第43卷 第2期	中国岩溶	Vol. 43 No. 2
2024年4月	CARSOLOGICA SINICA	Apr. 2024

许奕滨,杨勋林,袁道先,等.重庆金佛洞石笋记录的410 ka 弱季风事件[J].中国岩溶,2024,43(2):219-227. DOI:10.11932/karst2024y019

# 重庆金佛洞石笋记录的 410 ka 弱季风事件

许奕滨<sup>1</sup>,杨勋林<sup>1,2,3</sup>,袁道先<sup>1,2,4</sup>,胡明广<sup>1</sup>,葛晓艳<sup>1</sup>,龚 萌<sup>1</sup> (1.西南大学地理科学学院/重庆金佛山喀斯特生态系统国家野外科学观测研究站,重庆 400715; 2.重庆岩溶 环境开放实验室,重庆 400715; 3.自然资源部岩溶生态环境—重庆南川野外基地,重庆 400715; 4.中国地质科学院岩溶地质研究所/自然资源部、广西岩溶动力学重点实验室、广西桂林 541004)

**摘 要:**冰消期或冰期由于冰盖消融引起淡水排放,容易造成不同纬度之间海洋-大气传输的异常, 由此引发一系列或明显或不明显的千年级气候突变事件,如Younger Dryas(YD,新仙女木)和类似 YD事件。MIS11c(深海氧同位素 11 阶段)作为当前全新世的最佳参照物之一,对期间可能发生的类 YD事件及触发机制的研究有助于认识极端气候事件的发生规律。文章通过对重庆金佛洞石笋J33 δ<sup>18</sup>O序列记录的研究结果显示:(1)在 MIS11 间冰期盛期之前,亚洲季风气候区石笋揭示了一次发生 于 410 ka BP 左右的千年尺度弱季风事件;(2) 410 ka 弱季风事件与 YD 事件均发生于间冰期盛期之前 季风逐渐增强过程中以及北半球夏季太阳辐射上升阶段,期间都发生了 AMOC(大西洋经向翻转环 流)扰动,除了在变化幅度、冰量条件等方面有些差异,事件的持续时间、内部结构、变化模式相似; (3) 410 ka 弱季风事件主要受太阳辐射和 AMOC 共同驱动主导,持续较强的变暖进程加速了格陵兰 冰盖融化并导致了冰盖的不稳定,淡水持续注入北大西洋,造成短暂的 AMOC 振荡。AMOC 的减弱 使得北大西洋上空产生了冷异常,通过大气遥相关作用导致了较弱的 ASM(亚洲夏季风)。

关键词:亚洲夏季风; MIS 11c; 石笋δ<sup>18</sup>O; 弱季风事件; 金佛洞; 中国西南

**创新点:**重庆金佛洞石笋 J33 重建了 MIS 11 阶段高分辨率石笋δ<sup>18</sup>O 记录,揭示发生在约 410 ka BP 的 一次千年级弱季风事件,弥补中国西南喀斯特石笋记录的不足,且其可能是类 YD 事件,为中晚更新 世冰期-间冰期循环特征提供参考和依据。

中图分类号: P532 文献标识码: A 文章编号: 1001-4810 (2024) 02-0219-09

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



# 0 引 言

冰消期指从盛冰期起冰川开始消融退缩至冰川 消亡这一时段。由于冰体消融引起淡水排放,容易 造成不同纬度之间海洋-大气传输的异常,由此引 发一系列或明显或不明显的千年尺度气候突变事件, 如 YD 事件 和类似 YD 事件(简称类 YD 事件)。 Schulz 等<sup>[1]</sup>较早研究发现大尺度海洋循环存在自发 且有规律的振荡,为中晚更新世类 YD 事件存在的 可能性提供了理论基础。Sima 等<sup>[2]</sup>的模拟结果表明, 在过去 800 ka 的时间里,类 YD 事件的冷事件在每 个冰期终止点都存在,因此,YD 事件不是末次冰消 期的一次偶然事件,类 YD 事件的发生可能是中晚 更新世冰期—间冰期循环的一个固有特征。陈仕涛 等<sup>[3]</sup>研究发现倒数第三次冰消期亚洲季风区也发生 了一次类 YD 事件,其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。程海等<sup>[4]</sup>发现 T-III(Termination III,终止点 III)期间存在与 YD 事件

基金项目:国家自然科学基金项目 (41971109,41572158);国家重点研发计划子课题项目 (2016YFC0502301-1)

第一作者简介:许奕滨(1998-),男,硕士研究生,研究方向:石笋古气候研究。E-mail: xyb1881@163.com。

通信作者:杨勋林(1974-),男,博士,教授,主要从事石笋古气候研究。E-mail: xlyang@swu.edu.cn。

类似的弱季风事件。Duan 等<sup>[5]</sup>利用中国北方苦栗树 洞石笋数据也表明 T-III 期间存在着与 YD 事件结构 相似的弱季风事件。那么,与全新世相比地球轨道 参数相似程度更高的 MIS11(Marine Isotope Stage 11)<sup>[6]</sup>,作为类比全新世及未来气候的最合适、最直接 的古气候参照时段<sup>[7]</sup>,其是否存在着诸如类 YD 事件 等的千年尺度气候变化事件?对这一问题的探索有 助于加强对 YD 事件驱动机制及冰期—间冰期转变 的动力学问题的理解<sup>[8]</sup>,为未来相似边界条件下的气 候预测提供参考和依据。因此,本文利用重庆金佛 洞石笋 J33 的 U-Th 定年和稳定同位素测定结果建 立了石笋 J33 氧同位素序列,研究探寻在 MIS11 期 间亚洲季风气候区是否存在着类 YD事件。

# 1 研究区域、材料和方法

石笋样品 J33 采自金佛山金佛洞(29°01′N, 107°11′E)(图1)。金佛山位于重庆市南川区境内, 地处四川盆地东南边缘与云贵高原北缘交界带。该 地区受到印度季风和东亚季风的共同影响,属于典 型的亚热带湿润性季风气候,气候温和,雨量充沛, 多云雾,年均相对湿度在90%以上,多年平均气温 为14.5℃,多年平均降水量1434.5 mm,降水季节分 配不均,4—10月降水量占全年降水量的80%以上<sup>[9]</sup>。 温暖多雨且雨热同期的气候条件为区内植被、土壤

## 及岩溶发育提供了一个十分有利的外部环境[10]。

金佛洞石笋 J33 总长 397 mm, 直径为 50 mm。 石笋外形为圆柱状, 表面颜色呈灰黑色, 沿石笋生长 轴剖开, 内部由方解石组成, 方解石结晶致密。本研 究对石笋 J33 的年龄样品和稳定同位素样品进行了 加密测试。石笋 J33 的<sup>230</sup>Th 年龄样品在台湾大学高 精度质谱与环境变化实验室 (HISPEC) 和美国明尼 苏达大学地质与地球物理系同位素实验室进行测试, 测试仪器型号为 Nepture Plus 多接收等离子体质谱 仪 (MC-ICP-MS), 测年方法依据程海等<sup>[11]</sup> 的研究, 年 龄误差≤1%(2σ)。

石笋氧碳同位素样品在西南大学地球化学与同 位素实验室和南京师范大学同位素实验室分析完成, 分析仪器为 Delta-V-Plus 型质谱联动碳酸盐自动进 样装置 (Kiel IV) 和搭载 Kiel III 的 Finnigan MAT-253 质谱仪。将采集好的样品取 50~100 μg 放进反 应瓶中,每9个样品插入1个实验室标准样品 (用国 际标准样品 NBS19 检验仪器的稳定性),待仪器状态 稳定后上机进行测试。δ<sup>18</sup>O 值的分析误差为±0.06 ‰ (±1σ),结果相对于 VPDB(Vienna Pee Dee Belemnite) 标准给出。

#### 2 结 果

本文新测试了 8 个石笋 J33 年龄样品,所有年龄



Fig. 1 Location of the Jinfo Cave

数据均按石笋沉积先后顺序排列,说明数据可信<sup>[12]</sup> (表 1)。石笋 J33 的年龄数据平均年龄误差为 1.8 ka, 年龄误差最大为 3.2 ka,最小为 1.3 ka。本文采用线 性内插方法建立金佛洞石笋 J33 的年龄模型 (图 2), 发现石笋 J33 沉积连续,平均生长速率约为 5.9 mm·ka<sup>-1</sup>。在 425.2~409.4 ka BP 时段,石笋的平均生 长速率为 6.5 mm·ka<sup>-1</sup>,生长速度较快。在 409.4~ 393.5 ka BP 时段,石笋的平均生长速率为 5.4 mm·ka<sup>-1</sup>, 生长速度较慢。

将本研究的金佛洞石笋 J33 与同样位于亚洲季 风区并在同一时段的三宝洞石笋 SB14 的δ<sup>18</sup>O 记录<sup>[14]</sup> 进行对比,结果显示其整体变化趋势基本一致(图 3), 且两者显著相关 (r=0.675, p<0.01), 通过重现性检验 准则<sup>[15]</sup>。

程海等<sup>[16]</sup>指出, EASM(East Asian Summer Monsoon, 东亚夏季风)地区石笋δ<sup>18</sup>O 值变化一般指 示平均气候状态下的夏季风强度变化, 即δ<sup>18</sup>O 偏正 指示夏季风减弱, 反之亦然。石笋δ<sup>18</sup>O 值在不同时 间尺度上与海洋记录及冰芯记录的协调可比性<sup>[17]</sup>也 得到了模型研究的支持<sup>[18]</sup>。基于年层时间标尺的葫 芦洞和青天洞石笋δ<sup>18</sup>O 记录在百年甚至更短时间尺 度上的一致性变化, 以及δ<sup>18</sup>O 和纹层厚度的一致性 变化, 进一步支持了东亚石笋δ<sup>18</sup>O 能够反映 EASM 强度变化的解释<sup>[19]</sup>。据此, 本文将同样位于东亚季

表 1	石笋 J33 <sup>2</sup>	णTh 测年结果(	"*"指示新测得的数据)	
-----	---------------------	-----------	--------------	--

Table 1	<sup>230</sup> Th date results for stalagmite J33	('*' indicates the new measured data	ı)
---------	---	--------------------------------------	----

样品	深度	<sup>238</sup> U	<sup>232</sup> Th	<sup>230</sup> Th / <sup>232</sup> Th	$\delta^{234}$ U	<sup>230</sup> Th / <sup>238</sup> U	Age (ka BP)	Age (ka BP)	$\delta^{234} U_{Initial}$
编号	/mm	/×10 <sup>-9</sup>	/×10 <sup>-6</sup>	$/atomic \times 10^{-6}$	/measured	/activity	/uncorrected	/corrected	/corrected
J33-1	144.9	$2516.4 \pm 0.1$	884.9±10.2	72003.1±832.5	424.5±0.3	$1.536 \pm 0.001$	393.5±2.0	393.5±2.0	1288.5±7.5
J33-2	185.7	$2875.4{\pm}0.1$	429.4±10.7	$167329.4{\pm}4184.0$	406.4±0.3	$1.516 \pm 0.001$	400.6±1.5	400.6±1.5	1258.9±5.3
J33-3	196.9	2158.7±0.1	2182.9±11.0	24635.3±127.0	402.8±0.3	$1.511 \pm 0.002$	400.9±3.2	400.9±3.2	1248.6±11.2
J33-4	230.9	3113.8±0.2	1397.6±9.8	$55814.2 \pm 391.3$	406.0±0.3	$1.519{\pm}0.001$	409.4±1.6	409.4±1.6	$1288.8 \pm 5.9$
J33-5	268.7	2791.5±0.2	738.7±28.7	$95730.9 \pm 3715.6$	416.4±0.3	$1.536 \pm 0.001$	415.6±1.6	415.6±1.6	1345.7±6.1
J33-6	301.2	$2906.0{\pm}0.1$	479.0±8.4	$154689.1\pm2718.8$	422.2±0.3	$1.546 \pm 0.001$	420.5±1.8	420.5±1.8	1383.2±7.1
J33-7*	306.0	3621.9±8.7	672.0±1.6	137821.0±39.0	425.2±0.3	$1.551 \pm 0.000$	421.1±1.3	421.1±1.3	1395.4±5.3
J33-8*	333.0	3173.3±7.7	607.6±1.5	134437.0±38.0	431.6±0.4	$1.561 \pm 0.000$	425.2±1.5	425.2±1.5	1432.7±6.2

U 衰变常数:  $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10[13]}$  和  $\lambda_{234} = 2.82206 \times 10^{-6[11]}$ .衰减常数:  $\lambda_{230} = 9.1705 \times 10^{-6[11]}$ .  $\delta^{234}U = ([^{234}U/^{238}U]_{ifted} - 1) \times 1000$ .  $\delta^{234}U_{initial}$  was calculated based on <sup>230</sup>Th age (T), i.e.,  $\delta^{234}U_{initial} = \delta^{234}U_{measured} \times e^{\lambda 234 \times T}$ . Corrected <sup>230</sup>Th ages assume the initial <sup>230</sup>Th/<sup>232</sup>Th atomic ratio of  $4.4 \pm 2.2 \times 10^{-6}$ . Those are the values for a material at secular equilibrium, with the bulk earth <sup>232</sup>Th/<sup>238</sup>U value of 3.8. The errors are arbitrarily assumed to be 50%. "BP" stands for "Before Present" where the "Present" is defined as the year 1950 CE.



图 2 石笋 J33 剖面 (A) 和年龄模型 (B)

石笋 J33 年代采用线性内插方法获得,图中红色误差棒表示<sup>230</sup>Th 年龄和 2σ 误差。

Fig. 2 Profile of the J33 stalagmite (A) and age model (B)



**图 3 金佛洞石笋** J33 δ<sup>18</sup>O **与三宝洞石笋** SB14 δ<sup>18</sup>O 对比 (A) 石笋 J33 δ<sup>18</sup>O 记录和测年误差 (本研究); (B) 石笋 SB14 δ<sup>18</sup>O 记录和测 年误差<sup>[14]</sup>

Fig. 3 Comparison of J33  $\delta^{18}$ O of Jinfo Cave stalagmite and SB14  $\delta^{18}$ O of Sanbao cave stalagmite

风区石笋 J33 δ<sup>18</sup>O 值作为指示 EASM 强度变化的指标。

## 3 讨 论

## 3.1 410 ka 弱季风事件

位于东亚季风区的金佛洞石笋 J33 δ<sup>18</sup>O 记录显 示 (图 4),在 MIS11 间冰期的内部,即 410 ka BP 左右 就发生一次千年尺度季风减弱事件(下文简称为 410 ka 弱季风事件),该事件持续了约 1.1 ka(410.5— 409.4 ka BP),变化幅度约 1.1 ‰(-8.1‰~-7.0‰)。 在 MIS11c 阶段(约 426—396 ka BP)开始后,EASM 呈现持续增强的趋势,而该事件打断了季风增强趋 势,推迟了季风强盛且稳定的间冰期盛期的到来。

北大西洋附近异常寒冷或者干旱的气候信号可 以通过大气遥相关作用传输到亚洲内部<sup>[20]</sup>。程海 等<sup>[16]</sup>也曾指出中国洞穴 δ<sup>18</sup>O 记录与北半球夏季太阳 辐射和北大西洋气候有明显的相关性。于是,作者 对比全球其他古气候记录发现,410 ka 弱季风事件 发生于北半球夏季太阳辐射上升阶段和地轴倾斜率 高值期 (图 4A),并且来自北大西洋钻孔 M23414 的 0~200 m 海水 TEXL 86 温度重建记录显示,北大西 洋在 411 ka BP 左右发生了显著的变冷 (图 4),降温 幅度达到了 6 ℃。ODP983%N. pachyderma(s) 记录 也表明在 412 ka BP 左右北大西洋发生了一次降温事件 (图 4)。Rohling 等<sup>[21]</sup>发现,在红海中部,基于磁化率 的风尘浓度于 412 ka BP 处有明显的下降趋势 (图 4)。 ODP958 SST 记录显示,北大西洋海洋表面温度在



图 4 410 ka BP 弱季风事件

(A)65°N 7月21日太阳辐射(棕色)和倾斜率(黑色)记录<sup>[22]</sup>;(B)石笋J33 δ<sup>18</sup>O记录和测年误差(本研究);(C)石笋SB14δ<sup>18</sup>O记录和测年误差<sup>[14]</sup>; (D)北大西洋钻孔M234140-200mTEXL86温度重建记录<sup>[23]</sup>;(E)北大西 洋钻孔ODP983%N.pachyderma(s)记录<sup>[24]</sup>;(F)基于磁化率的红海中部风 沙浓度记录<sup>[21]</sup>;(G)北大西洋钻孔ODP958基于烯酮和有孔虫的海洋表面 温度记录(绿色和浅绿)<sup>[25]</sup>和中大西洋IODPU1313基于烯酮的海洋表面 温度记录(红色)<sup>[26]</sup>;(H)ODP980底栖有孔虫δ<sup>13</sup>C记录<sup>[27]</sup>;(I)ODP983IRD 记录<sup>[24]</sup>。图中蓝色条带指示弱季风事件或冷事件。

Fig. 4 410 ka BP weak monsoon event

413~411 ka BP 表现为持续的低谷, 降温幅度为 7~9 ℃ (图 4)。Stein 等<sup>[26]</sup> 在详细观察了 IODP SiteU1313 的 SST 记录发现, 在 MIS11.3 (397—418 ka) 期间 SST 记录达到了约 19 ℃ 的峰值温度, 但在约 413 ka BP 附近被短暂的冷却事件中断 (图 4)。Prokopenko 等<sup>[28]</sup> 在俄罗斯贝加尔湖 BDP-99 孢粉记录中识别出了发 生在大约 411~410 ka BP 的以 Pinus pumila 和 Pinussi-

birica 的覆盖面积增大为标志的冷事件,表明在该时 段北半球高纬度地区变冷。Oliveira 等<sup>[29]</sup>在对伊比 利亚半岛西南边缘的 U1385 站点高分辨记录研究中 观察到, Mediterranean forest 在约 411.6 ka BP 处发生 明显的下降,这能对应同样位于伊比利亚西南边缘 的 MD01-2443 花粉记录中观察到的短期降温<sup>[30]</sup>,然 而由于 MIS 11c 早期 U1385 站点较低的沉积速率阻 碍了对这一特点千年规模事件的进一步讨论。发生 于 410 ka BP 左右的气候突然恶化,不仅在中低纬度 的亚洲季风系统有响应,而且在北半球高纬度地区也 有响应,这也从侧面印证了这一事件响应具有全球性。

太阳辐射和 AMOC(Atlantic meridional overturning circulation, 大西洋经向翻转环流) 共同驱动了此 次弱季风事件。410 ka 弱季风事件发生于 MIS 11 间 冰期早期,此时正处于北半球夏季太阳辐射上升阶 段和地轴倾斜率高值期,持续较强的变暖进程加速 了格陵兰冰盖的融化并导致了冰盖的不稳定,淡水 持续注入北大西洋,造成短暂的 AMOC 振荡<sup>[23]</sup>,同时 强大的海洋热输送有助于维持低冰量的间冰期条 件<sup>[31]</sup>。AMOC减弱使得北大西洋上空产生了一个冷 异常,使得北大西洋地区气温产生变化并驱动 ITCZ(Intertropical Convergence Zone, 热带辐合带)移 动<sup>[32]</sup>,通过大气遥相关作用导致了较弱的 ASM<sup>[17]</sup>,即 本研究 J33 石笋中所记录的  $\delta^{18}$ O 异常偏正。John 等<sup>[3]</sup>研究表明在 410 ka BP 附近北欧海洋在气候最 佳期开始时经历了广泛的淡水化,但又因岁差的振 幅受较小偏心率的调节,其变化幅度以及日照的变 化幅度都不大<sup>[7]</sup>,即北半球夏季太阳辐射强迫较为微 弱,这意味着冰量的融化有限,淡水的排放量也有限, 北大西洋钻孔 ODP983 IRD 记录中就没有出现显著 的 IRD 峰值 (图 4)。因此与该弱季风事件相关的 AMOC 减弱幅度并不足以使 AMOC 停止进而关闭 深水传输通道。虽然,图4中ODP980站点记录显示 在 410 ka 弱季风事件发生前底水  $\delta^{13}$ C 偏负, 这可能 仍然表明 NADW(North Atlantic Deep Water, 北大西 洋深层水)强度的减弱[34]和大西洋深水通量模式的 改变<sup>[35]</sup>,进而导致了 AMOC 的扰动。前人已有研究 表明 MIS 11c 早期 AMOC 具有不稳定性<sup>[36]</sup>,其扰动 会引起 AMOC 的突然减弱进而导致向北的热量传 输减少,北高纬温度降低,高纬地区的寒冷信号通过 海洋-大气系统传递到亚洲季风区,使得 ASM (Asian Summer Monsoon, 亚洲夏季风)减弱<sup>[37]</sup>。这种

解释也得到 Galaasen 等模拟研究的支持<sup>[35]</sup>:他们在 研究过去几个间冰期盛期的北大西洋对流活动发现, 即使是在间冰期的最盛期 AMOC 也会发生扰动,即 北大西洋深水形成的减少也可以在没有大面积陆地 冰盖和大量淡水注入的背景下发生。Oliveira 等<sup>[29]</sup> 也指出千年尺度冷却事件的调节可能涉及 AMOC 上的正反馈机制,这些机制与来自融化冰山的淡水、 区域降水量的变化以及冰山排放对深水环流和区域 气候的不同影响有关。当然,由于缺乏高分辨率古 气候记录,该事件的触发机制还有待于进一步的讨论。

## 3.2 对比YD事件

为了探讨发生于 MIS11c 早期的 410 ka 弱季风 事件与发生于末次冰消期的 YD 事件是否存在相似 性,本文将两个事件的细节特征进行详细对比 (图 5),



图 5 410 ka 弱季风事件与 YD 事件对比 (改编自张日萍<sup>[38]</sup>) (A) 石笋 J33 δ<sup>18</sup>O 记录 (绿色,本研究)和 65 °N 7月 21 日太阳辐射记录<sup>[22]</sup> (黑色); (B) 葫芦洞石笋 H82 δ<sup>18</sup>O 记录<sup>[34-69</sup>(粉色),董哥洞石笋 D4 δ<sup>18</sup>O 记 录<sup>[41]</sup>(蓝色)和 65 °N 7月 21 日太阳辐射记录<sup>[22]</sup>(红色); (C) 采用 AICC 2012 年代标尺的 NGRIP δ<sup>18</sup>O 记录<sup>[42]</sup>(绿色)和 65 °N 7月 21 日太阳辐射 记录<sup>[18]</sup>(红色)。其中 (A) 使用上横轴时间坐标, (B)和 (C) 使用下横轴时 间坐标。图中蓝色条带指示弱季风事件,黄色条带指示强季风事件,黑色 虚线分别指示突变事件开始阶段的结束时间和结束阶段的开始时间。

Fig. 5 Comparison of the 410 ka BP weak monsoon event with the YD event

发现二者具有以下相同特征:(1)事件发生时的太阳 辐射背景相同。两个弱季风事件均发生在间冰期盛 期前北半球夏季太阳辐射逐渐增强的过程中;(2)事 件的变化模式相同。在格陵兰冰芯 NGRIP δ<sup>18</sup>O 记录 中和分辨率较高的董哥洞石笋记录中,YD 事件均表 现为"缓慢开始,快速结束"的变化模式。发生于 MIS11c 内部的此次弱季风事件同样表现出"缓慢开 始,快速结束"的转换特征,并且在该事件发生之前, J33 δ<sup>18</sup>O 序列记录了可与 BA(Bølling-Allerød) 事件对 应的强季风阶段;(3) 事件的内部结构类似。已有许 多研究证实 YD 事件内部气候存在高度不稳定性<sup>[8]</sup>, 其百年尺度次级旋回变幅达 YD 事件整体振幅的 2/3<sup>[43]</sup>,中低纬大西洋海洋沉积记录显示热带气候存 在一系列数十年尺度的快速振荡<sup>[44-46]</sup>。图 5 显示了 NGRIP δ<sup>18</sup>O 记录和董哥洞石笋记录中的 YD 事件内 部存在频繁波动,而石笋 J33 δ<sup>18</sup>O 记录中的弱季风事 件内部也存在至少 3~4 次十年—百年尺度振荡。两 个弱季风事件的内部结构十分类似,都表现出较强 的不稳定性,并且其 EASM 减弱的气候变化特征也 相似。(4) 两者都历经了 AMOC 扰动。图 6 所示, YD 事件期间高纬度发生了 AMOC 明显减弱,这对 ASM 的影响较大<sup>[47]</sup>。而在 410 ka 弱季风事件期间, 上文也提到了 ODP980 δ<sup>13</sup>C 的偏负趋势 (图 6) 反映 NADW 的强度减弱<sup>[34]</sup> 和大西洋深部通量模式的改 变<sup>[35]</sup>,这导致了 AMOC 的扰动,但没有 YD 事件期间 那么明显和强烈。

然而,记录显示的 410 ka 弱季风事件与 YD 事件也存在着一些差异:(1)持续时间略有不同。在石



#### 图 6 410 ka 弱季风事件与 YD 事件期间全球部分记录的对比

(A)65°N 7月21日太阳辐射(棕色)和倾斜率(黑色)记录<sup>[23]</sup>;(B)岁差记录<sup>[23]</sup>;(C)左为石笋J33δ<sup>18</sup>O记录(碧绿,本研究);右为葫芦洞石笋H82δ<sup>18</sup>O记录<sup>[3940]</sup>(粉色),董哥洞石笋D4δ<sup>18</sup>O记录<sup>[41]</sup>(深蓝色); (D)左为ODP980底栖有孔虫δ<sup>13</sup>C记录<sup>[24]</sup>;右为海洋沉积物的<sup>231</sup>Pa<sup>/20</sup>Th比率<sup>[48]</sup>;(E)南极冰芯EDCCO<sub>2</sub>(灰色)和CH<sub>4</sub>(蓝色)记录<sup>[49]</sup>;(F)LR04δ<sup>18</sup>O记录<sup>[50]</sup>和ODP983 IRD记录<sup>[24]</sup>。图中蓝色条带指示弱季风事件或冷事件。



笋 J33  $\delta^{18}$ O 记录中, 410 ka 弱季风事件的持续时间 为1.1 ka(410.5~409.4 ka BP), 董哥洞石笋记录中 YD 事件的持续时间约为 1.5 ka(12.9~11.4 ka BP), 可见 YD事件的持续时间更长、影响更大;(2)变化幅度存 在差异 (图 6)。石笋 J33 δ<sup>18</sup>O 记录中 410 ka 弱季风 事件的变化幅度约为1.1‰,在董哥洞石笋记录中 YD事件的变化幅度约为1.9‰,前者的变化幅度显 著小于后者,其强度也不同;(3)温室气体的响应不 同。作为千年尺度温度变化的敏感指标,图6中 CH₄记录显示在 YD 期间发生显著的降低, 而在 410 ka 弱季风事件期间 CH<sub>4</sub> 浓度虽也有降低的趋势, 但是并不显著;对于图 6 中另一种温室气体 CO2 而 言,410 ka 弱季风事件期间 CO,浓度比 YD 期间高 且持续时间长,但呈现出短暂的下降趋势,这似乎对 冰盖的消融起到一定的缓解作用。对比 YD 期间相 对稳定的 CO,浓度而言,410 ka 弱季风事件中 CO, 浓度的大幅度变化反映了该事件期间气候的强烈不 稳定性。同时,由于其较高的 CO,浓度引起的变暖, 缓冲了北半球中高纬度较低太阳辐射强迫引起的变 冷<sup>[51]</sup>,从而导致 SST 变暖 (图 4)。(4) 冰量条件不同 (图 6)。目前,还没有文献支持在 410 ka 弱季风事件 发生的时间段有显著的冰漂碎屑排放,而 YD 事件 期间则发生过强烈的冰漂碎屑排放[24],这也可以解 释为何后者的强度要大于前者;图6显示,YD事件 发生时 LR04 记录的 δ<sup>18</sup>O 逐渐偏负,反映了冰量的 不断减小,冰漂碎屑增加;而410 ka 弱季风事件发生 时LR04记录的δ<sup>18</sup>O波动偏负且变幅很小,只有前 者的 1/5 左右,这反映出在此次弱季风事件冰量变化 小,这契合了程海等[47]认为的冰体积对于低纬季风 变化的驱动程度有限的观点;(5)地球轨道背景差异。 YD事件发生期间,正处于岁差谷值和倾斜率峰值区 间(图 6), 岁差的强烈影响和高倾斜率的作用促成北 半球夏季太阳辐射值达到较高水平,加速了北大西 洋冰盖融化及淡水排放<sup>[52]</sup>;在 MIS 11 期间, 岁差的振 幅受较小偏心率的调节,其变化幅度和日照的变化 幅度都很小<sup>[7]</sup>。410 ka 弱季风事件期间的太阳倾角 要显著小于 YD 事件时期 (图 6), 而较小倾角会导致 高纬度年平均日晒量减少<sup>[53]</sup>,这是触发 AMOC 突然 减弱的有利天文条件<sup>[54]</sup>。410 ka 弱季风事件发生在 北半球弱夏季太阳辐射强迫背景下(图 6),强大的海 洋热输送有助于维持低冰量的间冰期条件[28],这也 意味着 410 ka 弱季风事件期间是没有大量淡水排 放的。

总的来说,410 ka 弱季风事件和 YD 事件均发生 在间冰期盛期之前的季风逐渐增强过程中,随着北 半球夏季太阳辐射的增强,ASM 逐渐增强,但弱季 风事件的发生打断了季风的增强进程。此外,两个 弱季风事件开始阶段和结束阶段的转换特征十分类 似,均表现为"缓慢开始,快速结束"的变化模式,并 且两个事件发生时都发生了 AMOC 扰动,内部均存 在频繁的短时间尺度振荡,内部特征十分相似,这表 明 MIS11 间冰期内部千年尺度气候突变事件与 YD 事件存在着相似性,也进一步支持了 MIS11 与全新 世的可比性。但两事件的持续时间和变化幅度存在 一定差异,事件发生时的冰量条件不同导致冰漂碎 屑表现出现较大差异,这很大程度上与北半球夏季 太阳辐射强迫相关,也可能是不同记录之间的年龄 误差导致的。

# 4 结 论

(1) 在 MIS11 间冰期盛期之前, 亚洲季风气候区 石笋 J33 δ<sup>18</sup>O 序列记录揭示了一次发生于 410 ka BP 左右的千年尺度弱季风事件, 来自北半球的一些古 气候记录中也存在此次气候突变的印记, 但是目前 该事件还缺乏来自低纬地区和南半球气候更高分辨 率记录的支持。

(2) 410 ka 弱季风事件与发生在末次冰消期的 YD 事件相似性高, 两者均发生在北半球夏季太阳辐 射上升阶段, 且均发生在间冰期盛期之前的季风逐 渐增强过程中; 在内部结构方面, 二者持续时间接近, 均表现为"缓慢开始, 快速结束"的变化模式, 且事件 内部均存在频繁的短时间尺度振荡, 都发生了 AMOC 扰动。然而, 二者在变化幅度、冰量条件等 方面存在一定的差异, 因此还需要更深入的研究分 析进行佐证。

(3) 410 ka 弱季风事件主要受太阳辐射和 AMOC 共同驱动, 持续较强的变暖进程加速了格陵兰冰盖 的融化并导致了冰盖的不稳定, 淡水持续注入北大 西洋, 造成短暂的 AMOC 振荡。AMOC 的减弱使得 北大西洋地区温度变冷, 通过大气遥相关作用导致 了较弱的 ASM。

#### 参考文献

<sup>[1]</sup> Schulz M, Paul A, Timmermann A. Relaxation oscillators in

- [2] Sima A, Paul A, Schulz M. The Younger Dryas—an intrinsic feature of late pleistocene climate change at millennial timescales [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 222(3-4): 741-750.
- [3] 陈仕涛, 汪永进, 孔兴功, 刘殿兵, Edwards L R. 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 D 辑: 地球科学, 2006(5): 445-452.
- [4] Cheng H, Edwards R L, Broecker W S, Denton G H, Kong X G, Wang Y J, Zhang R, Wang X F. Ice age terminations[J]. Science, 2009, 326(5950): 248-252.
- [5] Duan W H, Cheng H, Tan M, Ma Z B, Chen S T, Wang L S, Wang X F, Cui L L. Structural similarity between Termination III and I[J]. Quaternary Science Reviews, 2022(296): 0277-3791.
- [6] 赵彬. MIS11 阶段亚洲夏季风演化的高分辨率落水洞记录[D]. 南京:南京师范大学, 2019.
- Berger A L, Loutre M F. Climate 400,000 years ago, a key to the future? [A]//Droxler A W, Poore R Z, Burckle L H. Earth's Climate and Orbital Eccentricity: The Marine Isotope Stage 11 Question. Washington, D C: American Geophysical Union, 2003: 17-26.
- [8] 刘殿兵. 新仙女木 (YD) 事件区域特征及动力机制研究新进 展[J]. 地质论评, 2012, 58(2): 341-349.
- [9] 王建力,何潇,王昕亚,张美良,林玉石.重庆金佛山石笋的同 位素年龄和古气候信息[J].中国岩溶,2005,24(4):265-269.
- [10] 张任,朱学稳,韩道山,张远海,房峰保.重庆市南川金佛山岩 溶洞穴发育特征初析[J].中国岩溶,1998,17(3):196-211.
- [11] Cheng H, Edwards R L, Shen C C, Polyak V J, Asmerom Y, Woodhead J, Hellstrom J, Wang Y J, Kong X G, Spötl C, Wang X F, Alexander Jr E C. Improvements in <sup>230</sup>Th dating, <sup>230</sup>Th and <sup>234</sup>U half-life values, and U-Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2013, 371-372(1): 82-91.
- [12] 李辰丝. 重庆地区精确定年的 MIS11 时期石笋记录研究[D]. 重庆: 西南大学, 2015.
- [13] Jaffey A H, Flynn K F, Glendenin L E, Bentley W C, Essling A
   M. Precision measurement of half-lives and specific activities of <sup>235</sup>U and <sup>238</sup>U[J]. Physical Review C, 1971, 4(5): 1889-1906.
- [14] Cheng H, Edwards R L, Sinha A, Spötl C, Yi L, Chen S T, Kelly M, kathayat G, Wang X F, Li X L, Kong X G, Wang Y J, Ning Y F, Zhang H W. The Asian monsoon over the past 640,000 years and ice age terminations[J]. Nature, 2016, 534(7609): 640-646.
- [15] Dorale J A, Liu Z H. 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.
- [16] Cheng H, Sinha A, Wang X F, Cruz F W, Edwards R L. The global paleomonsoon as seen through speleothem records from Asia and the Americas[J]. Climate Dynamics, 2012, 39(5):

1045-1062.

- [17] 覃嘉铭,林玉石,张美良,王华,冯玉梅,涂林玲.末次冰期东亚 季风气候的变迁:贵州都勾七星洞石笋的δ<sup>18</sup>O记录[J].中国 岩溶,2003,22(3):167-173.
- [18] Liu Z Y, Wen X Y, Brady E C. Chinese cave records and the East Asia summer monsoon[J]. Quaternary Science Reviews, 2014, 83(1): 115-128.
- [19] Zhang W H, Wu J Y, Wang Y, Wang Y J, Cheng H, Kong X G, Duan F C. A detailed East Asian monsoon history surrounding the 'Mystery Interval' derived from three Chinese speleothem records [J]. Quaternary Research, 2014, 82(1): 154-163.
- [20] Porter S, Zhisheng A. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation[J]. Nature, 1995, 375: 305-308.
- [21] Rohling E J, Braun K, Grant K, Kucera M, Roberts A P, Siddall M, Trommer G. Comparison between Holocene and Marine Isotope Stage-11 sea-level histories[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2010, 291(1-4): 96-105.
- [22] Laskar J, Robutel P, Joutel F, Gastineau M, Correia A C M, Levrard B. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth[J]. Astronomy and Astrophysics, 2004, 428(1): 261-285.
- [23] Kandiano E S, Meer M, Schouten S, Fahl Kirsten, Sinninghe Damsté J S, Bauch H A. Response of the North Atlantic surface and intermediate ocean structure to climate warming of MIS11[J]. Scientific Reports, 2017, 7(1): 46192.
- [24] Barker S, Chen J, Gong X, Jonkers L, Knorr G, Thornalley D. Icebergs not the trigger for North Atlantic cold events[J]. Nature Geoscience, 2015, 520: 333-336.
- [25] Kandiano E S, Bauch H A, Fahl K, Helmke J P, Röhl U, Pérez Folgado M, Cacho I. The meridional temperature gradient in the eastern North Atlantic during MIS11 and its link to the ocean–atmosphere system[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2012, 333-334: 24-39.
- [26] Stein R, Hefter J, Grützner J, Voelker A, Naafs B D A. Variability of surface water characteristics and Heinrich-like events in the Pleistocene midlatitude North Atlantic Ocean: Biomarker and XRD records from IODP Site U1313 (MIS16–9)[J]. Paleoceanography, 2009, 24(2): 2203.
- [27] McManus J F, Oppo D W, Cullen J L, Healey S L. Marine isotope stage 11 (MIS 11): Analog for Holocene and future climate?[A]//Droxler A W, Poore R Z, Burckle L H. Earth's Climate and Orbital Eccentricity: The Marine Isotope Stage 11 Question. Washington D C: American Geophysical Union, 2003: 69-85.
- [28] Prokopenko A A, Bezrukova E V, Khursevich G K, Solotchina E P, Kuzmin M I, Tarasov P E. Climate in continental interior Asia during the longest interglacial of the past 500,000 years: The new MIS11 records for Lake Baikal, SE Siberia[J]. Climate of the Past, 2010, 6(1): 31-48.
- [29] Oliveira D, Desprat S, Rodrigues T, Naughton F, Hodell D,

Trigo R, Goni M. The complexity of millennial-scale variability in Southwestern Europe during MIS11[J]. Quaternary Research, 2016, 86(3): 373-387.

许奕滨等:重庆金佛洞石笋记录的410 ka 弱季风事件

- [30] Tzedakis P C, Pälike H, Roucoux K H, de Abreu L. Atmospheric methane, Southern European vegetation and low-mid latitude links on orbital and millennial timescales [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2009, 277(3-4): 307-317.
- [31] Dickson A J, Beer C, Dempsey C J, Dempsey C, Maslin M A, Bendle J A, McClymont E L, Pancost R D. Oceanic forcing of the Marine Isotope Stage 11 interglacial[J]. Nature Geoscience, 2009, 2(6): 428–433.
- [32] 张涛涛,李廷勇,韩立银,程海,李俊云,赵鑫,周菁俐. MIS 5a/5b 时期亚洲夏季风变化的高分辨率石笋记录[J].中国岩 溶,2017,36(2):162-170.
- [33] John M D, Yuet F L, Christelle N, Dirk E, Henning A B, Adina P, Benoit T. Freshening, stratification and deep-water formation in the Nordic Seas during Marine Isotope Stage 11[J]. Quaternary Science Reviews, 2021, 272: 107231.
- [34] 张浣荻, 郝青振. 深海和冰芯证据指示氧同位素阶段 MIS 11~10 时期北极冰盖增长滞后[J]. 第四纪研究, 2019, 39(3): 786-788.
- [35] Galaasen E V, Ninnemann U S, Kessler A, Irvali N, Rosenthal Y, Tjiputra J, Bouttes N, Roche D M, Kleiven H F, Hodell D A. Interglacial instability of North Atlantic deep water ventilation
   [J]. Science, 2020, 367(6485): 1485-1489.
- [36] Voelker A H L, Rodrigues T, Billups K, Oppo D, McManus J, Stein R, Hefter J, Grimalt J O. Variations in mid-latitude North Atlantic surface water properties during the mid-Brunhes (MIS9–14) and their implications for the thermohaline circulation[J]. Climate of the Past, 2010, 6(4): 531-552.
- [37] Broccoli A J, Dahl K A, Stouffer R J. Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling[J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33(1): 1-4.
- [38] 张日萍. 重庆金佛洞石笋记录的 MIS11 内部精细结构及其与 全新世对比研究[D]. 重庆: 西南大学, 2022.
- [39] Wang X F, Auler A S, Edwards R, Cheng H, Ito E, Wang Y J, Kong X G, Solheid M. Millennial-scale precipitation changes in Southern Brazil over the past 90,000 years[J]. Geophysical Research Letters, 2007, 34(23): 135-147.
- [40] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, An Z S, Wu J Y, Shen C C, Dorale J A. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene Monsoon record from Hulu cave, China[J]. Science, 2001, 294(29): 2345-2348.
- [41] Cheng H, Zhang H W, Spötl C, Baker J, Sinha A, Li H Y, Bartolomé M, Moreno A, Kathayat G, Zhao J Y, Dong X Y, Li Y W, Ning Y F, Jia X, Zong B Y, Brahim Y A, Pérez Mejiás C, Cai Y J, Novello V F, Cruz F W, Severinghaus J P, An Z S, Edwards R L. Timing and structure of the Younger Dryas event and its

underlying climate dynamics[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2020, 117(38): 1-10.

- [42] EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core[J]. Nature, 2004, 429: 623-628.
- [43] Stuiver M, Grootes P M. GISP2 oxygen isotope ratio[J]. Quaternary Research, 2000, 53(3): 277-284.
- [44] Haug G H, Hughen K A, Sigman D M, Peterson L C, Rohl U. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene[J]. Science, 2001, 293(5533): 1304-1308.
- [45] Hughen K A, Overpeck J T, Peterson L C, Trumbore S E. Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation [J]. Nature, 1996, 380(7): 51-54.
- [46] Hughen K A, Southon J R, Lehman S J, Overpeck J T. Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last deglaciation[J]. Science, 2000, 290(5498): 1951-1954.
- [47] Cheng H, Li H Y, Sha L J, Sinha A, Shi Z G, Yin Q Z, Lu Z Y, Zhao D B, Cai Y J, Hu Y Y, Hao Q Z, Tian J, Kathayat G, Dong X Y, Zhao J Y, Zhang H W. Milankovitch theory and monsoon
  [J]. The Innovation, 2022, 3(6): 100338.
- [48] Böhm E, Lippold J, Gutjahr M, Frank M, Blaser P, Antz B, Fohlmeister J, Frank N, Andersen M B, Deininger M. Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle[J]. Nature, 2015, 517(7532): 73-76.
- [49] Jouzel J, Masson Delmotte V, Cattani O, Dreyfus G, Falourd S, Hoffmann G, Minster B, Nouet J, Barnola J M, Chappellaz J, Fischer H, Gallet J C, Johnsen S, Leuenberger M, Loulergue L, Luethi D, Oerter H, Parrenin F, Raisbeck G, Raynaud D, Schilt A, Schwander J, Selmo E, Souchez R, Spahni R, Stauffer B, Steffensen J P, Stenni B, Stocker T F, Tison J L, Werner M, Wolff E W. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years[J]. Science, 2007, 317(5839): 793-796.
- [50] Lisiecki L E, Raymo M E. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally-distributed benthic  $\delta^{18}$ O records[J]. Paleoceanography, 2005, 20(1): 1003.
- [51] Yin Q Z, Berger A. Interglacial analogues of the Holocene and its natural near future[J]. Quaternary Science Reviews, 2015, 120: 28-46.
- [52] Peter H, Carl W. Obliquity pacing of the late Pleistocene glacial terminations [J]. Nature, 2005, 434(7032): 1476-4687.
- [53] Masson Delmotte V, Dreyfus G, Braconnot P, Johnsen S, Jouzel J, Kageyama M, Landais A, Loutre M F, Nouet J, Parrenin F, Raynaud D, Stenni B, Tuenter E. Past temperature reconstructions from deep ice cores: Relevance for future climate change[J]. Climate of the Past, 2006, 2(2): 145-165.
- [54] Yin Q Z, Wu Z P, Berger A, Goosse H, Hodell D. Insolation triggered abrupt weakening of Atlantic circulation at the end of interglacials[J]. Science, 2021, 373(6558): 1035-1040.

(编辑张玲)