

刘磊, 费建芳, 马占宏, 等. 2017. 区域台风—海洋耦合模式的构建及应用研究 [J]. 大气科学, 41 (1): 178–188. Liu Lei, Fei Jianfang, Ma Zhanhong, et al. 2017. Construction and application of a regional typhoon–ocean coupled model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (1): 178–188, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1604.15327.

区域台风—海洋耦合模式的构建及应用研究

刘磊 费建芳 马占宏 黄小刚 程小平

解放军理工大学气象海洋学院, 南京 211101

摘 要 由于海洋业务化预报模式对中尺度涡等海洋中、小尺度物理过程的准确预报仍然具有较大困难, 因此, 区域台风—海洋耦合模式初始化采用稳定基态的海洋数据是当前的有效手段。本文通过对两组台风个例的模拟, 检验了基于稳定基态海洋数据的区域台风—海洋耦合模式的模拟效果, 并通过 6 组敏感性试验, 研究了初始台风最大风速半径 (Radius of maximum wind speed, RMWS) 对耦合模式模拟结果的影响。结果表明: 初始台风 RMWS 的影响贯穿整个模拟阶段, RMWS 越大, 下垫面热通量输送量级越大, 台风强度越强。在台风强烈的风场作用下, 海温反馈也越显著, 从而引起热通量降低幅度增大。RMWS 作为与台风结构密切相关的物理量在度量台风强度中起到了重要作用。

关键词 稳定基态海洋模式数据集 台风 区域台风—海洋耦合模式 最大风速半径

文章编号 1006-9895(2017)01-0178-11

中图分类号 P444

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1604.15327

Construction and Application of a Regional Typhoon–Ocean Coupled Model

LIU Lei, FEI Jianfang, MA Zhanhong, HUANG Xiaogang, and CHENG Xiaoping

Institute of Meteorology and Oceanography, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

Abstract It is still difficult for operational ocean models to accurately forecast meso- to micro-scale processes, such as the mesoscale ocean vortex. Therefore, the application of stable ocean model data is an effective method for ocean initialization in the regional typhoon-ocean coupled model. Using this method, the regional typhoon-ocean coupled model is applied to simulate two typhoon cases in this study. In addition, the effect of the radius of maximum wind speed (RMWS) on model simulation is investigated based on six sensitive experiments. Results show that the RMWS in typhoon initialization affects the simulation throughout the entire integration period. The larger the RMWS is, the more heat flux underneath is transported, which contributes to a stronger typhoon. Under the effect of strong typhoon winds, the ocean feedback effectively reduces the transportation of heat flux. Finally, this study emphasizes the importance of RMWS in characterizing typhoon intensity.

Keywords Stable ocean model data, Typhoon, Regional typhoon–ocean coupled model, Radius of maximum wind speed

收稿日期 2015-10-30; 网络预出版日期 2016-04-30

作者简介 刘磊, 男, 1982 年出生, 讲师, 主要从事中尺度海气相互作用的研究。E-mail: Liu541226@sina.com

资助项目 国家自然科学基金项目 41305045、41230421, 江苏省自然科学基金面上项目 BK20151447

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41305045, 41230421), Natural Science Foundation of Jiangsu Province (Grant BK20151447)

1 引言

数值预报是当前国内外台风业务预报的主要手段。近年来, 台风路径预报水平稳步提高, 而台风强度预报进展缓慢(陈联寿和孟智勇, 2001; 端义宏等, 2005)。由于台风发生、发展于海上, 温暖的洋面是其能量的主要来源(Ooyama, 1969; Gray, 1979; 吴迪生等, 2001; 雷小途等, 2009), 因此, 深入研究海气耦合机制, 发展海气耦合模式, 是提高台风强度预报水平的有效手段。

台风预报模式分为全球模式和区域模式, 由于全球模式的水平分辨率往往比较低, 难以较为准确地预报台风强度, 而区域模式则能够相对准确的预报台风的移动、强度和降水等要素。因此, 台风—海洋耦合预报模式主要采用区域模式框架, 是未来台风数值预报模式发展的主要方向。目前, 国际上主流的区域台风模式主要有三个, 分别是 GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Model)、GFDN (Navy Version of the GFDL Hurricane Model) (Bender et al., 2007) 和 HWRF (Hurricane Weather Research and Forecasting) (Gopalakrishnan et al., 2011) 模式。中国作为世界上受台风灾害影响最为严重的国家之一, 对台风预报极为重视。上海台风研究所和广州热带海洋气象研究所分别基于 GRAPES 区域模式开发建立了各自的台风模式系统 (GRAPES-TCM, GRAPES-TMM), 但两个台风业务化预报系统均没有考虑海气耦合机制(上述国内外台风模式的具体设置参见表 1)(马雷鸣, 2014)。

台风业务化预报中, 稳定可靠的海洋数据来源是区域台风—海洋耦合模式必须考虑的问题。海洋基态的准确度直接影响了区域台风—海洋耦合模

式的预报结果, 在业务化预报中必然对海洋模式初始化提出了更高要求。GFDL 耦合模式预报开始时, POM (Princeton Ocean Model) 模式用气候态海洋资料以及可获得的实况资料来进行模式初始化, 比如海表温度 (Sea surface Temperature, SST) 采用实况资料, 但次表层的海洋资料因为缺乏实时数据而使用气候态海洋资料。GFDN 模式主要针对太平洋海域, 其海洋资料主要采用 NCODA 资料 (称为海军耦合海洋同化资料), 是一种高分辨率的海洋再分析资料, 被用来初始化 POM 模式。HWRF 的海洋模式初始化在耦合之前, POM 模式首先用真实的温度和盐度驱动产生海流, SST 保持不变运行 48 小时, 产生出地转调整的海流, 第二阶段加入原先存在的冷尾流, 风场用实际观测资料驱动, 积分 72 小时。可以看出, 在海洋模式的初始化过程中, 可靠的海洋资料来源主要有实况资料、再分析资料或者气候态的海洋资料。

2007 年建立的 Argo 实时海洋观测网极大的改善了海洋实况资料相对匮乏的问题, 但由于 Argo 资料空间分布不均匀, 而且缺少表层 (0 米层) 观测, 海洋模式在直接使用时存在较大困难, 导致区域海洋模式的初始化一直是台风业务化预报模式中考虑海气相互作用的最大障碍(张春玲等, 2013)。孙明华 (2013) 基于中尺度海气耦合模式 GRAPES-ECOM-si, 提出了基于美国海军建立的 HYCOM 全球模式数据的海洋初始化方法, 改善了基于气候态海洋数据初始化方案的计算效果。而国内海洋业务化预报模式对中尺度涡等海洋中、小尺度物理过程的准确预报仍然存在较大困难, 为了避免将海洋模式对此类中小尺度物理过程的预报误差引入到区域台风—海洋耦合模式中, 海洋模式初始化采用稳定基态的海洋数据仍然是当前的有效

表 1 主要的区域台风模式列表

Table 1 List of principal regional typhoon models

区域台风模式	国家	大气边界场资料	水平格距	垂直分层	耦合的海洋模式
GFDL	美国国家气象服务中心 (NWC)	GFS	75°×75°区域 1: 30 km 11°×11°区域 2: 10 km 5°×5°区域 3: 5 km	42	大西洋: 3-D POM 太平洋: 1-D POM
GFDN	美国海军	NOGAPS	75°×75°区域 1: 30 km 11°×11°区域 2: 10 km 5°×5°区域 3: 5 km	42	大西洋: 3-D POM 太平洋: 3-D POM
HWRF	美国环境预测中心 (NCEP)	GFS	75°×75°区域 1: 27 km 12°×12°区域 2: 9 km	42	大西洋: 3-D POM 太平洋: 无
GRAPES-TCM	中国上海台风所	NCEP/GFS	171°×51°区域: 0.25°	26	无
GRAPES-TMM	中国广州热带海洋气象研究所	NCEP/GFS	80.2°×50.7°区域: 0.36°	55	无

手段。本文建立的稳定基态海洋数据集应用在海洋模式初始化中,通过对 2006 年两个实况台风的模拟,验证区域台风—海洋耦合模式中采用稳定基态海洋数据集的可行性。

中心最低气压 (SLP) 和 10 米最大风速 (Maximum wind speed, MWS) 作为度量台风强度的物理量,被广泛的应用在各大台风预报中心,但 Bao et al. (2012) 指出,其他一些物理量也是有效的台风强度度量,如最大风速半径 (RMWS) 作为与台风结构有关的强度参数,对于度量梯度平衡关系具有重要意义。由于在观测中 RMWS 难于统计,在台风的实况观测数据中一般缺少可靠的 RMWS 记录。在 WRF 模式中 Bogus 台风的构造方案不仅需要给定 10 米 MWS,还需要给定 RMWS。因此,在实况台风的个例模拟中,10 米 MWS 可以依据 Ying et al. (2014) 的实况统计资料给定,而 RMWS 只能凭经验给出,经大气模式运行 12 小时后,选择与实况台风最为接近的方案。因此,有必要通过敏感性试验,研究台风初始化中 RMWS 对耦合模式结果的影响。

本文第 2 部分介绍了区域台风—海洋耦合模式的构建,在第 3 部分列出了所选的实况台风个例,第 4 部分对大气、海洋模式的初始化及试验方案设置进行了说明,第 5 部分详细介绍了台风初始 RMWS 对模拟结果的影响,第 6 部分列出了“西马仑”台风模拟结果,最后对全文进行了总结。

2 区域台风—海洋耦合模式的构建

采用自主建立的区域台风—海洋耦合模式进行数值模拟试验,该耦合模式以大气、海洋之间的相互作用为物理基础(刘磊等, 2011),采用 MCT 并行技术,建立起大气模式 (Weather Research and Forecasting, WRF),海洋模式 (POM) 之间数据的双向传递。耦合模式积分过程中,大气模式提供的 10 米风场、长波辐射通量、短波辐射通量、感热通量和潜热通量,作为海洋模式的动力和热力上边界条件,海洋模式为大气模式提供 SST。大气模式时间积分步长为 90 s,海洋模式外模时间积分步长为 30 s,内模时间积分步长为 90 s,大气模式每积分一步与海洋模式交换一次数据,与海洋模式内模时间积分步长一致。大气模式和海洋模式都采用水平正交网格以及相同的模拟区域,区域范围为

($0^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$) (图 1)。大气模式采用双向嵌套网格,外网格水平分辨率为 $1/6^{\circ}\times 1/6^{\circ}$ (约 18 km),内网格为 $1/18^{\circ}\times 1/18^{\circ}$ (约 6 km),并自动追随台风中心移动。海洋模式区域网格水平分辨率为 $1/6^{\circ}\times 1/6^{\circ}$,耦合数据在大气模式的外网格和海洋模式网格之间进行交换,大气模式的内网格所需的海洋数据由外网格插值得到。采用相同的大气、海洋模拟区域及水平分辨率可以避免交换数据间的插值,提高并行效率,同时避免大气模式和海洋模式因区域覆盖范围不同而需要其他资料来弥补空缺,不会因资料来源不一致而引起模式误差。

大气模式设置方面,基于计算资源的限制,大气模式外网格和内网格垂直分层暂取为 30 个 σ 层,随着计算资源的改善,垂直分层可以进一步提高。同时,大气模式可以进一步扩展为三重嵌套,最内部区域网格水平分辨率可以达到 $1/54^{\circ}\times 1/54^{\circ}$ (约 2 km)。内外区域的积云参数化方案均为 Kain-Fritsch 方案 (Kain and Fritsch, 1990; Kain, 2004),表层方案为 Monin-Obukhov 方案,边界层方案采用 YSU 方案 (Hong and Dudhia, 2004),微物理过程方案采用 Thompson 方案 (Thompson et al., 2008)。长波和短波辐射方案分别采用 RRTM 方案 (Mlawer et al., 1997) 和 Dudhia 方案 (Dudhia, 1989)。海洋模式垂直分层为 16 个 σ 层,由于台风条件下的海洋响应主要位于中上层,因此,最大水深取为 3000 米,海洋模式地形由 ETOP5 资料插值得到。

台风等极端天气带来的高风速超过一定阈值,海表粗糙度将不再增长 (e.g., Powell et al., 2003; Donelan et al., 2004)。为了考虑台风条件下海表粗糙度的变化趋势,采用 WRF 模式中 isftcflx=1 的设置 (Green and Zhang, 2013):

$$\begin{cases} z_0 = \max\{1.27 \times 10^{-7}, \min[z_w z_2 + (1 - z_w) z_1, 2.85 \times 10^{-3}]\}, \\ z_w = \min(1, [u_* / 1.06]^{0.3}), \\ z_1 = 0.011 \frac{u_*^2}{g} + 1.59 \times 10^{-5}, \\ z_2 = \frac{10}{\exp(9.5u_*^{-1/3})} + \frac{1.65 \times 10^{-6}}{\max(u_*, 0.01)}, \end{cases} \quad (1)$$

其中, u_* 为摩擦速度, g 是重力加速度。在公式 (1) 中,当风速达到阈值后,海表粗糙度 z_0 停止增长。

3 台风实况个例的选取

针对西北太平洋海域发生的台风 (Ying et al.,

2014), 分别以 2006 年夏、秋两季爆发的第 5 号台风“格美”(Kaemi) 和第 20 号台风“西马仑”(Cimaron) 为研究个例, 检验稳定基态海洋模式数据集在区域台风—海洋耦合模式中的应用效果。

2006 年第 5 号台风“格美”于 7 月 19 日下午在菲律宾中部以东大约 1600 公里的西北太平洋洋面上生成后, 7 月 20 日下午加强成为强热带风暴, 21 日上午发展为台风, 于 24 日晚上 15 时 50 分(协调世界时, 下同) 在我国台湾岛台东县沿海登陆, 登陆时中心附近最大风力有 13 级 (40 m s^{-1}), 最大阵风达 17 级。而后台风中心穿过台湾, 于 25 日 04 时左右进入台湾海峡, 并于 25 日 07 时 50 分在福建晋江沿海再次登陆, 登陆时中心附近最大风力有 12 级 (33 m s^{-1})。

10 月 27 日菲律宾以东的热带低压发展为第 20 号台风“西马仑”, 28 日到 29 日是“西马仑”快速增强阶段, 以峰值强度登陆吕宋岛的伊莎贝拉省。进入南海后, 台风强度有所减弱, 并转向西北移动, 移至东沙南侧。11 月 1 日到 2 日, “西马仑”基本维持静止, 强度再度增强, 该日晚间, 转向西南, 并快速减弱。“西马仑”奇特的移动路径, 出乎所有气象机构的预报。

本文以台风最难模拟的快速加强阶段为模拟窗口(图 1): “格美”的模拟窗口为 2006 年 7 月 20 日 00 时到 23 日 00 时, 强度由 990 hPa 下降为 960 hPa; “西马仑”的模拟窗口为 2006 年 10 月 28 日 00 时到 31 日 00 时, 强度由 980 hPa 下降为 960 hPa。两个台风分别模拟 72 小时, 大区域每三个小时输出

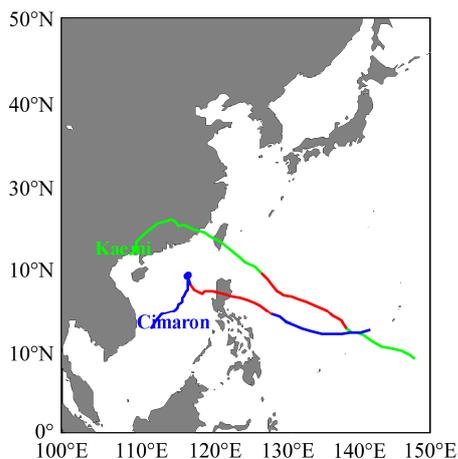


图 1 区域台风—海洋耦合模式范围及所选台风个例。红色线段为台风模拟窗口

Fig. 1 Regional typhoon—ocean coupled model domain and two selected typhoon cases. Red lines indicate the periods of simulation

一次模拟结果, 小区域每小时输出一次模拟结果。

4 大气、海洋模式初始化及试验方案设置

大气模式的初始场及 6 小时一次的边界场由 FNL 资料提供, 利用 WRF 模式提供的 Bogus 方案在模拟开始前 12 小时的初始场上添加与实况台风强度较为一致的 Bogus 台风, 经过 WRF 模式单独运行 12 小时, 输出的模式结果作为耦合模式大气初始场, 以期缩短模式 spin-up 时间。

西北太平洋毗邻东中国海, 其复杂的海底地形和众多的岛屿影响了海洋内部温度和盐度的分布, 并形成了最为著名的海洋流系—黑潮。由于西北太平洋对中国近海环流和气候有着重要影响, 同时也是众多台风的主要发源地, 因此, 受到地球科学界的重点关注。西北太平洋海域宽广, 缺乏高时空分辨率的观探测资料, 本文利用全球环流模式的预报结果结合该海域的气候态温、盐、流和风场资料, 通过 POM 模式进行数值模拟, 建立稳定基态的西北太平洋数据集, 为区域台风—海洋耦合模式中的海洋模式提供初始场和边界场。POM 模式的区域范围、水平分辨率和垂直分辨率与区域台风—海洋耦合模式完全一致。

为了减小模式模拟中的“漂移”现象, 在构造稳定基态的西北太平洋数据集中, POM 模式初始场水位和流速取零, 温、盐场由 Levitus 气候态年平均资料提供 (Levitus and Boyer, 1994; Levitus et al., 1994), 表面强迫场由气候态年平均逐月 COADS 热通量资料和风应力资料插值得到 (da Silva et al., 1994), 动力边界条件由全球海洋模式提供 (Qiao et al., 2004), 通过边界条件和 POM 模式的动力框架约束, 模式积分 5 年, 从一定程度上减小了模式偏差和“漂移”现象, 得到西北太平洋稳定基态的海洋数据集 (马超, 2009)。该海洋数据集再现了黑潮流域的高海温, 南海中部的冷水团以及菲律宾群岛东南侧的棉兰老冷涡 (图 2), 但由于 POM 模式没有考虑海浪搅拌效应, 对近岸区域海温的模拟还存在一定偏差, 如渤海湾内的海温相对全球模式结果偏高 (Qiao et al., 2004)。总体来看, 本文建立的海洋数据集基于稳定的海洋状态, 较为合理的描述了西北太平洋与台风发生、发展密切相关的 SST。虽然没有考虑实况的海洋中尺度涡等中、小尺度物理过程, 但

随着全球海洋数值预报的发展及海洋资料同化技术的改进，中、小尺度物理过程也将海洋模式初始化中进一步考虑。

在耦合模式运行前，与所模拟台风的起始日期前 12 小时对应，提取 FNL 资料中的风场驱动基于稳定基态海洋数据集的 POM 模式 12 小时，作为区域台风—海洋耦合模式中的海洋初始场，动力边界条件继续由全球海洋模式提供。

在本文的研究中，为了研究初始台风 RMWS 对耦合模式模拟台风结果的影响，设置了三组对比试验方案，单独的大气模式模拟结果表示为 CTL，耦合模式结果表示为 COP，初始 10 米 MWS 都为 25 m s^{-1} ，初始 RMWS 分别设置为 120、130 和 140 km（表 2）

表 2 试验设置方案

Table 2 Experimental design

单独的大气模式	耦合模式	初始台风最大风速半径
CTL1	COP1	120 km
CTL2	COP2	130 km
CTL3	COP3	140 km

5 台风初始最大风速半径对模拟结果的影响

由图 3a 可见，10 米 MWS 相同而 RMWS 不同的台风结构对强度模拟的影响十分显著。CTL1 方案在整个模拟阶段的最小 SLP 为 965 hPa，相对于实况，该方案的 SLP 下降幅度偏弱。当 RMWS 设定为 130 km，CTL2 方案的 SLP 在 36 小时之前与实况较为一致，但在此之后显著降低，在第 66 小时达到 955 hPa，相对于实况偏强。CTL3 方案中，RMWS 扩大为 140 km 后 SLP 持续降低，在第 66 小时达到最低值 943 hPa。经以上分析，RMWS 越大，SLP 降低的幅度越大。当考虑了海温的反馈效应后，三个方案的 SLP 模拟都出现了不同程度的升高。由于 CTL1 方案模拟的台风强度最弱，海温的反馈效应也较弱，导致 COP1 方案的 SLP 相对 CTL1 方案略微升高，而 COP2 方案相对 CTL2 方案出现了较为显著的升高。SLP 的最大升幅出现在 COP3 方案中，此外，COP3 方案在 SLP 的模拟中与实况最为一致。台风的初始 RMWS 不仅影响台风的模

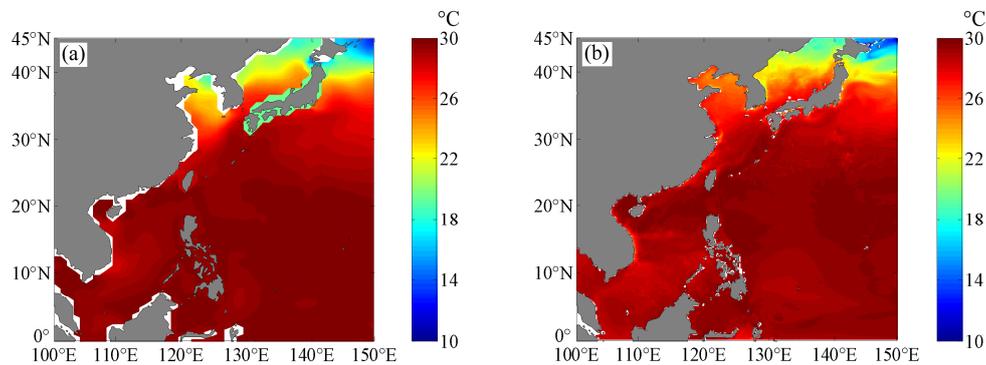


图 2 8 月平均海表温度（单位：°C）：(a) GFDL 全球模式模拟结果；(b) POM 模式模拟的稳定基态海洋资料

Fig. 2 Averaged sea surface temperature in August (units: °C): (a) Outcome of GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Model); (b) climatic ocean data simulated by POM (Princeton Ocean Model)

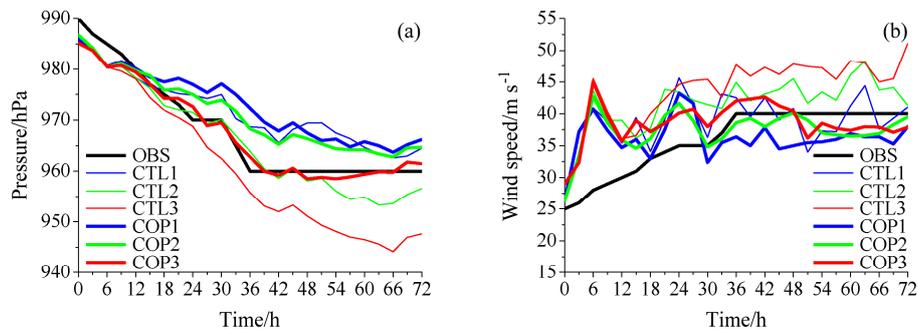


图 3 “格美”台风强度对比图：(a) 中心最低气压（SLP）；(b) 10 米最大风速（10 米 MWS）

Fig. 3 Observed and simulated intensity of typhoon ‘Kaemi’: (a) Minimum SLP; (b) 10 m MWS

拟强度, 也影响了海温反馈对台风强度的减弱幅度。在图 3b 中, 初始台风 RMWS 对 10 米 MWS 的影响与 SLP 较为一致, 但由于初始时刻风压关系的调整, 在第 6 小时左右 10 米 MWS 出现了较大幅度的波动。从 SLP 及 10 米 MWS 两个台风强度度量的模拟结果分析中发现, 在不同的方案中, COP3 方案对台风强度的模拟与实况最为一致, 基本模拟出了第 36 小时前台风的快速加强, 以及第 36 小时后台风强度保持稳定的整体趋势。

在路径对比中 (图 4a), 实况台风初始阶段向西北偏西方向移动, 而所有 CTL 方案模拟得到的台风移动路径偏北, 路径偏差持续增大, 与 WRF 模式的 Bogus 台风方案和初始环境场的匹配程度有关。当 RMWS 出现变动时, 各 CTL 方案的路径均没有出现显著差异, 说明在台风强度较弱阶段, RMWS 的差异并没有影响台风移动。第 27 小时后, “格美”的 10 米 MWS 达到 32.5 m s^{-1} 以上, 模拟台风的移动路径差异逐渐显现, 随着各 CTL 方案模拟台风的强度依次增强, 台风移动路径的北偏性逐渐增大。在与耦合方案的对比中发现 (图 4b, c, d), 虽然海温反馈导致台风强度出现了显著减弱, 但强度减弱的幅度差异并没有引起台风移动路径的不同, 说明单纯的热力因素引起的台风强度减弱不会影响台风移动路径 (Bender and Ginis, 2000, Zhu et al., 2004)。然而, 由结构因素引起的台风强度变化可以改变台风移动路径, 这也是在台风强度研究中需要加入 RMWS 等与台风结构密切相关的物理量作为强度度量的原因 (Bao et al., 2012)。在第 48 小时的 SST 对比中 (图 4), 由于微波辐射计 (The Advanced Microwave Scanning Radiometer, AMSR) 资料受台风影响, 在关注海区内的资料缺损较大, 但仍然能够观察到海温降低区域出现在实况台风路径右侧, 与大量观测事实及模拟研究相一致 (Bender et al., 1993; Mitchell et al., 2005)。台风通过海洋, 在其路径右侧 (北半球) 1~2 个 RMWS 范围内, 出现 1~6°C 的 SST 下降。伴随台风的强风而产生的强烈扰动混合, 加深了海洋混合层, 将更深的冷水挟卷到表层, 导致 SST 降低。Price (1981) 将沉降混合与上涌过程相联系, 指出了台风引起海表温度的降低机制。在三个耦合模拟方案中 (图 4b, c, d), 最大的 SST 降低区域都出现在台风路径右侧, 与实况较为一致。但由于不同 RMWS 导致的台风强度不同, 由此引起的海水冷涌

出现差异, COP3 方案中台风强度最强, SST 降温幅度最大。

为了分析初始台风 RMWS 对耦合结果的影响机制, 本文列出了各试验方案中 RMWS 随时间的演变趋势 (图 5)。在模拟的初始时刻 (图 5a), 6 个方案的台风初始场经过了 12 小时的 spin-up 阶段, RMWS 都调整为 140 km。随着模式积分开始, RMWS 出现快速下降, 在第 15 小时前维持在 100 km 左右。由于初始阶段台风的 10 米 MWS 仍然在快速调整, 导致 RMWS 在 15~24 小时之间出现了显著增大, 而考虑了海温反馈效应的耦合方案 COP1 和 COP2, 除了在第 18 时出现了急速增大外, 在整个初始阶段, RMWS 都呈逐渐下降趋势, 这也是 COP1 和 COP2 方案与 COP3 方案模拟的台风强度出现较大差异的原因。COP3 方案的 RMWS 模拟前期阶段一致性较好, 整体呈逐渐下降趋势。在模拟的后半阶段 (图 5b), 所有方案的台风 RMWS 稳步下降, 在第 54 小时模拟台风强度达到稳定之后, 10 米 MWS 的大小与初始 RMWS 具有较好的对应关系, 说明虽然经过模式动力约束的调整, 但 RMWS 对台风结构的影响贯穿整个模拟阶段。特别需要注意的是, COP3 方案的 RMWS 在整个模拟阶段呈稳定下降趋势, 没有出现大的波动, 说明该方案的台风 Bogus 构造以及考虑海温反馈的热力约束与环境场最为匹配, 对模拟结果的冲击最小。

台风夹带着强风影响了海洋上混合层及其热力分布。同样, 上层海洋热力结构影响着台风的强度演变。台风内核 (距离台风中心两倍 RMWS 范围) 附近的 SST 反馈效应减弱了海洋向大气的水汽输送, 使得对流凝结潜热释放降低, 影响了台风能量源, 导致其强度减弱 (Emanuel, 2003)。因此, 台风内核的热通量输送对台风强度的演变具有关键作用。图 6 为模拟台风内核区域的热通量输送经过平滑后随时间的变化曲线。由图可见, 随着各方案初始台风 RMWS 的增大而风速不变, 台风内核热通量输送量级也相应增大。可以将台风看作热机结构 (Carnot engine, Emanuel, 1988), 下垫面热通量的增加, 直接导致内核区域对流潜热释放增大, 非绝热过程驱动台风次级环流增强。SST 反馈效应则降低了内核区域的热通量输送, 虽然随着初始台风 RMWS 的增大, 各耦合方案在内核区域的热通量输送有所增加, 但其减少的量级相对于单独大气模式结果有所增大: 与 CTL1 方案相比, COP1 的

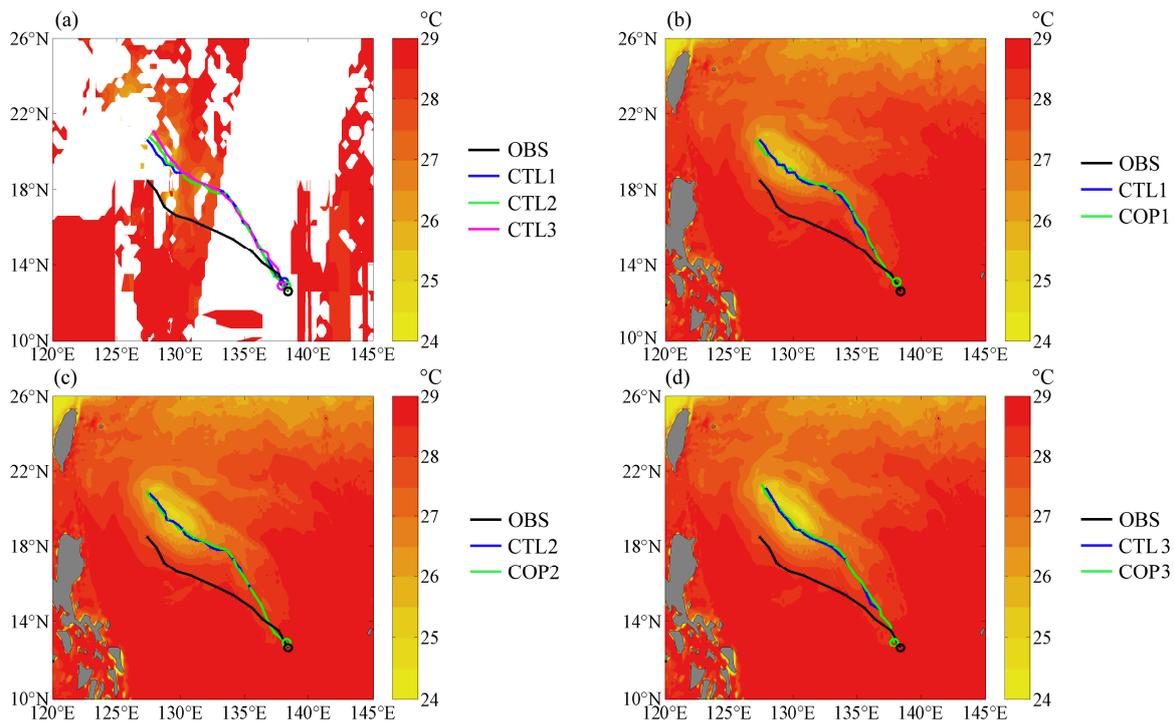


图4 “格美”路径和第48小时海表温度对比图(填充色为海表温度,单位:°C): (a)台风路径对比和AMSR资料的海表温度; (b、c、d)台风路径对比和模拟海表温度

Fig. 4 Observed and simulated track of typhoon 'Kaemi' and sea surface temperature at 48 h (the shaded areas are for sea surface temperature, units: °C): (a) Typhoon tracks and sea surface temperature from AMSR data; (b, c, d) typhoon tracks and simulated sea surface temperature

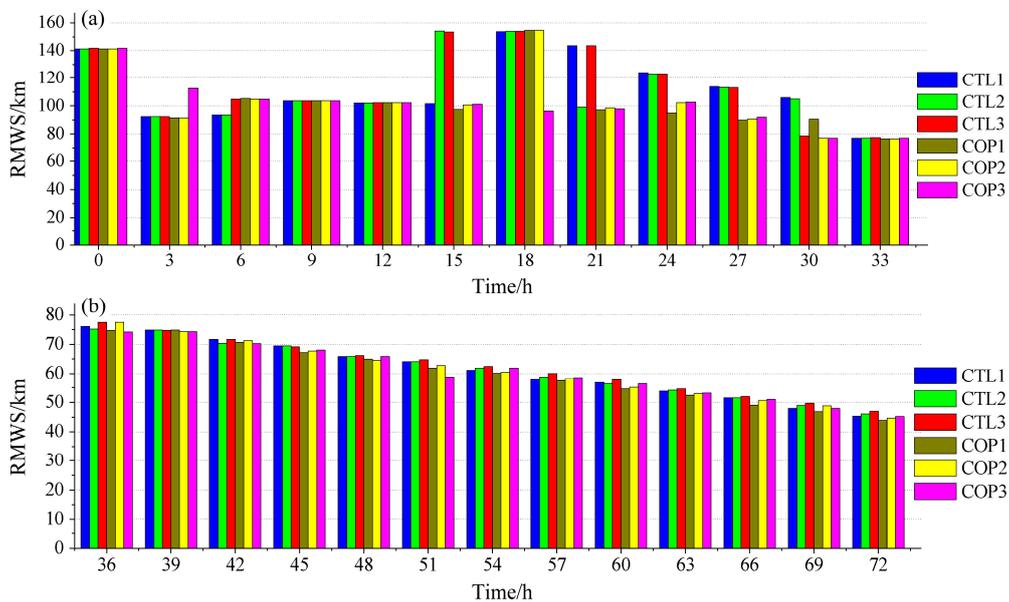


图5 “格美”最大风速半径对比图: (a) 0~36小时; (b) 36~72小时

Fig. 5 RMWS of typhoon 'Kaemi': (a) 0~36 h; (b) 36~72 h

热通量输送减少了 12.24%，相对于 CTL2 方案，COP2 的热通量输送减少了 12.35%，而 COP3 的热通量输送则减少了 12.44%。在耦合模式中，较大的初始台风 RMWS 有利于增加下垫面热通量输送，

使得台风快速增强，但与此同时，海洋的负反馈效应也更加明显，抵消了更多的热通量输送，与实际台风的增强过程更为一致，有利于更好的再现台风的发展、加强过程。

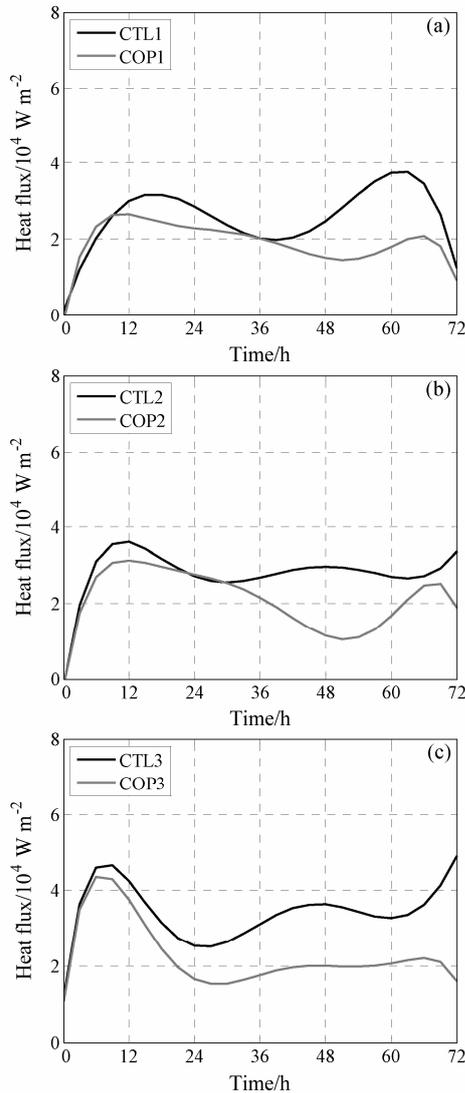


图6 “格美”内核范围内热通量输送: (a) CTL1 和 COP1; (b) CTL2 和 COP2; (c) CTL3 和 COP3
Fig. 6 Heat fluxes transport in the inner-core of typhoon ‘Kaemi’: (a) From CTL1 and COP1; (b) from CTL2 and COP2; (c) from CTL3 and COP3

6 耦合模式对“西马仑”台风的模拟结果验证

在“西马仑”台风初始化中,针对 Bogus 方案的 RMWS 进行多组敏感性试验,经大气模式运行 12 小时后,初始 RMWS 设置为 90 km 的方案经过 12 小时 spin-up 阶段后的初始场 SLP 和 10 米 MWS 与实况最为一致,将其输出结果作为耦合模式的初始场。“西马仑”台风在前期阶段呈快速加强趋势,在第 30 小时 SLP 达到 920 hPa,两个模拟方案都模拟出了台风的快速加强,由于前 12 小时的海温反

馈效应还没有显现, COP 模拟得到的 SLP 与 CTL 方案一样都相对实况明显偏强(图 7a)。在此之后,海温反馈对 SLP 的影响逐渐增大, COP 方案的 SLP 相对 CTL 方案明显升高,该方案模拟得到的最低 SLP 与实况较为一致。第 36 小时之后,“西马仑”台风强度开始减弱,数值模式基本模拟出了此阶段 SLP 的升高趋势,但 CTL 方案强度偏强, COP 方案与实况一致。从第 54 小时开始,“西马仑”台风强度维持稳定,而 CTL 方案的 SLP 仍然逐渐升高,从第 60 小时开始又重新下降,与实况存在偏差。COP 方案从 54 小时开始缓慢升高,相对 CTL 方案,与实况更为接近。在 10 米 MWS 的模拟上(图 7b),两个模拟方案的 10 米 MWS 都呈现了加强、稳定、减弱的变化趋势,但 CTL 相对实况明显偏大,而 COP 方案与实况较为一致。从以上分析来看,“西马仑”台风的初始化方案与环境场较为匹配,无论是 SLP 还是 10 米 MWS 在模拟的前期阶段都没有出现较大波动。此外,考虑了海温反馈的耦合模式更好的反映了台风的发展、加强过程,进一步验证了稳定基态海洋数据集应用在耦合模式中的合理性。

“西马仑”台风移动路径呈西北偏西行,第 24 小时,在路径右侧出现了 5°C 左右的降温(图 8a)。在与模拟台风的路径对比中(图 8b),模拟台风的移动路径相对实况偏北,移动速度较慢,海温反馈效应对移动路径影响较小,与“格美”台风所得结论类似。此外,第 24 小时 SST 降低区域沿台风移动路径分布,呈右偏性,最大降温达到 24.5°C,与实况较为一致。

图 9a 为数值模拟得到的“西马仑”台风内核范围内总的热通量输送随时间变化图。模拟初期热通量输送显著增大,随着台风逐渐调整增强, RMWS 快速减小(图略),内核区域内总的热通量输送减小,而通过总的热通量除以内核面积得到的局地热通量输送与台风强度具有较好的对应关系(图 9b),在第 36 小时左右达到局地热通量输送的极值。当考虑了海温反馈效应后,内核区域的热通量输送显著降低,在整个模拟阶段平均减低了 21.39%。总体上看,热通量输送直接决定了台风强度的发展。

7 结论

本文基于稳定基态海洋模式数据集,建立了区

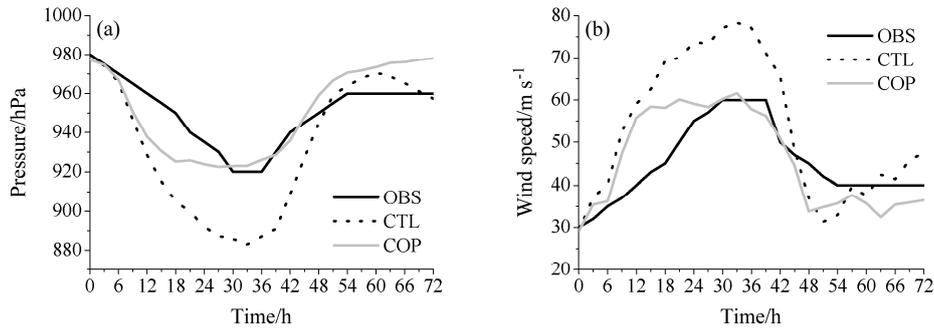


图7 “西马仑”强度对比图: (a) 中心最低气压; (b) 10 米最大风速
Fig. 7 The intensity of typhoon ‘Cimaron’: (a) Minimum SLP; (b) 10 m MWS

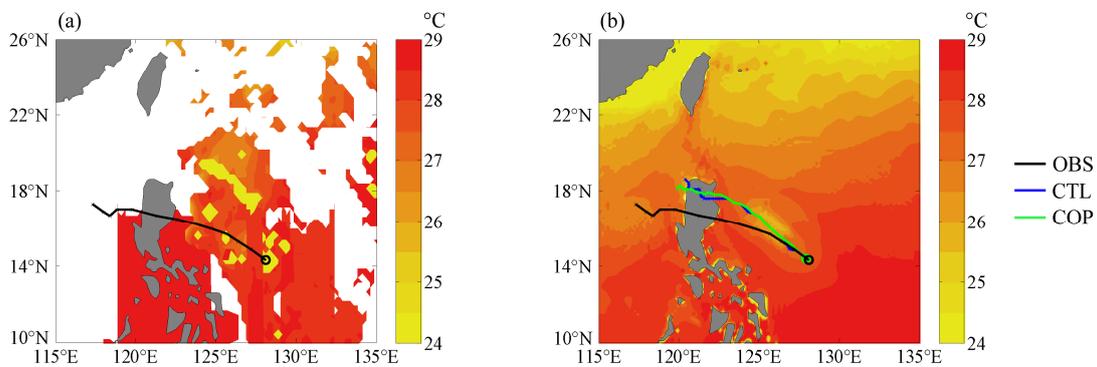


图8 “西马仑”路径和第24小时海表温度对比图(填充色为海表温度,单位: °C): (a) 台风实况路径和AMSE资料的海表温度; (b) 台风路径对比和模拟海表温度
Fig. 8 Track of typhoon ‘Cimaron’ and sea surface temperature at 48 h (the shading is for sea surface temperature, units: °C): (a) The observed typhoon track and sea surface temperature from AMSR data; (b) observed and simulated typhoon track and simulated sea surface temperature

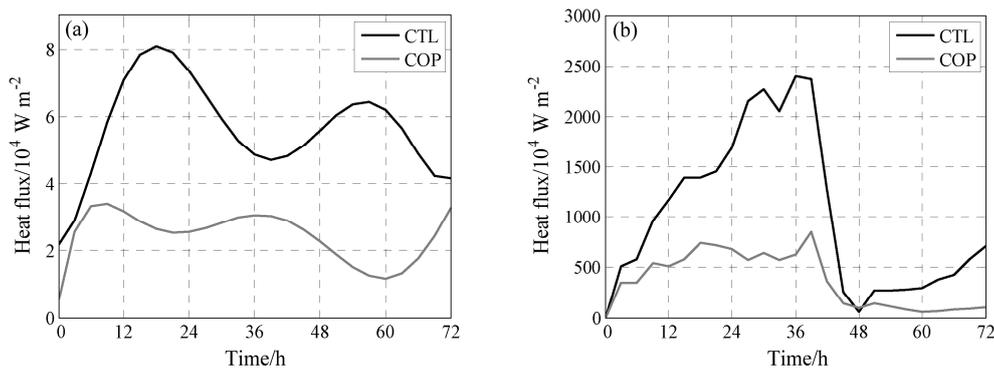


图9 “西马仑”内核范围内热通量输送: (a) 总输送量; (b) 局地输送量
Fig. 9 Heat fluxes transport in the inner-core of typhoon ‘Cimaron’: (a) Total heat fluxes; (b) local value

域台风—海洋耦合模式, 通过6组敏感性试验, 研究了初始台风RMWS对耦合模式结果的影响, 强调了RMWS作为与台风结构密切相关的物理量在度量台风强度中的重要作用。此外, 通过两个台风个例模拟, 耦合模式显著提高了台风强度的预报准确率, 验证了稳定基态海洋模式数据集应用在耦合

模式中的可行性。

初始台风的RMWS影响了整个模拟阶段, RMWS越大, 下垫面热通量输送量级越大, 台风强度越强。在台风强烈的风场作用下, 海温反馈也越显著, 从而引起热通量降低幅度增大。合理的模拟台风强度, 不仅需要考虑海温的反馈效应, 台风初

始化过程中 RMWS 的给定也直接影响了模拟结果。因此, 表征台风强度的度量中, 应该考虑与台风结构密切相关的 RMWS 资料。现阶段, 由于实况资料缺少相关信息, 因此, RMWS 的给定确实存在困难, 目前有效的手段为敏感性试验方法, 构造多组具有不同 RMWS 的 Bogus 台风, 经大气模式运行调整 12 小时后, 选择与实况台风 10 米 MWS 和 SLP 最为接近的方案。

稳定基态的海洋数据集虽然不是海洋的实时状况, 但通过提前 12 小时的风场驱动, 以及耦合过程中台风风场的强烈作用, 可以获取海温反馈的主要特征, 显著提高台风强度预报准确率。由于当前海洋预报中非确定性依然较大, 海洋实况资料的同化水平仍需提高, 因此, 稳定基态的海洋数据集在区域台风—海洋耦合模式中的应用仍然具有实际意义, 尤其在业务化预报中, 具有极高的可行性。在优化初始台风 Bogus 方案后, 本文将在后续的工作中展开大量回报试验, 进一步统计基于稳定基态海洋模式数据集的区域耦合模式对台风强度的预报准确率。

参考文献 (References)

- Bao J W, Gopalakrishnan S G, Michelson S A, et al. 2012. Impact of physics representations in the HWRF on simulated hurricane structure and pressure—Wind relationships [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 140 (10): 3278–3299, doi:10.1175/MWR-D-11-00332.1.
- Bender M A, Ginis I. 2000. Real-case simulations of hurricane-ocean interaction using a high-resolution coupled model: Effects on hurricane intensity [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128 (4): 917–946, doi:10.1175/1520-0493(2000)128<0917:RCSOHO>2.0.CO;2.
- Bender M A, Ginis I, Kurihara Y. 1993. Numerical simulations of tropical cyclone—ocean interaction with a high-resolution coupled model [J]. *J. Geophys. Res.*, 98 (D12): 23245–23263, doi:10.1029/93JD02370.
- Bender M A, Ginis I, Tuleya R, et al. 2007. The operational GFDL coupled hurricane—ocean prediction system and a summary of its performance [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 135 (12): 3965–3989, doi:10.1175/2007MWR2032.1.
- 陈联寿, 孟智勇. 2001. 我国热带气旋研究十年进展 [J]. *大气科学*, 25 (3): 420–432. Chen Lianshou, Meng Zhiyong. 2001. An overview on tropical cyclone research progress in China during the past ten years [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 25 (3): 420–432, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2001.03.11.
- da Silva A. M., Young C C, Levitus S. 1994. Atlas of Surface Marine Data 1994, Volume 3, Anomalies of Heat and Momentum Fluxes [R]. NOAA Atlas NESDIS 8. U.S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS, 411pp.
- Donelan M A, Haus B K, Reul N, et al. 2004. On the limiting aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31 (18): L18306, doi:10.1029/2004GL019460.
- 端义宏, 余晖, 伍荣生. 2005. 热带气旋强度变化研究进展 [J]. *气象学报*, 63 (5): 636–645. Duan Yihong, Yu Hui, Wu Rongsheng. 2005. Review of the research in the intensity change of tropical cyclone [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 63 (5): 636–645, doi:10.11676/qxxb2005.062.
- Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46 (20): 3077–3107, doi:10.1175/1520-0469(1989)046<3077: NSOCOD>2.0.CO;2.
- Emanuel K. 1988. The maximum intensity of hurricanes [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45 (7): 1143–1155, doi:10.1175/1520-0469(1988)045<1143:TMIOH>2.0.CO;2.
- Emanuel K. 2003. Tropical cyclones [J]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 31 (1): 75–104, doi:10.1146/annurev.earth.31.100901.141259.
- Gopalakrishnan S G, Marks F, Zhang X J, et al. 2011. The experimental HWRF system: A study on the influence of horizontal resolution on the structure and intensity changes in tropical cyclones using an idealized framework [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 139 (6): 1762–1784, doi:10.1175/2010MWR3535.1.
- Gray W M. 1979. Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation [M]// Shaw D B, Ed. *Meteorology over the Tropical Oceans*. Royal Berkshire: Meteorological Society, 155–218.
- Green B W, Zhang F Q. 2013. Impacts of air—sea flux parameterizations on the intensity and structure of tropical cyclones [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 141 (7): 2308–2324, doi:10.1175/MWR-D-12-00274.1.
- Hong S Y, Dudhia J. 2004. Testing of a new nonlocal boundary layer vertical diffusion scheme in numerical weather prediction applications [C]//20th Conference on Weather Analysis and Forecasting/16th Conference on Numerical Weather Prediction. Seattle, Washington: American Meteorology Society (AMS).
- Kain J S, Fritsch J M. 1990. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization [J]. *J. Atmos. Sci.*, 47 (23): 2784–2802, doi:10.1175/1520-0469(1990)047<2784: AODEPM>2.0.CO;2.
- Kain J S. 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update [J]. *J. Appl. Meteor.*, 43 (1): 170–181, doi:10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2.
- 雷小途, 徐明, 任福明. 2009. 全球变暖对台风活动影响的研究进展 [J]. *气象学报*, 67 (5): 679–688. Lei Xiaotu, Xu Ming, Ren Fuming. 2009. A review on the impacts of global warming on tropical cyclone activities [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 67 (5): 679–688, doi:10.11676/qxxb2009.068.
- Levitus S, Boyer T P. 1994. World ocean atlas 1994. Volume 4: Temperature [R]. NOAA Atlas NESDIS-4, 117pp.
- Levitus S, Burgett R, Boyer T P. 1994. World ocean atlas 1994. Volume 3: Salinity [R]. NOAA Atlas NESDIS-3, 99pp.
- 刘磊, 费建芳, 林霄沛, 等. 2011. 海气相互作用对“格美”台风发展的影响研究 [J]. *大气科学*, 35 (3): 444–456. Liu Lei, Fei Jianfang, Lin Xiaopei, et al. 2011. Effect of air—sea interaction on typhoon Kaemi [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 35 (3): 444–456, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.03.06.
- 马超. 2009. 黑潮对东中国海主要流系的影响 [D]. 中国海洋大学博士

- 学位论文, 93pp. Ma Chao. 2009. The effects of the Kuroshio on the main current systems in the East China Sea [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Ocean University of China, 93pp.
- 马雷鸣. 2014. 国内台风数值预报模式及其关键技术研究进展 [J]. 地球物理学进展, 29 (3): 1013–1022. Ma Leiming. 2014. Research progress on China typhoon numerical prediction models and associated major techniques [J]. Progress in Geophys. (in Chinese), 29 (3): 1013–1022, doi:10.6038/pg20140305.
- Mitchell D A, Teague W J, Jarosz E, et al. 2005. Observed currents over the outer continental shelf during hurricane Ivan [J]. Geophys. Res. Lett., 32 (11): L11610, doi:10.1029/2005GL023014.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated- k model for the longwave [J]. J. Geophys. Res., 102 (D14): 16663–16682, doi:10.1029/97JD00237.
- Ooyama K V. 1969. Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones [J]. J. Atmos. Sci., 26 (1): 3–40, doi:10.1175/1520-0469(1969)026<0003:NSOTLC>2.0.CO;2.
- Powell M D, Vickery P J, Reinhold T A. 2003. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones [J]. Nature, 422 (6829): 279–283, doi:10.1038/nature01481.
- Price J F. 1981. Upper ocean response to a hurricane [J]. J. Phys. Oceanogr., 11 (2): 153–175, doi:10.1175/1520-0485(1981)011<0153:UORTAH>.CO;2.
- Qiao F L, Yuan Y L, Yang Y Z, et al. 2004. Wave-induced mixing in the upper ocean: Distribution and application to a global ocean circulation model [J]. Geophys. Res. Lett., 31 (11): L11303, doi:10.1029/2004GL019824.
- 孙明华. 2013. GRAPES-ECOM-si 区域海气耦合模式的发展及其对热带气旋强度预报的研究 [D]. 中国气象科学研究院博士学位论文, 103pp.
- Sun Minghua. 2013. The development of the GRAPES-ECOM-si regional coupled atmosphere–ocean model and its application on tropical cyclone intensity prediction [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Chinese Academy of Meteorological Sciences, 103pp.
- Thompson G, Field P R, Rasmussen R M, et al. 2008. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization [J]. Mon. Wea. Rev., 136 (12): 5095–5115, doi:10.1175/2008MWR2387.1.
- 吴迪生, 邓文珍, 张俊峰, 等. 2001. 南海台风状况下海气界面热量交换研究 [J]. 大气科学, 25 (3): 329–341. Wu Disheng, Deng Wenzhen, Zhang Junfeng, et al. 2001. A research on air–sea interface heat exchange under the typhoon over the South China Sea [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 25 (3): 329–341, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2001.03.04.
- Ying M, Zhang W, Yu H, et al. 2014. An overview of the China Meteorological Administration tropical cyclone database [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 31 (2): 287–301, doi:10.1175/JTECH-D-12-00119.1.
- 张春玲, 李宏, 许建平, 等. 2013. 海洋温盐度资料多变量同化研究进展 [J]. 海洋预报, 30 (1): 86–92. Zhang Chunling, Li Hong, Xu Jianping, et al. Review of ocean data assimilation for temperature and salinity [J]. Marine Forecasts (in Chinese), 30 (1): 86–92, doi:10.11737/j.issn.1003-0239.2013.01.012.
- Zhu H Y, Ulrich W, Smith R K. 2004. Ocean effects on tropical cyclone intensification and inner-core asymmetries [J]. J. Atmos. Sci., 61 (11): 1245–1258, doi:10.1175/1520-0469(2004)061<1245:OEOTCI>2.0.CO;2.