

长江口外氧的亏损*

李道季^① 张 经^① 黄大吉^② 吴 莹^① 梁 俊^①

(^①华东师范大学河口海岸国家重点实验室, 上海 200062; ^②国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012)

摘要 1999 年 8 月 20~30 日, 对黄海和东海海域进行了一次为期 10 d 的海洋科学考察, 在长江河口外发现有一处面积达 13700 km², 平均厚度达 20 m 的底层低溶氧区 (DO < 2 mg/L), 其含氧量最低值达到 1 mg/L. 沿 -100 m 的等深线 DO 值低于 3.5 mg/L 的底部低氧海区向东南方向一直延伸到了东海大陆架. 在低溶氧区域, 表观耗氧量(AOU)为 5.8 mg/L, 亏损氧总量达 1.59 × 10⁶ t. 在这一海域存在着由于长江径流的注入以及台湾暖流造成的海水上涌形成强的温盐跃层, 限制了表层高含量氧向底层扩散, 表层浮游植物光合作用产生的大量颗粒态有机碳向底层输送, 并在底层进行化学和生物氧化是形成低氧海区底层氧亏损的主要原因. 同时, 长江径流携带的 N, P 污染物输入的不断增多更是为氧亏损水域表层浮游植物的生长提供了丰富的营养盐, 从而加剧了该水域氧的亏损.

关键词 溶解氧 低氧区 氧亏损 长江河口

氮磷污染造成水体富营养化并在某些海域引发赤潮. 在河口三角洲及海岸地区每年赤潮对环境造成的负面影响越来越严重. 海岸和河口地区的人类活动所产生的大量营养盐及污染物的排入是造成近岸及河口水域赤潮发生的重要原因. 而人类向大气中排放的污染物也能通过干湿沉降进入水体中成为营养源. 这些进入河口地区的大分子及小分子营养物质极大地促进了这一海域的初级生产, 也会造成河口外海域底层的缺氧现象. 这种底层氧亏损不仅是海水层化作用限制与大气氧交换所形成的, 而且也是有机物的生物氧化过程中在此海域大量耗氧所形成的^[1]. 上述两者的共同作用使得河口外海域形成了底层低溶氧区(溶解氧 DO < 2 mg/L)^[2]. 并因此对河口地区的底栖生态系统产生了重要的影响.

在大陆架及许多海岸、河口甚至大洋底层水出现的阶段性水体缺氧现象已经引起了许多海洋科学家的重视^[1~6]. 90 年代初到现在, 在西大西洋沿岸、墨西哥湾北部美国的路易斯安那州和德克萨斯州等大陆架附近发现了大面积的底层低氧区, 最高达 20000 km², 径流带来的营养物质是造成该低溶氧区的主要原因. 国外学者对此进行了深入的研究, 同样对在阿拉伯海出现的低氧海区也有较深入的研究^[5~10].

我国 1980 年有学者报道在黄海海域发现溶解氧的最大值^[11], 从此人们对中国沿海最大溶解氧的现象给予了极大地关注. 而对中国沿海的最小溶解氧现象一直未有进行深入的研究. 顾宏堪在其研究报告中对长江河口及东海水域的溶解氧含量差异进行了比较, 在长江口并未发现溶解氧量的最大值, 却发现了一个低 DO 值(DO = 2.57 mg/L)区域^[11]. 在 1980~1981 年中

美合作长江口及其邻近东海水域沉积动力学研究和在 1981~1983 年的上海海岸带资源调查中都记录了夏季长江口外沿存在低 DO 值的区域, 位于东经 $122^{\circ} 30'$, 北纬 $30^{\circ} 50'$ 的长江口附近, 羽状锋前缘沿 $-15\sim-50\text{ m}$ 等深线的水域底层^[12~13]. 低氧区域的存在显然与三角洲水下地形、该水域的物理过程及生物地球化学过程有关. 由于该水域位于水下三角洲前沿的低凹处顶部, 高盐度台湾暖流在这里与径流混合后形成小范围的上升流, 但未到达表层, 表层水仍为长江径流的冲淡水控制, 强烈的层化限制了表层水与底层水的氧交换^[14]. Tian(1993)提出, 在长江口外缘水域的 DO 值低于 2.86 mg/L (最小值仅为 1.96 mg/L) 是由于发生了化学氧化或微生物降解了有机物质后形成的^[15]. 在我国南海珠江口外海域夏季亦发现有底层低氧区, 与长江口外低氧区相比, 其范围较小, 低氧值较高^[16]. 显然, 从现有资料来看, 我们还无法清楚认识长江口外氧亏损形成的机制及其对该水域生物地球化学过程的影响程度. 因此, 本研究对此进行专门报道和探讨.

1 实验材料及方法

1999 年 8 月 20~30 日在东、黄海海域进行的夏季航次海洋科学考察, 研究重要界面生源要素的输运过程. 本航次从青岛前往韩国济州岛水域, 然后折向长江口, 再向东南沿 PN 断面前往冲绳海槽, 整个航次设 38 个站位(图 1).

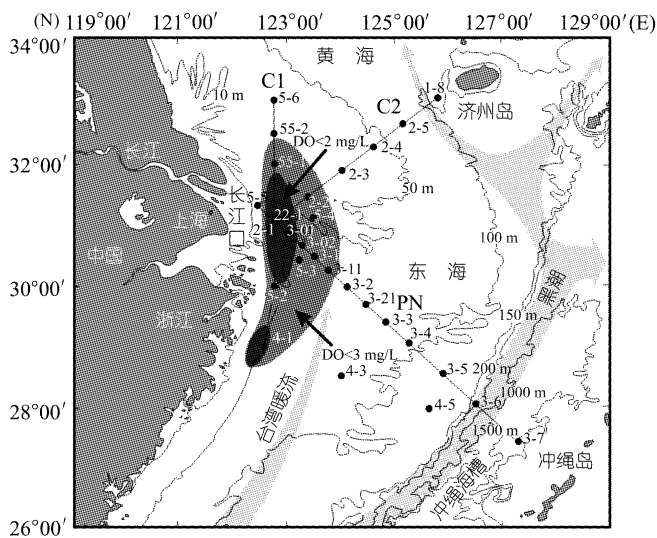


图 1 长江口外研究海域站位(“北斗”号 1999 年 8 月 20~30 日航次)及底层低氧区示意图
底层溶解氧小于 2 mg/L 的深色区域由本航次实测垂线站位估算确定

在所有站位, 我们均使用 Sea-Bird CTD 对海水的深度、盐度、水温及溶解氧等参数进行了现场测量; 同时, 使用 Sea-Bird 上的采水器采集不同深度海水样品用来进行叶绿素 a (Chl a)、营养盐、颗粒态有机碳(POC)、颗粒态有机氮(PON)分析. 采样后, 立即对水样进行处理. 使用 Whatman GF/F 玻璃纤维滤膜和过滤器(Millipore Co.)过滤水样. Whatman GF/F 玻璃纤维滤膜经过预先处理(450°C 炙烧 12 h), 过滤器使用前经过稀 HCl 冲洗以去除碳酸盐, 并用 Milli-Q 水洗去残余 HCl, 置于 50°C 下烘干. POC 值及 PON 值均使用 CHN 元素分析仪 (Carlo Erba Co.

EA1106)测定. 测定营养盐的水样经 $0.45\ \mu\text{m}$ 的醋酸纤维膜过滤, 然后装入聚乙烯瓶, 并按 1% 的体积比加入饱和 HgCl_2 溶液固定备测, 过滤用的醋酸纤维膜、滤器和聚乙烯瓶均预先用 $\text{pH} = 2$ 的稀 HCl 浸 12 h, 并用 Milli-Q 水洗去残余 HCl , 硝酸盐和磷酸盐含量均用比色法测定^[17]. 用于测定叶绿素 a 含量的水样经 $0.45\ \mu\text{m}$ 的醋酸纤维膜过滤(过滤过程中加入碳酸镁饱和溶液), 过滤以手泵来进行以控制抽虑压力, 然后将滤膜置于 $0\sim 4\ ^\circ\text{C}$ 冰箱中待测. 滤膜上的叶绿素 a 用丙酮萃取后, 由荧光法来测定叶绿素 a 的含量^[18].

2 结果与讨论

2.1 低溶氧区的溶解氧、盐度和温度

DO 值、温度和盐度沿 PN 断面的垂直变化见图 2. 长江口水域夏季低氧区明显出现在 $-50\ \text{m}$ 等深线处, 深度在水下 $10\ \text{m}$ 以下. 比如, 在 2-1 站和 3-02 站之间, 真光层位于水下 $11\ \text{m}$ 深

处, 而补偿深度在水下 $12\ \text{m}$ 左右. 低氧区的中心位于东经 $122^\circ 45'$ 和 $123^\circ 00'$ 之间的北纬 $30^\circ 50'$ 附近, 此处 DO 值仅为 $1\ \text{mg/L}$, 与 1981 年 8 月中美合作调查所指出的位置相比一致^[12]. 同时, 溶解氧值范围在 $2.0\sim 3.5\ \text{mg/L}$ 的区域, 向东南方向延伸至 $-100\ \text{m}$ 等深线附近. 由于长江径流冲淡水的影响, 从盐度变化来看, 低氧区的分布范围从 $-10\ \text{m}$ 水深处 26‰ 的等盐度线一直到 31‰ 的等盐度线, 变化幅度很大. 这也是河口水域典型的盐度分布及层化现象. 台湾暖流侵入大陆架附近的高盐度海水上涌至低溶氧区并且在 $-10\ \text{m}$ 水深以下阻止了低溶氧区海水的进一步稀释, 这种盐度分布极大地限制了表层水与下层水的交换, 也阻止了氧的垂直交换. 另外, 从水温的垂直分布来看, 到达低氧区的台湾暖流, 其中层的水温在 $23\sim 25\ ^\circ\text{C}$ 之间, 低氧区的形成明显也受等温线的影响. 在低氧区上层水与下层水的温度差达 $6\ ^\circ\text{C}$, 夏季水温的增加可使生物代谢作用加快. 因此, 夏季水温的垂直分层也应该是形成低氧区的主要物理因素之一.

尽管长江口外低含氧区 ($\text{DO} < 2\ \text{mg/L}$) 宽度达 $55\ \text{km}$ (在 $-25\ \text{m}$ 和 $-55\ \text{m}$ 等深线之间), 但其向北延伸至北纬 $31^\circ 45'$ 就消失了. 究其原因是由于黄海冷水团带

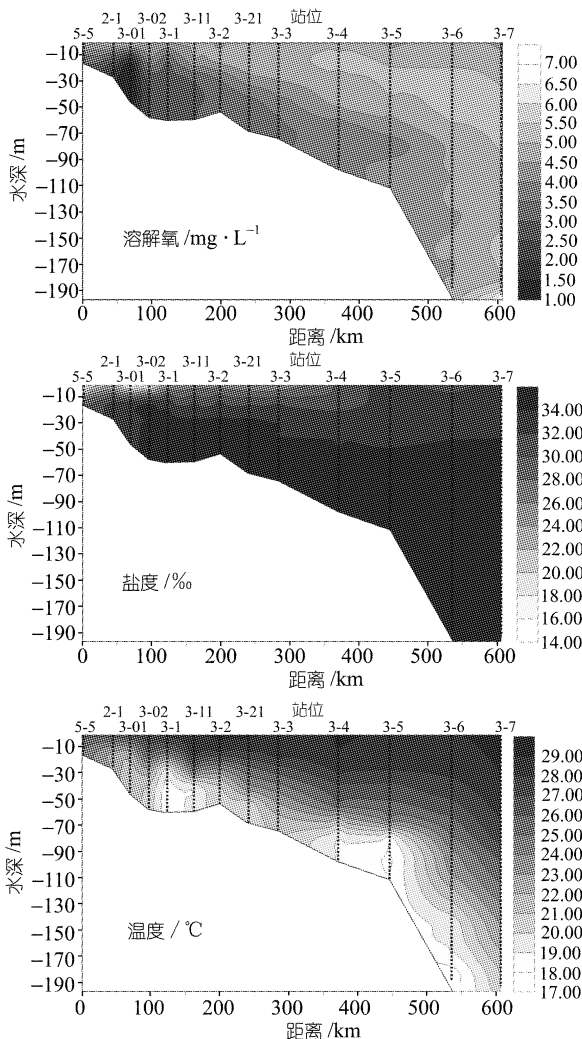


图 2 PN 断面溶解氧、温度和盐度的垂直分布

来大量的海水中 DO 含量很高, 从而平衡了长江口北侧的低 DO 区(图 3). 相反, 长江口外低氧区则很容易向南延伸并与浙江中部沿海的低溶氧区联合(图 1). 长江口的低溶氧区长度可达 250 km. 所以, 由此得出此处低溶氧区面积为 13700 km², 平均厚度为 20m, 估计东海海域 DO<3 mg/L 及 3.5 mg/L 的海域范围分别要比上述 13700 km²的范围大 5 倍和 10 倍(图 1). 长江流域面积 1.8 × 10⁶ km², 每年流入东海的径流量达 9.32 × 10¹¹ m³, 沉积物达 4.68 × 10⁸ t/a, 硝酸盐为 6.3 × 10⁶ t/a, 磷酸盐为 0.13 × 10⁶ t/a, 硅酸盐为 20.4 × 10⁶ t/a^[19], 而且近年来, 除硅酸盐外, 输入量更大^[20]. 这些数据要比美国密西西比河高得多^[2]. 因此长江口低溶氧区同墨西哥湾北部地区的最大低氧区(受密西西比河影响产生)有所不同. 1985~1992 年北墨西哥地区低溶解氧区范围为 8000~9000 km². 1993~1999 年达 16000~20000 km², 其范围扩大趋势十分明显, 而且与径流量的变化密切相关. 因此, 长江口外的低溶解氧范围可能也随径流量的变化而发生变化. 同样, 夏季在南海珠江口外海域也有底层低氧区, 其主要特征是夏季径流使河口外水域层化, 导致底层耗氧不及补充^[16].

表 1 是以往研究和本研究提供的最小 DO 值的数据, 虽然不同的研究可能采用不同的测定

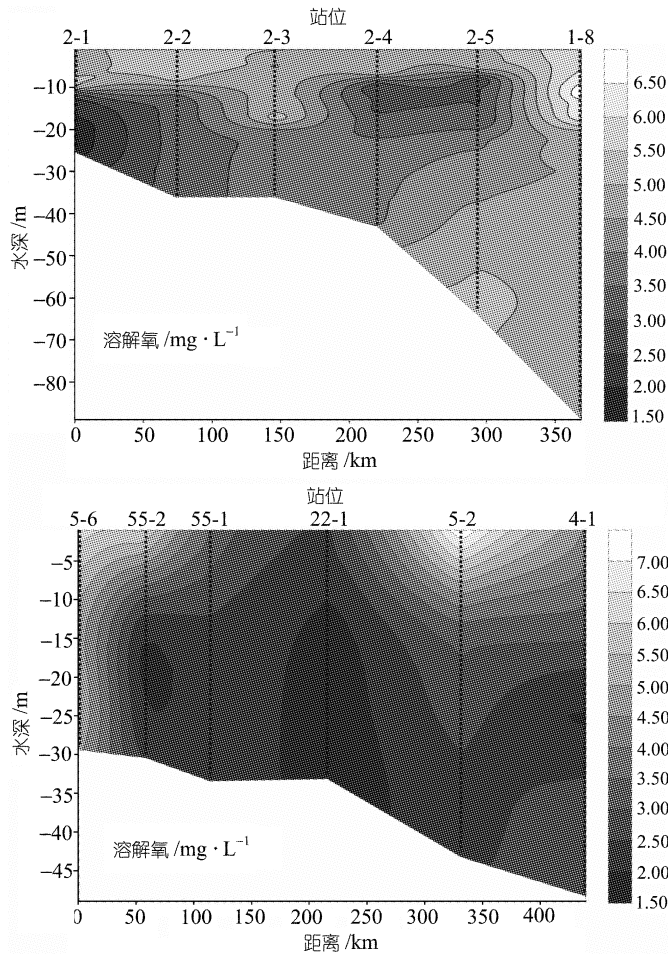


图 3 长江口外 C1 和 C2 断面溶解氧的垂直分布

方法,但从中仍可以看出最小 DO 值在不断变小.与此同时,近 20 年来,长江流域输入长江口的 N, P 污染物也增加了近 2 倍,富营养化加剧^[20].因此,长江口外水域的环境质量在不断恶化.

表 1 长江口低溶解氧值不同研究结果的比较

观测时间	低氧区位置	低氧值/ $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$	研究学者
1959 年 8 月 19 日	123° 00' E, 31° 30' N	2.57	顾宏堪, 1980 年 ^[11]
1981 年 8 月	123° 00' E, 30° 50' N	2.00	Limeburner 等, 1983 年 ^[12]
1982 年 8 月	122° 30' E, 31° 15' N	2.85	陈吉余等, 1988 年 ^[13]
1988 年 8 月	123° 00' E, 30° 50' N	1.96	Tian 等, 1993 年 ^[14]
1999 年 8 月 24 日	122° 59' E, 30° 51' N	1.00	本研究

2.2 低溶氧区的氧亏损量

海水的氧亏损可以用 Redfield 提出的表观耗氧量(AOU)来表示^[21]:

$$AOU = c_{\text{O}_2}^s - c_{\text{O}_2}$$

$c_{\text{O}_2}^s$ 表示 101.325 kPa 大气压下,湿度为 100%条件下 O_2 的溶解度, c_{O_2} 表示现场测量的 O_2 的浓度.

Justic 等发展了一个层化河口和海岸生态系统模型,较好地模拟了水体氧浓度随时间的变化,但过于复杂^[22-23].这里我们可用 AOU 来简单地估算氧的亏损.在 5-5, 3-01 和 3-4 三个站点不同水层的 AOU 值已归于表 2 中.从中我们可以看到长江冲淡水、低氧区表层水、低氧区、台湾暖流(TWC)四者各自的 AOU 值.其实,表 2 中的 AOU 值并不能精确反映真正的氧亏损量,但我们可以对其进行大概估算.根据 $\text{DO} < 2 \text{ mg/L}$ 低溶氧区的面积范围(13700 km^2)及厚度(20 m),我们估算出此区域氧亏损量达 $1.59 \times 10^6 \text{ t}$.同时,我们还可以发现不同水团氧亏损量是不同的(AOU 值不同).而且,此区域表层水的含氧要比其他水团来得高(氧亏损量少).这是由于表层水体与大气进行氧交换及浮游植物可以通过光合作用复氧.长江冲淡水中的氧亏损主要是由于有机物降解的耗氧及水的高浊度限制了浮游植物光合作用的补充,而在中层水团中,高 DO 值的水团(TWC)与低 DO 值的水团混合稀释是造成此处氧亏损量较小的主要原因.

表 2 长江口不同水团的表观耗氧量(AOU)值

水团	$c_{\text{O}_2}^s / \text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$	$c_{\text{O}_2} / \text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$	AOU/ $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$
长江冲淡水	7.32	4.87	2.45
低氧区表层水	7.21	5.49	1.72
低氧区水	7.04	1.23	5.81
台湾暖流水	6.64	4.27	2.37

2.3 相关的生物地球化学过程

在低氧区,表层水解除了光限制,Chl a 的浓度很高(图 4),浮游植物的光合作用也因此活跃起来,使得 2-1 站测得的 POC 值及 PON 值分别高达 $346.4 \mu\text{g/L}$ 和 $76.6 \mu\text{g/L}$.3-01 站测得夏季低溶氧区水团的 POC 值及 PON 值较低,是由于在该水层中生物地球化学作用较强.在大陆架最前沿测到了高浓度 POC 达 $226.2 \mu\text{g/L}$,这同冲绳海槽的黑潮涌升有关^[24].在黑潮水域不存在低氧区.但输入营养物的增加,会增加表层水的初级生产和低氧区碳的贮藏^[25].

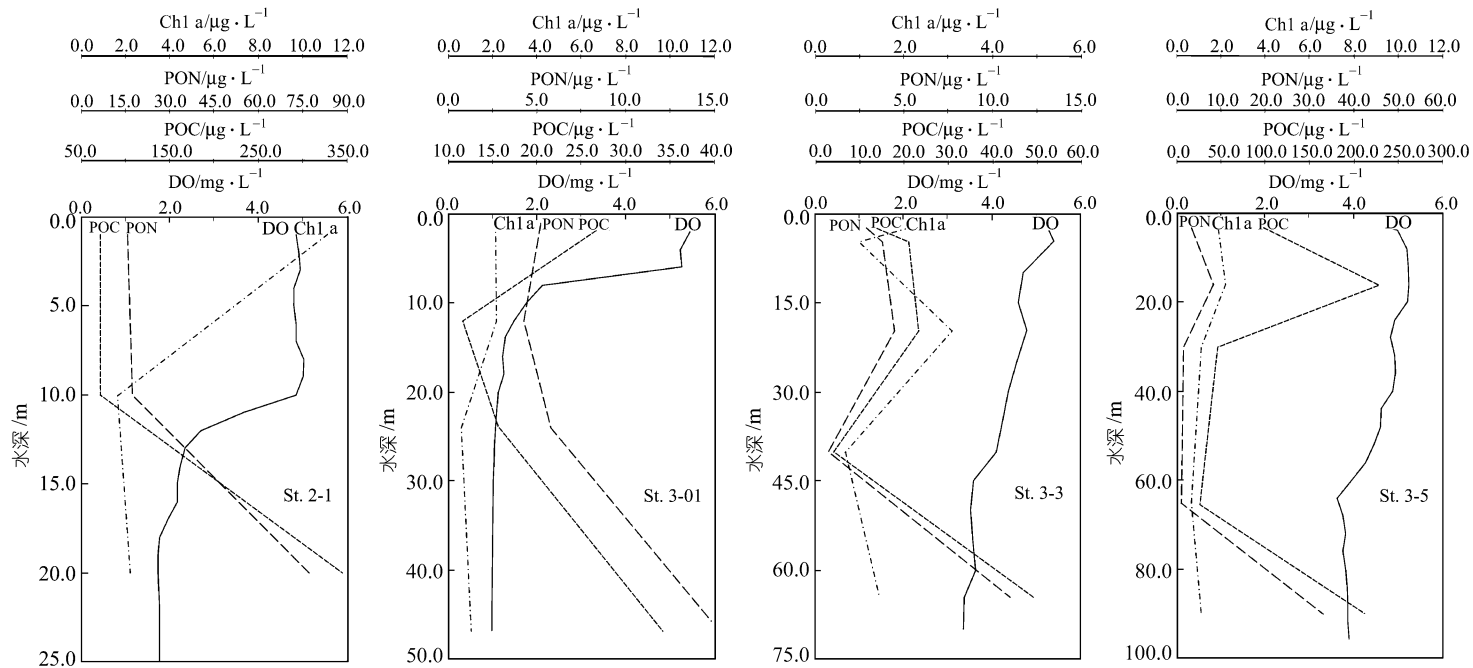
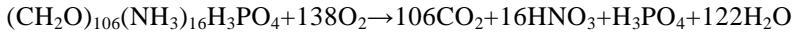


图 4 PN 断面四个测站溶解氧(DO)、叶绿素 a(Chl a)、POC 和 PON 的垂直分布

在 POC 向底层输送的季节性变化过程中, 从秋季开始到冬季, 水体层化变弱, 表层向底层 POC 输入减小, 低氧区消失, 底层氧含量增加, 表、底层氧含量会增加到 5.0 mg/L 以上, 直到春末和夏季底层氧含量开始减小到最低, 形成贫氧环境^[13]. 从富氧环境转变为贫氧环境的过程中将发生一些重要的生物地球化学变化^[26], 氧的消耗可用下例生化反应式表述^[27]:



显然, 每再生 16 mol/L 硝酸盐和 1 mol/L 磷酸盐将消耗 138 mol/L 氧. 因此, 由浮游植物的

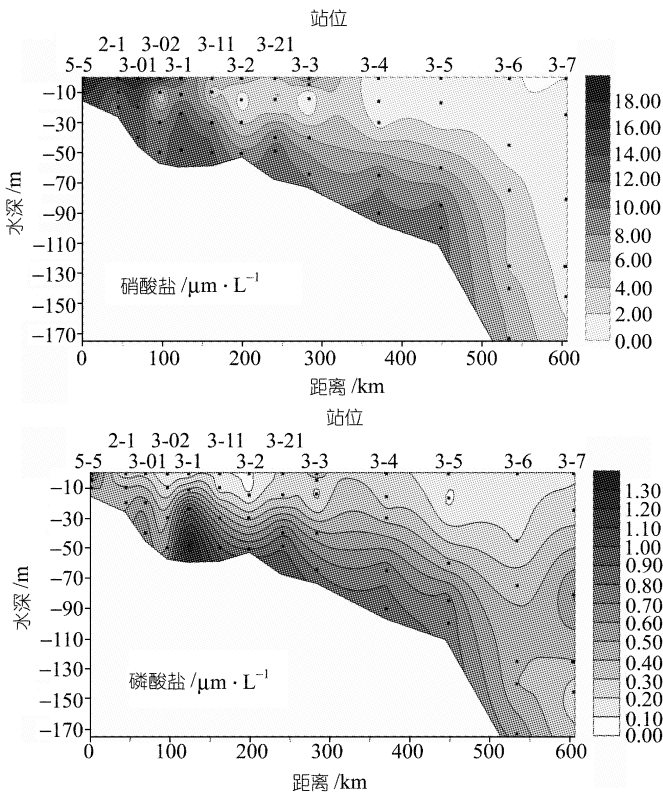


图 5 PN 断面硝酸盐(NO_3^-)和磷酸盐(PO_4^{3-})的垂直分布

的光合作用及有机质生物氧化作用引起的富氧或氧亏损又与营养元素含量的变化有关. 图 5 是 PN 断面硝酸盐和磷酸盐的分布. 在长江口口门附近高浑浊水域硝酸盐的浓度维持在较高的水平, 特别是在 5-5 站的表层达到 18.27 $\mu\text{mol/L}$, 平均 17.59 $\mu\text{mol/L}$, 而从 5-5 站到低氧区所在的羽状锋外水域 2-1 站、3-01 站和 3-02 站底层硝酸盐的浓度分别为 16.31, 11.29, 12.98 和 13.44 $\mu\text{mol/L}$, 呈现出由高到低并又逐渐上升趋势, 表层硝酸盐的浓度则呈快速下降. 表明表层硝酸盐的浓度随着长江冲淡水的混合作用而迅速稀释, 底层的升高则是由于硝酸盐的再生导致. 磷酸盐的浓度变化表现的就更为显著, 除长江口 5-5 站表层维持较高外, 最高 0.84 $\mu\text{mol/L}$, 羽状锋外水域 2-1 站、3-01 站和 3-02 站表层浓度随着海水透明度变大迅速降低, 最低仅为 0.09 $\mu\text{mol/L}$, 表

明浮游植物光合作用几乎把表层的磷酸盐消耗殆尽, 而底层磷酸盐的浓度则迅速升高, 最高甚至达到 1.35 $\mu\text{mol/L}$, 反应出磷酸盐极强的再生能力, 同时表明营养盐在低氧区的再生消耗了大量的氧, 从而导致氧亏损. 与磷酸盐相比, 硝酸盐浓度在低氧区表底层变化不太显著的原因可能是与硝酸盐再生后被消耗有关. 另外, 对长江口外低氧区营养盐再生量以及底层沉积物耗氧速率, 笔者正在研究之中.

3 结论

夏季长江口径流冲淡水及台湾暖流上涌的共同作用在低氧区形成强烈的温、盐跃层, 从而限制了表层溶解氧与底层的交换, 由长江输入河口的增量高浓度营养盐, 使得解除了长江口光限制的羽状锋水域初级生产力极大地提高, 表现为在低氧区表层水叶绿素 a, POC 和 PON 的

高浓度含量。夏季水温的升高、颗粒态有机物质在底层水域的化学和生物氧化作用导致营养盐在底层的再生并大量消耗了的底层氧, 而且补充缓慢, 使底层氧严重亏损。本研究的结果显示, 在低溶氧区, *AOU* 值为 5~8 mg/L, 其含氧量最低值达到 1 mg/L, 氧亏损总量达 1.59×10^6 t, 面积达 13700 km²。与历史资料比较, 低氧区的氧含量呈现明显下降趋势, 这与长江近 20 年来输入河口营养盐大幅增加有关, 反应出长江河口富营养化的加剧。

总之, 长江河口外严重低氧区的存在必然对该水域底栖生态系统乃至东海陆架区的生源物质的生物地球化学循环产生较大影响, 因此, 我们必须对此给予重视和进行全面地研究。

致谢 衷心感谢张立仁、邹立博士分别进行的 CTD 和叶绿素 a 的测定。感谢“北斗”号海洋渔业科学考察船船长和船员在本航次科学考察中给予的各方面帮助。

参 考 文 献

- 1 Turner R E, Rabalais N N. Coastal eutrophication near the Mississippi river delta. *Nature*, 1994, 168: 619~621
- 2 Rabalais N N, Turner R E, Justic D, et al. Characterization of Hypoxia, Topic I Report for the Integrated Assessment on Hypoxia in the Gulf of Mexico. NOAA Coastal Ocean Program. Decision Analysis Series, Silver Spring, 1999, (15): 3~4
- 3 Diaz R J, Rosenberg R. Marine benthic hypoxia: A review of its ecological effects and the behavioural responses of benthic macrofauna. *Oceanography and Marine Biology: an Annual Review*, 1995, 33: 245~303
- 4 Wishner K, Levin L, Gowing M, et al. Involvement of the eastern tropical Pacific oxygen minimum zone in benthic zonation on a deep seamount. *Nature*, 1990, 346: 57~59
- 5 Morrison J M, Codispoti L A, Smith S L, et al. The oxygen minimum zone in the Arabian Sea during 1995. *Deep-Sea Research II*, 1999, 46: 1903~1931
- 6 Lamont P A, Gage J D. Morphological responses of macrobenthic polychaetes to low oxygen on the Oman continental slope, NW Arabian Sea. *Deep-Sea Research II*, 2000, 47: 9~24
- 7 Rabalais N N, Wiseman W J Jr, Turner R E. Comparison of continuous records of near-bottom dissolved oxygen from the hypoxia zone along the Louisiana coast. *Estuaries*, 1994, 17: 850~861
- 8 Rabalais N N, Turner R E, Justic D, et al. Nutrient changes in the Mississippi River and system responses on the adjacent continental shelf. *Estuaries*, 1996, 19: 386~407
- 9 Schulte S, Rostek F, Bard E, et al. Variations of oxygen-minimum and primary productivity recorded in sediments of the Arabian Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 173: 205~221
- 10 Keil R G, Cowie G L. Organic matter preservation through the oxygen-deficient zone of the NE Arabian Sea as discerned by organic carbon: mineral surface area ratios. *Marine Geology*, 1999, 161: 13~22
- 11 顾宏堪. 黄海溶解氧垂直分布中的最大值. *海洋学报*, 1980, (2): 70~79
- 12 Limeburner R, Beardsley R C, Zhao J. Water Masses and Circulation in the East China Sea. Proceedings of International symposium on sedimentation on the continental shelf, with special reference to the East China Sea, April 12-16, 1983, Hangzhou, China, Vol. 1. Beijing: China Ocean Press, 1983. 285~294
- 13 陈吉余, 陈祥祿, 杨启伦. 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, 1988. 114~116
- 14 Beardsley R C, Limeburner R, Yu H, et al. Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea. *Continental Shelf Research*, 1985, 4(1/2): 57~76
- 15 Tian R C, Hu F X, Martin J M. Summer nutrient fronts in the Changjiang (Yangtze River) Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1993, 37: 27~41
- 16 李绪录. 夏季珠江口海区贫氧现象的初步分析. 广东海岛调查研究文集. 广州: 广东科学出版社, 1992. 10~16
- 17 Zhang J, Yu Z G, Liu S M, et al. Nutrient element dynamics of three North China estuaries: Luanhe, Shuangtaizihe and

- Yalujiang. *Estuaries*, 1997, 20: 110~123
- 18 Parsons T R, Maita Y, Lalli C M. *A Manual of Chemical and Biological Methods for Seawater Analysis*. Pergamon Press, 1984. 173
- 19 陈 昱, 施曼丽, 赵映冈, 等. 长江三峡生态与环境地图集. 北京: 科学出版社, 1989. 157
- 20 Zhang J, Zhang Z F, Liu S M, et al. Human impacts on the large world rivers: Would the Changjiang (Yangtze River) be an illustration? *Global Biogeochemical Cycles*, 1999, 13: 1099~1105
- 21 Riley J P, Skirrow G. *Chemical Oceanography*, vol. 2. 2nd Edition. London: Academic Press, 1975. 705
- 22 Justic' D, Rabalais N N, Turner R E. Effects of climate change on hypoxia in coastal waters: A doubled CO₂ scenario for the northern Gulf of Mexico. *Limnology and Oceanography*, 1996, 41: 992~1003
- 23 Justic' D, Rabalais N N, Turner R E. Impacts of climate change on net productivity of coastal waters: Implications for carbon budget and hypoxia. *Climate Research*, 1997, 8: 225~237
- 24 陆赛英, 葛人峰, 刘丽慧. 东海陆架水域营养盐的季节变化和物理运输的规律. *海洋学报*, 1996, 18: 41~51
- 25 陈建芳, Wiesner M G, Wong, H K, 等. 南海有机碳通量的垂向变化及早期降解作用的标志物. *中国科学, D 辑*, 1999, 29(4): 372~378
- 26 Richard F A. Anoxic basins and fjords. In: Riley J P, Skirrow G, eds. *Chemical Oceanography*, vol. 1. London: Academic Press, 1965. 611~645
- 27 Redfiel AC, Ketchum B H, Richard FA. The influence of organisms on the composition of seawater. In: Hill M N, ed., *The Sea. Ideas and observations on progress in the study of seas*. vol. 2. *The composition of sea-water. Comparative and descriptive oceanography*. New York: Interscience, 1963. 26~77