中国科学: 地球科学 2024 年 第 54 卷 第 8 期: 2724 ~ 2740
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

寡营养的南海海盆亚中尺度物理过程对浮游植物生长与沉降的调控作用

赵中华[1,2], 许梦迪[1,2], 黄邦钦[1,3,4], 卢文芳[5], 戚洪帅[6], 蔡峰[6*], 江毓武[1,2,4*]

1. 近海海洋环境科学国家重点实验室(厦门大学), 厦门 361102;
2. 厦门大学海洋与地球学院, 厦门 361102;
3. 福建省海陆界面生态环境重点实验室(厦门大学), 厦门 361102;
4. 福建台湾海峡海洋生态系统国家野外科学观测研究站(厦门大学), 厦门 361102;
5. 中山大学海洋科学学院, 南方海洋科学与工程广东省实验室, 珠海 519000;
6. 自然资源部第三海洋研究所海洋与海岸地质实验室, 厦门 361005
* 通讯作者, E-mail: ywjiang@xmu.edu.cn(江毓武), caifeng@tio.org.cn(蔡峰)

收稿日期: 2023-12-10; 收修改稿日期: 2024-06-06; 接受日期: 2024-06-17; 网络版发表日期: 2024-07-11
科技部重点研发项目(2022YFA1004404)和国家自然科学基金项目(U22A20579、42306006和41876004)资助

摘要 海洋亚中尺度过程可以显著影响浮游植物的生长与沉降, 因为它们的时间尺度相近, 均为数天. 基于生物地球化学浮标(BGC-Argo)为期两年的观测, 本研究探究了寡营养的南海海盆亚中尺度不稳定, 特别是对称不稳定和混合层斜压不稳定的发生及其对浮游植物生长和沉降的调控作用. 在北部海盆, 近表层冬季藻华通常伴随季节性的混合层加深而发生. 然而, BGC-Argo观测的前后两年冬季呈现了明显较强和较弱的藻华现象. 在第一年冬季, 当混合层浅于营养跃层约20~30m时, 对称不稳定驱动的营养盐上涌促使冬季藻华在12月上旬发生. 这相较加深的混合层触及中尺度气旋涡抬升的营养跃层而发生的藻华提前约20~30天. 对称不稳定亦可促进近表层光合固定的浮游植物碳向深层沉降. 相对地, 在第二年冬季, 中尺度反气旋涡促发的极强混合层斜压不稳定促使混合层比营养跃层更显著变浅, 二者垂向距离增大, 深层营养盐上涌、藻华和碳沉降因此受到抑制. 相较于北部海盆, 中部海盆BGC-Argo观测的浮游植物生物量和亚中尺度不稳定呈现明显较弱的季节变化特征, 这主要与冬季混合层较浅有关.

关键词 亚中尺度不稳定, 浮游植物, 营养盐输运, 生物地球化学浮标, 中国南海

1 引言

由于较强湍流混合的存在, 海洋混合层(mixed layer, ML)呈现垂向均一的特征, 同时具有较强的水平密度(浮力)锋面. 锋面储存大量的动能和势能, 可以促发各种不稳定过程, 其特征空间尺度为1~100km, 时间尺度为天气尺度1~10天, 属于亚中尺度过程(submesoscale process; McWilliams, 2016; Taylor和Thompson,

中文引用格式: 赵中华, 许梦迪, 黄邦钦, 卢文芳, 戚洪帅, 蔡峰, 江毓武. 2024. 寡营养的南海海盆亚中尺度物理过程对浮游植物生长与沉降的调控作用. 中国科学: 地球科学, 54(8): 2724–2740, doi: 10.1360/N072023-0302
英文引用格式: Zhao Z, Xu M, Huang B, Lu W, Qi H, Cai F, Jiang Y. 2024. Physically modulated phytoplankton production and export at submesoscales in the oligotrophic South China Sea Basin. Science China Earth Sciences, 67(8): 2681–2698, https://doi.org/10.1007/s11430-023-1362-1

© 2024 《中国科学》杂志社

2023). 海洋浮游植物初级生产可占全球初级生产的一半以上(Field等, 1998), 显著影响全球碳循环和气候变化(Sabine等, 2004). 浮游植物生长繁殖的特征时间尺度同样为天气尺度, 与亚中尺度过程相近. 因此, 亚中尺度过程可以通过调控浮游植物的光照强度和营养盐供给, 显著影响上层海洋的光合固碳与碳沉降(Lévy等, 2018; Mahadevan, 2016).

亚中尺度不稳定的罗斯贝数接近或超过$O(1)$, 理查森数小于或接近$O(1)$, 因此具有地转和非地转的特征(McWilliams, 2016; Taylor和Thompson, 2023). 亚中尺度不稳定具有明显的季节变化特征, 在大气驱动较强的冬季更加活跃(Callies等, 2015). 在大气直接驱动下, 当近表层垂向分层为负值时, 重力不稳定(gravitational instability, GI)发生, 驱动较强的垂向对流(Haine和Marshall, 1998). 当亚中尺度锋面区域较强的水平浮力梯度导致Ertel位势涡度(Ertel Potential Vorticity, PV)为负值时, 对称不稳定(symmetric instability, SI; Thomas等, 2013)发生. SI从热成风平衡的垂向速度剪切中提取能量, 驱动较强的沿等密线倾斜对流(因此亦称倾斜不稳定, slantwise instability). 因此, SI不仅有助于将深层营养盐输送至真光层从而促进藻华发生(Brannigan, 2016), 亦可促进藻华期间近表层浮游植物碳沉降(Erickson和Thompson, 2018). 亚中尺度斜压不稳定(亦称混合层不稳定, mixed-layer instability, MLI)同样发生于亚中尺度锋面区域, 能量源于水平浮力梯度中储存的可用势能(available potential energy, APE). MLI可以驱动较强的次级翻转环流, 通过释放锋面储存的APE促进上层水体再层化(Boccaletti等, 2007). 在营养盐充足的条件下, 再层化过程可以将浮游植物细胞限制于真光层, 增加其曝光率从而促发藻华现象(Mahadevan等, 2012; Mignot等, 2018; Zhao等, 2022).

中国南海是西北太平洋最大的边缘海之一, 位于东亚季风区(图1). 南海包含各种时空尺度的复杂动力过程, 包括季节性大尺度环流(Su, 2004)、西边界流(Fang等, 2012)、黑潮入侵(Xue等, 2004)、上升流(Hu和Wang, 2016)、中尺度涡(He等, 2018)和内波(Park和Farmer, 2013), 有利于活跃的亚中尺度过程发生(Lin等, 2020). 高分辨率卫星和海表漂流浮标数据显示, 南海亚中尺度涡的特征半径为(13±5)km(Ni等, 2021), 特征时间尺度为2~7天(Qiu等, 2022), 可以显著调控浮游植物生物量的时空变化(Ni等, 2021), 如图1b中叶绿素a含量(chlorophyll-a, Chl-a)的斑块状分布特征所示.

现场实验表明, 相对于光照强度和浮游动物摄食, 营养盐供给是寡营养的南海浮游植物生长的主要限制因素(Chen和Chen, 2006; Chen等, 2004). 此外, 卫星观测显示, 南海表层浮游植物生物量呈现明显的季节变化特征, 夏季生物量较低而冬季较高(Fang等, 2015; Tang等, 2014). 基于南海北部和中部海盆两个生物地球化学浮标(BGC-Argo)观测数据, Zhang等(2016)进一步证明, 南海浮游植物生物量的季节变化在北部海盆较强, 而在中部海盆明显较弱. 他们指出, 北部海盆冬季生物量的增加与加深的ML内较强的湍流混合驱动的营养盐上涌有关. 同样地, Geng等(2019)基于BGC-Argo数据进一步评估了海表风和降温引起的湍流混合对北部和中部海盆冬季营养盐输运的影响. 结果表明, 在北部海盆, 海表降温引起的湍流混合主导营养盐输运; 而在中部海盆, 二者共同影响营养盐输运, 但整体作用明显较弱. 此外, 亚中尺度过程亦可显著影响南海海盆的垂向营养盐输运和浮游植物初级生产, 然而尚无相关研究报道.

迄今, 亚中尺度不稳定影响浮游植物初级生产的相关研究主要聚焦富营养和低光照的高纬度海域(如北大西洋, Erickson和Thompson, 2018; Mahadevan等, 2012), 而寡营养和高光照的低纬度海域相关研究相对较少. 此外, 南海海盆亚中尺度不稳定的时空特征及其生态响应的研究仍处于起步阶段, 且主要基于遥感(Ni等, 2021)和数值模型(Lin等, 2020). 因此, 本研究基于南海海盆BGC-Argo高分辨率观测数据, 探究亚中尺度不稳定(GI、SI和MLI)的时空变化特征, 并评估其对浮游植物生长与沉降的影响. 本研究旨在揭示亚中尺度不稳定对高低纬度海域浮游植物生长与沉降的影响差异.

2　数据与方法

2.1　BGC-Argo数据

部署于南海北部和中部海盆的两个BGC-Argo进行了从2014年7月至2016年6月连续两年的同步物理-生态观测, 该数据可从厦门大学网站获取(https://odc.xmu.edu.cn/BioArgo/DataBin/0347_databin.txt和https://odc.xmu.edu.cn/BioArgo/DataBin/0348_databin.txt). BGC-Argo配备SBE 41CP CTD、WET Labs ECO-

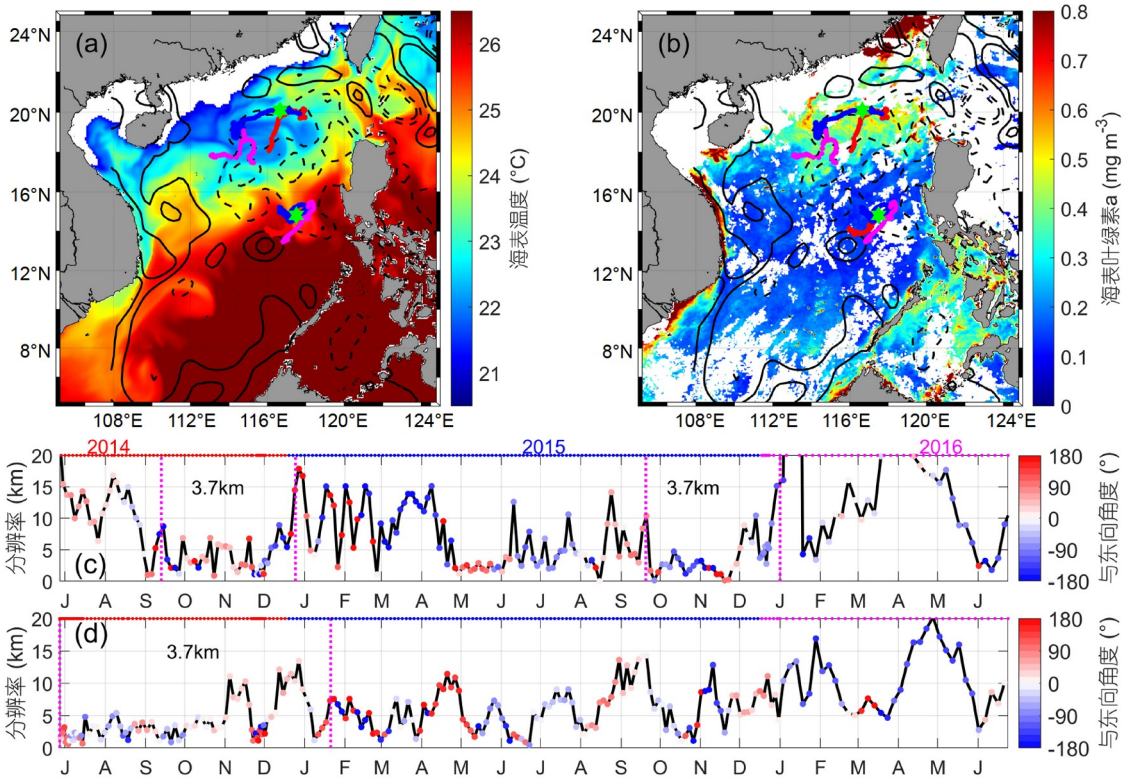


图 1　南海2015年2月11~15日平均海表温度((a), CMEMS)和Chl-a分布((b), OC-CCI), 及北部(c)和中部(d)海盆BGC-Argo沿轨的水平分辨率(黑线)及轨迹方向与东向所成角度(颜色)时间序列

(a)和(b)中黑色等值线为AVISO的SLA, 实线和虚线分别表示中尺度气旋和反气旋涡. 绿色星号为相应的BGC-Argo位置. 红、蓝和品红点线分别表示2014、2015和2016年的BGC-Argo轨迹. (c)和(d)为完整两年观测期. 上方红、蓝和品红点分别表示BGC-Argo在2014、2015和2016年的观测时间. 下方字母为2014年7月至2016年6月各月份首字母缩写,标示各月份中间时刻. 余同. 品红虚线指示高分辨率观测期(平均分辨率约3.7km)

MCOMS荧光测量仪和SBE 63光学溶解氧传感器, 约每间隔3天(有时间隔1~2天)进行一次温度、盐度、荧光Chl-a、700nm处颗粒后向散射系数(particulate back-scattering coefficient, *BBP*)和溶解氧含量(dissolved oxygen, *DO*)等变量的垂向剖面观测. 剖面的垂向分辨率在4~1000m深度范围为2m, 在1000m以深为50m. 相邻剖面的水平分辨率从小于1km到大于20km不等, 在北部海盆2014~2015年和2015~2016年秋冬季(图1c), 及中部海盆2014~2015年夏季至冬季(图1d)可达约3.7km. 该时段是本研究的关注重点, 称为高分辨率观测期. 高分辨率BGC-Argo数据可以合理解析南海特征半径为(13±5)km, 特征时间尺度为2~7天的亚中尺度涡. 另外, 荧光测量仪和溶解氧传感器分别使用高效液相色谱法(Bidigare等, 1985)和Winkler湿化学方法通过水样采集进行校准. BGC-Argo数据更详细的介绍可参考Zhang等(2016)和Xing等(2019).

位势密度由现场观测的压力、温度和盐度计算得到. 混合层深度(mixed layer depth, MLD)定义为位势密度超过10m层位势密度0.06mg m^{-3}的深度. 此外, 22°C等温线由于与次表层Chl-a最大值深度接近, 因此用以指示营养跃层深度(Xing等, 2019; Zhang等, 2016).

2.2　辅助数据

本研究还使用了以下数据: 欧洲太空总署Ocean Color Climate Change Initiative (OC-CCI)发布的每日遥感海表Chl-a数据(https://esa-oceancolour-cci.org); Copernicus Marine Environmental Monitoring Service (CMEMS)发布的全球海洋物理再分析产品(Global Ocean Physics Reanalysis product, GLORYS12V1)的每日海表温度和盐度数据(https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030/services); 美国国家环境预测中心发布的NCEP-DOE 2

再分析产品(Kanamitsu等, 2002)的每6小时海表风和热通量数据(http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/wesley/reanalysis2), 以及Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic (AVISO)发布的每日海表高度异常(sea level anomaly, SLA)数据(ftp://ftp.aviso.altimetry.fr).

2.3　诊断方法

2.3.1　不稳定分类

通常, 当PV与局地行星涡度(f)符号相反, 即在北半球为负值时, 不同类型的不稳定可以发生(Hoskins, 1974). PV表达如下:

$$PV=\zeta_a\cdot\nabla b, \tag{1}$$

其中, $\zeta_a=(f\vec{k}+\nabla\times\vec{u})$为绝对涡度; $\vec{k}$为垂向单位矢量; ∇为三维哈密顿算子; $\vec{u}=(u,v,w)$为沿x, y和z正方向的三维速度; ∇b为浮力$b=-g\rho/\rho_0$的空间导数, 其中g为重力加速度(9.8m s^{-2}), ρ为位势密度, ρ_0为参考密度(1025kg m^{-3}). PV可以分解为两项:

$$PV=PV_{bt}+PV_{bc}=\overbrace{\zeta_g N^2}^{PV_{bt}}+\overbrace{\left[(w_y-v_z)b_x+(u_z-w_x)b_y\right]}^{PV_{bc}}, \tag{2}$$

其中, PV_{bt}为正压分量, 与垂向涡度$\zeta_g=f+(v_x-u_y)$和垂向浮力梯度$N^2=b_z$有关; PV_{bc}为斜压分量, 与水平涡度与水平浮力梯度有关. 式中下标x, y和z表示对应方向偏导数.

由于南海海盆远离较强的锋面射流区, 如吕宋海峡的黑潮射流和夏季越南离岸射流, 亚中尺度流的非地转分量相对较弱. 因此, 本研究合理忽略垂向速度w, 假设海流满足热成风平衡, 即:

$$(u_z,v_z)=f^{-1}\left(-b_y,b_x\right). \tag{3}$$

由此, PV_{bc}表达如下:

$$PV_{bc}=-f^{-1}\left|\nabla_h b\right|^2=-f^{-1}M^4, \tag{4}$$

其中, ∇_h为沿水平方向的二维哈密顿算子, 水平浮力梯度强度$\left|\nabla_h b\right|$可由M^2表示.

如Thomas等(2013)所述, 不同类型不稳定的发生可由北半球PV负值的来源判定. 对于正压流, 当N^2为正值, 而PV_{bt}负值使得PV呈负值时, 惯性或离心不稳定发生; 而当N^2负值使得PV呈负值时, GI发生. 对于斜压流, 斜压分量PV_{bc}总使PV减小(式(4)). 因此, 当$\left|PV_{bc}\right|>PV_{bt}$而$PV_{bt}>0$时, SI发生. 此外, SI发生时MLI亦可发生, 即使$PV>0$时MLI亦可存在(Boccaletti等, 2007).

另外, 平衡理查森数(Ri_b)及其角度(Φ_{Ri_b})亦可用以判断不稳定类型, 表达如下:

$$Ri_b=f^2N^2/M^4, \tag{5}$$

$$\Phi_{Ri_b}=\tan^{-1}\left(-Ri_b^{-1}\right). \tag{6}$$

Thomas等(2013)指出, 当满足$-\pi<\Phi_{Ri_b}<-3\pi/4(Ri_b<-1)$、$-3\pi/4<\Phi_{Ri_b}<-\pi/2(-1<Ri_b<0)$和$-\pi/2<\Phi_{Ri_b}<\Phi_c(0<Ri_b<f/\zeta_g)$时, GI、混合的GI和SI以及SI分别可以发生. 其中, 临界角度Φ_c与垂向涡度ζ_g有关, 表达为

$$\Phi_c=\tan^{-1}\left(-\zeta_g/f\right). \tag{7}$$

值得注意, $Ri_b<f/\zeta_g$与$PV<0$是等价条件, 而$PV<0$是相对更严格的SI判据(Bachman等, 2017). 通常, SI趋于恢复锋面水体至$Ri_b=1$(或$PV=0$)的临界稳定态, 而该状态下MLI亦可发生.

基于PV和Ri_b判据, 本研究使用分辨率约3.7km的高分辨率BGC-Argo数据分析亚中尺度不稳定(图1c和1d). 参考Thompson等(2016), 不论BGC-Argo轨迹方向如何, 其沿轨和跨轨方向分别定义为x和y方向. 由于南海海盆亚中尺度流的非地转分量相对较弱, 可以忽略垂向相对涡度, 使用$Ri_b<1$作为SI发生的充分条件(Taylor和Ferrari, 2009, Taylor和Ferrari, 2010). 值得提到, 垂向相对涡度主要与更小尺度的剪切不稳定(如惯性或离心不稳定)有关, 相关信号很难被BGC-Argo捕获, 亦超出了本研究的范围. 由此, PV的观测表达式如下:

$$PV_{obs}=PV_{bt,obs}+PV_{bc,obs}=\overbrace{fN^2}^{PV_{bt,obs}}\overbrace{-f^{-1}M^4}^{PV_{bc,obs}}, \tag{8}$$

其中, $M^2=b_x$表示沿轨水平浮力梯度. 另外, 理查森临界角度变为$\Phi_c=\tan^{-1}(-1)=-\pi/4$, 当满足$-\pi/2<\Phi_{Ri_b}<$

$-\pi/4 (0 < Ri_b < 1)$时, SI发生.

2.3.2 MLI参数化

当水体达到SI的临界稳定态(即$Ri_b = 1$), MLI可以继续释放水平密度梯度中储存的APE. Fox-Kemper等(2008)给出了MLI驱动的次级翻转环流流函数的参数化表达式:

$$\psi_e = 0.06\mu(z)H^2 b_x / f, \tag{9}$$

其中, $\mu(z)$为垂向结构函数, 表达如下:

$$\mu(z) = [1-(1+2z/H)^2][1+(5/21)(1+2z/H)^2], \tag{10}$$

H为MLD. 由此, MLI驱动的垂向和水平流速分别表达如下:

$$w_e = -\partial\psi_e / \partial x, \tag{11}$$

$$u_e = \partial\psi_e / \partial z. \tag{12}$$

就能量而言, MLI可将APE转化为涡旋动能(eddy kinetic energy, EKE), 其转化速率(即浮力通量)的参数化表达如下:

$$\overline{w'b'} = \psi_e b_x = 0.06\mu(z)H^2 {b_x}^2 / f. \tag{13}$$

值得提到, 上述参数化方案仅反映MLI促进倾斜等密线变平的潜能, 而非其动力过程本身(Tang等, 2023).

2.3.3 温盐关系

上层海洋的密度(或浮力)锋面通常由水平温度和盐度梯度共同形成. 水平温盐梯度对水平密度梯度的贡献可由如下的密度比值呈现(Barkan等, 2017):

$$R = \alpha\triangle T / \beta\triangle S = \alpha T_x / \beta S_x, \tag{14}$$

其中, α和β分别为热膨胀和盐收缩系数, T_x和S_x分别为BGC-Argo沿轨的水平温盐梯度. R的值域为$-\infty$至$+\infty$, 正值表示温盐梯度相互抑制密度梯度, 而负值表示温盐梯度相互强化密度梯度. 特别地, 当$-1 < R < 1$时, 盐度梯度主导密度梯度; 而当$1 < |R| < +\infty$时, 温度梯度主导密度梯度. 当温盐梯度刚好相互抑制, 即$R = 1$时, 温盐补偿(compensation)发生; 反之, 当温盐梯度相互促进且对密度梯度贡献相同, 即$R = -1$时, 温盐均分(equipartition)发生.

Turner角度(Tu)表达如下:

$$Tu = \arctan(R). \tag{15}$$

Tu具有有限的值域($-\pi/2$至$\pi/2$), 因而可以更好地描述上述温盐关系. 当$-\pi/4 < Tu < \pi/4$时, 盐度梯度主导密度梯度; 而当$|Tu| > \pi/4$时, 温度梯度主导密度梯度. 当$Tu = \pi/4$时, 温盐补偿发生; 而当$Tu = -\pi/4$时, 温盐均分发生.

温盐协方差C_{TS}表达如下:

$$C_{TS} = 2\alpha\beta T_x S_x / \left(\alpha^2 {T_x}^2 + \beta^2 {S_x}^2\right). \tag{16}$$

C_{TS}表征水平密度和涩度(spice)梯度的相对大小, 可用以反映温盐关系变化. C_{TS}的值域为–1至1. 当C_{TS}接近–1时, 水平密度梯度量值远大于涩度梯度(即等密线更陡峭), 表征温盐均分($Tu = -\pi/4$); 反之, 当C_{TS}接近1时, 水平密度梯度量值远小于涩度梯度(即等密线更平缓), 表征温盐补偿($Tu = \pi/4$); 而当C_{TS}接近0时, 水平密度和涩度梯度量值相近, 此时温盐梯度既不促进也不抑制密度梯度.

值得提到, ML内的高分辨率观测显示, 水平温盐梯度趋于在亚中尺度上相互抑制密度梯度(Rudnick和Ferrari, 1999), 该现象可归因于亚中尺度不稳定的发展. 当MLI释放密度锋面中储存的APE时, 其驱动的次级翻转环流不仅可以通过促进温盐补偿减弱水平密度梯度, 同时可以促进等密线变平和近表层再层化. 促进温盐补偿的有效浮力通量可参数化为

$$\overline{w'b'}_{comp} = \overline{w'b'}\left|C_{TS}\right| = 0.06\mu(z)H^2 {b_x}^2\left|C_{TS}\right| / f. \tag{17}$$

2.3.4 比容高度

比容高度(steric height, SH)是海表高度的斜压分量, 受到中尺度、亚中尺度以及不同类型内重力波等多尺度动力过程的影响(Miao等, 2021). 相对参考深度z_0, 深度z处的SH表达如下:

$$SH(z) = -\int_{z_0}^{z} (\rho - \rho_{ref}) / \rho_{ref} \mathrm{d}z, \tag{18}$$

其中, ρ和ρ_{ref}分别为深度z处的位势密度及其在两年观测期内的时间平均. 根据BGC-Argo数据的深度范围, 式中垂向积分范围设置为4m至860m(最浅深度z为4m, 参考深度z_0为860m). 值得提到, 上述z_0值足够大, 可以

作为参考深度. 此外, BGC-Argo数据的时间分辨率约为3天, 因此只能解析中尺度和亚中尺度过程.

2.3.5　浮游植物碳

浮游植物碳(C_{phy})是评估浮游植物生物量和初级生产力的更好指标, 可由700nm处BBP观测值估算(Xing等, 2021):

$$C_{phy} = 13000 \times [BBP \times (443/700)^{-1} - 0.00035]. \quad (19)$$

2.3.6　表观耗氧量

表观耗氧量(apparent oxygen utilization, AOU)可由DO观测值计算(Omand等, 2015):

$$AOU = DO_{sat} - DO, \quad (20)$$

其中, DO_{sat}为现场温盐和海表压力条件下的饱和溶解氧. 海洋可由大气和浮游植物光合作用获得氧气, 因此DO在近表层相对较高而在深层较低, AOU则趋于在近表层呈现负值而在深层呈现正值.

3　结果与分析

3.1　北部海盆浮游植物生物量变化特征

南海BGC-Argo提供了沿轨的荧光Chl-a和BBP观测数据. 在北部海盆, 由BBP计算的浮游植物碳和Chl-a呈现一致的季节变化特征(图2和网络版附图S1, http://earthcn.scichina.com). 从春季(3~5月)至秋季(9~11月), ML相对较浅(20~30m, 图2a品红线), 浮游植物碳和Chl-a的次表层最大值出现于深度60~80m的营养跃层附近(图2a绿线). 相对地, 在冬季(12~2月), ML显著加深, 浮游植物碳和Chl-a的次表层最大值抬升至ML内部, 形成明显的表层峰值, 表征冬季藻华的发生. 该藻华的强度和持续时间呈现明显的年际变化, 在BGC-Argo观测的第一年冬季(2014~2015年)明显较强, 而在第二年冬季(2015~2016年)明显较弱. 如图2和附图S1所示, 在第一年冬季, 较强的藻华从12月初持续至2月中旬, 呈现较高的海表和垂向平均浮游植物碳和Chl-a(图2d和2e的绿线和品红线). 相对地, 在第二年冬季, 藻华明显较弱, 呈现较低的海表和垂向平均浮游植物碳和Chl-a(图2d和2f的绿线和品红线).

BBP计算的浮游植物碳和荧光Chl-a存在一致性, 但二者仍具有明显差异. 具体而言, 浮游植物碳的量值在次表层最大值处约为24mg m^{-3}, 而在冬季表层峰值处增加至约60mg m^{-3}(图2a). 而Chl-a的量值在次表层最大值和冬季表层峰值处保持相对恒定, 约为1.5mg m^{-3}(附图S1a). 此外, 浮游植物碳在ML以深呈现间歇性高值, 表征光合固定的碳由ML向深层的沉降过程, 而该现象在荧光Chl-a中并不明显(如2014~2015年初冬, 图2b和附图S1b). 上述差异源于浮游植物细胞的光驯化效应(photoacclimation; Xing等, 2019), 该效应可以在日时间尺度上影响单位浮游植物生物量中的色素含量(如Chl-a). 光驯化效应可由Chl-a与浮游植物碳的比值阐明(Xing等, 2021). 如图3所示, 该比值在春季至秋季的次表层最大值区域及冬季的近表层峰值区域呈现高值, 表明光驯化可使浮游植物细胞中的Chl-a在低光照条件下增大.

本研究将聚焦浮游植物碳的时空变化特征, 以避免光驯化效应引起的Chl-a对浮游植物生物量的误估(Erickson和Thompson, 2018). 本研究拟揭示BGC-Argo观测的前后两年冬季较强和较弱的藻华背后的亚中尺度生态动力学机制.

3.2　SI相关的第一年冬季较强藻华(2014~2015年)

2014~2015年12月初至2月中旬, 北部海盆的BGC-Argo观测到了较强的冬季藻华(图2a). 在初冬(12月初至1月初), 较强的海表降温(约−300W m^{-2}, 图4a蓝线)使得MLD较深, 其均值约为65m(图4b和4c品红线). 然而, MLD仍浅于营养跃层约20~30m(图4b和4c绿线). 之后在晚冬(1月初至2月中), 海表降温减弱(约−150W m^{-2}, 图4a蓝线), MLD变浅至约40m, 但ML触及了中尺度气旋涡抬升的营养跃层, 如图5a和5d中SH和SLA负值所示(亦见附图S2d). 这促进了深层营养盐上涌, 促发了持续约一个月的月尺度藻华现象, 其对应的近表层浮游植物碳超过50mg m^{-3}(标记为M1, 图2a和2d). 需要强调, 在12月初ML浅于营养跃层之时, 冬季藻华已经发生, 比月尺度藻华提前约20~30天.

初冬, 三次天气尺度藻华分别发生于12月10日、12月22日和1月4日, 其对应的近表层浮游植物碳达到50mg m^{-3}(标记为S1、S2和S3, 图2b和2e). 该时段为BGC-Argo高分辨率观测期, 可评估亚中尺度不稳定对藻华的贡献(图1c). 这一时期, 中尺度涡的影响相对较弱(图5b和附图S2a~2c). 较强的海表降温不仅促使ML加深, 同时使ML以深的密度跃层显著减弱(N^2减小, 图

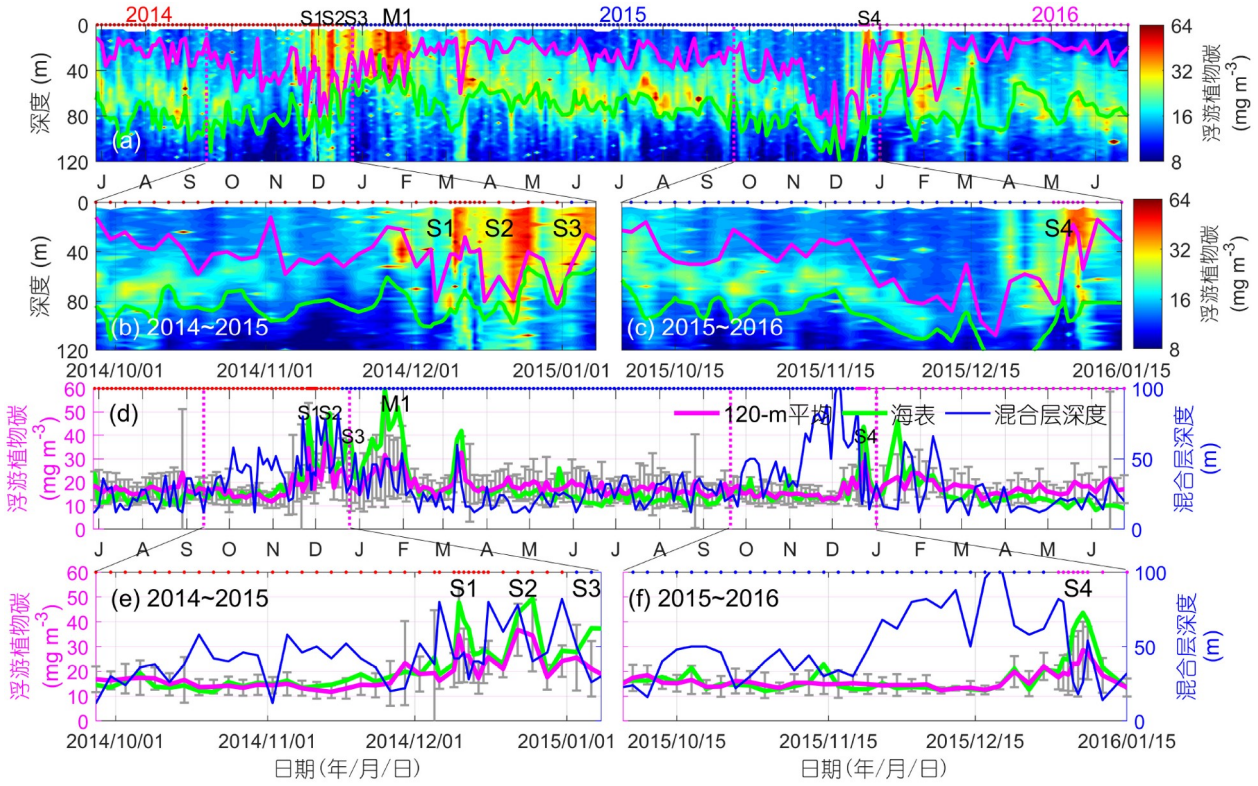


图 2　南海北部海盆BGC-Argo沿轨的浮游植物碳C_{phy}深度-时间图((a)~(c)), 及其海表(绿线)和120m层垂向平均(品红线)时间序列((d)~(f))

(a)和(d)为完整两年观测期. (b)和(e)为2014~2015年高分辨率观测期. (c)和(f)为2015~2016年高分辨率观测期. (a)~(c)中品红线和绿线分别为MLD和营养跃层深度. (d)~(f)中蓝线为MLD. S1~S4表示天气尺度藻华, M1表示月尺度藻华. 上方红、蓝和品红点分别表示BGC-Argo在2014、2015和2016年的观测时间

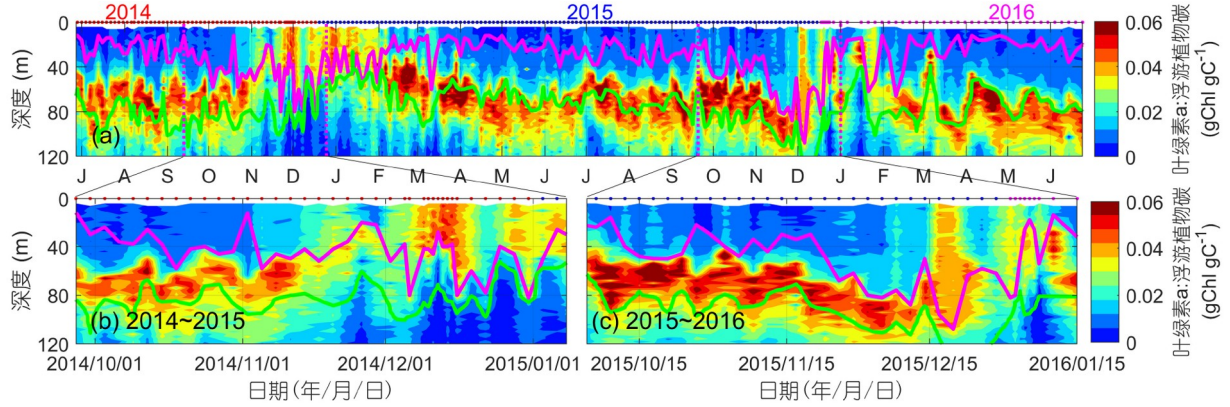


图 3　南海北部海盆BGC-Argo沿轨的Chl-a和浮游植物碳比值深度-时间图

(a)为完整两年观测期. (b)和(c)分别为2014~2015年和2015~2016年高分辨率观测期. 品红线和绿线分别为MLD和营养跃层深度. 上方红、蓝和品红点分别表示BGC-Argo在2014、2015和2016年的观测时间

4c), 导致MLD定义位置模糊. 同时, 水平浮力梯度M^2在上层海洋相对较大, 特别是在ML底部(品红线)和营养跃层(绿线)之间, 其空间尺度约10km, 时间尺度为数天(图6a). 较大的M^2和较小的N^2促使ML内部及其下方

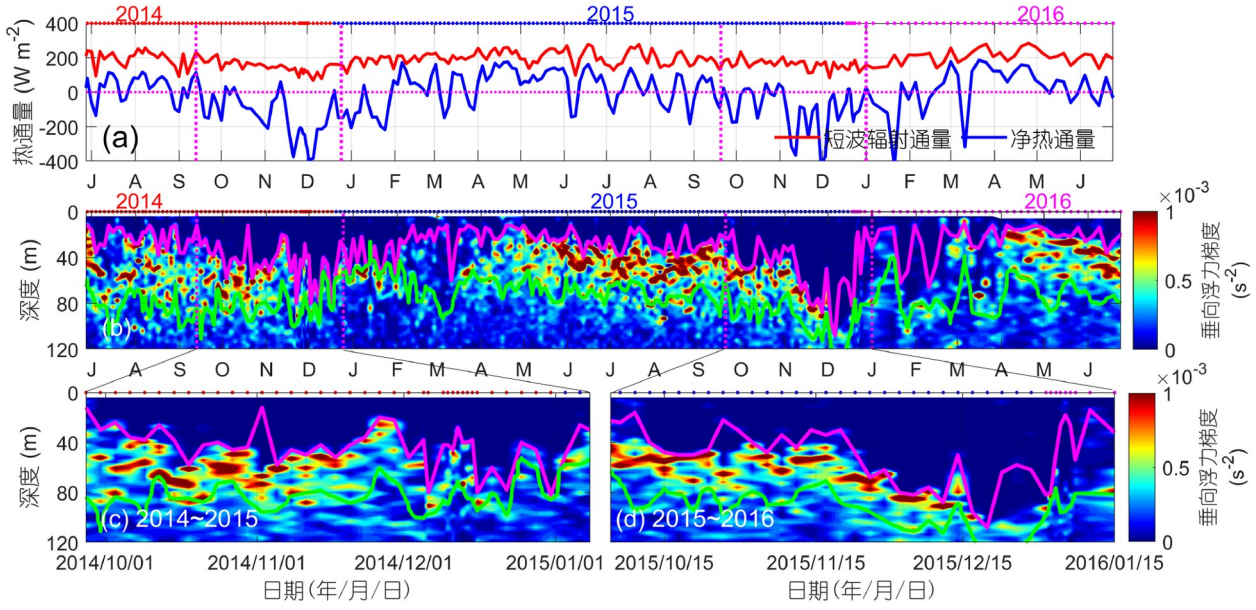


图 4　南海北部海盆BGC-Argo沿轨的NCEP海表热通量时间序列(a), 及垂向浮力梯度N^2深度-时间图((b)~(d))

(a)和(b)为完整两年观测期. (c)和(d)分别为2014~2015年和2015~2016年高分辨率观测期. (a)中红线和蓝线分别为短波辐射通量和净热通量, 正负值分别表示加热和失热. (b)~(d)中品红线和绿线分别为MLD和营养跃层深度. 上方红、蓝和品红点分别表示BGC-Argo在2014、2015和2016年的观测时间

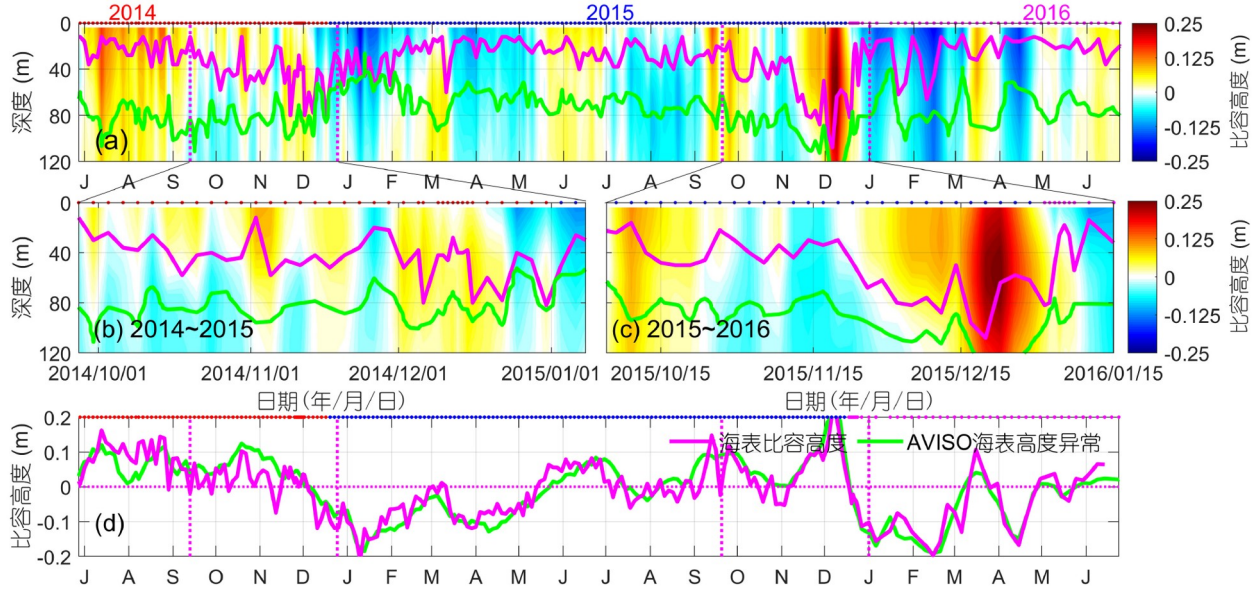


图 5　南海北部海盆BGC-Argo沿轨的比容高度*SH*深度-时间图((a)~(c)), 以及海表*SH*(品红线)与AVISO的海表高度异常SLA(绿线)时间序列(d)

(a)和(d)为完整两年观测期. (b)和(c)分别为2014~2015年和2015~2016年高分辨率观测期. (a)~(c)中品红线和绿线分别为MLD和营养跃层深度. 上方红、蓝和品红点分别表示BGC-Argo在2014、2015和2016年的观测时间

出现Ri_b和PV低值(Ri_b< 1和PV<0, 图6c和6e), 表征不同类型不稳定的发生(图6g). 在较强海表降温的直接驱动下, GI主要发生于ML上层区域(亦称对流层, 图6g红色黄色阴影), 引发较强的垂向对流. 亚中尺度SI发

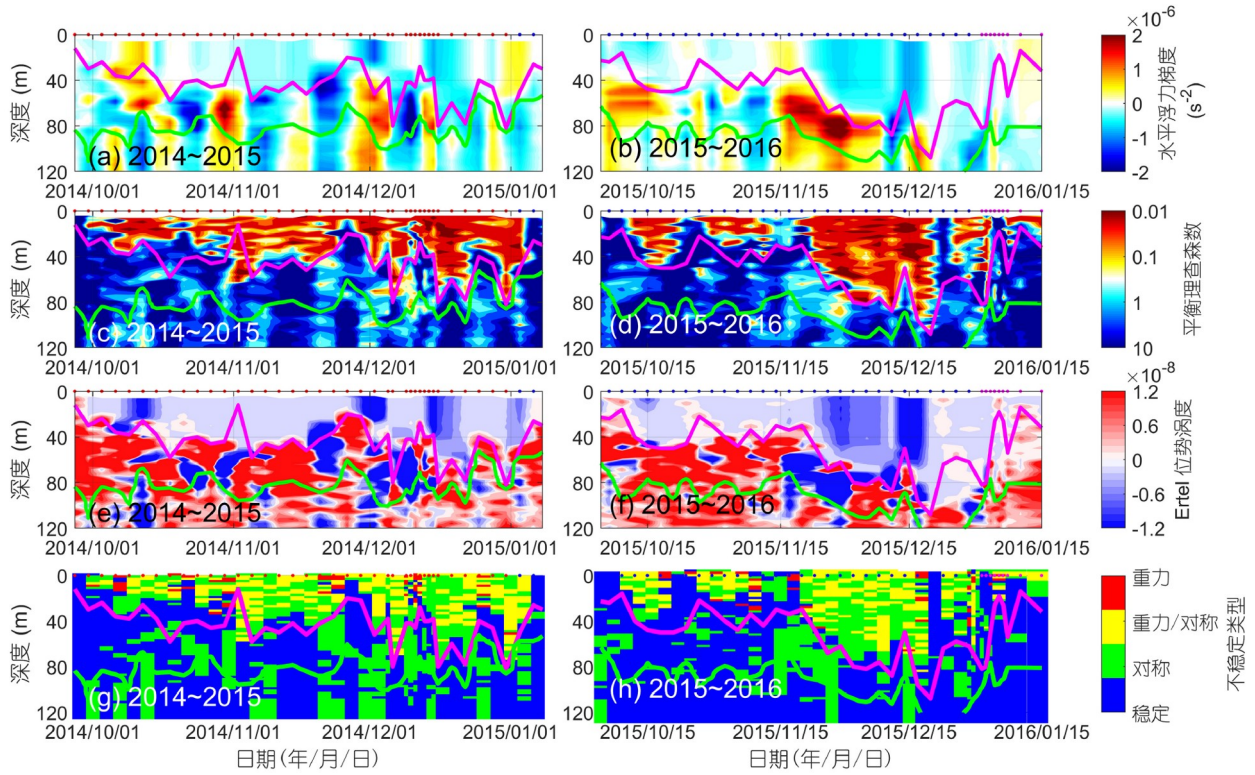


图 6　南海北部海盆BGC-Argo沿轨的水平浮力梯度M^2((a), (b))、平衡理查森数Ri_b((c), (d))、Ertel位势涡度PV((e), (f))和不稳定类型((g), (h))深度-时间图

2014~2015年(左)和2015~2016年(右)高分辨率观测期. 品红线和绿线分别为MLD和营养跃层深度. 上方红、蓝和品红点分别表示BGC-Argo在2014、2015和2016年的观测时间

生于较GI更深的区域，且间歇性延伸至整个ML甚至ML和营养跃层以深(图6g黄色绿色阴影). SI从热成风平衡的垂向速度剪切中提取能量，驱动较强的沿等密线的倾斜对流与物质交换. 此外, 亚中尺度MLI与SI同时发生，但主要分布于ML内部，如图7a中MLI驱动的次级翻转环流所示. MLI从水平浮力梯度储存的APE中提取能量, 促进明显的水体再层化和ML变浅. 因此, MLI的再层化效应是M^2值在ML内部相对ML以深更小的原因(图6a).

初冬, 伴随三次天气尺度藻华S1~S3的发生, 较强的SI发生(比藻华提早约2~3天，图6左图). SI与天气尺度的ML加深至约80m同步，且延伸至ML和营养跃层以深(见间歇性Ri_b和PV低值). 在前两次藻华S1和S2期间, SI更强(Ri_b和PV值更低), 这可能与12月上旬至中旬较弱的中尺度反气旋涡有关(图5b中SH正值；附图S2a和b). 之后，在第三次藻华S3期间，受到12月底至1月初较弱的中尺度气旋涡影响(图5b中SH负值；附图S2c), SI相对较弱. 上述SI的强度变化与前人报道的中尺度反气旋涡更有利于亚中尺度不稳定发生一致(Brannigan等, 2017). 当藻华S1和S2发生时, MLD浅于营养跃层约20~30m. 由此，SI驱动的倾斜对流可将深层营养盐输运至ML以内，促发天气尺度藻华. 而当藻华S3发生时, 虽然SI相对较弱, 但营养跃层被中尺度气旋涡抬升约10~20m，ML底部与营养跃层的垂向距离变小，有利于SI驱动营养盐上涌. 随后，当晚冬月尺度藻华M1发生时, 较强的中尺度气旋涡使得营养跃层进一步抬升而触及ML底部(图5a和附图S2d)，ML内的湍流混合直接驱动营养盐上涌和藻华发生.

此外，在初冬天气尺度藻华S1~S3期间，ML以深呈现较高的浮游植物碳(图2b)，表征藻华期间光合固定的碳可由ML沉降至深层. ML以深的浮游植物碳趋于分布在Ri_b和PV低值区域, 且在SI较强的藻华S1和S2期间相对较高，而在SI较弱的藻华S3期间较低(图6左图). 这表明SI驱动的倾斜对流亦可促进光合固定的碳

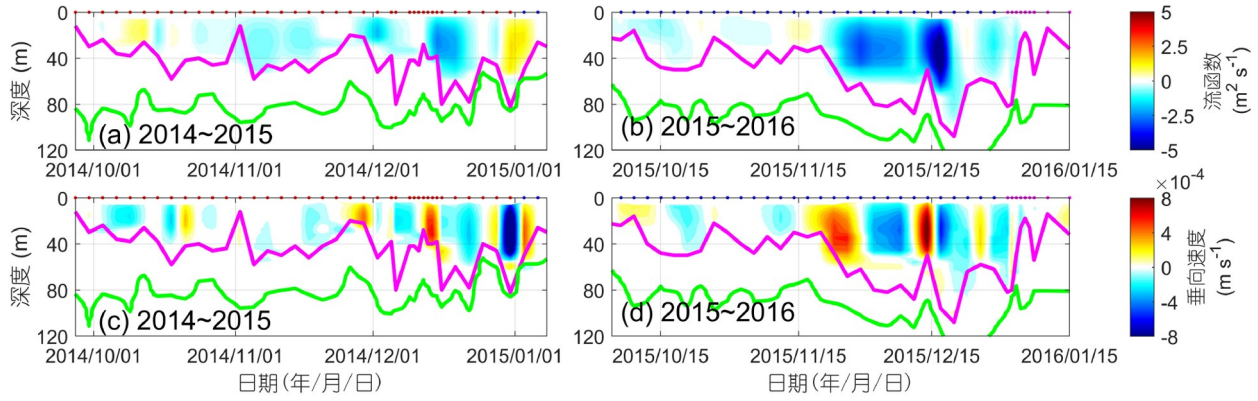


图 7　南海北部海盆BGC-Argo沿轨的MLI驱动的次级环流流函数ψ_e((a), (b))及其垂向速度w_e((c), (d))深度-时间图

2014~2015年(左)和2015~2016年(右)高分辨率观测期. 品红线和绿线分别为MLD和营养跃层深度. 上方红、蓝和品红点分别表示BGC-Argo在2014、2015和2016年的观测时间

向海洋内部输送. 而在晚冬月尺度藻华M1期间, BGC-Argo数据的水平分辨率不足以解析亚中尺度过程(约10km, 图1c), 难以评估亚中尺度不稳定对浮游植物生长和沉降的贡献. 相较初冬, 这一时期MLD较浅(约40m), 碳沉降信号较弱, 表明亚中尺度过程的贡献相对较弱(图2a和2b).

上述营养盐向上输运过程可由BGC-Argo观测的*AOU*验证(图8, 亦见附图S3的*DO*). 观测期间, *AOU*低值(负值)主要出现于营养跃层以浅区域. 在2014~2015年冬季藻华期间, ML内的*AOU*从–30μmol kg^{-1}增大至接近0μmol kg^{-1}, 表明高*AOU*水体可由ML和营养跃层以深输入ML, 因为藻华期间较强的光合作用趋于减小*AOU*. 初冬, 当藻华S1~S3发生时, 营养跃层以深的高*AOU*水体(约80μmol kg^{-1})间歇性地输入ML(图8b), 且与ML以深的Ri_b和*PV*低值呈现一致的分布特征(图6c和6e), 这凸显了SI对营养盐上涌和天气尺度藻华发生的关键作用. 而在晚冬, 当藻华M1发生时, ML以深的高*AOU*水体(超过80μmol kg^{-1})持续输入ML(图8a), 这归因于较强的中尺度气旋涡的泵吸效应(图5a中*SH*负值; 附图S2d).

初冬, 伴随着SI的发生, 三次天气尺度的MLI亦在ML加深至约80m时发生(见图7a中MLI驱动的次级翻转环流), 对应的垂向速度超过50m day^{-1}(约6×10^{-4}m s^{-1}, 图7c). 然而, 根据Fox-Kemper等(2008)提出的参数化方案中的垂直结构函数$\mu(z)$(式(10)), MLI驱动的垂向速度在ML底部为零, 因此对营养盐上涌和浮游植物沉降的贡献较小. 值得提到, 天气尺度藻华S1~S3主要发生于ML从约80m变浅至40m期间(图2b和2e), 这可能与MLI的再层化效应有关, 因为海表降温持续存在(图4a). 温盐关系分析表明, 上层海洋的水平密度锋面由温度主导(图9左图). 伴随ML变浅, 三次天气尺度的温盐补偿过程发生, 相应的ML内的*Tu*和C_{TS}分别变化至–π/4和–1(图9e和9g). 就能量而言, 当ML较深时, MLI驱动的浮力通量($\overline{w'b'}$和$\overline{w'b'}_{comp}$)呈较大的正值. 随着ML变浅, 浮力通量减小(图10a和10c), 表明等密线中储存的APE被MLI释放, 促进天气尺度的温盐补偿和ML变浅. 在SI驱动的营养盐上涌的前提下, 根据前人研究, MLI促进的ML变浅亦可增加浮游植物曝光率而促进其生长. 然而, 由于热带南海海盆的太阳辐射较强, 可以推测MLI的贡献相对有限.

总之, 2014~2015年初冬, 当MLD浅于营养跃层约20~30m时, SI驱动的营养盐上涌促使冬季藻华发生, 相较中尺度涡促发的藻华提前约20~30天.

3.3　MLI相关的第二年冬季较弱藻华(2015~2016年)

北部海盆的BGC-Argo观测显示, 相较2014~2015年, 2015~2016年冬季藻华明显更弱(图2). 从11月下旬至12月中旬, 较强的海表降温(约–250W m^{-2}, 图4a蓝线)与中尺度反气旋涡(图5c中*SH*正值; 附图S4b~4d)共同作用使得MLD从约30m显著加深至110m(图4b和4d品红线). 然而, ML以深的密度跃层并未明显减弱(图4d), 这可能与中尺度反气旋涡的下压作用有关. 尽管ML显著加深, MLD仍浅于营养跃层约30m, 因为营养

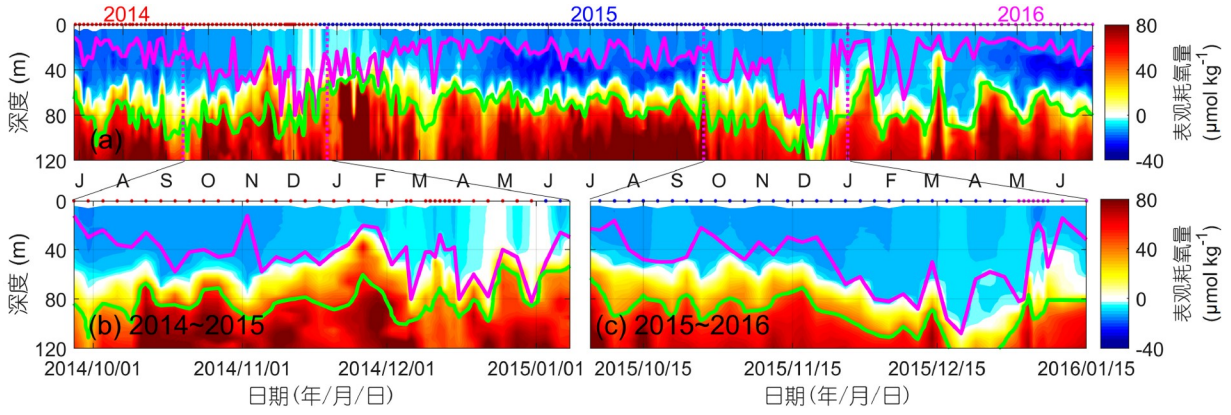


图 8　南海北部海盆BGC-Argo沿轨的表观耗氧量深度-时间图

(a)为完整两年观测期. (b)和(c)分别为2014~2015年和2015~2016年高分辨率观测期. 品红线和绿线分别为MLD和营养跃层深度. 上方红、蓝和品红点分别表示BGC-Argo在2014、2015和2016年的观测时间

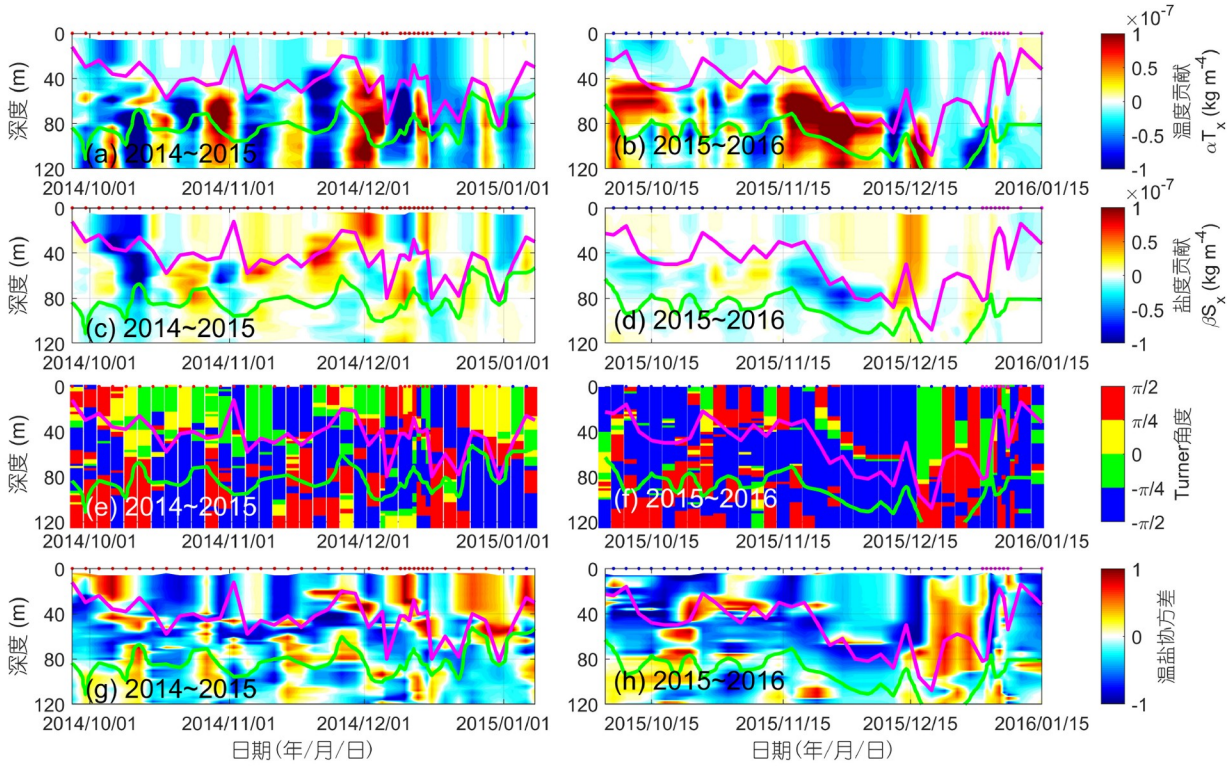


图 9　南海北部海盆BGC-Argo沿轨的水平密度梯度温度贡献αT_x((a), (b))与盐度贡献βS_x((c), (d))、Turner角度Tu((e), (f))和温盐协方差C_{TS}((g), (h))深度-时间图

2014~2015年(左)和2015~2016年(右)高分辨率观测期. 品红线和绿线分别为MLD和营养跃层深度. 上方红、蓝和品红点分别表示BGC-Argo在2014、2015和2016年的观测时间

跃层亦受到中尺度反气旋涡的下压作用(图5c绿线). 加深的ML和上层海洋增强的M^2(图6b)促生极强的亚中尺度SI和MLI, 如Ri_b和PV低值(图6d、6f和6h)以及MLI驱动的次级翻转环流(图7b)所示. 然而由于ML以深较强密度跃层的存在, SI驱动的倾斜对流难以延伸至营养跃层以深而将营养盐带入ML, 因此浮游植物碳较低(图2c和2f).

随后, 从12月中旬至1月初, ML底部与营养跃层的

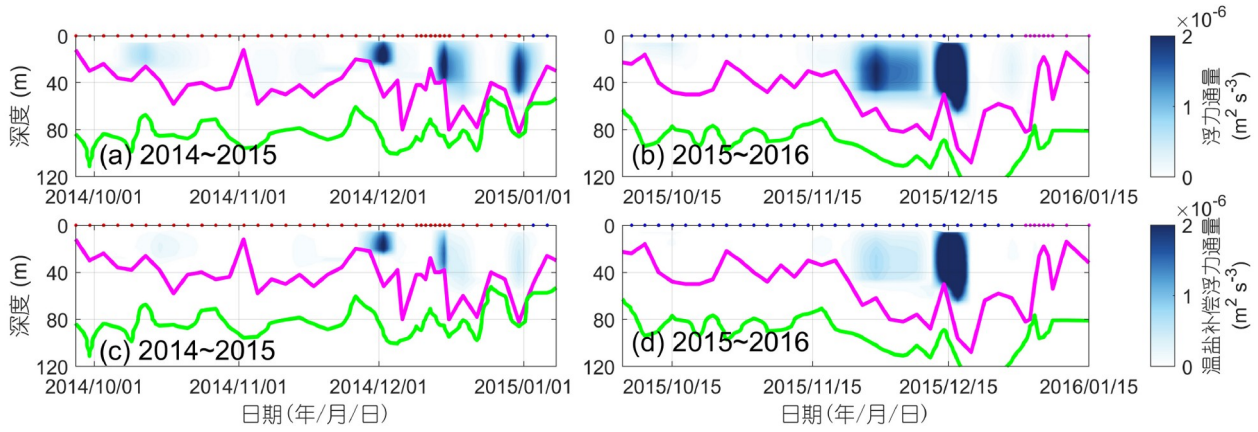


图 10　南海北部海盆BGC-Argo沿轨的浮力通量$\overline{w'b'}$((a), (b))和温盐补偿浮力通量$\overline{w'b'}_{comp}$((c), (d))深度-时间图

2014~2015年(左)和2015~2016年(右)高分辨率观测期. 品红线和绿线分别为MLD和营养跃层深度. 上方红、蓝和品红点分别表示BGC-Argo在2014、2015和2016年的观测时间

垂向距离从约30m增大至60m(图2c), 这主要源于ML相较营养跃层更显著变浅. 在约两周内, MLD和营养跃层深度分别减小至约20m和80m. 显著减小的MLD与减弱的M^2(图6b)使得SI和MLI迅速减弱, 如增大的Ri_b和PV(图6d、6f和6h)与减弱的MLI次级翻转环流(图7b)所示. 因此, SI驱动的深层营养盐上涌受到明显抑制, 仅有一次较弱的天气尺度藻华在1月5日发生, 对应的近表层浮游植物碳约为40mg m^{-3}(标记为S4, 图2c), 这与1月2日ML底部接近营养跃层有关. 之后, 在1月至2月的晚冬, ML持续浅于营养跃层, 上层海洋浮游植物生物量持续较低(图2a).

第二年冬季营养盐上涌的抑制过程亦可由BGC-Argo观测的AOU验证(图8, 亦见附图S3的DO). 结果显示, 第二年冬季ML内的AOU(–20μmol kg^{-1})显著低于第一年冬季(0μmol kg^{-1}), 表明高AOU和富营养水体主要被限制于ML以深海域.

中尺度反气旋涡的下压效应可同时作用于MLD和营养跃层. 然而, 由于约–150W m^{-2}的海表降温在12月中旬至1月初持续存在(图4a蓝线), ML相较营养跃层更显著的变浅不仅与中尺度反气旋涡下压效应的减弱有关, 亦受到12月中旬极强的MLI再层化效应影响. 以上推断可由温盐关系验证(图9右图). 结果显示, 第二年冬季上层海洋的水平密度梯度亦由温度主导. 在11月下旬至12月中旬ML加深时, ML内的水平温盐梯度相互强化密度锋面, 对应的Tu小于–π/4而C_{TS}接近–1(图9f和9h). 在12月中旬ML开始变浅, C_{TS}从接近–1迅速变为1(图9h), 表明温盐补偿的发生导致M^2减弱和ML变浅(图6b). 就能量而言, ML加深期间, MLI驱动的浮力通量($\overline{w'b'}$)呈较大的正值(图10b), 而促进温盐补偿的有效浮力通量($\overline{w'b'}_{comp}$)明显较小(图10d). 这表明MLI对APE的释放效率较低, 有利于ML迅速加深. 而在12月中旬, 当MLD达到约110m的最大值时, $\overline{w'b'}$和$\overline{w'b'}_{comp}$信号均明显较强. 随后在12月中旬至1月初, 两种浮力通量均显著减小(图10b和10d), MLI得以有效释放APE, 从而迅速促进温盐补偿、等密线变平以及ML变浅. 需要强调, MLI的再层化效应只能影响MLD而无法达到营养跃层深度. 因此, 营养跃层轻微变浅至约80m主要与中尺度反气旋涡的减弱有关(图5c绿线). 值得注意, 由于第一年冬季MLI较弱, 其对ML底部和营养跃层之间垂向距离的影响较为有限(图7a).

总之, 在2015~2016年冬季, 极强的MLI再层化效应促进ML比营养跃层更显著变浅, 增大了二者的垂向距离, 因此抑制了营养盐上涌和较强冬季藻华的发生.

4　讨论

4.1　黑潮入侵的影响

显然, 北部海盆BGC-Argo观测的前后两年冬季浮游植物碳含量差异仅能代表沿轨区域的生物量差异. 为了揭示北部海盆整体的冬季浮游植物生物量特征, 附图S5展示了前后两年12月至1月平均的OC-CCI海表

Chl-a. 可见在整个北部海盆, 第一年冬季的浮游植物生物量(2014~2015年, 附图S5a)高于第二年冬季(2015~2016年, 附图S5b), 这与BGC-Argo观测结果一致. 第二年冬季较低的生物量可归因于极强的中尺度反气旋涡. 11月, 中尺度反气旋涡在南海东北部海域形成(附图S4a), 11月至1月向西南移动穿越北部海盆(附图S4b~4d), 其间于12月中下旬被BGC-Argo捕获(图5c; 附图S4b和S4c). 如第3.3节所述, 中尺度反气旋涡相关的中尺度和亚中尺度动力过程可抑制北部海盆的营养盐上涌和浮游植物生长.

上述中尺度反气旋涡可能是由吕宋海峡入侵南海的黑潮流脱落形成(Zhang等, 2017). 黑潮入侵强度可由吕宋海峡东西两侧SLA之差指示(Lin等, 2024), 其值在第二年冬季相较第一年冬季明显更强(附图S6). 因此, 与第一年冬季相比(附图S7), 第二年冬季的高盐黑潮水入侵南海更为显著(附图S8), 且与穿越北部海盆的中尺度反气旋涡呈现高的时空一致性(附图S8等值实线). 此外, 在更大的气候尺度上, Lin等(2024)指出黑潮入侵在厄尔尼诺年相对较强, 这归因于北赤道流分叉点的北移. 因此, 第二年冬季较强的黑潮入侵可能与当年较强的厄尔尼诺事件有关(见Zhang等, 2022中Niño3.4指数).

总之, 南海北部海盆前后两年冬季不同的中尺度和亚中尺度动力过程及浮游植物生物量与黑潮入侵强度密切相关. 相对地, 冬季低盐的河流冲淡水(盐度低于32PSU)被高盐的黑潮入侵水(盐度高于34.5PSU)限制于距BGC-Argo轨迹约200~300km的近岸区域(附图S7和S8), 表明河流冲淡水对北部海盆亚中尺度动力过程和浮游植物生物量的影响相对较小.

4.2 MLI的生态效应

在本研究中, MLI的相关分析主要基于Fox-Kemper等(2008)提出的参数化方案(式(9)). 其中, 垂向结构函数$\mu(z)$显示, 由于密度跃层的高层化, MLI驱动的次级环流和垂向速度在ML底部变为零(式(10)). 然而在北部海盆冬季, 较强的海表降温使得密度跃层层化明显减弱(图4). 根据Callies等(2016), MLI的垂向衰减可近似为kN/f, 其中k为波长. 由于冬季ML以深的N^2相对较小, MLI驱动的垂向速度可能穿透ML底部从而促进营养盐上涌和浮游植物沉降. 因此, MLI驱动的垂向速度在ML以深海域的存在及衰减值得使用高分辨率观测和模型数据进一步研究.

此外, 本研究聚焦低纬度南海海盆MLI的生态效应. 该区域具有寡营养和高光照的特征, 因此上层海洋的营养盐供给, 而非光照强度, 是初级生产的主控因素. 本研究表明, MLI极强的再层化效应可能抑制深层营养盐上涌从而阻碍上层海洋浮游植物生长, 这与前人在中高纬度海域(如北大西洋)的研究结果不一致. 中高纬度海域具有富营养和低光照的特征, MLI的再层化效应可以将浮游植物细胞限制于近表真光层, 增加曝光率从而促进其生长(Mahadevan等, 2012; Mignot等, 2018). 因此, MLI对浮游植物生长与沉降的调控作用较为复杂, 未来研究中需要在全球不同海域全面探讨浮游植物对MLI较强的垂向速度和再层化效应的响应.

4.3 北部海盆与中部海盆的比较

BGC-Argo观测显示, 相较于北部海盆, 中部海盆浮游植物生物量的季节变化明显较弱, 浮游植物碳的次表层最大值全年稳定于60~80m深度附近(图11), 近表层浮游植物碳持续较低(约10mg m^{-3}), 冬季藻华难以发生. 在中部海盆冬季, 上层海洋的湍流混合由海表降温和风共同驱动(Geng等, 2019), 但其综合效应明显弱于北部海盆(附图S9和S10). 因此, MLD(小于约50m, 图11a品红线)明显浅于营养跃层(约80~90m, 图11a绿线), ML以深高层化的密度跃层持续存在(附图S11), 阻碍深层营养盐进入ML.

在中部海盆的高分辨率观测期, 即2014~2015年夏季至冬季, 较弱的大气驱动使得上层海洋M^2较小(图12a). 因此, 亚中尺度不稳定明显较弱, 且主要局限于ML内部(见图12中Ri_b和PV). 由于ML底部较强的层化, SI驱动的倾斜对流难以穿透ML底部而到达营养跃层, 因而难以促发冬季藻华(图11).

4.4 BGC-Argo数据分析的局限与展望

为了准确评估亚中尺度SI和MLI的存在与强度, 对上层海洋水平浮力梯度M^2的观测至关重要. 然而, 由于BGC-Argo轨迹通常不垂直于亚中尺度锋面, 其沿轨数据趋于低估M^2. 因此, 实际的亚中尺度不稳定通常强于BGC-Argo的估算结果(详细分析和讨论见Thompson等(2016)和Tang等(2023)). 而对海表风驱动的沿轨Ekman浮力通量的估算会引入更大误差, 因为

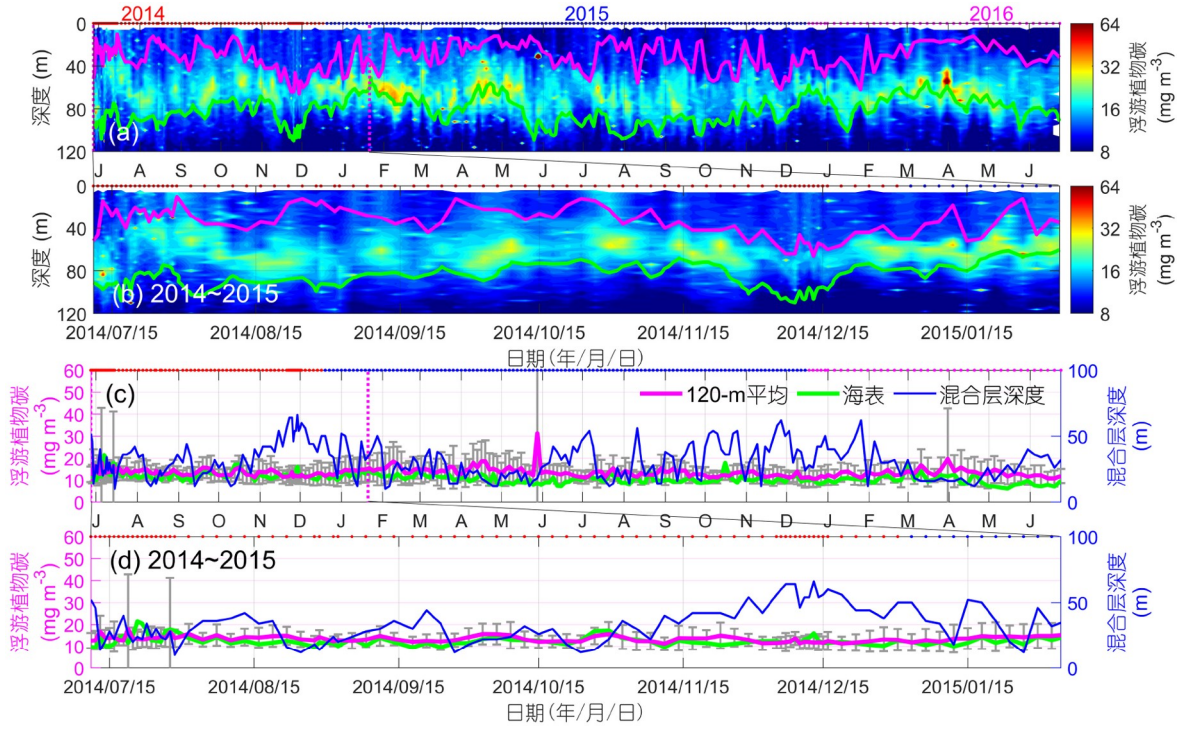


图 11　南海中部海盆BGC-Argo沿轨的浮游植物碳C_{phy}深度-时间图((a), (b)), 及其海表(绿线)和120m层垂向平均(品红线)时间序列((c), (d))

(a)和(c)为完整两年观测期. (b)和(d)为2014~2015年高分辨率观测期. (a)和(b)中品红线和绿线分别为MLD和营养跃层深度. (c)和(d)中蓝线为MLD. 上方红、蓝和品红点分别表示BGC-Argo在2014、2015和2016年的观测时间

计算不仅涉及BGC-Argo轨迹和亚中尺度锋面方向, 同时涉及风矢量方向(Thompson等, 2016). 由于南海北部海盆冬季近表层湍流混合由海表降温主导(Geng等, 2019), 因此相关分析未考虑海表风的影响. 另外, 由于时空分辨率有限(约3天和3.7km), BGC-Argo高分辨率数据只能部分反演亚中尺度不稳定驱动的垂向或倾斜次级环流. 因此, 本研究展示的水动力特征(如Ri_b和PV)可能代表多个亚中尺度次级环流的平均结果. 这种局限亦可导致对亚中尺度不稳定实际强度的低估.

此外, 鉴于BGC-Argo快照式的观测模式, 其捕获的亚中尺度过程均为独立事件, 而非单个事件的时间演变过程. 同时需要承认, 我们的分析仅代表南海海盆特定年份和沿轨区域的亚中尺度不稳定发展, 而非南海海盆整体的亚中尺度动力特征. 因此, 南海海盆其他时期和其他区域的亚中尺度不稳定可能具有不同特征.

尽管BGC-Argo数据分析存在局限性, 但本研究不仅提供了南海海盆亚中尺度不稳定发生频率和时空变异的特征概述, 亦提供了其影响浮游植物生长和沉降的宝贵观测证据. 这些发现为更广泛和准确理解南海海盆亚中尺度物理-生态过程打下了坚实的基础. 未来研究需要更高分辨率及更广阔覆盖范围的现场观测和模型数据, 以完全解析南海海盆的亚中尺度动力过程.

5　结论

在寡营养的南海北部海盆, 伴随着较强海表降温引起的ML加深, 近表层冬季藻华发生. 冬季藻华的强度和持续时间具有明显的年际变化特征, 在BGC-Argo观测的第一年(2014~2015年)和第二年(2015~2016年)冬季明显较强和较弱. 基于BGC-Argo高分辨率观测数据(约3.7km), 本研究探究了亚中尺度SI和MLI对前后两年冬季浮游植物不同的生长和沉降特征的潜在影响. 在第一年冬季, 当晚冬加深的ML触及中尺度气旋涡抬升的营养跃层时, 时长约一个月的月尺度藻华发生. 而在初冬, 当MLD浅于营养跃层约20~30m时, SI

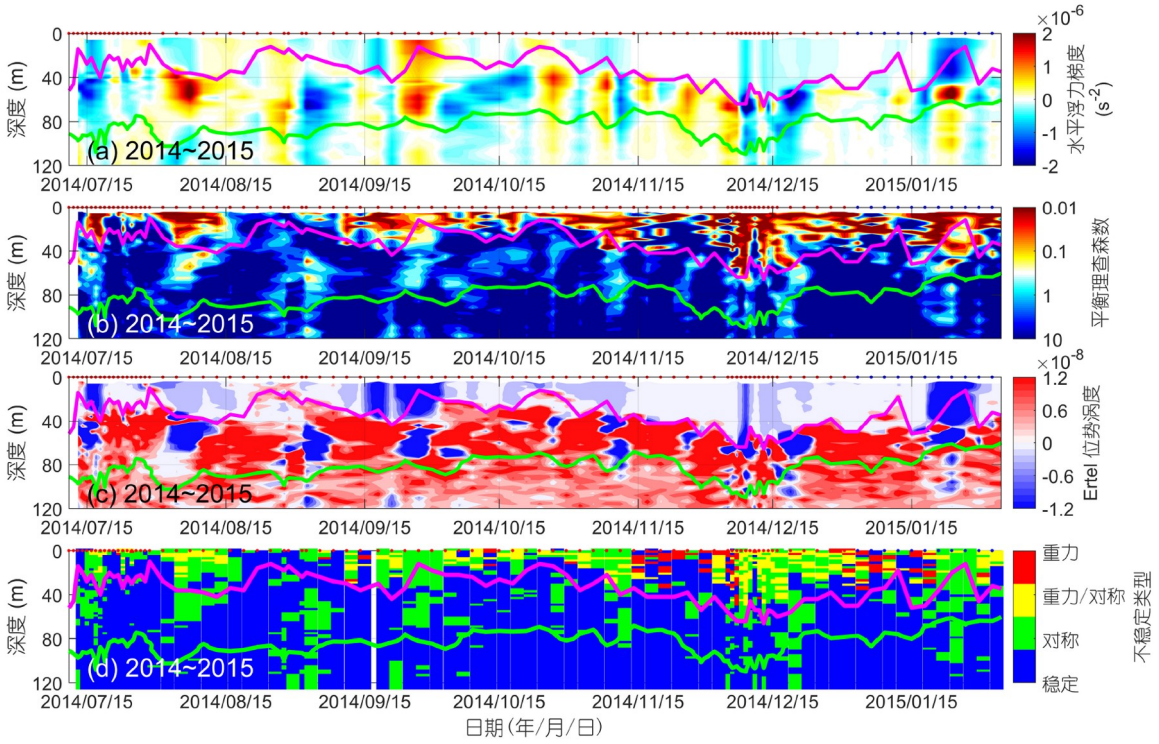


图 12　南海中部海盆BGC-Argo沿轨的水平浮力梯度M^2(a)、平衡理查森数Ri_b(b)、Ertel位势涡度PV(c)和不稳定类型(d)深度-时间图

2014~2015年高分辨率观测期. 品红线和绿线分别为MLD和营养跃层深度. 上方红、蓝和品红点分别表示BGC-Argo在2014、2015和2016年的观测时间

驱动的较强倾斜对流促进深层营养盐上涌, 使得冬季藻华提前约20~30天发生. SI亦可促进ML内光合固定的浮游植物碳沉降至深层. 相对地, 在第二年冬季, 极强中尺度反气旋涡的下压作用同时作用于ML和营养跃层, 促发极强的MLI. MLI促进ML显著变浅, 但对营养跃层影响较小, 从而增大了ML底部和营养跃层的垂向距离. 因此, 深层营养盐上涌和浮游植物藻华受到抑制, 碳沉降亦受到抑制. 相比之下, 南海中部海盆的浮游植物生物量明显较低, 冬季藻华难以发生. 这主要是由于中部海盆ML较浅, 亚中尺度不稳定较弱且局限于ML内部.

本研究为南海海盆冬季亚中尺度不稳定调控浮游植物生长和沉降提供了宝贵的观测证据, 相关结论可推广至更广阔的寡营养和高光照的低纬度海域, 增进我们对全球海域复杂的亚中尺度物理-生态过程的理解.

致谢　感谢审稿专家提出的宝贵修改意见.

参考文献

Bachman S D, Fox-Kemper B, Taylor J R, Thomas L N. 2017. Parameterization of frontal symmetric instabilities. I: Theory for resolved fronts. Ocean Model, 109: 72–95

Barkan R, McWilliams J C, Molemaker M J, Choi J, Srinivasan K, Shchepetkin A F, Bracco A. 2017. Submesoscale dynamics in the Northern Gulf of Mexico. Part II: Temperature-salinity relations and cross-shelf transport processes. J Phys Oceanogr, 47: 2347–2360

Bidigare R R, Kennicutt Ii M C, Brooks J M. 1985. Rapid determination of chlorophylls and their degradation products by high-performance liquid chromatography1. Limnol Oceanogr, 30: 432–435

Boccaletti G, Ferrari R, Fox-Kemper B. 2007. Mixed layer instabilities and restratification. J Phys Oceanogr, 37: 2228–2250

Brannigan L. 2016. Intense submesoscale upwelling in anticyclonic eddies. Geophys Res Lett, 43: 3360–3369

Brannigan L, Marshall D P, Naveira Garabato A C, Nurser A J G, Kaiser J. 2017. Submesoscale instabilities in mesoscale eddies. J Phys Oceanogr, 47: 3061–3085

Callies J, Ferrari R, Klymak J M, Gula J. 2015. Seasonality in

submesoscale turbulence. Nat Commun, 6: 8

Callies J, Flierl G, Ferrari R, Fox-Kemper B. 2016. The role of mixed-layer instabilities in submesoscale turbulence. J Fluid Mech, 788: 5–41

Chen Y L, Chen H Y. 2006. Seasonal dynamics of primary and new production in the northern South China Sea: The significance of river discharge and nutrient advection. Deep Sea Res Part I-Oceanogr Res Papers, 53: 971–986

Chen Y L, Chen H Y, Karl D M, Takahashi M. 2004. Nitrogen modulates phytoplankton growth in spring in the South China Sea. Cont Shelf Res, 24: 527–541

Erickson Z K, Thompson A F. 2018. The seasonality of physically driven export at submesoscales in the Northeast Atlantic Ocean. Glob Biogeochem Cycle, 32: 1144–1162

Fang G, Wang G, Fang Y, Fang W. 2012. A review on the South China Sea western boundary current. Acta Oceanol Sin, 31: 1–10

Fang M, Ju W, Liu X, Yu Z, Qiu F. 2015. Surface chlorophyll-a concentration spatio-temporal variations in the Northern South China sea detected using MODIS data. Terr Atmos Ocean Sci, 26: 319–329

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

Fox-Kemper B, Ferrari R, Hallberg R. 2008. Parameterization of mixed layer eddies. Part I: Theory and diagnosis. J Phys Oceanogr, 38: 1145–1165

Geng B, Xiu P, Shu C, Zhang W, Chai F, Li S, Wang D. 2019. Evaluating the roles of wind-and buoyancy flux-induced mixing on phytoplankton dynamics in the northern and central South China Sea. J Geophys Res-Oceans, 124: 680–702

Haine T W N, Marshall J. 1998. Gravitational, symmetric, and baroclinic instability of the ocean mixed layer. J Phys Oceanogr, 28: 634–658

He Q, Zhan H, Cai S, He Y, Huang G, Zhan W. 2018. A new assessment of mesoscale eddies in the South China Sea: Surface features, three-dimensional structures, and thermohaline transports. J Geophys Res-Oceans, 123: 4906–4929

Hoskins B J. 1974. The role of potential vorticity in symmetric stability and instability. Quart J R Meteoro Soc, 100: 480–482

Hu J, Wang X H. 2016. Progress on upwelling studies in the China seas. Rev Geophys, 54: 653–673

Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, Yang S K, Hnilo J J, Fiorino M, Potter G L. 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). Bull Amer Meteor Soc, 83: 1631–1644

Lévy M, Franks P J S, Smith K S. 2018. The role of submesoscale currents in structuring marine ecosystems. Nat Commun, 9: 16

Lin H, Liu Z, Hu J, Menemenlis D, Huang Y. 2020. Characterizing meso-to submesoscale features in the South China Sea. Prog Oceanogr, 188: 102420

Lin K, Han T, Zhang Y, Shen C, Lee S, Wang J, Mohtar A T, Huang K, Chiang H, Chen Y, Wang X. 2024. Influences of East Asian winter monsoon and El Niño-Southern Oscillation variability on the Kuroshio intrusion to the South China Sea over the past 60 years. Geophys Res Lett, 51: e2023GL104155

Mahadevan A. 2016. The impact of submesoscale physics on primary productivity of plankton. Annu Rev Mar Sci, 8: 161–184

Mahadevan A, D'Asaro E, Lee C, Perry M J. 2012. Eddy-driven stratification initiates North Atlantic spring phytoplankton blooms. Science, 337: 54–58

McWilliams J C. 2016. Submesoscale currents in the ocean. Proc R Soc A, 472: 20160117

Miao M F, Zhang Z W, Qiu B, Liu Z Y, Zhang X C, Zhou C, Guan S D, Huang X D, Zhao W, Tian J W. 2021. On contributions of multiscale dynamic processes to the steric height in the Northeastern South China Sea as revealed by moored observations. Geophys Res Lett, 48: e2021GL093829

Mignot A, Ferrari R, Claustre H. 2018. Floats with bio-optical sensors reveal what processes trigger the north Atlantic bloom. Nat Commun, 9: 1834

Ni Q, Zhai X, Wilson C, Chen C, Chen D. 2021. Submesoscale eddies in the South China Sea. Geophys Res Lett, 48: e2020GL091555

Omand M M, D'Asaro E A, Lee C M, Perry M J, Briggs N, Cetinić I, Mahadevan A. 2015. Eddy-driven subduction exports particulate organic carbon from the spring bloom. Science, 348: 222–225

Park J, Farmer D. 2013. Effects of Kuroshio intrusions on nonlinear internal waves in the South China Sea during winter. J Geophys Res-Oceans, 118: 7081–7094

Qiu C, Yang Z, Wang D, Feng M, Su J. 2022. The enhancement of submesoscale ageostrophic motion on the mesoscale eddies in the South China Sea. J Geophys Res-Oceans, 127: e2022JC018736

Rudnick D L, Ferrari R. 1999. Compensation of horizontal temperature and salinity gradients in the ocean mixed layer. Science, 283: 526–529

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

Su J. 2004. Overview of the South China Sea circulation and its influence on the coastal physical oceanography outside the Pearl River Estuary. Cont Shelf Res, 24: 1745–1760

Tang H, Shu Y, Wang D, Xie Q, Zhang Z, Li J, Shang X, Zhang O Y W, Liu D. 2023. Submesoscale processes observed by high-frequency

float in the western South China sea. Deep Sea Res Part I-Oceanographic Res Papers, 192: 103896

Tang S, Liu F, Chen C. 2014. Seasonal and intraseasonal variability of surface chlorophyll-*a* concentration in the South China Sea. Aquat EcoSyst Health Manage, 17: 242–251

Taylor J R, Ferrari R. 2009. On the equilibration of a symmetrically unstable front via a secondary shear instability. J Fluid Mech, 622: 103–113

Taylor J R, Ferrari R. 2010. Buoyancy and wind-driven convection at mixed layer density fronts. J Phys Oceanogr, 40: 1222–1242

Taylor J R, Thompson A F. 2023. Submesoscale dynamics in the upper ocean. Annu Rev Fluid Mech, 55: 103–127

Thomas L N, Taylor J R, Ferrari R, Joyce T M. 2013. Symmetric instability in the Gulf stream. Deep Sea Res Part II-Topical Stud Oceanogr, 91: 96–110

Thompson A F, Lazar A, Buckingham C, Naveira Garabato A C, Damerell G M, Heywood K J. 2016. Open-ocean submesoscale motions: A full seasonal cycle of mixed layer instabilities from gliders. J Phys Oceanogr, 46: 1285–1307

Xing X, Qiu G, Boss E, Wang H. 2019. Temporal and vertical variations of particulate and dissolved optical properties in the South China Sea. J Geophys Res-Oceans, 124: 3779–3795

Xing X, Boss E, Chen S, Chai F. 2021. Seasonal and daily-scale photoacclimation modulating the phytoplankton chlorophyll-carbon coupling relationship in the mid-latitude Northwest Pacific. J Geophys Res-Oceans, 126: e2021JC017717

Xue H, Chai F, Pettigrew N, Xu D, Shi M, Xu J. 2004. Kuroshio intrusion and the circulation in the South China Sea. J Geophys Res, 109: 2002JC001724

Zhang W, Wang H, Chai F, Qiu G. 2016. Physical drivers of chlorophyll variability in the open South China Sea. J Geophys Res-Oceans, 121: 7123–7140

Zhang Y, Zhao Z, Liao E, Jiang Y. 2022. ENSO and PDO-related interannual and interdecadal variations in the wintertime sea surface temperature in a typical subtropical strait. Clim Dyn, 59: 3359–3372

Zhang Z, Zhao W, Qiu B, Tian J. 2017. Anticyclonic eddy sheddings from kuroshio loop and the accompanying cyclonic eddy in the northeastern South China Sea. J Phys Oceanogr, 47: 1243–1259

Zhao Z, Oey L, Huang B, Lu W, Jiang Y. 2022. Off-coast phytoplankton bloom in the Taiwan Strait during the northeasterly monsoon wind relaxation period. J Geophys Res-Oceans, 127: e2022JC018752

(责任编委: 谢树成)