董昊,徐海明,罗亚丽. 2012. 云凝结核浓度对 WRF 模式模拟飑线降水的影响:不同云微物理参数化方案的对比研究 [J]. 大气科学, 36 (1): 145-169. Dong Hao, Xu Haiming, Luo Yali. 2012. Effects of cloud condensation nuclei concentration on precipitation in convection permitting simulations of a squall line using WRF model: Sensitivity to cloud microphysical schemes [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (1): 145-169.

## 云凝结核浓度对 WRF 模式模拟飑线降水的影响: 不同云微物理参数化方案的对比研究

## 董昊<sup>1,2</sup> 徐海明<sup>1</sup> 罗亚丽<sup>2</sup>

1 南京信息工程大学,南京 210041

2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京 100081

**摘 要**采用WRF模式模拟一次影响中国广东省的飑线过程,分别选取Morrison、Thompson07、Thompson09 和WDM6 云微物理方案实施了四组试验,每组试验包括不同云凝结核(CCN)浓度的三次模拟,称为"低浓度"、 "中浓度"和"高浓度",将模拟区域划分为深对流、浅对流和层云区域,对比分析四组试验中CCN浓度变化对模 拟的总降水量、不同区域降水率和不同区域面积的影响,进一步分析了云微物理过程、动力环流强度等受 CCN 浓度变化的影响。发现:(1)由于不同云微物理过程与 CCN浓度有着直接或间接的联系、不同云微物理过程之 间存在复杂的关联、云微物理过程与动力环流之间发生非线性耦合,采用不同的云微物理方案导致模拟的 CCN一降雨影响既有相似、也有差异;(2)模拟的 CCN一降水影响在采用 Thompson09 和 Thompson07 方案时更 显著,采用 WDM6 方案时最小;(3)四组模拟试验均出现 CCN浓度增加延迟降水产生、初期降水减弱的情况,在 模拟后期降水量也随着 CCN浓度增加而减小,而飑线成熟阶段 CCN一降水影响更加复杂。 关键词 云凝结核一降水影响 WRF模式 云微物理参数化方案 飑线

文章编号 1006 - 9895 (2012) 01 - 0145 - 25 中图分类号 P435 文献标识码 A

## Effects of Cloud Condensation Nuclei Concentration on Precipitation in Convection Permitting Simulations of a Squall Line Using WRF Model: Sensitivity to Cloud Microphysical Schemes

DONG Hao1, 2, XU Haiming1, and LUO Yali2

Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210041
 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

**Abstract** Effects of cloud condensation nuclei (CCN) concentration on explicit-deep convection simulations of precipitation associated with a squall line that developed in Guangdong Province, China are investigated using the Weather Research and Forecasting model. Four groups of simulations are conducted, each with a different bulk mi-

**收稿日期** 2011-01-24, 2011-07-18 收修定稿

**资助项目** 国家自然科学基金资助项目 40875064、40921003, 公益性行业(气象)科研专项 GYHY200806020, 中国气象科学研究院基本 科研业务费专项基金 2007R001

作者简介 董昊, 男, 1986年出生, 硕士, 主要从事中尺度天气过程的模拟分析及数值模式云微物理参数化方案检验的研究。E-mail: donghaodna@126.com

通讯作者 罗亚丽, E-mail: yali@cams. cma. gov. cn

crophysical scheme (Morrison, Thompson09, Thompson07, and WDM6) and consisting of three members with low, median, and high CCN concentration, respectively. Changes caused by the CCN concentration variation in the surface rainfall rates within the regions of deep convection, stratiform cloud, and shallow convection, as well as in their areas, are compared among the four groups of simulations. Then the microphysical processes and strength of dynamical circulation in the simulations are examined. It is found that: (1) The CCN - precipitation impacts among the four groups of simulations exhibit both similarities and differences, due to the direct or indirect relationships between the microphysical processes and CCN concentration, the complicated linkage among various microphysical processes, and the nonlinear coupling between microphysical and dynamical processes. (2) The simulated CCN-precipitation impacts are the most significant with the Thompson09 or Thompson07 scheme and the least notable with the WDM6 scheme. (3) In these experiments, precipitation is delayed and weakened during the early stage of the simulations and rainfall amount is also decreased during the late stage, while the CCN - precipitation impacts are more complicated during the mature stage of the simulated squall line.

Key words cloud condensation nuclei - precipitation impact, WRF model, cloud microphysical scheme, squall line

#### 引言 1

146

大气气溶胶作为云凝结核 (cloud condensation nuclei, 简称 CCN) 通过活化形成云滴而直接影响 云内的微物理过程,从而影响云的形成、发展和演 变,进而影响云产生的降水,这是非常复杂的过 程,人们对此认识并不十分清楚。早先对 CCN 影 响云的研究主要关注层积云和浅积云,由于这些云 的云顶较低, 它们主要通过反射太阳短波辐射影响 大气辐射收支,进而影响气候及其变化,很多观测 实验证实了这一点 (Squires and Twomey, 1960; Warner and Twomey, 1967; Warner, 1968; Albrecht, 1989; Ramanathan et al., 2001)

人们后来在观测中发现 CCN 还影响深厚的降 水性混合相云,这种云一般产生大量降水,有时更 会形成灾害性天气, CCN 对这种云的影响越来越 受到人们的关注。基于历史上开展的多次大型观测 试验,得到以下主要发现:(1) 在较高 CCN 浓度的 环境下,云滴数浓度较大、粒子直径较小,这使得 云滴间相互碰撞合并而增长的过程减弱,从而抑制 暖雨过程 (Rosenfeld, 1999, 2000; Rosenfeld and Woodley, 2000; Rosenfeld and Ulbrich, 2003; Andreae et al., 2004; Lin et al., 2006; Bell et al., 2007);(2) 在较高 CCN 浓度下,更多的云滴随着 云内上升气流到达高空, 增强了云滴冻结过程及与 之伴随的凝结潜热释放,进而使得对流更加强盛 (Rosenfeld and Woodley, 2000; Orille et al., 2001; Williams et al., 2002; Andreae et al., 2004; Lin et al., 2006: Bell et al., 2007).

在数值模式中, CCN 对云微物理过程的影响 是云微物理方案的一部分。目前的云微物理方案大 致可分为两种:一种是 bin 云微物理方法(即分档 法),该方法根据水凝物的相态、粒子大小、形状、 密度等微物理特征将水凝物分成几十或几百档,其 预报变量繁多、计算量巨大,多应用于研究工作 (郭学良等, 1999; 荣艳敏和银燕, 2010; 杨洁帆 等,2010);另一种是 bulk 云微物理方法(即体积 水方法)(Kessler, 1969; Lin et al, 1983; 胡志晋 和严采蘩, 1986; Reisner et al., 1998; 肖辉等, 2004),该方法把水凝物分成几类,对于每一类水 凝物,首先假设其谱分布满足一定的理想函数,进 而建立总体控制方程来描述该水凝物的总体特征, 目前的数值天气预报 (NWP) 模式几乎都采用这种 方法。大多数模拟研究采用下面的公式来描述 CCN 活化形成云滴的个数(N):

$$N = CS^k, \tag{1}$$

36卷

其中, C 为标准化的 CCN 浓度, 且为常数; S 为相 对于水面的过饱和度; k 为常数(Twomey, 1959; Pruppacher and Klett, 1997).

不少数值模拟研究探索了 CCN 浓度对强降水 性云的影响,发现:较高 CCN 浓度下,云滴的数目 增多,初期的暖雨降水过程受到抑制,降水产生的 时间滞后; CCN 浓度对模拟总降水量的影响不同, 这可能是因为所用模式不同、选取的云系统和降水 过程不同,以及大气环境不同;有些研究还对 CCN 浓度影响降水的物理机制进行了分析,得到不尽相 同的结论。Philips et al. (2002)使用二维云分辨模 式 (cloud-resolving model, 以下简称 CRM), 采用

bin 云微物理方法,模拟美国新墨西哥州浅积云对 流系统,主要发现 CCN 浓度增加后,暖雨过程减 弱、降水出现时间滞后。Khain et al. (2005) 使用 二维 CRM 模拟了三个过程,主要发现:(1) 德克 萨斯州对流系统的总降水量随着 CCN 浓度增加而 减少,大西洋飑线过程和俄克拉荷马飑线过程则与 之相反,这种差别与气象环境条件(大气的干湿状 况、下边界热力状况等)的不同有关;(2)CCN浓 度不仅影响云微物理过程,而且由于云微物理过程 与动力过程的耦合而改变对流强度。Tao et al. (2007)采用二维 CRM, 使用 bin 云微物理方案研 究了气溶胶对三个不同地理环境下深对流云系统的 影响,发现:(1)高CCN浓度下云滴数浓度增大、 云滴粒子的平均半径减小,使得云滴相互碰并增长 的过程减弱,从而抑制了暖雨过程的发展,导致降 水开始时间的延迟;(2)高CCN浓度下,更多云滴 粒子被上升气流带入高层,通过云滴冻结产生更多 的冰粒子,同时云滴冻结时释放的潜热增多,产生 更深厚的混合相区域;(3)对于海洋飑线系统,采 用高 CCN 浓度相对于低 CCN 浓度模拟产生的累 积降水量更多,而其他两个过程则与之相反,他们 还发现蒸发冷却机制是决定总降水量随 CCN 浓度 变化而变化的关键过程。Li et al. (2008) 使用 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式 (Skamarock et al., 2007) 模拟了美国休斯顿的一 个对流云系统,在数值试验中选取了26个不同的 值 (范围从 150 cm<sup>-3</sup>到 20000 cm<sup>-3</sup>) 代表 CCN 总 浓度 [公式 (1) 中 C], 发现 CCN 浓度在 150 cm<sup>-3</sup> 到 3000 cm<sup>-3</sup>时,总降水量随着 CCN 浓度的增加而 增加,但是,当CCN浓度超过3000 cm<sup>-3</sup>后,随着 CCN 浓度增加总降水量反而减小,他们认为: 在较 低的 CCN 浓度情况下,虽然增加 CCN 浓度抑制了 云滴转化为雨滴、使得暖雨过程受到抑制,但是同 时增强了冰相过程,使得模拟的总降水增加,但是 在极端高 CCN 浓度下, 云滴的总质量增大、浮力 减小,使得较少的云滴被抬升到高空,高空因云滴 冻结而释放的潜热减小、对流强度减弱,进而使得 冰相过程和暖雨过程都受到抑制,所以总降水量减 少。

世界气象组织 (WMO) 大气科学委员会第 15

次届会最终报告<sup>①</sup>同样指出:现在随着人们对气溶 胶影响短期天气的关注,NWP模式中也开始考虑 气溶胶对云微物理过程的影响。可见,研究 CCN 浓度对于 NWP模式模拟强降水过程的影响具有重 要意义,这正是本研究的主要目的之一;本研究目 的之二,是探索模拟的 CCN—降水影响对于云微 物理方案的敏感性。

以往的研究多数是理想化的数值试验(比如: 采用二维的动力框架,基本忽略初始场的水平变 化,采用在初始场中设置冷池或热泡等方式激发对 流),一般模拟的时间较短、区域较小。本研究利 用现在广泛应用的 NWP 模式之一(即 WRF 模 式),模拟发生在我国广东省的一次飑线强降水过 程,用 NCEP 提供的再分析资料生成初始场和侧边 界条件,利用 WRF 模式的多重网格嵌套功能实现 三维的显式深对流模拟,同时模拟区域广(覆盖整 个飑线系统)、时间长(包含飑线整个生命期)。另 外,以往的研究绝大多数只选取一个云微物理方 案,而不同云微物理方案之间在很多方面(如:水 凝物的分类,水凝物谱分布函数的选择及其参数的 设置, 计算微物理过程的方法)存在差别, 这些差 别可能导致模拟的 CCN一降水影响不同。本论文 采用 WRF 模式的四种 bulk 云微物理方案分别实 施不同 CCN 浓度的模拟试验, 通过对比四组模拟 结果,研究模拟的 CCN—降水影响对于不同云微 物理方案的敏感性。

# 2 模拟设计、云微物理方案与分析方法

## 2.1 模拟设计

本研究采用 WRF 模式 3.1.1 版本模拟了 2007 年4月23日至4月24日发生在中国广东省的一次 飑线过程。这次飑线过程移速快、横跨了广东全 省,造成了强降水灾害。WRF 模式是一款运用广 泛的中尺度数值天气预报模式,不仅用于天气预报 业务,而且用于大气科学研究,它具有完全可压缩 非静力平衡动力框架,水平方向采用 Arakawa C 网 格点,垂直方向采用地形跟随质量坐标。我们采用 WRF 前处理系统(WPS)处理 1°×1°的 NCEP-FNL 资料生成初始场和侧边界条件。模拟试验的

网格设置与 Luo et al. (2010) 相似,即采用三重网 格单向嵌套方案, 三重网格的水平分辨率分别为 30 km、10 km 和 3.3 km, 网格格点数分别为 154× 136、252×222 和 402×354, 三层网格的垂直层次 均为29层。最内层网格关掉了深对流参数化过程, 即采用"显式深对流模拟",外围两层网格选用 Kain-Fritsch 深对流方案 (Kain and Fritsch, 1993); 三层 网格均选取 RRTM 长波辐射方案 (Mlawer et al., 1997)、Dudhia 短波辐射方案 (Dudhia, 1989)、 Mellor-Yamada-Janjic TKE 行星边界层方案 (Janjic, 2001)。模拟的网格区域中心定为(25°N, 112°E), 模拟分析的区域为 (20°N~28°N, 105°E~ 119°E),包括了模拟时间段内的降水区域,数值模 拟的时间为 2007 年 4 月 23 日 1200 UTC 至 2007 年4月24日1200 UTC, 总计24个小时, 模式输 出间隔为5分钟。

设计了四组数值试验(表1),每组试验分别采用 Morrison (Morrison et al., 2009)、Thompson07 (Thompson et al., 2004)、Thompson09 (Thompson et al., 2008)和WDM6 (Lim and Hong, 2010) 云微物理方案。

表 1 四组模拟试验的设计方案 Table 1 Summary of the four groups of simulations

云微物理方案	高浓度试验	中浓度试验	低浓度试验
Morrison	$N_{\rm c}{=}2500~{\rm cm}^{-3}$	$N_{\rm c}{=}250~{\rm cm}^{-3}$	$N_{\rm c}{=}25~{\rm cm}^{-3}$
Thompson07	$N_{\rm c}{=}2500~{\rm cm}^{-3}$	$N_{\rm c}{=}250~{\rm cm}^{-3}$	$N_{\rm c}{=}25~{\rm cm}^{-3}$
Thompson09	$N_{\rm c}{=}2500~{\rm cm}^{-3}$	$N_{\rm c}{=}250~{\rm cm}^{-3}$	$N_{\rm c}{=}25~{\rm cm}^{-3}$
WDM6	$n_{\rm CCN} = 10^9  {\rm kg}^{-1}$	$n_{\rm CCN} \!=\! 10^8 \rm kg^{-1}$	$n_{\rm CCN} {=} 10^7  \rm kg^{-1}$

注:n<sub>CCN</sub>为预设 CCN 总浓度, N<sub>c</sub>为云滴数浓度。

## 2.2 云微物理方案

这四个云微物理方案均预报五种水凝物(云水、雨水、云冰、雪和霰)的质量混合比,同时预报 其中几种水凝物的数浓度:Morrison 方案预报雨 水、云冰、雪和霰的数浓度;Thompson07 方案预 报云冰的数浓度;Thompson09 方案预报雨水和云 冰的浓度;WDM6 方案预报云水、雨水的数浓度且 预报 CCN 的浓度。四个方案均使用广义伽马分布 函数表示雨滴谱分布:

$$N_{\rm r}(D_{\rm r}) = N_{\rm 0r} D_{\rm r}^{\mu} e^{-\lambda_{\rm r} D_{\rm r}} \tag{2}$$

其中, $N_r$ 为雨水数浓度, $D_r$ 为雨滴粒子直径, $N_{0r}$ 为截断参数, $\mu$ 为谱型参数, $\lambda_r$ 为斜率参数。Mor-

rison、Thompson07 和 Thompson09 方案均将  $\mu$  取 值为 0, 即采用 Marshall-Palmer 分布; WDM6 方 案 将  $\mu$  取 值 为 1。Morrison、Thompson09 和 WDM6 方案均采用双参数方法同时预报雨水质量 混合比  $(q_r)$  和数浓度  $(N_r)$ ,  $N_{0r}$ 和  $\lambda_r$  由预报的  $q_r$ 和  $N_r$ 诊断得到, 公式如下:

$$N_{\rm 0r} = N_{\rm r} \lambda_{\rm r}^{\mu+1}, \qquad (3)$$

$$\lambda_{\rm r} = \left[\frac{\pi\rho_{\rm w}N_{\rm r}}{6\rho_{\rm a}q_{\rm r}}\frac{\Gamma(\mu+3)}{\Gamma(\mu)}\right]^{\frac{1}{3}},\tag{4}$$

其中, $\rho_a$ 是湿空气密度, $\rho_w$ 是雨水密度。Thompson07 方案不预报  $N_r$ ,而是通过诊断方法确定  $N_{0r}$  (Thompson et al., 2008),进而得到  $\lambda_r$ 。

Morrison、Thompson07 和 Thompson09 三个 方案中没有直接表示 CCN 活化成为云滴的过程, 每次模拟过程中云滴数浓度 (number concentration of cloud water,简称  $N_c$ ) 被设为常数,不随时 空变化。在数值试验中我们分别选取  $N_c$ 的数值等 于 25、250、2500 cm<sup>-3</sup>来代表 CCN 浓度变化对  $N_c$ 的影响,在后文中分别以"低浓度"、"中浓度"和 "高浓度"来表示这几种模拟试验 (表 1)。

WDM6 方案预报 CCN 浓度受水平平流过程和 两个云微物理过程的影响,一个是 CCN 活化云滴 过程,此过程减少 CCN 浓度,另一个过程为云滴 蒸发,此过程增加 CCN 的浓度,并假设 CCN 活化 云滴和云滴蒸发均为一个 CCN 和一个云滴相互转 化。与以往大多数研究 (Philips et al. 2002; Khain et al. 2005; Tao et al. 2007; Li et al. 2008)相同, WDM6 方案采用公式 (1) 计算 CCN 活化形成云滴 的数目,其中 k 参数取值为 0.6。假设 n 为未激活 的 CCN 的浓度,则 CCN 的总浓度为  $(n+N_c)$ ,等 于预设的 CCN 总浓度  $(n_{CCN})$ ,如果定义  $S_{max}$ 为激 活所有 CCN 所需要的饱和度,则  $C = (n+N_c)$  $S_{max}^{-k}$ ,公式 (1)可以改写为:

$$N = (n + N_{\rm c})(S/S_{\rm max})^k.$$
 (5)

(6)

WDM6 方案中 CCN 活化云滴过程的公式如下:

$$\frac{\left(\frac{\partial N_{\rm c}}{\partial t}\right)_{\rm activ}}{\max\{0, (n+N_{\rm c})\min[1, (S/S_{\rm max})^{k}]-N_{\rm c}\}}{\Delta t},$$

其中, $\Delta t$ 为时间步长, $S_{max}$ 取为 1.0048。在采用 WDM6 方案的数值试验中,我们修改了最内层模

拟区域的  $n_{CCN}$ , "低浓度"、"中浓度"和 "高浓度" 试验中分别设为  $10^7$ 、 $10^8$ 和  $10^9$ kg<sup>-1</sup>,大致相当于 10、100 和 1000 cm<sup>-3</sup>,其他两个区域  $n_{CCN}$ 值不变 (为  $10^8$ kg<sup>-1</sup>)。分析采用 WDM6 方案最内层模拟 的  $N_c$ ,其累积频率高度分布(图 1)显示:  $N_c$ 随着  $n_{CCN}$ 的增加而增加;每一次模拟的  $N_c$ 值在相同高度 上分布广,最大值与最小值之间的差别在 0℃层 (~4 km) 以下为 1~2 个量级、在 0℃层以上为 3 个量级;在 0℃层以下  $N_c$ 随高度变化不大、其中值 与  $n_{CCN}$ 的量级大致相同,过冷云滴的数目随高度升 高而减少。

在影响雨水质量的云微物理过程中,四个方案 都有的过程包括:冰粒子收集雨滴(Piacrt)、雪团 收集雨滴(Psacrt)、霰收集雨滴(Pgacrt)、霰融化 为雨滴(Pgmlt)、雪融化为雨滴(Psmlt)、雨滴收 集云滴(Pract)、云滴自动转化为雨滴(Prauout) 和雨滴蒸发(Preout)。除WDM6方案外,其他三 个方案还包括雨滴收集雪团(Pracst)和雨滴收集 霰(Pracgt),而WDM6方案还包括水汽凝结为雨 滴(Prconout)。这些微物理过程中直接受到 N<sub>o</sub>影 响的包括 Prauout 和 Pract(仅WDM6方案)。 Morrison方案中 Prauout 过程的计算引自 Khairoutdinov and Kogan (2000),具体公式如下:

$$\left(\frac{\partial q_{\rm r}}{\partial t}\right)_{\rm auto} = 1350 q_{\rm c}^{2.47} N_{\rm c}^{-1.79}.$$
 (7)

Morrison 方案中计算 Pract 的公式同样来源于 Khairoutdinov and Kogan (2000):

$$\left(\frac{\partial q_{\rm r}}{\partial t}\right)_{\rm accr} = 67(q_{\rm c}q_{\rm r})^{1.15}.$$
 (8)

Thompson07 方案和 Thompson09 方案采用相同的 公式表示 Pract 和 Prauout,其中 Prauout 的公式来 自 Berry and Reinhardt (1974), Pract 的计算公式 则遵循 Verlinde et al. (1990):

$$\left(\frac{\partial q_{\rm r}}{\partial t}\right)_{\rm auto} = \frac{2.7 \times 10^{-2} \rho_{\rm a} q_{\rm c} \left[\frac{1}{16} \times 10^{20} \left(\frac{6\rho_{\rm a} q_{\rm c}}{\pi \rho_{\rm w} N_{\rm c}}\right)^{\frac{4}{3}} (1+\nu)^{-0.5} - 0.4\right]}{\frac{3.72}{\rho_{\rm a} q_{\rm c}} \left[0.5 \times 10^{6} \left(\frac{6\rho_{\rm a} q_{\rm c}}{\pi \rho_{\rm w} N_{\rm c}}\right)^{\frac{1}{3}} (1+\nu)^{-\frac{1}{6}} - 7.5\right]^{-1}},$$
(9)

$$\left(\frac{\partial q_{\rm r}}{\partial t}\right)_{\rm accr} = \frac{\pi}{4} E_{\rm cr} q_{\rm c} \left(\frac{\rho_0}{\rho_{\rm a}}\right)^{\frac{1}{2}} \alpha_{\rm r} N_{\rm 0r} \frac{\Gamma(\mu_{\rm r} + \beta_{\rm r} + 3)}{(\lambda + f_{\rm r})^{(\mu_{\rm r} + \beta_{\rm r} + 3)}},$$
(10)

其中,  $E_{\alpha}$ 是雨滴收集云滴的效率参数,  $\rho_0$  是标准空 气密度,  $\nu$  是雨滴的谱型宽度参数(取值为 3),  $\alpha_r$ 和  $\beta_r$  是计算雨滴速度所用到的参数,  $f_r$  是速度幂 律参数。WDM6 方案计算 Prauout 的公式与 Thompson07 和 Thompson09 相同,但是计算时  $\nu$ 值取为零; WDM6 方案采用 Cohard and Pinty (2000)的方法表示 Pract,其计算公式与雨滴半径 有关,当雨滴半径大于 100  $\mu$ m 时,公式如下:

$$\left(\frac{\partial q_{\rm r}}{\partial t}\right)_{\rm accr} = \frac{\pi}{6} \frac{\rho_{\rm w}}{\rho_{\rm a}} K_1 \frac{N_{\rm c} N_{\rm r}}{\lambda_{\rm c}^3} \left(\frac{2}{\lambda_{\rm c}^3} + \frac{24}{\lambda_{\rm r}^3}\right), \quad (11)$$

而当雨滴半径小于 100 μm 时, 公式如下:

$$\left(\frac{\partial q_{\rm r}}{\partial t}\right)_{\rm accr} = \frac{\pi}{6} \frac{\rho_{\rm w}}{\rho_{\rm a}} K_2 \frac{N_{\rm c} N_{\rm r}}{\lambda_{\rm c}^3} \left(\frac{6}{\lambda_{\rm c}^6} + \frac{5040}{\lambda_{\rm r}^6}\right).$$
(12)

值得注意的是,虽然受到 N。直接影响的云微物理 过程只有 Prauout 和 Pract,但是,这两个过程直接



图 1 采用 WDM6 方案"低浓度"、"中浓度"和"高浓度"模拟试验 N。累积频率随高度分布图。三类曲线:从左到右代表 10%、50%、 90%

Fig. 1 Distribution of cumulative frequency of  $N_c$  with altitudes from the clean (dashed lines), medium (grey lines), and dirty simulations (dark solid lines) with the WDM6 scheme. Curves, from left to right, represent 10%, 50%, and 90%

影响云滴与雨滴之间的转换、从而直接改变  $q_c$ 和  $q_r$ ,而其他多个微物理过程与  $q_c$ 和  $q_r$ 有关,并且不 同微物理过程相互之间有复杂的关联 [如 Lim and Hong (2010)的图 1 所示],从而间接地受到  $N_c$ 改变的影响。

## 2.3 分析方法

成熟期飑线一般由对流区域和层云区域组成 (Houze, 1989),这两个区域的动力环流、云微物 理过程、潜热释放等均存在显著差异,同时这两个 区域也相互影响、紧密联系。我国地基天气雷达观 测组网拼图(肖艳娇和刘黎平,2006;王红艳等, 2009)得到的雷达组合反射率显示,本研究的广东 飑线也具有这种对流区域和层云区域共存的结构 (作为例子,图 2a 给出了一个时次的雷达回波分 布),模拟试验(图 2b)大致再现了观测到的回波 结构。为了分别分析模拟的对流性降水过程和层云 性降水过程,将三维的模式区域划分为晴空区和云 区, 云区又分为深对流区域、浅对流区域以及层云 区域。划分的方法与 Xu (1995) 和 Luo et al. (2010)相似,该方法基于观测到的中尺度对流系 统(MCS)的动力结构和水凝物分布特征(Houze, 1977; Zipser, 1977)。如果一个格点柱(3.3 km× 3.3 km) 内单位面积上地面至模式顶垂直积分的五 种水凝物质量之和小于 0.2 kg/m<sup>2</sup>,则定义此柱点 为晴空区,反之则为云区。一个深对流区域由一个 深对流"核"以及四个临近的格点柱组成。深对流 核主要由零度层以下的最大垂直运动速度 | w<sub>max</sub> | 的水平分布决定,一个"核"至少包括一个深对流 格点柱,一个格点柱必须至少满足以下三个条件中 的一个才能定义为深对流核: (1)  $w_{max} > 5 \text{ m/s};$ (2)  $|w_{\max}| \ge 2 \times |w_{\max 4}|$ ,其中 $w_{\max 4}$ 是与该格点相 邻的四个格点的 wmax的平均值;(3) 地面降水大于 25 mm/h。划分为浅对流的格点柱必须同时满足以 下两个条件:(1)单位面积上地面至0℃高度垂直 积分的雨水质量小于 0.1 kg/m<sup>2</sup>、云水质量大于 0.1 kg/m<sup>2</sup>; (2) 单位面积上地面至模式顶垂直积 分的冰相水凝物(包括冰、雪、霰)的质量之和小 于 0.4 kg/m<sup>2</sup>。这些条件决定了浅对流区域内以暖 云过程为主、冰相云微物理过程(即使有)很弱, 同时无地面降水或地面降水很弱。如果一个格点柱 既不是晴空区,也不是深对流或浅对流区域,则认 为此格点柱为层云区域。

我们将每一次模拟试验的结果逐5分钟输出, 按照上面的诊断方法进行区域划分,为了说明模拟 的这几种不同区域的分布,图 2c显示了采用 Morrison 方案"中浓度"模拟 2007 年 4 月 24 日 0000 UTC 的区域分布,与模拟的同时刻回波分布(图 2b)对 比可以看到: 划分的深对流区域对应着对流强回波 带和对流单体,宽广的层云区域主要分布在深对流 区域后部,浅对流区域在雷达回波上并无显示,反 映出浅对流区域几乎没有产生降水。检查了此次模 拟其他时刻和其他模拟试验多个时次的区域分布情 况,并与相应时次观测和模拟的雷达回波分布相对 比,发现与图2定性一致,说明各个模拟试验较好 地再现了本次飑线过程的主要特征,而且我们对于 模拟试验的区域划分比较合理。将区域划分后,对 深对流、浅对流和层云区域分别计算其区域平均的 地面降水率和区域面积,并分析各个云微物理过程 的影响。本文所有诊断量的区域平均是除以整个分 析区域的格点数而得到。

## 3 模拟结果

## 3.1 区域平均降水强度

对比"低浓度"、"中浓度"、"高浓度"模拟试 验的地面累积降水的区域平均值(图3)可以看出: (1) 采用 Morrison、Thompson07 和 WDM6 方案, 模拟的降水量都随着 N。或 CCN 浓度增加而减小, 即 CCN 浓度增加抑制了降水,但是降水减少的幅 度不同,采用 WDM6 方案变化最小,"高浓度"模 拟的降水量相对于"低浓度"的减小幅度不超过 1%,采用 Morrison 和 Thompson07 方案此减小幅 度分别为 4.9%和 13%。Tao et al. (2007) 模拟了 两个大陆性对流系统,其高浓度试验相对于低浓度 试验区域平均累积降水率分别减少了 24% 和 12.7%, 这与我们 Morrison、Thompson07 和 WDM6 模拟试验的结果定性一致, 但是 Tao et al. (2007) 降水减少的幅度大于本研究的结果, 这种 定量的差别可能是模拟的降水过程、所采用模式、 分析区域大小以及时间长短的不同所造成的。(2) 采用 Thompson09 方案"中浓度"模拟降水量大于 "低浓度"和"高浓度"模拟,相对于"低浓度"模 拟,"中浓度"降水增大了 4.9%, 而"高浓度"降 水减少了 7.1%。

整个分析区域平均的地面降水率的时间演变

151



图 2 (a) 采用我国新一代雷达系统的四部雷达(广州、深圳、阳江和汕尾)基本数据组网拼图后得到的雷达组合反射率;(b) 采用 Morrison 方案 "中浓度"模拟的雷达组合反射率;(c) 采用 Morrison 方案 "中浓度"模拟结果诊断得到的区域划分情况(红色:深对流区域,紫色:伴随有地面降水的层云区域,蓝色:无地面降水的层云区域,黄色:浅对流区域,白色:晴空区)。时间为 2007 年 4 月 24 日 0000 UTC Fig. 2 (a) Composite reflectivity based on measurements from four ground-based radars (Guangzhou, Shenzhen, Yangjiang, Shanwei).(b) Composite reflectivity and (c) classification of the various regions from the WRF simulation using the Morrison scheme with the medium CCN concentration. Red, purple, blue, yellow, and white in (c) represent the regions of deep convection, stratiform with surface rainfall, stratiform without surface rainfall, shallow convection, and clear sky, respectively. The time for all panels is 0000 UTC 24 Apr 2007



图 3 四组模拟试验区域平均的 24 小时地面累积降水量。白、 灰、黑色:低、中、高浓度模拟试验

Fig. 3 Area-averaged 24-h accumulated surface rainfall amounts from the four groups of simulations. White, gray, and black bars represent the simulations with the low, medium and high CCN concentrations

(图 4)显示: (1)在整个模拟时段内,采用 Thompson07 和 Thompson09 方案模拟的降水对于 N<sub>e</sub>的 改变比采用 Morrison 和 WDM6 方案更加敏感; (2)在降水初期几个小时之内,采用四个不同云微 物理方案模拟的降水率都随着 N<sub>e</sub>的增加而减小, 而且不同方案下"中浓度"和"高浓度"试验相对 于"低浓度"试验出现不同程度的降水延迟, Thompson09 方案模拟降水开始的时间分别延迟了 20 分钟和 70 分钟,而 WDM6 方案模拟的"中浓 度"和"高浓度"试验相对于"低浓度"试验都只延 迟了 5 分钟,"高浓度"试验相对"中浓度"试验都只延 迟了 5 分钟,"高浓度"试验相对"中浓度"试验无 降水延迟现象; (3)四组模拟试验在最后 6 个小时 里降水量随 N<sub>e</sub>或 CCN 浓度的增加而不同程度的减 小, Thompson07 和 Thompson09 两个方案模拟的



Fig. 4 Temporal evolution of domain-averaged surface rainfall rates at 5-minute interval from the four groups of simulations

降水减少比较明显,"低浓度"和"中浓度"模拟结 果接近,而"高浓度"有明显的总降水量减少;(4) 四组模拟试验在飑线成熟阶段的 CCN-降水影响更 加复杂。

## 3.2 深对流、浅对流和层云区域平均降水量和面积

为了分析不同区域降水受 N。或 CCN 浓度改变 的影响,我们分别计算了四组模拟在深对流、浅对 流、层云区域平均的降水率,发现浅对流区域的地 面降水率相对深对流和层云区域小了3个量级,因 此将重点讨论深对流和层云区域的降水量。从四组 试验的深对流和层云区域的降水演变(图5)<sup>①</sup>可以 看出:(1) 在深对流区域中,采用 Thompson07 和 Thompson09 方案模拟的初期降水受 CCN 浓度增 加而延迟, 延迟的时间相同, "高浓度"和"中浓 度"试验的降水出现时间较"低浓度"试验分别晚 了 25 和 10 分钟, 而且"高浓度"试验的降水率在 最初约3个小时内小于"低浓度"和"中浓度",即 高 CCN 浓度抑制了深对流区域的初期降水; 过程 后期 (24 日 0600 UTC 前后 2~3 小时) Thompson07 和 Thompson09 "高浓度"模拟降水也小于 "中浓度"和"低浓度";采用 Morrison 和 WDM6 方案几乎没有出现这些情况。(2) 四组模拟的层云 降水初期的降水率随 N。或 CCN 浓度增加而减小, 同时均有延迟降水出现的现象,但是各组模拟之间 降水延迟的时间不同,"高浓度"和"中浓度"试验 相对于"低浓度"试验降水延迟的时间 Morrison 方 案为 30 分钟和 35 分钟, Thompson 07 方案为 50 分 钟和 110 分钟, Thompson 09 方案为 60 分钟和 120 分钟, WDM6 方案为 20 分钟和 25 分钟, 可见这种 影响最大的为 Thompson09 方案, 最小为 WDM6 方案;而在模拟的后期四组模拟均出现了不同程度 的层云降水量随 N。或 CCN 浓度增加而减小的情 况, Morrison 和 Thompson09 方案相对于 WDM6 和 Thompson07 方案更加明显。(3) 综合深对流和 层云区域的结果来看,采用 Thompson09 方案模拟 的地面降水强度受 CCN 浓度改变的影响最大,其 次是 Thompson07 方案,采用 WDM6 方案影响最 小,采用 Morrison 方案模拟的层云区域降水强度 受CCN浓度变化的影响比较明显、深对流区域降 水强度受到的影响不大。

同区域的面积受 CCN 浓度的影响,时间平均而言 (各组模拟试验产生的深对流区域面积仅占总区域 面积的约2%,且受CCN浓度变化影响不大,因而 未在图 6 中显示),模拟的浅对流区域面积都随 CCN 增多而变大,变化幅度由大到小排列为 Thompson09, Thompson07, Morrison, WDM6, Thompson09"高浓度"和"中浓度"分别超过"低 浓度"的3倍和2倍,WDM6"中浓度"为"低浓 度"的1.6倍、"高浓度"与"中浓度"几乎相当; 层云区域面积的变化与浅对流区域定性相反,其变 化幅度小于浅对流区域;而且 WDM6 方案模拟的 层云区域面积最小 (9.7%~7.0%), 其他方案模 拟的层云区域面积的时间平均值相近(约13.7%~ 9.4%)。从时间演变(图7)来看:四组模拟试验 的深对流区域的最大面积也不到分析区域的5%, 浅对流区域所占面积最大可达约40%;浅对流区域 面积在整个模拟时间段内均随着 N。或 CCN 浓度的 增加而增加,层云面积的变化则定性相反,目层云 面积改变最明显的阶段在模拟时间段的初期(23 日 1800 UTC 之前)。

分析模拟试验中深对流、浅对流和层云三个不

#### 3.3 云微物理过程

为了理解 CCN--降水影响对于不同云微物理 方案的敏感性,我们进一步分析了四组试验中深对 流、浅对流以及层云区域影响雨水质量的云微物理 过程。由于微物理过程在不同高度上的相对强度不 同,用它们的垂直积分强度来代表各项影响雨水质 量的强弱。图8显示了模拟时间段平均的深对流区 域主要微物理过程垂直积分强度。四个方案中 Pract 都是最主要的过程,但是随着  $N_{\circ}$ 增加 Pract 变化不同,表现为:从低浓度到中浓度再到高浓度 依次减弱(Morrison 和 Thompson09) 或增强 (WDM6),从低浓度到中浓度增加、中浓度到高浓 度减少(Thompson07)。这不仅仅与四个方案中 Pract 的计算方法 [方程(8)、(10)、(11)、(12)] 不同有关,而且与方案中其他微物理过程的表示以 及多个微物理过程之间的复杂关联有关系。其他的 微物理过程在不同 N。的模拟试验之间也表现出一 定的差别,虽然这些差别不大,但是对净垂直积分 强度的变化有影响,净垂直积分强度的变化是

① 2007年4月23日1500 UTC 之前为模拟 spin-up 时间。



图 5 四组模拟试验深对流 (a-d) 和层云区域 (e-h) 逐 5 分钟降水时间演变图

Fig. 5 Temporal evolution of area-averaged rainfall rates at 5-minute interval over (a - d) the deep convection regions and (e - h) the stratiform regions from the four groups of simulations



图 6 四组模拟试验 (a) 浅对流和 (b) 层云区域面积占总分析区域面积百分比的时间平均值 Fig. 6 Fractions of areas of the (a) shallow convection and (b) stratiform regions, respectively, averaged over the entire simulation period from the four groups of simulations



图 7 四组模拟试验 (a-d) 深对流、(e-h) 浅对流以及 (i-l) 层云区域面积逐 5 分钟时间演变图 Fig. 7 Temporal evolution of the fractions of the areas of the (a-d) deep convection, (e-h) shallow convection, and (i-l) stratiform regions at 5-minute interval from the four groups of simulations

Morrison 和 WDM6 几乎不变, Thompson09 从低到中再到高浓度依次增强, Thompson07 从低到中浓度增强、从中到高浓度减弱。

空气的最大垂直运动速度( $w_{max}$ )常常被用来 衡量动力环流的强度(如 Tao et al. 2007),从四组 试验模拟区域内 $w_{max}$ 的时间演变(图9)来看,在 不同 $N_c$ 的模拟试验之间,当采用Morrison和 WDM6方案时 $w_{max}$ 差别较小,而采用Thompson07 和Thompson09方案时 $w_{max}$ 差别相对大些,但总的 来说四组模拟的组内三个试验之间 $w_{max}$ 的差别不



图 7 (续) Fig. 7 (Continued)



图 8 四组试验深对流区域中影响雨水质量的主要云微物理过程的垂直积分强度时间平均值 Fig. 8 Time-averaged vertical integration of the major cloud microphysical processes influencing rain water mass in the deep convection regions from the four groups of simulations

大,这些得到了 t 检验结果 (表 2)的证明:所有四 组试验"低浓度"、"中浓度"、"高浓度"  $w_{max}$ 相互之 间的 t 值均小于显著性水平  $\alpha = 0.05$  的  $t_{\alpha}$  值 (1.96),说明每一对  $w_{max}$ 的均值无显著差异,而 且,"低浓度"与"高浓度"对比,Thompson07 和 Thompson09 方案的 t 检验值最大 (0.80 和 1.12), WDM6 方案的 t 检验值最小 (0.39)。这些与深对流 区域内云微物理过程和地面降水的分析结果定性一 致。

层云区域影响雨水质量的主要微物理过程的垂 直积分强度(图 10)显示:与深对流区域类似,层 云区域内由于各个微物理过程之间的复杂关联以及 它们与N。之间或直接或间接的联系,它们均在不

## 表 2 每一组模拟试验内部每一对试验之间空气最大垂直 运动速度的 *t* 检验值

157

Table 2	t-test for the maximal vertical velocity of air between
each pair	of simulations within each group of the simulations

云微物理方案	低浓度与 中浓度	中浓度与 高浓度	低浓度与 高浓度
Morrison	0.54	0.13	0.63
Thompson07	0.55	0.24	0.80
Thompson09	0.59	0.51	1.12
WDM6	0.02	0.40	0.39

同 N<sub>c</sub>的模拟试验之间表现出一定的差别,这些差 别最终影响了净强度的变化。不过,层云区域与深 对流区域有着一些显著的差别:首先,与深对流区



图 9 四组试验空气最大垂直运动速度的逐 5 分钟时间演变图 Fig. 9 Temporal evolution of the maximal vertical volocity of air at 5-minute interval from the four groups of simulations

域相比, Pract 对雨水质量的相对影响降低了, Pract 占所有增加雨水质量的云微物理过程总和的比率可 以代表暖雨过程的相对贡献,此比率在深对流区域 和层云区域分别为 62.7%和 27.1%(Morrison)、 64.6%和 34.1%(Thompson07)、63.8%和 24.2% (Thompson09)、40.3%和 28.7%(WDM6),这些 结果表明两个区域内形成雨水的云微物理过程有着 不同特点:深对流区域主要是通过暖雨过程产生大 量的雨水,而层云区域内冰相过程对降雨的贡献 (主要包括霰和雪融化为雨水)更大;其次,雨滴蒸 发(Preout)作为层云区域减少雨水质量的主要过 程,其数值与层云区域增加雨水质量的几个不同云 微物理过程相当,这点与深对流区域不同,在深对 流区域中雨滴蒸发项的作用较小(图 8)。

图 10 还显示 Morrison 和 Thompson09 方案的 净积分强度较高,这与两个方案产生较强的层云区 域降水(图 5)相符,Thompson07 和 WDM6 方案 的净积分强度较弱,主要原因是雨水蒸发(Preout) 较强。层云区域中这两个方案的雨水数浓度比 Morrison 和 Thompson09 方案的大一个量级(图 11),即 Thompson07 方案和 WDM6 方案产生的雨 滴数目较多,在雨水质量相当的情况下,雨滴数目 较多表示雨滴平均直径较小、总的蒸发表面积较 大,更易于蒸发,这与它们层云区域雨水蒸发较强 一致。

层云区域主要云微物理过程垂直积分强度的时

1期



四组试验层云区域中影响雨水质量的主要云微物理过程的垂直积分强度时间平均值 图 10 Fig. 10 Time-averaged vertical integration of the change rates of rain water mass caused by the major cloud microphysical processes in the stratiform regions from the four groups of simulations



图 11 四组试验"低浓度"、"中浓度"和"高浓度"模拟的层云区域雨水数浓度累积频率随高度分布图。三类线型:从左到右代表 10%、 50%,90%

Fig. 11 Distribution of cumulative frequency with altitudes of rain number concentration in the stratiform regions in the clean, medium, and dirty simulations of the four groups of experiments. Curves, from left to right, represent 10%, 50%, and 90%

间演变(图12)和云水、雨水以及冰相粒子(冰、 雪、霰)质量的垂直积分随时间演变(图13)说明: (1) 模拟产生降水的初期(23日1500 UTC之前), 层云区域的凝结物由云水和雨水组成、冰相水物质

还没有形成,且产生雨水的主要云微物理过程为 Pract,除 WDM6 方案外 Pract 过程在初期明显受 到 N。影响,这些说明,前面分析发现的随着 CCN 增加层云降水延迟出现并减弱(图 5e-h)的原因

159



图 12 四组试验的层云区域影响雨水质量的主要云微物理过程垂直积分强度逐 5 分钟时间演变图

Fig. 12 Temporal evolution of the vertically-integrated change rates of rain water mass caused by the major cloud microphysical processes at 5-minute interval in the deep convection regions of the four groups of simulations



Fig. 12 (Continued)



图 13 四组试验的层云区域云水、雨水以及冰相粒子(冰、雪、霰)的垂直积分质量逐 5 分钟时间演变 Fig. 13 Temporal evolution of the vertically-integrated masses of cloud water, rain, and ice phase hydrometeors, respectively, at 5-minute interval in the stratiform regions of the four groups of simulations

是暖雨过程受到抑制;(2)整个模拟时间段内, Pract 在不同 CCN 浓度的模拟试验之间的差别比 其他过程更显著,四组模拟试验都是如此;(3) Thompson09 方案中冰相粒子的质量受 CCN 浓度 改变最明显,WDM6 方案几乎没有变化(并且其冰 相粒子的质量最低,分别占 Morrison、Thompson07 和 Thompson09 方案的 47.2%、38.5% 和 27.1%),这些与之前分析  $w_{max}$ 的结果相符,而且 说明中尺度对流系统内部深对流区域与层云区域有 着密切联系 (Luo et al., 2010)。



图 13 (续) Fig. 13 (Continued)

与清洁环境相比,污染环境下初始阶段雨滴出 现少而迟(图13),在升速相同、水物质守恒的考 虑下,云滴应同时出现而减少得慢,图13中相反, 为什么?我们进一步分析了浅对流区域加上层云区 域的云滴质量垂直积分(cloud water path,简称 CWP)(图14),发现不同CCN浓度下云滴确实是同 时出现的,而且 CWP 随着 CCN 浓度的增加而增加。 浅对流区域影响雨水质量的主要过程在四组试 验中均是 Pract、Prauout 和 Preout,即完全受暖雨 过程控制,从图 15 中可以看到它们在所有四组试 验中强度比深对流和层云区域内小 3~4 个量级, 而且,随着 N。增加,云滴向雨滴转化(Pract 和



图 14 四组试验的浅对流区域和层云区域云水质量垂直积分之和的逐 5 分钟时间演变

Fig. 14 Temporal evolution of the vertically-integrated masses of cloud water at 5-minute interval in the shallow convection regions and stratiform regions from the four groups of simulations



图 15 四组试验浅对流区域中影响雨水质量的主要云微物理过程的垂直积分强度时间平均值

Fig. 15 Time-averaged vertical integration of the change rates of rain water mass caused by the major cloud microphysical processes in the shallow convection regions from the four groups of simulations

Prauout 之和)受到抑制,这一点在四组模拟试验 中是一致的,虽然各组试验之间 Pract 与 Prauout 的相对重要性不尽相同。前面分析(图 7)表明, 所有模拟试验中, N。或 CCN 浓度增大使得模拟的 浅对流区域面积变大(3.2节),根据以上浅对流区 域云微物理过程的分析,我们认为其原因是: N。或 CCN 浓度增大使得云滴平均直径变小,云滴和雨 滴的碰并、收集以及云滴相互碰并、增长形成的雨 水质量减少,造成满足浅对流定义(2.2节)的格 点数增多、浅对流区域面积增加。

云雨自动转化项 (Prauout) 是直接受 CCN 浓 度影响的云微物理过程,虽然这一项的强度较小, 特别是在层云区域所有四组模拟试验的值几乎为 零,但在深对流区域和浅对流区域内此项受 CCN 浓度变化的影响很明显 (图 16)。在这两个区域中 Prauout 的垂直积分强度随 CCN 浓度增加而减小, 在整个时间段内均如此,这说明 CCN 浓度增加直 接抑制了云滴碰并增长成为小雨滴的过程,这一点 四个方案 的模 拟结果是一致的,但是,采用 Thompson07 和 Thompson09 方案模拟试验的组内 差别更大,特别是"高浓度"试验相对于"中浓度" 试验减小了 4 个量级,这与地面降水的分析结果 (图 5a - d) 定性一致。另外,采用 WDM6 方案的 Prauout 大于其他三个方案,为了分析其原因,我 们用三种方法计算了 Prauout,将这三次计算的结 果与 WDM6 方案模拟的 Prauout 对比(图 17),前两种方法是分别将 WDM6 三次模拟试验的  $q_c$ 代入方程(9):(1)采用与 Thompson07 和 Thompson09 相同的固定  $N_c$ 值、同时  $\nu$  取为 0(图 17 中的长虚线);(2)采用与 Thompson07 和 Thompson09 相同的固定  $N_c$ 值、同时  $\nu$  取为 3(图 17 中的短虚线);第三种方法将 WDM6 模拟产生的  $q_c$ 和  $N_c$ 带入方程 7,即采用 Morrison 方案的公式计算 Prauout (图 17 中的灰色实线)。发现 WDM6 方案产生的Prauout 较大的主要原因是  $N_c$ 的表示方法不同(WDM6 方案预报  $N_c$ ,其他三个方案设  $N_c$ 为常数)。

## 4 结论

本文运用 WRF 模式,采用四种不同云微物理 方案开展了三维显式深对流尺度模拟试验,模拟了 2007 年 4 月发生在我国广东省的一次飑线过程,分 析了 CCN 浓度变化对于模拟降水的影响,及其对 于云微物理方案的敏感性。选取的云微物理方案分 别为 Morrison (Morrison et al., 2009)、Thomp-



图 16 (a) 深、(b) 浅对流区域云雨自动转化项的垂直积分强度逐 5 分钟时间演变

Fig. 16 Temporal evolution of the vertically-integrated change rates of rain caused by cloud-rain auto-conversion at 5-minute interval in the (a) deep and (b) shallow convection regions from the four groups of simulations



图 16 (续) Fig. 16 (Continued)



图 17 区域平均的云雨自动转化项垂直积分强度逐 5 分钟时间演变。黑实线:WDM6 模拟结果;其余线型的含义见正文 Fig. 17 Temporal evolution of the vertically-integrated change rates of rain mixing ratio caused by auto-conversion of cloud droplets to rain drops at 5-minute interval in the cloudy regions. Solid dark lines: the WDM6 simulations, the other line types represent results from offline calculation with details provided in the text

son07 (Thompson et al., 2004)、Thompson09 (Thompson et al., 2008)和 WDM6 (Lim and Hong, 2010)方案,设计的每组试验包括不同云凝 结核 (CCN)浓度的三次模拟(简称"低浓度"、"中浓度"、"高浓度")。将模拟区域划分为深对流、浅 对流和层云区域,对比分析四组试验中 CCN 浓度 变化对模拟的总降水量、不同区域降水率和不同区 域面积的影响,进一步分析了云微物理过程、动力环流强度等受 CCN 浓度变化的影响,主要结论如下:

(1) 采用不同云微物理方案模拟的降水受 CCN 浓度变化的影响既有相似又有不同,原因是 不同云微物理过程与 CCN 浓度有着直接或者间接 的联系、不同云微物理过程之间有着复杂的关联、 云微物理过程与动力环流之间存在非线性耦合。

(2)综合总降水量以及深对流、浅对流和层云 区域内降水量以及区域面积的变化来看,采用 Thompson07和 Thompson09两个方案时 CCN— 降水影响更加显著,采用 WDM6 方案的影响最小。

(3) 从总降水量的时间演变来看,四组模拟均 出现 CCN 浓度增加延迟降水产生、初期降水减弱 的情况,在模拟的后期降水量也随着 CCN 浓度增 加而减小,而飑线成熟阶段 CCN—降水影响更加 复杂。

(4) 采用 Thompson07 和 Thompson09 方案 时,"高浓度"试验的深对流区域降水在模拟初期 和后期都比"中浓度"和"低浓度"弱,而采用 Morrison 和 WDM6 方案模拟时没有这种现象;对 比分析不同 CCN 浓度试验之间的空气垂直运动速 度极大值,发现 Thompson07 和 Thompson09 方案 动力环流强度的变化相对较大、而 WDM6 方案变 化最小,这与深对流区域降水变化相符。

(5)所有模拟试验中浅对流区域的面积比其他 两个区域大,模拟时段内其面积最大时占了总面积 的40%以上;四组模拟试验均表现出浅对流区域面 积在整个模拟时间段内均随着 CCN 浓度增加而增 加的特点,原因是浅对流区域的降水过程受暖雨过 程控制,而 CCN 浓度增加抑制了云滴向雨滴的转 化过程。

(6)所有四组试验中层云区域降水的初期均受 CCN浓度的增加而抑制,表现为降水出现时间滞 后、降水强度减弱;层云区域面积在整个模拟时间 段内随着 CCN 浓度增加而减小;分析云水、雨水 和冰相粒子的质量和云微物理过程,发现层云区域 初期降水受到抑制以及其面积的减小都与暖雨过程 减弱有着直接的关联,而且,层云区域 CCN—降水 影响的强弱也与深对流区域 CCN—降水影响有一 定关系。

本研究只模拟了一次飑线过程,取得的结论不 一定适用于发生在不同环境条件下的其他飑线过程 和强降水过程。

#### 参考文献 (References)

- Albrecht B A. 1989. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness [J]. Science, 245: 1227 – 1230.
- Andreae M O, Rosenfeld D, Artaxo P, et al. 2004. Smoking rain clouds over the Amazon [J]. Science, 303: 1337-1342.
- Bell T L, Rosenfeld D, Kim K-M, et al. 2007. Midweek increase in U. S. summer rain and storm heights suggests air pollution invigorates rainstorms [J]. J. Geophys. Res., 113, D02209, doi: 10. 1029/2007JD008623.
- Berry E X, Reinhardt R L. 1974. An analysis of cloud drop growth by collection. Part II: Single initial distributions [J]. J. Atmos. Sci., 31: 1825-1831.
- Cohard J-M, Pinty J-P. 2000. A comprehensive two-moment warm microphysical bulk scheme. I: Description and tests [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 126: 1815-1842.
- Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. J. Atmos. Sci., 46: 3077-3107.
- 郭学良,黄美元,徐华英,等. 1999. 层状云降水微物理过程的雨滴 分档数值模拟 [J]. 大气科学,23 (6):745-752. Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Xu Huaying, et al. 1999. Rain category numerical simulation of microphysical processes of precipitation formation in stratiform clouds [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 23 (6):745-752.
- Houze R A Jr. 1977. Structure and dynamics of a tropical squall-line system [J]. Mon. Wea. Rev., 105: 1540-1567.
- Houze R A Jr. 1989. Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 115: 425-461.
- 胡志晋, 严采蘩. 1986. 层状云微物理过程的数值模拟(一)——微 物理模式 [J]. 气象科学研究院院刊, 1 (1): 37-52. Hu Zhijin, Yan Caifan. 1986. Numerical simulation of microphysical processes in stratiform clouds (I)—Microphysical Model [J]. Journal of Academy of Meteorological Science (in Chinese), 1 (1): 37-52.
- Janjić Z I. 2001. Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso Model [R]. NOAA/NWS/ NCEP Office Note 437: 61pp.

- Kain J S, Fritsch J M. 1993. The role of the convective "trigger function" in numerical forecasts of mesoscale convective systems [J]. Meteor. Atmos. Phys., 49: 93-106.
- Kessler E. 1969. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations [J]. Meteor. Monogr., No. 32, Amer. Meterl. Soc., 84.
- Khain A, Rosenfeld D, Pokrovsky A. 2005. Aerosol impact on the dynamics and microphysics of deep convective clouds [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131: 2639 – 2663.
- Khairoutdinov M, Kogan Y. 2000. A new cloud physics parameterization in a large-eddy simulation model of marine stratocumulus [J]. Mon. Wea. Rev., 128: 229-243.
- Li G H, Wang Y, Zhang R Y. 2008. Implementation of a two-moment bulk microphysics scheme to the WRF model to investigate aerosol-cloud interaction [J]. J. Geophys. Res., 113, D15211, doi: 10.1029/2007JD009361.
- Lin Y L, Farley R D, Orville H D. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model [J]. J. Climate Appl. Meteor., 22: 1065-1092.
- Lin J C, Matsui T, Pielke R A Sr, et al. 2006. Effects of biomassburning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon Basin: A satellite-based empirical study [J]. J. Geophys. Res., 111, D19204, doi: 10.1029/2005JD006884.
- Lim K-S S, Hong S-Y. 2010. Development of an effective doublemoment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models [J]. Mon, Wea. Rev., 138: 1587 – 1612.
- Luo Y L, Wang Y J, Wang H Y, et al. 2010. Modeling convective – stratiform precipitation processes on a Mei-Yu front with the Weather Research and Forecasting model: Comparison with observations and sensitivity to cloud microphysics parameterizations [J]. J. Geophys. Res., 115, D18117, doi: 10. 1029/ 2010JD013873.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave [J]. J. Geophys. Res., 102: 16663-16682.
- Morrison H, Thompson G, Tatarskii V. 2009. Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two- moment schemes [J]. Mon. Wea. Rev., 137: 991-1007.
- Orville R E, Huffines G, Nielsen-Gammon J, et al. 2001. Enhancement of cloud-to-ground lightening over Houston, Texas [J]. Geophys. Res. Lett., 28: 2597 – 2600.
- Phillips V T J, Choularton T W, Blyth A M, et al. 2002. The influence of aerosol concentrations on the glaciation and precipitation of a cumulus cloud [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 128: 951– 971.
- Pruppacher H R, Klett J D. 1997. Microphysics of Clouds and Precipitation [M]. 2d ed. Oxford University Press, 914 pp.

- Ramanathan V, Crutzen P J, Kiehl J T, et al. 2001. Aerosols, climate, and the hydrological cycle [J]. Science, 294: 2119 – 2124.
- Reisner J, Rasmussen R M, Bruintjes R T. 1998. Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesascale model [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 124: 1071– 1107.
- 荣艳敏,银燕. 2010. 对流云对大气气溶胶和相对湿度变化响应的 数值模拟 [J]. 大气科学,34 (4):815-826. Rong Yanmin, Yin Yan. 2010. The response of convective clouds to aerosol and relative humidity: A numerical study [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese),34 (4):815-826.
- Rosenfeld D. 1999. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall [J]. Geophys. Res. Lett., 26: 3105 3108.
- Rosenfeld D. 2000. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution [J]. Science, 287: 1793 – 1796.
- Rosenfeld D, Woodley W L. 2000. Deep convective clouds with sustained supercooled liquid water down to -37. 5°C [J]. Nature, 405: 440-442.
- Rosenfeld D, Ulbrich C W. 2003. Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities [J]. Meteorological Monographs, 30: 237 – 258.
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2007. A description of the Advanced Research WRF Version 2 [R]. NCAR Tech. Note NCAR/TN-468 STR, 88 pp.
- Squires P, Twomey S. 1960. The relation between cloud droplet spectra and the spectrum of cloud nuclei [C]//Weickmann H. Physics of Precipitation: Proceedings of the Cloud Physics Conference, Woods Hole, Massachusetts, June 3 – 5, 1959, Geophys. Monogr. Ser., vol. 5, pp. 211 – 219, doi: 10.1029/GM005p0211, AGU, Washington, D. C.
- Tao W-K, Li Xiaowen, Khain A, et al. 2007. Role of atmospheric aerosol concentration on deep convective precipitation: Cloud-resolving model simulations [J]. J. Geophys. Res., 112, D24S18, doi: 10.1029/2007JD008728.
- Thompson G, Rasmussen R M, Manning K. 2004. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis [J]. Mon. Wea. Rev., 132: 519 – 542.
- 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: 5095-5115.
- Twomey S. 1959. The nuclei of natural cloud formation. Part II: The supersaturation in natural clouds and the variation of cloud droplet concentration [J]. Geofisica Pura e Applicata, 43: 243 – 249.
- Verlinde J, Flatau P J, Cotton W R. 1990. Analytical solutions to the collection growth equation: Comparison with approximate methods and application to cloud microphysics parameterization

schemes [J]. J. Atmos. Sci., 47: 2871-2880.

- Warner J, Twomey S. 1967. The production of cloud nuclei by cane fires and the effect on cloud droplet concentration [J]. J. Atmos. Sci., 24: 704 - 706.
- Warner J. 1968. A reduction in rainfall associated with smoke from sugarcane fires: An inadvertent weather modification? [J]. J. Appl. Meteor., 7: 247 – 251.
- 王红艳,刘黎平,王改利,等. 2009. 多普勒天气雷达三维数字组网系统开发及应用[J].应用气象学报,20(2):214-224. Wang Hongyan, Liu Liping, Wang Gaili, et al. 2009. Development and application of the Doppler weather radar 3-D digital mosaic system [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 20 (2): 214-224.
- Williams E, Rosenfeld D, Madden N, et al. 2002. Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification [J]. J. Geophys. Res., 107 (D20), 8082, doi: 10.1029/ 2001JD000380.
- 肖辉,王孝波,周非非,等. 2004. 强降水云物理过程的三维数值模 拟研究 [J]. 大气科学,28(3):385-404. Xiao Hui, Wang Xiaobo, Zhou Feifei, et al. 2004. A three-dimensional numerical

simulation on microphysical processes of torrential rainstorms [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 28 (3): 385-404.

- 肖艳娇, 刘黎平. 2006. 新一代天气雷达网资料的三维格点化及拼 图方法研究 [J]. 气象学报, 64 (5): 647-657. Xiao Yanjiao, Liu Liping. 2006. Study of methods for interpolating data from weather radar network to 3-D grid and mosaics [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 64 (5): 647-657.
- Xu K-M. 1995. Partitioning mass, heat, and moisture budgets of explicitly simulated cumulus ensembles into convective and stratiform components [J]. J. Atmos. Sci., 52: 551-573.
- 杨洁帆, 雷恒池, 胡朝霞. 2010. 一次层状云降水过程微物理机制 的数值模拟研究 [J]. 大气科学, 34 (2): 275 - 289. Yang Jiefan, Lei Hengchi, Hu Zhaoxia. 2010. Simulation of the stratiform cloud precipitation microphysical mechanism with the numerical model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (2): 275 - 289.
- Zipser E J. 1977. Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure [J]. Mon. Wea. Rev., 105: 1568-1589.