

东海有机碳存量估算

崔晓宇¹, 徐文韬¹, 关其锐¹, 骆维舟¹, 李敏然¹, 周雨迪¹, 徐沛拓¹,
刘斌¹, 潘孙强², 刘崇¹, 刘群^{1*}, 刘东¹

(1. 浙江大学宁波研究院光电科学与工程学院, 浙江杭州 310027;
2. 浙江省计量科学研究院, 浙江杭州 310018)

摘要: 海洋有机碳存量估算对研究碳循环过程和预估气候变化趋势有重要的作用。海洋有机碳存量可以通过遥感反射率、水体光学特性等参数反演得到。根据东海水域的水体特性, 对比了多种有机碳反演算法, 并结合东海有机碳垂直分布情况, 得到一套完整的东海有机碳存量估算模型。利用 2010 年 MODIS 提供的遥感反射率数据和 Argo 提供的温盐数据, 对中国东海区域的有机碳储量分季节进行计算分析。结果表明东海全水柱有机碳储量在 1.530×10^{14} g 到 2.125×10^{14} g 之间, 真光层有机碳储量在 4.119×10^{13} g 到 7.980×10^{13} g 之间。全水柱有机碳储量整体呈现冬季高、春季低的特点, 真光层有机碳储量整体呈现夏季高、冬季低的特点。从 2006 年至 2015 年, 有机碳存量呈波动上升趋势。对东海有机碳存量进行了较为准确的估算, 为今后我国海洋碳储量的评估提供了可供参考的思路。

关键词: 海洋化学; 有机碳存量; 垂直分布模型; 遥感反演; 颗粒有机碳; 溶解有机碳
中图分类号: P734.2 **文献标志码:** A **DOI:** 10.3788/IRLA20211031

Estimation of organic carbon stocks in the East China Sea

Cui Xiaoyu¹, Xu Wentao¹, Guan Qirui¹, Luo Weizhou¹, Li Minran¹, Zhou Yudi¹, Xu Peituo¹,
Liu Bin¹, Pan Sunqiang², Liu Chong¹, Liu Qun^{1*}, Liu Dong¹

(1. College of Optical Science and Engineering, Ningbo Research Institute, Zhejiang University, Hangzhou 310027, China;
2. Zhejiang Province Institute of Metrology, Hangzhou 310018, China)

Abstract: The estimation of ocean organic carbon stocks plays an important role in researching on the process of carbon cycle and predicting climate changes. The ocean organic carbon stocks can be estimated using remote sensing reflectance, water optical properties and other parameters. According to the properties of water in the East China Sea, the estimation results of several algorithms of organic carbon were compared in this paper. Combining with the vertical distribution models, a complete estimation model of organic carbon in the East China Sea was obtained. Based on the remote-sensing reflectance, the temperature data and the salinity data of 2010 provided by MODIS and Argo, the organic carbon stocks in the East China Sea were estimated and analyzed according to seasons. The results show that the organic carbon stocks of the all water column in the East China Sea in 2010 are

收稿日期: 2021-05-06; 修订日期: 2021-05-17

基金项目: 国家重点研发计划 (2016YFC1400900); 国家自然科学基金 (41775023); 浙江省自然科学基金杰出青年项目 (LR19D050001); 中央高校基础科研项目 (2019FZJD011); 现代光学仪器国家重点实验室创新项目; 钱学森空间技术实验室创新工作站开放基金 (GZZKFJJ2020007); 国家自然科学基金青年科学基金 (61905212); 浙江大学宁波校区人才引进启动基金项目 (1141257B20200532); 中国博士后科学基金资助项目 (2018M640554); 浙江省市场监督管理局 NQI 项目 (20200103)

作者简介: 崔晓宇, 女, 博士生, 主要研究方向为海洋遥感

通讯作者: 刘群, 女, 助理研究员, 主要从事星载海洋激光雷达方面的研究。

导师简介: 刘东, 男, 教授, 主要研究方向为环境激光雷达 (大气、海洋及星载)、机器视觉与深度学习、光电干涉检测等。

between 1.530×10^{14} g and 2.125×10^{14} g, and the organic carbon stocks of the euphotic layer are between 4.119×10^{13} g and 7.980×10^{13} g. The organic carbon stocks in the all water columns are high in winter and low in spring, while organic carbon stocks in the euphotic layer are high in summer and low in winter. It shows a fluctuating upward trend from 2006 to 2015. The organic carbon stocks of the East China Sea is estimated. It provides a method for the determination of ocean carbon stocks in China in the future.

Key words: ocean chemistry; organic carbon stocks; vertical distribution model; satellite remote sensing; particulate organic carbon; dissolved organic carbon

0 引言

碳循环是指碳元素在不同碳库之间的迁移和转换,是地球气候系统的核心^[1]。碳循环研究的主要问题是不同界面层碳通量和碳库储量的估算。海洋是全球最大的活跃碳储库,储存着全球约 1/3 的循环有机碳^[2],其碳储量约为陆地碳库的 20 倍、大气碳库的 50 倍^[3]。海洋有机碳包括颗粒有机碳(POC)和溶解有机碳(DOC)两种,是碳在海洋中的基本存在形式,对海洋碳循环具有极其重要的作用。

目前,有机碳的储量估算研究方法主要有实地测量和遥感反演两种。遥感反演的模型建立在实地采样数据的基础上,利用遥感反演得到的表层有机碳浓度数据,对建立的垂直分布模型进行积分,可以估算出目标海域的总储量。在 POC 存量估算中,Stramski 等^[4-5]在南大洋进行实地采样确立了基于水体固有光学特性的 POC 反演算法,在对南太平洋和东大西洋的研究中验证了利用遥感反射率 R_{rs} 的蓝绿波段比值反演 POC 存量的方法的可行性。Son 等^[6]在对墨西哥湾水体的研究中提出了利用归一化碳指数 NDCI 进行 POC 反演。Duforêt-Gaurie 等^[4,7]根据不同水体类型建立了 POC 表层浓度与真光层储量的关系,在全球尺度上估算了 POC 储量。在 DOC 存量估算中,Arenz 等^[8]根据科罗拉多水库水体特性建立了水体遥感反射率与 DOC 浓度的经验关系。Mannino 等^[9]在中大西洋湾的研究中建立了 DOC 浓度与 CDOM 吸收系数、CDOM 吸收系数与遥感反射率之间的经验关系。国内相关学者的研究对象主要是河流、湖泊。这些反演模型的地域局限性很强,对研究区域外的水域适用性不高。

东海拥有丰富的自然资源,是中国重要的碳储库。目前,对于中国东海碳储量的估算已有一些研究^[10-13]。由于东海受人类活动影响很大,水体环境较

为复杂,近岸区域属于 II 类水体^[14],估算时若采用过于简单的反演模型或直接套用其他水域的反演模型,都难以满足较高估算精度。因此,确定适用于东海海域的有机碳反演算法对东海碳储量的评估与监测至关重要,可以对进一步开发东海海洋资源提供指导,也为今后中国海洋碳储量的评估提供了研究思路。文中研究通过调研目前国内外对不同水域的有机碳含量的反演算法,结合 MODIS 的水色遥感数据,分别确定适用于东海海域(117°E~131°E, 23°N~34°N)表层的 POC 和 DOC 浓度反演算法及基于季节、水团类型划分的垂直分布模型,对东海的海洋有机碳存量进行了估算。并分析了东海有机碳存量的季节变化特点以及 2006~2015 年的变化趋势。

1 表层有机碳浓度反演算法

1.1 表层 POC 浓度反演算法

目前对于 POC 的研究主要集中在大洋水体中,反演算法多基于遥感反射率 R_{rs} 以及颗粒物后向散射系数 b_{bp} 。常用的算法主要有 Two-Step 算法^[4]、蓝绿波段比值算法^[5]和归一化碳指数 NDCI 算法^[6]。

1999 年 Stramski 等^[4]首次对南大洋的 POC 浓度反演进行了研究,发现 POC 浓度与特定波长的 b_{bp} 和 R_{rs} 存在稳定的函数关系,提出了 Two-Step 算法。该算法基于 555 nm 波段的 R_{rs} 和颗粒后向散射系数 $b_{bp}(555)$ 进行 POC 浓度的反演。利用 $c(\text{POC})$ 与 $b_{bp}(555)$ 之间良好的幂指数相关性和 $b_b(555)$ 与 $R_{rs}(555)$ 之间的线性相关特征,建立起 $c(\text{POC})$ 与 $R_{rs}(555)$ 之间的单波段经验模型。第一步,建立 $R_{rs}(555)$ 与 $b_b(555)$ 的关系:

$$b_b(555) = A_1 R_{rs}(555) + A_2 \quad (1)$$

第二步,建立 $b_{bp}(555)$ 与 POC 的关系:

$$\begin{cases} c(\text{POC}) = A_3 b_{bp}(555)^{A_4} \\ b_{bp}(555) = b_b(555) - b_{bw}(555) \end{cases} \quad (2)$$

式中: A_1, A_2, A_3, A_4 为待定的拟合系数, 可以根据特定海域的 $R_{rs}(555)$ 、 $b_{bp}(555)$ 、 $c(\text{POC})$ 测量值进行确定。水体后向散射系数 $b_b(555)$ 包含颗粒物后向散射系数 $b_{bp}(555)$ 和纯水后向散射系数 $b_{bw}(555)$ 。

2008 年 Stramski 等^[5] 提出了蓝绿波段比值算法。该算法利用 443 nm 和 555 nm 波段的遥感反射比反演 POC 浓度:

$$c(\text{POC}) = B_1 [R_{rs}(443)/R_{rs}(555)]^{B_2} \quad (3)$$

式中: B_1 和 B_2 是待定的拟合系数。目前 NASA 的 Ocean Color 网站 (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>) 所提供的 MODIS-Aqua 的 3 级数据 POC 浓度就是根据蓝绿波段比值算法反演得到的, 因此具有广泛的参考意义。

NDCI 算法是 Son 等^[6] 2009 年在墨西哥湾水域研究中提出的, 同样基于 R_{rs} 来反演 POC 浓度, 具体的算法为:

$$\begin{cases} \log(c(\text{POC})) = C_1 N^3 + C_2 N^2 + C_3 N + C_4 \\ N = \frac{[R_{rs}(555) - R_{rs}(443)]}{[R_{rs}(555) + R_{rs}(443)]} \end{cases} \quad (4)$$

式中: C_1, C_2, C_3, C_4 是待定的拟合系数。

除此之外, 我国对于内陆湖泊的 POC 浓度估算也有一定的研究^[15-18], 不过实验中所采用的遥感反射率波长较长, 目前在获取星载数据方面存在一定困难。

对于 Two-Step 算法, 在 Ocean Color 网站上下载到了 2010 年 MODIS-Aqua 的四个季节的 3 级数据: $R_{rs}(555)$ 、 $b_b(555)$ 和表层 POC 浓度数据。结合公式 (1) 和公式 (2), 利用获取到的表层 POC 浓度数据作为参考数据, 分别对四个季节进行数据拟合, 确定了待定系数 A_1, A_2, A_3, A_4 的具体数值, 结果如表 1 所示。

图 1 和图 2 展示了利用 2010 年夏季数据进行拟合得到的函数曲线结果。从图中可以看出, R_{rs} 和 b_b 之间具有良好的线性关系, b_{bp} 与 $c(\text{POC})$ 之间呈较好的幂次关系。

NDCI 算法中的系数通过 MODIS 提供的 2010 年四个季节的 $R_{rs}(443)$ 和 $R_{rs}(555)$ 测量数据来确定, 拟合的方法与 Two-Step 算法相同。拟合得到公式 (4) 中的系数 C_1, C_2, C_3, C_4 的值如表 2 所示。

图 3 为 2010 年春季 $\log(c(\text{POC}))$ 与 N 的拟合结果。在 $-0.5 < N < 0.5$ 范围内, $\log(c(\text{POC}))$ 的数据点有较多部分高于拟合的曲线, 这会导致使用该算法计算得到的表层 POC 浓度计算结果比拟合使用的表层 POC

表 1 2010 年四个季节 Two-Step 算法中系数的拟合结果

Tab.1 Fitting coefficients of Two-Step algorithm in the four seasons of 2010

Season	A_1	A_2	A_3	A_4
Spring	1.623	0.000 1620	1 359	0.325 2
Summer	2.109	0.001 1860	2 607	0.497 5
Autumn	1.787	0.000 690 8	1 498	0.382 7
Winter	1.705	0.000 331 7	849.4	0.266 8

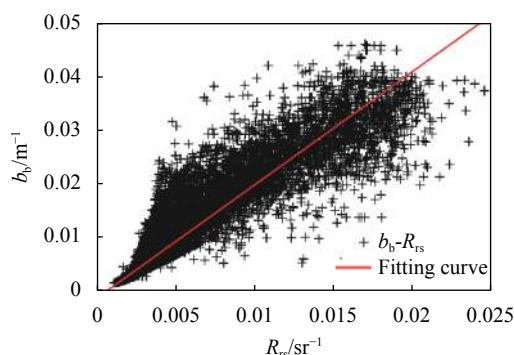


图 1 2010 年夏季东海 $R_{rs}(555)$ 与 $b_b(555)$ 的关系拟合结果

Fig.1 Correlations between $R_{rs}(555)$ and $b_{bp}(555)$ in the East China Sea in the summer of 2010

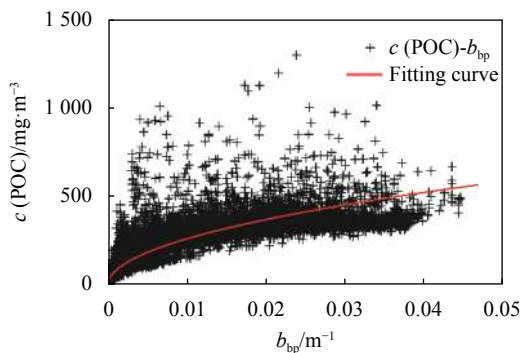


图 2 2010 年夏季东海 $b_{bp}(555)$ 与 POC 浓度之间的关系拟合结果

Fig.2 Correlations between POC concentration and $b_{bp}(555)$ in the East China Sea in the summer of 2010

浓度参考数据偏低。

使用 Two-Step 算法和 NDCI 算法计算得到的 2010 年四季表层 POC 浓度均值结果以及 Ocean Color 网站根据蓝绿波段比值算法估算的结果对比如表 3 所示。通过对比可以看出, 使用 NDCI 算法计算得到的表层含量和 Ocean Color 网站的数据偏差较大, 四个季节均超过 6.25%, 夏季误差达到了 30.87%,

表 2 2010 年四季 NDCI 算法中系数的拟合结果

Tab.2 Fitting coefficients of NDCI algorithm in the four seasons of 2010

Season	C_1	C_2	C_3	C_4
Spring	0.4530	-0.2363	0.7956	2.4040
Summer	1.9500	0.3512	0.3666	2.4340
Autumn	2.4980	0.8714	0.4702	2.3710
Winter	0.5900	-0.6275	0.6831	2.3480

而 Two-Step 算法计算的误差在 6% 以内。为了进一步验证 Two-Step 算法的准确性, 在 Ocean Color 上获取到 2012 年和 2013 年不同季度的 $R_{rs}(555)$ 数据, 利用该算法得到相应的表层 POC 浓度均值, 与 Ocean Color 网站的估算值进行了比较, 结果如图 4 所示。从结果可以看出, 除了个别数据点以外, 通过 Two-Step 算法反演得到的 POC 浓度值略高于 Ocean Color 的估算值。2012 年夏季、2013 年春夏两季的 POC 浓度估算数值与 Ocean Color 网站的估算值差异较大, 因为

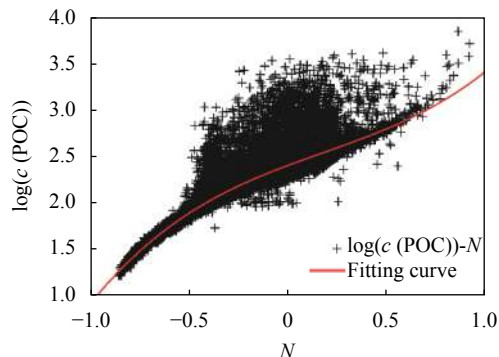


图 3 2010 年春季东海 $\log(c(POC))$ 与 N 之间关系的拟合结果

Fig.3 Correlations between $\log(c(POC))$ and N in the East China Sea in the spring of 2010

Ocean Color 网站采用的是蓝绿波段比值算法, 依赖 $R_{rs}(443)$ 的测量数值, 2012 年夏季与 2013 年春夏两个季节因部分区域未获取 $R_{rs}(443)$ 测量数值而较 2010 年明显偏低。排除此类差异, 二者的整体变化趋势相同, 且数据偏差在 6.37% 以内, 因此使用 2010 年数据拟合的 Two-Step 算法进行 POC 浓度的估算较为合理。

表 3 2010 年四季东海表层 POC 浓度均值估算结果

Tab.3 Estimation result of surface average POC concentrations in the East China Sea in the four seasons of 2010

Season	NASA	Two-Step		NDCI	
	$c(POC)/10^2 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$	$c(POC)/10^2 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$	Relative error	$c(POC)/10^2 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$	Relative error
Spring	1.743	1.744	0.02%	1.597	8.38%
Summer	1.160	1.224	5.58%	1.517	30.87%
Autumn	1.390	1.402	0.86%	1.477	6.25%
Winter	1.690	1.646	2.55%	1.412	16.46%

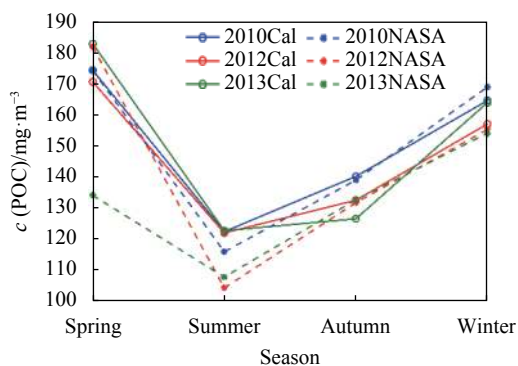


图 4 对比 Two-Step 算法计算得到的 POC 浓度值与 Ocean Color 网站的结果

Fig.4 Comparison of POC concentrations of the results calculated using Two-Step algorithm and the results from Ocean Color

1.2 表层 DOC 浓度反演算法

目前 DOC 浓度的反演主要基于遥感反射比或者 CDOM 吸收系数, 在国内发展出了适用于大多数湖泊的算法模型^[19-21]。姜等^[19]在对太湖 DOC 浓度的研究中, 提出了 DOC 浓度与 250 nm 和 365 nm 两个波长处的 CDOM 吸收系数之间的关系。刘等^[13]在对东海的研究中, 提出了 DOC 浓度与叶绿素 a 浓度 (Chla) 和 CDOM 吸收系数在晚秋和冬季的关系。由于 CDOM 吸收系数在特定波长的数据较难获取, 因此文中研究采用遥感反射比对 DOC 浓度进行反演。

DOC 浓度与水体光谱反射比呈现相关性。陈等^[20]在研究中发现, 遥感反射比与水体光谱反射比是相等的, 因此可以使用遥感反射比代替水体光谱反射比进

行研究。DOC 浓度与遥感反射比之间的关系可简化为:

$$\log(c(\text{DOC})) = D_1 \log(R_{rs}(\lambda_1)/R_{rs}(\lambda_2)) + D_2 \quad (5)$$

式中: D_1 、 D_2 为待定系数; λ_1 、 λ_2 为参比波长, 不同水体采用的系数以及参比波长存在差异。陈等^[20]对珠江的研究和张等^[21]对太湖的研究中总结了线性良好、相对误差较小的 DOC 浓度与遥感反射比的关系, 分别为公式 (6a) 和 (6b):

$$\begin{cases} \log(c(\text{DOC})) = 1.2419 \log \frac{R_{rs}(670)}{R_{rs}(412)} - 0.2614 & (a) \\ \log(c(\text{DOC})) = 0.654 \log \frac{R_{rs}(670)}{R_{rs}(530)} + 1.007 & (b) \end{cases} \quad (6)$$

由于目前对东海区域 DOC 浓度反演的研究较少, 无法根据现有的成果对待定系数进行拟合。文中对表层 DOC 浓度估算所采用的两个公式进行比较, 选择与实际值更接近的算法进行优化。在 Ocean Color 的网站分别获取到 2010 年 MODIS-Aqua 四个

季节的 3 级数据 $R_{rs}(667)$ 、 $R_{rs}(531)$ 和 $R_{rs}(412)$ 数据, 代入公式 (6) 的计算结果如表 4 所示, $c_{(\text{Eq.6a})}(\text{DOC})$ 和 $c_{(\text{Eq.6b})}(\text{DOC})$ 分别代表由公式 (6a) 和 (6b) 求得的 DOC 浓度。

结合参考文献 [22-24] 中海表层的 DOC 浓度实测均值 $c_v(\text{DOC})$, 把利用公式 (6) 中的两种算法计算得到的结果进行比对可知, 使用公式 (6a) 得到的数据均小于实测均值, 且相差较大; 使用公式 (6b) 计算得到的结果和实测均值处于同一个数量级, 数值相差 2.35~3.36 倍。利用实测均值对公式 (6b) 所得结果分季度进行线性拟合确定公式 (5) 中的系数, 并估算 2006~2010 年东海表层 DOC 浓度, 结果如图 5 所示。夏季全年表层 DOC 浓度均值在夏季最高, 秋季最低。夏秋冬季表层 DOC 浓度均值年变化较为平稳。2006 年与 2010 年的春冬两季表层 DOC 浓度均值相近, 2007~2009 年随着春季表层 DOC 浓度逐年降低, 差距逐渐增大。

表 4 公式 (6a) 和公式 (6b) 以及修正后公式反演得到的 2010 年东海表层 DOC 浓度均值估算结果

Tab.4 Estimation results of surface average DOC concentrations in the East China Sea in 2010 by using Eq.(6a), Eq.(6b) and the modified algorithm

Season	$c_v(\text{DOC})/10^3 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$	$c_{(\text{Eq.6a})}(\text{DOC})/10^3 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$	$c_{(\text{Eq.6a})}(\text{DOC})/c_v(\text{DOC})$	$c_{(\text{Eq.6b})}(\text{DOC})/10^3 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$	$c_{(\text{Eq.6b})}(\text{DOC})/c_v(\text{DOC})$
Spring	0.960	0.139	0.145	2.419	2.52
Summer	1.080	0.054	0.05	2.539	2.35
Autumn	0.820	0.086	0.105	2.755	3.36
Winter	0.970	0.114	0.118	2.700	2.78

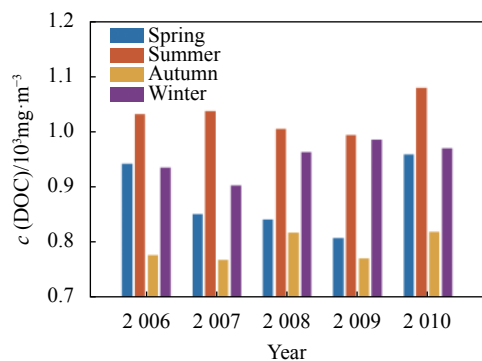


图 5 公式 (5) 反演得到的 2006~2010 年东海表层 DOC 浓度均值估算结果

Fig.5 Estimation results of surface average DOC concentrations in the East China Sea from 2006 to 2010 by using Eq. (5)

2 有机碳垂直分布模型

2.1 POC 垂直分布模型研究

POC 浓度与波长 660 nm 处的颗粒衰减系数 $c_p(660)$ 具有良好的线性关系, 传统的 POC 浓度实测数据在垂直方向上的取样点较少, 而 $c_p(660)$ 可以通过光学仪器测量得到连续的垂直剖面分布^[25]。因此, 常用 $c_p(660)$ 的剖面来表征 POC 浓度的垂直分布^[26]。基于此方法, 目前已经提出的 POC 垂直分布模型主要有四种: 上下均匀型、指数衰减型、高斯分布型和折线衰减型^[10], 图 6 为以上四种模型的示意图, 其模型公式如表 5 所示。

刘等^[10]的研究及其在站点实测的 POC 浓度与

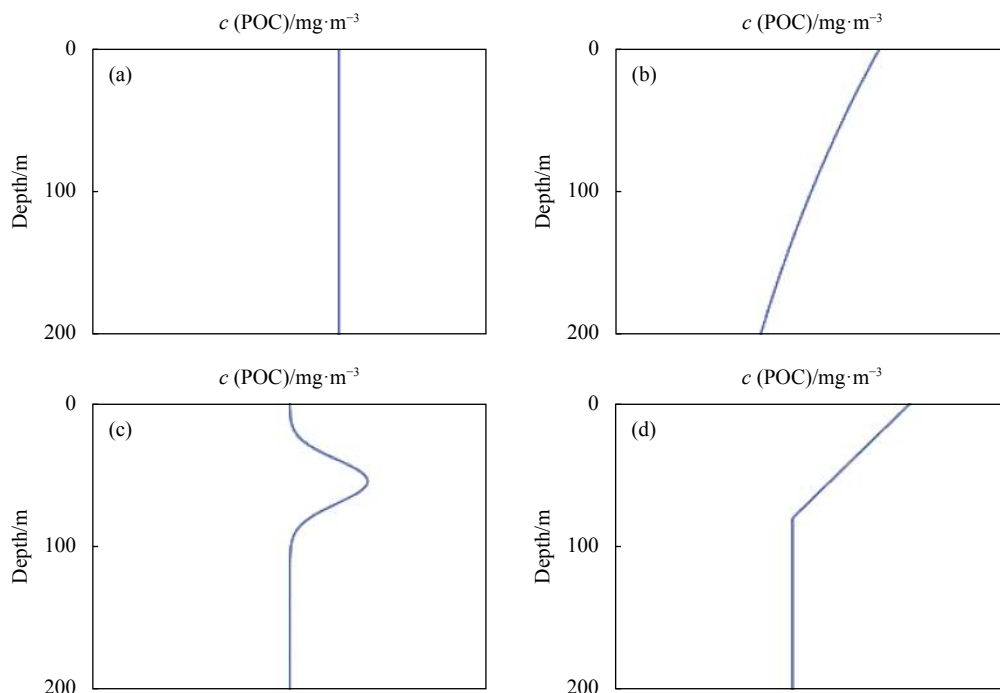


图 6 POC 垂直分布模型示意图。(a) 上下均匀型; (b) 指数衰减型; (c) 高斯分布型; (d) 折线衰减型

Fig.6 Schematic diagram of POC vertical distribution models. (a) Uniform distribution; (b) Exponential distribution; (c) Gaussian distribution; (d) Folding line distribution

表 5 四种 POC 垂直分布模型公式

Tab.5 Formulas of four POC vertical distribution models

Distribution models	Formulas
Uniform distribution	$c(\text{POC})_Z = c(\text{POC})_0$
Exponential distribution	$c(\text{POC})_Z = c(\text{POC})_0 e^{-k(z_0 - z)}$
Gaussian distribution	$c(\text{POC})_Z = c(\text{POC})_0 \left[1 + (A/\sigma \sqrt{\pi/2}) e^{-2(Z - Z_{\max})^2 / \sigma^2} \right]$
Folding line distribution	$c(\text{POC})_Z = c(\text{POC})_0 - \frac{(c(\text{POC})_0 - c(\text{POC})_{\text{DM}})Z}{z_{\text{DM}}}$

其中, $c(\text{POC})_z$ 表示在深度 z 处的 POC 浓度; $c(\text{POC})_0$ 为表层或深度为 z_0 处的 POC 浓度; k 代表 POC 浓度随深度衰减的速率; z_{\max} 为次表层最大值深度; A 与 σ 为次表层最大值发生的幅度与宽度; z_{DM} 为下混合层上边界深度; $c(\text{POC})_{\text{DM}}$ 为下混合层 POC 浓度。

$c_p(660)$ 数据表明: 春季浮游植物的活动旺盛, 为水体输入了大量颗粒有机物, 用体现水体混匀作用的 $c_p(660)$ 来表征 POC 浓度垂直分布的误差较大; 夏季、秋季与冬季 $c_p(660)$ 与 POC 浓度有较好的线性关系, 可以由 $c_p(660)$ 的垂直分布特征给出合适的 POC 垂直分布模型。由于东海具有较高的初级生产力^[27], 东海春季上混合层的 POC 浓度受浮游植物光合作用的影响, 在上混合层逐渐积累, 随着深度增加初级生产力下降而衰减。夏季水体层化作用最强, 在陆架区域高盐、高营养的次表层水体可以同时满足生物活动的营养成分和适宜的光照条件, $c_p(660)$ 呈现次表层最大值分

布。秋冬季受到强烈的季风作用, $c_p(660)$ 在 0~200 m 总体上呈现上下均匀的垂直分布。因此, 该研究根据季节确定 POC 垂直分布模型: 春季采用折线分布模型, 夏季采用高斯分布模型, 秋冬季采用上下均匀分布模型。

2.2 DOC 垂直分布模型研究

关于 DOC 垂直分布已有一些讨论。Guo 等^[28] 发现 DOC 浓度与水密度有显著相关性, 推测水体结构为 DOC 分布的主控因素。Owaga 等^[29] 发现 DOC 垂直分布和叶绿素等生物参数的相关性较弱, DOC 的垂直分布主要受水团混合 (黑潮水和陆架水) 过程的

影响。在考虑大尺度下 DOC 分布特征时,生物活动对 DOC 浓度的影响可以忽略,水体物理作用是 DOC 垂直分布的绝对因素。

水体密度是分析水体物理作用的一个重要指标,其结构与水团类型密切相关。文中借鉴了 Li^[30] 的方法,通过水体的温度、盐度等水文特征对水团类型进行划分。Li 引入了水团系数 β 来划分水团类型,可将东海划分成三种典型的水团:沿岸流,陆架混合水与黑潮水主导区域。由下式可以得出水团系数 β :

$$\beta = \frac{T - T'}{\Delta T} + \frac{S - S'}{\Delta S} \alpha \quad (7)$$

式中: T 、 S 为现场测量温盐; T' 、 S' 为全区域平均温盐, ΔT 、 ΔS 分别为沿岸流与黑潮水之间的年平均温度差与盐度差; α 为修正系数,一般取值为 5。

结合 Argo 提供的实测温度、盐度数据,可以得出东海的水团类型分布。沿岸流主导区域主要出现在以长江入海口和杭州湾为中心附近区域,而 β 的显著高值出现在台湾北部海域以及日本南部海域,有明显的黑潮水特征。在春夏季东海的绝大部分区域为沿岸流影响的陆架混合水,而在秋冬季除中国东南沿海之外的大部分海域都为黑潮水。

文中将水团类型和季节作为判断水体层化作用的主要依据。沿岸水体视作混匀水体,黑潮水团视作层化水体。陆架混合水在秋冬季呈现混匀水体的特征,而在季风作用减弱的春夏季,陆架混合水出现密度跃层,即此时海水密度随着深度增加突然变大,此时的层化作用较强。

东海水体中的 DOC 浓度在垂直分布上具有较明显的季节特征,概括而言,对于半层化水体,在秋季和冬季大部分区域都是上下混匀分布,在春夏季则通常呈现表层高,底层低的阶梯式分布。对于沿岸水体,可以视作上下混匀分布。对于层化作用强的黑潮水主导区域,可以采用阶梯式分布的模型。混匀分布和阶梯式分布如图 7 所示,可以用下式进行简化估算:

$$c(\text{DOC})_z = \begin{cases} c(\text{DOC})_0 & z \leq a \\ \frac{(c(\text{DOC})_B - c(\text{DOC})_0)(z - a)}{b - a} + c(\text{DOC})_0 & a < z < b \\ c(\text{DOC})_B & z \geq b \end{cases} \quad (8)$$

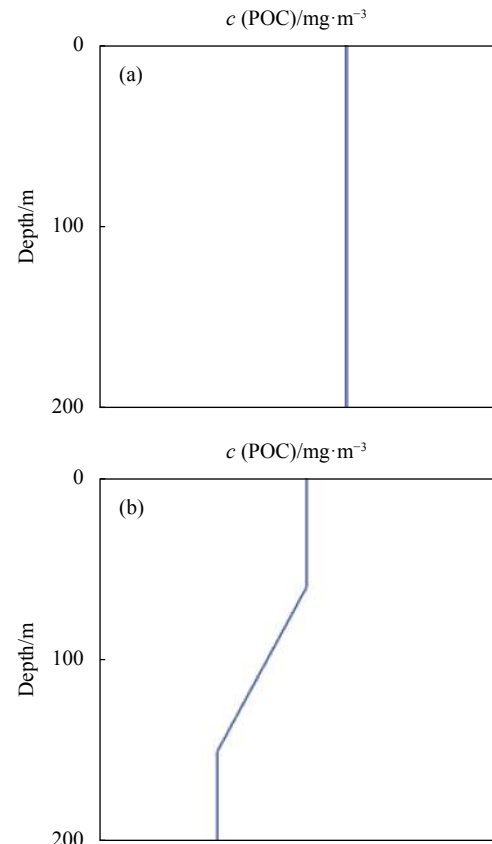


图 7 DOC 垂直分布模型示意图。(a) 混匀分布; (b) 阶梯式分布
Fig.7 Schematic diagram of DOC vertical distribution models.
(a) Uniform distribution; (b) Stratification distribution

式中: z 为深度; a 为上混合层深度; b 为下混合层上边界深度; $c(\text{DOC})_z$ 为 z 深度下的 DOC 浓度; $c(\text{DOC})_0$ 为表层 DOC 浓度; $c(\text{DOC})_B$ 为底层 DOC 浓度。底层 DOC 浓度空间分布变化不大且平均值在 $0.816 \times 10^3 \text{ mg/m}^3$ 左右。由于密跃层下界面深度的季节变化很小,文中采用了两个季节的平均分布作为经验参数输入。

3 结 果

3.1 表层 POC 浓度估算

根据 Two-Step 算法计算得到的东海表层 POC 浓度结果已在表 3 给出。从春季到冬季表层 POC 浓度均值依次为 $1.744 \times 10^2 \text{ mg/m}^3$, $1.224 \times 10^2 \text{ mg/m}^3$, $1.402 \times 10^2 \text{ mg/m}^3$, $1.646 \times 10^2 \text{ mg/m}^3$ 。表层 POC 浓度呈现春季高,冬季、秋季、夏季依次降低的特点。表层 POC 浓度分布结果如图 8 所示,图中白色区域为陆地以及数据缺失点。在近岸水域,特别是在长江入海口附近,POC 浓度达到较高值,超过 500 mg/m^3 ,其中夏季浓度

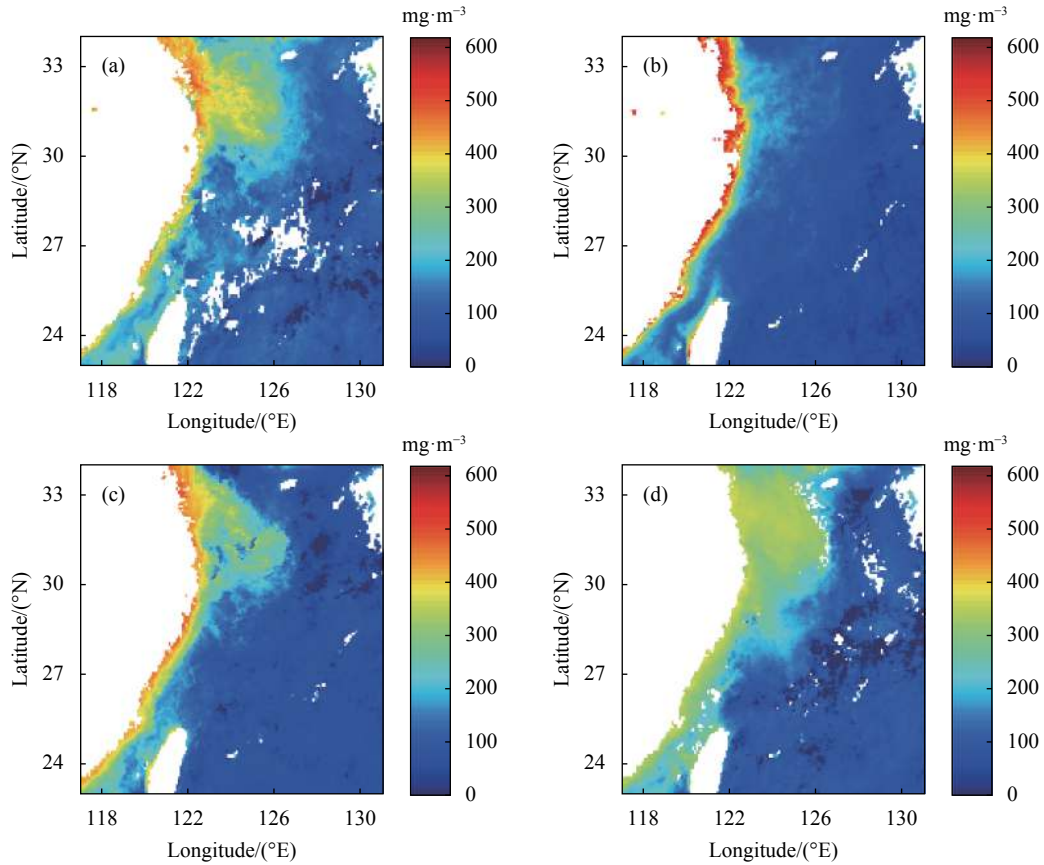


图 8 2010 年东海表层 POC 浓度分布。(a) 春季; (b) 夏季; (c) 秋季; (d) 冬季

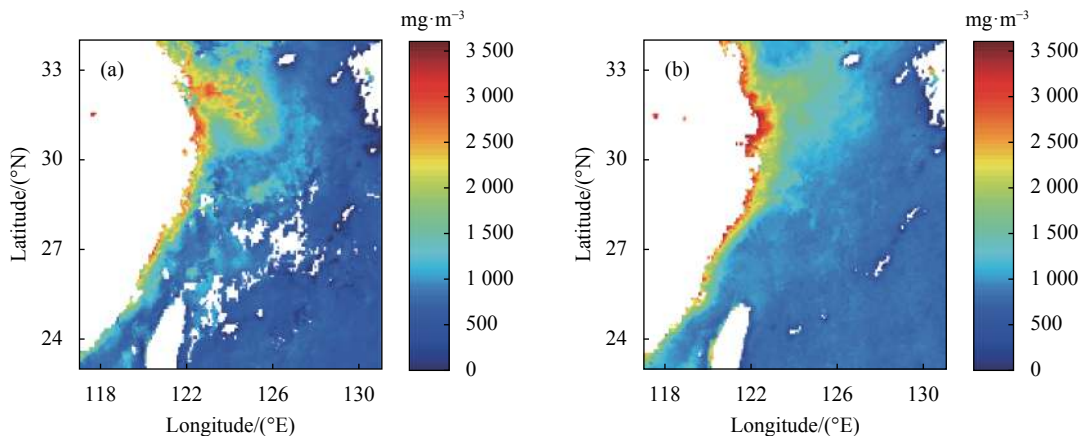
Fig.8 Distribution of surface POC concentration in the East China Sea in 2010. (a) Spring; (b) Summer; (c) Autumn; (d) Winter

最高。但是对于浓度超过 250 mg/m^3 的水域, 春季分布区域最广阔, 而夏季仅集中在近岸, 这也导致夏季表层浓度均值估算较其他季节偏低。

3.2 表层 DOC 浓度估算

使用公式 (5) 得到 2010 年东海四季的表层 DOC 浓度均值已在表 4 中呈现。表层 DOC 浓度呈现夏季

高, 秋季低, 春季和冬季相近的特点。图 9 为东海区域表层 DOC 浓度分布结果。表层 DOC 浓度在长江入海口附近达到最高值。夏季表层 DOC 浓度高值区主要集中在长江入海口以北 122°E 左右的海域, 低值区出现在东海东南部, 总体趋势为从近岸向远洋逐渐降低。



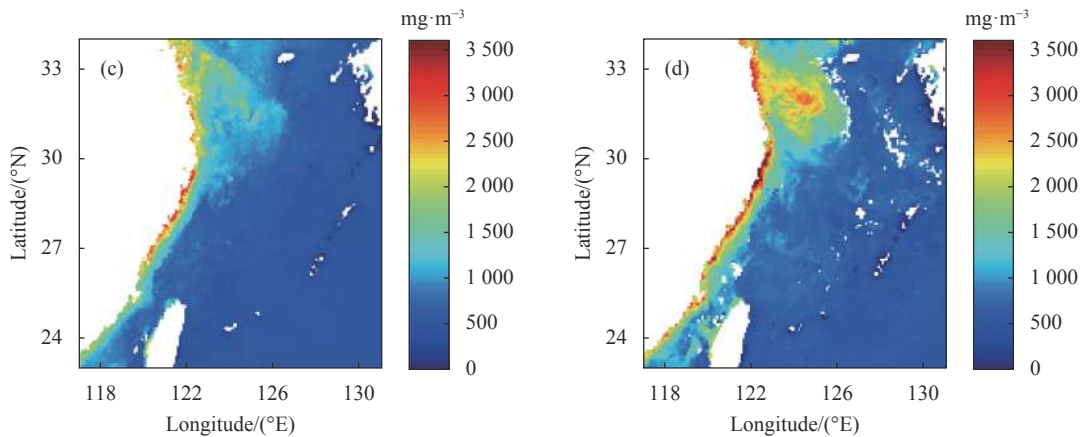


图 9 2010 年东海 DOC 浓度分布。(a) 春季; (b) 夏季; (c) 秋季; (d) 冬季

Fig.9 Distribution of surface DOC concentration in the East China Sea of 2010. (a) Spring; (b) Summer; (c) Autumn; (d) Winter

3.3 有机碳总浓度估算

东海水域真光层深度分布如图 10 所示。根据海图在线网 (<http://www.enclive.cn/Support/MaritimeKnowledge/13280.html>) 提供的海图数据, 东海大陆架是外缘水深在 150~200 m 之间, 将全水柱深度视作 200 m 能够反映东海绝大部分海域的情况。结合真光层深

度和 POC 垂直分布构建真光层的 POC 浓度的垂直分布模型, 再根据 POC 表面浓度得到整个真光层内的 POC 总储量。全水柱与真光层 POC 总储量估算如图 11 所示。全水柱 POC 总储量冬季最高, 春季最低, 冬、秋、夏、春季依次降低。真光层 POC 总储量呈现夏季最高、冬季最低, 四季相差不明显的特点。

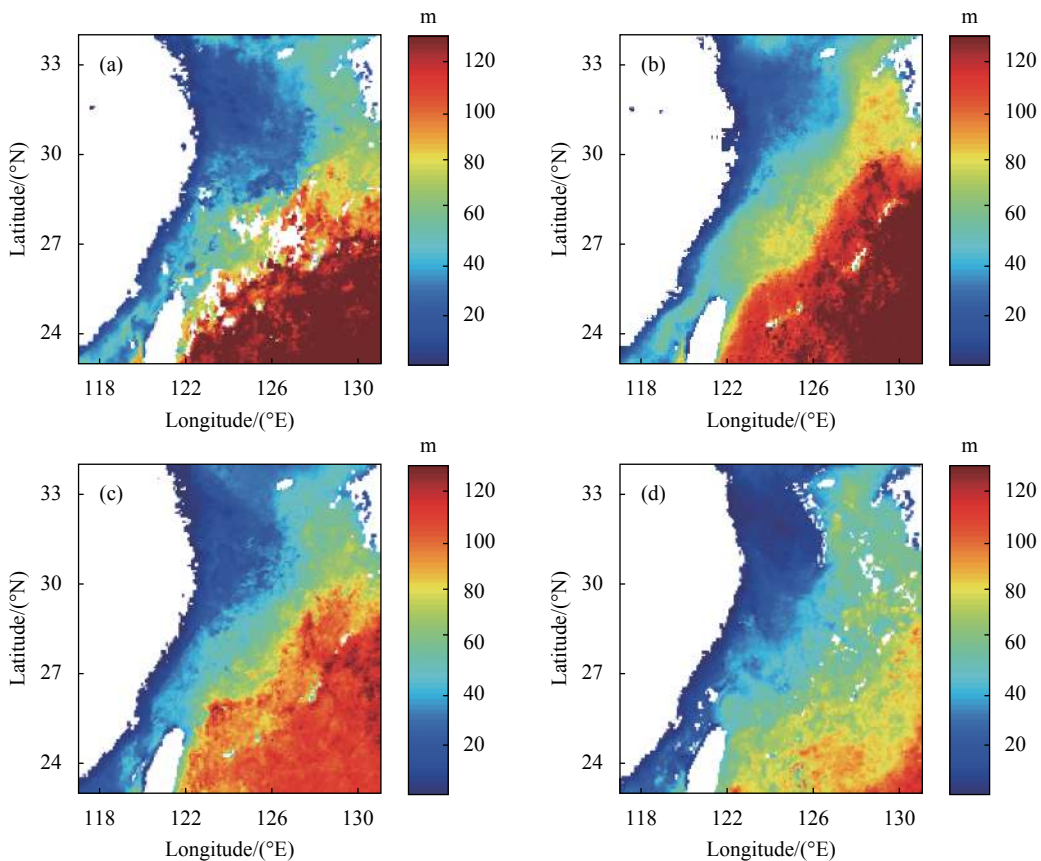


图 10 2010 年东海真光层深度。(a) 春季; (b) 夏季; (c) 秋季; (d) 冬季

Fig.10 Depth distribution of the euphotic layer in the East China Sea in 2010. (a) Spring; (b) Summer; (c) Autumn; (d) Winter

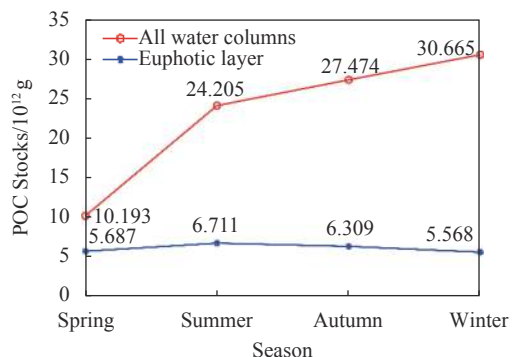


图 11 2010 年东海全水柱与真光层 POC 总储量估算

Fig.11 Estimation of POC stocks in the all water columns and the euphotic layer of the East China Sea in 2010

文中研究根据季节、水团系数来确定 DOC 垂直分布。陆架混合水在春夏季呈现阶梯式分布,在秋冬季呈现混匀分布。暖流水团呈现阶梯式分布,沿岸水团呈现混匀分布。由 DOC 表面浓度估算值和 DOC 垂直分布模型,得到 DOC 总储量与季节的关系,如图 12 所示。全水柱 DOC 总储量冬季高,夏季和秋季相近,春季最低。真光层 DOC 总储量呈现夏季最高,春、秋、冬依次降低的特点。

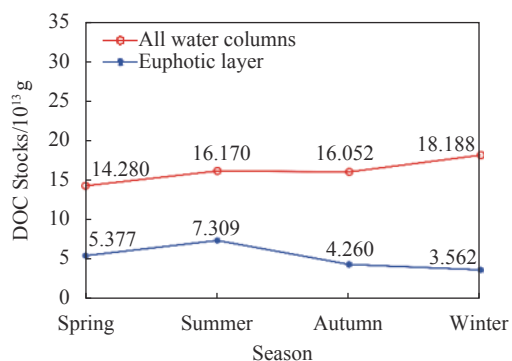


图 12 2010 年东海全水柱与真光层 DOC 总储量估算

Fig.12 Estimation of DOC stocks in the all water columns and the euphotic layer of the East China Sea in 2010

4 讨论

表层 POC 和 DOC 的浓度均呈现在长江入海口等沿岸区域高,由近岸向远洋逐渐降低的特点。近岸高值主要来自于沿岸流和长江冲淡水等的陆源输入。

根据程等^[31]的实测数据,春季和冬季表层 POC 主要来源于浮游植物的光合作用产生大量有机碳,夏季与秋季表层 POC 主要源于陆地河流的流入。浮游

植物的生产对于 POC 的浓度贡献比陆源输入的贡献大,因此形成春季和冬季表层 POC 浓度较高的现象。一方面,陆源输入的大量颗粒物会使得河口附近的近岸区域表层 POC 浓度骤增;另一方面,以长江冲淡水为例,由于人类活动为陆源水体带来了丰富的营养盐,在 31°N, 124.5°E 区域的 10 m 层,冲淡水与外海水混合形成了有利于浮游植物生长的过渡区,造成了 POC 浓度的高值。

东海东南部表层 DOC 浓度低值区主要是受到贫营养的黑潮表层水的影响。夏季表层 DOC 浓度长江入海口附近的高值区主要来源是生物体碎屑分解过程中释放大量的 DOC。夏季长江径流量增大,携带大量溶解有机质入海,同样导致长江口入海口处 DOC 质量浓度较高。秋季河流普遍水量下降,生物活动迟缓,不利于带走以及分解 DOC 进而导致表层浓度较高。

在有机碳总储量方面,2010 年全水柱 POC 总储量呈现冬季高、秋、夏、春季依次降低的特点。冬季 POC 全水柱储量较高可能得益于陆源输入和海洋生物活动积累的 POC 沉积速率较高,水动力较弱使得颗粒悬浮物易于在海底沉积与保存。与表层 POC 浓度春季较高的现象不同,POC 总储量在春季显著低于夏季 POC 总储量。产生这一现象的原因是两个季节由于季风作用不同在颗粒沉降过程中存在差异,夏季具有较高的初级生产力,且从表层开始就形成了较强的密度跃层,易在次表层形成富营养水体。真光层 POC 总储量呈现夏季高、冬季低的特点,因为冬季光照不强,真光层深度较浅,大部分陆架区域的真光层深度都在 10~20 m 之间。图 13 展示了在 2006~2015 年 10 年内东海 POC 全水柱储量的变化。其中,因 2011 年冬季数据缺失点较多,计算偏差较大,使用相邻两年数据的均值替代。从图中可以看出,全水柱 POC 储量整体呈现上升趋势,不同年份数值上下波动。其中 2010 年 POC 储量最多,年均达到 2.313×10¹³ g, 2007 年 POC 储量最低,年均均为 2.136×10¹³ g。

2010 年东海全水柱 DOC 总储量呈现冬季高、春季低的特点,原因是冬季强烈的水体混匀作用使得 DOC 向海底沉积。真光层 DOC 总储量呈现秋季高、冬季低的特点,原因可能是秋季混匀作用不如冬季强烈,上层浮游植物生产在表层呈现高值。图 14 展示

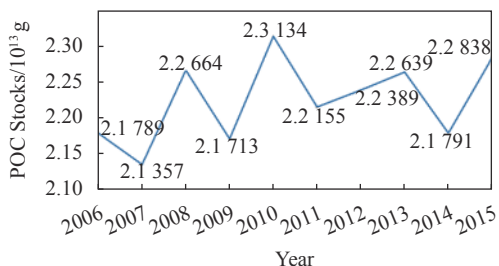


图 13 2006~2015 年东海 POC 全水柱储量对比

Fig.13 Comparison of POC stocks in the all water columns of the East China Sea from 2006 to 2015

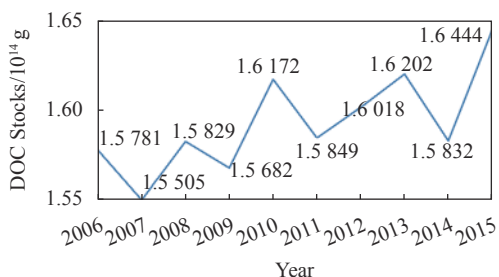


图 14 2006~2015 年东海 DOC 全水柱储量对比

Fig.14 Comparison of DOC stocks in the all water columns of the East China Sea from 2006 to 2015

了在 2006~2015 年 10 年内东海 DOC 全水柱储量的变化。其中,因 2011 年冬季数据缺失点较多,计算偏差较大,使用相邻两年数据的均值替代。总体上 DOC 全水柱储量呈起落式上升。其中 2015 年 DOC 全水柱储量达到峰值 1.644×10^{14} g, 2007 年 DOC 全水柱储量最低为 1.551×10^{14} g。东海全水柱 POC 储量与 DOC 储量的年变化趋势一致,全水柱 DOC 年均储量约为 POC 的 7.16 倍。

5 结论

相较于已有研究较多的大洋区域,边缘海区域的碳储量模型需要考虑季节、地域因素、水文特点等更多的参数输入。东海表层 POC 浓度估算使用的是 Two-Step 算法。在 POC 浓度垂直分布模型中,春季采用折线分布,夏季采用高斯分布,秋冬季采用上下均匀分布。2010 年东海 POC 全水柱储量范围为 $1.019 \times 10^{13} \sim 3.067 \times 10^{13}$ g, 真光层储量范围为 $5.568 \times 10^{12} \sim 6.711 \times 10^{12}$ g。东海表层 DOC 浓度估算使用公式 (5) 的算法。在 DOC 垂直分布模型中,陆架混合水在春夏季呈现阶梯式分布,在秋冬季呈现混匀分布;暖流水团呈现阶梯式分布,沿岸水团呈现混匀分布。

2010 年东海 DOC 全水柱储量范围为 $1.428 \times 10^{14} \sim 1.819 \times 10^{14}$ g, 真光层储量范围为 $3.562 \times 10^{12} \sim 7.309 \times 10^{12}$ g。2006~2015 年,东海有机碳总储量呈波动上升趋势。

海洋有机碳储量的估算对研究碳循环过程与预估气候变化趋势有重要的作用。该研究的模型和算法主要适用于东海水域,具有较强的地域性。对于其他边缘海区域的碳储量估算,需要提供不同的参数输入来构建其对应的算法模型。分水域建立不同的模型能够提高边缘海碳储量估算的精确度,降低碳循环中的不确定性,更准确地估算未来地球气候系统的变化趋势。文中研究仍存在一些不足之处,在反演 POC 浓度时还未考虑到区分混杂的其他颗粒物;DOC 垂直分布模型研究中获取的温盐数据精度不够,导致在区分水团类型时界限比较模糊。未来将会在区分 POC 与颗粒无机碳 (PIC), 细化水团类型的划分上进行研究。

参考文献:

- [1] Lade S J, Donges J F, Fetzer I, et al. Analytically tractable climate-carbon cycle feedbacks under 21st century anthropogenic forcing [J]. *Earth System Dynamics*, 2018, 9(2): 507-523.
- [2] Hedges J I, Keil R G, Benner R. What happens to terrestrial organic matter in the ocean? [J]. *Organic Geochemistry*, 1997, 27(5-6): 195-212.
- [3] Katz M E, Wright J D, Miller K G, et al. Biological overprint of the geological carbon cycle [J]. *Marine Geology*, 2005, 217(3-4): 323-338.
- [4] Stramski D, Reynolds R A, Kahru M, et al. Estimation of particulate organic carbon in the ocean from satellite remote sensing [J]. *Science*, 1999, 285(5425): 239-242.
- [5] Stramski D, Reynolds R A, Babin M, et al. Relationships between the surface concentration of particulate organic carbon and optical properties in the eastern South Pacific and eastern Atlantic Oceans [J]. *Biogeosciences*, 2008, 5(32): 171-201.
- [6] Son Y B, Gardner W D, Mishonov A V, et al. Multispectral remote-sensing algorithms for particulate organic carbon (POC): The Gulf of Mexico [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2009, 113(1): 50-61.
- [7] Duforet-Gaurier L, Loisel H, Dessailly D, et al. Estimates of particulate organic carbon over the euphotic depth from in situ measurements. Application to satellite data over the global

- ocean [J]. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 2010, 57(3): 351-367.
- [8] Arenz R F, Lewis W M, Saunders J F. Determination of chlorophyll and dissolved organic carbon from reflectance data for Colorado reservoirs [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1996, 17(8): 1547-1566.
- [9] Mannino A, Russ M E, Hooker S B. Algorithm development and validation for satellite-derived distributions of DOC and CDOM in the US Middle Atlantic Bight [J]. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 2008, 113(C7): C07051.
- [10] 刘琼. 东海上层海洋有机碳储量的遥感估算方法研究[D]. 武汉: 武汉大学, 2013.
- [11] Liu Qiong, Pan Delu, Bai Yan, et al. Estimating dissolved organic carbon inventories in the East China Sea using remote-sensing data [J]. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 2014, 119(10): 6557-6574.
- [12] Cui QianFang, He Xianqiang, Liu Qiong, et al. Estimation of lateral DOC transport in Marginal Sea based on remote sensing and numerical simulation [J]. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 2018, 123(8): 5525-5542.
- [13] Liu Qiong, Pan Delu, Bai Yan, et al. The satellite reversion of dissolved organic carbon (DOC) based on the analysis of the mixing behavior of DOC and colored dissolved organic matter: The East China Sea as an example [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2013, 32(2): 1-11.
- [14] Wang Xiaomei, Tang Junwu, Ding Jing, et al. The retrieval algorithms of diffuse attenuation and transparency for the Case-II waters of the Huanghai Sea and the East China Sea [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2005, 27(5): 38-45. (in Chinese)
- [15] Mu Bing. Remote sensing information extraction in Bohai Turbid Water from geostationary ocean color image data[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2014.(in Chinese)
- [16] Jiang Guangjia, Su Wen, Ma Ronghua, et al. Remote estimation and temporal-spatial variability of particulate organic carbon concentrations in eutrophic inland water [J]. *Journal of Infrared and Millimeter Waves*, 2015, 34(2): 203-210. (in Chinese)
- [17] Wang Guifen, Zhou Wen, Cao Wenxi, et al. Variation of particulate organic carbon and its relationship with bio-optical properties during a phytoplankton bloom in the Pearl River estuary [J]. *Marine Pollution Bulletin*, 2011, 62(9): 1939-1947.
- [18] Zhang Jie, Lv Heng, Pan Hongzhou, et al. Quantitative estimation of particulate organic carbon and diurnal variation in inland eutrophic lake [J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 2015, 40(12): 1618-1624. (in Chinese)
- [19] Jiang Guangjia, Ma Ronghua, Duan Hongtao. Estimation of DOC concentrations using CDOM absorption coefficients: A case study in Taihu Lake [J]. *Chinese Journal of Environmental Science*, 2012, 33(7): 2235-2243. (in Chinese)
- [20] Chen Chuqun, Shi Ping. Application of ocean color satellite remote sensing data for estimation of DOC concentration [J]. *Acta Scientiae Circumstantiae*, 2001, 21(6): 715-719. (in Chinese)
- [21] Zhang Yunlin, Huang Qunfang, Ma Ronghua, et al. Retrieving of dissolved organic carbon based on irradiance reflectance in typical lake zones of Lake Taihu [J]. *Advances in Earth Science*, 2005, 20(7): 772-777. (in Chinese)
- [22] Shang Rongning, Wang Zuohua, Zhang Chuansong, et al. Distribution of dissolved organic carbon in the Yellow Sea and East China Sea in winter [J]. *Advances in Marine Science*, 2012, 30(1): 94-101. (in Chinese)
- [23] Shi Xiaoyong, Li Hongmei, Zhang Chuansong, et al. Distribution of dissolved organic carbon in the Yellow Sea and the East China Sea in summer, 2006 [J]. *Advances in Marine Science*, 2013, 31(3): 391-397. (in Chinese)
- [24] Zhang Ting, Wang Zuohua, Shi Xiaoyong, et al. Spatial distribution of dissolved organic carbon in the Yellow Sea and East China Sea [J]. *Marine Environmental Science*, 2011, 30(2): 162-166. (in Chinese)
- [25] Bishop J K B, Calvert S E, Soon M Y S. Spatial and temporal variability of POC in the northeast Subarctic Pacific [J]. *Deep-sea Research Part II-topical Studies in Oceanography*, 1999, 46(11-12): 2699-2733.
- [26] Bishop J K B. Transmissometer measurement of POC [J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1999, 46(2): 353-369.
- [27] Hung C C, Tseng C W, Gong G C, et al. Behavior and fluxes of particulate organic carbon in the East China Sea [J]. *Biogeosciences Discussion*, 2013, 10(10): 4271-4302.
- [28] Guo Laodong, Santschi P H, Warnken K W. Dynamics of dissolved organic carbon (DOC) in oceanic environments [J]. *Limnology and Oceanography*, 1995, 40(8): 1392-1403.
- [29] Ogawa Hiroshi, Usui Toshihiro, Koike Isao. Distribution of dissolved organic carbon in the East China Sea [J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2003, 50(2): 353-366.
- [30] Li Guangxue, Han Xinbin, Yue Shuhong, et al. Monthly variations of water masses in the East China Seas [J]. *Continental Shelf Research*, 2006, 26(16): 1954-1970.
- [31] Cheng Jun. Seasonal variation, distribution and sources of particulate organic carbon in the Yellow Sea and East China Sea[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2011.(in Chinese)