

研究进展

## 白令海 CO<sub>2</sub> 源汇与控制因素研究进展

孙恒 高众勇

(国家海洋局海洋大气化学与全球变化重点实验室, 国家海洋局第三海洋研究所, 福建 厦门 361005)

**提要** 白令海是北冰洋太平洋扇区的边缘海, 是亚北极生态系统向北极生态系统过渡的典型区域, 白令海 CO<sub>2</sub> 源汇的研究可为高纬度边缘海相关的研究提供重要的参考。在全球持续变暖的背景下, 白令海正在发生着一些气候和环境的变化, 这些变化对 CO<sub>2</sub> 源汇以及控制 CO<sub>2</sub> 源汇的生物地球化学过程产生重要影响。对目前白令海 CO<sub>2</sub> 源汇特征及其控制因素相关研究进行了归纳总结, 预测了白令海 CO<sub>2</sub> 源汇的未来变化趋势并提出了展望。以往的研究都认为白令海是一个大气 CO<sub>2</sub> 的汇区, 但是碳汇研究结果差异较大, 最近的研究结果表明白令陆架区的碳汇约-6.81 Tg C·a<sup>-1</sup> (1 Tg=10<sup>12</sup>g), 整个白令海的碳汇约-34 Tg C·a<sup>-1</sup>。在未来白令海气候和环境变化继续加剧的条件下, 使得白令海碳汇增强或减弱的因素将同时存在, 因此, 未来白令海的碳汇是增强还是减弱尚无定论。

**关键词** 白令海 气候和环境变化 CO<sub>2</sub> 源汇 控制因素

doi: 10.13679/j.jdyj.20170016

### 0 引言

边缘海对全球海洋的 CO<sub>2</sub> 源汇过程起着重要的作用。目前的研究认为全球边缘海是大气 CO<sub>2</sub> 的净汇 (~0.2—~0.4 Pg C·a<sup>-1</sup>), 但其在全球 CO<sub>2</sub> 收支平衡又存在着相当大不确定性<sup>[1-2]</sup>, 成为全球碳循环研究的焦点之一。不同边缘海的碳通量存在较大差异, 全球中、高纬度的边缘海总体上表现为大气 CO<sub>2</sub> 的汇区, 而低纬度的边缘海总体上表现为大气 CO<sub>2</sub> 的源区<sup>[3-4]</sup>。然而, 目前在人为排放继续增加和全球继续变暖的背景下, 海洋环境发生了一系列的变化, 诸如海水温度升高, 海洋酸化加剧等。与此同时, 边缘海的碳通量怎么变化, 其控制机制如何, 是非常值得关注的科学问题。

白令海位于亚北极地区, 属太平洋北端的边缘

海, 海域东北部为宽阔的大陆架, 是世界上最大的陆架之一(图 1)。白令海西南部的白令海盆, 有 40% 的海底深度超过 3 500 m, 面积约为白令海的 1/2。白令海南以阿留申群岛与北太平洋分界, 并通过群岛之间的水道与太平洋沟通, 而北部仅通过宽约 80 km、深度约为 50 m 左右的白令海峡与楚科奇海相连, 是连接北冰洋和太平洋的唯一路径, 是重要的大洋水交换场所<sup>[5]</sup>。白令海是全球海洋中的高生产力带之一。浮游植物高的季节性初级生产力维持着大量海洋哺乳动物、海鸟和鱼类的生存, 并且在沿着陆架边缘区富含营养盐的白令陆坡流流过的区域存在一个极高的生产力带——白令海“绿带”<sup>[6-7]</sup>。高生产力的表层水具有吸收大气 CO<sub>2</sub> 的潜力, 其强大而有效的生物泵使得白令海对全球碳循环起着一个非常重要的作用。本文整理了国内外的研究成果, 初步探讨了在当前快速变化背景下白令

[收稿日期] 2017 年 5 月收到来稿, 2017 年 7 月收到修改稿

[基金项目] 国家自然科学基金(41406221, 41476173)、南北极环境综合考察与评估专项(CHINARE 2012-04-04, 2012-04-03)和福建省科技创新领军人才项目资助

[作者简介] 孙恒, 男, 1984 年生。助理研究员, 主要从事极地碳循环研究。E-mail: sunh@tio.org.cn

[通信作者] 高众勇, E-mail: gaozhongyong@tio.org.cn

海 CO<sub>2</sub> 源汇状况及其可能的控制机制, 这将有助于理解高纬度边缘海 CO<sub>2</sub> 源汇作用的问题, 而且对探究白令海对全球变化的响应提供参考。

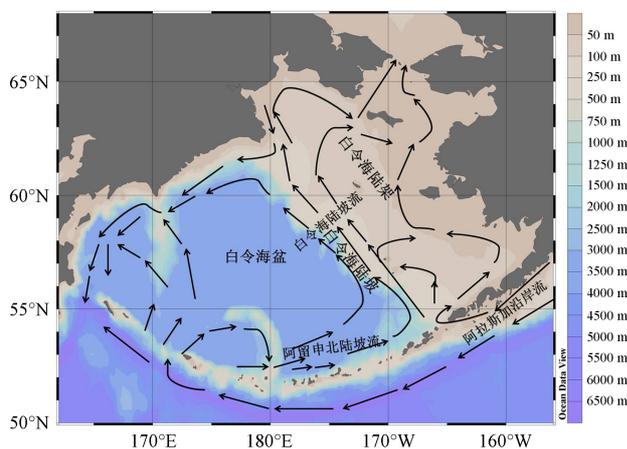


图 1 白令海及其主要水文环流示意图

Fig.1. Schematic diagram of major currents in the Bering Sea

## 1 白令海正在发生的变化

### 1.1 白令海的海冰变化

白令海是亚北极生态系统向北极生态系统过渡的区域, 能够对全球变化起较好的指示作用, 但同时也是一个对气候变化非常敏感的地区。由于全球变暖的加剧, 其影响在亚北极地区表现非常突出。对阿拉斯加的观测表明, 其每 10 年气温升高 0.7°C, 白令海的西部每 10 年增加 0.25°C<sup>[8-9]</sup>, 海洋浮标的长期监测显示 2001—2003 年 7—9 月的海水平均温度比 1995—1997 年高 2°C<sup>[10]</sup>。白令海海冰覆盖度是长期减少的, 其缩小的趋势为 3 693 km<sup>2</sup>·a<sup>-1</sup><sup>[11-12]</sup>。根据卫星遥感海冰图像, 现在整个白令海夏季是几乎无冰的, 白令海南部全年已经是无冰的, 白令海北部在 11 月左右海温达到 -1.7°C (本区域海水的冰点) 时, 海冰开始形成, 并在下一年 3 月左右开始融化, 海冰可能一直持续到下一年的 5 月。总体上, 海冰冰缘线有向北移动的趋势, 海冰的持续时间有减小的趋势, 相应的无冰期则变长<sup>[13]</sup>。海冰和冰雪面的反照率高达 80%—90%, 海冰的减少导致白令海吸收热量的增加, 从而进一步加速海冰的融化。海冰的减少还将带来更高的透光率, 盐度和密度等海洋水文环境也会改变, 进而对整个生态系统造成影响。

### 1.2 白令海的环境变化

与此同时, 作为对温度升高、海冰融化和大气驱动力变化的响应, 白令海的生物种群正经历着向北(温度低的方向)迁移<sup>[10,14]</sup>, 然而并不仅是简单的向北迁移, 而是呈现出不同海区经历不同的变化和复杂的季节性以及年际的变化<sup>[15]</sup>。春季浮游植物水华的持续时间和强度受海冰量和海冰融化时间的控制, 目前海冰的减少不仅会影响浮游植物水华, 而且会影响更高营养级的生物, 可能改变整个营养级水平食物的分布甚至使之消失<sup>[16-17]</sup>, 进而对海洋吸收大气 CO<sub>2</sub> 的主要驱动过程之一——生物泵带来巨大的变化。

白令海陆架区是世界上生产力最高的海区之一, 随着温度持续升高和海冰快速减少, 白令海初级生产在未来将增加是一种普遍的共识<sup>[18-21]</sup>。虽然随着春季的冰退缩, 浮游植物的生长率和初级生产增加, 营养素很快就被消耗, 但是水柱中有大量的碳和营养物质用于这种高生产力的生态系统进行再循环, 这远高于预期的量<sup>[22]</sup>。因此, 高生产力得以维持。在一些暖年(2000—2006)和冷年(2007—2010), 总初级生产力都维持了相当高的速率, 分别为(950±726) mg C·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>和(859±640) mg C·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup><sup>[21]</sup>。研究显示, 未来白令海年度总初级生产力在海冰退缩较早的暖年可能提高 40%—50%, 甚至可达到 2 倍<sup>[7,20]</sup>。这些提高的生产力势必将会对整个营养级水平造成连锁反应, 特别对生物泵产生深远的影响。

在高纬度地区, 海洋酸化问题所引起碳酸钙(包括文石和方解石两种形态)饱和度( $\Omega$ )的变化是非常显著的。在 2008 年春夏季节, 白令海东部陆架海域底层文石变得相对不饱和(即,  $\Omega < 1$ ), 在最接近河口的站位甚至整个水柱中都是不饱和的; 在 2009 年 9 月, 在陆架底部水域甚至发现比文石溶解度低的方解石也变成了不饱和<sup>[23-24]</sup>。 $\Omega$  在表层和次表层水的季节性差异符合“浮游植物-碳酸盐饱和度(PhyCaSS)”的概念模型<sup>[25]</sup>。PhyCaSS 的定义为: 表层海水较高的浮游植物初级生产力引起季节性  $\Omega$  升高, 随后颗粒有机碳垂直输送到次表层海水发生再矿化过程导致  $\Omega$  下降的过程。人为 CO<sub>2</sub> 在白令海表层水中不断积累, 在人为排放继续增加的情况下未来酸化程度将加剧, 可能会导致  $\Omega$  在未来的某个时间达到常年不饱和。这将对翼足类等成壳类生

物产生重要的影响。由于它们是在食物链中的关键物种，这势必将会对整个营养级水平造成连锁反应，对整个生态系统带来深远影响。

## 2 白令海 CO<sub>2</sub> 源汇特征

目前，白令海海-气 CO<sub>2</sub> 通量的研究报道较少，而且大部分集中在陆架区域，秋冬季节的观测数据很少，因此白令海的 CO<sub>2</sub> 源汇状态及其对全球碳收支的贡献仍有较大的不确定性(表 1)。早期基于现场观测<sup>[26-27]</sup>和模型<sup>[28-29]</sup>的研究表明白令海在一年中是一个潜在的碳汇。Takahashi 等<sup>[30-31]</sup>利用有限数据外推的气候 pCO<sub>2</sub>(分辨率 4°×5°)表明春季白令海 pCO<sub>2</sub> 是过饱和的，接下来的夏季由于生物作用导致 pCO<sub>2</sub> 不饱和，表明白令海是一个净 CO<sub>2</sub> 汇区。Bates 等<sup>[32]</sup>根据 2008 年的实测数据研究表明，在春季白令海陆架区由于海冰覆盖和较低的海-气 pCO<sub>2</sub> 分压差(ΔpCO<sub>2</sub>)表现为一个接近中性的 CO<sub>2</sub> 源汇状态，夏季由于强烈的生物效应，海水 pCO<sub>2</sub> 急剧降低，转变成一个强汇区。Cross 等<sup>[33]</sup>使用 2008—2012 年的数据，首次报道了秋冬季节的实测结果，发现秋冬季节海水 CO<sub>2</sub> 是向大气排放的，平衡了春季和夏季 CO<sub>2</sub> 吸收的 65%。因此，白令海的 CO<sub>2</sub> 源汇状态表现为一种季节性振荡。

虽然整体上白令海被认为是一个大气 CO<sub>2</sub> 汇，但是各位研究者报道的碳汇结果却差异很大。Takahashi 等<sup>[31]</sup>报道的白令海碳汇仅为-3.65 Tg C·a<sup>-1</sup>(负值代表碳汇，正值代表碳源)，Bates 等<sup>[32]</sup>的观测结果则高达-66.9 Tg C·a<sup>-1</sup>。Takahashi 等的结果是基于 1 个航次的有限数据并且分辨率粗糙，而 Bates 等的实测数据在夏季，高生产力季节具有很低的海水 pCO<sub>2</sub> 值，用夏季的高海-气 CO<sub>2</sub> 通量数据来外推到整年的结果显然是高估了白令海吸收 CO<sub>2</sub> 的能力，甚至结果可以高出一个完整的数量级。这也是其他一些研究计算的净碳汇过高的原因，它们大部分都是只利用在春季和夏季收集的数据。迄今为止，虽然有研究者报道了秋冬季节部分月份的数据，但是仍然缺失 1 月、2 月和 3 月的数据。由于几乎没有可用的冬季数据，在这段时间内的海-气 CO<sub>2</sub> 通量通常被忽略，因为假设了海冰覆盖导致气体交换的完全被机械抑制。然而海冰覆盖的空间和时间变化<sup>[34]</sup>可以为海-气交换提供许多合适的条件，这些区域的海-气 CO<sub>2</sub> 通量相当大。

基于中国北极科学考察航次，中国也在白令海开展了海-气 CO<sub>2</sub> 通量的研究工作。中国对贯穿白令海海盆、陆坡和陆架的断面进行了调查，而国外许多研究都局限在陆架区域，因此，基于中国北极航次可了解整个白令海的海-气 CO<sub>2</sub> 通量。总体上，海盆区碳汇较低，陆架陆坡区较高，整个白令海的 CO<sub>2</sub> 汇约为-34 Tg C·a<sup>-1</sup><sup>[35]</sup>。

表 1 不同研究者计算的白令海海-气 CO<sub>2</sub> 通量

Table 1. Summary of air-sea CO<sub>2</sub> fluxes in the Bering Sea calculated by various researchers

研究者	观测区域	面积/km <sup>2</sup>	海-气CO <sub>2</sub> 通量 (mmol·m <sup>-2</sup> ·d <sup>-1</sup> )	净碳汇/ (Tg C·a <sup>-1</sup> )
Codispoti等(1986) <sup>[27]</sup>	白令海陆架	6.94×10 <sup>5</sup>	-0.66	-2.01 <sup>a</sup>
Walsh和Dieterle(1994) <sup>[28]</sup>	白令海陆架	6.94×10 <sup>5</sup>	-11.78	-35.61 <sup>a</sup>
Kaltin和Anderson(2005) <sup>[36]</sup>	白令海陆架	6.94×10 <sup>5</sup>	-19.62	-59.72 <sup>a</sup>
Takahashi等(2009) <sup>[31]</sup>	白令海陆架	6.94×10 <sup>5</sup>	-1.2	-3.65 <sup>a</sup>
Bates等(2011) <sup>[32]</sup>	白令海陆架	6.94×10 <sup>5</sup>	-22	-66.96 <sup>a</sup>
Cross等(2014) <sup>[33]</sup>	白令海陆架	6.94×10 <sup>5</sup>	-2.24	-6.81 <sup>a</sup>
Chen等(2014) <sup>[35]</sup>	整个白令海	23.4×10 <sup>5</sup>	陆架-9.4; 陆坡-16.3; 海盆-5.1	-34 <sup>b</sup>

a 计算净碳汇的方法为海-气CO<sub>2</sub>通量(mmol·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>)×365 d×面积

b 由于是夏季高生产力期间的观测结果，假设白令海高海-气CO<sub>2</sub>通量为3个月，6个月的通量为其50%，其余3个月的通量为0，由此计算净碳汇，并减去南白令海上升流区的碳源

### 3 白令海 CO<sub>2</sub> 源汇的控制因素

白令海的 CO<sub>2</sub> 源汇格局具有很大的季节性变异和空间差异, 其控制因素也很复杂。影响 CO<sub>2</sub> 源汇格局的因素主要有生物过程(光合作用/呼吸作用)和温度效应(升温/降温), 其他次要过程有风速, 海冰的形成或溶解, 水平或垂直输运, 碳酸钙的形成或溶解等等。

#### 3.1 陆架和陆坡区的主要控制因素

在陆架和陆坡区域, 由于春夏季节(5—9月)具有很高的浮游植物初级生产力, 生物泵的效率非常高, 导致了  $p\text{CO}_2$  非常低, 使得白令海成为一个显著的 CO<sub>2</sub> 汇区。虽然春夏季节水温较秋冬季节高, 但是生物泵是主控因素, 抵消了由于升温作用而导致的  $p\text{CO}_2$  升高。伴随着海冰开始大量消融, 在 5 月和 6 月 CO<sub>2</sub> 汇达到峰值, 通常与初春初级生产力的快速增加相关; 在 7 月份短暂减弱之后, 可能是营养盐枯竭或摄食压力造成的<sup>[7]</sup>; 在 8 月观察到 CO<sub>2</sub> 汇的第二峰值, 比以前报道的秋天水华时间早一些<sup>[37]</sup>; 由于温度升高的贡献达到峰值, 并且生物过程的影响不足, 9 月份 CO<sub>2</sub> 汇降低; 10 月份, 温度和初级生产速率的变化对  $p\text{CO}_2$  的影响几乎相等, CO<sub>2</sub> 汇在该月最接近平衡<sup>[33]</sup>。呼吸作用过程在夏季的底层水域中产生 CO<sub>2</sub> 积累, 然而可能通过由夏末和秋季开始的暴雨季节引起的垂直翻转而轻易地返回到表层, 海冰形成期间海-气交换速率显著增强<sup>[38-39]</sup>, 这些都导致 CO<sub>2</sub> 快速向大气释放。在 11 月和 12 月, 呼吸作用主导表层  $p\text{CO}_2$  变异, 白令海陆架变成了一个 CO<sub>2</sub> 源区; 4 月份的陆架过程与 11 月和 12 月发生的那些类似, 冷却过程和呼吸作用作为  $\Delta p\text{CO}_2$  的主要驱动因素, 与这些月份的一个重要区别是, 4 月份冷却过程主控  $\Delta p\text{CO}_2$  和 CO<sub>2</sub> 汇<sup>[33]</sup>。

#### 3.2 海盆区的主要控制因素

在海盆区域, 观测主要集中在夏季, 由于其是高营养盐低叶绿素海区<sup>[40]</sup>,  $p\text{CO}_2$  的分布一般受从南向北水温冷却的驱动, 其 CO<sub>2</sub> 源汇可能受温度效应和水文环流因素的控制。Chen 等<sup>[41]</sup>利用 1999 年中国首次北极科学考察期间所观测到的白令海表层  $p\text{CO}_2$  的变化及异常, 发现与具有高生产力的白令海陆架区不同, 在白令海盆观测

区内, 叶绿素整体水平较低, 生物作用不是  $p\text{CO}_2$  空间分布的主要调控因子, 是典型的高营养盐低叶绿素海区。白令海盆南部是 CO<sub>2</sub> 弱汇区( $-2.9 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ ), 北部则是 CO<sub>2</sub> 强汇区( $-9.8 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ ), 南部为温度较高的水体, 是导致该区 CO<sub>2</sub> 吸收能力弱的主要原因, 而北部则受到富含低  $p\text{CO}_2$  的白令陆坡流涡动扩散的影响, 表现出较强的 CO<sub>2</sub> 吸收能力<sup>[42]</sup>。

#### 3.3 初级生产力的影响

初级生产力对 CO<sub>2</sub> 源汇格局有极其重要的影响。上文已经表明, 特别在陆架陆坡区, 春夏季节浮游植物初级生产力非常高, 生物的去作用导致表层海水  $p\text{CO}_2$  普遍非常低, 使得白令海是一个大气 CO<sub>2</sub> 的显著汇区。事实上, 陆架陆坡区域 4—10 月的净碳汇可高达  $-22.78 \text{ Tg C}\cdot\text{a}^{-1}$ , 如果忽略了冬季的排放量  $15.97 \text{ Tg C}\cdot\text{a}^{-1}$ , 碳汇的大小几乎是实际碳汇( $-6.81 \text{ Tg C}\cdot\text{a}^{-1}$ )的 4 倍<sup>[33]</sup>。然而, 有时高初级生产力的区域并不一定是大气 CO<sub>2</sub> 的汇区。在白令海峡西部发现了相对大气 CO<sub>2</sub> 高度过饱和的  $p\text{CO}_2$ , 尽管此区域也位于白令“绿带”上具有巨大的生产力, 但是底层富含 CO<sub>2</sub> 的海水涌升到表层补偿了 CO<sub>2</sub> 的生物去除, 导致这个区域是大气 CO<sub>2</sub> 的强源<sup>[35]</sup>。

#### 3.4 风速以及海冰的影响

风速是影响 CO<sub>2</sub> 源汇格局的重要因素。2008 年中国第 3 次北极科考的研究表明<sup>[35]</sup>, 尽管  $p\text{CO}_2$  最低值位于白令海陆架坡折区域, 但是海-气 CO<sub>2</sub> 通量最大值与这一区域并不吻合, 而是位于  $62.2^\circ\text{N}$ 、 $172^\circ\text{W}$  区域, 发生在 2008 年 7 月 25 日的 0 点左右, 正好是现场实测风速最高的时刻。实际上, 由于计算海-气 CO<sub>2</sub> 通量都是利用经验公式, 不同风速产品(卫星遥感风场、模式再分析风场和船载实测风速等)的应用将带来较大的海-气 CO<sub>2</sub> 通量差异。此外, 风场会对海洋水文和环流产生影响, 从而间接影响 CO<sub>2</sub> 源汇格局。

海冰的形成和溶解对 CO<sub>2</sub> 源汇格局也有重要影响。每年的海冰季节性消长是白令海陆架的一个重要特点<sup>[15,43]</sup>。呼吸作用导致的表层 CO<sub>2</sub> 积累与海冰形成期间增强的海-气交换速率一起<sup>[38-39]</sup>可导致 CO<sub>2</sub> 快速向大气释放。冬季较强的排气作用也可能发生在海冰开始融化的晚冬和早春。阿拉斯加沿岸水域的研究表明, “晚季”(10—3 月)呼

吸作用过程产生的  $\text{CO}_2$  积聚在海冰覆盖的水中, 可能导致在海冰消退时快速排气<sup>[44-45]</sup>。在此前被忽视的冬季期间发生的  $\text{CO}_2$  排气作用可导致白令海吸收大气  $\text{CO}_2$  的能力大幅减少。而随着春夏季节海冰大量消融, 海冰融水会稀释淡化表层海水, 降低  $p\text{CO}_2$  浓度, 而且海冰融水将同时增强水体层化和稳定性、可利用光以及冰藻的活动, 从而有利于吸收  $\text{CO}_2$ 。另外, 海冰覆盖减少了冬季的  $\text{CO}_2$  排放, 然而对冰覆盖校正通量的估算表明, 海冰覆盖对  $\text{CO}_2$  通量的机械抑制对年度通量的影响很小(<2%)<sup>[33]</sup>。海冰覆盖除了这种机械抑制之外, 可对计算模式再分析风速数据时表面粗糙度的参数化产生影响, 通过降低风速来间接影响  $\text{CO}_2$  通量的计算。

### 3.5 其他生物地球化学过程的影响

还有许多其他的生物地球化学过程影响着白令海的  $\text{CO}_2$  源汇状态, 比如球石藻水华过程、上升流、陆源有机物的输入和上层海洋环流等等。Fransson<sup>[46]</sup>依据 1995—2001 年的数据表明南白令海上升流区(53°N—55°N, 174°E—194°E)平均每年放出的  $\text{CO}_2$  为 16 Tg。在 2000 年, 白令海曾发生球石藻水华, 导致了高的  $p\text{CO}_2$ (>400  $\mu\text{atm}$ )和总碱度的降低<sup>[47]</sup>, 然而球石藻水华过程并不是每年都发生, 在 2008 年就未观测到, 而在 2009 年则有观测到<sup>[32]</sup>。由于球石藻水华以及上升流等过程都会造成海水  $p\text{CO}_2$  的升高, 所以白令海的碳汇可能会因此而降低很多, 特别在球石藻水华大面积发生的年份。在东北部陆架的近岸区域呈现出源汇相抵的状态, 是因为与阿拉斯加沿岸流和河流径流水等水体混合, 受到陆源有机物的输入的影响, 在此降解产生了  $\text{CO}_2$ , 造成海水  $p\text{CO}_2$  的升高<sup>[35]</sup>。最新的模式研究表明<sup>[48]</sup>, 上层海洋环流速率的变异也是海洋  $\text{CO}_2$  吸收变化的主要驱动力, 20 世纪 90 年代的海洋环流速率在增强, 21 世纪前 10 年的海洋环流速率在减弱, 这也导致北太平洋(包括白令海)的  $\text{CO}_2$  汇在 20 世纪 90 年代比 20 世纪 80 年代降低, 21 世纪前 10 年比 20 世纪 90 年代升高, 这是因为增强的上层海洋环流带动了深海中天然  $\text{CO}_2$  排放的增加, 从而削弱了  $\text{CO}_2$  汇, 海洋环流的减弱则会在近期内通过吸收天然  $\text{CO}_2$  进入深海来加强  $\text{CO}_2$  汇。

## 4 白令海 $\text{CO}_2$ 汇的未来变化趋势

在全球变暖背景下, 未来白令海海水温度将更高, 海冰将更少<sup>[15,34]</sup>, 白令海气候和环境的变化将加剧, 这可能对白令海碳循环有广泛的影响。

在陆架和陆坡区域, 海冰的减少将引起冰融水量减少, 从而将削弱水体分层<sup>[49]</sup>, 来自陆架底部水域呼吸作用产生的  $\text{CO}_2$  发生垂直混合的可能性大增, 特别是在夏季和秋季期间来自春天水华的呼吸作用产物的积累。海冰退缩的起始时间可能会改变, 降低了春季水华的整体强度<sup>[37]</sup>。表层海水总体变暖<sup>[34]</sup>将增加海水  $p\text{CO}_2$ , 导致开阔水域在 11—4 月期间更强的  $\text{CO}_2$  排放和 5—10 月更弱的  $\text{CO}_2$  吸收<sup>[33]</sup>。

在海盆区, 其主要驱动力之一温度将进一步提高, 这会增加海水  $p\text{CO}_2$ , 导致  $\text{CO}_2$  吸收能力的下降。同时, 未来更多的人为  $\text{CO}_2$  累积在白令海, 海洋酸化进一步加剧, 改变了海水原有的碳酸盐化学性质, 不利于海水吸收更多的  $\text{CO}_2$ 。

以上这些效应能够一起叠加, 共同减少了白令海  $\text{CO}_2$  吸收能力的大小。然而, 还有许多因素可能将导致白令海碳汇的增加。虽然对总体初级生产变化的预测是困难的<sup>[19,50]</sup>, 而由于海冰减少导致的光穿透增加和海水层化减少导致的营养盐补充增强可能会引起初级生产速率和总量增加, 特别是在暖年的年份<sup>[7]</sup>, 这就可能造成白令海碳汇增加。另外, 模式的研究显示目前海洋环流速率在持续减弱, 可能在一定时期内增加  $\text{CO}_2$  汇<sup>[48]</sup>, 但这种情况在白令海能持续多久, 是否符合白令海实际情况, 还需要进一步的检验。

总之, 在未来白令海物理、化学、生物和生态等环境变化继续加剧的条件下, 未来白令海的碳汇是增强还是减弱, 到底如何变迁目前尚无定论。

## 5 展望

目前白令海冬季的现场数据依旧十分匮乏, 已有的少量研究表明, 对白令海  $\text{CO}_2$  源汇及其控制机制的理解仍然不够清晰, 需要进一步深入研究。现阶段虽然高分辨率的走航系统在调查

船舶上普及安装,但由于时间和资金等的限制,很难获取更长时间尺度和空间尺度的覆盖,例如,中国北极科学考察迄今已经在白令海开展过7个航次,而时间上都集中在夏季(7—9月)。未来除了可开展更多的航次调查之外,还可结合卫星遥感技术,部署锚系浮标和移动自动传感器。随着技术能力继续发展,移动和自动平台

中的技术进步可能在未来提供显著的优势,为白令海提供高时空分辨率的 CO<sub>2</sub> 观测资料,有助于发现生物地球化学过程的小规模时间和空间变化,有利于获取更加精准可靠的白令海 CO<sub>2</sub> 源汇大小、更加细致地探讨白令海 CO<sub>2</sub> 源汇的控制机制和更加深入地探究白令海 CO<sub>2</sub> 源汇对快速变化的响应。

## 参考文献

- 1 Bauer J E, Cai W J, Raymond P A, et al. The changing carbon cycle of the coastal ocean[J]. *Nature*, 2013, 504(7478): 61—70.
- 2 Gruber N. Ocean biogeochemistry: carbon at the coastal interface[J]. *Nature*, 2015, 517(7533): 148—149.
- 3 Cai W J. Estuarine and coastal ocean carbon paradox: CO<sub>2</sub> sinks or sites of terrestrial carbon incineration?[J]. *Annual Review of Marine Science*, 2011, 3: 123—145.
- 4 Chen C T A, Borges A V. Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: continental shelves as sinks and near-shore ecosystems as sources of atmospheric CO<sub>2</sub>[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2009, 56(8—10): 578—590.
- 5 陈立奇. 北极海洋环境与海气相互作用研究[M]. 北京: 海洋出版社, 2003.
- 6 Springer A M, McRoy C P, Flint M V. The Bering Sea green belt: shelf-edge processes and ecosystem production[J]. *Fisheries Oceanography*, 1996, 5(3—4): 205—223.
- 7 Lomas M W, Moran S B, Casey J R, et al. Spatial and seasonal variability of primary production on the Eastern Bering Sea shelf[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2012, 65—70: 126—140.
- 8 Chapman W L, Walsh J E. Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1993, 74(1): 33—48.
- 9 Serreze M C, Walsh J E, Chapin III F S, et al. Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment[J]. *Climatic Change*, 2000, 46(1—2): 159—207.
- 10 Overland J E, Stabeno P J. Is the climate of Bering Sea warming and affecting the ecosystem?[J]. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 2004, 85(33): 309—316.
- 11 Hunt Jr G L, Stabeno P, Walters G, et al. Climate change and control of the southeastern Bering Sea pelagic ecosystem[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2002, 49(26): 5821—5853.
- 12 胡宪敏, 苏洁, 赵进平, 等. 白令海楚科奇海的海冰范围变化特征[J]. *冰川冻土*, 2007, 29(1): 53—60.
- 13 Grebmeier J M, Maslowski W. The Pacific Arctic Region[M]. Dordrecht: Springer, 2014.
- 14 陈永俊, 林龙山, 廖运志, 等. 白令海和楚科奇海鱼类种类组成及其对生态环境变化的响应[J]. *海洋学报*, 2013, 35(2): 113—125.
- 15 Stabeno P J, Farley E V Jr, Kachel N B, et al. A comparison of the physics of the northern and southern shelves of the eastern Bering Sea and some implications for the ecosystem[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2012, 65—70: 14—30.
- 16 Harvey H R, Sigler M F. An introduction to the bering sea project: volume II[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2013, 94: 2—6.
- 17 Stabeno P J, Bond N A, Kachel N B, et al. On the temporal variability of the physical environment over the south-eastern Bering Sea[J]. *Fisheries Oceanography*, 2001, 10(1): 81—98.
- 18 Brown Z W, van Dijken G L, Arrigo K R. A reassessment of primary production and environmental change in the Bering Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, 116(C8): C08014.
- 19 Moran S B, Lomas M W, Kelly R P, et al. Seasonal succession of net primary productivity, particulate organic carbon export, and autotrophic community composition in the eastern Bering Sea[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2012, 65—70: 84—97.
- 20 Brown Z W, Arrigo K R. Sea ice impacts on spring bloom dynamics and net primary production in the eastern Bering Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013, 118(1): 43—62.

- 21 Liu C L, Zhai L, Zeeman S I, et al. Seasonal and geographic variations in modeled primary production and phytoplankton losses from the mixed layer between warm and cold years on the eastern Bering Sea shelf[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2016, 134: 141—156.
- 22 Sigler M F, Harvey R H, Ashjian J, et al. How does climate change affect the Bering Sea ecosystem?[J]. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 2010, 91(48): 457—458.
- 23 Mathis J T, Cross J N, Bates N R. Coupling primary production and terrestrial runoff to ocean acidification and carbonate mineral suppression in the eastern Bering Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978—2012), 2011, 116(C2): C02030.
- 24 Mathis J T, Cross J N, Bates N R. The role of ocean acidification in systemic carbonate mineral suppression in the Bering Sea[J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(19): L19602.
- 25 Bates N R, Mathis J T, Cooper L W. Ocean acidification and biologically induced seasonality of carbonate mineral saturation states in the western Arctic Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2009, 114(C11): C11007.
- 26 Codispoti L A, Friederich G E, Iverson R L, et al. Temporal changes in the inorganic carbon system of the southeastern Bering Sea during spring 1980[J]. *Nature*, 1982, 296(5854): 242—245.
- 27 Codispoti L A, Friederich G E, Hood D W. Variability in the inorganic carbon system over the southeastern Bering Sea shelf during spring 1980 and spring-summer 1981[J]. *Continental Shelf Research*, 1986, 5(1—2): 133—160.
- 28 Walsh J J, Dieterle D A. CO<sub>2</sub> cycling in the coastal ocean. I-A numerical analysis of the southeastern Bering Sea with applications to the Chukchi Sea and the northern Gulf of Mexico[J]. *Progress in Oceanography*, 1994, 34(4): 335—392.
- 29 Walsh J J, Dieterle D A, Muller-Karger F E, et al. CO<sub>2</sub> cycling in the coastal ocean. II. Seasonal organic loading of the Arctic Ocean from source waters in the Bering Sea[J]. *Continental Shelf Research*, 1997, 17(1): 1—36.
- 30 Takahashi T, Sutherland S C, Sweeney C, et al. Global sea-air CO<sub>2</sub> flux based on climatological surface ocean pCO<sub>2</sub>, and seasonal biological and temperature effects[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2002, 49(9—10): 1601—1622.
- 31 Takahashi T, Sutherland S C, Wanninkhof R, et al. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO<sub>2</sub>, and net sea-air CO<sub>2</sub> flux over the global oceans[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2009, 56(8—10): 554—577.
- 32 Bates N R, Mathis J T, Jeffries M A. Air-sea CO<sub>2</sub> fluxes on the Bering Sea shelf[J]. *Biogeosciences*, 2011, 8(5): 1237—1253.
- 33 Cross J N, Mathis J T, Frey K E, et al. Annual sea-air CO<sub>2</sub> fluxes in the Bering Sea: Insights from new autumn and winter observations of a seasonally ice-covered continental shelf[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2014, 119(10): 6693—6708.
- 34 Stabeno P J, Kachel N B, Moore S E, et al. Comparison of warm and cold years on the southeastern Bering Sea shelf and some implications for the ecosystem[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2012, 65—70: 31—45.
- 35 Chen L Q, Gao Z Y, Sun H, et al. Distributions and air-sea fluxes of CO<sub>2</sub> in the summer Bering Sea[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2014, 33(6): 1—8.
- 36 Kaltin S, Anderson L G. Uptake of atmospheric carbon dioxide in Arctic shelf seas: evaluation of the relative importance of processes that influence pCO<sub>2</sub> in water transported over the Bering-Chukchi Sea shelf[J]. *Marine Chemistry*, 2005, 94(1—4): 67—79.
- 37 Sigler M F, Stabeno P J, Eisner L B, et al. Spring and fall phytoplankton blooms in a productive subarctic ecosystem, the eastern Bering Sea, during 1995—2011[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2014, 109: 71—83.
- 38 Else B G T, Papakyriakou T N, Galley R J, et al. Wintertime CO<sub>2</sub> fluxes in an Arctic polynya using eddy covariance: evidence for enhanced air-sea gas transfer during ice formation[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, 116(C9): C00G03.
- 39 Miller L A, Carnat G, Else B G T, et al. Carbonate system evolution at the Arctic Ocean surface during autumn freeze-up[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, 116(C9): C00G04.
- 40 Banse K, English D C. Comparing phytoplankton seasonality in the eastern and western subarctic Pacific and the western Bering Sea[J]. *Progress in Oceanography*, 1999, 43(2—4): 235—288.
- 41 Chen L Q, Gao Z Y, Wang W Q, et al. Characteristics of pCO<sub>2</sub> in surface water of the Bering Abyssal Plain and their effects on carbon cycle in the western Arctic Ocean[J]. *Science in China Ser. D: Earth Sciences*, 2004, 47(11): 1035—1044.
- 42 高众勇, 孙恒, 陈立奇. 白令海 BR 断面海-气 CO<sub>2</sub> 通量及其参数特征[J]. *海洋学报*, 2011, 33(6): 85—92.
- 43 Stabeno P J, Kachel N B, Sullivan M, et al. Variability of physical and chemical characteristics along the 70-m isobath of the southeastern Bering Sea[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2002, 49(26): 5931—5943.
- 44 Semiletov I, Makshtas A, Akasofu S I, et al. Atmospheric CO<sub>2</sub> balance: the role of Arctic sea ice[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(5): L05121.

- 45 Semiletov I P. Aquatic sources and sinks of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> in the polar regions[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1999, 56(2): 286—306.
- 46 Fransson A, Chierici M, Nojiri Y. Increased net CO<sub>2</sub> outgassing in the upwelling region of the southern Bering Sea in a period of variable marine climate between 1995 and 2001[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2006, 111(C8): C08008.
- 47 Murata A, Takizawa T. Impact of a coccolithophorid bloom on the CO<sub>2</sub> system in surface waters of the eastern Bering Sea shelf[J]. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(11): 1547.
- 48 DeVries T, Holzer M, Primeau F. Recent increase in oceanic carbon uptake driven by weaker upper-ocean overturning[J]. *Nature*, 2017, 542(7640): 215—218.
- 49 Ladd C, Stabeno P J. Stratification on the Eastern Bering Sea shelf revisited[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2012, 65—70: 72—83.
- 50 Hunt G L Jr, Coyle K O, Eisner L B, et al. Climate impacts on eastern Bering Sea foodwebs: a synthesis of new data and an assessment of the Oscillating Control Hypothesis[J]. *ICES Journal of Marine Science*, 2011, 68(6): 1230—1243.

## REVIEW OF RESEARCH ON AIR–SEA CO<sub>2</sub> FLUX AND ITS CONTROLLING FACTORS IN THE BERING SEA

Sun Heng, Gao Zhongyong

(Key Laboratory of Global Change and Marine-Atmospheric Chemistry, Third Institute of Oceanography, SOA, Xiamen 361005, China)

### Abstract

The Bering Sea, in the Pacific sector of the Arctic Ocean, represents a typical area of transition from a sub-Arctic ecosystem to an Arctic ecosystem. The study of its CO<sub>2</sub> sources and sinks will provide an important reference for high-latitude continental margin regions. Within the context of global warming, the Bering Sea is undergoing climatic and environmental changes. The effects of these changes on both the CO<sub>2</sub> sources and sinks and the related biogeochemical processes of the area are considerable. This paper summarizes the CO<sub>2</sub> sources and sinks and their control mechanisms in the Bering Sea, describes the tendencies of those CO<sub>2</sub> sources and sinks, and predicts their future prospects. Previous studies have argued that the Bering Sea acts as a sink for atmospheric CO<sub>2</sub> but the results have been notably varied. Recent studies have reported that the CO<sub>2</sub> sinks on the Bering shelf and in the entire Bering Sea are about  $-6.81 \times 10^{12} \text{ g C} \cdot \text{a}^{-1}$  and  $-34 \times 10^{12} \text{ g C} \cdot \text{a}^{-1}$ , respectively. However, if climatic and environmental changes continue to intensify in the future, conditions that could result in a decrease or in an increase in the magnitude of the CO<sub>2</sub> sink might exist simultaneously. Therefore, it remains inconclusive whether the function of the Bering Sea as a carbon sink will be enhanced or weakened in the future.

**Key words** Bering Sea, climate and environmental changes, CO<sub>2</sub> sources and sinks, control factors