

十三万年来南海北部陆坡的浮游有孔虫及其古海洋学意义*

汪品先 闵秋宝 卞云华 冯文科

(同济大学海洋地质系) (南海地质调查指挥部)

V36-06-3 柱状样采自南海北部陆坡下部水深 2809m 处, 长 12m 许。浮游有孔虫分析, CaCO_3 含量分析, 袋拟抱球虫壳氧同位素分析 ($\delta^{18}\text{O}$) 的结果表明, 此处近 130000 年来表层海水古温度变化趋势与各大洋一致, 而碳酸钙溶解旋回的表现却与太平洋相反, 与大西洋一致, 即冰期时溶解作用加强, CaCO_3 含量偏低, 间冰期则相反。其原因在于冰期有大量陆源碎屑物进入深海与次深海区, “冲淡”碳酸钙沉积并使其溶解作用加强。

南海对于地质工作者具有特殊的吸引力。这不仅因为南海陆架已成为世界海底石油勘探的焦点之一, 还因为它作为典型的边缘海和三大板块的交接处, 在理论上有着特殊的意义。在古海洋学的研究中, 边缘海对于大洋遭受的变化信息往往可以起着“放大”或“增强”的作用, 而边缘海的近岸海域还可以提供高沉积速率的地层剖面作为高分辨率的研究材料, 并且提供对比海、陆古环境变化的桥梁。此外, 由于太平洋大面积因处于 CCD 以下而缺乏钙质化石记录, 因此南海陆坡第四纪晚期古海洋学的研究对于西太平洋的了解也十分重要。

为此, 我们选择南海北部陆坡 V36-06-3 深海柱状样进行浮游有孔虫与古海洋学的研究¹⁾。该柱状样系 1979 年 12 月 30 日由美国拉蒙特-多海蒂研究所 (Lamont-Doherty Observatory) 的“维玛号” (“Vema”) 所取, 位置在 $19^{\circ}00.5'N$, $116^{\circ}05.6'E$, 水深 2809 m, 位于陆坡下部(图 1)。岩心共长 12.15m, 均为灰色含有孔虫钙质泥, 以粘土矿物为主要组份。

为进行有孔虫分析, 以 20cm 的间距共取样 62 个。每个样品称干沉积物 3g, 用 0.063 mm 孔径的标准铜筛冲洗, 再经 0.15mm 的铜筛干筛, 取筛剩的砂样挑出全部浮游有孔虫加以鉴定、统计, 壳体过多时则分取其 1/2 或 1/4, 使每个样品挑出鉴定的浮游有孔虫最低不少于 100 枚, 平均每样实际鉴定统计 537 枚。在每个样品中挑选壳径在 0.355—0.450 mm 之间的袋拟抱球虫 *Globigerinoides sacculifer*, 在剑桥大学第四纪亚系哥德温实验室进行稳定同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 分析。样品中 CaCO_3 的含量在地质部南海地质调查指挥部综合研究大队实验室进行, 亦为每隔 20cm 一个样。

本项研究承中国科学院科学基金会资助, N. Shackleton 博士承担稳定同位素分析, 许靖华教授提供宝贵意见, 在此谨致谢意。

1) V36-06-3 柱状样是地质矿产部南海地质调查指挥部与美国拉蒙特——多尔蒂研究所联合调查时采集的。本文 1985 年 10 月收到, 1986 年 4 月改回, 萧品芳编辑。

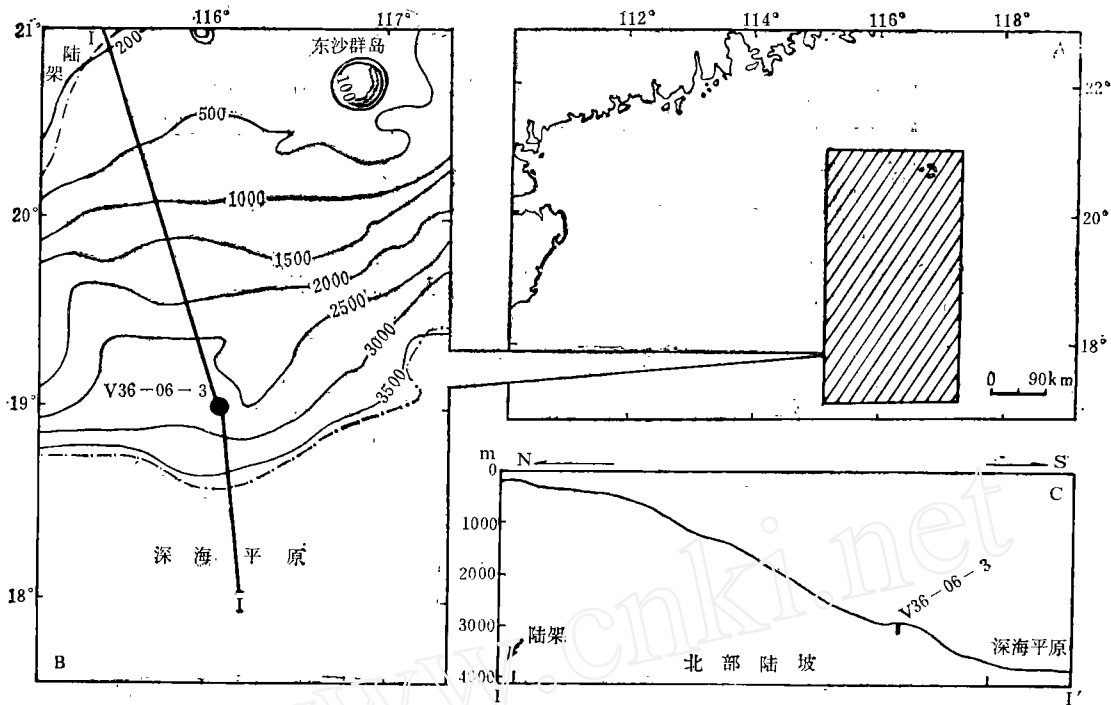


图 1 南海北部陆坡深水柱状样 V36-06-3 位置图

A——南海北部海区图；B——柱状样取样点附近地形图；C——I-I' 线剖面示意图

Fig. 1. Location of deep-sea core V36-06-3 from the northern slope of the South China Sea. A. Western part of the South China Sea; B. Bathymetry of the sampling area; C. Schematic profile I-I'.

有 孔 虫

V36-06-3 柱状样的有孔虫化石群中,浮游种的含量普遍在 95% 以上,每克沉积物中含浮游有孔虫数 10 枚至 1350 枚不等。壳体的保存状况不一,有的样品破壳比例甚高。

在 $>0.12\text{mm}$ 的组分中,共鉴定浮游有孔虫 31 种,其中 *Neogloboquadrina pachyderma* 与 *N. dutertrei* 幼体往往难以区分^[1],本文暂将小个体中凡末圈 4 室,周边较完整者归入 *N. pachyderma*,末圈超过 $4\frac{1}{2}$ 室,周边瓣状者归入 *N. dutertrei*。本柱状样中所见 *N. pachyderma* 全部为右旋。在多数样品中含量在 10% 以上的优势种有: *Globigerinoides ruber* (红拟抱球虫); *Globorotalia inflata* (胖圆辐虫); *Neogloboquadrina dutertrei* (杜氏新方球虫); *Neogloboquadrina pachyderma* (厚壁新方球虫)。

至少个别样品中含量超过 10% 的常见种有: *Globigerina bulloides* (泡抱球虫); *Globigerinoides sacculifer* (袋拟抱球虫); *Globigerinita glutinata* (粘连近抱球虫); *Pulleniatina obliqueloculata* (斜室普林虫); *Globorotalia menardii* (敏纳圆辐虫)。

其余种包括: *Globigerinella aequilateralis* (等边小抱球虫); *Globigerina calida* (疏室抱球虫); *Globigerina rubescens* (绯红抱球虫); *Globigerina falconensis* (法尔孔抱球虫); *Globigerinoides conglobatus* (共球拟抱球虫); *Globigerinoides tenellus* (纤细拟抱球

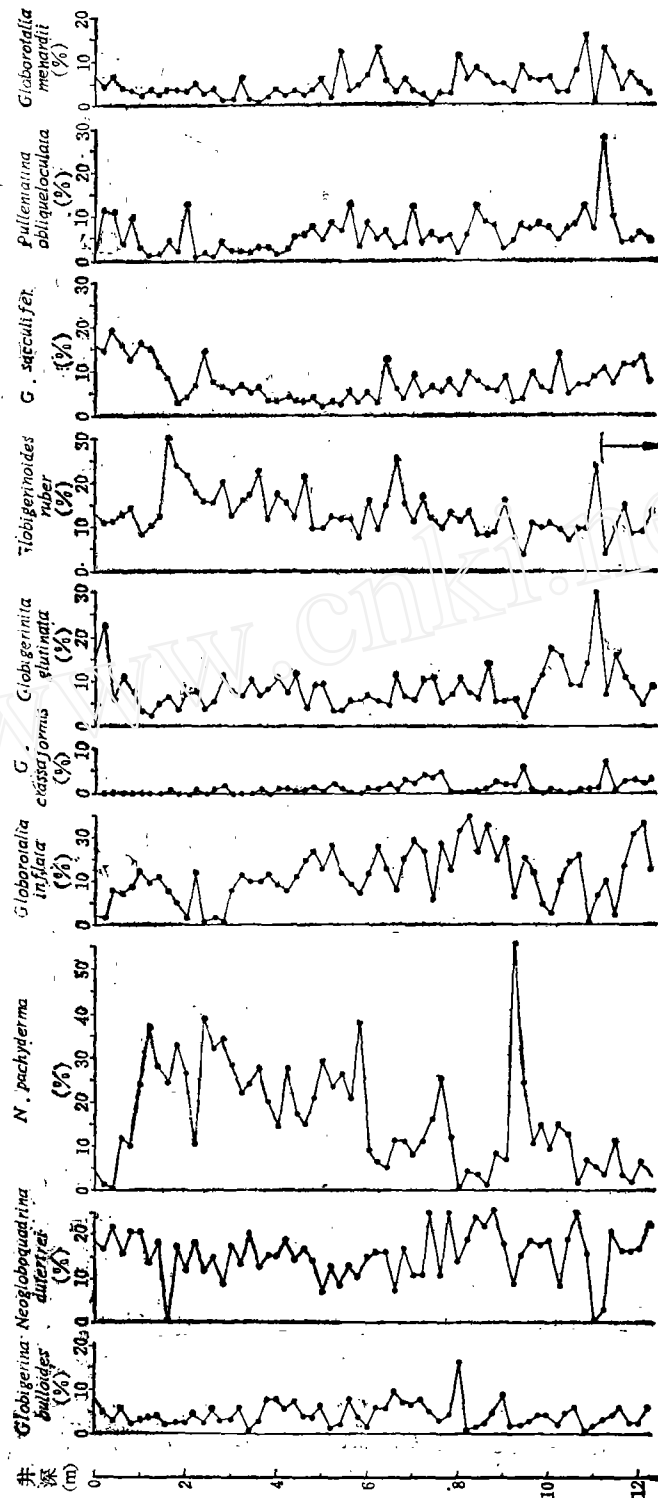


图 2 南海北部陆坡 V36-06-3 柱状样中浮游有孔虫主要种百分含量变化图
 Fig. 2. Relative abundance (%) of major species of planktonic foraminifera in core V36-06-3 from the northern slope of the South China Sea.

虫); *Orbulina universa* (普通圆球虫); *Globorotalia truncatulinoides* (截锥圆辐虫); *Globorotalia crassaformis* (厚形圆辐虫); *Neogloboquadrina hexagona* (六角新方球虫); *Globoquadrina conglomerata* (聚结方球虫); *Sphaeroidinella dehiscens* (果裂小球形虫); *Globigerina digitata* (指状抱球虫); *Candeina nitida* (雅白闪虫); *Globigerina quinqueloba* (五叶抱球虫); *Turborotalita humilis* (低小螺辐虫); *Globigerinita iota* (微小近抱球虫); *Globorotalia tumida flexuosa* (肿圆辐虫扭曲亚种); *Globorotalia theyeri* (泰叶圆辐虫); *Globorotalia crotonensis* (克鲁东圆辐虫); *Globorotalia scitula* (秀丽圆辐虫); *Globorotalia hirsuta* (茸刺圆辐虫)等。

柱状样中优势种和部分常见种百分含量的变化,见图 2。

南海浮游有孔虫的常见种,分别与不同的水温相联系。因此,图 2 所示的各种含量变化,具有指示古水温的意义。根据 W. T. Coulbourn et al., (1980)^[2]对太平洋海区共 80 个表层样品的统计,得出了各种浮游有孔虫分布的平均冬季表层水温如表 1 所示:

表 1 太平洋现代主要浮游有孔虫分布的平均冬季表层水温
(据 W. T. Coulbourn et al., 1980)

Table 1. Mean Winter Sea-Surface Temperature for Modern Major Planktonic Foraminifera Species in the Pacific Ocean (after Coulbourn et al., 1980)

种 名	平均冬季表层水温, °C	种 名	平均冬季表层水温, °C
<i>Globigerinella aequilateralis</i>	24.3	<i>Pulleniatina obliqueloculata</i>	25.1
<i>Globigerina bulloides</i>	9.0	<i>Globorotalia menardii</i>	25.6
<i>G. calida</i>	22.6	<i>G. truncatulinoides</i>	18.4
<i>G. rubescens</i>	24.2	<i>G. inflata</i>	17.4
<i>G. falconensis</i>	18.0	<i>G. crassaformis</i>	18.1*
<i>Globigerinoides ruber</i>	23.8	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>	17.7
<i>G. sacculifer</i>	24.4	<i>N. pachyderma</i> (右旋)	13.4
<i>G. conglobatus</i>	21.3	<i>N. hexagona</i>	22.6
<i>G. tenellus</i>	23.8	<i>Globoquadrina conglomerata</i>	26.0
<i>Orbulina universa</i>	17.9	<i>Sphaeroidinella dehiscens</i>	22.6
<i>Globigerinita glutinata</i>	20.7		

* 据印度洋浮游样品平均数据 (Bé, 1971)

由表 1 可见, *G. inflata*, *N. dutertrei* 与 *N. pachyderma* (右旋)均为凉水种,而令人注意的是它们在 V36-06-3 柱状样中含量很高。根据郑连福的研究,南海海盆钙质表层沉积中 *N. pachyderma* 的含量一般均不足 1%,最高不过 5%,而本柱状样中最高竟达 40%; *G. inflata* 在现代南海也不超过 1%,而柱状样中可高达 20%以上。这些种的高含量显然相当于低温期。*G. sacculifer* 与 *G. ruber* 在南海现代沉积与柱状样中均十分常见,从表 1 可见两者生活的平均水温略有差异,根据我们在东海等区现代沉积中的研究,水温高处 *G. sacculifer* 偏高,因此可用 $G. sacculifer/G. ruber$ 的比值表征水温¹⁾。

1) 汪品先等: 东海底质中的有孔虫、介形虫。海洋出版社(印刷中)。

地 层 年 代

由于第四纪晚期时间过于短暂,缺乏明显的生物绝灭事件,一般的生物地层方法难以适用,只能依靠某个种的特殊事件、依靠氧同位素曲线和微体化石反映的古气候旋回来划分地层和确定年代。

如所周知,红拟抱球虫 *Globigerinoides ruber* 的壳体大多数呈白色,但也有呈粉红色者,目前在大西洋区可以看到并且因此而得名,然而在印度-太平洋海区现在却只见白色壳体。据研究,在印度-太平洋区粉红色壳体曾多达百分之十几以上,到氧同位素 6 期末(距今约 127000 年)^[3] 仅剩百分之二弱,最后在氧同位素 5e 期内(距今 120000 年)完全消失^[4]。本柱状样在 1120cm 及其以下的全部样品中均有少量粉红色红拟抱球虫壳体(占该种全部个体数的 2.3—8.5%)出现,自此以上则完全绝迹(图 2)。可见,1120cm 处应是相当于距今 120000 年。

浮游有孔虫壳体的氧同位素曲线,为第四纪海洋地层提供了最可靠的年代标尺。本柱状样 *G. sacculifer* 壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线图上,可以分辨出氧同位素 1—5 期,其中 1/2 期,4/5 期,5/6 期的三条界线尤为清晰(图 3)。据此,柱状样深 82cm 处应为距今 11000 年(氧同位素 1/2 期界线),762cm 处应为距今 75000 年(4/5 期界线),1162cm 处应为距今 127000 年(5/6 期界线)^[5]。

总之,红拟抱球虫的消失事件和袋拟抱球虫的氧同位素曲线,为本柱状样的地层年代提供了相互一致的可靠依据。据此推断,柱状样的底部年龄大致为距今 130000 年。

古 水 温

浮游有孔虫早被证明是海水温度的灵敏标志,其属种组合和各种含量被广泛用于表层海水古温度的测定。由于各种浮游有孔虫所生活的水层深浅不一,其抗溶能力又有差异,如果只靠单个种的百分含量,往往难以正确地指示古温度。为了提取古温度信息,排除其他因素的干扰,至少需要选取生活的水层深度相同,抗溶能力也相近似,只是所反映的水温不同的两个种,按照两者的含量比值来求取古温度。如浅层水中的 *Globigerinoides sacculifer* 和 *G. ruber* 一对,生活在较深层水中的 *Globorotalia menardii* 和 *G. inflata* 一对,都是前一种指示较暖的水温,后一种比较偏凉。两者比值的曲线明显地反映出氧同位素 1/2 期、5/6 期的界线,证实了上述 $\delta^{18}\text{O}$ 分析的结果(图 3)。此外,广温性种 *Neogloboquadrina dutertrei*, 温带种 *N. pachyderma* (右旋) 和 *G. inflata* 在南海的含量增高都反映水温降低,图 3 所示 *N. dutertrei* 和 *N. pachyderma* 两种之和的含量曲线呈现出与上述两曲线相反的趋势, *G. inflata* 含量曲线亦与之相似。值得注意的是 V36-06-3 柱状样的冰期阶段, *N. pachyderma* (右旋)、*N. dutertrei* 与 *G. inflata* 的百分比特别高,说明当时南海北部陆坡此区的水体应属亚热带性质,而不同于现在的热带水。有可能这是赤道暖流西行至菲律宾后即折向北上,使南海北部的环境与今日根本不同所致;但由于目前仅有一个柱状样的详细资料,尚难作出全面的判断。

用浮游有孔虫的数据定量计算古水温,迄今为止最好的方法是转换函数法 (transfer function)^[6]。本柱状样的相应计算工作尚在进行中,我们不妨先用各种浮游有孔虫在太平

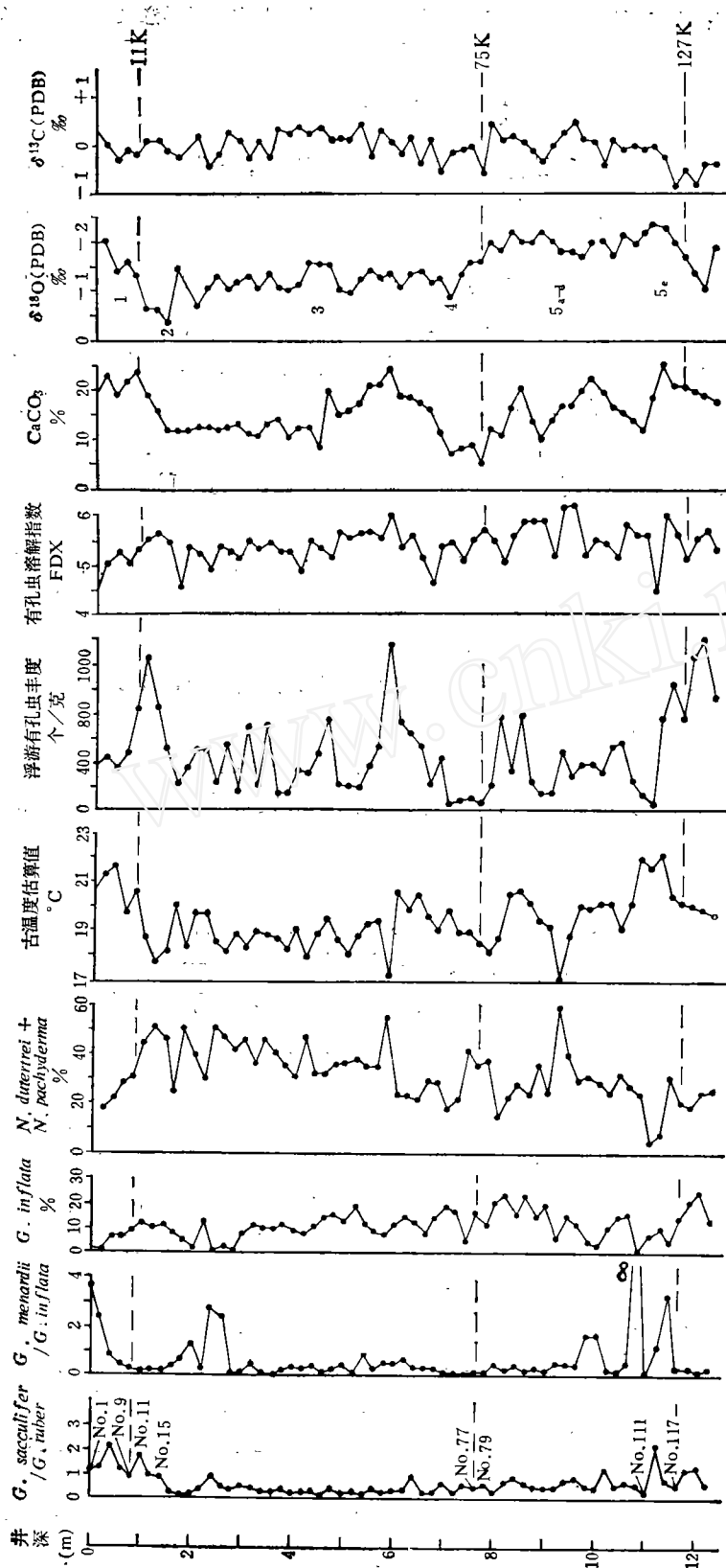


图3 南海北部陆坡 V36-06-3 柱状样的 *Globigerinoides sacculifer* 氧、碳同位素曲线, CaCO_3 含量曲线与浮游有孔虫指温曲线的比较
 (“古温度估算值”计算方法见正文; 年龄“K”指 1000 年)

Fig. 3. Oxygen-and carbon-isotope curves, CaCO_3 content curve and paleotemperature curves based on planktonic foraminifera in core V36-06-3 from the northern slope of the South China Sea. (For the method for calculating the paleotemperature estimates, see the text; K = 1,000 years).

洋区分布的平均表层水温^[2](表 1)作为参数,去估算每个样品中浮游有孔虫群反映的大致古温度值。计算公式是:

$$T_{\text{est}} = \sum_{i=1}^n t_i P_i$$

式中 T_{est} 为所求的古水温估算值, t_i 为第 i 种的平均温度(由表 1 查得), P_i 为第 i 种在样品中的百分含量(%). 由此得出本柱状样所在地在间冰期和冰期冬季表层水温的大体差值(图 3“古温度估算值”栏)。由图 3 可见,近表层的 No. 1 样品(埋深 2cm)得 20.6°C; $\delta^{18}\text{O}$ 最高值(-0.38‰)即相当于 18000 年前的 No. 15(140cm)得 18.3°C; $\delta^{18}\text{O}$ 最低值(-2.37‰)即 No. 111(1100cm)得 21.4°C。可见冰期与间冰期冬季温差在此区为 2°C, 而 18000 年前温度较今约低 3°C。CLIMAP 计划^[6]推算南海夏季水温在 18000 年前较今约低 2°C, 与此大体相当。

碳酸盐溶解旋回

深海的碳酸盐溶解作用,在第四纪期间呈现出明显的旋回性,表现为碳酸钙补偿深度(CCD)升降的周期性。早已发现,太平洋与大西洋有着相反的 CCD 升降曲线:太平洋的 CCD 在冰期下降,沉积中碳酸盐含量升高,间冰期 CCD 上升,沉积中碳酸盐含量下降;大西洋反之,冰期 CCD 上升,碳酸盐溶解加强,间冰期 CCD 下降,碳酸盐增多^[7](图 4)。

南海是西太平洋的一个边缘海,按理应与太平洋一致,但分析结果却表现出相反的趋势:本柱状样的 CaCO_3 含量曲线几乎与 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线一致(图 3)。也就是说,在冰期碳酸盐溶解作用加强,CCD 上升,间冰期碳酸盐含量增多,CCD 下降,与大西洋所见一致。是什么原因使得南海北部陆坡的 CCD 升降曲线与大西洋相同而与太平洋相反?

为此,首先需要分析太平洋与大西洋的 CCD 升降旋回具有相反趋势的原因。决定一个海区 CCD 深度的因素很多,主要的无非是四项。具体说,当其他条件等同的情况下:

- A. 含钙质骨骼的生物(浮游有孔虫、钙质超微化石、翼足类等)生产率越高,则 CCD 越低;
- B. 陆源物质的供应越多,则 CCD 越高;
- C. 世界洋面下降时,陆架面积缩小,使更多的 CaCO_3 进入深海,导致 CCD 下降;
- D. 具腐蚀性的极地水越是发育,中、低纬度的底层水越容易溶解碳酸盐,CCD 也就越是上升。

上述各项因素对太平洋与大西洋起的作用并不相等。普遍认为,太平洋冰期时洋流活跃,使生产率明显上升,使上述因素 A 在控制 CCD 中起主导作用,因此冰期时 CCD 下降;而大西洋两岸陆地的流域面积广宽,按面积相当于太平洋、印度洋周围流域面积总和的两倍,大西洋接受的陆源 Si、Ca 也相当于太平洋的 6 倍左右^[8]。因此因素 B 在大西洋起主导作用,冰期由于大陆面积扩大,剥蚀作用加强,陆源物源供应增多,使大西洋 CCD 上升。至于因素 C,在两洋之间难作比较;由于大西洋底部直接受两极水影响,而冰期时极地水影响加强,因此冰期时大西洋受因素 D 的影响更加强烈,使 CCD 上升。综合上述

四种因素在两大洋的不同表现,可归纳如表 2:

表 2 控制太平洋、大西洋 CCD 旋回的不同因素

Table 2. Different Factors Controlling the CCD Cycles in the Pacific and Atlantic Oceans

控制因素	CCD 变化趋势		主导因素	
	冰期	间冰期	太平洋	大西洋
A. 生产率	↓	↑	+	
B. 陆源物	↑	↓		+
C. 陆架面积	↓	↑		
D. 极地水	↑	↓		+

↓下降;↑上升;+主导因素

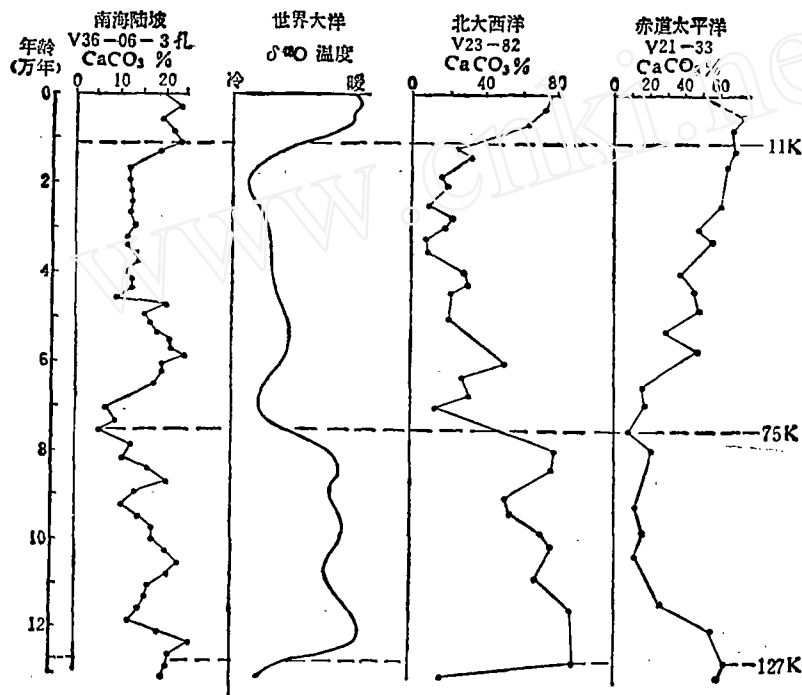


图 4 V36-06-3 柱状样 130000 年来碳酸盐曲线与太平洋、大西洋相应曲线的比较图

Fig. 4. Comparisons of the CaCO_3 curve of core V36-06-3 during the last 130,000 years with its corresponding curves of the Atlantic and Pacific Oceans.

可见,第四纪 CCD 旋回在太平洋与大西洋的不同表现,原因在于控制的主导因素不同,因为大西洋是陆源物供应起了关键作用,所以可以说,太平洋的 CCD 旋回是溶解旋回,而大西洋的是冲淡旋回^[9]。

南海作为边缘海,以其受陆地影响大而与大洋相区别;尤其是南海北部陆坡由于珠江等的注入,陆源物供应甚多。目前珠江年平均输沙量为 8336 万吨,主要沉积在口门附近;而冰期陆架出露,河口直抵陆坡,使陆坡的陆缘沉积急剧增加,必然使 CCD 上升,碳酸盐

溶解作用加强。其他如生产率, 极地水等因素, 在控制南海北部陆坡的碳酸盐旋回中却很少或不起什么作用。这样, 就使得该区碳酸盐的旋回与大西洋一致, 而与太平洋相反(图 4)。

强烈的陆源物质供应也反映在沉积速率上。V36-06-3 柱状样在 1162 cm 处为 127000 年, 平均为 9.15 cm/1000 年; 而太平洋第四纪晚期沉积速率据 J. K. Osmond^[10] 资料为 2 cm/1000 年, N. J. Shackleton and N. D. Opdyke^[11] 资料为 1.7 cm/1000 年, 南海北部陆坡较之高出数倍。其实, 本柱状样中大多为泥质沉积物, 主要由生物壳体组成的 CaCO_3 含量只占 5.50—25.33%, 平均为 15.43%; 按此折算, CaCO_3 的沉积速率也不过 1.4 cm/1000 年, 实际上低于上述太平洋的数值。 CaCO_3 沉积速率偏低, 估计与溶解作用有关。南海陆坡 CaCO_3 遭受的溶解作用, 从 V36-06-3 柱状样的浮游有孔虫溶解指数 FDX 曲线(图 3)便可看出¹⁾。

如将本柱状样按氧同位素分期分段计算(表 3), 则可以比较冰期与间冰期沉积速率的差别。如表 3 所示, 冰期时(氧同位素 2—4 期)非 CaCO_3 (主要为粘土矿物)的沉积速率为 9.20 cm/1000 年, 而间冰期(5 期)、冰后期(1 期)仅 6 cm/1000 年左右, 证明陆源物输入在冰期时大为加强。至于 CaCO_3 的沉积速率, 1 期(全新世)为 1.59 cm/1000 年, 2—4 期为 1.43 cm/1000 年, 5 期为 1.31 cm/1000 年, 呈现向下逐渐减少的趋势。这种趋势, 可以由钙质壳体的生产率, 也可以由碳酸钙溶解作用所造成。如果比较浮游有孔虫的溶解指数 FDX^[3]。可以看出由 1 期的 5.1 经 2—4 期的 5.4 到 5 期为 5.6 向下逐渐增大的趋势, 说明溶解作用至少起了一部分作用。

表 3 V36-06-3 柱状样沉积速率分段计算表

Table 3. Correlation of Deposition Rates for Various Intervals of V36-06-3 Core

$\delta^{18}\text{O}$ 分期	深度 (cm)	样品号	样品数	持续年数	沉积物厚度 (cm)	沉积速率 (cm/1000 年)	CaCO_3 平均含量 (%)	CaCO_3 沉积速率 (cm/1000 年)	非 CaCO_3 沉积速率 (cm/1000 年)	FDX
1	0—82	1—9	5	11,000	82	7.45	21.38	1.59	5.86	5.1
2—4	82—762	11—77	34	64,000	680	10.63	13.49	1.43	9.20	5.4
5	762—1162	79—117	20	52,000	400	7.69	17.00	1.31	6.38	5.6

结 语

通过以上分析, 可以为南海北部陆架 130000 年来的古海洋学得出一些十分有趣的结论, 同时也提出了进一步研究的问题。当然, 本文依据的仅是一个柱状样的分析, 不少问题尚待进一步工作。

1. 南海北部陆坡 130000 年来的碳酸钙曲线与大西洋的相似, 而与太平洋的相反。这是由于南海北部陆坡和大西洋一样, 在第四纪碳酸盐旋回主要由陆源物供应所决定。至于在南海多大范围内出现这种趋势, 在其他边缘海的陆坡是否具有同样规律, 尚待进一步

1) FDX 是将各种浮游有孔虫按抗溶性能分成等级, 然后根据化石群中各级的百分含量求出该群所受溶解作用的强度。具体方法我们以前已有介绍^[12], 此处采用的是七级分法^[3]。

查明。

2. 南海北部陆坡近 130000 年来的 CaCO_3 沉积速率略低于太平洋碳酸盐沉积区, 而且由氧同位素 1 期向 5 期减低, 推测与溶解作用有关; 而非 CaCO_3 沉积速率(主要为陆源粘土矿物)在冰期大大高于间冰期, 估计应与冰期河口、海岸逼近陆坡有关。

3. 南海北部陆坡 V36-06-3 柱状样中, 末次冰期的浮游有孔虫组合以 *N. duertreri*, *N. pachyderma* (右旋)与 *G. inflata* 等指示温、凉水的分子占优势, 反映出亚热带的面貌, 由此推测当时赤道暖流并未进入此区。至于比较确切的水温数据和当时古海流格局的具体结论, 尚待完成转换函数的计算和分析更多的柱状样以后方能得出。

参 考 文 献

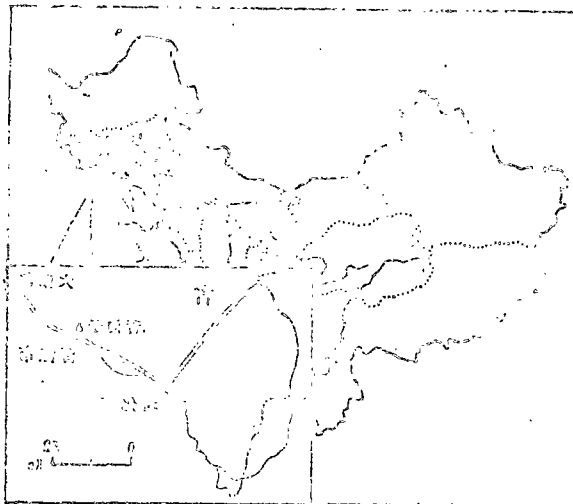
- [1] Keller, G., 1978, Morphologic variation of *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) in sediments of the marginal and central Northeast Pacific Ocean and paleoclimatic interpretation. Jour. Foramin. Research, Vol. 8, No. 3, pp. 208—224.
- [2] Coulbourn, W. T., Parker, F. L., and Berger, W. H., 1980, Faunal and solution patterns of planktonic foraminifera in surface sediments of the North Pacific. Marine Micropaleontology, 5, pp. 329—399.
- [3] Berger, W. H., 1979, Preservation of Foraminifera Foraminiferal Ecology and Paleoecology, SEPM Short Course, 6, pp. 105—155.
- [4] Thompson, P. R., Bé, A. W. H., Duplessy, J.-C., and Shackleton, N. J., 1979, Disappearance of pink-pigmented *Globigerinoides ruber* at 120,000 yr B. P. in the Indian and Pacific Oceans. Nature, 280, pp. 554—558.
- [5] Imbrie, J. and Kipp, N. G., 1971, A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a Late Pleistocene Caribbean core. The Late Cenozoic Glacial Ages, pp. 71—181, Yale Uni. Press.
- [6] Climap project members, 1976, The surface of the ice-age Earth. Science, 191, pp. 1131—1137.
- [7] Luz, B., and Shackleton, N. J., 1975, CaCO_3 solution in the tropical East Pacific during the past 130,000 years. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Spec. Publ., 13, pp. 142—150.
- [8] Olausson, E., 1971, Quaternary correlations and the geochemistry of oozes. Micropaleontology of Oceans, pp. 375—398, Cambridge Uni. Press.
- [9] Seibold, E., and Berger, W. H., 1982, The Sea Floor, An Introduction to Marine Geology. 1—288, Springer-Verlag.
- [10] Osmond, J. K., 1981, Quaternary deep-sea sediments: accumulation rates and geochronology. The Sea, Vol. 7, pp. 1329—1371, John Wiley and Sons.
- [11] Shackleton, N. J., and Opdyke, N. D., 1973, Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^4 year scale. Quaternary Research, 3, pp. 39—55.
- [12] 汪品先、郑连福, 1981, 热带太平洋 L1007 深海柱状样的微体化石与地层研究。海洋地质研究, 第 1 卷, 第 2 期, 1—9 页。

PLANKTONIC FORAMINIFERA IN THE CONTINENTAL SLOPE OF THE NORTHERN SOUTH CHINA SEA DURING THE LAST 130,000 YEARS AND THEIR PALEO-OCEANOGRAPHIC IMPLICATIONS

Wang Pinxian*, Min Qiubao*, Bian Yunhua* and Feng Wenke**

Abstract

Core V36-06-3, approximately 12 m long, was raised from the lower part of the continental slope of the continental South China from a water depth of 2,809 m. Analyses of planktonic foraminifera, CaCO₃ content and oxygen isotopes ($\delta^{18}O$) in shells of *Globigerinoides sacculifer* show that the trend of the sea surface temperature change in this site over the last 130,000 years is consistent with that in other oceans, while the expression of the dissolution cycles of calcium carbonates here is contrary to that in the Pacific Ocean but consistent with that in the Atlantic Ocean, which means that the dissolution was intense and the CaCO₃ content was slightly low during the glacial ages, but the reverse was true for the interglacial ages. The reason for this is that during the glacial ages large quantity of terrigenous detrital materials were brought into the abyssal and bathyal zones, thus diluting the calcium carbonate deposits and intensifying their dissolution.



* Tongji University, Shanghai, China.

** South China Sea Headquarters of Geological Survey, MGMR, Guangzhou, China.