

文章编号: 1001-8166(2006)08-0781-12

# 中更新世气候转型时期南海生态环境的南北差异\*

李前裕<sup>1,2</sup>, 汪品先<sup>1</sup>, 陈木宏<sup>3</sup>, 郑 范<sup>3</sup>, 王汝建<sup>1</sup>,  
孙湘君<sup>1</sup>, 刘传联<sup>1</sup>, 成鑫荣<sup>1</sup>, 翦知<sup>1</sup>

(1. 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092; 2. 阿德莱德大学地球与环境科学学院, 澳大利亚 SA5005; 3. 中国科学院南海海洋研究所, 广东 广州 510301)

**摘 要:**中更新世气候转型在南海浮游有孔虫、氧同位素和其它生物记录上主要反映在 900 ka BP 前后发生高频率变化, 特别是指示表层水骤然降温。北部冬季表层水温从 24 ~ 25 降至 17 ~ 28, 而南部也从 26 ~ 27 降至 23 ~ 24。总的降温趋势与开放西太平洋一致, 直接反映了西太平洋暖池在 900 ka BP 之后 MIS22 期间有明显的减弱。表层水大幅度降温还发生在后继的 MIS 20、18、16 几大冰期, 说明主要冰期旋回周期由 41 ka 转变为 100 ka 经历了长达 400 ka 的过渡时期, 并且冬季风增强也在过渡时期的后半段最明显。南海南北生物组合和  $^{18}\text{O}$  值的差异, 突出了中更新世气候转型期边缘海南北气候梯度反差和冬季风在冰期增强的讯号。结论是: 生态环境系统反应总体表现与冰期旋回一致的同时, 还包含了独特的地区性系统演变特征。但是, 南海—西太平洋地区在 0.9 Ma BP 前后表层海水盐度因东亚冬季风和海平面下降的定量变化, 以及这些变化对气候转型时期海—气耦合过程和生态环境系统的影响, 尚缺乏足够的资料和证据。

**关 键 词:**冰期旋回; 中更新世; 气候转型; 季风; 氧同位素; 微体化石; 南海; ODP184 航次

**中图分类号:** P736 **文献标识码:** A

## 1 引 言

第四纪冰期旋回的主要周期在 900 ka BP 左右, 从早期的 40 ka 周期转向晚期的 100 ka 周期, 是地球绕太阳公转最近期的一次轨道变动<sup>[1,2]</sup>。到底这中更新世气候周期转型是渐进的还是骤变的? 是由高纬冰盖驱动还是低纬热带驱动? 类似问题自 20 世纪 80 年代以来一直争论不止<sup>[3-5]</sup>。要探讨气候转型的机制及其对现代气候模式的形成的影响, 还需要仔细研究更多的有良好年龄控制、有较好覆盖区域的一系列剖面记录, 特别是高分辨率剖面记录<sup>[4]</sup>。1999 年春实施的 ODP184 航次, 在南海南北

部 6 站位 17 口井共钻取岩芯 5 500 m, 为研究南海演化、东亚季风发展历史和探讨西太平洋暖池边缘海区对全球气候变化不同阶段的反应提供了珍贵的材料<sup>[6,7]</sup>。

本文利用 ODP184 航次 1143、1144、1146 站和其它钻孔 1.3 Ma 以来的浮游有孔虫、氧同位素和其它生物组合的统计资料, 对比南海南北部与开放西太平洋在中更新世气候转型时期  $^{18}\text{O}$  和表层古水温等气候指标的差异, 讨论中更新世气候转型时期南海生态环境的系统反应特征, 试图揭示南海作为西太平洋最大边缘海在气候转型时期的气候变化规律, 特别是因冬季风增强而出现的地区性骤然降温

\* 收稿日期: 2006-03-03; 修回日期: 2006-03-29.

\* 基金项目: 国家自然科学基金项目“晚中新世西太平洋暖池阶段性形成的古海洋特征”(编号: 40576031); “南海深海测井记录中的气候周期和事件”(编号: 40476030); “热带边缘海放射虫的沉积分布规律及典型生态特征”(编号: 40476024); 科技基础性工作和社会公益研究专项“中国综合大洋钻探计划预研究”(编号: 2003D B3J114)资助。

作者简介: 李前裕 (1956-), 男, 教授, 澳大利亚籍, 主要从事海洋地层古环境的科研与教学工作。

E-mail: qli01@mail.tongji.edu.cn 或 qianyu.li@adelaide.edu.au

事件对生物群发展的影响。

## 2 资料来源

ODP 1143 站位于南沙群岛海区,  $9^{\circ}22' N$ ,  $113^{\circ}17' E$ , 水深 2 272 m; ODP 1144 和 1146 站位于东沙群岛海区, 分别为  $20^{\circ}03' N$ ,  $117^{\circ}25' E$ , 水深 2 037 m 和  $19^{\circ}27' N$ ,  $116^{\circ}16' E$ , 水深 2 092 m (图 1)<sup>[6]</sup>。1143 站所用资料包括: 浮游有孔虫 *Globigerinoides nuber* 和底栖有孔虫 *Cibicidoides wuellerstorfi* 的  $^{18}O$  结果<sup>[8,9]</sup>, 有孔虫古温度资料<sup>[10]</sup>, 以及超微化石<sup>[11]</sup>和放射虫记录<sup>[12]</sup>。1144 站的平均沉积速率高达 49 cm/ka, 是南海目前已知沉积速率最高的站, 我们采用了该站的 *G. nuber*  $^{18}O$  资料<sup>[13]</sup>、孢粉资料<sup>[14]</sup>以及我们刚刚发表的高达约 1 ka 分辨率的浮游有孔虫组合和古温度以及温跃层资料<sup>[15]</sup>。1146 站所用资料包括浮游和底栖  $^{18}O$ <sup>[16]</sup>和次表层浮游有孔虫含量变化<sup>[17]</sup>。1143 和 1144 两站的古温度计算都是依据转换函数 FP-12E<sup>[18]</sup>, 用其它方法计算的结果因难以对比而暂时不作讨论。

同时, 我们还对照了其它站位的资料 (表 1), 包括南海南部 SO95-17957-2 孔浮游有孔虫组合和 *G. sacculifer*  $^{18}O$  结果<sup>[19,20]</sup>, 以及硅藻和放射虫资料<sup>[21]</sup>。该孔古温度计算亦据转换函数 FP-12E, 但古盐度则据 1965 年较老的计算公式得出<sup>[20]</sup>。此外, 赤道西太平洋 ODP806B 站  $^{18}O$ <sup>[22]</sup>和 MD97-2140 孔的  $^{18}O$  及其 Mg/Ca 古温度值<sup>[5]</sup>, 我们也用来对比。特别要指出的是: 这 3 个站位资料的分辨率都较低, 只有 4~6 ka, 分辨率较低的资料往往会影响短尺度对比 (表 1)。

## 3 氧同位素结果

从图 2 可以看出, 有孔虫氧同位素分析结果分别为各站研究区段的沉积物建立了年龄框架。为了便于对比, 我们基本上采用 De Garidel-Thoron 等<sup>[5]</sup>的氧同位素分期 (MIS) 界线。但由于分析资料出于不同实验室, 分辨率也不同, 加上不同作者对划分 MIS 的标准与年龄有异, 所以不同曲线不论在变化幅度还是 MIS 分界都有一定差别。另外, 17957-2 和 806B 的 *Globigerinoides sacculifer*  $^{18}O$  值可能会比其它站位的 *Globigerinoides nuber*  $^{18}O$  值重 0.5% 以上<sup>[23]</sup>。这些都会影响不同站位  $^{18}O$  曲线之间做高精度的对比。如 ODP1144 和 1146 站的  $^{18}O$  曲线在 MIS21-29 期间就有一定出入, 由于这两站都在东沙海区且相距不远 (图 1), 这些差异纯粹是因为不同作者采用不同 MIS 分期年龄所致。还有, 17957-2 孔  $^{18}O$  曲线在 900 ka BP 的大幅度变重比其它站要早 200 ka, 可能是因为分辨率较低, 也可能是由于数据点的时间年龄有误的缘故, 所以小幅度的微调很有必要 (图 2)。尽管如此, 这些站位  $^{18}O$  曲线的总体变化趋势基本是一致的, 仍然不失作为长尺度冰期旋回的良好指标。

特别值得一提的是,  $^{18}O$  值在 900 ka 前后发生大幅度变重, 在所有的 5 个站位都有记录 (图 2)。分别是, 1144 站 -1.4‰ -0.7‰, 1146 站 -2.7‰ -1.1‰, 1146 站底栖 4‰ -4.4‰, 1143 站 -2.7‰ -1.7‰, 1143 站底栖 3.4‰ -3.8‰, 17957-2 站 -2.0‰ -1.1‰, MD97-2140 站 -1.6‰ -1.1‰, 806B 站 -1.1‰ -0.6‰ 也

表 1 站位与利用资料概况

Table 1 Summary of site locations and data used

海区	站位	位置	水深 (m)	采用资料	分辨率 (ka)	资料来源
东沙	1144	20 3. 1 N, 117 25. 1 E	2 037	浮游有孔虫组合	~1.0	[15]
				<i>G. nuber</i> $^{18}O$		[13]
	1146	19 27. 4 N, 116 16. 3 E	2 092	孢粉组合	1~3	[14]
				浮游和底栖 $^{18}O$	~1.0	[16]
南沙	1143	9 21. 7 N, 113 17. 1 E	2 772	次表层浮游有孔虫	~4	[17]
				浮游和底栖 $^{18}O$	~2	[8,9]
				浮游有孔虫组合	~2	[10]
	SO95-17957-2	10 53. 9 N, 115 18. 3 E	2 195	超微化石	~4	[11]
				放射虫组合	~4	[12]
				<i>G. sacculifer</i> $^{18}O$ ,	5.5	[19,20]
				浮游有孔虫组合	5~6	[19,20]
西太平洋	ODP 806B	0 19. 1 N, 159 21. 7 E	2 520	硅藻 放射虫组合	6	[21]
	MD97-2140	2 02 N, 141 16 E	2 547	<i>G. sacculifer</i> $^{18}O$	4.0	[22]
				<i>G. nuber</i> $^{18}O$ , Mg/Ca	4.0	[5]

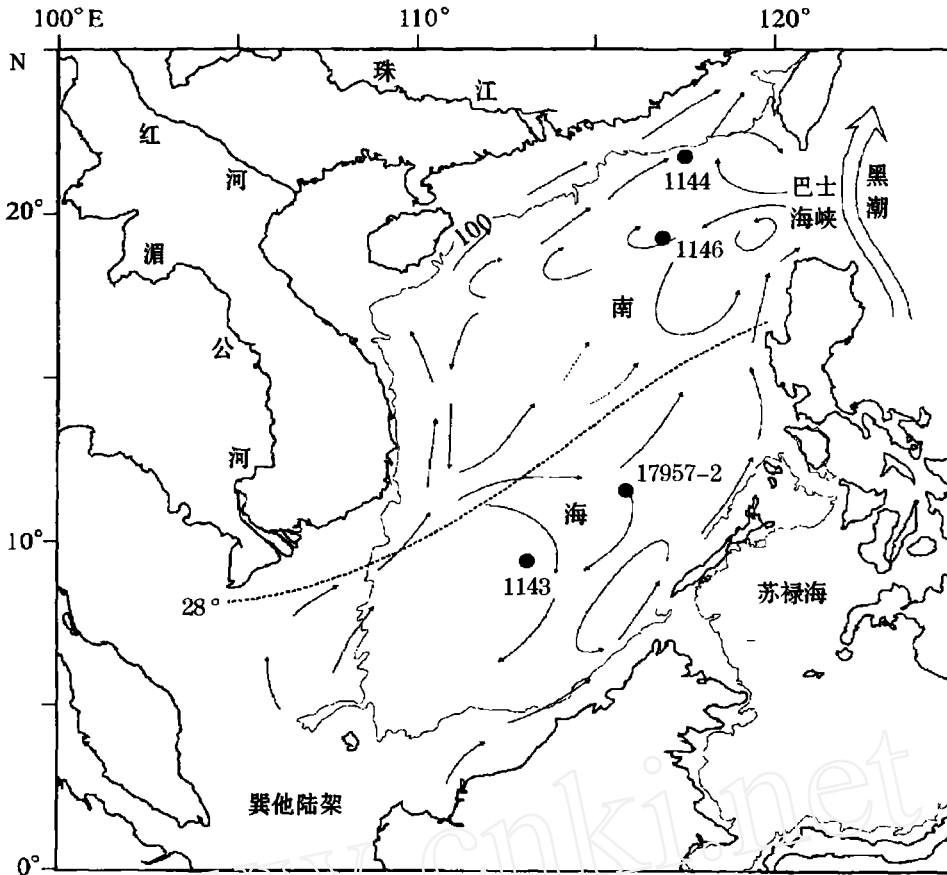


图 1 南海站位图 (箭头指示夏季主要表层水流方向)

Fig 1 Location map of site localities in the South China Sea (Arrows indicate the main circulation direction in summer)

就是说,大幅度  $^{18}\text{O}$  变重在南海的浮游记录中较明显,而在南海的底栖记录和西太平洋的浮游记录中表现较弱,后者出现明显  $^{18}\text{O}$  变重比南海的浮游记录约早 200 ~ 300 ka,位于 MIS24/25 交界。究竟这些差异是因为年龄定位不准确,或者是受低分辨率的影响,目前暂不清楚。但至少 1143 和 1146 站的底栖  $^{18}\text{O}$  记录并不是受低分辨率的影响,因为其浮游  $^{18}\text{O}$  记录有与 MIS23 相对应的明显变轻值,而底栖  $^{18}\text{O}$  记录则相对不明显。所以可以说,南海底栖  $^{18}\text{O}$  在 900 ka 的变化趋势与该区的浮游  $^{18}\text{O}$  不同,反而跟西太平洋的浮游  $^{18}\text{O}$  一致。这些差异表明在中更新世气候转型时期,南海表层的气候环境变化较大,而深水区和西太平洋表层的环境变化不明显。可是,南海深水区和西太平洋表层所表现的不明显不是因为冰期特征表现不明显。恰恰相反,它们的冰期特征在 930 ~ 870 ka BP 期间 (MIS24-22) 都很强,表现为波动较小的  $^{18}\text{O}$  重值,只是反映间冰期 MIS23 的  $^{18}\text{O}$  变轻事件不明显而已 (图 2)。这些  $^{18}\text{O}$  的差异,可能直接反映了边缘海与开放大

洋对中更新世气候转型的不同反应。南海底层和西太平洋表层的  $^{18}\text{O}$  变化幅度相似, MIS23 期  $^{18}\text{O}$  变轻不明显,分别表示高纬区和热带区在中更新世气候转型期都有长达 60 ka (930 ~ 870 ka BP) 的变冷阶段。MIS23 期的气候明显转暖是在暖池边缘的南海表面,不是在暖池中心,更不是在高纬地区。

相反,在其它冰期—间冰期旋回,南海表层和底层的  $^{18}\text{O}$  变化幅度都非常强,并且南海北部比南部强,而西太平洋的  $^{18}\text{O}$  变化幅度最低、值较重 (图 2)。Tian 等<sup>[81]</sup> 认为南海较轻的  $^{18}\text{O}$  值是由于强季风降水引起低盐度的缘故,但是到底有多少  $^{18}\text{O}$  值是指示盐度变化并不清楚。

### 4 生物组合结果

#### 4.1 浮游有孔虫

南海南部 17957-2 孔的表层暖水种 (包括 *Globigerinoides nuber* 和 *G. sacculifer*) 在 900 ka BP 前后急剧减少,而深层冷水种 (*Neogloboquadrina pachyderma*, *Globorotalia inflata* 等) 却急剧增多,比例都在

10%以上<sup>[19,20]</sup> (图 3)。作为次表层暖水种的代表, *Pulleniatina obliquiloculata* 和 *Globorotalia menardii* 的丰度也大幅度降低,甚至几乎完全消失,这在 ODP1143 的记录中表现最明显<sup>[24]</sup> (图 3)。同样,在南海北部 ODP1146 站的记录中,这些次表层暖水种含量也在 900 ka BP 前后大幅度降低,并且随后表现出明显的冰期—间冰期旋回<sup>[17]</sup> (图 3)。

这些现象在 MIS22/21 交界有所反弹,即暖水种增多而冷水种减少,标志着“中更新世革命”之后,气候在 MIS21 间冰期有明显的变暖。但在随后长达 400 ka 的冰期旋回 (MIS20-14),气候的总趋势是逐渐变冷 (图 3)。次表层暖水种 *P. obliquiloculata*

也一反较早的随间冰期增多的分布特点,变成主要在冰期出现较高含量 (图 3)。该种的反常分布仅见于南海南部,很可能反映了南海南部在 900 ka BP 的“中更新世革命”才开始形成比较封闭的环境,由于冬季风的增强和冰期的低海平面,所以造成高盐条件适合 *P. obliquiloculata* 的生长<sup>[24,25]</sup>。

在南海北部的 1144 站,暖水种在 900 ka BP 前后也急剧减少 (图 4)。这不仅表现在表层暖水种,也包括次表层和深层暖水种,如 *Globorotalia menardii*, *G. tumida* 和 *Sphaeroidinella* spp., 但后两种在南海北部趋于绝灭则是 MIS16 以后的事 (图 4)。

由不同浮游有孔虫类群计算得出的温跃层深

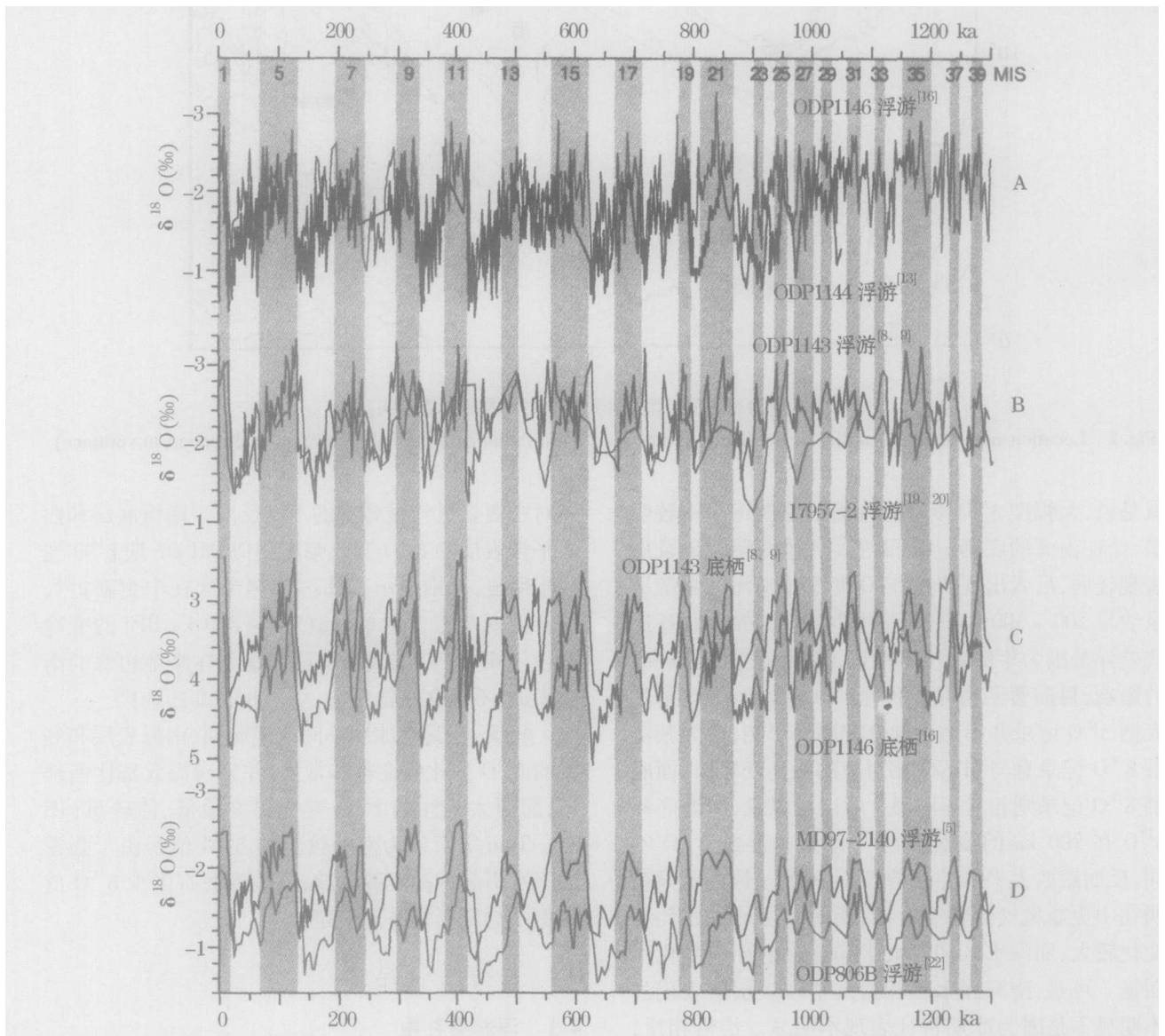


图 2 浮游和底栖有孔虫氧同位素记录 (资料来源详见表 1)

Fig 2 Planktonic and benthic foraminifer oxygen isotopic results from various sites (see Table 1 for reference details)

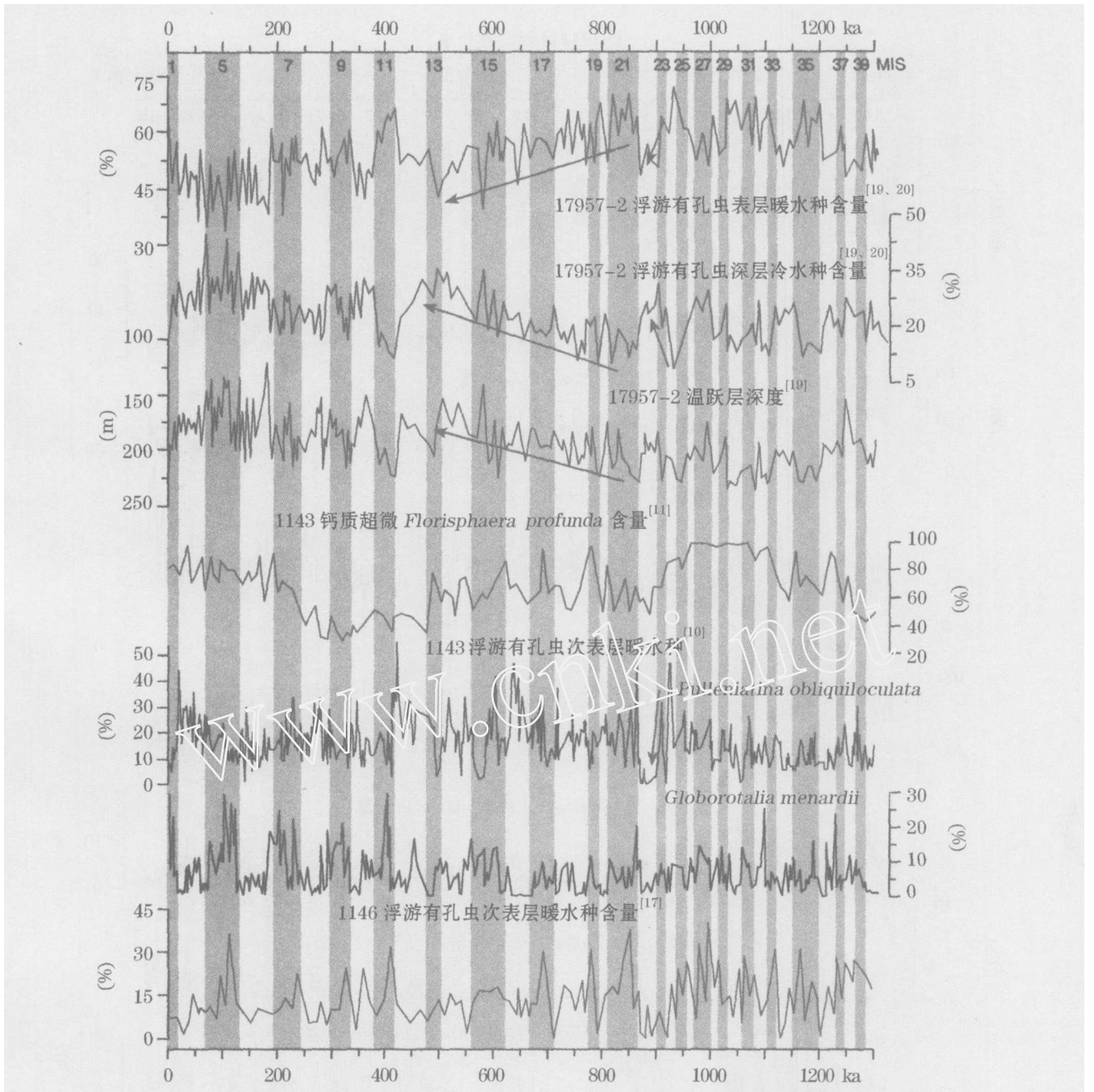


图 3 SO95-17957-2, ODP 1143和 1146站浮游有孔虫和超微化石主要属种的丰度变化

Fig 3 Abundance variations of main planktonic foraminifer and nannofossil taxa at SO95 - 17957 - 2, ODP 1143 and 1146

度,虽然都体现南深北浅这一总态势,在 900 ka BP 前后的南海南北部都是在逐渐变浅的(图 3、4)。温跃层的阶段性变浅可能表明暖池影响呈周期性减弱或冬季风加强,造成水温长期趋冷或者水体分层减弱集中出现在 900 ka BP“中更新世革命”后的 400 ka 间(MIS22-14)。随后,北部 1144 站温跃层逐渐变深(至 130~160 m),而在南部 17957-2 站则不断变浅(200~150 m),反映了南北两区上层水体环境

变异因冬季风增强而加大。

#### 4.2 钙质超微化石

1143 站钙质超微化石 *Florisphaera profunda* 的含量在 900 ka BP 前后呈大幅度减少,从早期的 80% 降至 MIS22 的 50%<sup>[11]</sup>(图 3)。尽管在随后的 900~500 ka 期间该种的丰度在间冰期有所回升,在冰期也只是 50%。更大的变化发生在 300~500 ka BP,该种的丰度降至并保持在 30%~50% 的低水

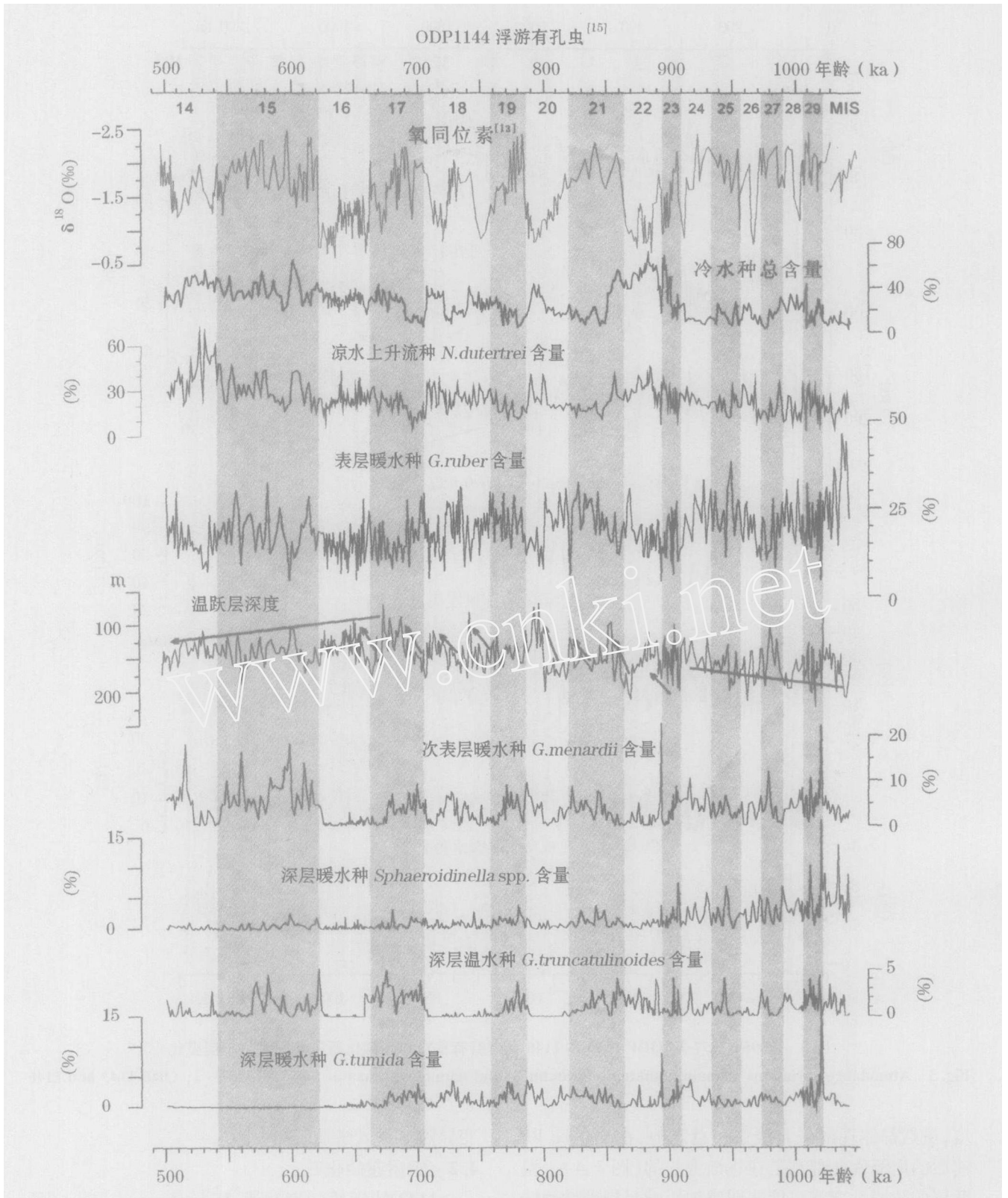


图 4 ODP 1144站浮游有孔虫主要属种的丰度变化

Fig 4 Abundance variations of main planktonic foraminifera at ODP Site 1144

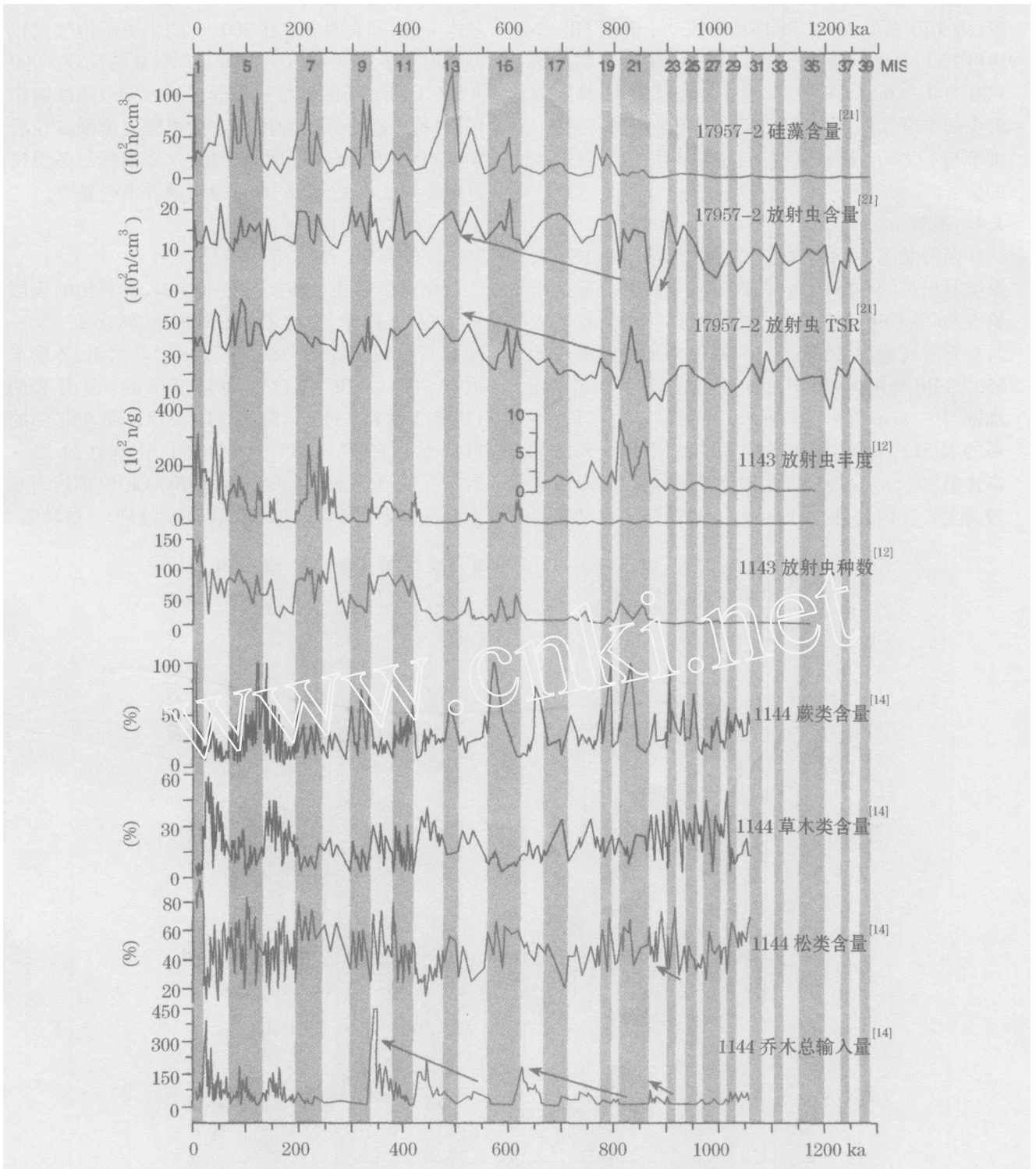


图 5 SO95-17957-2硅藻与放射虫, ODP 1143站放射虫, 和 ODP 1144站孢粉主要类群的丰度变化  
 Fig 5 Abundance variations of diatoms and radiolarians at SO95-17957-2, radiolarians at ODP Site 1143, and main spore and pollen groups at ODP Site 1144

平。所以说,南海钙质超微与浮游有孔虫生物群对中更新世气候转型的反应几乎是一致的(图 3)。

4.3 硅藻和放射虫

在南海南部的 17957-2 站,硅藻在 MIS21 之前

的含量都相当低,在 MIS21 之后随冰期旋回呈阶段性增多,并在 MIS13 达到最高值<sup>[21]</sup>(图 5)。该站的放射虫及其温跃层/表层指标(TSR)则表现出类似于浮游有孔虫的变化,即在 900 ka BP 前后急剧减

少 (或 TSR 低), 然后随冰期旋回波动上升至 MIS13-14 (图 5), 分别跟南海气温在 900 ka BP 变冷和冬季风在 500 ~ 600 ka BP 增强有关。南部 1143 站的放射虫的丰度和简单分异度<sup>[12]</sup> 也出现类似的特征, 但细节与 17957-2 站相差明显, 很可能叠加了夏季风的信号。

#### 4.4 孢粉

南海北部 1144 站的孢粉记录清楚表明 (图 5), 蕨类与松类的含量最高, 其次是草本植物。蕨类植物在 900 ka BP 大量降低, 松类以及乔木花粉输入总量则有所增加, 而后者的大幅度增加是在后来的 650 ka BP 和 450 ~ 350 ka BP 期间, 标志冬季风增强加剧<sup>[14]</sup>。草本植物在 860 ka (MIS22) 之前以及往后的 MIS12, MIS6, 和 MIS4-2 冰期都出现 > 30% 的高比值 (图 5), 可能说明当时海平面较低、富草滩涂较为发育。因此, 孢粉记录与上述浮游生物的记录

基本一致, 都表明发生在 900 ka 的中更新世气候转型在南海多种气候环境指标上有明显的反映。900 ~ 500 ka BP 间的转型过渡期因强冰期—间冰期作用, 各种生态指标的阶段性波动也随之增强。在后期的 600 ~ 500 ka BP 时间段里, 这些指标与冬季风进一步增强有关, 而 <sup>18</sup>O 记录反映并不明显<sup>[8]</sup>。

### 5 古水温、古盐度变化

据浮游有孔虫转换函数 FP-12E 计算出的表层古水温在夏季波动不大, 南海南部多在 29 ~ 30<sup>[19,20]</sup>, 北部多在 28 ~ 29.5<sup>[15]</sup>。然而, 冬季水温在 900 ka BP 前后则大幅度下降, 在南部的 17957-2 站和 1143 站降至 24 ~ 25, 而在北部的 1144 站只有 17 ~ 18<sup>[15]</sup> (图 6), 比现在的 23 ~ 24<sup>[26]</sup> 至少低 5。换句话说, 900 ka BP 前后南海南部的温差有 5, 南海北部可高达 11。这种骤

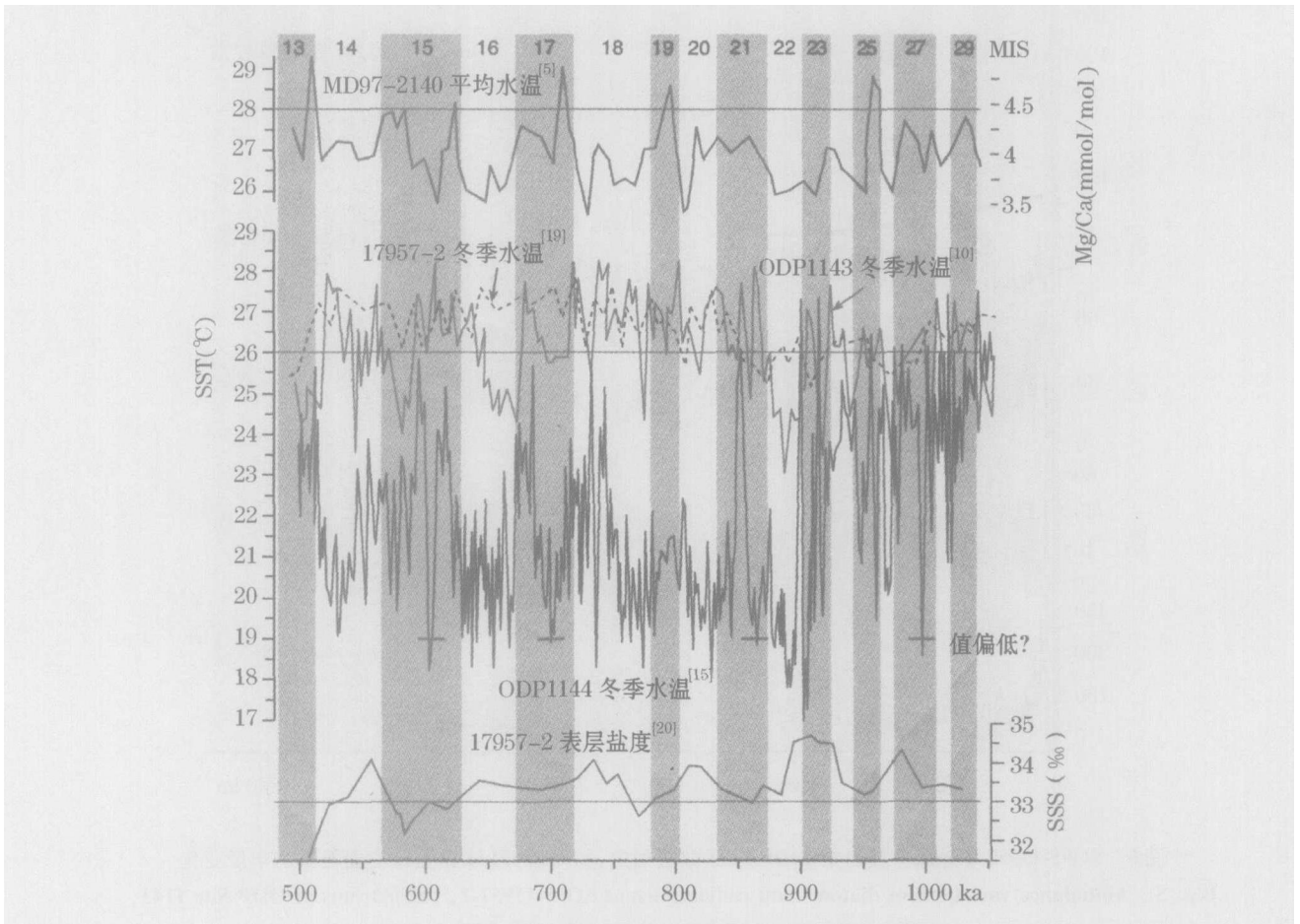


图 6 南海南部 17957-2 和 1143 冬季水温和 17957-2 古盐度以及南海北部 1144 冬季水温和西太平洋 MD97-2140 的 Ma/Ca 年平均水温对比

Fig 6 Comparison between winter SST at 17957-2, 1143 and 1144 and SSS at 17957-2 from the South China Sea and Mg/Ca - derived annual SST at west Pacific site MD97-2140



然降温在过去约 2 Ma 的第四纪气候历史是少有的, 尽管后来的相似幅度降温还见于 MIS6 和 MIS4-2 等冰期, 但后者大多经历一个较为缓慢的降温过程。就是在 MIS16 和 MIS14 两大冰期, 冬季水温也都比 MIS22 略高 (图 6)。

17957-2 站的古盐度计算结果突出了 900 ka BP 前后的高峰值<sup>[20]</sup> (图 6), 尽管没有独立手段来证明其计算方法的可靠也没有其它站位结果可供对比, 这一特殊时期出现的高峰值不可能仅仅是偶然, 很可能较真实地反映了中更新世气候转型时期南海南部因海平面和气温大幅度下降而造成盐度增高。应注意, 盐度增高还出现在其它冰期, 说明冰期盐度增高在半封闭的南海南部, 特别是 900 ka BP 以后的南海南部是一种普遍且必然的现象。可能也就是因为这种高盐环境, 浮游有孔虫 *P. obliquiloculata* 才一反常态, 在随后的冰期大量生长 (图 3)。

## 6 讨论与结论

综合上述各种生态环境指标, 可以得出, 南海南北部各生物群对发生在 900 ~ 500 ka BP 的中更新世气候转型的反应在长尺度上基本是渐变的, 主要表现在暖水生物种群逐渐减少, 冷水种群逐渐增加, 体现了气温不断下降的总趋势。除了明显反映冰期—间冰期旋回的信号之外, 这些指标还揭示 900 ka BP 前后和 600 ~ 500 ka BP 期间这两大气候突变阶段。900 ka BP 前后以气温骤然下降和海平面降低造成盐度增高为主要特征, 而 600 ~ 500 ka BP 期间则主要表现为气温骤然下降和冬季风增强。

南海南北部的生态环境差异, 集中反映在北部温差高、降温快, 南部温差低、盐度高。降温时间最快温差最高见于南海北部 0.9 Ma BP 左右的“中更新世革命”处不足 1 ka 的时间段。在其它冰期—间冰期, 显著降温时间少则 1.5 ka (MIS 17/16 交界), 多则 20 ka 以上 (MIS 21/20 交界; 图 6)。尽管古温度计算只依据浮游有孔虫指标, 可能还受年龄对比的限制而未能揭示冰期降温的准确强度与时间跨度。但可以肯定, 自 MIS 22 期骤然降温之后约 400 ka 期间, 南海北部表层始终保持较低的冬季水温。值得注意的是, 虽然据转换函数推测得到的古水温变化在 MIS 22 以后与冰期—间冰期旋回的相关很明显, 其波动频率与氧同位素曲线在千年尺度上并不完全吻合。主要表现为, 推测最低古水温并不处于  $^{18}\text{O}$  最重值点, 并且古水温变化曲线在 MIS 20 ~ 18 期间跟冰期变化有时不一致 (图 5)。这些

不吻合的原因可能是冰期时有冬季风对浮游生物组合的持续性影响<sup>[26, 27, 19]</sup>, 也可能是由于难溶冷水种再沉积的原因, 造成后继间冰期古水温计算偏低; 或者由于高盐种的集中出现造成南部冰期古水温计算偏高, 这些问题暂时还没法解决 (图 6)。不过, 不仅是转换函数 FP-12E 的古水温计算可能有偏差, 据 Mg/Ca 比值得到的古水温值也并不总是随氧同位素曲线一致变化的<sup>[5]</sup> (图 6)。

据不同浮游有孔虫类群含量变化计算得到的温跃层深度变化, 在南海南部和北部自 900 ka BP 以后大都在变浅 (图 3, 图 4)。具体说来, 南海南部 17957 孔的温跃层在 MIS 20 期之后几乎都一直变浅, 在 MIS 14 期上升至 120 m 左右<sup>[19]</sup>。超微化石也出现相对应的丰度变化 (图 3)。北部的 1144 站, 温跃层在 MIS 22-16 期间也呈阶段性变浅, 变化范围多在 170 ~ 100 m 之间, 在 MIS 20 期达到最浅 65 m (图 4)。可是 500 ka BP 以来, 1144 站的温跃层不再继续变浅而是转为变深, 这表明现代南海南部与北部上层水体结构的显著差别可能始于中更新世, 气候转型加剧了这些差异。但是, 南海南北部上层水体在长尺度上的分异早在 3 ~ 2 Ma BP 期间就已经开始<sup>[28]</sup>, 那时全球大规模变冷导致北极结冰和大洋环流改组<sup>[29, 30]</sup>。说明南海上层水体变化是受到不同时期全球气候变化的影响, 出现不同阶段性的南北差异也就是必然的结果。有意思的是, 热带亚热带水域的温跃层变浅一般会导致温暖型浮游深水种的丰度增加<sup>[26-28]</sup>, 而 1144 站的温暖型深水种包括 *G. tumida* 和 *Sphaeroidinella* 则在 MIS 22 期之后不断减少, 连温水种 *G. truncatulinoides* 在 MIS 20、18、16 的含量也几乎趋零 (图 4)。这些典型浮游深水种的减少可能并非仅是由于温跃层变化, 相反很可能是因为暖池作用消失和冬季风影响, 导致表层和次表层水大规模降温和上升流活动增强, 最终造成上层水体分层较差、适合这些生物的生态环境遭到彻底破坏的缘故。

冬季风增强的影响范围主要在南海北部, 特别是在 600 ~ 500 ka BP 期间, 也就是中更新世气候转型后期的增强最明显<sup>[14]</sup> (图 5)。同样, 以乔木花粉记录为证, 冬季风在中更新世气候转型早期增强的信号不明显<sup>[14, 8, 9]</sup>, 但其它指标如浮游有孔虫、放射虫和硅藻 (图 4, 5) 都表明冬季风在 900 ka 以来对南海有一定的影响, 并且这种影响在气候转型后期达到高峰, 也导致了南海南北部水体环境差异的进一步加大。那么夏季风引起上升流和高生产力也应

当在转型后期,即 400 ~ 500 ka BP 左右得到增强。或者就如 1143 放射虫和超微化石记录所反映的,夏季风可能并不总是在间冰期增强;或者如 1144 孢粉和浮游有孔虫指示的,冬季风并不总是在冰期增强。另外,表层海水盐度变化特别是 900 ka 前后南海南部是否存在一个高盐时期,尚缺足够资料和证据。不过,受冰期干旱气候和低海平面影响在南部会造成钙硝层 (caliches) 的发育,虽然钙硝层年龄并没有落实<sup>[31]</sup>。比开放西太平洋记录较轻的南海浮游<sup>18</sup>O 值已被认为是受东亚季风造成低盐度的影响<sup>[8]</sup>(图 2),但是到底这种影响是如<sup>18</sup>O 记录反映的那样,自上新世以来一直都存在还是分若干阶段,或者究竟有多少<sup>18</sup>O 值是代表盐度变化,并且这个变量跟海—气耦合过程以及生态环境的关系如何,类似的问题目前还没法回答。

值得注意的是,南海北部 1144 站 MIS 20, 18, 16 四大冰期相对末次冰期 MIS 2 的<sup>18</sup>O 差值均比高纬区大,包括北大西洋<sup>[29,32]</sup>和南大西洋的高纬孔位<sup>[33,30]</sup>。如果说<sup>18</sup>O 记录的冰期旋回是由高纬区驱动的<sup>[2]</sup>,那么高纬区的相对应冰期的<sup>18</sup>O 差值也应该比低纬区高,但没有记录如此证明。相反,中更新世气候转型期东西赤道太平洋的表层水温梯度增大,赤道区水温的高反差,可能引起气流作用增强和雨量增加,从而导致更强的大气与海洋相互作用,影响低纬热能和水汽向高纬的输送,最终导致中更新世气候转型期明显的冰期旋回<sup>[5]</sup>。这种解释支持了早先关于气候转型的驱动力可能是来自于低纬区<sup>[3,34]</sup>或者碳循环变化<sup>[35,3,36]</sup>的猜想。虽然南海各站的<sup>18</sup>O 记录由于不同分辨率和不同年龄而存在小尺度差异(图 2),其曲线变化趋势与赤道西太平洋 MD97-2140 孔的记录<sup>[5]</sup>相当一致。并且 900 ka BP 前后的低温事件也得到 MD97-2140 的 Mg/Ca 温度数据的证实(图 6),共同说明西太平洋暖池在中更新世气候转型时期有明显减弱。

所以,我们的结论是,南海不同生物环境指标和<sup>18</sup>O 值的差异,突出了中更新世气候转型期边缘海区南北气候梯度反差和冬季风在冰期增强的讯号。中更新世气候转型在南海生物和氧同位素记录上主要反应在 0.9 Ma BP 前后发生高频率变化,特别是表层水骤然降温。北部冬季表层水温从 24 ~ 25 降至 17 ~ 28,而南部也从 26 ~ 27 降至 23 ~ 24。总的降温趋势与开放西太平洋一致,直接反映了西太平洋暖池在 0.9 Ma BP 前后有明显的减弱。表层水大幅度降温还发生在后继的 MIS 20,

18, 16 几大冰期,说明主要冰期旋回周期由 41 ka 转变为 100 ka 经历了长达 400 ka 的过渡时期,并且冬季风增强也在过渡时期的后半段最明显,同时可能伴有较强的夏季风。这些生态环境的变化,直接导致南海南北部多类生物的丰度在不同时期的差异。

## 参考文献 (References):

- [1] Prell W L. Oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Quaternary of Hole 502B: Evidence for two modes of isotopic variability [J]. *Initial Reports of the DSDP*, 1982, 68: 455-464.
- [2] Berger W H, Bickert T, Jansen E, *et al* The central mystery of the Quaternary Ice Age [J]. *Oceanus*, 1993, 36: 53-56.
- [3] Shackleton N J. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity [J]. *Science*, 2000, 289: 1 897-1 902.
- [4] Wang Pinxian, Tian Jun, Cheng Xinrong. Transition of Quaternary glacial cyclicity in deep-sea records at Nansha, the South China Sea [J]. *Science in China (Series D)*, 2001, 44: 926-933. [汪品先, 田军, 成鑫荣. 第四纪冰期旋回转型在南沙深海的记录 [J]. *中国科学: D 辑*, 2001, 31(10): 793-799.]
- [5] De Garidel-Thoron T, Rosenthal Y, Bassinot F, *et al* Stable sea surface temperatures in the western Pacific warm pool over the past 1.75 million years [J]. *Nature*, 2005, 433: 294-298.
- [6] Wang P, Prell W L, Blum P, *et al* Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports 184 [M]. College Station, TX: Ocean Drilling Program, 2000.
- [7] Wang Pinxian, Zhao Quanhong, Jian Zhimin, *et al* Thirty million year deep-sea records in the South China Sea [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48(23): 2 524-2 535. [汪品先, 赵泉鸿, 翦知, 等. 南海三千万年的深海记录 [J]. *科学通报*, 2003, 48: 2 206-2 215.]
- [8] Tian J, Wang P, Cheng X. Development of the East Asian monsoon and North Hemisphere glaciation: Oxygen isotope records from the South China Sea [J]. *Quaternary Science Review*, 2004, 23: 2 007-2 016.
- [9] Tian J, Wang P, Cheng X. Responses of foraminiferal isotopic variations at ODP Site 1143 in the southern south China sea to orbital forcing [J]. *Science in China (Series D)*, 2004, 47: 943-953.
- [10] Xu Jian. Quaternary planktonic foraminiferal assemblages in the southern South China Sea and Paleoclimatic variations [D]. Shanghai: Tongji University, 2004. [徐建. 南海南部第四纪浮游有孔虫群与古气候变化 [D]. 上海: 同济大学, 2004.]
- [11] Liu Chuanlian, Cheng Xinrong. Exploring variations in upper ocean structure for the last 2 Ma of the Nansha area by means of calcareous nannofossils [J]. *Science in China (Series D)*, 2001, 44: 905-911. [刘传联, 成鑫荣. 从超微化石看南沙海区近 2 Ma 海水上层结构的变化 [J]. *中国科学: D 辑*, 2001, 31: 834-839.]
- [12] Yang Lihong, Chen Muhong, Wang Rujian, *et al* Radiolarian

- record to paleoecological environment change events over the past 1.2 MaBP in the southern South China Sea [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2002, 47: 1478-1483. [杨丽红, 陈木宏, 王汝建, 等. 南海南部 1.2 MaBP 以来古生态环境变化事件的放射虫记录 [J]. *科学通报*, 2002, 47: 1098-1102.]
- [13] Böhning C, Samthein M, Erlenkeuser H. Toward a high-resolution stable isotope stratigraphy of the last 1.1 million years: Site 1144, South China Sea [J]. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 2004, 184: 1-29.
- [14] Sun X, Luo Y, Huang F, et al. Deep-sea pollen from the South China Sea: Pleistocene indicators of east Asian monsoon [J]. *Marine Geology*, 2003, 201: 97-118.
- [15] Zheng F, Li Q, Tu X, et al. A millennial scale planktonic foraminiferal record of mid-Pleistocene climate transition in the northern South China Sea [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2005, 223: 349-363.
- [16] Clemens S C, Prell W L. Oxygen and carbon isotopes from Site 1146, northern South China Sea [J]. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 2003, 184: 1-8.
- [17] Huang Baoqi, Li Baohua, Jian Zhimin. Comparison of variations in upper water temperatures between the northern and southern South China Sea since 1.5 MaBP [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2004, 24: 79-83. [黄宝琦, 李保华, 翦智敏. 1.5 Ma 以来南海南北上部水体温度变化对比 [J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2004, 24: 79-83.]
- [18] Thompson P R. Planktonic foraminifera in the West North Pacific during the past 150,000 years: Comparison of modern and fossil assemblages [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1981, 35: 241-279.
- [19] Jian Z, Wang P, Chen M, et al. Foraminiferal responses to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea [J]. *Paleoceanography*, 2000, 15: 229-243.
- [20] Shyu J-P, Chen M-B, Shieh Y-T, et al. A Pleistocene paleoceanographic record from the north slope of the Spratly Islands, southern South China Sea [J]. *Marine Micropaleontology*, 2001, 42: 61-93.
- [21] Wang R, Abejmann A. Radiolarian responses to paleoceanographic events of the southern South China Sea during the Pleistocene [J]. *Marine Micropaleontology*, 2002, 46: 25-44.
- [22] Berger W H, Bickert T, Schmidt H, et al. Quaternary oxygen isotope record of pelagic foraminifera: Site 806, Ontong Java Plateau [J]. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1993, 130: 381-395.
- [23] Cheng X, Huang B, Jian Z, et al. Foraminiferal isotopic evidence for monsoonal activity in the South China Sea: A present-LGM comparison [J]. *Marine Micropaleontology*, 2005, 54: 125-139.
- [24] Xu J, Wang P, Huang B, et al. Response of planktonic foraminifera to glacial cycles: Mid-Pleistocene change in the southern South China Sea [J]. *Marine Micropaleontology*, 2005, 54: 89-105.
- [25] Zheng Fan, Li Qianyu, Chen Muhong, et al. Late Pleistocene paleoceanographic characteristics of the southern South China Sea since 500 ka [J]. *Earth Science—Journal of University of China Geosciences*, 2005, 30: 534-542. [郑范, 李前裕, 陈木宏, 等. 南海西南部晚更新世 500ka 以来的古海洋学特征 [J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 2005, 30: 534-542.]
- [26] Wang L, Samthein M, Erlenkeuser H, et al. East Asian monsoon climate during the late Pleistocene: High-resolution sediment records from the South China Sea [J]. *Marine Geology*, 1999, 156: 245-284.
- [27] Pflaumann U, Jian Z. Modern distribution patterns of planktonic foraminifera in the South China Sea and western Pacific: A new transfer technique to estimate regional sea-surface temperatures [J]. *Marine Geology*, 1999, 156: 41-83.
- [28] Li B, Wang J, Huang B, et al. South China Sea surface water evolution over the last 12 Myr: A south-north comparison from Ocean Drilling Program Sites 1143 and 1146 [J]. *Paleoceanography*, 2004, 19: PA1009, doi: 10.1029/2003PA000906.
- [29] Ruddiman W F, Raymo M E, Martinson D G. Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheet and North Atlantic Ocean [J]. *Paleoceanography*, 1989, 4: 353-412.
- [30] Schmieder F, von Dobeneck T, Bleil U. The Mid-Pleistocene climate transition as documented in the deep South Atlantic Ocean: Initiation, interim state and terminal event [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 179: 539-549.
- [31] Gong S Y, Mii H S, Wei K Y, et al. Dry climate near the western Pacific Warm Pool: Pleistocene caliches of the Nansha Islands, south China sea [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2005, 226: 205-213.
- [32] Raymo M E, Oppo D W, Flower B P, et al. Stability of North Atlantic water masses in face of pronounced climate variability during the Pleistocene [J]. *Paleoceanography*, 2004, 19: PA2008, doi: 10.1029/2003PA000921.
- [33] Shackleton N J, Berger A, Peltier W R. An alternative calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677 [J]. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Science*, 1990, 81: 251-261.
- [34] Rutherford S, D'Hondt S. Early onset and tropical forcing of 100,000-year Pleistocene glacial cycles [J]. *Nature*, 2000, 408: 72-75.
- [35] Raymo M E, Oppo D W, Curry W. The mid-Pleistocene climate transition: A deep sea carbon isotopic perspective [J]. *Paleoceanography*, 1997, 12: 546-559.
- [36] Wang P, Tian J, Cheng X, et al. Carbon reservoir changes preceded major ice-sheet expansion at the mid-Brunhes event [J]. *Geology*, 2003, 31: 239-242.

## Paleoecological-Environmental Contrasts between the Southern and Northern South China Sea during Mid-Pleistocene Climate Transition

LI Qian-yu<sup>1,2</sup>, WANG Pin-xian<sup>1</sup>, CHEN Mu-hong<sup>3</sup>, ZHENG Fan<sup>3</sup>, WANG Ru-jian<sup>1</sup>,  
SUN Xiang-jun<sup>1</sup>, LU Chuan-lian<sup>1</sup>, CHENG Xin-rong<sup>1</sup>, JIAN Zhi-min<sup>1</sup>

(1. State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China;

2. School of Earth and Environmental Sciences, The University of Adelaide, SA 5005, Australia;

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

**Abstract:** Paleocological responses to mid-Pleistocene climate transition at about 900 ka in the south China sea (SCS) were mainly reflected by high-frequency fluctuations in planktonic foraminifer, isotopic, and other biological-environmental records that indicated a sudden decrease in sea surface temperature. Winter SST declined from 24 ~ 25 °C to 17 ~ 28 °C in the northern SCS and from 26 ~ 27 °C to 23 ~ 24 °C in the southern SCS. In parallel to the general trend in the open western Pacific, these results indicated considerable weakening of the Western Pacific Warm Pool at ~900 ka, during MIS 22. Large-scale SST decreases also occurred during the subsequent glacial periods MIS 20, 18, and 16, indicating a transitional period of up to 400 ka during the transition of dominant glacial cyclicities from 41 ka to 100 ka. It was not until the later part of this transition did the winter monsoon become significantly strengthened. Paleobiological and isotopic differences between the northern and southern SCS enhanced the signals of N-S climate gradient contrasts and strengthening of winter monsoons during glacial periods in this marginal sea. Therefore, responses of the paleoecological-environmental system to mid-Pleistocene climate transition included not only parallel changes with glacial cycles but also some unique regional characteristics. However, changes in sea surface salinity at and since ~900 ka in responding to monsoon variability and low sea level, as well as their impact on sea-air interaction and the evolution of paleoecological-environmental system in the SCS-western Pacific region, remain unclear.

**Key words:** Glacial cycles; Mid-Pleistocene; Climate transition; Monsoons;  $^{18}\text{O}$ ; Microfossils; South China sea; ODP Leg 184.