

房文, 郑国光. 2011. 巨核对暖云降水影响的模拟研究 [J]. 大气科学, 35 (5): 938–944. Fang Wen, Zheng Guoguang. 2011. The effect of GCCN on warm-cloud precipitation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (5): 938–944.

巨核对暖云降水影响的模拟研究

房文 郑国光

中国气象科学研究院, 北京 100081

摘 要 利用耦合了新的暖云参数化方案的中尺度模式 (MM5), 研究了暖云降水中巨核的作用。在这个暖云方案里, 先假定一个三模态的气溶胶正态对数分布, 然后考虑对流、扩散、云滴和雨滴的核化 (非核化) 过程, 再由气溶胶质量的预报量显式地计算出气溶胶的数浓度。选择了华北地区 2005 年 6 月 25~26 日的一次弱冷锋过程, 并以此研究了巨核对云和降水的影响。研究表明, 巨核具有增强雨滴的凝结、碰并和云雨自动转化过程的作用, 使得云滴数减少高达 40%, 云水减少达 20%, 云滴有效半径增加高达 30% 左右。在污染和清洁环境下巨核均可增加降水。

关键词 暖云降水 巨核 模式

文章编号 1006-9895 (2011) 05-0938-07

中图分类号 P426

文献标识码 A

The Effect of Giant Cloud Condensation Nuclei on Warm-Cloud Precipitation

FANG Wen and ZHENG Guoguang

Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract A warm cloud microphysical parameterization was incorporated into a regional model to study the sensitivity of cloud-radiative properties and precipitation to aerosols. Assuming a tri-modal lognormal aerosol size distribution, the aerosol numbers are explicitly calculated from prognostic aerosol masses, considering advection, diffusion, and cloud and rain drop activation/deactivation processes. Sensitivity experiments of a cold front passing through northern China during 25–27 June 2005 with different initial conditions for clean, continental, and urban types of aerosols were then conducted to study the Giant Cloud Condensation Nuclei (GCCN)'s effects. It is found that the presence of giant nuclei enhances the condensation, collection, and cloud-rain auto-conversion process, leading to the decrease of cloud drop numbers and cloud water by 40% and 20% respectively, to the increases of cloud drop radius by 30%, and increases accumulated precipitation both in polluted and clean environment.

Key words giant nuclei, warm cloud, regional model

1 引言

早期关于云滴谱拓宽以及暖云中降水发展的假设是, 气溶胶中包含了巨核 (Giant Cloud Condensation Nuclei) 和 (或者) 超大核 (ultra-giant CCN)。

Johnson (1979, 1982) 利用一个气块模式模拟了云滴通过碰并过程在气溶胶粒子上增长的过程, 结果表明, 一定量的 GCCN 的加入可以迅速提高降水尺度粒子的发展, 甚至在胶性稳定的大陆性云中也会出现这样的结果。Woodcock et al. (1971) 和

收稿日期 2010-05-20, 2011-05-12 收修定稿

资助项目 国家“十一五”科技支撑计划项目 2006BAC12B003

作者简介 房文, 女, 1969 年出生, 博士, 副研究员, 主要从事云降水数值模式、气溶胶对云和降水的影响及人工影响天气的研究。

E-mail: fangwen@cams.cma.gov.cn

Takahashi (1976) 研究发现,在海洋性云中,大的海盐核对暖云降水的启动并没有太大的贡献。Feingold et al. (1999) 分别用气块模式、双参数分档的三维大尺度涡旋模式对海洋性层积云的发展进行了模拟,研究巨核对层积云中毛毛雨形成的影响。结果发现,当云凝结核 (CCN) 浓度在 $50 \sim 250 \text{ cm}^{-3}$ 时,云中观测到的巨核浓度在 10^{-4} cm^{-3} 到 10^{-2} cm^{-3} ,这个浓度就足以使本来没有降水的层积云变成有降水的过程。在 CCN 浓度较低的情况下,巨核的加入对毛毛雨的形成过程影响不大,这也与早期研究清洁积云的结果是一致的。

Yin et al. (2000) 用一个二维粘性对称模式对暖对流云的研究也得到了近似的结论,发现在 CCN 浓度为 1700 cm^{-3} 左右,巨核浓度在 0.02 cm^{-3} 的污染云中,降水过程比在 CCN 浓度为 100 cm^{-3} ,没有巨核的清洁云中更容易启动。这个模拟结果得到了 Eagan et al. (1974a, 1974b) 和 Hindman et al. (1977) 关于造纸厂对云微结构的影响的观测研究和 Rudich et al. (2002) 关于盐对咸海附近的云影响的观测研究的证实。Wurzler et al. (2000) 的研究结果表明,粒子表面覆裹了可溶性物质的沙尘在云的形成过程中能促进降水的形成。Rosenfeld et al. (2002) 提出,巨核是控制降水的一个有效机制。数值试验表明,在细小核 ($< 0.11 \mu\text{m}$) 浓度较高的大陆性云中,大的云凝结核的出现会对降水形成产生很大影响。因为在云底部较大滴生长的初期,较大的 CCN 能够加强水滴之间的碰并作用。在细小核较少的海洋性云中,较大的 CCN 的影响就比较小,降水的形成发展主要决定于大云滴的数量。Khain et al. (2004) 利用一个混合积云分档模式研究了大气气溶胶粒子对对流云的影响。研究云的发展对巨核的敏感性必须考虑一系列非线性相关的过程,巨核对降水影响的定量研究是很困难的,目前的研究中还没有考虑所有巨核影响参数,对巨核的影响进行定量分析的。

巨核的重要性体现在用人工吸湿性核进行播云催化以增加降水的试验中(例如, Hindman et al., 1977; Cooper et al., 1997)。Saleeby and Cotton (2005) 研究分析了科罗拉多地区冬季 CCN 和巨核浓度变化对地形云和降水的影响,发现高浓度的 CCN 形成了大量的小的云滴,淞附过程减少,这与 Borys et al. (2000, 2003) 的观测结果是一致的。

地面总降水量减少。当 CCN 浓度较高时,巨核浓度的增加会提高地面降水;而当 CCN 浓度较低时,巨核浓度的增加使地面降水减少。Cooper et al. (1997) 和 Yin et al. (2000) 的研究对此也有详细的阐述。

在目前已有的较为成熟的中尺度模式(如 MM5V3)中,云微物理过程的参数化方案采用的是总体水方案,可供选择的云微物理过程参数化方案中没有涉及气溶胶—CCN—云(雨)的过程,其暖云方案中也没有云滴、雨滴数浓度的预报量和尺度的诊断量。房文(2008)北京地区飞机观测资料拟合的气溶胶谱,模拟了北京地区 2005 年的 4 次降水过程,模拟区域覆盖了飞机探测试验区。结果表明,耦合了新的暖云方案的区域模式不但能较好地模拟出环流场,同时对降水时空分布的模拟也与观测十分吻合。另外,模式模拟的云滴有效半径也与观测值较接近,但对云水的模拟高于观测值。模式的结果证明了气溶胶对云的间接影响。

本文利用耦合了新的暖云微物理参数化方案的中尺度模式(Chen and Liu, 2004; Fang et al., 2010),模拟了华北地区 2005 年 6 月 25~26 日的一次弱冷锋过程,并以此研究了巨核的引入对不同背景气溶胶条件下的暖云降水的影响。

2 新双参数暖云方案

Chen and Lamb (1994, 1999) 发展了一个包含详细云微物理过程的分档气块模式,利用 Lee (1989, 1992) 的物理统计方法统计分析了分档气块模式的模拟结果,建立了一个新的双参数的暖云微物理双参数化方案(简称 C&L 方案)(Chen and Liu, 2004)。该方案先假定一个三模态的气溶胶正态对数分布,然后考虑对流、扩散、云滴和雨滴的核化(非核化)过程,再由气溶胶质量的预报量显式地计算出气溶胶的数浓度。在这个参数化方案中,不需要对粒子尺度做任何假设,粒子的增长公式也不必像在总体水方案中对增长核函数要做简单化处理。因此,这样的方案既有详细气块模式对水成物描述的准确性,又具备总体水方案计算效率高的特点。另外,该方案提供了一套计算群体落速、水成物沉降、雷达反射率以及云滴和雨滴的有效半径的诊断公式,并采用模态法处理气溶胶的分布。

C&L 方案中以半径 $50 \mu\text{m}$ 为标准将水成物分

为云滴和雨滴两类。在 Chen and Lamb (1994) 最早的模式中, 所有的粒子, 不论能充当云凝结核 (CCN) 或直接成为雨滴胚的, 或是霾和非吸湿性的气溶胶粒子都用同样的方法处理。因此, 云滴和气溶胶粒子的差别就不能直接反映出来。理论上, 应该用科勒曲线的临界半径来确定云凝结核 (CCN) 是否活化为云滴了, 但是, 一些尺度很大的 CCN 可能永远都不能达到它的临界半径, 而只能以“大霾粒子”的形态存在。在云形成的初始阶段, 它们通常就已经是最大的粒子, 可以充当雨滴胚 (Chen and Lamb, 1999)。因此, 在新方案中将云滴活化临界半径放宽到同时大于 $2.5\text{ }\mu\text{m}$ 和粒子的临界半径, 还允许一些最大的 CCN 直接活化为雨滴。在新方案中, 少量的雨滴 (C&L 方案中称之为“雨胚”) 在气块刚达到饱和就会即刻形成。而在传统的总体水方案中, 雨滴只能通过云雨自动转化过程形成。

新的暖云方案中考虑的微物理过程有: 云滴的活化, 云雨滴通过水汽凝结、碰并和破碎而增长等过程, 具体有: (1) 云滴通过水汽凝结的增长过程; (2) 雨滴通过水汽凝结的增长过程; (3) 云滴之间的碰并过程; (4) 云雨滴的自动转化过程; (5) 雨滴碰并云滴过程; (6) 雨滴的碰并过程; (7) 雨滴的碰撞—破碎过程; (8) 雨滴破碎成形成云滴的过程; (9) 云滴的退活化过程; (10) 雨滴蒸发形成云滴的过程。

3 模拟试验

3.1 个例选取和初始场设置

本文选择了华北地区 2005 年 6 月 25~26 日的一次弱冷锋过程的个例资料进行了模拟。该弱冷锋过程在北京地区较低对流层产生了薄的层云和弱的降水。

模式采用的三套网格, 采用了带有平滑—非平滑开关的单点反馈双重嵌套方案。模式顶设在 100 hPa, 垂直分成 24 层, 在自由大气中垂直分辨率为 500 m 左右, 在边界层约 50~200 m。模式在第一、二套 (最外层和第二层) 网格内采用了 Grell (1993) 的积云参数化方案, 关闭浅积云对流方案。实时辐射计算采用 Dudhia (1989) 的长波和短波云方案, 诊断计算用美国国家大气研究中心 (NCAR) 气候模式 (CCM3) 的辐射方案。模式采用了美国国家环境预测中心 (NCEP) 中期预报模式中采用的 Hong and Pan (1996) 的行星边界层方案。五层土壤模式用于地面方案, 对气溶胶和云物质也用了水平扩散。

模式用 $1^\circ\times 1^\circ$ NCEP 格点再分析的资料启动运行。

采用新方案对该过程降水的模拟, 参见 Fang et al. (2010)。

3.2 不同气溶胶背景下的模拟结果

对 2005 年 6 月 25~27 日的个例, 我们分别用 Whitby (1978) 根据观测统计得出的清洁大陆背景下的气溶胶分布、平均大陆背景下的气溶胶分布和城市背景条件下的气溶胶作为启动云形成发展过程, 并进而发展成为降水的初始场。三种气溶胶分布的三模态参量列于表 1 中。

图 1 为三种气溶胶分布下的数值模拟结果, 模拟值是在第二套网格内的平均。显然, 气溶胶浓度越大, 产生的云滴粒子在数浓度 (N_c) 和云水质量 (Q_c) 上也越多。例如, 在云水最大的位置, 清洁大陆背景、城市平均和飞机观测值拟合的气溶胶分布下模拟的云滴数浓度 N_c 分别为 100 cm^{-3} 、 400 cm^{-3} 、 1200 cm^{-3} 。云水混合比也表现了同样的变化, 只是数量上差别没有 N_c 那么大, 其对应最大值分别为 0.7 g/kg 、 0.90 g/kg 、 1.2 g/kg 。随气溶胶

表 1 三种背景条件下气溶胶分布的三模态参量
Table 1 Three aerosol size distribution types for different backgrounds

	数浓度/ cm^{-3}			平均半径/ μm			几何宽度		
	Nu ($\times 10^3$)	Ac ($\times 10^3$)	Co	Nu ($\times 10^{-3}$)	Ac ($\times 10^{-2}$)	Co	Nu	Ac	Co
清洁大陆	1.0	0.8	0.72	8.0	3.3	0.46	0.47	0.74	0.79
平均大陆	6.4	2.3	3.20	7.5	3.8	0.51	0.53	0.69	0.77
城市	106.0	32.0	5.4	7.0	2.7	0.43	0.59	0.77	0.79

注: Nu: 核化模态; Ac: 累积模态; Co: 粗粒子模态。

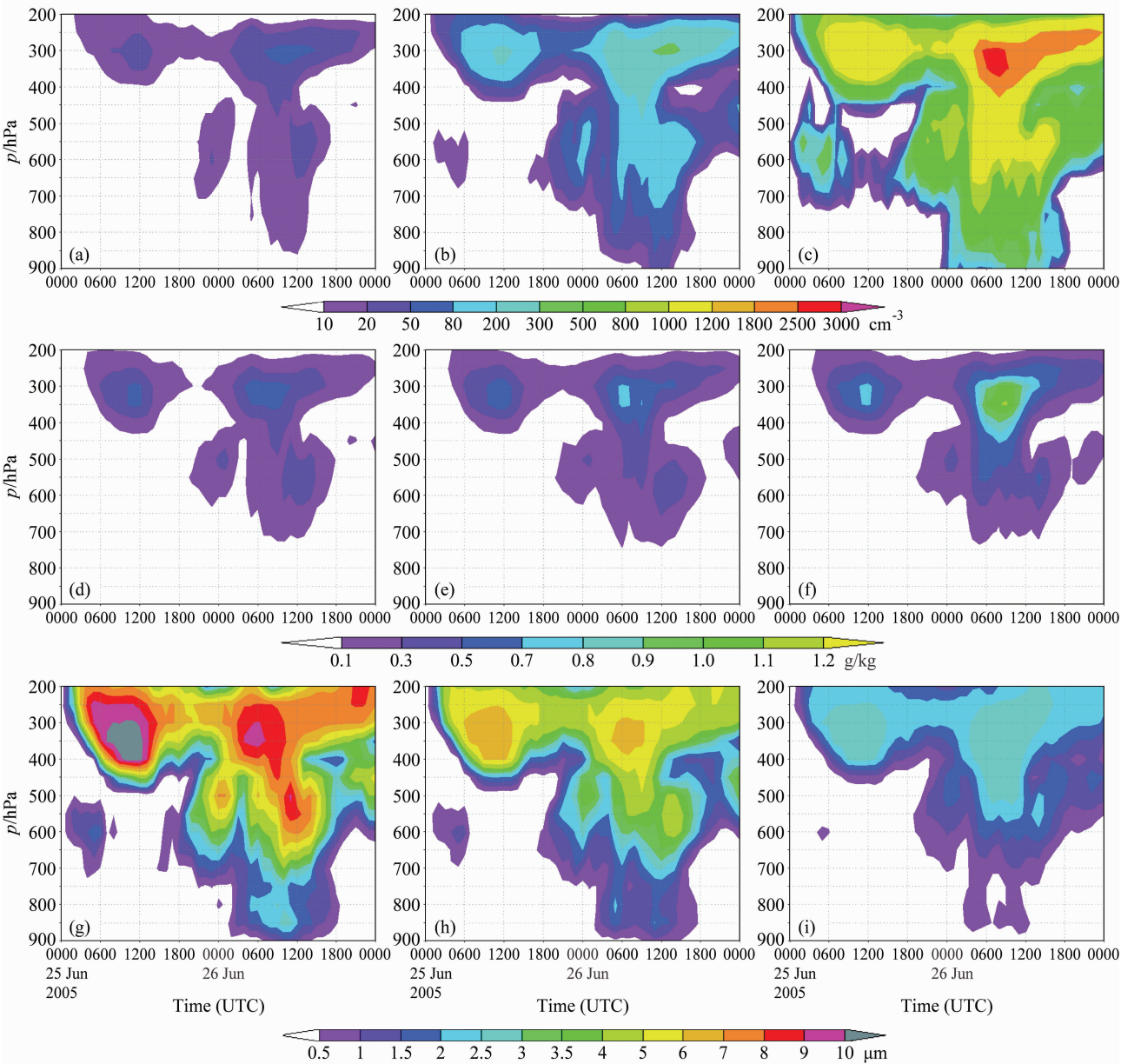


图1 (a、d、g) 清洁大陆、(b、e、h) 平均大陆和 (c、f、i) 以机载云物理探测值拟合的北京城市背景气溶胶分布下模拟的云滴性质：(a-c) 云滴数浓度；(d-f) 混合比；(g-i) 有效半径

Fig. 1 Averaged values of cloud-drop (a-c) number concentration, (d-f) mass mixing ratio, and (g-i) effective radius under (a, d, g) clean continental, (b, e, h) average continental, and (c, f, i) urban aerosol conditions

浓度的增加，云滴浓度增加，含水量增大，但云滴平均半径减小。从图1中可以看出，云滴粒子的有效半径从清洁大陆背景的大于 $10\text{ }\mu\text{m}$ 减小到污染的北京地区的 $5\text{ }\mu\text{m}$ 左右。

3.3 巨核的引入对暖云降水影响的模拟试验

在我们以清洁大陆气溶胶分布启动模式的试验中，云滴数浓度大多数高于 50 cm^{-3} ，而云水含量类似于海洋层积云，这样我们模拟的云仍在“巨CCN有效”的范围之内。为了考察巨核的作用，我

们简单地将粗粒子模态的气溶胶平均半径改变到 $2.812\text{ }\mu\text{m}$ ，三种模态的气溶胶数浓度都改变为 0.5 cm^{-3} 。计算结果表明，每升有50个可以成为雨滴胚的巨核，而用表1中的三种气溶胶分布计算的结果，这样的巨核每升少于0.5个。比较含有巨核和没有巨核情况下的模拟结果，在三种气溶胶分布背景下（清洁大陆、平均大陆和城市气溶胶）的模拟结果展示在图2中。

为了说明巨核的作用，图2给出的是含有巨核

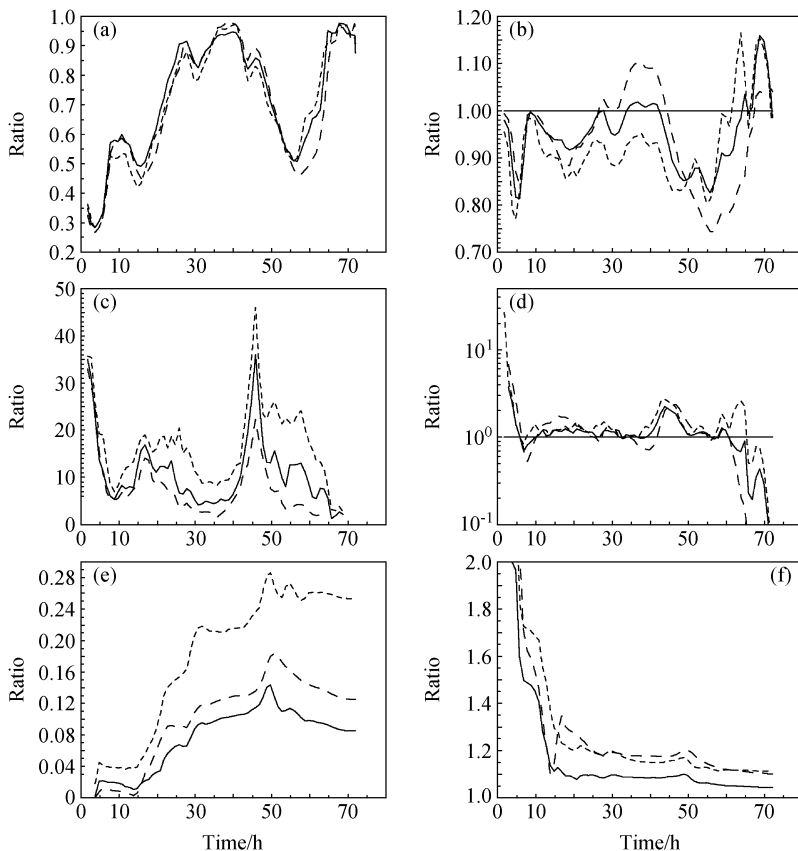


图2 不同气溶胶分布背景下柱积分云和雨特性含有巨核的模拟结果与没有巨核的模拟结果的比值随时间的变化: (a) 云滴数浓度; (b) 云水混合比; (c) 雨滴数浓度; (d) 雨水混合比; (e) 地面累积降水; (f) 地面累积降雨。短虚线: 清洁大陆; 实线: 平均大陆; 长虚线: 城市气溶胶分布

Fig. 2 Ratios of simulated column integrated cloud and rain properties including giant nuclei to those without giant nuclei for different aerosol backgrounds; (a) Cloud drop number concentration; (b) cloud water mixing ratio; (c) raindrop number concentration; (d) rainwater mixing ratio; (e) accumulative surface precipitation; (f) accumulative surface rainfall. Dashed line; clean continental; solid line; averaged continental; long dashed; urban aerosols

的模拟结果与没有巨核的模拟结果的比值, 是模拟不同气溶胶分布背景下由于巨核的作用引起的柱积分云和雨特性随时间的变化。要说明的是, 60 h 以后的模拟值, 实际上是没有太多的意义, 因为此时云雨几乎完全消散了。

尽管巨核的数目比一般的云凝结核小几个量级, 但是却能产生更多的雨滴 (图 2c), 并在活化阶段消耗更多水汽, 这样降低了空气的过饱和度, 也减少了较小尺度的气溶胶活化变成云滴的机会 (如图 2a 所示)。这个概念已应用于暖云催化, 在暖云催化中播撒的人工巨核不仅促进碰并也减少云滴数浓度, 使活化的 CCN 长得更大 (Cooper et al., 1997; Mather et al., 1997)。Ghan et al. (1998) 的研究中也发现, 大尺度气溶胶 (如海盐) 和小尺度

气溶胶 (如硫酸盐) 之间对水汽的竞争可以造成过饱和度降低和云滴数减少。

当云滴变得较大, 云雨自动转化和碰并过程也可能增强, 就会进一步使云滴数浓度减少。除这些作用之外, 雨胚能通过碰并过程使云滴数浓度减少, 但是在云形成后期, 由于大多数巨核已由降雨冲刷落出, 这个作用变得不是十分明显。在图 2a 中, 在不同类型气溶胶条件下模拟出的云滴数浓度的比值是很接近, 尽管它们最初的云滴数浓度有明显的差别 (图 1a-c)。城市气溶胶个例中, 初始云滴数浓度最高, 因而云滴数浓度减少的绝对值也是最显著的。但是, 到底是由于饱和度最大值较低引起活化过程减弱, 云滴尺度的变大加强了碰并过程, 还是由于更多的雨胚增强了碰并过程占主导作

用, 还不是十分清楚。

巨核对减少云水作用较小, 主要因为多数这样的雨胚很快耗尽, 水汽的凝结过程再占优势。但是, 我们注意到在模拟到 35~45 小时的时候, 云已经消散 (见图 1), 城市气溶胶和平均大陆型气溶胶分布背景条件下模拟结果出现较多的云水。这可能是因为大云滴的蒸发比小云滴慢, 所以这段时间较多云水保持未蒸发, 也可能通过雨滴蒸发转化成云滴, 使得云水 Q_c 增加, 这从图 2b 中同一时段云滴数浓度略微增加可以得到验证。

巨核直接活化成为雨胚, 产生大量雨滴 (图 2c), 从而在降水期的较早阶段雨胚耗尽之前有较高的雨水含量和降水率。雨滴数目的增加与气溶胶类型的关系不大, 因为在三种气溶胶分布背景下, 巨核的数量设定为一样多的。不过雨滴数浓度的确存在差异 (见图 2c), 这主要是因为当云滴尺度变大时, 云雨自动转化过程更为活跃。例如在模拟的最初 5 小时期间, 巨核使云滴尺度增大大约 1.35 倍, 使云滴尺度变大; 在清洁大陆、平均大陆和城市气溶胶分布背景下, 云滴尺度分别从 $7\ \mu\text{m}$ 增加到 $9.45\ \mu\text{m}$ 、 $5\ \mu\text{m}$ 增加到 $6.75\ \mu\text{m}$ 以及从 $2.5\ \mu\text{m}$ 增加到 $3.38\ \mu\text{m}$ 。按 C&L 方案, 云滴尺度每增加 $1\ \mu\text{m}$, 云雨自动转化率在云滴有效半径 $r_e = 3\ \mu\text{m}$ 时, 增大 80% 左右; $r_e = 6.5\ \mu\text{m}$ 时, 增大 9% 左右; $r_e = 10\ \mu\text{m}$ 时, 增大 15% 左右。同时在城市气溶胶背景 (平均大陆) 个例中, 引起云雨自动转化过程的增强 (减弱)。另外, 在云水较少的城市气溶胶的例子中对碰并过程的增强更有效, 因为有更多云水和云滴可供碰并。

4 结论

总体看来, 对三类气溶胶分布, 巨核的存在会略微增加降水 (见图 2d-f)。城市气溶胶中累积降水量可增加超过 15%, 而平均大陆性气溶胶为 5% 左右。这个结果与 Yin et al. (2000) 相似, 他们的结果表明暖云人工催化效果在污染环境中更显著。然而, 清洁大陆性气溶胶中云水和云滴都较少, 累积降水量增加 15% 左右, 绝对值达 $0.28\ \text{mm}$, 比城市背景气溶胶分布下的例子 (累积降水量也增加 15% 左右, 绝对值小于 $0.2\ \text{mm}$) 要高, 意味着降水对巨核的敏感性不是简单地取决于碰并和云雨自动转化过程的加强, 也与雨水沉积增长的加强有关。这些

因素的综合效果非线性地决定于气溶胶分布类型, 因而无论气溶胶浓度高低, 巨核引起的降水增加在三种气溶胶分布背景条件的模拟中都有体现, 至少在我们模拟的条件下是这样。

在所有模拟中, 雨胚的凝结增长率都类似, 因为加入的是同样的巨核量。然而它们与云滴凝结增长过程竞争水汽的能力在 CCN 数浓度较低的情况下相对更强。给定雨滴胚的数浓度是 $50\ \text{L}^{-1}$, 在云形成初期半径为 $15\ \mu\text{m}$, 雨水凝结增长与云水凝结增长之比在城市、平均大陆型和清洁大陆型气溶胶下分别为 5%、10% 和 40%。因此, 雨水凝结增长在清洁气团中对降水的贡献比在污染气团情况下大得多。此外雨滴增加引起的水汽消耗, 能降低最大过饱和度和云滴浓度, 造成云粒子尺度变大, 促进了云雨自动转化过程。

除增加降水外, 巨核也能减轻气溶胶的间接效应, 因为云水和云滴数都减少了 (见图 2a、b), 而云滴尺度增大了。在城市气溶胶个例下云滴数浓度和云光学厚度的减少较大, 而在清洁大陆性气溶胶个例下, 巨核对辐射的影响稍强。因为辐射响应在较薄的光学厚度的云中更敏感, 这就解释了为什么短波辐射强迫的变化在清洁环境中较大, 此时反照率能减少达 3%。在 17~19 h (接近正午的时候) 城市气溶胶个例中, 巨核引起反照率减少 1%, 这减少气溶胶的间接效应 15% 左右。

参考文献 (References)

- Borys R D, Lowenthal D H, Mitchell D L. 2000. The relationships among cloud microphysics, chemistry, and precipitation rate in cold mountain clouds [J]. *Atmos. Environ.*, 34: 2593–2602.
- Borys R D, Lowenthal D H, Cohn S A, et al. 2003. Mountaintop and radar measurements of anthropogenic aerosol effects on snow growth and snow rate [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (10): 1538, doi: 10.1029/2002GL016855.
- Chen J-P, Lamb D. 1994. Simulation of cloud microphysical and chemical processes using a multicomponent framework. Part I: Description of the microphysical model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 51: 2613–2630.
- Chen J-P, Lamb D. 1999. Simulation of cloud microphysical and chemical processes using a multicomponent framework. Part II: Microphysical evolution of a wintertime orographic cloud [J]. *J. Atmos. Sci.*, 56: 2293–2312.
- Chen J-P, Liu S-T. 2004. Physically based two-moment bulk water parameterizations for warm cloud microphysics [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 130: 51–78.

- Cooper W A, Bruintjes R T, Mather G K. 1997. Calculations pertaining to hygroscopic seeding with flares [J]. *J. Appl. Meteor.*, 36: 1449–1469.
- 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.
- Eagan R C, Hobbs P V, Radke L F. 1974a. Particle emissions from a large Kraft paper mill and their effects on the microstructure of warm clouds [J]. *J. Appl. Meteor.*, 13: 535–552.
- Eagan R C, Hobbs P V, Radke L F. 1974b. Measurements of cloud condensation nuclei and cloud droplet size distributions in the vicinity of forest fires [J]. *J. Appl. Meteor.*, 13: 553–557.
- 房文. 2008. 气溶胶对云和降水影响的研究 [D]. 南京信息工程大学博士学位论文. Fang Wen. 2008. Effect of aerosol on cloud and precipitation [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese). Nanjing University of Information Science Technology.
- Fang Wen, Zheng G G, Wang W C. 2010. A modeling study of aerosol effects on cloud radiative property and precipitation [J]. *Chinese Science Bulletin*, 55 (15): 1554–1559.
- Feingold G, Cotton W R, Kreidenweis S M, et al. 1999. The impact of giant cloud condensation nuclei on drizzle formation in stratocumulus; Implications for cloud radiative properties [J]. *J. Atmos. Sci.*, 56: 4100–4117.
- Ghan S J, Guzman G, Abdul-Razzak H. 1998. Competition between sea salt and sulfate particles as cloud condensation nuclei [J]. *J. Atmos. Sci.*, 55: 3340–3347.
- Grell G A. 1993. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121: 764–787.
- Hindman E E, Hobbs P V, Radke L F. 1977. Cloud condensation nucleus size distributions and their effects on cloud droplet size distributions [J]. *J. Atmos. Sci.*, 34: 951–956.
- Hong S-Y, Pan H-L. 1996. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 124: 2322–2339.
- Johnson D B. 1979. The role of coalescence nuclei in warm rain initiation [D]. Ph. D. dissertation. University of Chicago. 119 pp.
- Johnson D B. 1982. The role of giant and ultragiant aerosol particles in warm rain initiation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 39: 448–460.
- Khain A, Pokrovsky A, Pinsky M, et al. 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.
- Lee I Y. 1989. Evaluation of cloud microphysics parameterizations for mesoscale simulations [J]. *Atmos. Res.*, 24: 209–220.
- Lee I Y. 1992. Comparison of cloud microphysics parameterizations for simulations of mesoscale clouds and precipitation [J]. *Atmos. Environ.*, 26A: 2699–2712.
- 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.
- Mather G K, Terblanche D E, Steffens F E, et al. 1997. Results of the South African cloud seeding experiments using hygroscopic flares [J]. *J. Appl. Meteor.*, 36: 1433–1447.
- Rosenfeld D, Lahav R, Khain A, et al. 2002. The role of sea spray in cleansing air pollution over ocean via cloud processes [J]. *Science*, 297: 1667–1670.
- Rudich Y, Khersonsky O, Rosenfeld D. 2002. Treating clouds with a grain of salt [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29: 2060, doi: 10.1029/2002GL016055.
- Saleeby S M, Cotton W R. 2005. A large-droplet mode and prognostic number concentration of cloud droplets in the Colorado State University Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part II: Sensitivity to a Colorado winter snowfall event [J]. *J. Appl. Meteor.*, 44: 1912–1929.
- Takahashi T. 1976. Hail in an axisymmetric cloud model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 33: 1579–1601.
- Whitby K T. 1978. The physical characteristics of sulfur aerosols [J]. *Atmos. Environ.*, 12: 135–159.
- Woodcock A H, Duce R A, Moyers J L. 1971. Salt particles and raindrops in Hawaii [J]. *J. Atmos. Sci.*, 28: 1252–1257.
- Wurzler S, Reisin T G, Levin Z. 2000. Modification of mineral dust particles by cloud processing and subsequent effects on drop size distributions [J]. *J. Geophys. Res.*, 105: 4501–4512.
- Yin Y, Levin Z, Reisin T, et al. 2000. Seeding convective clouds with hygroscopic flares; Numerical simulations using a cloud model with detailed microphysics [J]. *J. Appl. Meteor.*, 39: 1460–1472.