庞娇娇,褚礼轩,侯雯彧,等.秋季东海一氧化碳的分布、通量、微生物消耗和暗反应生成研究 [J]. 中国环境科学, 2025,45(8):4656-4666.
Pang J J, Chu L X, Hou W Y, et al. Distribution, flux, microbial consumption and dark production of carbon monoxide in the East China Sea in autumn [J]. China Environmental Science, 2025,45(8):4656-4666.

秋季东海一氧化碳的分布、通量、微生物消耗和暗反应生成研究

庞娇娇[1],褚礼轩[1],侯雯彧[1],张 婧[1,2],何 真[1,2],杨桂朋[1,2*] (1.中国海洋大学化学化工学院,海洋化学理论与工程技术教育部重点实验室,山东 青岛 266100；2.青岛海洋科技中心海洋生态与环境科学功能实验室,山东 青岛 266237)

摘要：基于 2023 年秋季在中国东海的现场调查,研究该海域一氧化碳(CO)的浓度分布特征,估算 CO 海－气通量,测定表层海水 CO 微生物消耗和暗反应生成速率.结果表明,东海大气 CO 的混合比为 61.15～234.26ppbv,平均值为(98.47±49.64) ppbv.用顶空分析法测定的表层海水中 CO 的浓度为 0.20～1.63nmol/L,平均值为(0.63±0.71) nmol/L.各水层 CO 浓度日变化显著,表现为午后浓度最高,凌晨前后浓度最低.垂直剖面显示,CO 浓度随深度的增加而减小.CO 的海－气通量为 0.45～5.66 μmol/(m^2·d),平均值为(2.11±2.89) μmol/(m^2·d),表明东海是大气 CO 的源.表层海水 CO 微生物消耗速率常数为 0.16～0.33 /h,平均值为(0.22±0.07) /h.CO 浓度消耗过程表现出一级反应动力学特征.CO 暗反应生成速率为 0.023～0.20nmol/(L·h),平均值为(0.12±0.14) nmol/(L·h),CO 浓度随时间增长线性增加.本次调查对中国东海 CO 的源－汇过程进行了补充,有助于深入理解陆架海域 CO 生物地球化学过程及其气候效应.

关键词：一氧化碳；浓度分布；海－气通量；微生物消耗；暗反应；中国东海
中图分类号：P734;X142 **文献标识码**：A **文章编号**：1000-6923(2025)08-4656-11

Distribution, flux, microbial consumption and dark production of carbon monoxide in the East China Sea in autumn.

PANG Jiao-jiao[1], CHU Li-xuan[1], HOU Wen-yu[1], ZHANG Jing[1,2], HE Zhen[1,2], YANG Gui-peng[1,2*] (1.College of Chemistry Engineering, Ocean University of China, Key Laboratory of Ministry of Education for Marine Chemistry Theory and Technology, Qingdao 266100, China；2.Laboratory for Marine Ecology and Environmental Science, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266237, China). *China Environmental Science*, 2025,45(8)：4656~4666

Abstract：A field survey was conducted in the East China Sea in autumn 2023 to study the distributions of carbon monoxide (CO) concentration, estimate the sea-to-air fluxes, and measure the microbial consumption and dark production rates of CO in the surface seawater. The results showed that atmospheric CO mixing ratios of the East China Sea ranged from 61.15 to 234.26 ppbv, with an average of (98.47 ± 49.64) ppbv. A headspace analysis system was used to determine CO. The concentrations of CO in the surface seawater ranged from 0.20 to 1.63 nmol/L, with an average of (0.63 ± 0.71) nmol/L. The CO concentrations exhibited noticeable daily variations across different water layers, with a maximum at noon and a minimum around dawn. The results of vertical distributions showed that the CO concentrations decreased gradually with the increase of depth. The sea-to-air fluxes of CO ranged from 0.45 to 5.66μmol/(m^2·d), with an average of (2.11 ± 2.89) μmol/(m^2·d). The results of sea-to-air fluxes estimation showed that the East China Sea was a source of atmospheric CO. The microbial consumption rate constants of CO in the surface seawater ranged from 0.16 to 0.33 /h, with an average of (0.22 ± 0.07) /h. The consumption process showed the characteristics of first-order reaction. Dark production rates varied from 0.023 to 0.20nmol/(L·h), with an average of (0.12 ± 0.14) nmol/(L·h). The concentrations of CO increased linearly with the increase of time. This survey complements the source-sink processes of CO in the East China Sea, and contributes to a further understanding of the CO biogeochemical processes and its climatic effect in the continental shelf sea area.

Key words：carbon monoxide；distribution；sea-to-air flux；microbial consumption；dark production；East China Sea

一氧化碳(CO)是大气中一种关键的痕量还原性气体,对大气化学和全球气候变化具有重要影响[1].大气中的 CO 与羟基自由基(OH·)反应,削弱对流层的氧化能力[2].这一过程延长了甲烷(CH_4)的半衰期并增加了二氧化碳(CO_2)和臭氧(O_3)的含量[3],影响辐射收支和空气质量.因此,CO 是一种间接的温室气体[4-5]大气中的 CO 主要来自于石油、煤等化石燃料的不充分燃烧[6]、大气中 CH_4 被 OH·的氧化、

收稿日期：2025-01-20
基金项目：国家自然科学基金重点项目(42330402);泰山学者攀登专家项目(tspd20240805)资助
* 责任作者, 教授, gpyang@mail.ouc.edu.cn

森林火灾和火山喷发等[7].海水中有色溶解有机物(CDOM)的光化学降解是 CO 的主要来源[8],它对太阳辐射的吸收(主要在紫外和可见光波段)导致了自身的分解,这也使得海水中CO浓度周日变化显著[9].此外,海水中 CO 的重要来源还包括溶解有机物(DOM)的热化学降解即暗反应生成[10]和浮游植物的直接释放[11],约占海水中 CO 生成总量的 44%[4].海洋被认为是大气中CO的一个重要来源,特别是在近海地区[8,12].海洋向大气每年释放 3.7~600Tg CO-C/a[13]相当于全球总碳源的 0.3%~77%[14],等于或超出化石燃料的估计范围,也同样高于生物质燃烧的估计范围[15].因此,海水中的 CO 除经微生物消耗移除外[16],还经海－气交换[17]而损失.CO 被微生物氧化,在海水中的逗留时间很短,多处于 1~31h 之间[18].快速的微生物去除使得 CO 主要参与了海洋内部的生物地球化学循环,成为海水中CO的主要汇,大约消耗公海混合层中光化学生成 CO 总量的 90%[19].微生物消耗受海洋环境条件和微生物种类和丰度的共同影响.近年来,国际上对海洋 CO 的研究已从初期对其通量的简单估算拓展到更深入的研究,如利用宏基因和宏转录组分析对CO消耗细菌起关键作用的基因[20];提出一个新的微生物氧化模型[21],即二级消耗动力学取决于细菌生物量而不是CO 的浓度模型;木质素的芳族甲氧基已被证明通过水解和羟基自由基氧化产生CO[8],且CDOM的芳香性越高,CO 产生速率越快[22].

东海作为西北太平洋陆架边缘海[23],是陆地和海洋相互作用较为强烈的区域[24],其最重要的收支项是长江等众多江河汇入及黑潮的输运[25].东海也受到猛烈台风与复杂季风强迫作用,导致该海域具有复杂多变的海洋环境[26].同时该海域毗邻中国经济最发达的几个省份,受人为活动影响程度较高.因此需要在这一海域进行 CO 浓度分布和海－气通量的现场持续观测.莫祥杰等[27]对春季东海表层海水中的CO暗反应生成进行了研究,但是近年来对秋季东海CO暗反应生成的研究相对匮乏.秋季处于季节过渡阶段,光照强度虽有所减弱但仍较为充足,同时水温降低,这一环境变化会显著影响海水中CO的生成和消耗速率,从而改变 CO 的净生成量.此外,在季风环流方面,秋季东亚季风由偏南风转为偏北风[28]这一转变有利于将东海沿岸人类活动如秸秆焚烧等产生的额外CO输送至研究海域,使得该时期受人类活动影响更大,区域大气化学及碳收支深受影响.研究基于以上空白及季节特殊性,本文于 2023 年秋季对东海进行了大面积调查和现场模拟实验,分析和讨论了该海域 CO 的浓度分布、海－气通量、微生物消耗及暗反应生成,补充了中国东海CO的源－汇过程,加深了对与人类活动强相关的陆架海域 CO 的生物地球化学循环的认识.

1　材料与方法

1.1　仪器装置与试剂

本研究实验中使用的仪器装置列于表 1.

表 1　主要实验仪器

Table 1　The main instruments

仪器	型号	生产公司
痕量气体分析仪	Ta3000	美国 Ametek 公司
氦气纯化仪	GC-50	先普半导体技术有限公司
轨道振荡器	——	江苏盛蓝仪器制造有限公司
紫外－可见分光光度计	T9	北京普析
气密注射器	10mL	澳大利亚 TRAJAN 公司
TOC 测定仪	TOC-L	日本 Shimadzu 公司

本研究实验使用到的试剂如下:

高纯氮气(纯度>99.999%,青岛润泽盛特种气体有限公司);

CO 标准气体(98.17×10^{-9},大连大特气体有限公司).

1.2　样品采集和保存

于 2023 年 10 月 10 日至 11 月 1 日搭乘“向阳红 18”科考船对中国东海进行现场系统调查,调查海域和采样站位如图 1 所示.断面设计方面,于舟山群岛东部布设了 30°N 断面(S01),同时在浙江外海从北向南设计了 4 条与海岸线基本垂直的断面(S02 至 S05).对 36 个站位大气和表层海水样品取样分析.S01 断面受长江冲淡水、黑潮水等水团综合影响,为探究水团对调查海域海水中CO分布的影响,选取 S01 断面作为研究 CO 垂直分布特征的代表.不同深度的海水样品由配备直读式温盐深仪(CTD)12L 的 Niskin Rosette 采水器采集,通过硅胶管注入到 50mL 西林瓶(预先经 10% HCl 酸泡和 Milli-Q 水清洗)底部,用适当力度捏住硅胶管以注意控制水流速度不能有气泡和旋涡产生,并将西林瓶润洗 2~3 次,待海

水溢出样品瓶约 2 倍体积后迅速用压盖器将装有聚四氟乙烯垫片的铝盖压紧,确保瓶内无气泡.采样完成后,应立即进行测定.为最大限度减少船舶排放影响,在船速降至3~4 节时,用 10mL 的气密注射器于船头距海面约 10m 处的甲板上,迎风采集大气 CO 样品[29].利用船载气象站获取风速和气压等参数.为有效截留海水样品中的颗粒态有机碳(POC)和悬浮颗粒物,以防颗粒物干扰后续的化学分析(如 TOC 仪器的燃烧管堵塞)或光学测量(如 CDOM 的吸光度检测),使用孔径 0.7μm 的玻璃纤维滤膜(Whatman GF/F,英国)对海水样品进行过滤,并分别转移至 40mL 和 60mL 样品瓶中(预先经过 10% HCl 酸泡、Milli-Q 水清洗和 450℃马弗炉中灼烧 3h).40mL 样品瓶置于−20℃冰库避光冷冻保存,60mL 棕色瓶于 4℃冰箱避光冷藏保存,分别用于溶解有机碳(DOC)浓度测定以及 CDOM 紫外分析.

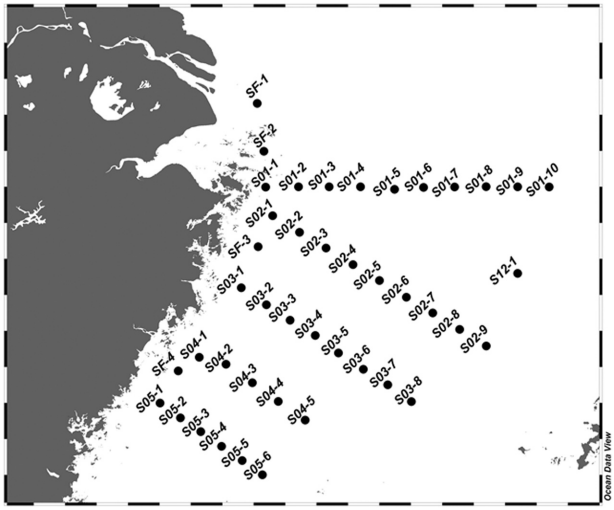


图 1 2023 年秋季东海采样站位示意

Fig.1 Sampling stations of the East China Sea in Autumn 2023

1.3 样品测定

1.3.1 CO 浓度的测定 使用 Ta3000 痕量气体分析仪,采用顶空平衡法[30]对海水样品中的 CO 浓度进行现场测定,具体操作步骤如下:将 8mL 预先经过氮气纯化仪纯化过的高纯氮气由气密注射器注入西林瓶中,并使用另一支无活塞 10mL 注射器收集溢出的海水样品.为使高纯氮气与海水样品快速到达气液平衡状态,将西林瓶置于轨道振荡器上振荡 5min,转速设置为 300r/min.在振荡开始前,用注射器在瓶盖上滴一滴水以封闭针孔,避免顶空气体逃逸.然后用气密注射器抽取 6mL 的顶空平衡气注入 Ta3000 痕量气体分析仪中进行测定(注意:为防止顶空气体中夹杂的海水进入仪器造成污染和破坏,应在气密注射器上安装 0.22μm 的聚四氟乙烯阻水滤膜).大气样品经气密注射器采集后直接通过阻水滤膜注入 Ta3000 仪器中测定,测量得到的数值即为大气中 CO 的混合比.CO 经过温度为 105℃的色谱柱后,被分离出来进入温度为 265℃的汞床(含有氧化汞),此时氧化汞被 CO 还原形成汞蒸气.利用汞蒸气对于特定波长的紫外光的选择性吸收且吸光度与浓度成正比的原理,可以通过测定汞蒸气的吸光度并通过公式换算得到 CO 的浓度并在仪器的显示面板给出具体数值.仪器在使用前和使用过程中都需要校正,使用混合比为 100ppbv 的 CO 标准气体(分析精度:±2%)对仪器进行单点校正,并每隔 24h 对仪器进行重复校准.该方法是一种间接的测量方法,操作简单且便捷,同时可有效避免样品基质对分析测定的干扰,灵敏度好,最低检出限低,相对标准偏差小.

1.3.2 CO 微生物消耗速率的测定 采用可以消除光致生成影响的黑暗培养法对 CO 微生物消耗速率进行测定.将采水器现场采集到的表层海水转移到 120mL 石英瓶中(预先经过 10% HCl 酸泡和 Milli-Q 水清洗),确保无顶空.海水样品的 CO 浓度需在现场采集后立即测量,并作为初始浓度使用.石英瓶需全程避光,直到放入黑暗循环水浴箱中(循环水浴保持原位海水温度)进行培养.之后大约每隔 0.5h 从石英瓶取样进行测定,整个培养时间系列一般收集 6 个时间点.

1.3.3 CO 暗反应生成速率的测定 使用 0.45 和 0.2μm 的聚醚砜(PES)滤膜过滤海水样品,以消除微生物的影响,并用纯化仪纯化后不含 CO 的高纯氮气鼓泡 20min.将滤液转移到 120mL 石英瓶后密封,然后与微生物消耗样品放置在同一循环水浴箱中培养.海水样品的 CO 浓度需在现场采集后立即测量,并作为初始浓度使用.之后大约每隔 0.5h 测定 CO 浓度,每组样品设置 6 个采样时间序列,总计培养 3h 左右.

1.4 数据处理

1.4.1 大气和海水中 CO 浓度的计算 仪器面板上

的数值即为大气 CO 的混合比($[CO]_{atm}$,ppbv),而海水 CO 的浓度($[CO]_{surf}$,nmol/L)则需要利用海水样品测定完成后仪器面板上的数值(m_a)计算得到,计算公式如下[31]:

$$[CO]_{surf} = Pm_a(\beta PV_w + V_a)/101325RTV_w \quad (1)$$

式中:P 为大气压力(atm);m_a 为样品达到气液平衡后顶空气体中 CO 的体积分数;Vw 和 Va 分别代表水样体积和顶空体积(mL);R 代表气体常数,等于 0.08206atm·L/(mol·K);T 为海水热力学温度(K);β 为 CO 在海水中的溶解度常数,可由海水温度和盐度计算给出[32](例如,当 S=34、T=299.15K 时,β=0.01813).

$[CO]_{eq}$ 表示大气 CO 与海水达到气液平衡时,海水中 CO 的浓度,可由下式得出:

$$[CO]_{eq} = [CO]_{atm} \times \beta / M \quad (2)$$

式中:M 代表 CO 的摩尔体积,一般使用在标准压力和温度下的值即 25.0941L/mol.

1.4.2　CO 过饱和系数和海－气通量的计算　用双层滞膜模型通过界面之间的浓度梯度和传输速率进行 CO 瞬时海－气通量[F, nmol/(m^2·h)]的估算,计算公式如下[33]:

$$F = k([CO]_{surf} - [CO]_{eq}) \quad (3)$$

式中:常数 k 为气体交换常数,可以表示为风速(μ)和施密特常数(Sc)的函数,在此利用经验公式 E2011 计算得 k[18]:

$$k = (0.029\mu^3 + 5.4)(Sc/660)^{-0.5} \quad (4)$$

该经验公式在风速 0~18m/s 的情况下使用更加准确,并考虑到了风速在 0m/s 时,海水表面气泡破裂对海－气通量的贡献.

Sc 的值随温度的变化如下[32]:

$$Sc = -0.0553T^3 + 4.3825T^2 - 140.07T \quad (5)$$

式中:T 代表样品摄氏温度(℃).

海水中 CO 的饱和因子 α 的计算公式如下:

$$\alpha = [CO]_{surf}/[CO]_{eq} \quad (6)$$

当 α 值为 1 时,表明 CO 达到水气相平衡的状态.

按照 Stubbins 等[19]介绍的方法,基于瞬时海－气通量,将所有调查站位按各自的采样时间(一天中的时间)分组,保留采样时间跨越整个昼夜周期的站点.然后利用 Origin 2021,将周期内的采样时间沿水平坐标轴绘制,将瞬时海－气通量沿纵轴绘制,并进行整合,得到 CO 海－气通量的日变化曲线.

1.4.3　微生物消耗速率的计算　微生物消耗速率可用如下公式进行计算[33]:

$$[CO](t,\mathrm{h}) = [CO](0,h) \times e^{-K_{CO} \times t} \quad (7)$$

式中:[CO](t)表示采样时间为 t h 时的海水 CO 浓度;[CO](0 h)表示初始 CO 浓度;t 为培养时间(h),其指数项 K_{CO}(h)即为 CO 微生物消耗率常数.

1.4.4　暗反应生成速率的计算　将每个时间点测量得到的 CO 浓度时间序列进行线性拟合得到如下公式:

$$[CO](t,h) = Q_{CO} \times t + b \quad (8)$$

式中:[CO](t)表示采样时间为 t h 时的海水 CO 浓度;t 为培养时间(h),其斜率 Q_{CO}[nmol/(L·h)]即为 CO 暗反应生成速率常数.

1.4.5　CDOM 吸光系数的计算　CDOM 吸光系数使用朗伯－比尔定律进行计算:

$$a = 2.303\mathrm{A}/\mathrm{L} \quad (9)$$

式中:a 表示 CDOM 的吸光系数(/m);A 表示 CDOM 的吸光度;L 表示石英比色皿光程(m).CDOM 的丰度选用 350nm 处的吸光系数(a_{350})表征[10].

2　结果与讨论

2.1　大气中 CO 的分布

本航次对东海海域上方大气中 CO 的含量($[CO]_{atm}$)进行了测定,具体分布如图 2 所示.大气中 CO 的混合比为 61.15~234.26ppbv,平均值为(98.47 ± 49.64) ppbv,最大值是最小值的 3.83 倍.大气中 CO 含量受人类活动影响较大.最小值为 S02−7 站位,通过分析 72h 后向轨迹图(图 3)可知,调查期间该站位气团主要来自北部遥远的海洋,在海洋上空长时间移动过程中,与海洋清洁气团交换,达到稀释作用,使得气团中 CO 的含量较少;此外,该站位处于远海,远离人类活动密集区,受陆源直接输入的影响较小,因而大气 CO 的混合比较低.S01−4 站位出现最大值,通过后向轨迹分析可知,调查期间,该站位上空气团来自蒙古境内和中国东北工业区,蒙古地区受沙尘天气[34]和生物质燃烧影响,向大气输送一定量的 CO;而中国东北作为重要的工业基地,其密集的钢铁冶炼、燃煤发电等人为排放源,向大气中释放了大量 CO,导致该气团中 CO 的含量较高;同时,该站位的海水 CO 浓度(1.25nmol/L)相较于周围站位的浓度偏

高,由海洋向大气的CO释放可能是该站位高浓度的重要原因;此外,该站位位于舟山东北部,受人为活动影响明显,陆源气团在离开舟山后在东海上空移动过程中 CO 损失和交换较少,陆源输入的 CO 可造成上空 CO 的大幅度增加.相较于往年观测结果,本航次测得的秋季东海 CO 大气混合比 98.47×10^{-9} 低于莫祥杰等[27]2021 年在春季东海的测量结果 191×10^{-9},低于 Wang 等[35]2008 在年夏季末北黄海的测量结果 124×10^{-9},远低于巩春燕等[36]2019 年冬季的测量结果 483×10^{-9},高于徐冠球等[37]2012 年夏季的测量结果 87×10^{-9}.总体来看,东海上空大气中 CO 的季节变化明显,变化幅度可达约 398×10^{-9}.这与冬季盛行西北季风,夏季盛行东南季风的季风性气候的影响以及陆源输入差异和海上人类活动密切相关.

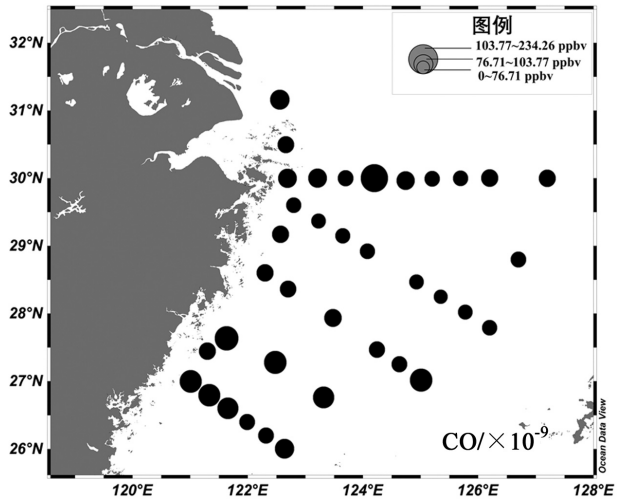


图 2 秋季东海大气中 CO 浓度水平分布

Fig.2 Horizontal distributions of CO in the atmosphere of the East China Sea in autumn

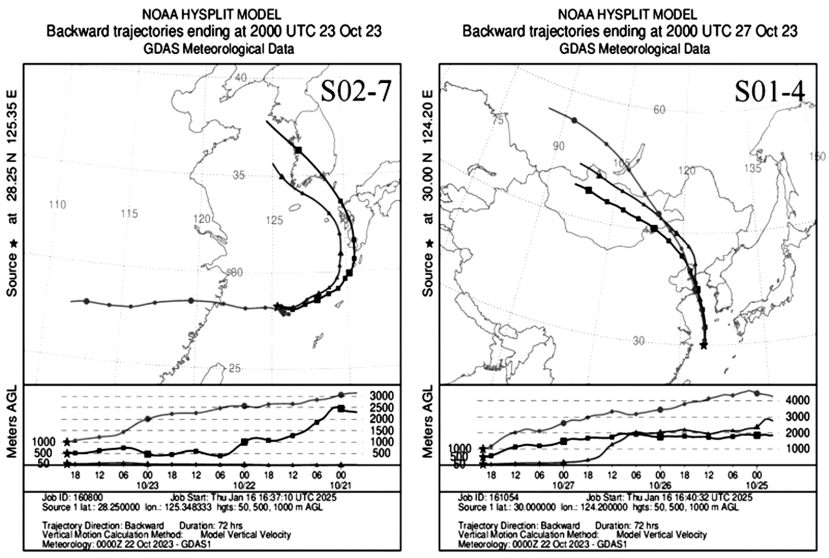


图 3 秋季东海上方气团的 72h 后向轨迹

Fig.3 72 hours backward trajectories over the East China Sea in autumn

2.2 海水中 CO 的浓度分布

2.2.1 海水中CO浓度的水平分布 秋季东海表层海水温度范围为 21.84~27.63℃,平均值为(23.08±1.12)℃;盐度范围为 26.05~34.35,平均值为 33.54±1.86;Chl *a* 浓度范围为 0.07~2.87μg/L,平均值为(0.62 ± 0.60) μg/L.以上结果与吴智广[39]等报道的黄东海结果相吻合;DOC 浓度处在 0.78~2.58mg/L 之间,平均值为(1.10±0.35) mg/L.a_{350}的范围为 0.056~1.25/m,平均值为(0.46 ± 0.31)/m(图 4).受高温、高盐和携带低营养盐的黑潮水及台湾暖流的影响,研究海域南部和东南部海水温度和盐度有明显的升高[39],西部为低温、低盐区.由于盐度小于 30 的长江冲淡水向东南方向扩散,加之东海沿岸水和台湾暖流的共同作用[40-41],Chl *a* 浓度表现出由近岸向外海降低的分布趋势.受陆源输入和现场生产的影响,CDOM 吸收系数呈现多中心、多源头的分布特点.站位西部临近陆地,CDOM浓度整体高于东部;南部属于CDOM高值区,这是因为台湾暖流上升流有所增强,携带富含 Chl *a* 的海水北上,海洋生物现场自生产成为了 CDOM 的主要来源[42].

调查结果表明,该海域表层海水中CO的浓度范围为 0.20~1.63nmol/L,平均值为(0.63±0.71) nmol/L,

最大值与最小值相差 8.15 倍.如图 4 所示,最大值为 S04−3 站位,首先,该站位采样时间为 15:47,此时太阳辐射强度较高.在强光照条件下,CDOM 发生光解反应生成 CO.此外,张东妮等[43]对东海海水的研究表明,CDOM 的吸收系数 a_{355} 与 CO 的光致产生速率呈显著正相关(R^2=0.8188).本站位 CDOM 含量较高(a_{350}=0.787/m),这一特征进一步促进了 CO 的光致生成速率;其次,该站位风速较小为 3.2m/s,海一气扩散损耗较少;最后,该站位及周边站位 Chl *a* 浓度高,意味着该站位浮游植物的生产力十分旺盛,有理由认为该区域存在藻类大量释放 CO 的可能性.最小值为 S05−4 站位,与 S04−3 相反,该站位采样时间为夜间 21:32,太阳辐射强度弱;风速为 S04−3 站位的 2 倍偏多,为 6.9m/s,表层海水中 CO 的海一气扩散损失较大;此外,该站位远离陆地,陆源输入 CDOM 少.长江口近岸站位由于水深较浅,加之长江冲淡水输入的大量泥沙混合物的冲击,搅动程度高使得海水透明度低,透光性弱,太阳辐射不能更多的透射到海水中,不利于 CDOM 光化学降解,以致 CO 浓度偏低.值得注意的是,S05−6 站位也呈现 CO 浓度高值区,该站位盐度较高,不利于微生物对 CO 的消耗作用;同时,该站位 CDOM 含量较高,增加浮游植物的生物量水平,导致 CO 浓度升高;此外,采样时(12:30)光辐射强度大,有利于 CDOM 的光化学生成积累.整体来看,近岸海域 CO 浓度高于远海,与 CDOM 浓度呈现较为相似的分布规律.

对比往年数据,本次调查结果与 Yang 等[44]2007 年秋季南黄海和东海的测量值 0.68nmol/L 相近.低于徐冠球等[37]2012 年夏季东海的测量值 1.48nmol/L 和巩春燕等[36]2019 年冬季东海的测量值 1.23nmol/L.远低于莫祥杰等[27]2021 年春季东海的测量值 2.07nmol/L.东海表层海水 CO 浓度季节变化显著,表现为春季>夏季>冬季>秋季,变化幅度可达约 1.44nmol/L,不如大气中 CO 浓度的多变程度.这种季节性变化与海水温度、风速风向、太阳辐射强度等息息相关.

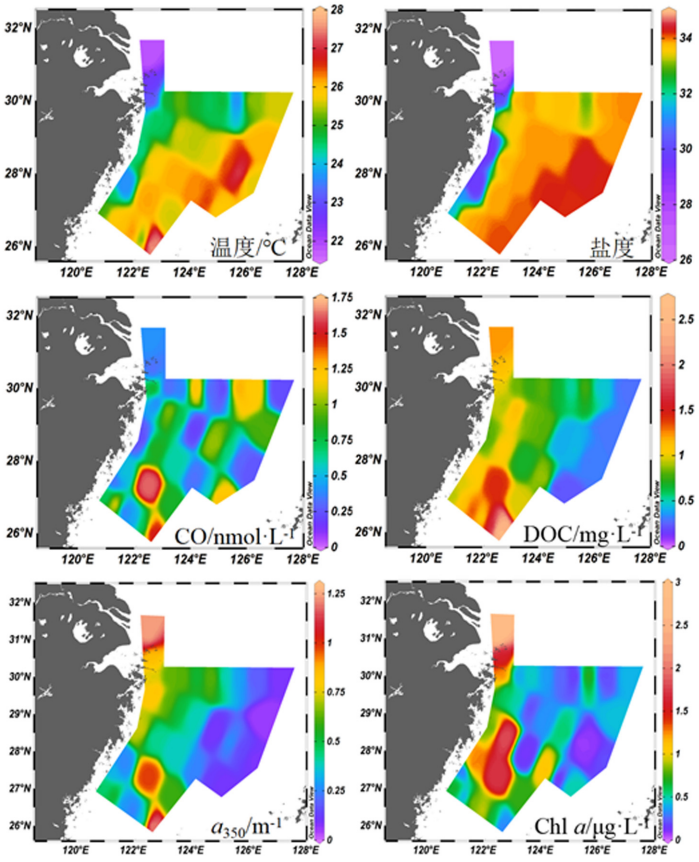


图 4　秋季东海表层海水中温度、盐度、CO 浓度、DOC、a_{350} 和 Chl *a* 水平分布

Fig.4　Horizontal distributions of Temperature, Salinity, CO, DOC, a_{350} and Chl *a* in the surface water of the East China Sea in autumn

本航次 SF−3 为一连续站,方便在此站位进行长达 24h 的现场全水深调查.因此选取 SF−3 站位开展各层海水中 CO 周日变化的观测,CO 浓度随时间的变化曲线见图 5.各层海水中 CO 浓度的最低值出现在凌晨时段,之后浓度逐渐升高,在下午 12:00~15:00 达到最高值,随后浓度又开始降低.由于太阳辐射的周期性变化和微生物的快速消耗,各层海水 CO 浓度日变化显著.凌晨前后没有光化学生成,但微生物对 CO 的消耗源源不断,所以 CO 浓度低;午后光化学生成剧烈,所以 CO 浓度高.表层海水中 CO 浓度最高值(日间,0.99nmol/L)为最低值(夜间, 0.19nmol/L)的 5.21 倍.我们的观测结果符合 Stubbins 等[19]报道的最高浓度是最低浓度的 5~7 倍这一结果.各层海水中 CO 浓度有较为明显的周日变化,这更进一步验证了光化学生成是海水中 CO 的主要来源.

2.2.2 海水中 CO 浓度的垂直分布 为了研究长江冲淡水、黑潮水等水团对调查海域海水中 CO 分布的影响,本文选择 S01 断面研究 CO 浓度的垂直分布及其与温度、盐度、Chl *a* 等环境参数的关系,如图 6 所示.盐度呈现从表层至底层递增趋势,并在 S01−8 站位 60m 水深处出现一个明显的跃层,盐度在跃层之下快速增加到 34 以上.原因在于长江冲淡水影响幅度逐渐降低,而高盐的黑潮水从底层楔入所致[45]温度则呈现由表层至底层逐渐降低的趋势,温度在跃层以下快速降低到 22℃以下.这是由于随着深度增加,光照的辐射强度是逐渐衰减的.由于水深较浅,水体上下垂直方向交换充分,温度和盐度在 20m 以浅未出现层化现象.Chl *a* 浓度没有显示出明显的分布模式,高值区出现在 S01−4 站位的 20m 深处以及 S01−6 的底层,S01−8 的表层和底层,以及 S01−10 的底层都为 Chl *a* 低值区.

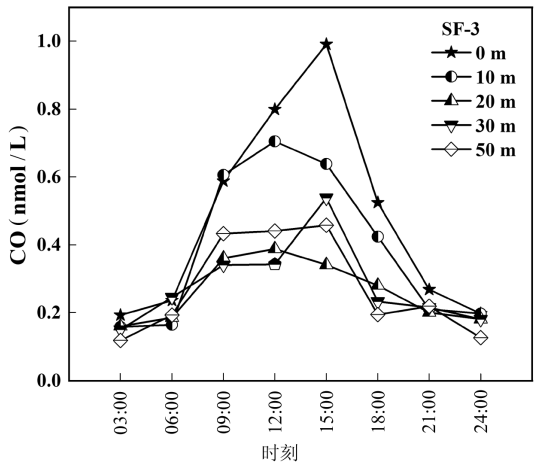


图 5 SF−3 站位 CO 浓度的周日变化

Fig.5 Diurnal variation of CO concentrations at station SF−3

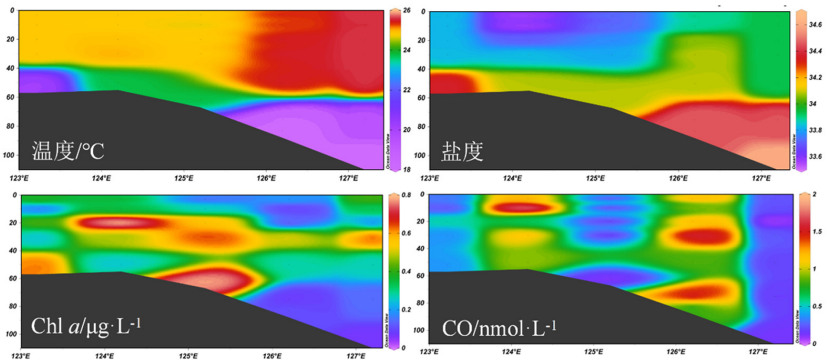


图 6 秋季东海 S01 断面中温度、盐度、Chl *a* 和 CO 浓度垂直分布

Fig.6 Vertical distributions of Temperature,Salinity,Chl *a* and CO along the transect S01of the East China Sea in autumn

整体来看,CO 浓度从表层到底层呈现逐渐降低的趋势,其原因在于太阳光直接照射表层海水,使海水中 CDOM 光降解产生大量的 CO.随着水深的增加,太阳光被海水以及溶解成分和颗粒的吸收和散射,可用于 CDOM 光解的太阳辐射迅速衰减,光化学生成的 CO 随之减少.降低的程度则可能与透光率和混合层深度差异有关.S01−4 站位 CO 浓度的最大值出现在下方 10m 层.表层 CO 浓度低于次表层,可能是因为采样时风速较大,海面波破碎造成表层 CO 沿海气界面向大气扩散.S01−8 站位浓度较高,而断面整体浓度偏低,这是因为 S01−8 采样时间为 10:17,而 S01−6、S01−10 站位采样时间分别为 19:14 和 18:56.相较于白天,夜晚时段太阳辐射较弱,对海水中 CDOM 光降解不利,因此 CO 浓度较低.值得注意

的是,S01−8 站位底层海水呈现 CO 浓度高值区.一方面,这是由于该水体受低温、高盐的东海深层水和黑潮水的混合水团综合作用,这种条件不利于微生物的生存和增殖,微生物数量减少且活性被抑制,从而降低了 CO 的微生物消耗速率,使得 CO 损失较少;另一方面,从图 6 可以发现,较明显的温跃层存在于该站位 60m 水深处,海水的垂向混合不佳,阻碍暗反应生成的 CO 向上扩散,得以累积;此外,猜测也可能是底层沉积物在海流扰动下向底层海水释放 CO 所致[27].孟倪等[46]通过原位测定和实验室培养结合的方式首次测定胶州湾沉积物孔隙水中 CO 的浓度在 46.8~189.9nmol/L 之间,为上述研究结果提供了相应的理论依据.由此可见,CO 浓度是光照强度、水团输送、水体混合程度、微生物的生命活动和沉积物释放综合影响的结果.

2.3　CO 的过饱和系数和海－气通量

调查区域表层海水中的 CO 都处于显著过饱和状态,CO 的饱和度范围在 3.47 ~ 24.30 之间,平均值为 9.40 ± 5.89,最大值与最小值相差 7.00 倍.东海是其上层大气中 CO 的源,CO 由海水向大气释放.本研究获得的 CO 过饱和系数 α 高于 Zhang 等[47]秋季渤海和黄海的调查结果 6.37,低于莫祥杰等[27]春季的报道结果 13.94.

CO 瞬时海－气通量为 0.55 ~ 24.80nmol/(m^2·h),平均值为(4.63 ± 5.10) nmol/(m^2·h),表现出较大的变化幅度,最大值与最小值相差 45.09 倍.最大值出现在 S05−2 站位,风速较大为 10.1m/s,过饱和系数也较大为 10.45,同时其温度较高为 25.89℃,以致 CO 在海水中的溶解度降低,从而促进其向大气释放,导致海水中 CO 的海－气扩散损失较大.最小值为 S01−6 站位,风速较小为 0.9m/s,过饱和系数也较小为 3.91,海－气扩散损失较小.CO 的瞬时海－气通量、风速和过饱和系数的 3Y 折线图如图 7 所示.三者的波动趋势较为一致,说明瞬时海－气通量在很大程度上取决于风速和过饱和系数 α.这与 Xu 等[48]报道的风速对海－气通量的影响最大,以及 Ji 等[22]报道风速占海－气通量变化的 53%结果相符.同时,瞬时海－气通量还受季节和调查海域的海况(温度、盐度)等因素综合影响.基于瞬时通量,根据 1.4.2 中介绍的方法,秋季东海海－气通量日变化范围为 0.45~5.66nmol/(m^2·d),平均值为(2.11±2.89) nmol/(m^2·d),最大值与最小值相差 12.58 倍.该调查结果与 Yang 等[44]秋季东海和南黄海的调查结果 1.82nmol/(m^2·d)相近,低于莫祥杰等[27]等春季东海的调查结果 6.70nmol/(m^2·d).这主要是由于秋季海水 CO 的过饱和系数 α 相较于秋季较小且风速处于较低水平.然而,该方法仍然存在一定的不足,因为我们在计算海－气通量时使用的瞬时风速对于调查区域来说并不具有代表性,并且缺乏该区域长期风速的观测数据以及 CO 海－气通量的实际日循环变化[49].

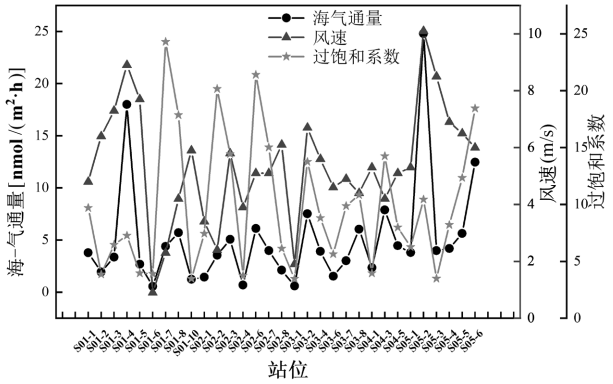


图 7　秋季东海 CO 的海－气通量和风速

Fig.7　Sea−to−air fluxes of CO and wind speeds in the East China Sea in autumn

2.4　CO 微生物消耗速率和暗反应生成速率

本航次通过现场黑暗培养法,选取 5 个站位进行微生物消耗速率测定.2 个典型站位表层海水中 CO 的微生物消耗曲线如图 8.从图 8 可以看出,CO 浓度在培养初期迅速下降,随着培养时间的增长,下降速度减慢,所有曲线符合一级反应动力学特征,各个站位的 CO 微生物消耗速率值见表 2.5 个站位得到的 CO 微生物消耗速率常数 K_{CO} 为 0.16~0.33/h,平均值为(0.22±0.07)/h.在本次现场培养中,在不同站位测得的 K_{CO} 值并没有表现出较大的变化幅度,最大值与最小值仅相差 2.06 倍.K_{CO} 的最大值出现在站位 S03−7,该站位温度最高为 26.53℃.对 K_{CO} 与海洋环境参数温度进行相关性分析,发现其与温度存在正相关关系(R^2=0.685),温度高则微生物活动较为活跃,促进对 CO 的消耗作用[18,50];S02−5 是 K_{CO} 最小的站位,该站位盐度较高为 33.88.对 K_{CO} 与盐度进行相关性分析,发现其与盐度存在负相关关系(R^2=−0.442),盐度高可有效抑制微生物的消耗作用.本研究结果与任春艳[9]报道的秋季东海的 CO 消耗速率常数 0.21/h 基本

吻合.低于莫祥杰等[27]报道的春季东海调查结果(0.11/h),可能是因为季节不同,微生物的种类和数量也不同[51].表层海水中 K_{CO} 与 Chl *a* 浓度之间不存在相关关系(R^2=0.02),这与 Yang 等[44]在南黄海和东海的观测结果一致.他们的研究表明 K_{CO} 与 Chl *a* 的相关性较差(R^2=0.37).这主要是由于在此研究时段和研究区域内,Chl *a* 不可作为该研究区域微生物活动的替代指标,至少对于消耗 CO 的浮游细菌而言是如此[52].这说明本研究海域是一个复杂的系统,影响 K_{CO} 的因素较多[50].K_{CO} 的快速周转时间(4.83h)表明微生物消耗可能是海洋中 CO 的主要去除途径,对大气 CO 排放具有显著调节作用.

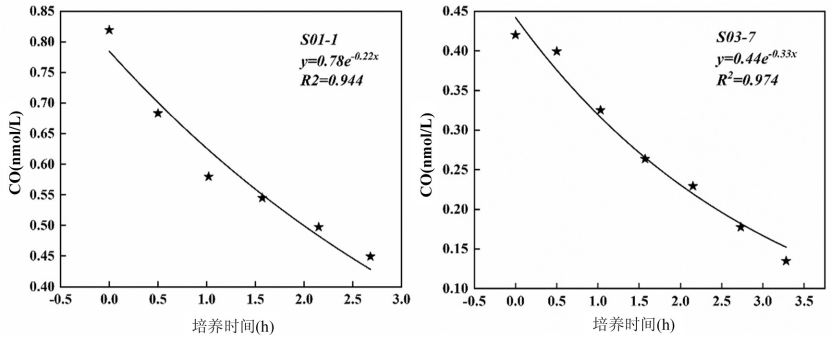


图 8 典型站位表层海水中 CO 的微生物消耗曲线

Fig.8 Microbial consumption curves of CO in surface seawater at typical stations

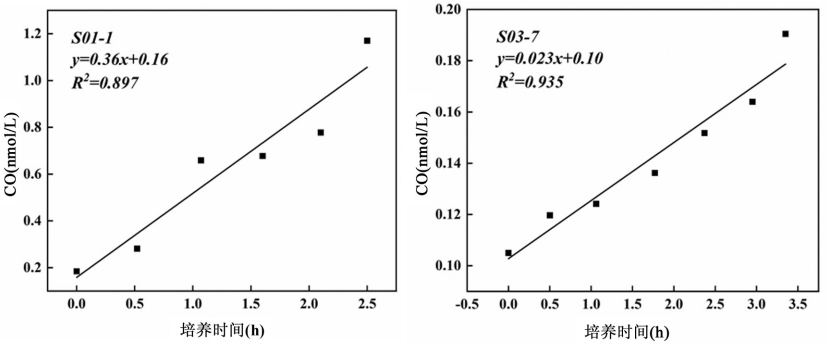


图 9 典型站位表层海水中 CO 的暗反应生成曲线

Fig.9 Dark production curves of CO in surface seawater at typical stations

表 2 各站位 CO 的微生物消耗速率常数

Table 2 Microbial consumption rate constants of CO at each station

站位	R^2	K_{CO}(h^{-1})	τ(h)	Chl *a*(μg/L)	盐度	温度(℃)
S01-1	0.944	0.22	4.55	1.26	30.09	23.07
S01-10	0.895	0.18	5.56	0.41	33.88	25.75
S02-5	0.964	0.16	6.25	0.13	33.94	25.60
S03-2	0.919	0.21	4.76	1.83	33.85	25.82
S03-7	0.974	0.33	3.03	0.11	34.26	26.53

在所有的暗反应培养站位都可以检测到 CO 的产生,并且随着培养时间的增加,CO 的暗反应生产速率呈线性增长,如图 9,各个站位表层海水中 CO 的暗反应生成速率值见表 3.CO 的暗反应生成速率 Q_{CO} 在 0.023 到 0.36nmol/(L·h)之间,平均值为(0.16±0.14) nmol/(L·h),最大值是最小值的 15.65 倍.该调查结果低于莫祥杰等[27]报道的春季东海的调查结果 0.20nmol/(L·h),低于 Xie 等[53]在美国德拉华湾检测的 CO 暗反应速率 0.21nmol/(L·h).我们的观测结果与文献记载的季节变化规律即夏季>秋季>春季>冬季的结果存在偏差.根据 a_{350} 和 Q_{CO} 的相关性分析结果(R^2=0.834)可知,秋季东海数值低于春季是因为本次调查时段所取站位表层海水的平均 a_{350}(a_{350}=0.32/m)低于莫祥杰等[27]研究中的平均 a_{350}(a_{350}=1.13/m).由于深海中暗生产产生的 CO 浓度很可能低于或接近检测下限,而且很难模拟深海中暗生产的真实反应环境,因此准确测量深海中的暗生产速率是一个挑战[49].本研究站位海水深度不超过 120m,因此,海

水深度对 CO 暗反应生成速率的测定影响较小.

表 3　各站位 CO 的暗反应生成速率

Table 3　Dark production rates of CO at each station

站位	R^2	Q_{CO}[(nmol/(L·h)]	a_{350}(m^{-1})
S01-1	0.913	0.36	0.75
S01-10	0.896	0.044	0.10
S02-5	0.877	0.17	0.22
S03-2	0.885	0.21	0.42
S03-7	0.935	0.023	0.12

3　结论

3.1　秋季东海大气 CO 混合比受到人类活动和陆源气团的双重影响变化较大.高值区出现在受陆源输入影响较大的舟山东北部;低值区则出现在外海站位,受陆源输入少和海洋气团的清洁作用的共同控制.

3.2　海水中 CO 浓度的高值受到太阳辐射强度、陆源输入和海－气交换多重因素的影响.水平方向上,海水中 CO 浓度高值集中在白天采样、近岸和风速较小的站位,且浓度的日变化显著,CO 浓度在光照强度高的午后达到峰值,而在凌晨前后则呈现低浓度;垂直剖面上,CO 浓度呈现随水深增加而减小的趋势.

3.3　秋季东海各站位表层海水中的 CO 过饱和系数 α 均大于 1,说明调查时段该海域表层海水 CO 处于过饱和状态,东海是大气 CO 的源.风速和过饱和系数 α 是 CO 海－气通量的关键控制因素.

3.4　秋季东海 CO 微生物消耗呈现一级反应动力学过程,与 Chl *a* 不存在相关性关系;CO 的暗反应生成速率随时间增长线性增加,与 a_{350} 存在较强相关性.

参考文献：

[1] Zheng B, Chevallier F, Yin Y, et al. Global atmospheric carbon monoxide budget 2000~2017 inferred from multi-species atmospheric inversions [J]. Earth System Science Data, 2019,11(3):1411-1436.

[2] Lelieveld J, Gromov S, Pozzer A, et al. Global tropospheric hydroxyl distribution, budget and reactivity [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2016,16(19):12477-12493.

[3] Szopa S, Naik V, Adhikary B, et al. Short-lived climate forcers Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [J]. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2021:817-922.

[4] Conte L, Szopa S, Séférian R, et al. The oceanic cycle of carbon monoxide and its emissions to the atmosphere [J]. Biogeosciences, 2019,16(4):881-902.

[5] Park K, Rhee T S. Oceanic source strength of carbon monoxide on the basis of basin-wide observations in the Atlantic [J]. Environmental Science: Processes & Impacts, 2016,18(1):104-114.

[6] Vadrevu K P, Giglio L, Justice C. Satellite based analysis of fire - carbon monoxide relationships from forest and agricultural residue burning (2003-2011) [J]. Atmospheric environment, 2013,64:179-191.

[7] Law C S, Sjoberg T N, Ling R D. Atmospheric emission and cycling of carbonmonoxide in the Scheldt Estuary [J]. Biogeochemistry, 2002,59:69-94.

[8] Ossola R, Gruseck R, Houska J, et al. Photochemical production of carbon monoxide from dissolved organic matter: Role of lignin methoxyarene functional groups [J]. Environmental Science & Technology, 2022,56(18):13449-13460.

[9] 任春艳.中国东海和黄海中一氧化碳的生物地球化学研究 [D]. 青岛:中国海洋大学, 2010.
Ren C Y. Biogeochemical studies of carbon monoxide in the East China Sea and the Yellow Sea [D]. Qingdao: Ocean University of China, 2010.

[10] Zhang Y, Xie H X, Fichot C G, et al. Dark production of carbon monoxide (CO) from dissolved organic matter in the St. Lawrence estuarine system: Implication for the global coastal and blue water CO budgets [J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2008,113(C12):1-9.

[11] Gros V, Peeken I, Bluhm K, et al. Carbon monoxide emissions by phytoplankton: evidence from laboratory experiments [J]. Environmental Chemistry, 2009,6(5):369-379.

[12] Bates T S, Kelly K C, Johnson J E. Concentrations and fluxes of dissolved biogenic gases (DMS, CH_4, CO, CO_2) in the equatorial Pacific during the SAGA 3experiment [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 1993,98(D9):16969-16977.

[13] Swinnerton J W, Linnenbom V J, Cheek C H. A sensitive gas chromatographic method for determining carbon monoxide in seawater [J]. Limnology and Oceanography, 1968,13(1):193-195.

[14] Ehhalt D, Prather M, Dentener F, et al. Atmospheric chemistry and greenhouse gases [J]. Climate change 2001: the scientific basis, Intergovernmental panel on climate change, 2001.

[15] Stubbins, Uher G, Kitidis V, et al. The open-ocean source of atmospheric carbon monoxide [J]. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 2006,53(14-16):1685-1694.

[16] Conrad R, Seiler W. Utilization of traces of carbon monoxide by aerobic oligotrophic microorganisms in ocean, lake and soil [J]. Archives of Microbiology, 1982,132:41-46.

[17] Jones R D. Carbon monoxide and methane distribution and consumption in the photic zone of the Sargasso Sea [J]. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers, 1991,38(6):625-635.

[18] Sugai Y, Tsuchiya K, Shimode S, et al. Photochemical production and biological consumption of CO in the SML of temperate coastal waters and their implications for air-sea CO exchange [J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2020,125(4):e2019JC015505.

[19] Stubbins A, Uher G, Kitidis V, et al. The open-ocean source of atmospheric carbon monoxide [J]. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 2006,53(14-16):1685-1694.

[20] Cordero P R F, Bayly K, Man Leung P, et al. Atmospheric carbon monoxide oxidation is a widespread mechanism supporting microbial survival [J]. The ISME journal, 2019,13(11):2868-2881.

[21] Kwon Y S, Kang H W, Polimene L, et al. A marine carbon monoxide (CO) model with a new parameterization of microbial oxidation [J]. Ecological Modelling, 2020,432:109203.

[22] Ji X, Zhao M L, Ni J, et al. Distribution, emission, and cycling processes of carbon monoxide in the tropical open ocean [J]. Marine Chemistry, 2025,268:104482.

[23] Liu S M, Zhang J, Chen H T. Chemical oceanography of bioactive elements in the Yellow Sea and the East China Sea [J]. Marine

Environmental Science, 2000,19(1):68−74.
[24] 孙湘平.中国近海区域海洋 [M]. 北京:海洋出版社, 2006:1−7.
Sun X P. The marine environment of China's coastal waters [M]. Beijing: Maritime Press, 2006:1−7.
[25] 宋金明,袁华茂.黑潮与邻近东海生源要素的交换及其生态环境效应 [J]. 海洋与湖沼, 2017,48(6):1169−1177.
Song J M, Yuan H M. Exchange and ecological effects of biogenic elements between kuroshio and adjacent East China Sea [J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 2017,48(6):1169−1177.
[26] Liu X, Laws E A, Xie Y, et al. Uncoupling of seasonal variations between phytoplankton chlorophyll a and production in the East China Sea [J]. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 2019,124(7):2400−2415.
[27] 莫祥杰,张 婧,杨桂朋.春季东海一氧化碳的浓度分布,海- 气通量,微生物消耗和暗反应生成研究 [J]. 海洋环境科学, 2023,42(1):13−21.
Mo X J, Zhang J, Yang G P. Distribution, flux, microbial consumption and dark production of carbon monoxide in the East China Sea in spring [J]. Marine Environmental Science, 2023,42(1):13−21.
[28] 曲宝晓,宋金明,袁华茂,等.东海海—气界面二氧化碳通量的季节变化与控制因素研究进展 [J]. 地球科学进展, 2013,28(7):783−793.
Qu B X, Song J M, Yuan H M, et al. Advances of seasonal variations and controlling factors of the sea−air CO_2 flux in the East China Sea [J]. Advances in Earth Science, 2013,28(7):783−793.
[29] Babin M, Stramski D, Ferrari G M, et al. Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe [J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2003,108(C7).3221.
[30] 陆小兰,杨桂朋,王晓蒙,等.顶空法测定海水中一氧化碳 [J]. 分析化学, 2010,38(3):352−356.
Lu X L, Yang G P, Wang X M, et al. Determination of carbon monoxide in seawater by headspace analysis [J]. Chinese Journal of Analytical Chemistry, 2010,38(3):352−356.
[31] Xie H X, Andrews S S, Martin W R, et al. Validated methods for sampling and headspace analysis of carbon monoxide in seawater [J]. Marine Chemistry, 2002,77(2/3):93−108.
[32] Wiesenburg D A, Guinasso Jr N L. Equilibrium solubilities of methane, carbon monoxide, and hydrogen in water and sea water [J]. Journal of Chemical and Engineering Data, 1979,24(4):356−360.
[33] Johnson J E, Bates T S. Sources and sinks of carbon monoxide in the mixed layer of the tropical South Pacific Ocean [J]. Global Biogeochemical Cycles, 1996,10(2):347−359.
[34] Natsagdorj L, Jugder D, Chung Y S. Analysis of dust storms observed in Mongolia during 1937−1999 [J]. Atmospheric Environment, 2003, 37(9/10):1401−1411.
[35] Wang W L, Yang G P, Lu X L. Carbon monoxide distribution and microbial consumption in the Southern Yellow Sea [J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 2015,163:125−133.
[36] 巩春燕,杨圣文,陈 岩,等.冬季黄东海一氧化碳的分布和海−气通量研究 [J]. 环境科学学报, 2021,41(6):2430−2439.
Gong C Y, Yang S W, Chen Y, et al. Distribution and sea−to−air flux of carbon monoxide in the Yellow Sea and East China Sea in winter [J]. Acta Scientiae Circumstantiae, 2021,41(6):2430−2439.
[37] 徐冠球,陆小兰,杨桂朋,等.夏季东海一氧化碳的浓度分布,海−气通量和微生物消耗研究 [J]. 海洋学报, 2014,36(6):25−32.
Xu G Q, Lu X L, Yang G P, et al. Distribution, flux and biological consumption of carbon monoxide in the East China Sea in summer [J]. Acta Oceanologica Sinica(in Chinese), 2014,36(6):25−32.
[38] 吴智广,秦 川,王 磊,等.夏季东、黄海群落净生产力的分布及影响因素 [J]. 中国环境科学, 2024,44(1):310−318.
Wu Z G, Qin C, Wang L, et al. Distribution and influencing factors of net community production in the East China Sea and Yellow Sea in summer [J]. China Environmental Science, 2024,44(1):310−318.
[39] Li S, Zhong Y, Zhou M, et al. Mixed layer water mass analysis on the East China Sea inner shelf [J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 2021,261:107561.
[40] Chen C T A. Chemical and physical fronts in the Bohai, Yellow and East China seas [J]. Journal of Marine Systems, 2009,78(3):394−410.
[41] Lie H J, Cho C H, Lee J H, et al. Structure and eastward extension of the Changjiang River plume in the East China Sea [J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2003,108(C3).201.
[42] 赵军杰,张 婧,杨桂朋.秋季东、黄海有色溶解有机物(CDOM)的光学特性研究 [J]. 海洋环境科学, 2013,32(6):818−823.
Zhao J J, Zhang J, Yang G P. Optical properties of the colored dissolved organic matter in the Yellow Sea and the East China Sea in Autumn [J]. Marine Environmental Science, 2013,32(6):818−823.
[43] 张东妮,陆小兰,彭 彤,等.青岛近岸,东海海水 CDOM 特性及一氧化碳光产生研究 [J]. 中国环境科学, 2015,35(11):3468−3474.
Zhang D N, Lu X L, Peng T, et al. Study of CDOM properties and carbon monoxide photoproduction in Qingdao coast sea and the East China Sea. [J]. China Environmental Science, 2015,35(11):3468−3474.
[44] Yang G P, Wang W L, Lu X L, et al. Distribution, flux and biological consumption of carbon monoxide in the Southern Yellow Sea and the East China Sea [J]. Marine Chemistry, 2010,122(1−4):74−82.
[45] 闫 雨,陈 斌,李 博.2016 年秋季黄东海温盐特征与水团划分 [J]. 海洋预报, 2018,35(5):7−16.
Yan Y, Chen B, Li B. Characteristic of thermohaline structures and water masses division in the Yellow Sea and the East China Sea in autumn 2016 [J]. Marine Forecast, 2018,35(5):7−16.
[46] 孟 倪,关宇飞,陈思阳,等.胶州湾沉积物中一氧化碳的微生物产生及消耗研究 [J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2024,54(5):83−90.
Meng N, Guan Y F, Chen S Y, et al. Microbial production and consumption of carbon monoxide in sediments of Jiaozhou Bay [J]. Periodical of Ocean University of China, 2024,54(5):83−90.
[47] Zhang J, Wang J, Zhuang G C, et al. Carbon monoxide cycle in the Bohai Sea and the Yellow Sea: Spatial variability, sea‐air exchange, and biological consumption in autumn [J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2019,124(6):4248−4257.
[48] Xu F, Zhang H H, Zhong X S, et al. Revealing the marine cycles of volatile sulfur compounds and their biogeochemical controls: A case of the western North Pacific [J]. Environmental Science & Technology, 2024,58(7):3235−3245.
[49] Xu G B, Xu F, Ji X, et al. Carbon monoxide cycling in the Eastern Indian Ocean [J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2023, 128(5):e2022JC019411.
[50] Zhang Y, Xie H X, Chen G H, et al. Factors affecting the efficiency of carbon monoxide photoproduction in the St. Lawrence estuarine system (Canada) [J]. Environmental Science and Technology, 2006, 40:7771−7777.
[51] Sherr E B, Sherr B F, Cowles T J. Mesoscale variability in bacterial activity in the Northeast Pacific Ocean off Oregon, USA [J]. Aquatic Microbial Ecology, 2001,25(1):21−30.
[52] Moran M A, Miller W L. Resourceful heterotrophs make the most of light in the coastal ocean [J]. Nature Reviews Microbiology, 2007,5(10):792−800.
[53] Xie H X, Zafiriou O C, Umile T P, et al. Biological consumption of carbon monoxide in Delaware Bay, NW Atlantic and Beaufort Sea [J]. Marine Ecology Progress Series, 2005,290:1−14.

致谢：本研究的数据及样品采集得到国家自然科学基金委员会共享航次计划(航次编号:NORC2023−02+NORC2023−301)的资助,感谢自然资源部第一海洋研究所“向阳红 18”科考船全体人员的配合实施.

作者简介：庞娇娇(1999−),女,山东烟台人,中国海洋大学化学化工学院硕士研究生,主要从事海洋生源活性气体 CO 研究.发表论文 1 篇. 2692179056@qq.com.