

更新世南海南部上层海水结构变化的岁差驱动^{*}

田 军 汪品先 成鑫荣

同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海 200092

摘要 ODP1143 站浮游有孔虫次表层种 *Pulleniatina obliquiloculata* 与表层种 *Globigerinoides ruber* 的 ^{18}O 差值 ($^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$) 和 ^{13}C 的差值 ($^{13}\text{C}_{(\text{P-G})}$) 揭示了 1.56 Ma 以来南海南部温跃层和营养跃层冰期、间冰期的变化规律。有孔虫同位素差值与地球轨道参数 ETP 的交叉频谱揭示出岁差周期与更新世南海南部上层海水结构(温跃层和营养跃层)变化周期的相关性。在 1143 站 $^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 和 $^{13}\text{C}_{(\text{P-G})}$ 记录中也发现了丰富的半岁差周期。由于南海上层海水结构与东亚季风关系密切, 岁差作为外部驱动力应对更新世东亚季风的变化的变化产生重大影响。

关键词 南海 温跃层 营养跃层 岁差

对南亚季风和非洲季风的研究^[1,2]使我们认识到: 作为地球表层气候变化的外部驱动力, 地球轨道参数中的岁差对热带地区的气候变化起着主要的控制作用。东亚季风作为亚洲季风的一个重要分支, 它与地球轨道参数变化的关系又如何呢? 东亚季风通过驱动南海的上升流会影响南海上层海水的结构^[3], 比如温跃层和营养跃层的变化。晚更新世东亚冬季风和夏季风在冰期、间冰期的兴衰直接导致了南海南北部温跃层和营养跃层的变化^[4]。因此, 研究南海上层海水结构变化与地球轨道参数之间的关系, 可以揭示出地球轨道参数变化对东亚季风的控制作用。本文利用南海大洋钻探 184 航次南沙 1143 钻孔的有孔虫稳定氧碳同位素值探讨更新世南海南部上层海水结构的变化, 进而分析它与地球轨道驱动之间的关系。

1 材料和方法

1.1 样品及年代框架

1143 站位于北纬 $9^{\circ}21.72'$, 东经 $113^{\circ}17.11'$,

水深 2772 m(图 1)。该站位于南沙的西北部, 大陆架珊瑚礁发育。在 1143 站近 500 m 的岩芯中, 只有上部的 200 m 采用高级活塞取芯器钻取了 3 个钻孔, 以保证建立连续完整、未受扰动的深海沉积岩芯记录, 其 3 个钻孔, 即 1143A, 1143B 和 1143C, 通过各个钻孔之间高分辨(2 cm)的磁化率和其他物理性质的对比, 建立了统一的岩芯深度, 以下简称深度^[5]。1143 站近 516 m 深度的岩芯记录了近 1.0 Ma 以来的沉积历史。更新世至上新世的沉积物主要为橄榄色、绿色、浅灰绿色和绿灰色的粘土状超微化石混合物, 以及富含超微化石的粘土或粘土。对 1143 站上部深度 75.62 m 按 10 cm 的间隔测试了样品中浮游有孔虫表层种 *Globigerinoides ruber* 和次表层种 *Pulleniatina obliquiloculata* 的稳定氧碳同位素值 (^{18}O 和 ^{13}C)。样品的准备与测试均在同济大学海洋地质教育部重点实验室进行。预处理过程如下, 先将湿样置于烘箱中在 60°C 下烘烤 12 h, 然后在自来水中浸泡 1~2 d, 之后用 $63\mu\text{m}$ 的筛子冲洗, 然后将冲洗好的湿样重新置于烘箱中在 60°C 下烘干, 再用筛子筛出大于 $150\mu\text{m}$ 的有孔虫作稳定氧、

2003-09-10 收稿, 2003-12-10 收修改稿

^{*} 国家自然科学基金青年基金(批准号: 40306011)、国家自然科学基金重大项目(批准号: 4999560)和国家重点基础研究发展规划项目(批准号: G2000078500)资助

E-mail: tianjun@mail.tongji.edu.cn

碳同位素分析. 有孔虫直径为 0.3 ~ 0.36 mm, 挑选 8 枚个体. 先将有孔虫的个体用体积分数 大于 99.7% 的酒精在频率为 40 kHz 的超声波中洗涤 3 次, 每次持续时间 5 ~ 10 s. 洗涤完毕, 将待处理的有孔虫个体置于 60 °C 的烘箱中干燥 5 h 后转移到 Finnigan 自动碳酸钙制样装置中 (Kiel III 型), 与磷酸在 70 °C 下反应产生二氧化碳, 之后将收集的二氧化碳气体转移到 Finnigan MAT252 型稳定同位素质谱仪中测定氧碳同位素的比值. 精度标准参照中国国家碳酸钙标准 (GBW04405) 和国际标准 (NBS19). 2000 年 ^{18}O 的标准偏差是 0.07 ‰, ^{13}C 的标准偏差是 0.04 ‰. 最后, 遵循国际 NBS19 和 NBS18 标准将实验室测定的氧碳同位素值转换为国际 Pee Dee Belemnite (PDB) 标准.

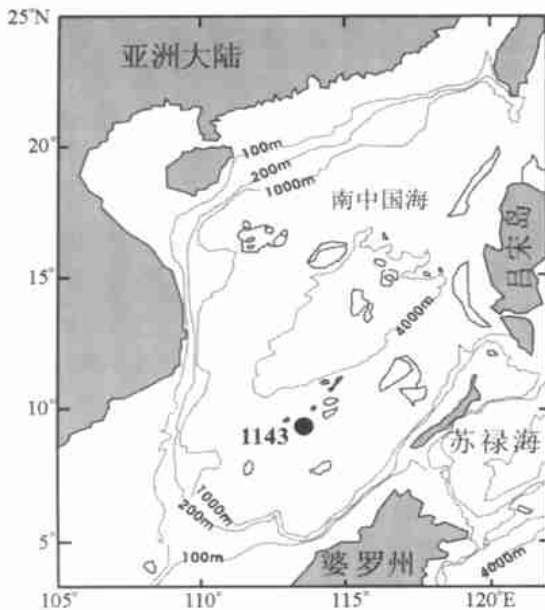


图1 大洋钻探南沙 1143 站站位图

以 1143 站的底栖有孔虫 ^{18}O 记录为调谐材料, 以地球轨道的斜率和岁差为调谐目标, 采用自动轨道调谐方法, 根据 ^{18}O 记录在斜率和岁差上的滤波结果与地球轨道参数的最佳相关性, 建立了 1143 站的深度/年龄模式. 经天文调谐后, 1143 站上部深度 75.62 m 的地层约相当于 1.56 Ma 的沉积记录, 具体方法及结果参见文献[6].

1.2 指示温跃层和营养跃层变化的替代性指标

浮游有孔虫垂向上的生态差异对研究古海洋的

上层海水结构有着重要的意义. 浮游有孔虫的浅水种组合包括 *G. ruber*, *G. bulloides* 和 *G. sacculifer* 等属种, 深水种组合包括 *P. obliquiloculata*, *N. dutertrei* and *G. menardii* 等属种. 当混合层比较深、温跃层深度下降时, 浮游有孔虫的浅水种组合将占据主要地位而深水种组合占据次要地位; 相反当混合层较浅、温跃层深度上升到透光层时, 浮游有孔虫的深水种组合将占据主要地位而浅水种组合占据次要地位^[7~9]. 一般情况下, 次表层海水比表层海水冷, 次表层海水的氧同位素值比表层海水的氧同位素值重, 研究表明, 当温跃层变浅, 透光层上下的温度梯度加大时, 有孔虫次表层种与表层种的 ^{18}O 差值 (^{18}O) 增加, 而当温跃层加深, 透光层上下的温度梯度变小时, 有孔虫次表层种与表层种的 ^{18}O 差值 (^{18}O) 减小^[10~12]; 次表层海水富含有机碳而 ^{13}C 偏低, 表层海水贫有机碳而 ^{13}C 偏高, 当营养跃层变浅, 透光层上下的营养梯度加大时, 次表层种与表层种 ^{13}C 差值变小, 而当营养跃层变深, 透光层上下的营养梯度减小, 次表层种与表层种 ^{13}C 差值变大^[10~13]. 因此, 浮游有孔虫次表层种与表层种的 ^{18}O 和 ^{13}C 的差值, 可以作为温跃层和营养跃层变化的替代性指标. Ravello 等^[10], Farrell 等^[13], Cannariato 等^[11] 以及 Chaisson 等^[12] 分别利用浮游有孔虫次表层种 *N. dutertrei* 和表层种 *G. sacculifer* 的 ^{18}O 和 ^{13}C , 重建了晚上新世至更新世赤道东太平洋的上层海水结构变化, 并推论东西赤道太平洋温跃层梯度和海水表层温度梯度的形成与巴拿马海道的关闭相关, 其变化与北半球冰盖的发展紧密相连. Berger 等^[14] 和 Schmidt 等^[15] 利用浮游有孔虫的次表层种 *P. obliquiloculata* 和表层种 *G. sacculifer* 的 ^{18}O 和 ^{13}C 的差值重建了 2 Ma 以来开放西太平洋上层海水结构的变化, 指出早更新世西太平洋温跃层和营养跃层的变化并不同步.

本文采用南海 ODP1143 站浮游有孔虫次表层种 *P. obliquiloculata* 和表层种 *G. ruber* 的 ^{18}O 和 ^{13}C 作为更新世南海南部温跃层和营养跃层的替代性指标. 在南海以及西太平洋, 温跃层种 *P. obliquiloculata* 生活在温跃层的中上部, 水深大约 150 m^[16]; 而混合层种 *G. ruber* 则生活在水深 30 m 左右的混合层上部^[17]. 因此, 两个属种的 ^{18}O 和

^{13}C 应该可以很好的反映南海南部上层海水结构的变化。

2 南海上层海水结构的冰期、间冰期变化

图 2 展示了 1.56 Ma 以来, 浮游有孔虫次表层种 *P. obliquiloculata* 的 ^{18}O 、表层种 *G. ruber* 的 ^{18}O 、以及次表层种与表层种 ^{18}O 的差值 $^{18}\text{O}_{(P-G)}$ 的变化(分别为图 2(a) ~ (c)). 曲线采用 5 点平滑, 以消除极端值和一些细小的曲线结构, 从而反映冰期、间冰期尺度上的平均变化. 图 2 中的数字代表氧同位素期次, 其中偶数代表冰期, 奇数代表间冰期. 从图 2 可以清楚的看出, 1143 站浮游有孔虫的 $^{18}\text{O}_{(P-G)}$ 值在间冰期较大, 而在冰期较小, 指示 1.56 Ma 以来南海南部的温跃层深度在间冰期较浅, 而在冰期较深. 但也有一个例外, 比如氧同位素 11 期的前半部分对应 $^{18}\text{O}_{(P-G)}$ 的极大值, 指示南海南部的温跃层在间冰期 11 期较深. 许多地质记录揭示 11 期是全球气候变化的异常期, 比如底栖有孔虫氧同位素在岁差周期上的滤波曲线的振幅在 11 期时比岁差曲线的振幅要大得多^[18], 而 11 期时全球碳酸钙溶解事件达到鼎盛期^[19], 即所谓中布容事件, 因此南海温跃层在该期的异常表现可能是全球气候异常变化的局部反映. 图 3(a) ~ (d) 则分别展示了 1.56 Ma 以来, *G. ruber* 的 ^{13}C , *P. obliquiloculata* 的 ^{13}C , *G. ruber* 的 ^{18}O 以及两者 ^{13}C 的差值 $^{13}\text{C}_{(P-G)}$ 的变化. 和 $^{18}\text{O}_{(P-G)}$ 的变化不同, $^{13}\text{C}_{(P-G)}$ 的变化并没有表现出很好的冰期、间冰期一致变化的规律. 在某些间冰期如 9, 17, 21 和 23 期, $^{13}\text{C}_{(P-G)}$ 较大, 指示营养跃层较深, 而在另一些间冰期如 11, 15 和 19 期, $^{13}\text{C}_{(P-G)}$ 较小, 指示营养跃层较浅. 冰期的情况也是如此. 这说明, 在南海南部影响冰期、间冰期营养跃层变化的因素比影响温跃层变化的因素要复杂. 海水表层温度的变化、季风的盛衰以及上升流都可以影响温跃层的变化, 另外由于南海是世界上最大的边缘海, 来自临近大陆的陆缘碎屑物富含有机碳(^{12}C)而贫 ^{13}C , 冰期或间冰期陆缘碎屑物输入的多少将直接影响南海表层和次表层海水的营养丰度和 ^{13}C 值, 从而间接影响营养跃层的深度.

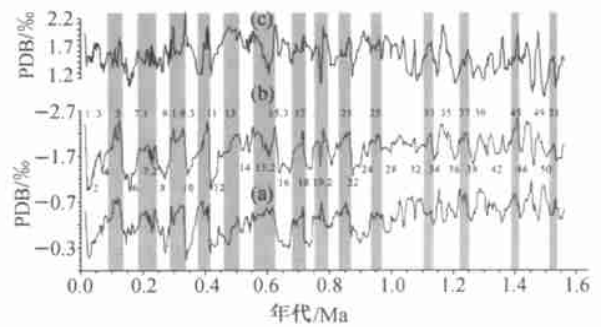


图 2 南沙 1143 站 1.56 Ma 来浮游有孔虫氧同位素记录 (a) 1143 *P. obliquiloculata* ^{18}O ; (b) 1143 *G. ruber* ^{18}O ; (c) 1143 $^{18}\text{O}_{(P-G)}$. 曲线经过 5 点平滑. 灰色长方形代表间冰期

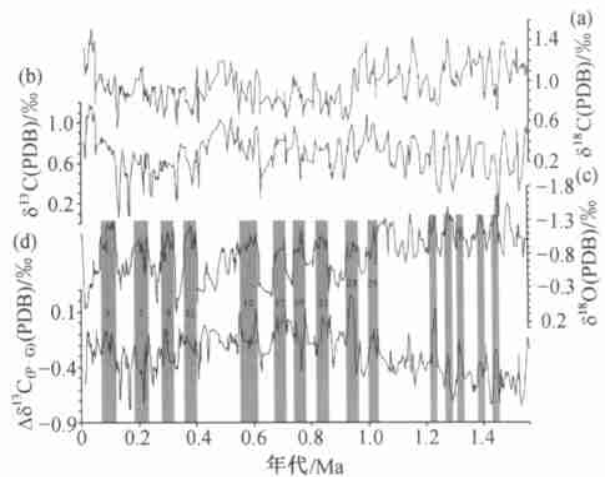


图 3 南沙 1143 站 1.56 Ma 来浮游有孔虫碳同位素记录及其与氧同位素的比较

(a) 1143 *G. ruber* ^{13}C ; (b) 1143 *P. obliquiloculata* ^{13}C ; (c) 1143 *P. obliquiloculata* ^{18}O ; (d) 1143 $^{13}\text{C}_{(P-G)}$. 曲线经过 5 点平滑. 灰色长方形代表间冰期. 数字代表氧同位素期次

3 海水上层结构变化与地球轨道驱动的关系

应用交叉频谱分析可以衡量两个时间序列在特定的频率域(或周期)上的相关性, 分析结果中的相关系数用作衡量两个时间序列在特定周期上的线性相关性, 而相位差则用来指示两个时间序列时间上的变化在特定周期上的先后关系, 它们可以用作探讨气候响应与气候的内外驱动力之间的关系^[20]. Clemens 等^[1]使用该方法在印度季风的驱动机制研究上作出了开创性的贡献. 本文用 ETP^[1](正交化后的偏心率、斜率与负的岁差之和)代表地球轨道

参数, 1.56 Ma 以来 ETP 的计算值采用 Laskar^[21] 的标准.

1143 站 1.56 Ma 以来 $^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 与 ETP 的交叉频谱分析表明(图 4(a)), 尽管 $^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 记录中 100, 41, 23 和 19 ka 的 Milankovitch 周期都很显著, 但 $^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 与 ETP 只在 23 ka 的岁差周期上相关, 这清楚的说明岁差是控制更新世南海南部温跃层变化的主要外部驱动力. 季节性转向的东亚季风是南海气候的一个显著特征, 对南海南部上层水体的结构产生重大影响, 东亚季风岁差周期上的变化

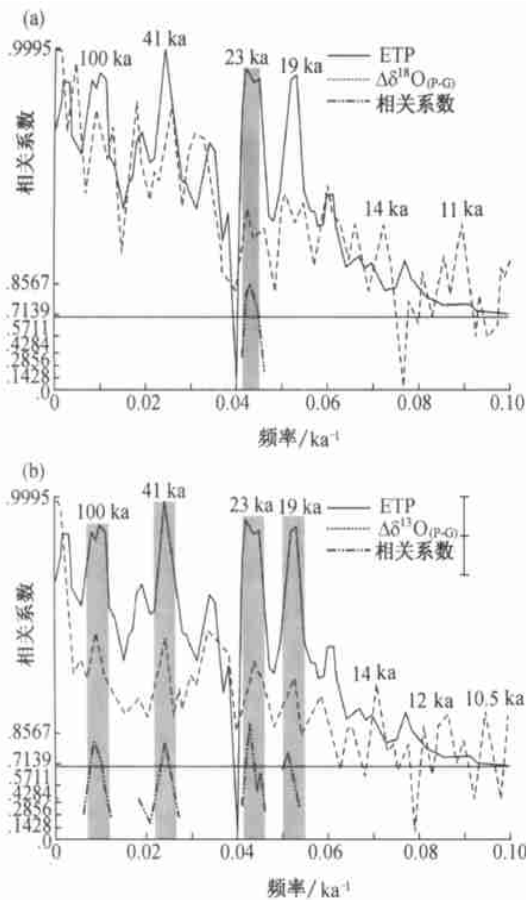


图 4 1143 站 1.56 Ma 来有孔虫次表层与表层有孔虫种氧碳同位素差值与地球轨道参数 ETP 的交叉频谱

(a) $^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 与 ETP 的交叉频谱; (b) $^{13}\text{C}_{(\text{P-G})}$ 与 ETP 的交叉频谱. 实线代表 ETP 的单谱, 虚线代表 $^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 或 $^{13}\text{C}_{(\text{P-G})}$ 的单谱, 点划线代表相关系数. 水平实线代表超过 80% 检验标准的相关系数. 灰色长方形分别代表 Milankovitch 周期中 100 ka 偏心率, 41 ka 斜率, 23 和 19 ka 岁差的范围. 交叉频谱分析采用美国布朗大学“ARAND”软件

以及在此周期上与地球轨道参数 ETP 的相关关系必然记录在南海南部上层水体结构的变化上, 使 1.56 Ma 以来 1143 站 $^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 的记录具有较强的岁差周期且在此周期上与 ETP 强烈相关. 在东赤道太平洋 851 站, Ravelo 和 Shackleton (1995)^[10] 作了 *G. tumida* 与 *G. sacculifer* 的 ^{18}O 与 *G. tumida* 和 *N. dutertrei* 的 ^{18}O 的交叉频谱, 发现它们只在 19 ka 的岁差周期上相关, 说明岁差是控制更新世东赤道太平洋温跃层变化的主要外部驱动力. 印度季风是亚洲季风的一个重要分支, 许多印度季风的替代性指标如孢粉含量、粒度和蛋白石含量都显示出了很强的岁差周期, 而且在岁差周期上与地球轨道参数 ETP 高度相关^[1, 22]. 北大西洋 ODP659 站的粉尘记录是非洲季风的替代性指标, 它在过去 5 Ma 的变化也显示出很强的岁差周期, 并且在岁差周期上与地球轨道参数 ETP 高度相关^[2]. 这些证据说明, 23 或 19 ka 的岁差周期不仅是中国南海而且也是热带或低纬地区季风气候的主要周期, 指示热带季风变化的岁差驱动.

1143 站 1.56 Ma 以来 $^{13}\text{C}_{(\text{P-G})}$ 与 ETP 的交叉频谱分析表明(图 4(b)), 尽管 $^{13}\text{C}_{(\text{P-G})}$ 与 ETP 在 100, 41, 23 和 19 ka 的 Milankovitch 周期上都相关, 但在 23 ka 的岁差周期上的相关系数最高, 指示了岁差对更新世南海南部营养跃层变化的主导控制作用. 1143 站 $^{13}\text{C}_{(\text{P-G})}$ 与 ETP 在各个轨道周期上均相关, 这也说明在南海影响营养跃层变化的因素比影响温跃层变化的因素要复杂. 因为除了东亚季风变化外, 南海周边岛屿和大陆的陆源有机碳的输入以及北大西洋深层水的生成对南海南部混合层与温跃层营养物质差异的影响也很重要. 北半球高纬区接受的太阳辐射量的变化决定了北半球冰盖在冰期、间冰期的增长和衰退, 影响了亚洲内陆岩石圈的风化速率和河流的陆源物质的搬运量, 对南海上层水体结构的 ^{13}C 差值必定产生影响. 上述因素可能是 $^{13}\text{C}_{(\text{P-G})}$ 与 ETP 在各个轨道周期上均相关的原因. 但有一点可以肯定, 即岁差是影响更新世南海营养跃层变化的主导因素.

相位关系显示, ETP 在 23 ka 的岁差周期上领先 $^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 20.7°(图 5(c)), 而在 19 ka 的岁差周期上领先 $^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 21.4°(图 5(d)), 两个岁差周期

上的相位差比较接近, 这进一步说明了岁差周期对更新世南海温跃层变化的主导控制作用. 在偏心率 and 斜率周期上, ETP 分别领先 $^{13}\text{C}_{(\text{P-G})}$ 113 和 135° (图 5 (a) 和 (b)), 表明了偏心率 and 斜率对更新世南海营养跃层变化的驱动作用. 但有趣的是, ETP 与 $^{13}\text{C}_{(\text{P-G})}$ 在 23 和 19 ka 两个岁差周期上的相位差为负值, 分别为 -56.5° 和 -78° . 负的相位差说明在岁差周期上南海营养跃层的变化超前于太阳辐射的变化, 这与 Milankovitch 理论的假设前提

相悖, 即太阳辐射是地表各种气候变化的外部驱动力. 这就意味着除了太阳辐射的驱动作用外, 一定还存在其他的驱动机制, 它们与太阳辐射一起共同控制着更新世南海南部上部混合层与下部温跃层之间的 ^{13}C 梯度. 全球碳循环自身所具有的特性, 使之成为独立于太阳辐射之外的地表气候变化的驱动力, 这也许是导致岁差周期上 1143 站 $^{13}\text{C}_{(\text{P-G})}$ 及东赤道太平洋底栖有孔虫的 $^{13}\text{C}^{[23]}$ 领先于 ETP 变化的根本原因.

1143 站 $^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 和 $^{13}\text{C}_{(\text{P-G})}$ 过去 1.56 Ma 的记录还表现出了较强的半岁差周期, 如 15, 11, 12 和 14 ka (图 4 (a) 和 (b)). 地球轨道参数 ETP 和全球冰量变化中均缺乏半岁差周期, 而在模拟的北纬 0° 和 20° 的夏季温度最大值的频谱中含有很强的半岁差周期^[24], 北大西洋热带地区粉尘记录的频谱中也包含很强的半岁差周期^[25]. 南海北部 1144 站 1.0 Ma 来的孢粉记录也含有很强的半岁差周期变化, 比如 13, 10 和 9 ka^[26]. 在一个岁差周期中, 近日点与春分点和秋分点的两次重合可以产生一个半岁差周期, 它与岁差和偏心率在相位上耦合, 这与太阳一年通过赤道两次产生一个半年周期的情况类似^[25]. 在一些数学模型中, 需要一个自由的 10 ka 周期的振动来增强气候系统对微弱的 100 ka 偏心率变化的响应^[27, 28]. 在 Short 等^[24] 的模式中, 低纬地区丰富的半岁差周期与 100 ka 周期之间存在很强的联系, 而且 100 ka 周期的频谱强度与半岁差的频谱强度成正比关系.

4 结论

本文通过 ODP1143 站浮游有孔虫的次表层种与表层种的 ^{18}O 和 ^{13}C 的差值恢复了 1.56 Ma 以来南海南部温跃层和营养跃层的变化. 温跃层在冰期较深, 在间冰期较浅. 而营养跃层的变化并不完全遵循这个规律, 说明影响营养跃层变化的因素比影响温跃层变化的因素要复杂得多. 有孔虫同位素差值与地球轨道参数 ETP 的交叉频谱揭示出, 岁差是控制更新世南海南部上层海水结构 (温跃层和营养跃层) 的主要外部驱动力, 它通过自身的变化影响太阳辐射的变化, 从而控制热带地区的气候变化. 在 1143 站 $^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 和 $^{13}\text{C}_{(\text{P-G})}$ 记录中也发现了

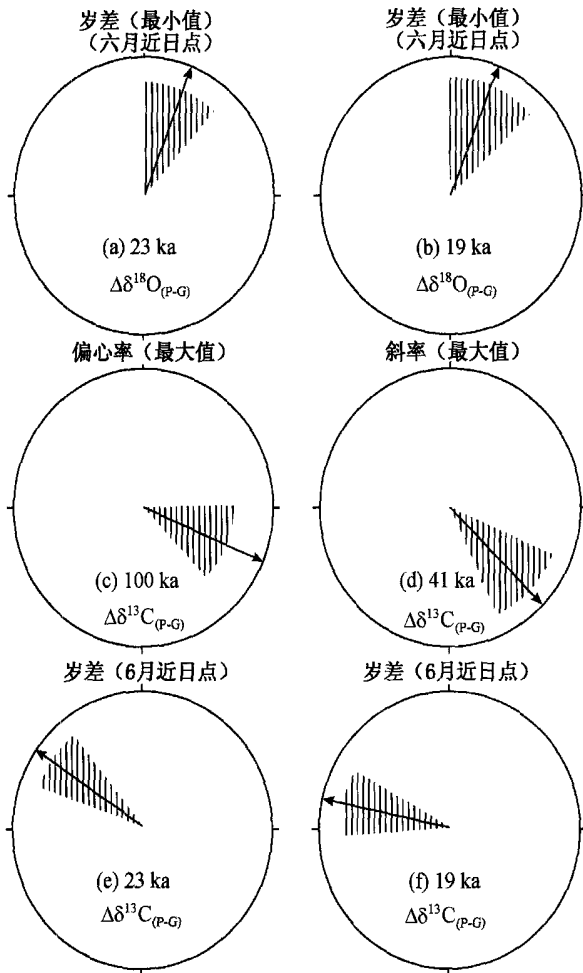


图 5 1143 站 $^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 和 $^{13}\text{C}_{(\text{P-G})}$ 相对于 ETP 的相位差

(a) 23 ka 周期上 $^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 相当于 ETP 的相位差; (b) 19 ka 周期上 $^{18}\text{O}_{(\text{P-G})}$ 相当于 ETP 的相位差; (c) 100 ka 周期上 $^{13}\text{C}_{(\text{P-G})}$ 相当于 ETP 的相位差; (d) 41 ka 周期上 $^{13}\text{C}_{(\text{P-G})}$ 相当于 ETP 的相位差; (e) 23 ka 周期上 $^{13}\text{C}_{(\text{P-G})}$ 相当于 ETP 的相位差; (f) 19 ka 周期上 $^{13}\text{C}_{(\text{P-G})}$ 相当于 ETP 的相位差. 相位差的结果来自交叉频谱分析

丰富的半年差周期。由于南海上层海水结构的变化在很大程度上受到东亚季风的影响,因此可以推论,岁差在调控东亚季风的变化过程中起到了主导作用,这一点与南亚季风和非洲季风的驱动机制类似。

致谢 本文分析研究的样品及资料由国际大洋钻探计划提供。

参 考 文 献

- Clemens S C, et al. Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon. *Nature*, 1991, 353: 720
- Tiedemann R, et al. Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic ^{18}O and dust flux records from Ocean Drilling Program Site 659. *Paleoceanography*, 1994, 9: 619
- Wang L, et al. East Asian monsoon climate during the late Pleistocene: High-resolution sediment records from the South China Sea. *Marine Geology*, 1999, 156: 245
- Huang B, et al. Foraminiferal responses to upwelling variations in the South China Sea over the last 220000 years. *Mar Micropaleontol*, 2002, 47: 1
- Wang P, et al. Proceedings of Ocean Drilling Program, Initial Reports, Volume 184. College Station: Ocean Drilling Program, 2000. 77
- Tian J, et al. Astronomically tuned Pliocene-Pleistocene benthic ^{18}O records from South China Sea and Atlantic-Pacific comparison. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 203: 1015
- Fairbanks R, et al. Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. *Nature*, 1982, 298: 841
- Thunell R, et al. Seasonal variation in the flux of planktonic foraminifera: Time series trap results from the Panama Basin. *Earth Planet Sci Lett*, 1983, 64: 44
- Bé A, et al. Standing stock, vertical distribution and flux of planktonic foraminifera in the Panama Basin. *Mar Micropaleontol*, 1985, 9: 307
- Ravelo A, et al. Evidence for surface-water circulation changes at site 851 in the eastern tropical Pacific Ocean. *Proc ODP Sci Results*, 1995, 138: 503
- Cannariato K, et al. Pliocene-Pleistocene evolution of eastern tropical Pacific surface water circulation and thermocline depth. *Paleoceanography*, 1997, 12: 805
- Chaisson W, et al. Pliocene development of the east-west hydrographic gradient in the equatorial Pacific. *Paleoceanography*, 2000, 15: 497
- Farrell J, et al. Upper ocean temperature and nutrient contrasts inferred from Pleistocene planktonic foraminifer ^{18}O and ^{13}C in the eastern equatorial Pacific. *Proc ODP Sci Results*, 1995, 138: 289
- Berger W, et al. Quaternary oxygen isotope records of pelagic foraminifera: Site 806, Ontong Java Plateau. *Proc ODP Sci Results*, 1993, 130: 381
- Schmidt H, et al. Quaternary carbon isotope record of pelagic foraminifera: Site 806, Ontong Java Plateau. *Proc ODP Sci Results*, 1993, 130: 397
- Schmidt G, et al. Global calibration of ecological models for planktic foraminifera from core-top carbonate oxygen-18. *Mar Micropaleontol*, 2002, 44: 125
- Hemleben Ch, et al. *Modern Planktonic Foraminifera*. New York: Springer-Verlag, 1989. 15~17
- Imbrie J, et al. On the structure and origin of major glaciation cycles, I. Linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography*, 1992, 7: 701
- Wang P, et al. Carbon reservoir changes preceded major ice-sheets expansion at the mid-Brunhes event. *Geology*, 2002, 31: 239
- Ruddiman W, et al. *Earth's Climate: Past and Future*. New York: W H Freeman and Company, 2000. 174~192
- Laskar J. The chaotic motion of the solar system: A numerical estimate of the size of the chaotic zones. *Icarus*, 1990, 88: 266
- Prell W, et al. Coherent response of Arabian Sea upwelling and pollen transport to Late Quaternary monsoonal winds. *Nature*, 1986, 323: 526
- Mix A, et al. Benthic foraminifer stable isotope record from site 849 (0-5Ma): Local and global climate changes. *Proc ODP Sci Results*, 1995, 138: 371
- Short D, et al. Filtering of Milankovitch cycles by Earth's geography. *Quaternary Research*, 1991, 35: 157
- Rutherford S, et al. Early onset and tropical forcing of 100000 year Pleistocene glacial cycles. *Nature*, 2000, 408: 72
- Sun X, et al. Deep-sea pollen record over the last million years from the south china sea and east asian monsoon. *Marine Geology*, 2003, 201: 97
- Maasch K, et al. Low-order dynamical model of global climatic variability over the full Pleistocene. *J Geophys Res*, 1990, 95: 1955
- Saltzman B, et al. Late Pleistocene climate trajectory in the phase space of global ice, ocean state, and CO_2 : Observations and theory. *Paleoceanography*, 1994, 9: 767