中国科学: 地球科学 2017 年 第 47 卷 第 4 期: 438 ~ 449
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
评 述

近海生态系统碳汇过程、调控机制及增汇模式

张瑶[1*], 赵美训[2], 崔球[3], 樊炜[4], 齐家国[4], 陈鹰[4], 张永雨[3], 高坤山[1], 樊景凤[5], 汪光义[6], 严重玲[7], 卢豪良[7], 罗亚威[1], 张子莲[1], 郑强[1], 肖伟[1], 焦念志[1]

1. 厦门大学近海海洋环境科学国家重点实验室, 厦门 361100;
2. 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 266101;
3. 中国科学院青岛生物能源与过程研究所, 青岛 266101;
4. 浙江大学海洋学院, 舟山 316021;
5. 国家海洋环境监测中心, 大连 116023;
6. 天津大学环境科学与工程学院, 天津 300387;
7. 厦门大学环境与生态学院, 厦门 361100

* E-mail: yaozhang@xmu.edu.cn

收稿日期: 2016-11-17; 接受日期: 2017-02-06; 网络版发表日期: 2017-03-17
国家重大科学研究计划项目(编号: 2013CB955700)、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: 41422603、41676125、91428308)和国家海洋局"全球变化与海气相互作用"专项项目(编号: GASI-03-01-02-03)资助

摘要 海洋是地球上最大的碳库, 发挥着全球气候变化"缓冲器"的作用. 蓝色碳汇, 简称"蓝碳", 即由海洋生态系统捕获的碳(主要是有机碳), 是海洋储碳的重要机制之一. 蓝碳最初认识的形式是可见的海岸带植物固碳. 其实之前没有得到足够重视的、看不见的微型生物(浮游植物、细菌、古菌、病毒、原生动物)占海洋生物量90%以上, 是蓝碳的主要贡献者. 中国陆架边缘海占国土总面积的1/3, 碳汇潜力巨大, 亟待研发. 本文以近海生态系统碳汇过程、调控机制及增汇模式为主线, 论述了近海生态系统结构与碳循环功能特征、碳汇形成过程与机理, 并结合近海碳汇在沉积记录中的地史过程演变探讨了自然过程和人类活动对碳汇的可能影响, 展望了碳汇工程在增加近海海洋储碳能力方面的应用前景.

关键词 近海碳汇, 增汇机制, 微型生物, 气候变化

1 引言

全球气候变化是当今人类社会可持续发展最严峻的挑战之一, 人为活动释放二氧化碳(CO_2)是导致全球变暖和气候变化加剧的重要原因. CO_2减排增汇是政府控制温室效应的主要措施. 中国是CO_2排放大国, 积极应对气候变化、减排增汇已经成为中国经济社会发展的战略共识. 海洋占地球表面积的71%, 海洋碳量是大气的50倍、陆地的20倍(Holmén, 2000), 是地球上最大的碳库, 发挥着全球气候变化"缓冲器"的作用. 人类活动产生的CO_2大约有30%被海洋吸收(Le Quéré等, 2014)(否则全球变暖会更加剧烈). 特别是离

中文引用格式: 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, doi: 10.1360/N072016-00335
英文引用格式: Zhang Y, Zhao M X, Cui Q, Fan W, Qi J G, Chen Y, Zhang Y Y, Gao K S, Fan J F, Wang G Y, Yan C L, Lu H L, Luo Y W, Zhang Z L, Zheng Q, Xiao W, Jiao N Z. 2017. Processes of coastal ecosystem carbon sequestration and approaches for increasing carbon sink. Science China Earth Sciences, 60: 809–820, doi: 10.1007/s11430-016-9010-9

© 2017 《中国科学》杂志社

人类最近、受人为活动影响最大的陆架边缘海, 虽仅占全球海洋面积的8%, 但每年从大气吸收CO_2的量可相当于开阔大洋的20%以上(Field等, 1998).

海洋生态系统捕获的碳汇被称为“蓝色碳汇”(简称蓝碳). 2009年联合国环境署、粮农组织和教科文组织、政府间海洋学委会联合发布了《蓝碳报告》, 引起了世界各国政府和科学家的高度重视. 该报告指出, 全球光合作用捕获的碳中, 有55%是蓝碳(Nellemann和Corcoran, 2009). 2010年第16届联合国气候变化大会正式提出了“蓝色碳汇计划”, 强调要重视沿海海洋生态系统对降低大气CO_2水平的作用, 如果能重视并正确的管理, 近海蓝碳将对减缓气候变化有着巨大的潜力.

2013年, 来自美国与比利时等国家的科学家们联合发表了题为《近海海洋的碳循环变化》的文章, 首次定量化地指出近海海洋可能已经成为后工业时代大气CO_2的碳汇, 而以往IPCC及其他机构的评估报告则忽略了近海对CO_2格局的贡献(Bauer等, 2013). 人类对近海区域的持续压力很可能对未来近海海洋的碳汇格局, 乃至全球变化产生重要影响. 因此, 古今链接研究近海沉积碳库的变化, 可以反演自然过程和人类活动对近海碳汇的影响, 对制定缓解气候变化的战略至关重要.

中国在蓝碳的研究和应用方面起步较晚. 2014年8月11日, 在第39次中国科学院学部科学与技术前沿论坛暨海洋科技发展战略研讨会上, “中国未来海洋联盟”成立, 正式推出“中国蓝碳计划”. 同时, 中国科学家在近些年来的“973”、“863”、重大基金项目等支持下, 陆续开展了有关碳汇的大量调查和科研工作, 对深入系统全面地开展碳汇研发奠定了良好基础. 2008年以来, 焦念志等提出的“海洋微型生物碳泵(Microbial Carbon Pump, MCP)”(Jiao等, 2008, 2010a)概念引起了国际同行的广泛关注和认同, 这一重要的储碳机制被美国*Science*杂志评论为“巨大碳库的幕后推手”(Stone, 2010). 在这一新的科学认识的基础上, 我们认识到蓝碳(主要是有机碳)不仅仅是早期认识到的可见的海岸带植物固碳, 例如海岸带红树林、盐沼和海草床等; 其实以往被忽略的看不见的微型生物(粒径小于20μm, 主要包括浮游植物、细菌、古菌、病毒、大部分的原生动物), 占海洋生物量90%以上, 是蓝碳的主要组分(焦念志, 2012; 焦念志等, 2015).

因此, 针对“近海碳汇对缓解气候变化的贡献和意义”这一具有重要战略意义的目标, “近海碳汇增汇要增到哪里? 其过程机制及对全球变化的响应如何? 是否可能实现可实施的减排增汇生态工程?”成为摆在我们面前的核心科学问题. 本文从微观到宏观, 分别在近海碳汇的(分子)生物学、环境生态学和生物地球化学过程与环境效应, 以及增汇工程四个层面上论述近海生态系统碳汇过程、调控机制及增汇模式, 旨在为推动近海碳汇对缓解气候变化的贡献进行系统深入研究.

2 近海生态系统结构与碳循环

海洋生态系统捕获的碳, 主要是有机碳. 其机制包括依赖于生物固碳及其之后的以颗粒态有机碳沉降为主的生物泵(Biological Pump, BP)(Chisholm, 2000), 以及新近提出的依赖于微型生物过程的海洋微型生物碳泵(MCP)(Jiao等, 2010a; 焦念志等, 2013). 这两种机制在不同特征的海洋环境中所发挥的作用是不一样的. 例如, BP在近海及中、高纬度海区具有相对优势, 而MCP则在低纬度热带、亚热带以及广大的贫营养海区具有相对优势(Jiao等, 2014a). 这与不同特征的生态系统结构密切相关, 但对于这些过程机制的了解和认识迄今仍然非常有限.

BP是依赖于颗粒有机碳(Particulate Organic Carbon, POC)沉降的海洋碳扣押方式. 在海洋真光层水体中, 浮游植物通过光合作用吸收溶解在水体中的CO_2, 通过一系列的光化学反应将其转化为有生命的颗粒有机质(Particulate Organic Matter, POM)(大多为单细胞藻类, 如硅藻等, 粒径从几到几十微米). 一方面, 这些有机质通过食物链被逐级转移到更大的颗粒中, 例如浮游动物、鱼类等; 未被利用的POM会经过死亡、沉降、分解等过程, 伴随着各级动物产生的粪团、蜕皮等构成非生命POM并向下沉降; 同时, 生活在不同水层中的浮游动物, 通过垂直洄游将POM由表层向深层传递. 另一方面, 各种海洋生物通过新陈代谢活动, 可以将上述过程中产生的大量溶解有机质(Dissolved Organic Matter, DOM)释放到水体中. 这些DOM中的一部分被氧化降解进入下一阶段的物质循环, 另一部分被异养微生物吸收、利用后通过微食物网(microbial food web)进入主食物网, 进而转化为POM(Azam

等, 1983). 这一系列过程构成了碳由海洋表层向深海的转移.

研究者一般通过海洋表层碳的输出与浮游植物初级生产力总量的比值来表征BP效率, 但POC输出效率这个指标对于生物碳储量而言并不可靠. 因为有机碳通过水团以多种不同途径进行扩散, 其返回表层的时间尺度是多样的(Marinov等, 2006). DeVries等(2012)结合POM的输出和深海有机碳在返回表层前在海洋内部储存的时间, 发现BP效率最高的是热带海区, 其次是副极地海区, 最低是在极地. 如果维持现有碳固存效率, 随着温室效应导致的温度升高, BP中有机质输出变化的响应主要是由南大洋主导, 其次是热带和副北极区域(DeVries等, 2012). 这些研究对于了解BP通过初级生产力来响应气候变化的机理有很大帮助.

有研究表明, 表层浮游植物群落的组成很大程度上决定了沉降到深海的有机质数量和质量(Ducklow等, 2001). 因此, 作为BP“引擎”的浮游植物, 其群落结构、光合作用速率、初级生产力与BP效率之间有着紧密的关联. 当然, BP的效率并非是初级生产力的一个简单函数. 尽管浮游植物的生物活动是其运转的前提, 但只有在表层为植物和动物吸收, 并被输送到深海后, 该生物泵才是有效的. 在这个过程中, 微型生物的代谢过程和浮游动物的作用过程是影响生物泵效率的两个重要要素. 微型生物代谢过程主要包括两个方面: (1) 微型生物的有机质转化转运过程; (2) 微型生物的再矿化过程. 浮游动物作用过程主要包括: (1) 浮游动物的垂直迁移; (2) 浮游动物的捕食过程; (3) 浮游动物的代谢过程. 此外, 物理扰动导致的颗粒物解聚也是影响POM输出效率的一个重要因素(Ducklow等, 2001; Collins等, 2015; Zhang等, 2016b).

MCP是由微型生物承担的基于溶解有机碳(Dissolved Organic Carbon, DOC)转化的非沉降型海洋储碳新机制. 光合作用产生的POC中大约有50%通过排泄、浮游动物摄食、病毒溶解和微生物胞外酶水解等过程转化成DOC(Anderson和Tang, 2010). 而微生物食物网的营养状态和群落组成会影响DOC的产生率和化学组成. 在实验操作过程中, 一般把粒径小于0.2μm的有机化合物定义为DOC(Carlson等, 2002), 故DOC组分还包括通过异养吞噬排泄和宿主细胞的病毒裂解产生的微小颗粒, 如细胞壁碎片、细胞膜和病毒等. 海洋中大部分新生成的DOC易被微生物利用, 在产生CO_2的同时, 还会伴随着经微生物介导而产生新的DOC过程. 据估计, 微生物产生的DOC中大约有5%~7%是惰性溶解有机碳(Recalcitrant DOC, RDOC), 这部分DOC不会被迅速矿化(Ogawa等, 2001; Koch等, 2014), 可以积累在海洋中长期存在, 从而形成海洋RDOC库, 实现海洋内部碳的封存. RDOC碳库巨大, 约为650Gt, 可与大气CO_2总碳量相媲美(Hedges, 1992; Falkowski, 2000; Ogawa和Tanoue, 2003). ^{14}C测定表明海洋中的RDOC年龄可达4000~6000年(Hansell等, 2009; Bauer等, 1992; McNichol和Aluwihare, 2007), 因而构成了海洋的长期储碳. 初步研究显示, 海洋酸化可能并不显著改变DOC的组份, 但紫外(UV)辐射和升温有可能. 深海RDOC经千年尺度的热盐环流被带到表层后, 可能会被UV光分解; 而升温则可通过影响微生物的代谢, 从而影响RDOC的产生.

为揭示RDOC的形成过程机制, Jiao等(2010a)提出了MCP的概念模型, 描述了RDOC产生的3个主要路径: 微生物细胞生产增殖中直接分泌、病毒裂解导致微生物细胞壁和细胞表面大分子的释放、POC的降解. MCP的提出强调了RDOC的产生速率、POC和DOC的矿化速率决定了碳在海洋内部的时间尺度, 而这些速率的微小变化将会影响全球大气CO_2的水平. MCP所揭示的微型生物过程驱动的RDOC的产生及封存机制对全球碳循环和海洋碳汇的形成有着重要的意义. 因此, 作为MCP“引擎”的微型生物(主要为原核生物), 其群落结构、对有机碳的代谢转化过程、呼吸作用速率等与MCP效率及RDOC碳库之间有着紧密的关联.

在自然生态环境中不同微型生物类群对于DOC的利用是具有种属差异和环境差异的, 例如, 好氧不产氧光合异养细菌(Aerobic Anoxyenic Phototrophic Bacteria, AAPB)已经被证实能选择利用浮游植物产生的DOC(Jiao等, 2007; Zhang和Jiao, 2007), 并产生相对较难利用的DOC(即AAPB-特定的RDOC)于环境中; 而在深海广泛分布的古菌则相对更善于利用深海有机碳库中的DOC, 如D型氨基酸(Herndl等, 2005; Zhang等, 2009), 从而产生更加惰性的DOC于海洋碳库中. 在南海的最新研究以稳定同位素探针技术(Stable Isotope Probe, SIP)结合高通量测序分析, 实现了海洋细菌对DOC代谢的种属差异和环境差异分析(Zhang等, 2016b). 该研究对自然海区常见的2种有机底物——葡萄糖(D-Glc)和葡萄糖胺(D-GlcN)的利用情况进行了研究,

证实了细菌群落对不同有机质底物的利用存在种属差异, 而这种差异随着水团环境的不同而不同, 暗示了环境特征会影响细菌类群对碳源的选择性. 海洋中正是由于这一系列的选择性代谢造成了DOC库的分馏, 从而使海洋碳储库中的RDOC无论在量上还是惰性程度上均得到积累.

BP与MCP之间是相互关联、互相作用的, 其各自所包含的一系列过程也是互相渗透、相互影响的. 宏观上的BP与MCP碳汇过程, 本质上即是POC的输出过程及DOC的转化和RDOC的产生过程. 同时两者之间可互相转化, 例如, 在水柱中POC通量的衰减伴随着DOC的产生, 而微型生物对于DOC的利用转化又伴随着颗粒的形成和沉降. 但有关POC输出对DOC转化和RDOC产生的贡献研究鲜见报道. 在全球变化的大背景下, POC和DOC/RDOC循环相互影响是否增加或者降低各自的效应目前还是未知的. 因此, 了解POC和DOC/RDOC的相互转化将能更好的了解BP与MCP过程的动力学机制及对海洋碳封存的效应, 有助于我们在整个地质学尺度上预测全球气候变化.

在微观上, 海洋中的上述过程主要由颗粒附着(Particle Attached, PA)微生物群落及浮游(Free-Living, FL)微生物群落所介导. 很多海洋浮游异养原核生物能够产生多糖, 这有助于它们附着在生物和非生物表面形成团聚体. 团聚体一般认为是胞外聚合物或多聚糖颗粒, 主要由多糖、蛋白、核酸和脂类组成, 这些团聚体会贡献POC通量. 微生物寄居在沉降团聚体中, 通过酶降解会在沉降颗粒周围形成DOC羽流(Azam和Malfatti, 2007). 羽流很大程度上贡献了微生物的再矿化过程(Kiørboe和Jackson, 2001). 因此, POC作为直接的底物, 将会直接影响PA细菌群落组成; 同时颗粒物释放的DOC羽流则会影响周围的FL细菌群落组成. 在珠江口至南海的最新研究发现(Zhang等, 2016a), 颗粒附着细菌群落和浮游细菌群落组成上存在显著差异, 并沿着淡水至海盆梯度, 细菌群落组成和POC化学组成上存在一致的空间变化趋势. 而相对于PA细菌群落, 颗粒物的元素组成和化合物组成与FL细菌群落的关系更加密切. 例如, 芳香烃化合物和多糖类化合物显著影响了河口、陆架至海盆区的FL细菌群落组成. 而颗粒物的微环境, 例如微孔缺氧区, 则显著影响了PA细菌群落组成. 这一研究结果引起了国际同行的广泛关注, 暗示了基于生物(酶水解)或非生物(崩解)作用的POC向DOC的转化, 将颗粒物中的活性和半活性DOC释放到水体中, 贡献了海洋DOC库的生物可利用性, 从而加强了通过微型生物碳泵实现海洋碳封存的潜能(图1). 评估各种生物或非生物的颗粒物解聚过程对观测到的POC输出通量衰减的相对贡献, 迄今仍然是一个非常重大的挑战(Sanders等, 2014; Siegel等, 2014). Collins等(2015)通过估算PA微生物呼吸作用对沉降颗粒物降解的相对贡献, 发现沉降POC通过各种生物的和机械的过程转化到水体中的速度是PA细菌直接呼吸代谢的3.5倍, 这与水体中呼吸速率(729.3±266.0mg C m^{-2} d^{-1})表征的细菌代谢需求相吻合. 这一结果验证了上述珠江口至南海的研究结论.

尽管我们对珠江口至南海、长江口至东海以及邻近西太平洋海域的微型生物群落结构、生物量的时空分布、重要功能类群的活性特征及环境调控机制有了大致的认识(Jiao等, 2002, 2005, 2007, 2010b; Zhang和Jiao, 2007; Zhang等, 2006, 2008, 2009, 2011a, 2011b, 2014a, 2014b, 2016a, 2016b; Chen等, 2011; Liu等, 2010); 也已经积累了大量的近海海域浮游植物、原生动物群落数据. 然而, 目前国内外仍然缺乏对上述两个碳汇过程的全面理解和深入研究, 包括微型生物群落结构、代谢活性、光能利用、呼吸作用和食物链碳传递等过程对生物泵和微型生物碳泵储碳效率影响的过程和机制研究.

3 近海碳汇形成过程与机理

蓝碳最初认识的形式是可见的海岸带植物固碳,

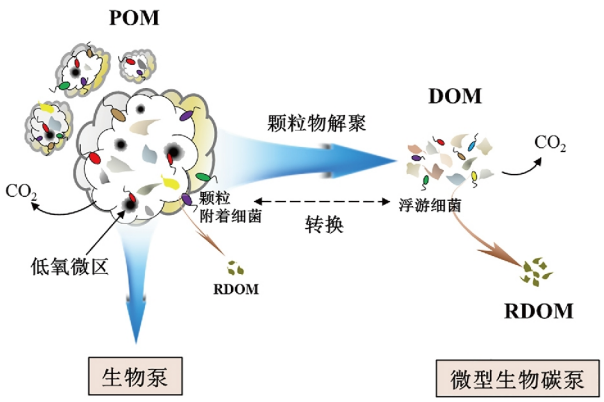


图 1 颗粒有机质向溶解有机质的转化过程及对生物泵和微型生物碳泵的影响机制

POM, 颗粒有机质; DOM, 溶解有机质; RDOM, 惰性溶解有机质

例如海岸带红树林、盐沼和海草床等(Mcleod等, 2011), 这些植物具有高生产力与碳汇能力是海岸带碳汇的重要贡献者(Bauer等, 2013; Alongi, 2014). 但除此之外, 看不见的微型生物占海洋生物量90%以上, 是蓝碳的主要贡献者(Nellemann和Corcoran, 2009; 焦念志等, 2015). 微型生物通过一系列代谢活动过程固碳储碳, 形成了巨大的海洋有机碳库, 其中约97%以溶解有机碳的形式存在(图2). 在这一碳汇形成过程中, 涉及复杂多样的微型生物代谢过程, 其中直接指向固碳储碳的关键过程主要为微型生物的固碳作用和惰性溶解有机碳的产生/释放. 围绕这两个过程, 在基因、蛋白和代谢产物等水平上分析海洋生物对碳的吸收、合成、转运和释放机制, 构建碳代谢关键路径, 将能揭示海洋碳汇的形成过程和机理. 研究表明, 细菌普遍能合成并分泌D型氨基酸. D型氨基酸可以分为两大类型, 即用于构建细菌细胞壁肽聚糖的结合型D型氨基酸和被细菌分泌到胞外的游离型D型氨基酸. 这两类D型氨基酸可以通过主动分泌或被动释放机制进入海洋水体(Zhang Z L等, 2016). 初步研究发现, D型氨基酸难以被自然海水中的细菌群落利用, 具有相对惰性的特质, 暗示D型氨基酸可以在海洋中长期保存并贡献于海洋碳库.

此外, 微型生物间错综复杂的互作关系(藻-菌-病毒间互作关系、浮游动物对微生物的捕食等)是影响海洋中碳的传递与输出的重要因素. 例如, 有些细菌与藻类共生, 促进藻类的光合固碳作用, 实现无机碳向有机碳的转化, 同时并吸收利用藻类生长过程中释放的有机碳, 实现碳在微食物链上的传递; 有些细菌(如溶藻菌)可引起藻类死亡裂解和沉降, 释放大量有机碳物质, 实现有机碳的输出与分馏; 此外, 海洋中丰度最高的生命有机体——病毒, 无时无刻不在感染细菌与浮游植物等微型生物, 在近海环境中每天由病毒感染所引起的细菌致死率高达30%, 通过病毒的感染裂解势必会使大量颗粒碳生命体转化为溶解碳形式存储于海洋(Fuhrman和Noble, 1995).

要实现对海洋碳汇形成过程与机理的全面认识和了解, 不仅要从微观的过程机制入手, 还要结合宏观效应, 如海洋巨大碳汇的生态动力学变化及其控制机制. 沉积碳汇是海洋碳汇的主要成分, 而且是长期(千年)甚至永久碳汇. 边缘海具有高沉积速率的特征, 有机质埋藏效率高, 碳汇潜力大(Tao等, 2016). 近海沉积碳

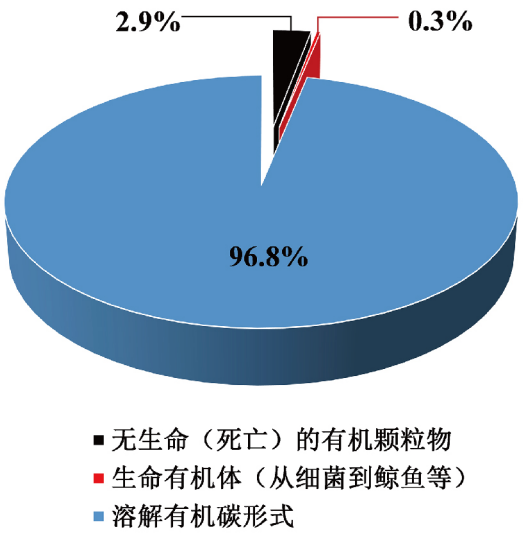


图 2　海洋中有机碳的分布(修改自Hedges, 2002)

汇主要受以下几个因素控制. 首先, 高的初级生产力和输出生产力可以向沉积物输送大量的海洋有机碳; 所以在高生产力的河口区域, 沉积有机质的埋藏量也是高的, 而在低生产力的中陆架和外陆架区, 沉积有机质的埋藏量是比较低的(Hu等, 2016). 第二, 水体的物理、化学和生物过程也决定了颗粒有机碳的降解和沉降, 从而最终决定了沉积有机质的埋藏效率. 颗粒物在深水区比较容易发生多过程的降解, 导致沉积物有机质含量低, 埋藏效率也低. 低氧区生物降解过程复杂, 厌氧降解往往不能将有机物彻底降解为CO_2和水, 总的结果是增加了有机质的保存, 使得更多的有机质能够沉降到沉积物, 增加沉积碳汇(Yao等, 2015). 第三, 海底沉积物界面的沉积环境与动力过程对沉积有机质的埋藏至关重要. 高的沉积速率能够很快的把有机质埋藏并增加保护效率, 所以在高沉积速率的近海区域有机质的埋藏量也高, 比如黄河口、长江口及闽浙沿岸; 另一方面沉积物性质也影响有机质的保存和埋藏. 细粒度的泥质区有机质的保存效率高, 而粗颗粒的沉积区域有机质比较容易氧化, 埋藏效率低.

中国边缘海已有的研究表明, 沉积物总有机质含量的空间分布与泥质区的分布类似. 渤海和黄海沉积有机质高值出现在渤海湾西部以及渤海和黄海中部泥质区, 低值出现在辽东浅滩和渤海海峡, 这也是沉积物粒径大(砂质)及低沉积速率区域(Hu等, 2016). 在东海, 沉积有机质高值主要在长江口近岸和内陆架泥

质区, 这也是沉积物高累积速率的区域, 而外陆架的砂质沉积物具有较低的沉积有机质(Deng等, 2006). 沉积有机质与沉积物中值粒径的相关性表明沉积有机质主要与粘土等细粒径物质结合, 水动力条件是控制沉积有机质分布的一个重要因素; 这也说明中国边缘海泥质区不仅是细颗粒物质的"汇", 也是重要的有机碳汇区域.

4　地史过程中的海洋碳汇演变

近海增汇, 一是增加颗粒有机碳输出埋藏、二是增强微型生物介导的惰性溶解有机碳的产生(Jiao等, 2014a). 水体中输出埋藏到沉积物的有机碳、不易降解的惰性有机碳分子, 以及人为活动、陆源输入的影响, 均能通过沉积记录(生物标记物和碳、氢同位素), 重建地史过程中的海洋碳汇演变, 从而古今链接研究近海碳库变动与过去历史上全球变化事件的关系, 评估自然过程和人类活动对碳汇的影响.

研究表明, 中国边缘海(渤海、黄海、东海陆架, 不包括南海陆架. 以下同)总有机质埋藏量约13Mt a^{-1}(Hu等, 2016), 占全球边缘海沉积物有机质埋藏量(~138Mt a^{-1})的~10%, 表明中国边缘海在全球碳循环中具有重要地位. 但是, 中国边缘海受陆-海相互作用(如河流输入和海洋环流等)及人类活动(如建坝、近海工程、化石燃料的燃烧等)的影响较大, 沉积有机质的来源十分复杂. 所以沉积有机质性质和埋藏量在过去几百年都发生了很大的改变, 影响了海洋碳汇. 不同来源和不同年龄的有机质对海洋碳循环和碳汇的贡献不同, 并在不同时间尺度对大气CO_2有不同的调节作用. 首先, 有机质可以分为海源和陆源两大类, 海源有机质的埋藏直接影响海洋碳汇. 其次, 输送到海洋中的陆源有机质又可以归为三类: 现代陆源植被有机质是陆地碳汇, 输送到海洋后可以影响海洋生物地球化学过程和海洋碳汇; 陈化的陆地土壤有机质在千年尺度上是陆地碳汇, 埋藏在海洋沉积物中, 也可以影响海洋生物地球化学过程, 但是不影响当今大气CO_2浓度; 古老化石有机质(来自沉积岩的侵蚀或人类活动)的输送和埋藏, 在千年时间尺度以下不影响陆地和海洋碳汇. 因此, 如何有效区分中国边缘海沉积有机质的来源和年龄, 厘清边缘海沉积有机质的时空分布格局, 是定量估算中国边缘海沉积有机质碳汇格局和潜力的关键所在.

总有机质^{14}C年龄测定可以估算有机质的来源及其碳汇意义. 从图3可以看出, 中国边缘海总有机质$\Delta^{14}C$范围变化很大, 从0~−700‰(年龄现代~约10000年)(Bao等, 2016). 这项研究一方面揭示陆源有机质(年龄老)对中国边缘海沉积有机质贡献大; 另一方面也证明强烈的动力沉积环境加强了沉积有机质的老化过程(Bao等, 2016).

单体分子^{14}C测定可以进一步定量估算不同来源和不同年龄有机质的贡献. 最新的估算表明中国边缘海表层沉积物中埋藏的陆源有机质比例为35%, 略低于全球边缘海沉积物中陆源有机质的平均比例(44%), 与全球海洋沉积物的相当. 根据渤黄海表层沉积物中单体分子^{14}C数据得到的不同年龄有机质贡献比例(Tao等, 2016), 现代有机质、陈化土壤有机质和古老化石有机质在渤海的埋藏量分别为0.9、0.9及0.3Mt a^{-1}, 在黄海的埋藏量分别为1.9、1.2及0.6Mt a^{-1}. 根据东海陆架表层沉积物的总有机质$\Delta^{14}C$得到古老化石有机质贡献的比例, 其在东海的埋藏量为~3Mt a^{-1}. 由此可知整个中国边缘海古老化石有机质的埋藏量为~3.9Mt a^{-1}, 占边缘海总有机质埋藏量的30%, 与陆源有机质埋藏量的比例相当(图4). 若假定非现代有机质(陈化土壤有机质和古老有机质)主要是陆源物质, 则中国边缘海非现代有机质的埋藏量为~6Mt a^{-1}, 占边缘海总有机

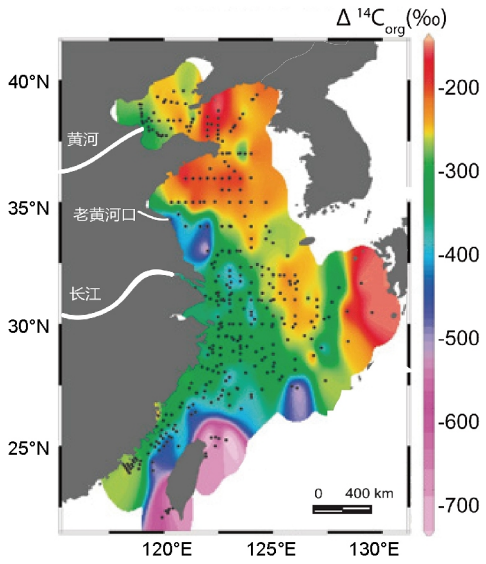


图 3　中国边缘海表层沉积物总有机质^{14}C含量空间分布(Bao等, 2016)

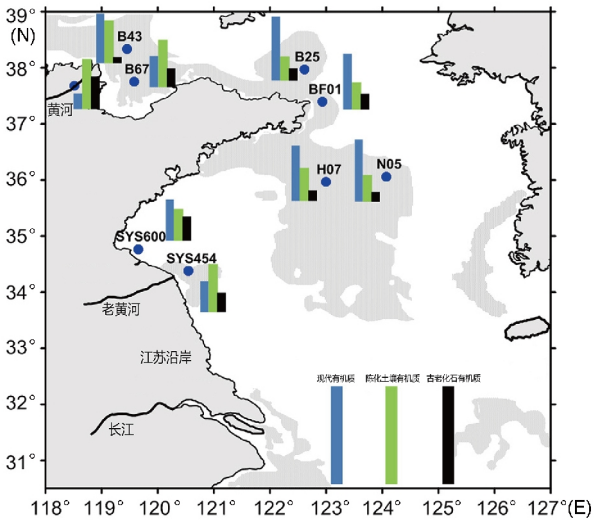


图 4　现代、陈化和古老有机质对边缘海沉积有机质的贡献(Tao等, 2016)

质埋藏量的~46%, 与全球边缘海沉积物中陆源有机质的平均比例相当.

从定性上估算, 中国边缘海沉积有机质埋藏量在过去50年发生了很大的变化. 人类活动所导致的近海富营养化增加了初级生产力, 所以海源有机质的埋藏量有显著增加, 近海缺氧环境也会增加有机质的沉积通量和沉积埋藏效率. 同时, 人类活动改变了陆源有机质向海洋的输送. 黄河的调水调沙等大型工程改变了颗粒有机碳的输送量和输送时间, 影响了在近海的埋藏效率; 长江等主要河流的建坝工程减少了河流颗粒有机质向近海的输送. 最后, 人类活动增加了古老有机质向海洋的输送. 这些过程不但改变了有机质在海洋的埋藏量, 也使得沉积有机质的年龄特征发生了很大的改变. 所以正确评估中国近海地史过程中的海洋碳汇演变需要定量估算不同来源和不同年龄有机质的贡献, 并与不受人类活动影响的地史时期的自然海洋碳汇格局进行对比, 明确机制.

影响中国近海碳汇的自然过程包括受季风和环流驱动的海洋初级生产力变化. 比如小冰期时, 近海环流会加强, 导致海洋生产力增加, 并使得沉积有机碳埋藏效率高. 相反, 气候温暖时期夏季季风增强, 河流输入量增加会导致河口及近岸生产力增加、海源有机质埋藏量增加; 同时, 河流输入增加也会增加陆源有机质的输送量和埋藏量. 这些过程都需要利用不同的生物标志物和同位素指标进行量化, 从而古今链接研究近海碳库变动与过去历史上全球变化事件的关系, 评估自然过程和人类活动对碳汇的影响.

5　近海碳汇增汇模式

近海区域是实施应对气候变化地球工程的重要潜在场所, 若干具有可实施性的增汇工程(如施铁肥、人工上升流等)均以提高海洋储碳能力和增加海洋碳汇为目标. 在大多数海域中, 如大面积的陆架海域, 可用营养盐(常量元素氮、磷、硅和微量元素铁等)是限制初级生产力的主要因素之一(Hlaili等, 2006; Arrigo等, 1999; Leinen, 2008). 人工上升流作为一种地球工程系统, 可以持续地将低温、高营养盐的海洋深层水带至真光层. 这个过程不仅会提升总的营养盐浓度, 同时也会调整氮/磷/硅/铁的比例, 从而促进浮游植物的光合作用、增大渔获量和养殖碳汇, 并通过增加生物泵效率的方式增加向深海输出的有机碳量(Lovelock和Rapley, 2007; Kirke, 2003). 因此, 人工上升流被视为一种有巨大前景、可以用于刺激地球自愈能力的地球工程手段(Lovelock和Rapley, 2007; Williamson等, 2012).

人工上升流由于其潜在的积极环境效应而受到世界范围内越来越多的关注. 对人工上升流系统最严峻的挑战之一, 就是设计和制备出在流体力学复杂多变的海洋环境中能够持续运作的坚固设备. 在过去数十年对人工上升流的研究中, 已经有一系列装置成功地进行了海试, 部分装置可连续工作数月之久. 基于海试实验和相关的模拟计算结果, 部分人工上升流系统被认为对增加海洋初级生产力具有积极影响, 并且能够增强局部海域吸收大气CO_2的能力(Masuda等, 2010; McClimans等, 2010; Pan等, 2015, 2016). 中国的人工上升流系统研制处于国际先进水平, 已设计并制备了一种利用自给能量、通过注入压缩空气来提升海洋深层水到真光层的人工上升流系统(Fan等, 2013, 2015, 2016; Zhang D H等, 2016; Pan等, 2015, 2016). 这一高效耐用的人工上升流装置已经在千岛湖进行了两次湖试试验和在东海进行了一次海试试验(图5). 试验结果表明, 低温和低氧的深层水可以被升至真光层, 从而可能改变营养分布, 调节氮/磷比, 刺激局部海域初级生产力的提高.

要真正实现提高海洋储碳能力、增加海洋碳汇, 提高初级生产力不是碳汇工程的终点, 而应结合BP

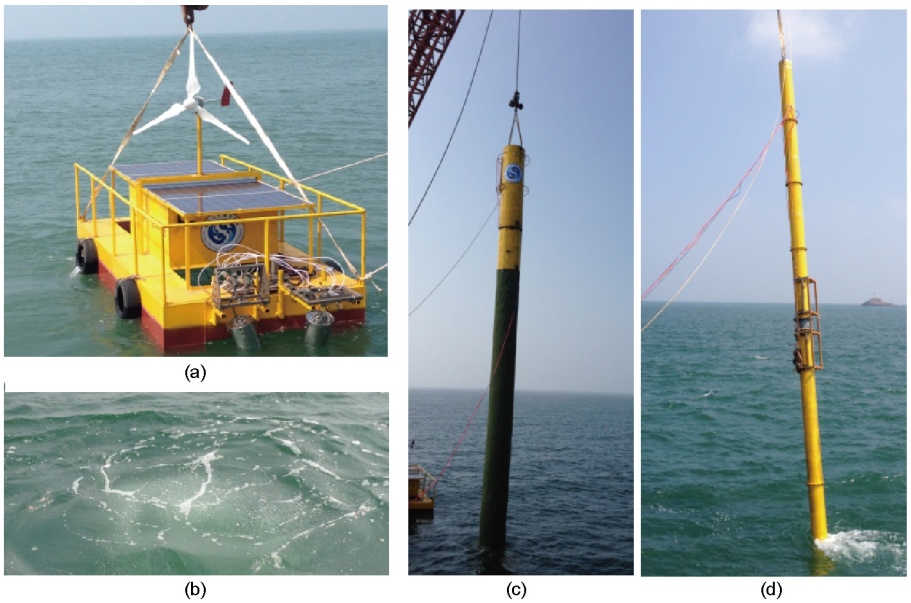


图 5　气力提升式人工上升流系统的海试照片

(a) 人工上升流功能浮台的布放过程; (b) 海面可见的海水涌升; (c) 1m管径的涌升管; (d) 0.4m管径的涌升管

和MCP的过程机制, 创新性的将人工上升流系统与微型生物固碳储碳生态效应相结合, 才是近海增汇的最有效途径. 因此, 通过研究海洋人工上升流形成方法, 其参数与营养盐、初级生产力、水体含氧量、pH和CO_2海气交换之间的关系, 以及后续引起的POC输出、DOC转化和RDOC产生的储碳效应, 将有助于建立有效的典型陆架海区增汇模式和示范, 实现海域增汇. 在碳汇工程付诸实际之前, 科学家已经在南海西部海域针对两个上升流系统对BP和MCP效应的影响进行了观测和分析(Jiao等, 2014b). 研究发现处于繁盛早期和后期的不同上升流系统会出现不同的浮游植物群落结构的演变: 在繁盛早期系统, 深层营养盐补充到真光层, 促发了硅藻的大量繁殖, 从而带动了高POC输出通量; 而在繁盛后期系统, 较弱的上升流效应导致浮游植物群落被超微型浮游植物(如原绿球藻和聚球藻)所主导, 从而不能给出高的POC输出通量; 同时, 更加活跃的细菌活性导致了强烈的细菌呼吸作用, 其对POC降解的效应可能加速了POC输出通量的快速衰减, 并增加了该区域总CO_2排放量. 因此, 上升流导致深层营养盐补充到真光层, 促进了浮游植物的生长. 当硅藻等较大粒径浮游植物占统治地位时, 生态系统以BP为主导实现碳的扣押; 而当超微型浮游植物占统治地位时, 尽管BP效应较弱, 但浮游植物产生的活性溶解有机质进一步刺激了细菌活性, 从而导致呼吸作用的加强, 最终可能导致该上升流区域成为CO_2的源, 此时生态系统则以MCP为主导实现碳的扣押(图6)(Jiao等, 2014b).

同时, 人工上升流系统(尤其是在大规模的应用时)也会对环境产生明显的扰动, 而到目前为止它对生态系统的潜在影响和由此带来的不确定因素尚未得到解决. 为了进一步验证人工上升流系统的环境效应, 有必要设计长期的人工上升流海试方案, 来验证人工上升流系统对环境影响的各种科学假设. 以指导其未来应用过程中, 在不外加营养盐的情景下, 实现生态修复、保持生态系统的可持续发展.

此外, 针对受陆源输入影响较大的近海富营养海区, 中国科学家结合中国近海实际, 创新性的提出了一个可检验、可实施的减排增汇生态工程策略: 降低陆地营养盐输入, 增加近海储碳. 目前, 陆地普遍存在过量施肥, 导致大量营养盐输入海洋, 形成了近海的氮、磷等富营养环境; 过量的营养盐会刺激海洋微型生物降解更多的RDOC, 导致原先环境中本应该被长期保存的DOC, 被转化为CO_2重新释放到大气中(图6). 若能够控制陆源营养盐的输入, 降低向近海排放营养盐的总量, 可以增加水体中碳/氮/磷的比例, 从而使更多RDOC保留在水体中; 同时, 也会提高MCP的生态效

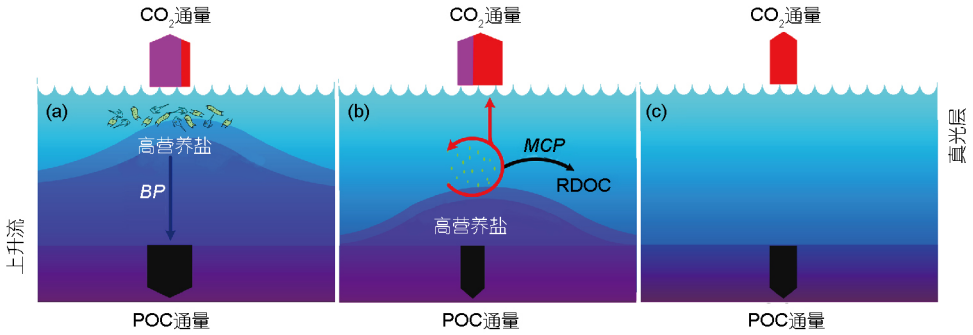


图 6　海洋上升流区的生物泵、微型生物碳泵效应(Jiao等, 2014b)

(a) 上升流强烈时以BP为主导; (b) 上升流减弱时以MCP为主导; (c) 对照站位. CO_2通量箭头中, 紫色表示上升流涌升带来的深海溶解无机碳被进一步释放到大气中的CO_2, 红色表示呼吸作用释放的CO_2

率, 最终实现增加碳汇的目标(Jiao等, 2011). Liu等(2014)的实验研究结果正验证了低浓度营养盐可以使更多有机碳保存在水体中从而有利于储碳(Liu等, 2014). 同时, 相关研究结果也表明, 当氮磷营养盐成为限制时, 微型生物细胞就开始积累有机碳(Xiao和Jiao, 2011). 此外, 美欧科学家在各种自然环境的统计资料以及河流实验结果也印证了这一观点(Taylor和Townsend, 2010). 因此, 在海陆统筹的思想指导下, 合理减少农田土壤施用的氮、磷等无机化肥(目前中国农田施肥过量、流失严重), 从而减少河流营养盐排放量, 使微型生物在近海更加有效地将有机碳惰性化, 并随后由海流带入大洋进行长期储碳. 这将是一个既现实可行、又无环境风险的增汇途径, 也为中国实现陆海统筹生态工程、生态补偿提供量化的科学依据, 是落实中国海洋强国战略与低碳经济政策, 保障生态系统可持续发展的一个重要途径, 可望为海洋生态安全和生态文明建设做出前所未有的贡献.

6　展望

对于中国这样一个陆架边缘海占国土面积1/3的国家来说, 进行海洋碳汇研究是国家重大战略需求. 作为地球系统中最大的碳汇之一, 海洋碳汇研究需要不同学科之间的整合, 以碳汇为切入点, 厘清近海生态系统碳汇过程和调控机制, 揭示碳汇变动规律和主控因素, 评估中国近海碳汇能力和潜力; 同时进行各种研究手段、研究方法、研究结论的校准、比较与提炼, 建立起近海碳汇生态过程参数体系和指标体系(草案); 探讨有效的近海海洋增汇生态工程措施; 并通过生态补偿机制和示范区定量化实施, 建立应对气候变化的陆海统筹近海增汇模式. 从而指导人为活动、政策制定, 提高海洋碳汇, 支撑海洋生态系统和沿海经济社会可持续发展.

未来还可通过设立国家层面的“海洋碳汇研发基地”, 打造海洋碳汇科技人才聚集地; 吸引社会力量, 尤其是国企、央企参与协同创新; 设立海洋碳汇研发成果推广基金, 促进“政(府)-产-学-研-用(户)”结合, 积极推动企业参与海洋碳汇科学研究和技术开发, 推进科技成果转化, 使之成为低碳经济的新引擎; 设立国际学术交流基金, 发挥中国在海洋碳汇领域的优势, 推动多边合作; 一方面, 为周边国家培养人才, 贡献于南海的海洋生态环境保护; 另一方面, 传播中华文明和现代科技理念, 助推21世纪海上丝绸之路战略. 通过建设中国代表海区永久性时间序列海洋碳汇监测站, 加强与国际学术机构的联系合作, 扩大中国海洋科技力量的国际影响, 为实现中国海洋强国战略贡献力量.

致谢　本文写作过程中谢夏冰协助制图和整理文献、国家重点研发计划重点专项“近海生态系统碳汇过程、调控机制及增汇模式”项目组成员给予协助, 在此一并谢忱.

参考文献

焦念志. 2012. 海洋固碳与储碳——并论微型生物在其中的重要作用. 中国科学: 地球科学, 42: 1473–1486

焦念志, 骆永明, 周云轩, 张锐, 章海波. 2015. 蓝碳研究进展与中国蓝碳计划. 见: 王伟光, 郑国光, 主编. 气候变化绿皮书: 应对气候变化报告(2015). 北京: 社会科学文献出版社. 238–248

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
Alongi D M. 2014. Carbon cycling and storage in mangrove forests. Annu Rev Mar Sci, 6: 195–219
Anderson T R, Tang K W. 2010. Carbon cycling and POC turnover in the mesopelagic zone of the ocean: Insights from a simple model. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 57: 1581–1592
Arrigo K R, Robinson D H, Worthen D L, Dunbar R B, Ditullio G R, Vanwoert M, Lizotte M P. 1999. Phytoplankton community structure and the drawdown of nutrients and CO_2 in the Southern Ocean. Science, 283: 365–367
Azam F, Fenchel T, Field J G, Gray J S, Meyer L A, Thingstad T F. 1983. The ecological role of water-column microbes in the sea. Mar Ecol-Prog Ser, 10: 257–263
Azam F, Malfatti F. 2007. Microbial structuring of marine ecosystems. Nat Rev Microbiol, 5: 782–791
Bao R, McIntyre C, Zhao M, Zhu C, Kao S J, Eglinton T I. 2016. Widespread dispersal and aging of organic carbon in shallow marginal seas. Geology, 44: 791–794
Bauer J E, Cai W J, Raymond P A, Bianchi T S, Hopkinson C S, Regnier P A G. 2013. The changing carbon cycle of the coastal ocean. Nature, 504: 61–70
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
Carlson C A, Giovannoni S J, Hansell D A, Goldberg S J, Parsons R, Otero M P, Vergin K, Wheeler B R. 2002. Effect of nutrient amendments on bacterioplankton production, community structure, and DOC utilization in the northwestern Sargasso Sea. Aquat Microbiol Ecol, 30: 19–36
Chen Y, Zhang Y, Jiao N Z. 2011. Responses of aerobic anoxygenic phototrophic bacteria to algal blooms in the East China Sea. Hydrobiologia, 661: 435–443
Chisholm S W. 2000. Oceanography: Stirring times in the Southern Ocean. Nature, 407: 685–687
Collins J R, Edwards B R, Thamatrakoln K, Ossolinski J E, DiTullio G R, Bidle K D, Doney S C, Van Mooy B A S. 2015. The multiple fates of sinking particles in the North Atlantic Ocean. Glob Biogeochem Cycle, 29: 1471–1494
Deng B, Zhang J, Wu Y. 2006. Recent sediment accumulation and carbon burial in the East China Sea. Glob Biogeochem Cycle, 20: GB3014
DeVries T, Primeau F, Deutsch C. 2012. The sequestration efficiency of the biological pump. Geophys Res Lett, 39: L13601
Ducklow H W, Steinberg D K, Buesseler K O. 2001. Upper ocean carbon export and the biological pump. Oceanography, 14: 50–58
Falkowski P. 2000. The global carbon cycle: A test of our knowledge of Earth as a system. Science, 290: 291–296
Fan W, Chen J, Pan Y, Huang H, Chen C T A, Chen Y. 2013. Experimental study on the performance of an air-lift pump for artificial upwelling. Ocean Eng, 59: 47–57
Fan W, Pan Y W, Liu C C K, Wiltshire J C, Chen C T A, Chen Y. 2015. Hydrodynamic design of deep ocean water discharge for the creation of a nutrient-rich plume in the South China Sea. Ocean Eng, 108: 356–368
Fan W, Pan Y W, Zhang D H, Xu C C, Qiang Y F, Chen Y. 2016. Experimental study on the performance of a wave pump for artificial upwelling. Ocean Eng, 113: 191–200
Field C B, Behrenfeld M J, Randerson J T, Falkowski P. 1998. Primary production of the biosphere: Integrating terrestrial and oceanic components. Science, 281: 237–240
Fuhrman J A, Noble R T. 1995. Viruses and protists cause similar bacterial mortality in coastal seawater. Limnol Oceanogr, 40: 1236–1242
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
Hedges J I. 1992. Global biogeochemical cycles: Progress and problems. Mar Chem, 39: 67–93
Hedges J I. 2002. Why dissolved organics matter? In: Hansell D A, Carlson C A, eds. Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter. New York: Academic Press. 1–33
Herndl G J, Reinthaler T, Teira E, van Aken H, Veth C, Pernthaler A, Pernthaler J. 2005. Contribution of Archaea to total prokaryotic production in the deep Atlantic Ocean. Appl Environ Microbiol, 71: 2303–2309
Hlaili A S, Chikhaoui M A, El Grami B, Mabrouk H H. 2006. Effects of N and P supply on phytoplankton in Bizerte Lagoon (western Mediterranean). J Exp Mar Biol Ecol, 333: 79–96
Holmén K. 2000. The global carbon cycle. International Geophys, 72: 282–321
Hu L M, Shi X F, Bai Y Z, Qiao S Q, Li L, Yu Y G, Yang G, Ma D Y, Guo Z G. 2016. Recent organic carbon sequestration in the shelf sediments of the Bohai Sea and Yellow Sea, China. J Mar Syst, 155: 50–58
Jiao N Z, Herndl G J, Hansell D A, Benner R, Kattner G, Wilhelm S W, Kirchman D L, Weinbauer M G, Luo T W, Chen F, Azam F. 2010a. Microbial production of recalcitrant dissolved organic matter: Long-term carbon storage in the global ocean. Nat Rev Microbiol, 8: 593–599
Jiao N Z, Robinson C, Azam F, Thomas H, Baltar F, Dang H Y, Hardman-Mountford N J, Johnson M, Kirchman D L, Koch B P, Legendre L, Li C, Liu J L, Luo T W, Luo Y W, Mitra A, Romanou A, Tang K, Wang X B, Zhang C L, Zhang R. 2014a. Mechanisms of microbial carbon sequestration in the ocean—Future research

directions. Biogeosciences, 11: 5285–5306

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

Jiao N Z, Yang Y H, 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 Z, Yang Y H, Koshikawa H, Harada S, Watanabe M. 2002. Responses of picoplankton to nutrient perturbation in the South China Sea, with special reference to the coast-ward distribution of Prochlorococcus. J Integr Plant Biol, 44: 731–739

Jiao N Z, Zhang C L, Chen F, Kan J J, Zhang F. 2008. Frontiers and technological advances in microbial processes and carbon cycling in the ocean. In: Mertens L P, ed. Biological Oceanography Research Trends. New York: Nova Science Publishers Inc. 215–266

Jiao N Z, Zhang F, Hong N. 2010b. Significant roles of bacteriochlorophylla supplemental to chlorophylla in the ocean. ISME J, 4: 595–597

Jiao N Z, Zhang Y, Zeng Y H, Hong N, Liu R L, Chen F, Wang P X. 2007. Distinct distribution pattern of abundance and diversity of aerobic anoxygenic phototrophic bacteria in the global ocean. Environ Microbiol, 9: 3091–3099

Jiao N Z, Zhang Y, Zhou K B, Li Q, Dai M H, Liu J H, Guo J, Huang B Q. 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

Kirke B. 2003. Enhancing fish stocks with wave-powered artificial upwelling. Ocean Coast Manage, 46: 901–915

Kiørboe T, Jackson G A. 2001. Marine snow, organic solute plumes, and optimal chemosensory behavior of bacteria. Limnol Oceanogr, 46: 1309–1318

Koch B P, Kattner G, Witt M, Passow U. 2014. Molecular insights into the microbial formation of marine dissolved organic matter: Recalcitrant or labile? Biogeosciences, 11: 4173–4190

Leinen M. 2008. Building relationships between scientists and business in ocean iron fertilization. Mar Ecol Prog Ser, 364: 251–256

Le Quéré C, Peters G P, Andres R J, Andrew R M, Boden T A, Ciais P, Friedlingstein P, Houghton R A, Marland G, Moriarty R, Sitch S, Tans P, Arneth A, Arvanitis A, Bakker D C E, Bopp L, Canadell J G, Chini L P, Doney S C, Harper A, Harris I, House J I, Jain A K, Jones S D, Kato E, Keeling R F, Klein Goldewijk K, Körtzinger A, Koven C, Lefèvre N, Maignan F, Omar A, Ono T, Park G H, Pfeil B, Poulter B, Raupach M R, Regnier P, Rödenbeck C, Saito S, Schwinger J, Segschneider J, Stocker B D, Takahashi T, Tilbrook B, van Heuven S, Viovy N, Wanninkhof R, Wiltshire A, Zaehle S, Yue C. 2014. Global carbon budget 2013. Earth Syst Sci Data, 6: 235–263

Liu J H, Jiao N Z, 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 R L, Zhang Y, Jiao N Z. 2010. Diel variations in frequency of dividing cells and abundance of aerobic anoxygenic phototrophic bacteria in a coral reef system of the South China Sea. Aquat Microb Ecol, 58: 303–310

Lovelock J E, Rapley C G. 2007. Ocean pipes could help the Earth to cure itself. Nature, 449: 403–403

Marinov I, Gnanadesikan A, Toggweiler J R, Sarmiento J L. 2006. The southern Ocean biogeochemical divide. Nature, 441: 964–967

Masuda T, Furuya K, Kohashi N, Sato M, Takeda S, Uchiyama M, Horimoto N, Ishimaru T. 2010. Lagrangian observation of phytoplankton dynamics at an artificially enriched subsurface water in Sagami Bay, Japan. J Oceanogr, 66: 801–813

McClimans T A, Handå A, Fredheim A, Lien E, Reitan K I. 2010. Controlled artificial upwelling in a fjord to stimulate non-toxic algae. Aquacult Eng, 42: 140–147

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

McNichol A P, Aluwihare L I. 2007. The power of radiocarbon in biogeochemical studies of the marine carbon cycle: Insights from studies of dissolved and particulate organic carbon (DOC and POC). Chem Rev, 107: 443–466

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, Grimsditch G, eds. UNEP/Earthprint

Ogawa H, Amagai Y, Koike I, Kaiser K, Benner R. 2001. Production of refractory dissolved organic matter by bacteria. Science, 292: 917–920

Ogawa H, Tanoue E. 2003. Dissolved organic matter in oceanic waters. J Oceanogr, 59: 129–147

Pan Y W, Fan W, Huang T H, Wang S L, Chen C T A. 2015. Evaluation of the sinks and sources of atmospheric CO_2 by artificial upwelling. Sci Total Environ, 511: 692–702

Pan Y W, Fan W, Zhang D H, Chen J W, Huang H C, Liu S X, Jiang Z P, Di Y N, Tong M M, Chen Y. 2016. Research progress in artificial upwelling and its potential environmental effects. Sci China Earth Sci, 59: 236–248

Sanders R, Henson S A, Koski M, De La Rocha C L, Painter S C, Poulton A J, Riley J, Salihoglu B, Visser A, Yool A, Bellerby R, Martin A P. 2014. The biological carbon pump in the North Atlantic. Prog Oceanogr, 129: 200–218

Siegel D A, Buesseler K O, Doney S C, Sailley S F, Behrenfeld M J, Boyd P W. 2014. Global assessment of ocean carbon export by combining satellite observations and food-web models. Glob Biogeochem Cycle, 28: 181–196

Stone R. 2010. The invisible hand behind a vast carbon reservoir. Science, 328: 1476–1477

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

Taylor P G, Townsend A R. 2010. Stoichiometric control of organic carbon-nitrate relationships from soils to the sea. Nature, 464: 1178–1181

Williamson P, Wallace D W R, Law C S, Boyd P W, Collos Y, Croot P, Denman K, Riebesell U, Takeda S, Vivian C. 2012. Ocean fertilization for geoengineering: A review of effectiveness, environmental impacts and emerging governance. Process Safety Environ Protection, 90: 475–488

Xiao N, Jiao N Z. 2011. Formation of polyhydroxyalkanoate in aerobic anoxygenic phototrophic bacteria and its relationship to carbon source and light availability. Appl Environ Microbiol, 77: 7445–7450

Yao P, Yu Z G, Bianchi T S, Guo Z G, Zhao M X, Knappy C S, Keely B J, Zhao B, Zhang T T, Pan H H, Wang J P, Li D. 2015. A multiproxy analysis of sedimentary organic carbon in the Changjiang Estuary and adjacent shelf. J Geophys Res-Biogeosci, 120: 1407–1429

Zhang D H, Fan W, Yang J, Pan Y W, Chen Y, Huang H C, Chen J W. 2016. Reviews of power supply and environmental energy conversions for artificial upwelling. Renew Sustain Energ Rev, 56: 659–668

Zhang Y, Deng W C, Xie X B, Jiao N Z. 2016a. Differential incorporation of carbon substrates among microbial populations identified by field-based, DNA stable-isotope probing in South China Sea. Plos One, 11: e0157178

Zhang Y, Jiao N Z. 2007. Dynamics of aerobic anoxygenic phototrophic bacteria in the East China Sea. Fems Microbiol Ecol, 61: 459–469

Zhang Y, Jiao N Z, Cottrell M T, Kirchman D L. 2006. Contribution of major bacterial groups to bacterial biomass production along a salinity gradient in the South China Sea. Aquat Microb Ecol, 43: 233–241

Zhang Y, Jiao N Z, 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

Zhang Y, Jiao N Z, Sun Z Y, Hu A Y, Zheng Q. 2011a. Phylogenetic diversity of bacterial communities in South China Sea mesoscale cyclonic eddy perturbations. Res Microbiol, 162: 320–329

Zhang Y, Sintes E, Chen J N, Zhang Y, Dai M H, Jiao N Z, Herndl G J. 2009. Role of mesoscale cyclonic eddies in the distribution and activity of Archaea and Bacteria in the South China Sea. Aquat Microb Ecol, 56: 65–79

Zhang Y, Xiao W, Jiao N J. 2016b. Linking biochemical properties of particles to particle-attached and free-living bacterial community structure along the particle density gradient from freshwater to open ocean. J Geophys Res-Biogeosci, 121: 2261–2274

Zhang Y, Xie X B, Jiao N Z, Hsiao S S Y, Kao S J. 2014a. Diversity and distribution of *amoA*-type nitrifying and *nirS*-type denitrifying microbial communities in the Yangtze River estuary. Biogeosciences, 11: 2131–2145

Zhang Y, Zhao Z H, Dai M H, Jiao N Z, Herndl G J. 2014b. Drivers shaping the diversity and biogeography of total and active bacterial communities in the South China Sea. Mol Ecol, 23: 2260–2274

Zhang Y, Zhao Z H, Sun J, Jiao N Z. 2011b. Diversity and distribution of diazotrophic communities in the South China Sea deep basin with mesoscale cyclonic eddy perturbations. Fems Microbiol Ecol, 78: 417–427

Zhang Z L, Zheng Q, Jiao N Z. 2016. Microbial D-amino acids and marine carbon storage. Sci China Earth Sci, 59: 17–24