夏季长江口外缺氧频发的机制及酸化问题初探

韦钦胜^{1,2*}, 王保栋^{2,3}, 于志刚^{1,3}, 陈建芳⁴, 薛亮²

1. 中国海洋大学海洋化学理论与工程技术教育部重点实验室, 青岛 266100;
2. 国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266061;
3. 青岛海洋科学与技术国家实验室海洋生态与环境科学功能实验室, 青岛 266071;
4. 国家海洋局第二海洋研究所海洋生态系统和生物地球化学重点实验室, 杭州 310012

* E-mail: weiqinsheng@fio.org.cn

收稿日期: 2016-08-10; 接受日期: 2016-10-08; 网络版发表日期: 2016-12-27

国家自然科学基金项目(批准号: 41206068, 41620104001)、国家自然科学基金委-山东省联合基金项目(批准号: U1406403)、中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金(编号: 2016G08)、青岛海洋科学与技术国家实验室海洋生态与环境科学功能实验室开放基金(编号: KLMEES201603)、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2010CB428703)和中国近海海洋综合调查与评价专项(编号: 908-ZC-I-03)资助

摘要 针对夏季长江口外缺氧区, 深入认识了同缺氧发生有着密切联系的特殊海底地形、流场环境、锋面和上升流等主要环境特征; 特别地, 夏季长江口外羽状锋和上升流这两种物理过程是耦合在一起的, 羽状锋的垂向分布形态与上升流具有密切的联系. 基于对夏季长江口外历史缺氧事件的回顾与分析, 从统计学意义上展现了缺氧区在水平分布上的空间结构, 并认识了缺氧发生区位置的细节, 发现口门外内陆架区的溶解氧(DO)含量与水深之间呈“V”型关系, 据此指出内陆架的缺氧水体多发生在具有陡峭海底地形的坡面上. 在长江口外缺氧机制现有认知的基础上, 剖析了口门外陡坡地形何以能成为夏季缺氧核心频发区的生物地球化学机制, 阐释了坡面处缺氧区位置与羽状锋面和上升流的内在联系. 长江口外羽状锋和上升流及其耦合作用是诱发夏季缺氧的重要驱动力, 长江冲淡水羽状锋扩展和上升流交互作用影响下营养盐的持续输送和该处良好的光照条件是夏季长江口外浮游植物繁殖和底层缺氧的重要机制. 通过对缺氧区耗氧作用及有机碳矿化和营养盐再生的探讨, 指出夏季长江口外显著的耗氧过程亦主要发生在具有锋面和上升流特征的陡峭坡面附近, 并证实底层缺氧区存在营养盐的表观丢失现象; 同时, 分析显示长江口外泥质区底边界层中的沉积物再悬浮也可对有机碳耗氧矿化及营养盐循环与再生产生影响. 研究还指出长江口外的陡坡地形也是夏季低pH酸化环境的主要发生区, 陡坡处羽状锋面和上升流的耦合亦为诱发夏季底层酸化的重要物理驱动力. 最后, 对今后长江口外缺氧区和水体酸化研究中予以关注的问题进行了探讨.

关键词 长江口, 低/缺氧区, 上升流, 锋面, 营养盐再生, 生物地球化学, 酸化

1 引言

海水中溶解氧(DO)含量受物理过程、生物过程

和化学过程交互作用的共同影响, 其对维持海洋生物的生长和繁殖具有重要作用. 在实际研究中, 通常将DO含量小于 2mg dm^{-3} 或 3mg dm^{-3} 的水体界定为缺氧

中文引用格式: 韦钦胜, 王保栋, 于志刚, 陈建芳, 薛亮. 2017. 夏季长江口外缺氧频发的机制及酸化问题初探. 中国科学: 地球科学, 47: 114–134, doi: [10.1360/N072015-00542](https://doi.org/10.1360/N072015-00542)
英文引用格式: Wei Q S, Wang B D, Yu Z G, Chen J F, Xue L. 2017. Mechanisms leading to the frequent occurrences of hypoxia and a preliminary analysis of the associated acidification off the Changjiang estuary in summer. Science China Earth Sciences, 60: 360–381, doi: [10.1007/s11430-015-5542-8](https://doi.org/10.1007/s11430-015-5542-8)

或低氧水体(Wiseman等, 1997; Diaz, 2001; Dai等, 2006; Chen等, 2007). 缺氧的发生, 会对海洋生态系统造成极大的改变和危害, 因此缺氧区亦有“死亡区”一说(Diaz和Rosenberg, 2008). 根据成因, 缺氧水体大致可分为两类, 一类可称之为永久性低氧带, 主要发生在上升流海区及热带大洋中层, 位于阿拉伯海北部的低氧带(Morrison等, 1999)即属于这一类; 另一类属季节性缺氧, 通常发生在河口、海湾及近海海域, 通常形成于早春季节, 在水体层化较强的夏季最严重, 入秋后逐渐消失, 最典型的例子当属墨西哥湾的大面积缺氧区(Rabalais等, 1999). 相比较而言, 河口、近岸区缺氧受人类活动的影响更为直接和显著. 事实上, 由于河口及近海富营养化程度的加剧, 再加之自然变化下各种物理驱动力改变以及其与人类活动叠加作用的影响, 发生在此类海域中的缺氧已成为全球范围内的环境问题. 在这一背景下, 河口、近岸海域的缺氧问题也已不再仅仅是自然科学所关心的内容, 其同人类社会的可持续发展之间亦具有密切的联系(张经, 2011).

作为流域物质通量之“汇”和海洋物质通量之“源”, 长江口在流域盆地——海洋相互作用研究中的地位显著(陈吉余和陈沈良, 2007). 同时, 该海域也毗邻中国著名的舟山渔场和吕泗渔场, 具有许多独特的理化特征和生物特性(俞志明和沈志良, 2011), 同人们的渔业生产活动关系密切. 当前, 随着流域人口的不断增加和经济的快速发展, 人类活动对河口区自然环境的影响日趋强烈, 导致河口水域的富营养化程度加剧, 使得长江口及其邻近海域成为中国赤潮多发区之一(周名江等, 2003; Zhou等, 2008). 诸多研究表明, 夏季中国长江口外海域底层存在一显著的缺氧区, 且呈现出恶化的趋势(李道季等, 2002; 朱卓毅, 2007; 张莹莹等, 2007; 冯旭文, 2009; Ning等, 2011; 韦钦胜等, 2011a; 刘海霞, 2011; Zhao等, 2015). 缺氧问题是长江口生态环境研究的一个重要方面, 它既是自然和人类活动影响的结果, 同时亦会反过来影响人类社会, 探讨其形成过程、变化机制及其生态环境影响等具有较高的学术价值和重要的现实意义. 需要指出的是, 由近海富营养化及水体层化导致的底层水体缺氧还通常伴随着pH的显著降低, 此类海域的海洋酸化现象也已引起广泛的关注(Cai等, 2011; 翟惟东等, 2012). 由于海洋酸化可改变海洋生物赖以生存的化学环境, 进而显著影响生物的代谢过程以及钙质骨骼或外壳的形

成(Waldbusser等, 2014; Richards等, 2015), 其亦已成为全球生态和环境科学领域的又一热点问题. 相比于大气CO₂升高背景下开阔大洋区的海水酸化问题, 河口、近岸以及陆架海域的pH还通常受到陆源输入、沿岸上升流以及生物活动等的显著影响, 因而此类海域的pH往往呈现出多时间尺度的变化, 其水体酸化具有一定的区域性响应特征(Feely等, 2008; Cai等, 2011; 翟惟东等, 2012; 唐启升等, 2013; Zhai等, 2015). 对长江口海域而言, 现阶段对口外缺氧区的研究已开展很多, 不断认识了其分布和变化规律及机制(李道季等, 2002; Wang, 2009; Zhu等, 2011; 韦钦胜等, 2015; Wang等, 2016), 并揭示了该海域由富营养化导致的水体酸化现象(Cai等, 2011). 然而, 对夏季长江口外缺氧频发区和低pH酸化环境的地域性特点尚缺乏充分的认识, 对口外羽状锋面和上升流等物理过程耦合驱动夏季缺氧和酸化的内在机制也还不清楚. 据此, 本文结合先前的研究和相关文献资料以及现场调查, 从长江口外缺氧水域最基本的物理环境背景出发, 揭示夏季缺氧频发区的地域性特点和位置细节, 深入剖析口外羽状锋面和上升流耦合诱发夏季缺氧的内在生物地球化学机制, 并对夏季长江口外具有相对较低pH的酸化环境的形成机制及其与缺氧区的耦合作一探讨, 以期更好地促进对该缺氧区的科学认识, 有针对性地开展相关研究.

2 长江口外缺氧频发区的主要物理环境特征

2.1 海底地形和底质

如图1所示, 长江口外内陆架区的海底地形总体上为西侧较为平坦, 东侧变化剧烈. 具体来看: 口门外东北至杭州湾口外的近岸海域, 水深整体较浅, 地形平缓; 浙江沿岸50m以浅海区的地形相对陡峭, 等深线呈东北-西南向分布; 口门外东南部20m等深线以深海域的地形较陡峭, 其中50m等深线突向口门外东侧海域, 形成一个呈东南-西北向分布的“V”型水下河谷, 此河谷的东北部为一由苏北近岸向东南延伸的浅滩区; 自水下河谷和浙江沿岸的陡坡向外, 地势又趋平坦. 相关的调查和研究表明, 受河流等陆源物质持续输送、搬运和沉积的影响, 长江口外大范围陆架区表层沉积物的基本分布格局是在砂质沉积区的背景上分布着两

图1 长江口外地形(等深线单位: m)、泥质区(灰色阴影区)和夏季流场分布示意图

大块泥质沉积区(济州岛西南和近岸泥质沉积区), 其中近岸泥质区又分为由粉砂沉积相隔开的长江口泥质区和浙江沿岸泥质区两个亚区(郭志刚等, 2003).

2.2 流场环境

受长江冲淡水、台湾暖流、黑潮、沿岸流(浙闽沿岸流和苏北沿岸流)和黄海冷水团等水团的影响, 再加之各水团之间的相互作用, 长江口及其邻近海域的流场较为复杂(图1). 以低盐为特征的长江冲淡水(Beardsley等, 1985; Chang和Isobe, 2003)在夏季自口门先伸向东南, 很快又折向东北, 直指济州岛方向(毛汉礼等, 1963). 应当指出, 夏季冲淡水在离开河口相当长的一段距离内是呈羽状漂浮在上层, 在海表增温作用下其水温较高, 与下层的低温、高盐水形成鲜明对比, 从而在夏季长江口外形成较强的跃层结构. 关于台湾暖流, 其在东海西部陆架终年存在, 大致沿50~100m等深线向北流动(Su和Pan, 1987), 其具有较为复杂的时空变化(翁学传和王从敏, 1983; Guan和Fang, 2006; 曾定勇等, 2012); 该暖流在近底层呈现出显著的爬坡和向岸移动的趋势, 夏季其前缘水甚至能够从底层穿过长江冲淡水而影响至32°N以北的南黄海西南部(即长江口外东北部)海域(苏育嵩, 1986). 东海黑潮表层水和东海黑潮次表层水可入侵陆架, 尤其是东海黑潮次表层水的西向逆坡涌升现象明显(Liu等, 1992; Zhang等, 2007; Yang等, 2011), 可对长江口外及其邻近海域

的水文状况产生一定影响. 而且有研究指出, 台湾东北部的黑潮次表层水还是台湾暖流水的来源之一(Hsueh等, 1992). 对于长江口邻近海域的其他水团, 苏北沿岸流(刘志亮和胡敦欣, 2009)的南侧与长江冲淡水为邻; 浙闽沿岸流(曾定勇等, 2012)的北侧与长江冲淡水相接, 东邻台湾暖流; 黄海冷水团(于非等, 2006)的西南侧与台湾暖流相邻.

由以上分析不难理解: 上述各水团可对长江口外较大范围的陆架区产生直接或间接影响; 由于长江冲淡水、台湾暖流、黑潮次表层水、浙闽沿岸水、苏北沿岸水以及黄海冷水团等水团之间的推移、交汇和相互作用, 再加之跃层以及水下河谷这一特殊地形的存在, 夏季长江口外水体的交换并不畅通, 当底层缺氧现象发生时, 这一方面可阻碍高氧水团与缺氧水体在水平方向上的氧交换, 另一方面也阻止了DO自上而下的传输.

2.3 锋面和上升流

夏季长江冲淡水主体向东北方向扩展, 可在河口外海域形成清晰的羽状锋. 早在60年代初期, 毛汉礼等(1963)就提出了冲淡水主体边界及整体边界概念, 用于分别指示冲淡水的核心部分和最外边界. 后来, Beardsley等(1985)指出夏季长江口外15~26的等盐线可形成向东北扩展的羽状锋结构. 在上述研究基础上, 胡方西等(1995)通过分析进一步确立了长江口由河口口门至外海在水平方向上存在着三级盐度锋面, 即河口锋面、羽状锋面、海洋锋面, 并着重指出羽状锋是长江口羽状流水与口外混合水的界面, 同时它也是长江河口最主要的盐度锋面, 对水文、化学和生物等要素均可产生重要的影响, 从而亦构成了长江口外一个重要的生物地球化学带. 对于羽状锋的时空尺度分布和强度, 其与河口入海径流量的大小和外海流系的变化有一定关系(陈沈良等, 2001).

自长江口外至浙江沿岸, 海底地形特殊, 潮汐强烈, 再加之夏季受东南季风的影响, 该海域是中国著名的上升流区之一. 先前赵保仁等(1993, 2001)基于观测资料指出, 夏季长江口海区大约在31°~32°N, 122°20'~123°10'E一带存在明显的海水涌升现象. 随着研究的不断深入, 数值模拟结果也进一步验证了长江口外上升流的存在(李徽翡, 2000; 朱建荣, 2003; 赵保仁等, 2003; Lü等, 2006; 吕新刚等, 2007; Jing等, 2007;

白涛等, 2009; 曹公平等, 2013). 亦有证据显示该海域上升流还存在于长江口外北侧吕泗海区和口外东北部(朱建荣等, 2004; 韦钦胜等, 2011b). 针对浙江沿岸的上升流, 早在20世纪60年代就有报道(毛汉礼等, 1965). 自20世纪80年代以来, 又陆续有学者对该现象及其成因进行了探讨(胡敦欣等, 1980; 潘玉球等, 1985; 樊安德等, 1987; 刘先炳和苏纪兰, 1991; 颜廷壮, 1992; 经志友等, 2007; Wang和Wang, 2007; 吕新刚等, 2007; Jing等, 2007; 胡明娜和赵朝方, 2008; 楼琬林, 2010; 石晓勇等, 2013; Yang等, 2013). 事实上, 长江口外上升流和浙江沿岸上升流是相互毗邻的, 通常也将之一起进行研究(吕新刚等, 2007; Jing等, 2007). 综合来看, 该海域上升流的成因较为复杂, 与海底地形、台湾暖流沿陆架抬升、潮混合和海面风应力等有关.

国家自然科学基金委2013年夏季长江口共享航

次(8月17日至8月28日)调查结果(水文数据由Sea-Bird 911 CTD测定)清晰地反映了长江冲淡水转向以及长江口至浙江沿岸的锋面和上升流现象(图2和3). 表层, 以低盐为特征的长江冲淡水主体朝东北方向伸展, 在冲淡水与外海高盐台湾暖流的交汇区, 水平盐度梯度变化大, 存在特征鲜明的羽状锋(图2b); 底层, 台湾暖流的北上侵入显著, 在其外缘也形成了“S”状分布的锋面(图2c). 典型断面上高盐水的西向沿坡爬升则很好地指示了上升流的存在(图3). 事实上, 长江口外上层水体中低温区的存在和温度的断面分布(图略)也能很好地印证底层海水的上涌. 同时, 图3还显示羽状锋和上升流这两种物理过程是耦合在一起的, 羽状锋的垂向分布形态与上升流具有密切的联系. 受此影响, 羽状锋区的海水垂向分层明显, 跃层强度可得到显著增强(图3).

图2 2013年8月长江口外盐度平面分布

图3 2013年8月长江口外典型断面盐度分布

3 长江口外缺氧频发区的地域性特点

早先, 1958~1960年开展的“全国海洋综合调查”就已在长江口外观测到底层水体中的缺氧现象, 但由于当时未引起足够的重视, 因此在很长一段时间内都未曾有学者对其展开深入的研究。直到20世纪80年代, 对该缺氧区的关注开始逐渐增加(顾宏堪, 1980; Limeburner等, 1983; 陈吉余等, 1988), 指出低氧区域位于长江口外水下三角洲前沿的低凹处(Beardsley等, 1985)。近十几年来, 随着调查强度的增大以及观测手段的逐步改进和资料的不断积累, 人们对长江口外缺氧发生区开展了更为系统的研究。李道季等(2002)利用1999年8月在黄、东海所获取的调查资料分析了长江口外氧的亏损, 结果显示调查海域内存在长江口和浙江近海两处缺氧水体。石晓勇等(2005)分析发现, 4月下旬浙江近海底层就已开始出现氧亏损。后来的研究也进一步证实了夏季长江口和浙江近海两处缺氧区域的存在(周锋等, 2010; 刘志国等, 2012)。相关研究还显示, 缺氧区在长江口外东北部海域存在一定程度的扩展, 并呈现出向南黄海延伸的态势(韦钦胜等, 2011a)。综合先前关于长江口外缺氧区的一系列研究(张莹莹等, 2007; Wei等, 2007; Chen等, 2007; Wang, 2009; 周锋等, 2010; Li等, 2011; 李宏亮等, 2011; Wang等, 2012; 韦钦胜等, 2015), 对其发生区域及其季节变化已有了较为统一的宏观认知: 其一般于春末夏初初始形成于浙江外海, 而后往往存在先向北扩展和移动、后转而南退的趋势, 最后在秋季逐渐消退。然而, 目前对长江口外夏季缺氧(强盛期)频发区的地域性特点尚缺乏充分的认识。

为直观反映夏季长江口外缺氧区的空间布局 and 地域性特点, 图4给出了历史上观测到的缺氧区分布。由图可以看出, 夏季长江口外缺氧区具有如下显著特点: 在长江口外东南水下河谷的西北侧顶端附近, 形成缺氧核心的几率较大, 而且此处的缺氧水体可与长江口外东北部的缺氧区连成一体; 长江口外南部浙江沿岸也是缺氧核心的多发区; 严格来讲, 浙江沿岸的缺氧区与长江口外东南水下河谷处及东北部的缺氧区一般不相互连通, 在杭州湾口外东南部30°N附近海域, DO含量高于南、北两侧海域; 上述内陆架上的缺氧区基本呈“Y”形弧状分布, 与地形走势总体一致, 而且北部缺氧区的宽度和面积总体大于南部; 长江口外

图4 长江口外底层缺氧区DO含量(mg dm^{-3})分布

数据来源: 1959-08(中国科学技术委员会海洋组海洋综合调查办公室, 1961); 1998-08(Wang, 2009); 1999-08(李道季等, 2002); 2002-08(国家重点基础研究发展计划项目“中国近海有害赤潮发生的生态学、海洋学机制及预测防治”调查结果, 由石晓勇老师提供); 2003-09(Wei等, 2007); 2006-07(Wang等, 2012); 2006-08(周锋等, 2010); 2009-08(陈建芳等, 2012); 2013-08(国家自然科学基金委2013年夏季长江口共享航次调查结果, 由俞志明老师课题组提供)

125°E以东的外陆架区亦可形成一缺氧核心。本研究从统计学意义上再现了夏季长江口外缺氧区在水平分布上的空间结构。而且, 进一步分析还发现, 长江口外东南和浙江沿岸的缺氧区分别与长江口泥质区和浙江沿岸泥质区总体相对应。

为进一步阐释夏季长江口外缺氧区分布的特点, 本文以“中国近海海洋综合调查与评价专项”于2006年7月在长江口外大范围区域内获取的调查资料(Wang等, 2012)为例, 统计分析了该海域底层DO与水深的关系(图5)。由图可知, 在水深小于70m的内陆架区, DO含量与水深之间呈“V”型关系, 20~35m水深范围内出现缺氧的概率较高; 在外陆架深水区, DO含量又有所降低。通过对比长江口外的地形和流场分布(图1), 可发现20~30m水深范围内的缺氧与此处内陆架区的特殊地形相对应, 而外陆架深水区DO含量的降低则在一定程度上反映了外海低氧水体的入侵。此外, 2006年7月该海域典型断面的DO分布(图6)亦显示, 长江口

外内陆架区的缺氧水体多发生在具有陡峭海底地形的坡面上(20~30m水深处), 即使是在横跨口外东南水下河谷的断面上(如H和K断面), 缺氧核心也非存在于河谷底部海域, 而是位于河谷西侧的陡坡上. 国家自

然科学基金委2013年夏季长江口共享航次调查结果也同样显示, 缺氧趋于出现在20~35m水深范围内的坡面上(图7). 然而, 对此问题尚未给予特定的关注和深入分析.

图5 2006年7月长江口外底层DO(mg dm^{-3})分布(a)以及底层DO含量与站位水深之间的关系(b)

(a) 改绘自Wang等(2012); (b) 阴影区域用以指示缺氧主要发生区

图6 2006年7月长江口外典型断面上的DO(mg dm^{-3})分布

图7 2013年8月长江口外底层DO含量与站位水深之间的关系

4 夏季长江口外缺氧频发的机制

考虑到先前的调查多集中在长江口外的内陆架海域, 这里主要讨论夏季内陆架区的缺氧机制问题。

4.1 缺氧机制的现有认知

研究者之前通过分析长江口外缺氧区与跃层、有机物分解以及台湾暖流和地形之间的关系, 初步探讨了其在内陆架形成的物理机制和生物化学机理。在物理机制方面, Beardsley等(1985)指出高盐度的台湾暖流和上层长江冲淡水所形成的层化是导致长江口外缺氧区产生的重要原因。该认识在一定程度上至今为人们所广泛认同(Rabouille等, 2008; Wang, 2009; Zhu等, 2011; Wang等, 2012; 林军等, 2014; 韦钦胜等, 2015; Zhu等, 2016)。张莹莹等(2007)和Chen等(2007)的研究还特别强调了海水稳定度对缺氧区形成和消退的重要作用。通过对跃层影响下DO垂向输送过程的定量评估(Li等, 2011)证实了这一点。亦有研究显示, 台湾暖流(Wang, 2009; Li等, 2011; Wang等, 2012)、锋面和上升流(韦钦胜等, 2015)、潮汐和风场(Wei等, 2007; Ni等, 2016)以及地形(Beardsley等, 1985; Wang, 2009)等因素对缺氧区的影响也是重要的; 长江口外特殊的“V”型水下河谷对应形成123°E、31°N附近的缺氧核心(Wang, 2009)。此外, 亦有研究从长江口外缺氧海域“冷池”效应及其周围海域“热障”效应的角度来解释缺氧区的形成原因(刘海霞, 2011)。在生物化学机制方面, 先前研究指出长江口外缺氧区域与悬浮有机物质

的沉积区域具有一定的对应关系(张竹琦, 1990), 缺氧区的形成与颗粒有机物在底层的耗氧密切相关(Tian等, 1993; 李道季等, 2002; 石晓勇等, 2005; Rabouille等, 2008; 李宏亮等, 2011; Zhu等, 2011; 韦钦胜等, 2015)。还有研究认为, 长江口外缺氧区耗氧物质并非主要是缺氧海区上层产生的有机颗粒物, 夏季流场作用下从南部海区向北的携带也可引起局地缺氧的发生(Wei等, 2007)。近来, 基于同位素技术和端元分析手段对长江口缺氧区耗氧有机物的定量解析, 证实了富营养化驱动在现场有机物生产是导致缺氧的主要物质来源(Wang等, 2016)。综合来看, 长江口外缺氧区的生消是层化、流场环境、浮游植物繁殖(现场有机物生产)等因素协同叠加作用的结果, 同时, 地形、锋面和上升流亦是影响该缺氧区形成和发展的重要因素(韦钦胜等, 2015)。

如前所述(第3部分), 本文通过对夏季长江口外缺氧发生区位置细节的把握, 进一步发现缺氧水体主要发生于口外的陡峭坡面处。据此不难提出, 长江口外的陡坡地形何以能成为夏季缺氧核心的频发区? 缺氧区在口外陡峭坡面处形成的具体生物地球化学机制是什么? 这仍然是需要继续回答的问题。同时, 尚需指出的是, 虽然作者先前指出了长江口外锋面、上升流同缺氧区分布之间的直观对应关系(韦钦胜等, 2015), 但陡峭坡面、锋面和上升流等因素的相互关系以及诱发夏季缺氧的机制仍需要进行深入分析和研究。

4.2 缺氧区与冲淡水羽状锋面、上升流之间的配置关系及机制

图8给出了2006年7月长江口外内陆架区(图6a)盐度、温度与水深及底层DO含量之间的关系。可以看出, 夏季长江口外的表、底层盐度总体上在15~30m水深附近迅速递增(图8a), 仔细分析还可发现, 表层盐度的陡增区水深略大于底层盐度的陡增区水深, 这反映了底层高盐水向近岸区的入侵; 表层低温上升流区也主要集中在15~30m水深附近(图8b); 底层缺氧站位所对应的表层盐度多处于15~30(图8c); 底层缺氧站位所对应的表层温度较低, 其他站位上的DO含量与温度之间则呈负相关关系(图8d)。上述统计分析结果很好的显示出, 夏季长江口外上升流和羽状锋基本上位于15~30m水深附近的陡峭坡面上以及冲淡水外缘附近, 并对应形成缺氧区。事实上, 图6所示典型断面西侧陡

图8 2006年7月长江口外内陆架区盐度、温度与水深及底层DO含量之间的关系

峭坡面上缺氧水体的涌升也很好地反映了上升流与缺氧区之间的对应关系。

夏季,在巨量径流(携带大量营养盐和泥沙)、特殊地形和外围复杂流系以及风场的共同影响下,长江口外海域呈现出独特的冲淡水转向、羽状锋面和上升流等诸多现象。前述相关分析(第2部分)以及图2和3也很好地反映了这一点。毋庸置疑,此环境条件会对长江口外营养盐的分布和光照产生直接或间接的影响,并进而影响到浮游生物的生长和导致底层缺氧的发生。对2006年7月长江口外营养盐(韦钦胜等, 2011b; 王奎等, 2011)和悬浮体资料的进一步分析显示,该海域表层营养盐浓度总体上随水深的增加而降低,但在20~35m水深附近,存在营养盐(尤其是 $\text{PO}_4\text{-P}$)的添加现象(图9a);表层营养盐随盐度的变化曲线也反映出在25~30范围的羽状锋区内,有部分站位营养盐(尤其是 $\text{PO}_4\text{-P}$)浓度高出保守混合稀释线(图9b);20~35m水深海域内的悬沙含量较低($<40\text{mg dm}^{-3}$)(图9c)。这一结果表明:在营养盐随冲淡水向外(深水区)扩展不断消耗的情况下,于20~35m水深附近的坡面锋区存在因上升

流垂向输送而引起的营养盐补充,而且此处亦具有较好的光照条件。由图10所示典型断面 $\text{PO}_4\text{-P}$ 的分布也可以清晰的看出,由于上升流的作用,各断面西侧陡峭坡面上的营养盐垂向输送现象显著。考虑到长江口外的羽状锋和上升流这两种物理过程是耦合在一起的(图2和3),受冲淡水持续扩展的影响,锋区海域会具有一定的营养盐,而由上升流运输来的营养盐则可弥补锋区附近营养盐的不断消耗。本文结合长江口外表层温度分布以及温度-盐度点聚图(图11a和b,用以甄别水团),通过营养盐(以 $\text{PO}_4\text{-P}$ 为例)与温度之间的散点图(图11c)也进一步证实了该海域上升流对营养盐的垂向运输。可见,在长江口外羽状锋和上升流所影响的特定区域内,具备有利于浮游生物生长的良好条件(适度的营养盐和合适的光照),可引起上层浮游植物的旺发。统计分析结果显示,长江口外内陆架区上层浮游植物叶绿素(Chl-a)含量的高值也主要集中在20~40m水深范围内(图12a),这一区域与底层缺氧站位的位置(图5b)以及口外羽状锋和上升流区(图8a和b)总体相吻合;而且该范围海域内有相当一部分站位的表

图9 2006年7月长江口外表层营养盐与站位水深(a)和表层盐度(b)之间的关系以及表层悬浮体随站位水深的变化(c)
(a)、(b)阴影区域用以指示营养盐的添加; (c)阴影区域用以指示由于悬浮体含量显著降低而对光照条件的改善

图10 2006年7月长江口外典型断面上的 $\text{PO}_4\text{-P}$ ($\mu\text{mol dm}^{-3}$)分布

层Chl-a含量在 $20\mu\text{g dm}^{-3}$ 以上(最高可达 $52.85\mu\text{g dm}^{-3}$),这也与现场调查期间在相应区域观测到的赤潮现象相符,水体呈褐色.由内陆架区各水层Chl-a、DO和表观耗氧量(AOU)平均值的垂向分布(图12b)还可以看出,

上层Chl-a含量较高,而底层DO较低,相应地AOU在底层达到最高值.由此表明:长江口外羽状锋和上升流区上层海域的现场浮游植物繁殖为底层的耗氧提供了物质基础.相关研究也显示,长江口外历史赤潮事

图 11 2006年7月长江口外内陆架区10m层温度($^{\circ}\text{C}$)分布(a)、温度-盐度点聚图(b)以及该水层各水团中 $\text{PO}_4\text{-P}$ 与温度之间的散点图(c)

CW、NECSSMW、TWC、Upwelling分别表示沿岸水(Coastal Water)、东海北部表层混合水(Northern East China Sea Surface Mixed Water)、台湾暖流(Taiwan Warm Current)和上升流,下文同

图 12 2006年7月长江口外内陆架区上层Chl-a与站位水深之间的关系(a)以及Chl-a、DO和AOU的垂向剖面分布图(b)
(b) 每水层的数据点为内陆架区各站点的平均值

件的高发区(周名江等, 2003; 刘录三等, 2011)基本分布在 $122^{\circ}\sim 123^{\circ}\text{E}$ 的陡峭坡面附近海域, 与此处的上升流和锋面位置总体相吻合. 这应当是长江口外内陆架缺氧发生区与特定地形密切相关的主要原因所在. 需要指出的是, 虽然在长江口外陡峭海底地形的坡面上存在上升流, 但表层水仍然主要由长江冲淡水控制, 并与其之下的高盐台湾暖流水形成较强的层化作用(Beardsley等, 1985). 由夏季7月和8月长江口外盐度跃层强度的多年气候态分布(图13)也可以看出, 自浙江沿岸至长江口外东北部一带存在盐跃层, 其分布与

夏季冲淡水的扩展颇为一致, 而且跃层强度在20~30m水深范围内的陡坡处变化较大, 可形成锋面. 这也显示了羽状锋和上升流所影响的特定区域内较强的水体垂向稳定性对缺氧区形成的作用. 据此, 给出了夏季长江口外锋面和上升流在陡峭坡面海域诱发缺氧机制的示意图(图14).

事实上, 夏季长江口外缺氧区与羽状锋之间的对应关系也可通过先前的观测结果来印证. 图15给出了1998年8月、2002年8月和2006年8月在长江口外观测到的底层缺氧区分布及相对应的表层盐度分布. 此三

图 13 夏季7月和8月长江口外盐度跃层强度(m^{-1})的多年气候态分布

改绘自海洋水文图集编辑委员会(1993)

图 14 夏季长江口外锋面和上升流在陡峭坡面海域诱发缺氧机制的示意图

⊕表示水流的方向

次调查均在长江口外东北部、水下河谷西侧和浙江舟山外海发现了DO低值中心,而且底层缺氧区的位置与表层羽状锋区呈现良好的对应关系。进一步分析还发现长江口外东南水下河谷西侧的缺氧中心位置基本不变,浙江舟山外侧海域的缺氧区也相当稳定,而长江口外东北部海域的缺氧核心位置却存在较大的改变。其中1998年8月和2006年8月长江口外东北部缺氧核心位置相差较大。这与此两年份不同经流量影响下长江冲淡水羽状锋扩展范围的差异直接相关。1998年夏季恰逢长江流域特大洪水,长江下游大通站8月平均经流量达到 $77100\text{m}^3\text{s}^{-1}$,受此影响,8月观测到冲淡水羽状锋主体显著向东扩展(王保栋等, 2002),相应地,

长江口外北侧的缺氧核心向东推移的也较远。2006年7~8月大通站平均经流量则只有 $32353\text{m}^3\text{s}^{-1}$,其东北向扩展的冲淡水分布于口门外侧东北部,并于 123°E 附近形成羽状锋(周锋等, 2010),因而长江口外北侧的缺氧核心总体上也位于此处。

4.3 耗氧作用及有机碳矿化和营养盐再生

DO含量的增加与降低同浮游植物的旺生和消亡密切相关:在表层浮游植物大量繁殖过程中,强烈的光合作用使上层水体DO含量升高,甚至呈过饱和状态;当藻类生物消亡腐烂,其沉降过程中的分解将消耗大量的氧气,引起底层DO含量的下降而使水体逐渐呈现出缺氧状态。2006年7月长江口外内陆架典型断面的DO分布显示,各断面缺氧水体上层海域中的DO含量较高(图6)。这表明陡峭坡面处上升流和锋面附近海域的浮游植物活动相当旺盛,由此导致的大量有机物分解耗氧是形成缺氧的重要原因。为反映长江口外耗氧行为的主要发生区域,图16给出了2006年7月长江口外内陆架区(图6a)底层AOU与水深及表层盐度、温度之间的关系。可以看出,在水深小于70m的内陆架区,AOU与水深之间呈“Λ”型关系,20~30m水深范围内的AOU普遍较高;底层AOU较高的站位所对应的表层盐度多处于15~30的锋面区;同时,底层高AOU站位

所对应的表层温度总体较低, 其他站位上的 AOU 与温度之间则呈正相关关系. 显然, 结合前文对图 6 和 8 的

分析, 能够进一步证实长江口外显著的耗氧过程主要发生在具有锋面和上升流特征的陡峭坡面附近.

图 15 不同年份 8 月长江口外底层缺氧区((a), (c), (e))和对应的表层盐度分布((b), (d), (f))

(a)和(b)改绘自分别改绘自Wang(2009)和王保栋等(2002); (c)中数据源自国家重点基础研究发展计划项目“中国近海有害赤潮发生的生态学、海洋学机制及预测防治”调查结果(石晓勇老师提供); (d)改绘自Wang和Brockmann(2008); (e)和(f)改绘自周锋等(2010). DO含量单位为mg/L

图 16 2006 年 7 月长江口外内陆架区底层 AOU 与站位水深、表层盐度和表层温度之间的关系

(a) 中阴影区域用以指示耗氧主要发生区

相关性分析进一步表明, 2006年7月长江口外内陆架底层AOU与 $\text{NO}_3\text{-N}$ ($r=0.4237$, $P<0.001$)、 $\text{PO}_4\text{-P}$ ($r=0.430$, $P<0.001$)、 $\text{SiO}_3\text{-Si}$ ($r=0.4572$, $P<0.001$)均呈正相关关系。由于底层AOU与有机物质的耗氧分解(此过程伴随着营养盐的释放)密切相关, 这一结果表明该水域下层水体中的有机碳矿化这一生物化学作用是DO的主要控制因素。根据有机物有氧呼吸方程式(Redfield等, 1963), 即: $(\text{CH}_2\text{O})_{106}(\text{NH}_3)_{16}\text{H}_3\text{PO}_4+138\text{O}_2=106\text{CO}_2+16\text{HNO}_3+\text{H}_3\text{PO}_4+122\text{H}_2\text{O}$, AOU与 $\text{NO}_3\text{-N}$ 、 $\text{PO}_4\text{-P}$ 的理论比值应分别为8.6和138。据报道, 1999年8月和2006年8月的氧亏损量分别达 $1.59\times 10^6\text{t}$ (李道季等, 2002)和 $1.69\times 10^6\text{t}$ (Zhu等, 2011), 缺氧区面积分别为 13700km^2 (李道季等, 2002)和 15400km^2 (Zhu等, 2011)。以此(上述氧亏损量的平均值)来估算, 缺氧区内 $\text{NO}_3\text{-N}$ 和 $\text{PO}_4\text{-P}$ 的累计再生量(自冬、春季的富氧阶段至夏季8月缺氧达到强盛期间)可分别达到 5.94×10^9 和 $0.37\times 10^9\text{mol}$ 。若取3月中旬和8月中旬分别为缺氧之前背景场的形成期和缺氧的强盛期, 可进一步估算出这期间(3月15日至8月15日)该海域有机碳平均再矿化速率为 $0.216\text{g C m}^{-2}\text{d}^{-1}$ 。由于AOU主要受生物化学作用、物理混合和海气交换的影响, 且夏季长江口海域较强层化作用下海气交换较弱, 因而此时底层AOU主要反映了生物化学作用和水平物理混合的影响, 再考虑到营养盐本身亦是体现了生物化学和混合的综合作用, 在这一背景下, 本文结合夏季长江口外底层温、盐度分布以及温度-盐度点聚图(图17a~c, 用以甄别水团), 通过营养盐-AOU散点图(图17d和e)以及理论Redfield比值来进一步探讨了底层的耗氧过程。然而研究发现, 各站位底层AOU与 $\text{NO}_3\text{-N}$ 、 $\text{PO}_4\text{-P}$ 的线性关系并不严格遵循Redfield理论比值, 其中大多数站位上的 $\text{NO}_3\text{-N}$ 与 $\text{PO}_4\text{-P}$ 浓度在理论Redfield斜率线之上(图17d和e)。根据对底层水团的划分结果, 此现象在AOU大于 $90\mu\text{mol dm}^{-3}$ 的台湾暖流影响区表现的较明显, 而在AOU较低的沿岸水中, 营养盐浓度多处于Redfield斜率线之下。据此可以推断, 在底层沿岸水影响区, 由于陆源营养盐的输送, 多存在营养盐的表观添加作用; 而在缺氧较严重的区域内, 营养盐的表观丢失现象明显。这表明在缺氧较严重的区域存在其他的耗氧行为(此过程使得氧气的消耗并没引起营养盐的直接释放)和营养盐移除过程。除有机碳外, 沉积物-水界面处及上覆水中 Mn^{2+} 、 Fe^{2+} 和 HS^- 等还原剂也可发生次

级氧化还原反应(朱茂旭等, 2011)。而这一系列反应所形成的 NO_3^- 、锰氧化物(III、IV)、铁氧化物(III)和 SO_4^{2-} 等产物又可在微生物作用下作为氧化剂(电子受体)有序参与有机碳矿化分解(Burdige, 2006)。由此不难理解, 当 Mn^{2+} 、 Fe^{2+} 和 HS^- 等还原性产物扩散至沉积物-水界面乃至上覆水中时, 可以被氧化而消耗一定的氧(当然, 在 Mn^{2+} 、 Fe^{2+} 被重新氧化而发生沉淀后将可再次作为电子受体参与有机碳的矿化)。研究显示, 尽管沉积物中的铁锰含量较低, 但它们的高活性可使其氧化还原循环达100~300次(Canfield等, 1993); 而且此类无机还原性产物的化学氧化过程甚至可通过“远程”电子传递实现(Nielsen等, 2010)。再考虑到缺氧条件下普遍存在的反硝化和厌氧氨氧化(anaerobic ammonium oxidation, anammox)过程所导致的氮营养盐逸失(Thamdm和Dalsgaard, 2002; Hartnett和Devol, 2003; 宋国栋, 2013)。如此反复的氧化还原过程对有机碳矿化和营养盐循环的影响是不言而喻的。当然, 耗氧过程中溶解有机态营养盐的释放和有机物内在化学组成的差异亦会影响到AOU与 $\text{NO}_3\text{-N}$ 、 $\text{PO}_4\text{-P}$ 之间的线性关系(Zhu等, 2011)。相关研究已证实, 长江口外缺氧区海域可发生剧烈的铁、锰氧化物被还原的现象, 锰比铁优先参与有机质降解(邹建军等, 2010), 且此过程对长江口海域硝化作用的影响显著(Hsiao等, 2014); 该海域沉积物中存在溶解无机碳的产生和消耗(Yao等, 2014), 并伴有高 CH_4 通量的释放(Zhang等, 2008); 该海域缺氧条件下 $\text{NO}_3\text{-N}$ 也趋向于由水体向沉积物转移(宋国栋, 2013), 而且东海陆架沉积物是化合态氮丢失的一个重要场所(Seitzinger等, 2006; 宋国栋, 2013), 可产生高 N_2O 通量(Zhang等, 2008)。需要指出的是, 有机物矿化分解离不开微生物的作用, 其中正是在anammox细菌和反硝化细菌的驱动下, anammox过程和反硝化共同构成了缺氧环境中重要的脱氮代谢途径(Thamdm和Dalsgaard, 2002; Kuenen, 2008); 再者, 借助于一种丝状细菌(扮演导线的作用)对电子的传输, 沉积物深处硫化物等无机还原性组分以及有机质的氧化反应可无需与 O_2 发生直接接触而完成, 由特定微生物驱使的该过程显然能够将海洋沉积物中(包括水-沉积物界面)不同空间处的生物地球化学行为有机联系起来, 从而对有机物耗氧矿化及其与锰、铁和硫循环的耦合产生影响(Nielsen等, 2010; Pfeffer等, 2012)。综上不难推知, 微生物驱动下缺氧区有机碳

图 17 2006年7月长江口外底层水团甄别((a)~(c))以及各水团中AOU与 $\text{NO}_3\text{-N}$ 和 $\text{PO}_4\text{-P}$ 之间的散点图((d), (e))

(a)和(b)分别为盐度和温度($^{\circ}\text{C}$)分布; (d)和(e)中黑色短虚线和长虚线分别表示Redfield理论线和 $90\mu\text{mol/L}$ 的AOU线; YSBCWM和NECSBMW分别表示黄海底层冷水团(Yellow Sea Bottom Cold Water Mass)和东海北部底层混合水(Northern East China Sea Bottom Mixed Water)

矿化过程中氧化剂和各耗氧物质的适应性沿程调整/改变及其参与的程度对长江口外有机碳矿化和营养盐循环的影响可能是重要的。

同时, 还应注意到, 在大河影响下陆架边缘海的底边界层, 通常会存在因物理和/或生物改造作用而形成的沉积物再悬浮和移动现象(姚鹏等, 2014)。受此影响, 局部区域的表层沉积物会发生比较明显的周期性混合, 形成被称之为“移动泥(mobile mud)”(Aller, 1998; McKee等, 2004)的底表混合层, 高度悬浮性和移动性是其主要特征。研究表明, 受大河影响的亚马逊和密西西比河口均有移动泥的存在(Aller和Blair, 2006; Bianchi等, 2006); 长江口外沉积物中放射性同位素的衰变曲线也同样显示该海域存在底表混合层和移动泥(Su和Huh, 2002; Hao等, 2008; Xu等, 2015; Wang等, 2016)。底表混合层中频繁进行的周期性再悬浮和再沉

降可加快氧化还原循环过程, 促进有机质的耗氧降解, 并显著影响营养盐的循环与再生, 使之成为有机物的“焚烧炉(incinerator)”(Aller和Blair, 2006)。这可能也在一定程度上造就了长江口区域的高沉积速率和低有机碳保存率(姚鹏等, 2014)。相关研究显示, 在长江口外陡坡处的长江口和浙江沿岸两处泥质区海域内, 沉积物单位比表面积有机碳含量(TOC/SSA)小于 0.4mg m^{-2} (Yao等, 2014)。对2006年7月长江口外海域调查资料的分析显示, 口外20~30m水深范围内的陡坡处, 底层悬浮体含量依然较高(随着水深的进一步加深, 悬浮体含量迅速降低)(图18a); 底层盐度为30~34的锋面附近(其对应的水深范围也总体为20~30m, 图8a)亦具有较高的营养盐含量(图18b)。这在一定程度上反映出长江口外陡峭坡面附近可发生沉积物再悬浮现象, 且对应形成高营养盐含量水体。至于其原因, 陡坡处的上

图 18 2006年7月长江口外底层悬浮体含量与站位水深(a)以及底层营养盐含量与底层盐度(b)之间的关系
图中阴影区域用于指示沉积物再悬浮

升流和潮流可能发挥着重要作用(Aller, 1998), 受该物理过程的影响, 长江口和浙江沿岸陡坡处两块泥质区附近的再悬浮现象可能较为明显; 对于底层的高营养盐含量水体, 反复的再悬浮和再沉降过程所带来的沉积物营养流(包括蓄积在沉积颗粒物中的营养盐的重新转化、沉积物间隙水中营养盐的释放、再悬浮有机物的再矿化等)的影响不容忽视, 同时, 该过程也促进了有机质的耗氧矿化。以上可能是长江口和浙江沿岸陡坡处两块泥质区海域具有较低的沉积物单位比表面积有机碳含量(Yao等, 2014)的重要原因。然而, 鉴于大河影响下底表混合层中生物地球化学过程的复杂性和观测的困难(于志刚等, 2011), 对长江口外泥质区底边界层中的有机碳耗氧矿化及营养盐循环与再生的定量耦合研究尚需不断加强。

5 缺氧海域的季节性水体酸化

需要特别指出的是, 与有机物矿化分解引发耗氧相伴生的是大量酸性CO₂气体的释放, 从而导致水体酸化问题的产生(Cai等, 2011; 翟惟东等, 2012)。在长江口外海域, 先前已观测到夏季缺氧海域的水体酸化现象(Cai等, 2011), 底层缺氧水体中的溶解态无机碳含量较高而pH较低(Wang等, 2013)。对季节性缺氧水域而言, 由春季至夏季, 水体层化逐步形成并强化, 能够有效地阻碍底层缺氧水体中CO₂的逸出, 进而逐步形成和维持酸化的环境; 入秋后, 层化开始减弱和消退, 具有相对较低pH的酸化环境会因CO₂的不断逸出而破坏。研究已证实, 夏季长江口外底层缺氧海域是

CO₂累积的场所, 其在入秋后由于水体混合而释放, 从而使得该海域在夏、秋季分别是CO₂的“汇”区和“源”区(Zhai和Dai, 2009; Chou等, 2009; Guo等, 2015)。相关历史观测资料能够很好地显示长江口外底层酸化区域的季节演变(图19)。特别地, 夏季低pH核心主要出现在长江口外东南水下河谷的西北侧、浙江沿岸和长江口外东北(图19b), 且整个低pH区域与缺氧区位置(Wang, 2009, 图13a)吻合良好。可见, 长江口外季节性酸化环境的产生和消退同缺氧是同步的, 层化同样是维持酸化环境的重要外部动力环境。

2013年夏季8月长江口外底层pH的调查结果(国家自然科学基金委共享航次)表明(图20a), 长江口外北侧海域存在小于7.9的低pH核心, 该处的低pH区可向西北扩展至20m以浅海域; 沿123°E经度线附近的水下河谷西侧, 形成南北向的带状低pH区; 在舟山群岛外侧海域亦存在一个小于7.9的低pH核心。总体来看, 上述夏季低pH区主要发生在具有陡峭海底地形的坡面位置上, 而且2013年夏季8月的低pH区位置与1998年夏季也基本吻合, 尤其是均在长江口外东南水下河谷西侧和浙江外侧海域形成低pH核心。分析还显示, 2013年夏季8月底层pH与DO呈显著正相关关系(图20b), 这显然又进一步表明夏季长江口外低pH酸化环境的产生与缺氧区的形成具有同步性。同时, 对“中国近海洋综合调查与评价专项”于2006年7月在长江口外调查所得pH资料(韦钦胜等, 2015)的进一步分析发现, 在夏季该海域陡峭坡面上还可形成显著的低pH水体的涌升, 其与缺氧水体的涌升位置相吻合。这由图21所

图19 长江口外底层pH分布及季节变化

数据来源: “中国近海海洋环境综合调查研究”项目(1997~2002)调查结果

图20 2013年8月长江口外底层pH分布(a)及pH与DO含量之间的关系(b)

数据来源: 国家自然科学基金委2013年夏季长江口共享航次调查结果, pH为使用NBS标度在25℃恒温条件下测定

图21 2006年7月长江口外典型断面(I断面, 见图6a)上的DO(mg dm^{-3})和pH分布

示典型断面上的DO和pH分布即可看出这一点. 事实上, 2006年7月长江口外其他断面的pH分布以及其他

年份夏季的pH断面分布也同样具有此特征(图略). 据此可推断长江口外的陡坡地形也是夏季酸化环境的

主要发生区. 而且, 由此也不难得出: 长江口外陡坡处的羽状锋和上升流及其耦合作用亦是诱发夏季酸化环境的重要驱动力.

6 结论与展望

本文以先前的研究和文献资料以及现场调查为基础, 从长江口外缺氧水域最基本的物理环境背景出发, 在缺氧机制现有认知的基础上, 逐步深入地揭示了夏季缺氧发生区的地域性特点及其频发的内在原因, 并对该缺氧水域的水体酸化问题进行了初步探讨.

(1) 长江口外具有有利于缺氧发生的独特的物理环境特征(特殊海底地形、流场环境、锋面和上升流). 特别地, 夏季长江口外羽状锋和上升流这两种物理过程是耦合在一起的, 羽状锋的垂向分布形态与上升流存在密切的联系, 这使得羽状锋区的海水垂向分层明显, 跃层强度得到显著增强.

(2) 从统计学意义上展现了夏季内陆架缺氧区的水平空间结构: 在长江口外东南水下河谷的西北侧顶端附近, 形成缺氧核心的几率较大, 而且此处的缺氧水体可与长江口外东北部的缺氧区连成一体; 长江口外南部浙江沿岸也是缺氧的多发区; 在杭州湾口外东南部 30°N 附近海域, DO 含量高于南、北两侧海域. 上述内陆架上的缺氧区基本呈“ $\cup$ ”形弧状分布, 与地形走势总体一致, 而且北部缺氧区的宽度和面积总体大于南部.

(3) 认识了缺氧发生区位置的细节, 发现长江口外内陆架区的底层 DO 含量与水深之间呈“ V ”型关系, 据此指出内陆架区的缺氧水体多发生在具有陡峭海底地形的坡面上, 并阐释了陡峭坡面处缺氧区位置与羽状锋面和上升流之间的内在联系. 长江口外羽状锋和上升流及其耦合作用是诱发夏季缺氧的重要驱动力, 长江冲淡水羽状锋扩展和上升流交互作用影响下营养盐的持续输送和该处良好的光照条件所导致的浮游植物旺发是诱发夏季缺氧的重要机制.

(4) 研究发现夏季长江口外显著的耗氧过程亦主要发生在具有锋面和上升流特征的陡峭坡面附近, 并证实底层缺氧区存在营养盐的表现丢失现象; 同时, 分析显示长江口外泥质区底边界层中的沉积物再悬浮也可对有机碳耗氧矿化及营养盐循环与再生产生影响. 研究还指出长江口外的陡坡地形也是夏季酸化环境的主要发生区, 陡峭坡面上低 pH 水体的涌升与缺

氧水体的涌升位置相吻合.

长江口海域是中国气候变化的敏感区域之一, 受流域过程和外海流场的影响较为显著, 今后可在以下几个方面重点关注该区域缺氧的研究. ① 长江口外羽状锋和上升流时空演变对缺氧区的影响. 当前, 受三峡蓄水、南水北调工程逐步实施和运行的影响, 可导致夏季长江入海径流的减少. 同时, 在全球变暖背景下, 包括黑潮在内的全球副热带西边界流的北向流动则呈增强趋势(Wu等, 2012), 而黑潮又是可对东海陆架区产生显著影响的外海流系. 可以预期, 在未来夏季长江径流减少和长江口外流场环境发生改变的大背景下, 口外羽状锋面和上升流影响区可能存在向北扩展和向岸推移的趋势. 同时, 夏季径流减少还可能引起口外高盐水向岸涌升强度的变化. 因此, 今后应关注长江口外缺氧区位置的移动和强度将发生何种程度的响应. ② 缺氧区底界面生物地球化学过程及其与营养盐循环和再生的耦合. 考虑到长江口外东南和浙江沿岸的缺氧区分别与长江口泥质区和浙江沿岸泥质区总体相对应, 而泥质区中底表混合层的再悬浮和再沉降过程又较为显著, 未来应研究此过程对耗氧的影响以及其所引起的沉积物营养流(包括蓄积在沉积颗粒物上的营养盐的重新转化、沉积物间隙水中营养盐的释放、再悬浮有机物的再矿化等), 突出对缺氧区底界面细微观过程的关注. ③ 锋面和上升流过程对缺氧、酸化影响的定量甄别以及缺氧区未来酸化趋势评估. 长江口外的羽状锋面和上升流可造成表层的高 $\text{pH}(\text{CO}_2$ 的生物吸收)和底层的缺氧及低 $\text{pH}(\text{CO}_2$ 的释放和累积)(生物化学作用), 而且底层的低 pH 水体(富含 CO_2)还可一定程度上通过上升流输送至上层水体(物理输运作用), 后续工作应定量甄别锋面和上升流对夏季缺氧、酸化以及该海域 CO_2 源/汇的影响, 并开展基于国际统一 pH 标度下的缺氧区水体长期酸化趋势研究. 同时, 在关注缺氧/酸化现状及未来趋势的基础上, 还应进行长江口外缺氧/酸化的历史反演及其与富营养化关系的深入探知, 揭示历史上缺氧事件/酸化与人类活动(营养盐和有机物等陆源物质的输送)和自然变化(陆地径流和上升流等物理环境的改变等)之间的内在关系. 并着眼于“陆源-河口-近海系统”和“近海系统-外海”的整体性研究思路, 突出研究过程的“系统性”、“多学科交叉性”和“长期性”, 进而针对该海域缺氧逐步建立高精度水动力-生物地球化学过程耦合

模型, 从外源扰动和内在机理方面定量甄别/解析人类活动和自然变化影响下缺氧区演变过程的驱动机制.

参考文献

- 白涛, 杨德周, 尹宝树. 2009. 夏季长江口外海区域上升流现象的数值研究. 海洋科学, 33: 65–72
- 曹公平, 宋金宝, 樊伟. 2013. 2007年长江口邻近海域夏季上升流演变机制研究. 海洋科学, 37: 102–112
- 陈吉余, 陈沈良. 2007. 中国河口研究五十年: 回顾与展望. 海洋与湖沼, 38: 481–486
- 陈吉余, 陈祥禄, 杨启伦. 1988. 上海海岸带和海涂资源综合调查报告. 上海: 上海科技出版社
- 陈建芳, 李宏亮, 金海燕, 卢勇, 王奎, 高生泉. 2012. 长江口溶解氧的季节和年际变化及底层缺氧成因分析. 见: 中国海洋湖沼学会水环境分会和中国环境科学学会海洋环境保护专业委员会学术年会论文集
- 陈沈良, 谷国传, 胡方西. 2001. 长江口外羽状锋的屏障效应及其对水下三角洲塑造的影响. 海洋科学, 25: 55–57
- 樊安德, 王玉衡, 董恒霖. 1987. 浙江沿岸上升流区夏季海水化学要素的“羽状”中心分布特征. 海洋与湖沼, 18: 86–95
- 冯旭文. 2009. 长江口百年来底层水体季节性缺氧在沉积物中的记录. 博士学位论文. 杭州: 浙江大学
- 顾宏堪. 1980. 黄海溶解氧垂直分布中的最大值. 海洋学报, 2: 70–79
- 郭志刚, 杨作升, 范德江, 潘燕俊. 2003. 长江口泥质区的季节性沉积效应. 地理学报, 58: 591–597
- 海洋水文图集编辑委员会. 1993. 渤海、黄海、东海海洋图集: 水文. 北京: 海洋出版社
- 胡敦欣, 吕良洪, 熊庆成, 丁宗信, 孙寿昌. 1980. 关于浙江沿岸上升流的研究. 科学通报, 25: 131–133
- 胡方西, 胡辉, 谷国传, 苏诚, 顾学俊. 1995. 长江河口盐度锋. 海洋与湖沼增刊, 26: 23–31
- 胡明娜, 赵朝方. 2008. 浙江近海夏季上升流的遥感观测与分析. 遥感学报, 12: 297–304
- 经志友, 齐义泉, 华祖林. 2007. 闽浙沿岸上升流及其季节变化的数值研究. 河海大学学报(自然科学版), 35: 464–470
- 李道季, 张经, 黄大吉, 吴莹, 梁俊. 2002. 长江口外氧的亏损. 中国科学D辑: 地球科学, 32: 686–694
- 李宏亮, 陈建芳, 卢勇, 金海燕, 王奎, 张海生. 2011. 长江口水体溶解氧的季节变化及底层低氧成因分析. 海洋学研究, 29: 78–87
- 李徽翡. 2000. 夏季东中国海环流及长江口上升流模拟. 硕士学位论文. 青岛: 中国科学院海洋研究所
- 林军, 闫庆, 朱建荣, 龚甫贤. 2014. 长江口外海域夏末温跃层与底层水低氧现象研究. 水产学报, 38: 1747–1757
- 刘海霞. 2011. 长江口夏季低氧区形成及加剧的成因分析. 硕士学位论文. 上海: 华东师范大学
- 刘录三, 李子成, 周娟, 郑丙辉, 唐静亮. 2011. 长江口及其邻近海域赤潮时空分布研究. 环境科学, 32: 2497–2504
- 刘先炳, 苏纪兰. 1991. 浙江沿岸上升流和沿岸锋面的数值研究. 海洋学报, 13: 305–314
- 刘志亮, 胡敦欣. 2009. 黄海夏季近岸海区环流的初步分析及其与风速的关系. 海洋学报, 31: 1–7
- 刘志国, 徐韧, 刘材材, 秦玉涛, 蔡芑. 2012. 长江口外低氧区特征及其影响研究. 海洋通报, 31: 588–593
- 楼琇林. 2010. 浙江沿岸上升流遥感观测及其与赤潮灾害关系研究. 博士学位论文. 青岛: 中国海洋大学
- 吕新刚, 乔方利, 夏长水, 袁业立. 2007. 长江口外及浙江沿岸夏季上升流的潮生机制. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 133–144
- 毛汉礼, 甘子钧, 蓝淑芳. 1963. 长江冲淡水及其混合问题的初步探讨. 海洋与湖沼, 5: 183–206
- 毛汉礼, 任允武, 孙国栋. 1965. 南黄海和东东北部(28°–37°N)夏季的水文特征以及海水类型(水系)的初步分析. 海洋科学集刊, 1: 23–77
- 潘玉球, 徐端蓉, 许建平. 1985. 浙江沿岸上升流区的锋面结构、变化及其原因. 海洋学报, 7: 401–411
- 石晓勇, 李鸿妹, 王颢, 王丽莎, 张传松. 2013. 夏季台湾暖流的水文化学特性及其对东海赤潮高发区影响的初步探讨. 海洋与湖沼, 44: 1208–1215
- 石晓勇, 王修林, 陆茸, 孙霞. 2005. 东海赤潮高发区春季溶解氧和pH分布特征及影响因素探讨. 海洋与湖沼, 36: 404–412
- 宋国栋. 2013. 东海沉积物中氮循环的关键过程. 博士学位论文. 青岛: 中国海洋大学
- 苏育嵩. 1986. 黄东海地理环境概况、环流系统与中心渔场. 山东海洋学院学报, 16: 12–27
- 唐启升, 陈镇东, 余克服, 戴民汉, 赵美训, 柯才焕, 黄天福, 柴扉, 韦刚健, 周力平, 陈立奇, 宋佳坤, Barry J, 吴亚平, 高坤山. 2013. 海洋酸化及其与海洋生物及生态系统的关系. 科学通报, 58: 1307–1314
- 王保栋, 陈爱萍, 刘峰. 2002. 1998年夏季长江特大洪水入海的化学水文学特征. 海洋科学进展, 20: 44–51
- 王奎, 陈建芳, 金海燕, 陈法锦, 李宏亮, 高生泉, 卢勇. 2011. 长江口及邻近海域营养盐四季分布特征. 海洋学研究, 29: 18–35
- 韦钦胜, 王保栋, 陈建芳, 夏长水, 曲大鹏, 谢琳萍. 2015. 长江口外缺氧区生消过程和机制的再认知. 中国科学: 地球科学, 45: 187–206
- 韦钦胜, 于志刚, 夏长水, 臧家业, 冉祥滨, 张学雷. 2011a. 夏季长江口外低氧区的动态特征分析. 海洋学报, 33: 100–109
- 韦钦胜, 臧家业, 战闰, 李瑞香. 2011b. 夏季长江口东北部上升流海域的生态环境特征. 海洋与湖沼, 42: 899–905
- 翁学传, 王从敏. 1983. 台湾暖流深层水变化特征的分析. 海洋与湖沼, 14: 357–366
- 颜廷壮. 1992. 浙江和琼东沿岸上升流的成因分析. 海洋学报, 14:

12–18

- 姚鹏, 郭志刚, 于志刚. 2014. 大河影响下的陆架边缘海沉积有机碳的再矿化作用. *海洋学报*, 36: 23–32
- 于非, 张志欣, 刁新源, 郭景松, 汤毓祥. 2006. 黄海冷水团演变过程及其与邻近水团关系的分析. *海洋学报*, 28: 26–34
- 于志刚, 姚鹏, 甄毓, 姚庆祯, 米铁柱, 陈洪涛. 2011. 河口及近岸海域底边界层生物地球化学过程研究进展. *海洋学报*, 33: 1–8
- 俞志明, 沈志良. 2011. 长江口水域富营养化. 北京: 科学出版社
- 曾定勇, 倪晓波, 黄大吉. 2012. 冬季浙闽沿岸流与台湾暖流在浙南海域的时空变化. *中国科学: 地球科学*, 42: 1123–1134
- 翟惟东, 赵化德, 郑楠, 许懿. 2012. 2011年夏季渤海西北部、北部近岸海域的底层耗氧与酸化. *科学通报*, 57: 753–758
- 张经. 2011. 关于陆-海相互作用的若干问题. *科学通报*, 56: 1956–1966
- 张莹莹, 张经, 吴莹, 朱卓毅. 2007. 长江口溶解氧的分布特征及影响因素研究. *环境科学*, 28: 1649–1654
- 张竹琦. 1990. 黄海和东海北部夏季底层溶解氧最大值和最小值特征分析. *海洋通报*, 9: 22–26
- 赵保仁, 李徽翡, 杨玉玲. 2003. 长江口海区上升流现象的数值模拟. *海洋科学集刊*, 45: 64–76
- 赵保仁, 任广法, 曹德明, 杨玉玲. 2001. 长江口上升流海区的生态环境特征. *海洋与湖沼*, 32: 327–333
- 赵保仁. 1993. 长江口外的上升流现象. *海洋学报*, 15: 108–114
- 中国科学技术委员会海洋组海洋综合调查办公室. 1961. 全国海洋综合调查资料
- 周锋, 黄大吉, 倪晓波, 宣基亮, 张经, 竺可欣. 2010. 影响长江口毗邻海域低氧区多种时间尺度变化的水文因素. *生态学报*, 30: 4728–4740
- 周名江, 颜天, 邹景忠. 2003. 长江口邻近海域赤潮发生区基本特征初探. *应用生态学报*, 14: 1031–1038
- 朱建荣, 戚定满, 吴辉. 2004. 吕泗上升流观测和动力机制模拟分析. *华东师范大学学报*, 2: 87–91
- 朱建荣. 2003. 夏季长江口外水下河谷西侧上升流产生的动力机制. *科学通报*, 48: 2488–2492
- 朱茂旭, 史晓宁, 杨桂朋, 李铁, 吕仁燕. 2011. 海洋沉积物中有机质早期成岩矿化路径及其相对贡献. *地球科学进展*, 26: 355–364
- 朱卓毅. 2007. 长江口及邻近海域低氧现象的探讨——以光合色素为出发点. 博士学位论文. 上海: 华东师范大学
- 邹建军, 石学法, 李乃胜, 刘季花, 朱爱美. 2010. 长江口氧化还原敏感元素的早期成岩过程. *地球科学——中国地质大学学报*, 35: 31–42
- Aller R C, Blair N E. 2006. Carbon remineralization in the Amazon-Guianas tropical mobile mudbelt: A sedimentary incinerator. *Cont Shelf Res*, 26: 2241–2259
- Aller R C. 1998. Mobile deltaic and continental shelf muds as suboxic, fluidized bed reactors. *Mar Chem*, 61: 143–155
- Beardsley R C, Limeburner R, Yu H, Cannon G A. 1985. Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea. *Cont Shelf Res*, 4: 57–76
- Bianchi T S, Allison M A, Canuel E A, Corbett D R, McKee B A, Wakeham S G, Waterson E J. 2006. Rapid export of riverine- and shelf-derived organic matter into the Mississippi Canyon. *Eos Trans AGU*, 87: 565–573
- Burdige D J. 2006. *Geochemistry of Marine Sediments*. Princeton: Princeton University Press
- Cai W J, Hu X, Huang W J, Murrell M C, Lehrter J C, Lohrenz S E, Chou W C, Zhai W, Hollibaugh J T, Wang Y, Zhao P, Guo X, Gundersen K, Dai M, Gong G C. 2011. Acidification of subsurface coastal waters enhanced by eutrophication. *Nat Geosci*, 4: 766–770
- Canfield D E, Thamdrup B, Hansen J W. 1993. The anaerobic degradation of organic matter in Danish coastal sediments: Iron reduction, manganese reduction, and sulfate reduction. *Geochim Cosmochim Acta*, 57: 3867–3883
- Chang P H, Isobe A. 2003. A numerical study on the Changjiang diluted water in the Yellow and East China Seas. *J Geophys Res*, 108: 3299
- Chen C C, Gong G C, Shiah F K. 2007. Hypoxia in the East China Sea: One of the largest coastal low-oxygen areas in the world. *Mar Environ Res*, 64: 399–408
- Chou W C, Gong G C, Sheu D D, Jan S, Hung C C, Chen C C. 2009. Reconciling the paradox that the heterotrophic waters of the East China Sea shelf act as a significant CO₂ sink during the summertime: Evidence and implications. *Geophys Res Lett*, 36: L15607
- Dai M, Guo X, Zhai W, Yuan L, Wang B, Wang L, Cai P, Tang T, Cai W J. 2006. Oxygen depletion in the upper reach of the Pearl River estuary during a winter drought. *Mar Chem*, 102: 159–169
- Diaz R J, Rosenberg R. 2008. Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems. *Science*, 321: 926–929
- Diaz R J. 2001. Overview of hypoxia around the world. *J Environ Qual*, 30: 275–281
- Feely R A, Sabine C L, Hernandez-Ayon J M, Ianson D, Hales B. 2008. Evidence for Upwelling of Corrosive “Acidified” Water onto the Continental Shelf. *Science*, 320: 1490–1492
- Guan B X, Fang G H. 2006. Winter counter-wind currents off the southeastern China coast: A review. *J Oceanogr*, 62: 1–24
- Guo X H, Zhai W D, Dai M H, Zhang C, Bai Y, Xu Y, Li Q, Wang G Z. 2015. Air-sea CO₂ fluxes in the East China Sea based on multiple-year underway observations. *Biogeosciences*, 12: 5495–5514
- Hao Y, Guo Z, Yang Z, Fan D, Fang M, Li X. 2008. Tracking historical lead pollution in the coastal area adjacent to the Yangtze River Estuary using lead isotopic compositions. *Environ Pollut*, 156: 1325–1331
- Hartnett H E, Devol A H. 2003. Role of a strong oxygen deficient zone in the preservation and degradation of organic matter: A carbon bud-

- get for the continental margins of northwest Mexico and Washington State. *Geochim Cosmochim Acta*, 53:247–264
- Hsiao S S Y, Hsu T C, Liu J W, Xie X, Zhang Y, Lin J, Wang H, Yang J Y T, Hsu S C, Dai M H, Kao S J. 2014. Nitrification and its oxygen consumption along the turbid Changjiang River plume. *Biogeosciences*, 11: 2083–2098
- Hsueh Y, Wang J, Chern C S. 1992. The intrusion of the Kuroshio across the continental shelf northeast of Taiwan. *J Geophys Res*, 97: 14323–14330
- Jing Z Y, Hua Z L, Qi Y Q, Cheng X H. 2007. Numerical study on the coastal upwelling and its seasonal variation in the East China Sea. *J Coast Res*, SI50: 555–563
- Kuenen J G. 2008. Anammox bacteria: From discovery to application. *Nat Rev Micro*, 6: 320–326
- Li X A, Yu Z M, Song X X, Cao X H, Yuan Y Q. 2011. The seasonal characteristics of dissolved oxygen distribution and hypoxia in the Changjiang Estuary. *J Coast Res*, 27: 52–62
- Limeburner R, Beardsley R C, Zhao J. 1983. Water masses and circulation in the East China Sea. In: *Proceedings of international symposium on sedimentation on the continental shelf, with special reference to the East China Sea*. Beijing: China Ocean Press
- Liu K K, Gong G C, Shyu C Z, Pai S C, Wei C L, Chao S Y. 1992. Response of Kuroshio upwelling to the onset of the northeast monsoon in the sea north of Taiwan: Observations and a numerical simulation. *J Geophys Res*, 97: 12511–12526
- Lü X, Qiao F, Xia C, Zhu J, Yuan Y. 2006. Upwelling off Yangtze River estuary in summer. *J Geophys Res*, 111: C11S08
- McKee B A, Aller R C, Allison M A, Bianchi T S, Kineke G C. 2004. Transport and transformation of dissolved and particulate materials on continental margins influenced by major rivers: Benthic boundary layer and seabed processes. *Cont Shelf Res*, 24: 899–926
- Morrison J M, Codispoti L A, Smith S L, Wishner K, Flagg C, Gardner W D, Gaurin S, Naqvi S W A, Manghnani V, Prosperie L, Gundersen J S. 1999. The oxygen minimum zone in the Arabian Sea during 1995. *Deep Sea Res Part II-Topical Studies Oceanography*, 46: 1903–1931
- Ni X B, Huang D J, Zeng D Y, Zhang T, Li H L, Chen J F. 2016. The impact of wind mixing on the variation of bottom dissolved oxygen off the Changjiang Estuary during summer. *J Mar Syst*, 154: 122–130
- Nielsen L P, Risgaard-Petersen N, Fossing H, Christensen P B, Sayama M. 2010. Electric currents couple spatially separated biogeochemical processes in marine sediment. *Nature*, 463: 1071–1074
- Ning X R, Lin C L, Su J L, Liu C, Hao Q, Le F. 2011. Long-term changes of dissolved oxygen, hypoxia, and the responses of the ecosystems in the East China Sea from 1975 to 1995. *J Oceanogr*, 67: 59–75
- Pfeffer C, Larsen S, Song J, Dong M, Besenbacher F, Meyer R L, Kjeldsen K U, Schreiber L, Gorby Y A, El-Naggar M Y, Leung K M, Schramm A, Risgaard-Petersen N, Nielsen L P. 2012. Filamentous bacteria transport electrons over centimetre distances. *Nature*, 491: 218–221
- Rabalais N N, Turner R E, Justic D, Dortch Q, Wiseman W J. 1999. Characterization of Hypoxia: Topic 1 report for the Integrated Assessment of Hypoxia in the Gulf of Mexico. NOAA Coastal Ocean Program Decision Analysis Series No. 15. Maryland: Silver Spring
- Rabouille C, Conley D J, Dai M H, Cai W J, Chen C T A, Lansard B, Green R, Yin K, Harrison P J, Dagg M, McKee B. 2008. Comparison of hypoxia among four river-dominated ocean margins: The Changjiang (Yangtze), Mississippi, Pearl, and Rhône rivers. *Cont Shelf Res*, 28: 1527–1537
- Redfield A C, Ketchum B H, Richards F A. 1963. The influence of organisms on the composition of seawater. In: Hill M N, ed. *The Sea*. New York: John Wiley
- Richards R G, Davidson A T, Meynecke J O, Beattie K, Hernaman V, Lynam T, van Putten I E. 2015. Effects and mitigations of ocean acidification on wild and aquaculture scallop and prawn fisheries in Queensland, Australia. *Fisheries Res*, 161: 42–56
- Seitzinger S, Harrison J A, Böhlke J K, Bouwman A F, Lowrance R, Peterson B, Tobias C, Dreht G V. 2006. Denitrification across landscapes and waterscapes: A synthesis. *Ecol Appl*, 16: 2064–2090
- Su C C, Huh C A. 2002. ^{210}Pb , ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$ in East China Sea sediments: Sources, pathways and budgets of sediments and radio nuclides. *Mar Geol*, 183: 163–178
- Su J L, Pan Y Q. 1987. On the shelf circulation north of Taiwan. *Acta Oceanol Sin*, 6 (Suppl): 1–20
- Thamdp B, Dalsgaard T. 2002. Production of N_2 through anaerobic ammonium oxidation coupled to nitrate reduction in marine sediments. *Appl Environ Microbiol*, 68: 1312–1318
- Tian R C, Hu F X, Martin J M. 1993. Summer Nutrient Fronts in the Changjiang (Yantze River) Estuary. *Estuarine Coastal Shelf Sci*, 37: 27–41
- Waldbusser G G, Hales B, Langdon C J, Haley B A, Schrader P, Brunner E L, Gray M W, Miller C A, Gimenez I. 2014. Saturation-state sensitivity of marine bivalve larvae to ocean acidification. *Nat Clim Change*, 5: 273–280
- Wang B D, Brockmann U. 2008. Potential impacts of Three Gorges Dam in China on the ecosystem of the East China Sea. *Acta Oceanol Sin*, 27: 67–76
- Wang B D, Wang X L. 2007. Chemical hydrography of coastal upwelling in the East China Sea. *Chin J Ocean Limnol*, 25: 16–26
- Wang B D, Wei Q S, Chen J F, Xie L P. 2012. Annual cycle of hypoxia off the Changjiang (Yangtze River) Estuary. *Mar Environ Res*, 77: 1–5
- Wang B D. 2009. Hydromorphological mechanisms leading to hypoxia

- off the Changjiang estuary. *Mar Environ Res*, 67: 53–58
- Wang B, Chen J F, Jin H Y, Li H L, Xu J. 2013. Inorganic carbon parameters responding to summer hypoxia outside the Changjiang Estuary and the related implications. *J Ocean Univ China*, 12: 568–576
- Wang H J, Dai M H, Liu J W, Kao S J, Zhang C, Cai W J, Wang G Z, Qian W, Zhao M X, Sun Z Y. 2016. Eutrophication-driven hypoxia in the East China Sea off the Changjiang Estuary. *Environ Sci Technol*, 50: 2255–2263
- Wang J L, Du J Z, Baskaran M, Zhang J. 2016. Mobile mud dynamics in the East China Sea elucidated using ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^7Be , and ^{234}Th as tracers. *J Geophys Res Oceans*, 121: 224–239
- Wei H, He Y C, Li Q J, Liu Z Y, Wang H T. 2007. Summer hypoxia adjacent to the Changjiang Estuary. *J Mar Syst*, 67: 292–303
- Wiseman W J, Rabalais N N, Turner R E, Dinnel S P, MacNaughton A. 1997. Seasonal and interannual variability within the Louisiana coastal current: Stratification and hypoxia. *J Mar Syst*, 12: 237–248
- Wu L X, Cai W J, Zhang L P, Nakamura H, Timmermann A, Joyce T, McPhaden M J, Alexander M, Qiu B, Visbeck M, Chang P, Giese B. 2012. Enhanced warming over the global subtropical western boundary currents. *Nat Clim Change*, 2: 161–166
- Xu B C, Bianchi T S, Allison M A, Dimova N T, Wang H J, Zhang L J, Diao S B, Jiang X Y, Zhen Y, Yao P, Chen H T, Yao Q Z, Dong W H, Sui J J, Yu Z G. 2015. Using multi-radiotracer techniques to better understand sedimentary dynamics of reworked muds in the Changjiang River estuary and inner shelf of East China Sea. *Mar Geol*, 370: 76–86
- Yang D Z, Yin B S, Liu Z L, Feng X R. 2011. Numerical study of the ocean circulation on the East China Sea shelf and a Kuroshio bottom branch northeast of Taiwan in summer. *J Geophys Res*, 116: C05015
- Yang D Z, Yin B S, Sun J C, Zhang Y. 2013. Numerical study on the origins and the forcing mechanism of the phosphate in upwelling areas off the coast of Zhejiang Province, China in summer. *J Mar Syst*, 123–124: 1–18
- Yao P, Zhao B, Bianchi T S, Guo Z G, Zhao M X, Li D, Pan H H, Wang J P, Zhang T T, Yu Z G. 2014. Remineralization of sedimentary organic carbon in mud deposits of the Changjiang Estuary and adjacent shelf: Implications for carbon preservation and authigenic mineral formation. *Cont Shelf Res*, 91: 1–11
- Zhai W D, Dai M H. 2009. On the seasonal variation of air-sea CO_2 fluxes in the outer Changjiang (Yangtze River) Estuary, East China Sea. *Mar Chem*, 117: 2–10
- Zhai W D, Zang K P, Huo C, Zheng N, Xu X M. 2015. Occurrence of aragonite corrosive water in the North Yellow Sea, near the Yalu River estuary, during a summer flood. *Estuarine Coastal Shelf Sci*, 166: 199–208
- Zhang G L, Zhang J, Ren J L, Li J, Liu S M. 2008. Distributions and sea-to-air fluxes of methane and nitrous oxide in the North East China Sea in summer. *Mar Chem*, 110: 42–55
- Zhang L, Liu Z, Zhang J, Hong G H, Park Y, Zhang H F. 2007. Reevaluation of mixing among multiple water masses in the shelf: An example from the East China Sea. *Cont Shelf Res*, 27: 1969–1979
- Zhao J, Feng X, Shi X, Bai Y, Yu X, Shi X, Zhang W, Zhang R. 2015. Sedimentary organic and inorganic records of eutrophication and hypoxia in and off the Changjiang Estuary over the last century. *Mar Pollut Bull*, 99: 76–84
- Zhou M J, Shen Z L, Yu R C. 2008. Responses of a coastal phytoplankton community to increased nutrient input from the Changjiang (Yangtze) River. *Cont Shelf Res*, 28: 1483–1489
- Zhu J R, Zhu Z Y, Lin J, Wu H, Zhang J. 2016. Distribution of hypoxia and pycnocline off the Changjiang Estuary, China. *J Mar Syst*, 154: 28–40
- Zhu Z Y, Zhang J, Wu Y, Zhang Y Y, Lin J, Liu S M. 2011. Hypoxia off the Changjiang (Yangtze River) Estuary: Oxygen depletion and organic matter decomposition. *Mar Chem*, 125: 108–116