

冲绳海槽中部过去 15 ka 来浮游植物生产力和种群结构变化的生物标志物重建

邢磊, 赵美训*, 张海龙, 刘焱光, 石学法

中国海洋大学海洋化学理论与工程技术教育部重点实验室, 青岛 266100;

同济大学海洋与地球科学学院海洋地质国家重点实验室, 上海 200092;

海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室, 国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266061

* 联系人, E-mail: maxzhao@mail.tongji.edu.cn

2007-10-19 收稿, 2008-03-26 接受

国家自然科学基金项目(批准号: 40676032, 40706021, 40621063)和国家自然科学基金重点项目(批准号: 40431002)资助

摘要 生物标志物已经被广泛应用于重建海洋浮游植物生产力和种群结构变化。本文将这种方法应用于冲绳海槽中部来重建冰消期至全新世浮游植物生产力和种群结构变化。生物标志物总含量的变化表明冰消期海洋生产力高于全新世; 而生物标志物的相对比例变化显示浮游植物种群结构发生了改变, 冰消期期间颗石藻的相对比例下降, 而甲藻和硅藻升高。冰消期初级生产力的增加与冬季季风加强有关。另外, 相对低的海平面也会造成陆源营养盐输送增加。陆源生物标志物(长链偶数正构醇)含量的增加也证明了陆源物质输送的增加。同时, 冰消期期间营养盐输送的变化也改变了浮游植物的种群结构。

关键词

生物标志物

冲绳海槽

浮游植物种群

冰消期

全新世

大气CO₂浓度的变化对气候的演变有驱动和反馈的作用^[1]。海洋作为碳循环重要的储库, 拥有 55 倍的大气碳含量。因此, 海洋碳循环的变化必将影响大气CO₂的浓度, 从而对气候产生影响。海洋碳循环主要是通过“生物泵”进行。海洋浮游植物作为海洋中主要的生产者控制着“生物泵”的效率。浮游植物生产力的变化或浮游植物的种群结构变化都可以改变生物泵调节碳循环的能力^[2]。因此了解地质年代中海洋浮游植物生产力和种群结构的演变对深入理解碳循环演变规律和机理有重要意义。

在冰期到间冰期的转化过程中, 生产力的转变模式有区域性, 比如东阿拉伯海上升流区冰期生产力低于间冰期^[3], 而中低纬度海域的结果却与之相反^[4]。对冰期到间冰期浮游植物种群结构演变的研究也发现存在两种模式: 基本不变或有很大变化。其中Schubert等人^[5]对北阿拉伯海由季风导致的上升流区浮游植物群落的变化研究表明: 过去 20 万年, 虽然总生产力变化很大, 但在千年尺度上的浮游植物种群结构是相对稳定的。Schulte和Bard^[6]对印度洋

Maldives高台上一个站位的研究也表明过去 32 万年以来浮游群落结构没有明显改变。与之相反, 其他的研究则提供了很多冰期/间冰期群落结构变化的证据^[7~12]。例如Werne等人^[9]观察到Cariaco海盆在新仙女木事件期间是硅藻占优势, 而在全新世是颗石藻占优势。这些浮游植物种群结构的变化主要是由于营养盐的浓度和结构变化引起的。尽管对全球生产力演变做了大量研究, 但由于研究者所用的生产力指标不同^[13]以及研究区域有限^[14], 全球冰期到间冰期生产力变化的研究还很不全面, 尤其是在中低纬西太平洋地区。因此利用多参数指标对西太平洋中低纬地区生产力演变进行研究, 对我们了解这一地区冰期到间冰期的生产力变化以及在全球碳循环中的地位有重要作用。

本文选择了一个位于东海陆架边缘的冲绳海槽中部沉积物柱样进行研究。因为冲绳海槽受到陆海相互作用的影响, 具有较快的沉积速率和较高的地层分辨率, 所以能够敏感地反映海洋和陆地气候变化。同时海平面变化导致的径流输入变化以及黑潮

的变迁也会影响到该地区海水营养盐含量和生产力 [15]。已有一些国内学者利用微体古生物化石对冲绳海槽古生产力进行了研究,发现存在冰期生产力高而冰后期生产力低的规律 [16~18]。但利用有机地球化学手段研究冲绳海槽古环境演变则很少报道,而且基本是利用 U_{37}^K 来重建表层海水温度或利用正构烷烃、类异戊二烯烃来重建沉积物物质来源和氧化还原环境 [19,20]。关于冲绳海槽的生物标志物变化及相应海洋环境和生态结构演变的系统高分辨率的研究尤为少见。而对沉积物柱进行多参数生物标志物分析可以从一个更深入的视角来估计总的和单一的浮游植物生产力变化及相应的浮游植物种群结构变化。本文将首次利用一系列生物标志物来重建冰消期至全新世冲绳海槽中部浮游植物生产力和生物种群结构变化历史。所用生物标志物如下: 菜子甾醇(Brassicasterol, 硅藻标志物), 长链烯酮($C_{37:2}+C_{37:3}$ Alkenones, 颗石藻标志物), 甲藻甾醇(Dinosterol, 甲藻标志物), 胆甾醇(Cholesterol, 浮游动物标志物), 酮醇/二醇($C_{30}+C_{32}$ Ketol/Diol, 硅藻/黄绿藻标志物) [5~12,21]

1 样品与方法

所用样品为国家海洋局第一海洋研究所 1999 年采得的编号为 180 的沉积物柱样。该柱样位于冲绳海槽中部近槽底位置($28^{\circ}14.4'N$, $127^{\circ}32.5'E$), 水深为 1044 m, 岩芯长 305 cm, 采样站位见图 1。此柱样的详细岩性分析参见文献 [22], 以含有孔虫粉砂质黏土为主。但是根据 180 站位的矿物组合和微量元素分析, 可判断 70~130 和 210~250 cm 为含火山灰层。此岩芯只测得 2 个 AMS ^{14}C 年龄(表 1) [23], 经 AMS ^{14}C 定年判断, 其中 70~130 cm 为 K-Ah 火山爆发事件 [24], 但由于定年数据缺乏, 无法判断 210~250 cm 的含火山灰层对应的火山爆发事件。此岩芯的基本年龄由以上 2 个 AMS ^{14}C 测年及氧同位素曲线控制, 利用校正 ^{14}C 年龄和 Calender 5.1 (<http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/calib/>) 可以得到岩芯底部年龄约为 15 ka。由于地层年龄没有很好的控制, 此文中只把岩芯分为冰消期和全新世来讨论, 以 107 cm 为分界。对于生物标

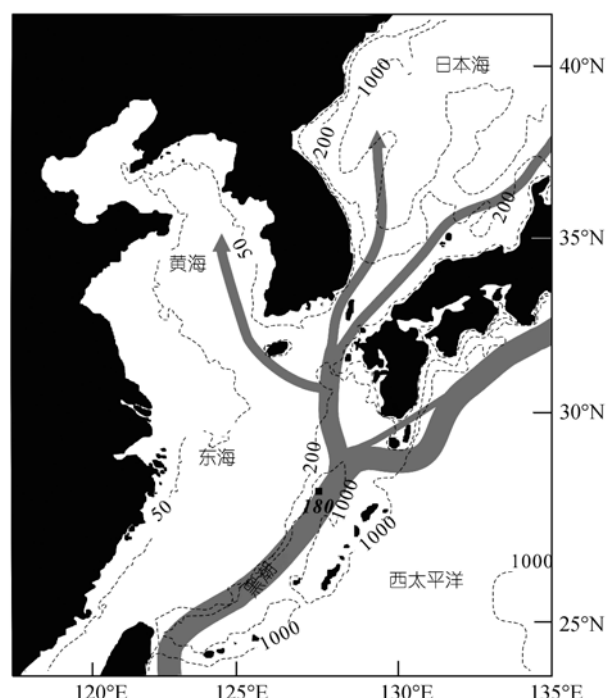


图 1 样品站位图(据 Li 等人 [26] 修改)

志物的古海洋学意义讨论, 也将强调冰消期与全新世的比较。

岩芯按 5cm 间距连续取样, 共取得 65 份测试样品。浮游有孔虫 *Globigerinoides sacculifer* 单种的 $\delta^{18}O$ 测定, $CaCO_3$ 测试参见文献 [23]。生物标志物的测定分为样品预处理和上机分析 2 个过程。样品被冷冻干燥后, 加入二氯甲烷和甲醇(3:1)萃取液以及 24 氘烷和 19 醇组成的内标, 超声萃取 4 次。萃取液经 KOH 甲醇溶液水解后, 过硅胶柱分离。含有生物标志物的中性组分(长链正构醇类和长链烯酮)经氮吹富集、衍生化处理后上机分析。对处理好的样品用气相色谱-质谱仪(Thermo)定性分析, 用气相色谱定量分析(Agilent 6890N)。所用色谱柱为 HP-1(50 m), 所用载气为氢气, 流速 1.2 mL/min。利用 Müller [25] SST 公式 $SST = (U_{37}^K - 0.044) / 0.033$, 重建 SST。生物标志物含量通过其色谱峰与内标峰对比计算得到。

表 1 冲绳海槽中部 180 岩芯的 AMS ^{14}C 测年

深度/cm	材料 ^{a)}	实测的 ^{14}C 年龄/a	校正的 ^{14}C 年龄/a	日历年龄/a
117~122	<i>G. sac</i> 加 <i>N. dut</i>	10520 ± 240	10120	11681 ± 409
285~290	<i>G. sac</i> 加 <i>N. dut</i>	13120 ± 110	12720	15006 ± 193

a) *G. sac* 代表 *Globigerinoides sacculifer*; *N. dut* 代表 *Neogloboquadrina dutertrei*

2 结果与讨论

2.1 古温度

此岩芯的温度(图 2(a))在冰消期的前期(302.5~200 cm), 振荡在 23.9~25.0 °C 之间, 其平均值为 24.5 °C, 温度从 200 cm 开始上升, 到 112.5 cm 升高到 26.2 °C, 然后有一个突降事件, 在 97.5 cm 降低到 24.1 °C. 在全新世后半期的 87.5~2.5 cm, 温度基本在 26 °C 左右

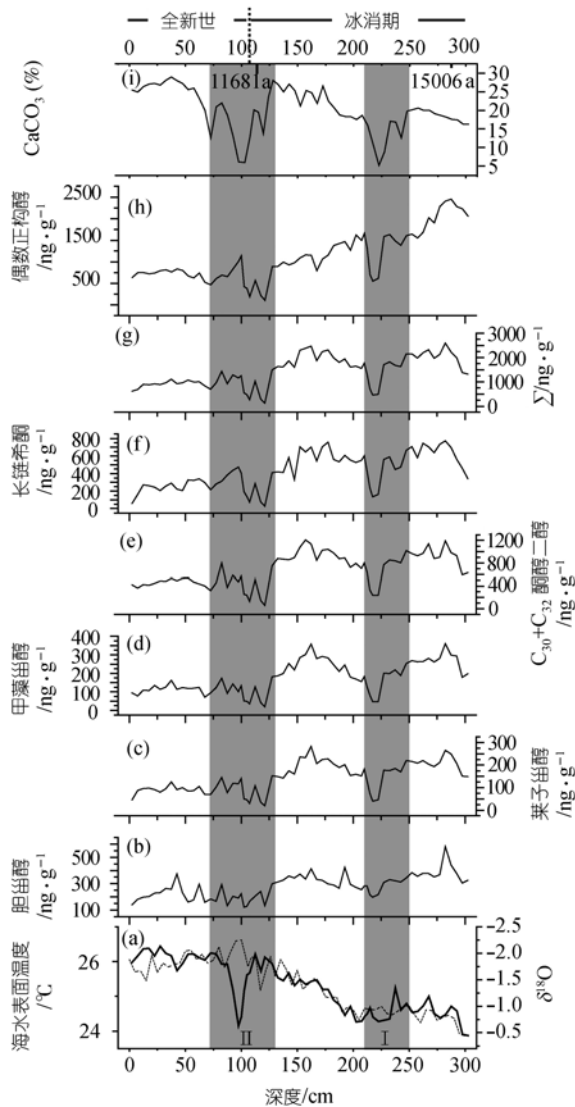


图 2 180 站生物标志物含量的变化

(a) 海水表层温度与氧同位素, 实线为 $U_{37}^{K'}$ SST, 虚线为 $\delta^{18}O$; (b) 胆固醇含量(ng/g); (c) 菜子甾醇含量(ng/g); (d) 甲藻甾醇含量(ng/g); (e) $C_{30}+C_{32}$ 甾醇和二醇含量(ng/g); (f) 长链烯酮含量(ng/g); (g) Σ 为 4 种浮游植物生物标志物含量总和; (h) 偶数长链正构醇含量($C_{26}+C_{28}+C_{30}+C_{32}$, ng/g); (i) $CaCO_3$ 含量(%); 灰色阴影区 和表示 2 个含火山灰层

振动. 此岩芯的全新世温度比此位置的现代年平均温度略高, 该现象在冲绳海槽的其他几个站位中也被发现 [24,27,28]. 但是 $U_{37}^{K'}$ 温度基本可以代表年平均温度. 由于此岩芯的底部没有到达 LGM, 岩芯 180 不能用来估算冰期/间冰期温度变化, 但是从冰消期到全新世温度大概上升 2 °C 左右. 这个结果基本与冲绳海槽的几个用 $U_{37}^{K'}$ 重建的温度结果一致 [24,27,28]. 除了 100cm 左右的低温区, 温度与 $\delta^{18}O$ 的变化趋势基本一致 (图 2(a)), 即温度升高时氧同位素变负. 到目前为止, 大部分古海洋学研究都把温度记录与氧同位素曲线来比较以寻求两者之间的相位关系 [27,29]. 在冰期到间冰期的转换中如果两者同步, 这种现象经常被解释为温度变化与冰消事件同步. 在某种程度上我们的结果也显示冲绳海槽温度变化与冰消事件基本同步. 但是近来的研究表明, 由于细颗粒的生物标志物与粗颗粒的有孔虫壳体具有不同的沉积地球化学过程, 所以即使它们在同一层位也往往具有不同的年龄 [30]. 但是同一层位的生物标志物年龄与有孔虫年龄一般相差在一千年以下 [31], 而我们的分析分辨率也不高, 所以这并不影响我们讨论千年尺度以上事件的尝试. 关于 180 站位温度与冰消变化同步的初步结论只有通过同一岩芯中进行单体生物标志物和有孔虫 ^{14}C 定年来加以验证.

除海平面变化影响外, 氧同位素的变化由温度和盐度两个参数决定, 一般不宜分开. 温度下降或盐度增加氧同位素变正, 而在 100 cm 左右的低温区却相对应于 $\delta^{18}O$ 的较负值. 氧同位素的这种较负值不可能是由温度变化所致, 而最有可能代表低盐度事件, 可能与大量淡水的输入有关. 如果如此, 岩芯 180 的数据表示这可能是一次潮湿与寒冷事件. 另外, 由于这次事件是发生在含火山灰层, 也不排除火山岩灰沉积可能改变氧同位素值. 长链偶数正构醇主要由陆地高等植物产生, 它们的含量可以作为陆源物质输入的一个指标 [12]. 在 130~70 cm 的含火山灰沉积层的底部它们的含量有明显降低, 但是与 100 cm 左右相对应的低温区, 正构醇的含量有一个小的峰值. 由于火山灰中不含有正构醇, 这个峰值代表陆源输入的增加(图 2(h)), 最有可能是有河流输入增加而带来的, 也间接证明 100 cm 左右的氧同位素较负值是由淡水输入造成的.

2.2 生物标志物含量

所测定的几种生物标志物的含量及已发表过的

CaCO_3 含量^[23]见图 2。由图 2 可以看出,从冰消期到全新世,几种生物标志物的含量变化的总趋势是下降的,比如菜子甾醇从 282.6 变化到 19.1 ng/g, 甲藻甾醇从 359.4 变化到 19.6 ng/g, $\text{C}_{30}+\text{C}_{32}$ 酮醇/二醇从 1207.6 变化到 57.5 ng/g, 长链烯酮从 771.0 变化到 27.5 ng/g, 胆甾醇从 581.1 变化到 121.2 ng/g, 而 CaCO_3 含量变化则与之相反, 呈现上升的总趋势。但是在第一个含火山灰堆积层()生物标志物含量都处于低值, 在第二个含火山灰堆积层(), 生物标志物含量都出现了先低后高的变化趋势。在这个含火山灰堆积层中生物标志物与 CaCO_3 含量变化有区别。最主要的表现是在 100 cm 左右的低温事件中, 生物标志物含量有所上升, 而 CaCO_3 含量处于最低值。对于这两个含火山灰层各种指标的低值, 其中的一个解释是火山沉积对它们的“冲淡效应”, 但也不排除由于火山喷发引起的气候变化对初级生产力造成的不利影响。但是在第二个含火山灰层后期的生物标志物高值, 不可能用“冲淡效应”来解释。其比较合理的解释可能是河水输入的增加带来了较多的营养盐, 使得初级生产力有所上升。而河水带来的陆源物质却把沉积物中 CaCO_3 冲淡。陆源物质对海洋沉积物中 CaCO_3 的冲淡现象在南海早已被观测到, 冰期时由于初级生产力增加而导致沉积物的有机物和生物标志物增加, 而“冲淡效应”导致 CaCO_3 含量减少^[32]。

几种生物标志物变化的相似性也可用 x - y 线性关系来显示(图 3)。从图 3 中可见菜子甾醇和甲藻甾醇

的相关性最高($R^2 = 0.95$), 其他几种生物标志物的相关性也很好, 比如长链烯酮与甲藻甾醇的 R^2 是 0.89, 酮醇和甲藻甾醇的 R^2 是 0.92, 这种良好的相关性显示此位置的各种浮游植物生产力变化基本是一致的。即从冰消期到全新世, 该地区的生物种群变化不大。生物标志物含量和沉积通量都被用来反映初级生产力^[7,9,12]。但是严格来讲沉积通量是一个更好的指标, 因为它包含了堆积速率变化对生物标志物含量的影响。准确的沉积通量计算需要有很好的定年数据, 由于本岩芯的年龄控制点较少, 计算沉积通量会带来很多误差, 我们还是采用生物标志物含量作为生产力的替代指标。从某种程度上讲这 4 种生物标志物总和可以作为总初级生产力的指标, 其含量变化(图 2(g))也与以上 4 种生物标志物变化很类似, 呈现冰消期含量高全新世含量低的趋势。另外, 胆甾醇主要由各种海洋浮游动物产生, 它在一定程度上可以作为海洋浮游动物总量的指标。它的变化趋势也与以上四个浮游植物生物标志物指标基本类似。把胆甾醇与总初级生产力做 x - y 图显示两者有较好相关性($R^2 = 0.70$)。总而言之, 生物标志物记录显示初级生产力和浮游动物含量都是冰消期高向全新世低方向过渡。文献报道此区域沉积物中 CaCO_3 以生源为主^[23], 因此 CaCO_3 含量有时也被作为初级生产力的一个指标。但是在 180 站位它和生物标志物比较基本是反相。这表明 CaCO_3 含量变化主要受陆源物质的“冲淡效应”影响更强。另一方面, 陆源物质也会含有少量的

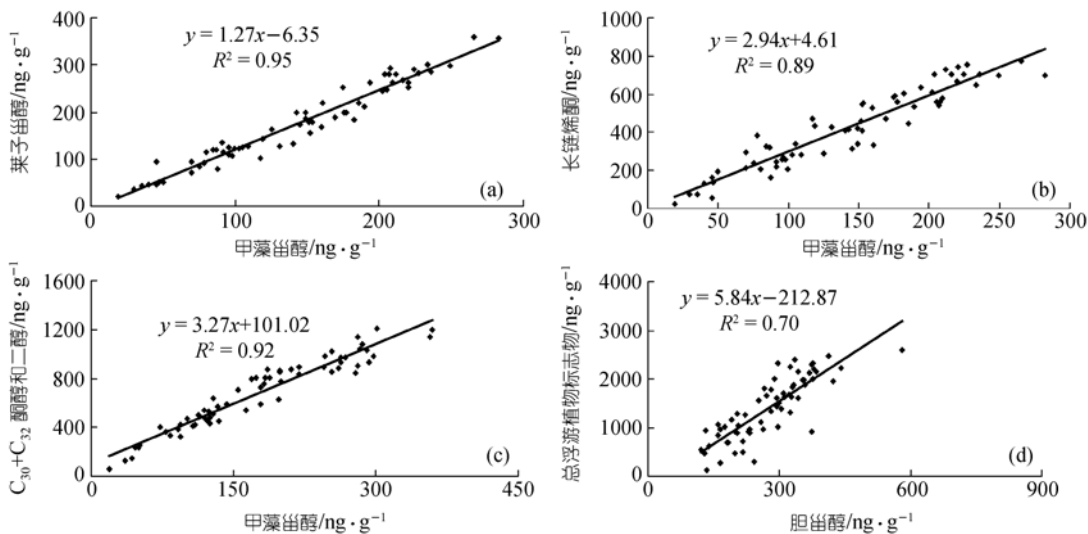


图 3 各种生物标志物间的线性关系

CaCO_3 。总之 CaCO_3 含量在 180 站位不是很好的初级生产力指标, 与南海结果相似。

以上讨论基本显示 180 站位初级生产力冰消期高于全新世, 这种变化模式与西赤道太平洋, 东海和西北太平洋的其他研究结果一致, 而与东太平洋相反。通过比较可以探索这些变化的机制。过去研究发现, 在西太平洋区初级生产力通常是冰期高于间冰期, 这一变化主要受到东亚季风变化的影响^[33]。常凤鸣^[18]在冲绳海槽中南部的研究表明生产力从 LGM 到现在逐步下降, 表现为冰期-冰消期高, 冰后期-全新世低的特征。对中纬西北太平洋 Shatsky Rise 的两孔研究也表明, 冰期时生产力高^[34]。与之相反的是, 在东太平洋的加州外海所有记录都表明在冷期生产力比暖期低, 底层水含氧量高, 这一结果与暖期强化的副热带高压造成的上升流加强有关^[35]。并且与现代相比东赤道太平洋在末次冰期, 赤道以北东西生产力梯度减小^[36]。因此, 东、西太平洋在冰期向间冰期的转变过程中生产力的变化是相反的。这种变化与冰期-间冰期 ITCZ 的南北移动以及相应的副热带高压的移动有关。与间冰期相比, 冰期时 ITCZ 南迁, 相应的东北信风减弱, 东亚冬季风增强, 所导致的风尘输入的增加可以提高西太平洋区域的初级生产力。另外冬季季风加强也可以加深混合层的厚度导致初级生产力上升。由于冰期时黑潮强度减弱^[26], 由它引起的上升流也会随之减弱可能会降低此区域的初级生产力。海平面的变化可能对 180 站位的初级生产力影响可能更大。冰期时海平面的降低, 使得 180 站位更靠近陆地, 陆地输入的营养盐会增加, 导致冲绳海槽冰消期(冷期)生产力高于全新世(暖期)。本区的生物标志物的含量和比例变化也进一步确证了冲绳海槽中部从冷期向暖期转化过程中营养盐和生产力这一变化模式。

2.3 浮游植物种群变化

生物标志物含量不但可以作为单种浮游植物含量的参数, 3 种主要藻类生物标志物的比值也可以指示浮游植物种群的变化。此指标的应用是基于以下两个假定。第一, 等量生产力的 3 种不同的藻类各自可以产生基本等量的 3 种生物标志物, 并且受环境因素影响较小。虽然个别研究显示这 3 种生物标志物在其母体细胞中的含量相似^[37,38], 但这个假定还没有经过严格的验证。严格来讲此参数不能代表 3 种藻类

的绝对百分比, 但它们的变化可以代表 3 种藻类百分比的相对变化。尽管如此它们还是被用来估算种群结构^[5,7,9]。第二个假定是这 3 种生物标志物的成岩作用基本类似, 所以它们在海洋表层中的比例可以被保留在沉积物中, 由于所用的这几种生物标志物的化学性质很相似, 这个假定是基本成立的^[39]。图 4 表示出 3 种主要浮游植物硅藻、甲藻、颗石藻的生物标志物与其总量的比值的变化。首先生物标志物结果显示此岩芯中颗石藻相对含量较高。浮游植物在现代海洋中的分布显示在高温低营养盐区域颗石藻生长有优势, 而在高营养盐区硅藻更有优势^[40,41]。由于岩芯所处位置是亚热带较低生产力区域, 一般颗石藻在浮游植物中占主要地位。所以用生物标志物所估算的过去种群结构与现代研究结果相符。另外, 图 4 也显示浮游植物种群结构在过去 15 ka 发生了较明显变化。从变化趋势看可以把过去 15 ka 的记录分为 3 个部分。在冰消期期间, 生物种群基本稳定, 但

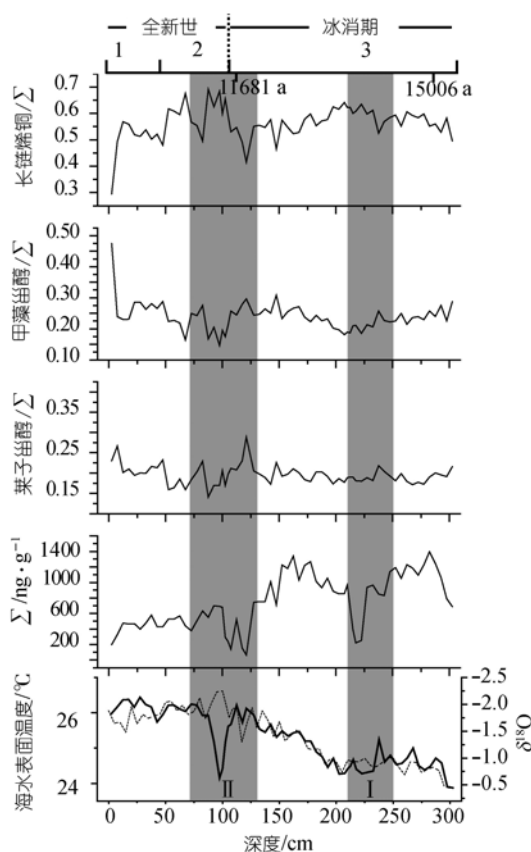


图 4 180 柱样沉积物中 3 种主要浮游植物生物标志物量与其总量比值

1, 晚全新世; 2, 早全新世; 3, 冰消期。灰色阴影区 和 表示 2 个含火山灰层; Σ 为颗石醇+甲藻甾醇+长链烯酮的总和

是在 210~250 cm 含火山灰层中总初级生产力有下降, 种群结构有小的变化, 在含火山灰层底部硅藻和甲藻略为上升, 而在其上部又有所下降。在图 4 的 2 段, 全新世的前半部分(107.5~47.5 cm), 总初级生产力降低, 种群结构有明显变化, 主要表现在颗石藻增加, 硅藻, 甲藻下降。但是这段时间包括了含火山灰层, 在这个堆积层中种群结构也有一定变化。层底部也是硅藻甲藻增加, 另外在 100 cm 左右的低温事件中颗石藻上升, 硅藻、甲藻下降。在全新世的后半部分总初级生产力还是较低, 但是浮游植物种群结构中颗石藻比例下降, 尤其是在最上层的 0~7.5 cm 种群结构发生了显著的变化, 颗石藻比例快速下降, 而甲藻迅速增加, 硅藻比例也有小幅度的增加。

此结果显示浮游植物种群变化不但与总生产力变化有关, 也同其他环境因素, 尤其是营养盐浓度变化有关。以前的研究证明, 在高营养盐的情况下, 甲藻、硅藻比颗石藻有明显的竞争优势, 而且硅藻在有高浓度硅的情况下具有竞争优势^[41]。所以在冰消期的高生产力的状况下, 颗石藻相对比例降低, 而在全新世早期, 总初级生产力下降, 营养盐供应减小, 颗石藻比例相对上升。而近代颗石藻的快速下降与甲藻的快速上升最可能显示营养盐的输送发生了很大变化, 这种变化可能与人类活动有关, 但是需要有更好的测年资料来验证。对于 2 个含火山灰层中的浮游植物种群结构的波动可能与火山灰带来的富硅的营养盐有关, 也可能与火山喷发造成的其他环境因素有关。

常凤鸣^[18]对冲绳海槽北部的研究发现在全新世钙质和硅质生物生产力存在着显著的差异, 钙质生物的生产量高值出现在 7 ka BP 左右, 但在 7.0~6.4 ka BP 之后明显下降而且十分稳定; 而 3.0ka BP 左右

是硅质生物生产量的高值期, 3.0 ka BP 之前硅质生物生产力逐渐增加, 之后呈下降趋势。这一变化过程可能主要反映了黑潮以及与其相关的冷涡和上升流强度的变动。由于 180 岩芯在全新世阶段无直接定年数据, 我们的生物标志物无法与这些已发表的记录做详细比较。但是生物标志物生物种群指标也较明显的显示, 在全新世早期颗石藻含量较高, 而在后期有所下降, 这种趋势与上面的记录基本一致。而 180 岩芯近代沉积中硅藻和甲藻相对含量的快速上升也与上述岩芯的结论相符。冰消期期间浮游植物初级生产力的升高和硅藻、甲藻比例的增加为解释冰消期期间大气 CO₂ 的低含量提供了生物标志物依据。

3 结论

() 生物标志物指标揭示出冲绳海槽中部总初级生产力及颗石藻、甲藻、硅藻三类主要浮游植物生产力呈现出冰消期向全新世逐渐降低的趋势。

() 用生物标志物比例回算浮游植物种群结构显示此位置颗石藻在过去 15 ka 都占优势, 但是种群结构还是发生了变化。从冰消期向全新世中早期转变过程中, 颗石藻的相对比例升高, 而甲藻和硅藻降低。在近代(晚全新世)由于入海营养盐的增加导致颗石藻急剧降低, 而甲藻明显升高, 硅藻也有小幅度的增加。

() 以上生产力及种群结构变化主要是由营养盐的输送控制。冰消期期间高生产力的原因之一是此时冬季季风比全新世强。也与陆源营养盐输送增加有关, 陆源生物标志物高碳数正构醇的变化也指示从冰消期到全新世, 陆源输入的总趋势是减小的。这种陆源输入的减少主要与海平面的上升, 黑潮加强, 以及东亚季风的减弱有关。

致谢 感谢审稿专家和特邀编辑提出的建设性建议, 王慧对样品分析的帮助。

参考文献

- 1 Ruddiman W F. Orbital changes and climate. *Quat Sci Rev*, 2006, 25(23-24): 3092—3112 [\[doi\]](#)
- 2 Archer D, Winguth A, Lea D, et al. What caused the glacial/interglacial atmospheric pCO₂ cycles? *Rev Geophys*, 2000, 38(2): 159—189 [\[doi\]](#)
- 3 Agnihotri R, Sarin M M, Somayajulu B L K, et al. Late-Quaternary biogenic productivity and organic carbon deposition in the eastern Arabian Sea. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleocool*, 2003, 197(1-2): 43—60 [\[doi\]](#)
- 4 Sarnthein M, Winn K, Duplessy J C, et al. Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: Influence on CO₂

- reservoirs of the deep ocean and atmosphere during last 21000 years. *Paleoceanography*, 1988, 3: 361—399 [\[doi\]](#)
- 5 Schubert C J, Villanueva J, Calvert S E, et al. Stable phytoplankton community structure in the Arabian Sea over the past 200000 years. *Nature*, 1998, 394(6693): 563—566 [\[doi\]](#)
- 6 Schulte S, Bard E. Past changes in biologically mediated dissolution of calcite above the chemical lysocline recorded in Indian Ocean sediments. *Quat Sci Rev*, 2003, 22(15-17): 1757—1770 [\[doi\]](#)
- 7 Seki O, Ikehara M, Kawamura K, et al. Reconstruction of paleoproductivity in the Sea of Okhotsk over the last 30 kyr. *Paleoceanography*, 2004, 19(1): 1016 [\[doi\]](#)
- 8 Dahl K A, Repeta D J, Goericke R. Reconstructing the phytoplankton community of the Cariaco Basin during the Younger Dryas cold event using chlorin steryl esters. *Paleoceanography*, 2004, 19(1): 19—29 [\[doi\]](#)
- 9 Werne J P, Hollander D J, Lyons T W, et al. Climate-induced variations in productivity and planktonic ecosystem structure from the Younger Dryas to Holocene in the Cariaco Basin, Venezuela. *Paleoceanography*, 2000, 15(1): 19—29
- 10 Menzel D, van Bergen P F, Schouten S, et al. Reconstruction of changes in export productivity during Pliocene sapropel deposition; a biomarker approach. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2003, 190: 273—287 [\[doi\]](#)
- 11 Calvo E, Pelejero C, Logan G A, et al. Dust-induced changes in phytoplankton composition in the Tasman Sea during the last four glacial cycles. *Paleoceanography*, 2004, 19: 2020 [\[doi\]](#)
- 12 Zhao M, Mercer J L, Eglinton G, et al. Comparative molecular biomarker assessment of phytoplankton paleoproductivity for the last 160 kyr off Cap Blanc, NW Africa. *Org Geochem* 2006, 37(1): 72—97 [\[doi\]](#)
- 13 Ragueneau O, Treguer P, Leynaert A, et al. A review of the Si cycle in the modern ocean: Recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global Planet Change*, 2000, 26(4): 317—365 [\[doi\]](#)
- 14 Kohfeld K E, Quere C L, Harrison S P, et al. Role of Marine Biology in Glacial-Interglacial CO₂ Cycles. *Science*, 2005, 74: 308 [\[doi\]](#)
- 15 黄宝琦, 翦知潜, 林慧玲. 南海东北部晚第四纪古生产力变化. *海洋地质与第四纪地质*, 2000, 20(2): 65—68
- 16 翦知潜, 陈荣华, 李保华. 冲绳海槽南部 20 ka 来深水底栖有孔虫的古海洋学记录. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1996, 26(5): 467—473
- 17 王汝建, 翦知潜. 冲绳海槽南部 20 ka 来的放射虫古海洋学意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1998, 28(2): 131—136
- 18 常凤鸣. 冲绳海槽晚更新世-全新世的古环境演化. 博士学位论文. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2004
- 19 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(2): 25—32
- 20 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分子生物标志物记录. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31(8): 691—696
- 21 Ishiwatari R, Yamada K, Matsumoto K, et al. Organic molecular and carbon isotopic records of the Japan Sea over the past 30 kyr. *Paleoceanography*, 1999, 14(2): 260—270 [\[doi\]](#)
- 22 刘焱光, 孟宪伟, 李铁刚, 等. 冲绳海槽中段末次冰消期以来的元素地层. *海洋学报*, 2003, 25(4): 50—58
- 23 刘焱光, 李铁刚, 吴世迎, 等. 冲绳海槽中部沉积岩芯的古海洋学研究. *科学通报*, 2001, 46(增刊): 68—73
- 24 Ijiri A, Wang L J, Oba T, et al. Paleoenvironmental changes in the northern area of the East China Sea during the past 42000 years. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2005, 219(3-4): 239—261 [\[doi\]](#)
- 25 Muller P J, Kirst G, Ruhland G, et al. Calibration of the alkenone paleotemperature index U (super K') (sub 37) based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60 degrees N-60 degrees S). *Geochim Cosmochim Acta*, 1998, 62(10): 1757—1772 [\[doi\]](#)
- 26 Li T, Liu Z, Hall M A, et al. Heinrich event imprints in the Okinawa Trough; evidence from oxygen isotope and planktonic Foraminifera. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2001, 176(1-4): 133—146 [\[doi\]](#)
- 27 Zhao M, Huang C Y, Wei K Y. A 28000 year U-37(K) sea-surface temperature record of ODP Site 1202B, the southern Okinawa Trough. *Terrest Atm Ocean Sci*, 2005, 16(1): 45—56
- 28 Zhou H, Li T, Jia G, et al. Sea surface temperature reconstruction for the middle Okinawa Trough during the last glacial-interglacial cycle using C37 unsaturated alkenones. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2007, 246(2-4): 440—453 [\[doi\]](#)
- 29 Lea D W, Pak D K, Spero H J. Climate impact of late quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science*, 2000, 289(5485): 1719—1724 [\[doi\]](#)
- 30 Ohkohchii N, Eglinton T I, Keigwin L D, et al. Spatial and temporal offsets between proxy records in a sediment drift. *Science*, 2002, 298: 1224—1227 [\[doi\]](#)

- 31 Mollenhauer G, Eglinton T I. Diagenetic and sedimentological controls on the composition of organic matter preserved in California Borderland Basin sediments. *Limnol Oceanogr*, 2007, 52 (2): 558—576
- 32 Zhao M, Huang C Y, Wang C C, et al. A millennial-scale $\delta^{18}O_{37}$ sea-surface temperature record from the South China Sea (8°N) over the last 150 kyr: Monsoon and sea-level influence. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2006, 236(1-2): 39—55[[doi](#)]
- 33 Zhang J, Wang P, Li Q, et al. Western equatorial Pacific productivity and carbonate dissolution over the last 550 kyr: Foraminiferal and nannofossil evidence from ODP Hole 807A. *Mar Micropaleontol*, 2007 [[doi](#)]
- 34 Maeda L, Kawahata H, Nohara M. Fluctuation of biogenic and abiogenic sedimentation on the Shatsky Rise in the western North Pacific during the late Quaternary. *Mar Geol*, 2002, 189(3-4): 197—214 [[doi](#)]
- 35 Dean W E. Sediment geochemical records of productivity and oxygen depletion along the margin of western North America during the past 60,000 years: teleconnections with Greenland Ice and the Cariaco Basin. *Quat Sci Rev*, 2007, 26(1-2): 98—114 [[doi](#)]
- 36 Herguera J C. Last glacial paleoproductivity patterns in the eastern equatorial Pacific: Benthic foraminifera records. *Mar Micropaleontol*, 2000, 40(3): 259—275 [[doi](#)]
- 37 Prahl F G, Collier R B, Dymond J, et al. A biomarker perspective on prymnesiophyte productivity in the northeast Pacific Ocean. *Deep-Sea Res Part 1*, 1993, 40(10): 2061—2076[[doi](#)]
- 38 Volkman J K, Barrett S M, Blackburn S I, et al. Microalgal biomarkers; a review of recent research developments. *Org Geochem*, 1998, 29: 1163—1179[[doi](#)]
- 39 Versteegh G J M, Zonneveld K A F. Use of selective degradation to separate preservation from productivity. *Geology*, 2002, 30 (7): 615—618[[doi](#)]
- 40 Chen Y L L, Chen H Y, Chung C W. Seasonal variability of coccolithophore abundance and assemblage in the northern South China Sea. *Deep-Sea Res Part 1*, 2007, 4(14-15): 1617—1633[[doi](#)]
- 41 Falkowski P G, Oliver M J. Mix and match: How climate selects phytoplankton. *Nat Rev Microbiol*, 2007, 5(10): 813—819[[doi](#)]

• 书 讯 •

Glaciers and Related Environments in China

主编：施雅风

出版：科学出版社 2008 年 4 月出版

定价：500.00 元

本书一部综合性冰川专著。系我国冰川学研究的一本经典性重要著作，集我国冰川学研究之大成。中文版已于 2000 年在科学出版社出版，对某些章节简化和充实后，该书英文版于 2008 年问世。

全书包括除极地地区以外的冰川以及雪盖和第四纪冰川期研究，集中了中国近 10 年来的研究成果。内容包括冰川学概论，中国冰川及其分布特征，冰川物理，冰川能量平衡与物质平衡，冰雪化学及其环境指示意义，中国积雪地理分布、变化与气候关系，冰雪融水与径流，冰川积雪灾害与防治对策，冰芯记录的气候环境变化，第四纪冰川、冰期间冰湖旋回与环境变化，全球变暖对中国冰川及相关水资源的影响等。与以往中国冰川学著作相比，本书突出了 20 世纪 90 年代以来新发展的冰芯研究和冰川目录的完整统计；增加了积雪和第四纪冰川等内容，并与全球变化相联系；冰雪化学资料得到全面更新等。此外，书中还附有索引和彩色图版。

本书被列为新闻出版署“走出去”工程图书，与爱斯唯尔出版社合作进行对外发行。

