中国科学: 地球科学 2018 年 第 48 卷 第 11 期: 1393 ~ 1421
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

评 述 中国海碳储库与碳循环专题

中国海及邻近区域碳库与通量综合分析

焦念志[1*], 梁彦韬[1,2], 张永雨[2], 刘纪化[3], 张瑶[1], 张锐[1], 赵美训[4], 戴民汉[1], 翟惟东[3], 高坤山[1], 宋金明[5], 袁东亮[5], 李超[6], 林光辉[7], 黄小平[8], 严宏强[8], 胡利民[9], 张增虎[2], 王龙[2], 曹纯洁[2], 罗亚威[1], 骆庭伟[1], 王南南[1], 党宏月[1], 王东晓[8], 张偲[8]

1. 厦门大学近海海洋环境科学国家重点实验室, 厦门 361102;
2. 中国科学院青岛生物能源与过程研究所海洋生物与碳汇研究中心, 青岛 266101;
3. 山东大学海洋研究院, 济南 250100;
4. 中国海洋大学海洋化学理论与工程技术教育部重点实验室, 青岛 266100;
5. 中国科学院海洋研究所, 青岛 266071;
6. 中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质国家重点实验室, 武汉 430074;
7. 清华大学地球系统科学系, 北京 100084;
8. 中国科学院南海海洋研究所, 广州 510301;
9. 国家海洋局第一海洋研究所海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室, 青岛 266061
* E-mail: jiao@xmu.edu.cn

收稿日期: 2018-01-14; 收修改稿日期: 2018-05-14; 接受日期: 2018-08-16; 网络版发表日期: 2018-09-29
国家重点研发计划项目(编号: 2016YFA0601400)、国家自然科学基金项目(批准号: 91751207、91428308、41722603、41606153、41422603)、中央高校基础研究项目(编号: 20720170107)和中海油项目(编号: CNOOC-KJ125FZDXM00TJ001-2014、CNOOC-KJ125FZDXM00ZJ001-2014)资助

摘要 中国海总面积约470万平方公里, 纵跨热带、亚热带、温带、北温带等多个气候带. 其中, 南海北依“世界第三极”青藏高原、南邻“全球气候引擎”西太平洋暖池, 东海拥有全球最宽的陆架之一, 跨陆架物质运输显著, 黄海是冷暖流交汇区域, 渤海则是受人类活动高度影响的内湾浅海. 中国海内有长江、黄河、珠江等大河输入, 外邻全球两大西边界流之一的黑潮. 这些鲜明的特色赋予了中国海碳储库和通量研究的典型代表意义. 文章从不同海区(渤海、黄海、东海、南海)、不同界面(陆-海、海-气、水柱-沉积物、边缘海-大洋等), 以及不同生态系统(红树林、盐沼湿地、海草床、海藻养殖、珊瑚礁、水柱生态系统等)多层面对海洋碳库与通量进行了较系统地综合分析, 初步估算了各个碳库的储量与不同碳库间的通量. 就海气通量而言, 渤海向大气中释放CO_2约0.22Tg C a^{-1}, 黄海吸收CO_2约1.15Tg C a^{-1}, 东海吸收CO_2约6.92~23.30Tg C a^{-1}, 南海释放CO_2约13.86~33.60Tg C a^{-1}. 如果仅考虑海-气界面的CO_2交换, 中国海总体上是大气CO_2的“源”, 净释放量约6.01~9.33Tg C a^{-1}. 这主要是由于河流输入以及邻近大洋输入所致. 河流输入渤黄海、东海、南海的溶解无机碳(DIC)分别为5.04、14.60和40.14Tg C a^{-1}, 而邻近大洋输入DIC更是高达144.81Tg C a^{-1}, 远超中国海向大气释放的碳量. 渤海、黄海、东海、南海的沉积有机碳通量分别为2.00、3.60、7.40、7.49Tg C a^{-1}. 东海和南海向邻近大

中文引用格式: 焦念志, 梁彦韬, 张永雨, 刘纪化, 张瑶, 张锐, 赵美训, 戴民汉, 翟惟东, 高坤山, 宋金明, 袁东亮, 李超, 林光辉, 黄小平, 严宏强, 胡利民, 张增虎, 王龙, 曹纯洁, 罗亚威, 骆庭伟, 王南南, 党宏月, 王东晓, 张偲. 2018. 中国海及邻近区域碳库与通量综合分析. 中国科学: 地球科学, 48: 1393–1421, doi: 10.1360/N072018-00014
英文引用格式: Jiao N, Liang Y, Zhang Y, Liu J, Zhang Y, Zhang R, Zhao M, Dai M, Zhai W, Gao K, Song J, Yuan D, Li C, Lin G, Huang X, Yan H, Hu L, Zhang Z, Wang L, Cao C, Luo Y, Luo T, Wang N, Dang H, Wang D, Zhang S. 2018. Carbon pools and fluxes in the China Seas and adjacent oceans. Science China Earth Sciences, 61: 1535–1563, https://doi.org/10.1007/s11430-018-9190-x

© 2018 《中国科学》杂志社

洋输送有机碳通量分别为15.25~36.70和43.39Tg C a^{-1}. 就生态系统而言, 中国沿海红树林、盐沼湿地、海草床有机碳埋藏通量为0.36Tg C a^{-1}, 海草床溶解有机碳(DOC)输出通量为0.59Tg C a^{-1}; 中国近海海藻养殖移出碳通量0.68Tg C a^{-1}, 沉积和DOC释放通量分别为0.14和0.82Tg C a^{-1}. 总计, 中国海有机碳年输出通量为81.72~103.17Tg C a^{-1}. 中国海的有机碳输出以DOC形式为主, 东海向邻近大洋输出的DOC通量约15.00~35.00Tg C a^{-1}, 南海输出约31.39Tg C a^{-1}. 综上, 尽管从海-气通量看中国海是大气CO_2的"源", 但考虑了河流、大洋输入、沉积输出以及微型生物碳泵(DOC转化输出)作用后, 中国海是重要的储碳区. 需要指出的是, 文章数据是基于中国海各海区碳循环研究报道, 鉴于不同研究方法上的差异, 所得数据难免有一定的误差范围, 亟待将来统一方法标准下的更多深入研究和分析.

关键词 中国海, CO_2"源"与"汇", 碳储库, 碳通量, 生物泵, 微型生物碳泵

1 概述

海洋占地球面积的71%, 是全球地表系统中最大的碳库, 其碳储量是陆地碳库的20倍、大气碳库的50倍(Holmén, 2000). 工业革命以来人类活动释放的CO_2大约48%被海洋吸收(Sabine等, 2004), 因此, 海洋是全球气候变化的巨大"缓冲器"(Le Quéré等, 2016; DeVries等, 2017). 海洋对CO_2的吸收和长期储存主要由海洋生物对碳的固定和转化作用所驱动, 生物储碳是形成海洋碳汇的重要机制之一, 称为海洋生物碳汇, 也称蓝色碳汇, 简称"蓝碳". 根据联合国环境署、粮农组织和教科文组织、政府间海洋学委员会联合发布的《蓝碳报告》, 全球光合作用捕获的碳有55%是蓝碳(Nellemann和Corcoran, 2009). 因此, 蓝碳意义重大.

海-气界面碳的迁移是海洋碳循环的重要过程, 其通量被认为是海区碳源汇强度的直接体现. 在边缘海, 除了海-气界面碳的交换, 还存在陆源输入、沉积作用和与邻近大洋的碳迁移作用. 这些界面过程与水体溶解无机碳(Dissolved inorganic carbon, DIC)、溶解有机碳(Dissolved organic carbon, DOC)、颗粒有机碳(Particulate organic carbon, POC)、生物量等不同形式的碳库, 共同构成了海洋碳循环系统.

海洋碳汇形成机制主要包括溶解度泵、碳酸盐泵、生物泵(Biological Pump, BP)和微型生物碳泵(Microbial Carbon Pump, MCP)(Jiao等, 2010; Legendre等, 2015). 溶解度泵受大洋环流控制, 在北大西洋、南大洋等高纬度海区作用重大. 碳酸盐泵因碳酸盐沉淀过程放出等当量的CO_2, 又称为碳酸盐反向泵(Carbonate counter pump)(Volk和Hoffert, 1985). BP与MCP由生物活动所驱动, 二者既有密切联系又不可相互替代. BP依赖于有机碳从表层向深海的沉降, 其通量随着深度增加而骤减, 光合作用产生的有机碳约有5~15%输送到真光层以下(Giering等, 2014), 到达海底的有机碳量只有表层固碳量的0.1~1%(Legendre等, 2015), 而只有沉出水体到达沉积物被埋葬的有机碳才可能长久储存; MCP不同与BP, 不依赖于沉降、与深度无关, MCP导致海洋水体储碳, 其产物惰性溶解有机碳(Recalcitrant DOC, RDOC)可在海水中储存数千年(Bauer等, 1992; Hansell等, 2009, 2012). 全球尺度上, MCP与BP储碳通量在同一数量级(Legendre等, 2015; Polimene等, 2016). 在全球变暖、层化加剧的未来海洋, MCP的相对作用趋于增强(Jiao等, 2014a; Polimene等, 2016). 通过人为干预或调控增加BP与MCP储碳效率是增加海洋碳汇的可行途径(Longhurst和Harrison, 1989; Jiao等, 2010, 2011).

尽管边缘海占全球海洋面积不到8%, 但其沉积物中埋藏的有机碳量却占全球海洋有机碳埋藏总量的80%以上(Berner, 1982; Hedges和Keil, 1995; Burdige, 2005; Keil, 2017); 其中, 有大河输入的陆架边缘海由于受陆地径流影响具有复杂的生物地球化学过程, 在衔接陆地、海洋和大气等碳库以及全球碳循环中起着重要作用(Galy等, 2007; McKee等, 2004; Battle等, 2000). 陆架海由于陆源输入物质具有较高的沉积速率而成为现代沉积重要区域. 陆架边缘海不仅是细颗粒沉积物汇聚保存区, 也是沉积有机质的重要"汇"(Liu J P等, 2004, 2007; Li等, 2012; Hu等, 2013; Qiao等, 2017), 在全球碳循环和调节气候变化中扮演着重要角色.

中国海是具有鲜明的特色陆架边缘海. 南海链接着被认为是“世界第三极”的青藏高原以及号称“全球气候引擎”的西太平洋暖池, 既有来自高原的陆源输入, 又有来自大洋暖流的交换; 南海不仅有北部的陆架海, 更有近4000m深的海盆, 分布着200多个珊瑚礁岛; 南海地处亚热带和热带, 有着强烈的热带风暴和各种中尺度涡; 东海则有着温带最宽广的陆架海区, 外缘则是冲绳海槽承接跨陆架输运, 外侧是世界最深的马里亚纳海沟; 黄海是典型的温带陆架海, 季节特征明显, 水团更替、海流交织; 渤海则是受人类活动高度影响的内湾浅海. 中国沿海有18000公里长的海岸线, 超过1500条河流入海, 形成面积近700万公顷、类型多样的滨海盐沼湿地. 中国海有强烈的陆海相互作用, 世界级的三大河流长江、黄河、珠江分别进入东海、渤海和南海, 流量分别为9.62×10^{11}、5.80×10^{10}、3.36×10^{11} $m^3\ a^{-1}$(http://xxfb.hydroinfo.gov.cn/), 是陆地向海洋输运碳的重要归宿. 中国海外缘则有全球两大西边界流之一——黑潮, 其活动直接影响到中国大部气候(Wang S等, 2015). 中国海跨越多个气候带, 生物多样性丰富、储碳能力巨大. 仅东部陆架海有机质埋藏通量就达13Tg C a^{-1}(Hu等, 2016), 占全球边缘海沉积物有机质埋藏通量(~138Tg C a^{-1})的~10%, 足见其在全球碳循环中的重要地位(张瑶等, 2017). 中国海的上述特征使其在海洋碳库与通量研究中具有重要地位.

本文从渤海、黄海、东海、南海的海-气、水体、海底沉积、河流输入、与大洋交换等不同界面, 以及红树林、盐沼湿地、海草床、珊瑚礁、养殖海藻等各种生态系统, 综合分析中国海的各类碳储库、界面通量、碳汇潜力, 以期为气候变化研究、海洋碳汇研发提供典型案例和综合数据资料.

2　资料来源与数据处理

2.1　中国海碳库与通量数据来源

本文涉及的数据资料主要包括海区、水体、以及各类生态系统的碳库及通量(表1). 碳库指标包括海水DIC、DOC、POC、生物碳库(细菌、病毒、浮游植物、浮游动物), 以及红树林、盐沼湿地、海草床等类别; 碳通量指标包括渤海、黄海、东海、南海等海区的海气界面通量、河流输入、POC垂直输出、海底沉积、中国海与邻近大洋交换, 以及红树林、盐沼湿地、海草床等海岸带蓝碳的碳埋藏通量; 此外, 还涵盖了珊瑚礁海气界面通量、钙化沉积通量、有机碳输出通量, 以及近海养殖海藻可移出通量、沉积通量、DOC释放通量等方面.

数据采集与文字表述原则: 同一个参数尽量采用相同或相近的方法取得数据, 在几种方法均被认可的情况下(例如, POC输出可基于同位素不平衡法或沉积物捕获法获得), 对不同方法来源的数据予以标明. 此外, 文献中对于黄海和渤海的数据有时用“黄渤海”表述, 本文根据实际情况以渤海、黄海表述.

2.2　中国海碳库与通量相关参数测定方法

本文涉及多类碳库与通量参数, 相关测定方法简介如下: DIC浓度采用非分散红外检测器测得的数据(Chou等, 2005, 2007b; Cao等, 2011); DOC浓度采用总有机碳分析仪高温燃烧法测得的数据(Dai等, 2009a; 商荣宁, 2011); POC浓度利用高温预处理过的GF/F过滤收集样品, 盐酸熏蒸去除无机碳, 使用元素分析仪进行测定(商荣宁, 2011); 异养细菌、病毒、超微型浮游植物丰度数据来自戊二醛固定, 超低温保存, 流式细胞仪分析的方法, 具体方法参考(Jiao等, 2002, 2005, 2006); 叶绿素*a*浓度采用丙酮萃取, 荧光分光光度计测定的方法(Chen等, 2012; Ning等, 2004); 浮游植物丰度和生物量测定采用倒置显微镜镜检, 根据不同类群粒径、形状估算的方法获得(Sun和Liu, 2003); 固碳速率采用^{14}C标记, 黑暗培养, 液体闪烁仪测的是数据(焦念志等, 1998); 浮游动物丰度和生物量采用拖网采样, 使用显微镜镜检的方法得到样品丰度数据, 然后分析天平称重的方法得到生物量数据(朱延忠, 2008; 姜强, 2010); 海-气界面CO_2通量根据水气平衡法实测pCO_2、碳酸盐体系计算pCO_2, 以及数值模拟等方法获得(Chai等, 2009; 曲宝晓等, 2013; Zhai等, 2005, 2013); POC垂直输出通量采用同位素不平衡法或者沉积物捕获器法获得的数据(Chen等, 1998; Cai等, 2002, 2015); 碳沉积通量采用深海沉积物捕获器取样测定或通过沉积物质量埋藏速率结合沉积物元素分析等方法测得的数据(Chen等, 1998; 胡利民和赵美训, 未发表数据); 中国海与邻近大洋的碳交换通量基于水体流量和相应水体的含碳量计算得到的数据(Deng等, 2006; Chen等, 2006; Wu等, 2015).

表 1　中国海各海区与生态系统碳库与通量主要数据来源

海区	碳库与通量相关参数	参考文献
渤海	DIC浓度	Zhao等, 2017
	DOC和POC浓度	刘军等, 2015
	异养细菌丰度	Wang C等, 2016;
	病毒丰度	Wang C等, 2016; 王健等, 2013
	叶绿素*a*	李晓玺, 2017; 石峰等, 2017
	浮游植物丰度和碳量	郭术津等, 2014; 苑明莉等, 2014
	浮游动物丰度和生物量	徐东会等, 2016
	固碳速率	宋金明, 2011; 刘军等, 2015
	海-气界面CO_2通量	国家海洋局, 2013; 宋金明, 2004; 张云, 2008; 张乃星等, 2012; 尹维翰等, 2012
	碳沉积通量	Hu等, 2016; 赵美训等, 2017
	向黄海碳输出	魏皓等, 2002; Zhao等, 2017; 刘军等, 2015; 高学鲁等, 2009; Ji等, 2009; 商荣宁, 2011
黄海	DIC浓度	高学鲁等, 2009; Ji等, 2009
	DOC和POC浓度	商荣宁, 2011
	异养细菌丰度	卢龙飞等, 2013; Le等, 2010
	病毒丰度	卢龙飞等, 2013
	超微型浮游植物丰度	赵苑, 2010
	浮游植物丰度和碳量	刘述锡等, 2013; 杨洋和孙晓霞, 2016
	浮游动物丰度和生物量	姜强, 2010; 朱延忠, 2008; 王亮, 2011; 苏素红等, 2014
	固碳速率	高爽, 2009; 傅明珠等, 2009; 郑国侠等, 2006
	海-气界面CO_2通量	国家海洋局, 2013; Tsunogai等, 1999; 薛亮, 2011; Xue等, 2011, 2012; Qu等, 2013, 2014, 2015, 2017; Zhang等, 2010
	碳沉积通量	Xing等, 2014; Hu等, 2016; 赵美训等, 2017; 刘军等, 2015; 宋金明等, 2006; Wang等, 2018
	向东海的TOC输出通量	刘军等, 2015
东海	DIC浓度	Chou等, 2009, 2013
	DOC浓度	李宁和王江涛, 2011
	POC浓度	金海燕等, 2005; 赵继胜等, 2003
	异养细菌丰度	Jiao等, 2005; 赵苑, 2010
	病毒丰度	Jiao等, 2006; 卢龙飞等, 2013
	超微型浮游植物丰度	Yang, 2000; Jiao等, 2002, 2005; Jiao和Yang, 2002; 赵苑, 2010
	叶绿素*a*	张玉荣等, 2016
	浮游植物丰度	赵其彪等, 2015
	浮游动物丰度和生物量	徐兆礼等, 2004
	固碳速率	焦念志等, 1998; 吕瑞华, 2003; 张玉荣等, 2016; Gong等, 2003
	海-气界面CO_2通量	曲宝晓等, 2013; 宋金明等, 2018; Guo等, 2015; Tseng等, 2014
	POC输出真光层通量	孙治涛, 2001
	碳沉积通量	Deng等, 2006; Wang等, 2018
	向西北太平洋输出通量	Deng等, 2006; 袁东亮等, 2018; 孔彬等, 2016; 李伟等, 2012; Wu等, 2003; Yuan和Hsueh, 2010; 乔璐璐等, 2017; 卢汐, 2015
	来自南海的碳输入	Chen等, 2006
	细菌可利用DOC比例	Gan等, 2016
南海	DIC浓度	Chou等, 2005, 2007b; Cao等, 2011; Dai等, 2013
	DOC浓度	Dai等, 2009a; Hung等, 2007; Wu等, 2015, 2017; Meng等, 2017
	POC浓度	Hung等, 2007

(续表1)

海区	碳库与通量相关参数	参考文献
南海	异养细菌丰度	Yang, 2000; Zhang等, 2008; Cai等, 2007; Chen等, 2011; He等, 2009; Liang等, 2014; 张喆等, 2016, 2017; 梁彦韬, 2014; 曹凤娇, 2017
	病毒丰度	Chen等, 2011; He等, 2009; Liang等, 2014; 张喆等, 2016, 2017; 梁彦韬, 2014
	超微型浮游植物丰度	Yang, 2000; Jiao等, 2002; Jiao和Yang, 2002; Chen等, 2009, 2012; Liu H等, 2007; Tseng等, 2005; Wong等, 2007
	叶绿素*a*	Chen等, 2012; He等, 2009; Ning等, 2004; Li J等, 2017
	浮游植物丰度	Ning等, 2004; 马威和孙军, 2014
	浮游动物丰度和生物量	Chen等, 2015
	固碳速率	Chen, 2005; Liu等, 2002; Liu K K等, 2007; Ning等, 2004
	化能自养固碳速率	Zhou等, 2017; Reinthaler等, 2010
	海-气界面CO_2通量	Chai等, 2009; Zhai等, 2013
	POC输出真光层通量	刘茜等, 2018; 孙军等, 2016; 陈蔚芳, 2008; Cai等, 2002, 2015; Ho等, 2009; Hung等, 2007; Wei等, 2011; Wong等, 2007; Yang等, 2009
	DOC输出真光层通量	Hung等, 2007
	深海(>1000m)POC输出通量	Chen等, 1998; Ran等, 2015; Li H等, 2017
	北部陆架海碳沉积通量	胡利民和赵美训, 未发表数据
	与邻近太平洋、印度洋碳交换通量	Chen等, 2006; Dai等, 2009a; Wu等, 2015; 刘茜等, 2018; 韩舞鹰和林洪瑛, 1997; Chen和Wang, 1998; Hong和Dai, 1994; 刘青琳, 2001
	细菌可利用DOC比例	曹凤娇, 2017; Gan等, 2016
河流	碳输入通量相关参数	参考文献
渤黄海	DIC通量	张向上和张龙军, 2007; Xia和Zhang, 2011; Ran等, 2013
	TOC通量	刘军等, 2015
	陆源物质埋藏通量	Tao等, 2016
东海	DIC和DOC通量	Wang X等, 2016
	POC通量	Wang 等, 2012
南海	DIC&DOC&POC通量	Huang等, 2017
近海生态系统类型	碳库与通量相关参数	参考文献
中国近海红树林	面积和碳库	Liu H等, 2014; 王秀君等, 2016
	碳埋藏速率	林光辉等, 2017; Laffoley和Grimsditch, 2009
中国近海盐沼湿地	类型和面积	王秀君等, 2016; 周晨昊等, 2016; 曹磊等, 2013; 梅雪英和张修峰, 2008; 索安宁等, 2010
	碳埋藏速率与通量	Mcleod等, 2011
中国近海海草床	面积	Jiang等, 2017; 郑凤英等, 2013; 周毅等, 2016
	海南岛海草床的总碳埋藏量	Jiang等, 2017
	碳埋藏速率与通量	Mcleod等, 2011
	DOC输出	Krause-Jensen和Duarte, 2016
	细菌可利用DOC比例	曹凤娇, 2017; Gan等, 2016
中国近海珊瑚礁	分布与面积	余克服, 2012; 陈国达, 1956; Smith, 1978
	海-气界面CO_2通量	Yan等, 2011, 2016, 2017; Dai等, 2009b
	$CaCO_3$沉积通量	严宏强等, 未发表数据; 严宏强等, 2009; Shi等, 2009; Yu和Zhao, 2009
	有机碳输出通量	严宏强等, 未发表数据
中国近海海藻养殖	收获的碳通量	张永雨等, 2017; 农业部渔业渔政管理局, 2017; 纪建悦和王萍萍, 2015
	POC沉积通量	张永雨等, 2017; 蔡立胜等, 2003; Xia等, 2014
	DOC输出通量	张永雨等, 2017; Krause-Jensen和Duarte, 2016
	细菌可利用DOC比例	曹凤娇, 2017; Gan等, 2016

2.3 中国海碳库与通量的计算与基于质量守恒的初步评估

对于未有直接报道的碳库与通量数据的情况，本文碳库与通量以式(1)和(2)计算. 渤海、黄海、东海、南海不同水层DIC、DOC、POC碳库及生物碳库含碳量计算公式如下:

碳库量=浓度×相应水层面积×相应水层深度. (1)

在计算生物含碳量时，公式(1)中浓度对应着单细胞碳量与生物平均丰度之积. 其中, 平均丰度取不同季节丰度均值; 细菌单细胞碳量取20.00fg C cell^{-1}(Lee和Fuhrman, 1987); 单病毒碳量为0.20fg C virus^{-1}(Suttle, 2005); 浮游植物碳浓度根据Chl*a*浓度，使用文献报道的叶绿素: 碳平均值(0.02)(Arteaga等, 2016)计算得到; 浮游动物碳浓度根据Wiebe等(1975)报道的生物量干重与碳量计算公式而得到.

本文中各海区不同水层POC垂直输出通量根据如下公式计算:

POC垂直输出通量=POC垂直输出速率×相应界面面积. (2)

在得到渤海、黄海、东海、南海碳库与碳通量不同参数后，计算水体无机、有机碳库、生物量碳库等水体碳库存量; 根据不同海区海气界面通量、河流输入、沉积、与邻近区域交换的碳通量，结合物质守恒定律, 评估各海区获得数据的科学性和可靠性.

3 结果与讨论

3.1 渤海碳库与通量

3.1.1 渤海水体碳库储量

渤海是典型的半封闭型浅海，平均水深仅为18m, DIC、DOC及POC浓度垂直分布较均匀. 即便在夏季, 各项碳指标在表层、底层水体中差异不大. DIC、DOC以及POC在表层和底层水体中的浓度分别在2100~2250μmol kg^{-1}和26.54~34.07mg L^{-1}(2211.67~2839.17μmol L^{-1})、1.36~4.02mg L^{-1}(113.33~335.00μmol L^{-1})和1.04~3.89mg L^{-1}(86.67~324.17μmol L^{-1})以及0.22~0.96mg L^{-1}(18.33~80.00μmol L^{-1})和0.21~1.57mg L^{-1}(17.50~130.83μmol L^{-1}). 大部分海域底层POC浓度高于表层, 这可能是由于底层富含有机质的沉积物再悬浮导致的. 整个渤海大部分区域POC含量较为均匀，都在0.40mg L^{-1}(33.33μmol L^{-1})左右(Zhao等, 2017; 张云, 2008). 渤海水体中POC碳库为0.52(0.46~0.58)Tg C, DOC碳库为4.51(3.55~5.45)Tg C(图1; 刘军等, 2015); 而DIC碳库约为36.95(34.92~37.42)Tg C(图1; Zhao等, 2017).

渤海生物碳库具有显著的季节差异. 渤海夏季、冬季细菌平均丰度分别为5.05×10^6、1.84×10^6 cells mL^{-1}; 渤海夏季、冬季病毒平均丰度分别为7.47×10^7、3.61×10^7mL^{-1}(Wang C等, 2016). 渤海春、夏、秋、冬病毒丰度变化范围在6.40×10^5~9.43×10^6、1.28×10^6~3.59×10^7、1.30×10^6~1.02×10^7、3.54×10^6~8.97×10^6mL^{-1}(王健等, 2013). 渤海叶绿素*a*存在明显的季节变化(石峰等, 2017)，月平均浓度8月份最高，为6.11mg m^{-3}; 11月份最低，为4.19mg m^{-3}(李晓玺, 2017). 2011、2012年秋季渤海浮游植物细胞丰度分别在0.89×10^3~16.4×10^3cells L^{-1}和0.30×10^3~10.48×10^3cells L^{-1}(郭术津等, 2014; 苑明莉等, 2014; Chen等, 2016). 渤海浮游动物春、夏、秋、冬四季平均丰度分别为782.0、199.6、42.1及72.1ind m^{-3}，平均湿重生物量分别为157.1、135.8、122.5和151.1mg m^{-3}(徐东会等, 2016). 根据Wang C等(2016)细菌、病毒丰度, 由式(1)估算得渤海细菌、病毒生物碳库分别在9.52×10^{-2}(0.05~0.14)Tg C和1.53×10^{-2}(0.01~0.02)Tg C. 浮游植物、浮游动物生物碳库分别在0.36(0.29~0.42)Tg C和6.67×10^{-3}(5.84×10^{-3}~7.49×10^{-3})Tg C(图1).

3.1.2 渤海固碳速率及海-气界面CO_2通量

渤海浮游植物固碳速率季节差异显著. 各季节浮游植物固碳速率夏季>春季>秋季>冬季，分别为3.60×10^4、2.38×10^4、2.35×10^4和1.16×10^4t d^{-1}; 渤海总固碳通量为(8.66±3.63)Tg C a^{-1}(宋金明, 2011; 刘军等, 2015). 渤海呼吸作用消耗有机碳通量为(6.65±2.79) Tg C a^{-1}(图1; 刘军等, 2015). 渤海固碳通量与呼吸通量之差(净固碳通量)为2Tg C a^{-1}.

由于渤海海-气界面CO_2通量调查数据较少、内海受控因素复杂多变等原因，其碳源汇性质报道差异巨大, 但可以肯定的是渤海海-气界面碳具有比其他中国边缘海更显著的季节性和区域性差异(宋金明, 2004; 张云, 2008; 张乃星等, 2012; 尹维翰等, 2012). 渤海冬春两季是CO_2的汇，吸收速率分别为16.90和

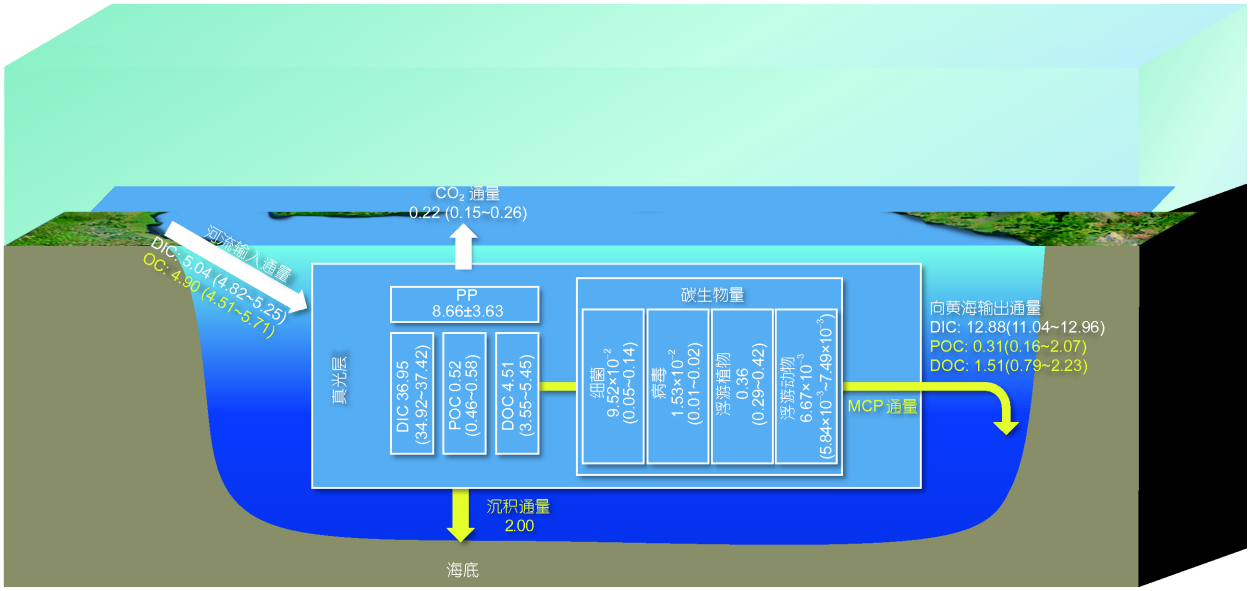

图 1　渤海主要碳库与通量

白色框代表碳库, 单位Tg C; 白色箭头代表DIC通量, 单位Tg C a^{-1}; 黄色箭头代表有机碳通量, 单位Tg C a^{-1}; PP, 固碳通量; DIC, 溶解无机碳; POC, 颗粒有机碳; DOC, 溶解有机碳. 下同

3.40kg km^{-2} d^{-1}, 秋季是CO_2的源, 释放速率为51.10kg km^{-2} d^{-1}, 而夏季的海-气CO_2交换基本处于平衡状态(国家海洋局, 2013). 根据现有数据资料(国家海洋局, 2013), 结合渤海的总面积, 估算渤海向大气释放CO_2通量为(0.22±0.85)Tg C a^{-1}(图1).

上述关于渤海净固碳量和向大气释放CO_2的结论似乎是矛盾的, 但实际上内涵不同. 一方面, 固碳不等于储碳(焦念志等, 2013), 另一方面, 开放海区外源输入和输出不平衡. 这也是边缘海的一大特征.

3.1.3　河流输入渤海的碳通量

渤海碳循环过程受河流带来陆源输入的强烈影响. 河流每年输入到渤海的有机碳通量为(6.43±0.63) Tg C a^{-1}(图1; 刘军等, 2015), 河流输入的有机碳主要以POC为主, 占总有机碳(Total organic carbon, TOC)的79%, 远高于世界河流输入POC占TOC的比例(50%)(Aller和Blair, 2006). 陆源物质(陈化土壤有机质和古老化石有机质)在渤海的埋藏量为1.20Tg C a^{-1}(Tao等, 2016). 黄河口混合区非汛期、汛期DIC浓度分别在30.84~43.69和27.23~33.03mg L^{-1}, 黄河每年DIC的有效输入通量为1.09~1.52Tg C a^{-1}(张向上和张龙军, 2007; Ran等, 2013). 除黄河外, 其他河流输入渤海的DIC通量约为3.73Tg C a^{-1}(Xia和Zhang, 2011). 综上, 河流输入渤海的DIC通量约为5.04(4.82~5.25)Tg C a^{-1}(图1).

3.1.4　渤海碳沉积通量及与外界的碳交换

黄河口区有机碳的平均埋藏速率超过500 g C m^{-2} a^{-1}, 估算渤海沉积有机碳平均埋藏速率为15.3g C m^{-2} a^{-1}(胡利民和赵美训, 未发表数据). 该结果显著高于全球近海有机碳平均埋藏速率(4.2g C m^{-2} a^{-1})(Berner等, 1989). 估算渤海有机碳埋藏通量分别为2.00Tg C a^{-1}(图1; Hu等, 2016; 赵美训等, 2017), 其中海洋源沉积有机碳的贡献约为64%(胡利民和赵美训, 未发表数据).

渤海水体的平均半交换时间为455 d(魏皓等, 2002), 根据渤海与黄海之间DIC、DOC、POC的浓度差(刘军等, 2015; 高学鲁等, 2009; Ji等, 2009; 商荣宁, 2011; Zhao等, 2017), 估算渤海向黄海输出DIC、DOC、POC的通量分别为12.88(11.04~12.96)、1.51(0.79~2.23)、0.31(0.16~2.07)Tg C a^{-1}(图1).

3.2　黄海碳库与通量

3.2.1　黄海水体碳库储量

黄海位于中国大陆和朝鲜半岛之间, 是一个半封

闭的陆架海. 而其又以山东半岛东端的成山角与朝鲜半岛长山串间的连线为界分为北黄海和南黄海两部分, 面积分别约7.1×10^{4}和30.9×10^{4}km^2(秦蕴珊等, 1989). 南黄海秋季表层、底层DIC浓度分别为23.51~25.34mg L^{-1}(1959.17~2111.67μmol L^{-1})和25.68~26.54mg L^{-1}(2140.00~2211.67μmol L^{-1})(高学鲁等, 2009); 北黄海表层、底层DIC浓度分别为22.75~25.61mg L^{-1}(1895.83~2134.17μmol L^{-1})和24.23~26.75mg L^{-1}(2019.00~2229.17μmol L^{-1})(Ji等, 2009). 根据公式(1), 黄海面积与真光层、无光层水深(分别为20m和24m), 估算黄海DIC真光层、无光层碳库分别为183.43(178.68~192.58)和238.58(234.20~242.04)Tg C (图2). 黄海表层春季、秋季DOC浓度分别为1.04~3.52mg L^{-1}(86.67~293.33μmol L^{-1})和1.10~2.51mg L^{-1}(91.67~209.17μmol L^{-1}), 底层春季、秋季DOC浓度分别为0.98~3.38mg L^{-1}(81.67~281.67μmol L^{-1})和0.96~2.28mg L^{-1}(80.00~190.00μmol L^{-1})(商荣宁, 2011). 根据公式(1), 估算黄海DOC真光层、无光层碳库分别为14.52±3.23(8.13~22.91)和16.55±3.78(8.85~25.81)Tg C (图2). 黄海表层春季、秋季POC浓度分别为99.8~2193.33μg L^{-1}(8.32~182.78μmol L^{-1})和56.11~1118.82μg L^{-1}(4.68~93.23μmol L^{-1}), 底层春季、秋季POC浓度分别为78.11~9189.9μg L^{-1}(6.51~765.82μmol L^{-1})和87.00~2741.93μg L^{-1}(7.25~228.49μmol L^{-1})(商荣宁, 2011). 根据公式(1), 黄海POC真光层、无光层碳库分别为2.32±2.00(0.59~12.59)和4.90±9.19(0.75~54.41)Tg C(图2).

黄海异养细菌生产力在春季、秋季分别为0.001~2.04和0.27~7.77mg C m^{-3} d^{-1}(Zhao等, 2010). 黄海表层、底层异养细菌丰度分别为1.46(0.058~12.31)×10^{6}和0.95(0.17~6.78)×10^{6}cells mL^{-1}(白晓歌, 2007; 卢龙飞等, 2013; Le等, 2010). 黄海表层、底层浮游病毒丰度分别约为7.53(1.76~22.61)×10^{6}和5.11(1.93~6.01)×10^{6}mL^{-1}(卢龙飞等, 2013). 根据式(1), 估算异养细菌在真光层和无光层的生物碳库分别为0.22和0.17Tg C, 病毒在真光层和无光层的生物碳库分别为0.01和0.01Tg C. 黄海真光层超微型真核生物在春季、夏季、秋季和冬季的丰度分别为5.60×10^3、1.60×10^3、2.30×10^{3}和2.70×10^{3}cells mL^{-1}. 而聚球藻在春季、夏季、秋季和冬季的丰度分别为19.30×10^3、32.90×10^3、50.10×10^{3}和9.20×10^{3}cells mL^{-1}(赵苑, 2010). 北黄海真光层浮游植物细胞在春季、夏季、秋季、冬季丰度分别为9.70×10^4、25.50×10^4、29.40×10^4、2105.10×10^{4}cells m^{-3}, 年平均值为542.40(0.30~18103.50)×10^{4}cells m^{-3}(刘述锡等, 2013). 南黄海浮游植物碳含量最高值出现在夏季, 为(4.62±11.79)×10^{4}μg C m^{-3}, 最低值出现在秋季, 在1000μg C m^{-3}以下(杨洋和孙晓霞, 2016). 北黄海浮游动物平均含碳量春、夏、秋、冬分别为48.02、37.40、8.58、17.13mg m^{-3}(姜强, 2010; 朱延忠, 2008). 南黄海浮游动物含碳量春、夏两季分别为8.71~60.58、0.44~30.25mg m^{-3}(苏素红等, 2014). 经估算, 黄海浮游植物生物碳库为(0.77±1.97)Tg C, 浮游动物生物碳库为(0.46±0.30)Tg C(图2).

3.2.2 黄海固碳速率

北黄海在春、夏、秋、冬季实测水柱固碳速率分别为529.20(64.5~1498.3)、286.60(42.7~795.8)、478.90(100.7~1008.2)、57.50(33.3~112.5)mg C m^{-2} d^{-1}(高爽, 2009). 南黄海夏季、秋季、冬季固碳速率平均值分别为736.56、586.00、521.52mg C m^{-2} d^{-1}(傅明珠等, 2009, 2010; 郑国侠等, 2006). 估算黄海固碳通量为78.09(70.89~91.45)Tg C a^{-1}(图2).

3.2.3 黄海碳沉积通量

与渤海情况类似, 黄海也具有稳定且较高的碳沉积速率, 因此文献中通常将黄渤海一并讨论(刘军等, 2015; Hu等, 2016). 黄渤海每年POC沉积通量为(10.30±2.25)Tg C a^{-1}, 约为固碳通量((67.60±9.71) Tg C a^{-1})的15%(刘军等, 2015). 表层沉积物向水体再悬浮的POC通量为(8.84±2.00)Tg C a^{-1}. 沉积通量与再悬浮通量之差为净埋藏通量, 渤海和黄海POC净埋藏通量为1.46Tg C a^{-1}. 需要指出的是, 这组数据仅估算了POC的沉积与再悬浮, 忽略了DOC这一部分(刘军等, 2015). 在大陆架及大陆坡的沉积物中, 有40~85%的有机碳可发生再悬浮, 这其中有相当部分会重新释放到水体中参与碳的再循环(宋金明等, 2006). 根据沉积物分析得出近100年总碳埋藏量, 黄海中部埋藏通量约为1.18Tg C a^{-1}, 其中有机碳埋藏通量约为1.02Tg C a^{-1}(Wang等, 2018). 最近, 对中国近海有机碳埋藏速率的综合分析, 渤黄海沉积有机碳平均埋藏速率为15.3g C m^{-2} a^{-1}, 估算黄海有机碳埋藏通量为

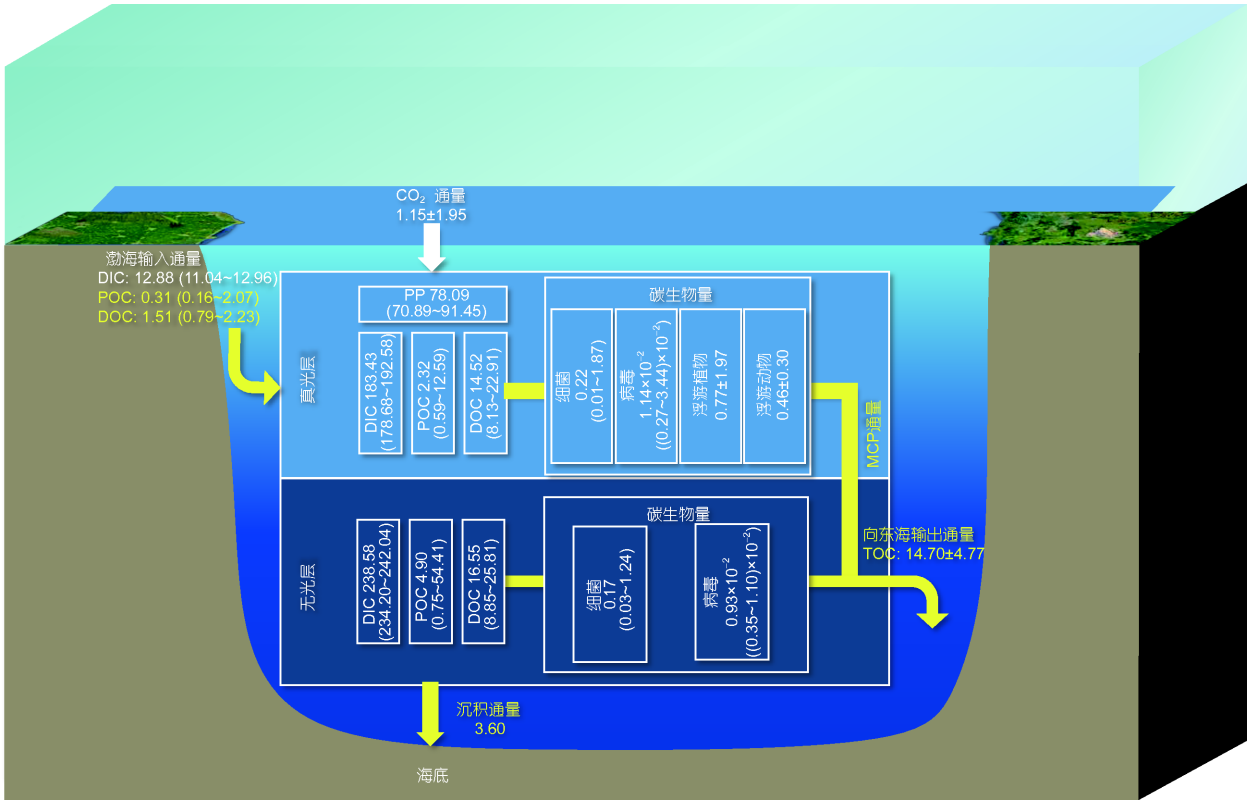

图 2　**黄海主要碳库与通量**

3.60Tg C a^{-1}(图2; Hu等, 2016; 赵美训等, 2017), 其中海源沉积有机碳的贡献约为64%(胡利民和赵美训, 未发表数据).

3.2.4　黄海海-气界面碳通量

北黄海春季、夏季、秋季和冬季的大气pCO_2分别为388、370、377和389μatm(薛亮, 2011). 南黄海pCO_2在春季、夏季和冬季分别为341、362和493μatm (Zhang等, 2010). 多年的现场调查结果表明, 黄海的海-气界面碳源汇具有较显著的季节变化、年际变化, 且具有很大的不确定性(Tsunogai等, 1999; 薛亮, 2011; Xue等, 2011, 2012; Qu等, 2013, 2014, 2015, 2017). 2012年中国海洋环境状况公报(国家海洋局, 2013)综合2011和2012年大尺度走航调查的监测结果, 表明黄海冬、春、夏季三季都是CO_2的汇, 吸收速率分别为26.20、9.20、5.80kg km^{-2} d^{-1}, 只在秋季是CO_2的源, 释放速率为8.00kg km^{-2} d^{-1}, 综合计算, 黄海吸收CO_2的通量约(1.15±1.95)Tg C a^{-1}(图2).

3.2.5　黄海与外界的碳交换

根据渤海水体的平均半交换时间和渤海与黄海之间DIC、DOC、POC的浓度差(魏皓等, 2002; 刘军等, 2015; 高学鲁等, 2009; Ji等, 2009; 商荣宁, 2011; Zhao等, 2017), 估算渤海向黄海输出DIC、DOC、POC的通量分别在15.85(13.58~17.89)、1.51(0.79~2.23)、0.31(0.16~2.07)Tg C a^{-1}(图1和2). 黄海向东海净输出的TOC通量为(14.70±4.77)Tg C a^{-1}(图2; 刘军等, 2015). 根据质量守恒估算的黄渤海向东海的TOC输出通量中90%以上(>13.20Tg C a^{-1})是DOC(刘军等, 2015; 图2).

3.3　东海碳库与通量

3.3.1　东海水体碳库储量

东海是位于黄海以南, 台湾海峡以北, 东至琉球群岛的海域, 是全球同纬度最大的陆架海. 大陆架面积占总面积的66%, 约0.50×$10^6$$km^2$, 大陆架海区平均水深为72m. DIC、DOC以及POC在表层和底层水体中的

浓度分别在1832~2023和2000~2100μmol kg^{-1}、0.54~1.88mg L^{-1}(45.00~156.67μmol L^{-1})和0.55~1.61mg L^{-1}(45.83~134.17μmol L^{-1})以及8.00~364.00μg L^{-1}(0.67~30.33μmol L^{-1})和8.00~2487.00μg L^{-1}(0.67~207.25μmol L^{-1})(Chou等, 2009, 2013; 刘文臣等, 1997; 李宁和王江涛, 2011). 根据公式(1), 估算东海大陆架真光层DIC、DOC、POC碳库约为573.90(549.60~606.90)、24.00(13.50~47.00)、3.31(0.20~9.11)Tg C; 无光层DIC、DOC、POC碳库约为270.60(264.00~277.20)、9.57(6.05~17.71)、3.60(0.09~27.36)Tg C.

东海以东的西北太平洋海域, 上层DIC浓度约为1960~2000μmol kg^{-1}(Yasunaka等, 2013). 大洋中DOC浓度在100m层平均为(53.5±0.2)μmol L^{-1}, 在1000m层平均为(43.40±0.30)μmol L^{-1}(Hansell和Carlson, 2001); POC含量100m以上大约为22.80~47.90μg L^{-1}(1.90~4.00μmol L^{-1}), 100m以下浓度<22.80μg L^{-1}(<1.90μmol L^{-1})(Yang等, 2004).

东海大陆架海域异养细菌、浮游病毒、超微型真核藻类和浮游植物丰度分别为2.73×10^5~20.44×10^5cells mL^{-1}、4.04×10^6~6.57×10^6 mL^{-1}、0.83×10^3~69.34×10^3cell mL^{-3}和2.04×10^3~58.22×10^4cell L^{-1}(徐兆礼等, 2004; Jiao等, 2005; 赵苑, 2010; 卢龙飞等, 2013; 张玉荣等, 2016; 赵其彪等, 2015). 浮游动物生物量为0.01~1073mg m^{-3}(徐兆礼等, 2004). 根据公式(1), 估算东海陆架海区真光层细菌、病毒、浮游植物、浮游动物的生物碳库为0.60(0.17~1.02)、0.02(0.02~0.03)、1.52(0.78~2.26)、0.07Tg C; 无光层细菌、病毒、浮游植物、浮游动物的生物碳库为0.21(0.06~0.35)、0.01、0.50(0.36~0.63)、0.03Tg C(图3).

3.3.2 东海固碳速率

东海固碳速率变化范围在357~4500.36mg m^{-2} d^{-1}(吕瑞华, 2003; 张玉荣等, 2016; Gong等, 2003). 黑潮和陆架浅海水汇合的锋面以及南下沿岸流和北上台湾暖流间的上升流富营养区形成了固碳速率的两个高值区; 长江口附近低透明度区、长江口以北冷水区, 以及黑潮以外的贫营养区则形成了固碳速率的低值区域(焦念志等, 1998). 东海东部邻近西北太平洋海域, 浮游植物固碳速率约为10~30mmol m^{-2} d^{-1}(Yasunaka等, 2013). 东海大陆架固碳通量为222.99Tg C a^{-1}(65.15~821.32Tg C a^{-1})(吕瑞华, 2003; 张玉荣等, 2016; Gong等, 2003). 东海水柱积分新生产力在158(14.70~1532.45)mg C m^{-2} d^{-1}(焦念志等, 1998; 王磊, 2011), 估算东海陆架新生产力通量为28.84(2.68~279.67) Tg C a^{-1}.

3.3.3 东海海-气界面碳通量

东海海气界面CO_2通量受到东亚季风、太平洋黑潮、长江径流以及近岸富营养化等人为因素的共同影响呈现明显的区域和季节变化(曲宝晓等, 2013; Tseng等, 2014). 2013年, 曲宝晓等报道了秋季东海整体表现为大气CO_2的源((1.50±8.37)mmol m^{-2} d^{-1}), 春、夏和冬季则表现为大气CO_2的汇(分别为(−4.94±0.80)、(−3.67±1.09)、(−6.68±6.93)mmol m^{-2} d^{-1}). 宋金明等(2018)指出东海全年CO_2平均通量约为−3.16 mmol m^{-2} d^{-1}, 可吸收CO_2通量约为6.92Tg C a^{-1}(图3), 表现为大气CO_2的净汇. 此外, 根据2006~2011年间覆盖整个东海陆架的24次$pCO2$研究也表明东海是大气CO_2的净汇, 东海吸收通量为(23.30±13.50)Tg C a^{-1}(Guo等, 2015). 综上, 东海吸收通量为6.92~23.30Tg C a^{-1}(宋金明等, 2018; Guo等, 2015).

3.3.4 东海碳沉积通量

东海夏季底层POC的净垂直输出通量平均值为53.01mg m^{-2} d^{-1}, 范围在12.43~77.74mg m^{-2} d^{-1}(孙治涛, 2001). 根据沉积物分析得出近100年, 闽浙沉积带总碳埋藏量约为1.45Pg, 而有机碳埋藏通量约为6.36Tg C a^{-1}(Wang等, 2018). 由于东海陆架边缘较长, 同时东海近岸流及台湾暖流驱动了近岸沉积物运输, 使得东海具有高的沉积通量, 有机碳与无机碳沉积通量分别为7.40和5.00~10.00Tg C a^{-1}(图3; Deng等, 2006).

3.3.5 长江对东海碳循环的影响

长江是东海的主要输入河流, 其入海的碳通量中POC为(1.51±0.80)Tg C a^{-1}(Wang等, 2012)、DOC为1.62Tg C a^{-1}(Wang X等, 2016)、DIC为14.60Tg C a^{-1}(Wang X等, 2016; 图3). 长江碳入海通量往往受到降水量的影响, 江淮流域夏季降水量与热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动有密切关系, 当热带西太平洋暖池增强时, 江淮流域夏季降水偏少; 反之降水偏多(黄荣辉和孙凤英, 1994). 而这些区域降水多

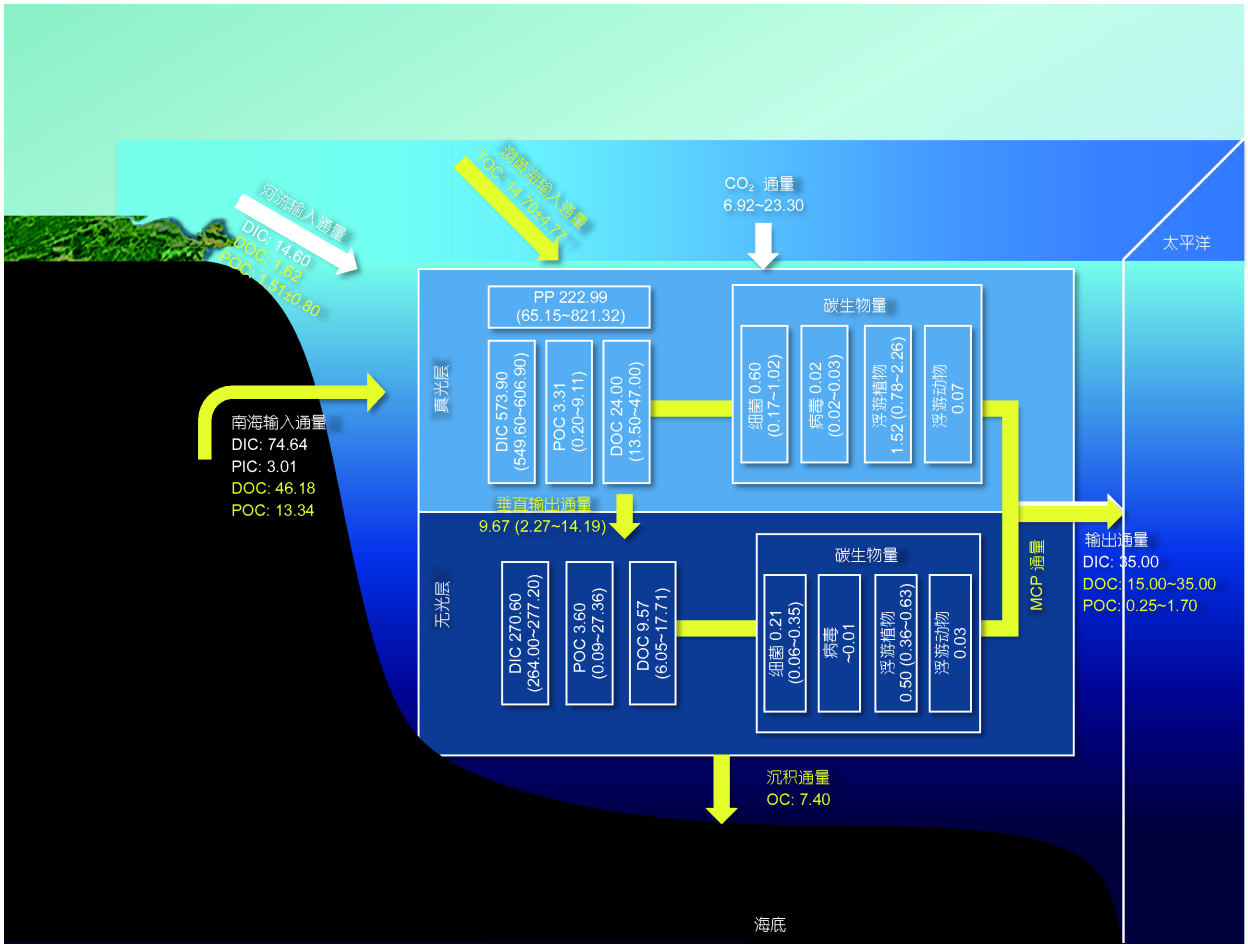

图 3　**东海主要碳库与通量**

数据来源参见表1

少也影响到对东海的陆源碳输入.

3.3.6　东海跨陆架碳运输、东海与西北太平洋之间的碳交换及MCP的作用

东海大陆架是世界上最宽的大陆架之一，远距离跨陆架输运是东海碳循环的一个重要特征，而跨陆架运输碳通量关系到陆架边缘海的碳埋藏能力. 从长江口向西太平洋边缘延伸的PN断面，是东海相关研究的经典断面, 位于东海琉球群岛的冲永良部岛西北方, 西起长江口，往东到125.5°E，呈西北-东南走向，横切冲绳海槽, 与黑潮主轴垂直(孔彬等, 2016; 李伟等, 2012). 基于PN断面观测估算东海秋冬季向外海输出通量DIC为35.00Tg C a^{-1}，DOC为15.00~28.00Tg C a^{-1}，POC为0.25Tg C a^{-1}(Deng等，2006). 黄、东海跨陆架物质输运主要通过三条路径(Yuan和Hsueh，2010; 乔璐璐等, 2017): 东海海流作用下向济州岛西南搬运、浙闽沿海穿刺锋面输运和台湾暖流向东分支作用下的跨陆架输运，冬季跨越台湾岛至济州岛一线陆架边缘向外海输送DIC、DOC和POC的通量高达668、35、1.7Tg C a^{-1}(袁东亮等, 2018), 在全球温室气体持续增加的背景下, 该跨陆架输运甚至有进一步增强的趋势. 综上, 东海向外海输出DOC、POC的通量分别为15.00~35.00和0.25~1.7Tg C a^{-1}(Deng等, 2006; 袁东亮等, 2018).

东海环境受多种环流影响，如台湾暖流、黑潮、苏北沿岸流和闽浙沿岸流，其中黑潮是影响我国东海的最重要环流之一，从低纬地区传输高温、高盐水至中纬度地区，与东海陆架区发生密切的碳交换，影响着东海水体碳的分布. 例如，5~10月间黑潮主流径向东海陆架区净输入DIC 和DOC分别为448Tg C和23Tg C, 远超河流对东海陆架区的贡献, 而东海陆架区向黑

潮输出POC达0.43Tg C(卢汐, 2015; 卢汐等, 2015). 南海通过台湾海峡, 向东海净输入DIC、DOC、POC、PIC的通量分别在74.64、46.18、13.34、3.01Tg C a^{-1} (Chen等, 2006).

东海向西太输出的有机碳主要为DOC, 这些DOC在东海长距离的输送过程中并没有被东海微生物完全利用, 这部分被微生物利用后剩余下来的DOC就构成了"当地环境条件下保存的RDOC"(Environmental context RDOC, $RDOC_t$, 在特定环境条件下保持惰性的RDOC)碳库(Jiao等, 2014a). 对东海细菌可利用DOC (Bioavailable DOC, BDOC)的研究表明(Gan等, 2016), 东海BDOC浓度在6.80~26.10μmol L^{-1}(占原始DOC的9~31%), 培养实验起始DOC浓度与BDOC浓度之差在58.00~95.00μmol L^{-1}, 占原始DOC的69~91%; 并且, 在BDOC利用过程中会向海水中释放惰性的类腐殖质物质(Gan等, 2016). 可见, 东海存在大量的$RDOC_t$(Jiao等, 2014a; Gan等, 2016), 这部分$RDOC_t$向西北太平洋的输送显著影响着中国海碳源汇的格局. 这表明MCP在东海有机碳转化、跨陆架输送和向大洋输出过程中起着重要作用.

3.4 南海碳库与通量

3.4.1 南海水体碳库储量

南海是全球同纬度范围内面积最大的边缘海, 不仅有北部的陆架海, 更有深度约4000m的海盆. 南海总面积达350万平方公里, 平均水深1212m; 其中, 水深超过100m的海域面积约为258万平方公里; 水深超过1000m的海盆区面积约为166.6万平方公里, 平均水深约4000m(http://www.hnszw.org.cn/xiangqing.php?ID=43644). DIC浓度随深度增加而增加, DOC、POC浓度随深度增加而降低, 并在深度超过2000m的水体中趋于稳定. 南海DIC在真光层(0~100m)、中层(100~1000m)、深层(>1000m)水体中浓度分别在1740~2050、2050~2330、2330~2370μmol kg^{-1}(Chou等, 2005, 2007b; Cao等, 2011; Dai等, 2013; Tseng等, 2007); 南海DOC和POC在真光层、中层、深层水体中浓度则分别在55.00~85.00和1.60~4.00μmol L^{-1}、43.00~66.00和1.30~3.00μmol L^{-1}、38.40~45.00和~1.10μmol L^{-1}(Dai等, 2009a; Hung等, 2007; Wu等, 2015, 2017; Meng等, 2017). 根据式(1), 估算南海真光层、中层、深层DIC的碳库分别约为7.94×10^3($7.31\sim8.61\times10^3$)、6.14×10^4($5.72\sim6.42\times10^4$)、9.36×10^4($9.20\sim9.48\times10^4$)Tg C(图4); 真光层、中层、深层DOC和POC的碳库分别约为336.00(231.00~357.00)和12.60(6.72~18.90)Tg C、1339.03(1199.55~1841.16)和61.37(41.84~83.69)Tg C、1715.31(1535.39~1799.28)和~43.98Tg C.

南海异养细菌、病毒生物量从河口区向海盆区逐步降低、随水深增加而降低(Cai等, 2007; He等, 2009; Liang等, 2014; 梁彦韬, 2014; Yang, 2000). 异养细菌丰度在真光层、中层、深层分别在1.28×10^4~1.60×10^6、1.30×10^4~4.50×10^5、6.2×10^3~5.2×10^5cells mL^{-1}(Cai等, 2007; Chen等, 2011; He等, 2009; Liang等, 2014; 张喆等, 2016, 2017; 曹凤娇, 2017), 病毒丰度分别在1.37×10^5~3.27×10^7、3.8×10^5~8.2×10^6、2.6×10^5~$3.2\times10^6$$mL^{-1}$(Chen等, 2011; He等, 2009; Liang等, 2014; 梁彦韬, 2014; 张喆等, 2016, 2017). 根据式(1), 估算南海真光层、中层和深层异养细菌的生物碳库分别为5.60(0.70~11.20)、3.91(0.60~20.92)、3.20(0.41~34.65)Tg C(图4), 南海真光层、中层、深层浮游病毒的生物碳库约为0.82(0.01~2.29)、0.56(0.18~3.81)、0.55(0.17~2.13)Tg C(图4).

浮游植物真光层Chl*a*浓度春、夏、秋、冬分别在0.05~1.47、0.03~3.71、0.16~3.00、0.05~3.79μg L^{-1}(Chen等, 2012; He等, 2009; Ning等, 2004). 南海大部分海域, 超微型(Pico–)粒级Chl*a*占总Chl*a*的80%左右(65.19~87.04%)(Li J等, 2017), 原绿球藻(*Prochlorococcus*)是南海丰度最高的超微型浮游植物类群(Yang, 2000; Chen等, 2009; Liu H等, 2007; Tseng, 2005; Wong等, 2007). 浮游植物丰度夏、冬季分别在0.09×10^3~6001.78×10^3和0.08×10^3~65.62×10^3cell L^{-1}(Ning等, 2004; 马威和孙军, 2014). 根据Chl*a*浓度和式(1), 估算南海浮游植物的生物碳库约为6.13(0.53~66.33)Tg C(图4). 南海北部浮游动物春季干重为3.39~72.00mg m^{-3}, 其他季节1.00~20.00mg m^{-3}(Chen等, 2015). 浮游动物碳生物量在0.30~23.90mg C m^{-3}. 南海真光层浮游动物生物碳库为1.20(0.10~8.40)Tg C(图4).

3.4.2 南海固碳速率

南海海盆区水柱积分固碳速率, 在春夏秋冬四个季节分别为0.26、0.19、0.28、0.55g C m^{-2} d^{-1}. 春季, 陆架、陆坡、海盆的积分固碳速率分别为0.72、0.34、0.49g C m^{-2} d^{-1}; 秋季, 在陆架和海盆分别为0.45

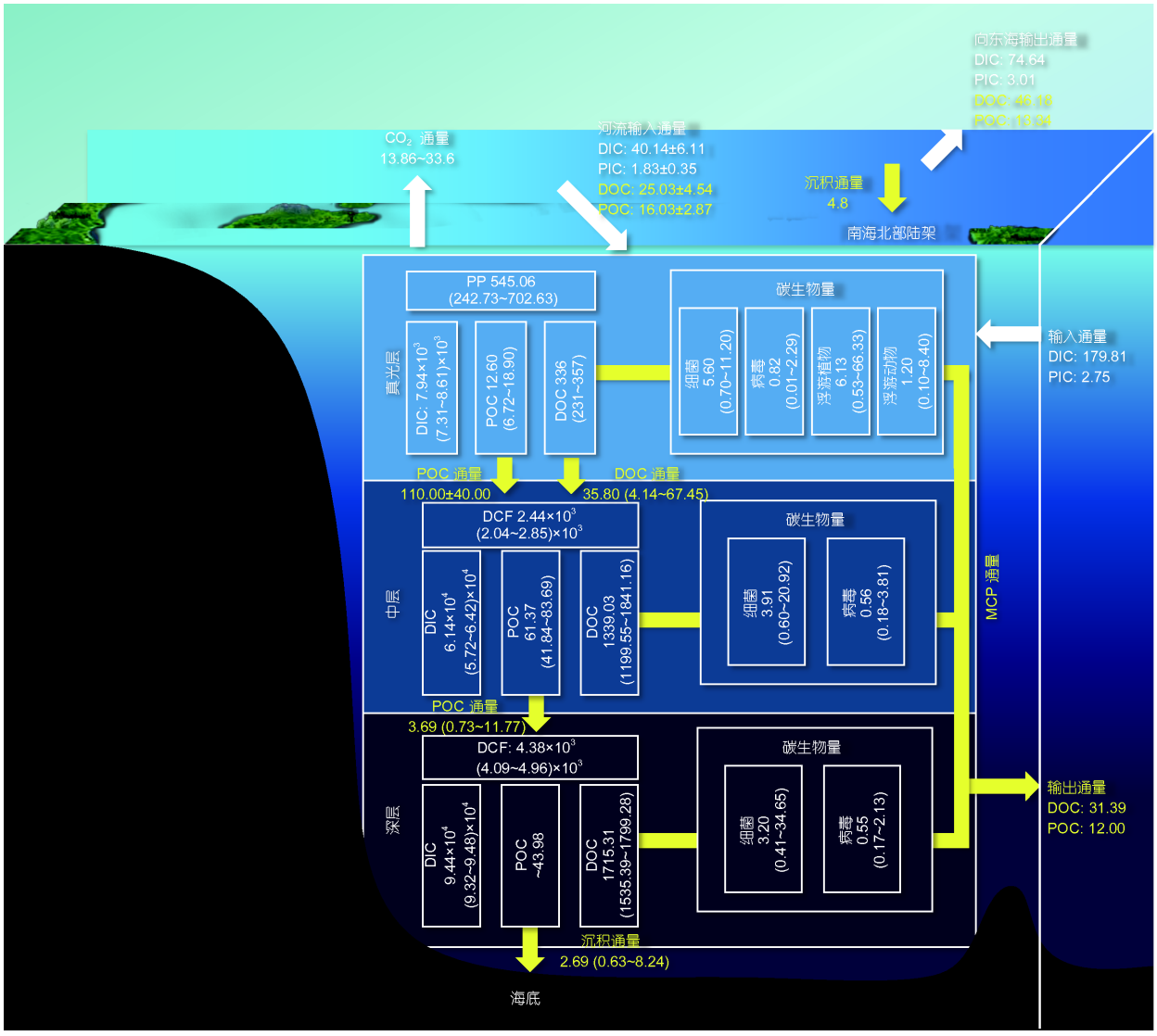

图 4　南海主要碳库与通量

数据来源参见表1

和0.34g C m^{-2} d^{-1}(Chen, 2005; Liu等, 2002; Liu K K等, 2007; Ning等, 2004). 南海固碳速率通常在冬季出现高值, 是因为冬季强东北季风带来的水体垂向混合作用增强, 混合层下的营养盐向表层的补充促进了表层浮游植物的生长(Chen, 2005). 按照固碳速率平均值为155.73(69.35~200.75)g C m^{-2} a^{-1}进行估算(Chen, 2005), 南海真光层固碳通量为545.06(242.73~702.63)Tg C a^{-1}(图4). 南海海盆区水柱积分新生产力速率, 在春夏秋冬四个季节分别为0.07、0.03、0.05、0.26g C m^{-2} d^{-1}. 春季, 陆架、陆坡、海盆的积分新生产力速率分别为0.16、0.10、0.15g C m^{-2} d^{-1}; 秋季, 在陆架和海盆分别为0.14和0.09g C m^{-2} d^{-1} (Chen, 2005). 按照新生产力速率平均值为37.41 (10.95~94.90)g C m^{-2} a^{-1}进行估算(Chen, 2005), 南海真光层新生产力通量为130.93(38.32~332.15)Tg C a^{-1}.

化能自养微生物(细菌和古菌)固碳作用不需要光能, 它们在海洋水体和沉积物中的分布非常广泛. 在一些海洋水体中, 微生物的化能自养固碳作用对初级生产的贡献可与真光层浮游植物的光合固碳作用的贡献相当. 关于南海的化能自养, 特别是其在深层的固碳能力研究很少. 仅有一篇文献显示南海深海化能自养固碳能力非常强, 1500米以浅水柱积分固碳速率达到

~196mg C m^{-2} h^{-1}, 可见南海化能自养固碳速率最高可达大西洋的数十到数百倍(Reinthaler等, 2010; Zhou等, 2017). 根据Zhou等(2017)数据, 南海中层和深层化能自养固碳速率分别为2.44×10^3(2.04×10^3~2.85×10^3)、4.38×10^3(4.09×10^3~4.96×10^3)Tg C a^{-1}(图4)(鉴于南海化能自养固碳速率研究还非常有限, 因此具有很大不确定性, 此估算仅供参考). 南海化能自养微生物固碳能力还有待更多研究验证.

3.4.3 南海海-气界面碳通量

模型估算和航次调查的结果均显示, 南海是CO_2的弱源, 仅在珠江口以外海区是CO_2的弱汇(Chai等, 2009; Zhai等, 2013). 利用生物地球化学模型估算南海释放速率为0.33mole m^{-2} a^{-1}, 根据南海350万平方公里的海域面积, 估算南海向大气释放通量约13.86 Tg C a^{-1}(Chai等, 2009). 利用2003~2008年期间南海14个航次的现场调查表明南海北部陆坡/海盆区、吕宋海峡西部海区、南海中部/南部海区释放速率分别约为(0.46±0.43)、(1.21±1.48)、(1.37±0.55)mole m^{-2} a^{-1}, 而在珠江口以外海域吸收速率为(−0.44±0.65) mole m^{-2} a^{-1}(根据调查面积6.80×$10^4$$km^2$, 该区域从大气吸收约0.36Tg C a^{-1}). 以上四个区域向大气释放(18±10)Tg C a^{-1}, 如果外推至南海主体(不包括北部湾和泰国湾, 2.50×$10^6$$km^2$), 则南海主体向大气释放通量为(33.60±51.30)Tg C a^{-1}(Zhai等, 2013). 综上, 南海向大气中释放通量约13.86~33.60Tg C a^{-1}(图4; Chai等, 2009; Zhai等, 2013).

3.4.4 南海碳沉积通量

根据不同方法获得的不同水层碳输出速率, 估算南海POC碳垂直输出速率在20.00~255.60mg C m^{-2} d^{-1}变化(孙军等, 2016). 南海POC输出真光层的通量来自对陆架和海盆区分别总结估算的结果(刘茜等, 2018). 利用^{234}Th-^{238}U不平衡估算南海北部陆架区POC输出真光层的速率在4.60~66.70mmol C m^{-2} d^{-1}, 平均值为(20.00±9.80)mmol C m^{-2} d^{-1}(陈蔚芳, 2008; Cai等, 2015; 刘茜等, 2018); 利用同位素不平衡法和沉积物捕获器法得到南海海盆区POC输出真光层的速率在0.80~21.00mmol C m^{-2} d^{-1}, 平均值为(5.40±2.50) mmol C m^{-2} d^{-1}(Cai等, 2002, 2015; Ho等, 2009; Hung等, 2007; Wei等, 2011; Wong等, 2007; Yang等, 2009; 刘茜等, 2018); 估算南海POC输出真光层的通量约为(110.00±40.00)Tg C a^{-1}(刘茜等, 2018). 1000m和深海(3226~3770m)水层POC沉积速率数据来自沉积物捕获器数据, 1000m的POC沉积速率约为0.78~12.48 mg C m^{-2} d^{-1}, 而深海(3226~3770m)平均POC沉积速率为0.61~6.67mg C m^{-2} d^{-1}(Chen等, 1998; Ran等, 2015; Li H等, 2017). 据此, 估算南海水深100~1000m海区POC沉积通量分别为1.31(0.26~4.18)Tg C a^{-1}, 南海海盆区1000m和深海POC沉积通量分别为2.38(0.47~7.59)Tg C a^{-1}和1.38(0.37~4.06)Tg C a^{-1}. 受珠江等冲淡水的影响, 南海北部陆架的区域有机碳沉积速率远高于南海海盆区, 平均埋藏速率为14.10g C m^{-2} a^{-1}, 南海北部陆架有机碳埋藏通量约为4.80Tg C a^{-1}(胡利民和赵美训, 未发表数据). 综上, 南海沉积通量为南海北部陆架有机碳埋藏通量与南海水深100~1000m海区和海盆区深海POC沉积通量相加, 约为7.49(5.43~13.04)Tg C a^{-1}(图4).

3.4.5 南海河流输入的碳通量

根据南海55条河流碳输入数据, 估算南海周边河流输入南海DIC、DOC、POC、颗粒无机碳(Particulate inorganic carbon, PIC)碳通量分别在(40.14±6.11)、(25.03±4.54)、(16.03±2.87)、(1.83±0.35)Tg C a^{-1}, 总计(83.00±8.10)Tg C a^{-1}(图4; Huang等, 2017). 占全世界河流输入碳量的6.2~10.3%, 而南海仅占全球海洋面积1%, 其流域面积仅占全球陆地的2.2%. 可见, 陆源输入对南海碳通量有重要贡献.

此外, 近年来研究表明地下水排放(submarine groundwater discharge, SGD)碳通量可能是影响近海碳收支的重要不确定因素之一, 但目前国内关于海底地下水排放碳通量的研究较少. 南海北部地下水排入的DIC通量为1.84~4.16Tg C a^{-1}, 约为河流输入DIC通量的23~53%(Liu等, 2012), 九龙江地下水排入的DIC通量为约为河流输入DIC通量的45~110%(Wang G等, 2015).

3.4.6 南海与邻近海域的碳交换

南海与邻近海域(西北太平洋、印度洋、东海)的碳交换对于南海碳循环研究意义重大. 早期研究提供了南海与邻近海域碳交换的基本数据(Hong和Dai, 1994; 韩舞鹰和林洪瑛, 1997; Chen和Wang, 1998; 刘青

琳, 2001;Chen等, 2006). 根据南海通过台湾海峡、吕宋海峡、民都洛海峡(Mindoro Straits)、巽他陆架与外界之间的碳交换通量, 利用质量平衡法(不考虑台湾海峡水流碳携带量)估算南海向邻近海域净输出DOC、POC、PIC的通量分别在31.39、12.00、2.75Tg C a^{-1}; 而邻近海域向南海输入DIC的通量为179.81Tg C a^{-1} (图4; Chen等, 2006). 南海通过台湾海峡向东海净输出DIC、DOC、POC、PIC的通量分别在74.64、46.18Tg C a^{-1}、13.34、3.01Tg C a^{-1}(图3和4; Chen等, 2006). 对吕宋海峡东西两侧TOC(与DOC相当)的实测结合吕宋海峡水体交换的"三明治"模式研究表明, 上层和深层西北太平洋向南海输送碳, 中层则方向相反. 1000~1500m的中层水南海TOC浓度显著高于西北太平洋水体, 估算南海通过吕宋海峡上中下层水体向西北太平洋输出的TOC通量分别在(−107.10±54.60)、(54.70±15.00)、(−16.40±13.10)Tg C a^{-1}(正值代表南海向西北太平洋输出), 总体为西北太平洋通过吕宋海峡向南海输入TOC通量在(68.80±58.00)Tg C a^{-1}(Wu等, 2015). 参考该计算方法, 根据相关浓度梯度, 计算出通过吕宋海峡净输入南海的DIC通量为69.60Tg C a^{-1}(刘茜等, 2018). 该结果给出了南海和西北太平洋通过吕宋海峡的碳交换, 并显示由于海流的季节和年际变化, 南海与西北太平洋的碳交换存在很大不确定性(Wu等, 2015). 未来研究南海与大洋的碳交换还需要根据台湾海峡、民都洛海峡、巽他陆架等其他通道的长时间、大尺度碳交换通量来进行综合分析, 这也是准确定量南海与西北太平洋、印度洋、东海之间有机碳交换的基础.

南海与外界之间的有机碳交换以DOC为主, 而这些DOC在南海本地并没有被微生物完全利用, 因此这部分DOC就构成了南海的RDOC$_t$碳库(Jiao等, 2014a). 对南海BDOC的研究发现可被直接利用的DOC在总DOC库中占4~9%, 珠江口>陆架区=海盆区>吕宋海峡; 相对活性DOC占总DOC的2~14%, 珠江口>陆架区>海盆区; 南海DOC的消耗速度在0.05~0.39μmol L^{-1} d^{-1}变化, 珠江口大于外海(曹凤娇, 2017). 该研究结果与东海情况相当(Gan等, 2016), 表明南海存在大量的RDOC$_t$. 南海的RDOC$_t$可通过吕宋海峡1000~1500m的中层水向西北太平洋输送(Wu等, 2015), 影响着中国海碳收支的格局.

西北太平洋向南海输送了大量的DIC(Chen等, 2006; 刘茜等, 2018), 输送同时导致了南海北部出现上升流, 进而对海区的碳储存和海–气界面碳交换均产生影响. 在南海北部研究了中尺度涡引起的上升流对BP和MCP储碳效率的影响, 研究表明, 虽然上升流从深海水带来高浓度的DIC, 造成海区释放更多的CO_2, 但上升流同时可以带来高浓度的营养盐促进浮游植物生长, 从而增加海–气界面CO_2的吸收和固碳, 有利于有机碳向深海的输出, 从而增加BP的效率. 而贫营养海区MCP的效率则相对较高(Jiao等, 2014b). 现场培养实验验证明相比于高浓度营养盐环境, 低浓度营养盐环境更有利于RDOC$_t$储碳(Liu J等, 2014).

此外, 南海水具有高DIC/TA比值的次表层(~100~600 m)海水输出至黑潮西侧, 并与黑潮主体共同北上, 即高CO_2含量的海水可能进入东海陆架区, 并对这些海区的碳源汇格局产生影响(Chou等, 2007a).

3.5　中国海海-气界面、河流输入、碳沉积与碳输出通量的综合分析

对渤黄海、东海、南海的碳通量数据综合分析表明: 就海气通量而言, 渤海向大气中释放CO_2约0.22Tg C a^{-1}, 黄海吸收大气CO_2约1.15Tg C a^{-1}, 东海吸收CO_2约6.92~23.30Tg C a^{-1}, 南海释放CO_2约13.86~33.60Tg C a^{-1}. 总计中国海向大气中净释放CO_2的通量约6.01~9.33Tg C a^{-1}(图5). 所以, 如果仅从海-气界面碳通量指标看, 中国海总体上是大气CO_2的弱"源". 而海-气界面, 南海释放CO_2区域的面积超过其他三个海域面积之和, 总释放CO_2通量很高, 主导了中国海海气界面"源"的估算.

中国海成为大气CO_2的"源"主要是河流和邻近海域输入大量DIC造成的. 中国海周边河流输入渤黄海、东海、南海的DIC通量分别为5.04、14.60和40.14Tg C a^{-1}, 总计59.78Tg C a^{-1}(图5), 远超中国海向大气中释放CO_2的通量; 而邻近大洋向中国海净输入DIC通量更是高达144.81Tg C a^{-1}(邻近大洋向东海、南海输入DIC的通量分别为−35.00和179.81Tg C a^{-1}), 远超河流输入DIC的通量, 主导了中国海成为大气CO_2的"源". 扣除中国海通过海–气界面释放的CO_2, 中国海水体碳库每年接收DIC约204.59Tg C a^{-1}. 中国海每年增加的这些DIC为什么没有导致中国近海碳量的增加? 首先, 南海与邻近大洋DIC通量的不确定性高达20%, 例如, 雨季南海上层向西太平洋DIC输出的不确

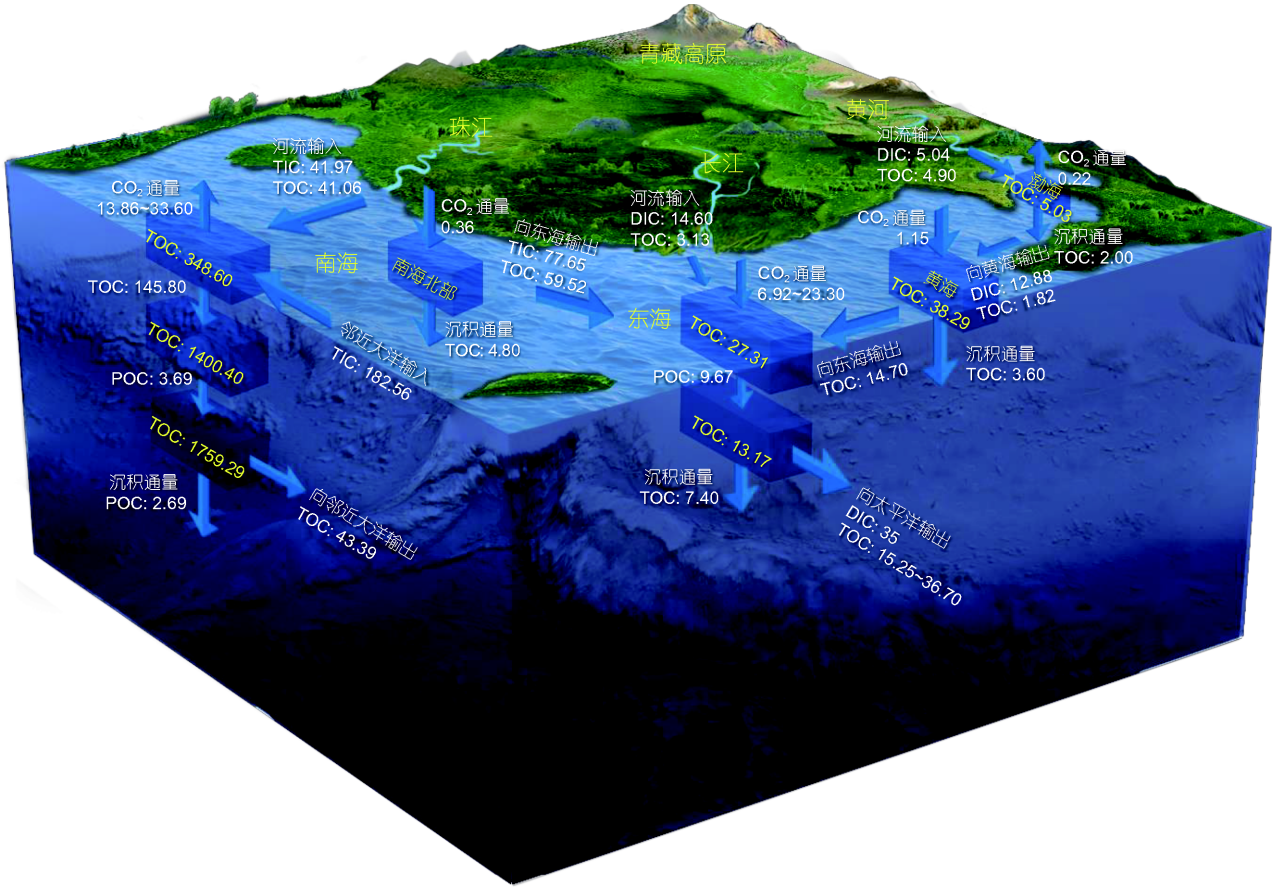

图 5　中国海主要碳通量的综合框算

数据来源参见表1和本文图1~4

定性就达到1032Tg C a^{-1}(Chen等, 2006), 该不确定性影响了中国海碳收支的估算; 其次, 浮游植物将大量DIC固定为有机碳, 通过BP介导的有机碳垂直输出、以及MCP介导的DOC转化与向外海输送, 使输入的DIC其中一部分转化为有机碳的形式被存储在深海、沉积物或输出到邻近大洋; 而最终不能被BP和MCP存储或输出的剩余DIC则积累在水体中, 并可能导致缓慢的海洋酸化. 虽然南海POC输出真光层的通量较高, 达110.00 Tg C a^{-1}, 但这些输出的POC 99%以上在南海中层和深层水体中被微生物再矿化为DIC, 因此可能间接导致了南海中层和深层水体中的DIC积累和大陆坡上部霰石的溶解, 并可能导致南海水体的缓慢酸化(Chen等, 2006, 2017). 而真正起到平衡中国海水体吸收DIC的途径主要包括POC沉积和有机碳向邻近大洋的输出. 其中, 渤海、黄海、东海、南海通过POC沉积输出的碳通量分别为2.00、3.60、7.40、7.49Tg C a^{-1}; 东海和南海每年向西北太平洋和南海邻近大洋输出的有机碳通量分别为15.25~36.70和43.39Tg C a^{-1}. 综合中国海有机碳沉积和输出至邻近大洋的有机碳通量, 则中国海水体碳库每年有机碳的净输出通量达77.56~99.01Tg C a^{-1}, 这对于缓解中国海水体DIC碳库的增长、缓解海洋酸化具有重要作用.

中国海的有机碳输出以DOC输出为主, 通过东海和南海向西北太平洋和南海邻近海域输出的DOC通量约为46.39~66.39Tg C a^{-1}(图5), 这些输出的DOC大部分是经过微型生物利用、转化, 而残留的$RDOC_t$(Jiao等, 2014a), 培养实验表明BDOC在东海(9~31%)和南海(6~23%)占DOC的比例均小于31%, 而$RDOC_t$占DOC的69~94%(Gan等, 2016; 曹凤娇, 2017), 特别是在东海陆架边缘和吕宋海峡1000~1500m深水等碳交换界面的BDOC所占比例更小(Gan等, 2016; Wu等, 2015; 曹凤娇, 2017), 这都表明中国海向邻近海域输出的

DOC主要是RDOC$_t$, 也表明MCP在中国海碳输出中起着主导作用.

3.6 红树林、盐沼湿地、海草床、珊瑚礁碳库与通量

中国近海红树林面积约为227km^2, 红树林碳库为(6.91±0.57)Tg C, 其中82%存在于表层1m土壤中, 18%来自红树林生物量(Liu H等, 2014; 王秀君等, 2016). 若以全球红树林平均的碳埋藏速率174.00g C m^{-2} a^{-1} (Laffoley和Grimsditch, 2009)计算, 中国红树林的碳埋藏通量为0.04Tg C a^{-1}. 最新的估算结果表明全国红树林碳库约为(30.20±9.60)Tg C, 碳埋藏通量为(0.09±0.03)Tg C a^{-1}(林光辉等, 2017). 中国近海盐沼湿地面积约为5.94×10^{4}km^2(王秀君等, 2016), 其中芦苇滩、碱蓬滩、海三棱藨草滩和互花米草滩等盐沼湿地的面积约为1206.54km^2(周晨昊等, 2016). 中国滨海盐沼生态系统碳积累速率的变化范围较大, 长江口崇明东滩的芦苇湿地平均碳积累速率的范围为1110.00~2410.00g C m^{-2} a^{-1}, 海三棱藨草盐沼因处滩涂前沿, 其积累速率相对较低, 为350.00~910.00g C m^{-2} a^{-1}, 辽河三角洲芦苇湿地的碳积累速率约为1770.00g C m^{-2} a^{-1} (唐博等, 2014; 曹磊等, 2013; 梅雪英和张修峰, 2008; 索安宁等, 2010); 若以全球盐沼平均的碳埋藏速率218.00g C m^{-2} a^{-1}(Mcleod等, 2011)计算, 中国盐沼的碳埋藏通量为0.26Tg C a^{-1}. 中国近海海草床面积约为99.69km^2(Jiang等, 2017; 郑凤英等, 2013; 周毅等, 2016), 其中海南岛海草床的埋藏碳库量为40858.50t C (Jiang等, 2017); 若以全球海草床平均的碳埋藏速率138.00g C m^{-2} a^{-1}(Mcleod等, 2011)计算, 中国海草床的碳埋藏通量为0.01Tg C a^{-1}. 根据全球大型海藻模型报道的海藻床埋藏通量(6Tg C a^{-1})与DOC输出海藻床通量(355Tg C a^{-1})的比例(Krause-Jensen和Duarte, 2016), 估算中国海草床DOC输出通量为0.59Tg C a^{-1}. 以RDOC比例69~94%(Gan等, 2016; 曹凤娇, 2017)计, 海草床RDOC输出通量约为>0.41Tg C a^{-1}(鉴于海草床DOC数据缺乏, 此估算仅供参考).

珊瑚礁因其极高的固碳效率, 被称为"海洋中的热带雨林". 中国海珊瑚礁主要分布在南海海域(陈国达, 1956). 南海珊瑚礁分布广泛, 在南沙、西沙、中沙、东沙群岛、海南岛近岸、华南陆架沿岸、台湾岛南岸均有分布, 估算南海珊瑚礁总面积约为8000km^2(余克服, 2012), 约占世界珊瑚礁总面积的1.29%(Smith, 1978). 南海珊瑚礁海气界面CO_2通量的研究表明, 2006年春季西沙永兴岛珊瑚礁区海水pCO_2存在明显的日周期变化, 且表现为大气CO_2弱源(~1.48mmol m^{-2} d^{-1})(Dai等, 2009b); 2008和2009年夏季在南沙群岛永暑礁(环礁)、西沙群岛永兴岛(岛礁)和海南三亚鹿回头岸礁的连续观测表明南海珊瑚礁夏季均表现为大气CO_2的源(分别为~0.4、~4.7、~9.8mmol m^{-2} d^{-1}))(Yan等, 2011); 且三亚鹿回头珊瑚礁区不同季节均表现为大气CO_2的源(春夏秋冬四季分别为~5.3、~9.6、~3.5、~2.7mmol m^{-2} d^{-1})(Yan等, 2016). 根据文献报道及其未发表南海珊瑚礁pCO_2数据, 初步估算南海珊瑚礁向大气释放CO_2 的通量约为0.60~2.10Tg C a^{-1}(严宏强等, 未发表数据).

珊瑚礁碳循环包括无机碳代谢(钙化/溶解)和有机碳代谢(光合作用/呼吸作用)两大过程, 并且具有高效的碳酸盐沉积效率, 每年珊瑚礁$CaCO_3$沉积通量占全球的23~26%(严宏强等, 2009). 珊瑚礁的钙化通量可基于现场调查的珊瑚骨骼生长率、骨架密度、珊瑚覆盖率来计算(Shi等, 2009; Yu和Zhao, 2009), 初步估算南海钙化通量达到21.40Tg a^{-1}(严宏强等, 未发表数据), 相当于2.60Tg C a^{-1}. 珊瑚礁中的有机碳可以被埋藏在沉积物中或输出到邻近海域. 南海珊瑚礁有机碳埋藏通量约为0.04Tg C a^{-1}, 而输出至邻近海域的有机碳通量约为0.19Tg C a^{-1}(严宏强等, 未发表数据). 总体上来说, 虽然珊瑚礁海气界面表现为释放CO_2(0.60~2.10Tg C a^{-1}), 但若考虑珊瑚礁的钙化通量、有机碳沉积和输出通量, 南海珊瑚礁碳封存通量约为2.83Tg C a^{-1}, 碳封存通量抵消了其释放CO_2的通量. 由于目前南海珊瑚礁碳库与通量相关数据非常少, 这些估测具有非常大的不确定性, 进一步的原位长时间序列监测非常必要. 珊瑚礁系统的RDOC$_t$输出, 目前尚缺乏系统研究, 是今后需要加强的一个重要方面.

3.7 近海海藻养殖生态系统的碳通量

我国海水养殖产量自20世纪60年代以来呈逐年递增态势, 目前, 我国海水养殖面积和产量均居世界首位, 2016年我国海水养殖总产量达1.96×10^{3}万吨, 比2005年总产量增加约30%(农业部渔业渔政管理局, 2017). 至2014年, 中国海水养殖总产量占世界的62% (FAO, 2016), 其中以贝藻养殖为主, 约占我国海水养

殖总产量的85%以上(农业部渔业渔政管理局, 2017). 海藻养殖是渔业碳汇的重要组成部分. 我国的海藻养殖种类丰富, 其中对碳汇能力起主要作用的是海带, 其碳汇贡献率达73%左右, 其次是裙带菜、紫菜、江蓠, 这四类海藻的产量占海水养殖藻类总产量的97%以上(纪建悦和王萍萍, 2015). 根据中国藻类2016年总产量约为216.93万吨, 假设所有藻类含碳量相同, 根据海带含碳量31.2%, 估算2016年中国藻类生产移出碳量约为0.68Tg C a^{-1}(张永雨等, 2017).

国内外学者围绕海水藻类养殖碳汇潜力的测算和评估主要偏重于藻类收获的可移出碳汇(唐启升和刘慧, 2016), 而关于与微型生物利用密切相关的POC、DOC输出了解较少. 根据海带养殖区沉积速率和沉积物含碳量 (蔡立胜等, 2003; Xia等, 2014), 估算中国海藻POC沉积通量为>0.14Tg C a^{-1}(张永雨等, 2017). 对全球野生大型海藻碳循环的研究表明, 其有机碳年沉积和输出通量达到173Tg C a^{-1}, 其中90%沉积和输出通量被输送到深海, 且主要通过DOC的输出将碳储存到混合层以下(年输出通量为117Tg C a^{-1}), 而以POC形式埋藏和输出的通量为49Tg C a^{-1}(Krause-Jensen和Duarte, 2016). 张永雨等(2017)初步估算我国大型藻类养殖固碳量约为3.52Tg C a^{-1}, 并根据大型藻类DOC输出占固碳量的比值, 估算我国大型藻类养殖每年向海水中输出的DOC通量为>0.82Tg C a^{-1}. 根据我国东海和南海水体中$RDOC_t$ 约占海区总DOC的69~94%(Gan等, 2016; 曹凤娇, 2017)计算, 我国海藻养殖释放$RDOC_t$的通量约>0.57Tg C a^{-1}, 表明海藻养殖向邻近海域输出$RDOC_t$与海藻养殖可移出的碳汇相当, 可见, MCP在海藻养殖碳汇中可能有重要贡献(张永雨等, 2017).

3.8 海洋酸化对生物的影响及其在碳循环中的生态效应

工业革命以来, 随着大气CO_2浓度的升高, 海洋不断吸收人类活动排放的CO_2, 平均吸收速率达1.0Tg h^{-1}(Sabine等, 2004), 与此同时引起海洋酸化, 其速率是过去3亿年间最快的(Hönisch等, 2012). 地质历史上距今2.52亿年前的海洋物种大灭绝, 可能与古海洋酸化事件相关(Garbelli等, 2017). 在浅海CO_2喷口处, 生物量和多样性随着pH的下降明显降低(Fabricius等, 2011). 表明酸化影响生物及生态系统的事实, 古今相映. 至21世纪末, 海洋酸化将使上层海洋平均pH下降0.4(H^+浓度升高150%)(Gattuso等, 2015), 危及海洋生物及生态系统服务功能(IGBP等, 2013). 我国学者在渤海、黄海、东海、南海等海域以及珊瑚礁系统的研究也表明, 我国近海水域酸化现象普遍存在(Chen等, 2006; 中国海洋环境状况公报, 2012; 唐启升等, 2013; Wang等, 2014; 翟惟东等, 2012; Zhai等, 2014; Liu等, 2015).

海洋酸化会对多类海洋生物产生影响. 酸化会影响海洋自养生物的同化作用, 从而影响海洋碳循环(Agusti等, 2015; 薛冰等, 2016). 在CO_2升高/酸化条件下, 南海表层硅藻丰度下降, 浮游植物群落固碳速率下降; 硅藻类对酸化的响应, 受控于阳光辐射的强度或分布深度, 高光下酸化使其生长速率下降, 而低光下使其生长加快(Gao等, 2012). 对海链藻属不同种类的研究表明, 分布于近海的威士海链藻与大洋种大洋海链藻对酸化的响应完全不同, 前者受益于酸化, 而后者受酸化胁迫(Li等, 2016). 对于异养生物而言, 酸化对细菌等的影响尚存在较大争议(Wang Y等, 2015). 细菌在降解有机物的过程中释放CO_2, 可增强海水酸化(Cai等, 2011). 夏威夷ALOHA站的研究表明, 细菌生产力滞后于固碳速率1~2个月, 对升温有明显的响应, 却不受短期海水酸化处理的影响(Vivani, 2016). 然而, 也有研究显示, 海洋酸化使得细菌消耗额外的能量, 可能会影响微型生物碳泵效率(Bunse等, 2016). 对于次级生产者而言, 酸化可能会通过影响浮游生物代谢, 影响食物链能量与物质的传递, 进而影响生态服务(Li和Gao, 2012; Jin等, 2015). 总之, 海洋酸化对不同物种、不同生态系统或过程的影响, 尚存在很大不确定性(Riebesell和Gattuso, 2015), 亟需对其影响过程与机制进行研究, 从而预测其影响趋势.

海洋酸化直接或间接地引起同化和异化作用过程的变化, 影响POC和DOC的产量, 从而引海洋吸收CO_2和输出有机碳通量的变化(Flynn等, 2015). 然而, 该假设不确定性很大. 未来研究, 需要在不同海域或地区, 通过放大实验规模, 获得可靠的量化指标, 揭示其过程与机制, 集成分析和验证酸化对海洋生物和碳汇的影响.

3.9 古海洋研究对现代海洋碳汇研究的启示意义

海洋碳汇研究需要古今结合. 地球历史上出现过

的典型蓝碳现象及其背后的机制会为我们深入研究现代蓝碳、增加海洋碳汇提供重要启示. 埃迪卡拉纪(635~541Ma)记录了地质历史上最大的全球碳循环扰动事件(即“Shuram Excursion”事件)——在~25~30个百万年的时间里, 全球海水无机碳同位素持续负偏, 最大负偏至−12‰(Grotzinger等, 2011). 这一碳同位素负偏被认为是当时古海洋中存在的超大型溶解有机碳库被完全氧化(Rothman等, 2003; Fike等, 2006; McFadden等, 2008)或空间差异性氧化(Li C等, 2017)的结果, 因此, 也成为古海洋MCP强烈储碳而形成超大型溶解有机碳库的关键证据. 随着研究的深入, 这一认识受到了挑战, 新假说认为陆源沉积老碳的氧化(Kaufman等, 2007; Loyd等, 2013; Osburn等, 2015)或古海洋海底释放的富烃流体(Lee等, 2015)的氧化同样可以导致这一碳循环扰动事件. 然而, 最新基于碳循环质量平衡原理对上述各种假说的可能性进行数值模拟与评估的结果显示: 在给定的埃迪卡拉纪大气-海洋的氧化水平下(<40%目前大气氧水平), 这些非溶解有机碳库氧化假说受限于氧化剂和/或相应有机碳的供给不足, 都无法解释在长时间尺度上“Shuram Excursion”事件形成的全球规模的−12‰碳同位素负偏信号, 而全球海洋溶解有机碳库的部分氧化假说所要求的陆源硫酸盐和海洋溶解有机碳的需求量则具有可行性, 同时也能够定量解释这一碳同位素负偏事件在负偏幅度、时间及形态上的空间差异性(石炜等, 2017). 上述数值评估结果定量支持了埃迪卡拉纪古海洋大型溶解有机碳库的存在及其空间差异性氧化的演化模式, 同时也支持了在特定条件下古海洋微型生物碳泵强烈储碳作用的存在. 记录了“Shuram Excursion”事件的华南陡山沱组地层中的碳酸盐还被发现其晶格中捕获了当时这一大型溶解有机碳库氧化降解时释放出的特殊溶解有机碳并记录了这一大型溶解有机碳库在埃迪卡拉纪古海洋中的演化(Wang H等, 2015), 这从地质记录的角度进一步证实了古海洋大型溶解有机碳库及微型生物碳泵强烈储碳作用的存在. 近来, 对“Shuram Excursion”事件地质记录的空间差异性研究显示陆地物源输入与古海洋氧化还原空间分布是控制古海洋MCP-DOC库演化的关键因素(Li C等, 2017). 这些古海洋学的研究为阐释现代海洋有机碳汇的形成机制和进一步提出海洋增汇思路与手段都具有重要的意义(表2).

4 小结

本文综合渤海、黄海、东海、南海等不同海区碳储库, 各海区的陆-海、海-气、水柱-沉积物、边缘海-大洋等不同界面的碳交通量, 以及红树林、盐沼湿地、海草床、珊瑚礁、海藻养殖、自然水体生态系统的碳汇能力, 得到以下基本认识.

(1) 中国海碳库总量为167768.19Tg C. 中国海总DIC碳库164176.10Tg C, 渤海、黄海、东海、南海分别为36.95、422.01、844.50、162872.64Tg C; 中国海总的DOC碳库3459.49Tg C, 渤海、黄海、东海、南海分别为4.51、31.07、33.57、3390.34 Tg C; 中国海总的POC碳库132.60Tg C, 渤海、黄海、东海、南海分别为0.52、7.22、6.91、117.95Tg C.

(2) 中国海总的异养细菌生物碳库14.00Tg C, 渤海、黄海、东海、南海分别为0.10、0.39、0.81、12.70Tg C; 中国海总的病毒生物碳库1.99Tg C, 渤海、黄海、东海、南海分别为0.02、0.02、0.03、1.92Tg C; 中国海总的浮游植物生物碳库9.28Tg C, 渤海、黄海、东海、南海分别为0.36、0.77、2.02、6.13Tg C; 中国海总的浮游动物生物碳库1.77Tg C, 渤海、黄海、东海、南海分别为0.01、0.46、0.10、1.20Tg C. 中国海水体生物碳库总量 27.04Tg C.

(3) 中国海与大气的交换量为净释放通量6.01~9.33Tg C a^{-1}. 渤海向大气中释放约0.22Tg C a^{-1}, 黄海吸收大气CO_2约1.15Tg C a^{-1}, 东海吸收约6.92~23.30Tg C a^{-1}; 南海释放约13.86~33.60Tg C a^{-1}.

(4) 中国海的陆源输入通量112.99~115.79 Tg C a^{-1}. 河流输入渤黄海、东海、南海的溶解无机碳(DIC)通量分别为5.04、14.60和40.14Tg C a^{-1}, 有机碳通量分别为6.43、5.72~8.52和41.06Tg C a^{-1}.

(5) 中国海沉积通量20.49Tg C a^{-1}. 渤海、黄海、东海、南海的沉积有机碳通量分别为2.00、3.60、7.40、7.49Tg C a^{-1}.

(6) 中国海与邻近大洋的碳交换为净吸收64.72~121.17Tg C a^{-1}. 邻近大洋总输入的DIC通量为144.81Tg C a^{-1}, 东海向西北太平洋输出DIC通量约35.00Tg C a^{-1}, 邻近大洋向南海输入DIC通量约179.81Tg C a^{-1}; 中国海有机碳年输出通量为58.64~80.09Tg C a^{-1}, 东海、南海分别向邻近大洋输出通量为15.25~36.70和43.39Tg C a^{-1}. 中国海的有机碳输出

表 2　中国海各海区主要碳库与通量[a)]

			渤海	黄海	东海	南海	中国海
碳库	总碳						167768.19
	DIC		36.95	422.01	844.50	162872.64	164176.10
	DOC		4.51	31.07	33.57	3390.34	3459.49
	POC		0.52	7.22	6.91	117.95	132.60
	总生物						27.04
	异养细菌		0.10	0.39	0.81	12.70	14.00
	病毒		0.02	0.02	0.03	1.92	1.99
	浮游植物		0.36	0.77	2.02	6.13	9.28
	浮游动物		0.01	0.46	0.10	1.20	1.77
碳通量	海-气交换		−0.22	1.15	6.92~23.30	−13.86~−33.60	−6.01~−9.33
	陆源输入	总碳					112.99~115.79
		DIC	5.04		14.60	40.14	59.78
		OC	6.43		5.72~8.52	41.06	53.21~56.01
	碳沉积		2.00	3.60	7.40	7.49	20.49
	与邻近大洋的碳交换	总碳					64.72~121.17
		DIC			−35.00	179.81	144.81
		TOC			−15.25~−36.7	−43.39	−58.64~−80.09
		DOC			−15.00~−35.00	−31.39	−46.39~−66.39
		POC			−0.25~−1.70	−12.00	−12.25~−13.70
	固碳		8.66	78.09	222.99	545.06	854.76
	新生产力				28.84	130.93	159.77

a) 碳库单位: Tg C, 碳通量单位: Tg C a^{-1}. “海-气交换”和“与邻近大洋的碳交换”负值代表由中国海向大气或邻近大洋输出碳, 正值代表从大气或邻近大洋向中国海输入碳

以溶解有机碳(DOC)形式为主, 通量为46.39~66.39Tg C a^{-1}, 东海、南海分别向邻近大洋输出通量为15.00~35.00和31.39Tg C a^{-1}; 中国海输出POC通量为12.25~13.70Tg C a^{-1}, 东海、南海分别向邻近大洋输出通量为0.25~1.70和12.00Tg C a^{-1}.

(7) 中国海碳的“源”与“汇”问题. 如果仅考虑海-气界面的CO_2交换, 中国海总体上是大气CO_2的“源”, 净释放通量约6.01~9.33Tg C a^{-1}. 但这主要是由于河流以及邻近大洋输入DIC(分别为59.78和144.81Tg C a^{-1})所致. 与此同时, 中国海向沉积物输送有机碳通量18.92Tg C a^{-1}、向大洋输送有机碳通量58.64~80.09Tg C a^{-1}, 是全球重要的储碳海区.

(8) 中国海主要生态系统碳库与储碳能力. 全国红树林碳库约为(30.20±9.60)Tg C; 红树林、盐沼湿地、海草床、碳埋藏通量分别为0.09、0.26、0.01Tg C a^{-1}; 中国海珊瑚礁释放CO_2通量0.60~2.10Tg C a^{-1}, 钙化碳通量2.60Tg C a^{-1}, 有机碳埋藏通量约为0.04Tg C a^{-1}, 输出至邻近海域的有机碳通量约为0.19Tg C a^{-1}, 总计储碳通量约为2.83Tg C a^{-1}; 中国海海岸带蓝碳碳埋藏通量总计0.36Tg C a^{-1}; 中国海草床DOC输出通量为0.59Tg C a^{-1}. 中国近海海藻养殖移出碳量0.68Tg C a^{-1}, 有机碳沉积通量和输出DOC通量分别为>0.14和>0.82Tg C a^{-1}; 中国海固碳通量为854.76Tg C a^{-1}, 渤海、黄海、东海、南海分别为8.66、78.09、222.99、545.06Tg C a^{-1}. 中国海新生产力通量为159.77Tg C a^{-1}, 东海、南海新生产力通量分别为28.84、130.93Tg C a^{-1}.

(9) 中国海碳汇研发方向. 海岸带经典蓝碳的研发重点在于生态系统恢复与重建; 养殖海藻的碳汇研发可结合上升流增汇; 对于广大的河口和沿岸海区, 可通过陆海统筹减少陆地施肥增加海洋碳汇, 同时减少近海生态灾害(富营养化、赤潮、缺氧、酸化), 降低人为活动对海洋环境的冲击、缓解气候变化对生态系统的压力、维护沿海生态系统的可持续发展. 在碳汇

生物地球化学形成机制方面应该加强地史海洋碳汇的研究和借鉴.

最后, 必须指出的是, 中国海各海区(渤海、黄海、东海、南海)的碳循环研究程度并不均衡, 海区与外界交换(陆-海、海-气、水柱-沉积物、边缘海-大洋等)数据并非都可比, 不同生态系统(红树林、盐沼湿地、海草床、海藻养殖、珊瑚礁等)研究度量差别较大, 加之研究程度、覆盖面、调查时间、季节等多方面存在差异, 有关结论并不完全一致. 例如, 海草床DOC输出通量是基于全球野生大型藻类研究进行的估算, 海草床和野生大型藻类之间的DOC输出可能存在较大差异; 地下水的碳输入量、沉积物与上覆水之间的无机碳交换、黄渤海和东海河流的PIC输入通量因数据不完整, 尚未纳入中国海的碳通量估算. 所有这些因素限制了本文结论的完整性和统一性(比如, 有些数据以区间表述, 而有些数据就只能一个数值), 有关数据和估算还存在很大的不确定性, 需要未来结合全球气候变化带来的升温、酸化等问题, 对中国海碳储库、碳通量从时空尺度、采样频率、过程机制、古今结合等各方面进一步加强研究, 获取大量的、系统的数据, 以使有关认识更加客观和完善.

参考文献

白晓歌. 2007. 北黄海浮游病毒的丰度变化及与微微型浮游植物、异养细菌相关性研究. 硕士学位论文. 青岛: 中国海洋大学. 84

蔡立胜, 方建光, 梁兴明. 2003. 规模化浅海养殖水域沉积作用的初步研究. 中国水产科学, 10: 305–310

曹凤娇. 2017. 南海细菌生产力, 对溶解有机碳的利用及控制因子研究. 硕士学位论文. 厦门: 厦门大学

曹磊, 宋金明, 李学刚, 袁华茂, 李宁. 2013. 中国滨海盐沼湿地碳收支与碳循环过程研究进展. 生态学报, 33: 5141–5152

陈国达. 1956. 中国的珊瑚礁. 中国地质, 9: 16–19

陈蔚芳. 2008. 南海北部颗粒有机碳输出通量, 季节变化及其调控过程. 博士学位论文. 厦门: 厦门大学

傅明珠, 孙萍, 王宗灵, 李艳, 李瑞香. 2010. 黄海冷水团水域浮游植物群落粒级结构的季节变化. 海洋学报, 32: 120–129

傅明珠, 王宗灵, 孙萍, 李艳, 李瑞香. 2009. 南黄海浮游植物初级生产力粒级结构与碳流途径分析. 海洋学报, 31: 100–109

高爽. 2009. 北黄海叶绿素和初级生产力的时空变化特征及其影响因素. 硕士学位论文. 青岛: 中国海洋大学. 85

高学鲁, 宋金明, 李学刚, 李宁, 袁华茂. 2009. 南黄海秋季溶解无机碳的分布特征. 海洋环境科学, 28: 17–21

国家海洋局. 2013. 2012年中国海洋环境状况公报. 77

郭术津, 李彦翘, 张翠霞, 翟惟东, 黄韬, 王丽芳, 马威, 谨华龙, 孙军. 2014. 渤海浮游植物群落结构及与环境因子的相关性分析. 海洋通报, 33: 95–105

韩舞鹰, 林洪瑛. 1997. 南海的碳通量研究. 海洋学报, 19: 50–54

黄荣辉, 孙凤英. 1994. 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响. 大气科学, 18: 141–151

纪建悦, 王萍萍. 2015. 我国海水养殖业碳汇能力测度及其影响因素分解研究. 海洋环境科学, 34: 871–878

姜强. 2010. 春、秋季北黄海大中型浮游动物群落生态学研究. 硕士学位论文. 青岛: 中国海洋大学. 87

焦念志, 王荣, 李超伦. 1998. 东海春季初级生产力与新生产力的研究. 海洋与湖沼, 29: 135–140

焦念志, 张传伦, 李超, 王晓雪, 党宏月, 曾庆璐, 张锐, 张瑶, 汤凯, 张子莲, 徐大鹏. 2013. 海洋微型生物碳泵储碳机制及气候效应. 中国科学: 地球科学, 43: 1–18

金海燕, 林以安, 陈建芳, 金明明. 2005. 黄海、东海颗粒有机碳的分布特征及其影响因子分析. 海洋学报, 27: 46–53

孔彬, 陈红霞, 袁业立. 2016. 1991~2011年东海黑潮PN断面流结构与季节变化分析. 海洋学报, 38: 14–26

李宁, 王江涛. 2011. 春季东海北部近岸水体中的溶解无机碳和有机碳的分布特征及其影响因素. 海洋科学, 35: 5–10

李伟, 王玉衡, 汪嘉宁, 魏皓. 2012. 2011年春、夏季黄、东海水团与水文结构分布特征. 海洋与湖沼, 43: 615–623

李晓玺. 2017. 基于MODIS数据的2003~2015年渤海NPP时空分布及影响因子研究. 硕士学位论文, 石家庄: 河北师范大学

梁彦韬. 2014. 海洋上层和深层超微型浮游生物丰度的大尺度分布. 博士学位论文, 厦门: 厦门大学. 141

刘军, 于志刚, 臧家业, 孙涛, 赵晨英, 冉祥滨. 2015. 黄渤海有机碳的分布特征及收支评估研究. 地球科学进展, 30: 564–578

刘茜, 郭香会, 尹志强, 周宽波, 戴民汉. 2018. 中国邻近边缘海碳通量研究现状与展望. 中国科学: 地球科学, 48: 1422–1443

刘青琳. 2001. 南海与台湾海峡溶解态与颗粒态有机碳、氮、磷之分布. 硕士学位论文. 台北: 台湾中山大学

刘述锡, 樊景凤, 王真良. 2013. 北黄海浮游植物群落季节变化. 生态环境学报, 22: 1173–1181

刘文臣, 王荣, 吉鹏. 1997. 东海颗粒有机碳的研究. 海洋与湖沼, 28: 39–43

卢龙飞, 汪岷, 梁彦韬, 王芳, 杨琳, 王健, 孙辉, 汪俭. 2013. 东海、黄海浮游病毒及异养细菌的分布研究. 海洋与湖沼, 44: 1339–1346

卢汐. 2015. 黑潮与东海的碳交换. 硕士学位论文. 北京: 中国科学院大学

卢汐, 宋金明, 袁华茂, 李宁. 2015. 黑潮与毗邻陆架海域的碳交换. 地球科学进展, 30: 214–225

吕瑞华. 2003. 初级生产力. 见: 郑元甲, 陈雪忠, 程家骅, 编. 东海大陆架生物资源与环境. 上海: 上海科学技术出版社. 116–136

马威, 孙军. 2014. 夏、冬季南海北部浮游植物群落特征. 生态学报,

34: 621–632
梅雪英, 张修峰. 2008. 长江口典型湿地植被储碳、固碳功能研究——以崇明东滩芦苇带为例. 中国生态农业学报, 16: 269–272
农业部渔业渔政管理局. 2017. 中国渔业统计年鉴. 北京: 中国农业出版社
乔璐璐, 王震, 刘世东, 李广雪, 刘雪, 黄玲玲, 薛文静, 仲毅. 2017. 从陆架海到西太平洋: 黄、东海悬浮体跨陆架输运通道与机制. 地学前缘, 24: 134–140
秦蕴珊, 赵一阳, 陈丽蓉, 赵松龄. 1989. 黄海地质. 北京: 海洋出版社
曲宝晓, 宋金明, 袁华茂, 李学刚, 李宁, 段丽琴, 马清霞, 陈鑫. 2013. 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. 地球科学进展, 28: 783–793
商荣宁. 2011. 2010年黄、渤海有机碳的分布特征及影响因素. 硕士学位论文. 青岛: 中国海洋大学. 95
石峰, 崔雷, 姜恒志, 沈永明. 2017. 季节变化对黄渤海表层叶绿素浓度分布影响的数值分析. 应用基础与工程科学学报, 25: 700–711
石炜, 李超, Algeo T J. 2017. 埃迪卡拉纪Shuram碳同位素负偏事件有机碳氧化假说的定量模型评估. 中国科学: 地球科学, 47: 1436–1446
宋金明, 徐亚岩, 张英, 李学刚, 袁华茂. 2006. 中国海洋生物地球化学过程研究的最新进展. 海洋科学, 30: 69–77
宋金明. 2004. 中国近海生物地球化学. 山东: 山东科技出版社
宋金明. 2011. 中国近海生态系统碳循环与生物固碳. 中国水产科学, 18: 703–711
宋金明, 曲宝晓, 李学刚, 袁华茂, 李宁, 段丽琴. 2018. 黄东海的碳源汇: 大气交换、水体溶存与沉积物埋藏. 中国科学: 地球科学, 48: 1444–1455
苏素红, 陈炳章, 黄邦钦. 2014. 2011年春夏季黄海和东海微型浮游动物类群组成及其摄食的研究. 应用海洋学学报, 33: 60–67
孙军, 李晓倩, 陈建芳, 郭术津. 2016. 海洋生物泵研究进展. 海洋学报, 38: 1–21
孙治涛. 2001. 东海颗粒有机碳通量的模式计算. 硕士学位论文. 青岛: 中国科学院研究生院(海洋研究所). 63
索安宁, 赵冬至, 张丰收. 2010. 我国北方河口湿地植被储碳、固碳功能研究——以辽河三角洲盘锦地区为例. 海洋学研究, 28: 67–71
唐博, 龙江平, 章伟艳, 谢永清, 乔吉果, 翟万林. 2014. 中国区域滨海湿地固碳能力研究现状与提升. 海洋通报, 33: 481–490
唐启升, 陈镇东, 余克服, 戴民汉, 赵美训, 柯才焕, 黄天福, 柴扉, 韦刚健, 周力平, 陈立奇, 宋佳坤, James B, 吴亚平, 高坤山. 2013. 海洋酸化及其与海洋生物及生态系统的关系. 科学通报, 58:1307–1314
唐启升, 刘慧. 2016. 海洋渔业碳汇及其扩增战略. 中国工程科学, 18: 68–73
王健, 汪岷, 刘哲, 刘东艳, 杨琳, 卢龙飞, 王艳, 孙辉. 2013. 渤海浮游病毒的时空分布. 海洋与湖沼, 44: 1597–1603
王亮. 2011. 冬季南黄海浮游动物群落结构及指示种研究. 硕士学位论文. 青岛: 中国科学院研究生院(海洋研究所). 69
王磊. 2011. 东海与南海北部新生产力研究. 硕士学位论文. 厦门: 厦门大学
王秀君, 章海波, 韩广轩. 2016. 中国海岸带及近海碳循环与蓝碳潜力. 中国科学院院刊, 31: 1218–1225
魏皓, 田恬, 周锋, 赵亮. 2002. 渤海水交换的数值研究-水质模型对半交换时间的模拟. 中国海洋大学学报(自然科学版), 32: 519–525
徐东会, 孙雪梅, 陈碧鹃, 夏斌, 崔正国, 赵俊等. 2016. 渤海中部浮游动物的生态特征. 渔业科学进展, 37: 7–18
徐兆礼, 晁敏, 陈亚瞿. 2004. 东海浮游动物生物量分布特征. 海洋学报, 26: 93–101
薛亮. 2011. 黄海表层水体CO_2研究及南大西洋湾浮标CO_2分析. 博士学位论文. 青岛: 中国海洋大学. 153
薛冰, 孙军, 李婷婷. 2016. 2014年夏季南海北部浮游植物群落结构. 海洋学报, 38: 54–65
严宏强, 余克服, 谭烨辉. 2009.珊瑚礁区碳循环研究进展. 生态学报, 29: 6207–6215
杨洋, 孙晓霞. 2016. 南黄海网采浮游植物碳含量及群落结构的季节变化. 海洋与湖沼, 47: 954–962
尹维翰, 齐衍萍, 曹志敏, 张友篪, 唐红霞. 2012. 渤海主要温室气体与海水pCO_2环境特征. 海洋湖沼通报, 4: 189–193
余克服. 2012. 南海珊瑚礁及其对全新世环境变化的记录与响应. 中国科学: 地球科学, 42: 1160–1172
袁东亮, 郝佳佳, 李建乐, 何蕾. 2018. 不同温室气体排放背景下的东海冬季跨陆架碳输运通量. 中国科学: 地球科学, 48: 683–691
苑明莉, 孙军, 翟惟东. 2014. 2012年秋季渤海和北黄海浮游植物群落. 天津科技大学学报, 27: 56–64
翟惟东, 赵化德, 郑楠, 许懿. 2012. 2011年夏季渤海西北部、北部近岸海域的底层耗氧与酸化. 科学通报, 57: 753–758
张乃星, 孙旭, 曹丛华, 任荣珠, 陶卉卉, 孙滨, 王建勇, 侯继灵, 于洋. 2012. 渤海海峡冬季无机碳的立体分布特征及其源汇变化. 海洋学报, 34: 94–101
张向上, 张龙军. 2007. 黄河口无机碳输运过程对pH异常增高现象的响应. 环境科学, 28: 1216–1222
张瑶, 赵美训, 崔球, 樊炜, 齐家国, 陈鹰, 张永雨, 高坤山, 樊景凤, 汪光义, 严重玲, 卢豪良, 罗亚威, 张子莲, 郑强, 肖伟, 焦念志. 2017. 近海生态系统碳汇过程、调控机制及增汇模式. 中国科学: 地球科学, 47: 438–449
张永雨, 张继红, 梁彦韬, 李鸿妹, 李刚, 陈晓, 赵鹏, 蒋增杰, 邹定辉, 刘晓勇, 刘纪化. 2017. 中国近海养殖环境碳汇形成过程与机制. 中国科学: 地球科学, 47: 1414–1424
张玉荣, 丁跃平, 李铁军, 薛彬, 郭远明. 2016. 东海区叶绿素*a*和初级生产力季节变化特征. 海洋与湖沼, 47: 261–268
张云. 2008. 夏季渤海海-气界面CO_2通量及主要影响机制分析. 硕士学位论文. 青岛: 中国海洋大学. 96

张喆, 巩秀玉, 胡莹, 张林宝, 陈海刚, 黄洪辉, 蔡文贵. 2016. 南海中北部海域秋季浮游细菌和病毒丰度及其影响因子. 南方水产科学, 12: 9–16

张喆, 王晓红, 巩秀玉, 刘永, 廖秀丽, 蔡文贵, 黄洪辉. 2017. 南海北部海域春季浮游细菌和病毒空间分布及其影响因素. 生态学报, 37: 1639–1649

赵继胜, 姬泓巍, 郭志刚. 2003. 冬季东海典型海域颗粒有机碳的垂直分布. 海洋科学, 27: 59–63

赵美训, 丁杨, 于蒙. 2017. 中国边缘海沉积有机质来源及其碳汇意义. 中国海洋大学学报: 自然科学版, 47: 70–76

赵其彪, 孙军, 李丹, 宣基亮. 2015. 东海低氧区及邻近水域浮游植物的季节变化. 生态学报, 35: 2366–2379

赵苑. 2010. 黄海和东海微微型浮游生物分布研究. 博士学位论文. 青岛: 中国海洋大学. 151

郑凤英, 邱广龙, 范航清, 张伟. 2013. 中国海草的多样性, 分布及保护. 生物多样性, 21: 517–526

郑国侠, 宋金明, 戴纪翠, 王益鸣. 2006. 南黄海秋季叶绿素*a*的分布特征与浮游植物的固碳强度. 海洋学报, 28: 109–118

周晨昊, 毛覃愉, 徐晓, 方长明, 骆永明, 李博. 2016. 中国海岸带蓝碳生态系统碳汇潜力的初步分析. 中国科学: 生命科学, 46: 475–486

周毅, 张晓梅, 徐少春, 宋肖跃, 林海英, 王朋梅, 顾瑞婷. 2016. 中国温带海域新发现较大面积(大于50ha)的海草床: Ⅰ黄河河口区罕见大面积日本鳗草海草床. 海洋科学, 40: 95–97

朱延忠. 2008. 夏、冬季北黄海大中型浮游动物群落生态学研究. 硕士学位论文. 青岛: 中国海洋大学. 80

Agusti S, González-Gordillo J I, Vaqué D, Estrada M, Cerezo M I, Salazar G, Gasol J M, Duarte C M. 2015. Ubiquitous healthy diatoms in the deep sea confirm deep carbon injection by the biological pump. Nat Commun, 6: 7608

Aller R C, Blair N E. 2006. Carbon remineralization in the Amazon-Guianas tropical mobile mudbelt: A sedimentary incinerator. Cont Shelf Res, 26: 2241–2259

Arteaga L, Pahlow M, Oschlies A. 2016. Modeled Chl:C ratio and derived estimates of phytoplankton carbon biomass and its contribution to total particulate organic carbon in the global surface ocean. Glob Biogeochem Cycle, 30: 1791–1810

Battle M, Bender M L, Tans P P, White J W C, Ellis J T, Conway T, Francey R J. 2000. Global carbon sinks and their variability inferred from atmospheric O_2 and $\delta^{13}C$. Science, 287: 2467–2470

Bauer J E, Williams P M, Druffel E R M. 1992. ^{14}C activity of dissolved organic carbon fractions in the north-central Pacific and Sargasso Sea. Nature, 357: 667–670

Berner R A. 1982. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in the modern ocean: Its geochemical and environmental significance. Am J Sci, 282: 451–473

Berner W H, Smetacek V, Wefer G. 1989. Production of the Ocean: Past and Present. Life Sciences Research Report 44. New York: Wiley. 471

Bunse C, Lundin D, Karlsson C M G, Akram N, Vila-Costa M, Palovaara J, Svensson L, Holmfeldt K, González J M, Calvo E, Pelejero C, Marrasé C, Dopson M, Gasol J M, Pinhassi J. 2016. Response of marine bacterioplankton pH homeostasis gene expression to elevated CO_2. Nat Clim Change, 6: 483–487

Burdige D J. 2005. Burial of terrestrial organic matter in marine sediments: A re-assessment. Glob Biogeochem Cycle, 19: GB4011

Cai P, Huang Y, Chen M, Guo L, Liu G, Qiu Y. 2002. New production based on ^{228}Ra-derived nutrient budgets and thorium-estimated POC export at the intercalibration station in the South China Sea. Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap, 49: 53–66

Cai P, Zhao D, Wang L, Huang B, Dai M. 2015. Role of particle stock and phytoplankton community structure in regulating particulate organic carbon export in a large marginal sea. J Geophys Res-Oceans, 120: 2063–2095

Cai W J, Hu X, Huang W J, Murrell M C, Lehrter J C, Lohrenz S E, Chou W C, Zhai W, Hollibaugh J T, Wang Y, Zhao P, Guo X, Gundersen K, Dai M, Gong G C. 2011. Acidification of subsurface coastal waters enhanced by eutrophication. Nat Geosci, 4: 766–770

Cai Y M, Ning X R, Liu C G, Hao Q. 2007. Distribution pattern of photosynthetic picoplankton and heterotrophic bacteria in the northern South China Sea. J Integr Plant Biol, 49: 282–298

Cao Z, Dai M, Zheng N, Wang D, Li Q, Zhai W, Meng F, Gan J. 2011. Dynamics of the carbonate system in a large continental shelf system under the influence of both a river plume and coastal upwelling. J Geophys Res, 116: G02010

Chai F, Liu G, Xue H, Shi L, Chao Y, Tseng C M, Chou W C, Liu K K. 2009. Seasonal and interannual variability of carbon cycle in South China Sea: A three-dimensional physical-biogeochemical modeling study. J Oceanogr, 65: 703–720

Chen B Z, Liu H B, Landry M R, Dai M H, Huang B Q, Sun J. 2009. Close coupling between phytoplankton growth and microzooplankton grazing in the western South China Sea. Limnol Oceanogr, 54: 1084–1097

Chen B, Liu H, Huang B. 2012. Environmental controlling mechanisms on bacterial abundance in the South China Sea inferred from generalized additive models (GAMs). J Sea Res, 72: 69–76

Chen C T A, Wang S L. 1998. Influence of intermediate water in the western Okinawa trough by the outflow from the South China Sea. J Geophys Res, 103: 12683–12688

Chen C T A, Wang S L, Chou W C, Sheu D D. 2006. Carbonate chemistry and projected future changes in pH and $CaCO_3$ saturation state of the South China Sea. Mar Chem, 101: 277–305

Chen C T A, Lui H K, Hsieh C H, Yanagi T, Kosugi N, Ishii M, Gong G C. 2017. Deep oceans may acidify faster than anticipated due to global warming. Nat Clim Change, 7: 890–894

Chen J, Zheng L, Wiesner M G, Chen R, Zheng Y, Wong H K. 1998. Estimations of primary production and export production in the South China Sea based on sediment trap experiments. Chin Sci Bull, 43: 583–586

Chen M, Liu H, Song S, Sun J. 2015. Size-fractionated mesozooplankton biomass and grazing impact on phytoplankton in northern South China Sea during four seasons. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 117: 108–118

Chen X, Liu H, Weinbauer M, Chen B, Jiao N. 2011. Viral dynamics in the surface water of the western South China Sea in summer 2007. Aquat Microb Ecol, 63: 145–160

Chen Y H, Gao Y H, Chen C P, Liang J R, Sun L, Zhen Y, Qiao L. 2016. Seasonal variations of phytoplankton assemblages and its relation to environmental variables in a scallop culture sea area of Bohai Bay, China. Mar Pollut Bull, 113: 362–370

Chen Y L L. 2005. Spatial and seasonal variations of nitrate-based new production and primary production in the South China Sea. Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap, 52: 319–340

Chou W C, Gong G C, Hung C C, Wu Y H. 2013. Carbonate mineral saturation states in the East China Sea: Present conditions and future scenarios. Biogeosciences, 10: 6453–6467

Chou W C, Gong G C, Sheu D D, Hung C C, Tseng T F. 2009. Surface distributions of carbon chemistry parameters in the East China Sea in summer 2007. J Geophys Res, 114: C07026

Chou W C, Sheu D D, Chen C T A, Wen L S, Yang Y, Wei C L. 2007a. Transport of the South China Sea subsurface water outflow and its influence on carbon chemistry of Kuroshio waters off southeastern Taiwan. J Geophys Res, 112: C12008

Chou W C, Sheu D D, Lee B S, Tseng C M, Chen C T A, Wang S L, Wong G T F. 2007b. Depth distributions of alkalinity, TCO_2 and at SEATS time-series site in the northern South China Sea. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 54: 1469–1485

Chou W C, Sheu D D D, Chen A C T, Wang S L, Tseng C M. 2005. Seasonal variability of carbon chemistry at the SEATS time-series site, northern South China Sea between 2002 and 2003. Terr Atmos Ocean Sci, 16: 445–465

Dai M, Meng F, Tang T, Kao S J, Lin J, Chen J, Huang-Chuan J, Tian J, Gan J, Yang S. 2009a. Excess total organic carbon in the intermediate water of the South China Sea and its export to the North Pacific. Geochem Geophys Geosyst, 10: Q12002

Dai M H, Lu Z M, Zhai W D, Chen B S, Cao Z M, Zhou K B, Cai W J, Chen C T A. 2009b. Diurnal variations of surface seawater pCO_2 in contrasting coastal environments. Limnol Oceanogr, 54: 735–745

Dai M, Cao Z, Guo X, Zhai W, Liu Z, Yin Z, Xu Y, Gan J, Hu J, Du C. 2013. Why are some marginal seas sources of atmospheric CO_2 ? Geophys Res Lett, 40: 2154–2158

Deng B, Zhang J, Wu Y. 2006. Recent sediment accumulation and carbon burial in the East China Sea. Glob Biogeochem Cycle, 20: GB3014–480

DeVries T, Holzer M, Primeau F. 2017. Recent increase in oceanic carbon uptake driven by weaker upper-ocean overturning. Nature, 542: 215–218

Fabricius K E, Langdon C, Uthicke S, Humphrey C, Noonan S, de'Ath G, Okazaki R, Muehllehner N, Glas M S, Lough J M. 2011. Losers and winners in coral reefs acclimatized to elevated carbon dioxide concentrations. Nat Clim Change, 1: 165–169

FAO. 2016. The State of World Fisheries and Aquaculture 2016. Contributing to food security and nutrition for all. Rome: Food and Agriculture Organization. 200

Fike D A, Grotzinger J P, Pratt L M, Summons R E. 2006. Oxidation of the Ediacaran Ocean. Nature, 444: 744–747

Flynn K J, Clark D R, Mitra A, Fabian H, Hansen P J, Glibert P M, Wheeler G L, Stoecker D K, Blackford J C, Brownlee C. 2015. Ocean acidification with (de)eutrophication will alter future phytoplankton growth and succession. Proc R Soc B-Biol Sci, 282: 20142604

Galy V, France-Lanord C, Beyssac O, Faure P, Kudrass H, Palhol F. 2007. Efficient organic carbon burial in the Bengal fan sustained by the Himalayan erosional system. Nature, 450: 407–410

Gan S, Wu Y, Zhang J. 2016. Bioavailability of dissolved organic carbon linked with the regional carbon cycle in the East China Sea. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 124: 19–28

Gao K S, Xu J T, Gao G, Li Y H, Hutchins D A, Huang B Q, Wang L, Zheng Y, Jin P, Cai X, Häder D P, Li W, Xu K, Liu N, Riebesell U. 2012. Rising CO_2 and increased light exposure synergistically reduce marine primary productivity. Nat Clim Change, 2: 519–523

Garbelli C, Angiolini L, Shen S. 2017. Biomineralization and global change: A new perspective for understanding the end-Permian extinction. Geology, 45: 19–22

Gattuso J P, Magnan A, Billé R, Cheung W W L, Howes E L, Joos F, Allemand D, Bopp L, Cooley S R, Eakin C M, Hoegh-Guldberg O, Kelly R P, Pörtner H O, Rogers A D, Baxter J M, Laffoley D, Osborn D, Rankovic A, Rochette J, Sumaila U R, Treyer S, Turley C. 2015. Contrasting futures for ocean and society from different anthropogenic CO_2 emissions scenarios. Science, 349: aac4722

Giering S L C, Sanders R, Lampitt R S, Anderson T R, Tamburini C, Boutrif M, Zubkov M V, Marsay C M, Henson S A, Saw K, Cook K, Mayor D J. 2014. Reconciliation of the carbon budget in the ocean's twilight zone. Nature, 507: 480–483

Gong G C, Wen Y H, Wang B W, Liu G J. 2003. Seasonal variation of chlorophyll a concentration, primary production and environmental conditions in the subtropical East China Sea. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 50: 1219–1236

Grotzinger J P, Fike D A, Fischer W W. 2011. Enigmatic origin of the largest-known carbon isotope excursion in Earth's history. Nat Geosci, 4: 285–292

Guo X H, Zhai W D, Dai M H, Zhang C, Bai Y, Xu Y, Li Q, Wang G Z. 2015. Air-sea CO_2 fluxes in the East China Sea based on multiple-year underway observations. Biogeosciences, 12: 5495–5514

Hönisch B, Ridgwell A, Schmidt D N, Thomas E, Gibbs S J, Sluijs A, Zeebe R, Kump L, Martindale R C, Greene S E, Kiessling W, Ries J, Zachos J C, Royer D L, Barker S, Marchitto T M, Moyer R, Pelejero C, Ziveri P, Foster G L, Williams B. 2012. The geological record of ocean acidification. Science, 335: 1058–1063

Hansell D A, Carlson C A, Schlitzer R. 2012. Net removal of major marine dissolved organic carbon fractions in the subsurface ocean. Glob Biogeochem Cycle, 26: GB1016–9

Hansell D A, Carlson C A. 2001. Biogeochemistry of total organic carbon and nitrogen in the Sargasso Sea: Control by convective overturn. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 48: 1649–1667

Hansell D A, Carlson C A, Repeta D J, Schlitzer R. 2009. Dissolved organic matter in the ocean: A controversy stimulates new insights. Oceanography, 22: 202–211

He L, Yin K, Yuan X, Li D, Zhang D, Harrison P. 2009. Spatial distribution of viruses, bacteria and chlorophyll in the northern South China Sea. Aquat Microb Ecol, 54: 153–162

Hedges J I, Keil R G. 1995. Sedimentary organic matter preservation: An assessment and speculative synthesis. Mar Chem, 49: 81–115

Ho T Y, You C F, Chou W C, Pai S C, Wen L S, Sheu D D. 2009. Cadmium and phosphorus cycling in the water column of the South China Sea: The roles of biotic and abiotic particles. Mar Chem, 115: 125–133

Holmén K. 2000. The global carbon cycle. International Geophys, 72: 282–321

Hong H S, Dai M H. 1994. Biogeochemical studies of biologically important elements in the Taiwan Strait. In: Zhou D, Liang Y, Zeng C, Tseng CK, eds. Oceanology of China Seas, vol. V1. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 201–212

Hu L, Shi X, Guo Z, Wang H, Yang Z. 2013. Sources, dispersal and preservation of sedimentary organic matter in the Yellow Sea: The importance of depositional hydrodynamic forcing. Mar Geol, 335: 52–63

Hu L, Shi X, Bai Y, Qiao S, Li L, Yu Y, Yang G, Ma D, Guo Z. 2016. Recent organic carbon sequestration in the shelf sediments of the Bohai Sea and Yellow Sea, China. J Mar Syst, 155: 50–58

Huang T H, Chen C T A, Tseng H C, Lou J Y, Wang S L, Yang L, Kandasamy S, Gao X, Wang J T, Aldrian E, Jacinto G S, Anshari G Z, Sompongchaiyakul P, Wang B J. 2017. Riverine carbon fluxes to the South China Sea. J Geophys Res-Biogeo, 122: 1239–1259

Hung J J, Wang S M, Chen Y L. 2007. Biogeochemical controls on distributions and fluxes of dissolved and particulate organic carbon in the Northern South China Sea. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 54: 1486–1503

IGBP, IOC, SCOR. 2013. Ocean acidification summary for policy-makers—Third symposium on the ocean in a high-CO_2 world. In: International Geosphere-Biosphere Programme, Stockholm

Ji H, Sheng G, Xin H, Sha Y. 2009. Distribution of dissolved inorganic carbon (DIC) and its related parameters in seawater of the North Yellow Sea and off the Qingdao Coast in October, 2007. J Ocean Univ China, 8: 366–376

Jiang Z, Liu S, Zhang J, Zhao C, Wu Y, Yu S, Zhang X, Huang C, Huang X, Kumar M. 2017. Newly discovered seagrass beds and their potential for blue carbon in the coastal seas of Hainan Island, South China Sea. Mar Pollut Bull, 125: 513–521

Jiao N, Yang Y, Koshikawa H, Watanabe M. 2002. Influence of hydrographic conditions on picoplankton distribution in the East China Sea. Aquat Microb Ecol, 30: 37–48

Jiao N Z, Yang Y H. 2002. Ecological studies on *Prochlorococcus* in China seas. Chin Sci Bull, 47: 1243–1250

Jiao N, Yang Y, Hong N, Ma Y, Harada S, Koshikawa H, Watanabe M. 2005. Dynamics of autotrophic picoplankton and heterotrophic bacteria in the East China Sea. Cont Shelf Res, 25: 1265–1279

Jiao N, Zhao Y, Luo T, Wang X. 2006. Natural and anthropogenic forcing on the dynamics of virioplankton in the Yangtze river estuary. J Mar Biol Ass, 86: 543–550

Jiao N, Herndl G J, Hansell D A, Benner R, Kattner G, Wilhelm S W, Kirchman D L, Weinbauer M G, Luo T, Chen F, Azam F. 2010. Microbial production of recalcitrant dissolved organic matter: Long-term carbon storage in the global ocean. Nat Rev Microbiol, 8: 593–599

Jiao N, Tang K, Cai H, Mao Y. 2011. Increasing the microbial carbon sink in the sea by reducing chemical fertilization on the land. Nat Rev Microbiol, 9: 75–75

Jiao N, Robinson C, Azam F, Thomas H, Baltar F, Dang H, Hardman-Mountford N J, Johnson M, Kirchman D L, Koch B P, Legendre L, Li C, Liu J, Luo T, Luo Y W, Mitra A, Romanou A, Tang K, Wang X, Zhang C, Zhang R. 2014a. Mechanisms of microbial carbon sequestration in the ocean-future research directions. Biogeosciences, 11: 5285–5306

Jiao N, Zhang Y, Zhou K, Li Q, Dai M, Liu J, Guo J, Huang B. 2014b. Revisiting the CO_2 “source” problem in upwelling areas—A

comparative study on eddy upwellings in the South China Sea. Biogeosciences, 11: 2465–2475

Jin P, Wang T, Liu N, Dupont S, Beardall J, Boyd P W, Riebesell U, Gao K. 2015. Ocean acidification increases the accumulation of toxic phenolic compounds across trophic levels. Nat Commun, 6: 8714

Kaufman A J, Corsetti F A, Varni M A. 2007. The effect of rising atmospheric oxygen on carbon and sulfur isotope anomalies in the Neoproterozoic Johnnie Formation, Death Valley, USA. Chem Geol, 237: 47–63

Keil R. 2017. Anthropogenic forcing of carbonate and organic carbon preservation in marine sediments. Annu Rev Mar Sci, 9: 151–172

Krause-Jensen D, Duarte C M. 2016. Substantial role of macroalgae in marine carbon sequestration. Nat Geosci, 9: 737–742

Laffoley D, Grimsditch G. 2009. The Management of Natural Coastal Carbon Sinks. Gland: IUCN

Le F, Ning X, Liu C, Hao Q, Shi J. 2010. Community structure of picoplankton abundance and biomass in the southern Huanghai Sea during the spring and autumn of 2006. Acta Oceanol Sin, 29: 58–68

Lee C, Love G D, Fischer W W, Grotzinger J P, Halverson G P. 2015. Marine organic matter cycling during the Ediacaran Shuram excursion. Geology, 43: 1103–1106

Lee S, Fuhrman J A. 1987. Relationships between biovolume and biomass of naturally derived marine bacterioplankton. Appl Environ Microbiol, 53: 1298–1303

Legendre L, Rivkin R B, Weinbauer M G, Guidi L, Uitz J. 2015. The microbial carbon pump concept: Potential biogeochemical significance in the globally changing ocean. Prog Oceanogr, 134: 432–450

Le Quéré C, Andrew R M, Canadell J G, Sitch S, Korsbakken J I, Peters G P. 2016. Global Carbon Budget 2016. Earth Syst Sci Data, 8: 605–649

Li C, Hardisty D S, Luo G, Huang J, Algeo T J, Cheng M, Shi W, An Z, Tong J, Xie S, Jiao N, Lyons T W. 2017. Uncovering the spatial heterogeneity of Ediacaran carbon cycling. Geobiology, 15: 211–224

Li F T, Wu Y P, Hutchins D A, Fu F X, Gao K S. 2016. Physiological responses of coastal and oceanic diatoms to diurnal fluctuations in seawater carbonate chemistry under two CO_2 concentrations. Biogeosciences, 13: 6247–6259

Li H, Wiesner M G, Chen J, Ling Z, Zhang J, Ran L. 2017. Long-term variation of mesopelagic biogenic flux in the central South China Sea: Impact of monsoonal seasonality and mesoscale eddy. Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap, 126: 62–72

Li J, Hu B Q, Dou Y G, Zhao J T, Li G G. 2012. Modern sedimentation rate, budget and supply of the muddy deposits in the East China Seas. Geol Rev, 58: 745–756

Li J, Jiang X, Li G, Jing Z, Zhou L, Ke Z, Tan Y. 2017. Distribution of picoplankton in the northeastern South China Sea with special reference to the effects of the Kuroshio intrusion and the associated mesoscale eddies. Sci Total Environ, 589: 1–10

Li W, Gao K. 2012. A marine secondary producer respires and feeds more in a high CO_2 ocean. Mar Pollut Bull, 64: 699–703

Liang Y, Li L, Luo T, Zhang Y, Zhang R, Jiao N. 2014. Horizontal and vertical distribution of marine virioplankton: A basin scale investigation based on a global cruise. Plos One, 9: e111634

Liu J, Jiao N, Tang K. 2014. An experimental study on the effects of nutrient enrichment on organic carbon persistence in the western Pacific oligotrophic gyre. Biogeosciences, 11: 5115–5122

Liu J P, Milliman J D, Gao S, Cheng P. 2004. Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea. Mar Geol, 209: 45–67

Liu J P, Xu K H, Li A C, Milliman J D, Velozzi D M, Xiao S B, Yang Z S. 2007. Flux and fate of Yangtze River sediment delivered to the East China Sea. Geomorphology, 85: 208–224

Liu H, Chang J, Tseng C M, Wen L S, Liu K K. 2007. Seasonal variability of picoplankton in the Northern South China Sea at the SEATS station. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 54: 1602–1616

Liu H, Ren H, Hui D, Wang W, Liao B, Cao Q. 2014. Carbon stocks and potential carbon storage in the mangrove forests of China. J Environ Manage, 133: 86–93

Liu H K, Chen C T A, Lee J, Wang S L, Gong G C, Bai Y, He X. 2015. Acidifying intermediate water accelerates the acidification of seawater on shelves: An example of the East China Sea. Cont Shelf Res, 111: 223–233

Liu K K, Chao S Y, Shaw P T, Gong G C, Chen C C, Tang T Y. 2002. Monsoon-forced chlorophyll distribution and primary production in the South China Sea: Observations and a numerical study. Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap, 49: 1387–1412

Liu K K, Chen Y J, Tseng C M, Lin I I, Liu H B, Snidvongs A. 2007. The significance of phytoplankton photo-adaptation and benthic-pelagic coupling to primary production in the South China Sea: Observations and numerical investigations. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 54: 1546–1574

Liu Q, Dai M, Chen W, Huh C A, Wang G, Li Q, Charette M A. 2012. How significant is submarine groundwater discharge and its associated dissolved inorganic carbon in a river-dominated shelf system? Biogeosciences, 9: 1777–1795

Longhurst A R, Harrison G W. 1989. The biological pump: Profiles of plankton production and consumption in the upper ocean. Prog Oceanogr, 22: 47–123

Loyd S J, Marenco P J, Hagadorn J W, Lyons T W, Kaufman A J, Sour-

Tovar F, Corsetti F A. 2013. Local $\delta^3$4S variability in ~580 Ma carbonates of northwestern Mexico and the Neoproterozoic marine sulfate reservoir. Precambrian Res, 224: 551–569

McFadden K A, Huang J, Chu X, Jiang G, Kaufman A J, Zhou C, Yuan X, Xiao S. 2008. Pulsed oxidation and biological evolution in the Ediacaran Doushantuo Formation. Proc Natl Acad Sci USA, 105: 3197–3202

Mcleod E, Chmura G L, Bouillon S, Salm R, Björk M, Duarte C M, Lovelock C E, Schlesinger W H, Silliman B R. 2011. A blueprint for blue carbon: Toward an improved understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO_2. Front Ecol Environ, 9: 552–560

McKee B A, Aller R C, Allison M A, Bianchi T S, Kineke G C. 2004. Transport and transformation of dissolved and particulate materials on continental margins influenced by major rivers: Benthic boundary layer and seabed processes. Cont Shelf Res, 24: 899–926

Meng F, Dai M, Cao Z, Wu K, Zhao X, Li X, Chen J, Gan J. 2017. Seasonal dynamics of dissolved organic carbon under complex circulation schemes on a large continental shelf: The Northern South China Sea. J Geophys Res-Oceans, 122: 9415–9428

Nellemann C, Corcoran E. 2009. Blue carbon: The role of healthy oceans in binding carbon: A rapid response assessment. In: Nellemann C, Corcoran E, Duarte C M, Valdés L, De Young C, Fonseca L, Grims-ditch G, eds. UNEP/Earthprint

Ning X, Chai F, Xue H, Cai Y, Liu C, Shi J. 2004. Physical-biological oceanographic coupling influencing phytoplankton and primary production in the South China Sea. J Geophys Res, 109: C10005

Osburn M R, Owens J, Bergmann K D, Lyons T W, Grotzinger J P. 2015. Dynamic changes in sulfate sulfur isotopes preceding the Ediacaran Shuram Excursion. Geochim Cosmochim Acta, 170: 204–224

Polimene L, Sailley S, Clark D, Mitra A, Allen J I. 2016. Biological or microbial carbon pump? The role of phytoplankton stoichiometry in ocean carbon sequestration. J Plankton Res, 39: 180–186

Qiao S, Shi X, Wang G, Zhou L, Hu B, Hu L, Yang G, Liu Y, Yao Z, Liu S. 2017. Sediment accumulation and budget in the Bohai Sea, Yellow Sea and East China Sea. Mar Geol, 390: 270–281

Qu B X, Song J M, Li X G, YuanH M, Li N, Ma Q X. 2013. pCO_2 distribution and CO_2 flux on the inner continental shelf of the East China Sea during summer 2011. Chin J Ocean Limnol, 31: 1088–1097

Qu B X, Song J M, YuanH M, Li X G, Li N. 2014. Air-sea CO_2 exchange process in the southern Yellow Sea in April of 2011, and June, July, October of 2012. Cont Shelf Res, 80: 8–19

Qu B X, Song J M, YuanH M, Li X G, Li N, Duan L Q, Chen X L X. 2015. Summer carbonate chemistry dynamics in the Southern Yellow Sea and the East China Sea: Regional variations and controls. Cont Shelf Res, 111: 250–261

Qu B X, Song J M, YuanH M, Li X G, Li N, Duan L Q. 2017. Comparison of carbonate parameters and air-sea CO_2 flux in the southern Yellow Sea and East China Sea during spring and summer of 2011. J Oceanogr, 73: 365–382

Ran L, Lu X X, Sun H, Han J, Li R, Zhang J. 2013. Spatial and seasonal variability of organic carbon transport in the Yellow River, China. J Hydrol, 498: 76–88

Ran L, Chen J, Wiesner M G, Ling Z, Lahajnar N, Yang Z, Li H, Hao Q, Wang K. 2015. Variability in the abundance and species composition of diatoms in sinking particles in the northern South China Sea: Results from time-series moored sediment traps. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 122: 15–24

Reinthaler T, van Aken H M, Herndl G J. 2010. Major contribution of autotrophy to microbial carbon cycling in the deep North Atlantic's interior. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 57: 1572–1580

Riebesell U, Gattuso J P. 2015. Lessons learned from ocean acidification research. Nat Clim Change, 5: 12–14

Rothman D H, Hayes J M, Summons R E. 2003. Dynamics of the Neoproterozoic carbon cycle. Proc Natl Acad Sci USA, 100: 8124–8129

Sabine C L, Feely R A, Gruber N, Key R M, Lee K, Bullister J L, Wanninkhof R, Wong C S, Wallace D W R, Tilbrook B, Millero F J, Peng T H, Kozyr A, Ono T, Rios A F. 2004. The oceanic sink for anthropogenic CO_2. Science, 305: 367–371

Shi Q, Zhao M X, Zhang Q M, Yu K F, Chen T R, Li S, Wang H K. 2009. Estimate of carbonate production by scleractinian corals at Luhuitou fringing reef, Sanya, China. Chin Sci Bull, 54: 696–705

Smith S V. 1978. Coral-reef area and the contributions of reefs to processes and resources of the world's oceans. Nature, 273: 225–226

Sun J, Liu D. 2003. Geometric models for calculating cell biovolume and surface area for phytoplankton. J Plankton Res, 25: 1331–1346

Suttle C A. 2005. Viruses in the sea. Nature, 437: 356–361

Tao S, Eglinton T I, Montluçon D B, McIntyre C, Zhao M. 2016. Diverse origins and pre-depositional histories of organic matter in contemporary Chinese marginal sea sediments. Geochim Cosmochim Acta, 191: 70–88

Tseng C M, Wong G T F, Lin I I, Wu C R, Liu K K. 2005. A unique seasonal pattern in phytoplankton biomass in low-latitude waters in the South China Sea. Geophys Res Lett, 32: L08608

Tseng C M, Wong G T F, Chou W C, Lee B S, Sheu D D, Liu K K. 2007. Temporal variations in the carbonate system in the upper layer at the SEATS station. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 54: 1448–1468

Tseng C M, Shen P Y, Liu K K. 2014. Synthesis of observed air-sea CO_2 exchange fluxes in the river-dominated East China Sea and improved estimates of annual and seasonal net mean fluxes. Biogeosciences, 11: 3855–3870

Tsunogai S, Watanabe S, Sato T. 1999. Is there a "continental shelf pump" for the absorption of atmospheric CO_2 ? Tellus B-Chem Phys Meteorol, 51: 701–712

Vivani D A. 2016. Variability and controls of production, partitioning, and utilization of organic matter in the north pacific subtropical gyre. Doctoral Dissertation. Hawaii: Univeristy of Hawaii

Volk T, Hoffert M I. 1985. Ocean carbon pumps: Analysis of relative strength and efficiencies of in ocean-driven circulation atmospheric CO_2 changes. In: Sundquist E T, Broecker W S, eds. The Carbon Cycle and Atmospheric CO_2: Natural Variation Archean to Present. AGU Monograph 32. American Geophysical Union, Washington D C. 99–110

Wang C, Wang Y, Paterson J S, Mitchell J G, Hu X, Zhang H, Sheng Y. 2016. Macroscale distribution of virioplankton and heterotrophic bacteria in the Bohai Sea. Fems Microbiol Ecol, 92: fiw017

Wang H, Li C, Hu C, Xie S. 2015. Spurious thermoluminescence characteristics of the Ediacaran Doushantuo Formation (ca. 635–551 Ma) and its implications for marine dissolved organic carbon reservoir. J Earth Sci, 26: 883–892

Wang G Z, Jing W P, Wang S L, Xu Y, Wang Z Y, Zhang Z L, Li Q L, Dai M H. 2014. Coastal acidification induced by tidal-driven submarine groundwater discharge in a coastal coral reef system. Environ Sci Technol, 48: 13069–13075

Wang G, Wang Z, Zhai W, Moore W S, Li Q, Yan X, Qi D, Jiang Y. 2015. Net subterranean estuarine export fluxes of dissolved inorganic C, N, P, Si, and total alkalinity into the Jiulong River estuary, China. Geochim Cosmochim Acta, 149: 103–114

Wang J, Xiao X, Zhou Q, Xu X, Zhang C, Liu J, Yuan D. 2018. Rates and fluxes of centennial-scale carbon storage in the fine-grained sediments from the central South Yellow Sea and Min-Zhe belt, East China Sea. J Ocean Limnol, 36: 139–152

Wang S, Guan Y, Li Z, Chao Y, Huang J. 2015. Variable characteristics of the wintertime net heat flux along the Kuroshio system and its association with climate in China. Int J Climatol, 35: 1180–1191

Wang X, Luo C, Ge T, Xu C, Xue Y. 2016. Controls on the sources and cycling of dissolved inorganic carbon in the Changjiang and Huanghe River estuaries, China: ^{14}C and ^{13}C studies. Limnol Oceanogr, 61: 1358–1374

Wang X, Ma H, Li R, Song Z, Wu J. 2012. Seasonal fluxes and source variation of organic carbon transported by two major Chinese Rivers: The Yellow River and Changjiang (Yangtze) River. Global Biogeochem Cy, 26: GB2025, doi : 10.1029/2011GB004130

Wang Y, Zhang R, Zheng Q, Deng Y, Van Nostrand J D, Zhou J, Jiao N. 2015. Bacterioplankton community resilience to ocean acidification: Evidence from microbial network analysis. ICES J Mar Sci, 73: 865–875

Wei C L, Lin S Y, Sheu D D D, Chou W C, Yi M C, Santschi P H, Wen L S. 2011. Particle-reactive radionuclides (^{234}Th, ^{210}Pb, ^{210}Po) as tracers for the estimation of export production in the South China Sea. Biogeosciences, 8: 3793–3808

Wiebe P H, Boyd S, Cox J L. 1975. Relationships between zooplankton displacement volume, wet weight, dry weight, and carbon. Fishery Bull, 73: 777–786

Wong G T F, Ku T L, Mulholland M, Tseng C M, Wang D P. 2007. The SouthEast Asian Time-series Study (SEATS) and the biogeochemistry of the South China Sea—An overview. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 54: 1434–1447

Wu K, Dai M, Chen J, Meng F, Li X, Liu Z, Du C, Gan J. 2015. Dissolved organic carbon in the South China Sea and its exchange with the Western Pacific Ocean. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 122: 41–51

Wu K, Dai M, Li X, Meng F, Chen J, Lin J. 2017. Dynamics and production of dissolved organic carbon in a large continental shelf system under the influence of both river plume and coastal upwelling. Limnol Oceanogr, 62: 973–988

Wu Y, Zhang J, Li D J, Wei H, Lu R X. 2003. Isotope variability of particulate organic matter at the PN section in the East China Sea. Biogeochemistry, 65: 31–49

Xia B, Zhang L. 2011. Carbon distribution and fluxes of 16 rivers discharging into the Bohai Sea in summer. Acta Oceanol Sin, 30: 43–54

Xia B, Cui Y, Chen B, Cui Z, Qu K, Ma F. 2014. Carbon and nitrogen isotopes analysis and sources of organic matter in surface sediments from the Sanggou Bay and its adjacent areas, China. Acta Oceanol Sin, 33: 48–57

Xing L, Zhao M, Gao W, Wang F, Zhang H, Li L, Liu J, Liu Y. 2014. Multiple proxy estimates of source and spatial variation in organic matter in surface sediments from the southern yellow sea. Org Geochem, 76: 72–81

Xue L, Xue M, Zhang L, Sun T, Guo Z, Wang J. 2012. Surface partial pressure of CO_2 and air-sea exchange in the northern Yellow Sea. J Mar Syst, 105-108: 194–206

Xue L, Zhang L, Cai W J, Jiang L Q. 2011. Air-sea CO_2 fluxes in the southern Yellow Sea: An examination of the continental shelf pump hypothesis. Cont Shelf Res, 31: 1904–1914

Yan H Q, Yu K F, Shi Q, Tan Y H, Zhang H L, Zhao M X, Li S, Chen T R, Huang L Y, Wang P X. 2011. Coral reef ecosystems in the South China Sea as a source of atmospheric CO_2 in summer. Chin Sci Bull,

56: 676–684

Yan H, Yu K, Shi Q, Tan Y, Liu G, Zhao M, Li S, Chen T, Wang Y. 2016. Seasonal variations of seawater pCO_2 and sea-air CO_2 fluxes in a fringing coral reef, northern South China Sea. J Geophys Res-Oceans, 121: 998–1008

Yang W F, Huang Y P, Chen M, Qiu Y S, Peng A G, Zhang L. 2009. Export and remineralization of POM in the Southern Ocean and the South China Sea estimated from $^{210}Po/^{210}Pb$ disequilibria. Chin Sci Bull, 54: 2118–2123

Yang Y. 2000. Dynamics of picophytoplankton in the East and South China Seas and some priliminary in situ experiments on nutrient enrichment effects. Doctoral Dissertation. Qingdao: Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences

Yang Y, Han X, Masashi K. 2004. POC fluxes from euphotic zone estimated from ^{234}Th deficiency in winter in the northwestern North Pacific Ocean. Acta Oceanol Sin, 23: 135–147

Yasunaka S, Nojiri Y, Nakaoka S, Ono T, Mukai H, Usui N. 2013. Monthly maps of sea surface dissolved inorganic carbon in the North Pacific: Basin-wide distribution and seasonal variation. J Geophys Res-Oceans, 118: 3843–3850

Yu K, Zhao J. 2009. Coral reefs. In: Wang P X, Li Q Y, eds. Paleoceanography and Sedimentology. Berlin: Springer-Verlag. 229–243

Yuan D, Hsueh Y. 2010. Dynamics of the cross-shelf circulation in the Yellow and East China Seas in winter. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 57: 1745–1761

Zhai W, Dai M, Cai W J, Wang Y, Hong H. 2005. The partial pressure of carbon dioxide and air-sea fluxes in the northern south china sea in spring, summer and autumn. Mar Chem, 96: 87–97

Zhai W D, Dai M H, Chen B S, Guo X H, Li Q, Shang S L, Zhang C Y, Cai W J, Wang D X. 2013. Seasonal variations of sea-air CO_2 fluxes in the largest tropical marginal sea (South China Sea) based on multiple-year underway measurements. Biogeosciences, 10: 7775–7791

Zhai W D, Zheng N, Huo C, Xu Y, Zhao H D, Li Y W, Zang K P, Wang J Y, Xu X M. 2014. Subsurface pH and carbonate saturation state of aragonite on the Chinese side of the North Yellow Sea: Seasonal variations and controls. Biogeosciences, 11: 1103–1123

Zhang L, Xue L, Song M, Jiang C. 2010. Distribution of the surface partial pressure of CO_2 in the southern Yellow Sea and its controls. Cont Shelf Res, 30: 293–304

Zhang Y, Jiao N, Hong N. 2008. Comparative study of picoplankton biomass and community structure in different provinces from subarctic to subtropical oceans. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 55: 1605–1614

Zhao H D, Kao S J, Zhai W D, Zang K P, Zheng N, Xu X M, Huo C, Wang J Y. 2017. Effects of stratification, organic matter remineralization and bathymetry on summertime oxygen distribution in the Bohai Sea, China. Cont Shelf Res, 134: 15–25

Zhao S, Xiao T, Lu R, Lin Y. 2010. Spatial variability in biomass and production of heterotrophic bacteria in the East China Sea and the Yellow Sea. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 57: 1071–1078

Zhou W, Liao J, Guo Y, Yuan X, Huang H, Yuan T, Liu S. 2017. High dark carbon fixation in the tropical South China Sea. Cont Shelf Res, 146: 82–88

(责任编委: 张传伦)