

DOI: 10. 16562/j. cnki. 0256-1492. 2015. 06. 014

最近千年来山东半岛西部气候环境变化的石笋微层厚度记录

王庆¹, 周厚云², 程珂¹, 迟宏¹, 王红艳¹, 王常山¹, 马倩倩¹

(1. 鲁东大学 海岸研究所, 烟台 264025; 2. 华南师范大学 地理科学学院, 广州 510631)

摘要:ky1 石笋采自位于暖温带东亚季风影响下的山东半岛西部开元洞,自顶部到距顶 42.769 mm 处发育有连续沉积的 678 个微层,均为典型的透光年纹层。在高精度 U-²³⁰Th 测年结果的基础上,结合年纹层的连续计数,确定第 1、678 纹层的沉积年代分别为 1217AD、1894AD,即 ky1 石笋上部微层的沉积时间为 1217—1894AD,恰好涵盖中世纪暖期后期和小冰期。根据微层厚度及 $\delta^{18}\text{O}$ 比值测试结果,在 1217—1894AD 的 678 年中,ky1 石笋微层的厚度变化和厚度的波动程度变化均具有显著的阶段性,而且与同期夏季风强度、降水量及其波动程度变化同步。其中,微层厚度与夏季风强度、降水量本身呈负相关,微层厚度高值期对应夏季风微弱—偏干期,而低值期对应夏季风强烈—偏湿期。另一方面,微层厚度与夏季风强度、降水量的波动程度呈正相关,微层厚度高值期对应夏季风强度、降水量的高波动期,而低值期对应夏季风强度、降水量的低波动期。因此,除与气候因子本身变化有关外,开元洞石笋微层厚度变化还与气候的稳定程度有关。在暖温带东亚季风区沿海,小冰期与中世纪暖期的气候差异,除了表现为降水减少、温度降低以外,还表现为气候稳定程度的显著降低。

关键词:微层厚度;气候稳定程度;小冰期;开元洞;ky1 石笋

中图分类号:P532

文献标识码:A

文章编号:0256-1492(2015)06-0133-06

洞穴碳酸盐石笋在精确定年和高分辨率取样、测试手段方面具有显著优势,是保存地球历史上气候环境演变信息的最好地质载体之一。例如,在亚洲季风气候区,石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 比值与夏季风强度、年降水量呈负相关,即 $\delta^{18}\text{O}$ 低值对应于较强的夏季风、较多的降水, $\delta^{18}\text{O}$ 高值期对应于较弱的夏季风、较少的降水^[1-2]。最近 20 年来,除了常用的氧碳稳定同位素、微量元素含量外,石笋微层及其生长速率被作为代用指标用于重建古气候环境。但是,不同研究者基于地球不同气候区不同洞穴石笋研究所得到的关于石笋微层厚度变化的气候环境意义的结果差别很大。Baker 等于 1993 年首次证实英国一洞穴石笋微层为年际气候变化意义的年生长层^[3],之后 Baker 等又指出石笋微层结构反映古降雨强度^[4]。Brook 等发现马达加斯加洞穴石笋的生长速率与当地年降水量呈正相关^[5],但是 Proctor 等却发现苏格兰西北部洞穴石笋生长速率与降水量呈负相关^[6-7]。另一方面,Frisia 等发现意大利洞穴石笋生长速率对冬季气温有明显的响应关系^[8],而 Baldini 等发现洞顶植被密度影响英格兰一石笋的生长速

率^[9-10]。在东亚季风气候区,刘东生等于 1997 年首先在北京石花洞发现石笋微层并确认其为年纹层,其厚度变化与同期的气候干旱指数变化有很好对应关系^[11]。谭明等、班凤梅等发现,石花洞石笋微层厚度变化与降水变化之间存在显著的响应关系^[12-13]。而谭明进一步研究表明,石笋生长速度与夏季气温之间也存在显著的响应关系,石笋微层厚度可作为夏季风强度变化的替代指标^[14]。刘浴辉等对长江中游石笋微层的研究也表明,石笋微层厚度可作为东亚夏季风强度的代用指标^[15]。最近的观测表明,华中地区石笋的生长速率和温度之间存在明显的正相关^[16]。

2008 年,我们在山东半岛西部的开元洞发现了很好的石笋样品 ky1,其上部发育有典型的透光年纹层^[17]。该洞穴属于山东省淄博市南部的博山区,位于鲁山山脉西北侧的低山丘陵区,洞口地理坐标为 35°43′35″N、118°32′30″E,海拔高度 175 m。开元洞发育在下奥陶统纸坊庄组白云岩中,该岩层总厚度约为 110 m。洞体平面总长度 1 280 m,总体呈西北—东南向曲折展布,洞内空间宽度一般 2~8 m,最大可达到 30 m。石笋 ky1 外形呈圆锥形,沿生长轴方向长度 75 mm,主要由方解石组成。对石笋抛光面和薄片的显微镜下观察表明,石笋 ky1 在形成发育过程中没有出现沉积间断,其顶部到距顶

基金项目:国家自然科学基金项目(41171158)

作者简介:王庆(1968—),男,博士,教授,博士生导师,地貌学与第四纪地质学专业,E-mail: schingwang@126.com

收稿日期: 2015-01-05; **改回日期:** 2015-03-26. 文凤英编辑

42.769 mm 处由清晰可辨的 678 个连续微层(年生层、年纹层)构成,其沉积时间为 1217—1894AD,相当于小冰期全部及此前的中世纪暖期的后期。本研究对石笋 ky1 各微层进行了厚度量算和年代确定,并将 ky1 石笋厚度与同期石笋氧稳定同位素进行了对比。其研究结果可丰富关于石笋微层厚度的气候环境意义的认识,有助于了解中世纪暖期、小冰期及其转换在中国北方暖温带东亚季风影响下的沿海地区的具体表现,深化基于岩溶洞穴次生碳酸盐记录的亚洲季风区气候变化研究。

1 方法

1.1 微层厚度测量

首先,在实验室内将 ky1 石笋沿生长轴方向切开,从石笋剖面上取一薄片并磨制成透光片。其次,在 LEIKA DMRX 显微镜下(放大倍率 200 倍,目镜 10 倍,物镜 20 倍),沿石笋生长轴方向使用透射光逐层观察微层特征。然后,对自石笋顶部到距顶 42.769 mm 处的 678 个微层,沿 3 条不同的路径逐一测量其厚度,并根据所得同一微层的 3 个厚度数据计算平均值,所得平均厚度就是每个微层的厚度数据。再次,对每个微层逐一确定其沉积年代,得到石笋微层厚度的时间序列数据。最后,对以上所得石笋微层厚度时间序列数据与氧同位素含量时间序列数据进行对比,分析山东半岛西部地区不同阶段的古气候环境特征,讨论 ky1 石笋微层厚度变化的气候意义。

1.2 石笋时间标尺建立

考虑到石笋 ky1 自开始发育到停止生长没有沉积间断,自顶部到距顶 42.769 mm 处由清晰、连续的 678 个微层构成,这些连续不间断的微层本身具有明确的年代学指示意义,即每一微层均代表一年。因此,在高精度 $U^{230}Th$ 测年结果的基础上,采用年纹层连续计数的方法,逐一确定石笋 ky1 各个微层、样品的沉积年代,并建立石笋 ky1(上部)的时间标尺模式。根据 0~42.769 mm 处拥有高精度 $U^{230}Th$ 测年结果的某微层(标志层)沿生长轴向上、下逐层连续按年计数,首先确定第 1—678 纹层的形成年代,再根据各个样品所处层位对应的微层确定其沉积年代。高精度 $U^{230}Th$ 年代测定于 2013 年在台湾大学地质系高精度质谱仪与环境变迁实验室完成。

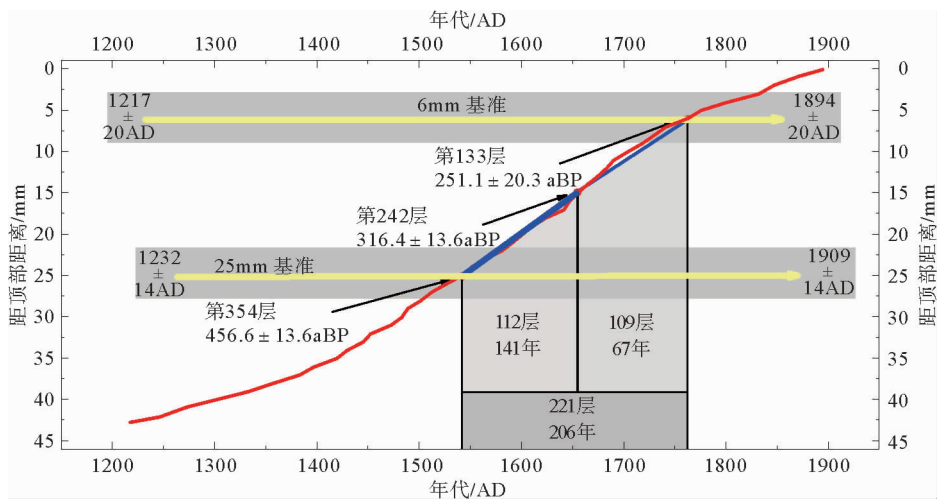
1.3 氧同位素测试

首先,沿 ky1 石笋距顶 9.5 和 18.5 mm 并垂直于其生长轴的两个层位,在距生长中心 20 mm 内等间距各采取 4 个样品,用于进行 Hendy 检验^[18]。其次,在石笋生长中心沿生长方向采取截面为 4 mm×5 mm 的石条,用医用手术刀沿石条从顶往下依次刮取部分沉积样品,采样密度为每毫米采集 7—8 个样品、样品平均间距 0.129 6 mm,共采集到了 330 个样品。为消除相邻样品之间在采样过程中可能出现的混合污染,按照间隔测试的原则选取其中 172 个用于测定其 $\delta^{18}O$ 。然后,根据样品所在的微层确定其沉积年代,形成石笋 ky1 上部 $\delta^{18}O$ 比值的时间序列数据。 $\delta^{18}O$ 测试在中国科学院南京地质古生物研究所古生物学与地层学国家重点实验室完成。

2 结果

2.1 石笋微层形成时代

对在距离石笋顶部 6、15、25 mm 层位采集的 3 个样品进行了高精度 $U^{230}Th$ 测年,其结果分别为 251.1 ± 20.3 、 316.4 ± 13.6 、 456.6 ± 13.6 aBP,分别对应于石笋 ky1 的第 133、242、354 微层。其中,在 6、25 mm 层位间有 221 个微层即其沉积年代间距为 221 年,而据高精度 $U^{230}Th$ 测年结果其沉积年代间距则为 206 年,也就是说微层计数年代和高精度 $U^{230}Th$ 同位素年代间距之间的差值仅 15 年。而 6、15 mm 层位间有 109 个微层,高精度 $U^{230}Th$ 同位素年代间距却只有 67 年,15、25 mm 层位间有 112 个微层,高精度 $U^{230}Th$ 同位素年代间距则长达 141 年。另一方面,若以 6 mm 微层的高精度 $U^{230}Th$ 年代结果为基准年份推算,则第 1、678 微层的沉积年代分别为 $1894 \pm 20AD$ 、 $1217 \pm 20AD$;若以 25 mm 微层的高精度 $U^{230}Th$ 年代为基准推算,则第 1、678 纹层的沉积年代分别为 $1909 \pm 14AD$ 、 $1232 \pm 14AD$,其结果仅差 14 年。考虑到石笋微层厚度量测存在误差,而且误差向下部逐层累积,因此选择与第 133 微层对应的 6 mm 层位的高精度 $U^{230}Th$ 同位素年代数据,作为推算各微层年龄的计数基准点。推算结果表明,第 1、678 微层的沉积时间分别为 $1894 \pm 20AD$ 、 $1217 \pm 20AD$,其余各个微层时代以此类推,据此得到石笋 ky1 微层的厚度时间序列数据(图 1)。



(各微层年代系根据已有高精度 $\text{U-}^{230}\text{Th}$ 测年结果为 $1762 \pm 20 \text{AD}$ 的第 133 微层向上、下连续按年计数确定)

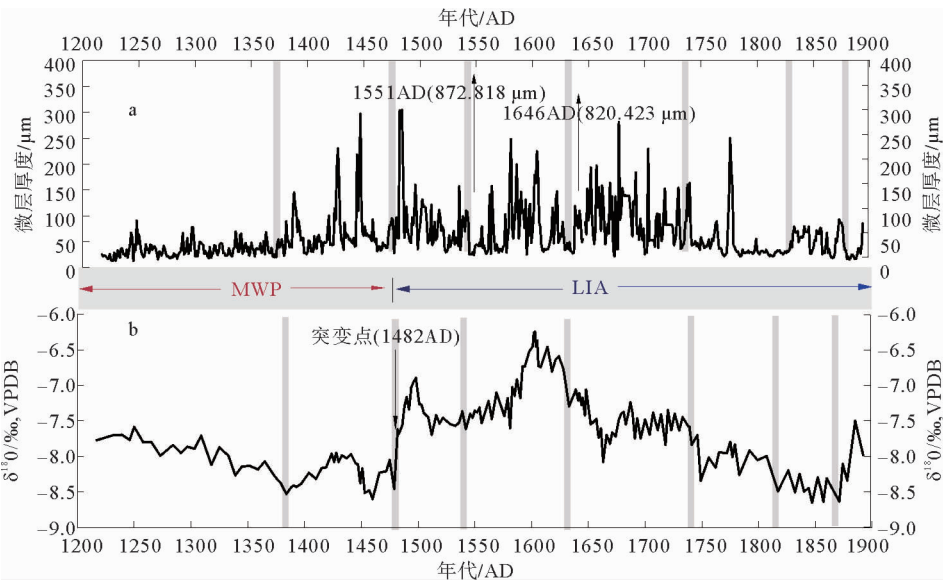
图 1 山东半岛开元洞 ky1 石笋 0~42.769 mm 段的年代标尺模型

Fig. 1 The age model for stalagmite ky1 (0~42.769 mm) established by lamina counting based on the average growth rate between high precision $\text{U-}^{230}\text{Th}$ dated points

2.2 微层厚度变化

ky1 石笋(0~42.769 mm)678 个微层的厚度从 $13.03 \mu\text{m}$ 到 $872.8 \mu\text{m}$ 不等,最大厚度($872.8 \mu\text{m}$)微层的出现年代为 1551AD,最小厚度($13.03 \mu\text{m}$)微层的出现年代为 1245AD,全部微层的平均厚度为 $63.08 \mu\text{m}$ (图 2a)。在 1217—1894AD 的 678 年中,ky1 石笋微层厚度变化具有显著的阶段性,先后经历了由低值段到高值段、再到低值段的转变;另一

方面,微层厚度本身和微层厚度变化的波动程度都具有显著的阶段性(图 2)。从 1217—1471AD,为持续 254 年的微层厚度低值期(厚度平均值为 $46.0818 \mu\text{m}$)。其中,1217—1372AD 为相对低波动期;1372—1471AD 为相对高波动期,呈现出先升后降的变化趋势。从 1471—1744AD,为持续 273 年的微层厚度高值-高波动期(厚度平均值为 $88.8307 \mu\text{m}$)。其中,又可进一步划分为 1471—1548AD、1548—1637AD、1637—1744AD 等 3 个次



(其中,a 图中 1551AD、1646AD 两年所成微层的厚度分别高达 $872.818 \mu\text{m}$ 、 $820.422 \mu\text{m}$,远远高于其他微层厚度,为了全面显示微层厚度总体变化特征,没有按照该两个数据的实际大小确定纵坐标刻度并在曲线上表示,而是在曲线相应位置予以分别注明)

图 2 ky1 石笋 0~42.769 mm 段 678 个微层厚度时间序列(a)和 172 个样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 比值时间序列(b)

Fig. 2 The time series of 678 lamina thickness(a) and 172 $\delta^{18}\text{O}$ values of the upper part of stalagmite ky1(0~42.769 mm)(b)

级高值—高波动亚期,每个亚期均大致具有先增加后减少的趋势,其厚度平均值依次为 82.2027、82.5491、98.8252 μm 。从 1744—1894AD,为持续 150 年的微层厚度低值期(厚度平均值为 45.1164 μm)。其中,1744—1831AD 为相对高波动期,大致呈现出先升后降的趋势;1831—1880AD 为相对高波动期,没有明显的升降趋势;1880—1894AD 则为短暂的上升期。

2.3 $\delta^{18}\text{O}$ 比值变化

ky1 石笋上述 172 个样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 比值从 -8.599‰ 到 -6.247‰ 不等,最大值(-6.247‰)的出现年代为 1603AD,最小值(-8.599‰)的出现年代为 1460AD,平均值为 -7.674‰ (图 2b)。在 1217—1894AD 的 678 年中, $\delta^{18}\text{O}$ 变化具有显著的阶段性,依次经历了由低值段到高值段、再到低值段的转变,而且 $\delta^{18}\text{O}$ 本身和 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的波动程度都有显著的阶段性(图 2b)。从 1217—1480AD,为持续 263 年的 $\delta^{18}\text{O}$ 低值期(平均值为 -8.104‰)。其中,1217—1384AD 为 $\delta^{18}\text{O}$ 相对低波动期, $\delta^{18}\text{O}$ 的波动程度总体呈缓慢降低的变化趋势;1384—1480AD 为 $\delta^{18}\text{O}$ 相对高波动期, $\delta^{18}\text{O}$ 含量波动程度总体呈先升后减的变化趋势。从 1480—1746AD,为持续 269 年的 $\delta^{18}\text{O}$ 高值—高波动期($\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -7.301‰),包括 1480—1542AD、1542—1633AD、1633—1746AD 等 3 个次级高值—高波动亚期,每个亚期均有先增加—后减少或先减少—后增加的变化趋势,其拐点($\delta^{18}\text{O}$ 最大值或最小值)出现的年代依次为 1498AD、1603AD、1663AD,其 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值依次为 -7.393‰ 、 -6.953‰ 、 -7.513‰ 。1746—1894AD,为持续 150 年的 $\delta^{18}\text{O}$ 低值期(平均值为 -8.199‰)。其中,1746—1831AD 为 $\delta^{18}\text{O}$ 相对高波动期,呈现先升后降的变化趋势;1831—1880AD 为 $\delta^{18}\text{O}$ 相对低波动期, $\delta^{18}\text{O}$ 变化的波动程度没有明显的升降变化趋势;1880—1894AD 为短暂的 $\delta^{18}\text{O}$ 上升期。

3 结果分析

由于相应的微层厚度变化阶段和 $\delta^{18}\text{O}$ 变化阶段起止时间的差异均在 2~14 年范围内,考虑到所用放射性同位素测年技术误差为 20 年、 $\delta^{18}\text{O}$ 样品时间序列的平均分辨率为 3.9 年,可以认为微层厚度和 $\delta^{18}\text{O}$ 随时间发生同步变化,即 ky1 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的低值期、高值期分别对应于石笋微层的低厚

度和高厚度期, $\delta^{18}\text{O}$ 的低波动期、高波动期分别对应于微层厚度的低波动期和高波动期(图 2a,b)。 $\delta^{18}\text{O}$ 分析结果显示,采自距离石笋顶端 9.5 mm、距离生长轴分别为 5、10、15、20 mm 的 4 个样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 分别为 -7.506‰ 、 -7.753‰ 、 -7.981‰ 、 -7.691‰ ,采自距离石笋顶端 18.5 mm、距离生长轴分别为 5、10、15、20 mm 的 4 个样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 分别为 -6.571‰ 、 -6.671‰ 、 -6.540‰ 、 -6.542‰ ,同一层位样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 基本一致。因此,根据 Hendy 检验^[18]结果,石笋 ky1 中的方解石的沉积是在同位素均衡状态下进行的,其沉积过程中的动力分馏作用存在的可能很小,石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 主要反映的是原始外界气候信号。因此,石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 比值可以用于气候变化的信息提取和重建。

ky1 石笋微层厚度变化与同期石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 变化所具有的明显同步的时间对应关系,表明微层及其反映的石笋沉积速率变化与气候变化具有密切的响应关系(图 2)。开元洞所在的山东半岛西部位于暖温带东亚季风区沿海,雨热同季,年降水集中在夏季,系由东南向的夏季风从低纬度太平洋携带而来,而来源于高纬度亚洲大陆内部的西北向冬季风盛行时,降水稀少、天气寒冷。在亚洲季风气候区,石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与夏季风强度、年降水量呈负相关关系,即 $\delta^{18}\text{O}$ 低值对应于较强的夏季风、较多的年降水, $\delta^{18}\text{O}$ 高值期对应于较弱的夏季风、较少的年降水^[1-2]。据此,ky1 石笋所在的山东半岛沿海地区,1217—1480AD 为夏季风强烈—偏湿期,1480—1746AD 则为夏季风微弱—偏干期,1746—1894AD 又为夏季风强烈—偏湿期。另一方面,不同时期的夏季风强度、降水量变化的波动程度不一,总体上夏季风强烈—偏湿期的气候波动程度低,夏季风微弱—偏干期的气候波动程度高。其中,1217—1480AD 又分为前期的低波动气候期和后期的高波动气候期,1480—1746AD 又分为 3 个高波动气候期,1746—1894AD 则依次包括一个高波动气候期、一个低波动气候期和一个夏季风变弱—变干期。

根据 ky1 微层厚度与 $\delta^{18}\text{O}$ 记录,微层厚度高值期对应夏季风微弱—偏干期,而低值期对应夏季风强烈—偏湿期,表明石笋微层厚度与夏季风强度、降水量呈负相关。另一方面,微层厚度高值期对应夏季风强度—降水量的高波动期,而低值期对应夏季风强度—降水量的低波动期,表明微层厚度与夏季风强度、降水量的波动程度呈正相关。可以发现,在暖温带东亚季风区沿海,微层厚度不仅与夏季风强度/降水量有关,还与其波动强度有关。出现这种现

象可能是因为多雨年份岩溶水循环快、在岩石裂隙中的滞留时间短,溶蚀作用不充分、微弱,因而石笋沉积速率及微层厚度较小,在连续多雨年份更加显著。而少雨年份岩溶水循环慢、在岩石裂隙中的滞留时间长,溶蚀作用充分、强烈,因而石笋沉积速率及微层厚度较大。但是,少雨年份的连续出现会导致岩溶水量过少甚至枯竭,也不利于出现强烈的溶蚀作用,因而石笋沉积速率及石笋微层厚度也会较小。因此,在夏季风减弱、降水减少的背景下,夏季风强度、降水量的波动性增大,有利于石笋微层厚度增大,但其波动性当然也随之增加。由于夏季风强度—降水量变化的波动性反映了气候的稳定程度,根据 ky1 石笋微层厚度变化及同期 $\delta^{18}\text{O}$ 变化,在开元洞所在的暖温带东亚季风区沿海,小冰期与中世纪暖期的气候差异,除了表现为降水减少、温度降低外,还表现为气候稳定程度的显著降低。

4 结论

(1)ky1 石笋上部(0~42.769 mm)由清晰、连续的 678 个透光微层(年纹层)构成,其形成时代为 1217—1894AD,包含中世纪暖期后半期、小冰期全部的气候环境变化信息。分析表明,ky1 石笋的微层厚度变化和厚度的波动程度变化均具有显著的阶段性,在 1217—1894AD 的 678 年中,二者均经历了由低值到高值再到低值的转变,而且与同期 $\delta^{18}\text{O}$ 比值及其波动程度的变化同步。(2)根据 ky1 石笋上部的微层厚度与同期 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的对比分析,微层厚度与夏季风强度、降水量呈负相关,微层厚度高值期对应夏季风弱—偏干期,而低值期对应夏季风强—偏湿期。另一方面,微层厚度与夏季风强度、降水量的波动程度呈正相关,微层厚度高值期对应夏季风强度、降水量的高波动期,而低值期对应夏季风强度、降水量的低波动期。因此,在开元洞所在的暖温带东亚季风区沿海,微层厚度变化与气候变化之间的关系,不仅表现为温度、降水等某个气候因子变化对微层厚度的影响,还与夏季风强度变化的波动性程度和气候的稳定程度密切相关,即小冰期与中世纪暖期的气候差异,除了表现为降水减少、温度降低外,还表现为气候稳定程度的显著降低。总体上,1217—1470AD 为夏季风强烈期。其中,1217—1370AD 气候稳定程度高,而 1370—1470AD 稳定程度有所降低。1470—1740AD 为夏季风弱—低稳定期,以 1550AD、1640AD 为界划分为 3 个先变弱—再变强或先变强—再变弱的亚期。从 1640AD

开始,又进入夏季风强烈期。其中,1740—1830AD 气候稳定程度较高,1830—1880AD 稳定程度又有所降低,从 1880AD 开始夏季风又有短暂变弱。

致谢:对台湾大学沈川洲教授、福建师范大学姜修洋博士在高精度 $\text{U-}^{230}\text{Th}$ 测年方面提供的帮助致以诚挚谢意。

参考文献 (References)

[1] Zhang Pingzhong, Cheng Hai, Edwards R L, et al. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-Year Chinese cave record [J]. Science, 2008, 322: 940-942.

[2] Cheng Hai, Edwards R L, Broecker W S, et al. Ice age terminations [J]. Science, 2009, 236: 248-252.

[3] Baker A, Smart P L, Edwards R L, et al. Annual growth banding in a cave stalagmite[J]. Nature,1993, 364:518-520.

[4] Baker A, Proctor C J, Barnes W L. Variations in stalagmite luminescence laminae structure at Pool’s Cave, England, AD 1910-1996;Calibration of a palaeo-precipitation proxy[J]. The Holocene,1999, 9(6):683-688.

[5] Brook G A, Rafter M A, Railsback L B, et al. A high resolution proxy record of rainfall and ENSO since AD 1550 from layering in stalagmites from Anjohibe cave, Madagascar[J]. The Holocene, 1999,9(6):695-705.

[6] Proctor C J, Baker A, Barnes W L, et al. A thousand year speleothem proxy record of North Atlantic from Scotland[J]. Climate Dynamics, 2000, 16(10-11):815-820.

[7] Proctor C J, Baker A, Barnes W L. A three thousand year record of North Atlantic climate[J]. Climate Dynamics, 2002, 19(5-6):449-454.

[8] Frisia Silvia, Borsato Andrea, Preto Nereo, et al. Late Holocene annual growth in three Alpine stalagmites records the influence of solar activity and the North Atlantic Oscillation on winter climate[J]. Earth and Planetary Science Letters,2003, 216(3):411-424.

[9] Baldini J U L, McDermott F, Baker A, et al. Biomass effects on stalagmite growth and isotope ratios: A 20th century analogue from Wiltshire, England[J]. Earth and Planetary Science Letters,2005, 240(2):486-494.

[10] Baldini J U L. Cave atmosphere controls on stalagmite growth rate and palaeoclimate records [J]. Geological Society, London, Special Publications, 2010, 336: 283-294.

[11] 刘东生,谭明,秦小光,等. 洞穴碳酸钙微层理在中国首次发现及其对全球变化研究的意义[J]. 第四纪研究,1997, 17(1): 41-51. [LIU Tungsheng, TAN Ming, QIN Xiaoguang, et al. Discovery of microbedding in speleothems and its significance in the study of global change[J]. Quaternary Sciences, 1997, 17(1):41-51.]

[12] 谭明,刘东生,秦小光,等. 北京石花洞全新世石笋微生长层与稳定同位素气候意义初步研究[J]. 中国岩溶,1997,16(1):1-10. [TAN Ming, LIU Dongsheng, QIN Xiaoguang, et al. Preliminary study on the data from microbanding and stable i-

- sotopes of stalagmites of Beijing Shihua Cave[J]. *Carsologica Sinica*, 1997, 16(1): 1-10.]
- [13] 班凤梅, 潘根兴, 王新中. 北京石花洞石笋微层层面有机物质的形成时间及机理初探[J]. 第四纪研究, 2005, 25(2): 265-268. [BAN Fengmei, PAN Genxing, WANG Xinzong. Timing and possible mechanism of organic substances formation in stalagmites laminae from Beijing Shihua Cave [J]. *Quaternary Sciences*, 2005, 25(2): 265-268.]
- [14] 谭明. 中国高分辨气候记录与全球变化[J]. 第四纪研究, 2004, 24(4): 455-462. [TAN Ming. High resolution climatic records of China and global change[J]. *Quaternary Science*, 2004, 24(4): 455-462.]
- [15] 刘浴辉, 胡超涌, 黄俊华, 等. 长江中游石笋年层厚度作为东亚夏季风强度代用指标的研究[J]. 第四纪研究, 2005, 25(2): 228-229. [LIU Yuhui, HU Chaoyong, HUANG Junhua, et al. The research of layer thickness of the stalagmite from the middle reaches of the Yangtze River taken as an proxy of the east Asian summer monsoon intensity[J]. *Quaternary Sciences*, 2005, 25(2): 228-234.]
- [16] Tan Liangcheng, Yi Liang, Cai Yanjun, et al. Quantitative temperature reconstruction based on growth rate of annually-layered stalagmite: a case study from central China[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2013, 72: 137-145.
- [17] 周厚云, 王庆, 蔡炳贵. 山东开元洞发现典型“北方型”石笋微生长层[J]. 第四纪研究, 2010, 30(2): 441-442. [ZHOU Houyun, WANG Qing, CAI Binggui. Typical northern type speleothem micro-layers found in stalagmite KY1 collected from Kaiyuan Cave in Shandong Province, North China[J]. *Quaternary Sciences*, 2010, 30(2): 441-442.]
- [18] Hendy C H. The isotopic geochemistry of speleothems (Part I). The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1971, 35: 801-824.

STALAGMITE RECORDS OF CLIMATIC AND ENVIRONMENTAL CHANGES ON WESTERN SHANDONG PENINSULA IN THE PAST 1000 YEARS; LAMINA THICKNESS

WANG Qing¹, ZHOU Houyun², CHENG Ke¹, CHI Hong¹,
WANG Hongyan¹, WANG Changshan¹, MA Qianqian¹

(1. Coastal Research Institute of Ludong University, Yantai 264025, China;

2. School of Geography, South China Normal University, Guangzhou 510631, China)

Abstract: The stalagmite of kyl, collected from the Kaiyuan Cave in the littoral of western Shandong Peninsula, North China, is located in the warm temperate zone of the East Asia monsoon. The upper part (0-42.769mm) of the stalagmite consists of 678 continuous layers of deposits, of which all are typical transparent annual layers. High precision dating was made with U-²³⁰Th technique together with continuous lamina counting. It is confirmed that the ages of the 1st and 678st lamina are 1217 AD and 1894AD respectively, which means that the upper part of the stalagmite kyl was deposited in the time span from 1217AD to 1894AD, including the late Medieval Warm Period (MWP) and the whole Little Ice Age (LIA) exactly. According to the lamina thickness and $\delta^{18}\text{O}$ variation, in the 678 layers from 1217AD to 1894AD, both the variation in lamina thickness of the stalagmite and the fluctuation of lamina thickness show an obvious periodical manner, and are synchronous with the summer monsoon intensity and precipitation. Negative correlation has been observed between the lamina thickness and summer monsoon intensity/precipitation. Thicker laminae are corresponding to weaker summer monsoon/less precipitation, and thinner ones corresponding to stronger summer monsoon/more precipitation. On the other hand, between the lamina thickness and the fluctuation of summer monsoon intensity/precipitation there is positive correlation. The period of thicker lamina formation is corresponding to higher fluctuation of summer monsoon intensity/precipitation, and vice versa. Therefore, for a cave like the Kaiyuan in the warm temperate zone of the East Asia monsoon, the variation in lamina thickness is related to the variation in climatic factors and climatic stability. In the warm temperate zone of the East Asia monsoon, the climate in LIA was less stable compared to MWP, in addition to less precipitation and low temperature.

Key words: LIA; lamina thickness; climate stability; Kaiyuan Cave; stalagmite kyl