



南海西部 45 万年来的表层水温变化

李丽, 王慧, 李建如, 赵美训, 汪品先

同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

E-mail: lilitju@tongji.edu.cn

2008-03-28 收稿, 2008-12-11 接受

国家自然科学基金(批准号: 40403012, 40621063)、同济大学青年优秀人才培养行动基金(编号: 2006KJ055)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2007CB815904)、上海市青年科技启明星计划(A类)(编号: 08QA14065)资助项目

摘要 应用分子化石长链烯酮的不饱和度, 在南海西部取得了 45 万年以来表层水温的变化记录, 分辨率约 1 ka, 是南海迄今为止时间最长的高分辨率温度剖面. 结果表明 U_{37}^k -SST 与有孔虫氧同位素一样显示出冰期旋回的特征, 冰期、间冰期表层水温的变化范围分别为 23~25.5 和 25~28, 最高温为 MIS5.5 时期的 28.4, 最低温为 MIS2 时期的 22.6. 5 次冰期旋回转换期中温度变化都超前于有孔虫氧同位素, 与南北半球温度变化记录对比显示南海的温度变化模式与南半球相似. 频谱分析中强烈的岁差及半岁差周期显示了明显的热带区域特征.

关键词
表层海水温度
长链烯酮不饱和度
南海
古气候

20 世纪 70 年代末, CLIMAP 计划(气候长期调查制图与预报)应用古生态转换函数方法研究认为末次盛冰期中、低纬海区无明显的温度变化的结论^[1], 造成了长期认为热带气候变化不灵敏的误会. 直到十几年前, Thunell 等人^[2]采用浮游有孔虫现代非类比方法还认为在冰期/间冰期旋回中, 太平洋热带海区表层水温无显著变化. 然而浮游有孔虫远非都在表层海水中生活, 属种组合的变化又受多种环境因素控制, 因此无论采用如何先进的计算方法, 依然难以得出单纯的表层温度信息. 随着测试技术的发展, 海水表层温度重建的方法已经从原先的古生态方法扩展到有机地球化学方法(U_{37}^k -SST)方法以及有孔虫壳体 Mg/Ca 比值的无机地球化学方法^[3,4], 为古温度再造开拓了新途径.

南海是西太平洋海域最大的边缘海, 近年来已经成为古海洋学研究的国际热点. 已经有许多学者应用不同的方法恢复南海的表层水温, 有孔虫古生态方法使用最早^[5-7]. 尽管近年来仍在使用^[8-10], 但更多的实验室已经转到使用地球化学的方法, 包括

Mg/Ca 比值法^[11-14]和 U_{37}^k 法^[15-21]. 南海已有的高分辨率 U_{37}^k , Mg/Ca 记录时间跨度都比较短, 最长的也仅到 260 ka^[11]. 本文利用 U_{37}^k 方法对南海西部越南岸外的深海样品进行了长时间序列分析, 测定了过去 450 ka 以来的表层水温变化. 讨论了不同方法对温度记录间的差异, 并与高低纬地区的其他气候记录进行了对比研究, 探讨了冰期/间冰期旋回中低纬地区的温度变化特征.

1 研究材料与方法

分析样品取自 2005 年“国际海洋全球变化”计划 (IMAGES XII) 中法合作 MARCO-POLO 航次的 MD05-2901(14°22.50'N, 110°44.60'E, 水深 1454 m, 柱长 3649 cm, 具体位置见图 1). 该站位中 1369~1433 cm 段在采样过程中严重扰动, 未在此段取样.

高分辨氧同位素地层年龄框架: 收集样品中粒径 > 0.063 mm 的组分并挑选 *Globigerinoides ruber*, 在配有碳酸盐自动制备装置(Kiel)的 MAT252 稳定同位素质谱仪(Finnigan, Thermo Electron)上进行氧

引用格式: 李丽, 王慧, 李建如, 等. 南海西部 45 万年来的表层水温变化. 科学通报, 2009, 54(9): 1269~1277

Li L, Wang H, Li J R, et al. Changes in sea surface temperature in western South China Sea over the past 450 ka. Chinese Sci Bull, 2009, 54, doi: 10.1007/s11434-009-0083-9

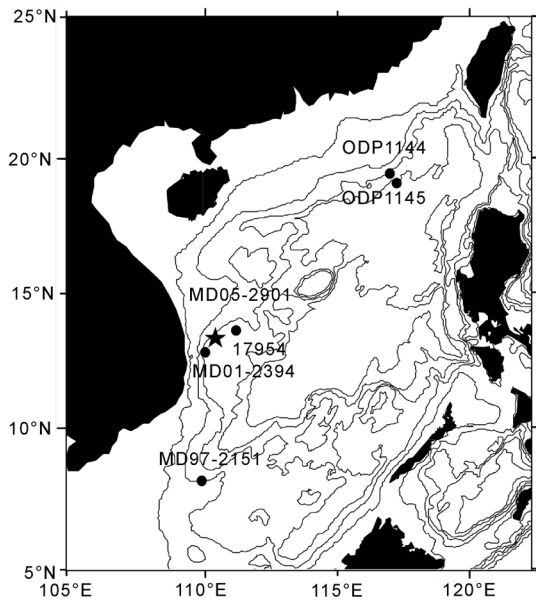


图1 MD05-2901 站位图

代表本次研究站位, 代表文章中提及的南海相关站位

同位素测定, 仪器标准偏差为: 0.08‰. 参考对比 Shackleton^[22] 氧同位素曲线, 并结合浮游有孔虫 *G. ruber*(pink)的初现面(407 ka)和末现面(125 ka)的绝对年龄, 确定了本次样品的年龄框架, 采用线性内插得到所有样品的深度-年龄对应值, 结果显示岩芯底部达到氧同位素 12 期, 年龄为 447 ka. 本次研究以 8 cm 间隔取样, 样品分辨率约 1 ka, 详细的测定方法和年龄控制点见参考文献[23].

U_3^k -SST 测定方法: 称取 2~3 g 冷冻干燥后样品并加入一定量的有机物内标, 用 $CH_2Cl_2:CH_3OH(3:1)$, 体积比)超声抽提 4 次, 离心分离收集上清液(3000 r/min, 5 min), 浓缩后加入 6% KOH 的甲醇溶液, 室温放置过夜后用 *n*-hexane 4 次萃取中性物质; 并用硅胶柱层析分离出烷烃和醇类组分, 长链不饱和酮存在于醇类组分中, 将该组分用 BSTFA 衍生化后(70 °C, 2 h), 进行气相色谱分析. U_3^k 的实验方法标准偏差为 0.006, 对应于本文所用 U_3^k -SST 关系式所得的 SST 计算误差小于 0.2 °C.

气相色谱分析条件: 气相色谱分析在配有 HP-1 毛细色谱柱(50 m×0.32 mm×0.17 μm, J&W)和氢火焰离子检测器的 Trace GC 2000 气相色谱仪 (Finnigan, Thermo Electro)上完成, 进样口和检测器温度均为 300 °C, 不分流方式进样, 氦气为载气, 流速 1.2 mL/min, 升温程序: 初始温度为 60 °C, 保持 1 min, 先以 20 °C/min 升温至 200 °C, 再以 5 °C/min 升温至

270 °C, 然后以 1.3 °C/min 升温至 300 °C 保持 18 min, 最后以 5 °C/min 升温至 310 °C 保持 5 min.

根据 GC/MS(GC 条件同上, 质谱条件: 离子源: EI 源. 离子源温度: 200 °C, 发射电子能量: 70 eV, 扫描范围: m/z 50~650, 接口温度: 300 °C)(Trace DSQ, Finnigan, Thermo)和标准物质鉴定长链不饱和酮的出峰时间, 并且确定不存在共溢出现象.

2 结果

南海西部沉积物中的 C_{37} 烯酮化合物主要存在 $C_{37:2}$, $C_{37:3}$ 两种化合物, 其中 $C_{37:3}$ 含量虽然低但仍然在仪器检测限以上, 计算得出 U_3^k 最高值为 0.973, 最低值 0.792. 过去 450 ka 的 C_{37} 烯酮含量变化呈现起伏变化, 没有出现沉积后的成岩和微生物降解所导致的单调变化(未发表数据).

虽然现代大洋中 *E. huxleyi* 是长链烯酮的主要生产者, 以往许多研究表明在 *E. huxleyi* 不存在或含量很低, 甚至颗石藻种属组合发生很大变化时, 应用以海洋表层沉积物为基础的 U_3^k -SST 公式^[24]仍能得到与浮游有孔虫壳体氧同位素估算值接近、较合理的古温度值^[25], 说明 U_3^k -SST 对应关系的广适性. 在本文应用不同的 U_3^k -SST 经验公式对本岩芯的计算结果显示^[19,24], 表层海水重建温度近乎相似, 在本文中主要依据 Pelejero 和 Grimalt 在南海所得的经验公式探讨过去 450 ka 南海西部表层海水温度的变化历史($U_3^k = 0.031 \times SST + 0.092$)^[19]. 计算结果如图 2 所示, 该岩芯顶部温度为 27.7 °C, 与现代观测到的年平均温度值~27.4 °C 一致^[26]. 也与 Pelejero 测定此区域 0~30 m 水深范围内海水的年平均温度 27.2 °C 接近^[19]. 过去 450 ka 以来, 南海西部温度变化范围为 22.6~28.4 °C, 显示出明显的冰期/间冰期旋回特征.

5 次间冰期(全新世, MIS5, 7, 9, 11)的温度变化范围为 24.5~28 °C, 最高温出现在 MIS5.5(121.3 ka)达 28.4 °C, 最低温为 MIS7.4 (224.8 ka)时期的 23.4 °C, 温差幅度达 5 °C, 相当于冰期/间冰期的温度差, 说明间冰期时期气候的不稳定性.

与间冰期相比, 冰期(MIS2-4, 6, 8, 10, 12)温度的变化范围窄, 幅度小(MIS8.5 例外). 除 MIS8.5(286.6 ka)时期 28 °C 的异常高温, 相当于间冰期时期的温度外, 5 次冰期的主要温度变化范围为 25.5~23.5 °C, 最低温出现在 MIS2(18.6 ka)为 22.6 °C. 对于 MIS8.5 时期的异常高温并非仅见于南海, 塔斯曼海 FR1/94-

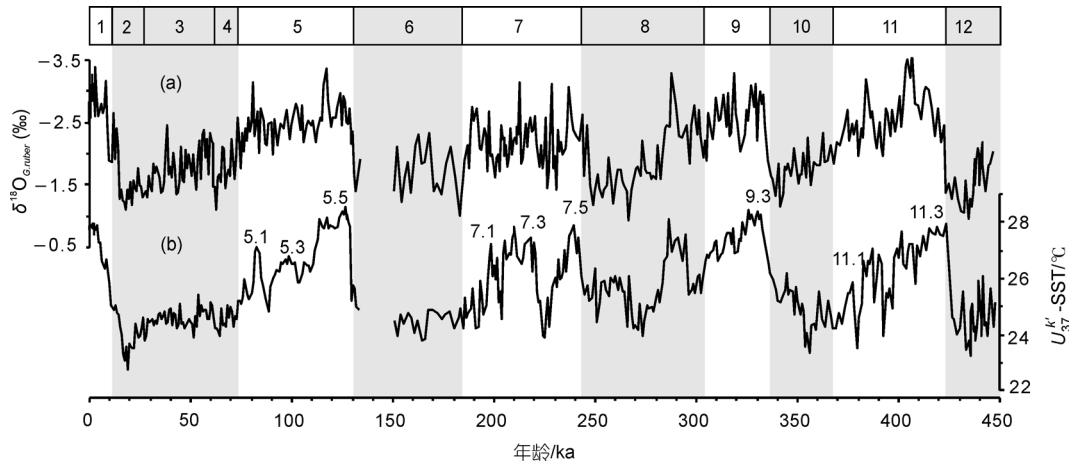


图2 MD05-2901 站位浮游有孔虫 *G. ruber* 氧同位素曲线(a)与 U_{37}^k -SST 曲线(b)

GC3 岩芯 U_{37}^k -SST^[27], 西太平洋 ODP806 岩芯 Mg/Ca-SST^[28], 阿拉伯海 ODP723 岩芯 U_{37}^k -SST^[29] 都显示 MIS8.5 的异常高温, 西南太平洋 MD97-2120 岩芯 U_{37}^k -SST^[30] 中 MIS8.5 时期的温度虽然略低于 MIS7.5, 但与 MIS7.1, 7.3 接近, 说明这一阶段的异常高温并非南海的区域特征, 而具有一定普遍性. 南海东部 MD97-2142 岩芯浮游有孔虫转换函数估计冬季、夏季温度也显示在 MIS6, 8, 12 冰期阶段存在暖的事件, 说明海洋表层温度变化受复杂的多因素影响, 不仅仅是冰盖驱动^[10].

过去 5 次冰期轮回中除 Termination (MIS6/5) 有缺失外, 其余 4 次转换期中温度变化程度和上升形式不尽相同, Termination (MIS2/1) 温差变化最大, 达到 5.2, 其次为 Termination (MIS12/11) 为 4.7, Termination (MIS8/7) 和 IV(MIS10/9) 温差变化相近分别为 3.5 和 3.1. 而这 4 次转换期中尤以 Termination 变化最突然, 温度从 435.4 ka 时的 23.1 快速上升到 423.5 ka 时的 27.8, 达 0.4 /ka, 是 4 次转换期中变化最剧烈的一次, 而且在中间还存在快速升温事件. 其余转换期(Termination, 和) 温度变化频率分别为 0.35, 0.3, 0.32 /ka, 除 Termination 变化比较平缓外, 另两次转换期中都在整体升温过程中存在不同程度的温度波动.

3 讨论

3.1 MD05-2901 站位 U_{37}^k -温度记录与有孔虫壳体氧同位素记录对比

过去 450 ka, MD05-2901 站位 U_{37}^k -SST 和有孔虫壳体氧同位素曲线基本协同变化, 氧同位素重值对应低温, 轻值对应高温(图 2). 仔细比对后可以发现各转换期时期温度升高的时间都早于有孔虫壳体氧同位素变轻. 尤其是 Termination, 温度升高时间比氧同位素最重值早 13 ka, 而温度超前有孔虫氧同位素最重值 10 ka 以上的记录也见于北大西洋加利福尼亚寒流区, 温度记录超前底栖有孔虫氧同位素代表的冰盖最盛期 10~15 ka^[31], 虽然该现象主要与加利福尼亚寒流减弱的区域特征有关. 类似情况也见于西太平洋暖池 Mg/Ca-SST 记录^[28].

在其他的终止期 Termination, , , 温度比氧同位素变化分别早 0.6, 2, 0.4 ka. 一般有孔虫氧同位素主要反映了冰盖信息, 以上结果说明低纬边缘海表层水温变化早于高纬地区的冰盖消长. 以往研究也显示在冰消期温度变化超前有孔虫氧同位素代表的高纬冰盖体积削减, 如: 西太平洋暖池的 Mg/Ca-SST 超前冰盖融化约 2~3 ka^[28,32]; 苏禄海 Mg/Ca-SST 记录也显示温度变暖超前 $\delta^{18}O_{G.ruber}$ 代表的冰消期的快速变化 3.5 ka^[33]; 末次冰消期南海北部 ODP1144 站的 Mg/Ca-SST 也早于 $\delta^{18}O$ ^[11]; 相同站位的高分辨率花粉组合变化也说明末次冰期低纬地区由冷变暖超前于高纬地区约 2.5 ka^[34], 热带高分辨率湖岩玛珉湖沉积物研究也揭示北半球低纬地区末次冰消期开始转暖超前于高纬地区^[35]. 但也有研究显示低纬海区的温度变化与高纬冰盖同步变化^[12,16,36,37], 如: 同样在南海北部, 与前述 ODP1144 站邻近的

ODP1145 站 Mg/Ca-SST 结果显示南海北部末次冰消期的变暖在大陆冰消融之后,而在倒数第二次冰消期,变暖和冰消几乎同步^[12], Wei 等人^[11]认为,两站位的差别可能与沉积后的碳酸盐溶解差异有关. 尽管对低纬地区温度超前的认识尚不统一,根据本文及以往一些研究结果显示低纬地区温度超前 $\delta^{18}\text{O}$ 所代表的冰盖变化,可能与低纬地区热带水文循环有关^[34],而且温度变化受大气影响,传递时间较短,有孔虫壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 主要反映全大洋信息,受冰盖消长影响为主,主要依靠大洋传递,速度相对慢也有一定影响.

此外 U_3^k -SST 和有孔虫壳体氧同位素纪录在整体一致的变化中还存有一些差异,如 12 ka 时期的 Younger Dryas 事件, $\delta^{18}\text{O}_{G. ruber}$ 有 0.7‰ 的变幅,而 U_3^k -SST 记录变化不明显,仅 0.2 °C 降温,接近 U_3^k -SST 的分析方法误差,此现象也见于邻近站位的 U_3^k -SST 记录. 在南海其他岩芯也存在这种现象,在千年分辨率上有孔虫氧同位素记录了 YD 事件,而 U_3^k -SST 不明显^[18]. 并且同样是 U_3^k -SST 方法恢复南海南部古温度变化历史,高分辨率的样品中记录了 YD 事件,而分辨率低的样品中缺乏此记录,如 17940, 18287 和 18252 站(分辨率 0.2~0.3 ka)有 YD 记录,17964 站(分辨率 0.5 ka)有但不显著,而 17961(分辨率 1.1 ka)和 17954 站(分辨率 1.7 ka)几乎没有 YD 记录^[16,18],即使有 YD 事件, SST 记录也远不如孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 的记录明显. Kiefer 和 Kienast^[38]对太平洋地区 90 个岩芯的温度记录对比显示低分辨率或低沉积速率站位中无法区分 YD 等快速气候变化事件,可能与分辨率低或生物扰动导致快速气候变化信号减弱有关. 另一方面,在一些高分辨率高沉积速率有能力记录如 YD 事件, Heinrich 事件的样品中也缺乏此类千年尺度事件的记录,尤其在赤道西太平洋地区,可能与这些地区不受径向翻转流强度改变(meridional overturning circulation, MOC)或与千年快速气候事件相关联的大气环流的影响有关^[38]. 有孔虫壳体氧同位素和温度的差异也见于其他时期,如 MIS5.5 晚期(117.3 ka)氧同位素由 -2.56‰ 显著变轻为 -3.36‰,变化幅度达 0.8‰,而同时期温度的变化却不明显, MIS7.4 中期(228 ka)和 MIS11.3 (404~408 ka)也存在类似现象.

此外海洋表层水温主要受海气交换控制,反映的信息比较单纯. 有孔虫壳体氧同位素除受温度影响外,还受海水同位素组成(包括冰期效应和盐度效应)影响. 对本岩芯进一步的研究发现有孔虫氧同位

素显著偏负时期,海水盐度偏低^[39],说明冰期效应,海平面升降的全球因素以及大气降水,河流输入,海面蒸发等区域因素对南海海水氧同位素的影响. Rosenthal 等人^[33]认为苏禄海中高分辨率温度记录缺乏有孔虫氧同位素中所记录的千年尺度事件(如 YD, B-A 事件)可能与 $\delta^{18}\text{O}$ 中包含的盐度变化相关.

3.2 南海不同站位温度记录对比

对比与本次研究站位邻近的 17954 站位^[18]和偏南部的 MD97-2151 站位^[15] U_{37}^k -SST 记录和北部 ODP1144^[11], ODP1145^[12]站位的 Mg/Ca-SST 结果显示(图 3), 5 条曲线变化形状一致,除偏南的 MD97-2151 站位外(4 °C 温差),其余 4 站末次冰期间冰期的温差都超过 5 °C; 并且 MIS5.5 时期的温度比全新世高(ODP1144 站 MIS5.5 有缺失除外),有别于 CLIMAP 认为末次冰期与全新世无显著温差的结论^[1]; 而最低温除 MD97-2151(最低温在 MIS6.2)外都是 MIS2 时期温度最低. 高分辨率记录显示 MIS5.4 时期存在两次低温事件^[12,15],也可在本次略低的分辨率记录中辨出.

对比 Mg/Ca-SST 与 U_3^k -SST 可以发现,南海北部 Mg/Ca-SST 记录比其偏南站位的 U_3^k -SST 温度还略高,变化幅度大,频率也快. 可能一方面与 Mg/Ca-SST 方法的高灵敏度,高分析噪音,高误差有关^[38],另一方面与产生烯酮的颗石藻和有孔虫的生物扰动不同有关^[40].

而与古生态统计方法对比可以看出(图 3(f)),同样记录南海西部年均表层水温变化,有孔虫现代类比法估算结果仅在温度变化范围方面(23.5~28.5 °C)与 U_3^k -SST 结果一致^[8],而在温度变化形式和特征上不如 U_3^k 和 Mg/Ca-SST 结果,缺乏冰期间冰期特征. 与 U_3^k 和 Mg/Ca 古温度估算方法相比,由于有孔虫的生长和保存受生态和溶解作用等因素的影响,古生态统计结果往往有较大误差,很多情况下古生态方法估算温度的冰期旋回不明显,或没有完全遵循冰期间冰期的变化模式,有时甚至会出现冰期温度比间冰期高的现象^[8~10,41].

另外古温度再造也与海洋生物的自身生态特征有关,包括生物繁殖和骨骼生长的季节性,生活水层的差异等. 如在 MIS11,南海东部有孔虫转换函数显示没有温度起伏,而南海西部的 U_{37}^k 方法则显示有 4~5 °C 的温度变幅,并且有突然降温事件. Pflaumann 和 Jian^[42]认为根据产生烯酮的颗石藻和浮游有孔虫的不同生活水层,其反应的温度分别为透光层和上层水柱的温度. 但有孔虫和 U_{37}^k 温度的差异也可能与

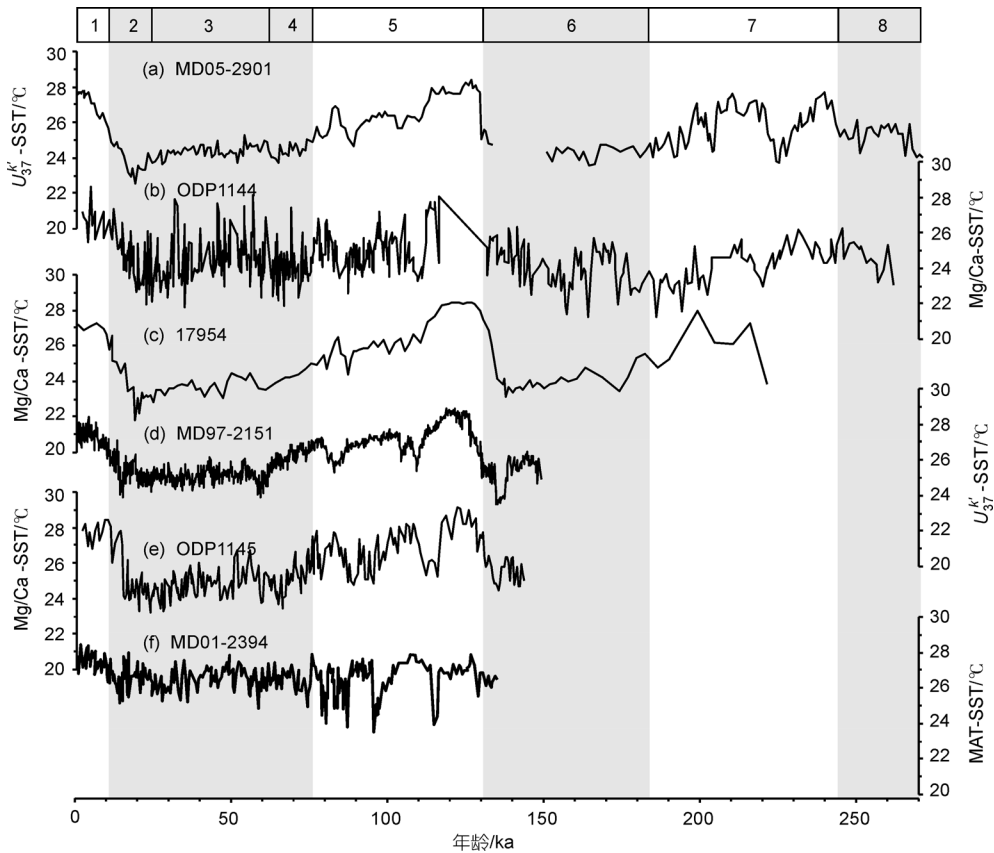


图3 南海不同站位高分辨率表层水温记录对比(各站位位置见图1)

太平洋表层样的数量和分布有限,由温度重建的公式不确定性而造成^[38]。并且同是根据颗石藻产生的长链烯酮不饱和度所重建的表层水温,其温度可能对应于颗石藻生产力最大时期的温度^[43,44],如亚热带大西洋东部海区的 U_{37}^k-SST 反映的是晚春至早夏时节颗石藻繁盛季节的温度,在日本海反映的是夏季温度,南海北部是秋、冬季节温度^[20,45,46],在冲绳海槽以前研究显示 U_{37}^k-SST 与冬季温度接近,但近来研究显示其与早夏时节的温度更接近^[47-49],但也可能与年平均温度对应,如一些热带-温带海洋中^[24,49,50]。根据 Pelejero 和 Grimalt^[19]对南海表层样品的分析, U_{37}^k-SST 与年平均温度最接近,由于该海域缺乏颗石藻年度变化的丰度记录,因此本文中也将所得的温度记录归为年均温度。尽管在南海北部, U_{37}^k-SST 与冬季温度更接近^[20,46]。

3.3 不同纬度温度记录对比

从图4南海 U_{37}^k-SST 与南北半球的中高纬度及赤道地区的温度记录^[28,30,51-53]对比可以发现冰期/间冰

期气候循环中,从间冰期到冰期,南极变化模式是在一次高峰后(MIS11.3, 9.3, 7.5, 5.5)基本平缓,仅在 MIS7 有例外,北半球变化模式是从间冰期的高温平缓下降至冰期最低温,在降温过程中存在多次快速冷气候事件,即与 Henrich 冰伐类似事件;并且在由冷转暖过程中南半球比北半球早(见图4实线指示北半球开始变暖时间,虚线代表南半球开始变暖时间),即使在 Termination 南北半球变暖时间最接近,相差最少,北半球也比南半球晚 2 ka。而变化程度是北半球变化突然,表现为突然快速升温,最终南北半球同时达到最高温。在 MIS10 时期南北半球温度变化模式不同,南极在 358, 345 ka 存在两个程度相近的低温时期,而西太平洋暖池和南海表现为两步升温,但北半球中纬温度记录中没有早期的升温记录,在 358 ka 南半球开始升温时,北半球中纬地区仍在继续降温,而在 345 ka 后,略滞后南半球 3 ka 时,开始升温,表现为一步升温。在由冷转暖过程中南海转暖时间介于南北高纬之间,似乎转暖首先开始于南极然后由南到北过渡。现代研究说明南半球形成的水团

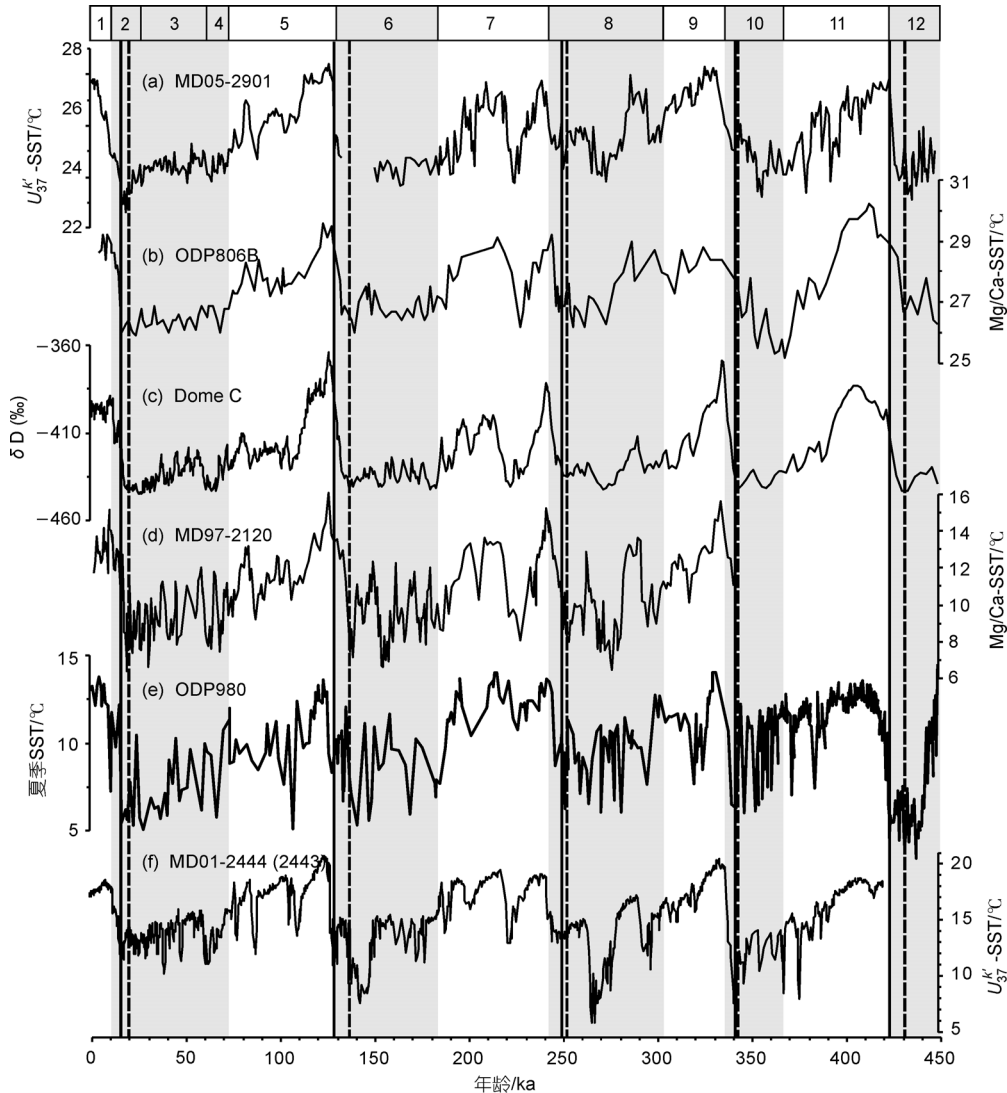


图4 过去450 ka不同纬度间温度变化对比

竖直的虚线代表冰期间冰期转换期南极最低温时间，竖直的实线代表北半球最低温时间

通过表层、中层和底层水的对流及大洋间的水团交换参与到全球的温盐环流中，与全球一系列的气候过程相关。尤其南极中层水(AAIW)在上层水的热量和淡水的分配中起重要作用^[54]。本次南北半球的低中高纬度的温度对比在由冷变暖过程中先南后北的变化过程就可能主要与南极中层水(AAIW)由南向北的热量的传递相关。

总体而言，南海的温度变化模式与南半球相似，尤其是间冰期 MIS7.4 时期的极端低温(与末次冰期温度相当)和冰期 MIS8.5 时期的高温(与 MIS7.3 相当)都与南半球温度变化情况相符，而与北半球高纬地区情况相差较远，而有孔虫氧同位素却显示与北半

球中高纬度温度变化模式相近，主要受北半球冰盖的影响，邻近苏禄海的温度变化也显示主要受南半球气候影响但盐度变化却主要受北半球冰盖影响^[36,55]。尽管目前还不能充分理解南极空气温度和低纬表层水温变化间的联系，但低纬表层水温的变化模式对传统中将北半球冰盖通过“大洋传送带”作为全球气候驱动的认识提出了挑战者，显示出低纬地区在全球气候变化中的重要作用^[56]。

3.4 频谱分析

频谱分析显示 $U_{37}^{k'}$ -SST 记录了 Milankovitch 周期特征(图 5)，存在 110 ka 的偏心率周期，41 ka 的斜率周期和 23 ka 岁差和 11 ka 半岁差周期。与温度的轨

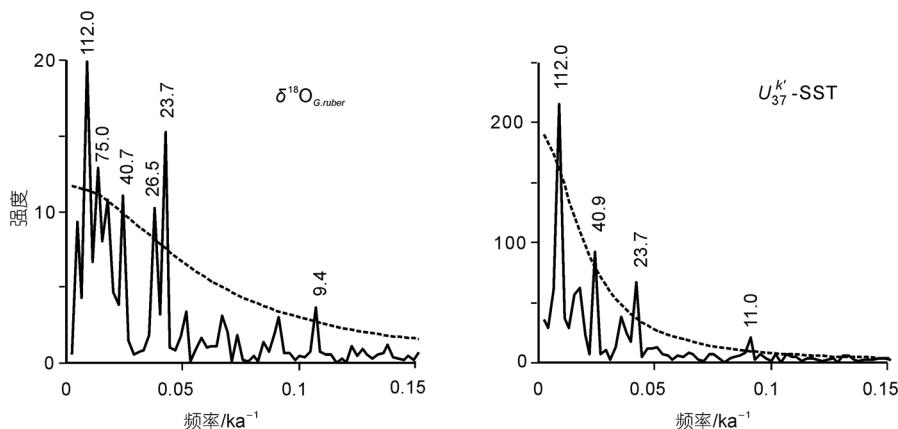


图5 MD05-2901岩芯 $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ 和 $U_{37}^{k^i}$ -SST 频谱分析

图中数字代表周期(ka), 虚线代表 90%的置信度水平线(REDFIT 分析软件^[57])

道周期特征相比, 有孔虫氧同位素频谱分析结果除典型的轨道周期外还存在 75, 56, 265 ka 的周期特征, 显示出除温度外, 盐度等因素的影响. 斜率周期是高纬冰盖直接响应轨道参数变化的记录, 有孔虫氧同位素和表层水温的 41 ka 周期指示了高纬过程对低纬气候的影响. 由于太阳在春分和秋分每年两次直射赤道, 造成热带地区出现 10 ka 左右的半岁差周期, 因此岁差和半岁差周期是典型的低纬特征, 是低纬过程对轨道参数的响应. MD05-2901 岩芯的有孔虫氧同位素、表层水温显著的岁差、半岁差周期显示了热带气候特征.

4 结论

南海西部 $U_{37}^{k^i}$ -SST 记录说明, 过去 450 ka 年以来, 南海表层水温变化呈现显著的冰期/间冰期特征, 平均变化幅度为 4 , 与同岩芯有孔虫氧同位素对比在冰期转换期温度变化超前, 与南北半球不同纬度的温度记录有很好相关性, 而且在各转换期温度变化呈由南至北的变化模式, 南海温度变化形式与南半球相似. 有孔虫氧同位素和温度记录的频谱分析都呈现典型的 Milankovitch 周期特征. 强烈的岁差及半岁差周期为明显的热带区域特征.

致谢 本研究所用样品由法国极地研究所(IPEV)在 IMAGES XII-Marco Polo 航次中提供采样技术所得, 审稿专家提出建设性的修改意见. 在此感谢.

参考文献

- 1 CLIMAP Project Members. The surface of the ice-age Earth. Science, 1976, 191: 1131—1137
- 2 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. Quat Res, 1994, 41: 255—264
- 3 Brassell S C, Eglinton G, Marlowe I T. Molecular stratigraphy: A new tool for climatic assessment. Nature, 1986, 320: 129—133
- 4 Nürnberg D, Bijma J, Hemleben C. Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures. Geochim Cosmochim Acta, 1996, 60: 803—814
- 5 Wang P X, Wang L J, Bian Y H, et al. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: Surface circulation and carbonate cycles. Mar Geol, 1995, 127: 145—165
- 6 Miao Q, Thunell R C, Anderson D M. Glacial-Holocene carbonate dissolution and sea surface temperature in the South China and Sulu Seas. Paleoceanography, 1994, 9: 269—290
- 7 Wang L J, Wang P X. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: Glacial-interglacial contrasts in an enclosed basin. Paleoceanography, 1990, 5: 77—90
- 8 Yu P S, Huang C C, Chin Y M, et al. Late Quaternary East Asian Monsoon variability in the South China Sea: Evidence from planktonic foraminifera faunal and hydrographic gradient records. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2006, 236: 74—90

- 9 Chen M T, Huang C C, Pflaumann U, et al. Estimating glacial western Pacific sea-surface temperature: Methodological overview and data compilation of surface sediment planktic foraminifer faunas. *Quat Sci Rev*, 2005, 24: 1049—1062
- 10 Chen M T, Shiau L J, Yu P S, et al. 500000-year records of carbonate, organic carbon, and foraminiferal sea-surface temperature from the southeastern South China Sea (near Palawan Island). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2003, 197: 113—131
- 11 Wei G J, Deng W F, Liu Y, et al. Higher-resolution sea surface temperature record derived from Foraminifera Mg/Ca ratios during the last 260 ka in the Northern South China Sea. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2007, 250: 126—138
- 12 Oppo D W, Sun Y B. Amplitude and tuning of sea surface temperature change in the northern South China Sea: Dynamic link to the East Asian monsoon. *Geology*, 2005, 33: 785—788
- 13 Steinke S, Chiu H Y, Yu P S, et al. Mg/Ca ratios of two *Globigerinoides ruber* (white) morphotypes: Implications for reconstructing past tropical/subtropical surface water conditions. *Geochem Geophys Geosys*, 2005, 6: Q11005, doi: 10.1029/2005GC000926
- 14 Whitko A N, Hastings D W, Flower B P. Past sea surface temperatures in the tropical South China Sea based on a new foraminiferal Mg calibration. *MARSci*, 2002, doi: 01.020101
- 15 Zhao M X, Huang C Y, Wang C C, et al. A millennial-scale U_{37}^k sea-surface temperature record from the South China Sea (8°N) over the last 150 kyr: Monsoon and sea-level influence. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2006, 236: 39—55
- 16 Kienast M, Steinke S, Statterger K, et al. Synchronous tropical South China Sea sea surface temperature change and Greenland warming during deglaciation. *Science*, 2001, 291: 2132—2134
- 17 Steinke S, Kienast M, Pflaumann U, et al. A high resolution sea-surface temperature record from the tropical South China Sea (16500—3000 yr B.P.). *Quat Res*, 2001, 55: 352—362
- 18 Pelejero C, Grimalt J O, Heilig S, et al. High resolution U_{37}^k -temperature reconstructions in the South China Sea over the last 220 kyrs. *Paleoceanography*, 1999, 14: 224—231
- 19 Pelejero C, Grimalt J O. The correlation between the U_{37}^k index and sea surface temperatures in the warm boundary: The South China Sea. *Geochim Cosmochim Acta*, 1997, 61: 4789—4797
- 20 Huang C Y, Wu S F, Zhao M X, et al. Surface ocean and monsoon climate variability in the South China Sea since last glaciation. *Mar Micropaleontol*, 1997, 32: 71—94
- 21 Huang C Y, Wu S F, Zhao M X, et al. Deep sea and lake records of the southeast Asian paleomonsoons for the last 25 thousand years. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 146: 59—72
- 22 Shackleton N J. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, 2000, 289: 1897—1902
- 23 李建如. 低纬海区碳储库与季风气候的轨道周期. 博士学位论文. 上海: 同济大学海洋与地球科学学院, 2007
- 24 Müller P J, Kirst G, Ruhland G, et al. Calibration of the alkenone paleotemperature index U_{37}^k based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N—60°S). *Geochim Cosmochim Acta*, 1998, 62: 1757—1772
- 25 Villanueva J, Flores J A, Grimalt J O. A detailed comparison of the U_{37}^k and coccolith records over the past 290 kyears: Implications to the alkenone paleotemperature method. *Org Geochem*, 2002, 33: 897—905
- 26 Levitus S, Boyer T. NOAA Atlas NESDIS v14 : Temperature. *World Ocean Atlas 4*. Washington D C: U.S. Department of Commerce, 1994
- 27 Pelejero C, Calvo E, Barrows T T, et al. South Tasman Sea alkenone paleothermometry over the last four glacial/interglacial cycles. *Mar Geol*, 2006, 230: 73—86
- 28 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
- 29 Emeis K C, Anderson D M, Dooze H, et al. Sea-surface temperatures and history of monsoon upwelling in the northwest Arabian Sea during the last 500,000 years. *Quat Res*, 1995, 43: 355—361
- 30 Pahnke K, Zahn R, Elderfield H, et al. 340,000-year centennial-scale marine record of Southern Hemisphere climatic oscillation. *Science*, 2003, 300: 948—952
- 31 Herbert T D, Schuffert J D, Andreasen D, et al. Collapse of the California Current during glacial maxima linked to climate change on land. *Science*, 2002, 293: 71—76
- 32 Visser K, Thunell R C, Stott L. Magnitude and timing of temperature change in the Indo-Pacific warm pool during deglaciation. *Nature*, 2003, 421: 152—155
- 33 Rosenthal Y, Oppo D W, Linsley B K. The amplitude and phasing of climate change during the last deglaciation in the Sulu Sea, western equatorial Pacific. *Geophys Res Lett*, 2003, 30, doi: 10.1029/2002GL016612
- 34 罗运利, 孙湘君. 末次冰期以来南海北部孢粉记录的植被演化及千年尺度气候事件. *科学通报*, 2005, 50(7): 691—697
- 35 王文远, 刘嘉麒, Negendank J, 等. 热带湖光岩玛珥湖记录的末次冰消期东亚夏季风两步式的变化. *科学通报*, 2000, 45(8): 860—864

- 36 Stott L, Poulsen C, Lund S, et al. Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales. *Science*, 2002, 297: 222—226
- 37 Koutavas A, Lynch-Stieglitz J, Marchitto T, et al. El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature. *Science*, 2002, 297: 226—230
- 38 Kiefer T, Kienast M. Patterns of deglacial warming in the Pacific Ocean: A review with emphasis on the time interval of Heinrich event 1. *Quat Sci Rev*, 2005, 24: 1063—1081
- 39 李丽, 王慧, 李建如, 等. 南海西部晚更新世以来表层海水剩余氧同位素及盐度变化. *第四纪研究*, 2008, 28: 399—406
- 40 Bard E. Comparison of alkenone estimates with other paleotemperature proxies. *Geochem Geophys Geosys*, 2001, 2: 1—12
- 41 Jian Z, Huang B, Lin H, et al. Late Quaternary upwelling intensity and East Asian monsoon forcing in the South China Sea. *Quat Res*, 2001, 55: 363—370
- 42 Pflaumann U, Jian Z M. Modern distribution patterns of planktons foraminiferal in the South China Sea and western Pacific: A new transfer technique to estimate regional sea surface temperature. *Mar Geol*, 1999, 156: 41—83
- 43 Sikes E L, Keigwin L D. Equatorial Atlantic sea surface temperature for the last 30ka: A comparison of U_{37}^k , $\delta^{18}O$ and foraminiferal assemblage temperature estimates. *Paleoceanography*, 1994, 9: 31—45
- 44 Conte M H, Eglinton G, Madureira L A S. Long-chain alkenones and alkyl alkenoates as palaeotemperature indicators: Their production, flux and early sedimentary diagenesis in the Eastern North Atlantic. *Org Geochem*, 1992, 19: 287—298
- 45 Chapman M R, Shackleton N J, Zhao M X, et al. Faunal and alkenone reconstructions of subtropical North Atlantic surface hydrography and paleotemperature over the past 28 k.yr. *Paleoceanography*, 1996, 11: 343—358
- 46 龚庆杰, 吴良基, 吴时国, 等. 南海长链烯酮化合物的检测及的应用. *地球化学*, 1999, 28: 51—57
- 47 卢冰, 陈荣华, 冯旭文, 等. 冲绳海槽 2 万年以来沉积物中生物标志化合物与古温度、古环境的研究. *东海海洋*, 2000, 18: 25—32
- 48 Ijiri A, Wang L, Oba T, et al. Paleoenvironmental changes in the northern area of the East China Sea during the past 42,000 years. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2005, 219: 239—261
- 49 周厚云, 李铁刚, 贾国东, 等. 应用长链不饱和烯酮重建末次间冰期以来冲绳海槽中部 SST 变化. *海洋与湖沼*, 2007, 38: 438—445
- 50 Benthien A, Müller P J. Anomalously low alkenone temperatures caused by lateral particle and sediment transport in the Malvinas Current region, western Argentine Basin. *Deep-Sea Res Part I*, 2000, 47: 2369—2393
- 51 Augustin L, Barbante C, Barnes P R F, et al. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 2004, 429: 623—628
- 52 McManus J F, Oppo D W, Cullen J L. 0.5 Million years of millennial-scale climate variability in the North Atlantic. *Science*, 1999, 283: 971—975
- 53 Martrat B, Grimalt J O, Shackleton N J, et al. Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian Margin. *Science*, 2007, 317: 502—507
- 54 Pahnke K, Zahn R. Southern Hemisphere water mass conversion linked with North Atlantic climate variability. *Science*, 2005, 307: 1741—1746
- 55 Dannenmann S, Linsley B K, Oppo D W, et al. East Asian monsoon forcing of suborbital variability in the Sulu Sea during Marine Isotope Stage 3: Link to Northern Hemisphere climate. *Geochem Geophys Geosys*, 2003, 4, doi: 10.1029/2002GC000390
- 56 汪品先. 低纬过程的轨道驱动. *第四纪研究*, 2006, 26: 694—701
- 57 Schulz M, Mudelsee M. REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Comp Geosci*, 2002, 28: 421—426