

雷暴对流起电机理论分析

言穆弘 郭昌明 刘欣生

(兰州高原大气物理研究所)

提 要

本文用一维分层模式理论分析了地面降雨、尖端放电、对流运动以及云外电导率变化对雷暴电结构的影响。分析指出, 云内对流强度明显地影响着雷暴电结构, 强烈的地面降雨和尖端放电可使地面电场强度显著减小, 甚至极性翻转, 闪电和云顶附近的下沉气流是维持雷暴向上提供充电电流的重要条件。在雷暴中, 对流起电机是一个不可忽略的重要过程。

关键词: 雷暴; 对流起电; 日地关系。

一、引 言

对流风暴常伴有壮观的闪电, 说明云内必定存在一些起电过程, 持续不断地产生电能, 以补充闪电放电所消耗的电能。雷暴起电研究的一个中心问题是起电主要是通过水成物粒子的碰撞分离, 还是通过对流运动对不同极性电荷的输送分离来完成? 许多研究认为起电与降水有关, 电荷通过碰撞分离被产生。但近代很多观测结果已无法用降水理论来解释。例如在闪电间隔期内云内电场按线性规律恢复^[1], VHF 闪电源和强降水回波并不重合, 而是落在上升气流区中^[2], 降水之前已出现第一次闪电^[3], 闪电后闪电附近雨滴末速度变化不大^[4]等。从能量观点考虑, 雷暴电能集中于云中上部, 而降水的重力势能却集中于云中下部, 且仅是对流能量的 5—10%, 不足以产生雷暴的巨大电能^[5]。从对流能量出发, Vonnegut 提出了对流起电理论^[6]: 云顶处的屏蔽负电荷层源源不断地向云中下部输送负电荷, 而地面尖端放电所产生的电晕正离子由上升气流携带到云中上部。Gish 用飞机测量到雷暴顶上空存在一个稳定的向上电流^[7], 证实了屏蔽负电荷层稳定存在。多卜勒雷达观测到雷暴中部有较强的水平入流^[8], VHF 闪电源随云体垂直伸展而向上运动^[9], 这说明起电与对流发展有关。此外, 大陆雷暴的闪电频数比海洋雷暴大 2—4 倍^[10], 至少也说明地面尖端放电对起电的作用。70 年代以来, 很多学者注意到雷暴顶屏蔽负电荷层的特性以及云外电导率对雷暴电场的影响^[11-13]。本文从电流连续方程出发, 利用分层模式分析了对流运动和各类电参量之间的关系, 以考察云顶以上大气电导率和对流运动对于雷暴起电的贡献。对流起电复杂而又难以定量计算, 本文只是考察总体对流运动的可能作用, 而不涉及气流分布的详细物理图象。

1988 年 9 月 27 日收到, 1989 年 5 月 3 日收到修改稿。

二、模式概念

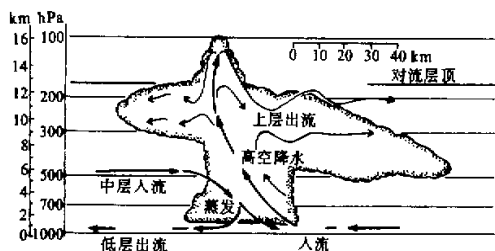


图1 典型雹线雷暴气流廓线

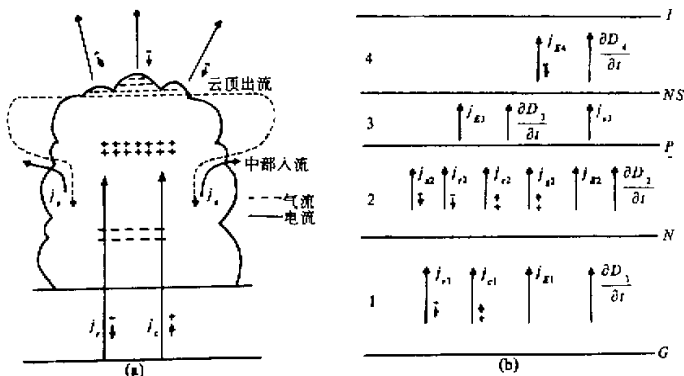


图2(a) 雷暴电结构和气流结构示意图

图2(b) 等效计算模式

图1是一次典型雹线雷暴气流廓线^[14], 云中心轴附近为上升气流, 云顶附近出流, 中层有入流, 在此基础上建立计算模式(图2)。雷暴为上正下负电偶极结构, 云顶附近有一层屏蔽负电荷层。模式把大气分成4个区域: 区域1为主负电荷 N 层以下区域, 有传导电流 j_{E1} , 位移电流 $\partial D_1 / \partial t$ (D 为电位移矢量), 降水电流 j_{r1} , 是向下运动的负电荷雨滴, 以及对流电流 j_{c1} , 是地面尖端物电晕放电产生的正离子流。区域2是云内中心部分, 除有上述电流外, 还有起电电流 j_{e2} , 是云中起电过程所产生的正离子随上升气流而运动, 是形成正、负电荷层的主要源泉, 电流 j_{s2} 是云顶附近屏蔽负电荷被下沉气流携带所致。据多卜勒雷达观测^[18], 云顶附近有较强的水平气流把屏蔽层 Ns 中负电荷带出云外, 蒸发降温而下沉, 并在云中下部进入云内。区域3是 P 正电荷层和 Ns 负电荷层之间区域, 在云的上部, 故忽略降水电流, 而 j_{e3} 在云外。区域4是雷暴以上区域, 只存在传导和位移电流。模式规定电流方向以向上为正, 下标符号表示电流类型(除 N , P , Ns 分别表示该电荷层外), 数字表示区域。各区域中的电流是时空函数, 随雷暴发展和起电而变, 模式假定这些量在求解时段内不发生变化, 且认为在同一区域内均匀。 P 和 N 层电荷量相当, Ns 层较小。分析图2可判断各区域 D_i 的极性, 在正常情况下, $D_1 > 0$, $D_2 < 0$, $D_3 > 0$, $D_4 > 0$, 在 Ns 层附近极短距离内, 出现

负极性。

各区域中的总电流在边界 N , P 及 Ns 上满足连续性定理, D_i 在边界面上不连续而产生面感应电荷。达到动态平衡时, 各边界面上电流连续方程可表示如下:

N 电荷层上、下边界之间连续方程:

$$j_{r1N} + j_{c1N} + j_{E1N} + \frac{\partial D_{1N}}{\partial t} = j_{r2N} + j_{c1N} + j_{s2N} + j_{g2N} + j_{E2N} + \frac{\partial D_{2N}}{\partial t} \quad (1)$$

N 电荷层下边界和区域 1 之间连续方程:

$$j_{r1N} + j_{c1N} + j_{E1N} + \frac{\partial D_{1N}}{\partial t} = j_{r1} + j_{c1} + j_{E1} + \frac{\partial D_1}{\partial t} \quad (2)$$

N 电荷层上边界和区域 2 之间连续方程:

$$j_{r2N} + j_{c2N} + j_{s2N} + j_{g2N} + j_{E2N} + \frac{\partial D_{2N}}{\partial t} = j_{r2} + j_{c2} + j_{s2} + j_{g2} + j_{E2} + \frac{\partial D_2}{\partial t} \quad (3)$$

P 电荷层上、下边界之间连续方程:

$$j_{r2P} + j_{c2P} + j_{s2P} + j_{g2P} + j_{E2P} + \frac{\partial D_{2P}}{\partial t} = j_{s3P} + j_{E3P} + \frac{\partial D_{3P}}{\partial t} \quad (4)$$

P 电荷层下边界和区域 2 之间连续方程:

$$j_{r2P} + j_{c2P} + j_{s2P} + j_{g2P} + j_{E2P} + \frac{\partial D_{2P}}{\partial t} = j_{r2} + j_{c2} + j_{s2} + j_{g2} + j_{E2} + \frac{\partial D_2}{\partial t} \quad (5)$$

P 电荷层上边界和区域 3 之间连续方程:

$$j_{s3P} + j_{E3P} + \frac{\partial D_{3P}}{\partial t} = j_{s3} + j_{E3} + \frac{\partial D_3}{\partial t} \quad (6)$$

Ns 电荷层上、下边界之间连续方程:

$$j_{s3Ns} + j_{E3Ns} + \frac{\partial D_{3Ns}}{\partial t} = j_{E4Ns} + \frac{\partial D_{4Ns}}{\partial t} \quad (7)$$

Ns 电荷层下边界和区域 3 之间连续方程:

$$j_{s3Ns} + j_{E3Ns} + \frac{\partial D_{3Ns}}{\partial t} = j_{s3} + j_{E3} + \frac{\partial D_3}{\partial t} \quad (8)$$

Ns 电荷层上边界和区域 4 之间连续方程:

$$j_{E4Ns} + \frac{\partial D_{4Ns}}{\partial t} = j_{E4} + \frac{\partial D_4}{\partial t} \quad (9)$$

上述方程中的 j 均为电流密度, 其中 $j_{Ei} = \lambda_i E_i = \frac{D_i}{\tau_i}$ 。式中 λ_i 为电导率, E_i 为电场强度, τ_i 为电弛时间, 模式假定: $\tau_{1N} = \tau_{2N} = \tau_N$, $\tau_{2P} = \tau_{3P} = \tau_P$, $\tau_{3Ns} = \tau_{4Ns} = \tau_{Ns}$ 。

三、理论分析

1. N , P 和 Ns 电荷层

以传导电流密度关系式代入(1)式, 并利用 N 面上边界条件得到面电荷密度 λ_N :

$\lambda_N = D_{2N} - D_{1N} = -\tau_N [j_{r2N} + j_{c2N} + j_{g2N} + j_{s2N} - j_{r1N} - j_{c1N}] [1 - e^{-t/\tau_N}] + \lambda_{0N} e^{-t/\tau_N}$, (10)
 $\lambda_N(t)$ 表示雷暴发展到一个相对稳定时期, 各项电流趋于稳定, 因某种原因例如闪电所引起的变化。下标“0”表示 $t=0$ 即闪电发生时刻值, λ_{0N} 为负极性, (10)式右边第二项是闪电后剩余电荷的电导衰减, 第一项是电流作用项。式中 j_{r1N} 是因降雨从 N 层流走到区域 1 的负电荷, $j_{r2N} + j_{g2N}$ 是因各种起电过程的作用使 N 层增加的负电荷, j_{c1N}

是上升气流携带进入 N 层的电晕正离子流, j_{c2N} 是离开 N 层的正离子流. 对流电流大小取决于上升气流速度和地面尖端放电所产生的离子浓度. 观测和理论分析指出, 对流电流的中和过程很微弱^[15, 16]. 所以 $j_{r2N} + j_{g2N} - j_{c1N} + j_{c2N} - j_{v1N} > 0$. 式中 j_{c2N} 是云顶附近屏蔽负电荷被下沉气流携带进入 N 层的负电荷流. 从以上分析可见, 电流项的作用是恢复闪电所消耗的负电荷, 以维持 λ_N 相对稳定. 否则由于闪电放电, λ_N 会很快衰减而消失, 式中 τ_N 表征了 λ_N 的衰减程度.

以传导电流关系式代入 (4) 式, 并利用 P 面上边界条件得到正面电荷密度 λ_P :

$$\lambda_P = D_{3P} - D_{2P} = \tau_P [-j_{s3P} + j_{r2P} + j_{s2P} + j_{g2P} + j_{c2P}] [1 - e^{-t/\tau_P}] + \lambda_{0P} e^{-t/\tau_P}. \quad (11)$$

λ_{0P} 为正极性, 式中各项物理意义同前. λ_P 主要由区域 2 中的起电过程即 $j_{r2P} + j_{g2P} + j_{c2P}$ 来维持. 上升气流为 P 层提供正电荷, 降雨又从 P 层带走负电荷. 在云顶附近上升气流已很微弱, 由上升气流所携带的正电荷将相对停留在云上部而形成 P 电荷层. 从前知, j_{s3} 在云外, 不通过 P 电荷层, 即 $j_{s2P} = j_{s3P}$. 同样, 电流项维持了 λ_P 的相对稳定, 否则因闪电会很快衰减.

张弛时间 τ_P 表征 λ_P 的衰减程度, 且由于 N 层中荷电粒子大部分是迁移率较小的雨滴, 而 P 层中主要是较高迁移率的云滴. 所以 $\tau_P < \tau_N$, 即 λ_P 衰减比 λ_N 快.

解方程 (7) 得到 Ns 边界面上面电荷密度:

$$\lambda_{Ns} = D_{4Ns} - D_{3Ns} = \tau_{Ns} j_{s3Ns} [1 - e^{-t/\tau_{Ns}}] + \lambda_{0Ns} e^{-t/\tau_{Ns}}, \quad (12)$$

式中 λ_{0Ns} 为负极性, λ_{Ns} 是云顶边界处云内外电导率差异所致. 在 λ_P 产生的电场力作用下, 云上界外大气中的负离子不断移向云边界并进入云内, 被云滴捕获成为云滴电荷, 屏蔽负电荷层逐渐形成, 其浓度取决于电场强度和云滴谱分布. λ_{0Ns} 值与区域 4 中电场 E_4 有关, 较大的 E_4 意味着有更多的负离子能向 Ns 层移动. Ns 电荷层形成后, 附近负离子将受其排斥而不能继续进入云内. 由于 $\lambda_{Ns} \ll \lambda_P$, 故离 Ns 层较远处电场仍为正极性^[17], 负离子继续向 Ns 层移动. 于是在贴近云上界的一个薄层内, 由于正、负离子的复合中和使负离子消失, 而在此薄层以上, 负离子弥散分布. 由于屏蔽电荷为负极性, 故 $j_{s3Ns} > 0$, 下沉气流把屏蔽层中的负电荷带走. 如果没有云外负离子的不断补充, λ_{Ns} 将很快衰减而趋于零. 同样, τ_{Ns} 表征了 λ_{Ns} 的衰减程度.

雷暴发展初始阶段, 对流较弱, 云内初始起电尚不足以增强地面电场而引起地面突出物的尖端放电, 地面附近只存在由于电极效应所产生的正离子, 浓度很低, 平均约为 $10^{-12} \sim 15^{13} \text{ c/m}^3$. 即使有较弱的上升气流, 对流起电率仍很弱. 所以在雷暴发展初期, 尤其是出现降水粒子后, 主要是降水起电机作用, 平均降水起电电流 $j_{g2} = 2 \times 10^{-9} \sim 2 \times 10^{-8} \text{ A/m}^2$, $j_{r2} = 0.8 \times 10^{-9} \text{ A/m}^2$ ^[18], 显然比对流电流 j_{c2} ($\approx 10^{-12} \sim 10^{-11} \text{ A/m}^2$) 要大得多. 降水起电过程中的正、负电荷分离完全依靠上升气流和降水粒子重力降落. 观测指出^[5], 雷暴电能主要集中在云上部, 而降雨重力位能集中在云中、下部. 所以, 即使对于降水起电机, 对流运动也是重要的.

雷暴发展到成熟阶段, 云中 N , P 和 Ns 电荷层已初步形成, 地面电场足以使某些尖端物产生尖端放电. 此时, 对流起电作用显著. Stander 指出^[19], 地面电场为 $80 \sim 120 \text{ V/cm}$ 时, 雷暴下平均电晕电流密度为 $1 \sim 100 \times 10^{-9} \text{ A/m}^2$. 从欧姆定律可计算得到空间电荷浓度为 $8.9 \times 10^{-10} \sim 5.9 \times 10^{-8} \text{ c/m}^3$. 若取上升速度为 10 m/s , 则 $j_c = 8.9 \times 10^{-9} \sim 5.9 \times 10^{-7} \text{ A/m}^2$, 比降水起电电流密度还高出约一个量

级, 对 λ_p 的贡献很大.

飞机测量雷暴顶以上空气电导率和垂直电场^[20], 得到平均值为 $1.6 \times 10^{-12} / (\Omega \cdot m)$ 和 $250V/cm$. 从而计算得到 Ns 层平均电荷浓度为 $1.14 \times 10^{-8} C/m^3$. 若取云顶附近下沉气流速度为 $1 \sim 10m/s$. 那么下沉气流对 λ_N 的贡献 $j_{s2N} \doteq j_{s3N} = 1.14 \times 10^{-7} \sim 1.14 \times 10^{-7} A/m^2$, 数量级和降水起电机机制相当, 甚至还高些. 国外飞机穿云顶曾测量到 $35m/s$ 的下沉气流. 因此, 在雷暴发展后期, 对流起电机机制很强大, 产生条件是地面有足够的电晕、离子和云顶附近有较强的下沉气流. 海洋雷暴由于地面缺少尖端放电, 对流起电较弱, 相应闪电活动也弱.

令 $D_{3Ns} = \alpha_3 \lambda_{Ns}$, 则 $D_{4Ns} = (1 + \alpha_3) \lambda_{Ns}$, 对 (7), (9) 二式联立求解可得:

$$D_4 = \tau_4 j_{s3Ns} (1 + \alpha_3) (1 - e^{-t/\tau_4}) + D_{04} e^{-t/\tau_4}, \quad (13)$$

式中 $D_{04} > 0$, 从下节分析可知 $(1 + \alpha_3) > 0$, 结合 (12) 式分析, j_{s3Ns} 把屏蔽层中负电荷持续送到云中下部, 使 λ_N 增大, 同时 λ_{Ns} 减小, D_4 随之增大, 于是就能吸引区域 4 中更多负离子进入屏蔽层, 增大 λ_{Ns} . 最后达到一个动态平衡值, 同时在雷暴上空形成持续向上的充电电流以维持全球电流循环^[11].

飞机测量 τ_4 值很小, 平均约 $25s$ ^[7, 20], 随高度增加而减小, 且接近同高度晴天值. 因 D_4 与 λ_4 反相关, 故区域 4 中即使存在更多负离子, 但能流向云顶的负离子数并不一定增加. Williams^[5] 利用一个简单电能模式计算屏蔽层具有最大电能时的 λ_4 值约为 $10^{-13} \sim 10^{-12} / (\Omega \cdot m)$, 比雷暴顶高度处的晴天值大 (例如: $\lambda_{12km} = 10^{-13} / (\Omega \cdot m)$). 因此在通常情况下, 屏蔽层电能并未达到最大状态. 某些特殊事件, 例如太阳耀斑爆发能增大中层大气电导率平均约 60%. 所以, 太阳活动可以通过增加中层大气电导率来增强雷暴对流起电过程.

观测指出^[21], 从云外进入云边界, 电弛驰时间增大即 $\tau_{Ns} > \tau_4$, 此后减小即 $\tau_{Ns} > \tau_3$, 在接近 P 电荷层时, 又转为增大即 $\tau_p > \tau_3$. 张弛时间的上述变化也证明了屏蔽电荷层的存在.

2. 各区域电位移矢量 D_i

假定 $D_{1N} = \alpha_1 \lambda_N$, α_1 为比例系数. 则从边界条件可得 $D_{2N} = (1 + \alpha_1) \lambda_N$. 从 (1) 和 (2) 式可得:

$$D_1 = \tau_1 [\alpha_1 (j_{r1N} + j_{c1N} - j_{r2N} - j_{c2N} - j_{g2N} - j_{s2N}) - j_{r1} - j_{c1} + j_{r1N} + j_{c1N}] \cdot [1 - e^{-t/\tau_1}] + D_{01} e^{-t/\tau_1}, \quad (14)$$

式中 D_{01} 为初始值, $D_{01} > 0$, 且 $\alpha_1 < 0$, $(1 + \alpha_1) > 0$. 区域 1 中尤在地面附近, 降水粒子会不断捕获一些正离子而使电流减小, 故 j_{r1N} 略大于 j_{r1} . 从上节知, (14) 式右边第一项大于 0, 其作用是恢复闪电所消耗的电场. 当区域 1 中降雨增强, 即 j_{r1} 较大, 从 N 层带走更多负电荷, 使 D_1 减小但极性不会翻转. 尚未见报道过雷暴下海面电场会出现反极性. 此外, 由于电晕正离子主要集中在近地面层附近, 浓度随高度增加而减小. 所以 $j_{c1} > j_{c1N}$, 对流电流的作用也是使 D_1 减小. 陆面有时观测到雷暴后期有较强的反极性电场, 就是强降雨和对流电流共同作用结果. 在雷暴后期, j_{r2N} 和 j_{g2N} 同量级, 对流电流对 D_1 贡献很大. D_1 与张弛时间 τ_1 正相关, τ_1 的地面观测值约为 $400s$ ^[22], 在 $300m$ 高度处约是地面值的 3—5 倍^[19]. 故近地面上空电场约是地面电场的 3—5 倍, 且随时间衰减缓慢, 和观测相符^[19].

从(1)和(3)式求解可得:

$$D_2 = \tau_2 [(1 + \alpha_1)(j_{r1N} + j_{c1N} - j_{r2N} - j_{c2N} - j_{g2N} - j_{s2N}) + (j_{r2N} + j_{c2N} + j_{g2N} + j_{s2N} - j_{r1N} - j_{c1N} - j_{g1N} - j_{s1N})][1 - e^{-t/\tau_2}] + D_{02} e^{-t/\tau_2}. \quad (15)$$

从前节分析, 上式右边方括号内第一项小于 0, 第二项表示 N 层上起电量和区域 2 中起电量的差值。模式假定整个区域起电均匀, 故此项为 0, D_2 总为负极性。云内观测发现, 不同雷暴的 D_2 值差别很大, 即使对于同一雷暴, D_2 分布也很不均匀, 平均在 400—1000 V/cm 左右, 曾测量到最大值 4000 V/cm^[11]。区域 2 中荷电粒子大部分是迁移率很低的水成物, 故 τ_2 远大于 τ_1 , D_2 也比 D_1 大得多, 且随时间衰减缓慢。

令 $D_{2P} = \alpha_2 j_P$, 则 $D_{3P} = (1 + \alpha_2)$ 。从(4)和(6)式可得

$$D_3 = \tau_3 [(1 + \alpha_2)(j_{r2P} + j_{c2P} + j_{g2P} + j_{s2P} - j_{s3P}) + j_{s3P} - j_{s3}][1 - e^{-t/\tau_3}] + D_{03} e^{-t/\tau_3}. \quad (16)$$

这里 $\alpha_2 < 0$, $(1 + \alpha_2) > 0$ 。类似前面分析, 等式右边第一项大于 0, D_3 总为正极性。因区域 3 中荷电粒子主要是云滴和冰晶, 迁移率大于雨滴, 故 $\tau_3 < \tau_2$, $D_3 < D_2$, 且随时间衰减较快, 观测发现云中强电场主要分布在云中部, 而云顶附近电场较小^[12], 和本文结论一致。

3. 系数 α_1 , α_2 和 α_3

对(4)和(5)求解可得到 D_2 另一表达式, 并结合(15)式得到系数 α_1 :

$$\alpha_1 = \frac{(1 + \alpha_2)(j_{r2P} + j_{g2P} + j_{c2P} + j_{s2P}) - \alpha_2 j_{s3P} - j_{r1N} - j_{c1N}}{j_{r1N} + j_{c1N} - j_{r2N} - j_{g2N} - j_{c2N} - j_{s2N}}. \quad (17)$$

同样对(7)和(8)式求解得 D_3 另一表达式, 并结合(16)式可得系数 α_2 :

$$\alpha_2 = \frac{(1 + \alpha_3) j_{s3Ns} - j_{r2P} - j_{g2P} - j_{c2P} - j_{s2P}}{j_{r2P} + j_{g2P} + j_{c2P} + j_{s2P} - j_{s3P}}. \quad (18)$$

观测指出, 雷暴中 P 电荷层相对于地面的电位约为 $+10^8 - 10^9$ V, N 电荷层相对于地面电位约为 $-10^8 - 10^9$ V, 而电离层相对于地面电位约为 250 K V。故和雷暴电位相比, 电离层穿过雷暴相对于地面的电位变化近似为 0。由于 Ns 层相对于地面电位远小于 10^8 V, 即有以下等式:

$$\int_G^N \frac{D_1}{\varepsilon} dz + \int_N^P \frac{D_2}{\varepsilon} dz + \int_P^{Ns} \frac{D_3}{\varepsilon} dz + \int_{Ns}^I \frac{D_4}{\varepsilon} dz = 0. \quad (19)$$

以 α_i 替代 D_i ($i=1, 2, 3, 4$) 式中 α_1 和 α_2 , 可得:

$$\begin{aligned} D_1 &= \tau_1 [(1 + \alpha_3) j_{s3Ns} - j_{r1N} - j_{c1N}] [1 - e^{-t/\tau_1}] + D_{01} e^{-t/\tau_1}, \\ D_2 &= \tau_2 [(1 + \alpha_3) j_{s3Ns} - j_{r2N} - j_{c2N} - j_{g2N} - j_{s2N}] [1 - e^{-t/\tau_2}] + D_{02} e^{-t/\tau_2}, \\ D_3 &= \tau_3 [(1 + \alpha_3) j_{s3Ns} - j_{r3N} - j_{s3N}] [1 - e^{-t/\tau_3}] + D_{03} e^{-t/\tau_3}, \\ D_4 &= \tau_4 [(1 + \alpha_3) j_{s3Ns}] [1 - e^{-t/\tau_4}] + D_{04} e^{-t/\tau_4}. \end{aligned} \quad (20)$$

把上述 4 式代入(19)式可求得系数 α_3 , 则 α_1 和 α_2 也可求。 α_i 是时间函数且与整个区域的 τ_i 有关, 即任何一个区域中的电场强度不仅取决于该区域中的电弛时间, 且和整个模式区域的张弛时间有关。因此, 云内电场不仅依赖于云内电导率和起电过程, 还依赖于云外电导率, 随云外(地面和云顶以上)电导率变化而变化。

积分(19)式:

$$1 + \alpha_3 = \frac{(j_{r1} + j_{c1}) \left(R_1 - \int_G^N \frac{\tau_1 e^{-t/\tau_1}}{\varepsilon} dz \right) + (j_{r2} + j_{c2} + j_{s2} + j_{s2}) \left(R_2 - \int_N^P \frac{\tau_2 e^{-t/\tau_2}}{\varepsilon} dz \right)}{j_{s3Ns} \left(R_T - \int_G^I \frac{\tau_i e^{-t/\tau_i}}{\varepsilon} dz \right)} + \frac{j_{s3} \left(R_3 - \int_P^{Ns} \frac{\tau_3 e^{-t/\tau_3}}{\varepsilon} dz \right) - \int_G^I D_{0i} e^{-t/\tau_i} dz}{j_{s3Ns} \left(R_T - \int_G^I \frac{\tau_i e^{-t/\tau_i}}{\varepsilon} dz \right)}, \quad (21)$$

式中

$$R_1 = \int_G^N \frac{\tau_1}{\varepsilon} dz = \int_G^N \frac{1}{\lambda_1} dz; \quad R_2 = \int_N^P \frac{\tau_2}{\varepsilon} dz;$$

$$R_3 = \int_P^{Ns} \frac{\tau_3}{\varepsilon} dz; \quad R_4 = \int_{Ns}^I \frac{\tau_4}{\varepsilon} dz.$$

为各区域中的柱体电阻(单位面积气柱电阻, 量纲为 $\Omega \cdot m^2$). $R_T = R_1 + R_2 + R_3 + R_4$ 为总电阻. 而

$$\int_G^I \frac{\tau_i e^{-t/\tau_i}}{\varepsilon} dz = \int_G^N \frac{\tau_1 e^{-t/\tau_1}}{\varepsilon} dz + \int_N^P \frac{\tau_2 e^{-t/\tau_2}}{\varepsilon} dz + \int_P^{Ns} \frac{\tau_3 e^{-t/\tau_3}}{\varepsilon} dz + \int_{Ns}^I \frac{\tau_4 e^{-t/\tau_4}}{\varepsilon} dz,$$

$$\int_G^I D_{0i} e^{-t/\tau_i} dz = \int_G^N D_{01} e^{-t/\tau_1} dz + \int_N^P D_{02} e^{-t/\tau_2} dz + \int_P^{Ns} D_{03} e^{-t/\tau_3} dz + \int_{Ns}^I D_{04} e^{-t/\tau_4} dz.$$

当知道各区域弛滞时间 τ_i 随高度的变化, 就能积分求得系数 α_3 . 作为一个特例, 假定雷暴中闪电事件很少, 或者二闪电能存在一个较长的稳定时期, 则 $t \rightarrow \infty$ 时(21)式为:

$$1 + \alpha_3 = \frac{R_1(j_{r1} + j_{c1}) + R_2(j_{r2} + j_{c2} + j_{s2} + j_{s2}) + R_3 j_{s3}}{R + j_{s3Ns}}. \quad (22)$$

易见 $(1 + \alpha_3) > 0$, 结合(20)式分析可见, D_i 值和整个区域内各类电流值密切相关. 雷暴内外各类电流的增强都能相应引起云顶外电场 E_4 增强, 例如地面强降雨, 或高层建筑强尖端放电都能增大 E_4 , 并吸引更多云外负离子进入云内, 增强对流起电机理.

四、结 论

本文通过一维模式分析指出, 在雷暴发展阶段, 对流起电过程较强, 起电量和成

- [16] 郭昌明, 1984, 消雷器研究, 高原气象, 第3卷, 第4期, 55—61.
- [17] Brown, K.A., P.R. Krehbiel, C.B. Moore and C.B. Sargent, 1971, Electrical Screening layers around charged clouds, *J. Geophys. Res.*, 76, 2825—2835.
- [18] Volland, H., 1984, *Atmospheric Electrodynamics*, Springer-Verlag, p.31.
- [19] Stander, R.B. and W.P. Winn, 1979, Effects of coronae on electric field beneath thunderstorms, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 105, 285—302.
- [20] Blakeslee, R.J., H.J. Christian and B. Vonnegut, 1988, Electrical measurements over active thunderstorms, In: *Proceedings 8th International Conference on Atmospheric Electricity* (S. Lundquist Ed.), 554—558, Uppsala University, Uppsala-Sweden.
- [21] Evans, W.H., 1969, Electric field and conductivity in thunderstorms, *J. Geophys. Res.*, 74, 939—948.
- [22] Rust, W.D. and C.B. Moore, 1974, Electrical conditions near the bases of thunderclouds over New Mexico, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 100, 450—468.
- [23] Vonnegut, B., C.B. Moore, R.P. Espinola and H.H. Blair, 1966, Electrical potential gradients above thunderstorms, *J. Atmos. Sci.*, 23, 764—777.

THEORETICAL ANALYSIS OF CONVECTION ELECTRIFICATION PROCESS IN THUNDERSTORM

Yan Muhong, Guo Changming, Liu Xinsheng

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

With a one-dimensional model, we have analysed the impacts of precipitation and point discharge near the ground, convection and conductivity above the top of cloud on electrification process of thunderstorm. Results show that the convection has a great impact on electrification process of thunderstorm.

The electric field greatly decreases even converse its polarity owing to precipitation and point discharge near the ground. Convection electrification process is an important electrification mechanism in thunderstorm.

Key words: Thunderstorm; Convection electrification; Solar-terrestrial relationship.