

文章编号: 1004-4965(2008)05-0467-08

海洋飞沫对热带气旋影响的数值试验

郑静^{1,2}, 费建芳^{1,3}, 王元³, 黄小刚¹,
李启明⁴, 吴宏毅²

(1. 解放军理工大学气象学院, 江苏 南京 211101; 2. 73061 部队 76 分队, 江苏 徐州 221008;
3. 南京大学大气科学系, 江苏 南京 210093; 4. 海军 91774 部队气象台, 上海 200083)

摘 要: 将最新版的 Andreas 海洋飞沫通量参数化方案与中尺度大气模式 MM5V3 耦合, 对 0514 号热带气旋 Nabi 进行数值模拟, 探讨海洋飞沫蒸发对热带气旋发展和演变的影响。模拟结果表明, 考虑海洋飞沫的作用后, 热带气旋范围内(气旋中心附近 600 km 左右范围内)的潜热和感热通量明显增强, 尤其是潜热通量, 最大值可提高 35%~80%, 潜热通量的大值区对应热带气旋眼墙处的最大风速区。无论是否考虑海洋飞沫作用, 模式均能较好地模拟出热带气旋 Nabi 的移动路径, 但考虑飞沫作用后, 由于飞沫对海气界面通量交换的贡献, 使得模拟热带气旋中心的最低海平面气压降低, 最大风速增强, 暖心结构更加明显。

关键词: 海洋飞沫; 热带气旋; 参数化方案; 数值模拟

中图分类号: P444

文献标识码: A

1 引 言

在开放的海洋上, 在强风速的条件下, 由于波浪破碎、气泡破裂等的作用, 大量微小水滴从风浪波面飞出, 脱离海面, 形成所谓的海洋飞沫(sea spray)^[1]。而热带气旋是在热带或副热带洋面上生成的一种剧烈天气系统, 大风、巨浪和暴雨是热带气旋期间最主要的天气, 从而为海洋飞沫的生成提供了最有利的条件。热带气旋期间大量海洋飞沫的出现无疑对海气间的热量交换产生影响。最近一系列的研究结果^[2-6]表明, 针对大西洋的情况, 在强风条件下考虑海洋飞沫作用后, 海气间潜热和感热通量明显增加, 为飓风的形成和维持提供更多的热量, 使得模拟飓风中心海平面气压降低, 最大风速增大, 这样就有可能使飓风强度的预报得到改善。

海洋飞沫主要是通过改变海气间的潜热和感热通量对热带气旋的发展和演变产生影响, 由于强风条件下的海上观测存在非常大的困难, 因此目前只能采用参数化的方法来计算海洋飞沫对海气间通量交换

的贡献。二十世纪八九十年代, 随着 HEXOS 试验(Humidity Exchange over the Sea)的开展, Fairall 等^[7-8]和 Andreas^[9-10]分别提出了海洋飞沫对海气通量贡献的参数化方案。Fairall 等的方案是一种总体参数化方案, 将该方案应用到一个轴对称的热带气旋边界层模式中, 模拟结果表明考虑海洋飞沫时会再现一个更为真实的边界层结构。另一方面, Andreas 等也提出了一种海洋飞沫对感热和潜热通量贡献的参数化模型, 并进行了多次改进^[11-17]。

在当前的数值预报模式中, 海气或陆气间潜热和感热通量的计算通常是体现在行星边界层参数化之中, 但一般都尚未考虑海洋飞沫的作用。Li 等^[3, 18-19]曾将 Andreas 海洋飞沫参数化方案(1.0 版)与加拿大 MC2 模式进行耦合, 分别对大西洋温带气旋和西太平洋台风进行数值模拟。本文将最新版本的 Andreas 海洋飞沫参数化方案^[17]耦合到目前国际上应用广泛且已被用于热带气旋业务预报的第五代中尺度大气模式 MM5V3 中, 以 2005 年 9 月的热带气旋 Nabi 为研究个例进行敏感性试验, 探讨海洋飞沫对海气通量的贡献及其对西北太平洋热带气旋发展和演变的

收稿日期: 2007-04-06; 修订日期: 2007-11-02

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40475028); 江苏省气象灾害重点实验室项目(KLME060210)共同资助

通讯作者: 郑静, 江苏人, 博士, 主要从事热带气旋及海气相互作用方面的研究。E-mail: jingzh77@yahoo.com.cn

影响。

2 海洋飞沫通量参数化方案

Andreas 海洋飞沫通量参数化方案包括界面通量 (interfacial flux) 和飞沫通量 (spray flux) 两个部分的计算。界面通量即是指通常情况下的海气间动量、感热和潜热通量, 一般通过总体通量算法来计算, 公式如下。

$$\tau = \rho u_*^2 = \rho C_{Dr} U_r^2 \quad (1)$$

$$H_S = \rho c_p C_{Hr} U_r (T_s - T_r) \quad (2)$$

$$H_L = \rho L_v C_{Er} U_r (Q_s - Q_r) \quad (3)$$

其中 ρ 、 H_S 和 H_L 分别是动量、感热和潜热通量, ρ 是空气密度, c_p 是定压比热, L_v 是水汽潜热, U_r 、 T_r 和 Q_r 分别是参考高度 r 处的风速、温度和比湿, T_s 是海表温度, Q_s 是海表比湿。方程(1)中还定义了摩擦速度 $u_* = \sqrt{C_{Dr}} U_r$ 。 C_{Dr} 、 C_{Hr} 和 C_{Er} 分别是动量、感热和潜热的交换系数。根据 M-O (Monin-Obukhov) 相似理论

$$C_{Dr} = \kappa^2 \left[\ln \left(\frac{r}{z_0} \right) - \psi_m(r/L) \right]^{-2} \quad (4)$$

$$C_{Hr} = \kappa^2 \left[\ln \left(\frac{r}{z_T} \right) - \psi_h(r/L) \right]^{-1} \left[\ln \left(\frac{r}{z_0} \right) - \psi_m(r/L) \right] \quad (5)$$

$$C_{Er} = \kappa^2 \left[\ln \left(\frac{r}{z_Q} \right) - \psi_h(r/L) \right]^{-1} \left[\ln \left(\frac{r}{z_0} \right) - \psi_m(r/L) \right] \quad (6)$$

这里 κ 是冯卡门常数, L 是奥布霍夫长度, ψ_m 和 ψ_h 是关于层结的已知函数, z_0 、 z_T 和 z_Q 分别是风速、温度和湿度的粗糙长度。粗糙长度的参数化是计算海气湍流通量的关键, 也是不同的总体通量算法的主要区别所在。在 Andreas 的海洋飞沫通量参数化方案中采用 COARE 总体通量算法^[8]来计算界面通量, 将风速粗糙长度 z_0 表示成 Charnock 给出的粗糙流的海面粗糙度和 Kondo 给出的平滑流的海面粗糙度之和的形式

$$z_0 = \alpha \frac{u_*^2}{g} + 0.135 \frac{\nu}{u_*} \quad (7)$$

其中 α 是动力粘滞系数, g 是重力加速度, ν 是 Charnock 系数。考虑强风条件下的海洋表面非常粗糙, Andreas 对 Charnock 系数和平滑流的系数进行了调整, 分别取为 0.018 5 和 0.135。

在强风速的天气条件下, 海面上形成风浪, 如果风浪破碎, 许多和海洋表面有着相同温度和盐度的微小水滴就脱离海面, 从波面飞出, 形成海洋飞沫。海

洋飞沫在大气中蒸发或者回落到海面, 对海气间的湍流传输产生影响。Andreas 在最新版本海洋飞沫通量参数化方案中认为海洋飞沫不增加海气间总的动量通量^[14], 但总的感热和潜热传输应包括湍流界面传输和海洋飞沫的传输, 即

$$H_{S,T} = H_S + Q_{S,sp} \quad (8)$$

$$H_{L,T} = H_L + Q_{L,sp} \quad (9)$$

其中 $H_{S,T}$ 和 $H_{L,T}$ 分别是总的感热和潜热通量, H_S 和 H_L 分别是界面感热和界面潜热通量 (如前所述), $Q_{S,sp}$ 和 $Q_{L,sp}$ 分别是飞沫引起的感热和潜热通量, 计算公式如下。

$$Q_{S,sp} = \rho_w c_w (T_s - T_{eq,100}) V_S(u_*) \quad (10)$$

$$Q_{L,sp} = \rho_w L_v \left\{ 1 - \left[\frac{r[\tau_f(50\mu m)]}{50\mu m} \right]^3 \right\} V_L(u_*) \quad (11)$$

上式中 ρ_w 是海水的密度, c_w 是海水的定压比热, $T_{eq,100}$ 是初始半径为 100 μm 的飞沫小滴在给定外界条件下的平衡温度, 初始半径为 r_0 的飞沫小滴降落一个有效波幅高度所需的时间记为 t_f , $r(t_f)$ 是在 t_f 时刻 (即落回海水时) 的飞沫小滴半径, $V_S(u_*)$ 、 $V_L(u_*)$ 分别是关于摩擦速度的经验函数。由式(8)~(9)可见, 海洋飞沫通量参数化方法就是在界面通量的基础上考虑海洋飞沫对潜热和感热通量的贡献。

Andreas 等提出的海洋飞沫通量参数化方案通过不断改进, 有多个版本, 如 1.0 版^[13]、2.0 版^[14-15]和本文采用的最新的 3.1 版。2.0 版和 1.0 版的主要区别是改进了海洋飞沫通量对温度的依赖关系, 并认为飞沫不增加海气界面处总的表面应力。3.1 版与 2.0 版相比主要有三点改进。一是该版本经过 HEXOS 和 FASTEX 资料^[20]的共同验证和调试, 二是它采用了一种更有效的方法来计算有效波高^[17], 另外, 在计算风速经验函数方面没有采用完全微物理模型, 而是采用了快速微物理算法^[16]。图 1 给出了利用 Andreas 的海洋飞沫参数化方案 (3.1 版) 计算的海气通量随风速变化图。可以看出, 当风速超过 25 m/s 时, 飞沫通量迅速增加, 尤其是飞沫潜热增加明显, 当风速达到 35 m/s 以上时, 飞沫通量甚至要大于界面通量。图 2 是海气通量随海表温度的变化曲线。当温度升高时, 飞沫通量呈上升趋势, 这表明在热带低纬度地区形成和发展的热带气旋比副热带地区的热带气旋受到海洋飞沫的影响要大。该结果与 Li 等^[3]给出的图形有所不同, 这是由于 Andreas 认为海洋飞沫通量对温度应该有一定的依赖关系, 对原有的飞沫通量算法进行了改进^[15]。

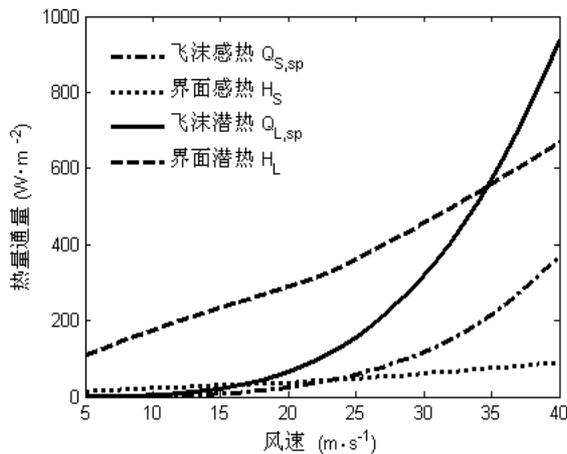


图 1 海气通量(包括界面通量和飞沫通量)随风速的变化
界面通量和飞沫通量是在参考高度 18 m, 相对湿度为 80%, 气压为 980 hPa, 气温为 23 , 海表温度为 25 , 盐度为 34 psu 时得到的计算结果。

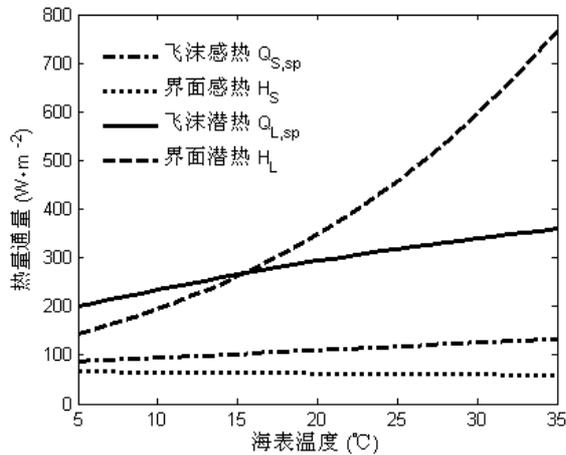


图 2 海气通量随海表温度的变化 界面通量和飞沫通量是在参考高度为 18 m, 相对湿度为 80%, 气压为 980 hPa, 风速为 30 m/s, 气温比海表温度低 2 , 盐度为 34 psu 时得到的计算结果。

3 数值模式和试验方案

MM5 模式是美国 PSU/NCAR 从 1980 年代开始开发的第五代中尺度大气模式,在国际上得到了广泛的应用。文中采用的是 MM5V3 版本。它是一个有限区域原始方程模式,在垂直方向采用 sigma 坐标,具有云物理和边界等多种物理过程,而且每种物理过程一般有多种参数化方案可以选择。在热带气旋的数值模拟中,地表潜热、感热和动量通量的参数化起着非常关键的作用^[21]。通过参数化,热带气旋从地表面通过感热和潜热通量的传输获得能量,弥补摩擦作用而失去的能量。地表通量的计算通常是包括在行星边界层方案中,在 MM5V3 模式中,尽管各种边界层方

案各有不同,但计算通量的总体框架类似,均是采用 M-O 相似理论,表示成方程(1)~(3)所示的形式。不同边界层方案之间的主要区别之一是通量交换系数的计算。具体来说,Blackadar 高分辨率方案和 MRF 方案均是采用 M-O 相似理论将通量交换系数表示成无量纲的稳定度函数,和本文所用的 Andreas 的海洋飞沫参数化方案中计算界面通量交换系数的方法相似,因此,模式中行星边界层参数化选用 MRF 方案,并对其进行了改进,即潜热和感热通量的计算由 Andreas 海洋飞沫参数化方案提供,而计算通量所需的大气参考高度处的风速、温度、湿度和海表温度等物理量由 MM5V3 模式提供。

模式在水平方向的格点数为 121×151 , 水平格距为 30 km, 垂直方向选为不等距的 25 层,在边界层内选取了较高的垂直分辨率,模式最底层约 18 m。模式的积分时间步长为 60 s。对显式湿物理过程采用简单冰方案,积云对流参数化方案是 Grell 方案,并考虑了浅对流的作用。辐射方案是云辐射方案,侧边界条件采用松弛边界条件。

利用该耦合模式,对 0514 号热带气旋 Nabi 进行 48 h 模拟(2005 年 9 月 2 日 00 时~2005 年 9 月 4 日 00 时,世界时,下同)。Nabi 于 2005 年 8 月 29 日在关岛以东洋面加强为热带低压,随后向西转西北移动,最大风速一度达到 50 m/s 以上,之后北上在日本登陆,减弱消散。文中模拟的时段是 Nabi 在海上发展为强台风强度尚未向北转向时的 48 h。

试验背景场采用 NCEP/NCAR 每天 4 个时次,分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的再分析资料。考虑 Nabi 是一个典型的超强台风,模式初始场采用 NCEP/NCAR 大尺度场迭加 Bogus 模型^[22]方式获得,初始时刻热带气旋中心位置由中央气象台分析观测资料确定。

在本文的试验中,完全采用 Andreas 提供的算法公式来计算海气间的感热和潜热通量,试验分为考虑飞沫作用(with spray)和不考虑飞沫作用(no spray)两种,分别称之为试验 W 和试验 N。

4 结果分析

4.1 海洋飞沫对海气通量的贡献

为了解释海洋飞沫蒸发对热带气旋发生发展的影响,给出了热带气旋发展过程中潜热和感热通量的空间分布,为避免重复,只给出了积分 18 h 后的结果(图 3)。可以看出,潜热通量和感热通量的主要分

布形式相似,即在热带气旋中心通量数值低,由中心向外逐渐升高,达到最大值后向外又慢慢减小。在水平方向上,通量的分布呈现不对称性,这主要与热带气旋最大风速水平分布的不对称性有关。在热带气旋最低海平面气压中心附近总是对应着通量的最低值。潜热通量在整个模拟区域均为正值,最大值分布在热带气旋中心右后侧。在整个模拟时段内,潜热通量最大值可达 $1\ 100\ \text{W/m}^2$ (试验 W 中,未给出图形)。潜热通量为正值,意味着水汽从海面向空中蒸发,海面不断向上输送热量和水汽,使边界层的大气增温加

湿,不稳定性增加,为热带气旋的发展和维持提供了有利条件。感热通量在热带气旋中心接近为 0,在中心右后侧达到最大值,此处海表温度和低层大气温度有较大温差。感热通量在数值上比潜热通量小很多,9月2日18时感热通量的最大值为 $140\ \text{W/m}^2$,而潜热通量最大值则达到约 $900\ \text{W/m}^2$,由图1和图2也可看出,随着风速和海表温度的增加,潜热通量比感热通量增长得快,说明在热带气旋的发展和维持中潜热通量的作用更大。

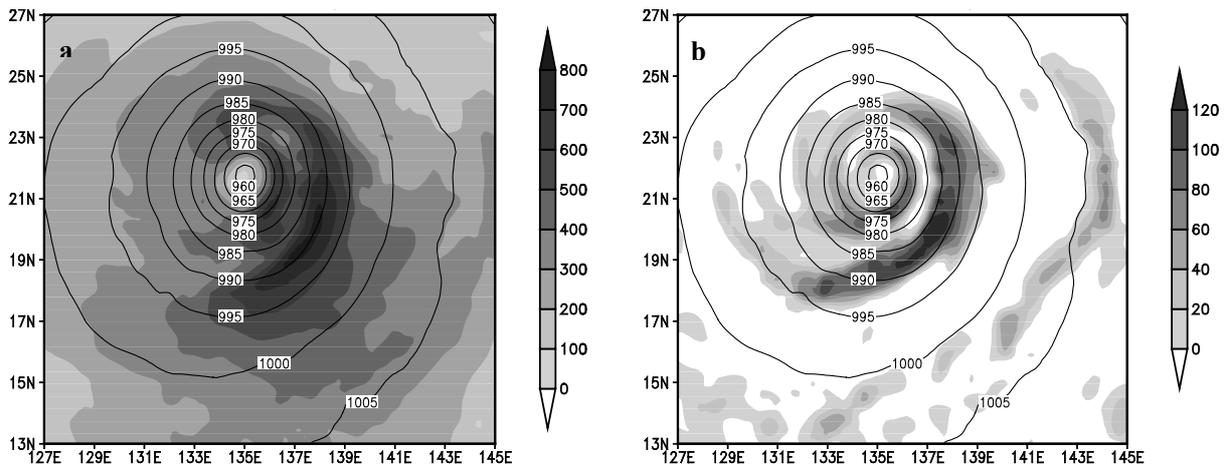


图3 试验 W 中在 2005 年 9 月 2 日 18 时的热通量(阴影,仅给出了大于 0 的区域,单位: W/m^2)和海平面气压(实线,单位: hPa) a. 潜热通量和海平面气压; b. 感热通量和海平面气压。

为进一步说明飞沫潜热通量对热带气旋发展的影响,给出了模拟过程中试验 W 和 N 中的潜热通量以及二者之差的空间分布(图 4)。其中 W1~W2 和 N1~N2 中的阴影和实线分别是对应时次的潜热通量和 10 m 水平风速。可以看出,潜热通量和 10 m 风速的空间分布非常相似,在眼壁区内有轴对称的特性,而眼壁外呈现螺旋带状分布,潜热通量的大值区对应 10 m 最大风速区。考虑海洋飞沫作用后,潜热通量明显增加,试验 W 和 N 潜热通量最大值相差约 $200\sim 400\ \text{W/m}^2$ 。其中在 9 月 3 日 12 时,试验 W 潜热通量的最大值接近 $900\ \text{W/m}^2$,试验 N 则仅为 $500\ \text{W/m}^2$ 。在整个模拟时段内,潜热通量最大值增幅约 $35\%\sim 80\%$ 。从图中还可看出,试验 W 和 N 潜热通量差值的分布形式和试验 W 中潜热通量的分布相似,最大值均出现在热带气旋的最大风速区。风速较大的区域,海洋表面的粗糙度较大,更加有利于海洋飞沫的生成,海面水汽和热量的向上传输也更强。

4.2 海洋飞沫对热带气旋路径、强度和结构的影响

图 5 给出了考虑和不考虑飞沫作用时模拟的热带气旋移动路径及其与观测资料的对比。可以看出,不管是否耦合海洋飞沫,均能够较好地模拟出 Nabi 的实际移动路径,48 h 平均预报误差分别为 $108\ \text{km}$ (试验 W)和 $103\ \text{km}$ (试验 N)。在模拟时段的前 18 h,试验 W 和试验 N 模拟的路径几乎重合。在移动方向上,模拟结果与观测资料整体较为一致。在路径转向点的模拟上,观测资料表明,热带气旋 Nabi 于 9 月 4 日 15 时向北转向,试验 W 模拟了 Nabi 提前 18 h 向北转向,试验 N 则提前了 21 h。已有敏感性试验研究表明^[23],是否考虑感热和潜热通量对热带气旋中心位置的模拟几乎没有影响,热带气旋的移动路径也主要与引导气流、地形和不同尺度系统相互作用等因子有关^[24-27],而海洋飞沫主要是通过改变边界层内的热量交换对热带气旋产生影响,这可能是试验 W 和试验 N 模拟的移动路径较为相似的原因。

为了说明海洋飞沫对热带气旋强度的影响,给出了在 MM5V3 模式中考虑和不考虑海洋飞沫作用时热带气旋范围内最低海平面气压模拟结果的对比。由

图 6 可见,在模式中耦合海洋飞沫参数化方案后,模式热带气旋的强度明显增强,其强度演变更接近于中央气象台的分析观测结果。不考虑海洋飞沫作用时,模拟的海平面中心气压较考虑飞沫作用时明显偏高,24 h 试验 N 模拟的最低海平面气压比试验 W 高 6 hPa,48 h 则高出 9 hPa。表 1 给出了最大风速的模拟

结果与中央气象台分析观测资料在各个时次的对比。试验 N 中 48 h 模拟的最大风速为 37 m/s,比观测资料低 13 m/s,考虑海洋飞沫的作用后,最大风速提高了 5 m/s,比观测资料低 8 m/s,从而使热带气旋强度模拟有了较大改进。

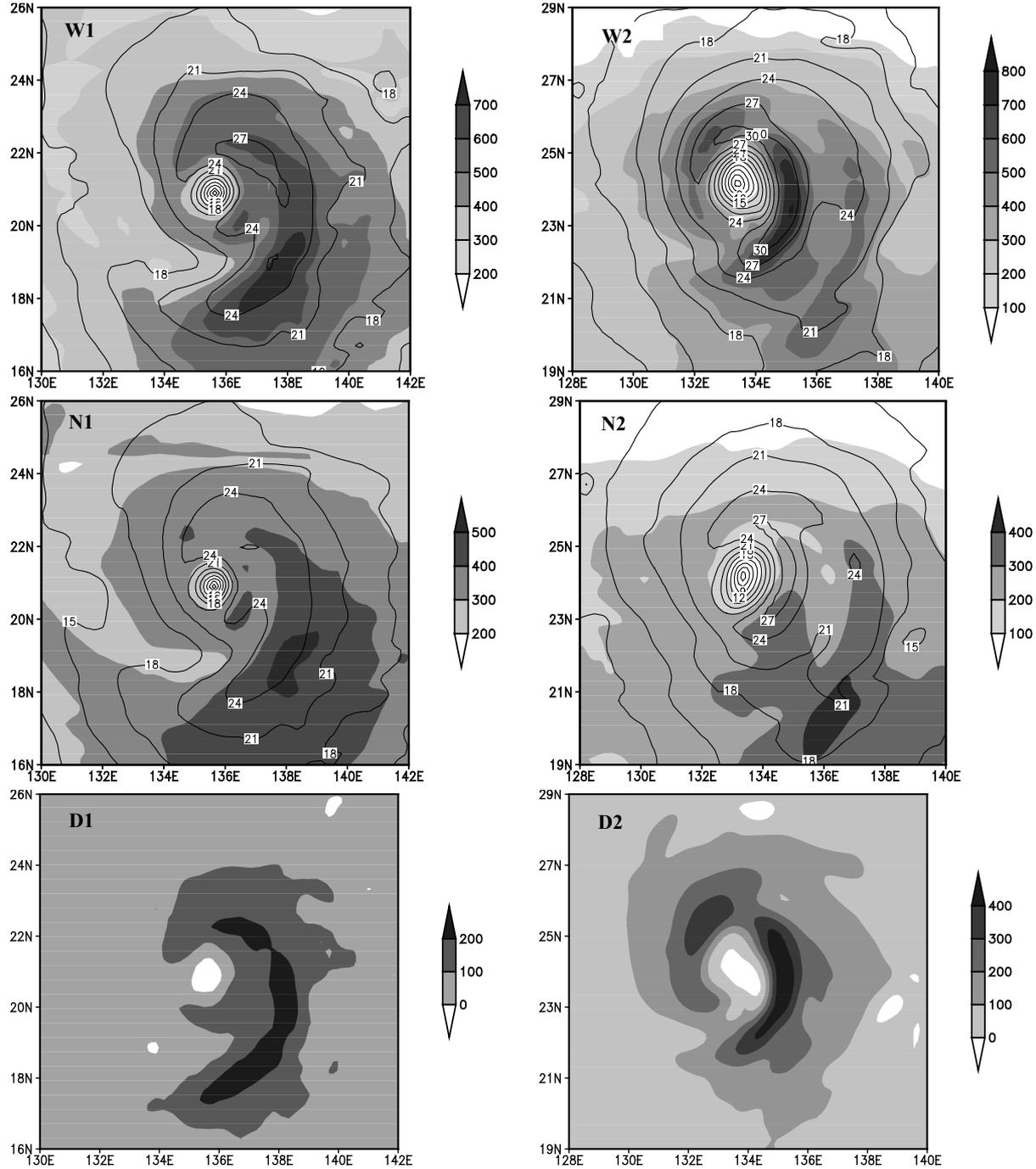


图 4 潜热通量、海洋飞沫对潜热通量影响以及 10 m 风速的空间分布 W1、W2 分别对应模拟开始后的第 12 h 和 36 h 试验 W 的潜热通量(阴影,单位: W/m^2)和 10 m 风速(实线,单位: m/s); N1、N2 对应相应时次试验 N 的潜热通量(阴影,单位: W/m^2)和 10 m 风速(实线,单位: m/s); D1、D2 对应相应时次试验 W 和 N 的潜热通量之差(单位: W/m^2)。

表 1 最大风速模拟结果与观测资料的对比

		风速单位: m/s.							
积分时间/h		6	12	18	24	30	36	42	48
观测资料		60	60	60	60	60	55	50	50
试验 N		47	41	39	39	39	38	38	37
试验 W		48	43	42	42	43	43	43	42

图 7 是通过热带气旋中心的经向垂直剖面图,其

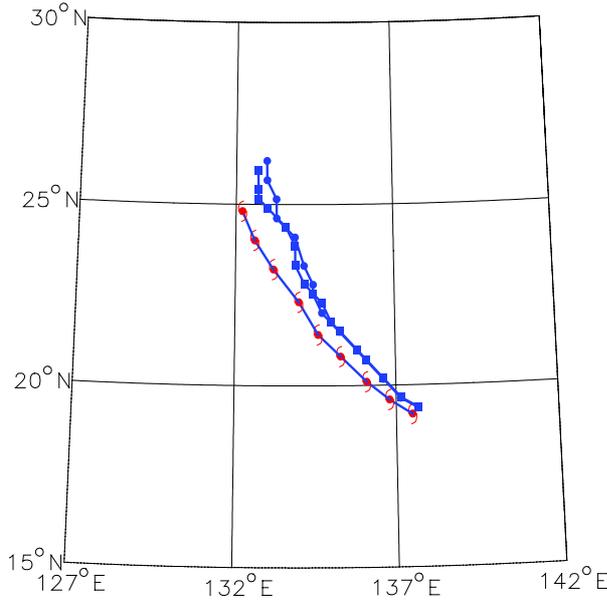


图 5 0514 号台风 Nabi 在 2005 年 9 月 2 日 00 时~4 日 00 时的移动路径 台风天气符号:中央气象台发布的每隔 6 h 一次的分析观测资料;圆点:试验 W 每隔 3 h 一次的模拟结果;方框:试验 N 每隔 3 h 一次的模拟结果。

中虚线是位温,实线是表示空气中水汽含量的混合比,阴影为垂直速度(只给出了大于等于 0.1 m/s 的区域),并画出了垂直速度为 50 cm/s 和 90 cm/s 等值线。可以看出,在对流层上层出现热带气旋暖心结构,暖心下方为弱的下沉气流,在台风眼壁附近出现非常强的上升运动,垂直速度最大值出现在台风眼右侧眼壁的 200~300 hPa 之间,试验 N 中最

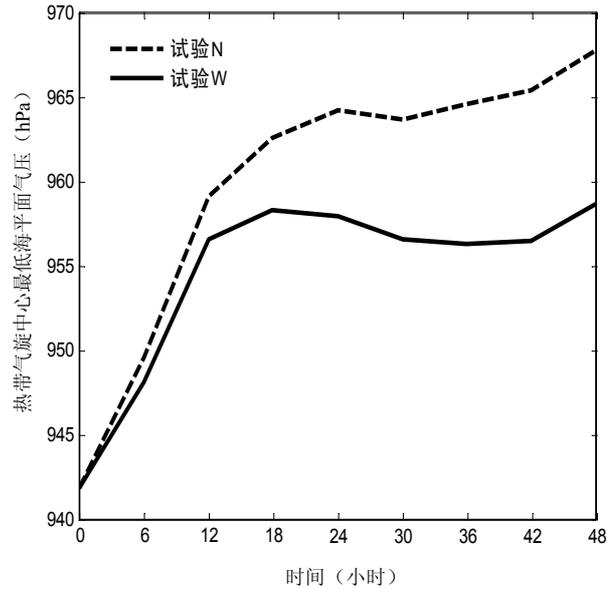
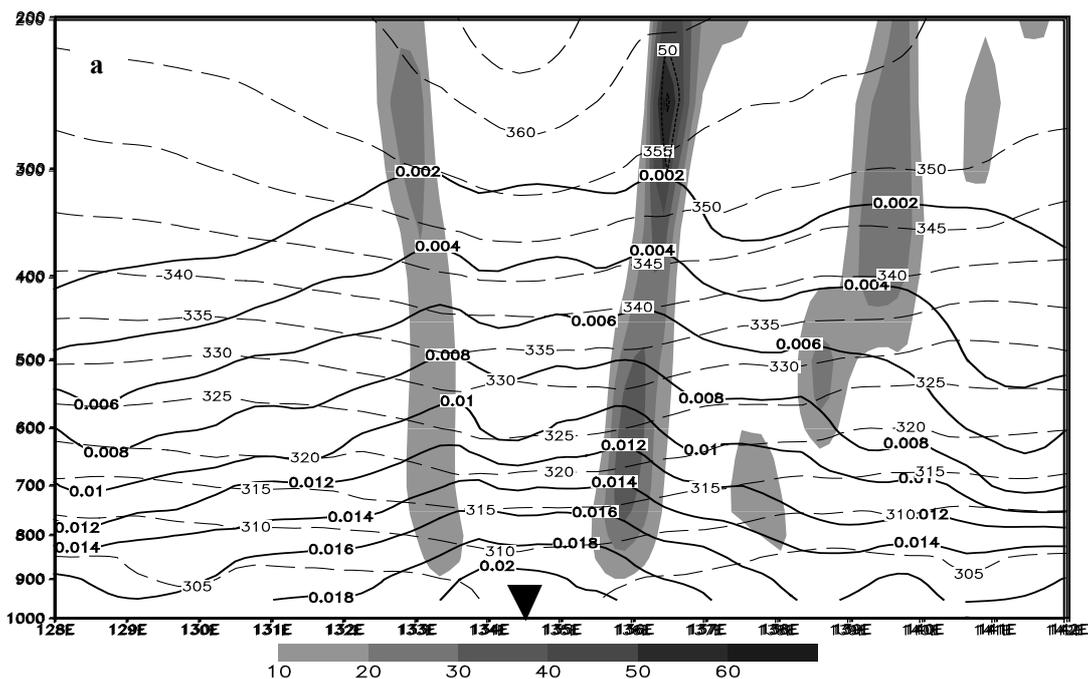


图 6 考虑飞沫和不考虑飞沫作用时热带气旋中心最低海平面气压模拟结果对比



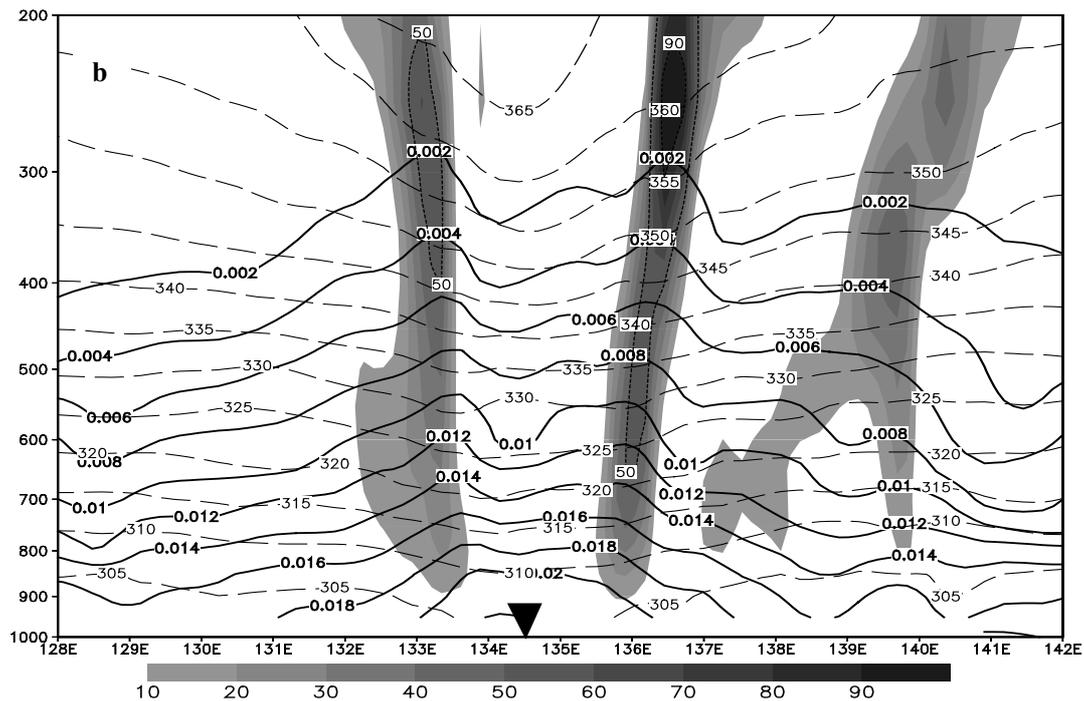


图 7 9 月 3 日 00 时过热带气旋中心经向垂直剖面图 a. 试验 N; b. 试验 W. 垂直坐标: 气压, 单位: hPa; 虚线: 位温, 单位: K; 实线: 水汽混合比, 单位: kg/kg; 阴影: 垂直速度, 单位: cm/s; 点线: 垂直速度为 50 cm/s 和 90 cm/s 等值线; ▼ 表示热带气旋中心位置。

大值为 0.7 m/s, 试验 W 中则达到 1 m/s, 而且考虑海洋飞沫作用后, 在台风右侧眼壁从 700 hPa 向上的整层大气垂直速度均大于 0.5 m/s, 而不考虑飞沫作用时垂直速度大于 0.5 m/s 的区域则仅出现在 200~300 hPa 之间。从湿度的经向分布看, 眼壁是高湿中心, 在垂直分布上, 湿度的垂直递减很快, 眼壁的强上升运动将水汽由海面不断向上输送, 这种特征在考虑海洋飞沫作用后的试验 W 中更为明显。试验 W 和 N 相比, 暖心结构更加显著, 台风眼壁附近垂直上升速度也更强, 这可能就是因为在试验 W 中考虑了海洋飞沫的作用, 不断有飞沫小滴脱离海面飞入大气, 海面向上的水汽和潜热输送增加, 热带气旋得到发展, 垂直速度增强, 更加有利于海面水汽的向上输送, 形成正的反馈作用。

5 结 论

在热带气旋的强风速天气条件下, 海洋飞沫蒸发使热带气旋范围内的潜热和感热通量明显增强, 尤其是潜热通量, 其最大值可增加 35%~80%。潜热通量的大值区对应着热带气旋中心附近的最大风速区。不论是否考虑海洋飞沫作用, 模式均能较好地模拟出热

带气旋 Nabi 的移动路径, 48 h 平均移动路径误差均在 110 km 以内, 说明海洋飞沫对热带气旋移动路径可能影响不大。但考虑海洋飞沫作用后, 由于不断有飞沫小滴脱离海面飞入大气, 海面向上的水汽和潜热输送增强, 从而使热带气旋暖心结构更加明显, 眼壁附近气流的上升运动更强, 试验 W 与 N 相比, 48 h 海平面最低气压相差 9 hPa, 最大风速相差 5 m/s, 考虑海洋飞沫后的模拟结果更接近观测资料。

需要指出的是, 本文只是将海洋飞沫通量参数化方案耦合到 MM5V3 模式的一种边界层方案中, 同时由于热带气旋结构和演变的复杂性, 以及海洋飞沫参数化方案本身还存在一定的不确定因素, 还需要更多的研究和观测事实来进一步探讨海洋飞沫对热带气旋发展和演变的影响机制。今后还将对这方面的问题进行更为深入的研究。

致 谢: 本文的海洋飞沫参数化方案由美国 CRREL (Cold Regions Research and Engineering Laboratory) 的 Edgar L Andreas 提供, 在此致谢!

参 考 文 献:

- [1] ANDREAS E L, EDSON J B, MONAHAN E C, et al. The spray contribution to net evaporation from the sea: A review of recent progress[J]. Bound Layer Meteor, 1995, 72: 3-52.
- [2] ANDREAS E L, EMANUEL K A. Effects of sea spray on tropical cyclone intensity[J]. J Atmos Sci, 2001, 58: 3 741-3 751.
- [3] LI W, PERRIE W, ANDREAS E L, et al. Impact of sea spray on numerical simulation of extratropical hurricanes[C]. Preprints, 12th Conf on Interactions of the Sea and Atmosphere, Long Beach, CA, Amer Meteor Soc, 2003, CD-ROM 2.5: 9.
- [4] PERRIE W, ANDREAS E L, ZHANG W, et al. Sea spray impacts on intensifying midlatitude cyclones[J]. J Atmos Sci, 2005, 62: 1 867-1 883.
- [5] WANG Yuqing, KEPERT J D, HOLLAND G J. The impact of sea spray evaporation on tropical cyclone boundary layer structure and intensity[J]. Mon Wea Rev, 2001, 129: 2 481-2 500.
- [6] BAO J W, WILCZAK J M, CHOI J K, et al. Numerical simulation of air-sea interaction under high wind conditions using a coupled model: a study of hurricane development[J]. Mon Wea Rev, 2000, 128: 2 190-2 209.
- [7] FAIRALL C W, KEPERT J D, HOLLAND G J. The effect of sea spray on the surface energy transports over the ocean[J]. The Global Atmos and Ocean Sys, 1994, 2: 121-142.
- [8] FAIRALL C W, BRADLEY E F, ROGERS D P, et al. Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment[J]. J Geophys Res, 1996, 101: 3 747-3 764.
- [9] ANDREAS E L. Sea spray and the turbulent air-sea heat fluxes[J]. J Geophys Res, 1992, 97: 11 429-11 441.
- [10] ANDREAS E L. The temperature of evaporating sea spray droplets[J]. J Atmos Sci, 1995, 52: 852-862.
- [11] ANDREAS E L, DECOSMO J. Sea spray production and influence on air-sea heat and moisture fluxes over the open ocean[M]. Air-Sea Exchange: Physics, Chemistry and Dynamics, G. Geernaert, Ed., Kluwer, Dordrecht, 1999, 327-362.
- [12] ANDREAS E L, DECOSMO J. The signature of sea spray in the HEXOS turbulent heat flux data[J]. Bound Layer Meteor, 2002, 103: 303-333.
- [13] ANDREAS E L. An algorithm to predict the turbulent air-sea fluxes in high-wind, spray conditions[C]. Preprints, 12th Conf on Interactions of the Sea and Atmosphere, Long Beach, CA, 9-13 February 2003, Amer Meteor Soc, CD-ROM 3.4 : 7.
- [14] ANDREAS E L. Spray stress revisited[J]. J Phys Oceanogr, 2004, 34: 1 429-1 440.
- [15] ANDREAS E L. A bulk air-sea flux algorithm for high-wind, spray conditions, Version 2.0[C]. Preprints, 13th Conf on Interactions of the Sea and Atmosphere, Portland, ME, 9-13 August 2004, Amer Meteor Soc, CD-ROM P1.5: 8.
- [16] ANDREAS E L. Approximation formulas for the microphysical properties of saline droplets[J]. Amer Meteor Soc, 2005, 75: 323-345.
- [17] ANDREAS E L, WANG S. Predicting signature wave height off the northeast coast of the United States[C]. Preprints, 14th Conf on Interaction of the Sea and Atmosphere, Atlanta, GA, 29 January-2 February 2006, Amer Meteor Soc, CD-ROM P4.1: 8.
- [18] LI Weibiao. Modeling air-sea fluxes during a western Pacific typhoon: Role of sea spray[J]. Advances in Atmos Sci, 2004, 21(2): 269-276.
- [19] 黎伟标, 何溪澄, 唐洁. 台风“森拉克”的数值模拟研究: 海洋飞沫的作用[J]. 热带海洋学报, 2004, 23 (3) : 58-65.
- [20] PERSSON P O G, HARE J E, FAIRALL C W, et al. Air-sea interaction processes in warm and cold sectors of extratropical cyclonic storms observed during FASTEX[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 2005, 131: 877-912.
- [21] 邓国, 周玉淑, 李建通. 台风数值模拟中边界层方案的敏感性试验 I. 对台风结构的影响[J]. 大气科学, 2005, 29 (3) : 417-428.
- [22] 黄小刚, 费建芳, 陆汉城. 消去分析台风方法的对比研究[J]. 应用气象学报. 2006, 17 (1) : 81-86.
- [23] 马艳. 台风海面风场的动力分析、四维同化及数值试验[D]. 中国科学院海洋研究所博士学位论文. 2000 : 50.
- [24] 麻素红, 王建捷, 万丰. 人造台风模型及资料同化对 T₂₁₃L₃₁模式台风路径预报能力的影响[J]. 热带气象学报, 2007, 23(2): 141-145.
- [25] 钟元, 余晖, 王东法, 等. 对东海热带气旋登陆后路径趋势的若干探讨[J]. 热带气象学报, 2007, 23(2): 209-218.
- [26] 黄燕燕, 万齐林, 袁金南, 等. 基于 BDA 扰动法的台风路径集合预报试验研究[J]. 热带气象学报, 2006, 22(1): 49-54.
- [27] 袁金南, 万齐林, 黄燕燕, 等. 南海热带气旋路径集合预报试验[J]. 热带气象学报, 2006, 22(2): 105-112.

EFFECT OF SEA SPRAY ON NUMERICAL SIMULATION OF TROPICAL CYCLONE

ZHENG Jing^{1,2}, FEI Jian-fang^{1,3}, WANG Yuan³, HUANG Xiao-gang¹, LI Qi-ming⁴, WU Hong-yi²

(1. Institute of Meteorology, PLA Univ. of Sci. & Tech., Nanjing 211101, China;

2. Unit of No. 76, Army of No. 73061, Xuzhou 221008, China;

3. Department of Atmospheric Science, Nanjing University, Nanjing 210093, China;

4. Meteorology Observatory of 91774 Navy, Shanghai 200083, China)

Abstract: The latest version of sea spray flux parameterization scheme developed by Andreas is coupled with the PSU/NCAR model MM5 in this paper. A western Pacific tropical cyclone named Nabi in 2005 is simulated using this coupled atmosphere-sea spray modeling system to study the effect of sea spray evaporation on the evolution of tropical cyclones. The results demonstrate that sea spray can lead to a significant increase of heat flux in the air-sea interface, especially the latent heat flux, the maximum of which can increase by up to about 35%~80%. The latent heat flux seems to be more important than the sensible heat flux for the evolution of tropical cyclones. Regardless of whether sea spray fluxes are considered, the model can always simulate the track of Nabi well, which seems to indicate that sea spray has little impact on the movement of tropical cyclones. However, taking into account of sea spray fluxes in the model, the intensity of a simulated tropical cyclone can result in significant increase. Due to the enhancement of water vapor and heat from the sea surface to the air caused by sea spray, the warm center structure is more obvious, and the vertical speed around typhoon eye is stronger in experiment W, which is propitious to the development and evolution of tropical cyclones.

Key words: sea spray; tropical cyclone; parameterization scheme; numerical simulation