

基于中国南方石笋记录的古气候周期探讨*

苏志华^{1,2}, 杨小强¹, 王建华¹, 曹玲珑³, 阳杰⁴, 金钢雄¹

(1. 中山大学地球科学系, 广东 广州 510275;

2. 中山大学广东省地质过程与矿产资源探查重点实验室, 广东 广州 510275;

3. 国家海洋局南海海洋工程勘察与环境研究院, 广东 广州 510300;

4. 国家海洋局南海环境监测中心, 广东 广州 510300)

摘要:通过对葫芦洞、三宝洞和董哥洞末次盛冰期 (~30 000 aBP) 以来的石笋氧同位素数据序列进行连续小波变换。其结果显示在中国南方区域冰期的气候波动较全新世剧烈, 盛冰期的气候波动较冰消期剧烈。在全新世阶段, 董哥洞和三宝洞石笋氧同位素的周期均具有显著的三阶段特征。但在千百年尺度上, 两地气候周期的长度和强度并不尽相同, 董哥洞石笋氧同位素的周期信号相对较弱。其原因是董哥洞区域受西南季风和东亚季风的共同影响, 二者之间的反相位关系削弱和改变了气候变化的千年周期。这一特征反映了不同季风区域、不同周期的气候变化主导因素可能有所差异。分析结果同时显示, 在 ~3 000 aBP, 东亚区域气候模式可能发生了重大转折。

关键词: 中国南方; 石笋; 氧同位素; 小波变换; 周期; 气候变化

中图分类号: P532 **文献标志码:** A **文章编号:** 0529-6579 (2012) 03-0114-07

Periodical Climate Deduced from Stalagmite Oxygen Isotope in Southern China

SU Zhihua^{1,2}, YANG Xiaoqiang¹, WANG Jianhua¹, CAO Linglong³, YANG Jie⁴, JIN Gangxiong¹

(1. Department of Earth Sciences, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, China;

2. Guangdong Provincial Key Lab of Geological Process and Mineral Resources Survey, Guangzhou 510275, China;

3. South China Sea Marine Engineering and Environment Institute, SOA, Guangzhou 510300, China;

4. South China Sea Environment Monitoring Center, SOA, Guangzhou 510300, China)

Abstract: The continuous wavelet transform was introduced to assay the oxygen isotope sequences of stalagmites since the Last Glacial Maximum (~30 000 aBP) at Hulu Cave, Sanbao Cave, and Dongge Cave in South China. The result shows that the climate fluctuation in glacial period was more prominent than that in interglacial period. The periods of oxygen isotope in both Dongge Cave and Sanbao Cave were characterized by three stages during the Holocene. However, the length, as well as the intensity of oxygen isotope periods displayed significant difference between two caves. The reason is that the climate in Sanbao Cave region was only controlled by the East Asian Summer Monsoon (EASM), while that in Dongge Cave region was jointly influenced by the Indian Summer Monsoon (ISM) and EASM. The weak periods in Dongge Cave may be correlated to the strong anti-phasing of the ISM and EASM. The climate transformation from stability to fluctuation at ~3 000 aBP was also presented by the analysis result.

Key words: Southern China; stalagmite; oxygen isotope; wavelet transform; periods; climate change

* 收稿日期: 2011-10-20

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41072264); 中央高校基本科研业务费专项资金资助项目(3161316)

作者简介: 苏志华(1983年生), 男, 博士生; 通讯作者: 杨小强, E-mail: eesyxq@mail.sysu.edu.cn; 王建华, adswjh@mail.sysu.edu.cn

气候变化作为地球环境系统中存在的显著现象，在人类日益关注自身生存条件的前提下，已不仅仅是一个简单的科学研究课题，与人类的生存和发展休戚相关。从古至今，气候突变导致人类文明兴衰发展的例子不胜枚举^[1-2]。中国南方的石笋记录具有精准的年代控制、极高的分辨率等优点，为重建不同区域气候的变化规律提供了可靠的素材，在全球变化的研究中发挥了显著作用^[3-5]，如证实了北大西洋冰漂碎屑事件利用海气系统快速重组，并通过西风带和蒙古冷高压影响东亚季风系统；以及北大西洋冰漂碎屑事件与东亚季风环流存在遥相关^[6]。但是，关于石笋数据所反映的在不同时间阶段，可能具有不同的气候周期性及其转型等现象，则还存在些许不足，而对此特征的认识有助于进一步揭示不同区域气候变化的规律及变化趋势。

末次冰期~30 000 aBP以来，先后经历了末次盛冰期（~30 000~19 000 aBP^[10]）、末次冰消期（~19 000~10 000 aBP^[10]）、间冰期全新世（10 000 aBP以来）等不同的气候阶段，气候系统的边界条件发生了多次剧烈变化，研究末次盛冰期以来的气候变化有利于对比和认识末次盛冰期与末次冰消期、冰期与全新世各自的气候特征和相互关

系。本文截取中国南方~30 000 aBP以来的石笋氧同位素数据序列为研究对象，尝试用连续小波变换分析其不同时间尺度下的周期演化特征，探讨末次盛冰期以来的气候变化和可能存在的气候转型，且当气候的边界条件发生变化时，对比和分析气候记录的周期信号强弱变化特征及其与气候变化间的可能联系，并简要探讨其驱动机制。

1 资料与方法

具有精确年代控制且连续的高分辨率古气候记录是进行古气候周期分析的基础。本文选择南京葫芦洞^[3]、湖北三宝洞^[4]和贵州董哥洞^[5]的石笋氧同位素（ $\delta^{18}\text{O}$ ）数据序列作为分析对象。葫芦洞和三宝洞均处于东亚夏季风控制区，董哥洞位于东亚季风区和印度季风区的交界处（如图1）。石笋氧同位素（ $\delta^{18}\text{O}$ ）的气候意义源于前人对其研究的认识，即指示亚洲夏季风夏季降雨量的变化^[4-5]；所选的石笋记录具有较小的测年误差，且在同一沉积时间，不同石笋的氧同位素记录重复性极好，便于叠加构成一个时间跨度更大的完整的沉积记录序列，为探索东亚季风的演化特征提供了理想的材料。

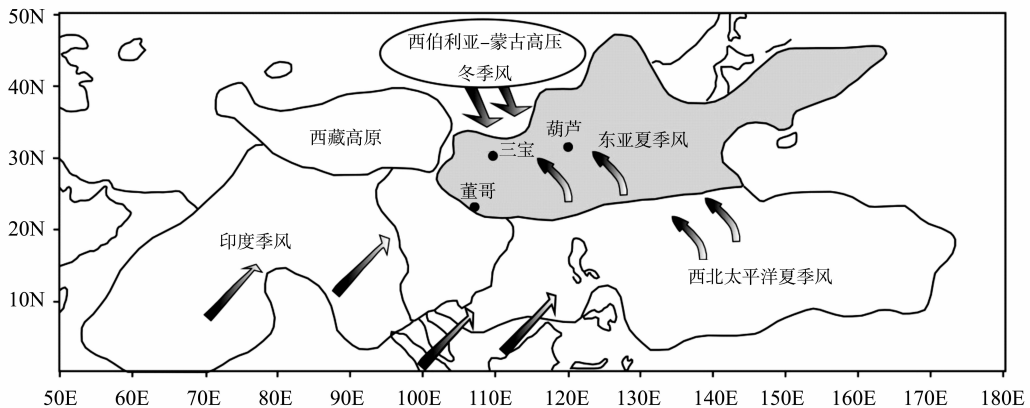


图1 葫芦、三宝和董哥洞地理位置图（据文献[4]修改）

Fig. 1 Geographic locations of Hulu, Sanbao and Dongge caves in South China (Modified from Wang et al. [4]) (Black solid circles represent locations of Hulu, Sanbao, Dongge caves while arrows show dominant summer wind-directions)

由于冰期与间冰期气候信号的显著性可能不同，为了避免较弱的气候信号被强信号覆盖，我们把葫芦-三宝洞~30 000 aBP以来的石笋氧同位素序列划分为两个时间范围：①葫芦-三宝洞末次盛冰期~30 000 aBP以来的数据序列（包括全新世）；②三宝洞全新世~10 000 aBP以来的数据序列。为了便于对比和分析，在全新世阶段还补充了贵州董哥洞~9 000 aBP以来的石笋氧同位素数据

序列。利用Origin8软件分别对葫芦-三宝洞末次盛冰期以来、三宝洞全新世以来、董哥洞全新世以来的石笋氧同位素数据序列进行线性内插，获取等步长（具有相同的 Δt ）的时间序列后，对其进行正规化处理，再对经过正规化处理过的数据序列进行连续小波变换，获取石笋氧同位素的周期及其演化特征。

在气候记录的时间序列分析方法中，小波变换

同时具有时域和频域分辨率的优势。它能将频域特征展布在时域上, 获取频率随时间变化的特征。因此, 应用小波变换分析气候记录的时间序列不仅有助于揭示气候变化在各种时间尺度上的周期特征, 而且还能显示出各种周期信号随时间的变化^[7]。利用小波分析研究气候记录时间序列的周期及其演化特征已成为探索气候变化的一个重要方面, 已取得了许多显著的成果^[8-9]。本文采用 Morlet 小波^[11], 它能很好地兼顾时间域和频率域的分辨率。Morlet 小波公式如下:

$$\Psi(t) = \pi^{-1/4} e^{-(t^2/2)} e^{i\omega_0 t}$$

其中, 频率 ω_0 表示一个小波中包含的波数, 无量纲, 用来调控信号分解中时域和频域的分辨率。由于 Morlet 小波不是正交的, 也不是双正交的, 因此可以用于连续小波变换。尽管该小波不是紧支撑的, 但当 $\omega_0 > 5$ 时, Morlet 小波及其 Fourier 变换在时域和频域都具有较好的集中, 是应用较为广泛的一种小波^[12]。程序中令 $\omega_0 = 6$, 使时域和频域分辨率都较好^[13]。小波分析选用的程序来自网络 (<http://www.pol.ac.uk/home/research/waveletcoherence/>), 同时用蒙特卡罗方法计算并检验符合 X^2 分布的 95% 置信区间。另外, 程序中还给出了边缘效应影响区 (Cone of Influence, 简称 COI 影响区)。

2 结果

2.1 葫芦 - 三宝洞末次冰期 ~30 000 aBP 以来氧同位素的周期特征

葫芦 - 三宝洞末次冰期 ~30 000 aBP 以来的石

笋氧同位素连续小波变换谱如图 2。冰期与间冰期 (全新世)、末次盛冰期与末次冰消期相比, 前两者氧同位素的周期特征更为显著。冰期阶段, ~4 000 ~8 000 a 的周期特征始终存在并表现得尤为明显。同时, 在末次盛冰期阶段, 还叠加有 ~1 500 a 的周期。以上两个阶段的周期信号均过了 95% 置信线。在末次冰消期阶段, 不存在 ~1 500 a 的周期。在全新世阶段, 没有显示出明显的周期信号。

2.2 三宝洞全新世以来石笋氧同位素的周期特征

三宝洞 ~10 000 aBP 以来的石笋氧同位素数据序列连续小波谱如图 3, 在全新世早、中、晚三个不同时间阶段显示出不同周期的变化。~1 500 a 周期在 10 000 aBP 以来始终存在, 但在全新世中期信号强度较弱。在 4 000 ~0 aBP 阶段, 存在 ~800 a 和 500 a 的周期信号。在 10 000 ~7 000 aBP 和 4 500 ~0 aBP 阶段, 存在 ~125 a 周期。除了 ~125 a 周期信号外, 所有的周期信号均未过置信线。

2.3 董哥洞石笋氧同位素的周期特征

董哥洞全新世 ~9 000 aBP 以来的石笋氧同位素数据序列连续小波变换谱如图 4, 在不同时间阶段, 气候记录具有明显不同的周期。在 9 000 ~5 000 aBP 和 3 000 ~0 aBP 间, ~1 000 a 尺度的周期始终存在。尽管在 5 000 ~3 000 aBP 阶段也有千年尺度的周期信号, 但信号很弱。在 9 000 ~5 000 aBP 和 2 500 ~0 aBP 间, 存在明显的 ~500 a 的周期, 但是在 5 000 ~2 500 aBP 阶段, 气候周期逐渐变长 (从 500 逐渐趋向 1 000 a), 同时周期信号也较弱。所有的周期信号均未超过 95% 置信线。

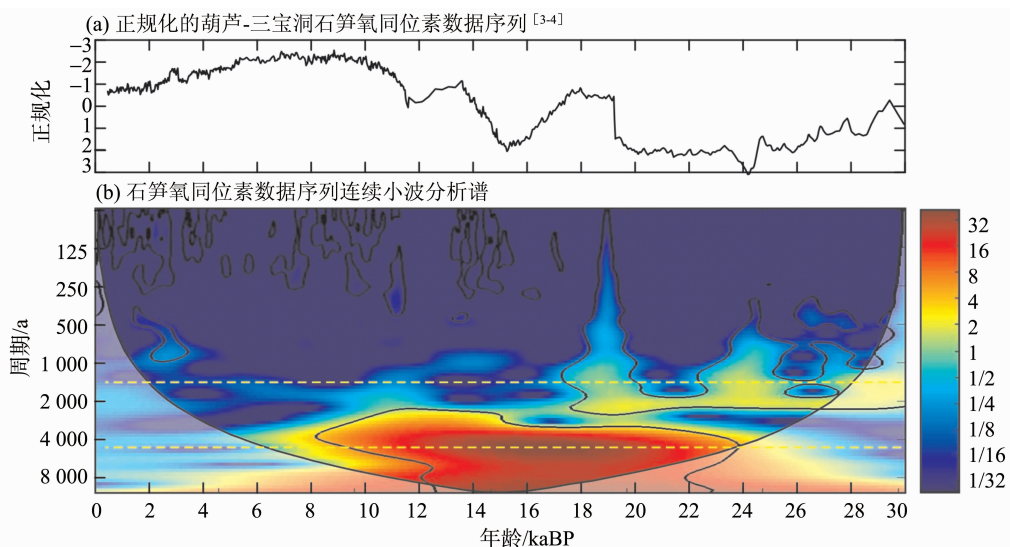


图 2 葫芦 - 三宝洞 ~30 000 aBP 以来石笋氧同位素数据序列的连续小波变换分析结果 (黑色实线内的能量显著性超过 95% 置信线; 虚线分别标出 ~1 500 a, ~4 000 a 周期; 弧线下的区域为边缘效应影响区。)

Fig. 2 The wavelet analysis for Hulu/Sanbao oxygen isotope sequence over the past ~30 000 aBP

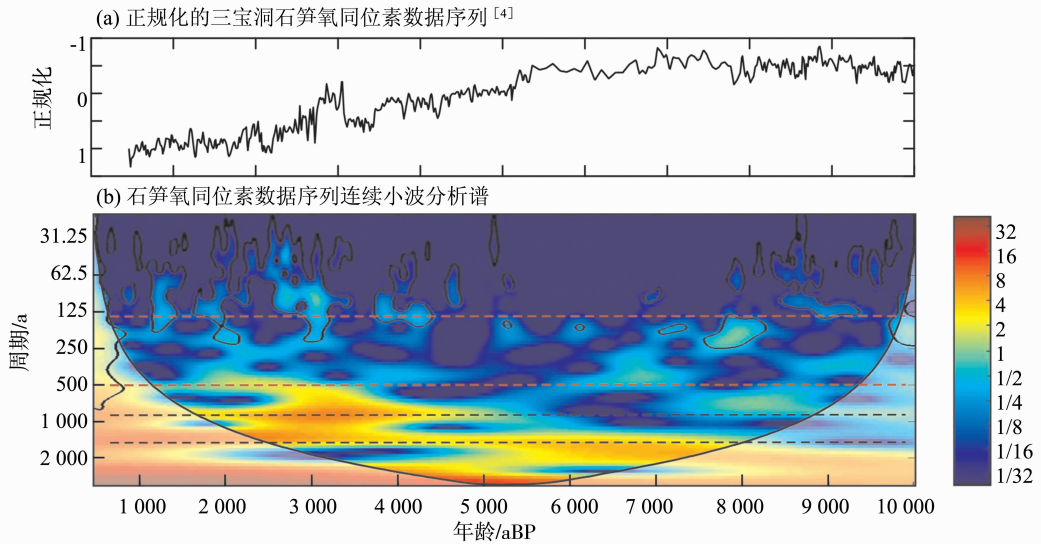


图 3 湖北三宝洞全新世石笋氧同位素数据序列的连续小波变换分析结果 (黑色实线内的能量显著性超过 95% 置信线; 虚线分别标出 1 500 a, 800 a, 500 a 和 125 a 周期; 弧线下区域为边缘效应影响区。)

Fig. 3 The wavelet analysis for Sanbao oxygen isotope sequence over the Holocene

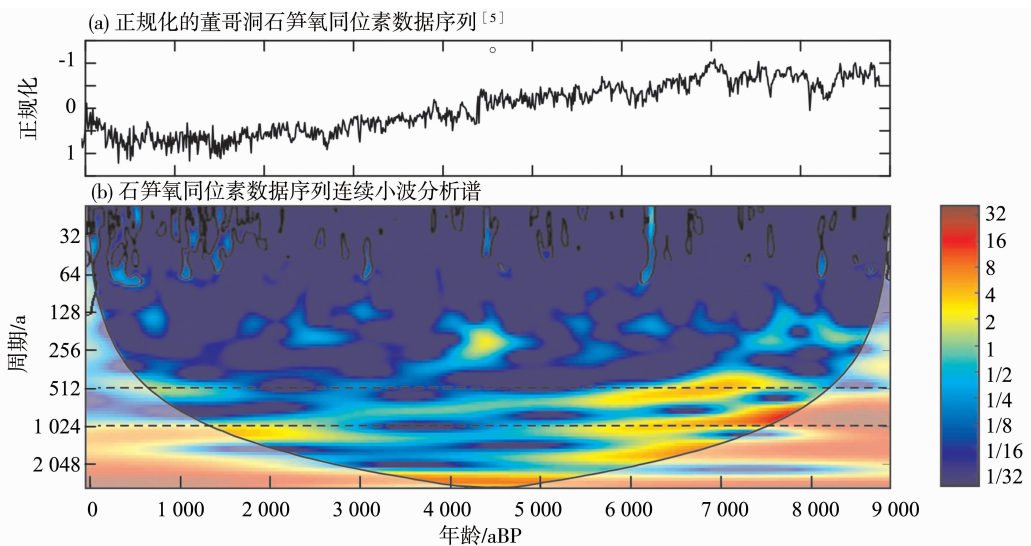


图 4 贵州董哥洞全新世石笋氧同位素数据序列的连续小波变换分析结果 (黑色实线内的能量显著性超过 95% 置信线; 虚线分别标出 1 000 a, 500 a 周期; 弧线下区域为边缘效应影响区。)

Fig. 4 The wavelet analysis for Dongge oxygen isotope sequence over the Holocene

3 讨论

3.1 末次冰期与全新世、末次盛冰期与冰消期氧同位素周期特征的对比及其气候意义

小波分析结果揭示了研究区域冰期的气候周期特征比间冰期 (全新世) 明显, 末次盛冰期的气候周期特征比冰消期明显。图 2 显示末次冰期石笋氧同位素数据序列始终存在 ~ 4 000 ~ 8 000 aBP 的周期, 且在末次盛冰期还叠加了 ~ 1 500 aBP 的周期, 而末次冰消期则不存在 ~ 1 500 aBP 的周期,

全新世则没有任何气候周期信号。这是否说明全新世气候变化不具有周期性, 气候很稳定呢? 答案是否定的, 因为图 3 和图 4 显示, 不管是三宝或董哥, 全新世石笋氧同位均呈现出千年 - 百年尺度的周期, 且全新世的气候波动特征得到许多记录的证实 (3.2 将详细论述)。图 2 在全新世阶段没显示出明显的周期信号应是因为冰期的气候波动非常剧烈。尽管小波分析具有多尺度细化分析的功能, 但冰期强烈的气候波动信号还是“弱化”了全新世相对较弱的气候信号。当对全新世的气候记录单独

进行小波分析时, 则气候的周期特征还是很明显的 (图 3、4)。

末次冰期千年尺度的古气候事件已经成为众所周知的事情, 小波分析的结果进一步揭示了这一现象的普遍性。在冰期, 从始至终存在显著的 $\sim 4\ 000 \sim 8\ 000\ a$ 的周期, 这一气候波动周期信号记录鲜有报道, 值得注意。

冰期与间冰期 (全新世) 相比, 末次盛冰期与冰消期相比, 气候的周期特征极为显著, 说明冰期的气候波动较间冰期更为激烈。这种气候的不稳定性在末次冰期海平面下降 $30 \sim 45\ m$ 时表现得更为显著^[14-15]。说明地球表层环境系统 (水圈、大气圈、冰圈、和生物圈) 的内部存在某种紧密联系的快速变化。冰川作用和由其引发的海平面下降可能是冰期和末次盛冰期气候剧烈波动的主要原因。

3.2 全新世石笋氧同位素的周期特征及其气候意义

小波分析结果揭示了全新世的气候变化呈现出千年-百年尺度气候周期且千年尺度的周期是全新世冰后期气候波动的主导周期。三宝、董哥全新世千年周期特征现象与大西洋冰岛赤铁矿碎屑颗粒^[16]、格林兰冰芯中非海生盐 K ^[17]、冲绳海区黑潮暖流^[18] 和阿拉伯海粉尘输入的周期相一致^[19]。同样, 北美的湖泊沉积记录显示了 $1.5\ ka$ 周期^[20], 民勤湖泊记录为 $1.6\ ka$ 周期^[21], 非洲西海岸表层海水古温度 SST 也呈现出约 $1.5\ ka$ 的准周期性变化^[22], 欧亚历史气候表现为 $\sim 1.2\ ka$ 准周期^[23], 表明全新世气候的千年周期特征是全球大范围内普遍存在的现象。全新世气候波动还呈现出百年尺度的周期, 三宝洞石笋氧同位素数据序列显示出 $\sim 800, \sim 500$ 及 $\sim 125\ a$ 周期, 其中, $\sim 800\ a$ 周期得到了中国南海北部表层海水盐度记录的支持^[24], 其可能源于 $1\ 500\ a$ 周期的分谐波。董哥洞石笋记录的数据序列显示出 $\sim 500\ a$ 和 $\sim 200\ a$ 周期, 这与青藏泥炭记录的周期特征相一致^[25]。其中 $\sim 500\ a$ 周期与北大西洋环流的不稳定性有关^[26], $\sim 200\ a$ 周期可能与太阳活动的周期密切相关^[27]。

全新世千年尺度的气候周期与发生在末次冰期阶段的 Dansgaard-Oeschger 旋回周期非常接近^[28], 只是振动幅度的强弱不同 (冰期强, 全新世弱)。因此可推测出全新世气候变化模式可能是冰期气候波动的延续, 两者应受控于相同的气候驱动因素。

3.3 董哥、三宝洞全新世氧同位素周期差异的气候意义

董哥、三宝洞分别主要受到印度夏季风和东亚夏季风的控制, 以及这两个季风系统具有反相位的关系^[29-30] 是两洞周期特征不尽相同的主要原因。在千年尺度上, 董哥洞石笋氧同位的周期为 $\sim 1\ 000\ a$, 三宝洞石笋氧同位素的周期为 $\sim 1\ 500\ a$, 两者相差 $\sim 500\ a$ 。在百年尺度上两洞的周期也不尽相同 (见表 1)。另外, 两洞周期的起止时间和周期信号的强弱也不同, 董哥洞的周期信号较三宝洞弱 (图 3、4)。三宝洞处于东亚夏季风控制区已经是无可争议的事实。尽管 Wang 等研究^[4] 认为, 董哥洞仍处于东亚季风控制区, 但关于不同季风区的范围和边界, 仍然存在巨大争议^[31-32]。最近, 通过综合研究数十个湖泊的碳酸盐氧同位素记录, 证实了董哥洞区域主要受到印度夏季风的控制^[33]。由于两洞受到不同季风系统的控制, 而两个季风系统的水汽源不同, 印度夏季风区水汽来源于印度洋, 东亚季风区的水汽来源于西太平洋。再加上两个季风系统起止时间、表现形式等必然不尽相同, 以上种种差异均是造成两洞周期特征差异的原因。另外, 众多研究显示, 东亚夏季风与印度夏季风存在反相位关系^[29-30]。董哥洞处于季风的边界区域, 还可能受到东亚夏季风的影响, 两个季风系统的相互“削弱”, 也可能是董哥洞周期特征较三宝洞不明显的主要原因。

表 1 三宝和董哥洞全新世石笋氧同位素周期对比

Table 1 The difference of oxygen isotope periods between Sanbao and Dongge cave during Holocene (Deduced from Fig. 3, 4)

时代	三宝洞/a		董哥洞/a	
	千年尺度	百年尺度	千年尺度	百年尺度
早全新世	$\sim 1\ 500$	$\sim 125, \sim 500, \sim 800$	$\sim 1\ 000$	~ 500
中全新世	$\sim 1\ 500$ (弱)	-	-	-
晚全新世	$\sim 1\ 500$	~ 125	$\sim 1\ 000$	~ 500

3.4 全新世石笋氧同位素的周期演化特征及其对应的气候阶段

董哥、三宝洞全新世石笋氧同位素记录的周期演化具有明显的三阶段特征。尽管两洞三个阶段的起止时间稍有不同, 但都表现为在早、晚全新世阶段, 石笋记录的周期信号都较强, 中全新世周期信号较弱甚至不存在周期信号 (见表 1)。其指示了全新世可划分为三个阶段: 早全新世, 气候波动剧烈; 中全新世, 气候稳定; 晚全新世, 气候波动剧烈。据 Nesje & Dahl^[34] 的研究: 全新世可划分为三个阶段, 第一阶段为“前北方期”或者“北方

期”, 第二阶段为“大西洋期”, 又叫做“冰后期的高温期”和“气候适宜期”, 在该阶段, 北半球中高纬气候呈现出温暖湿润的气候特征; 第三阶段为“亚北方期”和“亚大西洋期”, 又叫“新冰河时期”, 其指示了新一轮的冰川前进时段。这与董哥、三宝石笋记录的周期研究结果相一致。同样, 利用放射虫转换函数估计的海水表层温度 (SST) 呈现明显的三段式演变, 早全新世 10 500 ~ 8 400 aBP 期间为持续的高值期, 中全新世为 SST 相对稳定期, 晚全新世 ~ 3 100 aBP 以来为显著的低 SST 时期^[35]。

董哥、三宝石笋记录的中全新世阶段, 周期信号很弱, 指示了较为稳定的气候条件。这是因为在该阶段, 由于北美冰盖的融化, 对气候变化的影响减弱^[36], 所以该阶段的气候波动较小。气候较为稳定。而在全新世早期和晚期, 石笋记录的周期特征较为明显, 周期信号较强, 气候波动剧烈。这是因为全新世早期, 北极冰盖发育极盛, 对气候的影响较为强烈; 在全新世晚期, 新一轮的冰川作用加剧了气候的波动^[36]。

3.5 晚全新世的气候转型

~ 3 000 aBP 左右, 在全新世中期到晚期的过渡阶段, 董哥、三宝石笋记录的周期信号从弱到强, 指示了气候变化由稳定状态到剧烈波动模式变化。该气候突变和环境异常事件得到了我国大陆众多古气候记录的支持。比如, 对陕西岐山黄土剖面的研究发现: ~ 3 100 aBP 季风格局发生变化, 伴随着新一轮的冰川作用, 气候向着干旱化方向发展, 全新世的成壤期被黄土堆积所取代^[37]。同时, 在海南岛双池玛珥湖全新世高分辨率的气候记录中发现, 在晚全新世 ~ 2 700 aBP 以来, 沉积物粒度、粘土矿物、C/N, 孢粉和藻类等指标与之前截然不同, 其变化显示晚全新世气候模式发生了巨大变化^[38]。另外, 对广州地区晚第四纪孢粉记录的研究显示, ~ 2 250 aBP 气候向晾干转变^[39]。~ 3 100 aBP 的气候转型事件还得到青海湖沉积物记录以及西藏泥炭记录研究^[40]的支持。因此, 于 ~ 3 000 aBP 的石笋记录的周期转型, 标志在东亚区域气候模式发生了重大转折。

4 结 论

1) 末次冰期比全新世气候波动更为激烈, 末次盛冰期比末次冰消期气候波动更为激烈。冰川活动及海平面的下降是导致冰期气候剧烈波动的主要原因。

2) 董哥、三宝石洞全新世石笋氧同位素数据系列的周期不尽相同, 与其分别主要受到印度夏季风和东亚夏季风的控制有关。两个季风系统的反相位关系“削弱”了董哥洞氧同位素周期的信号。

3) 在 ~ 3 000 aBP, 东亚区域气候模式可能发生了重大转折。

参考文献:

- [1] ZHANG P Z, CHENG H, EDWARDS R L, et al. A Test of Climate, Sun, and Culture Relationships from an 1810-Year Chinese Cave Record[J]. *Science*, 2008, 322 (5903): 940 - 942.
- [2] TAN L, CAI Y, AN Z, et al. Centennial- to decadal-scale monsoon precipitation variability in the semi-humid region, northern China during the last 1860 years: Records from stalagmites in Huangye Cave [J]. *The Holocene*, 2010, 21 (2): 287 - 296.
- [3] 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 (5550): 2345 - 2348.
- [4] WANG Y, CHENG H, EDWARDS R L, et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224, 000 years [J]. *Nature*, 2008, 451 (7182): 1090 - 1093.
- [5] WANG Y J, CHENG H, EDWARDS R L, et al. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate [J]. *Science*, 2005, 308 (5723): 854 - 857.
- [6] 汪永进, 刘殿兵, 吴金全, 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: D 辑*, 2002, 32 (3): 227 - 233.
- [7] CAZELLES B, CHAVEZ M, BERTEAUX D, et al. Wavelet analysis of ecological time series [J]. *Oecologia*, 2008, 156 (2): 287 - 304.
- [8] 周鑫, 郭正堂, 秦利. 近百年来自然和人为因素对亚洲季风降水影响的时间序列分析研究 [J]. *中国科学: D 辑*, 2010, 40 (12): 1718 - 1724.
- [9] 黄磊, 邵雪梅. 青海德令哈地区近 400 年来的降水量变化与太阳活动 [J]. *第四纪研究*, 2005, 25 (2): 184 - 192.
- [10] LAMBECK K, YOKOYAMA Y, PURCELL T. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2 [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21 (1/2/3): 343 - 360.
- [11] J M. Sampling theory and wave propagation [J]. *Issues in Acoustic Signal/Image Processing and Recognition*, 1983, 1: 233 - 261.
- [12] 秦利. 晚中新世以来我国北方风尘堆积磁化率和粒度记录的古气候周期探讨 [M]. 北京: 中国科学院地质与地球物理研究所, 2009.
- [13] GRINSTED A, MOORE J, JEVREJEVA S. Application

- of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series[J]. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 2004, 11: 561 – 566.
- [14] MCMANUS J F, OPPO D W, CULLEN J L. A 0.5-million-year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic[J]. *Science*, 1999, 283: 971 – 975.
- [15] SCHULZ M, SARNTHEIN M, GROOTES P M, et al. Amplitude variations of 1470-year climate oscillations during the last 100,000 years linked to fluctuations of continental ice mass[J]. *Science*, 1999, 26(22): 3385 – 3388.
- [16] BOND G, SHOWERS W, CHESEBY M, et al. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates[J]. *Science*, 1997, 278(5341): 1257 – 1266.
- [17] O'BRIEN S R, MAYEWSKI P A, MEEKER L D, et al. Complexity of Holocene Climate as Reconstructed from a Greenland Ice Core[J]. *Science*, 1995, 270(5244): 1962 – 1964.
- [18] JIAN Z, WANG P, SAITO Y, et al. Holocene variability of the Kuroshio Current in the Okinawa Trough, northwestern Pacific Ocean[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 184(1): 305 – 319.
- [19] SIROCKO F, GARBE-SCHÖNBERG D, MCINTAE A, et al. Teleconnections Between the Subtropical Monsoons and High-Latitude Climates During the Last Deglaciation[J]. *Science*, 1996, 272(5261): 526 – 529.
- [20] CAMPBELL I D, CAMPBELL C, APPS M J, et al. Late Holocene ~1500 a climatic periodicities and their implications[J]. *Geology*, 1998, 26(5): 471 – 473.
- [21] CHEN F H, ZHU Y, LI J. Abrupt Holocene changes of the Asian monsoon at millennial-and centennial-scales: Evidence from lake sediment document in Minqin Basin, NW China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2001, 46(23): 1941 – 1947.
- [22] DEMENOCAL P, ORTIZ J, GUILDERSON T, et al. Coherent high- and low-latitude climate variability during the holocene warm period[J]. *Science*, 2000, 288: 2198 – 2202.
- [23] XU J H. The sun, climate, starvation and nation's immigration[J]. *Sci China: Ser D-Earth Sci*, 1998, 28(4): 366 – 384.
- [24] WANG L, SARNTHEIN M. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea[J]. *Marine Geology*, 1999, 156(1/2/3/4): 245 – 284.
- [25] ZHOU W, LU X, WU Z, et al. Peat record reflecting Holocene climatic change in the Zoige Plateau and AMS radiocarbon dating[J]. *Chin Sci Bull*, 2002, 47(1): 66 – 70.
- [26] STUIVER M, BRAZIUNAS T. Sun, ocean, climate and atmospheric $^{14}\text{CO}_2$: an evaluation of causal and spectral relationships[J]. *Holocene*, 1993, 3: 289.
- [27] SARNTHEIN M, VAN K S, ERLLENKEUSER H, et al. Centennial-to-millennial-scale periodicities of Holocene climate and sediment injections off the western Barents shelf, 75°N[J]. *Boreas*, 2003, 32(3): 447 – 461.
- [28] KENNETT J P, PETERSON L C. Rapid climate change: Ocean responses to earth system instability in the late Quaternary[J]. *JOIDES Journal*, 2002, 28(1): 5 – 9.
- [29] HONG Y T, HONG B, LIN Q H, et al. Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 211(3/4): 371 – 380.
- [30] HONG Y T, HONG B, LIN Q H, et al. Inverse phase oscillations between the East Asian and Indian Ocean summer monsoons during the last 12,000 years and paleo-El Nino[J]. *Earth And Planetary Science Letters*, 2005, 231(3/4): 337 – 346.
- [31] TIAN L, YAO T, MACCLUNE K, et al. Stable isotopic variations in west China: A consideration of moisture sources[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112(d10): D10111 – D10112.
- [32] CAI Y, TAN L, CHENG H, et al. The variation of summer monsoon precipitation in central China since the last deglaciation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 291(1/2/3/4): 21 – 31.
- [33] ZHANG J, CHEN F, HOLMES J A, et al. Holocene monsoon climate documented by oxygen and carbon isotopes from lake sediments and peat bogs in China: a review and synthesis[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2011, 30(15/16): 1973 – 1987.
- [34] NESJE A, DAHL S O. Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway[J]: A review. *Quaternary Science Reviews*, 1993, 12(4): 255 – 261.
- [35] CHANG F M, LI T G, ZHUANG L H, et al. A Holocene paleotemperature record based on radiolaria from the northern Okinawa Trough (East China Sea)[J]. *Quaternary International*, 2008, 183: 115 – 122.
- [36] HEINZ W, JURG B, JONATHAN B, et al. Mid- to Late Holocene climate change: an overview[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2008, 27(19 – 20): 1791 – 1828.
- [37] 黄春长, 庞奖励, 黄萍, 等. 关中盆地西部黄土台塬全新世气候事件研究[J]. *干旱区地理*, 2002, 25(1): 10 – 15.
- [38] ZHENG Z, WANG J, WANG B, et al. High-resolution records of Holocene from the Shuangchi Maar Lake in Hainan Island[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48(5): 497 – 502.
- [39] 王晓静, 王建华, 曹玲珑, 等. 广州地区晚第四纪孢粉气候研究[J]. *中山大学学报: 自然科学版*, 2010, 49(3): 113 – 121.
- [40] SHI Y F, KONG Z C, WANG S, et al. The important climatic fluctuations and events in China during the Holocene[J]. *Science in China: Series B*, 1992, 22: 1300 – 1308.