

# 冲绳海槽全新世表层水温、盐度和大气 $P_{CO_2}$ 恢复及其古气候意义

孟宪伟<sup>1,2</sup> 刘焱光<sup>1</sup> 刘振夏<sup>1,2</sup> 杜德文<sup>1,2</sup> 黄奇瑜<sup>3</sup> Y. Saito<sup>1</sup>

(<sup>1</sup>)国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266061; (<sup>2</sup>)海洋环境与数值模拟国家海洋局重点实验室, 青岛 266061;

(<sup>3</sup>)台湾大学, 台北; (<sup>4</sup>)Geological Survey of Japan, Tsukuba 305-8567, Japan. E-mail: xwme@263.net

**摘要** 以冲绳海槽 DGKS9603 孔沉积物为研究对象, 利用长链不饱和酮分子的不饱和指数 $U_{37}^K$ 和沉积颗粒有机碳的 $\delta^{13}C$ 及浮游有孔虫(*G. Sacculifer*)的 $\delta^{18}O$ 重建冲绳海槽全新世表层海水温度和大气 $P_{CO_2}$ 的演化历史; 结合浮游有孔虫 $\delta^{18}O$ , 恢复了全新世海水表层盐度相对变化( $\Delta S$ ), 识别出了3次降温事件( $E_1$ ~ $E_3$ ), 其发生的时间分别为1.7~1.6, 5.1~4.8和8.1~7.4 kaBP(cal). 其中 $E_2$ 和 $E_3$ 事件具有全球可比性, 其发生机制是在中全新世北半球日照强度增大、副热带高压增强、驱动西北太平洋环流加强, 导致黑潮主流轴东移;  $E_1$ 事件相当于1550~1850年间小冰期事件, 在海槽区 $E_1$ 事件可能与强盛冬季风导致的黑潮主流轴东移有关。

**关键词** 冲绳海槽 全新世 降温事件 大气 $P_{CO_2}$  古盐度 黑潮东移

全新世以来的气候变化及驱动机制是研究未来气候变化模式的重要参比。有关全新世气候变化研究中外学者都给予了高度重视, 但几乎所有的研究都集中于大陆湖积物和南极冰芯<sup>[1-6]</sup>, 而对海洋全新世气候记录的研究明显不足。东海作为典型的开放型边缘海在全球变化中具有特殊的作用; 黑潮作为西北太平洋的边界流, 其主流轴是西北太平洋海-气热量交换最强的流系, 对东亚乃至全球气候变化产生直接的影响<sup>[7]</sup>。有关冲绳海槽晚第四纪气候变化、特别是气候突变事件国内外学者进行了较为详尽的研究<sup>[7-10]</sup>。但是, 对全新世以来的气候变化研究并不多见<sup>[11]</sup>。本文以冲绳海槽 DGKS9603 孔沉积物为研究对象, 分别利用长链不饱和酮分子的不饱和指数 $U_{37}^K$ 、浮游有孔虫(*G. Sacculifer*)的 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 及沉积颗粒有机碳的 $\delta^{13}C$ 、重塑冲绳海槽全新世表层海水温度(SST)、表层海水古盐度变化( $\Delta S$ )和大气 $P_{CO_2}$ 的演化历史, 识别降温事件, 并探讨降温事件与黑潮演化的关系。

## 1 分析方法

DGKS9603 孔位于冲绳海槽中段近槽底(28° 8.869'N, 127° 16.238'E), 水深 1100 m, 柱状样长 5.85 m。前人已对该孔进行了较为详尽的沉积特征、年代地层、沉积速率和古海洋学研究<sup>[8-10,12]</sup>。本

次研究依据 AMS  $^{14}C$  测年资料, 以其上段 57 cm(相当于 10.15 kaBP(cal))为研究对象, 取样间隔平均为 2.2 cm, 测定其长链不饱和酮分子( $C_{37:2}$ 和 $C_{37:3}$ )的相对含量, 测试方法流程见孟宪伟等人<sup>[12]</sup>研究报道, 在此基础上, 根据 SST 的变化规律选取 17 个样品进行沉积颗粒有机碳测试, 测试方法见蔡德陵等人<sup>[13]</sup>研究报道; 浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 资料分别引自文献<sup>[9,12]</sup>。在此基础上, 分别计算了 SST、 $\Delta S$ 和大气 $P_{CO_2}$ 。

## 2 结果

### 2.1 海水 SST 的恢复

在测取长链不饱和酮分子[ $C_{37:2}$ ]和[ $C_{37:3}$ ]的基础上, 按 Brassell<sup>[14]</sup>公式计算不饱和指数 $U_{37}^K$ , 然后利用公式 $U_{37}^K = 0.031T + 0.092$ <sup>[15]</sup>计算 SST, 计算结果如图 1(a)。由于 $U_{37}^K$ 计算的表层海水温度代表的是年平均温度, 因此, 其变化细节与由有孔虫转换函数确定的冬季和夏季温度都缺少可比性, 但 SST 曲线与 $\delta^{18}O$ 曲线相比, 其变化趋势大致相同(图 1(a), (b))。

### 2.2 古海水表层 $\Delta S$ 重建

浮游有孔虫 $\delta^{18}O$ 的变化受控于三大因素: 一是由于大陆冰盖的增长(或消融)引起的全球海水 $\delta^{18}O_{WG}$ 的变化; 二是由区域 SST 变化引起海水 $\delta^{18}O$

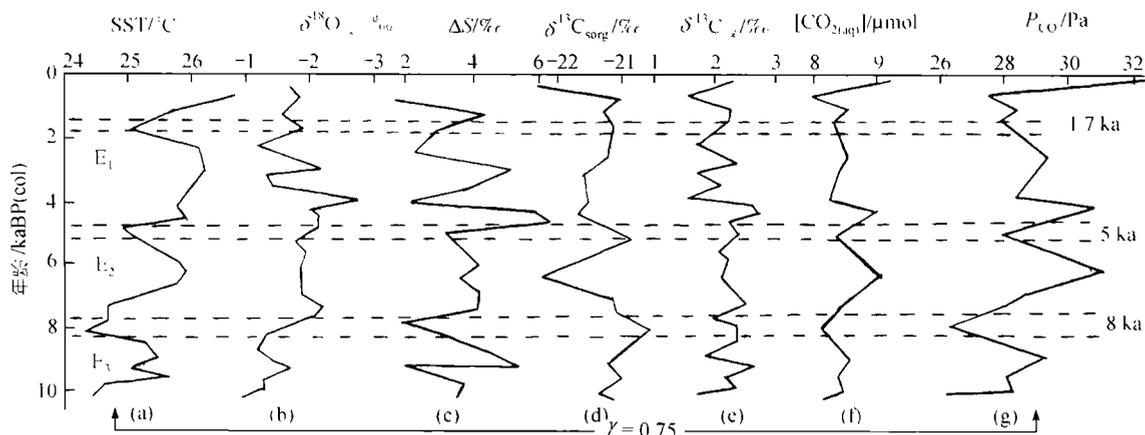


图 1 DGKS9603 孔沉积物中 SST,  $\delta^{18}\text{O}_a$ ,  $\delta^{13}\text{C}_a$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ,  $[\text{CO}_{2(\text{aq})}]$ ,  $P_{\text{CO}_2}$  和  $\Delta S$  变化曲线  
(a) SST; (b)  $\delta^{18}\text{O}_a$ ; (c) 海水表层盐度变化  $\Delta S$ ; (d)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ; (e)  $\delta^{13}\text{C}_a$ ; (f)  $[\text{CO}_{2(\text{aq})}]$ ; (g)  $P_{\text{CO}_2}$

变化: 三是由区域海水表层  $\Delta S$  引起的海水  $\delta^{18}\text{O}$  变化。因此, 实测的浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  值的变化量应表示如下<sup>[16]</sup>:

$$\Delta\delta^{18}\text{O}_F = (a + b)(\Delta T + c)\Delta S. \quad (1)$$

式中  $a$  代表全球海水的  $\delta^{18}\text{O}$  变化值;  $b$  代表浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  与海水 SST 关系的斜率;  $\Delta T$  为区域海水表层温度变化;  $c$  是区域海水  $\delta^{18}\text{O}$  与盐度之间关系的斜率。对全新世而言, 由全球冰体积变化引起的  $\delta^{18}\text{O}$  变化可以忽略<sup>[17]</sup>, 则(1)式变成

$$\Delta\delta^{18}\text{O}_F = b(\Delta T + c)\Delta S. \quad (2)$$

由(2)式得

$$\Delta S = (\Delta\delta^{18}\text{O}_F - b\Delta T)/c. \quad (3)$$

从(3)式看出, 求  $\Delta S$  的关键是确定系数  $b$  和  $c$ 。

由浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  与海水 SST 关系的回归直线(图 2)的斜率, 直接求出  $b = -0.19$ ; 西太平洋表层海水  $\delta^{18}\text{O}$  与盐度关系回归直线的斜率为  $0.19$ <sup>[18]</sup>。这样, 便可以从实测浮游有孔虫的  $\delta^{18}\text{O}$  变化值直接求出古海水  $\Delta S$ , 计算结果如图 1(c)。

### 2.3 大气 $P_{\text{CO}_2}$ 的重建

Popp 等人<sup>[19]</sup>建立了光合固碳作用的碳同位素效应  $\epsilon_p$  与表层海水  $\text{CO}_2$  浓度之间的关系

$$\epsilon_p = a \log[\text{CO}_{2(\text{aq})}] + b. \quad (4)$$

式中  $a$  和  $b$  为常数, 分别为  $-32.9$  和  $14.3$ <sup>[20]</sup>。显然, 在确定了  $\epsilon_p$  的前提下, 海水溶解  $\text{CO}_2$  浓度便能很容易地求出。Hayes<sup>[21,22]</sup>给出了碳同位素效应  $\epsilon_p$  与初级生产者碳同位素组成  $\delta_p$  和溶解  $\text{CO}_2$  碳同位素组成  $\delta_d$  的关系

$$\epsilon_p = 1000[(1000 + \delta_p)/(1000 + \delta_d) - 1]. \quad (5)$$

但是, 对于海底沉积物来说,  $\delta_p$  和  $\delta_d$  都不能直接测定, 只能利用某种指标来代替  $\delta_p$  和  $\delta_d$ 。Fairbands<sup>[23]</sup>通过实验方法确定了  $\delta_d$  与浮游有孔虫的  $\delta^{13}\text{C}_a$  有如下关系:

$$\delta_d(\text{‰}) = \delta^{13}\text{C}_a - 8.3. \quad (6)$$

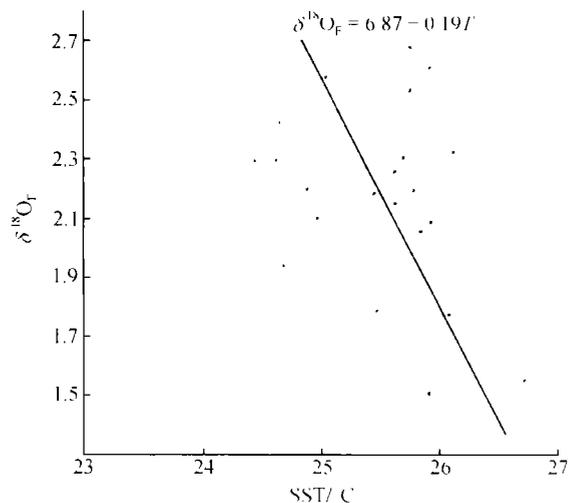


图 2 浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  与 SST 关系图

Ran 等人<sup>[24]</sup>研究表明, 浮游生物有机碳的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  与  $\delta_p$  之间具有如下关系:

$$\delta_p = \delta^{13}\text{C}_{\text{org}} - 1. \quad (7)$$

现在, 考虑能否用沉积物中的沉积颗粒有机碳的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  来代替浮游生物有机碳的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 。沉积物中颗粒有机碳  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  一般受两方面因素的影响: 一是早期成岩作用; 二是沉积物中陆源有机碳和浮游生物有机碳的相对比例。就全新世而言, 早期成岩作

用对沉积物中颗粒有机碳  $\delta^{13}\text{C}_{\text{sorg}}$  组成的影响可以忽略;另外,从测定结果来看, DGKS9603 孔全新世样品沉积颗粒有机碳  $\delta^{13}\text{C}_{\text{sorg}}$  变化范围为  $-22.38\text{‰} \sim -20.68\text{‰}$ , 远离长江淡水颗粒有机碳  $\delta^{13}\text{C}$  的范围 ( $-25.4\text{‰} \sim -24.2\text{‰}$ )<sup>[25]</sup>, 而与海洋生物有机碳  $\delta^{13}\text{C}$  的范围相当 ( $-21.6\text{‰} \sim -20\text{‰}$ )<sup>[13]</sup>. 以上分析表明, 用沉积颗粒有机碳的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{sorg}}$  代替浮游生物有机碳  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , 进而按(7)式计算  $\delta_p$  是合理的.

根据以上分析, 利用 DGKS9603 孔全新世沉积物中的浮游有孔虫的  $\delta^{13}\text{C}_f$  和颗粒有机碳  $\delta^{13}\text{C}_{\text{sorg}}$ , 按(4)~(7)式计算了表层海水溶解  $\text{CO}_2$  的浓度  $[\text{CO}_{2(\text{aq})}]$ , 结果见图 1(f).

假定大气-海水界面  $\text{CO}_2$  处于溶解-释放平衡状态, 根据亨利定律便有<sup>[24]</sup>

$$P_{\text{CO}_2} = \frac{1}{a} [\text{CO}_{2(\text{aq})}], \quad (8)$$

式中  $a$  为溶解常数. 但是  $a$  往往是海水温度和盐度的函数. Ran 等人<sup>[24]</sup>给出了在  $34\text{‰} \sim 36\text{‰}$  盐度范围内  $a$  与海水温度的函数关系曲线, 从该曲线便可以直接读出某一温度下的  $a$  值. 为方便起见, 把 DGKS9603 孔全新世的 26 个 SST 值归并为 4 个温度值, 即  $T_1 = 27$ ,  $T_2 = 26$ ,  $T_3 = 25$  和  $T_4 = 24^\circ\text{C}$ , 从曲线上依次读出对应的值为:  $a_1 = 2.83 \times 10^{-2}$ ,  $a_2 = 2.91 \times 10^{-2}$ ,  $a_3 = 3.0 \times 10^{-2}$  和  $a_4 = 3.1 \times 10^{-2}$ . 由(8)式算得的大气  $P_{\text{CO}_2}$  结果如图 1(g).

### 3 讨论

#### 3.1 冲绳海槽全新世海水表层温度变化及降温事件的识别

气候变化的直接效应之一是 SST 的变化, 因此我们利用 SST 考察冲绳海槽全新世的气候变化.

从 SST 变化曲线(图 1(a))来看, 全新世以来, 冲绳海槽气候表现出较强烈的变化, SST 变化范围为  $24.5 \sim 26.7^\circ\text{C}$ ; 在  $10 \sim 0$  kaBP(cal) 期间, SST 经历了由高至低的 3 个变化旋回, 3 个变化旋回并非等频出现. 每一旋回都存在一明显的降温时期或事件( $E_1$ ,  $E_2$  和  $E_3$ ), 各自对应的时间为  $1.7 \sim 1.6$ ,  $5.1 \sim 4.8$  和  $8.1 \sim 7.4$  kaBP(cal), 持续的时间分别为  $0.1$ ,  $0.3$  和  $0.7$  ka. 与现代海水平均温度( $26.7^\circ\text{C}$ )相比, 3 个冷事件时期表层海水温度依次降低  $1.7$ ,  $1.8$  和  $2.2^\circ\text{C}$ , 降低幅度低于盛冰期( $2.4^\circ\text{C}$ )<sup>[12]</sup>. 从冷事件发生的时间来看,  $E_2$  和  $E_3$  事件分别与前人报道的发生于  $5$  和  $8.2$  ka 左右的冷事件一

致<sup>[1-6]</sup>, 进一步证明了这两期事件的普遍性; 而  $E_1$  事件则相当于  $1550 \sim 1850$  年间的小冰期事件<sup>[26]</sup>. 但是, 由于浮游有孔虫的  $\delta^{18}\text{O}$  值不仅与温度有关, 而且也与盐度密切相关, 因此 3 次降温事件在  $\delta^{18}\text{O}$  曲线上反映得并不明显.

#### 3.2 降温事件与黑潮演化的关系

黑潮是西北太平洋一支高温、高盐度的边界流, 是西北太平洋副热带环流系统中的主要流系. 黑潮的演化对东亚乃至全球气候变化产生直接的影响<sup>[7]</sup>. 地质历史时期黑潮的演化不仅直接受制于西北太平洋副热带高压强度的变化<sup>[27]</sup>, 而且也受东亚季风的影响. 当黑潮流经某一区域时必将在沉积物中留下高温、高盐度记录, 反之则必然以低温、低盐度的海水为特征. 在 DGKS9603 孔沉积物记录中  $E_2$  和  $E_3$  事件发生时, 海水表层温度和盐度明显降低(图 1(a), (c)), 表明  $E_2$  和  $E_3$  事件发生与黑潮主流轴的摆动密切相关. Sawada 等人<sup>[27]</sup>研究表明, 在  $8 \sim 7$  和  $5$  kaBP 时期, 西北太平洋环流强度增大, 导致黑潮流速增大, 其南部分支发生北移. 结合中国近海在  $8$  和  $5$  ka 海平面下降的事实<sup>[27]</sup>, 推断发育于冲绳海槽的黑潮主流轴可能发生东移, 在 DGKS9603 站区内的沉积物中保留了海水低温和低盐度记录, 其中发生于  $8$  ka 左右的黑潮东移事件已由 Shieh 等人<sup>[28]</sup>所证实. 而西北太平洋副热带高压的变化与北美大陆热平衡密切相关, 由此把发生于冲绳海槽全新世的冷事件( $E_2$  和  $E_3$ ) 与全球气候系统紧密联系起来. 大约在  $8$  和  $5$  ka 时, 全球大陆普遍干旱<sup>[1-6]</sup>, 因此  $E_2$  和  $E_3$  冷事件发生时间与全球干旱事件具有同步性. 发生于  $1.7 \sim 1.6$  kaBP(cal) 的冷事件  $E_1$  可能与小冰期时东亚冬季风强盛, 导致黑潮主流轴东移有关<sup>[7]</sup>.

#### 3.3 $P_{\text{CO}_2}$ 对气候变化的响应

从图 1(g)来看, 全新世以来大气  $P_{\text{CO}_2}$  变化相当剧烈, 变化范围为  $261 \sim 327$  Pa, 现今的  $P_{\text{CO}_2}$  最大, 为  $327$  Pa, 与实测的  $P_{\text{CO}_2}$  接近( $340$  Pa)<sup>[29]</sup>; 大约在  $8$  kaBP (cal) 时,  $P_{\text{CO}_2}$  最小. 与 SST 曲线相比, 二者的变化规律完全相同, 表现出较强的正相关( $r = 0.75$ ). 值得注意的是 3 个冷事件分别对应于  $P_{\text{CO}_2}$  的 3 次降低, 降低的幅度分别为  $48$ ,  $49$  和  $66$  Pa (与现今相比). 从  $E_1 \sim E_3$  温度降低程度越大,  $P_{\text{CO}_2}$  的减少幅度越大, 由此看

出表层海水温度与  $P_{CO_2}$  之间必然存在制约-响应关系。前述表明, 表层海水温度的降低与黑潮流速增大导致的黑潮东至西向的摆动密切相关, 而在黑潮流速增大的同时, 也势必导致上升流发育, 造成表层海水营养物质含量增大, 增强了由光合作用导致的去碳作用, 从而降低了海水  $[CO_{2(aq)}]$ , 大气  $P_{CO_2}$  也随之降低。另外, 大气  $P_{CO_2}$  与气候之间并不完全是被动的响应关系,  $P_{CO_2}$  也对气候变化具有驱动作用<sup>[30]</sup>, 因此,  $P_{CO_2}$  与表层海水温度的正相关也预示着随着大气  $CO_2$  浓度的增加全球气候必将变暖, 变暖的趋势和程度与人类生产、生活活动排放的  $CO_2$  量和森林植被的变化密切相关。

#### 4 结论

全新世以来, 冲绳海槽经历了 3 次突然降温事件 ( $E_1 \sim E_3$ ), 其中  $E_2$  和  $E_3$  事件与全球普遍存在的、发生于 5 和 8.2 kaBP(cal) 左右的冷事件相一致, 其发生的机制与西北太平洋副热带高压驱动下的黑潮主流轴东移有关;  $E_1$  事件相当于发生在 1550~1850 年期间的小冰期事件, 其发生机制与东亚冬季区驱动下的黑潮东移有关, 3 次降温事件导致 3 次大气  $P_{CO_2}$  降低。

**致谢** 唐运千教授协助实验室工作, 作者表示感谢。本工作受国家自然科学基金(批准号: 49706068)和国家海洋局青年基金(99506)资助。

#### 参 考 文 献

- 1 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期气候波动与重要事件. 中国科学, B 辑, 1992, (12): 1300~1308
- 2 温孝胜, 彭子龙, 赵焕庭. 中国全新世气候演变研究的进展. 地球科学进展, 1999, 14(3): 125~132
- 3 Steig E J. Mid-Holocene climate change. Science, 1999, 286: 1485~1487
- 4 Alley R B, Mayewski P A, Sowers T, et al. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. Geology, 1997, 25(6): 483~486
- 5 Lamb H F, Gasse F, Benkaddour A, et al. Relation between century-scale Holocene arid intervals in tropical and temperate zones. Nature, 1995, 373: 134~137
- 6 Blunier T, Chappellaz J, Schwander J, et al. Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. Nature, 1995, 374: 46~49
- 7 翦知潜, Yoshiki S, 江品先, 等. 黑潮主流轴近两万年来位移. 科学通报, 1998, 41(5): 532~536
- 8 刘振夏, Yoshiki S, 李铁刚, 等. 冲绳海槽晚第四纪千年尺度古海洋学研究. 科学通报, 1999, 44(8): 883~887
- 9 刘振夏, 李培英, 李铁刚, 等. 冲绳海槽 5 万年以来的古气候事件. 科学通报, 2000, 45(16): 1776~1781

- 10 吕厚远, 刘振夏, 刘宝柱, 等. 二万年来冲绳海槽千年尺度的变动. 海洋学报, 2000, 22(增刊): 461~466
- 11 翦知潜, 李保华, Pflanzmann P, 等. 西太平洋全新世变冷事件. 中国科学, D 辑, 1996, 26(5): 461~466
- 12 孟宪伟, 杜德文, 刘振夏, 等. 东海近 3.5 万年来古海洋环境变化的分子生物标志物记录. 中国科学, D 辑, 2001, 31(8): 841~846
- 13 蔡德陵, 蔡爱智. 黄河口区有机碳同位素地球化学研究. 中国科学, B 辑, 1993, 23(10): 1105~1113
- 14 Brassell S C. Molecular stratigraphy: A new climate assessment. Nature, 1986, 320: 129~133
- 15 Pelejero C, Grimalt J O, Sarnthein M, et al. Molecular biomarker record of sea surface temperature and climatic change in the South China Sea during the last 140,000 years. Marine Geology, 1999, 156: 109~211
- 16 Frauke R, Gotz R, Franck C B, et al. Reconstructing sea surface temperature and salinity using  $\delta^{18}O$  and alkenone records. Nature, 1993, 364: 319~321
- 17 Ashish S, Ramesh R, Somayajulu B L K, et al. High resolution Holocene monsoon record from the eastern Arabian Sea. Earth and Planetary Science Letters, 2000, 177: 209~218
- 18 吴世迎. 大洋和近岸水的氧同位素组成研究. 黄渤海海洋, 1988, 6(3): 43~54
- 19 Popp B N, Takigiku R, Hayes J M, et al. The postpaleozoic chronology and mechanisms of  $^{13}C$  depletion in primary organic matter. Am J Sci, 1989, 289: 436~454
- 20 Jasper J P, Hayes J M. A carbon isotopic record of  $CO_2$  records during late Quaternary. Nature, 1990, 347: 462~464
- 21 Haywa J M. An isotopic study of biogeochemistry relationships between carbonates and organic carbon in the Greenhome Formation. Geochim Cosmochim Acta, 1989, 53: 2961~2972
- 22 Hayes J M. Factors controlling  $^{13}C$  contents of sedimentary organic compounds: Principles and evidence. Marine Geology, 1993, 113: 111~125
- 23 Fairbanks R G A. 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryes Event and deep-ocean circulation. Nature, 1989, 3: 637~642
- 24 Ran G H, Froelich P N, Takahashi T, et al. Does sedimentary oceanic record variations in Quaternary ocean  $\delta^{13}C$ . Paleoceanography, 1991, 6(3): 335~347
- 25 蔡德陵. 长江口有机碳同位素地球化学. 地球化学, 1992, 22(3): 305~307
- 26 杨子庚. 对五千年前低温事件的探讨. 中国第四纪研究, 1989, 8(1): 151~159
- 27 Sawada K, Handa N. Variability of the path of the Kuroshio ocean current over the past 25,000 years. Nature, 1998, 392: 592~595
- 28 Shieh Y T, Chen M P. The ancient Kuroshio current in the Okinawa Trough during the Holocene. Acta Oceanographica Taiwanica, 1995, 34(4): 73~80
- 29 Shackleton N J, Hall M A, Line J, et al. Carbon isotope data in core V19-30 confirm reduced carbon dioxide concentration in the ice age atmosphere. Nature, 1983, 306: 319~322
- 30 Bradley R S. Paleoclimatology. Harcourt: Academic Press, 1999: 276~279

(2001-08-27 收稿, 2001-12-13 收修改稿)