



末次冰期以来阿拉伯海底层水体氧含量变化及其驱动因素

刘佳澳, 吴永华, 刘升发, 乔淑卿, 陶 菁, 齐文菁, 刘季花

Changes in bottom water oxygen level of the Arabian Sea and the driving factors since the Last Glacial Period

LIU Jiaao, WU Yonghua, LIU Shengfa, QIAO Shuqing, TAO Jing, QI Wenjing, and LIU Jihua

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2024022801>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

90 kaBP 以来阿拉伯海中部海域沉积物来源及沉积过程

Sediment sources and sedimentary processes in the middle Arabian Sea since 90 kaBP

海洋地质与第四纪地质. 2024, 44(2): 146–156

阿拉伯海北部马克兰增生楔G16站位地球化学特征及其对天然气水合物的指示

Geochemical characteristics of the sediments at site G16 of the Makran accretionary wedge, the northern Arabian Sea, and their implications for gas hydrates

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(3): 161–169

末次冰消期以来冲绳海槽深水氧化性与通风演化研究进展与展望

Research progress and prospects on the evolution of deep water oxygenation and ventilation in the Okinawa Trough since the last Deglaciation

海洋地质与第四纪地质. 2023, 43(3): 74–83

南极罗斯海末次冰盛期以来的古生产力变迁

Evolution of paleoproductivity in the Antarctica Ross Sea since the Last Glacial Maximum

海洋地质与第四纪地质. 2024, 44(1): 109–120

晚更新世阿蒙森海生产力和冰筏输入的变化对表层海洋环境和西南极冰盖演化的指示

Changes in productivity and ice-rafting input in the Amundsen Sea during the Late Pleistocene: Implications on the evolution of surface-ocean environment and the West Antarctic Ice Sheet

海洋地质与第四纪地质. 2023, 43(2): 136–144

日本海末次冰期以来沉积作用和环境演化及其控制要素

Sedimentation and environment evolution of the Sea of Japan since the Last Glaciation and its driving forces

海洋地质与第四纪地质. 2019, 39(3): 1–11



关注微信公众号, 获得更多资讯信息

刘佳澳, 吴永华, 刘升发, 等. 末次冰期以来阿拉伯海底层水体氧含量变化及其驱动因素 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2024, 44(5): 189-201.
LIU Jiaao, WU Yonghua, LIU Shengfa, et al. Changes in bottom water oxygen level of the Arabian Sea and the driving factors since the Last Glacial Period[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2024, 44(5): 189-201.

末次冰期以来阿拉伯海底层水体氧含量变化及其驱动因素

刘佳澳¹, 吴永华^{1,2}, 刘升发^{1,2}, 乔淑卿^{1,2}, 陶菁³, 齐文菁⁴, 刘季花^{1,2}

1. 自然资源部第一海洋研究所, 海洋地质与成矿作用自然资源部重点实验室, 青岛 266061
2. 青岛海洋科技中心, 青岛 266237
3. 山东科技大学地球科学与工程学院, 青岛 266590
4. 中国海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266100

摘要: 末次冰期以来阿拉伯海水体氧含量变化在时空上具有显著的差异。目前对其空间变化规律及主导因素尚缺乏系统的研究, 尤其缺乏对千年尺度上深层水氧含量变化过程及其控制因素的综合分析。本文基于阿拉伯海中部深水区 WIND-CJ06-6 与 WIND-CJ06-13 两个岩芯的 XRF 岩芯扫描结果, 结合前人已发表的指示阿拉伯海水体氧含量变化数据, 重建了末次冰期以来千年尺度阿拉伯海不同海域和深度的水体氧含量变化历史并分析了其驱动因素。阿拉伯海水深小于 1 500 m 的水体在千年尺度上的氧含量变化受到表层初级生产力和中层水流通性的共同控制, 但在不同时期主导因素不同; 在 B/A (Bølling-Ållerød) 到 YD (Younger Dryas) 期间, 阿拉伯海西北部表层生产力显著高于同时期其他海域, 导致了中层水体的氧含量在西北部降低而在其他海域增高的空间差异。阿拉伯海水深大于 1 500 m 的水体氧含量在末次冰期以来整体上受北大西洋深层水 (NADW) 强弱的控制, 在 LGM (Last Glacial Maximum) 到 HS1 (Heinrich stadial 1) 阶段则受到南大洋通风增强的影响, 水体氧含量显著升高。

关键词: 氧含量; 表层生产力; 中层水; 深层水; 末次冰期; 阿拉伯海

中图分类号: P736

文献标识码: A

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2024022801

Changes in bottom water oxygen level of the Arabian Sea and the driving factors since the Last Glacial Period

LIU Jiaao¹, WU Yonghua^{1,2}, LIU Shengfa^{1,2}, QIAO Shuqing^{1,2}, TAO Jing³, QI Wenjing⁴, LIU Jihua^{1,2}

1. Key Laboratory of Marine Geology and Metallogeny, First Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources(MNR), Qingdao 266061, China
2. Qingdao Marine Science and Technology Center, Qingdao 266237, China
3. College of Earth Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266590, China
4. College of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China

Abstract: Variations in the oxygen content of water column in the Arabian Sea since the Last Glacial Period have significant differences in space and time. However, regarding the spatial variation patterns and dominating factors, systematic studies are scarce, especially on the mechanism of changes in oxygen content in deep water and the controlling factors on a millennial scale. Based on XRF core scanning results from two cores, WIND-CJ06-6 and WIND-CJ06-13, in the central deep water of the Arabian Sea and previously published data, we reconstructed the processes and analyzed the drivers of the variations in oxygen content in the Arabian Sea in different areas and depths on millennial scale since the Last Glacial Period. Results show that the variations in oxygen content in the Arabian Sea in water depths less than 1 500 m on the millennial scale are controlled jointly by the surface primary productivity and mesopelagic water fluxes, and the dominant factors varied in different periods. Surface productivity in the northwestern part of the Arabian Sea was significantly higher than that in the rest of the sea during the transition period from B/A (Bølling-Ållerød) to YD (Younger Dryas) events, resulting in spatial difference: the oxygen content in the intermediate water was high in the NW Arabian Sea but low in the rest of the sea. The oxygen content in water column in the Arabian Sea at

资助项目: 全球变化与海气相互作用(二期)专项“西印度洋 WIND-CJ06 区块海洋底质与底栖生物调查”(GASI-01-WIND-CJ06); 国家自然科学基金项目“MIS7 期以来热带西印度洋底层水演化及其环境气候效应”(42376083)

作者简介: 刘佳澳(1999—), 男, 硕士研究生, 海洋地质专业, E-mail: jiaoliu1999@163.com

通讯作者: 吴永华(1974—), 男, 副研究员, 主要从事古海洋与古环境研究, E-mail: yhwu@fio.org.cn

收稿日期: 2024-02-28; 改回日期: 2024-05-07. 张现荣编辑

depths greater than 1500 m was mainly controlled by the strength of the North Atlantic Deep Water (NADW) since the Last Glacial Maximum (LGM), and the oxygen content in water was significantly increased due to enhanced ventilation in the Southern Ocean from the LGM to the HS1 (Heinrich Stadial 1) stage.

Key words: oxygen content; surface productivity; intermediate water; deep water; Last Glacial Period; Arabian Sea

全球变暖趋势的增强,海洋缺氧现象的加剧,对海洋生态系统和人类社会经济生活产生了巨大的威胁。因此,有必要深入研究驱动水体氧含量变化的各种因素及其影响机制。现代阿拉伯海西部受到南亚夏季风的驱动,发育强烈的沿岸上升流,高的表层生产力加上较弱的中层水通风作用,使阿拉伯海在水深小于1500 m的中层水发育了显著的最小含氧带(OMZ),这是现代全球海洋三大OMZ之一^[1]。另外,阿拉伯海三面环陆,深层水来源于南大洋的绕极深层水(CDW),其组成和通风强度对阿拉伯海深层水体的氧含量起到较强的影响作用。基于海洋沉积物多指标研究发现,阿拉伯海中层和深层水氧化状态在第四纪曾发生过显著变化^[2-5]。

阿拉伯海中层水氧含量受到表层生产力和中层水通风的共同控制,体现在水体的氧气供应量和消耗量的相对变化。当表层生产力升高时,相应的中层水有机质呼吸耗氧量增加,水体的氧含量降低。因此,表层生产力的变化是控制中层水氧含量的重要因素之一,而阿拉伯海表层生产力同印度季风的变化有关^[4,6-7],阿拉伯海西部受到由南亚夏季风驱动的沿岸上升流的影响,夏季风期间表层生产力较高^[7-8]。冬季风强盛阶段,阿拉伯海西北部受到自欧亚大陆而来的干冷东北季风的影响,海表温度降低,表层水体的垂直混合增强,使真光层的营养盐含量上升,表层生产力增高^[9]。阿拉伯海东部表层生产力同样在冬季风盛行期间出现最大值,不过其原因是在冬季风期间,由孟加拉湾向阿拉伯海输入的淡盐水减少,水体层化减弱,最终导致较高的表层生产力^[10]。此外,南部来源富氧中层水的强度对于阿拉伯海中层水的氧含量变化也有重要的控制作用^[11-12]。

有关末次冰期以来阿拉伯海不同海域中层水氧含量变化的研究较多。阿拉伯海东部和北部研究显示,在末次盛冰期(LGM)期间受到高的表层生产力以及较弱的中层水通风影响,中层水的氧含量偏低;在北半球冷事件(HS1和YD)期间,受到较低表层生产力以及富氧南极中层水增强的影响,中层水氧含量相对于暖事件(早全新世和B/A)期间偏高^[11,13]。阿拉伯海西北和西南部氮同位素的研究表明,受到南亚夏季风驱动的高表层生产力影响,末

次冰期以来在北半球暖期,中层水体中反硝化作用较强且同现代水平相近,氧含量偏低;相反,在LGM以及北半球冷事件期间中层水中的反硝化作用较弱,含氧量偏高^[14-15]。最近,底栖有孔虫壳体孔隙度的研究也显示阿拉伯海东北部LGM期间中层水氧含量高于现代,但是并非受到生产力的控制,而可能是南部来源富氧的中层水输入强度的变化主导以上过程^[12,16]。总之,末次冰期以来阿拉伯海中层水氧含量在千年尺度上的变化具有显著的空间差异,且驱动因素可能不同。

前人对阿拉伯海深层水的氧含量变化进行了大量的研究,由于深水区域沉积物沉积速率较低,时间分辨率不高,上述工作主要侧重于冰期-间冰期时间尺度上的对比研究。整体上,阿拉伯海深层水氧含量的变化趋势与中层水氧含量变化趋势相反,阿拉伯海深层水在LGM时期氧含量比早全新世间偏低,可能指示了LGM时期深层水通风减弱,CDW中氧气含量降低;冰消期深海流通性恢复,深层水体的氧含量相对增加^[17-20]。近期通过底栖有孔虫壳体孔隙度重建的氧含量历史记录也得到了与上述相同的结论^[12]。

综上,目前针对LGM以来阿拉伯海中层水以及深层水含氧量的研究相对分散,仅个别研究对末次冰期以来阿拉伯海整体氧含量变化及其控制因素进行了总结^[21],但对千年尺度上的空间变化规律和主导因素并没有进行深入分析,尤其缺乏对深层水氧含量千年尺度上变化的综合研究。本研究选取阿拉伯海中部深水区两个站位的沉积物岩芯样品进行底层水含氧量测试分析,同时收集已发表的阿拉伯海中层水和深层水水体氧含量变化数据,重点分析30 ka以来阿拉伯海不同海域和深度水体氧含量的时空变化规律,并探讨其控制因素。

1 材料和方法

1.1 研究区概况

阿拉伯海位于印度洋西北部,为典型的边缘海。现代阿拉伯海受到南亚季风的影响,在西部产生较强的上升流,高表层生产力导致常年发育

氧含量偏低^[39-41]。

1.2 数据和方法

本研究基于阿拉伯海中部不同水深的两个岩芯：其中 WIND-CJ06-6(CJ06-6) 长 3.6 m, 水深 3 680 m; WIND-CJ06-13(CJ06-13) 长 1.9 m, 水深 3 909 m。上述两个岩芯主要由黄棕色钙质软泥和灰色黏土组成。由于 XRF 岩芯扫描具有测试方便、无损和分辨率高等优点, 通过该方法所获的 Mn/Ti 数据在重建底层水体氧含量变化的研究中已经得到应用^[42], 所以本文对研究的两根岩芯进行 XRF 扫描, 通过对 Mn/Ti 比值变化的研究来重建末次冰期以来阿拉伯海深水区底层水体的氧化还原状态变化历史。利用 Itrax Core Scanner XRF 岩芯扫描仪对 CJ06-6 以及 CJ06-13 两个岩芯进行扫描: 高压发生器采用 Mo 管, X 荧光射线分辨率为 1 mm, 电压 30 kv, 电流 30 mA, 曝光时间 100 s。通过 XRF 扫描得到岩芯沉积物中 Mn、Ti 等元素的相对含量, 其结果为每秒钟的计数(counts per second, cps)。两个岩芯中各选取 5 个层位挑取 10 mg 的浮游有孔虫 *Trilobatus sacculifer* 壳体进行 AMS¹⁴C 测试, 测试由美国 Beta 实验室完成, 测试结果利用 Calib8.2.0 和 Marine 20 校正到日历年^[43], 其中 $\Delta R=42 \pm 54$ a。测试结果没有发现年龄倒转, 表明岩芯沉积连续(表 1)。

此外, 收集了阿拉伯海不同海域和深度已发表的 30 ka 以来的¹⁵N 同位素、氧化还原敏感元素、底栖有孔虫种属组合以及表面孔隙度等共计 25 个沉积物岩芯数据来重建水体氧含量的变化过程(表 2)。

为了对比千年尺度上阿拉伯海水体含氧量的变化, 本研究借鉴前人的研究方法^[21], 仅对所有站位的水体氧含量替代指标的变化趋势分阶段进行分析, 而不考虑不同指标对水体氧含量的敏感程度。这些阶段分别为 LGM—早全新世(LGM 到早全新世, 下同), LGM—HS1, HS1—B/A, B/A—YD 以及 YD—早全新世。不同阶段分别对应的时间为: LGM: 22~19 ka; HS1: 17.5~15 ka; B/A: 15-12.9 ka; YD: 12.9~11.6 ka; 早全新世: 10~8 ka。

对各阶段氧含量在千年尺度上的变化进行分析时, 仅统计气候期内至少存在两个数据点的站位。在分析统计结果时仅关注整体变化过程, 即关注大多数站位的变化趋势, 对于个别站位的不同趋势不进行深入分析。为了确保年龄框架的准确性, 对于仅用氧同位素数据建立年代框架的站位(包括 SK185-20、MD900963、SK129/CR05 和 ODP723), 本文仅讨论其氧含量在冰期-间冰期尺度上的变化趋势。

1.3 水体氧含量指标

本次研究主要利用沉积物中的氧化敏感元素、N 同位素、底栖有孔虫壳体孔隙度以及底栖有孔虫组合等指标来研究水体的氧含量变化。

海水的氧化还原状态控制着 Mo、U、V、Mn 和 Fe 等氧化还原敏感元素在海水和沉积物之间的分布和迁移, 可以利用这些氧化还原敏感元素在沉积物中的富集状态来反映底层水体的氧化还原状态。总体上, Mn 和 Fe 元素在氧化条件下易形成高价的氧化物/氢氧化物进入沉积物, 在还原条件下则

表 1 WIND-CJ06-6 和 WIND-CJ06-13 孔 AMS¹⁴C 测年及日历年校正
Table 1 AMS¹⁴C dating and calendar year correction for cores WIND-CJ06-6 and WIND-CJ06-13

站位名称	深度/cm	AMS ¹⁴ C 年龄/aBP	日历年龄/cal.aBP
CJ06-6	4~5	8 900 ± 30	9 360(9 155~9 523)
	24~25	11 770 ± 30	13 047(12 847~13 228)
	44~45	17 220 ± 50	19 836(19 538~20 129)
	64~65	24 420 ± 90	27 668(27 369~27 924)
	84~85	30 360 ± 160	34 016(33 636~34 358)
CJ06-13	3~4	4 040 ± 30	3 826(3 611~4 046)
	23~24	11 910 ± 30	13 190(13 011~13 378)
	43~44	20 180 ± 40	23 279(23 008~23 626)
	63~64	27 920 ± 60	31 103(30 921~31 295)
	83~84	33 610 ± 120	37 338(36 907~37 852)

表 2 研究站位汇总

Table 2 Information of research stations

站位	位置	水深/m	指标	来源
CJ06-13	14.54°N、65.8°E	3 909	Mn/Ti	本文
CJ06-6	16.3°N、65.8°E	3 680	Mn/Ti	本文
TN047/6GGC	17.38°N、58.8°E	3 652	有孔虫孔隙度	[44]
SK304A/05	5.92°N、79.6°E	3 408	Mo/Ti	[19]
3101G	6°N、74°E	2 680	Mn/Al	[45]
SK185-20	10°N、71.83°E	2 523	U _{au}	[17]
SK117/GC08	15.5°N、71.03°E	2 500	Mo	[20]
MD900963	5.05°N、73.88°E	2 446	U _{au}	[46]
SK129/CR05	9.33°N、71.98°E	2 300	U/Th	[18]
RC27-42	16.5°N、59.8°E	2 020	有孔虫孔隙度	[47]
RC27-61	16.65°N、59.52°E	1 893	有孔虫孔隙度	[48]
AAS9/21	14.51°N、72.65°E	1 807	U/Th	[49]
GeoB3004	14.61°N、52.92°E	1 803	有孔虫组合	[50]
3104G	12.9°N、71.9°E	1 680	Mn/Al	[45]
NIOP905	10.77°N、51.95°E	1 586	N同位素	[14]
TN041/2PG	17.7°N、57.83°E	1 428	有孔虫孔隙度	[12]
MD76-131	15.53°N、72.57°E	1 230	有孔虫组合	[51]
NIOP455	23.56°N、65.95°E	1 002	Mn/Al	[52]
SK17	15.25°N、72.97°E	840	有孔虫组合	[53]
MD04-2876	24.84°N、64°E	828	N同位素	[54]
RC27-23	17.99°N、57.59°E	820	N同位素	[55]
ODP723	18.05°N、57.61°E	808	N同位素	[15]
SO90-111KL	23.1°N、66.49°E	774	N同位素	[56]
TN041-8PG/JPC	17.81°N、57.51°E	761	有孔虫孔隙度	[57]
RC27-14	18.25°N、57.66°E	596	N同位素	[55]
NIOP478	24.21°N、65.66°E	565	Mn/Al	[54]
NIOP484	19.5°N、58.43°E	516	Mn/Al	[54]

以溶解态存在于海水中^[58]。Mo、V 和 U 等元素在氧化条件下以溶解态存在于海水中,而在还原状态下进入沉积物中^[59]。因此在沉积物中,当 Mn 和 Fe 元素含量升高时指示上覆水体含氧量增加,而当 Mo、V 和 U 等元素含量升高时则指示水体含氧量降低。在应用敏感元素指示氧化还原状态时,常使用 Al、Ti 等元素对敏感元素进行归一化,消除陆源输入的影响^[59-60]。

在缺氧的 OMZ 水体中,反硝化作用优先将水

体中¹⁴NO₃⁻去除,导致水体中¹⁵NO₃⁻相对富集,浮游植物利用其生成的颗粒有机氮中 δ¹⁵N 偏高并记录在沉积物的有机质中,沉积物中高的 δ¹⁵N 值代表了上层水体中缺氧程度的增强^[15,61]。由于这些富¹⁵NO₃⁻的中层水体可能会随洋流从其他海域携带而来,从而影响本海域的 δ¹⁵N 信号,为了避免这种影响,氮同位素数据仅选取位于 OMZ 内部的站位。

在低氧环境中,表生底栖有孔虫壳体的表面需要更大和/或更多的孔(即高孔隙度)以便于气体的

交换,而在相对富氧的环境则主要利用壳口来进行呼吸作用^[62]。当海水中氧含量低于 100 mmol/kg 时,底栖有孔虫 *Cibicoides* spp.壳体表面孔隙度同底层水氧含量(BWO)之间呈强负对数关系,该现象在阿拉伯海和全球其他海域均普遍存在^[63]。

沉积物中底栖有孔虫的分布除了受到环境中食物多寡的影响外,溶解氧含量也起着重要的作用。低氧环境下喜氧的表生种底栖有孔虫含量减少,而内生种含量增加,从而使底栖有孔虫的群落结构发生变化^[64-65]。所以,通过统计沉积物中底栖有孔虫的群落结构并分析优势种的生态环境偏好,可以定性反映底层水的氧化还原状态。

2 结果

以阿拉伯海 OMZ 可以影响的最大深度为界,末次冰期以来阿拉伯海各站位氧含量变化趋势如图 2 所示。氧化还原敏感元素 Mn/Ti 指示, CJ06-6 以及 CJ06-13 两站位末次冰期以来底层水的氧化状态变化基本一致, LGM 到 B/A 的过程中阿拉伯海深层水逐渐氧化, B/A 到 YD 氧含量下降,此后到早全新世再次相对氧化(图 2b),指示驱动两站位氧含量变化的因素可能相同,但在 LGM 到 HS1 的转变过程中 CJ06-13 站位氧化开始时间早于 CJ06-6 站位。

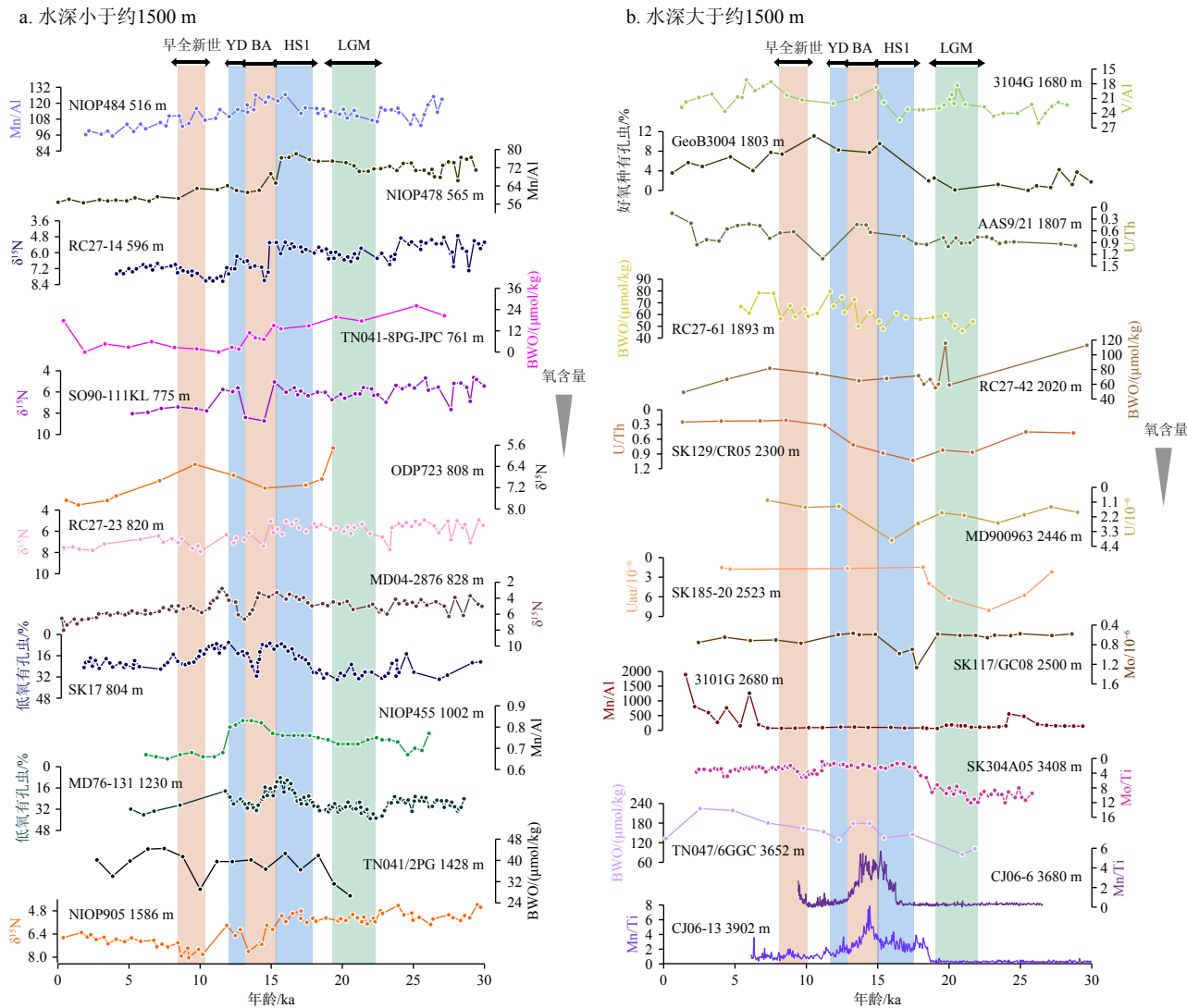


图 2 末次冰期以来阿拉伯海不同站位水体氧含量综合对比
各站位详细信息见表 2。

Fig.2 Comprehensive comparison of variations in seawater oxygen content at different stations in the Arabian Sea since the last glacial period
Details of each station are shown in Table 2.

早全新世同 LGM 相比, 阿拉伯海约 1 500 m 以浅的中层水体的氧含量降低, 而 OMZ 以下的深层水体的氧含量相对增加 (图 3a)。LGM 到 HS1 阶段, 阿拉伯海中层和深层水体氧含量整体增加 (图 3b)。从 HS1 到 B/A 过渡期间氧含量变化情况与 LGM 到早全新世的变化相同, OMZ 内部氧含量降低而 OMZ 以下深层水体氧含量增高 (图 3c)。从 B/A 到 YD 的转变过程中, 水深超过 3 000 m 的站位氧含量相对降低; OMZ 内部的变化出现差异, 阿拉伯海西北部中层水体氧含量相对降低, 而阿拉伯海东部、东北部中层水体氧含量增加 (图 3d)。YD 到早全新世的转变过程中整个阿拉伯海的 OMZ 发生扩展, 2 000 m 以上水体整体呈现氧含量下降, 2 000 m 以下水体氧含量变化不大 (图 3e)。总体上, 仅从 LGM 到 HS1 的转变过程中, 阿拉伯海上层中层水体与深层水的氧含量相对增加, 这与前人的研究结果相一致^[21]。

3 讨论

3.1 末次冰期以来阿拉伯海中层水氧含量变化及控制因素

前文已经提到, 阿拉伯海中层水氧含量的变化主要受到表层生产力和中层水 AAIW 的影响, 本文主要对比阿拉伯海不同海域的生产力和 AAIW (图 4) 与中层水氧含量变化 (图 3) 之间的关系, 讨论影响阿拉伯海中层水体氧含量变化的因素。

在冰期—间冰期尺度上, 相对于 LGM, 早全新世期间阿拉伯海中层水氧含量整体降低 (图 3a)。阿拉伯海西部站位沉积记录显示早全新世期间表层生产力显著高于 LGM (图 4d)^[4,14], 表层生产力的显著增加可能主导了该阶段阿拉伯海西部中层水氧含量的变化。而阿拉伯海西北部、北部和东部的

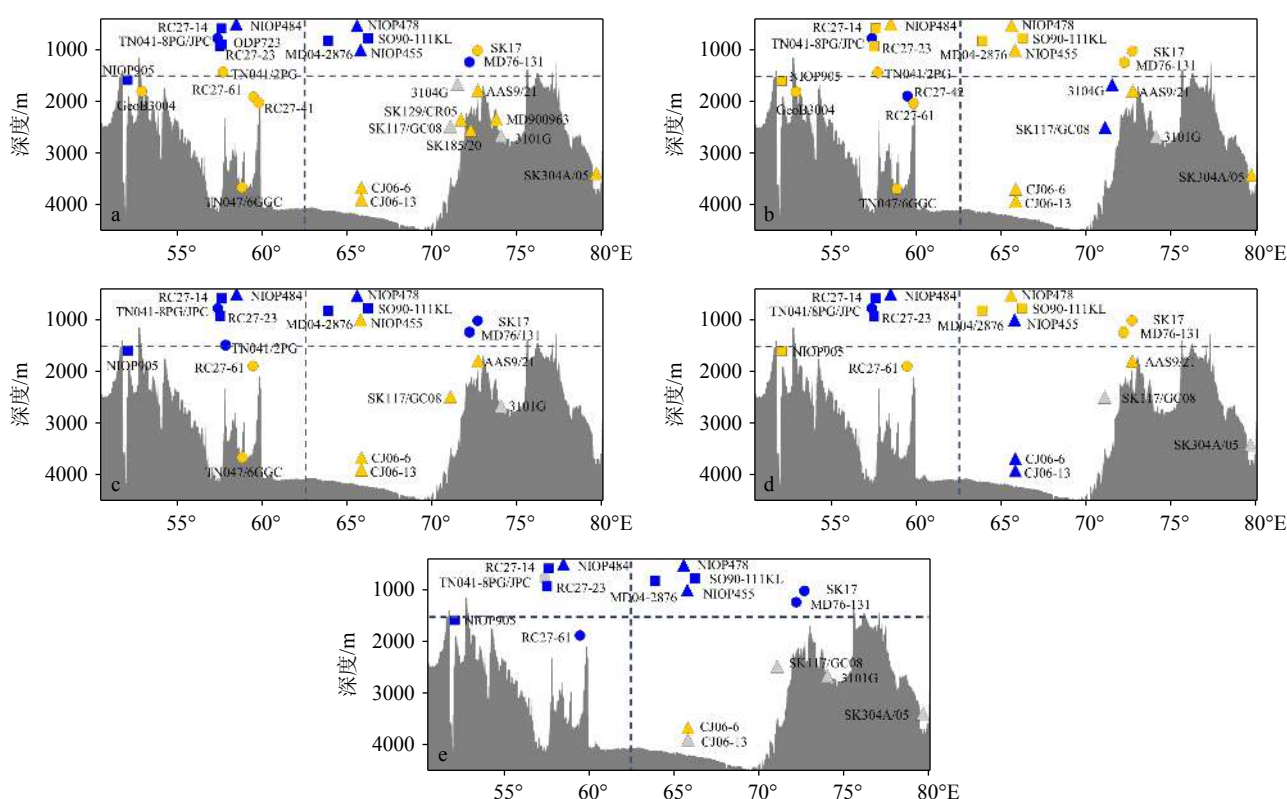


图 3 阿拉伯海水体氧含量从 LGM 到早全新世不同阶段的变化

a: LGM—早全新世, b: LGM—HS1, c: HS1—B/A, d: B/A—YD, e: YD—早全新世。其中蓝色填充代表氧含量降低, 黄色填充代表氧含量增加, 灰色填充代表无明显变化。正方形代表氮同位素数据、三角形为氧化还原敏感元素数据, 圆点代表有孔虫数据。水平虚线代表现代 OMZ 的影响深度, 竖直虚线代表阿拉伯海东西部的分界。各站位详细信息见表 2。

Fig. 3 Variation of oxygen content in Arabian Sea water in different periods from LGM to Early Holocene

a: LGM-Early Holocene, b: LGM-HS1, c: HS1-B/A, d: B/A-YD, e: YD-Early Holocene. Blue: decrease in oxygen content; yellow: increase in oxygen content; gray: ambiguous variation. Squares: nitrogen isotope data; triangles: redox-sensitive element data; dots: foraminiferal data. Dashed line: the depth of influence of the modern OMZ; vertical dotted line: the boundary between east and west of the Arabian Sea. Details of each station are shown in Table 2.

生产力记录显示早全新世期间表层生产力低于 LGM 期间(图 4e-g)。随着冰消期海平面的上升,在冰期流量被限制的 RSW 和 PGW 得到恢复^[66],以上综合因素都会导致早全新世期间中层水氧含量相对于 LGM 期间增加,但综合各氧含量指标显示早全新世期间中层水氧含量降低(图 3a),所以应该还有其他因素存在并主导了以上过程。南大洋沉积

物岩芯中的 Nd 同位素记录指示,在冰期和北半球冷期(包括 LGM、HS1 和 YD)NADW 生成速率减弱,富氧的 AAIW 生成速率增强,印度洋中层水向北通风增强^[67]。相对于 LGM,早全新世期间阿拉伯海中层水氧含量的整体降低可能受到富氧的 AAIW 流量减弱的影响更大,从而使阿拉伯海西北部、北部和东部表层生产力下降以及 RSW、PGW 流通性

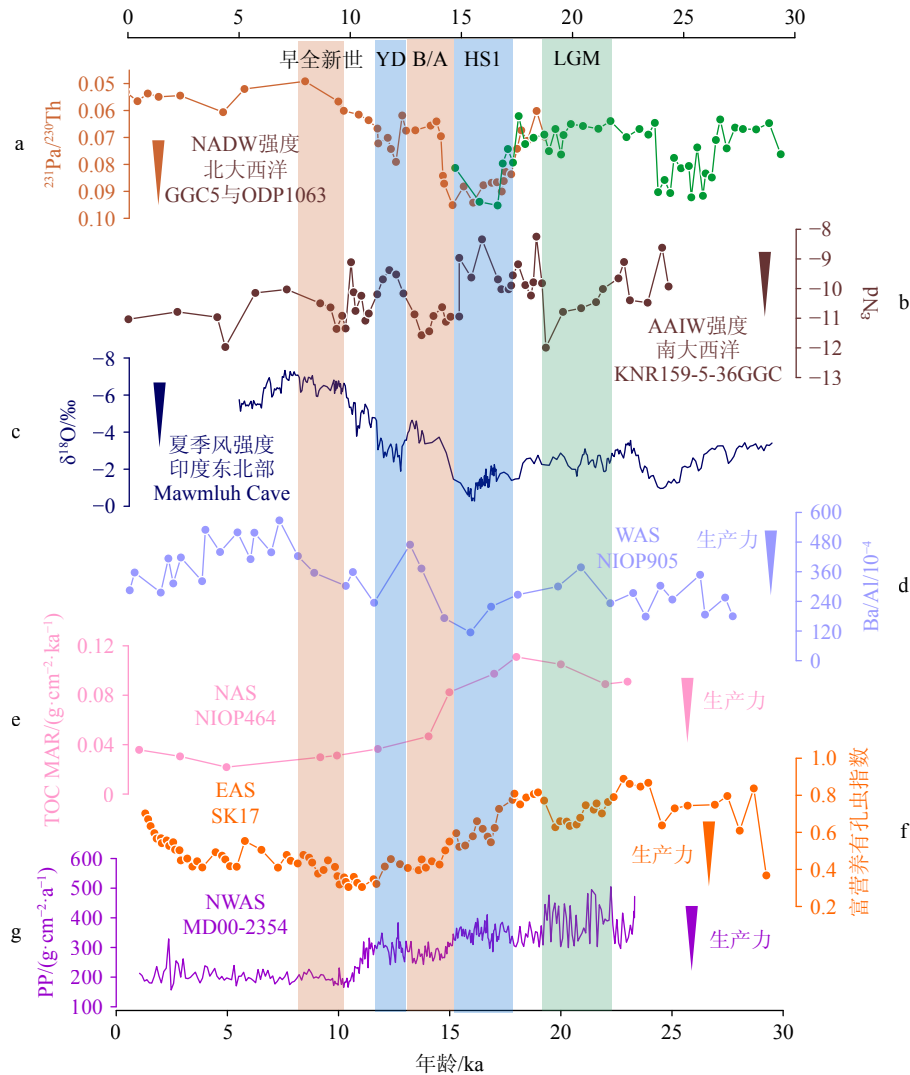


图 4 末次冰期以来 NADW、AAIW 以及南亚夏季风强度与阿拉伯海 OMZ 影响区表层生产力变化的对比

a: 北大西洋 GGC5 岩芯沉积 $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ (棕色)^[72]与 ODP1063 岩芯 $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ (绿色)指示 NADW 强度^[73]; b: 南大西洋 KNR159-36GGC 岩芯 ϵ_{Nd} 记录^[67]; c: 印度东北部 Mawmluh Cave 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[71]; d: 阿拉伯海西部海域 (WAS) 岩芯 NIOP905 Ba/Al 记录^[14]; e: 阿拉伯海北部海域 (NAS) NIOP464 岩芯总有机碳 (TOC) 质量累积速率 (MAR)^[74]; f: 阿拉伯海东部海域 (EAS) SK17 岩芯富营养浮游有孔虫指数数据^[53]; g: 阿拉伯海西北部海域 (NWAS) MD00-2354 岩芯初级生产力数据^[9]。

Fig.4 Comparison among NADW, AAIW, and South Asian in summer monsoon intensity with changes in surface productivity in the OMZ (Minimum Oxygen Zone) affected area of the Arabian Sea since the last glacial period

a: $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ (brown) in core GGC5 (McManus et al., 2004) and $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ in core ODP1063 (green) of North Atlantic Ocean, indicating NADW intensity^[72], b: the ϵ_{Nd} record of KNR159-36GGC core in South Atlantic Ocean^[67]; c: $\delta^{18}\text{O}$ record of stalagmite in Mawmluh Cave on northeast of Indian^[71]; d: Ba/Al record in core NIOP905 of Western Arabian Sea (WAS)^[14]; e: Total Organic Carbon (TOC) Mass Accumulation Rate (MAR) in core NIOP464 of the Northern Arabian Sea (NAS)^[74]; f: Eutrophic planktonic foraminiferal index. Data are from core SK17 in the eastern Arabian Sea (EAS)^[53]; g: Primary productivity data are from core MD00-2354 in the northwestern Arabian Sea (NWAS)^[9].

增强导致的中层水氧含量增加的信号被压制。此外,随着全新世全球温度升高导致水体氧溶解度降低,这也会导致早全新世期间中层水氧含量的降低^[21]。

从 LGM 到 HS1 的转变过程中,阿拉伯海中层水氧含量整体增加(图 3b)。该阶段阿拉伯海表层生产力下降(图 4d-g),在 HS1 期间阿拉伯海表层生产力的下降可能归因于次表层水体营养盐减少^[68-69]。另外,相对于 LGM,HS1 期间南部来源的中层水 AAIW 通风强度增加^[67](图 4b),以上两种因素可能共同导致了中层水氧含量的增加(图 4)。

从 HS1 到 B/A 的转变过程中,向北移动的热带辐合带(ITCZ)驱动南亚夏季风增强(图 4c)^[70-71],阿拉伯海西部表层生产力增加(图 3d)^[14];而阿拉伯海西北部、北部和东部表层生产力下降(图 4e-g)^[9,47,53]。氧含量指标显示在这个过程中阿拉伯海中层水氧含量整体减小(图 3c),这与阿拉伯海西部表层生产力的变化情况吻合,说明从 HS1 到 B/A 的转变过程中阿拉伯海西部中层水氧含量变化主要受到表层生产力的控制。但是,阿拉伯海西北部 and 东部表层生产力的变化与中层水氧含量的变化出现解耦(图 4e-g)。随着从 HS1 向 B/A 转变,富氧的 AAIW 向北贡献减弱(图 4b)^[67],从而向阿拉伯海中层水中氧气输入减少,可能主导了 HS1 到 B/A 转变过程中阿拉伯海西北部、北部和东部中层水氧含量的降低。

有趣的是,从 B/A 到 YD 的转变过程中,阿拉伯海西北部中层水氧含量降低,而阿拉伯海西部、北部和东北部中层水体氧含量增加(图 3d),这与表层生产力的变化情况相一致(图 4d-g)。该阶段 AAIW 的强度有小幅增加(图 4b),说明在该时期阿拉伯海的表层生产力显著的空间变化差异主导了不同海域中层水氧含量变化。

从 YD 到早全新世的转变过程中,南亚夏季风增强(图 4c),阿拉伯海西部表层生产力增加,而阿拉伯海西北部、北部表层生产力降低(图 4d-g),综合氧含量变化数据显示中层水氧含量整体降低,指示了表层生产力可能主导了西部的 OMZ 变化。同时期南部来源的 AAIW 强度减弱(图 4b),加上冬季风减弱引起的水体层化加强,共同导致了阿拉伯海其他海域中层水氧含量的减小。

总之,末次冰期以来阿拉伯海西部表层生产力的变化同中层水氧含量的变化相一致,即当表层生产力增加(降低)时,中层水氧含量降低(增高),暗示阿拉伯海西部中层水氧含量变化主要受到该海域表层生产力的控制。在北半球气候由冷向暖的转变过程中(包括 LGM 到早全新世、HS1 到 B/A、

YD 到早全新世),阿拉伯海西北部 and 北部中层水氧含量变化与表层生产力变化解耦但与中层水通风和氧气溶解度变化吻合,指示在转变过程中,中层水通风对中层水氧含量变化影响更强。在北半球气候由暖向冷的转变过程中(包括 LGM 到 HS1, B/A 到 YD),阿拉伯海西北部、北部和东部表层生产力变化同中层水氧含量变化情况相一致,指示在这个过程中上述海域的表层生产力可能主导了中层水氧含量的变化,而中层水通风的影响被压制。

3.2 末次冰期以来阿拉伯海深层水氧含量变化及控制因素

海洋环流在调节全球热量收支和海洋碳库的过程中起着至关重要的作用^[75-76]。阿拉伯海深层水仅来源于南大洋,因此是研究南部水源影响范围及其变化的理想海域。底层水体氧含量主要受到底层水循环和表层生产力的影响。由于海洋表层产生的有机质大部分在沉降过程中被再矿化,只有 10% 可以下沉到数百米,仅有 1% 可以沉降到 4 000 m 的水深^[77],所以在分析影响阿拉伯海深层水体氧含量变化因素时,主要考虑底层水的通风和性质变化^[78]。

阿拉伯海深层水受到 CDW 影响,在千年尺度上,CDW 的强度变化受到 NADW 生成速率的影响,印度洋底层水通风年龄^[79-80]以及北大西洋沉积物 $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ 记录^[72]均指示在北半球冷期(HS1、YD)时 NADW 生成速率降低(图 4a),大西洋经向翻转流(AMOC)减弱,从而导致阿拉伯海深层水体流通性减弱,氧含量下降^[81]。综合数据显示,除 LGM 到 HS1 阶段外,其余各阶段阿拉伯海深层水体的氧含量同 NADW 的生成速率同步变化(图 3 和图 4)。当 NADW 生成速率增加时,阿拉伯海深层水氧含量增加(LGM—早全新世,HS1—B/A, YD—早全新世);当 NADW 生成速率降低时,深层水氧含量降低(B/A—YD)。B/A—YD 阶段只有水深大于 3 000 m 的站位氧含量变化比较显著,说明水深越大, NADW 对阿拉伯海深层水的影响越强。

与其他阶段不同,在 LGM 到 HS1 的转变过程中, NADW 强度显著降低,在 HS1 时 NADW 为末次冰期以来最弱阶段(图 4a),但深层水氧含量却相对增加(图 3b),如本次研究的 CJ06-13 岩芯以及收集的 TN047/6GGC 和 SK304A/05 岩芯记录都显示在 HS1 早期氧含量明显增加,说明在这个过程中存在其他因素主导了阿拉伯海深层水的氧含量变化。前人研究指出,在 LGM 期间 NADW 被限制在 2 000 m 以浅的深度,深层水主要由 AABW 贡

献^[82-83]。此时的南大洋广泛受到海冰的覆盖并且上升流减弱^[84-86], 导致深层水体被隔离, 氧气持续消耗, 该阶段 AABW 的氧含量相对较低, 相对低氧的 AABW 可能导致了阿拉伯海 LGM 期间氧含量相对偏低。另外, 最近利用 TI 同位素研究发现, 末次冰消期全球海洋氧含量变化与 NADW 变化脱钩, 在 HS1 等阶段虽然 NADW 减弱, 但全球海洋氧含量却显著升高, 暗示了南大洋通风强度可能控制了全球海洋氧含量的变化^[87]。本次研究发现的 LGM 到 HS1 阶段深层水氧含量的增加进一步证实了南大洋深层水体通风在该阶段的显著增强, 表现在南大洋表层生产力^[85] 和大气 CO₂^[88] 在同期的快速升高。

虽然本次研究的 CJ06-6 站位的水深与 CJ06-13、TN047/6GGC 和 SK304A/05 相近, 但 CJ06-6 在 LGM—HS1 阶段开始氧化时间明显滞后, 推测该现象受到 CDW (该时期主要由 AABW 组成) 进入阿拉伯海的路径特点所控制。如图 1a 所示, CJ06-6、CJ06-13 和 TN047/6GGC 受到 CDW 西部分支的影响, 当 CDW 进入阿拉伯海时应该首先影响到 CJ06-13 和 TN047/6GGC, 随后才影响到 CJ06-6 站位, 因此 CJ06-6 站位的氧化时间相对滞后。虽然 SK304A/05 受到 CDW 中部分支的影响, 但该站位的氧化时间与 CJ06-13 和 TN047/6GGC 站位一致。由于 AABW 所处水深较大, 其流径受到海底地形的显著影响, 导致了只有在主要受到 AABW 影响的 LGM—HS1 阶段产生了氧化滞后现象。为了证实以上推测, 下一步工作中将增加相关岩芯的年龄控制点, 并增加其他有关氧含量变化等指标的测试, 完善上述研究。

4 结论

(1) 阿拉伯海中层水氧含量变化在千年尺度上主要受到中层水流通性、表层生产力和水体氧溶解度的控制。在 B/A 到 YD 的转变阶段, 中层水氧含量受表层生产力的控制, 导致中层水氧含量变化出现显著的空间差异。

(2) 阿拉伯海深层水体氧含量主要受到 CDW 的流通性以及水体性质的影响, 整体上受 NADW 强弱的控制; 在 LGM 到 HS1 阶段主要受南大洋通风增强的影响, 氧含量增加。

参考文献 (References)

- [1] Codispoti L A, Christensen J P. Nitrification, denitrification and nitrous oxide cycling in the eastern tropical South Pacific ocean[J]. *Marine Chemistry*, 1985, 16(4): 277-300.
- [2] Bunzel D, Schmiedl G, Lindhorst S, et al. A multi-proxy analysis of Late Quaternary ocean and climate variability for the Maldives, Inner Sea[J]. *Climate of the Past*, 2017, 13(12): 1791-1813.
- [3] Majumder J, Gupta A K, Kumar P, et al. Late Quaternary variations in the Oxygen Minimum Zone linked to monsoon shifts as seen in the sediment of the outer continental shelf of the eastern Arabian Sea[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2022, 591: 110891.
- [4] Schmiedl G, Leuschner D C. Oxygenation changes in the deep western Arabian Sea during the last 190, 000 years: productivity versus deep-water circulation[J]. *Paleoceanography*, 2005, 20(2): PA2008.
- [5] Singh A D, Holbourn A, Kuhnt W. Editorial preface to special issue: recent advances in Indian Ocean paleoceanography and paleoclimate[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2023, 615: 111443.
- [6] Reichert G J, Lourens L J, Zacharias W J. Temporal variability in the northern Arabian Sea Oxygen Minimum Zone (OMZ) during the last 225, 000 years[J]. *Paleoceanography*, 1998, 13(6): 607-621.
- [7] Lachkar Z, Lévy M, Smith S. Intensification and deepening of the Arabian Sea oxygen minimum zone in response to increase in Indian monsoon wind intensity[J]. *Biogeosciences*, 2018, 15(1): 159-186.
- [8] Nair R R, Ittekkot V, Manganini S J, et al. Increased particle flux to the deep ocean related to monsoons[J]. *Nature*, 1989, 338(6218): 749-751.
- [9] Zhou X Q, Duchamp-Alphonse S, Kageyama M, et al. Variations of primary productivity in the northwestern Arabian sea during the last 23, 000 years and their paleoclimatological implications[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2022, 37(10): e2022PA004453.
- [10] Banakar V K, Oba T, Chodankar A R, et al. Monsoon related changes in sea surface productivity and water column denitrification in the Eastern Arabian Sea during the last glacial cycle[J]. *Marine Geology*, 2005, 219(2-3): 99-108.
- [11] Schulte S, Rostek F, Bard E, et al. Variations of oxygen-minimum and primary productivity recorded in sediments of the Arabian Sea[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 173(3): 205-221.
- [12] Lu W Y, Costa K M, Oppo D W. Reconstructing the oxygen depth profile in the arabian sea during the last glacial Period[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2023, 38(6): e2023PA004632.
- [13] Singh A D, Rai A K, Verma K, et al. Benthic foraminiferal diversity response to the climate induced changes in the eastern Arabian Sea oxygen minimum zone during the last 30 ka BP[J]. *Quaternary International*, 2015, 374: 118-125.
- [14] Ivanochko T S, Ganeshram R S, Brummer G J A, et al. Variations in tropical convection as an amplifier of global climate change at the millennial scale[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 235(1-2): 302-314.
- [15] Altabet M A, Francois R, Murray D W, et al. Climate-related variations in denitrification in the Arabian sea from sediment ¹⁵N/¹⁴N ratios[J]. *Nature*, 1995, 373(6514): 506-509.
- [16] Burdanowitz N, Schmiedl G, Gaye B, et al. Distinct oxygenation modes of the Gulf of Oman over the past 43 000 years - a multi-proxy

- approach[J]. *Biogeosciences*, 2024, 21(6): 1477-1499.
- [17] Sarkar A, Bhattacharya S K, Sarin M M. Geochemical evidence for anoxic deep water in the Arabian Sea during the last glaciation[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1993, 57(5): 1009-1016.
- [18] Pattan J N, Pearce N J G. Bottom water oxygenation history in south-eastern Arabian Sea during the past 140ka: results from redox-sensitive elements[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2009, 280(3-4): 396-405.
- [19] Chandana K R, Bhushan R, Jull A J T. Evidence of poor bottom water ventilation during LGM in the equatorial Indian Ocean[J]. *Frontiers in Earth Science*, 2017, 5: 84.
- [20] Mir I A, Mascarenhas M B L. Redox Changes during the past 100 ka in the deeper eastern Arabian sea: a study based on trace elements and multivariate statistical analysis[J]. *Water*, 2023, 15(7): 1252.
- [21] Jaccard S L, Galbraith E D. Large climate-driven changes of oceanic oxygen concentrations during the last deglaciation[J]. *Nature Geoscience*, 2012, 5(2): 151-156.
- [22] Morrison J M, Codispoti L A, Smith S L, et al. The oxygen minimum zone in the Arabian Sea during 1995[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 1999, 46(8-9): 1903-1931.
- [23] Olson D B, Hitchcock G L, Fine R A, et al. Maintenance of the low-oxygen layer in the central Arabian Sea[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 1993, 40(3): 673-685.
- [24] Swallow J C. Some aspects of the physical oceanography of the Indian Ocean[J]. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 1984, 31(6-8): 639-650.
- [25] Gupta A K, Srinivasan M S. *Uvigerina proboscidea* abundances and paleoceanography of the northern Indian Ocean DSDP site 214 during the Late Neogene[J]. *Marine Micropaleontology*, 1992, 19(4): 355-367.
- [26] You Y Z. Intermediate water circulation and ventilation of the Indian Ocean derived from water-mass contributions[J]. *Journal of Marine Research*, 1998, 56(5): 1029-1067.
- [27] Mantyla A W, Reid J L. Abyssal characteristics of the World Ocean waters[J]. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 1983, 30(8): 805-833.
- [28] Rutberg R L, Hemming S R, Goldstein S L. Reduced North Atlantic Deep Water flux to the glacial Southern Ocean inferred from neodymium isotope ratios[J]. *Nature*, 2000, 405(6789): 935-938.
- [29] Piotrowski A M, Banakar V K, Scrivner A E, et al. Indian Ocean circulation and productivity during the last glacial cycle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 285(1-2): 179-189.
- [30] Johnson G C, Warren B A, Olson D B. A deep boundary current in the Arabian Basin[J]. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 1991, 38(6): 653-661.
- [31] Mantyla A W, Reid J L. On the origins of deep and bottom waters of the Indian Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1995, 100(C2): 2417-2439.
- [32] McCave I N, Kiefer T, Thornalley D J R, et al. Deep flow in the Madagascar-Mascarene Basin over the last 150 000 years[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 2005, 363(1826): 81-99.
- [33] Thomas A L, Henderson G M, Robinson L F. Interpretation of the $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ paleocirculation proxy: new water-column measurements from the southwest Indian Ocean[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 241(3-4): 493-504.
- [34] He Z T, Qiao S Q, Jin L A, et al. Clay mineralogy and geochemistry of surface sediments in the equatorial western Indian Ocean and implications for sediment sources and the Antarctic bottom water inputs[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2023, 254: 105741.
- [35] Reid J L. On the total geostrophic circulation of the Indian Ocean: flow patterns, tracers, and transports[J]. *Progress in Oceanography*, 2003, 56(1): 137-186.
- [36] Ma R F, S  pulcre S, Licari L, et al. Changes in productivity and intermediate circulation in the northern Indian Ocean since the last deglaciation: new insights from benthic foraminiferal Cd/Ca records and benthic assemblage analyses[J]. *Climate of the Past*, 2022, 18(8): 1757-1774.
- [37] Schott F A, McCreary Jr J P. The monsoon circulation of the Indian Ocean[J]. *Progress in Oceanography*, 2001, 51(1): 1-123.
- [38] Garcia H E, Weathers K W, Paver C R, et al. World Ocean Atlas 2018, volume 3: dissolved oxygen, apparent oxygen utilization, and dissolved oxygen saturation[R]. Silver Spring: NOAA Atlas NESDIS, 2019.
- [39] Callahan J E. The structure and circulation of deep water in the Antarctic[J]. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 1972, 19(8): 563-575.
- [40] Carter L, McCave I N, Williams M J M. Chapter 4 circulation and water masses of the southern ocean: a review[J]. *Developments in Earth and Environmental Sciences*, 2008, 8: 85-114.
- [41] Reid J L, Lynn R J. On the influence of the Norwegian-Greenland and Weddell seas upon the bottom waters of the Indian and Pacific oceans[J]. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 1971, 18(11): 1063-1088.
- [42] Amsler H E, Th  le L M, Stimac I, et al. Bottom water oxygenation changes in the southwestern Indian Ocean as an indicator for enhanced respired carbon storage since the last glacial inception[J]. *Climate of the Past*, 2022, 18(8): 1797-1813.
- [43] Heaton T J, K  hler P, Butzin M, et al. Marine20—the marine radiocarbon age calibration curve (0-55, 000 cal BP)[J]. *Radiocarbon*, 2020, 62(4): 779-820.
- [44] Dahl K A, Oppo D W. Sea surface temperature pattern reconstructions in the Arabian Sea[J]. *Paleoceanography*, 2006, 21(1): PA1014.
- [45] Agnihotri R, Sarin M M, Somayajulu B L K, et al. Late-Quaternary biogenic productivity and organic carbon deposition in the eastern Arabian Sea[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2003, 197(1-2): 43-60.
- [46] Pailler D, Bard E, Rostek F, et al. Burial of redox-sensitive metals and organic matter in the equatorial Indian Ocean linked to precession[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66(5): 849-865.
- [47] Pourmand A, Marcantonio F, Bianchi T S, et al. A 28-ka history of sea surface temperature, primary productivity and planktonic community variability in the western Arabian Sea[J]. *Paleoceanography*, 2007, 22(4): PA4208.

- [48] Clemens S C, Prell W L. Late Pleistocene variability of Arabian Sea summer monsoon winds and continental aridity: eolian records from the lithogenic component of deep-sea sediments[J]. *Paleoceanography*, 1990, 5(2): 109-145.
- [49] Godad S P, Naik S S, Naidu P D. 70 kyr record of denitrification and oxygenation changes in the eastern Arabian Sea[J]. *Geochemical Journal*, 2017, 51(4): 329-336.
- [50] Schmiedl G, Mackensen A. Multispecies stable isotopes of benthic foraminifers reveal past changes of organic matter decomposition and deepwater oxygenation in the Arabian Sea[J]. *Paleoceanography*, 2006, 21(4): PA4213.
- [51] Ganeshram R S, Pedersen T F, Calvert S E, et al. Glacial-interglacial variability in denitrification in the world's oceans: causes and consequences[J]. *Paleoceanography*, 2000, 15(4): 361-376.
- [52] Den Dulk M, Reichert G J, Memon G M, et al. Benthic foraminiferal response to variations in surface water productivity and oxygenation in the northern Arabian Sea[J]. *Marine Micropaleontology*, 1998, 35(1-2): 43-66.
- [53] Singh A D, Jung S J A, Anand P, et al. Rapid switch in monsoon-wind induced surface hydrographic conditions of the eastern Arabian Sea during the last deglaciation[J]. *Quaternary International*, 2018, 479: 3-11.
- [54] Reichert G J, Schenau S J, De Lange G J, et al. Erratum to "Synchronicity of oxygen minimum zone intensity on the Oman and Pakistan Margins at sub-Milankovitch time scales": [Marine Geology 185 (2002) 283-302][J]. *Marine Geology*, 2002, 192(4): 437-438.
- [55] Altabet M A, Higginson M J, Murray D W. The effect of millennial-scale changes in Arabian Sea denitrification on atmospheric CO₂[J]. *Nature*, 2002, 415(6868): 159-162.
- [56] Von Rad U, Schulz H, Riech V, et al. Multiple monsoon-controlled breakdown of oxygen-minimum conditions during the past 30, 000 years documented in laminated sediments off Pakistan[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, 152(1-2): 129-161.
- [57] Lu W Y, Wang Y, Oppo D W, et al. Comparing paleo-oxygenation proxies (benthic foraminiferal surface porosity, I/Ca, authigenic uranium) on modern sediments and the glacial Arabian Sea[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2022, 331: 69-85.
- [58] Burdige D J. The biogeochemistry of manganese and iron reduction in marine sediments[J]. *Earth-Science Reviews*, 1993, 35(3): 249-284.
- [59] Tribouillard N, Algeo T J, Lyons T, et al. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update[J]. *Chemical Geology*, 2006, 232(1-2): 12-32.
- [60] Wei G J, Liu Y, Li X H, et al. Climatic impact on Al, K, Sc and Ti in marine sediments: evidence from ODP Site 1144, South China Sea[J]. *Geochemical Journal*, 2003, 37(5): 593-602.
- [61] Altabet M A, Francois R. Sedimentary nitrogen isotopic ratio as a recorder for surface ocean nitrate utilization[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1994, 8(1): 103-116.
- [62] Glock N, Erdem Z, Schönfeld J. The Peruvian oxygen minimum zone was similar in extent but weaker during the Last Glacial Maximum than Late Holocene[J]. *Communications Earth & Environment*, 2022, 3(1): 307.
- [63] Rathburn A E, Willingham J, Ziebis W, et al. A New biological proxy for deep-sea paleo-oxygen: pores of epifaunal benthic foraminifera[J]. *Scientific Reports*, 2018, 8(1): 9456.
- [64] de Stigter H C. Recent and fossil benthic foraminifera in the Adriatic Sea: distribution patterns in relation to organic carbon flux and oxygen concentration at the seabed[D]. Utrecht: University Utrecht, 1996.
- [65] Gooday A J, Bernhard J M, Levin L A, et al. Foraminifera in the Arabian Sea oxygen minimum zone and other oxygen-deficient settings: taxonomic composition, diversity, and relation to metazoan faunas[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2000, 47(1-2): 25-54.
- [66] Rohling E J, Zachariasse W J. Red Sea outflow during the last glacial maximum[J]. *Quaternary International*, 1996, 31: 77-83.
- [67] Pahnke K, Goldstein S L, Hemming S R. Abrupt changes in Antarctic Intermediate Water circulation over the past 25, 000 years[J]. *Nature Geoscience*, 2008, 1(12): 870-874.
- [68] Ziegler M, Lourens L J, Tüenter E, et al. Precession phasing offset between Indian summer monsoon and Arabian Sea productivity linked to changes in Atlantic overturning circulation[J]. *Paleoceanography*, 2010, 25(3): PA3213.
- [69] Naik D K, Saraswat R, Lea D W, et al. Last glacial-interglacial productivity and associated changes in the eastern Arabian Sea[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2017, 483: 147-156.
- [70] Tierney J E, Zhu J, King J, et al. Glacial cooling and climate sensitivity revisited[J]. *Nature*, 2020, 584(7822): 569-573.
- [71] Dutt S, Gupta A K, Clemens S C, et al. Abrupt changes in Indian summer monsoon strength during 33, 800 to 5500 years B. P[J]. *Geophysical Research Letters*, 2015, 42(13): 5526-5532.
- [72] McManus J F, Francois R, Gherardi J M, et al. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes[J]. *Nature*, 2004, 428(6985): 834-837.
- [73] Lippold J, Grützner J, Winter D, et al. Does sedimentary ²³¹Pa/²³⁰Th from the Bermuda Rise monitor past Atlantic Meridional Overturning Circulation?[J]. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36(12): L12601.
- [74] Reichert G J, Den Dulk M, Visser H J, et al. A 225 kyr record of dust supply, paleoproductivity and the oxygen minimum zone from the Murray Ridge (northern Arabian Sea)[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1997, 134(1-4): 149-169.
- [75] Goswami V, Singh S K, Bhushan R. Impact of water mass mixing and dust deposition on Nd concentration and ϵ_{Nd} of the Arabian Sea water column[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2014, 145: 30-49.
- [76] Ödalen M, Nycander J, Oliver K I C, et al. The influence of the ocean circulation state on ocean carbon storage and CO₂ drawdown potential in an Earth system model[J]. *Biogeosciences*, 2018, 15(5): 1367-1393.
- [77] Hedges J I, Keil R G. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis[J]. *Marine Chemistry*, 1995, 49(2-3): 81-115.
- [78] Nambiar B, Bhushan R, Raj H. Paleoredox conditions of bottom water in the northern Indian Ocean since 39 ka[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2022, 586: 110766.
- [79] Nisha K, Naik S S, Kumar P, et al. Radiocarbon evidence for reduced

- deep water ventilation of the northern Indian Ocean during the last glacial maxima and early deglaciation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2023, 607: 118067.
- [80] Bryan S P, Marchitto T M, Lehman S J. The release of ^{14}C -depleted carbon from the deep ocean during the last deglaciation: evidence from the Arabian Sea[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 298(1-2): 244-254.
- [81] Pérez-Asensio J N, Tachikawa K, Vidal L, et al. Glacial expansion of carbon-rich deep waters into the Southwestern Indian Ocean over the last 630 kyr[J]. *Global and Planetary Change*, 2023, 230: 104283.
- [82] Gebbie G. How much did glacial North Atlantic water shoal?[J]. *Paleoceanography*, 2014, 29(3): 190-209.
- [83] Oppo D W, Gebbie G, Huang K F, et al. Data constraints on glacial Atlantic water mass geometry and properties[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2018, 33(9): 1013-1034.
- [84] Cliff E, Khatiwala S, Schmittner A. Glacial deep ocean deoxygenation driven by biologically mediated air-sea disequilibrium[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14(1): 43-50.
- [85] Anderson R F, Ali S, Bradtmiller L I, et al. Wind-driven upwelling in the southern ocean and the deglacial rise in atmospheric CO_2 [J]. *Science*, 2009, 323(5920): 1443-1448.
- [86] Skinner L C, Fallon S, Waelbroeck C, et al. Ventilation of the deep southern ocean and deglacial CO_2 rise[J]. *Science*, 2010, 328(5982): 1147-1151.
- [87] Wang Y, Costa K M, Lu W Y, et al. Global oceanic oxygenation controlled by the Southern Ocean through the last deglaciation[J]. *Science Advances*, 2024, 10(3): eadk2506.
- [88] Bereiter B, Eggleston S, Schmitt J, et al. Revision of the EPICA Dome C CO_2 record from 800 to 600 kyr before present[J]. *Geophysical Research Letters*, 2015, 42(2): 542-549.