

# 东亚季风 95~56 ka BP 期间 D/O 事件年代的精确测定: 以中国神农架山宝洞石笋为例<sup>\*</sup>

夏志锋<sup>①</sup> 孔兴功<sup>①\*\*</sup> 汪永进<sup>①</sup> 姜修洋<sup>①</sup> 程海<sup>②</sup>

(<sup>①</sup> 南京师范大学地理科学学院, 南京 210097; <sup>②</sup> Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota, MN 55455, USA)

**摘要** 据中国湖北神农架山宝洞内两根石笋的 23 个 U/Th 年龄和 532 个  $\delta^{18}\text{O}$  测试数据, 建立了末次冰期 95~56 ka BP 时段平均分辨率为 80 a 的石笋  $\delta^{18}\text{O}$  时间序列. 该记录可与南京葫芦洞  $\delta^{18}\text{O}$  记录作良好拼接, 从而完整地揭示 95 ka BP 以来东亚夏季风环流千年尺度气候变化特征, 其变化趋势与 65°N 太阳辐射曲线类似. 与格陵兰冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  记录的 Dansgaard/Oeschger (D/O)1-22 事件对比表明, 东亚夏季风千年尺度气候振荡与高北纬地区海-气快速重组存在遥相关效应. 石笋记录对 D/O 事件的精确标定有可能进一步校正格陵兰冰芯时标. 研究时段石笋记录的 D/O 事件与格陵兰 North GRIP 和 GISP2 冰芯时标存在不同程度的差别, 其中 D/O19-20 两个事件的年龄偏差远超出铀系定年误差 ( $\pm 0.6\text{ka}$ ). D/O19-20 晚于 North GRIP 时标 1~2 ka, 而早于 GISP2 时标 3~4 ka. 与南半球巴西石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录对比表明, 南北半球降水的 D/O 事件存在反相位关系, 支持千年尺度海-气耦合的跷跷板 (“See-saw”) 模式.

**关键词** 末次冰期 神农架 石笋 格陵兰冰芯 D/O 事件年代

首先在格陵兰冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  记录中发现的末次冰期千年尺度的 D/O 事件<sup>[1]</sup> 是古气候研究的热点问题之一, 随后被证实具有全球意义<sup>[2]</sup>. 格陵兰冰芯由于年龄模式的不同对 D/O 事件时标的确定也不一致, 这就制约了 D/O 事件成因机制的频谱分析. Shackleton 等<sup>[3]</sup> 利用石笋时标<sup>[4-7]</sup> 对格陵兰冰芯 40~75 ka BP 时段进行了校正, 获得了 SFCP2004 时标, 藉此可联系海洋沉积

记录的 D/O 事件、大气  $\Delta^{14}\text{C}$  记录以及南极冰芯气温记录. Clemens<sup>[8]</sup> 根据葫芦洞的  $\delta^{18}\text{O}$  记录<sup>[4]</sup> 来校正冰芯 GISP2<sup>[9]</sup> 关于 D/O 事件的时标, 得出的频谱结构能够很好地与 GRIP(ss09sea 时标<sup>[10]</sup> 和 SFCP 时标<sup>[3]</sup>) 的频谱结构相对比. 由此认为 GISP2  $\delta^{18}\text{O}$  记录的 “1500 年” 周期<sup>[11]</sup> 可能是冰芯年龄模式所造成的假象, 千年尺度的周期可能由百年尺度的太阳活动引起, 对 D/O

收稿日期: 2005-10-31; 接受日期: 2006-06-07

<sup>\*</sup> 全国优秀博士学位论文作者专项资金(批准号: 200227)和国家杰出青年科学基金(批准号: 40225007)资助

<sup>\*\*</sup> 联系人, E-mail: kongxinggong@nju.edu.cn

事件的成因机制提出了新的理解. 因此, 对更老D/O事件年龄的精确标定, 有助于深入理解末次冰期D/O事件的动力机制.

末次冰期D/O事件时标的精确标定也有助于南北半球气候记录对比. Bender等<sup>[12]</sup>提取冰芯残存气体中的O<sub>2</sub>, 指出D/O事件在南北半球上的联系. Blunier等<sup>[13,14]</sup>通过两极冰芯中甲烷记录证实两极D/O事件存在气温的“See-saw”<sup>[15]</sup>现象, 解释了南北半球许多海洋和陆地气候记录特征<sup>[15-19]</sup>. 然而, 两极D/O事件的“See-saw”现象不能在频谱分析中得出<sup>[20]</sup>. 另外, 气泡与周围冰芯之间的相对年龄存在不确定性<sup>[21]</sup>. 故两极气温的“See-saw”现象需要进一步证实. 在高精度U/Th绝对年龄基础上, Wang等<sup>[22]</sup>对巴西东北部热带半干旱地区的石笋和泉华分析表明, 过去210 ka记录中的湿润期(即石笋和泉华生长期)——对应于亚洲季风的减弱期<sup>[4]</sup>、格陵兰冰芯温度记录中的寒冷期<sup>[23]</sup>、北大西洋深海沉积的H事件<sup>[24]</sup>和Cariaco海盆记录中的径流减少期<sup>[25]</sup>. 然而, 这种石笋和泉华的沉积/间断交互记录限制了南北半球古气候记录的连续对比研究.

本文通过神农架高海拔洞穴石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的研究, 在高精度U/Th年龄基础上重建了东亚夏季风千年尺度气候变率. 东亚季风区具有代表性的洞穴石笋研究表明, 东亚季风气候和格陵兰冰芯气候记录在千年尺度气候振荡如YD事件和末次冰期晚期的D/O事件上具有等时性<sup>[4,26]</sup>, 高精度年龄控制下的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 气候记录可以用来校正冰芯D/O事件时标. 本文在石笋记录和冰芯记录具有可比性的基础上, 试图提供95~56 ka BP时段D/O事件的精确时标. 进一步在同一测年手段基础上, 通过D/O事件时标的精确标定, 对比了南北半球连续的石笋古气候记录, 尝试检验南北两极气候对比所揭示的气温的“See-saw”模式.

## 1 研究材料和方法

研究材料来自湖北神农架山宝洞(110°26'E, 31°40'N; 海拔1902 m)的两根石笋(编号: SB22 和 SB25). 洞内实测温度约9°C(2003年10月测), 相对

湿度达95%. 从地形局势上看, 本地区能阻挡北来冷空气的侵入, 且有利于东南季风的深入. 所处地区属北亚热带季风区, 年降水量为1500~2000 mm, 季节分配上夏多冬少、春秋介于其间, 常年盛行东南风, 具有典型的东亚季风气候特征<sup>[27]</sup>.

本文主要研究SB22距顶0~380 mm层段和SB25距顶17~192 mm层段. 将石笋沿生长中心切开并抛光, 在抛光面上, 用直径为0.9 mm的钻头钻取U/Th测年样品, 在美国明尼苏达大学同位素实验室测试, 分析仪器为ICP-MS, 方法参照Shen等<sup>[28]</sup>, 年龄误差( $\pm 2\sigma$ )大部分优于0.8%. 用直径为0.3 mm的钻头沿石笋生长中心轴钻取同位素测试样品, 平均每1毫米取1个样, 采用碳酸盐自动进样装置与FinniganMAT-253型质谱仪联机测试, 每9个样品加测一个标准样品(NBS-19), 结果以PDB标准<sup>1)</sup>给出, 分析误差( $\pm 2\sigma$ )优于0.06‰, 由南京师范大学地理科学学院同位素实验室测试.

## 2 结果

### 2.1 年代模式的建立

SB22和SB25各测试了17个和6个U/Th年代(见表1), 分别覆盖了95~56.6和92.6~78.1 ka BP时段. 年龄控制点内, 根据对应 $\delta^{18}\text{O}$ 测试点的深度进行线性内插, 以外则适当线性外推. 这样SB22记录推至56.1 ka BP, 而SB25记录则扩展至95.1 ka BP, 由此分别建立了SB22和SB25的 $\delta^{18}\text{O}$ 时间序列. 年龄误差最大为0.9 ka, 最小为0.4 ka. 在56~70 ka BP时段, 年龄误差为0.4~0.6 ka; 70~77 ka BP时段, 误差为0.4~0.7 ka; 77~95 ka BP时段, 误差为0.5~0.9 ka. SB22在70~59.9和84.4~78.8 ka BP时段生长速率相当缓慢, 但可以由SB25的记录来补充, 这样山宝洞两根石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录就能完整地重建神农架地区95~56 ka BP时段的气候信息.

### 2.2 石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 数据

SB22和SB25分别测试了373个和159个 $\delta^{18}\text{O}$ 数据, 相应的分辨率平均为104和107 a. SB22和

1)  $\delta^{18}\text{O} = \left[ \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{PDB}}} - 1 \right] \times 1000\text{‰}$

表 1 山宝洞 SB22, SB25 石笋 U, Th 同位素组成及  $^{230}\text{Th}$  年龄<sup>a)</sup>

样品号	深度/mm	$^{238}\text{U}$ ( $10^{-9}/\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	$^{232}\text{Th}$ ( $10^{-12}/\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ( $10^{-6}/\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	$\delta^{234}\text{U}$ (测量值)	$\delta^{234}\text{U}$ (初始值)	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (活度比)	年龄/ka BP (未校正年龄)	年龄/ka BP (校正年龄)
SB22-16	16	439.62	327.49	20114.79	1153.13	1353.34	0.91	56.66±0.48	56.65±0.48
SB22-1	20	428.55	1858.30	3801.77	1347.59	1583.35	1.00	57.09±0.39	57.05±0.39
SB22-34	34	603.99	656.96	13337.59	1067.02	1254.77	0.88	57.36±0.41	57.35±0.41
SB22-77	77	293.97	785.69	6660.69	1434.54	1699.39	1.08	59.97±0.64	59.95±0.64
SB22-107	107	435.44	244.96	30524.12	1093.69	1333.06	1.04	70.03±0.60	70.03±0.60
SB22-146	146	413.40	553.98	12793.01	1059.65	1296.84	1.04	71.48±0.39	71.47±0.39
SB22-172	173	550.91	482.89	19697.97	1047.41	1286.53	1.05	72.77±0.38	72.76±0.38
SB22-2	217	612.77	773.71	13688.15	1010.87	1248.54	1.05	74.73±0.55	74.72±0.55
SB22-237	237	460.18	412.15	20159.55	1050.55	1306.37	1.09	77.12±0.74	77.11±0.74
SB22-258	257	522.75	73.37	122198.08	923.22	1153.58	1.04	78.82±0.79	78.82±0.79
SB22-261	260	504.68	101.63	95634.70	1048.99	1331.57	1.17	84.40±0.71	84.40±0.71
SB22-308	306	734.84	1628.05	8455.58	973.67	1240.81	1.13	85.81±0.72	85.78±0.72
SB22-311	314	448.50	941.09	9311.37	1018.35	1306.14	1.18	88.09±0.48	88.06±0.48
SB22-336	341	523.11	452.48	22468.70	960.72	1243.68	1.18	91.35±0.82	91.34±0.82
SB22-356	356	525.31	765.21	13845.04	1017.09	1320.12	1.22	92.29±0.51	92.27±0.51
SB22-366	366	540.61	293.97	36602.49	967.64	1262.29	1.21	94.06±0.61	94.05±0.61
SB22-380	381	501.48	231.73	42559.96	933.59	1221.00	1.19	94.97±0.78	94.96±0.78
SB25-16	17	393.78	451.36	14620.87	893.22	1113.82	1.02	78.11±0.88	78.09±0.88
SB25-48	48	639.07	230.77	45033.43	822.73	1029.05	0.98	79.18±0.46	79.17±0.46
SB25-88	92	472.13	105.70	75601.39	834.75	1055.16	1.03	82.91±0.48	82.91±0.48
SB25-152	155	400.47	1004.17	7499.98	962.26	1230.50	1.14	87.04±0.58	87.00±0.58
SB25-5	168	363.20	1009.00	7265.00	1043.10	1347.00	1.22	90.50±0.60	90.50±0.60
SB25-177	177	438.90	1039.00	8273.00	957.30	1243.60	1.19	92.61±0.54	92.58±0.54

a)  $\lambda_{230}=9.1599\times 10^{-6}\text{y}^{-1}$ ;  $\lambda_{234}=2.8263\times 10^{-6}\text{y}^{-1}$ ;  $\lambda_{238}=1.55125\times 10^{-10}\text{y}^{-1}$ ;  $^{234}\text{U}=[(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{活度比}}-1]\times 1000$ ;  $^{234}\text{U}$  初始值是根据  $^{230}\text{Th}$  年龄获得, 即  $^{234}\text{U}_{\text{初始值}}=^{234}\text{U}_{\text{测量值}}\times e^{234\times T}$ ; 校正  $^{230}\text{Th}$  年龄假设初始的  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  原子比为  $(4.4\pm 2.2)\times 10^{-6}$

SB25 合成的  $\delta^{18}\text{O}$  记录(下简称 SB 记录)显示了较大的变幅(4.3‰),  $\delta^{18}\text{O}$  值在  $-11.15\text{‰}\sim -6.559\text{‰}$  范围内波动, 相邻峰谷变幅达 2.4‰~3.4‰。从图 1 可看出石笋 SB22 和 SB25 的  $\delta^{18}\text{O}$  记录在波形变幅上总体一致, 唯有 92~87 ka BP 时段 SB25 记录比 SB22 偏老 0.7~1.3 ka。SB 记录平均分辨率达 80 年, 与葫芦洞  $\delta^{18}\text{O}$  记录对比发现, 葫芦洞记录中千年尺度夏季风降水的 D/O16 和 D/O19 事件与 SB 记录中对应的同位素事件在起始时间及波形振荡上相一致, 这说明两地记录能良好地拼接在一起。研究表明<sup>[26]</sup>, 葫芦洞记录与董哥洞记录在 16~10 ka BP 时段具有良好的一致性, 两地降水的同位素组成具有相同的变化历史, 石笋  $\delta^{18}\text{O}$  主要反映了夏季风降水的变化。葫芦洞、董哥洞和山宝洞三地石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录具有较强的重现性, 共同受亚洲季风环流系统的影响, 反映夏季风降水变化。这与以

往洞穴石笋研究结论一致<sup>[4,26]</sup>, 即夏季风越强盛, 则  $\delta^{18}\text{O}$  越偏负, 反之则越偏正。然而, 由于海拔高度和海陆位置(地处中国中部)的影响<sup>[29]</sup>, SB 记录整体负偏葫芦洞记录约 1.5‰。

参照格陵兰冰芯记录 D/O 事件<sup>[1]</sup>起始时间、持续长短及振荡变幅, 在图 1 中标出了相应记录的 D/O 事件(D/O16-22)。其中 D/O18 在山宝洞记录中由于分辨率低而没有体现。对于 D/O22, SB22 记录有 3 个 U/Th 年龄控制, 记录的时间分辨率较高; 而 SB25 的记录仅有一个 U/Th 年龄控制, 记录的分辨率低(图 1)。相对而言, SB22 较可靠地记录了 D/O22。从图 1 还可以看出, 葫芦洞和山宝洞合成的约 90 ka 长度记录更类似于 65°N 七月中太阳辐射<sup>[30]</sup>变化曲线, 说明东亚季风气候变化趋势直接受太阳辐射变化的控制。然而, 叠加其上的千年尺度夏季风降水变化可能与北大西

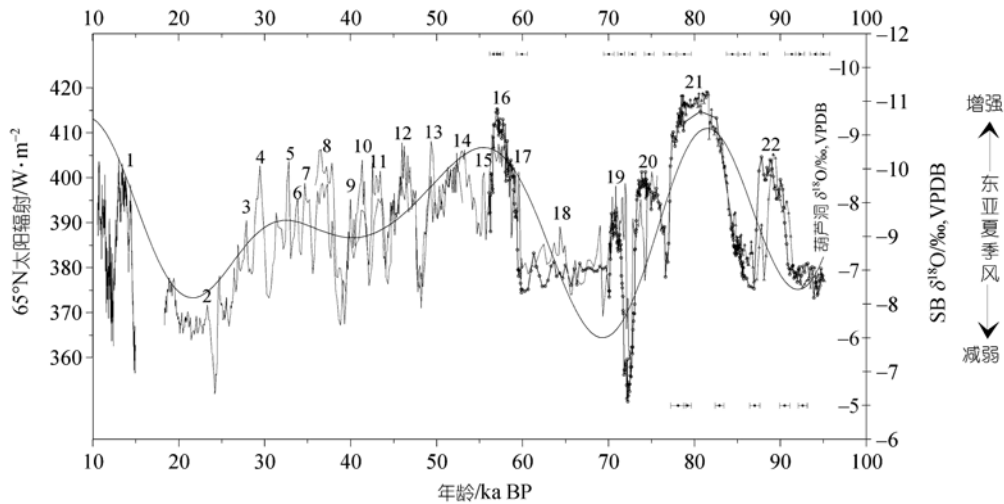


图1 神农架石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录、葫芦洞记录和 $65^\circ\text{N}$ 七月中太阳辐射对比图

图中曲线分别为SB22记录(深色点线图)、SB25记录(浅色点线图)、葫芦洞石笋记录(浅色折线图)<sup>[4]</sup>、 $65^\circ\text{N}$ 七月中太阳辐射曲线(深色折线图)<sup>[30]</sup>。误差棒自上而下分别为SB22和SB25记录的测年误差( $\pm 2\sigma$ )。图中数字指示了D/O事件<sup>[1]</sup>

洋冰漂碎屑事件等因素有关<sup>[4]</sup>。

### 3 讨论

#### 3.1 D/O 事件的 U/Th 年龄

格陵兰冰芯完整地记录了末次冰期 24 个 D/O 事件。然而由于冰芯计年方法的不同,不同冰芯关于 D/O 事件时标的差异往往超过单一 D/O 事件所持续的时间<sup>[31]</sup>。目前可采用 U/Th 定年的石笋记录来校正冰芯 D/O 事件年龄<sup>[3]</sup>。中国<sup>[4]</sup>、法国<sup>[31]</sup>、奥地利<sup>[5]</sup>以及也门<sup>[6,7]</sup>的洞穴记录都对 D/O 事件年代进行了相对精确的标定。然而,对老于 70 ka BP 的 D/O 事件仍需石笋时标加以校正。

SB 记录的 D/O22 的年龄与冰芯 North GRIP<sup>[32]</sup> 和 GISP2 记录在定年误差内相一致。D/O21 则在波形、记录转换和持续时间上与冰芯记录存在较大的差别,但可以确定 North GRIP 的时标偏老,而 GISP2 偏年轻。相对而言, D/O19-20 在波形振荡、记录转换和持续时间上与冰芯记录存在可比性,可以用来校正冰芯时标。D/O19-20 在 SB 记录共有 4 个 U/Th 年龄控制,平均误差为  $\pm 0.5$  ka,所跨年代分别为  $(71.7 \pm 0.4) \sim (70.2 \pm 0.6)$  和  $(76.3 \pm 0.6) \sim (73 \pm 0.4)$  ka BP (误差据相邻年龄控制点的误差)。与格陵兰冰芯 North GRIP 和 GISP2 记录对比表明,SB 记录的 D/O19-20 的时标介于两者之间。SB

记录中 D/O19 的起始年代晚于 North GRIP 约 1.3 ka,早于 GISP2 约 3~4 ka; D/O20 的起始年代晚于 North GRIP 约 1~2 ka,早于 GISP2 约 3~3.5 ka。SB 记录和格陵兰冰芯记录中 D/O19-20 起始年代的差异超过了 D/O 事件 U/Th 年龄误差,但仍在冰芯时标的年龄误差范围之内<sup>[33]</sup>。然而,SB 记录和冰芯记录在 D/O 事件的波形方面还存在一定的差异,冰芯记录的 D/O 事件是一个快速增温和缓慢降温的过程,而 SB 记录的 D/O 事件是一个缓慢变湿、长时间湿润和随后迅速变干的气候过程;这种差异同样体现在 YD 事件转换过程中<sup>[4]</sup>,反映了极地气温与亚洲季风强度对快速气候事件的响应方式不同。

Toba 火山喷发事件是全球气候地层对比的重要参照标志(图 2)。Zielinski 等<sup>[34,35]</sup>认为格陵兰 GISP2 冰芯 D/O20 附近异常高的火山喷发硫化物应源于 Toba 火山喷发。阿拉伯海钻孔岩芯中 Toba 火山灰分布在 D/O19 和 D/O20 之间<sup>[36,37]</sup>。如果 Toba 火山灰确定分布于 D/O19 和 D/O20 之间,那么 SB 记录、GISP2 和 North GRIP 在指示的最近一次 Toba 火山喷发年代上存在较大的偏差(图 2),SB 记录给出的最近一次 Toba 火山喷发的 U/Th 年龄约在  $(73 \pm 0.4)$  ka BP,这与基于 K/Ar 法、 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  以及裂变径迹法的最佳估计年代  $(74 \pm 2)$  ka 基本一致<sup>[38,39]</sup>。

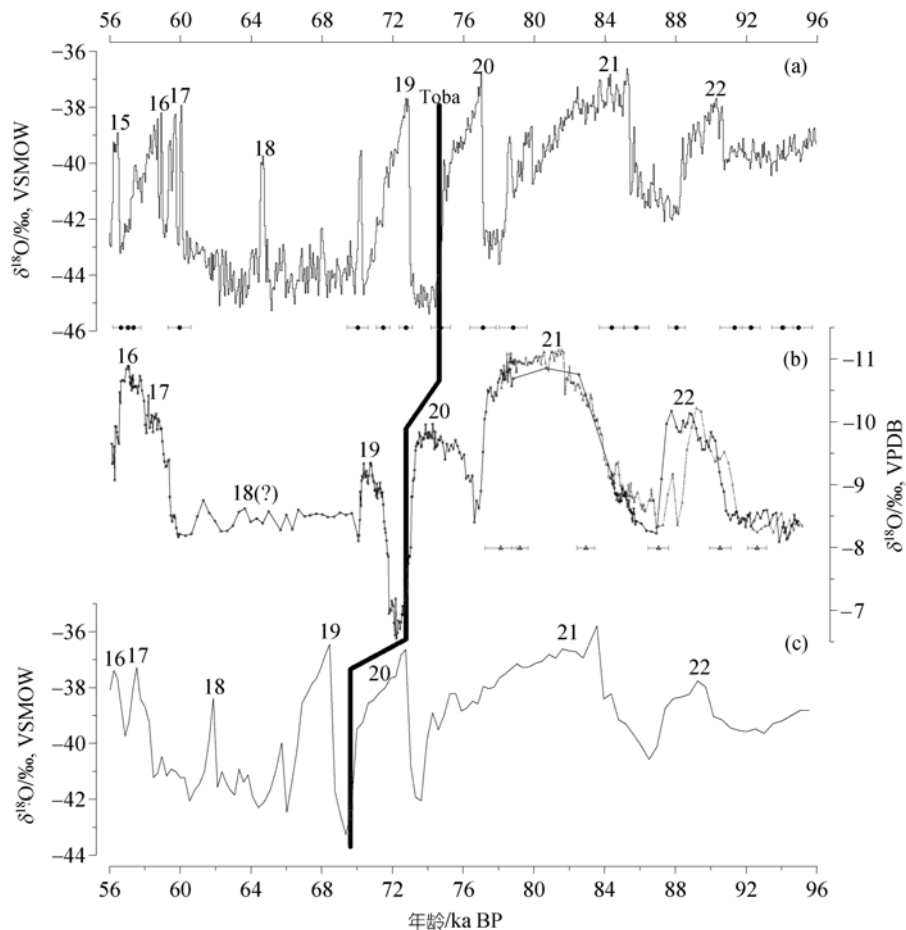


图 2 神农架石笋记录与格陵兰冰芯记录对比图

(a) North GRIP  $\delta^{18}\text{O}$  记录 [32]; (b) SB 记录, 深色点线图为 SB22 记录, 浅色点线图为 SB25 记录; (c) GISP2  $\delta^{18}\text{O}$  记录 [9]. 为了便于比较, (a) 和 (c) 的  $\delta^{18}\text{O}$  记录用了相同的单位间隔. 图中数字编号为相应的 D/O 事件 [1], 阴影部分的粗折线指示了 (a), (b) 和 (c) 记录中最近一次 Toba 火山爆发相对应的同位素事件的年代. 误差棒同图 1

### 3.2 南北半球气候对比

本文在同一测年手段基础上对比了 SB 记录和巴西东南部石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录 [40] (图 3). 巴西石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录的变化反映了南美洲夏季风 (SASM) 和南大西洋辐合带 (SACZ) 位置变化. 即,  $\delta^{18}\text{O}$  的偏正指示 SASM/SACZ 北移, 意味着亚马孙盆地水汽输入的减少和夏季风降水量的减少; 反之,  $\delta^{18}\text{O}$  偏负指示 SASM/SACZ 南移, 以及夏季风降水量的增加. 如前所述, 千年尺度上, SB 记录中  $\delta^{18}\text{O}$  的偏正反映了东亚夏季风强度的减弱和降水的减少. 这表明, 两地千年尺度夏季风降水呈反相位关系 (见图 3). 这一反相位关系有着高精度 U/Th 测年基础. 首先, 在整个研究时段,

两个记录分别有 23 个和 7 个 U/Th 年龄控制, 确定了两者一级振荡的对应关系. 其次, 两个记录中持续时间长的 D/O 事件有着较好的年龄控制, 如 D/O20-21, 分别由 8 个和 3 个年龄控制, 不可能改变其相位关系; 特别是 D/O21 持续时间长达 5 ka 左右, 远超过 U/Th 年龄误差, 反相位关系相当确定. 南北半球亚热带千年尺度夏季风降水的反相位关系反映了千年尺度热带辐合带 (ITCZ) 平均位置的南北摆动 [22]. 当 ITCZ 平均位置偏北时, 位于东亚大陆的夏季风环流增强, 降水量增多; 此时, SASM/SACZ 也随之北移, 巴西东南部亚热带夏季风降水减少. 反之, 当 ITCZ 偏南时, 巴西东南部夏季风降水增多, 而东亚夏季风降水减少.

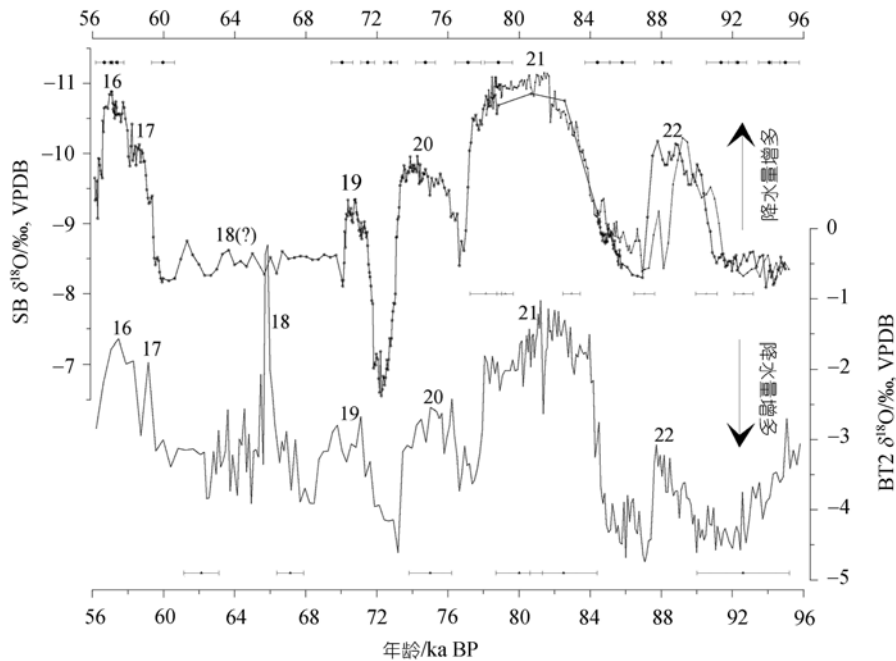


图3 神农架石笋记录与巴西东南部石笋记录对比图

上部为SB记录, 同图2, 下部为巴西石笋BT2  $\delta^{18}\text{O}$ 记录<sup>[40]</sup>. 散点图及水平误差棒自上而下分别为SB22, SB25和BT2的年龄控制点及误差棒. 图中箭头指示了季风降水的增加

两地亚热带千年尺度夏季风降水的反相位关系实际上反映了南北半球千年尺度气温的“See-saw”模式. 如图2所示, 千年尺度的东亚夏季风强度与格陵兰气温呈正相关关系, 即, 东亚夏季风增强, 与北大西洋温盐环流(THC)增强相关的格陵兰气温也随之升高<sup>[15]</sup>. 而巴西东南部现代研究表明由SASM/SACZ的南移所带来的降水与南美洲亚热带对流层温度变化呈正相关<sup>[41]</sup>. 因此, 中国中部和巴西东南部的石笋关于降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的反相位关系可以对应为南北半球温度的反相位关系, 这与两极气温的“See-saw”现象一致<sup>[15]</sup>, 表明南北半球“See-saw”机制的存在. 这种D/O事件的反相位关系反映了北大西洋深层水体(NADW)下沉地点及深度的变化: 当NADW在北欧附近洋面生成时, NADW生成的深度很深, THC使北半球普遍处于暖态, 而南半球则处于冷态; NADW在北大西洋中部地区生成的时候, NADW生成的深度变浅, 此时南半球处于暖态而北半球为冷态<sup>[42,43]</sup>.

#### 4 结论

SB记录反映了95~56 ka BP东亚夏季风强度的变化. 千年尺度的夏季风强盛期对应了冰芯记录中的D/O事件, 两者关于D/O事件的时标存在不同程度的偏差. SB记录的D/O19-20的起始年代分别为 $(71.7\pm 0.4)\sim(70.2\pm 0.6)$ 和 $(76.3\pm 0.7)\sim(73\pm 0.4)$  ka BP, 与冰芯时标存在千年尺度的偏差, 远大于铀系定年的不确定性. 冰芯North GRIP记录的两个事件时标比石笋时标系统偏老1~2 ka, 而GISP2时标比石笋时标系统偏年轻3~4 ka.

南北半球亚热带地区石笋记录对比表明, 两地季风降水的D/O事件存在反相位关系, 支持千年尺度海气耦合的“See-saw”模式<sup>[42]</sup>. 北大西洋深层水体(NADW)下沉地点及深度的变化可能是这一现象的主要发生机制<sup>[42,43]</sup>.

#### 参 考 文 献

- 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]
- Sirocko F, Leuschner D, Staubwasser M, et al. Mechanisms of

- Global Climate Change at Millennial Time Scales. In: Clark P U, Webb R S, Keigwin L D, eds. Washington DC: American Geophysical Union, 1999, 112: 113–126
- 3 Shackleton N J, Fairbanks R G, Chiu T C, et al. Absolute calibration of the Greenland time scale: implications for Antarctic time scales and for  $\Delta^{14}\text{C}$ . *Quat Sci Rev*, 2004, 23: 1513–1522[DOI]
  - 4 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]
  - 5 Spötl C, Mangini A. Stalagmite from the Austrian Alps reveals Dansgaard–Oeschger events during isotope stage 3: implications for the absolute chronology of Greenland ice cores. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 203: 507–518[DOI]
  - 6 Burns S J, Fleitmann D, Matter A, et al. Indian Ocean climate and an absolute chronology over Dansgaard/Oeschger events 9–13. *Science*, 2003, 301: 1365–1367[DOI]
  - 7 Burns S J, Fleitmann D, Matter A, et al. Correction: Indian Ocean Climate and an absolute chronology over Dansgaard/Oeschger events 9–13. *Science*, 2004, 305: 1565
  - 8 Clemens S C. Millennial-band climate spectrum resolved and linked to centennial-scale solar cycles. *Quat Sci Rev*, 2005, 24: 521–531[DOI]
  - 9 Grootes P M, Stuiver M, White J W C, et al. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 1993, 366: 552–554[DOI]
  - 10 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 North-GRIP. *J Quat Sci*, 2001, 16: 299–307[DOI]
  - 11 Schulz M. On the 1470-year pacing of Dansgaard–Oeschger warm events. *Paleoceanography*, 2002, 17(4): 1–10
  - 12 Bender M, Sowers T, Dickson M L, et al. Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100000 years. *Nature*, 1994, 372: 663–666[DOI]
  - 13 Blunier T, Chappellaz J, Schwander J, et al. Asynchrony of Antarctica and Greenland climate during the last glacial. *Nature*, 1998, 394: 739–743[DOI]
  - 14 Blunier T, Brook E J. Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, 2001, 291: 109–112[DOI]
  - 15 Broecker W S. Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography*, 1998, 13: 119–121[DOI]
  - 16 Ninnemann U S, Charles C D, Hodell D A. Mechanisms of global climate change at millennial time scales. In: Clark P U, Webb R S, Keigwin L D, eds. Washington DC: Am Geophys Union, 1999, 112: 99–112
  - 17 Vidal L, Schneider R R, Marchal O, et al. Link between the North and South Atlantic during the Heinrich events of the last glacial period. *Clim Dyn*, 1999, 15: 909–919[DOI]
  - 18 Stocker T F. Past and future reorganisations in the climate system. *Quat Sci Rev*, 2000, 19: 301–319[DOI]
  - 19 Indermühle A, Monn E, Stauffer B, et al. Atmospheric  $\text{CO}_2$  concentration from 60 to 20 kyr BP from the Taylor Dome ice core, Antarctica. *Geophys Res Lett*, 2000, 27: 735–738[DOI]
  - 20 Wunsch C. Greenland–Antarctica phase relations and millennial time-scale climate fluctuations in the Greenland ice-cores. *Quat Sci Rev*, 2003, 22: 1631–1646[DOI]
  - 21 Schwander J, Sowers T, Barnola J M, et al. Age scale of the air in the summit ice: Implication for glacial–interglacial temperature change. *J Geophys Res*, 1997, 102 (D16): 19483–19494[DOI]
  - 22 Wang X, Auler A S, Edwards R L, et al. Wet periods in north-eastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature*, 2004, 432: 740–743[DOI]
  - 23 Grootes P M, Stuiver M. Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with  $10^{-3}$  to  $10^5$  year time resolution. *J Geophys Res*, 1997, 102: 26455–26470[DOI]
  - 24 Bond G, Broecker W, Johnsen S, et al. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 1993, 365: 143–147[DOI]
  - 25 Peterson L C, Haug G H, Hughen K A, et al. Rapid changes in the hydrologic cycle of the Tropical Atlantic during the last glacial. *Science*, 2000, 290: 1947–1951[DOI]
  - 26 Yuan D, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian monsoon. *Science*, 2004, 304: 575–578[DOI]
  - 27 朱兆泉, 宋朝枢. 神农架自然保护区科学考察集. 北京: 中国林业出版社, 1999. 38–41
  - 28 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]
  - 29 Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964, 16(4): 436–468
  - 30 Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat Sci Rev*, 1991, 10: 297–317[DOI]
  - 31 Genty D, Blamart D, Ouahdi R, et al. Precise dating of Dansgaard–Oeschger climate oscillations in Western Europe from stalagmite data. *Nature*, 2003, 42: 833–837[DOI]
  - 32 North Greenland Ice Core Project members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 2004, 431: 147–151[DOI]
  - 33 Meese D A, Gow A J, Alley R B, et al. The Greenland ice sheet

- project 2 depth-age scale: methods and results. *J Geophys Res*, 1997, 102: 26411–26423[DOI]
- 34 Zielinski G A, Mayewski P A, Meeker L D, et al. Potential atmospheric impact of the Toba mega-eruption 71000 years ago. *Geophys Res Lett*, 1996, 23(8): 837–840[DOI]
- 35 Zielinski G A. Use of paleo-records in determining variability within the volcanism-climate system. *Quat Sci Rev*, 2000, 19: 417–438[DOI]
- 36 Schulz H, von Rad U, Erlenkeuser H. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110000 years. *Nature*, 1998, 393: 54–57
- 37 Schulz H, Emeis K C, Erlenkeuser H, et al. The Toba volcanic event and Interstadial/Stadial climates at the Marine Isotopic Stage 5 to 4 in the Northern Indian Ocean. *Quat Res*, 2002, 57: 22–31[DOI]
- 38 Ninkovich D, Shackleton N J, Abdel-Monem A A, et al. K-Ar age of the Pleistocene eruption of Toba, north Sumatra. *Nature*, 1978, 276: 574–577[DOI]
- 39 Chesner C A, Rose W I, Deino A, et al. Eruptive history of Earth's largest Quaternary caldera (Toba, Indonesia) clarified. *Geology*, 1991, 19: 200–203[DOI]
- 40 Cruz F W Jr, Burns S J, Karmann I, et al. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116000 years in subtropical Brazil. *Nature*, 2005, 434: 63–66[DOI]
- 41 Zhou J, Lau K M. Does a monsoon climate exist over South America? *J Clim*, 1998, 11: 1020–1040[DOI]
- 42 Rahmstorf S. Rapid climate transitions in a coupled ocean-atmosphere model. *Nature*, 1994, 372: 82–85[DOI]
- 43 Rahmstorf S. Ocean circulation and climate during the past 120000 years. *Nature*, 2002, 419: 207–214[DOI]