

中尺度海-气相互作用对台风暴雨过程的影响^{* 1}

黄立文

(中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉, 430074; 武汉理工大学, 武汉, 430063)

吴国雄 宇如聪

(中国科学院大气物理研究所 LASG, 北京, 100029)

摘 要

利用中尺度海-气耦合模式 MCM 对两个典型台风过程进行了数值模拟试验, 定量地分析了海-气相互作用对台风暴雨的影响, 并探讨了这一影响的物理机制。结果表明, 模式 MCM 能成功模拟台风的路径、强度以及台风暴雨的落时、落区。考虑海-气相互作用能使台风中心气压 48 和 72 h 分别回升 9.9 和 3.5 hPa, 使后续时段的台风对流性降水减小 40~100 mm, 还明显改变了非对流性降水分布。耦合与非耦合试验对比分析初步表明, 海-气相互作用影响台风暴雨的机制是一种通过台风大风区附近海平面温度(SST)下降来调节的负反馈机制。

关键词: 海-气相互作用, 台风暴雨, 中尺度耦合模式。

1 引 言

台风和海洋是通过热力和动力过程的相互作用而耦合在一起的。然而, 迄今为止, 中国在台风数值模拟/预报中几乎纯粹是用区域大气模式来模拟/预报的, 在这种模式中, 海洋只是以固定不变的 SST 作为一个下边界条件起到热力强迫的作用, 它没有考虑实际台风过程中大气诱导的海洋变化对大气的效应和海洋诱导的大气扰动对海洋的效应, 即海-气间双向的响应和反馈的影响。国外海-气耦合模式的发展促进了台风-海洋相互作用的模拟研究^[1~4], 然而在中国东部沿海, 由于缺少海洋上必要的观测资料, 不易获得一个比较真实的海洋状态, 同时又缺乏能刻画台风-海洋相互作用的区域海-气耦合模式, 使得这方面的研究工作和文献相当有限。究竟考虑海-气相互作用的过程后, 对台风模拟包括台风路径强度和暴雨模拟产生什么样的影响、定量影响的程度有多大、其影响的物理机制是什么, 这是一个亟需回答而又难以回答的问题。最近, 我们发展了一个适合中国东部海域的中尺度海-气耦合模式

MCM^[5]。文中拟以此模式为基础, 对 1997 年 8 月影响中国东部沿海的两个典型台风过程进行数值模拟试验, 就上述问题进行初步探讨。

2 中尺度海-气耦合模式

MCM(Mesoscale Coupling Model, V1.0)由大气和海洋两个分量模式和一个耦合模块组成。它是将两个独立发展的单个模式分量通过基于 UNIX 的进程通信技术和耦合模块而连接成一个整体的双向耦合模式。MCM(V1.0)中的大气模式分量是可选的, 目前, 一个是中国科学院大气物理研究所 LASG 发展的中尺度区域大气模式 LASG-REM(V2.1)^[6], 另一个是美国宾州大学和国家大气科学研究中心(Penn State/NCAR)开发的 V2 或 V3 版的非静力中尺度大气模式 MM5^[7]。海洋模式分量是一个改进的半隐式版区域海洋环流模式 ECOM-si。本文的试验工作中大气模式以 MM5V3 为例。

模式耦合利用了基于 UNIX 或 LINUX 的同步进程通信技术中的管道(pipe)通信技术, 采取信息双向交换的方式来实现。这里的信息主要就是大气

* 初稿时间: 2004 年 4 月 25 日; 修改稿时间: 2004 年 6 月 25 日。

资助课题: 国家自然科学基金项目(40275015)、国家社会公益研究专项资金项目“我国南方致洪暴雨预测预警系统研究”、上海台风基金课题和国家重点实验室 LASG 重点开放课题。

作者简介: 黄立文, 男, 40 岁, 教授, 博士生导师, 主要从事中尺度大气动力学和海-气相互作用研究。

模式地面层和海洋模式表层的有关物理参量,这些参量包括 MM5 每一步计算的海面风应力、感热通量、潜热通量、净长波辐射通量和净短波辐射通量以及降水率和蒸发率,ECOM-si 每一步计算的海温插值到表层后而形成的 SST 等。交换出现在 $23^{\circ}\sim 41^{\circ}\text{N}$, $116^{\circ}\sim 131^{\circ}\text{E}$ 的水点上和一个海洋模式时步上。海洋模式上边界由当前时次大气模式预报的海面风应力、感热通量、潜热通量、净长波辐射通量和吸收的太阳短波辐射通量强迫。大气模式底边界如为陆地,则由地面能量平衡预报的地面温度强迫,如为海洋且位于耦合区域内时,由上一时次海洋模式预报的 SST 强迫,位于耦合区域外的其他区域则由周平均 SST 强迫。

为描写海-气相互作用,对位于海-气耦合界面的大气底边界和海洋上边界进行了必要修改。在大气模式中,将对应水面的底边界由原来恒定不变的 SST 强迫修改为瞬变的 SST 强迫,这样,大气模式底边界上的感热、潜热及向上的长波辐射通量将依赖于 SST 的变化。为使海洋模式能预报 SST,将海洋模式中温度/盐度输送方程修改为温度/盐度预报方程。将大气模式预报的瞬变净热通量(包括海面感热通量 H 、蒸发潜热通量 LE 、净长波辐射通量 F 和净短波辐射通量 S)通过关于位温 θ 的上边界条件加到温度输送方程

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\theta D)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(UD\theta) + \frac{\partial}{\partial y}(VD\theta) + \frac{\partial(\omega\theta)}{\partial \sigma} = \\ \frac{\partial}{\partial x}(A_H D \frac{\partial \theta}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(A_H D \frac{\partial \theta}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right) \end{aligned} \quad (1)$$

右边第 3 项(垂直扩散项)中,即

$$\rho_0 c_p \frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} = S + F - H - LE \quad (2)$$

其中, ρ_0 为海水平均密度, c_p 定压比热, A_H , K_H 为位温的水平和垂直扩散系数, D 为水深。

在式(2)的差分方程中,规定 $F - H - LE$ 被第一垂直层全部吸收,但允许海表净短波辐射通量 S 以 e -折尺度向次表层穿透,第 k 层穿透的短波辐射通量为

$$S_k = S(Ae^{-Z_k/L_1} + (1-A)e^{-Z_k/L_2}) \quad (3)$$

这里, $A=0.62$, $L_1=0.6\text{ m}$, $L_2=20\text{ m}$, $Z_k=D^*\sigma$, 即 S 的 62% 按 0.6 m 的 e 折尺度衰减, S 的 38% 按 20 m 的 e 折尺度衰减。

在盐度输送方程(形式同式(1)类似,仅将位温 θ 改为盐度 s)中,右边第 3 项垂直扩散项改写为

$$\rho_0 c_p \frac{K_H}{D} \frac{\partial s}{\partial \sigma} = E - P \quad (4)$$

其中, E 为海水的蒸发率, P 为降水率, $E - P$ 为净淡水通量。因积分时间较短, s 变化不大,在下文的试验中,式(4)右端项暂取为零。

大气模式预报的动量通量是通过海洋模式动量方程中的上边界条件加入的

$$\begin{aligned} \rho_0 \frac{K_m}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = -(\tau_x, \tau_y) = \\ -\rho_0 C_d \sqrt{U^2 + V^2} (U, V) \end{aligned} \quad (5)$$

其中, τ_x, τ_y 分别为 x 和 y 方向上的风应力, K_m 为动量的垂直混合系数, C_d 为拖曳系数。

3 台风个例

文中共选取了两个典型的台风个例。一个是 1997 年 8 月 8~20 日的 WINNIE 登陆台风,另一个是 1997 年 7 月 31 日~8 月 10 日的西北太平洋海上转向型台风。限于篇幅,这里着重分析第一个台风个例,也概括了模拟的两个个例的共性。

WINNIE 台风于 1997 年 8 月 8 日凌晨(世界时,下同)在琉球群岛东南方 (11.2°N , 158.9°E) 海面形成,然后大致沿西北方向移动(图 1a),生命期达 12 d。台风的最大风速 60 m/s,中心气压最低为 920 hPa。台风中心于 8 月 16 日 12 时左右开始进入本文模式耦合研究的区域,中心气压 960 hPa,强度不变并缓慢向西北方向移动。8 月 17 日 12 时台风中心位置位于黑潮附近,进入中国东海海域,8 月 18 日 14 时左右开始在中国浙江温岭地区登陆。登陆后 18 日 18 时,强度减弱到 970 hPa,最大风速 35 m/s。台风登陆后穿过中国东部广大地区,最后到达东北演变为一个温带气旋。由于其强度大,持续时间长,是典型的沿海登陆型台风。

以台风发展成熟并稳定维持的时刻 8 月 16 日 12 时(位置 24.1°N , 130.2°E)为模拟开始的初始时刻,此时台风外围已开始影响海洋模式的海域。模拟进行到 8 月 19 日 12 时,共计 72 h,以集中考查台风从进入模式区到登陆的过程。卫星云图(图 1b)显示,此时由于台风即将登陆,地面磨擦作用和地面水汽源的减少,台风眼已经很小有些模糊,明显不同于初始时刻(图略),但在无云的台风眼外仍有一个由环状高耸云墙组成的涡旋云区和数条由许多对流云团组成的螺旋状云带。

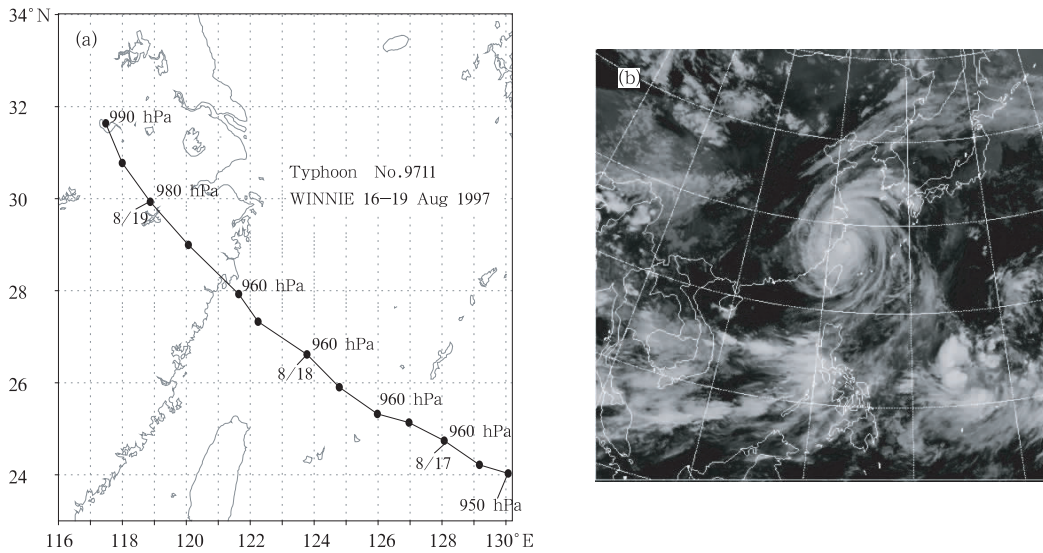


图1 WINNIE 台风路径(a)和登陆时(8月18日12时)的卫星云图(b)

Fig. 1 Track (a) of Typhoon WINNIE and satellite cloud image (b) at 1200Z 18 August 1997

4 模型台风构造、初始化方案及试验设计

正确给出台风结构和初始台风环流有助于改进台风模拟效果。直接利用 NCEP 再分析资料($2.5^\circ \times 2.5^\circ$)构造的初始场,对 WINNIE 台风来说,台风中心气压比观测弱了 18.8 hPa。为此,耦合模拟前,依据文献[8]的方法,在位于台风中心(24°N , 130.2°E)的 50×50 格点范围内,利用观测的台风中

心位置、最低气压、8 级风半径(以 15 m/s 为临界)及台风初始移动速度 4 个条件构造了一个非对称模型台风,并叠加在由 NCEP 再分析资料提供的环境场中作为初始场。

针对 WINNIE 台风个例(图 2),有模型台风的中心气压已同观测的 950 hPa 一致,中心区域等压线变得非常密集,并在距中心约 550 km 的外围过渡到同环境场协调。相应地,地面风速在中心附近增大且呈不对称分布,其中右半圆最大(以移动方向

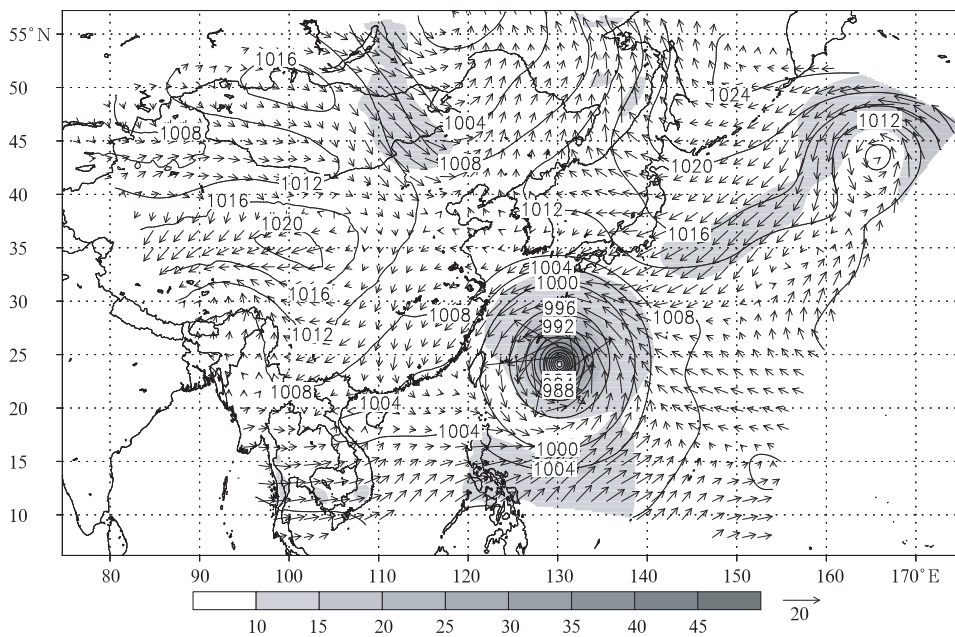


图2 嵌入模型台风的初始海平面气压场(hPa)和近地面风场(m/s)

Fig. 2 Initial sea level pressure field (hPa) and surface wind field (m/s) nested a bogus typhoon

为正),最大值同观测的 45 m/s 一致,风速在八级风区外减小到 15 m/s。不加模型台风的风速几乎是对称的,最大约 25 m/s。另外,模型台风的低层具有更大的辐合风场。比较图 3a 和图 3b,可看出,嵌入模型台风后,在台风中心(130.2°E)从云底至云顶(约 850~100 hPa)有一明显的暖核结构,1000~200 hPa 有较大相对湿度,上升运动可达 100 hPa,不难看出,加入的模型台风更确切地反映观测了台风中心结构及地面分布。

大气模式 MM5 采用中心位于 33°N,125°E 的

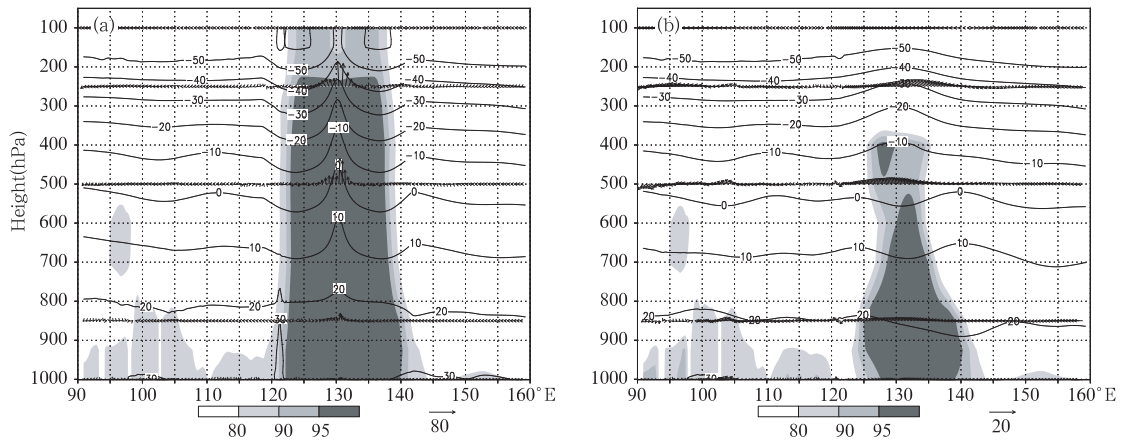


图 3 沿台风中心(24.1°N,130.2°E)温度(K)、相对湿度(%)及垂直运动(m/s×10)的 E-W 向垂直剖面
(a. 模型台风, b. NCEP 资料台风)

Fig. 3 E-W cross section of temperature (K), relative humidity(%) and vertical motion (m/s×10) along typhoon center (24.1°N,130.2°E)(a. Bogus typhoon, b. typhoon from NCEP data)

海洋模式的初始化采用了温盐强迫恢复的方法。将 1992 版的《渤海、黄海、东海海洋图集》中 7, 8, 9 月高分辨温盐观测资料数值化,再水平插值并垂直内插/外推到海洋模式 10 个半 σ 层。以 7 月份资料代表海洋模式 Spinning-up Run 开始时的初值,再通过下面先诊断后预报的方法取得耦合积分开始时刻(1997 年 8 月 16 日 12 时)的初值。

第 1 步,从静止海洋开始,在考虑了 7 月份 NCAR/NCEP 再分析资料 17 a 气候平均的海面风应力、黑潮输送、长江口径流及温盐斜压效应的强迫作用下,先保持 7 月份平均温盐分布不变对海洋模式 ECOM-si 作 3 个模式月诊断运行,使上层海洋 Spinning-up 和模式域水位达到平衡。以此作为 7 月 16 日 12 时海洋状态的近似。计算 90 d 诊断得到的 7 月份平均水位并取与边界相邻的内区点平均水位作为相应边界点的余水位。

第 2 步,紧接着在边界加入 7 月 16 日 12 时实

Lambert 正圆锥投影下 37.5 km 无嵌套水平网格、垂直方向上从 1 到 0 分为不等距的 15 个 σ 层或非静力模式层的网格结构,格点数 187×141 ,积分时间步长 120 s。NCEP/NCAR 再分析的 17 层等压面资料和海平面气压场资料用来构造非静力模式初值和侧边界条件。物理方案经试验比较,选用了显式的暖云降水方案计算大气中的水物质,次网格物理过程采用 Betts-Miller 对流参数化方案,其他还有干对流调整、Blackadar 高分辨边界层、地面能量平衡、Dudhia 长短波辐射方案、水平和垂直扩散等。

时天文潮,再在每 6 h 的 NCEP 再分析的海面风、感热通量、潜热通量、净长波辐射通量和吸收的太阳短波辐射通量强迫下,考虑黑潮输送/长江口径流及温盐开边界强迫等综合作用,作 31 d 的海洋预报,得到 8 月 16 日 12 时的海洋状态。

比较第 2 步得到的预报场与 8 月观测的平均温(盐)度分布发现,预报的 8 月 16 日 12 时的海温分布比较客观(图略)。

以 8 月 16 日 12 时作为耦合试验开始时刻,再积分 72 h。对 WINNIE 台风模拟作了以下 3 组试验:

试验 1(EXP1):大气模式 MM5 单边运行(不与 ECOM-si 耦合)。MM5 下边界的黄海东海域用初始化得到的 8 月 16 日 12 时 SST 强迫,其他海域用周平均 SST 强迫,且 SST 均保持不变。EXP1 称为 MM5 非耦合控制试验。

试验 2(EXP2):海洋模式从 1997 年 8 月 16 日 12 时开始,在不考虑大气风应力、感热、潜热通量、

长波、短波辐射通量的情况下(其他条件不变),继续对海洋场预报 72 h。这是海洋在有侧边界影响而无外强迫条件下的自我调整过程。EXP2 称为 ECOM-si 非耦合控制试验。

试验 3(EXP3):大气模式 MM5 与 ECOM-si 双向完全耦合。MM5 下边界的黄东海域由 ECOM-si 每一步预报的 SST 强迫,其他海域用不变的周平均 SST 强迫,ECOM-si 上边界由 MM5 预报的海面风应力、感热通量、潜热通量、净长波辐射通量和吸收的太阳短波辐射通量强迫。EXP3 称为耦合控制试验。

为了分析耦合试验对台风和海洋短期变化的影响程度,对耦合与非耦合模拟试验中相应物理量对应时刻之差,即耦合试验减去非耦合试验,记为 EXP3-EXP1 和 EXP3-EXP2。

5 试验结果分析

5.1 海-气相互作用对台风路径、强度及降水的影响

试验结果显示,EXP1 和 EXP3 模拟的台风路径整体效果良好,台风移动路径与观测接近,而且都模拟出了台风登陆的过程。其中 EXP1 前 60 h 路径总趋势同观测基本一致,登陆后的 12 h 路径较实际位置偏南。考虑了台风-海洋相互作用后,EXP3 耦合控制试验模拟路径整体效果与 EXP1 相似(图 4a),能模拟出登陆过程,登陆后 18 h 台风移动速度较 EXP1 略小于登陆后 12 h 路径较实际位置偏南。从相对误差来看,21 h 路径误差减小了 29.5 km,66 h 减小了 2.2 km,其他时次略有增加或相差不大。

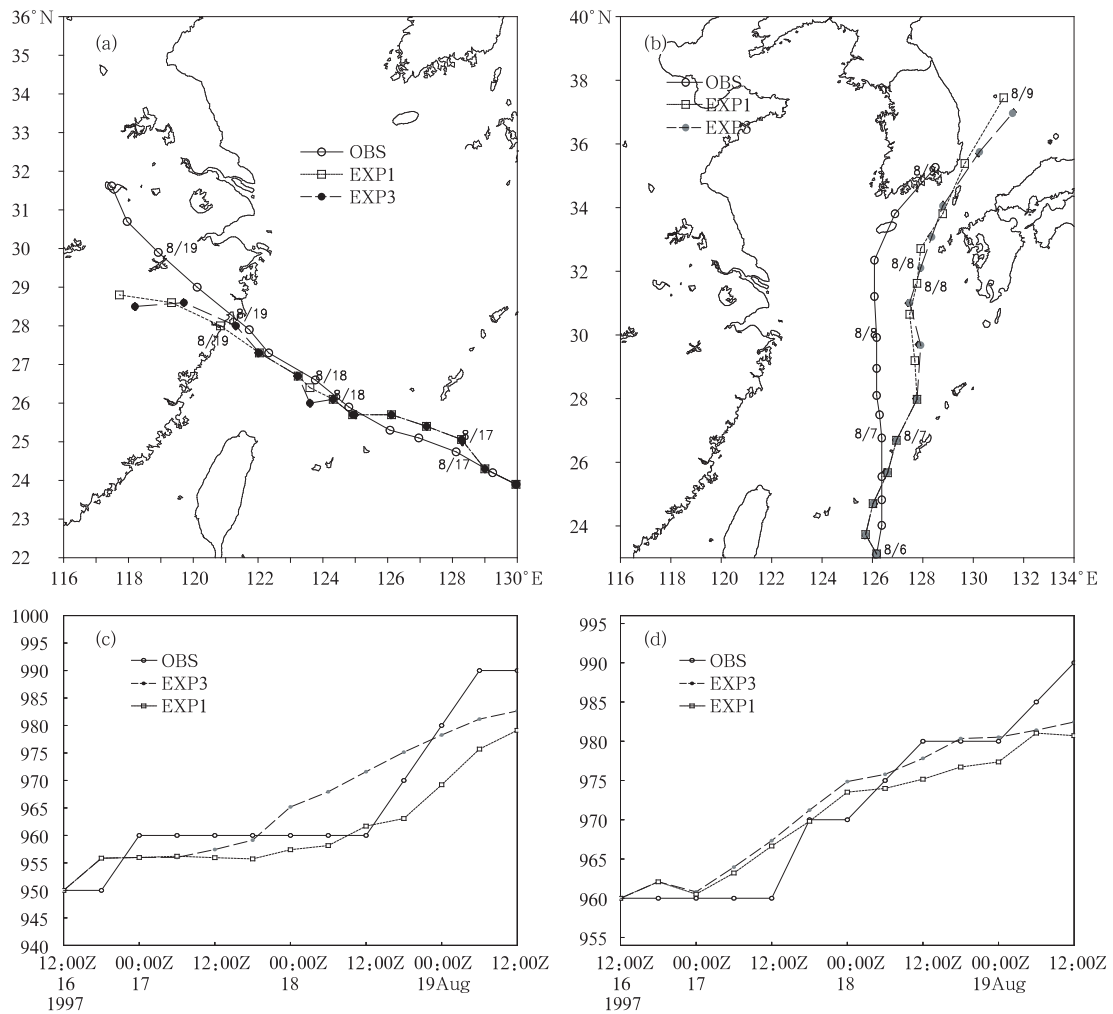


图 4 EXP1 和 EXP3 模拟的台风路径(a,b)和台风强度(c,d)同观测的比较

(a,c. 个例 1; b,d. 个例 2)

Fig. 4 Comparison of (a,b) typhoon track and (c,d) intensity (hPa) among EXP1,EXP3 and observation (a,c. Case 1; b,d. Case 2)

对台风中心气压的变化,EXP1和EXP3都能模拟台风强度缓慢减弱的过程,但耦合试验EXP3的效果明显优于EXP1。尤其在模拟开始24h后,即台风中心进入海洋模式区域后,EXP3模拟的此时段强度变化则明显优于EXP1(图4c),其中在48h和72h,耦合比非耦合误差分别减少了9.9hPa和3.5hPa。还应注意,无论路径还是强度,EXP3同EXP1在36h前几乎没有显著差别,与观测的情况更符合。这一方面可能与初始时段台风中心位于海洋模式区域外有一定关系,另一方面可能反映出海-气耦合作用有一个累积的过程,效果主要在后期体现出来。

由此可见,耦合模式对于台风路径的模拟是较准确的,并且在强度的模拟上得到了较大改善,表明了耦合模式对台风过程的模拟能力,有助于进一步分析台风暴雨模拟结果。

台风通常在其影响区域产生强的降水,形成暴雨天气。图5a给出了EXP3模拟的48h累积降雨

量,同NCEP再分析的粗分辨率降水场(图5b)相比,两者的落区大致相似,且在台风中心附近的东南面都有一个超过150mm的大面积强降水区,其中EXP3的结果最大可达300mm,但这里另外模拟出另外两处大的暴雨落区,一个是在琉球群岛海域,另一个位于台湾岛的北部。对于前一个大的海上降水区由于观测资料少难以验证,但对于台湾岛降水区,观测资料显示(图6c彩图),降水主要出现在8月18日00~12时的12h内,主要落区位于台湾中北部,最大日降水量超过150mm。模拟结果显示,EXP1(图6a)和EXP3(图6b)模拟的台湾岛最大降雨量约为60~70mm,降水强度都较观测值要小,但都模拟出了台湾岛中北部的强降水区域,且落时同观测一致。EXP3模拟的降雨量比EXP1约少10mm,但EXP3在台湾岛中部还模拟出了一个降水量约为20mm的区域,这与观测的结果更为一致,表明耦合模式对降雨落区预报具有更好的模拟能力。

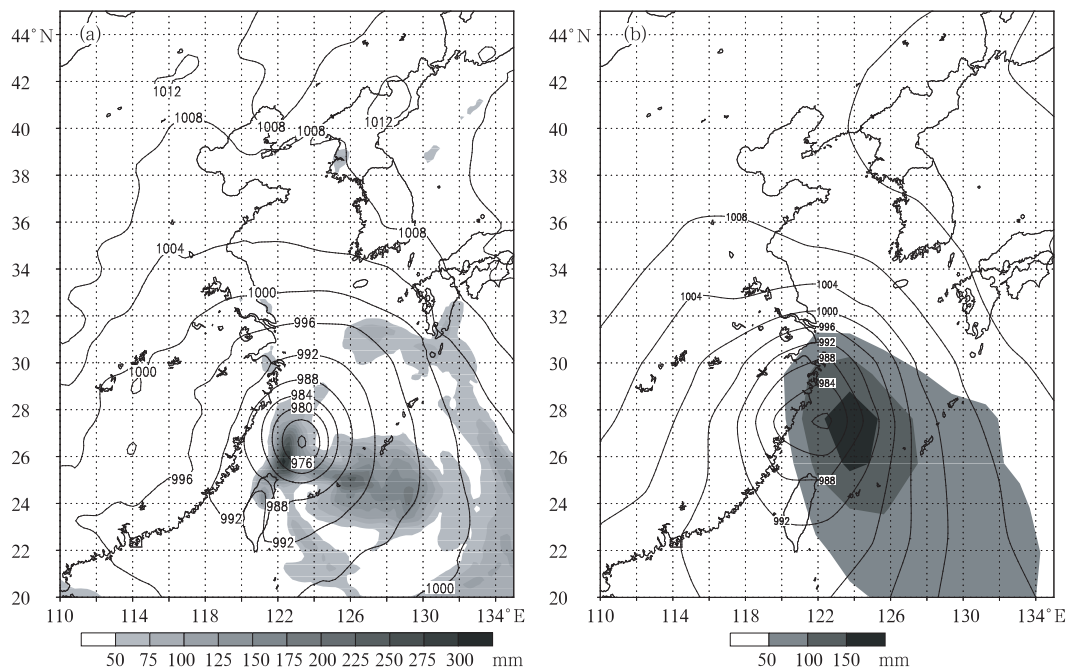


图5 48 h海面气压场(hPa)及累积降雨量(mm)
(a. EXP3, b. NCEP)

Fig. 5 Sea level pressure field (hPa) and accumulative precipitation (mm) for 48h (a. EXP3, b. NCEP)

从EXP3(图7a)和EXP1(图7b)模拟的前24h的降水可以发现,二者的落区和降雨强度基本一致。它们都在台风中心附近、台风北部(日本以南)洋面和台湾岛附近产生了降雨。其中在台风中心处的日降雨量超过了150mm。非耦合试验EXP1在台风

中心区域产生了两个降水超过150mm的区域,而耦合试验EXP3在台风中心区域产生了一个降水超过150mm的区域。从整体上看,两个模拟试验的降水区域基本一致,EXP1降水量比EXP3降水量稍微大一点。

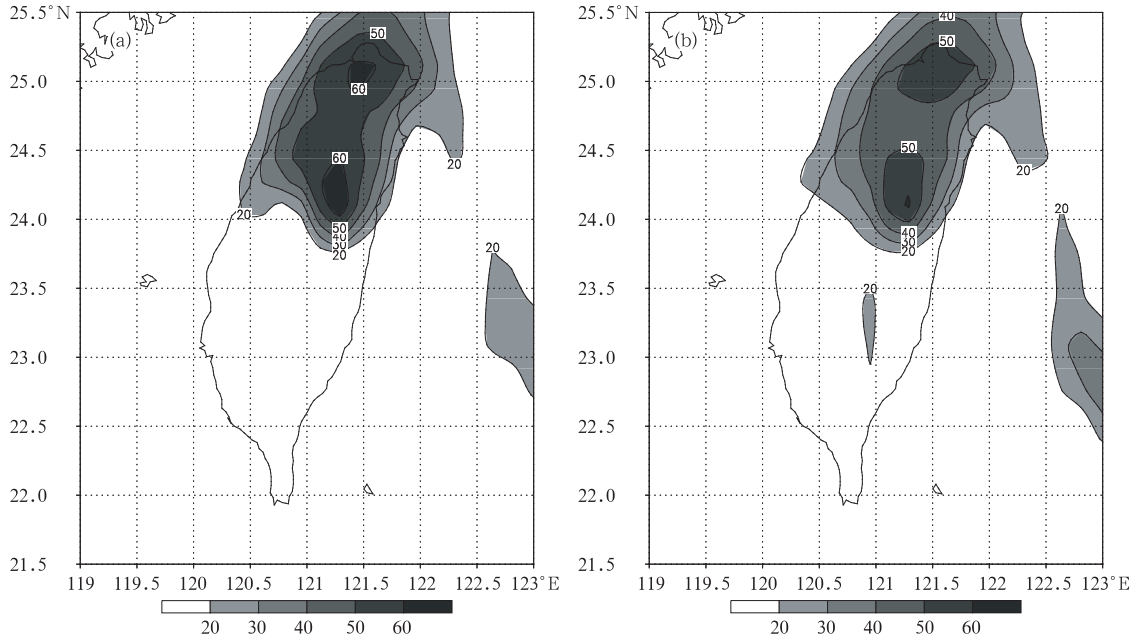


图 6 8 月 18 日 0~12 时台湾岛模拟降雨量和观测降雨量

(a. EXP1, b. EXP3, c. 观测; 单位: mm)

Fig. 6 Simulated by EXP1, EXP3 and observed precipitation (mm) over Taiwan Island during 0000Z—1200Z 18 August (a. EXP1, b. EXP3, c. Observation)

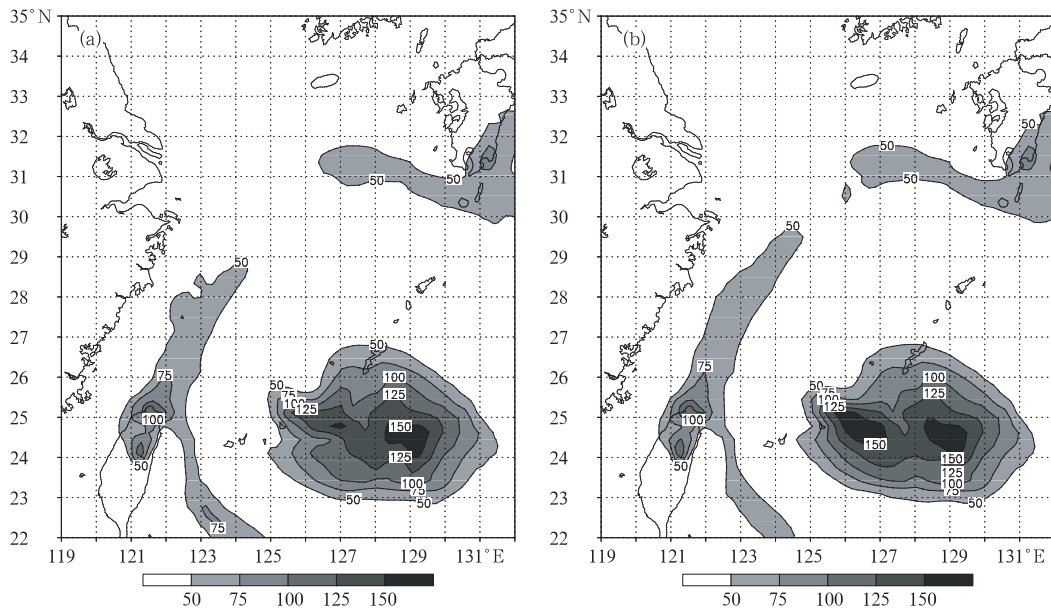


图 7 8 月 16 日 12 时~8 月 17 日 12 时的降水量

(a. EXP3, b. EXP1; 单位: mm)

Fig. 7 Simulated precipitation (mm) during 1200Z 16 August—1200Z 17 August

(a. EXP3, b. EXP1)

8 月 17 日 12 时~8 月 18 日 12 时台风中心已进入模拟的海洋区域,模拟试验 EXP3(图 8a)和 EXP1(图 8b)的中间时段 24 h 降水表明,EXP1 的降水区域比 EXP3 的降水区域要大,降水量也要大。

两个试验均在台湾岛的北部和东北部形成了降水,EXP1 模拟的降水区域比 EXP3 的要大,其中 50 mm 的降水区域向西已接近中国浙江沿岸。EXP1 比 EXP3 的降水量也大,其降水量超过 175 mm 的

区域可达到琉球群岛。

8月18日12时~8月19日12时,台风中心开始在浙江沿海登陆,在沿海形成了强降水。比较模拟试验 EXP3(图 9a)和 EXP1(图 9b)模拟的后 24 h 的降水可见,耦合试验 EXP3 比非耦合试验 EXP1

降水的区域和降雨量都要小。耦合试验 EXP3 仅在浙江省境内产生了降雨最大达 125 mm 的降水,而非耦合试验 EXP1 在浙江、江苏和福建境内都产生了降水,并且在浙江境内的降水最大达到 175 mm。

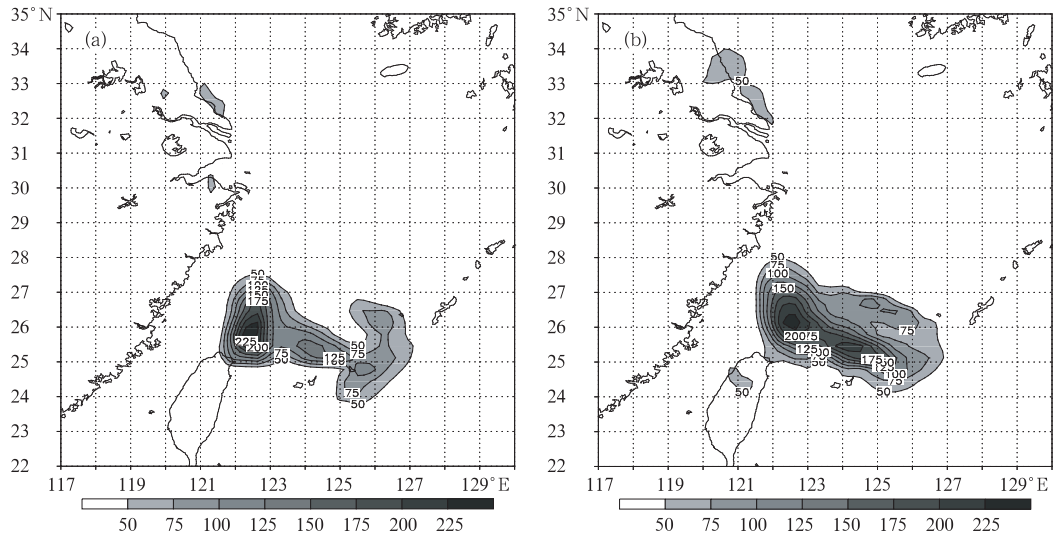


图 8 8月17日12时~8月18日12时降水量
(a. EXP3, b. EXP1; 单位: mm)

Fig. 8 Simulated precipitation (mm) during 1200Z 17 August—1200Z 18 August
(a. EXP3, b. EXP1)

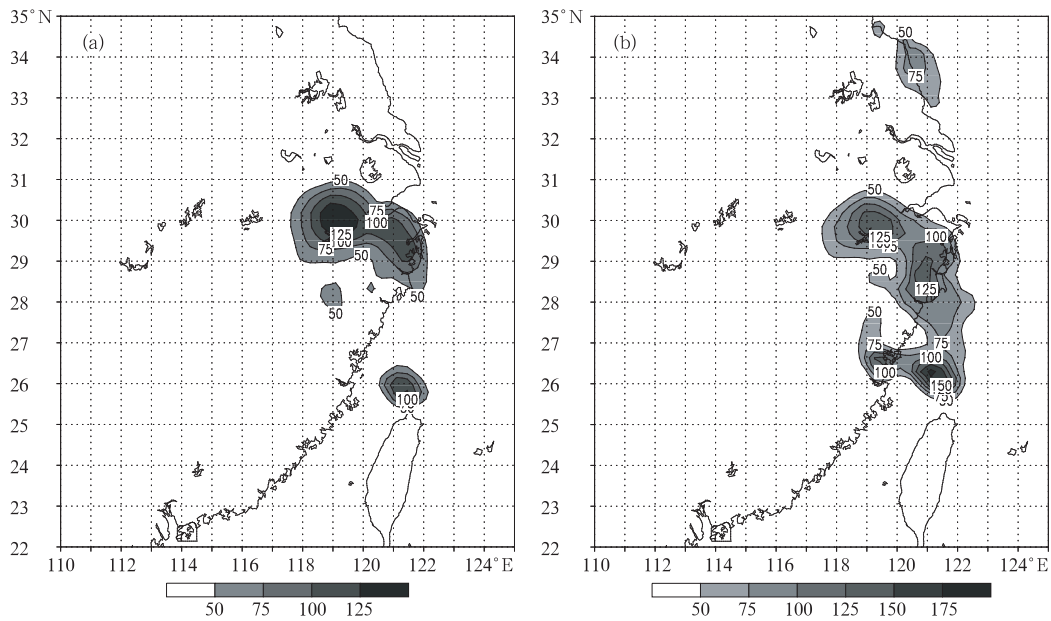


图 9 8月18日12时~8月19日12时的降水量
(a. EXP3, b. EXP1; 单位: mm)

Fig. 9 Simulated precipitation (mm) during 1200Z 18 August—1200Z 19 August
(a. EXP3, b. EXP1)

通过上面的分析可以看到,在台风过程模拟的初期,海-气相互作用对降水过程的影响不明显,而随着时间的推移,其影响作用越来越大,表明海-气相互作用对台风降水的影响是一个累积的过程。海-气相互作用会使得台风降水的区域减小,降水量减小。降水的落区与台风的路径有关。在本例中 EXP1 与 EXP3 模拟的台风路径相差很小,整体来说,EXP1 与 EXP3 模拟的台风降水落区相似。

降水的产生分为两种情况,一种是台风气旋性涡旋本身动力上升所造成的暴雨,集中在台风眼周围的云墙,螺旋云带及辅合带中,并随台风中心移动而移动。这种降水称为对流性降水;另一种是由于台风环流和冷空气相遇或者是地形原因造成的强降

水,也称为非对流性降水。图 10 给出了 EXP3-EXP1 后模拟的对流性降水和非对流性降水的变化,它表示了海-气相互作用对模拟的对流性降水和非对流性降水的影响。从图 10(a~c)可看到,在 3 个时段中,海-气相互作用均减少了台风过程中的对流性降水。其中前 24 h 对流性降水的减少最大达到 60 mm,中间 24 h 的对流性降水减少最大可达到 100 mm,最后 24 h 的对流性降水也减少了 40 mm。而且降水减少区域的分布同较大的地面降温区分布是相关联的。而海-气相互作用对于非对流性降水的影响未体现出规律性。前 24 h,两个试验的非对流性降水基本没有区别。中间 24 h,在台风中心的西北端非对流性降水减少达到 50mm,而在台风中

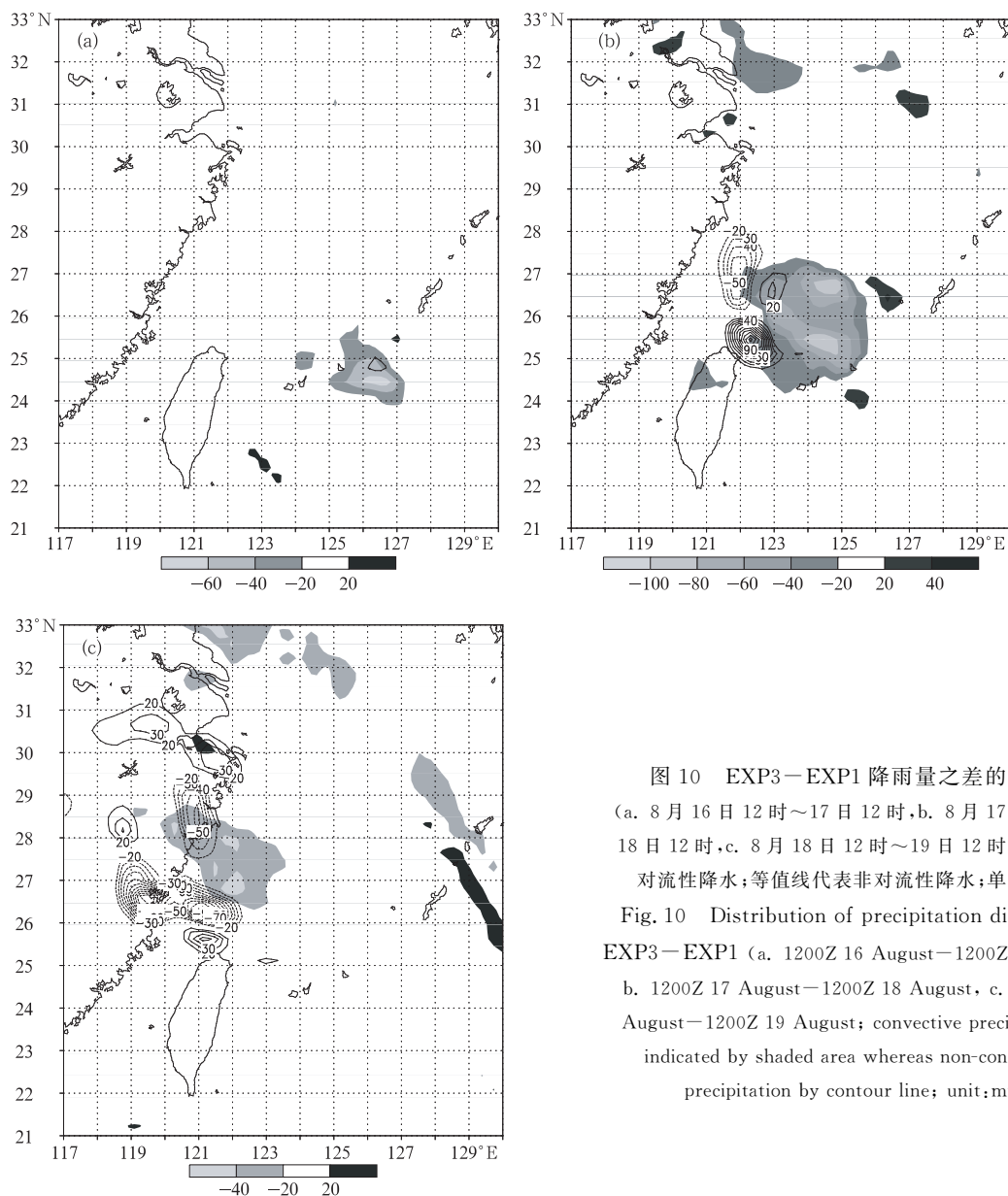


图 10 EXP3-EXP1 降雨量之差的分布

(a. 8月16日12时~17日12时, b. 8月17日12时~18日12时, c. 8月18日12时~19日12时; 阴影代表对流性降水; 等值线代表非对流性降水; 单位: mm)

Fig. 10 Distribution of precipitation difference EXP3-EXP1 (a. 1200Z 16 August-1200Z 17 August, b. 1200Z 17 August-1200Z 18 August, c. 1200Z 18 August-1200Z 19 August; convective precipitation is indicated by shaded area whereas non-convective precipitation by contour line; unit: mm)

心的西南端对流性降水增加最大达到 90 mm。在后 24 h 中,在台风南面福建省境内,非耦合试验产生的非对流性降水比耦合试验大 50 mm,而在杭州湾附近,耦合试验产生的非对流性降水比非耦合试验大 30 mm。非对流性降水可能与台风中心当时的位置、下垫面情况有密切关系。

5.2 海-气相互作用对台风降水影响的机制

上述分析表明,海-气相互作用减少了台风降水,并且这一减少主要是通过对流性降水的减少来实现的。要探讨这一影响的机制,可以先考查海温的变化以及海-气相互作用对台风区域物理要素水平场和垂直场的改变。

图 11 是海-气相互作用引起的 48 h 的 SST 变化。从图中可以看出,在台风进入模式域到沿海登陆约 48 h 内,已引起了较大部分海域的 SST 下降。在台湾岛东北部海面、长江口外海、朝鲜西南面海面以及黑潮主流偏西北洋面都有较大降温,特别是在台风中心经过的区域,SST 下降最大约 4 °C。进一步的结果显示(图略),降温较大的海域一般对应了台风地面风速较大的区域。相反的是,在渤海湾,SST 增加了 1~2 °C,这是由于这一海域吸收了较大短波辐射通量而风速很小的缘故。

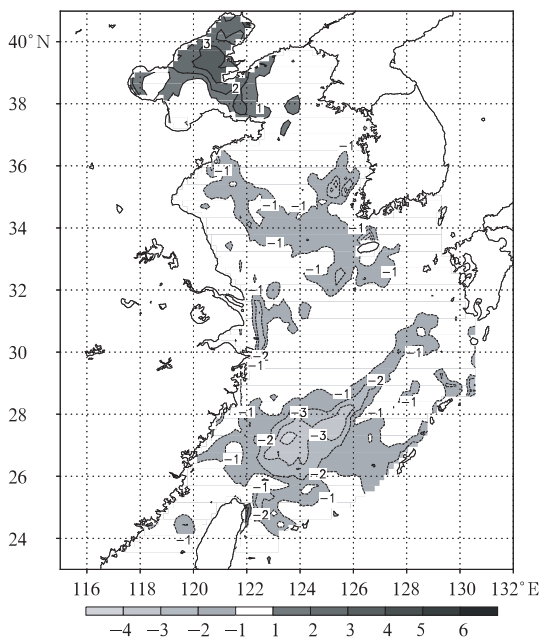


图 11 海表温度 SST(K)变化的分布(48 h)

Fig. 11 Distribution of SST variation (K) for 48 h

大气底边界 SST 的变化,也必将引起低层气温的变化。图 12a 中不难看出,耦合作用引起的近地

面(取 925 Pa)温度相对于非耦合控制试验有下降。在此例中,在台风中心和移动路径的北部降温较为明显,最大相差 4 °C 以上。试验显示,这种地面温度降低的机制,是由于大风引起海洋垂直混合增强,夏季海洋的下层冷水上翻,导致 SST 降低(另文讨论),由此引起地面感热通量减少(图 12b,感热通量减少较大的区域位置与 SST 下降较大的区域是基本一致的),从而使近地层气温下降。对高层(500 hPa)以上的气温比较也发现,耦合较非耦合试验气温也下降约 0.5 °C,较近地层小,台风中心的暖核结构被削弱(图略)。

图 12c 是耦合引起的 48 h 潜热通量的变化。可以看到,海-气相互作用引起了海洋区域大面积潜热通量的减小,平均减小可超过 100 W/m²,特别在台风中心附近的潜热通量最大的减小可达 200 W/m²,比感热通量对 SST 变化更敏感。潜热通量的减小必将引起台风区域的水汽垂直输送的减少,这不利于台风的维持和发展。

台风-海洋相互作用还使得台风中最大风速及风场的不对称分布等发生了明显变化。图 12d 给出了 48 h 耦合模拟相对于未耦合模拟的 1000 hPa 层风速的变化(EXP3-EXP1)。可以看到,在台风中心和其北部区域,风速减少超过 8 m/s。这是同耦合模拟中台风强度减小相一致的。

图 13 表明了耦合前后近地层(925 hPa)的垂直运动的变化。可以看到,在台风中心区域,垂直速度都减小了,其中最大减小约为 2.5 cm/s。台风中心的垂直速度减小,减弱了对流运动,不利于水汽的垂直输送,也不利于降水的形成。

图 14 给出了 EXP3-EXP1 的台风中心温度、相对湿度变化的垂直剖面。不难看出,耦合作用减弱了台风中心的暖核结构,在台风暖核中心附近,耦合作用使低层温度减小显著,在 1.5 °C 以上。重要的是,这种低层降温可以伸展到 300 hPa 的高层,并使 500~200 hPa 高层的暖核中心附近相对湿度减小 40% 以上,在相对湿度减小区域的上层,上升运动受到抑制或下沉运动得到增强(图略)。这种作用可能是使台风中心气压相对于非耦合模拟回升得更快的原因。

通过上面的分析,可以推断出海-气相互作用影响台风降水的机制:由于大风引起海洋的垂直混合增强,导致 SST 降低,由此引起地面感热通量减少,从而使得地面气温下降。地面气温下降的区域同较

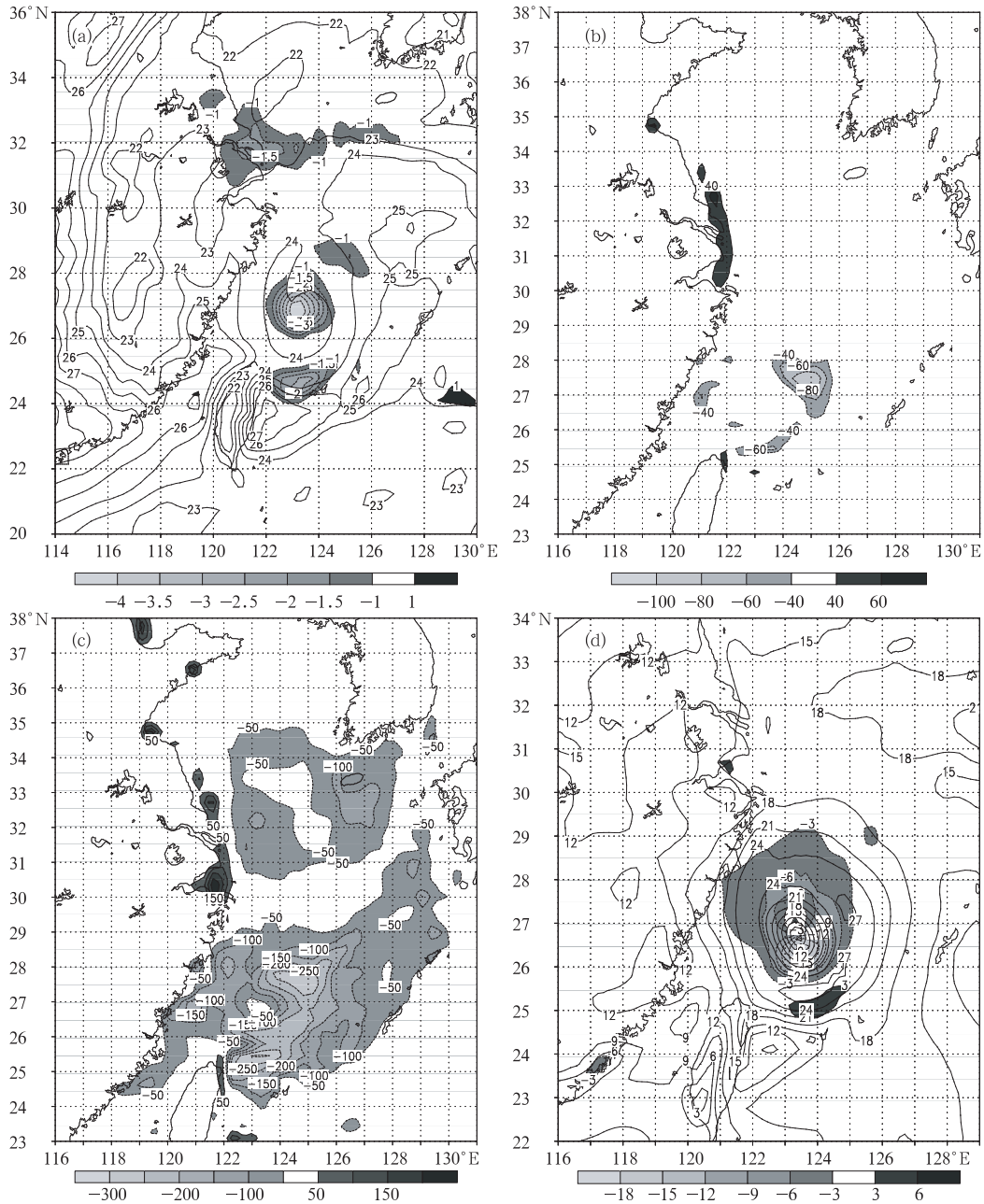


图 12 (a) 48 h 气温($^{\circ}\text{C}$), (b) 感热通量(W/m^2), (c) 潜热通量(W/m^2), (d) 低层风速(m/s)的变化(EXP3-EXP1)(等值线: 风速分布, 阴影代表其变化)

Fig. 12 Difference of (a) atmospheric temperature($^{\circ}\text{C}$), (b) sensible heat flux (W/m^2), (c) latent heat flux (W/m^2) and (d) lower level wind speed (m/s) between EXP3 and EXP1 for 48 h (variable field distribution is indicated by contour line whereas its variation by shaded area; unit: mm)

大的海洋 SST 降温区是一致的。这一降温减弱了台风中心的暖核结构,并使高层的暖核中心附近相对湿度减小,垂直运动减弱。SST 下降也使地面潜通量减少,导致来源于局地的水汽垂直供应减少。两种因素共同作用迫使对流活动减弱,对流性降水减少,凝结潜热释放减小,台风强度减弱,气压回升加快,进而减小地面最大风速。减弱了的地面风反

馈到海洋,使 SST 下降速度减慢,逐步形成一个负反馈的机制。

6 结 论

运用中尺度海-气耦合模式 MCM 对两个夏季台风进行的模拟试验表明:

(1) 考虑海-气相互作用能有效改进台风的路

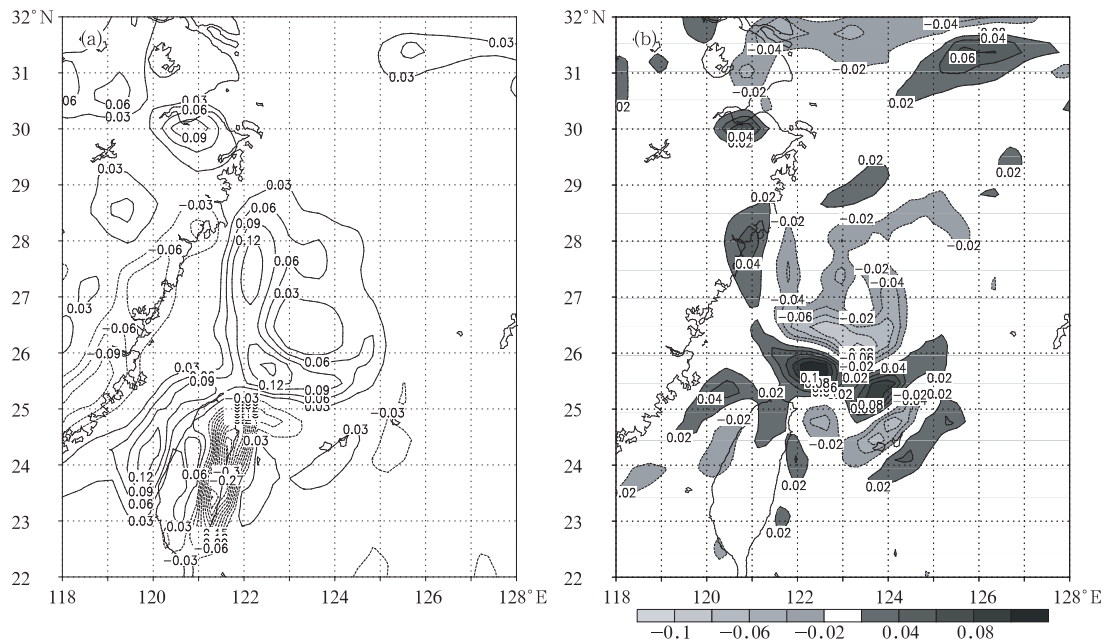


图 13 925 hPa 48 h(a)和(EXP3-EXP1)垂直速度(m/s)(b)的变化
Fig. 13 (a) Vertical motions (m/s) at the 925 hPa layer and (b) their difference between EXP3 and EXP1 for 48 h

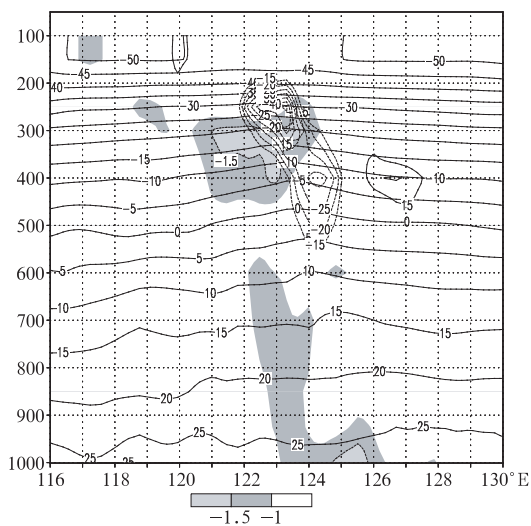


图 14 通过台风中心的温度(°C)、相对湿度(%)变化的垂直剖面(EXP3-EXP1; 48 h)
Fig. 14 Cross section of temperature difference (K), relative humidity difference (%) between EXP3 and EXP1 for 48 h along typhoon center

径和强度预报,但后者更显著。在 48 h 和 72 h,海-气相互作用可使气压分别回升 9.9 和 3.5 hPa。

(2) 海-气相互作用对于台风降水的影响主要体现在模拟开始的后续时段,并使对流性降水减小。日降水量减小的幅度为 40~100 mm。海-气相互作用也明显改变了非对流性降水,但表现出复杂的情况。考虑海-气耦合能改进台风暴雨的落时、落区和

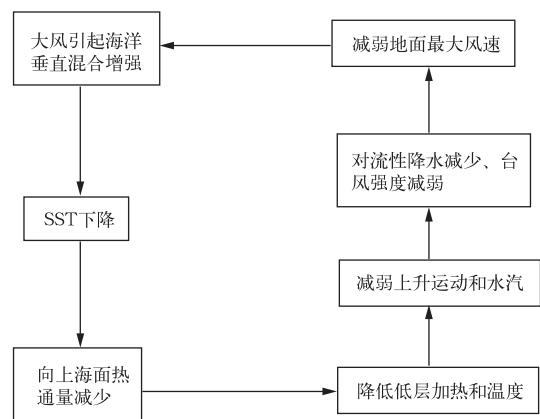


图 15 海-气相互作用对台风降水过程影响机制
Fig. 15 A potential mechanism that air-sea interaction impacts on typhoon heavy rain

强度预报。

(3) 海-气相互作用对台风降水过程的影响是一种负反馈的机制。通过海-气相互作用引起 SST 下降(48 h 的 SST 下降最大约 4 °C),减小地面热通量,降低地面气温,减弱垂直运动和水汽输送,减少对对流性降水,减弱台风强度,减弱的地面风反馈到海洋,使 SST 下降速度减慢,逐步形成负反馈。

参考文献

[1] Ginis I, Dikinov Kh Z h, Khain A P. A three dimensional model of the atmosphere and ocean in the zone of a typhoon. Dok

- Akad Sci USSR, 1989,307:333—337
- [2] Bender M A, Ross R J, Tuleya R E, et al. Improvements in tropical cyclone track and intensity forecasts using the GFDL initialization system. *Mon Wea Rev*, 1993,121:2046—2061
- [3] Bender M, Ginis A I. Real-case simulations of hurricane-ocean interaction using a high-resolution coupled model: effects on hurricane intensity. *Mon Wea Rev*, 2000,128:917—946
- [4] Bao J-W, Wilczak J M, Choi J-K, et al. Numerical simulations of air-sea interaction under high wind conditions using a coupled model: a study of hurricane development. *Mon Wea Rev*, 2000,128:2190—2210
- [5] 黄立文. 黄东海区域中尺度海-气相互作用研究:[博士后研究工作]. 北京:中国科学院大气物理研究所,2002.78 pp
Huang Liwen. Research on regional mesoscale air-sea interaction over the Yellow and East China Seas [Postdoctoral Research Report. Beijing: Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences. 2002,78PP
- [6] 宇如聪,曾庆存,彭贵康等.“雅安天漏”研究: II 数值预报试验. *大气科学*, 1994, 18(5):535—551
Yu Rucong, Zeng Qingcun, Peng Guikang, et al. On “Ya-an Tian Lou”: II Numerical prediction experiments. *Sci Atmos Sinica*, 1994,18(5): 535—551
- [7] Dudhia Z, Gill J D, Guo Y-R, et al. PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes; MM5 Modeling System Version 2. 1998
- [8] 何安国,王康玲. 南海异常路径台风预报的数值试验. *热带气象学报*,1993, 9(2): 133~141
He Anguo, Wang Kangling. Numerical forecast experiments of abnormal track typhoon over the South China Seas. *J Trop Meteor*,1993,9(2):133—141

THE EFFECTS OF MESOSCALE AIR-SEA INTERACTION ON HEAVY RAIN IN TWO TYPHOON PROCESSES

Huang Liwen

(*Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074; Shanghai Institute of Typhoon, Shanghai 200030; LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029; Wuhan University of Technology, Wuhan, 430063*)

Wu Guoxiong Yu Rucong

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract

Two representative typhoon processes are simulated using a Mesoscale Coupled air-sea Model (MCM). The quantificational effects of air-sea interaction on heavy rain and physical mechanism are analyzed and investigated in details. MCM is a two-way interactive mesoscale coupled model that linked two component models (i. e. , LASG-REM or MM5 and ECOM-si) together via Unix's process communication technique and coupled object modules. The lower boundary of the atmospheric model is forced by SST which is produced by ocean model and the upper boundary of oceanic model is forced by sensible heat flux, latent heat flux, net long-wave radiation and net short-wave radiation flux which are predicted from atmospheric model. The coupling is active both from 23°N to 41°N and from 116°E to 131°E, and information exchange is in two-way over a time step of ocean model. Experiments indicate that typhoon track, intensity, rainfall time, distribution and rainfall intensity are better simulated by MCM. Due to air-sea interaction involved in MCM, the intensity errors are decreased by 9.9 hPa at 48h and 3.5 hPa at 72 h, accumulative convective precipitation decreased by 40—100 mm for 24 h and the distribution of non-convective precipitation improved significantly. A potential mechanism that air-sea interaction impacts on typhoon heavy rain is a negative feedback regulated by SST reduction; Wind stress induces vertical mixing, leads to SST decrease, results in heat flux decrease and lower level cooling of atmosphere, weakens ascent motion, inhibits convective activity and rainfall via cloud physics, weakens typhoon intensity and maximum surface wind, feedbacks to ocean and then slower SST decrease, finally forms a negative feedback process.

Key words: Air-sea interaction, Numerical simulation, Typhoon heavy rain, Mesoscale Coupled Model.

黄立文等：中尺度海-气 相互作用对台风暴雨过程的影响

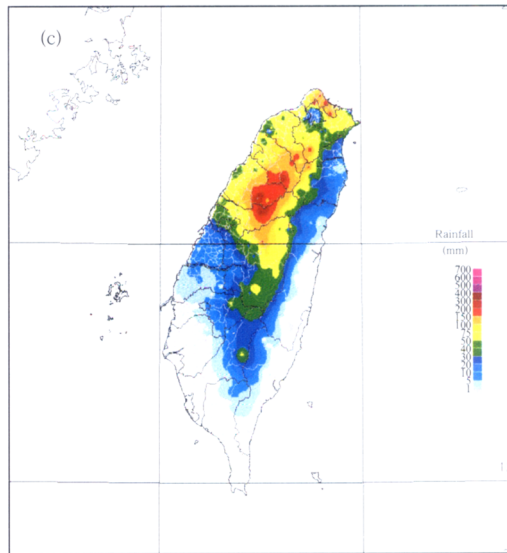


图6c 8月18日0~12时台湾岛实测降雨量(单位: mm)
Fig.6c Observed precipitation over Taiwan Island
during 00:00-12:00Z 18 August (unit:mm)