

DOI: 10.3724/SP.J.1140.2010.03087

西太平洋暖池核心区上新世以来浮游有孔虫 氧同位素特征及古海洋变化

郭建卿¹, 成鑫荣², 陈荣华^{2,3}, 翦知湓²

(1 中国石油大学(华东) 地球资源与信息学院, 东营 257061;

2 同济大学 海洋地质国家重点实验室, 上海 200092;

3 国家海洋局第二海洋研究所, 国家海洋局海底科学重点实验室, 杭州 300012)

摘要: 西太平洋暖池区作为驱动全球气候变化引擎, 是近年来古海洋学尤其是古气候研究的热点。以南海大洋钻探 ODP130 航次 807 站浮游有孔虫的氧同位素值为材料, 建立了西太平洋暖池核心区跨越 4.5 Ma、分辨率达 2~3 ka 的天文年代标尺, 通过浮游有孔虫表层种和次表层种的氧同位素的变化来分析温跃层、上部水体垂直结构的变化, 结合频谱分析以及地球轨道参数(ETP)的交叉频谱分析, 研究始新世以来尤其是北极冰盖形成时期西太平洋暖池的演变及其对地球轨道驱动的响应, 为全球气候环境演化提供科学依据。

关键词: 氧同位素值; 温跃层; 米兰科维奇旋回; 西太平洋暖池; 中更新世气候转型

中图分类号: P736.2

文献标识码: A

文章编号: 0256-1492(2010)03-0087-09

“西太平洋暖池”是指包括赤道两侧太平洋西部到印度洋东部的长年平均气温超过 28 °C 的广阔海区, 为全球中高纬度地区提供冰盖生长必须的水汽和热量^[1-2], 是全球大洋年平均气温最高、全球海气-相互作用最活跃的地区, 并与厄尔尼诺、南方涛动等气候异常现象密切相关, 越来越多的证据表明热带西太平洋在轨道尺度上对全球气候变化具有重要的调节作用^[3-6], 长期以来一直受到海洋和气候学家的关注。

针对低纬太平洋在全球气候演化中的作用已经做了大量工作, 在西太平洋边缘的 1143 站建立起来了 5 Ma、时间分辨率为 2~3 ka 的地层剖面^[7], 本文以西太平洋暖池 807 站的高分辨率岩心为材料, 拟通过浮游有孔虫的氧同位素记录揭示西太平洋暖池区上新世以来的古气候变化对生态环境的影响, 由于全球大洋深海记录中长度超过 5 Ma、分辨率低于 5 ka 的连续氧同位素地层剖面基本上凤毛麟角, 而 3.2 Ma 前后这一北极冰盖形成时期西太平洋暖池的演化等古海洋和古气候研究资料也极为匮乏, 在西太平洋暖池区尤其是其核心区建立起上新世以来涵盖了北极冰盖形成时期、接近 5 Ma 的长时间尺度并且分辨率达到千年级的氧同位素地层剖面更

是十分罕见, 因此本次工作具有十分重要的意义。

1 样品分析

1.1 材料

本次工作采用的是 ODP 130 航次 807 站的岩心, 该站位于赤道西太平洋翁通-爪哇海台(3°36' 42' N、156°37' 49' E), 水深 2 803.6 m(图 1), 其中 A 孔长 822.9 m, 本次工作对其上部 3H-12H 长 81.02 mbsf (meters below seafloor, 海底以下米数, 以下所用不作特殊说明外均为 mbsf)的岩心进行分析。该段沉积物的岩性均一, 主要由浅灰色—白色的微体化石软泥构成, 伴有生物扰动现象。结合金海燕分析的其上部 1H-3H 长 25 mbsf^[8-9], 本次研究对该站上部共 106.02 mbsf 的沉积物进行研究。根据前人对 807 站的生物地层学和磁性地层学研究成果^[10], 井深 0~131.06 mbsf 相当于新近纪 5 Ma 以来的沉积。本次研究 3H-9H 按 5 cm 间隔取样, 时间分辨率约为 2.5 ka, 10H-14H 按 10 cm 间隔取样, 分析鉴定的浮游有孔虫属种是粉红色红拟抱球虫 *Globigerina ruber* (以下简称 *G. ruber*) 和普林虫 *Pulleniatina obliquiloculata* (以下简称 *P. obliquiloculata*) 两大属种, 共分析样品 1 741 个。样品的处理、分析和鉴定统计工作都在同济大学海洋地质国家重点实验室完成。

基金项目: 国家自然科学基金项目(40331002)

作者简介: 郭建卿(1979—), 女, 博士生, 从事沉积学与层序地层学研究, E-mail: gingbdq@126.com

收稿日期: 2010-03-02; 改回日期: 2010-05-13. 周立君编辑

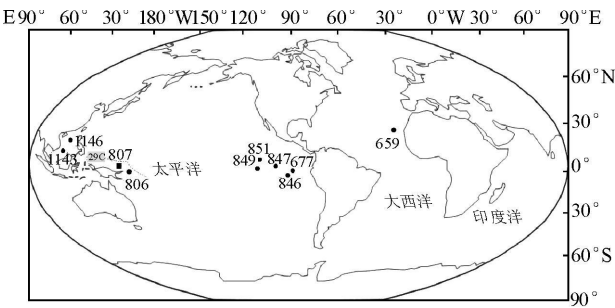


图 1 西太平洋暖池区 ODP807 站位置

(●为收集资料站位, ■为工作站位)

Fig. 1 Location of Site 807A of ODP 130

(●is site for data collection, ■s the working station)

1.2 样品处理

样品以标准微体古生物学方法处理, 每个样品取约 10 mL 沉积物, 先放入烘箱(环境温度 $< 50\text{ }^{\circ}\text{C}$)烘干, 称重, 加入几滴 H_2O_2 作为分散剂, 常温下浸泡 1~2 d; 利用 250 目的标准铜筛(孔径 0.063 mm)冲洗样品, 并收集粒径 $> 0.063\text{ mm}$ 的组分; 最后将收集到的粗组分于烘箱中(环境温度 $< 60\text{ }^{\circ}\text{C}$)烘干, 称重, 然后将其采集于样品袋中, 留待以后的进一步分析工作。然后利用 100 目的筛子(孔径 0.154 mm)筛选上述步骤制备的样品, 对大于 0.154 mm 的粗组分, 在显微镜下用毛笔从每个样品中挑选出干净无沾染、无破碎和溶蚀, 壳径为 0.3~0.36 mm 的 *G. ruber* 壳体 14 枚和 0.36~0.44 mm 的 *P. obliquiloculata* 壳体 8 枚, 镜下以解剖针破碎后用乙醇在超声波浴中反复洗净, 然后在 $40\text{ }^{\circ}\text{C}$ 下干燥, 再在同济大学海洋地质国家重点实验室用 MAT252 质谱仪测定氧同位素值(以下简称 $\delta^{18}\text{O}$), 测量精度分别为 $+0.08\text{ ‰}$ 和 $+0.06\text{ ‰}$ (PDB)。

1.3 数据整理

(1)采用氧同位素法分析水体垂直结构的变化

浮游有孔虫氧同位素可以提供上层水体中混合层和温跃层深度变化的信息。温跃层是指位于海面以下 100~200 m、温度和密度有巨大变化的薄薄一层, 通过温跃层的变化可以研究水体垂直结构的变化^[11-12]。由于不同属种的浮游有孔虫生活的水深不同, 浮游有孔虫次表层种 *P. obliquiloculata* 与表层种 *G. ruber* 的氧同位素差值(以下简称 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{(P-G)}$)可以反映温跃层变化和水体混合程度的信息。当温跃层变浅, 透光层上下的温度梯度加大时, $\Delta\delta^{18}\text{O}_{(P-G)}$ 增加; 而当温跃层加深, 透光层上下的温

度梯度变小时, $\Delta\delta^{18}\text{O}_{(P-G)}$ 减小。因此, 浮游有孔虫次表层种与表层种的 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{(P-G)}$ 可以作为温跃层和营养跃层变化的替代性指标, 从而反映西太平洋上层海水结构的变化。

(2)频谱分析

本次工作采用德国基尔大学 Schulz & Stattegger (1997) 的 SPECTRUM 程序对浮游有孔虫氧同位素值($\delta^{18}\text{O}$)进行了频谱分析。选择的最高频谱因子 highest frequency = 1.0, 重复采样因子 oversampling factor = 4.0, 分段数 number of segments = 3。采用 Welch 窗口, 置信水平 level of significance = 0.8, 采用的最低可信频率 0.1/ka, 即最高可信周期为 10 ka, 所有小于该值的周期不参加讨论。此程序的优势在于不用对样品的时间序列进行插值, 它支持任意时间间隔的样品系列。对于 4.5 Ma 以来的样品采取分段求取周期的方法。另外利用美国布朗大学 Aarand 软件进行交叉频谱分析, 得出该区各个指标与地球轨道参数(ETP)的相关性, 以此得出该区表层水同位素变化对地球轨道驱动响应。

2 氧同位素地层学

自 20 世纪 90 年代以来, 西太平洋暖池的成因机制及其在气候旋回中的作用逐渐成为国际古海洋学界研究的重点和热点, 有孔虫氧同位素地层学就是其中重要的研究手段, 它是利用浮游有孔虫氧同位素记录与地层年代的对应关系建立精确的天文年代标尺, 从而研究古海洋学、古气候学的重要方法。

本次工作以 *G. ruber* 的末次出现面(LAD) 1192 m 和初次出现面(FAD) 6167 m 的时间点, 初步确定了 807A 孔的年代地层框架, 根据 807A 孔生物地层工作揭示, 该钻孔最底部年龄约为 4.5 Ma, 属于上新世。更为精确的地层年代需要依据氧同位素事件的对比来进行, 本次工作选择的是大洋钻探东太平洋 846 站的氧同位素曲线, 从图中可以看出两条曲线非常吻合(图 2)。

结合浮游有孔虫的初现、末现以及古地磁事件, 可以清楚地辨认出近 5 Ma 来的氧同位素事件, 由此来建立 807A 孔的高分辨率地层序列, 并确定了 113 次氧同位素事件(图 2)。由于浮游有孔虫稳定同位素分析样品的分辨率比较低, 可以通过生物地层学中的生物初现面(FAD)、生物末现面(LAD)等生物演化事件所确定的生物时间, 结合磁性地层学来建立更为精细准确的地层年代标尺。

一般 *G. ruber* 和 *P. obliquiloculata* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 在盐度不变的情况下可以反映表层海水和次表层海水的温度。 $\delta^{18}\text{O}$ 值增大代表温度下降, $\delta^{18}\text{O}$ 值减小代表温度上升。从而反映表层水和次表层水温度结构

3 结果及讨论

3.1 表层海水温度的变化

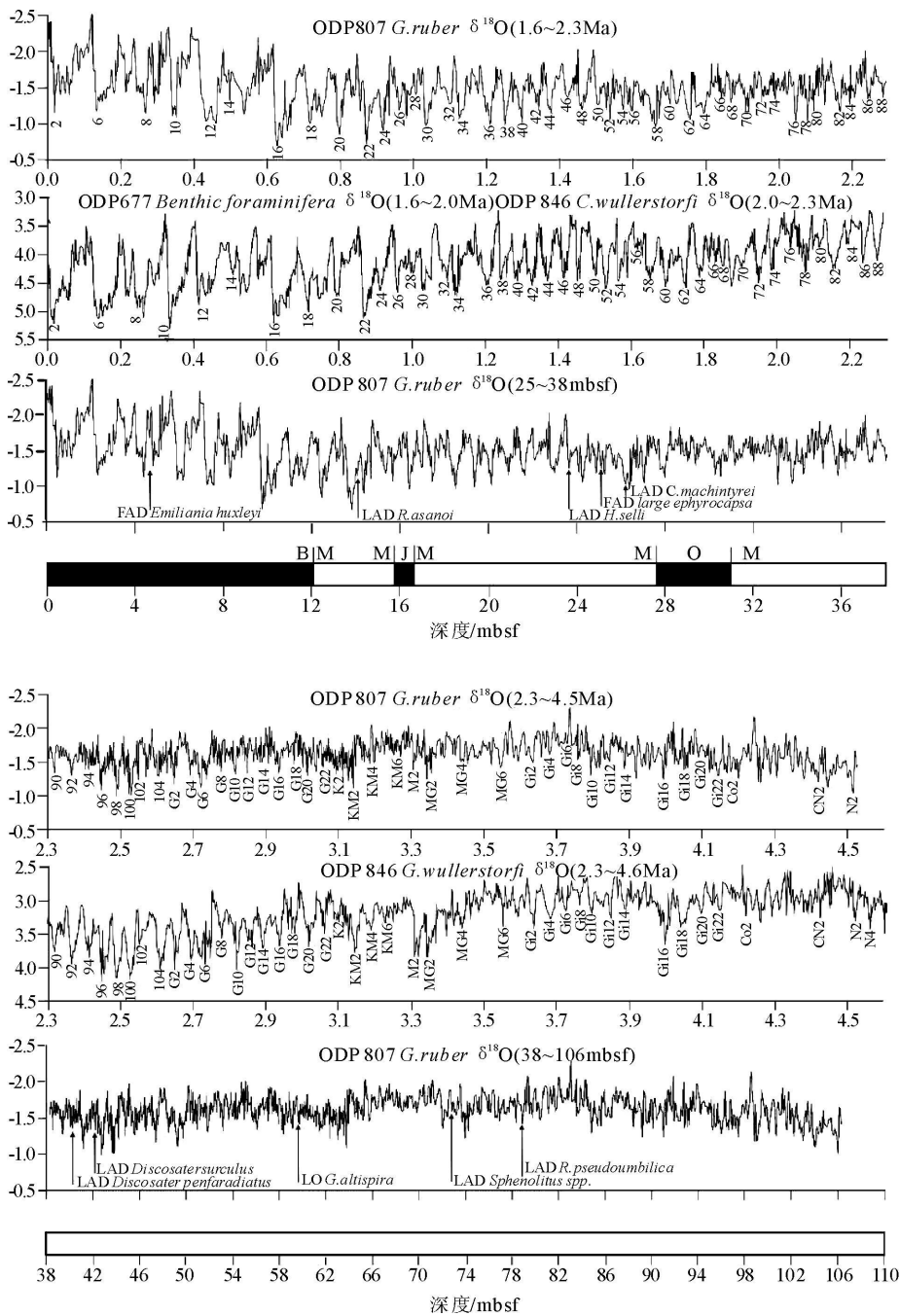


图 2 西太平洋 807 站 1.6~4.5 Ma 以来的氧同位素地层
曲线旁边的数字代表各个氧同位素事件, 生物地层和磁性地层界线根据 ODP 第 184 航次船上工作。
FAD 代表生物初现面, LAD 代表生物末现面。B、M、J、O 分别代表磁性地层学中的布容正向期、松山反向期、哈拉米洛和奥都威事件。
Fig. 2 Chronological framework of Site 807A
Numbers below the $\delta^{18}\text{O}$ curves show the marine oxygen isotope stages (MIS). Biostratigraphy and magnetostratigraphic boundaries follow ODP 184. FAD is first appearing division, LAD is last appearing division. B, M, J, O are Brunhes normal epoch, Matuyama reversed epoch, Jaramillo and Olduvai excursions

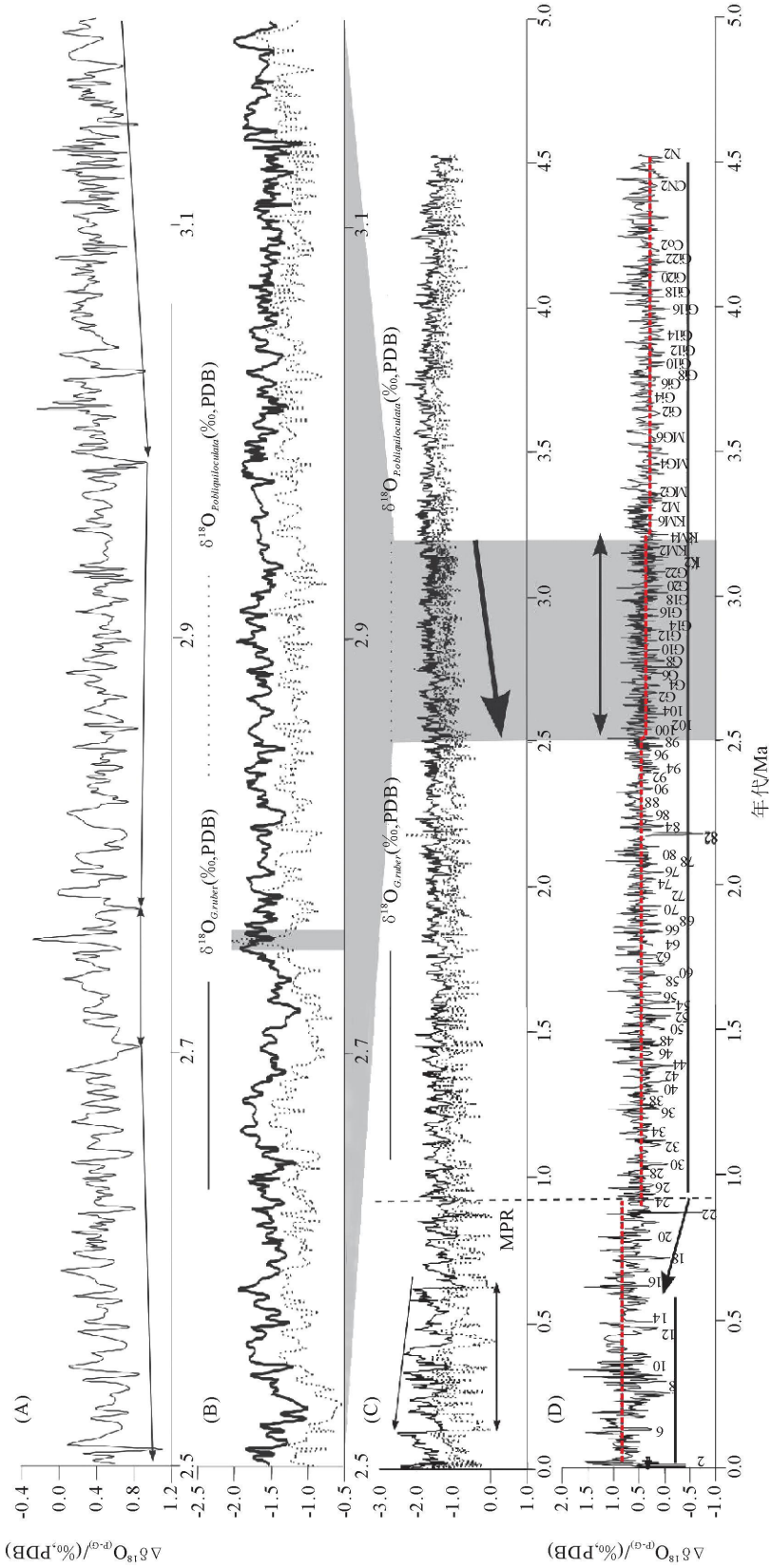


图3 西太平洋807站表层与次表层的 $\delta^{18}\text{O}$ 以及它们之间的差值 $\Delta\delta^{18}\text{O}$
(A) $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{(PDB)}}$, 2.5~3.2Ma; (B) $\text{Gruber } \delta^{18}\text{O}$ 和 $\text{Pobliquiloculata } \delta^{18}\text{O}$, 2.5~3.2Ma; (C) $\text{Gruber } \delta^{18}\text{O}$ 和 $\text{Pobliquiloculata } \delta^{18}\text{O}$, 1.6~3.6Ma; (D) $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{(PDB)}}$, 1.6~3.6Ma。曲线旁数字代表氧同位素事件。

Fig. 3 Surface and sublayer $\delta^{18}\text{O}$ and the $\Delta\delta^{18}\text{O}$
(A) $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{(PDB)}}$, 2.5~3.2Ma; (B) $\text{Gruber } \delta^{18}\text{O}$ and $\text{Pobliquiloculata } \delta^{18}\text{O}$, 2.5~3.2Ma; (C) $\text{Gruber } \delta^{18}\text{O}$ and $\text{Pobliquiloculata } \delta^{18}\text{O}$, 1.6~3.6Ma; (D) $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{(PDB)}}$, 1.6~3.6Ma. Numbers below the $\delta^{18}\text{O}$ curves show the marine oxygen isotope stages (MIS)

的变化。由图 3B、C 可以看出, 4.5 Ma 以来 *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ 值和 *P. obliquiloculata* $\delta^{18}\text{O}$ 值基本上相对较轻, 变化不大, 北极冰盖形成(3.2~2.5 Ma)以后略呈增大趋势, 表明表层和次表层海水温度略有降低, 且较为稳定; 而且受到北极冰盖形成这一古气候事件影响较小, *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ 值一直低于 *P. obliquiloculata* $\delta^{18}\text{O}$ 值, 表层海水温度相对更高; 2.75 Ma 左右发生了 *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ 值突然高于 *P. obliquiloculata* $\delta^{18}\text{O}$ 值事件(见图 3B), 可能是北半球冰盖一次突变事件所致。结合金海燕的研究成果^[8], 到了中更新世气候转型期(0.9 MaBP)以后 *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ 值和 *P. obliquiloculata* $\delta^{18}\text{O}$ 值均波动较大, *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ 值更低, 减小显著, *P. obliquiloculata* $\delta^{18}\text{O}$ 值变化不大, 二者差值进一步增大, 暗示着表层和次表层海水温差增大, 估计这种温度变化可能与季风等海-气相互作用有关。按照米兰科维奇理论地球运行轨道参数的变化引起在地球上冰期/间冰期旋回等古气候周期性变化, 这种气候演化, 在中、低纬地区以季风为代表, 冰期/间冰期等古气候旋回与季风的周期性变化相对应。通常冰期时冬季风强, 间冰期时夏季风强; 而季风的变化又与北极冰盖的形成和扩张有关^[13], 可见西太平洋暖池表层和次表层海水温度都受到北极冰盖形成的影响而呈降低的趋势, 只是表层海水温度受中更新世气候转型期的影响更为显著。

3.2 温跃层的变化

随着现代古海洋学的深入, 人们逐渐认识到海气交换在气候变化中的重要性, 通常除了高纬度, 海洋中只有温跃层以上的水体能与大气活跃地交换, 因此, 温跃层就成了影响气候变化的重要因素之一。此外, 温跃层的变化还控制着海洋中营养物质的分布和浮游生物生态域的大小。由于现代太平洋温跃层呈现东浅西深的特点, 一旦这种格局打破就有可能出现厄尔尼诺、南方涛动等气候异常现象, 这是由于赤道太平洋表层海水在信风驱动下大部分时间向西传输, 沿赤道地区中东太平洋温跃层变浅, 而向西流动的温暖表层水体受澳洲和东亚大陆的阻碍积累, 使西太平洋温跃层变深。当信风减弱时相对应的赤道西风增强, 暖池区大量温暖表层水在西风作用下向东流动, 由于质量连续性的要求, 次表层营养丰富的冷水上翻到表层, 暖池区温跃层、营养跃层变浅, 海水表层温度降低。冰期时赤道东风(信风)张弛减弱或转成西风, 下部富营养的冷水上翻使西太平洋暖池区温跃层变浅, 海水温度降低, 爆发类似厄

尔尼诺现象, 因此研究西太平洋暖池区温跃层演化史就显得尤为重要了。

从图 3D 可以看出, 3.2 Ma 以来西太平洋暖池浮游有孔虫 *G. ruber* 和 *P. obliquiloculata* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 的差值 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{(P-G)}$ 略呈增大的趋势, 幅度较小, 温跃层变浅不明显, 而根据金海燕的结论^[8], 可以发现在 0.9 Ma 以后波动较大, 表明西太平洋暖池温跃层显著变浅。暖池区温跃层及上层水体结构变化受 0.9 Ma 前后的古气候事件, 即中更新世气候转型期(MPR)的影响比较大(冰期旋回的主导周期从 41 ka 变为了 100 ka, 可能由天文驱动引起的大洋环流变化改变了纬向水汽和热能的传送, 导致冰盖增长和全球变冷所致^[14]), 这一古气候事件导致整个东、西太平洋的温跃层都有所变浅, 但是从东太平洋 ODP851 站和 DSDP586 站的温跃层深度的变化反映出显著变浅^[15-17], 东西太平洋东浅西深的温跃层深度梯度差值增大, 而温跃层深度梯度差值可以追踪西太平洋暖池的强弱变化^[18], 由此得出西太平洋暖池在中更新世气候转型期后进一步强化的结论。同时 3.2 Ma 以来, 西太平洋暖池 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{(P-G)}$ 的不断增大也代表北极冰盖形成以来, 西太平洋暖池温跃层有所变浅, 但是幅度远不如东太平洋 ODP851 站^[19], 西太平洋暖池东西温跃层深度梯度的增大暗示着 3.2 Ma 以来西太平洋暖池的形成和加强, 这可能为暖池形成提供另一重要佐证。同时由图 3D 也反映出上新世以来古气候变化的古海洋记录特征, 即温跃层在冰期(曲线旁标注的 62、64、66)较深, 间冰期较浅的变化特征。可见西太平洋暖池核心区上新世以来间冰期温跃层明显浅于冰期的, 间冰期时西太平洋暖池的环境特征与厄尔尼诺爆发时类似, 西太平洋暖池区温跃层变浅, 下部富营养的冷水上翻加剧使表层海水初级生产力增加, 受冰期-间冰期旋回影响的温跃层深度变化也是控制暖池区古生产力演化的主要因素。

如果把北极冰盖形成时期(3.2~2.5 MaBP)的 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{(P-G)}$ 单独提取出来看, 可以看到在这段时期, 西太平洋暖池温跃层的变化明显分为 3 个阶段: 3.2~2.96、2.96~2.7 和 2.7~2.5 MaBP(图 3A)。 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{(P-G)}$ 基本上呈先增大, 再稳定, 而后继续增大的趋势, 可见在北极冰盖形成时期暖池区温跃层变化呈阶梯式变浅。

3.3 频谱分析结果

20 世纪中期古气候研究的重大突破是米兰科维奇轨道理论的确认, 证明地球运行轨道几何形态

的周期性变化,可以引起冰期旋回。米兰科维奇理论用的地球轨道参数有 3 个:2 万年的岁差、4 万年的斜率和 10 万年周期的偏心率^[18]。经过地质时期的长期积累,才足以造成冰盖消长、气候旋回。其中斜率对气候的影响在于辐射量的纬度分布,斜率角度增大,高纬区的辐射量也相应增大,而岁差主要影响辐射量的季节分布,表现在调节近日点的季节变化,岁差低谷时近日点在夏至,季节性加强,季风和季风雨特别强盛。在非洲强大的季风可以造成尼罗河特大规模的泛滥,洪水流到地中海引起浮游生物的勃发和海水的分层,在海底形成富含有机质的腐泥层^[20];而偏心率通过调整岁差变化的幅度而影响幅度,因此在高纬度地区斜率周期影响较大,而在低纬度地区岁差和偏心率周期影响较大^[21]。

对 807 站 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 分段进行频谱分析,如图 4 所示。可见在北极冰盖形成之前(4.5 ~ 3.2 MaBP)、形成之中(3.2 ~ 2.5 MaBP)及形成之后(2.5 ~ 0.9 MaBP),在千年尺度上,807 站有孔虫 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 都有约 200 ka 的偏心率长周期变化,也都有约 20 ka 的岁差周期和约 12 ka 的半岁差周期,只是冰盖形成之前以偏心率长周期(约 200 ka)为主,形成之中和形成之后岁差周期(约 20 ka)、半岁差周期(约 12 ka)表现比较突出;而中新世气候转型期(0.9 Ma)之后又以半岁差周期(约 12 ka)加强而岁差周期(约 20 ka)减弱,可见在北极冰盖形成之后,低纬热带暖池区受到岁差周期控制明显,暖池区古海洋学演化受到地球运行轨道参数变化影响控制显著;而高纬区受全球冰量影响的冰盖响应更为显著^[22,23]。

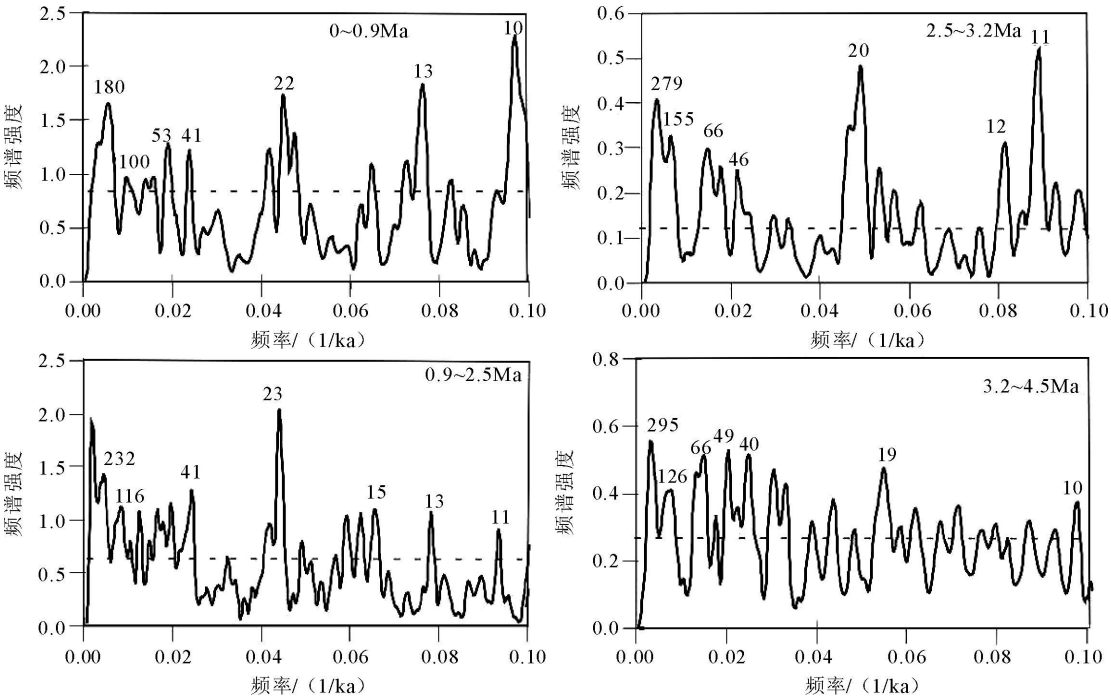


图 4 ODP807 站位 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 频谱分析

Fig.4 Cross spectrum analyses on $\Delta\delta^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ at ODP 807

3.4 氧同位素变化、海水上层结构对地球轨道驱动的响应

对 807 站 *P. obliquiloculata* 与 *G. ruber* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 及其差值 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 作与地球轨道参数的交叉频谱分析,相关系数见图 5 所示。由图 4 可以看出,807 站 4.5 Ma *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ 、*P. obliquiloculata* $\delta^{18}\text{O}$ 都表现出了中等至较强的 10 万年周期和 4.1 万年周期,2.3 万年的周期则相关系数刚刚达到 80% 的检验标

准,可见 807 站的 *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ 和 *P. obliquiloculata* $\delta^{18}\text{O}$ 与地球轨道参数(ETP)在偏心率周期(100 ka)和斜率周期(40 ka)上都强烈相关,而 2.3 万年的岁差周期信号较弱。可见上新世以来暖池的古气候系统在偏心率和斜率周期上对地球轨道的响应是线性的。

807 站的 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 记录表现出了较强的 2.3 万年的岁差周期和较弱的 10 万年的偏心率周期,可见偏心率和岁差是西太平洋暖池温跃层上新世变化

的主要驱动力。在东太平洋的 851 站, 通过做 *Globigerina tumida* 和 *Globigerina sacculifer* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 差值与地球轨道参数的交叉频谱分析, 见图 5C、图 5D, 结果发现它们在 10 万年的偏心率周期和

2 3 万年的岁差周期上的相关系数都超过了 80% 的检验标准。因此, 东西赤道太平洋情况大致相同, 赤道太平洋温跃层变化的主要轨道驱动力是偏心率和岁差。田军在南海南部 1143 站作了 1.56 Ma 以来

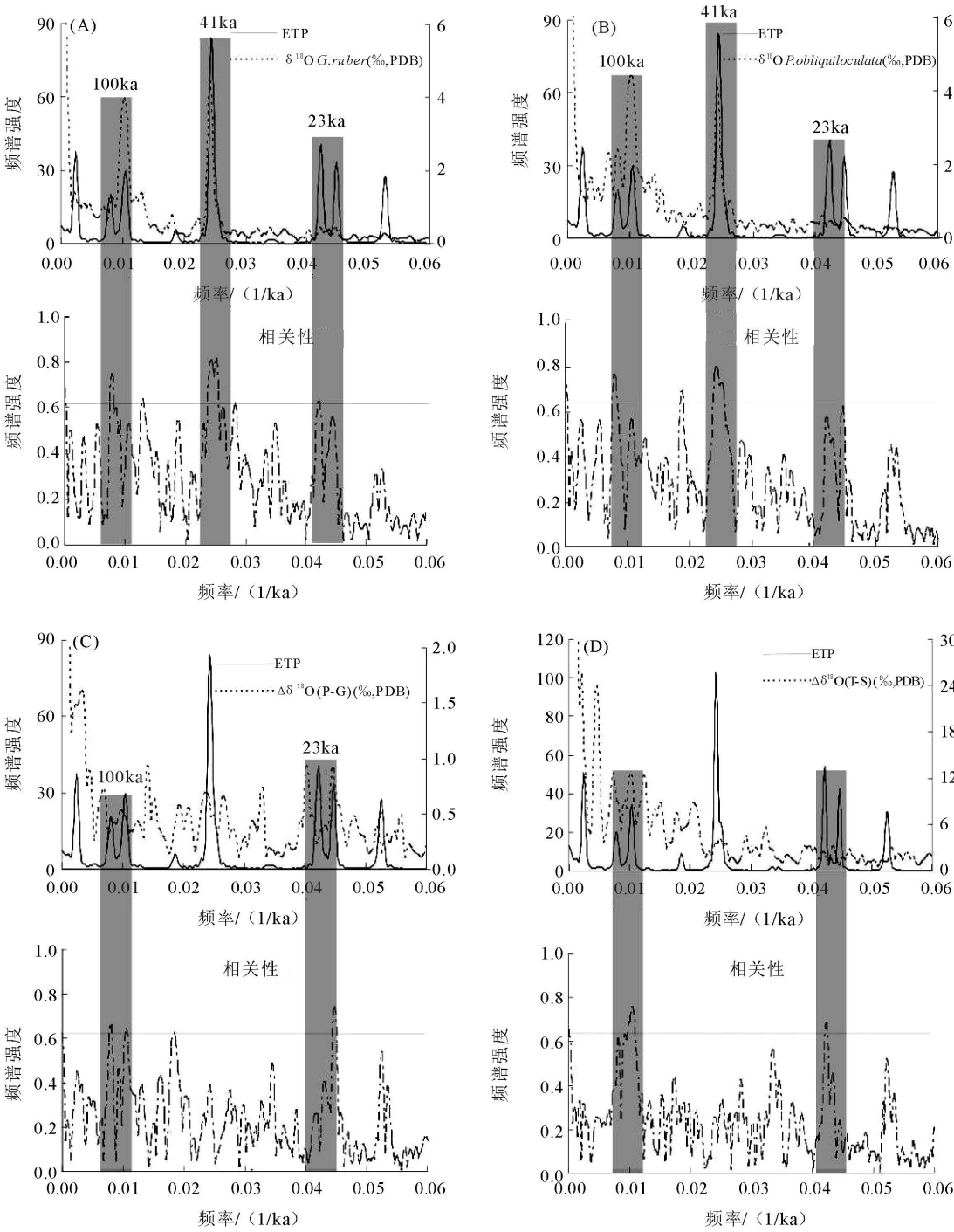


图 5 西太平洋 807 站、东太平洋 851 站 $\delta^{18}\text{O}$ 及 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 与地球轨道参数 ETP 交叉频谱分析

(A)807 站 *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ 和 ETP 的交叉频谱分析; (B)807 站 *P. obliquiloculata* $\delta^{18}\text{O}$ 和 ETP 的交叉频谱分析;

(C)807 站 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 和 ETP 的交叉频谱分析; (D)851 站 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 和 ETP 的交叉频谱分析 851 站数据来自 Ravelo 和 Shackleton^[12]

Fig. 5 Cross spectrum analyses of $\delta^{18}\text{O}$ and $\Delta\delta^{18}\text{O}$ (*P. obliquiloculata*-*G. ruber*) at 807, western Pacific and at 851, eastern Pacific with ETP

(A)Cross spectrum analyses of *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ at 807 with ETP; (B)Cross spectrum analyses of *P. obliquiloculata* $\delta^{18}\text{O}$ at 807 with ETP;

(C) Cross spectrum analyses of $\Delta\delta^{18}\text{O}$ at 807 with ETP; (D)Cross spectrum analyses of $\Delta\delta^{18}\text{O}$ at 851 with ETP

G. ruber 和 *P. obliquiloculata* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 差值与地球轨道参数的交叉频谱分析^[7], 发现了 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 与地球轨道参数 ETP 的相关系数只在 2 3 万年的岁差周期上超过了 80% 的检验标准, 由此推断岁差是控制南海南部温跃层更新世变化的主要轨道驱动力。以上结果都说明了岁差应该是热带或低纬地区的代表性周期, 而且在此周期上与地球轨道参数 (ETP) 强烈相关。

4 结论

(1) 依据西太平洋 807 站 *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ 曲线建立起了西太平洋暖池上新世 2 2 ~ 4 5 Ma 以来的氧同位素年代地层框架, 并确定了 113 次氧同位素事件。

(2) 4.5 Ma 以来, 807 站 *G. ruber* 和 *P. obliquiloculata* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值均较轻, 变化不大, 北极冰盖形成 (3 2 ~ 2 5 MaBP) 以后, 略呈增大趋势, 且 *G. ruber* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值始终低于 *P. obliquiloculata* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。上述可见西太平洋暖池表层和次表层海水温度都受到北极冰盖形成的影响而呈降低的趋势, 但是表层海水比次表层海水对于中更新世气候转型这一古气候事件的响应更加强烈。

(3) 3.2 Ma 以来西太平洋暖池 807 站的 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 值略增大, 暗示西太平洋暖池温跃层有所变浅, 同时与东太平洋 851 站的 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 值结果进行比较, 发现东太平洋温跃层更浅, 东西太平洋温跃层深度梯度增大, 暗示西太平洋暖池的形成及强化。

(4) 4.5 Ma 以来 807 站 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 记录与地球轨道参数 (ETP) 在 10 万年、2 3 万年的岁差周期上都强烈相关, 表明偏心率和岁差是控制西太平洋暖池温跃层变化的轨道驱动力。

参考文献 (References)

[1] Cane M. A role for the tropical Pacific[J]. Science, 1998, 282: 59.

[2] Cane M, Evans M. Do the tropics rule? [J]. Science, 2000, 290: 1107-1108.

[3] Yan X H, Hou C R, Zheng Q, et al. Temperature and size variabilities of the Western Pacific Warm Pool[J]. Science, 1992, 58: 1643-1645.

[4] Webster P J, Magana V O, Palmer T N, et al. Monsoon: processes, predictability and the prospects for prediction[J]. Journal of Geophysical Research, 1998, 103(C7): 14451-14510.

[5] Cane M A. A role for the tropical Pacific[J]. Science, 1998, 282: 59-61.

[6] Sun X J, Luo Y L, Huang F, et al. Deep sea pollen from the South China Sea: Pleistocene indicators of East Asian monsoon [J]. Marine Geology, 2003, 201: 97-118.

[7] 田军, 汪品先, 成鑫荣, 等. 南海 ODP1143 站上新世至更新世天文年代标尺的建立[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2005, 30(1): 31-39. [TIAN Jun, WANG Pinxian, CHENG Xinrong. Establishment of the Plio-Pleistocene Astronomical Timescale of ODP Site 1143, Southern South China Sea[J]. Earth Science—Journal of China University of Geosciences, 2005, 30(1): 31-39.]

[8] 金海燕, 翦知湔, 成鑫荣. 赤道西太平洋暖池中更新世过渡期的古海洋变化[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2006, 26(2): 71-78. [JIN Haiyan, JIAN Zhimin, CHENG Xinrong. Paleoceanographic variations of the western pacific warm pool during the middle pleistocene climate transition[J]. Marine Geology and Quaternary Research, 2006, 26(2): 71-78.]

[9] 金海燕, 翦知湔, 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[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2003, 23(4): 65-71. [JIN Haiyan, JIAN Zhimin, LIU Dongsheng. Late Quaternary variations of planktonic foraminiferal assemblage and paleo-temperature of Ontong-Java plateau, West Pacific[J]. Marine Geology and Quaternary Research, 2003, 23(4): 65-71.]

[10] Prentice M L, Friez J K, Simonds G G, et al. Neogene trends in planktonic foraminifer $\delta^{18}\text{O}$ from site 807: implications for global ice volume and western equatorial Pacific sea surface temperatures[J]. ODP Results scientific, 1993, 130: 281-283, 295-298.

[11] Ravelo A C, Fairbanks R G, Philander S G. Reconstructing tropical Atlantic hydrography using planktonic foraminifera and ocean model[J]. Paleoceanography, 1990, 5: 409-431.

[12] Ravelo A C, Fairbanks R G. Oxygen isotopic composition of multiple species of planktonic foraminifera: Records of the modern photic zone temperature gradient[J]. Paleoceanography, 1992, 6: 815-831.

[13] Huang B Q, Cheng X R, Jian ZM, et al. Response of upper ocean structure to the initiation of the North Hemisphere glaciation in the South China Sea[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2003, 196: 305-318.

[14] Shevenell A E, Kennett J P, Lea D W. Middle Miocene southern ocean cooling and Antarctic cryosphere expansion[J]. Science, 2004, 305: 1766-1770.

[15] Cannariato K G, Ravelo A C. Pliocene-Pleistocene evolution of eastern tropical Pacific surface water circulation and thermocline depth[J]. Paleoceanography, 1997, 12(6): 805-820.

[16] Whitman J M, Berger W H. Pliocene-Pleistocene carbon isotope record, Site 586, Ontong Java Plateau[J]. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results, 1993, 130: 333-348.

[17] Ravelo A C, Shackleton N J. Evidence for surface water circulation changes at site 851 in the eastern tropical Pacific Ocean [J]. ODP Scientific Results, 1995, 138: 503-514.

[18] Ravelo A C, Fairbanks R G. Oxygen isotopic composition of

multiple species of planktonic foraminifera; recorders of the modern photic zone temperature gradient[J]. *Paleoceanography*, 1992, 7(6): 815-831.

[19] 汪品先. 地质计时的天文钟摆[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2006, 26(1): 2-6. [WANG Pinxian. Astronomical“pendulum” for geological lock[J]. *Marine Geology and Quaternary Research*, 2006, 26(1): 2-6.]

[20] Rossignol-Stick M, Nestoroff V, Olive P, et al. After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formation[J]. *Nature*, 1982, 295: 105-110.

[21] Short D A, Mengel J G, Crowley T J, et al. Filtering of Milankovitch cycles by Earth’s geography[J]. *Quaternary Research*, 1991, 35: 157-173.

[22] Ruddiman W F. *Earth’s Climate: Past and Future* [M]. Freeman & Co., N. Y., 2001.

[23] Ruddiman W F. What is the timing of orbital-scale monsoon changes? [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2006, 25(7-8): 657-658.

OXYGEN ISOTOPE CHARACTERISTIC AND PALEOCEANOGRAPHIC VARIATIONS OF THE WESTERN PACIFIC WARM POOL SINCE PLIOCENE

GUO Jianqin¹, CHENG Xinrong², CHEN Ronghua^{2,3}, JIAN Zhimin²

(1 College of Geo-Resources and Information, China University of Petroleum(East China), Dongying 257061, China;

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

3 Second Institute of Oceanography, Laboratory of Submarine Geosciences, SOA, Hangzhou 310012, China)

Abstract: As the global climate engine, the western Pacific warm pool is the hot issue concerning paleoceanography and paleoclimate research. Through the planktonic foraminifera oxygen isotope from ODP 130 at site 807A, we established the Astronomical Timescale for the past 4.5 Ma. The time resolution is better than 2~3 ka. We studied the depth of thermocline and the upper water column structure variation by the oxygen isotope changes of surface genus and sublayer genus of planktonic foraminifera. Combined with frequency analysis and cross frequency analysis with Earth Trace Parameter (ETP), we studied the evolution of western Pacific warm pool since Pliocene, especially during the stage of ice sheet formation at North Pole, and its response to earth orbit changes, that provided a scientific foundation for global climate evolution.

Key words: western Pacific warm pool; oxygen isotope; thermocline; Milankovitch cycle; middle Pleistocene climate transition