

DOI: 10.13745/j.esf.sf.2024.1.35

重建南海 27 Ma 以来高分辨率碳酸盐补偿深度

王家昊¹, 胡修棉^{1,*}, 蒋璟鑫¹, 马超², 马鹏飞³

1. 南京大学 地球科学与工程学院 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 江苏 南京 210023

2. 成都理工大学 油气藏地质及开发工程全国重点实验室, 四川 成都 610059

3. 同济大学 海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

WANG Jiahao¹, HU Xiumian^{1,*}, JIANG Jingxin¹, MA Chao², MA Pengfei³

1. State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, China

2. State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

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

WANG Jiahao, HU Xiumian, JIANG Jingxin, et al. High-resolution reconstruction of carbonate compensation depth in the South China Sea since 27 Ma. *Earth Science Frontiers*, 2024, 31(1): 500-510

Abstract: The reconstruction of carbonate compensation depth (CCD) in the Cenozoic Ocean has been a focus of attention from the academic community. In this paper, based on the IODP (Integrated Ocean Drilling Program) substances data and age-depth models from 20 boreholes at 14 sites in the South China Sea, the paleo-water depths in the boreholes were restored, the carbonate accumulation rate (CAR) was calculated, and CCD changes in the South China Sea since 27 Ma were reconstructed using linear regression method. Results showed that CCD in the South China Sea significantly decreased by more than 2000 m during the basin stretching period (27–18 Ma), while during Middle Miocene Climate Optimum (MMCO) it became shallower by 800 m. Since 8 Ma, CCDs in the South China Sea and the equatorial Pacific Ocean exhibited different evolutionary trends, with the former fluctuating between 3500–4000 m and the latter continuing to decline from 4000 m to ~4500 m. Prior to 27 Ma, extensive terrigenous input and development of upwelling led to shallow CCD in the South China Sea. The deepening of the sea basin and the weakening of the upwelling caused by tectonic tension during 27–18 Ma were interpreted as the main factors contributing to the decline of CCD during this period. Climate-driven sea-level fluctuations during MMCO led to changes in the core region of carbonate deposition, which was an important reason for CCD fluctuations. The differential evolution of CCD in the South China Sea and the Pacific Ocean since 8 Ma was the result of poor bottom water exchange between the Pacific Ocean and the South China Sea.

Keywords: carbonate compensation depth (CCD); South China Sea; carbon cycle; marginal sea

摘要: 新生代海洋碳酸盐补偿深度(CCD)的重建长期受到学术界的广泛关注。本研究以南海 14 个站位 20 个钻孔的综合大洋钻探计划(IODP)物质数据与年龄-深度模型,恢复了对应钻孔的古水深,计算了碳酸盐累积速率(CAR),基于线性回归的方法,重建了南海 27 Ma 以来 CCD 变化。研究结果显示:南海在海盆拉张形成期(27~18 Ma)出现了 CCD 超过 2 000 m 大幅度的下降;在随后的中中新世气候适宜期(MMCO)期间,南海 CCD 出现 800 m 变浅。8 Ma 以来南海 CCD 演化和赤道太平洋的演化呈现了不同的演化趋势:前者在 3 500~4 000 m 范围内波动,后者则从 4 000 m 持续下降到 4 500 m 左右。27 Ma 之前,广泛的陆源输入和上升洋流发育导致南海出现浅的 CCD。27~18 Ma 时期的构造拉张导致的海盆加深,同时上升洋流减弱,被解

收稿日期:2024-01-04;修回日期:2024-01-19

基金项目:国家自然科学基金项目(42050102)

作者简介:王家昊(1998—),男,硕士研究生,主要从事沉积学大数据、碳循环方面的研究。E-mail: mg21290017@smail.nju.edu.cn

* 通信作者简介:胡修棉(1974—),男,博士,教授,博士生导师,主要从事沉积大地构造、古环境方面的研究。E-mail: huxm@nju.edu.cn

<https://www.earthsciencefrontiers.net.cn> 地学前缘,2024,31(1)

释为该时期 CCD 下降的主要因素。MMCO 期间气候驱动下的海平面波动导致了碳酸盐沉积核心区域的变化,是造成 CCD 波动的重要原因。8 Ma 以来南海和太平洋 CCD 的差异演化是太平洋底水与南海底水的交换不畅的结果。

关键词:碳酸盐补偿深度(CCD);中国南海;碳循环;边缘海

中图分类号:P736 **文献标志码:**A **文章编号:**1005-2321(2024)01-0500-11

0 引言

海洋碳酸盐补偿深度(CCD)是碳酸盐沉淀与碳酸盐溶解平衡时的海水深度。当深度抵达该界面时,来自表层钙化生物的碳酸盐供应速率通过溶解达到平衡^[1-3]。因此,在此界面之上,海底沉积物以钙质为主;界面之下,则以硅质沉积物、远洋黏土等非钙质沉积物为主导。作为深海钙质沉积物和非钙质沉积物的区分界面,CCD 是影响深海沉积物分布的重要因素^[3]。研究表明,新生代以来的大洋 CCD 的波动与地质历史中重要的气候或者构造事件在时间上存在一定程度上的耦合^[3-5],目前普遍认为 CCD 波动是这类事件的响应。还有一些研究工作在聚焦全球深时海洋-大气碳循环模拟工作时,不同地质历史时期的大洋 CCD 需要作为重要参数参与到碳循环模型的构建^[6]。因此,重建 CCD 的演化历史,对于理解深海沉积物分布的演化规律、讨论海洋环流和气候演化以及模拟海洋和全球碳循环是非常重要的^[3]。

前人工作围绕全球不同的大洋,利用大洋钻探计划(DSDP/ODP/IODP)获取的岩心物质数据,采取不同的方法,绘制出了不同版本的各大洋 CCD 演化曲线^[2,3,5,7-11]。由于前人使用的方法不同,选择的 CCD 替代指标也不同,对同一区域的 CCD 演化模式的重建也存在显著的差异。更重要的是,目前的 CCD 演化重建基本是围绕宽阔洋盆展开的,对于大陆边缘海盆的 CCD 演化研究缺乏。新生代以来,全球不同大洋受到气候事件的影响,大洋 CCD 呈现出相似的演化趋势,但是对于大陆边缘海盆的 CCD 在相同的气候事件下的演化仍不明确。相较于大洋,边缘海作为气候变化更为快速的响应区域^[12],CCD 的演化存在着潜在的特殊性。

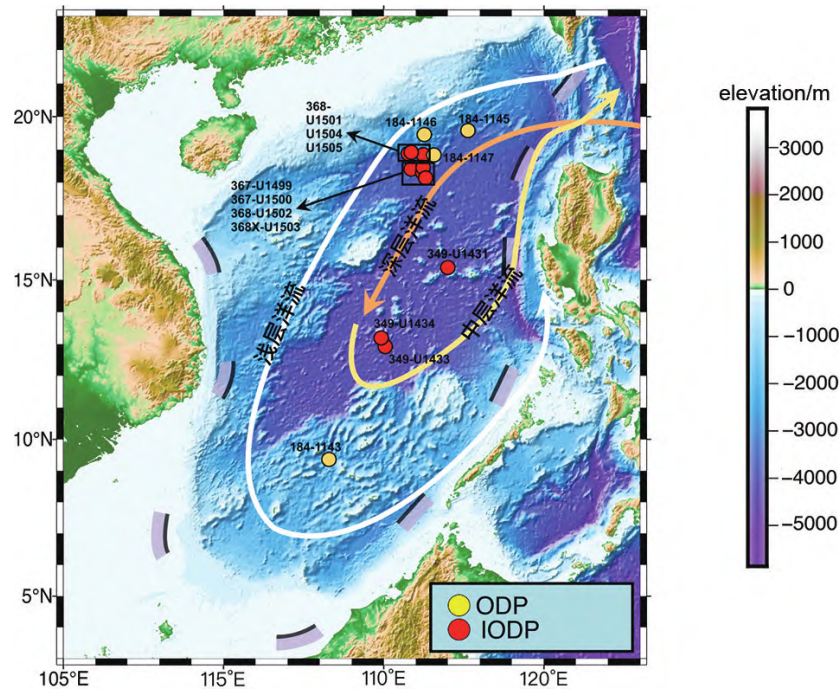
南海是东亚大陆边缘重要的边缘海之一。对于现代南海 CCD 的讨论仍存在争议。李粹中^[13]基于南海表层沉积物中的碳酸钙-深度剖面,认为南海现代 CCD 应该在 3 500 m 左右。Miao 等^[14]则基于现代以及末次冰期碳酸钙沉积物和翼足类化石丰度

随南海水深变化计算得到南海 CCD 在 3 800 m。张江勇等的研究^[15]利用浮游有孔虫壳体和钙质超微化石丰度界定了南海西北次海盆和中央海盆的 CCD 应小于或等于 3 500 m。总之,现代南海的 CCD 普遍认为在 3 500~4 000 m。通过现代太平洋和南海 CCD 对比推断,翦知湓等^[16]认为晚始新世南海 CCD 为 2 400~2 900 m。这种基于现代大洋数据的推断性质的 CCD 研究脱离了深时沉积物数据的基础,精度低且误差大。南海深时 CCD 的重建缺乏系统性的、演化性质的研究。

本研究以综合大洋钻探(ODP, IODP)南海相关航次获取的 14 个站位 20 个钻孔的岩心物质数据和年龄-深度模型(图 1)为基础,使用 pyBacktrack 软件^[17],在考虑动力地形因素的基础上重建了南海古水深。通过计算岩心样品的不同时间窗口下的碳酸盐积累速率与古水深的回归关系,我们确定了每个时间窗口对应的 CCD 并绘制了 27 Ma 以来的南海 CCD 演化曲线;重点讨论了南海构造事件与气候事件作用下 CCD 的响应,以及演化过程中太平洋深水团与南海深部海水之间的联系。

1 南海区域背景

南海作为东亚与东南亚之间的边缘海,西北侧紧靠亚欧板块边缘,东北侧通过巴士海峡与太平洋相连,东南侧与菲律宾岛弧相接,南海陆架主要分布在北部和西部(图 1)。现代南海属于半封闭的深海海盆^[16,18],最大水深可达 5 500 m,而巴士海槛水深仅有 2 600 m。南海海盆先后经历了拉张-洋脊跃迁-再拉张-停止拉张-东向俯冲等构造事件。始新世时期,南海很可能还只是古南海北部陆架的一部分^[19-21],32 Ma 前后,随着巴拉望和礼乐地体南移,南海东部开始扩张。25 Ma 南海中脊向西跃迁^[22],西部次海盆开始张裂。16 Ma 前后南海结束了海底扩张,菲律宾岛弧北移就位。新生的南海洋壳随后向东俯冲,使得南海洋壳的东部俯冲在菲律宾岛弧之下,形成了吕宋岛弧和台湾增生楔。本研究涵盖了 ODP、IODP 南海深海海盆以及北部大陆



现代南海的表层、中层、深层洋流路径据文献[16]修改;白色路径为表层洋流,黄色路径为中层洋流,橙色路径为深层洋流;使用 GMT6.0 绘制并采用墨卡托投影。

图 1 研究所采用的南海海域的综合大洋钻探计划(IODP)和大洋钻探计划(ODP)站位分布与南海洋流路径

Fig. 1 Location and distribution of IODP and ODP (Ocean Drilling Program) sites in the study area and ocean current path in the modern South China Sea (Using GMT6.0 and Mercator projection).

Current paths are modified from [16]. White: surface current; yellow: middle current; orange: deep current.

架的钻井站位,南海不同地形单元的钙质沉积物数据对重建 CCD 演化可以提供有效的约束。

CCD 演化与海盆深部环流情况密切相关。南海现代深部海流的源头在巴士海槛。西赤道太平洋约 2 000 m 深处的海水会越过巴士海槛并以“深海瀑布”的形式下沉进入南海深部^[16,18,23]。深部海流受到西北部的广袤陆架和海底地貌的阻碍而抬升成为中层海流。南海现代深部水体与太平洋中层水体单向连通,因此,当太平洋中层水体的化学性质发生改变时,南海深部水体也受到影响而变化(图 1)。

2 方法与数据汇编

通过大洋沉积物确定深时 CCD 的原理主要有两种:一是将 CCD 定义为与沉积物中 CaCO_3 的某一较低固定含量的深度。Van Andel 等最先基于该原理^[24]粗略地确定了新生代以来的碳酸盐的分布情况和碳酸盐补偿深度,并设定 CaCO_3 质量分数等于 20% 的深度界面为 CCD。二是 CCD 是海洋中的远洋碳酸盐供给速率和溶解速率达到平衡时的深

度^[25],在这一深度的碳酸盐积累速率(即碳酸盐的质量通量, CAR)为零。本研究采用的方法基于第二种原理,沿用了 Dutkiewicz 等^[3]和 Campbell 等^[11]重建 CCD 的方法,在他们的基础上对岩性数据汇编进行改进,从而提升了古水深恢复的精度。

(1) 碳酸盐积累速率的计算。在利用外推法计算太平洋新近纪 CCD 时, Lyle^[2]给出了 CAR 的计算公式:

$$\text{CAR} = \frac{\text{CC}\%}{100} \cdot \rho_{\text{dry}} \cdot S$$

其中, CC% 为样品碳酸钙质量百分比, ρ_{dry} 为样品干密度, S 为线性沉积速率。本研究汇总了南海 20 个钻孔的 CC%、 ρ_{dry} 和钻孔年龄-深度模型(原始数据见附件)。年龄-深度模型是基于贝叶斯算法优化的 Bchron 模型,通过进一步计算得到 S。为了获得 CC% 样品对应深度相对准确的 ρ_{dry} 和 S 值,本研究采用 Stata (<https://www.stata.com>) 对 ρ_{dry} 和 S 进行线性插值计算。

(2) 古水深的重建。本研究使用了 pyBacktrack 软件^[17]的浅海陆壳回剥功能,用于回溯南海大洋钻

探获取的不同钻孔深度的 CaCO_3 样品所对应古水深。pyBacktrack 软件基于回剥法, 在年龄深度模型框架下配合各种岩性的解压参数进行回溯的同时, 还考虑了构造沉降、动态地形和海平面升降的影响。其中, pyBacktrack 软件 M7 模型^[17]能很好地解释大陆淹没、海平面曲线与冰层和海洋盆地体积波动以及动态地形的影响。本次研究参考了 Dutkiewicz 等的工作^[3], 采用 M7 模型来重建南海大洋钻孔的古水深。pyBacktrack 对南海的古水深重建需要考虑南海海盆拉张的起始时间, 因此参考了 Taylor 等的研究^[26]将其设定为 32~17 Ma。本研究使用了 20 个钻孔的涂片描述(Smear Slides)的岩性百分比作为岩性数据输入。相较于岩石地层学的宏观岩性描述, 涂片描述的岩性数据描述更准确, 岩性控制点更密集面, 为古水深-年代曲线增加了更多的细节, 对于较深钻孔的古水深恢复更加精确。

(3)古水深- CAR 的线性回归。在获取每一个碳酸钙样品深度层位所对应的 CAR 值和古水深度后, 我们将所有数据按年代进行划分。其中, 由于 17 Ma 以来的 CaCO_3 样品数量多, 采取每 0.5 Ma 间隔的移动窗口, 27~18 Ma 则采用了 1 Ma 间隔的移动窗口。本研究使用 GMT 软件 6.1 版本(<https://www.generic-mapping-tools.org>) Regression 模块^[27], 针对每个时间窗口碳酸盐样品对应的古水深与 CAR 值进行压轴回归分析(RMA), 并使用去除通过平方残差的最小中位数识别出的异常值后的残差平方平均值来检测异常值(重新加权最小二乘法, RLS)。该方法可以很好地识别出异常值, 并给定置信度内的误差。然而, 在个别年代窗口下, 上述方法仍可能计算出违背地质常理的回归函数。针对这种情况, 我们在剔除异常值后使用平方残差的平均值作为失配值进行回归。回归方程的最佳拟合直线的纵截距即为该年代范围内的南海海盆平均 CCD。

3 结果

3.1 各年代的南海 CCD 计算结果与误差

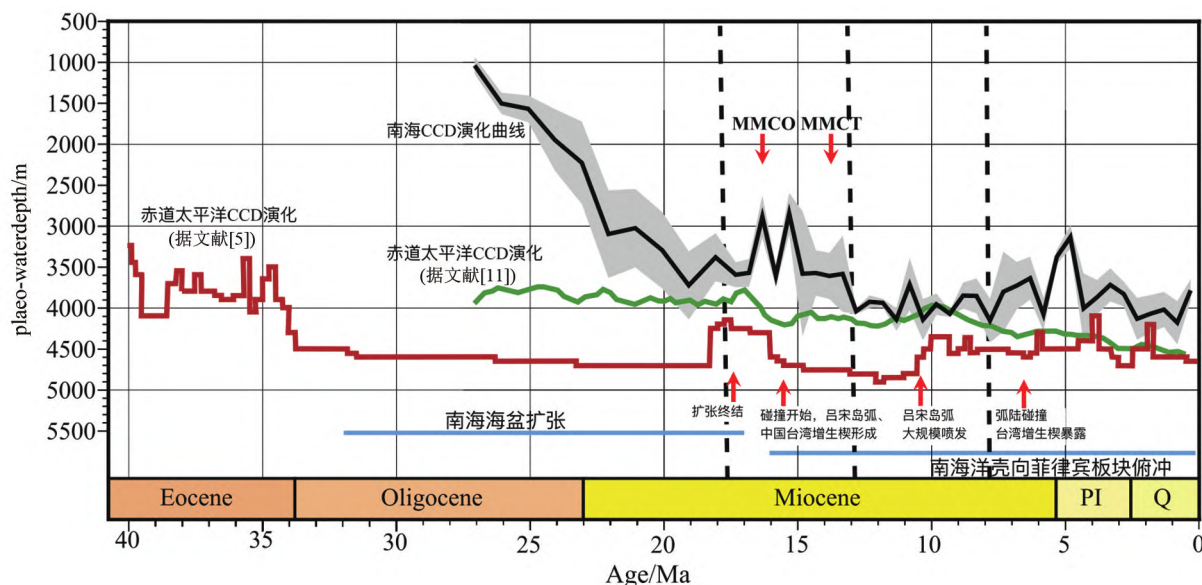
基于上述方法的计算, 通过线性插值, 我们获得每个碳酸钙样品对应的干密度、线性沉积速率、古水深度和年龄, 并计算出对应的碳酸钙累积速率。根据年龄, 我们分时间区间进行了碳酸钙累积速率和古水深的回归, 最终得到了不同年代对应南海 CCD 计算结果(表 1)。

表 1 27 Ma 以来不同年代对应南海 CCD 计算结果及误差
Table 1 Calculation results on CCDs in the South China Sea of different ages since 27 Ma

年代区间	年代区间内的中心年代/Ma	CCD/m	误差(±)/m
0.5~1	0.75	4 154	263
>1~1.5	1.25	399	215
>1.5~2	1.75	4 046	229
>2~2.5	2.25	4 107	256
>2.5~3	2.75	3 806	152
>3~3.5	3.25	3 693	202
>3.5~4	3.75	3 844	211
>4~4.5	4.25	3 981	429
>4.5~5	4.75	3 111	146
>5~5.5	5.25	3 350	83
>5.5~6	5.75	4 052	204
>6~6.5	6.25	3 612	261
>6.5~7	6.75	3 703	291
>7~7.5	7.25	3 778	489
>7.5~8	7.75	4 127	269
>8~8.5	8.25	3 828	214
>8.5~9	8.75	3 824	158
>9~9.5	9.25	4 046	40
>9.5~10	9.75	3 930	131
>10~10.5	10.25	4 118	251
>10.5~11	10.75	3 688	321
>11~11.5	11.25	4 116	137
>11.5~12	11.75	3 913	49
>12~12.5	12.25	3 899	77
>12.5~13	12.75	4 013	36
>13~13.5	13.25	3 558	464
>13.5~14	13.75	3 584	282
>14~14.5	14.25	3 549	277
>14.5~15	14.75	3 557	763
>15~15.5	15.25	2 823	252
>15.5~16	15.75	3 585	130
>16~16.5	16.25	2 860	262
>16.5~17	16.75	3 547	169
>17~17.5	17.25	3 569	153
>17.5~18.5	18	3 355	293
>18.5~19.5	19	3 699	416
>19.5~20.5	20	3 269	467
>20.5~21.5	21	3 001	480
>21.5~22.5	22	3 073	535
>22.5~23.5	23	2 202	504
>23.5~24.5	24	1 925	378
>24.5~25.5	25	1 545	164
>25.5~26.5	26	1 477	130
>26.5~27.5	27	1 015	103

3.2 南海 CCD 演化曲线

本次研究结果(图 2^[5,11,22,28-30])表明, 自晚渐新世(27 Ma)以来, 南海海盆平均 CCD 呈现出下降趋势。南海 CCD 从海平面 1 000 m 持续下降, 在 18 Ma 前后稳定在 3 500 m 左右, 下降幅度可以达



黑色曲线:南海 CCD 演化曲线;灰色误差带捕捉了在回归分析时的不确定性;绿色曲线和红色曲线:赤道太平洋 CCD 演化曲线,分别引自文献[5]和[11];南海海盆持续扩张时期、中中新世气候适宜期(MMCO)、中中新世气候转折期(MMCT)和巴士海槛生长时期分别引自于文献[22, 28-30]。

图 2 南海 CCD 演化曲线与赤道太平洋 CCD 演化曲线

Fig. 2 Evolution of CCDs in the South China Sea (black curve) and the equatorial Pacific Ocean (green, red curves).

Grey error band captures the uncertainty in regression analysis; green curve was adapted from [5], red curve from [11]. The continuous expansion periods of the South China Sea Basin, MMCO, MMCT and the growth period of the Bashi sill were adapted from [22, 28-30].

到 2 500 m。这一时期,南海 CCD 的下降在 25~22 Ma 时期是较快的,而同时期,赤道太平洋 CCD 并没有呈现出类似的趋势(图 2)。Campbell 等的研究结果^[11]显示,赤道太平洋 CCD 保持在 3 700~4 000 m 轻微浮动。Pälike 等的结果^[5]虽略深于前者,但也表现出赤道太平洋 CCD 在此期间是稳定的。

18~13 Ma 间,南海 CCD 维持在 3 500 m。中中新世气候适宜期间(MMCO, 17~14 Ma), CCD 界面发生明显波动,波动幅度可达 800 m(图 2)。我们的结果与 Li 等^[31]在 ODP1148 站位观测到的浮游有孔虫组合的改变和中中新世受强烈溶解作用影响的样品所记录的现象是一致的。在 MMCO 期间,受制于大西洋深水团和南极深水的加强,全球海洋 CCD 演化呈现出普遍升高并伴随强烈的深海溶解^[3, 5, 11, 32]。

13 Ma 开始,南海海盆的 CCD 下降至 4 000 m。在此期间, CCD 在 10 Ma、7 Ma、5 Ma 和 3 Ma 都出现了一定程度地变浅(图 2),在 3 000~4 000 m 之间波动。赤道太平洋 CCD 在 13~10 Ma 期间略有上升,但幅度有限。需要注意的是,8 Ma 以来,赤道

太平洋 CCD 从 4 000 m 持续加深至 4 500 m,与南海 CCD 在该时期的演化逐渐产生差异。全新世以来,南海海盆的平均 CCD 略微上升,在 0.25 Ma 维持在 3 500~3 800 m(图 2),这与前人通过 CaCO₃ 含量和钙质超微等古生物化石重建的现代南海 CCD 的结果^[13-15, 33](3 500~4 000 m)基本一致。

4 不同时代南海 CCD 变化的控制因素

4.1 27~18 Ma

27~18 Ma 南海 CCD 呈现出超过 2 000 m 的下降,同时期太平洋 CCD 一直保持在 4 000 m(图 2)。从古地理来看,南海在晚始新世时期仍是一个狭窄且浅的陆架海盆。Taylor 等的研究^[26]表明,南海的扩张从 32 Ma 开始持续到 17 Ma。南海 IODP U1501 站位的研究数据^[21]显示,晚中新世之前,南海的浅海陆架沉积物中 CaCO₃ 含量较低,钙质超微化石以冷水种为主且丰度较低,并出现了出现高 Zr/Sr 和 Sc/Sr 值(图 3(b)-(d))。这暗示了晚中新世以前南海浅海碳酸钙生产力较低,以及陆

源物质的输入较多,并广泛发育低 CO_3^{2-} 的寒冷的上涌水团。这不仅导致了碳酸钙的溶解度升高,进一步也降低了碳酸钙的饱和度。颗石藻生产出的碳酸钙以及钙质生物骨骼一定程度上被强烈的陆源碎屑信号所稀释,已经沉积的碳酸钙有可能被底层水再次溶解(图 4(a))。Harris 等^[34]的研究表明,现代美国加州南部海岸普遍的上升水团导致北美西部陆架海域的文石饱和度持续降低并存在海水酸化的风险。在该海域生存的钙壳类生物普遍受到生长缓慢以及壳质量损失的威胁,并且钙壳类生物在浅海中的碳酸钙溶解将导致其向深海供给碳酸钙的速度减慢,从而减少深海碳酸盐通量。由此推测,晚中新世以前的南海受到构造作用的约束,整体处于浅海陆架的环境^[21],可能出现了碳酸钙不饱和或低饱和度的情况,导致出现了非常浅的 CCD。

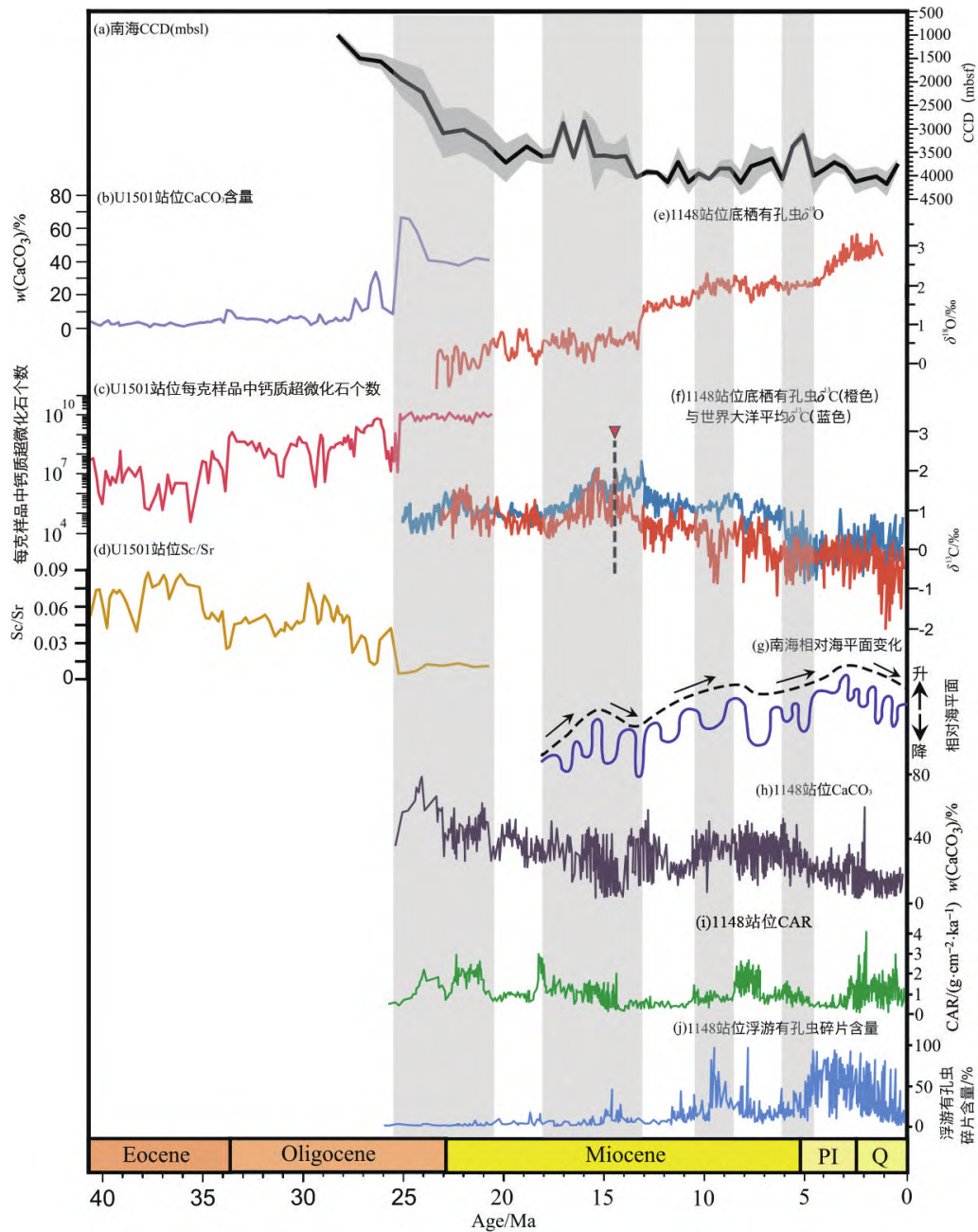
U1501 站位的数据^[21]表明沉积物中 CaCO_3 含量在 26 Ma 前后明显上升,钙质超微化石转换为以暖水种为主且丰度升高,Sc/Sr 比值明显降低(图 3(b)-(d))。U1501 站位所处地区受南海拉张作用的影响,其沉积环境逐步过渡为外陆架,底层海水的上涌作用削弱(图 4(b))。外陆架沉积物中陆源碎屑信号削弱,钙质沉积明显增加。这一时期,南海海水中的碳酸钙逐渐饱和,暖水种超微化石指示出海水也在变缓,促使碳酸钙的溶解度降低,更易于碳酸钙达到饱和。钙质生物丰度的提升促进了更多的无机碳释放进入海洋-沉积物系统中,CCD 持续下降为碳酸钙的储存进一步提供空间。研究还发现 25 Ma 开始 CCD 的加深速度明显增加,这与该时期南海中脊跃迁、南海西南次海盆拉开、南海海盆扩张速度变快^[22]等一系构造事件在时间上是耦合的,但相关性还需要进一步论证。综上,我们认为,27~18 Ma 南海 CCD 骤降是由于其构造拉张所驱动的。

4.2 18~13 Ma

南海 CCD 在 18~14 Ma 出现了 800 m 左右的波动,并在 13 Ma 前后再次下降了 500 m(图 2)。在早中新世 19~17 Ma,全球各大洋均发生了 CCD 变浅^[2-5,7,9,34-35],在持续 2~4 Ma 后,在中中新世 14 Ma 前后再次加深。其中,早中新世赤道太平洋 CCD 波动幅度可以达到 300~600 m^[5,11]。一般认为,早一中中新世 CCD 波动事件与同时期全球气候事件相关;CCD 明显变浅与中中新世气候适宜期(MMCO,17~15 Ma^[35])吻合,再次加深与中中新世气候转折期(MMCT,15~13 Ma^[36])吻合。早中

新世 CCD 的变浅被认为与中新世早中期全球普遍变暖趋势和海平面小幅上升有关^[2,29,36]。Lyle^[2]认为在这一时期全球范围内并没有出现与 CCD 上升相同规模的构造与古海洋事件。MMCO 期间, $p(\text{CO}_2)$ 达到 $(400\sim 600)\times 10^{-6}$ ^[37-38],全球气温上升了约 $3\text{ }^\circ\text{C}$ ^[39],海平面上升淹没了大量沿海陆地,陆架面积增加促使碳酸钙的沉积中心从盆地迁移至沿海陆架。Derry^[6]通过模拟发现,当位于陆架-盆地的碳酸盐分配中陆架配额增加会驱动早中新世 CCD 的变浅。MMCT 期间气候由暖转冷,南极冰盖再次出现^[29],全球海平面下降^[36]驱动中中新世全球 CCD 加深。同时,Sangiorgi 等^[40]还关注到在中高纬度地区 MMCT 期间海洋表面的初级生产力的提升,这意味着更多的碳酸钙会向更深盆地中心沉积,加深了 CCD。早中新世全球 CCD 的波动与全球两极冰川的周期性融化和形成存在一定关联,CCD 的波动与全球底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化存在耦合关系^[2,5,36],CCD 变浅时底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 负偏。CCD 变浅还会导致深部碳酸盐的优先溶解以及有机碳埋藏,底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ ^[6,9] 正偏。

我们试图通过海平面升降、碳氧同位素等指标的演化进一步判断中中新世南海 CCD 变浅的机制是否与全球同时 CCD 变浅机制一致。从古地理上看,该时期,南海已经完全拉张,构造比较稳定且开口向东与太平洋相连。前人研究^[11,25]指出,16~15 Ma 南海深部沉积物受到南极绕极流入侵的影响发生碳酸盐溶解事件,并与北太平洋呈现出一致的碳酸钙化学演化趋势。南海 1148 钻孔底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 数据^[11,16,25,35,41]显示,在早中新世南海 CCD 波动期间,在 16 Ma 前后出现 0.5‰ 的 $\delta^{18}\text{O}$ 负偏和 2‰ 的 $\delta^{13}\text{C}$ 正偏(图 3(e), (f))。这表明南海在中中新世早期的确存在沉积物中的碳酸钙发生溶解和有机碳的埋藏。16~14 Ma 底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 迅速恢复至初始值(图 3(e), (f))。随后, $\delta^{18}\text{O}$ 出现了更加强烈的正偏,其幅度可达到 +1‰, $\delta^{13}\text{C}$ 出现持续的负偏(图 3(e), (f))。这表明,在 MMCT 期间,南极绕极流迅速退出南海,碳酸钙快速向海盆中心方向堆积(图 4(c))。张桂林^[42]基于南海珠江口盆地和曾母盆地层序地层和二维地震数据,获取了 18.5 Ma 以来南海相对海平面变化曲线。通过与本次研究获得的 CCD 演化曲线对比发现,早中新世南海 CCD 波动期间,南海相对海平面在 18~13 Ma 期间呈现出先上升后下降的趋势



U1501 站位沉积物中 CaCO_3 含量(质量分数)、每克样品中钙质超微化石个数、Sc/Sr 值(引自文献[21]); 1148 站位底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 数据和 $\delta^{13}\text{C}$ 数据以及世界大洋平均底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 数据(来自文献[11, 16, 25, 35, 41]); 18.5 Ma 以来南海相对海平面演化曲线(引自文献[42]); 1148 站位沉积物中 CaCO_3 含量(质量分数)、碳酸钙累积速率(CAR)、浮游有孔虫碎片含量(引自文献[30])。

图 3 南海 CCD 曲线与大洋钻探沉积物 CaCO_3 质量分数、每克样品中钙质超微化石个数、Sc/Sr 值、底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值、南海相对海平面变化、CAR 值以及浮游有孔虫碎片含量

Fig. 3 Responses to CCD change in the South China Sea over the years. From top: CCD; CaCO_3 (mass fraction); calcareous nannofossils abundance; Sc/Sr ratio (after [21]); $\delta^{18}\text{O}$ (after [16]) and $\delta^{13}\text{C}$ (after [34]) values of benthic foraminifera; relative sea-level (after [43]); CAR value; planktic foraminifera content in sediment

(图 3(g))。结合全球 CCD 演化趋势,我们推断:这一时期海平面短暂上升致使南海北缘陆架面积增加,更多的碳酸钙在陆架上沉积,CCD 出现短暂变浅,但 16 Ma 前后南海海平面再次下降,碳酸钙沉

积中心在此向盆地方向转移,进一步加深了 CCD (图 4(c))。在早中新世晚期至中中新世早期,南海海盆构造稳定且与太平洋之间直接连通,南海水碳酸盐化学的演化受到全球气候变化影响。从演化特

点和驱动机制来看,这一时期,南海 CCD 演化趋势与全球其他大洋基本一致。值得注意的是,8~13 Ma 南海与赤道太平洋 CCD 仍然存在近 500 m 的差异。我们推测,这很可能与边缘海与开放大洋碳酸盐生产速率的差异性有关,需要进一步验证。

4.3 13~8 Ma

Pälike 等^[5]和 Campbell 等^[11]的重建结果显示,赤道太平洋的 CCD 在 15~8 Ma 期间进入到相对稳定的状态,起伏波动小于 200 m。MMCT 期间,底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 和 Mg/Ca 数据^[36]表明,全球海平面持续下降了约 100 m,全球温度下降了约 3 °C,并最终形成稳定的东南极冰盖(EAIS)^[35-36]。随着 MMCT 的结束,全球进入了晚中新世稳定的冰期,全球海平面变化较小,每百万年仅有 20~30 m 的变化。晚中新世冰期期间全球 $p(\text{CO}_2)$ 和碳酸盐输入通量也通过模拟和相关代替指标被限定在相对较低的数值^[6,37]。

13 Ma 前后,由于南极绕极流的退出,南海在 MMCT 期间底层海水变得相对温暖并富含 CO_3^{2-} 。南海 CCD 在此期间下降了 500 m,达到海平面之下 4 000 m。随后,南海 CCD 在 13~10 Ma 期间也相当的稳定,基本保持在 4 000 m 且波动小于 300 m。这与 Campbell 等^[11]重建的赤道太平洋 CCD 在 15~8 Ma 的表现基本一致(图 2)。我们推断,在 13~8 Ma,南海深部海水与太平洋深部海水在碳酸盐化学特征方面是相似的;进一步推断,南海在 13~8 Ma 时与太平洋深层海水的交换仍然是畅通的。Chen 等^[41]认为 18 Ma 前南海与西太平洋是完全连通的。传统观点认为,16 Ma 前后菲律宾北移并“就位”于南海板块的俯冲^[11-12,43],台湾增生楔开始形成,吕宋火山弧活动拉开序幕。横亘在台湾岛和巴丹群岛之间的巴士海峡海底的增生楔以及火山弧物质构成的巴士海槛也在这一时期开始生长^[41]。汪品先^[18]和翦知潜等^[16]认为菲律宾岛弧的阻挡一定程度上改造了南海深层水的性质。南海 ODP1148 钻孔底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 显示,16 Ma 前后南海底层水含氧量可能增高导致底栖生物组合发生改变^[43],底栖有孔虫的 $\delta^{13}\text{C}$ ^[44]也偏离了世界大洋平均 $\delta^{13}\text{C}$ 值^[35](图 3(f))。然而,我们的研究结果显示,在 13~8 Ma 期间南海与太平洋仍然存在相近的 CCD(图 2)。我们认为,虽然此时巴士海槛持续生长,南海与太平洋深层水体还没有彻底阻隔。来自太平洋底部的深水团仍可以从东部进入南海底

部,从而维持南海底部深层水的水体温度和 CO_3^{2-} 浓度与太平洋底部保持基本一致。

在该阶段后期,11~10 Ma, Lyle^[2]在对太平洋的含 CaCO_3 钻孔的研究中报道了称为“碳酸盐崩塌”的全球性溶解事件。在 Pälike 等^[5]和 Campbell 等^[11]给出的 CCD 演化曲线中也展示了“碳酸盐崩塌”触发的 CCD 抬升变浅。Roth 等^[43]认为,“碳酸盐崩塌”是深水团北方成分水(NCW)生产加剧和扩张的结果。全球深水环流发生了重组,大西洋与太平洋深水系统出现差异。类似地,南海 CCD 在 10 Ma 前后也出现了变浅的波动;强劲的寒冷且 CO_3^{2-} 极不饱和的 NCW 水团越过巴士海槛进入南海海盆,溶解南海底部深海沉积的 CaCO_3 ,致使浮游有孔虫碎片增加到 90% 以上^[30],并短暂抬升了 CCD(图 3(h)-(j),图 4(d))。9 Ma 前后,随着 NCW 水团减弱,无法越过巴士海槛而退出南海(图 4(d))。温暖且 CO_3^{2-} 饱和的北太平洋中层水和来自两极的上层水重新从海槛进入占据南海深部^[16,18]。

4.4 8 Ma 至今

Chen 等^[41]通过对比 ODP1148 钻孔底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 负偏与沉积物岩心反射光谱红色参数的极负值发现,吕宋岛弧在 10 Ma 前后出现海底喷发事件,并认为这种喷发事件会显著地提高海底火山弧的高度,进一步削弱太平洋底水与南海深部的联系。8 Ma 以来,南海 CCD 的演化和赤道太平洋 CCD 之间出现了明显的差异(图 2):南海 CCD 保持在 3 500~4 000 m 并存在波动,赤道太平洋 CCD 则逐渐加深至目前的 4 600 m 左右。从南海与太平洋 CCD 演化差异推测,受到台湾-吕宋构造事件的影响,8 Ma 以来巴士海槛的隆起已经导致太平洋底水与南海底水的交换不再通畅。南海海盆在此期间过渡为一个半封闭的海盆^[16](图 4(d))。

南海海盆在半封闭后,出现了多次的 CCD 波动事件,分别对应了 7 Ma、5 Ma 和 3 Ma。这些波动事件呈现出了 CCD 持续 1~2 Ma 的变浅并快速恢复加深至 4 000 m 级别(图 2)。以 5 Ma 的波动为例:5 Ma CCD 波动达到了 800~1 000 m 级别,持续了约 1.5 Ma (6~4.5 Ma),与 ODP1148 站位通过 CaCO_3 质量分数识别出来的碳酸钙溶解事件 D-5^[30]呈现出很好的对应关系。除了俯冲活动对南海东北部产生影响外,南海海盆主体处于构造稳定的状态,在 3~5 Ma 北半球冰川的开始和加剧导致了更强的底水变冷和更高的 CCD, CaCO_3 溶解也开始加剧^[30,35]。6.5 Ma

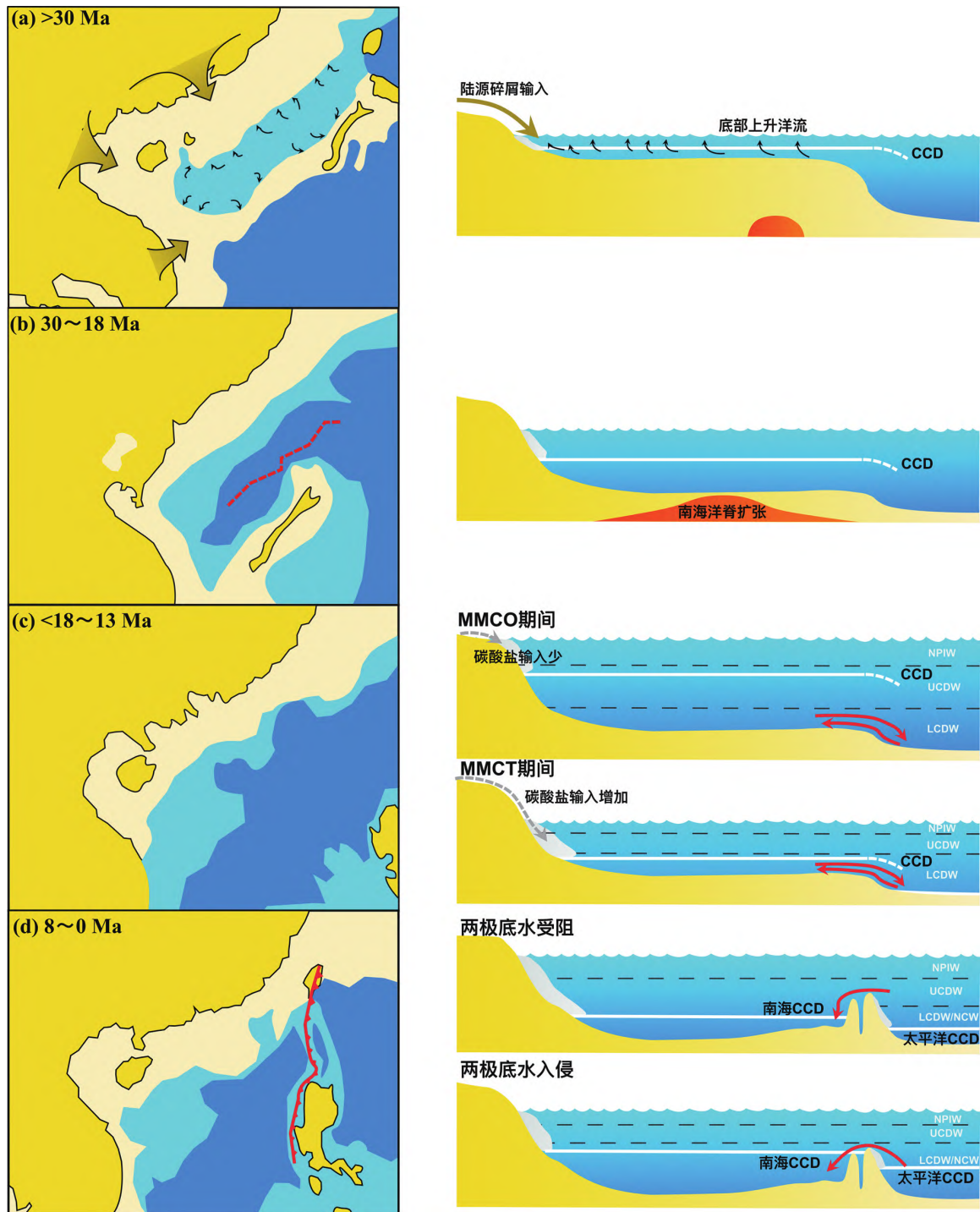


图4 30 Ma以来,构造、气候等因素控制下南海 CCD 的响应和演化模型示意图

Fig. 4 Evolutionary stages of CCD in the South China Sea since 30 Ma under the control of structural and climatic factors

前后,台湾增生楔与吕宋岛弧发生弧陆碰撞,台湾增生楔抬升至海平面以上的同时,巴士海槛升高至海平面以下 2 400 m 的高度^[16,18,41]。这意味着,两极底水的入侵相较于之前南海 CCD 在 10 Ma 的波动更加强势才可能越过更高的海槛进入南海深部。

我们尝试寻找 7 Ma 和 3 Ma 的南海 CCD 的 300~500 m 级别的波动与碳酸钙溶解和气候周期变化之间的关系,但是尚未有相关报道。我们认为它们与 5 Ma 南海 CCD 的波动的触发机制是相似的,都是南海海槛隆起封闭南海深部的构造活动和

冰期—间冰期两极海水入侵和退出的气候演化的控制下的结果。随着巴士海槛持续隆起,两极海水的入侵南海深部会变得愈加困难,南海 CCD 的演化将与外部深水团的性质逐渐脱钩。

5 结论

本研究汇编了南海 ODP、IODP 20 个钻孔的 CaCO_3 质量分数、干密度、岩性描述和 Bchron 年代模型,在考虑动力地形学的基础上重建了南海钻孔的古水深,以沉积物中碳酸钙累积速率(CAR)为计算深时 CCD 的代替指标,首次对 27 Ma 以来的南海 CCD 演化进行了定量重建。通过比对南海钻孔的底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 和 Sc/Sr 等演化曲线,我们对南海 CCD 演化模式得到以下初步认识:(1)南海在早期扩张时很可能存在一个很浅的 CCD 界面;27~18 Ma 期间南海 CCD 的 2 000 m 级别的骤降是构造驱动的结果。(2)早—中中新世南海 CCD 的演化与全球其他大洋 CCD 在这一时期的演化均表现出先变浅再加深的波动,这与 MCO 和 MMCT 全球性的气候演化紧密关联。(3)与前人从底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 的演化得到结果不同,通过南海 CCD 演化与太平洋相对比,13~10 Ma,巴士海槛虽然在持续生长,南海与太平洋 CCD 演化趋势基本一致,可能暗示了当时两者深层水体还没有完全阻隔;而 8 Ma 南海和太平洋 CCD 的演化出现了明显差异,我们推测太平洋底水与南海底水的交换此时才开始不畅通。(4)5 Ma 南海 CCD 发生的波动的是南海构造封闭和气候演化的控制下冰期—间冰期两极底层水进出南海的共同控制下的结果。

感谢蔡媛博士和肖开迅博士在古水深计算等方面给予的帮助。

参考文献

- [1] BRAMLETTE M N. Pelagic sediments[J]. *Oceanography*, 1961, 67: 345-366.
- [2] LYLE M. Neogene carbonate burial in the Pacific Ocean[J]. *Paleoceanography*, 2003, 18(3): 2002PA000777.
- [3] DUTKIEWICZ A, MÜLLER R D. The carbonate compensation depth in the South Atlantic Ocean since the Late Cretaceous[J]. *Geology*, 2021, 49(7): 873-878.
- [4] PENMAN D E, TURNER S K, SEXTON P F, et al. An abyssal carbonate compensation depth overshoot in the aftermath of the Palaeocene-Eocene Thermal Maximum[J]. *Nature Geoscience*, 2016, 9(8): 575-580.
- [5] PÄLIKE H, LYLE M W, NISHI H, et al. A Cenozoic record of the equatorial Pacific carbonate compensation depth[J]. *Nature*, 2012, 488(7413): 609-614.
- [6] DERRY L A. Carbonate weathering, CO_2 redistribution, and Neogene CCD and $p\text{CO}_2$ evolution[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2022, 597: 117801.
- [7] HSU K J, WEISSERT H J. South Atlantic paleoceanography[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1985: 1-350.
- [8] BERGER W H. Deep sea carbonates: dissolution facies and age-depth constancy[J]. *Nature*, 1972, 236(5347): 392-395.
- [9] VAN ANDEL T H, THIEDE J, SCLATER J G, et al. Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years[J]. *The Journal of Geology*, 1977, 85(6): 651-698.
- [10] MELGUEN M, LE PICHON X, SIBUET J C. Paléoenvironnement de l'Atlantique sud[J]. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1978, S7-XX(4): 471-489.
- [11] CAMPBELL S M, MOUCHA R, DERRY L A, et al. Effects of dynamic topography on the Cenozoic carbonate compensation depth[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2018, 19(4): 1025-1034.
- [12] SCHROEDER K, CHIGGIATO J, JOSEY S A, et al. Rapid response to climate change in a marginal sea[J]. *Scientific Reports*, 2017, 7(1): 4065.
- [13] 李粹中. 南海深水碳酸盐沉积作用[J]. *沉积学报*, 1989, 7(2): 35-43.
- [14] MIAO Q, THUNELL R C, ANDERSON D M. Glacial-Holocene carbonate dissolution and sea surface temperatures in the south China and Sulu seas[J]. *Paleoceanography*, 1994, 9(2): 269-290.
- [15] 张江勇,周洋,陈芳,等. 南海北部表层沉积物碳酸钙含量及主要钙质微体化石丰度分布[J]. *第四纪研究*, 2015, 35(6): 1366-1382.
- [16] 翦知潜,田军. 南海海盆演变与深部海流[J]. *科技导报*, 2020, 38(18): 52-56.
- [17] MÜLLER R D, CANNON J, WILLIAMS S, et al. PyBacktrack 1.0: a tool for reconstructing paleobathymetry on oceanic and continental crust[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2018, 19(6): 1898-1909.
- [18] 汪品先. 南海深部过程的探索[J]. *科技导报*, 2020, 38(18): 6-20.
- [19] 吴哲,张丽丽,朱伟林,等. 南海北部白垩纪—渐新世早期沉积环境演变及构造控制[J]. *古地理学报*, 2022, 24(1): 73-84.
- [20] 朱作飞,闫义,赵奇. 古南海俯冲过程:婆罗洲晚白垩世—渐新世地层沉积记录[J]. *大地构造与成矿学*, 2022, 46(3): 552-568.
- [21] MA R, LIU C, LI Q, et al. Calcareous nannofossil changes

- in response to the spreading of the South China Sea basin during Eocene-Oligocene[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2019, 184: 103963.
- [22] BARCKHAUSEN U, ENGELS M, FRANKE D, et al. Evolution of the South China Sea: revised ages for breakup and seafloor spreading[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2014, 58: 599-611.
- [23] 王桂华, 田纪伟. 南海深层水的来龙去脉[J]. *科技导报*, 2020, 38(18): 21-25.
- [24] VAN ANDEL T H, HEATH G R, MOORE T C. Cenozoic history and paleoceanography of the central equatorial Pacific Ocean: a regional synthesis of Deep Sea Drilling Project data[J]. *GSA Memoir*, 1975, 143: 1-134.
- [25] CONGRESS I O, SEARS M. Oceanography: invited lectures presented at the International Oceanographic Congress held in New York, 31 August-12 September 1959 [M]. Washington: American Association for the Advancement of Science, 1961: 1-676.
- [26] TAYLOR B, DENNIS H, 齐慧琴, 等. 南海盆地的构造演化[J]. *海洋地质译丛*, 1981(1): 1-17.
- [27] WESSEL P, LUIS J F, UIEDA L, et al. The generic mapping tools version 6[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2019, 20(11): 5556-5564.
- [28] FRIGOLA A, PRANGE M, SCHULZ M. Boundary conditions for the Middle Miocene Climate Transition (MMCT v1.0)[J]. *Geoscientific Model Development*, 2018, 11(4): 1607-1626.
- [29] MILLER K G, MOUNTAIN G S, BROWNING J V, et al. Cenozoic global sea level, sequences, and the New Jersey Transect: results from coastal plain and continental slope drilling[J]. *Reviews of Geophysics*, 1998, 36(4): 569-601.
- [30] LI Q, WANG P, ZHAO Q, et al. A 33 Ma lithostratigraphic record of tectonic and paleoceanographic evolution of the South China Sea [J]. *Marine Geology*, 2006, 230 (3): 217-235.
- [31] LI Q, JIAN Z, LI B. Oligocene-Miocene planktonic foraminifer biostratigraphy, Site 1148, northern South China Sea[J]. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 2004, 184: 1-26.
- [32] WOODRUFF F, SAVIN S. Mid-Miocene isotope stratigraphy in the deep sea: high-resolution correlations, paleoclimatic cycles, and sediment preservation[J]. *Paleoceanography*, 1991, 6(6): 755-806.
- [33] 陈荣华, 徐建, 孟翊, 等. 南海东北部表层沉积中微体化石与碳酸盐溶跃面和补偿深度[J]. *海洋学报*, 2003 (2): 48-56.
- [34] HARRIS K E, DEGRANDPRE M D, HALES B. Aragonite saturation state dynamics in a coastal upwelling zone[J]. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(11): 2720-2725.
- [35] ZACHOS J, PAGANI M, SLOAN L, et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present [J]. *Science*, 2001, 292(5517): 686-693.
- [36] MILLER K G, BROWNING J V, SCHMELZ W J, et al. Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records[J]. *Science Advances*, 2020, 6(20): eaaz134.
- [37] STEINTHORSDOTTIR M, COXALL H K, DE BOER A M, et al. The miocene: the future of the past[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2021, 36(4): e2020PA004037.
- [38] STEINTHORSDOTTIR M, JARDINE P E, REMBER W C. Near-future $p\text{CO}_2$ during the hot miocene climatic optimum[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2021, 36 (1): e2020-PA003900.
- [39] YOU Y, HUBER M, MÜLLER R D, et al. Simulation of the middle miocene climate optimum[J]. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36(4): L04702.
- [40] SANGIORGI F, QUAIJTAAL W, DONDERS T H, et al. Middle miocene temperature and productivity evolution at a Northeast Atlantic Shelf Site (IODP U1318, Porcupine Basin): global and regional changes[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2021, 36(7): e2020PA004059.
- [41] CHEN W H, HUANG C Y, LIN Y J, et al. Depleted deep South China Sea $\delta^{13}\text{C}$ paleoceanographic events in response to tectonic evolution in Taiwan-Luzon Strait since Middle Miocene[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2015, 122: 195-225.
- [42] 张桂林. 18.5 Ma 以来南海海平面变化特征[D]. 成都: 成都理工大学, 2019.
- [43] ROTH J M, DROXLER A W. The caribbean carbonate crash at the middle to late miocene transition: linkage to the establishment of the modern global ocean conveyor[J]. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 2000, 165: 249-273.
- [44] TIAN J, ZHAO Q, WANG P, et al. Astronomically modulated Neogene sediment records from the South China Sea [J]. *Paleoceanography*, 2008, 23(3): PA3210.