

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.

# 对流云对大气气溶胶和相对湿度变化响应的数值模拟

荣艳敏 银燕

南京信息工程大学 中国气象局大气物理与大气环境重点开放实验室, 南京 210044

**摘要** 利用二维面分档云模式研究了气溶胶颗粒浓度和尺度谱分布对混合相对流云微物理过程和降水的影响, 并重点讨论了气溶胶效应随环境相对湿度的变化。结果表明, 在初始热力和动力条件相同的情况下, 相对清洁的海洋性云在发展和成熟阶段能更有效地产生雨滴、冰晶和霰粒, 形成更强的雷达反射率。随着气溶胶浓度增加, 比如在本文模拟的污染大陆性云中, 气溶胶粒子数浓度的增加限制云滴增长, 不利于降水粒子的形成。模拟结果也发现, 环境相对湿度对气溶胶效应有显著影响, 即当地面相对湿度从50%增大到70%时, 所模拟的云从浅对流泡发展为深对流云; 气溶胶对云微物理特性和降水的影响在干空气中较小, 但在湿空气中表现非常显著, 这与前人结果一致。随着相对湿度的增加, 冰相粒子出现的时间提前, 增长加快, 云砧范围扩大, 但相对来说, 降水起始时间对相对湿度的变化比气溶胶更敏感。

**关键词** 气溶胶 云微观结构 降水 相对湿度

**文章编号** 1006-9895 (2010) 04-0815-12

**中图分类号** P426

**文献标识码** A

## The Response of Convective Clouds to Aerosol and Relative Humidity: A Numerical Study

RONG Yanmin and YIN Yan

*Key Laboratory for Atmospheric Physics and Environment of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044*

**Abstract** Using a two-dimensional spectral resolving cloud model, the effects of number concentration and size distribution of aerosol particles and relative humidity on mixed-phase convective clouds are investigated, and the changes in aerosol's effects with relative humidity are discussed. The results show that, under the same initial thermodynamic and dynamic conditions, the clean maritime clouds produce raindrops, ice crystals, and graupel particles more effectively in both development and mature stages, resulting in a stronger radar reflectivity. With the increasing in aerosol number concentration, such as in the polluted continental clouds simulated here, excessive aerosol particles limit the growth of cloud droplets and the formation of precipitation particles. It is also found that the aerosol effect on cloud properties and precipitation is strongly dependent on the environmental relative humidity, that is, as rela-

**收稿日期** 2009-08-19, 2010-01-05 收修定稿

**资助项目** 国家重点基础研究发展计划项目 2006CB403706, 科技部公益性行业(气象)科研专项 GYHY200706036, 留学人员回国启动基金, 江苏省“333人才工程”项目

**作者简介** 荣艳敏, 女, 1983年出生, 硕士, 主要研究方向为大气成分变化与区域气候效应。E-mail: minny-886@163.com

**通讯作者** 银燕, E-mail: yinyan@nuist.edu.cn

tive humidity increases from 50% to 70% at the surface, the cloud changes from shallow cumulus cell to a deep convective cloud. The aerosol effect is not as important in the dry air as in the humid air. This is consistent with the previous studies. The increase of relative humidity makes ice particles form earlier and grow faster, and the cloud anvil expands to a larger area. However, the rain initiating time is more sensitive to relative humidity than to aerosol particle concentration.

**Key words** aerosol, microstructure of cloud, precipitation, relative humidity

## 1 引言

气溶胶通过云对气候的影响(气溶胶的间接气候效应)是气候变化与预测研究中的主要不确定因子。气溶胶在大气过饱和或接近饱和的情况下,可以作为云凝结核(Cloud Condensation Nuclei, 简称 CCN)和冰核(Ice Nuclei, 简称 IN)形成降水粒子胚胎,通过改变云内的粒谱分布和云的微物理过程而改变降水过程。随着人类活动的加剧,人为污染物排放增加了大气气溶胶浓度。野外观测和卫星数据分析显示,云滴数浓度随着气溶胶浓度的增加而增加,但云滴有效半径减小,一定程度上抑制了降水的发展(Rosenfeld, 2000; Rudich et al., 2002; 黄梦宇等, 2005; 段婧和毛节泰, 2008)。但在重污染的沿海城市以及热带对流云中,也有研究发现气溶胶能促进降水(Shepherd and Burian, 2003; Fan et al., 2007)。因此,目前对气溶胶影响云和降水的问题上仍然存在很大分歧。

近年来,国内外有关气溶胶对不同类型云的影响用不同的数值模式进行了大量研究。在污染地形云中,云滴浓度明显的增长伴随着有效半径的显著减小(Martinsson et al., 1999; 戴进等, 2008)。积云中降水率和降水量随气溶胶粒子浓度变化显著(Reisin et al., 1996; Khain et al., 2004)。Yin et al. (2000)为了模拟不同尺度 CCN 粒子对降水形成的影响,建立了一个二维的分档云模式,他们的数值试验表明,在细小核( $r < 0.1 \mu\text{m}$ )浓度较高的大陆性云中,CCN 巨核( $r > 1 \mu\text{m}$ )的出现会对降水形成产生一定的促进作用,但在细小核较少的海洋性云中,CCN 巨核的影响比较小,降水的形成发展主要决定于大云滴的数量。Feingold et al. (2005)发现,暖积云中气溶胶的增加导致降水明显减少。Jiang et al. (2006)研究表明,从清洁到污染情况下,浅积云中气溶胶浓度的变化能抑制降水但不改变云生命史。有关热带深对流云的研究,金

莲姬等(2007)指出,当云凝结核数浓度增加时,对流云的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。Fan et al. (2007)发现,随着气溶胶浓度的增加地面累积降水增加,在气溶胶浓度超过某一临界值时,大多数云特性对气溶胶不再敏感,并且在气溶胶浓度极高的条件下,降水随着气溶胶的增加而减少。可见,由于云过程的复杂性和其他环境条件的影响,气溶胶在云和降水过程中的作用存在很大不确定性,有关气溶胶和云的数值模拟也存在一些争议。

相对湿度(Relative Humidity, 简称 RH)是影响云微物理和动力过程的主要因素之一。在不同水汽含量的空气中,气溶胶对云发展和降水的影响可能存在明显的不同。贝耐芳和赵思雄(2002)指出,初始水汽条件是影响降水发生发展过程的重要因子之一。气溶胶对气候的影响也依赖于气溶胶与水汽的相互作用及其有效性。Khain et al. (2005)分析了云和降水在不同 RH 发展的试验,他们的结果表明,气溶胶对降水影响在很大程度上决定于 RH。Altaratz et al. (2008)的模拟结果也表明,湿度和气溶胶都影响着云体内部和外部范围,但影响方式不同,但他们只考虑了暖积云中湿度对气溶胶效应的影响,忽略了冰相过程。

由于纬度、地形、大气环流等的影响,我国各地平均水汽含量的分布差异很大。邹进上和刘惠兰(1981)指出,我国平均水汽含量南方大,西北方小,愈深入内陆,水汽含量愈小。水汽含量的多少及其变化直接影响降水的形成,这也是造成我国降水南北差异的重要因子之一。卢萍等(2009)研究表明,初始水汽条件决定着降水强度。为考查我国南北方不同背景气溶胶和湿度条件下,对流云的发生发展及其微物理过程和降水形成机理,本文采用二维混合相微物理分档面对称非静力学模式,针对不同地区的气溶胶颗粒物浓度、尺度谱分布及环境

相对湿度,更细致地模拟气溶胶对云和降水在不同环境相对湿度下的影响。本工作可以视为 Yin et al. (2000) 工作的继续和延伸。

## 2 模式描述

本文采用以色列 Tel Aviv 大学的二维混合相微物理分档面对称非静力学模式 (Yin et al., 2000)。模式中的水平及垂直风场由流函数和涡度方程计算得到,考虑了风场、垂直位温扰动、比湿扰动、CCN 浓度、各种水成物的比浓度及比质量的动力学过程。模式中考虑的水成物主要有水滴、冰晶、霰、雪花 4 种,微物理过程详见 Yin et al. (2000)。各种水成物粒子均分为 34 档,第 2 档的水成物质量为第 1 档的 2 倍,依次类推。液、冰相的第 1 档和最后 1 档的质量分别为  $0.159 \times 10^{-13}$  kg 和  $0.17468 \times 10^{-3}$  kg,对应的直径为  $3.125 \mu\text{m}$  和  $8063 \mu\text{m}$ 。气溶胶分为 57 档,最小粒子半径为  $0.004 \mu\text{m}$ 。模式分辨率为  $300 \text{ m} \times 300 \text{ m}$ ,水平范围为  $30 \text{ km}$ ,垂直为  $12 \text{ km}$ ,蒸凝过程时步为  $2.5 \text{ s}$ ,其他过程时步均为  $5 \text{ s}$ ,积分时间  $80 \text{ min}$ 。

## 3 模式初始化及数值试验

### 3.1 初始热力学条件

大气层结和气溶胶对云和降水的发生发展均起重要作用。本文采用理想的探空曲线来描述夏季对流云的平均温湿层结 (Yin et al., 2002) (图 1),云底温度  $8 \sim 10 \text{ }^\circ\text{C}$ ,云顶温度  $-25 \text{ }^\circ\text{C}$ 。采用热泡扰动方式,在水平平均一的初始环境场中触发对流的产生,即在  $t=0$  时,在水平区域中心  $600 \text{ m}$  高度处加一个  $1 \text{ }^\circ\text{C}$  的瞬间扰动,为了避免受边界影响而引起计算不稳定,取离地面最近格点为扰动中心。由于探空曲线所表征的大气状况具有较弱的风切变,本工作中尚未考虑环境风切变的影响。

### 3.2 数值模拟方案

模拟中考虑了海洋性气溶胶 (简称 MR)、清洁大陆性气溶胶 (简称 CN) 和污染大陆性气溶胶 (简称 PC),在保证初始热力和动力条件不变的情况下,讨论了三种不同背景气溶胶下云的宏观结构和降水的发展,MR、CN 和 PC 中初始气溶胶总浓度分别为  $200 \text{ cm}^{-3}$ 、 $1000 \text{ cm}^{-3}$  和  $3000 \text{ cm}^{-3}$ 。假定气溶胶标高为  $2500 \text{ m}$ ,浓度随高度呈 e 指数递减。模式中不考虑气溶胶粒子的化学成分,根据

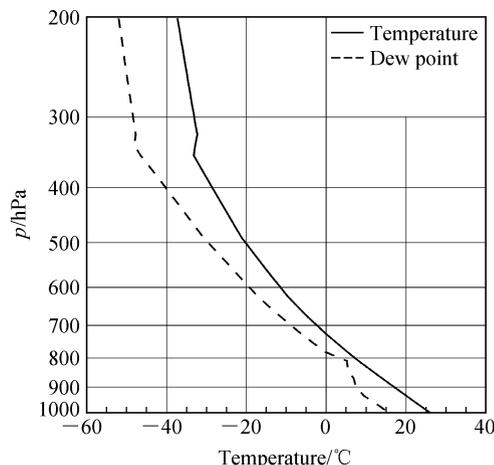


图 1 模式所采用的温度和露点垂直廓线

Fig. 1 Vertical profiles of temperature and dew point used in the model

Take and Kuba (1982) 研究,CCN 的化学成分对云滴谱分布影响不大。假定所有气溶胶都为水溶性的,CCN 粒子化学组成为硫酸铵,与 Yin et al. (2000) 的研究一致。

为了考虑 RH 对积云发展的影响,保持其他初始条件不变,地面 RH 选择  $50\%$ 、 $60\%$  和  $70\%$ ,其中 RH 随高度按同一比例变化,例如,地面 RH 为  $70\%$  时,  $1.5 \text{ km}$  处 RH 为  $90\%$ ,讨论三类云团在不同 RH 下的宏微观结构及其降水演变规律,以及积云特性对气溶胶和低层 RH 的不同敏感度。

## 4 结果分析

### 4.1 气溶胶效应

#### 4.1.1 对云宏观结构的影响

图 2 给出了 MR、CN 和 PC 三类云发展过程中云内各参数随时间的变化情况。从图 2a 可以看出,在云形成和发展阶段,三类云的最大上升速度基本一致,由于所有模拟采用相同的热泡启动。28 min 以后最大上升速度快速增加,是由于云滴凝结核化释放潜热导致对流增强。40 min 时凝结率达最大,上升速度继续增大是冰晶形成过程中释放潜热造成的。MR、CN 和 PC 中最大上升速度分别为  $13.0 \text{ m/s}$ 、 $13.2 \text{ m/s}$  和  $12.7 \text{ m/s}$ ,污染大陆性云中最大上升速度较小。Cui et al. (2006) 分析指出,相对污染云中云滴较小,有利于云滴在云边界处的蒸发,使云的垂直发展受到限制。50~60 min 之间出现显著差异,MR 和 CN 中首先出现小峰值,主要

是因为液滴冻结和液滴与冰晶碰撞过程中不断释放潜热。70 min 以后的小幅度增加,是由于降水粒子沉降导致的下沉气流,促发对流再次发展。

三类云都是在模拟初始化 23 min 以后开始迅

速发展,43 min 时 MR 中液水含量 (LWC) 首先达到最大值。在云发展阶段,云中最大 LWC 相差不大(图 2c),PC 中云滴数浓度大幅度增加(图 2d),是因为污染大陆性云内较高的气溶胶浓度导致更多

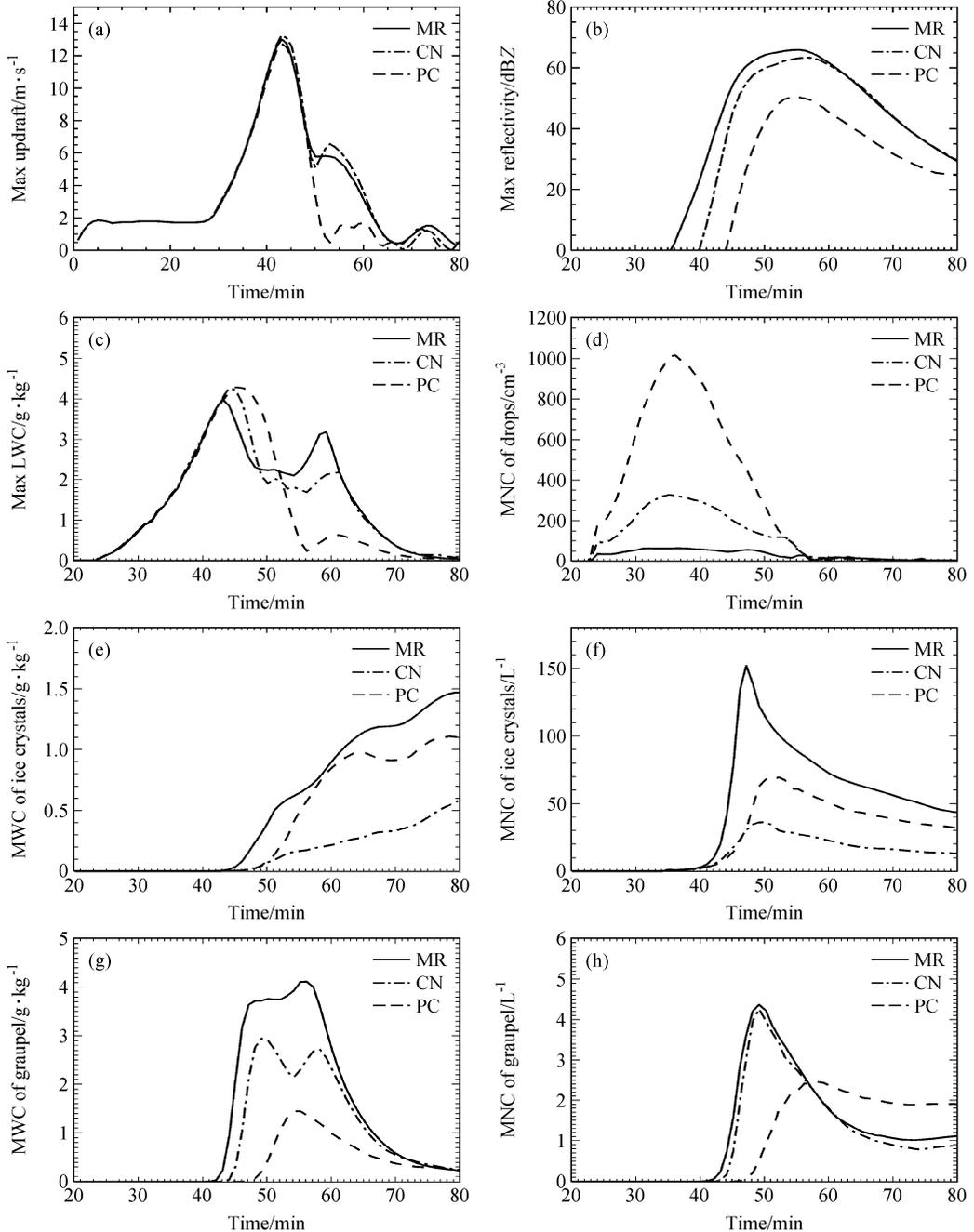


图 2 MR、CN、PC 三类云中心各参数随时间变化的情况: (a) 最大上升速度; (b) 最大雷达反射率; (c) 最大液水含量; (d) 液滴最大浓度 (MNC); (e) 冰晶最大含水量; (f) 冰晶最大浓度 (MWC); (g) 霰粒最大含水量; (h) 霰粒最大浓度

Fig. 2 Time evolutions of variables at the main updraft core in cases MR (marine aerosol), CN (clean continental aerosol), and PC (polluted continental aerosol); Maximum (a) vertical velocity and (b) reflectivity; (c) maximum liquid water content; maximum water contents (MWCs) for (e) ice crystals and (g) graupel particles; maximum number concentrations (MNCs) of (d) drops, (f) ice crystals, and (h) graupel particles

云滴凝结。43 min 后最大 LWC 开始减小, 伴随着冰晶和霰粒质量的迅速增加, 说明 LWC 向冰相过程转变。由于大滴的碰撞和雨滴的形成, 云滴数浓度快速减少, 48 min 时海洋性云最先开始降水 (表 1)。60 min 以后最大 LWC 出现第二个峰值, 此时云滴数浓度很小, 对应着最大降水率 (表 1)。

模拟 34 min 后冰晶开始形成, 40 min 之后冰晶质量和浓度快速增长, 在 49 min 时 MR 中冰晶数浓度首先达到峰值 (图 2e 和 2f)。MR 中冰晶质量和浓度要高于 PC, 而 CN 介于两者之间, 这与不同云中生成冰晶的微物理过程不同有关。如表 2, 在海洋性云整个生命史中, 冰晶形成以凝华过程为主, 生成冰晶量为  $521 \text{ L}^{-1}$ , 冻结过程只有在云的发展阶段、上升气流垂直速度较大时才产生较高的冰晶量 (Yin et al, 2002), 共有  $24.5 \text{ L}^{-1}$  冰晶产生。对于污染大陆性云, 凝华-冻结过程占主导地位, 生成冰晶量为  $108 \text{ L}^{-1}$ , 其次为凝华过程, 生成

冰晶量为  $40.0 \text{ L}^{-1}$ 。在相同的初始条件下, 40 min 时, MR、CN 和 PC 对应的冰面过饱和度分别为 18.7%、16.7% 和 16.5%, MR 中较低云滴浓度导致较高的冰面过饱和度, 有利于冰晶的核化和增长, PC 中由于大量小云滴的产生和凝结增长消耗了云内的大部分过饱和水汽, 冰晶活化因此受到抑制, 较多的小粒子随上升气流到达冻结层以上, 冻结产生大量的冰晶。在清洁大陆性云中, 冰晶开始形成时以凝华过程为主, 最大生成率可达  $266.4 \text{ m}^{-3}/\text{s}$ , 凝结冻结生成率不断增加, 在 48 min 时达最大  $184.9 \text{ m}^{-3}/\text{s}$ , 随后就迅速减小, 仍以凝华过程为主, 在云的整个生命史中, 凝华和凝华-冻结过程冰晶生成量分别为  $62.5 \text{ L}^{-1}$ ,  $53.0 \text{ L}^{-1}$ , 冰晶总质量最小。

分析霰粒增长的微物理过程, 霰粒主要通过大滴冻结和液滴与冰晶碰撞生成的, 如图 2g 和 2h 所示, MR 中霰粒大概在 42 min 开始形成, 而 CN 为

表 1 MR、CN 和 PC 三类云中心主要物理量的变化

Table 1 The evolutions of the main parameters in cases MR, CN, and PC

物理量	MR	CN	PC
最大上升气流 (m/s)、时间 (min)、高度 (km)	13.0、43、4.0	13.2、43、4.0	12.7、43、3.9
最大液水含量 (g/kg)、时间 (min)、高度 (km)	3.99、43、4.3	4.26、44、4.9	4.29、46、5.2
冰晶最大含水量 (g/kg)、时间 (min)、高度 (km)	1.47、80、5.4	0.58、80、5.2	1.11、80、5.5
霰粒最大含水量 (g/kg)、时间 (min)、高度 (km)	4.11、56、3.0	2.94、49、5.1	1.44、54、3.7
液滴最大浓度 ( $\text{cm}^{-3}$ )、时间 (min)、高度 (km)	64.7、36、2.3	329、39、2.4	1017、40、2.3
冰晶最大浓度 ( $\text{L}^{-1}$ )、时间 (min)、高度 (km)	152、49、5.7	36.5、50、6.2	69.3、52、6.0
霰粒最大浓度 ( $\text{L}^{-1}$ )、时间 (min)、高度 (km)	4.37、50、6.2	4.27、49、6.1	2.44、57、5.0
降水初始时间 (min)	48	50	54
最大降水率 (mm/h)、时间 (min)	268、59	162、61	34.8、63
地面累积降水 (mm)	22.99	12.79	1.15
云高 (km)	7.4	7.2	7.6
最大雷达反射率因子 (dBZ)、时间 (min)、高度 (km)	65.8、53、3.5	63.5、56、3.0	50.3、54、3.8

表 2 不同微物理过程中冰晶的生成率随时间的变化 (单位:  $\text{m}^{-3}/\text{s}$ )

Table 2 The maximum ice formation rate ( $\text{m}^{-3}/\text{s}$ ) at selected times in various microphysical processes

时间/min	MR				CN				PC			
	凝华冻结	凝华	繁生	聚并	凝华冻结	凝华	繁生	聚并	凝华冻结	凝华	繁生	聚并
40	0.29	129.9	/	0.06	0.31	38.63	/	/	0.27	32.94	/	/
44	33.02	934.5	/	8.08	53.60	266.4	/	0.72	40.15	125.8	/	/
48	79.47	1155	0.02	7.36	184.9	60.25	0.38	1.85	449.6	48.33	/	0.56
52	8.36	578.6	/	1.62	8.21	26.24	0.54	0.77	87.60	38.31	/	5.55
58	1.06	675.1	0.01	0.37	2.07	65.10	0.26	0.30	10.67	1.47	/	3.85
60	0.50	80.50	/	1.11	1.63	22.94	0.01	0.11	1.52	/	/	0.96

44 min, PC 中最迟 47 min, 海洋性云中霰粒的提前出现是因为大滴的生成时间早 (Yin et al., 2000)。霰粒增长过程对过冷水滴的消耗使 LWC 迅速减小 (图 2c), 反过来有限的液滴含量又限制了霰粒质量与浓度的增加。MR 中霰粒质量最大可达 4.11 g/kg, 远大于 CN 中的 2.94 g/kg, 但两类云中霰粒数浓度却十分接近, 说明海洋性云中霰粒的粒径尺度大于清洁大陆性云中。污染大陆性云中, 冰晶尺度小, 一个冰晶要吸附很多液滴才能转换成霰粒, 碰并效率低, 使霰粒的质量与浓度也因此维持低值, 降水开始以后, 霰粒数浓度基本不变, 因为粒子半径小不利于沉降而滞留在云体上部。

从雷达反射率随时间的变化 (图 2b) 可以看出, MR 中的雷达回波出现最早, 55 min 左右, 即在云成熟阶段, 雷达回波强度最大, 达到 65.8 dBZ, 回波顶最高, PC 中出现最迟, 最大雷达反射率为 50.3 dBZ。在云发展和成熟阶段, MR 中能更有效地产生雨滴、冰晶和霰粒, 导致 MR 中更强的总体雷达反射率, 降水开始后, 雷达反射率降低。

#### 4.1.2 对地面降水过程的影响

从图 3a 中可以看出, MR 中降水相对 CN 提早 2 min, PC 中降水会更晚一些, 暖云降水和冷云降水类似 (图 3c 和 3d)。随着气溶胶浓度的增加, 最

大降水率由 268 mm/h 下降到 34.8 mm/h, 地面累积降水量不断减小 (图 3d)。Jiang et al. (2006) 研究表明, 从清洁到污染情况下浅积云中气溶胶浓度的增加能抑制降水。本文 PC 中几乎没有出现冰相降水, 这是由于污染云中粒子尺度比较小, 在降到地面之前已全部融化为液滴或蒸发。

#### 4.1.3 对云中各水成物的质量谱和浓度谱的影响

图 4、5、6 给出不同云中模拟中心不同高度液滴和霰粒的质量和浓度谱分布情况。在云底高度 2.1 km 附近, 在云形成和发展阶段 (40 min), MR 谱较宽, PC 谱最窄, 这说明初始气溶胶浓度的过量增加使得云滴的尺度变小, 滴谱向小尺度方向移动。上升速度达最大时 (44 min), 带来丰沛水汽, 促进粒子凝结增长, 质量有所增加, MR 中大粒子的增加, 加速了碰并过程, 使得降水粒子提前产生。Reisin et al. (1996) 利用二维轴对称积云模式模拟发现, 海洋性云能更有效地产生降水。到 54 min 时降水已开始, 云滴群的碰并加速, 小云滴质量和浓度降低, 达到降水尺度的液滴大为增加。

在云顶高度 6 km 附近, 随着上升速度的增加, 较多的小粒子被输送到高层, MR 和 CN 中较大的粒子 (44 min) 不仅能收集小粒子, 还能促进冰相

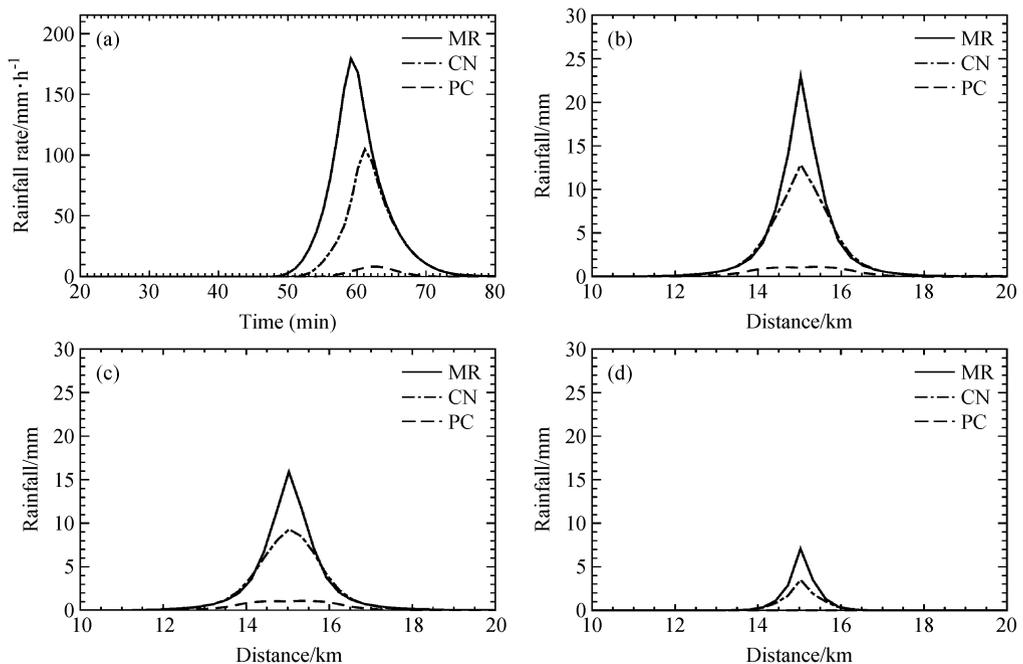


图 3 MR、CN 和 PC 个例中地面降水变化情况: (a) 最大降水率随时间变化; 地面累积 (b) 降水量、(c) 液相降水量、(d) 冰相降水量  
Fig. 3 (a) Time evolution of maximum precipitation rate, and the accumulated precipitation amount from (b) the total condensate, (c) liquid phase, and (d) ice phase in cases MR, CN, and PC

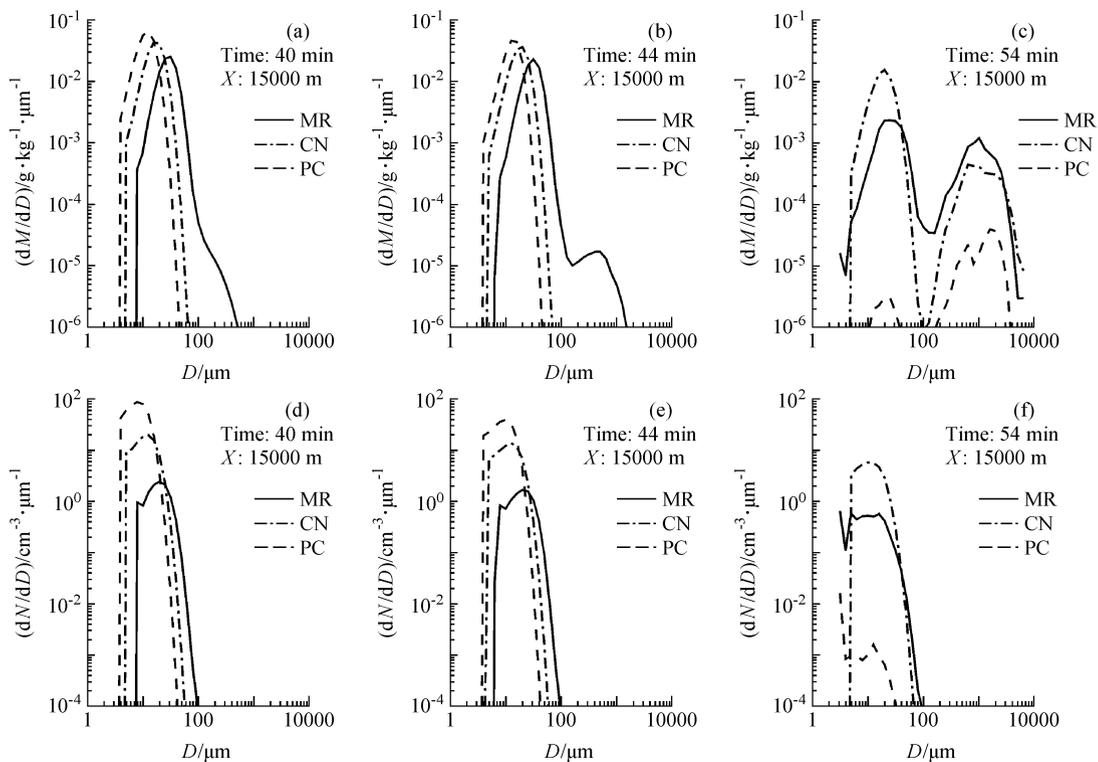


图4 MR、CN、PC三类云中心2.1 km高度液滴的(a-c)质量浓度( $M$ )和(d-f)数浓度( $N$ )谱分布。 $D$ : 粒子直径; $X$ : 水平范围  
Fig. 4 Distribution functions of (a-c) mass concentration ( $M$ ) and (d-f) number concentration ( $N$ ) of drops at 2.1-km height at different times at the cloud centers in cases MR, CN, and PC.  $D$ : particle diameter;  $X$ : horizontal extent

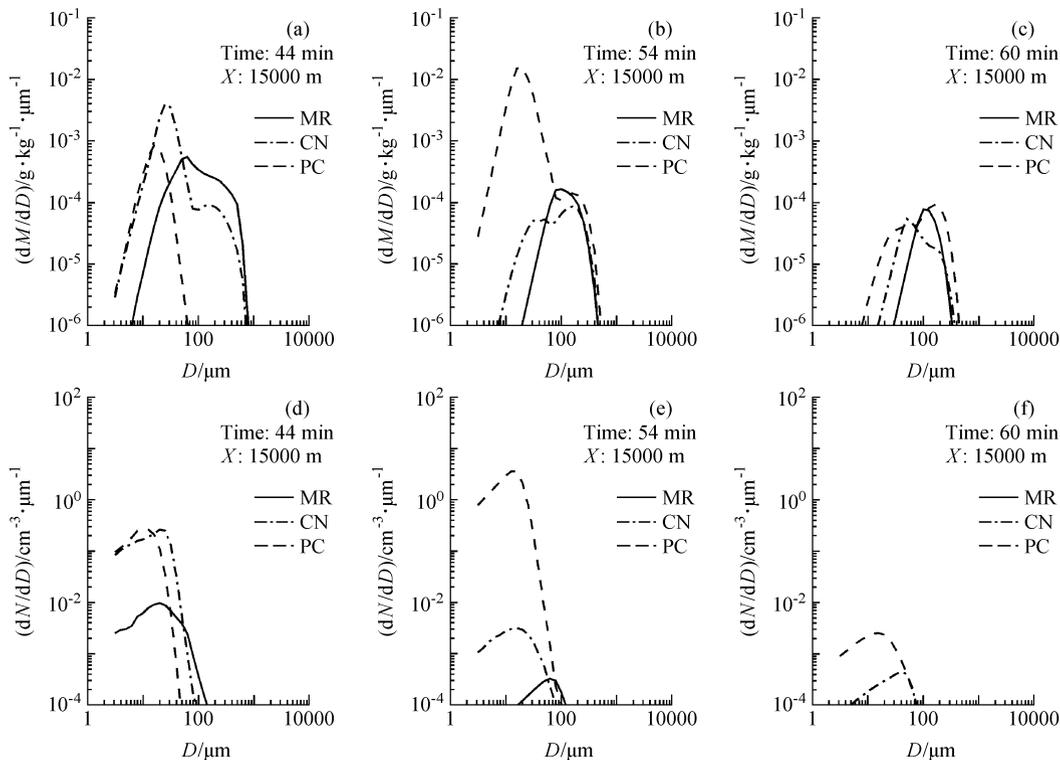


图5 同图4, 但为6 km高度

Fig. 5 As in Fig. 4, but at 6-km height

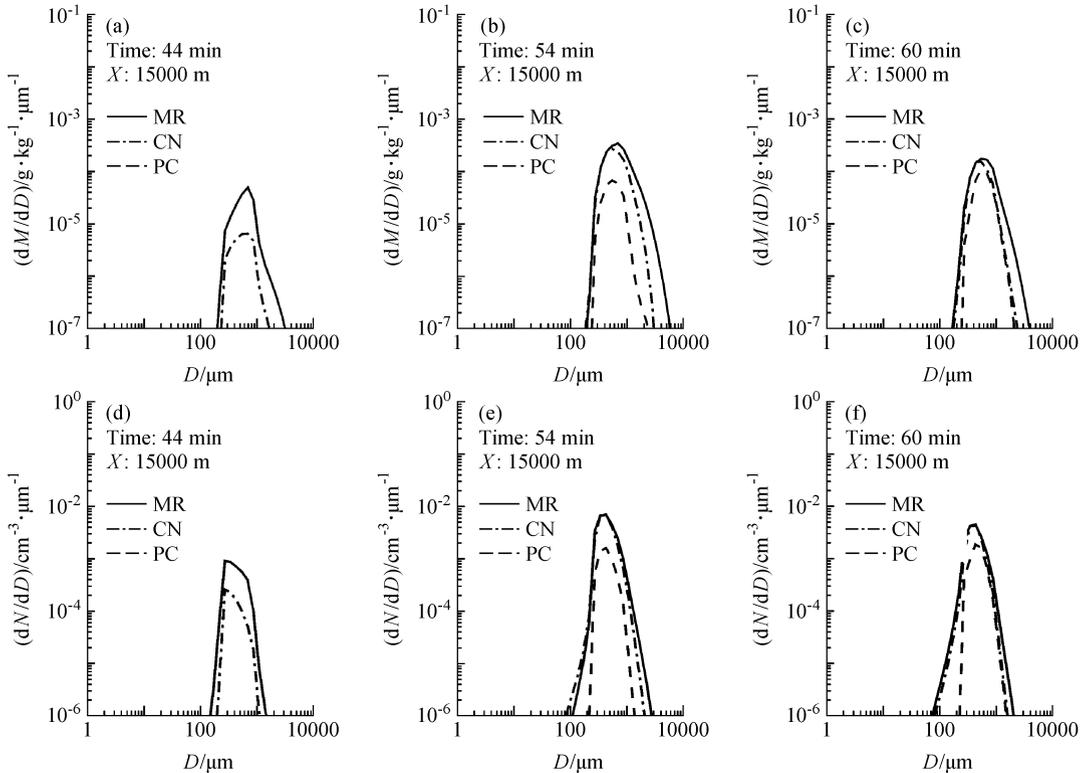


图6 同图4, 但为6 km高度霰粒的质量浓度(a-c)和数浓度(d-f)谱分布

Fig. 6 As in Fig. 4, but for (a-c) mass concentration and (d-f) number concentration of graupel particles at 6-km height

粒子的冻结和液滴-冰晶碰并过程。液滴冻结对大小很敏感, 一旦被抬升到冻结层, 大粒子首先冻结。如图6a, 云发展到44 min时, PC中还没有霰粒生成, 说明MR和CN中大粒子的出现使霰粒提前生成。54 min降水开始后云内小滴浓度略有回升(图5b), MR和CN中霰粒的谱均增宽, 对应的质量和浓度相应增加, PC中的谱相对要窄(图6b)。随着降水的发展, 小滴的碰并减少及大滴的降落, 到60 min三类云中液滴的质量谱和浓度谱峰值明显减少。MR和CN中霰粒不断融化, 质量和浓度减少, PC中霰粒质量和浓度没有发生明显变化。由于PC中霰粒尺度小, 不利于沉降而滞留在云上部。可见, 大滴的出现有利于霰粒的形成和增长, 背景气溶胶浓度越高, 霰粒越不易形成, 形成的粒子尺度越小。

#### 4.2 环境空气相对湿度的影响

为了研究不同RH下气溶胶对云特性的影响, 这里选择了MR、CN和PC三种不同背景气溶胶浓度, 分析地面RH为50%、60%和70%时积云的发生发展状况。

云发展受环境RH影响很大, 如图7给出了MR在地面RH分别为50%、60%和70%时, 液滴、冰晶和霰粒的质量浓度以及二维风场在不同时刻的空间分布。在干环境下, 云发展缓慢, 只有浅的暖积云生成。随着RH的增加, 云迅速发展为深对流云。云底高度随RH增加略有降低, 而云顶高度迅速抬升, 范围延伸(云底和云顶范围定义为各水成物的混合比大于等于0.01 g/kg的高度范围)。Altaratz et al. (2008) 模拟指出, 云顶对RH的变化非常敏感。模拟云中各水成物质量浓度受低RH的限制, 但在高RH下快速增长, 其数浓度同样随着初始时刻RH的增大而增大(图略)。RH从50%增大到70%, 丰沛的水汽有利于云滴的凝结核化, 使得RH为70%时云开始发展时间提早15 min。RH为70%时, 最大上升速度为17.8 m/s, 对流发展剧烈, 能把低层丰沛的水汽输送到高层, 冰相过程快速发展, 云中霰粒较早形成, 降水提前产生。

如图8g, RH从50%增加到70%, 液滴平均有效半径只有小幅增加, 但对气溶胶浓度相当。PC

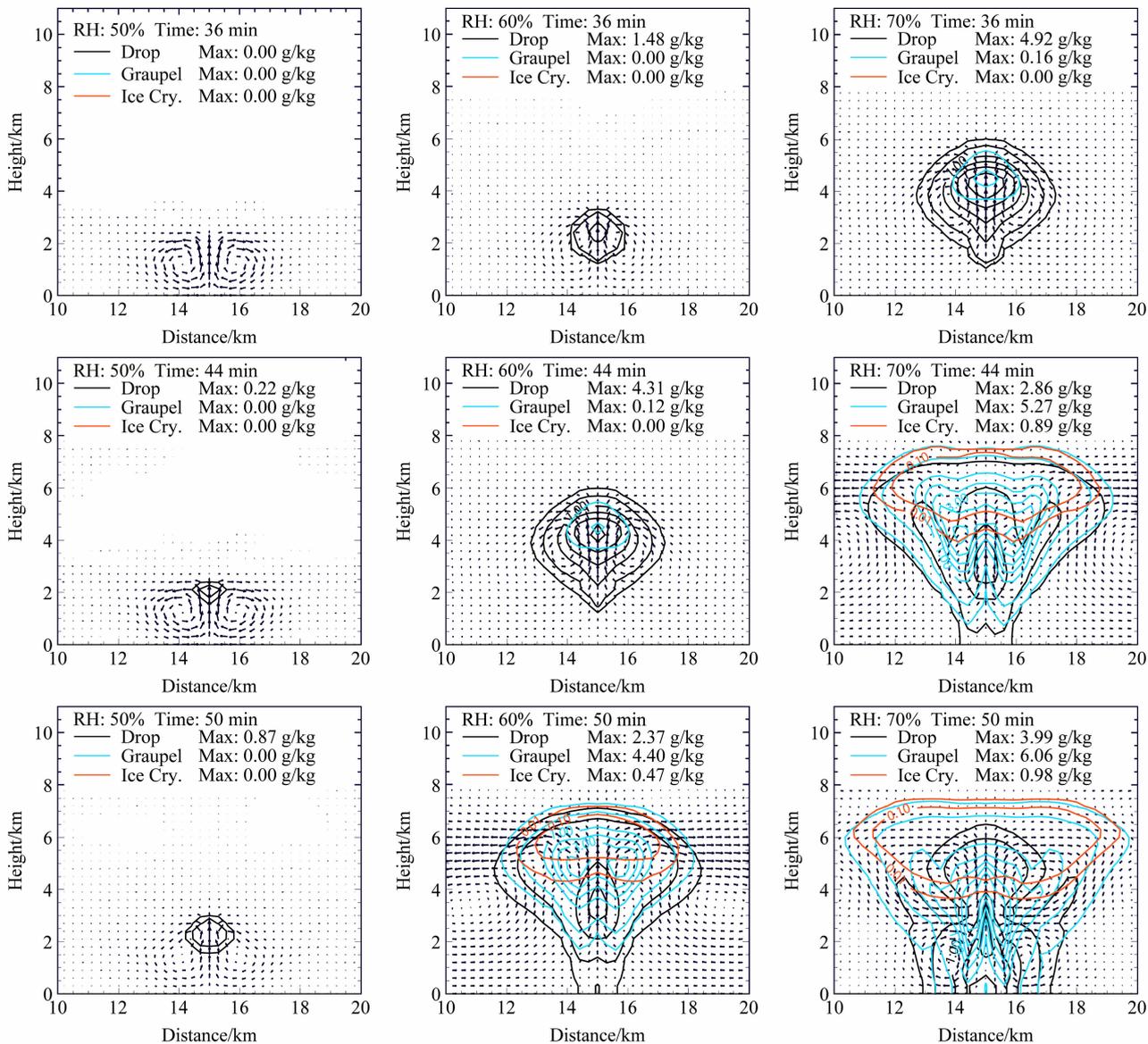


图 7 不同 RH 下 MR 云中液滴、霰粒和冰晶的质量浓度以及二维风场在 36、44、50 min 的空间分布 (质量混合比等值线分别为 0.01、0.1、1、2、3、4 g/kg)

Fig. 7 Spatial distributions of mixing ratio for drops, graupel particles, and ice crystals, and wind vectors at time 36, 44, and 50 min in case MR under different initial RH conditions (the contour values are 0.01, 0.1, 1, 2, 3, and 4 g/kg, respectively)

中平均有效半径始终小于 MR 和 CN, 液滴大小由核化的液滴数量和云中过饱和度共同决定, 而两者具有相反的作用。云动力过程随 RH 变化非常明显, 如图 8h, 最大上升速度随 RH 增大快速增加, 随气溶胶浓度变化只在湿空气中表现明显。湿空气中更多的水汽能加速气溶胶的凝结核化, 增强气溶胶对云微物理和动力过程的影响。

三类云团在不同 RH 下降水情况如图 9 所示。

在相同的初始热力条件下, 降水起始时间对 RH 非常敏感, 气溶胶影响相对较弱, Khain et al. (2005) 发现, 大陆性云降水要比海洋性云有明显的延迟。气溶胶对最大降水率的影响在湿空气中表现得更加明显 (图 9b), 累计降水量受 RH 的影响同最大降水率类似, PC 中降水最弱, 同 Fan et al. (2007) 结果一致。由此可见, 湿环境为气溶胶和降水之间的关系创造了有利条件。

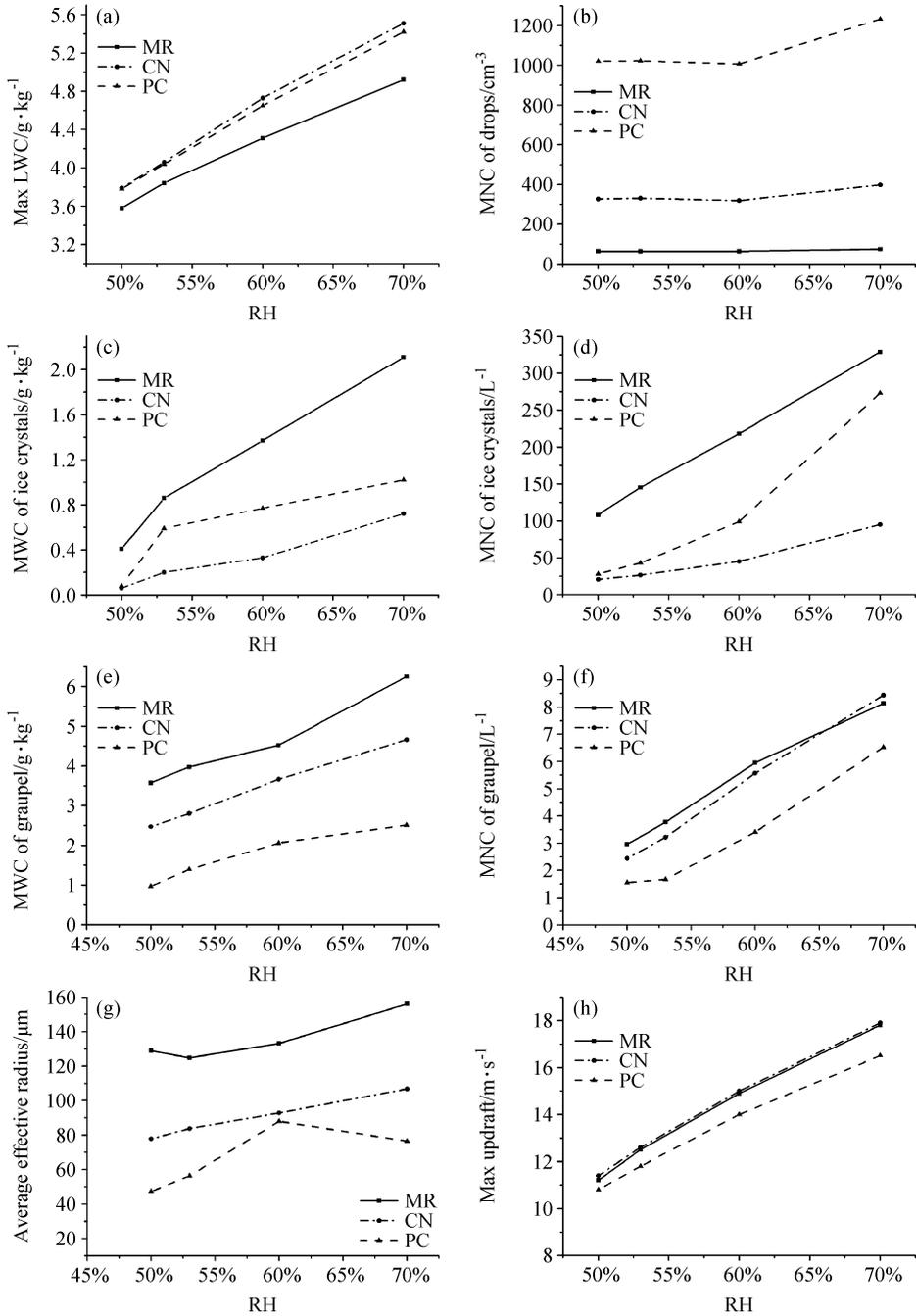


图8 不同RH下MR、CN、PC三类云中各参数的变化: (a) 最大液水含量; (b) 液滴最大浓度 (MNC); (c) 冰晶最大含水量 (MWC); (d) 冰晶最大浓度; (e) 霰粒最大含水量; (f) 霰粒最大浓度; (g) 液滴平均有效半径; (h) 最大上升速度

Fig. 8 Variables in cases MR, CN, and PC under different RH conditions: (a) Maximum liquid water content; maximum water contents (MWCs) for (c) ice crystals and (e) graupel particles; maximum number concentrations (MNCs) of (b) drops, (d) ice crystals, and (f) graupel particles; (g) average effective radius; (h) maximum updraft

## 5 结论

利用二维分档云模式对气溶胶颗粒浓度和尺度谱分布对混合相对流云的影响进行了数值模拟,

并重点讨论了环境相对湿度对气溶胶效应的影响。文中考虑了海洋性气溶胶、清洁大陆性气溶胶和污染大陆性气溶胶,在初始热力和动力条件相同的情况下,云微物理特性和降水受气溶胶浓度影响显

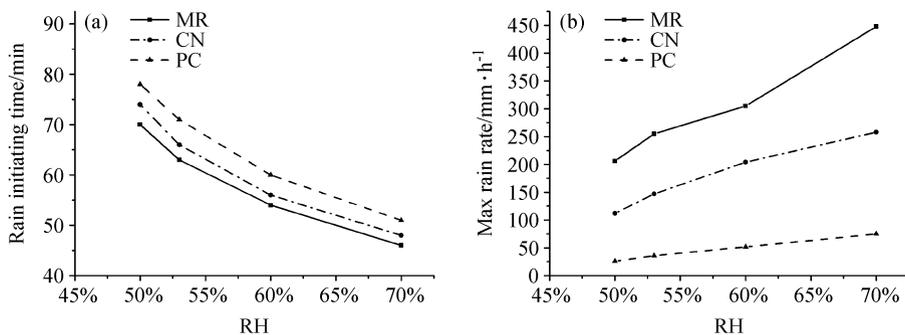


图9 不同RH下MR、CN、PC三类云中降水初始时间(a)和最大降水率(b)的变化

Fig. 9 (a) Rain initiating time and (b) maximum precipitation rate in cases MR, CN, and PC under different RH conditions

著。相对清洁的海洋性云中更有利于降水的形成, 由于大粒子和较高的过饱和度, 加速了云滴碰撞过程和冰粒子凝华增长, 使得海洋性云能更有效地产生雨滴、冰晶和霰粒, 形成更强的雷达反射率。随着气溶胶浓度的增加, 比如在本文模拟的污染大陆性云中, 气溶胶浓度的增加将争食有限的水汽, 限制云滴的增长, 生成的大粒子少且碰并效率低, 不利于降水的形成, 同时云滴的蒸发冷却抑制了对流的发展。

气溶胶对云宏观结构和降水的影响很强烈地依赖于环境相对湿度, 在湿空气中表现得更加明显。当地面相对湿度从50%增大到70%时, 所模拟的云从浅对流泡发展为深对流云。从干空气到湿空气, 冰相粒子出现的时间提前, 增长加快, 云砧范围扩大。云中各水成物的质量和数浓度随相对湿度的增加而增加, 液滴数浓度和平均有效半径对气溶胶浓度更加敏感。气溶胶对对流强度和降水强度的影响显著, 降水起始时间对相对湿度的变化比气溶胶更敏感。

综上所述, 云特性和降水强度受气溶胶浓度影响显著, 而初始大气中水汽是否充沛, 是影响云和降水的重要条件。我国南方的暖湿条件有利于对流系统的发生、发展和维持, 气溶胶效应表现得更加显著, 尤其是在相对干净的空气中, 更有利于降水的发生。这暗示了气溶胶在潮湿海洋性环境中扮演重要的角色, 在污染地区, 降水有所减少, 而湿环境能加速云的发展和降水的形成。

### 参考文献 (References)

Altaratz O, Koren I, Reisn T. 2008. Humidity impact on the aerosol effect in warm cumulus clouds [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L17804, doi: 10.1029/2008GL034178.

贝耐芳, 赵思雄. 2002. 初值及物理过程对“98·7”暴雨预报结果

的影响 [J]. *气候与环境研究*, 7 (4): 386-396. Bei Naifang, Zhao Sixiong. 2002. Effect of initial data and physical processes on the heavy rainfall prediction in July 1998 [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 7 (4): 386-396.

Cui Z Q, Carslaw K S, Yin Y, et al. 2006. A numerical study of aerosol effects on the dynamics and microphysics of a deep convective cloud in a continental environment [J]. *J. Geophys. Res.*, 111, D05201, doi: 10.1029/2005JD005981.

戴进, 余兴, Rosenfeld Daniel, 等. 2008. 秦岭地区气溶胶对地形云降水的抑制作用 [J]. *大气科学*, 32 (6): 1319-1332. Dai Jin, Yu Xing, Rosenfeld Daniel, et al. 2008. The suppression of aerosols to the orographic precipitation in the Qinling Mountains [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (6): 1319-1332.

段婧, 毛节泰. 2008. 华北地区气溶胶对区域降水的影响 [J]. *科学通报*, 53 (23): 2947-2955. Duan Jing, Mao Jietai. 2008. The impact of aerosols on regional precipitation in North China region [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 53 (23): 2947-2955.

Fan Jinwen, Zhang Renyi, Li Guohui, et al. 2007. Effects of aerosols and relative humidity on cumulus clouds [J]. *J. Geophys. Res.*, 112, D14204, doi: 10.1029/2006JD008136.

Feingold G, Jiang H, Harrington J Y. 2005. On smoke suppression of clouds in Amazonia [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02804, doi: 10.1029/2004GL021369.

黄梦宇, 赵春生, 周广强, 等. 2005. 华北地区层状云微物理特性及气溶胶对云的影响 [J]. *南京气象学院学报*, 28: 360-368. Huang Mengyu, Zhao Chunsheng, Zhou Guangqiang, et al. 2005. Stratus cloud microphysical characters over North China region and the relationship between aerosols and clouds [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 28: 360-368.

Jiang H, Xue H, Teller A, et al. 2006. Aerosol effect on the lifetime of shallow cumulus [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L14806, doi: 10.1029/2006GL026024.

金莲姬, 银燕, 王盘兴, 等. 2007. 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 [J]. *大气科学*, 31 (5): 793-804. Jin Lianji, Yin Yan, Wang Panxing, et al. 2007. Numerical modeling of tropical deep convective anvil and sensitivity test

- on its response to changes in the cloud condensation nuclei concentration [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 31 (5): 793–804.
- Khain A, Pokrovsky A, Pinsky M. 2004. Simulation of effects of atmospheric aerosols on deep turbulent convective clouds using a spectral microphysics mixed-phase cumulus cloud model. Part I: Model description and possible applications [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61 (24): 2963–2982.
- 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: 2635–2663.
- 卢萍, 宇如聪, 周天军. 2009. 四川盆地西部暴雨对初始水汽条件敏感性的模拟研究 [J]. *大气科学*, 33 (2): 241–250. Lu Ping, Yu Rucong, Zhou Tianjun, et al. 2009. Numerical simulation on the sensitivity of heavy rainfall over the western Sichuan basin to initial water vapor condition [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 33 (2): 241–250.
- Martinsson B G, Frank G, Cederfelt S-I, et al. 1999. Droplet nucleation and growth in orographic clouds in relation to the aerosol population [J]. *Atmos. Res.*, 50: 289–315.
- Reisin T, Levin Z, Tzivion S. 1996. Rain production in convective clouds as simulated in an axisymmetric model with detailed microphysics. Part II: Effects of varying drops and ice initiation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 53: 1815–1837.
- Rosenfeld D. 2000. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution [J]. *Science*, 287: 1793–1796.
- Rudich Y, Khersonsky O, Rosenfeld D. 2002. Treating clouds with a grain of salt [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (22), 2060, doi: 10.1029/2002GL016055.
- Shepherd J M, Burian S J. 2003. Detection of urban-induced rainfall anomalies in a major coastal city [J]. *Earth Interactions*, 7, doi: 10.1175/1087–3562.
- Takeda T, Kuba N. 1982. Numerical study of the effect of CCN on the size distribution of cloud droplets. Part I: Cloud droplets in the stage of condensation growth [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60: 978–993.
- Yin Y, Levin Z, Reisin T G, et al. 2000. The effect of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds—A numerical study [J]. *Atmos. Res.*, 53: 91–116.
- Yin Y, Wurzler S, Levin Z, et al. 2002. Interactions of mineral dust particles and clouds: Effects on precipitation and cloud optical properties [J]. *J. Geophys. Res.*, 107 (D23), 4724, doi: 10.1029/2001JD001544.
- 邹进上, 刘惠兰. 1981. 我国平均水汽含量分布的基本特点及其控制因子 [J]. *地理学报*, 36 (4): 377–391. Zou Jinshang, Liu Huilan. 1981. The basic features of distribution of water vapour content and their controlling factors in China [J]. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 36 (4): 377–391.