

林鹏飞, 刘海龙, 章丽娜, 等. 2012. 东太平洋冷舌区海表面温度日变化特征的模拟研究 [J]. 大气科学, 36 (2): 259–270, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11046. Lin Pengfei, Liu Hailong, Zhang Lina, et al. 2012. The simulation study of the features of diurnal variation of sea surface temperature in the eastern Pacific cold tongue [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (2): 259–270.

东太平洋冷舌区海表面温度日变化特征的模拟研究

林鹏飞¹ 刘海龙¹ 章丽娜² 张学洪¹

¹ 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

² 中国气象局培训中心, 北京 100081

摘 要 本文通过分辨太阳辐射日变化, 利用中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG/IAP) 气候系统海洋环流模式 (LICOM), 模拟了东太平洋冷舌区海表面温度 (SST) 的日变化特征并研究了弱混合对其影响。采用理想的太阳辐射日变化强迫上层垂向分辨率为 10 m 的海洋模式 LICOM, 模拟出了 SST 日变化一些特征, 同时海洋的上层流场也产生明显日变化。模拟的 SST 日变化振幅水平分布与观测接近, 且受太阳辐射日变化振幅水平分布调制。在赤道中东太平洋区, 模拟的 SST 日变化振幅 (约为 0.3~0.4℃) 比观测偏小约 0.1~0.2℃。模拟的 SST 日变化峰值出现在 15~16 时 (当地时间标准时间), 落后于太阳辐射峰值 2~3 个小时, 接近观测。进一步减弱混合后, 模拟的日变化振幅增加约 0.1℃, 更接近观测。这说明在东太平洋冷舌区 SST 日变化主要受太阳辐射日变化和垂直混合影响。此外, 混合减小后, 在太阳辐射日变化调制下, 平均态 (如混合层、温度和流场) 也出现明显变化。在赤道东太平洋冷舌区北侧, 弱混合导致混合层变浅, 变浅使热量堆积进而使平均 SST 升高约 0.3℃; 在赤道东太平洋冷舌南侧, 经向平流加强导致平均 SST 降低约 0.2℃。

关键词 海表面温度 (SST) 日变化 模拟 混合 东太平洋冷舌

文章编号 1006-9895 (2012) 02-0259-12

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11046

The Simulation Study of the Features of Diurnal Variation of Sea Surface Temperature in the Eastern Pacific Cold Tongue

Lin Pengfei¹, Liu Hailong¹, Zhang Lina², and Zhang Xuehong¹

¹ State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

² China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081

Abstract The features of diurnal variation of sea surface temperature (SST) are simulated in the LASG/IAP Climate System Ocean Model (LICOM) by resolving the diurnal variation of solar radiation and the influence of weak mixing is investigated. Forced by the ideal diurnal variation of solar radiation, some features of diurnal variation of SST can be captured in LICOM with 10-m vertical resolution in the upper layers. The diurnal variation of solar radiation also results in diurnal variation of currents in the upper layers. The horizontal distribution of diurnal amplitude

收稿日期 2011-03-03, 2011-07-19 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2010CB950502, 国家自然科学基金资助项目 40906012, 优秀国家重点实验室研究项目 41023002, 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室自由探索, 中国科学院战略性先导资助项目 XDA05110302, 国家高技术研究发展计划 2010AA012303

作者简介 林鹏飞, 男, 1980 年出生, 博士, 助理研究员, 主要从事海洋模式发展和气候研究。E-mail: linpf@mail.iap.ac.cn

of simulated SST is consistent with that of observed SST and modulated by the diurnal amplitude of solar radiation. In the eastern Pacific cold tongue, the diurnal amplitude of simulated SST is about 0.3°C – 0.4°C and 0.1°C – 0.2°C , smaller than that of observations. The peak of daily SST variation appears during 1500–1600 LST and lags 2–3 hours than the peak time of daily solar radiation, which is close to observation. After reducing mixing, the diurnal amplitude of SST variation increases in the equatorial eastern Pacific cold tongue, closer to observation. This indicates that the features of diurnal variation in the equatorial eastern Pacific cold tongue are mainly controlled by the diurnal variation of solar radiation and vertical mixing. After reducing mixing, under the modulation of solar radiation, the mean states including the mixed layer depth, temperatures and currents are obviously changed. In the northern part of the eastern Pacific cold tongue, the reduced mixing causes heat accumulation in the upper layers and then leads to an increase in SST about 0.3°C . While in the southern part, the enhanced meridional advection leads to a decrease in SST about 0.2°C .

Key words diurnal variation of sea surface temperature (SST), simulation, mixing, eastern Pacific cold tongue

1 引言

海表面温度 (SST) 是海气相互作用的重要因子之一。在海气系统中, SST 变化可以通过改变海表气压引起海表风场的变化, 同时海表风场的变化通过改变热量输送和海表热通量从而影响 SST。因此, 理解 SST 的变化机制对理解海气耦合的过程, 改进耦合模式至关重要。

与季节变化类似, 日变化是 SST 最基本的变率。产生 SST 日变化最基本的因子是地球自转引起的太阳辐射日变化: 白天, 由于太阳辐射强, 海洋获得热通量 ($>500 \text{ W/m}^2$), 导致 SST 升高; 夜间, 太阳辐射为零, 海洋失去热量, SST 降低。除此之外, 云量和上层海洋的垂直混合亦可影响 SST 日变化 (Webster et al., 1996)。当晴空、风速低时, 由于白天太阳辐射强、风搅拌作用弱使得 SST 日变化振幅显著 ($>1.5^{\circ}\text{C}$); 但在风速较大时, 强混合导致混合层加深, 热量被迅速输送到更深层, SST 日变化较小。因此, 准确描述 SST 的日变化涉及到大气中的云和海洋上层的垂直混合等关键物理过程。

赤道东太平洋冷舌区域海温变化是衡量气候系统年际变化的重要指标, 广泛应用在研究中。但是, 无论是单独海洋模式 (Stockdale et al., 1993) 还是耦合模式 (Mechoso et al., 1995; Latif et al., 2001; Lin, 2007), 冷舌海温偏低并过分西伸的误差一直存在, 影响了模式在研究中的应用。Danabasoglu et al. (2006) 采用理想的太阳辐射日变化, 通过气候系统模式数值试验对比发现, 分辨 SST 日变化能够显著提高赤道东太平洋冷舌的平

均 SST, 减弱模式在这一区域的冷偏差。虽然 Danabasoglu et al. (2006) 对模式的结果有较为系统的解释, 但是如前所述, SST 日变化涉及大气和海洋中最不确定的一些物理过程: 云和垂直混合, 海气耦合模式的数值试验结果存在较大的模式依赖性, 有必要采用单独海洋模式进行进一步的试验。

作为理解 SST 日变化、改进模式的基础工作, 本文的目的是评估在理想的太阳短波辐射日变化强迫下, 单独海洋模式模拟 SST 日变化能力, 以及海表垂直混合对 SST 日变化模拟的影响。前人对于 SST 日变化的机制研究多利用一维的混合层模式 (Anderson et al., 1996; Shinoda and Hendon, 1998; 刘秦玉等, 2002; Bernie et al., 2005), 本文则使用了一个三维的海洋环流模式, 模式包含了平流过程对混合层和 SST 的影响。这为进一步理解耦合模式中 SST 日变化的作用打下了基础。与 Danabasoglu et al. (2006) 采用的耦合模式相比, 本文采用的单独海洋模式, 不涉及大气中最不确定的云—辐射物理过程, 而且, 海洋环流模式采用的垂直混合过程也有别于 Danabasoglu et al. (2006) 耦合模式的海洋分量模式。

本文分为四部分, 第一部分为引言。第二部分介绍模式、试验设计和采用的数据。第三部分为结果分析, 主要分析模式模拟的 SST 日变化特征及它对平均态影响。第四部分为结论。

2 模式、试验和数据

研究采用中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG/IAP) 气候系统海洋模式 LICOM (Jin et al. 1999;

张学洪等, 2003; 刘海龙等, 2004; Liu et al., 2004), 其水平分辨率为均匀 1° 。垂直方向共分 30 层, 上 15 层每 10 m 为一层, 其余 15 层的层数不均匀, 垂直分层详见 Wu et al. (2005)。强迫模式使用的风应力、热通量和耦合系数都来自从 ERA-15 (Gibson et al., 1997) 导出的 MPI-OMIP 资料 (Röske, 2001)。海表面温度和海表面盐度 (SSS) 分别恢复到 WOA98 (World Ocean Atlas 98, [http://www.nodc.noaa.gov/\[2011-03-03\]](http://www.nodc.noaa.gov/[2011-03-03])) 的 SST 和 SSS。模式的垂直混合使用了依赖于 Richardson 数的方案 (Pacanowski and Philander, 1981), 背景扩散取为 $1 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, 背景黏性取为 $2 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ 。水平混合使用了 GM90 方案 (Gent and McWilliams, 1990)。水平粘性方案采用 Laplace 形式, 水平粘性系数取为 $20000 \text{ m}^2/\text{s}$ 。

为了在 OGCM 中分辨 SST 日变化, 采用 Danabasoglu et al. (2006) 的做法, 在 LICOM 中加入了理想的太阳辐射日变化, 即把每天用于强迫模式的太阳辐射采用如下简单函数分配到逐小时, 体现太阳辐射日变化的作用。具体做法是,

$$Q_s(t_D) = f(t_D) \overline{Q_s}, \quad (1)$$

$$f(t_D) = \begin{cases} 0, & 0 \leq t_D < 0.25 \text{ 或} \\ & 0.75 < t_D \leq 1.0 \\ 4\cos^2[(2t_D - 1)\pi], & 0.25 \leq t_D \leq 0.75 \end{cases} \quad (2)$$

其中, $\overline{Q_s}$ 为平均每天的净太阳辐射, t_D 为每天所处的当地标准时间 (LST) 的位置 (例如, 当地的中午表示 $t_D = 0.5$), 太阳辐射在当地中午最大, 为 4 倍的平均每天净辐射。此公式把每天平均的太阳辐射值利用当地太阳时间重新分布为具有随当地标准时间变化的太阳辐射。虽然再分布的太阳辐射不具有随地球自转的水平分布变化, 但能够合理模拟太阳辐射随时间的演变, 故此公式适用于全球大部分海区。根据 Danabasoglu et al. (2006) 的研究, 这种方法可以体现出理想太阳辐射日变化的影响, 与海气通量每 1 小时或 3 小时交换 1 次产生的效果基本一致, 优点是节省频繁交换通量所花的时间。

为了研究分辨太阳辐射日变化对 SST 日变化影响及弱混合对它的影响, 进行了如下的 3 个试验。首先, 以 WOA98 的温度、盐度和零流速为初值, 利用气候态月平均强迫, 插值到每天驱动 LICOM, 积分 20 年, 取最后 1 年作为平均态分析,

称此试验为 Nodiurnal。第 2 个试验, 在 Nodiurnal 的基础上, 使 LICOM 体现出太阳辐射日变化的作用。从 Nodiurnal 的第 10 年 12 月开始积分, 积分 10 年, 取最后 1 年作为平均态分析。称此试验为 Diurnal。第 3 个试验, 减小表层混合试验, 把模式第 1 层的垂直扩散乘以标准化的 $|\tau|/Q^{1/2}$ (其中, τ 为风应力, Q 为净热通量, 标准化: 当 $Q > 0$ 时, 每个空间点的值除于所有空间点的最大值, 当 $Q < 0$ 时, 标准化的 $|\tau|/Q^{1/2}$ 等于 1), 体现白天太阳强辐射引起很薄暖表层和弱混合的影响 (Price et al., 1986; Fairall et al., 1996), 称此试验为 DiurnalMix。由于本文采用 LICOM 最上层为 10 m, 不足于真正模拟弱混合影响下的 SST 日变化 (SST 日变化主要发生在海表以下不到 10 m 的厚度中), 通过减小模式第 1 层的扩散系数, 即乘于标准化后的 $|\tau|/Q^{1/2}$ 来刻画捕获深度和体现弱混合的作用。

图 1a 给出了强迫模式的太阳 (短波) 辐射水平分布。在赤道辐合带区, 由于存在深厚的对流云, 到达海表的太阳辐射小 ($< 180 \text{ W/m}^2$)。在赤道中东太平洋, 云少, 到达海表的太阳辐射强 ($> 230 \text{ W/m}^2$)。此外, 在 $10^\circ\text{N} \sim 20^\circ\text{N}$ 之间的东太平洋沿岸, 短波辐射也较大。而在秘鲁沿岸, 观测中存在大量低云, 短波辐射小, 但由于再分析资料采用模式不能正确模拟大气低云量, 导致到达海表的短波辐射偏大。在赤道中东太平洋, 根据公式 (2) 计算的日变化振幅也大, 如图 1b 所示, 最大日变化振幅超过 900 W/m^2 。在短波辐射日变化调制下, 海洋获得的净热通量也出现了明显日变化。

图 2a 给出风应力大小, 从中可以看出, 风应力 ($> 0.06 \text{ Pa}$) 较大分别位于赤道以南东太平洋以及 130°W 以西的赤道中太平洋。而在 110°W 以东的赤道冷舌区, 风应力较小 ($< 0.04 \text{ Pa}$)。最小风应力 ($< 0.02 \text{ Pa}$) 出现在 $10^\circ\text{N} \sim 20^\circ\text{N}$ 间的东太平洋沿岸。风应力小, 说明了风的搅拌能力弱, 混合也弱。从净热通量的分布可知 (图 2b), 在赤道辐合带和赤道以南, 110°W 以西的太平洋地区, 海洋获得的净热通量小。而在赤道冷舌区, 海洋获得超 100 W/m^2 的净热通量, 正的浮力通量使海洋层结更加稳定, 混合减弱。因此, 在赤道太平洋冷舌区, 热力和动力的强迫作用均会使得混合较弱。图 2c 给出了标准化的 $|\tau|/Q^{1/2}$ 的水平分布。这个数在海洋获得热通量地区小, 在海洋释放热净通量地区

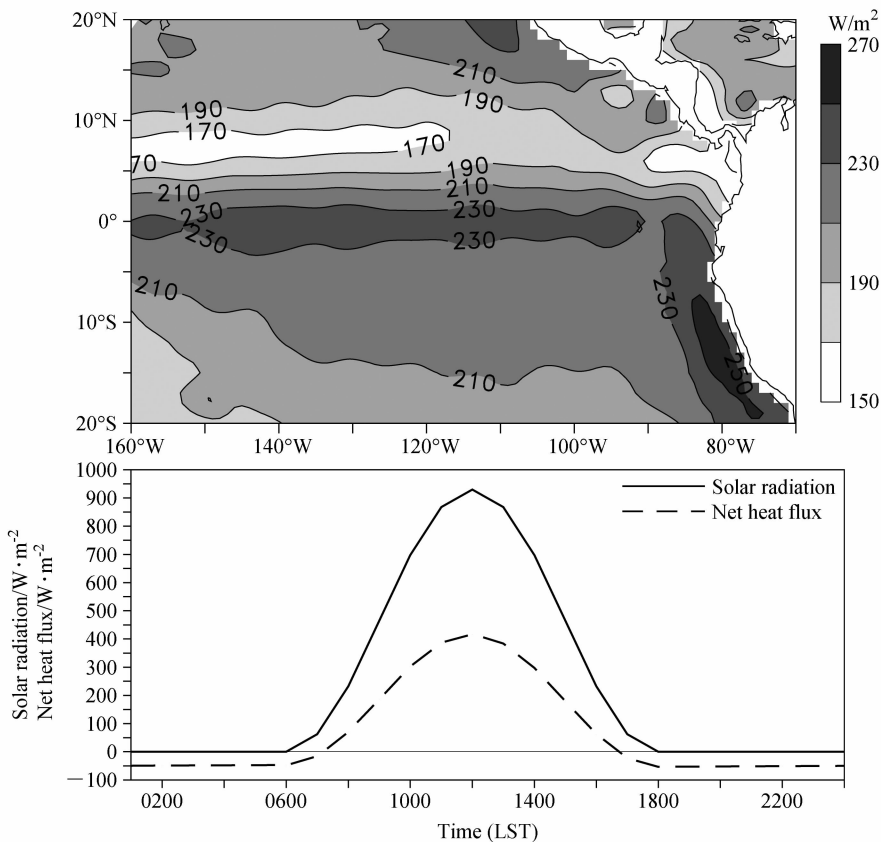


图 1 (a) 强迫模式的太阳辐射 (单位: W/m^2); (b) 赤道东太平洋冷舌区 [取 ($2^\circ\text{S}\sim 2^\circ\text{N}$, $120^\circ\text{W}\sim 110^\circ\text{W}$) 平均] 太阳辐射的日变化及净热通量的日变化

Fig. 1 (a) The solar radiation (W/m^2) used for the simulation forcing; (b) the diurnal variation of solar radiation and net heat flux averaged over the equatorial eastern Pacific cold tongue ($2^\circ\text{S}\sim 2^\circ\text{N}$, $120^\circ\text{W}\sim 110^\circ\text{W}$)

为 1。在 $10^\circ\text{N}\sim 20^\circ\text{N}$ 间的东太平洋以及赤道冷舌区 (110°W 以东), 此系数小, 介于 $1\times 10^{-3}\sim 5\times 10^{-3}$ 之间 (在东太平洋, 小系数可能会放大了垂直混合的影响)。而且, 系数分布主要与净热通量一致, 故这个系数主要由热通量分布决定。在 110°W 以西的赤道太平洋, 海洋获得热通量逐渐减小, 同时风应力逐渐变大, 到 140°W 约为 0.06 Pa , 此系数受风应力的影响逐渐体现出来。

本文采用的风场为气候态平均风场, 风场没有日变化, 故 SST 的日变化振幅可能受限。另一方面, 模拟时采用恢复性边界条件, 这可能也会限制 SST 的变化。据此, 在具有其他海表边界强迫下或者在具有海气相互作用的耦合系统中 SST 变化可能会更加明显。本文仅进行分辨太阳辐射日变化的单因子理想试验, 这个试验有助于了解太阳辐射日变化对 SST 日变化的作用, 其他因子 (如风的变化) 在以后研究中考虑。

为了验证模式模拟的 SST 日变化特征, 本文先采用来自 NODC (National Oceanographic Data Center) 收集的 Pathfinder Version 5 卫星观测的气候态 SST 资料, 此资料为一天 2 个时次 (白天和夜间), 可大致刻画 SST 日变化振幅。同时, 本文还利用来自 NOAA/PMEL (National Oceanic and Atmospheric Administration/Pacific Marine Environmental Laboratory) 收集的 TAO/TRITON (Tropical Atmosphere Ocean/Triangle Trans-Ocean Buoy Network) 位于 (0°N , 110°W) 处的逐小时观测资料 (选取时间段从 1985 年 9 月 30 日到 1996 年 9 月 29 日) 对比冷舌区温度的日变化特征。

3 结果

3.1 模拟的日变化特征

图 3a 为卫星资料的 SST 日变化振幅 (白天一夜间, 根据当地标准时区分白天和黑夜)。在 10°N

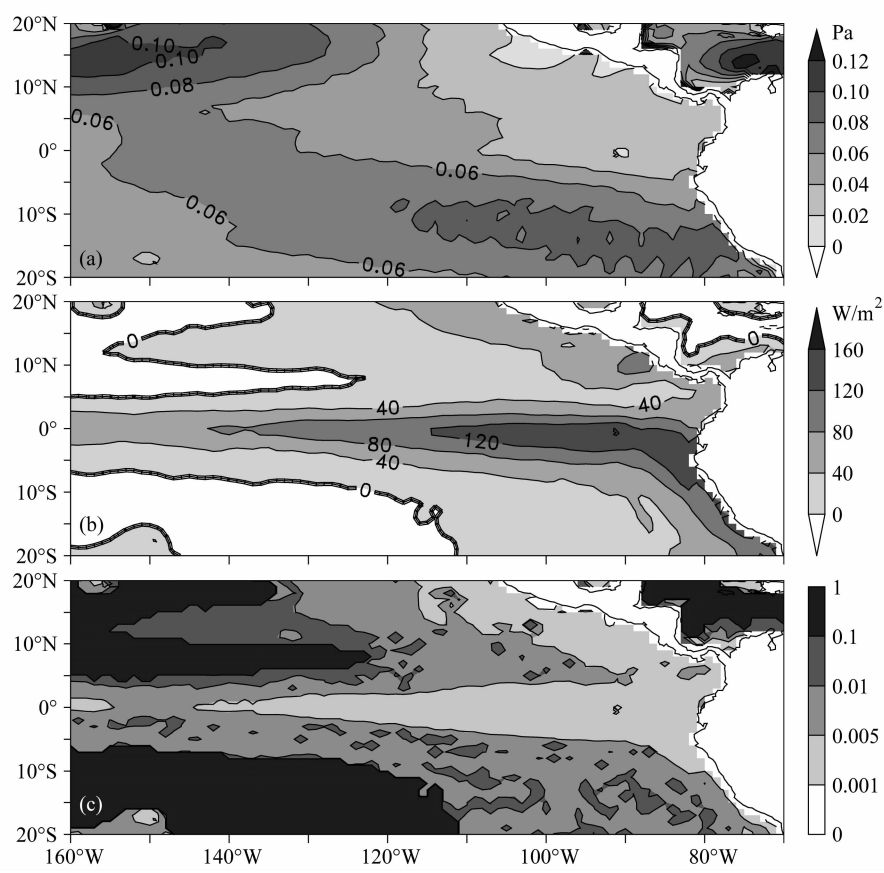


图 2 模式采用的 (a) 气候态风应力 (单位: Pa)、(b) 净热通量 (单位: W/m^2) 以及 (c) 风应力大小除以净热通量绝对值的平方根的标准化

Fig. 2 (a) The annual mean magnitude of wind stress (Pa) and (b) net heat flux (W/m^2) used in the model, and (c) the standardization of wind stress magnitude divided by square root of absolute value of net heat flux

以北的东太平洋沿岸以及赤道太平洋冷舌区, 年平均 SST 的日变化振幅大, 对比风的大小 (图 2a) 和太阳辐射大小 (图 1a) 可知, SST 日变化振幅大的区域, 风速小, 太阳辐射较强。在赤道中东太平洋区, SST 日变化振幅约为 $0.3\sim0.4^{\circ}\text{C}$, 由风速较小和强太阳辐射共同决定。在秘鲁沿岸, SST 日变化振幅小。由于此卫星资料仅提供了一天 2 个时次 (白天和夜间) 的 SST, 故 SST 日变化振幅 (如比 1 天多时次卫星资料) 可能会比真实的振幅偏小。

从模拟的 SST 日变化振幅可知 (图 3b), 在太阳辐射日变化的调制下, Diurnal 试验中的 SST 日变化振幅最大值在 $0.3\sim0.4^{\circ}\text{C}$ 之间, 位于赤道中东太平洋、秘鲁沿岸和 10°N 以北的东太平洋沿岸。对比观测 (图 2b) 可知, 在赤道中东太平洋, 模拟的 SST 日变化振幅大小接近观测, 但偏小。而 10°N 以北的东太平洋沿岸, 模拟的 SST 日变化振幅明显偏小。在秘鲁沿岸, 模拟的 SST 日变化振

幅比观测偏大, 与太阳辐射偏强有关。对比太阳辐射日变化振幅的水平分布可知, 模拟的 SST 日变化振幅的分布基本与太阳辐射分布一致, 两者空间相关系数达 0.9, 在 SST 日变化振幅超过 0.3°C 的地区, 太阳辐射超过 $220\text{ W}/\text{m}^2$ 。因此, Diurnal 中模拟的 SST 日变化振幅主要由强迫模式的太阳辐射日变化振幅决定。在 Danabasoglu et al. (2006) 中, 模拟的 SST 日变化振幅仅约为 0.2°C , 比上述 $0.3\sim0.4^{\circ}\text{C}$ 小, 这可能与两个模式的采用垂直混合方案或者与模式是否包含海气相互作用等有关。

考虑弱混合的影响 (在 DiurnalMix 试验中, 图 3c), SST 日变化振幅的分布大致与 Diurnal 一致, 但在赤道中东太平洋, SST 的日变化振幅最大值超过 Diurnal, 约增加 0.1°C , 相对于 Diurnal, 振幅增加了 20%, 更接近卫星资料。在 Diurnal 和 DiurnalMix 中采用太阳辐射日变化相同, 但由于表层

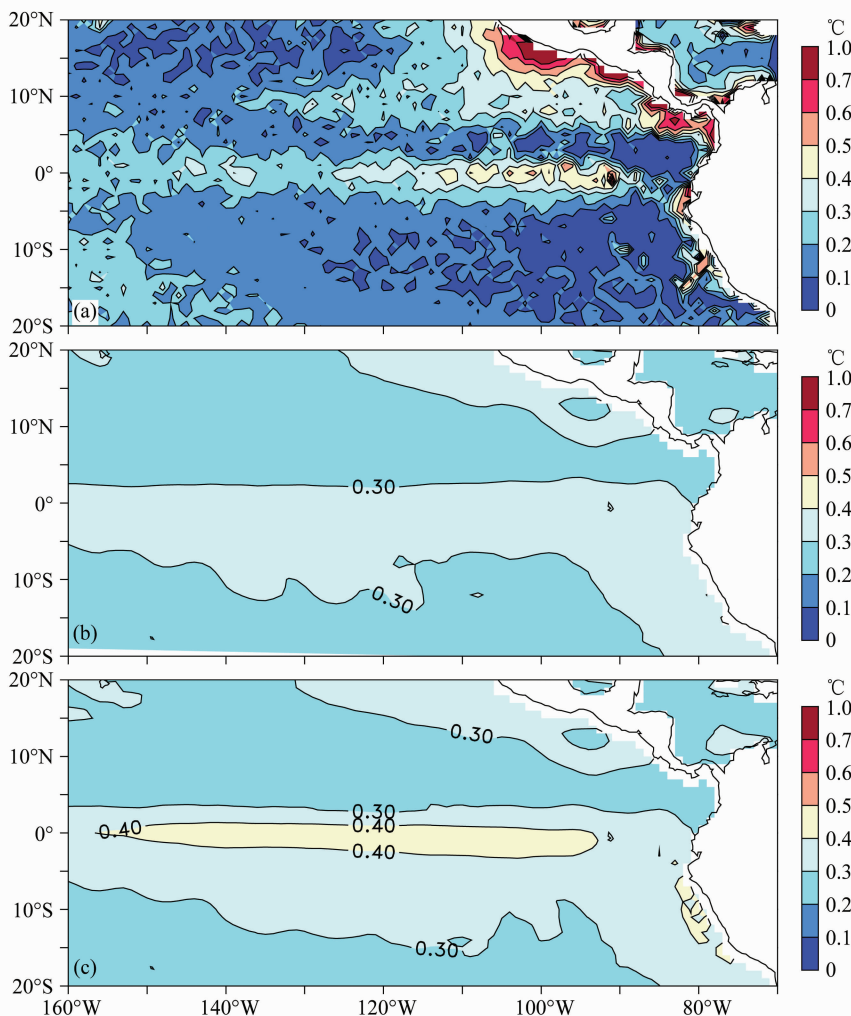


图3 (a) NODC 卫星 Pathfinder Version 5 气候态 SST 的日变化振幅 (白天—黑夜) (单位: $^{\circ}\text{C}$); (b) Diurnal 模拟的 SST 日变化振幅 (峰值—谷值); (c) DiurnalMix 模拟的 SST 日变化振幅

Fig. 3 (a) The climatological amplitude of diurnal variation of SST (day minus night) from NODC Pathfinder Version 5 satellite data; (b) the amplitude of diurnal variation of SST for Diurnal expt (peak minus trough); (c) the same as (b) but for DiurnalMix expt

垂直混合不同, SST 日变化的振幅也有差别, 特别在赤道中东太平洋地区。因此, SST 日变化振幅大小不仅受太阳辐射日变化影响, 且受垂直混合的影响。

在赤道中太平洋冷舌区, SST 日变化振幅较大, 与强太阳辐射有关。同时, 由于太阳辐射日变化, 海洋吸收的热通量也存在明显日变化。位于 (0°N , 110°W), TAO 资料中的 SST 日变化振幅约为 0.5°C (图 4a), 与卫星资料接近。在 12 时 (当地时间标准时间, 下同), 太阳辐射最强, 海洋获得净热通量也最强 (图 1b)。SST 日最大值落后于太阳辐射达最大时间, 其峰值出现在 15~16 时 (图 4a)。SST 日最小值出现在 08 时, 此时海洋已开始获得

热通量 (图 1b), 此后, SST 逐渐升高。不仅 SST 具有日变化, 表层以下的海温也存在日变化 (图 4a)。上面 15 m, 温度日变化比较明显, 15 m 以下不明显。在 Diurnal 中, 表层 SST 日变化振幅比 TAO 资料小。上面两层 (5~15 m), 模拟的温度日变化与 TAO 资料类似, 比较明显。15 m 以下, 温度的日变化很小。在观测和试验中, 混合层深度也存在明显日变化, 最大时的混合层与最小值之差超过 10 m。由于太阳辐射存在日变化, 从 06 时开始, 太阳辐射逐渐加强 (图 1b), 海洋上面几层开始加热, 垂直层结逐渐加强, 混合层变浅, 在太阳辐射达最强 (12 时) 之后的 2~3 个小时 (图 1b), 垂直层结最稳定, 混合层最浅, 此后太阳辐射逐渐

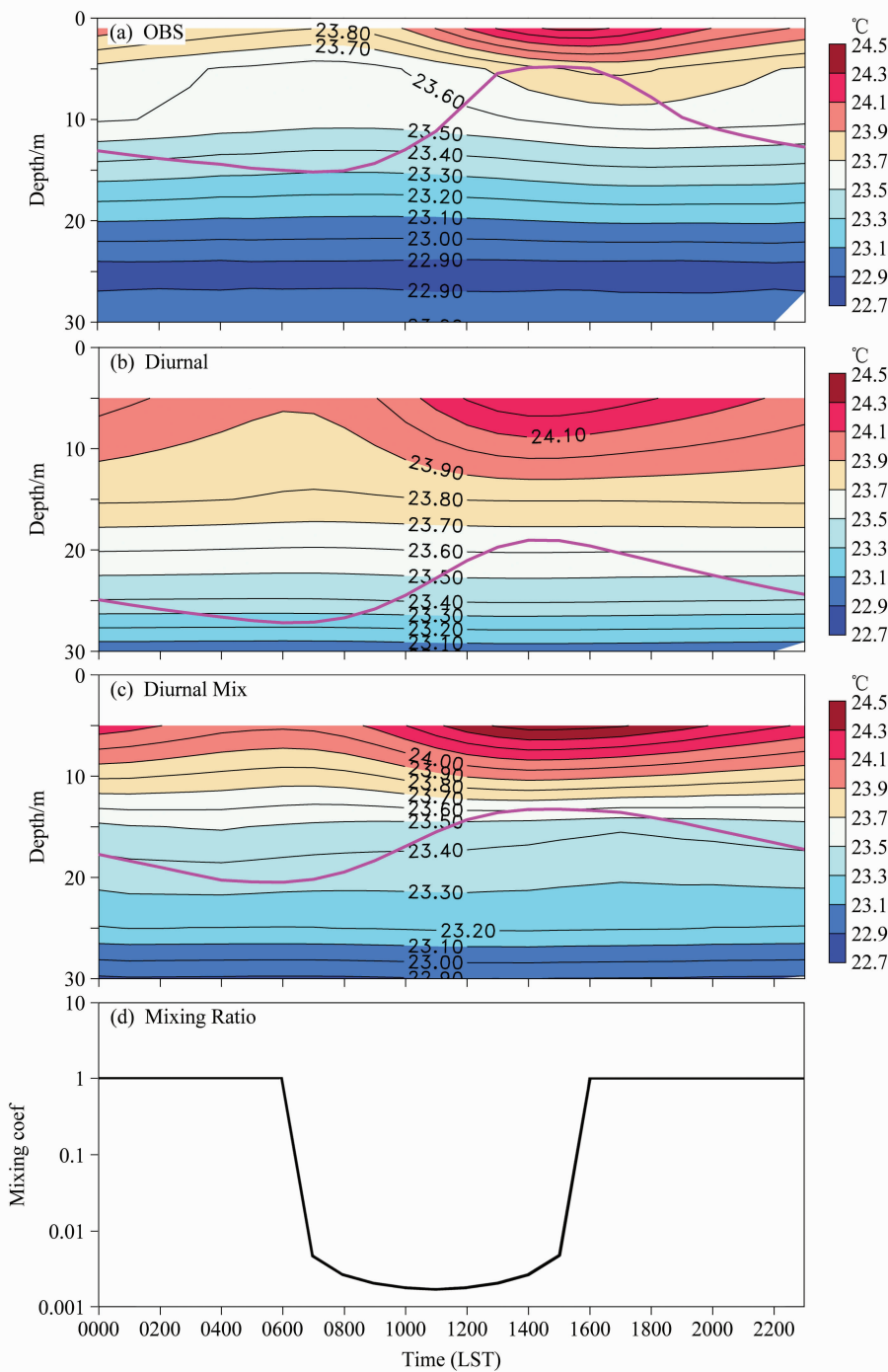


图4 赤道东太平洋冷舌区不同深度上气候态温度的日变化：(a) 位于(0°N, 110°W)的观测资料(来自TAO/TRITON, NOAA/PMEM)；(b) Diurnal 和 (c) DiurnalMix [取(2°S~2°N, 120°W~110°W)平均]。(d) 减小混合系数后第1层混合系数数量值变化。紫红色线为混合层深度(定义为与SST之差为0.5°C所在深度)

Fig. 4 The climatological diurnal variation of depth - temperature in the equatorial eastern Pacific cold tongue from (a) TAO/TRITON, NOAA/PMEL observational data located at (0°N, 110°W), (b) Diurnal and (c) DiurnalMix expts [averaged over (2°S - 2°N, 120°W - 110°W)]. (d) The change of mixing coefficient magnitude in the first layer after reducing the mixing coefficient. The purple line is for mixed layer depth (defined by the depth at which the difference between SST and temperature is about 0.5°C)

减弱(图1b),混合层加深。在试验Diurnal中,混合层比观测整体偏深10m左右,在15~16时,偏

深超过15m,这可能与模式垂直分辨率较粗和垂直混合过程有关。考虑弱混合后(DiurnalMix),与

Diurnal 相同的是,上面两层,温度的日变化较明显,温度最高值和最低值出现的时间不变(位相不变)。不同的是,在 DiurnalMix 中, SST 均比 Diurnal 暖,至少约暖 0.1°C (图 4c),在 15~16 时,差别可达 0.2°C 。但 10 m 以下则比 Diurnal 冷,这是由于白天表层聚积了更多的热量,混合减小,向下传递热量少,加热 SST,表层加热持续到夜间,同时深层获得热量少,温度降低,因此垂向的温度层结更加稳定,混合层整体抬升约 5 m。表层和深层的这些变化更接近 TAO 资料。在 DiurnalMix 中,混合层也存在明显日变化(图 4c)。从 06 时开始,太阳辐射逐渐增加(图 1b),表层混合逐渐减弱(图 4d),更多热量留在上面几层,中午 11~12 时,混合最小(与 Diurnal 比,减小了约 3 个量级,图 4d),到 16 时,混合恢复到 Diurnal 中的量值(图 4d)。与 Diurnal 的混合层略微不同的是,DiurnalMix 混合层在达到最浅后可以持续更长时间,

因为 06~16 时之间的混合小,海洋上层保留热量多,垂直层结比 Diurnal 稳定。

由于试验中采用相同的风场,且风场不存在日变化, SST 日变化由太阳辐射日变化产生。太阳辐射日变化不仅使温度场产生日变化,且使流场产生日变化。10 m 以上,14 时前,异常纬向流向东,14 时之后,异常纬向流向西(图 5a)。10 m 以下,以 14 时为界的流也是相反的,但与 10 m 以上的流正好相反。10 m 以下,14 时之后的向东纬向流异常似乎来自 14 时之前 10 m 以上异常纬向流传播而来。异常垂向流也是在 14 时之前和之后相反(图 5c),14 时之前异常下沉的,14 时之后是异常上翻的。

在 DiurnalMix 中,纬向流的量值略有减小(图 5b),但上翻略有增加(图 5d)。14 时之前 10 m 以上的异常向东的纬向流和下沉有利于 SST 升高,14 时之后异常向西的纬向流和上翻不利于使 SST

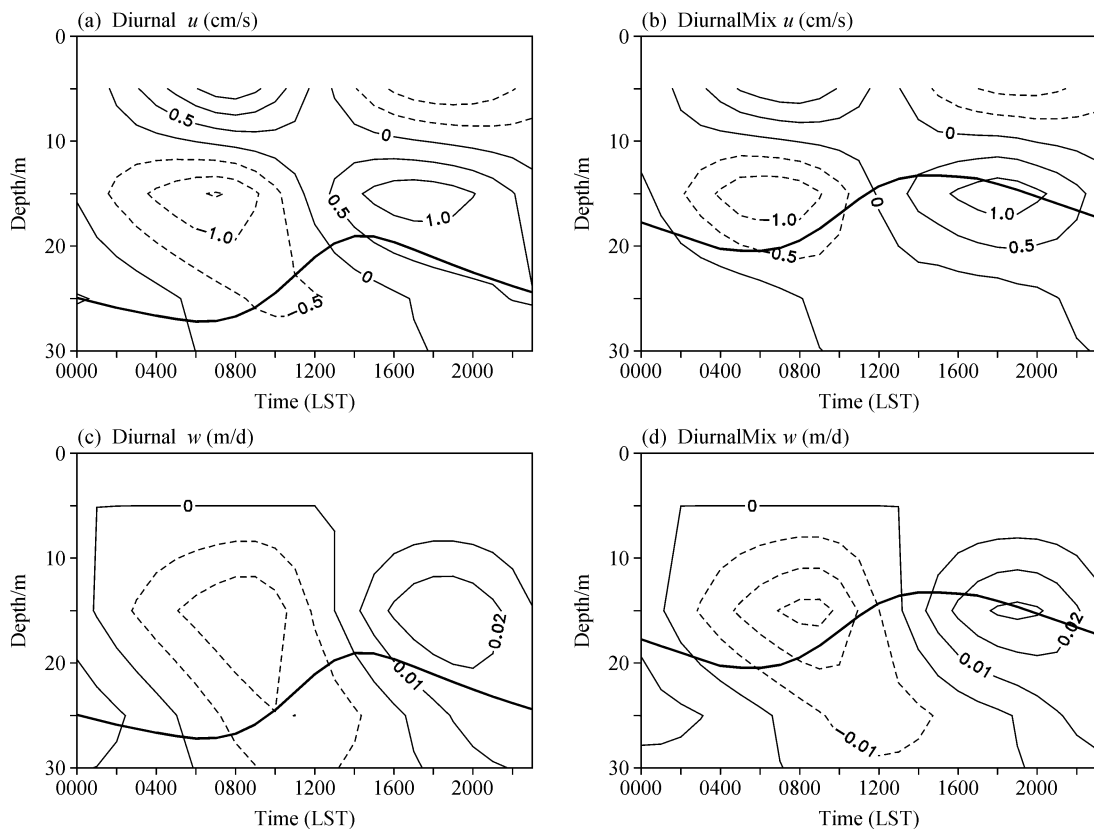


图 5 赤道东太平洋 [$2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{W}\sim 110^{\circ}\text{W}$] 平均) 纬向流 (a、b) 和垂向流 (c、d) 随深度的日变化: (a、c) Diurnal; (b、d) DiurnalMix。流场均扣除天平均; 黑粗线为混合层深度

Fig. 5 The diurnal variation of (a, b) zonal currents (cm/s) and (c, d) vertical currents (m/d) in the equatorial eastern Pacific cold tongue [averaged over ($2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{W}\sim 110^{\circ}\text{W}$)]: (a, c) Diurnal expt; (b, d) DiurnalMix expt. The daily mean is deducted in the current field; the dark thick line is for mixed layer depth

升高。流场的日变化是由于混合层日变化引起的, 从 06 时开始, 由于太阳辐射逐渐加强, 表层受热变暖, 混合层逐渐变浅, 来自风应力的表层动量通量集中到较薄的层, 混合层变浅明显时 (12 时左右), 表层流顺风加速, 因此 12 时以后纬向流加强 (注意赤道上的流为向西的流)。16 时开始, 太阳辐射弱, 海洋表层加热相对弱, 混合层逐渐变深, 动量通量分布到更深的层。02 时以后, 表层流开始减弱 (Danabasoglu et al., 2006; Bernie et al., 2007)。表层流加强 (减弱) 上翻也加强 (减弱)。流场的日变化也存在观测证据 (Price et al., 1986; Wijffels et al., 1994)。

3.2 太阳辐射日变化对平均 SST 和混合层深度的影响

在太阳辐射日变化调制下, 与没有太阳辐射日变化相比, 平均 SST 在赤道上是降低的, 赤道外两侧升高, 但变化幅度均很小 ($<0.1^{\circ}\text{C}$) (图 6a)。平均混合层深度 (MLD) 主要是变浅的, 量值也较小 ($<5\text{m}$) (图 6c)。考虑弱混合的影响后, 即在 DiurnalMix 中, SST 变化最明显也位于赤道东太平洋,

在 2°S 以北 SST 升高约 0.35°C , 而 2°S 以南 SST 降低约 0.2°C (图 6b)。同时 MLD 也变浅, 特别在中东太平洋 ($140^{\circ}\text{W}\sim 110^{\circ}\text{W}$) 变浅, 超过 10m (图 6d)。表层混合减小后, 表层 SST 升高, 模式垂向第 1~2 层间的层结更加稳定, 混合层变浅 (图 6d)。

除了温度变化外, 流场也有明显变化。图 7 给出了模拟的太平洋表层纬向和经向流相对于 Nodiurnal 的变化。除了在 5°N 附近, 130°W 以东外, 异常纬向流为向西, 在赤道稍微偏北和 5°S 附近, 异常纬向流较大。表层经向流的在赤道附近异常辐散, 在东太平洋较弱, 中太平洋强。减小表层混合后, 西向纬向流进一步加强, 最大的纬向流变化位于赤道 110°W 附近。同时经向流的变化最大也位于赤道 110°W 附近, 其他位置的经向流略有加强, 但不明显。

为了分析上述两个 SST 变化最明显区域, 找出两个区域 SST 变化的原因, 选取 A 区 ($1^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$) 和 B 区 ($6^{\circ}\text{S}\sim 3^{\circ}\text{S}$, $110^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$), 通过如下公式计算影响 SST 变化的各项热量收支。

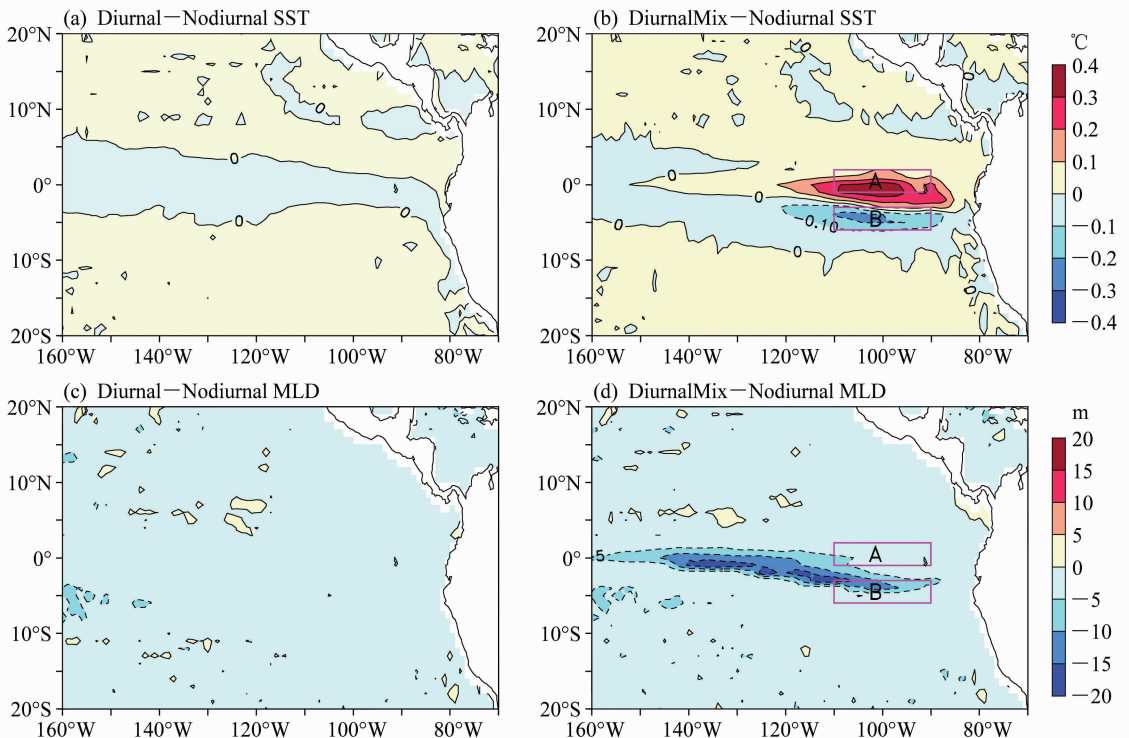


图 6 (a, b) 平均 SST (单位: $^{\circ}\text{C}$, 等值线间隔 0.1°C) 和 (c, d) 平均混合层深度 (单位: m, 等值线间隔 5m) 的差值分布: (a, c) Diurnal - Nodiurnal; (b, d) DiurnalMix - Nodiurnal. A: 区域 ($1^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$); B: 区域 ($6^{\circ}\text{S}\sim 3^{\circ}\text{S}$, $110^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$)

Fig. 6 The differences of annual mean (a, b) SST (contour interval is 0.1°C), (c, d) mixed layer depth (contour interval is 5m): (a, c) Diurnal - Nodiurnal; (b, d) DiurnalMix - Nodiurnal. A: ($1^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$); B: ($6^{\circ}\text{S}\sim 3^{\circ}\text{S}$, $110^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$)

$$\frac{\partial \overline{T}^z}{\partial t} = \frac{Q_{\text{net}}}{\rho_0 C_p H} + \frac{-Q_{\text{pen}}}{\rho_0 C_p H} + (-u \frac{\partial \overline{T}^z}{\partial x}) + (-v \frac{\partial \overline{T}^z}{\partial y}) + (-w \frac{\partial \overline{T}^z}{\partial z}) + \text{res},$$

(1)

(2)

(3)

(4)

(5)

(6)

(7)

其中, 符号 $\overline{(\quad)}^z = \frac{1}{H} \int_{-H}^0 (\quad) dz$, H 为混合层深度, T 为海温, t 为时间, u 为纬向流速, v 为经向流速, w 为垂直速度, Q_{net} 为净表面热通量, Q_{pen} 为 H 处所透过的短波辐射. ρ_0 为海水的密度, 且 $\rho_0 = 1029 \text{ kg/m}^3$; c_p 为比容, 且 $c_p = 3996 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$. 根据上述公式, 计算了区域 A 和 B 各试验的 (2)~

(6) 项热量收支项 (依次为净热通量、短波穿透、纬向平流、经项平流和垂直平流项), (7) 为残差项, 结果如表 1 所示.

通过考虑弱混合作用 (试验 DiurnalMix) 后, 白天太阳辐射强, 表层垂直扩散小, 混合层变浅, 表层的热量更易于在海表面堆积, 使 SST 升高. 在赤道冷舌区, 更多热量加热海表使 SST 明显升

表 1 区域 A、B 混合层内温度变化的热收支各项 (单位: $^{\circ}\text{C}/\text{月}$) 及其对应的混合层深度 (单位: m)

Table 1 The heat budget terms ($^{\circ}\text{C}/\text{month}$) of temperature in the mixed layer for regions A ($1^{\circ}\text{S} - 2^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{W}$) and B ($6^{\circ}\text{S} - 3^{\circ}\text{S}$, $110^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{W}$) and their corresponding mixed layer depths (m)

	区域 A ($1^{\circ}\text{S} \sim 2^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{W} \sim 90^{\circ}\text{W}$)			区域 B ($6^{\circ}\text{S} \sim 3^{\circ}\text{S}$, $110^{\circ}\text{W} \sim 90^{\circ}\text{W}$)		
	NoDiurnal	Diurnal	DiurnalMix	NoDiurnal	Diurnal	DiurnalMix
纬向平流	0.65	0.69	0.80	-0.15	-0.14	-0.14
经向平流	-0.50	-0.63	-0.83	-0.97	-1.01	-1.26
垂直平流	-1.13	-1.18	-0.66	0.09	0.03	0.03
净热通量	5.02	5.14	5.96	1.81	1.87	2.15
穿过混合层的太阳辐射	-2.05	-2.13	-2.71	-0.47	-0.50	-0.69
混合层深度	15.37	15.00	12.93	31.63	30.62	26.65

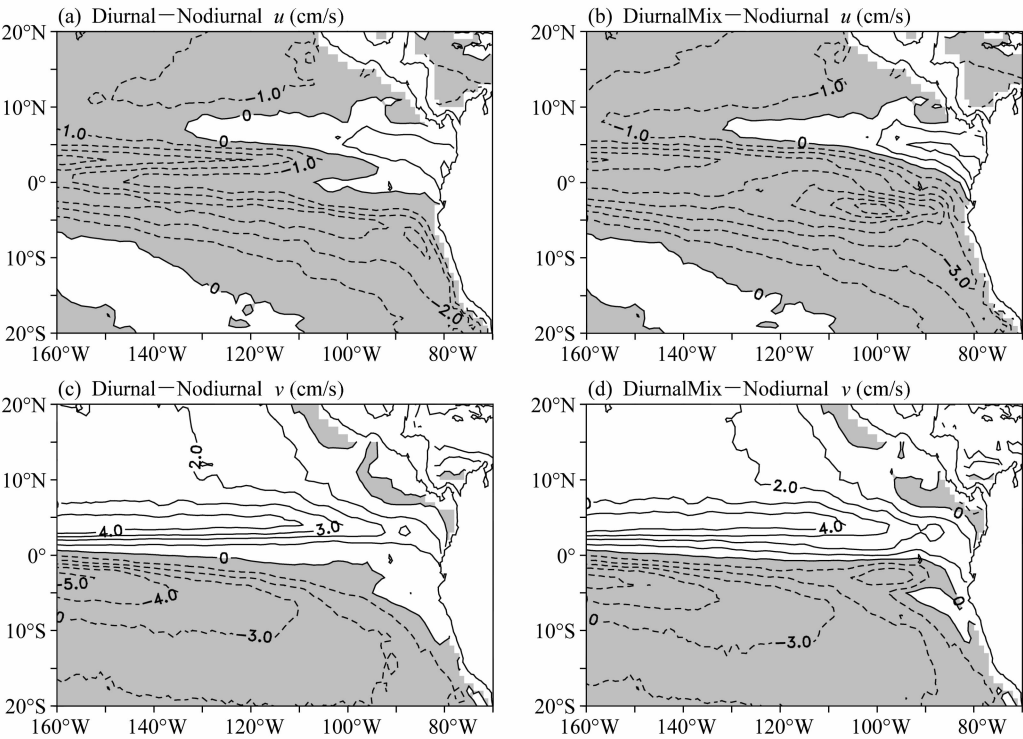


图 7 表层 (a、b) 纬向和 (c、d) 经向流场的差值分布 (等值线间隔 1 cm/s): (a、c) Diurnal-Nodiurnal; (b、d) DiurnalMix-Nodiurnal
Fig. 7 The differences of annual mean surface (a, b) zonal and (c, d) meridional currents (contour interval is 1 cm/s): (a, c) Diurnal-Nodiurnal; (b, d) DiurnalMix-Nodiurnal

高。从表 1 可知, 赤道以北的 A 区域主要热量平衡(在 NoDiurnal 中)为净热通量, 穿过混合层的太阳辐射, 垂向、纬向和经向平流构成, 除了净热通量和纬向平流外, 其他项均使 SST 降低的。加入日变化影响后(Diurnal), 经向平流变存在明显加强, 可使 SST 降温, 但净热通量加热抵消了这种降温, SST 变化小。混合减小后(DiurnalMix), 最大变化在于混合层变浅后净热通量的增加, 同时垂直平流减弱, 两者使得 SST 升高, 纬向平流对 SST 升高也有较小贡献。在赤道以南的 B 区, 控制混合层内温度的变化(Nodiurnal)主要由净热通量、穿过混合层的太阳辐射以及经向平流决定, 垂向和纬向平流作用稍弱。减小混合(对比 DiurnalMix 和 Diurnal)后, 混合层也变浅, 净热通量增加, 留在混合层太阳辐射量少(穿过多), 抵消了净热通量加热, 经向平流加强, 对 SST 降低起支配作用。

虽然海洋模式采用恢复性边界条件(实际上提供了负反馈机制), SST 的变化被抑制, 但在赤道冷舌地区, SST 的变化仍敏感于表层混合过程的变化。

归纳起来, 混合减小后, 在赤道以北, 混合层变浅导致的净热通量增加对 SST 升温起支配作用, 垂直平流减弱对 SST 升温也有作用。在赤道以南, 混合层也变浅, 更多的净热通量用于加热 SST, 但因动量通量引起的水平平流(特别是经向平流)的加强, SST 降低。

4 结论

本文在 LICOM 中加入理想的太阳辐射日变化, 并减小表面混合, 进行 3 个试验, 研究了太阳辐射日变化对 SST 日变化的影响及平均态的影响, 主要结论如下:

(1) 加入理想的太阳辐射日变化后, 单独海洋模式 LICOM 能够模拟出 SST 和混合层的日变化一些特征。在赤道中东太平洋, 模拟的 SST 日变化振幅约为 $0.3 \sim 0.4^{\circ}\text{C}$, 比观测偏小约 0.1°C 。但在 10°N 以北东太平洋沿岸, 模拟的 SST 日变化振幅较小, 而观测 SST 日变化振幅较大。模拟的 SST 日变化振幅的分布主要受太阳辐射日变化振幅分布影响。而且, SST 达峰值的时间出现在当地标准时间 15~16 时, 与观测接近, 落后于太阳辐射峰值 2~3 个小时。太阳辐射日变化使混合层出

现日变化, 白天混合层逐渐变浅, 到 12 时后流顺风逐渐加速, 下午混合层变深, 到凌晨 02 时流逐渐减弱, 故流场出现明显的日变化。

(2) 减小混合后, SST 日变化的振幅略有增加, 最明显位于赤道东太平洋, 超过 0.1°C 。此外, 赤道东太平洋区的 SST 升高, 最大差别位于 SST 达峰值时间, 约为 0.2°C 。

(3) 在太阳辐射日变化调制下, 弱混合使赤道中东太平洋混合层变浅, 赤道太平洋冷舌区北侧的平均 SST 升高, 而使赤道太平洋冷舌南侧平均 SST 降低。减小混合后, 在赤道以北, 混合层变浅导致的净热通量增加对 SST 升温起支配作用, 垂直平流减弱对 SST 升高也有作用。在赤道以南, 混合层也变浅, 更多的净热通量加热 SST, 但因动量通量引起的水平平流(特别是经向平流)的加强使 SST 降低。此外, 弱混合也使经向环流和纬向环流加强。

在单独海洋模式中, 采用粗垂直分辨率和恢复条件可能会影响或限制 SST 日变化的发展, 为了更好体现日变化对平均态的影响, 有必要在高垂直分辨率, 通过改变单独海洋模式的海表边界强迫条件或者在耦合模式中进一步探究这种影响。虽然粗分辨率的 OGCM 模拟的 SST 日变化振幅较小, 但考虑 SST 日变化后对气候的影响不可忽略(Danabasoglu et al., 2006)。

致谢 感谢 NODC 收集的 Pathfinder Version 5 卫星观测的气候态 SST 资料和 NOAA/PMEL 收集的 TAO/TRITON (Tropical Atmosphere Ocean/Triangle Trans-Ocean Buoy Network) 站位观测资料。感谢两位审稿人对本文提出的有启发性意见。

参考文献 (References)

- Anderson S P, Weller R A, Lukas R B. 1996. Surface buoyancy forcing and the mixed layer of the western Pacific warm pool: Observations and 1D model results [J]. *J. Climate*, 9: 3056–3085.
- Bernie D J, Guilyardi E, Madec G, et al. 2007. Impact of resolving the diurnal cycle in an ocean-atmosphere GCM. Part 1: A diurnally forced OGCM [J]. *Climate Dyn.*, 29: 575–590.
- Bernie D J, Woolnough S J, Slingo J M, et al. 2005. Modeling diurnal and intraseasonal variability of the ocean mixed layer [J]. *J. Climate*, 18: 1190–1202.
- Danabasoglu G, Large W G, Tribbia J J, et al. 2006. Diurnal coupling in the tropical oceans of CCSM3 [J]. *J. Climate*, 19: 2347–2365.

- Fairall C W, Bradley E F, Godfrey J S, et al. 1996. Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature [J]. *J. Geophys. Res.*, 101: 1295–1308.
- Gent P R, McWilliams J C. 1990. Isopycnal mixing in ocean circulation models [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 20: 150–155.
- Gibson J K, Källberg P, Uppala S, et al. 1997. ERA description: ECMWF Reanalysis Project Report Series [R]. No. 1, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, 72pp.
- Jin X Z, Zhang X H, Zhou T J. 1999. Fundamental framework and experiments of the third generation of IAP/LASG world ocean general circulation model [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 16: 197–215.
- Latif M, Sperber K, Arblaster J, et al. 2001. ENSIP: The El Niño simulation intercomparison project [J]. *Climate Dyn.*, 18: 255–276.
- Lin J L. 2007. The double-ITCZ problem in IPCC AR4 coupled GCMs: Ocean–atmosphere feedback analysis [J]. *J. Climate*, 20: 4497–4525.
- 刘海龙, 俞永强, 李薇, 等. 2004. LASG-IAP 气候系统海洋模式 (LICOM1.0) 参考手册 [M]. 北京: 科学出版社, 128pp. Liu Hailong, Yu Yongqiang, Li Wei, et al. 2004. Manual for LASG/IAP Climate System Ocean Model (LICOM1.0) [M] (in Chinese). Beijing: Science Press, 128pp.
- Liu H L, Zhang X H, Li W, et al. 2004. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluation [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 21: 675–690.
- 刘秦玉, 孙即霖, 贾旭晶. 2002. 春季南海北部上混合层的数值模拟与数值实验 [J]. *海洋与湖沼*, 33 (5): 524–535. Liu Qinyu, Sun Jilin, Jia Xujing. 2002. Numerical simulation and experiments of the upper mixed layer in the north of the South China sea in spring [J]. *Oceanologia Et Limnologia Sinica* (in Chinese), 33 (5): 524–535.
- Mechoso C R, Robertson A W, Barth N, et al. 1995. The seasonal cycle over the tropical Pacific in coupled ocean–atmosphere general circulation models [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 123: 2825–2838.
- Pacanowski R C, Philander S G H. 1981. Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 11: 1443–1451.
- Price J F, Weller R A, Pinkel R. 1986. Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing [J]. *J. Geophys. Res.*, 91: 8411–8427.
- Röske F. 2001. An atlas of surface fluxes based on the ECMWF reanalysis—A climatological dataset to force global ocean general circulation models [R]. No. 323, MPI, Hamburg, 31pp.
- Shinoda T, Hendon H H. 1998. Mixed layer modeling of intraseasonal variability in the tropical western Pacific and Indian Oceans [J]. *J. Climate*, 11: 2668–2685.
- Stockdale T, Anderson D, Davey M, et al. 1993. Intercomparison of tropical ocean GCMs, world climate research programme, WRPC-79, WMO/TD-No. 545, 43pp.
- Webster P J, Clayson C A, Curry J A. 1996. Clouds, radiation, and the diurnal cycle of sea surface temperature in the Tropical Western Pacific [J]. *J. Climate*, 9: 1712–1730.
- Wijffels S, Firing E, Bryden H. 1994. Direct observations of the Ekman balance at 10°N in the Pacific [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 24: 1666–1679.
- Wu F H, Liu H L, Li W, et al. 2005. Effects of adjusting vertical resolution on the eastern equatorial Pacific cold tongue [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 24: 1–12.
- 张学洪, 俞永强, 刘海龙. 2003. 海洋环流模式的发展和应用 I. 全球海洋环流模式 [J]. *大气科学*, 27 (4): 607–617. Zhang Xuehong, Yu Yongqiang, Liu Hailong. 2003. The development and application of the oceanic general circulation models. Part I: The global oceanic general circulation models [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 27 (4): 607–617.