

师正, 谭涌波, 唐慧强, 等. 2015. 气溶胶对雷暴云起电以及闪电发生率影响的数值模拟 [J]. 大气科学, 39 (5): 941–952. Shi Zheng, Tan Yongbo, Tang Huiqiang, et al. 2015. A Numerical Study of Aerosol Effects on the Electrification and Flash Rate of Thunderstorms [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (5): 941–952, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1412.14230.

气溶胶对雷暴云起电以及闪电发生率影响的数值模拟

师正^{1,2} 谭涌波^{1,2} 唐慧强² 杨忆^{1,2} 彭琳^{1,2} 郭秀峰^{1,2} 陈浩然^{1,2}

1 南京信息工程大学中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室, 南京 210044

2 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

摘 要 本文利用二维耦合气溶胶模块的雷暴云起电模式, 结合一次南京雷暴个例, 进行 250 m 分辨率雷暴云起电模拟实验, 探讨了气溶胶浓度对雷暴云空间电荷分布以及闪电发生率的影响。在这个气溶胶模块中, 假定一个三模态的气溶胶对数分布, 考虑了气溶胶活化过程。结果显示: (1) 随着气溶胶浓度增大, 雷暴云电荷结构保持为三极型。(2) 当气溶胶浓度从 50 cm^{-3} 增加至 1000 cm^{-3} 时, 水成物粒子浓度上升, 雷暴云电荷量和闪电发生率增加明显。(3) 气溶胶浓度在 $1000 \sim 3000 \text{ cm}^{-3}$ 范围时, 云水竞争限制了冰晶的增长, 导致雷暴云上部主正电荷堆电荷量降低。云滴和霰粒子浓度缓慢上升促进中部主负电荷堆和底部次正电荷堆电荷量继续增大。闪电发生率保持稳定。(4) 当气溶胶浓度大于 3000 cm^{-3} 时, 水成物粒子浓度稳定, 云内的电荷量以及闪电发生率保持为一定量级。

关键词 气溶胶 电荷结构 起电机制 闪电发生率 数值模拟

文章编号 1006-9895(2015)05-0941-12

中图分类号 P417

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1412.14230

A Numerical Study of Aerosol Effects on the Electrification and Flash Rate of Thunderstorms

SHI Zheng^{1,2}, TAN Yongbo^{1,2}, TANG Huiqiang², YANG Yi^{1,2}, PENG Lin^{1,2},
GUO Xiufeng^{1,2}, and CHEN Haoran^{1,2}

1 Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

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

Abstract A two-dimensional cumulus model coupled with an aerosol module is used to simulate a case of tropical convection in Nanjing. Numerical simulations at a resolution of 250 m are performed to investigate the effect of aerosol concentration on the electrification and lightning flash rate in the thunderstorm clouds. In this aerosol module, the distribution of aerosol particles is fitted by superimposing three log-normal distribution functions, and the activation of aerosol particles to form cloud droplets is considered. The results show that: (1) The charge structure in the thundercloud remains a triple charge structure as the aerosol concentration increases. (2) When the aerosol concentration is changed from 50 to 1000 cm^{-3} , a stronger formation of cloud droplets, graupel and ice crystals results in an increasing charge

收稿日期 2014-07-21; 网络预出版日期 2014-12-12

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2014CB441403, 国家自然科学基金项目 41175003、41075003、41475006, 江苏高校优势学科建设工程资助项目 PAPD, 江苏省普通高校研究生科研创新计划项目 CXZZ13_0515

作者简介 师正, 男, 1986 年出生, 博士研究生, 研究方向: 大气电学、雷电物理学。E-mail: gyshiz@126.com

separation and lightning flash rate. (3) In the range of $1000\text{--}3000\text{ cm}^{-3}$, the decrease in ice crystals caused by vapor competition leads to a reduction in upper positive charge, while the enhancement of graupel and cloud droplets results in the contribution of inductive charge to the middle negative charge region and lower positive charge region increasing with greater aerosol concentration. The flash rate shows a slight change. (4) At very high aerosol concentrations (above 3000 cm^{-3}), the magnitude of the charge and lightning flash rate, which remains steady in the thundercloud, is insensitive to aerosol concentration.

Keywords Aerosol, Charge structure, Charge separation mechanism, Flash rate, Numerical simulation

1 引言

近年来,大量的研究表明闪电的类型、极性以及先导传播行为可能与雷暴云中的电荷分布息息相关(Carey and Rutledge, 1998; Coleman et al., 2003; Qie et al., 2005; Tan et al., 2006; 谭涌波等, 2012; Tan et al., 2014)。科学家们根据探空气球所测量的垂直电场廓线(Marshall and Rust, 1991; Rust and Marshall, 1996),指出雷暴云内电荷结构十分复杂往往包含多层结构,然而想要详细的了解云内电荷的起源以及演变过程还十分困难。因此人们开始在积云模式中加入各种起电机制的参数化方案,模拟雷暴云内电荷的产生、分布及电场变化的演变特征,通过模式模拟可以得到与实际雷暴云相似的电荷结构(Takahashi, 1984; Rawlins, 1982; Helsdon et al., 2002; Mansell et al., 2005; 郭凤霞等, 2007)。由于这些起电机制与环境温度、水成物粒子的浓度以及大小都有密切联系(Takahashi, 1978; Jayaratne et al., 1983; Saunders et al., 1991; Ziegler et al., 1991; Saunders and Peck, 1998),对于微物理过程和水成物粒子描述的准确性便成为了模拟雷暴云电荷结构的重点。而另一方面,研究表明气溶胶作为云凝结核(CCN)不仅对对流云微物理发展过程影响显著,而且还可以改变水成物粒子的浓度和滴谱分布等物理参数(Levin et al., 2005; Wang, 2005; 金莲姬等, 2007; 荣艳敏和银燕, 2010; 杨慧玲等, 2011; Chen et al., 2011)。因此气溶胶可能成为雷暴云内起、放电的重要影响因素之一。

已有的关于气溶胶与雷暴云电过程的研究主要是通过观测资料的对比进行一些相关性分析。例如:通过观测资料对比陆地和海洋、非洲和南美洲、城市地区和郊区的闪电活动,研究发现:气溶胶含量的增加能够增强闪电活动,其中正地闪频次增加更加明显(Williams et al., 2002; Naccarato et al., 2003; Kar et al., 2009)。此外,在森林大火期间,受空中烟尘粒子的影响,闪电密度与平时相比增加 2~4

倍(Murray et al., 2000; Lyons et al., 1998; Pinto et al., 2006)。Yuan et al. (2011)利用 LIS (Lightning Imaging Sensor) 资料以及 MODIS (MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer) 资料对对流活动相对频繁的菲律宾地区进行了闪电活动与气溶胶光学厚度之间的相关性分析,结果表明:两者存在很好的相关性,并且气溶胶增加 60% 导致闪电活动增加 150%。这些研究结果均表明,气溶胶的含量与闪电频次有很好的相关性,但由于缺乏全面的雷暴云内电环境特征的观测资料,对于气溶胶影响雷暴云起、放电过程的内在机理还缺乏足够认知。而由于目前观测手段的限制,想要全面了解气溶胶对雷暴云起、放电过程各个特征的影响,还需借助相应的模式研究。

目前有关气溶胶与云内电过程相结合的模式工作还很少。Takahashi (1984)利用一个分档动力云模式研究了陆地型云凝结核和海洋型云凝结核分别对云内起电过程的影响。Mitzeva et al. (2006)利用一维云动力模式,分别模拟了陆地以及海洋背景下闪电发生前雷暴云中的微物理过程,并推断气溶胶可以通过改变云内的电荷分布影响闪电发生的特征。Khain et al. (2008)使用二维云模式证明了海洋上空气溶胶的增加会加大雷暴云中的过冷水滴、冰含量从而影响闪电活动。这些研究描述了气溶胶与雷暴云起电过程之间的关系,但是大部分的结果往往是一种推断,而且模式中缺乏详细的起电参数化方案。此外, Mansell and Ziegler (2013)利用二维体积水模式探讨了气溶胶对雷暴云电过程以及降水的影响。通过此研究结果可以证明气溶胶浓度与云内起、放电过程存在关系,但是此研究只考虑冰相粒子对起电过程的贡献,忽略了液相粒子,然而气溶胶对液相粒子微物理发展影响显著。

既然气溶胶对雷暴云的微物理过程影响如此显著,微物理过程又与雷暴云的起电机制息息相关,那么气溶胶势必要对雷暴云电荷结构产生以及闪电发生频次有或多或少的的影响,它的影响程度究

竟如何呢? 本文在已有的二维雷暴云起电模式基础上, 加入气溶胶模块, 建立一个耦合气溶胶模块的雷暴云起电模式; 通过敏感性试验, 探讨气溶胶浓度与雷暴云电荷结构、放电频次之间的相互关系, 并给出相应的微物理解释。

2 模式简介

谭涌波等 (2006, 2007) 曾利用中国气象科学研究院发展的积云模式作为微物理和动力学框架, 建立了相应的雷暴云起、放电数值模式。该模式假定大气为无粘性可压缩流体, 忽略地转偏向力, 采用非静力平衡条件以及笛卡尔坐标系 (76 km×20 km), 分辨率为 250 km×250 km, 具有详细的云微物理过程, 考虑的水成物主要有: 云滴、雨滴、冰晶、霰以及雹, 并且这些粒子具有双参数谱 (混合比、数浓度)。起电过程主要考虑了感应起电、非感应起电, 其中感应起电参数化方案采用 Ziegler et al. (1991) 的方程:

$$\left(\frac{\partial Q_{\text{eg}}}{\partial t}\right)_p = (\pi^3/8) \left(\frac{6.0V_g}{\Gamma(4.5)}\right) E_{\text{gc}} E_r N_c N_{0g} D_c^2 [\pi\Gamma(3.5)\varepsilon \cdot \cos\theta \cos E_z D_g^2 - \Gamma(1.5)Q_{\text{eg}}/(3N_g)], \quad (1)$$

其中, Q_{eg} 为冰相粒子 (霰和雹) 所携带的电荷量, D_c 和 D_g 分别是云滴和冰相粒子的特征直径; V_g 是冰相粒子的下落末速度, N_c 和 N_g 分别代表云滴和冰相粒子的数浓度; N_{0g} 是冰相粒子的截距数浓度, Γ 是伽马函数, E_{gc} 是云滴与霰之间的碰撞系数, E_r 代表反弹系数; E_z 是垂直方向上电场, θ 代表反弹角度。

霰 (雹) 与冰晶的非感应电荷分离率为

$$\left(\frac{\partial Q_{\text{eg}}}{\partial t}\right)_{\text{np}} = \beta\delta_q E_r (1 - E_r)^{-1} \times \frac{1}{\rho_0} |\bar{V}_i - \bar{V}_g| \int_0^\infty \int_0^\infty \frac{\pi}{4} (1 - E_r) E_{\text{gi}} (D_g + D_i)^2 N_g N_i dD_g dD_i, \quad (2)$$

其中, D_g 和 D_i 分别为霰和冰晶的直径, N_i 代表冰晶的数浓度, \bar{V}_i 和 \bar{V}_g 分别代表冰晶和霰的平均下落末速度, E_{gi} 为冰晶与霰之间的碰撞系数。此外, 本研究采用 Mansell et al. (2005) 给出的 β 系数:

$$\beta = \begin{cases} 1 & T \geq -30^\circ\text{C} \\ 1 - [(T + 30)/13]^2 & -43^\circ\text{C} < T < -30^\circ\text{C} \\ 0 & T \leq -43^\circ\text{C} \end{cases} \quad (3)$$

公式 (2) 中的 δ_q 为单次碰撞后电荷转移量, 其大小与冰晶、霰的直径大小以及相对碰撞速率相

关, 采用 Gardiner (1985) 方案:

$$\delta_q = 7.3D_i^4 |\bar{V}_i - \bar{V}_g|^3 \delta L f(\tau), \quad (4)$$

其中, δL 是与云水含量 (CWC) 相关的参量:

$$\delta L = \begin{cases} \text{CWC} & q_c \geq 10^{-3} \text{ g kg}^{-3} \\ 0 & q_c < 10^{-3} \text{ g kg}^{-3} \end{cases}, \quad (5)$$

其中, q_c 是云水混合比, $f(\tau)$ 是 Ziegler et al. (1991) 采用的关于反转温度 T_r 的系数:

$$f(\tau) = -1.7 \times 10^{-5} \tau^3 - 0.003 \tau^2 - 0.05 \tau + 0.13, \quad (6)$$

其中, $\tau = (-21/T_r)(T - 273.16)$; 根据 Pereyra et al. (2000) 的实验数据, 设定 T_r 与云水含量之间的关系为

$$T_r = \begin{cases} -13.8 & \text{CWC} < 1 \text{ g m}^{-3} \\ -5 \times \text{CWC} - 8.8 & \text{CWC} \geq 1 \text{ g m}^{-3} \end{cases}. \quad (7)$$

该模式对云微物理和起电有合理的模拟能力。在此基础上, 本文植入了一种较为成熟的气溶胶活化参数化方案 (Pruppacher and Klett, 1997) 到已有的雷暴云起电模式中, 并增加了雷暴云闪电发生率估算方法 (Gonçalves et al., 2012)。下面将对气溶胶滴谱分布、初始场、活化方案以及闪电发生率方案等几个方面进行详细的介绍。需特殊说明的是, 本文将气溶胶作为背景场, 暂不考虑气溶胶的预报方程以及相应的微物理过程和源汇项。

2.1 气溶胶初始条件

气溶胶初始的粒子谱分布为三根态的对数正态分布

$$\frac{dN}{d \ln(r_N)} = \sum_{i=1}^3 \frac{n_i \exp\left(-\frac{\ln^2(r_N/R_i)}{2 \ln^2(\sigma_i)}\right)}{\sqrt{2\pi} \ln(\sigma_i)}, \quad (8)$$

其中, r_N 是气溶胶的粒子半径; n 是气溶胶的粒子总数; σ 为标准偏差, 是谱分布的一种宽度; R 是谱分布函数的中值半径; 下标 i 则为模块数从 1 到 3 变化来分别代表气溶胶的三个模态。三个模块粒子数目的比值为 72:4430:450; 剩余参数的取值参照王宁宁等 (2013) 的方案选用, 具体数据如表 1 所示。

表 1 气溶胶粒子谱分布方程的参数

Table 1 Parameters for the aerosol particle distribution equation

i	$R/\mu\text{m}$	σ
1 (爱根态)	0.02	1.80
2 (聚集态)	0.16	2.16
3 (巨粒子态)	6.15	2.40

早期的观测发现由于考虑到布朗运动及重力沉降作用的作用, 气溶胶随高度的增加按指数关系递减 (Yin et al., 2000), 因此模式中设置气溶胶随高度的增加按指数关系递减。其指数递减率为

$$N_a(z) = N(z=0) \times \exp(-z/z_s), \quad (9)$$

其中, $N_a(z)$ 代表不同高度层的气溶胶浓度; N 为地面处气溶胶浓度 (气溶胶初始浓度); z_s 为气溶胶的标高, 其值因地理位置、季节和大气条件的变化会有所不同, 参照 Yin et al. (2000) 的方案取为固定值 2 km。在气溶胶各个网格点的初始化时, 本研究假设各个高度层上的气溶胶数浓度是均匀分布的, 所以只需给出地面气溶胶的初始浓度 (具体参见正文中实验方案) 就可以算出整个空间的气溶胶分布。

2.2 气溶胶的活化方案

原有的模式中, 云滴活化过程用经验公式表示, 通过过饱和度直接计算云滴的比质量, 且认为云滴的浓度为常数, 这显然不合理。而气溶胶粒子可以增长形成云滴, 因此本模式假设气溶胶粒子是各向均质分布的硫酸盐粒子, 并根据 Kohler 方程, 假设达到临界半径 r_{\min} 的气溶胶粒子会全部转化为云滴。其中气溶胶粒子的最小活化半径为

$$\begin{cases} r_{\min} = \left(\frac{4A^3}{27B} \right)^{1/3} \cdot \Delta S^{-2/3} \\ \Delta S = \frac{A}{r} - \frac{Br_d^3}{r^3} \quad A = \frac{2\delta}{\rho_w R_v T} \quad B = \frac{i\phi_s \varepsilon_m \rho_N M_w}{\rho_w M_N} \end{cases} \quad (10)$$

其中, ΔS 为过饱和度, 而 r_d 、 r 分别为气溶胶干粒子半径以及湿粒子的半径; δ 是可溶性滴的表面张力, R_v 为通用气体常数, ρ_N 和 ρ_w 分别为气溶胶和水的密度, M 为分子量, i 是可溶性分子的粒子数 [如 NaCl: $i=2$; $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$: $i=3$], ϕ_s 是水溶性物质的渗透系数, ε_m 是气溶胶粒子中水溶性部分占粒子质量的比值。

根据公式 (10) 计算出气溶胶粒子活化临界半径, 则在气溶胶谱分布中, 只要大于临界半径的气溶胶可以全部变成云滴, 因此可以计算出空间网格点上的云滴数浓度。但是由于气溶胶粒子快速增长, 无法给出新生成云滴的体积和质量。因此本模式参照 Yin et al. (2000) 设置了一个简单的对应关系。在液态水滴球形假设的前提下, 新生成的云滴质量 S_{ccn} 可以表示为

$$S_{\text{ccn}} = \rho \cdot \frac{4}{3} \pi (kr_{\min})^3, \quad (11)$$

考虑到云滴的主要成分是液态水, 公式 (11) 中的云滴密度 ρ 取为 1.0 g cm^{-3} , k 为新生成的云滴粒子半径是原气溶胶粒子的倍数 [参见 Cohard and Pinty (2000)]。

2.3 闪电发生率估计

目前关于闪电沉积异极性电荷影响空间电荷分布的研究工作很少, 因此在模式中考虑闪电的触发, 通道的传播以及放电后云中电荷的重置来获得闪电放电频次还十分困难。本文采用 Gonçalves et al. (2012) 雷暴云放电频次的估算方法, 其中闪电发生率 F (包括云闪以及地闪) 与冰相粒子质量流率密切相关:

$$F = 9.0 \times 10^{-15} \cdot f_p \cdot f_{\text{np}} + 13.4, \quad (12)$$

F 的单位是 fl min^{-1} (次每分钟), f_p ($f_p = m_p \cdot v_t$) 是与沉降性冰相粒子质量 m_p 以及下落末速度 v_t 有关的质量流率; 非沉降性冰相粒子质量流率 f_{np} 的计算公式如下:

$$f_{\text{np}} = m_{\text{np}} \cdot \partial w / \partial z, \quad (13)$$

其中, m_{np} 为非沉降性冰相粒子的质量, w 为上升风速, 本模式中沉降性冰相粒子包括霰和雹粒子, 冰晶归类为非沉降性冰相粒子。值得注意的是, 本文参照 Gonçalves et al. (2012) 的方法, 在计算闪电发生率时, 所在区域必须高于 -5°C 的温度高度, 冰晶的下落末速度低于上升风速。

2.4 试验个例及初始扰动条件

本文选择 2011 年 8 月 12 日 10:00 (北京时), 发生在南京的一次雷暴过程。相应的时刻的温、湿、压和风速廓线如图 1 所示, 其有效对流位能为 1137 J kg^{-1} , 大气层结不稳定, 因此该探空层结适合用来模拟雷暴云发展过程。此外, 本模式在初始时间给出了一个水平半径为 5 km, 垂直半径为 1 km 的湿热泡扰动, 其中心位于模式区域中心左侧高度为 1 km 的格点上, 中心最大温度和相对扰动湿度分别为 4 K 和 70%, 从中心向外以余弦函数递减的湿热泡扰动。

3 模式结果与分析

3.1 气溶胶浓度变化与雷暴云电荷结构的相关关系

气溶胶能够活化成为云滴, 而由于火山喷发、森林火灾以及人类活动等的影响, 气溶胶浓度的时空分布变化非常明显, 那么这种变化是否会对雷暴云空间电荷结构产生影响? 为此, 本文通过改变气溶胶的初始数浓度, 使在一定过饱和度条件下大于

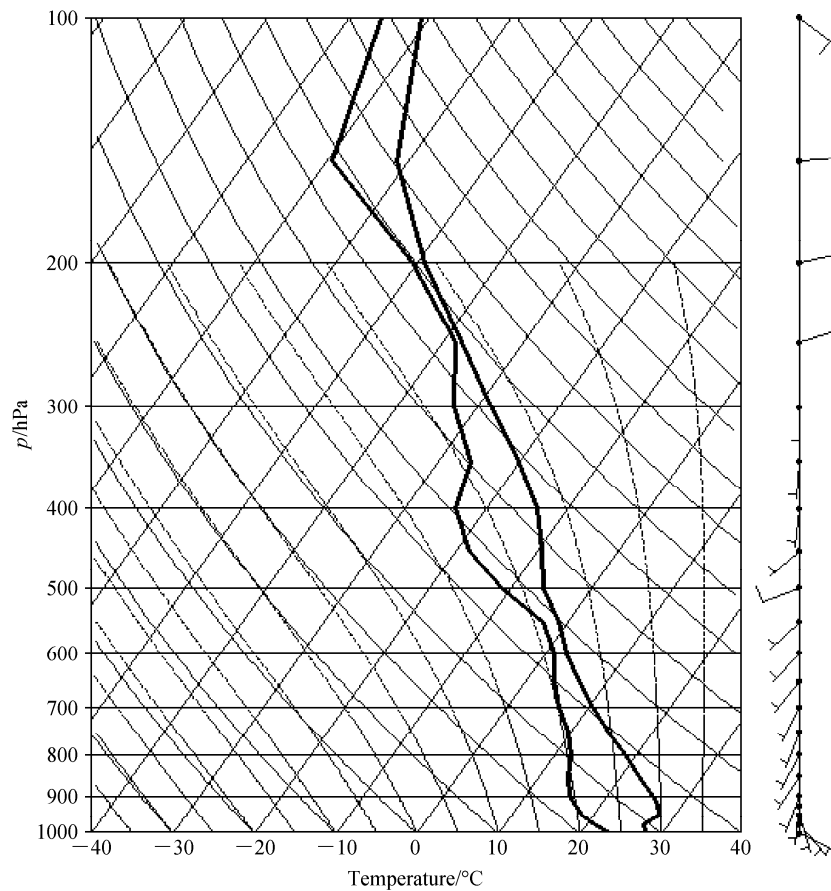


图1 模式所采用的探空资料。图中粗实线分别代表露点(左)、温度(右)廓线。

Fig.1 Environmental sounding used for the simulation of thunderstorm clouds. The thick solid lines depict the dew point (left) and temperature (right) profile.

其最小活化半径的气溶胶粒子全部转化为云滴，探讨其对雷暴云电荷结构的影响。本文设置4种模拟试验方案，其中气溶胶初始浓度分别为： $N=100\text{ cm}^{-3}$ 、 $N=500\text{ cm}^{-3}$ 、 $N=1000\text{ cm}^{-3}$ 、 $N=3000\text{ cm}^{-3}$ 。

对模拟结果进行统计分析发现：雷暴云在第54 min时刻云内的正、负电荷总量达到极值，为此，本文将气溶胶的不同初始浓度下雷暴云在54 min时的电荷结构示于图2中。从图中可以看出：随着气溶胶数浓度的增加，云顶高度并没有发生明显改变，云顶高度始终处于14 km左右；气溶胶浓度的增加雷暴云中电荷结构保持不变，始终为三极性结构，即：云上部为正电荷堆（9 km高度以上），中部为主负电荷堆（5~9 km高度之间），底部存在一个次正电荷堆（低于5 km高度）。表1给出了四次个例中雷暴云内电荷量估计值，其中 Q_{up} 、 Q_{mn} 和 Q_{lp} 分别为主正电荷堆、主负电荷堆、次正电荷堆电荷量。需指出的是电荷量的计算方法为：空间雷暴云二维正、负电荷堆线电荷密度与云厚的乘积，且结合实际情况假设云厚为1 km。由表2可知，

中部的负电荷量绝对量级最大；随着气溶胶浓度的提高中部主负电荷堆电荷量以及底部次正电荷堆电荷量不断增加；当气溶胶浓度从 1000 cm^{-3} 增加至 3000 cm^{-3} 时，上部的主正电荷堆电荷量减小。

表2 四次个例中雷暴云上部主正电荷堆电荷量(Q_{up})、主负电荷量(Q_{mn})、次正电荷量(Q_{lp})

Table 2 Charge values in the upper positive charge region (Q_{up}), middle negative region (Q_{mn}), and lower positive charge region (Q_{lp})

Case	Q_{up}/C	Q_{mn}/C	Q_{lp}/C
$N=100\text{ cm}^{-3}$	88	-100	5
$N=500\text{ cm}^{-3}$	275	-371	73
$N=1000\text{ cm}^{-3}$	365	-471	76
$N=3000\text{ cm}^{-3}$	359	-489	117

为了分析气溶胶对雷暴云内起电过程的影响，表3给出了四次个例下冰晶、霰以及云滴的微观物理特征。需要说明的是：由于霰粒子浓度相对较少，对空间电荷贡献小以及雨滴不参与起电过程，因此本文暂不讨论。从表2中不难发现：当气

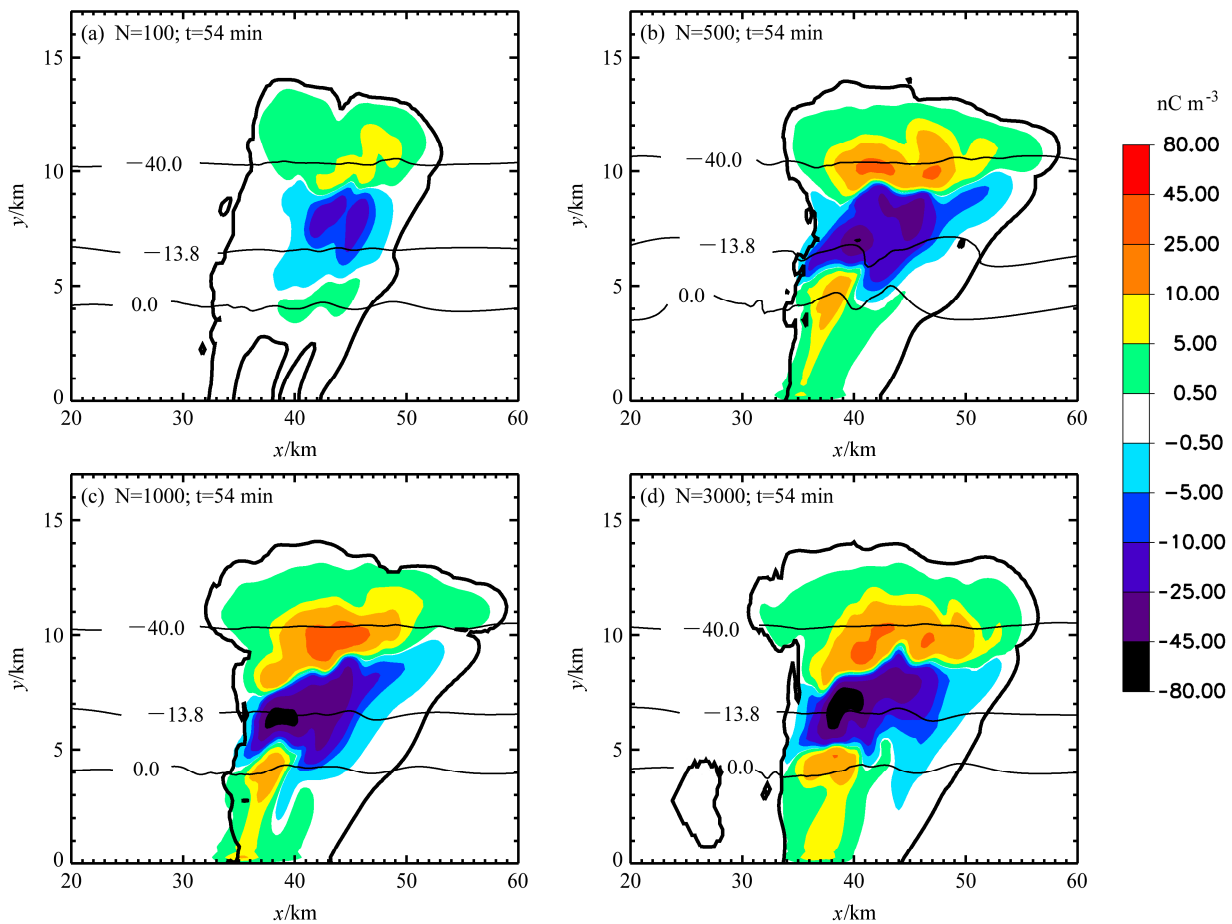


图2 不同气溶胶初始浓度背景下空间电荷分布: (a) $N=100 \text{ cm}^{-3}$; (b) $N=500 \text{ cm}^{-3}$; (c) $N=1000 \text{ cm}^{-3}$; (d) $N=3000 \text{ cm}^{-3}$ 。图中水平横线代表等温线 (0°C 、 -13.8°C 、 -40°C), 粗黑线代表雷暴云轮廓结构

Fig. 2 Charge structure in the mature stage of the thunderstorm for the initial aerosol concentrations of (a) 100 cm^{-3} , (b) 500 cm^{-3} , (c) 1000 cm^{-3} , and (d) 3000 cm^{-3} . The isotherms (thin horizontal lines) at 0°C , -13.8°C and -40°C are shown, and the thick black lines show the contour structure of the thundercloud

溶胶浓度从 100 cm^{-3} 增加至 1000 cm^{-3} 时, 冰晶浓度增加明显, 而当浓度继续增加至 3000 cm^{-3} 时, 冰晶浓度却有所降低。这主要由于在 $100 \sim 1000 \text{ cm}^{-3}$ 个例下, 随着气溶胶浓度增加活化形成的云滴数目越多 (见表 3), 云滴凝结过程释放潜热越多, 导致最大上升风速从 19.2 m s^{-1} ($N=100 \text{ cm}^{-3}$) 增加至 23.7 m s^{-1} ($N=1000 \text{ cm}^{-3}$), 而强上升气流可以抬升更多的云水提供冰晶的核化和凝华增长, 因此在这三个个例中, 冰晶的浓度随着气溶胶浓度增加而提高。当气溶胶浓度增加至 3000 cm^{-3} 时, 更多云滴在凝结增长过程中需要吸收水汽, 导致云中的水汽含量降低, 从而限制了冰晶核化以及凝华增长, 因此这种云水竞争导致了冰晶含量降低 (见表 3)。四次个例下, 随着气溶胶浓度提升霰含量逐渐增强, 这主要由于霰对云滴的碰并收集是霰的主要增长源项。

在非感应机制作用下, 霰与冰晶粒子碰撞后获得负电荷, 而质量相对较轻的冰晶粒子携带正电荷, 并在上升气流作用下在云砧处形成正电荷区。如图 3a 所示, 冰晶获得正电荷分布在 $9 \sim 13 \text{ km}$ 高度区间范围内, 并在 10 km 左右高度处电荷密度达到极大值。四次个例下极值分别为 3.5 nC m^{-3} ($N=100 \text{ cm}^{-3}$)、 4.9 nC m^{-3} ($N=500 \text{ cm}^{-3}$)、 9.9 nC m^{-3} ($N=1000 \text{ cm}^{-3}$)、 7.1 nC m^{-3} ($N=3000 \text{ cm}^{-3}$)。由公式 (3) 可知, 冰晶携带的正电荷量主要与冰晶和霰粒子的浓度以及直径呈正相关性。因此, 当气溶胶浓度增加时, 冰晶与霰的直径减小会降低它们之间碰撞后的荷电率 (表 3), 相对而言, 冰晶以及霰粒子浓度对非感应荷电量影响更大。由表 3 可知, 气溶胶浓度为 1000 cm^{-3} 时, 冰晶浓度最大 [平均混合比: 0.38 g kg^{-1} ; 平均数浓度: 49.7 l^{-1} (数浓度单位, 表示每升多少个)], 并且携带正电荷量最大。

表 3 水成物粒子物理特征 (54 分钟)

Table 3 Main results obtained from the four experiments (at 54 min)

水成物粒子参数	$N=100$ cm^{-3}	$N=500$ cm^{-3}	$N=1000$ cm^{-3}	$N=3000$ cm^{-3}
平均云滴比质量/ g kg^{-1}	0.12	0.16	0.24	0.31
平均云滴数浓度/ cm^{-3}	11.0	30.0	103.2	846.3
平均云滴直径/ μm	56.2	35.8	18.5	11.2
平均霰比质量/ g kg^{-1}	0.15	0.19	0.20	0.21
平均霰数浓度/ l^{-1}	9.2	15.1	17.8	18.5
平均霰直径/ mm	3.8	3.2	3.0	3.0
平均冰晶比质量/ g kg^{-1}	0.32	0.36	0.38	0.30
平均冰晶数浓度/ l^{-1}	28.5	42.3	49.7	30.4
平均冰晶直径/ μm	98.4	96.5	95.2	95.4

雷暴云中部负电荷区主要由霰和云滴贡献。在非感应起电机制作用下, 霰携带负电荷受重力沉降影响大致分布在 7~10 km 高度范围内 (图 3b)。另

外, 由于电场方向在 7 km 高度处发生反转 (图 3d), 因此在感应起电机制作用下, 在 6~10 km 高度范围内, 霰携带负电荷, 而在大约 3~6 km 高度范围内, 霰携带正电荷。与此同时, 云滴在 7~12 km 高度范围内获得正电荷, 在 4~7 km 范围内携带负电荷。因此雷暴云中部主负电荷区主要由霰以及云滴携带不同极性的电荷叠加而形成。更高水成物粒子浓度以及更强电场强度环境, 会导致感应起电作用更为强烈 [见公式 (1)]。如表 3 所示, 当气溶胶浓度增加时, 云滴、霰粒子的浓度以及垂直电场强度增加明显, 促使云滴以及霰粒子的荷电量不断提高 (图 3b、c、d), 并最终导致中部主负电荷堆电荷量不断增大。

雷暴云底部次正电荷堆由霰和雨滴携带电荷共同贡献, 其中霰在感应起电机制作用下携带正电

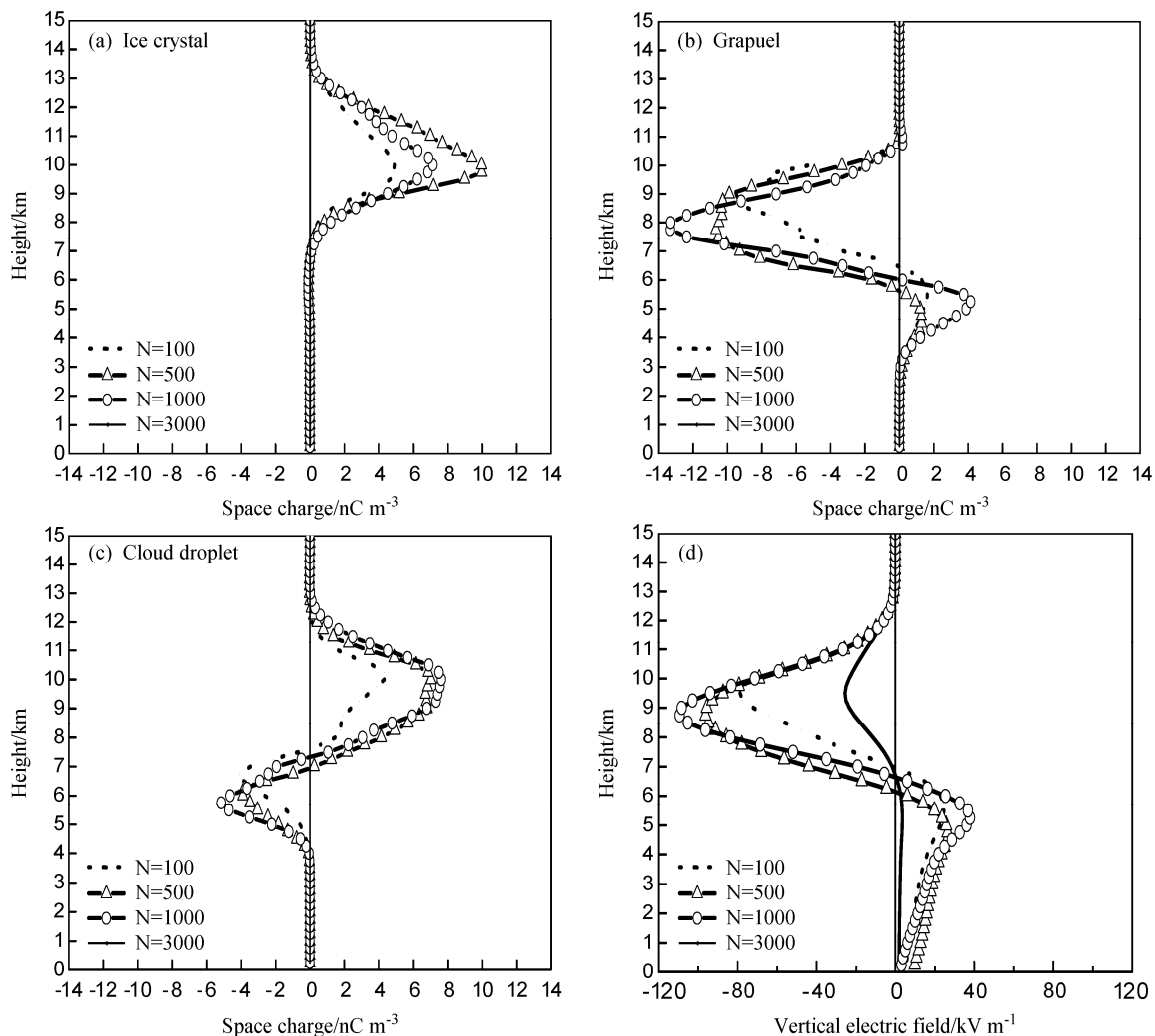


图 3 雷暴云发展至 54 min 时刻四个个例下水成物粒子荷电垂直分布: (a) 冰晶; (b) 霰; (c) 云滴。 (d) 雷暴云内垂直电场分布 (电场方向向上为正)
Fig. 3 (a-c) Spatial charges from ice crystals, graupel, and cloud droplets and (d) the vertical electric fields inside the thunderclouds in the four cases at 54 min of simulation (an upward-directed electric field is defined as positive)

荷, 而雨滴分布在融化层高度以下并通过水成物粒子相变获得少量的正电荷(图略)。此模拟结果与 Takahashi (2010) 观测结果一致。此外, 随着气溶胶的增加, 霰粒子不断增加并通过感应起电机获得正电荷, 导致底部次正电荷堆积电荷量增加。

3.2 气溶胶浓度变化对闪电频次的影响

不同的雷暴天气下, 闪电活动差异明显(冯桂力等, 2008)。大量的研究表明, 雷暴云内闪电发生率与上升风速以及冰相粒子(包括沉降性和非沉降性冰相粒子)的质量具有很好的对应的关系(Latham et al., 2004, 2007; Wiens et al. 2005; Deierling et al., 2008)。既然气溶胶初始浓度变化对雷暴云微物理以及起电过程影响显著, 那么其可能也会影响雷暴云放电过程。为了研究不同气溶胶浓度对雷暴云内的放电频次带来的影响, 本文统计了四次个例下的雷暴云内闪电活动随时间的变化。

闪电发生率与沉降性以及非沉降性冰相粒子质量流有关[参见公式(12)]。其中, 沉降性冰相粒子的质量流(f_p)由霰和雹粒子的质量、下落末速度决定, 由于雹粒子的浓度相对较低, 因此 f_p 主要由霰来贡献。由表3可知, 当气溶胶浓度从 100 cm^{-3} 增加至 3000 cm^{-3} , 霰的浓度会逐渐地增加, 而直径有所减小。在此情形下, 虽然霰粒子的直径

减小会降低霰粒子的下落末速度, 但是其浓度的提高对导致雷暴云中霰粒子整体质量增加明显。因此不难理解, 气溶胶增加过程中, 沉降性冰相粒子质量流会增加。如图4a是四种个例下的沉降性冰相粒子的质量流随时间的变化, 气溶胶浓度不断的增加, 使得雷暴云发展旺盛时期(在30~55分钟) f_p 值差异明显, 其最大值分别为: $7.76 \times 10^8\text{ kg m s}^{-1}$ ($N=100\text{ cm}^{-3}$)、 $11.15 \times 10^8\text{ kg m s}^{-1}$ ($N=500\text{ cm}^{-3}$)、 $15.91 \times 10^8\text{ kg m s}^{-1}$ ($N=1000\text{ cm}^{-3}$)以及 $18.94 \times 10^8\text{ kg m s}^{-1}$ ($N=3000\text{ cm}^{-3}$)。图4b给出了非沉降性冰相粒子质量流随时间的变化分布。与 f_p 变化特征相似的是, 在四次不同个例下, f_{np} 值同样在30~55分钟期间差异明显。这种差异主要由于冰晶浓度变化造成。在100、500、1000 cm^{-3} 个例下, 冰晶浓度增加(根据以上分析结果), f_{np} 最大值分别为 2.77×10^5 、 3.95×10^5 、 $4.88 \times 10^5\text{ kg s}^{-1}$, 而在3000 cm^{-3} 个例下, 由于雷暴云中云水竞争作用, 冰晶的浓度降低, 此时 f_{np} 开始减小并且最大值为 4.16 kg s^{-1} 。图4c是四次个例中闪电发生率随时间的变化分布。由图4c可知, 闪电出现时间不同, 其分别为28分钟($N=100\text{ cm}^{-3}$)、26分钟($N=500\text{ cm}^{-3}$)、26分钟($N=1000\text{ cm}^{-3}$)以及25分钟($N=3000\text{ cm}^{-3}$), 这主要由于随着气溶胶浓度的提高,

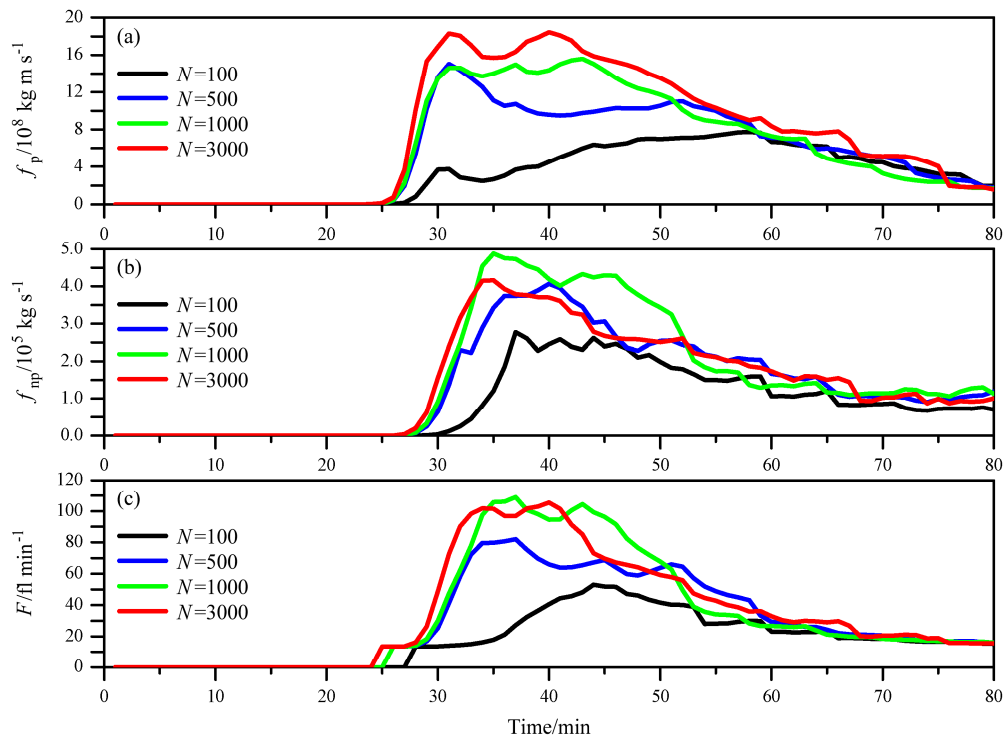


图4 四次个例下沉降性冰相粒子质量流(f_p), 非沉降性冰相粒子质量流(f_{np})以及闪电发生率(F)随模拟时间的变化

Fig. 4 Precipitable ice mass flux (f_p), non-precipitable ice mass flux (f_{np}), and flash rate for every minute in the four simulation cases

促进雷暴云的对流发展，使冰相粒子的微物理发展提前。在不同模拟个例下，闪电发生率在对流发展旺盛时期（30~55 分钟）出现明显的差异。其中闪电发生率最大值分别为：53.29 ($N=100 \text{ cm}^{-3}$)、82.83 ($N=500 \text{ cm}^{-3}$)、109.75 ($N=1000 \text{ cm}^{-3}$)、107.92 ($N=3000 \text{ cm}^{-3}$) fl min^{-1} 。由于闪电发生率 F 由 f_p 与 f_{np} 共同作用，因此当气溶胶浓度从 1000 cm^{-3} 增加至 3000 cm^{-3} 时，闪电发生率变化不明显。

3.3 高浓度气溶胶对雷暴云电活动的影响

根据前面的讨论，当气溶胶浓度增加 3000 cm^{-3} 时，由于云水竞争作用，冰晶浓度降低导致雷暴云上部的正电荷堆电荷量降低。那么气溶胶浓度继续增加时，云内的电活动特征如何变化？为了探讨高浓度气溶胶浓度对雷暴云电活动的影响，本研究同样通过改变气溶胶初始浓度进行模拟实验，其中气溶胶初始浓度分别设置为 50、100、500、1000、2000、3000、4000、5000、6000、7000、8000、9000 和 10000 cm^{-3} 。

第 54 分钟时，雷暴云发展至强盛状态，云内水成物粒子混合比和值（空间网格点混合比累积相加值）以及电荷量随气溶胶变化分布分别示于图 5 中。从图 5a 中可以看出气溶胶初始浓度从 50 cm^{-3} 增加至 3000 cm^{-3} 时，云滴混合比快速增加，而在相对较高气溶胶浓度个例中（ $4000 \sim 10000 \text{ cm}^{-3}$ ），云滴混合比增加缓慢。这主要由于模拟个例的相对湿度条件相同，云中的水汽含量相对稳定，限制了在气溶胶浓度相对较高的情况下更多小云滴的进一步凝结增长。此外，冰晶转化成霰是霰的启动机制，而霰对云滴的碰并收集是霰的主要产生源，因此霰的混合比随气溶胶浓度变化的趋势与云滴的相似(图 5c)。云水竞争可以解释气溶胶从 1000 cm^{-3} 增加至 3000 cm^{-3} 时冰晶混合比的降低，并且随着气溶胶浓度进一步增加时，云中水汽含量差异很小，而冰晶的主要产生源项为冰晶核化、凝华以及冰晶对云水碰并收集（冰晶繁生项量级小），因此

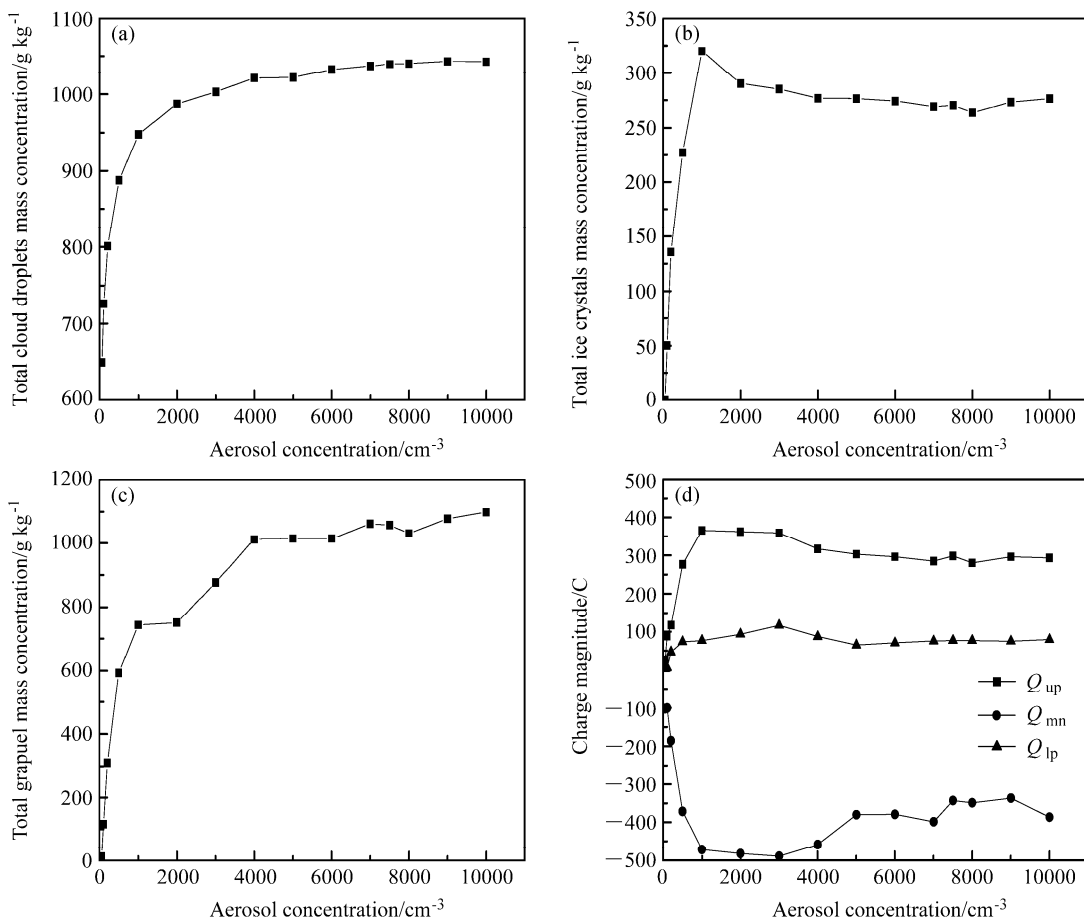


图 5 水成物粒子混合比和值：(a) 云滴；(b) 冰晶；(c) 霰。(d) 雷暴云主正电荷堆、中部负电荷堆、底部次正电荷堆电荷量随气溶胶初始浓度变化的分布

Fig. 5 Total (a) cloud droplets, (b) ice crystals, and (c) graupel mass concentrations, and (d) the estimated charge magnitudes in the upper positive charge region, middle negative charge region, and lower positive charge region, for various aerosol concentrations

云中冰晶含量稳定。如图 5b 所示,云中冰晶混合比保持在一定的量级(和值约为 275 g kg^{-1})。模式中随着气溶胶浓度的改变,水成物粒子含量的变化特征与 Wang (2005) 模拟结果基本一致。

在雷暴云发展成熟期,在所有个例中,雷暴云电荷结构保持不变,始终为三极性。图 5d 给出了雷暴云上部主正电荷堆 (Q_{up})、中部主负电荷堆 (Q_{mn}) 以及底部次正电荷堆 (Q_{lp}) 电荷量随气溶胶浓度变化的分布。从整体上看,气溶胶初始浓度由 50 cm^{-3} 增加至 3000 cm^{-3} ,雷暴云中电荷量增加明显,虽然在 $1000 \sim 3000 \text{ cm}^{-3}$ 范围内,冰晶浓度减小而导致上部主正电荷堆略微减小。当气溶胶浓度相对较高 ($>3000 \text{ cm}^{-3}$), Q_{up} 、 Q_{mn} 以及 Q_{lp} 估算值分别约为 280 C 、 -385 C 以及 80 C ,三个量级保持稳定并且分别略微低于 3000 cm^{-3} 个例下云中电荷量。这主要有两个因素造成:一是上部主正电荷堆减小,会导致云中电场强度减小(图略);二是在气溶胶浓度相对较高的个例中,云滴和霰浓度量级基本保持不变(图 5b、c)。因此,在这些条件下,非感应起电量和感应起电量会略微降低。

随着气溶胶浓度的提高 ($50 \sim 1000 \text{ cm}^{-3}$), 云内产生更多的冰相粒子(图 5b、c), 故闪电发生率增加明显(图 6), 与此同时闪电发生率均值分别约为 15 fl min^{-1} ($N=50$)、 18 fl min^{-1} ($N=100$)、 29 fl min^{-1} ($N=500$) 以及 33 fl min^{-1} ($N=1000$)。而这一结果与很多科学家 (Murray et al., 2000; Lyons et al., 1998; Pinto et al., 2006; Yuan et al., 2011; Williams et al., 2002; Naccarato et al., 2003; Kar et al., 2009) 通过观测发现的增加气溶胶的含量可以增加闪电

活动的现象保持一致。根据上述的分析结果,相对较高浓度的气溶胶对云内的冰相粒子浓度影响相对较小,因此雷暴云内所产生的闪电频次会保持稳定。如图 6 所示,当气溶胶浓度超过 1000 cm^{-3} 时,闪电发生率的平均值差异不明显,其值保持在 34 fl min^{-1} 左右。此外,雷暴云中最大闪电发生率 (112 fl min^{-1}) 出现在 1000 cm^{-3} 个例下,而在气溶胶浓度大于 1000 cm^{-3} 个例下,云中最大闪电发生率会略微减小并保持稳定在 106 fl min^{-1} 左右。整体而言,气溶胶浓度小于 1000 cm^{-3} 时,闪电发生率迅速增加,而气溶胶浓度大于 1000 cm^{-3} 时,闪电发生率保持稳定,其呈现的趋势与云中电荷量随气溶胶浓度变化分布特征相似。

4 结论与讨论

本文在已有的雷暴云模式基础上,植入气溶胶模块,建立了一个便于考察气溶胶对雷暴云起电过程影响的雷暴云起电新模式。利用改进后的云模式,结合一次南京雷暴个例,对起电过程进行二维 250 m 分辨率下的数值模拟实验。分析了不同初始浓度的气溶胶粒子对雷暴云空间电荷分布以及闪电发生率的影响,并在此基础上着重探讨了其微物理原因。通过以上研究,本文的主要结论如下:

(1) 气溶胶主要通过改变雷暴云微物理发展而影响起电过程。随着气溶胶浓度增大,雷暴云电荷结构保持为三极型。当气溶胶浓度从 50 cm^{-3} 增加至 1000 cm^{-3} 时,云滴、冰晶以及霰三种水成物粒子浓度迅速提高,并在感应以及非感应起电机理的作用下,雷暴云中主正电荷堆、中部负电荷堆以及

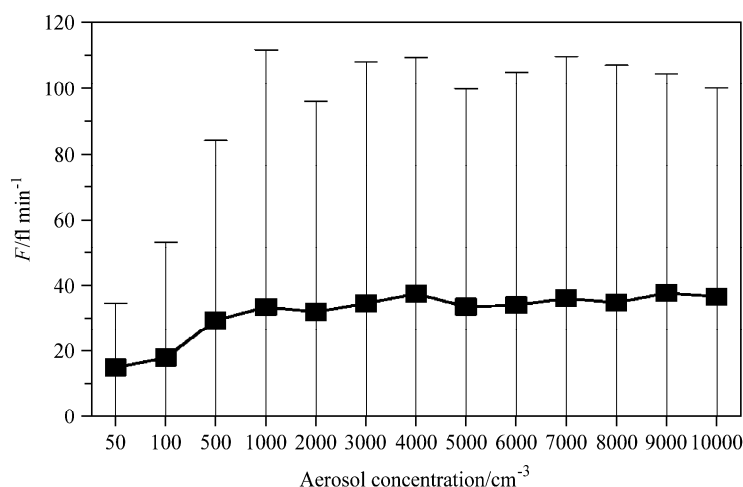


图 6 闪电发生率随气溶胶浓度变化的分布

Fig.6 Estimated flash rate related to aerosol concentration

底部次正电荷堆电荷量增加明显。气溶胶浓度在 $1000\sim 3000\text{ cm}^{-3}$ 范围内时, 由于云水竞争的作用, 冰晶的浓度略微降低, 并在非感应起电机理的作用下, 导致雷暴云中上部主正电荷堆电荷量有所降低, 而此时云滴和霰粒子浓度缓慢增加, 并通过感应起电机理使中部主负电荷堆以及底部次正电荷堆电荷量继续增强。而当气溶胶浓度大于 3000 cm^{-3} 时, 其对云中水成物粒子影响差异不明显, 因此雷暴云中三层电荷堆的电荷量保持稳定。

(2) 不同气溶胶模拟个例下, 闪电发生率的差异主要体现在雷暴发生旺盛期。气溶胶从 50 cm^{-3} 增加至 1000 cm^{-3} 时, 雷暴云内的沉降性和非沉降性冰相粒子质量流的增加, 引起云内的闪电发生率增加明显。当气溶胶增加至 3000 cm^{-3} 时, 非沉降性冰相粒子质量流降低和沉降性冰相质量流增加共同导致闪电发生率保持稳定。气溶胶继续增加时, 冰相粒子浓度的稳定导致云中平均闪电发生率保持在一定的量级。

需要说明的是, 本文基于两个原因没有考虑闪电放电过程。第一个原因影响是雷暴云模式放电参数化中电场击穿阈值的选择、闪道的传输、电荷的中和及重新分布等问题还有待进一步认识。第二个原因是闪电通道对雷暴云中电荷分布的重置会改变云中电荷分布、电荷量以及各个水成物粒子的荷电情况, 那么势必会影响我们探讨气溶胶浓度变化对雷暴云起电过程。当然不考虑放电过程会引起云中电荷密度过大, 而且对感应起电影响尤为明显, 云中的电场会因为放电过程变得虚大。我们知道气溶胶最直接影响的的水成物粒子主要为液相粒子, 而感应起电机理主要考虑的是液相粒子和冰相粒子之间的作用, 因此模式中考虑感应起电机理是十分必要的。另外, 虽然模式中的感应起电作用被夸大, 但是计算出来的闪电发生率随气溶胶浓度的变化趋势, 与电荷量分布特征相似, 而雷暴云中闪电表现特征与雷暴云中电荷结构以及电荷量密切相关。因此我们确信关于气溶胶浓度变化对雷暴云起电过程的影响规律是合理的。

参考文献 (References)

- Carey L D, Rutledge S A. 1998. Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm [J]. *J. Geophys. Res.*, 103: 13979–14000.
- Chen Q, Yin Y, Jin L J, et al. 2011. The effect of aerosol layers on convective cloud microphysics and precipitation [J]. *Atmos. Res.*, 101: 327–340.
- Cohard J M, Pinty J P. 2000. A comprehensive two-moment warm microphysical bulk scheme. 1: Description [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126: 1815–1842.
- Coleman L M, Marshall T C, Stolzenburg M, et al. 2003. Effects of charge and electrostatic potential on lightning propagation [J]. *J. Geophys. Res.*, 108: 4298, doi:10.1029/2004JD00278.
- Deierling W, Petersen W A, Latham J, et al. 2008. The relationship between lightning activity and ice fluxes in thunderstorms [J]. *J. Geophys. Res.*, 113: D15210, doi:10.1029/2007JD009700.
- 冯桂力, 鄒秀书, 吴书君. 2008. 山东地区冰雹云的闪电活动特征 [J]. *大气科学*, 32 (2): 289–299. Feng Guili, Qie Xiushu, Wu Shujun. 2008. Cloud-to-ground lightning characteristics of hail clouds in Shandong Province [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (2): 289–299.
- Gardiner B, Lamb D, Pitter R L, et al. 1985. Measurements of initial potential gradient and particle charges in a Montana summer thunderstorm [J]. *J. Geophys. Res.*, 90: 6079–6086.
- Gonçalves F L T, Martins J A, Albrecht R I, et al. 2012. Effect of bacterial ice nuclei on the frequency and intensity of lightning activity inferred by the BRAMS model [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 12: 5677–5689.
- 郭凤霞, 张义军, 言穆弘. 2007. 青藏高原那曲地区雷暴云电荷结构特征数值模拟研究 [J]. *大气科学*, 31 (1): 28–36. Guo Fengxia, Zhang Yijun, Yan Muhong. 2007. A numerical study of the charge structure in thunderstorm in Nagqu area of the Qinghai–Xizhang Plateau [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31 (1): 28–36.
- 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: ACL 9–1–ACL 9–26.
- 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: 609–630.
- 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 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31(5): 793–804.
- Kar S K, Liou Y A, Ha K J. 2009. Aerosol effects on the enhancement of cloud-to-ground lightning over major urban areas of South Korea [J]. *Atmos. Res.*, 92, doi:10.1016/j.atmosres.2008.09.040.
- Khain A P, BenMoshe N, Pokrovsky A. 2008. Factors determining the impact of aerosols on surface precipitation from clouds: An attempt at classification [J]. *J. Atmos. Sci.*, 65: 1721–1748.
- Latham J, Blyth A M, Christian H J Jr, et al. 2004. Determination of precipitation rates and yields from lightning measurements [J]. *J. Hydrol.*, 288: 13–19.
- Latham J, Petersen W A, Deierling W, et al. 2007. Field identification of a unique globally dominant mechanism of thunderstorm electrification [J]. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 133: 1453–1457.
- Levin Z, Teller A, Ganor E, et al. 2005. On the interactions of mineral dust, sea-salt particles, and clouds: A measurement and modeling study from the Mediterranean Israeli Dust Experiment campaign [J]. *J. Geophys. Res.*, 110: D20202, doi:10.1029/2005JD005810.

- Lyons W A, Nelson T E, Williams E R, et al. 1998. Enhanced positive cloud-to-ground lightning in thunderstorms ingesting smoke from fires [J]. *Science*, 282: 77–80.
- 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: 2032–2050.
- 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: D12101, doi:10.1029/2004JD005287.
- Marshall T C, Rust W D. 1991. Electric field soundings through thunderstorms [J]. *J. Geophys. Res.*, 96: 22297–22306.
- Mitzeva R, Latham J, Petrova S. 2006. A comparative modeling study of the early electrical development of maritime and continental thunderstorms [J]. *Atmos. Res.*, 82: 26–36.
- Murray N D, Orville R E, Huffines G R. 2000. Effect of pollution from Central American fires on cloud-to-ground lightning in May 1998 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 27: 2249–2252.
- Naccarato K P, Pinto Jr O, Pinto I R C A, et al. 2003. Evidence of thermal and aerosol effects on the cloud-to-ground lightning density and polarity over large urban areas of southeastern Brazil [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (13): 1674, doi:10.1029/2003GL017496.
- Pereyra R G, Avila E E, Castellano N E, et al. 2000. A laboratory study of graupel charging [J]. *J. Geophys. Res.*, 105: 20803–20812.
- Pinto Jr O, Naccarato K P, Pinto I R C A, et al. 2006. Monthly distribution of cloud-to-ground lightning flashes as observed by lightning location systems [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33: L09811, doi:10.1029/2006GL026081.
- Pruppacher H R, Klett J D. 1997. *Microphysics of Clouds and Precipitation* [M] 954 pp., D. Reidel, Norwell, Mass.
- Qie X S, Zhang T L, Chen C P, et al. 2005. The lower positive charge center and its effect on lightning discharges on the Tibetan Plateau [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32: L05814, doi:10.1029/2004GL022162.
- 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: 779–800.
- 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.
- Rust W D, Marshall T C. 1996. On abandoning the thunderstorm tripole-charge paradigm [J]. *J. Geophys. Res.*, 101: 23499–23504.
- 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: 13949–13956.
- Saunders C P R, Keith W D, Mitzeva R P. 1991. The effect of liquid water on thunderstorm charging [J]. *J. Geophys. Res.*, 96: 11007–11017.
- Takahashi T. 1978. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms [J]. *J. Atmos. Sci.*, 35: 1536–1548.
- Takahashi T. 1984. Thunderstorm electrification—A numerical study [J]. *J. Atmos. Sci.*, 41: 2541–2558.
- Takahashi T. 2010. The videosonde system and its use in the study of East Asian monsoon rain [J]. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 91: 1231–1246, doi:10.1175/2010BAMS2777.1.
- 谭涌波, 陶善昌, 祝宝友, 等. 2006. 雷暴云内闪电双层、分枝结构的数值模拟 [J]. *中国科学 (D 辑: 地球科学)*, 36 (5): 486–496. Tan Yongbo, Tao Shanchang, Zhu Baoyou, et al. 2006. The numerical simulation of thundercloud lightning double and branch structure [J]. *Science China (Ser. D: Earth Science)* (in Chinese), 36 (5): 486–496.
- Tan Y B, Tao S C, Zhu B Y. 2006. Fine-resolution simulation of the channel structures and propagation features of intracloud lightning [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33: L09809, doi:10.1029/2005GL025523.
- 谭涌波, 陶善昌, 祝宝友. 2007. 云内放电对云内电荷和电位分布影响的数值模拟 [J]. *地球物理学报*, 50 (4): 1053–1065. Tan Yongbo, Tao Shanchang, Zhu Baoyou. 2007. A simulation of the effects of intra-cloud lightning discharges on the charges and electrostatic potential distributions in a thundercloud [J]. *Chinese J. Geophys.*, 50 (4): 1053–1065.
- 谭涌波, 师正, 王宁宁, 等. 2012. 随机性与电环境特征对地闪击地点影响的数值模拟 [J]. *地球物理学报*, 55 (11): 3534–3541, doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.11.003. Tan Yongbo, Shi Zheng, Wang Ningning, et al. 2012. Numerical simulation of the effects of randomness and characteristics of electrical environment on ground strike sites of cloud-to-ground lightning [J]. *Chinese J. Geophys.*, 55 (11): 3534–3541, doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.11.003.
- Tan Y, Tao S C, Liang Z W, et al. 2014. Numerical study on relationship between lightning types and distribution of space charge and electric potential [J]. *J. Geophys. Res.*, 119: 1003–1014, doi:10.1002/2013JD019983.
- Wang C. 2005. A modeling study of the response of tropical deep convection to the increase of cloud condensation nuclei concentration: 1. Dynamics and microphysics [J]. *J. Geophys. Res.*, 110: D21211, doi: 10.1029/2004JD005720.
- 王宁宁, 谭涌波, 师正, 等. 2013. 耦合气溶胶模块的雷暴云起电模式 [J]. *高原气象*, 32 (2): 541–548. Wang ningning, Tan yongbo, Shi zheng, et al. 2013. Thunderstorm cloud electrification model after coupled aerosol module [J]. *Plateau Meteor.* (in Chinese), 32 (2): 541–548.
- Wiens K C, Rutledge S A, Tessendorf S A. 2005. The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part II: Lightning and charge structure [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62: 4151–4177.
- Williams E, Rosenfeld D, Madden N, et al. 2002. Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification [J]. *J. Geophys. Res.*, 107(D20): 8082, doi:10.1029/2001JD000380.
- 杨慧玲, 肖辉, 洪延超. 2011. 气溶胶对冰雹云物理特性影响的数值模拟研究 [J]. *高原气象*, 30 (2): 445–460. Yang Huiling, Xiao Hui, Hong Yanchao. 2011. Numerical simulation of aerosol impact on cloud physics of hailstorm [J]. *Plateau Meteor.* (in Chinese), 30 (2): 445–460.
- Yin Y, Levin Z, Reisin T G, et al. 2000. The effects of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds—A numerical study [J]. *Atmos. Res.*, 53: 91–116.
- Yuan T L, Remer L A, Pickering K E, et al. 2011. Observational evidence of aerosol enhancement of lightning activity and convective invigoration [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38: L04701, doi:10.1029/2010GL046052.
- Ziegler C L, MacGorman D R, Dye J E, et al. 1991. A model evaluation of noninductive graupel-ice charging in the early electrification of a mountain thunderstorm [J]. *J. Geophys. Res.*, 96: 12833–12855.