

基于 CESM1.2.2 模拟的浪致混合对末次冰盛期和工业革命前气候的影响

刘永岗¹, 王卓群¹, 尹训强², 乔方利², 张 铭¹, 伍家成¹

(1. 北京大学 物理学院大气与海洋科学系, 北京 100781;

2. 自然资源部 第一海洋研究所, 山东 青岛 266061)

摘要: 海洋上层垂向混合在模式中发挥重要的作用, 以往的研究表明垂向混合的不足使得模拟的海洋温度和混合层深度与观测存在显著偏差。前人提出一种修正方案, 考虑波浪产生的垂向混合, 将由表面风作用下产生的波浪这样一个实际物理过程的湍混合进行参数化, 其结果被证实能够显著提高模式模拟和预报的准确性。本文首次将浪致混合引入海气耦合的古气候模式, 基于末次冰盛期和工业革命前 2 种不同的气候条件, 探究浪致混合在海气耦合模式中的作用。在不同气候背景下, 由于风场强度的不同, 导致末次冰盛期浪致混合的强度小于工业革命前, 但 2 个气候时期都体现出中纬度混合强度最大的特点。将浪致混合加入到气候模式中, 模拟结果表明: 中纬度海域 2 个时期都出现海表面降温而次表层升温的现象, 但末次冰盛期的表面降温强度弱于工业革命前状态; 不同月份下的模拟结果显示, 在南北半球的夏季, 海洋表层温度的降温最为显著。中纬度海域海洋上混合层深度在年平均条件下 2 个气候背景时期都出现加深现象, 但末次冰盛期的加深程度弱于工业革命前; 不同月份下的模拟结果显示, 在南北半球的冬季, 混合层加深的变化达到极值。另一方面, 在高纬度海域, 末次冰盛期的海表面温度出现了显著升高, 这是由于浪致混合导致海冰的减少进而引发海洋表层升温。最后将末次冰盛期的模拟结果与代用资料进行对比, 发现浪致混合使得 72% 的数据点模拟结果与代用数据的差异减少。

关键词: 浪致混合; 末次冰盛期; 工业革命前; 全耦合地球系统模式 CESM1.2.2

中图分类号: P467

文献标志码: A

文章编号: 1671-6647(2022)04-0800-15

doi: 10.12362/j.issn.1671-6647.20220629001

引用格式: 刘永岗, 王卓群, 尹训强, 等. 基于 CESM1.2.2 模拟的浪致混合对末次冰盛期和工业革命前气候的影响[J]. 海洋科学进展, 2022, 40(4): 800-814. LIU Y G, WANG Z Q, YIN X Q, et al. The effect of wave-induced mixing on the climates during the Last Glacial Maximum and Pre-Industrial based on CESM1.2.2 simulations[J]. Advances in Marine Science, 2022, 40(4): 800-814.

海洋表面的垂向混合对海洋温度和盐度的分布具有关键性用, 风与海洋表面波浪的相互作用为海洋上层垂向混合提供了重要的能量来源。Wang 和 Huang^[1]测试了全球海洋中大约有 60 TW 的能量从风进入到海表面波。海表面波在破碎和非破碎的情况下都可以产生大量的湍动能^[2-5], 这些能量在很大程度上增强了海洋上层的垂向混合, 这在理论、试验和观测中都有验证^[5-9]。由于海表面波动造成的垂向混合过程尺度较小, 气候模式往往受分辨率的限制, 不足以捕捉到波浪导致的垂向混合作用, 因此大多数的气候模式中并未考虑波浪产生的混合影响。前人研究表明现有的垂向混合方案下海洋表层混合偏弱, 进而对模拟结果造成一些问题, 比如海洋环流模式中夏季海表温度过高和混合层深度过低^[10-11], 并且垂向混合的强度对洋流的模拟也有影响^[12]。

Danabasoglu 等^[13]强调使用更合理的参数化方案来表示海洋的物理过程, 可以消除模拟的海温与观测之间的偏差。因此将海表面波动造成的垂向混合进行参数化加入到气候模式中, 对模式的发展是一种合理的

收稿日期: 2022-06-29

资助项目: 国家重点研发计划项目——全球增暖 1.5℃ 下东亚气候系统的响应及其情景预估(2017YFA0603801)

作者简介: 刘永岗(1979—), 男, 副教授, 博士, 主要从事古气候模拟和物理海洋学方面研究. E-mail: ygliu@pku.edu.cn

(李 燕 编辑)

方案。Qiao等^[14]提出了一种参数来表示波浪导致的垂向混合,即浪致混合系数 B_v ,这种浪致混合参数代表了一种真实发生的物理过程,并且其影响可以延伸到温跃层,并达到100 m以深^[14-16]。将浪致混合加入模式中后,产生了显著的效果,改善模式中的海洋模拟^[17-21]。比如:在热带太平洋海区,浪致混合的效果改善了海表面温度的冷舌偏差^[22],消除了热带太平洋东部半年一次的虚假海温周期^[18]。因此浪致混合被证明在气候模式起到重要的作用,在模式中考考虑浪致混合的作用是行之有效的。

以上工作是基于现代气候背景下对浪致混合影响的讨论,然而前人对不同气候背景条件下浪致混合作用的研究较少,更缺乏系统的比较。Lohmann等^[23]在上新世和全新世的气候模拟中发现增强垂向混合后可以更好地重现温度的分布。Wang等^[24]讨论了基于末次冰盛期气候背景下浪致混合的影响,表明浪致混合也能够改善该时期的海洋温度模拟,但是该工作仅基于海洋模式进行研究,并未考虑海气相互作用。在海气耦合模式中浪致混合作用效果如何,并且在不同气候背景中的响应又是否相同,是亟待解决的问题。本工作利用全耦合地球系统模式CESM1.2.2(Community Earth System Model version 1.2.2),研究浪致混合在该模式中的表现,并且比较在不同的气候背景下浪致混合作用是否相同。

本文选取2个历史时期:末次冰盛期(Last Glacial Maximum, LGM; 也被称为末次盛冰期)和工业革命前(Pre-Industrial, PI),作为探究浪致混合作用的2个背景时期。末次冰盛期是最近一次冰期-间冰期旋回中冰川规模最大的时期,发生在约21 000 a前^[25],该时期重建数据类型丰富,被广泛用于测试气候模式的准确性^[26-28]。从末次冰盛期至今,全球年平均地表温度上升约4.4~6.8 °C^[29]。陆地上冰川规模比现代大2倍左右,北美洲、加拿大地区和北欧很大一部分区域都被厚厚的冰川覆盖,导致全球海平面比现在低约130 m^[30],进而使得海陆分布发生改变。由于大范围的冰川覆盖,高纬度地区降温幅度甚至可以达到21~25 °C^[31]。此外大气成分中温室气体含量少于工业革命前,由此也会在全球范围内带来额外的冷却效应。另一方面针对多模式比较,也常用末次冰盛期和工业革命前的模拟结果进行分析对比,已经形成一套系统的评估方案。比如在古气候学中,末次冰盛期作为国际古气候模式比较计划(Paleoclimate Model Intercomparison Project, PMIP)中评估模式发展的重要时期,常常被用来与模式模拟的工业革命前时期的结果进行对比分析。最新发布的结果表明,多模式平均得到的末次冰盛期的全球平均温度与工业革命前相比,降温约3.3~7.2 °C^[32],大气和海洋状态也有很大差异。因此选取这2个时期进行模式模拟,进行对比分析。

综上所述,本工作选取末次冰盛期和工业革命前这2个气候背景显著不同的典型时期,考虑浪致混合在不同气候背景下并考虑海气耦合时产生的影响,探究浪致混合造成不同气候背景下造成变化的原因,进一步理解垂向混合的机制,并将改善后的模拟结果与古气候代用资料进一步对比,验证浪致混合对模式模拟的改善效果。

1 模式简介和试验设计

本文采用CESM1.2进行气候模拟,利用MASNUM波浪模式进行垂向混合系数的计算。

1.1 CESM 模式

本文研究中采用美国国家大气研究中心(National Center for Atmospheric Research, NCAR)在2010年6月正式推出的通用地球系统模式CESM(Community Earth System Model)。它将地球系统分为大气、海洋、陆地、海冰、陆地冰川、地表径流、和海浪七个部分,它们之间通过耦合器相连。这种CESM的模块化提供了一个较为方便的模拟方式,使我们能够将浪致混合系数 B_v 加入到模式中进行运算。本文采用的是CESM1.2.2,该版本中没有打开海浪模块,原有模式中并未考虑波浪的作用效果。

海洋模式POP2(Parallel Ocean Program version 2)中使用KPP参数化方案(K-profile parameterization)来计算垂向混合^[33],该参数化方案将垂向混合分成了边界层内的混合和海洋内部的混合两部分。在边界层下方,

垂向混合分为3种过程的叠加：剪切不稳定导致的混合、内波破碎导致的混合以及双扩散效应。每种混合都对应不同的参数化形式。POP2中默认的KPP方案并没有考虑波浪对垂向混合的作用，因此本文主要将波浪导致的垂向混合加入到KPP方案中原有的垂向混合中，探究其影响。

1.2 MASNUM 模式

MASNUM(wave number spectral model)是基于袁业立等^[34]建立的第三代海量数值模式LAGFD-WAM下，基于球坐标系发展的海浪数值模式，可以根据输入风场源函数，计算得到海浪的波数谱 $E(\vec{k})$ 。杨永增等^[35]在2005年进一步发展了该模式，利用波数谱 $E(\vec{k})$ 进而得到浪致混合系数 Bv ，其表达式为：

$$Bv = \alpha \iint_k E(\vec{k}) \exp(2kz) d\vec{k} \frac{\partial}{\partial z} \left[\iint_k \omega^2 E(\vec{k}) \exp(2kz) d\vec{k} \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (1)$$

式中：系数 $\alpha = O(1)$ 通过观测数据进行校正； k 为波数； ω 为波动频率； z 代表垂直方向； $E(\vec{k})$ 代表波数谱，包含着风浪和涌浪两方面共同的作用。

为了便于将浪致混合系数耦合进CESM模式中，本工作根据CESM网格配置设计了1套MASNUM方案。其中，计算网格点与POP一致；垂直区域为海洋上层1000 m，共划分为40层，与CESM海洋分层一致。时间步长为3 h，风场数据来源于CESM模式输出的表面10 m风速(u, v)。由于不同气候背景的海冰覆盖面积不同，为了方便处理，将厚度大于0.5 m的海冰设置成陆地。

1.3 模式耦合

为了模拟海表面波动导致的混合的影响，本文采用线下计算的方法，即先用气候模式CESM计算不同气候条件下的平衡态，每3 h输出风场，之后将该风场输入到海浪模式MASNUM中计算波浪及波浪导致的垂向混合系数，再把该垂向混合系数作为增量添加到CESM的海洋模式POP中原有的垂向混合系数上，重新模拟相同时期的气候，具体过程如图1所示。



图1 海气模式与波浪模式耦合过程

Fig. 1 Coupling process between CESM1.2.2 and MASNUM

POP中的垂向参数主要有2部分：

$$VDC = VDC_{\text{initial}} + Bv, \quad (2)$$

$$VVC = VVC_{\text{initial}} + Bv, \quad (3)$$

式中：VDC为垂向扩散系数影响示踪物的传播；VVC为垂向黏滞系数影响动量的传播； VDC_{initial} 和 VVC_{initial} 表示POP中原有的垂向参数； Bv 为通过MASNUM模式模拟得到的增量，代表了波动引起的混合。我们假设浪致混合效应对2个参数的增量是一样的，即在原有的2个参数中加入相同的浪致混合系数 Bv 。

对于末次冰盛期和工业革命前，我们分别做了不考虑浪致混合的控制试验(Ctrl-LGM、Ctrl-PI)和增加浪致混合的敏感性试验(Bv -LGM、 Bv -PI)进行对比分析，试验设计详见表1。其中，Ctrl-LGM试验运行了4 000 a，Ctrl-PI试验运行了1 000 a，已达到平衡态。 Bv -LGM试验与 Bv -PI试验均在控制试验平衡态的基础上运行了150 a，本文取最后100 a数据进行分析。

表1 试验名称及对应设置

Table 1 Experiment name and settings

试验名称	气候时期	是否考虑浪致混合
Ctrl-LGM	末次冰盛期	否
Bv -LGM	末次冰盛期	是
Ctrl-PI	工业革命前	否
Bv -PI	工业革命前	是

针对末次冰盛期的模拟结果，本文采用MARGO(Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean Surface Project)工作组在2009年发布的代用资料库与之进行对比，该代用资料中包括了全球多个站点重建温度数据。

2 浪致混合分布及其对气候的影响

2.1 浪致混合分布特征

为了探究浪致混合的贡献,首先量化不同气候条件下 B_v 在全球范围内的量值大小。图2是海洋表层混合系数的水平分布图。2个时期浪致混合系数 B_v 的水平分布共同特征大体呈现出从赤道向两极逐渐递减的趋势(图2a和图2d),且 30°N 以北和 30°S 以南地区浪致混合系数明显高于低纬度地区,南半球值高于北半球,尤其是在南大洋地区混合系数达到极值。季节特征表现为在各个半球冬季达到极值:如在南半球的冬季(图2b和图2e) $40^\circ\sim 50^\circ\text{S}$ 之间普遍出现了高值;在北半球的冬季(图2c和图2f)太平洋与大西洋出现2个高值中心,对应区域为分别为(170°W , 40°N)和(15°W , 55°N)。这种现象的出现是由于在各半球冬季对应的中纬度地区存在很强的西风带,强劲的风场带来强大的风应力并输入到海洋中,为海洋注入能量,产生较大的浪致混合作用。2个时期的浪致混合系数分布特征也存在不同,工业革命前的浪致混合系数普遍大于末次冰盛期风速。这是由于模式模拟的工业革命前的风速大于末次冰盛期风速,进而计算得到较大的浪致混合系数。

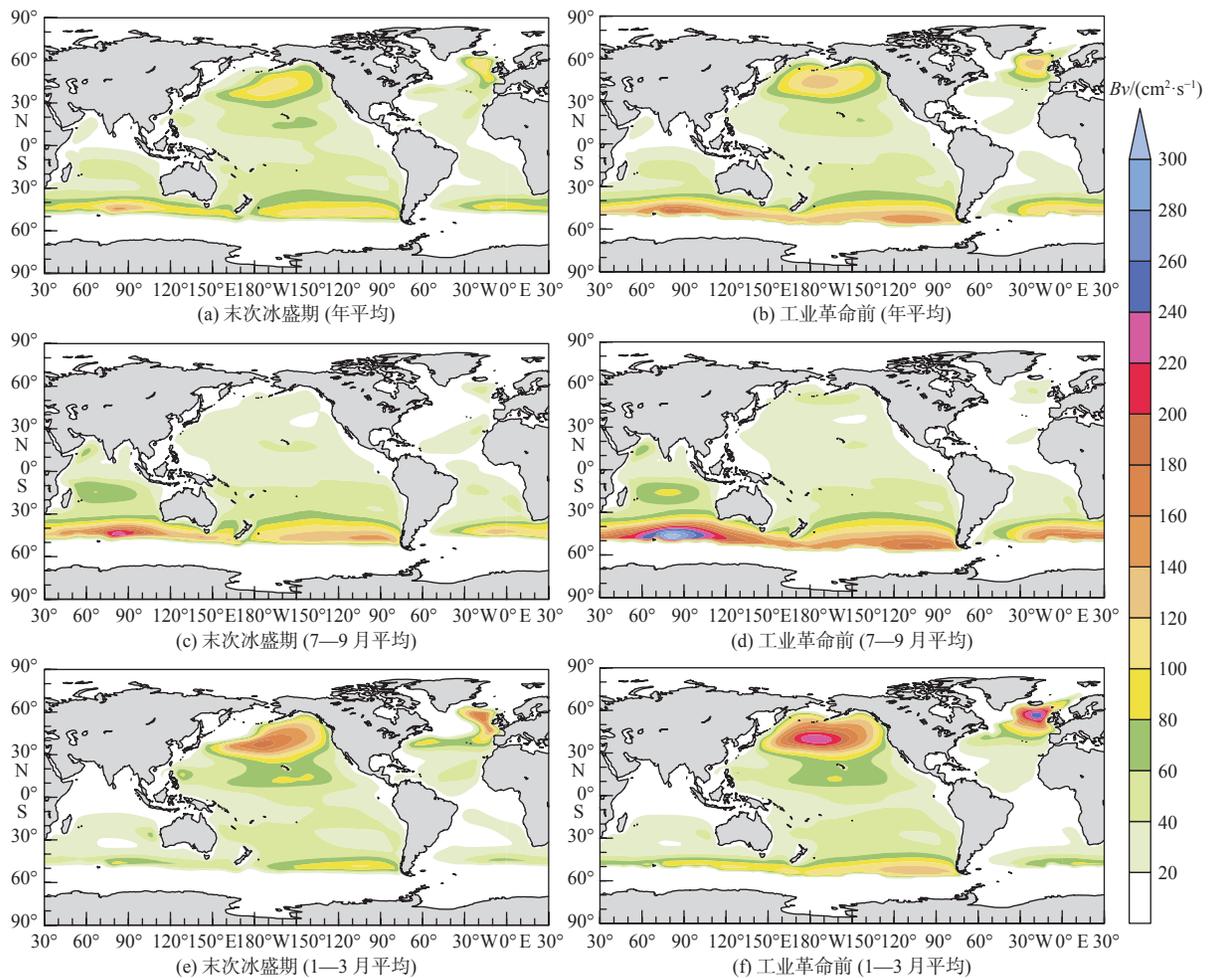


图2 全球表层浪致混合系数水平分布

Fig. 2 Global distribution of surface B_v

图3是对海表面上50 m全球混合系数的分布取纬向平均,与全球表层 B_v 水平分布特征一致(图2),该系数在中纬度地区值大于低纬度地区,分别在南北半球 42°S , 38°N 附近出现2个峰值,在末次冰盛期分别

为 $22.4 \text{ cm}^2/\text{s}$ 和 $6.2 \text{ cm}^2/\text{s}$, 在工业革命前分别为 $28.1 \text{ cm}^2/\text{s}$ 和 $7.2 \text{ cm}^2/\text{s}$, 呈现出南半球的值要明显高于北半球, 且工业革命前高于末次冰盛期的特点。与表层不同的是, 在对 $0\sim 50 \text{ m}$ 浪致混合系数进行平均后, 并未出现在各半球冬季出现极值的季节特征, $0\sim 50 \text{ m}$ 平均的极大值总是出现在南半球。Yan 等^[36] 研究表明, 由于末次冰盛期较低的温室气体浓度和较大的海冰覆盖率, 导致了其全球季风的范围比工业革命前减少了 5.5% , 并且北半球季风范围的减少是南半球的 2 倍, 对应了末次冰盛期的浪致混合系数小于工业革命前, 季节信号弱于工业革命前, 并且南半球的值高于北半球的特征。

为了显示洋盆尺度下浪致混合效应对温度垂直结构的影响, 这里定义了特征深度: 即浪致混合系数减小至表面值的 e 分之一时对应的深度。图 4 为 2 个时期特征深度的空间分布。在末次冰盛期, 虽然南半球的浪致混合系数表面值为全球最大值且 $0\sim 50 \text{ m}$ 平均值在全年都存在较大值, 但相比之下北半球的特征深度更深, 说明南半球的数值虽然很大, 但随着深度衰减得更快;

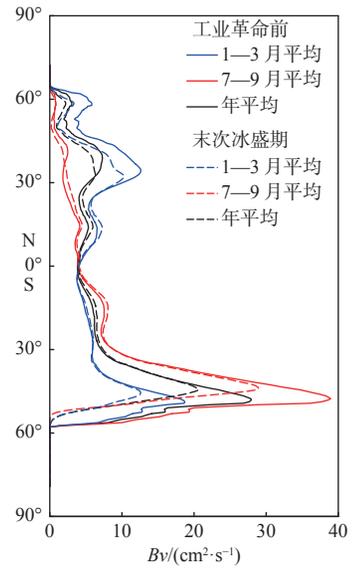


图 3 浪致混合系数 $0\sim 50 \text{ m}$ 平均的纬向分布

Fig. 3 Zonal mean of B_v averaged $0\sim 50 \text{ m}$

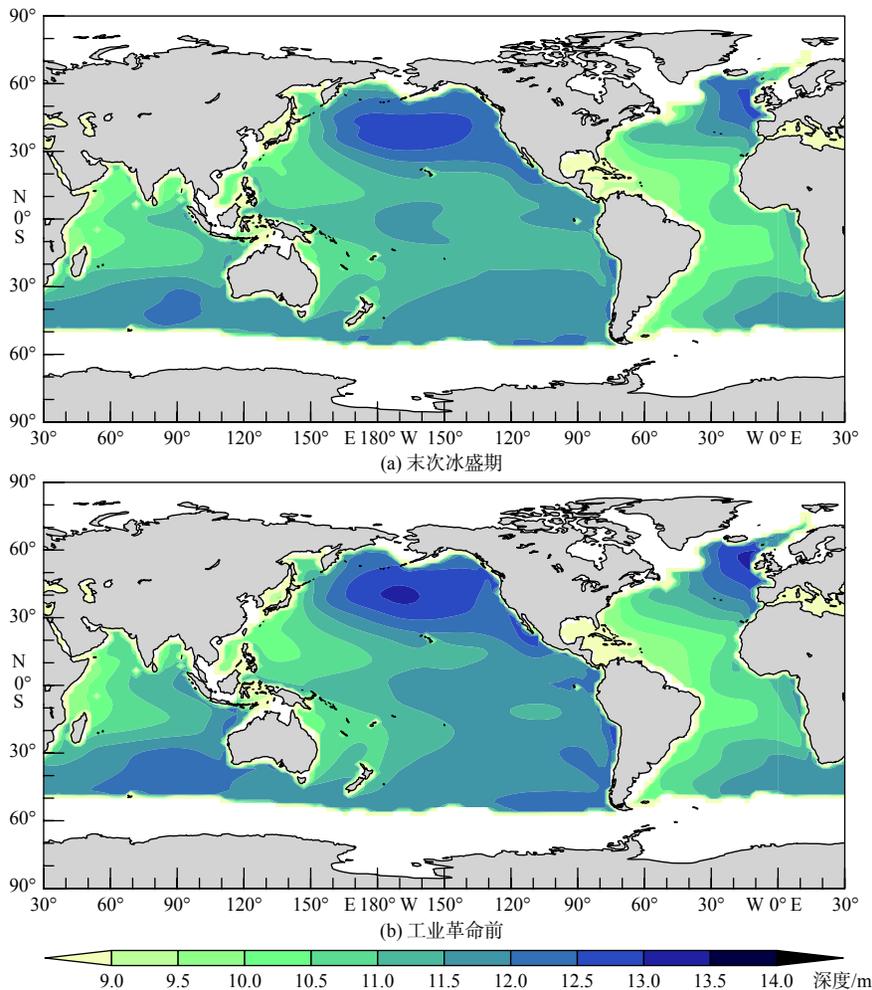


图 4 全球浪致混合系数的特征深度空间分布
Fig. 4 Global distribution of characteristic depth of B_v

而北半球衰减得相对更慢。另外大西洋、太平洋和印度洋的西部特征深度要比东部更浅,说明浪致混合在这3个大洋西部随深度衰减更快,对海洋垂向混合的效果在西部弱于东部。同样在工业革命前也表现出类似的特征。比较不同时期的特征深度可以发现,末次冰盛期全球的浪致混合的特征深度最大为13 m,在工业革命前为14 m,且都位于北太平洋。总体而言2个时期的特征深度空间分布差别不大,但都不超过14 m,这说明浪致混合效应在这2个时期中的海洋表层发挥主导作用。需要特别指出的是,e折尺度仅仅表明浪致混合的衰减速率,并不表明e折尺度以下海浪作用可以忽略,恰恰相反,0.1 cm²/s混合强度就会对海洋环流模式产生明显的影响,因此波浪的影响深度可达数百米。

2.2 浪致混合对气候的影响

本节主要研究浪致混合对末次冰盛期与工业革命前气候的影响,重点关注其对温度、混合层深度和海冰密度的影响。

2.2.1 浪致混合对温度的影响

图5为考虑浪致混合后全球海表面温度的变化(加入 Bv 减去未加入 Bv)。在增加垂向混合后,不同气候背景下各时期中纬度地区的海表面都出现了降温,这与前人采用其他模式得到的浪致混合造成中纬度海表面温度降低的结论一致^[17-18]。对于年平均的结果,北太平洋降温最明显,2个时期都达到了1℃左右。对比不同季节平均的结果,各个半球夏季中纬度海表面温度的下降达到极大值。3.1节中提到浪致混合在各半

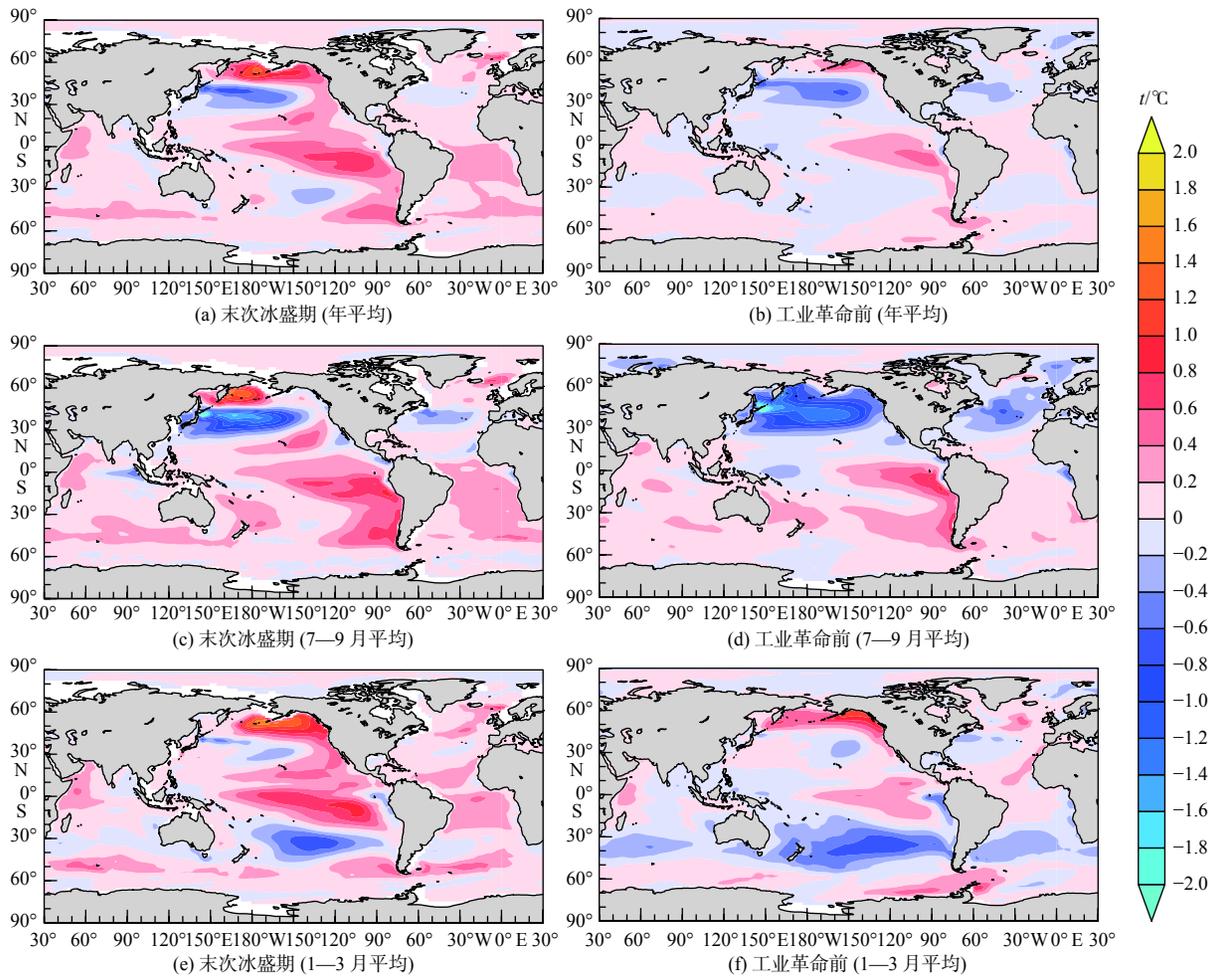


图5 全球海表面温度变化($Bv - Ctrl$)

Fig. 5 Global distribution of Sea Surface Temperature change ($Bv - Ctrl$)

球的冬季达到极大值,但产生的表层降温的现象却在夏季达到极大值。这是由于夏季表面密度较低的海水被加热,形成稳定的层结,使得控制试验中表层和次表层的热量交换减弱^[37],而在增加浪致混合后可以减弱层结,补充了表层和次表层的垂向混合^[20]。在冬季由于表面冷却,模式模拟的层结较弱,原有垂向混合方案足以产生充分的效果,因此浪致混合的作用并不突出。另一方面对比末次冰盛期和工业革命前2个气候时期的模拟结果发现,末次冰盛期的降温范围要比工业革命前更小,降温的强度也更弱;值得注意的是,末次冰盛期在两极地区出现了明显的增暖现象,增暖幅度远大于工业革命前时期,这种现象产生的原因并不是浪致混合的直接影响,可能是由于浪致混合对海冰影响进而造成温度的改变。除此之外,赤道地区也出现海表面增温的现象。由于赤道地区海气相互作用和洋流比较复杂,并不是本文研究的重点,因此不再讨论。

图6为全球次表层温度的变化。针对年平均的结果,2个时期次表层都出现普遍的增暖,且增暖幅度高于表层,在末次冰盛期全球次表层平均增温0.28℃,在工业革命前增温弱于末次冰盛期0.19℃。在各大洋的东部增暖现象最为突出,这是由于各大洋的特征深度在东部更深,导致浪致混合的效果可以延伸到更深的范围,因此带来次表层较强的增暖。不同纬度之间,平均海表面温度的变化如表2所示。不同月份平均的结果表明,次表层增暖在各半球的夏季最显著,上文提到的浪致混合在夏季产生表面降温作用最强,再结合表层与次表层温度的变化,可说明这种额外增强的垂向混合一方面导致表层降温,另一方面使得次表层增温。这种海表面与次表层温度的改变,体现了浪致混合对海洋上层垂向温度的再分配作用。

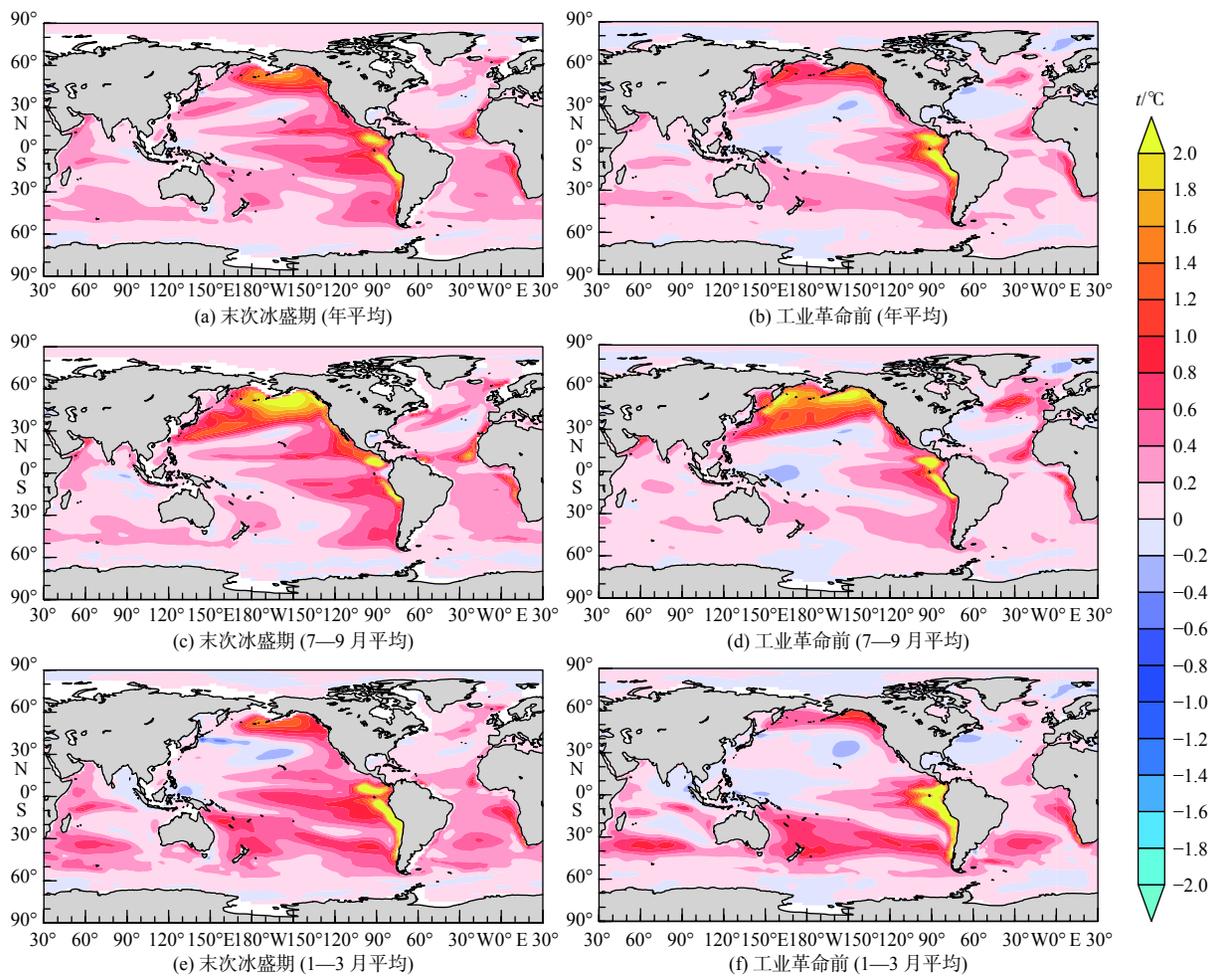


图6 全球海洋次表层45 m处温度变化(Bv-Ctrl)

Fig. 6 Global distribution of ocean subsurface temperature (45 m) change (Bv - Ctrl)

表 2 增强垂向混合后海洋表面温度的变化(°C)
Table 2 The SST change after enhanced vertical mixing (°C)

气候时期	全球	20°~40°N	20°~40°S	45°S以南	45°N以北
末次冰盛期	0.127	-0.050	0.082	0.103	0.146
工业革命前	-0.001	-0.180	-0.029	0.058	0.011

2.2.2 浪致混合对混合层深度的影响

混合层深度的变化受到垂向混合的直接影响,图7为全球混合层深度的变化。本文中混合层深度由CESM模式直接输出,定义为最大浮力梯度对应的深度^[33]。末次冰盛期和工业革命前2个时期的年平均混合层深度都出现了普遍加深的结果,但值得注意的是赤道太平洋西部混合层深度却有所上升,这种变浅的情况在1-3月份更加明显。对比不同季节的结果发现,中纬度混合层的加深在各半球的冬季达到最大。在7-9月,南大洋海区在50°S以南出现混合层深度变浅的现象,由于这些地区有海冰存在,在海浪模式MASNUM中将这此区域设置成陆地,因此并不能得到对应的浪致混合系数,因此混合层的变化并不是由浪致混合直接导致的。对比2个时期的模拟结果发现,末次冰盛期的赤道地区混合层深度变浅的程度更强,而中纬度加深的程度弱于工业革命前时期,关于赤道地区混合层变化的原因本文不做讨论。在中纬度地区的变化,由于末次冰盛期的风场弱于工业革命前,其浪致混合系数也较小,进而导致混合层深度的改变也更弱。Huang等^[38]将这种浪致混合作用加入到Mellor-Yamada闭合方案^[39]中,其将混合层深度定义为温度

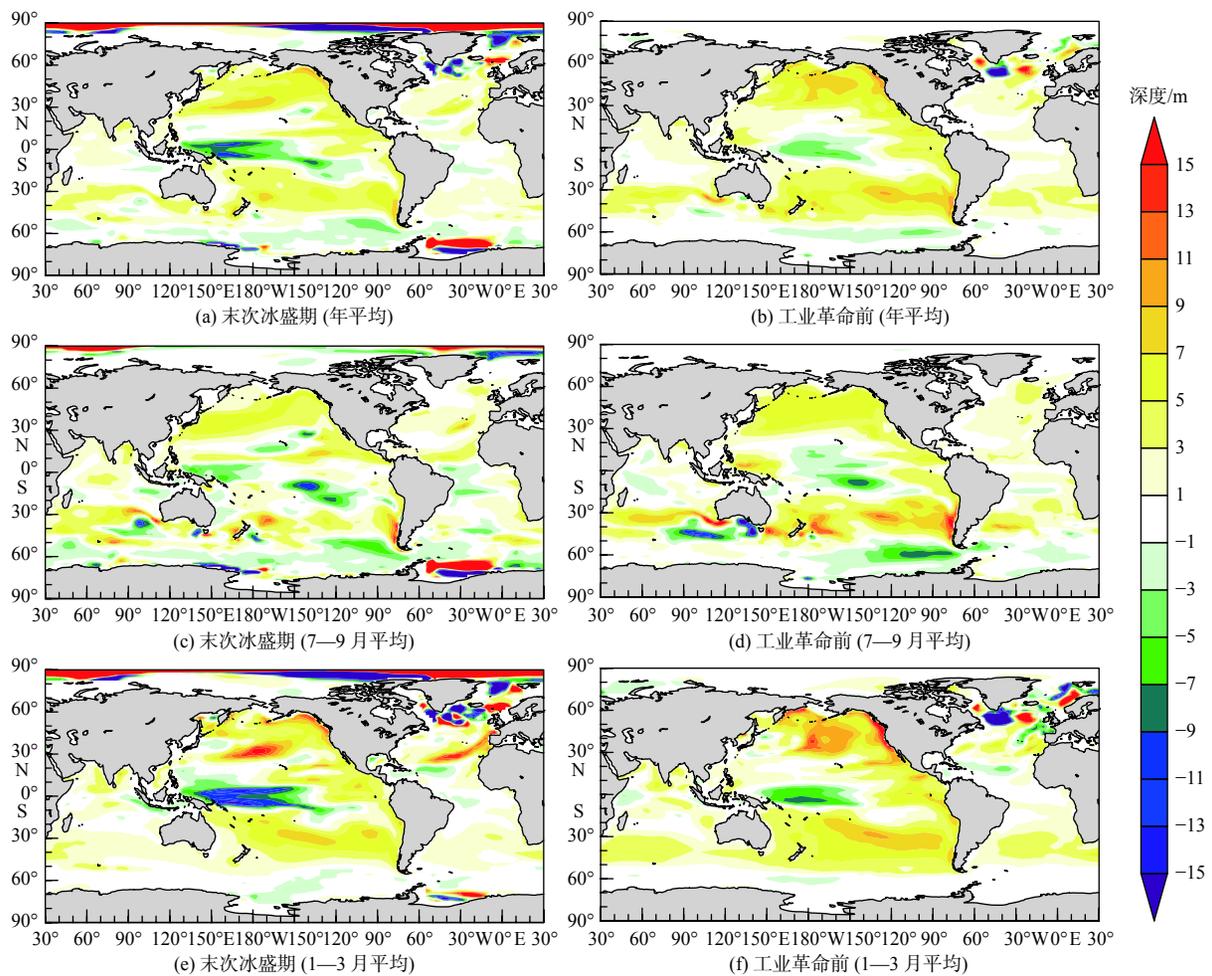


图 7 全球混合层深度变化 ($B_v - Ctrl$)

Fig. 7 Global distribution of mixed layer depth change ($B_v - Ctrl$)

比海洋表面温度低 $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时对应的深度,发现在该方案中浪致混合改善了模式模拟中混合层偏浅的现象。在本模式中对混合层深度的模拟也出现了普遍的加深现象,进一步确认了浪致混合对垂向混合的重要作用。

将图7混合层深度的变化与图5海表面温度的变化作对比发现:在混合层深度加深海区,海表面温度表现为降温。这种现象体现在年平均下,南北半球中纬度地区混合深度加深,海表面温度降低,次表层温度升高。说明浪致混合作用通过影响垂向混合改变了混合层深度,混合层深度的加深使得更深更冷的海水被纳入混合层中,经过有效的垂向混合作用,进而引起了表层海水的降温以及次表层海水的升温。

2.2.3 浪致混合对海冰密度的影响

海冰的变化是末次冰盛期与工业革命前相比存在明显差别的特征之一,图8为北极海冰密度分布的变化。在年平均情况下,经过浪致混合的调整,末次冰盛期的海冰密度相比于工业革命前出现明显的下降,下降的范围更广,减小的幅度更大。其中在末次冰盛期太平洋北部 60°N 至白令海峡海区,海冰的密度分布减少了10%以上;相比而言,在工业革命前,海冰减少的范围仅在鄂霍次克海。对比图5中北极海表面温度的变化,在海冰密度出现降低情况的海区,海表面温度出现上升。在北半球高纬度地区,由于北极海冰的减少,海水直接暴露在海气界面吸收太阳辐射,进而造成海表面温度上升。对比图5中高纬度地区和赤道地区表面升温的程度发现,高纬度地区的升温要比低纬度的升温更强,达到了 $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上,说明相比于垂向混合增加引起的效果,海冰密度减少引起的升温效果更加强烈。这是由于高纬度地区海表面温度的上升引起海冰的融化,使得海表面吸收更多的太阳辐射,通过正反馈作用导致温度进一步升高。而工业革命前的原有海冰覆盖面积不及末次冰盛期,其浪致混合并没有造成海冰覆盖率的强烈变化,因此并没有产生类似的高纬度地区的升温现象。

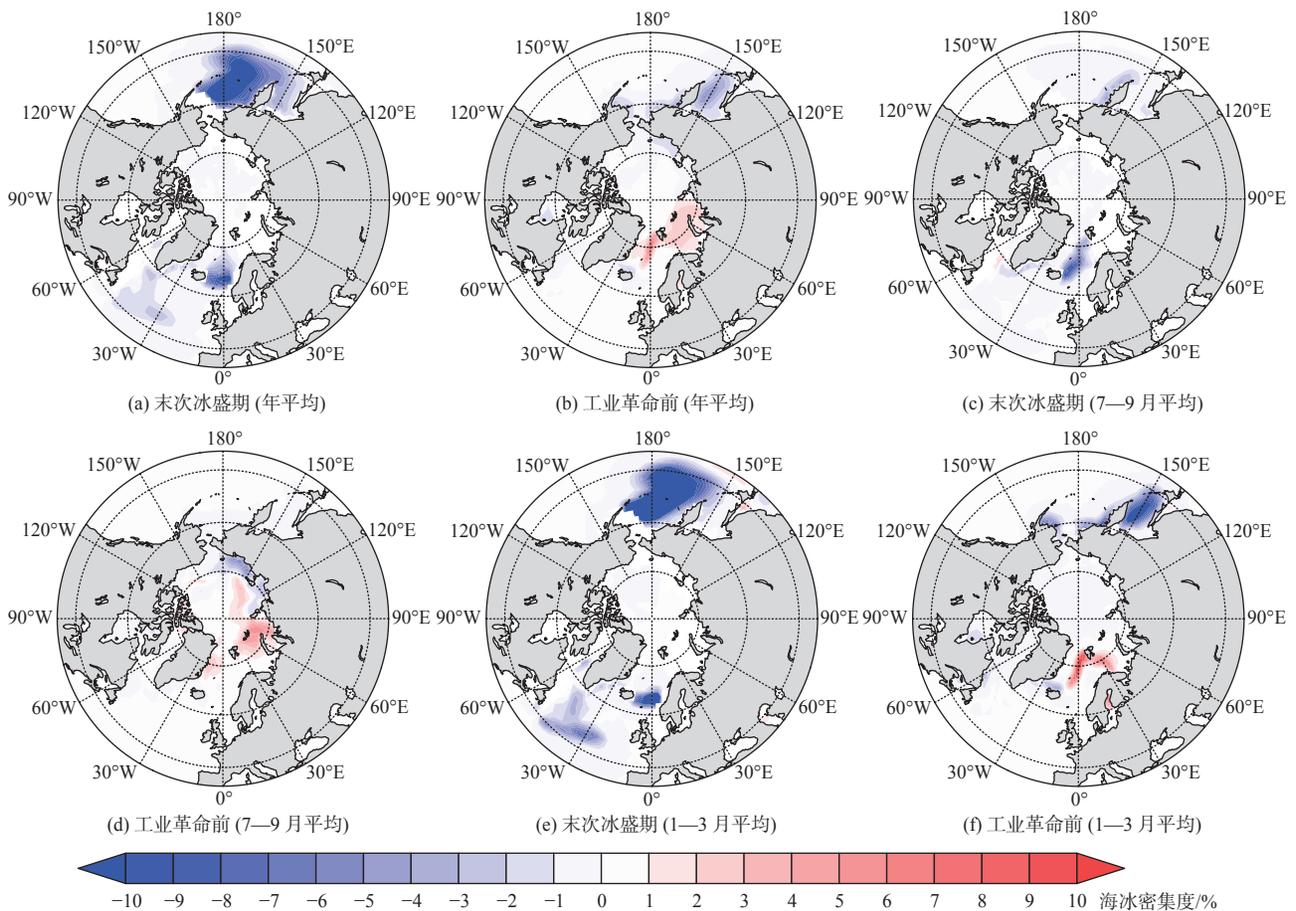


图8 北极海冰密度分布变化(Bv-Ctrl)
Fig. 8 Arctic sea ice density change (Bv - Ctrl)

3 浪致混合的机制分析

为了探究模式增暖的原因,我们将增暖的贡献分为行星反照率和长波有效发射率两部分。根据Heineman等^[40]提出的0维能量平衡方程,其中行星反照率 α 和长波有效发射率 ϵ 的方程为:

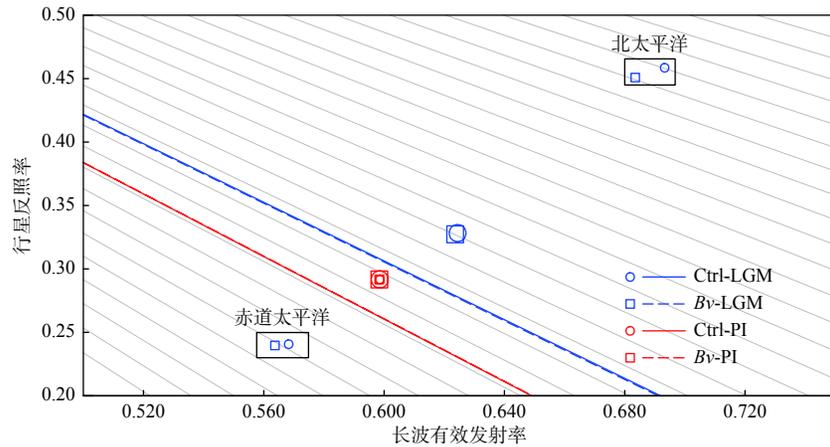
$$\alpha = \frac{SW_t^\uparrow}{SW_t^\downarrow}, \quad (4)$$

$$\epsilon = \frac{LW_t^\uparrow}{LW_s^\uparrow}, \quad (5)$$

式中: SW_t^\uparrow 为大气层顶向上短波辐射通量; SW_t^\downarrow 为大气层顶向下短波辐射通量; LW_t^\uparrow 为大气层顶向上长波辐射通量; LW_s^\uparrow 为海表面向上长波辐射通量^[41]。

分别选取2个时期的全球、赤道太平洋(150°E~90°W, 15°S~15°N)、北太平洋(160°E~130°W, 50°~70°N)3个区域计算平均值,计算结果如图9所示。在图9中,蓝线和红线分别代表模式模拟得到的末次冰盛期和工业革命前的全球平均温度,实线为控制试验,全球平均温度分别为14.716℃和18.708℃,虚线为增加垂向混合后的试验,全球平均温度分别为14.843℃和18.707℃。图中的圆圈和正方形标记为0维方程计算的结果:大图标为全球平均,小图标为区域平均。在末次冰盛期,行星反照率和长波有效发射率的变化对温度升高的贡献基本各占一半,分别为58%和42%;在赤道太平区域,末次冰盛期的升温主要来自于长波有效发射率的减少,其贡献率为82%;长波有效发射率的变化来源于2部分:大气层顶向外长波辐射通量和海表面向外长波辐射通量。在赤道太平洋地区,大气层顶向外的辐射通量减少,同时海表面向上长波辐射通量增加,导致更多的长波辐射被吸收在大气中,从而引发海洋的增温效果。北太平洋区域是末次冰盛期温度上升最明显的区域,由0维方程分析,行星反照率和长波有效发射率的变化都对其有影响效果,分别占比45%和55%;对这2部分作用效果进一步分析得到,一方面大气层顶向上短波辐射通量明显减少,使得行星反照率降低;另一方面向上长波辐射在海洋表面通量增加、但是在大气层顶并没有明显变化,引起长波有效发射率降低。在短波和长波辐射的共同作用下,北太平洋高纬度地区明显增暖。在工业革命前时期,全球的行星反照率和长波有效发射率在增加浪致混合后基本没有变化,这也对应了在工业革命前全球海表面温度在增加浪致混合后基本没有变化。在赤道太平洋和北太平洋这2个区域(2个小图标在图9中重合),通过0维方程计算得到的温度变化不明显,行星反照率和长波有效发射率的变化也都较小。综上所述我们可以得到不同气候时期下各个区域的温度变化来源。

在末次冰盛期高纬度地区行星反照率和长波有效发射率对温度上升都起到了作用,而在工业革命前高纬度地区却没有出现显著的变化。2.2.3节提到,在北太平洋区域,末次冰盛期的海冰的覆盖率出现显著的下降,由于海冰和海水的性质不同,海冰的反照率更大,反射出更多的短波辐射。当海气界面的状态从海冰变化成海水后,会引发长波和短波辐射通量的改变,因此海冰的状态是末次冰盛期高纬度温度变化的关键。为了解释造成末次冰盛期海冰覆盖率变化的原因,我们对全球纬向热输送进行分析,在加入浪致混合后,计算模式运行前10a内全球平均热量输送变化,结果如图10所示,图中蓝线和红线分别代表了末次冰盛期和工业革命前在增加垂向混合后引起的全球经向热输送的变化。在末次冰盛期40°N以北的位置热量输送有大约0.8PW的增加,说明更多的热量从中纬度地区输送到高纬度地区,也正是这部分增加的热量导致了最初海冰的融化,进而激发海冰的正反馈作用,使得高纬度地区海冰覆盖率的下降,伴随着产生温度的显著上升。在工业革命前时期,一方面由于浪致混合的作用导致中纬度地区向北热量输送有增有减,对高纬度地区的热量输送增加量并不强烈;另一方面在工业革命前高纬度地区没有大范围海冰的覆盖,因此并不会引发海冰正反馈作用,产生类似末次冰盛期的现象。值得说明的是,在北半球中高纬度全球经向热输送主要的变化来源主要来自于太平洋,2个时期在增强混合后,其大西洋的经向热输送的变化基本一致。



注：不同颜色线条代表模式模拟的不同时期的温度，蓝色代表末次冰盛期，红色代表工业革命前；
实线代表 Ctrl 试验全球平均温度，虚线代表增加 B_v 后全球平均温度，灰色直线代表 0 维能量平衡方程下的等温线；
图标代表 0 维方程的计算结果，大图标代表全球平均结果，小图标代表不同区域平均。

图 9 行星反照率与长波有效发射率对海表面温度变化的影响

Fig. 9 Effects of planetary albedo and long-wave effective emissivity on sea surface temperature

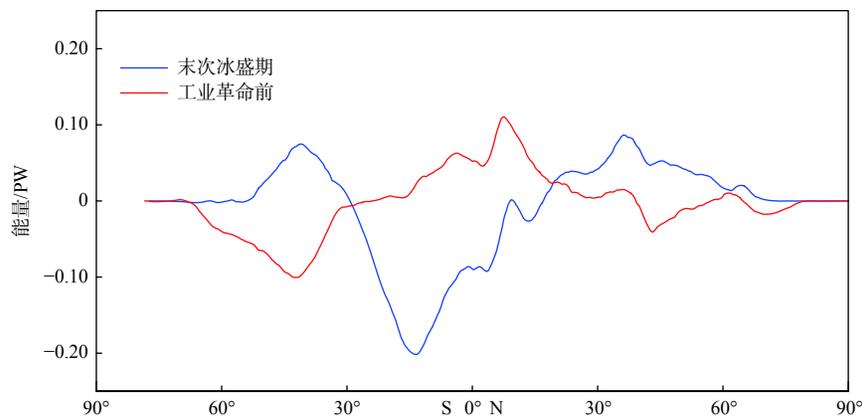


图 10 全球海洋纬向热输送的变化 (B_v -Ctrl)

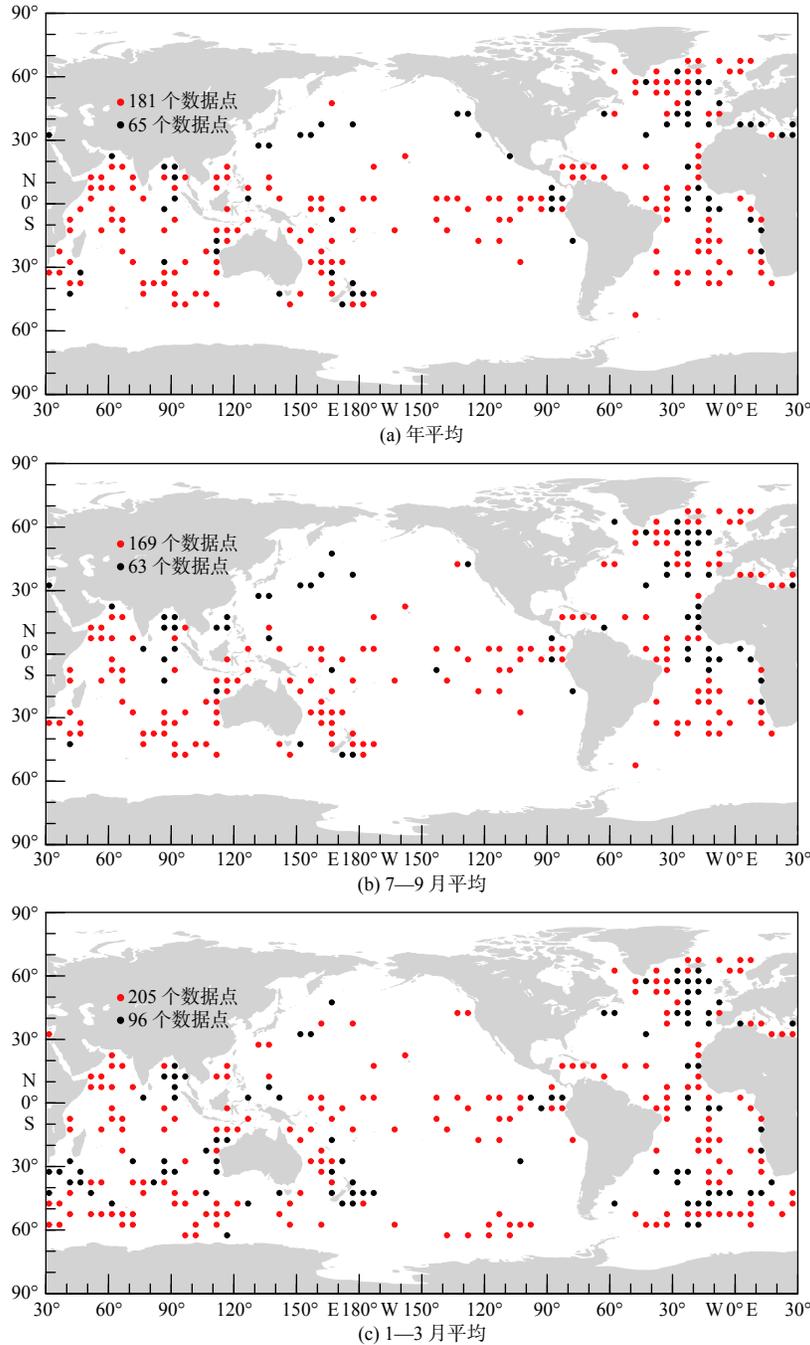
Fig. 10 Global northward heat transport change (B_v -Ctrl)

4 末次冰盛期(LGM)与 MARGO 数据对比

冰川海洋表面重建的多代理方案(MARGO)作为古气候数据的重要代用资料，是评估古气候模式的重要指标。它通过选取不同古生物中同位素的比率来估计末次冰盛期的海洋上层温度，形式重建数据集。因为有些生物指标反映不同季节的温度，所以 MARGO 数据中将重建温度分为年平均温度，7—9 月平均温度和 1—3 月平均温度。另外，不同的生物指代不同深度处的温度，比如生活在低纬度和中纬度的大多数浮游有孔虫反映的是海表面温度，但高纬度的一些物种可能反映次表层温度^[42]。因此本文选取模式中海表面 0~20 m 的平均温度与 MARGO 数据进行对比。

图 11 是在模式中加入垂向混合后对不同数据点的评估结果。评估标准为：当加入垂向混合后与未加入相比，若模拟更接近该位置的 MARGO 数据，则用红色表示，说明垂向混合的效果对模拟结果起到改善作用；反之则用黑色表示。我们发现对于年平均温度的模拟，有 181 个位置点呈现出改善的效果，另有 65 个

点未表现出改善作用, 其优化率达到了 74%。另外对于北半球夏季和冬季, 分别有 169 和 205 个位置点的温度更接近 MARGO 数据, 优化率为 73% 和 68%。其中 1—3 月的优化率最低, 可能是该数据集在高纬度以及南大洋海区的数据点增多导致, 其原因有两方面: 一是这些区域的数据点更倾向于指代次表层温度; 二是末次冰盛期在南大洋地区的海冰覆盖范围较大, 导致浪致混合在海冰覆盖下无法发挥作用。但总体而言, 由于垂向混合的作用, CESM1.2.2 模拟的末次冰盛期的海表温度更接近于 MARGO 代用资料, 说明浪致混合对温度模拟具有改善作用。



注: 红色代表加入浪致混合后, 模拟结果更接近 MARGO; 黑色代表加入浪致混合后, 模拟结果更远离 MARGO。

图 11 末次冰盛期气候模式与 MARGO 数据对比

Fig. 11 Comparison of the LGM climate simulations with MARGO data

5 结论及展望

本文通过将 MASNUM 模式计算的浪致混合系数加入到全耦合地球系统模式 CESM1.2.2 中, 探究了不同气候条件下(末次冰盛期与工业革命前)波浪导致的海洋垂向混合对气候的影响及机制, 并比较 2 个时期浪致混合作用的异同。得到以下主要结论。

1) 2 个时期浪致混合系数表层数值在中纬度地区较大, 这是由于西风带的存在, 大规模的风场激发了强烈的浪致混合。考虑季节因素后, 浪致混合系数在各个半球的冬季达到最大值。由于末次冰盛期的风场比工业革命前更弱, 且季风范围减少, 因此末次冰盛期的浪致混合系数数值相对较小。

2) 浪致混合造成了 2 个时期中纬度地区表层年均温度下降和次表层年均温度上升; 中纬度表层降温在各半球的夏季最大, 其中末次冰盛期的海表面温度下降程度弱于工业革命前。0 维能量平衡方程结果表明, 在各区域内长波和短波发挥了不同的效果, 进而引起海表面温度的变化。

3) 末次冰盛期高纬度地区海表面温度出现显著的上升, 这是浪致混合增强导致向北的热量输送增加, 从而引起海冰的融化。由于海冰的覆盖率减小, 激发了正反馈作用导致了强烈的升温。而工业革命前由于海冰覆盖范围相对较小, 并没有出现类似的现象。

4) 由于浪致混合对于垂向温度的再分配, 模式模拟结果与 MARGO 代用资料相比更接近, 有 72% 的数据点模拟结果与代用数据的差异减少。

本文重点讨论了末次冰盛期和工业革命前 2 个时期浪致混合对中高纬度气候的影响, 对赤道地区的影响并没有进行说明, 未来的研究中应针对赤道地区的变化进行更深入的研究讨论, 进一步解释浪致混合对气候的影响机制, 增强对浪致混合的理解。

另外, 本文是将浪致混合系数作为一种外界强迫加入到模式的海洋垂向混合中, 并未考虑浪致混合与风场之间的相互作用。未来将采取海气模式与波浪模式全耦合的方法, 即在给定的初始驱动下得出某一时刻浪致混合系数初始值并输入到 CESM 模式中, 通过模式计算出加入浪致混合效应后海表面该时刻的风场并返回至 MASNUM 模式中, 计算出浪致混合系数作为下一时刻的驱动重新加入到 CESM 模式中, 实现随着时间变化的递推, 构建一种全耦合的 Wave-CESM 模式。

参考文献 (References):

- [1] WANG W, HUANG R X. Wind energy input to the surface waves[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2004, 34(5): 1276-1280.
- [2] AGRAWAL Y C, TERRAY E A, DONELAN M A, et al. Enhanced dissipation of kinetic energy beneath surface waves[J]. *Nature*, 1992, 359(6392): 219-220.
- [3] CRAIG P D, BANNER M L. Modeling wave-enhanced turbulence in the ocean surface layer[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1994, 24(12): 2546-2559.
- [4] TERRAY E A, DONELAN M A, AGRAWAL Y C, et al. Estimates of kinetic energy dissipation under breaking waves[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1996, 26(5): 792-807.
- [5] BABANIN A V. On a wave-induced turbulence and a wave-mixed upper ocean layer[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(20): L20605.
- [6] LIN J T, GAD-EL-HAK M. Turbulent current measurements in a wind-wave tank[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1984, 89(C1): 627-636.
- [7] YOSHIKAWA I, KAWAMURA H, OKUDA K, et al. Turbulent structure in water under laboratory wind waves[J]. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, 1988, 44(3): 143-156.
- [8] THAIS L, MAGNAUDET J. Turbulent structure beneath surface gravity waves sheared by the wind[J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 1996, 328: 313-344.
- [9] ARDHUIN F, JENKINS A D. On the interaction of surface waves and upper ocean turbulence[J]. *Journal of physical oceanography*, 2006, 36(3): 551-557.
- [10] MARTIN P J. Simulation of the mixed layer at OWS November and Papa with several models[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*,

- 1985, 90(C1): 903-916.
- [11] KANTHA L H, CLAYSON C A. On the effect of surface gravity waves on mixing in the oceanic mixed layer[J]. *Ocean Modelling*, 2004, 6(2): 101-124.
- [12] RICHARDS K J, XIE S P, MIYAMA T. Vertical mixing in the ocean and its impact on the coupled ocean-atmosphere system in the eastern tropical Pacific[J]. *Journal of climate*, 2009, 22(13): 3703-3719.
- [13] DANABASOGLU G, BATES S C, BRIEGLEB B P, et al. The CCSM4 ocean component[J]. *Journal of Climate*, 2012, 25(5): 1361-1389.
- [14] QIAO F L, YUAN Y L, YANG Y Z, et al. Wave-induced mixing in the upper ocean: distribution and application to a global ocean circulation model[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(11): L11303.
- [15] BABANIN A V, HAUS B K. On the existence of water turbulence induced by nonbreaking surface waves[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2009, 39(10): 2675-2679.
- [16] DAI D J, QIAO F L, SULISZ W, et al. An experiment on the nonbreaking surface-wave-induced vertical mixing[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2010, 40(9): 2180-2188.
- [17] QIAO F L, YUAN Y L, EZER T, et al. A three-dimensional surface wave-ocean circulation coupled model and its initial testing[J]. *Ocean Dynamics*, 2010, 60(5): 1339-1355.
- [18] SONG Z Y, QIAO F L, WANG C Z. The correctness to the spuriously simulated semi-annual cycle of the sea surface temperature in the equatorial eastern Pacific[J]. *Science China Earth Sciences*, 2011, 54(3): 438-444.
- [19] WANG Y G, QIAO F L, FANG G H, et al. Application of wave - induced vertical mixing to the K profile parameterization scheme[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2010, 115(C9): C09014.
- [20] WANG S, WANG Q, SHU Q, et al. Improving the upper - ocean temperature in an ocean climate model (FESOM 1.4): shortwave penetration versus mixing induced by nonbreaking surface waves[J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2019, 11(2): 545-557.
- [21] LIN X P, XIE S P, CHEN X P, et al. A well-mixed warm water column in the central Bohai Sea in summer: effects of tidal and surface wave mixing[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2006, 111(C11): C11017.
- [22] SONG Z Y, QIAO F L, YANG Y Z, et al. An improvement of the too cold tongue in the tropical Pacific with the development of an ocean-wave-atmosphere coupled numerical model[J]. *Progress in Natural Science*, 2007, 17(5): 576-583.
- [23] LOHMANN G, KNORR G, HOSSAIN A, et al. Effects of CO₂ and ocean mixing on Miocene and Pliocene temperature gradients[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2022, 37(2): e2020PA003953.
- [24] WANG S Z, GONG X, QIAO F L, et al. The impact of non-breaking surface waves in upper-ocean temperature simulations of the Last Glacial Maximum[J]. *Environmental Research Letters*, 2021, 16(3): 034008.
- [25] CLARK P U, DYKE A S, SHAKUN J D, et al. The Last Glacial Maximum[J]. *Science*, 2009, 325(5941): 710-714.
- [26] BRACONNOT P, HARRISON S P, KAGEYAMA M, et al. Evaluation of climate models using palaeoclimatic data[J]. *Nature Climate Change*, 2012, 2(6): 417-424.
- [27] HARRISON S P, BARTLEIN P J, BREWER S, et al. Climate model benchmarking with glacial and mid-Holocene climates[J]. *Climate Dynamics*, 2014, 43(3): 671-688.
- [28] HARRISON S P, BARTLEIN P J, IZUMI K, et al. Evaluation of CMIP5 palaeo-simulations to improve climate projections[J]. *Nature Climate Change*, 2015, 5(8): 735-743.
- [29] TIERNEY J E, ZHU J, KING J, et al. Glacial cooling and climate sensitivity revisited[J]. *Nature*, 2020, 584(7822): 569-573.
- [30] YOKOYAMA Y, LAMBECK K, DE DECKKER P, et al. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima[J]. *Nature*, 2000, 406(6797): 713-716.
- [31] DAHL-JENSEN D, MOSEGAARD K, GUNDESTRUP N, et al. Past temperatures directly from the Greenland ice sheet[J]. *Science*, 1998, 282(5387): 268-271.
- [32] KAGEYAMA M, HARRISON S P, KAPSCH M L, et al. The PMIP4 Last Glacial Maximum experiments: preliminary results and comparison with the PMIP3 simulations[J]. *Climate of the Past*, 2021, 17(3): 1065-1089.
- [33] LARGE W G, MCWILLIAMS J C, DONEY S C. Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization[J]. *Reviews of geophysics*, 1994, 32(4): 363-403.
- [34] 袁业立, 潘增弟, 华锋, 等. LAGFD-WAM 海浪数值模式—— I: 基本物理模型[J]. 海洋学报, 1992, 14(5): 1-7. YUAN Y L, PAN Z D, HUA F, et al. LAGFD-WAM numerical ocean waves model. I: the basic physical model [J]. *Haiyang Xuebao*, 1992, 14(5): 1-7.
- [35] 杨永增, 乔方利, 赵伟, 等. 球坐标系下 MASNUM 海浪数值模式的建立及其应用[J]. 海洋学报, 2005, 27(2): 1-7. YANG Y Z, QIAN F L, ZHANG W, et al. Establishment and application of MASNUM ocean wave numerical model in spherical coordinate system[J]. *Haiyang Xuebao*, 2005, 27(2): 1-7.
- [36] YAN M, WANG B, LIU J. Global monsoon change during the Last Glacial Maximum: a multi-model study[J]. *Climate Dynamics*, 2016,

- 47(1): 359-374.
- [37] CAPOTONDI A, ALEXANDER M A, BOND N A, et al. Enhanced upper ocean stratification with climate change in the CMIP3 models[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C4): C04031.
- [38] HUANG C J, QIAO F L, SONG Z Y, et al. Improving simulations of the upper ocean by inclusion of surface waves in the Mellor-Yamada turbulence scheme[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, 116(C1): C01007.
- [39] MELLOR G L, YAMADA T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems[J]. *Reviews of Geophysics*, 1982, 20(4): 851-875.
- [40] HEINEMANN M, JUNGCLAUS J H, MAROTZKE J. Warm Paleocene/Eocene climate as simulated in ECHAM5/MPI-OM[J]. *Climate of the Past*, 2009, 5(4): 785-802.
- [41] SMITH R S, DUBOIS C, MAROTZKE J. Global climate and ocean circulation on an aquaplanet ocean-atmosphere general circulation model[J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(18): 4719-4737.
- [42] HUSUM K, HALD M. Reprint of: Arctic planktic foraminiferal assemblages: implications for subsurface temperature reconstructions[J]. *Marine Micropaleontology*, 2013, 99: 8-17.

The Effect of Wave-Induced Mixing on the Climates During the Last Glacial Maximum and Pre-Industrial Based on CESM1.2.2 Simulations

LIU Yong-gang¹, WANG Zhuo-qun¹, YIN Xun-qiang², QIAO Fang-li², ZHANG Ming¹, WU Jia-cheng¹

(1. Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871, China;

2. First Institute of Oceanography, MNR, Qingdao 266061, China)

Abstract: Vertical mixing in the upper ocean plays an important role in the model, the lack of vertical mixing makes the simulated ocean temperature and mixing depth significantly deviate from the observation. A modification scheme is discussed a real physical process which the vertical mixing generated by waves. Previous researchers parameterized the turbulent mixing generated by waves under the action of surface wind, and named wave-induced vertical mixing (B_v). The preliminary model results show that B_v can significantly improve the accuracy of simulation and forecasting. Based on two different climatic conditions, the Last Glacial Maximum (LGM) and Pre-industrial (PI), for the first time in the world, this paper explores the effects of B_v in the Community Earth System Model version 1.2.2 (CESM1.2.2). Because the LGM wind is weaker than that of PI, the B_v during LDM is weaker than that of PI. By including B_v to the coupled model, the simulation results show that sea surface cooling and subsurface surface warming occur in both background climate periods in mid-latitude regions, while the intensity of surface cooling during the LGM is weaker than that of PI. For seasonal variations, simulations show that surface cooling is coldest in summer in each hemisphere. The annual mean mixed layer depth in the two background periods is deepened in the middle latitude regions, and the deepening during LGM is weaker than that of PI. The simulation results show that the mixing layer deepening reaches the maximum in winter of each hemisphere. On the other hand, at high latitudes for LGM, sea surface temperature increased significantly, which is caused by the decrease of sea ice caused by the wave-induced mixing. Finally, by comparing the LGM simulations and the proxy data, it is found that the wave-induced mixing can improve the model simulation for data at 72% locations.

Key words: wave-induced mixing; LGM; PI; Community Earth System Model version 1.2.2

Received: June 29, 2022