

# 冰期旋回中西太平洋边缘海的季节性与暖池的多变性\*

汪品先

(同济大学海洋地质国家教委开放研究实验室, 上海 200092)

**摘要** 从南海南部到阿拉弗拉海, 一系列低纬边缘海处在西太平洋暖池区内。微体古生物、同位素和有机地球化学 3 种标志一致表明末次盛冰期时边缘海的表层水温比开放的西太平洋低得多。冰期低海面时边缘海浅水区出露成陆, 深水区水温下降, 减弱了向大气输送水汽和热量的能力, 造成暖池在冰期旋回中的多变性。冰期时冬季风强化不仅使边缘海冬季表层水温下降、季节温差加大, 而且为热带岛屿带来水汽, 造成山地雪线和植被带下移, 可能为解释“热带海区古温度之谜”提出了新途径。

**关键词** 西太平洋 暖池 边缘海 冰期旋回 古气候 东亚季风

## 1 西太平洋暖池区的“古温度之谜”

海气耦合是当前气候研究中的关键, 而海气相互作用最为强烈的热带海, 是全球大气环流的能源区。赤道两侧从太平洋西部到印度洋东部, 有一片全世界最暖、长期年平均水温超过 28 的海区, 即所谓“西太平洋暖池”, 其核心部位在新几内亚以北, 平均水温超过 29<sup>[1]</sup>。西太平洋暖池不仅为该区提供水汽和热量, 而且与南方涛动、厄尔尼诺密切相关, 对于调节全球气候有举足轻重的影响。在冰期旋回中暖池能否存在、是否稳定, 自然就成为第四纪古气候研究中头等重要的问题。

70 年代末的国际古气候合作研究 CLIMAP 计划根据微体化石的研究结果, 认为末次盛冰期时高纬区与现今的温差可达 6~10, 而中、低纬度海区并无明显的温度变化<sup>[2]</sup>。后来氧同位素分析的结果也得出赤道西太平洋温差不超过 2 的结论<sup>[3]</sup>。这种认识又为近期的研究所肯定, 认为西太平洋暖池能够在冰期旋回中始终保持存在, 即使盛冰期时也能起着与现今相似的作用<sup>[4]</sup>。

但是, 暖池区岛屿的陆地资料却揭示冰期时有大幅度的降温。地貌证据有力地表明新几内亚山地雪线在末次盛冰期时较今低千余米, 相当于降温 6~8<sup>[5]</sup>; 爪哇和苏门答腊海拔 1 300 m 以上热带山地的孢粉记录, 表明冰期时高山森林带界限下移, 相当于降温 1.8~

1997-06-04 收稿, 1997-08-08 收修改稿

\* 国家自然科学基金重大资助项目 (批准号: 49291100)

7<sup>[6]</sup>. 这些推断都在最近的研究中再次得到证实<sup>[7,11]</sup>. 海平面温度不变,山地却强烈降温,构成了热带古气候研究中的难解之谜<sup>[8]</sup>. 提出了两种可能的解答:或者是海洋或(和)陆地的古温度估算有严重错误,或者是冰期时大气柱的垂向温度梯度较今强烈得多. 海水古温度的测算方法可信度长期以来多有争论,但看来并无大错(见后);垂向温度梯度增大的主张虽然最近还在提出<sup>[4]</sup>,但这种假设的必然后果是大气层中的相对温度的巨大变化和由此造成的严重干旱,与实际记录不符,何况北美冰期含水层中惰性气体的测定已经否定了这种假设<sup>[9]</sup>.

总之,冰期西太平洋热带古温度之谜依然困惑着学术界. 近年来西太平洋边缘海的古海洋学研究方兴未艾,大量涌现的高分辨率古温度序列为探讨西太平洋暖池区的古气候问题提供了新的视角,这也就是本文讨论的主题.

## 2 边缘海与暖池的环境变化

一系列边缘海的发育,是西太平洋与亚、澳大陆联接带的最大特点. 由于这些边缘海包含着大片陆架浅水区和大量的海峡、海道,在冰期海平面下降时容易出现浅海成陆、海道关闭的

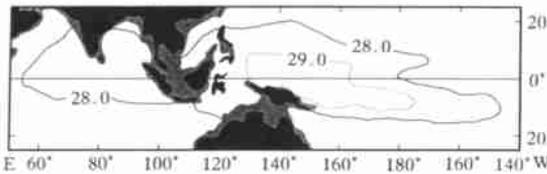


图 1 西太平洋暖池与边缘海

28 表层水温等值线示暖池的大致范围,灰色区示末次盛冰期时出露成陆的陆架浅海

局面,从而引起大幅度的地理变化与海流改组,带来严重的环境后果<sup>[10,11]</sup>. 值得注意的是南海南部、苏禄海、苏拉威西海、爪哇海、班达海、帝汶海直到阿拉弗拉海和卡奔塔利亚湾,都处在西太平洋暖池区范围之内(图 1). 边缘海对于冰期旋回的环境信号放大效应,必然会在海域面积和海水温度两方面对暖池的稳定性产生影响.

### 2.1 海域面积

西太平洋边缘海发育着中、低纬度区全球最宽的陆架浅海,其中最大的两大片为“亚洲大浅滩”(南海南部及暹罗湾、爪哇海)和“澳洲大浅滩”(帝汶海、阿拉弗拉海、卡奔塔利亚湾),面积分别为 1 800 000 km<sup>2</sup> 和 1 230 000 km<sup>2</sup>. 冰期时这两大片总面积逾 300 万 km<sup>2</sup> 的浅海变成陆地,减少了暖池的面积.

### 2.2 海水温度

随着西太平洋及其边缘海冰期时海流格局的改变,表层海水的温度场发生重大变化. 根据我们的分析和文献发表的数据,可以作出东海、南海、苏禄海等边缘海 24 个站位和西太平洋 18 个站位末次盛冰期(LGM)的冬、夏(指北半球季节,下同)表层水温图(图 2(a),(b)). 所用古温度均系根据浮游有孔虫各种的相对丰度,采用 Thompson 为西太平洋建立的古生态转换函数 FP-12<sup>[11]</sup>求得(所得古温度标准差为冬季 2.48,夏季 1.46). 结果表明,末次盛冰期时 5~20°N 间的南海、苏禄海夏季表层水温在 25.5~29.0 范围内,平均 27.8;而边缘海以外的西太平洋开放水域为 27.1~29.6,平均 28.7,与边缘海的数值十分接近. 同时,

1) Peterson J, Hope G, Hantoro W, et al. Irian Java glaciers and late Quaternary tropical temperature estimates (Abstract), International Symposium on the Environmental and Cultural History and Dynamics of the Australian-Southeast Asian Region, Monash University, December 1996. Programme and Abstracts

南海和苏禄海的冬季表层水温在 16.0~24.0 以内,平均 21.1 ;而西太平洋开放海区在 23.8~28.0 之间,平均 26.0 ,比边缘海高 4.9 。因此,西太平洋边缘海末次盛冰期的冬季表层水温比开放大洋低得多。

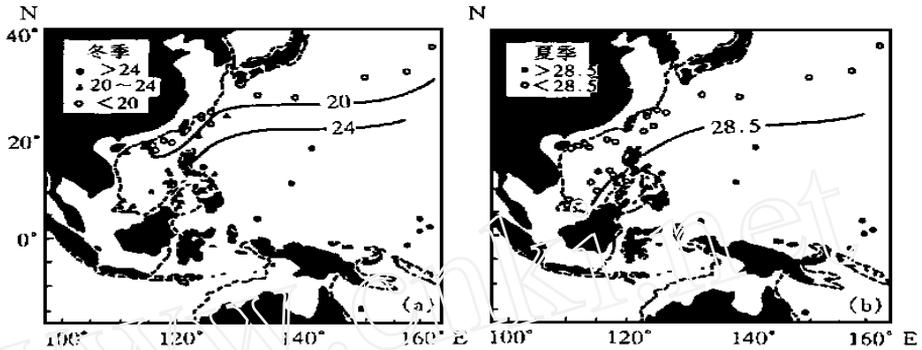


图 2 末次盛冰期中低纬区西太平洋及其边缘海的表层水温  
(a) 冬季, (b) 夏季. 古温度据浮游有孔虫数据用转换函数  $FP12-E^{[12]}$  求得

西太平洋低纬区边缘海在末次盛冰期时面积缩小,水温下降,减少了蒸发,严重地削弱了暖池在海气交换中的作用,显示出暖池在冰期旋回中的某种不稳定性。而且暖池的面积缩小并不限于边缘海,由于西南太平洋塔斯曼尼亚锋的北移<sup>[13]</sup>和东印度洋 Leeuwin 海流的减弱<sup>[14]</sup>,使暖池的南界向北退缩;而北太平洋极锋南移又使其北界南迁<sup>[15]</sup>,结果使西太平洋暖池的南北跨度缩小<sup>1)</sup>。可见,暖池的范围随冰期旋回而张缩。暖池在冰期时仍然存在<sup>[4]</sup>,但是有显著的变化。变化最大的是边缘海,虽然在暖池中所占面积比例不大(图 1),但对于陆地和岛屿的气候有重大影响。

### 3 东亚季风和边缘海的季节性

冰期时边缘海冬季水温下降而夏季温度几乎不变,其结果是使得温度年较差即季节性大为增强。西太平洋区末次盛冰期的冬夏温差示于图 3。由图可见,在 5~20°N 范围内太平洋开放水域的季节温差为 1.3~4.4 ,而同纬度的南海与苏禄海却高达 4.8~10.1 ,足见边缘海季节性增强。

西太平洋边缘海季节性的变化与东亚季风密切相关。现代气候学的研究表明:冬季西伯利亚高压的冷空气南下在南海一带穿越赤道,成为当今全球最强盛的冬季风<sup>[16]</sup>。而南海北部盛冰期沉积物中的风尘沉积和北方植被的花粉猛增,反映出冰期时冬季风大为加强<sup>2)</sup>,使边缘海冬季水温下降、季节性增大。因此,盛冰期季节性强化是东亚季风和边缘海半封闭性质的产物<sup>[17]</sup>,与季风影响范围以外的西太平洋开放海域不同。

1) Martinez I, De Deckker P. The Western Pacific Warm Pool during the last glacial maximum (Abstract). International Symposium on the Environmental and Cultural History and Dynamics of the Australian-Southeast Asian Region, Monash University, December 1996. Programme and Abstracts

2) 王律江,孙湘君面告,1996

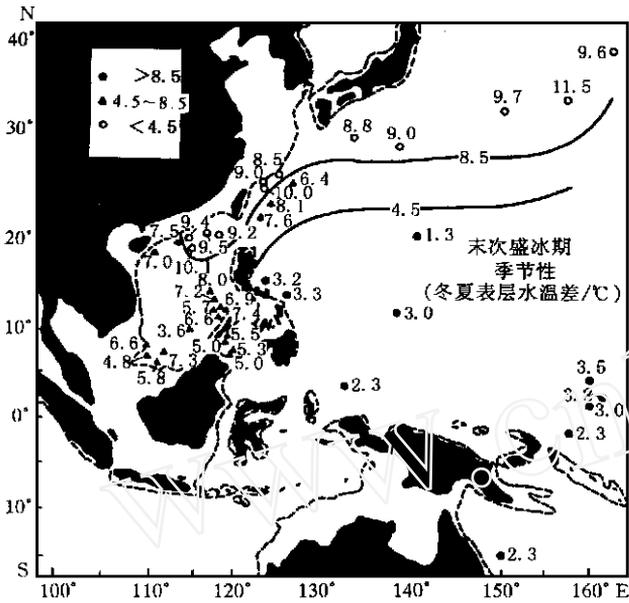


图 3 末次盛冰期中低纬区西太平洋及其边缘海的表层水温季节性(冬、夏温差)

Thunell 等<sup>[4]</sup>在研究包括边缘海在内的热带西太平洋时,发现末次盛冰期“热带表层水温较今下降不超过 2 ,而热带(30°N~30°S)以外降温至少 3 ”,由此得出结论认为“热带西太平洋末次盛冰期的气候条件与今相似”<sup>[4]</sup>。然而他们的古温度数据是用浮游有孔虫通过现代类比法(MAT)求出的年平均温度,并没有考虑季节性,与同是这几位作者在热带边缘海用转换函数得出的结论相矛盾<sup>[18]</sup>。在讨论季风区边缘海的气候演变时忽视季节性,很容易导致不恰当的结论。

冰期冬季风的强化,很可能为解决前述西太平洋热带海的古温度之谜提供了新的途径。爪哇、苏门答腊和新几内亚等岛屿均处在南海等低纬边缘海的附近,其气候演变直接受边缘海的影响。

现代的冬季风将边缘海的水汽和冷空气一起送往这些岛屿,季风的强弱决定了岛屿季风降水的多寡<sup>1)</sup>。与此相应,末次盛冰期北半球的冬季风强化既使温度下降又增加水汽供应,结果很可能导致新几内亚高山雪线的降低<sup>[5]</sup>和植被带的下移<sup>[6,7]</sup>。

## 4 古温度的验证

边缘海较开放大洋冰期温度低,是根据转换函数的计算结果。可是转换函数法所得古温度对于热带海区是否适用,学术界多有争论,迫切需要其他独立标志的验证。有机地球化学和同位素地球化学提供了这类检验方法。

颗石藻所产生的长链不饱和酮的不饱和比值( $U_{37}^k$ )随着海水温度的升降而变化,成为近年来引人注目的古温度分析新方法。南海目前至少已经有 4 个沉积柱状样进行了  $U_{37}^k$  古温度测定,结果盛冰期/全新世的温度差在北部为 4~4.5 ,南部为 2.5 ,都超出西太平洋开放海区(仅 0.7 ,见表 1),强烈地支持了本文的结论。西太平洋边缘海晚第四纪地层的氧同位素测定近年来数据迅速增多,其中尤以南海为甚。将本区用浮游有孔虫浅层水种(*Globigerinoides sacculifer* 或 *G. ruber*)测得的末次盛冰期与全新世  $^{18}O$  值相减,以其差值作图(图 4),可以看出边缘海的差值又是远远大于同纬度的开放大洋。因冰盖张缩造成的末次盛冰期与全新世  $^{18}O$  差值约为 13‰<sup>[21]</sup>,每个站位 1.3‰ 以外的剩余差值应当由水温或者盐度的变化所致。由图 4 可以算出,20°N 以南开放海域的剩余差值在 -0.4‰ 到 +0.3‰ 之间,而同纬度边

1) Lim J T, Tuen KL. Sea surface temperature variations in the South China Sea during the Northern Hemisphere monsoon. Proceedings of the Second WESTPAC Symposium, December 1991, Penang, Malaysia

表 1 南海与西太平洋的  $U_{37}^k$  古温度

海区	柱状样	站位	盛冰期/ 现代温差	来源
南海	17940	20°07' N, 117°23' E	4.5	Pelejero 等 <sup>a)</sup>
	SCS90-36	18°00' N, 111°30' E	4.0 <sup>c)</sup>	Huang 等 <sup>b)</sup>
	SO50-31 KL	18°45' N, 115°52' E	4	文献[19]
	17961	8°30' N, 112°20' E	2.5	Pelejero 等 <sup>a)</sup>
西太平洋	W8402A-14 GC	0°57' N, 138°57' E	<2.0 (0.7)	文献[20]

a) Pelejero C, Grimalt J O, Sarnthein, M, et al. Variations in  $U_{37}^k$  sea surface temperature and marine/ terrestrial biomarkers in the South China Sea during the last 130 000 years (Abstract), IGC-30, Abstracts, 2 253

b) Huang C-Y, Wu S-F, Zhao M, et al. Surface ocean and monsoon climate variability in the South China Sea since the last glaciation, Mar Micropaleontol

c) 14ka 与现代的温差

缘海内却高达 +0.4‰ 到 +1.0‰。假如边缘海的全部差值由水温引起,所反映的盛冰期降温为 2~5℃;如果全部由盐度变化造成,则冰后期盐度应上升 0.8‰~2.0‰。考虑到边缘海在冰期时河流直接注入深水区,但冰后期又会因夏季风强化而增加大陆降水量,目前尚无根据对盐度变化作出判断;然而上述边缘海古温度变化的异常,却得到了稳定同位素数据的证实。

总之,由有孔虫、 $U_{37}^k$  和  $^{18}O$  3 种证据支持的边缘海与开放大洋对冰期旋回响应的差别,以及由此引起暖池的变化,应当是西太平洋气候演变的重要特征。

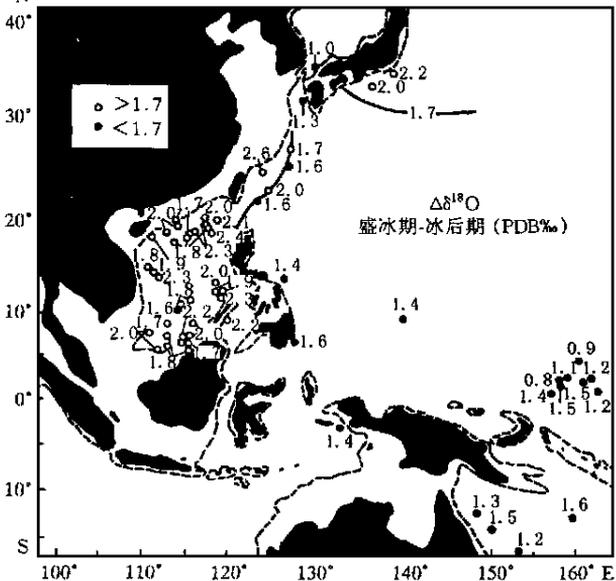


图 4 西太平洋中低纬度区浮游有孔虫浅层水种氧同位素值在末次盛冰期与全新世的差值

## 5 结论

(1) 西太平洋暖池的不同海区,对冰期旋回的响应并不相同。开放大洋在冰期旋回中水温变化微弱,而边缘海的浅水区在冰期时大片陆架出露,深水区表层水冬季温度强烈下降,使冰期时西太平洋暖池面积缩小、水温降低,为大气圈提供的能量和水汽明显减少,在一定程度上削弱了暖池的气候作用。

(2) 长链不饱和酮和氧同位素分析,证实了浮游有孔虫组合提供的古温度结论,说明边缘海和同纬度开放大洋对冰期旋回的不同反应,可见西太平洋暖池至少有一部分在冰期旋回中具有不稳定性。

(3) 边缘海冰期时冬季水温下降和季节性加强,应是东亚冬季风强化的后果。强化的冬季风还可以为该区岛屿提供水汽,导致冰期时岛上山地植被带下移和雪线下降,从而为解决冰期

时西太平洋热带洋面与岛屿古气候记录的矛盾提供新的可能.

致谢 翦知、黄维、吴梅英和刘志伟在论文准备中提供了许多帮助,谨此致谢.

### 参 考 文 献

- 1 Yan Xiaohai, Ho Chungru, Zheng Quanan, et al. Temperature and size variabilities of the Western Pacific Warm Pool. *Science*, 1992, 258: 1 643 ~ 1 645
- 2 CLIMATE Project Members. The surface of the ice-age earth. *Science*, 1976, 191: 1 131 ~ 1 137
- 3 Broecker W. Oxygen isotope constraints on surface ocean temperatures. *Quat Res*, 1986, 26: 121 ~ 134
- 4 Thunell R, Anderson D, Gellar D, et al. Sea-surface temperature estimates for the tropical Western Pacific during the last glaciation and their implications for the Pacific Warm Pool. *Quaternary Research*, 1994, 41: 255 ~ 264
- 5 Webster P J, Streten N A. Late Quaternary ice age climates of tropical Australasia interpretations and reconstructions. *Quaternary Research*, 1978, 10: 279 ~ 309
- 6 Stuijts I, Newsome J, Flenly J. Evidence for late Quaternary vegetational change in the Sumatran and Javan highlands. *Review of Paleobotany and Palynology*, 1988, 55: 207 ~ 216
- 7 van der Kaars W A, Dam M A C. A 135 000-year record of vegetational and climatic changes from the Bandung area, West-Java, Indonesia. *Palaeo. Palaeo. Palaeo*, 1995, 117: 55 ~ 72
- 8 Rind D, Peteet D. Terrestrial conditions at the last glacial maximum and CLIMAP sea-surface temperature estimations: are they consistent? *Quat Res*, 1985, 24: 1 ~ 22
- 9 Anderson D, Webb R S. Ice-age tropics revisited. *Nature*, 1994, 367: 23 ~ 24
- 10 汪品先. 西太平洋边缘海对我国冰期干旱化影响的初步探讨. *第四纪研究*, 1995, (1): 32 ~ 42
- 11 Wang P, Bradshaw M, Ganzei S S, et al. West Pacific marginal seas during the last glacial maximum: Amplification of environmental signals and its impact on monsoon climate. *Proc 30th Int Geol Congr. VSP Publishers*, 1997. 13: 65 ~ 86
- 12 Thompson P R. Planktonic Foraminifera in the western North Pacific during the past 150,000 years: comparison of modern and fossil assemblages. *Palaeo. Palaeo. Palaeo*, 1981, 35: 241 ~ 279
- 13 Martinez J I. Late Pleistocene paleoceanography of the Tasman Sea: implications for the dynamics of the warm pool in the western. Pacific. *Palaeo. Palaeo. Palaeo*, 1994, 112: 19 ~ 62
- 14 Wells P E, Wells G M. Large-scale reorganization of ocean currents offshore Western Australia during the late Quaternary. *Mar Micropaleontol*, 1994, 24: 157 ~ 186
- 15 Thompson P R, Shackleton N J. North Pacific paleoceanography: late Quaternary coiling variations of planktonic foraminifer *Neoglobobulimina pachyderma*. *Nature*, 1980, 287: 829 ~ 833
- 16 陈隆勋,朱乾根,罗会邦,等. 东亚季风. 北京:气象出版社,1991. 1 ~ 362
- 17 Wang Pinxian, Wang Luejiang, Bian Yunhua, et al. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: surface circulation and carbonate cycles. *Mar Geol*, 1995, 127: 145 ~ 165
- 18 Miao Q, Thunell R C, Anderson D M. Glacial-Holocene carbonate dissolution and sea surface temperatures in the South China and Sulu seas. *Paleoceanography*, 1994, 9: 269 ~ 290
- 19 Huang Chi-Yue, Liew Ping-Mei, Zhao Meixun, et al. Deep sea and lake records of the Southeast Asian paleomonsoons for the last 25 thousand years. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 146: 59 ~ 72
- 20 Lyle M, Prah F, Sparrow M. Upwelling and productivity changes inferred from a temperature record in the central equatorial Pacific. *Nature*, 1992, 355: 812 ~ 815
- 21 Fairbanks R. A 17 000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, 1989, 342: 637 ~ 642