

不同层结条件下海浪生湍流混合特征分析 及其对上层海洋的影响

庄展鹏^{1,2,3}, 袁业立^{1,2,3}

- (1. 自然资源部第一海洋研究所, 山东 青岛 266061;
2. 自然资源部海洋环境科学与数值模拟重点实验室, 山东 青岛 266061;
3. 崂山实验室区域海洋动力学与数值模拟功能实验室, 山东 青岛 266061)

摘要: 上层海洋混合过程的动力学研究和数值模拟一直是海洋和气象学家关注的重点之一, 其中上层海洋垂向混合参数化方案的不准确直接影响海洋模式的模拟效果。风生海浪对海气相互作用以及上层海洋的内部混合都起到极为重要的作用。本文基于包含垂向层结效应的海浪生湍流混合系数理论模型, 开展不同层结条件下海浪生湍流混合系数的分布变化特征分析。构建了一维理想解析实验和准全球算例, 结果表明, 在 100 m 以浅的上层海洋中, 混合层深度与上述混合系数呈现较为显著的负相关关系, 当跃层或混合层深度较大时能够显著增强垂向混合过程, 进而使表层暖水下降至更深的位置, 加深混合层深度模拟结果。主要原因是由于深跃层条件下表层的层结效应较弱, 因而对混合的抑制作用较小。此外, 在准全球算例中海浪生湍流混合方案可显著提高海洋环流模式对上层海洋温度结构的模拟能力, 模式对跃层处 WOA13 实测数据的模拟精度最高可提升 60% 以上。

关键词: 海浪生湍流混合; 垂向层结条件; 海洋环流数值模拟; 跃层深度

中图分类号: P733.1

文献标志码: A

文章编号: 1671-6647(2024)03-0437-15

doi: 10.12362/j.issn.1671-6647.20230628001

引用格式: 庄展鹏, 袁业立, 2024. 不同层结条件下海浪生湍流混合特征分析及其对上层海洋的影响[J]. 海洋科学进展, 42(3): 437-451. ZHUANG Z P, YUAN Y L, 2024. Characteristics analysis of turbulent mixing generated by surface waves under different stratification conditions and its influences on upper ocean[J]. Advances in Marine Science, 42(3): 437-451.

海洋上混合层直接影响和控制着海洋与大气间动量、热量和水汽等交换过程, 对整个海洋和大气都具有至关重要的作用 (Talley et al, 2011), 对上层海洋混合过程的动力学研究和数值模拟一直是海洋和气象学家关注的重点之一, 其中垂向混合参数化方案的不准确直接影响海洋模式的模拟效果。研究表明, 海洋中的垂向混合主要由外部的机械能维持, 海表面风应力和净热通量是主要的表现形式 (Watanabe et al, 2002), 风应力输入到海浪中的能量为 60 TW 左右 (Drennan et al, 1996; Wang et al, 2004), 远高于输入到地转流 (约 0.9 TW) 及 Ekman 层 (约 3 TW) 中的能量, 因此风场对表层海洋运动起主要作用。Huang 等 (2011) 指出非破碎海浪与湍流相互作用导致的垂向混合从海表可延伸到整个上混合层。海浪生湍流作为上层海洋一个重要的混合方式目前已构建多种参数化方案并应用于环流

收稿日期: 2023-06-28 网络首发日期: 2024-06-11

资助项目: 国家重点研发计划项目 (2022YFC3104803、2022YFA1004403 和 2022YFC2808304); 中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金资助项目 (2020Q04); 国家自然科学基金项目 (42106031 和 62231028); 崂山实验室专项经费资助项目 (LSKJ202202101); 全球变化与海气相互作用二期项目 (GASI-04-WLHY-01 和 GASI-04-WLHY-02)

作者简介: 庄展鹏 (1988—), 男, 副研究员, 博士, 主要从事海洋环流模式发展方面研究。

E-mail: zhuangzp@fio.org.cn

(李 燕 编辑)

模式, 以此优化现有垂向混合模型(Mellor et al, 2004; Qiao et al, 2004; Babanin et al, 2009; Huang et al, 2010; 袁业立等, 2013; 宋振亚等, 2022)。这些方案提高了上层海洋的模拟精度, 然而海浪生湍流的动力过程和物理机制还有待开展进一步研究。

目前开展海洋湍流混合理论研究的主要方式之一是求解湍流二阶矩方程以及湍流动能 k 、动能耗散率 ε 等湍流特征量闭合方程(是勋刚, 1994; 袁业立等, 2013)。然而, 现有的针对中性分层流的湍流 k - ε 模型较为简单, 其计算结果与实验室观测相比相差较大, 其中一些模型只是在取脱离现实的较大的梯度 Richardson 数后才能得到平稳态解(Baumert et al, 2005), 因此 ε 的理论估计与实测结果间仍存在一定的偏差。Wu 等(2012)认为产生海洋内部湍流混合并提高有效势能的一个主要原因是内重力波的破碎, 但内重力波(更准确来说为潮生内波)大多集中在地形变化较为剧烈、高纬度、边缘海等海区(方欣华等, 2005)。相比于内波, 层结变化对上层海洋内部混合的影响显然应更加普遍。Simpson 等(1996)以及 Mackinnon 等(2003)的研究表明层结变化对陆架海的内部混合存在明显的影响。Zhuang 等(2021)在环流控制方程的扩散项中引入了表征层结效应的浮力通量项, 提出了包含层结信息的非破碎海浪生湍流混合优化方案, 可提升海洋模式对海面温度、温度垂向结构等的刻画能力, 有望进一步提高湍流 k - ε 模型对混合过程的模拟精度, 解决目前湍流混合理论研究仍存在一定偏差的问题。

综上所述, 本文基于包含垂向层结效应的海浪生湍流混合系数理论模型(袁业立等, 2017; Zhuang et al, 2021), 开展不同层结条件下上述混合系数的分布变化特征分析, 以此研究层结变化影响海洋内部湍流混合的关键动力过程和具体物理机制。

1 海浪生湍流混合模型

海洋混合是产生水团并保持其性质的主要物理过程, 以湍流混合为主要形式。针对海洋混合的理论研究主要是建立混合率(即环流模式中的混合系数)与湍流耗散率之间的数学关系(Osborn, 1980)。Zhuang 等(2020)在海洋动力系统的理论框架下, 借助湍流特征量 k - ε 的封闭模型(是勋刚, 1994; 袁业立等, 2017)及其系数的普适表达式(Baumert et al, 2005), 得到 k 、 ε 与海浪流速剪切模的函数关系式, 也就是混合系数与流速剪切模的关系。结合“一般海洋”近似下的海浪“一般理论”(Yuan et al, 2011), 流速剪切模可由频率、波数、波高等海浪参数计算得到, 因此海浪生湍流混合系数的解析表达式经推导后可写为

$$B_{TW} = \frac{1}{\sigma} \cdot C_1 \cdot \left\{ \iint_{\vec{k}} 2\Phi K^2 \omega^2 \frac{\left(1 - \frac{N^2}{2\omega^2}\right)^2 \operatorname{ch} \left[2 \int_{-H}^z \left(1 - \frac{N^2}{\omega^2}\right)^{1/2} K dz \right] - \left(\frac{N^2}{2\omega^2}\right)^2}{\operatorname{sh}^2 \left[\int_{-H}^0 \left(1 - \frac{N^2}{\omega^2}\right)^{1/2} K dz \right]} dk_1 dk_2 \right\}^{1/2}, \quad (1)$$

式中: σ 为 Prandtl 数, 由 Richardson 数 R_g 和中性 Prandtl 数 σ_0 计算得出, $\sigma \equiv \frac{\sigma_0}{(1-2R_g)}$, 其中 $R_g = \left(-\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}\right) / \left(\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}\right)$, $\sigma_0 = 0.5$; K 、 ω 分别为水平波数和频率; $\Phi = \eta_{sw} \cdot \eta_{sw}^*$ 为海浪有效波高 h_s 的波数谱, 上标“*”表示共轭值, η_{sw} 为 h_s 的 Fourier 核函数, 即 $h_s = \iint \eta_{sw} \exp\{i(k_1 x + k_2 y - \omega t)\} dk_1 dk_2$; k_1 和 k_2 为波数在 x 和 y 方向上的分量, H 为水深; N 为浮力频率, 其表达式为

$$N = -g\rho^{-1} \frac{d\rho}{dz}, \quad (2)$$

式中 g 和 ρ 分别为重力加速度和海水密度; C_1 为引入的系数, 可由海浪三维流速场的上表面开边界条件得到, 其表达式为

$$C_1 = \left[\iint_{\vec{k}} \Phi \frac{\text{sh}^2 \left\{ \int_{-H}^z \left(1 - \frac{N^2}{\omega^2} \right)^{1/2} K dz \right\}}{\text{sh}^2 \left\{ \int_{-H}^0 \left(1 - \frac{N^2}{\omega^2} \right)^{1/2} K dz \right\}} dk_1 dk_2 \right]. \quad (3)$$

上述表达式中的参数可大体分为两大类:一类是 K 、 ω 、 Φ 等海浪参数,另一类是 σ 和 N 等表征海洋层结的变量。因此,海浪生湍流混合系数 B_{TW} 受表层海浪和海水垂向结构这两方面因素共同作用和影响。

计算混合系数 B_{TW} 的海浪参数由欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)的ERA5全球海浪再分析产品插值得到,该数据的时空分辨率为逐小时和 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。在一维理想解析实验中,表征垂向层结的Prandtl数 σ 和浮力频率 N 由构建的理想密度剖面计算得到;在准全球算例中,本文采用自主MASNUM海洋环流模式(Han, 2014; Han et al, 2014; Zhuang et al, 2018)开展了气候态数值模拟,因此 σ 和 N 由密度和流速场模拟结果计算得到。

2 理想实验结果分析

2.1 耗散率和混合系数

为了研究不同层结条件下海浪生湍流混合系数 B_{TW} 的分布变化特征,本文设计了垂向一维理想解析实验,实验中构造了5类密度结构(图1a)。根据式(2)即可计算相对应的浮力频率垂向分布(图1b),主要包括普通、浅、深、强、厚等具有典型特征的层结条件(对应图1中S1到S5)。浅密度跃层的深度设置在20~40 m处,对应夏季开阔大洋以及近岸海域的混合层较浅的情形;普通跃层和强跃层的深度设置在60~80 m处,对应全球海域较为普遍的情形,强跃层表示密度垂向变化幅度较大的情形;深跃层深度设置在110~130 m处,对应冬季开阔大洋等混合层较深的情形;厚跃层深度设置在40~110 m处,对应密度跃层厚度较大的情形。构造这样的跃层结构主要包括两个原因:第一,在综合分析了已有的Argo、WOA13等多套观测数据资料混合层深度结果后发现,全球大部分海域的混合层深度在30 m到300 m之间,且混合层深度随时间变化显著,因此本文构造的5类垂向跃层结构较为普遍且具有代表性,基本涵盖近岸、远海等不同海域以及不同季节的层结特征;第二,本文所关注的海浪生湍流混合系数与海浪流速剪切密切相关,其对海洋内部湍流混合的影响深度有限,因此构造跃层时深度尽量保持在较浅区域,也对应于本文关于上层海洋内部混合的研究。实验中有效波高、平均周期这两个海浪参数均取为定值,分别为1.5 m和9.5 s,海浪频率和波数可通过频率定义和频率波数关系直接计算:

$$\omega = \frac{2\pi}{T_m}, \quad (4)$$

式中: T_m 为平均周期; ω 为频率;

$$K = \frac{\omega^2}{g}, \quad (5)$$

式中 K 为波数。

基于Osborn(1980)的湍流动能耗散率公式,根据袁业立等(2013)、Zhuang等(2021)推导的理论结果,海浪生湍流耗散率可写为

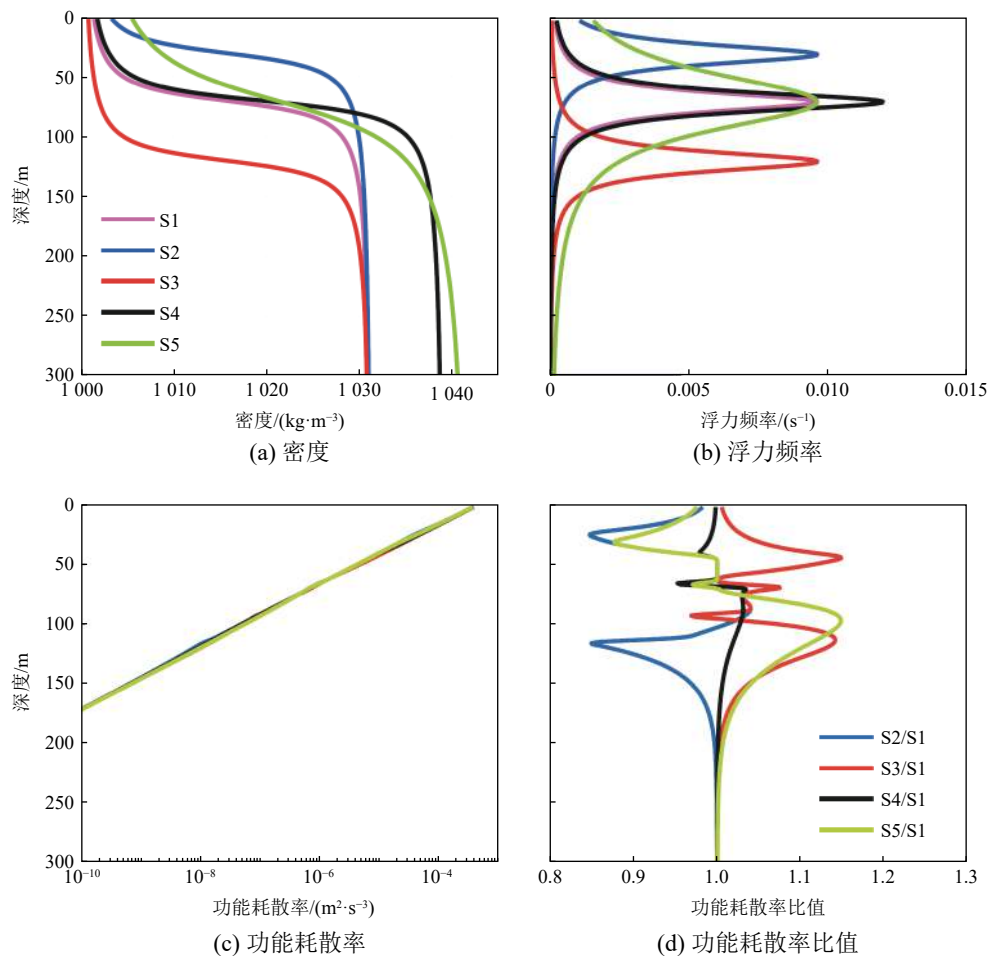
$$\varepsilon_w = C_2 \left\{ \iint_{\vec{k}} 2\Phi K^2 \omega^2 \frac{\left(1 - \frac{N^2}{2\omega^2} \right)^2 \text{ch} \left[2 \int_{-H}^z \left(1 - \frac{N^2}{\omega^2} \right)^{1/2} K dz \right] - \left(\frac{N^2}{2\omega^2} \right)^2}{\text{sh}^2 \left[\int_{-H}^0 \left(1 - \frac{N^2}{\omega^2} \right)^{1/2} K dz \right]} dk_1 dk_2 \right\}, \quad (6)$$

式中系数 C_2 可由海面边界条件计算得到

$$C_2 = \left(\frac{7}{8}\right)^6 \iint_{\vec{k}} \Phi^2 K \omega \sqrt{2\Phi \frac{\text{ch}\left(2 \int_{-H}^0 K dz\right)}{\text{sh}^4\left(\int_{-H}^0 K dz\right)}} dk_1 dk_2. \quad (7)$$

根据式(5)计算了不同密度结构下的动能耗散率分布,结果如图1c所示,可以看出,由于耗散率随深度衰减明显,因此层结条件的不同对表层以下的耗散率影响不明显,5个耗散率剖面结果从图中来看仅存在微小差异。

为更清楚地反映其偏差,计算了不同耗散率剖面与普通跃层S1的耗散率的比值,如图1d所示。浅跃层和厚跃层的耗散率在50 m以浅区域明显比普通跃层的要小,与S1的最大比值在0.85到0.90左右,这主要是由于浅跃层和厚跃层的浮力频率在50 m以浅区域大于普通跃层(图1b),而较大的浮力频率代表较强的层结效应,强层结会抑制混合过程,使得混合系数变小。相反地,深跃层在50 m以浅区域的浮力频率明显小于普通跃层,因此其耗散率大于普通跃层的耗散率。当水深为50~100 m时,厚跃层与普通跃层的浮力频率基本相当,浅跃层和深跃层的浮力频率明显较小,因此层结对耗散率的影响相对较小,不同跃层与普通跃层的耗散率比值大多维持在1.0附近。强跃层对应的耗散率始终与普通跃层相差不多,其与S1的比值维持在1.0附近,在强跃层的浮力频率最大处与S1的比值为0.95左右。



注: 图中S1~S5分别对应普通、浅、深、强、厚跃层结构。

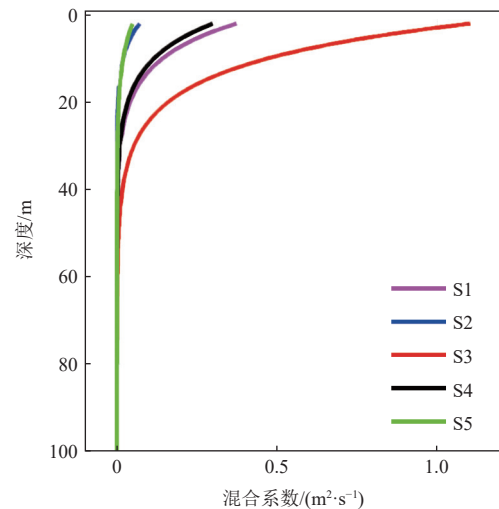
图1 一维理想实验特征量垂向剖面对比

Fig. 1 Comparison of vertical profiles of characteristic quantities in the one-dimensional ideal experiment

然而在水深大于 100 m 的海洋内部,浮力频率明显更大的厚跃层和深跃层对应的耗散率却比普通跃层的更大,浅跃层的耗散率反而更小。造成这一现象可能有两个原因:第一,海浪生湍流混合绝大部分集中于海洋表层,其混合系数随深度迅速呈 e 指数衰减(图 1c),层结对混合系数的影响在垂向上会呈现出左右摆动的分布,即表层和次表层主要为抑制作用,更深层的海洋内部则体现为略微的加强效果;第二,在海洋内部对于层结和海浪生湍流间可能存在更复杂的相互作用过程和机制,最终结果呈现为混合的微小加强。需指出的是,由于海浪生湍流混合系数随深度增加迅速衰减,从海面到 100 m 层一般会降低 3 到 4 个量级,所以该区域的层结对混合的影响与表层相比非常小。

总体而言,与跃层强度相比,跃层深度和厚度对耗散率 ϵ 的影响更为显著,其关键是局部深度上浮力频率的强弱变化对混合的作用。跃层较浅或较厚时往往伴随着上层海洋的弱混合过程,跃层较深时通常对应着上层海洋较强的混合过程。

由于耗散率在不同层结条件下差异非常小,而比值的垂向分布也没有明显的规律性,所以基于式(1)计算得到海浪生湍流混合系数的分布结构(图 2),可进一步研究湍流混合的分布特征。类似于目前海洋模式中垂向混合项的参数化方案处理方法,上述海浪生湍流混合系数作为混合项的重要部分可直接表征模式中混合过程的强度。从图中可见,不同跃层条件下的混合系数都随深度迅速衰减(e 指数衰减),其中深跃层对应的混合系数在上层明显远大于其他跃层,其原因与之前的分析类似,是由于深跃层在 40 m 以浅区域的浮力频率要小于其他跃层,深跃层在上层相对较低的层结强度使得对混合的抑制作用减弱。强跃层的混合系数要略小于普通跃层,二者在表层最大相差约 $0.05 \text{ m}^2/\text{s}$,可见跃层变强同样会抑制混合过程,但其对混合系数的影响效果明显不如跃层深度的变化。浅跃层和厚跃层的混合系数垂向分布基本一致,这是由于浅跃层的浮力频率最大值靠近海面,而厚跃层在海面也存在较大的浮力频率,且浮力频率的高值区较厚,因此这两类跃层均会在表层显著抑制混合过程,导致混合系数整体上明显小于其他类跃层。



注:图中 S1~S5 分别对应普通、浅、深、强、厚跃层结构。

图 2 垂向一维理想实验中不同层结条件下计算得到的海浪生湍流混合系数分布

Fig. 2 Distribution of turbulent mixing coefficients generated by surface waves under different stratification conditions in vertical one-dimensional ideal experiments

2.2 基于一维温度方程的跃层深度模拟实验

袁业立等(2013)认为非破碎海浪以剪切生成湍流混合的形式影响上层海洋的动力和热力学结构,在动量和温盐控制方程中表现为对垂向黏性和扩散项混合系数的优化调整,以此提高模式对温盐流场的刻画能力。本节设计一维温度垂向变化的理想实验,检验混合系数对温度结构的影响。基于 Navier-Stokes 方程,将水平变化的相关项去除,则简化的一维温度方程可写为

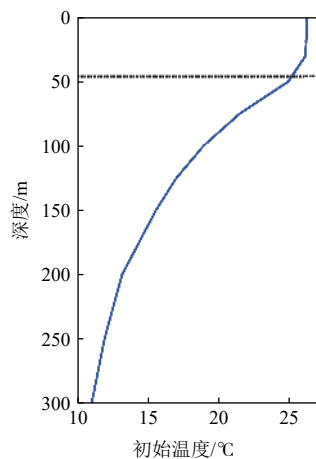
$$\frac{\partial T}{\partial t} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[(B_{TW} + \nu) \frac{\partial T}{\partial z} \right], \quad (8)$$

式中: T 、 w 分别表示位势温度和垂向流速; ν 为分子黏性系数,通常取为常数 2×10^{-5} 。从上述方程可见,温度随时间的变化主要由垂向平流(等号左边第二项)和垂向扩散(等号右边项)共同作用。

采用蛙跳格式的时间离散和中心差分的空间离散格式对方程进行求解, 方程中的混合系数 B_{TW} 由 2.1 节中设计不同层结条件下的估算结果给出, 且不随时间变化。温度初始场参考以往观测结果选取一个具有代表性的温度结构, 其垂向分布和跃层位置如图 3 所示。需指出的是, 虽然温度场与密度有紧密的关系, 但本实验重点考察垂向扩散项对温度模拟的单独影响, 温度初始场等其他因素在实验 S1~S5 中尽量保持一致。相同的初始温度条件下, 才能更清晰地反映出垂向扩散(这里主要取决于混合系数 B_{TW})的影响效果。

温跃层计算方法采用比较常用的阈值法, 即低于海面温度某一阈值(本文选取 $1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$)的深度选定为跃层深度(Kara et al, 2003; Montegut et al, 2004; Qiao et al, 2010)。针对不同混合系数 B_{TW} 的实验均运算 1 000 步以保证计算平稳, 通过设置垂向流速 w 使温度在垂向平流的作用下在上层出现明显的混合层, 更贴近实际情况, 从而可以更便于计算跃层深度。需指出的是, 参考以往观测和模拟结果, 这里的垂向流速 w 简化为垂向恒定结构, 然而针对不同 B_{TW} 的实验中 w 不完全一致, 但差异较小, 取值在 $0.01\sim 0.02\text{ m/s}$, 最大偏差在 10% 以内。相比于存在细微偏差的垂向平流项, 我们认为对本实验模拟结果起主要作用的仍然是垂向扩散项。

图 4 为运算 1 000 步后跃层深度相对于初始时的变化情况以及与构建的跃层深度的相对偏差。从图 4a 中可见, S1、S2、S4 和 S5 实验中跃层深度几乎与初始时一致, 表明由于相对较小的混合系数(图 2)上述实验中模拟的跃层深度基本没有增大。2.1 节中构造的密度结构也可反映跃层深度, 上述实验模拟结果与其相对偏差(图 4b)也表明, S1、S4 和 S5 实验的跃层深度模拟偏浅, 且存在一定偏差(-34%); 而在 S2 实验中, 由于构造的浅跃层结构的跃层深度较浅, 目前的做法往往只能提高初始跃层的深度, 仅基于一维温度方程难以在短时间内大幅度降低跃层深度, 因此模拟结果仍明显大于浅跃层, 且偏差较大(50%)。值得注意的是, 在实际海洋模拟中现有混合参数化方案通常存在垂向混合刻画不足的情况(Kantha et al, 1994; Ezer, 2000; Huang et al, 2010), 对其改进的方向大多是加强混合过程, 提升混合层厚度和跃层深度, 而本文中 S2 实验的情形仅作为理想实验的对比参考, 因而其较大偏差是可以接受的。相比于其他 4 个实验, S3 实验由于较大的混合系数, 其模拟的跃层深度显著增加, 相比于初始状态跃层增大了 56 m 左右, 这一跃层加深状态与构造的跃层结构(深跃层)最为接近, 其相对偏差仅为-16%。由此可见, 跃层深度对混合系数的影响最明显, 进而会显著增强模式的上层混合过程, 导致跃层深度加深、混合层厚度加大。



注: 图中黑线为温跃层位置。

图 3 一维温度模拟实验中温度初始场垂向分布
Fig. 3 Vertical distribution of initial temperature field in one-dimensional temperature simulation experiments

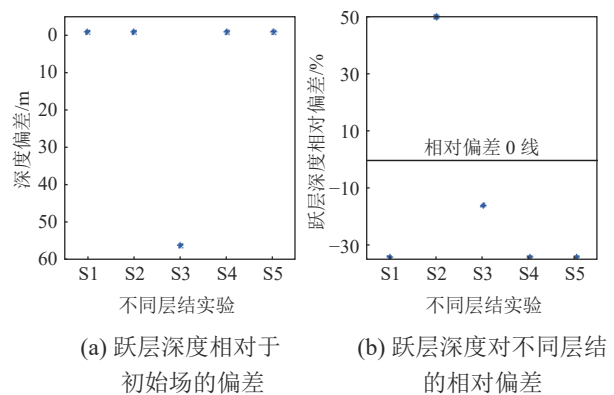


图 4 不同层结条件下跃层深度模拟结果相对于初始场的偏差

Fig. 4 Deviations between the simulated thermocline depth relative to the initial field under different stratification conditions

3 准全球模拟算例

为了进一步研究不同层结条件下海浪生湍流混合系数对上层海洋温度结构的影响,本文基于自主研发的MASNUM海洋环流模式构建了准全球算例,其中垂向扩散项采用传统的Mellor-Yamada(M-Y)2.5湍封闭模型(Mellor et al, 1982)和海浪生湍流混合方案两部分线性叠加的方式进行计算(Zhuang et al, 2020)。同时,海浪参数由MASNUM海浪谱模式(Yuan et al, 1991; Yu et al, 1997; 杨永增等, 2005)模拟的海浪谱信息计算得到。

准全球算例的模拟区域南北边界为78°S和65°N,东西为循环边界,区域水平分辨率为(1/4)°×(1/4)°,垂向选取33 σ 层。地形数据由分辨率为1'×1'的海洋总水深图2019(General Bathymetric Chart of the Oceans 2019(GEBCO19))采样后得到,最大水深设为5 500 m。温盐初始场由分辨率为1°×1°的世界海洋地图集2013(World Ocean Atlas 2013(WOA13))多年平均气候态资料插值得到,流速初始场取为0,WOA13多年平均气候态数据基于大量实测资料利用客观分析估算得到,可较为准确地反映海洋特征。热量和风应力通量等海面强迫场由分辨率为(15/8)°×(15/8)°的美国国家环境预测中心(National Centers for Environmental Prediction(NCEP))多年月平均再分析数据插值得到。正压、斜压模态计算的时间步长分别为30 s和600 s。从初始态开始运算10模式年,并将第11年的模拟结果进行对比分析。本算例由NCEP多年平均态数据进行强迫,因此主要分析月平均模拟结果的时空变化特征。

3.1 海浪生湍流混合系数时空分布

2.2节分析结果表明,相比于跃层强度,跃层深度的变化尤其是深度的增大对海浪生湍流混合系数 B_{TW} 的影响更明显,进而更显著地调整上层海洋温度垂向结构。本节基于准全球算例模拟结果,进一步探究层结与 B_{TW} 以及温度结构的内在关系。需指出的是,2.2节中跃层厚度也对混合系数存在明显影响,但考虑到针对实际海洋的准全球模拟中垂向分层相对较粗,难以准确刻画跃层厚度,因此本节未针对跃层厚度开展详细分析,重点关注影响效果更显著的跃层深度。

图5为准全球区域的气候态2月和8月平均的混合层深度、混合层温度异常和混合层内 B_{TW} 平均值的分布。气候态月平均的混合层深度和温度异常选取自Monthly Isopycnal / Mixed-layer Ocean Climatology(MIMOC)全球数据集(Schmidtke et al, 2013),其分辨率为(1/2)°×(1/2)°,南北边界为80°S和90°N。MIMOC数据集是基于Argo资料、冰栓剖面(Ice-Tethered)、World Ocean Database(WOD)等观测数据,并利用客观映射流程结合快速匹配算法来构建的,基本变量包括温度、盐度和压强,还提供保守温度(conservative temperature)、绝对盐度、混合层深度等变量。考虑到冬季高纬度海域很多温度垂向剖面出现“逆温”现象,常规的温跃层定义不适用于对层结的描述和刻画,使用密度算法(Holte et al, 2009)计算混合层深度的MIMOC数据可以更好地反映全球上层混合特征。混合层温度是指混合层内温度的平均值,其异常是指当月的月平均减去年平均的结果。由于海洋上层温度受太阳辐射影响显著,其分布特征与海表温度类似,整体呈现赤道高温、高纬度低温的特点,不同月份间混合层温度的差异性不明显,所以相比于混合层温度,混合层温度异常可以体现出更清晰、更细微的变化特征。此外需指出的是,本节中进行对比的3个变量(混合层深度、混合层温度异常和混合层内 B_{TW} 平均值)的单位不同,量级也不同,直接的量值比较意义不大,我们更多关注的是对三者逐月以及季节性变化特征的对比研究。

从图5中可见,2月和8月混合层深度的大值区分别分布于北半球和南半球,尤其是在2月份的北大西洋和8月份的南大洋部分海域混合层深度可达300 m以上,总体呈现2月“北半球大、南半球小”和8月“北半球小、南半球大”的分布特征,这也与以往研究得到的冬季混合层深度加深(Kara et al, 2000; Kara et al, 2003; Montegut et al, 2004)的特征是一致的。对于混合层温度异常,2月最大的正异常出现在30°S附近,整体上半南半球普遍为正异常,北半球为负异常,8月较大的正异常基本在北

半球，而南半球 30°S 附近部分海域存在负异常，其他海域仍以较小的正异常为主。总体上来看，混合层温度正异常通常对应于混合层深度低值区，而混合层温度负异常通常与混合层深度高值区对应。对于混合系数 B_{TW} 的混合层内均值，其高值区普遍存在于南大洋，尤其是在大约 0°~150°E 海域，这是由于该海域相对较大的风浪会引起较强的混合过程导致的。将 2 月和 8 月的结果对比后发现，在南半球尤其是南大洋海域 2 月 B_{TW} 明显高于 8 月，而在北半球特别是太平洋中大约 20°N 以北海域 8 月的 B_{TW} 也一定程度上高于 2 月。需指出的是，结合混合层深度的分布特征，全球区域的大致分布特征为 2 月份混合层深度较小， B_{TW} 偏大，而 8 月份混合层深度较大， B_{TW} 偏小。这与 2.1 节中浅、普通、深跃层(S1、S2 和 S3)对比分析得出的混合层深度越大(可近似看作跃层越深) B_{TW} 越大的结论不一致，这主要是由于 2.1 节中是在相同海浪条件下对比的，主要考察跃层结构的单独影响，但图 5 模拟的是多年平均气候态， B_{TW} 受海浪波高等参数的影响更显著，而不单是跃层结构的影响。因此，2.1 节和 3.1 节的结论是不能直接类比的。

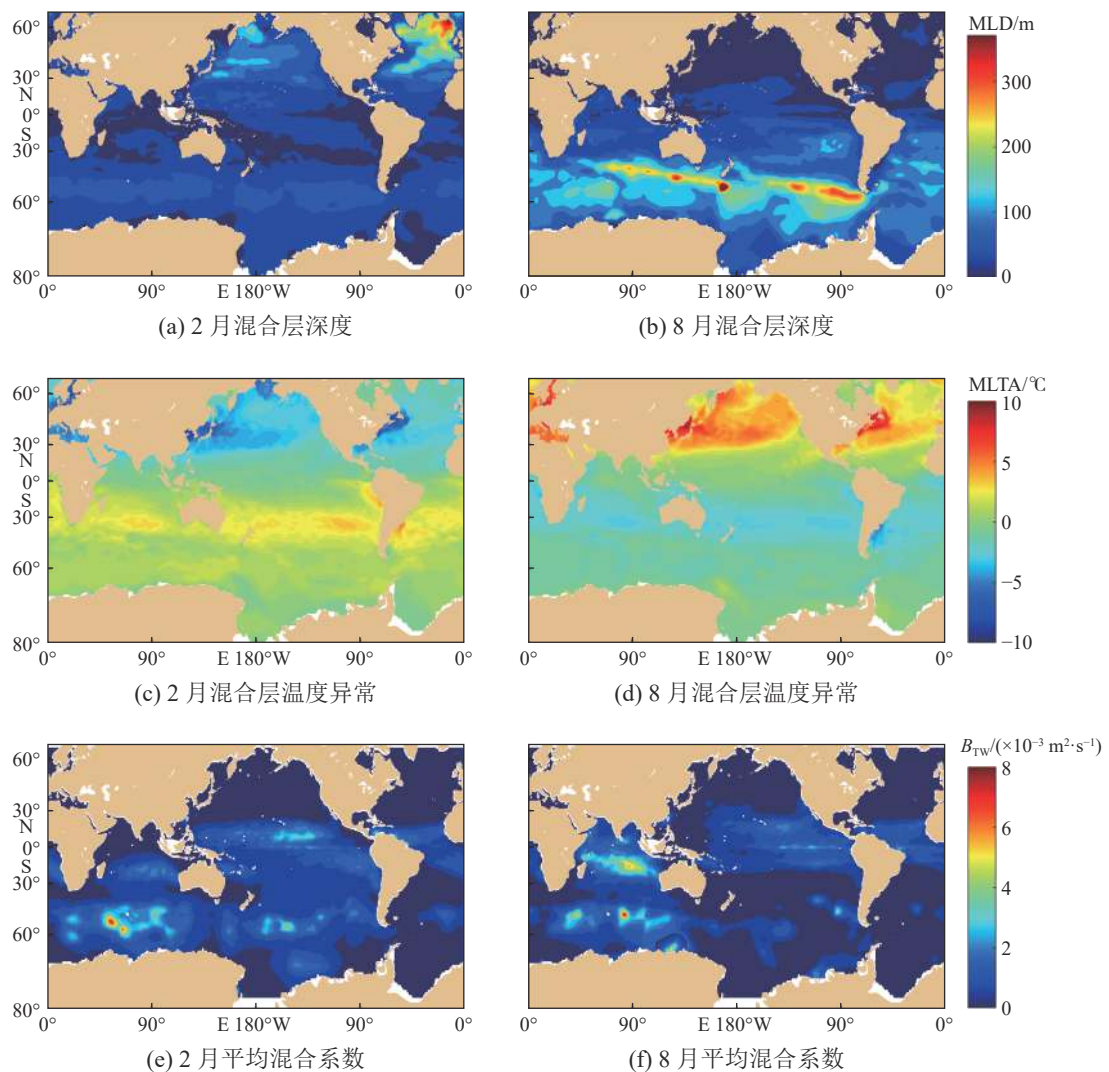


图 5 多年月平均混合层深度(MLD)、混合层温度异常(MLTA)以及海浪生湍流混合系数(B_{TW})混合层内均值在 2 月和 8 月的准全球分布

Fig. 5 Quasi-global distribution of the multi-year averaged monthly mixed layer depth (MLD), mixed layer temperature anomaly (MLTA), and mean values of the turbulent mixing coefficients generated by surface waves in the mixed layer in February and August

为了针对混合层深度与 B_{TW} 的相互关系开展更为细致的研究, 将准全球海域划分为若干典型的区域, 包括北太平洋、北大西洋、南太平洋、南大西洋、印度洋和南大洋(图 6), 分别基于月平均结果计算相应区域的均值和标准差, 以此分析其气候态的季节性变化。

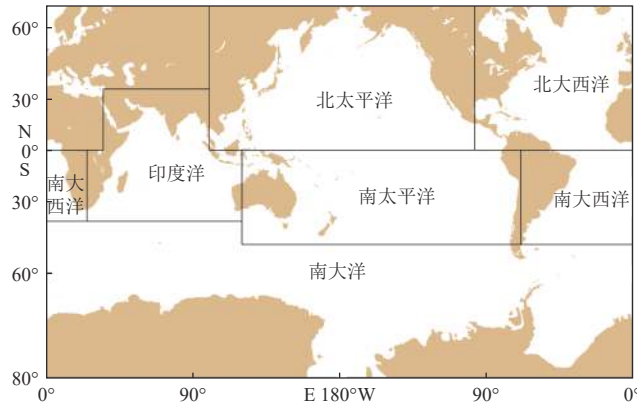
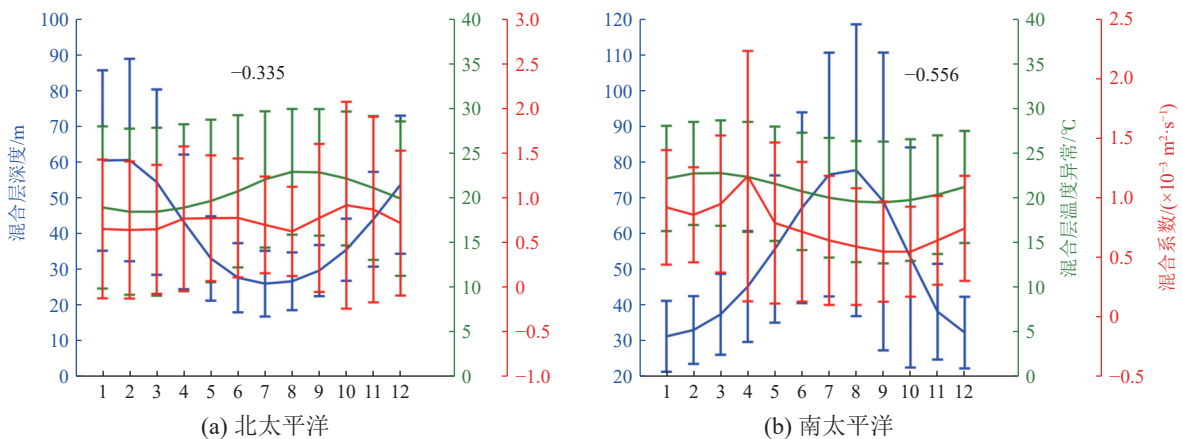


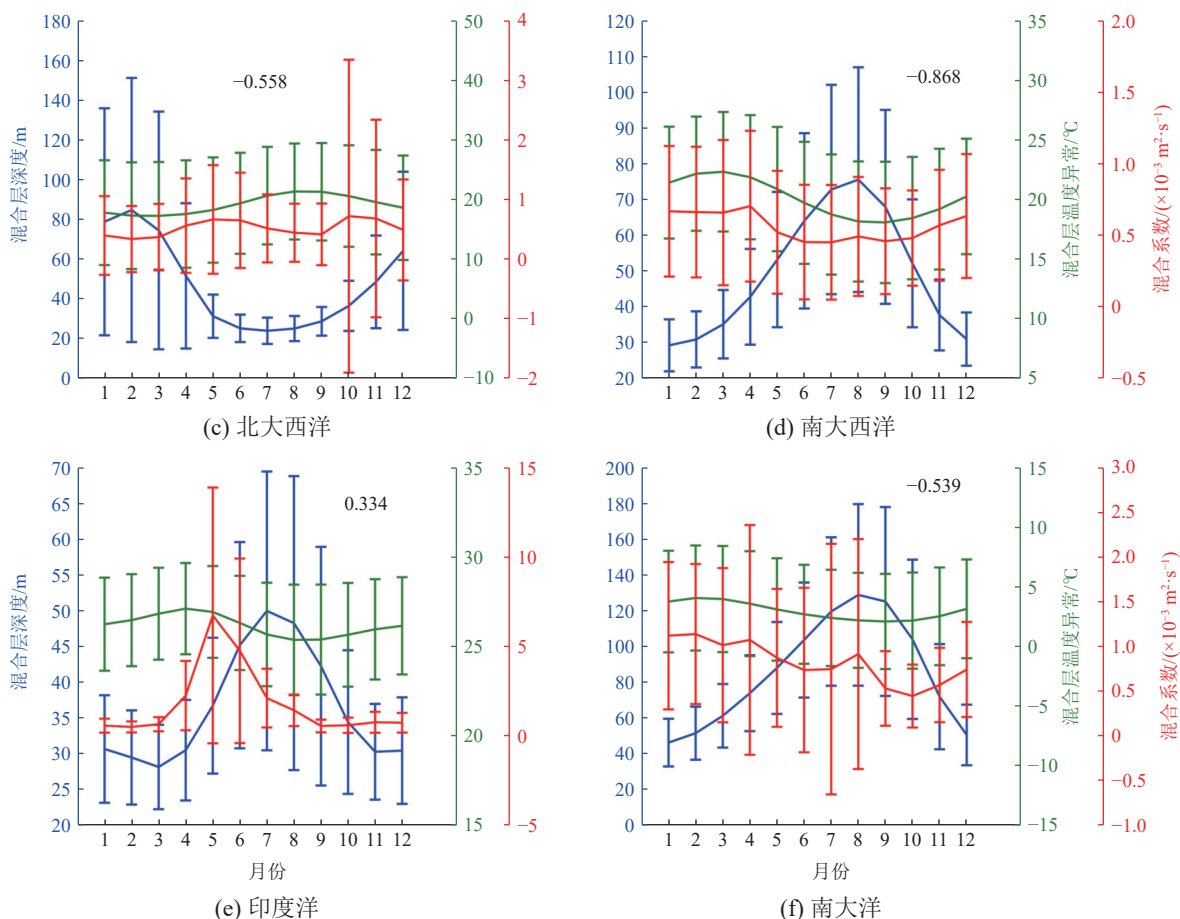
图 6 准全球区域划分示意图

Fig. 6 Schematic diagram of division in quasi-global computation domains

图 7 为不同海域的混合层深度、混合层温度异常以及 B_{TW} 在混合层内均值的区域平均值和标准差, 子图中的百分数表示混合层深度和 B_{TW} 的区域平均的相关系数。总体来看, 混合层深度、混合层温度异常以及 B_{TW} 均存在一定程度的季节性变化。在南太平洋、南大西洋和南大洋等南半球海域以及北大西洋, 混合层深度和 B_{TW} 呈现显著的负相关性, 其相关系数均在 -0.5 以下, 表明除个别月份外 B_{TW} 与混合层深度存在明显的反向变化。然而混合层温度异常的区域平均变化较小, 但其标准差在某些月份较大, 表明混合层温度异常的正负差异变化浮动较大, 这是由于局地环流、涡旋、海气相互作用等其他因素的影响导致的。

从图 7a 可见, 北太平洋的混合层深度与的 B_{TW} 相关系数仅为 -0.335 , 二者负相关性较低的原因是混合系数仍呈现明显且平滑的季节性变化, 但 B_{TW} 在 6 月到 9 月期间相比于其他月份并未有明显增大。相比于南半球, 北半球由于陆地占比较大, 海浪对混合的增强效果整体相对较弱 (Zhuang et al, 2020)。在印度洋海域, B_{TW} 的逐月变化与其他海域存在明显不同, 这主要是由于印度洋海浪受季风主导, 大约 5 月到 9 月处于夏季风期间, 在印度洋全海域存在相对较强的海浪运动 (Kumar et al, 2013; Kumar et al, 2019), 进而会导致上层海洋的混合过程增强 (Zhuang et al, 2022)。





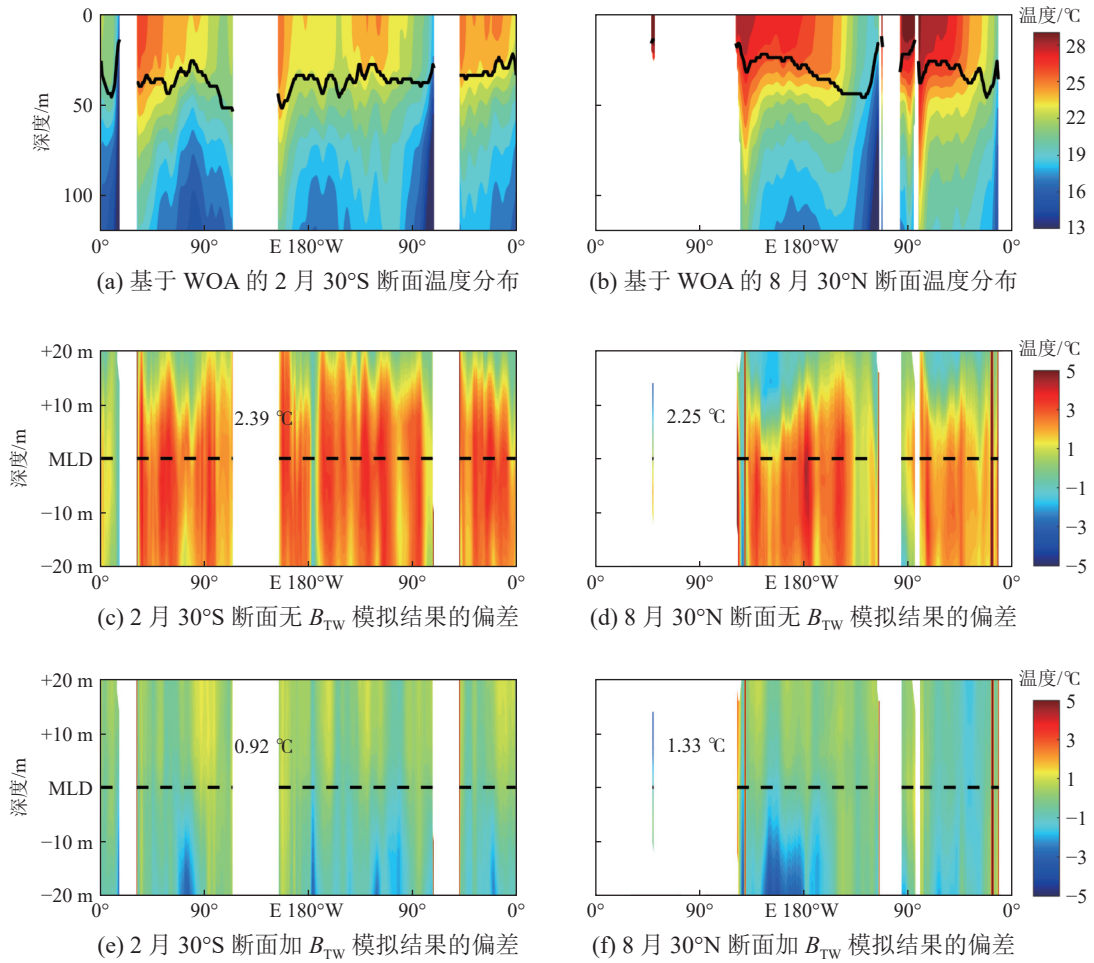
注：图中蓝线、绿线和红线分别表示混合层深度、混合层温度异常以及混合系数 B_{TW} 在混合层内的均值；横向曲线和竖向直线段分别表示平均值和平均值 \pm 标准差；数字表示混合层深度和 B_{TW} 均值的相关系数。

图7 不同海域混合层深度、混合层温度异常以及混合系数 B_{TW} 在混合层内均值的区域均值和标准差变化

Fig. 7 Variation of the averaged values and the standard deviation of mixed layer depth, mixed layer temperature anomaly, and the mean values of mixing coefficients B_{TW} in mixed layer in different ocean domains

3.2 上层海洋温度结构

图8为沿 30°S 断面2月和沿 30°N 断面8月温度结构的MASNUM月平均模拟结果和WOA13多年月平均数据的比较。图8a和图8b为基于WOA13数据绘制的温度垂向断面图，图中黑线表示混合层深度的位置。由于本文研究聚焦的是层结与混合的关系，图8c到图8f绘制了WOA13数据减去模拟结果的偏差，选取的断面是以混合层深度为中线分别沿垂直方向向上、下两个方向延伸20m的区域。垂向混合项仅采用M-Y 2.5模型计算时，混合层深度附近的温度模拟结果(图8c和图8d)明显低于WOA13数据，表明模式对上层海洋混合过程的刻画不足，导致表层的暖水难以到达混合层(Qiao et al, 2004; Babanin et al, 2012; Zhuang et al, 2020)。当模式中采用海浪生湍流混合方案结合M-Y 2.5模型计算混合项时，模拟结果与WOA13数据的偏差显著减小，但需指出的是在混合层以下，部分区域存在模拟结果大于WOA13数据的情况(偏差为负)，这可能是由于混合过大引起过多暖水下降的原因，我们预计在未来工作中当背景层结与实际更接近时，由于层结对混合的抑制作用，应该会使该过分混合的情况有所改进。加入 B_{TW} 后， 30°S 断面的均方根偏差(RMSE)从 2.39°C 下降至 0.92°C ，精度提高了61.5%， 30°N 断面的RMSE从 2.25°C 下降至 1.33°C ，精度提高了40.9%。

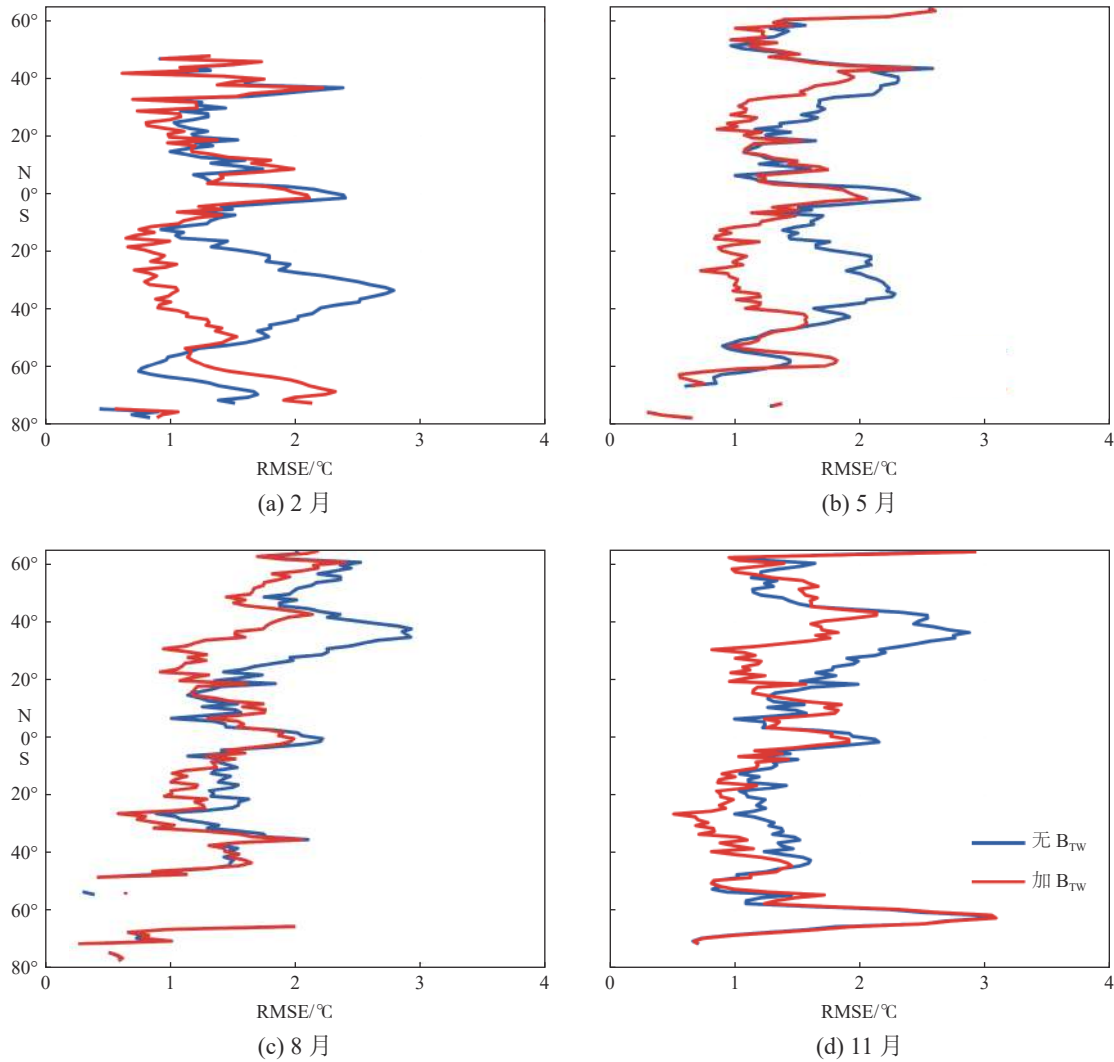


注: 图中黑色实线和黑色虚线表示混合层深度(MLD); 数字为模拟结果与 WOA13 数据的均方根偏差; 白色区域表示陆地。图 8c~图 8f 中模拟结果偏差指 WOA13 数据减去模拟结果的差值。

图 8 基于 WOA13 数据的沿 30°S 断面 2 月和沿 30°N 断面 8 月的温度结构及其与模拟结果的偏差

Fig. 8 Temperature structure along 30°S section in February and along 30°N section in August based on the WOA13 data, and its deviation subtracted from the MASNUM simulation

为进一步比较整个准全球海域 MASNUM 模拟结果与 WOA13 数据的差异, 分别计算了 2 月、5 月、8 月和 11 月沿所有纬度断面的 RMSE(图 9), 这些断面同样是沿混合层深度向上和向下各延伸 20 m 进行选取。由图 9 可见, 在南半球海域 B_{TW} 对温度的改进效果更显著, 特别是 2 月(夏季)和 5 月(秋季)在 15°S 和 50°S 之间。而在北半球, 8 月(夏季)和 11 月(秋季)在 20°N 和 50°N 之间 RMSE 的降低最明显。总体来看, 加入 B_{TW} 后模拟结果与 WOA13 数据的 RMSE 在大部分海域可以维持在 1.0 °C 左右, 但部分高纬度海域(大约在 50°N 以北和 50°S 以南)的改进效果不明显, 且 RMSE 较大, 这可能是由于该准全球算例对诸如逆温层、冰海相互作用等高纬度海域温度结构和特征刻画能力不足, 未来工作中我们计划要发展的自主 MASNUM 海洋-大气-海冰全球耦合模式会是解决该问题的一个适合的研究手段。此外, 赤道海域的 RMSE 最大值也仍然达到 2.0 °C 左右, 其原因是这里存在内波、涡旋等其他对混合影响同样重要的机制目前还未考虑。



注：温度断面按照图 8c~图 8f 的断面选取。

图 9 WOA13 数据与 MASNUM 模拟结果的温度断面 RMSE 在不同纬度的变化

Fig. 9 RMSE of temperature between the WOA13 data and the MASNUM simulation along different zonal sections

4 结 论

本文基于海洋动力系统理论框架下包含垂向层结的海浪生湍流混合理论解析模型，开展了层结条件的变化对海浪致混合的影响研究，构建了混合优化方案并应用于自主 MASNUM 海洋环流模式中，检验了对温度模拟精度的提升效果。在垂向一维理想解析实验中，对比了普通、浅、深、强、厚等具有典型特征的层结条件下湍流耗散率和混合系数的分布特征，跃层深度和厚度相比于跃层强度对混合系数的影响更为显著，其关键是表层附近区域浮力频率的强弱变化对混合的抑制作用。针对简化的一维温度变化方程，深跃层下的混合系数能够显著增强垂向混合过程，进而使表层暖水下降至更深的位置，加深模拟的混合层深度。在准全球算例中，在全球的大部分海域中混合层深度和混合系数 B_{TW} 均呈现较为显著的负相关性，其相关系数一般在 -50% 以下，而在比较特殊的受季风主导的印度洋，二者相关性较小。将海浪生湍流混合方案加入到 MASNUM 海洋环流模式后，上层

温度结构的模拟结果与 WOA13 多年月平均数据更加接近, 在南北半球海域的夏季和秋季 RMSE 存在明显降低, RMSE 最大可降低 60% 以上。但需要指出的是, 该准全球算例未考虑南北极的影响, 导致某些高纬度海域的模拟精度相对较低; 由于多尺度运动相互作用的机制目前考虑得仍不完善, 致使赤道海域整体的模拟精度以及改进效果都不理想; 本文采用的混合系数 B_{TW} 受海浪波高、波周期、海面风场、上层温度结构等因素的共同影响, 其季节性变化及其机制的研究是一个相对复杂的科学问题, 需结合其他资料进行更加详细的分析。这些都是未来需要重点开展的重要研究方向。

参考文献 (References):

- 方欣华, 杜涛, 2005. 海洋内波基础和中国海内波[M]. 青岛: 中国海洋大学出版社: 1-131. FANG X H, DU T, 2005. Fundamentals of internal waves in the ocean and internal waves in the Chinese Sea[M]. Qingdao: Ocean University of China Press: 1-131.
- 是勋刚, 1994. 湍流[M]. 天津: 天津大学出版社: 44-101. SHI X G, 1994. Turbulence[M]. Tianjin: Tianjin University Press: 44-101.
- 宋振亚, 鲍颖, 乔方利, 2022. 两代耦合海浪的地球系统模式FIO-ESM全球碳循环过程发展[J]. *海洋科学进展*, 40(4): 777-790. SONG Z Y, BAO Y, QIAO F L, 2022. Global carbon cycle of earth system model FIO-ESM[J]. *Advances in Marine Science*, 40(4): 777-790.
- 杨永增, 乔方利, 赵伟, 等, 2005. 球坐标系下MASNUM海浪数值模式的建立及其应用[J]. *海洋学报*, 27(2): 1-7. YANG Y Z, QIAO F L, ZHAO W, et al, 2005. MASNUM ocean wave numerical model in spherical coordinates and its application[J]. *Haiyang Xuebao*, 27(2): 1-7.
- 袁业立, 乔方利, 尹训强, 等, 2013. 基于二阶矩闭合模式平衡解的海浪生湍流混合系数解析估计[J]. *中国科学: 地球科学*, 43: 171-180. YUAN Y L, QIAO F L, YIN X Q, et al, 2013. Analytical estimation of mixing coefficient induced by surface wave-generated turbulence based on the equilibrium solution of the second-order turbulence closure model[J]. *Science China: Earth Sciences*, 43: 171-180.
- 袁业立, 庄展鹏, 杨光兵, 2017. 湍流混合输运通量的数学物理描述基础——高确定性闭合的湍流二阶矩和基本特征量控制方程组[J]. *海洋与湖沼*, 48(5): 895-911. YUAN Y L, ZHUANG Z P, YANG G B, 2017. Mathematical and physical description basis of turbulent mixing transport fluxes: high certainty closed control equations of turbulence second-order moments and fundamental characteristics[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 48(5): 895-911.
- BABANIN A V, GANOPOLSKI A, PHILLIP W R C, 2009. Wave-induced upper-ocean mixing in a climate model of intermediate complexity[J]. *Ocean Modelling*, 29(3): 189-197.
- BABANIN A V, CHALIKOV D, 2012. Numerical investigation of turbulence generation in non-breaking potential waves[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C11): 1-14.
- BAUMERT H Z, PETERS H, 2005. A novel two-equation turbulence closure for high Reynolds numbers. Part A: homogeneous, non-rotating stratified shear layers[C]//BAUMERT H Z, SIMPSON J, SUNDERMANN J. *Marine turbulence-theories, observation and models*. Cambridge: Cambridge University Press: 14-30.
- DRENNAN W M, DONELAN M A, TERRAY E A, KATSAROS K B, 1996. Oceanic turbulence dissipation measurements in SWADE[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 26(5): 808-815.
- EZER T, 2000. On the seasonal mixed layer simulated by a basin-scale ocean model and the Mellor-Yamada turbulence scheme[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C7): 16843-16855.
- HAN L, 2014. A two-time-level split-explicit ocean circulation model (MASNUM) and its validation[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 33(11): 11-35.
- HAN L, YUAN Y L, 2014. An ocean circulation model based on Eulerian forward-backward difference scheme and three-dimensional, primitive equations and its application in regional simulations[J]. *Journal of Hydrodynamics*, 26(1): 37-49.

- HOLTE J, TALLEY L, 2009. A new algorithm for finding mixed layer depths with applications to Argo data and Subantarctic Mode Water formation[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26: 1920-1939.
- HUANG C J, QIAO F L, 2010. Wave-turbulence interaction and its induced mixing in the upper ocean[J]. *Journal of Geophysical Research*, 115(C4): 1-12.
- HUANG C J, QIAO F L, SONG Z Y, et al, 2011. Improving simulations of the upper ocean by inclusion of surface waves in the Mellor Yamada turbulence scheme[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116: C01007.
- KANTHA L H, CLAYSON C A, 1994. An improved mixed layer model for geophysical applications[J]. *Journal of Geophysical Research*, 99(C12): 25235-23266.
- KARA A B, ROCHFORD P A, HURLBURT H E, 2000. Mixed layer depth variability and barrier layer formation over the North Pacific Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C7): 16783-16801.
- KARA A B, ROCHFORD P A, HURLBURT H E, 2003. Climatological SST and MLD predictions from a global layered ocean model with an embedded mixed layer[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20(11): 1616-1632.
- KUMAR E D, SANNASIRAJ S A, SUNDAR V, et al, 2013. Wind-wave characteristics and climate variability in the Indian Ocean region using altimeter data[J]. *Marine Geodesy*, 36(3): 303-318.
- KUMAR P, KAUR S, WELLER E, 2019. Influence of natural climate variability on the extreme ocean surface wave heights over the Indian Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(8): 6176-6199.
- MACKINNON J A, GREGG M C, 2003. Mixing on the late-summer New England shelf-solibores, shear, and stratification[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 33(7): 1476-1492.
- MELLOR G L, YAMADA T, 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems[J]. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20(4): 851-875.
- MELLOR G L, BLUMBERG A, 2004. Wave breaking and ocean surface layer thermal response[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 34(3): 693-698.
- MONTEGUT D B C, MADEC G, FISCHER A S, et al, 2004. Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology[J]. *Journal of Geophysical Research*, 109: C12003.
- OSBORN T R, 1980. Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements[J]. *Journal of physical Oceanography*, 10(1): 83-89.
- QIAO F L, YUAN Y L, YANG Y Z, et al, 2004. Wave-induced mixing in the upper ocean: distribution and application in a global ocean circulation model[J]. *Geophysical Research Letters*, 31: L11303.
- QIAO F L, YUAN Y L, EZER T, et al, 2010. A three-dimensional surface wave-ocean circulation coupled model and its initial testing[J]. *Ocean Dynamics*, 60(5): 1339-1355.
- SCHMIDTKO S, JOHNSON G C, LYMAN J M, 2013. MIMOC: a global monthly isopycnal upper-ocean climatology with mixed layers[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(4): 1658-1672.
- SIMPSON J H, CRAWFORD W R, RIPPETH T P, 1996. The vertical structure of turbulent dissipation in shelf seas[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 26(8): 1579-1590.
- TALLEY L D, PICKARD G L, EMERY W J, et al, 2011. *Descriptive physical oceanography: an introduction*[M]. America: Academic Press: 1-243.
- WANG W, HUANG R X, 2004. Wind energy input to the surface waves[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 34(5): 1276-1280.
- WATANABE M, HIBIYA T, 2002. Global estimates of the wind-induced energy flux to inertial motions in the surface mixed layer[J]. *Geophysical Research Letters*, 29(8): 1-4.
- WU L X, JING Z, RISER S, et al, 2012. Seasonal and spatial variations of Southern Ocean diapycnal mixing from Argo profiling floats[J]. *Nature Geoscience*, 4(6): 363-366.
- YU W D, QIAO F L, YUAN Y L, et al, 1997. Numerical modelling of wind and waves for Typhoon Betty (8710)[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 16: 459-473.
- YUAN Y L, HUA F, PAN Z D, et al, 1991. LAGDF-WAM numerical wave model[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 10: 483-488.

- YUAN Y L, HAN L, QIAO F L, et al, 2011. A unified linear theory of wavelike perturbations under general ocean conditions[J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 51: 55-74.
- ZHUANG Z P, YUAN Y, YANG G B, 2018. An ocean circulation model in σS - z - σB hybrid coordinate and its validation[J]. *Ocean Dynamics*, 68(2): 159-175.
- ZHUANG Z P, ZHENG Q A, YUAN Y L, et al, 2020. A non-breaking-wave-generated turbulence mixing scheme for a global ocean general circulation model[J]. *Ocean Dynamics*, 70: 293-305.
- ZHUANG Z P, YUAN Y L, ZHENG Q A, et al, 2021. Effects of buoyancy flux on upper-ocean turbulent mixing generated by nonbreaking surface waves observed in the South China Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126: e2020JC016816.
- ZHUANG Z P, ZHENG Q A, YANG Y Z, et al, 2022. Improved upper-ocean thermodynamical structure modeling with combined effects of surface waves and M_2 internal tides on vertical mixing: a case study for the Indian Ocean[J]. *Geoscientific Model Development*, 15: 7221-7241.

Characteristics Analysis of Turbulent Mixing Generated by Surface Waves Under Different Stratification Conditions and Its Influences on Upper Ocean

ZHUANG Zhanpeng^{1,2,3}, YUAN Yeli^{1,2,3}

(1. *First Institute of Oceanography, MNR, Qingdao 266061, China;*

2. *Key Laboratory of Marine Science and Numerical Modeling, MNR, Qingdao 266061, China;*

3. *Laboratory for Regional Oceanography and Numerical Modeling, Laoshan Laboratory, Qingdao 266061, China*)

Abstract: Dynamics and numerical simulation of the mixing processes in the upper ocean have always been one of the key concerns of the oceanographers and meteorologists, the accuracy of the vertical mixing parameterization scheme can directly affect the skill of ocean models. The wind-driven waves play an extremely important role in the air-sea interaction and the internal mixing in upper ocean. In this paper, based on theoretical model of mixing coefficients of the wave-generated turbulence containing vertical stratification variation effect, analysis of the distribution and variation characteristics of the mixing coefficients under different stratification conditions is performed. One-dimensional ideal and quasi-global experiments are designed, and the results show that the mixed layer depths are negatively correlated with the mixing coefficients in upper ocean shallower than 100 m. The vertical mixing processes are strengthened when thermocline or mixed layer depth is deep, thus warmer water in surface later tends to be easily convected to deeper ocean, causing the simulated mixed layer depth deeper. This is because the stratification is relatively weak when thermocline is deeper, so the suppression to mixing processes become weaker. In addition, wave-generated turbulent mixing schemes are able to dramatically improve the simulation accuracy of the upper ocean temperature structure in the quasi-global experiments, and the accuracy of simulating the WOA13 multi-year monthly mean data in the thermocline regions can increased up to more than 60%.

Keywords: wave-generated turbulent mixing; vertical stratification condition; numerical modeling of ocean circulation; thermocline depth

Received: June 28, 2023 **Online:** June 11, 2024