

北冰洋考察区海-气 CO₂ 的分布特征 和通量研究*

王伟强^{①**} 杨绪林^{①③} 黄宣宝^① 陈立奇^{②③}

(①国家海洋局第三海洋研究所, 厦门 361005; ②国家海洋局极地考察办公室, 北京 100860;

③国家海洋局海洋-大气化学与全球变化重点实验室, 厦门 361005)

摘要 利用中国首次北极科学考察中走航观测所获得的北冰洋考察区海-气 CO₂ 分压及相关资料, 分析研究了考察区夏季大气和表层海水中 CO₂ 分压的分布特征, 首次用实测的海-气 CO₂ 资料于多种方法估算了考察区夏季海-气 CO₂ 的通量. 结果表明考察区夏季大气中 CO₂ 分压(*P_a*)的测值范围在 $(352\sim 370) \times 10^{-6}$ CO₂ · Air⁻¹(单位下同)之间, 平均为 358, 平面上具有波因特来的北部海域较高, 其余海域分布较均匀分布特征; 夏季表层海水中 CO₂ 分压(*P_w*)测值在 98~580 之间, 极值之差竟达 472, 平均值为 242, 比相应的分压(*P_a*)低 116, 呈现西低东高、北低南高的平面分布特征, 并与研究区浮游生物、冰况、水温和环流状况有密切关系. 估算结果表明, 各种计算方法所估算出的碳通量 *F* 的平面分布趋势相似, 除考察区东部海域为大气 CO₂ 的弱源区外, 大部分海域都为大气 CO₂ 的汇区或强汇区, 但它们的值却有较大差异, 平均值在 6.57(Liss 法)至 26.32 mg CO₂ · m⁻² · h⁻¹(¹⁴C 法)之间, 最大与最小值之间相差约 4 倍, 大约分别是全球平均值的 2~10 倍; 若以 Wannikhof 系数估算, 本海域的平均碳通量则是 Takahashi, Feely 等人在本海域模拟估算值的 2 倍左右.

关键词 CO₂ 分压差 北冰洋 碳通量

引起全球变暖的“温室效应”问题是气候变化的一个重要议题, 近百年来, 全球的地面气温大约升高了 0.4~0.8℃^[1,2], 已导致全球海平面上升、El Niño 的强度增强和持续时间延长、旱涝灾害频频发生等一系列环境问题, 成为国际社会关注的“热点”^[3,4]. 已有的研究表明, “温室效应”增强主要是由于近一个世纪以来, 人类大量开采和使用矿物燃料, 大面积砍伐森林等活动, 致使大气中 CO₂ 含量以 $(1\sim 2) \times 10^{-6}$ a⁻¹ 的速率上升^[5,6], 而导致地表升温引起的. 海洋占地球总面积的 71%, 其 CO₂ 库是大气的 50 倍, 是大气 CO₂ 的调节器^[7]. 现有模式研究表明, 人为释放的 CO₂ 总量的 21%~50% 进入了海洋, 从而减缓了大气 CO₂ 含量的上升和气温的升高^[6]. 显然, 了解海洋对大气 CO₂ 含量上升的响应, 对于预计大气 CO₂ 的上升速率和未来 CO₂ 的含量水平、以及“温室效应”对气候的影响有着重要和深远的意义. 极地海域是 SCOR 下属碳监测委员会协调决定的重点研究海区之一, 对于全球碳循环的研究具有重要意义. 国外对北冰洋的水文、气象、化学和生物作过不少的调查研究; 第二次世界大战结束后, 尤其是在国际

2002-06-18 收稿, 2002-10-20 收修改稿

* 中国首次北极科学考察国家专项经费资助与国家海洋局青年自然科学基金资助项目(批准号: 98406)

** E-mail: Wang_wq2000@163.com

地球物理年间,北冰洋周围各国先后建立起 50 多个北极陆基科学考察站,对北极地区进行大量的多学科调查研究^[8];美国阿拉斯加的巴罗角,从 1973 年起每月采集大气样品测定其 CO_2 分压(Pa),得出该地区每年的 5 月分压(Pa)最大^[9,10]、8 月则最小,其年变化平均在 15×10^{-6} 左右,并且分压(Pa)平均以 $1.4 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$ 的速率持续增长^[9,10]. Keeling 等^[11]根据多年大气 CO_2 的观测值推断北极植被的生长情况; John J. walsh 评述了 1989 年前北极海洋碳循环研究的现状和未来的展望,从生物地球化学角度研究了北极的碳汇^[12]; Walsht 等^[13]从北极海水中有有机物与 AOU 之间的关系,研究了白令海和楚科奇海的碳、氮循环;他们的研究得到大致相同的结论:北极的陆架浅水区,夏季有很高的初级生产力,是大气 CO_2 的重要汇区.

在我国首次北极科学考察期间,开展了国内首次开展的“北极及其附近海域碳循环研究”工作,获得了航线上、白令海、楚科奇海及其附近的北冰洋考察区海-气 CO_2 连续走航观测的宝贵资料.本文根据中国首次北极科学考察中在楚科奇海及其附近的北冰洋考察区所观测到的海-气 CO_2 及相关资料,分析研究了该海域海-气 CO_2 的分布特征及其碳通量,是“中国首次北极科学考察”的系列成果之一.

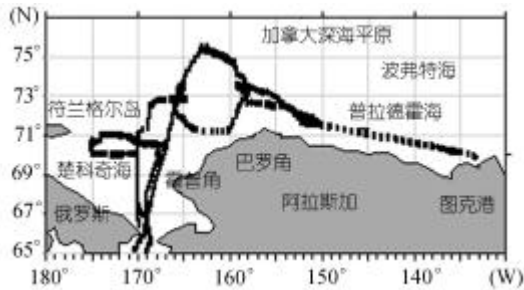


图 1 北极考察区观测点的分布

1 资料来源

1999 年 7 月 2 日至 1999 年 9 月 7 日中国进行了首次北极科学考察,本文所用资料来自此次科考中,在楚科奇海及其附近的北冰洋考察区所获得的大气和表层海水 CO_2 连续走航观测之正点即时结果,其采样点如图 1 所示.

1.1 主要仪器设备

本次考察中使用的主要仪器为:新购的美国产 Li6262 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 红外分析仪、DATAKER50 Sseries2 数字记录仪、中德合资生产的 QGS-B80 红外气体分析仪和国产铂电阻温度计、金长城电脑,以及原有的美国产 FTS 冷井、加拿大产的水汽平衡器和国产 XMX-2042 自动平衡记录仪等.这些仪器设备在两个月以上的使用中运转良好.

1.2 标准物质

国家一级(GBW)标准 CO_2 气体,国家标准物质研究中心生产.浓度分别为:285, 348, $401(\times 10^{-6} \text{ CO}_2 \cdot \text{Air}^{-1})$.

1.3 观测方法

采用红外分析法,分析系统主要由 2 台红外气体分析仪、1 台冷井、1 台水汽平衡器、2 台空气泵、2 个气体流量计、3 瓶标准 CO_2 气体、若干控制阀门等组成.大气采样头安装在雪龙船的最高处,用塑料管引至实验室的 1 台空气泵的入口处,连续泵取大气样品进入冷井中,除去水汽后进入 QGS-B80 红外分析仪测定其 CO_2 分压.海水样品从雪龙船的海水井泵取,连续进入水汽平衡器,用空气泵取水汽平衡器内的空气进入另一冷井中,除去水汽后进入 Li6262 红外分析仪测定其 CO_2 分压.用分析系统中的转向阀,可控制 2 台红外在相同的条件下(冷井温度: $-40 \sim -45^\circ\text{C}$, 进气流速: 0.5 L/min)分别测定标准 CO_2 气体和样品.其中:(i) 7 月 2 日至 8 月 5 日用 QGS80B 走航测定表层海水 CO_2 分压(P_w)、间断测定大气 CO_2 分压(P_a),用

XWX-2042 自动平衡记录仪记录消光值; (ii) 8月5日至9月6日, 用 QGS-B80 和 Li6262 分别测定大气和表层海水的 CO₂, 用 DTAKER50-Sseries2 数字记录仪以每分钟1次的记录频率同时记录2台仪器的消光值. 根据标准 CO₂ 及样品气体的消光值, 计算样品中的 CO₂ 分压值(单位: $\times 10^{-6} \text{ CO}_2 \cdot \text{Air}^{-1}$)(单位下同). 系统的测定准确度为 1.0.

2 观测结果与讨论

2.1 北冰洋考察区大气 CO₂ 分压的平面分布

图2为本次科考中 65°N 以北(观测时间为 1999年7月12日19时至8月27日13时, 其中仅有很少部分数据是在7月测得的)北冰洋海域大气 CO₂ 分压(P_a)的平面分布状况, 本航次分压(P_a)的测值范围在 352~370 之间, 平均值为 358, 此值与阿拉斯加巴罗角的大气 CO₂ 观测站 1999年8月每周采1次大气样品之平均值 358.6 十分相近. 由图可知, 波因特来港的北部海域分压(P_a)较高(>360), 向西南和东部逐渐下降, 最小值(<353)出现在巴罗角的北部和东北部海域.

大气 CO₂ 的上述分布状态可能与考察时的天气有关, 查阅雪龙船的航行日志可知, 在往返于图克港的航线上和在图克港停留的3天里, 海面多雾, 有时还有浓雾, 由于雾吸收了大气 CO₂, 因此巴罗角北部和东部海域大气中的 CO₂ 明显较低.

2.2 北极考察区表层海水 CO₂ 分压的平面分布

北冰洋考察区表层海水 CO₂ 分压(P_w)具有测值变化范围大、平面分布较为复杂的特征, 其测值在 98~480 之间, 极值之差竟达 372, 平均值为 242, 比相应的分压(P_a)低 116, 因此总体上考察区可能成为大气 CO₂ 的汇区. 由图3可知, 分压(P_w)大致呈西低东高、北低南高之势, 白令海峡向北、图克港北部向西分压(P_w)逐渐下降, 最低值出现在波因来特北部海域, $P_w < 150$, 最大值在图克港附近海域, $P_w > 400$.

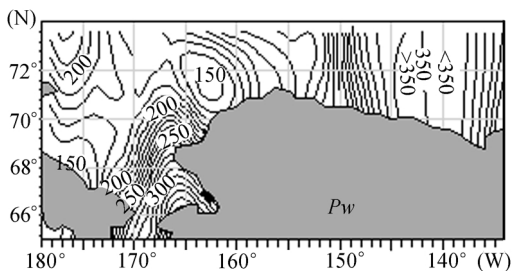


图3 考察区表层海水 CO₂ 的分布
单位: $\times 10^{-6} \text{ CO}_2 \cdot \text{Air}^{-1}$

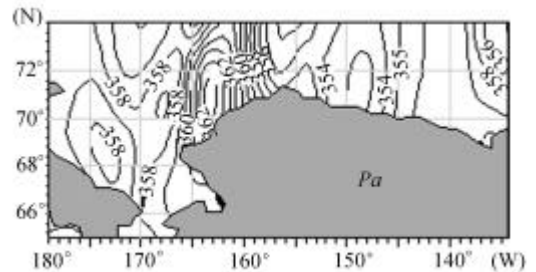


图2 考察区大气 CO₂ 的分布
单位: $\times 10^{-6} \text{ CO}_2 \cdot \text{Air}^{-1}$

在本考察4次往返于白令海峡的前3次中, 在其北部海域时常见到海水水华情况, 曾有报道其生产力可高达 $15 \text{ gCm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ ^[13], 在 C1 到 C6 站的浮游生物拖网作业中, 则常拖到大量的小水母状生物贴在网, DOC 在 C14 号站、POC 在 C21 号站测到异常高值; 在波因来特西北部海域, 则同时观测到 DOC, POC, chl a 的高值区, 表明上述各处低的 P_w 可能是生物活动影响所致.

考察区的冰况, 也可能是影响分压(P_w)分布状态的原因之一, 考察船在楚科奇海(7月14日至19日 C1 至 C14 大洋考察、8月4日至11日第1冰站考察、和18日至26日第2冰站考察)期间, 几乎都在破碎浮冰区或浮冰边缘航行或作业^[14], 在被船拱起的浮冰之水下部分, 常可见到有大量的冰藻生长; 底质采样表明, C1 至 C8, C10 至 C13 站的底质中含有大量的有机质^[14],

这些结果表明, 楚科奇海夏季破碎浮冰区及冰边缘区有极高的海洋生产力, 浮游生物, DOC, POC, chl_a 的观测结果也证实上述结论, 加上浮冰多少总是阻碍大气与海水的物质交换, 因此在此区域观测到低的分压(P_w)是很容易理解的. 雪龙船在考察区东部时(8月12至17日), 航行或停泊于无冰多雾、有时有浓雾或小雨的海面上^[14], 海水水温也异常高, 这些环境因素可能是造成其 P_w 较高的原因之一.

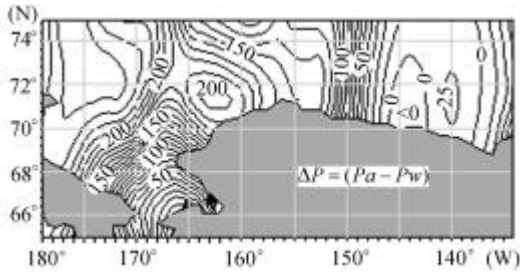


图 4 考察区 ΔP 的分布
单位: $\times 10^{-6} \text{CO}_2 \cdot \text{Air}^{-1}$

2.3 北冰洋考察区海-气 CO_2 分压差的平面分布

图 4 表明, $\Delta P (= P_a - P_w)$ 的分布趋势与分压 (P_w) 的成镜相对称, 大致呈图克港北部海域向西、白令海峡向北逐渐递增之分布特征, 除普拉德霍海和加拿大深海平原以东部海域及白令海峡右侧等海域 $\Delta P \leq 0$, 因此可能成为大气 CO_2 的源区外, 其余的大部分海域 $\Delta P > 0$, 皆可能成为大气 CO_2 的汇区或强汇区.

Takahashi, Feely 等人, 收集了 1994 年前能够收集到的全球 25 万个测站海气 CO_2 和相关资料, 于 $4^\circ \times 5^\circ$ 方块模拟了没有埃尔尼诺现象的 1990 年全球海气 CO_2 分压差 ($\Delta P = P_w - P_a$) 和交换通量的分布^[15]. 在他们的全球 25 万个海-气 CO_2 测站的分布图中, 我们不难发现, 除北大西洋的北极海域外, 北极海域海-气 CO_2 分压的资料甚少, 尤其是白令海和北极东部海域(俄罗斯的新西伯利亚群岛至加拿大的莫乐德贝连线以东海域)几乎是空白, 因此中国首次北极考察的碳循环观测, 填补了该海域海气 CO_2 分压资料的空白, 将为全球碳循环研究作出贡献.

比较图 4 和 Takahashi, Feely 等人的模拟结果^[15]可知, 总体上模拟结果与实测结果大致相符, 都得出楚科奇海及其附近海域海-气之间存在很大的 CO_2 分压差、因而可能成为大气 CO_2 的强汇区的结论; 但在细节上存在较大差异, 俄罗斯和阿拉斯加等沿岸和近岸海域海水 CO_2 分压远大于其大气 CO_2 分压 (> 75)、可能成为大气 CO_2 强源区的模拟结果, 显然是由于当时缺少实测资料而得出的不符合当地实际的结果.

2.4 考察区 CO_2 分压与环境因子的关系

造成考察区 CO_2 分压上述分布的原因是复杂的, 除上讨论的它受生物活动及海面冰况的影响之处, 它还与其他环境因素有着极为密切的关系. 下面我们着重讨论考察区分压 (P_w) 与水温及海洋表层环流的关系.

2.4.1 分压 (P_w) 与海水的关系 海水水温是海洋最重要的环境因素之一, 在极地海域水温介于冰点左右而更显其重要. 从本次考察中同步观测得到的表层海水温度分布可知, 水温的分布与分压 (P_w) 的趋势相似, 呈西低东高、北低南高的分布趋势, 最低水温出现在巴罗角北部和西北部海域, 最高水温则在图克港的附近海域. 考察区水温与分压 P_w 有相当好的相关关系, 分压 (P_w) 大致随水温的上升而升高, 它们之间在 $0.01 (N = 684, R = 0.5949)$ 的可致信度上呈 2 次方曲线相关关系. 由此证明, CO_2 在海水中的物理溶解度, 也是造成其分布格局及碳的源汇分布的原因之一.

2.4.2 分压 (P_w) 与海洋环流的关系 影响本考察区分压 (P_w) 分布状态的另一个重要原因可能是其表层环流体系. 本考察区主要有 3 支表层环流^[8,16]: 1 支来自其东北、向西流去的加拿大

沿岸流, 另 1 支是来自俄罗斯北部沿岸、向东南流动的东西伯利亚沿岸流, 夏季这 2 支方向几乎相反的沿岸流都含有大量的陆源淡水, 但本次考察发现其分压(P_w)却相反, 前者很低而后者很高, 并都在白令海峡北口附近海域与来自白令海向北流动、水温及分压(P_w)都相对较高的白令海峡海流相遇和混合, 然后沿费兰格尔岛的北侧向西北流去, 在费兰格尔岛-巴罗-白令海峡所围成的三角形海域、形成一个很大的 3 支海流的混合区, 这种混合区往往就是高生产力的渔场, 因此在该处观测到低的分压(P_w)、高的 DOC, POC 和 chl_a 是符合常规和理顺成章的. 已有的研究表明^[13], 向北穿越白令海峡的海水中, 60% 是阿纳德尔海水, 40% 是阿拉斯加沿岸水, 圣劳伦斯岛西北部海域系生产力极高的海域, 估计碳的固定量高达 $10 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$. 本考察发现阿纳德尔海水具有低分压(P_w) (小于 200) 特征, 与上述高生产力相符, 而阿拉斯加沿岸水则相反, 其分压(P_w) (>360) 很高, 因此它们在穿越白令海峡时由于混合不均而有明显的分界线. 比较图 3 和表层海流流系的分布及运移^[8,16]可知, 考察区表层海水 CO₂ 分压(P_w) 的运移、混合和分布趋势, 几乎完全受其表层海流流系的控制, 成形与海流流系极为相似分布格局.

3 考察区海-气 CO₂ 交换通量的估算

3.1 海-气 CO₂ 交换通量的估算方法

假定 CO₂ 由海相转移到气相(或相反)是一级过程, 并且转移速率都与相应相内 CO₂ 的浓度成比例, 则 CO₂ 由气相转移到液相的通量 F 可由下式表示^[17]:

$$F = K_G \times Pa - K_L \times C_{\text{CO}_2},$$

式中 K_G 为 CO₂ 由气相到液相的转移速率, K_L 为 CO₂ 由液相到气相的转移速率, C_{CO_2} 为海水中 CO₂ 的浓度, Pa 为 CO₂ 在大气中的分压.

根据 Henry 定律和气体在气-液界面的平衡条件可推导出:

$$F = \alpha \times K_L \times Pa - \alpha \times K_L \times P_w = \alpha \times K_L \times \Delta p,$$

式中 α 为气体在溶液中的溶解度, P_w 为 CO₂ 在海水中的分压.

因此, 只要知道 CO₂ 的转移速率 K_L 和溶解度 α , 就可由实测的 Δp 求得其交换通量 F .

研究表明, 转移速率 K_L 主要与风速有关, α 则是水温和盐度函数. 由于 K_L 无法直接测定, 因此人们都采用实验室模拟实验来确定 K_L 与风速关系式, 但各研究者所得的 K_L 相差很大, 目前尚无公认的统一的关系式可用于 K_L 的计算^[3]. 然而大多数实验估算的 K_L 值都落在 Lisst 等^[17]与 Tans 等^[18]的实验值之间, 因此, 此二值大致可用作 K_L 值的上下限值.

近年来的参数化结果由 Wanninkhof^[19]给出, 其表达式为:

$$K_L = K_{660} (660 / Sc)^{1/2},$$

其中: $K_{660} = 0.31 U_{N,10}^2$, $Sc = A - Bt + Ct^2 - Dt^3$.

所得 K_L 的单位为 m/s, $U_{N,10}$ 为海面 10 m 高处的风速(m/s), Sc 为动力学黏性与分子扩散性的比值, 是水温的函数, 在 20℃ 海水中的 Schmidt 数(Sc_{20}) = 660.

对于海水中的 CO₂^[19], $A = 2073.1$, $B = 125.62$, $C = 3.6276$, $D = 0.043219$.

Wanninkhof 指出 Liss 等^[17]的 K_L 与风速的关系式可近似地表达为:

$$K_{660} = 0.17 U_{N,10}^2.$$

JACOBS 等^[20]根据 IGAC(国际全球大气化学计划)的海洋气溶胶和气体交换研究, 采用直

接法进行 K_L 的测量, 其表达式为:

$$K_{660} = 0.54U_{N,10}^2$$

故有

$$\text{Wanninkhof 法: } F = 0.31 \times \alpha \times U_{N,10}^2 \times (660 \cdot Sc^{-1})^{0.5} \times \Delta p,$$

$$\text{Liss 法: } F = 0.17 \times \alpha \times U_{N,10}^2 \times (660 \cdot Sc^{-1})^{0.5} \times \Delta p,$$

$$\text{JACOBS 法: } F = 0.54 \times \alpha \times U_{N,10}^2 \times (660 \cdot Sc^{-1})^{0.5} \times \Delta p,$$

由 ^{14}C 法研究得出 CO_2 分子在大气中平均停留时间约为 7 a, 并由此推算出海气之间 CO_2 的交换速率^[7] $K = 1.23 \times 10^{-10} \text{ mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{Pa}^{-1} \cdot \text{min}^{-1}$ (以下简称 ^{14}C 法), 它不考虑观测点上环境的短期变化, 但却包含了全球 7 a 的平均状况, 并克服了许多实验关系式中海面风速为 0 或较小时出现的不合理现象, 因此为许多研究者和碳的全球循环模式所采用。

本文采用 ^{14}C 法^[7] 来估算考察区的碳通量, 为了便于与先前其他研究者的研究成果比较, 本文同时给出了用 Liss 等^[17]、Wanninkhof^[19] 和 Jacobs 等^[20] 所得的 K_L 关系式 (以下分别简称为 L 法、W 法和 JA 法) 等估算的结果。

3.2 北冰洋测区海-气 CO_2 的交换通量

图 5 为各测点上海-气 CO_2 的通量 F 绘成的北冰洋测区 CO_2 通量分布图。由于 L 法、JA 法与 W 法的关系式 ($K_{660} = X \cdot U_{N,10}^2$) 中, 仅 X 值不同, 故它们的结果图的分布趋势完全一样, 只是等值线的量值不同, 因此在此只给出了 W 法的结果图。

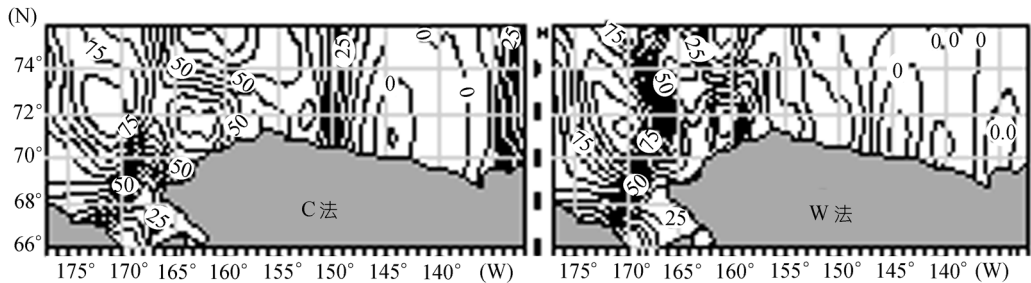


图 5 考察区表层海水碳通量的分布

单位: $\text{mg} \cdot \text{CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$

由图可知, 上述各种方法计算得出的 F 值分布趋势相似, 皆在测区的西北部 CO_2 通量大, 东部 CO_2 通量小, 测区绝大部分海域为大气 CO_2 的汇区, 并且都有大片海域为强汇区, 仅在普拉德霍海和加拿大深海平原东部海域为弱源区。

Takahashi, Feely 等人^[15] 模拟出的全球碳年平均通量的分布 (图 5), 楚科奇海的碳通量大约在 $1.0 \text{ molCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (单位下同) 左右, 本文以实测资料用相同方法估算的平均通量为 2.38。虽然各方法估算结果的碳通量平面分布趋势很相似, 但它们在数值上却有差异, 表 1 给出了各种估算方法得出的统计结果。

由表 1 可知, 各种方法所得结果大致都在同一数量级上, 为 $6.57 \sim 26.32 \text{ mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$, 其中 ^{14}C 法的平均结果最大, L 法的最小, 它们之间相差约 4 倍; JA 法与 ^{14}C 法较接近, 相差不到 1 倍。

表 1 北冰洋考察区海气 CO₂ 通量统计表

方法	L 法	W 法	JA 法	C 法
	Liss	Wanninkhof	Jacobs	¹⁴ C
	$X = 0.17$	$X = 0.31$	$X = 0.54$	$K_L = 1.23 \times 10^{-10} \text{ mol/cm}^2 \cdot \text{pa} \cdot \text{min}$
关系式	$F = X \times K_L \times \alpha \times (P_a - P_w)$			$F = K_L \times (P_a - P_w)$
单位	$\text{mg CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$			
平均值	6.57	11.97	20.86	26.32
最小值	-12.15	-22.16	-38.61	-74.68
最大值	58.66	106.96	186.32	88.41
平均值/全球平均值	2.55	4.66	8.12	10.24

若以 ¹⁴C 法计, 则其平均通量为 $26.32 \text{ mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$, 约为南极普里兹湾平均通量^[21,22]的 2 倍, 太平洋的 4.5 倍的、全球平均值^[23]的 10.2 倍。

4 小结

(1) 中国首次北极考察的碳循环观测, 填补了楚科奇海及其附近域夏季海-气 CO₂ 分压资料的空白, 将为全球碳循环研究作出贡献。

(2) 北冰洋考察区夏季表层海水 CO₂ 分压(P_w)具有测值变化范围大、平面分布较为复杂的特征, 大致呈西低东高、北低南高之势, 白令海峡向北、图克港北部向西分压(P_w)逐渐降低, 最低值出现在波因来特北部海域($P_w < 150$), 最大值在图克港附近海域($P_w > 400$), 平均 242。研究表明, 分压(P_w)的分布格局主要是由生物活动和表层环流的影响造成的。

(3) 考察区夏季 $\Delta P (= P_a - P_w)$ 的分布趋势与分压(P_w)呈镜相对称, 大致呈图克港北部海域向西、白令海峡向北逐渐递增之势, 除普拉德霍海和加拿大深海平原东部及白令海峡右侧等海域 $\Delta P \leq 0$, 因此可能成为大气 CO₂ 的源区外, 其余的大部分海域 $\Delta P > 0$, 皆可能成为大气 CO₂ 的汇区或强汇区。

(4) 估算得到, 考察区夏季的平均碳通量在 $6.57 \sim 26.32 \text{ mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 之间, 总体上本考察区夏季是大气 CO₂ 的强汇区。其平均碳通量大约是全球平均值的 2~10 倍。若以 Wanninkhof 系数估算, 则是 Takahashi, Feely 和 Weiss 等人在本海域模拟估算值的 2 倍左右。

参 考 文 献

- Hansen J, Johnson D, Lacs A, et al. Climatic effects of atmospheric carbon dioxide. Science, 1983, 220: 874~875
- 高众勇, 陈立奇, 王伟强. 南北极海区碳循环与全球变化研究. 地学前缘, 2002, 9(1~2): 263~270
- 张延辉, 王伟强, 陈立奇. 海洋 CO₂ 的研究进展. 地球科学进展, 2000, 15(5): 559~564
- 陈泮勤, 郭裕福. 全球气候变化的研究和进展. 环境科学, 1993, (4): 16~23
- Manabe S, Tang W, Fu L L. Century scale effects of increased atmospheric CO₂ on the ocean-atmosphere system. Nature, 1993, 364: 215~218
- 詹滨秋, 赵永平. CO₂、海洋和气候. 海洋与湖沼, 1989, 20(1): 92~99
- 赖利 J P, 斯基罗 G, 主编. 崔清晨, 钱佐国, 唐思齐, 译. 化学海洋学. 第二卷. 北京: 海洋出版社, 1982. 1~211
- 麦克惠妮 玛丽 A, 著. 高玉香, 郭家梁, 桉 楠, 等, 译. 南北极研究的现状的未来. 北京: 海洋出版社, 1981. 114~126
- Keeling C D, Whorf T P. Atmospheric carbon dioxide record from Barrow in 1974—2000, Scripps Institution of

- Oceanography. University of California, La Jolla, California, USA, 2001. 92093~92144
- 10 Keeling C D, Whorf T P, Wahlen M, et al., Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. *Nature*, 1995, 375: 666~670
 - 11 Keeling C D, Chin J F S, Whorf T P. Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO₂ measurements. *Nature*, 1996, 382: 146~149
 - 12 Walsh J J. Arctic carbon sink: present and future global biogeochemical cycles. *Prog Oceanogr*, 1989, 3(4): 393~411
 - 13 Walsh J J, Mcroy C P, Coachman L K, et al. Carbon and nitrogen cycling within the Bering/Chukchi Seas: Source regions for organic matter effecting AOU demands of the Arctic Ocean. *Prog Oceanogr*, 1989, 22: 279~361
 - 14 中国首次北极科学考察队编. 中国首次北极科学考察报告. 北京: 海洋出版社, 2000. 1~39, 93~105, 119~137, 155~191
 - 15 Takahashi T, Feely R A, Weiss R F, et al. Global air-sea flux of CO₂: An estimate based on measurements of sea-air pCO₂ difference, *Proc. Natl Acad Sci USA*, 1997, 94: 8292~8299
 - 16 国家极地考察办公室, 武汉测绘科技大学中国南极测绘研究中心编制. 海流, 北极地区图. 武汉: 武汉测绘科技大学出版社, 1998. 5
 - 17 Liss P S, Merlivat, Air-sea gas exchange rates. Introduction and synthesis. In: the role of air-sea exchange in geochemical cycling, Reidel Pub, Dordrecht, 1986. 113~127
 - 18 Tans P P, Conway T J, Nakazawa T. Latitudinal distribution of the source and sinks of atmospheric carbon dioxide derived from surface observation and an atmospheric transport model. *J Geophys Res*, 1989, 94: 5151~5173
 - 19 Wanninkhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean, *J Geophys Res*, 1992, 97(C5): 7373~7382
 - 20 Jacobs M J, Kohoiek W, Oost W A. Air-sea fluxes and transfer velocity of CO₂ over the North Sea: result from ASGAMAGE. *Tellus*, 1999, 51B: 629~641
 - 21 王伟强, 黄宣宝, 张远辉. 南印度洋海-气 CO₂ 分压差及其通量. 台湾海峡, 1998, 17(3): 262~268
 - 22 张远辉, 王伟强, 黄宣宝. 南极普里兹湾及其邻近海域 CO₂ 的分布及其海气通量. 极地研究, 1997, 9(2): 158~162
 - 23 Keeling C D. Carbon dioxide in surface ocean water. *J Geophys Res*, 1968, 73: 4543~4553