

南海西南部晚更新世 500 ka 以来的古海洋学特征

郑 范¹, 李前裕^{2,3}, 陈木宏¹, 邵 磊², 乔培军², 成鑫荣², 向 荣¹

1. 中国科学院南海海洋研究所, 广东广州 510301

2. 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

3. 澳大利亚阿德莱德大学地球与环境科学学院, 阿德莱德 SA5005

摘要: 对湄公河口外 MD01-2392 孔浮游有孔虫的定量分析, 并采用 FP-12E 转换函数、MAT 现代类比法及温跃层转换函数的计算, 结合氧同位素分析结果, 揭示了南海南部晚更新世近 500 ka 以来的古海洋学演化特征。发现冰期 MIS12、MIS8、MIS2-4 冬季表层水温明显高出相邻的间冰期, 特别是间冰期 MIS9、MIS5、MIS1 表层水温都较低。温跃层在 MIS5 与 MIS1 最浅, MIS9 其次。主要表现在浮游有孔虫深层高营养种的含量增高, 表明上升流增强。间冰期的低水温很可能主要是由于上升流影响所致, 当然表层盐度由于多雨而降低也可能影响到间冰期的水温估算。冰期时较高的表层水温, 喜暖高盐型次表层种 *Pulleniatina obliquiloculata* 的大量繁殖, 说明冰期时南部海区受来自北部强冬季风的制约使上升流活动减弱, 海平面降低后与邻区通道的关闭也造成水体置换明显减弱, 可能有淡水盖层发育, 最终导致上层海水分层增强和冬季表层水温保持相对较高。晚更新世时期的南海南部由于冰期低海平面造成半封闭的海盆环境和季风变化, 是影响其浮游有孔虫对冰期旋回响应与北部和开放大洋不同的根本原因。

关键词: 更新世; 冰期旋回; 浮游有孔虫; 古水温; 季风; 南海; MD01-2392 孔。

中图分类号: P53

文章编号: 1000-2383(2005)05-0534-09

收稿日期: 2005-05-17

Late Pleistocene Paleoceanographic Characteristics of the Southwestern South China Sea since 500 ka

ZHENG Fan¹, LI Qian-yu^{2,3}, CHEN Mu-hong¹, SHAO Lei², QIAO Pei-jun², CHENG Xin-rong², XIANG Rong¹

1. South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China

2. State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China

3. School of Earth and Environmental Sciences, University of Adelaide, Adelaide SA5005, Australia

Abstract: Planktonic foraminifera from IMAGES core MD01-2392 near the mouth of the Mekong River were quantitatively studied. Together with SST and thermocline analyses, the faunal results reveal major evolutionary paleoceanographic characteristics in the southwestern South China Sea over the last 500 ka. A higher winter SST was found for glacial periods, especially MIS12, MIS8 and MIS2-4, while interglacials including MIS9, MIS5 and MIS1 with a relatively low SST were documented. As marked by a high abundance of the nutrient-loving, deep dwelling species, the thermocline reached its shallowest depths during MIS5 and MIS1, followed by MIS9, indicating that the estimated low SST for interglacials was due to stronger upwelling. The relatively low estimated SST, however, may also have been influenced by low salinity due to frequent and stronger rainfall during interglacials which was not considered in the SST calculation. The relatively high winter SST during glacial periods favored the prolific growth of *Pulleniatina obliquiloculata*, a subsurface species preferring warm and saline environments. This implies that during glacial periods, upwelling in the southern South China Sea was suppressed by a winter monsoon flowing from the north, and water exchange weakened substantially because inter-basin passages were shut

基金项目: 国家重大基础研究计划(G2000078500); 中国科学院知识创新项目(KZCX3-SW-220); 国家自然科学基金项目(Nos. 4999560; 40476030)。

作者简介: 郑范(1955-), 女, 助理研究员, 主要从事海洋微体古生物研究。E-mail: zhf@scsio.ac.cn

down during sea level lowstands and the possible development of a freshwater cap, subsequently leading to stronger stratification in the upper water column and the retention of a relatively warmer SST during glacial winters. The main reason why the response of planktonic foraminifera to Late Pleistocene glacial cycles in the southern South China Sea differs from the northern part and open oceans is likely to be because of the semi-enclosed sea basin and monsoon variability during glacial periods.

Key words: Pleistocene; glacial cycle; planktonic foraminifera; paleo-SST; monsoon; South China Sea; MD01-2392.

0 引言

南海是西太平洋的典型边缘海,其南部海区大部分位于赤道西太平洋——东印度洋暖池的中间过渡区,处于 28°C 等温线范围内,因此是研究西太暖池气候变化的理想场所。近年来随着南海古海洋学研究的进展,建立了多条南海地层与古环境剖面,特别是研究了晚第四纪以来表层水温变化所反映的西太平洋暖池边缘区的气候旋回与驱动机制(汪品先等, 1996; 赵泉鸿和汪品先, 1999; Wang *et al.*, 1999; Jian *et al.*, 2000; Xu *et al.*, 2005)。由于南海的地形特殊,其表层海水的温度、盐度、生产力、海流格局等均受到东亚季风的影响,每年在 6~9 月夏季风盛行时,大量热带海水自南经马六甲海峡向北流入南海,并在越南岸外形成上升流。由西太平洋赤道暖流演化而来的黑潮在向北流动时,有一股支流通过巴士海峡向西流入南海,对南海北部海区的水文条件以及整个南海的海流格局都产生很大的影响(图 1)。夏季的南海从南到北的表层水温几乎都处于 $28\sim 29^{\circ}\text{C}$ 的变化范围。在冬季风盛行的 10~3 月间,表层海水主要由北向南流动,并在吕宋岛西北部岸外和南部的巽他陆架两地形成上升流(Shaw *et al.*, 1996; Liu *et al.*, 2002), 冬季表层水温也普遍下降至南部的 $26\sim 27^{\circ}\text{C}$ 和北部的 $24\sim 25^{\circ}\text{C}$ (Liu *et al.*, 2004)。南部海区的有孔虫、孢粉以及粘土矿物记录表明,湄公河流域至南海在间冰期盛行夏季风,而冰期主要受冬季风影响(Wang and Wang, 1990; Wang *et al.*, 1999; Wang *et al.*, 2001; Sun *et al.*, 2003; 刘志飞等, 2004)。究竟晚更新世的冰期旋回对南海南部海区浮游生物的影响有多大? 这些影响反映在冬季风增强使南海南部和邻近海区与西太暖池的关系变得不明显还是在其他方面? 冰期时南海南部的半封闭状况究竟改变了哪些水文格局和生物分布特征? 本文试图通过分析湄公河口岸外 MD01-2392 孔曾经生活于表层海水的浮游有孔虫的演化,揭示南海南部海区晚更新世上部海洋环境的变化,同时探讨季风在冰期旋回的影响

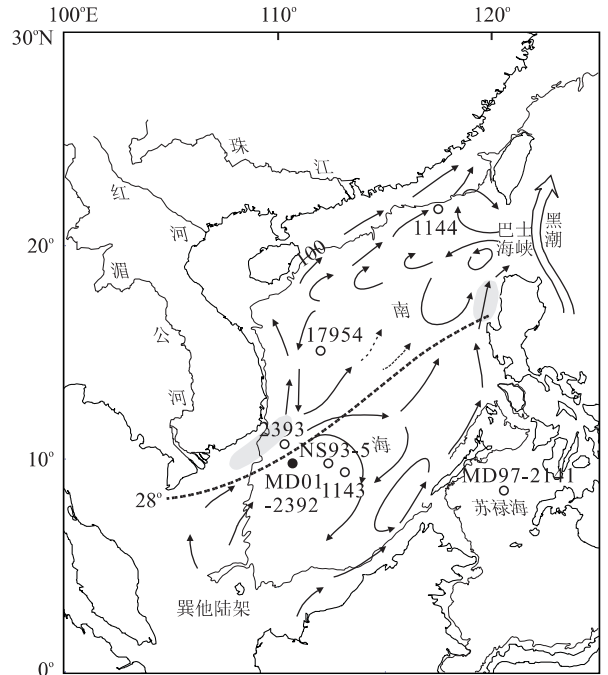


图 1 MD01-2392 和邻区有关钻孔的站位

Fig. 1 Location map, showing MD01-2392 and other site localities

虚线为 28°C 温度线; 阴影部分为现代上升流区域, 箭头为夏季海流影响程度以及西太暖池盛衰在南海南部的反映。

1 材料与分析

MD01-2392 孔($110^{\circ}12.64'E, 09^{\circ}51.13'N$)位于南海南部湄公河三角洲岸外,水深 1 966 m,柱长 43.2 m,在西太平洋暖池 28°C 等温线附近(图 1),是研究西太平洋边缘海高沉积速率区晚第四纪高分辨率古海洋学演化过程的良好材料。取样间隔: $3\sim 1\ 603\text{ cm}$ 是每隔 5 cm 取一个样品, $1\ 603\text{ cm}$ 以下是每隔 $10\sim 20\text{ cm}$ 取样,同步进行氧同位素和浮游有孔虫分析。共鉴定有孔虫 454 块样品, $1\ 603\text{ cm}$ 以上平均分辨率为 0.4 ka , $1\ 603\text{ cm}$ 以下为 2.3 ka 。样品采用标准的微体古生物方法进行处理,把采集的样品置于温度控制在 $<80^{\circ}\text{C}$ 的烘箱进行烘干、称重,在不加任何化学分散剂的情况下用自来水浸泡数

天,经 0.063 mm 孔径不锈钢筛冲洗,烘干,称重等,在 >0.154 mm 粒级中选取浮游有孔虫(不少于 300 个体,平均 520 枚)进行分类统计,并运用转换函数 FP12-E (Thompson, 1981) 和 SIMMAX 现代类比法 (Pflaumann and Jian, 1999) 计算出古水温,运用温跃层转换函数 (Andreasen and Ravelo, 1997) 计算出温跃层深度. 同时挑出 20 枚大小在 0.3~0.35 mm 的 *G. ruber* 个体,在同济大学海洋地质国家重点实验室进行同位素测试.

2 年龄框架

MD01-2392 柱年龄采用同位素形态对比法,根据所得氧同位素曲线与标准曲线对比,再结合若干浮游有孔虫生物和火山灰沉积时间面划定氧同位素期 MIS(图 2). 本研究采用的对比曲线主要是南海北部 ODP1144 的结果 (Bühring *et al.*, 2004), 原因是该曲线年代结合了国际上最新的资料,并且伴有一些实际测年数据. 在南海常用来划分晚更新世地层的粉红色 *G. ruber* 的初现面在 MIS11 期(距今约 420 ka),末现面在 MIS5e(距今约 125 ka) (李保华等, 2001; Bühring *et al.*, 2004; Li *et al.*, 2005). 粉红色 *G. ruber* 含量 $>2\%$ 在本柱主要出现于 1 653~

3 703 cm 段,年龄应为 125~420 ka. 另外, *G. conglomerata* 在南海南部主要集中出现在 MIS5 *G. ruber* 末现面之上(涂霞等, 2000; 李保华等, 2001), 其含量高达 20%, 见于 1 470 cm, 估算年龄 98 ka. 1 218~1 253 cm 段发现大量的火山灰, 据对比属于北印度洋地区发生在 MIS4/5 分界、年龄约为 71 ka 的 Toba 火山沉积(陈木宏等, 2000; Schulz *et al.*, 2002). 因此, 浮游有孔虫氧同位素曲线指示 MD01-2392 柱沉积物代表 MIS 1 至 13 上部, 孔底部年龄约为 480 ka (图 2). 同位素曲线可跟其他海区对比, 反映了近 500 ka 来南海南部冰期-间冰期旋回的主要趋势.

3 结果与讨论

3.1 主要浮游有孔虫含量

大于 0.063 mm 粒级的粗组分主要由有孔虫、放射虫、翼足类等微体生物组成. 浮游有孔虫丰度和粗组分含量除 3 个峰值分别反映 Toba 火山灰层和末次盛冰期有 2 次大量的陆源碎屑注入外, 2 条曲线变化趋势基本一致. 而有孔虫的丰度变化也和 CaCO_3 的含量变化相似, 都是在间冰期高、冰期低, 属于“大西洋型”碳酸盐旋回(图 3). 主要浮游有孔虫类型是热带暖水种和广温暖水种(总量高达 50%), 包括 *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides ruber*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globorotalia menardii*, *Globoquadrina conglomerata*. 广温种含量次之, 可达 40%, 主要有 *Orbulina universa*, *Neogloboquadrina dutertrei*; 凉水种含量低, 如 *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina pachyderma*, *Globorotalia inflata* 大都在 10% 以下(图 3). 常见的暖水种和广温暖水种基本上是间冰期时含量高, 冰期含量低, 特别是热带暖水种 *G. menardii* 与 *G. conglomerata* 在全新世和 MIS5 期呈峰值增长, 而 *Globigerinita glutinata* 却在 MIS 1, 9 和 11 含量较多. 温凉水种 *N. pachyderma*, *G. inflata*, *G. bulloides* 则在盛冰期含量最多; 一些温水种如 *O. universa*, *Globorotalia crassaformis* 也反映出冰期高、间冰期低的现象. 这些都说明, MD01-2392 孔的浮游有孔虫对冰期-间冰期的响应总体上是一致的. 在不同单种之间也存在类似的特征, 如热带表层暖水种 *G. sacculifer* 与广温型表层暖水种 *G. ruber* 的比值, 和温暖型次表层至深层水种 *G. menardii* 与温凉型次表层至深层水种 *Globorotalia inflata* 的比值, 都在间冰期显示出明显的峰值

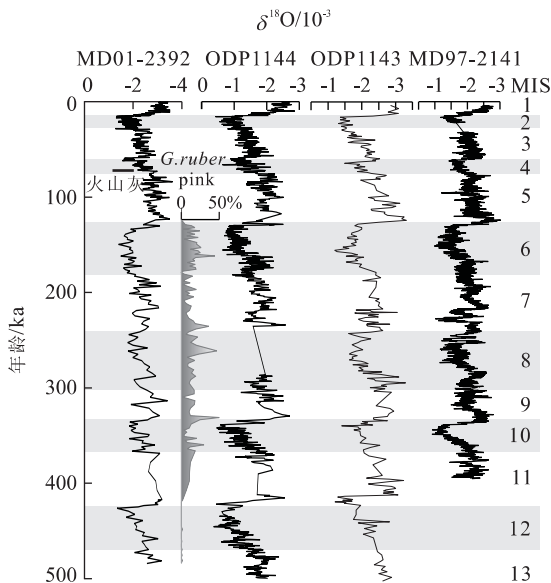


图 2 MD01-2392 孔氧同位素分期与邻近海区结果对比

Fig. 2 $\delta^{18}\text{O}$ results for MD01-2392, as compared to other records from neighboring sea areas

ODP 1144 孔据 Bühring *et al.* (2004); ODP 1143 孔据 Tian *et al.* (2002); MD97-2141 孔据 Oppo *et al.* (2003)

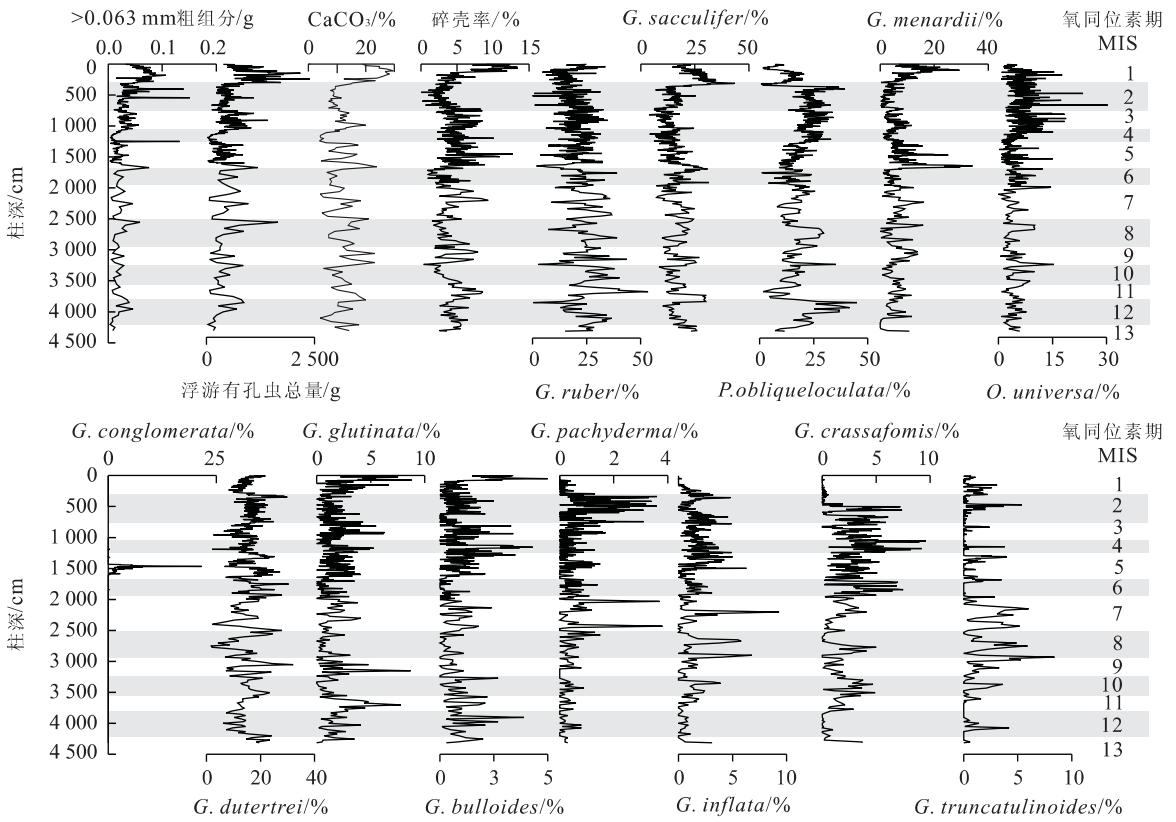


图 3 主要浮游有孔虫含量、粗组分与碎壳率

Fig. 3 Percentage content, coarse fraction (>0.063 mm) and test fragmentation of main planktonic foraminifera

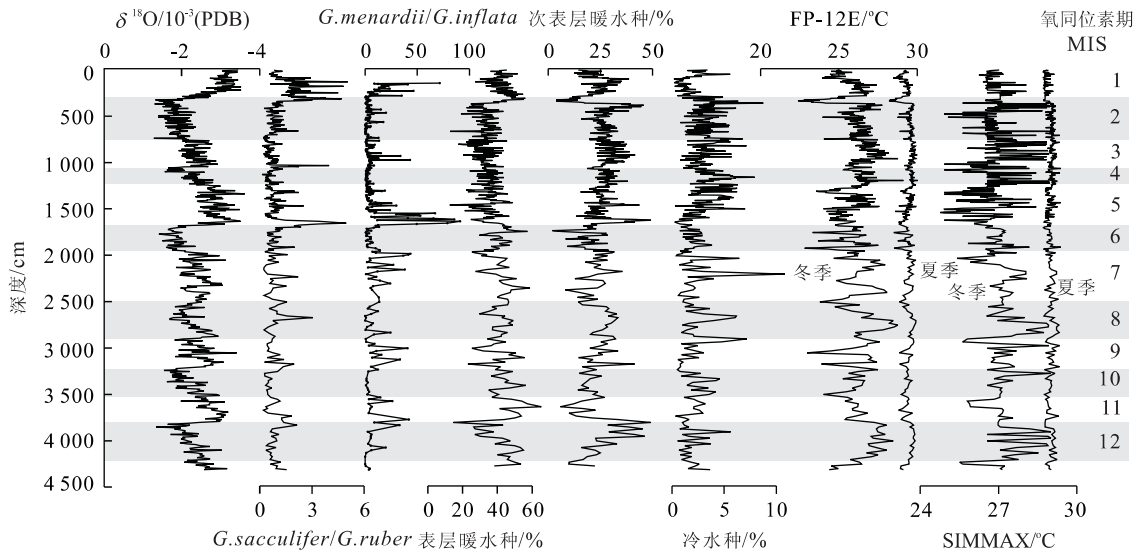


图 4 估算的古水温与有孔虫比值及表层暖水种、次表层暖水种、冷水种与氧同位素对比

Fig. 4 The estimated paleo-SST, species ratios, relative abundance of warm-water, surface- and subsurface-dwelling species and cool to cold water species, as compared to $\delta^{18}\text{O}$ results

表层暖水种包括 *G. sacculifer*, *G. globobatus*, *G. ruber*; 次表层暖水种包括 *G. menardii*, *G. tumida*, *G. aequilateralis*, *G. conglomerata*, *P. obliquiloculata*, 冷水种包括 *G. inflata*, *N. pachyderma*, *G. quinqueloba*, *G. bulloides*

(图 4). 而典型的高盐暖水种 *P. obliquiloculata* 却是在冰期含量高, 间冰期低, 这种现象也见于南沙海

表 1 MD01-2392 的表层水古温度与温跃层深度

Table 1 The estimated SST and thermocline depth for MD01-2392

MIS	冬季范围/ C	季节范围/ C	差值/ C	冬季平均/ C	夏季平均/ C	年平均/ C	最浅温跃层/ m	最深温跃层/ m	平均温跃层/ m
1	23.93~27.42	2.48~4.64	1.80	25.78	29.26	27.52	97.1	182.9	143.5
2	22.38~27.78	2.03~5.83	3.80	25.9	29.42	27.66	141.6	212.8	184.2
3	26.13~28.78	1.17~5.09	3.92	26.75	29.68	28.21	138.9	212.7	173.2
4	25.31~29.13	0.92~3.08	2.16	26.52	29.63	28.10	162.6	210.8	178.5
5	23.54~27.59	2.34~5.49	3.15	25.63	29.45	27.54	86.0	186.3	151.6
6	22.82~27.02	2.56~5.71	3.15	25.4	29.21	27.30	94.1	207.2	165.8
7	23.78~28.09	1.42~5.08	3.66	26.27	29.48	27.88	129.3	192.9	159.7
8	24.74~28.55	1.25~4.38	3.13	26.78	29.62	28.20	118.5	185.0	157.6
9	22.97~27.44	2.0~5.9	3.90	25.68	29.32	27.50	125.1	192.1	143.3
10	24.03~27.51	1.94~4.95	3.01	25.98	29.37	27.68	157.8	179.9	169.5
11	25.38~27.29	2.28~3.98	1.70	26.07	29.25	27.66	143.8	209.9	177.4
12	26.77~28.47	1.4~2.83	1.43	27.46	29.72	28.59	134.6	218.6	183.9

表层水温计算应用 FP-12E 转换函数(Thompson, 1981),温跃层深度计算应用温跃层转换函数(Andreasen and Ravelo, 1997).

区其他钻孔,包括 NS93-5、17962 和 ODP 1143 (Andreasen and Ravelo, 1997; 涂霞等,2000;徐建等,2004;Xu *et al.*, 2005),但完全不同于该种在南海北部、苏禄海以及其他海区的记录(Li *et al.*, 1997, 2005; Jian *et al.*, 2000; Xu *et al.*, 2005). 究竟什么原因引起 *P. obliquiloculata* 在南海南部的分布与其他地方不同呢?笔者将在下面详细讨论.

3.2 表层古水温

采用 FP-12E 和 SIMMAX 法计算出的古水温结果都显示 MIS2-4、MIS8 和 MIS12 期水温比邻近的间冰期要高(表 1,图 4),这显然与南海南部以外地区同时间段的结果相反(Wang *et al.*, 1999; Jian *et al.*, 2000; Chen *et al.*, 2005; Li *et al.*, 2005). SIMMAX 法测算出的冬季水温 24.76~29.01 °C,平均 26.82 °C;夏季水温 28.71~29.39 °C,平均 28.86 °C,冬夏温差 0.15~4.02 °C,平均为 2.04 °C. FP-12E 转换函数的结果是,冬季水温 22.38~29.13 °C,平均 26.1 °C;夏季水温 28.21~30.05 °C,平均 29.4 °C,冬夏温差 0.92~5.9 °C,平均为 3.37 °C. 因为 SIMMAX 法缺少中高纬度对比资料而造成温度值偏高,笔者主要取 FP-12E 测算结果作讨论(表 1,图 4).

近 500 ka 来有 5 个完整的冰期-间冰期旋回, MIS 13 至 MIS 1,冬季表层水温变动了约 6.8 °C,夏季 <2 °C,平均温差 5 °C. 这些结果表明,水温波动值比同纬度的开放太平洋(如 WP92-3 和 WP92-5,约 3 °C(Chen *et al.*, 2005))大得多,充分表现出南海作为边缘海的“放大效应”(汪品先等, 1996;汪品先,2005). 如果从年平均水温变动范围

27.3~28.6 °C、差值仅 <1 °C 来看,似乎印证了赤道西太平洋低纬区冰期/间冰期(Thunell *et al.*, 1994) 或者长尺度上(De Garidel-Thoron *et al.*, 2005)的表层海水温度基本没有什么变化的观点. 由于夏季温度基本变化不大,年平均值掩盖了冰期时较低的冬季古水温,因此掩盖了季风气候和边缘海的特点(汪品先等,1996; Wang *et al.*, 2001). 所以,季节温差值应该更能反映短尺度冰期旋回的变化. 从表 1 可见, MIS 10 以后季节温差逐渐增大到全新世,其差值又恢复至 MIS 11 的水平,末次冰期温差值最大. 5 个冰期旋回的冬季表层温差也是自老至新逐渐增大: MIS 12 冰期最高水温和 MIS 11 间冰期最低水温相差 0.52 °C; MIS 10 和 MIS 9 期相差 3.41 °C; MIS 8 和 MIS 7 期相差 3.35 °C; MIS 6 和 MIS 5 期相差 4.77 °C; MIS 2 和 MIS 1 期却相差 5.04 °C. 这可能说明南海南部 500 ka 以来的封闭程度,尤其是开放性海流在冰期时迅速被封闭的环流或滞流取代,冬季风增强,使得南海在冰期时冬季表层水温明显低于同纬度的开放大洋(汪品先等, 1996; Wang *et al.*, 1999; 陈木宏等,2000; Jian *et al.*, 2000; Wang *et al.*, 2001;汪品先,2005).

表 2 列出南海 3 钻孔 200 ka 以来各同位素期的平均冬季表层古水温,包括越南岸外的 17954 孔,南沙海区的 NS93-5 孔和本研究的 MD01-2392 孔. 由于运用同样的 FP12-E 转换函数法,这些古水温值的对比应该更能说明 3 站位的古环境差异. 从表中可看出,南部海区在全新世时冬季表层水温 <26 °C 与越南岸外上升流区的水温持平,在末次间冰期 MIS 5 冬季表层平均水温比末次冰期

表 2 南海 3 钻孔同位素 6 期以来的平均冬季表层古水温比较

Table 2 Comparison of estimated average winter SST since MIS6 between 3 South China Sea cores

MIS	17954 孔冬季/°C	NS93-5 孔冬季/°C	MD01-2392 孔冬季/°C
1	25.3~25.8(25.55)	24.5~26.5(25.5)	23.93~27.42(25.78)
2~4	22.9~26.4(24.63)	23.5~28.25(26.40)	22.38~29.13(26.39)
5	20.9~25.8(23.35)	24~27.5(25.75)	23.54~27.59(25.63)
6	22.6~26.5(24.55)	22.5~26(24.25)	22.82~27.02(25.4)

17954 孔资料据黄宝琦等(2001), NS93-5 孔资料据涂霞等(2000), 括号内值为平均值。

要低,但稍高于上次冰期 MIS6。有趣的是,MD01-2392 孔在 MIS6 的冬季平均水温不论是 200 ka 以来还是 500 ka 以来都是最低(表 1)。这可能是由于 MIS6 期间,北部冷水受更强冬季风的吹送持续影响着南海南部地区。如果不考虑盐度的影响,估算的表层水温足以说明自 500 ka 以来南海南部几乎都处于西太平洋暖池的影响范围,但有明显的冬季歇息性。即冰期和间冰期的冬季都没有达到现代暖池的 28 °C 表层水温的标准,并且冰期和间冰期的冬季表层水温差异不大,但冰期时的半封闭海盆和强劲冬季风改变了南海南部的上层水体结构(Tamburini *et al.*, 2003),造成高盐型次表层暖水种 *P. obliquiloculata* 喜爱的特殊环境。

3.3 温跃层

大多数浮游有孔虫主要生活在特定的水层里,如低营养种 *G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. glutinata* 主要生存于表层水,高营养种 *N. dutertrei*, *N. pachyderma*, *G. menardii*, *G. inflata*, *P. obliquiloculata* 等主要分布在次表层至较深层水,所以它们的丰度往往与温跃层有密切的关系。一般情况下,当温跃层加深时,生活在温跃层以下的较深水种因其生活空间变窄含量相对减少,反之生活于表层水的低营养种因生活空间加大其含量也相应增加,所以这 2 类有孔虫的含量变化可以作为温跃层变化的辅助指标。笔者计算了 MD01-2392 孔这些类别的含量变化,同时利用 Andreasen and Ravelo (1997)建立的温跃层转换函数来计算温跃层深度(图 5)。结果显示温跃层深度变动范围在 86~220 m 之间,平均为 166 m,其变化的总趋势是随冰期加深、随间冰期变浅,并在 MIS5 和 MIS1 达到最浅(表 1)。具体可划分为 4 段:(1)MIS13-9,温跃层较深,主要在 180 m 左右变动;(2)MIS9-6,温跃层主要在 160 m 左右变动;(3)MIS5-2,温跃层先从 2 段的 180 m 突然变浅至 MIS5 底部的 86 m 然后阶段性加深至 MIS2 顶部约 200 m;(4)MIS1,温跃层

逐渐上升至全新世中期的~90 m,然后下降到现在的 150 m 左右(图 5)。温跃层在 MIS6 之前都较深且升降幅度不大,表明南海南部 130 ka 以前上层水体结构相对比较稳定,而后变化较大,明显不同于南海北部温跃层迭繁变动的情况(Jian *et al.*, 2000; Li *et al.*, 2005)。在 MIS9(约 320 ka)处发生的小幅度变浅虽然不足以说明水体结构曾经发生了大的变化,但它作为约 100 ka 周期的标记却是很有意义的。另外两处明显的标记分别为 MIS 6/5 交界(130 ka)和 MIS2/1 交界(12 ka),即上述 2/3 和 3/4 段分界(图 5),说明轨道周期对上层水体结构的影响。

MD01-2392 处在热带海域,所以代表较温暖海水的浅层低营养种一般含量都在 39%以上,而深层高营养种一般不超过 25%,超过 25%者多出现在间冰期特别是 MIS1、MIS5 期,说明温跃层变浅。高营养种含量在 MIS7 之前平均不超过 22.5%,指示温跃层较深,与上述转换函数计算的结果一致(图 5)。正常情况下温跃层深代表水温变暖,而冰期时南海南部包括 MD01-2392 站的温跃层加深不应该是上层水温变暖,因为浮游氧同位素值加重指明是冰期。所以,冰期温跃层加深可能是由于多种因素在半封闭海盆共同作用的结果:一方面,赤道太平洋的高盐暖水团从巴士海峡这唯一的通道进入南海后受强季风向南吹送致使南部水温增高;另一方面,半封闭环境的滞流导致上层水体明显分层,如果降雨少则会因蒸发量大造成高温高盐环境,但如果降雨多则会形成高温低盐的淡水盖层和高温高盐的次表层水。

3.4 *P. obliquiloculata* 在冰期增加指示水体分层明显?

据前人资料,*P. obliquiloculata* 是冬季发育的暖水种,对冬季温度反映比较灵敏,温度范围为 19~30 °C,但仅在 22~24 °C 间才大量出现。该种主要分布纬向在 40°N 与 25°S 之间,特别是赤道太平洋,为标准的热带亚热带温水团次表层水种,是典型的抗溶分子之一(Xu *et al.*, 2005)。因为它的喜温高盐

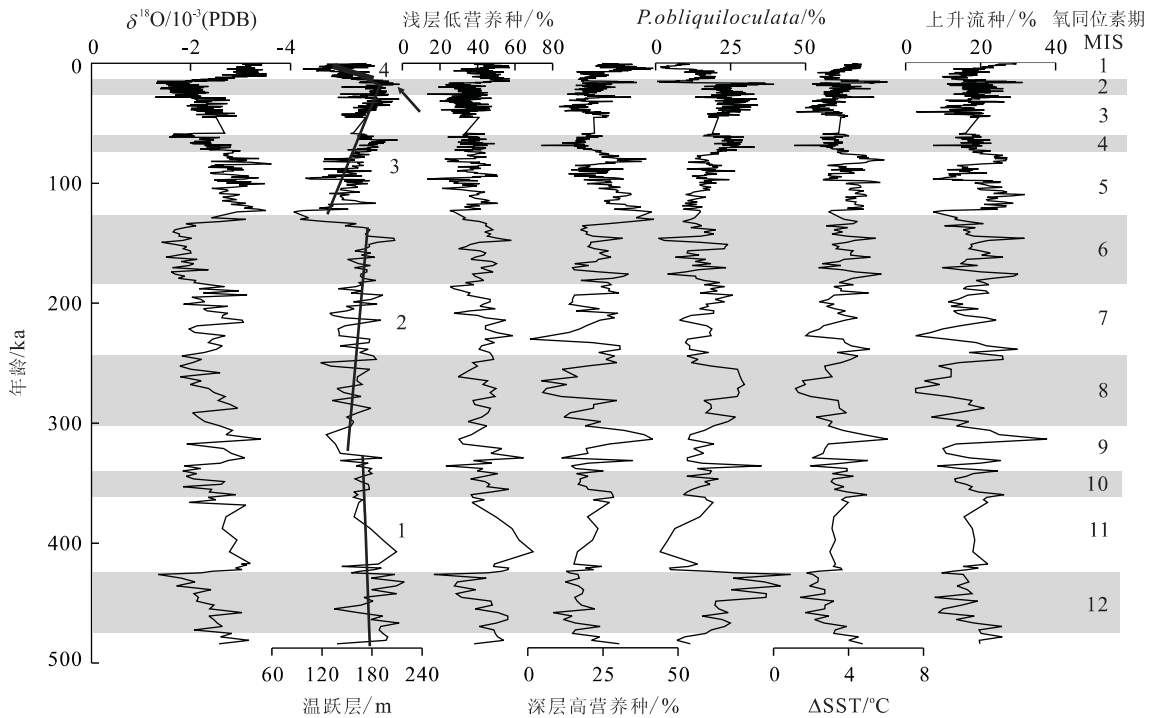


图 5 温跃层、表层水温温差、上升流种含量与不同水层浮游有孔虫含量

Fig. 5 Estimated thermocline depth changes, Δ SST and abundance variations of groups confined to different water layers 表层低营养种: *G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. glutinata*; 次表层至深层高营养种: *N. dutertrei*, *N. pachyderma*, *G. menardii*; 上升流种: *N. dutertrei*, *N. pachyderma*, *G. bulloides*. 1~4 为温跃层深度变化分段

特征,故常常被用于指示黑潮的流径(Li *et al.*, 1997). 在南海南部现代表层沉积物中其含量大多在 5% 以下,向北含量逐渐增高,尤其是在南海东北部巴士海峡附近(受黑潮影响区)含量可高达 20% 以上(Pflaumann and Jian, 1999). 在地质历史时期, *P. obliquiloculata* 在南海北部和其他海区表现为间冰期含量高、冰期含量少的趋势. 然而,在南海南部(如 NS93-5 和 ODP1143) *P. obliquiloculata* 被发现在末次盛冰期晚期以前是冰期含量高,正好与其他海区相反,只是在末次盛冰期以后又转向与其他海区相一致. ODP1143 的研究结果表明, *P. obliquiloculata* 在南海南部的分布“异常”是从 0.9 Ma 左右的“中更新世革命”开始的,这种转变可能是由于“中更新世革命”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(徐建等, 2004; Xu *et al.*, 2005). 但上部水体结构到底发生了什么样的变化呢?

从图 3 可见, *P. obliquiloculata* 在冰期时含量高,达 20% 或者更多,对应低碎壳率,说明该种在冰期的高含量不是由于底层水溶解的分选结果. 冰期

时 MD01-2392 处的溶解作用并不强,还可以由暖温型易溶种 *G. ruber* 保持 25% 左右的高含量来证明. 所以, *P. obliquiloculata* 在冰期的高丰度很可能是由于高盐度所致. 在末次冰期时,海平面大幅度下降 120 m 以上,南海在西南侧与印度洋的通道被切断,仅有东北部通向太平洋的巴士海峡(海槛深达 2 600 m)保持南海与开放大洋的联系(Wang and Wang, 1990). 尽管黑潮在冰期时有明显的减弱,特别是在冲绳群岛以北已几乎绝迹(汪品先, 2005),比较高温高盐的西太平洋暖水通过巴士海峡涌进南海仍可能保持类似当今的态势,虽然水温绝对值会比现代低约 3~5 °C(Cheng *et al.*, 2005). 末次盛冰期时 *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ 的南北差值 0.9×10^{-3} ($-0.8 \times 10^{-3} \sim -1.7 \times 10^{-3}$) 要比现代的 0.7×10^{-3} ($-2.5 \times 10^{-3} \sim -3.2 \times 10^{-3}$) 大,说明两区冰期时上部水体结构特别是表层水温有很大差异(Cheng *et al.*, 2005). 如果当时的蒸发量高于降水量则会使盐度(特别是在封闭的南部)增高,MD01-2392 的位置也由于海平面降低后古巽他陆架出露变得离岸很近而更直接受到来自湄公河和古巽他河流丰富营养盐的影响,从而产生温暖高盐环境正适应次表

层种 *P. obliquiloculata* 的大量生长。但冰期时南海南部的雨量很可能还是比较充裕 (Tamburini *et al.*, 2003), 南海表层淡水有可能通过民都洛海峡 (海槛 420 m) 继续影响苏禄海 (Oppo *et al.*, 2003)。如果南海南部冰期降雨仍保持一定水平, 那么低盐甚至淡水盖层就会形成; 在淡水盖层之下就是通过巴士海峡进入南海北部后经强冬季风搬到南部的西太平洋高盐暖水和 (或) 当地的中温高盐中层水。结果是南部的水体分层要比北部强得多, 淡水盖层的发育也造成温跃层在南部加深, 而不是像北部和邻区那样在冰期变浅。冰期的上升流活动, 除了 MIS4—3 区段外似乎都很微弱或者没有, 因为指示上升流的温水种 *N. dutertrei* (和冷水种 *G. bulloides* 在 MIS8 之后) 其含量与氧同位素变化趋势基本一致, 即在间冰期高 (图 3, 5), 可能说明南海南部上升流在间冰期增强而在冰期减弱的基本规律。这些规律跟越南岸外上升流区的记录是很相似的, 而跟吕宋岸外上升流区的记录相反 (黄宝琦等, 2001; Jian *et al.*, 2001; Huang *et al.*, 2002), 表明南海南部 500 ka 以来, 冰期冬季风几乎没有触发上升流, 而间冰期夏季风则引发较强上升流结果造成间冰期表层水温降低。

4 结论

(1) 系统分析了南海南部 MD01—2392 孔近 500 ka 来浮游有孔虫化石群所反映的古海洋学演化特征。利用 FP—12E 转换函数和 SIMMAX 现代类比法计算出的古水温都表示多次间冰期表层海水温度都比相邻的冰期时低, 表明间冰期时东亚夏季风造成强上升流的影响。用浮游有孔虫估算的古水温与同位素曲线所反映的冰期旋回不一致, 其主要原因是间冰期时强上升流以及高盐次表层暖水种 *P. obliquiloculata* 在冰期出现高含量的干扰。(2) 次表层暖水种 *P. obliquiloculata* 在冰期 (尤其是 MIS2—4、MIS8、MIS12) 含量比间冰期高, 与溶解的关系不大, 主要是与冰期时南海南部广泛发育的高盐次表层水有关。(3) 冰期时的南海为半封闭海盆, 由湄公河和古巽他河流带来丰富的营养盐因古巽他陆架出露拉近河口与海盆的距离更加直接地影响着南部海区。西太平洋高盐暖水由巴士海峡进入南海北部后经冬季风搬至南部融为次表层水, 置于低盐表层水盖之下。南海南部冰期时上部水体明显分层是该

区冰期旋回水体结构变化的主要特征。(4) 结果显示 500 ka 以来南海南部几乎都处于西太平洋暖池的影响范围, 但有明显的冬季歇息性, 即冰期和间冰期的冬季都没有达到现代暖池标准的 28 °C 表层水温, 并且冰期和间冰期的冬季表层水温差异不大, 主要与季风、降水和上升流的综合作用有关。

致谢: 样品由“国际海洋过去全球变化研究” (IMAGES) 计划 2001 年 WEPAMA 航次提供。

References

- Andreasen, D. J., Ravelo, A. C., 1997. Tropical Pacific Ocean thermocline depth reconstructions for the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 12: 395—413.
- Bühning, C., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., 2004. Toward a high-resolution stable isotope stratigraphy of the last 1.1 million years: Site 1144, South China Sea. *Proc. ODP., Sci. Results*, 184: 1—29.
- Chen, M. H., Tu, X., Zheng, F., *et al.*, 2000. Relations between sedimentary sequence and paleoclimate changes during last 200 ka in the southern South China Sea. *Chinese Sci. Bull.*, 45: 1334—1340.
- Chen, M. H., Li, Q., Zheng, F., *et al.*, 2005. Variations of the last glacial warm pool: SST contrasts between the open western Pacific and South China Sea. *Paleoceanography*, 20: PA2005, doi: 10.1029/2004PA001057.
- Cheng, X. R., Huang, B. Q., Jian, Z. M., *et al.*, 2005. Foraminiferal isotopic evidence for monsoonal activity in the South China Sea: A present-LGM comparison. *Mar. Micropaleontology*, 54: 125—139.
- De Garidel-Thoron, T., Rosenthal, Y., Bassinot, F., *et al.*, 2005. Stable sea surface temperatures in the western Pacific warm pool over the past 1.75 million years. *Nature*, 433: 294—298.
- Huang, B. Q., Jian, Z. M., Cheng, X. R., *et al.*, 2001. Late Quaternary upper water structure variations in upwelling areas of the South China Sea. *Chinese Sci. Bull.*, 46: 948—952.
- Huang, B. Q., Jian, Z. M., Cheng, X. R., *et al.*, 2002. Foraminiferal responses to upwelling variations in the South China Sea over the last 220 000 years. *Mar. Micropaleontology*, 47: 1—15.
- Jian, Z. M., Wang, P. X., Chen, M., *et al.*, 2000. Foraminiferal responses to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea. *Paleoceanography*, 15: 229—243.
- Jian, Z. M., Huang, B. Q., Kuhnt, W., *et al.*, 2001. Late

- Quaternary upwelling intensity and East Asian monsoon forcing in the South China Sea. *Quat. Res.*, 55: 363—370.
- Li, B. H., Jian, Z. M., Wang, P. X., 1997. *Pulleniatina obliquiloculata* as a paleoceanographic indicator in the southern Okinawa Trough during the last 20 000 years. *Mar. Micropaleontol.*, 32: 59—69.
- Li, B. H., Zhao, Q. H., Chen, M. B., et al., 2001. Late Quaternary evolution of planktonic foraminifera in the southern South China Sea and their paleoceanographic significance. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 18: 1—9 (in Chinese with English abstract).
- Li, B. H., Jian, Z. M., Li, Q., et al., 2005. Paleoceanography of the South China Sea since the Middle Miocene: Evidence from planktonic foraminifera. *Mar. Micropaleontol.*, 54: 49—62.
- Liu, K., Chao, S., Shaw, P. T., et al., 2002. Monsoon-forced chlorophyll distribution and primary production in the South China Sea: Observations and a numerical study. *Deep Sea Res. I*, 49: 1387—1412.
- Liu, Q., Jiang, X., Xie, S. P., et al., 2004. A gap in the Indo-Pacific warm pool over the South China Sea in boreal winter: Seasonal development and interannual variability. *J. Geophys. Res.*, 109: C07012, doi: 10. 1029/2003JC002179.
- Liu, Z. F., Colin, C., Trentesaux, A., et al., 2004. Clay mineral records of East Asian monsoon evolution during late Quaternary in the southern South China Sea. *Science in China (Ser. D)*, 34: 272—279 (in Chinese).
- Oppo, D. W., Linsay, B. K., Rosenthal, Y., et al., 2003. Orbital and suborbital climate variability in the Sulu Sea, western tropical Pacific. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4: 1—20 (1003, doi: 10. 1029/2001GC000260).
- Pflaumann, W., Jian, Z. M., 1999. Modern distribution patterns of planktonic foraminifera in the South China Sea and West Pacific: A new transfer technique to estimate regional sea-surface temperatures. *Mar. Geol.*, 156: 41—83.
- Schulz, H., Emeis, K. C., Erlenkeuser, H., et al., 2002. The Toba volcanic event and interstadial/stadial climates at the Marine Isotopic Stage 5 to 4 transition in the northern Indian Ocean. *Quat. Res.*, 57: 22—31.
- Shaw, P. T., Chao, S. Y., Liu, K. K., et al., 1996. Winter upwelling off Luzon in the northeastern South China Sea. *J. Geophys. Res.*, 101(C7): 16435—16448.
- Sun, X., Luo, Y., Huang, F., et al., 2003. Deep-sea pollen from the South China Sea: Pleistocene indicators of East Asian monsoon. *Mar. Geol.*, 201: 97—118.
- Tamburini, F., Adatte, T., Föllmi, K., et al., 2003. Investigating the history of East Asian monsoon and climate during the last glacial-interglacial period (0—140 000 years): Mineralogy and geochemistry of ODP Sites 1143 and 1144, South China Sea. *Mar. Geol.*, 201: 147—168.
- Tian, J., Wang, P. X., Cheng, X. R., et al., 2002. Astronomically tuned Plio-Pleistocene benthic $\delta^{18}\text{O}$ record from South China Sea and Atlantic-Pacific comparison. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 203: 1015—1029.
- 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.
- Thunell, R. C., Anderson, D., Gellar, D., et al., 1994. Sea-surface temperature estimates for the tropical western Pacific during the last glaciation and their implications for the Pacific warm pool. *Quat. Res.*, 41: 255—264.
- Tu, X., Zheng, F., Chen, M. H., 2000. Paleoceanographic characters implied by Core NS93-5 in the southern South China Sea since late Quaternary. *Tropic Oceanology*, 19: 36—44 (in Chinese with English abstract).
- Wang, L., Wang, P. X., 1990. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: Glacial-interglacial contrasts in an enclosed basin. *Paleoceanography*, 5: 77—90.
- Wang, L., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., et al., 1999. East Asian monsoon climate during the late Pleistocene: High-resolution sediment records from the South China Sea. *Mar. Geol.*, 156: 245—284.
- Wang, P. X., 2005. Cenozoic deformation and history of sea-land interactions in Asia. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 30(1): 1—18 (in Chinese with English abstract).
- Wang, P. X., Jian, Z. M., Liu, Z. W., 1996. The last glacial maximum climate problem in the sea area of the Nansha Islands, South China Sea. *Quat. Sciences*, 3: 193—201 (in Chinese with English abstract).
- 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 (Ser. D)*, 44: 926—933.
- Xu, J., Wang, P. X., Huang, B. Q., et al., 2004. Mid-Pleistocene revolution recorded by *Pulleniatina obliquiloculata* in the southern South China Sea. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 29(1): 7—14 (in Chinese with English abstract).
- Xu, J., Wang, P. X., Huang, B. Q., et al., 2005. Response of

planktonic foraminifera to glacial cycles: Mid-Pleistocene change in the southern South China Sea. *Mar. Micropaleontol.*, 54: 89—105.

Zhao, Q. H., Wang, P. X., 1999. Progress in Quaternary paleoceanography of the South China Sea: A review. *Quat. Sciences*, 6: 481—501 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

陈木宏,涂霞,郑范,等,2000.南海南部近 20 万年沉积序列与古气候变化关系. *科学通报*, 45: 542—548.

黄宝琦,翦智溥,成鑫荣,等,2001.南海晚第四纪上升流区海水上层水体结构的变化. *科学通报*, 46: 948—952.

李保华,赵泉鸿,陈民本,等,2001.南沙海区晚第四纪浮游有孔虫演化及其古海洋学意义. *微体古生物学报*, 18:

1—9.

刘志飞, Colin, C., Trentesaux, A., 等, 2004. 南海南部晚第四纪东亚季风演化的粘土矿物记录. *中国科学(D 辑)*, 34: 272—279.

涂霞,郑范,陈木宏,2000.南海南部 NS63—5 柱样揭示的晚第四纪以来的古海洋学特征. *热带海洋*, 19: 36—44.

汪品先,2005.新时代亚洲形变与海陆相互作用. *地球科学——中国地质大学学报*, 30(1): 1—18.

汪品先,翦智溥,刘志伟,1996.南沙海区盛冰期的气候问题. *第四纪研究*, 3: 193—201.

徐建,汪品先,黄宝琦,等,2004.南海南部普林虫与“中更新世革命”. *地球科学——中国地质大学学报*, 29(1): 7—14.

赵泉鸿,汪品先,1999.南海第四纪古海洋学研究进展. *第四纪研究*, 6: 481—501.