

渤海中部海域低氧区的发生记录*

江 涛 徐 勇 刘传霞 张 艳 丁东生 孙雪梅
陈聚法 陈碧鹃 赵 俊 曲克明^①

(农业部海洋渔业可持续发展重点实验室 山东省渔业资源与生态环境重点实验室
中国水产科学研究院黄海水产研究所 青岛 266071)

摘要 2014 年 8 月对渤海中部海域的水文(温度、盐度)、化学(溶解氧 DO、营养盐和化学耗氧量 COD)和生物要素(叶绿素 *a* Chl-*a*)的空间分布进行了调查。研究了该海域底层水体低氧(DO<3.0 mg/L)的分布特征,深入分析了低氧区发生的关键因素。结果显示,底层水体 DO 浓度最小值为 2.30 mg/L,低氧面积达 1200 km²,呈西北-东南走向。调查海域的西部和西南海域呈现出明显的温度层化,尤其在低氧区附近形成了一个表层与底层水体温度差(δT)>5℃的区域, δT 最高值达到 7.3℃。水体密度层化与温度层化特征相似,在低氧区附近形成了一个底表层密度差($\delta\rho$)>2 g/L 的等值线闭合圈。温度层化是低氧产生的主要物理因素。表层水体 COD 高值区主要分布在调查海域的西部,覆盖大部分的低氧海域。表层水体中的 Chl-*a* (>4 μg/L)和 PO₄³⁻-P (>6 μg/L)浓度高值区主要分布在调查海域的西南部,部分与低氧区重合。本研究可为探索渤海海域富营养化演变过程提供借鉴。

关键词 渤海中部海域;溶解氧;低氧;富营养化

中图分类号 X83 **文献标识码** A **文章编号** 2095-9869(2016)04-0001-06

海洋中的溶解氧(DO)对生态系统来说极其重要,大多数生命都需要溶解氧来维持。水体中的溶解氧浓度过低,会对生态系统造成不良影响。有些鱼类在溶解氧值低于 3 mg/L 时就开始有所反应(Anderson *et al.*, 2001),当水体中溶解氧值低于 2 mg/L 时,底层拖网的渔获量几乎为零,因为水中溶解氧低于此值后,鱼类等游泳动物就开始转移栖息地(Rabalais *et al.*, 2002)。

通常情况下,底栖动物能很快地摄食上层水中沉降下来的有机物,因此,不会堆积过多的有机物被细菌分解,底层水体较少出现低氧状态(本研究将 DO<3.0 mg/L 定义为低氧)。但如果上层水体集中了高密度的藻类,其大量死亡后向底层转移,有机物在底层腐烂过程中会消耗大量的氧(Rabalais *et al.*, 2002)。所以,在某些水体交换差的海域,由于底层溶解氧的大量损耗,产生了低氧区。海洋水体发生低氧,可能同时伴

随着有毒气体(如 H₂S 等)的产生,引起底栖生物的大量死亡。海域的第 1 次低氧环境对底栖大型生物的破坏尤为严重,它可以使经过多年才建立起来的底栖生态系统严重受损(林荣根等, 1997)。

渤海是中国最大的内海。随着环渤海地区经济的快速发展和城市规模的扩大,污染物的入海通量也不断增加,渤海的生态环境正面临着巨大压力,富营养化日益严重,赤潮灾害时有发生(张志锋等, 2012)。但迄今为止,仅在大辽河口出现过小面积的低氧区(李艳云等, 2006)。本研究于 2014 年 8 月对渤海中部海域进行调查,发现该海域存在一定面积的低氧区,这是渤海中部海域低氧区的首次发现。本研究通过综合分析水文、化学和生物因素,阐明该海域低氧区的分布特征和发生机制,为今后对渤海的科学研究和管理提供借鉴。

* 农业部专项“渤海生态环境监测评估”(13-Q52201302)和黄海水产研究所级基本科研业务费项目(20603022015002)共同资助。江 涛, E-mail: jiangtao@ysfri.ac.cn

^① 通讯作者: 曲克明, 研究员, E-mail: qukm@ysfri.ac.cn

收稿日期: 2015-06-18, 收修改稿日期: 2015-07-21

1 材料与方法

1.1 调查海域与采样方法

调查海域位于渤海中部, 共设 40 个站位(图 1), 采样时间为 2014 年 8 月 28–30 日。调查海域水深为 20–31 m, 最大水深海域分布于东部至中部。水体采样分为 3 层: 表层(0.5 m)、中层(10 m)和底层(离底 1 m)。水体温度、盐度和溶解氧采用溶解氧传感器(型号: YSI556, 美国 YSI 公司)现场测定。YSI 溶解氧传感器在每天使用前, 采用水饱和和空气法进行标定。

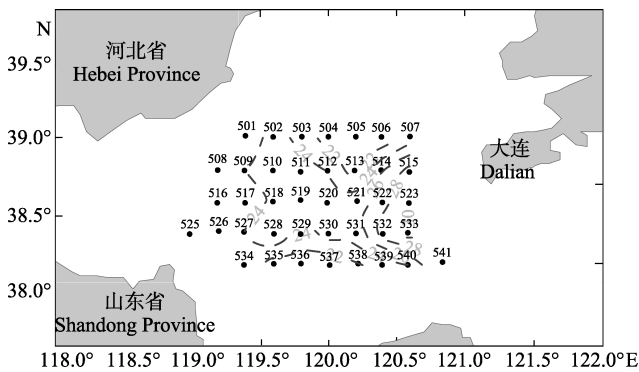


图 1 渤海中部海域采样站位(虚线为水深)

Fig. 1 Sampling stations in the central Bohai Sea (The dashed isoline denoted the water depth, m)

1.2 样品分析测定

水体的 COD 测定采用碱性高锰酸钾法, 参照海洋调查规范(GB/T12763.6–2007)(2008)。用于营养盐和叶绿素 *a* (Chl-*a*) 测定的水样, 经 0.45 μm GF/F 玻璃纤维膜现场过滤后, 置于 -20°C 冰箱保存, 冷藏运至实验室测定。营养盐(磷酸盐、硝酸盐、亚硝酸盐和铵盐)分析方法参照海洋调查规范(GB/T12763.6–2007)(2008)进行。Chl-*a* 采用分光光度法测定。总溶解无机氮(DIN)为 $\text{NO}_3^- \text{-N}$ 、 $\text{NO}_2^- \text{-N}$ 、 $\text{NH}_4^+ \text{-N}$ 三者之和。

2 结果与分析

2.1 水文特征

调查海域表层水温为 $24.1\text{--}25.9^{\circ}\text{C}$, 东部水温较低, 西部水温较高, 最高温度出现在 517 站位(图 2-A), 为 25.9°C 。在中层水体中, 低温水团出现在调查海域的东南部, 与表层低温呈现出一定的重叠; 在西部水体中存在 1 个冷水团, 位于 517 站位(18.7°C , 为中层水体最低水温)(图 2-B)。在底层水体中, 西部区域(517 站位附近)的低温水团面积进一步扩大(图 2-C)。中层和底层水体中的高温水团均出现在调查海域的北部。

调查海域盐度变化范围很小, 全部水层的水体盐度为 $29.5\text{--}30.7$ (图 2-D–图 2-F)。受黄河径流的影响, 盐度低值区位于调查海域的西南部和南部, 高值区位于调查海域的中东部。

2.2 水体层化特征

在调查海域的中北部, 表底层温度差(δT , 表层温度减底层温度)、盐度差(δS , 底层盐度减表层盐度)和密度差($\delta \rho$, 底层密度减表层密度)都非常小(图 3-A–图 3-C)。这表明, 该海域表底层水体对流强烈。东部和西部海域 δT 则相对较高, 尤其在西部海域形成了 1 个 $\delta T > 5^{\circ}\text{C}$ 的区域, δT 最高值达到 7.3°C (517 站位)。在西部海域存在 $\delta S > 0.5$ 的区域, 在调查海域的东南部也存在小面积 $\delta S > 0.5$ 的区域。表底层密度差与温度差分布特征相似, 在西部海域存在 1 个 $\delta \rho > 1.5$ 的区域, 表明该海域具有较强的密度层化。

2.3 低氧区分布特征

表层水体 DO 浓度较高, 为 $6.53\text{--}8.56 \text{ mg/L}$, 呈现出从东北向西南逐渐增大的变化趋势(图 3-D)。与此相反, 底层水体 DO 呈现出从东北至西南逐渐降低的趋势。底层水体低氧区主要分布于调查海域西南部, 呈西北–东南走向, 并可能继续向西北方向蔓延(超出本次调查海域范围)(图 3-F)。底层水体 DO 浓度最小值为 2.30 mg/L , 出现在 527 站位; 低氧区面积为 1200 km^2 。调查海域的西南部 DO 普遍偏低, $\text{DO} < 4.0 \text{ mg/L}$ 的面积超过 1800 km^2 。调查海域中层 DO 浓度明显高于底层, DO 浓度分布趋势也表现为从东北向西南递减的趋势(图 3-E)。在中层, 517、527 站位 DO 浓度低于 3.0 mg/L , 分别为 2.70 、 2.87 mg/L 。

2.4 化学要素分布特征

表层水体的 COD 高值区主要分布在调查海域的西部(图 4-A), 低氧海域表层水体 COD 大于或接近 0.9 mg/L , 明显高于周边海域。表层水体 Chl-*a* 浓度高值区主要分布在调查海域的西南部和东北部(图 4-B)。其中, 西南部海域的 Chl-*a* 浓度高值区部分与低氧区重叠。 $\text{PO}_4^{3-} \text{-P}$ 浓度高值区($> 6 \mu\text{g/L}$)主要分布在西南部海域低氧区附近, 次高值区分布于东南部(图 4-C)。DIN 浓度高值区出现在南部海域(图 4-D), 低氧区发生海域浓度较低($< 100 \mu\text{g/L}$)。

3 讨论

低氧现象形成的原因主要有两种, 天然存在的和在人类活动影响下形成的低氧区。前者主要分布在相

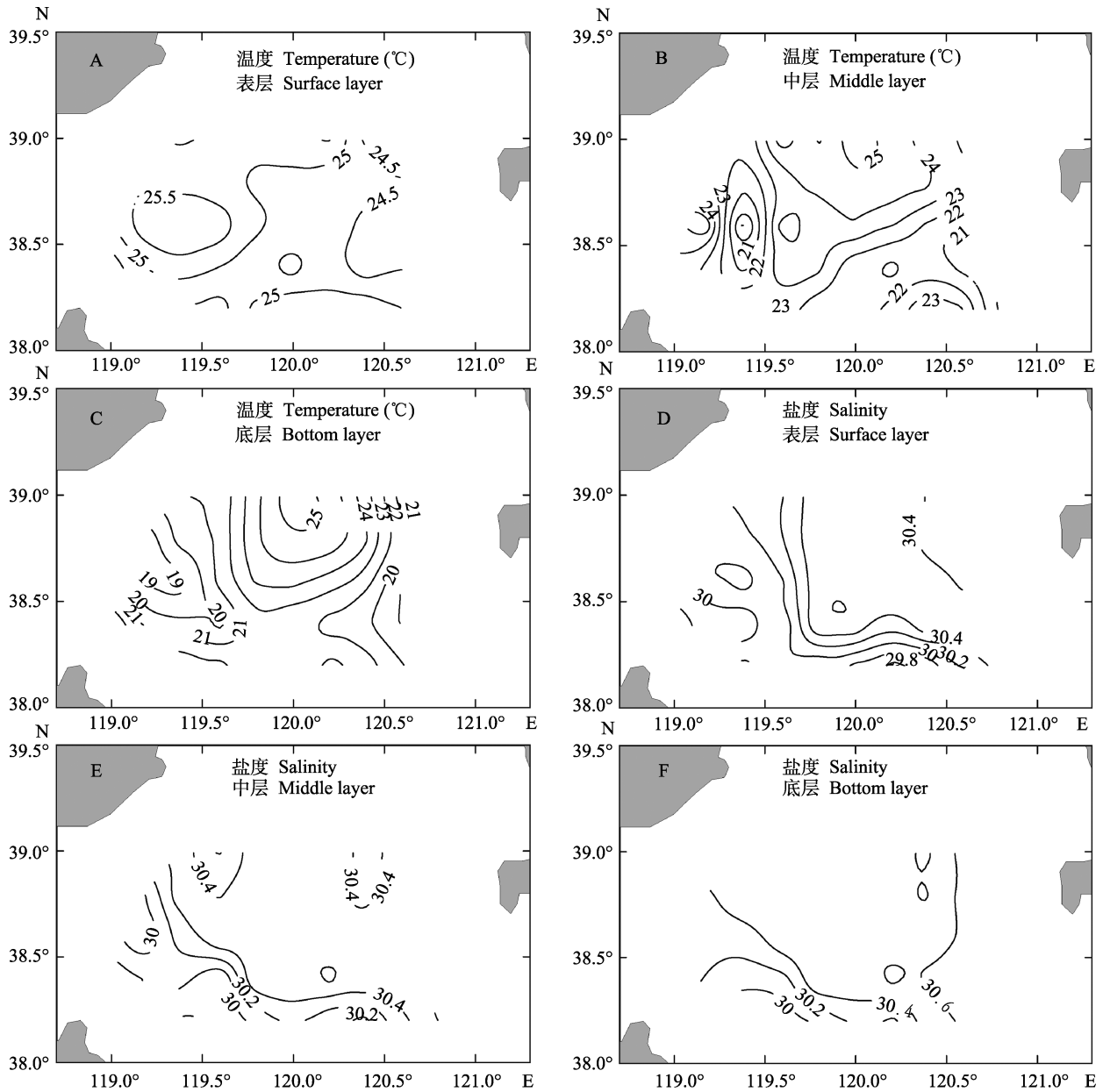


图 2 渤海中部海域温度和盐度的空间分布
Fig.2 Spatial distribution of temperature and salinity in the central Bohai Sea

对较深的大洋海域, 在上升流的影响下形成密度跃层, 导致底部缺氧(如太平洋东岸、大西洋和印度洋北部海域)(Helly *et al*, 2004); 后者是在人类活动的影响下, 水体出现富营养化, 表层水体滋生的大量浮游植物在衰亡后沉降到水底, 腐败过程中消耗水体中的氧, 从而为低氧区的形成奠定生物因素基础, 在物理条件成熟的情况下形成低氧区。相对来讲, 后者受到更大的关注。

近几十年来, 我国沿海富营养化程度日益加剧, 赤潮暴发频率剧增。我国海域的低氧现象时有发生, 主要分布在河口和封闭海湾, 例如长江口及其邻近

海域(Wei *et al*, 2007)、大辽河口(李艳云等, 2006)、大亚湾(彭云辉等, 1996)等。我国沿海低氧区主要发生在富营养化严重的海域, 且有很强季节性, 在温度较高时形成长时间的水体层化后, 底层水体才会发生低氧。

海洋低氧区的发生受多种因素的影响, 包括盐度层化(主要是上层冲淡水)、温度层化、富营养化、风速风向、地貌地形、海流和潮汐等(Rabalais *et al*, 2002)。夏季是黄海冷水团势力最强盛的时期(林霄沛等, 2002), 黄海冷水团通过渤海海峡北部进入渤海后分为两支。南支向西延伸至渤海南部洼地(本调查海域的中部, 38.4°-38.8°N), 从而维持春、夏季渤海

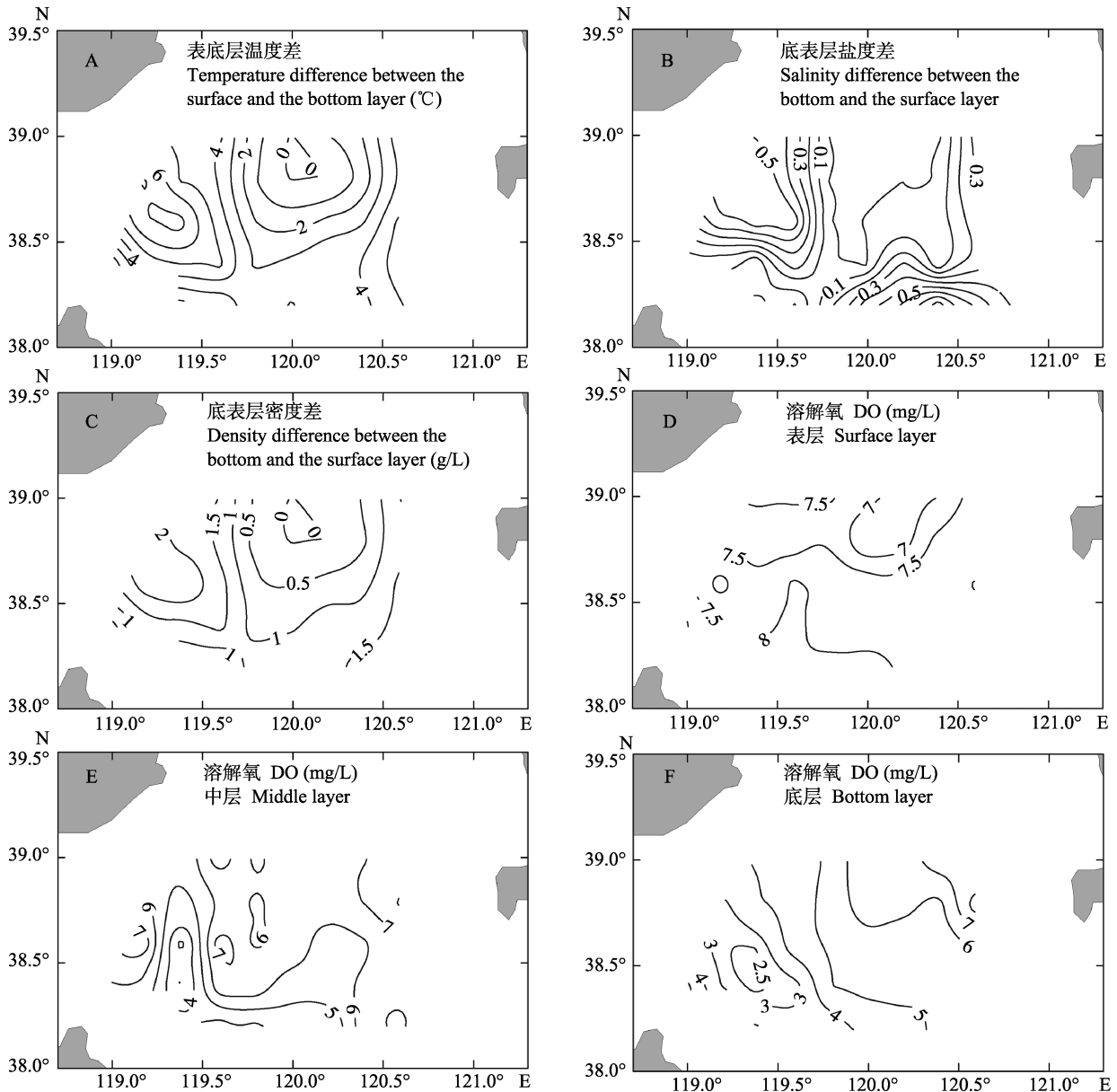


图 3 渤海中部海域水体层化与溶解氧分布

Fig.3 Water column stratification and distribution of dissolved oxygen in the central Bohai Sea

南部洼地冷水团的持续存在(周锋等, 2009)。低氧区所处的位置恰好是渤海南部洼地的西部, 地形呈上升趋势, 冷水团的前端存在小规模的上流流(图 2-B, 517 站位中层的 21°C 等值线闭合圈)。但黄海冷水团侵入流量不大(林霄沛等, 2002)。从本研究来看, 小于 20°C 的冷水团难以到达中层(图 2-B), 所以更难对表层水体的温度产生影响。而低氧区表层水体温度较高, 形成一个大于 25.5°C 的高温水团, 从而造成了较强的水体温度层化。

在水体层化过程中, 温度和盐度在不同的海域可能具有不同的作用。在北墨西哥湾、切萨皮克湾和基尔湾, 温度和盐度具有同等重要的作用(Rabalais *et al.*,

2002), 但在纽约湾和长岛湾温度对于层化起到主要作用(Falkowski *et al.*, 1980; Welsh *et al.*, 1991)。本研究表明, 渤海中部海域出现低氧区, 也与温度层化有关。另外, 夏季海面风速很小, 海面风应力对层化结构的破坏作用在全年中最小(刘浩等, 2007), 这也为低氧的发生创造了气象条件。

海洋低氧区的产生除了具备物理条件(密度层化)外, 还要具备生物和化学条件。本研究结果显示, 调查海域的 COD、Chl-*a* 和 $PO_4^{3-}-P$ 浓度高值区主要分布于低氧区及邻近海域(图 4), COD 反映了水体有机污染程度, 而 Chl-*a* 则反映了水体的浮游植物生物量。周锋等(2009)研究表明, 在 7 月中旬, 渤海中部海域

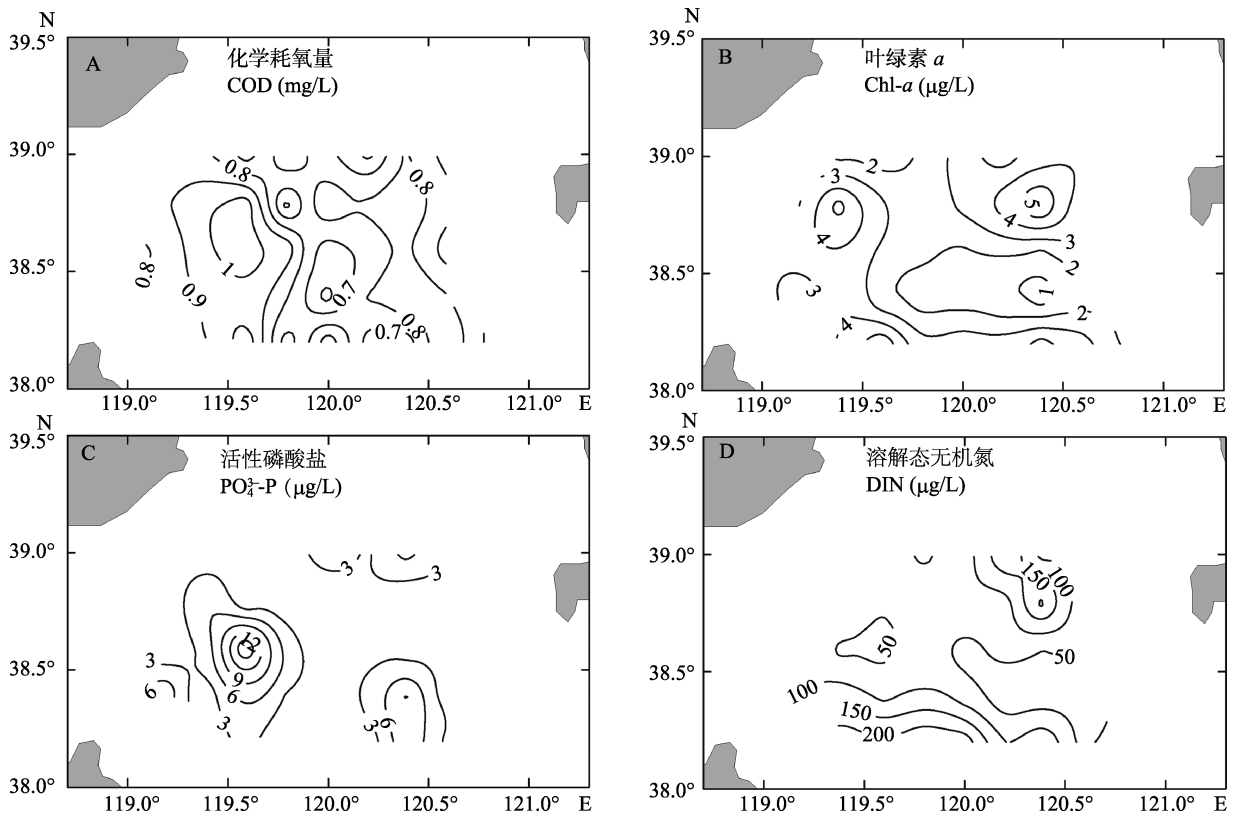


图4 渤海中部海域表层水体化学要素分布

Fig.4 Distribution of chemical factors in the surface water of the central Bohai Sea

跃层最厚, 层化达到最强; 8月下旬, 跃层已明显减弱。本研究调查时间为8月下旬, 与周锋等(2009)研究结果相似。处于调查海域北部的浅滩海域已无水体层化, 但调查海域的西南方(低氧海域)依然存在较强的温跃层。由于水体中存在较多的有机质, 加上长时间的水体层化, 为低氧区的生成奠定了基础。

渤海是我国富营养化程度最严重的海域之一。自20世纪80年代以来, 渤海水体溶解态无机氮浓度一直呈现快速增加的趋势, 但活性磷酸盐则无明显增加, 水体营养盐结构发生了较大变化。如1982年渤海平均N/P值为2.5, 到1992年和1998年分别升为10.8、23.7, 更接近Redfield值(N/P值为16)(蒋红等, 2005)。自20世纪90年代以来, 赤潮发生次数持续增多, 可能与氮浓度的升高和营养盐结构的变化有关。虽然20世纪90年代中期以后, 渤海氮、磷浓度呈现出下降的趋势, 但赤潮发生次数依然居高不下。2002年共发现赤潮20次, 2004、2009年赤潮暴发面积超过5000 km² (张志锋等, 2012)。张志锋等(2012)比较了2004年和2008年渤海全海域富营养化指数(NQI)分布, 认为近年来渤海近岸表层海水的NQI总体呈显著上升趋势。值得关注的是, 崔毅等(1994)、唐启升等(1997)、翟惟东等(2012)在夏季对渤海中

部海域的DO进行了多次调查, 均没有发现低氧区的存在。本调查在渤海中部发现的低氧区面积达1200 km², 最低DO浓度仅为2.30 mg/L, 底层水体大面积低氧反映了渤海富营养化程度的进一步加剧。在今后的研究中, 有关渤海低氧区的发展趋势值得关注。

致谢 “振华轮”全体船员在调查过程中给予的帮助, 费聿涛、褚瑶瑶、古彬和隋琪等研究生参加了本次调查, 在此一并感谢。

参 考 文 献

- 中华人民共和国国家质量监督检验检疫总局, 中国国家标准化管理委员会. GB/T12763.6-2007 海洋监测规范 第6部分: 海洋生物调查. 北京: 中国标准出版社, 2008
- 刘浩, 潘伟然. 渤海层化结构及潮汐锋面季节变化的数值研究. 水科学进展, 2007, 18(3): 398-403
- 李艳云, 王作敏. 大辽河口和辽东湾海域水质溶解氧与COD、无机氮、磷及初级生产力的关系. 中国环境监测, 2006, 22(3): 70-72
- 张志锋, 贺欣, 张哲, 等. 渤海富营养化现状、机制及其与赤潮的时空耦合性. 海洋环境科学, 2012, 31(4): 465-468
- 林荣根, 邹景忠. 近海富营养化的结果与对策. 海洋环境科学, 1997, 16(3): 71-75

- 林霄沛, 吴德星, 鲍献文, 等. 渤海海峡断面温度结构及流量的季节变化. 青岛海洋大学学报(自然科学版), 2002, 32(3): 355–360
- 周锋, 黄大吉, 苏纪兰. 夏季渤海温跃层下的双中心冷水结构的数值模拟. 科学通报, 2009, 54(11): 1591–1599
- 唐启升, 孟田湘. 渤海生态环境和生物资源分布图集. 青岛: 青岛出版社, 1997
- 崔毅, 杨琴芳, 宋云利. 夏季渤海无机磷酸盐和溶解氧分布及其相互关系. 海洋环境科学, 1994, 13(4): 31–35
- 彭云辉, 陈浩如, 陈玲娣. 大亚湾大鹏澳海区水化学特征. 海洋通报, 1996, 15(6): 27–34
- 蒋红, 崔毅, 陈碧鹃, 等. 渤海近 20 年来营养盐变化趋势研究. 海洋水产研究, 2005, 26(6): 61–67
- 翟惟东, 赵化德, 郑楠, 等. 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, 2012, 57(9): 753–758
- Anderson TH, Taylor GT. Nutrient pulse, plankton blooms, and seasonal hypoxia in western Long Island Sound. *Estuaries*, 2001, 24(2): 228–243
- Falkowski PG, Hopkins TS, Walsh JJ. An analysis of factors affecting oxygen depletion in the New York Bight. *J Mar Res*, 1980, 38(3): 479–506
- Helly JJ, Levin LA. Global distribution of naturally occurring marine hypoxia on continental margins. *Deep-Sea Res I*, 2004, 51(9): 1159–1168
- Rabalais NN, Turner RE, Wiseman WJ. Gulf of Mexico hypoxia, A.K.A. “the dead zone”. *Annu Rev Ecol Syst*, 2002, 33: 235–263
- Wei H, He Y, Li Q, *et al.* Summer hypoxia adjacent to the Changjiang Estuary. *J Mar Syst*, 2007, 67(3–4): 292–303
- Welsh BL, Eller FC. Mechanisms controlling summertime oxygen depletion in western Long Island Sound. *Estuaries*, 1991, 14(3): 265–278

(编辑 马瑾艳)

Report on the Occurrence of Hypoxia in the Central Bohai Sea

JIANG Tao, XU Yong, LIU Chuanxia, ZHANG Yan, DING Dongsheng, SUN Xuemei, CHEN Jufa, CHEN Bijuan, ZHAO Jun, QU Keming^①

(Key Laboratory of Sustainable Development of Marine Fisheries, Ministry of Agriculture, Shandong Provincial Key Laboratory of Fishery Resources and Eco-Environment, Yellow Sea Fisheries Research Institute, Chinese Academy of Fishery Sciences, Qingdao 266071)

Abstract Hypoxia in the central areas of the Bohai Sea was reported for the first time in this study. The survey in August 2014 suggested that the hypoxic zone was 1200 km² in area and the minimum DO concentration was 2.30 mg/L. The hypoxic zone was on the southwest side of the investigated area (119.1°–119.6°E, 38.3°–38.8°N). The DO (4 mg/L) isoline indicated that the hypoxic layer reached 10 m under the water. There were differences in the temperature and density between the surface and the bottom layer (δT and $\delta\rho$), implying the formation of strong pycnocline in the hypoxic zone. The δT isoline of 5°C mainly occurred in the vicinity of hypoxic zone with the highest δT value of 7.3°C. The density difference between the bottom and the surface layer has a similar spatial pattern with δT . By contrast, the salinity difference between the bottom and the surface layer was small (< 0.8) in the investigated areas. These results suggested that thermal stratification could be more influential than saline stratification in controlling the occurrence of hypoxia. The COD concentration was high (< 0.9 mg/L) on the southwest side of the investigated area that accounted for the majority of the hypoxic zone. In addition, high level of Chl-*a* (> 4 $\mu\text{g/L}$) and $\text{PO}_4^{3-}\text{-P}$ (> 6 $\mu\text{g/L}$) was also observed in this area. We proposed that the formation of hypoxia could be a result of combined factors including the inflow from the Yellow Sea, the topography, and especially, the thermal stratification and *in situ* production.

Key words The central Bohai Sea; Dissolved oxygen; Hypoxia; Eutrophication

① Corresponding author: QU Keming, E-mail: qukm@ysfri.ac.cn