

学校编码: 10384
学号: 22320131151433

密级_____

廈門大學

硕士学位论文

夏季长江口底层缺氧现象的生态模拟研究

A modeling study of hypoxia in the bottom layers off the
Changjiang Estuary in summer

郑静静

指导教师: 刘桂梅 研究员
江毓武 教授

专业名称: 海洋生物

论文提交日期: 2016年05月

论文答辩时间: 2016年05月

2016年5月

厦门大学学位论文原创性声明

本人呈交的学位论文是本人在导师指导下,独立完成的研究成果。本人在论文写作中参考其他个人或集体已经发表的研究成果,均在文中以适当方式明确标明,并符合法律规范和《厦门大学研究生学术活动规范(试行)》。

另外,该学位论文为()课题(组)的研究成果,获得()课题(组)经费或实验室的资助,在()实验室完成。(请在以上括号内填写课题或课题组负责人或实验室名称,未有此项声明内容的,可以不作特别声明。)

声明人(签名):

年 月 日

厦门大学学位论文著作权使用声明

本人同意厦门大学根据《中华人民共和国学位条例暂行实施办法》等规定保留和使用此学位论文，并向主管部门或其指定机构送交学位论文（包括纸质版和电子版），允许学位论文进入厦门大学图书馆及其数据库被查阅、借阅。本人同意厦门大学将学位论文加入全国博士、硕士学位论文共建单位数据库进行检索，将学位论文的标题和摘要汇编出版，采用影印、缩印或者其它方式合理复制学位论文。

本学位论文属于：

1. 经厦门大学保密委员会审查核定的保密学位论文，于 年 月 日解密，解密后适用上述授权。

2. 不保密，适用上述授权。

（请在以上相应括号内打“√”或填上相应内容。保密学位论文应是已经厦门大学保密委员会审定过的学位论文，未经厦门大学保密委员会审定的学位论文均为公开学位论文。此声明栏不填写的，默认为公开学位论文，均适用上述授权。）

声明人（签名）：

年 月 日

摘要.....	II
Abstract	IV
第一章 绪论	1
1.1 研究背景和意义	1
1.2 海洋水体缺氧的研究进展	2
1.2.1 缺氧的现状.....	2
1.2.2 缺氧形成机理.....	3
1.2.3 缺氧模型研究.....	8
1.3 长江口水体缺氧研究现状	10
1.3.1 长江口水域概况.....	10
1.3.2 长江口缺氧研究.....	11
1.4 研究目标和内容	12
第二章 物理与生态耦合模型的构建	14
2.1 三维物理模型介绍	14
2.1.1 控制方程.....	14
2.1.2 垂向 S 坐标系.....	15
2.2 海洋生态模型介绍	15
2.2.1 生态模型方程.....	17
2.2.2 海底沉积过程.....	21
2.2.3 生态模型参数.....	21
2.3 物理生态耦合模型构建	22
2.3.1 模拟区域.....	22
2.3.2 物理模型.....	23
2.3.3 生态模型.....	24
第三章 海洋生态动力学模型的验证	25
3.1 水动力模型验证	25
3.1.1 温度.....	25
3.1.2 盐度.....	27
3.1.3 环流验证.....	30
3.2 生态模型验证	30
3.2.1 叶绿素.....	30
3.2.2 营养盐.....	31
3.2.3 溶解氧.....	32
3.2.4 站点检验.....	34
3.3 小结.....	34
第四章 长江口缺氧区的形成机制	36
4.1 长江口溶解氧的季节分布特征	36
4.2 台风对长江口外缺氧的生消过程影响	40

4.3 长江口缺氧区的影响因素	43
4.3.1 水体层化对缺氧形成的影响.....	43
4.3.2 上升流对缺氧形成影响.....	44
4.3.3 海底地形对缺氧形成的影响.....	44
4.3.4 有机物降解对缺氧区影响.....	45
4.4 小结.....	46
第五章 风和径流量对长江口缺氧影响的数值模拟.....	48
5.1 数值实验	48
5.1.1 径流量对缺氧影响的数值实验.....	48
5.1.2 风速和风向对缺氧影响的数值实验.....	53
5.2 讨论.....	57
5.2.1 径流量对缺氧影响.....	58
5.2.2 风速和风向对缺氧的影响.....	58
5.3 小结.....	60
第六章 总结与展望	62
6.1 论文总结	62
6.2 存在不足与展望	63
参考文献.....	65
致谢.....	74

Abstract in Chinese	II
Abstract in English	IV
Chapter 1 Introduction	1
1.1 Research background and signification	1
1.2 Research progress of marine hypoxia	2
1.2.1 Research status on hypoxia	2
1.2.2 Formation mechanism of hypoxia	3
1.2.3 Research of hypoxia numerical model.....	8
1.3 Research status of hypoxia off the Changjiang Estuary	10
1.3.1 Brief introduction of the Changjiang Estuary	10
1.3.2 Study on hypoxia off the Changjiang Estuary	11
1.4 Objectives and contents	12
Chapter 2 Build of physical and biological coupled Model	14
2.1 Introduction of three dimensional physical model	14
2.1.1 Basic equation	14
2.1.2 Vertical S coordinate system	15
2.2 Introduction of marine ecological model	15
2.2.1 Ecological model equation.....	17
2.2.2 Sediment process	21
2.2.3 Ecological model parameters	21
2.3 Configuration of the coupled model	22
2.3.1 Model domain	22
2.3.2 Physical model	23
2.3.3 Ecological model	24
Chapter 3 Validation of marine ecosystem dynamics model	25
3.1 Validation of hydrodynamic model	25
3.1.1 Temperature	25
3.1.2 Salinity	27
3.1.3 Validation of circulation	30
3.2 Validation of ecological model	30
3.2.1 Chlorophyll	31
3.2.2 Nutrient	31
3.2.3 Dissolved oxygen.....	32
3.2.4 Validation of station.....	34
3.3 Summary	34
Chapter 4 Formation mechanism of hypoxia off the Changjiang Estuary	36

4.1 Seasonal distribution of dissolved oxygen off the Changjiang Estuary ...	36
4.1 The impacts of typhoon on the hypoxic dissipation process	40
4.3 The influencing factors of hypoxic zone off Changjiang Estuary	43
4.3.1 The impacts of water stratification on the formation of hypoxia.....	43
4.3.2 The impacts of upwelling on the hypoxia.....	44
4.3.3 The impacts of topography on the hypoxia.....	44
4.3.4 The impacts of organic degradation on the hypoxia.....	45
4.4 Summary.....	46
Chapter 5 Modeling the impact of river discharge and wind on the hypoxia off Yangtze Estuary.....	48
5.1 Numerical experiment	48
5.1.1 Numerical experiment of the impacts of river discharge on hypoxia... 48	
5.1.2 Numerical experiment of the impacts of wind forcing on hypoxia	53
5.2 Discussion.....	58
5.2.1 River discharge	58
5.2.2 Wind Forcing	58
5.3 Summary.....	60
Chapter 6 Conclusions and research prospect.....	62
6.1 Main conclusion and expectation	62
6.2 Deficiencies and expectation	63
References.....	65
Acknowledgement.....	74

摘要

近几十年来,受人类活动影响,大量有机污染物和营养物质经河流排放到长江口及其近岸海域,造成水体富营养化日益严重,致使长江口外近岸底层水体缺氧现象也呈不断上升趋势。长江口底层水体缺氧的形成是个复杂的过程,是物理过程和生化过程综合作用的结果。物理过程主要控制着溶解氧的水平 and 垂直运输,生化过程控制着溶解氧的产生和消耗。

近年来已有许多学者研究长江口水体缺氧现象,但目前针对该区域缺氧的研究主要局限于定性的观测分析。为了更好地研究长江口水体缺氧的形成机制,本文应用一个三维水动力-生态耦合模式,对长江口的溶解氧进行分析研究。模型验证结果显示,模型能够较好地模拟长江口流场,温度,盐度等水动力要素的特征,以及叶绿素,溶解氧,营养盐等生态要素的空间分布特征。接着基于模型模拟结果分析了长江口底层水体溶解氧的季节分布特征和影响因素,以及台风对长江口缺氧区生消过程的影响。通过设置不同敏感性实验,着重探讨了风和径流量对长江口底层缺氧现象的影响。本文主要研究结果如下:

1.长江口外底层溶解氧有着明显的季节变化特征。冬季,水体的混合作用强,31°N断面的温度、盐度、溶解氧的垂向分布均匀,底层溶解氧浓度值普遍大于8 mg/L。长江口东南角水下河谷区域溶解氧的低值区,主要是由冬季台湾暖流北上入侵带来的。春季,长江口外出现明显的盐度跃层和较弱的温度跃层,底层溶解氧的浓度值普遍降低,其范围在5-8 mg/L。夏季123°E附近的温盐跃层与春季相比进一步增强,长江口外出现大范围的缺氧区。秋季长江口外水下河谷区域温盐垂直分布均匀,缺氧现象消失,底层溶解氧浓度回升,其值范围为5-8 mg/L。

2.台风可以引起水体强烈混合,破坏水体层化,促进溶解氧垂向交换,从而使河口水体底层缺氧现象消失。台风可以为上层水体提供丰富的营养盐,促进浮游植物生长。台风过后,浮游植物死亡,有机物沉积降解消耗大量溶解氧,从而加剧第二次缺氧事件发生。

3.长江口外缺氧区生消过程及季节变化是物理和生化多种因素协同叠加作用的结果。水体层化和有机物降解分别是致使长江口外底层缺氧区形成的重要外因和关键内因所在。长江口水下河谷特殊地形,有利于水体的稳定,利于有机颗

粒物的沉积聚集,对长江口外缺氧区的发育亦具有一定的影响。上升流作为长江口外一个重要的动力因素,一方面促进温盐跃层形成,另一方面可以为上层提供丰富的营养盐,对缺氧区形成具有一定作用。

4.径流量变化数值实验结果表明,径流量季节变化对长江口外缺氧区的季节变化影响并不显著,而径流量大小变化对长江口外底层缺氧区域扩展或缩小存在显著的影响。径流量增加一倍,长江口外底层缺氧区域面积($DO < 2 \text{ mg/L}$)增加了92%;相反径流量减少一半,长江口缺氧区面积减少了55%。

5.风场变化数值实验表明,风向和风速的改变不仅影响长江口外缺氧区的季节变化,而且对缺氧区面积变化也存在显著的影响。当全年都是1月风场时,1月较强的西北风,使水体层化弱,几乎全年未出现缺氧现象;相反当全年是8月风场时,8月较弱的东南风,使水体层化强,溶解氧的垂向通量减少,进而导致长江口外缺氧区域扩张。夏季风速增强,长江口外底层缺氧区面积减少;夏季风速减弱,缺氧区域面积增加。夏季长江口外风向为西风时,缺氧面积最大,与标准实验相比缺氧区域面积增加了近20%;风向为北风时,缺氧区域面积最小,减少了近30%;风向为东风时,缺氧区域面积减少了近10%。

关键词: 长江口; 缺氧; 生态模型

Abstract

In recent decades, the eutrophication of water body driven by excess nutrient and organic pollutants loads from lands due to human activities is increasing year by year, which leads to an enhancement of hypoxic zone. The formation of hypoxia adjacent to the Yangtze Estuary is a complex process, which is the result of both physical and biochemical processes. Physical process controls the level and vertical transport of dissolved oxygen, and biochemical processes control the generation and consumption of dissolved oxygen.

Currently, many scholars have studied the phenomenon of hypoxia off the Changjiang Estuary, but the study is mainly confined to the qualitative observation. In this paper, In order to better understand the formation mechanism of hypoxia off the Changjiang Estuary, a three-dimensional hydrodynamic model (Regional Ocean Model System, ROMS) coupled nitrogen cycle model were used to simulate ecosystem of the East China Sea. In comparison with the observation data, the model results can reasonably capture the physical and biochemical dynamics off Changjiang Estuary, include the flow field, temperature, salinity, chlorophyll, dissolved oxygen, nutrients and other variables. Then, the seasonal distribution characteristics and influencing factors of dissolved oxygen are analyzed, and the effect of Typhoon on the process of the hypoxia off the Changjiang Estuary is also discussed. In addition, the sensitive experiments are also used to examine the role of physical forcing (river discharge, wind speed, wind direction) in controlling hypoxia in waters adjacent to the Yangtze Estuary. The main results are as follows:

The distribution of dissolved oxygen (DO) in the bottom water off Changjiang Estuary had obvious seasonal characters. In winter, the water mixing is strong, and the vertical distributions of temperature, salinity and dissolved oxygen along the 31°N section are homogeneous. Water with DO <8 mg/L from the TWC occupied the trough off the Changjiang estuary, while >8 mg/L coastal water occupied the coastal areas as well as the middle shelf of the northern East China Sea. In spring, there were a strong halocline, a weak thermocline and lower dissolved oxygen in the bottom water off Changjiang estuary. And its range is in 5-8 mg/L. In summer, the halocline and thermocline near the 123°E section are further enhanced compared with spring. A

large range of hypoxic zone adjacent to the Changjiang Estuary was appeared. In autumn, the vertical distribution of temperature, salinity are nearly uniform inside the deep trough. The phenomenon of hypoxia is disappeared, and the concentration of dissolved oxygen in the bottom water increase, which value rang is 5-8 mg/L.

Typhoon can enhance the vertical mixing of water, and promote the vertical exchange of dissolved oxygen, which will lead to break the formation of hypoxia. On the other hand, strong wind processes during Typhon can trigger strong vertical mixing and upwelling, which supplied large amounts of nutrients to upper euphotic layers from the bottom, promoting phytoplankton blooms. The high DO consumption was the result of the decomposition of large dead phytoplankton, which make the second hypoxia more serious.

The generation and dissipation process of the hypoxic zone and seasonal variation are a result of the synergistic effects of physical and biochemical factors. The stratification of water body and organic decomposition are the important external and critical internal factors promoting the development of the hypoxic zone. The bottom topography may play a important role in the processes of the development of hypoxia off the Changjiang estuary. The underwater valley isolates the bottom water inside the trough from exchange with surrounding oxygen-rich waters through advection, making the bottom water inside the trough to be rather stable. And on the other hand, the underwater valley is conducive to the convergence of particulate organic matter at this area. Upwelling as an important dynamic factor off Changjiang estuary has a significant effect on generation of the hypoxic zone. The upwelling can provide abundant nutrients for the surface phytoplankton, and it can promote the formation of the bottom hypoxic zone under the impact of stratification.

The river discharge experiments show that the seasonal cycle of hypoxia is relatively insensitive to the temporal variability in river discharge. But the integrated hypoxic area is very sensitive to the magnitude of river discharge. When the runoff is doubled, the hypoxic areas increase by 92%. In contrast, when the runoff is reduced by half, the hypoxic areas decrease by 55%.

Model simulations demonstrate that wind speed and wind direction not only play an important role in the seasonal cycle of hypoxia, but also in the integrated the hypoxic area. When the winds in January are repeated all year, the hypoxic zone is

nearly disappeared as the result of the strong water mixing induced by strong, northerly winds. While persistently weak winds from August enhance stratification and facilitate hypoxia development. Increasing wind speed weaken stratification, hence decrease the hypoxic area, while decreasing wind speed does the opposite. Among the directions runs, the integrated hypoxic area is greatest when the summer wind come from the west ($W + 90^\circ$), which is enhanced by nearly 20%. When the summer wind directions from the north ($W180^\circ$), the integrated hypoxic area off Yangtze Estuary is minimum. The integrated hypoxic areas reduce by nearly 10% when the wind is from the east ($W-90^\circ$).

Keywords: Changjiang Estuary; hypoxia; ecological model

第一章 绪论

1.1 研究背景和意义

海洋中的溶解氧是重要的生源要素,也是海洋生态系统得以维持发展的关键因子。近几十年来,受人类活动的影响,大量有机污染物和营养物质排入到长江口近岸海域,造成水体富营养化逐年加剧,致使的近岸底层水体缺氧现象也呈不断上升趋势^[1]。当水体中溶解氧(DO)的浓度小于 2 mg/L 时,海底拖曳将无法捕捉到通常出现在海底的鱼虾种群,海洋中大部分水生生物将无法存活,因此以 2 mg/L 作为缺氧的阈值^[2,3]。但同时有研究指出,鱼类和贝类等种群在 3 mg/L 溶解氧的水体中就会面临死亡,因此也有研究将缺氧的阈值定义为 3 mg/L^[4,5]。除非特别说明,本研究将 2 mg/L 的溶解氧浓度定义为缺氧阈值,即当海洋中溶解氧浓度低于 2 mg/L 时,海洋出现缺氧现象。

水体底层缺氧现象对河口、近海海域环境造成严重危害。首先,海洋中绝大多数生物都需要溶解氧来维持。如鱼类生长需要 6 mg/L 的溶解氧,虾、蟹生长所需的溶解氧为 2-3.5 mg/L^[6]。缺氧对海洋中底栖生物的影响最为显著,当溶解氧浓度小于 2 mg/L,且持续时间较长时,海洋中的大多数鱼类、浮游动物,特别是运动能力较弱的底栖生物群落将面临大规模死亡^[7]。缺氧事件发生还会降低海洋物种多样性,改变海洋生物的群落结构,减少鱼类和底栖动物的丰富度,从而影响渔业生产,带来直接或间接的经济损失^[8]。如波罗的海的“死亡区”因为长时间持续缺氧,每年损失的碳有 264000 t,占整个波罗的海总初级生产力的 30%,并造成渔业减产总量为 106000 t^[9]。切萨皮克湾由于缺氧每年损失的碳有 10000 t,占整个切萨皮克湾总生产力的 5%。因此海洋缺氧问题已成为制约海洋产业和海洋经济可持续发展的一个关键问题。随着全球缺氧区域的扩张,释放越来越多的温室气体,如 CH₄、N₂O、H₂S,进而对全球气候产生潜在影响^[10]。Naqvi 等对全球缺氧区每年向大气释放的氧化亚氮和甲烷总量进行估算,结果显示两者分别为 1.48-3.11 Tg 和 0.36-0.72 Tg^[11]。海洋缺氧事件不但影响了海洋生物化学过程,而且也会改变全球的碳氮循环,从而对整个生态系统产生严重的危害^[12]。生态系统一旦遭到破坏,需要花费很大的人力及费用,更糟糕的是,很多时候这种生态

系统的变化是不可逆的。因此，海洋水体的缺氧现象已经引起科学家们的高度重视，成为一个全球性的重大生态环境问题。

与大洋的缺氧区相比，近岸河口的缺氧区离我们更近，对我们影响更大。而近岸河口的缺氧现象已经不是海洋生态系统循环自然发生的生态现象，而是犹如人为活动或者环境污染引发的海洋缺氧问题。由于自然因素造成的大洋中层或底部缺氧区对生态系统的稳定性还不至于有太大的影响。但是世界许多河口和近岸海域都存在不同程度的季节性缺氧现象，而且缺氧出现的频率，范围，持续时间，强度都有明显上升的趋势。当河口近岸底层海域陷入缺氧状态时，表明河口近岸海域的生态状况已经急剧恶化，不仅伤及生物多样性，还可能彻底摧毁海洋生态系统的稳定性，最终导致海底荒漠化，造成巨大的经济损失。近几十年来，人类在长江口及沿岸地区大量从事农业，水产养殖业，工业开发，导致长江口附近的富营养化现象日益严重，为缺氧区的形成奠定了物质条件^[13]。作为海洋生态环境的重要生源参数，了解长江口溶解氧的时空变化及其影响因素，进而分析长江口底层缺氧区形成机制，对长江口的可持续发展具有重要的意义。

由于国内对海洋缺氧现象的研究起步较晚，对长江口底层缺氧现象的研究仍处于初级阶段。虽然目前普遍认为夏季长江口底层缺氧主要是由层化和有机物降解两方面的原因造成的。但是由于长江口附近具有复杂的水下地形和环流系统，受黑潮，台湾暖流，长江冲淡水，江浙沿岸流等环流系统影响，其缺氧形成机制十分复杂。单一的观测数据难以揭示关键物理过程对长江口外底层缺氧区的影响。因此在长江口建立一个物理-生态耦合模型，了解长江口缺氧区的时空变化，揭示物理过程和生态过程耦合作用对夏季长江口底层缺氧现象的影响，具有重要的现实意义和学术意义。

1.2 海洋水体缺氧的研究进展

1.2.1 缺氧的现状

近年来，由于大量有机污染物排入河口近岸海域，发生缺氧的海域数量以每年 5.54% 的指数速率迅速增长^[14]。另外缺氧发生的频率、范围和持续时间均有不断上升的趋势。如西大西洋最大的缺氧区主要出现在墨西哥湾北部，密西西比河入海口处，其 1993 到 2009 年缺氧区域的平均面积为 16000 km²^[15]，历史最高值

出现在 2002 年, 面积高达 22000 km²。Conley 等发现波罗的海最早出现缺氧区是 20 世纪 60 年代, 其 1991-2000 年缺氧区年均面积为 49000 km²^[16]。地中海海湾从 1987 年开始出现缺氧^[17], 近几年缺氧现象愈发严重, 导致大量海洋生物死亡^[18]。也有学者研究发现秘鲁近海^[19], 美国新泽西洲海岸^[20], 弗吉尼亚州的切萨皮克湾^[21], 卡罗莱纳州沿岸^[22], 韩国南部海湾^[23]均出现不同程度的缺氧现象。这些海域的缺氧现象已经不是海洋生态系统循环自然发生的生态现象, 而是犹如人类活动或是环境污染引发的海洋缺氧问题。

我国珠江口外和长江口外近岸海域底层水体也存在明显的缺氧现象。长江口外缺氧区最早发现于 1959 年, 但是近年来随着全球变暖和污染物排放的增加, 使得长江口外底层水体的缺氧现象日益严重^[14, 24]。1999 年夏季的调查显示长江口外存在一处面积高达 13700 km² 的缺氧区域, 氧亏损总量高达 1.59×106 t^[25]。王保栋等人研究发现, 在 1950 年, 长江口外发生夏季缺氧事件的概率为 60%, 而到了 1990 年后缺氧事件发生概率达到 90%, 并且缺氧面积大于 5000 km² 的基本上都发生在 20 世纪 90 年代末^[26]。这说明近几十年来长江口外缺氧区范围不断扩大, 缺氧程度也是日益加重。夏季, 在我国珠江口外海域亦发现有底层水体缺氧现象, 1985 年的调查发现珠江口缺氧区主要位于横琴岛和高栏岛附近水域, 底层溶解氧含量最低为 1.76 mg/L, 此后, 珠江口底层缺氧区面积不断增大^[27]。王丽芳等人于 2005 年冬季和夏季的两次调查发现, 珠江口上游广州河段的底层溶解氧浓度值为 3.09 mg/L 和 1.21 mg/L, 在广州附近水域底层溶解氧最低值分别为 0.48 mg/L 和 0.21 mg/L^[28]。Helly J.J. 等人研究了近岸海域缺氧区的全球分布, 结果表明近岸缺氧区的面积高达 1000000 km²^[29]。这些缺氧区主要分布在城市化程度高、人口密集的海岸带区域, 以及农业和养殖业发达的河口和海湾区域, 这也进一步印证了人类活动对缺氧区的形成有着不可推卸的责任。

1.2.2 缺氧形成机理

缺氧形成实际上就是溶解氧消耗大于补给过程的持续。要弄清海洋中缺氧的问题, 我们首先需要知道海洋中溶解氧的源和汇。海洋中溶解氧的源, 主要有两方面, 大气复氧和植物光合作用。大气复氧是大气中的氧气通过海气界面进入到海洋中的过程, 是海洋溶解氧主要来源之一。当海洋中的溶解氧不饱和时, 氧气就会从大气进入到海洋, 当海洋中溶解氧为过饱和状态时, 水中的氧气就会释放

到大气中^[30]。当海水温度越高,越有利于氧气与海水之间的气体交换^[31]。然而在海气交换过程中,温度越高,氧气的溶解度越低,由此会部分抵消温度对海气交换速率的影响。另外溶解氧饱和度随海水温度升高而降低,这样海洋中氧气将不断释放到大气中。紊动(风浪、环流)不仅影响海气界面氧气传输,而且对水体内部溶解氧的扩散、输运也有着重要作用。海洋中溶解氧的另一种来源是浮游植物光合作用,其光合作用强弱和光照强度有关,随着深度的增加,透光层以下的光合作用急剧减小,因此光合作用主要发生在上面的透光层区。海洋中浮游植物的光合作用过程可由以下方程^[32]的正过程表示:



海洋中溶解氧的汇,主要有生物呼吸作用,有机物的分解耗氧,无机物的氧化作用,底泥耗氧等过程。浮游植物的呼吸作用是光合作用的逆过程,在补偿深度以下,特别是在透光层以下,随着光线减弱,浮游植物的呼吸作用占主导地位,消耗水体中溶解氧。有机物的降解过程也消耗水体大量的溶解氧,氧的消耗量主要取决于水体中有机物的含量。河口地区有机物来源丰富,含量高,其分解耗氧量多,所以容易出现缺氧现象。研究表明珠江口外海域底层水体缺氧主要是由有机物分解消耗了底层溶解氧导致的,尤其是密度跃层以下水域^[33]。另外海洋中的一些还原态无机物如 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 在富含氧的水体环境中会发生氧化反应,转化为更稳定的高价态,此过程氧消耗量很小。另外, NH_4^+ 通过硝化作用耗氧,其对珠江口缺氧区形成有着重要的贡献。据估计,珠江口上游缺氧区的总耗氧量中有 20%-30% 是由硝化作用贡献的^[34]。海洋中的底泥是指沉积到海底的颗粒态有机物,其经矿化作用消耗溶解氧。底泥耗氧对缺氧区的形成有着非常重要的贡献,在珠江口温盐跃层以下水域,底泥耗氧占据主导地位^[33]。

1.2.2.1 生物化学机制

缺氧现象的形成是个复杂的过程,是物理和生物化学共同作用的结果,受水体层化、浮游植物的生物量以及有机物等诸多因素的影响。河口近岸区域的缺氧研究均指出河口水域,夏季温度适宜,河流携带的大量氮、磷营养盐促使浮游植物爆发性繁殖,初级生产力增加,浮游植物通过光合作用产生的氧气也随之增加,与此同时,大量繁殖的浮游植物通过呼吸作用的耗氧量也对应增加。除了呼吸作用耗氧外,有机物的分解是最为主要的生物化学耗氧过程。有机物的降解耗氧可

Degree papers are in the “[Xiamen University Electronic Theses and Dissertations Database](#)”.

Fulltexts are available in the following ways:

1. If your library is a CALIS member libraries, please log on <http://etd.calis.edu.cn/> and submit requests online, or consult the interlibrary loan department in your library.
2. For users of non-CALIS member libraries, please mail to etd@xmu.edu.cn for delivery details.