

# 末次冰期以来南海深水区的沉积速率<sup>\*</sup>

黄 维 汪品先

(同济大学海洋地质国家教委开放研究实验室, 上海 200092)

**摘要** 根据 72 个站位沉积柱状样的分析数据, 首次对南海 100 m 以下的深水区 6 个不同部位, 在末次冰期与全新世的堆积速率变化进行统计. 结果发现末次冰期时的堆积速率远远高于全新世, 而南海南、北陆坡是堆积速率最高的海区, 两者在各时期具有不同的沉积特征: 南部陆坡在末次冰期、全新世之间陆源物质的堆积速率反差较大, 而北部陆坡不甚明显, 但是该处的生源沉积反差强烈.

**关键词** 南海 堆积速率 沉积学 冰期旋回

边缘海是大洋与大陆的连接部, 边缘海的沉积作用同时含有大陆与大洋的环境信息. 在西太平洋, 南海是最早用 AMS  $^{14}\text{C}$  测年研究沉积速率的边缘海<sup>[1]</sup>, 冰期旋回中南海沉积速率的变化引起了学者们广泛的注意<sup>[2~4]</sup>. 然而以往的研究通常根据少量甚至个别站位的数据作推断, 所得结论也不容易协调. 如 Broecker 等<sup>[1]</sup>发现冰期沉积速率高, 因而推断南海南部周围陆地气候干旱; 而 Schonfeld 和 Kudrass<sup>[4]</sup>却以为冰期沉积速率增加不大, 认为冰期时南海水文条件与今相似. 现在看来这些结论都不无问题. 南海冰期与冰后期沉积速率的变化, 需要比较全面地统计, 才能作出更加客观的古环境解释. 近 10 余年来, 各国科学家在南海做了大量的工作, 所积累的沉积柱状样与各种沉积物年龄和沉积物成分的有关资料相当可观, 其数量之多使得西太平洋其他边缘海现在无法望其项背, 因此, 在西太平洋地区, 南海为整个深水盆地的沉积作用定量分析提供了可能性.

## 1 材料与方 法

本文依据材料主要是在南海历年所采并已发表的柱状样, 合计 72 个(图 1). 由于陆架在冰期低海面时出露海面遭受剥蚀, 本文分析只限于水深超过 100m 以下的深水区域. 鉴于重力或震动活塞取样的长度限制, 能够取得氧同位素 3 期以老地层的较少, 因此本文只探讨氧同位素 1 期与 2 期沉积作用的对比. 少部分站位依据 AMS  $^{14}\text{C}$  测年数据<sup>[1]</sup>, 大多数站位利用氧同位素及碳酸盐地层学进行地层划分, 以 Martinson 等<sup>[5]</sup>的年代表确定年龄(1 期 0~12.05 ka BP; 2 期 12.05~24.10 ka BP), 从而计算出各站位在不同时段的沉积速率(单位时间内形成的沉积厚度)与堆积速率(单位时间内单位面积上形成的堆积物质量). 根据各站位的各种沉积成分含量(主要是陆源沉积与生源沉积(包括钙质和硅质生物沉积)), 可以计算出它们各自

1997-06-04 收稿, 1997-08-18 收修改稿

\*国家自然科学基金资助项目(批准号:49576286)

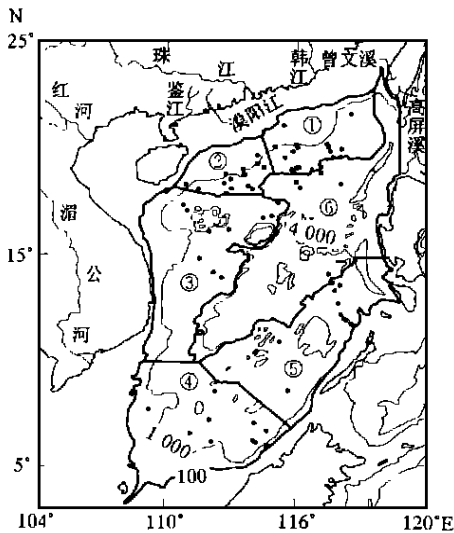


图 1 南海柱状样深水区分区及主要入注河流分布图

~ 为水深大于 100 m 的 6 个分区,黑圈示所用柱状样站位

的堆积速率. 假设各站位间的堆积速率(或沉积速率)呈连续变化,利用插值方法就可以计算出整个研究区域内的堆积速率与沉积量.

由于南海地形相当复杂,不同海区的沉积性质并不相同. 根据南海的沉积物性质、碳酸盐含量<sup>[6]</sup>以及堆积速率的变化等条件,同时考虑到现有实际资料的分布,把南海深水区划分为 6 个区域,分别计算沉积速率(图 1),即:(1)东北陆坡区:位于珠江口东侧;(2)西北陆坡区:位于珠江口西侧,西沙海槽以北;(3)越南岸外及中沙区:越南东部,中央海盆以西;(4)南陆坡区:位于南沙群岛与巽他陆架之间;(5)南沙及沙巴岸外区:包括南沙群岛及其东部海区;(6)中央海盆区:水深超过 3 500 m,碳酸盐溶跃面以下.

现有资料的站在每个分区中的分布很不均匀,以北部陆坡最多,中央海盆区最少并且主要集中在北部,因此各区计算结果的代表性很不相同. 另外南海地形复杂,每个分区内部的地貌与沉积特征也并不一致,本文所求取的只是一种初步结果,有待将来进一步

充实和校正.

## 2 结果

限于篇幅,本文依据的原始数据(72 个站位的位置、水深、文献、测年数据及各期沉积厚度)及计算结果(各站在不同时期的沉积速率、堆积速率及不同成分的堆积速率)一律从简. 所得结果,示于表 1 与图 2. 应当说明的是有蛋白石数据的站位仅 13 个,其中中央海盆区并无站位,其数据是周围区域的外推值,可能不一定反映真实情况.

表 1 南海深水区(大于 100 m 水深)末次冰期(氧同位素 2 期)与全新世(1 期)的年平均总量/ $10^6 \text{ t a}^{-1}$

$^{18}\text{O}$ 分期	沉积总量	陆源碎屑沉积量	碳酸盐沉积量	蛋白石沉积量
1	92.0	79.4	21.9	4.6
2	167.4	155.6	22.4	13.3

## 3 讨论

根据统计结果,比较文献中有关南海沉积速率的推论,可以得出末次冰期与冰后期古环境的有趣结论.

### 3.1 总堆积速率与陆源物供应

由表 1 可见,末次冰期时南海的年平均沉积量明显高于冰后期. 氧同位素 2 期时的年平均沉积量为  $167 \times 10^6 \text{ t/a}$ ,1 期只有  $92 \times 10^6 \text{ t/a}$ . 上面提到,Schonfeld 和 Kudrass<sup>[4]</sup>基于珠江口和

婆罗洲岸外 13 个陆坡站位的氧同位素数据, 得出冰期时堆积速率较今并无明显增加的结论, 与本文统计结果相悖. 其实, 他们是将  $^{18}\text{O}$  的 2, 3, 4 和 5a~d 各期统一当作“冰期”求取其沉积速率, 从而掩盖了盛冰期与冰后期的强烈反差. 末次冰期时沉积总量的增高, 主要是由于非碳酸盐沉积量的增高: 其堆积速率在 2 期是 1 期的 2 倍左右, 而碳酸盐的堆积速率却几乎没有变化, 尽管蛋白石在 2 期堆积速率显著增高(表 1). 但是生源沉积, 尤其是蛋白石的沉积量所占比例非常小.

氧同位素 1 期时, 南海以东北陆坡区与南部陆坡区的堆积速率为最高(图 2 (a)): 东北陆坡区高达  $13.30 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ , 居 6 区之首; 南部陆坡区次之, 为  $6.42 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ ; 其他海区在  $2 \sim 5 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$  左右(图 2 (a)). 此种格局与南海周围的河流分布有关. 如表 2 所示, 现代注入南海的 3 条输沙量最大的河流是湄公河、红河和珠江, 华南的其他 3 条河流(韩江、鉴江、漠阳江)无论是从流域面积还是输沙量来说, 都远不及上述 3 条大河, 但是岛屿山前的小河可以输送大量沉积物入海<sup>[7]</sup>: 在构造强烈隆升的台湾岛, 其高屏溪和曾文溪尽管流域面积合起来不及珠江的百分之一, 输沙量之和却几乎与珠江持平<sup>[8, 9]</sup>(表 2). 因此尽管珠江口入海泥沙靠科氏力的作用主要向西输送, 珠江口以东的东北陆坡区堆积速率却为西北陆坡区的 3 倍(图 2(a), (b)), 可能与台湾岛的入海泥沙相关. 从南海北部( $18^{\circ}28' \text{N}$ ,  $116^{\circ}01' \text{E}$ , 水深  $3750 \text{ m}$ ) 的沉积捕集器所记录的浅层资料(水深  $1000 \text{ m}$ ) 看, 该区沉积供应有强烈季节性, 垂直沉积通量最大值出现在冬季 11 月至次年 2 月, 与冬季风风速相关<sup>[10, 11]</sup>, 反映强劲的

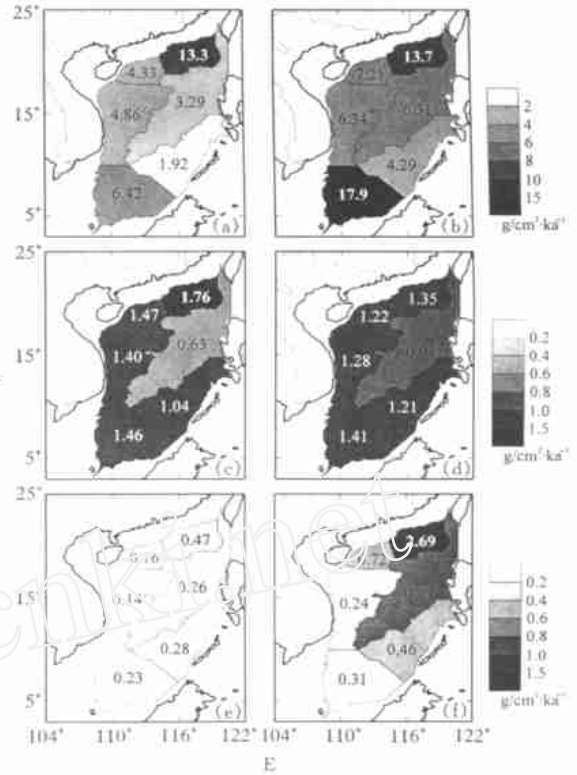


图 2 南海深水区(大于 100 m 水深)末次冰期(氧同位素 2 期)与全新世(1 期)各区平均堆积速率的分布 (a), (b) 示 1, 2 期的总堆积速率; (c), (d) 示 1, 2 期的碳酸盐堆积速率; (e), (f) 示 1, 2 期的蛋白石堆积速率

表 2 注入南海的部分河流的径流量与输沙量

河流	流域面积/ $10^6 \text{ km}^2$	径流量/ $\text{km}^3 \text{ a}^{-1}$	输沙量/ $10^6 \text{ t a}^{-1}$	资料来源
湄公河	0.719	470	160	文献[9]
红 河	0.12	123	130	文献[9]
珠 江	0.45	349	83	文献[8]
高屏溪	0.003	9	39	文献[9]
曾文溪	0.001	2	28	文献[9]
韩 江	0.034	30	7	文献[9, 12]
鉴 江	0.009	8.5	1.9	文献[9, 12]
漠阳江	0.006	8.4	0.8	文献[9, 12]

冬季风可驱动洋流携来大量陆源物质(物源也可能来自于长江等大河),使得浅层沉积捕集器中生物成因沉积物通量也同时大增(见后)。2期时,冬季洋流也可以通过南海与太平洋的唯一通道巴士海峡为南海带来大量陆源物质。

各沉积分区2期的堆积速率普遍高于1期,同样保持了南北高,中部低的分布格局;但与1期不同,2期时南陆坡区的堆积速率( $17.94 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ )高于北部( $13.65 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ )。其他海区的堆积速率较低,在 $4 \sim 7 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ 之间(图2(b))。

南陆架区冰期与全新世堆积速率的反差远远超过其他地区,这主要是陆源物质输入的变化所致,生源沉积变化极小(图2(c)~(f))。冰期低海面时,巽他陆架上有大河(古巽他河)注入,湄公河的沉积物也直接进入深海区,同时由于侵蚀基准面的降低,河谷深切出露的陆架沉积,为该区带来了大量的陆源物质。与此相反,东北陆坡区在1期与2期时的堆积速率基本相同。

统计表明,冰期时南海深水区的陆源碎屑物堆积总量约为每年 $160 \times 10^6 \text{ t}$ (表1),而现代仅8条河流输入南海的泥沙量便达 $500 \times 10^6 \text{ t}$ (表2)。冰期时陆架暴露河口直达深水区,照理沉积量应能与河流输入量相比,但统计结果明显偏低。这里值得注意的问题是浊流沉积的作用。由于古海洋学研究所取沉积柱状样均力求回避浊积物发育区,以致本文统计中未能反映浊流搬运作用的后果,可能导致沉积量统计有偏低的倾向。

### 3.2 生源沉积物的堆积速率

南海的生源沉积物主要包括钙质和硅质生物沉积两大类。从表1中可以看出,南海碳酸盐沉积在2期的年平均沉积量较1期略高,但变化并不太大。南海深水区碳酸盐沉积在冰期旋回中受到强烈溶解作用的影响<sup>[13]</sup>,难以反映生产力的变化;与碳酸盐不同,蛋白石缺乏明显的溶解旋回,对于生产力变化更具代表性。由表1可见,蛋白石沉积量的变化较为剧烈,2期几乎是1期的3倍,反映出末次冰期时的南海生产力大为提高。

在南海的各个不同部位中,生源沉积物的堆积速率以南、北陆坡最高。氧同位素1期时,钙质沉积速率最高的是东北陆坡,为 $1.76 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ ,其他海区较低在 $0.6 \sim 1.5 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ 之间(图2(c));硅质沉积速率以东北陆坡区为高,堆积速率为 $0.47 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ ,其他海区均低于 $0.3 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ (图2(e))。氧同位素2期时,钙质堆积速率最高的是南陆坡区和东北陆坡区( $1.41 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ 和 $1.35 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ ),其他海区的堆积速率在 $0.9 \sim 1.3 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ 之间(图2(d));硅质沉积速率最高的还是东北陆坡区,达 $2.69 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ ,远远高于其他海区(在 $0.2 \sim 0.9 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ 之间)以及在全新世时的堆积速率。将全新世与末次冰期的生源沉积物堆积速率相比,最为突出的是南海北区(东北与西北陆坡区)蛋白石堆积速率的变化,差距达4~6倍之多(图2(e),(f))。这种变化其实与陆源物质输入相关:南海北部的浅层沉积捕集器所记录的生物成因沉积通量的最大值出现于冬季,与冬季风风速对应,说明强劲的冬季风驱动洋流携来大量的陆源物质,丰富的营养盐供应使生物沉积通量增高<sup>[10,11]</sup>。由此推论,陆源物质输入较多的地区,生源沉积的堆积速率就相应较高。由于冰期时冬季风加强,造成了南海北部蛋白石沉积速率的末次冰期与冰后期的巨大反差。

## 4 结论

(1)南海深水区( $> 100 \text{ m}$ )在末次冰期时的沉积物堆积速率明显高于全新世,主要是由于

陆源碎屑物的堆积速率几乎增加一倍所致. Schonfeld 和 Kudrass 关于冰期沉积速率增加不大的说法<sup>[4]</sup>, 与统计结果不符.

(2) 南海各区相比, 以南陆坡区陆源碎屑物的冰期/全新世堆积速率反差最大, 说明冰期低海面时河流直接注入陆坡区是堆积速率增高的主要原因. 最近南海南部孢粉分析的结果表明冰期时气候并不干旱(孙湘君、李逊面告, 1997), 说明 Broecker 等将南海南部冰期沉积速率增高归因于干旱气候的推断<sup>[1]</sup>缺乏依据.

(3) 南海深水区碳酸盐沉积的堆积速率冰期与全新世差别不大, 可能是生产力与深海碳酸盐溶解作用加强两者抵消的结果. 南海北部陆坡蛋白石堆积速率冰期时为全新世的 4~6 倍, 可能反映了冰期冬季风加强增加营养盐供应, 造成生产力上升.

致谢 翦知 博士为本文提供了部分站位的干样密度, 林慧玲博士测定了一些站位的蛋白石含量, 在此深表感谢.

## 参 考 文 献

- 1 Broecker W S, Andree M, Klas M, et al. New evidence from the South China Sea for an abrupt termination of the last glacial period. *Nature*, 1988, 333: 156 ~ 158
- 2 汪品先, 翦知, 刘志伟. 南海晚第四纪的沉积速率. 见: 南海晚第四纪古海洋学研究. 青岛: 青岛海洋大学出版社, 1992. 23 ~ 41
- 3 黄 维, 汪品先. 南海十五万年来的沉积作用: 沉积速率与沉积量. 见: 十五万年来的南海. 上海: 同济大学出版社, 1995. 33 ~ 39
- 4 Schonfeld J, Kudrass H R. Hemipelagic sediment accumulation rates in the South China Sea related to late Quaternary sea-level changes. *Quaternary Research*, 1993, 40: 368 ~ 379
- 5 Martinson D G, Pisias W G, Hays J D, et al. Age dating and the orbital theory of the ice age: development of a high resolution 0 to 300 000 year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 1987, 27: 1 ~ 29
- 6 Su Guang-qing, Wang Tian-xing. Basic characteristics of modern sedimentation in South China Sea. In: Zhou Di, et al eds. *Oceanology of China Sea*. Kluwer, 1994, 2: 407 ~ 418
- 7 Milliman J D, Syvitski J P M. Geomorphic/ tectonic control of sediment discharge to the ocean. *Jour Geology*, 1983, 91(1): 1 ~ 21
- 8 中国自然地理编委会. 中国自然地理(地表水). 北京: 科学出版社, 1981. 185
- 9 Milliman J D, Meade R H. World-wide delivery of river sediment to the ocean. *Jour Geology*, 1983, 91(1): 1 ~ 21
- 10 Jennerjahn T C, Liebezeit G, Kempe S, et al. Particle flux in the northern South China Sea. In: Jin X L, et al eds. *Marine Geology and Geophysics of the South China Sea*. Beijing: China Ocean Press, 1992. 228 ~ 235
- 11 陈文斌, 徐鲁强, Jennerjahn T C. 南海北部颗粒通量的研究. 见: 南海海洋沉积作用过程与地球化学研究. 北京: 海洋出版社, 1993. 191 ~ 201
- 12 冯文科, 薛万俊, 杨达源. 南海北部晚第四纪地质环境. 广州: 广东科学技术出版社, 1988. 261
- 13 Wang P X, Wang L J, Bian Y H, et al. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: surface circulation and carbonate cycles. *Marine Geology*, 1995, 127: 145 ~ 165