西北太平洋黑潮延伸体海域溶解和颗粒有机碳的垂直分布特征及其影响因素*

刘 雪[1,2]，毕 蓉[1,2**]，李骁麟[3]，李 莉[1,2]，张洪海[1,2]，张传莉[1,2]，
彭 松[1,2]，张海龙[4]，丁 杨[1,2]，肖晓彤[1,2]，赵美训[1,4]

(1.中国海洋大学深海圈层与地球系统前沿科学中心 海洋化学理论与工程技术教育部重点实验室，山东 青岛 266100；
2.青岛海洋科技中心海洋生态与环境科学功能实验室，山东 青岛 266237；
3.厦门大学 海洋生物地球化学全国重点实验室，福建 厦门 361100；4.崂山实验室，山东 青岛 266237)

摘 要： 海洋溶解有机碳(Dissolved organic carbon，DOC)与颗粒有机碳(Particulate organic carbon，POC)是全球碳循环的核心组分，其分布与转化深刻影响着海洋的碳汇能力。西北太平洋黑潮延伸体海域拥有全球最强的西边界流系统之一，其有机碳循环过程尤为复杂。本研究于2023年5月对该海域两个典型站位的DOC、POC垂向浓度变化开展同步观测，并结合温度、盐度及营养盐等关键环境参数解析其分布特征与主控因素。结果表明，DOC与POC浓度均随深度增加而显著下降。DOC浓度在约1 000 m以深趋于稳定，POC在约300 m以深趋于恒定，该分布特征受浮游植物初级生产与微生物降解的共同作用影响。DOC与POC垂向分布呈现南北差异：1 000 m以浅，南部黑潮区DOC浓度整体高于北部黑潮-亲潮混合区，而POC高值区在南部站位集中于75～300 m水层，在北部站位则局限于75 m以浅。此外，DOC与POC浓度呈显著正相关，南部站位主要受水体层化等物理过程及微生物主导过程的调控，北部站位则在上述过程基础上，叠加了浮游植物驱动的经典食物链的调控作用。综上，黑潮延伸体有机碳分布及相互作用受到水文、生物过程区域性差异的影响。本研究明确了不同水文背景下DOC与POC浓度变化的关键控制因子，为深化理解深远海碳循环过程与机制提供了重要基础。

关键词： 溶解有机碳；颗粒有机碳；浮游植物；碳循环；西北太平洋

中图法分类号： P734.4+3　　**文献标志码：** A　　**文章编号：** 1672-5174(2026)09-084-12

DOI： 10.16441/j.cnki.hdxb.20250293

引用格式： 刘雪，毕蓉，李骁麟，等. 西北太平洋黑潮延伸体海域溶解和颗粒有机碳的垂直分布特征及其影响因素[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版)，2026，56(9)：84-95.

Liu Xue，Bi Rong，Li Xiaolin，et al. Vertical distribution and controlling factors of dissolved and particulate organic carbon in the Kuroshio extension of the Northwestern Pacific[J]. Periodical of Ocean University of China，2026，56(9)：84-95.

海洋作为地球上最大的碳库，其碳储量约为陆地碳库的20倍[1-2]，对全球碳循环和气候调节具有至关重要的作用。海洋碳的存在形态多样，其中溶解有机碳(Dissolved organic carbon，DOC)与颗粒有机碳(Particulate organic carbon，POC)是有机碳库的关键组成部分。全球海洋DOC的碳储量高达662 Pg，与大气CO_2储量相当，并约为海洋POC库的25～30倍[3-4]，是全球最大的有机碳库之一。POC则主要来自浮游植物，作为“生物泵”的关键载体，负责将有机碳从表层输送至深海乃至沉积物中[5-7]。两者不仅构成海洋食物网的能量基础，还通过“微生物碳泵”等机制显著影响碳的长期封存，是理解海洋碳循环过程与响应气候变化的核心[8-10]。

海洋中绝大多数DOC和POC由真光层内自养浮游生物产生，其分布随后受到微生物降解与水动力过程(如垂直混合与水平平流)的共同调控[11-16]。在深远海，DOC和POC浓度通常呈现显著的垂直梯度：表层浓度较高，随深度增加迅速降低，在深水中维持较低水平[7,15,17-20]。DOC与POC在来源、转化与输运过程中紧密耦合，构成一个动态相互作用的复杂网络，直接调

* 基金项目：国家自然科学基金项目(42576130，U24A20611)；中央高校基本科研业务费专项项目(202072001，202372001，202472001)；国家自然科学基金委员会共享航次计划项目(42343584)资助
Supported by the National Natural Science Foundation of China(42576130，U24A20611)；the Fundamental Research Funds for the Central Universities(202072001，202372001，202472001)；the National Natural Science Foundation of China Shiptime Sharing Project (42343584)
收稿日期：2025-12-13；修订日期：2026-03-31
作者简介：刘 雪(2001—)，女，硕士生。E-mail：lx15165587210@163.com
** 通信作者：毕 蓉，女，博士，教授，主要研究方向为海洋生态学与有机地球化学。E-mail：rongbi@ouc.edu.cn

中国知网 https://www.cnki.net

控海洋碳循环的路径与通量。然而，当前对 DOC 与 POC 耦合关系的认识，仍很大程度上局限于近岸海域。例如，在富营养化的热带边缘海域瓜纳巴拉湾和波罗的海均报告了全水深 DOC 与 POC 浓度之间极强的正相关性[20-21]。在南奥克尼群岛(South Orkney Islands)周边海域，两者的显著正相关性则主要体现在透光层[22]。室内实验也初步揭示了 DOC 与 POC 相互转化的机制，如，聚集-解聚、胶体形成、微生物代谢和病毒裂解等[23]。当前对深远海区域 DOC 与 POC 相互关系的研究非常有限，限制了对深远海有机碳循环机制的系统理解。

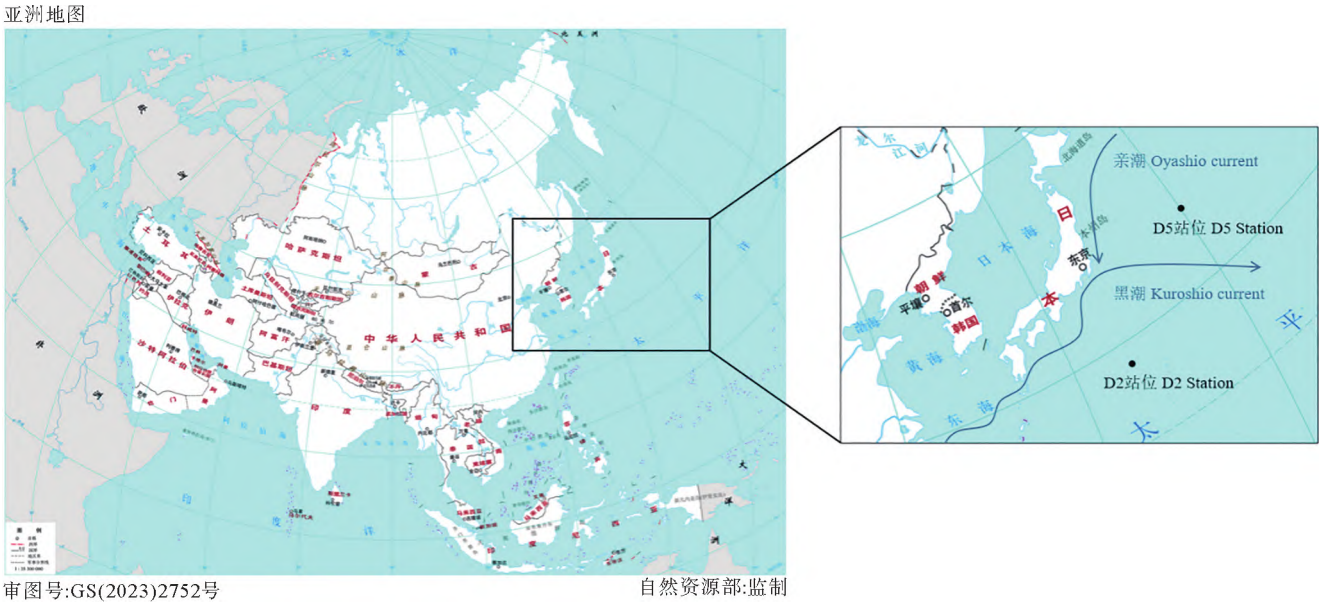
西北太平洋黑潮延伸体海域拥有全球最强的西边界流系统之一，黑潮与亲潮在此交汇(见图 1)。该海域复杂的物理过程不仅驱动着营养盐的输运和生态结构的演变，也对有机碳的生成、转化与分布产生影响[16-17,19]。尽管已有零星研究报道了该区域表层的 POC 浓度(1.17～25.38 μmol/L)[24-25]，以及 DOC 浓度的垂向分布及其影响因素[17,19]，但对 POC 与 DOC 浓度垂向变化的同步观测数据依然缺乏。

为厘清深远海有机碳循环中 DOC 与 POC 的耦合变化特征，本研究在西北太平洋黑潮延伸体的南北部，即黑潮区及黑潮-亲潮混合区各选择一个站位开展了全水柱采样，重点分析了 DOC 与 POC 浓度的垂向分布特征；黑潮区与黑潮-亲潮混合区有机碳分布的差异；DOC 与 POC 的相关性及其驱动因子。研究成果旨在填补该海域 DOC 和 POC 同步观测的空白，为深入理解深远海碳循环提供科学依据。

1　材料和方法

1.1 研究区域

西北太平洋海域辽阔，其环流系统主要受黑潮与亲潮等西边界流的影响(见图 1)[26-27]。黑潮作为一支强大的暖流，将高温、高盐、贫营养盐的亚热带水体向北输送到日本东南沿海，并沿日本南部海岸流入开阔的太平洋中部，形成黑潮延伸体[26,28-30]。与此相对，亲潮则自亚北极地区南下，携带低温、低盐、营养盐丰富的冷水团，并在约北纬 37°附近与黑潮延伸体交汇，形成低温高营养的黑潮-亲潮混合区[26,28]。



(箭头表示洋流的方向[31]。Arrows indicate the direction of ocean currents[31].)

图 1　西北太平洋黑潮延伸体区域采样站位

Fig. 1　The sampling locations in the Kuroshio Extension region of the northwestern Pacific Ocean

该交汇区不仅是重要的物理边界，更是活跃的生物地球化学热点区域。黑潮与亲潮水体的混合直接促进了北太平洋中层水的形成[28,32]。该水团以位密 26.6～27.4 kg·m^{-3} 为特征，具有低盐、低氧的性质[33-34]。其深度范围约在 300～1 000 m 之间，南部边界的位置随季节在北纬 15°到 20°之间变化[28,35-36]。北太平洋中层水对于吸收人为 CO_2 及响应长期气候变率至关重要[28,34]。

与亲潮影响区域相比，黑潮-亲潮混合区具有较高的温度和盐度，同时因亲潮水的输送仍维持着相对较高的营养盐和叶绿素 a 浓度(Chlorophyll a，Chl a)[37-38]。在海面高度、涡旋活动及海表温度方面，黑潮延伸体是西北太平洋中时空和季节变化最剧烈的区域，也是海洋向大气释放热量最多的区域[39]。不同海洋过程的汇合

中国知网　https://www.cnki.net

以及涡旋的形成增强了湍流混合及深层营养盐的向上输送,从而促进了更多的浮游植物水华发生[40-41]。这些特征使得该区域成为西北太平洋一个重要的二氧化碳汇和高初级生产区域。

1.2 样品采集

2023年5—6月,搭乘"东方红3号"科考船在西北太平洋黑潮延伸体海域进行样品采集(见图1)。于2023年5月26日、5月30日分别在D2、D5站位完成DOC和POC样品采集,每个站位每日采样频次为一次。两参数样品采样深度为5～5 934 m(D2站位)、5～5 300 m(D5站位)。DOC和POC全水深的采样均通过搭载Niskin采水瓶的CTD系统完成采集。DOC水样采集使用500 mL聚丙烯瓶,采样瓶预先经酸洗(24 h)处理,并在采样前以现场水样润洗三次,采样时使约100 mL水样溢出后正式采集。对于500 m以浅水层的DOC样品,采样后立即经预灼烧(450 ℃,4 h)的GF/F滤膜(Whatman,孔径:0.7 μm,膜的尺寸:47 mm)过滤;500 m以深样品则未过滤。所有DOC样品采集后均于－20 ℃条件下冷冻保存,以待后续分析。POC样品回收后立即在实验室上经预灼烧(450 ℃,4 h)的GF/F滤膜(Whatman;孔径:0.7 μm;膜的尺寸:25 mm)过滤,滤膜于－20 ℃冷冻保存。本研究设置的D2站位(32.37°N,146.18°E,黑潮区域)与D5站位(38.93°N,150.10°E,黑潮-亲潮混合区域)均位于离岸500 km以外的海域,以最大程度降低河流输入的陆源有机质影响[42-43]。

1.3 样品测定

1.3.1 溶解有机碳的测定 DOC浓度采用配备ASI-V自动进样器的岛津TOC-L分析仪,通过高温催化氧化法进行测定。以溶解于高纯Milli-Q水的邻苯二甲酸氢钾作为DOC的标准物质。分析过程中每6个样品插入一次低碳水(1～2 μmol/L)与深海水(44～47 μmol/L)标准物质进行质量控制。重复测量的变异系数约为2%,其中深海水标准物质多次测定的标准偏差小于1.5%,作为分析精度的依据。仪器空白采用高纯Milli-Q水进行校正,空白样于每批次深海水标准样品分析前测定,测得空白值为0～2 μmol/L。DOC分析的精度为1～3 μmol/L。

1.3.2 颗粒有机碳的测定 用于POC测定的冻干滤膜样品缓慢滴加6 mol/L盐酸酸化处理以去除无机碳,随后于烘箱55 ℃条件下烘干,使用Thermo Flash 2000元素分析仪进行测定。测定标准品选自英国公司(Elemental Microanalysis)乙酰苯胺(Acetanilide)及低有机质土壤标准品(Soil)对测量过程进行质量控制,土壤标准TOC的标准偏差为0.02%(质量百分比;$n=6$)。

1.4 数据分析

本研究混合层深度的定义为位密相对于表层值高0.125 kg·m^{-3}时所对应的深度,位密由每个深度的温度和盐度数据计算获得[44-45]。D2和D5站位表层位密分别为24.52和25.38 kg·m^{-3},D2和D5站位混合层深度及对应的位密分别约为89 m(24.67 kg·m^{-3})和15 m(25.53 kg·m^{-3})。其中,位密为26.6～27.6 kg·m^{-3}的水体被定义为北太平洋中层水[33],深度为200 m处的水温≥14 ℃的站点为黑潮区域[46-47]和水深100 m处的水温≤5 ℃的站点为亲潮区域[48],其余为黑潮-亲潮混合区域[46]。

本研究根据DOC浓度随深度的变化,计算了不同活性的DOC组分的占比[17]。具体而言,根据以往研究中DOC浓度的垂向变化趋势[3,17,49],本文定义200 m的半惰性溶解有机碳(Semi-refractory dissolved organic carbon,SRDOC)浓度为200 m以浅SRDOC的平均值,定义符号代表平均值($SRDOC_{0\sim200\ m}$)。惰性溶解有机碳(Biologically refractory dissolved organic carbon,RDOC)定义为每个站位1 000 m以深水层DOC的平均值(D2/D5:40 μmol/L),且200 m以深的半活性溶解有机碳(Semi-labile dissolved organic carbon,SLDOC)可以忽略。200 m以浅水层SLDOC=DOC－RDOC－$SRDOC_{0\sim200\ m}$,SRDOC=DOC－RDOC－SLDOC;200～1 000 m水层SRDOC=DOC－RDOC。

本研究在全区域(D2＋D5)及D2、D5站位分别进行了Spearman相关检验,以评估温度、盐度、Chl *a*、溶解氧(Dissolved oxygen,DO)及营养盐浓度(硝酸盐、活性磷酸盐、活性硅酸盐)对DOC与POC浓度分布的影响,以及DOC与POC之间的相互关系。其中,DO、Chl *a*、营养盐浓度数据为航次共享数据且未发表,根据共享数据使用要求,本文仅对这三个参数进行统计分析,不展示其空间分布特征。采用曼-惠特尼U检验(Mann-Whitney U test)分别分析1 000 m以浅的DOC浓度、75 m以浅及75～300 m的POC浓度在两个站位之间的差异。

图表绘制分别使用Ocean Data View、Origin 2021及SPSS 27完成。所有统计检验的显著性水平设定为$p<0.05$。

2 结果

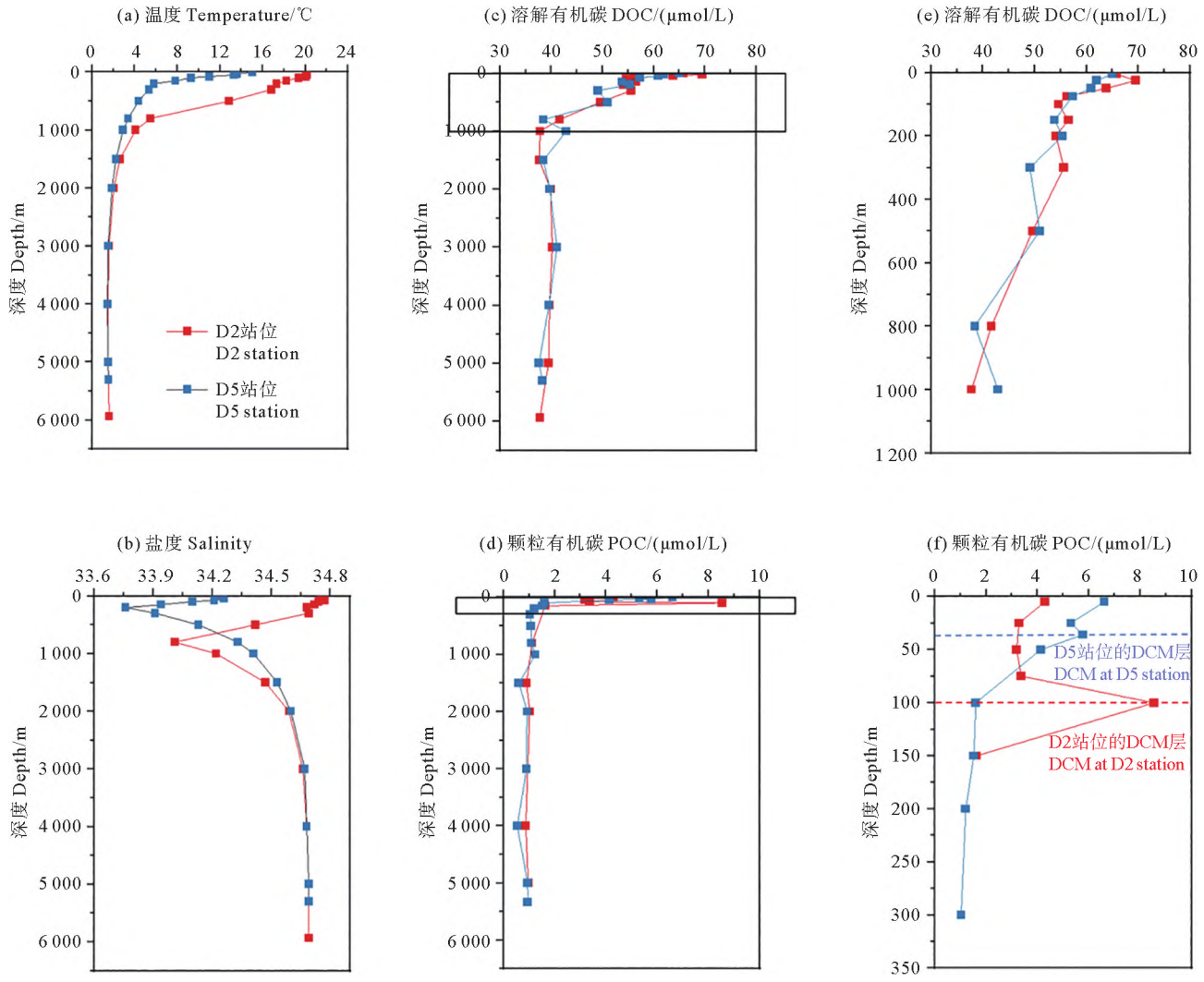
2.1 温度和盐度的分布特征

温度在D2和D5两个站位具有明显差异(见图2(a))。D2和D5站位表层(5 m)水温分别为20.19和15.04 ℃,全水深水温为D2高于D5站位。D2站位在200 m水温不低于14 ℃,属于典型的黑潮水体。处于黑潮-亲潮混合区的D5站位,200 m水温为5.81 ℃,而在100 m处的水温为9.31 ℃,其水温受亲潮入侵影响,该洋流携寒冷的亚北极水进入本区[17]。两站位自

中国知网 https://www.cnki.net

表层至约 1 500 m，水温迅速下降至 3 ℃以下，显示强烈的垂向梯度；1 500 m 以浅的水体分层显著，而在 2 000 m 以深则趋于恒定。

盐度在 D2 和 D5 站位的变化范围分别为 34.01～34.77 和 33.76～34.69（见图 2(b)）。两站位盐度均表现为表层较高，分别在约 800 m（D2 站位）和 200 m（D5 站位）出现最低值，之后随深度增加而上升。在 800 m 以浅，D5 站位盐度低于 D2 站位；两个站位盐度在 1 500 m 以浅变化最大，2 000 m 以深保持相对恒定。



（图 2(c)和(d)中的实线方框区域分别代表 0～1 000 m 深度的 DOC 和 0～300 m 深度的 POC 垂向分布。图 2(f)中红色和蓝色虚线分别代表 D2 和 D5 站位的叶绿素 *a* 最大层（Deep chlorophyll *a* maximum，DCM）。Areas marked by solid lines in Fig. 2(c) and 2(d) represent distributions of DOC concentrations in the 0～1 000 m layer, and POC concentrations in the 0～300 m layer. The dashed red and blue lines in Fig. 2(f) denote the DCM at station D2 and D5, respectively.）

图 2　西北太平洋黑潮延伸体区 D2、D5 站位水温(a)、盐度(b)、全水深 DOC 浓度(c)、全水深 POC 浓度(d)、0～1 000 m DOC 浓度(e)以及 0～300 m POC 浓度(f)的垂向剖面

Fig. 2　Vertical profiles of water temperature (a), salinity (b), full-depth DOC concentration (c), full-depth POC concentration (d), DOC concentration in the 0～1 000 m layer (e), and POC concentration in the 0～300 m layer (f) at stations D2 and D5 in the Kuroshio Extension region of the Northwest Pacific

2.2 DOC 和 POC 浓度的分布特征

DOC 浓度在 D2 和 D5 站位的变化范围分别为 38～70 μmol/L 和 38～65 μmol/L，在 50 m 以浅水体中出现最大值，分别为 64～70 μmol/L（D2 站位）和 61～65 μmol/L（D5 站位）（见图 2(c)）。随深度增加，DOC 迅速下降并在约 1 000 m 以深趋于稳定，两站位在深水区（>1 000 m）的平均浓度均为 40 μmol/L。鉴于 D2 与 D5 站位不同组分 DOC 的垂向分布特征无明显区别，本文将两站位数据合并展示其组分结果。SLDOC、SRDOC 与 RDOC 的垂向分布结果表明，SLDOC 约占

中国知网　https://www.cnki.net

表层 DOC 的 15%～25%，主要分布于 200 m 以浅的真光层(见图 3)。SRDOC 占比约为 20%～30%，主要分布于 1 000 m 以浅水体，其比例随深度增加逐渐降低。RDOC 的比例随深度显著升高，在 1 000 m 以深占比超过 90%，成为深层 DOC 的主要组分。对比 D2 和 D5 站位 1 000 m 以浅的 DOC 浓度，本研究发现，两站位间虽无显著性差异(曼-惠特尼 U 检验，$p=0.71$)，但在此深度范围内总体上 D2 站位 DOC 浓度较高(38～70 μmol/L)，D5 站位相对较低(38～65 μmol/L)(见图 2(c)，(e)，表 1)。

POC 浓度在两个站位的变化范围分别为 0.87～8.54 μmol/L(D2 站位)和 0.54～6.60 μmol/L(D5 站位)，总体随深度的增加而减小(见图 2(d))。POC 在约 100 m 以浅最高，随后在 300 m 以深迅速下降并稳定在约 1 μmol/L 左右。两站位的 POC 浓度垂向分布特征存在明显差异：75 m 以浅呈现显著的站位间差异(曼-惠特尼 U 检验，$p<0.05$)，高值出现在 D5 站位(D2：3.19～4.29 μmol/L，D5 站位：4.13～6.60 μmol/L)；而在 75～300 m 水层，POC 高值出现在 D2 站位(D2：1.62～8.54 μmol/L，D5 站位：1.03～1.60 μmol/L；曼-惠特尼 U 检验，$p=0.057$)(见图 2(d)，(f)，表 1)。鉴于 Chl *a* 浓度的垂向分布规律与 POC 具有显著一致性，本研究以 75 m 为界进行分层分析。

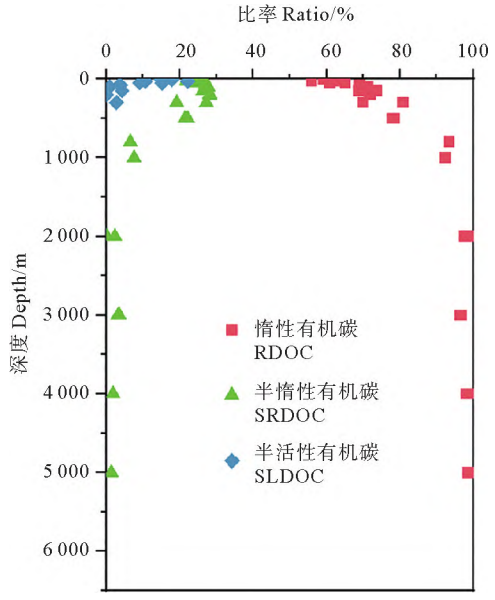


图 3 西北太平洋黑潮延伸体两个站位中 SLDOC(蓝色菱形)、SRDOC(绿色三角形)与 RDOC(红色正方形)计算组分的垂向分布图

Fig. 3 Vertical profiles of the calculated fractions of SLDOC(blue diamonds), SRDOC(green triangles), and RDOC(red squares) at the two stations in the Kuroshio Extension region of the northwestern Pacific

表 1 基于不同深度分层的 D2 与 D5 站位 DOC 与 POC 浓度范围(平均值±标准偏差)

Table 1 Depth-stratified concentration ranges (Mean±Standard Deviation) of DOC and POC at stations D2 and D5

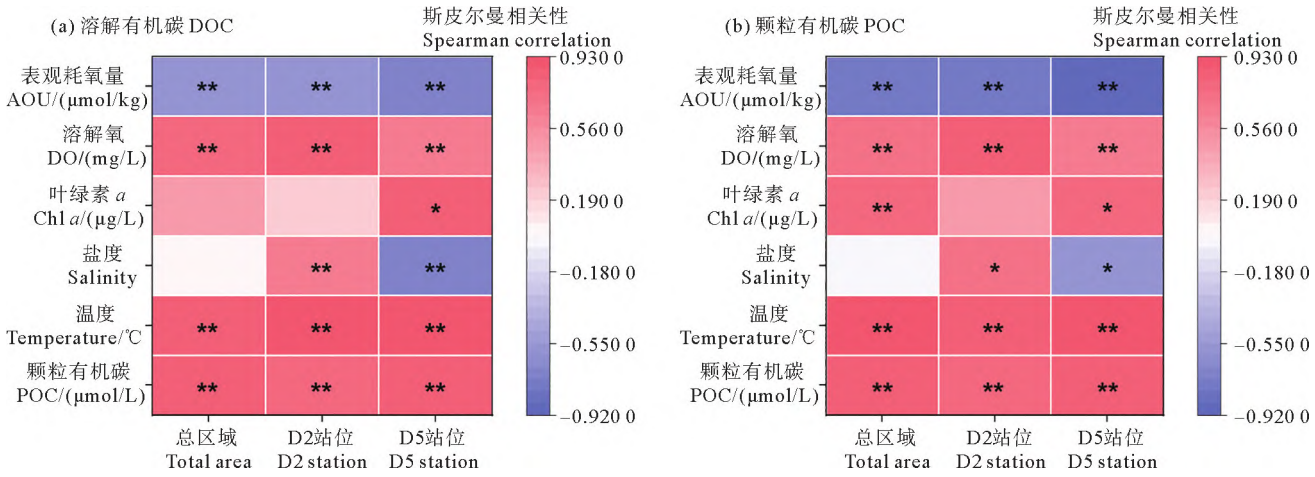
深度 Depth/m	D2 站位 D2 station	D5 站位 D5 station
溶解有机碳 DOC/(μmol/L)		
5 m	66	65
200 m 以浅	54～70(60±6)	54～65(59±4)
200～1 000 m	38～56(46±8)	38～51(45±6)
1 000 m 以深	38～40(39±1)	38～41(39±1)
全水深 Full depth	38～70(49±11)	38～65(48±10)
颗粒有机碳 POC/(μmol/L)		
5 m	4.29	6.60
75 m 以浅	3.19～4.29 (3.53±0.51)	4.13～6.60 (5.45±1.03)
75～300 m	1.62～8.54 (5.08±4.90)	1.03～1.60 (1.34±0.27)
300 m 以深	0.87～1.11 (0.98±0.10)	0.54～1.24 (0.92±0.22)
全水深 Full depth	0.87～8.54 (2.65±2.32)	0.54～6.60 (2.08±1.99)

2.3 DOC、POC 浓度与其他因素的相关性分析

在两个研究站位(D2＋D5 站位)、D2 站位、D5 站位，DOC、POC 浓度均与营养盐浓度(活性磷酸盐、活性硅酸盐、硝酸盐)及表观耗氧量(Apparent oxygen utilization，AOU)呈显著负相关($p<0.01$)，与 DO、温度呈显著正相关($p<0.01$)(见图 4)。DOC 与 POC 浓度存在显著正相关($p<0.01$)(见图 4)。

DOC、POC 浓度与盐度、Chl *a* 之间的相关性则表现出明显的区域差异(见图 4)。在两个研究站位，DOC 与盐度、Chl *a* 均无显著相关；POC 与盐度也无显著相关，但与 Chl *a* 呈显著正相关($p<0.01$)。在 D2 站位，DOC 和 POC 均与盐度呈显著正相关($p<0.05$)，但与 Chl *a* 无显著相关性。在 D5 站位，DOC 和 POC 均与盐度呈显著负相关($p<0.05$)，与 Chl *a* 呈显著正相关($p<0.05$)。

中国知网 https://www.cnki.net



(除 Chl *a* 使用 300 m 以浅数据外，其余参数均为全水深数据。*相关性显著，$p<0.05$；**相关性显著，$p\leqslant0.01$。Chl *a* data were from the upper 300 m, and all other parameters were from the whole water column. * significant correlation at $p<0.05$; ** significant correlation at $p\leqslant0.01$.)

图 4　总研究区域(D2+D5)、D2 站位及 D5 站位 DOC 浓度(a)、POC 浓度(b)与多种因素的 Spearman 秩相关分析

Fig. 4　Spearman rank correlation analysis of DOC concentration (a) and POC concentration (b) with multiple factors across three domains, at the total study area (stations D2 and D5), station D2, and station D5

3　讨论

3.1 黑潮延伸体区域有机碳浓度的总体分布特征及其影响因素

在黑潮延伸体区域，DOC 和 POC 浓度的垂向分布特征相似，均在表层最高，随深度增加而急剧下降；随后，DOC 在约 1 000 m 以深、POC 在约 300 m 以深趋于稳定(见图 2(c)，(d))。本研究汇总的西北太平洋多个航次的数据表明，2006—2023 年期间不同时期观测的 DOC 浓度在 1 000 m 以浅和以深均较为一致，呈现出相似的垂向分布格局(见表 2)，且 1 000 m 以深这种低值与以往在北太平洋[50-52]、南太平洋[53]深远海区域报道的结果一致。POC 浓度的垂向分布在黑潮延伸体区域未见报道，其垂向变化趋势与以往在热带西北太平洋[7,15]的观测趋势一致。本研究中 D2 和 D5 站位的表层(5 m)POC 浓度(分别为 4.29 与 6.60 μmol/L)处于以往在北太平洋观测结果的范围内(1.17～25.38 μmol/L)[24-25]。

表 2　西北太平洋不同航次测定的 1 000 m 以浅和 1 000 m 以深 DOC 浓度汇总

Table 2　Summary of DOC concentrations from different cruises in the northwest Pacific Ocean (above and below 1 000 m)

航次信息 Cruise information	经纬度 Latitude and longitude	日期 Date	1 000 m 以浅溶解有机碳/(μmol/L) DOC above 1 000 m	1 000 m 以深溶解有机碳/(μmol/L) DOC below 1 000 m	参考文献 Reference
CLIVAR P16N_2006	0°N—56°N,152°E	2006-02-13—03-30	38～68	35～40	https://www.glodap.info/
CLIVAR P18N_2007	0°N—23°N,110°E	2007-12-15—2008-02-21	38～68	35～39	
GO-SHIP P16N_2015 Leg 1	0°N—22°N,152°E	2015-04-10—05-13	37～76	35～42	
RB1606,GO-SHIP P18 2016,SOCCOM	0°N—21°N,110°E	2016-11-19—2017-02-03	37～87	35～44	
WEsT-PAC P1_2019	29°N—32°N,146°E—149°E	2015-04-04—05-10	35～63	36～43	[19]
WEsT-PAC_2015	13°N—40°N,150°E	2019-11-08—11-18	35～102	33～44	[17]
WEsT-PAC D_2023	32°N—39°N,146°E—151°E	2023-5-26—30	37～70	37～41	本研究

注：WEsT-PAC 代表西北太平洋综合科考航次。WEsT-PAC represents the comprehensive scientific research cruise in the northwestern pacific.

DOC 和 POC 浓度的上述垂向分布特征受到浮游植物初级生产和微生物矿化作用的共同影响[50,54-55]。具体而言，表层 DOC 和 POC 浓度均最高(见图 2(c)，(d))，尤其是在 D5 站位，DOC 和 POC 浓度均与 Chl *a*

中国知网　https://www.cnki.net

浓度呈显著正相关(300 m 以浅;见图 4),表明该区域上层水体有机碳与浮游植物初级生产密切相关。本研究对 DOC 组分的进一步计算表明,两个站位 300 m 以浅 DOC 高值主要由 SLDOC 贡献(占 DOC 的 15%～25%)(见图 3),该组分主要在真光层内生成[12,56]。随着深度增加(表层至 300 m),DOC 与 POC 浓度迅速下降(见图 2(c),(d)),且二者均与 AOU(即,微生物有氧呼吸指标[57-59])呈显著负相关(见图 4),表明有机碳可能在较深层被微生物有氧呼吸大量消耗而降解。尤其是 SLDOC 随深度增加下降极为明显,即,从表层的 18%迅速降至 300 m 以浅的 3%(见图 3)。这一发现与 Ge 等[17]在西北太平洋区域的研究结果相符,即 SLDOC 主要在上层 200 m 深度内被微生物的呼吸作用快速消耗。值得注意的是,本研究发现 POC 浓度在 300m 以深趋于恒定,而 DOC 浓度则在 1 000 m 以深趋于稳定(见图 2(c),(d))。POC 浓度在 300 m 以深恒定可能与深层低温(D2 与 D5 站位 300 m 处温度分别为 4.09 与 2.92 ℃)和低氧(DO 分别为 1.80 与 1.40 mg/L)环境下微生物酶活性与代谢速率较低有关[60-62]。DO 浓度的最低值出现在 1 500 m(D2 站位:1.49 mg/L)和 1 000 m(D5 站位:1.40 mg/L),此后随深度增加呈上升趋势(2 000 m:2.55 mg/L(D2 站位)、2.79 mg/L(D5 站位))。已有研究证实,在该海域 POC 中易降解组分已在 1 000 m 以浅沉降过程中被消耗,剩余组分以难降解的惰性组分为主[7]。因此,即便深层水体 DO 含量回升,POC 也难以被微生物进一步降解利用,最终维持浓度稳定。此外,相较于 POC,DOC 在更深的水层才趋于浓度恒定,这是由于 300～1 000 m 水层内 SRDOC 仍维持较高的占比(7%～28%)(见图 3),该组分可被微生物持续降解利用;而当深度超过 1 000 m 后,RDOC 占比升至总 DOC 的 90%以上,惰性组分的绝对主导地位最终使 DOC 浓度保持恒定(见图 3),这一结果与全球深海 DOC 以惰性组分为主的认识一致[13,17,50-51]。

3.2 有机碳分布的南北两个站位对比

DOC 与 POC 浓度的空间分布特征呈现南北差异。对 DOC 而言,在 1 000 m 以浅的水层,南部 D2 站位的 DOC 浓度整体偏高(见图 2(e),表 1)。相关性分析结果表明,1 000 m 以浅 DOC 浓度与多种环境因子的相关性在两个站位总体一致(见表 3)。值得注意的是,在 D2 站位 1 000 m 以浅 DOC 浓度与铵盐浓度、盐度均呈极显著正相关;在 D5 站位 1 000 m 以浅,DOC 浓度与铵盐浓度也呈显著正相关,但相关性系数较 D2 站位小(D5:$r=0.763$,$p<0.05$;D2:$r=0.858$,$p<0.01$),且与盐度无显著相关性(见表 3)。以往的研究表明,甲藻在浮游植物总生物量的占比在黑潮影响区域(D2 站位)较高,而在黑潮-亲潮混合区(D5 站位)较低[63],甲藻普遍对铵盐表现出生理偏好性[64-65]。相较于硅藻,甲藻较慢的沉降速率延长了其在水体中的周转时间[63],为微生物降解释放 DOC 提供了持续的底物,且 Fang 等[66]的研究表明,在有机碳浓度相同的条件下,甲藻来源碎屑相较硅藻来源碎屑更易转化为 DOC 并形成更难降解的 DOC 库,从而延长水体 DOC 的滞留时间。尽管黑潮区整体浮游植物生物量较低[63,67],但结合甲藻的上述特性及该站位 DOC 与铵盐之间的强正相关性($r=0.858$,$p<0.01$),推测甲藻在浮游植物总生物量的较高占比可能是维持该站位 1 000 m 以浅 DOC 浓度稳定及长期滞留的重要生物驱动因素之一。同时,黑潮延伸体的不稳定模态易诱发中尺度涡旋增强和海洋再循环加剧等现象[39,68-69],导致亲潮携带的亚北极中层水可通过中尺度涡旋向南入侵[39,70],与 D2 站位的黑潮水发生层化混合[19,71],减缓表层 DOC 的垂直扩散损失,从而间接维持 D2 站位上层水体的 DOC 高值。对于 D5 站位,尽管其浮游植物总生物量比低纬度地区(如 D2 站位)高[24,63],但强烈的垂直混合等水动力过程导致深层水与上层水混合,可使表层水体的 DOC 浓度低于低纬度地区[50,72-73]。同时,源自亲潮的低 DOC 亚北极中层水团的入侵[19,74],进一步降低了 D5 站位 1 000 m 以浅水体的 DOC 浓度,导致产生 DOC 低值。这一水团作用机制同样得到 Ding 等[19]研究的印证,他们利用黑潮延伸体海域溶解无机碳的放射性碳同位素数据,明确了亲潮亚北极中层水团的向南入侵路径,而这正是本研究中 D5 站位 DOC 低值形成、以及 D2 站位水团层化混合维持上层 DOC 高值的关键因素。

表 3 D2 和 D5 站位 1 000 m 以浅 DOC 浓度的斯皮尔曼秩相关分析结果

Table 3 Results of Spearman rank correlation analysis for DOC concentration in the upper 1 000 m at the stations D2 and D5

	r	p		r	p
D2 站位 D2 Station			D5 站位 D5 Station		
铵盐	**0.858**	**<0.01**	铵盐	**0.763**	**<0.05**
温度	**0.936**	**<0.01**	温度	**0.964**	**<0.01**
盐度	**0.836**	**<0.01**	盐度	−0.091	0.803

注:r:相关系数;p:显著性水平。显著差异用黑体标出,$p<0.05$(双尾)。r: correlation coefficient; p: significance level. Significant difference is marked in bold, $p<0.05$ (two-tailed).

对于 POC 浓度,其在 75 m 以浅在 D5 站位(4.13～6.60 μmol/L)高于 D2(3.19～4.29 μmol/L),而 75～300 m 时在 D2 站位较高(见图 2(f),表 3)。D5 站位混合层较浅(约 15 m),叶绿素 *a* 最大层(Deep chlorophyll *a* maximum,DCM)位于 36 m(0.25 μg/L),其真

中国知网 https://www.cnki.net

光层内活性硅酸盐(4.86～33.9 μmol/L)浓度显著高于 D2 站位(1.58～3.72 μmol/L)。研究表明，该海域夏季硅藻在浮游植物总生物量的占比较高，硅藻在此区域具有竞争优势[63,75]。以硅藻为主的群落有助于促进碳向深海的输出[76-77]，并伴随较高强度的初级生产。这些因素共同导致其 75 m 以浅 POC 浓度高于 D2，且出现 POC 次表层峰值(36 m；5.76 μmol/L)。对于 D2 站位，其 POC 峰值出现在 100 m 深处(8.54 μmol/L)，与较深混合层(约 89 m)、DCM(100 m)及营养盐跃层相对应：75 m 以浅活性磷酸盐与硅酸盐浓度较低(0.03～0.12 μmol/L；1.58～2.61 μmol/L)，而在 75～300 m 升高(0.14～0.32 μmol/L 和 3.07～4.52 μmol/L)，表明营养盐补充主要发生在次表层，光合作用受光-营养盐的垂向耦合调控，导致该站 POC 在 75～300 m 出现高值。相比之下，AOU 数据显示，D5 站位 AOU 在 50 m 即转为正值(D2 在 75 m 转正)，且 D5 站位在 200～500 m 层 AOU 显著高于 D2，表明 D5 站位 POC 生成后便被微生物有氧呼吸所消耗[57-59]，伴随更快的 DO 消耗与营养盐再生，导致 75～300 m 层 POC 浓度降低。

3.3 DOC 与 POC 的相互关系

本研究结果表明，DOC 和 POC 浓度在两个研究站位内均存在显著正相关关系(见图 4)。然而，Huang 等[43]认为，在深远海 DOC 与 POC 的相关性普遍较弱。室内实验对 DOC 与 POC 的相互转化机制进行了研究，发现 DOC 可通过形成透明外聚合物颗粒[78]，进而聚集成 POC；同时，POC 在沉降过程中亦会经历微生物降解、解聚等过程，重新释放为 DOC[79-80]。环境因子，如 CO_2，也可影响 DOC 与 POC 转化[81-84]。因此，不同海域复杂的环境特征可能导致本研究与 Huang 等[43]研究结果的不一致。

对比南北两个站位，本研究发现在 D2 站位 DOC 与 POC 浓度均与 Chl *a* 无显著相关，而在 D5 站位二者均与 Chl *a* 呈显著正相关(见图 4)。这一结果表明，在 D2 站位浮游植物可能并非该区域 DOC-POC 耦合变化的主要驱动因素，该区域具有较低的浮游植物生物量[63]、以及以中小型浮游动物为主的群落结构[85-87]，限制了经典食物链驱动的有机碳循环。然而，在此区域其微生物群落(以 *Prochlorococcus_MIT*9313 和 *Synechococcus_CC*9902 等为代表)对寡营养环境具有高度适应性[88]。这一结论进一步得到了 D2 站位 DOC、POC 浓度与 AOU 均呈显著负相关关系的支持，即活跃的微生物有氧呼吸导致 DOC、POC 浓度降低(见图 4)。在 D5 站位，DOC 和 POC 与 Chl *a* 的显著正相关表明，浮游植物驱动的经典食物链在该区域有机碳循环中的重要作用。D5 站位位于黑潮与亲潮交汇带，较为丰富的营养盐输入支持了以硅藻为优势类群的高浮游植物生物量[63,75]、较高的浮游动物丰度[89]，以及以大中型杂食-植食性为主的浮游动物群落[89-91]，形成了从初级生产到次级生产的有机碳传递路径。此外，作为“高生产-高消耗”区域，D5 站位有机碳的降解十分活跃，微生物介导的有机碳双向转化过程同样在此区域发挥作用，DOC 与 POC 浓度均与 AOU 呈显著负相关(见图 4)，表明微生物呼吸作用消耗有机碳，进一步强化了二者在转化过程中的耦合关系。微生物之所以能驱动 DOC 与 POC 的耦合关系，源于其对有机碳形态转化的双向调控能力。已有实验证实，细菌降解作用与溶解有机质物理团聚作用协同驱动着颗粒有机质和溶解有机质的相互转化[92]。一方面，微生物可附着于沉降颗粒、浮游植物碎屑及粪球表面，通过分泌胞外酶加速 POC 的溶解与呼吸再矿化进程，促使部分 POC 转化并释放为 DOC[93-95]。另一方面，微生物能够同化利用 DOC 合成自身生物量，并分泌高分子胞外聚合物[94,96-97]，为胶体和颗粒有机物提供黏性基质，进而推动 DOC 向 POC 的转化。

4　结论

本文系统研究了黑潮延伸体海域 DOC 与 POC 浓度的垂向分布特征、控制机制及其相互关系，主要得出以下结论：

(1)DOC 与 POC 浓度在两个研究站位总体呈现一致的垂向分布格局，即在表层最高，随深度增加而显著下降，其中 DOC 在约 1 000 m 以深趋于稳定，POC 在约 300 m 以深趋于恒定。该分布模式受浮游植物初级生产与微生物降解的共同控制，在 1 000 m 以浅，部分 SRDOC 仍可被继续利用，深层 DOC 的稳定性主要源于较高的惰性组分含量。

(2)DOC 与 POC 浓度的垂向分布在黑潮区(D2 站位)、黑潮-亲潮混合区(D5 站位)存在显著差异：D2 站位 1 000 m 以浅 DOC 浓度较高，75～300 m 时 POC 浓度较高，而 D5 站位 1 000 m 以浅 DOC 浓度较低，75 m 以浅 POC 浓度较高。D2 站位 DOC 分布主要受黑潮及北太平洋中层水输送等物理过程、甲藻占优势的浮游植物群落等影响，而 D5 站位则表现出“高生产-高消耗”特点，其有机碳动态以浮游植物驱动的经典食物链和强烈的微生物呼吸为主导。

(3)DOC 与 POC 浓度在黑潮延伸体区域呈显著正相关。这种相关性的驱动因素存在南北空间差异，即在 D2 站位有机碳受微生物降解与水团输送共同影响，而在 D5 站位则与浮游植物生产及伴随的微生物降解密切关联。

本研究表明，黑潮延伸体区域有机碳的分布与转

中国知网　https://www.cnki.net

化受物理输送、生物生产与微生物消耗多过程共同调控，且不同水文背景下的主导机制存在显著差异。准确识别这种区域生态结构的差异，对深入理解深远海碳循环机制具有重要意义。

致谢：感谢“2023年西北太平洋航次”全体人员在航次期间的帮助。感谢厦门大学陈君慧老师对于DOC样品测定工作的帮助、中国海洋大学刘素美老师、宋国栋老师提供营养盐数据、德国亥姆霍兹基尔海洋研究中心 Anja Engel 和中国海洋大学的葛田田老师对数据分析提供的建议。

参考文献：

[1] Jiao N, Wang H, Xu G, et al. Blue carbon on the rise: Challenges and opportunities[J]. National Science Review, 2018, 5(4): 464-468.

[2] Dai M, Su J, Zhao Y, et al. Carbon fluxes in the coastal ocean: Synthesis, boundary processes, and future trends[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2022, 50(1): 593-626.

[3] Hansell D A. Recalcitrant dissolved organic carbon fractions[J]. Annual Review of Marine Science, 2013, 5(1): 421-445.

[4] Friedlingstein P, Allen M, Canadell J G, et al. Comment on “The global tree restoration potential”[J]. Science, 2019, 366(6463): eaay8060.

[5] Cavan E, Le Moigne F A, Poulton A J, et al. Attenuation of particulate organic carbon flux in the Scotia Sea, Southern Ocean, is controlled by zooplankton fecal pellets[J]. Geophysical Research Letters, 2015, 42(3): 821-830.

[6] Boyd P W, Claustre H, Levy M, et al. Multi-faceted particle pumps drive carbon sequestration in the ocean[J]. Nature, 2019, 568(7752): 327-335.

[7] Tian D, Li X, Song J, et al. Biogeochemical layering and transformation of particulate organic carbon in the Tropical Northwestern Pacific Ocean inferred from $\delta^{13}C$[J]. Ocean Science, 2025, 21(4): 1627-1639.

[8] Jiao N, Luo T, Chen Q, et al. The microbial carbon pump and climate change[J]. Nature Reviews Microbiology, 2024, 22(7): 408-419.

[9] Nelson C E, Carlson C A. Tracking differential incorporation of dissolved organic carbon types among diverse lineages of Sargasso Sea bacterioplankton[J]. Environmental Microbiology, 2012, 14(6): 1500-1516.

[10] Liu T, Li Y, Shen Y. Limited microbial degradation of elevated concentrations of dissolved organic carbon in the deep ocean[J]. Limnology and Oceanography, 2025, 70(4): 989-1000.

[11] Doval M D, Hansell D A. Organic carbon and apparent oxygen utilization in the western South Pacific and the central Indian Oceans[J]. Marine Chemistry, 2000, 68(3): 249-264.

[12] Hansell D A, Carlson C A. Marine dissolved organic matter and the carbon cycle[J]. Oceanography, 2001, 14(4): 41-49.

[13] Carlson C A, Hansell D A, Nelson N B, et al. Dissolved organic carbon export and subsequent remineralization in the mesopelagic and bathypelagic realms of the North Atlantic basin[J]. Deep Sea Research Part Ⅱ: Topical Studies in Oceanography, 2010, 57(16): 1433-1445.

[14] Fontela M, García-Ibáñez M I, Hansell D A, et al. Dissolved organic carbon in the North Atlantic meridional overturning circulation[J]. Scientific Reports, 2016, 6(1): 26931.

[15] Ma J, Song J, Li X, et al. The OMZ and its influence on POC in the tropical Western Pacific Ocean: Based on the survey in March, 2018[J]. Frontiers in Earth Science, 2021, 9: 632229.

[16] Li X, Wu K, Gu S, et al. Enhanced biodegradation of dissolved organic carbon in the western boundary Kuroshio Current when intruded to the marginal South China Sea[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2021, 126(11): e2021JC017585.

[17] Ge T, Luo C, Ren P, et al. Dissolved organic carbon along a meridional transect in the Western North Pacific Ocean: Distribution, variation and controlling processes[J]. Frontiers in Marine Science, 2022, 9: 65-126.

[18] Druffel E R, Griffin S, Coppola A I, et al. Radiocarbon in dissolved organic carbon of the Atlantic Ocean[J]. Geophysical Research Letters, 2016, 43(10): 5279-5286.

[19] Ding L, Ge T, Wang X. Dissolved organic carbon dynamics in the East China Sea and the northwest Pacific Ocean[J]. Ocean Science, 2019, 15(5): 1177-1190.

[20] Maciejewska A, Pempkowiak J. DOC and POC in the water column of the southern Baltic. Part I. Evaluation of factors influencing sources, distribution and concentration dynamics of organic matter[J]. Oceanologia, 2014, 56(3): 523-548.

[21] Cotovicz L C, Knoppers B A, Brandini N, et al. Predominance of phytoplankton-derived dissolved and particulate organic carbon in a highly eutrophic tropical coastal embayment (Guanabara Bay, Rio de Janeiro, Brazil)[J]. Biogeochemistry, 2018, 137: 1-14.

[22] Fang Z, Zhang K, Yang W, et al. Top-down control over dissolved organic carbon in the bottom water of the Weddell Sea and its implication for the continental shelf pump[J]. Progress in Oceanography, 2023, 219: 103145.

[23] Verdugo P, Alldredge A L, Azam F, et al. The oceanic gel phase: A bridge in the DOM-POM continuum[J]. Marine Chemistry, 2004, 92(1-4): 67-85.

[24] Zhang C, Wang Y, Bi R, et al. C∶N stoichiometry and the fate of organic carbon in ecosystems of the northwest Pacific Ocean[J]. Progress in Oceanography, 2024, 229: 103372.

[25] Martiny A C, Vrugt J A, Lomas M W. Concentrations and ratios of particulate organic carbon, nitrogen, and phosphorus in the global ocean[J]. Scientific Data, 2014, 1(1): 1-7.

[26] Hu D, Wu L, Cai W, et al. Pacific western boundary currents and their roles in climate[J]. Nature, 2015, 522(7556): 299-308.

[27] Yang Y, San Liang X, Qiu B, et al. On the decadal variability of the eddy kinetic energy in the Kuroshio Extension[J]. Journal of Physical Oceanography, 2017, 47(5): 1169-1187.

[28] Yasuda I, Okuda K, Shimizu Y. Distribution and modification of North Pacific Intermediate Water in the Kuroshio-Oyashio interfrontal zone[J]. Journal of Physical Oceanography, 1996, 26(4): 448-465.

[29] Yasuda I. North Pacific intermediate water: Progress in SAGE (SubArctic Gyre Experiment) and related projects[J]. Journal of Oceanography, 2004, 60(2): 385-395.

中国知网 https://www.cnki.net

[30] Qiu B. Kuroshio and Oyashio currents[J]. Ocean Currents: A Derivative of the Encyclopedia of Ocean Sciences, 2001, 2: 61-72.

[31] Ando K, Lin X, Villanoy C, et al. Half-century of scientific advancements since the cooperative study of the Kuroshio and adjacent regions (CSK) programme-need for a new Kuroshio research [J]. Progress in Oceanography, 2021, 193: 102513.

[32] Talley L D. North Pacific Intermediate Water transports in the mixed water region[J]. Journal of Physical Oceanography, 1997, 27(8): 1795-1803.

[33] Talley L D, Nagata Y, Fujimura M, et al. North Pacific intermediate water in the Kuroshio/Oyashio mixed water region[J]. Journal of Physical Oceanography, 1995, 25(4): 475-501.

[34] Tsunogai S, Watanabe S, Honda M, et al. North Pacific intermediate water studied chiefly with radiocarbon[J]. Journal of Oceanography, 1995, 51(5): 519-536.

[35] Talley L D. Distribution and formation of North Pacific intermediate water[J]. Journal of Physical Oceanography, 1993, 23(3): 517-537.

[36] Itou M, Ono T, Noriki S. Provenance of intermediate waters in the western North Pacific deduced from thermodynamic imprint on $\delta^{13}C$ of DIC[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2003, 108(C11): 3347.

[37] Harada N, Ahagon N, Uchida M, et al. Northward and southward migrations of frontal zones during the past 40 kyr in the Kuroshio-Oyashio transition area[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2004, 5(9): Q09004.

[38] Chu P C, Kuo Y H. Nutrient pumping/advection by propagating Rossby Waves in the Kuroshio Extension[J]. Deep Sea Research Part Ⅱ: Topical Studies in Oceanography, 2010, 57(19-20): 1809-1819.

[39] Qiu B, Chen S. Effect of decadal Kuroshio Extension jet and eddy variability on the modification of North Pacific Intermediate Water [J]. Journal of Physical Oceanography, 2011, 41(3): 503-515.

[40] Isada T, Kuwata A, Saito H, et al. Photosynthetic features and primary productivity of phytoplankton in the Oyashio and Kuroshio-Oyashio transition regions of the northwest Pacific[J]. Journal of Plankton Research, 2009, 31(9): 1009-1025.

[41] Shiozaki T, Ito S I, Takahashi K, et al. Regional variability of factors controlling the onset timing and magnitude of spring algal blooms in the northwestern North Pacific[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2014, 119(1): 253-265.

[42] Hashihama F, Yasuda I, Kumabe A, et al. Nanomolar phosphate supply and its recycling drive net community production in the subtropical North Pacific[J]. Nature Communications, 2021, 12(1): 3462.

[43] Huang C, Jiang Q, Yao L, et al. Variation pattern of particulate organic carbon and nitrogen in oceans and inland waters[J]. Biogeosciences, 2018, 15(6): 1827-1841.

[44] Aita M N, Yamanaka Y, Kishi M J. Interdecadal variation of the lower trophic ecosystem in the northern Pacific between 1948 and 2002, in a 3-D implementation of the NEMURO model[J]. Ecological Modelling, 2007, 202(1-2): 81-94.

[45] Wang Q, Li X. Interannual variability and mechanism of ocean stratification over the Kuroshio Extension region in the warm season[J]. Climate Dynamics, 2023, 61(7): 3481-3497.

[46] Yasuda I. Hydrographic structure and variability in the Kuroshio-Oyashio transition area[J]. Journal of Oceanography, 2003, 59(4): 389-402.

[47] Kakehi S, Ito S i and Wagawa T. Estimating surface water mixing ratios using salinity and potential alkalinity in the Kuroshio-Oyashio mixed water regions[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2017, 122(3): 1927-1942.

[48] Takasugi S. Temperature indices of the Oyashio Front between the Oyashio water and the Tsugaru warm water at 100 m depth in the Iwate coastal region[J]. Journal of the Fisheries Oceanography Society of Japan, 1993, 57: 333-344.

[49] Lai Y, Ma W, Zhao Z, et al. Incorporating recalcitrant dissolved organic carbon and microbial carbon pump processes into the cGENIE earth system model (cGENIEv0. 9. 35-MCP)[J]. EGUsphere, 2025, 2025: 1-29.

[50] Hansell D A, Carlson C A, Repeta D J, et al. Dissolved organic matter in the ocean: A controversy stimulates new insights[J]. Oceanography, 2009, 22(4): 202-211.

[51] Druffel E R, Griffin S, Wang N, et al. Dissolved organic radiocarbon in the central Pacific Ocean[J]. Geophysical Research Letters, 2019, 46(10): 5396-5403.

[52] Cao F, Zhu Y, Kieber D J, et al. Distribution and photo-reactivity of chromophoric and fluorescent dissolved organic matter in the Northeastern North Pacific Ocean[J]. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 2020, 155: 103168.

[53] Druffel E, Griffin S. Radiocarbon in dissolved organic carbon of the South Pacific Ocean[J]. Geophysical Research Letters, 2015, 42(10): 4096-4101.

[54] Ogawa H, Amagai Y, Koike I, et al. Production of refractory dissolved organic matter by bacteria[J]. Science, 2001, 292(5518): 917-920.

[55] Close H G, Henderson L C. Open-ocean minima in $\delta^{13}C$ values of particulate organic carbon in the lower euphotic zone[J]. Frontiers in Marine Science, 2020, 7: 540165.

[56] Jiao N, Herndl G J, Hansell D A, et al. Microbial production of recalcitrant dissolved organic matter: long-term carbon storage in the global ocean[J]. Nature Reviews Microbiology, 2010, 8(8): 593-599.

[57] Hayase K, Shinozuka N. Vertical distribution of fluorescent organic matter along with AOU and nutrients in the equatorial Central Pacific[J]. Marine Chemistry, 1995, 48(3-4): 283-290.

[58] Jørgensen L, Stedmon C A, Kragh T, et al. Global trends in the fluorescence characteristics and distribution of marine dissolved organic matter[J]. Marine Chemistry, 2011, 126(1-4): 139-148.

[59] Ito T, Follows M, Boyle E. Is AOU a good measure of respiration in the oceans?[J]. Geophysical Research Letters, 2004, 31(17): L17305.

[60] Lopez-Urrutia A, San Martin E, Harris R P, et al. Scaling the metabolic balance of the oceans[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2006, 103(23): 8739-8744.

[61] Iversen M H, Ploug H. Temperature effects on carbon-specific respiration rate and sinking velocity of diatom aggregates-potential implications for deep ocean export processes[J]. Biogeosciences, 2013, 10(6): 4073-4085.

中国知网　https://www.cnki.net

[62] Li X, Song J, Yuan H, et al. The oxygen minimum zones (OMZs) and its ecoenvironmental effects in ocean[J]. Marine Sciences, 2017, 41(12): 127-138.

[63] Wang Y, Bi R, Zhang J, et al. Phytoplankton distributions in the Kuroshio-Oyashio region of the Northwest Pacific Ocean: Implications for marine ecology and carbon cycle[J]. Frontiers in Marine Science, 2022, 9: 865142.

[64] Ding G, Chen H, Gu H, et al. Inorganic nitrogen uptake characteristics of three typical bloom-forming algae in the East China Sea[J]. Water, 2022, 14(16): 2580.

[65] 史竞园, 刘云, 张樱馨, 等. 不同氮源、磷源对链状裸甲藻生长与酶活性的影响[J]. 海洋与湖沼, 2023, 54(4): 1048-1057.
Shi J Y, Liu Y, Zhang Y X, et al. Effects of nitrogen and phosphorus sources on growth and assimilation enzymes of dinoflagellate gymnodinium[J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 2023, 54(4): 1048-1057.

[66] Fang F T, Zhu Z Y, Yi Y B, et al. Eutrophication-induced dinoflagellate succession contributes to marine carbon sequestration through refractory dissolved organic matter accumulation[J]. Limnology and Oceanography, 2025, 70(7): 1992-2001.

[67] Guo Y. The Kuroshio. Part Ⅱ. Primary productivity and phytoplankton[J]. Oceanography and Marine Biology: An Annual Review, 1991, 29: 155-189.

[68] Qiu B, Chen S. Variability of the Kuroshio Extension jet, recirculation gyre, and mesoscale eddies on decadal time scales[J]. Journal of Physical Oceanography, 2005, 35(11): 2090-2103.

[69] Ma X, Jing Z, Chang P, et al. Western boundary currents regulated by interaction between ocean eddies and the atmosphere[J]. Nature, 2016, 535(7613): 533-537.

[70] Ding L, Ge T, Gao H, et al. Large variability of dissolved inorganic radiocarbon in the Kuroshio Extension of the northwest North Pacific[J]. Radiocarbon, 2018, 60(2): 691-704.

[71] 刘辉, 宫勋. 现代北太平洋中层水研究进展综述[J]. 地球科学, 2024, 49(8): 2914-2924.
Liu H, Gong X. Revisiting North Pacific intermediate water in the modern ocean[J]. Earth Science, 2024, 49(8): 2914-2924.

[72] Ogawa H, Fukuda R, Koike I. Vertical distributions of dissolved organic carbon and nitrogen in the Southern Ocean[J]. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 1999, 46(10): 1809-1826.

[73] Ogawa H, Tanoue E. Dissolved organic matter in oceanic waters [J]. Journal of Oceanography, 2003, 59(2): 129-147.

[74] Wang Y, Liu B, Wu W, et al. Water mass mixing contributes dynamics of dissolved organic matter in Kuroshio-Oyashio confluence region[J]. Frontiers in Marine Science, 2023, 10: 1276600.

[75] Lin G, Chen Y, Huang J, et al. Regional disparities of phytoplankton in relation to different water masses in the Northwest Pacific Ocean during the spring and summer of 2017[J]. Acta Oceanologica Sinica, 2020, 39(6): 107-118.

[76] Guo S, Sun J, Zhao Q, et al. Sinking rates of phytoplankton in the Changjiang (Yangtze River) estuary: A comparative study between Prorocentrum dentatum and Skeletonema dorhnii bloom [J]. Journal of Marine Systems, 2016, 154: 5-14.

[77] Passow U. Species-specific sedimentation and sinking velocities of diatoms[J]. Marine Biology, 1991, 108(3): 449-455.

[78] Engel A, Thoms S, Riebesell U, et al. Polysaccharide aggregation as a potential sink of marine dissolved organic carbon[J]. Nature, 2004, 428(6986): 929-932.

[79] Field C B, Behrenfeld M J, Randerson J T, et al. Primary production of the biosphere: Integrating terrestrial and oceanic components[J]. Science, 1998, 281(5374): 237-240.

[80] Steinberg D K, Landry M R. Zooplankton and the ocean carbon cycle [J]. Annual Review of Marine Science, 2017, 9(1): 413-444.

[81] Borchard C, Engel A. Organic matter exudation by Emiliania huxleyi under simulated future ocean conditions[J]. Biogeosciences, 2012, 9(8): 3405-3423.

[82] Engel A, Piontek J, Grossart H-P, et al. Impact of CO_2 enrichment on organic matter dynamics during nutrient induced coastal phytoplankton blooms[J]. Journal of Plankton Research, 2014, 36(3): 641-657.

[83] Passow U. The abiotic formation of TEP under different ocean acidification scenarios[J]. Marine Chemistry, 2012, 128: 72-80.

[84] Engel A, Händel N, Wohlers J, et al. Effects of sea surface warming on the production and composition of dissolved organic matter during phytoplankton blooms: results from a mesocosm study [J]. Journal of Plankton Research, 2011, 33(3): 357-372.

[85] Brun P, Payne M R, Kiørboe T. Trait biogeography of marine copepods-an analysis across scales[J]. Ecology Letters, 2016, 19 (12): 1403-1413.

[86] Chiba S, Batten S D, Yoshiki T, et al. Temperature and zooplankton size structure: Climate control and basin-scale comparison in the North Pacific[J]. Ecology and Evolution, 2015, 5(4): 968-978.

[87] Steinberg D K, Cope J S, Wilson S E, et al. A comparison of mesopelagic mesozooplankton community structure in the subtropical and subarctic North Pacific Ocean[J]. Deep Sea Research Part Ⅱ: Topical Studies in Oceanography, 2008, 55(14-15): 1615-1635.

[88] Zhao S, Hu X, Cheng Y, et al. Spatial-temporal dynamics of marine microorganisms in Kuroshio-Oyashio Extension[J]. Marine Pollution Bulletin, 2025, 220: 118454.

[89] Ge R, Xuan J, Wang X, et al. Kuroshio extension-driven variability in spring zooplankton community structure and function[J]. Marine Environmental Research, 2025, 212: 107584.

[90] Kobari T, Inoue Y, Nakamura Y, et al. Feeding impacts of ontogenetically migrating copepods on the spring phytoplankton bloom in the Oyashio region[J]. Deep Sea Research Part Ⅱ: Topical Studies in Oceanography, 2010, 57(17-18): 1703-1714.

[91] Boyce D G, Frank K T, Leggett W C. From mice to elephants: overturning the 'one size fits all' paradigm in marine plankton food chains[J]. Ecology Letters, 2015, 18(6): 504-515.

[92] Digernes M G, Bodur Y V, Amargant-Arumí M, et al. Contrasting seasonal patterns in particle aggregation and dissolved organic matter transformation in a sub-Arctic fjord[J]. Biogeosciences, 2025, 22(2): 601-623.

[93] Liu Y, Fang J, Jia Z, et al. DNA stable-isotope probing reveals potential key players for microbial decomposition and degradation of diatom-derived marine particulate matter[J]. Microbiologyopen, 2020, 9(5): e1013.

[94] Jiao N, Robinson C, Azam F, et al. Mechanisms of microbial

中国知网 https://www.cnki.net

carbon sequestration in the ocean-future research directions[J]. Biogeosciences, 2014, 11(19): 5285-5306.

[95] Belcher A, Iversen M, Manno C, et al. The role of particle associated microbes in remineralization of fecal pellets in the upper mesopelagic of the Scotia Sea, Antarctica[J]. Limnology and Oceanography, 2016, 61(3): 1049-1064.

[96] Decho A W, Gutierrez T. Microbial extracellular polymeric substances (EPSs) in ocean systems[J]. Frontiers in Microbiology, 2017, 8: 922.

[97] Bhaskar P, Bhosle N B. Microbial extracellular polymeric substances in marine biogeochemical processes[J]. Current Science, 2005: 45-53.

Vertical Distribution and Controlling Factors of Dissolved and Particulate Organic Carbon in the Kuroshio Extension of the Northwestern Pacific

Liu Xue[1,2], Bi Rong[1,2], Li Xiaolin[3], Li Li[1,2], Zhang Honghai[1,2], Zhang Chuanli[1,2], Peng Song[1,2], Zhang Hailong[4], Ding Yang[1,2], Xiao Xiaotong[1,2], Zhao Meixun[1,4]

(1. Frontiers Science Center for Deep Ocean Multispheres and Earth System, and Key Laboratory of Marine Chemistry Theory and Technology, Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Laboratory for Marine Ecology and Environmental Science, Qingdao Marine Science and Technology Center, Qingdao 266237, China; 3. State Key Laboratory of Marine Environmental Science, Xiamen University, Xiamen 361100, China; 4. Laoshan Laboratory, Qingdao 266237, China)

Abstract: Dissolved organic carbon (DOC) and Particulate organic carbon (POC) in the ocean are key components of the global carbon cycle, and their distribution and transformation profoundly influence the ocean carbon sequestration. The Kuroshio Extension region of the northwestern Pacific harbors one of the world's strongest western boundary current systems, where organic carbon cycling processes are particularly complex. In May, 2023, this study conducted simultaneous observations of vertical variations in DOC and POC concentrations at two typical stations in this region and combined analysis of key environmental parameters (including temperature, salinity, and nutrient concentrations) to clarify the distribution characteristics and dominant controlling factors of DOC and POC. The results show that both DOC and POC concentrations exhibited a consistent trend of significant decrease with increasing depth. DOC concentrations stabilized below approximately 1 000 m, while POC concentrations stabilized below about 300 m. This distribution pattern is jointly driven by phytoplankton primary production and microbial degradation. The vertical distributions of DOC and POC showed distinct north-south differences: in the waters above 1 000 m, DOC concentrations at the Kuroshio-dominated station in the south were generally higher than those at the Kuroshio-Oyashio mixed-water station in the north; the high-value areas of POC were observed in the 75～300 m water layer at the southern station, but confined to the waters above 75 m at the northern station. Moreover, there was a significant positive correlation between DOC and POC concentrations. This correlation at the southern station was mainly regulated by physical processes such as water column stratification and microbial-dominated biogeochemical processes, whereas at the northern station it was further modulated by the phytoplankton-driven classical food web on the basis of the aforementioned processes. Overall, the distribution and interaction of organic carbon in the Kuroshio Extension region are shaped by regional differences in hydrological and biological processes. This study identifies the key controlling factors of variations in DOC and POC concentrations across different hydrographic settings, providing an important basis for further advancing the understanding of carbon cycling processes and mechanisms in the open ocean.

Key words: dissolved organic carbon; particulate organic carbon; phytoplankton; carbon cycle; the Northwestern Pacific

责任编辑　徐　环

中国知网　https://www.cnki.net