

南中国海 8KL 岩芯氧同位素 第 6 期以来的氧、碳稳定同位素 记录与堆积速率研究^①

钱建兴

(国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012)

提 要 通过对南中国海重力活塞岩芯 8KL 的 4 个浮游有孔虫种和 2 个底栖有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 测定, 发现浮游和底栖有孔虫种的氧同位素记录可清晰地划分出 186Ka 以来的氧同位素的 1—6 期。浮游有孔虫的碳同位素记录了氧同位素 1/2 和 5/6 期界限处两个明显变轻的事件。反映了由冰期向间冰期过渡时存在着显著的中层水和底层水上涌现象。根据浮游有孔虫种的氧同位素组成判断, 各浮游有孔虫种的生存深度由浅至深依次为, *Globigerinoides ruber* (pink), *G. ruber* 和 *G. sacculifer*。氧同位素地层学研究表明, 南中国海冰期时的沉积速率和沉积通量要明显大于间冰期。

关键词 氧、碳同位素记录 碳同位素事件 沉积速率和沉积通量

第一作者简介 钱建兴 男 37 岁 副研究员 海洋地质

1 材料和方法

8KL 岩芯位于南中国海北部中陆坡 (19°19.4650N, 114°20.8356E), 水深 1040m, 岩芯全长 965cm。稳定同位素分析样品的取样间距为 10~20cm。对以下浮游和底栖有孔虫种进行了 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 测定, 浮游有孔虫种为, *G. sacculifer*, *G. trilobat sacculifer*, *G. ruber* (pink) 和 *G. ruber*。底栖有孔虫种为 *Uvigerina peregerina dirupta* 和 *Cibicides of incrassatus*。对沉积物样品湿筛、烘干后, 从 250~500 μm 的粒级中在双目镜下挑选出保存程度完好的有孔虫壳体 20 枚左右, 超声波清洗以去除污物。然后, 在德国基尔大学使用带有全自动系统的 MAT-251 型质谱仪测定其稳定同位素组成。通过 NBS-19 碳酸盐标准校正到 PDB 标准, 所有稳定同位素值都用千分偏差表示。氧同位素的分析精度优于 0.06%, 碳同位素的分析精度优于 0.04%, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 组成列于表 1。

表中 $\delta^{18}\text{O}_p$ 和 $\delta^{13}\text{C}_p$ 代表浮游有孔虫种 *G. sacculifer* 的氧、碳稳定同位素组成。

$\delta^{18}\text{O}_b$ 的 $\delta^{13}\text{C}_b$ 分别代表底栖有孔虫种 *U. peregerina dirupta* 的氧、碳稳定同位素组成。

表中年代采用 Imbrie J. 和 Hays J. G. 等 (1984) 的氧同位素地层学时标。

^① 8KL 岩芯系中国—德国南中国海地球科学合作研究 SO49 航次 (1987) 所获得, 国家自然科学基金资助项目, 项目编号 49206062。

表1 8KL岩芯浮游有孔虫 *G. sacculifer* 的底栖有孔虫 *U. peregrina dirupta* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 组成Table 1 The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ data of *G. sacculifer* and *U. peregrina dirupta* in core 8KL

岩芯深度 (cm)	$\delta^{18}\text{O}_p$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_p$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_b$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_b$ (‰)	年代 (ka)	氧同位素 期及界限	岩芯深度 (cm)	$\delta^{18}\text{O}_p$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_p$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_b$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_b$ (‰)	年代 (ka)	氧同位素 期及界限
2	-2.50	2.06	2.83	-0.4	12	1	443	-1.97	1.68	3.20	-0.82	71	4 462cm
22	-2.50	1.61	2.80	-0.15			453		3.25	-0.34			
32			4.04	-0.37			463	-1.82	1.79	3.08	-0.80		
42	-1.33	1.82					473			2.53	-0.75		
62	-1.06	1.89	4.14	-0.60			483	-2.02	1.91	2.77	-0.73		
82	-1.51	1.78					493			2.62	-0.22		
92			3.86	-0.54			503	-2.21	1.64	2.40	-0.64		
103	-1.38	1.64	3.71	-0.70			513			2.55	-0.73		
113			3.72	-0.90			523	-2.28	1.52	2.34	-0.85		
123	-1.22	1.78					533	-1.87	1.54	2.52	-0.86		
143	-1.77	1.70	3.46	-0.65			543	-1.75	1.44	1.92	-1.32		
153	-1.88	1.76					553			2.51	-1.99		
163			3.08	-0.38	563	-1.30	0.98	3.16	-0.56				
173	-2.34	2.04	3.02	-0.70	573			2.77	-1.04				
193	-1.74	1.89	3.17	-0.63	583	-0.83	1.24	3.33	-0.95				
203			3.18	-0.66	593			3.85	-0.95				
223	-1.78	1.54	3.09	-0.47	603	-0.68	1.55	4.09	-0.81				
233			3.46	-0.33	613	-0.90	1.60	3.67	-0.85				
243	-1.65	1.88	3.26	-0.49	623	-0.96	1.59						
253			3.40	-0.42	643	-1.07	1.46						
263	-2.20	1.53	3.46	-0.63	663	-0.95	1.10						
283	-1.89	1.54	3.37	-0.39	673			3.92	-0.97				
293			3.39	-0.31	683	-1.22	1.22	3.30	-0.45				
303	-1.79	1.81	3.08	-1.00	703	-1.55	1.29	3.81	-0.99				
313			3.11	-1.06	723	-1.24	1.22						
323	-1.92	1.69	3.18	-0.24	743	-1.34	1.33						
343	-1.86	1.56	3.23	-0.51	763	-1.65	1.33	3.70	-0.83				
353			2.99	-0.63	783	-1.71	1.51	3.50	-1.01				
363	-1.96	1.65	3.09	-0.74	803	1.78	1.46	3.52	-1.10				
383	-2.02	1.90	2.89	-0.90	823	-1.69	1.35	3.59	-0.91				
393			3.04	-0.80	843	-1.62	1.17	3.56	-0.99				
403	-1.81	1.4	3.01	-0.87	863			3.78	-1.01				
413			3.11	-0.65	883	-1.90	1.12	3.67	-1.14				
423	-1.85	1.69	3.42	-0.44	903	-1.85	0.99	3.73	-0.81				
433			3.38	-0.45	923	-1.52	1.23	3.66	-0.62				
					943	-1.36	1.46	3.43	-0.96				
					953	-1.75	1.80						
					960	-1.84	1.67	3.13	-0.42				

2 有孔虫的稳定同位素组成及其古海洋和古生态意义

通过表1、表2和图1可以看出186Ka(氧同位素第6期)以来,浮游有孔虫种 *Gacculifer* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围是 $-0.68 \sim 0.250$, $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围是 $0.98 \sim 2.06$ ‰; 浮游有

孔虫种 *Gruber* (pink) 的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围是 $-1.89 \sim -2.84\%$, $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围是 $0.66 \sim 1.24\%$; *G. ruber* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围是 $-0.85 \sim -2.76\%$, $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围是 $0.84 \sim 1.15\%$ 。底栖有孔虫种 *U. peregerina disrupta* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围是 $1.92 \sim 4.14\%$, $\delta^{13}\text{C}$ 的变化范围是 $-0.22 \sim -1.14\%$ 。 $\delta^{18}\text{O}$ 值主要记录了有孔虫壳体形成时周围海水的氧同位素组成及温度成份。而 $\delta^{13}\text{C}$ 则反映了当地海水中溶解的重碳酸盐碳同位素组成的变化历史。在氧同位素的 5/6 期 (128ka) 和 1/2 期 (12ka) 界限处 (转折 II 和 I), 浮游有孔虫的碳同位素记录表现出两期明显变轻的值, 特别是在 5/6 期界限处尤为明显。在我们所研究的 37KL 岩芯 (南海北部) 也具有同样的异常, 在南海南部的 SCS15A (Wang Chung-Ho, Chen Min-Pen 等, 1986)、SCS15B (Wang Chung-Ho 和 Chen Min-Pen, 1990)、东太平洋岩芯 V19~30 (Shackleton, N. J., Hall, M. A. 等, 1983) 和墨西哥湾的岩芯中 (Williams, 1985) 也都记录了这两个碳同位素降低的事件。所以说这两个事件可能是全球性的。因为深水有孔虫记录了低的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 可以推断, 这两个负的 $\delta^{13}\text{C}$ 峰值记录了由冰期向间冰期过渡时中层和底层水的上涌现象。

表 2 8KL 岩芯各浮游和底栖有孔虫种的氧、碳稳定同位素组成

Table 2 Stable oxygen and carbon isotope data of each planktonic and benthic foraminifera in core 8KL

岩芯深度 (cm)	有孔虫种	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
543	<i>G. ruber</i> (pink)	-2.84	0.66
563	<i>G. ruber</i> (pink)	-2.43	0.92
583	<i>G. ruber</i> (pink)	-1.96	1.13
623	<i>G. ruber</i> (pink)	-1.89	1.06
663	<i>G. ruber</i> (pink)	-2.21	1.22
683	<i>G. ruber</i> (pink)	-2.04	1.14
703	<i>G. ruber</i> (pink)	-2.16	1.14
743	<i>G. ruber</i> (pink)	-2.16	1.24
0	<i>G. ruber</i>	-2.69	1.07
523	<i>G. ruber</i>	-2.76	0.90
533	<i>G. ruber</i>	-2.75	0.84
543	<i>G. ruber</i>	-2.27	1.07
583	<i>G. ruber</i>	-1.95	1.13
663	<i>G. ruber</i>	-0.85	1.15
503	<i>G. trilobat sacculifer</i>	-2.87	1.31
523	<i>G. trilobat sacculifer</i>	-2.69	1.45
623	<i>Cibicides of incrassatus</i>	3.38	-0.04
643	<i>Cibicides of incrassatus</i>	3.44	-0.08

海洋沉积物中有孔虫壳体的氧同位素分馏机理研究表明 (钱建兴, 1990), 有孔虫壳体的氧同位素组成主要记录了其生存海水中的氧同位素组成, 其次才是温度、盐度等因素, 可用

下式予以概括:

$$\delta^{18}\text{O}_t = \delta^{18}\text{O}_s + \delta^{18}\text{O}_i + \delta^{18}\text{O}_p + \delta^{18}\text{O}_d + \delta^{18}\text{O}_e$$

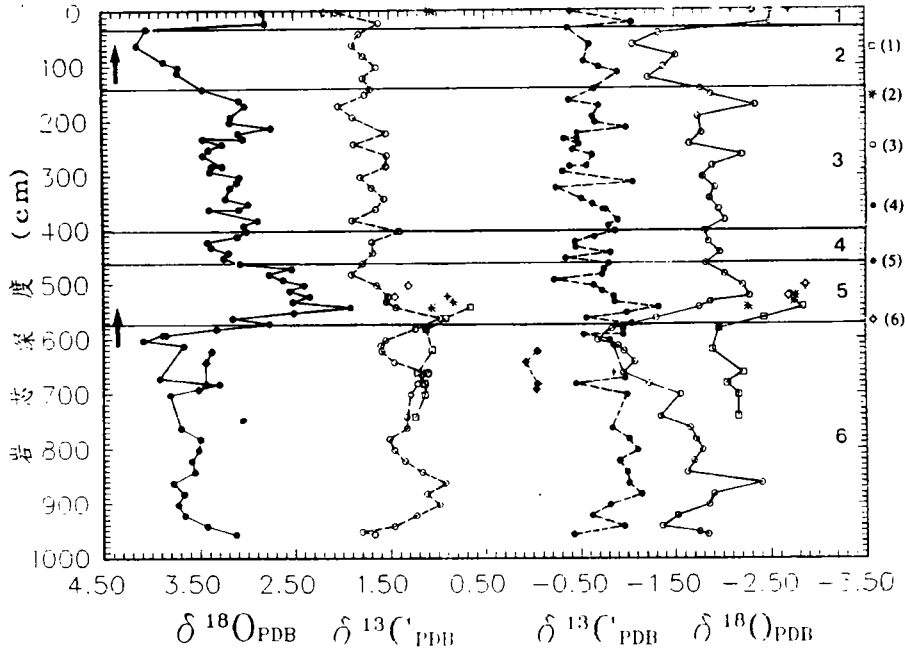
上式 $\delta^{18}\text{O}_t$ 为有孔虫壳体的氧同位素组成;

$\delta^{18}\text{O}_s$ 为冰期向间冰期过渡或由间冰期向冰期过渡时所造成的海水之 $\delta^{18}\text{O}$ 波动;

$\delta^{18}\text{O}_i$ 为海水温度变化所造成的 $\delta^{18}\text{O}$ 差别;

$\delta^{18}\text{O}_p$ 为冰期和间冰期时蒸发和降雨所造成的 $\delta^{18}\text{O}$ 差别,实际上也就是盐度效应;

$\delta^{18}\text{O}_d$ 为有孔虫壳体溶解所造成的 $\delta^{18}\text{O}$ 差别; $\delta^{18}\text{O}_e$ 为有孔虫壳体大小所造成的 $\delta^{18}\text{O}$ 差别。



(1) *G. ruber* (pink) (2) *G. ruber* (3) *G. sacculifer* (4) *U. peregerina dirupta*

(5) *C. ibicoides* of *incrassatus* (6) *G. trilobosacculifer*

图1 8KL岩芯浮游和底栖有孔虫的稳定同位素组成曲线及氧同位素地层学时标(图中数字表示氧同位素期,上方和下方箭头分别表示 *G. crassaformis* 和 *G. ruber* (pink) 最后一次出现的层位。

Fig. 1 The curves of stable isotope composition from planktonic and benthic foraminifera and oxygen isotope geostatigraphy in core 8kl

The numbers indicate oxygen isotope stages, the upper and lower arrows show the LAD of *G. crassaformis* and *G. ruber* (pink) respectively.

根据浮游有孔虫生态学研究的总结(Ramsay, A. T. S., 1977), *G. sacculifer*、*G. trilobosacculifer* 和 *G. ruber* 均为浅水种,主要生存在 0~50m 的浅表层海水中。现代海水的氧同位素研究总结表明,其垂向的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$ 值变化很小,世界各大洋的平均值约为零(钱建兴,1990)。在沉积岩芯的相同层位处,意味着其地质时代相同。在某一确定的地质历史时期,可以认为

表层 0~50m 的海水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值近似为常数(变化很小),即 $\delta^{18}\text{O}_s$ 值为一常数。同理,相同地质历史时期 8KL 岩芯中 *G. sacculifer*、*G. trilobata sacculifer* 和 *G. ruber* 的 $\delta^{18}\text{O}_s$ 也应基本相同。由于该岩芯位于 1040m 水深,该海区的始溶面为 2900m 水深,所以 $\delta^{18}\text{O}_s$ 可不予考虑。因为在挑样时控制浮游有孔虫的粒级为 250~500 μm ,在该粒级范围内其 $\delta^{18}\text{O}$ 差别很小,故而, $\delta^{18}\text{O}_s$ 项可以忽略不计。这样,在相同地质历史时期,各浮游有孔虫种的 $\delta^{18}\text{O}$ 差别应主要反映了温度差异。众所周知,海洋中由浅至深其水温逐渐降低,根据浮游有孔虫种的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化(图 1),可以推断,在 0~50m 的水深范围内,浮游有孔虫的生存深度由浅至深依次为, *G. ruber* (pink)、*G. ruber* 和 *G. sacculifer*。

通过底栖有孔虫和稳定同位素曲线(图 1)可见,两个底栖有孔虫种之间的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值有较大差别,这也是由于底栖有孔虫的栖息深度差别造成的。Altenbach, A. V. 和 M. Sarnthein(1989)的研究认为, *Uvigerina* spp. 为深栖型,大约生活在海底软泥的 2cm 处;而 *Cibicides* spp 则为浅栖息种,生存在海底软泥之上。

3 氧同位素地层学

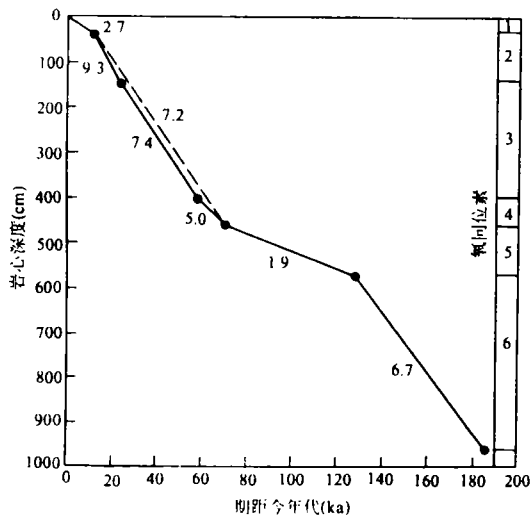


图 2 8KL 岩芯各氧同位素期的沉积速率

Fig. 2 Sedimentation rates of oxygen isotope stages in core 8KL

利用底栖有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线,配合浮游有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线,该岩芯可以清晰地划分出氧同位素的 1~6 期(图 1),与开放大洋的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线对比有着很好的相似性。用 SPECMAP 氧同位素地层学时标(Imbrie, J., Hays, J. D. 等, 1984)控制各期界限处的年代(表 1 和表 2)。Thompson, P. R. 等(1976)对印度洋和太平洋岩芯研究发现,带有粉红色素的 *G. ruber* (pink)最后一次出现的层位(LAD)为氧同位素的 5.5 期,其时代约为 120ka。在 8KL 岩芯中 *G. ruber* (pink)最后一次出现的层位为 540cm 处(图 1 的下方箭头所指),同样为氧同位素的 5.5 期。说明 *G. ruber* (pink)在南中国海最后

一次出现的时间面与印度洋和太平洋海区的时间面一致。上述古生物地层学记录也佐证了对该岩芯氧同位素地层学划分的可靠程度。

4 沉积速率与沉积通量

根据氧同位素地层学时标,对各氧同位素期的沉积速率进行了计算(表 3,图 2)。结果表明,在氧同位素的第 1 期和第 5 期(间冰期)其沉积速率分别为 2.7cm/ka 和 1.9cm/ka,而中更新世和晚更新世最末一次冰期(氧同位素的第 6 期和第 2、3、4 期)时的沉积速率分别

表3 8KL岩芯各氧同位素期的层位、时代及沉积速率和沉积通量

Table 3 The depth in core and ages of each oxygen isotope stage and sedimentary rates and fluxes in core 8KL of the North South China Sea

氧同位素期	1	2	3	4	5	6
氧同位素期界限年代(ka)	12	24	59	71	128	186
各氧同位素期延续时代(ka)	12	12	35	12	57	58
岩芯深度(cm)	32	143	402	462	572	960
各期岩芯长度(cm)	32	111	259	60	110	388
沉积速率(cm/ka)	2.7	9.3	7.4	5.0	1.9	6.7
干密度(g/cm ³)	0.65	0.82	0.75	0.81	0.84	0.86
沉积通量(g/m ² ·yr)	17.6	75.9	55.5	40.5	16.0	59.0
沉积速率(cm/ka)	2.7	7.2			1.9	6.7
沉积通量(g/m ² ·yr)	17.6	57.3			16.0	59.0

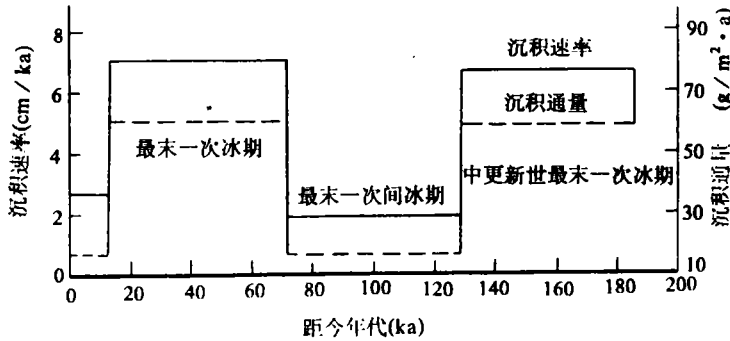


图3 8KL岩芯冰期和间冰期时的沉积速率和沉积通量对比

Fig. 3 A comparison of sedimentation rates and fluxes between glaciation and interglaciation at core 8KL

为 6.7cm/ka 和 7.2cm/ka , 可见自 18.6 万年以来, 冰期时的沉积速率明显大于间冰期(图 3)。利用各氧同位素期的平均干密度, 对各氧同位素期的沉积通量做了计算(表 3)。在氧同位素的第 1 期和第 5 期(间冰期)其沉积通量为 $17.6\text{g/m}^2 \cdot \text{yr}$ 和 $16.09\text{g/m}^2 \cdot \text{yr}$, 中更新世最末一次冰期(氧同位素的第 6 期)和晚更新世最末一次冰期(氧同位素的第 2、3、4 期)其沉积通量分别是 $57.3\text{g/m}^2 \cdot \text{yr}$ 和 $59.0\text{g/m}^2 \cdot \text{yr}$ 。同样表现出冰期时的沉积通量远大于间冰期(图 3)。最末一次冰期时的沉积速率和沉积通量分别为全新世时的 2.7 和 3.3 倍, 是何种原因造成了冰期时的沉积速率和沉积通量大于间冰期? 根据南中国海海平面变化的研究, 在晚冰期最盛期和氧同位素的第 6 期, 南中国海海平面的最大下降幅度约 130m。冰期时, 由于海平面下降, 使得该岩芯位置相对靠近中国大陆和珠江河口, 大量由珠江河口而来的陆源物质在此处沉积; 间冰期时, 由于海平面上升, 该岩芯位置相对冰期时要远离中国大陆和珠江河口, 故仅有少量的陆源物质在 8KL 岩芯处沉积。由此可见, 海平面的升降是控制陆源物质注入的关键, 而陆源物质沉积的数量又控制着沉积速率的高低和沉积通量的多寡。

5 结 论

(I) 8KL 岩芯浮游和底栖有孔虫的氧同位素组成可清晰地划分出氧同位素的 1~6 期,跨越的地质时代为 0~186ka。

(II) 8KL 岩芯浮游有孔虫的碳同位素曲线记录了氧同位素 1/2 期(12ka)和 5/6 (128ka)处两个明显变轻的事件,反映了由冰期向间冰期过渡时,中层水和底层水的上涌现象。

(III) 浮游有孔虫和氧同位素记录研究表明,所研究浮游有孔虫种的生存深度,在 0~50m 层水深中由浅至深的排列依次为 *G. ruber* (pink)、*G. ruber* 和 *G. sacculifer*。

(IV) 8KL 岩芯的氧同位素地层学研究发现,冰期时的沉积速率和沉积通量要明显大于间冰期。

参 考 文 献

- [1] 钱建兴编著,1990,氧同位素地质学及其原理,海洋出版社,117~120,北京。
- [2] Altenbach, A. V. and Sarnthein, M., 1989, Productivity record in benthic foraminifera, Productivity of the ocean, present and past (eds. Berger, W. H., Smetacek, V. S. and Wefer, G.), John Wiley & Sons Limited, S. Bernhard, Dahlem Konferenzen, 255~269.
- [3] Imbrie, J., Hays, J. D. et al, 1984, The orbital theory of Pleistocene climate; support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record, "Milankovitch and Climate", Part 1 (Berger, A. L., et al eds.), Reidel, The Netherlands, 269~305.
- [4] Ramsay, A. T. S., 1977, Oceanic Micropalaeontology, Vol. 1, academic press, London, New York, San Francisco, 808.
- [5] Shackleton, N. J., M. A. Hall, et al, 1983, Carbon isotope data in core V19-30 confirm reduced carbon dioxide concentration in the ice age atmosphere, Nature, 306, 319~322.
- [6] Thompson, P. R., A. W. H. Be 等, 1976, Disappearance of Pink-Pigmented *Globigerinoides ruber* at 120,000 Yr BP in the Indian and Pacific Oceans, Nature 280, 554~558.
- [7] Wang Chung-Ho, Chen Min-pen et al, 1986, Stable isotope records of late Pleistocene sediments from the South China Sea, Bulletin of the Institute of Earth Science, Academia Sinica, 6, 185~195.
- [8] Wang Chung-Ho and Chen Min-Pen, 1990, Upper Pleistocene oxygen and carbon isotopic changes of core SCS-15B at the South China Sea, Journal of Southeast Asian Earth Science, 4(3), 243~246.
- [9] Williams, D. F., 1985, Carbon isotope variations in surface waters of Gulf of Mexico on time scale of 10,000, 30,000, 150,000 and 2 million years. In: The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂, Natural Variations Archean to Present, Amer. Geophys. Union Geophys. Monograph, 32, 329~341.

A Studies on Stable Oxygen and Carbon Isotope Records and
Acuomulation Rates in Core 8KL of the South China Sea
from Oxygen Isotope Stage 6

Qian Jianxing

(Second Institute of Oceanography, SOA, Hangzhou)]

Abstract

The data of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ were measured from *planktonic foraminifera* for 4 species and *benthic foraminifera* for 2 species in piston core 8KL of the South China Sea (S. C. S.). The oxygen isotope records of *planktonic* and *benthic foraminifera* can be recognized stage 1~6 distinctly. A research on biostratigraphy of the planktonic forams indicated that the last appearance datum (LAD) of *Globigerinoides ruber* (pink) occurred at oxygen isotope stage 5.5 ($\approx 120\text{ka}$).

The curves of planktonic carbon isotope composition clearly recorded two lightest events at 128ka (stage 5/6) and 12ka (stage 1/2), especially for 128ka. This phenomenon was discovered in different cores such as SCS 15A and 15B in the southern part of S. C. S. , 37KL in the northern part of S. C. S. and V19-30 in the East Pacific Ocean as well as the cores in Mexico Gulf. Therefore, the two events might be existed in the whole ocean. Due to the lighter $\delta^{13}\text{C}$ value was recorded in deeper *planktonic forams*, so it can be inferred that the two lightest events reflected on existence of welling water masses from intermediate and bottom waters in transitional duration from glaciation to interglaciation. In terms of the oxygen isotope records from planktonic forams, the dwelling water depth of planktonic foraminifera species from shallower to deeper was *G. ruber* (pink), *G. ruber* and *G. sacculifer* in turn.

Based on oxygen isotope geostatigraphic scale, the sedimentary rates and fluxes were calculated for each stage. The results show that the sedimental rates and fluxes are 2.7cm/ka and 17.6g/m²·yr for stage 1; 1.9cm/ka and 16.0g/m²·yr for stage 5; 6.7cm/ka and 57.3g/m²·yr for stage 6, 7.2cm/ka and 59.0g/m²·yr for the last glaciation (stage 2, 3, 4). All in all, the sedimentary rates and fluxes in glacial times were much greater than that in interglacial ages.