

曾智华,管靛,陈联寿,等.理想地形下不同云微物理方案对登陆台风降水增幅影响的数值研究[J].海洋气象学报,2020,40(4):22-32.

ZENG Zhihua, GUAN Liang, CHEN Lianshou, et al. Numerical study on impact of different cloud microphysical schemes on precipitation enhancement of landfalling typhoon under ideal topography[J]. Journal of Marine Meteorology, 2020, 40(4): 22-32. DOI:10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2020.04.003. (in Chinese)

## 理想地形下不同云微物理方案对登陆台风降水增幅影响的数值研究

曾智华<sup>1</sup>,管靛<sup>2</sup>,陈联寿<sup>3</sup>,高志球<sup>4</sup>,李煜斌<sup>5</sup>

(1.中国气象局上海台风研究所,上海 200030; 2.上海海洋气象台,上海 200030; 3.中国气象科学研究院,北京 100081; 4.中国科学院大气物理研究所,北京 100029; 5.南京信息工程大学,江苏 南京 210044)

**摘要:**利用 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式,在理想岛屿地形条件下设计了云的微物理冰相过程中水凝物中有霰和无霰的两个对比试验,考察了台风登陆时复杂冰相和简单冰相对台风移动路径、强度和降水增幅的影响。结果表明:1)云微物理过程中有霰的复杂冰相过程时,具有更强烈的云“播撒”效应,因而对台风降水具有明显增幅作用。2)当台风受到理想地形作用时,地形对云“播撒”效应引起的增幅作用具有放大作用,此时台风眼墙非绝热加热量形成明显增强中心,使得台风降水增幅明显。3)当台风登陆时,云微物理冰相过程使得台风越山时存在向西北指向的涡度变化倾向。

**关键词:**台风;理想地形;云微物理过程;降水增幅

**中图分类号:** P456.7;P457.8 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2020)04-0022-11

**DOI:**10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2020.04.003

## Numerical study on impact of different cloud microphysical schemes on precipitation enhancement of landfalling typhoon under ideal topography

ZENG Zhihua<sup>1</sup>, GUAN Liang<sup>2</sup>, CHEN Lianshou<sup>3</sup>, GAO Zhiqiu<sup>4</sup>, LI Yubin<sup>5</sup>

(1. Shanghai Typhoon Institute, CMA, Shanghai 200030, China; 2. Shanghai Marine Meteorological Center, Shanghai 200030, China; 3. Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China; 4. Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 5. Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China)

**Abstract** Using the WRF (Weather Research and Forecasting) model, different impacts of complex ice phase and simple ice phase on the typhoon track, intensity, and precipitation enhancement when typhoon makes landfall are investigated based on two comparative experiments with or without graupel in hydrometeor during the microphysical ice-phase process under the ideal island topography. The results show the complex ice-phase process with graupel in the cloud microphysical process has a stronger seeder-feeder effect of the cloud, which has a significant enhancement on typhoon precipitation. When typhoon experiences the ideal topography, it increases the enhancement effect of precipitation caused by the seeder-feeder mechanism of the cloud. The diabatic heating of the typhoon eye wall in the lower layer forms a significant enhancement center, which makes the typhoon precipitation increase significantly.

收稿日期:2020-10-19; 修订日期:2020-11-17

基金项目:国家重点研发计划“重大自然灾害监测预警与防范”重点专项(2018YFC1506405);国家自然科学基金项目(41975067, 41275067, 41575108)

通信作者:曾智华,男,博士,研究员,主要从事台风机理和预报技术研究, zengzh@typhoon.org.cn。

When typhoon lands and crosses mountains, the cloud microphysical ice-phase process causes the vorticity tendency to point to the northwest.

**Key words** typhoon; ideal topography; cloud microphysical process; precipitation enhancement

## 引言

地形降水的形成和增强机制极为复杂,它极其依赖于上游气流的动力学和热力学条件、云层间的相互作用、动力学和云微物理过程之间的相互作用以及山脉的几何形状等。过去,已经提出了几种主要的形成和增强机制:气流稳定上升作用<sup>[1]</sup>;湿不稳定性释放<sup>[2-3]</sup>;山脉几何形状的影响<sup>[4-6]</sup>;热力作用和地形强迫影响<sup>[7-8]</sup>;云播撒机制<sup>[9-11]</sup>以及云微物理动力作用<sup>[12-14]</sup>。其中,云微物理过程与地形引起的动力学过程相互作用,可以通过以下各种方式来增强降水:增加水蒸气和水凝物的垂直输送;降低山地上方的抬升凝结高度而增强降水;改变降水中云微物理途径;在更高的山面上截集水凝物;与云微物理的时间尺度相比,改变空气运动的水平对流时间尺度,从而改变山脉的降水分布;改变降水效率;增加随着下坡绝热变暖而产生的蒸发;变化湍流引起的小尺度地形降水不稳定性等方式。实际上,云播撒机制也可以看作是这种云微物理动力作用机制的一种特例。当气流过山被迫上升,可形成地形“受播”云,在该“受播”云上方是大尺度上升运动造成的“播撒”云,“播撒”云的降水是以中等强度的稳定层状云降水出现的。当“播撒”云的降水遇到水汽含量高的“受播”云环境,降水雨滴会提高碰并云滴效率,从而使得降水量增幅显著。

以往通过对台湾中央山脉台风路径的观测资料和模式分析,已研究了山脉地形对台风路径的可能影响,例如根据台风强度、引导风速、气旋尺度大小、登陆位置和袭击角度,分析了台湾中央山脉上的台风路径可以分为连续路径和不连续路径<sup>[15-16]</sup>。

除此之外,人们越来越关注台风暴雨现象<sup>[17-20]</sup>,特别是台风来临时地形对台风强度结构和降水的影响。例如,2012年台风“卡努”(KHANUN)造成了韩国济州岛汉拿山(海拔高度1950 m)持续6 h(07:00—13:00 UTC)、超过226 mm的累计降雨,LEE et al.<sup>[21]</sup>通过双多普勒雷达和简单轨迹分析,研究了该台风越过济州岛时山区附近降水的增强机制。中央山脉位于太平洋包围的台湾岛屿中,并且此处常年经历台风的侵袭,为研究地形对热带气旋降水影响提供了一个理想的环

境。台湾中央山脉的长度约为300 km,宽度约为100 km,平均高度约为2 km。TANG et al.<sup>[22]</sup>通过分析2001年台风“百合”(NARI)穿越台湾中央山脉的过程,研究了台风NARI(2001)的山地重力波和地形对流特征及其对地形降水形成的影响,发现云微物理的淞附过程和碰并过程不仅是上风向坡降水增加的原因,也是产生背风面最大降水的主要原因。WU et al.<sup>[23]</sup>研究了台湾中央山脉对1996年台风“贺伯”(HERB)的降水影响,其结果表明,通过精确的台风路径模拟,模式成功模拟观测到的降雨能力取决于两个因素:模式的水平网格间距及其描述台湾地形的能力,认为中央山脉的存在对风暴路径影响很小,但在大幅增加台湾地区的总降雨量中起着关键作用;在上坡山区上方的对流层低层存在最大的垂直运动和非绝热加热率,这是台风环流与台湾山区地形相互作用的强制抬升的重要特征。

但是,考虑到历史台风个例对台湾中央山脉影响的各种特殊性差异,个例研究可能导致认识问题的复杂化和片面化。因此,本研究设计了类似台湾中央山脉的理想地形,通过理想数值模式,主要关注台风跨越岛屿大地形时台风路径、强度结构和降水影响,尤其是重点诊断和分析了云微物理过程对理想台风的物理特性的可能影响,以期对台风降水实际业务预报提供一定理论依据。

## 1 模式设计与试验

本文使用两重嵌套、单向反馈的理想WRF-V3.4.1模式进行研究,该理想模式控制试验是以12.4 km水平分辨率,模式垂直方向以28个 $\sigma$ 层来配置,即 $\sigma$ 值(自下而上)分别为1.000, 0.990, 0.978, 0.964, 0.946, 0.922, 0.894, 0.860, 0.817, 0.766, 0.707, 0.644, 0.576, 0.507, 0.444, 0.380, 0.324, 0.273, 0.228, 0.188, 0.152, 0.121, 0.093, 0.069, 0.048, 0.029, 0.014, 0.000。粗网格为541×541,细网格为241×241。鉴于本研究不考虑大尺度环境流的作用,对流过程主要在内网格中产生,因此,在两个网格中未包括积云参数化过程,所有网格直接使用显式微物理方案<sup>[24-25]</sup>。

模式是以在12.5°N处、静止环境场上、 $\beta$ 平面、固定海面温度为29℃,对轴对称气旋涡进行初始

化。通过求解该初始气旋涡在给定切向风速场条件下的非线性平衡方程来获得模式的初始质量和风速场。使用 YSU (Yonsei University) 边界层 (planetary boundary layer, PBL) 物理过程。非扰动

的模式大气的初始热力结构指定为 GRAY et al.<sup>[26]</sup> 给定的西北太平洋晴空环境下的结构。初始涡旋的切向风如下所示:

$$V_T(r, \sigma) = \begin{cases} V(r) \sin \left[ \frac{\pi}{2} \left( \frac{\sigma - \sigma_r}{1 - \sigma_r} \right) \right], & \sigma > \sigma_u; \\ 0, & \sigma \leq \sigma_u; \end{cases} \quad (1)$$

其中  $\sigma_u = 0.15$ , 且:

$$V(r) = \begin{cases} V_m \left( \frac{r}{r_m} \right) \left\{ \exp \frac{1}{b} \left[ 1 - \left( \frac{r}{r_m} \right)^b \right] - \frac{|r - r_m|}{R_0 - r_m} \exp \frac{1}{b} \left[ 1 - \left( \frac{R_0}{r_m} \right)^b \right] \right\}, & r \leq R_0 \\ 0, & r > R_0 \end{cases} \quad (2)$$

其中  $r_m$  是最大切向风半径;  $V_m$  是对应  $r_m$  的最大切向风速;  $r$  是半径;  $b$  是表征在最大风半径以外切向风径向衰减率的无量纲参数;  $R_0$  是涡旋消失的临界半径。通过求解非线性平衡方程得到涡旋的质量和热力场。文中设定  $V_m = 25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $r_m = 80 \text{ km}$ ,  $R_0 = 900 \text{ km}$ ,  $b = 1.0$ 。设定台风移速为  $-5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

为了研究云微物理方案及其冰相过程的“播撒”云对台风的可能影响, 设计了两个对比试验: mp=3 和 mp=6 试验, 分别使用简单冰相作用的 WSM3 (WRF Single-Moment 3-Class) 显式微物理方案<sup>[27]</sup> 和复杂冰相作用的 WSM6 (WRF Double-Moment 6-Class) 显式微物理方案<sup>[28]</sup>。简单冰相包含 3 类水物质, 即水汽、云/冰、雨/雪, 其中云/冰、

雨/雪物质是通过温度来判别; 而复杂冰相作用包含 6 类水物质, 即水汽、云、冰、雨、雪和霰, 该对比试验的主要目的是考察云微物理冰相过程中霰对台风各项特征的不同作用, 其物理含义见表 1。模式模拟台风共运行 240 h。

表 1 不同云微物理过程方案

Table 1 Different cloud microphysical process schemes

云微物理过程方案	水物质
简单冰相 (mp=3)	3 类水物质: 水汽、云/冰、雨/雪
复杂冰相 (mp=6)	6 类水物质: 水汽、云、冰、雨、雪、霰

采用公式(3)代表类似于台湾中央山脉地势的理想山脉地形:

$$H(x, y) = \begin{cases} \frac{h_0}{\left( 1 + \frac{(x - x_0)^2}{a^2} \right)^{3/2}}, & |y - y_0| \leq b \\ \frac{h_0}{\left( 1 + \frac{(x - x_0)^2}{a^2} + \frac{(y - y_c)^2}{a^2} \right)^{3/2}}, & |y - y_0| > b \end{cases} \quad (3)$$

其中,  $h_0 = 1 \text{ km}$ ,  $x_0 = 2 \ 600 \text{ km}$ ,  $y_0 = 3 \ 240 \text{ km}$ ,  $a = 50 \text{ km}$ ,  $b = 600 \text{ km}$ 。当  $y \geq y_0 + b$  时,  $y_c = y_0 + b$ ; 而当  $y \leq y_0 - b$  时,  $y_c = y_0 - b$ 。在模拟开始时就将该山脉作为地形坐标的一部分被插入到模式之中。

## 2 结果与分析

### 2.1 台风路径影响

图 1 表示从 145 h 至 223 h 期间模式台风中心每隔 3 h 的中心位置变化, 其中等值线为理想山脉地形等高线。当 mp=3 试验时, 在 145 h 时台风中心位置相对偏南, 在登陆岛屿前 (172 h) 中心位置有南折, 经过 9 h 后, 台风中心位置在上山坡的 181 h 突然开始西北翘动; 而当 mp=6 试验时, 台风路径

自东向西相对平直, 在登陆岛屿前 (172 h) 中心位置出现南折, 同样, 经过 9 h 后, 台风中心位置在上山坡的 181 h 也开始向西北移动, 但是幅度不大, 最终导致台风中心位置在 223 h 时两者试验在南北方向上相距约 200 km。

研究表明, 无论模式中云微物理过程是否含有霰粒子, 两个试验中台风路径通道均有一个共性特征, 即当台风登陆岛屿时, 登陆前台风路径均有一个向南偏转的倾向; 之后数小时后, 当台风翻越岛屿时, 台风路径都会重新向西北移动。其原因主要是, 台风的运动是紧随最大涡度倾向项的。正涡度倾向项是由山脉上游和下游的水平涡度平流所控制, 但当台风越过山脉时, 绝热加热引起的涡度拉

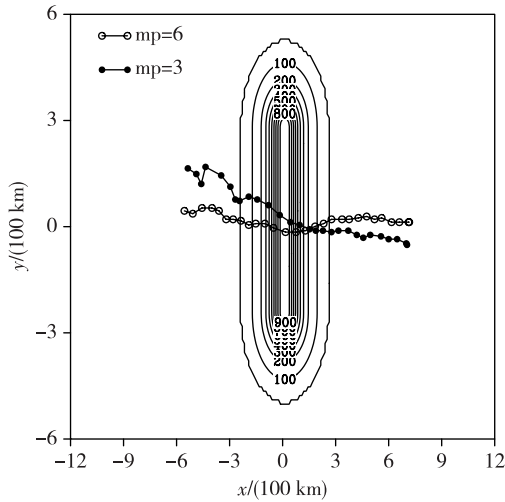


图 1 模式台风中心每隔 3 h 的位置变化(145~223 h, 等值线为理想山脉地形等高线)

Fig. 1 Location of simulated typhoon center every 3 h (145-223 h, contour for isohypse of ideal mountain topography)

伸和剩余项(摩擦,次网格湍流混合和其他影响)都可以引起涡度的变化。图 2 已发现该岛屿地形下游的非对称绝热加热与正涡度平流有关,这有助于解释台风越过山后突然向西北移动的路径特征。在当前情况下,没有明显的证据支持非对称流动控制和台风环流对台风路径偏转的影响,尽管这并不排除它们在不同的流场和地形环境下可能会有更重要的作用<sup>[29]</sup>。

图 2 表示模式模拟台风在 180 h 时涡度收支变

化,表明台风涡度倾向项代表涡度变化,它主要由涡度水平平流项、涡度辐散项和剩余项决定。总体上,在模式台风登陆岛屿开始转向时(180 h),存在霰粒子的 mp = 6 试验(图 2a—d)中由于更强的云“播撒”效应使得各个诊断项物理量级都比 mp = 3 试验(图 2f—i)的大些,最终导致 mp = 6 试验的台风涡度倾向项正涡度值指向比 mp = 3 试验的要偏南一点(比较图 2a 和图 2f),这是 mp = 6 试验模式模拟台风路径位置偏南的解释原因。

### 2.2 台风强度和结构影响

下面分析对比试验对台风强度的影响。图 3 表示模式从 145 h 至 216 h 时台风最低气压( $p_{min}$ )和最大风速( $v_{max}$ )强度变化过程。总体上,mp = 3 试验和 mp = 6 试验两者台风强度趋势比较一致,都经历如下历程:首先,在经历了模式积分 145 h 之后,台风还远离岛屿,但它的最大风速和最低海平面气压的强度已经较强,在 mp = 3 试验(mp = 6 试验)中 145 h 时刻的台风强度分别是  $45 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  ( $45 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) 和 965 hPa(960 hPa)。其次,在即将登陆时的 160 h 至 164 h 时间段里,两个试验中台风都经历了一个突然增强(rapid intensification, RI)过程,其中,在 mp = 3 试验(mp = 6 试验)中模拟台风的最大风速从 160 h 至 166 h(从 158 h 至 164 h)的 6 h 里平均增大了  $8.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  ( $5.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )。实际上,RI 定义有多种,KAPLAN and DEMARIA<sup>[30]</sup>定义大西洋上 RI 标准为  $30 \text{ kn}/24 \text{ h}$ ,ROGER et al.<sup>[31]</sup>和 WANG and

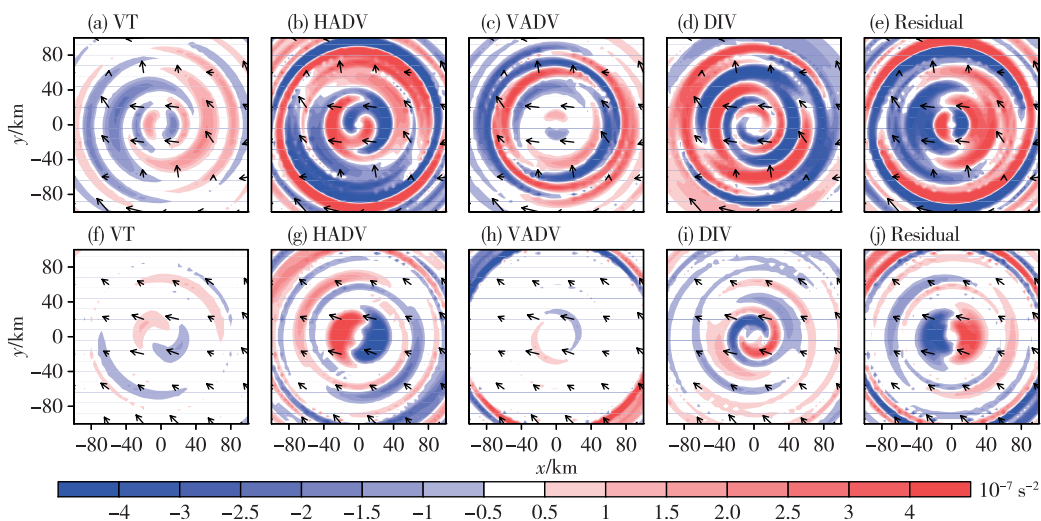


图 2 2 km 高度处模式台风涡度收支变化(180 h) (a/b/c/d/e. mp=6, f/g/h/i/j. mp=3; a/f 表示倾向项 VT, b/g 表示水平平流项 HADV, c/h 表示垂直平流项 VADV, d/i 表示辐散项 DIV, e/j 表示剩余项 Residual; 矢量为风速)

Fig. 2 Change in vorticity budget of simulated typhoon at 2 km (180 h) (a/b/c/d/e. mp=6, f/g/h/i/j. mp=3; a and f represent trend terms VT; b and g represent horizontal advection terms HADV; c and h represent vertical advection terms VADV; d and i represent divergent terms DIV; e and j represent residual term Residual; wind barb for wind speed)

ZHOU<sup>[32]</sup>都定义 RI 为 30 kn/24 h, BRAND<sup>[33]</sup>用 24 h 风速增长 50 kn 作为迅速增强标准, 而阎俊岳等<sup>[34]</sup>采用 RI 为 24 h 最大风速增大  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 郑峰等<sup>[35]</sup>定义 RI 为 12 h 最大风速增大  $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。而在这两个试验中的模拟台风最大风速突然增强率均超过  $5.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}/6 \text{ h}$  (相当于  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}/24 \text{ h}$ ), 因此, 按照上述标准, 可以认定在这段时间里两个试验中的模拟台风都经过了一个突然增强 (RI) 过程。而此时在 mp=3 试验 (mp=6 试验) 中模拟台风强度分别可达  $48 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  ( $58 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) 和 962 hPa (940 hPa), 这主要是因为低层受到岛屿地形的气流辐合影响, 而高层已经积聚大量冰、雪等冰相物质 (图 4), 虽然 mp=6 试验中雪粒子 (QSNOW) 相对少一点, 但这时它还存在很多霰粒子 (QGRAUP) (图 5), 因此, 这时台风云微物理过程中存在大量“播撒”云粒子, 而“播撒”效应使得台风中云碰并、聚合、凝结作用增强, 非绝热加热过程增强, 从而导致台风最大风速和最低海平面气压的强度突然增强 (RI) 过程。台风登陆后至 187 h 后, mp=3 试验和 mp=6 试验模拟的台风强度均迅速减弱。

随着模式台风的继续西进 (180~200 h), 它的外围环流逐渐受到岛屿地形的摩擦影响, 其间, 台风均受到“播撒”效应和地形的共同影响, 但受地形的摩擦衰减作用影响更大; 直到行至 200 h 后, 模式模拟台风再次入海, 其受岛屿地形作用逐渐减弱, 强度变化幅度显著减小。

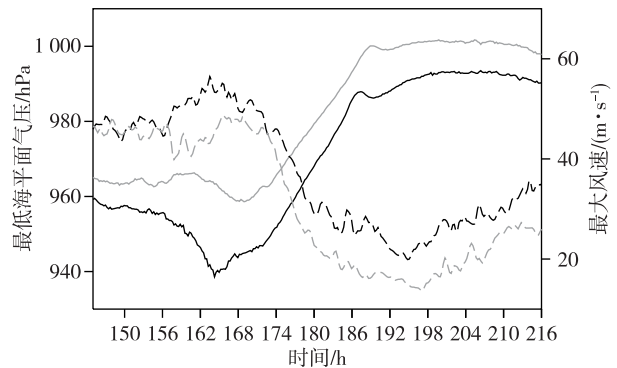


图 3 模拟台风 145~216 h 最低海平面气压 (单位: hPa; 黑实线表示 mp=6, 灰实线表示 mp=3) 和最大风速 (单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ; 黑虚线表示 mp=6, 灰虚线表示 mp=3) 强度变化

Fig. 3 Intensity change in minimum sea-level pressure (units: hPa; black solid line for mp=6, grey solid line for mp=3) and maximum wind speed (units:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ; black dashed line for mp=6, grey dashed line for mp=3) of simulated typhoon from 145 h to 216 h

从图 3 中比较 mp=3 试验和 mp=6 试验还可以发现, 由于 mp=6 试验中存在大量霰粒子, 使得模式模拟台风云微物理过程的“播撒”效应更显著, 从而导致台风强度更强。

相应地, 进一步分析对比试验对台风结构的影响。图 6 表示模式模拟台风远离岛屿时 (145~150 h) 平均轴对称结构分布。总体来看, mp=3 试验和 mp=6 试验两者模拟台风的切向风速 (图 6a、b)、高

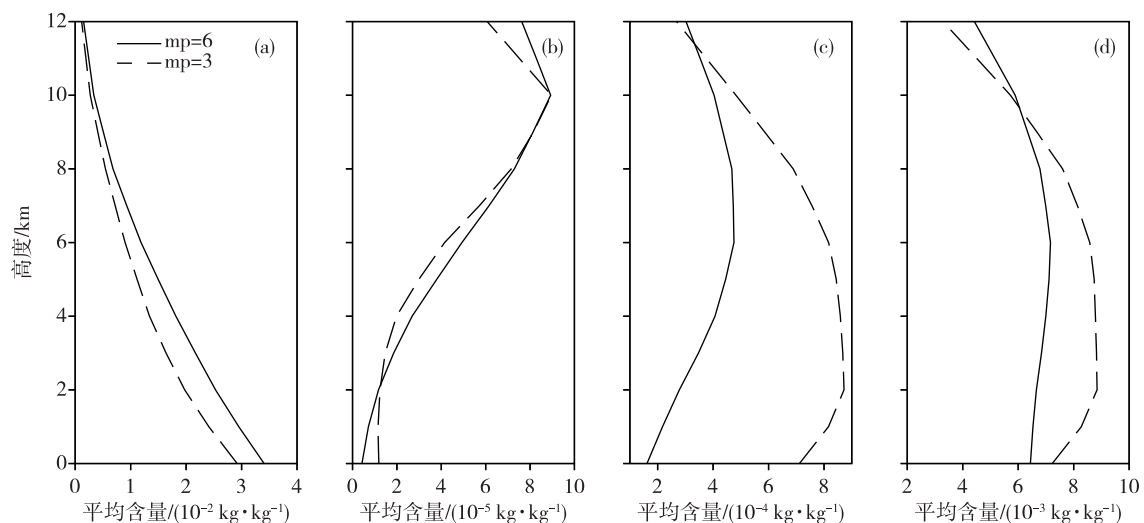


图 4 模拟台风 160 h 时水汽 (a. QVAPOR)、冰 (b. QICE)、雪 (c. QSNOW) 和水凝物总量 (d. Water Loading) 400 km×400 km 面平均含量

Fig. 4 Average content of water vapor (a. QVAPOR), ice (b. QICE), snow (c. QSNOW), and total hydrometeor (d. Water Loading) of simulated typhoon at 400 km×400 km surface at 160 h

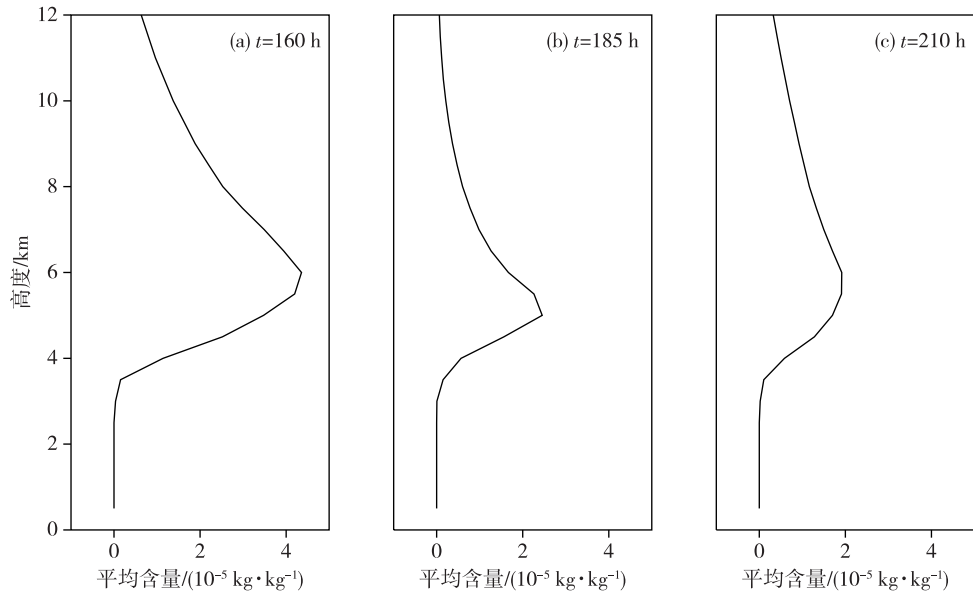


图5 模拟台风在不同时刻(a. 160 h, b. 185 h, c. 210 h)霰(QGRAUP)400 km×400 km面平均含量

Fig.5 Average content of graupel (QGRAUP) of simulated typhoon at 400 km×400 km surface at different times (a. 160 h, b. 185 h, c. 210 h)

空温度场暖心(图 6e、f)和位涡(图 6g、h)结构都比较一致,这与对之前模式模拟台风远离岛屿时的强度对比差异不大的模拟结果是相符合的。但是, mp=3 试验和 mp=6 试验两者模式模拟台风的径向风速结构不同,可以发现由于云微物理中复杂冰相的作用,使得 mp=6 试验模式模拟台风的入流速度和出流层的风速明显大于 mp=3 试验的入流速度和出流层的风速,且影响范围也有所扩大(比较图 6c、d)。图 7 表示模式模拟台风即将登陆岛屿时(160~164 h)平均轴对称结构分布。总体来看, mp=3 试验和 mp=6 试验两者模拟台风的切向风速(图 7a、b)、径向风速(图 7c、d)、高空温度场暖心(图 7e、f)和位涡(图 7g、h)结构都相差较大。其中, mp=6 试验的各种台风物理量轴对称分布在数值上均比 mp=3 试验的要大,这与之前模拟台风即将登陆岛屿时的强度对比差异增大,且 mp=6 试验的模拟台风强度更强的结果也完全相符。可以发现,由于岛屿大地形和云微物理的复杂冰相共同作用,使得模式台风的结构变化明显、台风强度增强显著;通过对比模式台风登陆前和登陆时的云微物理的复杂冰相作用,认为岛屿大地形可以放大云微物理的云“播撒”(复杂冰相)效应,从而增大台风的切向和径向高层出流和底层入流风速、内核高空暖心和台风中心附近的位涡强度,进而进一步增强台风的强度。

### 2.3 台风降水影响

图 8 给出了模式模拟台风分别在 160 h、180 h、190 h 和 210 h 四个不同时刻沿台风中心展开的垂直剖面上的相对涡度和分贝反射率因子演变过程。随着时间的推移,台风自东向西移动,当模式积分至 160 h 时, mp=6 试验和 mp=3 试验中台风都经历了一个突然增强过程(图 3)。此时,低层受到岛屿地形的气流辐合影响,而高层已经积聚大量冰、雪或霰等冰相物质(图 4、5),台风云微物理过程中存在大量“播撒”云粒子,而“播撒”效应使得台风中云碰并、聚合、凝结作用增强,非绝热加热过程增强,不仅导致台风相对涡度和强度的增强,而且使得其分贝反射率因子都在增强(比较图 8a 和图 8e)。

当模式积分至 180 h 和 190 h 时, mp=6 试验和 mp=3 试验中台风都经历强度衰减过程(图 3), mp=6 试验的相对涡度和分贝反射率因子正值反而范围扩大和增强,且持续维持(图 8b、c),而 mp=3 试验的相对涡度和分贝反射率因子正值仅在台风上坡时(180 h)相对较强、影响范围较广(图 8f)。在越过岛屿山顶时(190 h),受地形摩擦衰减作用影响明显,其相对涡度和分贝反射率因子正值急剧下降、影响范围显著缩小(图 8g)。

当模式积分至 210 h 时, mp=6 试验和 mp=3 试验中台风都重新入海,远离岛屿,其强度和降水都在减弱(图 8d、h)。事实上,台风在登陆岛屿时(185 h),都会受到云微物理“播撒”效应和地形摩

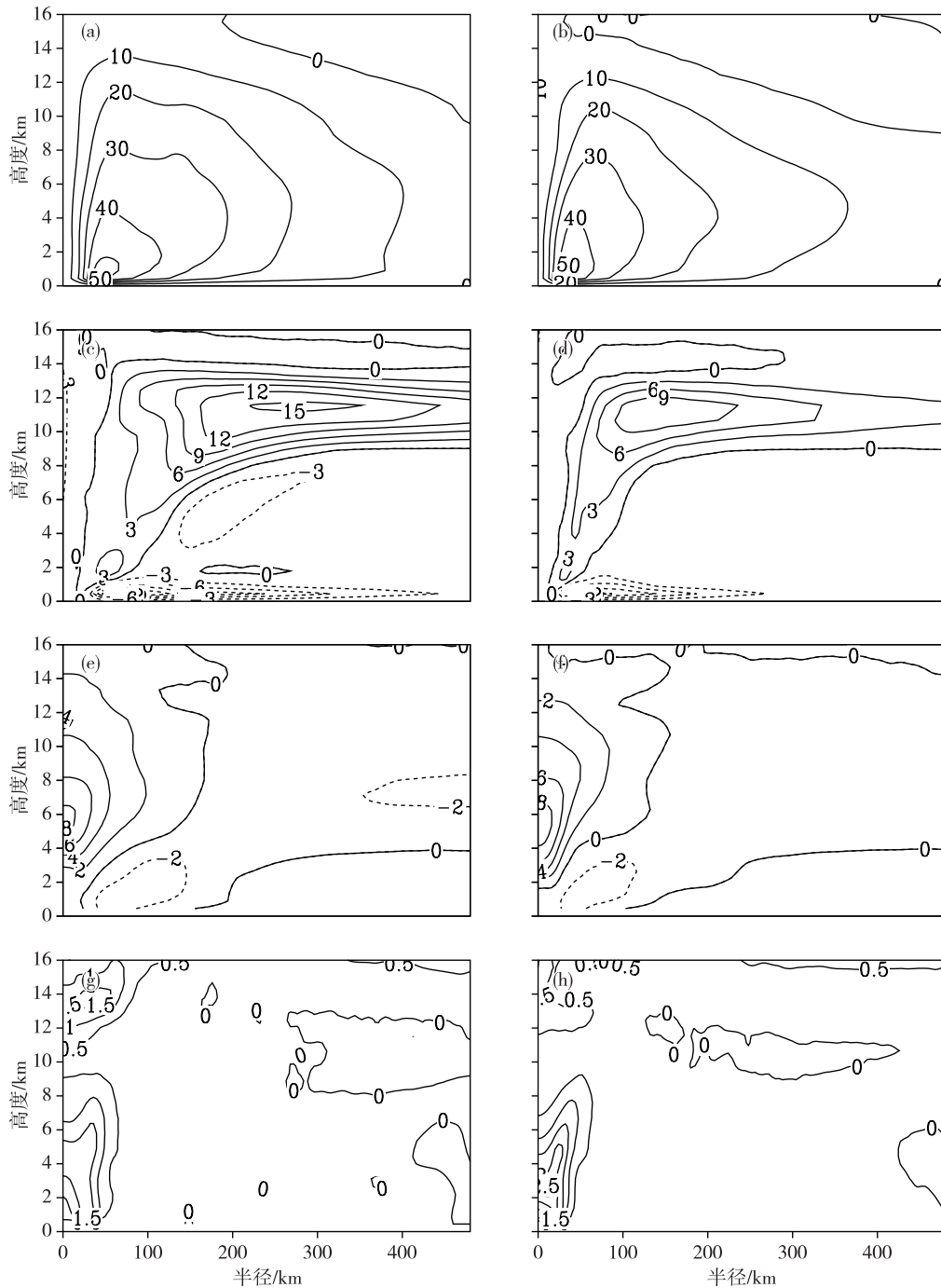


图6 模式模拟台风远离岛屿时(145~150 h)平均轴对称分布(a/b.切向风速,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,等值线间隔为 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ; c/d.径向风速,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,等值线间隔为 $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ; e/f.温度距平,单位:K,等值线间隔为2 K; g/h.位涡,单位:PVU,  $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$ ,等值线间隔为0.5 PVU; a/c/e/g.  $\text{mp}=6$ , b/d/f/h.  $\text{mp}=3$ )

Fig.6 Axisymmetric structure of simulated typhoon when it is far away from the island averaged between 145 h and 150 h of simulation (a/b. tangential wind, units:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ , contour interval:  $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ; c/d. radial wind, units:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ , contour interval:  $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ; e/f. temperature anomaly, units: K, contour interval: 2 K; g/h. potential vorticity, units: PVU,  $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$ , contour interval: 0.5 PVU; a/c/e/g.  $\text{mp}=6$ , b/d/f/h.  $\text{mp}=3$ )

擦作用,其不对称的非绝热加热项都有所减弱(图9),但是由于  $\text{mp}=6$  试验中包含了大量冰相粒子(如冰和雪)的参与(图10),使得该试验中云微物

理冰相过程的“播撒”效应增强,弥补了地形摩擦衰减作用的影响。在台风处于迎风坡区的降水增幅明显(图8b、f),特别是台风眼墙附近,岛屿地形的

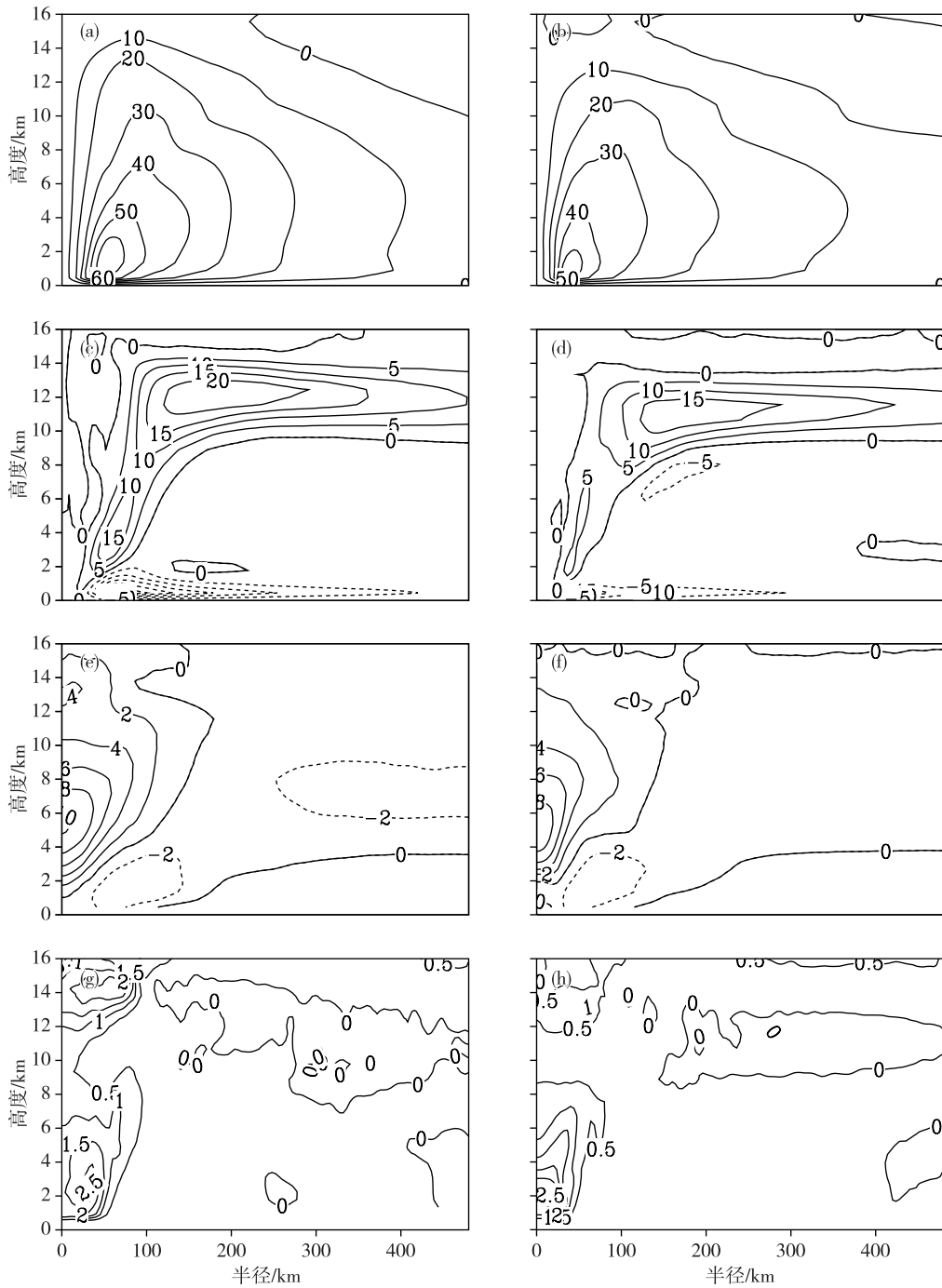


图7 模式模拟台风即将登陆时(160~164 h)平均轴对称分布(a/b.切向风速,单位: $m \cdot s^{-1}$ ,等值线间隔为 $10 m \cdot s^{-1}$ ; c/d.径向风速,单位: $m \cdot s^{-1}$ ,等值线间隔为 $5 m \cdot s^{-1}$ ;e/f.温度距平,单位:K,等值线间隔为2 K;g/h.位涡,单位:PVU, 1 PVU= $10^{-6} K \cdot m^2 \cdot kg \cdot s^{-1}$ ,等值线间隔为0.5 PVU; a/c/e/g. mp=6, b/d/f/h. mp=3)

Fig.7 Axisymmetric structure of simulated typhoon when it hits the island averaged between 160 h and 164 h of simulation (a/b. tangential wind, units:  $m \cdot s^{-1}$ , contour interval:  $10 m \cdot s^{-1}$ ; c/d. radial wind, units:  $m \cdot s^{-1}$ , contour interval:  $5 m \cdot s^{-1}$ ; e/f. temperature anomaly, units: K, contour interval: 2 K; g/h. potential vorticity, units: PVU, 1 PVU= $10^{-6} K \cdot m^2 \cdot kg \cdot s^{-1}$ , contour interval: 0.5 PVU; a/c/e/g. mp=6, b/d/f/h. mp=3)

动力抬升作用,还放大了云“播撒”效应,使得台风眼墙底层附近反而产生一个明显增强的大值中心(图9b的mp=6试验),表明地形对云“播撒”效应

引起的增幅作用具有放大作用,这与WU et al.<sup>[23]</sup>研究的台风个例结果是一致的。



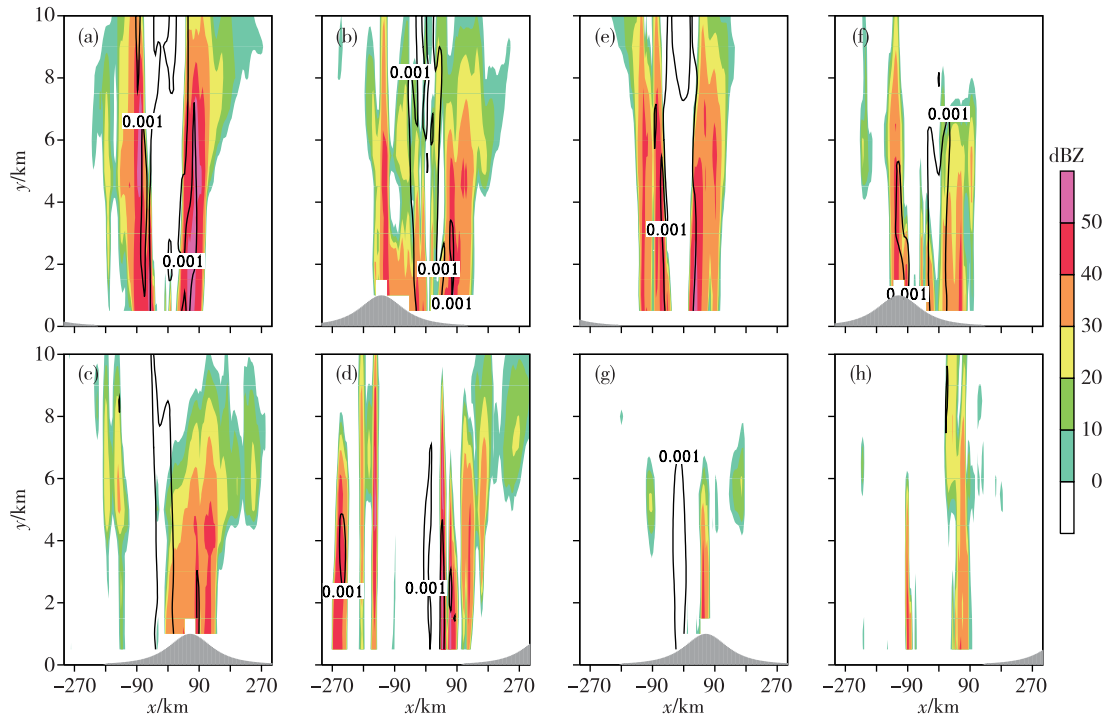


图8 模式模拟台风涡度量(等值线;单位: $s^{-1}$ )和分贝反射率因子(填色;单位:dBZ)(a/e.  $t=160$  h, b/f.  $t=180$  h, c/g.  $t=190$  h, d/h.  $t=210$  h; a/b/c/d. mp=6, e/f/g/h. mp=3)

Fig.8 Vorticity (contour, units:  $s^{-1}$ ) and decibel reflectivity factor (colored, units: dBZ) of simulated typhoon (a/e.  $t=160$  h; b/f.  $t=180$  h; c/g.  $t=190$  h; d/h.  $t=210$  h; a/b/c/d. mp=6; e/f/g/h. mp=3)

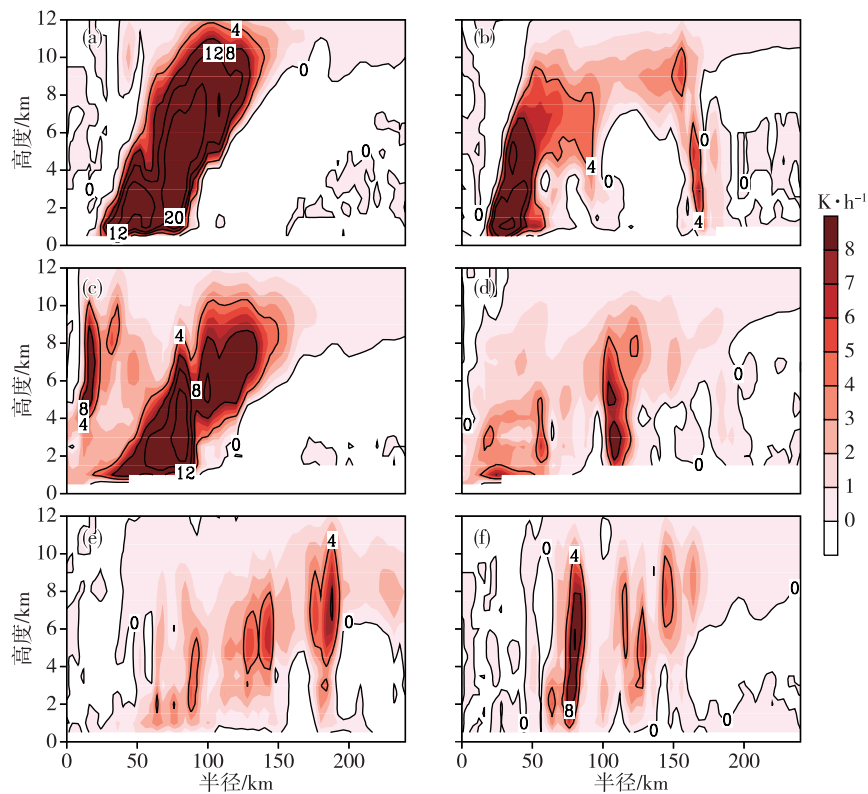


图9 模式模拟台风在160 h(a/b), 185 h(c/d), 210 h(e/f)时的非绝热加热率(填色,单位: $K \cdot h^{-1}$ )轴对称分布(a/c/e. mp=6, b/d/f. mp=3)

Fig.9 Axisymmetric structure of diabatic heating rate (colored, units:  $K \cdot h^{-1}$ ) of simulated typhoon (a/c/e. mp=6, b/d/f. mp=3) at 160 h (a/b), 185 h (c/d), and 210 h (e/f)

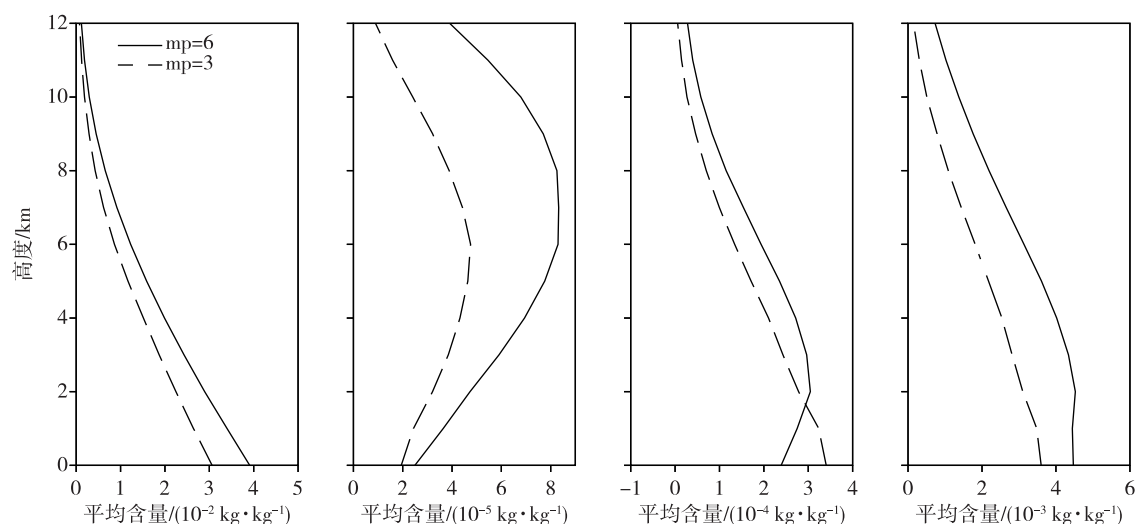


图10 模式模拟台风185 h时6~12 km高度处水汽(a. QVAPOR)、冰(b. QICE)、雪(c. QSNOW)和水凝物总量(d. Water Loading)400 km×400 km面平均含量

Fig.10 Average content of water vapor (a. QVAPOR), ice (b. QICE), snow (c. QSNOW), and total hydrometeor (d. Water Loading) of simulated typhoon at 400 km×400 km surface at a height between 6 km and 12 km at 185 h

### 3 结论与讨论

设计理想岛屿地形并利用WRF模式对台风进行模拟,考察了台风登陆云微物理冰相过程水凝物中是否含有霰的对比试验,分析了复杂冰相和简单冰相对台风路径、强度和降水增幅的影响,结果表明:

1)播撒云与受播云过程和冰相降水密切相关,其降水主要是由冰相水汽凝华和云滴淞附、聚合过程形成的,由于冰同水比较,其饱和水汽压较低,因此,云“播撒”效应在冰相中相当有效。当云微物理过程中含有霰的复杂冰相过程时,发生的云“播撒”效应则更加强烈,因而对台风降水具有明显增幅作用,表现在试验含霰时的相对涡度量 and 分贝反射率因子都比试验中不含霰时更强。

2)当台风经历地形作用时(例如从180 h至190 h时段),含霰试验比不含霰试验的降水增幅更加明显,其台风眼墙底层形成明显的非绝热加热量增强中心,表明大地形对云“播撒”效应引起的增幅作用具有放大作用。

3)台风在登陆时的涡度变化收支情况表明,所有云微物理冰相过程都使得台风越山时存在向西北指向的涡度变化倾向;而增强的云“播撒”效应使得台风翻越大地形后的移动轨迹具有向南偏折的趋势,这是我们以往不太关注的现象。

### 参考文献:

- [1] SMITH R B. The influence of mountains on the atmosphere[J]. *Adv Geophys*, 1979, 21: 87-230.
- [2] SMITH R B. A differential advection model of orographic rain[J]. *Mon Wea Rev*, 1982, 110(4): 306-309.
- [3] BUZZI A, ALBERONI P P. Analysis and numerical modelling of a frontal passage associated with thunderstorm development over the Po valley and the Adriatic sea[J]. *Meteor Atmos Phys*, 1992, 48(1/2/3/4): 205-224.
- [4] RICHARD E, COSMA S, TABARY P, et al. High-resolution numerical simulations of the convective system observed in the Lago Maggiore area on 17 September 1999 (MAP IOP 2a) [J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2003, 129(588): 543-563.
- [5] GHEUSI F, STEIN J. Small-scale rainfall mechanisms for an idealized convective southerly flow [J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2003, 129(591): 1819-1840.
- [6] SMITH R B. Progress on the theory of orographic precipitation [M]//WILLETT S D, HOVIUS N, BRANDON M T, et al. *Tectonics, climate and landscape evolution*. Colorado: The Geological Society of America, Inc., 2006: 1-16.
- [7] LIN Y L, CHEN S Y, HILL C M, et al. Control parameters for track continuity and deflection associated with tropical cyclones over a mesoscale mountain [J]. *J Atmos Sci*, 2005, 62(6): 1849-1866.
- [8] REEVES H D, LIN Y L. Effect of stable layer formation over the Po valley on the development of convection

- during MAP IOP-8 [J]. *J Atmos Sci*, 2006, 63 ( 10 ): 2567-2584.
- [9] BERGERON T. The problem of artificial control of rainfall on the globe: II. The coastal orographic maxima of precipitation in autumn and winter [J]. *Tellus*, 1949, 1(3):15-32.
- [10] BROWNING K A, HILL F F, PARDOE C W. Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector [J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1974, 100(425):309-330.
- [11] COLLE B A, YUTER S E. The impact of coastal boundaries and small hills on the precipitation distribution across southern Connecticut and long island, New York [J]. *Mon Wea Rev*, 2007, 135(3):933-954.
- [12] HOBBS P V, EASTER R C, FRASER A B. A theoretical study of the flow of air and fallout of solid precipitation over mountainous terrain; Part II. Microphysics [J]. *J Atmos Sci*, 1973, 30(5):813-823.
- [13] MEDINA S, HOUZE R A. Air motions and precipitation growth in Alpine storms [J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2003, 129(588):345-371.
- [14] SMITH R B, JIANG Q F, FEARON M G, et al. Orographic precipitation and air mass transformation: An Alpine example [J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2003, 129(588):433-454.
- [15] LIN Y L, HAN J, HAMILTON D W, et al. Orographic influence on a drifting cyclone [J]. *J Atmos Sci*, 1999, 56(4):534-562.
- [16] LIN Y L. The dynamics of orographic precipitation [M]// McGraw Hill. McGraw-Hill 2005 Yearbook of Science & Technology. New York: McGraw Hill, 2005:248-250.
- [17] 郑怡, 杨晓霞, 孙晶. 台风“温比亚”(1818)造成山东极端强降水的成因分析 [J]. *海洋气象学报*, 2019, 39(1):106-115.
- [18] 施春红, 吴君婧, 漆梁波. 两例相似路径台风降水差异的成因及预报分析 [J]. *海洋气象学报*, 2017, 37(3):36-45.
- [19] 陈联寿, 孟智勇, 丛春华. 台风暴雨落区研究综述 [J]. *海洋气象学报*, 2017, 37(4):1-7.
- [20] 文萍, 许映龙, 柳龙生. 台风“山竹”(1822)引发华南暴雨过程机制分析 [J]. *海洋气象学报*, 2019, 39(3):29-35.
- [21] LEE J T, KO K Y, LEE D I, et al. Enhancement of orographic precipitation in Jeju Island during the passage of Typhoon Khanun (2012) [J]. *Atmos Res*, 2018, 201:58-71.
- [22] TANG X D, YANG M J, TAN Z M. A modeling study of orographic convection and mountain waves in the landfalling typhoon Nari (2001) [J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2012, 138(663):419-438.
- [23] WU C C, YEN T H, GUO Y H, et al. Rainfall simulation associated with typhoon Herb (1996) near Taiwan. Part I: the topographic effect [J]. *Wea Forecasting*, 2002, 17(5):1001-1015.
- [24] ZENG Z H, WANG Y Q, DUAN Y H, et al. On sea surface roughness parameterization and its effect on tropical cyclone structure and intensity [J]. *Adv Atmos Sci*, 2010, 27(2):337-355.
- [25] ZENG Z H, CHEN L S, BAO J W. Impact of sea spray on tropical cyclone structure and intensity change [J]. *J Trop Meteor*, 2012, 18(2):135-145.
- [26] GRAY W M, RUPRECHT E, PHELPS R. Relative humidity in tropical weather systems [J]. *Mon Wea Rev*, 1975, 103(8):685-690.
- [27] HONG S Y, JUANG H M H, ZHAO Q Y. Implementation of prognostic cloud scheme for a regional spectral model [J]. *Mon Wea Rev*, 1998, 126(10):2621-2639.
- [28] HONG S Y, DUDHIA J, Chen S H. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation [J]. *Mon Wea Rev*, 2004, 132(1):103-120.
- [29] LIN Y L. *Mesoscale Dynamics* [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2007:630.
- [30] KAPLAN J, DEMARIA M. Large-scale characteristics of rapidly intensifying tropical cyclones in the north Atlantic basin [J]. *Wea Forecasting*, 2003, 18(6):1093-1108.
- [31] ROGER T E, NOAA/NWS, BARRIGADA G, et al. Signs of rapid intensification as depicted in the microwave imagery [C]//28th Conference on hurricanes and tropical meteorology, Session 15A, Tropical cyclone intensity change II: Rapid intensification. 2008.
- [32] WANG B, ZHOU X. Climate variation and prediction of rapid intensification in tropical cyclones in the western North Pacific [J]. *Meteor Atmos Phys*, 2008, 99(1/2):1-16.
- [33] BRAND S. Rapid intensification and low-latitude weakening of tropical cyclones of the western North Pacific Ocean [J]. *J Appl Meteor*, 1973, 12(1):94-103.
- [34] 阎俊岳, 张秀芝, 李江龙. 135°E 以西西北太平洋热带气旋迅速加强的气候特征 [J]. *热带气象学报*, 1997, 13(4):297-305.
- [35] 郑峰, 曾智华, 雷小途, 等. 中国近海突然增强台风统计分析 [J]. *高原气象*, 2016, 35(1):198-210.