



ENSO对海洋异戊二烯排放年际变率的影响

孙梦盈¹, 宋磊^{2,3*}, 崔乐辉¹, 刘灏¹, 肖昀廷¹, 吴礼彬¹, 胡伟¹, 傅平青¹, 朱佳雷^{1*}

1. 天津大学地球系统科学学院, 天津 300072

2. 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100029

3. 复旦大学极地海-冰-气系统与天气气候教育部重点实验室, 上海 200438

* 通讯作者, E-mail: zhujialei@tju.edu.cn(朱佳雷), songlei@mail.iap.ac.cn(宋磊)

2025-05-26收稿, 2026-01-07修回, 2026-02-06接受, 2026-04-20网络版发表

国家重点研发计划项目(2022YFF0803000)、国家自然科学基金项目(42530605)、复旦大学极地海-冰-气系统与天气气候教育部重点实验室开放研究项目和中央高校青年教师科研创新能力支持项目(SRICSPYF-ZY2025154)资助

摘要 海洋与大气之间通过能量交换和物质循环过程在全球气候系统中发挥着关键作用。厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)作为年际尺度上海气系统变率的主导模态, 通过调制海表温度、海洋环流及营养物质供给, 进而影响大气环流、海洋生产力以及海洋生物源物质的释放过程。异戊二烯是海洋中排放量最高的生物源挥发性有机物(BVOCs), 在二次有机气溶胶形成及气候反馈中发挥着重要作用。然而, 受限于排放数据集的时间尺度短以及参数化方案不完善, ENSO对海洋BVOCs排放年际变化的影响仍缺乏清晰认识。本研究首先采用U-Net卷积神经网络方法重建海表叶绿素a浓度长期数据集, 再将其用于海洋异戊二烯排放通量参数化方案计算中, 同时考虑浮游植物生物过程和海洋微表层光化学过程的异戊二烯生成与释放, 最终构建出一套覆盖1950–2020年的全球海洋异戊二烯排放通量数据集。结果表明, 海洋异戊二烯排放的年际变率在热带太平洋海域最为显著, 并与ENSO位相显著相关。在厄尔尼诺(El Niño)年与拉尼娜(La Niña)年, 热带太平洋的异戊二烯排放表现出最大差异: 相较于La Niña年, El Niño年冬季该区域异戊二烯排放减少约 2.34×10^9 g(约16%)。ENSO位相转换所引起的海表温度、太阳辐射、海表风场及浮游植物叶绿素总量的协同变化, 共同调制了海洋异戊二烯的排放通量。本研究加深了ENSO对BVOCs排放作用机制的认识, 并为提升年际尺度上海气物质交换过程的预测水平提供科学依据。

关键词 海洋异戊二烯排放, ENSO, 年际变化, 机器学习

1 引言

海气系统通过海洋与大气之间的复杂相互作用调控海气能量交换、生物地球化学循环以及物质输送过程, 对全球气候变化产生深远影响(Deppeler和Davidson, 2017; 党宏月和李嘉, 2018; Deike, 2022)。厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)是年际尺度海气系统变化的主导信号, 它通过热带与中高纬度之间的遥相关机制产生全球影响, 进而影响北极涛动以及北极海冰变化(Chen等, 2024, 2025)。ENSO还影响海洋环流、海表温度、海水表层营养物质供给以及大气环流的变化(Capotondi等, 2015;

Cai等, 2018, 2022)。这些影响不仅重塑区域乃至全球气候格局, 也进一步调制生物地球化学循环过程及海气物质交换(Zhang和Gu, 2022; Cui等, 2023)。海气物质交换的重要组成部分是海洋生物源挥发性有机物(BVOCs)的排放。海洋BVOCs在海洋边界层中发挥关键作用, 并对海洋二次有机气溶胶的形成与增长具有重要贡献(Guenther等, 1995; Exton等, 2015; Brooks和Thornton, 2018)。然而, 对于ENSO如何驱动海气物质交换过程, 尤其是ENSO如何驱动海洋生物源挥发性有机物排放通量变化的过程和机制目前仍缺乏清晰认识。

异戊二烯在全球海洋BVOCs排放中占比最高, 并能

中文引用格式: 孙梦盈, 宋磊, 崔乐辉, 刘灏, 肖昀廷, 吴礼彬, 胡伟, 傅平青, 朱佳雷. 2026. ENSO对海洋异戊二烯排放年际变率的影响. 中国科学: 地球科学, 56(5): 1826–1836, doi: [10.1360/N072025-0235](https://doi.org/10.1360/N072025-0235)

英文引用格式: Sun M, Song L, Cui L, Liu H, Xiao Y, Wu L, Hu W, Fu P, Zhu J. 2026. Interannual variability in marine isoprene emissions modulated by ENSO dynamics. Science China Earth Sciences, 69(5): 1785–1794, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1869-6>

够在大气中迅速参与氧化反应(Guenther等, 2012; Uning等, 2021; Yu和Li, 2021)。由于异戊二烯在大气中的寿命极短, 仅为几分钟至数小时(Kameyama等, 2014), 陆源异戊二烯几乎不具备向远洋区域输送的潜力。因此, 海洋异戊二烯排放几乎成为远洋地区海洋边界层中异戊二烯的唯一来源。然而, 海洋异戊二烯排放通量在全球尺度上的时空分布特征及其变率仍缺乏系统研究(Hackenberg等, 2017; Wang等, 2023; Ferracci等, 2024)。

由于现阶段缺乏对海洋异戊二烯排放的长时间系统观测, 已有研究基于观测与实验数据发展了多种异戊二烯排放通量参数化模型(Palmer和Shaw, 2005; Gantt等, 2009; Luo和Yu, 2010; Conte等, 2020)。围绕海洋异戊二烯排放所涉及的生物、物理与化学过程, 近期的研究进一步量化了由浮游植物活动产生的生物异戊二烯排放通量(BIO排放)以及由海洋微表层光化学反应生成的异戊二烯排放通量(SML排放)(Wurl等, 2011; Conte等, 2020; Zhang和Gu, 2022)。这类海洋异戊二烯排放通量估算在很大程度上受制于海表叶绿素a浓度数据的观测, 而海表叶绿素a浓度是排放方案中表征浮游植物生命活动与海洋生产力的关键参数。目前, 全球范围的海表叶绿素a浓度的卫星遥感观测数据仅可追溯至1997年(Arnold等, 2009; Gantt等, 2009; Booge等, 2016; Brüggemann等, 2018), 这极大限制了对异戊二烯排放长期年际变化特征的系统评估。

异戊二烯主要通过浮游植物生物过程和海洋微表层光化学过程释放, 它的产生与排放受浮游植物种类与数量等生物学特征, 以及海表温度、海表风速和太阳辐射等物理条件的共同控制(Gantt等, 2009; Shaw等, 2010; Brüggemann等, 2018; Uning等, 2021)。这些因子在年际尺度上受ENSO的调制, ENSO通过改变海洋和大气条件, 对它们产生显著影响(Hepach等, 2016; Ji等, 2018; Zhang和Gu, 2022)。已有研究表明, ENSO可通过调节海洋和大气环境, 影响浮游植物生物量及其群落结构(Currie等, 2013; 张海生等, 2014; 张荣华等, 2024), 然而ENSO对异戊二烯排放的具体影响和其中的物理机制仍缺乏系统研究(Park等, 2018; Jin等, 2019; Li等, 2024)。

为解决上述问题, 本研究采用机器学习方法对海表叶绿素a浓度数据进行延长, 并将其整合至异戊二烯排放通量参数化方案计算中, 构建了一套覆盖1950–2020年的长时序海洋异戊二烯排放通量数据集。基于该数据集, 本研究系统分析了ENSO影响海洋异戊二烯排放通量的年际变化及物理过程, 揭示了ENSO驱动异戊二烯排放通量变化的关键机制, 为加深对海气系统调控海洋BVOCs排

放过程的认识, 并为提高海洋BVOCs排放年际变化的预测水平提供了新的启示。

2 数据与方法

2.1 分析数据

本研究在海表叶绿素a浓度重建及海洋异戊二烯排放通量计算和分析中综合使用了多套数据集。用于机器学习模型训练以延长叶绿素a浓度数据的变量包括月平均海表温度、2 m高度处的气温、地表向下太阳辐射、地表向下长波辐射、总云覆盖、表面气压、10 m高度处的风速、总降水量、海表二氧化碳分压以及海表叶绿素a浓度。海洋异戊二烯排放通量参数化方案以海表叶绿素a浓度、海表温度、10 m高度处的纬向和经向风分量、490 nm向下辐射漫衰减系数以及410 nm波长的离水辐射为输入数据, 计算得到全球海洋异戊二烯排放通量数据集。为探究ENSO驱动海洋异戊二烯排放通量变化的动力学机制, 进一步采用了包括海表温度、地表向下太阳辐射、总云覆盖、海表叶绿素a浓度、10 m高度处的纬向和经向风分量、垂直速度、海洋混合层深度以及海洋尼诺指数(Oceanic Niño Index, ONI)在内的多种物理变量进行分析。各类分析所用数据的详细信息见表1。

2.2 基于机器学习方法计算海表叶绿素a浓度

本研究采用随机森林和U-Net卷积神经网络两种机器学习方法, 将海表叶绿素a浓度数据延长至1950年。与传统线性回归模型相比, 机器学习方法能够更有效地刻画叶绿素a浓度与多种环境因子之间的非线性关系。随机森林是一种由多棵决策树构成的集成学习算法, 通过集合多次随机抽样结果, 可有效降低模型过拟合并提高预测稳定性。U-Net卷积神经网络模型是一种典型的深度学习网络结构, 由编码器、解码器及跳跃连接组成, 能够在提取高层语义特征的同时保留空间细节信息, 因而在地球系统变量的空间重建与预测任务中表现出显著优势。

利用2001–2019年的月平均环境因子数据(包括SST、T2M、SSRD、SLRD、TCC、SP、TP、SI10、pCO₂)以及卫星观测的海表叶绿素a浓度数据, 分别使用随机森林和U-Net卷积神经网络进行模型构建及训练, 以建立叶绿素a浓度与环境因子之间的经验关系。随后, 将训练完成的模型应用于2020年的环境因子数据, 以预测2020年海表叶绿素a浓度的空间分布。通过将2020年预测得到的叶绿素a浓度与同期卫星观测结果进行对比, 采用相关分析和相对百分比差异对随机森林与U-Net模型的预测性能进行评估, 从而筛选出在叶绿素a浓度预测方面表现更优的

表1 本研究使用的输入数据汇总

变量	名称	数据来源
SST	海表温度	ECMWF ERA5 Reanalysis (Hersbach等, 2023)
T2M	2 m高度处的气温	
SSRD	地表向下太阳辐射	
SLRD	地表向下长波辐射	
TCC	总云覆盖	
SP	表面气压	
SI10	10 m高度处的风速	
U10	10 m高度处的纬向风分量	
V10	10 m高度处的经向风分量	
W	垂直速度	
TP	总降水量	
MLD	海洋混合层深度	ECMWF ORAS5 Reanalysis (Zuo等, 2019)
pCO ₂	海表CO ₂ 分压	CAS Oceanographic Data Center (Zhong等, 2022)
Chl-a	海表叶绿素a浓度	NASA Ocean Color Web (NASA, 2022a, 2022b)
k ₄₉₀	490 nm向下辐射漫衰减系数	
NLW410	410 nm波长的离水辐射	NOAA Coast Watch Product
ONI	海洋尼诺指数	NOAA Climate Prediction Center

模型(图1)。详细评估过程见附件材料。随机森林通常将每个网格点视为相互独立的样本,难以表征空间邻域结构特征。相比之下,图像到图像的U-Net卷积神经网络结构能够充分提取多尺度空间信息,即使在数据缺失和噪声干扰条件下也能表现出更强的稳定性与鲁棒性。在区域和全球尺度的2020年叶绿素a浓度预测验证中,U-Net卷积神经网络模型在整体空间形态一致性、细节恢复能力的刻画较随机森林表现出更优的性能。综合评估结果表明,U-Net卷积神经网络模型在海表叶绿素a浓度预测方面整体优于随机森林。因此,本研究最终采用U-Net卷积神经网络模型构建逐月、长期连续的海表叶绿素a浓度数据集(图1)。

2.3 海洋异戊二烯排放通量计算参数化方案

2.3.1 生物过程异戊二烯排放通量参数化方案

本研究参照Cui等(2023)的方法,对两类海洋异戊二烯排放进行计算。其中,生物排放主要由海表叶绿素a浓度决定。异戊二烯是浮游植物中叶绿素a等光合色素的代谢副产物(Dani和Loreto, 2017),对于不同类型的浮游植物,应用不同的异戊二烯排放因子(式3中的 T_c)来表征并定量描述叶绿素a浓度与异戊二烯排放通量之间的关系(Palmer和Shaw, 2005; Cui等, 2023)。在海水中异戊二烯浓度保持恒定的假设下(Cui等, 2023),生物排放通量

计算公式为

$$F_b = P - \alpha \times P \quad (1)$$

式中, $F_b(\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1})$ 表示由海气界面向海洋边界层输送的异戊二烯通量, $P(\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1})$ 表示异戊二烯的生成速率, α 为异戊二烯因生物化学过程消耗导致的损失项,其取值由海表叶绿素a浓度决定。

$$\alpha = (0.0042 \times C_{\text{chl}} + 0.0021) \begin{cases} C_{\text{chl}} < 5.77 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3} \\ C_{\text{chl}} \geq 5.77 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3} \end{cases} \quad (2)$$

当海表叶绿素a浓度达到 5.77 mg m^{-3} 时, α 表示的生物化学过程消耗达到最大值0.026(Cui等, 2023)。异戊二烯的生成速率可表示为

$$P = I \times C_{\text{chl}} \times T_c \quad (3)$$

异戊二烯的生成速率 P 由海表叶绿素a浓度、地表向下太阳辐射及光的漫衰减系数共同决定,同时还与浮游植物类型的分类有关。其中, $C_{\text{chl}}(\text{mg m}^{-3})$ 表示海表叶绿素a浓度, $T_c(\mu\text{mol g}^{-1} \text{h}^{-1})$ 表示不同浮游植物类型的异戊二烯生成能力。本研究考虑了四类典型浮游植物类型,即定鞭藻(haptophytes)、原绿球藻(*prochlorococcus*)、聚球藻(*synechococcus*)和硅藻(diatoms),其对应的异戊二烯生成速率分别为0.028、0.029、0.032和 $0.042 \mu\text{mol g}^{-1} \text{h}^{-1}$,并基于2012–2020年的资料构建了浮游植物类型分类方案(Cui等, 2023)。

式(3)中 I 表示真光层内的积分辐射项,其定义为

$$I = 2 \ln \left(\frac{2I_0}{3600} \right) H_{\text{max}} - k_{490} \times H_{\text{max}}^2 \quad (4)$$

式中, I_0 表示入射到海表的太阳辐射。积分辐射项 I 受最大作用深度 H_{max} 的限制(Shaw等, 2003; Gantt等, 2009),而 H_{max} 的取值由公式(5)确定:

$$H_{\text{max}} = \left[-\ln \left(\frac{2.5}{I_0} \right) \times k_{490}^{-1} \right] \quad (5)$$

在式(4)和式(5)中, k_{490} 表示490 nm波段向下辐射通量的漫衰减系数,用于刻画水体中太阳辐射随深度的衰减特征。本研究通过机器学习方法学习 k_{490} 与海表叶绿素a浓度之间的关系,构建了1950–2020年的 k_{490} 数据集。

2.3.2 光化学过程异戊二烯排放通量参数化方案

海洋微表层中的光化学排放通量的参数化方案综合考虑了10 m风速、太阳辐射以及海表叶绿素a浓度,以判定海洋微表层的存在条件并计算异戊二烯的排放通量。海洋微表层是位于海洋与大气交界处的富含表面活性物质的薄层,其形成主要源于浮游植物活动及海洋环境中的多种生物过程(Wurl等, 2011)。在海洋微表层中,太

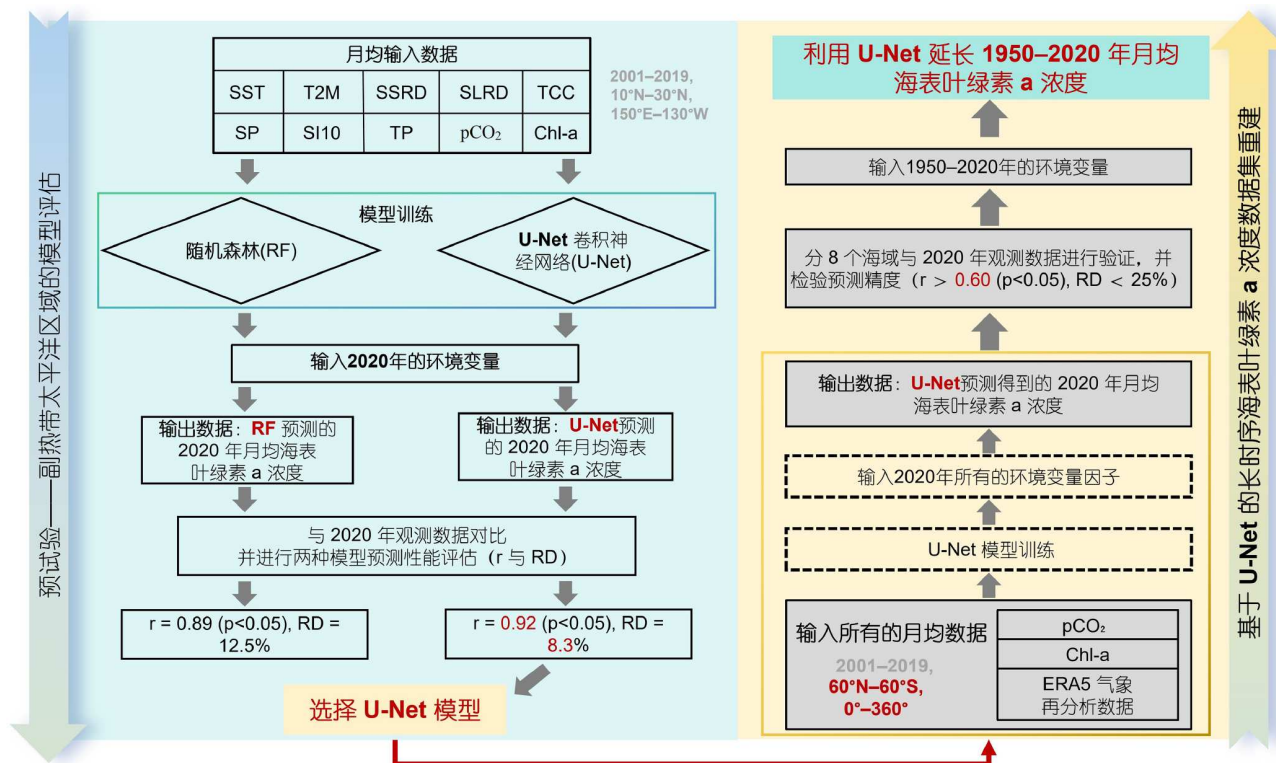


图1 基于机器学习方法构建1950–2020年全球海表叶绿素a浓度的技术路线图。通过选取副热带太平洋进行预实验比较随机森林与U-Net模型的预测效果, 结果表明U-Net模型的预测结果与观测相比具有更高的相关系数(0.92)和更低的相对误差(8.3%)(左图)。利用U-Net模型重建了1950–2020年的长期月平均叶绿素a浓度数据集(右图)

阳辐射可触发一系列光化学反应, 从而促进海洋异戊二烯的生成与释放(Ciuraru等, 2015a, 2015b; Brüggemann等, 2017, 2018)。海洋微表层中异戊二烯的排放通量按照公式(6)计算(Cui等, 2023):

$$F_s = F_{\text{lab}} \times \mu_{\text{photo}} \quad (6)$$

在式(6)中, F_s ($\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$)表示海洋微表层异戊二烯排放通量, F_{lab} ($\text{molecules mW}^{-1} \text{s}^{-1}$)表示实验室条件下测得的光化学异戊二烯排放通量。本研究取其变化范围 (3.71×10^7 – $6.19 \times 10^7 \text{ molecules mW}^{-1} \text{s}^{-1}$)的平均值 $F_{\text{lab}} = 4.95 \times 10^7 \text{ molecules mW}^{-1} \text{s}^{-1}$ (Ciuraru等, 2015b; Brüggemann等, 2017)。 μ_{photo} (mW m^{-2})表示由式(7)确定的光化学排放潜势, 其计算公式为

$$\mu_{\text{photo}} = I_{280-400} \times R_{\text{surf}} \times k_{\text{SML}} \quad (7)$$

式中, $I_{280-400}$ (mW m^{-2})表示280–400 nm波段内的辐射强度, 该波段辐射约占总太阳辐射的3.535% (Conte等, 2020)。 R_{surf} 用于表征海洋微表层中不同表面活性物质浓度水平, 其定义为表面活性物质浓度与海洋微表层中最大表面活性物质浓度之比:

$$R_{\text{surf}} = \frac{\ln(c_{\text{surf}})}{\ln(c_{\text{max}})} \quad (8)$$

式中, c_{surf} 和 c_{max} 为以Triton X为等效物的表面活性物质浓度, 用于表征Wurl研究中所采用的海洋微表层表面活性物质水平 (Wurl等, 2011)。海表叶绿素a浓度 C_{chl} (mg m^{-3})被用于区分不同的表面活性物质浓度水平。当 $C_{\text{chl}} \geq 0.4 \text{ mg m}^{-3}$ 时, 海洋区域中表面活性物质浓度达到最大值 $c_{\text{max}} = 663 \text{ } \mu\text{g Teq L}^{-1}$; 而在 $C_{\text{chl}} < 0.4 \text{ mg m}^{-3}$ 的区域, 表面活性物质浓度由以下线性关系确定: $c_{\text{surf}} = 857 \times C_{\text{chl}} + 320 \text{ } \mu\text{g Teq L}^{-1}$ (Cui等, 2023)。式(7)中的 k_{SML} 表示异戊二烯由海洋微表层向大气传输的交换速度因子, 按式(9)计算 (McGillis等, 2004):

$$k_{\text{SML}} = \frac{8.2 + (0.014 \times w^3)}{8.2 + (0.014 \times w_{\text{lab}}^3)} \quad (9)$$

k_{SML} 计算公式中的参数依据Brüggemann等(2018)和Ciuraru等(2015a, 2015b)的研究确定。其中, w 表示10 m高度处的风速, 为限制高风速条件下的光化学排放, 当 $w \geq 13 \text{ m s}^{-1}$ 时对光化学排放起抑制作用。 w_{lab} 表示实验室条件下的参考风速, 其取值为 $5.31 \times 10^{-2} \text{ m s}^{-1}$ 。

2.4 合成分析

为探究海洋异戊二烯排放与ENSO之间的关系, 本研

究基于1950–2020年共71年资料，分别对El Niño年和La Niña年的海洋源异戊二烯排放通量进行合成分析。ENSO事件的识别基于美国国家海洋和大气管理局气候预测中心发布的海洋尼诺指数。该指数定义为Niño3.4区域(170°E–120°W, 5°S–5°N)海表温度距平的三个月滑动平均值。本研究采用12月至次年2月(DJF)的海洋尼诺指数定义El Niño年和La Niña年，其中 $ONI>1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的年份定义为El Niño年， $ONI<-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的年份定义为La Niña年。根据上述判据，在1950–2020年期间共识别出12个El Niño年和10个La Niña年(表2)。合成分析的显著性使用Student's *t*检验。

3 结果与讨论

3.1 热带太平洋海域异戊二烯排放呈现显著的年际变率

本研究采用U-Net卷积神经网络方法，将2001–2020年的卫星观测海表叶绿素a浓度数据拓展至1950–2020年。2020年全球海域年均海表叶绿素a浓度预测结果与同期卫星观测数据之间的空间相关系数为0.917。在60°S–60°N范围内，预测值相对于观测值的平均相对差异为14.7%(网络版附图S4和附表S1)。2020年各月份的空间相关系数均高于0.6，且相对差异均低于20%(网络版附图S5和附表S1)。综合来看，基于U-Net卷积神经网络方法重建的叶绿素a数据能够较好地表征其时空变化特征，并与卫星观测结果保持良好一致性。

基于U-Net卷积神经网络延长的海表叶绿素a浓度数据以及海洋异戊二烯排放通量计算的参数化方案，本文构建了覆盖1950–2020年、空间分辨率为 $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$ 、纬度范围为60°S–60°N的海洋异戊二烯排放通量数据集(图2B和2C，网络版附图S6)。1950–2020年期间，全球海洋异戊二烯年平均总排放量为 0.977 Tg yr^{-1} ，其中生物排放为 0.434 Tg yr^{-1} ，光化学排放为 0.543 Tg yr^{-1} ，光化学排放量较生物排放量高约20.1%。生物排放与光化学排放通量计算方案存在显著差异，其主导的影响因子亦不相同。生物排放主要受海表叶绿素a浓度控制，而光化学排放则主要受地表向下太阳辐射和海表风速影响。由于太阳辐射和风速在远洋海域普遍较强，光化学排放可在广阔远洋范围内维持较高水平；而驱动生物排放的海表叶绿素a浓度主要在近岸海域保持高值，因此光化学排放在全球总排放中占比更大。

1950–2020年期间，全球光化学排放的年均标准差($S_{\text{SML}}=7.61\times 10^9\text{ g yr}^{-1}$ ，图2E)明显高于生物排放的标准差($S_{\text{BIO}}=3.04\times 10^9\text{ g yr}^{-1}$ ，图2D)。从半球尺度来看，北半球对全球年平均异戊二烯排放的贡献约为41%，而南半球

表2 本研究中识别的El Niño年与La Niña年

El Niño	La Niña
1957/1958	1955/1956
1963/1964	1970/1971
1965/1966	1973/1974
1968/1969	1975/1976
1972/1973	1984/1985
1982/1983	1988/1989
1986/1987	1998/1999
1991/1992	1999/2000
1994/1995	2007/2008
1997/1998	2010/2011
2009/2010	—
2015/2016	—

约占59%。从空间分布来看，生物排放在近岸及热带太平洋排放较高(图2B)，这与该区域较高的叶绿素a浓度分布密切相关(图2A)。相比之下，光化学排放在低纬度地区更为丰富，主要分布于副热带海域(30°S–30°N，图2C)，与该区域持续较强的太阳辐射和适宜的海表风速条件密切相关。71年的标准差空间分布结果表明，生物排放的高标准差区域主要沿赤道分布，横贯中太平洋(图2D)；而光化学排放的高标准差区域则主要位于副热带太平洋以及热带中太平洋区域(图2E)。

在热带太平洋区域(160°E–90°W, 5°S–5°N)，年平均异戊二烯排放呈现显著高值，其中生物排放为 0.0267 Tg yr^{-1} ，光化学排放为 0.0293 Tg yr^{-1} 。在1950–2020年期间，该海域异戊二烯生物排放与光化学排放的年际变率也较高，其标准差分别为 $S_{\text{BIO}}=1.03\times 10^9\text{ g yr}^{-1}$ 和 $S_{\text{SML}}=1.53\times 10^9\text{ g yr}^{-1}$ (网络版附图S7)。鉴于热带太平洋是ENSO影响最为显著的关键区域(Capotondi等, 2015)，结合上述分析结果，该区域海洋异戊二烯排放的年际变率很可能与ENSO过程密切相关。

3.2 ENSO对热带太平洋异戊二烯排放的影响在北半球冬季最强烈

生物与光化学排放在El Niño和La Niña位相下呈现出不同的分布特征。生物排放在El Niño年和La Niña年主要集中于热带中太平洋区域(网络版附图S8)。在热带中太平洋区域(图2中的区域A)，El Niño冬季的区域平均生物排放为 $5.60\times 10^9\text{ g}$ 。而在随后春、夏和秋季分别为 6.49×10^9 、 6.86×10^9 和 $6.93\times 10^9\text{ g}$ ，较冬季分别增加15.9%、22.5%和23.7%(网络版附图S8A、S8D、S8G和S8J)。相比之下，在La Niña年，生物排放的季节平均值在冬、春、夏和秋季分别为 6.89×10^9 、 6.92×10^9 、 6.86×10^9 和

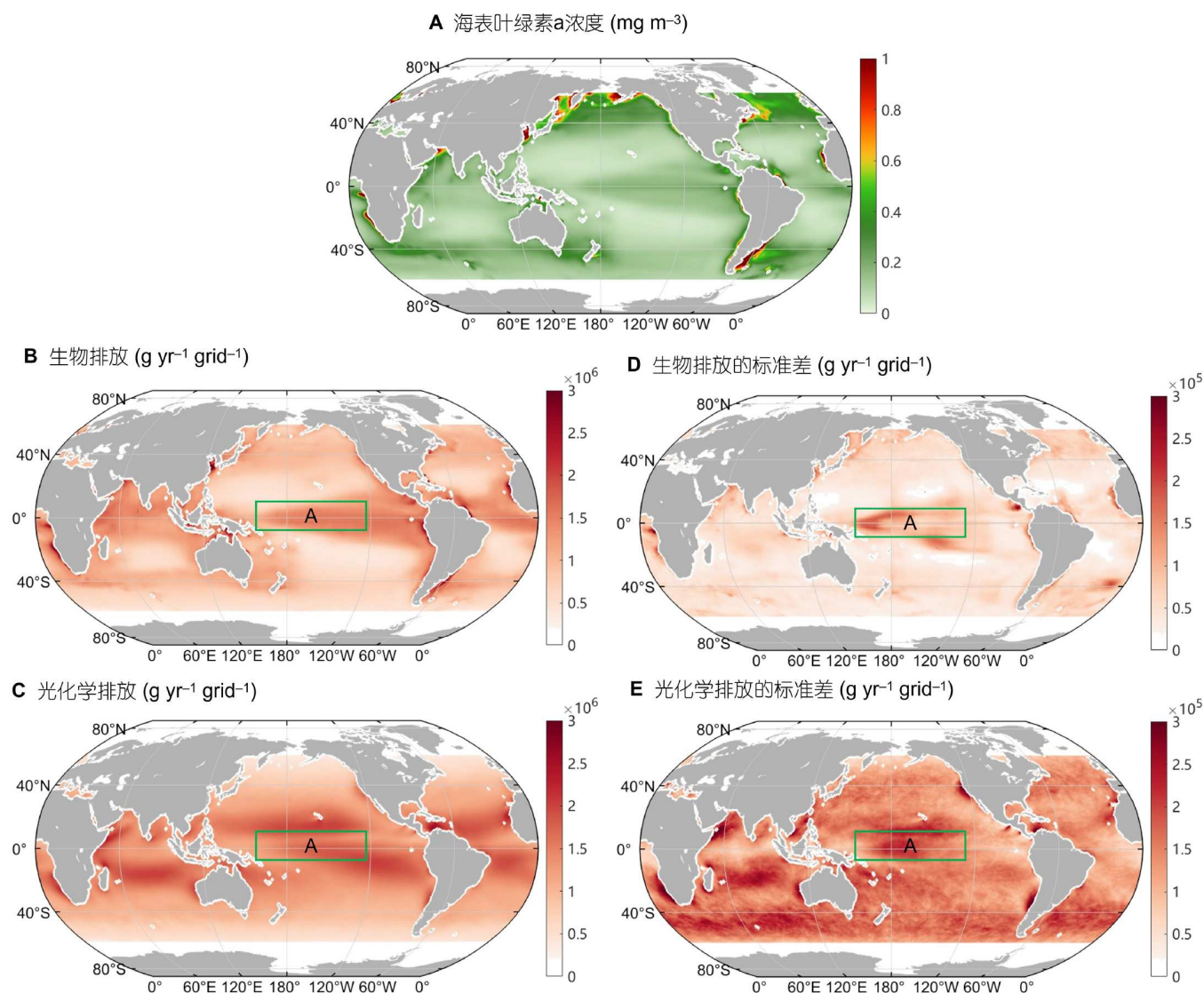


图2 1950–2020年海表叶绿素a浓度及海洋异戊二烯排放的空间分布及其标准差。(A) 海表叶绿素a浓度(填色, mg m^{-3}); (B) 年平均生物排放(填色, $\text{g yr}^{-1} \text{grid}^{-1}$); (C) 年平均光化学排放(填色, $\text{g yr}^{-1} \text{grid}^{-1}$); (D) 生物排放的标准差(填色, $\text{g yr}^{-1} \text{grid}^{-1}$); (E) 光化学排放的标准差(填色, $\text{g yr}^{-1} \text{grid}^{-1}$)。绿色方框A表示热带中太平洋区域(160°E – 90°W , 5°S – 5°N)

$6.93 \times 10^9 \text{ g}$ (网络版附图S8B、S8E、S8H和S8K), 季节差异相对较小。总体而言, 生物排在El Niño年低于La Niña年(网络版附图S8C、S8F、S8I和S8L)。值得注意的是, El Niño与La Niña位相生物排放的最大差异出现在冬季, 其差值为 $-1.29 \times 10^9 \text{ g}$ 。

光化学排放主要集中分布于 30°S – 30°N 之间的海域(网络版附图S9)。在热带中太平洋区域, El Niño冬季的区域平均光化学排放为 $6.75 \times 10^9 \text{ g}$ (网络版附图S9A)。与冬季相比, 春季光化学排放降低约5.07% (网络版附图S9D), 而夏季和秋季的光化学排放则分别较冬季增加8.59%和14.23% (网络版附图S9G和S9J)。在La Niña年, 热带中太平洋区域冬季的光化学排放区域平均值为

$7.80 \times 10^9 \text{ g}$ (网络版附图S9B)。相较于冬季, 秋季光化学排放增加约1.90% (网络版附图S9K), 而春季和夏季的季节平均排放则分别较冬季减少8.60%和0.64% (网络版附图S9E和S9H)。El Niño与La Niña位相下光化学排放差异在热带中太平洋呈现出明显的经向三极子分布特征(网络版附图S9C、S9F、S9I和S9L), 其中冬季的排放差异最大, 其差值达到 $-1.05 \times 10^9 \text{ g}$ 。

在热带太平洋区域, 海洋异戊二烯排放与海洋尼诺指数之间呈现出显著的负相关关系, 即在El Niño位相下, 异戊二烯排放减少, 而在La Niña位相下, 异戊二烯排放增强。1950–2020年期间, 热带太平洋区域年平均生物与光化学异戊二烯排放量均与ONI呈现显著负相关, 其相

关系数分别为-0.79和-0.64($p<0.01$)。该负相关关系在北半球冬季时最为强烈,其中生物排放与ONI的相关系数为-0.88($p<0.01$,图3A),光化学排放与ONI的相关系数为-0.78($p<0.01$,图3B)。相比北半球冬季,在其随后季节中该负相关关系有所减弱(网络版附图S10)。ONI与异戊二烯排放之间的高度相关性表明,ENSO在驱动热带太平洋区域海洋异戊二烯排放年际变率方面发挥着关键作用,且这一影响在北半球冬季时尤为强烈。

3.3 ENSO驱动热带太平洋异戊二烯排放年际变化的机制

北半球冬季海洋向大气释放的异戊二烯受局地气象要素与海洋环境条件的共同影响,包括海表温度、海表风速、地表向下太阳辐射、海表叶绿素a浓度以及混合层深度等(Gantt等, 2009; Brüggemann等, 2018)。因此,有必要系统探究ENSO对环境因子的调制过程及其对海洋

异戊二烯排放的影响机制。在此基础上采用合成分析方法分析ENSO驱动环境变量变化与异戊二烯排放之间的关系。

热带太平洋区域的生物排放呈现纬向偶极子型分布特征,即热带中太平洋(160°E–170°W, 5°S–5°N)呈现负异常(区域平均排放变化为 -5.79×10^8 g,图4B),而热带西太平洋(110°E–160°E, 5°S–5°N)则表现为正异常(区域平均排放变化为 2.87×10^7 g,图4B)。生物排放的这种空间差异与ENSO驱动的海表温度变化密切相关(图4D)。在热带中太平洋,海表温度超出了浮游植物生长的最适温度范围(25–30 °C),从而抑制了浮游植物的生命活动,降低了异戊二烯的生物合成量及其排放量(Shaw等, 2003; Li等, 2024)。与此同时,中太平洋地区的东风显著减弱(图4H),导致混合层深度变浅(图4G)。较浅的混合层加速了表层营养盐的消耗,使海表叶绿素a浓度降低(图4F),进一步限制了浮游植物生长

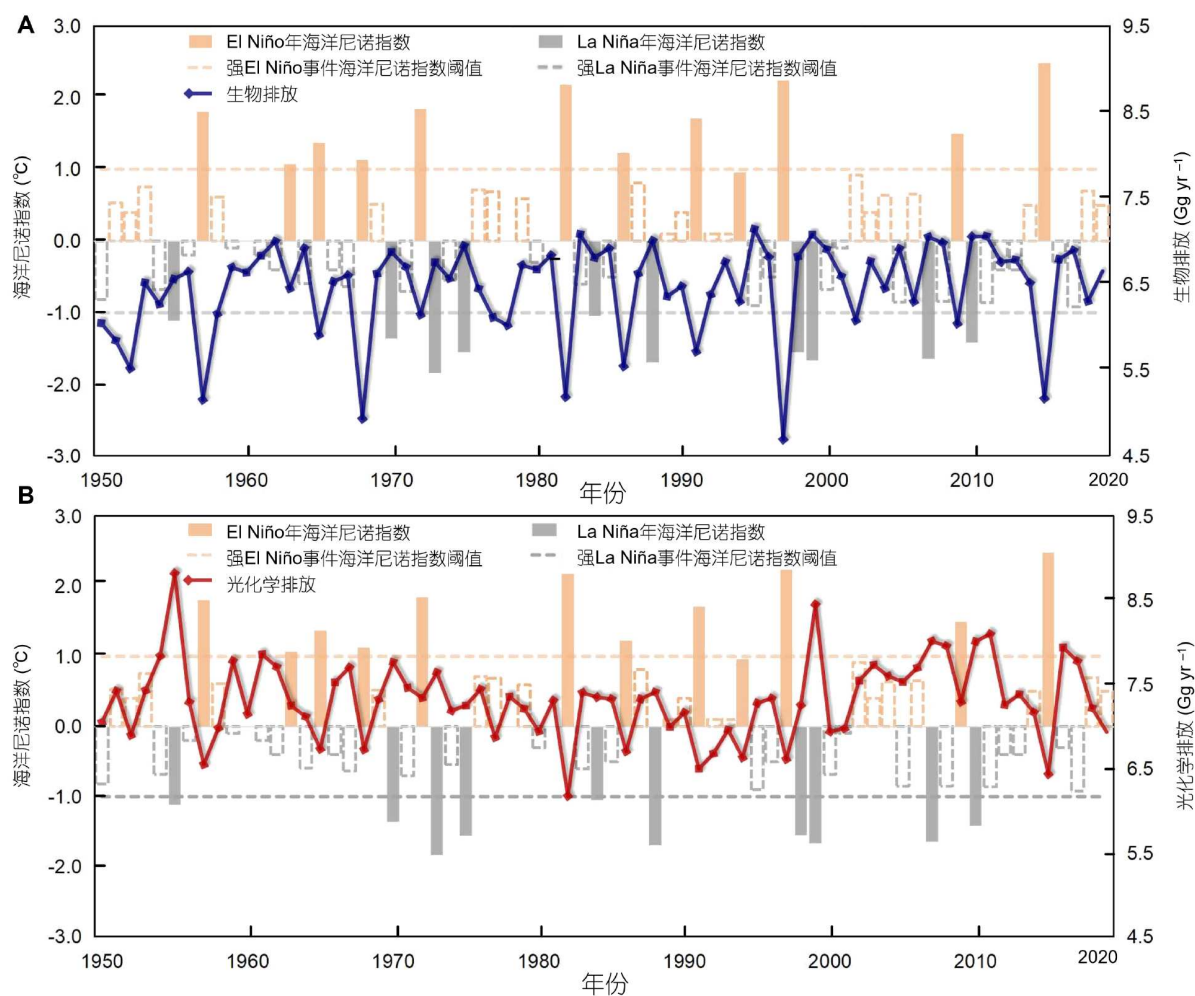


图3 1950–2020年海洋异戊二烯排放与ENSO的关系。(A) 生物排放(蓝色折线, Gg yr⁻¹)和(B) 光化学排放(红色折线, Gg yr⁻¹)的年际变化,并与海洋尼诺指数(柱状图)对比展示。当ONI超过±1.0 °C时,柱状条采用实线边框标注

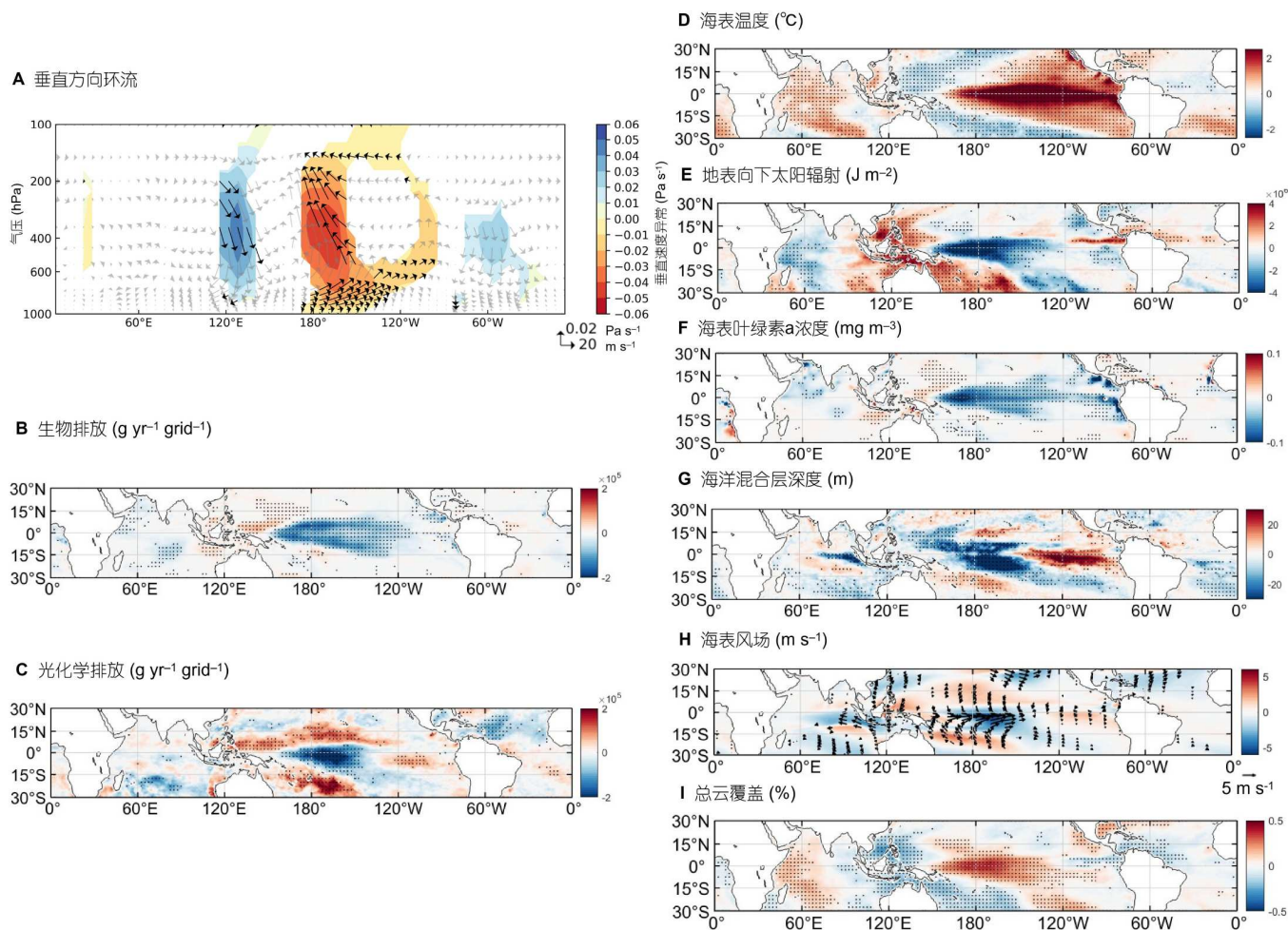


图4 El Niño与La Niña影响下海洋异戊二烯排放及其影响因素。(A) 15°S–15°N纬度带平均的垂直环流场的差异, 箭头表示垂直速度(Pa s^{-1})与纬向风速(m s^{-1})的合成(矢量, 比例尺见右下角), 填色区域表示垂直速度通过95%显著性检验; (B) 生物排放差异(填色, $\text{g yr}^{-1} \text{grid}^{-1}$); (C) 光化学排放差异(填色, $\text{g yr}^{-1} \text{grid}^{-1}$); (D) 海表温度差异(填色, $^{\circ}\text{C}$); (E) 地表向下太阳辐射差异(填色, J m^{-2}); (F) 海表叶绿素a浓度差异(填色, mg m^{-3}); (G) 海洋混合层深度差异(填色, m); (H) 海表风场差异(矢量, 比例尺见右下角)及海表风速差异(填色, m s^{-1}); (I) 总云覆盖差异(填色, %), 以上变量均针对热带区域, 图中点状标记及加粗的黑色矢量表示通过95%显著性检验

并抑制生物排放。此外, 热带中太平洋异常上升运动增强(图4A), 伴随云覆盖增加(图4I), 到达海表的太阳辐射减弱(图4E), 进而抑制浮游植物的光合作用, 限制了异戊二烯的生物合成与排放(Carslaw等, 2010)。相比之下, 在热带西太平洋, 较强的海表风速(图4H)促使混合层加深(图4G), 并维持较高的海表叶绿素a浓度(图4F), 从而使异戊二烯由海洋向大气的释放增多。该区域盛行异常下沉运动(图4A), 云覆盖降低(图4I), 太阳辐射增强(图4E), 为浮游植物生长提供了有利条件, 促进该区域的生物排放。

调控光化学排放的关键因子与生物排放相似, 包括海表温度、云覆盖、垂直运动以及太阳辐射等。总体而言, 偏高的海表温度、增强的异常上升对流活动以及减弱的太阳辐射不利于光化学排放, 而降温和下沉运动则

有利于其排放。这些环境因子的协同作用导致热带中太平洋(160°E–170°W, 5°S–5°N)光化学排放受到抑制(区域平均排放变化为 $-5.36 \times 10^8 \text{ g}$), 而在热带西太平洋(110°E–160°E, 5°S–5°N)的排放增加(区域平均排放变化为 $1.73 \times 10^8 \text{ g}$, 图4C)。相较于生物排放, 光化学排放对海表风速更敏感, 这是由于风速同时控制着海洋微表层的空间分布范围以及海气交换速率。光化学排放分布在30°S–30°N纬度带内呈现出明显的经向三极子分布特征, 即热带以北和以南区域排放增强, 而热带附近排放减弱(图4C)。这一空间分布特征与ENSO所引起的海表风速距平变化高度一致, 即热带以北和以南区域风速增强, 而热带区域风速减弱(图4H)。光化学排放分布与海表风场变化之间的高度一致性表明, ENSO影响下的海表风场在塑造光化学排放的经向结构中起着主导作用。

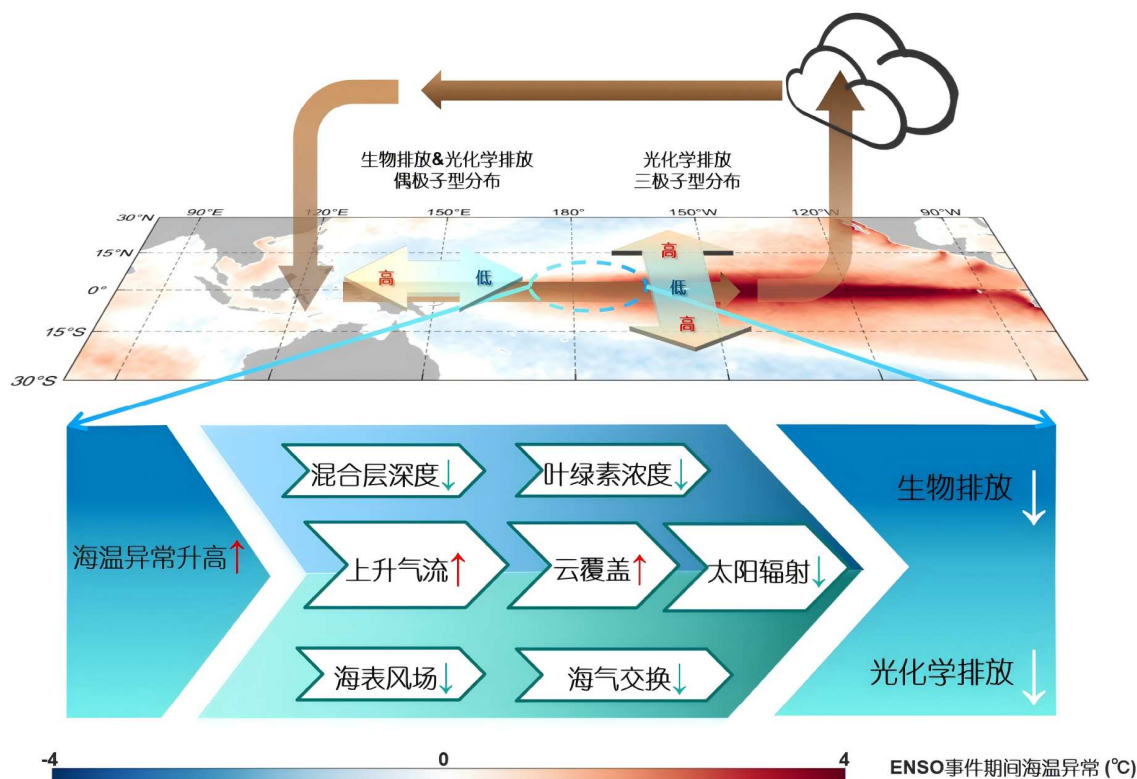


图5 El Niño与La Niña驱动海洋异戊二烯排放差异的关键因子与过程示意图。生物排放和光化学排放热带中太平洋与热带西太平洋之间呈现出明显的纬向偶极子型分布特征。光化学排放热带中太平洋还表现出经向三极子结构。在热带中太平洋,海表温度的暖异常伴随着局地异常上升运动、总云覆盖增加以及地表向下太阳辐射减弱,这些因素共同抑制了生物排放和光化学排放。此外,较浅的混合层和较低的海表叶绿素a浓度使生物排放减弱,而海表风速减弱及海气交换速率降低使光化学排放减弱。图中热带太平洋区域的填色表示El Niño与La Niña之间的海表温度差异

4 结论与展望

基于机器学习方法与参数化方案构建的1950–2020年海洋异戊二烯排放扩展数据集,本研究揭示了ENSO与热带太平洋海洋异戊二烯排放之间在年际尺度上的密切联系。在ENSO影响下,热带中太平洋暖海温异常使局地上升运动增强,云覆盖增加,到达海表的太阳辐射减弱,从而抑制异戊二烯的生物排放与光化学排放。相比之下,热带西太平洋的冷海温异常有利于生物和光化学排放,在热带太平洋形成明显的纬向偶极子型分布特征。生物排放的减弱还与中太平洋较浅的混合层深度及较低的海表叶绿素a浓度密切相关。与此同时,海表风场通过调制海洋微表层的空间分布及海气交换速率,在热带中太平洋塑造了光化学排放的经向三极子结构特征,即副热带区域排放增强而赤道附近排放减弱(图5)。

海洋异戊二烯排放与浮游植物生物量及其生物活动密切相关,其中海表叶绿素a浓度是表征该过程的重要变量。然而,现有叶绿素a浓度数据集在时空分辨率方面仍存在不足,且在近岸海域和极区等关键区域缺乏长期、可靠的观测资料,从而为海洋异戊二烯排放的全球估算

带来不确定性。此外,用于估算海洋异戊二烯排放的参数化方案本身引入了一定的误差。未来研究可优先关注提升高纬度和近岸等关键区域叶绿素a浓度数据的精度与连续性。同时,引入具有更具解释性的建模方法,如机制约束的机器学习模型或物理-统计混合模型,可深化对预测过程及其物理基础的认识。此外,通过融合多源观测资料(包括卫星遥感、原位观测及自主浮标数据)可有效约束模型结果,提高排放估算的可靠性,进一步完善现有海洋异戊二烯排放参数化方案,对于实现未来更为精确的定量评估具有重要意义。

补充材料 补充材料为作者提供的原始数据,作者对其学术质量和内容负责,详见网络版(<http://earthcn.scichina.com>)。

数据可用声明 ECMWF ERA5月尺度再分析数据集可从<https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means>获取,ORAS5月尺度再分析数据集可从<https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-oras5>获取。pCO₂数据来源于<https://doi.org/10.12157/iocas.2021>。

0022。海表叶绿素a浓度和 k_{490} 数据可从<https://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/l3/order>获取。NLW410数据来源于<https://coast-watch.noaa.gov/cwn/products/noaa-msl12-ocean-color-science-quality-viirs-snp.html>。海洋尼诺指数数据可从https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php获取。本研究构建的1950–2020年海洋异戊二烯排放数据集已存储于<https://doi.org/10.5281/zenodo.15493343>。

参考文献

- 党宏月, 李嘉. 2018. 变化海洋中的甲烷气候临爆点潜力及生成悖论. 中国科学: 地球科学, 48: 1551–1567
- 张海生, 韩正兵, 赵军, 等. 2014. 东南极普里兹湾浮游植物群落和叶绿素变化与ENSO的联系及其预测意义. 中国科学: 地球科学, 44: 1701–1712
- 张荣华, 田丰, 石其东, 等. 2024. 热带太平洋年际尺度和热带不稳定波引起的叶绿素变率对ENSO调制的互补效应. 中国科学: 地球科学, 54: 406–423
- Arnold S R, Spracklen D V, Williams J, et al. 2009. Evaluation of the global oceanic isoprene source and its impacts on marine organic carbon aerosol. *Atmos Chem Phys*, 9: 1253–1262
- Booge D, Marandino C A, Schlundt C, et al. 2016. Can simple models predict large-scale surface ocean isoprene concentrations? *Atmos Chem Phys*, 16: 11807–11821
- Brooks S D, Thornton D C O. 2018. Marine aerosols and clouds. *Annu Rev Mar Sci*, 10: 289–313
- Brüggemann M, Hayeck N, Bonnineau C, et al. 2017. Interfacial photochemistry of biogenic surfactants: A major source of abiotic volatile organic compounds. *Faraday Discuss*, 200: 59–74
- Brüggemann M, Hayeck N, George C. 2018. Interfacial photochemistry at the ocean surface is a global source of organic vapors and aerosols. *Nat Commun*, 9: 2101
- Cai W, Wang G, Dewitte B, et al. 2018. Increased variability of eastern Pacific El Niño under greenhouse warming. *Nature*, 564: 201–206
- Cai W, Ng B, Wang G, et al. 2022. Increased ENSO sea surface temperature variability under four IPCC emission scenarios. *Nat Clim Chang*, 12: 228–231
- Capotondi A, Wittenberg A T, Newman M, et al. 2015. Understanding ENSO diversity. *Bull Am Meteorol Soc*, 96: 921–938
- Carlsaw K S, Boucher O, Spracklen D V, et al. 2010. A review of natural aerosol interactions and feedbacks within the Earth system. *Atmos Chem Phys*, 10: 1701–1737
- Chen S, Chen W, Zhou W, et al. 2024. Interdecadal variation in the impact of arctic sea ice on El Niño–Southern Oscillation: The role of atmospheric mean flow. *J Clim*, 37: 5483–5506
- Chen S, Chen W, Wu R, et al. 2025. Atlantic multidecadal variability controls Arctic–ENSO connection. *npj Clim Atmos Sci*, 8: 44
- Ciuraru R, Fine L, Pinxteren M, et al. 2015a. Photosensitized production of functionalized and unsaturated organic compounds at the air–sea interface. *Sci Rep*, 5: 12741
- Ciuraru R, Fine L, Pinxteren M, et al. 2015b. Unravelling new processes at interfaces: Photochemical isoprene production at the sea surface. *Environ Sci Technol*, 49: 13199–13205
- Conte L, Szopa S, Aumont O, et al. 2020. Sources and sinks of isoprene in the global open ocean: Simulated patterns and emissions to the atmosphere. *J Geophys Res Oceans*, 125: e2019JC015946
- Cui L, Xiao Y, Hu W, et al. 2023. Enhanced dataset of global marine isoprene emissions from biogenic and photochemical processes for the period 2001–2020. *Earth Syst Sci Data*, 15: 5403–5425
- Currie J C, Lengaigne M, Vialard J, et al. 2013. Indian Ocean Dipole and El Niño/Southern Oscillation impacts on regional chlorophyll anomalies in the Indian Ocean. *Biogeosciences*, 10: 6677–6698
- Dani K G S, Loreto F. 2017. Trade-off between dimethyl sulfide and isoprene emissions from marine phytoplankton. *Trends Plant Sci*, 22: 361–372
- Deike L. 2022. Mass transfer at the Ocean–atmosphere interface: The role of wave breaking, droplets, and bubbles. *Annu Rev Fluid Mech*, 54: 191–224
- Deppeler S L, Davidson A T. 2017. Southern Ocean phytoplankton in a changing climate. *Front Mar Sci*, 4: 4
- Exton D A, McGenity T J, Steinke M, et al. 2015. Uncovering the volatile nature of tropical coastal marine ecosystems in a changing world. *Glob Change Biol*, 21: 1383–1394
- Ferracci V, Weber J, Bolas C G, et al. 2024. Atmospheric isoprene measurements reveal larger-than-expected Southern Ocean emissions. *Nat Commun*, 15: 2571
- Gantt B, Meskhidze N, Kamykowski D. 2009. A new physically-based quantification of marine isoprene and primary organic aerosol emissions. *Atmos Chem Phys*, 9: 4915–4927
- Guenther A, Hewitt C N, Erickson D, et al. 1995. A global model of natural volatile organic compound emissions. *J Geophys Res*, 100: 8873–8892
- Guenther A, Jiang X, Heald C L, et al. 2012. The Model of Emissions of Gases and Aerosols from Nature version 2.1 (MEGAN2.1): An extended and updated framework for modeling biogenic emissions. *Geosci Model Dev*, 5: 1471–1492
- Hackenberg S C, Andrews S J, Airs R, et al. 2017. Potential controls of isoprene in the surface Ocean. *Glob Biogeochem Cycle*, 31: 644–662
- Hepach H, Quack B, Tegtmeier S, et al. 2016. Biogenic halocarbons from the Peruvian upwelling region as tropospheric halogen source. *Atmos Chem Phys*, 16: 12219–12237
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2023. ERA5 monthly averaged data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S), Climate Data Store (CDS)
- Ji C, Zhang Y, Cheng Q, et al. 2018. Evaluating the impact of sea surface temperature (SST) on spatial distribution of chlorophyll-a concentration in the East China Sea. *Int J Appl Earth Obs Geoinf*, 68: 252–261
- Jin C, Zhou T, Chen X. 2019. Can CMIP5 Earth system models reproduce the interannual variability of air–sea CO₂ fluxes over the tropical Pacific Ocean? *J Clim*, 32: 2261–2275
- Kameyama S, Yoshida S, Tanimoto H, et al. 2014. High-resolution observations of dissolved isoprene in surface seawater in the Southern Ocean during austral summer 2010–2011. *J Oceanogr*, 70: 225–239
- Li Z, Sun D, Wang S, et al. 2024. Ocean-scale patterns of environment and climate changes driving global marine phytoplankton biomass dynamics. *Sci Adv*, 10: eadm7556
- Luo G, Yu F. 2010. A numerical evaluation of global oceanic emissions of α -pinene and isoprene. *Atmos Chem Phys*, 10: 2007–2015
- McGillis W R, Edson J B, Zappa C J, et al. 2004. Air–sea CO₂ exchange in the equatorial Pacific. *J Geophys Res*, 109: 2003JC002256
- NASA. 2022a. Terra MODIS Level 3 Mapped Chlorophyll Data. Version R2022.0. NASA Ocean Biology Distributed Active Archive Center
- NASA. 2022b. Terra MODIS Level 3 Mapped Downwelling Diffuse Attenuation Coefficient Data. Version R2022.0. NASA Ocean Biology Distributed Active Archive Center
- Palmer P I, Shaw S L. 2005. Quantifying global marine isoprene fluxes using MODIS chlorophyll observations. *Geophys Res Lett*, 32: 2005GL022592
- Park J, Dunne J P, Stock C A. 2018. Ocean chlorophyll as a precursor of ENSO: An earth system modeling study. *Geophys Res Lett*, 45: 1939–1947
- Shaw S L, Chisholm S W, Prinn R G. 2003. Isoprene production by

- Prochlorococcus, a marine cyanobacterium, and other phytoplankton. *Mar Chem*, 80: 227–245
- Shaw S L, Gantt B, Meskhidze N, et al. 2010. Production and emissions of marine isoprene and monoterpenes: A review. *Adv Meteor*, 2010: 408696
- Uning R, Latif M T, Hamid H H A, et al. 2021. Sea-to-air fluxes of isoprene and monoterpenes in the coastal upwelling region of peninsular malaysia. *ACS Earth Space Chem*, 5: 3429–3436
- Wang J, Zhang H, Booge D, et al. 2023. Isoprene production and its driving factors in the northwest Pacific Ocean. *Glob Biogeochem Cycle*, 37: e2023GB007841
- Wurl O, Wurl E, Miller L, et al. 2011. Formation and global distribution of sea-surface microlayers. *Biogeosciences*, 8: 121–135
- Yu Z, Li Y. 2021. Marine volatile organic compounds and their impacts on marine aerosol—A review. *Sci Total Environ*, 768: 145054
- Zhang W, Gu D. 2022. Geostationary satellite reveals increasing marine isoprene emissions in the center of the equatorial Pacific Ocean. *npj Clim Atmos Sci*, 5: 83
- Zhong G, Li X, Song J, et al. 2022. Reconstruction of global surface ocean pCO₂ using region-specific predictors based on a stepwise FFNN regression algorithm. *Biogeosciences*, 19: 845–859
- Zuo H, Balmaseda M A, Tietsche S, et al. 2019. The ECMWF operational ensemble reanalysis-analysis system for ocean and sea ice: A description of the system and assessment. *Ocean Sci*, 15: 779–808

(责任编辑: 陈大可)