

# 闪电引起的地面电场变化特征及雷暴云下部的正电荷层\*

刘欣生 郭昌明 王才伟 言穆宏\*\*

(中国科学院兰州高原大气物理研究所)

1985年夏季我们在东乡地区进行了雷暴和闪电的雷达及电学特征的综合观测研究。观测点在兰州西南方向 60 km, 海拔 2408 m, 地处青藏高原边缘。观测设备除一 3 cm 气象雷达外还有平均电场仪、电场变化仪, 超高频场强计等电学测量仪器。资料初步分析表明, 闪电进行过程中一般伴随有 VHF 电磁脉冲信号辐射, 闪电后期常有 K 变化发生。雷暴云下部经常存在一个正电荷层, 云闪放电大多在云中负电荷区和其下部的正电荷层之间进行, 本文还讨论了正电荷层形成的可能原因。

## 1. 仪器及测量

场强变化仪的原理如图 1 所示, 一金属感应圆板连接到一场效应管运算放大器的反相输入端, 同相端接地, 这使感应板被维持到“虚地”状态。电阻 R 和电容 C 跨接于运算放大器的输入和输出端。在外界电场 E 的作用下感应板上会产生感应电荷  $Q = \epsilon_0 A E$ , 其中 A 为感应板面积,  $\epsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} F/m$  为真空介电常数。当有闪电发生而引起地面电场变化时, 因感应电荷变化而产生的感应电流将会流过 R 和 C, 于是有:

$$i + \frac{V}{R} + C \frac{dV}{dt} = 0 \tag{1}$$

将  $i = \frac{dQ}{dt} = \epsilon_0 A \frac{dE}{dt}$  代入上式并进行积分, 当  $\Delta t \ll RC$  时, 有

$$\Delta v = -\frac{\epsilon_0 A}{C} \Delta E \tag{2}$$

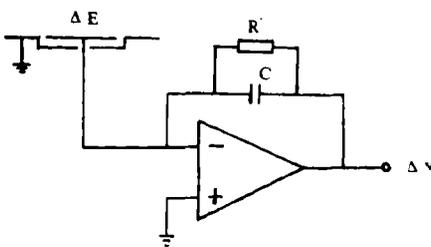


图 1 电场变化仪原理图

即运算放大器的输出与电场变化成线性关系而极性相反。放大器的时间常数选为 5 s, 这样就可以精确地重现闪电引起的包括回击在内的电场变化, 而输出电压在电场变化之后又会很快恢复到零。放大器的输出记录在 8 通道模拟磁带记录器上, 用 FM 方式记录, 其频率响应范围为 0—5 kHz, 除 2 个通道记录电场变化外(高、低灵敏度档), 一个通道记录时间码信号, 另一个通道记录超高频场强计的输出信号, 记录速度为 38 cm/s。平均电场仪为场磨型, 测量范围  $\pm 500$  v/cm, 用双笔电子电位

差计连续记录, 场强计为 RC-12 型, 接收范围 26—830 MHz, 连续可调, 带宽 60 kHz。

\* 本文于 1986 年 2 月 18 日收到, 1985 年 6 月 26 日收到修改稿。

\*\* 张广庶参加了电场变化仪设计、制造及部分观测工作; 本所雷达组、电学组部分同志参加了观测工作。

## 2. 观测和分析

### 1) 闪电的一般特征

我们主要根据超过一定幅度的电场变化来判断闪电的发生，定义头顶正电荷在地面产生的电场为正极性。图 2 是几个云闪引起的地面电场正变化及 VHF 辐射的同时记录例子。可以看出，闪电开始时电场变化率一般比较大，并伴随有强的 VHF 电磁脉冲辐射。后来随着电场变化率的减慢，辐射脉冲信号也减弱。在闪电后期有时会有 K 变化发生，并伴随有持续时间很短的强脉冲辐射。闪电之前一般没

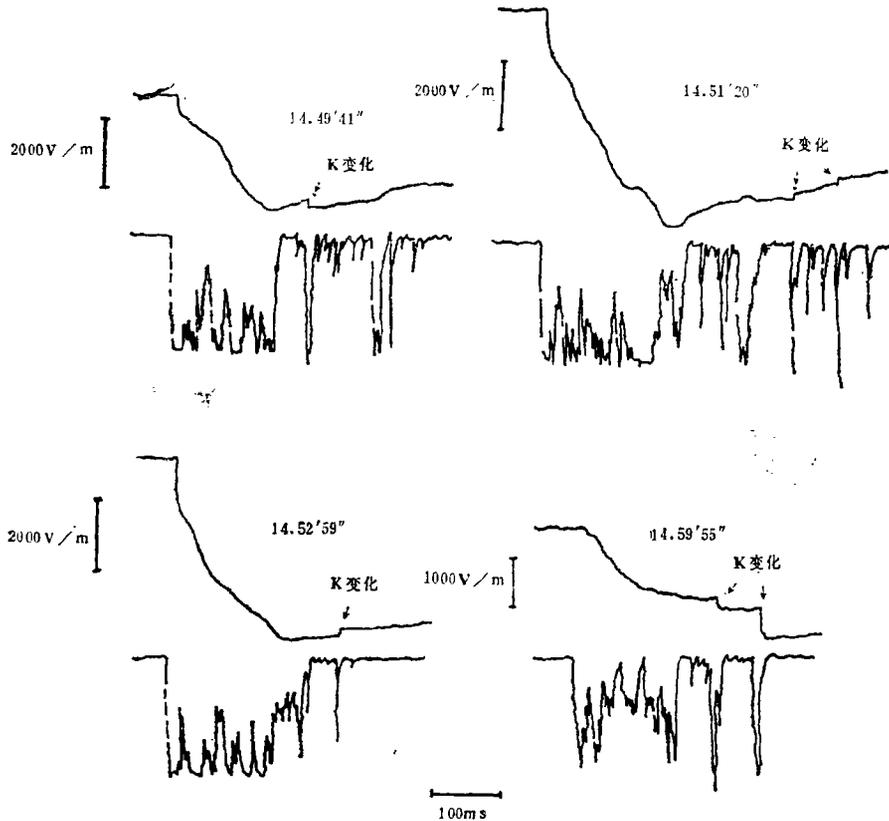


图 2 8月31日雷暴云闪正变化及伴随的VHF(30 MHz)辐射波形  
(电场符号方向向下为正)

有明显的可检测出来的电磁辐射，或者即使有其强度也比闪电时要弱的多。

由 122 个同时伴随有 VHF 辐射的电场变化记录得出闪电的持续时间最短为 135 ms，最长为 865 ms，平均为 377 ms。这和日本冬季雷暴中闪电的平均持续时间(380 ms)相一致<sup>[1]</sup>。

### 2) 闪电变化的极性及其下部的正电荷区

一般认为，雷暴云的电荷分布多数是正偶极结构，即正电荷区在云上部，负电荷区在云下部(也有观测表明，负电荷区以下还有一个小的正电荷区)。云中闪电可以认为是在主要正负电荷区之间进行的。为简单起见，假定闪电等效于把一电荷量 $\Delta Q$ 从上部正电荷区高度 $H_1$ 处垂直移向下部负电荷区 $h_1$ 处(或把 $-\Delta Q$ 从下部负电荷区移向上部正电荷区)，则在距观测站水平距离 $D$ 处产生的地面垂直电场变化为：

$$\Delta E = -\frac{1}{4\pi\epsilon_0} \left[ \frac{2\Delta QH_1}{(D^2+H_1^2)^{3/2}} - \frac{2\Delta Qh_1}{(D^2+h_1^2)^{3/2}} \right] \quad (4)$$

当观测站距电荷的水平距离很近时(比如云在头顶),  $\Delta E$  应为正值; 当距离很远时  $\Delta E$  应为负值。在距离  $D_0 = \sqrt{(H_1 \cdot h_1)^{2/3} \cdot (H_2^{2/3} + h_1^{2/3})}$  处  $\Delta E$  为零。 $D_0$  称为反号距离。国外所进行的观测中发现闪电引起的地面电场变化的符号大多数符合这个规则, 因而认为所观测到的雷暴属正偶极结构。探空测量也证实了这一点。但如果雷暴已发展到消亡阶段, 或云因强烈的风切变使电荷分布变成倾斜很大甚至水平时, 闪电方向也可能是水平的, 这时不能简单运用上述规则来判定雷暴电荷分布的极性。

然而, 我们的观测资料表明, 当雷暴距离较远时(超过 10 km) 云闪引起的地面电场变化极性一般都为正, 电场很少观测到有负变化; 当雷暴较近时(小于 10 km) 两种极性的变化都有, 而当雷暴当顶时, 会有很强的负变化发生。如果认为闪电方向是基本垂直的, 上部正电荷中心离地高度为 8 km, 下部负电荷中心离地高度为 4 km, 则反号距离为 8.1 km, 一般不会超过 10 km, 故上述观测结果与雷暴的正偶极结构不一致。

为了进一步论述这个问题, 我们来分析几个观测个例。

1985 年 8 月 3 日傍晚与东乡相邻的临洮县境内有一次雹暴过程, 电场变化仪从 20 点 16 分到 20 点 47 分共记录到 106 次放电, 其极性全是正的, 且大都是云闪。图 3 是这期间的雷达回波示意图及电场变化记录例子。雷暴中心在正东方向 20—30 km 处, 并以很慢的速度(约 2—3 m/s) 向东移动。20 点 23 分 RHI 照片显示雷暴垂直方向发展达 10 km, 并未显示出明显的风切变。因而可以认为闪电放电的方向基本上会是垂直的或不会有太大的倾斜度。按一般的雷暴正极性电偶极结构, 由于雷暴很显然处于反号距离之外, 如果云内闪电在上面的正电荷区和下部的负电荷区之间进行, 则产生的地面电场变化应为负极性, 30 min 内记录到的 106 个电场正变化(绝大多数是云闪所产生)这个事实只能有一个解释,

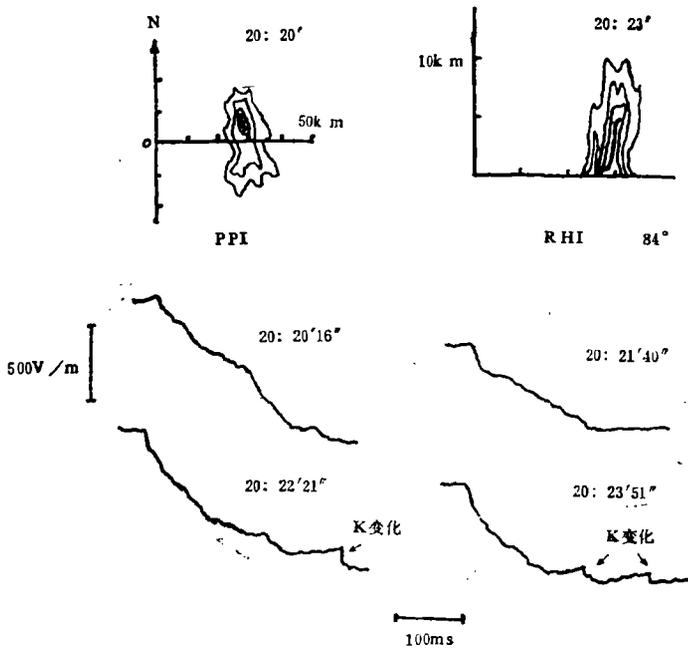


图 3 1985 年 8 月 3 日 20 点 20 分到 20 点 23 分雷暴云的雷达观测及电场变化记录个例  
(电场符号方向向下为正)

即这些闪电不是云中上部正电荷区和下部负电荷区的放电, 而是负电荷区和在其下面的另一正电荷区的放电。平均电场仅在这段时间内记录到的平均电场是 +300 v/m 到 +160 v/m, 表明雷暴的上部仍应是正电荷区, 因为下部正电荷区高度低于负电荷区高度, 其作用距离不大。如果雷暴云完全是反极

性结构, 且正负电荷量基本相等的话, 则测站处地面电场应为负值。可以推测雷暴电荷分布是顶部正电荷区, 下部负电荷区, 负电荷区以下有另一正电荷区, 在这个电荷区内电荷的携带者只能是下落中的降水粒子。

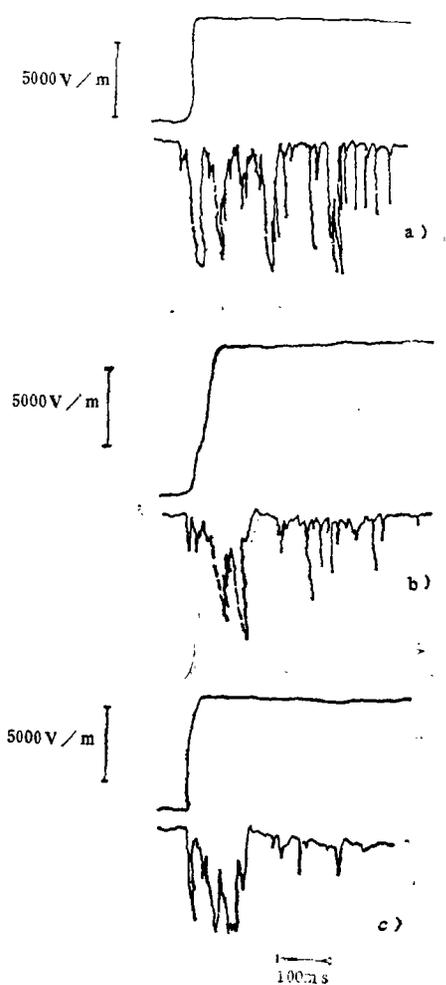


图 4 1985 年 7 月 13 日 21 点 57 分至 22 时记录到的几个电场负变化与 VHF (50 MHz) 波形图 (符号向上为负)

下地面尖端释放出来的正离子被上升气流带到云的底部聚集而成<sup>[3]</sup>, 另一种看法认为是由闪电造成的<sup>[6, 9]</sup>, 闪电沉积的正电荷被吸附于降水粒子上并下落到地面。

我们的观测表明, 当云发展到一定阶段并在地面产生强降水时, 云下正电荷区是持续存在的, 其分布范围也比较广泛, 因而使大部分云内放电是在它和其上面的负电荷之间进行。正电荷区形成的原因可能与云的起电机制有关。Illingworth<sup>[7]</sup>在最近的一篇详细评论文章中讨论了各种可能的起电机制, 认为只有冰晶和结霜的雹块之间碰撞时引起的非感应电荷转移过程最能解释雷暴的起电。室内实验表明, 冰晶和结霜的雹块碰撞时得到的电荷其符号与温度和云中液态含水量有关。当高于一定温度时 ( $-10^{\circ}\text{C}$ — $-20^{\circ}\text{C}$ ), 不管云中液态含水量如何, 雹块都得到正电荷, 低于这个温度时, 雹块得到电荷的符号与液态含水量有关 液态含水量低时得到负电荷, 高时仍得到正电荷。这个结果和野外观测得

由于负电荷区高度约在 6—7 km (海拔高度)<sup>[2]</sup> 在家乡地区离地为 4 km 左右, 当闪电是在负电荷区和其下面的正电荷区进行时反号距离也不大。这可以解释为什么只有当雷暴非常近时才能观测到电场负变化。当云的强中心到达测站上空并产生降水时, 平均电场仪也总是显示出强的正电场(最大可超过 10 kv/m)和负的电场变化。比如 7 月 13 日夜间的一次强雷暴过境的过程, 雷暴自西北方向移向本站, 并逐步加强, 21 点 58 分, 本站开始降雨, 表明雷暴已移到本站。此后闪电频繁, 22 点 50 分左右, 本站降大雨及冰雹。[电场变化仪从 21 时 44 分到 22 时的 16 分钟内记录到 62 个闪电, 其中负电场变化为 20 个, 有 5 个量值超过 5 kv/m 最大的达  $-11.7$  kv/m。而最大的正变化值为 7932 v/m。图 4 是 21 时 57 分至 22 时 3 分钟内记录到的几个电场负变化与 VHF 辐射 (50 MHz) 波形图。22 时平均电场已达  $+8$  kv/m, 表明测站上空已受到雷暴云下面的正电荷层的控制。强负电场变化显然是由于正电荷和其上面的负电荷区的放电产生的。22 时后由于雨逐渐增大电场变化仪失效 (以后将解决电场变化仪感应极板的防雨问题), 但平均电场仪的记录表明, 地面正电场持续了 2 个多小时, 个别闪电由雷声判断距离在 2 km 以内, 这说明雷暴下面的正电荷分布的范围很宽, 持续的时间也很长。并不局限于一特定的“口袋”内<sup>[8]</sup>。

### 3. 讨论

国外研究者很早就由观测推断出云中负电荷区以下有时存在一个小的正电荷集中区, 但认为其性质是捉摸不定的。Jacobson 和 Krider<sup>[4]</sup>估计其电量约为 0.5 到 4 C, 高度在地面以上 1—3 km 之间。对这个正电荷区形成的原因有两种解释, 一是认为在云中负电荷电场的作用

到的负电荷集中区所在的温度范围<sup>[1]</sup>相符。这种起电机制也可以定性地解释雷暴云下的正电荷区的形成。当然云的起电机制是一个有争论而并未解决的问题。上述看法尚需要更多的实验和观测事实加以证实。

云下带正电荷降水物的下落也会提高雷暴的电能。因为降水物因重力而下落的方向和云中负电荷区及其以下的正电荷区之间的电场的方向相反，降水物的下落会增强雷暴的电场从而提高雷暴的电能。这也可以解释为什么云中放电大多是在云中负电荷区及其以下的正电荷区之间进行。

雷暴云下持续存在的正电荷区也在平凉地区观测到<sup>[1]</sup>，因而似乎是这一地区雷暴的普遍特征。

### 参 考 文 献

- [1] Nakano, M., The cloud discharge in winter thunderstorms of the Hokuriko Coast. *Jour. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 444—451, 1979.
- [2] Krehbiel, P. R., M. Brook and R. A. McCrory., An analysis of the charge structure of lightning discharges to ground, *Jour. Geophys. Res.*, **84**, 7432—2456, 1979.
- [3] Moore, C. B., and B. Vonnegut, Thundercloud, in *Lightning*, Vol. 1, edited by R. H. Golde, Academic Press, London, 51—98, 1977.
- [4] Jacobson, E. A., and E. P. Kkrider., Electrostatic field changes produced by Florida lightning, *Jour. Atmos. Sci.* **33**, 103—119, 1976.
- [5] Holden, D. N., C. R. Holmes, C. B. Moore, W. P. Winn, J. W. Cobb, J. E. Grisword and D. M. Lytle., Local charge concentrations in thundercloud, "Proceedings in Atmospheric Electricity", edited by L. H. Ruhnke and J. Latham, 1983.
- [6] Marshall, T. C., and W. P. Winn., Measurements of charged precipitation in a New Mexico thunderstorm: Lower positive charge centers, *Jour. Geophys. Res.*, **87**, 7141—7157, 1982.
- [7] Illingworth, A. J., Charge separation in thunderstorms: small scale processes, *Jour. Geophys. Res.*, **90** 6026—6032, 1985.
- [8] 陈倩、郭昌明、叶宗秀, 雷暴云电场的初步研究, *高原气象*, **1**, 63—68, 1982.

## THE SURFACE ELECTROSTATIC FIELD-CHANGE PRODUCED BY LIGHTNING FLASHES AND THE LOWER POSITIVE CHARGE LAYER OF THE THUNDERSTORM

Liu Xinsheng Guo Changming Wang Caiwei Yan Muhong

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Academia Sinica)

### Abstract

This paper describes the preliminary results of observation to the thunderstorm and lightning in Dongxiang, Gansu with apparatus such as weather radar, field mill, electric change meter and VHF field-strength meter. Data analysis shows that there are often strong VHF radiations during lightning discharge process. A layer of positive charge often exists in the lower region of thunderstorms and most of cloud flashes take place between this layer and negative charge region above.