

李泽宇, 孙继明, 牛生杰. 2016. 沙尘冰核对积云起电过程影响的初步数值模拟试验 [J]. 气候与环境研究, 21 (1): 107–120. Li Zeyu, Sun Jiming, Niu Shengjie. 2016. Preliminary modelling for the effects of dust on the cumulus electrification process [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 21 (1): 107–120, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2015.15115.

沙尘冰核对积云起电过程影响的初步数值模拟试验

李泽宇^{1,2} 孙继明^{2,1} 牛生杰¹

¹ 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

² 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029

摘 要 非感应起电是指云中冰相粒子间通过相互碰撞而发生的电荷转移现象, 尤其以冰晶与霰粒子的碰撞过程为主, 被证实是云中电荷产生的主要方式之一。沙尘作为大气冰核的重要组成成分, 为了研究沙尘冰核对云中非感应起电过程的影响, 本文将两种不同的非感应起电参数化方案 (Takahashi 方案, 以下简称 TAK 方案; Saunders and Peck 1998 方案, 以下简称 SP98 方案) 耦合至一维半云和气溶胶分档云模式中。该模式能够显性地追踪每个水成物粒子中云凝结核和冰核的质量大小, 模拟每个冰核的核化过程, 以及每个冰粒子的碰撞过程, 从而确定霰粒子的数浓度和每个冰相粒子的电荷密度。对不同初始沙尘浓度的非感应起电过程进行了敏感性试验, 模式模拟结果表明: 随着沙尘粒子数浓度的增多, 云中冰晶粒子与霰粒子的数浓度都分别增加, 初始起电现象发生的时间提前, 空间电荷密度大小增加; SP98 方案和 TAK 方案都能模拟出 1981 年 7 月 19 日的一次积云观测个例的偶极型垂直分布, 但 SP98 方案更接近实况。

关键词 非感应起电 冰核 分档云模式

文章编号 1006-9585(2016)01-0107-14

中图分类号 P401

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2015.15115

Preliminary Modelling for the Effects of Dust on the Cumulus Electrification Process

LI Zeyu^{1,2}, SUN Jiming^{2,1}, and NIU Shengjie¹

¹ Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

² Key Laboratory of Cloud–Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Non-inductive electrification normally means charge transfer between ice particles through their collisions under a suitable environment. In particular, the collisions between ice crystals and graupel have been proven to be one of the main mechanisms of cloud charge production. As an important component of atmospheric ice nuclei, dust should play an important role in ice particle formation and cumulus cloud electrification. To study the impacts of different concentrations of dust on non-inductive electrification, two non-inductive electrification parameterization schemes (TAK

收稿日期 2015-05-12; 网络预出版日期 2015-09-11

作者简介 李泽宇, 男, 1990 年出生, 硕士研究生, 主要从事云微物理模型方面的研究。E-mail: lzydhd@126.com

通讯作者 孙继明, E-mail: jimings@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 2014CB441403, 国家自然科学基金 41375138, 中国科学院百人计划 Y16B015601, 江苏高校优势学科建设工程项目 PADA

Funded by National Basic Research Program of China (973 Program, Grant 2014CB441403), National Natural Science Foundation of China (Grant 41375138), “Hundred Talents Program” of the Chinese Academy of Sciences (Grant Y16B015601), A Project Funded by the Priority Academic Program Development of Jiangsu Higher Education Institutions (Grant PADA)

scheme and SP98 scheme) were coupled into a 1.5 cloud-aerosol bin model. The prominent feature of this model is that the mass of cloud condensation nuclei and that of ice nuclei in each hydrometeor category can be determined. Simulations showed that both the charge density and the concentration of ice and graupel particles increased with increasing dust concentration, while the time of the initial electrification phenomenon advanced. Furthermore, both electrification schemes showed the dipole-type structure of the electric charges vertically as the observed distribution on 19 July 1981 for the Cooperative Convective Precipitation Experiment (CCOPE). However, only the SP98 scheme simulated the initiation of non-inductive electrification in the developing stage of this case.

Keywords Non-inductive electrification, Ice nuclei, Bin cloud model

1 引言

非感应起电是在有过冷水存在的条件下, 大小冰相粒子碰撞时, 由于碰撞界面特性不同而发生的电荷转移机制。早期的飞机穿云观测结果 (Dye et al., 1986) 和一系列实验室研究 (Reynolds et al., 1957; Marshall et al., 1978; Takahashi, 1978; Jayaratne et al., 1983; Saunders et al., 1991; Brooks et al., 1994) 结果已经证实了非感应起电是云内电荷产生的主要机制。目前对于影响非感应起电机理中电荷转移的因素主要有两种观点, 一种是 Takahashi (1978) 提出的转移电荷的极性和数量与云温以及液态含水量 (liquid water content, LWC) 有关, 另一种观点 (Saunders et al., 1991; Brook et al., 1997) 则认为转移的电荷取决于有效液态水含量 (effective liquid water content, E_{lwc} , 有效液态水含量是指液态水中仅供霰附增长的那一部分)。

由于气溶胶的浓度会影响到暖雨的形成, 从而影响到云内液态水含量以及积云发展的高度, 气溶胶的变化必然会影响非感应起电过程。目前气溶胶对于云中电过程影响的研究主要集中在云滴数浓度的影响方面。Williams et al. (2002) 通过对比大陆和海洋闪电活动指出增加气溶胶含量可以减小雨滴尺寸, 抑制暖云碰并, 继而增加闪电活动。Mansell and Ziegler (2013) 通过数值模拟研究了云凝结核 (cloud condensation nuclei, CCN) 浓度变化对于霰粒子数浓度、云中起电过程以及闪电活动的影响。

大气冰核作为大气气溶胶的重要组成, 其在大气中的含量虽远低于 CCN, 但冰核浓度的大小对于产生的冰相粒子数量有着重要影响, 冰相粒子的增多也会反过来抑制云滴的发展, 继而影响云中电荷的产生以及闪电活动等过程。因此研究大气冰核浓度对于非感应起电过程的影响具有十分重要的意义。本文选取了不同初始沙尘浓度的冰核方案对非

感应起电过程进行了敏感性试验, 分析冰核浓度对于云微物理过程的影响, 继而进一步探究大气冰核浓度对于非感应起电过程的影响。

许多学者已在数值模式中耦合了不同的非感应起电参数化方案 (Rawlins, 1982; Helsdon et al., 2001; Mansell et al., 2005; 侯团结等, 2009; 郭凤霞等, 2010), 模拟出的雷暴云空间结构主要为偶极型和三极型。即使相同的起电参数化方案由于云微物理参数化方案的不同, 模拟的电荷极性、电荷数量以及电荷空间结构上也存在差异。目前, 在研究起电和放电的数值模拟时, 大部分都采用总体参数化云方案 (孙安平等, 2002a, 2002b; 侯团结等, 2009; 郭凤霞等, 2010), 最近也出现了利用分档云模式来研究起电和放电过程 (周志敏和郭学良, 2009a, 2009b)。分档云模式的优势是显而易见的。与总体参数化云模式相比, 最显著的特点是更能准确地描述水成物的演变。

但是目前采用的分档模式在处理气溶胶的过程时过于简单, 例如: 云凝结核核化为云滴后, 水成物粒子中的气溶胶质量因计算量太大而没有考虑, 从而造成气溶胶粒子的丢失, 无法计算气溶胶的湿清除过程以及二次活化过程, 冰核的核化采用参数化的方法, 冰晶的产生只是温度和过饱和度的函数, 与冰核的种类无关, 从而造成冰晶数浓度很大的不确定性。本文采用一维半云和气溶胶分档云模式 (Sun et al., 2012) 来研究雷暴云的起电过程。该模式能够显性地追踪每个水成物粒子中云凝结核和冰核的质量大小, 可以模拟每个气溶胶粒子从霾粒子凝结增长到云滴粒子, 以及因液滴粒子和冰粒子自身碰并以及相互碰并造成的气溶胶质量的并合; 可以模拟某一种冰核的每个冰核粒子所参与的所有云微物理过程。因此, 该模式能够更加准确地确定冰晶粒子的数浓度以及每对冰粒子相互碰撞产生的电荷分离, 从而更加准确地计算每个冰相粒子的电荷密度。

2 模式及参数化方案介绍

2.1 模式介绍

本文所用模式为一维半云和气溶胶分档云模式 (Sun et al., 2012), 该模式详细地考虑了云凝结核和冰核的云微物理过程。由于大气气溶胶的复杂多样性, 在云模式中很难把所有的气溶胶的云微物理过程都描述出来。该模式只考虑一种云凝结核和一种冰核。我们可以追踪到每一个水成物粒子的云凝结核和冰核质量浓度。对云凝结核或者冰核的质量进行了 90 档的划分, 液滴粒子或者冰粒子划分了 130 档。其中, 云滴的增长主要通过凝结、蒸发以及随机碰并等一系列暖云降水过程实现的 (Leroy et al., 2006; Sun, 2008)。冰相微物理过程主要包括冰晶核化、凝结、升华、聚并、淞附和融化。冰相粒子在模式中被设定为小球形粒子, 包含了冻滴和破碎的冰屑 (Choulaton et al., 1978)。

2.1.1 云凝结核的微物理过程

大气云凝结核形成霾粒子和云滴粒子是一个连续的凝结增长过程。因此, 模式的初始气溶胶谱是根据相对湿度的大小, 依据寇拉曲线确定的包含干气溶胶和霾粒子混合谱。霾粒子活化为云滴粒子是根据液滴凝结增长公式, 通过连续地凝结增长转化的, 从而取代了目前大部分模式采用的活化方案。模式假设组成云凝结核的物质中绝大部分来自铵盐, 从而设定云凝结核为硫酸铵。雨滴的形成是通过云滴的随机碰并增长机制, 并导致了云中气溶胶向雨滴气溶胶的转化, 模式在计算水滴质量变化时同时计算了气溶胶的质量变化:

$$\left. \frac{\partial f_{\text{wat}}(m, m_{\text{ap}})}{\partial t} \right|_{\text{mic}} = \left. \frac{\partial f_{\text{wat}}}{\partial t} \right|_{\text{ce}} - \left. \frac{\partial f_{\text{ice}}}{\partial t} \right|_{\text{n}} - \left. \frac{\partial f_{\text{ice}}}{\partial t} \right|_{\text{r}} + \left. \frac{\partial f_{\text{wat}}}{\partial t} \right|_{\text{co}} + \left. \frac{\partial f_{\text{ice}}}{\partial t} \right|_{\text{m}}, \quad (1)$$

其中, f_{wat} 和 f_{ice} 分别为水滴粒子和冰粒子数浓度, m 和 m_{ap} 分别为粒子总质量和包含在其中的气溶胶粒子质量, t 为时间。公式 (1) 左侧项下标 mic 表示微物理过程, 右侧第一项下标 ce 表示凝结蒸发过程, 第二项下标 n 表示冰核核化过程, 第三项下标 r 表示淞附过程, 第四项下标 co 表示随机碰并过程, 第五项下标 m 表示融化过程。冰相粒子是通过液滴的冻结核化生成:

$$\left. \frac{\partial f_{\text{ice}}(m, m_{\text{ap}})}{\partial t} \right|_{\text{mic}} = \left. \frac{\partial f_{\text{ice}}}{\partial t} \right|_{\text{ds}} + \left. \frac{\partial f_{\text{ice}}}{\partial t} \right|_{\text{n}} + \left. \frac{\partial f_{\text{ice}}}{\partial t} \right|_{\text{r}} + \left. \frac{\partial f_{\text{ice}}}{\partial t} \right|_{\text{a}} - \left. \frac{\partial f_{\text{ice}}}{\partial t} \right|_{\text{m}}. \quad (2)$$

公式 (2) 右侧项下标 ds 表示凝华升华过程, 下标 a 表示冰粒子之间的碰并聚合增长过程, 其他同上。冰相粒子也通过凝华增长、聚合增长和淞附增长转化为冻滴、雪和霰, 它们在下降过程中也可能融化为雨滴。模式在考虑这些冰相过程时也同时考虑了气溶胶质量在它们之间的转化过程[计算过程在 Sun et al. (2012) 中有详细的描述]。

2.1.2 冰核的微物理过程

冰核通过凝结、浸润、凝华和接触等方式可以实现冰核的异质核化过程, 生成冰晶。由于在实际大气中只有非常小的一部分气溶胶可以充当冰核, 它们的表面总是包含可溶性的物质 (Chen et al., 1998; Zhang and Carmichael, 1999; Clarke et al., 2004; Sun and Ariya, 2006; Pratt et al., 2010), 并且由于异质核化过程很难发生在液面不饱和的情况下 (Heymsfield and Miloshevich, 1993; Möhler et al., 2005; Dymarska et al., 2006)。因此, 假设冰晶主要是冰核通过浸润冻结和凝华冻结生成的, 模式核化方案采用的冰晶核化参数化方案为 Phillips et al. (2013) 提出的方案, 该方案是在已有方案 (Phillips et al., 2008) 的基础上做了部分修正。方案中首先基于观测事实对大气冰核做了 3 种分类, 即沙尘、黑碳和不可溶性有机物粒子。模式假定冰核是表面含有云凝结核的气溶胶, 并且只考虑一种冰核, 例如: 沙尘、黑炭和细菌。水成物粒子含有冰核是通过以下两种形式: 一种是冰核核化成为云滴, 另一种则是冰核通过布朗运动和流体动力学运动被水成物粒子捕获。含有冰核的水滴和冰粒子也会通过淞附、随机碰撞和融化在冰粒子和水滴粒子之间发生转移:

$$\left. \frac{\partial g_{\text{wat}}(m, m_{\text{IN}})}{\partial t} \right|_{\text{mic}} = \left. \frac{\partial g_{\text{wat}}}{\partial t} \right|_{\text{ce}} - \left. \frac{\partial g_{\text{ice}}}{\partial t} \right|_{\text{n}} - \left. \frac{\partial g_{\text{ice}}}{\partial t} \right|_{\text{r}} + \left. \frac{\partial g_{\text{wat}}}{\partial t} \right|_{\text{c}} + \left. \frac{\partial g_{\text{ice}}}{\partial t} \right|_{\text{m}}, \quad (3)$$

$$\left. \frac{\partial g_{\text{ice}}(m, m_{\text{IN}})}{\partial t} \right|_{\text{mic}} = \left. \frac{\partial g_{\text{ice}}}{\partial t} \right|_{\text{ds}} + \left. \frac{\partial g_{\text{ice}}}{\partial t} \right|_{\text{n}} + \left. \frac{\partial g_{\text{ice}}}{\partial t} \right|_{\text{r}} + \left. \frac{\partial g_{\text{ice}}}{\partial t} \right|_{\text{a}} - \left. \frac{\partial g_{\text{ice}}}{\partial t} \right|_{\text{m}}, \quad (4)$$

其中, g_{wat} 和 g_{ice} 分别为含有冰核的水滴粒子和含有冰核的冰粒子的数浓度, m_{IN} 为包含在其中的冰核粒子的质量。计算过程在 Sun et al. (2012) 中有详细的描述。

2.2 起电参数化方案介绍

由于本文采用的是一维半云和气溶胶分档云模式, 将冰相粒子分为了 130 档, 因此在碰撞起电的过程中, 将粒子直径大于 0.5 mm 以上的冰相粒子划归

为大粒子处理,其余的冰相粒子则作为小粒子参与碰撞过程。大(霰粒子)小(冰晶粒子)粒子碰撞时的电荷密度变化率为

$$\frac{\rho_g}{t} = K_{gice} n_g n_{ice} \delta q = -\frac{\rho_{ice}}{t}, \quad (5)$$

其中, ρ_g 、 ρ_{ice} 分别为霰和冰晶的电荷密度, n_g 、 n_{ice} 为两者的数浓度, δq 为每次碰撞转移的电荷量; K_{gice} 表示大小粒子碰撞时的碰撞分离核:

$$K_{gice} = \frac{\pi}{4} (D_g + D_{ice})^2 \Delta V_{gice} \varepsilon_{gice}, \quad (6)$$

其中, D_g 和 D_{ice} 分别为霰粒子和冰晶粒子的直径, ΔV_{gice} 为两者下落末速度的差值, ε_{gice} 是两者的碰撞分离率, 它又等于碰撞效率与反弹系数的乘积。反弹系数与粘滞系数有关, 两者相加等于 1。模式中的粘滞系数设为 0.3 (Sun et al., 2012), 因此反弹系数为 0.7。由于是分档云模式, 我们可以追踪到包含有每个气溶胶的冰晶粒子与霰粒子的碰撞过程, 在模式的具体计算中, 我们定义了 f_{li} (n_r , n_c , n_a , n_{lv}) 这一四维变量来存储电荷密度。 $n_r=130$, 代表冰相粒子大小和质量; $n_c=90$, 代表其中包含的气溶胶的大小和质量; n_a 取 1 和 2, 分别表征铵盐和冰核; $n_{lv}=111$, 代表模式的垂直格距数。

本文主要采用了两种参数化方案作为对比研究, Takahashi 方案 (以下简称 TAK 方案) 和 SP98 方案。TAK 参数化方案相比于 SP98 方案比较简单, 方案中假设了大小两种粒子碰撞时的电荷转移量为一定值, 对于霰-冰晶碰撞, δq 的值为 2×10^{-15} C, 转移的电荷极性随着温度和液态含水量的改变而发生变化。Takahashi (1978) 在试验中得出, 当液态含水量介于 $0.1 \sim 4.0 \text{ g m}^{-3}$ 时, 粒子碰撞容易带电, 且极性反转温度为 -10°C 。当温度大于极性反转温度时, 霰粒子带正电, 冰晶粒子带负电; 反之霰粒子带负电, 冰晶粒子带正电。

Saunders et al. (1991) 通过实验得出了每次碰撞转移的电荷量 δq 的计算公式:

$$\delta q = k_q D_{ice}^m (\Delta V_{gice})^n f(T, E_{LWC}), \quad (7)$$

其中, k_q 、 m 、 n 依赖于冰晶的直径和转移电荷的极性, f 取决于环境温度 T 和 E_{LWC} 。Brooks et al. (1997) 将此方案变形, 用淞附凝结增长率 R 替代 E_{LWC} (淞附凝结增长率是霰粒子的有效液态水含量与下落末速度的乘积), 相比原方案, 认为不仅转移电荷的数量与下落末速度有关, 转移电荷的极性同样与降落末速有关。Marshall et al. (1978)、Keith and

Saunders (1990) 以及 Brook and Saunders (1994) 的试验结果表明, 碰撞起电过程中霰粒子获得电荷的数量与它与冰晶粒子之间的相对速度有很大关系, 相对速度趋近于 0 时, 电荷的转移量趋近于 0, 相对速度越大时转移电荷量越多且多为正电荷, 相反多为负电荷。因此, Brooks et al. (1997) 对 δq 的计算公式提出了相应调整:

$$\delta q = k_q D_{ice}^m (\Delta V_{gice})^n q(R), \quad (8)$$

其中, R 为淞附凝结增长率, 电荷量 $q(R)$ 取值如下 (Mansell et al., 2005):

$$q(R) = \begin{cases} 0, & R = R_{crit} \\ 6.74(R - R_{crit}), & R > R_{crit}, \text{霰带正电荷} \\ 3.9(R_{crit} - 0.1) \times \left\{ 4 \left[\frac{R - (R_{crit} + 0.1)/2}{R_{crit} - 0.1} \right]^2 - 1 \right\}, & 0.1 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1} \leq R < R_{crit}, \text{霰带负电荷} \\ 0, & R < 0.1 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1} \end{cases} \quad (9)$$

其中 R_{crit} 为临界淞附凝结增长率, R_{crit} 的值详见于 Saunders and Peck (1998)。

3 模拟结果及分析

本文所用个例为 1981 年在 Montana 的一次联合对流降水观测试验 (Cooperation Convective Precipitation Experiment, CCOPE) 中的一次深对流过程。由于个例中云底温度十分接近零温度层, 暖云过程对冰晶的繁生影响很小, 因此该个例能够很好地研究初始冰晶的形成。很多学者对发生在 1981 年 7 月 19 日的对流过程的观测结果, 进行了大量的分析研究 (Dye et al., 1986; Paluch, 1986; Politovich and Cooper, 1988; Musil et al., 1991; Politovich, 1993)。也有许多学者出于不同的研究目的分别在二维和三维模式中对这个个例进行了数值模拟 (Banta and Hanson, 1987; Taylor, 1989; Farley et al., 1992; Taylor et al., 1997; Helsdon et al., 2002; Cui et al., 2006; Leroy et al., 2006)。由于是冷底深对流云, 在模式用霰粒子代替了冻滴 (Sun et al., 2012), 霰粒子的密度与霰粒子的大小有关 (Locatelli and Hobbs, 1974)。模式的初始气溶胶谱选择大陆清洁条件下的气溶胶谱, 即 Sun et al. (2012) 中 C3 方案, 初始气溶胶总数浓度为 1236 cm^{-3} 。由 3 个对数正态分布谱共同组成, 对应的初始总数浓度分别为 798 cm^{-3} 、 420 cm^{-3} 和 18 cm^{-3} 。为了对比分析不同冰核浓度对云体发展以及电荷空间分布

的影响,对沙尘冰核做了敏感性试验。模拟时长 90 min,垂直网格为 100 m,动力步长为 2 s,非感应起电参数化方案选取了 SP98 参数化方案。选取沙尘粒子作为冰核,数浓度分别为 0.5 cm^{-3} 、 1.0 cm^{-3} 、 1.5 cm^{-3} 和 2.0 cm^{-3} (表 1)。

表 1 不同种类冰核敏感性试验方案

Table 1 Simulation cases with SP98 scheme for different dust concentrations

方案	冰核种类	初始浓度/ cm^{-3}
E1	沙尘	0.5
E2	沙尘	1.0
E3	沙尘	1.5
E4	沙尘	2.0

3.1 沙尘冰核浓度对冰晶数浓度的敏感性试验

图 1a-d 为云中液态含水量和垂直速度的模拟结果图。从图上可以看出,云体开始发展都是在云

底出现初始垂直扰动后的 20 min 左右。云体开始发展的前 10 min 相对比较缓慢,但在 30 min 之后开始呈现出快速发展的趋势,期间经历了大约 25 min,最大上升气流可以达到 10.8 m s^{-1} ,伴随的液态含水量的最大值可以达到 2.3 g m^{-3} 。在 75 min 之前没有降雨出现,因此,可以说明在 75 min 之后出现的降水是由于霰粒子的产生而造成的。内柱的上升气流触发了外柱的下沉补偿气流,消散的气流将水成物粒子在云顶输送至外柱,在云顶出现涡旋气流。对比图 1a-d 可以看出,在云体的消散阶段,降水含量的多少以及降至地面的时间均与初始冰核浓度有关。其中液水含量极值随冰核初始浓度的增加分别达到 0.7 g m^{-3} 、 1.5 g m^{-3} 、 2.1 g m^{-3} 、 2.4 g m^{-3} ,而极值出现的时间分别为 84 min、82 min、80 min 和 76 min。

图 2a-d 为云中液水饱和比和冰水含量的模拟结果。从 4 张分图中都可以看出,云体在云顶和云

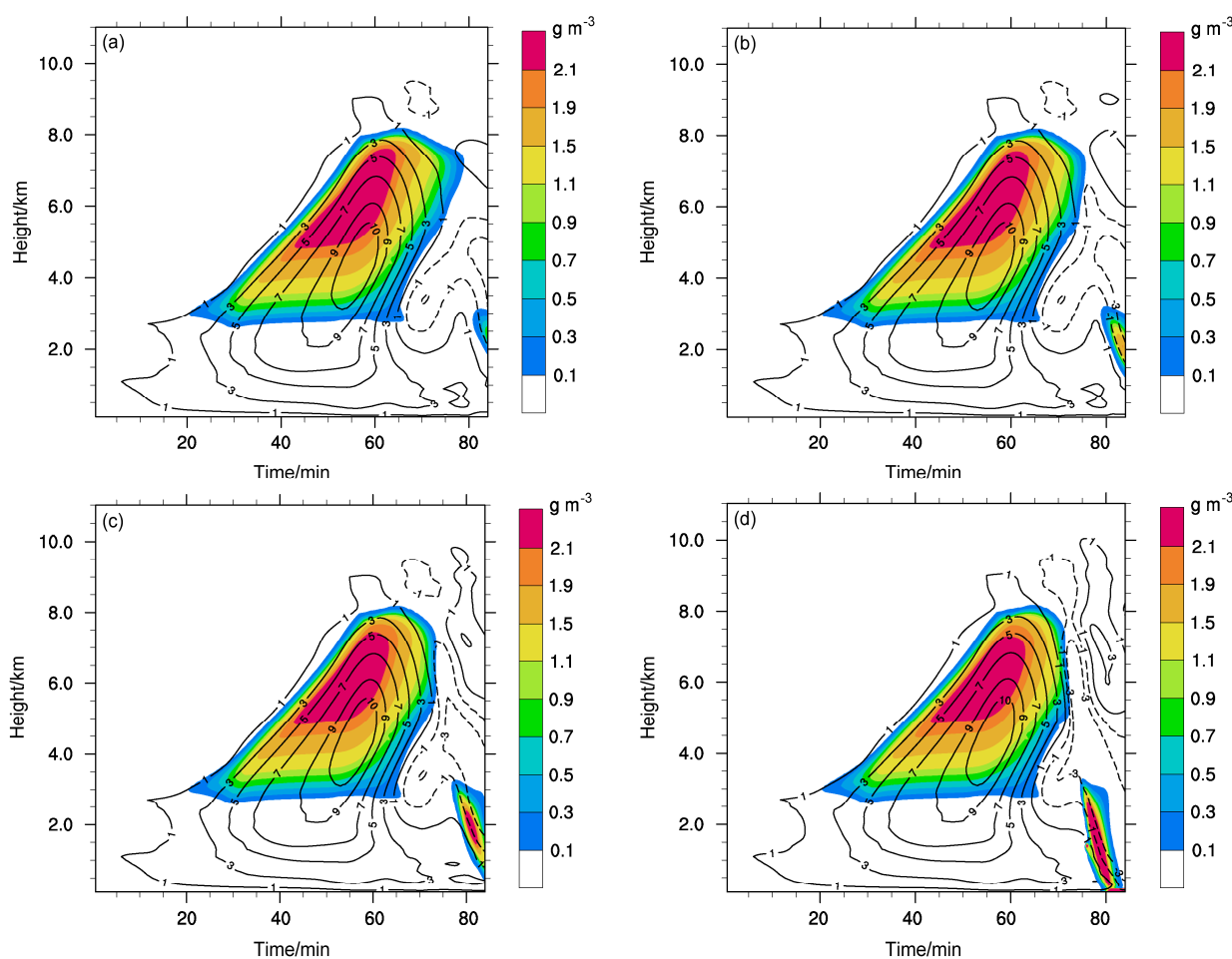


图 1 不同初始沙尘冰核浓度 (a) 0.5 cm^{-3} 、(b) 1.0 cm^{-3} 、(c) 1.5 cm^{-3} 、(d) 2.0 cm^{-3} 液水含量 (阴影) 与垂直速度 (等值线, 单位: m s^{-1}) 的时间—高度演变

Fig. 1 Temporal evolution of liquid water content (shadings) and vertical velocity (isolines, units: m s^{-1}) for different initial concentrations of dust: (a) 0.5 cm^{-3} ; (b) 1.0 cm^{-3} ; (c) 1.5 cm^{-3} ; (d) 2.0 cm^{-3}

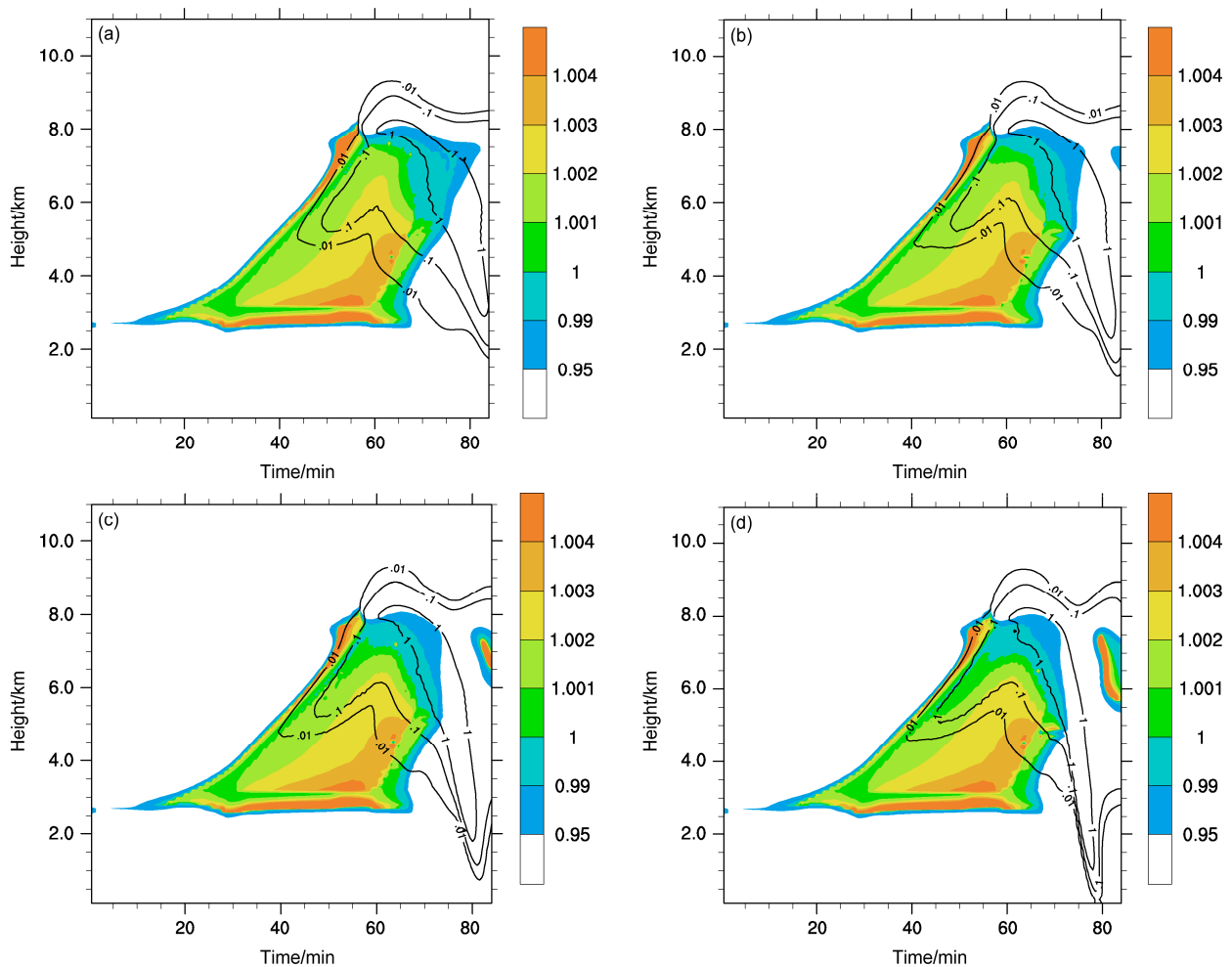


图2 不同沙尘初始浓度 (a) 0.5 cm^{-3} 、(b) 1.0 cm^{-3} 、(c) 1.5 cm^{-3} 、(d) 2.0 cm^{-3} 液水饱和比 (阴影) 与冰水含量 (等值线, 单位: g m^{-3}) 的时间—高度演变

Fig. 2 Temporal evolution of saturation ratio with respect to water (shadings) and ice water content (isolines, units: g m^{-3}) for different initial concentrations of dust: (a) 0.5 cm^{-3} ; (b) 1.0 cm^{-3} ; (c) 1.5 cm^{-3} ; (d) 2.0 cm^{-3}

底有两个大的过饱和度带。云顶的过饱和带是由于气压扰动梯度力造成的, 说明在深对流的发展阶段, 云顶边界层也会形成大量的云滴。对比 4 种方案可以发现, 云中初始冰晶的出现时间分别为 44 min、42 min、40 min 和 39 min, 说明初始冰晶出现的时间随着初始冰核数浓度的增加而提前; 在消散阶段, 云中冰水分别降至 1.7 km、1.3 km、0.7 km 和地面, 对应高度的时刻分别为大于 85 min、85 min、82 min 和 79 min, 与图 1 液水含量在消散阶段出现高度和时间相对应, 说明冰水下落到达高度随着初始冰核浓度的增加而降低, 时间提前。

图 3a-d 为冰晶数浓度, 冰面饱和比以及温度的模拟结果。在 60 min 左右, 在 4 km 高度出现了冰晶的繁生; 在云顶, 同质活化使得冰晶数浓度达

到了最大值。云顶大量的冰晶一直持续到云体的消散阶段, 最大数浓度超过 100 L^{-1} , 云顶在温度低于 $-36 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 时已经完全冰冻。在云体的消散阶段, 上升气流显著减弱, 下沉的冰粒子形成了一个高数浓度带, 并且大量的霰粒子落入冰晶繁生对应的温度区, 但是却没有二次冰晶的生成, 这是由于在此温度区间内没有满足条件的云滴粒子。对比 4 种方案及上述结论可以得出, 沙尘粒子数浓度在 2.0 cm^{-3} 范围内, 冰粒子数浓度与初始冰核浓度成正比。

图 4 为 4 种不同方案下云中垂直速度、液态水含量、冰粒子数浓度与霰粒子数浓度的模拟结果与观测结果的对比图。从图 4a 中可以看出模式模拟的垂直速度结果与观测结果吻合得较好, 体现在随时间的变化趋势相同, 并且最大上升气流和下沉气

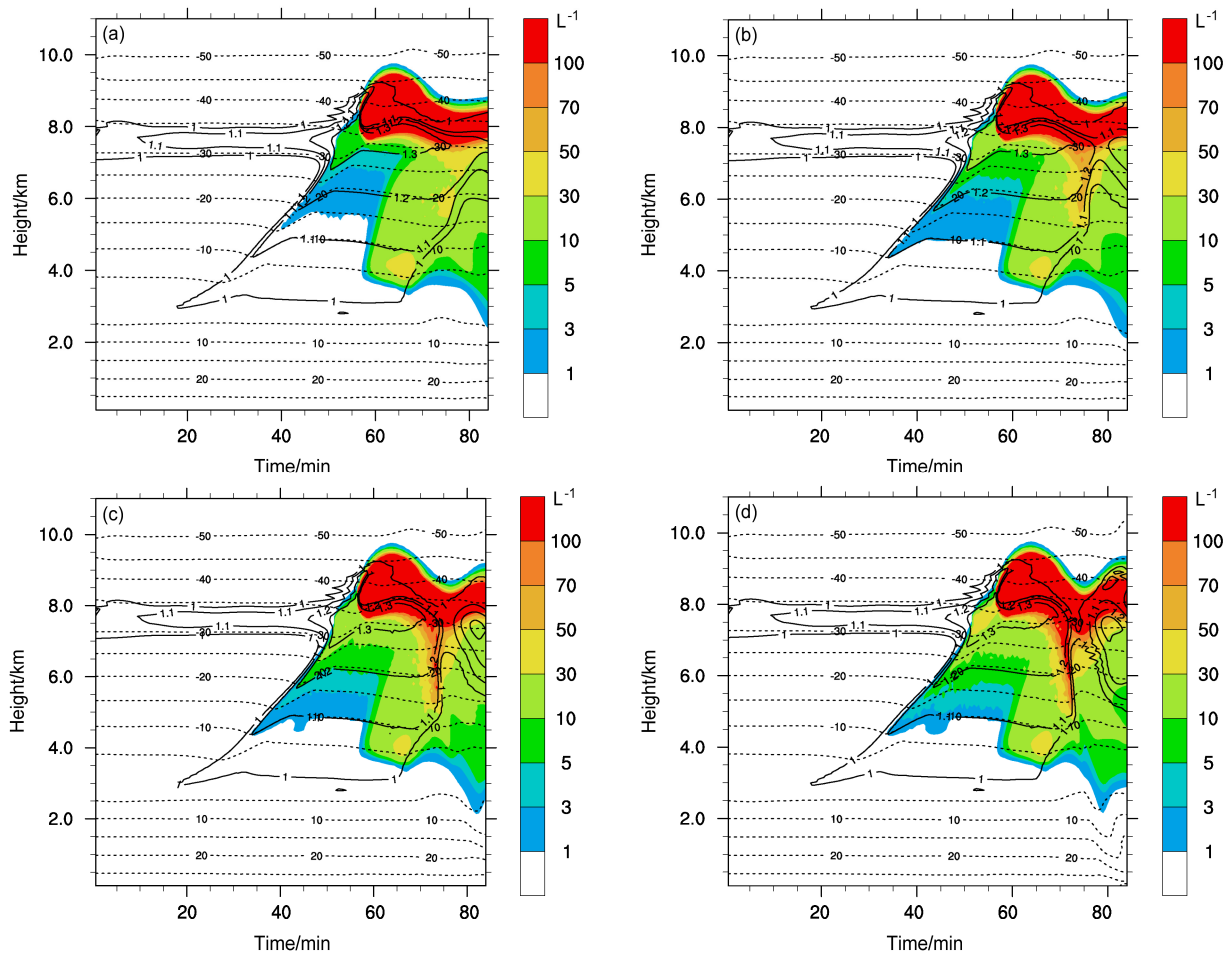


图3 不同沙尘初始浓度 (a) 0.5 cm^{-3} 、(b) 1.0 cm^{-3} 、(c) 1.5 cm^{-3} 、(d) 2.0 cm^{-3} 冰面饱和比 (实线)、冰粒子数浓度 (阴影) 与温度 (虚线, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 的时间—高度演变

Fig. 3 Temporal evolution of saturation ratio with respect to ice (solid lines), ice particle number concentrations (shadings) and temperature (dashed lines, units: $^{\circ}\text{C}$) under different initial concentrations of dust: (a) 0.5 cm^{-3} ; (b) 1.0 cm^{-3} ; (c) 1.5 cm^{-3} ; (d) 2.0 cm^{-3}

流数值与观测结果一致。图 4b 为液态水含量图, 在 4 种不同初始冰核浓度下, 液水含量的时空模拟结果基本相似, 且与实际观测值比较吻合。图 4c 和 4d 分别为 5.4 km 高度处云中冰晶粒子和霰粒子 (直径大于 $500 \mu\text{m}$) 随时间变化的模拟结果, 观测的冰晶数浓度和霰粒子变化与模式模拟结果比较相近, 但是霰粒子出现的时间明显滞后, 其主要原因是该模式把冰晶粒子简化为球形粒子, 实际上典型的冰晶粒子形状为柱状或片状。这些形状更有利于捕捉到云滴粒子, 从而加速霰粒子的生成, 在后续的研究工作中我们会加入这方面的研究内容。在发展阶段, 4 种方案模拟的云中垂直上升气流速度非常一致, 但在消散阶段由于不同方案冰核数浓度不同, 冰晶粒子数浓度和霰粒子数浓度以及它们的时空分布存在差异 (图 4c 和 4d)。由于霰粒子具有

较大的下落末速度, 先形成的霰粒子就会较早地下落到地面, 从而形成不同的拖曳力时空分布, 也就是最先下落的霰粒子个例, 最先出现下沉气流, 并且霰粒子质量多的拖曳力大, 并造成较大的下沉气流 (图 4a)。Leroy et al. (2006)、Hiron and Flossmann (2015) 利用一维半模式也模拟了这个个例, 由于他们没有考虑气压扰动力, 模拟的结果与观测结果相比相差非常大。通过实际个例的模拟比较, 再次证明气压扰动梯度力在积云发展过程中起着非常重要的作用。

从图中可以看出, 随着冰核初始数浓度的增多, 冰晶粒子和霰粒子的数浓度也随之增多, 在沙尘粒子浓度小于 2.0 cm^{-3} 时, 冰晶数浓度的模拟结果稍低于实际观测值, 而霰粒子都要略多于观测结果。这种差异是多种因素造成的, 首先是飞机观测

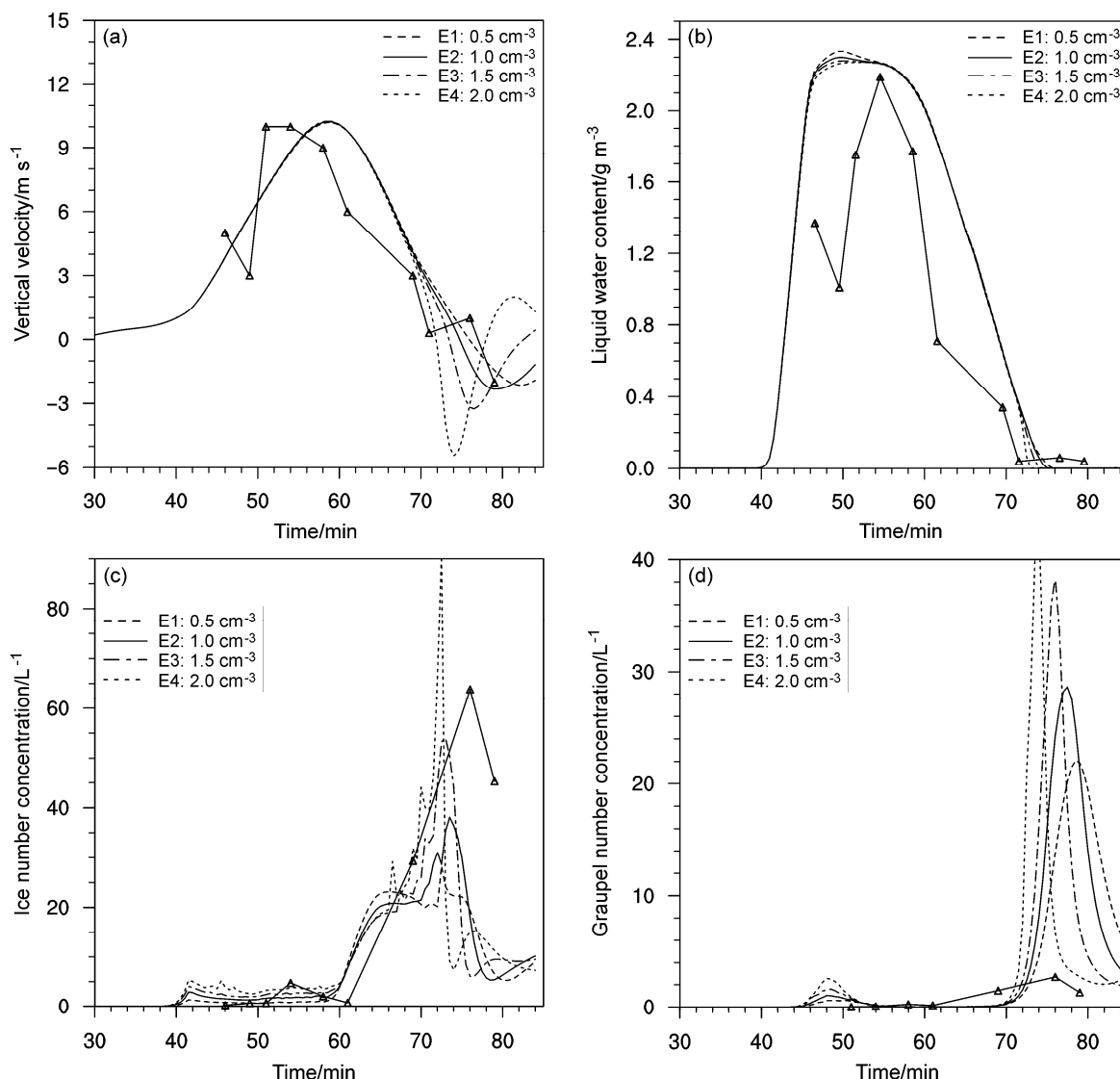


图4 观测结果与模拟结果在相同硫酸铵数浓度 (1236 cm^{-3}) 不同沙尘浓度 (E1-E4) 下 5.4 km 高度处的时间演变: (a) 垂直速度; (b) 液态水含量; (c) 冰粒子数浓度; (d) 霰粒子 (直径大于 $500 \mu\text{m}$) 数浓度

Fig. 4 Temporal evolution of variables measured at 5.4 km and simulated at the same height with the same number concentration of ammonium sulfate (1236 cm^{-3}) but with different concentrations (E1-E4) of dust: (a) Vertical velocity; (b) liquid water content; (c) ice particle number concentration; (d) graupel (diameter $> 500 \mu\text{m}$) number concentration

的结果是整体云的平均结果, 我们的模式是由两个同心圆柱体构成, 进行比较的模拟结果是内圆柱体的物理量场, 没有考虑两个圆柱体之间的物理量, 因为在这一区间也有少量的水成物, 其二该模式的动力框架比较简单, 与实际积云发展的复杂动力场有差距, 其三大气中冰核是多种冰核构成的, 不仅各自的核化属性都不相同, 而且每种冰核浓度都具有一定的时空分布。虽然模式模拟结果与观测结果存在一定的差异, 但是在物理量的大小、随时间变化趋势等方面与观测结果已经吻合得很好, 可以说

该模式很好地模拟了 1986 年 CCOPE 试验中的一次深对流过程, 这是我们进行起电机理研究非常重要的必要条件。

3.2 沙尘冰核浓度对起电现象的敏感性试验

由于云中电荷累积到一定大小就会产生放电现象, 而本文暂未考虑云中放电对于电荷分布的影响, 因此文中讨论的电荷密度大小以及带电粒子空间结构分布主要为首次放电过程之前的情况, 也就是积云的发展阶段, 即模式模拟 65 min 之前的电荷分布状况 [参考 Dye et al. (1986) 飞机观测实测

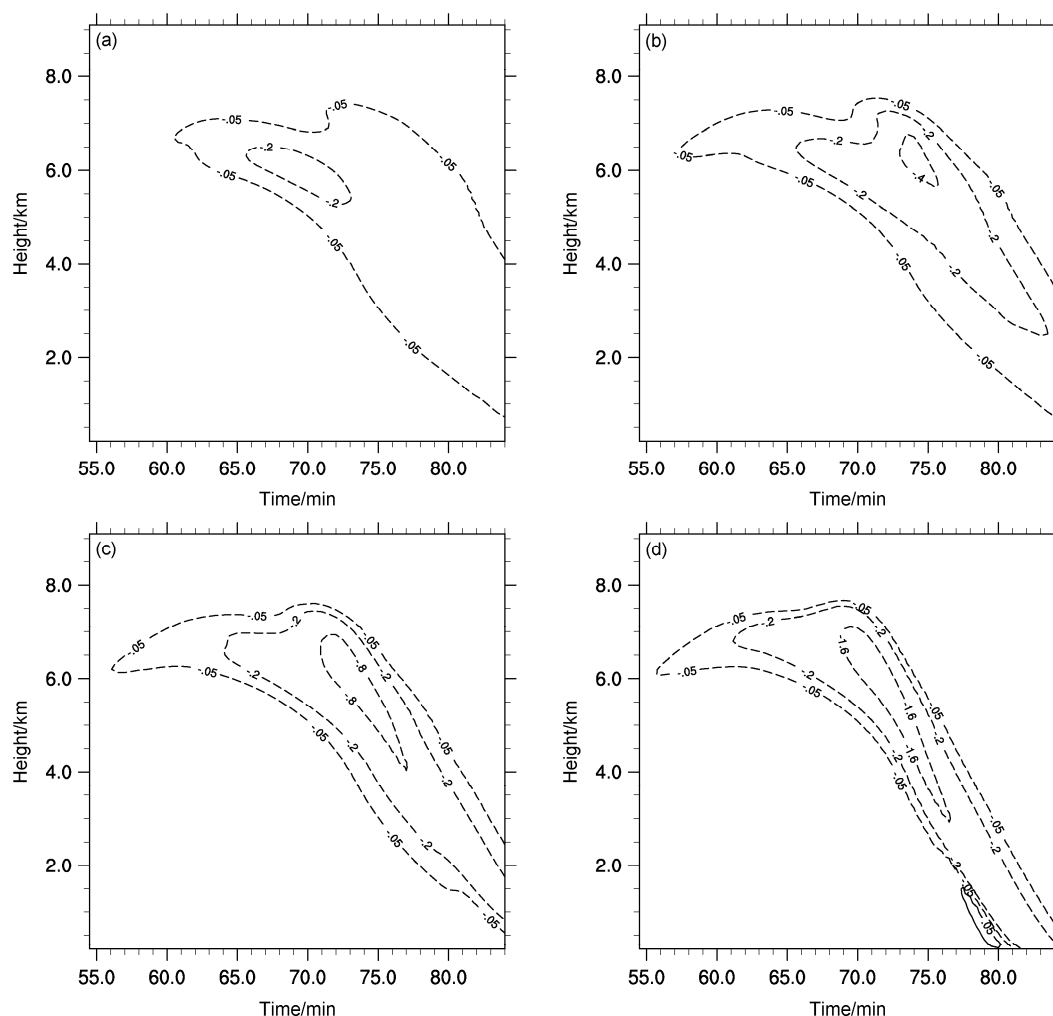


图5 不同沙尘初始浓度 (a) 0.5 cm^{-3} 、(b) 1.0 cm^{-3} 、(c) 1.5 cm^{-3} 、(d) 2.0 cm^{-3} 霰粒子电荷密度 (单位: nC m^{-3}) 分布

Fig. 5 Graupel charge density (units: nC m^{-3}) distributions under different initial concentrations of dust: (a) 0.5 cm^{-3} ; (b) 1.0 cm^{-3} ; (c) 1.5 cm^{-3} ; (d) 2.0 cm^{-3}

结果]。

图 5a-d 为 4 种沙尘气溶胶浓度下, 霰粒子电荷密度随时间分布的模拟结果。由于本文采用的分档云模式中将不同种类的冰相粒子用同一个冰粒子谱表示, 我们假设大于第 90 档的粒子 (直径大于 $500 \mu\text{m}$) 认为霰粒子, 其余为冰晶粒子。因此, 起电过程只考虑霰-冰晶碰撞过程。从图中可以看出霰粒子主要带负电荷, 且电荷密度的大小与初始冰核浓度大小成正比, 最大电荷密度中心出现的高度为 6 km , 但是出现的时间随着初始冰核浓度的增大而提前。霰粒子的荷电范围也随着初始冰核浓度的增大而减小。

图 6a-d 为冰晶粒子电荷密度的时空分布。由于在模式中只考虑霰-冰晶粒子的碰撞起电过程, 因此在每次碰撞过程中, 冰晶粒子与霰粒子分

别带有等量异种的电荷。从图中可以看出, 冰晶粒子主要带正电荷, 且电荷密度的大小与初始冰核浓度大小成正比, 最大电荷密度中心出现的高度为 6.5 km , 略高于霰粒子出现的高度。

图 7a-d 为总电荷密度随时间分布的模拟结果, 即空间霰粒子和冰晶粒子的电荷密度叠加值, 出现了典型的偶极型电荷空间分布模型。Saunders et al. (1991) 在 Jayaratne et al. (1983) 使用的云室里进行试验, 结果表明, 当 E_{lwc} 较小 (一般低于 0.3 g m^{-3}), 温度大于 -16°C 时, 霰带负电荷, 温度小于 -20°C 时, 霰带正电荷; 当 E_{lwc} 较大, 温度大于 -16°C 时, 霰带正电荷, 反之带负电荷 [详见 Saunders et al. (1991), Fig.7]。因此, 结合图 4~6 可以发现, 在积云发展的后期, 在温度小于 -20°C 的云内, 由于 E_{lwc} 较大, 霰粒子数浓度增多, 最大的起电位置

值 $\delta q = 2 \times 10^{-15}$ C, 且转移电荷的极性是云温及液态水含量的函数, 一般认为液水含量在 $0.1 \sim 4.0 \text{ g m}^{-3}$ 这个区间内霰粒子容易带电, 且极性反转温度为 -10°C 。SP98 方案中认为转移电荷极性与数量不仅与有效液水含量有关还与碰撞粒子的相对速度有关, 因此引入了 R 这一参数, 有关公式已在前面列出。从模拟的结果看, TAK 方案也呈现出上正下负的偶极型结构, 且随着时间推移, 带电粒子空间分布逐渐扩大, 但是起电时间与 SP98 方案和观测比较, 明显滞后。在对流云的中上部, 随着霰粒子的数浓度增加, 以及快速发展的上升气流使得云中的液水含量达到极值, 此时云中对应高度的温度已经低于极性反转温度, 因此在碰撞过程中霰粒子大多荷负电, 冰晶粒子荷正电, 在上升气流的推动下开始逐渐形成两个电荷中心。随着云体逐渐

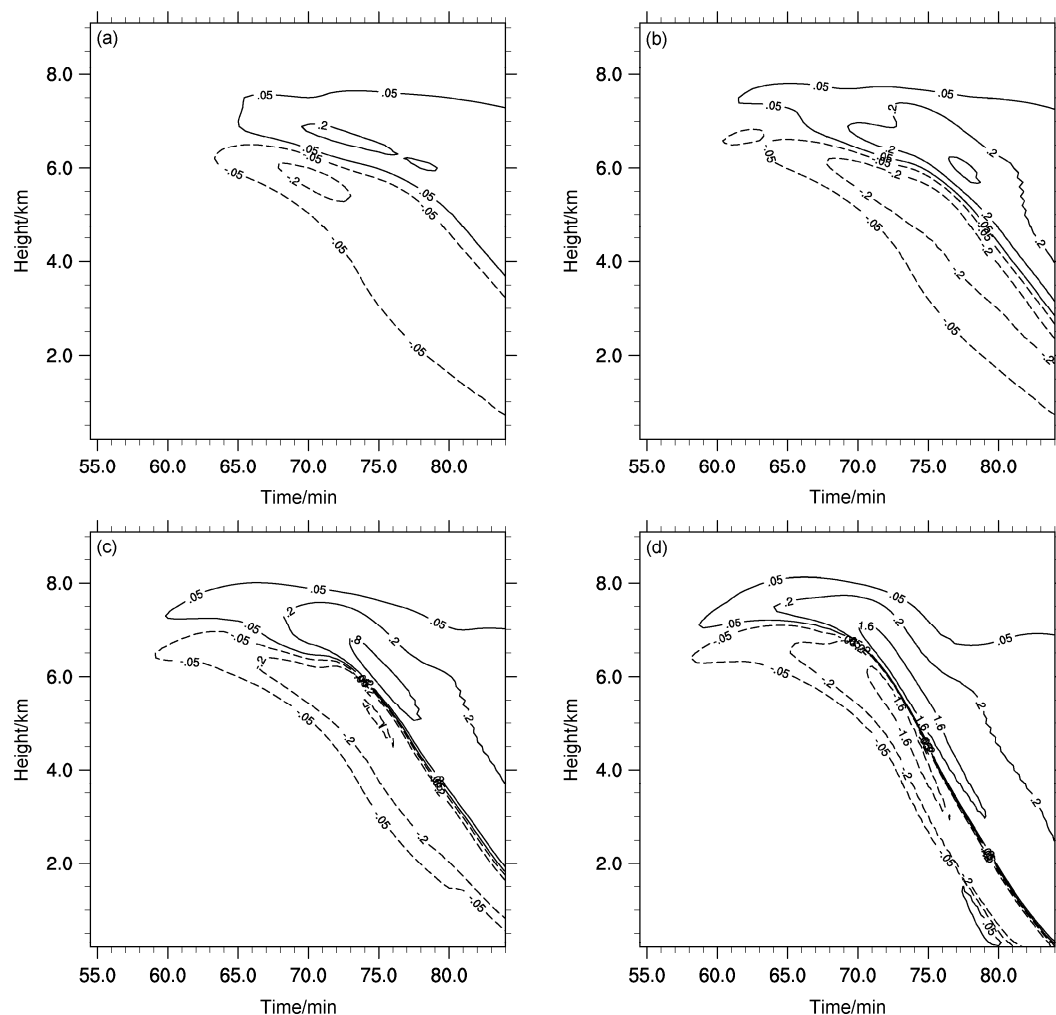


图7 不同沙尘初始浓度下总电荷密度(单位: nC m^{-3})分布: (a) 0.5 cm^{-3} , (b) 1.0 cm^{-3} , (c) 1.5 cm^{-3} , (d) 2.0 cm^{-3}

Fig. 7 Temporal evolution of the total charge density (units: nC m^{-3}) distribution under different initial concentrations of dust: (a) 0.5 cm^{-3} ; (b) 1.0 cm^{-3} ; (c) 1.5 cm^{-3} ; (d) 2.0 cm^{-3}

由发展阶段转变为消散阶段,下沉气流在云内取代上升气流,正负电荷中心高度都逐渐降低。从4种方案的模拟结果可以看出,随着初始沙尘浓度的增加,空间正负电荷密度的大小也在增加,且数值与SP98方案模拟结果大致相同。另外一方面,正负电荷密度中心的高度较SP98方案下略高,这是由空间液态水含量以及极性反转温度共同决定的。SP98方案较TAK方案相比,主要区别在于考虑了每次碰撞转移电荷的量与有效液水含量以及霰—冰晶粒子下落末速度的差,通过这次CCOPE个例的数值试验初步说明SP98方案较TAK方案更加合理。

由于本文所模拟个例是1981年7月CCOPE试验中的一次真实个例,与飞机在云中实测结果(Dye et al., 1986)对比可以发现,在云中刚出现电

荷时,霰粒子和冰晶粒子逐渐随着上升气流抬升,上层均为携带正电荷的冰晶粒子,下层为质量大的霰粒子,各自在不同高度形成正负电荷中心,其中正电荷的出现时间较观测时间都较晚,这与模式模拟的霰粒子演变有关系,霰粒子形成的机制还需要改进。孙安平等(2002b)曾利用三维强风暴动力—电耦合模式模拟此次个例的电过程,模拟结果显示云体具有明显的三极型结构,其结果与本文模拟出的偶极型结构有所差异,主要是由于两者所采用的云微物理参数化方案、起电参数化方案的不同以及模式本身的差异。由于本文采用精细的气溶胶—云分档模式,研究了霰—冰晶非感应起电机在云中产生的电荷结构随时间演变的过程,从模拟结果看,SP98起电方案模拟的结果更接近于观测值。

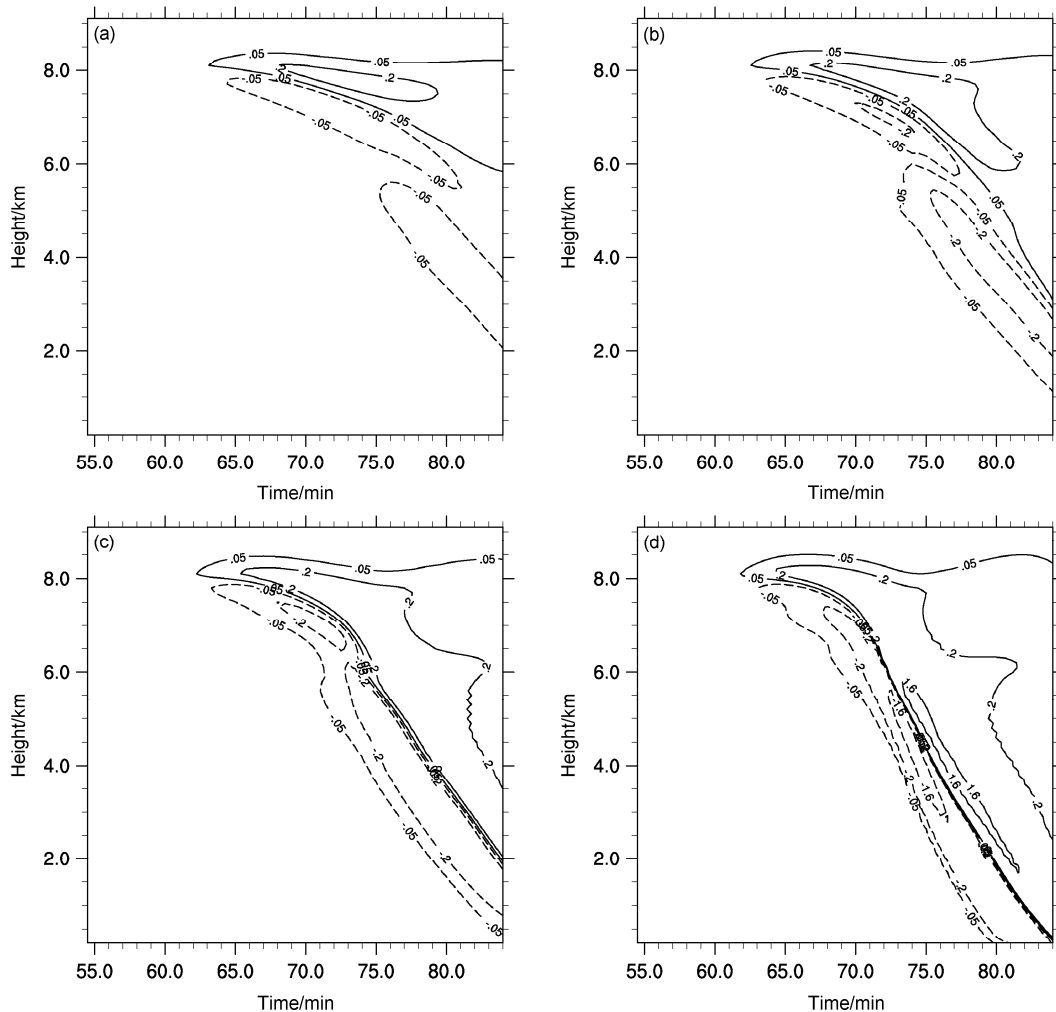


图8 TAK 参数化方案下不同沙尘初始浓度总电荷密度(单位: nC m^{-3})分布: (a) 0.5 cm^{-3} ; (b) 1.0 cm^{-3} ; (c) 1.5 cm^{-3} ; (d) 2.0 cm^{-3}

Fig. 8 Temporal evolution of the total charge density (units: nC m^{-3}) distribution under different initial concentrations of dust in the TAK scheme: (a) 0.5 cm^{-3} ; (b) 1.0 cm^{-3} ; (c) 1.5 cm^{-3} ; (d) 2.0 cm^{-3}

4 结论

本文运用一维半云和气溶胶分档云模式对1981年7月19日CCOPE试验中一次雷暴云过程做了模拟研究,分析了云中电荷结构随时间演变的规律以及与云中宏观条件、微物理过程之间的关联,并且探究了不同类型冰核的初始浓度对于电荷结构分布的影响。主要得出以下结论:

(1) 用SP98非感应起电参数化方案模拟3种不同初始浓度沙尘的起电过程,所带电荷密度的多少与粒子数浓度有关,数浓度越大则电荷密度越大,反之越小。随着冰核初始数浓度的增多,参与碰撞起电过程的霰与冰晶的数浓度也增加,最大电

荷密度中心出现得更早,正负电荷积累得更快。所有敏感性试验方案所形成的空间总的电荷结构分布大致相同,有两个电荷密度中心区,分别为冰晶粒子所形成的正电荷区和霰粒子形成的负电荷区;由于下落末速度的不同,冰晶粒子的位置高于霰粒子,从而形成偶极型电荷垂直分布。

(2) 运用另外一种非感应起电参数化方案TAK方案模拟了云中电荷结构随时间的分布。该方案也模拟出了偶极型结构的电荷分布,且冰晶粒子多带正电,霰粒子带负电,主要电荷产生区出现在对流云的中上部,与SP98方案比较,起电时间明显滞后。

由于本文暂未考虑云中电场强度的计算以及放电现象的模拟,不能和该观测个例各个发展阶段

的电场强度和电荷分布进行对比分析, 结论只是初步的。我们已经把该模式改为了并行计算模式, 极大地提高了模拟速度。冰晶的形状因子、电场计算和放电过程将耦合到该模式中, 模拟的结果可能更有说服力。

参考文献 (References)

- Banta R, Hanson K R. 1987. Sensitivity studies on the continentality of a numerically simulated cumulonimbus [J]. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26 (2): 275–286, doi: 10.1175/1520-0450(1987)026<0275: SSOTCO>2.0.CO;2.
- Brooks I M, Saunders C P R. 1994. An experimental investigation of the inductive mechanism of thunderstorm electrification [J]. *J. Geophys. Res.*, 99 (D5): 10627–10632, doi: 10.1029/93JD01574.
- Brooks I M, Saunders C P R, Mitzeva R P, et al. 1997. The effect on thunderstorm charging of the rate of rime accretion by graupel [J]. *Atmospheric Research*, 43 (3): 277–295, doi: 10.1016/S0169-8095(96)00043-9.
- Chen Y L, Kreidenweis S M, McInnes L M, et al. 1998. Single particle analyses of ice nucleating aerosols in the upper troposphere and lower stratosphere [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 25 (9): 1391–1394, doi: 10.1029/97GL03261.
- Choulaton T W, Latham J, Mason B J. 1978. A possible mechanism of ice splinter production during riming [J]. *Nature*, 274 (5673): 791–792, doi: 10.1038/274791a0.
- Clarke A D, Shinozuka Y, Kapustin V N, et al. 2004. Size distributions and mixtures of dust and black carbon aerosol in Asian outflow: Physiochemistry and optical properties [J]. *J. Geophys. Res.*, 109 (D15), doi: 10.1029/2003JD004378.
- 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 (D5), doi: 10.1029/2005JD005981.
- Dye J E, Jones J J, Winn W P, et al. 1986. Early electrification and precipitation development in a small, isolated Montana cumulonimbus [J]. *J. Geophys. Res.*, 91 (D1): 1231–1247, doi: 10.1029/JD091iD01p01231.
- Dymarska M, Murray B J, Sun L M, et al. 2006. Deposition ice nucleation on soot at temperatures relevant for the lower troposphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 111 (D4), doi: 10.1029/2005JD006627.
- Farley R D, Wang S, Orville H D. 1992. A comparison of 3D model results with observations for an isolated CCOPE thunderstorm [J]. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 49 (1): 187–207, doi: 10.1007/BF01025407.
- 郭凤霞, 张义军, 言穆弘. 2010. 雷暴云首次放电前两种非感应起电参数化方案的比较 [J]. *大气科学*, 34 (2): 361–373. Guo Fengxia, Zhang Yijun, Yan Muhong. 2010. Comparison of two parameterization schemes for noninductive mechanism before the first discharge in a simulated single cell storm [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese)*, 34 (2): 361–373, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2010.02.10.
- 侯团结, 雷恒池, 牛生杰. 2009. 非感应起电参数化方案的对比性研究 [J]. *气候与环境研究*, 14 (2): 143–152. Hou Tuanjie, Lei Hengchi, Niu Shengjie. 2009. A comparative study of prelightning thunderstorm electrification with different noninductive charging mechanisms [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 14 (2): 143–152.
- Helsdon J H Jr, Wojcik W A, Farley R D. 2001. An examination of thunderstorm-charging mechanisms using a two-dimensional storm electrification model [J]. *J. Geophys. Res.*, 106 (D1): 1165–1192, doi: 10.1029/2000JD900532.
- Helsdon J H Jr, Gattaleeradapan S, Farley R D, et al. 2002. An examination of the convective charging hypothesis: Charge structure, electric fields, and Maxwell currents [J]. *J. Geophys. Res.*, 107 (D22): ACL 9-1–ACL 9-26, doi: 10.1029/2001JD001495.
- Heymsfield A J, Miloshevich L M. 1993. Homogeneous ice nucleation and supercooled liquid water in orographic wave clouds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 50 (15): 2335–2353, doi: 10.1175/1520-0469(1993)050<2335:HINASL>2.0.CO;2.
- Hiron T, Flossmann A I. 2015. A study of the role of the parameterization of heterogeneous ice nucleation for the modeling of microphysics and precipitation of a convective cloud [J]. *J. Atmos. Sci.*, 72 (9): 3322–3339, doi: 10.1175/JAS-D-15-0026.1.
- Jayarathne E R, Saunders C P R, Hallett J. 1983. Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 109 (461): 609–630, doi: 10.1002/qj.49710946111.
- Keith W D, Saunders C P R. 1990. Further laboratory studies of the charging of graupel during ice crystal interactions [J]. *Atmospheric Research*, 25 (5): 445–464, doi: 10.1016/0169-8095(90)90028-B.
- Leroy D, Monier M, Wobrock W, et al. 2006. A numerical study of the effects of the aerosol particle spectrum on the development of the ice phase and precipitation formation [J]. *Atmospheric Research*, 80 (1): 15–45, doi: 10.1016/j.atmosres.2005.06.007.
- Locatelli J D, Hobbs P V. 1974. Fall speeds and masses of solid precipitation particles [J]. *J. Geophys. Res.*, 79 (15): 2185–2197, doi: 10.1029/JC079i015p02185.
- Mansell E R, MacGorman D R, Ziegler C L, et al. 2005. Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm [J]. *J. Geophys. Res.*, 110 (D12), doi: 10.1029/2004JD005287.
- Mansell E R, Ziegler C L. 2013. Aerosol effects on simulated storm electrification and precipitation in a two-moment bulk microphysics model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 70 (7): 2032–2050, doi: 10.1175/JAS-D-12-0264.1.
- Marshall B J P, Latham J, Saunders C P R. 1978. A laboratory study of charge transfer accompanying the collision of ice crystals with a simulated hailstone [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104 (439): 163–178, doi: 10.1002/qj.49710443912.
- Möhler O, Büttner S, Linke C, et al. 2005. Effect of sulfuric acid coating on heterogeneous ice nucleation by soot aerosol particles [J]. *J. Geophys. Res.*, 110 (D11), doi: 10.1029/2004JD005169.
- Musil D J, Christopher S A, Deola R A, et al. 1991. Some interior observations of southeastern montana hailstorms [J]. *J. Appl. Meteor.*, 30 (12): 1596–1612, doi: 10.1175/1520-0450(1991)030<1596:SIOOSM>2.0.CO;2.

- Paluch I R. 1986. Mixing and the cloud droplet size spectrum: Generalizations from the CCOPE data [J]. *J. Atmos. Sci.*, 43 (18): 1984–1993, doi: 10.1175/1520-0469(1986)043<1984:MATCDS>2.0.CO;2.
- Phillips V T J, DeMott P J, Andronache C. 2008. An empirical parameterization of heterogeneous ice nucleation for multiple chemical species of aerosol [J]. *J. Atmos. Sci.*, 65 (9): 2757–2783, doi: 10.1175/2007JAS2546.1.
- Phillips V T J, DeMott P J, Andronache C, et al. 2013. Improvements to an empirical parameterization of heterogeneous ice nucleation and its comparison with observations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 70 (2): 378–409, doi: 10.1175/JAS-D-12-080.1.
- Politovich M K, Cooper W A. 1988. Variability of the supersaturation in cumulus clouds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45 (11): 1651–1664, doi: 10.1175/1520-0469(1988)045<1651:VOTSIC>2.0.CO;2.
- Politovich M K. 1993. A study of the broadening of droplet size distributions in cumuli [J]. *J. Atmos. Sci.*, 50 (14): 2230–2244, doi: 10.1175/1520-0469(1993)050<2230:ASOTBO>2.0.CO;2.
- Pratt K A, Heymsfield A J, Twohy C H, et al. 2010. In situ chemical characterization of aged biomass-burning aerosols impacting cold wave clouds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67 (8): 2451–2468, doi: 10.1175/2010JAS3330.1.
- Rawlins F. 1982. A numerical study of thunderstorm electrification using a three dimensional model incorporating the ice phase [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108 (458): 779–800, doi: 10.1002/qj.49710845804.
- Reynolds S E, Brook M, Gourly M F. 1957. Thunderstorm charge separation [J]. *J. Meteor.*, 14 (5): 426–436, doi: 10.1175/1520-0469(1957)014<0426:TCS>2.0.CO;2.
- 孙安平, 言穆弘, 张义军, 等. 2002a. 三维强风暴动力—电耦合数值模拟研究 I: 模式及其电过程参数化方案 [J]. *气象学报*, 60 (6): 722–731.
- Sun Anping, Yan Muhong, Zhang Yijun, et al. 2002a. Numerical study of thunderstorm electrification with a three-dimensional dynamics and electrification coupled model. Part I: Model description and parameterization of electrical processes [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 60(6): 722–731.
- 孙安平, 言穆弘, 张义军, 等. 2002b. 三维强风暴动力—电耦合数值模拟研究 II: 电结构形成机制 [J]. *气象学报*, 60 (6): 732–739.
- Sun Anping, Yan Muhong, Zhang Yijun, et al. 2002b. Numerical study of thunderstorm electrification with a three-dimensional dynamics and electrification coupled model. Part II: Mechanism of electrical structure [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 60 (6): 732–739.
- Saunders C P R, Keith W D, Mitzeva R P. 1991. The effect of liquid water on thunderstorm charging [J]. *J. Geophys. Res.*, 96 (D6): 11007–11017, doi: 10.1029/91JD00970.
- Saunders C P R, Peck S L. 1998. Laboratory studies of the influence of the rime accretion rate on charge transfer during crystal/graupel collisions [J]. *J. Geophys. Res.*, 103 (D12): 13949–13956.
- Sun J M, Ariya P A. 2006. Atmospheric organic and bio-aerosols as cloud condensation nuclei (CCN): A review [J]. *Atmos. Environ.*, 40 (5): 795–820, doi: 10.1016/j.atmosenv.2005.05.052.
- Sun J M. 2008. Ice initiation and ice multiplication processes in a warm-based precipitating cumulus cloud model [D]. Ph. D. thesis, McGill University, 221pp.
- Sun J M, Ariya P A, Leighton H G, et al. 2012. Modeling study of ice formation in warm-based precipitating shallow cumulus clouds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 69 (11): 3315–3335, doi: 10.1175/JAS-D-11-0344.1.
- Takahashi T. 1978. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms [J]. *J. Atmos. Sci.*, 35 (8): 1536–1548, doi: 10.1175/1520-0469(1978)035<1536:REAACG>2.0.CO;2.
- Taylor G R. 1989. Sulfate production and deposition in midlatitude continental cumulus clouds. Part I: Cloud model formulation and base run analysis [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46 (3): 1971–1990, doi: 10.1175/1520-0469(1989)046<1971:SPADIM>2.0.CO;2.
- Taylor G R, Kreidenweis S, Zhang Y P. 1997. The effects of clouds on aerosol and chemical species production and distribution: I. Cloud model formulation, mixing, and detrainment [J]. *J. Geophys. Res.*, 102 (D20): 23851–23865, doi: 10.1029/97JD01523.
- 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): LBA 50-1, doi: 10.1029/2001JD000380.
- Zhang Y, Carmichael G R. 1999. The role of mineral aerosol in tropospheric chemistry in East Asia—A model study [J]. *J. Appl. Meteor.*, 38 (3): 353–366, doi: 10.1175/1520-0450(1999)038<0353:TROMAI>2.0.CO;2.
- 周志敏, 郭学良. 2009a. 强雷暴云中电荷多层分布与形成过程的三维数值模拟研究 [J]. *大气科学*, 33 (3): 600–620.
- Zhou Zhimin, Guo Xueliang. 2009a. A three-dimensional modeling study of multi-layer distribution and formation processes of electric charges in a severe thunderstorm [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (3): 600–620, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2009.03.17.
- 周志敏, 郭学良. 2009b. 强雷暴个例云内闪电与上升气流及液水含量关系的三维数值模拟 [J]. *气候与环境研究*, 14 (1): 31–44.
- Zhou Zhimin, Guo Xueliang. 2009b. 3D modeling on relationships among intracloud lightning, updraft and liquid water content in a severe thunderstorm case [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 14 (1): 31–44.