

东印度洋中部缺氧区的季节变化特征

王 颖, 王保栋*, 韦钦胜, 孙 霞, 辛 明, 刘 琳

(国家海洋局 第一海洋研究所, 山东 青岛 266061)

摘 要:依据 2013 春、2016 夏、2016 秋三季在东印度洋中部开展的水体综合调查资料,研究东印度洋中部缺氧区($\rho_{DO} < 2 \text{ mg/L}$)的季节变化。结果表明:垂向分布上,缺氧区上边界一般位于水深 100~150 m,厚度春季最厚、秋季次之、夏季最薄。平面分布上,春季缺氧区范围最大,主要位于 $89^{\circ}00'E$ 以东海区,其南端越过赤道向南扩展至 $1^{\circ}12'S$;夏季缺氧区的南端退缩至赤道以北海域,且分布面积最小;秋季缺氧区东西向的位置与春季相反,主要位于赤道 $91^{\circ}00'E$ 以西海域,其南向扩展范围可达赤道附近。从氧跃层强度来看,赤道附近氧跃层强度最强,由此向南、向北氧跃层强度逐渐减弱,与温跃层变化一致。研究表明,东印度洋中部缺氧区源于孟加拉湾缺氧区的南扩,季风性环流变化是缺氧区扩展范围季节变化的主要控制因素,有机碎屑的分解耗氧和高强度的水柱层化是缺氧区得以形成和维持的重要保障。

关键词:东印度洋;缺氧区;季节变化;影响因素

中国分类号:P734.4

文献标识码:A

文章编号:1671-6674(2018)02-0262-10

doi:10.3969/j.issn.1671-6647.2018.02.011

海水中的溶解氧(Dissolved oxygen, DO)是海洋生物生命活动的基础,也是研究水团运动的重要参数之一,其含量和分布与海区水文条件及生物地球化学过程密切相关^[1]。研究显示,在大洋上混合层之下,由于下沉的生物残骸和有机体在分解过程中消耗了氧气,使氧含量急剧降低,会出现氧含量的极小值层(Oxygen minimum zone, OMZ)^[2-6]。1990 年, Kamykowski 和 Zentara 在总结前人工作的基础上,明确了世界四大永久性低氧区的分布,它们分别位于北太平洋东部(Eastern North Pacific, ENP)、南太平洋东部(Eastern South Pacific, ESP)、阿拉伯海(Arabian Sea, AS)和孟加拉湾(Bay of Bengal, BB)海域^[7]。OMZ 的分布面积约占全球海洋面积的 8%,水深范围为 10~3 370 m。其中, ENP 海域中 OMZ 的面积最大, ESP 海域次之, BB 海域最小^[2]。

印度洋是海上丝绸之路的重要组成部分,其环境与资源对于实施海上丝绸之路战略意义重大^[8-9]。而缺氧区的存在及其缺氧程度的加剧会严重威胁到该海域的生态环境和渔业资源,因此有必要对缺氧区的分布变化趋势进行深入研究。印度洋的缺氧区主要位于北半球的阿拉伯海及孟加拉湾。调查资料显示,孟加拉湾 OMZ 的面积占全球 OMZ 面积的 5%^[2-3],在季风以及环流的作用影响下,北部的缺氧水体可能会对印度洋南部低氧状况产生一定的影响,但其扩展程度和影响机制尚没有完整的调查资料。

关于印度洋缺氧区的研究报道,主要集中在孟加拉湾及阿拉伯海两大永久性缺氧区的内部^[2],缺乏其外边界季节变化的调查研究。我们利用东印度洋中南部的现场调查资料,初步分析东印度洋中南部缺氧区边界的季节变化特征,并结合水文(温度和盐度)的同步观测资料,探讨其与孟加拉湾缺氧区的内在联系,以期对孟加拉湾缺氧区外边界范围的季节变化有更深入的了解,并为进一步研究印度洋东南部的生物地球化学特征提供科学依据和基础资料。

收稿日期:2017-08-28

资助项目:全球变化与海气相互作用专项——气候变化对大洋上层营养盐供给的影响(GASI-03-01-02-01)

作者简介:王 颖(1993-),女,山东威海人,硕士研究生,主要从事生源要素海洋生物地球化学方面研究。E-mail: wangying@fio.org.cn

*** 通讯作者:**王保栋(1964-),男,山东高密人,研究员,博士,主要从事海洋生物地球化学方面研究。E-mail: wangbd@fio.org.cn

(高 峻 编辑)

1 调查与方法

1.1 调查范围与站位

调查数据来源于“全球变化与海气相互作用”专项东印度洋南部水体综合调查春季(2013-04—05)、夏季(2016-07—08)和秋季(2016-10—11)共 3 个航次的现场调查资料,调查范围与站位见图 1。

每个航次在东印度洋海域内布设 3 条东西断面(I04,I05 和 I06)和 1 条南北断面(I07),共 4 条断面,调查范围为 83°00'E~105°00'E,10°00'S~4°00'N。其中,春季和秋季各航次共 88 个站位,夏季航次由于海况恶劣,站位设计与其他季节略有不同,I06 断面北移 2°00',同时增设 I04'断面以及 E01 和 E02 断面,共 98 个站位。

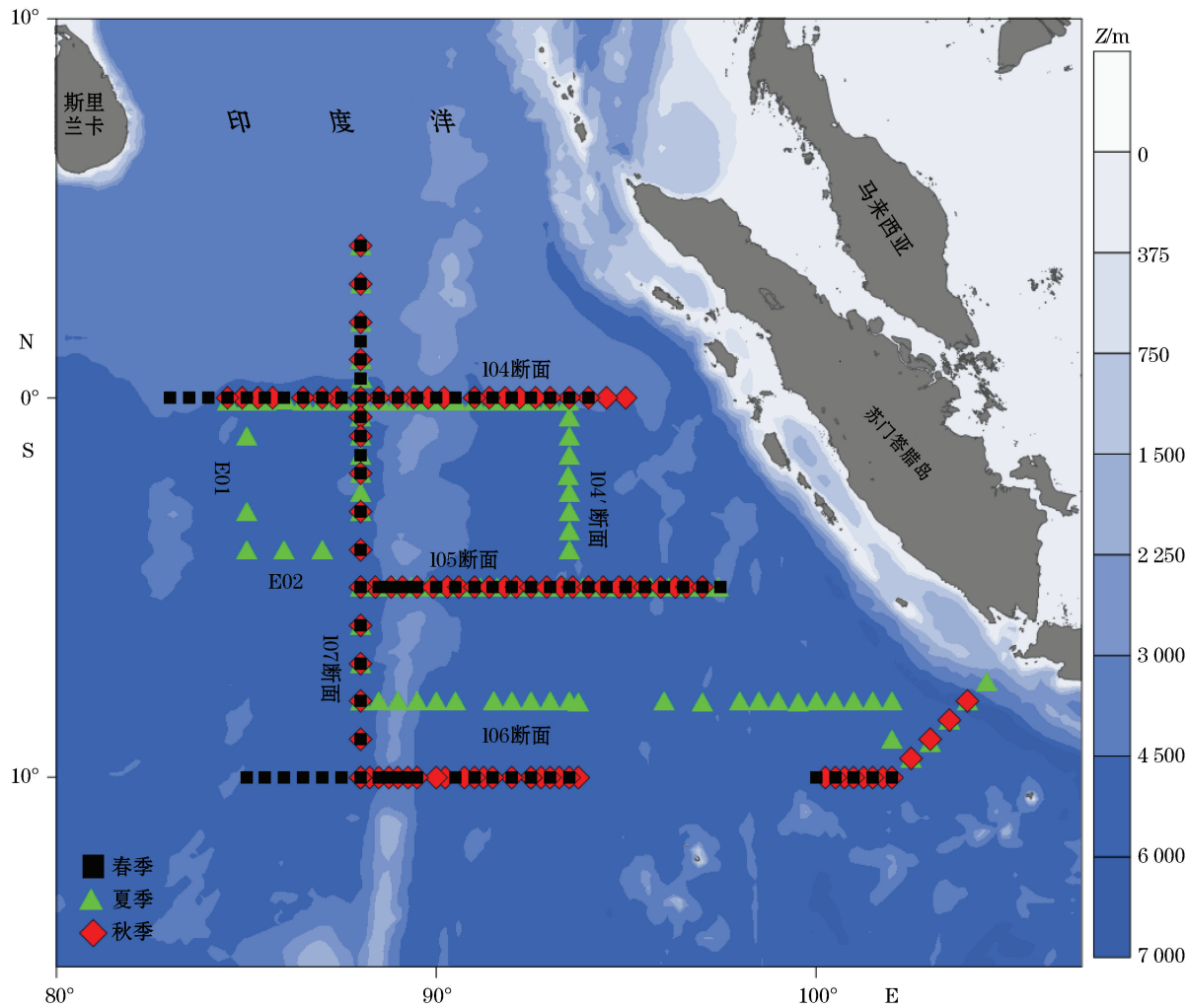


图 1 东印度洋中部调查站位和断面分布
Fig.1 Sampling stations in the central East Indian Ocean

1.2 现场测定与实验室分析

各站位海水温度、盐度、溶解氧剖面由直读式 CTD 进行现场测定(溶解氧探头:美国 SBE 公司生产

SBE47 SN2470 型),温盐探头:美国 SBE 公司生产 19plus 型)。各个水层的水样通过悬挂在 CTD 周围的 Niskin 采水器(美国 SBE 公司生产 911 plus 型)采集,采样水深层次分别为 0,30,75,100,150 和 300 m。溶解氧质量浓度按照《海洋监测规范》中碘量法^[10]现场测定。利用标准层溶解氧数据校正由溶解氧探头测得的垂直连续剖面数据(校正曲线 R^2 分别为 0.978 3,0.962 2,0.978 2),获得最终各站溶解氧垂直连续剖面数据。

营养盐样品现场用 0.45 μm 醋酸纤维膜过滤,滤液储存在经过体积分数为 1% 盐酸浸泡 7 d 的 120 mL 高密度聚乙烯瓶中,−20 $^{\circ}\text{C}$ 冰箱冷冻保存。航次结束后在实验室用营养盐仪(德国 Seal 公司生产 Quattro 型)分析。并用营养盐标准物质(GBW08623,国家海洋局第二海洋研究所生产)进行校准,检出限分别为硅酸盐:0.012 $\mu\text{mol/L}$,磷酸盐:0.006 $\mu\text{mol/L}$,硝酸盐:0.020 $\mu\text{mol/L}$,铵盐:0.020 $\mu\text{mol/L}$ 。pH 采取充分溢流的方式在甲板上分样,并添加 HgCl_2 固定,于分样后 6 h 内采用 pH 计(美国 Thermo Scientific Orion 公司生产 Star A211 型)测定,相对标准偏差:±0.01 pH,缓冲液:Orion Buffer 910104/910107/910110,电极型号:8102BNUWP Ross Ultra Combination pH。

2 结果与讨论

2.1 东印度洋中部缺氧区的季节变化特征

东西向 I04 断面位于赤道线上,且该断面位于孟加拉湾缺氧区($75^{\circ}00'\text{E}\sim 100^{\circ}00'\text{E}$, $6^{\circ}00'\text{N}\sim 23^{\circ}00'\text{N}$)外缘附近,其溶解氧季节变化基本能反映缺氧区纬向扩展的季节变化规律;南北向 I07 断面位于 $4^{\circ}00'\text{N}\sim 10^{\circ}00'\text{S}$,是调查区域唯一一条 3 个季节共有的经向断面,纵跨南北印度洋,其溶解氧的季节变化特征基本能够反映孟加拉湾缺氧区外缘经向扩展的季节变化规律。因此,我们着重讨论 I04 和 I07 断面 DO 的分布变化。

2.1.1 缺氧区地理分布范围的季节变化

I04 断面温度剖面图(图 2)显示,温跃层的季节变化明显。上层海水温度比较均匀,平均温度高于 28 $^{\circ}\text{C}$;温跃层在该断面普遍存在,但跃层强度随季节变化明显,夏季最强,秋季次之,春季最弱。与此相对应的是溶解氧断面分布的季节变化,水深 75 m 以浅为氧均匀层,溶解氧含量较高;水深 75~130 m 为溶解氧跃层,溶解氧跃层从西到东普遍存在,但跃层的强度随经度由西向东逐渐增强。在氧跃层中溶解氧质量浓度急剧降低,并在氧跃层之下形成氧最小值层(OMZ),氧最小值层以下氧质量浓度又逐渐上升。氧跃层强度的季节变化特征与温跃层保持一致,且同季节二者出现的深度具有对应性;氧跃层上界之深度从春季到秋季逐渐下移。

缺氧区($\rho_{\text{DO}} < 2 \text{ mg/L}$)^[7]一般位于氧跃层之下,其分布的范围、区域随季节有所变化。春季缺氧区主要存在于 $89^{\circ}00'\text{E}$ 以东海区, $89^{\circ}00'\text{E}$ 以西可以发现零星斑点状的区域($\rho_{\text{DO}} < 2 \text{ mg/L}$)存在。与春季形成鲜明对比的是,该断面夏季 $\rho_{\text{DO}} < 2 \text{ mg/L}$ 的区域基本消失。秋季 $\rho_{\text{DO}} < 2 \text{ mg/L}$ 的缺氧区在该季节又重新出现,但与春季的分布规律有所不同,该季节的缺氧区在 $90^{\circ}00'\text{E}$ 以西海域呈大面积的斑状分布,在 $90^{\circ}00'\text{E}$ 以东主要呈非连续的小面积斑状分布。

与纬度断面上层水体的分布状况相同,I07 断面上层水体温度与溶解氧也存在均匀层和跃层,且从北向南随纬度变化二者呈波浪状起伏。空间上,赤道附近跃层强度最强,并以此为中心向南、向北强度逐渐减弱。从季节来看,温跃层的强度夏季最强,秋季次之,春季最弱(图 3)。溶解氧地理分布范围的季节变化与温度的季节变化保持一致,氧跃层强度从赤道向南北递减。

缺氧区($\rho_{\text{DO}} < 2 \text{ mg/L}$)在调查区域北部普遍存在,其水平扩展范围因深度而异。春季,范围最南端越过赤道向南扩展到 $1^{\circ}12'\text{S}$,夏、秋两季仅在赤道以北出现,基本保持在 $42'\text{N}$ 。值得注意的是,春季 $6^{\circ}00'\text{S}\sim 7^{\circ}00'\text{S}$ 海域存在 2 个斑状缺氧区。 $\rho_{\text{DO}} < 1.5 \text{ mg/L}$ 的区域南向扩展的边界随季节变化呈现伸缩趋势(春季至 $30'\text{N}$,夏季至 $2^{\circ}30'\text{N}$,秋季至 $1^{\circ}30'\text{N}$)。这种变化趋势与孟加拉湾缺氧区面积的季节变化趋势一致,春季

为 $(1.7 \pm 0.2) \times 10^6 \text{ km}^2$,夏季为 $(1.55 \pm 0.2) \times 10^6 \text{ km}^2$,秋季为 $(1.7 \pm 0.2) \times 10^6 \text{ km}^2$ 。春夏两季在 $4^\circ 00' \text{N}$ 附近可以观测到低氧核($\rho_{\text{DO}} < 1 \text{ mg/L}$)的存在,但在秋季不明显。夏季在 $2^\circ 00' \text{S}$ 附近 $200 \sim 300 \text{ m}$ 层出现 $\rho_{\text{DO}} > 3.5 \text{ mg/L}$ 的高值中心。

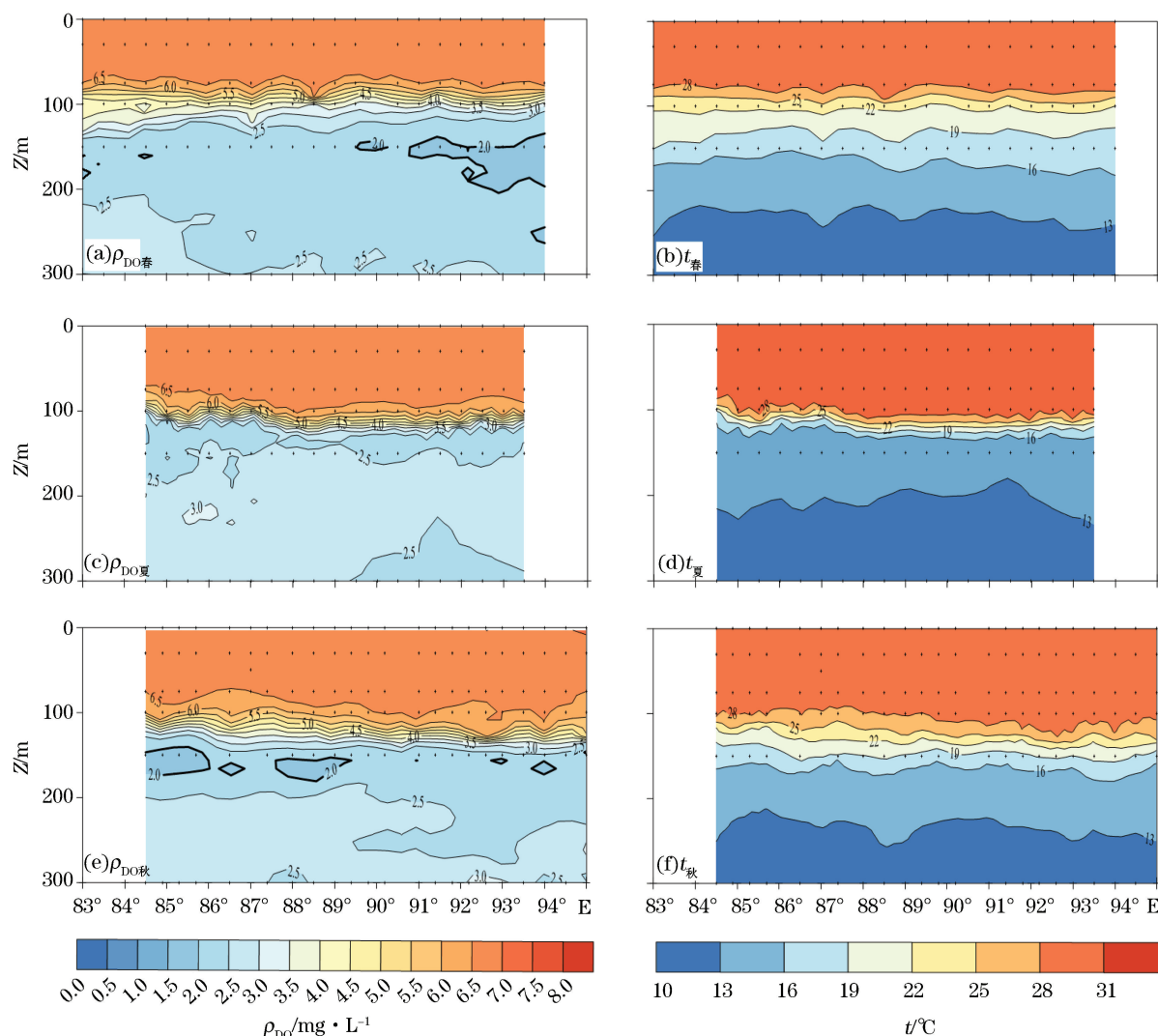


图2 I04断面春、夏和秋季溶解氧和温度剖面分布图

Fig.2 Vertical profiles of dissolved oxygen and temperature along Section I04 in spring, summer and autumn

2.1.2 缺氧区厚度和深度的季节变化特征

由于受到海区水文条件以及生物地球化学过程的影响,缺氧区的厚度以及所处的深度随季节变化有明显的不同。

春季,缺氧区主要出现在调查区域的东北部,缺氧区上边界在 $1^\circ 50' \text{N}$ 处最浅,由此向南、向北深度逐渐加深,水深范围为 $100 \sim 150 \text{ m}$ 。厚度上,春季缺氧区由东北向西南递减,在 $3^\circ 30' \text{N}$ 以北缺氧区厚度可达 200 m 以上,而在其扩展方向的南端仅维持 10 m 左右的厚度。在东西向上,调查区域东部缺氧区上边界以及水团厚度大于调查区域西部海域。

夏季,在调查区域内缺氧区上边界所处深度南北分布一致,位于水深 120 m ,与春季相比,其南端上边界所处深度变浅。在 $3^\circ 00' \text{N}$ 以北,随季节变化缺氧区厚度没有显著变化;而在 $3^\circ 00' \text{N}$ 以南,夏季的厚度小于春季。夏季缺氧区核心($\rho_{\text{DO}} < 1.5 \text{ mg/L}$),在 $3^\circ 30' \text{N}$ 以北水深可达 300 m ,厚度明显大于春季同纬度缺氧区

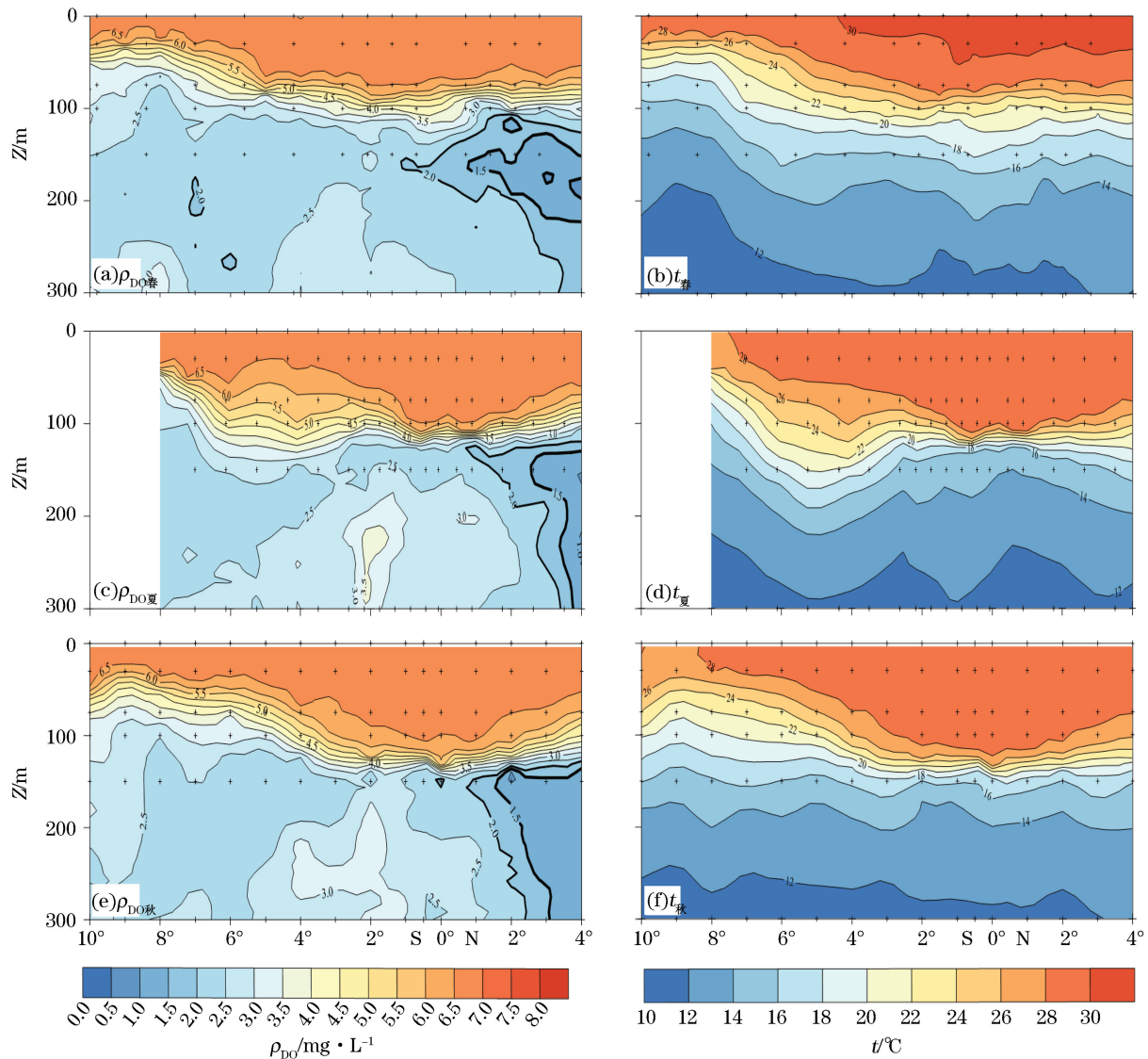


图3 I07断面春、夏和秋季溶解氧和温度剖面分布图

Fig.3 Vertical profiles of dissolved oxygen and temperature along Section I07 in spring, summer and autumn

核心的厚度。

秋季,缺氧区主要位于调查区域的西北部,缺氧区上边界所处深度南北分布一致,但深度较深,位于水深130 m左右。 $2^{\circ}30'N$ 以北,缺氧区下边界深度可达300 m,厚度远大于春、夏两季。与南北向分布规律不同,东西向上缺氧区上边界所处深度变深,位于水深150 m,且西部海域的厚度大于东部海域的。

2.1.3 缺氧区中溶解氧质量浓度的季节变化

印度洋海域受季风变化影响比较明显,不同季节海水混合深度不同,导致溶解氧的质量浓度随季节变化明显。

春季,氧均匀层中溶解氧质量浓度值大于6.5 mg/L,为断面氧含量最高值区,其中溶解氧质量浓度最大值为6.99 mg/L(表1)。随深度增加溶解氧质量浓度急剧降低,氧跃层处最为强烈,典型站位跃层处 ρ_{DO} 的变化率为0.061 mg/(L·m),春季调查区溶解氧最小值出现在185 m(0.91 mg/L),远低于该季节溶解氧的平均值(3.54 mg/L)。

表 1 溶解氧质量浓度季节变化
Table 1 The statistics of seasonal variation of dissolved oxygen content

季 节	ρ_{DOmax} /mg · L ⁻¹	ρ_{DOmix} /mg · L ⁻¹	ρ_{DO} 平均值 /mg · L ⁻¹	典型站位氧跃层中 ρ_{DO} 的变化率 /mg · (L · m) ⁻¹	ρ_{DOmix} 出现的水深/m
春季	6.99	0.91	3.54	0.061	185
夏季	7.64	0.79	3.94	0.395	235
秋季	7.21	0.78	5.12	0.069	146

夏季,氧均匀层中 ρ_{DO} 偏高,其最高值(7.64 mg/L)出现在赤道断面的水深 30 m。氧跃层强度为 3 个季节中最强,跃层内典型站位 ρ_{DO} 的变化率为 0.395 mg/(L · m)。氧核内 ρ_{DO} 最小值为 0.79 mg/L,所处深度较春季有较大下移,出现在水深 235 m。

秋季,调查水体溶解氧质量浓度整体偏高,平均值为 5.12 mg/L,远高于春夏两季的 ρ_{DO} 平均值。跃层内典型站位 ρ_{DO} 的变化率为 0.069 mg/(L · m),与春季的变化率较为接近。 ρ_{DO} 最小值(0.78 mg/L)出现的层次较浅(水深 146 m),所处深度较春夏有较大的上移。这与 Paulmier 和 Ruiz-Pino^[2] 所描述的孟加拉湾缺氧核秋季上界深度最浅(水深 160 m)的结论相一致。

2.2 东印度洋中部缺氧区季节变化的影响因素

缺氧现象是水体层化、海底地形和区域环流等外部的物理条件与生物呼吸、水体有机质降解、水体富营养化等内部的生物地球化学综合作用的结果^[11-14]。调查区域位于东印度洋中部,受印度洋季风影响显著,水动力因素和生态响应复杂多变。我们利用同航次的水文以及生物化学要素的分析结果,对影响缺氧区季节变化的因素作初步探讨。

2.2.1 水文动力因素

研究区域显示热带印度洋海面风场全年呈现显著的季节变化,春、秋季处于季风转换期,夏、冬季处于季风期,受季风影响其上层海洋环流也呈明显的季节变化特征^[15]。

春季处于洋流转换期,孟加拉湾湾内环流形态与东北季风期基本一致,湾口盐通量和总淡水输运量实验结果显示,孟加拉湾湾口水交换依然很活跃,表现为湾内的低盐低氧水经湾口向南扩展^[16-18]。同时春季赤道印度洋表层流场也开始变化,出现东向的 Wyrcki 急流和赤道潜流(EUC)^[19],且 EUC 内部存在来自阿拉伯海的高盐水舌(图 4a),其阻挡作用在 90°00'E 以东明显减弱。孟加拉湾的缺氧水团在湾口流的作用下朝正南向扩展,然而在赤道附近由于以上 3 种海流的耦合作用,其扩展方向由北向南变为由北向东南方向(图 4b);纬度方向上,由于 EUC 与 Wyrcki 急流会相互抑制,在表层 Wyrcki 急流流速较大的地方,EUC 流速将变小,在赤道东部,逐渐增强的 EUC 会造成温跃层的抬升,而此处又处于 Wyrcki 急流的末端,Wyrcki 急流向东运输的水体会堆积造成温跃层的下沉^[16],这也正是图 3a 中东部氧跃层被压缩的原因。

夏季为西南季风期,尽管受到西南季风漂流(SMC)北向分支的影响,但湾口中东部(84°30'E 以东)以流速较缓、强度较弱的南向流为主,南向的海流将孟加拉湾内部分缺氧水向南输送。但是,由于南赤道流(SEC)的位置在西南季风期由 10°00'S 向北移至 5°00'S 附近(图 4c)^[15],且流速增大,其北向移过程中将南向扩展的缺氧水团向北压缩,成为阻挡孟加拉湾缺氧水南向扩展的主要外强迫场。此外,尽管 Wyrcki 急流消失,但是夏季赤道印度洋 50~100 m 深度范围内存在从东向西的中上层流。这 2 支西向海流的协同作用使得孟加拉湾缺氧水南向扩展范围被压缩,仅仅出现在 42°N 以北(图 4d)。

秋季东北季风期的 11—12 月,湾口中东部以北向流为主,缺氧水南向扩展的能力较弱。该季节重新出现的表层 Wyrcki 急流于 10 月开始增强,12 月消失。东向的 EUC 携带的高盐水团(图 4e)对缺氧水的阻挡作用在 87°00'E 以东比较明显^[20],受此作用影响缺氧水南向扩展的方向由南转向西南(图 4f),并与该季节

5°00'S 以南的 SEC 形成阻碍缺氧区南向扩展的天然屏障。此外, EUC 的东向强化也解释了图 3e 中秋季缺氧区主要存在于 90°00'E 以西的海域。

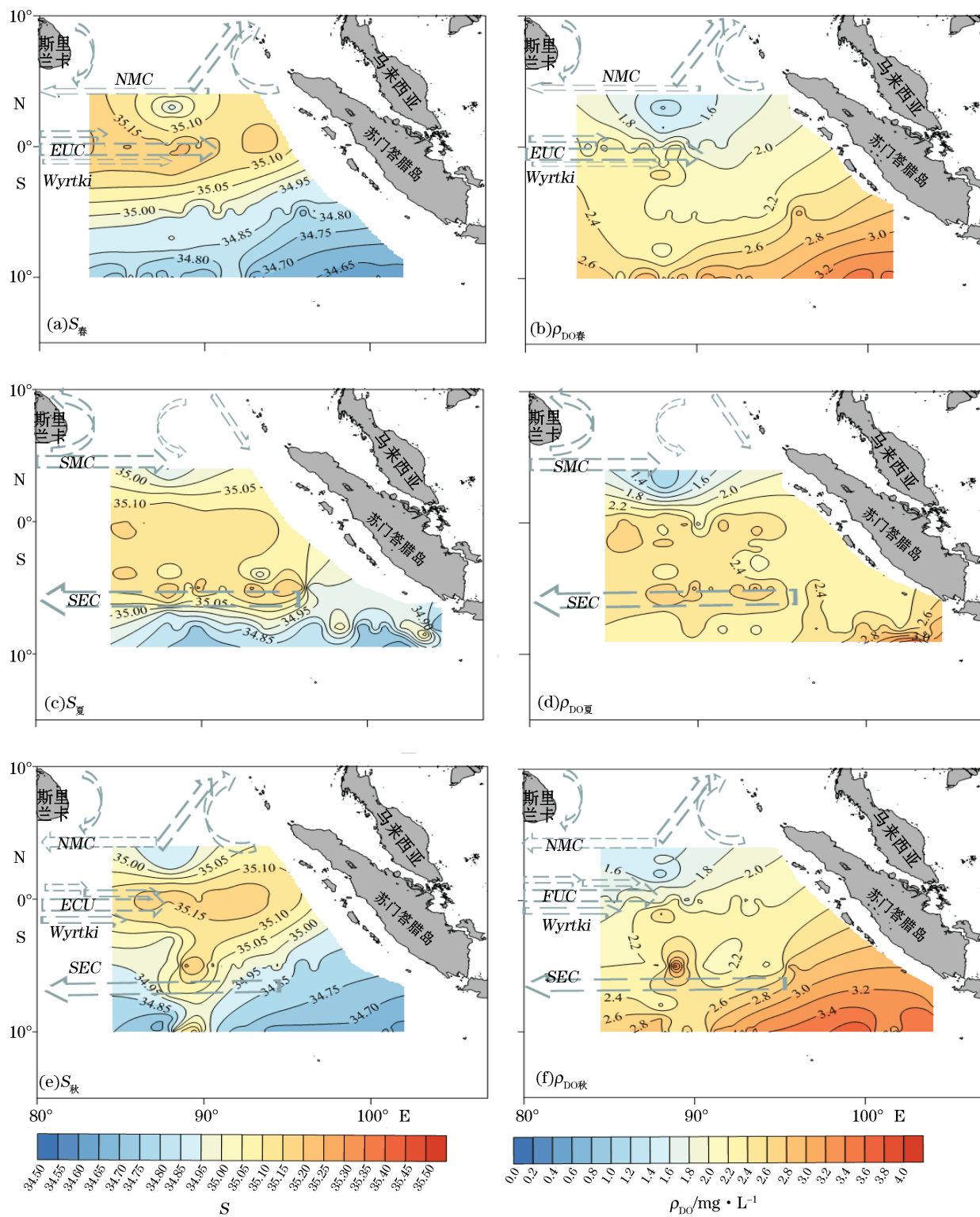


图 4 春、夏和秋季 150 m 层溶解氧和盐度平面分布图

Fig.4 Distributions of dissolved oxygen and salinity at 150 m in the spring, summer and autumn

2.2.2 生物化学过程的影响

海水中的溶解氧含量是一个动态平衡的结果,除了水文因素以外,水体内部的生物化学因素亦在缺氧区季节变化中扮演重要的角色^[14]。袁超的研究指出研究区域上层水体(200 m 以浅)Chl-*a* 分布具有明显的垂向单峰结构,表层浓度较低,随深度加深,在温跃层附近形成峰值,此后 Chl-*a* 浓度随深度加深而降低^[21],这与图 2 和图 3 中溶解氧质量浓度表层最高,跃层处骤降,随深度加深又逐渐上升的趋势恰好相反,说明可能是真光层处生物繁殖所引起的大量有机碎屑的沉降及其氧化分解导致的水体缺氧。有机物矿化过程中与耗氧相伴的是生成酸性气体 CO_2 ,会降低水体的 pH^[22-23],图 5a 中 pH 与 ρ_{DO} 呈现良好的正相关性(R^2 分别是 0.81,0.93,0.94;样本数 n 分别是 237,215,233),可见我们的推断是合理的。此外,矿化过程中有机物氧化分解还会向水体中释放营养盐,图 5b 中 DO 与 $\text{PO}_4\text{-P}$ 呈现显著的负相关性(R^2 分别为 0.88,0.94,0.66;样本数 n 分别是 240,164,130),进一步验证我们的“真光层中生物繁殖所产生的大量有机碎屑的沉降及其氧化分解导致水体缺氧”这一推断的合理性。

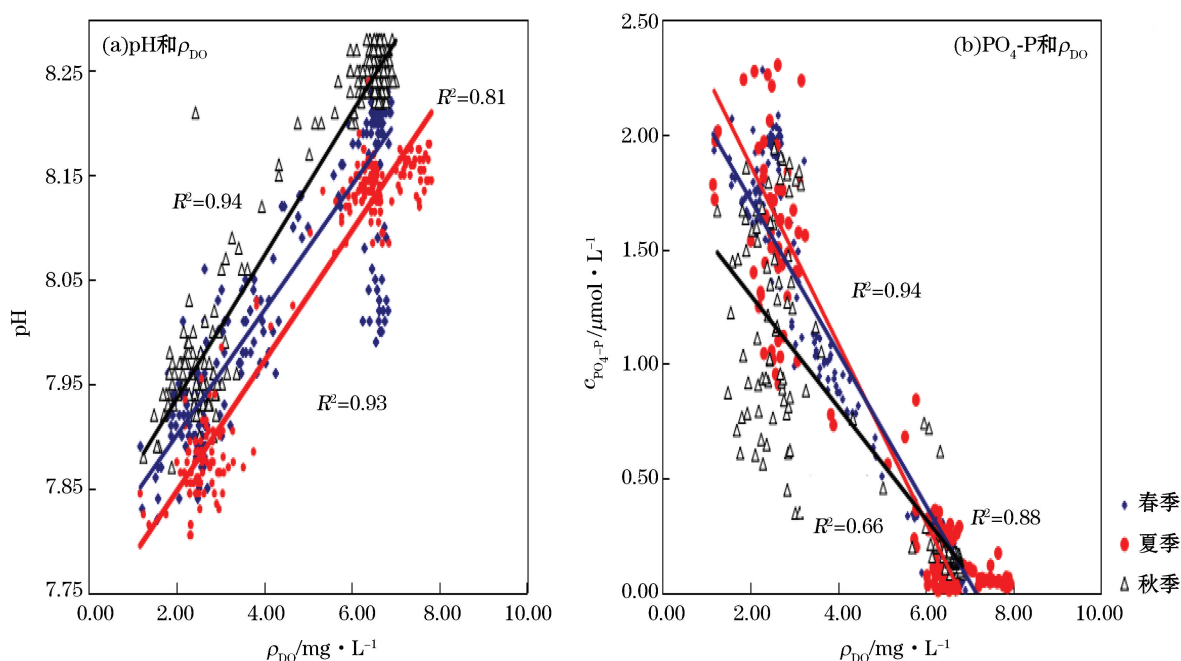


图 5 各季节 pH 与 DO、 $\text{PO}_4\text{-P}$ 与 DO 的关系图

Fig.5 The relationship between dissolved oxygen and pH, dissolved oxygen and phosphate in different seasons

2.2.3 温跃层的影响

调查海区是典型的热带大洋区,常年气温较高,存在较为均匀的上混合层和快速变化的中间跃层。水体中温跃层会影响水体的上下混合,进而影响表层富氧水的向下输送。在温跃层以下,氧气的消耗速率超过光合作用产氧量和自上层水体向下的输送量,这种状况导致水体中氧气质量浓度迅速降低,形成氧跃层。而温跃层的强弱变化也会影响到氧跃层的强度大小。从图 2 和图 3 断面分布图可知,氧跃层与温跃层在跃层出现的深度以及跃层强度等方面存在良好的对应性,说明温跃层的强弱变化也会影响到氧跃层的强度大小。

3 结 论

调查结果显示,东印度洋缺氧区存在明显的季节变化特征。垂向方向上,缺氧区上边界($\rho_{\text{DO}} < 2.0 \text{ mg/L}$)一般位于水深 100~150 m,厚度春季最厚、秋季次之、夏季最薄。平面分布上,春季缺氧区范围最大,主要位于 $89^{\circ}00'\text{E}$ 以东海区,其南端越过赤道向南扩展至 $1^{\circ}12'\text{S}$ 。夏季缺氧区退缩至赤道以北海域,且分布面积最

小;秋季缺氧区的位置与春季相反,主要位于赤道 $91^{\circ}00'E$ 以西海域,其南向扩展范围可达赤道附近。从氧跃层强度来看,赤道附近氧跃层强度最强,由此向南、向北氧跃层强度逐渐减弱,与温跃层变化一致。

东印度洋中部海域的缺氧区源于孟加拉湾缺氧区的南扩,季风性环流的变化是缺氧区扩展范围季节变化的主要控制因素,有机碎屑的分解耗氧和高强度的水柱层化是缺氧区得以形成和维持的重要保障。

致谢:国家海洋局北海分局提供秋季航次 pH 调查数据。

参考文献(References):

- [1] WANG C S, HU X M, LI X H. Dissolved oxygen in paleo ocean anoxic events and highoxic problems[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 1999, 19(3): 39-47. 王成善, 胡修棉, 李祥辉. 古海洋溶解氧与缺氧和富氧问题研究[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19(3): 39-47.
- [2] PAULMIER A, RUIZ-PINO D. Oxygen minimum zones (OMZs) in the modern ocean[J]. Progress in Oceanography, 2009, 80(3): 113-128.
- [3] MCCREARY J P, YU Z, HOOD R R, et al. Dynamics of the Indian-Ocean oxygen minimum zones[J]. Progress in Oceanography, 2013, 112-113(2): 15-37.
- [4] BOYER T P, LEVITUS S, ANTONOY J I, et al. Coauthors, 2006: World Ocean Database 2005[J]. NOAA Atlas NESDIS, 2006, 60: 190.
- [5] WYRTKI K. The oxygen minima in relation to ocean circulation[C]// Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. Cambridge, USA: Cambridge University Press, 1962, 9(1-2): 11-23.
- [6] WYRTKI K. Physical oceanography of the Indian Ocean[M]//The biology of the Indian Ocean. Germany: Springer Berlin, Heidelberg, 1973: 18-36.
- [7] KAMYKOWSKI D, ZENTARA, S J. Hypoxia in the world ocean as recorded in the historical data set[J]. Deep-Sea Research, 1990, 37: 1861-1874.
- [8] YIN L. On the India Ocean development strategy and regional non-traditional security issues cooperation mechanism of China[J]. Academic Exploration, 2015(5): 31-35. 尹仑. 21 世纪海上丝绸之路与“环印度洋战略”研究[J]. 学术探索, 2015(5): 31-35.
- [9] FENG C L. The logic behind China's westward strategy in the Indian Ocean[J]. Pacific Journal, 2016, 24(3): 76-84. 冯传禄. 中国“西进”印度洋的战略逻辑[J]. 太平洋学报, 2016, 24(3): 76-84.
- [10] National Technical Committees of Ocean Standardization. Specification for marine monitoring: Part 4 Seawater analysis: GB 17378.4—2007[S]. Beijing: Standards Press of China, 2007. 全国海洋标准化技术委员会. 海洋监测规范: 第 4 部分 海水分析: GB 17378.4—2007[S]. 北京: 中国标准出版社, 2007.
- [11] LI H L, CHEN J F, LU Y, 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. 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.
- [12] WEI Q S, WEI X H, XIE L P, et al. Features of dissolved oxygen distribution and its effective factors in the southern Yellow Sea in Spring, 2007[J]. Advances in Marine Science, 2010, 28(2): 179-185. 韦钦胜, 魏修华, 谢琳萍, 等. 2007 年春季南海黄海溶解氧的分布特征及影响因素[J]. 海洋科学进展, 2010, 28(2): 179-185.
- [13] WEI Q S, WANG B D, CHEN J F, et al. Recognition on the forming-vanishing process and underlying mechanisms of the hypoxia off the Yangtze River estuary[J]. Scientia Sinica Terra, 2015, 58(4): 628-648. 韦钦胜, 王保栋, 陈建芳, 等. 长江口外缺氧区生消过程和机制的再认知[J]. 中国科学: 地球科学, 2015, 58(4): 628-648.
- [14] ZHANG Z, ZHANG Z F, HAN G C, et al. Spatio-temporal variation, formation and transformation of the hypoxia area off the Yangtze River Estuary[J]. Marine Environmental Science, 2012, 4(3): 469-473. 张哲, 张志锋, 韩庚辰, 等. 长江口外低氧区时空变化特征及形成、变化机制初步探究[J]. 海洋环境科学, 2012, 4(3): 469-473.
- [15] XUAN L L, QIU Y, XU J D, et al. Seasonal variation of surface-layer circulation in the eastern tropical Indian Ocean[J]. Journal of Tropical Oceanography, 2014, 33(1): 26-35. 宣莉莉, 邱云, 许金电, 等. 热带东印度洋表层环流季节变化特征研究[J]. 热带海洋学报, 2014, 33(1): 26-35.
- [16] QIAO B, LIU Z Z, ZHANG S Y, et al. Equatorial current system structure and hydrologic characteristics in monsoonal wind transition period[J]. Advances in Marine Science, 2014, 32(3): 301-305. 乔彬, 刘子洲, 张书颖, 等. 季风转换期东印度洋的赤道流系结构和水

- 文特征[J]. 海洋科学进展, 2014, 32(3): 301-305.
- [17] ZAHNG W Q. Spatial Distributions of biogenic elements and their influencing factors in the East Indian Ocean in Spring[D]. Qingdao: The First Institute of Oceanography, SOA, 2016. 张文全. 春季东印度洋生源要素的分布特征及其影响因素[D]. 青岛: 国家海洋局第一海洋研究所, 2016.
- [18] XUAN L L, QIU Y, XU J D, et al. Seasonal variation of the water exchange between the Bay of Bengal and the equatorial eastern Indian Ocean[J]. Journal of Tropical Oceanography, 2015, 34(6): 26-34. 宣莉莉, 邱云, 许金电, 等. 孟加拉湾与赤道东印度洋水交换的季节变化特征[J]. 热带海洋学报, 2015, 34(6): 26-34.
- [19] WYRTKI K. An equatorial jet in the Indian Ocean[J]. Science, 1973, 181(4096): 262-264.
- [20] LIN L, GAO L B. Vertical structure of the low level atmosphere around the southeast Indian Ocean Fronts[J]. Chinese Journal of Polar Research, 2012, 24(2): 136-142. 刘琳, 高立宝. 东南印度洋海洋锋面处低空大气的垂向分布结构[J]. 极地研究, 2012, 24(2): 136-142.
- [21] YUAN C. Characteristics of chlorophyll a, primary productivity and photosynthetic fluorescence in the East Tropical Indian Ocean during the boreal spring inter-monsoon[D]. Qingdao: The First Institute of Oceanography, SOA, 2015. 袁超. 春季季风间期热带东印度洋叶绿素 a、初级生产力与光合荧光特征[D]. 青岛: 国家海洋局第一海洋研究所, 2015.
- [22] REDFIED A C. The influence of organisms on the composition of seawater[J]. The Sea, 1963, 2: 26-77.
- [23] ZHAI W D, ZHAO H D, ZHENG N, et al. Coastal acidification in summer bottom oxygen-depleted waters in northwestern-northern Bohai Sea from June to August in 2011[J]. Chinese Science Bulletin, 2012, 57(9): 753-758. 翟惟东, 赵化德, 郑楠. 2011 年夏季渤海西北部、北部近岸海域的底层耗氧与酸化[J]. 科学通报, 2012, 57(9): 753-758.

Seasonal Variation of Hypoxic Zone in the Central Eastern Indian Ocean

WANG Ying, WANG Bao-dong, WEI Qin-sheng, SUN Xia, XIN Ming, LIU Lin
(The First Institute of Oceanography, SOA, Qingdao 266061, China)

Abstract: Based on the comprehensive survey data in spring, summer and autumn in 2013 and 2016, the seasonal variation of the hypoxic zone ($\rho_{DO} < 2$ mg/L) in the central East Indian Ocean is investigated. The results show that in the vertical profile, the upper of boundary the hypoxic zone is generally located between depth of 100~150 m, it is the thickest in spring, followed by the autumn, and the thinnest in summer. In the horizontal distribution, the area of hypoxic zone in spring is the largest, mainly located in the east of 89°E, and its southern boundary extends southward across the equator to 1.2°S. However, in summer, the boundary of hypoxic zone contracts to the north of the equator, with the smallest distribution area. The position of hypoxic zone is mainly located in the west of 91°E in autumn, which is just opposite to that in spring, and its southern boundary extends southward near the equator. The most intense oxycline is found near the equator, but it gradually weakens toward the north and the south, being consistent with that of the thermocline. The hypoxic zone in the central East Indian Ocean is derived from the southward extension of the hypoxic zone in the Bay of Bengal. The change of the monsoon circulation is the main driving force for the seasonal variation of the hypoxic zone, and the oxygen consumption of organic debris together with the intensive water column stratification are the important guarantee for the formation and maintenance of the hypoxic zone.

Key words: East Indian Ocean; hypoxic zone; seasonal variation; influencing factor

Received: August 28, 2017