

葫芦洞石笋记录的 19.9~17.1 ka BP 东亚夏季风增强事件

吴江滢^{①*}, 汪永进^①, 程海^②, Edwards R. Lawrence^②

① 南京师范大学地理科学学院, 南京 210046;

② Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota, Minneapolis, Minnesota 55455, USA

* E-mail: wujiangying@njnu.edu.cn

收稿日期: 2008-03-03; 接受日期: 2008-11-05

国家自然科学基金青年科学基金项目(批准号: 40501003)资助

摘要 南京葫芦洞石笋(No. H82)高分辨率 $\delta^{18}\text{O}$ 序列已表明 16.5~10.3 ka BP 时段东亚季风与极地气候在千年尺度事件上存在耦合关系. 现根据 7 个高精度 ^{230}Th 年龄和 573 个 $\delta^{18}\text{O}$ 数据, 将这一石笋的高分辨率 $\delta^{18}\text{O}$ 时间序列延伸至 22.1 ka BP, 从而提供了末次盛冰期 10 a 分辨率的连续东亚季风气候记录. 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录表明 H1 事件内部的次级季风减弱事件与格陵兰寒冷事件在世纪尺度上具有同步性. 该记录显示在 19.9~17.1 ka BP 存在显著的东亚夏季风增强事件, 其平均夏季风强度相当于 Bølling 暖期的 1/2, 夏季风最强时甚至接近于 Bølling 暖期. 这一季风增强事件在北半球海洋和陆地记录中均有不同程度的体现, 可能是热带太平洋 Super-ENSO 响应于岁差周期太阳辐射的结果.

关键词

南京葫芦洞

石笋

东亚夏季风增强事件

末次冰期以来千年尺度的气候事件(Heinrich 和 DO 事件)在极地冰芯^[1]、深海沉积^[2]以及石笋^[3]记录中都有所表现. 石笋研究证实末次冰期亚洲季风与格陵兰温度变化在千年尺度上遥相关^[3], 而热带太平洋海-气系统千年尺度波动(Super-ENSO)与高北纬气候事件的联系也得到确认^[4]. 这就表明, 极地、海洋和季风变化确实具有某种共同的驱动机制. Heinrich^[5]指出, 冰漂碎屑事件的发生频率符合半个岁差周期, 这一认识也得到热带海洋沉积记录的支持, 低纬大西洋藻类生物证据^[6]显示末次冰期高频气候事件具有非线性轨道驱动特征. 模拟结果证实, 热带太平洋系统的变化也主要响应于岁差周期^[7]. 阿拉伯海、南中国海沉积物的研究结果均表明, 岁差是控制印度夏季风和东亚夏季风演化的主要轨道驱动力^[8,9]. 末次盛冰期(23~19 ka BP^[10]或 22~19 ka BP^[11])时北半球太

阳辐射达到极小值^[12], 大陆冰盖扩展至最大^[13], 此时是末次冰期中极端寒冷的气候期. 然而, 极地与海洋记录均表明末次盛冰期内出现了千年尺度的气温回升现象. 格陵兰冰芯记录显示末次盛冰期存在一个相对温暖的时期, 被称为末次盛冰期回暖(LGM warming). 热带太平洋记录指示在 20~17 ka BP 海表温度显著升高^[10], 该现象同时得到了大气模拟结果的支持^[7]. 印度洋不饱和烃记录^[14]也显示海表温度在 19.5~17.5 ka BP 存在两个明显增高的阶段. 东亚季风气候对末次盛冰期这一千年尺度的显著变化是否有所响应? 已有的石笋记录^[3]因受分辨率所限, 并未给出答案. 本文根据汤山葫芦洞石笋 H82 的高精度 ^{230}Th 绝对定年和高分辨率氧同位素数据, 建立末次盛冰期至冰消期时段平均分辨率为 10 a 左右的东亚夏季风强度变化序列, 揭示出 19.9~17.1 ka BP 东亚夏

季风增强事件, 并结合海陆记录及气候模拟资料, 试图探讨这一季风增强事件的可能驱动机制.

1 材料及方法

南京汤山葫芦洞(32°3'N, 119°2'E)地处亚热带湿润区, 洞口海拔 90 m. 本文研究的石笋(No. H82)采自该洞深处, 受外界环境影响较小. H82 全长 350 mm, 顶面平整, 柱体规则, 由底至顶, 柱体直径缓慢减小. 洞内采样时该石笋自 165 mm处断裂, 自然断面呈现油脂光泽. 沿石笋生长轴方向切开, 其抛光面呈现两段特征(图 1). 0~280 mm层段, 石笋纯净透明, 结晶颗粒细小、致密, 类似软玉, 平行于顶面的生长纹层清晰可辨. 其中, 50~280 mm层段, 纹层直径大体相等, 为 60 mm左右; 50 mm以上, 纹层直径逐渐加宽, 到顶部增至 80 mm左右. 280~350 mm层段, 石笋呈铁锈红色, 层理不清晰, 305 mm处颜色较深, 为一明显的沉积间断面. 在 280~305 mm层段有 5 处透镜状环形包核, 晶体颗粒较大. 石笋H82 自然断面以上部分(距顶 0~165 mm)已做过研究(所跨时段为 16.5~10 ka BP)^[3,15], 而 280 mm以下层段杂质(碎屑钍)含量高, 铀钍测年可信度较低. 因此本文选取 165~280 mm层段的样品作进一步分析. 将石笋切割成 1 cm³的长条形柱体, 以刻刀平行于生长面逐层刻取稳定同位素粉样, 为避免混层, 测试间距为 0.1~0.3 mm, 共获得 573 个 $\delta^{18}\text{O}$ 数据, 平均样点分辨率 10 a左右. 采用碳酸盐自动进样装置(KIEL CARBONATE DEVICE)与 FinniganMAT-253 型质谱仪联机测试, 每 9 个样品插一个标准样品(NBS-19), 分析误差小于 $\pm 0.1\%$, VPDB标准, 由南京师范大学地理科学学院同位素实验室完成. 在石笋抛光面上确定 7 个测年点位置, 用牙钻获取 100~200 mg粉样, 美国明尼苏达大学地质与地球物理系同位素实验室测试 ^{230}Th 年龄, 分析仪器为 ICP-MS, 按 Shen 等^[16] 方法, 年龄误差为 $\pm 2\sigma$ 测量统计误差.

2 结果

2.1 ^{230}Th 年龄与时间标尺

表 1 给出了石笋 H82 的 7 个 ^{230}Th 年龄, 覆盖时段为(21033 \pm 86)~(16596 \pm 76) a BP, 平均每 800 a 有一个年龄控制点. 样品 ^{238}U 含量虽然不高(0.19×10^{-6} ~ 0.25×10^{-6} g·g⁻¹), 但由于 ^{232}Th 含量很低(6×10^{-12} ~

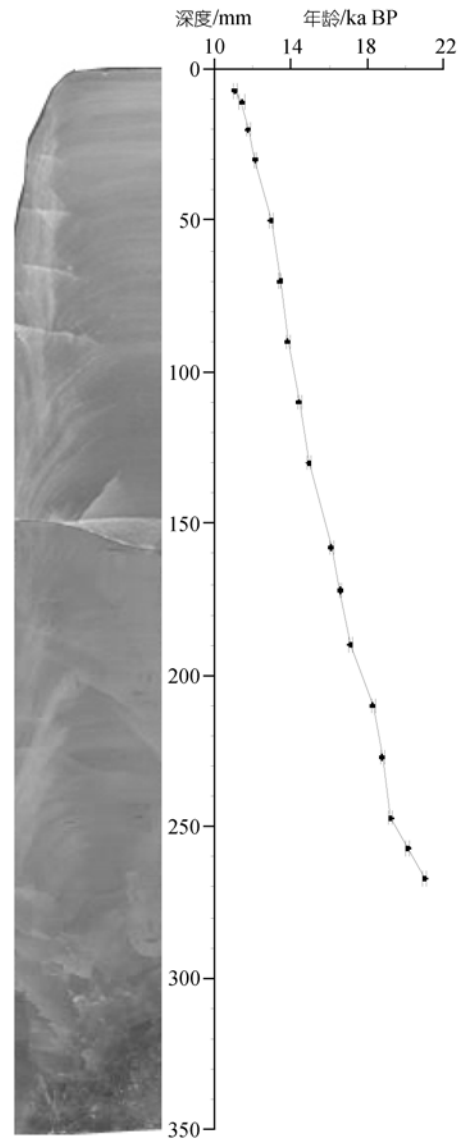


图 1 葫芦洞石笋 H82 的抛光面照片和生长速率图

412×10^{-12} g·g⁻¹), 因此测年精度仍然较高, 测年误差为 $\pm 76 \sim \pm 100$ a. 结合已发表的 10 个年龄数据, 给出年龄-深度曲线(图 1): 该曲线在 190 mm 以上较平滑, 表明石笋生长速率变化不大, 均值在 30 $\mu\text{m/a}$ 左右; 190 mm 以下则存在两处明显拐点(210 和 247 mm), 表生长速率发生显著变化(11~45 $\mu\text{m/a}$), 在岩性上表现为透明与乳白纹层交互出现. 显微镜下观察, 石笋发育年纹层^[3], 80% 以上纹层厚度介于 20~50 μm . 因某些层段年纹层不连续并存在梳状结构纹层^[17], 不能连续计年, 且生长速率存在明显变化而无法获得线性回归曲线, 因此采用在相邻测年点之间进行线

表 1 葫芦洞石笋 H82 的 ICP-MS 铀系测年结果^{a)}

样号	深度 /mm	$^{238}\text{U}(\times 10^{-9})$ /g·g ⁻¹	$^{232}\text{Th}(\times 10^{-12})$ /g·g ⁻¹	$\delta^{234}\text{U}$ 测量值	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 活度比	^{230}Th 未校正年龄 /a	^{230}Th 校正年龄 /a	$\delta^{234}\text{U}$ 初始值 校正值
H82-17	172	221.0±0.3	6±3	201.4±1.3	0.17005±0.00070	16597±76	16596±76	211.0±1.3
H82-18	190	193.4±0.3	13±3	202.2±1.5	0.17523±0.00075	17130±83	17128±83	212.2±1.5
H82-19	210	192.4±0.2	6±2	198.5±1.3	0.18566±0.00089	18295±98	18294±98	209.0±1.4
H82-20	227	257.6±0.4	10±3	176.7±1.5	0.18691±0.00083	18807±95	18806±95	186.4±1.6
H82-21	247	195.6±0.4	36±2	155.0±1.4	0.18737±0.00084	19253±98	19249±98	163.6±1.5
H82-22	257	192.0±0.3	412±3	160.7±1.4	0.19684±0.00082	20206±96	20150±100	170.1±1.5
H82-23	267	241.5±0.3	75±3	163.3±1.1	0.20472±0.00073	21041±86	21033±86	173.3±1.2

a) $\lambda_{230} = 9.1577 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{234} = 2.8263 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$. $\delta^{234}\text{U} = [(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{活度比}} - 1] \times 1000$. $\delta^{234}\text{U}$ 初始值根据 ^{230}Th 年龄计算获得(T), 例如 $\delta^{234}\text{U}_{\text{初始值}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{测量值}} \times e^{234 \times T}$; ^{230}Th 年龄的校正值是假设初始 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 的原子比为 $(4.4 \pm 2.2) \times 10^{-6}$

性内插和外推法获取时间标尺. 尽管石笋抛光面和薄片均未显示出明显的沉积间断, 但某些层段的梳状结构纹层确实表明存在年层缺失^[17]. 例如, 190~210 mm ((18294±98)~(17128±86) a BP), 沉积速率缓慢(17 $\mu\text{m}/\text{a}$), 远低于石笋平均生长速率, 据该层段平均年纹层厚度以及梳状纹层估计, 可能存在百年左右的沉积间断, 因此这一时段重建序列的年龄精度较差.

2.2 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录

图 2 给出了石笋 H82 $\delta^{18}\text{O}$ 的时间变化序列, 其变化范围介于 -4.69‰~-8.71‰ 之间(振幅 4‰), 平均值为 -6.94‰. 为验证 H82 $\delta^{18}\text{O}$ 数据的可靠性, 将其与另外两支已发表石笋(YT 和 MSD)的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[3] 进行对比. 如图 2 所示, 在 17.3~14.4 ka BP, H82 与 YT(平均样点分辨率约为 9 a)的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录吻合较好, 除变化趋势和振幅相同外, 在事件细节上也具有相似的波动特征. 例如 16.1 ka BP 左右, 两记录都显示出 $\delta^{18}\text{O}$ 的突然偏正: 在不到 20 a 的时间内 $\delta^{18}\text{O}$ 振幅达到 2‰. 当然, 两记录在十年际尺度上也存在一定差异, 这可能源于时标建立方法以及氧同位素样点分辨率的不同. 在 22~18 ka BP, MSD 与 H82 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的总体变化趋势基本一致, 由于 MSD $\delta^{18}\text{O}$ 记录分辨率较低(平均样点分辨率为 65 a 左右), 因此 19.5 ka BP 以来未能显示出高频振荡特征. 尽管存在细节上的差异, 但 3 支石笋记录在相同时段的重现性充分说明葫芦洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 数据可靠, 可以反映气候变化信息^[18].

石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的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的波动^[19]. 研究表明, 汤山石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录更主要地反映了大气降水的同位素组

成^[3]. 孢粉记录^[20] 显示末次盛冰期时中国东部气温比现在低 7~8°C; 气候模拟结果^[21] 表明, 该时期中国东部 40°N 以南地区的降温幅度在 5°C 以内, 如果上述温度变幅确切, 那么按 O'Neil 方解石与水之间的同位素平衡分馏方程(0.24‰/°C) 计算^[22], 温度变化对石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值的影响在 1‰~1.9‰ 左右. 然而在由末次盛冰期向全新世转变的过程中(图 2), 石笋 H82 的 $\delta^{18}\text{O}$ 整体变幅在 4‰ 左右. 很显然, 洞穴温度的变化不能完全解释石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化, 另外 2.1‰~3‰ 的变幅应当来自于季风降水的贡献. 比较而言, 温度效应的影响较小, 因此汤山石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 更主要地反映了大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化. 不同区域(南京葫芦洞、贵州董哥洞、湖北山宝洞)石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的一致性^[18] 则表明其可以反映大尺度季风环流特征, 主要体现为夏季风强度的变化^[3,15,18,23,24].

石笋高分辨率的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录揭示了 22.1~10.3 ka BP 东亚夏季风强度的连续变化过程, 这一时段内 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线呈现波状起伏特征, 表现为明显的三峰三谷: 19.9~17.1, 14.7~12.8, 11.6~10.3 ka BP, $\delta^{18}\text{O}$ 相对偏负, 表明夏季风增强; 22.1~19.9, 17.1~14.7, 12.8~11.6 ka BP, $\delta^{18}\text{O}$ 相对偏正, 表明夏季风减弱. 因 16.5~10.3 ka BP 时段已有描述^[3,15], 本文不再赘述. 这里仅详细介绍 22.1~16.5 ka BP 时段的记录(图 2), 该时段内 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化范围介于 -5.36‰~-8.71‰ 之间, 平均值在 -6.62‰ 左右. 根据 $\delta^{18}\text{O}$ 波动特征划分的两个气候段分述如下: (1) 22.1~19.9 ka BP, $\delta^{18}\text{O}$ 普遍偏正, 均值在 -6.40‰ 左右, 表明夏季风强度减弱, 这一时期 $\delta^{18}\text{O}$ 呈低频小幅波动, 清晰地显示出 2 个持续时间基本相等(分别为 900 和 880 a) 的旋回, 每一旋回 $\delta^{18}\text{O}$ 的振幅在 1‰ 左右(旋回内部波动振幅小于 0.5‰),

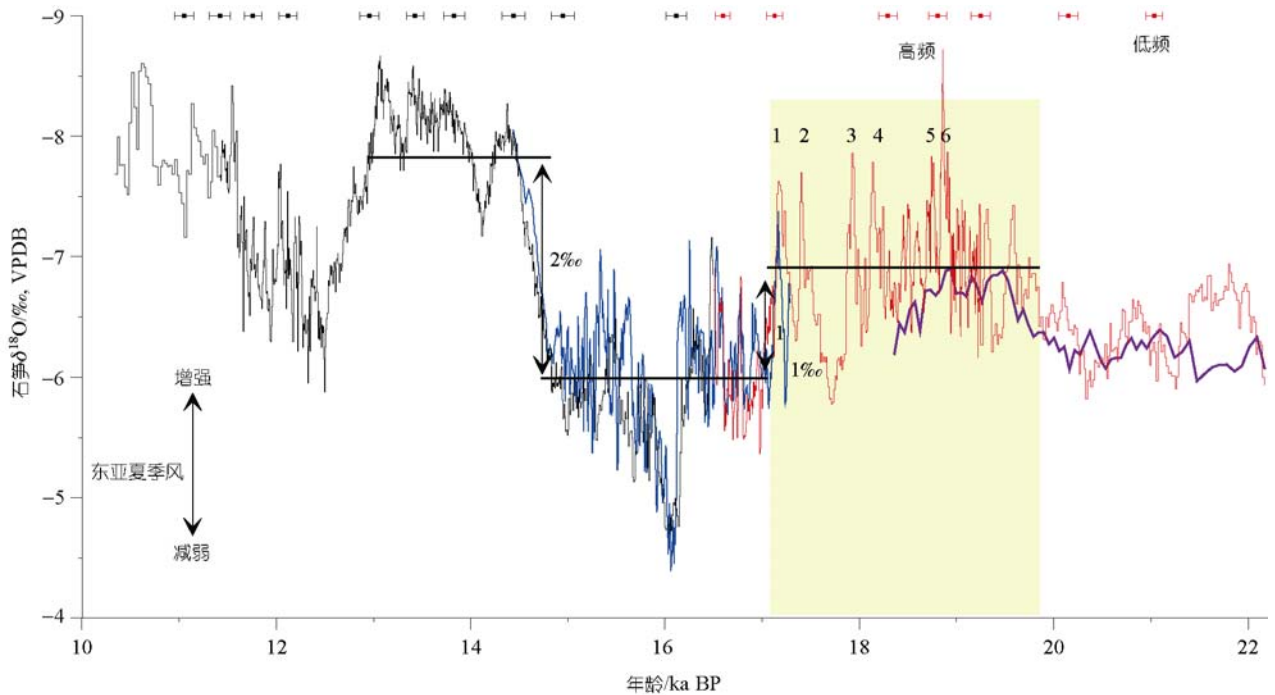


图 2 葫芦洞石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录

蓝、紫分别代表石笋 YT 和 MSD 的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线; 黑、红分别代表石笋 H82 在 16.5~10 和 22~16.5 ka BP(新测数据)的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线; 实点线为石笋 H82 的 U 系年龄及误差范围; 数字 1~6 代表 19.9~17.1 ka BP 时段的 6 个显著峰

说明季风气候相对稳定. (2) 19.9~17.1 ka BP, $\delta^{18}\text{O}$ 相对偏负, 均值在 -6.90‰ , 表明夏季风增强, 这一时期 $\delta^{18}\text{O}$ 呈现数十年-百年尺度的高频大幅波动, 振幅大于 1‰ , 说明季风气候极不稳定. 在这一时段内, 存在 6 个突出的主峰, $\delta^{18}\text{O}$ 的峰值均负于 -7.6‰ , 峰谷振幅为 $1\text{‰}\sim 2\text{‰}$, 每个峰都表现为 $\delta^{18}\text{O}$ 相对缓慢的偏负和相对迅速的偏正. 例如 1 号峰, $\delta^{18}\text{O}$ 由 17352 a BP 的谷值 -6.30‰ 偏负至 17177 a BP 的峰值 -7.60‰ , 经历了 175 a, 而再次偏正至 17117 a BP 的谷值 -6.16‰ , 仅用了 60 a, 这说明夏季风强度的变化具有相对缓慢增强和相对迅速减弱的特征, 这 6 个峰的持续时间在 240~120 a 之间. 17.1 ka BP 之后, $\delta^{18}\text{O}$ 显著偏正, 表明夏季风再次减弱.

3 讨论

3.1 与高北纬气候的联系

将石笋 H82 的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与反映极地气温的格陵兰冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录进行对比(图 3). 正如已发表论文所述^[3,15], 末次冰消期以来(14.6 ka BP)冰芯记录的显著

气候事件(Bølling-Ållerød(BA), Younger Dryas(YD)和 Preboreal)均在葫芦洞石笋记录中有所体现, 说明这类气候事件至少具有半球意义. 同时, 冰消期以来石笋与格陵兰两支冰芯对同一事件年龄的标定也基本一致, 均在时标误差范围内. 例如, Bølling暖期开始时的中值点年龄在石笋记录中为(14645±60) a BP^[3], 在GISP2^[25]和GRIP^[26]冰芯记录中分别为约 14680 a BP和约 14620 a BP.

那么在末次盛冰期至冰消期这一时段内, 东亚季风与极地气候的联系如何? 石笋记录显示 17.1~14.6 ka BP $\delta^{18}\text{O}$ 显著偏正, 为东亚季风显著减弱期, 应当对应于北大西洋冰漂碎屑事件H1. 已有石笋(YT)研究认为H1事件开始于(16.1±0.1) ka BP($\delta^{18}\text{O}$ 的变幅约为 2‰ ^[30]), 持续时间不足 800 a, 具有短暂性特征^[31]. 由于YT石笋覆盖时段较短, 并未给出盛冰期至冰消期的完整气候信息. 据本文的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录, 该事件开始的时间应在(17.1±0.1) ka BP($\delta^{18}\text{O}$ 正偏幅度已超过 2‰), 这与格陵兰冰芯GISP2和GIRP $\delta^{18}\text{O}$ 记录开始降温的时间基本同步(分别出现在 17.6 和

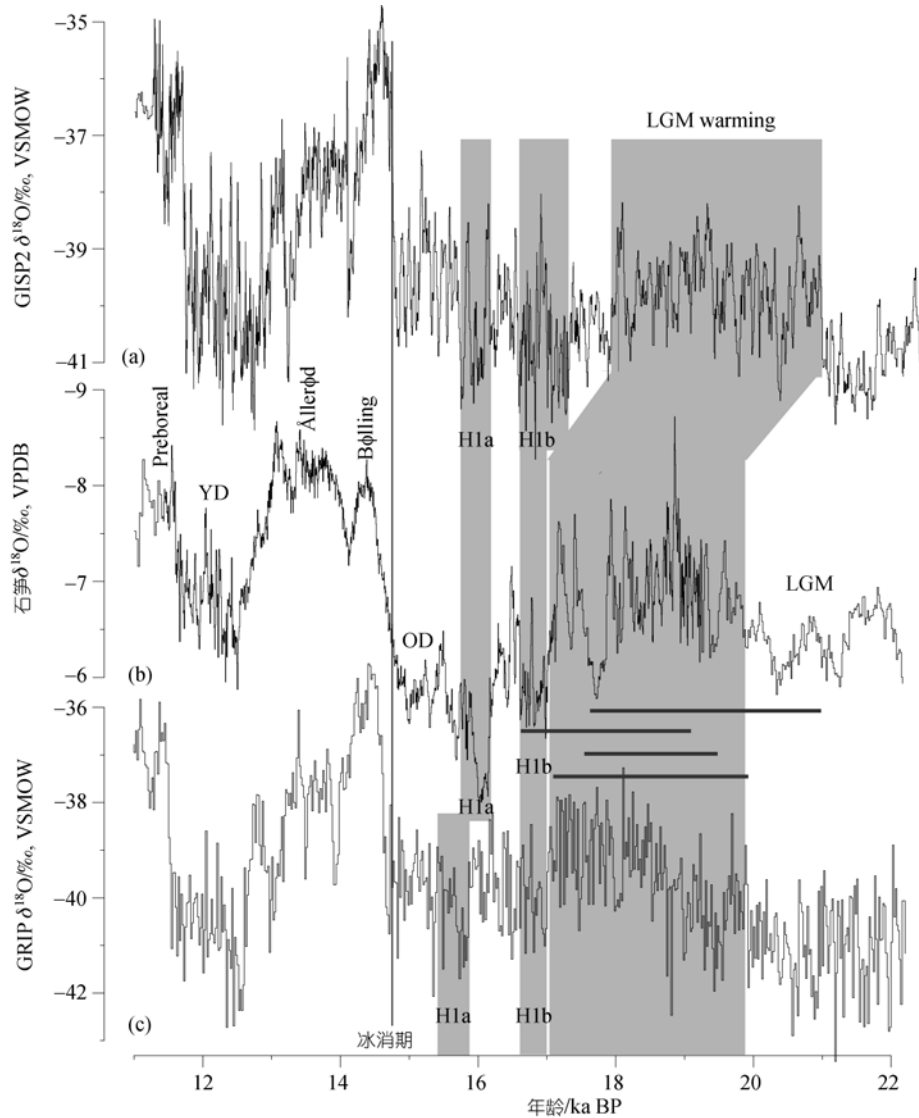


图 3 葫芦洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与格陵兰冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的对比

(a) GISP2 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[25]; (b) 石笋 H82 的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线; (c) GRIP 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[26]. 阴影部分表示石笋记录的季风增强事件和冰芯记录的末次盛冰期回暖, 黑色竖线代表冰消期等时线; H1a 和 H1b 代表 H1 期间格陵兰的降温事件和低纬的弱季风事件; 灰色横线表示不同海洋记录的升温时间, 由上至下分别为: 北太平洋 Santa Barbara 盆地海 SST 记录^[27]、亚北极北太平洋两个钻孔^[28]和加利福尼亚边缘 SST 记录^[29]、印度洋 SST 记录^[44]以及赤道太平洋 SST 记录^[40]

17.1 ka BP 左右). Bølling 暖期的开始标志着 H1 事件的结束, H1 事件持续时间长达 2500 a, 这一结果与海洋 IRD 和 MS 记录基本一致^[32]. 由于 H1 事件的阵发性和不同源性, 其冰漂碎屑层具有双峰结构^[32], 石笋 H82 $\delta^{18}\text{O}$ 在 16.0 和 16.9 ka BP (为 $\delta^{18}\text{O}$ 谷底年龄) 显示出两个次级季风减弱事件, 可能分别对应于 H1 事件的两个冰漂碎屑峰 (H1a 和 H1b). 格陵兰冰芯在 H1 期间记录的两次降温事件与石笋季风减弱事件在发生

和持续时间上基本一致: H1a 和 H1b 两冷谷年龄在 GRIP 和 GISP2 中分别为 15.9, 16.9 和 16.0, 17.0 ka. H1a 在 3 个记录中的持续时间均为 500 a 左右, 但 H1b 在 GISP2 中的持续时间 (700 a 左右) 明显长于 GRIP 和石笋记录 (400 a 左右). 在冰芯与石笋记录的年龄误差范围内, 百年尺度的季风减弱事件和格陵兰寒冷事件基本同步. 值得注意的是, 低纬季风和高纬极地气候在世纪尺度上的相关变化一直延续至早全新世

[33,34]

H1 事件发生以前, 石笋记录中存在一个令人注目的时期: $\delta^{18}\text{O}$ 在普遍偏正的背景下, 于 19.9~17.1 ka BP 时段显著偏负, 此时 $\delta^{18}\text{O}$ 均值为 -6.90% , 较 H1 时偏负 1‰, 表明季风显著增强, 应属气候突变事件. 石笋记录显示 Bølling 暖期时 $\delta^{18}\text{O}$ 均值为 -7.90% , 比 H1 时偏负 2‰, 即 19.9~17.1 ka BP $\delta^{18}\text{O}$ 的变幅相当于 Bølling 暖期变幅的 1/2, 该事件期间 $\delta^{18}\text{O}$ 最负时可达 -8.5% , 此时东亚夏季风强度甚至达到 Bølling 暖期水平. 末次冰消期开始前东亚季风就已显著增强, 这一结果也得到了季风区其他地质记录的支持: 中国洛川黄土 ^{10}Be 记录指示 H1 事件发生前东亚季风降水突然增加 [35], 古植被资料 [20] 也显示 18~17 ka BP 针阔叶混交林取代了以针叶林为主的针阔叶混交林, 表明气温有所回升. 格陵兰冰芯记录表明 H1 事件前存在一个相对温暖的时期, 即末次盛冰期回暖 (LGM warming), 在 GISP2 与 GIRP 记录中分别对应于 21~17.6 和 19.9~17.1 ka BP. 其中, GIRP 与石笋记录的季风增强事件在发生时间上基本一致. 这在一定程度上支持了 GRIP (ss09sea) 时标 [26]. 与 LGM 最冷时期相比, 冰芯记录中 LGM warming 的变暖程度约为 Bølling 暖期的 1/3, 尽管这一变化幅度明显小于石笋记录, 但也能充分说明在末次冰消期开始前, 中低纬大陆确实出现过暖湿阶段.

22~19.9 ka BP 是石笋记录中季风减弱的时期, 对应于格陵兰冰芯记录中的气温显著下降期 (LGM). 该时段内, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与 GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 在变化趋势上具有一致性.

上述研究表明, 从末次盛冰期至冰消期, 低纬季风和高纬极地气候之间不仅在千年尺度而且在百年尺度上 (H1 事件内的季风减弱/极地寒冷事件) 存在密切联系. 除 H 和 DO 这类已知的显著气候事件外, 19.9~17.1 ka BP 季风增强事件也可能具有普遍性.

3.2 夏季风增强事件的原因

在东亚季风区出现夏季风增强事件以及格陵兰出现末次盛冰期回暖的同时, 海洋系统也发生了显著变化. 研究表明, 22~19 ka BP 是全球冰量最大时期 (LGM), 大约在 (19 ± 0.25) ka BP 冰量在几百年内迅速减少了 10%, 海平面随之显著上升 [11]; 西太平洋海表

CO_2 分压也在 19 ka BP 开始升高 [36]; 北太平洋 Santa Barbara 盆地海表温度 (SST) 在 21~17.6 ka BP 为一高值段 [27], 亚北极北太平洋两个钻孔 (ODP883 和 MD01-2416) [28] 和加利福尼亚边缘海记录 [29] 表明 SST 在 18.5~16.5 ka BP 显著上升; 印度洋不饱和烃记录 [14] 显示 SST 在 19.5~17.5 ka BP 存在两个明显增高的阶段; 赤道太平洋 (V21-30) SST 也在 20~17 ka BP 升高 [10]. 这一时段海表温度的升高 (图 3) 无疑是确切的, 有可能说明这是一个全球性气候事件.

东亚季风在 19.9~17.1 ka BP 显著增强的原因何在? 从图 4 可知, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与 65°N 夏季太阳辐射能量曲线在长期变化趋势上基本一致: 22.5~20.5 ka BP 是太阳辐射能最低的时期, 此时石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 值也最偏正, 均值在 -6.2% 左右; 距今 20.5 ka 以来, 太阳辐射能开始增高, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 也开始偏负, 季风逐步增强, 这说明在长时间尺度上季风气候敏感地响应于太阳辐射能量的变化, 太阳辐射是亚洲季风演变的直接驱动力 [37~40]. 夏季风增强事件在石笋记录中非常显著的原因可能源于北大西洋温盐环流 (THC) 或热带太平洋海-气系统的放大. 末次冰期北大西洋 THC 通过西风带的传输影响欧亚大陆冰雪覆盖从而导致季风气候的大幅度振荡 [41]. 大气 $\Delta^{14}\text{C}$ 记录显示, LGM 以来北大西洋指示的最初变暖伴随着 THC 速率的增加, THC 在 19 ka BP 达到了间冰期水平 [42,43]. THC 的增强使高北纬地区增温, 减少了欧亚大陆冰雪覆盖, 使冬季风减弱、夏季风增强, 并达到间冰期程度. 然而由于格陵兰温度变化与 THC 有更为直接的关系, 因此该时期冰芯记录的增温幅度低于季风增强幅度, 即格陵兰温度仍相对较低并不能简单地解释为由于较低的温室气体浓度和大冰盖部分地削弱了北大西洋地区由海洋引起的变暖 [44]. 所以, 尽管淡水注入北大西洋造成 THC 减弱或关闭, 从而引发 Heinrich 事件/季风减弱事件已成为不争的事实 [3,45], 但 THC 与季风增强事件的联系仍不十分肯定. 上述证据也不能说明北大西洋 THC 就是东亚夏季风增强事件的放大器. 更为可能的机制是热带太平洋海-气系统的耦合作用. 热带太平洋海-气系统的变化也响应于太阳辐射的岁差周期 [7]. 对厄尔尼诺-南方涛动 (ENSO) 动力机制和作用的研究证实了热带太平洋海-气系统在年-十年尺度上对全球气候的影响 [46]. 末次冰期西太平洋暖池盐

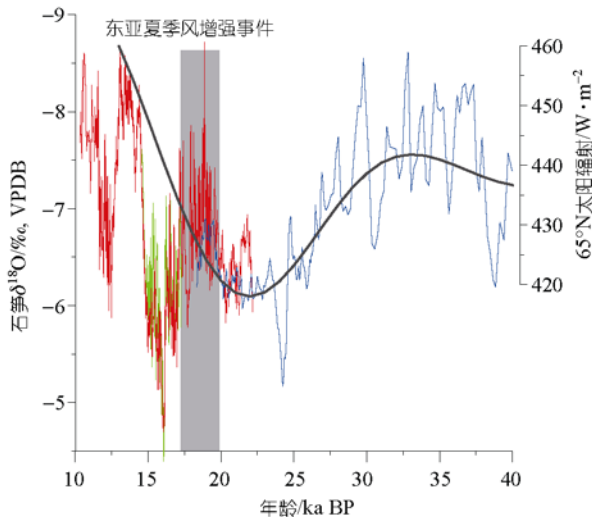


图4 葫芦洞石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与太阳辐射能量曲线的对比。红、绿、蓝线分别代表石笋 H82, YT 和 MSD 的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线; 灰线代表 65°N 太阳辐射能量曲线; 阴影部分表示石笋记录的东亚夏季风增强事件

度变化与格陵兰DO旋回一致^[4], 这一系统在千年尺度上的波动则类似于现代ENSO循环, 被称为Super-ENSO^[4]。现代观测记录表明, El Niño与夏季风衰退强相关, 因此Super-ENSO系统中的El Niño相与La Niña相分别被用于解释亚洲(印度和东亚)夏季风在冰段(夏季风衰退)及间冰段(夏季风增强)的气候变化^[4]。热带太平洋在LGM时以类El Niño气候为主^[10], 减弱了西太平洋对流、纬向环流及经向环流。而在冰消期, 以类La Niña现象为主^[4,10], 加强了热量向高纬的输送。LGM后, 赤道太平洋海表温度增高, 此时正是太阳辐射季节性最强的时期^[10]。ENSO对轨道(岁差)

驱动响应的模拟结果表明, 21~17 ka BP存在一个快速增温事件^[7], 与石笋记录的季风增强事件基本同时。赤道太平洋(V21-30)SST变暖的中值点年龄在 19 ka BP左右^[10], 与南极Byrd冰芯记录的冰消开始同时, 这种同时性也许源自目前观测到的ENSO事件的动力耦合^[47], 其作为一个通道将由轨道引起的热带SST异常传递到南极地区^[10]。既然如此, 那么东亚季风增强事件则可能是对ENSO-La Niña效应的一种区域响应。

4 结论

(1) 葫芦洞石笋 10 a 分辨率的 $\delta^{18}\text{O}$ 时间序列提供了东亚季风降水 $\delta^{18}\text{O}$ 在 22~10 ka BP 时段的详细变化过程。季风记录的 H1 事件内部存在双峰结构(16.0 和 16.9 ka BP), 对应于格陵兰温度的百年波动, 进一步表明高低纬气候变化在世纪尺度上也存在密切联系, 同时说明 IRD 事件期间大气与海洋环流的快速重组。冰消期以前石笋与 GRIP 冰芯对同一事件的记录基本同步, 支持 GRIP(ss09sea)这一时段的年龄。

(2) 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录表明, 19.9~17.1 ka BP 时段存在显著的东亚夏季风增强事件, 其内部呈现出数十年-百年尺度的高频大幅振荡。该事件平均夏季风强度相当于 Bølling 暖期的 1/2, 夏季风最强盛时甚至接近于 Bølling 暖期。这一季风增强事件与海洋记录的海表温度增高以及 ENSO 模拟的增温事件在发生时间上基本一致, 可能是对 ENSO-La Niña 效应的一种区域响应。

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见。

参考文献

- 1 Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 1993, 364: 218—220 [DOI](#)
- 2 Bond G C, Lotti R. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the Last Glaciation. *Science*, 1995, 267: 1005—1010 [DOI](#)
- 3 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 [DOI](#)
- 4 Stott L, Poulson C, Lund S, et al. Super ENSO and global climate oscillation at millennial time scales. *Science*, 2002, 297: 222—

- 226[DOI]
- 5 Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quat Res*, 1988, 29: 142—152[DOI]
 - 6 McIntyre A, Molfino B. Forcing of Atlantic equatorial and subpolar millennial cycles by precession. *Science*, 1996, 274: 1867—1870[DOI]
 - 7 Clement A C, Seager R, Cane M A. Orbital controls on the El Niño/Southern oscillation and the tropical climate. *Paleoceanography*, 1999, 14(4): 441—456[DOI]
 - 8 Clemens S C, Prell W, Murray D, et al. Forcing mechanisms of the Indian Ocean Monsoon. *Nature*, 1991, 353: 720—725[DOI]
 - 9 田军, 汪品先, 成鑫荣, 等. 从相位差探讨更新世东亚季风的驱动机制. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2005, 35(2): 158—166
 - 10 Koutavas A, Lynch-Stieglitz J, Marchitto T M, et al. El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature. *Science*, 2002, 297: 226—230[DOI]
 - 11 Yokoyama Y, Lambeck K, Deckker P D, et al. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 2000, 406(17): 713—716[DOI]
 - 12 Berger A L. Milankovitch theory and climate. *Rev Geophys*, 1988, 26: 624—657[DOI]
 - 13 Peltier W R. Ice age paleotopography. *Science*, 1994, 265: 195—201[DOI]
 - 14 Bard E, Rostek F, Sonzogni C. Interhemispheric synchrony of the last deglaciation inferred from alkenone palaeothermometry. *Nature*, 1997, 385: 707—710[DOI]
 - 15 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]
 - 16 Shen C C, Edwards R L, Cheng H, et al. Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Chem Geol*, 2002, 185: 165—178[DOI]
 - 17 明艳芳. 末次冰消期东亚季风突变性的石笋年纹层记录. *南京师范大学学报(自然科学版)*, 2003, 26(3): 95—100
 - 18 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, 2008, 451: 1090—1093[DOI]
 - 19 Bar-Matthews M, Ayalon A, Marrews 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. *Geochim Cosmochim Acta*, 1996, 60: 337—347[DOI]
 - 20 杨怀仁. 长江中下游环境变迁与生态系统. 南京: 河海大学出版社, 1994. 149—151
 - 21 于革, 陈星, 刘健, 等. 末次盛冰期东亚气候的模拟和诊断初探. *科学通报*, 2000, 45(20): 2153—2159
 - 22 Hendy C H, Wilson A T. Paleoclimatic data from speleothems. *Nature*, 1968, 219: 48—51[DOI]
 - 23 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian Monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 2005, 308: 854—857[DOI]
 - 24 Cheng H, Edwards R L, Wang Y J, et al. A penultimate glacial monsoon record from Hulu Cave and two-phase glacial terminations. *Geology*, 2006, 34(3): 217—220[DOI]
 - 25 Stuiver M, Grootes P M. GISP2 oxygen isotope ratios. *Quat Res*, 2000, 53: 277—284[DOI]
 - 26 Johnsen S J, Dahl-Jensen D, Gundestrup N, et al. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *J Quat Sci*, 2001, 16(4): 299—307[DOI]
 - 27 Hendy I L, Kennett J P, Roark E B, et al. Apparent synchronicity of submillennial scale climate events between Greenland and Santa Barbara Basin, California from 30—10ka. *Quat Sci Rev*, 2002, 21: 1167—1184[DOI]
 - 28 Kiefer T, Sarnthein M, Elderfield H, et al. Warmings in the far northwestern Pacific support pre-Clovis immigration to America during Heinrich event 1. *Geology*, 2006, 34: 141—144[DOI]
 - 29 Seki O, Ishiwatari R, Matsumoto K. Millennial climate oscillations in NE Pacific surface waters over the last 82 kyr: new evidence from alkenones. *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 59—62
 - 30 Treble P C, Schmitta A K, Edwards R L, et al. High resolution Secondary Ionisation Mass Spectrometry (SIMS) $\delta^{18}\text{O}$ analyses of Hulu Cave speleothem at the time of Heinrich Event 1. *Chem Geol*, 2007, 238(3-4): 197—212[DOI]
 - 31 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. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2002, 32(3): 228—233
 - 32 Bard E, Rostek F, Turon J L, et al. Hydrological impact of Heinrich Events in the subtropical northeast Atlantic. *Science*, 2000, 289: 1321—1323[DOI]

- 33 Cai B G, Edwards R L, Cheng H, et al. A dry episode during the Younger Dryas and centennial-scale weak monsoon events during the early Holocene: a high-resolution stalagmite record from southeast of the Loess Plateau, China. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L02705, doi: 10.1029/2007GL030986
- 34 邵晓华, 汪永进, 程海, 等. 全新世季风气候演化与干旱事件的湖北神农架石笋记录. *科学通报*, 2006, 51(1): 80—86
- 35 Zhou W J, Priller A, Beck J W, et al. Disentangling geomagnetic and precipitation signals in an 80-kyr Chinese loess record of ^{10}Be . *Radiocarbon*, 2007, 49: 139—160
- 36 Palmer M R, Pearson P N. A 23000-year record of surface water pH and PCO_2 in the western equatorial Pacific Ocean. *Science*, 2003, 300: 480—482[DOI]
- 37 Fleitmann D, Burns S J, Neff U, et al. Palaeoclimatic interpretation of high-resolution oxygen isotope profiles derived from annually laminated speleothems from Southern Oman. *Quat Sci Rev*, 2004, 23: 935—945[DOI]
- 38 Agnihotri R, Dutta K, Bhushan R. Evidence for solar forcing on the Indian monsoon during the last millennium. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 198: 521—527[DOI]
- 39 Tan M, Hou J Z, Liu T S. Sun-coupled climate connection between eastern Asia and northern Atlantic. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L07207, doi: 10.1029/2003GL019085
- 40 Hong Y T, Jiang H B, Liu T S, et al. Response of climate to solar forcing recorded in a 6000-year $\delta^{18}\text{O}$ time-series of Chinese peat cellulose. *Holocene*, 2000, 10(1): 1—7[DOI]
- 41 Porter S C, An Z S. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 1995, 375: 305—308[DOI]
- 42 Kitigawa H, van der Plicht J. Atmospheric radiocarbon calibration beyond 11,900 cal BP from Lake Suigetsu laminated sediments. *Radiocarbon*, 2000, 42: 369—380
- 43 Clark P U, Pisias N G, Stocker T F, et al. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, 2002, 415: 863—869[DOI]
- 44 Clark P U, Mix A C. Ice sheets by volume. *Nature*, 2000, 406: 689—690[DOI]
- 45 Broecker W S. Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? *Science*, 2003, 300: 1519—1522[DOI]
- 46 Trenberth K E, Branstator G W, Karoly A, et al. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *J Geophys Res*, 1998, 103: 14291—14324[DOI]
- 47 White W B, Peterson R G. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. *Nature*, 1996, 380: 699—702[DOI]