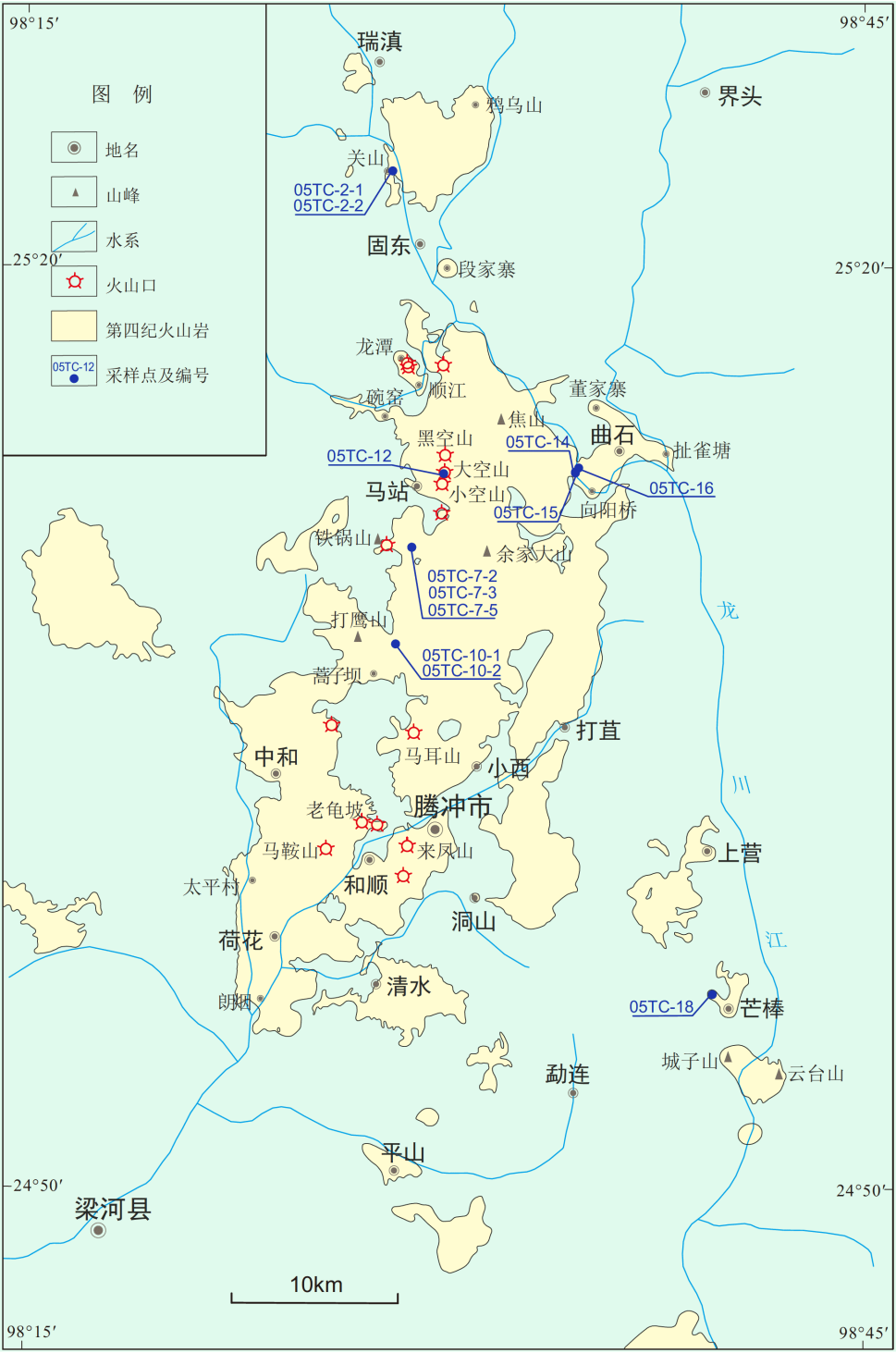


图 2 腾冲地区新生代火山岩分布图及野外采样位置

由于采样覆盖的图区面积过大, 样品05TC-24位于图区之外, 未能标出, 采样坐标详见表1

将中子活化后的样品在显微镜下移置到干净的样品座中. 每个小孔内包含大约10~15个颗粒, 总质量约

为0.1~0.5mg. 通过自动化程序, 实现对每一个孔样品的全熔, 获取每个孔的Ar同位素测试数据.

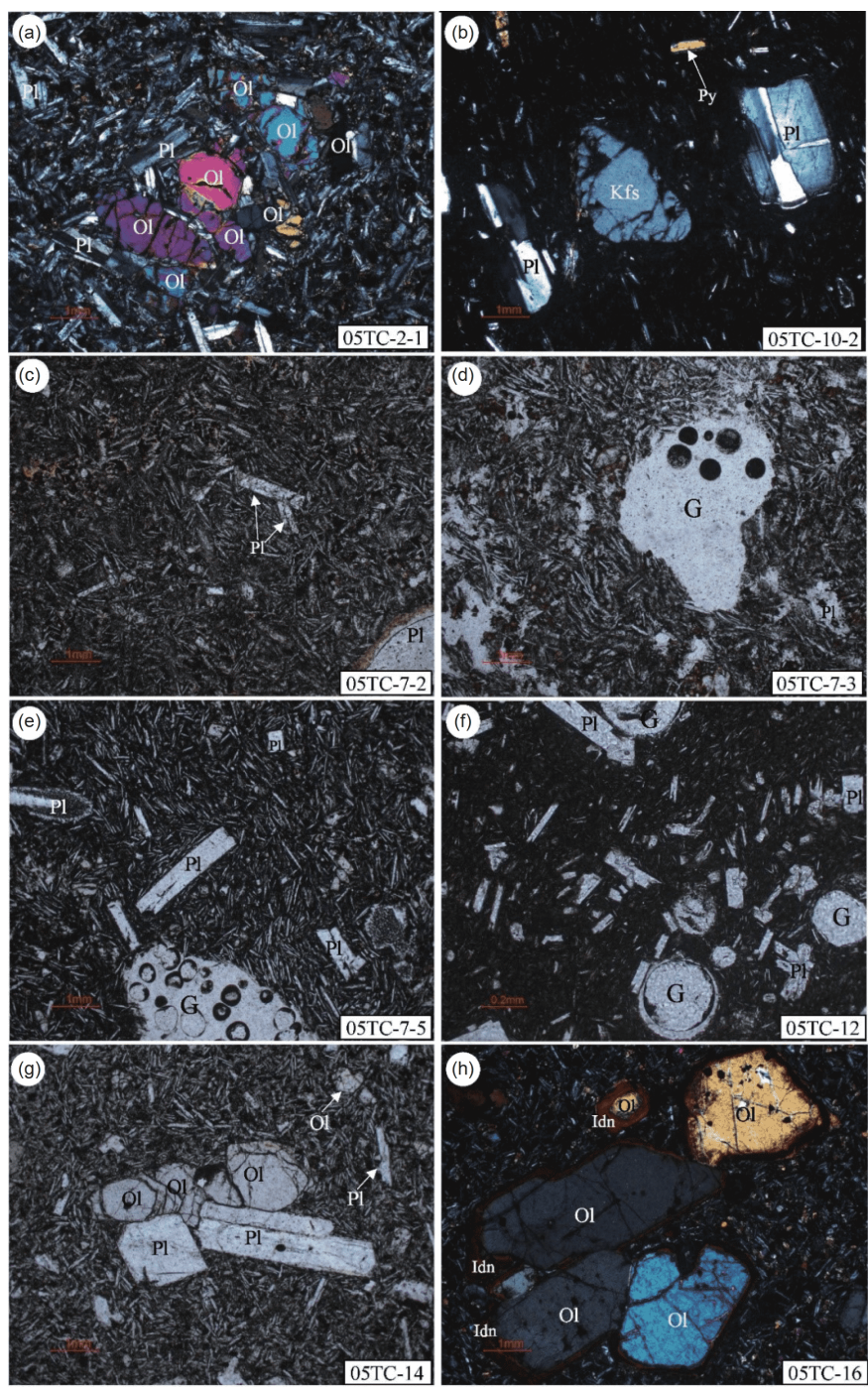


图3 腾冲火山岩显微岩相图

Pl, 斜长石; Py, 辉石; Kfs, 钾长石; Ol, 橄榄石; Idn, 伊丁石化; G, 气孔

实验所采用的全自动全时标高精度激光⁴⁰Ar/³⁹Ar定年系统主要由激光熔样系统、纯化系统及其自动控制阀门、MS5400质谱氦同位素等分离探测系统以及

计算机程序全自动控制系统4部分组成。熔样系统采用美国New Wave Research公司生产的CO₂连续激光器。

采用激光波长10.6μm的CO₂射频激光器，激光束

表 1 腾冲火山岩采集样品信息

样品编号	岩性	岩性描述	采样地点	纬度	经度
05TC-2-1	黑色玄武岩	斑状结构, 基质中可见长条状斜长石和少量辉石颗粒	关山东	25°23'07"N	98°28'04"E
05TC-2-2	黑色玄武岩	斑状结构, 基质中可见长条状斜长石和少量辉石颗粒	关山东	25°23'07"N	98°28'04"E
05TC-7-2	安山岩	斑状结构, 气孔构造, 斑晶主要为长条状斜长石	铁锅山西	25°10'52"N	98°28'48"E
05TC-7-3	安山岩	斑状结构, 气孔构造, 斑晶主要为长条状斜长石	铁锅山西	25°10'52"N	98°28'48"E
05TC-7-5	安山岩	斑状结构, 气孔构造, 斑晶主要为长条状斜长石	铁锅山西	25°10'52"N	98°28'48"E
05TC-10-1	安山岩	斑状结构, 斑晶主要为斜长石	铁锅山东	25°07'43"N	98°28'14"E
05TC-10-2	安山岩	斑状结构, 气孔构造, 斑晶主要为长条状斜长石	铁锅山东	25°07'43"N	98°28'14"E
05TC-12	安山岩	斑状结构, 气孔十分发育	大空山	25°13'16"N	98°29'56"E
05TC-14	橄榄玄武岩	斑状结构, 斑晶主要由橄榄石、辉石和斜长石组成, 基质中可见长条状斜长石和少量辉石颗粒	小空山	25°13'28"N	98°34'46"E
05TC-15	安山岩	斑状结构	小空山	25°13'18"N	98°34'39"E
05TC-16	橄榄玄武岩	斑状结构, 部分发生伊丁石化, 斑晶主要由橄榄石、辉石和斜长石组成, 基质中可见长条状斜长石和少量辉石颗粒	小空山	25°13'20"N	98°34'39"E
05TC-18	玄武岩	斑状结构	芒棒	24°56'20"N	98°39'36"E
05TC-24	橄榄玄武岩	斑状结构, 斑晶主要由橄榄石、辉石和斜长石组成, 基质中存在长条状斜长石和少量辉石颗粒	勐弄	24°54'20"N	97°54'05"E

斑大小为0.5mm, 能量为3.5W. 采用MS5400稀有气体质谱仪进行氩同位素测试, 该仪器的质量分辨率约为400, 灵敏度大于 1.25×10^{-3} A/Torr. 对纯物质 CaF_2 和 K_2SO_4 进行同步照射, 确定Ca、K同位素反应的校正参数: $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 2.775 \times 10^{-4} \pm 2.53 \times 10^{-5}$, $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 6.633 \times 10^{-4} \pm 3.535 \times 10^{-4}$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 3.9448 \times 10^{-3} \pm 1.5421 \times 10^{-3}$. 年龄计算中的 ^{40}K 衰变常数取Steiger和Jäger(1977)的建议值, ^{37}Ar 衰变常数取35.1. 质量歧视因子 $D = 1.0035 \pm 0.00002$. Cl校正参数采用Foland等(1993)给出的推荐值320. 实验数据处理软件采用伯克利地质年代中心Alan Deino博士编写的Mass Spec 7.665程序.

4 测年结果

腾冲火山岩区的13个样品的激光 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年结果见表2, 样品05TC-18与05TC-24分别做了不同粒度的激光 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年, 年龄结果见表3, 所有测试样品的表观年龄的概率统计图及等时线如网络版附图1 (<http://earthcn.scichina.com>)所示.

测试数据显示 ^{39}Ar 数量级为 $10^{-14} \sim 10^{-16}$ mol范围内, 远远高出 $10^{-18} \sim 10^{-19}$ mol的本底值, 氩同位素的实验观测值处于测年系统量程范围内.

测试得到的年龄结果介于0.025~5.1Ma, 与李大明等(2000)测得的0.013~3.297Ma大体一致, 但比穆治国等(1987)用K-Ar法测得的0.09~17.84Ma年轻. 样品05TC-2-1、05TC-2-2、05TC-7-3、05TC-7-5、05TC-10-1、05TC-14、05TC-15(表2; 附图1)的表观年龄概率统计图的波形较为理想, 年龄分布比较集中, 均一性较好. 这5件样品的加权均方差(MSWD)接近1, 正反等时线年龄高度一致.

样品的表观年龄概率分布图显示, 05TC-7-2、05TC-10-2、05TC-12和05TC-16这4件样品的均一性较差(附图1), 正态分布的波形不够理想, 年龄数据离散性偏大. 正反等时线的MSWD为2~2.9, 线性拟合度较差, 与表观年龄不一致, 属于误差线(Brooks等, 1972), 有待验证, 仅用于参考. 其中, 样品05TC-12(附图1h)的表观年龄为 (0.14 ± 0.04) Ma, 反等时线年龄为 (0.025 ± 0.008) Ma, 初始值氩比值为 (298.9 ± 1.3) , 较穆治国等(1987)和李大明等(2000)用K-Ar法测定的大空山年龄结果 (1.21 ± 0.26) 和 (0.078 ± 0.022) Ma偏年轻. 样品05TC-14(附图1k1~1k3)与05TC-16(附图1j)的反等时线年龄分别为 (0.15 ± 0.03) 和 (0.117 ± 0.015) Ma, 与李大明等(2000)用K-Ar法测定的小空山 (0.16 ± 0.034) Ma一致.

对05TC-18、05TC-24这2件样品分别测试了粒度

表 2 腾冲火山岩激光⁴⁰Ar/³⁹Ar定年数据

样品编号	取样点 <i>n</i>	概率统计结果 (Ma)	正等时线年龄 (Ma)	正等时线 MSWD	反等时线年龄 (Ma)	反等时线 MSWD	(⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar) ₀
05TC-2-1	20	0.67±0.12	0.55±0.04	1	0.55±0.04	1.1	307±4
05TC-2-2	23	0.65±0.04	0.69±0.10	1	0.69±0.08	1	293±4
05TC-7-2	22	0.16±0.11	0.26±0.17	2	0.23±0.04	2	293±5
05TC-7-3	22	0.11±0.02	0.03±0.07	0.97	0.025±0.006	0.99	308±7
05TC-7-5	16	0.07±0.02	0.08±0.04	1.1	0.076±0.017	1.1	295±4
05TC-10-1	18	0.10±0.02	0.19±0.07	1.3	0.19±0.03	1.4	281±11
05TC-10-2	21	0.18±0.12	0.04±0.05	2	0.043±0.007	2.1	303±3
05TC-12	17	0.14±0.04	0.02±0.05	0.6	0.025±0.008	0.61	298.9±1.3
05TC-14	22	0.19±0.02	0.15±0.05	1	0.15±0.03	1.1	301±8
05TC-15	24	0.69±0.03	0.62±0.09	1.1	0.61±0.07	1.2	299±4
05TC-16	20	0.24±0.09	0.12±0.05	2.8	0.117±0.015	2.9	309±6
05TC-18	20	5.0±0.3	5.1±1.0	0.48	5.1±0.8	0.51	295±3
05TC-24	24	4.15±0.11	4.4±0.4	0.64	4.4±0.3	0.71	294±2

表 3 腾冲火山岩激光⁴⁰Ar/³⁹Ar定年数据

样品编号	粒度(mm)	取样点 <i>n</i>	概率统计结果 (Ma)	正等时线年龄 (Ma)	正等时线 MSWD	反等时线年龄 (Ma)	反等时线 MSWD	(⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar) ₀
05TC-18	0.85~0.42	20	5.1±0.3	4.7±0.5	1.2	4.6±0.5	1.2	296.8±1.4
	0.42~0.25	20	5.0±0.3	5.1±1.0	0.48	5.1±0.8	0.51	295±3
	0.25~0.18	24	4.32±0.18	4.7±0.7	1.2	4.6±0.5	1.3	294±3
	0.18~0.15	17	4.07±0.2	4.1±0.8	1.1	4.0±0.6	1.1	296±4
05TC-24	0.42~0.25	24	4.15±0.11	4.4±0.4	0.64	4.4±0.3	0.71	294±2
	0.25~0.18	24	4.23±0.08	4.1±0.3	1.2	4.0±0.2	1.4	298±2
	0.18~0.15	26	3.88±0.12	3.9±0.2	1.2	3.8±0.2	1.5	297±5

为0.85~0.42、0.42~0.25、0.25~0.18、0.18~0.15mm的几组数据(表3; 附图1m1~1n3)。研究结果显示, 随着粒度的逐渐减小, 样品05TC-18表观年龄的概率统计峰值年龄逐渐减小, 由(5.1±0.3)Ma(0.85~0.42mm)、(5.0±0.3)Ma(0.42~0.25mm)、(4.32±0.18)Ma(0.25~0.18mm)降至(4.07±0.2)Ma(0.18~0.15mm)(附图1m1~1m4)。同样, 样品05TC-24的3种粒度得到的峰值年龄分别是(4.15±0.11)Ma(0.42~0.25mm)、(4.23±0.08)Ma(0.25~0.18mm)和(3.88±0.12)Ma(0.18~0.15mm)(附图1n1~1n3), 总体上也呈降低的趋势, 与周晶等(2013)得到的结论相吻合。不同粒度造成年龄上差异的主要原因有以下两类: (1) 样品粒度过细时(如0.18~0.15mm), 在样品破碎处理过程中容易使颗粒中的Ar溢出(邱华

宁和彭良, 1997), 最终导致年龄结果偏年轻; (2) 样品的粒度过大时(例如0.85~0.42mm), 由于橄榄石斑晶的存在, 容易造成⁴⁰Ar过剩, 使最终的年龄结果偏大。因此, 0.42~0.18mm是最优粒度选择(周晶等, 2013)。当两件样品的粒度为0.42~0.25mm时, 等时线计算的初始氩比值在误差范围内接近于尼尔值(295.5), 表观年龄与等时线年龄较吻合, 但是两者正、反等时线的MSWD值相对较差。另外, 还对两件样品中的橄榄石和斜长石斑晶的年龄进行了测试, 结果表明橄榄石和斜长石斑晶存在⁴⁰Ar过剩现象, 斑晶的存在可能会导致样品年龄偏老(Mu等, 1998; 李大明等, 1999; Li等, 2000)。对以上的测试结果进行综合分析, 认为05TC-18和05TC-24样品的参考年龄分别为(5.1±0.8)和(4.4

± 0.3)Ma. 测试得到的05TC-18样品的等时线年龄比穆治国等(1987)在芒棒测定的K-Ar年龄(1.401 ± 0.184)Ma老, 应不属于同一期火山喷发样品.

只有一件样品05TC-10-1存在明显的 ^{40}Ar 丢失现象(附图1f), 初始氩比值为(281 ± 11), 远小于尼尔值, 表观年龄年轻, 为(0.10 ± 0.02)Ma, 数据线性较好. 正等时线年龄(0.19 ± 0.07)Ma, 反等时线年龄(0.19 ± 0.03)Ma, 正反等时线年龄一致, 反等时线误差较小, 可作为参考年龄值. 13件样品的测试数据显示, 腾冲年轻火山岩样品均具有较为普遍和轻微的 ^{40}Ar 过剩现象(附图1), 样品的初始氩比值基本都大于尼尔值, 样品的表观年龄普遍偏老, 05TC-18和05TC-24样品年龄偏老的问题可能与岩石中橄榄石和斜长石斑晶中过剩 ^{40}Ar 的存在有关(Fisher, 1971; Esser等, 1997; Mu等, 1998; 李大明等, 1999; Li等, 2000; Layer和Gardner, 2001; Kelley, 2002), 导致最终的表观年龄大于火山岩的真实年龄.

5 讨论

5.1 样品测年结果是否可以作为火山喷发的年龄?

由于年轻火山岩样品对年龄精度要求很高, 样品测试难度大, 任何的因子, 如样品的初始氩比值的不一致、仪器测试精度和流程差异, 数据处理差异等都会导致年龄的较大偏差, 因此即便是同一期次的喷发样品, 获得的绝对年代也存在较大差异(Renne等, 1998). 误差分析也显示, 年轻火山岩样品即使具有很小的同位素体系不均一, 或者有很小的干扰影响测试过程, 随着样品年龄越来越年轻, 其绝对误差呈指数式增加, 甚至根本难以测准(周晶等, 2013; 权伍勋等, 2015). 对于某一喷发事件的年轻火山岩样品只有1件或者很少量样品数的定年测试, 使用其直接测出的年龄结果作为其喷发的年龄极有可能是有问题的. 因为即便是在同一次喷发的产物中采样, 由于样品年轻, 可能会得出各不相同的年龄测试结果, 很容易错认为多次喷发的年龄纪录. 这在年轻火山喷发期次的绝对定年中非常容易而普遍地被错误认定. 即便是一次火山喷发, 在确定其喷发时限, 也应该采集达到一定数量的样品, 分别测出各个样品的年龄, 获得足够数量的测试数据, 并对各个样品测试获得的年龄做概率统计, 判定其是否具有反映一个真值的正态分布, 才

能有助于正确确定火山喷发的时限. 所以, 火山喷发期次的绝对年代学研究中, 单个样品年龄作为分期意义具有不确定性, 甚至带来错误的信息.

以本文的测试数据为例, 05TC-7-2、05TC-7-3和05TC-7-5这3件样品均采自于铁锅山西坡, 具有相同的采样位置和手标本特征, 野外地质证据显示是同一期喷发的产物(表1和表2). 3件样品测试得到的表观年龄分别为(0.16 ± 0.11)、(0.11 ± 0.02)和(0.07 ± 0.02)Ma, 等时线年龄分别为(0.23 ± 0.04)、(0.025 ± 0.006)和(0.076 ± 0.017)Ma, 初始氩比值分别为(293 ± 5)、(308 ± 7)和(295 ± 4). 这些数据显示, 即使是采自同一喷发期次的样品, 测试得到的初始氩比值和年龄也可以完全不同, 以这3件样品中的任意一件样品的年龄值代表该地区火山的一次喷发事件都不是科学的方法, 无法确定真正的喷发时限. 这样的情况也存在于其他样品之中, 包括样品05TC-2-1和05TC-2-2、05TC-10-1和05TC-10-2, 虽然具有相同的岩性特征与采样位置, 但却得到多个不同的年龄数据. 由此可见, 这些单个样品的年龄值也无法代表腾冲火山真正的喷发期次, 仅仅根据个别的样品定年结果确定喷发时限还有待商榷.

5.2 数据处理的新数学模型与结果

胡燕等(2018)指出, 当测试样品存在一个年龄真值时, 年龄概率分布符合正态分布, 那么, 这个样品的统计年龄最接近于真值. 换言之, 当存在多个年龄真值时, 年龄的概率分布就会出现复杂的分布型式. 如果测试样品数够多, 那么可以通过高斯模型的波形分析获得构成复杂概率分布中的多个正态分布波峰, 每一个正态分布的峰则分别对应各个年龄真值. 当然, 这样的测试需要大幅度增大样品的测试数, 还要保证测试样品能够代表所要测试的多个真值年龄的火山喷发, 利用具有代表性、满足数量要求的数据进行数学统计, 排除了测试的异常和偶然, 减少了结果的不确定性, 才能得到可信的年龄结果.

基于这样的新思路, 本文采集的13件样品基本能够代表腾冲火山岩区不同时期的喷发产物. 特别要强调的是, 13件样品粉碎后, 从每一件样品中随机选取了16~26个颗粒, 代表每一件样品被用于实验所需的最优测试数. 这16~26个颗粒间不存在相互关联, 独立获得测试数据, 获得16~26个测试点的年龄结果. 按照这种思维方式类推, 13件样品一共获得了378个有效测

试数据, 每一个数据都是独立的, 每一个独立的数据结果和表面年龄对腾冲火山区喷发的年轻火山岩都有代表意义. 那么, 我们可以用这378个测试年龄结果来代表腾冲火山喷发的年龄信息.

本文对火山喷发分期运用了新的数学处理方法. 首先, 将所有样品的有效测试点置于统一的尺度标准下进行数学统计, 绘制出一个包含全部测试点(378个)、具有多个波峰特征的表现年龄概率分布图(附图1p). 显然, 该图显示的复杂年龄概率分布样式, 可以断定腾冲火山有多个年龄真值, 与多期次喷发事件有关. 然后, 利用高斯数学模型, 对复杂形态的表现年龄概率分布进行多峰拟合, 获得3个独立的正态分布的波形, 分别对应3个真值(4.01±0.11)、(0.675±0.019)和(0.15±0.03)Ma, 可以直接理解为腾冲火山喷发分期对应的绝对年代表观年龄真值和置信区间.

由于表现年龄的概率统计是以尼尔值为初始氩比值, 实际样品中的初始氩比值与尼尔值有差异, 这个差异会带来年轻火山岩样品测年结果的很大偏差, 所以必须对每个正态分布波形的组成数据分别进行⁴⁰Ar/³⁶Ar-³⁹Ar/³⁶Ar等时线和³⁶Ar/⁴⁰Ar-³⁹Ar/⁴⁰Ar等时线计算. 有必要说明, 等时线年龄的计算要满足样品“同时、同源、封闭”的条件, 通过高斯数学模型分析获取的正态波形包含的测试数据, 数学意义上已经体现了“同时、同源、封闭”的条件. 这是因为同一正态分布波形上的测试数据通过表现年龄的概率统计已经说明了其内在的关联, 即可以用来做等时线年龄计算的条件. 至于数据点之间的差别, 或者是表现年龄差异(同时), 或者是初始氩比值的差异(同源), 或者是过剩和丢失的不同(封闭), 用传统的思维方法, 似乎否定了“同时、同源、封闭”的前提, 但这其实是测量固有的偏差造成的, 测试数据概率分布的正态波形说明有一个对应的真值. 如果这样, 所有从数据上体现的“同时、同源、封闭”差异都是样品本身和测试差异造成的, 恰恰说明正态分布波形下的数据点是一个真值的集合体, 其意义与传

统认识的“同时、同源、封闭”一致, 这也是对“同时、同源、封闭”三要素很好的数学表达.

由此得到的正反等时线结果分别为(3.78±0.04)和(3.78±0.04)Ma(第1个波形)、(0.62±0.03)和(0.63±0.03)Ma(第2个波形)、(0.13±0.007)和(0.139±0.005)Ma(第3个波形)(表4, 附图1q~1s). 这3个波形包含了不同的样品和测试年龄个数. 第1个波形(附图1q)包括样品05TC-18(0.85~0.15mm)、05TC-24(0.42~0.15mm), 共155个测试点. 第2个波形(附图1r)包括样品05TC-2-1、05TC-2-2、05TC-15, 共67个测试点. 第3个波形(附图1s)包括样品05TC-7-2、05TC-7-3、05TC-7-5、05TC-10-1、05TC-10-2、05TC-12、05TC-14、05TC-16, 总共156个测试点. 3个波形的正反等时线结果显示, 第1和第2个波形的MSWD接近1, 反映了良好的线性关系, 第3个波形的MSWD为2.6, 体现了样品测试点数据的离散程度略高于仪器系统的精度.

378个年龄值都符合随机取样的特点, 表现年龄概率分布图很好地展示了腾冲火山岩的3个喷发期次, 其正反等时线为推荐年龄值, 即(3.78±0.04)、(0.63±0.03)和(0.139±0.005)Ma. 本文采用的测试仪器为全误差传递, 同时高斯数学模型运用的另外优点是能够将所有有效(剔除仪器测试因素出现的数据问题)的测试数据进行正态分布处理, 屏蔽了正态分布以外的不合理数据, 使得引起的误差最小化, 从而得到3期误差较小的年龄结果, 这正是本文测试方法和仪器的优势所在. 这3个年龄值建立在较大量高精度的测试数据之上, 经过严格的年龄尺度标准限定, 具有较好的代表性, 可以界定腾冲火山精确的分期时限.

通过新的数学模型得到腾冲火山的3期喷发时限分别为上新世((3.78±0.04)Ma)、中更新世早期((0.63±0.03)Ma)和中更新世末期到晚更新世早期((0.139±0.005)Ma). 测试获得的第1个喷发期次与李大明等(2000)较高精度的结果相似, 第2和第3喷发时限与李大明等(2000)认定的第3期喷发相当. 本文利用新的处

表 4 腾冲火山岩激光⁴⁰Ar/³⁹Ar定年数据的统计整合

喷发期次	取样点 n	概率统计结果 (Ma)	正等时线年龄 (Ma)	正等时线 MSWD	反等时线年龄 (Ma)	反等时线 MSWD	(⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar) ₀
1	155	4.01±0.11	3.78±0.04	1.2	3.78±0.04	1.3	298.5±0.2
2	67	0.675±0.019	0.62±0.03	1.2	0.63±0.03	1.2	297.9±1.3
3	156	0.15±0.03	0.13±0.007	2.5	0.139±0.005	2.6	296.5±0.5

理方法把李大明等(2000)认定的第3期分解成两期, 这两期之间具有明显的时间间隔和年龄数据的集中性, 不能将其简单的视为同一期次的喷发产物. 另外, 数据处理结果没有呈现李大明等(2000)界定的第2期, 这与两个因素有关: 一是样品的野外采集, 二是样品测试的偏差. 资料显示, 李大明等(2000)认定第2期的火山岩分布较少, 仅零星分布于很局限的几个出露点, 13件样品的采集中没有能够覆盖. 这一对比表明, 对一个地区的火山喷发分期利用本文提出的数学模型做分期方法是可行的, 但是前提是能够在火山岩出露区开展详尽的地质调查, 目的是使得采集的样品有代表性, 能够代表整个火山岩区. 要获得腾冲火山喷发的分期可靠的绝对年代学时限, 采样系统的完整性、足够的样品数和大量的测试数据是必要的.

对年轻火山岩的喷发时限进行精细定年的过程中, 岩性特征、地层对比、空间分布、年龄数据等方法都只能定性地对火山的喷发时限进行概述, 无法严格地限定火山的精确喷发时限, 对第四纪以来火山与地表环境的研究缺乏客观良好的数据支持. 本文尝试引入新的数学模型, 通过大量年龄数据寻找其中的内在规律, 验证腾冲地区的火山分期的具体时限, 排除了单个样品年龄偶然性带来的偏差和人为判断的影响, 在统一的尺度标准下采集并完善火山喷发期次的研究, 进一步弥补了火山地质研究的不足, 从数学模型的角度很好地提供了解决野外无法准确分期问题的方法, 并且将单个火山岩样品年龄造成的误差最小化, 足量的年龄数据在统计过程中能够有利于逼近火山喷发的真实年龄. 本文的分期方法遵循随机取样的特点, 当样本容量覆盖所有喷发期次的火山岩时, 该方法得出的结果将更准确地代表腾冲火山的喷发期次.

6 结论

(1) 对腾冲火山岩13件样品进行了常规的激光 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 精细定年, 得到了一系列等时线年龄, 分别为 (0.55 ± 0.04) 、 (0.69 ± 0.08) 、 (0.23 ± 0.04) 、 (0.025 ± 0.006) 、 (0.076 ± 0.017) 、 (0.19 ± 0.03) 、 (0.043 ± 0.007) 、 (0.025 ± 0.008) 、 (0.15 ± 0.03) 、 (0.61 ± 0.07) 、 (0.117 ± 0.015) 、 (5.1 ± 0.8) 和 $(4.4\pm0.3)\text{Ma}$. 对于像腾冲火山极年轻的喷发事件, 很小的因素, 如样品的初始氩比值的不一、仪器测试精度和流程差异、数据处理差

异等都会导致年龄的较大偏差. 因此即便是同一期次的喷发样品, 获得的绝对年代仍有较大差异, 难以直接用来限定火山样品的喷发时限.

(2) 本文提出运用高斯数学模型对较大数量的测试数据体进行处理, 可以获得腾冲火山喷发分期的精确结果. 378个年龄数据进行统一尺度标准下的高斯数学模型处理并计算出对应的正反等时线年龄, 得到了3个主要的喷发期次, 即上新世 $(3.78\pm0.04)\text{Ma}$ 、中更新世早期 $(0.63\pm0.03)\text{Ma}$ 和中更新末期到晚更新世早期 $(0.139\pm0.005)\text{Ma}$. 这3个年龄数据比单个样品年龄更能代表腾冲火山整体的喷发期次. 数学模型的引入很好地限定了腾冲火山喷发的期次.

(3) 本文提出的相同时间尺度标准下的火山岩分期方法具有控制变量、减少偏差、逼近真值、淡化主观因素的影响和精确限定喷发期次等方面的优点. 高斯数学模型的运用有助于我们对火山岩的分期具有更精确和可靠的认识, 使分期结果具象化和更具代表性. 随着测试数据容量的增加, 样本代表性也在逐渐增强, 得出的年龄测试结果将能更好地体现腾冲火山的喷发期次和喷发规律, 更能逼近腾冲火山岩喷发时限, 并具有实验数据的再现性和可验证性.

致谢 工作中得到北京大学地球与空间科学学院造山带与地壳演化教育部重点实验室的大力协助, 作者在此致以衷心的感谢.

参考文献

- 陈延方. 1997. 腾冲火山岩岩浆源区性质探讨. 建材地质, 6: 7-9
- 陈延方, 赵崇贺. 1995. 腾冲新生代火山群岩石化学和地球化学特征. 西南工学院学报, 10: 102-108
- 樊祺诚, 刘若新, 魏海泉, 史兰斌, 隋建立. 1999. 腾冲活火山的岩浆演化. 地质论评, 45(增刊): 895-904
- 郭光裕, 林卓虹. 1999. 腾冲地区晚新生代火山活动浅析. 地质找矿论丛, 14: 8-15
- 韩新民, 周瑞琦, 周真恒. 1996. 腾冲火山地质研究述评. 地震地磁观测与研究, 17: 20-30
- 胡燕, 李建清, 周品, 涂继耀. 2018. 年轻火山岩激光 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年中的 n 值与MSWD值. 北京大学学报(自然科学版), 54: 1205-1215
- 姜朝松. 1998a. 腾冲新生代火山分布特征. 地震研究, 21: 309-319
- 姜朝松. 1998b. 腾冲地区新生代火山活动分期. 地震研究, 21: 320-329
- 李大明, 李齐, 陈文寄. 1999. 腾冲火山岩斜长石斑晶的过剩氩兼论

- 火山活动的分期. 地质论评, 45(增刊): 892–894
- 李大明, 李齐, 陈文寄. 2000. 腾冲火山区上新世以来的火山活动. 岩石学报, 16: 362–370
- 李大明, 李齐, 郑德文. 2005. K-Ar和Ar-Ar方法的精细测年及其检验. 地震地质, 27: 609–614
- 李琳琳, 王书兵, 刘建辉, 石玉若. 2015. 滇西腾冲曲石地区中更新世火山岩年龄及成因: SHRIMP锆石U-Pb定年和Hf同位素约束. 岩石学报, 31: 2609–2619
- 李玲, 夏小平, 杨晴, 李如操. 2016. 锆石SIMS原位微区U-Th不平衡定年: 以云南腾冲火山岩为例. 地球化学, 45: 398–406
- 梁卓成, 周秀云. 1985. ^{230}Th - ^{238}U 体系测定我国腾冲地区第四纪火山岩的年龄. 科学通报, 19: 1560–1563
- 林木森, 彭松柏, 乔卫涛. 2017. 滇西腾冲更新世粗面安山岩Ar-Ar年代学、地球化学特征及其构造意义. 岩石学报, 33: 3137–3146
- 穆治国, 佟伟, Curtis G H. 1987. 腾冲火山活动的时代和岩浆来源问题. 地球物理学报, 30: 261–270
- 邱华宁, 彭良. 1997. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学与流体包裹体定年. 合肥: 中国科学技术大学出版社. 242
- 权伍勋, 季建清, 周晶. 2015. K-Ar、 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年中尼尔值和初始氩比值. 地质科学, 50: 213–221
- 桑海清, 王非, 贺怀宇, 王英兰, 杨列坤, 朱日祥. 2006. K-Ar法地质年龄国家一级标准物质ZBH-25黑云母的研制. 岩石学报, 22: 3059–3078
- 石玉若, 吴中海, 范桃园, 全亚博, 杨振宇. 2012. 滇西腾冲地区龙川江河谷上新世火山岩SHRIMP锆石U-Pb年龄及其地球化学特征. 地质通报, 31: 241–249
- 佟伟, 章铭陶. 1989. 腾冲地热. 北京: 科学出版社. 262
- 王非, 陈文寄, 彭子成, 张仲禄, 胡玉台. 1999. 腾冲、长白山年轻火山岩铀系不平衡热电离质谱法年代学研究. 地质论评, 45(增刊): 914–925
- 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, 51: 1079–1082
- 尹功明, 李盛华. 2000. 云南腾冲马鞍山最后一次喷发的热释光年龄. 地震研究, 23: 388–391
- 周晶. 2010. (极)年轻火山岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 精细定年研究. 博士学位论文. 北京: 北京大学. 1–187
- 周晶, 季建清, Deino A, 龚俊峰, 韩宝福, 涂继耀, 桑海清, 徐剑光. 2013. (极)年轻火山岩激光熔蚀 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年. 岩石学报, 29: 2811–2825
- 朱炳泉, 毛存孝. 1983. 印度与欧亚东部碰撞边界-腾冲火山岩的Nd-Sr同位素与微量元素研究. 地球化学, (1): 1–14
- 邹海波, 樊祺诚. 2011. 中国年轻火山岩铀钍(U-Th)非平衡研究进展. 岩石学报, 27: 2821–2826
- Brooks C, Hart S R, Wendt I. 1972. Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data. *Rev Geophys*, 10: 551–577
- Deino A, Potts R. 1990. Single-crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Olorgesailie Formation, Southern Kenya Rift. *J Geophys Res*, 95: 8453–8470
- Esser R P, McIntosh W C, Heizler M T, Kyle P R. 1997. Excess argon in melt inclusions in zero-age anorthoclase feldspar from Mt. Erebus, Antarctica, as revealed by the method. *Geochim Cosmochim Acta*, 61: 3789–3801
- Fisher D E. 1971. Excess rare gases in a subaerial basalt from Nigeria. *Nat Phys Sci*, 232: 60–61
- Foland K A, Fleming T H, Heimann A, Elliot D H. 1993. Potassium-argon dating of fine-grained basalts with massive Ar loss: Application of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique to plagioclase and glass from the Kirkpatrick Basalt, Antarctica. *Chem Geol*, 107: 173–190
- Kelley S. 2002. Excess argon in K-Ar and Ar-Ar geochronology. *Chem Geol*, 188: 1–22
- Kuiper K F, Deino A, Hilgen F J, Krijgsman W, Renne P R, Wijbrans J R. 2008. Synchronizing rock clocks of earth history. *Science*, 320: 500–504
- Layer P W, Gardner J E. 2001. Excess argon in Mount St. Helens plagioclase as a recorder of magmatic processes. *Geophys Res Lett*, 28: 4279–4282
- Li D M, Chen W J, Li Q. 2000. K-Ar age of young volcanic rocks and excess argon. *Chin Sci Bull*, 45: 659–664
- McDougall I, Harrison T M. 1999. Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method. 2nd ed. Oxford: Oxford University Press. 269
- Mu Z G, Liu Y L, Huang B L. 1998. Influence of olivine grains on K-Ar dating of Late-Cenozoic olivine basalts in eastern China. *Chin Sci Bull*, 43: 1663–1665
- Renne P R, Sharp W D, Deino A L, Orsi G, Civetta L. 1997. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating into the historical realm: Calibration against Pliny the younger. *Science*, 277: 1279–1280
- Renne P R, Swisher C C, Deino A L, Karner D B, Owens T L, DePaolo D J. 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chem Geol*, 145: 117–152
- Steiger R H, Jäger E. 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet Sci Lett*, 36: 359–362
- Turner G, Miller J A, Grasty R L. 1966. The thermal history of the Bruderheim meteorite. *Earth Planet Sci Lett*, 1: 155–157

(责任编辑: 杨岳衡)