0577-6619/2011/69(4)-0693-05 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

海浪和海洋飞沫对"珊珊"台风影响的数值研究*

刘 磊[1] 费建芳[1] 郑 静[2] 程小平[1]
LIU Lei[1] FEI Jianfang[1] ZHENG Jing[2] CHENG Xiaoping[1]

1. 解放军理工大学气象学院,南京,211101
2. 解放军 73061 部队 76 分队,徐州,221008
1. *Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing* 211101, *China*
2. *PLA*, 73061 *Army* 76 *Unit*, *Xuzhou* 221008, *China*

2009-06-18 收稿,2009-09-02 改回.

Liu Lei, Fei Jianfang, Zheng Jing, Cheng Xiaoping. 2011. Numerical study of the effects of ocean waves and sprays on Typhoon "Shan Shan". *Acta Meteorologica Sinica*, 69(4):693-705

Abstract Typhoon is a severe weather system. Over the open sea, strong winds are able to stir up big waves and change the sea surface roughness. When the white foam breaks on the top of waves, a lot of sprays are produced in the air-sea interface. Based on the shared memory and semaphores inter-process communications in the Linux system, the coupled meso-scale atmosphere-wave model is used in the simulation of typhoon "Shan Shan" with the involvement of the Fairall or Andreas sea spray parameterization. The results show that the air-sea interaction has influence on the typhoon intensity, but little effect on the typhoon track. Since the coupled model considers the impact of ocean status on the sea surface roughness, the simulated typhoon intensity is closer to the observation than the uncoupled model. The air-sea interaction influences typhoon in terms of dynamic fields and, the momentum flux is changed with the sea surface roughness. Whether the simulated typhoon is realistic or not is largely determined by the matching condition between the simulated ocean status and the observation. The sea spray affects the dynamic structure through thermodynamic fields. The latent and sensible heat fluxes in the Fairall parameterization are significantly increased, which changes the thermodynamic structure of the typhoon and strengthens it. The interface flux calculated via the Andreas parameterization under high-relative humidity conditions is small, and, as a result, although the sensible heat flux is increased under high wind speed conditions, the total latent and sensible heat fluxes via the Andreas parameterization are smaller than those via the Fairall parameterization, resulting in a weaker typhoon. The sea spray has effect on the typhoon track through changes in its structure and intensity.

Key words Shared memory, Coupled mesoscale air-sea model, Sea wave, Typhoon, Sea spray parameterization

摘 要 台风是剧烈的天气系统,在开放的海上强风激起大浪,改变了海表粗糙度,同时,海浪顶端的白泡沫破碎,在海-气界面处会出现大量的海洋飞沫。基于共享内存的进程间通信技术应用到区域大气和海浪模式的耦合中,大气模式引入了 Fairall 和 Andreas 两种海洋飞沫参数化方案,对 2006 年"珊珊"台风进行了模拟对比试验,结果表明:耦合模式通过海-气相互作用,对台风的强度产生影响,由于耦合模式在海表粗糙度的计算上考虑了海表状况,使得耦合模式模拟的台风强度更接近实况,而对台风的移动路径影响不大;耦合模式中海-气相互作用主要通过动力因素来对台风产生影响,海表状况影响了海表粗糙度,从而使台风的动量输送发生变化,具体的台风强度增强还是减弱主要取决于海表状况与实况的符合程度;海洋飞沫参数化主要通过热力场的改变来影响动力场,Fairall 方案中潜热通量和感热通量得到很大程度的加强,使得台风的热力结构得以改变,台风强度明显加强,从而影响了动力场结构;Andreas 方案由于其界面通量算法在高相对湿度条件下计算界面通量时得到的量值较小,虽然高风速条件下感热通量加大,但总的潜热通量、感热通量较 Fairall 方案为弱,因此,模拟的台风强度不强;海洋飞沫参数化方案通过影响台风的结构和强度,对台风移动路径产生一定影响。

* 资助课题:国家自然科学基金项目(40805046/D0508)、国家重点基础研究发展规划项目(973)课题(2009B421502)。
作者简介:刘磊,主要从事大气海洋数值模拟及资料同化等工作。E-mail:liu541226@sina.com

关键词 共享内存，区域海气耦合模式，海浪，台风，海洋飞沫参数化
中图法分类号 P444

1 引 言

西北太平洋是全球台风活动最为频繁的海区之一。中国处于太平洋西北岸，每年平均登陆中国的台风约 7—8 个，是世界上台风登陆最多，灾害最严重的国家之一(陈联寿等，2001)。因此，加强西北太平洋台风的研究，深入理解其结构，掌握发生、发展规律，延长和提高台风的预报时效与精度，对中国社会经济建设，政府防灾减灾工作及军事行动的部署都具有十分重要的现实意义，目前，相对于台风路径而言，台风强度的研究和预报技术的发展明显滞后(端义宏等，2005)。

台风是剧烈的天气系统，在开放的海上强风激起大浪，改变了海表粗糙度，同时，海浪顶端的白泡沫破碎，在海-气界面处会出现大量的海洋飞沫。Zhang(2006)的研究表明，在高风速区(大于 25 m/s)，海洋飞沫可以引起大气低层降温增湿，海气温差的增大破坏了海表温度层结，加强对流，增大了质量和水汽的向上传输，产生了适合飓风加强的条件；在飓风新生成的波浪区域，与波拖曳系数相关的动量通量非常重要，当风暴波成熟时，动量通量减弱，波的拖曳系数减弱风暴。

飞沫作为强风条件下的产物，一定程度上影响了海洋上发生发展的台风。Fairall 等(1994)、Kepert 等(1999)认为，如果需要模拟热带气旋边界层的真实演变，飞沫蒸发是必须考虑的。Emanuel(1995,1999)指出，如果将风速为 20 m/s 条件下得到的通量交换系数使用在高风速下的飓风模拟中，不能得到合理的飓风强度；当试验中包括波浪拖曳系数和飞沫作用时，可以得到与观测事实相符的飓风强度。因此，海洋飞沫是高风速状况下加强海-气通量的合理机制(Andreas, et al, 2001)。Bao 等(2000)使用了一个洋-波-飞沫耦合模式发现飞沫可以提高 Opal 飓风的强度模拟。Makin(1998)在研究中指出，对于 25 m/s 以上的 10 m 风速区，飞沫对热和湿度通量的影响还依赖于大气分层，因为飞沫蒸发引起的边界层冷却，改变了热带气旋近核区域的边界层结构和对流(Wang, et al, 2001)。Meirink 等(2001)估计了北海地区高分辨率有限区域大气模式对飞沫作用的敏感性，认为飞沫导致表层明显的降温和增湿，间接加强了降水以及中层的潜热释放。实验室、数值模拟试验、外海观测研究(Edson, et al, 1996; Andreas, 1992; Andreas, et al, 2002)都认为，飞沫能够重新分配边界层的温度和湿度，影响海-气的热焓交换。

伴随台风的强风激起的飞沫改变了大气边界层的结构，从热力状况上影响着台风，而强风引起的波浪则改变了海表粗糙度，进而影响了海-气的通量输送。Makin 等(1996)认为，海-气界面的动量通量很大一部分由波来传输，热通量仅仅由黏度传输；感热和潜热的海-气通量由扰动扩散决定，并受到波的间接影响。Moon 等(2004a, 2004b)耦合了 NOAA 的 WAVEWATCHⅢ平衡波谱模式和波边界层模式来预计包括台风状况下的海-气动量通量，结果表明拖曳系数是空间变量，并且在台风高风速下普遍降低。在超过 30 m/s 高风速条件下拖曳系数趋于稳定(甚至减小)。虽然有关物理机制的解释多种多样没有达成一致，但是，该系数在高风速条件下停止增长是一个共识。Zhang(2007)研究表明，因为海洋飞沫及波拖曳系数引起的有效波高的增加或减少主要发生在台风路径右侧的高风速区，这个过程是最大波浪区的调解过程，发生在最大风速后的若干小时，有效波高的增加或减少依赖于风暴移动速度。Moon(2007)基于浪风耦合模式对 1998—2003 年的 10 个大西洋热带气旋进行模拟研究，提出了一种新的高风速条件下海-气动量通量参数化方案，描述了海面粗糙度与风速的线性增加关系以及在高风速条件下趋于稳定的拖曳系数。在飓风预报中该参数化方案主要增加最大表层风速，而不影响中心最低气压。Fan 等(2009)通过海气浪耦合模式研究认为，增长的表层波可以减少空气中的动量通量输入，输入次表层流的动量通量比非耦合试验减少了 6%。这个效应在热带气旋右后方更为重要，因为那里的波有最大的空间梯度。海面降温程度也会降低，因为上涌作用减弱，可能会加强台风强度。同时，最大有效波高在台风路径右侧从 17.0 m 降低到 14.7 m，波长从 359 m 降低到 319 m。

近年来，中国学者也就海浪和海洋飞沫对热带气旋的影响进行了研究。黎伟标等(2004)在加拿大中尺度大气模式 MC2 中引入 Andreas 海洋飞沫参数化方案，对 2002 年的 16 号台风“森拉克”进行了数值模拟，认为加入海洋飞沫参数化方案后，台风范

围内潜热通量显著增加,台风强度明显增强。黄立文等(2005)利用 MM5 模式与 ECOM-si 进行耦合,并称此模式为 MCM(version1.0),研究了海-气相互作用对台风暴雨的影响。刘春霞等(2005)将 WRF 模式和海浪模式(WAVEWATCH Ⅲ)耦合,研究了 0307 号台风"伊布都"从进入南海到登陆过程中,海浪与大气的耦合对台风强度、路径、海面风场以及降水分布的影响。

为了研究海浪和海洋飞沫在台风发生发展中的作用,本文构造了大气-海浪耦合模式,加入了两种海洋飞沫参数化方案,主要研究 2006 年"珊瑚"台风在发生期间低层大气和海表面的相互作用,海浪和海洋飞沫对台风强度、路径的影响以及该影响产生的原因。

2　海洋飞沫参数化和耦合模式方案简介

2.1　海洋飞沫参数化方案

要在数值模式中研究海洋飞沫对台风的影响,首先需对飞沫引起的热焓通量进行准确估计。强风条件下对海-气界面热力学通量的直接观测较为困难,因此,需要采用参数化的方法来估算飞沫对海-气通量交换的贡献。在飞沫微物理模型研究的基础上,利用实验室和外海观测数据,一些学者提出了不同的海洋飞沫通量参数化方案,不同方案中海洋飞沫对台风影响程度也不一样。

2.1.1　Andreas 方案

Andreas 等(2005,2006,2007)、Persson 等(2005)方案包括界面通量和飞沫通量两个部分的计算。海-气间总的潜热和感热通量分别表示为

$$H_{l,\mathrm{tot}} = H_l + \alpha\overline{Q}_l \tag{1}$$

$$H_{s,\mathrm{tot}} = H_s + \beta\overline{Q}_s - (\alpha-\gamma)\overline{Q}_s \tag{2}$$

式中,H_l 和 H_s 为界面通量,即通常情况下的海-气间潜热和感热通量,与 Fairall 方案一样,基于通过莫宁-奥布霍夫相似理论得到粗糙长度。但不同的是 Andreas 方案由 Charnock 关系(Charnock et al,1995)得到海表动量粗糙度、热力粗糙度和水汽粗糙度,由 COARE(Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment)总体通量算法(2.6 版)(Fairall,et al,1996)进一步计算得到交换系数,最后导出界面通量。$\overline{Q}_l$ 和 $\overline{Q}_s$ 分别为通过微物理模型来确定的飞沫潜热和感热通量。α、β 和 γ 为通过微物理模型和观测数据拟合得到的非负常数。α 项表示飞沫蒸发对总的潜热通量的贡献,由于飞沫蒸发的同时需要从环境大气吸收同等的感热,因此,该项需要在总的感热通量式(2)中扣除。β 项表示飞沫从海表温度 T_s 降为其平衡温度 T_{eq} 所释放的感热,γ 项是一个反馈作用项,飞沫蒸发会使低层大气冷却,从而增大了海-气温差,对海洋向大气传递的总的感热有贡献。Andreas 方案的特点是发展了沫滴半径和温度随时间演变的模型,并将其进行参数化。

2.1.2　Fairall 方案

Fairall 等(1994)方案中,沫滴蒸发层顶总的感热和潜热通量表示为

$$H_{s,\mathrm{tot}} = H'_s + H_{s\varepsilon} + Q'_{ss} - Q'_l \tag{3}$$

$$H_{l,\mathrm{tot}} = H'_l + Q'_{sl} + Q'_l \tag{4}$$

Fairall 方案在计算界面通量时采用了容积通量算法,与 WRF 模式中莫宁-奥布霍夫表层方案得到的界面通量一致,但其得到的交换系数与 Andreas 方案有一定不同,使得两者界面通量有一定差异。在计算飞沫热通量时,该方案最大的特点是考虑了反馈作用的界面感热(H'_s)和潜热通量(H'_l)的影响:飞沫一方面冷却了低层大气,使得海-气温差增加,从而增大海-气间直接感热交换;另一方面使低层大气湿度增大,减小了湿度梯度,减弱了海-气间的直接潜热交换。$H_{s\varepsilon}$ 为沫滴蒸发层中湍流动能的耗散加热,由下式估算:

$$H_{s\varepsilon} = 0.5k^{-1}\rho_a u_*^3\left[\ln(h/10) + kU/u_*\right] \tag{5}$$

式中,k 为计算系数,ρ_a 为空气密度,u_* 为摩擦速度,h 为波浪破碎高度,U 为风速。

Q'_{ss} 和 Q'_{sl} 的和指从温度 T_s 降到 T_{wet}(湿球温度)所释放的总感热,而实际上由环境大气以感热形式吸收的热量仅为沫滴从 T_s 降到 T_a(空气温度)所释放的那部分,所以 Q'_{ss} 和 Q'_{sl} 分别表示沫滴从 T_s 降到 T_a 以及从 T_a 降到 T_{wet} 时所释放的热量。

2.2　耦合方案

海浪是存在于大气和海洋交界面上的小尺度海洋运动现象,其对海-气动量、热量和物质交换有较大影响。首先,海浪的发生影响了海面粗糙度的分布,进而影响了大气边界层的通量输送;其次,通过影响大气边界层,使得风场改变,影响了海浪场的结构和强度。海表粗糙度是表征海面空气动力学粗糙度的物理量,表示海面风速等于零的某一几何高度,描写了海面的起伏程度。在传统的大气模式中,海洋和大气的通量输送过程是通过海表粗糙度来考虑

的,不同输送通量间的海表粗糙度也不相同。在WRF2.1.2模式中,z_{0m}(动量海表粗糙度)=z_{0h}(热量海表粗糙度)=z_{0q}(水汽海表粗糙度),经典的Charnock关系(Charnock,et al,1955)表示为$z_0=\beta u_*^2/g$,其中,u_*为摩擦速度,β为Charnock常数。而大量的观测和数值模拟表明,海面动力学粗糙度不仅与海面风速有关,还是海洋状况的函数,且3个变量的海表粗糙度各不相同。Stewart(1974)基于风浪谱的相似性,提出了推广的Charnock关系,将其表示为波龄的函数$\beta=f(c_p/u_*)$,其中,c_p为相速,c_p/u_*为波龄参数。Smith等(1992)根据对HEXOS数据的分析,认为β随波龄的增加而减小,得到$\beta=0.48(c_p/u_*)^{-1}$。

本文的耦合模式采用基于共享内存的进程间通信技术来对中尺度大气模式WRF2.1.2和第3代海浪模式WAVEWATCⅢ进行耦合,大气模式为WAVEWATCH Ⅲ模式提供10 m高风场,海浪模式将得到的风场进行插值后在此风场驱动下进行一个模式时间步长的计算,为大气模式的下一耦合时次(每15个模式时间步长)提供波龄。在大气模式中引入Smith等(1992)对于海表粗糙度z_0与波龄的关系。在边界层参数化方案(sf_sfclay_physics)中考虑海洋飞沫参数化,考虑风速大于15 m/s时海洋飞沫在感热、潜热通量上的贡献。

2.2.1 WRF模式

WRF模式是一个完全可压非静力模式,控制方程组都写为通量形式。网格形式与MM5的Arakawa B格点不同,而是采用Arakawa C格点,有利于在高分辨率模拟中提高准确性。

目前,WRF模式中已经包含了许多物理方案选项:云微物理方案、积云参数化方案、长波辐射方案、短波辐射方案、边界层湍流方案、表层、陆面过程参数化方案和次网格尺度扩散方案。

2.2.2 WAWEWATCHⅢ模式

WAVEWATCHⅢ是美国国家环境预报中心(NCEP)海洋模拟和分析部开发的全谱空间的第3代海浪模式。该模式是在荷兰Delft理工大学发展的WAVEWATCH-Ⅰ和美国航空航天局(NASA)Goddard空间飞行中心发展的WAVEWATCHⅡ的基础上进一步发展起来的,现已被NCEP用作业务化的全球和区域海浪预报模式(以下简称为WW3)。

WW3模式以波数k和波分量的传播方向θ为基本参数,控制方程可以采用球坐标网格,也可以采用笛卡儿坐标网格。本文采用的是前者。对于波作用密度谱$N(k,\theta;\phi,t)$,球坐标系下的平衡方程为

$$\frac{\partial N}{\partial t}+\frac{1}{\cos\phi}\frac{\partial}{\partial\phi}\dot{\phi}N\cos\theta+\frac{\partial}{\partial\lambda}\dot{\lambda}N+\frac{\partial}{\partial k}\dot{k}N+\frac{\partial}{\partial\theta}\dot{\theta}_g N=\frac{S}{\sigma} \tag{6}$$

$$\dot{\phi}=\frac{C_g\cos\theta+U_\phi}{R} \tag{7}$$

$$\dot{\lambda}=\frac{C_g\sin\theta+U_\lambda}{R\cos\phi} \tag{8}$$

$$\dot{\theta}_g=\dot{\theta}-\frac{C_g\tan\phi\cos\theta}{R} \tag{9}$$

式中,λ和ϕ分别为经度和纬度,σ为固有频率,C_g为群速度,R为地球半径,U_λ和U_ϕ分别为平均海流在经向和纬向的分量。根据大圆传播理论,将笛卡儿坐标系下的$\dot{\theta}$修订为$\dot{\theta}_g$。S为源函数项,它通常包括:风输入源函数S_{in},非线性波-波相互作用源函数S_{nl},耗散源函数S_{ds}和底摩擦源函数S_{bot}。

3 试验设计

3.1 模拟个例

2006年9月10日12时,“珊珊”台风是由在(16.8°N,134.8°E)附近洋面上形成的一个热带风暴发展而来的。该热带风暴先向西北移动,并发展成台风;12日18时台风移至(20.0°N,130.0°E)附近后开始向西挺进;至14日18时,强度已达强台风,并开始转向东北移动,随后逐渐减弱直至消亡。

3.2 初始场

耦合模式大气分量首先采用NCEP资料插值得到一个背景场,并通过三维变分同化了Bogus台风资料(黄小刚等,2006)。用此初始场模拟24 h后的输出场作为耦合模式大气分量的初始场。海浪模式分量初始场包括海底地形、海陆状况以及海表风场,分别由ETOPO资料、WRF模式初始场资料提供。

3.3 试验设计

大气模式试验区域格点数为109×94,区域中心为(21.43°N,124.74°E),水平分辨率为15 km,垂直分层31个σ层,时间步长60 s。积云参数化方案为Kain-Fritsch方案,表层方案为莫宁-奥布霍夫方案,模拟时间为2006年9月14日00时到2006年9月16日00时(世界时,下同)共48 h,每6 h输出一

次模拟结果。海浪模式的模拟区域与大气模式相同,模式水平分辨率 0.25°,时间步长 900 s,试验方案如下:

(1) ctrl:单独的 WRF 模式和 WW3 模式模拟结果;

(2) coup:基于 WRF 与 WW3 的耦合模拟;

(3) coup + andr:在耦合模式的表层方案中加入 Andreas 海洋飞沫参数化方案;

(4) coup + fairl:在耦合模式表层方案中加入 Fairall 海洋飞沫参数化方案。

4　试验结果分析

4.1　台风强度和路径

以中国气象局上海台风研究所台风报文资料作为实况来检验 4 种方案的模拟效果。由于台风发生在海上,观测资料匮乏,由 NCEP 资料得到的背景场不能够很好地描述台风,虽然进行了优化,但与实况还有一定差距。从图 1 可以看到,初始场中心最低气压与实况台风相差 10 hPa。随着模式模拟的开始,几个试验方案的中心最低气压都呈不同程度的下降趋势,6 h 后,模拟台风的中心最低气压升高。因为在模式开始的 12 h 内,实况台风强度维持不变,并且,此阶段为模式调整过程。因此,数值模拟与实况台风强度变化趋势产生偏差。从模拟的 12 小时开始,实况台风经历了一个加强过程。coup 方案和 coup + fairl 方案较好地模拟了此过程,与实况台风的加强程度接近。18—24 h,实况台风强度维持不变,coup 方案所模拟的台风强度加强趋势渐弱,基本反映了台风强度的维持过程,在模拟到24 h 时,coup 方案的台风强度与实况仅相差 1 hPa。Bao 等(2000)的研究表明:飞沫作用可以大幅度提高台风的模拟强度,coup + fairl 方案正是由于考虑了飞沫作用,台风中心最低气压呈快速下降趋势,在模拟到 24 h 时,台风中心最低气压达到 941 hPa,比实况低 9 hPa。ctrl 方案和 coup + andr 方案对前 24 h 的模拟较差,与实况台风的变化趋势有一定差距。模拟 24 h 后,实况台风持续加强,几个试验方案都模拟出了这个趋势,ctrl 方案与 coup 方案对台风中心最低气压的模拟与实况偏差较小,而 coup + andr 方案模拟的台风整体偏弱,coup + fairl 方案整体偏强。由此可知,飞沫作用对台风强度有较大程度影响,不同参数化方案也有较大差异。从总的模拟效果来看,coup 方案对台风中心最低气压发展趋势和强度模拟在几个方案中与实况拟合最好,不但模拟出了台风加强过程,同时也模拟出了台风强度维持过程。

在台风路径模拟方面,众多学者主要关注于海洋热力状况对台风路径的影响,而忽略了海洋飞沫以及海浪在改变台风强度和结构的基础上对台风路径的作用。由图 2 可见,各方案都模拟出了台风的大体移动方向,在前 30 h,几个试验方案的台风路径较实况偏北且移速明显快于实况,在对比中发现,

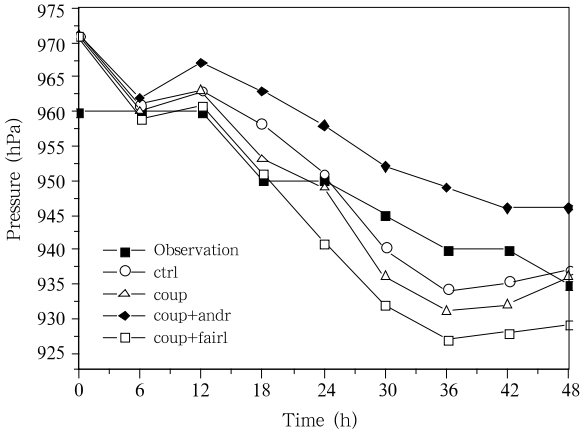


图 1　台风中心最低气压

Fig. 1　Minimum sea level pressures of the typhoon

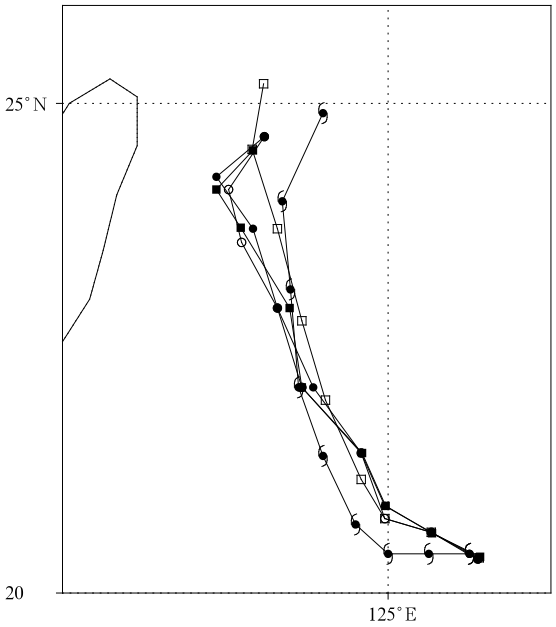


图2　台风移动路径

(ʃ为实况;○ ctrl试验;● coup方案;
□coup+andr方案;■ coup+fairl方案)

Fig.2　Best track of the typhoon

(ʃ Obs;○ ctrl;● coup;□ coup+andr;■ coup+fairl)

在模拟初期海浪及海洋飞沫对台风路径的影响不大。从模拟的30 h开始,随着各方案台风强度差异增大,coup + andr方案与实况及其他几个方案的路径有了较大差别,台风移速明显偏快。最后的12 h,实况台风为北行,继而转向为东北行,而coup + andr方案台风为西北行,在最后6 h转向为北行。可见,不同的海洋飞沫参数化方案通过影响台风强度进而影响台风路径及移速,造成台风移动的差异原因在此不做具体分析。

4.2 海-气作用的物理机制

大气和海洋的相互作用主要包括动力因素和热力因素,其中,动力因素主要通过海-气间的动量通量输送实现,而热力因素主要通过感热和潜热通量的输送来实现,台风的发展和演变受到这2种因素的影响(关皓等,2008a, 2008b)。海浪在强风作用下改变了海表粗糙度,从动力场上影响海-气的相互作用。海洋飞沫在强风的作用下形成沫滴蒸发层,直接影响了海-气的感热和潜热通量,由于大气中的热力状况被改变,其热力场及动力场随之而变。下面主要从动力因素及热力因素两方面来考虑海洋在台风发展期间对台风影响的机理。

4.2.1 动力因素

模拟的第36小时是台风的成熟稳定期,本文主要对该时次物理量场进行分析。从海浪场上看(图3),有效浪高分布与台风强度密切相关,最大风浪区在台风路径的右侧,与Zhang(2007)的结论一致。图3a为给定外源风场强迫条件下WW3模式得到的有效浪高分布,外源风场为ctrl方案10 m风场。在对比中发现,该时次ctrl方案的台风强度弱于coup方案,其9 m大浪区分布略小,模拟区域的平均有效浪高为2.64 m,而coup方案台风强度较强,模拟区域的平均有效浪高为2.66 m(图3b)。在图4中,coup方案的10 m绝对动量场最大为42 m/s,最大动量场面积明显大于ctrl方案,台风眼区东侧

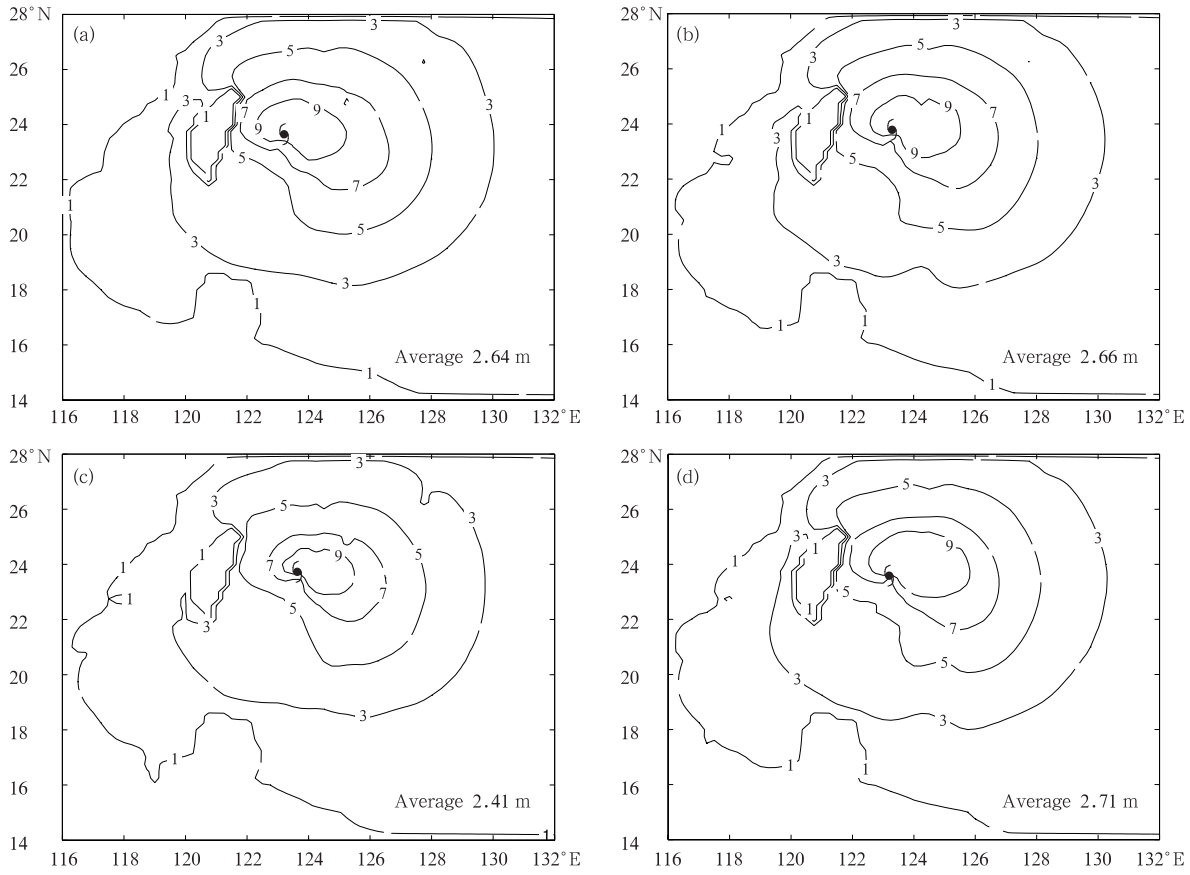


图3 第36小时有效波高

(单位:m;🌀为台风中心;a. ctrl方案, b. coup方案, c. coup+andr方案, d. coup+fairl方案)

Fig.3 Significant wave heights at 36 h

(unit: m; 🌀 denotes the typhoon center; a. ctrl, b. coup, c. coup+andr, and d. coup+fairl)

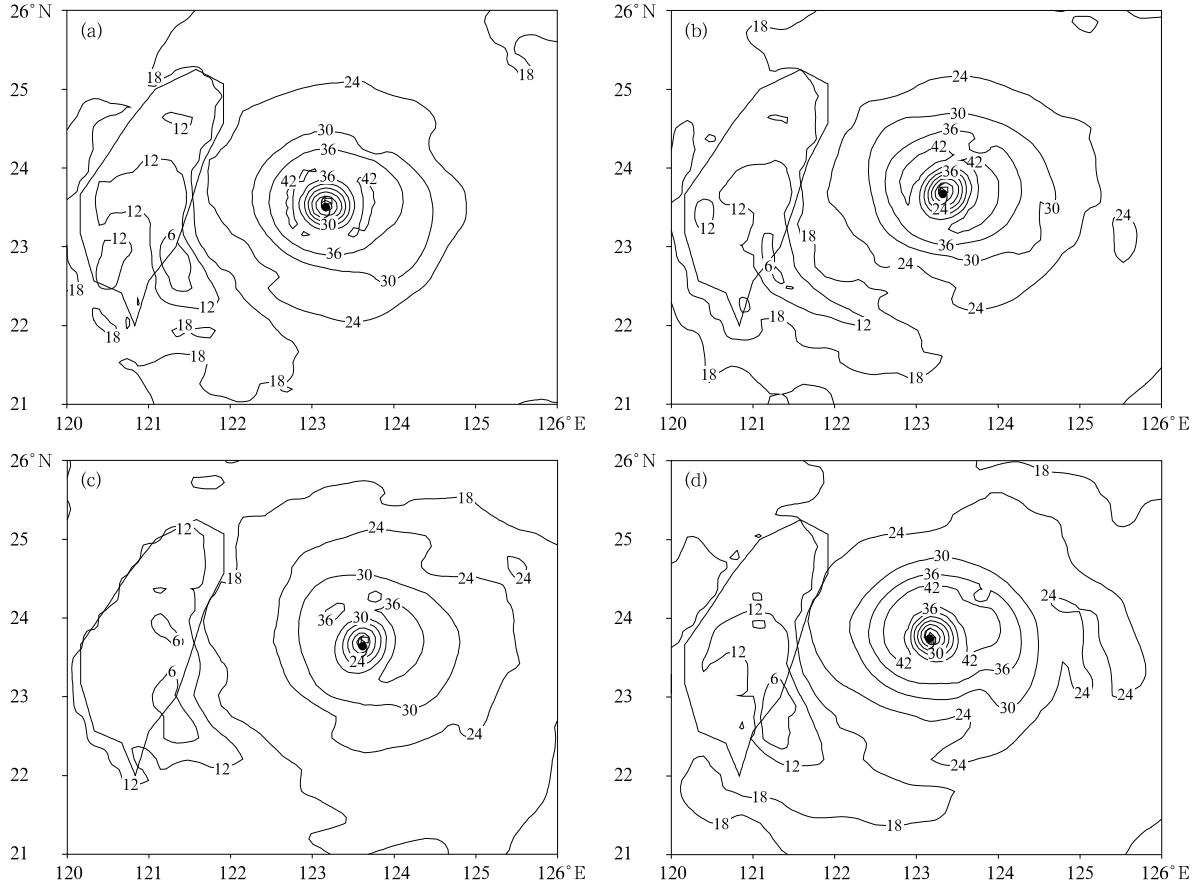


图4　第36小时台风中心附近10 m高度处绝对动量

(单位: g·m/s; ๑ 为台风中心; a. ctrl方案, b. coup方案, c. coup+andr方案, d. coup+fairl方案)

Fig.4　Absolute momenta at the height of 10 m near the typhoon center at 36 h

(unit: g·m/s; ๑ denotes the typhoon center; a. ctrl, b. coup, c. coup+andr, and d. coup+fairl)

的绝对动量强于西侧,最大动量区在台风眼墙附近,离眼墙越远绝对动量越小,风场绝对动量的不平衡分布导致了台风大浪区出现在台风路径右侧。考虑海表状况的 coup 方案并没有因为较高的有效浪高导致海表粗糙度的增加而使台风强度衰减,反而因为考虑了海表的实际状况,加大了台风强度,较大的有效浪高导致海表粗糙度的增加,通过海表状况影响绝对动量场,间接对台风强度产生影响并通过垂直对流作用进一步向高层扩展,从而对台风的整体动力场产生影响,这一点可以从相对涡度的垂直剖面(图 5)中看出,台风眼墙附近为相对涡度高值区,coup 方案中 $12\times10^{-4}\ s^{-1}$ 的相对涡度等值线向上扩展到 200 hPa,高于 ctrl 方案。由于海表状况的引入,即波龄引起动量海表粗糙度发生变化,对台风动力场产生影响,使得台风眼区低层梯度风平衡被打破,产生穿越等压线的流场,进而辐合上升气流增强将眼壁高涡度夹卷进入眼区,使得台风中心上层的相对涡度增加,影响台风强度。

从图 3b—d 中可以看出,不同的海洋飞沫参数化方案中台风浪的模拟有较大不同:coup + andr 方案的最大有效浪高范围较 coup 方案明显减小,平均有效浪高为 2.41 m,coup + fairl 方案的最大有效浪高范围大于 coup 方案,平均有效浪高为 2.71 m。台风强度影响了平均有效浪高及最大风浪面积,较低的台风中心强度对应较强的台风风场,导致较高的有效浪高,扩大了最大风浪面积。10 m 高绝对动量场分布和相对涡度的垂直分布与该时次不同方案的台风强度相对应,coup + andr 方案的 10 m 高绝对动量最大值为 36 g·m/s,相对涡度 $12\times10^{-4}\ s^{-1}$ 等值线扩展到 300 hPa 附近。而 coup + fairl 方案的 10 m 高绝对动量最大值为 42 g·m/s,分布范围更广,相对涡度 $12\times10^{-4}\ s^{-1}$ 等值线扩展到200 hPa

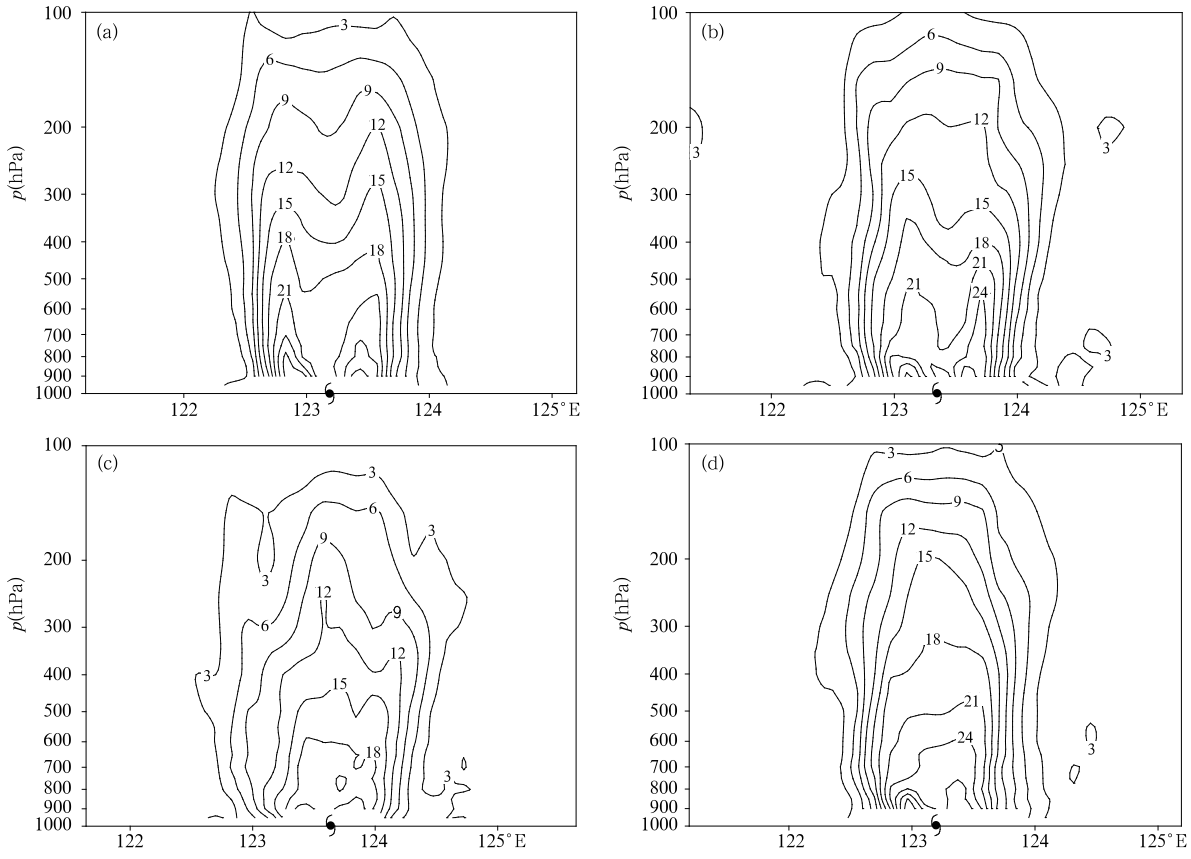


图5 第36小时过台风中心相对涡度垂直剖面

(单位：$10^{-4}s^{-1}$；ϟ为台风中心；a. ctrl方案，b. coup方案，c. coup+andr方案，d. coup+fairl方案)

Fig.5 Vertical cross section of relative vorticities through the typhoon center at 36 h

(unit: $10^{-4}s^{-1}$; ϟ denotes the typhoon center; a. ctrl, b. coup, c. coup+andr, and d. coup+fairl)

以上。因为在耦合方案中并没有考虑海洋飞沫对动量场的影响，因此，海洋飞沫参数化方案是直接从热力场上对台风结构进行改变，加强台风强度，引起台风风场结构变化，产生不同的海浪分布。

4.2.2 热力因素

在热力场上(图6、7)，考虑海面状况的coup方案的潜热通量主要集中于台风眼壁附近和外围的螺旋云带上，通量极值在眼壁处分布较为均匀，平均潜热通量为248.56 W/m^2。ctrl方案潜热通量相对较小，平均潜热通量为245.06 W/m^2，但其东侧的通量极值分布较大。ctrl方案平均感热通量为15.61 W/m^2，极值区位于以台风为中心的第二象限；coup方案的感热通量分布范围明显集中于台风眼壁附近，平均感热通量为15.71 W/m^2，两个方案的感热通量与潜热通量相比明显偏小，这与以往研究结果保持一致。将热量场与绝对动量场分布范围进行对比可以发现，热通量的分布范围与绝对动量通量没有一致的对应关系，考虑耦合作用的coup方案在台风中心东侧出现最大有效浪高及绝对动量场极值区，而热通量均匀分布于台风中心的眼墙附近。因此，可以认为热力场与动力场之间没有直接的对应关系，可能通过其他因素间接影响。两种方案的潜热通量高值区与25 m/s风速分布有较为一致的对应关系，高风速提高了潜热通量交换(图6)。而感热通量高值范围与25 m/s的风速区没有明显的对应关系。从25 m/s风速区平均海气热通量随时间变化曲线(图10)可以看到，除去模拟的前12 h(因为模式处于调整阶段)，平均潜热通量随台风强度的增加而增大，但是，ctrl方案与coup方案在高风速条件下的潜热通量差异不大；平均感热通量随台风强度的增加而减小，两方案的平均感热差异同样很小。ctrl方案的感热通量计算基于Charnock关系得到的海表粗糙度，未考虑海面对风场的响应及海面状况对台风的影响；coup方案考虑了海表状况与

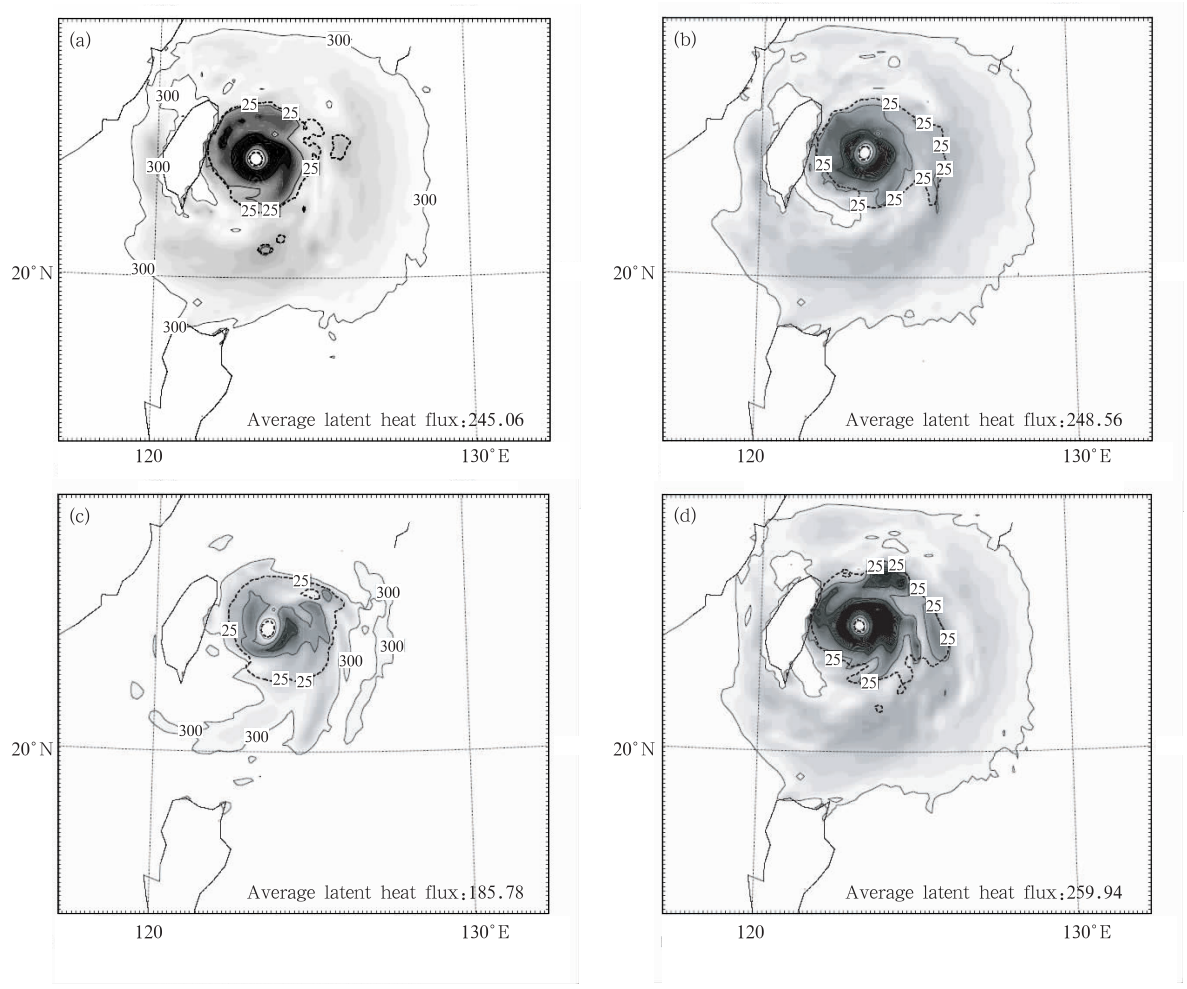


图 6　第 36 小时海表潜热通量(单位:W/m^2,起始值阴影部分 300 W/m^2,灰阶间隔 40 W/m^2)和 25 m/s 风速场范围(虚线)(a. ctrl 方案,b. coup 方案,c. coup + andr 方案,d. coup + fairl 方案)

Fig. 6　Latent heat fluxes at the sea surface at 36 h (shading, unit: W/m^2, starting from 300 W/m^2 surrounded by the solid line with the interval of 40 W/m^2) and 25 m/s wind coverage (dashes) (a. ctrl, b. coup, c. coup + andr, d. coup + fairl)

台风之间的相互作用,该相互作用并没有加强高风速条件下海-气间的热通量传递,只是从整个模拟区域增加了热通量传递。通过位温异常剖面可以看到(图 8),海表状况影响了台风低层的位温分布,ctrl 方案 850 hPa 的位温极值中心位于台风中心东侧。coup 方案中台风低层没有明显的位温极值中心,且在台风中心两侧分布较为平均,但是随着模式垂直层数的升高,中高层的位温明显大于 ctrl 方案。由此可以认为,耦合作用间接影响了低层热力场分布,导致上层增温明显,对模拟台风起到加强作用。

在考虑耦合作用的基础上,加入飞沫作用对热力场的改变十分明显。coup + andr 方案的潜热通量明显偏小,平均潜热通量仅为 185.78 W/m^2,感热通量也较 coup 方案偏小,平均感热通量为 15.59 W/m^2。为了找出加入 Andreas 海洋飞沫参数化方案后台风热通量交换降低的原因,计算了 Andreas 方案海-气热通量和动量通量变化的理论值(图 9)。在图 9a 中,Andreas 方案的热通量(包括感热通量和潜热通量)随风速的加大而增加,界面潜热通量增加最为明显,海-气间热通量的交换与风速成正比。图 9b 中,在 30 m/s 风速条件下,感热通量总体值较低并且随相对湿度的变化较小,潜热通量(包括界面通量和飞沫通量)随着大气相对湿度的增加急速降低,与相对湿度呈反比。台风内部为高温高湿的环境,即使在高风速条件下,由 Andreas 方案得到的潜热通量交换仍旧较小。因此,在加入 Andreas 海

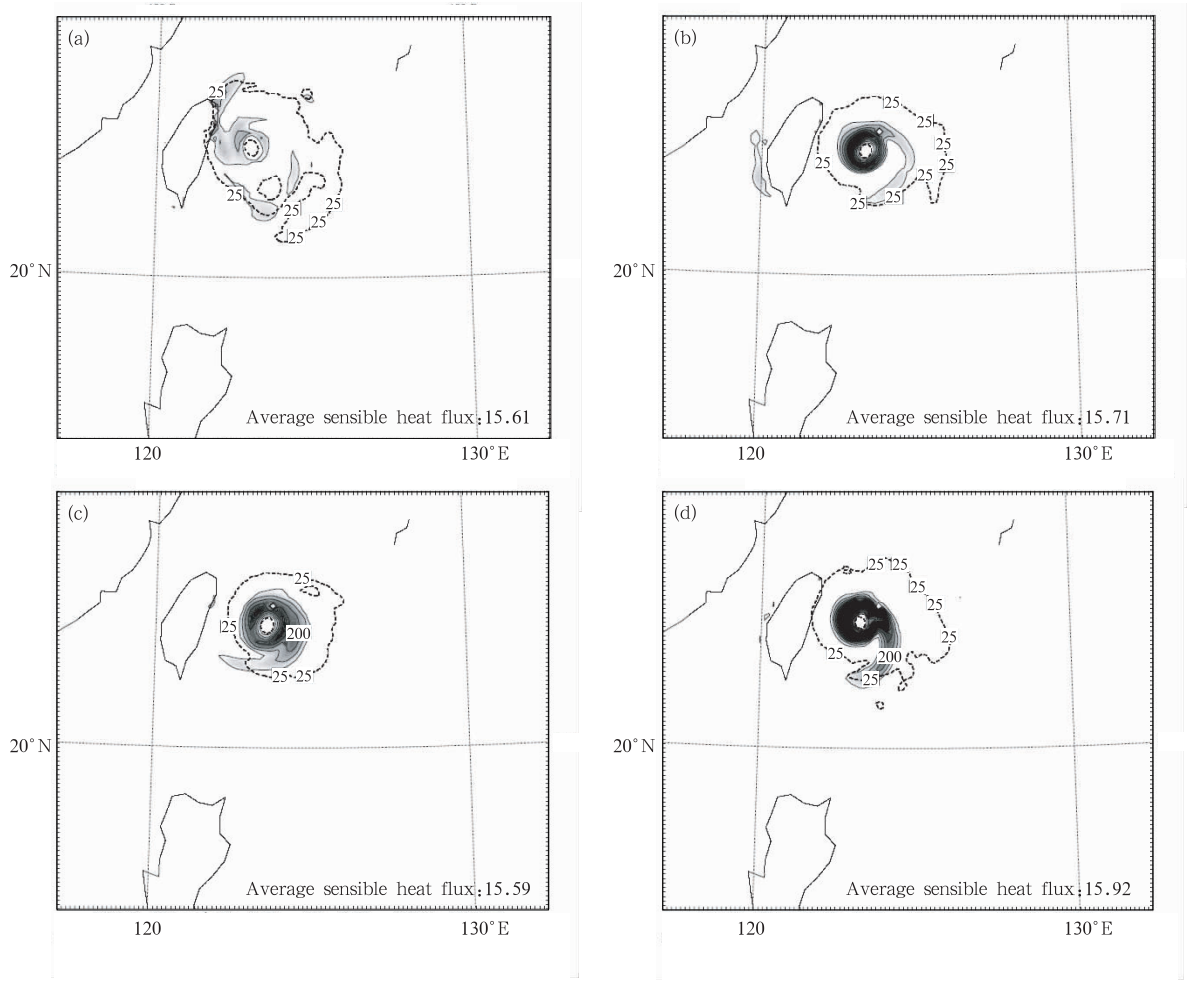


图 7 第 36 小时海表感热通量

(单位：W/m²，起始值阴影部分 100 W/m²，灰阶间隔 10 W/m²)和 25 m/s 风速场范围(虚线)；

(a. ctrl 方案，b. coup 方案，c. coup + andr 方案，d. coup + fairl 方案)

Fig. 7 Sensible heat fluxes at the sea surface at 36 h

(shading, unit: W/m², starting from 100 W/m² surrounded by the solid line with the interval of 10 W/m²) and 25 m/s wind coverage (daded); (a. ctrl, b. coup, c. coup + andr, d. coup + fairl)

洋飞沫参数化的 coup + andr 方案在模拟高相对湿度条件下的台风时，界面通量和飞沫通量较小，其总体热通量交换较低，这也就解释了 coup + andr 方案在 WRF 模式中对台风强度模拟偏弱的原因。coup + fairl 方案在考虑 WRF 模式原有界面通量的基础上，加入海洋飞沫作用，因此，该方案的平均潜热通量和平均感热通量分别达到 259.94 和 15.92 W/m²，通过提高热通量交换加强了模拟台风强度。通过 25 m/s 风速区平均海-气热通量随时间变化曲线(图 10)可以看到，coup + fairl 方案高风速区的平均潜热通量远大于 coup + andr 方案，但 coup + andr 方案在高风速区的感热通量大于 coup + fairl 方案。通过位温异常剖面(图 8c、d)可以看出，coup + andr 方案在低层的增温明显，最大位温极值出现在台风中心东侧的 850 hPa；coup + fairl 低层增温较小，且最大位温极值中心出现在 550 hPa 台风中心中层。因此，coup + andr 方案在台风眼区附近低层的高位温中心加强了感热通量的输送，但感热通量相对潜热通量量级较小，不足以加强台风。不同的海洋飞沫参数化方案影响了台风海-气界面间热通量的输送，并通过上下对流作用加强台风中高层的暖心结构。

总体而言，海表状况影响着海表粗糙度，从动力场上影响着台风。就coup方案而言，在模拟的第

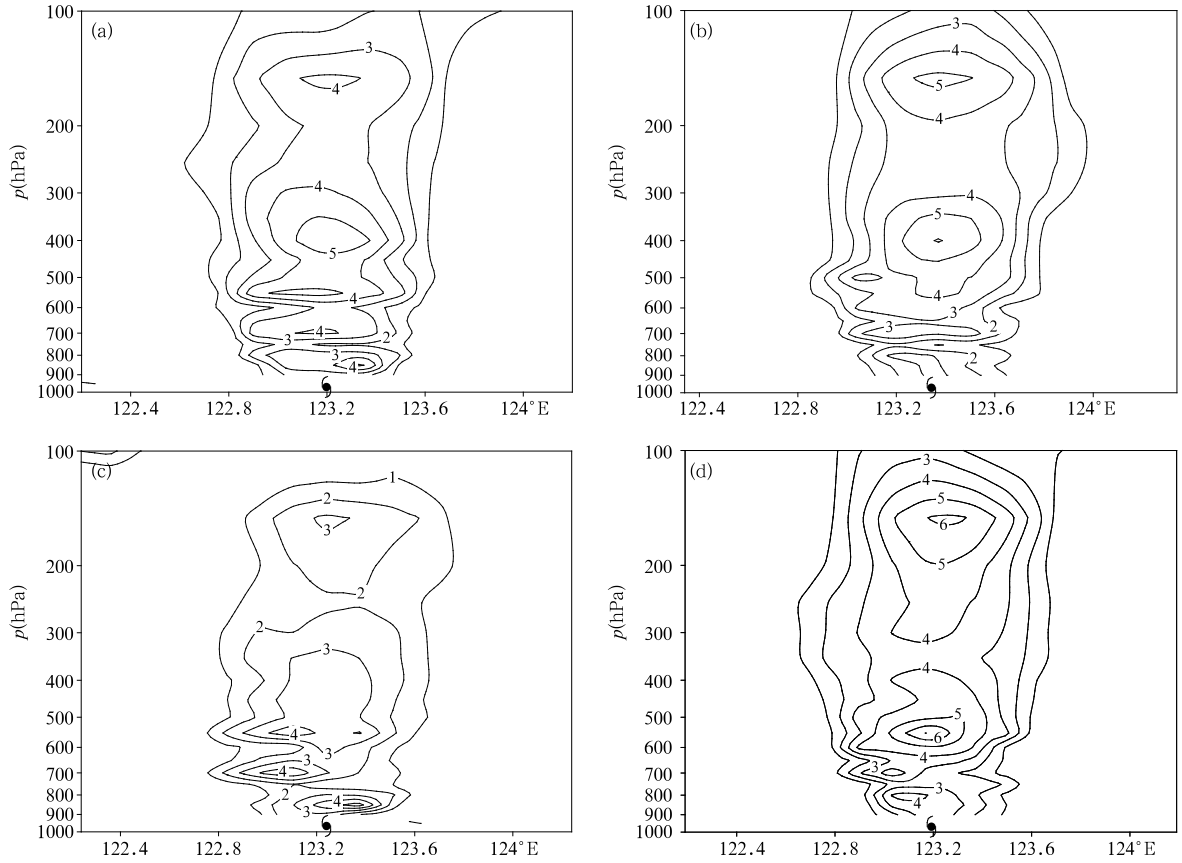


图8　第36小时过台风中心位温异常垂直剖面

(单位：K；ϛ为台风中心；a. ctrl方案，b. coup方案，c. coup+andr方案，d. coup+fairl方案)

Fig.8　Vertical cross sections of the potential temperature through the typhoon center at 36 h

(unit: K; ϛ denotes the typhoon center; a. ctrl, b. coup, c. coup+andr, and d. coup+fairl)

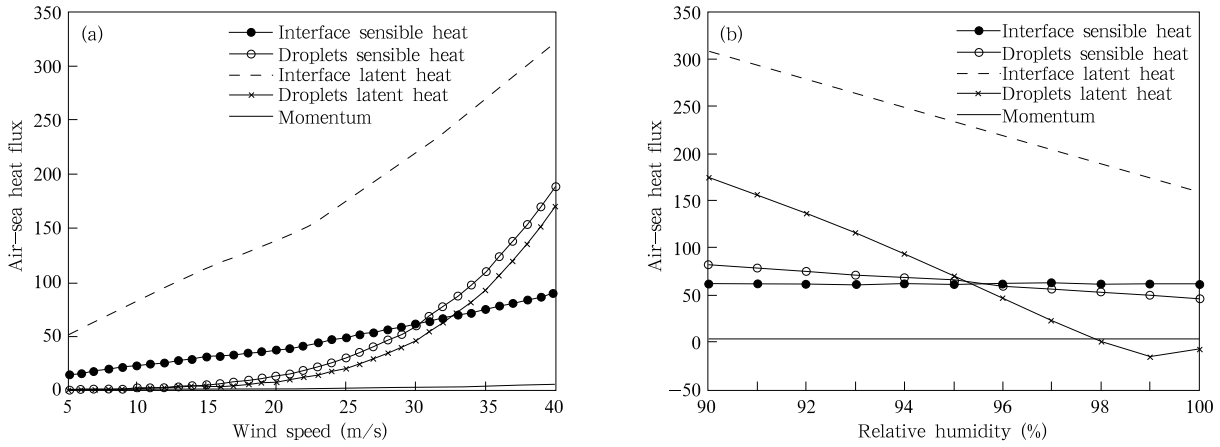


图 9　Andreas 方案海-气热通量与动量变化曲线(界面通量和飞沫通量的参考高度为 18 m,气压为 980 hPa,气温比海表温度低 2℃,盐度为 34 psu)a. 海气热通量(单位：W/m²)与动量(单位:g·m/s)随风速变化曲线,相对湿度为 96%,b. 海气热通量(单位：W/m²)与动量(单位:g·m/s)随相对湿度变化曲线,风速为 30 m/s

Fig. 9　Air-sea heat flux and momentum curves using the Andreas parameterization (the reference height for the interface and spray flux is 18 m with the pressure of 980 hPa and the air temperature of 2℃ lower than the sea surface temperature, and the salinity of 34 psu)(a) air-sea heat flux (unit: W/m²) and the momentum (unit: g·m/s) changes vs the wind speed with the relative humidity of 96% and (b) air-sea heat flux (unit: W/m²) and the momentum (unit: g·m/s) changes vs the relative humidity with the wind speed of 30 m/s

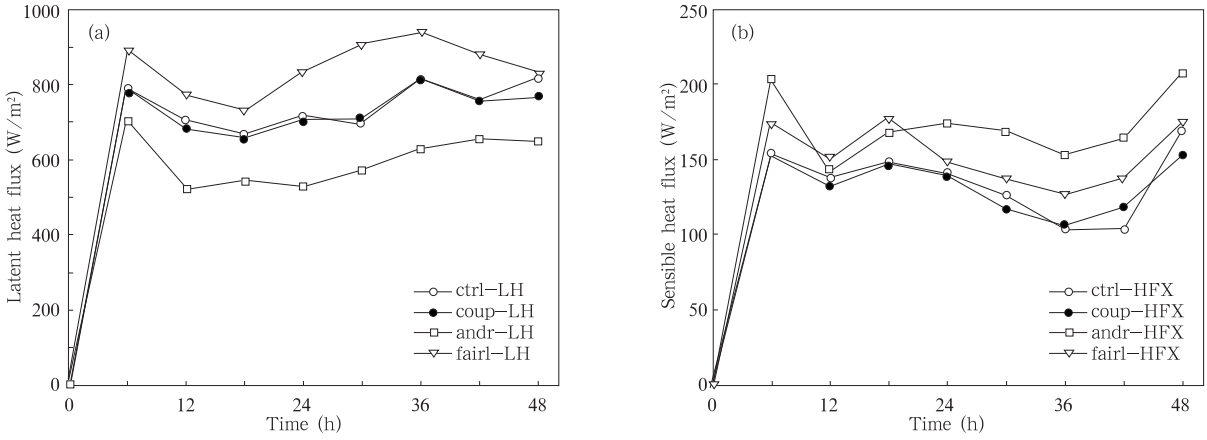


图 10 25 m/s 风速区平均海-气热通量(单位：W/m²)随时间变化曲线（a. 潜热，b. 感热）

Fig. 10 Time series of average air-sea heat flux with the wind speed of 25 m/s (a. latent heat, and b. seusible heat)

36 小时，动量通量增大，台风强度增强，梯度风平衡被打破，产生穿越等压线的流场，从而进一步改变了台风的动力场和热力场结构。由此可以认为，海表状况通过动力场影响台风，而对热力场没有直接影响。海洋飞沫对台风的影响主要是通过热力场的热焓通量输送，进而改变台风的动力场。

5 结 论

基于共享内存的进程间通信技术应用在区域大气和海浪模式的耦合中，引入了不同海洋飞沫参数化方案，对 2006 年“珊珊”台风进行了模拟，得出如下结论：

(1) 耦合模式通过海-气的相互作用，对台风的强度产生影响，由于耦合模式在海表粗糙度的计算上考虑了海表状况，使得耦合模式模拟的台风强度更接近实况，而对台风的移动路径影响不大；

(2) 耦合模式中海-气相互作用主要通过动力因素来对台风产生影响，海表状况影响了海表粗糙度，使台风的动量输送发生变化，改变台风的结构和强度，间接影响热力场，耦合作用对高风速条件下海-气热通量交换影响不大，主要从整体模拟区域中加强交换，具体台风强度增强还是减弱主要取决于海表状况与实况的符合程度；

(3) 海洋飞沫参数化主要通过热力场的改变来影响动力场，coup + fairal 方案中潜热通量得到很大程度的加强，使得台风的热力结构得以改变，台风强度明显加强，从而影响了动力场结构；coup + andr 方案由于界面通量算法在高相对湿度条件下计算界面通量时得到的量值较小，虽然高风速条件下感热通量加大，但总的潜热通量、感热通量较 coup + fairal 方案为弱，从而台风的强度不强；海洋飞沫参数化方案通过影响台风结构和强度，对台风移动路径产生一定影响。

参考文献

陈联寿，孟智勇. 2001. 我国热带气旋研究十年进展. 大气科学，25(3)：420-432

端义宏，余晖，伍荣生. 2005. 热带气旋强度变化研究进展. 气象学报，63(5)：636-645

关皓，周林，王汉杰等. 2008a. 有限区域大气-海浪耦合模式的建立及海表粗糙度参数化试验. 海洋学报，30(4)：30-38

关皓，周林，王汉杰等. 2008b. 南海中尺度大气-海浪耦合模式及其对该区一次强台风过程的模拟研究. 气象学报，66(3)：342-350

黄立文，吴国雄，宇如聪. 2005. 中尺度海-气相互作用对台风暴雨过程的影响. 气象学报，63(4)：455-467

黄小刚，费建芳，陆汉城. 2006. 消去分析台风方法的对比研究. 应用气象学报，17(1)：81-86

黎伟标，何溪澄，唐洁. 2004. 台风"森拉克"的数值模拟研究：海洋飞沫的作用. 热带海洋学报，23(3)：58-65

刘春霞，齐义泉，梁建茵. 2005. WRF 与海浪模式耦合及其对台风的影响//中国气象学会 2005 年年会. 苏州. 10.24-26

Andreas E L. 1992. Sea spray and the turbulent air-sea heat fluxes. J Geophys Res, 97: 11429-11441

Andreas E L, Emanuel K A. 2001. Effects of sea spray on tropical cyclone intensity. J Atmos Sci, 58: 3741-3751

Andreas E L, DeCosmo J. 2002. The signature of sea spray in the HEXOS turbulent heat flux data. Bound-Layer Meteor, 103: 303-333

Andreas E L. 2005. Approximation formulas for the microphysical

properties of saline droplets. Atmos Res, 75(4): 323-345

Andreas E L, Wang S. 2006. Predicting significant wave height off the northeast coast of the United States // 14th Conference on Interaction of the Sea and Atmosphere. 30 January－2 February 2006, Atlanta, GA, USA

Andreas E L, Wang S. 2007. Predicting significant wave height off the northeast coast of the United States. Ocean Engineering, 34 (8-9): 1328-1335

Bao J W, Wilczak J M, Choi J K, et al. 2000. Numerical simulations of air-sea interaction under high wind conditions using a coupled model: A study of hurricane development. Mon Wea Rev, 128: 2190-2210

Charnock H. 1955. Wind stress on a water surface. Quart J Roy Meteor Soc, 81: 639-640

Edson J B, Anquentin S, Mestayer P G, et al. 1996. Spray droplet modeling: 2. An interactive Eulerian-Lagrangian model of evaporating spray droplets. J Geophys Res,101: 1279-1293

Emanuel K A. 1995. Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. J Atmos Sci, 52: 3969-3976

Emanuel K A. 1999. Thermodynamic control of hurricane intensity. Nature, 401: 665-669

Fairall C W, Bradley E F, Rogers D P, et al. 1996. Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. J Geophys Res, 101: 3747-3764

Fairall C W, Kepert J D, Holland G J. 1994. The effect of sea spray on surface energy transports over the ocean. Global Atmos Ocean Sys, 2: 121-142

Fan Y L, Ginis I, Hara T. 2009. The effect of wind-wave-current interaction on air-sea momentum fluxes and ocean response in tropical cyclones. Amer Meteor Soc, 39: 1019-1034

Makin V K, Mastenbroek C. 1996. Impact of waves on air-sea exchange of sensible heat and momentum. Bound-Layer Meteor, 79: 279-300

Makin V K. 1998. Air-sea exchange of heat in the presence of wind waves and spray. J Geophys Res, 103: 1137-1152

Meirink J F, Makin V K. 2001. The impact of sea spray evaporation in a numerical weather prediction model. J Atmos Sci, 58: 3626-3638

Moon I J, Hara T, Ginis I, et al. 2004a. Effect of surface waves on air-sea momentum exchange. Part I: Effect of mature and growing seas. J Atmos Sci, 61: 2321-2333

Moon I J, Ginis I, Hara T. 2004b. Effect of surface waves on air-sea momentum exchange. Part II: Behavior of drag coefficient under tropical cyclones. J Atmos Sci, 61: 2334-2348

Moon I J, Ginis I, Hara T, et al. 2007. A physics-based parameterization of air-sea momentum flux at high wind speeds and its impact on hurricane intensity predictions. Mon Wea Rev, 135: 2869-2878

Kepert J D, Fairall C W, Bao J W. 1999. Modelling the interaction between the atmospheric boundary layer and evaporating sea spray droplets // Geernaert G L. Air-Sea Exchange: Physics, Chemistry and Dynamics. Kluwer Academic, 363-410

Persson P O, Hare J E, Fairall C W, et al. 2005. Air-sea interaction processes in warm and cold sectors of extratropical cyclonic storms observed during FASTEX. Quart J Roy Meteor Soc, 131(607): 877-912

Stewart R W. 1974. The air-sea momentum exchange. Bound-Layer Meteor, 6: 433-439

Smith S D, Anderson R J, Oost W A, et al. 1992. Sea surface wind stress and drag coefficients: The hexos results. Bound-Layer Meteor, 60(1):109-142

Wang Y Q, Kepert D J, Holland G J. 2001. The impact of sea spray evaporation on tropical cyclone boundary layer structure and intensity. Mon Wea Rev, 129: 2481-2500

Weisse R, Alvarez E F. 1997. The European Coupled Atmosphere Wave Ocean Model ECAWOM. MPI-Rep, Germany: 1-34

Zhang W Q, Perrie W, Li W B. 2006. Impacts of waves and sea spray on midlatitude storm structure and intensity. Mon Wea Rev, 134:2418-2442

Zhang W Q, Perrie W. 2007. The influence of air-sea roughness, sea spray, and storm translation speed on waves in North Atlantic storms. Amer Meteor Soc, 38: 817-839