末次冰消期西太平洋暖池上层海温千百年尺度变化

殷雅倩*, 党皓文, 王跃, 乔培军, 翦知湓

同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

* 联系人, E-mail: tjyinyq@163.com

2019-01-29 收稿, 2019-05-15 修回, 2019-05-15 接受, 2019-05-31 网络版发表

国家自然科学基金(41630965, 41606049, 41606045)和自然资源部全球变化与海气相互作用专项(GASI-GEOGE-04)资助

摘要 西太平洋暖池是全球气候系统中最主要的海洋热源, 暖池区表层海温的变化与低纬度大气环流紧密联系, 而温跃层变化能够调控暖池区上层海水热含量和结构. 为探索末次冰消期(末次冰盛期到全新世的过渡期)暖池区的上层海水温度变化, 利用暖池核心区MD01-2386孔岩芯, 分析混合层和温跃层浮游有孔虫壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 和Mg/Ca指标, 重建末次冰消期十年际分辨率的表层和温跃层温度记录. 结果表明: (1) 末次冰消期早期, 表层和温跃层海水在20~21 ka展现小幅度的初始升温, 与岁差参数的起始降低同步; (2) 与海因里希冷事件1和新仙女木事件近乎同一时段, 表层和温跃层海温都表现出升温停滞的平台; (3) 冰消期过程中温跃层海温的变化幅度始终大于表层海温. 表层和次表层浮游有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 以及Mg/Ca温度变化与婆罗洲石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化趋势高度吻合, 反映了末次冰消期暖池核心区的温跃层动力、表层海温和大气对流活动之间的耦合关系. 对比赤道外暖池区的降水指标记录, 提出西太平洋暖池大气对流中心的位置迁移或强度变化是解释末次冰消期千年尺度变化期间暖池区降水变化区域差异的主要原因. 另外, 百年尺度上暖池上层水体指标记录都体现了明显的220~260 a的周期, 与太阳活动的Suess周期近似, 可能反映了暖池区上层水体变化对太阳活动的响应.

关键词 末次冰消期, 西太平洋暖池, 温跃层, 快速气候变化

晚第四纪冰期旋回变化往往呈现出不对称的锯齿状: 冰盖的发育过程历时较长, 冰量达到一定规模之后地球进入冰期; 而与之相比, 地球从冰期到间冰期的冰消期则是相对快速的变化过程^[1]. 轨道尺度上的气候变化可以用米兰科维奇理论来解释, 即地球轨道参数变化导致了地面不同纬度和季节接收的太阳辐射量发生变化, 从而控制全球气候系统^[2,3]. 来自洞穴石笋、南极冰芯以及海洋沉积物中的古温度指标显示, 北半球末次冰消期的开始与太阳辐射量的上升基本同步^[4~7]. 然而太阳辐射量的轨道尺度变化并不能完整地解释冰消期的发生机制, 例如周期性的辐射量变化在晚第四纪冰期内同样发生, 却不一定触发冰盖大幅削减; 且冰

消期期间的气候变化并非如轨道辐射量一样平缓渐变. 末次冰消期期间南北半球高纬地区的气候记录呈现出千年尺度的“两极跷跷板”式的变化特征, 普遍解释为北大西洋经向翻转流的减弱及与之相关联的热带辐合带(intertropical convergence zone, ITCZ)的南-北迁移, 影响了半球间热量的重新分布^[1,8]. 种种证据说明了冰消期的具体演变过程并不具有全球一致性, 而是具有强烈的区域性特征. 之前在解释南北半球高纬地区气候的相互作用时, 尤其强调了北半球高纬太阳辐射量以及北大西洋深层水的驱动作用. 相对而言, 对热带地区的特殊性和重要性的考察仍然不足.

位于热带西太平洋的暖池区是全球的热量汇聚区,

引用格式: 殷雅倩, 党皓文, 王跃, 等. 末次冰消期西太平洋暖池上层海温千百年尺度变化. 科学通报, 2019, 64: 2151–2162

Yin Y Q, Dang H W, Wang Y, et al. Millennial-and centennial-scale variations in the upper-water temperature of Western Pacific Warm Pool during the last deglaciation (in Chinese). Chin Sci Bull, 2019, 64: 2151–2162, doi: [10.1360/N972019-00093](https://doi.org/10.1360/N972019-00093)

周围海气作用强烈,是沃克环流以及季风环流的大气对流上升中心^[9]。早期研究表明,末次冰消期时暖池区表层海水温度升温开始时间比由氧同位素代表的全球冰量缩减要早数千年,说明了暖池在冰消期的升温过程不受北半球高纬冰盖消融的控制^[10,11],甚至有可能因为暖池海水温度变化引起大气对流的变化^[12],进而影响北半球冰盖的消长^[13,14]。已有的古海洋学研究表明,在冰期旋回中,西太平洋暖池的表层海水温度以及温跃层深度都发生过明显的变化^[15~17],其温盐特征在千年尺度上也存在着显著的类似厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)的变化特征^[2,18,19]。而随着研究的深入,发现暖池区温跃层海水的变化在热带海区的气候演变中比表层海水更为活跃^[20]。暖池区垂向的表层海水温度梯度以及暖池区与暖池外的横向的温度或温跃层梯度可以作为暖池形成及其强弱变化的标志^[3,21]。作为暖池上层暖水团的底界,温跃层不仅能够如实反映暖池的形成和变化,也是暖池与全球海洋气候过程相联系的重要通道^[22]。

暖池区的末次冰消期千年尺度变化研究相对较少,一般认为由于暖池的海水温度常年在28°C以上^[23],所以冰消期整体上呈平缓持续变化的特征、千年尺度变化不够显著^[24]。这一认识,一方面是由于西太平洋暖池位于赤道、长时间周期上的水文及大气参数相对较为稳定,因而具有相对平稳的气候变化特征;另一方面也是由于缺乏高分辨率的古海洋记录。因此,对暖池区在冰消期千-百年尺度上的变化特征的认识还远远不够。要探索暖池区冰消期千-百年尺度波动的表现及特征,探究暖池区相关变化的影响因素及动力机制,首先需要建立西太平洋暖池区高分辨率的温度记录。

本文利用暖池核心区M01-2386站位的沉积物岩芯,分析浮游有孔虫的氧同位素和镁钙元素比值,再造暖池核心区末次冰盛期(last glacial maximum, LGM)以来10年际分辨率的表层和温跃层海水温度和上层海水温盐梯度记录,以探讨冰消期千-百年时间尺度上西太平洋暖池上层海水温度变化特征,探索表层海温和温跃层动力在暖池海洋气候系统中的作用。

1 材料与方法

1.1 研究材料

西太平洋暖池通常是指热带西太平洋的暖水区。该区年平均海水表层温度(SST)大于28°C,总面积约占

热带海洋面积的26.2%。本次研究材料选自2001年法国“Marion Dufresne”号MD122航次的MD01-2386站位(01°07.80'N, 129°47.56'E)(图1)。该岩芯沉积物主要为橄榄灰色钙质超微化石软泥,富含孔虫和硅藻,可见有机质斑点和轻微生物扰动。本次研究挑取了柱状样上部154~652 cm进行分析,每1~2 cm采样进行沉积物筛洗及后续分析,所有样品处理过程均在同济大学海洋地质国家重点实验室完成。

1.2 浮游有孔虫指标

(i) 浮游有孔虫生态。浮游有孔虫表层种*Globigerinoides ruber*生活在海表50 m以内的混合层海水里^[30],其最适宜温度为27°C左右^[31,32],在暖池区全年均有分布^[33],可以用来反映表层海水温度变化。而浮游有孔虫的次表层种*Pulleniatina obliquiloculata*喜居温度较高的热带海区,在热带印度-太平洋的80~150 m水深的次表层海水里丰度最高^[30,34]。现代观测表明,赤道西太平洋区域*P. obliquiloculata*的结壳深度基本位于永久性温跃层的顶部^[35],因此本文利用*P. obliquiloculata*来反映温跃层顶部的状况。西太平洋暖池区拥有全球最厚的温跃层,因此通过重建混合层和次表层海水栖居的浮游有孔虫壳体的地球化学指标记录,可借此一窥暖池区表层与温跃层海水变化之间的异同。

(ii) 氧同位素。在每个>0.063 μm的粗组分样品中挑取~14个250~350 μm的*G. ruber*壳体 and ~8个350~450 μm的*P. obliquiloculata*壳体,所挑壳体表面光洁、无明显污染或破损、房室结构完整,壳体被轻微破碎之后经超纯水和甲醇清洗,经由Kiel IV碳酸盐制备装置产生的CO₂气体进入稳定同位素质谱仪(Finnigan MAT253)进行氧碳稳定同位素分析,具体实验流程见Cheng等人^[36]。同位素结果由中国国家标准NBS19校正到PDB标尺,δ¹⁸O的长期测试偏差为0.07‰。

(iii) Mg/Ca比值分析。在每个>0.063 μm的粗组分样品中挑取~30个250~350 μm的*G. ruber*壳体 and ~20个350~450 μm的*P. obliquiloculata*壳体,所挑壳体表面光洁、无明显污染或破损、房室结构完整。前处理流程具体描述见Dang等人^[34],处理完成的样品用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)测试其Mg和Ca等元素浓度。*G. ruber*和*P. obliquiloculata*的Mg/Ca比值的重复性分别为2.72%(17个平行样,平均标准偏差0.102 mmol mol⁻¹)和3.89%(21个平行样,平均标准偏差0.154 mmol mol⁻¹)。测得的*P. obliquiloculata*的Al/Ca低于0.5 mmol mol⁻¹,

图 1 热带西太平洋表层和次表层海水温度分布及MD01-2386站位图。表层(0 m水深, (a))和次表层(150 m水深, (b))的多年平均温度, 温度色标示于图右。温度数据来源于WOA13^[25], 利用ODV软件绘制而成(<https://odv.awi.de/>)。白色五角星为MD01-2386站位, 白色圆点标示本文讨论涉及的古气候记录位置, 分别为: MD98-2161岩芯(5.21°S, 117.48°E)和MD98-2178岩芯(3.62°N, 118.70°E)^[26]、MD06-3054岩芯(14°30.28'N, 124°19.24'E)^[27]、婆罗洲北部Gunung Buda石笋(4°N, 115°E)^[28]、印尼南部Flores岛上Liang Luar Cave石笋(8°32'S, 120°25'E)^[29]。
Figure 1 Annual temperature at 0 m (a) and 150 m (b) water depth in the west Pacific region of WOA13^[25] plotted by ODV. White star denotes the location of core MD01-2386, and white dots denote the locations of core MD98-2161, MD98-2178, MD06-3054, and stalagmites from Liang Luar Cave of Flores Island and Gunung Buda Cave of northern Borneo^[26–29]

与Mg/Ca无相关性($r^2 < 0.01$), 表明Mg/Ca值基本不受硅酸盐矿物(黏土为主)的影响。测得的*G. ruber*和*P. obliquiloculata*的Mn/Ca比值最高不超过0.35 mmol mol⁻¹, 表明富Mn氧化物的清洗效果较好。

(iv) Mg/Ca温度换算。本研究采用基于热带西太平洋表层沉积物样品得出的*G. ruber* Mg/Ca温度公式($\text{Mg/Ca} = 0.31 \exp(0.097 \times \text{SST})$)^[30]来换算表层海水温度(SST)。对于温跃层海水温度(TWT), Anand等人^[37], Cléroux等人^[35]提出了*P. obliquiloculata*的Mg/Ca与温度之间的校正公式, 和Hollstein等人^[30]及Dang等人^[34]在热带西太平洋获取的校正公式具有相似的指数常数(~ 0.09)。因此, 不同的校正公式的选择不影响换算得到

的TWT的趋势和相对变化。为了更好地与以往的研究进行比较, 在本研究中TWT换算采用Anand等人^[37]的公式, $\text{Mg/Ca} = 0.328 \exp(0.09 \times \text{TWT})$ 。由Mg/Ca测量和Mg/Ca温度校准引入的误差, 得出的SST估算误差为2.1°C, TWT估算误差为1.1°C^[38]。

1.3 年龄模式

MD01-2386岩芯的年龄模式依据12个AMS ¹⁴C测试结果建立(表1)。每个样品挑取超过10 mg的洁净、无污染、完整的*G. ruber*壳体, 在德国基尔大学Leibniz实验室进行AMS ¹⁴C测试。¹⁴C储库年龄由Marine Reservoir Correction Database(<http://calib.org/marine/>)10个邻

表1 MD01-2386岩芯140~700 cm的AMS ^{14}C 测年结果Table 1 AMS ^{14}C dates of MD01-2386 (140–700 cm)

序号	样品深度 (cm)	^{14}C 年龄 (a BP)	^{14}C 年龄 误差(a)	^{14}C 储库 年龄(a BP)	储库年龄 误差(a)	日历年龄 中值(a)	日历年龄 最小值(a BP)	日历年龄 最大值(a BP)
1	140.5	6870	±40	440	23	7351	7310	7403
2	180.5	8785	±45	440	23	9420	9375	9478
3	216.5	9790	±45	440	23	10654	10577	10712
4	242.5	10655	±50	440	23	11930	11819	12042
5	282.5	11935	±55	440	23	13355	13290	13416
6	332.5	13410	±60	440	23	15500	15353	15624
7	384.5	14120	±70	440	23	16494	16336	16621
8	416.5	14430	±70	440	23	16978	16836	17119
9	436.5	14940	±70	440	23	17669	17551	17786
10	480.5	15420	±80	440	23	18199	18080	18322
11	560.5	14930	±80	440	23	17658	17530	17782
12	700.5	17920	±95	440	23	21108	20942	21266

近站点的现代观测结果加权平均得到, 日历年龄换算采用Calib7.10换算(<http://calib.org>). 应用贝叶斯方法^[39]分析这12个 ^{14}C 测年点在154~652 cm岩芯深度范围内的分布, 得到该段岩芯的时间跨度为23~8 ka, 样品的时间分辨率为26~120 a, 平均分辨率为54 a.

2 结果

2.1 表层和温跃层海水温度

从LGM到全新世, MD01-2386的SST上升了2.0°C, TWT则上升了3.4°C. SST和TWT的总体变化趋势与赤道6月份太阳辐射量的变化基本一致. 具体而言, 23~8 ka期间MD01-2386的SST和TWT变化可以分为6个阶段(图2(a), (b)).

(1) LGM (23~20.5 ka): SST和TWT在21 ka处于最低值, SST约为25°C, TWT约为24.3°C; (2) 冰消期 I 阶段(20.5~18.5 ka): 20.5~19 ka, SST和TWT出现第一次初始升温, TWT的上升幅度更大、同时叠加了高频波动; (3) 冰消期 II 阶段(18.5~15.5 ka): 18.5 ka之后SST和TWT呈现低温平台, SST持续了约3 ka(平均25.5°C), 而TWT持续了近4.5 ka(平均24°C); (4) 冰消期 III 阶段(15.5~13.3 ka): SST自15.5~13.3 ka升温至27°C(升幅1.5°C), 而TWT则在14.2~13.2 ka期间急剧升温到26°C(升幅2°C); (5) 冰消期 IV 阶段(13.2~11.8 ka), TWT和SST呈现第二次低温平台, SST平均26.8°C、TWT平均

25.5°C; (6) 全新世: 11.8~10.5 ka, SST上升约1°C, 而TWT上升2.2°C, 在10.5 ka时达到27.7°C的峰值; 10.5 ka之后, SST基本稳定, 而TWT显著下降.

2.2 *G. ruber*和*P. obliquiloculata*的 $\delta^{18}\text{O}$ 值

MD01-2386岩芯*G. ruber*和*P. obliquiloculata*的氧同位素在23~8 ka的变化趋势见图2(c), (d). (1) 23~16 ka: *G. ruber*和*P. obliquiloculata*的 $\delta^{18}\text{O}$ 值整体呈小幅度正偏趋势, 幅度分别为0.75‰和0.25‰; (2) 约16~13.2 ka, *G. ruber*和*P. obliquiloculata*持续负偏, 分别负偏1.5‰和1.0‰. (3) 13.2~11.8 ka: *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ 处于-1.75‰的平台; *P. obliquiloculata* $\delta^{18}\text{O}$ 则在13 ka左右呈现-0.75‰的平台, 在12.5~11.8 ka显著正偏、最重达到-0.25‰; (4) 全新世: *G. ruber*和*P. obliquiloculata*的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在约11.5~10 ka快速负偏, 幅度分别为1.0‰和1.5‰, 在10 ka之后基本维持不变.

3 讨论

3.1 千年尺度变化

MD01-2386岩芯的浮游有孔虫Mg/Ca结果显示暖池表层和温跃层海水在末次冰消期的温度变化具有较好的一致性(图2(a), (b)). 其中20.5~19 ka的第一次升温阶段, SST升高2°C, TWT升高3.5°C, 这一升温与赤道夏季辐射量随岁差参数变化而开始上升的时间相吻合,

图 2 MD01-2386岩芯浮游有孔虫指标重建结果. (a) *G. ruber* Mg/Ca SST; (b) *P. obliquiloculata* Mg/Ca TWT; (c) *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$; (d) *P. obliquiloculata* $\delta^{18}\text{O}$; (e) 婆罗洲石笋 $\delta^{18}\text{O}$ ^[28]. 黑色线示赤道6月份太阳辐射量^[40]. 垂直阴影条标示海水温度变化阶段. 粗实线表示平滑趋势, 细线表示数据结果

Figure 2 Planktonic foraminiferal proxy records of core MD01-2386. (a) SST derived from Mg/Ca ratios of *G. ruber*; (b) TWT derived from Mg/Ca ratios of *P. obliquiloculata*; (c) $\delta^{18}\text{O}$ of *G. ruber*; (d) $\delta^{18}\text{O}$ of *P. obliquiloculata*; (e) $\delta^{18}\text{O}$ of North Borneo's stalagmite^[28]. Black lines represent Equatorial June solar insolation^[40]. Vertical bars indicate the stages of the temperature changes. Thick lines show smoothed trends and thin lines show original data

可能反映了岁差周期对暖池上层水体温度的影响, 其中的物理机制可能主要是经由太平洋温跃层环流圈^[22]和赤道太平洋海气耦合过程^[12]对太阳辐射驱动的放大响应. 19 ka到16~15 ka之间, 与海因里希冷阶1(Heinrich stadial 1, HS-1)大致相当, MD01-2386站的SST和TWT均显示升温停滞平台, 可能反映暖池区末次冰消期的千年尺度气候波动. 16~15 ka至10.5 ka, MD01-2386的SST和TWT呈现了末次冰消期的主要升温阶段, 分别升高2.5和4°C, 其间在13.2~11.8 ka出现的第二次升温停滞平台, 与新仙女木冷期(Younger Dryas, YD)同时, 同样代表了末次冰消期的千年尺度波动.

对比望加锡海峡南北两端的MD98-2161和MD98-

2178(图1)的SST和TWT重建结果, 可以发现3个站点的上层海水温度, 特别是TWT显示了较好的一致性变化. 但在不同的气候事件时期, 不同站点之间的温度变化趋势也有微小的差异. 对应于HS-1时期, 望加锡海峡的TWT出现了与MD01-2386相似的低温平台; 对应于YD时期, MD98-2178和MD01-2386的SST和TWT, MD98-2161的SST普遍呈低温平台或降温趋势(图3(a), (b)). 而望加锡海峡南端的SST记录, 即MD98-2161站, 在YD事件期间部分地显示持续升温. 综合来看, 在末次冰消期的千年尺度波动上, 暖池核心区SST存在较显著的区域差异, 而TWT则体现出更强的一致性变化特征.

MD01-2386显示的20 ka左右的第一次升温在望加

图3 西太平洋暖池冰消期千年尺度事件的古气候记录对比。(a), (b) MD01-2386岩芯(红色)与MD2161(蓝色)、MD2178(绿色)岩芯SST和TWT重建记录^[26]; (c) 婆罗洲石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[28]; (d) 厄尔尼诺强度的数值模拟结果^[41]; (e) 印尼南部Flores岛石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[29]; (f) 菲律宾东部岸外陆源颗粒堆积速率(T-MAR, 紫色)和化学风化指数(CIA, 黄色)记录^[27]; (g) 格陵兰岛NGRIP(蓝色)和南极Dome C(绿色)的温度记录^[42,43]。粗实线表示平滑趋势, 细线表示数据结果

Figure 3 Comparisons among paleoclimatic records of the millennial-scale events in the last deglacial over the western Pacific warm pool. (a), (b) SST and TWT reconstruction of MD01-2386 (red), MD98-2161 (blue) and MD98-2178 (green)^[26]; (c) $\delta^{18}\text{O}$ record of North Borneo's stalagmites^[28]; (d) ENSO strength of a model simulation^[41]; (e) $\delta^{18}\text{O}$ record of Flores stalagmites^[29]; (f) terrigenous MAR (purple) and CIA (yellow) records from MD06-3054, eastern off Philippines^[27]; (g) temperature records from Greenland NGRIP^[42] (blue) and Antarctic Dome C^[43] (green). Thick lines show smoothed trends and thin lines show original data

锡海峡的记录中并不显著, 仅有MD98-2161的TWT大致显示了与MD01-2386的TWT相类似的小幅度升温^[26](图3(a), (b))。这一现象反映了MD01-2386站, 位于开放

的赤道西太平洋边缘, 更紧密地联系于由北半球夏季辐射量驱动的海洋气候过程, 例如北太平洋的温跃层环流圈^[22], 而望加锡海峡则对20 ka左右的岁差辐射量

变化响应不敏感。

MD01-2386岩芯的浮游有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 在LGM到全新世期间的变化趋势(图2(c), (d))显示出与婆罗洲石笋 $\delta^{18}\text{O}$ ^[28,44](图3(c))极佳的相似性: 与LGM相似或更正的 $\delta^{18}\text{O}$ 值一直持续到了约15 ka, 之后持续负偏并在12 ka附近小幅短时正偏。这一整体的趋势性特征, 同样也反映在SST和TWT记录中(图2(a), (b)). 对于热带暖池海水而言, 温度的变化与区域的海-气耦合系统变化有着不可分割的紧密联系。上层海水温度的上升有利于暖池区海水蒸发增强, 造成暖池上方的大气对流即沃克环流增强, 从而带来更强的区域降水^[45]。

由于大气对流以及太平洋纬向风的作用, 赤道西太平洋的降水与上层海水温度变化紧密耦合, 这一耦合关系可能主要与ENSO的变化紧密相关。模拟结果表明冰消期的HS-1或YD冷阶期间El Niño发生的频率和强度可能显著增强^[41](图3(d)), 与MD01-2386站上层海水温度的低温平台及婆罗洲石笋反映的降水减少相吻合。因此, MD01-2386站的浮游有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 与婆罗洲石笋的一致变化, 侧面反映了赤道西太平洋区域大气对流活动(蒸发-降水)的一致性变化。同时MD01-2386的上层海水温度变化则可以提供一个合理的上层海洋温度-大气对流之间相耦合的动力性解释。基于赤道西太平洋和望加锡海峡TWT变化的一致性, 进一步提出温跃层温度变化及由此反映的暖池核心区上层暖水团的厚度或热容量, 对区域海洋-气候过程具有关键驱动作用。

作为对比, 印尼南部Flores岛及菲律宾的相关降水指标记录, 显示出与近赤道区域的显著差异(图3(e), (f)): (1) 在18~14.5 ka期间以及13.2~11.8 ka期间, 赤道西太平洋上层海水处于相对低温, 同时降水相对减弱, 而印尼南部及吕宋岛的降水相关记录显示出显著的相对增强的现象; (2) 在14.5~13.2 ka, 暖池上层海水温度上升的同时, 降水相对增多, 而印尼南部及吕宋岛的降水量则呈现骤降的趋势。因此, 印度-太平洋暖池区近赤道和赤道外的降水记录在末次冰消期千年尺度事件期间, 明显地展现了反相变化的特征。解读末次冰消期热带区域的千年尺度气候变化时, 前人一般认为由于北大西洋翻转环流强度的骤变, 热带间辐合带(ITCZ)的纬度中心发生南-北移动, 造成降雨强度在南、北半球之间反相变化^[27,29]。然而, 上述印尼南部和吕宋岛分处南、北半球, 它们的降水指标记录在末次冰消期千年尺度上同步变化, 可能说明, ITCZ造成的两半球间的

反相变化现象在热带西太平洋暖池区范围内并不适用。相反, 近赤道和赤道外热带区域的反相变化, 可能揭示了大气对流中心在赤道附近与赤道外热带区之间的位置迁移或相对强度变化, 是解释冰消期千年尺度事件上暖池区水文循环变化的更为重要的机制。

3.2 TWT的关键作用

通过与望加锡海峡温度记录的对比可以发现, 相较于SST, 暖池区的TWT变化更为一致, 可能更直观地代表了区域海水热力结构的整体性变化。赤道太平洋上层水体温度的多年平均态呈现“西高东低”的特点; 但在El Niño期间, 信风减弱, 西太平洋暖池表层和温跃层温度同步降低, 而东赤道太平洋上层海水温度相对升高, 东-西赤道太平洋之间上层水温的差异相对减小。将MD01-2386站位的次表层海水温度与El Niño的发生频率进行对比, 以探究暖池区海水变化与ENSO之间的联系。在末次冰消期与HS-1和YD冷阶相应的时段, 赤道西太平洋的TWT呈现相对的低温平台, 数值模拟显示的El Niño的频率和强度显著增强^[41], 而赤道东太平洋的SST记录显示相对小幅的升温^[24]。在Bolling-Allerod (B-A)暖阶对应的时段, MD01-2386的TWT快速上升, El Niño的频率和强度显著弱化, 而赤道东太平洋的SST呈现相对低温。这些相互吻合的证据表明, 在末次冰消期的千年尺度变化期间, 赤道西太平洋的上层海水温度、东-西赤道太平洋的温度梯度呈现出类似于ENSO旋回的反馈关系中的耦合变化^[46], 并且这些千年尺度的“平均态”变化与年际尺度ENSO事件的频率和强度紧密联系。

现代年际尺度的ENSO旋回中最敏感的海水温度变化, 在东太平洋体现在表层海水, 而在西太平洋集中于次表层海水^[47]。研究表明, 西太平洋暖池区温跃层的海水温度与东赤道太平洋表层海温变化及其与ENSO反馈过程的联系, 在末次冰消期千年尺度的变化过程中依然紧密耦合, 从而反映了赤道西太平洋温跃层动力在古气候变化中的重要作用。

3.3 百年尺度变化周期

MD01-2386岩芯末次冰消期浮游有孔虫指标的频谱分析(图4)结果表明: SST及*G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ 值存在相对较强的~220, ~180 a的变化周期, TWT及*P. obliquiloculata* $\delta^{18}\text{O}$ 值则存在着较强的~260 a的变化周期, 上层水体的温度梯度和 $\delta^{18}\text{O}$ 梯度也具有较明显的~260 a周期。

图4 MD01-2386站8~23 ka期间浮游有孔虫指标的频谱分析结果。(a) SST; (b) $\delta^{18}\text{O}$ -*G.ruber*; (c) TWT; (d) $\delta^{18}\text{O}$ -*P. obliquiloculata*频谱; (e) 表层-次表层温度梯度 ΔT (SST-TWT); (f) *G. ruber*和*P. obliquiloculata*的 $\delta^{18}\text{O}$ 梯度 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ (*G. ruber*-*P. obliquiloculata*)。红色为功率谱线, 蓝色为80%置信区间线, 绿色为90%置信区间线。频谱分析采用REDFIT3.8^[48], oversample=4, segments=3

Figure 4 Frequency spectrum analyses of the planktonic foraminifera proxies of MD01-2386 (8–23 ka). (a) SST; (b) $\delta^{18}\text{O}$ of *G. ruber*; (c) TWT; (d) $\delta^{18}\text{O}$ of *P. obliquiloculata*; (e) ΔT (SST-TWT); (f) $\Delta\delta^{18}\text{O}$ (*G. ruber*-*P. obliquiloculata*). Spectrum analyses are performed by REDFIT3.8^[48] (oversample=4, segments=3). Red lines denote the theoretical red-noise, blue and green lines denote the 80% and 90% significance level, respectively

频谱分析结果中还显示了~130 a的周期, 但是由于这些记录的时间分辨率平均约~20 a, 只有大于~200 a的周期才具有较高的可信度。

葛知潜等人^[20]研究发现, 晚第四纪西太平洋暖池核心区SST和温跃层深度具有显著的千、百年尺度波动现象。王跃等人^[49]综合对比了MD01-2386岩芯的全新世SST重建记录和数值模拟结果, 发现全新世百年尺度太阳活动变化可以导致暖池区上层海水温度结构产生显著响应, 模拟的暖池区SST和TWT均呈现~208和~140 a周期, 且暖池区SST变化幅度大于赤道东太平洋冷舌区。此前关于太阳活动的重建记录主要集中在全

新世, 鲜有末次冰消期的太阳活动重建记录研究^[50]。百年尺度气候变化可能源自于太阳活动导致的辐射量变化。由于日珥耀斑等太阳活动强烈的时候, 导致太阳辐射量升高^[51,52]。

Adolphi等人^[53]利用格陵兰岛冰芯的高分辨率 ^{10}Be 记录重建了22.5~10 ka的年平均太阳活动变化历史。将该冰芯 ^{10}Be 记录与暖池上层水体的各项指标进行交叉频谱分析, 结果发现冰芯中的 ^{10}Be 记录与MD01-2386的这些指标记录在~260和~210 a周期上具有最为普遍的显著相关性, 同时在200~400 a的多个周期上存在较高相关性(图5)。MD01-2386指标记录中的~260 a周期可

图 5 MD01-2386浮游有孔虫指标与冰芯 ^{10}Be 的交叉频谱结果(8~23 ka). (a) SST(红色); (b) TWT(浅蓝色); (c) ΔT (SST-TWT, 蓝色); (d) *G. ruber*的 $\delta^{18}\text{O}$ (绿色); (e) *P. obliquiloculata*的 $\delta^{18}\text{O}$ (橙色); (f) $\Delta\delta^{18}\text{O}$ (*G. ruber*-*P. obliquiloculata*, 浅紫色), 黑色示冰芯 ^{10}Be 记录的频谱强度; 灰色阴影示 ^{10}Be 与各指标的相关性, 横虚线代表非零相关性值; 黄色框指示相关性显著的各指标与冰芯 ^{10}Be 的共有周期^[53]. 所用软件为Analyseries^[48,55], 冰芯 ^{10}Be 记录来源于GRIP冰芯^[53]

Figure 5 The cross-spectrum analyses (8–23 ka) between ^{10}Be from Greenland GRIP ice core (black)^[53] and the planktonic foraminifera proxies of (a) SST (red), (b) TWT (light blue), (c) ΔT (blue), (d) $\delta^{18}\text{O}$ of *G. ruber* (green) (e) $\delta^{18}\text{O}$ of *P. obliquiloculata* (orange), and (f) $\Delta\delta^{18}\text{O}$ (*G. ruber*-*P. obliquiloculata*, light purple). Gray shadings denote the coherence between ^{10}Be and the corresponding proxy, horizontal dashed lines denote the non-zero coherence, and yellow bars denote the periods shared by ^{10}Be and the corresponding proxy with significant coherence. Analyses are performed by Analyseries^[48,55], and the ice-core ^{10}Be records from GRIP^[53]

能与太阳活动200~300 a的Suess周期相关. Suess周期在全新世太阳活动记录中并非最强, 但在10 ka之前的冰消期具有极高的频谱强度^[54]. 这一现象可能说明在百年尺度上, 末次冰消期期间暖池上层水体热力结构变化与太阳活动存在关联, 具体机制还需要更多高分辨率的重建记录和数值模拟结果来进一步确证.

4 结论与展望

本研究利用MD01-2386站位*G. ruber*和*P. obliquiloculata*的 $\delta^{18}\text{O}$ 及Mg/Ca指标记录, 重建了23~8 ka西太平洋暖池上层水体的温度和结构变化, 分析讨论得到以下几点认识:

(1) MD01-2386孔上层水体温度记录中存在明显

的千年尺度变化, 其变化特征与赤道西太平洋区域上层水体温度以及大气对流活动紧密耦合, 说明冰消期千年尺度上赤道西太平洋海洋-气候耦合系统的一致性变化.

(2) 末次冰消期千年尺度上, 赤道西太平洋的温跃层温度与东太平洋的表层海温存在类ENSO的反馈式变化, 并且与数值模拟显示的年际ENSO变率的变化相吻合, 反映了千年尺度气候平均态与年际尺度气候波动的关联.

(3) MD01-2386的浮游有孔虫指标呈现显著的以~260 a为主的200~400 a周期, 与冰芯 ^{10}Be 记录相吻合, 可能反映百年尺度太阳活动与赤道西太平洋上层海水动力机制之间的联系.

致谢 感谢2001年MD122航次的工作人员和科学家团队为本研究提供样品材料. 同济大学蒋来宾为本次研究积累了前期工作基础, 王星星、刘晶晶等与作者进行了大量的有益讨论; 两位匿名审稿人提出的建设性意见优化了本文的论述和呈现, 在此一并谨致诚恳谢意.

参考文献

- Denton G H, Anderson R F, Toggweiler J R, et al. The last glacial termination. *Science*, 2010, 328: 1652–1656
- Wang P X, Tian J, Cheng X R, et al. Exploring cyclic changes of the ocean carbon reservoir. *Chin Sci Bull*, 2003, 48: 2536–2548 [汪品先, 田军, 成鑫荣, 等. 探索大洋碳储库的演变周期. 科学通报, 2003, 48: 2216–2227]
- Wang P X, Jian Z M, Liu Z F. Interactions between the Earth spheres: Deep-sea process and records (II) Tropical forcing of climate changes and carbon cycling (in Chinese). *Adv Earth Sci*, 2006, 21: 338–345 [汪品先, 翦知潜, 刘志飞. 地球圈层相互作用中的深海过程和深海记录(II): 气候变化的热带驱动与碳循环. 地球科学进展, 2006, 21: 338–345]
- Cheng H, Edwards R L, Broecker W S, et al. Ice age terminations. *Science*, 2009, 326: 248–252
- Kawamura K, Parrenin F, Lisiecki L, et al. Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360000 years. *Nature*, 2007, 448: 912–916
- Lisiecki L E, Raymo M E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 2005, 20: PA1003
- Shakun J D, Clark P U, He F, et al. Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature*, 2012, 484: 49–54
- Liu F, Xing C, Sun L Y, et al. How do tropical, Northern Hemispheric and Southern Hemispheric volcanic eruptions affect ENSO under different initial ocean conditions? *Geophys Res Lett*, 2018, 45: 13041–13049
- Xu F J, Li A C. Paleoclimatic evolution since the last deglaciation: A review and prospect view (in Chinese). *Sci Technol Rev*, 2010, 28: 102–107 [徐方建, 李安春. 末次冰消期以来古气候演化研究进展及展望. 科技导报, 2010, 28: 102–107]
- Lea D W, Pak D K, Spero H J. Climate impact of late Quaternary Equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science*, 2000, 289: 1719–1724
- Medina-Elizalde M, Lea D W. The mid-pleistocene transition in the tropical Pacific. *Science*, 2005, 310: 1009–1012
- Cane M A. Climate change: A role for the tropical Pacific. *Science*, 1998, 282: 59–61
- Khodri M, Leclainche Y, Ramstein G, et al. Simulating the amplification of orbital forcing by ocean feedbacks in the last glaciation. *Nature*, 2002, 410: 570–574
- Kukla G J, Clement A C, Cane M A, et al. Last interglacial and early glacial ENSO. *Quat Res*, 2002, 58: 27–31
- Cane M A, Molnar P. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3–4 million years ago. *Nature*, 2001, 411: 157–162
- Molnar P, Cane M A. El Niño's tropical climate and teleconnections as a blueprint for pre-Ice Age climates. *Paleoceanography*, 2002, 17: 11–11–11
- Nathan S A, Leckie R M. Early history of the Western Pacific Warm Pool during the middle to late Miocene (~13.2–5.8 Ma): Role of sea-level change and implications for equatorial circulation. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2009, 274: 140–159
- Jin H Y, Jian Z M, Liu D S. Late quaternary variations of planktonic foraminiferal assemblage and paleo-temperature of Ontong-Java Plateau, west Pacific (in Chinese). *Mar Geol Quat Geol*, 2003, 23: 65–71 [金海燕, 翦知潜, 刘东升. 西太平洋翁通-爪哇海台晚第四纪浮游有孔虫群与古温度变化. 海洋地质与第四纪地质, 2003, 23: 65–71]
- Jin H Y, Jian Z M, Cheng X R. Paleoclimatic variations of the Western Pacific Warm Pool during the middle Pleistocene climate transition (in Chinese). *Mar Geol Quat Geol*, 2006, 26: 71–80 [金海燕, 翦知潜, 成鑫荣. 赤道西太平洋暖池中更新世过渡期的古海洋变化. 海洋地质与第四纪地质, 2006, 26: 71–80]
- Jian Z M, Jin H Y. Ocean carbon cycle and tropical forcing of climate evolution (in Chinese). *Adv Earth Sci*, 2008, 23: 221–227 [翦知潜, 金海燕. 大洋碳循环与气候演变的热带驱动. 地球科学进展, 2008, 23: 221–227]
- Cannariato K G, Ravelo A C. Pliocene-Pleistocene evolution of eastern tropical Pacific surface water circulation and thermocline depth. *Paleoceanography*, 1997, 12: 805–820
- Gu D. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. *Science*, 1997, 275: 805–807
- Yan X H, Ho C R, Zheng Q, et al. Temperature and size variabilities of the Western Pacific Warm Pool. *Science*, 1992, 258: 1643–1645
- Sadekov A Y, Ganeshram R, Pichevin L, et al. Palaeoclimate reconstructions reveal a strong link between El Niño-southern oscillation and tropical Pacific mean state. *Nat Commun*, 2013, 4: 2692
- Locarnini R A, Mishonov A V, Antonov J I, et al. World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature. In: Levitus S, ed. NOAA Atlas NESDIS, 2013, 73. 40

- 26 Fan W, Jian Z, Chu Z, et al. Variability of the Indonesian Throughflow in the Makassar Strait over the last 30 ka. *Sci Rep*, 2018, 8: 5678
- 27 Xiong Z, Li T, Chang F, et al. Rapid precipitation changes in the tropical West Pacific linked to North Atlantic climate forcing during the last deglaciation. *Quat Sci Rev*, 2018, 197: 288–306
- 28 Carolin S A, Cobb K M, Adkins J F, et al. Varied response of western Pacific hydrology to climate forcings over the last glacial period. *Science*, 2013, 340: 1564–1566
- 29 Ayliffe L K, Gagan M K, Zhao J X, et al. Rapid interhemispheric climate links via the Australasian monsoon during the last deglaciation. *Nat Commun*, 2013, 4: 2908
- 30 Hollstein M, Mohtadi M, Rosenthal Y, et al. Stable oxygen isotopes and Mg/Ca in planktic foraminifera from modern surface sediments of the Western Pacific Warm Pool: Implications for thermocline reconstructions. *Paleoceanography*, 2017, 32: 1174–1194
- 31 Mulitza S, Wolff T, Pätzold J, et al. Temperature sensitivity of planktic foraminifera and its influence on the oxygen isotope record. *Mar Micropaleontol*, 1998, 33: 223–240
- 32 Žarić S, Donner B, Fischer G, et al. Sensitivity of planktic foraminifera to sea surface temperature and export production as derived from sediment trap data. *Mar Micropaleontol*, 2005, 55: 75–105
- 33 Spooner M I, Barrows T T, De Deckker P, et al. Palaeoceanography of the Banda Sea, and Late Pleistocene initiation of the Northwest Monsoon. *Glob Planet Change*, 2005, 49: 28–46
- 34 Dang H, Jian Z, Wu J, et al. The calcification depth and Mg/Ca thermometry of *Pulleniatina obliquiloculata* in the tropical Indo-Pacific: A core-top study. *Mar Micropaleontol*, 2018, 145: 28–40
- 35 Cléroux C, Cortijo E, Anand P, et al. Mg/Ca and Sr/Ca ratios in planktonic foraminifera: Proxies for upper water column temperature reconstruction. *Paleoceanography*, 2008, 23, doi: 10.1029/2007PA00150
- 36 Cheng X, Wang P X, Huang B, et al. Carbon isotopic record of foraminifers in surface sediments from the South China Sea and its significance. *Chin Sci Bull*, 2005, 50: 162–166
- 37 Anand P, Elderfield H, Conte M H. Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series. *Paleoceanography*, 2003, 18: 1050
- 38 Mohtadi M, Prange M, Oppo D W, et al. North Atlantic forcing of tropical Indian Ocean climate. *Nature*, 2014, 509: 76–80
- 39 Blaauw M, Christeny J A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Anal*, 2011, 6: 457–474
- 40 Laskar J, Robutel P, Joutel F, et al. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron Astrophys*, 2004, 428: 261–285
- 41 Liu Z, Lu Z, Wen X, et al. Evolution and forcing mechanisms of El Niño over the past 21000 years. *Nature*, 2014, 515: 550–553
- 42 Rasmussen S O, Andersen K K, Svensson A M, et al. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *J Geophys Res*, 2006, 111: D06102
- 43 Lorius C, Merlivat L, Jouzel J, et al. A 30000-yr isotope climatic record from Antarctic ice. *Nature*, 1979, 280: 644–648
- 44 Partin J W, Cobb K M, Adkins J F, et al. Millennial-scale trends in West Pacific Warm Pool hydrology since the Last Glacial Maximum. *Nature*, 2007, 449: 452–455
- 45 Bjerknes J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon Weather Rev*, 1959, 97: 163–172
- 46 Koutavas A, Joannides S. El Niño-Southern Oscillation extrema in the Holocene and Last Glacial Maximum. *Paleoceanography*, 2012, 27: PA4208
- 47 Zhang Z, Ren B, Zheng J. Leading modes of tropical Pacific subsurface ocean temperature and associations with two types of El Niño. *Sci Rep*, 2017, 7: 42371
- 48 Schulz M, Mudelsee M. REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Comput Geosci*, 2002, 28: 421–426
- 49 Wang Y, Jian Z M, Zhao P, et al. Solar forced transient evolution of Pacific upper water thermal structure during the Holocene in an earth system model of intermediate complexity (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2013, 58: 379–384 [王跃, 翦知湔, 赵平, 等. 全新世太阳活动驱动的太平洋上层热力结构的瞬变演化. *科学通报*, 2013, 58: 379–384]
- 50 Gray L J, Beer J, Geller M, et al. Solar influence on climate. *Lakartidningen*, 2010, 48: 1032–1047
- 51 Solanki S K, Krivova N A, Haigh J D. Solar irradiance variability and climate. *Astron Nachr*, 2002, 323: 203–212
- 52 Huang C J, Tian X L. Discussion on the driving mechanism of solar activity to interannual-suborbital-scale climate change (in Chinese). *Quat Sci*, 2018, 38: 1255–1267 [黄春菊, 田晓丽. 太阳活动对年代际-亚轨道尺度气候变化的驱动机制探讨. *第四纪研究*, 2018, 38: 1255–1267]
- 53 Adolphi F, Muscheler R, Svensson A, et al. Persistent link between solar activity and Greenland climate during the Last Glacial Maximum. *Nat Geosci*, 2014, 7: 662–666
- 54 Steinhilber F, Abreu J A, Beer J, et al. 9400 Years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2012, 109: 5967–5971
- 55 Paillard D, Labeyrie L, Yiou P. Macintosh Program performs time-series analysis. *Eos Trans AGU*, 1996, 77: 379

Summary for “末次冰消期西太平洋暖池上层海温千百年尺度变化”

Millennial- and centennial-scale variations in the upper-water temperature of Western Pacific Warm Pool during the last deglaciation

Yaqian Yin^{*}, Haowen Dang, Yue Wang, Peijun Qiao & Zhimin Jian

State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China

^{*} Corresponding author, E-mail: tjyinyq@163.com

During the last deglaciation period, climate changes in the northern and southern high-latitude regions show a pattern of so-called “bipolar seesaw” on millennial scale. Previous research interpreted that the weakening of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) and the associated north-south migration of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) influenced the interhemispheric heat redistribution and thus climate state. However, such a hypothesis lacks the support from the western tropical Pacific, in which the deglacial millennial-scale changes is unclear as the published reconstructions usually conflict with one another. As the major oceanic heat source, the Western Pacific Warm Pool (WPWP) affects the global climate system, with its sea surface temperature (SST) change forcing the tropical atmospheric circulation and its thermocline dynamic modulating the upper-ocean heat content and thermal structure. This study explores the upper-water temperature changes during the transition from the Last Glacial Maximum (LGM) to the Holocene, i.e., the last deglaciation (~23–8 ka). Foraminifera are inferred to calcify in equilibrium with the seawater they live in, make it possible to reconstruct the environmental properties of corresponding water masses where certain foraminifera dwell. We analyzed the $\delta^{18}\text{O}$ and Mg/Ca of the mixed-layer dwelling planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber* and the upper-thermocline dweller *Pulleniatina obliquiloculata* from sediment core MD01-2386 locating at the core of WPWP, and reconstructed decadal-resolved records of SST and thermocline water temperature (TWT) for the last deglaciation. The reconstructed results show that: (1) SST and TWT started initial warming onsets around 20–21 ka, following the initial decrease of precession parameter; (2) SST and TWT stopped warming and plateaued during the interval of Heinrich stadial 1 (HS-1) and Younger Dryas (YD); (3) TWT varied with larger amplitudes than SST. Further, we compared the SST and TWT of core MD01-2386 with the proxy-records of temperature and precipitation of the WPWP and the model-output of El Niño variability. The records of SST, TWT and the planktonic foraminifera $\delta^{18}\text{O}$ from the western equatorial Pacific are coherent with the Borneo stalagmite $\delta^{18}\text{O}$, thus suggesting the coupled feedbacks among the thermocline dynamic, sea-surface heating and atmospheric convective activity over the heart of WPWP during the last deglaciation. While, contrasts exist between the records of near-equator region and off-equator area and thus suggests opposite changes in the atmospheric convective activity near the equator and the hydrological cycle change outside the equator. This finding may indicate a relative migration or intensity change of the atmospheric convection center, rather than a north-south shift of the rain belt. In addition, the planktonic foraminiferal proxy records demonstrate significant centennial-scale variabilities, mainly on the periodicity of 220–260 a. This cycle is coherent with the ^{10}Be record of ice core and roughly coincident with the Suess cycle of solar activity. To sum up, the results of this study allow us to propose three main conclusions. (1) The upper water temperature records of core MD01-2386 show obvious millennial-scale changes, which are closely coupled with the upper water temperature and atmospheric convection activity in the western equatorial Pacific, indicating consistent changes of the ocean-atmosphere coupled system in the western equatorial Pacific on the millennial-scale of the last deglaciation. (2) On the millennium scale in the last deglaciation, opposite changes in the air-sea feedbacks exist between the near-equator and off-equator areas of the warm pool, which may indicate relative changes of the atmospheric convection center but not a north-south shift of rain belt. (3) The planktonic foraminifera proxy records present significant cycling of 200–400 a centered at ~260 a and may reflect the linkage between centennial-scale solar activity and the upper water dynamics of the western equatorial Pacific.

last deglaciation, Western Pacific Warm Pool, thermocline, rapid climate changedoi: [10.1360/N972019-00093](https://doi.org/10.1360/N972019-00093)