



模拟“微型生物碳泵”对南海储碳的贡献

卢文芳^{1,2,3,4}, 罗亚威¹, 严晓海^{2,3}, 江毓武^{1,3*}

1. 厦门大学近海海洋环境科学国家重点实验室, 厦门 361102;

2. Center for Remote Sensing, College of Earth, Ocean and Environment, University of Delaware, Newark 19716, USA;

3. 厦门大学/特拉华大学近海海洋研究与管理联合研究所, 厦门 361102;

4. 福州大学空间信息工程研究中心, 福州 350116

* 通讯作者, E-mail: ywjiang@xmu.edu.cn

收稿日期: 2018-02-26; 收修改稿日期: 2018-03-29; 接受日期: 2018-04-20; 网络版发表日期: 2018-06-13

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2013CB955704)、国家海洋局全球变化与海气相互作用专项项目(编号: GASI-03-01-02-05、GASI-IPOVAI-01-04)和国家自然科学基金项目(批准号: 41630963、41476007和41476005)资助

摘要 海洋中最重要的两种生物储碳机制, 包括生物泵和微型生物碳泵, 其中后者在中国海中的定量估算和模拟的相关研究还未见报道. 文章以南海为研究区域, 构建了一个包含MCP过程的物理-生态系统耦合海洋模型. 模型结果显示, 南海整体平均的MCP储碳率为 $1.55\text{mg C m}^{-2}\text{d}^{-1}$; 如果取1000m深的颗粒物输出通量作为BP的估计, 模型估算的MCP:BP比例约为1:6.08. 在此基础上, 用该模型预测未来南海海表增温2个典型场景下南海生态系统, 特别是MCP和BP储碳过程的响应. 模拟结果表明, 增强的海表层化会造成输入表层的营养盐减少, 进而导致硅藻生物量和生产力的降低, 最终抑制BP的储碳率. 然而, 在这些场景下, 由于超微型浮游生物的生产力增加, 反而有利于细菌活动, 部分补偿生产力的降低, 造成MCP对于全球变暖的响应具有非线性的特征. 总体而言, MCP:BP比例在两个场景下都有所增加, 特别是在 4°C 变暖的场景下增加至1:5.95, 表明在全球变暖的大背景下, 未来海洋中MCP碳储的重要性将更加突出.

关键词 南中国海, 微生物碳泵, 全球变化, 数值模型

1 研究背景

海洋储碳, 是将大气中的碳以有机或者无机的形式, 输入到某个具有累积和储存碳能力的海洋碳库中的过程(IPCC, 2013). 而在海洋中, 生物驱动的长期储碳机制仍未被完全认识. 具体来说, 海洋中包括两种关键的生物储碳机制, 即生物泵(Biological Pump, BP; Chisholm, 2000)和新近提出的微型生物碳泵(Microbial

Carbon Pump, MCP; Jiao等, 2010, 2014a). 其中BP包括一系列生物学过程, 包括在海表将 CO_2 固定为有机碳, 进而有机碳向海洋内部甚至深层输送等过程. 这其中大部分的有机碳最终会被再矿化为溶解无机碳, 随着大洋环流最终再次回到表层(Ducklow等, 2001). 仅有其中一小部分颗粒有机碳(Particulate Organic Carbon, POC)能够逃脱再矿化过程, 贡献到长期的碳储存和埋藏(Passow和Carlson, 2012). 而另一方面, MCP是指部

中文引用格式: 卢文芳, 罗亚威, 严晓海, 江毓武. 2018. 模拟“微型生物碳泵”对南海储碳的贡献. 中国科学: 地球科学, 48: 1456–1465, doi: 10.1360/N072018-00063

英文引用格式: Lu W F, Luo Y W, Yan X H, Jiang Y W. 2018. Modeling the contribution of the microbial carbon pump to carbon sequestration in the South China Sea. Science China Earth Sciences, 61: 1594–1604, <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9180-y>

分活性的颗粒态或者溶解态有机物被海洋异养型细菌和古菌使用、并被高效地转换为难降解的惰性溶解有机碳(Recalcitrant Dissolved Organic Carbon, RDOC)的过程. 这点在现场观测和实验室实验中都得到了证实(Gruber等, 2006; Lechtenfeld等, 2015; Ogawa等, 2001). 而RDOC难以被生物利用, 能够抵御生物降解过程(Hansell, 2013). 考虑到海洋RDOC的巨大存量(630Gt C)与大气CO₂库(~750Gt C)碳量相媲美(Hansell, 2013), 以及RDOC的年龄可达4000~6000a(Bauer等, 1992), MCP在海洋碳封存中具有极大的潜力, 是至关重要的过程. 实际上, 按照目前估计的每年RDOC产生速率(0.1~0.2Pg C; Legendre等, 2015), MCP也足以贡献全球海洋吸收大气CO₂的接近10%之巨(按照Le Quéré等(2014)2.5Pg C a⁻¹的估算).

通过复杂的相互作用, RDOC和POC的产生具有密切的联系(Jiao等, 2014a), 而两者随着时间和空间的变化也很显著(Jiao等, 2010). 沉降的颗粒物会溶解并被细菌所利用, 产生RDOC, 贡献MCP过程; 同时颗粒物沉降的过程中又会吸附RDOC, 贡献BP过程. 简而言之, 两者的相对比例, 能够显著影响海洋储碳, 从而影响地球系统的碳循环过程(Jiao等, 2014a; Legendre等, 2015).

生态系统模型作为一种实用的研究手段, 能够用于定量模拟BP和MCP, 比较两者的相对重要性, 以及识别控制两种机制的关键过程(Jiao等, 2014a). 其中BP的定量模型已经为海洋学界所广泛接受, 而MCP的模拟仍处于实验性阶段(Legendre等, 2015). 因此, 虽然BP在中国海海域得到广泛的模拟和研究(Liu和Chai, 2008; Liu等, 2002; Ma等, 2014), MCP的模拟却长期被忽视. 填补该方向的研究缺口, 进而能够定量比较两种储碳机制对于全球变化的响应, 具有显著的科学意义, 是本文最重要的研究目的.

中国南海(South China Sea, SCS)是位于西北太平洋的大型半封闭边缘海(图1). 南海的中心海盆可深达5000m, 四周包围着广泛的大陆架. 虽然南海的近岸水体受到多条河流的陆源输入控制(例如珠江和湄公河), 但是其内部水体常年呈现寡营养盐的状态(Wong等, 2007). 这个特征使得南海成为一个绝佳的试验场, 来研究具有显著环境梯度的条件下, BP和MCP的储碳过程.

2 模型和方法

2.1 物理-生态耦合模型

物理模型采用业务化运行的台湾海峡现报/预报模型(Taiwan Strait Nowcast/Forecast, TFOR)系统(Jiang等, 2011; Lin等, 2016). TFOR基于区域海洋模拟系统(Regional Ocean Model System, ROMS)开发(Shchepetkin和McWilliams, 2005), 曾用于研究中国海中的多种海洋过程(Liao等, 2013; Lu等, 2017, 2015; Wang等, 2013). 本文所用的版本, 其模型网格范围覆盖整个南海区域, 以及西北太平洋的部分区域, 网格分辨率为1/10°(图1). 模型由NCEP(National Centers for Environmental Prediction)再分析数据集提供大气驱动(Kalnay等, 1996).

生态系统模型则基于Carbon, Silicon, Nitrogen Ecosystem(CoSiNE)模型(Xiu和Chai, 2014), 曾被应用于研究中国海区的初级生产力(Liu和Chai, 2008)、浮游植物群落结构(Ma等, 2013)和中尺度涡对于生态系统的影响(Guo等, 2015). CoSiNE模型包含31个生态系统变量, 包括4种无机营养盐(硝氮、氨氮、硅酸盐、磷酸盐)、3种浮游植物功能群落(超微型浮游植物、硅藻和颗石藻, 分别包括碳、氮和叶绿素三个库)、两种浮游动物(微型浮游动物和中型浮游动物, 分别包括碳和氮两个库)、4种碎屑颗粒(颗粒有机氮、颗粒有机碳、颗粒无机碳和颗粒生物硅)、4种溶解有机物(易降解及半易降解有机物, 各自包括碳和氮两个库)、总溶解无机碳以及细菌. 关于模型的具体配置和详细验证, 请参见Lu等(2018)中的讨论. 物理模型自1990年起经过13年的起转, 然后加入生态系统模块, 并改换成年际变化的海表驱动, 从2002年运行至2011年. 经过大约5年的生态模型运行之后, RDOC产率的年际变动和长期趋势都不明显. 因此, 以下的分析都基于模型最后4年的模拟, 即2007~2011年.

2.2 MCP模块

本研究中, 我们对于CoSiNE模型进行了改进, 使之包括明确的RDOC库和MCP过程, 如图2所示. MCP的强度, 用难降解DOC组分的产率, 即RDOC产率(以下缩写为 P_{RDOC})表征(Legendre等, 2015). 其中细菌是RDOC的主要生产者, 海洋大约25%的RDOC源自细菌

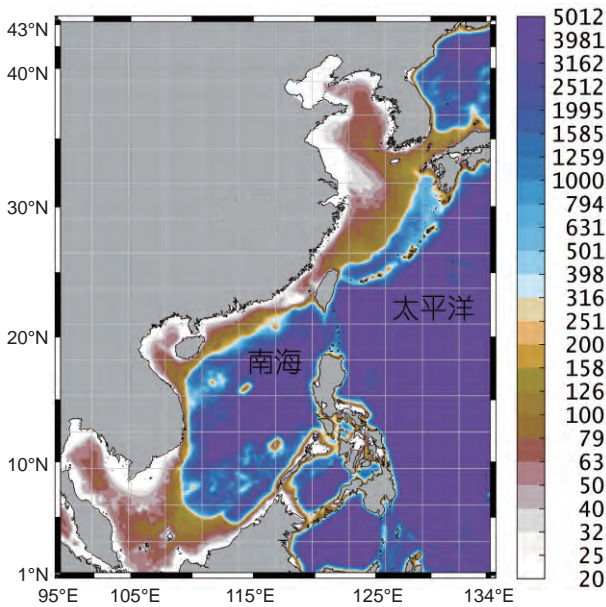


图1 模型网格范围

灰色网格每一格表示25×25个网格, 填色表示模型水深, 单位: m

(Benner和Herndl, 2011; Lechtenfeld等, 2015), 而高营养级生物对RDOC组分和存量贡献都较小(Gruber等, 2006). 其他生物或非生物过程可能也贡献RDOC库. 但是, Osterholz等(2015)指出细菌群落的独自贡献就能够产生与全球海洋反应性和组分接近的RDOC. 因此, 模型中的RDOC通过2个细菌相关的途径产生: 细菌直接分泌过程和由于病毒裂解细菌细胞造成的被动释放过程. POC降解释放RDOC的途径(Jiao等, 2010), 则隐含在模型中, 通过POC生成易降解/半易降解有机碳, 而后再通过以上两个途径最终转化为RDOC. 在短于十年际的时间尺度上, 不考虑RDOC的降解过程. 我们进一步限制RDOC在模型中的产率大约为 $0.04\mu\text{mol L}^{-1} \text{a}^{-1}$, 即利用总体的RDOC浓度 $40\mu\text{mol L}^{-1}$ (Hansell, 2013)除以平均滞留时间1000a得到. 这个滞留时间短于文献中在寡营养盐深层水体中4000~6000a的报道(Bauer等, 1992), 原因是考虑到模型的近岸水体具有远高于大洋的生产力, 因此理应具有更高的RDOC产率. 通过对模型的调校, 该RDOC产率对应着1.0%的细菌净生产力和1.0%的细菌死亡(非摄食部分)转移到RDOC库(图2). 基于目前已有的认识, 两条途径的相对贡献无法估算, 因此调整模型中两者的量级接近1:1.

2.3 数值实验

长期以来学界推测, 即使是较小的扰动(如表层水体的小幅增温)也可能会改变BP和MCP对海洋碳储贡献的相对比重(Jiao等, 2014a). 为了证实这个假说, 本文中设计了两个数值实验, 来模拟两个全球变化典型场景下的生态系统响应. 黄传江等(2014)分析了32个来自CMIP5(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5)项目的模型在南海截至2100年的预测, 发现在RCP4.5和RCP8.5(Representative Concentration Pathway, 即增加4.5和8.5 W m^{-2} 的超量辐射热量驱动)两个典型场景下, 海表温度(SST)的增加上限分别为2.0和4.0°C(黄传江等, 2014). 在本文所采用的区域海洋模型中, 为了表征这2个典型场景, 采用松弛方法, 将SST逐步逼近至比WOA(World Ocean Atlas)气候态SST高2°C或者高4°C的两套新SST; 而在标准实验中, 则逼近WOA气候态SST. 该方法在输入海洋的表面热通量中增加额外的校正项(Barnier等, 1995), 可写作:

$$Q_{\text{net}} = Q_{\text{net}}^0 + \left(\frac{\partial Q_{\text{net}}}{\partial T} \right) (SST - SST^{\text{clim}}), \quad (1)$$

式中, SST和 SST^{clim} 分别是模拟的和气候态的SST, 后者可以替换为增温2°C或者4°C的气候态; Q_{net}^0 是未经调整的NCEP净热通量; 偏导数一项为净热通量对SST的敏感性, 通过COADS(Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set)数据(Woodruff等, 1987)预先计算. 而在海表以下, 增暖信号会随着物理的混合和对流过程向下传递. 模型配置中, 水体温度 T 通过指数函数 T_{control} 形式来控制浮游植物的营养盐摄取过程, 如式(2)所示(Xiu和Chai, 2014):

$$T_{\text{control}} = e^{-4000 \times \left(\frac{1}{T+273.15} - \frac{1}{303.15} \right)}, \quad (2)$$

下文中, 两个实验分别用ExpT2和ExpT4指代SST升高2°C和4°C的实验.

3 模拟结果

3.1 MCP和BP的时空变异

由于东亚季风和区域环流的驱动, 观测(图3a和d)和模拟(图3b和e)结果都显示, 南海中的初级生产力(Primary Production, PP)呈现显著的季节差异和空间变异. 夏季, 由强劲的沿岸上升流和离岸流所驱动, 使

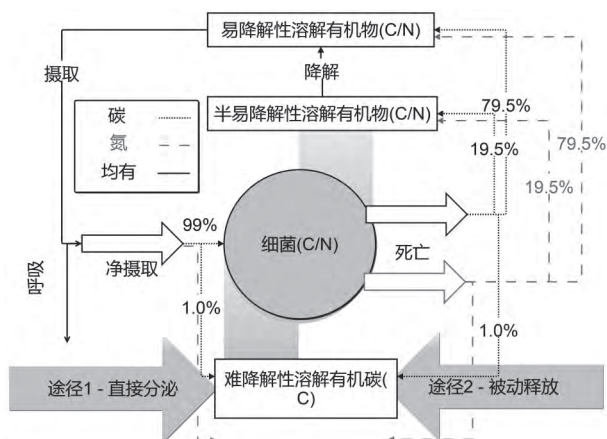


图2 模型MCP模块的示意图

得高PP出现在越南沿海岸域;而在南海的中心海盆内部,生产力则较低.海南岛东部海区和珠江口羽流区的条带状高生产力区域也清晰可辨.而在冬季,由于增强的风致表层混合,整个海区的PP基本都高于夏季.其中发生在吕宋岛西北部的冬季藻华尤为明显.

图4a和4c中展示表层100m积分的DOC储量.由于物理和生物过程的共同驱动,DOC在黑潮入侵强的区域较高,而在强上升流发生的区域则较低.这与Wu等(2015)的现场观测结果一致.表层100m的细菌平均浓度如图4b和4d所示,亦呈现丰富的时空变化.假设单位细菌个体的含碳量为 10fg C cell^{-1} (Ducklow, 2000),那么模拟的细菌平均浓度大约是 $2 \times 10^5 \text{cell mL}^{-1}$,与现场观测的数据一致(Jiao等, 2014b).由于上述因素,造成冬季 P_{RDOC} 在大部分区域普遍高于夏季.值得注意的是,在有些高PP区域,例如前述夏季越南沿岸或者冬季吕宋藻华区, P_{RDOC} 反而低于周围水体.该现象可以用浮游植物群落结构的不同来解释,将在第四节中进行讨论.

在时间变异方面,南海中的PP呈现有规律的季节循环(图5),冬季由于风致混合的贡献(Lu等, 2015),PP较高(12月最高,可达 $380\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$),夏季最低(6月, $239\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$).较长尺度上,遥感反演和模型模拟的PP都呈现显著的年际变化,与厄尔尼诺和南方涛动现象密切联系(Chai等, 2009),其中遥感反演的信号比模型信号更加明显.模型南海平均的PP为 $313\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$,与文献中的模拟结果可比,如Liu等(2002)模拟的 $354\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 或者Ma等(2014)模拟的 $343.2\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$.其中,模拟的新生产力(New Pro-

duction, NP)定义为新的氮源,即硝氮供给的部分初级生产力,而再生生产力(Regeneration Production, RP)为由氨氮支持的初级生产力(Ma等, 2013).模拟的NP和RP呈现类似的季节循环,其中RP的峰值延迟约1个月.RP的季节变化振幅略小于NP(图4).模型给出的 f -比值为0.49,高于Ma等(2014)模拟的约0.4和Chen(2005)观测的 <0.47 .普遍而言,南海较高的 f -比值在多项研究中都得到认可.

虽然许多研究都将100m左右深度的POC沉降通量定义为BP;而在本研究中,将BP定义为POC沉降至海洋中层(即1000m)以深,使得沉降的碳能够贮藏100a甚至更久(Legendre等, 2015; Passow和Carlson, 2012),能够使得BP与MCP的储碳率更为可比.因此在本研究中BP指的是1000m层的有机碳输出通量,用 BP_{1k} 表示.该输出通量同时考虑由物理模型提供的垂向流速,再加上一个恒定的 15m d^{-1} 的向下沉降速度计算而来.

为了更好地刻画南海中各生产力的季节变化,南海平均RP、NP、 P_{RDOC} 和 BP_{1k} 的季节循环如图6所示.RP和NP都在从冬季向春季过渡的月份达到最大值,与前人的模拟(Ma等, 2014)和观测(Chou等, 2005)一致.受控于细菌生产力, P_{RDOC} 呈现与RP一致的变化趋势,因为细菌活动在CoSiNE模型中控制再矿化过程,同时其活动强度也控制RDOC的产率(Ogawa等, 2001).另一方面, BP_{1k} 春季较高,秋季较低;当滞后3个月时, BP_{1k} 与PP的相关系数达到最大(约0.6).该滞后时间可以用表层附近产生的高POC沉降至到1000m除以模型 15m d^{-1} 的沉降速度得到.这个解释,可以通过考察2000m沉降通量(BP_{2k})相对于PP的时间滞后得到支持.实际上,模型中 BP_{2k} 的峰值滞后于PP约5个月,是1000m的大约两倍,证实了该解释的正确性.

3.2 增暖实验结果

增暖实验中各生产力相对于标准实验的变化百分比如图7和表1所示,均为多年结果平均的季节循环.由于表层层化增强、水体夹卷减弱,表层的营养盐输入受到抑制,造成了NP(-2.4%)和RP(-1.5%)的普遍降低.该量级与Moore等(2013)的全球模型结果可比,其全球模型预测RCP4.5情景下PP的衰减率为-2.1%.NP对于增暖的响应更加敏感,同时NP的减少具有更显著的季节变化.RP的降低则在夏秋季略强(图7).随着初级生产力的减弱,特别是硅藻生产力的显著降低(表1),

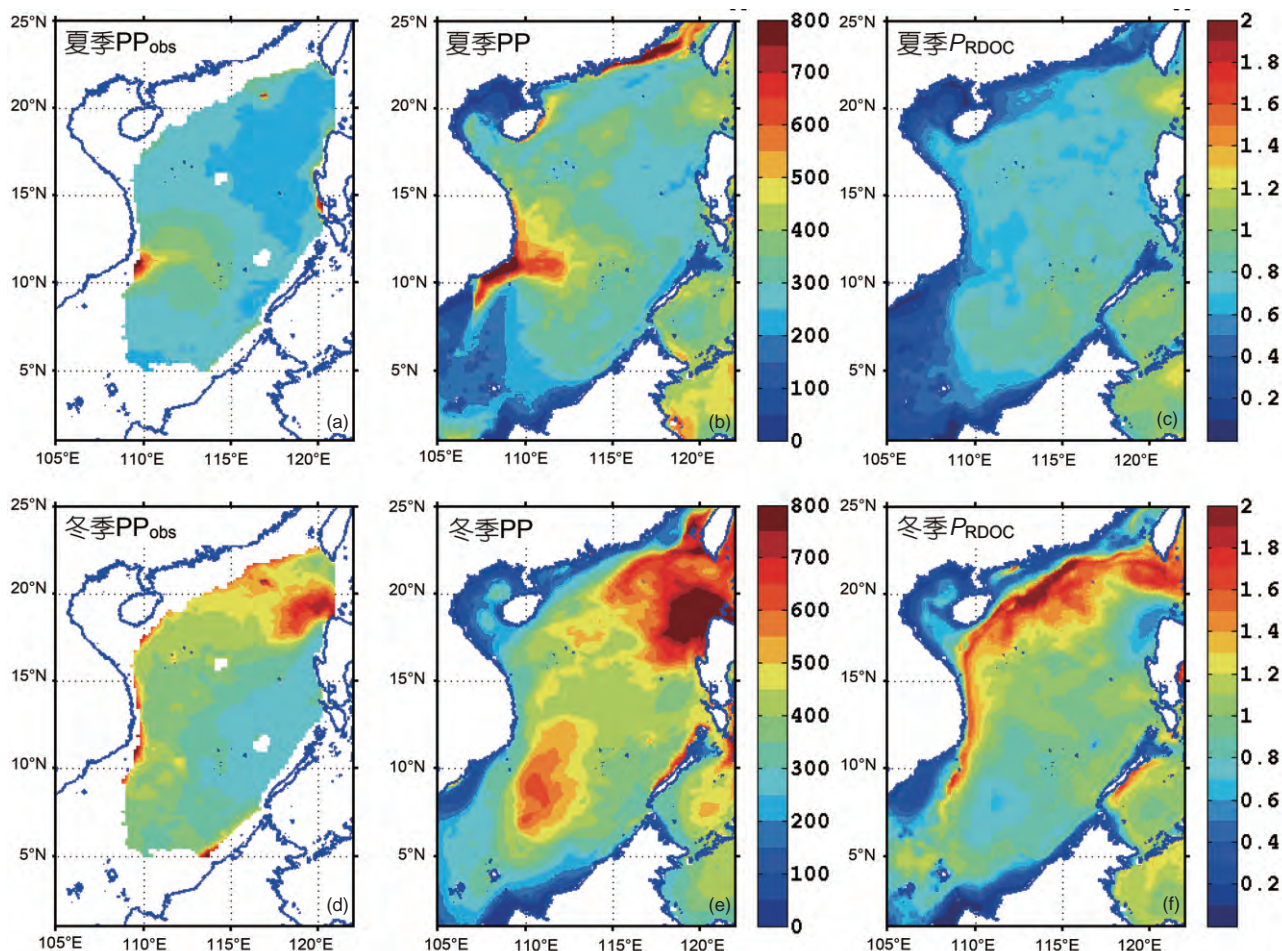


图3 卫星反演的垂向积分净初级生产力(PP_{obs})、模拟的垂向积分净初级生产力(PP)和 P_{RDOC}

PP_{obs} 通过VGPM模型,由海表叶绿素数据计算而来(Behrenfeld和Falkowski, 1997),可在<http://www.science.oregonstate.edu/ocean.productivity>上获取.垂向积分的范围都是全水柱积分.单位: $mg\ C\ m^{-2}\ d^{-1}$

BP_{1k} 在全年的每个月份都受到明显抑制. P_{RDOC} 的平均衰减率为 -1.4% ,相比于 -1.5% 的 BP_{1k} 衰减率,对应着略微增加的MCP:BP比例.同时注意到在3月和8月份,即RP降低较弱的月份, P_{RDOC} 反而略有升高,这说明增暖的条件有时反而有利于MCP过程.

实验ExpT4的结果显示,生态系统的响应可能与表层增暖不成比例. ExpT4中的NP衰减(-1.7% 相比于ExpT2的 -2.4%)和RP衰减(-0.03% 相比于ExpT2的 -1.5%)的幅度反而小于ExpT2,原因是部分月份呈现更高的生产力(图8a和b),这种补偿作用在RP中体现得更加明显. BP_{1k} 的响应与ExpT2抑制,其减弱的信号更加明显,表明BP可能对于表层增暖更加敏感.由于RP和 P_{RDOC} 都受控于细菌生物活动的强度,因此两者呈现

较为接近的季节分布规律.而由于BP的减弱比起 P_{RDOC} 明显更为显著,因此MCP:BP比例增加至1:5.95.

4 结果讨论

全球来看,基于DOC产率的MCP($0.18\sim 0.38Pg\ C\ a^{-1}$)和基于POC输出的BP($0.43\sim 0.66Pg\ C\ a^{-1}$)储碳率具有大致相当的量级(Jiao等, 2014a; Legendre等, 2015).本文的区域模型对于MCP和BP分别给出了 1.55 和 $9.43mg\ C\ m^{-2}\ d^{-1}$ 的储碳率.该MCP率对应着 0.5% 的净初级生产力转化为RDOC,与之前研究估计的 $0.4\sim 0.6\%$ 非常接近(Hansell, 2013).在短期的培养实验中(~ 1 个月),细菌能够迅速将易降解的基质转化为

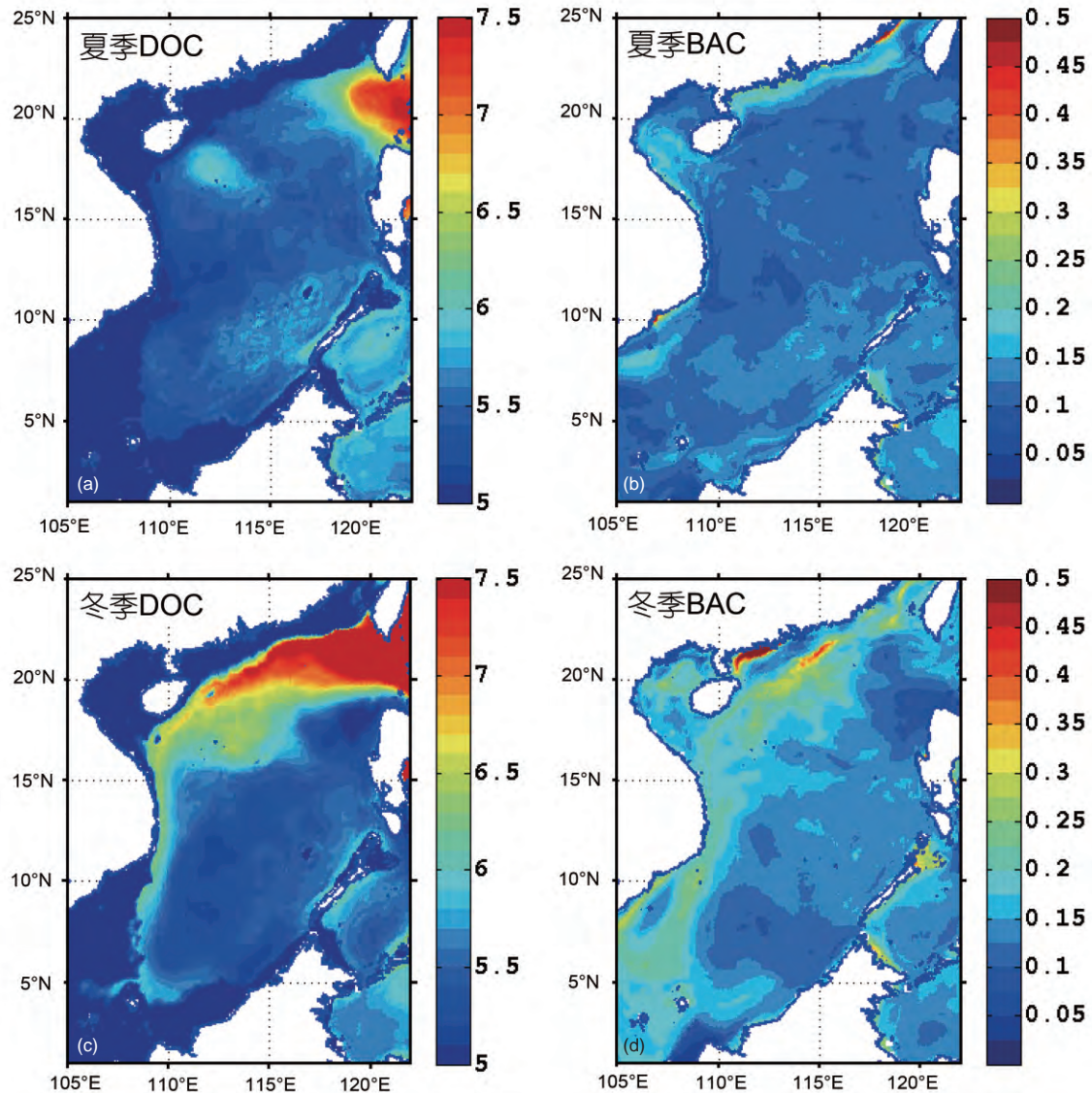


图4 表层100m积分的DOC、表层100m平均的BAC

DOC单位: mol m^{-2} ; BAC单位: mmol C m^{-3}

相当于原始有机碳量3~5%的RDOC(Gruber等, 2006). 虽然该文献中的RDOC的时间尺度远短于本文所关注的尺度, 但是该值可以作为模型可能产率的上限. 即使是基于文献中微生物对RDOC转化效率的最低估计($<0.4\%$ 的净群落生产力被转换为RDOC, 微生物碳泵也足以维持全球巨大的RDOC碳库(Osterholz等, 2015). BP高于文献中通过沉积物捕获器观测到的 $0.78\sim 8.25\text{mg C m}^{-2}\text{d}^{-1}$ 范围(Chen等, 1998), 而总体来说MCP的估算中则可能存在较大的不确定性. 考虑到这些不确定性(BP高于观测的上限而MCP落于观测的

下限), 模型对于MCP:BP比例的估算很可能是低估的. 本节中, 以下将讨论MCP的不同控制因子的作用.

4.1 物理过程的影响

海洋中的储碳过程受到多种物理过程的调控, 例如升降流、层化/混合过程、海洋环流过程, 以及中尺度涡等过程的影响(Jiao等, 2014a). 而在南海中, NP、RP和 P_{RDOC} 的季节特征可以用相关物理过程, 特别是东亚季风和海盆尺度环流的季节变化来解释(Liu等, 2002). 东亚季风通过产生风致混合和沿岸上升流过程

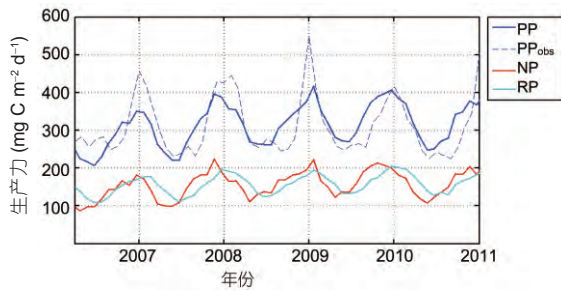


图5 南海平均生产力的时间序列

PP, 初级生产力; NP, 新生产力; RP, 再生生产力. PP_{obs} 是基于卫星遥感海表叶绿素数据, 通过VGPM(vertical-integrated net primary production, 垂向归一化净初级生产力模型)方法(Behrenfeld和Falkowski, 1997)反演的初级生产力(可在<http://www.science.oregonstate.edu/ocean.productivity/>上获取).

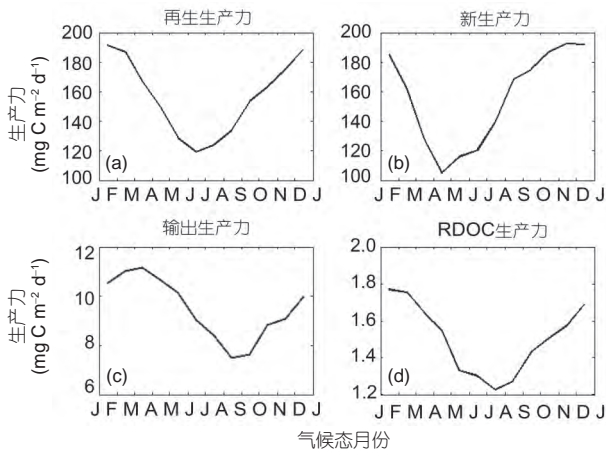


图6 多年模拟结果平均生产力的季节循环
横坐标表示1~12月, 下同

控制南海中的营养盐补充过程, 进而控制NP. P_{RDOC} 和RP的时间变化滞后于NP约1个月时间(图6), 即细菌利用NP产生的有机物质, 释放出氨氮, 氨氮再支持生产力造成的时间滞后. 因此RP与 P_{RDOC} 的时间变化同时受控于物理过程和细菌活动.

储碳过程方面, BP随着表层水体的增暖, 在两个实验中的响应具有一致的特征, 均随着增暖而降低. 其中ExpT4中的响应显著大于ExpT2, 前者的衰减接近后者的两倍(表1). Moore等(2013)中全球模型的结果也有类似的关系. 另一方面, 对于MCP过程, SST的增加可能有两方面作用. 首先, 水温增加可能有利于细菌活动, 因而增强MCP过程(Wohlers等, 2009). 其次, 表层层化随之增强, 营养盐供给将会减少. 后一种作用会增

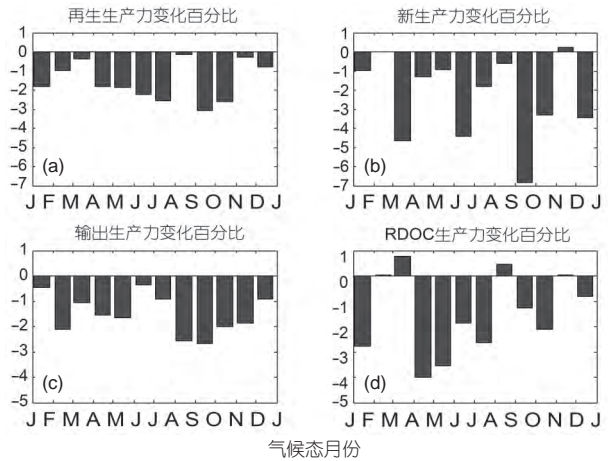


图7 ExpT2中各生产力相对于标准实验的变化百分比
(a) 再生生产力; (b) 新生产力; (c) BP_{ik} ; (d) RDOC产量

强或者减弱MCP过程, 仍处于讨论当中(Hansell和Carlson, 2002; Jiao等, 2010). 由于我们使用的模型中没有考虑低营养盐条件下更大比例的PP会被转化为RDOC(即转化率为常数)的效应(Jiao等, 2010), 因此ExpT2实验中 P_{RDOC} 的减小幅度(-1.4%)小于PP(-2.0%), 可以解释为细菌活动的相对增强. 而ExpT4的 P_{RDOC} 大于ExpT2(表1), 可以推测出细菌活动随着温度增加会持续增强, 因此通过更强的再矿化过程部分补偿了生产力的降低.

4.2 群落结构的影响

浮游植物群落结构的转移能够显著地影响表层水体中的碳循环, 改变输出到深海的有机物质(Jiao等, 2014b). 普遍而言, 在营养盐得到补充的生态系统中, 诸如硅藻等较大型的浮游植物能够迅速生长, 此时群落结构有利于POC的输出. 因此, 硅藻通常主导间歇式的浮游植物藻华, 在BP过程中起到主要贡献(Buessele等, 1998). 相反地, 当生态系统受到强层化的作用, 处于营养盐限制的条件, 微型和超微型浮游植物起支配地位. 此时的生态系统不利于有机物质的输出, 因为小粒径的颗粒物倾向于在表层水体中悬浮更长的时间, 而会更有利于MCP. 浮游植物群落结构对于BP和MCP的影响, 在南海西部海域的观测研究中曾被证实(Jiao等, 2014b).

在南海中, 海盆尺度的上升运动终年发生(Wong等, 2007), 使得硅藻成为南海中丰度最大的浮游植物物种, 其中在冬季的丰度更高(根据细胞数量, 95.7%),

表 1 数值实验中的变化百分比^{a)}

$\Delta(\%)$	ExpT2	ExpT4
PP	-1.96	-0.85
P1	0.30	0.91
P2	-2.18	-1.61
P3	-0.09	-0.15
RP	-1.50	-0.03
NP	-2.41	-1.68
BP _{1k}	-1.48	-2.81
P_{RDOC}	-1.44	-0.52

a)所有的百分比都基于 $(\bar{x}_{Exp} - \bar{x}_{Con}) / \bar{x}_{Con}$ 计算, Exp和Con分别表示增暖实验和标准实验的结果, 上划线表示是来自多年结果的平均; P1、P2和P3分别代表由超微型浮游植物、硅藻和颗石藻所贡献的PP. 三者变化率相加即为PP的变化率(例如, $\Delta P1\% = \Delta P1 / PP_{con}$)

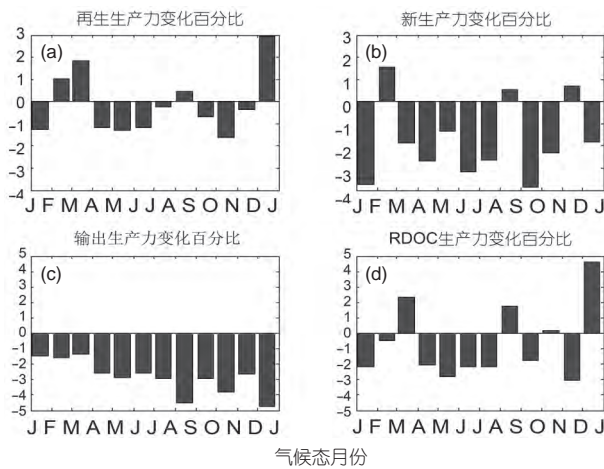


图 8 ExpT4中各生产力相对于标准实验的变化百分比
(a) 再生生产力; (b) 新生产力; (c) BP1k; (d) RDOC产量

高于夏季的75.9%(Ning等, 2004). 硅藻主导的生态系统也成功地被模型所模拟. 特别是在发生强上升流的夏季越南沿岸区域和冬季吕宋藻华区域(图3a和b), 充足的营养盐条件激发起强盛的硅藻藻华. 然而, 由于硅藻沉降速度较大, 不利于细菌活动, 因此这些区域反而具有较低的 P_{RDOC} (图3c和d). 具体而言, 在生态模块中, 细菌的生产力最终是由DOM的供给决定的. 一般而言, 硅藻主导的海洋浮游生态群落, 会生成大颗粒、快沉降的POC. 这就会造成DOM的供给减少, 因为POC的溶解是DOM的主要来源之一. 因此, 浮游植物群落结构从小型向大型浮游植物过渡, 与较低的细菌活动联系在一起, 因而造成了较低的 P_{RDOC} . 这也与寡营养水体中MCP会相对更高的认识相一致(Jiao等,

2014a). 更进一步地, 我们还发现 P_{RDOC} 的时间变化与生态系统中超微型浮游植物生产力所占的比重(P1%)存在显著的相关性, 如图9所展示的相关系数分布所示. 在南海的大部分区域, 该相关系数大多超过0.6, 说明P1%可以作为表征和预测MCP强度的变量. 特别是在越南和吕宋上升流区, 相关性的最大值可达超过0.9. 在相关性较弱的区域, P1%通常呈现较为模糊的季节变化以及较高的量级, 例如在吕宋海峡中北部区域, 常年由黑潮水主导的生态系统中, P1%与 P_{RDOC} 的相关性较弱. 这说明该变量在具有明显浮游植物群落结构变化的生态系统中能够更好地指示MCP强度.

在两个实验中, 硅藻的生产力都出现了明显的减弱. 这种减弱同时还伴随着群落结构的变化, 超微型浮游植物的生产力贡献增加(表1). Moore等(2013)的结果也显示硅藻所占生产力的比重在全球增暖场景下将会减少. 而随着硅藻对生产力的贡献减少, 超微型浮游植物比重的增加, 在全球增暖的条件下, 模型预测MCP储碳的重要性将更加突出.

5 结论

本文构建了一个物理-生态系统耦合模型, 来模拟和评估南海中BP和MCP储碳过程的时空分布和相对重要性. 在目前的模型配置下, MCP与BP(以1000m层的输出通量表示)的比值约为1:6.08. 考虑到RDOC极长的寿命(>1000a), 比例被认为是显著的, 表明两个储碳机制在南海的数量级是可比的. 整个南海、所有深

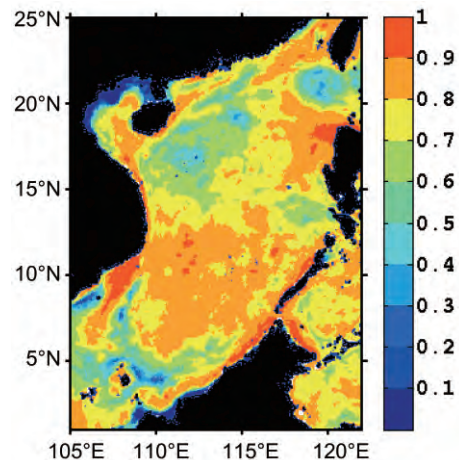


图 9 超微型浮游植物贡献初级生产力的比例(P1%)与 P_{RDOC} 的相关系数分布

度上平均的RDOC产率估算为约 $1.55\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 。其季节特征和空间分布受到物理过程和细菌活动强度的共同控制。

进一步地, 使用两个数值实验来再预测RCP4.5和RCP8.5场景下南海生态系统, 特别是BP和MCP两个过程对海表增暖的响应。实验中, 模拟的近表层化增强, 减少真光层中的营养盐输入, 进而使得初级生产力和输出生产力降低。BP的减少随着表层增暖的增强呈正相关(即更加显著地减弱), 而MCP相关过程的响应呈现非线性。具体来说, 增加的表层温度有利于细菌活动, 因而部分补偿了PP降低减少的有机物生产。在两个场景下, 生产力的衰减都以硅藻为主, 而超微型浮游植物对于生产力的贡献反而是增加的。模型预测表明, 在全球增暖的条件下, 伴随着浮游植物群落结构的变化, MCP:BP比例在两个场景下都有所增加, 特别是在 4°C 增暖的场景下增加至1:5.95, 使得在未来的海洋中, MCP储碳的地位和作用将更加凸显。

参考文献

黄传江, 乔方利, 宋亚娟, 李新放. 2014. CMIP5 模式对南海 SST 的模拟和预估. 海洋学报, 36: 38–47

Barnier B, Siefridt L, Marchesio P. 1995. Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ECMWF analyses. *J Mar Syst*, 6: 363–380

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

Behrenfeld M J, Falkowski P G. 1997. Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol Oceanogr*, 42: 1–20

Benner R, Herndl G. 2011. Bacterially derived dissolved organic matter in the microbial carbon pump. In: Jiao N, Azam F, Sanders S, eds. *Microbial Carbon Pump in the Ocean*. Washington D C: AAAS/Science. 46–48

Buesseler K, Ball L, Andrews J, Benitez-Nelson C, Belostock R, Chai F, Chao Y. 1998. Upper ocean export of particulate organic carbon in the Arabian Sea derived from thorium-234. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, 45: 2461–2487

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 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 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

Chisholm S W. 2000. Oceanography: Stirring times in the Southern Ocean. *Nature*, 407: 685–686

Chou W C, Sheu D D D, Chen C T A, Wang S L, Tseng C M. 2005. Seasonal variability of carbon chemistry at the SEATS Site, Northern South China Sea Between 2002 and 2003. *Terr Atmos Ocean Sci*, 16: 445–465

Ducklow H. 2000. Bacterial production and biomass in the oceans. *Microbial Ecol Oceans*, 1: 85–120

Ducklow H W, Steinberg D K, Buesseler K O. 2001. Upper ocean carbon export and the biological pump. *Oceanography*, 14: 50–58

Gruber D F, Simjouw J P, Seitzinger S P, Taghon G L. 2006. Dynamics and characterization of refractory dissolved organic matter produced by a pure bacterial culture in an experimental predator-prey system. *Appl Environ Microbiol*, 72: 4184–4191

Guo M, Chai F, Xiu P, Li S, Rao S. 2015. Impacts of mesoscale eddies in the South China Sea on biogeochemical cycles. *Ocean Dyn*, 65: 1335–1352

Hansell D A. 2013. Recalcitrant dissolved organic carbon fractions. *Annu Rev Mar Sci*, 5: 421–445

Hansell D A, Carlson C A. 2002. *Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter*. San Diego: Academic Press

IPCC. 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Annex III: Glossary*. Cambridge: Cambridge University Press

Jiang Y, Chai F, Wan Z, Zhang X, Hong H. 2011. Characteristics and mechanisms of the upwelling in the southern Taiwan Strait: A three-dimensional numerical model study. *J Oceanogr*, 67: 699–708

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, 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 CO₂ “source” problem in upwelling areas—A comparative study on eddy upwellings in the South China Sea. *Biogeosciences*, 11: 2465–2475
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Leetmaa A, Reynolds R, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo K C, Ropelewski C, Wang J, Jenne R, Joseph D. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteorol Soc*, 77: 437–471
- 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. 2014. Global carbon budget 2013. *Earth Syst Sci Data*, 6: 235–263
- Lechtenfeld O J, Hertkorn N, Shen Y, Witt M, Benner R. 2015. Marine sequestration of carbon in bacterial metabolites. *Nat Commun*, 6: 6711
- 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
- Liao E H, Jiang Y W, Li L, Hong H S, Yan X H. 2013. The cause of the 2008 cold disaster in the Taiwan Strait. *Ocean Model*, 62: 1–10
- Lin X, Yan X H, Jiang Y, Zhang Z. 2016. Performance assessment for an operational ocean model of the Taiwan Strait. *Ocean Model*, 102: 27–44
- Liu G, Chai F. 2008. Seasonal and interannual variability of primary and export production in the South China Sea: A three-dimensional physical-biogeochemical model study. *ICES J Mar Sci*, 66: 420–431
- 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
- Lu W, Liao E, Yan X H, Oey L Y, Zhuang W, Jiang Y. 2018. Physical modulation to the biological productivity in the Summer Vietnam upwelling system. *Ocean Sci Discuss*, 2018: 1–29
- Lu W, Yan X H, Han L, Jiang Y. 2017. One-dimensional ocean model with three types of vertical velocities: A case study in the South China Sea. *Ocean Dyn*, 67: 253–262
- Lu W, Yan X H, Jiang Y. 2015. Winter bloom and associated upwelling northwest of the Luzon Island: A coupled physical-biological modeling approach. *J Geophys Res-Oceans*, 120: 533–546
- Ma W, Chai F, Xiu P, Xue H, Tian J. 2013. Modeling the long-term variability of phytoplankton functional groups and primary productivity in the South China Sea. *J Oceanogr*, 69: 527–544
- Ma W, Chai F, Xiu P, Xue H, Tian J. 2014. Simulation of export production and biological pump structure in the South China Sea. *Geo-Mar Lett*, 34: 541–554
- Moore J K, Lindsay K, Doney S C, Long M C, Misumi K. 2013. Marine Ecosystem Dynamics and Biogeochemical Cycling in the Community Earth System Model [CESM1(BGC)]: Comparison of the 1990s with the 2090s under the RCP4.5 and RCP8.5 Scenarios. *J Clim*, 26: 9291–9312
- 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: 10.1029/2004jc002365
- Ogawa H, Amagai Y, Koike I, Kaiser K, Benner R. 2001. Production of refractory dissolved organic matter by bacteria. *Science*, 292: 917–920
- Osterholz H, Niggemann J, Giebel H A, Simon M, Dittmar T. 2015. Inefficient microbial production of refractory dissolved organic matter in the ocean. *Nat Commun*, 6: 7422
- Passow U, Carlson C. 2012. The biological pump in a high CO₂ world. *Mar Ecol Prog Ser*, 470: 249–271
- Shchepetkin A F, McWilliams J C. 2005. The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Model*, 9: 347–404
- Wang J, Hong H, Jiang Y, Chai F, Yan X H. 2013. Summer nitrogenous nutrient transport and its fate in the Taiwan Strait: A coupled physical-biological modeling approach. *J Geophys Res-Oceans*, 118: 4184–4200
- Wohlers J, Engel A, Zöllner E, Breithaupt P, Jürgens K, Hoppe H G, Sommer U, Riebesell U. 2009. Changes in biogenic carbon flow in response to sea surface warming. *Proc Natl Acad Sci USA*, 106: 7067–7072
- 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
- Woodruff S D, Slutz R J, Jenne R L, Steurer P M. 1987. A comprehensive ocean—Atmosphere data set. *Bull Amer Meteorol Soc*, 68: 1239–1250
- 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
- Xiu P, Chai F. 2014. Connections between physical, optical and biogeochemical processes in the Pacific Ocean. *Prog Oceanogr*, 122: 30–53

(责任编辑: 焦念志)