

新仙女木事件内部百年尺度弱季风事件的 龙腑宫洞石笋记录

王璐瑶^{1,2}, 赵侃^{1,2}, 黄伟^{1,2}, 张伟宏³, 邵庆丰¹, 汪永进^{1,2}

(1. 南京师范大学虚拟地理环境教育部重点实验室, 江苏 南京 210023)

(2. 江苏省地理信息资源开发与利用协同创新中心, 江苏 南京 210023)

(3. 浙江师范大学地理与环境科学学院, 浙江 金华 321004)

[摘要] 基于湖北省神农架龙腑宫洞一支石笋(LFG21)7个U/Th年龄和461组氧、碳同位素数据,建立了末次冰消期12.42~10.53 ka B.P.平均分辨率达3 a的亚洲夏季风强度演化序列。LFG21石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 详细记录了新仙女木事件(YD)期间的季风突变细节,揭示了YD事件内部的不稳定性。在YD事件结构特征和转型模式上,石笋记录与格陵兰冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录具有良好的一致性,支持北高纬驱动机制以及高低纬之间的气候联系。其中,在~11.71 ka B.P.氧、碳同位素明显正偏, $\delta^{18}\text{O}$ 从-8.6‰快速正偏至-7.9‰, $\delta^{13}\text{C}$ 从-7.4‰快速正偏至-6.0‰,指示YD内部存在百年尺度的弱季风事件,持续时间为~200 a。这些特征与南京葫芦洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录H1事件的内部结构和转型特征十分相似,暗示两者很可能受到同一驱动机制的影响。通过高、低纬地质资料的对比研究和波谱分析,本文认为YD内部百年尺度季风突变事件可能与热带大洋水汽输送变化导致的亚洲季风区水文循环异常以及太阳活动密切相关。

[关键词] 石笋, YD事件, 弱季风事件, H1事件

[中图分类号] P532; P597.2 **[文献标志码]** A **[文章编号]** 1001-4616(2017)01-0134-10

Centennial-Scale Monsoon Failure During the Younger Dryas Event Record in a High-Resolution Stalagmite from Longfugong Cave, Central China

Wang Luyao^{1,2}, Zhao Kan^{1,2}, Huang Wei^{1,2}, Zhang Weihong³, Shao Qingfeng¹, Wang Yongjin^{1,2}

(1. MOE Key Laboratory of Virtual Geographic Environment, Nanjing Normal University, Nanjing 210023, China)

(2. Jiangsu Center for Collaborative Innovation in Geographical Information Resource Development and Application, Nanjing 210023, China)

(3. College of Geography and Environmental Sciences, Zhejiang Normal University, Jinhua 321004, China)

Abstract: A 461-mm long stalagmite from Longfugong Cave in Hubei province, central China, was ^{230}Th dated and measured with stable isotopic analysis to reconstruct a high-resolution (3 a) Asian Monsoon history over a period from 12.42 to 10.53 ka B.P., equivalent to the Younger Dryas (YD) episode. The overall pattern of $\delta^{18}\text{O}$ record, characterized by gradual onset but rapid end, agrees well with other high-resolution and precisely-dated speleothem records from Hulu, Yamen and Qingtian Caves. A positive shift of $\delta^{18}\text{O}$ values from -8.6‰ to -7.9‰ at around 11.71 ka B.P., which is also mirrored in the carbon isotope composition with $\delta^{13}\text{C}$ values from -7.4‰ to -6.0‰, indicates a ~200 a monsoon failure within the YD. The structures and transitions of YD event are equally registered by the $\delta^{18}\text{O}$ record of the H1 event (Heinrich 1) from Hulu Cave, possibly implying the same forcing mechanism. The calcite $\delta^{18}\text{O}$ record, which presents abrupt fluctuations and detailed instabilities in monsoon over the studied interval, shows coherence with ice-core $\delta^{18}\text{O}$ record from Greenland, supporting the direct linkage between Greenland climate and monsoonal circulation. Based on the comparison with the bulk sedimentary titanium (Ti) records from the Cariaco Basin, we attribute the internal centennial monsoon failure to the southward displacement of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ). The statistically significant periodicities of ~128 a ($\delta^{13}\text{C}$) and ~200 a ($\delta^{18}\text{O}$) from the wavelet analysis likely indicate the role of solar activity playing in monsoon, and this is further supported by the ^{10}Be flux record derived from ice core.

Key words: stalagmite, Younger Dryas event, monsoon failure, H1 event

收稿日期: 2016-06-21.

基金项目: 国家自然科学基金重点基金(41130210)、国家自然科学基金(41572151)、国家自然科学基金青年基金(41602350)、江苏高校优势学科建设工程资助项目。

通讯联系人: 赵侃, 博士, 讲师, 研究方向: 全球变化. E-mail: 09371@njnu.edu.cn

新仙女木事件 (Younger Dryas event, YD 事件) 是末次冰消期急剧升温过程中最后一次快速降温事件, 是古气候界关注度最高的气候突变事件之一^[1]. 至今为止, YD 事件内部气候波动的相关研究较少, 其驱动机制尚不明确. 已有地质记录显示, YD 内部气候并不稳定^[2-6]. 如: 格陵兰 GISP2 冰芯高分辨率 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示, 在 YD 期间格陵兰温度逐步回暖, 并叠加数次百年尺度的气候振荡^[7]. 同时格陵兰冰芯 Ca^{2+} 浓度变化与 $\delta^{18}\text{O}$ 指示的气候变化趋势相吻合, 并发生 3 次百年尺度的 Ca^{2+} 浓度旋回变化^[8]. 北欧挪威湖泊沉积物 Ti 记录显示在 ~ 12.15 ka B.P. 气候发生了快速转型, YD 内部气候状况由相对稳定态快速转为高频振荡态^[9]. 最近, 湖北青天洞年纹层石笋记录发现在 YD 内部存在 4 次百年尺度的气候振荡, 其发生可能和太阳活动有关^[10]. H1 和 YD 都是发生在末次冰消期的千年尺度冷事件, 二者与全球气候的联系具有相似性. 在这两个事件期间, 北大西洋海冰扩张^[1], 海表温度 (SST) 大幅度下降^[11], 温盐环流减弱^[12]; 南极冰消期变暖并伴随大气 CO_2 浓度上升^[13-14]. 目前, H1 事件的内部结构研究较多. 例如, 葫芦洞 YT 石笋记录显示在 ~ 16.1 ka B.P. $\delta^{18}\text{O}$ 值在 ~ 20 a 内快速正偏 $\sim 2\text{‰}$ ^[4], 这一结果得到了湖北青天洞年纹层石笋记录和 YT 石笋加密采样结果的证实^[15]. Broecker 等^[16] 总结众多地质记录发现, 这一快速变化过程与南半球中纬度山岳冰川撤退、南极冰芯 CO_2 浓度和 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的温度上升速率变慢有很好的对应关系, 同时也与北美大盆地湖泊由大干旱向大湿润转型的时间相对应, 似乎是全球水文循环发生重组. 在 YD 事件内部是否存在如 H1 事件内部那样快速的气候转型呢? 还需要更多的地质记录来验证.

本文通过湖北省神农架龙腑宫洞高精度 U/Th 测年石笋材料, 建立末次冰消期时段 (12.42~10.53 ka B.P.) 平均分辨率达 3 a 的亚洲夏季风强度演化序列. 重点剖析 YD 事件的内部结构细节和转型特征, 通过与 H1 事件内部结构的对比, 进一步探索 YD 事件期间亚洲季风与北大西洋气候之间的联系.

1 研究区域、材料与方法

LFG21 石笋采自湖北省神农架阳日镇龙腑宫洞内 ($110^{\circ}47'\text{E}$, $31^{\circ}43'\text{N}$) 悬壁处. 洞口海拔约 500 m, 洞长约 400 m, 洞体呈长廊状, 下有流水通道, 洞高大约 3~6 m, 洞内湿度达到 95%. 洞穴上覆植被以马尾松、腊梅等植物为主. 龙腑宫洞所处地区属于北亚热带季风区, 年均温为 14.5°C ^[17], 年降雨量约 1 500~2 000 mm. 受东亚季风影响明显, 夏季降雨量 (6 月~9 月) 占年降雨量的 60%, 冬季受到来自西伯利亚干冷气团的控制. LFG21 总长为 1 950 mm, 沿石笋生长轴切开并抛光, 发现抛光面上半部 (0~455 mm) 呈灰黑色; 下半部 (456~1 950 mm) 呈淡黄色, 岩性均一, 由纯净方解石组成, 局部发育有纹层. 其中, 在距顶 355 mm、817 mm 处存在明显的黑色条带, 岩性变化明显, 基本可判定为沉积间断. 本文主要研究覆盖 YD 时段的 356~816 mm 层段.

在石笋抛光面上, 用直径为 0.9 mm 的钻头钻取 7 个 U/Th 测年样品, 约 30 mg (结果见表 1).

表 1 湖北龙腑宫洞 LFG21 石笋 U/Th 测年结果

Table 1 U-series dating results of sample LFG21

样品号 (深度, mm)	$^{238}\text{U}/10^{-9}$	$^{232}\text{Th}/10^{-12}$	$\delta^{234}\text{U}$ (测量值)	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (活度比)	^{230}Th 年龄/a B.P. (未校正值)	^{230}Th 年龄/a B.P. (校正值)	^{234}U 初始值 (校正值)
LFG21-381	4 357.7 \pm 3.9	163.2 \pm 0.3	518.2 \pm 1.0	0.142 5 \pm 0.000 3	10 623 \pm 24	10 622 \pm 24	534.1 \pm 1.0
LFG21-450	5 991.6 \pm 14.9	537.3 \pm 2.5	464.7 \pm 3.6	0.140 3 \pm 0.000 5	10 861 \pm 51	10 859 \pm 51	479.3 \pm 3.7
LFG21-475	4 925.3 \pm 6.1	572.6 \pm 0.6	494.8 \pm 1.9	0.150 2 \pm 0.000 3	11 417 \pm 25	11 415 \pm 25	511.1 \pm 1.9
LFG21-570	4 183.7 \pm 3.6	353.5 \pm 0.3	485.2 \pm 0.9	0.152 7 \pm 0.000 2	11 701 \pm 20	11 699 \pm 20	501.6 \pm 0.9
LFG21-615	7 143.7 \pm 24.3	4 134.1 \pm 9.6	497.0 \pm 4.7	0.157 2 \pm 0.000 6	19 961 \pm 66	11 950 \pm 66	514.1 \pm 4.9
LFG21-700	6 938.2 \pm 18.7	1 552.0 \pm 4.5	482.6 \pm 4.2	0.158 4 \pm 0.000 6	12 181 \pm 60	12 176 \pm 60	499.5 \pm 4.3
LFG21-800	3 978.5 \pm 2.8	1 587.2 \pm 2.3	487.9 \pm 0.8	0.161 6 \pm 0.000 3	12 400 \pm 28	12 393 \pm 27	505.3 \pm 0.8

注: 衰变常数 $\lambda_{230} = 9.170 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$; $\lambda_{234} = 2.822 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$; $\lambda_{238} = 1.551 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$; $\delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{活度比}} - 1) \times 1000$; $\delta^{234}\text{U}$ 初始值是根据 ^{230}Th 年龄获得, 即 $\delta^{234}\text{U}$ 初始值 = $\delta^{234}\text{U}$ 测量值 $\times e^{\lambda_{234} \times T}$; 校正 ^{230}Th 年龄假设初始的 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 原子比为 $(4.4 \pm 2.2) \times 10^{-6}$. Before Present (B.P.) 指示 1950 a, 年龄误差为 $\pm 2\sigma$ 测量统计误差.

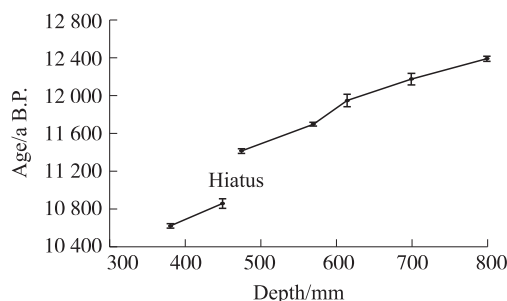
化学处理步骤与 Douville 等^[18] 相似, 操作流程如下: (1) 称取适量示踪剂到 Savillex Teflon 烧杯, 并加热蒸干. (2) 称取适量样品, 加入少量 MilliQ 去离子水, 用 7 mol/L HNO_3 溶解, 加热回流, 再蒸至近干. (3) 加入少量 HClO_4 密封回流以消解有机质, 之后蒸至干结, 再加 7 mol/L HNO_3 溶解. (4) 准备 UTEVA 树脂柱, 用去离子水和 7 mol/L HNO_3 清洗. (5) 加入样品溶液, 之后用 7 mol/L HNO_3 清洗, 再用 3 mol/L

HCL 和 0.5 mol/L HNO_3 洗脱 Th 和 U. (6) 将收集的 U 和 Th 样品溶液蒸至近干, 再加入少量 HClO_4 密封高温回流后蒸干. (7) 加入数滴 14 mol/L HNO_3 并高温蒸干. 最后, 加入 0.5 mol/L HNO_3 + 0.01 mol/L HF 混合酸溶解 U 和 Th, 用于上机测量. 分析仪器为 Thermo Fisher Neptune 多接收器电感耦合等离子体质谱仪 (MC-ICP-MS), 测试方法参照 Shao 等^[19]. 用直径为 0.3 mm 的钻头沿石笋生长中心轴钻取氧碳同位素测试样品, 取样步长为 1 mm, 共获取 461 个. 采用碳酸盐自动进样装置与 Finnigan MAT 253 型质谱仪联机测试, 在样品序列两端分别插入两个标准样品 (NBS-19), 分析误差 (1σ) 优于 $\pm 0.06\text{‰}$ (氧同位素) 和 $\pm 0.05\text{‰}$ (碳同位素), VPDB 标准. U/Th 年龄测试和同位素测试均在南京师范大学地理科学学院石笋同位素实验室完成.

2 结果

2.1 时间标尺的建立

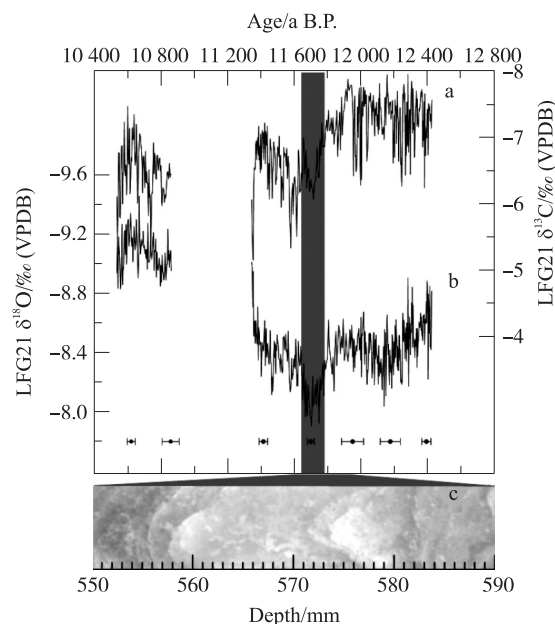
表 1 给出的测年结果显示, LFG21 样品的 ^{238}U 含量较高, 在 $3\,980 \times 10^{-9} \sim 7\,140 \times 10^{-9}$ 之间, ^{232}Th 含量较低, $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 比值较大, 定年精准度较高, 测年最大误差为 $\pm 66\text{ a}$, 最小仅有 $\pm 20\text{ a}$. 根据测年结果和岩性分析, 发现距顶 451~452 mm 处存在沉积间断, 石笋停止生长约 $(483 \pm 56)\text{ a}$. 通过年龄-深度关系获得该石笋生长速率变化曲线 (图 1), 发现石笋的生长速率较为稳定, 平均生长速率在 $\sim 0.3\text{ mm/a}$, 在 570~615 mm 层段生长速率减小为 $\sim 0.18\text{ mm/a}$. 通过内插法和外推法建立 LFG21 的时标, 从而获得 12.42~10.53 ka B.P. 时段分辨率达 3 a 的氧碳同位素序列 (图 2).



黑点及垂直误差棒表示 LFG21 记录的年龄控制点及对应的测年误差; Hiatus 表示沉积间断.

图 1 湖北龙腑宫洞 LFG21 石笋生长速率图

Fig. 1 Growth rate of stalagmite LFG21



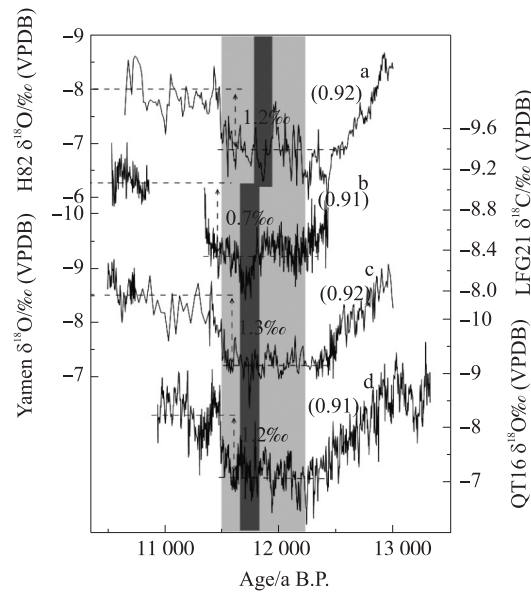
(a) LFG21 石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 记录; (b) LFG21 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录; (c) LFG21 石笋在距顶 550~590 mm 的抛光面照片. 阴影区域表示 YD 内部弱季风事件

图 2 湖北龙腑宫洞 LFG21 石笋同位素记录及其岩性抛面

Fig. 2 Isotopic records and polished section of sample LFG21

2.2 氧同位素分馏平衡检验

石笋同位素达到分馏平衡是其作为气候代用指标的首要前提. Hendy^[20] 指出利用石笋进行古气候重建必须满足两个准则: (1) 同一层 $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{13}\text{C}$) 值在距离中心轴的不同位置变化需一致, 如果发生动力分馏, 则会导致距离中心轴较远的 $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{13}\text{C}$) 值偏正; (2) $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 在沿着石笋生长轴的方向没有显著的相关性. 由于第一项准则在实际操作中产生的误差较大, 因此采用第二种方法检验同位素分馏是否平衡. 对石笋样品 LFG21 的氧、碳同位素进行相关性分析, 结果显示相关系数 $R = -0.14$, 说明 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 无显著相关性. 重现性检验是石笋同位素平衡分馏检验的又一重要手段^[21]. 通过与同时段的其他洞穴石笋记录对比 (图 3), 发现在变化趋势和模式上具有较好的重现性. 上述分析结果表明, LFG21 石笋同位素很可能达到或者接近平衡分馏, 适用于古气候重建.



(a)南京葫芦洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[4]; (b)湖北龙腑宫洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录; (c)贵州衙门洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[29]; (d)湖北青天洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[10]. 浅色阴影表示 YD 事件内部; 深色阴影表示 YD 事件内部弱季风事件; 数字表示各洞穴石笋记录 YD 事件的整体变幅; 括号中的数字表示 YD 内部弱季风事件振幅(深色阴影)与 YD 事件整体变幅之间的比值, 各洞穴记录比值大致接近, 约为 0.9.

图 3 湖北龙腑宫洞 LFG21 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录和其他石笋记录对比图

Fig. 3 Comparison of the LFG21 record with other stalagmite records in the Asian monsoon domain

2.3 石笋同位素记录

如图 2 所示, 该石笋生长于 12.42~10.53 ka B.P. 时段, $\delta^{18}\text{O}$ 值在 -9.5‰ ~ -7.9‰ 范围内波动, 平均值为 -8.5‰ . 其中, 在 11.34~10.86 ka B.P. 出现沉积间断, 对应于末次冰期向全新世转型的前北方期 (PB). 依据石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录 (图 2b) 的变化特征, 将其划分为 3 个阶段: (1) 在 12.42~12.24 ka B.P. 期间表现为高频低幅波动, $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐从 -8.9‰ 偏正至 -8.2‰ , 呈缓慢正偏趋势. (2) 在 12.24~11.46 ka B.P., 对应于 YD 内部, $\delta^{18}\text{O}$ 值在 ~780a 内围绕平均值 (-8.3‰) 上下波动, 较之前时段正偏. 在 ~11.71 ka B.P. 时 (图 2b 阴影), $\delta^{18}\text{O}$ 值在 ~100a 内快速偏正至 -7.9‰ . ~11.46 ka B.P. 以后, $\delta^{18}\text{O}$ 值开始快速偏负. (3) 在 10.86~10.53 ka B.P., $\delta^{18}\text{O}$ 值波动相对稳定, 平均值为 -9.0‰ .

$\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围为 -8.0‰ ~ -4.9‰ , 平均值为 -6.8‰ (图 2a). 在 ~11.71 ka B.P. 表现出快速偏正现象, 振幅达到 1.4‰ (图 2a 阴影).

3 讨论

3.1 LFG21 石笋记录的评估

尽管目前对石笋氧同位素变化的气候意义存在争议^[22-24], 但多数学者认为中国南方石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 变化一般指示夏季风平均强度变化, 即: $\delta^{18}\text{O}$ 值偏正指示夏季风减弱, 反之亦然^[25-28]. 将龙腑宫洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与南京葫芦洞^[4]、湖北青天洞^[10]和贵州衙门洞^[29]石笋记录进行对比 (图 3), 发现这些记录在长期演化趋势上表现出较好的一致性, 显示 YD 事件缓慢开始和快速结束的变化特征, 并且存在一系列的内部波动, 揭示出 YD 事件内部的不稳定性. 与上述记录对比, 龙腑宫洞石笋没有完整记录到 YD 事件的开始过程, 但在 12.42~12.24 ka B.P. 时段仍然清晰记录了季风逐渐减弱的过程, 与上述记录结果基本一致.

LFG21 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示在 YD 内部 ~11.71 ka B.P. 存在明显的次一级弱季风事件, 在葫芦洞^[4]、青天洞^[10]、衙门洞^[29]记录中均有体现 (图 3 深色阴影). 但是, 可能由于分辨率或年龄模式的原因, 该事件在葫芦洞^[4]、青天洞^[10]和衙门洞^[29]记录中不突出. 该事件在 LFG21 石笋中对应距顶 550~590 mm 生长层段 (图 2c), 该段抛光面由浅黄色逐渐变为乳白色, 岩性均一, 沉积稳定连续, 确保高分辨率同位素信号的可靠性. 同时, 该弱季风事件在不同洞穴石笋记录中振幅 (如 LFG21: ~0.63‰) 与 YD 整体变幅 (如 LFG21: ~0.7‰) 的比值 (~0.9) 大致相等 (图 3), 说明该事件具有可靠的区域气候意义.

LFG21 石笋记录 YD 事件在末次冰消期结束时的变幅为 $\sim 0.7\text{‰}$,约为其他洞穴石笋的 2/3. 同时,北京苦栗树洞^[30]和湖北青天洞^[10]石笋记录显示在 YD 期间亚洲季风分别存在 3–4 次百年尺度的气候振荡,而龙腑宫洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录则表现不明显. 这些差异的主要原因可能是龙腑宫洞上覆顶板较厚,洞穴岩溶带和上覆土壤的调蓄作用,即“库效应”^[31]导致龙腑宫洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 整体变化幅度较小,但这种“库效应”并未影响洞穴对气候突变事件的响应. 另一方面,在 YD 事件中快速的季风增强事件持续时间较短(数十年–十年),不易捕捉,而季风减弱事件持续时间较长($\sim 200\text{ a}$),虽然变化幅度同样受到“库效应”的影响,但后者在 LFG 石笋记录中依然表现明显. 亚洲季风区多个洞穴监测结果^[32–35]发现,洞穴滴水能够继承洞外大气降水的信号,但是洞穴岩溶系统可能削弱其同位素变化的振幅. 罗维均等^[36]通过对贵州荔波凉风洞的观测发现,洞穴上覆介质的性质与洞穴滴水 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化幅度密切相关. 尽管龙腑宫洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的振幅较小,但确实反映了东亚季风在 YD 事件内部存在短尺度季风事件.

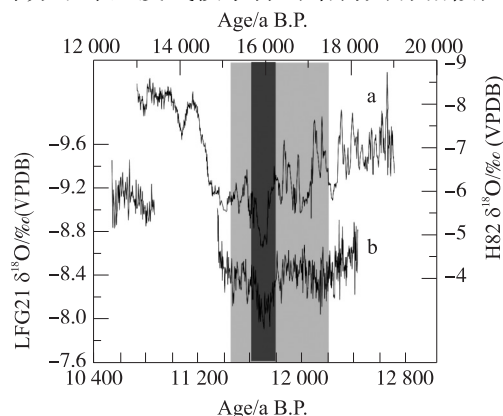
3.2 YD 事件内部结构和振荡特征

北大西洋海洋沉积记录^[37]显示,YD 事件在最后 $\sim 300\text{ a}$ 存在多次快速的气候振荡,而早期相对稳定,这种气候变化模式也得到了挪威湖泊记录^[9]的支持. LFG21 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值(图 2b)在 YD 开始阶段($\sim 12.42\text{ ka B.P.}$)逐渐偏正,指示夏季风强度逐渐减弱;在 YD 内部早期比较稳定,晚期波动较大,同样支持了这一气候变化模式. 其中, $\sim 11.71\text{ ka B.P.}$ 发生次一级弱季风事件(图 2b 阴影),表现出快速开始和快速结束的特征,持续时间为 $\sim 200\text{ a}$.

LFG21 石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 记录也显示在上述弱季风事件发生时的突变过程(图 2a 阴影), $\delta^{13}\text{C}$ 值从 -7.4‰ 快速正偏至 -6.0‰ . 尽管影响石笋碳同位素波动的因素较多,如上覆 C3/C4 植被类型^[38–39]、植被密度及土壤微生物活动强度^[40–44]、土壤生物 CO_2 产率及生物量^[45–46]等,但这些受控于气候变化的因素对石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 值波动方向的影响是一致的. 在暖湿的气候条件下,洞穴上覆 C3/C4 植被比率增大、植被量增多、土壤微生物活动加强以及土壤生物 CO_2 产率升高,这些因素均导致石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 的负偏;相反,在冷干的气候条件下,C3/C4 植被比率减小、植被量减少、土壤微生物活动减弱以及土壤生物 CO_2 产率降低,石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 值相对偏正^[47]. 秦小光等^[48]发现温度可以通过改变地表生物量的变化,改变土壤微生物量的上限,从而影响 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值. 龙腑宫洞上覆植被类型主要为 C3 型植被,因而,在气候暖湿时,上覆植被量增多以及微生物活动加强有助于提高土壤生物 CO_2 的产率,导致石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 值负偏;反之,气候干冷时,石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 值正偏. 因此,龙腑宫洞 $\delta^{13}\text{C}$ 记录的次一级弱季风事件与 $\delta^{18}\text{O}$ 记录相互印证,可能表明区域水文循环配置的调整 and 变化.

3.3 YD 与 H1 事件内部结构对比

末次冰期发生在北大西洋规模较大的冰漂碎屑(Ice-rafted debris, IRD)事件称为 Heinrich(H)事件. Alley 等^[49]发现亚洲季风区 YD 事件的结构与末次冰期部分千年尺度气候事件的结构具有相似性,同起源于北大西洋的气候事件具有一致性. 将石笋 LFG21 记录的 YD 事件与葫芦洞石笋记录^[4,50]的 H1 事件进行对比(图 4),发现两者不仅具有相似的演化趋势,而且具有类似的内部结构特征. 主要表现在以下几个方面:(1)事件内部的波动性:LFG 石笋记录 YD 事件期间存在多次气候振荡旋回,葫芦洞记录在 H1 事件阶段也存在明显的峰谷波动;(2)事件内部均发现季风突变事件:葫芦洞石笋记录显示在 H1 事件内部 $\sim 16.1\text{ ka B.P.}$ 时, $\delta^{18}\text{O}$ 快速正偏,呈现出持续时间 $\sim 500\text{ a}$ 的季风减弱期(图 4a 深色阴影). 这一变化特征与 YD 事件内部 $\sim 11.71\text{ ka B.P.}$ 的季风减弱事件相类似,而 YD 事件内部的弱季风事件突变过程更为显著(持续时间较短,仅 $\sim 200\text{ a}$;图 4b 深色阴影);(3)H1 和 YD 事件开始阶段季风缓慢减弱,结束阶段快速增强. 对比结果显示,YD 事件 $\delta^{18}\text{O}$ 变化振幅明显小于 H1 事件. 众多记录(石笋^[4,50]、大气 CO_2 浓度^[13]、海表



(a) 南京葫芦洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[4,50] 的 H1 事件;(b) 湖北龙腑宫洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的 YD 事件.

浅色阴影表示事件内部(H1 和 YD 事件);深色阴影表示事件内部弱季风事件.

图 4 YD 事件和 H1 事件内部结构对比图

Fig. 4 Detailed structure of the YD and H1 stadial

温度^[11]、北大西洋沉积物岩心²³¹Pa/²³⁰Th 比值^[12]、南大洋蛋白石通量^[51]等)也发现了这一特征,葫芦洞石笋记录^[4]中亚洲夏季风强度在 YD 事件上仅为 H1 事件的 1/2。

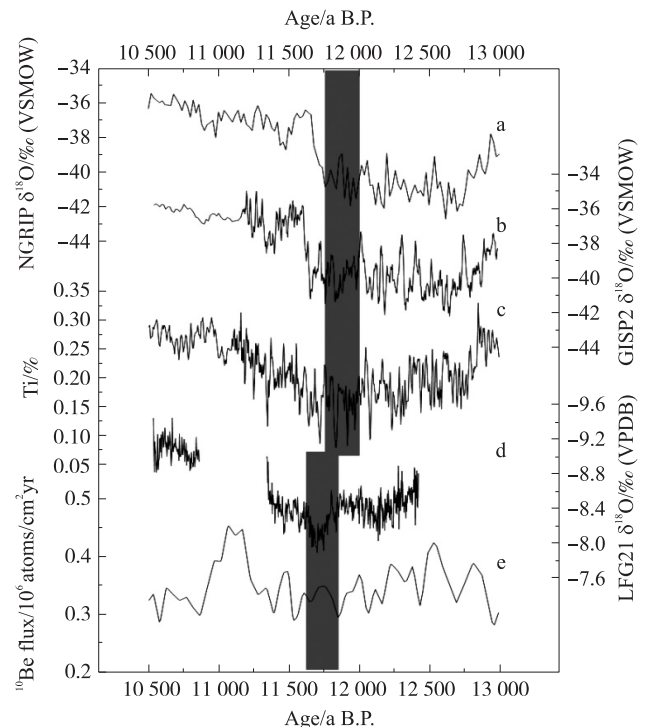
大量地质记录表明,YD 事件的发生并非偶然,也可能存在于其他冰消期的升温过程^[1,52-53]。在中国湖北三宝洞石笋记录的数个冰期循环中,倒三冰消期同样出现与末次冰消期类似的 YD 和“神秘期”(Mystery Interval, MI, 17.5~14.5 ka B.P.)事件^[28,53]。且在所有冰消期前,均有一次显著的弱季风事件,与北大西洋冰漂碎屑事件——对应。这种遥相关表明了高纬气候与亚洲季风环流变化的密切联系。因此,洞穴石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的 YD 事件和 H1 事件结构的相似性,说明末次冰消期千年尺度的气候事件可能具有共同的驱动因素。

3.4 YD 内部季风事件的驱动机制

过去大量地质记录研究认为末次冰期千年尺度气候变化是由北大西洋经向翻转环流(AMOC)变化所引发的^[54-55]。AMOC 的变化显著影响北大西洋气候,影响热带辐合带(ITCZ)位置的变化,进而导致低纬地区季风和降雨量发生改变^[56-57]。南美石笋记录发现,在 YD 期间南美夏季风逐渐增强,与亚洲季风呈反相位关系^[57],进一步证实了北高纬驱动机制。图 5 显示尽管在起止时间和持续时间上有差异性,亚洲季风和格陵兰温度^[7,58](图 5a、5b)记录在 YD 事件变化模式上大致相似,表明末次冰消期东亚季风环流强度和北大西洋气候的紧密联系。早期的研究也发现东亚季风强度与格陵兰温度变化在千年尺度气候事件上具有一致性^[4],但也存在一些明显的解耦现象,如 Bølling-Allerød (BA) 的趋势,BA/YD 的转型^[4,10,25,30,59]。

对比~11.71 ka B.P.的弱季风事件(图 5d),格陵兰冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ ^[7,58]记录(图 5a、5b)显示温度虽有降低,但并没有表现出显著的变化。McManus 等^[12]指出 AMOC 在 YD 期间强度已经降低,不足以维持和气候之间的紧密联系。另一方面,大气环流的重组能够对低纬水文循环产生重要影响,从而引起亚洲季风突变^[16]。Thornalley 等^[60]在研究“神秘期”(MI)时,同样发现格陵兰温度并未明显下降而亚洲季风显著减弱的现象,认为淡水注入源由大西洋西北转向东北方向,冷水输送带所导致的大气环流调整并未影响到格陵兰地区,而影响了亚洲季风水汽的变化。因此,MI 事件内部转型可能与 ITCZ 纬度位置的南移有关^[15]。正如前文所述,H1 事件与 YD 事件在内部结构上展现出很强的相似性(图 4),暗示了 YD 事件内部转型也可能与 ITCZ 的南移有关。Cariaco 盆地位于大西洋 ITCZ 季节性迁移的地区,ITCZ 的移动会导致海洋沉积物中陆源物质和生物碎屑物质输入量的变化,造成沉积物纹泥颜色的明暗变化^[61-62]。化学元素 Ti 作为陆源物质输入的指标,可以反映水文变化状况^[63]。Cariaco 盆地化学元素 Ti 含量^[63](图 5c)在弱季风期间明显降低,指示 ITCZ 向南移动,支持 ITCZ 与 YD 事件内部快速转型的耦合关系。ITCZ 的南移亦会引起穿赤道气流输送水汽减少,造成全球 Hadley 环流的不对称结构,从而使亚洲季风减弱^[6,63-64]。

太阳活动对百年至十年际尺度气候波动的影响越来越受到关注,直接或间接地在各种地质记录中得到表现^[10,65-66]。但是,微小的太阳辐射能量波动是否会导致大幅的气候变化和突变特征仍然遭到质疑。Bond 等^[67]认为温盐环流可以放大太阳活动信号,并传递和影响半球甚至全球气候。大气中 Be^{10} 可以很好地记录过去太阳活动变化。格陵兰冰芯 Be^{10} 记录^[68](图 5e)显示 YD



(a) NGRIP $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[58]; (b) GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[7]; (c) Cariaco 盆地 Ti 浓度记录^[63]; (d) 龙腑宫洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录; (e) GRIP 冰芯中的 Be^{10} 记录^[68]。阴影表示气候突变事件。

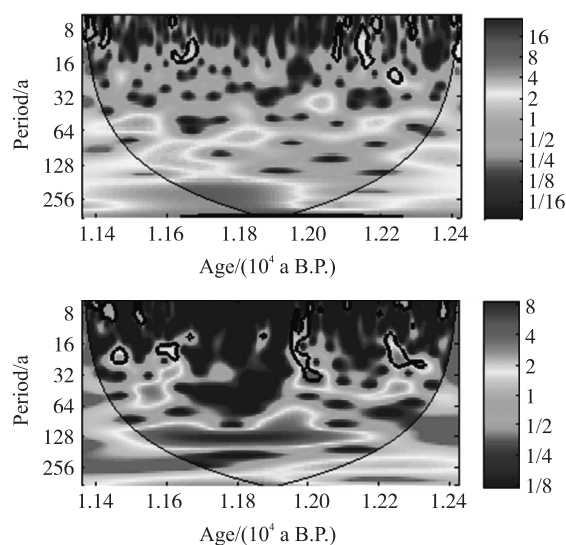
图 5 亚洲季风石笋记录和高低纬其他地质记录对比图
Fig. 5 Comparison of the LFG21 record with other geologic records from high and low latitudes

期间存在明显波动,并在~11.71 ka B.P. Be^{10} 通量上升,指示太阳活动减弱,与亚洲季风突然减弱相对应. 太阳活动减弱会导致平流层臭氧减少,经向 Hadley 环流范围减小,两半球中纬度风暴路径向赤道方向移动,同时相应的降雨带也发生改变^[69]. 湖北青天洞石笋^[10]与 NGRIP 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[58]交叉谱分析结果显示,在 12.4~11.6 ka B.P. 存在~200 a 共同周期,表明与太阳活动有关;波兰湖泊纹泥沉积物记录^[70]发现在 YD 早期大气 ^{14}C 浓度最大值明显低于以往研究结果,认为是由太阳活动变化引起的. 对 LFG21 样品 YD 时段 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 记录进行波谱分析(图 6),结果显示 $\delta^{18}\text{O}$ 记录有~200 a 的准周期,与太阳活动 Suess 周期(~200 a)相一致^[65]. 而 $\delta^{13}\text{C}$ 记录存在明显的~128 a 准周期,与树轮 ^{14}C 所记录的太阳活动周期(~130 a)^[71]相接近. 因此,太阳活动可能对 YD 事件内部波动特征具有调控作用.

4 结语

基于湖北省神农架龙脐宫洞 LFG21 石笋 7 个 U/Th 年龄和 461 组氧、碳同位素数据建立了末次冰消期 12.42~10.53 ka B.P. 平均分辨率达 3 a 的亚洲夏季风历史演化序列. LFG21 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列揭示了 YD 事件的内部结构和转型特征. 其中,在~11.71 ka B.P. 氧、碳同位素明显正偏,指示 YD 内部存在次一级的季风减弱事件,持续时间为~200 a. 这些特征与南京葫芦洞 $\delta^{18}\text{O}$ 记录 H1 事件的内部结构和转型特征十分相似,暗示两者很可能受到同一驱动机制的作用.

龙脐宫洞石笋记录的 YD 事件和格陵兰冰芯温度变化具有良好的一致性,支持了以往的学术观点,即:淡水注入导致北大西洋经向翻转环流(AMOC)减弱是 YD、H1 等千年尺度事件的主要触发因子. 然而, YD 内部百年尺度的季风突变事件,可能与热带大洋水汽输送变化导致的亚洲季风区水文循环异常以及太阳活动有关. 因此,亚洲季风区作为连接高低纬气候之间的重要桥梁,在高低纬气候突变事件及联系机制上具有重要的地位.



(上) $\delta^{18}\text{O}$ 记录的波谱分析图; (下) $\delta^{13}\text{C}$ 记录的波谱分析图. 右边垂直色阶表示信号强度的变化,由下至上表示信号逐渐增强. $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示有~200 a 准周期, $\delta^{13}\text{C}$ 记录存在~128 a 准周期.

图 6 龙脐宫洞石笋同位素波谱分析图

Fig. 6 Wavelet analysis of stalagmite LFG21 isotope record

[参考文献]

- [1] BROECKER W S, DENTON G H, EDWARDS R L, et al. Putting the Younger Dryas cold event into context[J]. Quaternary science reviews, 2010, 29(9): 1 078-1 081.
- [2] MANABE S, STOUFFER R J. Coupled ocean-atmosphere model response to freshwater input: comparison to Younger Dryas event[J]. Paleoclimatology, 1997, 12(2): 321-336.
- [3] ZHOU W, HEAD M J, LU X, et al. Teleconnection of climatic events between East Asia and polar, high latitude areas during the last deglaciation[J]. Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, 1999, 152(1/2): 163-172.
- [4] WANG Y J, CHENG H, EDWARDS R L, et al. A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China[J]. Science, 2001, 294(5 550): 2 345-2 348.
- [5] NAKAGAWA T, TARASOV P E, KITAGAWA H, et al. Seasonally specific responses of the East Asian monsoon to deglacial climate changes[J]. Geology, 2006, 34(7): 521-524.
- [6] YANCHEVA G, NOWACZYK N R, MINGRAM J, et al. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon[J]. Nature, 2007, 445(7 123): 74-77.
- [7] STUIVER M, GROOTES P M. GISP2 oxygen isotope ratios[J]. Quaternary research, 2000, 53(3): 277-284.
- [8] RASMUSSEN S O, SEIERSTAD I K, ANDERSEN K K, et al. Synchronization of the NGRIP, GRIP, and GISP2 ice cores across MIS2 and palaeoclimatic implications[J]. Quaternary science reviews, 2008, 27(1): 18-28.

- [9] BAKKE J, LIE Ø, HEEGAARD E, et al. Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period[J]. *Nature geoscience*, 2009, 2(3): 202–205.
- [10] LIU D, WANG Y, CHENG H, et al. Centennial-scale Asian monsoon variability during the mid-Younger Dryas from Qingtian Cave, central China[J]. *Quaternary research*, 2013, 80(2): 199–206.
- [11] BARD E, ROSTEK F, TURON J L, et al. Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical northeast Atlantic[J]. *Science*, 2000, 289(5483): 1321–1324.
- [12] MCMANUS J F, FRANCOIS R, GHERARDI J M, et al. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes[J]. *Nature*, 2004, 428(6985): 834–837.
- [13] MONNIN E, INDERMÜHLE A, DÄLLENBACH A, et al. Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination[J]. *Science*, 2001, 291(5501): 112–114.
- [14] DENTON G H, BROECKER W S, ALLEY R B. The mystery interval 17.5 to 14.5 kyrs ago[J]. *PAGES News*, 2006, 14(2): 14–16.
- [15] ZHANG W, WU J, WANG Y, et al. A detailed East Asian monsoon history surrounding the “Mystery Interval” derived from three Chinese speleothem records[J]. *Quaternary research*, 2014, 82(1): 154–163.
- [16] BROECKER W, PUTNAM A E. How did the hydrologic cycle respond to the two-phase mystery interval? [J]. *Quaternary science reviews*, 2012, 57(60): 17–25.
- [17] 湖北省神农架林区地方编纂委员会. 神农架志[M]. 武汉: 湖北科学技术出版社, 1996: 24–25.
- [18] DOUVILLE E, SALLÉ E, FRANK N, et al. Rapid and accurate U-Th dating of ancient carbonates using inductively coupled plasma-quadrupole mass spectrometry[J]. *Chemical geology*, 2010, 272(1/4): 1–11.
- [19] SHAO Q, BAHAIN J J, WANG W, et al. Coupled ESR and U-series dating of early pleistocene gigantopithecus faunas at Mohui and Sanhe caves, Guangxi, southern China[J]. *Quaternary geochronology*, 2015, 30: 524–528.
- [20] HENDY C H. The isotopic geochemistry of speleothems: 1. 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(8): 801–824.
- [21] DORALE J A, LIU Z. Limitations of Hendy Test criteria in judging the paleoclimatic suitability of speleothems and the need for replication[J]. *Journal of cave and karst studies*, 2009, 71(1): 73–80.
- [22] JOHNSON K R, INGRAM B L. Spatial and temporal variability in the stable isotope systematics of modern precipitation in China: implications for paleoclimate reconstructions[J]. *Earth and planetary science letters*, 2004, 220(3/4): 365–377.
- [23] DAYEM K E, MOLNAR P, BATTISTI D S, et al. Lessons learned from oxygen isotopes in modern precipitation applied to interpretation of speleothem records of paleoclimate from eastern Asia[J]. *Earth and planetary science letters*, 2010, 295(1/2): 219–230.
- [24] LIU J, CHEN J, ZHANG X, et al. Holocene East Asian summer monsoon records in northern China and their inconsistency with Chinese stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ records[J]. *Earth-science reviews*, 2015, 148: 194–208.
- [25] LIU D, WANG Y, CHENG H, et al. A detailed comparison of Asian monsoon intensity and greenland temperature during the Allerød and Younger Dryas events[J]. *Earth and planetary science letters*, 2008, 272(3/4): 691–697.
- [26] 汪永进, 吴江滢, 刘殿兵, 等. 石笋记录的东亚季风气候 H1 事件突变性特征[J]. *中国科学*, 2002, 32(3): 227–233.
- [27] 程海, 艾思本, 王先锋, 等. 中国南方石笋氧同位素记录的重要意义[J]. *第四纪研究*, 2005, 25(2): 157–163.
- [28] CHENG H, SINHA A, WANG X, et al. The global paleomonsoon as seen through speleothem records from Asia and the Americas[J]. *Climate dynamics*, 2012, 39(5): 1045–1062.
- [29] YANG Y, YUAN D X, CHENG H, et al. Precise dating of abrupt shifts in the Asian Monsoon during the last deglaciation based on stalagmite data from Yamen Cave, Guizhou Province, China[J]. *Science China earth sciences*, 2010, 53(5): 633–641.
- [30] MA Z B, CHENG H, TAN M, et al. Timing and structure of the Younger Dryas event in northern China[J]. *Quaternary science reviews*, 2012, 41(2): 83–93.
- [31] VAKS A, BAR-MATTHEWS M, AYALON A, et al. Paleoclimate reconstruction based on the timing of speleothem growth and oxygen and carbon isotope composition in a cave located in the rain shadow in Israel[J]. *Quaternary research*, 2003, 59(2): 182–193.
- [32] 李彬, 袁道先, 林玉石, 等. 桂林地区降水、洞穴滴水及现代洞穴碳酸盐氧碳同位素研究及其环境意义[J]. *中国科学*, 2000, 30(1): 81–87.

- [33] 周运超,王世杰,谢兴能,等. 贵州 4 个洞穴滴水对大气降雨响应的动力学及其意义[J]. 科学通报,2004,49(21): 2 220-2 227.
- [34] JOHNSON K R, HU C, BELSHAW N S, et al. Seasonal trace-element and stable-isotope variations in a Chinese speleothem: the potential for high-resolution paleomonsoon reconstruction[J]. Earth and planetary science letters, 2006, 244(1/2): 394-407.
- [35] BAN F, PAN G, ZHU J, et al. Temporal and spatial variations in the discharge and dissolved organic carbon of drip waters in Beijing Shihua Cave, China[J]. Hydrological progresses, 2008, 22(18): 3 749-3 758.
- [36] 罗维均,王世杰. 贵州凉风洞大气降水—土壤水—滴水的 $\delta^{18}\text{O}$ 信号传递及其意义[J]. 科学通报, 2008, 53(17): 2 071-2 076.
- [37] EBBESEN H, HALD M. Unstable Younger Dryas climate in the northeast North Atlantic[J]. Geology, 2004, 32(8): 673-676.
- [38] DORALE J A, EDWARDS R L, ITO E, et al. Climate and vegetation history of the midcontinent from 75 to 25 ka: a speleothem record from Crevice Cave, Missouri, USA[J]. Science, 1998, 282(5 395): 1 871-1 874.
- [39] KONG X, WANG Y, WU J, et al. Complicated responses of stalagmite $\delta^{13}\text{C}$ to climate change during the last glaciation from Hulu Cave, Nanjing, China[J]. Science in China earth sciences, 2005, 48(12): 2 174-2 181.
- [40] HELLSTROM B J, MCCULLOCH M, STONE J. A detailed 31 000-year record of climate and vegetation change from the isotope geochemistry of two New Zealand speleothems[J]. Quaternary research, 1998, 50(2): 167-178.
- [41] CRUZ F W, BURNS S J, KARMANN I, et al. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene[J]. Quaternary science reviews, 2006, 25(21/22): 2 749-2 761.
- [42] GENTY D, BLAMART D, OUAHDI R, et al. Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data[J]. Nature, 2003, 421(6 925): 833-837.
- [43] GENTY D. Palaeoclimate research in Villars Cave (Dordogne, SW-France) [J]. International journal of speleology, 2008, 37(3): 173-191.
- [44] GENTY D, COMBOURIEU-NEBOUT N, PEYRON O, et al. Isotopic characterization of rapid climatic events during OIS3 and OIS4 in Villars Cave stalagmites (SW-France) and correlation with Atlantic and Mediterranean pollen records[J]. Quaternary science reviews, 2010, 29(19/20): 2 799-2 820.
- [45] GENTY D, MASSAULT M. Carbon transfer dynamics from bomb- ^{14}C and $\delta^{13}\text{C}$ time series of a laminated stalagmite from SW France: modelling and comparison with other stalagmite records[J]. Geochimica Et cosmochimica acta, 1999, 63(10): 1 537-1 548.
- [46] 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.
- [47] GENTY D, BLAMART D, GHALEB B, et al. Timing and dynamics of the last deglaciation from European and North African $\delta^{13}\text{C}$ profiles: comparisons with Chinese and South Hemisphere stalagmites[J]. Quaternary science reviews, 2006, 25(17/18): 2 118-2 142.
- [48] 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:II. 灰度的年际变化[J]. 中国科学(D辑), 2000, 30(3): 239-248.
- [49] ALLEY R B. The Younger Dryas cold interval as viewed from Central Greenland[J]. Quaternary science reviews, 2000, 19(1/5): 213-226.
- [50] 吴江滢,汪永进,程海,等. 葫芦洞石笋记录的 19.9~17.1 ka B.P.东亚季风增强事件[J]. 中国科学, 2009, 39(1): 61-69.
- [51] ANDERSON R F, ALI S, BRADTMILLER L I, et al. Wind-driven upwelling in the southern ocean and the deglacial rise in atmospheric CO_2 [J]. Science, 2009, 323(5 920): 1 443-1 448.
- [52] 陈仕涛,汪永进,孔兴功,等. 倒数第三次冰消期亚洲季风气候可能的类 Younger Dryas 事件[J]. 中国科学, 2006, 36(5): 445-452.
- [53] CHENG H, EDWARDS R L, BROECKER W S, et al. Ice age termination[J]. Science, 2009, 326(5 950): 248-252.
- [54] GANOPOLSKI A, RAHMSTORF S. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model[J]. Nature, 2001, 409(6 817): 153-158.
- [55] MEMBERS E C. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica[J]. Nature, 2006, 444: 195-198.
- [56] WANG X, AULER A S, EDWARDS R L, et al. Northeastern Brazil wet periods linked to distant climate anomalies and rainforest — 142 —

- boundary changes[J]. *Nature*,2004,432:740-743.
- [57] WANG X,EDWARDS R L,AULER A S,et al. Millennial-scale interhemispheric asymmetry of low-latitude precipitation: speleothem evidence and possible high-latitude forcing[J]. *American geophysical union*,2007,173(79):279-294.
- [58] ANDERSEN K K,SVENSSON A,JOHNSEN S J,et al. The greenland ice core chronology 2005, 15 - 42 ka. part 1: constructing the time scale[J]. *Quaternary science reviews*,2006,25(23/24):3 246-3 257.
- [59] SHEN C C,KANO A,HORI M,et al. East Asian monsoon evolution and reconciliation of climate records from Japan and Greenland during the last deglaciation[J]. *Quaternary science reviews*,2010,29(s 23/24):3 327-3 335.
- [60] THORNALLEY D J R,BARKER S,BROECKER W,S et al. The deglacial evolution of North Atlantic deep convection[J]. *Science*,2011,331(6 014):202-205.
- [61] HUGHEN K A,OVERPECK J T,PETERSON L C,et al. Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation[J]. *Nature*,1996,380(6 569):51-54.
- [62] MULLER-KARGER F,VARELA R,THUNELL R,et al. Annual cycle of primary production in the Cariaco Basin:response to upwelling and implications for vertical export[J]. *Journal of geophysical research*,2001,106(C3):4 527-4 542.
- [63] HAUG G H,HUGHEN K A,SIGMAN D M,et al. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene[J]. *Science*,2001,293(5 533):1 304-1 308.
- [64] CHIANG J C H,BITZ C M. Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone[J]. *Climate dynamics*,2005,25(5):477-496.
- [65] STUIVER M,BRAZIUNAS T F. Sun,ocean,climate and atmospheric $^{14}\text{CO}_2$:an evaluation of causal and spectral relationships[J]. *The holocene*,1993,3(4):289-305.
- [66] WAGNER G,BEER J,MASARIK J,et al. Presence of the solar de vries cycle (205 years) during the last ice age[J]. *Geophysical research letters*,2001,28(2):303-306.
- [67] BOND G,KROMER B,BEER J,et al. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene[J]. *Science*,2001,294(5 549):2 130-2 136.
- [68] MUSCHELER R,BEER J,WAGNER G,et al. Changes in the carbon cycle during the last deglaciation as indicated by the comparison of ^{10}Be and ^{14}C records[J]. *Earth and planetary science letters*,2004,219(3/4):325-340.
- [69] RENSSEN H,GEEL B,PLICHT J,et al. Reduced solar activity as a trigger for the start of the Younger Dryas? [J]. *Quaternary international*,2000,68(1):373-383.
- [70] GOSLAR T,ARNOLD M,TISNERAT-LABORDE N,et al. Variations of Younger Dryas atmospheric radiocarbon explicable without ocean circulation changes[J]. *Nature*,2000,403(6 772):877-880.
- [71] ATTOLINI M R,GALLI M,NANNI T. Long and short cycles in solar activity during the last millennia[J]. *Nato Asi*,1988,236:49-68.

[责任编辑:丁 蓉]