

冲绳海槽 48ka 以来的碳同位素记录 及其环境指示意义*

孙荣涛^{1, 2, 3} 李铁刚¹ 张德玉⁴ 李青^{1, 2} 江波^{1, 2}

(1. 中国科学院海洋研究所 青岛 266071; 2. 中国科学院研究生院 北京 100039; 3. 山东理工大学 淄博 255049;
4. 国家海洋局第一海洋研究所 青岛 266061)

提要 冲绳海槽是末次冰期以来东海唯一始终保持连续沉积的区域, 保存了最为完整的古海洋古气候变动记录。为了研究末次冰期以来全球碳循环效应在这一区域的响应特征, 对取自冲绳海槽北部 CSH1 孔的浮游有孔虫 *N. dutertrei* 和 *G. ruber* 壳体的 $\delta^{13}\text{C}$ 记录进行了分析, 并且与冲绳海槽中部 DGKS9603 孔的记录进行了详细对比。结果表明, 48 cal.kaB.P. 以来在冲绳海槽共记录了 4 个典型的 $\delta^{13}\text{C}$ 宽幅低值时期, 其持续时间分别在 44—38.5, 36—30, 25—18.5 与 14—10 cal.kaB.P. 之间。通过与开放太平洋及其他边缘海区的对比, 并与陆地气候变动记录相互印证, 证实了在这几个 $\delta^{13}\text{C}$ 宽幅低值时期中冲绳海槽受到陆源冲淡水的显著影响。另外, 西太平洋开放海区表层海水也影响海槽区。这两个主要影响因子在整个末次冰期呈现出此消彼涨的作用模式。

关键词 冲绳海槽, $\delta^{13}\text{C}$ 低值时期, 陆源冲淡水

中图分类号 P736.22

冰芯记录的冰期 CO_2 含量明显低于间冰期 (Indermühle *et al.*, 2000), 但是目前为止对于冰期-间冰期旋回中 CO_2 分压的变动机制仍然没有定论。末次盛冰期(LGM)有孔虫壳体碳同位素的组成($\delta^{13}\text{C}$)相对于全新世要明显偏负(Shackleton *et al.*, 1992), 而浮游有孔虫壳体的 $\delta^{13}\text{C}$ 是海水溶解总无机碳(ΣCO_2)的 $\delta^{13}\text{C}$ 的函数(Spero, 1992), 因此有孔虫壳体低的 $\delta^{13}\text{C}$ 值就反映出海水平均 $\delta^{13}\text{C}$ 的降低。关于海水 $\delta^{13}\text{C}$ 降低的机制也存在众多不同的看法, 例如陆地生物圈与植被覆盖率的变动(Shackleton *et al.*, 1985), 中低纬度地区上升流的影响(Thunell *et al.*, 1992), 大洋生产力的变动与“生物泵”效应机制(Broecker, 1982; Sarinthein *et al.*, 1988), 温度升高引起的海水中溶解气体逸散与大气 CO_2 背景值的变动(Shackleton *et al.*, 1983) 以及含低 $\delta^{13}\text{C}$ 值的陆源物质输入(Crowley, 1995) 等。这些影响机制在不同地区作用程度的差异增加了研究对比全球 $\delta^{13}\text{C}$ 变动和大气 CO_2 分压变动

机制的难度, 因此有必要加强在不同海区以及陆地记录中的对比, 从而深入研究全球碳循环及其区域响应特征。

冲绳海槽作为东海唯一在整个末次冰期保持连续沉积的区域, 其较高的沉积速率和对全球气候变化的“放大效应”(Wang, 1999)为识别过去地质历史时期气候演化事件, 从而进行全球对比提供了可靠的保证。本文作者对于海槽北部的 CSH1 孔与中部的 DGKS9603 孔的 $\delta^{13}\text{C}$ 记录进行了详细对比, 结合全球海洋和陆地资料进行综合分析, 以期加深对于冰期-间冰期旋回中 $\delta^{13}\text{C}$ 的变动机制及其在边缘海区变动特征的理解。

1 材料和方法

CSH1 孔是国家海洋局第一海洋研究所执行“863”项目过程中于 1998 年 10 月利用向阳红 09 号考察船在冲绳海槽北部(31°13.733'N, 128°43.471'E, 图 1)取得的重力活塞柱状岩芯,

* 国家自然科学基金重点基金项目, 90411014; 中国科学院知识创新工程项目, KZCX3-SW-233; 国家自然科学基金, 40506015; 中法国际合作项目, 40421150011 号; 科技部国际合作项目, 2002DFG00034 号联合资助。孙荣涛, 博士, E-mail: liuxing1033@163.com

收稿日期: 2006-01-12, 收修改稿日期: 2007-03-29

全长 1732cm, 站位水深为 703m。该岩芯组成以深灰色粘土质粉砂为主, 夹有数层火山玻璃和碎屑, 主要集中在 74—106cm、782—794cm 以及 1570—1602 cm, 相应的这几个层位沉积物粒度较粗, 岩芯沉积连续, 无明显的浊流沉积(吴永华等, 2004)。DGKS9603 是中法合作东海航次于 1996 年取得的重力柱状岩芯(28°08.869' N, 127°16.238' E, 水深 1100m), 全长 592cm, 关于该孔处理的详细资料已在前文介绍(刘振夏等, 2000; Li *et al.*, 2001)。

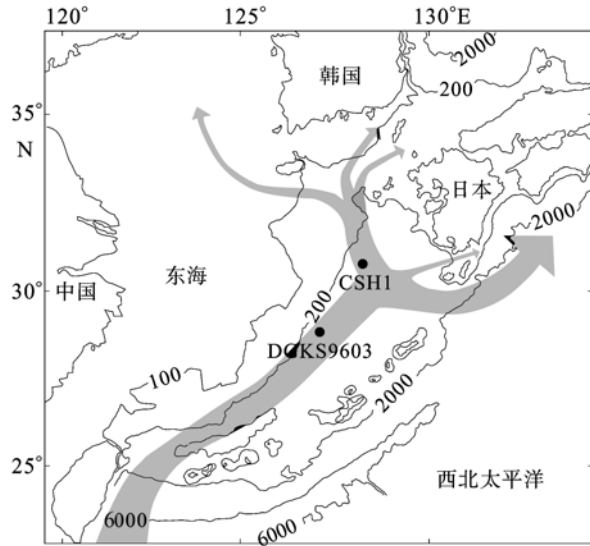


图1 冲绳海槽北部 CSH1 孔与中部 DGKS9603 孔站位图
Fig.1 Locations of core CSH1 and core DGKS9603 separately retrieved from the northern and middle Okinawa Trough

CSH1 孔浮游有孔虫分析样品按 4cm 间隔分样, 实际挑取时按照 8—12cm 的间隔取样, 共鉴定样品 142 个。每个样品称取干样 5g, 清水浸泡后用 63 μ m 的铜筛冲洗, 最后对大于 150 μ m 的浮游有孔虫进行鉴定统计。依据浮游有孔虫不同属种的丰度变化, 采用 FP-12E 转换函数(Thompson, 1981)对于海水表面温度(SST)进行了恢复。

氧碳同位素测试过程中, 为了尽量减小粒径大小差异对于 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响, 所挑取有孔

虫粒径限制在 250—350 μ m 之间。分别取 *N. dutertrei* 与 *G. ruber* 个体 10—20 粒, 经过双氧水和丙酮浸泡后进行超声清洗, 低温烘干后在中国科学院海洋研究所稳定同位素质谱实验室利用 IsoPrime 稳定同位素质谱仪进行测定, 结果均换算为 PDB 标准数据, 分析精度 $\delta^{18}\text{O}$ 优于 $\pm 0.06\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}$ 优于 $\pm 0.03\text{‰}$ 。

CSH1 孔年代地层的建立采用在丹麦奥胡斯大学物理与空间科学系 AMS¹⁴C 实验室测得的 6 个 AMS¹⁴C 测年数据, 其中小于 20ka 的两个的数据利用 Calib4.3(Stuiver *et al.*, 1998)软件校正到日历年, 大于 20ka 的数据利用 Laj 等(1996)的方法校正为日历年。由于后两个年代数据均大于 44ka, 故此层位以下的标定利用氧同位素曲线与 SPECMAP $\delta^{18}\text{O}$ 标准曲线(Martinson *et al.*, 1987)对比进行标定。通过对比发现在岩芯下部包含了末次冰期以来 $\delta^{18}\text{O}$ 事件 3.13, 利用上述 5 个年代控制点(表 1)对于整个岩芯的年代地层进行了标定。

2 结果

2.1 年代地层和沉积速率

以 4 个 AMS¹⁴C 年代数据和氧同位素标准曲线 3.13 事件作为控制点, 控制点间的年代数据利用线性内插法获得, 3.13 控制点以外的年代利用线性外插法获得, 建立了整个岩芯的年代地层序列, 该孔记录了冲绳海槽北部地区约 48 cal.kaB.P. 以来的海洋环境演化。岩芯平均沉积速率约为 36cm/ka(图 2), 在整个冲绳海槽是比较高的。相比而言, DGKS9603 孔的沉积速率只有 13.3cm/ka。在纵向的年代序列中岩芯沉积速率发生过明显的变动, 在 25.3—19.6cal.kaB.P. 之间达到了 55.9cm/ka, 而自 12 cal.kaB.P. 以来平均沉积速率只有 14.3 cm/ka。DGKS9603 孔在各个时间

表1 CSH1 孔年代控制点/aBP
Tab.1 The reference points of chronology in Core CSH1

深度(cm)	AMS ¹⁴ C 年龄	日历年龄	误差范围	$\delta^{18}\text{O}$ 事件
176—180	11000 $\pm$ 90	12420	$\pm$ 90	—
360—364	16990 $\pm$ 140	19650	$\pm$ 140	—
676—680	22430 $\pm$ 240	25300	$\pm$ 240	—
1000—1004	34050 $\pm$ 850	36500	$\pm$ 850	—
1284—1288	>44000	—	—	—
底层	>44000	—	—	—
1464—1468	—	43880	$\pm$ 4710	3.13

注: 测量材料为 *N. dutertrei*

段的平均沉积速率基本都低于 CSH1 岩芯, 唯一特例的是, 在其最高沉积速率所出现的 31.4—29.8 cal.kaB.P. 这个时间段内, DGKS9603 的沉积速率达到了 43.4 cm/ka, 而同期 CSH1 为 28.9 cm/ka, 进入全新世以来冲绳海槽中北部沉积速率普遍降低。

2.2 氧同位素结果与转换函数古温度

CSH1 孔的氧同位素曲线在冰期-间冰期旋回尺度上记录了可与 SPECMAP $\delta^{18}\text{O}$ 标准曲线 (Martinson *et al*, 1987) 进行对比的旋回过程, 并记录了氧同位素 3 期以来的环境变化。 *G. ruber* 与 *N. dutertrei* 氧同位素曲线波动趋势基本一致 (图 3), 但 *G. ruber* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显低于 *N. dutertrei*, 前者平均值为 -0.967×10^{-3} (‰, 下同), 而后者为 0.082×10^{-3} 。 *G. ruber* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 最高值为 -0.189 , 出现在 17 cal.kaB.P., 最低值为 -2.137×10^{-3} , 出现在 4 cal.kaB.P.。 *N. dutertrei* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 最高值为 1.216×10^{-3} , 出现在 15.6 cal.kaB.P., 最低值为 -1.209×10^{-3} , 出现在 2.4 cal.kaB.P.。两个种间 $\delta^{18}\text{O}$ 值的差值主要由生活水体的温度差异造成, *G. ruber* 是典型的混合层种, 而 *N. dutertrei* 是主要生活在温跃层的中层水种, 混合层的水温通常高于温跃层, 也就导致了 *G. ruber* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于 *N. dutertrei* 的现象。

利用 FP-12E 转换函数计算得出的 SST 变动曲线也呈现出高频波动的趋势。冬季与夏季 SST 变动呈现一致趋势, 但是变动幅度冬季明显高于夏季, 冰期时 SST 冬季最低值比冰后期低 7.4 左右, 而夏季这个温度降幅不超过 2.6。氧同位素 2 期中转换函数古温度的最低值出现在 23—24

cal.kaB.P. 之间, 冬、夏 SST 最低值分别为 14.1 和 25.7。

2.3 碳同位素记录

CSH1 孔中 *G. ruber* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 最大值为 1.624×10^{-3} , 出现在 4.6 cal.kaB.P., 氧同位素 3 期中的最小值为 0.295×10^{-3} , 出现在 48 cal.kaB.P.。氧同位素 2 期中的 $\delta^{13}\text{C}$ 最小值为 0.548×10^{-3} , 出现在 22.4 cal.kaB.P.。整个岩芯中的平均值为 0.911×10^{-3} 。 *N. dutertrei* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 最大值为 1.516×10^{-3} , 出现在 3.5 cal.kaB.P.。氧同位素 3 期中的最小值为 0.242×10^{-3} , 出现在 47 cal.kaB.P.。氧同位素 2 期中的 $\delta^{13}\text{C}$ 最小值为 0.541, 出现在 24 cal.kaB.P.。整个岩芯中的平均值为 0.945×10^{-3} 。 *G. ruber* 与 *N. dutertrei* 之间的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均差值为 0.034×10^{-3} , 虽然 *G. ruber* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值仍比 *N. dutertrei* 略高, 但在很多层位, 尤其是在几个明显的宽幅的 $\delta^{13}\text{C}$ 低值时期中两个种的 $\delta^{13}\text{C}$ 并没有明显的差别, 甚至出现 *G. ruber* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显小于 *N. dutertrei* 的情况 (图 3), 而在 DGKS9603 孔记录中两个种的平均 $\delta^{13}\text{C}$ 差值为 0.37×10^{-3} 。

CSH1 孔 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线最明显的特征就是在 48 cal.kaB.P. 以来出现了 4 个明显的宽幅低值时期 (图 3), *G. ruber* 的曲线记录尤为明显: 低值时期

持续时段在 44—38.5 cal.kaB.P., 两个种的 $\delta^{13}\text{C}$ 降幅都在 0.5×10^{-3} 左右, 这一时期伴随着一个显著的 SST 降低和 $\delta^{18}\text{O}$ 值升高的过程。低值时期持续时段在 36—30 cal.kaB.P., 这一时期内 *G. ruber* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线的低值很明显, 降幅在 0.35×10^{-3} 左右。但 *N. dutertrei* 的记录中并不显著, 这一时期 SST 波动很大但 $\delta^{18}\text{O}$ 值变幅很小。低值

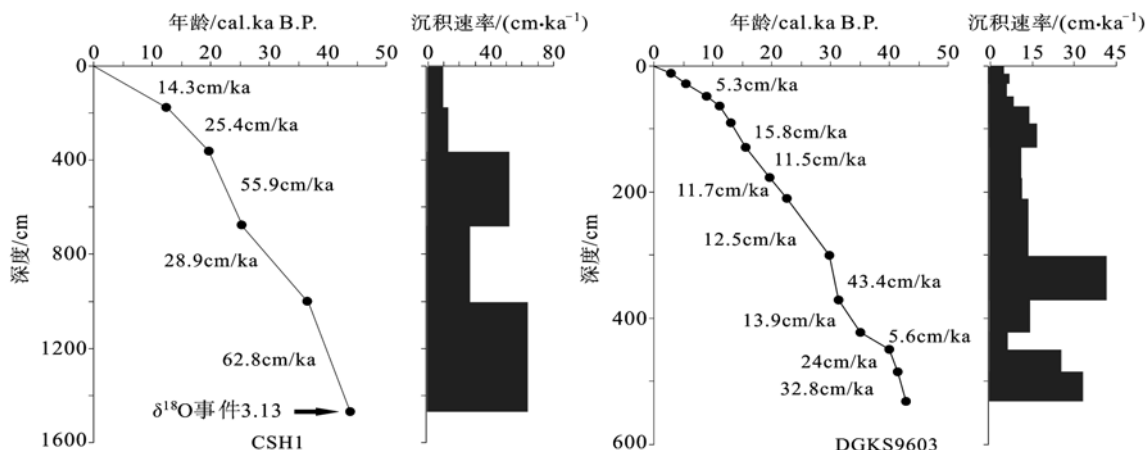


图 2 CSH1 孔与 DGKS9603 孔年代地层与沉积速率变动对比

Fig.2 Comparisons of chronology and sedimentation rate between CSH1 and DGKS9603

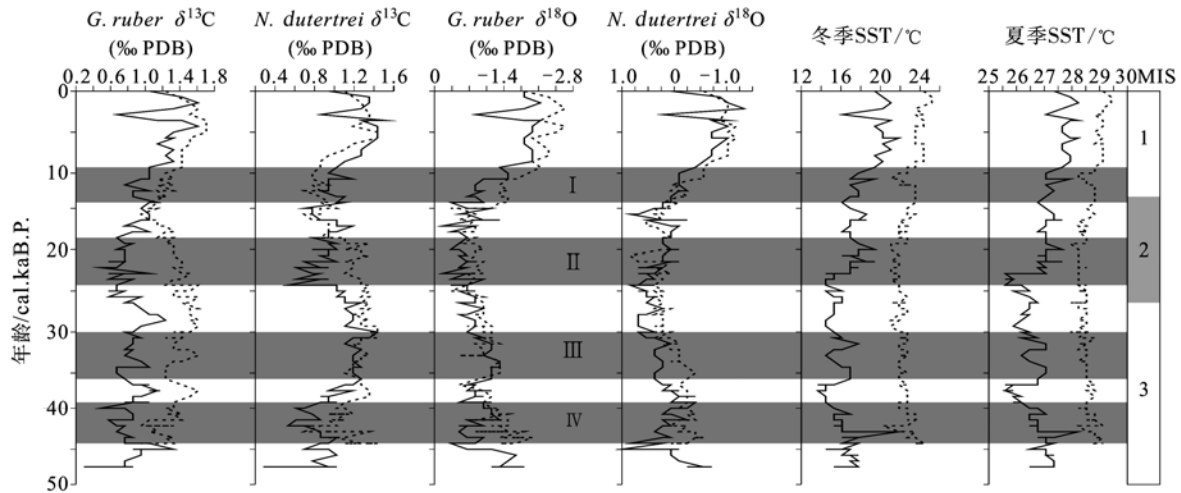


图3 CSH1孔(实线)与 DGKS9603孔(虚线)的氧碳同位素记录与转换函数表层古温度(SST)对比

Fig.3 Comparisons of isotopic records of oxygen and carbon, and SST estimated by FP-12E transfer function between CSH1 (solid lines) and DGKS9603 (dashed lines)

时期 持续时段在 25—18.5 cal.ka.B.P., 两个种的 $\delta^{13}\text{C}$ 变幅基本一致, 约为 0.4×10^{-3} , 但是 *N. dutertrei* 的低值出现要比 *G. ruber* 的记录晚出现 1 ka, 这一时期 *G. ruber* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值发生高频波动, 总体趋势不明显, 而 *N. dutertrei* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值缓慢降低, 同期的 SST 有一个明显升高的趋势。低值时期 持续时段在 14—10 cal.ka.B.P. 之间, 基本上对应着末次冰消期, 这一时段内两个种的降幅均不超过 0.4×10^{-3} , 同期 SST 明显升高, 而 $\delta^{18}\text{O}$ 值显著下降。

3 讨论

3.1 全球性因素对于冲绳海槽有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 记录的影响

与南极 Taylor dome 冰芯中末次冰期以来大气 CO_2 浓度记录 (Indermühle *et al.*, 1999; Indermühle *et al.*, 2000) 的对比(图 4), 可见 CSH1 孔所记录的几个 $\delta^{13}\text{C}$ 低值时期, 除了 一期以外, 都发生在大气 CO_2 含量浓度明显升高的时期。大气 CO_2 含量浓度的升高势必引起表层海水中 ^{12}C 相对含量的升高, 因此引起表层海水 $\delta^{13}\text{C}$ 值的明显降低。Linsley 等(1994)在解释苏禄海末次冰消期的 $\delta^{13}\text{C}$ 低值现象时认为, 这一时期西太平洋中层水发生大范围的上涌导致大量 CO_2 溢出, 引起海气界面附近 CO_2 分压的明显增高, 直接导致了西太平洋及苏禄海 $\delta^{13}\text{C}$ 记录的低值。冰芯记录表明末次冰消期 CO_2 浓度的增加并不仅仅是西太平洋的区域特征, 而是一次全球性的变化(Raynaud *et al.*, 1993), 这一时期的 $\delta^{13}\text{C}$ 的低值记录在全球各地都有发现(李铁刚等, 2002; Raynaud *et al.*,

1993; Spero *et al.*, 2002; 钱建兴, 1999)。因此作者推断在 $\delta^{13}\text{C}$ 低值时期中, 大气 CO_2 浓度的变动是一个重要的影响因素。此外在全球湿地面积增加时期, 大量来自陆地植被的 CH_4 从湿地中释放出来, 这些低 $\delta^{13}\text{C}$ 值的 CH_4 在进入大气之后迅速转化成 CO_2 (周期 10 年) 进入全球碳循环(Raynaud *et al.*, 1993), 从而引起全球 $\delta^{13}\text{C}$ 值一定程度的负偏。低值时期 和 都对应着大气 CH_4 浓度的增加时期。这些事实都说明温室气体对于冲绳海槽的 $\delta^{13}\text{C}$ 低值时期的出现存在一定的影响。

3.2 区域性因素对于冲绳海槽有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 记录的影响

理论上而言, 由于表层浮游植物光合作用过程中优先吸收 ^{12}C , 使得在表层水中 ^{13}C 相对富集, 而随着有机物质的沉降过程中的分解, 海水中 ΣCO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 随着海水深度的增加而降低, 这样就造成了 *N. dutertrei* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值低于 *G. ruber* 的现象。但是 CSH1 孔的 $\delta^{13}\text{C}$ 记录并没有显示出这种理想趋势。

$\delta^{13}\text{C}$ 的低值时期 持续时段为 14—10 cal.ka.B.P. 李铁刚等(2002)通过 DGKS9603 孔与南海 SO49-37KL 孔、苏禄海 769 孔、东赤道太平洋 V19-30 孔和西赤道太平洋 RC17-177 孔的对比, 发现 DGKS9603 孔所记录的浮游有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件与热带太平洋所记录的 $\delta^{13}\text{C}$ 低值事件具有非常好的可比性, 指出冲绳海槽区的这种现象是受到了热带太平洋表层水的直接影响。在这一时期中, CSH1 孔 $\delta^{13}\text{C}$ 的最低值出现在 12 cal.ka.B.P. 左右, 而 DGKS9603 孔的最低值出现在 15.8 cal.ka.B.P.

P.(图 5)。另外一个明显的差别是 CSH1 孔中 *N. dutertrei* 与 *G. ruber* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值非常近似, 而 DGKS9603 孔中 *G. ruber* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显高于 *N. dutertrei*, 这很可能是因为这期间海槽北部地区受到冰消期淡水注入的影响, 而 DGKS9603 孔受到了冰消期热带水团的影响(李铁刚等, 2002)。从两孔之间的 SST 差值来看, 冬季两孔温差超过 4, 夏季也超过 2 (图 3), 这就意味着两孔表层水的 $\delta^{18}\text{O}$ 的差值应该在 0.5‰—1.0‰之间(Moore et al, 1982), 而两者实际差值远小于 0.5‰, 这说明海槽北部盐度的降低抵消了温度效应所带来的 $\delta^{18}\text{O}$ 差值。此外, 从 *G. ruber* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 上来看 CSH1 也低于 DGKS9603, 说明淡水中的陆源有机物质的分解使得海槽北部表层水中的 $\delta^{13}\text{C}$ 低于中部。而这一时段 *N. dutertrei* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 记录却显示海槽中部较北部为低, 说明中部次表层水已经明显受到了冰消期热带水团中低 $\delta^{13}\text{C}$ 水的影响。因此作者推断在 14—10 cal.kaB.P.之间, 冲绳海槽北部地区的 $\delta^{13}\text{C}$ 的低值现象主要是由于冲淡水的影响所致, Xu 等(1999)对于冲绳海槽北部 KH82-4—14 孔的研究也证明了这一观点。

CSH1 孔记录的 $\delta^{13}\text{C}$ 的低值时期 持续时间是 25—18.5 cal.kaB.P., 其中 *G. ruber* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值从 25 cal.kaB.P.开始发生明显降低, 而 *N. dutertrei* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 24 cal.kaB.P.才发生明显的下降, 这一时期 $\delta^{13}\text{C}$ 的低值在其他海区都没有出现, 甚至在 DGKS9603 孔都没有明显的记录(图 5)。该时段内 CSH1 孔 *G. ruber* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显低于 *N. dutertrei*,

而其 *N. dutertrei* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线与 DGKS9603 孔形态非常相似, 说明这段时间内 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化主要发生在表层水中。在此期间 CSH1 孔沉积速率也明显增大, 因此作者推测在此期间 CSH1 所处位置河流影响加强, 带来了大量的陆源物质。两个钻孔之间 SST 的明显差值与 *G. ruber* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录却没有明显差别的事实也说明北部存在明显的冲淡水引起的盐度下降(图 3)。LGM 期间海平面比目前低 130m 左右, Xu 等(1999)推测在盛冰期时古黄河在济州岛东南侧入海; 李凡等(1998)根据对水下三角洲的矿物分析推断自 27 kaB.P.开始, 黄河在目前的南黄海中部陆架深水区入海。无论哪一种假设成立, 都说明 LGM 期间 CSH1 孔所处位置十分接近黄河入海口。而且潘保田等(1997)对于青藏高原东北部冻土的研究显示, 23—20 kaB.P.之间是一个明显的间冰段; 马兰黄土在 23—20 ka B.P. 也发育了一层古土壤(陈发虎等, 1996), 因此 23—20 kaB.P.之间进入冲绳海槽的径流量可能出现了短暂的增高。总之, 25—18.5 cal.kaB.P.期间冲绳海槽地区处于末次冰期中的最低海平面, CSH1 孔可能临近河口, 因此冲淡水对于 CSH1 孔的影响远远大于 DGKS9603 孔。

低值时期 持续时间在 36—30 cal.kaB.P., 这一时期内 CSH1 孔与 DGKS9603 孔的记录非常相似, 具体表现为 *N. dutertrei* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变动幅度较小, 而 *G. ruber* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值显著降低。CSH1 孔中 *G. ruber* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显低于 *N. dutertrei*, 而 DGKS9603 孔中 *G. ruber* 与 *N. dutertrei* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 差

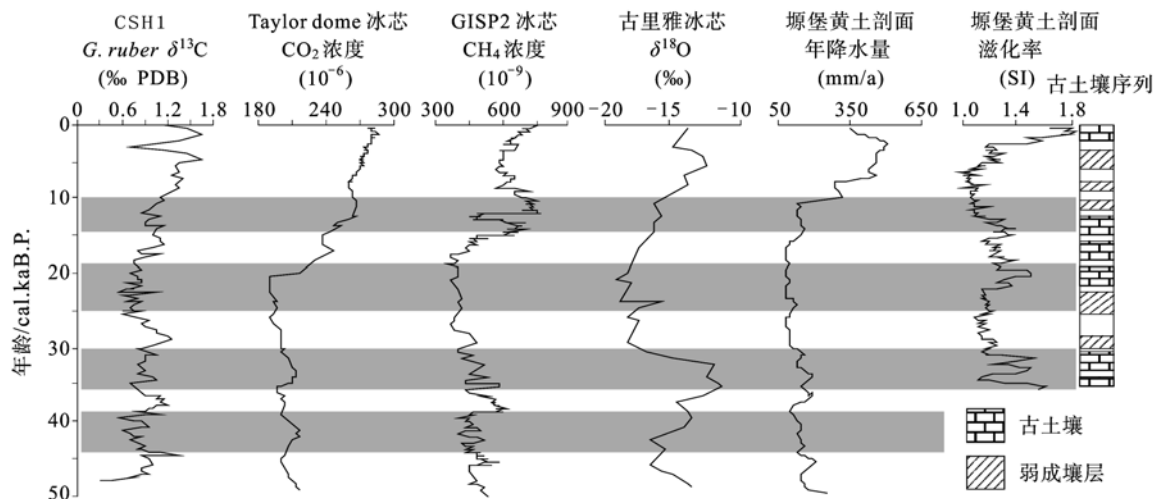


图 4 冲绳海槽 $\delta^{13}\text{C}$ 低值时期与陆地和冰芯记录的关系

Fig. 4 Comparison in $\delta^{13}\text{C}$ depletion stage among records from the Okinawa Trough, ice core, and terrene

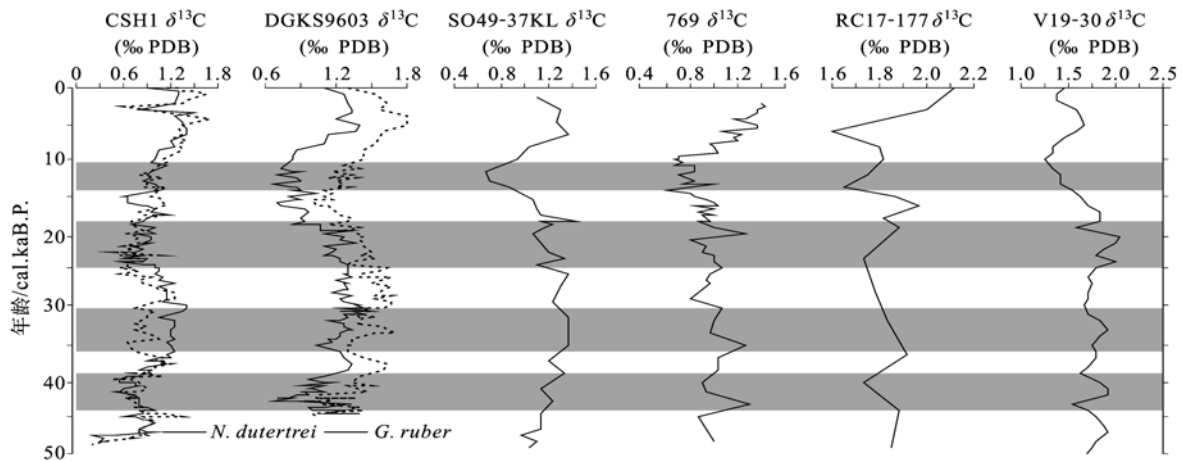


图 5 冲绳海槽 $\delta^{13}\text{C}$ 低值时期与边缘海和开放大洋的对比

Fig.5 Comparison of $\delta^{13}\text{C}$ depletion stage of the Okinawa Trough and those of open ocean and marginal sea

值在此期间明显减小,说明在该时段内冲绳海槽中部和北部表层水 $\delta^{13}\text{C}$ 值同时大幅降低。这一时期 DGKS9603 孔沉积速率的明显增大,说明径流的加强带来了大量的陆源物质。从两孔 *G. ruber* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值横向对比上可以看出(图 3),冲淡水对于海槽北部的影响要明显强于中部,而两孔的 *N. dutertrei* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值则表明次表层水几乎没有受到冲淡水的影响。近年来青藏高原环境变化研究尤其是古里雅冰芯的记录表明 40—30 kaB.P.左右,高原气候异常温暖、湿润,达到间冰期的程度(姚檀栋等, 1997; 施雅风等, 1999); 马兰黄土塬堡剖面在 35—30kaB.P.之间也出现磁化率峰值并且发育明显的古土壤,表明处于温暖湿润的环境(陈发虎等, 1996)。这些证据都说明在 37—30 kaB.P.之间暖湿的气候条件下,有大量的径流携带丰富的高等植物碎屑冲入冲绳海槽地区,造成表层水 $\delta^{13}\text{C}$ 值的显著降低,而这一时期相对的高海面也使得黑潮水在冲绳海槽地区有着显著的影响,这样势必造成冲淡水与黑潮水之间的分层现象加强,表层水受控于冲淡水而温跃层以下受控于黑潮水。

$\delta^{13}\text{C}$ 低值时期 持续时段在 44—38.5 cal.kaB.P.之间,这一时期的 $\delta^{13}\text{C}$ 低值现象在南海 SO49-37KL 孔, 苏禄海 769 孔和西赤道太平洋 RC17-177 孔都有比较好的对应(图 5)。开放大洋在这一时期内 $\delta^{13}\text{C}$ 降幅仅有 0.2×10^{-3} ,而在苏禄海以及冲绳海槽地区均超过 0.4×10^{-3} ,说明在相对封闭的边缘海地区有区域的影响因素叠加在总体降低 0.2×10^{-3} 的背景值之上。CSH1 孔 SST 在

此期间呈现下降趋势, DGKS9603 孔记录显示在大约 45 cal.kaB.P.发生了一次明显的地磁反转事件,此后,火山活动开始加强,气候变得寒冷干燥,这段时间对应末次冰期中的小冷期(刘振夏等, 1999); 古里雅冰芯记录也显示在 47—43 kaB.P.之间气温明显下降(姚檀栋等, 1997; 施雅风等, 1999); 临夏塬堡黄土剖面所推算的年降水量记录表明这一时期的平均年降水量只相当于目前年降水量的 1/3(图 4)。而雷州半岛玛珥湖中的有机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 低值记录却反映出这一时期相对温暖湿润的气候(刘强等, 2005)。这些证据表明,在 45—40 cal.kaB.P.这段时间内中国大陆北方气候明显变得干燥寒冷,而在低纬度的南方地区可能仍然相对温暖湿润,因此长江流域径流量相对于黄河流域有所加大。这一时期 CSH1 和 DGKS9603 孔都出现了较高的沉积速率,而浮游有孔虫种群和碳酸盐含量记录(吴永华等, 2004)都没有反映出明显的生产力升高,说明径流携带入海的陆源物质增多。同样冲淡水的输入也引起了表层水 $\delta^{13}\text{C}$ 值的降低, CSH1 孔的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线也反映出表层水盐度的降低。DGKS9603 孔的记录基本与 CSH1 孔相同,但横向对比表明这一时期 CSH1 孔的表层水和次表层水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值都要低于 DGKS9603,意味着这一时期冲淡水对于海槽北部的影响仍强于中部。

4 结论

冲绳海槽所处的地理位置决定了这一地区除了受到西太平洋开放海区表层水的影响以外,陆源冲淡水的注入对于 $\delta^{13}\text{C}$ 记录也有着重要影

响。冲淡水的影响主要取决于水量以及陆源有机物质含量,而归根到底是取决于中国大陆地区的气候波动情况。48 cal.kaB.P.以来冲绳海槽地区记录了4个典型的 $\delta^{13}\text{C}$ 的低值时期,持续时间长达4—6.5 ka。

时期 :14—10 cal.kaB.P. 这一时期的 $\delta^{13}\text{C}$ 低值现象对应一次具有全球性影响的气候波动事件,而区域因素上冲绳海槽北部主要受陆源冲淡水控制;在海槽中部表层水受到冲淡水影响,但这种影响弱于北部,次表层以下已经受到了开放西太平洋水团的影响。

时期 : 25—18 cal.kaB.P. 这一时期的 $\delta^{13}\text{C}$ 低值只存在于冲绳海槽北部地区,是一次典型的区域性事件,其成因是低海平面使得 CSH1 孔附近靠近河口,受到了相对多的冲淡水带来的陆源有机物质的影响。

时期 : 36—30 cal.kaB.P. 这一时期的 $\delta^{13}\text{C}$ 低值只出现在冲绳海槽地区,其产生原因是这一期间中国大陆地区处于末次冰期中最为温暖湿润的间冰阶,因此大的径流量带来丰富的植物碎屑,使得表层水 $\delta^{13}\text{C}$ 值显著降低,而这一时期相对的高海面又使得太平洋次表层水团一度侵入海槽,受其影响以 *N. dutertrei* 为代表的次表层水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的降幅明显小于表层水。

时期 : 44—38.5 cal.kaB.P. 这一时期的 $\delta^{13}\text{C}$ 低值是发生在西太平洋及其边缘海的一次普遍现象,开放海区的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的降低可能源于温室气体浓度的上升,而冲绳海槽区仍然受到冲淡水的明显影响。

参 考 文 献

刘振夏,李培英,李铁刚等,2000. 冲绳海槽 5 万年来的古气候事件. 科学通报, 45(16): 1776—1781

刘 强,顾兆炎,刘嘉麒等,2005. 62kaB.P.以来湖光岩玛珥湖沉积物有机碳同位素记录及其古气候环境意义. 海洋地质与第四纪地质, 25(2): 115—126

吴永华,程振波,石学法,2004. 冲绳海槽北部 CSH1 岩芯地层与碳酸盐沉积特征. 海洋科学进展, 22(2): 163—169

李 凡,张秀荣,李永植等,1998. 南黄海埋藏古三角洲. 地理学报, 53(3): 238—244

李铁刚,刘振夏, Hall M A 等,2002. 冲绳海槽末次冰消期浮游有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 的宽幅低值事件. 科学通报, 47(7): 298—301

陈发虎,马玉贞,李吉均,1996. 陇西黄土高原马兰黄土划分与末次冰期气候快速变化研究. 冰川冻土, 18(2):

111—118

姚檀栋, Thompson L G, 施雅风等, 1997. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究. 中国科学 D 辑, 27(5): 447—452

施雅风, 刘晓东, 李炳元等, 1999. 距今 40—30ka 青藏高原特强夏季风事件及其与岁差周期关系. 科学通报, 44(14): 1475—1480

钱建兴, 1999. 晚第四纪以来南海古海洋学研究. 北京: 科学出版社, 1—100

潘保田, 陈发虎, 1997. 青藏高原东北部 15 万年来的多年冻土演化. 冰川冻土, 19(2): 124—132

Broecker W S, 1982. Ocean chemistry during glacial time. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 46: 1689—1706

Crowley T J, 1995. Ice age terrestrial carbon change revisited. *Global Biogeochemistry Cycles*, 9(3): 377—389

Indermühle A, Monnin E, Stauffer B *et al*, 2000. Atmospheric CO_2 Concentration from 60 to 20 kaB.P. from the Taylor Dome Ice Core, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 27(5): 735—738

Indermühle A, Stocker T F, Joos F *et al*, 1999. Holocene Carbon-cycle Dynamics Based on CO_2 Trapped in Ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature*, 398: 121—126

Laj C, Mazaud A, Duplessy J C, 1996. Geomagnetic intensity and ^{14}C abundance in the atmosphere and ocean during the past 50 ka. *Geophysics Research Letters*, 23: 2045—2048

Li T G, Liu Z X, Michael A *et al*, 2001. Heinrich event imprints in the Okinawa Trough: evidence from oxygen isotope and planktonic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 176: 133—146

Linsley B K, Dunbar R B, 1994. The late Pleistocene history of surface water $\delta^{13}\text{C}$ in the Sulu Sea: Possible relationship to Pacific deepwater $\delta^{13}\text{C}$ changes. *Paleoceanography*, 9: 317—340

Martinson D G, Pisias N G, Hays J D *et al*, 1987. Age dating and the orbital theory of ice ages: development of a high-resolution 0 to 300000 years chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27: 1—29

Moore T C, Pisias N G, Keigwin L D, 1982. Cenozoic variability of oxygen isotopes in benthic foraminifera. *Climate in Earth History*. National Academy Press, 172—182

Raynaud D, Jouzel J, Barnola J M *et al*, 1993. the Ice Record of Greenhouse Gases. *Science*, 259: 926—934

Sarnthein M, Winn K, Duplessy J C *et al*, 1988. Global variations and surface ocean productivity in low and mid latitude: Influence on CO_2 reservoirs of deep ocean and atmosphere during the last 21000 years. *Paleoceanography*, 3(3): 361—399

Shackleton N J, Imbrie J, Hall M A, 1983. Oxygen and carbon isotope record of East Pacific Core V19—30: Implications for the formation of deep water in the late Pleistocene. *Earth and Planetary Science letters*, 65: 233—244

Shackleton N J, Pisias N G, 1985. Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing, and climate. In: Sundquist E T, Broecker W S ed. *The Carbon Cycle and Atmospheric CO_2 : Natural Variations Archean to Present*. *Geophysical Monograph*, Vol.32. Washington: AGU, 602—611

- Shackelton N J, Le J, Mix A *et al*, 1992. Carbon isotope records from Pacific surface waters and atmospheric carbon dioxide. *Quaternary Science Review*, 11: 387—400
- Spero H J, 1992. Do planktonic foraminifera accurately record shifts in the carbon isotopic composition of sea water ΣCO_2 ? *Marine Micropaleontology*, 19: 275—285
- Spero H J, Lea D W, 2002. The Cause of Carbon Isotope Minimum Events on Glacial Terminations. *Science*, 296: 522—525
- Stuiver M, Reimer P J, Bard E *et al*, 1998. INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24000—0 cal.B.P.. *Radiocarbon*, 40: 1041—1083
- Thompson P R, 1981. Planktonic foraminifera in the Western North Pacific during the past 150000 years: comparison of modern and fossil assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 35: 241—279
- Thunell R C, Miao Q, Calvert S E *et al*, 1992. Glacial-Holocene biogenic sedimentation patterns in the South China Sea: Productivity variations and surface water pCO_2 . *Paleoceanography*, 7(2): 143—162
- Wang P X, 1999. Response of western Pacific marginal sea to glacial cycles: Paleooceanographic and sedimentary features. *Marine Geology*, 159: 5—39
- Xu X D, Oda M, 1999. Surface-water evolution of the eastern East China Sea during the last 36000 years. *Marine Geology*, 156: 285—304

CARBON ISOTOPE RECORD AND ITS ENVIRONMENT IMPLICATION IN THE OKINAWA TROUGH DURING THE LAST 48 KYS

SUN Rong-Tao^{1,2,3}, LI Tie-Gang¹, ZHANG De-Yu⁴, LI Qing^{1,2}, JIANG Bo^{1,2}

(1. Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071; 2. Graduate School, Chinese Academy of Science, Beijing, 100039; 3. Shandong University of Technology, Zibo, 255049; 4. The First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao, 266061)

Abstract To study local response in the Okinawa Trough to the event of global carbon cycle, along with local influence of regional environmental factors, a gravity piston core CSH1 that was retrieved in the northern Okinawa Trough was collected. The core contains environmental records of last 48ka. 142 samples were made in interval of 8—12 cm. Planktonic foraminifera coarser than 150 μm were identified and counted. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ measurements were performed on the shells of *G. ruber* and *N. dutertrei* respectively, using an IsoPrime mass spectrometer. The isotopic records of core CSH1 were compared with those of core DGKS9603 in the middle of Okinawa Trough. $\delta^{13}\text{C}$ records of the two cores were again compared with those of the South China Sea, the Sulu Sea, eastern equatorial Pacific, and western equatorial Pacific. Additionally, the $\delta^{13}\text{C}$ profile of *G. ruber* in Core CSH1 was contrasted to those of ice cores and loess. Four $\delta^{13}\text{C}$ depletion stages were recognized at 44—38.5, 36—30, 25—18.5, and 14—10 cal. kaB.P.. Disagreement in $\delta^{18}\text{O}$ gradient and SST gradient between the two cores indicated that large amount of terrestrial freshwater had invaded to the northern Okinawa Trough resulting in salinity reduction and $\delta^{13}\text{C}$ depletion, as freshwater carried low $\delta^{13}\text{C}$ terrestrial materials. Comparison among sediments of ocean, ice, and loess disclosed the correspondence between global environmental variations and these stages. Therefore, the $\delta^{13}\text{C}$ profile in the trough was the combination of global change in carbon stock and the local environmental factors. Warm surface water of open Pacific and global change in greenhouse gas concentration had clearly affected the Okinawa Trough in the last glaciation event.

Key words The Okinawa Trough, $\delta^{13}\text{C}$ depletion stage, Terrestrial freshwater