

南海南部普林虫与“中更新世革命”

徐建¹, 汪品先¹, 黄宝琦², 翦知湓¹

1. 同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海 200092

2. 北京大学环境学院, 北京 100871

摘要:对南海南部 ODP 1143 站 2.1 Ma 以来沉积物中的浮游有孔虫群进行研究, 发现在冲绳海槽及南海北部普遍被认为是黑潮标志种的 *Pulleniatina obliquiloculata* 在中更新世革命(MPR)前后对冰期旋回的响应截然相反;且在MPR之后的变化与南海北部和冲绳海槽相反,即冰期时含量高而间冰期时低。交叉频谱分析和相位分析的结果也证实了 ODP 1143 站 *P. obliquiloculata* 与全球冰量变化之间的上述关系。该种在MPR前后冰期旋回的转变,可能是由于MPR之后南海南部在冰期时切断了与印度洋之间的海水交换,或者是冰期时海水盐度增加等因素引起的上部水体结构的重大改观所致。

关键词: *Pulleniatina obliquiloculata*; 冰期旋回; 中更新世革命(MPR); 南海南部。

中图分类号: P736

文章编号: 1000-2383(2004)01-0007-08

收稿日期: 2003-07-11

Mid-Pleistocene Revolution Recorded by *Pulleniatina obliquiloculata* in the Southern South China Sea

XU Jian¹, WANG Pin-xian¹, HUANG Bao-qi², JIAN Zhi-min¹

1. Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China

2. College of Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

Abstract: Planktonic foraminifers from ODP Site 1143, southern South China Sea (SCS), were analyzed to reveal their response to glacial cycles in the past 2.1 Ma. *Pulleniatina obliquiloculata*, a widely-accepted indicator of the Kuroshio, shows completely reverse fluctuations, with high abundance in glacials, in southern SCS to those in the Okinawa trough and northern SCS since the Mid-Pleistocene Revolution (MPR). Before the MPR, *P. obliquiloculata* is abundant in interglacial intervals. Cross-spectral and phase analyses between *P. obliquiloculata* and $\delta^{18}\text{O}$ confirmed the observations depicted above. The authors ascribed the transition of *P. obliquiloculata*'s response to glacial cycles in southern SCS to a profound change in the regional upper ocean structure, probably related to glacial separation of the southern SCS from the Indian water and to higher surface salinity during glacial times after the MPR.

Key words: *Pulleniatina obliquiloculata*; glacial cycle; the Mid-Pleistocene Revolution (MPR); southern South China Sea (SCS).

浮游有孔虫斜室普林虫 *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker and Jones) 为一热带抗溶种 (Bé, 1977; Thompson, 1981), 广泛分布于南、北纬 10° 间狭长区域内的大西洋、印度洋以及太平洋的表层沉积物中, 尤其在太平洋表层沉积物中甚丰 (Bé, 1977)。在西北太平洋, *P. obliquiloculata* 占据了热带抗溶因子的主要成分, 很好地指示了黑潮的流径, 并被认为是黑

潮的标志种 (Thompson, 1981)。后来对东海 (Wang *et al.*, 1985) 及南海 (Pflaumann and Jian, 1999; 徐建等, 2001) 表层沉积物有孔虫分布的研究也证实受黑潮影响的区域其普林虫含量一般较高。比如在南海东北部的巴士海峡附近, 普林虫的舌状高值区 ($>20\%$) 很好地指示了黑潮的南海分支, 而在南海南部不受黑潮影响的区域, 其含量多 $<5\%$ 以下。

(Pflaumann and Jian, 1999; 徐建等, 2001)。因此在西北太平洋边缘海区, 人们常常用 *P. obliquiloculata* 在地质历史时期中丰度的变化来研究黑潮的兴衰及其主流轴的位移 (Li et al., 1997; 翦知湑等, 1998; Ujiie and Ujiie, 1999; Xu and Oda, 1999; Jian et al., 2000 a)。

不论 *P. obliquiloculata* 在西北太平洋边缘海地质历史中的表现是构造因素造成 (Ujiie and Ujiie, 1999), 还是气候因素使然 (Li et al., 1997), 其在冲绳海槽和南海北部的出现大都是在冰期时含量低而间冰期时高 (Li et al., 1997; Pflaumann and Jian, 1999; Ujiie and Ujiie, 1999)。最近对南海北部 ODP1146 站长时间序列的浮游有孔虫研究也证实了这一点。与冲绳海槽和南海北部的沉积物柱状样结果相比, 房殿勇 (1997) 对南海南部 17962 柱状样研究发现 *P. obliquiloculata* 变化表现出了相反的变化趋势, 即含量在冰期时高, 而间冰期时低 (房殿勇, 1997); 由于 17962 柱状样时间序列较短 (末次盛冰期以来), 未能对 *P. obliquiloculata* 在较早冰期旋回中的变化进行研究。近年来, 虽然有研究者陆续对南海南部长时间序列的沉积柱状样进行研究 (Jian et al., 2000 b; Li and Jian, 2001), 但仍没有涉及 *P. obliquiloculata* 的冰期旋回。

1999 年春大洋钻探 (ODP) 184 航次在南沙海区的 1143 站钻取了一系列高质量的岩心 (Wang et al., 2000), 并且建立了一条 5 Ma 以来高分辨率的氧同位素天文调谐年代标尺 (汪品先等, 2001; Tian et al., 2002)。本文对 1143 站 2.1 Ma 以来的 *P. obliquiloculata* 进行了研究, 着重探讨其在“中更新世革命” (MPR, ~0.9 Ma) (Pisias and Moore, 1981; Maasch, 1988) 前后冰期旋回的差异, 并参考前人的研究成果, 阐述引起差异的可能原因。

1 材料与方法

大洋钻探 (ODP) 1143 站位于南海南部深水区 (9°21.72'N, 113°17.11'E, 水深 2 772 m) (图 1), 在现代溶跃面 (3 000 m) 和碳酸盐补偿深度 (3 800 m) (Miao et al., 1994) 之上。该站共钻井 3 口, 合成深度为 510 m, 顶部 100 m 为绿灰色粘土, 富含钙质超微化石及有孔虫 (Wang et al., 2000)。本文选取了该站柱状样上端 9.4 m 的沉积物进行研究, 根据氧

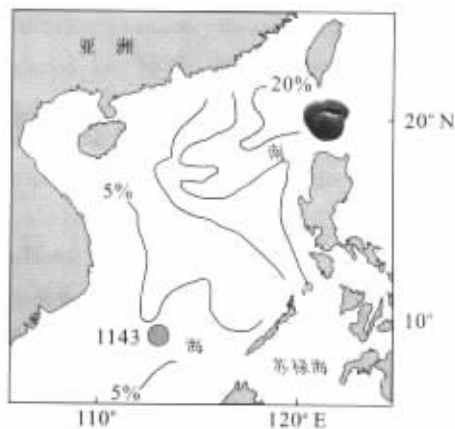


图 1 ODP1143 站位示意图

Fig. 1 Location of ODP Site 1143

图中曲线为南海表层沉积物中普林虫百分含量等值线 (据 Pflaumann and Jian, 1999)

同位素天文调谐年代标尺 (汪品先等, 2001; Tian et al., 2002) 可知应该揭示南海南部 2.1 Ma 以来的古海洋学演变历史。

本次工作以 10 cm 为间隔进行采样, 共获得 997 块样品, 时间分辨率约为 2 000 a。样品处理按微体古生物的标准方法处理。所采样品放在烘箱内置于 60 °C 温度以下烘干, 称重, 然后用自来水浸泡至样品全部散开, 用 63 μm 的筛子冲洗, 余下的部分再放入烘箱内在 60 °C 下烘干, 称重, 之后用 154 μm 的筛子干筛。选择大于 154 μm 的组分进行分样, 从中挑出 200 ~ 250 枚浮游有孔虫完整壳体, 进行鉴定, 并统计碎片个数。

在此基础上, 分别计算了 *P. obliquiloculata* 的百分含量、绝对丰度。为了解碳酸盐溶解作用对浮游有孔虫群面貌的影响, 利用 Le et al. (1995) 的方法计算了碎壳率; 并参照 Cullen (1981) 计算抗溶种 (RSP) 的百分含量, 计算 *P. obliquiloculata* 在 RSP 中所占的比例。其中忽略了浮游有孔虫壳体数少于 100 枚的样品 (共 79 个)。为了证实 *P. obliquiloculata*% 与 $\delta^{18}\text{O}$ 之间的相互关系在 MPR 前后的转变, 采用基于 Macintosh 系统的 ARAND 软件包 (Howell, 2001) 中的程序对两者分别在 0 ~ 0.85 Ma 和 0.85 ~ 2.1 Ma 2 个时间段上进行了交叉频谱分析和相位分析。

2 结果

ODP1143 站 2.1 Ma 以来的 *P. obliquiloculata* 的绝对丰度和相对丰度变化如图 2 所示。从氧同位素 21 期 (0 ~ 0.85 Ma) 开始, 也就是恰好在 MPR 之后,

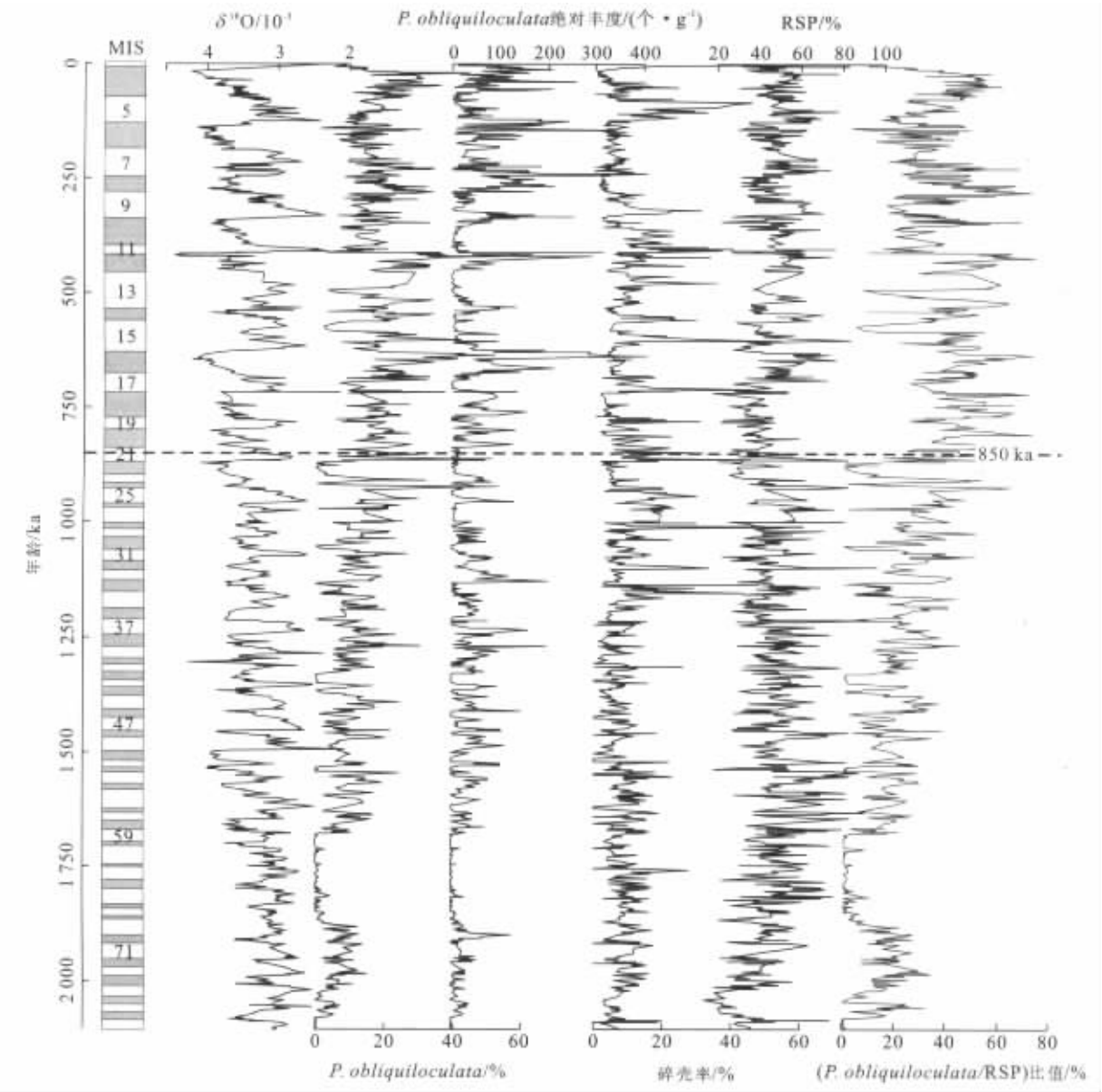


图 2 ODP1143 站普林虫相对和绝对丰度、碎壳率、抗溶种 (RSP) 百分含量、普林虫与抗溶种百分含量比值以及氧同位素曲线对比

Fig. 2 Downcore records of benthic $\delta^{18}\text{O}$ relative and absolute abundances of *P. obliquiloculata*, fragmentation%, RSP% and ratio of *P. obliquiloculata*/RSP (%)

无论是 *P. obliquiloculata* 的绝对丰度还是相对丰度都大致在冰期时高,间冰期时低,与 $\delta^{18}\text{O}$ 呈现出相反的变化趋势.特别是在氧同位素 2, 12, 16 三个比较大的冰期, *P. obliquiloculata* 的百分含量均在 40% 以上,在氧同位素 12 期甚至达到了 55.7%.与之相反,在 MPR 之前 *P. obliquiloculata* 的绝对丰度和百分含量均在冰期时低,间冰期高(图 2).

P. obliquiloculata% 与底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 的交叉频谱分析结果见表 1 和图 3.在 0 ~ 0.85 Ma 时间段内,两者在偏心率、斜率和岁差周期(只展示 23 ka

的周期成分)上强烈相关,相关系数分别为 0.76, 0.74 和 0.74,大大超过了 80% 置信度(0.66)的标准.在 0.85 ~ 2.1 Ma 间,上述两者只在斜率和岁差周期上相关,特别是在斜率周期上,二者的相关系数高达 0.85(表 1,图 3).

图 4 直观地展示了 *P. obliquiloculata*% 与冰量变化最小值(用 $-\delta^{18}\text{O}$ 表示)在偏心率、斜率以及岁差 3 个周期上的相位关系.姑且不论二者之间的超前与滞后,在 0 ~ 0.85 Ma 间,他们在 3 个轨道周

表 1 *P. obliquiloculata*%与底栖有孔虫氧同位素($\delta^{18}\text{O}$)之间交叉频谱分析和相位分析结果

Table 1 Results of cross spectral coherencies and phase relationships between *P. obliquiloculata*% and benthic $\delta^{18}\text{O}$ at ODP Site 1143

0~0.85 Ma						0.85~2.1 Ma			
偏心率		斜率		岁差(23 ka)		斜率		岁差(23 ka)	
<i>C</i>	<i>PS</i>	<i>C</i>	<i>PS</i>	<i>C</i>	<i>PS</i>	<i>C</i>	<i>PS</i>	<i>C</i>	<i>PS</i>
0.76	-157.2±21.6	0.74	153.9±22.7	0.74	176.1±22.6	0.85	6.9±13.5	0.67	-7.9±23.0

C. 相关系数; *PS*. 相位差(结果内“±”后面的数字为误差) 0~0.85 Ma 和 0.85~2.1 Ma 时间段内二者相关系数超过 80% 置信度的值分别为 0.66 和 0.55.

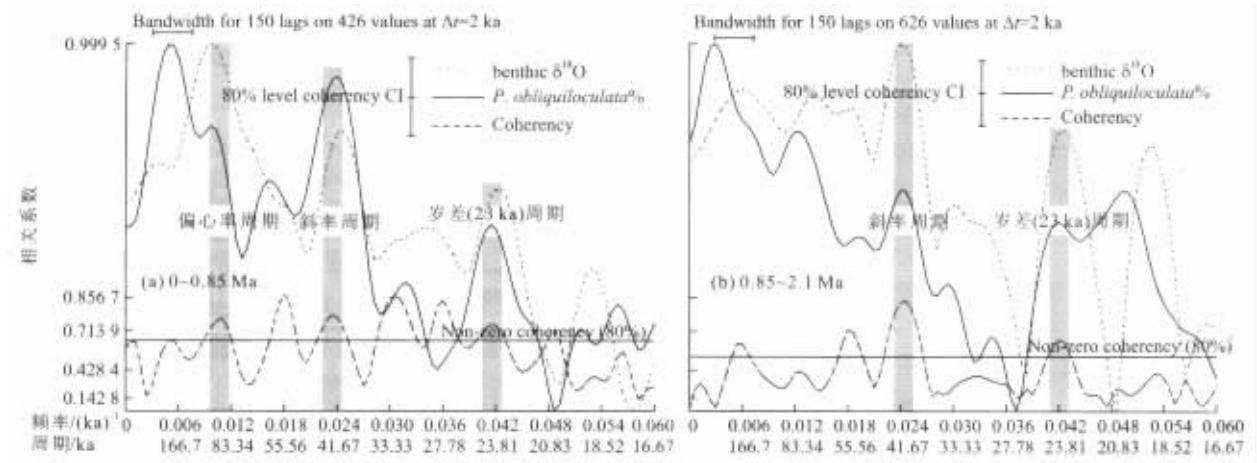


图 3 普林虫百分含量与底栖氧同位素交叉频谱分析

Fig. 3 Cross-spectral analysis between *P. obliquiloculata*% and $\delta^{18}\text{O}$ in two time intervals of 0~0.85 Ma (a) and 0.85~2.1 Ma (b)

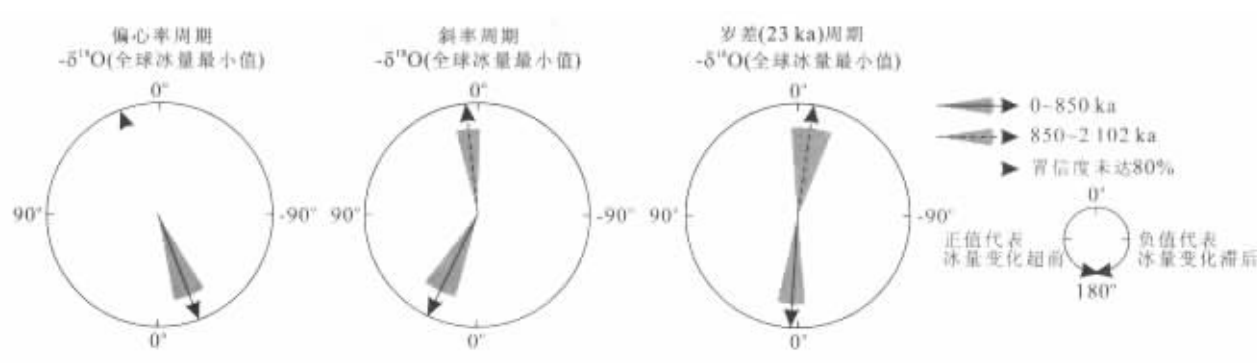


图 4 普林虫百分含量最大值与全球冰量最小值在地球轨道 3 个频率周期上的相位关系

Fig. 4 Phase analysis between *P. obliquiloculata*% and $-\delta^{18}\text{O}$ at 100, 41 and 23 ka bands

期上的相位差均接近 180° ,而 0.85~2.1 Ma 间 ,二者除了因在偏心率周期上的相关性未达 80% 的检验标准外 ,它们之间的相位差几乎为 0° .

3 讨论

P. obliquiloculata 相对丰度和绝对丰度(图 2) ,

及其相对丰度与冰量变化的替代指标 $\delta^{18}\text{O}$ 之间的频谱分析(图 3)和相位分析(图 4)都表明 :MPR 之前 *P. obliquiloculata* 在间冰期时含量高而冰期时低 ,而在 MPR 之后却表现出了相反的变化 .造成我们所见到的 *P. obliquiloculata* 冰期/间冰期变化的因素有很多 .下面将对绝对丰度和相对丰度进行分析 ,逐步剔除外部因素 ,还原生态环境因素影响下的

P. obliquiloculata 冰期/间冰期变化,并讨论其原因。

3.1 碳酸盐溶解作用和陆源物质输入的影响

浮游有孔虫的相对丰度不仅仅反映了其生活的上部水体环境的变化,如水温、盐度、营养水平等(Bé, 1977),而且还受其在沉降及被埋藏之前海水的碳酸盐溶解作用的影响(Cullen, 1981; Chen and Farrell, 1991),而沉积物中浮游有孔虫绝对丰度却受到其自身的生产力(决定于环境)、碳酸盐溶解以及陆源物质的稀释等作用的控制(Cullen and Prell, 1984)。因而,不论是相对丰度还是绝对丰度都与溶解作用有关。*P. obliquiloculata* 为一抗溶种(Bé, 1977; Thompson, 1981),地质历史中其他种的溶解很容易导致 *P. obliquiloculata* 丰度增加的假象,所以必须首先讨论海水碳酸盐溶解作用因素。

浮游有孔虫碎壳率(Le *et al.*, 1995)和抗溶种的含量(RSP%)(Cullen, 1981; Chen and Farrell, 1991)是讨论地质历史上溶解作用强弱变化的2个非常有效的指标。图2显示碎壳率和RSP%在整个讨论的时间范围内均在间冰期高,在相邻的冰期低。说明间冰期时溶解作用对浮游有孔虫的影响比较强烈,可能使得 *P. obliquiloculata* 这样的抗溶种的丰度相应地增加。在MPR之前 *P. obliquiloculata* 在间冰期时含量高很可能有溶解作用的影响因素在内。然而,对于MPR之后的 *P. obliquiloculata* 来,其百分含量和绝对丰度的冰期/间冰期变化趋势与上述溶解作用指标相反,指示在溶解作用较强的间冰期, *P. obliquiloculata* 的丰度很低,而在溶解作用相对较弱的冰期,其丰度却甚高(图2)。说明这段时间内,溶解作用应当不是影响 *P. obliquiloculata* 丰度变化的主要因素。

笔者采用Cullen(1981)的方法计算了 *P. obliquiloculata* 在抗溶解种中的含量,以剔除溶解作用的影响,突出生态环境因素(Cullen, 1981; Chen and Farrell, 1991)。计算结果显示,普林虫在抗溶种中百分含量(*P. obliquiloculata*/RSP, %)的冰期/间冰期变化趋势与其相对丰度和绝对丰度十分吻合(图2),应当指示MPR之后冰期时 *P. obliquiloculata* 的含量高,进而反映这时的环境很适合普林虫的生长。

P. obliquiloculata 在MPR之后冰期时的高生产力也反映在其绝对丰度变化上。上面提到绝对丰度除了取决于生产力和溶解作用外,陆源物质的稀释作用也是很重要的影响因素。冰期时南海虽变为半封闭海盆(Wang and Wang, 1990; 汪品先, 1990),但孢粉记录的南海南部的湿度没有变化(李逊和孙湘

君, 1999),这个时期河流的直接注入使得陆源物质输入比全新世(间冰期)高得多(黄维和汪品先, 1998)。因此,从某种程度上可以推测,MPR之后冰期时陆源物质输入相对增高的稀释作用并没有降低 *P. obliquiloculata* 的绝对丰度,进一步证实了 *P. obliquiloculata* 在冰期时的高生产力。

3.2 引起南海南部 *P. obliquiloculata* 冰期旋回转变的可能原因

P. obliquiloculata 虽为一热带种(Bé, 1977; Thompson, 1981),MPR之前间冰期时其相对冰期较高的丰度可能与此相关,然而却与其在MPR之后冰期时的高生产力相矛盾(图2),因此无法用与冰期/间冰期对应的海水表层温度的变化进行解释。

对赤道大西洋(Jones, 1967)、加勒比海(Prell and Damuth, 1978)以及赤道印度洋(Cullen and Drozler, 1990)的研究结果都显示,盐度可能是控制 *P. obliquiloculata* 分布的重要因素。事实上,南海东北部现代表层沉积物中 *P. obliquiloculata* 百分含量的舌状高值带(>20%)(Pflaumann and Jian, 1999; 徐建等, 2001)也很可能与高盐度有关。冬季在巴士海峡附近注入南海东北部的西太平洋海水(即黑潮)是南海表层海水盐度的唯一来源(Shaw and Chao, 1994),并在此形成一盐度 $>33.5 \times 10^{-3}$ 的舌状梯度带,这些高盐度的海水在南海向南运移的过程中逐渐被河流和降雨注入的淡水混合、稀释(Pflaumann and Jian, 1999)。 *P. obliquiloculata* 在南海表层沉积物中的分布恰好与此相吻合(Pflaumann and Jian, 1999; 徐建等, 2001)。因此,南海南部现代表层沉积物中低的 *P. obliquiloculata* 丰度可能与高盐度的西太平洋表层海水的影响较弱有关。

印度洋东北部的ODP 758站(5°23'N 90°22'E, 水深2 924 m), *P. obliquiloculata* 在许多时期(比如氧同位素3, 14, 21期)的丰度特别高,是其在印度洋现代表层沉积物中的含量无法比拟的,而只与热带西太平洋的具有可比性(Chen and Farrell, 1991)。Cullen and Prell(1984)将印度洋北部与其他热带海区表层沉积物中的浮游有孔虫进行对比后发现, *P. obliquiloculata* 在西太平洋最为丰富,并认为其在苏门答腊岛附近的印度洋海域异常高的丰度可能是受到了热带太平洋浮游有孔虫群的影响。鉴于此,Chen and Farrell(1991)假设相似的浮游有孔虫群反映相似的生活环境,将ODP 758站几个 *P. obliquiloculata* 高丰度时期的古海洋环境与现代热带西太平洋联系起来,并认为这几个时期印度洋与太平洋的海水交换加强。

南海南部 ODP1143 站 MPR 之后冰期时的 *P. obliquiloculata* 与印度洋 ODP 758 站的情况非常相似,丰度多在 20% 以上,与现代表层 <5% 的丰度形成强烈反差;MPR 之前,只在少数几个间冰期超过 20% (图 2)。与 ODP1143 站同样位于南海南部但稍偏北的 17957 站 (10°53.9'N, 115°18.3'E, 水深 2 195 m),其 *P. obliquiloculata* 百分含量相对低得多,可能是由于该站较 ODP1143 站浅得多,浮游有孔虫保存较好 (碎壳率 < 10%) (Jian *et al.*, 2000b),其他种特别是易溶种的良好保存压制了 *P. obliquiloculata* 的百分含量所致。南海北部的 ODP1146 站 (19°27.4'N, 116°16.37'E, 水深 2 092 m),即使是考虑其因水深较 ODP1143 站浅,溶解作用可能相对也弱的因素在内,*P. obliquiloculata* 无论是 MPR 之前还是之后,只可能会在间冰期的时候超过 20%;17940 站 (20°07'N, 117°23'E, 水深 1 727 m) (Pflaumann and Jian, 1999) 的情况也可能如此 (图 5)。

在南海附近的其他海区,*P. obliquiloculata* 的百分含量只在热带西太平洋地区的表层沉积中超过 20% (Pflaumann and Jian, 1999),而在印度洋现代

表层沉积物中却非常低 (Bé, 1977; Cullen and Prell, 1984)。参照 Chen and Farrell (1991) 的假设,相似地,笔者推测 MPR 之后南海南部 ODP1143 站冰期时丰富的 *P. obliquiloculata* 也很可能与热带西太平洋相似性质的海水有关;而间冰期时低丰度的 *P. obliquiloculata* 可能是受印度洋低盐度海水的影响。

综上所述,ODP1143 站 *P. obliquiloculata* 在冰期旋回中的表现以及在 MPR 前后的转变可能是由于海水盐度的变化,或者是南海南部冰期/间冰期时不断改变与印度洋和太平洋海水的交换造成,抑或二者兼而有之。MPR 之后冰期时海平面的降低,一方面冰量扩大和降雨量减少使得海水盐度增加,另一方面也可能切断了南海南部与印度洋之间海水的联系。间冰期时,海平面上升,南海南部就如同现在这样可以与印度洋之间自由地进行海水交换,盐度较低的印度洋海水很可能压制了 *P. obliquiloculata* 的生长。而在 MPR 之前,南海南部无论是在冰期还是间冰期都能够与印度洋和太平洋联系。当然,这个推测还有待于 MPR 之后海平面变化的幅度,以及南海南部构造演化的证实。

另外,ODP1143 站 *Florisphaera profunda* 指示的

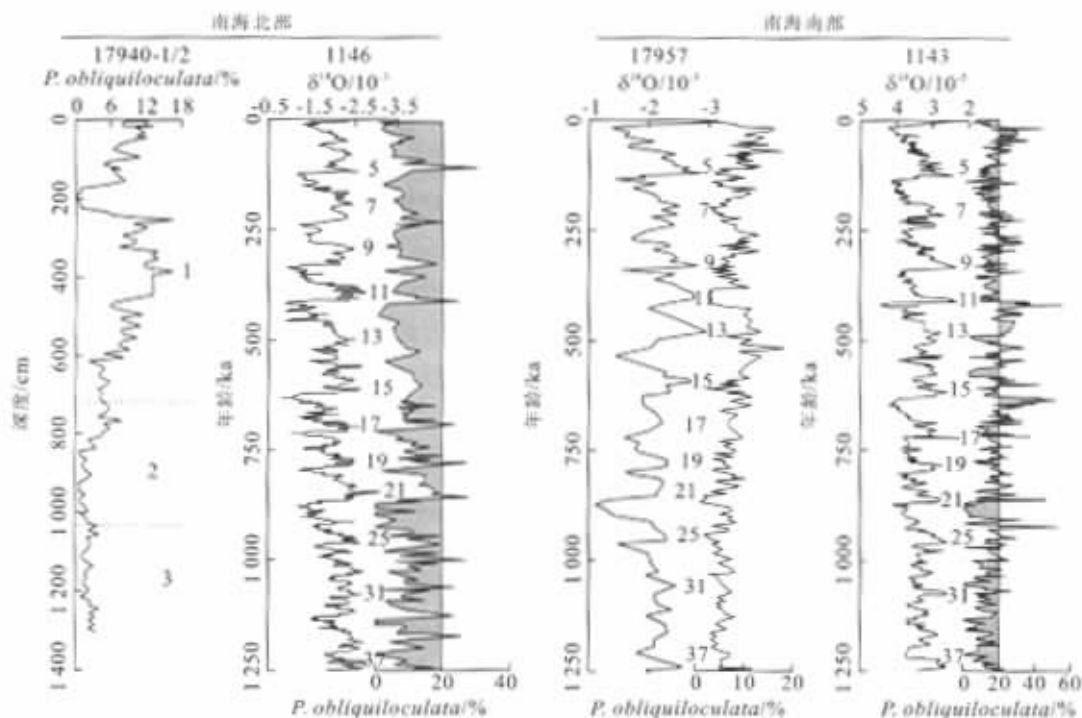


图 5 南海南部和北部普林虫百分含量冰期旋回对比 (17940 站资料来源于 Pflaumann and Jian, 1999; 1146 站 $\delta^{18}\text{O}$ 数据来自 Clemens and Prell, 待刊; 17957 站资料引自 Jian *et al.*, 2000b; 1143 站 $\delta^{18}\text{O}$ 数据来自汪品先等, 2001 和 Tian *et al.*, 2002)

Fig. 5 Downcore comparison of *P. obliquiloculata*% from northern and southern SCS (data of Core 17940 from Pflaumann and Jian, 1999; $\delta^{18}\text{O}$ of ODP Site 1146 from Clemens and Prell, in press; data of Core 17957 from Jian *et al.*, 2000b; $\delta^{18}\text{O}$ of ODP Site 1143 from Wang *et al.*, 2001 and Tian *et al.*, 2002)

海水上层结构在 MPR 后也发生了重要的变化(刘传联和成鑫荣, 2001)。MPR 之后, 冰期时各种原因导致的海水上层结构变化很可能在南海南部形成与热带西太平洋相似的海水环境, 迎合了 *P. obliquiloculata* 的喜好。

4 结论

南海南部 ODP1143 站上部 99.4 m 的沉积物记录了 2.1 Ma 以来的 *P. obliquiloculata* 冰期旋回序列。在 MPR 之前 *P. obliquiloculata* 丰度在间冰期时高而冰期时低, 而 MPR 之后却在冰期时高, 与南海北部和冲绳海槽的截然相反。 *P. obliquiloculata*% 与代表冰量变化的底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 之间的交叉频谱分析和相位分析证实了 ODP1143 站 *P. obliquiloculata* 冰期旋回在 MPR 前后的这一重要转变。 *P. obliquiloculata* 在 MPR 之后冰期时高的含量可能与盐度以及南海南部与印度洋之间的海水交换被切断有关, 海水上层结构的变化也是一重要的影响因素。而在 MPR 之前, 南海南部可以与印度洋和太平洋自由进行海水交换。

致谢 澳大利亚 Adelaide 大学李前裕博士和同济大学田军博士参与讨论, 并提出宝贵意见, 大洋钻探计划(ODP)提供研究样品, 特此致谢。

References

Bé, A. W. H., 1977. An ecological, zoogeographical and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: Ramsay, A. T. S., ed., *Oceanic micropaleontol.* Academic Press, London, 1: 1–100.

Chen, M., Farrell, J., 1991. Planktonic foraminifer faunal variations in the northeastern Indian Ocean: A high-resolution record of the past 800 000 years from site 758. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 121: 125–140.

Clemens, S., Prell, W., 2003. Data report: Preliminary oxygen and carbon isotopes from site 1146, northern South China Sea. In: Wang, P. X., Prell, W. L., Blum, P., et al., eds., *Proc. ODP Sci. Res.*, 184: College Station, TX (Ocean Drilling Program) (in press).

Cullen, J. L., 1981. Microfossil evidence for changing salinity patterns in the Bay of Bengal over the last 20 000 years. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 35: 315–356.

Cullen, J. L., Droxler, A. W., 1990. Late Quaternary variations

in planktonic foraminifer faunas and pteropod preservation in the equatorial Indian Ocean. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 115: 579–588.

Cullen, J. L., Prell, W. L., 1984. Planktonic foraminifera of the northern Indian Ocean: Distribution and preservation in surface sediments. *Mar. Micropaleontol.* 9: 1–52.

Fang, D. Y., 1997. Sedimentological and paleoceanographic changes in the southern South China Sea since the last glacial stage: Taking core 17962 as an example (Dissertation). Shanghai: Tongji University (in Chinese with English abstract).

Howell, P., 2001. ARAND time series and spectral analysis package for the Macintosh, Brown University. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series #2001–044. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder, Colorado, USA.

Huang, W., Wang, P. X., 1998. A quantitative approach to deep-water sedimentation in the South China Sea: Changes since the last glaciation. *Science in China (Series D)*, 41(2): 195–201 (in Chinese).

Jian, Z. M., Saito, Y., Wang, P. X., et al., 1998. The shift of Kuroshio axis over the last 20 000 years. *Chinese Science Bulletin* 43(12): 1053–1056 (in Chinese with English abstract).

Jian, Z. M., Wang, P. X., Saito, Y., et al., 2000a. Holocene variability of the Kuroshio current in the Okinawa trough, northwestern Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letter*, 184: 305–319.

Jian, Z. M., Wang, P. X., Chen, M., et al., 2000b. Foraminiferal responses to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea. *Paleoceanography*, 15(2): 229–243.

Jones, J. I., 1967. Significance of distribution of planktonic foraminifera in the equatorial Atlantic undercurrent. *Micropaleontology*, 13(4): 489–501.

Le, J., Mix, A. C., Shackleton, N. J., 1995. Late Quaternary paleoceanography in the eastern equatorial Pacific Ocean from planktonic foraminifera: A high-resolution record from site 846. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 138: 675–693.

Li, B. H., Jian, Z. M., 2001. Evolution of planktonic foraminifera and thermocline in the southern South China Sea since 10 Ma (ODP–184, Site 1143). *Science in China (Series D)*, 44(10): 889–896 (in Chinese).

Li, B., Jian, Z., Wang, P., 1997. *Pulleniatina obliquiloculata* as a paleoceanographic indicator in the southern Okinawa

- trough during the last 20 000 years. *Mar. Micropaleontol.* , 32 : 59 – 69.
- Li X. , Sun X. J. , 1999. Palynological records since last glacial maximum from a deep sea core in southern South China Sea. *Quaternary Sciences* , 6 : 526 – 535 (in Chinese with English abstract).
- Liu C. L. , Cheng X. R. , 2001. Exploring variations in upper ocean structure for the last 2 Ma of the Nansha area by means of calcareous nannofossils. *Science in China (Series D)* 44(10) : 905 – 911 (in Chinese).
- Maasch K. A. , 1988. Statistical detection of the mid-Pleistocene transition. *Climate Dynamics* 2 : 133 – 143.
- Miao Q. , Thunell R. C. , Anderson D. M. , 1994. Glacial-Holocene carbonate dissolution and sea surface temperatures in the South China and Sulu seas. *Paleoceanography* 9 (2) : 269 – 290.
- Pflaumann U. , Jian Z. , 1999. Modern distribution patterns of planktonic foraminifera in the South China Sea and western Pacific : A new transfer technique to estimate regional sea-surface temperatures. *Marine Geology* , 156 : 41 – 83.
- Pisias N. G. , Moore T. C. Jr. , 1981. The evolution of Pleistocene climate : A time series approach. *Earth Planetary Science Letter* 52 : 450 – 458.
- Prell W. L. , Damuth J. E. , 1978. The climate-related diachronous disappearance of *Pulleniatina obliquiloculata* in late Quaternary sediments of the Atlantic and Caribbean. *Marine Micropaleontology* 3 : 267 – 277.
- Shaw P. , Chao S. , 1994. Surface circulation in the South China Sea. *Deep-Sea Research I* . 41(11/12) : 1663 – 1683.
- Thompson P. R. , 1981. Planktonic foraminifera in the western north Pacific during the past 150 000 years : Comparison of modern and fossil assemblages. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 35 : 241 – 279.
- Tian J. , Wang P. X. , Cheng X. , et al. , 2002. Astronomically tuned Plio-Pleistocene benthic $\delta^{18}\text{O}$ record from South China Sea and Atlantic-Pacific comparison. *Earth and Planetary Science Letter* 203 : 1015 – 1029.
- Ujiié H. , Ujiié Y. , 1999. Late Quaternary course changes of the Kuroshio current in the Ryukyu arc region , northwestern Pacific Ocean. *Marine Micropaleontology* 37 : 23 – 40.
- Wang J. , Wang P. X. , 1990. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea : Glacial-interglacial contrasts in an enclosed basin. *Paleoceanography* 5(1) : 77 – 90.
- Wang P. X. , 1990. The ice-age China sea—Status and problems. *Quaternary Sciences* 2 : 111 – 124 (in Chinese with English abstract).
- Wang P. X. , Prell W. L. , Blum P. et al. , 2000. Proceedings of the ODP Initial Reports 184. Ocean Drilling Program , Texas A&M University , College Station , 1 – 103[CD – ROM].
- Wang P. X. , Tian J. , Cheng X. R. , 2001. Transition of Quaternary glacial cyclicity in deep-sea records at Nansha , the South China Sea. *Science in China (Series D)* 44(10) : 926 – 933 (in Chinese).
- Wang P. X. , Zhang J. , Min Q. , 1985. Distribution of foraminifera in surface sediments of the East China Sea. In : Wang , P. X. , et al. , eds. Marine micropaleontology of China. China Ocean Press and Springer Verlag , Beijing : 34 – 69.
- Xu J. , Huang B. Q. , Chen R. H. , et al. , 2001. Distribution of foraminifera in surface sediments of northeastern South China Sea and its environmental implications. *Journal of Tropical Oceanography* , 20(4) : 6 – 13 (in Chinese with English abstract).
- Xu X. , Oda M. , 1999. Surface-water evolution of the eastern East China Sea during the last 36 000 years. *Marine Geology* , 156 : 285 – 304.

附中文参考文献

- 房殿勇 , 1997. 南海南部末次冰期以来沉积与古海洋变迁——以 17962 柱样为例. 上海 : 同济大学.
- 黄维 , 汪品先 , 1998. 末次冰期以来南海深水区的沉积速率. 中国科学(D 辑) 28(1) : 13 – 17.
- 翦知湑 , Saito Yoshiki , 汪品先 , 等 , 1998. 黑潮主流轴近两年来的位移. 科学通报 43(5) : 532 – 535.
- 李保华 , 翦知湑 , 2001. 南沙深海区近 10 Ma 来浮游有孔虫群及海水温跃层演变. 中国科学(D 辑) 31(10) : 840 – 845.
- 李逊 , 孙湘君 , 1999. 南海南部末次冰期以来的孢粉记录及其气候意义. 第四纪研究 6 : 526 – 535.
- 刘传联 , 成鑫荣 , 2001. 从超微化石看南沙海区近 2 Ma 海水上层结构的变化. 中国科学(D 辑) 31(10) : 834 – 839.
- 汪品先 , 1990. 冰期时的中国海——研究现状与问题. 第四纪研究 2 : 111 – 124.
- 汪品先 , 田军 , 成鑫荣 , 2001. 第四纪冰期旋回转型在南沙深海的记录. 中国科学(D 辑) 31(10) : 793 – 799.
- 徐建 , 黄宝琦 , 陈荣华 , 等 , 2001. 南海东北部表层沉积中有孔虫的分布及其环境意义. 热带海洋学报 20(4) : 6 – 13.