

不同地区雷暴电荷结构的模式计算*

张义军 言穆弘 张翠华 刘欣生

(中国科学院兰州高原大气物理研究所, 兰州, 73000)

摘 要

利用二维时变轴对称模式和实际探空资料, 模式计算了南昌、兰州和昌都 3 个地区雷暴云的电荷结构, 并对形成机制进行了讨论。结果表明: 兰州地区雷暴的上升气流速度最大, 雷暴发展最快; 南昌地区雷暴次之; 昌都地区雷暴最弱。南昌地区雷暴的持续时间最长。在雷暴的初始阶段 3 个地区都存在雷暴下部次正电荷区, 在雷暴的成熟阶段兰州地区在感应和非感应起电机制的共同作用下雷暴呈明显的 3 极性电荷结构, 南昌地区的雷暴主要在感应起电机制作用下形成偶极性电荷结构, 而昌都地区的雷暴在非感应起电机制作用下形成偶极性电荷结构。3 个地区的雷暴负电荷区中心基本处于 $-10 \sim -20$ 的同一温度区内。中国北方地区的温度层结有利于形成 3 极性电荷结构, 且通过非感应起电机制来完成。

关键词: 雷暴, 电荷结构, 雷暴起电机制。

1 引 言

雷暴云的电荷结构和起电机制一直是大气电学研究领域里一个难题。起初人们认为雷暴的电荷结构是偶极性的, 即雷暴云上部存在一正电荷区, 中部存在一负电荷区。但随着探测技术的发展, 大量观测发现雷暴的电荷结构呈 3 极性, 即除了雷暴云上部的正电荷区和中部的负电荷区之外, 在雷暴云下部还存在一个次正电荷区^[1]。但由于雷暴云的内在复杂性, 地理条件、气候特征的不同, 雷暴的电特征存在一定的差异。近年来, 在甘肃、兰州、北京康庄、上海南汇、江西南昌和西藏昌都等地区进行雷电野外观测实验中发现这些地区的雷暴的电特征各有不同^[2-3]。在上海和南昌地区, 雷暴持续时间较长, 一般 1 ~ 2h, 有时可持续几个小时, 雷暴多呈现偶极性电荷结构, 闪电较多, 雷暴的电活动较强; 在兰州和北京地区雷暴一般持续 1h 左右, 多为局地性雷暴, 雷暴表现为典型的 3 极性电荷结构; 而青藏高原地区雷暴持续时间很短, 约有 70% 的雷暴持续时间在 30min 以内, 其雷暴的电荷结构也多为偶极性。由于雷暴的电特性的差异, 雷暴产生的闪电特征也有很大差异, 这就为雷电的防护带来许多困难, 因此研究清楚雷暴电荷结构的差异及其产生的机制是十分必要的, 同时也具有重要的科学意义和实际应用价值。研究中, 利用实际地面观测和探空资料对南昌 1990 年 7 月 12 日、兰州 1990 年 7 月 1 日和昌都 1990 年 7 月 18 日

* 初稿时间: 1998 年 4 月 28 日; 修改稿时间: 1998 年 8 月 10 日。

资助课题: 中国科学院重大项目 KZ951-B1-405 和国家自然科学基金委项目 49775254。

3次雷暴过程的电荷结构特征进行模拟计算,并对其产生机制进行分析探讨。

2 环境参量

表1是地面和探空资料所得到的一些特性参数。由表1可见,这3个地区之间有比较大的差异。南昌地区14时的地面温度最高,为33.2,兰州地区次之,为22.9,昌都地区最低,只有18.3;14时的相对湿度也是南昌最大,可达70%,而昌都次之,为59%,兰州地区最低,为49%;07时的0, -10和-20层高度,南昌地区比兰州和昌都地区高得多,如-10层高度(相对地面高度)在南昌为6.1 km,在兰州为4.2 km,在昌都为3.3 km。表1中 LI 是500 hPa气温与空气从地面绝热上升到这一高度层的温度差,它表征了该层的上升率。可见南昌地区的 LI 值最大,为-7.3。 K 和 TOT 分别是气象上常用的热力不稳定因子指数和总指数,其计算方法为:

$$\text{南昌地区:} \quad K = T_{850} - T_{500} + T_{d,850} - (T - T_d)_{700}$$

$$TOT = T_{850} + T_{d,850} - 2T_{500}$$

$$\text{兰州地区:} \quad K = T_{700} - T_{300} + T_{d,700} - (T - T_d)_{500}$$

$$TOT = T_{700} + T_{d,700} - 2T_{300}$$

$$\text{昌都地区:} \quad K = T_{500} - T_{100} + T_{d,500} - (T - T_d)_{300}$$

$$TOT = T_{500} + T_{d,500} - 2T_{100}$$

式中 T 为环境温度,下标 d 表示露点,数字表示气压(hPa)。 K 值大,则表示低层暖湿,中层湿度层厚,而高层冷。 TOT 值大,表示低层暖湿而高层冷。不稳定度^[4]是假定空气从地面开始干绝热上升,到达对流凝结高度以后,沿湿绝热温度递减率继续上升,直到与相应高度的层结温度之差到达最大,即此温度差定义为不稳定度: $T = T_m - T$, T_m 为湿绝热温度, T 为层结温度。这样计算的物理意义在于在最大不稳定层以上,云中的垂直速度将因其层结出现负的不稳定能量,而逐步减速。从表1可见,南昌地区的不稳定度最大为12.5,兰州地区次之,为2.8,而昌都地区最小,为1.5。而中层平均相对湿度,南昌是700 hPa和400 hPa相对湿度的平均值;兰州是500 hPa和300 hPa相对湿度的平均

表1 由地面和探空资料所得到的一些特性参数

特性参数	南昌 (1990年7月12日)	兰州 (1990年7月1日)	昌都 (1990年7月18日)
海拔高度(m)	47	1518	3310
14时地面温度()	33.2	22.9	18.3
14时地面相对湿度(%)	70	49	59
07时0层高度(km)	4.7	2.5	1.7
07时-10层高度(km)	6.1	4.2	3.3
07时-20层高度(km)	8.0	6.2	5.1
不稳定度()	12.5	2.8	1.5
中层平均相对湿度(%)	56	67	82
LI ()	-7.3	-4.4	-1.0
K ()	37.1	41.8	69.5
TOT ()	45.1	82.7	145.9
07时250 hPa的风速 ($m \cdot s^{-1}$)	8	27	9

值;昌都是 400 hPa 和 200 hPa 相对湿度的平均值。云体发展起来以后,将进入大气中层,这层的环境湿度对云体的发展影响很大。从表 1 可见,3 个地区的层结特征有很大的差异。

3 模式计算结果

利用二维时变轴对称雷暴动力—电数值模式和与文献[5]相同的微物理过程的参数化,模拟计算了南昌、兰州和昌都 3 个地区的雷暴云的电荷结构,初始环境场对南昌、兰州和昌都以各自的不同层结资料输入。模式中考虑了水汽、云水、雨水、冰晶和软雹等水成物混合比以及相应的体电荷浓度,模式引入了凝结、蒸发、自动转化、粒子间的相互碰撞和冰晶核化、次生冰晶等 10 种微物理过程,并以参数化的方式引入了 5 种起电过程,即自由离子的扩散输送和在电场中的电导输送;雨滴碰撞云滴的感应起电;软雹碰撞云滴和冰晶的感应起电和非感应起电以及软雹碰撞大云滴的次生冰晶起电。

3.1 垂直气流上升速度

图 1 为南昌、兰州和昌都 3 个地区雷暴中最大上升速度随模拟时间的演变情况。从图 1 可见,南昌地区雷暴的最大上升速度在第 35 分钟达到峰值 $16.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,到 80 分钟减弱到 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下,持续时间较长;兰州地区雷暴的最大上升速度在第 25 分钟达到,其峰值为 $19.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,上升速度的上升速率很快,到 15 分钟时已达到了 $10.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,到 60 分钟时减弱到 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下;而昌都地区雷暴的最大上升速度到第 30 分钟达到峰值 $11.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,到 50 分钟减弱到 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下,其持续时间最短。比较雷暴的最大上升速度可知 3 个地区的动力结构有比较大的差异。南昌地区雷暴的上升气流维持时间最长,增长速率与昌都地区基本一致,而兰州地区增长最快。这主要是由于层结不同所致。南昌地区由于地面温度和相对湿度均较高,不稳定度大,不稳定能量大,所以雷暴的上升速度较大,持续时间较长,兰州地区尽管地面温度和相对湿度不比南昌地区高,但 -10 和 -20 温度层高度较低,层结温度递减率较大,且有相对大的中层相对湿度,所以雷暴的上

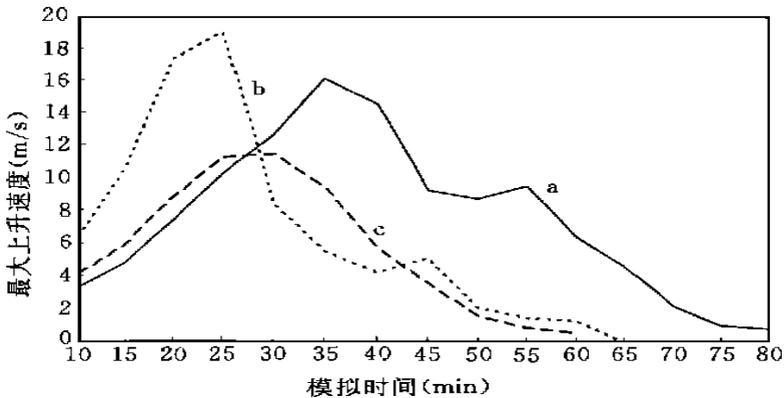


图 1 计算得到的 3 个地区雷暴中最大上升速度随时间的演变

(a. 南昌; b. 兰州; c. 昌都)

升速度和南昌地区差不多,甚至还高些,且上升速度的增长率较大,而昌都地区则由于地面温度和相对湿度都较低,雷暴的上升速度最低。

3.2 云水含量

图2是模拟得到的3个地区雷暴在成熟阶段的云水混合比的分布情况。从图2可见在第45分钟时南昌地区的雷暴已发展到9.8 km,云水混和比最大值为 $1.4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,主要集中在8~10 km之间,但径向发展较小;兰州地区雷暴第30分钟时的云顶高度为8.6 km,云水混和比最大值为 $2.6 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,主要集中在5~9 km之间,其径向发展达到了2.0 km,是这3个地区云水垂直和径向发展最大的;昌都地区雷暴的云顶高度在第35分钟时仅发展到4.4 km,云水混和比最大为 $1.7 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,主要集中在3.6~4.4 km之间,径向发展到1.2 km。与表1比较可知,层结不稳定性越大,雷暴的发展越强,云顶高度则越高。随着雷暴云的发展,云内及云底附近空气的热动特性将发生较大变化,这种变化与层结的温、湿特征紧密相关,且影响整个雷暴云的发展。Robert^[6]利用一次探空资料模拟计算了云底动能施力参量 E_{kin} 时序变化,其中:

$$E_{kin}(J/kg) = \frac{1}{2} W_b^2$$

W_b 是云底附近的上升速度。结果发现雷暴云顶高度随云底 E_{kin} 的增大而增大。

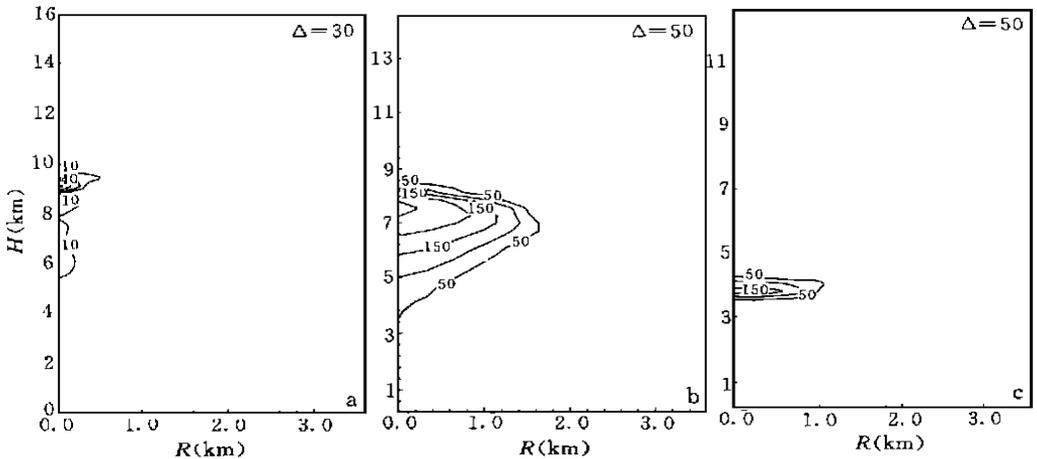


图2 模拟计算得到的雷暴云水混和比($\times 10^{-2} \text{ g/kg}$)的分布

(a. 南昌(45分钟); b. 兰州(30分钟); c. 昌都(35分钟))

言穆弘等^[7]对同一地区不同雷暴过程进行的模式研究结果也表明,模拟雷暴云的云底中心轴附近由上升气流变为下沉气流时刻(t_{cb})的云底 E_{kin} 与雷暴的发展有正相关性,随着云底 E_{kin} 的增大,模拟雷暴云的发展增强,云顶高度升高,但存在一个阈值,当云底动能超过这一阈值时,对流反而减弱。由于 t_{cb} 时刻的云底动能施力 E_{kin} 表征了模拟云体的最后冲击能量,它与环境温湿条件有关,但随着雷暴云的不断发展,蒸发冷却作用也明显增大,从而将抑制雷暴云的发展。表2是模拟计算的3个地区 t_{cb} 时刻的云底动能施力 E_{kin} 和最大云顶高度(H)。从表2中可看出,南昌地区由于地面温度较高,相对湿度较大,温湿条件

较好,所以雷暴的上升气流速度比较大,云底动能施力参量对雷暴云的发展影响最大,云体的发展也最强,最大云顶高度达 10 km;而兰州地区尽管上升速度较大,但由于地面温湿条件较低,云底动能的作用相对于南昌地区要弱,所以雷暴的发展比南昌地区弱,最大云顶高度为 8.8 km;昌都地区则由于地面温湿条件和上升气流速度都很低,难以以为雷暴的发展提供较大的云底动能,雷暴自然难以发展,最大云顶高度仅为 4.8 km。

3.3 雷暴的电荷结构特征

表 3 是模拟得到的 3 个地区雷暴中最大空间电荷密度和相应出现高度的时序值。从表 3 可见,这 3 个地区雷暴电荷随模拟时间的演变过程是不同的。电荷密度随上升速度的增强而增加,与图 1 比较,南昌地区电荷峰值出现在第 50 分钟,比上升速度峰值落后 15 min,兰州地区的电荷峰值出现在第 30 分钟,比上升速度峰值落后 5 min,而昌都地区的电荷峰值出现在第 40 分钟,比上升速度峰值落后 10 min,3 个地区雷暴的电荷峰值均在上升气流速度开始减弱阶段,兰州地区雷暴的电荷增长速度最快,峰值最大,南昌地区雷暴次之,昌都地区雷暴最弱,从而说明雷暴中电荷的增长与上升气流速度的发展有很好的正相关。

从表 3 还可以看出地区的雷暴在初始阶段都可形成云下部次正电荷区,但南昌和昌都地区雷暴的这一正电荷区维持时间较短,南昌地区雷暴次正电荷区持续了 20 min,而昌都地区雷暴仅 15 min,且电荷密度很小,均是在雷暴发展成熟时这一正电荷区即消失,所以在雷暴发展最强时在地面只观测到比较强的负电场。但兰州地区雷暴的下部正电荷区持续时间较长,随着雷暴的发展这一电荷区的电荷逐渐增长,且有较大的电荷密度,这与地面电场观测结果一致^[8]。表明雷暴电荷结构基本上均为 3 极性,只是雷暴云下部次正电荷区的发展强弱和持续时间的长短对不同的温湿条件而有所不同,所以在有的地区观测到雷暴的电荷结构为偶极性,而有的地区为 3 极性^[11]。

表 3 模拟得到的 3 个地区雷暴中最大空间电荷密度和相应出现高度的时序值

模拟 时间 (min)	南 昌			兰 州			昌 都		
	Q ₊ 下	Q ₋	Q ₊ 上	Q ₊ 下	Q ₋	Q ₊ 上	Q ₊ 下	Q ₋	Q ₊ 上
	10 ⁻¹² C/m ³								
15	4.25 ⁸	-0.09 ³²	0	3.81 ⁷	-0.11 ²⁹	0	4.22 ¹	-0.09 ²⁴	0
20	4.04 ¹⁰	-0.12 ²⁹	0	3.35 ⁹	-0.16 ²⁶	0	3.83 ³	-0.12 ²¹	0
25	3.66 ¹³	-0.16 ²⁷	0	23.74 ⁸	-100.72 ¹⁴	15.93 ¹⁷	1.65 ³	-0.17 ¹⁹	0.07 ²⁹
30	2.46 ¹³	-1.37 ²⁶	1.25 ²²	4000.34 ⁵	-6500.92 ⁷	126.54 ¹⁹	0	-4.73 ¹⁵	1.22 ²⁰
35	1.66 ¹³	-31.63 ¹⁹	4.25 ²¹	3501.21 ⁵	-3301.91 ⁷	514.28 ¹⁹	0	-120.2 ¹⁰	10.33 ¹²
40	0	-163.74 ¹⁸	70.67 ²¹	1851.66 ⁵	-1847.79 ⁶	257.14 ¹⁸	0	-1467.46 ¹⁰	113.17 ¹²
45	0	-2200.15 ²¹	200.36 ²⁰	1657.24 ⁵	-1764.27 ⁶	137.98 ¹⁸	0	-1991.38 ¹⁰	0
50	0	-2998.12 ²¹	321.59 ¹⁹	8013.17 ⁵	-1556.13 ⁵	116.61 ¹⁸	0	-2397.39 ¹⁰	0

表中数字的上标表示出现该电荷密度的网格数 I(相应的高度为 I × 0.4 km)

由图 3a 可见南昌地区雷暴在第 45 分钟时雷暴云的电荷结构为偶极性,负电荷中心

位于 6~9 km 之间,相应的温度为 $-10 \sim -25$,垂直分布范围比较大,甚至延伸到了地面,径向扩展到 1 km 左右,其最大负电荷密度为 $2.2 \times 10^{-9} \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$ 。在其上约 10 km 是正电荷中心,最大正电荷密度为 $2.0 \times 10^{-10} \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$,比负电荷区小一个量级,与大量观测结构一致^[1]。

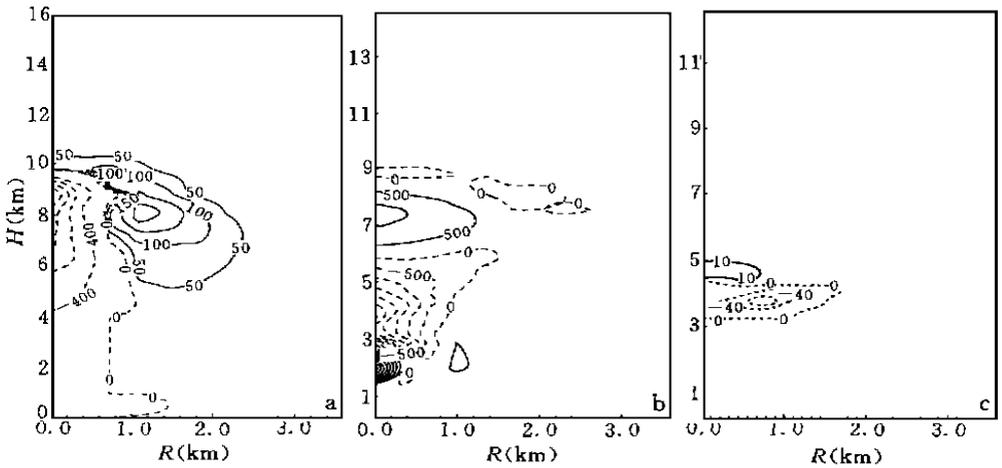


图3 模拟计算得到的雷暴总空间电荷($10^{-12} \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$)分布

(a. 南昌(45min); b. 兰州(30min); c. 昌都(35min))

从图 3b 可见,兰州地区的雷暴在第 30 分钟时已呈明显的 3 极性电荷结构,主正电荷区位于 7~8 km 之间,处于冷于 -20 的温度区,最大正电荷密度为 $5 \times 10^{-9} \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$;在 3~4 km 之间是主负电荷区,其相应的温度为 $-10 \sim -20$,最大电荷密度为 $6.5 \times 10^{-9} \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$;雷暴云下部的次正电荷区则位于 2 km 高度,相应的温度约为 0,电荷密度最大可达 $4 \times 10^{-9} \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$,与主负电荷区电荷密度量级相同,比主正电荷区却高一个量级,这与实际观测结果一致^[1],但这一电荷区相对比较集中,范围也较小,而主正和主负电荷区分布范围较广。

图 3c 则是昌都地区模拟计算到第 35 分钟时的雷暴中总空间电荷分布。由图易见,昌都地区雷暴在成熟阶段的电荷结构是偶极性的,负电荷区处于 3.3~4.5 km 之间,而对应的温度为 $-10 \sim -18$,径向扩展到 1.8 km 处,但垂直范围则只有 1 km 多,最大电荷密度为 $-1.2 \times 10^{-10} \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$ 。在 4.5~5 km 之间是正电荷区,最大电荷密度为 $1.0 \times 10^{-11} \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$ 。

比较图 3 中 3 张图可见,3 个地区的雷暴电荷结构的不同,南昌和昌都地区的雷暴为偶极性电荷结构,兰州地区的雷暴则为明显的 3 极性电荷结构,从最大电荷密度可见,兰州地区的雷暴最大,南昌的雷暴次之,昌都的雷暴最弱,其最大负电荷密度比兰州地区小很多,这可能主要是由于垂直上升速度所决定的。言穆弘等^[2]的计算结果发现雷暴的电活动很大程度上依赖于云底附近空气的热动特性,如果云底处进入雷暴云内空气的动能越大,雷暴的电活动则越强,同时 -10 和 -20 温度层处的空气动能也同样是表征雷暴电活动的重要因子。很多研究工作表明软霰碰撞冰晶或雪花的非感应起电过程是形成雷暴

强电场的主要机制。强起电主要发生在 -10 温度层以上的冰水共存区, 该区域内有丰富的过冷水滴和冰粒子, 粒子之间碰撞产生电荷分离, 是主要的起电区。所以 -10 温度层高度的空气动能很重要, 当提供的动能促使云体穿过 -10 温度层高度而进入起电区时, 伸展高度越高, 起电区越大。此外, 许多观测发现仅在雷暴云顶高度穿过 -20 温度层高度时, 雷暴中才有较强的电活动, 所以这一温度层高度的空气动能也对雷暴电活动有较大的影响。南昌地区由于地面温湿条件较好, 不稳定度较大, 雷暴发展较强, 云顶高度较高, 所以雷暴电活动也较强; 兰州地区虽然层结条件不比南昌地区好, 但由于 -10 和 -20 温度层高度相对地面的高度较低, 这两个高度层上的空气动能可能较大, 所以雷暴中起电较强, 在第 30 分钟时就形成了较强的 3 极性电荷结构; 而昌都地区由于雷暴的对流活动较弱, 则电活动较弱。但南昌地区的雷暴电荷区, 尤其是负电荷区分布范围较大, 所以在地面可观测到较强的负电场^[2], 而兰州地区则由于雷暴云下部次正电荷区的存在, 在雷暴云顶时地面可出现较强的正电场^[8]。尽管 3 个地区雷暴电荷结构不同, 负电荷区中心的高度有较大的差异, 例如南昌和昌都地区雷暴的负电荷区高度相差 $3 \sim 4$ km, 但它们基本处于同一温度区, 即 $-10 \sim -20$ 的范围内。Krehbiel^[9]总结了大量观测结果发现, 在佛罗里达和新墨西哥的夏季雷暴以及日本的冬季雷暴中, 负电荷区的高度相差很大, 但负电荷区中心的温度是一样的。也就是说在不同地区、不同类型、大小的雷暴中, 负电荷区基本位于相同的温度区。数值模拟计算结果也进一步证实了这一结论。

4 雷暴电结构的形成机制

观测表明雷暴中存在多种起电过程, 雷暴电荷结构是各种起电机制共同作用的结果。上面讨论的 3 个地区的雷暴电荷结构的不同, 正是由于雷暴中各种起电机制在雷暴电荷结构的形成过程中起的作用不同所致。图 4 和图 5 分别是南昌、兰州和昌都 3 个地区模拟计算得到的成熟阶段雷暴中软雹和冰晶电荷分布。从图 4a 可见, 南昌地区雷暴在 45 分钟时少量的软雹携带负电荷集中在 9 km 附近, 最大电荷密度为 $-5.0 \times 10^{-10} \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$ 。从图 5a 可知, 此时冰晶在 9~10 km 之间带正电荷, 且分布范围较大, 最大正电荷密度为 $3.5 \times 10^{-10} \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$, 在 8 km 附近冰晶带负电荷, 负电荷的最大密度为 $-1.5 \times 10^{-10} \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$ 。比较图 3a 可知, 此时雷暴中的负电荷区携带电荷的水成物粒子中在其上部有少量的软雹和冰晶, 中下部主要的是过冷雨滴, 正电荷区则主要是冰晶。所以根据模式中引入的起电机制, 在这一地区雷暴电荷结构的形成可能主要是感应起电机制起主要作用。在感应起电机制中, 冰晶和云滴等小粒子携带了正电荷, 并随着上升气流进入雷暴云的上部, 从而形成云上部正电荷区, 而软雹和雨滴等较大的水成物粒子则携带负电荷, 在雷暴云中上部形成负电荷区。模式中略去非感应起电机制, 计算结果与上述相同, 这说明在南昌地区的层结条件下, 非感应起电在雷暴成熟阶段作用较弱, 且主要发生在 -10 温度层高度以上区域。这是由于南昌地区 0, -10 温度层较高, 冰相粒子处在云体较高位置, 而强起电区通常出现在云中、下部, 所以与冰相有关的非感应起电相对较弱, 尤其在 -10 温度以下更弱, 所以较难形成比较强的云下部正电荷区。而依赖于环境电场的感应起电机制较难形成云下部正电荷区。

从图 4b 可见, 兰州地区雷暴 30 分钟时在雷暴云中上部软雹携带了少量的负电荷, 最大

负电荷密度为 $-2.5 \times 10^{-9} \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$ 。大量的软雹携带正电荷集中在 $1.6 \sim 2.8 \text{ km}$ 之间, 最大正电荷密度为 $5.0 \times 10^{-9} \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$ 。从图 5b 可知, 此时带负电荷的冰晶主要集中在 $2.5 \sim 3 \text{ km}$ 之间, 最大负电荷密度达 $-12.0 \times 10^{-9} \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$ 。比较图 3b 可知, 负电荷区有两个小中心, 分别位于 4 km 和 $2.5 \sim 3 \text{ km}$ 之间, 在 4 km 附近主要为雨滴和软雹, 在 3 km 以下主要是冰晶。雷暴云下部的次正电荷区主要由软雹组成。所以在这一地区雷暴电荷结构的形成是感应和非感应起电机共同作用的结果, 但他们在不同高度起电特性不同。观测和实验室实验结果都表明非感应起电过程主要发生在冰、水共存区, 软雹表面覆盖着一层过冷水滴构成的液面, 当冰晶与其相碰时, 软雹暖结霜表面与冰晶冷结霜表面之间产生温度差, 从而导致了电荷的转移, 结霜软雹与冰晶之间相对扩散增长率以及它们之间的相互作用是控制电荷转移的重要因子, 而增长率取决于温度、局地过饱和度、液态水含量和冰晶尺度。这些因子的不同配置将引起不同极性的电荷转移, 所以存在一个反转温度。很多观测和实验发现这一反转温度大约为 -10°C [1], 当云内温度暖于此温度时, 软雹带正电荷, 冰晶带负电荷, 而冷于此温度时则相反。为了考虑含水量的作用, 模式作了如下规定: 对于很大含水量 ($4 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$)、很小含水量 ($< 0.1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$) 以及中等含水量 (二者之间), 对同一反转温度电荷转移极性取值不同。从表 1 可见, 兰州地区 0 和 -10 温度层高度比南昌地区低很多, 所以冰水共存区可以延伸到较低的高度, 在云体中下部有较强的非感应起电率, 在 -10 温度层高度以下形成次正电荷区。所以在图 3b 中, 雷暴云下部次正电荷区主要是非感应机制的作用, 在非感应起电机机制的作用下兰州地区雷暴的下部由软雹组成了较强的次正电荷区, 同时也增强了雷暴云的负电荷区的形成, 即在相对较低的位置由冰晶组成了负电荷区的一个中心。而感应起电机机制对次正电荷区的形成贡献较小。对主负电荷区感应和非感应机制的作用相当, 在感应起电机机制的作用下相对较高处形成了负电荷区的另一个中心。而主正电荷区则主要是感应起电机机制的贡献。

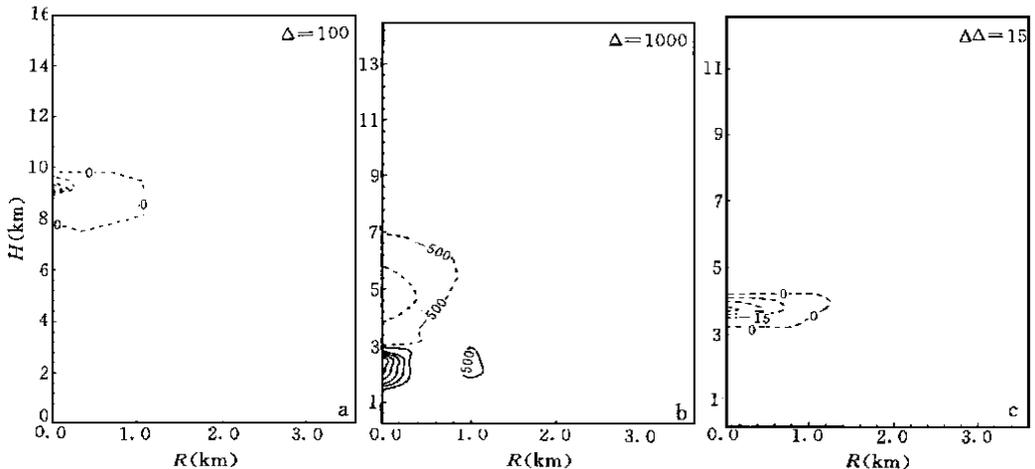


图 4 模拟计算得到的雷暴中软雹电荷 ($\times 10^{-12} \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$) 分布
(a. 南昌(45min); b. 兰州(30min); c. 昌都(35min))

从图 4c 可见, 昌都地区雷暴在第 35 分钟时软雹携带负电荷集中在 4 km 附近, 最大

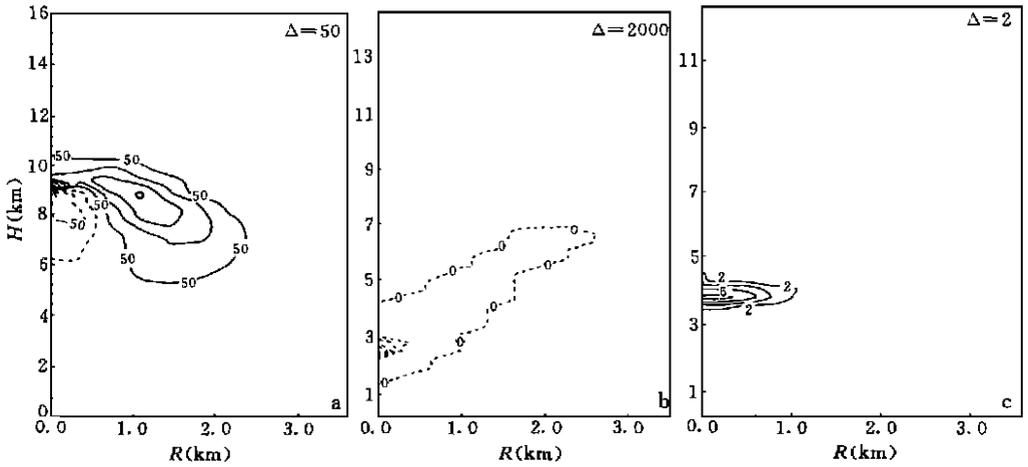


图5 模拟计算得到的雷暴中冰晶电荷 ($\times 10^{-12} \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$) 分布

(a. 南昌(45分钟); b. 兰州(30分钟); c. 昌都(35分钟))

电荷密度为 $-5.5 \times 10^{-11} \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$ 。从图 5c 可知, 此时冰晶在这一区域主要带正电荷, 最大正电荷密度为 $8.0 \times 10^{-12} \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$, 垂直扩展到 5 km。比较图 3c 可知, 此时雷暴中的负电荷区携带电荷的水成物粒子主要是软雹, 正电荷区则主要是冰晶。由于这一地区 0 层高度很低, 云内水成物离子多呈冰相, 所以雷暴电荷结构的形成主要是非感应起电机制的作用。但由于云体尺度小, 云顶高度低, 云体内过冷水滴也较少, 所以非感应起电率较弱, 且主要在 -10 温度层以上。在这一起电机制的作用下, 冰晶粒子携带了正电荷, 形成正电荷区, 而软雹则携带负电荷形成负电荷区。但由于雷暴的上升气流速度较小, 冰晶不能被上升气流送到比较高的区域, 所以正负电荷中心靠的较近。

通过以上的分析可见, 由于 3 个地区地面温湿条件和层结的不同, 从而使雷暴云的形成和发展产生了截然不同的特征。因为雷暴的起电过程很依赖于雷暴内的动力结构和各种微物理过程, 所以不同的动力和微物理特征使不同的起电过程在雷暴的不同位置中起主要作用, 从而形成不同的雷暴电荷结构。在南昌地区由于地面温度和相对湿度较高, 0, -10 和 -20 层高度较高, 雷暴的偶极性电荷结构主要通过感应起电机制的作用形成; 而兰州地区尽管地面温度和相对湿度较低, 但是 0, -10 和 -20 层高度低, 且上升气流速度大, 雷暴发展快, 在感应和非感应起电机制的共同作用下, 形成 3 极性电荷结构, 特别是雷暴云下部在非感应起电机制的作用下可形成比较强的次正电荷区; 昌都地区则由于地面温度及 0, -10 和 -20 层高度都很低, 使雷暴内液态含水量较少, 且上升气流速度很小, 所以雷暴内主要是软雹和冰晶之间在冷于 -10 温度层高度内的非感应起电的作用, 从而形成比较弱的偶极性电荷结构。这说明中国北方地区的温度层结有利于形成 3 极性电荷结构, 且通过非感应起电机制来完成。

5 结论和讨论

利用地面和实际探空资料模拟计算南昌、兰州和昌都 3 个地区雷暴云的电荷结构发

现,兰州地区雷暴的上升气流速度最大,雷暴的发展最快;南昌地区雷暴次之,昌都地区雷暴最弱。但南昌地区雷暴的持续时间最长。在雷暴的初始阶段3个地区的雷暴都存在雷暴云下部次正电荷区,在雷暴的成熟阶段兰州地区在感应和非感应起电机制的共同作用下雷暴呈明显的3极性电荷结构,南昌地区的雷暴主要在感应起电机制作用下形成偶极性电荷结构,而昌都地区的雷暴则在非感应起电机制作用下形成偶极性电荷结构。尽管3个地区雷暴电荷结构不同,负电荷区中心的高度有较大的差异,南昌和昌都地区雷暴的负电荷区高度相差3~4 km,但它们基本处于同一温度区,即-10~-20 的范围内。-10 和-20 温度层高度是表征雷暴电活动的一个重要因子。中国北方地区的温度层结有利于形成3极性电荷结构,且通过非感应起电机制来完成。

虽然对中国南北方和青藏高原雷暴电荷结构进行了初步的模式计算,但由于雷暴的内复杂性,雷暴的电荷结构也相当复杂,所以这一问题还有待于进一步深入研究。

参考文献

- 1 Williams E R. The triple structure of thunderstorm. *J Geophys Res*, 1989a, 94, 13151—13167
- 2 张义军,刘欣生,肖庆复.中国南北雷暴及人工触发闪电特性对比分析. *高原气象*, 1997, 16(2): 113~121
- 3 张义军,葛正谟,陈成品等.青藏高原东部地区大气电特征. *高原气象*, 1998, 17(2): 135-141
- 4 张喜轩.预报冰雹的方法. *气象*, 1980, 4: 14~15
- 5 言穆弘,郭昌明,葛正谟.积云动力和电过程二维模式研究. *地球物理学报*, 1996, 39: 52~77
- 6 Robert S, Baker M. Electrification of New Mexico thunderstorms. *Mon Wea Rev*, 1974, 122, 1852—1871
- 7 言穆弘,刘欣生,安学敏等.雷暴非感应起电机制的模拟研究. *高原气象*, 1996c, 15, 438~447
- 8 刘欣生,郭昌明,王才伟等.闪电引起的地面电场变化特征及雷暴云下部的正电荷层. *气象学报*, 1987, 45, 500~504
- 9 Krehbiel P R. The electrical structure of thunderstorms, in *The Earth's Electrical Environment*, Washington D C: National Academy Press, 1986. 90—113

SIMULATING CALCULATION OF CHARGE STRUCTURE IN THUNDERSTORM FOR DIFFERENT AREAS

Zhang Yijun Yan Muhong Zhang Cuihua Liu Xinshang

*(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric physics,
Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, 730000)*

Abstract

The model and sonde data are applied to calculate formation of electric structure of thunderstorm in Nanchang, Lanzhou and Changdu areas respectively. The results indicate that updraft velocity is maximum in thunderstorm of Lanzhou and lasting time of updraft velocity is longest in thunderstorm of Nanchang. In developing stage, electric structures of thunderstorm in these areas are tripole. In mature stage, electric structure of thunderstorm in Lanzhou shows tripole and is formed by inductive charging and non-inductive charging. However, electric structure of thunderstorm in Nanchang shows bipolar and is formed by inductive charging. The electric structure of thunderstorm in Changdu shows bipolar and is formed by non-inductive charging. The main negative charge appears to be distributed in different height but to remain at approximately constant temperature ($-10 \sim -20$) in these areas. The temperature stratification in the north of China is favorable to the formation of tripole electric structure in thunderstorm.

Key words: Thunderstorm, Electrical structure, Charging mechanism.