

中新世“碳位移”事件在南海的记录*

赵泉鸿 汪品先 成鑫荣 王吉良 黄宝琦
徐建 周震 翦知湓

(同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海 200092)

摘要 南海北部 ODP 1148A 孔(18°50.17'N, 116°33.93'E, 水深 3308.3 m)中新世 24~5 Ma 底栖有孔 *Cibicoides wuellerstorfi* 和 *C. kullenbergi* 及 18~5 Ma 浮游有孔虫 *Globigerinoides sacculifer* 两者的 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线总体上同步波动, 呈现出早-中期重值向晚期轻值的演化趋势; 记录了早-中期 23.1~22.2 和 17.3~13.6 Ma 两次显著的正位移和晚期 10.2~9.4 和 6.9~5.2 Ma 的两次负位移, 这些位移都具全球意义, 为南海与全球进行同位素地层学对比提供了基础, 更是研究全球碳储库及其相关的气候变化的重要资料。

关键词 碳同位素 有孔虫 古海洋学 中新世 南海

在古海洋学研究中, 碳同位素的应用远不如氧同位素广泛. 氧同位素的变化主要反映的是物理过程(水气的蒸发与凝集), 相对比较简单; 碳同位素则主要受生物地球化学过程(有机质的合成与降解)控制, 直接与碳循环联系^[1], 因此要复杂得多. 正因为碳同位素反映的是碳储库的变化, 对追踪地球系统的历史具特殊价值, 其中首先是全球有机碳与无机碳的相对比例. 如新生代晚期海水 $\delta^{13}\text{C}$ 急剧变轻, 说明全球有机碳储库减少, 大气 CO_2 浓度降低^[2]; 冰期时海水 $\delta^{13}\text{C}$ 变轻, 记录了陆地植被萎缩, 全球生物量减少的历史^[3]. 在某些不长的地质时期里, 海水 $\delta^{13}\text{C}$ 急剧加重或减轻, 这正是地球表层系统发生重大变化的证据. 这类碳位移(carbon shift)事件, 在中新世期间频繁发生, 是古环境研究中的重点之一.

中新世深海碳同位素的记录一般分辨率较低, 在西太平洋尤为缺乏. 中国海区的古海洋学研究以第四纪为主, 涉及中新世的很少^[4~6]. 1999 年春南海 ODP184 航次首次提供了晚新生代高分辨率的深海地层记录, 其中 ODP 1148 站更揭示了中新世以来的 24 Ma 连续沉积^[7]. 我们对 ODP1148 站底栖和浮游有孔虫进行了详细的同位素分析, 本文是其中的一部分成果, 提出了南海中新世 24 Ma 以来底栖和浮游有孔虫碳同位素曲线, 并侧重对中新世碳同位素事件进行初步探讨.

1 材料与方法

ODP 1148A 孔位于南海北部 (18°50.17'N, 116°33.93'E, 水深 3308.3 m), 有孔虫样品采取于井深 188 至 477 mcd 层段, 该段岩芯采取率几为 100%. 沉积物主要为绿灰色、褐色钙质超微化石粘土或钙质超微化石软泥. 据有孔虫和钙质超微化石生物地层学资料, 该段地层形成于 5 至 23.8 Ma 之间^[7]. 底栖和浮游有孔虫分别从 699 和 440 个沉积物样品中挑得. 沉积物样品

2001-02-15 收稿, 2001-06-20 收修改稿

*国家自然科学基金(批准号:4999560)和国家重点基础研究发展规划(批准号:2000078502)资助项目

的处理和有孔虫壳体同位素测试方法已在另文中描述^[8], 这里不再赘述。

用于同位素分析的底栖有孔虫在中-晚中新世以 *Cibicoides wuellerstorfi* 为主, 早中新世以 *C. kullenbergi* 为主, 当它们在样品中缺失时, 就用 *Cibicoides* spp., *Oridosalis* spp. 和 *Uvigerina* spp. 等属种替代。样品的时间分辨率平均为 27.1 ka, 其中在 5~10 和 15~18 Ma 两个时间段分辨率较高, 分别为 21 和 19 ka。浮游有孔虫用于同位素测定的是 *Globigerinoides sacculifer*, 样品只做了 5~17.5 Ma 时段, 分辨率在早(17.5~15.0 Ma)、晚(10~5 Ma)两个时段为高, 平均分别为 13 ka 和 22 ka, 中部(15~10 Ma)最低, 仅 120 ka。分辨率低的时段主要由于有孔虫壳体的保存状况较差所造成。

2 分析结果

1148A 孔中新世底栖有孔虫 *Cibicoides wuellerstorfi* 和浮游有孔虫 *Globigerinoides sacculifer* 的碳同位素数值的深度分布如图 1 所示。根据该孔 9 个有孔虫生物事件初现(FO)和末现(LO)的时间和深度(在图 1 中用星号标记), 应用内插法计算出每个同位素样品的年龄, 结果如图 2(b), (c)所示。中新世底栖和浮游有孔虫两者 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线总体上平行, 由早-中期的重值向中-晚期的轻值演化, 早-中期的 $\delta^{13}\text{C}$ 值多数重于中新世的平均值, 中-晚期则相反多数在平均值之下。而最为显著的变化发生在 23.1~22.2 和 17.3~13.6 Ma 两个时期的 $\delta^{13}\text{C}$ 的加重, 发生所谓的“正位移”, 及在 10.2~9.4 和 6.9~6.1 Ma 两个时期的减轻, 即“负位移”。这些 $\delta^{13}\text{C}$ 值的正位移和负位移事件清楚地记录了中新世碳储库的变化及其相关的全球气候的波动。

3 “碳位移”事件

3.1 早中新世早期的碳同位素正位移

该事件见于底栖有孔虫(图 2(b)), $\delta^{13}\text{C}$ 值在 23.1 Ma 由 0.3‰快速增加至 1.5‰, 然后在 23.1~22.3 Ma 期间重值保持在 1.3‰~1.5‰, 之后快速下降至 22.2 Ma 的 0.5‰。这次 $\delta^{13}\text{C}$ 位移在各大洋都有报道^[9~14]。据近年来的研究, 其发生的时间跨越渐新世/中新世界线, 年龄在 24.4 和 22.6 Ma 之间^[12~14]。Hodell 和 Woodruff 将该事件称之为渐新世/中新世界线的“碳位移”(CM-O/M)^[12]。对 ODP929 站的高分辨率同位素研究揭示了 $\delta^{13}\text{C}$ 在事件期间与 $\delta^{18}\text{O}$ 呈同步变化, 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的 Mi1 的重值事件相对应, 并具显著的 400 ka 的周期性, 因而把海洋 ^{13}C 的加重与全球气候变冷联系起来^[13, 14]。推测在事件期间, 由于南极东部冰盖的增大及相应的海洋和大气环流加强, 使大洋生产力和有机碳埋葬速率增加, 从而造成海水 $\delta^{13}\text{C}$ 值变重^[13~15]。南海 1148A 孔在中新世早期 $\delta^{13}\text{C}$ 的正位移, 更证实了该事件的全球性。但是与前人资料对比, 南海的 $\delta^{13}\text{C}$ 正位移发生在 23.1~22.2 Ma 期间, 明显偏晚。而最大的不同之处, 是 1148A 孔的 $\delta^{18}\text{O}$ 在碳正位移时显著减轻, 与 $\delta^{13}\text{C}$ 呈负相关。其原因目前尚不清楚, 有待进一步探究。

3.2 早-中中新世的碳同位素正位移

1148A 孔的底栖和浮游有孔虫的 $\delta^{13}\text{C}$ 在早中新世末期和中中新世早期显著变重(图 2(b), (c)), 两者都在 17.3 Ma 开始增值, 至 16.2~16.0 Ma 期间达最高值, 增幅都达 1.6‰; 16.0 Ma 起 $\delta^{13}\text{C}$ 值相对缓慢下降, 大致终止于 13.6 Ma。

这次发生在早-中中新世之间的 $\delta^{13}\text{C}$ 正位移是晚新生代最为突出的古海洋学事件之一。Vincent 和 Berger 根据以赤道印度洋 DSDP 216 站有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 在 17.5~13.5 Ma 的显著变重, 与

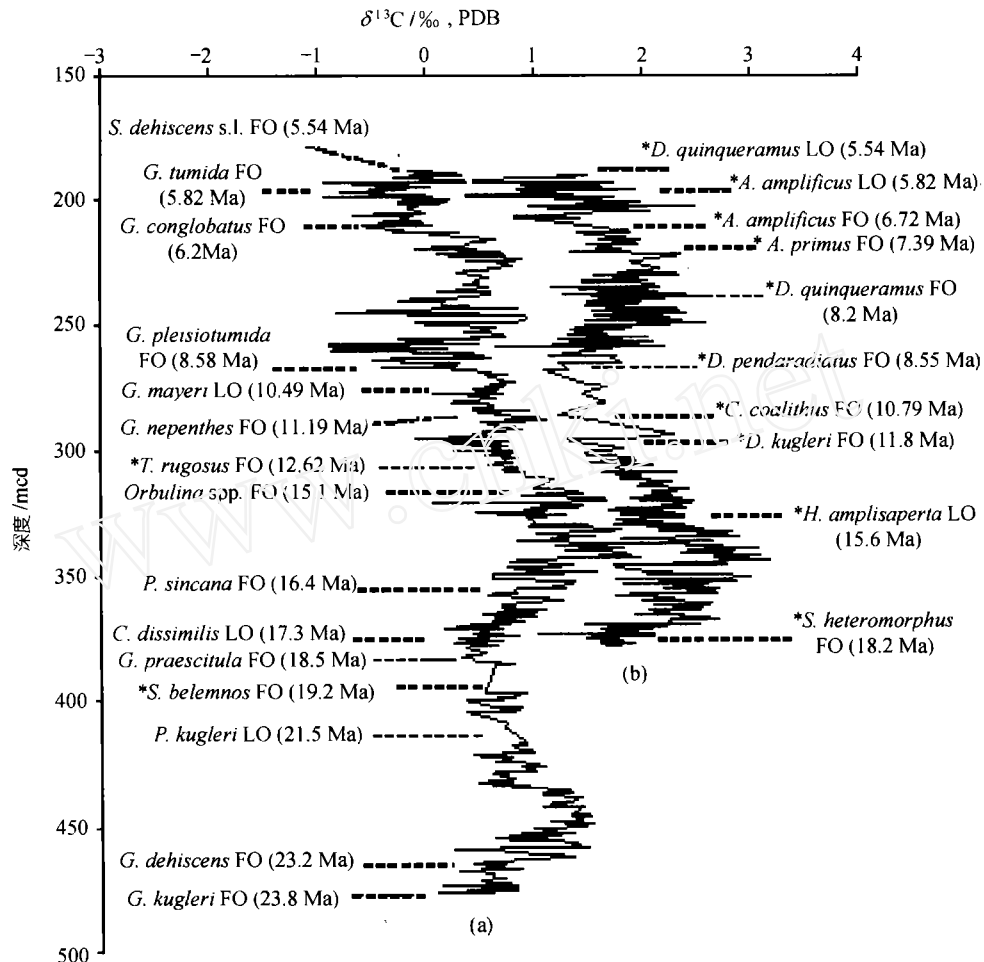


图 1 南海北部 1148A 孔中新世底栖有孔虫和浮游有孔虫碳同位素的深度(mcd, 合成深度)分布, 及有孔虫和超微化石*生物地层事件^[7]

美国加利福尼亚蒙特里组(Monterey Formation)为代表的环北太平洋周缘地区富硅藻沉积同时发生, 将该时期的 $\delta^{13}\text{C}$ 位移称之为“蒙特里碳位移”^[16]。“蒙特里碳位移”已广泛见于全球各大洋深海钻孔中^[11-13,17,18]。ODP 1148 的底栖和浮游有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线具有同样明确的正位移记录, 进一步证实了这次事件的全球性。

文献中对该事件的起始, 高峰和终结等时间的描述尽管有所差异, 但多数认为“蒙特里碳位移”开始于 17.5 Ma 前后, 约在 13.5 Ma 结束, 延续约 4 Ma, 在 16 Ma 前后达 $\delta^{13}\text{C}$ 最重值^[12,17-19]。Woodruff 和 Savin 总结了全球十余个 DSDP 钻孔资料, 将早-中中新世 7 个 $\delta^{13}\text{C}$ 重值峰命名为 CM 1-CM 7 事件, 其中 CM 1-6 事件都位于在“蒙特里碳位”移期间^[17]。蒙特里碳位移及其次级的重值事件都是中新世早-中期同位素地层的对比的重要依据。如图 2 所示, 南海 1148A 孔也是在 16.2~16.0 Ma 达 $\delta^{13}\text{C}$ 的最重值; 在 17.0, 16.4, 16.2, 15.0, 14.2 和 13.8 Ma 等处为中心的 $\delta^{13}\text{C}$ 重值峰可能分别相当于 CM 1 至 CM 6 事件, 但其中 CM 5 和 CM 6 两个事件

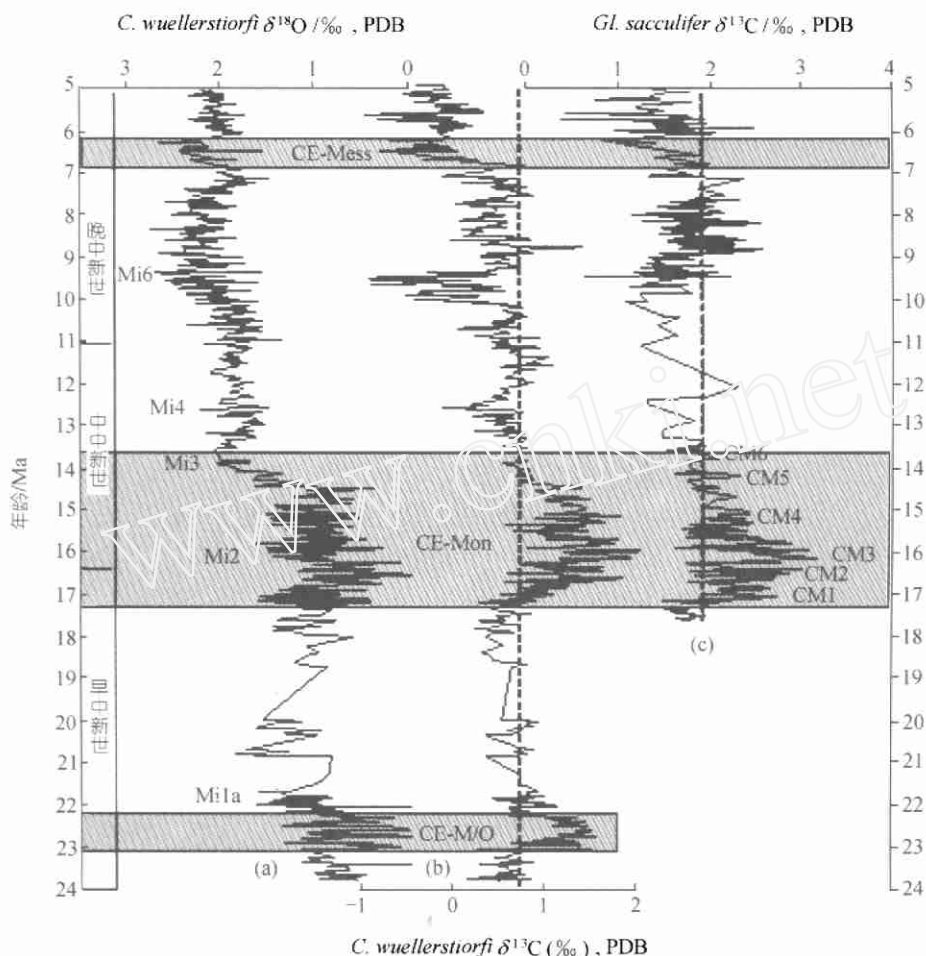


图 2 南海北部 1148A 孔中新世有孔虫氧碳同位素的时代分布

(a) 底栖有孔虫 *Cibicoides wuellerstorfi* 氧同位素曲线, Mi1a, 2, 3, 4, 6 为 $\delta^{18}\text{O}$ 变更事件(据文献[8]); (b)和(c)分别为底栖有孔虫(*Cibicoides wuellerstorfi*, *C. kullenbergi*)和浮游有孔虫(*Globigerinoides sacculifer*)的碳同位素曲线, 两条垂直虚线分别为底栖和浮游有孔虫中新世碳同位素中值。阴影区分别表示早中新世碳位移(CE-M/O, Carbon isotopic excursion crossing the boundary between Oligocene and Miocene)、“蒙特里碳位移”(CE-Mon, Monterey Carbon isotope excursion)和“墨西哥碳位移”(CE-Mess, Late Miocene Messinian carbon excursion), CM1~CM6 为碳同位素变更事件(据文献[17])

不甚发育, 在底栖中尤为明显。

“蒙特里碳位移”期间 $\delta^{13}\text{C}$ 的波动在总体上与 $\delta^{18}\text{O}$ 呈负相关, 但叠加的次级波动往往呈正相关^[17]。1148A 孔的同位素记录进一步证实了这种关系, 如图 2 所示, 1148A 孔的 $\delta^{18}\text{O}$ 在 17.2~14.5 Ma 期间变轻, 最轻值发生在 16.5~16.2 Ma ($\delta^{13}\text{C}$ 的最重值在 16.2~16.0 Ma), 代表中新世的最佳气候和高海面; 然后在 14.5 和 13.6 Ma 期间急剧加重, 指示南极东部冰盖重大扩张和全球变冷。两者次级波动多数呈现相同的增减变化, 最明显的是 $\delta^{13}\text{C}$ 在 16.2~16.0 Ma 的重值与 $\delta^{18}\text{O}$ 同时期的重值 (或 Mi2 加重事件) 相对应。上述 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系说明“蒙特里碳位移”的多数期间(约 3 Ma)处于全球温暖和海面较高的环境, 只是在后期的 1 Ma (14.5~13.6 Ma) 时期中, 即 $\delta^{13}\text{C}$ 开始变重(17.3 Ma)之后约 3 Ma 全球气候才急剧变冷。

许多研究依据海洋 $\delta^{13}\text{C}$ 的正位移与蒙特里组为代表的环北太平洋周缘地区富硅藻沉积同时发生的现象,把后者看作为前者的原因.但对于蒙特里事件中有机碳大量堆积的成因有不同的假说. Vincent 和 Berger 提出“反馈说”来解释蒙特里事件,认为是南极冰盖的生长导致高低纬度间温差加剧,引起对流强化,上升流增强,造成相对富 ^{12}C 的硅质生物和有机质的大量沉积,使海洋中的 ^{13}C 急剧增加^[16]. Barron 和 Baldauf 则认为是格陵兰~苏格兰海底脊在 17~15 Ma 期间下沉并伴随海面上升,使从挪威海越过海脊的北大西洋深层水形成,改变了全球温盐流的格局,使太平洋和大西洋发生盆地间深层水的分异,在太平洋硅质生物和有机质大量聚集^[20]. 而 Raymo 等根据 20~16 Ma 期间 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值呈高的增长速率,指示喜马拉雅山和西藏高原隆升,风化作用加强,河流输入海洋的营养物质增多,增加了海洋生产力及有机物质的埋葬和保存^[21]. 也有推测认为蒙特里事件的碳位移是由全球海侵所造成. 在海侵期间,有机碳堆积在陆架,导致海水中 ^{13}C 含量的增加. 同时,在高海面和温暖气候条件下,可以形成缺氧的中层水,有利于富 ^{12}C 的有机碳埋葬而使海水中 ^{13}C 的相对含量增加^[22,23]. 以上假说,都认为蒙特里事件是通过生产力和有机碳埋葬的增加,使得海洋的 $\delta^{13}\text{C}$ 变重,同时使大气中 CO_2 减少和气候变冷. 但是,正如 1148A 孔同位素资料所揭示的那样,蒙特里事件中的大部分时期处于晚新生代最佳气候,只是在后期(14.5~13.6 Ma)全球气候才急剧变冷,即全球变冷的时间落后于 $\delta^{13}\text{C}$ 开始变重或蒙特里组富有机碳物质开始堆积约 3 ma. Hodell 和 Woodruff 推测 17~15 Ma 时期哥伦比亚河泛滥玄武岩(Columbia River Flood Basalts)喷发,向大气提供 CO_2 保持了温暖的气候及高的风化速率,在 15 Ma 后火山喷发变弱,加上蒙特里时期有机碳沉积的继续,使大气 CO_2 减少,导致 14.5 Ma 开始的全球变冷^[12]. 目前看来,上述无论哪一种假说都不能圆满的解释“蒙特里碳位移”的机理. 1148A 孔的底栖和浮游有孔虫同位素资料证实了这次事件的全球意义,并且为探究该事件的机理提供了西太平洋最好的资料.

3.3 晚中新世早期的碳同位素负位移

只见于底栖有孔虫,发生在 10.2~9.4 Ma 期间,最轻值约在 9.7 Ma 处为 -0.8‰ ,比中新世的平均值轻 1.4‰ . 如图 2 所示,这次 $\delta^{13}\text{C}$ 负位移与 $\delta^{18}\text{O}$ 的 Mi6 的重值事件相对应. 类似于晚中新世早期的 $\delta^{13}\text{C}$ 负位移在文献中少有报道. 根据 Pagani 等人对西南太平洋 588 站中新世有孔虫同位素年龄进行的校正,在 9.5 Ma 前后发生有明显的 $\delta^{13}\text{C}$ 变轻^[24]. 推测 1148A 孔底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 在 10.2~9.4 Ma 的负位移可能与此相当. 但西南太平洋在该事件中 $\delta^{13}\text{C}$ 值下降 0.8‰ ,远小于 1148A 孔的降幅.

3.4 晚中新世晚期的碳同位素负位移

底栖和浮游有孔虫都有明显的显示,发生在 6.9~6.2 Ma 期间. 底栖的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 6.9~6.6 Ma 变轻最显著,由 0.8‰ 降至 6.6 Ma 的最低值 -0.7‰ ,降幅达 1.5‰ . 浮游的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变轻发生的时间要比底栖晚约 0.3 Ma,在 6.6~6.2 Ma 期间由 1.9‰ 降至 0.8‰ ,降幅达 1.1‰ . 有关这次中新世最晚期碳同位素位移早在 1979 年起就不断见报道,是广泛存在于各大洋的全球性事件^[19,22,25~28]. 因其发生的年代在墨西拿时期的早期或古地磁第 6 时,被称之为“墨西拿碳位移”(Messinian carbon shift)^[22]或“古地磁 6 时碳位移”(Chron 6 carbon shift)^[28].

在多数文献中,该事件发生的时间介于 6.6 和 5.9 Ma 之间^[26]. 但是,地中海的资料推断其发生的时间为 7.1~6.8 Ma 时期^[27]. 最近, Krijgsman 等(1999)应用天文年代地层学方法,测定地中海盐度危机发生在 5.96~5.33 Ma^[29]. 南海 1148A 孔该事件发生的年代定为 6.9~6.2 Ma,与前

人的结果也有所差异。

多数资料显示, 这次 $\delta^{13}\text{C}$ 负位移伴随有 $\delta^{18}\text{O}$ 的变重, 因而认为是反映了南极冰盖扩张及其相应的海面下降、环流增强和对陆地有机碳的剥蚀作用加强等的结果^[22,28]。在南海两者的关系如图 2 所示, 1148A 孔的底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 在碳位移期间(6.9~6.2 Ma)明显加重, 与底栖和浮游的 $\delta^{13}\text{C}$ 变轻趋势一致。但是, 并不在所有站位都见有这种 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的负相关^[27]。一些站位的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在中新世最晚期 $\delta^{13}\text{C}$ 负位移时并无明显的加重, 尤在南大洋 ODP 704 站, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值在中新世最晚期 $\delta^{13}\text{C}$ 负位移时反而变轻^[26]。这些矛盾的现象说明需要对这次碳位移的事件进行更深入的研究。

除上述 4 次显著的碳位移外, 还存在若干幅度变化较小的位移, 如发生在以 11.6, 8.8 和 7.6 Ma 为中心的正位移, 及以 12.6, 10.8 和 5.8 Ma 为中心的负位移等。其中 11.6 Ma 为中心 $\delta^{13}\text{C}$ 值的加重主要见于底栖有孔虫。由于分析的样品太少, 该时期的浮游有孔虫的 $\delta^{13}\text{C}$ 记录不明。这次事件在时间上与 Woodruff 和 Savin 命名的 CM 7 事件大致相当, 是“蒙特里碳位移”之后的一次高值^[17]。该事件已见于大西洋^[17,23], 南大洋^[12,17], 印度洋^[17], 西南太平洋^[12,23,24]。其余事件尚少有前人资料可用来对比, 需进一步断定它们是否仅仅反映为局部地区的特征或具全球意义。

4 结论

1148A 孔为西太平洋提供了迄今为止中新世连续的, 分辨率最高的 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线, 记录了 24 Ma 以来中新世 $\delta^{13}\text{C}$ 在波动中逐渐变轻的趋势。中新世早-中期的 $\delta^{13}\text{C}$ 值多数在中新世平均值之上, 在 23.1~22.2 和 17.3~13.6 Ma 发生两次明显的正位移, 其中 17.3~13.6 Ma 碳位移时期 $\delta^{13}\text{C}$ 值的增幅最大, 在 16.2~16.0 Ma 达晚新生代最重值(2.0‰)。中新世晚期 $\delta^{13}\text{C}$ 值多数在平均值之下, 以两次负位移为特征, 分别发生在 10.2~9.4 和 6.9~6.2 Ma, 其中以中新世最晚期的碳位移最显著。这些事件已证明全球普遍发生, 不仅是同位素地层学划分和对比的重要标志, 更主要是全球碳储库及其相关的气候变化的见证。

中新世底栖和浮游有孔虫两者 $\delta^{13}\text{C}$ 值在总体上呈同步增减, 总体上又与同时期呈阶梯状逐步变重的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线平行, 反映了中新世大洋海水 CO_2 中 $\delta^{13}\text{C}$ 平均含量的持续下降与全球气候变冷的相关性。但是, 中新世有孔虫壳体的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化所反映的大洋内部及与大气和陆地之间的碳迁移是十分复杂的过程, 其机理尚不十分清楚, 正是在探索之中的一个重大课题。南海 1148A 孔的碳同位素资料是西太平洋甚至整个太平洋最为连续和分辨率最高的, 可以为这方面研究提供贡献, 这正是我们下一步的目标。

参 考 文 献

- 1 Mackensen A, Bickert T. Stable isotopes in benthic Foraminifera: Proxies for deep and bottom water circulation and new production. In: Fischer G, Wefer G, eds. Use of Proxies in Paleocyanography: Examples from the South Atlantic. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1999. 229~254
- 2 Shackleton N J, Pisias N G. Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing, and climate. In: Sundquist E T, Broecker W S, eds. The Carbon Cycle and Atmospheric CO_2 : Natural Variations Archean to Present. Geophys Monogr Ser, 1985, 32: 303~317
- 3 Shackleton N J. Carbon-13 in Uvigerina: Tropical rainforest history and the Equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. In: Andersen N R, Malahoff A, eds. The Fate of Fossil Fuel CO_2 in the Oceans. New York: Plenum Publ Corp, 1977. 401~427

- 4 Wang Pinxian. Neogene stratigraphy and paleoenvironments of China. *Palaeogeogr Palaeoclim Palaeoecol*, 1990, 77: 315~334
- 5 葛知灏. 南海冰期深部水性质的稳定同位素证据. *中国科学, D 辑*, 1998, 28(3): 250~256
- 6 郝诒纯, 徐钰林, 许仕策, 等. 南海珠江口盆地第三纪微体古生物及古海洋学研究. 武汉: 中国地质大学出版社, 1996. 136
- 7 Wang P, Prell W L, Blum P, et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports, V184 (CD-ROM), Nat Sci Found & Joint Oceanogr Inst, Inc, 2000
- 8 赵泉鸿, 葛知灏, 王吉良, 等. 南海北部晚新生代氧同位素地层学. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(10): 800~807
- 9 Vincent E, Killingley J S. Oxygen and carbon isotope record for the Early and Middle Miocene in the central equatorial Pacific (Leg 85) and paleoceanographic implications. In: Mayer L, et al. *Init Rep DSDP, V85*, 1985, 749~769
- 10 Miller K G, Fairbanks R G. Oligocene to Miocene carbon isotope cycles and abyssal circulation changes. In: Sundquist E T, Broecker W S, eds. *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*. *Geophys Monogr*, 1985, 32: 469~486
- 11 Wright J D, Miller N G. Miocene stable isotope stratigraphy. Site 747, Kerguelen Plateau. In: Wise S W, et al. *Proc ODP Sci Res, V120*, 1992, 855~866
- 12 Hodell D A, Woodruff F. Variations in the strontium isotopic ratio of seawater during the Miocene: Stratigraphic and geochemical implications. *Paleoceanogr*, 1994, 9(3): 405~426
- 13 Flower B P, Zachos J C, Martin H. Latest Oligocene through early Miocene isotopic stratigraphy and deep-water paleoceanography of the western equatorial Atlantic: Site 926 and 929. In: Shackleton N J, et al. *Proc ODP Sci Res, V154*, 1997, 451~461
- 14 Zachos J C, Flower B P, Paul H. Orbitally paced climate oscillations across the Oligocene/Miocene boundary. *Nature*, 1997, 388: 567~570
- 15 Shackleton N J. The carbon isotope record of the Cenozoic: History of organic carbon burial and of oxygen in the ocean and atmosphere. In: Brooks J, Fleet A J, eds. *Marine Petroleum Source Rocks*. *Geol Soc Spec Publ*, 1987, 26: 423~434
- 16 Vincent E, Berger W H. Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene: the Monterey hypothesis. In: Sundquist E T, Broecker W S, eds. *The Carbon cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*. *Geophys Monogr Ser*, 1985, 32: 455~468
- 17 Woodruff F, Savin S M. Mid-Miocene isotope stratigraphy in the deep sea: High-resolution correlations, paleoclimatic cycles, and sediment preservation. *Paleoceanography*, 1991, 6(6): 755~806
- 18 Flower B P, Kennett J P. Middle Miocene deepwater paleoceanography in the Southwest Pacific: Relation with East Antarctic ice sheet development. *Paleoceanogr*, 1995, 10(6): 1095~1112
- 19 Vincent E, Shackleton N J, Hall M A. Miocene oxygen and carbon isotope stratigraphy of planktonic foraminifera at sites 709 and 758, tropical Indian Ocean. In: Weissel J, et al. *Proc ODP Sci Res, V121*, 1991, 241~252
- 20 Barron J A, Baldauf J G. Development of siliceous sedimentation in the north Pacific during the Miocene and Early Pliocene. In: Tsuchi R, ed. *Pacific Neogene Events*. Japan: Univ Tokyo Press, 1990. 43~63
- 21 Raymos M E. The Hymelayas, organic carbon burial, and climate in the Miocene. *Paleoceanogr*, 1994, 9(3): 399~404
- 22 Berger W H, Vincent E. Deep-sea carbonates: Reading the carbon-isotope signal. *Geol Rund*, 1986, 75(1): 249~269
- 23 Kennett J P. Miocene to early Pliocene oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Southwest Pacific, DSDP Leg 90. In: Kennett J P, et al. *Init Rep DSDP, V90*, 1986, 1383~1411
- 24 Pagani M, Arthur M A, Freeman K H. Miocene evolution of atmospheric carbon dioxide. *Paleoceanogr*, 1999, 14(3): 273~292
- 25 Keigwin Jr L D, Shackleton N J. Uppermost Miocene carbon isotope stratigraphy of a piston core in the equatorial Pacific. *Nature*, 1980, 284: 613~614
- 26 Müller D W, Hodell D A, Ciesielski P F. Late Miocene to earliest Pliocene (9.8~4.5 Ma) paleoceanography of the Subantarctic Southwest Atlantic: Stable isotopic, sedimentologic, and microfossil evidence. In: Ciesielski P F, et al. *Proc ODP Sci Res, V114*, 1991, 459~474

- 27 Hodell D A, Benson R H, Kent D V, et al. Magnetostratigraphic, biostratigraphic, and stable isotope stratigraphy of an Upper Miocene drill core from the Salé Briqueterie (northwestern Morocco): A high-resolution chronology for the Messinian stage. *Paleoceanography*, 1994, 9(6): 835~855
- 28 Vincent E, Killingley J S, Berger W H. Miocene oxygen and carbon isotope stratigraphy of the tropical Indian Ocean, In: Kennett J P, ed. *The Miocene Ocean: Paleoceanography and Biogeography*. Geol Soc Am Mem, 1985, 163: 103~130
- 29 Krijgsman W, Hilgen F J, Raffi I, et al. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 1999, 400: 652~655
- 30 Mutti M. Bulk $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records from Site 999, Colombian Basin, and Site 1000, Nicaraguan Rise (latest Oligocene to middle Miocene): Diagenesis, link to sediment parameters, and paleoceanography. In: Leckie R M, et al. *Proc ODP Sci Res*, V165, 2000, 275~283

www.cnki.net