

倒数第三次冰消期亚洲季风气候可能的类Younger Dryas事件*

陈仕涛^① 汪永进^{①**} 孔兴功^① 刘殿兵^① Cheng Hai^② L. R. Edwards^②

(^① 南京师范大学地理科学学院, 江苏省环境演变与生态建设重点实验室, 南京 210097; ^② Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota, Minneapolis MN55455, USA)

摘要 对湖北省神农架两个高海拔洞穴(天鹅洞: 海拔 1600 m; 永兴洞: 海拔 1400 m)石笋实测了 7 个 U-Th 年龄、560 个氧同位素以及年纹层厚度变化序列。天鹅洞石笋十年际分辨率 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线十分类似于江苏南京和贵州荔波石笋记录的波令暖期和新仙女木事件基本特征, 表明本区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 反映了区域性亚洲季风经向环流及其降水变化特征。相距天鹅洞约 70 km 的永兴洞石笋高分辨率(平均 30 a 左右) $\delta^{18}\text{O}$ 时间序列揭示了倒数第三次冰消期亚洲季风突变过程。基于 3 个 U-Th 年龄和连续 5000 a 左右生长纹层计数结果, 在 245±5 kaBP 左右冰消期识别出一个千年级冷事件。这一事件持续时间为 1371±59 a, 并在 74±4 a 内快速向间冰期(MIS7e)突变, $\delta^{18}\text{O}$ 的变幅达 2.30‰, 相当于冰期/间冰期振幅的 1/2 强。这些事件特征类似于亚洲季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的新仙女木事件, 说明新仙女木事件不是末次冰消期的一次偶然事件, 很可能是第四纪冰盖、大尺度海洋/大气环流耦合作用的产物。

关键词 石笋 倒数第三次冰消期 亚洲季风 类 YD 事件 湖北神农架

新仙女木事件(Younger Dryas事件, 简称YD事件)是末次冰消期全球气候变暖过程中的一次千年级降温事件。尽管对YD事件发生的时间、分布的区域等问题已有基本一致认识^[1-5], 但关于该事件驱动机制有多种不同的观点^[6-10]。最近的研究认为: 北极的融冰淡水经弗拉姆(Fram)海峡, 注入格陵兰-冰岛-挪威海(GIN), 减弱北大西洋洋流在极区的转向循环, 从

而诱发YD事件^[11]。现有研究结果表明: YD事件仅发生在末次冰消期, 似属偶然的突发事件^[12]。那么末次冰消期以外是否存在类似YD的千年级冷事件(简称类YD事件)? 探索这一问题有助于深入理解YD事件的驱动机制乃至冰期/间冰期转换的动力学问题。

诸多高分辨率的气候信息记录表明^[13-15], 倒数第二次冰消期(简称T2)不存在类YD事件。倒数第三

收稿日期: 2005-11-15; 接受日期: 2006-01-10

* 国家杰出青年科学基金(批准号: 40225007)和江苏省高校研究生创新计划

** 联系人, E-mail: yjwang@pine.njnu.edu.cn

次冰消期(简称T3)由于受测年精度影响,研究资料相对较少. Caillon 等据南极Vostok冰芯的冰川沉积速率和 $\delta^{40}\text{Ar}$ 气候变化曲线研究,发现T3 存在一个冷倒转事件^[16],但未给出其振荡幅度和持续时间. 冰芯^[17,18]、深海沉积^[19]、次生碳酸岩^[20]、陆地植物化石^[21]、黄土^[22]等记录均以不同时间分辨率分别将最后4个冰消期进行对比,发现冰消期气候变化(温度、降水)在总体变化趋势上具有类似性. 由于上述记录分辨率较低和定年的不确定性,难以进一步讨论和对比4个冰消期内部结构和变化细节. Sima等^[23]利用海-冰模式分析认为, YD事件不是末次冰消期的一次偶然事件,类YD事件似乎是冰期/间冰期气候循环的一个固有特征,这一结论尚需高分辨率的气候记录加以验证.

本文据湖北省神农架永兴洞一支年纹层状石笋的 U-Th 测年、年层计数和氧同位素分析结果,重建了 T3 期亚洲季风高分辨率气候变化序列,并与中国大陆不同地区石笋的末次冰消期 $\delta^{18}\text{O}$ 记录进行对比分析,发现亚洲季风气候在 T3 可能存在一个冷倒转事件,为 YD 事件的冰盖和海气耦合驱动假说提供了实证.

1 材料和方法

湖北省神农架位于亚热带大陆季风气候区,该地区海拔一般在 1000 m 以上. 永兴洞位于保康县歇马镇东 10 km, 洞口海拔约 1400 m, 所研究的石笋(NO.YXB)采集于距洞口约 100 m 处. 石笋总长 403 mm, 呈长柱状, 直径约 110 mm, 外表面为浅褐色. 沿生长轴切开抛光后,发现石笋光面上连续分布次毫米级层厚的水平纹层(图 1). 除顶部 0~39.5 mm 层段夹有粘土质碳酸盐外,其余部分均由纯净的方解石矿物组成. 另一石笋(NO.SL)采自神农架松柏镇天鹅洞, 洞口海拔约 1600 m, 距离保康永兴洞约 70 km. 石笋长 1065 mm, 沿生长轴切开抛光后,可见垂直于生长方向的圆弧状纹层.

由于石笋YXB顶部 0~39.5 mm 夹有粘土质碳酸盐,可能存在沉积间断,因此研究层段仅限于距顶 39.5~403 mm 层段. 在该层段的顶部、中部和底部刮取测年样品 3 个,每样层厚跨度 2 mm, 样重 300 mg.

石笋SL采集测年样品 4 个,每样层厚跨度约 1 mm, 样重 200 mg. 采用 ^{234}U - ^{230}Th 体系对两支石笋样品进行测年,方法同文献^[24],分析仪器为Finnigan MAT 262-RPQ型热电离子质谱仪,由美国Minnesota大学地质和地球物理系同位素实验室完成,年龄误差为 2σ 测量统计误差. 在采集石笋YXB氧同位素样品时,将石笋中心部位切割成长柱条,沿长柱条顶面每毫米刮取 20 个样品,共获取 8060 个样品,每隔 20 样选一样测试(部分每隔 60 样选一样),共获得 170 个 $\delta^{18}\text{O}$ 数据,采用 McCrea 方法^[25],测试仪器为Finnigan MAT253 型质谱仪连接碳酸盐自动制样装置,每 6 个样品内插一标准样品(标样编号: NBS19, $\delta^{18}\text{O} = -2.20\text{‰}$)监控,分析误差小于 0.08‰, VPDB标准,由南京师范大学洞穴同位素实验室完成. 用牙钻沿石笋SL生长轴钻取了 390 个氧同位素样品, McCrea方法^[25],测试仪器为MAT251 型质谱仪,每 9 个样品内插一标准样品(标样编号: GBW04405, $\delta^{18}\text{O} = -8.49\text{‰}$)监控,分析误差 0.1‰, VPDB标准,由中科院南京地质古生物研究所同位素实验室完成. 石笋YXB磨制 4 块相互衔接的大薄片,采用Olympus偏光显微镜连接具成像功能的计算机系统,统计石笋微层数,测量和分析石笋微层厚度和特征. 为了尽可能减少计数者主观因素导致的微层计数误差,3 人一组分 4 次进行微层的统计和测量,各组测量误差在 8%~12%范围.

2 永兴洞石笋时间标尺

表 1 给出了两支石笋的 U, Th 同位素成分和 ^{230}Th 年龄. 永兴洞石笋 3 个样品的 ^{238}U 含量在 434.3~595 ppb 之间,测年误差 1.4%~2.3%. 由于 ^{232}Th 含量相对较高(分别为 516, 3559 和 11689 ppt)和石笋年代较老,不可能给出更高精度的年龄,但能确定研究层段的年龄在(243.4±3.4)~(250.1±5.8) kaBP 之间.

从图 1 可见,永兴洞石笋的纹层清晰,生长连续,可进行年纹层计数,用于确定该石笋持续生长时间. 判定该石笋纹层属年层性质的 2 个依据: (1) 该纹层镜下特征与北京石花洞^[26]和南京葫芦洞^[27,28]石笋年层性质基本一致. (2) 根据 4 次纹层统计结果,研究层段共存在无争议的年层 4711 条,另有 506 条模糊

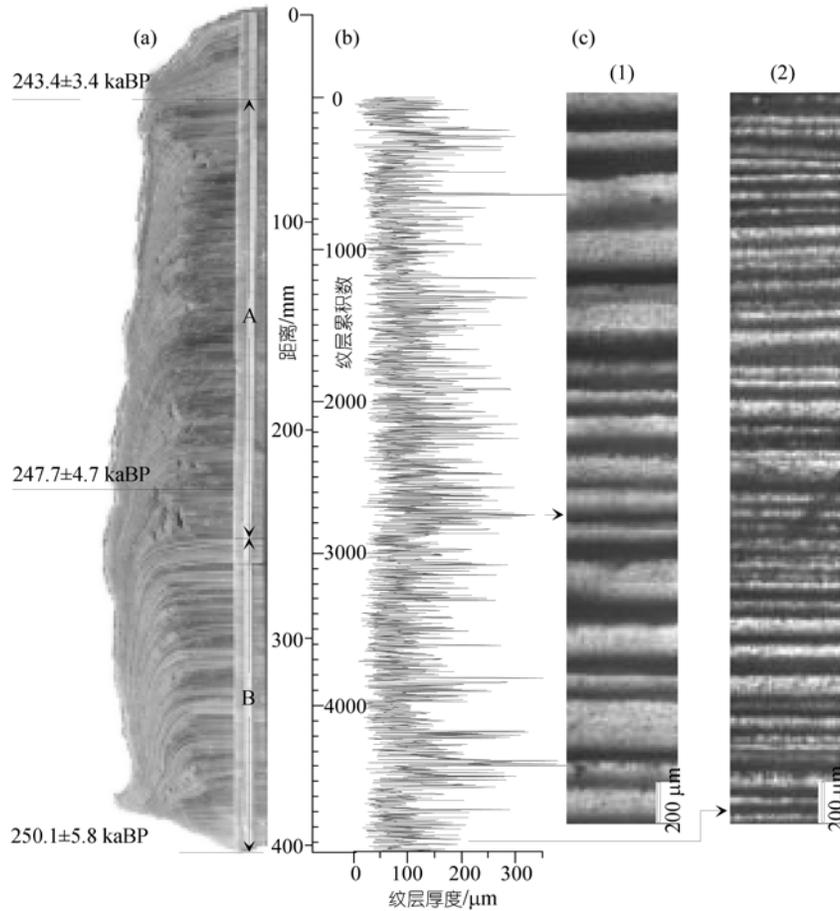


图 1 永兴洞石笋(YXB)纵切面与生长纹层特征

(a) 石笋抛光面照片(A 段主要为烟灰色的纯净方解石条带, B 段主要为含有机质的白色方解石条带; A 段与 B 段的界线亦即 MIS7e 与类 YD 事件的界线); (b)纹层厚度变化曲线及纹层计数结果(左侧纵坐标代表与石笋纵切面对应的距离, 右侧纵坐标代表纹层累积条数); (c) 箭头所指处的镜下显微纹层(1)为确定年层中夹不确定年层, 本文年层计数误差主要由此类纹层引起, (2)基本为确定年层)

表 1 湖北省神农架两支石笋 U, Th 同位素成分和 ²³⁰Th 年龄^{a)}

样品号	深度/mm	²³⁸ U/ppb	²³² Th/ppt	$\delta^{234}\text{U}$ 测量值	$\delta^{234}\text{U}$ 初始值	²³⁰ Th/ ²³⁸ U 活度比	未校正年龄/ka	校正年龄/ka
YXB-1	40~42	434.3±0.9	516±9	230.5±1.4	458.5±5.3	1.1543±0.0046	243.4±3.4	243.4±3.4
YXB-2	228~230	595±2	3559±13	243.4±2.8	490.2±8.6	1.1754±0.0057	247.9±4.7	247.7±4.7
YXB-3	401~403	595±2	11689±54	231.5±2.5	469.4±9.4	1.1655±0.0074	250.6±5.8	250.1±5.8
SL-1	3~4	193.1±0.4	1732±12	164.3±1.8	169.8±1.8	0.12045±0.0010	11.90±0.10	11.67±0.15
SL-2	647~648	129.6±0.2	1357±14	175.2±1.8	181.9±1.8	0.1382±0.0011	13.62±0.12	13.36±0.17
SL-3	872~873	287.8±0.5	3481±16	176.6±1.5	183.8±1.5	0.1453±0.0010	14.35±0.10	14.05±0.18
SL-4	1034~1035	328.8±0.8	3204±18	174.3±1.8	185.5±2.0	0.2188±0.0014	22.4±0.2	22.2±0.2

a) 衰变常数取值为 $\lambda_{230} = 9.1577 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{234} = 2.8263 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{活度比}} - 1) \times 1000$, $\delta^{234}\text{U}_{\text{初始值}}$ 是根据 ²³⁰Th 年龄获得, 即 $\delta^{234}\text{U}_{\text{初始值}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{测量值}} \times e^{234 \times T}$, 校正的 ²³⁰Th 年龄假定了初始 ²³⁰Th/²³²Th 原子比为地壳平均值 $4.4 \times 10^{-6} \pm 2.2 \times 10^{-6}$

的薄纹层, 间隔性分布于 4711 条清晰年层之间, 目前尚不能确定这一类纹层是年层还是亚年层, 这是造成永兴洞时标相对年龄误差的主要原因. 该石笋研究层段至少持续生长 4711 a, 最多生长 5217 a, 与实测年龄结果大致符合. 以距顶 255 mm 为界线, 永兴洞石笋按岩性可分为 A 和 B 两段, A 段主要为烟灰色的纯净方解石条带, 直径为 60 mm 左右. B 段以含有机质的白色方解石条带为主, 直径约 80 mm. 显微镜下观察, A 和 B 两段也显示出不同的纹层结构特征, B 段模糊薄纹层明显少于 A 段. 纹层统计结果显示, A 段共计确定年层 2664 条, 模糊薄纹层为 323 条. B 段共计确定年层 2047 条, 模糊薄纹层为 183 条. 下文所讨论的类 YD 事件全部落在 B 段, 有利于较可靠地判断 T3 时期类 YD 事件的持续时间及突变性特征.

以永兴洞石笋的 U-Th 测年结果为绝对年龄框架, 将 4964 ± 253 条纹层序列赋予年龄, 并进一步对比到北纬夏季辐照天文轨道时间序列, 建立了该石笋时间标尺, 其中类 YD 期的相对年龄误差小于 9%.

3 中国南方石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的气候意义与区域对比

石笋在生长过程中同位素交换达到平衡状态是石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 作为气候代用指标的基本条件, 对此 HENDY 提出了检验准则^[29]. 按该判别方法, 我们从两支石笋中各选择了 5 个不同生长层, 每层自生长轴心向一侧以 2 mm 间距取 5 个样点进行氧同位素分析. HENDY 检验结果见图 2, 永兴洞石笋每层的 $\delta^{18}\text{O}$ 结果基本一致, 其标准差都落在 0.02~0.06 范围. 由于天鹅洞石笋纹层呈圆弧状, 同一层采样有可能出现偏差, 但其标准差也落在 0.06~0.16 范围内. 上述检验结果表明: 两个石笋很可能在整个生长时段达到了同位素分馏平衡.

石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 变化主要取决于大气降水的同位素组成和洞穴地表年均温^[30]. 据南京葫芦洞^[4,28]、贵州七星洞^[31]、董哥洞^[13,31]等石笋研究表明, $\delta^{18}\text{O}$ 值负向漂移指示亚洲夏季风增强, 气候温暖湿润, 反之, 则代表冬季风盛行, 气候冷干. 图 3 给出了天鹅洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的时间变化序列, 年龄坐标据表 1 测年数据线性内插获得. 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线变化范围为 $-10.7\text{‰} \sim$

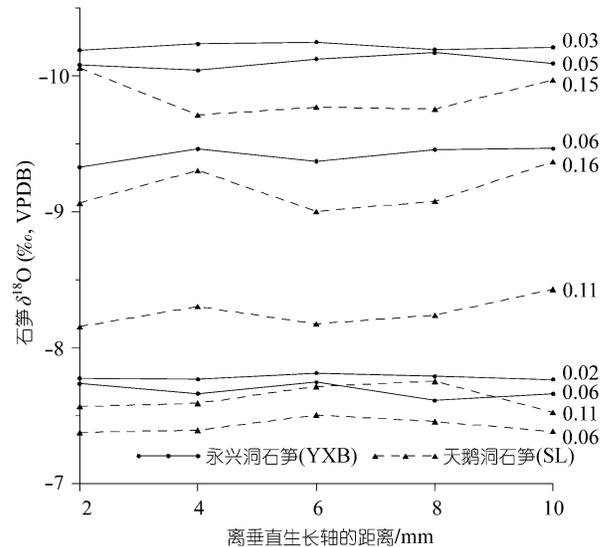


图 2 湖北神农架两支石笋 HENDY 检验结果

图中每一条折线的 5 个点代表同一生长层的样点; 右侧数据指示对应的生长层的 5 个样点的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的标准差

-6.5‰ , 可大体分为暖湿/冷干两个典型气候段: 波令暖期(Bolling-Allerod暖期, 简称 BA暖期)和 YD 期. 14.3~13 ka BP, $\delta^{18}\text{O}$ 曲线在负偏背景下大幅振动, 平均值达 -9.0‰ . 13 ka BP 左右 $\delta^{18}\text{O}$ 值从 -10.7‰ 快速正偏为 -8.6‰ , 然后在平均值为 -8.1‰ 背景下振动. 本区石笋记录的波令暖期/YD 期的分界年龄与中国南方其他地区的石笋记录大体相当^[4,13].

Yuan 等^[13]发现同处亚洲季风区但相距 1000 多公里的南京葫芦洞与荔波董歌洞石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线变化基本一致, 说明石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 古气候记录在区域上是具有可比性. 为了进一步验证本研究区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的区域性意义, 我们将天鹅洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 时间序列与上述两个末次冰消期石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录进行对比(见图 3). 天鹅洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线十分类似于南京葫芦洞^[4]与荔波董歌洞石笋^[13]记录的波令暖期和 YD 事件基本特征: (1) 末次盛冰期与波令暖期之间的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变幅一致, 平均为 2.6‰. (2) BA/YD 不仅转型方式大致相同, 而且波动幅度基本一致, $\delta^{18}\text{O}$ 值平均变幅为 0.9‰. 它们主要差异在于, 天鹅洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 绝对值平均比南京葫芦洞与荔波董歌洞系统负偏 1.1‰, 海拔效应可能是造成此差异的主要原因, 因为神农架天鹅洞海拔 1600 m, 比荔波董歌洞和南京葫芦洞均高出

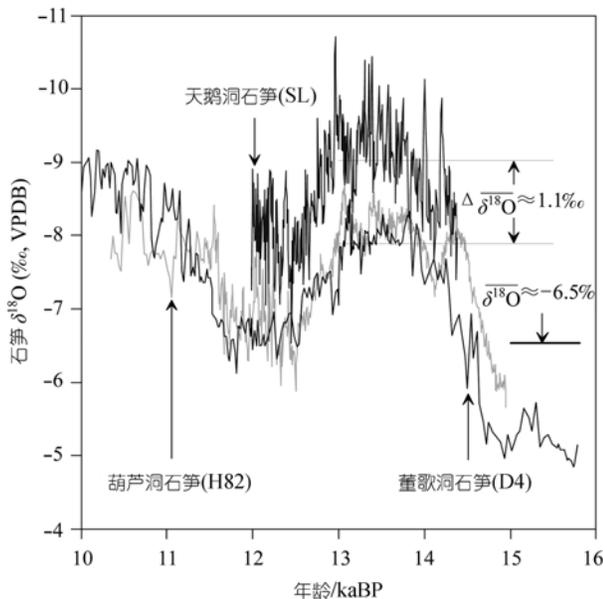


图3 末次冰消期神农架天鹅洞与南京葫芦洞和荔波董歌洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线对比

石笋H82, D4的数据分别来自文献[4, 13]; 石笋SL年龄坐标表1测年数据线性内插获得; $\Delta\delta^{18}\text{O} \approx 1.1\text{‰}$ 为石笋SL与H82, D4在波令暖期的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值之差; $\delta^{18}\text{O} \approx -6.5\text{‰}$ 为石笋SL在末次盛冰期(年龄来自表1样品SL-4)的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值

1000 余米, 海拔效应会造成降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 值显著负偏[32]。当然, 也不排除其他效应的作用, 如内陆效应、大气云团传输途径及分馏效应等。

4 在 T3 期可能的类 YD 事件

图4(b)给出了永兴洞石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化曲线, 覆盖时间为 241~246 ka BP。 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围为-10.90‰ ~ -6.53‰, 可大体分为三个曲线段(图 4(b)): 第(1)段 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线在平均值为-7.84‰背景下高频高幅振动, 峰值达-8.85‰, 谷值为-6.65‰, 表明此时气候相对温暖湿润, 这一过程大约持续了 700 a。 第(2)段为 $\delta^{18}\text{O}$ 显著正偏段(图 4(b)阴影部分), 245.2 ka BP左右 $\delta^{18}\text{O}$ 值从-8.66‰迅速正偏为-7.69‰, 在平均值为-7.47‰背景值上持续振动了 1371±59 a后, 仅在 74±4 a内又从-7.54‰负偏为-8.69‰。 第(3)段 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线呈现显著负偏的特征, $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐负偏到-9.80‰后, 便一直在-9.80‰上下波动, 持续时间 2307±130 a。 上述 3 个阶段大体相当于南京葫芦洞[4]与荔波董歌洞[13]石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的波令暖期、YD事件和早全新世。 我们

给出下列证据, 来判断亚洲季风气候在T3 时期存在类YD事件的可能性。

目前不同记录给出T3 起止年代不尽相同。 南极 Vostok冰芯 $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ 记录的T3 为 252~238 ka BP[16, 17]、深海岩芯SPECMAP曲线给出T3 起止年代为 253~241 ka BP[19], 巴哈马富含文石的岩芯(Cores 1008, 1009)的U-Th高精度定年(误差<1%)及 $\delta^{18}\text{O}$ 记录表明[33], 末次冰消期和T3 都与北纬夏季太阳辐照曲线年龄大体一致。 上述年龄不同与代用指标、定年方法及区域差异等因素有关。 本区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与北纬夏季太阳辐照曲线有很好的对应关系, 较有力的证据来自董歌洞 16 万年来的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录, 其U-Th定年结果证明季风气候变化过程与天文轨道年龄基本同步[13]。 永兴洞石笋的U-Th年龄范围为(243.4±3.4)~(250.1±5.8) ka BP, 若季风气候变化过程与北纬夏季太阳辐射基本同步, 这个年龄范围只可能出现在T3 时期。

从永兴洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的绝对值可以确定本段石笋记录已进入间冰期全盛期。 该石笋最后 2307±130 a平均值为-9.80‰, 比邻近洞穴SL石笋波令暖期负偏 0.8‰左右, 这一变幅大体相当于董歌洞D4 石笋记录的早全新世与波令暖期的差值[13]。 另外, 据董歌洞 $\delta^{18}\text{O}$ 记录[13], 最近 16 万年来各间冰期(段) $\delta^{18}\text{O}$ 峰值维持在相同的水平, 大约在-8.8‰左右。 由于神农架石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 绝对值平均比荔波石笋系统负偏 1.1‰, 因此可推断, 永兴洞石笋最后 2307±130 a平均值为-9.80‰的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录标志着季风气候处于间冰期的鼎盛时段(相当于MIS7e)。

永兴洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线记录并不包含整个T3 冰消过程, 仅指示了千年级振荡气候事件。 南京葫芦洞和荔波董歌洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 所记录的最后两个冰期/间冰期的振幅约为 3.7‰~4‰[13]。 以色列 4 支石笋、4 支石钟乳的 250 ka BP来气候记录表明, 冰期/间冰期 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均振幅在 4‰左右[34]。 由此可推测, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 所记录的冰期/间冰期振幅在4‰左右。 从永兴洞记录来看(图 4), 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 从冷阶到暖阶的平均振幅为 2.30‰, 与南京葫芦洞[4]和荔波董歌洞[13] $\delta^{18}\text{O}$ 所记录的YD事件/早全新世平均变幅(2.0‰)基本一致, 约为冰期/间冰期变幅的 1/2 强。

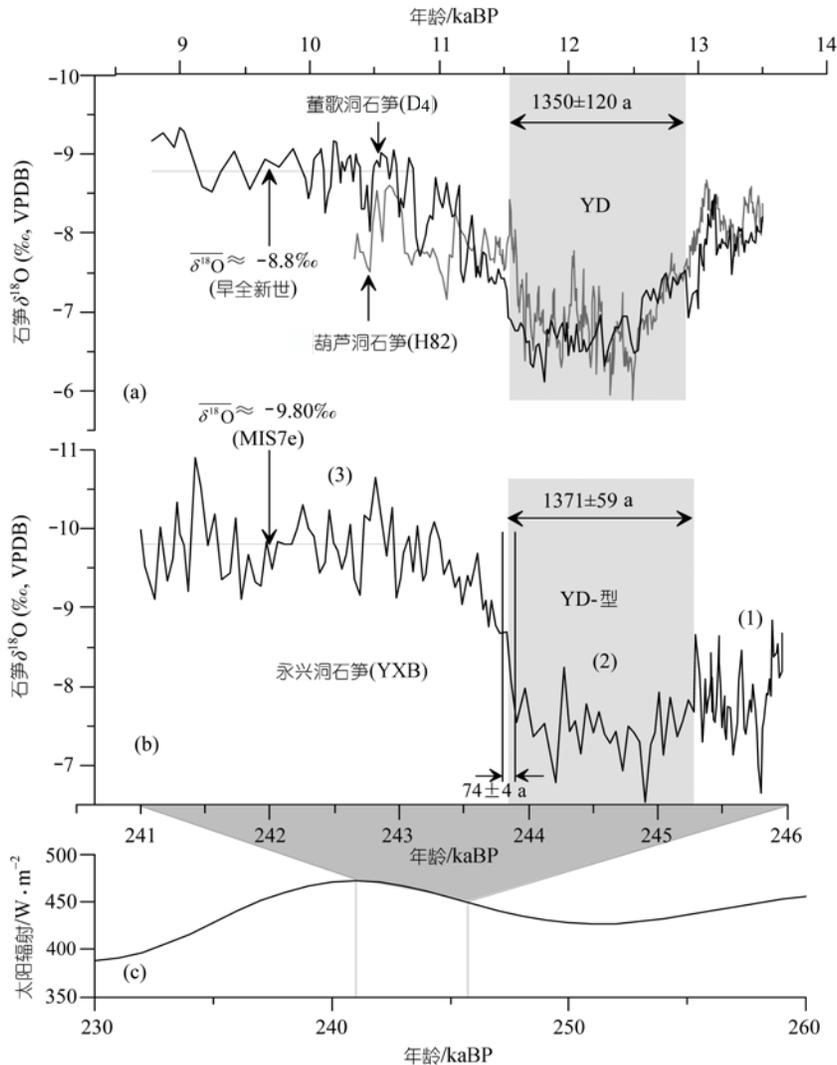


图 4 T3 时期与末次冰消期千年级季风突变事件的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录比较

(a) 石笋 H82, D4 的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线分别来自文献 [4, 13] ($\overline{\delta^{18}\text{O}} \approx -8.8\text{‰}$ 为石笋 D4 在早全新世的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值, 1350 ± 120 a 为石笋 H82 记录的 YD 事件的持续时间); (b) 石笋 YXB $\delta^{18}\text{O}$ 曲线 ($\overline{\delta^{18}\text{O}} \approx -9.80\text{‰}$ 为石笋 YXB 在 MIS7e 的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值, 1371 ± 59 a 为石笋 YXB 记录的 T3 时期类 YD 事件的持续时间, 74 ± 4 a 为类 YD 事件的结束时间, 图中 (1), (2), (3) 指示三个曲线段); (c) 石笋 YXB $\delta^{18}\text{O}$ 曲线对应于 65°N 夏季太阳辐射曲线的位置

最后, 永兴洞石笋记录的 T3 时期冷事件类似于南京葫芦洞 [4] 和荔波董歌洞 [13] 石笋记录的末次冰消期 YD 事件 (见图 4), 它们具有以下共同特征: (1) 持续时间相同, 永兴洞记录的类 YD 事件持续时间为 1371 ± 59 a, 南京葫芦洞记录的 YD 事件持续时间为 1350 ± 120 a. (2) 突变特征相同, 三个洞穴记录均指示干冷/暖湿气候快速变换仅用不到 100 a 的时间. (3) 冷阶转换到暖阶的变化幅度一致, 永兴洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录 MIS7e/类 YD 事件的平均变幅为 2.30‰, 荔波

董歌洞记录的早全新世/新仙女木事件的平均变幅为 2.0‰.

Schulz 等利用北大西洋箱状模式, 提出大尺度海洋循环的气候波动自维持理论, 为中晚更新世类 YD 事件提供理论基础 [35]. Sima 等将冰盖模式和海洋模式结合起来, 模拟出与 Berger 等 [36] 非常相似的中晚更新世海平面变化曲线, 指出在过去 800 ka 的每个冰期/间冰期转换时期, 气候由于受到冰盖和海洋的有规律影响而诱发突变事件, 因此 YD 事件不是末次冰消

期的一次偶然事件, 类YD事件可能是中晚更新世冰期/间冰期气候循环的一个固有特征^[23].

从目前的气候记录资料看, Sima等^[23]利用海-冰模式模拟的末次冰消期是成功的, 特别与GISP2的氧同位素记录^[37]非常相似. 在T2遇到挑战, 如前所述, 许多高分辨率的气候记录在T2不存在类YD事件. 尽管巴巴多斯岛的珊瑚记录在T2存在一个冷倒转^[38], 但其结构和规模还不足以称之为类YD事件. 本文石笋记录的T3时期存在类YD事件, 部分支持了Sima等^[23]关于YD事件的模拟结果, 但未出现其模拟的T3时期第二次类YD事件^[23]. 如此看来, 对YD事件及其机制的再认识, 气候记录和模拟都还要做大量的工作.

5 结论

神农架天鹅洞石笋与南京葫芦洞、荔波董歌洞石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线对比表明, 中国南方季风区洞穴石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 在千年至万年时间尺度上具有比较一致的特征, 反映了亚洲季风大尺度经向环流及其降水变化对中国南方石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 具有重要控制作用. 正如Yuan等指出: 源自印度洋-太平洋水汽在向中国南方大陆传输过程中逐渐变轻, 冰期与间冰期中国南方大陆降水的水汽蒸发比维持在一定比值, 这一机制可能是中国南方石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 具有广泛区域对比性的主要原因^[13].

神农架永兴洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录很可能揭示了季风气候在倒数第三次冰消期很可能存在一个千年级冷事件. 这一事件与末次冰消期YD事件在持续时间、突变性及内部振荡等特征具有相似性, 由此说明亚洲季风气候在末次冰消期的戏剧性变化也可能存在于更久远的冰期/间冰期转换过程中. 由于亚洲季风环流受北半球高纬冰盖和低纬海洋表层水温的双重影响, 因此在末次冰消期之外的类YD事件的发生也应该与这两种因素有关, 部分支持了Sima等^[23]采用冰盖-海洋双模式模拟的结果.

参 考 文 献

- Alley R B, Meese D A, Shuman C A, et al. Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*, 1993, 362: 527–529[DOI]
- GRIP Project Members. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, 1993, 364: 203–207
- Litt T, Brauer A, Goslar T, et al. Correlation and synchronization of late glacial continental sequences in northern central Europe based on annually aminated lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews*, 2001, 20: 1233–1249[DOI]
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 2001, 294: 2345–2348
- An Z S, Porter S C, Zhou W J, et al. Episode of strengthened summer monsoon climate of Younger Dryas age on the Loess Plateau of Central China. *Quaternary Research*, 1993, 39: 45–54[DOI]
- Broecker W, Kennett J, Flower B. Routing of meltwater from the Laurentide ice sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, 1989, 341: 318–321[DOI]
- Fairbanks R G. A 17000 year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 1989, 342: 637–642[DOI]
- Harvey L D D. Molding the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 1989, 8: 137–149[DOI]
- Boyle E A, Keigwin L. North Atlantic thermohaline circulation during the past 20000 years linked to high-latitude surface temperature. *Nature*, 1987, 330: 35–40[DOI]
- Genthon C, Barnola J M, Raynaud D, et al. Vostok ice core: climatic response to CO_2 and orbital forcing changes over the last climatic cycle. *Nature*, 1987, 329: 414–418[DOI]
- Peltier W R, Tarasov L. Arctic freshwater forcing of the Younger Dryas cold reversal. *Nature*, 2005, 435: 662–665[DOI]
- Broecker W S. Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? *Science*, 2003, 300: 1519–1522[DOI]
- Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian monsoon. *Science*, 2004, 304: 575–578[DOI]
- Zhao J X, Xia Q K, Collerson K D. Timing and duration of the last interglacial inferred from high resolution U-series chronology of stalagmite growth in southern hemisphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 184: 635–644[DOI]
- Bischoff J L, Menking K M, Fitts J P, et al. Climatic oscillations 10000–155000 yr BP at Owens Lake, California reflected in glacial rock flour abundance and lake salinity in Core OL-92. *Quaternary Research*, 1997, 48: 313–325[DOI]
- Caillon N, Severinghaus J P, Jouzel J, et al. Timing of atmospheric CO_2 and Antarctic temperature changes across termination III. *Science*, 2003, 299: 1728–1731[DOI]
- Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420, 000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 1999, 399: 429–436[DOI]
- Fischer H, Wahlen M, Smith J, et al. Ice core records of atmospheric CO_2 around the last three glacial terminations. *Science*, 1999, 283: 1712–1714[DOI]

- 19 Pahnke K, Zahn R, Elderfield H, et al. 340000-Year centennial-scale marine record of southern hemisphere climatic oscillation. *Science*, 2003, 301: 948–952[DOI]
- 20 Winograd I J, Copley T B, Landwehr J M, et al. Continuous 500, 000-year climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. *Science*, 1992, 258: 255–260
- 21 Abrantes F. A 340000 year continental climate record from tropical Africa—news from opal phytoliths from the equatorial Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 209: 165–179[DOI]
- 22 孙有斌, 安芷生. 最后 4 个冰期旋回中国黄土记录的东亚季风变化. *中国地质大学学报*, 2002, 27(1): 19–24
- 23 Sima A, Paul A, Schulz M. The Younger Dryas—an intrinsic feature of late pleistocene climate change at millennial timescales. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 222: 741–750[DOI]
- 24 Edwards R L, Chen J H, Wasserburg G J. ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematic and precise measurement of time over the past 500, 000 year. *Earth and Planetary Science Letters*, 1987, 81: 175–192[DOI]
- 25 McCrea J M. The isotopic chemistry of carbonates and a paleo-temperature-scale. *Journal of Chemical Physics*, 1950, 18: 849–857
- 26 秦小光, 刘东生, 谭明, 等. 北京石花洞石笋微层灰度变化特征及其气候意义——I. 微层显微特征. *中国科学, D 辑*, 1998, 28(1): 91–96
- 27 汪永进, 吴江滢, 吴金全, 等. 末次冰期南京石笋高分辨率气候记录与 GRIP 冰芯对比. *中国科学, D 辑*, 2000, 30(5): 533–539
- 28 汪永进, 吴江滢, 刘殿兵, 等. 石笋记录的东亚季风气候 H_1 事件突变性特征. *中国科学, D 辑*, 2002, 32(3): 227–233
- 29 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1971, 35: 801–824
- 30 Bar-Matthews M, Ayalon A, Matthews A, et al. Carbon and oxygen isotope study of the active water-carbonate system in a karstic Mediterranean cave: implications for paleoclimate research in semiarid regions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60: 337–347[DOI]
- 31 张美良, 林玉石, 覃嘉铭, 等. 黔南洞穴石笋古气候变化记录及终止点II的确定. *中国科学, D 辑*, 2002, 32(11): 942–950
- 32 Gonfiantini R, Roche M A, Olivry J C. The altitude effect on the isotope composition of tropical rains. *Chemical Geology*, 2001, 181: 147–167[DOI]
- 33 Robinson L F, Henderson G M, Slowey N C. U-Th dating of marine isotope stage 7 in Bahamas slope sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 196: 175–187[DOI]
- 34 Bar-Matthews M, Ayalon A, Gilmour M, et al. Sea-land oxygen isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication for paleorainfall during interglacial intervals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2003, 67: 3181–3199[DOI]
- 35 Schulz M, Paul A, Timmermann A. Relaxation oscillators in concert: a framework for climate change at millennial timescales during the late Pleistocene. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29: 2193–2197[DOI]
- 36 Berger W H, Bickert T, Yasuda M K, et al. Reconstruction of atmospheric CO_2 from ice-core data the deep-sea record of Ontong Java Plateau: the Milankovitch chron. *Geologische Rundschau*, 1996, 85: 466–495
- 37 Stuiver M, Grootes P M. GISP2 oxygen isotope ratios. *Quaternary Research*, 2000, 53: 277–284[DOI]
- 38 Gallup C D, Cheng H, Taylor F W, et al. Direct determination of the timing of sea level change during termination II. *Science*, 2002, 295: 310–313[DOI]