

热带深对流云砧数值模拟及云凝结核数浓度对其影响的初步试验

金莲姬¹ 银燕¹ 王盘兴¹ 陈宝君²

¹ 南京信息工程大学, 南京 210044

² 南京大学大气科学系, 南京 210093

摘 要 利用中国科学院大气物理研究所发展的三维强风暴模式, 对 Egrett Microphysics Experiment with Radiation Lidar and Dynamics (EMERALD) 试验期间的一次长寿命热带深对流个例进行对流产生、发展、消亡过程以及云砧的数值模拟, 并与实测资料[包括 C 波段双线偏振雷达图像资料、机载云粒子成像仪 (CPI) 探测的云砧卷云微物理特性以及激光雷达探测的云砧宏观特性资料]进行了细致的对比, 然后通过改变模式中最大云滴数浓度进行有关云凝结核数浓度影响云砧卷云冰晶含水量和数浓度的敏感性试验。模式较好地模拟出系统的一些重要宏观特征, 如爆发性增长阶段、各高度雷达水平反射率因子的最大值、对流云主体移动方向、云砧底部和顶部高度。对云砧冰相粒子含水量、数浓度以及平均直径等微观特征的模拟结果与实测也比较接近。对于本文个例而言, 异质核化为冰晶形成的最主要方式, 其次为过冷云滴的均质核化。敏感性试验结果表明: 当云凝结核数浓度增加时, 爆发性增长阶段的垂直速度减小, 使得对流云从中低层向高层的水物质输送量减少, 从而使云砧卷云冰晶的数量减少。

关键词 热带对流云 云砧 数值模拟 云凝结核

文章编号 1006-9895 (2007) 05-0793-12

中图分类号 P426.5

文献标识码 A

Numerical Modeling of Tropical Deep Convective Anvil and Sensitivity Test on Its Response to Changes in the Cloud Condensation Nuclei Concentration

JIN Lian-Ji¹, YIN Yan¹, WANG Pan-Xing¹, and CHEN Bao-Jun²

¹ Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

² Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093

Abstract The three-dimensional strong-storm cloud model developed by the Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, is used to simulate the formation, growth and decay of a deep, long-lasting tropical convective system and its anvil, observed during the Egrett Microphysics Experiment with Radiation Lidar and Dynamics (EMERALD) campaign. The simulation results are compared in detail with observations which include C-band dual-polarized radar images, microphysical properties of cirrus cloud probed by cloud particle imager (CPI), as well as macroscopic characteristics measured by polarization lidar. Furthermore, the response of water content and number concentration of ice crystals in the anvil cirrus cloud to changes in the cloud condensation nuclei concentration has been assessed by increasing the maximum concentration of cloud droplets.

收稿日期 2006-09-21, 2007-03-07 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40675005, 江苏省高校自然科学基金基础研究项目 06KJB170047, 南京信息工程大学科研基金项目

作者简介 金莲姬, 女, 1968 年出生, 博士研究生, 副教授, 目前主要从事大气物理与大气环境研究。E-mail: jlj@nuist.edu.cn

The most important macro features of the system, such as the phase of explosive growth, the maximum horizontal radar reflectivity at different levels, the movement of the convective core, the base and top of the anvil, are well reproduced by the model. In addition, the model is able to reproduce the micro characteristics of the anvil, such as the water content, the number concentration and mean diameter of ice particles. Our simulation shows that heterogeneous nucleation dominates the formation of ice crystals, while homogeneous nucleation also plays a role during this process. Sensitivity test indicates that higher cloud condensation nuclei concentration leads to lower vertical velocity at the phase of explosive growth, leading to less vertical transportation of water substance from lower and middle level to upper level, and in turn, to a lower number concentration of ice crystal in the anvil cirrus cloud.

Key words tropical convective cloud, anvil, numerical simulation, cloud condensation nuclei

1 引言

因为对流与暴雨等灾害性天气有密切联系,所以一直受到关注^[1, 2]。热带对流云还在大气环流、全球能量平衡、水循环以及痕量气体、气溶胶粒子的垂直输送过程中扮演着重要角色,与南海夏季风爆发以及我国夏季降水也有密切关系^[3, 4]。热带深对流云的水平范围虽然较小,但它往往伴随着水平范围相当宽广的云砧。云砧卷云能减小太阳辐射的入射以及地表红外辐射向宇宙空间的出射,前者对地面起冷却作用,后者对地面起增温作用,至于总的效果是增温还是冷却取决于云的光学厚度和冰晶的有效半径^[5]。可见,任何影响云砧卷云微物理特性和光学特性的因素都将影响云砧卷云的辐射效应,从而影响气候。所以对热带对流云云砧卷云微物理特性以及气溶胶粒子对其影响的研究有助于加深对热带对流云的认识,也是评估气溶胶粒子的间接气候效应的基础。

气溶胶粒子对云和降水影响的研究工作已经开展了很多年,有针对性地对气溶胶粒子及其前始气体间接气候效应的观测研究,开始于 20 世纪末期对航船排放的废气产生的对海洋性层状云结构的影响^[6~8],后来类似的方法应用于对大陆性层积云的观测^[9, 10]。Brenguier 等^[7]和 Schwartz 等^[8]对大西洋上层层状云的观测结果显示,污染云中的云滴尺度小于清洁环境下的值。通过卫星资料反演, Rosenfeld^[11, 12]揭示了生物质燃烧和城市污染都会减小云滴有效半径和抑制降水。除了针对层状暖云和浅对流云的研究外,对深对流云响应气溶胶特性变化方面也作了许多研究。Rosenfeld^[11]和 Koren 等^[13]通过卫星资料反演显示,由于生物质燃烧造成的气溶胶粒子浓度增加可导致对流云中降水明显减少。但 Andreae 等^[14]对亚马孙地区的现场观测

研究表明,当深对流云遇到烟尘气溶胶时能引起对流强度的明显增强。Wang^[15]的数值模拟结果表明,CCN (Cloud Condensation Nuclei) 浓度的增加使热带深对流云强度增强。而 Cui 等^[16]最近对大陆深对流的模拟研究结果表明,气溶胶粒子数浓度增加会抑制对流云的发展。显然,深对流云对气溶胶粒子的响应可能是不确定的和非线性的^[17]。除受气溶胶粒子浓度影响外, Yin 等^[18]的研究表明,对流云对气溶胶粒子强迫的响应还与所增加核的大小有关。赵春生等^[19]利用大气气溶胶和云分档模式研究海盐气溶胶和硫酸盐气溶胶在云微物理过程中的作用,研究了气溶胶化学组分的影响问题。

值得一提的是,目前这方面研究最多的是,气溶胶粒子对深对流云强度、降水效率、云的范围以及对流云主体微物理特性的影响,其次是对云砧卷云的影响,主要通过增加冰核数浓度进行这方面的研究^[20],但很少通过增加云凝结核数浓度进行有关气溶胶粒子对云砧卷云的影响研究。

EMERALD (Egrett Microphysics Experiment with Radiation Lidar and Dynamics) 外场观测试验为研究该问题提供了较好的条件。该试验由多个国家联合在澳大利亚开展,目的就是为了研究云砧卷云。该试验分为两个阶段,分别是 2001 年 9 月在澳大利亚南部的观测(称为 EMERALD1),以及 2002 年 11~12 月在 Tiwi 岛上进行的观测(称为 EMERALD2)。

Tiwi 岛位于澳大利亚大陆西北部 50~100 km 处,纬度 11°S。它由两块相对平坦的小岛组成,中间有个海峡(对流云发展会受到它的影响),海拔最高为 120 m。东西向约 150 km,南北向约 50 km。岛上大部分地区覆盖着桉树林和红树林。在每年的季节转换期间(11~12 月、2~3 月),岛上几乎每天都形成具有明显日周期的对流,是一个

很好的对流外场观测场地。

EMERALD2 动用 King air 和 Egrett 两种系列的飞机, 前者携带激光雷达在云下飞行, 确定云的位置, 后者携带测量湍流和温度、冰晶粒子、水汽含量、臭氧浓度的仪器, 根据 King air 所提供的云砧位置信息在云砧卷云中进行测量。本文主要使用其中的由机载云粒子成像仪 (CPI) 探测的云砧卷云冰相粒子微观特性资料、激光雷达探测的云砧宏观特性资料, 同时还使用该试验期间收集到的 Darwin 地区 C-POL 双线偏振雷达图像资料, 该资料每隔 10 分钟一次, 共有 2.5 km、6.0 km、10.0 km、13.0 km 四个高度层次, 以及相应的天气图、高空观测资料。

本文将利用中国科学院大气物理研究所发展的三维强风暴模式对 EMERALD2 期间的一次热带深对流云个例进行数值模拟, 并与实测结果进行对比, 然后通过改变最大云滴数浓度 N_c 进行有关云凝结核数浓度影响云砧卷云微物理特性的敏感性试验。

2 模式简介

本文所使用的模式为中国科学院大气物理研究所建立并发展的三维强风暴云模式 (简称 IAP-CSM3D), 该模式由孔凡铨等^[21]于 1990 年建立, 洪延超^[22, 23]把云微物理过程双参数化处理方案引进了该模式, 后来肖辉等^[24]对该模式的过冷云滴浓度、冰晶初始化过程以及冰晶聚并系数的计算作了改进。该模式过去主要用于中纬度地区冰雹云、强降水等数值模拟以及催化防雹试验, 本文尝试把它用于热带地区对流云模拟; 过去主要用于模拟对流产生、发展过程, 本文尝试进行长时间积分, 不仅模拟对流产生、发展过程, 而且模拟消亡过程; 过去模拟区域一般取几十公里, 本文尝试取 100 km 以上, 以便模拟伸展范围宽广的云砧。

该模式的动力学框架是一个非静力可压缩的完全弹性方程组, 模式中包含了水汽、云水、雨水、冰晶、雪、霰、冻滴和冰雹等 8 种水物质 (分别用 v 、 c 、 r 、 i 、 s 、 g 、 f 、 h 代表) 的微物理过程, 各类粒子的数浓度分布密度函数用 Gamma 函数表达, 即

$$N_x(D_x) = N_{0x} D_x^{\alpha_x} \exp(-\lambda_x D_x), \quad (1)$$

其中, 下标 $x=c, r, i, s, g, f, h$, $\alpha_s = \alpha_f = \alpha_g = \alpha_h$

$=0$, $\alpha_c = 5$, $\alpha_r = 2$, $\alpha_i = 1$, N_{0x} 和 λ_x 为两个参数, D_x 为 x 类粒子的直径。模式控制方程及微物理过程参数化方案等不再赘述, 详见文献^[22~24]。

3 对 EMERALD2 个例的数值模拟控制试验

3.1 个例介绍

EMERALD2 试验对 2002 年 11 月 23 日当天出现的最强一次对流云过程进行了综合观测。从地面天气图上看到, 当天 Tiwi 岛处于鞍型气压区, 早晨探空资料显示了该地区这个季节典型的温湿层结, 低空非常潮湿且不稳定 (图略), 预示该日将有强对流发生。

根据 Darwin 地区的 C-POL 雷达观测的水平反射率因子图 (每隔 10 分钟一次, 共有 2.5 km、6.0 km、10.0 km、13.0 km 四个高度层次图, 前两个高度起画强度为 10 dBZ, 后两个高度为 7 dBZ), 可知该对流云的演变情况为:

02:00 时 (国际协调时, 下同), 2.5 km 和 6.0 km 高度处出现初始雷达回波; 03:10~03:20 期间, 对流经历爆发性增长阶段, 降水粒子被输送到对流云高层, 使 13 km 高处开始出现回波; 04:50 时, 水平反射率因子在 2.5 km 处达到整个过程该高度最大值 54~58 dBZ, 05:00 时, 在 13.0 km 处达到整个过程该高度最大值 27~29 dBZ; 以后逐渐减小, 07:30 开始, 13 km 高度处没有雷达回波, 08:40 开始, 10 km 高度处没有雷达回波, 至于 2.5 km 和 6.0 km 高度处的情况, 由于对流云主体已经超出雷达探测范围, 所以, 06:30 开始情况不明。该对流云经历两次分裂, 本文仅跟踪寿命最长的那块云, 总持续时间特别长, 超过 6 小时。

对流进入消散阶段后, 于 06:58 开始, 共出动四个航次飞机对以上对流云的云砧卷云进行探测, 表 1 显示各航次的飞行情况。航次 1、2 是东西向飞行, 航次 3、4 沿着云砧伸展方向飞行, 而且尽可能在云砧核心部位飞行。从第三航次的探测开始, 对流云主体已经完全消失, 仅剩云砧卷云部分。探测持续时间长达 3 小时, 探测结束时, 对流云主体完全消失已达 2 小时, 但云砧水平范围还在扩展, 厚度还在变薄。

C-POL 雷达和机载激光雷达观测表明, 对流云主体向西南偏西方向移动, 而云砧是向西南偏南

方向伸展,这两个方向分别由低空引导层风向与高空卷云流出区的风向决定,由探空资料可以发现这两个风向是不一致的,所以主体移动和云砧伸展方向不一致就不足为怪了。云砧高度范围最大为 10.5~16.0 km,随着时间的推移,云砧底部高度逐步升高,第 3、4 航次观测时已经升高到 12 km。云砧纵向伸展距离足有 300 km。

3.2 模拟方案

因为所模拟的对流云云砧伸展范围比较大,所以模拟区域应该取得比较大,但考虑到该模式没有考虑科里奥利力,所以取适中的水平模拟范围,本文选取水平格点数 200×200 ,水平格距 1 km。Simpson 等^[25]描述了海岛对流的典型生命期,雷达回波顶可达 20 km 高。对于本文将模拟的个例,缺乏最高云顶高度的观测,本文取较保守的方案,垂直格点数取 44,垂直格距 0.5 km。大时步取 5 s,

表 1 各航次飞行情况

Table 1 Summary of the flight legs

航次	开始时间	终止时间	飞行距离/km	飞行高度/km
1	06:58	07:25	150	12.5
2	07:27	07:51	160	13.5
3	08:09	09:01	350	14.0~15.0
4	09:01	10:00	350	12.0~14.5

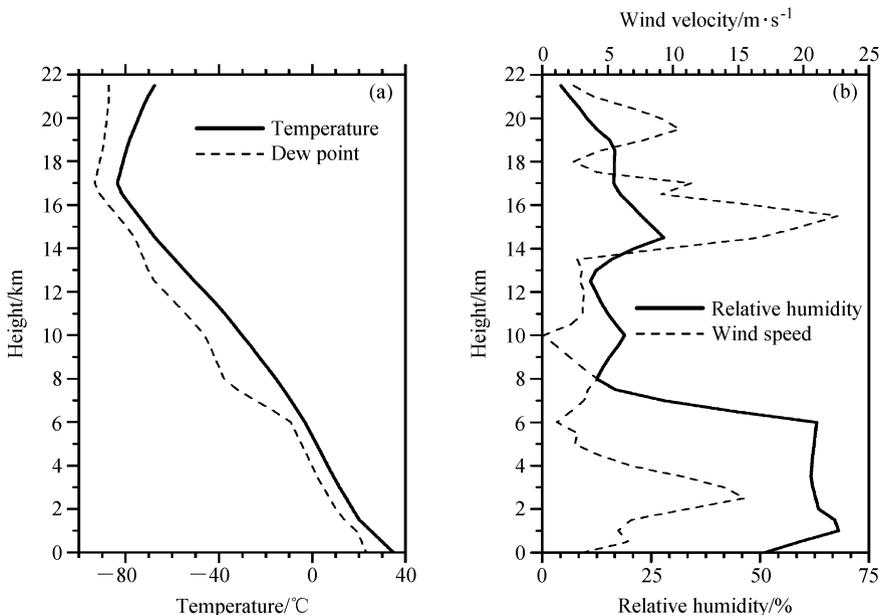


图 1 2002 年 11 月 23 日 11:00 时达尔文站探空曲线: (a) 气温和露点; (b) 相对湿度和风速

Fig. 1 Profiles of (a) temperature and dew point, (b) relative humidity and wind speed from Darwin station at 1100 UTC 23 Nov 2002

小时步取 1 s,基本满足 CFL 条件。积分 6 小时。

所模拟的对流从中午开始持续了整整一个下午,考虑到当天早晨的探空资料缺乏 100 hPa 高度以上部分,所以用晚上 (11:00) 的探空资料 (图 1) 作为初始环境场。Schafer 等^[26]对 Tiwi 岛边界层日变化的观测表明,主要是 1.5 km 高度以下气层里温度和湿度的日变化比较明显,当地正午 12:00 时,1.5 km 以下温度递减率平均为 0.98 K/100 m。本文据此把 1.5 km 高度以下气层温度递减率订正为 0.98 K/100 m。

孙学金等^[27]通过不同初始扰动对对流云发展影响的数值研究表明,在同样的层结条件下,以湿热泡扰动触发的对流最强。本文采用湿热泡法启动对流,对半个椭圆区域进行温湿扰动,主要考虑到热带海岛独特的对流启动方式,即地面热力扰动激发对流,所以取离地面最近格点为扰动中心 (为避免边界影响而引起计算不稳定,没有取地面),温湿扰动值逐渐向上递减,垂直扰动范围为 1.0 km;扰动中心水平格点取 (150, 150),水平扰动半径取 40 km,位温最大扰动取 3.4 °C。最大云滴数浓度取 600 cm^{-3} 进行控制试验。

3.3 控制试验结果与观测对比

用以上方案进行数值模拟,模拟结果大体如下:

第 36 分钟地面开始出现降水,对流云进入成熟阶段。第 68 分钟垂直速度达最大值 20.89 m/s,

第 73 分钟地面达到最大雨强 123.18 mm/h, 60 分钟到 70 分钟之间出现爆发性增长, 仅仅 10 分钟, 云顶 (本文用总含水量的 0.001 g/m^3 等值线最高高度表示, 下同) 由 10.5 km 高突增到 15.5 km 高。第 90 分钟是另一个标志性时刻: (1) 云顶开始突破对流层顶 17 km; (2) 云顶开始平衍形成云砧; (3) 云内 5 km 以下全部是下沉气流, 水汽来源开始被切断, 标志着对流云成熟阶段的结束, 开始进入消散阶段。

在消散过程中, 总含水量极大值中心不断下降, 云砧范围不断扩大, 第 240 分钟已经超出模拟边界, 第 250 分钟开始蜕变为层状云, 第 360 分钟基本成为层状云, 地面雨强稳定在 1.0~2.0 mm/h 之间。消散阶段云顶最高达 18 km。本文把第 250 分钟界定为对流云终止时刻。在消散开始阶段, 云砧冰相粒子含量最大值减小很快, 模拟到 130 分钟时才开始稳定下来, 以后该值随时间缓慢变化 (具体见本文 4.1 节)。

3.3.1 雷达水平反射率因子模拟

图 2 为观测、模拟的雷达回波中心水平反射率因子随时间演变图。由于 06:30 开始对流云主体已经超出雷达探测范围, 06:30 以后, 2.5 km 和 6.0 km 的情况不明, 所以图 2a 这两条曲线截止到 06:20; 图 2b 中, 10 km 和 13 km 水平反射率因子截止到 7 dBZ, 考虑到对流云的蜕变问题, 图 2b 展示到 260 分钟。通过图 2a、b 两图的对比, 可以发现, 模式较好地模拟出以下两点:

(1) 云的爆发性增长阶段。从图 2a 可看到, 03:20 开始, 10 km 和 13 km 处同时出现了雷达回波, 说明 03:10 到 03:20 期间出现了云的爆发性增

长, 大量降水粒子上传到对流层高层, 使 10 km 和 13 km 处开始出现雷达回波; 从图 2b 模拟结果来看, 积分到第 70 分钟时, 10 km 和 13 km 处开始出现雷达回波, 模拟出了云的爆发性增长阶段。

(2) 最大雷达水平反射率因子。表 2 是各高度水平反射率因子过程最大值的模拟情况, 可以发现, 除 10 km 高度的相对误差 (54.1%) 较大以外, 其他高度的相对误差 (1.8%~21.7%) 都在可接受范围之内。反射率因子可以从一定程度上反映出对流强度。说明模拟云的强度与实际云的比较接近。至于 10 km 反射率因子的过程最大值模拟过大的原因, 可能是在爆发性增长阶段, 由于模拟云中有过多的霰随着强上升气流被输送到对流层高层造成的。

从以上分析可以看出, 模式较好地模拟出一些关键时段 (爆发性增长阶段)、关键特征 (最大雷达水平反射率因子)。但不能否认, 模拟结果还有一些不足之处, 需要通过不断提高模式及模拟技巧去改进。主要缺陷在于对对流云发展、成熟过程的模拟, 模拟云发展过快。

从图 2a 可看出, 实际的对流云发展过程比较

表 2 各高度水平反射率因子最大值 (单位: dBZ)

Table 2 Maximum horizontal radar reflectivity (dBZ) at different levels

高度	实测	模拟	相对误差 (模拟/实测-1)
2.5 km	56.0	58.9	5.2%
6.0 km	48.0	58.4	21.7%
10.0 km	34.0	52.4	54.1%
13.0 km	28.0	28.5	1.8%

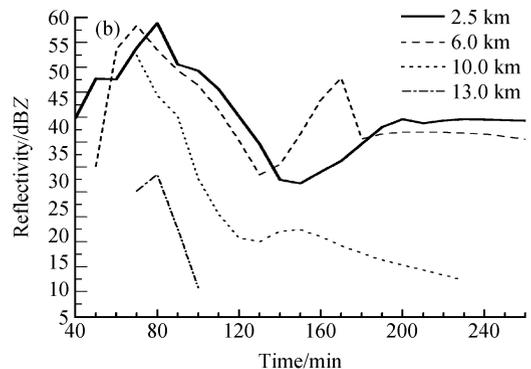
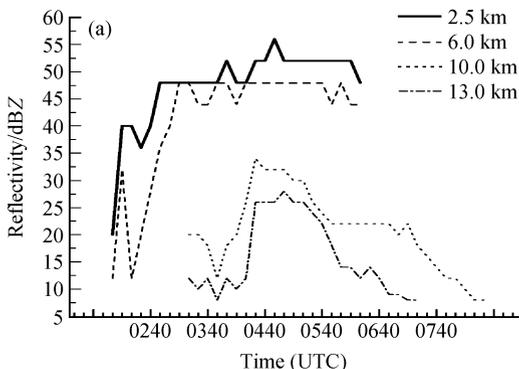


图 2 各高度雷达水平反射率因子最大值的时间演变: (a) 观测; (b) 模拟

Fig. 2 Temporal variation of the observed (a) and simulated (b) maximum horizontal radar reflectivity

复杂,经历了多次增长-减弱过程。其原因可能受对流云分裂、海峡以及海陆风持续扰动的影响。这些影响因子所起的作用可以从10分钟一次的雷达图(图略)上找到部分证据。例如,6.0 km回波在02:20出现的极小值就是由于云分裂造成的,因为分裂时从母体(母体定义为分离后强度较大者)分离的子云会带走一部分能量,使母体的强度减弱;从10分钟一次的雷达图上还可看到,对流云经过海峡时对流明显加强;至于海陆风扰动的作用,从物理上可以解释为,海陆风不断地为对流云提供能量,所以对云从边界层获得的能量是持续的,导致到了成熟阶段,下层和中层(2.5 km和6.0 km)反射率因子达到极大值后能够维持很长时间的强回波。

图2b显示,在模拟云发展阶段,各高度处水平反射率因子最大值都是直线增大,很快达到极大值,然后立即下降,模拟云发展迅速,成熟阶段也是相对短促,这与实况不相符合。但所模拟的消散过程是缓慢进行的,这与实况比较一致。

对发展、成熟过程模拟不足的原因可能是模拟过程没有把对流云合并和分裂、海峡的作用以及海陆风持续扰动的影响考虑进去。本文扰动方案属于初始时刻加脉冲的方法,而实际海陆风扰动是持续进行的,而为了使模拟云的最大强度能达到实际云的强度,初始扰动必须人为加大,所以模拟云发展比实况迅速,实际上人为加快了云发展过程,这也是图2b中10 km那条曲线在第70分钟反射率因子过大的原因。今后可以尝试对流持续扰动方案,但还是有人为性,因为目前海陆风加密观测资料比较缺乏。至于对流云合并和分裂、海峡的作用除了考虑使用带有地形的中尺度模式外,在云模式中也可设法考虑进去,但还是不能避免主观人为性。

总之,对雷达水平反射率因子的模拟结果虽然在细节方面还有一些不尽人意的地方,但对一些关键特征(爆发性增长阶段、最大雷达水平反射率因子)还是能够模拟出来。

下面要进行云砧宏观特性的模拟与实测的对比,这涉及到对比时段、对比量的选择问题。四个航次的探测结果表明,云砧核心部位的冰相粒子特征值(含水量、数浓度、平均直径)随时间变化较缓慢,探测时段可以确认为云砧缓慢扩展阶段。从四个航次的探测结果可以归纳出以上特征值的概量,作为云砧缓慢扩展阶段的概量。考虑到实际探

测时间一直持续到对流云主体消散2小时以后,此时云砧水平范围接近最大,所以模拟时间应该尽可能加长,这样就会有利于模拟与实测的对比。本文由于模式所限,模拟到250分钟时对流云开始发生蜕变,好在模拟到130分钟时云砧冰相粒子含量最大值已经开始稳定,随时间缓慢变化(具体见本文4.1节)。模式时间130~250分钟也属于云砧缓慢扩展阶段,但云砧还没有足够扩展,早于观测时间。所以,本文用居中的时刻即第250分钟的结果作代表与所观测的云砧缓慢扩展阶段的概量进行对比分析。

3.3.2 云砧宏观特性和云移动方向

图3为所模拟的对流云总含水量在第250分钟的Y-Z垂直剖面图,剖面选在总含水量最大值所在平面。因为此时消散阶段已经持续了较长时间,降水基本结束,所以图3中显示的总含水量很低,遗憾的是这次试验没有对流云主体总含水量的观测,所以不能进行这方面的模拟与实测的对比。从图3中发现此时流场比较稳定。可以看到250分钟时已经形成了水平范围很大的云砧,以致于 0.001 g/m^3 等值线已经超出了模拟边界。模拟云砧高度范围为10~18 km,模拟的云砧顶部高度比实况16 km高了些。如前面分析,原因可能是模拟云的最大垂直速度可能比实况略大了些,导致云顶偏高。此时云中主要含有雨水、霰、冰晶和雪四种水成物,在10 km高度以上,只有冰晶和雪。

本文用垂直速度最大值位置来指示风暴中心,

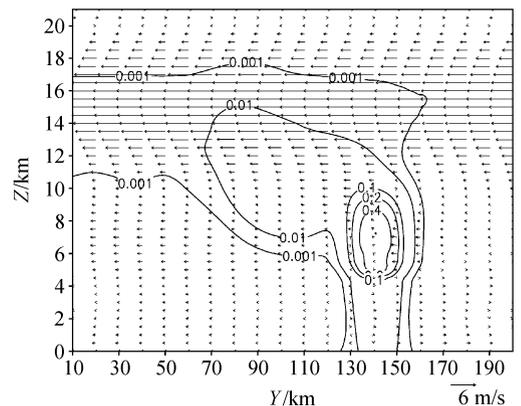


图3 模拟的第250分钟总含水量(单位: g/m^3)Y-Z垂直剖面,图中箭头表示风矢量(下同)

Fig. 3 Y-Z cross section of the total water content (g/m^3) at 250 min of simulation time, arrows show the wind vector (the same below)

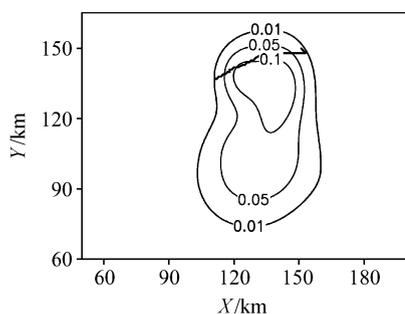


图4 模拟的第250分钟 $Z=10$ km 高度上的总含水量(单位: g/m^3)水平剖面

Fig. 4 X-Y cross section of the total water content (g/m^3) at the height of 10 km at 250 min of simulation time

图4中折线为所模拟的移动路径,可以明显地看出模拟云移动方向为WSW;从图4总含水量等值线的走向来看,可以明显地看到云砧伸展方向为SSW。这些与实况(详见3.1节个例介绍)完全一致。

3.3.3 云砧冰相粒子含水量、数浓度以及粒子直径

如3.1节个例介绍中所述,从06:58开始,对云砧卷云进行了四个航次的飞机探测。Egrett飞机携带云粒子成像仪(CPI)进行云砧冰相粒子探测,可以探测出含水量、浓度以及大小。

各航次所测云砧冰相粒子含水量极大值分别为 $0.04 \text{ g}/\text{m}^3$ 、 $0.03 \text{ g}/\text{m}^3$ 、 $0.023 \text{ g}/\text{m}^3$ 、 $0.01 \text{ g}/\text{m}^3$ (见文献[28])。如前所述,飞机飞行路线都在云砧核心区附近,所以可认为四个航次所测云砧冰相粒子含水量最大值的数量级都为 $10^{-2} \text{ g}/\text{m}^3$ 。图5为第250分钟冰晶和雪的总含水量(单位: g/m^3) 在 $X=120$ km 处的 $Y-Z$ 垂直剖面图,剖面选在含水量中心位置。模式积分到250分钟时,11 km 以上高度处仅有冰晶和雪,由图5可见,模拟所得云砧核心部位冰相粒子含水量的数量级也为 $10^{-2} \text{ g}/\text{m}^3$,模拟与观测一致。

各航次所测云砧核心部位冰相粒子数浓度的数量级为 10^3 L^{-1} (见文献[28]),图6为模拟结果,量级最大也为 10^3 L^{-1} ,与实测一致。

飞机在12.5~15 km 高度范围内飞行,各航次所测的冰相粒子平均直径的最大值分别为 $200 \mu\text{m}$ 、 $150 \mu\text{m}$ 、 $130 \mu\text{m}$ 、 $200 \mu\text{m}$ 。图7为模拟结果,12.5~15 km 范围内最大值为 $250 \sim 300 \mu\text{m}$,有些偏大,其中一个原因是:如3.3.1节中所述,模拟时间250 min 还没有到观测时段所对应的云砧发展阶段。

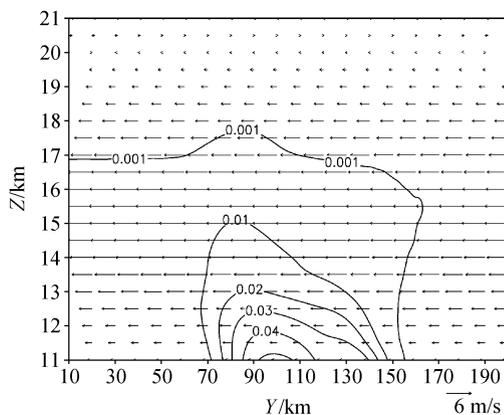


图5 模拟的第250分钟冰相粒子含水量(单位: g/m^3) $Y-Z$ 垂直剖面

Fig. 5 Y-Z cross section of ice water content (g/m^3) at 250 min of simulation time

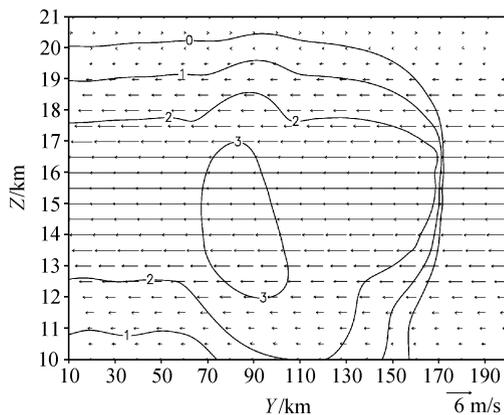


图6 模拟的第250分钟冰相粒子数浓度(单位: $10^x/\text{L}$) $Y-Z$ 垂直剖面

Fig. 6 Y-Z cross section of number concentration of ice particles ($10^x/\text{L}$) at 250 min of simulation time

4 云凝结核数浓度对云砧冰晶状况影响的敏感性试验

4.1 试验结果

从本文第3节控制试验结果可以看出,用3.2节的模拟方案(最大云滴数浓度取 600 cm^{-3})所进行的模拟结果还是可以接受的。在此基础上进行敏感性试验,即通过改变最大云滴数浓度进行云凝结核数浓度对云砧冰相粒子微观特性影响的试验。事实上,云凝结核和云滴的观测资料是非常缺乏的,最近 Andreae 等^[29]设计了四种云和降水的概念模型:蓝色海洋(Blue ocean)、绿色海洋(Green ocean)、烟污染云(Smoky Cb)、烟火云(Pyro-Cb)。

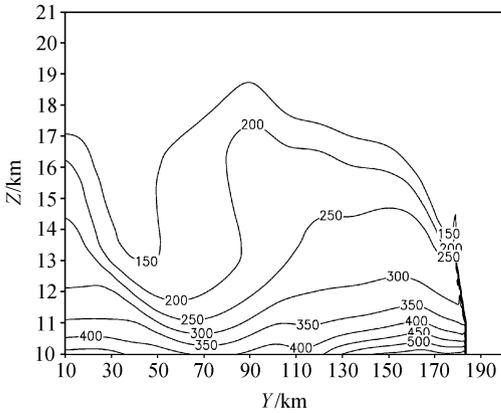


图7 模拟的第250分钟冰相粒子平均直径(单位: μm) $Y-Z$ 垂直剖面

Fig. 7 $Y-Z$ cross section of average diameter of ice particles (μm) at 250 min of simulation time

根据 LBA-SMOCC (Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia Smoke, Aerosol, Clouds, Rainfall, and Climate) 外场实验结果, 文献[29]给出了以上四种云降水方式中云滴数浓度的代表性数值, 它们分别为 600 cm^{-3} 、 1000 cm^{-3} 、 2200 cm^{-3} 、 2400 cm^{-3} 。前两种代表很清洁、较清洁, 后两种分别代表一般性污染、严重污染情形。本文利用 $N_c = 600\text{ cm}^{-3}$ 进行控制试验, 其他数值进行敏感性试验。

如前面控制试验中对云砧发展过程的分析, 深对流云在爆发性增长阶段把大量水汽、液相和冰相粒子输送到云顶, 成为云砧冰晶的原料或冰晶原始积累, 本文把它定义为云砧的酝酿阶段。遇到平流层稳定气层的对流云, 云顶水平扩展形成云砧, 如果高空风较强, 则可以迅速扩展为范围宽广的卷云。在云砧最初形成阶段, 其中的冰相粒子含水量极大值随着云砧的快速扩展而迅速减小, 接下来云砧经历缓慢的变化, 往往可以维持很长一段时间。本文把云砧的发展过程分为酝酿阶段、云砧范围迅速扩展的快变阶段和随后相对稳定的缓变阶段共三个阶段, 对云砧微观特性的讨论将从酝酿阶段开始。

从观测来看, 云砧中冰相粒子的种类比较多, 包括一些降水粒子, 考虑到降水粒子在云砧中停留的时间较短, 而且数量较少, 所以总的来说, 对辐射的影响相对较小, 因此本文主要讨论云砧冰晶状况。可用于表征云砧冰晶状况的指标很多, 例如比

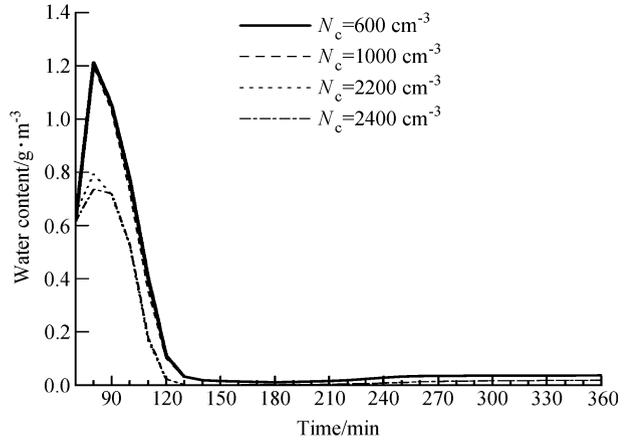


图8 云砧冰晶含水量最大值随时间的演变

Fig. 8 Temporal variation of the maximum water content of ice crystals in the anvil

含水量、数浓度或直径等物理量在云砧中的平均值或最大值, 本文仅使用这些量的最大值作为表征云砧冰晶状况的指标。其原因如下: 本文所模拟云砧的水平范围相当宽广 (300 km 以上), 而云模式动力框架不允许模拟区域取得过大, 所以积分到云砧缓变阶段时云砧已经超出边界, 从而无法准确计算出相应量的云砧区域平均值, 所以本文仅使用最大值作为表征云砧冰晶状况的指标。

本文所模拟云在四种最大云滴数浓度条件下, 皆于积分到第70分钟左右时, 11 km 以上高度开始出现冰晶。云砧中冰晶含水量最大值随时间的演变情况如图8所示。可以明显地看出, 该值关于最大云滴数浓度很敏感。由图8结合前面的定义, 可以进行如下的划分: 70~130 min 为酝酿、快变阶段, 130~360 min 为缓变阶段。表3列出了控制试验和敏感性试验中, 云砧冰晶含水量最大值的过程极值、酝酿快变和缓变阶段平均值三种参量, 以及它们与控制试验结果的比值。

从图8和表3中可以看出, 当 N_c 增大为 1000 cm^{-3} 时, 对流云云砧中冰晶含水量与控制试验 $N_c = 600\text{ cm}^{-3}$ 时的相比差别不大, 但当 N_c 增大到 2200 cm^{-3} 和 2400 cm^{-3} 时, 即空气受烟污染和烟火直烧污染时, 对流云云砧中冰晶含水量与控制试验 $N_c = 600\text{ cm}^{-3}$ 时的相比显著减小, 极大值分别减小到 65.5% 和 60.7%, 酝酿、快变阶段平均值分别减小到 68.2% 和 66.7%, 缓变阶段减小最大, 分别减小为 34.5% 和 34.4%。

表 3 云砧冰晶最大含水量的各种统计值 (单位: g/m^3)Table 3 Statistic quantities of maximum water content of ice crystals in the anvil (units: g/m^3)

N_c	70~360 min	酝酿、快变阶段	缓变阶段
	极大值	平均值	平均值
600 cm^{-3}	1.21 (100%)	0.60 (100%)	0.03 (100%)
1000 cm^{-3}	1.20 (99.0%)	0.59 (97.5%)	0.02 (95.5%)
2200 cm^{-3}	0.79 (65.5%)	0.41 (68.2%)	0.01 (34.5%)
2400 cm^{-3}	0.74 (60.7%)	0.40 (66.7%)	0.01 (34.4%)

注: 括号中数值为各参量与 $N_c=600 \text{ cm}^{-3}$ 对应值的百分比。

图 9 是云砧中冰晶数浓度最大值随时间的演变图。可以明显地看出, $N_c=1000 \text{ cm}^{-3}$ 时与控制试验 $N_c=600 \text{ cm}^{-3}$ 时的相似。而当 $N_c=2200 \text{ cm}^{-3}$ 和 $N_c=2400 \text{ cm}^{-3}$ 时, 云砧中冰晶数浓度最大值及其随时间的演变与 $N_c=600 \text{ cm}^{-3}$ 相比发生了明显的变化, 数浓度减小量最大的将近有 3 个量级, 随着云砧演变, 从第 310 min 开始趋于一致, 但还是要比 $N_c=600 \text{ cm}^{-3}$ 的要小, 310~360 min 平均值在 $N_c=2200 \text{ cm}^{-3}$ 和 $N_c=2400 \text{ cm}^{-3}$ 时分别为 1594 L^{-1} 、 1475 L^{-1} , 分别是 $N_c=600 \text{ cm}^{-3}$ 的 96.0%、88.9%。可见无论是在什么阶段, 云砧冰晶数浓度最大值都是随着云凝结核数浓度的增加而减小。

综上所述, 受污染严重 ($N_c=2400 \text{ cm}^{-3}$) 和较严重 ($N_c=2200 \text{ cm}^{-3}$) 空气中形成的云砧卷云冰晶含水量、数浓度与很清洁 ($N_c=600 \text{ cm}^{-3}$) 时的相比显著减小。下面进行原因分析。

4.2 原因分析

冰晶靠异质核化、过冷云滴的均质核化、冰晶繁生而产生, 图 10 为这三种方式的冰晶产生率随时间演变, 其中, R_{NNUvi} 、 R_{NPCI} 、和 R_{NHNUci} 分别代表异质核化率、繁生率、过冷云滴的均质核化率 (10^x s^{-1}) (已取常用对数)。由图 10 可以明显地看出, 异质核化为最主要方式, 其次为过冷云滴的均质核化, 最后为繁生。当云凝结核数浓度不同时, 冰晶繁生率基本没有差异, 均质核化产生率略有差别, 而冰晶的异质核化产生率差别较大, 差别主要出现在模式积分到 68~120 min 期间, 正好处于云砧酝酿、快变阶段, 该阶段以后, 不同云凝结核数浓度情形之间差别非常微小。图 11 重点显示了云砧酝酿、快变阶段在不同 N_c 条件下, 异质核化冰晶产生率的差异。由图 11 可见, N_c 为 600 cm^{-3} 和 1000 cm^{-3} 这两种清洁情形之间以及

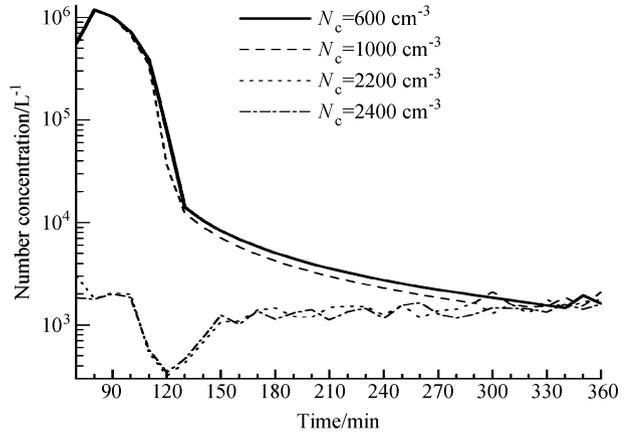


图 9 云砧冰晶数浓度最大值随时间的演变

Fig. 9 Temporal variation of the maximum number concentration of ice crystals in the anvil

2200 cm^{-3} 和 2400 cm^{-3} 污染情形之间的差别不大, 差别主要出现在清洁和污染两类条件之间, 后面讨论时以 N_c 为 600 cm^{-3} 和 2400 cm^{-3} 作为清洁条件和污染条件的代表, 清洁条件 $N_c=600 \text{ cm}^{-3}$ 用于控制试验, 是比照条件。由图 11 可见, 清洁条件下异质核化冰晶数目产生率在 67~72 min 之间突然变大, 具体地说仅仅 5 min 时间, 该值增大 3 个量级, 而污染情形就没有发生类似的突增现象。巧合的是, 清洁条件下的这种突增现象正好发生在爆发性增长阶段。图 12 为清洁和污染条件下最大垂直速度随时间演变, 由图可见, 爆发性增长阶段的最大垂直速度在污染情形下比清洁条件下要小, 导致在这个关键阶段从云的中下层向云顶输送的水汽比清洁时少, 导致异质核化产生的冰晶数量也比清洁时少。可见爆发性增长阶段的垂直速度是问题的关键。

垂直速度一方面与对流区域内温度高出同高度环境的值, 即增温大小有关, 另一方面与水成物的拖曳力有关。增温越大, 垂直速度越大; 水成物含量越大, 垂直速度越小。由图 13 中可以看出, 在爆发性增长阶段 (60~70 min) 及其前后一段时间内, 除个别时刻, 污染时的最大增温量总比清洁时的要小, 导致污染时的垂直速度变小。各水成物含量的情况比较复杂, 在有些时段随云凝结核数浓度增加而增加, 有些时段则减小。

深对流云中的冰相过程使得云凝结核数浓度与云砧卷云冰晶数浓度之间的关系变得极其复杂。就本文所研究的个例而言, 当云凝结核数浓度增加

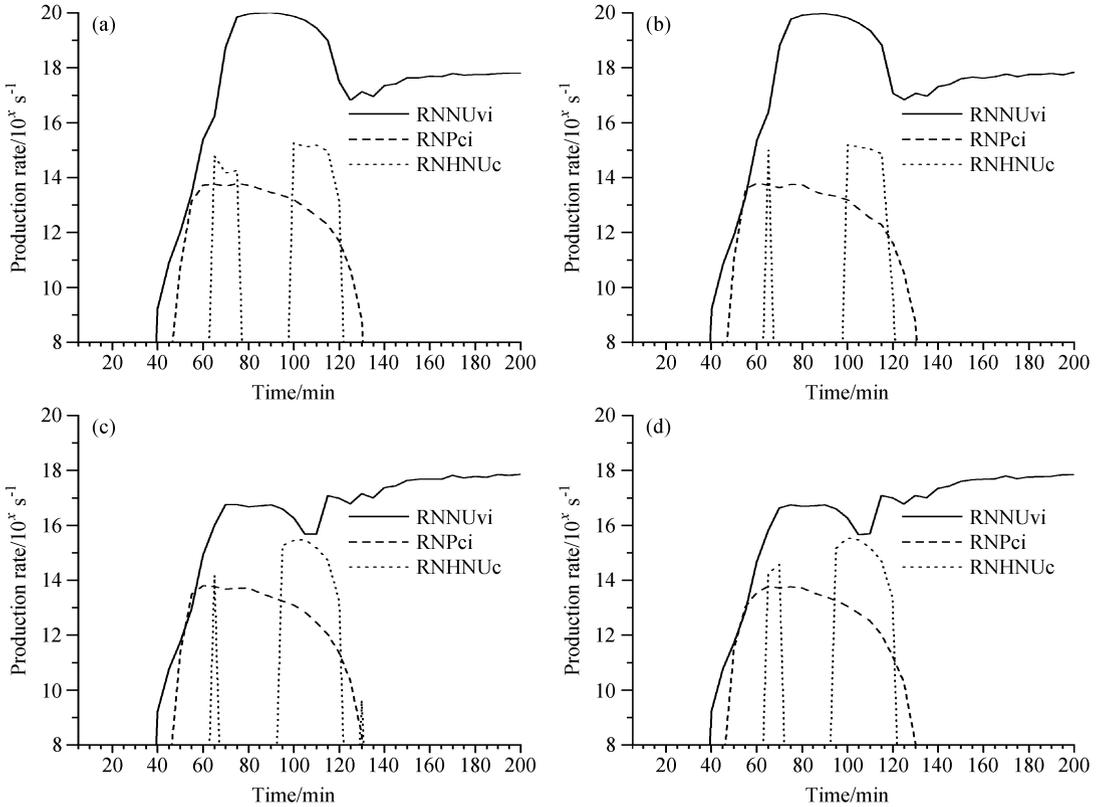


图 10 模拟区域内冰晶总产生率: (a) $N_c=600 \text{ cm}^{-3}$; (b) $N_c=1000 \text{ cm}^{-3}$; (c) $N_c=2200 \text{ cm}^{-3}$; (d) $N_c=2400 \text{ cm}^{-3}$

Fig. 10 Production rate of ice crystals in the simulation domain, (a) $N_c=600 \text{ cm}^{-3}$; (b) $N_c=1000 \text{ cm}^{-3}$; (c) $N_c=2200 \text{ cm}^{-3}$; (d) $N_c=2400 \text{ cm}^{-3}$

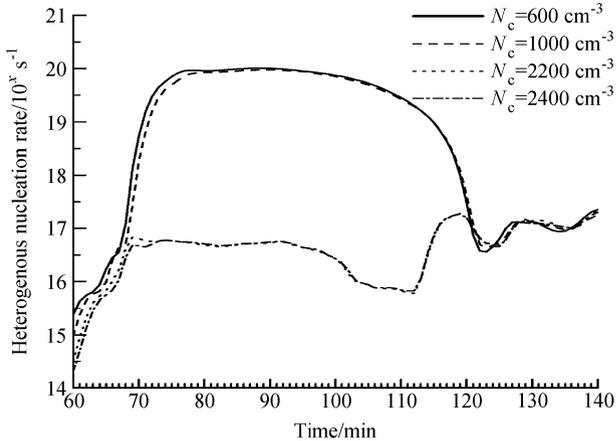


图 11 云砧酝酿、快变阶段不同 N_c 所对应的冰晶异质核化率

Fig. 11 Heterogeneous nucleation rate at the stages of formation and fast change

时,爆发性增长阶段的垂直速度减小,使得对流云向云顶输送的水物质减少,从而使核化产生冰晶的数量减少。但云凝结核数浓度增加是不是必然使爆发性增长阶段的垂直速度减小?这个问题还有待于进一步研究。

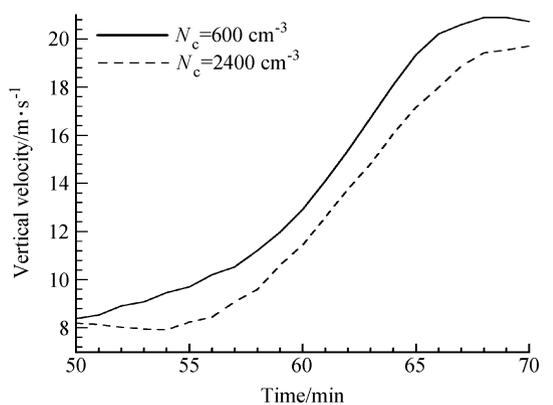


图 12 不同 N_c 条件下最大垂直速度随时间的演变

Fig. 12 Temporal variation of the maximum vertical velocity for different N_c

5 结论与讨论

本文利用中国科学院大气物理研究所发展的三维强风暴模式对 EMERALD2 期间 2002 年 11 月 23 日的一次热带深对流云个例进行了数值模拟,并与实测结果进行了详细的对比,然后通过改变最

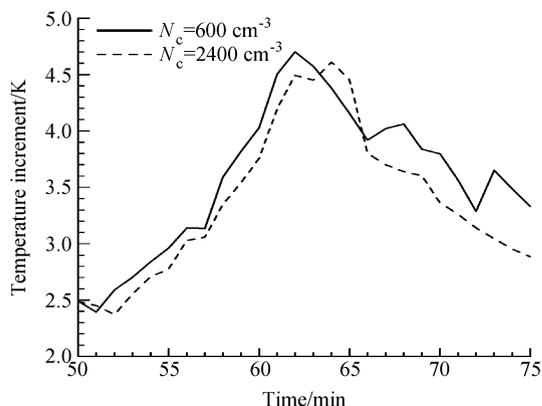


图 13 不同 N_c 条件下增温最大值随时间的演变

Fig. 13 Temporal variation of the maximum temperature increment for different N_c

大云滴数浓度进行有关云凝结核数浓度影响云砧卷云冰晶含量和数浓度的敏感性试验。结果发现:

(1) 模式能够较好地模拟出该对流云的一些宏观特征。宏观特征方面, 虽然对雷达水平反射率因子的模拟结果在细节方面还有些不尽人意的地方, 但对一些关键特征(爆炸性增长、各高度雷达水平反射率因子的最大值)还是能够模拟出来。模式还能较好地模拟出对流云主体移动方向、云砧伸展方向以及垂直范围。微观特征方面, 在云砧冰相粒子浓度缓慢变稀阶段, 对其核心部位微观特征的模拟与实况比较一致。具体地说, 模拟所得冰相粒子含水量数量级为 10^{-2} g/m^3 , 与观测一致; 数浓度量级为 10^3 L^{-1} 上, 也与实测一致; 对平均直径的模拟结果也在可接受范围之内。

(2) 对于本文个例而言, 异质核化为冰晶形成的最主要方式, 其次为均质核化。

(3) 当云凝结核数浓度增加时, 爆发性增长阶段的垂直速度减小, 使得对流云向云顶输送的水物质量减少, 从而使云砧卷云冰晶的数量减少。

深对流云中由于有冰相过程使得云凝结核数浓度与云砧卷云冰晶数浓度之间的关系变得极其复杂。云凝结核数浓度增加是不是必然使爆发性增长阶段的垂直速度减小? 该问题还有待于深入分析。

还需指出的是, 由于 EMERALD2 试验没有进行云滴数浓度的观测, 所以本文中作为控制试验的数据是借用其它热带地区的观测结果, 与所模拟个例的实际情况可能不完全对应。本文采用改变最大云滴数浓度来研究 CCN 的影响, 虽然简便, 但和

直接研究 CCN 的影响还是有差别的, 还有改进的空间, 例如可以借鉴文献[30], 在模式中考虑 CCN 的核化作用, 对云滴数浓度进行预报。本文仅研究了 CCN 的作用, 而没有连同 IN (Ice Nuclei) 一起考虑进去, 从而进行有关气溶胶粒子对云影响的研究, 是一项尚需继续的工作。

致谢 感谢加拿大约克大学 Jim Whiteway 博士和 C. R. Cook 博士提供了 EMERALD 探测资料。南京信息工程大学的李子华教授对本文也提出了宝贵建议, 在此一并致谢。

参考文献 (References)

- [1] 龚佃利, 吴增茂, 傅刚. 一次华北强对流风暴的中尺度特征分析. 大气科学, 2005, **29** (3): 453~464
Gong D L, Wu Z M, Fu G. Analysis of the mesoscale characteristics about a severe thunderstorm in North China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29** (3): 453~464
- [2] 孙建华, 周海光, 赵思雄. 2003 年 7 月 4~5 日淮河流域大暴雨中尺度对流系统的观测分析. 大气科学, 2006, **30** (6): 1103~1118
Sun J H, Zhou H G, Zhao S X. An observational study of mesoscale convective systems producing severe heavy rainfall in the Huaihe River basin during 3 - 4 July 2003. *Chinese Journal of Atmospheric Science* (in Chinese), 2006, **30** (6): 1103~1118
- [3] 闵锦忠, 李春, 吴芃. 夏季热带西太平洋对流与长江中下游降水关系的研究. 大气科学, 2005, **29** (6): 947~954
Min J Z, Li C, Wu P. A study of the relationship between summer tropical convection over the western Pacific and the rainfall in the middle - lower reaches of the Yangtze River. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29** (6): 947~954
- [4] 温之平, 黄荣辉, 贺海晏, 等. 中高纬大气环流异常和低纬 30~60 天低频对流活动对南海夏季风爆发的影响. 大气科学, 2006, **30** (5): 952~964
Wen Z P, Huang R H, He H Y, et al. The influences of anomalous atmospheric circulation over mid-high latitudes and the activities of 30 - 60 d low frequency convection over low latitudes on the onset of the South China sea summer monsoon. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30** (5): 952~964
- [5] Stephens G L, Tsay S C, Stackhouse P W, et al. The relevance of the microphysical and radiative properties of cirrus clouds to climate and climatic feedback. *J. Atmos. Sci.*, 1990, **47**: 1742~1753
- [6] Ferek R J, Hegg D A, Hobbs P V, et al. Measurements of ship-induced tracks in clouds off the Washington coast. *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**: 23199~23206

- [7] Brenguier J L, Pawlowska H, Schüller L, et al. Radiative properties of boundary layer clouds: Droplet effective radius versus number concentration. *J. Atmos. Sci.*, 2000, **57**: 803~821
- [8] Schwartz S E, Harshvardhan, Benkovitz C M. Influence of anthropogenic aerosol on cloud optical depth and albedo shown by satellite measurements and chemical transport modeling. *Proc. Nat. Acad. Sciences*, 2002, **99**: 1784~1789
- [9] Feingold G, Eberhard W L, Veron D E, et al. First measurements of the Twomey indirect effect using ground-based remote sensors. *Geophys. Res. Lett.*, 2003, **30**; doi: 10.1029/2002GL016 633
- [10] Penner J E, Dong X, Chen Y. Observational evidence of a change in radiative forcing due to the indirect aerosol effect. *Nature*, 2004, **427**: 231~234
- [11] Rosenfeld D. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, 1999, **26**: 3105~3108
- [12] Rosenfeld D. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, 2000, **287**: 1793~1796
- [13] Koren I, Kaufman Y J, Remer L A, et al. Measurements of the effect of smoke aerosol on inhibition of cloud formation. *Science*, 2004, **303**: 1342~1345
- [14] Andreae M O, Rosenfeld D, Artaxo P, et al. Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, 2004, **303**: 1337~1342
- [15] Wang C. A modeling study of the response of tropical deep convection to the increase of cloud condensation nuclei concentration: 1. Dynamics and microphysics. *J. Geophys. Res.*, 2005, **110** (D21211), doi: 10.1029/2004JD005720
- [16] Cui Z, Carslaw K S, Yin Y. A numerical study of aerosol effects on the dynamics and microphysics of a deep convective cloud in a continental environment. *J. Geophys. Res.*, 2006, **111** (D05201), doi: 10.1029/2005JD005981
- [17] Khain A, Rosenfeld D, Pokrovsky A. Aerosol impact on the dynamics and microphysics of deep convective clouds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2005, **131**: 1~25
- [18] Yin Y, Levin Z, Reisn T G, et al. The effects of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds — A numerical study. *Atmos. Research*, 2000, **53**: 91~116
- [19] 赵春生, 彭大勇, 段英. 海盐气溶胶和硫酸盐气溶胶在云微物理过程中的作用. *应用气象学报*, 2005, **16**: 417~425
Zhao C S, Peng D Y, Duan Y. The impacts of sea-salt and nss-sulfate aerosols on cloud microproperties. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 2005, **16**: 417~425
- [20] 李娟, 毛节泰, 胡志晋, 等. 冰核浓度变化对云辐射的模拟试验. *气象学报*, 2004, **62**: 77~86
Li J, Mao J T, Hu Z J, et al. Numerical simulation experiments for the effects of changes of atmospheric ice nuclei concentrations on radiant properties of cloud. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2004, **62**: 77~86
- [21] 孔凡铀, 黄美元, 徐华英. 对流云中冰相过程的三维数值模拟 I: 模式建立及冷云参数化. *大气科学*, 1990, **14**: 441~453
Kong F Y, Huang M Y, Xu H Y. Three-dimensional numerical simulations of ice phase processes in convective clouds. Part I: Model development and parameterization of cold cloud. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1990, **14**: 441~453
- [22] 洪延超. 积层混合云的数值模拟研究 (I)——模式及其微物理过程参数化. *气象学报*, 1996, **54**: 544~557
Hong Y C. The numerical simulation on convective-stratiform mixed cloud. Part I: The model and parameterization of microphysical processes. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1996, **54**: 544~557
- [23] 洪延超. 三维冰雹云催化数值模式. *气象学报*, 1998, **56** (6): 641~653
Hong Y C. A three-dimensional hail cloud numerical seeding model. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1998, **56**: 641~653
- [24] 肖辉, 王孝波, 周非非, 等. 强降水云物理过程的三维数值模拟研究. *大气科学*, 2004, **28**: 385~404
Xiao H, Wang X B, Zhou F F, et al. A three-dimensional numerical simulation on microphysical processes of torrential rainstorms. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2004, **28**: 385~404
- [25] Simpson J S, Keenan T D, Ferrier B, et al. Cumulus mergers in the Maritime Continent region. *Meteor. Atmos. Phys.*, 1993, **51**: 73~99
- [26] Schafer R, May P T, Keenan T D. Boundary layer development over a tropical island during the maritime continent thunderstorm experiment. *J. Atmos. Sci.*, 2001, **58**: 2163~2179
- [27] 孙学金, 宫福久, 李子华. 初始扰动对冰雹云发展影响的数值研究. *气象科学*, 1998, **18**: 113~119
Sun X J, Gong F J, Li Z H. Numerical study on the effect of the initial disturbance on the development of hail storm cloud. *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1998, **18**: 113~119
- [28] Cook C R. Lidar and airborne measurements of cirrus clouds. Thesis submitted to the University of Wales in candidature for the degree of philosophiae doctor. 2004
- [29] Andreae M O, Rosenfeld D, Artaxo P, et al. Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, 2004, **303**: 1337~1342
- [30] 赵震, 雷恒池, 吴玉霞. MM5 中新显式云物理方案的建立和数值模拟. *大气科学*, 2005, **29** (4): 609~619
Zhao Z, Lei H C, Wu Y X. A new explicit microphysical scheme in MM5 and numerical simulation. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29** (4): 609~619