

夏季东海西部表层海水中的 $p\text{CO}_2$ 及海-气界面通量*谭 燕 张龙军¹⁾ 王 凡[†] 胡敦欣[†]

(中国海洋大学海洋生态环境山东省重点实验室 青岛 266003)

[†](中国科学院海洋研究所 青岛 266071)

摘要 根据 2001 年夏季长江口及东海西部海域表层海水 $p\text{CO}_2$ 的实测数据,结合水文、化学和生物等要素的同步观测资料,对该海域 $p\text{CO}_2$ 分布和变化的重要影响因素进行了探讨。结果表明,长江冲淡水是造成东海西部海域表层海水 $p\text{CO}_2$ 分布不均匀的主要原因。利用 Wanninkhof(1992)提出的通量模式计算,长江口口门附近海域和浙江近岸海域为 CO_2 的源区,123°E 以东的调查海域表现为大气 CO_2 的汇,尤其是以 123°E,32°N 为中心,存在着一个极强的大气 CO_2 汇区。就整个东海西部海域而言,夏季可从大气净吸收 $15.3 \times 10^4 \text{ t C}$ 。

关键词 东海,二氧化碳分压($p\text{CO}_2$),碳通量

中图分类号 P593

碳循环是国际海洋科学前沿研究中的一个重要领域,为全球变化研究“国际地圈生物圈计划”(IGBP)的核心内容,也是目前低层大气与上层海洋研究计划(SOLAS)最重要的研究内容之一。人类活动每年产生的 CO_2 约有一半滞留在大气中,而其余的 CO_2 则被海洋、生物圈等储圈所吸收(Manabe *et al.*, 1993; Sarmiento, 1995)。正确估算海洋对大气 CO_2 变化的响应,对于预测未来大气 CO_2 含量水平以及全球气候变化具有重要意义。

陆架边缘海虽然面积只有全球海洋的 7.6%(Sverdrup *et al.*, 1942),由于其中的生物活动非常活跃,生物生产力较高,极可能是大气 CO_2 的一个重要汇(Tsunogais *et al.*, 1999; Roy *et al.*, 2000; Fankignoulle *et al.*, 2001),但因其复杂多变的环境很难进行生物和化学活动的定量研究,边缘海区是源是汇仍然是个悬而未决的问题(Smith *et al.*, 1993; Liu *et al.*, 2000)。东海是西北太平洋边缘海中主要以陆架区为主的海区,关于东海陆架海-气碳通量,已有不少学者进行了研究:张远辉等(1997)采用“水-气”平衡器采样,陆地实验室气相色谱(G.C)测定了 1994 年春、秋两季东海表层海

水的 $p\text{CO}_2$; Tsunogais 等(1999)将东海 PN 断面上四季的 $p\text{CO}_2$ 实测数据推广至对东、黄海 CO_2 通量的讨论;张龙军等(1999)采用气相色谱(GC)-喷洒式平衡器现场测定了 1997 年冬、夏两季东海表层海水的 $p\text{CO}_2$ 。但上述研究的观测站位有限,特别是针对东海西部海域强烈的陆海相互作用和复杂的水文条件,有限数据很难准确表征 $p\text{CO}_2$ 及其通量(胡敦欣等, 2001)。

作者根据 2001 年夏季在东海西部 30 余个站位的调查资料,分析了表层海水 $p\text{CO}_2$ 分布,结合水文、化学和生物等要素的同步观测资料,对 $p\text{CO}_2$ 分布和变化的重要影响因素进行了讨论,并利用 Wanninkhof(1992)提出的通量模式计算了东海西部海域海-气界面的 CO_2 通量。

1 资料来源及采样与分析方法

1.1 资料来源

文中所用数据资料于 2001 年 7 月 27 日—8 月 4 日由中国科学院海洋研究所金星二号科学调查船调查得到。该航次调查海区、站位布设如图

* 中国科学院知识创新工程重要方向项目, KZCX2-207 号和国家“973”计划资助项目, 2002CB412504 号。谭燕, 硕士, E-mail: china_swallow@163.com

1) 通讯作者: 张龙军, E-mail: longjunz@mail.ouc.edu.cn

收稿日期: 2003-04-25, 收修改稿日期: 2003-12-16

1 所示。

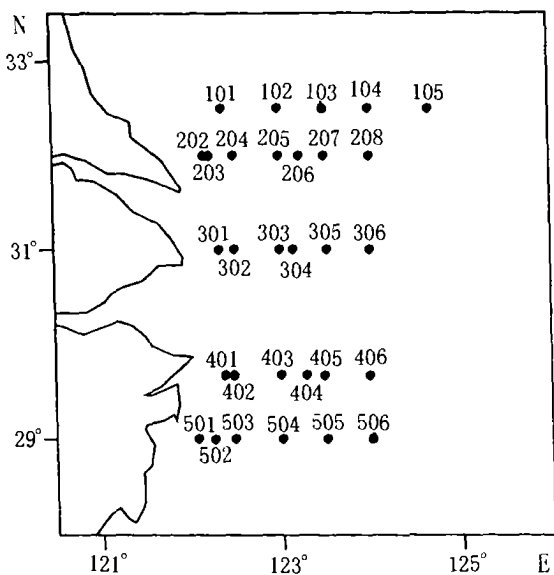


图 1 调查海区站位图

Fig.1 Location of survey stations in the west of the East China Sea

1.2 表层海水 pCO₂ 样品的采集与分析

水-气平衡器采用 Cooper 等(1998)的层流式平衡器,检测系统采用含有甲烷化镍催化装置的气相色谱(王峰,2001)。操作流程如图2所示,船

停止后,通过绝热性能良好的管道将海平面下 3—4m 海水用真空泵(泵 1)直接抽至层流式平衡器内(1L/min),同时开启空气泵(泵 5),将船体上方约 10m 高度的清洁大气抽入平衡器的主体内,使水样和空气上下相向而行。平衡器主体中填充玻璃空心圆柱体(直径为 6mm,高 6mm)以增加气液两相的接触面积,从而使两相充分接触,快速达到平衡。为防止水样沿气路进入色谱系统而添加缓冲瓶,平衡后的样品气经减压阀被输入采样环,样品气与外界气压平衡 1.5min 后,调整六通阀,用载气将其输入 GC 系统分析检测。

大气 pCO₂ 样品采于船头距水面约 10m 处,直接导入气相色谱系统测定。

CTD 探头(YSI-6200 型)测海水温度、盐度;叶绿素分析采用 Parson 等(1987)的方法;营养盐的测定用荷兰 SKALAR 公司的 SAN PLUS 自动分析仪。

2 结果与讨论

2.1 表层 pCO₂ 的分布

2001 年夏季调查海区表层海水中 pCO₂ 的平面分布如图 3a 所示,从该图中可以看出,在长江口及杭州湾邻近海域表层海水的 pCO₂ 分布存在

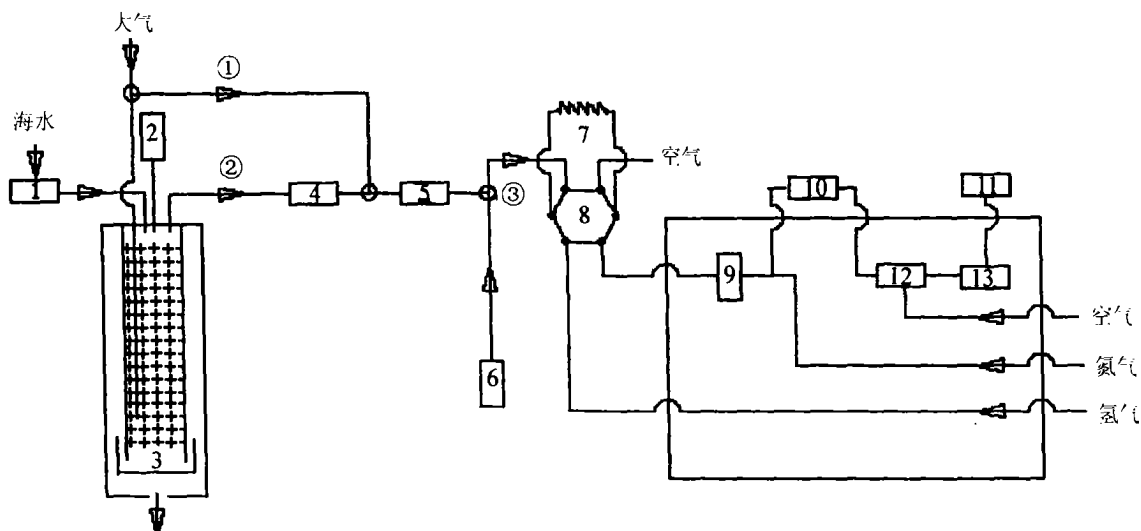
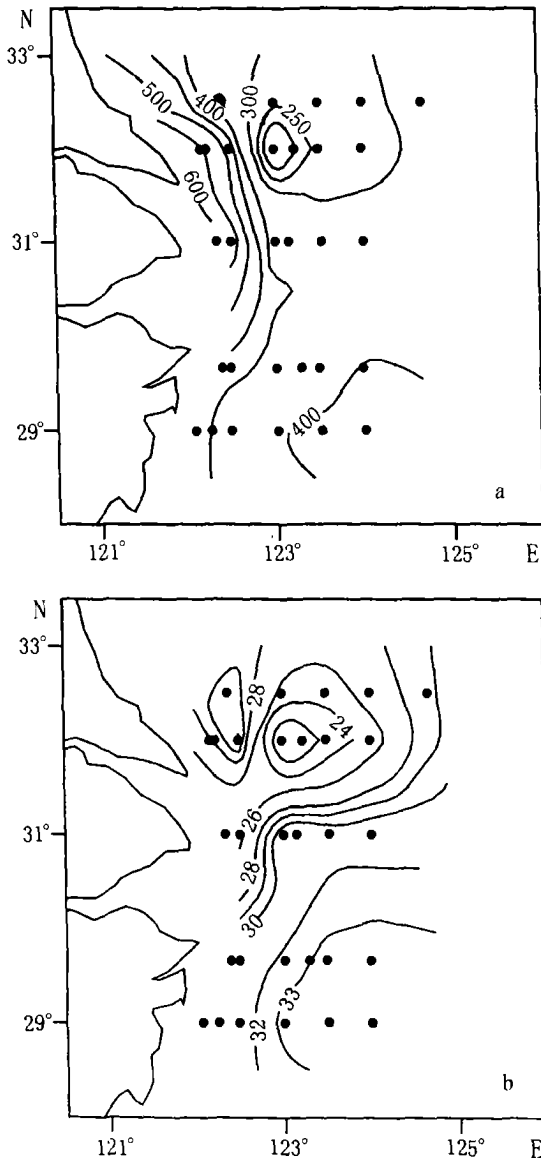


图 2 层流式平衡器-气相色谱系统流程图(引自张龙军等,2001)

- 1. 恒流泵 2. 温度计 3. 平衡器 4. 缓冲瓶 5. 恒流泵 6. 标准气体 7. 采样环 8. 六通阀 9. 色谱柱
- 10. 转化柱 11. 记录仪 12. 氢离子检测器 13. 放大器
- ①空气阀;②样品气阀;③减压阀

Fig.2 Flow chart of the laminar flow type equilibrator system (after Zhanglongjun, 2001)

- 1. Pump 2. Thermometer 3. Equilibrator 4. Buffer bottle 5. Pump 6. Standard gas 7. Sampling loop 8. Six-way valve
- 9. Chromatographic Column 10. Transition Column 11. Recorder 12. FID 13. Amplifier
- ① Atmosphere valve; ② Aas sample valve; ③ Reductor

图3 表层海水 $p\text{CO}_2$ (a)、盐度(b)分布Fig.3 Horizontal distribution of $p\text{CO}_2$ (a) and salinity (b) of surface water

着较大的不均匀性,这不同于大洋上 $p\text{CO}_2$ 的分布 (Cooper *et al.*, 1998), 而充分体现了边缘海区的复杂性。本次调查 $p\text{CO}_2$ 的测值在 $117\text{--}617\ \mu\text{atm}$ 之间, 平均值为 $357\ \mu\text{atm}$ (利用网格统计法计算所得)。总的说来, 调查海域表层海水中的 $p\text{CO}_2$ 自西向东逐渐降低, 呈现明显的梯形分布, 除去长江口口门附近个别站位, 表层海水中的 $p\text{CO}_2$ 与盐度呈良好的正相关 ($R = 0.7325$), 体现了长江冲淡水对表层海水 $p\text{CO}_2$ 的影响。随着淡咸水的混合, 悬浮物质经吸附、絮凝逐渐沉降于海底, 在冲淡水扩展的同时, 其携带的丰富营养盐导致了强烈的生物活动, 使海水中的 $p\text{CO}_2$ 降低。但在长江口口门

附近高浑浊度水体中出现本次调查 $p\text{CO}_2$ 的最高值 (301 站位, $617\ \mu\text{atm}$)。张龙军等 (1999) 在 1998 年夏季东海调查航次中在该海域邻近海区也曾观测到极高的 $p\text{CO}_2$, 这主要是由于长江口口门附近泥沙量大, 海水透明度低, 真光层厚度小, 潮流混合作用强烈, 限制了浮游植物的生长 (蒲新明, 2001), CO_2 消耗较少, 显示出淡水中高 $p\text{CO}_2$ 的性质。

在长江口东北部, 以 123°E , 32°N 为中心, 有一 $p\text{CO}_2$ 低值区域。由表层盐度分布图 (图 3b) 可看出, 该海域盐度较低, 并且成舌状向济洲岛方向延伸。长江冲淡水在冲出口门后向东北扩展的过程中, 随着悬浮物质逐渐沉降、水体温度层化、透光率提高、真光层加深, 浮游植物利用高的营养盐浓度, 加剧光合作用 (Ning *et al.*, 1988; 宁修仁等, 1991), 从而使表层 CO_2 被大量消耗, 导致表层 $p\text{CO}_2$ 的低值。这也可由该海区具有极高的叶绿素 *a* 浓度得到证实。

表层水温总体上与 $p\text{CO}_2$ 呈负相关 ($R = -0.7132$)。 $p\text{CO}_2$ 受长江冲淡水悬浮物质逐渐沉降、水体温度增加、光合作用加强的影响, 自西向东逐渐降低。由此可见, 在边缘海区, 由于生物活动的影响, $p\text{CO}_2$ 的变化不再简单地依赖于碳酸盐的热力学稳定性。

2.2 表层 $p\text{CO}_2$ 与叶绿素 *a* 及营养盐的关系

就整个研究海域而言, 表层 $p\text{CO}_2$ 与叶绿素 *a* 及营养盐的关系比较离散。但除去受泥沙影响严重的长江口口门附近个别站位和发生赤潮的区域外, 仍有一定的规律。表层海水 $p\text{CO}_2$ 与叶绿素 *a* 有较好的负相关关系 ($R = -0.6269$), 叶绿素 *a* 浓度越高, $p\text{CO}_2$ 数值越低, 说明在边缘海区, 生物活动的剧烈程度是影响 $p\text{CO}_2$ 分布的一个最重要的因素。总无机氮和硅酸盐与 $p\text{CO}_2$ 亦呈负相关关系 (R 分别为 -0.6061 和 -0.6115), 而磷酸盐却与之成正相关关系 ($R = 0.6204$)。叶绿素 *a* 恰好相反, 与总无机氮和硅酸盐成正相关关系 (R 分别为 0.6894 和 0.6476), 与磷酸盐成负相关关系 ($R = -0.6637$)。这说明, 在调查海区磷酸盐极可能成为生物活动的限制营养元素; 而硝酸盐和硅酸盐由于含量丰富, 其分布主要受冲淡水扩展的物理过程制约, 这可由两者与盐度具有较好的相关性 (R 分别为 -0.7102 、 -0.6261) 得到证明。

值得一提的是在本航次中, 作者观察到两次

赤潮,即以 123°E, 32°N 为中心发生的夜光藻赤潮,该中心叶绿素 *a* 高达 43.8mg/m³,测得的 pCO₂ 仅为 117.8μatm,远比其他没有发生赤潮的区域低;而在 122.48°E, 29.67°N 区域观察到的赤潮,明显是赤潮后期,叶绿素 *a* 为 8.4mg/m³,而测得的 pCO₂ 却高达 407μatm。作者认为这主要是与赤潮的消长过程有关,在 123°E, 32°N 为中心发生的夜光藻赤潮,正处于对数生长阶段,生物大量繁殖,伴随浮游植物强烈的光合作用将大量消耗水体中的 CO₂, 释放出 O₂, 从而导致 pCO₂ 迅速降低;而 122.48°E, 29.67°N 区域观察到的赤潮已开始由高潮转向消退时期,藻类开始死亡,叶绿素 *a* 浓度下降,浮游植物的光合放氧过程降低,藻类被细菌等微生物分解,生物的呼吸作用大于光合作用,而导致水体中 pCO₂ 大幅升高。

2.3 夏季东海西部海域 CO₂ 源、汇的讨论

2.3.1 ΔpCO₂ 分布的空间变化 调查海区大气中的 pCO₂ 在 365—385μatm 之间,平均值为 374.2μatm(利用网格统计法计算所得),变化不大;而表层海水的 pCO₂ 则分布明显不均匀(图 3a)。图 4a 给出了东海西部海域夏季 ΔpCO₂ 的平面分布,ΔpCO₂ 表示海洋与大气间 pCO₂ 的差值(ΔpCO₂ = pCO₂^{sea} - pCO₂^{air})。由该图可以看出,除长江口口门附近及浙江近岸海域为正值,即为 CO₂ 的源区外,其余海区均为负值区,尤其以 123°E, 32°N 为最强中心,ΔpCO₂ 达 -256.4μatm。

2.3.2 海-气界面的 CO₂ 通量 单位面积、单位时间的海-气界面 CO₂ 的交换通量一般按如下公式进行计算: $F = K \times \Delta pCO_2$ (K 为气体交换运输速率; $K = k \times \alpha$, 其中 k 是大气和海洋间的气体交换系数; α 是某温盐条件下的 CO₂ 溶解度)。目前关于海-气间气体交换系数的计算模式较多,其中以 Wanninkhof(1992)提出的模式应用比较广泛(Rehder *et al.*, 2001; Ternon *et al.*, 2000)。本文中作者采用 Wanninkhof(1992)提出的模式计算气体交换系数,估算调查海域 CO₂ 的海-气界面交换通量。

$k = 0.31 \times U_{10}^2 \times (660/Sc_t)^{1/2}$ (适用于瞬时风速), U_{10} 为距海平面 10m 处的风速大小,单位: m/s; Sc_t 是 t °C 下 CO₂ 的 Schmidt 常数, $Sc_t = 2073.1 - 125.62t + 3.6276t^2 - 0.043219t^3$ (t : °C)。

α 计算如下式(Weiss, 1974):

$$\ln \alpha = A_1 + A_2(100/T) + A_3 \ln(T/100) + S \times$$

$$[B_1 + B_2(T/100) + B_3(T/100)^2]$$

式中 T 为开尔文温度,单位为 K; S 为盐度。当 α 的单位为 mol/L·atm 时,常数 $A_1 = -58.0931$, $A_2 = 90.5069$, $A_3 = 22.2940$, $B_1 = 0.027766$, $B_2 = -0.025888$, $B_3 = 0.0050578$ 。

采用调查海区各站位的 ΔpCO₂ 和现场风速计算的海-气界面碳通量见表 1,并绘制图 4b。从图 4b 中可以看出,夏季东海西部海域除长江口及浙江近岸海域是 CO₂ 的源区以外,其余海域(123°E 以东)则为大气 CO₂ 的汇,尤其以 123°E, 32°N 为中心,存在着一个极强的大气 CO₂ 的汇区。

根据图 4b,利用网格统计法(胡敦欣, 2001),

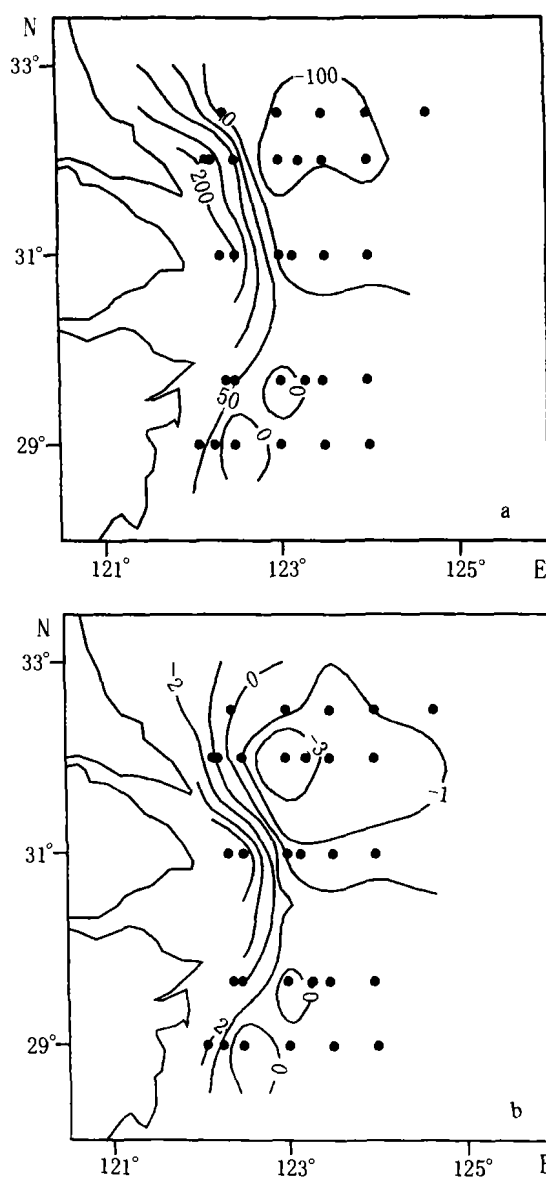


图 4 夏季东海西部海域海-气界面 ΔpCO₂(a)和 CO₂ 通量(b)分布

Fig.4 Distribution of ΔpCO₂(a) and the flux of CO₂(b) at air-sea interface in the west of the East China Sea in summer

表 1 2001 年夏季调查海区各站位海-气界面碳通量[单位: $\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$]
Tab.1 flux of CO_2 at all stations at air-sea interface in survey area in summer, 2001

站位	通量	站位	通量	站位	通量
101	-0.025	301	4.858	405	0.281
102	-0.098	302	4.974	406	0.863
103	-3.097	303	-0.251	501	2.245
104	-0.950	304	-1.460	502	-1.245
105	-0.522	305	-0.421	503	-1.247
203	1.511	306	-0.213	504	0.543
205	-7.345	401	6.249	505	0.775
206	-4.143	402	1.174	506	0.918
207	-1.953	403	-1.158		
208	-2.821	404	0.837		

即在 $122^\circ\text{--}125^\circ\text{E}$ 、 $28.5^\circ\text{--}32.5^\circ\text{N}$ 的实测范围内,按 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的网格插入各站位的 $\Delta p\text{CO}_2$ 和现场风速,分别计算每一网格上的海-气界面二氧化碳净通量的平均值,估算 2001 年夏季东海西部调查海域海-气界面碳净通量。以调查海区的面积为 $14.4 \times 10^4 \text{km}^2$ 计,则得到东海西部海域夏季净吸收 $15.3 \times 10^4 \text{tC}$ 。若用网格统计法计算所得的表层海水 $p\text{CO}_2$ 的平均值 ($357.0 \mu\text{atm}$) 与大气 $p\text{CO}_2$ 的平均值 ($374.2 \mu\text{atm}$) 以及现场风速的平均值 (5.07m/s) 计算,则可得 2001 年夏季东海西部海域净吸收 $17.5 \times 10^4 \text{tC}$ 。可见,对原始数据的两种取值方法计算的结果相当一致。

若以盐度小于 30 为冲淡水考虑,根据图 3,计算出调查海区表层海水盐度小于 30 的区域面积为 $8.03 \times 10^4 \text{km}^2$,该区域夏季可从大气吸收 $19.0 \times 10^4 \text{tC}$ (网格统计法计算所得),而整个调查海区的面积为 $14.4 \times 10^4 \text{km}^2$,夏季可从大气吸收 $15.3 \times 10^4 \text{tC}$ 。由此可见,盐度小于 30 的长江冲淡水区域是夏季东海西部海域 CO_2 汇的主要贡献者。

需要指出的是,上述结果是将本航次观察到的两次赤潮现象统计在内的,虽然我们也意识到赤潮的发生有助于加强 CO_2 的汇,但调查海域属于东海赤潮发生最为频繁的海区 (Xu *et al.*, 1994),而且根据历年来的东海赤潮记录(张有份, 2000),长江口及其临近海域几乎每年的 5—9 月都要发生赤潮。

即使除去发生赤潮的站位 (205、206、401、402 站),利用网格统计法计算可得东海西部海域夏季净吸收 $5.2 \times 10^4 \text{tC}$ 。同样表层海水盐度小于 30 的区域可从大气吸收 $7.9 \times 10^4 \text{tC}$ 。可见无论是否发生赤潮,盐度小于 30 的长江冲淡水区域均是东

海夏季西部海域 CO_2 汇的主要贡献者。

3 结论

(1) 受长江冲淡水的影响,东海西部海域表层海水的 $p\text{CO}_2$ 的分布存在很大的不均匀性。

(2) 除长江口口门附近高混浊度水体以外,调查海区表层海水的 $p\text{CO}_2$ 值与水温、叶绿素 a 大体呈负相关,而与海水的盐度基本上呈正相关。

(3) 长江口口门附近海域及浙江近岸海域为 CO_2 的源区,而 123°E 以东的调查海域则表现为大气 CO_2 的汇,尤其是以 123°E , 32°N 为中心,存在着一个极强的大气 CO_2 汇区。就整个东海西部海域而言,夏季可从大气净吸收 $15.3 \times 10^4 \text{tC}$ 。

(4) 盐度小于 30 的长江冲淡水区域是夏季东海西部海域 CO_2 汇的主要贡献者。

参 考 文 献

- 王 峰,张龙军,王彬宇等,2001. 海水 $p\text{CO}_2$ 测定中喷淋-鼓泡式平衡器和层流式平衡器的互校. 青岛海洋大学学报,31(4):573—578
- 宁修仁,C 库蒂,1991. 长江口及冲淡水区叶绿素 a 、细菌、ATP、POC 及微生物呼吸作用之间的关系. 海洋学报,13(6):831—838
- 张龙军,王彬宇,张 经,1999. 东海冬夏两季表层海水的二氧化碳分压. 青岛海洋大学学报,29:149—153
- 张有份,2000. 海洋赤潮知识 100 问. 北京:海洋出版社,123—134
- 张远辉,黄自强,马黎明等,1997. 东海表层水二氧化碳及其海气通量. 台湾海峡,16:37—41
- 胡敦欣,马黎明,张龙军等,2001. 东海海洋通量关键过程. 北京:海洋出版社,140—149
- 蒲新明,吴玉霖,张永山,2001. 长江口浮游植物营养限制

- 因子的研究. 海洋学报, 23(3): 57—65
- Cooper D J, Watson A J, Ling R D, 1998. Variation of pCO₂ along a north Atlantic shipping route: A year of automated observation. *Marine Chemistry*, 60: 147—164
- Fankignoulle M, Borges A, 2001. European continental shelf as a significant sink for atmospheric carbon dioxide. *Global Biogeochemical Cycles*, 15: 569—576
- Liu K-K, Atkinson L, Chen C T, 2000. Are continental margin carbon fluxes significant to the global ocean carbon budget? *Trans Am Geophys*, 81: 641—644
- Manabe S, Tang W, Fu L L, 1993. Century scale effects of increased atmospheric CO₂ on the ocean-atmospheric CO₂ on the ocean-atmosphere system. *Nature*, 364: 215—218
- Ning X, Vaulot D, Liu Z H *et al*, 1988. Standing stock and production of phytoplankton in the estuary of the Changjiang and the adjacent East China Sea. *Mar Ecol Prog Ser*, 49: 141—150
- Parson T R, Maita Y, Lalli C M A, 1987. *Manual of Chemical and Biological Methods for Seawater Analysis*. Oxford Pergamon Press, 173
- Rehder G, Suess E, 2001. Methane and pCO₂ in the Kuroshio and the South China Sea during maximum summer surface temperatures. *Marine Chemistry*, 75: 89—108
- Roy S, Sundby B, Vezina A. F *et al*, 2000. A Canadian JGOFS process study in the Gulf of St. Lawrence. *Deep-Sea Research*, 47: 377—384
- Sarmiento J L, 1995. *Modeling the oceanic uptake of Anthropogenic carbon*. US JGOFS, New York press, 4—6
- Smith S V, Hollibaugh J T, 1993. Coastal metabolism and the oceanic carbon balance. *Review of Geophysics*, 31: 75—89
- Sverdrup H U, Johnson M W, Fleming R H, 1942. *The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology*. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall, 108—121
- Ternon J F, Oudot C, Dessier A, 2000. A seasonal tropical sink for atmospheric CO₂ in the Atlantic Ocean: the role of the Amazon River discharge. *Marine Chemistry*, 68: 183—201
- Tsunogai S, watanabe S, Sato T, 1999. Is there a "Continental shelf pump" for the absorption of atmospheric CO₂? *Tellus*, 51B: 701—702
- Wanninkhof R H, 1999. Relationship between gas exchange and wind speed over the ocean. *Journal of Geophysical Research*, 97(C5): 7373—7381
- Weiss R F, 1974. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non ideal gas. *Marine Chemistry*, 2: 203—215
- Xu R, Hong-J-C, Wang-G-L, 1994. On red tide in Yangtze estuary and adjacent sea area. *Mar Sci Bull*, 13(5): 25—29 (in Chinese)

SUMMER SURFACE WATER $p\text{CO}_2$ AND CO_2 FLUX AT AIR-SEA INTERFACE IN WESTERN PART OF THE EAST CHINA SEA

TAN Yan, ZHANG Long-Jun, WANG Fan[†], HU Dun-Xin[†]

(*Ocean University of China, Key Laboratory for Marine Ecological and Environmental Science of Shandong Province, Qingdao, 266003*)

[†](*Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071*)

Abstract In the study of the global carbon cycle, the continental margin is considered as one of probable sinks for missing term of carbon, and has come under increasing attention in recent years. It is of great importance, for the discussion of global carbon cycle and for the consummation of global carbon database, to study the CO_2 flux over the East China Sea, a major marginal sea in the northwest Pacific.

This paper investigated CO_2 flux over the East China Sea using the data collected during summer 2001 (27 Jul—04 Aug). The procedures of sampling and analyses of surface water $p\text{CO}_2$ were as followed: when the ship stayed still, pump surface water from a side intake at a depth of 3—4m via an adiabatic conduit to equilibrator of laminary flow type (Cooper, 1998), which was presented by Plymouth Marine Laboratory. UK, turn on the air pump at the same time, and pump clean air that from 10m above the surface water to the laminary flow type equilibrator, in order to replace with water sample fully, then measure the samples of water and atmospheric $p\text{CO}_2$ by G.C (Gas Chromatogram) simultaneously. The intake from which atmospheric air was pumped was installed at 10m above the water surface to avoid contamination from the ship. Temperature and salinity were measured synchronously by CTD (Conductivity Temperature Depth) system. Chlorophyll a was analyzed with the mensuration of Parsons (Parson, 1987). Nutrients were determined by SAN PLUS automatism (SKALAR company of Holand).

The results indicated that it was mainly the freshwater of Changjiang (Yangtzi) River that disturbed the $p\text{CO}_2$ distribution in the surface water of survey area and made it uneven. Because of strong influence of fluvial carbonates, the $p\text{CO}_2$ of surface water in the areas of Changjiang estuarine area and Hangzhou Bay were obviously higher than that of the rest area. There were positive correlation between the $p\text{CO}_2$ of surface water and corresponding salinity, but negative correlation between the $p\text{CO}_2$ of surface water and corresponding temperature, and chlorophyll a except for the very muddy freshwater area near the Changjiang estuary. Using the gas exchange coefficient calculated from the Wanninkhof model (Wanninkhof, 1992) and the wind speed in situ, it is concluded that the Changjiang River estuarine area and offshore area near Zhejiang Province were source of CO_2 , while the area east to 123°E were sink of CO_2 , especially to the vicinity of 123°E 32°N , due to biological activities. The freshwater bring abundant nutrients which enhanced significantly biological activities, and thus largely increased consumption of CO_2 , which made the seawater (the area east to 123°E) to become the sink of atmospheric CO_2 . As far as the whole area of the western part of the East China Sea (the survey area is $14.4 \times 10^4 \text{ km}^2$) is concerned, $15.3 \times 10^4 \text{ tC}$ was absorbed from atmosphere in summer. If the salinity of fresh water was considered to be less than 30, the area was $8.03 \times 10^4 \text{ km}^2$, $19.0 \times 10^4 \text{ tC}$ would be absorbed from atmosphere in summer by calculation. So it is mainly the freshwater of Changjiang River that resulted in the sink of CO_2 in the western part of the East China Sea in summer.

Key words The East China Sea, Partial pressure of CO_2 , Flux of CO_2