



2023年夏季珠江口未现缺氧状况的机制分析

梁超奇, 杨毅, 雷诗萍, 许懿, 卜德志, 庞金堰, 李岩, 周宽波, 郭香会

Mechanisms of the absence of hypoxia in the Zhujiang (Pearl) River Estuary during summer of 2023

Liang Chaoqi, Yang Yi, Lei Shiping, Xu Yi, Bu Dezhi, Pang Jinyan, Li Yan, Zhou Kuanbo, Guo Xianghui

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.12284/hyxb2026030>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

2021年夏末秋初渤海和北黄海的溶解氧分布与低氧特征

Distributions of dissolved oxygen and hypoxic characteristics in the Bohai Sea and the northern Yellow Sea during the late summer-early autumn in 2021

海洋学报. 2025, 47(3): 13-26 <https://doi.org/10.12284/hyxb2025032>

夏季珠江口沉积物水界面重金属分布特征及其影响因子研究

Characteristics of heavy metals and their influential factors between sediments and water of the Zhujiang River Estuary in summer

海洋学报. 2022, 44(10): 182-192 <https://doi.org/10.12284/hyxb2022166>

基于稳定同位素的珠江口近岸海域硝酸盐来源解析

Source apportionment of nitrate in the Zhujiang River Estuary based on dual stable isotope

海洋学报. 2025, 47(11): 57-68 <https://doi.org/10.12284/hyxb2025118>

珠江口淇澳岛潮间带蟹类(十足目:短尾下目)物种多样性与分布

Intertidal crabs (Decapoda: Brachyura) species diversity and distribution in Qi'ao Island, Zhujiang River Estuary

海洋学报. 2023, 45(11): 76-87 <https://doi.org/10.12284/hyxb2023158>

珠江口盆地琼东南盆地深水区新生代构造沉积演化对比分析

Comparative study on the Cenozoic tectonic and sedimentary evolution in the deep water areas of the Zhujiang River Estuary Basin and the Qiongdongnan Basin

海洋学报. 2021, 43(3): 48-61 <https://doi.org/10.12284/hyxb2021055>

珠江河口潮汐不对称研究

A study on tidal asymmetry in the Zhujiang River Estuary

海洋学报. 2025, 47(8): 26-34 <https://doi.org/10.12284/hyxb2025079>

关注微信公众号, 获得更多资讯信息

梁超奇, 杨毅, 雷诗萍, 等. 2023 年夏季珠江口未现缺氧状况的机制分析[J]. 海洋学报, 2026, 48(3): 31–44, doi:10.12284/hyxb2026030
Liang Chaoqi, Yang Yi, Lei Shiping, et al. Mechanisms of the absence of hypoxia in the Zhujiang (Pearl) River Estuary during summer of 2023[J]. Haiyang Xuebao, 2026, 48(3): 31–44, doi:10.12284/hyxb2026030

2023 年夏季珠江口未现缺氧状况的机制分析

梁超奇¹, 杨毅¹, 雷诗萍¹, 许懿¹, 卜德志¹, 庞金堰¹,
李岩¹, 周宽波¹, 郭香会^{1,2,3*}

(1. 厦门大学 海洋生物地球化学全国重点实验室 海洋与地球学院, 福建 厦门 361102; 2. 厦门大学 福建省海陆界面生态环境重点实验室, 福建 厦门 361102; 3. 厦门大学 福建台湾海峡海洋生态系统国家野外科学观测研究站 东山太古海洋观测与实验站, 福建 漳州 363499)

摘要: 本研究针对 2023 年夏季珠江口未出现底层水缺氧的“异常”现象, 综合分析了水文条件、生物地球化学过程及物理驱动机制的影响。基于现场观测数据及与历史数据的对比, 发现 2023 年夏季主要呈现以下特征: 珠江径流量较夏季历史均值降低 51%, 导致陆源营养盐输入通量降低 45%, 进而生源有机碳的产生量骤降, 减少了微生物降解的耗氧底物; 同时, 航次前 15 d 持续的下降流风不利于形成缺氧; 水体垂直混合较强, 层化系数 (0.074 ± 0.20) 低于发生缺氧的 3 个年份 (0.14 ± 0.17 , 0.38 ± 0.50 , 0.18 ± 0.20), 有利于溶解氧从上层海水得到补充; 珠江径流量降低导致河口水体停留时间缩短 (1.8 d, 短于夏季平均径流量下的 3.1 d), 限制了有机物降解耗氧过程对水体溶解氧浓度的影响。以上多因素协同作用导致珠江口 2023 年夏季未发生底层水缺氧现象。本研究揭示了极端水文气象条件对河口缺氧形成的重要调控作用。

关键词: 珠江口; 珠江径流量; 溶解氧; 缺氧

中图分类号: P734.4⁺5

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2026)03-0031-14

1 引言

溶解氧(Dissolved Oxygen, DO)是水环境的重要水质指标, 其动态变化不仅反映海-气界面物质能量交换特征, 还可作为衡量净初级生产、再矿化过程等过程的重要指标^[1-3]。本研究以溶解氧浓度低于 $63 \mu\text{mol/kg}$ (2 mg/L) 定义为缺氧, 对应国际文献中的“Hypoxia”^[4-5]。水体进入缺氧状态会引发多级生态效应, 包括水生生物生物量降低、鱼类免疫功能障碍及物种多样性下降等, 进而导致食物链失衡和生态系统功能退化, 且这种低氧胁迫的影响可通过水域连通性在不同水域之间传递^[6-7]。

河口作为陆海相互作用的过渡带, 兼具陆源物质沉积“汇”与海洋物质输出“源”的双重属性^[8-9]。近几十年来, 河口和近海地区的缺氧问题日益凸显, 成为全球性环境问题^[10-11]。监测数据显示, 1955–2009 年间波罗的海沿岸新增低氧监测点 115 处, 发现缺氧强度和频次的持续上升已显著干扰该海域生源要素的生物地球化学循环^[12]。墨西哥湾北部“死区”(海水富营养化区域)的夏季的 DO 浓度曾长时间低于 $63 \mu\text{mol/kg}$, 2001 年缺氧面积达到了 $20\,720 \text{ km}^2$ ^[13]。2005 年黑海西北部缺氧面积约达 $40\,000 \text{ km}^2$ ^[14]。自 20 世纪 60 年代以来, 全球沿海缺氧区数量呈指数增长, 已确认超过 400 个, 覆盖面积超过 $245\,000 \text{ km}^2$ ^[5]。

收稿日期: 2025-11-24; 修订日期: 2026-02-13。

基金项目: 国家重点研发计划(2022YFC3105302); 国家自然科学基金(42141001)。

作者简介: 梁超奇(2003—), 男, 江苏省盐城市人, 研究方向为河口近海碳循环。E-mail: 22320251151409@stu.xmu.edu.cn

* 通信作者: 郭香会, 教授, 主要研究方向为上层海洋碳/氮生化循环、海洋二氧化碳通量及调控机制。E-mail: xhguo@xmu.edu.cn

中国河口及邻近海域 DO 浓度呈现巨大的时空差异:在空间分布上,河口水体 DO 浓度低于近海区域;季节变化呈现冬季 > 春/秋季 > 夏季的规律。夏季长江口和珠江口底层水发生缺氧,其中长江口缺氧区域覆盖 5 000~20 000 km²,通常于 5-6 月开始形成,7-8 月发展至最大范围,9-10 月逐渐消退^[15]。近年珠江口的缺氧区面积也可能达到 1 000 km²^[16]。

本文基于 2023 年 8 月珠江口溶解氧空间分布,结合与历年(2015 年、2017 年和 2018 年)夏季的比较来揭示 2023 年 8 月珠江口未发生缺氧的“异常”现象,并从营养盐输入通量和生源有机碳产量、风场混合效应、水体分层、停留时间等角度对比分析 2023 年 8 月珠江口未发生明显的底层水缺氧现象的原因。

2 珠江口缺氧现象

2.1 珠江口的缺氧事件

作为南海北部受人类活动扰动的大型河口-浅海陆架系统,珠江口存在两个主要缺氧区,一个是位于特大城市广州附近的河口上游区域,另一个是河口下游底层水域,后者的缺氧现象往往发生在夏季^[17]。在河口上游,2003 年夏季在广州黄埔至东莞河段表层水 DO 浓度持续处于 60 μmol/kg 左右的低值水平,且 2003-2006 年间呈现逐年递减的趋势^[18]。在河口下游,自 20 世纪 70 年代以来,低氧现象呈现季节性规律,每年 6-9 月为高发期,其中通常 8 月达到峰值,且与潮汐周期有关,小潮期层化稳定时低氧加剧,大潮期垂向混合增强则缺氧有所缓解^[19]。1981 年 7 月该区域底层水已出现广泛低氧区(DO < 125 μmol/kg),局部区域 DO 浓度甚至低于 63 μmol/kg,但空间范围相对有限^[20]。在 1990 年 7 月观测到 DO 浓度为 29 μmol/kg 的低值^[1]。1992 年、1996 年及 1999 年夏季也发生不同程度的缺氧事件,其中 1999 年的低氧区主要分布于伶仃洋西岸浅滩带,DO 浓度表现为河口西岸浅滩低、河口外高的分布特征^[21]。至 2009 年,低氧核心区转移至万山群岛北侧海域,DO 最低值降至 38 μmol/kg^[22]。

2010 年以来,珠江口下游夏季底层水体缺氧现象加剧且频次升高。底层 DO 最低浓度普遍低于 63 μmol/kg,极端情况下可降至 3 μmol/kg^[16, 23]。在空间分布上,缺氧核心区主要集中在珠江冲淡水扩展路径与陆架上升流交汇处,如伶仃洋外、磨刀门外及香港西南部海域,形成斑块状或条带状低氧区。2015 年夏季观测显示,缺氧区沿万山群岛向外延伸约 90 km,覆盖面积达 1 000 km²^[17];2017 年受异常高

径流量和强层化影响,缺氧区面积进一步扩大至 1 470 km²^[16]。缺氧伴随的酸化特征显著,pH 值降至 7.6~7.8,无机碳产生量与氧消耗量的比值(C/O=0.73~0.89)接近海源有机质再矿化的 Redfield 比值,揭示了生源有机质降解是主要的耗氧过程^[17, 24-25]。值得注意的是,缺氧现象表现出强烈的区域差异性:大亚湾内湾等半封闭水域因地形限制导致水体停留时间延长,底层 DO 浓度常低于缺氧阈值;而伶仃洋西部浅滩虽沉积物耗氧速率(Sediment Oxygen Demand, SOD)高达 110 mmol/(m²·d)(以 O₂ 计),但因强潮汐混合促进复氧过程,底层水 DO 可回升至 150 μmol/kg,因此未形成持续性缺氧^[26]。此外,气候变化通过影响季风强度和热带气旋频率调控缺氧动态,短期强风混合可使底层水 DO 在 48 h 内上升 46 μmol/kg,但淡水径流的快速输入促使层化结构在 24 h 内重建,缺氧区在 7 d 内迅速恢复^[27-28]。近 30 a 来,受珠江三角洲快速城市化影响,流域营养盐输入量激增,叠加水库建设导致的入海泥沙量减少 60%,水体透明度增大促进藻华暴发,这些因素共同促使缺氧区面积以每年 3.8% 的速度扩张^[29-30]。

2.2 珠江口缺氧现象的驱动机制

水体层化是缺氧发展的重要条件,夏季汛期(6-8 月)珠江径流量显著增大,河流淡水输入形成厚度为 5~10 m 的表层低盐羽流,与陆架高盐底水之间产生显著密度梯度,两者间发育厚度为 2~5 m 的中层屏障层,形成稳定层化,抑制了表层富氧水体与底层水的垂向混合,从而导致底层水 DO 浓度因生物化学过程消耗而逐渐降低^[29]。由于珠江口水深较浅,淡水输入对层化强度有显著贡献,数值模拟显示,当横门分流口的径流量减少 50% 时,西部浅滩缺氧面积缩小 38%^[31]。

珠江口的浅地形有利于风驱动的水柱垂直混合^[25]。对于珠江口,夏季盛行的西南风有利于形成上升流,它通过三重效应影响缺氧:首先,稳定的西南风强化上升流,将南海的低氧次表层水输送到河口区,加剧珠江口底层水缺氧^[17];其次,风生埃克曼输运增强水体层化,抑制垂直混合,使底层水氧补给受阻^[26];第三,西南风驱动的表层离岸流与底部补偿流形成的重力环流延长了水体停留时间,促进有机物矿化耗氧对 DO 浓度的影响^[32]。敏感性分析揭示,风速变化对缺氧面积的调控效应显著强于风向改变,凸显物理混合过程的重要影响^[31]。

在生物化学过程方面,生源有机质降解耗氧是造成水体缺氧的重要因素^[25]。在丰水期,珠江输入的大

量营养盐导致浮游植物爆发性繁殖, 沉降的有机物呼吸作用及异养微生物降解过程会持续消耗溶解氧。研究发现, 叶绿素 *a* 浓度升高时, 虽然浮游植物初级生产提升, 但在水体层化等因素的作用下, 浮游动物呼吸作用、细菌代谢及生物碎屑沉积分解会导致底层水溶解氧浓度显著下降^[33]。同时, 珠江径流携带的陆源有机质(包括溶解态和颗粒态)也降解耗氧, 其中难降解颗粒物沉降到底层水后进一步通过矿化反应加剧缺氧^[34]。其中, 底层耗氧有机质中 65% 为海源, 35% 来自陆源输入^[25]。营养盐对 DO 具有双向调控作用: 一方面促进浮游植物增殖提高表层水的 DO 浓度, 另一方面通过增加负荷(如人类活动输入的 NH_4^+-N 引发硝化/反硝化过程)以及水体富营养化加速耗氧^[35]。

此外, 珠江口缺氧存在显著区域机制差异: 虎门邻近低氧区主要受上游城市污水排放驱动, 东江等支流携带大量耗氧有机物及氨氮, 在河道内引发硝化耗氧过程, 导致入河口 DO 浓度低于 $125 \mu\text{mol}/\text{kg}$ 。相比之下, 磨刀门外低氧区更多受陆架水入侵与局部沉积过程的耦合影响, 模型示踪显示该区域沉积有机质中陆源贡献占比超过 60%, 且矿物吸附作用延缓了有机质的降解速率高峰, 导致 SOD 的季节性峰值滞后于径流高峰^[16, 25]。

在水文条件方面, 大鹏湾等半封闭地形导致水体停留时间延长, 加剧了氧的消耗, 而珠江主河道的高排放通过增大悬浮物浓度削弱透光层深度, 抑制浮游植物光合产氧^[36]。

气候变化也会加剧缺氧风险: (1) 升温提高微生物代谢速率; (2) 热带气旋频率变化调控层化稳定性; (3) 极端径流事件(洪水或干旱)通过改变营养盐输入量、层化及底层水体的停留时间, 调节有机质累积等耗氧过程的强度, 进而影响 DO 浓度的变化^[23, 37]。

2.3 珠江口 2023 年夏季未发生缺氧的“异常”现象

2023 年夏季在珠江口的调查数据显示, 研究区域底层水的 DO 浓度整体维持在缺氧阈值 ($63 \mu\text{mol}/\text{kg}$) 以上, 仅仅单个站点观测到 $55 \mu\text{mol}/\text{kg}$ 的低值。依据国际通用的缺氧判定标准(连续区域 $\text{DO} < 63 \mu\text{mol}/\text{kg}$), 本航次未达到区域性缺氧事件的发生条件, 可认定为未发生典型缺氧现象。这与近年来夏季珠江口发生底层水持续缺氧的现象不同^[16-17, 25, 28, 38-39]。

3 研究区域和方法

3.1 研究区域及航次信息

珠江口位于南海北部 $21^{\circ}30' \sim 23^{\circ}15' \text{N}$, $113^{\circ}10' \sim 114^{\circ}30' \text{E}$ 之间, 是中国南方最大的河口系统, 也是全

球具有代表性的复杂网河型三角洲-河口系统之一。珠江流域面积约 45万 km^2 , 年径流量达 285 km^3 ^[40], 其中西江、北江和东江贡献了总径流量的 90% 左右^[41]。珠江干流与潭江、流溪河等支流共同构成“三江汇集、八口分流”的独特水系格局: 西江、北江、东江、流溪河及潭江的径流在珠江口三角洲交织成稠密河网, 最终通过虎门、蕉门、洪奇沥(洪奇门)、横门、磨刀门、鸡啼门、虎跳门、崖门八大口门注入伶仃洋、磨刀门和黄茅海三大亚河口。该区域水文动力呈现典型季风驱动特征: 4-9 月的丰水季集中了全年 80% 的径流量, 形成强劲陆源淡水驱动力; 枯水季则受潮汐影响显著, 表现为不规则半日混合潮, 平均潮差 $0.86 \sim 1.63 \text{ m}$ (最大潮差 $< 3 \text{ m}$)。这种独特的“径潮交互”特征塑造了复杂的水体分层现象^[34]。

珠江三角洲及珠江口是 20 世纪末以来全球经济发展和人口增长速度最快的区域之一, 沿岸分布有广州、东莞、深圳、香港等大城市。珠江口海域地处珠江与南海的交汇处, 由于珠江流域工业和农业发达, 珠江携带丰富的营养盐输入南海, 导致珠江口及邻近海域营养盐浓度不断升高, 水体富营养化迅速发展, 尤其是夏季珠江径流量最大, 输入的淡水携带大量营养盐, 在适宜的环境条件下促使浮游植物暴发, 造成珠江河口赤潮频发以及由此引发的缺氧事件加剧^[3]。

珠江的径流量夏季高, 冬季低, 春秋居。图 1 为 1998-2022 年西江、北江和东江月平均径流量之和(占珠江总径流量的 90%), 及 2023 年各月的平均径流量。2023 年夏季(6-8 月)珠江的月平均径流量分别为 9584 、 5516 和 $7329 \text{ m}^3/\text{s}$, 分别相当于多年月平均径流量的 51%、36% 和 66%。

本研究主要基于 2023 年 7 月 30 日至 8 月 25 日搭载国家重点研发计划项目“我国近海典型海域浮游生态系统演变、临界点及重构”组织的珠江口航次所

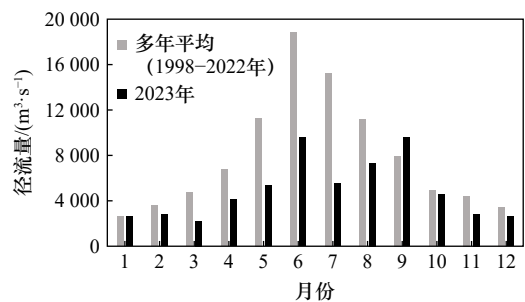


图 1 珠江的月平均径流量的时间分布(数据来源于中华人民共和国水利部水文局历年发布的《水情年报》)
Fig. 1 The monthly average discharge of the Zhujiang River (data sourced from the *Water Situation Annual Report*, Hydrology Bureau, Ministry of Water Resources, China)

获得的现场测定数据。该航次搭载“延平 2”号科考船,在珠江口至长江口的近海海域获得大量现场观测数据,其中珠江口航段于 8 月 1–9 日执行,航次站位分布见图 2,在珠江口共设 53 个站位。

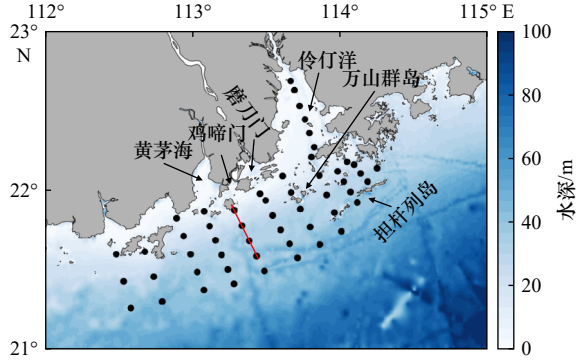


图 2 2023 年 8 月珠江口航次站位分布

Fig. 2 Sampling station distribution in the Zhujiang River Estuary in August 2023

水深数据来源于 General Bathymetric Chart of the Oceans 的 15 弧秒间隔全球网格上的水深高程值数据 (<https://www.gebco.net/>), 访问时间: 2025 年 1 月 2 日; 红色线指示图 9 断面的位置

Bathymetric data were derived from the General Bathymetric Chart of the Oceans global 15-arc-second grid dataset at <https://www.gebco.net/>, accessed on 2 January 2025; the red line indicates the location of the section in Figure 9

3.2 样品采集及分析方法

本研究所采用的参数包括温度 (T)、盐度 (S)、DO。其中温度和盐度用温/盐/深(压力)测定仪 (CTD, Seabird SBE 917) 测定。

溶解氧样品用 CTD 控制的葵花式采水系统和 12 L 的 Niskin 采水瓶采集。DO 样品用 60 mL 的化学需氧量 (BOD) 瓶采样。CTD 上甲板后立即采样, 采样顺序由深到浅。严格按照溶解气体采样的方法进行^[42], 加氯化锰和碱性碘化钠溶液各 0.5 mL 固定, 上下颠倒 20 次以上混匀, 于室温下避光静置, 现场测定。

DO 样品恒温到 (25 ± 0.01) °C 后用 722 分光光度计于 466 nm 测定吸光值^[43]。以 KIO_3 标准溶液为标准绘制标准曲线。每个水样采集、测定平行双样, 标准曲线每个点测定平行三样。方法精密度好于 $\pm 0.5 \mu\text{mol/kg}$, 准确度好于 $\pm 2 \mu\text{mol/kg}$ 。

表 1 珠江 3 大支流径流量与 DIN 浓度统计

Table 1 Summary of discharge and dissolved inorganic nitrogen (DIN) concentrations in the three main tributaries of the Zhujiang

| 支流名称 | 径流量均值/($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) | 径流量标准差/($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) | 径流量变异系数 | DIN 浓度均值/($\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$) | DIN 浓度标准差/($\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$) | DIN 浓度变异系数 |
|------|--|---|---------|--|---|------------|
| 西江 | 4 270 | 2 007 | 47.0% | 114 | 22 | 19.1% |
| 北江 | 1 198 | 908 | 75.8% | 126 | 18 | 14.4% |
| 东江 | 395 | 138 | 34.9% | 103 | 20 | 19.9% |

3.3 数据处理方法

3.3.1 珠江输入的营养盐通量估算

用珠江径流量和溶解无机氮 (dissolved inorganic nitrogen, DIN) 浓度估算珠江输入珠江口的 DIN 通量。由于缺少部分航次调查期间珠江的 DIN 浓度数据, 因此通过建立 DIN 浓度与径流量的关系, 用径流量来估算 DIN 浓度。根据本课题组在 2018 和 2019 年在珠江三大支流下游 (西江梧州、北江石角、东江博罗) 采样测定结果显示, 三大支流 DIN 浓度的变异系数远低于其径流量变异系数 (表 1), 表明 DIN 浓度的时间变异性较弱, 其季节性波动并非控制通量估算的主要不确定性来源。因此, 本研究采用由 2018 和 2019 年的测定数据计算得到的三大支流各自的月平均 DIN 浓度, 用于计算 2015 年至 2023 年夏季 (6–8 月) 的月平均 DIN 通量。计算公式如下:

$$F_{\text{DIN}} = C_{\text{DIN}} \times Q, \quad (1)$$

式中, F_{DIN} 代表珠江夏季 (6–8 月) 月平均 DIN 通量 (10^9 mol); C_{DIN} 代表珠江夏季月平均 DIN 浓度 (mol/m^3); Q 代表珠江夏季月平均径流量 (10^9 m^3)。

珠江径流量数据来自中华人民共和国水利部水文局发布的历年《水情年报》, 详见 <http://www.mwr.gov.cn/>, 访问时间: 2024 年 12 月 19 日。

表 1 是珠江三大支流径流量和 DIN 浓度及统计结果。本研究采用表 1 中各支流的月平均 DIN 浓度和相应时段 (2015–2023 年夏季) 的月平均径流量, 计算珠江输入的月平均 DIN 通量。

3.3.2 珠江输入的营养盐支持的潜在生源有机碳产量

由于南海北部表层水的营养盐浓度低于常规方法的检出限, 陆源营养盐在珠江口及邻近近海全部消耗, 因此本研究用珠江营养盐输入量和 Redfield 比值 ($C : N : P = 106 : 16 : 1$)^[44] 估算珠江输入的营养盐所支持的生源有机碳的潜在产生量。

$$\text{生源 C 产生量} = F_{\text{DIN}} \times \frac{106}{16} \times 12, \quad (2)$$

式中, 生源 C 产生量代表夏季珠江输入的营养盐支持的最大生源有机碳产生量 (g); F_{DIN} 代表珠江夏季的月平均氮通量 (mol); 12 为碳的摩尔质量, 12 g/mol 。

3.3.3 水体分层系数

根据 Hansen 和 Rattray 的方法^[45] 计算水体分层系数(n):

$$n = \frac{S_b - S_s}{S_a}, \quad (3)$$

式中, S_b 、 S_s 和 S_a 分别代表底层水、表层水和水柱平均盐度。层化系数越大, 则水体层化越强。

3.3.4 水体层化稳定性

计算水体的层化稳定性:

$$E = -\frac{1}{\rho} \times \frac{d\rho}{dz}, \quad (4)$$

式中, E 代表层化稳定性 (m^{-1}); ρ 代表水体密度 (kg/m^3); z 代表水深 (m)。其中 $E > 0$ 代表稳定分层, $E = 0$ 代表中性稳定, $E < 0$ 代表不稳定分层^[46]。

3.3.5 水体停留时间

用海岸带海洋陆地交互作用项目 (Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone, LOICZ) 模型^[47-48] 估算不同径流量下 (4-9月) 珠江口水体的停留时间, 公式如下:

$$Q_{\text{exchange}} = \frac{Q_{\text{river}} \times (S_{\text{ocean}} - S_{\text{river}})}{S_{\text{ocean}} - S_{\text{estuary}}}, \quad (5)$$

$$V_i = V_0 \times \alpha, \quad (6)$$

$$T = \frac{V}{Q_{\text{exchange}}}, \quad (7)$$

式中, Q_{exchange} 代表交换流量 (m^3/d); Q_{river} 代表珠江月平均径流量 (m^3/d); S_{ocean} 、 S_{river} 和 S_{estuary} 分别代表海水盐度、河流淡水盐度 (0) 和河口混合区盐度; V_i 代表某年份珠江口水体平均体积 (m^3); V_0 代表根据多年综合数据运算出的珠江口水体平均体积 (m^3); α 表示体积换算系数, 无量纲; T 表示停留时间 (d)。

由于难以获得珠江口的准确水体体积, 故而本研究采用基于网格积分的方法估算水体体积。考虑到径流量与水体体积有直接关系, 本研究基于水体体积与径流量成正比的假设, 引入体积换算系数 (某个年份丰水期总径流量与 1998-2023 年丰水期平均总径流量的比值), 来进一步估算各年份夏季的水体体积。数据来源于 GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) 的 15 弧秒间隔全球网格上的水深高程值数据 (单位为 m)。划定珠江口边界为 $21.8^\circ \sim 23.0^\circ N$ 、 $112.8^\circ \sim 114.5^\circ E$, 基本覆盖八大口门和主要水域。最后用 GIS 软件处理数据得到 V_0 ($1.2 \times 10^{10} m^3$)。

3.3.6 海-气界面的氧通量

计算海-气界面的氧通量 (F_{O_2}):

$$F_{O_2} = \frac{k \times C_2 \times (DO_{\text{measured}} - DO_{\text{saturation}}) \times \rho}{1000}, \quad (8)$$

式中, k 是气体传输速率 (m/d), 用 Sweeney 等^[49] 式 (9) 计算; C_2 是用月平均风速计算海-气气体交换速率的补偿系数, 用 Wanninkhof^[50] 式 (10) 计算; DO_{measured} 是实测 DO 浓度 ($\mu\text{mol/kg}$), $DO_{\text{saturation}}$ 是 DO 饱和浓度 ($\mu\text{mol/kg}$), 用 Bensen 和 Krause^[51] 计算; ρ 是水体密度 (kg/m^3), 用 Millero^[52] 公式计算。

$$k = \frac{0.27 \times U^2}{100} \times 24 \times \left(\frac{Sc}{660}\right)^{-0.5}, \quad (9)$$

$$C_2 = \frac{(U_i^2)_{\text{mean}}}{(U_{\text{mean}})^2}, \quad (10)$$

式中, U 是月平均风速 (m/s); Sc 是施密特数, 用 Wanninkhof^[50] 式 (11) 计算; U_i 表示第 i 个瞬时风速的大小 (m/s), $(U_i^2)_{\text{mean}}$ 表示瞬时风速平方的平均值 [$(m/s)^2$]。

$$Sc = 1953.4 - 128 \times SST + 3.9918 \times SST^2 - 0.050091 \times SST^3, \quad (11)$$

式中, SST 是海表温度 ($^\circ C$)。

3.4 其他辅助性数据来源及处理方法

3.4.1 风场数据

风速和风向数据源自香港天文台横澜岛站 (https://www.hko.gov.hk/cis/climat_c.htm, 访问日期: 2024年12月25日)。参考 Liu 等^[53-54] 的方法, 根据研究区域等深线走向, 将东偏 22.8° 方向的风场分量定义为沿岸风。将风向数据扣除 157.2° 后作风速风向的时间序列图, 正值代表来自东北向的沿岸风, 即易形成上升流的风, 简称上升流风; 负值代表来自西南向的沿岸风, 即易形成下降流的风, 简称下降流风。

3.4.2 遥感叶绿素 a 数据

遥感叶绿素 a 数据来自亚太数据研究中心 (Asia-Pacific Data-Research Center, APDRC, http://apdrc.soest.hawaii.edu:80/dods/public_data/satellite_product/MODIS_Aqua/chla_mapped_mon_4km, 访问日期: 2025年1月10日)。数据为 MODIS-Aqua 三级标准映射图像, 分辨率为 $4 km$ 。

4 2023年8月珠江口溶解氧及相关参数的空间分布特征

4.1 2023年8月温度和盐度的空间分布

海表温度范围为 $26.8 \sim 31.1^\circ C$, 平均值为 $(29.7 \pm 1.0)^\circ C$, 离岸海区水温在 $30^\circ C$ 以上, 而河口和近岸水温较低, 最低温度 ($< 28^\circ C$) 出现在黄茅海外及以西的近岸海域 (图 3a)。海表盐度范围为 $13.5 \sim 33.8$, 平均值为 30.0 ± 4.4 , 伶仃洋内盐度较低, 离岸区域盐度升高; 两个近岸低温核心的盐度也较高 (图 3b)。

底层水温度范围为 $21.2 \sim 30.7^\circ C$, 平均值为 $(25.2 \pm$

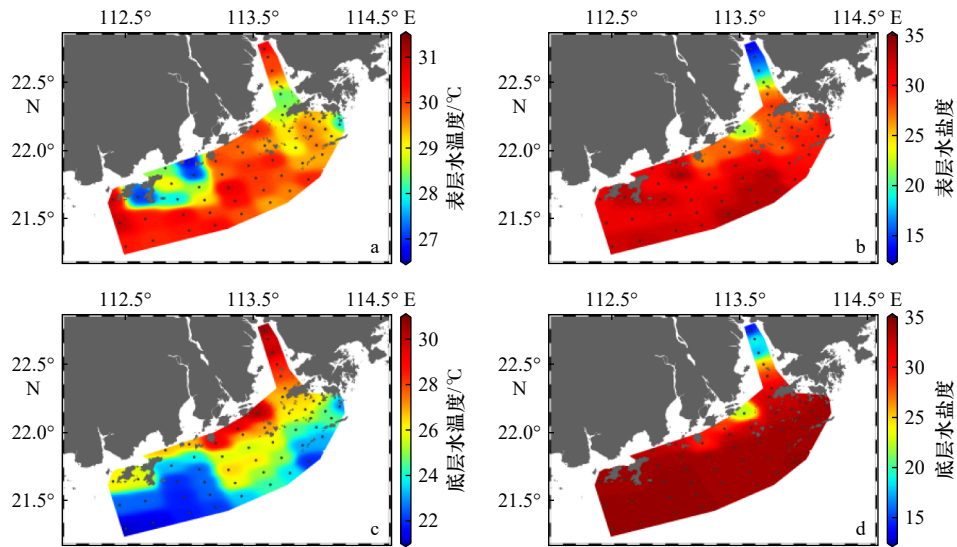


图3 2023年8月航次期间珠江口表、底层水温度和盐度的空间分布(图中黑色圆点代表站位)

Fig. 3 Spatial distributions of temperature and salinity in the surface and bottom waters of the Zhujiang River Estuary during the cruise in August 2023 (Black dots denote the sampling stations)

2.5) °C, 高温位于伶仃洋及磨刀门和鸡啼门入海口, 低温位于远岸区域和调查区域的西南, 水温沿珠江口径流入海扇面逐渐下降(图3c)。底层水盐度范围为13.5~34.4, 平均值为 32.3 ± 4.5 , 伶仃洋内盐度较低, 磨刀门和鸡啼门入口的盐度也较低; 高盐水位于离岸区域和调查区域的西北近岸海区(图3d)。

4.2 2023年8月溶解氧的空间分布

表层水 DO 浓度范围为 68.0~243.0 $\mu\text{mol/kg}$ (饱和度 34.1%~121.7%), 低值出现在研究区域西侧的近岸海域; DO 浓度向海逐渐升高, 且在磨刀门和鸡

啼门入海口及担杆列岛附近出现最高值(图4a和c)。

底层水 DO 的浓度范围为 55.3~231.8 $\mu\text{mol/kg}$ (饱和度 27.2%~116.5%)。近岸区域有两个低 DO 区域。按照 $\text{DO} < 63 \mu\text{mol/kg}$ 为缺氧, 则只有磨刀门外的一个站点(55.3 $\mu\text{mol/kg}$)处于缺氧状态(图4b和d)。

4.3 2023年8月与其他年份夏季底层水中溶解氧浓度的比较

图5是2023年8月珠江口底层水 DO 浓度与其他年份夏季的比较。可以明显看到2015、2017、2018年均有大面积 DO 浓度低于缺氧阈值(63 $\mu\text{mol/kg}$)的

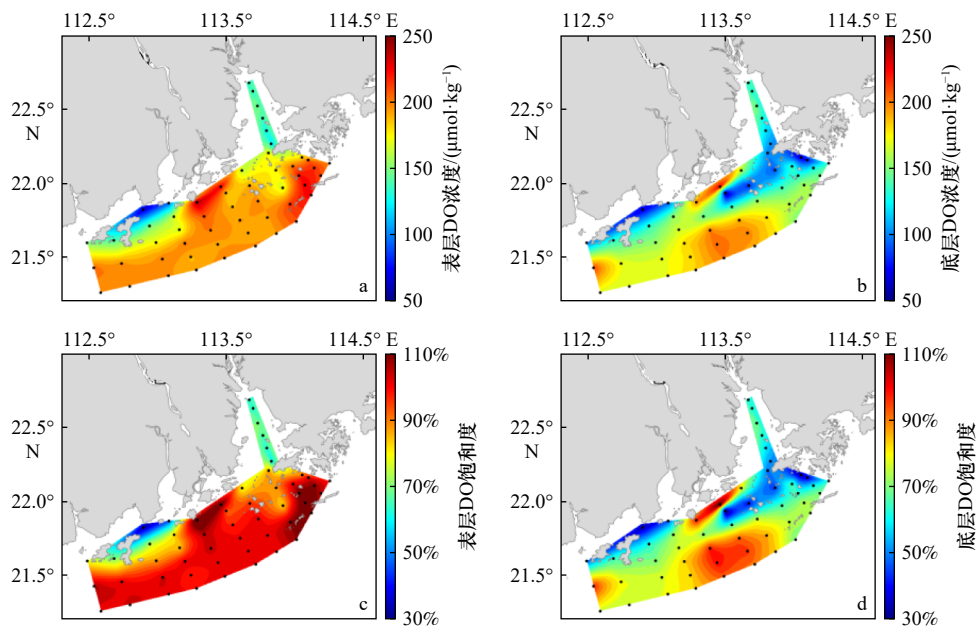


图4 2023年8月航次期间珠江口表、底层水 DO 浓度和饱和度的空间分布(图中黑色圆点代表站位)

Fig. 4 Spatial distributions of DO concentration and saturation degree in the surface and bottom waters of the Zhujiang River Estuary during the cruise in August 2023 (Black dots denote the sampling stations)

区域, 而2023年8月只有单个站点观测到 $55.3 \mu\text{mol}/\text{kg}$ 的低值, 并未像其他年份那样发生大面积缺氧。在没有出现大面积缺氧的2023年8月, 黄茅海外以西的近岸也有一个站的偏低, 但并未达到缺氧状态,

原因可能是该站点位于珠江口西侧两大入海径流与半封闭海湾的水流交汇带, 水体交换不畅导致污染物与有机质在此持续汇聚, 发生强烈的生物地球化学耗氧。

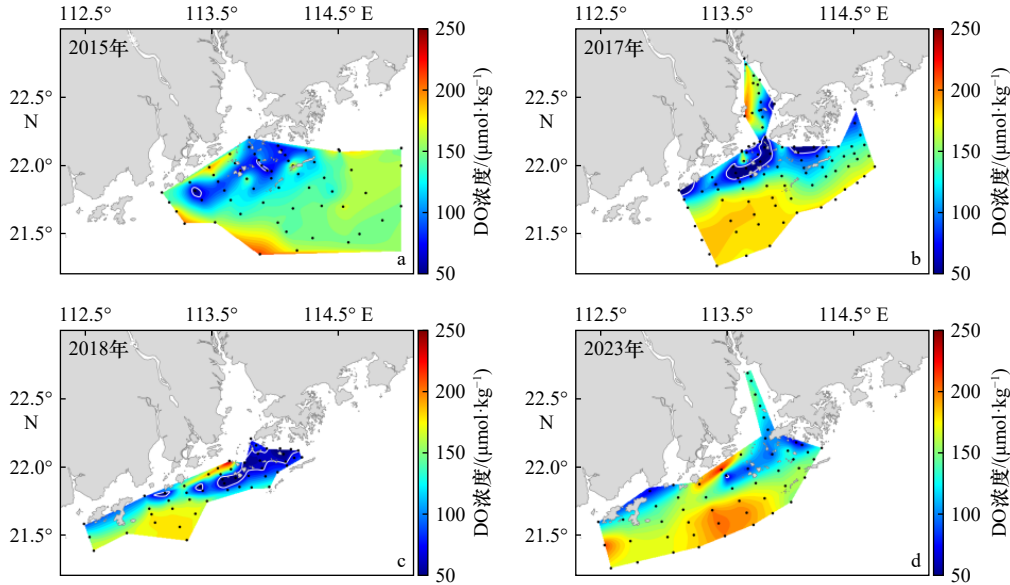


图5 2023年8月珠江口底层水DO浓度与其他年份夏季的比较

Fig. 5 Comparison of bottom-water DO concentrations and distributions in the Zhujiang River Estuary between August 2023 and summer periods from other years

白色线代表缺氧阈值 $63 \mu\text{mol}/\text{kg}$, 黑色圆点是采样站点; 2015年的数据来自Guo等^[17]; 2017年的数据来自Zhao等^[16]; 2018年的数据来自Zhao等^[28]

The white contour line indicates the hypoxia threshold ($63 \mu\text{mol}/\text{kg}$), while the black dots denote the sampling stations. Data sources: 2015 data are from Guo et al.^[17]; 2017 data are from Zhao et al.^[16]; 2018 data are from Zhao et al.^[28]

5 2023年夏季珠江口未发生缺氧的机制探讨

5.1 珠江输入的营养盐通量及支持的潜在生源有机碳产量与初级生产

2015–2023年夏季珠江月平均DIN通量估算结果如图6和表2所示。每年夏季的平均DIN通量(夏季3个月的平均值)为 $2.3 \times 10^{10} \sim 5.7 \times 10^{10} \text{ mol}$ 。2023年夏季的月平均DIN通量为 $(2.3 \pm 0.81) \times 10^{10} \text{ mol}$, 较2015–2023年夏季月平均值($(4.1 \pm 1.2) \times 10^{10} \text{ mol}$)低45%, 是近年来的最低值。

珠江输入的营养盐支持的潜在生源有机碳估算结果见表2。2015–2023年夏季珠江口潜在生源有机碳产生量随珠江径流量变化。例如2017年夏季月陆源营养盐支持的月平均潜在生源有机碳产量高达 $4.6 \times 10^6 \text{ t}$, 同年珠江口发生严重的底层缺氧事件(最低DO浓度为 $12.6 \mu\text{mol}/\text{kg}$)。相反, 2023年夏季月平均潜在生源有机碳产量仅 $1.8 \times 10^6 \text{ t}$, 创近10a最低, 生源有机碳产量的降低导致有机物沉降和降解消耗

的溶解氧量大幅降低, 未发生底层水缺氧。

叶绿素 a 的分布与生源有机碳产生量的年际变化相一致。2015年、2017年和2018年夏季珠江口的卫星遥感叶绿素 a (Chl a)浓度分布图(图7a–c)显示, 近岸区域存在明显的叶绿素 a 高值区, 表明珠江径流输入的营养盐刺激了浮游植物的增殖。高叶绿素 a 浓度区域与同期底层水DO低值区(图5a–c)在空间上基

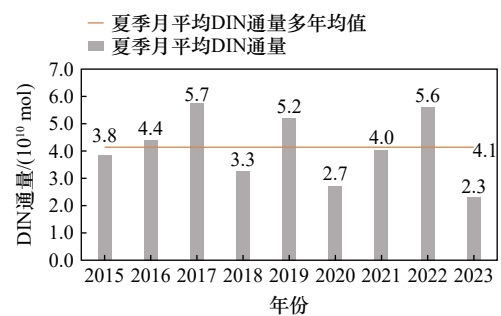


图6 2015–2023年夏季珠江6–8月的月平均DIN通量逐年变化

Fig. 6 Inter-annual variation of summer (June–August) monthly average DIN flux from the Zhujiang River (2015–2023)

表 2 2015–2023 年夏季珠江月平均径流量、DIN 通量及珠江口潜在生源有机碳产量汇总

Table 2 Summary of monthly average discharge and DIN flux from the Zhujiang River, and supported potential marine-sourced organic carbon production in the Pearl River Estuary during summers of 2015–2023

| 年份 | 6–8 月月平均径流量/ 10^9 m^3 | 6–8 月月平均 DIN 通量/ 10^9 mol | 6–8 月月平均潜在生源有机碳产量/ 10^5 t | 生源有机碳产量相当于近 10 a 夏季月平均值的百分数 |
|------|---------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|-----------------------------|
| 2015 | 335 ± 76 | 38 ± 16 | 31 ± 13 | 93% |
| 2016 | 384 ± 113 | 44 ± 16 | 35 ± 13 | 107% |
| 2017 | 501 ± 99 | 57 ± 25 | 46 ± 20 | 139% |
| 2018 | 285 ± 25 | 33 ± 14 | 26 ± 11 | 79% |
| 2019 | 453 ± 127 | 52 ± 20 | 41 ± 16 | 126% |
| 2020 | 236 ± 71 | 27 ± 10 | 22 ± 8 | 66% |
| 2021 | 349 ± 143 | 40 ± 19 | 32 ± 15 | 97% |
| 2022 | 490 ± 294 | 56 ± 22 | 45 ± 17 | 137% |
| 2023 | 197 ± 41 | 23 ± 81 | 18 ± 6 | 55% |
| 平均值 | 359 ± 102 | 41 ± 12 | 33 ± 10 | – |

本一致; 2017 年叶绿素 *a* 浓度最高的磨刀门外的近岸水域对应的底层 DO 最低值仅 $40.7 \mu\text{mol/kg}$, 远低于缺氧阈值。这种空间耦合性揭示了河流输入的营养盐支持的生物地球化学过程对缺氧的驱动机制——浮游植物通过光合作用将营养盐转化为生源有机碳, 其死亡后沉降至底层, 经微生物降解消耗大量溶解氧。2017 年的高径流量和营养盐输入通量通过这一机制驱动了叶绿素 *a* 浓度激增及严重的底层水缺氧。

2023 年 8 月的叶绿素 *a* 浓度与 2015 年、2017 年、2018 年存在明显差异。2023 年 8 月整个调查区域的叶绿素 *a* 浓度都明显低于上述其他 3 个夏季(图 7d)。这一现象由 2023 年珠江径流量锐减导致营养盐入海通量大幅降低所致。

综上, 2023 年珠江口未发生显著缺氧的现象, 可部分归因于珠江低径流锐减导致的生源有机碳产量的锐减, 从根本上缓解了耗氧压力, 显示了珠江径流对珠江口生物地球化学过程的重要调控作用。

5.2 风场混合效应

图 8 是 2015 年、2017 年、2018 年和 2023 年珠江口(横澜岛)沿岸风的逐小时变化特征。在珠江口, 7 月通常受上升流风驱动, 同时伴随显著的天气尺度变化。上升流风通过埃克曼输运驱动表层水离岸, 加快底层富营养盐冷水上涌。此过程显著提升浮游植物生物量, 产生的生源有机碳在底层降解, 导致 DO 消耗。当该风场持续时间长时, 耗氧速率超过垂向混合供氧能力, 会触发底层水缺氧。

在 2023 年夏季航次开始前 15 天内(7 月 16–31 日), 珠江口出现与上升流风相反的易于生成下降流的东北风, 而且上升流风发生频次相对较低且风场强度不高, 不利于形成稳定的缺氧。尽管在 2023 年 8 月航次调查期间(8 月 1–9 日), 调查区域主要受上升流风驱动, 但因前期风场与径流量锐减导致的生源有机碳生成量锐减叠加水体停留时间缩短、水体垂直混合增强, 使得底层 DO 浓度相对较高, 未发生显著缺氧。

在其他 3 个缺氧年份 2015 年、2017 年和 2018

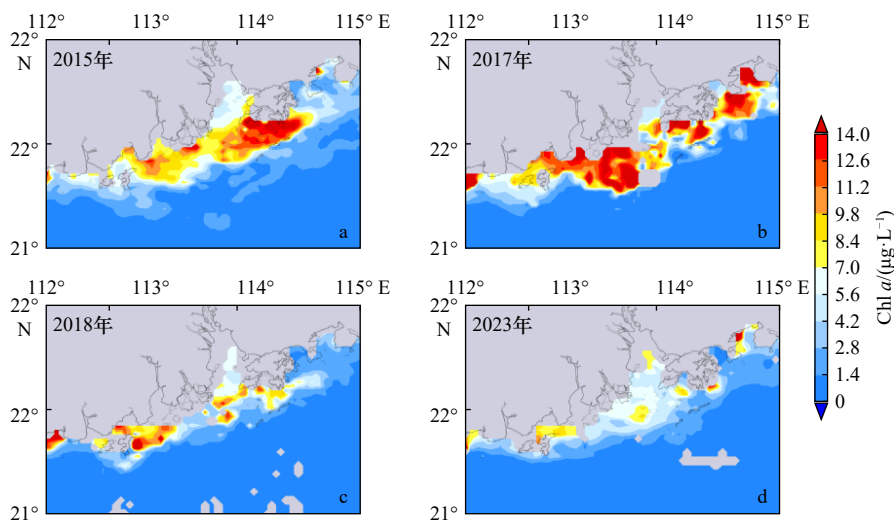


图 7 珠江口月平均遥感叶绿素 *a* (Chl *a*) 浓度的空间分布 (http://apdrc.soest.hawaii.edu:80/dods/public_data/satellite_product/MODIS_Aqua/chla_mapped_mon_4km)

Fig. 7 Distribution of satellite-derived chlorophyll *a* (Chl *a*) concentration in the Zhujiang River Estuary (http://apdrc.soest.hawaii.edu:80/dods/public_data/satellite_product/MODIS_Aqua/chla_mapped_mon_4km)

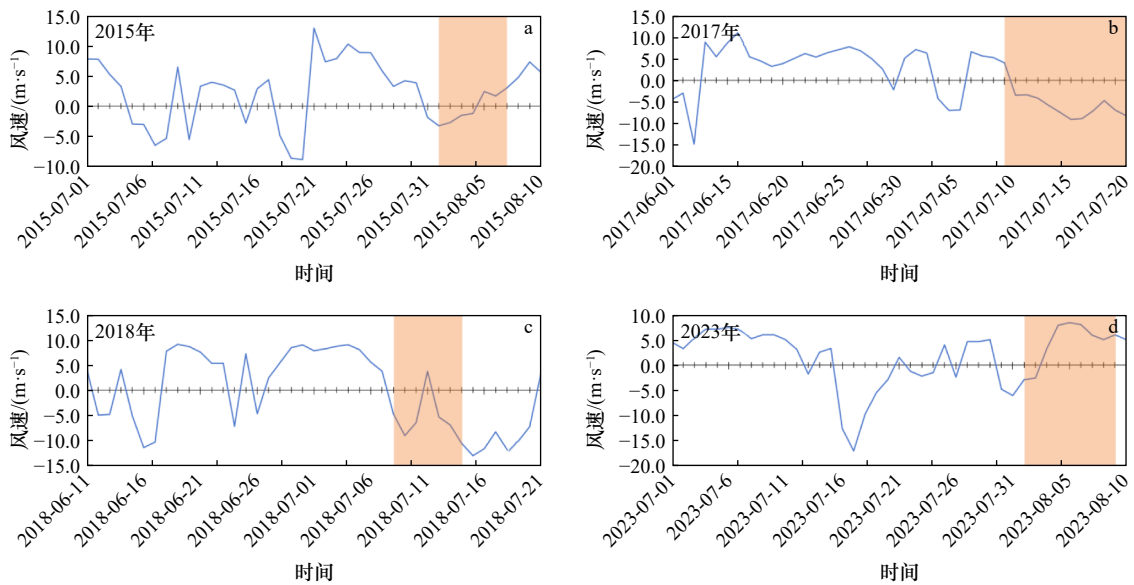


图 8 2015 年、2017 年、2018 年和 2023 年珠江口横澜岛风场的时间序列变化(数据来源于香港天文台,

https://www.hko.gov.hk/cis/climat_c.htm, 访问日期: 2024 年 12 月 25 日)

Fig. 8 Time series variations of wind field at Waglan Island in the Zhujiang River Estuary in the summer of 2015, 2017, 2018 and 2023 (data were from the Hong Kong Observatory, https://www.hko.gov.hk/cis/climat_c.htm, accessed at December 25, 2024)

图中阴影部分表示航次期间

Shaded area indicates the cruise periods

年,在各航次开始前 15 d 内的风场条件明显不同,2015 年和 2018 年均以高强度上升流风主导;2017 年上升流风发生频次也高于下降流风的发生频次,并且在航次前 4 天受上升流风影响(图 8),此类稳定持续且稳定的上升流风有利于底层水缺氧的形成和发展。

5.3 水体层化

水体层化系数指示水体的层化情况,层化系数越大,则水体层化越强。2015 年、2017 年、2018 年和 2023 年珠江口航次期间的水体层化系数呈现明显差异(表 3)。2023 年的层化系数为 0.074 ± 0.20 ,明显低于其他缺氧年份(0.14 ± 0.17 、 0.38 ± 0.50 、 0.18 ± 0.20),表明 2023 年 8 月的层化明显较 2015 年、2017 年和 2018 年弱,即 2023 年 8 月的垂向混合较其他 3 个夏季强。水体层化稳定性也指示水体的分层情况。这 4 个夏季航次期间的水体层化稳定性(E)数据也明显

不同(表 3),2015 年、2017 年和 2018 年航次期间表现为稳定分层($E > 0$),而 2023 年表现为不稳定分层($E < 0$)。

密度断面分布图(图 9a-1 至 d-1)显示层化结构的年际差异。2015、2017 和 2018 年夏季水体呈现典型的层化结构,上层有一层低密度(1010 kg/m^3)低盐水浮在高密度($>1022 \text{ kg/m}^3$)的海水之上。相比之下,2023 年夏季同一断面的密度垂向梯度显著减弱,较弱的水体层化促进了底层水与表层高 DO 水的混合。相应地,2015 年、2017 年底层水都有明显的低氧现象(图 9a-2 和 b-2),而 2023 年底层水的 DO 浓度明显高。值得注意的是,该断面 2018 年夏季也未发生明显的低氧现象,这是因为 2018 年夏季底层水缺氧主要发生在伶仃洋外的万山群岛到担杆列岛海域,而该断面(磨刀门外的断面)是近岸底层水 DO 最高的

表 3 2015、2017、2018 和 2023 年夏季航次期间水体盐度、层化系数(n)和层化稳定性汇总

Table 3 Summary of water salinity, stratification factor (n) and stratification stability during summer cruises in 2015, 2017, 2018 and 2023

| 年份 | 底层水盐度 S_b | 表层水盐度 S_s | 水柱平均盐度 S_a | 层化系数 n | 层化稳定性 E/m^{-1} |
|------|------------------|-------------------|------------------|------------------|---------------------------------|
| 2015 | 34.09 ± 1.53 | 29.56 ± 5.12 | 31.80 ± 3.01 | 0.14 ± 0.17 | $(3.9 \pm 2.5) \times 10^{-4}$ |
| 2017 | 30.71 ± 7.69 | 20.79 ± 10.01 | 26.00 ± 8.14 | 0.38 ± 0.50 | $(3.5 \pm 3.1) \times 10^{-4}$ |
| 2018 | 33.15 ± 2.69 | 27.76 ± 5.48 | 30.50 ± 4.48 | 0.18 ± 0.20 | $(3.5 \pm 2.1) \times 10^{-4}$ |
| 2023 | 32.26 ± 4.41 | 29.96 ± 4.31 | 31.27 ± 4.34 | 0.074 ± 0.20 | $(-2.7 \pm 3.4) \times 10^{-4}$ |

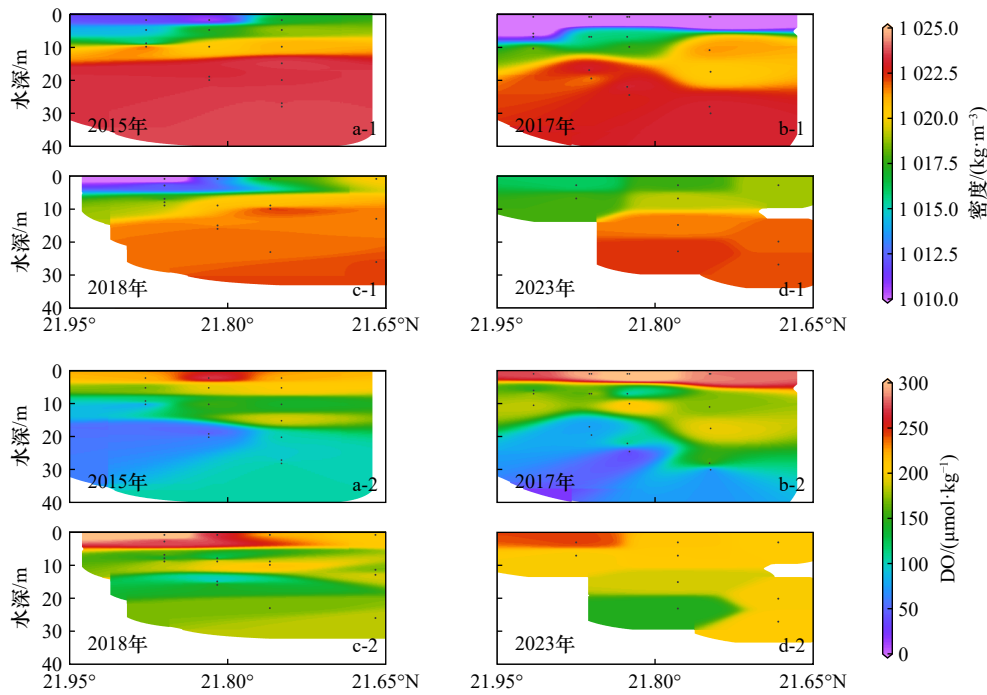


图9 2015年、2017年、2018年及2023年夏季珠江口磨刀门外断面密度和溶解氧浓度的垂向分布(断面位置见图2)

Fig. 9 Vertical distributions of density and DO concentration in the sections off the Modaomen Outlet of Zhujiang River Estuary, in the summer of 2015, 2017, 2018 and 2023 (location of this section is shown in Figure 2)

断面(图5c)。

2023年夏季水体层化弱可能是珠江淡水输入量小造成的,也可能与频繁的天气尺度风场波动(图8d)有关。航次前15d下降流风与航次期间上升流风交替,导致跃层间歇性破坏,抑制稳定层化结构的形成。2023年8月层化弱,有利于富氧的表层水与底层水的交换,提高底层水的DO浓度。

5.4 水体停留时间

河口水体停留时间短,则耗氧过程对水体DO浓度的影响较小。基于LOICZ模型估算的水体停留时间见表4。2023年夏季研究区域水体的停留时间为1.8d,明显短于2015年、2017年和2018年夏季(分别为2.5d、4.2d、3.6d),较3个缺氧年份的平均停留时间(3.1d)短1.3d。这一特征可能源于两个方面:一方

面,2023年夏季干旱导致珠江径流量锐减,使得水体体积减小;另一方面,河口与远岸海水的盐度梯度减弱,促使远岸海区高盐水入侵增强,水体交换通量增大,从而研究区域水体更新加速,不利于缺氧的形成。相比之下,2017年高径流量和强盐度梯度导致水体停留时间长达4.2d,为耗氧过程对DO浓度降低创造了有利条件。

综上所述,2023年夏季干旱导致珠江输入的营养盐通量大幅降低,支持的生源有机碳产量锐减,进而沉降到底层水和沉积物的耗氧生源有机碳减少。同时水体层化减弱,有利于富氧的表层水向底层水输送;水的停留时间缩短,耗氧过程对DO浓度降低的累积效应减弱,不利于形成缺氧。上述过程和因素共同造成了2023年夏季珠江口底层水未发生缺氧的“异常”现象。

表4 2015、2017、2018和2023年夏季航次期间的水体停留时间汇总

Table 4 Summary water residence time in the Zhujiang River Estuary during the summer cruises (2015, 2017, 2018, 2023)

| 年份 | S_{river} | $S_{estuary}$ | S_{ocean} | $Q_{river}/(m^3 \cdot d^{-1})$ | $Q_{exchange}/(m^3 \cdot d^{-1})$ | α | V_i/m^3 | T/d |
|------|-------------|---------------|-------------|--------------------------------|-----------------------------------|----------|----------------------|-------|
| 2015 | 0 | 27 | 34 | 1.0×10^9 | 5.0×10^9 | 1.0 | 1.2×10^{10} | 2.5 |
| 2017 | 0 | 22 | 34 | 1.2×10^9 | 3.5×10^9 | 1.2 | 1.5×10^{10} | 4.2 |
| 2018 | 0 | 24 | 34 | 8.3×10^8 | 2.8×10^9 | 0.82 | 1.0×10^{10} | 3.6 |
| 2023 | 0 | 29 | 34 | 6.0×10^8 | 4.1×10^9 | 0.59 | 7.2×10^9 | 1.8 |
| 4年平均 | 0 | 25 | 34 | 1.0×10^9 | 4.0×10^9 | 1.0 | 1.2×10^{10} | 3.1 |

5.5 海-气界面氧通量

2015年、2017年、2018年和2023年航次期间海-气界面氧通量见表5。相较于其他年份,2023年8月从大气进入海水的氧通量为 $58 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ (负值代表从大气到海水),高于2017年夏季($24 \text{ mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$);而2015年和2018年夏季的氧通量则是从海水到大气。2023年夏季风速高,加快了海-气界面的气体传输速率,从而加快了氧气从大气向海洋的输送。此外,水体层化减弱,促进表底层水的混合,为底层水补充了氧气。反观其他年份,2015年和2018年的氧通量正值表示海水向大气释放氧气;2017年虽为负通量,但氧气输入速率较低且垂直混合较弱,对底层水氧气的补充较2023年弱。

6 总结与展望

2023年夏季珠江口未发生底层水缺氧现象。这是由珠江流域干旱、风场、水文、生物地球化学过程等协同作用造成的。珠江径流量锐减(较历史均值低51%)导致陆源营养盐输入量及其支持的生源有机碳产生量降低至近10年最低,减弱了微生物降解的耗氧负荷;低径流导致的层化减弱加强了表层水与底层水的混合;低径流导致的停留时间缩短进一步抑制了耗氧过程对DO浓度的影响。此外,海-气界面氧通量的负值表明大气向海水输入氧气,也减缓了缺氧

表5 2015年、2017年、2018年和2023年航次期间珠江口海-气界面氧通量汇总

Table 5 Summary of air-sea oxygen fluxes during the summer cruises in 2015, 2017, 2018 and 2023 in the Zhujiang River Estuary

| 年份 | $U/(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$ | $K/(\text{m} \cdot \text{d}^{-1})$ | $\text{DO}_{\text{measured}} - \text{DO}_{\text{saturation}}/(\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1})$ | $F_{\text{O}_2}/(\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1})$ |
|------|------------------------------------|------------------------------------|--|--|
| 2015 | 5.0 ± 3.0 | 3.8 ± 0.1 | 7.7 ± 38.8 | 31 ± 152 |
| 2017 | 5.9 ± 1.8 | 3.6 ± 0.1 | -6.7 ± 45.1 | -24 ± 163 |
| 2018 | 7.3 ± 2.6 | 5.7 ± 0.1 | 23.4 ± 41.9 | 140 ± 250 |
| 2023 | 5.0 ± 3.4 | 4.7 ± 0.1 | -12.7 ± 37.4 | -58 ± 174 |

的产生。本研究揭示了极端气候事件通过多因子耦合调控河口夏季底层水缺氧,为动态化预测与管理提供了科学依据。

虽然本研究从几个方面讨论了2023年8月珠江口未发生缺氧现象的原因,但主要是定性研究。此外,仍有诸多问题尚未解决:(1)珠江输入的营养盐支持的生源有机碳的空间分布如何随风场和珠江径流量的变化而变化?(2)溶解氧的水平交换及其对珠江口底层水缺氧的影响如何?(3)底层水体和沉积物耗氧速率及其对缺氧形成的贡献如何?等等。解答这些问题,需要观测与水动力-生物地球化学模型集成研究。

参考文献:

- [1] 龚松柏,高爱国,倪冠韬,等.中国部分河口及其近海水域缺氧现象研究[J].水资源保护,2017,33(4):62-69.
Gong Songbai, Gao Aiguo, Ni Guantao, et al. Progress in research of hypoxia in estuaries and coastal areas in China[J]. Water Resources Protection, 2017, 33(4): 62-69.
- [2] 石强,杨朋金,卜志国.渤海冬季溶解氧与表观耗氧量年际时空变化[J].海洋湖沼通报,2014(2):161-168.
Shi Qiang, Yang Pengjin, Bu Zhiguo. The spatial-temporal change of dissolved oxygen and apparent oxygen utilization in the Bohai Sea in winter[J]. Transactions of Oceanology and Limnology, 2014(2): 161-168.
- [3] 叶丰,黄小平,刘庆霞.2010年夏季珠江口海域溶解氧的分布特征和海气交换通量[J].海洋环境科学,2012,31(3):346-351.
Ye Feng, Huang Xiaoping, Liu Qingxia. Characteristics of dissolved oxygen and O_2 flux across the water-air interface of the Pearl River Estuary during summer 2010[J]. Marine Environmental Science, 2012, 31(3): 346-351.
- [4] Diaz R J. Overview of hypoxia around the world[J]. Journal of Environmental Quality, 2001, 30(2): 275-281.
- [5] Diaz R J, Rosenberg R. Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems[J]. Science, 2008, 321(5891): 926-929.
- [6] Baird D, Christian R R, Peterson C H, et al. Consequences of hypoxia on estuarine ecosystem function: energy diversion from consumers to microbes[J]. Ecological Applications, 2004, 14(3): 805-822.
- [7] 李祥安.长江口富营养化水域营养盐输送通量与低氧区形成特征研究[D].青岛:中国科学院海洋研究所,2010.
Li Xiang'an. Studies on the nutrients budgets and characteristics of hypoxia in the Changjiang Estuary[D]. Qingdao: Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 2010.
- [8] 杨丽娜,李正炎,张学庆.大辽河近入海河段水体溶解氧分布特征及低氧成因的初步分析[J].环境科学,2011,32(1):51-57.
Yang Lina, Li Zhengyan, Zhang Xueqing. Distribution characteristics of dissolved oxygen and mechanism of hypoxia in the upper estuarine zone of the Daliaohe River[J]. Environmental Science, 2011, 32(1): 51-57.
- [9] Dagg M, Benner R, Lohrenz S, et al. Transformation of dissolved and particulate materials on continental shelves influenced by large rivers: plume processes[J]. Continental Shelf Research, 2004, 24(7/8): 833-858.
- [10] Caballero-Alfonso A M, Carstensen J, Conley D J. Biogeochemical and environmental drivers of coastal hypoxia[J]. Journal of Marine

- Systems*, 2015, 141: 190–199.
- [11] Fennel K, Testa J M. Biogeochemical controls on coastal hypoxia[J]. *Annual Review of Marine Science*, 2019, 11: 105–130.
- [12] Conley D J, Carstensen J, Aigars J, et al. Hypoxia is increasing in the coastal zone of the Baltic Sea[J]. *Environmental Science & Technology*, 2011, 45(16): 6777–6783.
- [13] Rabalais N N, Turner R E, Wiseman W J. Gulf of Mexico hypoxia, A. K. A. “the dead zone”[J]. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 2002, 33(1): 235–263.
- [14] Mee L D. Eutrophication in the Black Sea and a basin-wide approach to its control[M]//Von Bodungen B, Turner K. *Science and Integrated Coastal Management*. Berlin: Dahlem University Press, 2001: 71–91.
- [15] Wang Baodong, Wei Qinsheng, Chen Jianfang, et al. Annual cycle of hypoxia off the Changjiang (Yangtze River) Estuary[J]. *Marine Environmental Research*, 2012, 77: 1–5.
- [16] Zhao Yangyang, Liu Jing, Uthaiapan K, et al. Dynamics of inorganic carbon and pH in a large subtropical continental shelf system: interaction between eutrophication, hypoxia, and ocean acidification[J]. *Limnology and Oceanography*, 2020, 65(6): 1359–1379.
- [17] Guo Xianghui, Su Jianzhong, Guo Liguang, et al. Coupling of carbon and oxygen in the Pearl River plume in summer: upwelling, hypoxia, reoxygenation and enhanced acidification[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2023, 128(8): e2022JC019326.
- [18] 魏鹏, 黄良民, 冯佳和, 等. 珠江口广州海域 COD 与 DO 的分布特征及影响因素[J]. *生态环境学报*, 2009, 18(5): 1631–1637.
Wei Peng, Huang Liangmin, Feng Jiahe, et al. Distribution characteristics of COD and DO and its influencing factors in the Guangzhou sea zone of the Pearl River Estuary[J]. *Ecology and Environmental Sciences*, 2009, 18(5): 1631–1637.
- [19] Zhang Heng, Li Shiyu. Effects of physical and biochemical processes on the dissolved oxygen budget for the Pearl River estuary during summer[J]. *Journal of Marine Systems*, 2010, 79(1/2): 65–88.
- [20] Yin Kedong, Lin Zhifeng, Ke Zhiyuan. Temporal and spatial distribution of dissolved oxygen in the Pearl River Estuary and adjacent coastal waters[J]. *Continental Shelf Research*, 2004, 24(16): 1935–1948.
- [21] 叶丰, 黄小平, 施震, 等. 极端干旱水文年 (2011 年) 夏季珠江口溶解氧的分布特征及影响因素研究[J]. *环境科学*, 2013, 34(5): 1707–1714.
Ye Feng, Huang Xiaoping, Shi Zhen, et al. Distribution characteristics of dissolved oxygen and its affecting factors in the Pearl River Estuary during the summer of the extremely drought hydrological year 2011[J]. *Environmental Science*, 2013, 34(5): 1707–1714.
- [22] 杨威, 罗琳, 高永利, 等. 1999 年和 2009 年夏季珠江口环境要素的对比与分析[J]. *热带海洋学报*, 2011, 30(4): 16–23.
Yang Wei, Luo Lin, Gao Yongli, et al. Comparison of environmental constituents in the Pearl River Estuary during summer of 1999 and 2009[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2011, 30(4): 16–23.
- [23] Wang Bin, Hu Jiatang, Li Shiyu, et al. A numerical analysis of biogeochemical controls with physical modulation on hypoxia during summer in the Pearl River estuary[J]. *Biogeosciences*, 2017, 14(12): 2979–2999.
- [24] Li Gang, Liu Jiaying, Diao Zenghui, et al. Subsurface low dissolved oxygen occurred at fresh- and saline-water intersection of the Pearl River estuary during the summer period[J]. *Marine Pollution Bulletin*, 2018, 126: 585–591.
- [25] Su Jianzhong, Dai Minhan, He Biyan, et al. Tracing the origin of the oxygen-consuming organic matter in the hypoxic zone in a large eutrophic estuary: the lower reach of the Pearl River Estuary, China[J]. *Biogeosciences*, 2017, 14(18): 4085–4099.
- [26] Zhang Heng, Cheng Weicong, Chen Yuren, et al. Controls on the interannual variability of hypoxia in a subtropical embayment and its adjacent waters in the Guangdong coastal upwelling system, northern South China Sea[J]. *Ocean Dynamics*, 2018, 68(8): 923–938.
- [27] Zhou Weihua, Yin Kedong, Harrison P J, et al. The influence of late summer typhoons and high river discharge on water quality in Hong Kong waters[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2012, 111: 35–47.
- [28] Zhao Yangyang, Uthaiapan K, Lu Zhongming, et al. Destruction and reinstatement of coastal hypoxia in the South China Sea off the Pearl River estuary[J]. *Biogeosciences*, 2021, 18(8): 2755–2775.
- [29] Qian Wei, Zhang Shi, Tong Chuan, et al. Long-term patterns of dissolved oxygen dynamics in the Pearl River Estuary[J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2022, 127(7): e2022JG006967.
- [30] Li Dou, Gan Jianping, Hui Rex, et al. Vortex and biogeochemical dynamics for the hypoxia formation within the coastal transition zone off the Pearl River Estuary[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2020, 125(8): e2020JC016178.
- [31] Wei Xing, Zhan Haigang, Ni Peitong, et al. A model study of the effects of river discharges and winds on hypoxia in summer in the Pearl River Estuary[J]. *Marine Pollution Bulletin*, 2016, 113(1/2): 414–427.
- [32] Li Xulu, Shi Huaming, Xia Huayong, et al. Seasonal hypoxia and its potential forming mechanisms in the Mirs Bay, the northern South China Sea[J]. *Continental Shelf Research*, 2014, 80: 1–7.
- [33] 李宏亮, 陈建芳, 卢勇, 等. 长江口水体溶解氧的季节变化及底层低氧成因分析[J]. *海洋学研究*, 2011, 29(3): 78–87.
Li Hongliang, Chen Jianfang, Lu Yong, et al. Seasonal variation of DO and formation mechanism of bottom water hypoxia of Changjiang River Estuary[J]. *Journal of Marine Sciences*, 2011, 29(3): 78–87.
- [34] 王金鹏, 周泉, 任秀文, 等. 珠江口及邻近海域缺氧区成因及综合治理建议[J]. *环境保护*, 2022, 50(17): 68–71.
Wang Jinpeng, Zhou Quan, Ren Xiuwen, et al. The formation causes and comprehensive treatment suggestions of hypoxia area in the Pearl River Estuary and adjacent sea areas[J]. *Environmental Protection*, 2022, 50(17): 68–71.
- [35] 王丽芳, 戴民汉, 翟惟东. 近岸、河口缺氧区域的主要生物地球化学耗氧过程[J]. *厦门大学学报 (自然科学版)*, 2007, 46(S1): 33–37.

- Wang Lifang, Dai Minhan, Zhai Weidong. Biogeochemical processes associated with dissolved oxygen consumption in hypoxic areas in coastal regions[J]. *Journal of Xiamen University (Natural Science)*, 2007, 46(S1): 33–37.
- [36] Shen Xiaomei, Cai Yanpeng, Su Meirong, et al. High discharge intensified low net ecosystem productivity, hypoxia, and acidification at three outlets of the Pearl River Estuary, China[J]. *Water Research*, 2022, 214: 118171.
- [37] Lu Xiaoqin, Yu Hui, Ying Ming, et al. Western North Pacific tropical cyclone database created by the China meteorological administration[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2021, 38(4): 690–699.
- [38] Wang Bin, Hu Jiatang, Li Shiyu, et al. Impacts of anthropogenic inputs on hypoxia and oxygen dynamics in the Pearl River estuary[J]. *Biogeosciences*, 2018, 15(20): 6105–6125.
- [39] Qian Wei, Gan Jianping, Liu Jinwen, et al. Current status of emerging hypoxia in a eutrophic estuary: the lower reach of the Pearl River Estuary, China[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2018, 205: 58–67.
- [40] Dai Minhan, Gan Jianping, Han Ai Qin, et al. Physical dynamics and biogeochemistry of the Pearl River plume[C]//Bianchi T S, Allison M A, Cai Weijun. *Biogeochemical Dynamics at Major River-Coastal Interfaces: Linkages with Global Change*. Cambridge: Cambridge University Press, 2014: 322–325.
- [41] 童娟. 珠江流域概况及水文特性分析[J]. *水利科技与经济*, 2007, 13(1): 31–33.
- Tong Juan. The generalizations and hydrological character analysis of Pearl River Basin[J]. *Water Conservancy Science and Technology and Economy*, 2007, 13(1): 31–33.
- [42] Dickson A G, Sabine C, Christian J R. *Guide to Best Practices for Ocean CO₂ Measurements*[M]. Sidney: PICES Special Publication, 2007: 3191.
- [43] Labasque T, Chaumery C, Aminot A, et al. Spectrophotometric Winkler determination of dissolved oxygen: re-examination of critical factors and reliability[J]. *Marine Chemistry*, 2004, 88(1/2): 53–60.
- [44] Redfield A, Ketchum B, Richards F. The influence of organisms on the composition of seawater[M]//Hill M N. *The Sea: Vol. 2: The Composition of Sea-Water Comparative and Descriptive Oceanography*. New York: Interscience Publisher, 1963: 26–77.
- [45] Hansen D V, Rattray Jr M. New dimensions in estuary classification[J]. *Limnology and Oceanography*, 1966, 11(3): 319–326.
- [46] Stewart R H. *Introduction to Physical Oceanography*[M]. College Station: Texas A&M University, 2008: 127–128.
- [47] Gordon Jr D C, Boudreau P R, Mann K H, et al. LOICZ biogeochemical modelling guidelines[R]. Texel: Netherlands Institute for Sea Research, 1996.
- [48] Sheldon J E, Alber M. The calculation of estuarine turnover times using freshwater fraction and tidal prism models: a critical evaluation[J]. *Estuaries and Coasts*, 2006, 29(1): 133–146.
- [49] Sweeney C, Gloor E, Jacobson A R, et al. Constraining global air-sea gas exchange for CO₂ with recent bomb ¹⁴C measurements[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2007, 21(2): GB2015.
- [50] Wanninkhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1992, 97(C5): 7373–7382.
- [51] Benson B B, Krause D. The concentration and isotopic fractionation of oxygen dissolved in freshwater and seawater in equilibrium with the atmosphere[J]. *Limnology and Oceanography*, 1984, 29(3): 620–632.
- [52] Millero F J. *Chemical Oceanography*[M]. 4th ed. Boca Raton: CRC Press, 2013: 14, doi: 10.1201/b14753.
- [53] Liu Zhiqiang, Gan Jianping, Wu Xiaoyan. Coupled summer circulation and dynamics between a bay and the adjacent shelf around Hong Kong: observational and modeling studies[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(9): 6463–6480.
- [54] Liu Zhiqiang, Zu Tingting, Gan Jianping. Dynamics of cross-shelf water exchanges off Pearl River Estuary in summer[J]. *Progress in Oceanography*, 2020, 189: 102465.

Mechanisms of the absence of hypoxia in the Zhujiang (Pearl) River Estuary during summer of 2023

Liang Chaoqi¹, Yang Yi¹, Lei Shiping¹, Xu Yi¹, Bu Dezhi¹, Pang Jinyan¹,
Li Yan¹, Zhou Kuanbo¹, Guo Xianghui^{1,2,3}

(1. State Key Laboratory of Marine Environmental Science, College of Ocean and Earth Sciences, Xiamen University, Xiamen 361102, China; 2. Fujian Provincial Key Laboratory for Coastal Ecology and Environmental Studies, Xiamen University, Xiamen 361102, China; 3. Dongshan Swire Marine Station, National Observation and Research Station for the Taiwan Strait Marine Ecosystem, Xiamen University, Zhangzhou 363499, China)

Abstract: This study examines the mechanism of the unexpected absence of bottom hypoxia in the lower Zhujiang River Estuary during summer 2023 through integrated analysis of hydrological, biogeochemical and physical drivers. The Zhujiang River discharge during 2023 summer was only 51% of the historical summer average. This led to a 45% reduction in riverine nutrient fluxes and a sharp decline in marine-sourced organic carbon production. Persistent northeasterly downwelling-favorable winds during the 15 days preceding sampling weakened stratification (stratification factor of 0.074 ± 0.20 during 2023 cruise versus 0.14 ± 0.17 , 0.38 ± 0.50 and 0.18 ± 0.20 during other three cruises of 2015, 2017 and 2018 when hypoxia occurred) enhanced vertical mixing and oxygen replenishment in the bottom water. The reduced river discharge also shortened the water residence time in the estuary to 1.8 days, compared to 3.1 days under average summer discharge conditions, thereby limiting the oxygen-depleting effect of organic matter degradation. The synergistic effect of these factors led to the absence of bottom-water hypoxia in the Zhujiang River Estuary in summer 2023. This study reveals the important regulating role of extreme hydro-meteorological conditions in the formation of estuarine hypoxia.

Key words: Zhujiang River Estuary; Zhujiang River discharge; dissolved oxygen; hypoxia