论文

强雷暴中正地闪发生的条件

郭凤霞^{①②③*}, 陆干沂^{②③}, 吴鑫^{③④}, 王昊亮^{②③}, 刘祖培^{②③}, 鲍敏^{②③}, 李雅雯^{②③}

① 南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室, 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;

③ 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;

④ 中国科学院城市环境研究所, 厦门 361021

* E-mail: guofx@nuist.edu.cn

收稿日期: 2015-10-01; 接受日期: 2015-12-28; 网络版发表日期: 2016-05-05

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2014CB441403)、国家自然科学基金项目(批准号: 41275008)、公益性行业(气象)科研专项项目(编号: GYHY201306069)和江苏省气象灾害重点实验室开放课题(编号: KLME1004)资助

摘要 为了进一步认识强雷暴中正地闪偏多的原因, 本文利用三维雷暴云动力-电耦合数值模式, 通过模拟一次强雷暴过程, 讨论了正地闪频发需要的条件. 结果表明, 云闪的发生需要较强的上升气流, 而正地闪的发生不仅需要更强的上升气流, 还需要云低层存在强的下沉气流, 即正地闪发生在强雷暴云成熟阶段后期, 对应固态降水强度最大时段. 此时, 云内主上升气流区内的各电荷区被强上升气流抬升, 短暂地呈现反三极性结构, 非感应起电机作用使大量的霰粒子带正电荷, 形成了中部电荷密度较大、范围较深厚的正电荷区. 而下沉气流区比上升气流区电荷结构更复杂, 呈正、负交替的多层结构. 由于雷暴云上部负电荷区中部分带负电荷的霰和雹粒子被下沉气流输送到低层, 及低层区域感应起电机作用共同作用, 使上升气流区外围的对流降水区中的霰和雹粒带上负电荷, 在近地面形成一个较强的、范围较大的负电荷区. 强雷暴云中下部存在的这个偶极性电荷结构为正地闪的发生提供了有利条件. 正地闪发生阶段对应着上升气流、雹粒子体积和总闪的快速增强阶段. 因此, 强雷暴中正地闪的发生可作为雷暴强度及冰雹形成的一个指示因子.

关键词 强雷暴, 正地闪, 上升、下沉气流, 霰、雹粒子, 电荷结构

1 引言

闪电活动是雷暴的重要特征之一. 通常云闪占大多数, 地闪仅占少数, 其中绝大多数地闪是负地闪, 但在某些伴随着严重的灾害天气的强雷暴内, 正地闪的比例往往比较高. Rust等(1981)首次提出正地

闪的发生预示着强雷暴过程更具有破坏力. Reap等(1989)也得出了相同结论, 即当强雷暴中有大量正地闪发生时, 很大可能会产生严重的灾害天气.

MacGorman等(1994)、Carey等(2005, 2007)及Lang等(2002)对正地闪与强灾害天气的关系进行了更具体的研究, 发现在以正地闪占地闪主导的强雷

中文引用格式: 郭凤霞, 陆干沂, 吴鑫, 王昊亮, 刘祖培, 鲍敏, 李雅雯. 2016. 强雷暴中正地闪发生的条件. 中国科学: 地球科学, 46: 730–742, doi: 10.1360/N072015-00205

英文引用格式: Guo F X, Lu G Y, Wu X, Wang H L, Liu Z P, Bao M, Li Y W. 2016. Occurrence conditions of positive cloud-to-ground flashes in severe thunderstorms. Science China Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-016-5279-7

暴中,在强雷暴发展成熟期或成熟后期,正地闪的发生率会迅速增加,正地闪频发的时段常对应着强降雹,尤其是在强雷暴产生龙卷时更加明显;正地闪发生时伴随着较大的上升速度体积及强烈的降水和降雹,而负地闪发生时,上升速度体积、降水和降雹要比正地闪小的多. Kuhlman等(2006)和Wiens等(2005)通过观测发现,总闪发生率与霰粒子体积和上升速度体积具有正相关性,并在正地闪频发时,上升速度体积和霰粒子体积出现最大值.

此外,研究者们也探讨了正地闪的发生与强雷暴电荷结构之间的关系. Brook等(1982)最早提出,正地闪的发生与倾斜的电荷结构有关,认为在典型的偶极性或三级性电荷结构下,强的水平风切变会使电荷结构发生倾斜,减小中部负电荷区对上部主正电荷区的屏蔽作用,使上部主正电荷区能够直接对地放电形成正地闪. Curra等(1992)的观测表明,强雷暴中的确存在倾斜的电荷结构. 而Wang等(2016)建立了理想电荷分布数值模型,通过模拟发现,电荷结构的倾斜并不能使雷暴云倾向于产生正地闪,只有当上部正电荷区的电荷浓度和范围足够大时,才易于形成正地闪. Carey等(2003)提出了不同的观点,认为正地闪的发生与降水的退屏蔽作用有关系,即在强雷暴存在偶极性或三级性的电荷结构下,随着较大的固、液态降水粒子的降落,中部负电荷区被削弱,因此对上部正电荷区的屏蔽作用也削弱,从而使上部正电荷区可以对地直接放电. 而Williams(2001)提出,三级性电荷结构下部正电荷区域的增强有利于正地闪的发生. Gilmore等(2002)发现,当雷暴云中存在降落的固态降水中心(雷达反射率超过60dBZ)时,正地闪容易发生;当云体低层的正电荷区得到增强时,正地闪的发生会有所增加. Qie等(2005, 2009)在对中国内陆高原的雷暴观测中发现了雷暴云下部正电荷区增强的现象,但是产生的正地闪并不多. 随后,有些研究者又提出,正地闪的产生与反极性电荷结构有关. Marshall等(1995)最早探测到了强雷暴中反极性电荷结构的存在,并且提出了正地闪的发生与反极性电荷结构有关. MacGorman等(2005)也提出,正地闪的发生与反极性电荷结构有关,通常具有反极性电荷结构的强雷暴会伴随着频繁的闪电,且地闪以正地闪为主,正地闪主要起始于雷暴云中部的正电荷区. Mansell等(2002, 2005)模拟发现,在反极

性电荷结构下,存在于云底部的负电荷区域更有利于正地闪的发生,并指出,强雷暴底部的电荷区域对地闪能否发生有决定性的作用,即要使强雷暴下部某个电荷区能够对地放电,必须在其底部存在一个与其极性相反的电荷区,这样两个电荷区之间才易于形成强电场,导致闪电的发生. 谭涌波等(2014)通过敏感性实验发现,地闪的发生类型与雷暴云底部电荷区的极性和强弱有关. Wiens等(2005)通过对STEPS (The Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study)研究中的强雷暴个例观测也发现,正地闪的发生不仅需要强的下部正电荷区域,还需要其下部存在一个负电荷区. Fierro等(2006)、Kuhlman等(2006)和Calhoun等(2014)通过对不同超级单体模拟发现,在上升气流区中,电荷产生以霰和冰晶之间的非感应起电机机制为主导,而在上升气流区域周围(即有降水的下沉气流区),低层区域的电荷是由感应起电作用形成.

为了进一步认识强雷暴中正地闪偏多的原因,本文利用三维雷暴云动力-电耦合数值模式,模拟分析了一次正地闪较多的强雷暴过程,分析了强雷暴中正地闪发生需要的条件.

2 模式与强雷暴个例介绍

本文采用的三维雷暴云动力-电耦合数值模式是在孔凡铀等(1990, 1991)的三维冰雹云模式基础上,加入了详细的起电和放电参数化方案(孙安平等, 2002a, 2002b; 郭凤霞等, 2003, 2007, 2010)而建立的. 本文起电参数化方案考虑了霰粒子和云滴、冰晶及雹粒子和云滴、冰晶的感应碰撞起电机机制,霰粒子和冰晶及雹粒子和冰晶的非感应起电机机制. 感应起电机机制采用的是Ziegler等(1991)的参数化方案,非感应起电机机制采用的是基于Saunders等(1991)试验结果的参数化方案. 因为其他大小粒子之间的感应和非感应碰撞起电均较弱,所以本文忽略掉了这些过程. 放电参数化方案采用的是MacGorman等(2001)改进后的整体放电参数化方案,闪电的启动依据的是逃逸击穿理论,即击穿阈值随高度变化,本文采用的是Marshall等(1995)给出的随高度变化的闪电击穿阈值:

$$E_{bc}(z)=\pm 167\rho(z), \quad (1)$$

$$\rho(z)=1.208\exp(-z/8.4). \quad (2)$$

式(1)中 E_{be} 为电场击穿阈值, 单位是 kV m^{-1} , 式(1)中 $\rho(z)$ 是空气密度, 单位为 kg m^{-3} , 其值是高度 $z(\text{km})$ 的函数. 从一组电场值大于击穿阈值的格点中, 随机选取一个点作为放电起始点, 并且这个起始点的周围至少要存在两个电场值大于击穿阈值的格点. 先导从起始点双向同时传播, 正先导在负电荷区域中传播, 而负先导在正电荷区域内传播, 闪电的传播是由环境电场强度和电荷密度共同决定, 首先闪电通道末端能够在电场强度大于传播阈值($E_{end}=0.6E_{be}$)的区域内传播, 如果通道末端所在的环境周围格点电场值都小于传播阈值, 但其也可在电荷密度大于 50nC m^{-3} 的区域继续发展. 当一次闪电通道的两端都停止发展时, 通过判断两个先导末端的位置来区分闪电的类型, 当闪电通道的一端离地面的高度在 0.5km 范围内, 这次闪电被定义为地闪, 如果接近地面的先导是负先导, 则被定义为负地闪, 反之被定义为正地闪, 如果先导两端都终止于离地面 0.5km 以上的高度, 则定义为云闪. 闪电的正先导在负电荷区中发展要释放正电荷, 负先导在正电荷区中发展要释放负电荷. 发生一次闪电, 每个格点上的电荷密度减少30%, 再按照各水凝物粒子表面积占有所有粒子总表面积的比例, 将净电荷分配给每个粒子.

模拟区域范围是 $50\text{km}\times 50\text{km}\times 18.5\text{km}$, 水平方向的网格距是 1km , 垂直方向的网格距是 0.5km , 初始扰动选择的是热泡扰动方式, 设定扰动温度 $\Delta\theta=3.5\text{K}$, 水平方向上的扰动半径是 9km , 垂直方向上的扰动半径是 2km , 模拟总时间为 180min .

STEPS计划(Lang等, 2004)是美国多家高校和科研单位为了进一步研究强雷暴中动力过程、微物理过

程和电过程之间的关系, 联合进行的一个研究项目, 其中一个主要研究目的就是更加清楚的认识地闪中正地闪占主导的强雷暴. 本文选取了STEPS计划中的一次强雷暴过程(Tessendorf等, 2005; Wiens等, 2005; Kuhlman等, 2006), 2000年6月29日发生在美国科罗拉多州、内布拉斯加州和堪萨斯州的边界处. 这次过程起初是多单体, 在6月29日2130 UTC (Coordinated Universal Time 世界时)至6月30日0115 UTC期间移经STEPS计划雷达观测网, 在此期间强度增强, 发展为超级单体, 持续近4个小时, 在中间3个小时内, 伴随有强降雹、一次龙卷和强烈闪电活动, 其中强降雹主要出现在雷暴成熟后期(2320~0020UTC), 龙卷发生在2328UTC. 在整个过程中, 以云闪为主, 地闪集中发生在雷暴后期(2320~0100UTC), 而且90%的地闪都是正地闪. 图1是当地当天2022UTC的环境温度和露点层结及水平风廓线图. 由图可见, 中低层的湿度比较大, 环境水平风速和风向均有很强切变, 风向随着高度由南向西发生顺时针旋转, 有利于强雷暴的发展. 根据探空观测计算, 对流有效位能(CAPE)为 1370J kg^{-1} , 对流抑制能量(CIN)为 100J kg^{-1} .

3 模拟效果验证

图2是实际的和模拟的运动路径, 整体上, 模拟的运动方向与实际方向相一致. 在强雷暴初期, 实际运动速度比模拟的速度小, 这是因为模拟的与实际的强雷暴的起始机制不一样, 模拟的强雷暴起始于热泡扰动, 而实际的这次强雷暴是由于干线辐合抬

图1 初始场观测资料

(a) 环境温度和露点温度; (b) 水平风场

图2 雷暴的实际运动轨迹与模拟的运动轨迹

升导致. 在80分钟之后, 模拟的强雷暴运动速度及路径与实际情况相近.

图3是强雷暴实际的与模拟的上升气流, 整体上, 模拟的结果和观测的有较好的一致性. 在成熟及消散阶段, 观测的与模拟的上升速度和上升速度体积

都出现了三个峰值区域, 分别在第95、130和165分钟左右, 并且实际的与模拟的上升速度和上升速度体积峰值区域的分布范围大致相同. 在强雷暴发展的整个过程中, 实际观测到的上升速度最大值为 61 m s^{-1} , 模拟得到的上升速度最大值为 45 m s^{-1} , 与实际观测值相接近.

如图4所示, 强雷暴实际霰粒子体积和雹粒子体积分布与模拟的结果基本一致. 在强雷暴成熟及消散阶段, 模拟的霰粒子体积和雹粒子体积出现了两次峰值, 分别在第130和第165分钟, 这与观测结果中霰粒子体积和雹粒子体积主要的峰值时空范围基本对应.

由观测可知, 强雷暴成熟及消散阶段产生了强烈闪电活动. 云闪和地闪分别由甚高频闪电定位系统LMA(The Lightning Mapping Array)和美国国家闪电定位网NLDN(National Lightning Detection Network)观测得到. 结合表1和图5可知, 在模拟的3

图3 上升速度和上升速度体积分布

(a) 三部多普勒雷达观测反演的上升速度等值线图; (b) 模拟的上升速度等值线图; (c) 实际观测到的 $w > 10\text{ m s}^{-1}$ 上升速度体积等值线图; (d) 模拟得到的 $w > 10\text{ m s}^{-1}$ 上升速度等值线图. Max 代表最大值; 灰色短实线从低到高分别是 0、-10、-20 和 -40°C 所在位置

图 4 霰粒子体积和雹粒子体积分布

(a) 实际观测到的霰粒子体积等值线图, 雷达反射率大于 0dBz; (b) 模拟得到的霰粒子比含水量 $qg>0.5\text{g kg}^{-1}$ 的体积等值线图; (c) 实际观测到的雹粒子体积等值线图, 雷达反射率大于 0dBz; (d) 模拟得到的雹粒子比含水量 $qh>0.2\text{g kg}^{-1}$ 的体积等值线图. 单位: km^3 ; Max 代表最大值; 灰色短实线如图 3

表 1 观测的闪电数目和模拟的闪电数目对比

	总闪(次)	正地闪(次)	负地闪(次)	地闪占总闪比例(%)	正地闪占总地闪比例(%)
实际观测	10000	149	19	1.5	90
模式模拟	4697	109	9	2.5	92

个小时中, 云闪、正地闪、负地闪的数目和总体变化趋势均与实际观测结果较一致. 整体上, 总闪发生率随着时间不断起伏变化, 在最后1个小时达到峰值, 地闪也集中发生在最后1个小时. 不同的是, 模拟的总闪起伏变化更明显, 共有四个峰值, 分别是第28、93、128和163分钟, 最大的峰值为第三个时刻. 模拟得到的地闪发生时间更集中, 只分布在120~140分钟之间, 即总闪最大峰值期间. 观测和模拟中, 正地闪均占总地闪的约90%. 虽然模拟总闪的次数少于实测结果, 但是云闪和地闪随时间的变化趋势、地闪占总闪比例、正地闪占总地闪比例以及正地闪次数与实测

结果非常接近. 由此可认为, 该数值模式可以很好的模拟这次强雷暴过程.

4 模拟结果分析

4.1 正、负先导的发展

由图6可见, 在雷暴云发展的整个过程中, 电荷结构基本上呈现出典型的三极性特征, 即中部6~10km(所有的高度都为平均海平面高度MSL: mean sea level, 地面的海拔高度为1.1km MSL)为主负电荷区, 上部9~12km为主正电荷区, 下部4~6km为次正

图5 总闪和正地闪发生率随时间的变化

(a) 实测; (b) 模拟

图6 每个高度上的水平最大电荷密度随时间的分布

(a) 正电荷密度; (b) 负电荷密度. 单位: nC m^{-3} ; 红色代表正电荷, 蓝色代表负电荷; 灰色短实线如图3

电荷区, 其中下部的次正电荷区电荷密度及范围均较小, 而云中部和上部电荷区域的电荷密度及范围较大, 不同时刻各电荷区所对应的温度基本一致. 特别的是, 在120~140分钟时段内正、负电荷区分布范围较大, 上部的正电荷区和中部的负电荷区都有所抬升, 而在雷暴云的中下部0~8km存在强的正、负电荷区, 导致此时的电荷结构特征更复杂(见4.4节). 图7可见, 正、负先导数密度在整体上随时间变化共有四个峰值, 与总闪的峰值一致, 大量的正、负先导集中发生在模拟的最后1小时内, 即模拟雷暴的成熟及消散阶段. 绝大多数先导没有接地, 说明绝大多数闪电是云闪. 大部分负先导和正先导分别集中在9~13和7~10km处, 特别的是, 在120~140分钟时段内, 正、负先导不仅具有其他三个时段的分布特征, 而且

在4~8km处出现了大量的负先导, 在1~7km处有大量的正先导. 并且此时段有大量的先导接地, 表明雷暴产生了较多的地闪. 接地的正先导数密度远大于负先导, 表明发生的地闪中绝大多数是正地闪. 正地闪发生的初始高度在4.5~6.5km (0~15°C), 中心在5.5km (-10°C).

根据Wiens等(2005)对本文选取的雷暴个例进行的LMA观测发现, 雷暴发展的初始阶段(前20分钟), 电荷结构比较简单, 在中部6~8km处有负电荷区, 其下部4~5km处有正电荷区, 云顶部无明显的上部正电荷区. 而后随着雷暴的发展, 上升气流变强, 上部8~11km出现了正电荷区, 此时电荷结构为三极性电荷结构. 雷暴成熟期闪电频繁, 电荷结构复杂, 但总体上基本呈现出非垂直的反三极性特征, 在雷暴云

图7 正、负先导数密度的分布

(a) 负先导; (b) 正先导. 单位: 个; 灰色短实线如图3; 黑色菱形代表正地闪发生的初始位置; 灰色菱形代表负地闪发生的初始位置

中部5~9km高度上基本是个深厚的正电荷区, 正地闪均起始于5~9km, 中心在6.8km(-10℃). 可以看出, 本文对于电荷结构的模拟结果与LAM观测结果较一致.

4.2 闪电类型与上升和下沉气流的关系

由图3可知, 模拟的上升速度和上升速度体积同样都呈现出四个峰值, 结合图5可见, 总闪的峰值均对应着上升速度和上升速度体积的峰值. 在120~140分钟期间, 最大上升速度所在高度和持续时间与其它几个峰值没有明显区别, 但上升速度体积却明显大于其他几个峰值时刻, 说明此时段对流相对更强. 此时, 云闪出现了最大峰值, 正地闪全部发生在这个时段.

如图8所示, 水平最大下沉速度和下沉速度的体积也有四个峰值, 也对应着总闪的峰值时刻. 闪电的第一和二个峰值时刻对应的下沉速度较弱, 体积较小, 而且都出现在较高层. 第三和四个峰值时刻对应

的下沉速度较强, 体积较大. 但第四个峰值中心所在高度较高, 在雷暴云上部. 而第三个峰值是唯一在中低层出现了强的下沉气流的时段, 也是整个模拟过程中唯一产生正地闪和负地闪的时段. 下沉气流的中心区域分布在4~7km, 与正地闪发生的初始高度一致.

以上的分析表明闪电的发生需具备较强的上升气流, 闪电频发于上升气流的急剧增加阶段(Wiens等, 2005). 因为强的上升气流可以给雷暴提供充足的水汽, 不仅可使水凝物粒子快速增长, 也可增加相变潜热的释放, 使云体发展具有更大的能量, 强雷暴发展的更加旺盛, 可以增加起电所需的冰相粒子及大小冰粒子的互相碰撞几率, 相应的起电和放电活动更剧烈. 而地闪, 尤其是正地闪的发生不仅需要更强的上升气流, 还需要在较低的高度有强的下沉气流出现, 此时往往对应着强雷暴成熟阶段的后期. MacGorman等(1994)、Carey等(2005, 2007)、Lang等(2002)和Kuhlman等(2006)都认为在正地闪占地闪的

图8 下沉速度和下沉速度体积分布

(a) 下沉速度等值线图, 单位 m s^{-1} ; (b) $w > 10 \text{ m s}^{-1}$ 的下沉速度体积等值线图, 单位是 km^3 . Max 代表最大值; 灰色短实线如图3

主导时刻, 雷暴有更大的上升速度体积, 这与本文的模拟结果一致.

4.3 正地闪与霰、雹粒子分布的关系

结合图4和图9可知, 在整体上, 霰粒子所在高度更高, 分布范围大于雹粒子. 霰粒和雹粒的比含水量及体积都呈现了四个峰值, 与闪电频发的时刻, 即上升速度的峰值时刻一致. 在正地闪频发的时段, 霰粒和雹粒的比含水量及体积都达到了最大值, 分别分布在约4~6km高度范围内和约3~5km高度范围内. 霰粒子的比含水量水平最大值及大值区域均大于雹粒子. 由图7可知, 正地闪发生的初始高度约为4.5~6.5km处. 这说明正地闪的出现与霰粒和雹粒的分布密切相关, 尤其是霰粒. 这与Kuhlman等(2006)提出的正地闪的发生对应着霰粒子中心相一致. 郭凤霞等(2014)对普通单体模拟发现, 液态降水很强, 而固态降水较弱. 而从图5b可知, 整个过程中, 固态降水强度与液态降水相当, 正地闪频发时段正是固态降水最强时期. MacGorman等(1994)、Carey等(2005, 2007)和Lang等(2002)指出, 强雷暴中正地闪的发生伴随有强降雹, 与本文的模拟结果一致.

由图10可见, 正地闪频发时刻霰、雹粒子的分布高度范围与图9所示的一致, 霰粒子分布高度高于雹粒子, 且分布范围更广, 相应的霰粒子电荷区域范围也比雹粒子的更广, 从起电率和电荷密度可以看出, 霰粒子对起电的贡献远大于雹粒子. 处在上升气流区中的霰粒子和雹粒子电荷结构均为中正(约0~

-25°C)上负(约 -20°C 以上), 并且霰和雹粒子的比含水量中心均对应着各自的正电荷区中心, 也是正地闪始发的位置. 此时, 在上升气流区上部有效液态水含量ELWC (Effective liquid water content)适中的情况下(在小于 -20°C 区域内, ELWC大于 0.2 g kg^{-1} , 小于 1.1 g kg^{-1})冰晶和霰粒子通过非感应碰撞起电作用(Saunders等, 1991), 冰晶带上正电荷(图略), 霰粒子带上负电荷. 在 $0 \sim -25^\circ\text{C}$ 区域内, 由于ELWC大于非感应起电机制的有效液态水含量的阈值(在 $0 \sim -10^\circ\text{C}$ 区域内, ELWC大于 0.2 g kg^{-1} ; 在 $-25 \sim -10^\circ\text{C}$ 区域内, ELWC大于 $-0.49 - 0.0664T$, T 为温度), 使霰、雹粒子在与小粒子(图略)碰撞分离后带正电荷, 形成了云体内 $0 \sim -25^\circ\text{C}$ 范围内强的正电荷区域. 此时整个上升气流区中霰粒和雹粒的感应起电率基本为正(相应的冰晶为负), 仅在云中部出现局部的负的感应起电率.

而在下沉气流区中, 除了近地面小范围弱的正电荷区外, 霰粒子呈现出下负($> -20^\circ\text{C}$)、中正($-20 \sim -30^\circ\text{C}$)和上负($< -30^\circ\text{C}$)的电荷结构, 而雹粒子仅在底部出现了一个负电荷区. 对于霰粒子, 其上部的负电荷区和中部的正电荷区也是主要由于非感应起电机制和感应起电机制共同作用产生的, 而霰和冰雹下层的负电荷区域主要是由于感应起电作用(此区域霰粒和雹粒不与冰晶共存). 此外, 对比图10a和10c可见, 高层云体内(-20°C 以上)带负电荷的霰粒子随强的下沉气流输送到了低层以及地面, 同时也将少量的正电荷带到了近地面. 因此, 上层主负电荷的输送

图9 霰粒子和雹粒子比含水量(每个高度上的水平最大值)分布

(a) 霰粒; (b) 雹粒. 单位: g kg^{-1} ; Max 代表最大值; 灰色短实线如图3 图10 第130分钟 $X=36\text{ km}$ 剖面霰、雹粒子电荷密度和霰、雹粒子比含水量分布(a) 霰粒子电荷密度等值线图; (b) 雹粒子电荷密度等值线图, 单位: nC m^{-3} ; (c) 霰、雹粒子比含水量等值线图; (d) 有效液态水含量及电荷起电率等值线图, 单位: g kg^{-1} . 蓝色区域代表霰粒子, 灰色区域代表雹粒子; 紫色区域代表有效液态水

及下层的感应起电机制的共同作用,形成了下沉气流区中的低层强的负电荷区. Fierro等(2006)、Kuhlman等(2006)和Calhoun等(2014)通过对超级单体模拟发现,在上升气流区中,电荷产生以霰和冰晶之间的非感应起电为主导,而在上升气流区域周围(即下沉气流区),低层区域的电荷是由感应起电机制主导的.可以看出,本文的研究结果与他们结论相一致.

综上所述,正地闪频发时段对应着固态降水最强时期,此时,霰粒子和雹粒子处于降落阶段,中心所在的区域较低,近地面的固态降水粒子带负电荷,主要是由于上层主负电荷的向下输送及下层的感应起电机制共同作用形成的,其上部的固态降水粒子带正电荷,主要是由于非感应起电的作用导致.正地闪始发的位置对应着霰粒子比含水量中心位置.

4.4 正地闪与电荷结构的关系

强雷暴中闪电的发生、发展与电荷结构之间有着密切的联系.图11给出了4个闪电频发时刻的电荷结构.在30、95和165分钟时,雷暴云有明显的上升气流区,而上升气流区中的电荷结构基本都呈现出典型的三极性,最下部是正电荷区($0\sim-10^{\circ}\text{C}$),依次往上是中部负电荷区($-10\sim-40^{\circ}\text{C}$)和上部正电荷区($<-40^{\circ}\text{C}$).其中下部的正电荷区电荷密度及范围均较小,而云中部和上部的电荷密度及范围较大,不同时刻各电荷区所对应的温度范围基本一致.在130分钟时,不仅在云体中上部出现了更强的上升气流,还在云中下部存在较强的下沉气流.由于此时的上升气流比其它三个时刻更强,所以各电荷区所在的高度均有所抬升.底部的次正电荷区抬升到了 -40°C 的高度,对应典型三极性电荷结构的中部负电荷区,电荷密度增强、范围增大.中部的负电荷区抬升到了 -40°C 以上的高度,对应典型三极性电荷结构的上部正电荷位置.上部的正电荷区被抬升到了更高的高度,厚度变薄,电荷密度减弱.此时,近地面分布着负电荷区,所以,此时上升气流区域电荷结构比其它三个时刻复杂,呈现出正、负交替的六层结构,云中上部分布着一些小范围的正、负口袋电荷,除了这些口袋电荷及云上部较薄的正电荷区外,整体的电荷结构基本呈现出反三极性特征.中低层出现强的下沉气流意味着大量的荷电水凝物粒子从云内降落,

导致降水区域中的电荷区降落,出现在距地面更近的上空,为正、负地闪的发生提供了条件.因此,在下沉气流区中,电荷结构更复杂多变,基本上为正负交替的五层电荷区,近地面除了分布有很小范围的正电荷外,分布的更多的是范围较大的负电荷,但是,各电荷区所对应的温度范围与典型的三极性结构差异很大.

Stolzenburg等(1998a, 1998b, 1998c)在分析50个普通单体雷暴、超级单体雷暴和中尺度对流系统的气球电场探空结果的基础上,总结了他们的电荷结构特征,认为上升气流区和上升气流区域周围的电荷结构存在一定的差异,整体而言,上升气流区电荷结构为一个典型的三极性电荷结构加一个额外的顶部负屏蔽电荷层构成.随着上升气流增强,各电荷区的高度有所抬升;而在下沉气流区电荷结构比较复杂多变,至少有6个以上的电荷区存在.这些研究工作中所说的“上升气流区周围”其实就是指对流降水区中的下沉气流区.本文的模拟结果与Stolzenburg等(1998a, 1998b, 1998c)和Wiens等(2005)的观测结果一致.

在云内只有明显上升气流的时刻,即第30、95和165分钟,发生的闪电都是云闪,均发生于电荷密度较大的中部负电荷区和上部正电荷区之间.这说明强上升气流还可以在在一定程度上抬升各电荷区高度,利于云闪的发生,不利于地闪的发生.即使在第30分钟和第95分钟时,主正和主负电荷堆相对于底部的次正电荷区有一定偏移,使电荷结构发生了倾斜,导致次正电荷区对下行正先导的阻碍作用减弱,但是下行的正先导仍不能发展至地面.在第95分钟时,云底部的次正电荷区相对较强,但由于次正电荷区下部没有负电荷区存在,仍然不能始发正地闪.在第165分钟时,较低层虽然存在负电荷区,但是由于底层的正、负电荷区离地面较远,且电荷密度都较弱,之间形成的电场达不到击穿阈值,所以,下行先导也不能发展到地面.

在第130分钟前后时段出现了大量的云闪和一些正、负地闪.由图11c可见,云闪发生在云中部的负电荷区和上部的正电荷区之间,及云中上部的正、负口袋电荷区之间,前者通道延伸较后者长.此时,大量的正地闪发生在上升气流区中的中部深厚的正电荷区和下沉气流区中的近地面负电荷区之间,这是由

于产生的下行正先导离地面更近, 更容易发展到地面. 由于这两个电荷区范围及电荷密度均较大, 以致两者之间发生的正地闪有较长的通道延伸及较多的分叉结构. 这与Wiens等(2005)的观测结果较一致. 此外, 云底部有强的负电荷区, 在其下部有较弱的正电荷区, 容易在正、负电荷区之间始发先导, 由于下部正电荷区较弱, 致使产生了很多的负地闪. 模拟仅得到19次负地闪, 起始高度均为1.5~2km. 在大多数的雷暴中, 负地闪的产生是由于雷暴云中部的主负电荷区对地放电, 而在这次强雷暴中, 主负电荷区被

上升气流抬升, 导致在主负电荷与上部正电荷之间更容易发生云闪.

5 结论

本文利用三维雷暴云动力-电耦合数值模式, 通过模拟一次正地闪频发的超级单体雷暴过程, 讨论了强雷暴和正地闪发生之间的关系产生所需的条件, 主要得到以下结论:

(1) 在雷暴云的成熟阶段, 通常情况下, 上升气

图 11 不同时刻电荷密度剖面分布

(a) 第 30 分钟 $Y=27 \text{ km}$ 剖面电荷密度分布; (b) 第 95 分钟 $X=25 \text{ km}$ 剖面电荷密度分布; (c) 第 130 分钟 $X=36 \text{ km}$ 剖面电荷密度分布; (d) 第 165 分钟 $Y=24 \text{ km}$ 剖面电荷密度分布. 单位: nC m^{-3} ; Max 代表该时刻最大电荷密度的数值, Min 代表该时刻最小电荷密度的数值; 闪电发展通道均为该时刻的任意一次云闪或地闪

流区中的电荷结构呈现典型的三极性分布, 其中下部的正电荷区电荷密度及范围均较小, 而云中部和上部的电荷密度及范围较大, 不同时刻各电荷区所对应的温度范围基本一致. 电荷层的高度和上升气流的强度密切相关, 当上升气流强到一定程度, 各电荷区被抬升, 呈现出反三极性结构. 对流降水区中的下沉气流区的电荷结构更复杂, 呈现出正、负交替的多层结构. 因此, 当云中下部出现强的下沉气流时, 雷暴云的电荷结构会变得更复杂.

(2) 云闪的发生需具备较强的上升气流, 绝大多数云闪发生在位置较高、电荷密度较大的主正、负电荷区之间. 强上升气流可以在一定程度上抬升各电荷区高度, 利于云闪的发生, 不利于地闪的发生.

(3) 正地闪的发生不仅需要更强的上升气流, 还需要雷暴云低层有较强的下沉气流. 由于强的下沉气流将上升气流区中上部带负电荷的霰粒和冰雹向低层输送, 以及下沉气流区中低层霰粒和冰雹的感应起电机制的共同作用, 使得在低层流出区形成一个较强的、范围较大的, 由带负电荷的霰粒子和冰雹形成的负电荷区, 与上升气流区中层带正电荷的霰粒子和雹粒子形成的深厚的正电荷区之间产生强电场, 为正地闪的发生提供了条件.

(4) 正地闪基本发生在固态降水强度最大, 且固态降水达到一定强度时期. 正地闪始发位置对应着霰粒子比含水量中心位置. 频繁发生的正地闪对应着上升气流、雹粒子体积和总闪的快速增加阶段. 因此, 强雷暴中正地闪的发生预示着雷暴的强度更强, 伴随的灾害更大.

参考文献

- 郭凤霞, 张义军, 郗秀书, 言穆弘. 2003. 雷暴云不同空间电荷结构数值模拟研究. *高原气象*, 22: 268–274
- 郭凤霞, 张义军, 言穆弘, 赵阳. 2007. 青藏高原雷暴云降水与地面电场的观测和数值模拟. *高原气象*, 26: 257–263
- 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. *大气科学*, 34: 361–373
- 郭凤霞, 吴鑫, 梁梦雪, 江涛, 陆干沂. 2014. 闪电和固、液态降水关系差异的数值模拟. *大气科学*, 39: 1204–1214
- 孔凡铀, 黄美元, 徐华英. 1990. 对流云中冰相过程的三维数值模拟. I: 模式建立及冷云参数化. *大气科学*, 14: 441–453
- 孔凡铀, 黄美元, 徐华英. 1991. 对流云中冰相过程的三维数值模拟. II: 繁生过程作用. *大气科学*, 15: 78–88
- 孙安平, 言穆弘, 张义军, 张鸿发, 黄美元. 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. *气象学报*, 60: 722–731
- 孙安平, 言穆弘, 张义军, 张鸿发, 黄美元. 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. *气象学报*, 60: 732–739
- 谭涌波, 梁忠武, 师正, 朱俊儒, 郭秀峰. 2014. 雷暴云底部正电荷区对闪电类型影响的数值模拟. *中国科学: 地球科学*, 44: 2743–275
- Brook M, Nakano M, Krehbiel P, Takeuti T. 1982. The electrical structure of the Hokuriku winter thunderstorms. *J Geophys Res*, 87: 1207–1215
- Calhoun K M, Mansell E R, MacGorman D R, Dowell D C. 2014. Numerical simulations of lightning and storm charge of the 29–30 May 2004 Geary, Oklahoma, supercell thunderstorm using EnKF mobile radar data assimilation. *Mon Wea Rev*, 142: 3977–3997
- Carey L D, Petersen W A, Rutledge S A. 2003. Evolution of cloud-to-ground lightning and storm structure in the Spencer, South Dakota, tornadic supercell of 30 May 1998. *Mon Wea Rev*, 131: 1811–1831
- Carey L D, Murphy M J, McCormick T L, Demetriades N W S. 2005. Lightning location relative to storm structure in a leading-line, trailing-stratiform mesoscale convective system. *J Geophys Res*, 110: 1–23
- Carey L D, Buffalo K M. 2007. Environmental control of cloud-to-ground lightning polarity in severe storms. *Mon Wea Rev*, 135: 1327–1353
- Curran E B, Rust W D. 1992. Positive ground flashes produced by low-precipitation thunderstorms in Oklahoma on 26 April 1984. *Mon Wea Rev*, 120: 544–553
- Fierro A O, Gilmore M S, Mansell E R, Wicker L J, Straka J M. 2006. Electrification and lightning in an idealized boundary-crossing supercell simulation of 2 June 1995. *Mon Wea Rev*, 134: 3149–3172.
- Gilmore M S, Wicker L J. 2002. Influence of local environment on 2 June 1995 supercell cloud-to-ground lightning, radar characteristics, and severe weather on 2 June 1995. *Mon Wea Rev*, 130: 2349–2372
- Kuhlman K M, Ziegler C L, Mansell E R, MacGorman D R, Straka J M. 2006. Numerically simulated electrification and lightning of the 29 June 2000 STEPS supercell storm. *Mon Wea Rev*, 134: 2734–275
- Lang T J, Rutledge S A. 2002. Relationships between convective storm kinematics, precipitation, and lightning. *Mon Wea Rev*, 130: 2492–2506
- Lang T J, Miller L J, Weisman M, Rutledge S A, Barker L J, Bringi V N, Chandrasekar V, Detwiler A, Doesken N, Helsdon J, Knight C, Krehbiel P, Lyons W A, MacGorman D R, Rasmussen E, Rison W, Rust W D, Thomas R J. 2004. The severe thunderstorm

- electrification and precipitation study. *Bull Amer Meteor Soc*, 85:1107–1125
- MacGorman D R, Burgess D W. 1994. Positive cloud-to-ground lightning in tornadic storms and hailstorms. *Mon Wea Rev*, 122: 1671–1697
- MacGorman D R, Straka J M, Ziegler C L. 2001. A lightning parameterization for numerical cloud models. *J Appl Meteor*, 40: 459–478
- MacGorman D R, Rust W D, Krehbiel P, Rison W, Bruning E, Wiens K C. 2005. The electrical structure of two supercell storms during STEPS. *Mon Wea Rev*, 133: 2583–2607
- Mansell E R, MacGorman D R, Ziegler C L, Straka J M. 2002. Simulated three-dimensional branched lightning in a numerical thunderstorm model. *J Geophys Res*, 107: 4075
- Mansell E R, MacGorman D R, Ziegler C L, Straka J M. 2005. Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm. *J Geophys Res*, 110: D12101
- Marshall T C, Rust W D, McCarthy M P. 1995. Electric field magnitudes and lightning initiation in thunderstorms. *J Geophys Res*, 100: 7097–7103
- Qie X S, Zhang T L, Chen C P, Zhang G S, Zhang T, Wei W Z. 2005. The lower positive charge center and its effect on lightning discharges on the Tibetan Plateau. *Geophys Res Lett*, 32: 5814
- Qie X S, Zhang T L, Zhang G S, Zhang T, Kong X Z. 2009. Electrical characteristics of thunderstorms in different plateau regions of China. *Atmos Res*, 91: 244–249
- Reap R M, MacGorman D R. 1989. Cloud-to-ground lightning: Climatological characteristics and relationships to model fields, radar observations, and severe local storms. *Mon Wea Rev*, 117: 518–535
- Rust W D, MacGorman D R, Arnold R T. 1981. Positive cloud-to-ground lightning flashes in severe storms. *Geophys Res Lett*, 18: 791–794
- Saunders C P R, Keith W D, Mitzeva R P. 1991. The effect of liquid water on thunderstorm charging. *J Geophys Res*, 96: 11007–11017
- Stolzenburg M, Rust W D, Smull B F, Marshall T C. 1998b. Electrical structure in thunderstorm convective regions: 1. Mesoscale convective systems. *J Geophys Res*, 103: 14059–14078
- Stolzenburg M, Rust W D, Marshall T C. 1998a. Electrical structure in thunderstorm convective regions: 2. Mesoscale convective systems. *J Geophys Res*, 103: 14079–14096
- Stolzenburg M, Rust W D, Marshall T C. 1998c. Electrical structure in thunderstorm convective regions: 3. Mesoscale convective systems. *J Geophys Res*, 103: 14097–14108
- Tessendorf S A, Miller L J, Wiens K C, Rutledge S A. 2005. The 29 June 2000 Supercell observed during STEPS. Part I: Kinematics and microphysics. *J Atmos Sci*, 62: 4127–4150
- Wang H L, Guo F X, Zhao T L, Qin M O, Zhang L. 2016. A numerical study of the positive cloud-to-ground flash from the forward flank of normal polarity thunderstorm. *Atmos Res*, 169: 183–190
- 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 Atmos Sci*, 62: 4151–4177
- Williams E R. 2001. The Electrification of Severe Storms. *Amer Meteor Soc*, 28: 527–561
- Ziegler C L, MacGorman D R, Dye J E, Ray P S. 1991. A model evaluation of non-inductive graupel-ice charging in the early electrification of a mountain thunderstorm. *J Geophys Res*, 96: 12833–12855