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 [J]. 大气科学，34 (2)：361－373. Guo Fengxia, Zhang Yijun, Yan Muhong. 2010. Comparison of two parameterization schemes for noninductive mechanism before the first discharge in a simulated single cell storm [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (2): 361－373.

雷暴云首次放电前两种非感应起电参数化方案的比较

郭凤霞[1,2]　张义军[3]　言穆弘[2]

1 南京信息工程大学大气物理学院，气象灾害省部共建教育部重点实验室，南京　210044
2 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所西部气候环境与灾害实验室，兰州　730000
3 中国气象科学研究院雷电物理与防护工程实验室，北京　100081

摘　要　在三维强风暴动力－电耦合数值模式中分别引入两种基于不同实验室结果的非感应起电参数化方案 S91 和 SP98，对比分析了一次雷暴单体首次放电前，利用两种方案模拟得到的非感应电荷转移区域、极性、量级和电荷结构的演变特征，及其与有效液态水、温度、粒子分布和对流之间的关系。结果表明，S91 中，起电区域逐渐由高温、高有效液水区向低温、低有效液水区转移。电荷转移量快速增加，且由以正极性为主过渡为以负极性为主。电荷结构由偶极性转变到三极性。SP98 中，淞附增长率的大值区范围较大，霰以携带正电荷占绝对优势，易形成反极性的电荷结构，但有进一步转变为三极性的趋势。两种方案的共同点表现为：电荷层较高，位于对流区上部及雷暴移动方向前侧出流区；正电荷转移多发生在高有效液态水（或淞附增长率）和高温区，负电荷转移都发生在低有效液态水（或淞附增长率）和低温区；转移电荷的正中心均位于霰的累积区中心，负中心易出现在冰晶和霰共存区的中心。

关键词　雷暴云　数值模拟　非感应起电机制

文章编号　1006－9895 (2010) 02－0361－13　　**中图分类号**　P427　　**文献标识码**　A

Comparison of Two Parameterization Schemes for Noninductive Mechanism before the First Discharge in a Simulated Single Cell Storm

GUO Fengxia[1, 2], ZHANG Yijun[3], and YAN Muhong[2]

1 *School of Atmospheric Physics, Nanjing University of Information and Technology, Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing*　210044
2 *Laboratory for Climate Environment and Disasters of Western China, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou*　730000
3 *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing*　10008

Abstract　A three-dimensional dynamic-electrification coupled model is used to investigate noninductive electrification before the first discharge in a single cell of thunderstorm. Two laboratory-based parameterizations of noninductive graupel-ice charge separation, S91 and SP98, are compared. The evolution characteristics of noninductive charge separation regions, polarity, magnitude, structure and their relationships with effective liquid water content, environment temperature, hydrometeor distribution, and convection are analyzed in this paper. The model results suggest that, in S91 scheme, charge separation initially occurs in the region with high values of temperature and ef-

收稿日期　2009－01－09，2009－10－09 收修定稿
资助项目　公益性行业科研专项 GYHY200806014，国家自然科学基金项目资助项目 40605002，南京信息工程大学校基金 2008031
作者简介　郭凤霞，女，1977 年出生，博士，副研究员，主要从事大气电学研究工作。E-mail：aguo_fx@yahoo.com.cn

fective liquid water content, and then moves to the region with low values. The charge separation rate quickly increases. Its domain polarity changes from positive to negative. The charge structure switchs from positive dipole to tripole. In SP98 scheme, graupel easily carries positive charges, owing to its large range of big rime accretion rate. It is likely to produce an inverted-polarity charge structure, but going with time, it tends to present tripole. There are some common characteristics between the two schemes before the first discharge. Firstly, the charge region altitudes are high and nearly located in the upper part of updraft and the outflow region in the front of storm moving direction. Secondly, positive charge separation primarily occurs in the region with high values of effective water content (or rime accretion rate) and temperature, however, negative in the region with low values. Thirdly, the positive and negative charging centers are almost consistent during the evolution, respectively. The positive corresponds with the graupel number concentration center, while the negative easily occurs in the coexisting region center of ice and graupel.

Key words storm, model simulation, noninductive mechanism

1 引言

迄今为止，被提出的几种雷暴云起电机制中，最受认可且被认为最重要的是冰－冰碰撞的非感应（NIC：Non-inductive Ice－ice Collision）起电机制。Reynolds et al.（1957）最先开始了 NIC 机制的云室试验，类似的试验均以直径较小（通常小于5 mm）的淞附探头代表霰（将霰、冰雹和冻滴统一视为霰），测量其与冰晶（将冰晶和雪统一视为冰晶）碰撞过程中电荷的转移情况。大量的试验结果表明，霰或冰晶上的转移电荷的极性和量级取决于很多因素。

Takahashi（1978）发现，当液态水含量 Q_{lwc}（g/m^3）为 1～2 g/m^3 时，霰容易带电。当温度大于－10℃时，霰带正电荷；小于－10℃且 Q_{lwc} 为 0.1～4 g/m^3 时，霰带负电荷，反之带正电荷。霰或冰晶上的转移电荷极性发生改变的温度被称为反转温度 T_r（℃）。Jayaratne et al.（1983）发现，T_r 是有效液态水含量 Q_{ew}（g/m^3）的函数，Q_{ew} 是 Q_{lwc} 中仅供霰增长的液态水，等于 Q_{lwc} 与淞附粒子的碰撞效率的乘积，淞附粒子的碰撞效率约为 0.6～1.0。随后，Saunders et al.（1991）在 Jayaratne et al.（1983）使用的云室里进行的试验表明，当 Q_{ew} 较小，温度大于－16℃时，霰带负电荷，温度小于－20℃时，带正电荷；当 Q_{ew} 较大，温度较高时，霰带正电荷，反之带负电荷。

Marshall et al.（1978）和 Keith and Saunders（1990）的试验结果表明，霰获得的电荷量对冰晶和霰之间的相对速度 Δv_{gi} 有很强的依赖，相对速度最小时，转移电荷量为 0。Brooks and Saunders（1994）进一步发现，相对速度越大，转移电荷量越多，且多为正电荷；相对速度越小，转移电荷量越少，且多为负电荷。在此基础上，Brooks et al.（1997）又发现转移电荷的量级和极性与淞附增长率 R（单位：$g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$）有关，

$$R = Q_{ew} \Delta v_{gi}.$$

当 R 大于临界淞附增长率 R_{crit} 时，霰得到正电荷，反之得到负电荷，转移的电荷量是 R 和 R_{crit} 的函数。

此外，粒子的尺寸对转移电荷的量级和极性也有影响，转移电荷量随冰晶直径的平方增长（Marshall et al.，1978）。小尺寸的霰在高 Q_{lwc} 情况下，大多获得正电荷（Avila and Pereyra，2000）。

将以上云室实验的结果进行参数化后引入雷暴云起电模式中，有助于对雷暴云中的电特征和雷暴的微物理过程之间的关系做进一步的认识。Helsdon et al.（2001）最先在包括动力和微物理过程的两维雷暴云起电模式（SEM：Storm Electrification Model）中对比分析了两种分别基于 Takahashi（1978）和 Saunders et al.（1991）的试验结果的非感应参数化方案。雷暴云内的电荷结构一般被认为是偶极性（在－10～－25℃有一个主负电荷区，在其上有一个正电荷区）或三极性（在 0℃附近还有一个小的正电荷区）的（Williams，1989）。Helsdon et al.（2001）的结果表明，两种方案中的前者产生的是偶极性电荷结构，且对冰晶的浓度非常敏感；后者产生的电荷结构在雷暴云初期为反偶极性（主负电荷区在主正电荷区之上），在后期为偶极性，对 Q_{ew} 非常敏感。都能产生强电场。

随后，Mansell（2005）在三维的 SEM 模式中，又引入了几个有关 NIC 机制的实验室结果（Brooks et al.，1997；Saunders and Peck，1998），对 TAK、GZ、S91、SP98 和 RR 共 5 种参数化方案做了进一

步的比较。其中，TAK、GZ 和 S91 方案分别采用 Takahashi（1978）、Jayaratne et al.（1983）和 Saunders et al.（1991）的结果，RR 和 SP98 均采用了 Brooks et al.（1997）的结果，区别仅在于 R_{crit} 的取值不同。通过对一次多单体雷暴云的模拟表明，TAK 和 GZ 可以产生偶极性或三极性的电荷结构。S91 产生的电荷结构由最初的反极性逐渐变为偶极性或三极性。TAK 和 S91 两种方案中霰在低温、高 Q_{lwc} 或 Q_{ew} 条件下均得到正电荷，S91 可模拟得到低温下霰带正电荷所需的高 Q_{ew}，但这不足以产生持续、明显的反极性电荷结构；TAK 不能模拟得到低温下霰带正电荷所需的高 Q_{lwc}。GZ 不可能产生反极性的电荷结构，除非反转温度 T_r 设置的非常低。对于 SP98 和 RR，因为在－20℃以下，有持续的高的淞附增长率，霰很容易带正电荷，所以比别的方案更易形成反极性电荷结构，SP98 在 Q_{lwc} 较小或碰撞效率较低的情况下，也可产生正常极性的电荷结构。在 SP98 和 RR 方案中，总体上，霰所带的负电荷仍然要大于正电荷，因为淞附会减少 Q_{lwc}，随后淞附率减小，所以霰更容易带负电荷。这两种方案对微物理条件更敏感，更容易出现多样的电荷结构。

强雷暴云起电和降水研究试验（STEPS：Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study）中，LMA 系统（Krehbiel et al.，2000）和电场探空（Rust and MacGorman，2002）观测到很多雷暴中有反极性电荷结构的存在。Hamlin et al.（2003）、Tessendorf et al.（2004）和 Wiens et al.（2005）分析了 STEPS 中 2002 年 6 月 3 日和 6 月 29 日的两个强雷暴。两次雷暴上升气流区中都呈反极性电荷结构，中层是深厚的正电荷区，上部是负电荷区。Williams（2001）总结的四种可以导致正地闪和正地闪占主导地位的雷暴的电荷结构，其中之一就是反极性电荷结构，即主负电荷抬升，正电荷替代了通常的主负电荷区。而 TAK 和 GZ 方案不会产生反极性的电荷结构。此外，GZ 方案中对临界液态水含量（转移电荷符号反转时 Q_{lwc} 的值）和 T_r 均取为定值，并且高估了霰与大尺寸的冰晶碰撞分离过程中的转移电荷量。RR 和 SP98 两种方案都是基于 S91 参数化的变形，利用淞附增长率 R 替代有效液态水含量 Q_{ew}。由于很难在非常低的云水含量条件下进行非感应起电的云室试验，所以已经公开发表的关于低云水含量情况下的转移电荷的极性可能正确，但量级并不可信。因此，利用 R 替代 Q_{ew}，可以弥补低云水含量情况下实验室数据不足的这一缺陷。鉴于上述原因，为了进一步讨论 NIC 机制，本文选取了 S91 和 SP98 两种具有代表性的非感应参数化方案，引入三维强风暴动力－电耦合数值模式中，对比分析了一次典型的单体雷暴首次放电发生前两种方案中非感应电荷转移的区域、极性和量级，电荷结构特征及其与粒子分布之间的关系，进一步探讨了 Saunders et al.（1991）和 Saunders and Peck（1998）两个试验结果的区别及其之间的内在联系。

2　三维动力－电耦合数值模式中 NIC 机制的参数化

三维强风暴动力－电耦合数值模式包含的方程组、动力、微物理和电过程及其参数化方案和数值差分方案参阅孔凡铀等（1990）、孙安平（2000）和郭凤霞等（2007）。

为了讨论 NIC 机制，本文只在模式中考虑了霰－冰晶、冰雹－冰晶、霰－雪和冰雹－雪之间的非感应碰撞，未考虑其它起电机制。

2.1　电荷密度的变化率

大粒子（霰和冰雹）和小粒子（冰晶和雪）的直径定义为 D_L 和 D_S，单位时间内大、小粒子之间的碰撞体积为碰撞截面 $\pi(D_L+D_S)^2/4$ 与两者相对速度 ΔV_{LS} 的乘积。大小粒子的碰撞体积和碰撞分离率 ε_{LS} 的乘积 K_{LS} 被称为碰撞核，

$$K_{LS}=\frac{\pi}{4}(D_L+D_S)^2\Delta V_{LS}\varepsilon_{LS}, \tag{1}$$

其中，$\varepsilon_{LS}=\varepsilon_{colli}\varepsilon_{sep}$，$\varepsilon_{colli}$ 是碰撞效率，ε_{sep} 是反弹系数。碰撞分离率的计算很困难，这里给予简单处理，大粒子与雪的碰撞分离率取为 $1-\exp(0.09T)$，大粒子与冰晶之间的碰撞分离率取为 0.9（孙安平，2000）。数浓度分别为 n_L 的大粒子和 n_S 的小粒子之间的非感应碰撞起电率为：

$$\frac{\partial\rho_L}{\partial t}=K_{LS}n_Ln_S\delta q=-\frac{\partial\rho_S}{\partial t}, \tag{2}$$

其中，ρ 是电荷密度，δq 是每次碰撞转移到大粒子上的电荷量（小粒子得到的电荷量为 $-\delta q$），单位为 fC。

2.2　电荷转移量 δq

Saunders et al.（1991）通过试验提出 δq 的计算

表 1 非感应参数化方案中各参数的取值*

Table 1 Parameters for the noninductive charging parameterization

起电区	T/℃	Q_{ew}/g·m^{-3}	δq 极性	$f(T,Q_{ew})$/fC	D_i/μm	k_q	m	n
PLEZ	≤−20	≤0.16	+	$2024Q_{ew}-129$	<155	4.9×10^{13}	3.76	2.5
				(0.06<Q_{ew}≤0.12)	155～452	4×10^{6}	1.9	2.5
				$-2900\ Q_{ew}+463$	>452	52.8	0.44	2.5
				(0.12<Q_{ew}<0.16)				
NLEZ1	−7.4～−16	≤0.22	−	$-314\ Q_{ew}+7.9$	≤253	5.24×10^{8}	2.54	2.8
				(0.026<Q_{ew}≤0.14)				
				$419\ Q_{ew}-92.6$	>253	24	0.5	2.8
				(0.14<Q_{ew}<0.22)				
PHEZ	−7.4～T_r	>0.22	+	$20.2\ Q_{ew}+1.36T+10.1$	<155	2.9×10^{13}	3.76	2.5
					155～452	4×10^{6}	1.9	2.5
					>452	52.8	0.44	2.5
NHEZ	≤T_r	≤1.1	−	$3.02-31.8Q_{ew}+26.5(Q_{ew})^2$	≤253	5.24×10^{8}	2.54	2.8
					>253	24	0.5	2.8
NLEZ2	−16～−20	0.1～0.22	−	$3.02-31.8Q_{ew}+26.5(Q_{ew})^2$	≤253	5.24×10^{8}	2.54	2.8
					>253	24	0.5	2.8

*：引自 Saunders et al.,(1991)。

注：T_r 是当 0.22<Q_{ew}<1.1 g/m^3 时对应的反转温度，$T_r=-15.06\ Q_{ew}-7.38$；对于 Q_{ew}<1.1 g/m^3 且 T≤−24℃的区域及 Q_{ew}≤0.1 g/m^{-3} 且−16℃ <T<−20℃的区域，$f(Q_{ew},T)=0$。

公式为：

$$\delta q = k_q D_S^m (\Delta V_{LS})^n f\ (T, Q_{ew}), \qquad (3)$$

其中，k_q、m、n 依赖于冰晶的直径和转移电荷的极性，$f(T,Q_{ew})$ 对于不同的环境温度和 Q_{ew} 有不同的值（见图 1 和表 1）。大于−7.4℃的试验数据不存在，Wojcik(1994)对 0～−7.4℃之间的 $f(T, Q_{ew})$ 做了线性外推，当温度 T=0℃时，$f(T,Q_{ew})=0$。

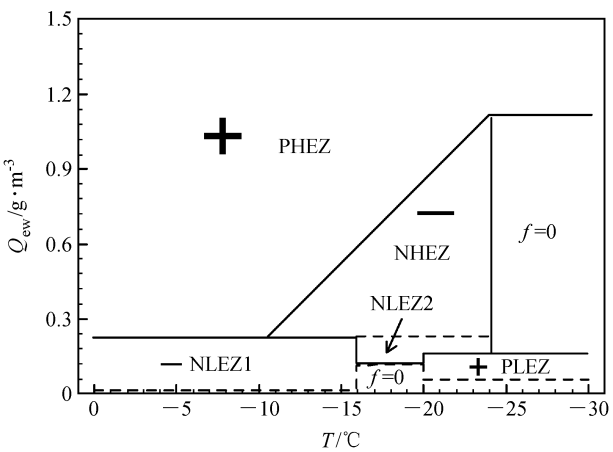

图 1 S91 非感应参数化中不同极性电荷区示意图。PLEZ/ NLEZ：正/负低 Q_{ew} 区；PHEZ/ NHEZ：正/负高 Q_{ew} 区

Fig. 1 Plot of the charging zones of the S91 noninductive ice-ice parameterization. PLEZ/ NLEZ: positive/negative low-Q_{ew} zones; PHEZ/ NHEZ: positive/negative high-Q_{ew} zones

这种参数化方案就是 Mansell (2005) 所用的 S91 方案。按照 Q_{ew} 和霰粒子得到的电荷极性，将起电区域划分为带正/负电荷的高 Q_{ew} 区（PHEZ/ NHEZ）和低 Q_{ew} 区（PLEZ/NLEZ），且 NLEZ 根据温度的高低进一步划分为 NLEZ1 和 NLEZ2 两个区域（见图 1 和表 1）。

Brooks et al.(1997) 将 S91 方案变形，用淞附增长率 R 替代 Q_{ew}，每次碰撞平均转移的电荷量为：

$$\delta q = k_q D_S^m (\Delta V_{LS})^n q(R), \qquad (4)$$

其中，k_q、m、n 的取值与 S91 相同（见表 1）。

$$q(R) = \begin{cases} 6.74(R-R_{crit}), & R > R_{crit} \\ 3.9(R_{crit}-0.1)\times \\ \left\{4\left[\dfrac{R-(R_{crit}+0.1)/2}{R_{crit}-0.1}\right]^2-1\right\}, & \\ 0.1\ \text{g·m}^{-2}\text{·s}^{-1} < R < R_{crit} \\ 0, & R = R_{crit} \end{cases} \qquad (5)$$

当 R<0.1 g·m^{-2}·s^{-1} 时，q 值取为 0。

R_{crit} 的曲线来自于 Saunders and Peck (1998) 的试验结果（见图 2），R 大于 R_{crit} 时，霰获得正电

荷，小于 R_{crit} 时，霰获得负电荷。

$$R_{crit}(T)=\begin{cases}s(T), & T\geqslant -23.7℃\\ k(T), & -40.0℃<T<-23.7℃\\ 0, & T\leqslant -40.0℃\end{cases} \tag{6}$$

$$s(T)=1.0+7.9262\times10^{-2}T+4.4847\times10^{-2}T^2+7.4754\times10^{-3}T^3+5.4686\times10^{-4}T^4+1.6737\times10^{-5}T^5+1.7613\times10^{-7}T^6. \tag{7}$$

当 $T<-32.47℃$ 时，无实验数据，但液态云滴至少可以在 $-37.5℃$ 低温下存在，因此，推测 $T<-32.47℃$ 时电荷分离仍会出现，所以函数 $k(T)$ 在 $-40℃<T<-23.7℃$ 时表示为：

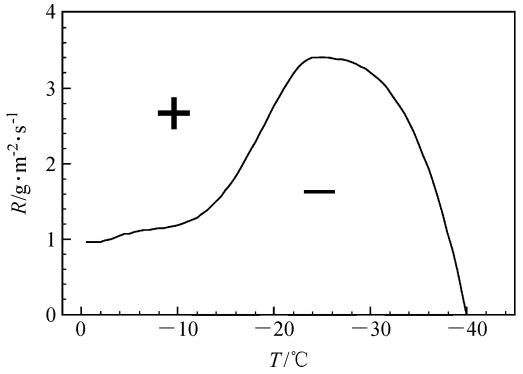

图 2　SP98 非感应参数化中 R_{crit} 曲线和不同极性电荷区分布的示意图的示意图

Fig. 2　Sketch map of the critical rime accretion rate curve and the positive and negative charge zones in the SP98 noninductive ice-ice parameterization

$$k(T)=3.4\left[1.0-\left(\frac{|T+23.7|}{-23.7+40.0}\right)^3\right]. \tag{8}$$

这种非感应参数化即 SP98 方案。

3　数值模拟结果

模式初始场取自中国科学院大气物理研究所肖辉等（2002）在陕西省旬邑进行防雹试验期间于 1997 年 7 月 28 日 13:00 在旬邑太村施放的一次探空（见图 3）。0℃层和 −20℃层的相对高度为 3.8 km 和 7.1 km 左右，云底和云顶的相对高度为 0.9 km 和 11.8 km。10 km 以下的平均温度直减率为 0.72 ℃/100 m，中低层大气湿度较大，高层小一些。近地层风随高度顺转（西南－西北）并增强，表明近地层为暖平流控制，5 km 以上风随高度逆转（西北－西南－东北），为冷平流形势。根据探空计算，大气不稳定能量（CAPE）为 860 J/kg，该探空层结适于中等强度的孤立雷暴的发展。

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于对闪电机理的进一步认识，为了排除所采用的放电参数化方案对模拟结果的影响，本文只对电场达到击穿阈值（假设为 300 kV/m）之前的非感应起电进行探讨。S91 和 SP98 方案中空间电场均在模拟雷暴云发展到第 33 分钟之后达到击穿阈值，而第 27 分钟之前，云内起电非常弱，因此，主要分析第 27、30 和 33 分钟的结果。模拟结果表明，在非感应碰撞中，霰－冰晶相碰转移的电荷量（NPEGI）

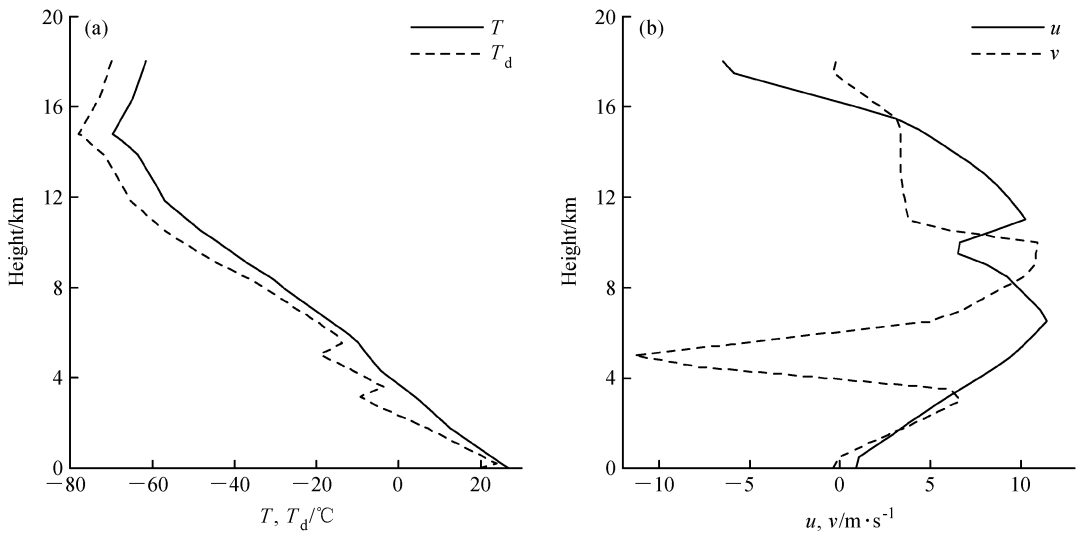

图 3　模式初始场的大气温度（T）、露点（T_d）廓线（a）和风（u，v）廓线（b）

Fig. 3　The profiles of (a) atmosphere temperature (T), dewpoint temperature (T_d), and (b) wind (u, v) of initial input data in the model

表 2 S91 和 SP98 方案中电荷最大转换量随时间的变化

Table 2 The evolutions of the maximum transfer charge quantities in S91and SP98

		NPEGI/nC·m^{-3}	NPEHI/nC·m^{-3}	NPEGS/nC·m^{-3}	NPEHS/nC·m^{-3}
S91	第 27 分钟	2.0×10^{1}	2.4×10^{-2}	1.0×10^{-2}	2.5×10^{-5}
	第 30 分钟	-1.2×10^{1}	2.1×10^{-2}	-1.0×10^{-1}	3.5×10^{-4}
	第 33 分钟	-1.0×10^{2}	-1.6×10^{-1}	2.0×10^{0}	4.0×10^{-3}
SP98	第 27 分钟	-8.0×10^{1}	-3.5×10^{-3}	1.3×10^{-2}	3.0×10^{-5}
	第 30 分钟	1.2×10^{2}	4.5×10^{-2}	5.0×10^{-2}	1.8×10^{-4}
	第 33 分钟	4.0×10^{0}	4.0×10^{-2}	1.8×10^{-2}	2.5×10^{-4}

远大于霰—雪（NPEGS）、冰雹—冰晶（NPEHI）和冰雹—雪（NPEHS）的转移电荷量（见表 2），因此，本文只分析霰—冰晶的非感应碰撞。

3.1 S91 结果

在图 4 中，模拟云发展阶段前期（第 27 分钟），在整个上升气流区中，Q_{ew} 几乎都大于 0.2 g/m^3，电荷转移主要发生在高温、高 Q_{ew} 区，转移电荷（转移到霰上的电荷）为正极性，即起电仅由 PHEZ 决定。

随着对流发展，水汽随上升气流不断向上输送，通过凝结、核化、碰并等微物理过程供霰、冰晶、雨滴和冰雹的增长，以致降水出现，从而使对流区中液态水的含量有所减少。因此在第 30 分钟时，对流区中部 5～－10℃层之间的 Q_{ew} 大于 0.22 g/m^3 的区域明显缩小，Q_{ew} 大于 1.1 g/m^3 的区域同样缩小，且高度降低。此时，转移电荷有上下两个正中心和一个负中心，两个正中心是出现在第 27 分钟时的正中心分裂形成，在第 27～30 分钟之间，正转移电荷有减弱趋势。负中心的温度为－17℃，电荷最大转移率为－12 pC·m^{-3}·s^{-1}，位于 Q_{ew} 等于 0.16 g/m^3 的等值线上，因此，负转移电荷区由 NHEZ、NLEZ1 和 NLEZ2 共同作用形成，但以低温、低 Q_{ew} 区域起电为主。

第 33 分钟时，云顶高度继续抬升，由于降水粒子增多、增大，所以－5℃温度层之下、Q_{ew} 大于 1.1 g/m^3 的区域扩大。转移电荷有上下两个负中心和一个正中心，下部的负中心仍是第 30 分钟时的负中心，位置基本没变，最大转移率增加到－100 pC·m^{-3}·s^{-1}，说明第 30～33 分钟之间，这里的起电快速增强。上部的负电荷区在－20～－30℃ 之间，位于 Q_{ew} 小于 0.16 g/m^3 的区域之外，最大电荷转移率为－20 pC·m^{-3}·s^{-1}，属于 NLEZ2。正中心在－20～－27℃、Q_{ew} 小于 0.16 g/m^3 的区域之外，属于 PLEZ，最大电荷转移率为 10 pC·m^{-3}·s^{-1}。

综上所述，S91 方案中，在首次放电出现前，非感应电荷转移主要发生在对流区中上部，随着时间变化，起电区域逐渐从高温、高 Q_{ew} 区向低温、低 Q_{ew} 区转移，转移电荷以最初的正电荷为主逐渐转变为以负电荷为主，在温度较低、Q_{ew} 也较低的区域中，也会出现正的转移电荷。转移电荷量在几分钟内迅速增加。

空间电荷结构变化快速，第 27 分钟时只在 3～－16℃之间有一个很弱的正电荷区，第 30 分钟时为典型的偶极性，－11～－16℃之间为负电荷区，－16～－30℃之间为正电荷区，两者强度相当，第 33 分钟时与传统的三极性接近，主负电荷区下部－9～－17℃之间为次正电荷区，中心密度 0.6 nC/m^3，与主正电荷区强度相当。

Helsdon et al.（2001）和 Mansell（2005）利用 S91 方案均模拟得到雷暴云电荷结构在初期是持续时间不长且不明显的反偶极性，随后转变为偶极性或三极性。对比图 4d 和 e 可以看到，由－3～－16℃ 之间单一的正电荷区转变为偶极性电荷结构的过程中，中部正电荷区消失，中部负电荷区和上部正电荷产生，表明这个过程中有反偶极性的电荷结构出现的可能性，所以本文的模拟结果与 Helsdon et al.（2001）和 Mansell（2005）有相似之处。

从以上的分析也可以看到，如果对流进一步加强且空气湿度不是很大的话，在低温、低 Q_{ew} 区域正电荷转移率会增加。

3.2 SP98 结果

对比图 4 和图 5 可以看到，第 27、30 和 33 分钟三个时刻中淞附增长率 R 和 Q_{ew} 的分布特征极为相似。第 27 分钟时，R 在对流较强的大部分区域

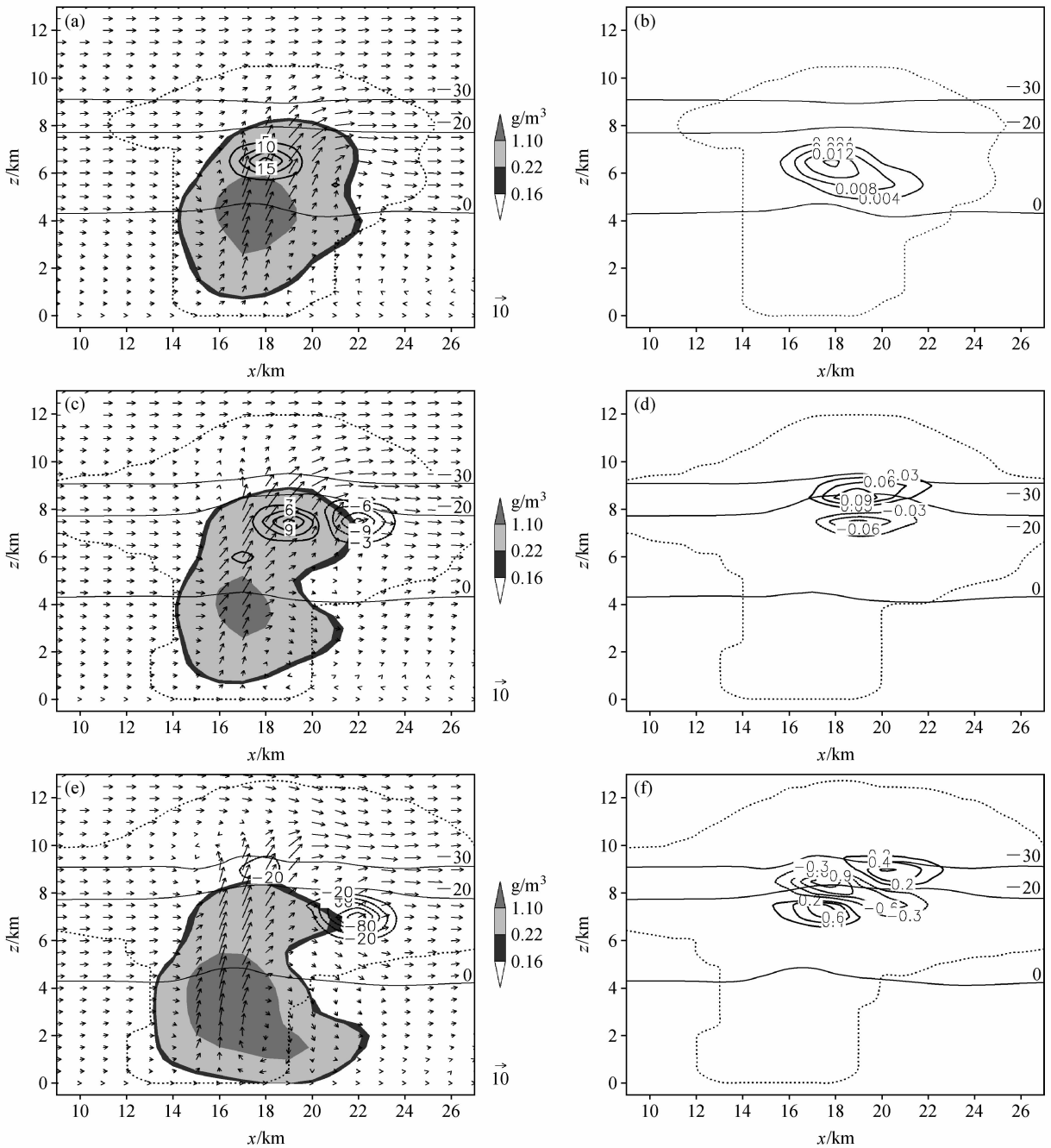

图 4　S91 的霰—冰晶的（a、c、e）非感应转移电荷率（等值线，单位：pC/m³）和（b、d、f）空间电荷密度（等值线，单位：nC/m³）在 y=18 km 的 $x-z$ 剖面上的分布：（a、b）第 27 分钟；（c、d）第 30 分钟；（e、f）第 33 分钟。点线：云水含量为 0.001 g/kg 的廓线；细线：温度（单位：℃）；阴影：Q_{ew}；矢量：$u-w$ 风场

Fig. 4　The $x-z$ cross sections of (a, c, e) transfer charge rate of ice-graupel collision (pC/m³) and (b, d, f) spatial charge density (nC/m³) at y=18 km in S91: (a, b) 27 min; (c, d) 30 min; (e, f) 33 min. Dotted line: the curve of cloud water content 0.001 g/kg; thin lines: temperature (℃); shadows: Q_{ew}; arrowheads: $u-w$ wind

中都大于 3 g·m^{-2}·s^{-1}，对流区中上部 R 较大的区域（−6～−15℃），转移电荷为正。对流区上部，R 为 1 g·m^{-2}·s^{-1}的等值线附近（−14～−30℃），转移电荷为负。

第 30 分钟时，−10℃层之上，Q_{ew}和上升速度均较大，R 大于 1 g·m^{-2}·s^{-1}的范围扩大、抬升，非感应转移电荷量只有一个正中心，最大值达 120 pC·m^{-3}·s^{-1}以上。

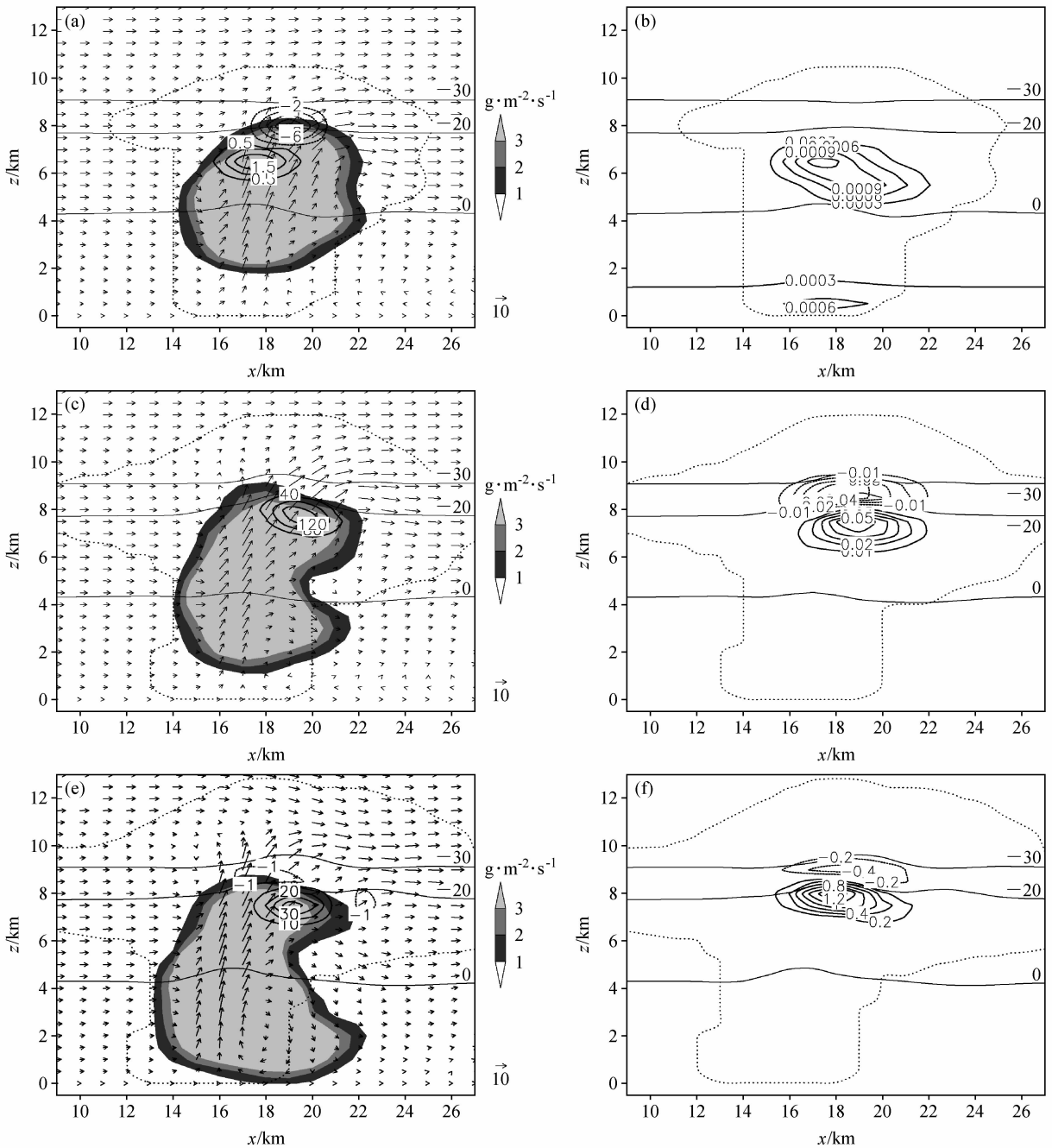

图 5 同图 4，但为 SP98（阴影：R）

Fig. 5 Same as Fig. 4, but in SP98 (shadows: R)

第 33 分钟时，R 大于 1 g·m^{-2}·s^{-1}的范围高度有所下降，在云中上部 R 较小（小于 2 g·m^{-2}·s^{-1}）的区域，少量的负转移电荷出现，R 较大的区域，仍有较多的正的非感应转移电荷，但有减弱趋势。

SP98 产生的电荷结构，在第 27 分钟时与 S91 基本相同，在第 30 分钟和第 33 分钟时均为上负下正的反偶极性，与 Mansell（2005）采用 SP98 方案模拟得到的雷暴云最初的电荷结构一致。这是由于在雷暴云初始阶段，上升气流区同温度下的 R 值普遍大于 R_{crit}，所以对流区分布着大范围的带正电荷的霰，但由于随后冰粒子的增长减小了 Q_{ew}，继而减小了 R 值，所以正起电不会持续很长的时间，而负起电逐渐增加。可以推断，随着雷暴云进一步发

展，大范围降水出现，上升速度减弱，淞附增长率 R 的大值区范围势必缩小、高度降低，霰带正电荷的区域将位于雷暴云中下部，在雷暴云中上部 R 小于 R_{crit} 的区域，霰带负电荷，从而易产生三极性的电荷结构。

从以上的分析也可以看到，这种方案更易产生反极性的电荷结构，如果上升速度较强，空气湿度较大，R 的大值区高度较高的阶段能持续较长的时间，雷暴云内的反极性电荷结构就会持续较长的时间。如果上升速度较弱，且空气湿度较小，R 的大值区高度一般较低，反极性电荷结构则持续时间很短或不存在，也可以产生正常三极性的电荷结构。

3.3　起电区域与霰和冰晶的分布关系

第 27 分钟时，霰的最大比含水量所在高度低于最大数浓度所在高度约 1.5 km，说明最大比含水量处的粒子尺寸较大，而其上部数浓度中心，粒子尺寸较小（图 6）。由于冰晶尺寸小、质量轻，所以最大数浓度与最大比含水量中心（<0.5 g/m^3）基本重合。此时，S91 方案中仅有一个正转移电荷区落在霰数浓度中心、冰晶数浓度中心的下边缘。SP98 中的正转移电荷中心与 S91 的基本相同，而负中心在冰晶数浓度中心、霰数浓度中心上边缘。两种方案的正负电荷转移率均较低。

第 30 分钟时，霰粒子数目增多，数浓度中心扩大，高度抬升，但由于较大的霰与云水碰并，尺寸增大形成冰雹，故霰比含水量的大值区减弱，中心仍然低于数浓度中心。冰晶的数浓度和比含水量中心依然重合，但范围扩大，高度抬升。S91 和 SP98 的正的转移电荷中心位置同样基本一致，仍然位于霰数浓度中心、冰晶数浓度及比含水量中心的下边缘处。S91 中负电荷中心位于霰数浓度较大但比含水量小于 1.5 g/m^3 处，对应冰晶的数浓度及比含水量中心的下边缘。

第 33 分钟时，霰的数浓度进一步增大，比含水量有上下两个大值区，上部的与数浓度中心重合。这说明随着霰自身重力和上升速度的共同影响，直径较大的霰逐渐降落，直径较小的霰在对流区上部累积。冰晶的数浓度和比含水量均增加。S91 和 SP98 各有一个正中心和两个负中心，位置对应的非常一致：正中心均位于霰的数浓度中心、冰晶数浓度的下边缘；上部负中心对应霰粒子数浓度的上边缘、冰晶的数浓度中心，下部负中心在霰的数浓度的侧边缘、冰晶的数浓度的下边缘。

两种非感应起电参数化方案模拟结果均表明，在雷暴云首次放电出现之前，转移电荷的极性与霰和冰晶的浓度密切相关，正的转移电荷对于霰的数浓度最敏感，中心与霰粒子数浓度中心一致，因为这里是上升气流区的顶部 Q_{ew} 和 R 均大于转移电荷极性发生变化的阈值；而负的非感应转移电荷容易在两个区域产生，一是冰晶数浓度中心（霰数浓度中心的上边缘），二是冰晶数浓度的下边缘（霰数浓度的侧边缘），其中以第二个区域为主要区域。强的起电均发生在 Q_{ew} 或 R 较小的区域，因为这里霰和冰晶增长最快，减少了 Q_{ew} 或 R。

对比图 4 和图 6 可以看到，S91 方案中，在雷暴首次放电出现前，起电区域随时间逐渐从高温、高 Q_{ew} 区转移到低温、低 Q_{ew} 区，并且电荷转移率快速增加，是由于霰随着上升气流的上升，并且霰与冰晶重合的区域不断扩大引起的。

同样可以看到，在首次放电出现之前，由于雷暴云基本处于发展阶段，云内有强的上升气流，霰的数浓度中心较高，所以两种方案产生的各极性空间电荷区高度均较高，这与周志敏和郭学良（2009）的模拟结果一致。

两种方案中，正、负转移电荷中心位置随时间趋于一致，但由于各中心电荷转移率不一致，产生不同的电荷结构。这说明 Saunders et al.（1991）和 Saunders and Peck（1998）两个试验关于不同温度、不同 Q_{ew} 或 R 下电荷转移极性的结果基本一致，但电荷转移量不同。

3.4　起电区域与回波强度的关系

由于霰－冰晶相碰转移的电荷量远大于霰－雪、冰雹－冰晶和冰雹－雪的转移电荷量（表 2），所以在图 7 中可见，两种方案中非感应转移电荷的中心均不在强回波中心，正、负中心均在强回波顶高之上及其右前侧的较强回波区。其中，正中心一般出现在 40～50 dBZ 的区域中，即霰粒子的累积区，负中心一般出现在 20～50 dBZ 之间，并以 20～40 dBZ 为主，即冰晶和霰粒子的混合区。可以推断，随后出现的放电将主要集中在这些区域。

结合图 4、5、6 可见，霰粒子的累积区主要在对流区的中上部，上升气流最强，会携带较多的过冷水到达这个区域，因此 Q_{ew}/R 值较大，霰粒子易

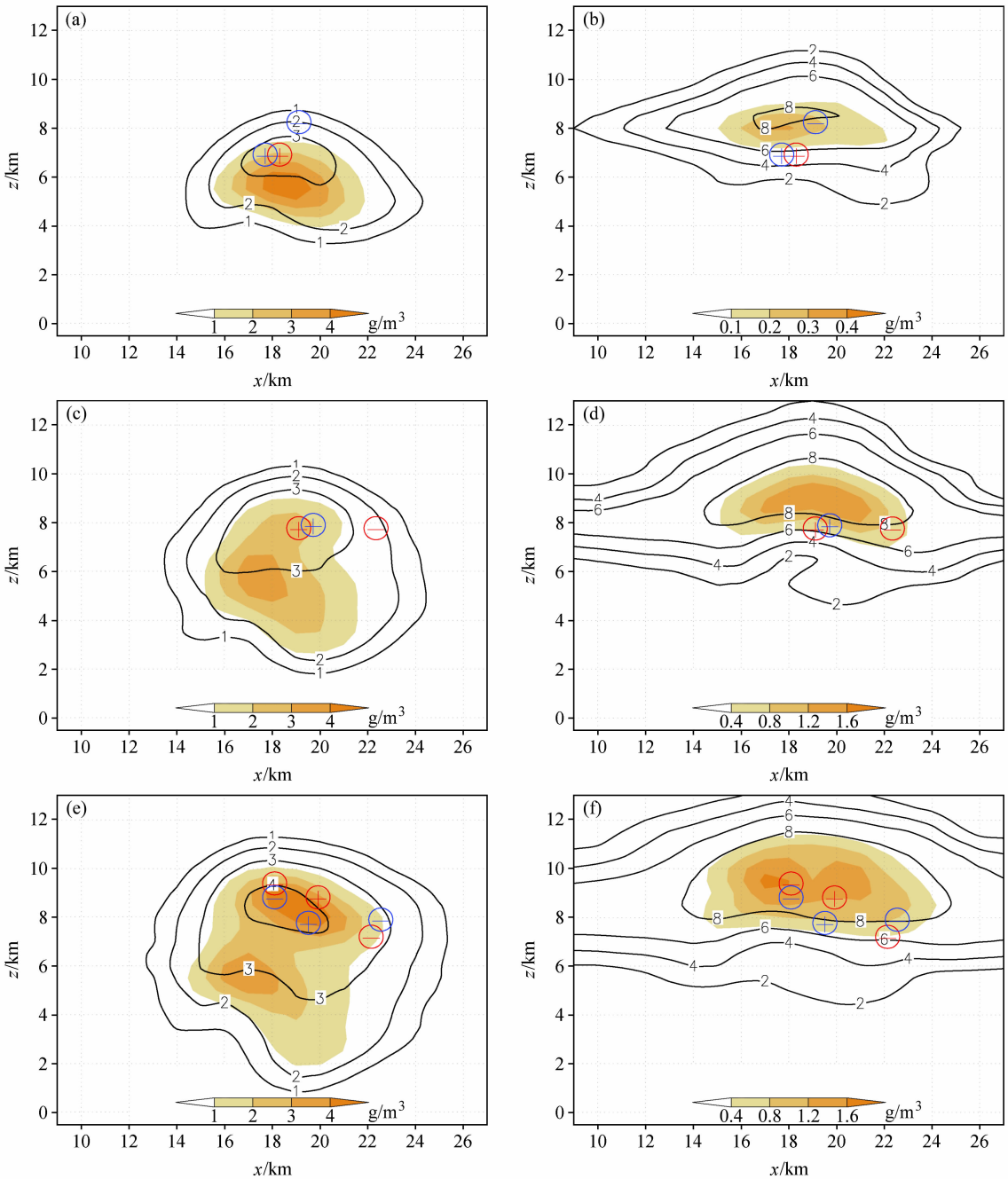

图 6 霰（a，c，e）和冰晶（b，d，f）的比含水量（填色图，单位：g/m³，）、数浓度（等值线，单位：10^i m^{-3}）及正、负非感应转移电荷中心（红：S91；蓝：SP98）在 y=18 km 的 $x-z$ 剖面上的分布：（a、b）第 27 分钟；（c、d）第 30 分钟；（e、f）第 33 分钟

Fig. 6 The $x-z$ cross sections of special water content (color shadows), number concentration (isolines, units: 10^i m^{-3}), and transfer charge centers (red: SP1; blue: SP98) of (a, c, e) graupel and (b, d, f) ice at y=18 km: (a, b) 27 min; (c, d) 30 min; (e, f) 33 min

带正电荷。而冰晶和霰的共存区，上升气流的垂直分量减弱，水平分量加强，过冷水在这里累积，并通过核化、淞附、冻结及繁生等微物理转换过程促使冰晶和霰粒子浓度的增长，因此 Q_{ew}/R 值快速减小，霰粒子容易带负电荷。

以往的研究（MacGorman et al.，1989；Carey and Rutledge，1996）表明，总闪电率与混合相态区域中 30～40 dBZ 的雷达回波体，即霰回波体有很好的相关性。Wiens et al.（2005）的研究表明总闪率与霰回波体和回波体中大于 10 m/s 的上升速度

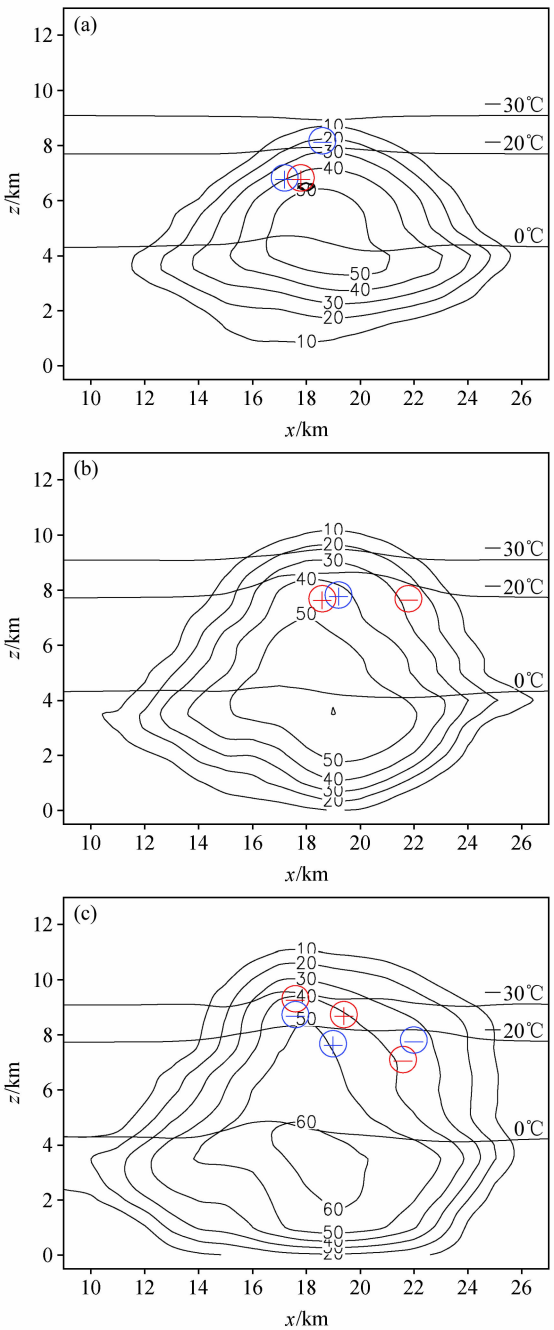

图 7　回波强度（等直线，单位：dBZ）及正、负非感应转移电荷中心（红：S91；蓝：SP98）在 $y=18$ km 的 $x-z$ 剖面上的分布：(a) 第 27 分钟；(b) 第 30 分钟；(c) 第 33 分钟

Fig. 7　The $x-z$ cross sections of echo (isolines, units: dBZ) and transfer charge centers (red: SP1; blue: SP98) at $y=18$ km: (a) 27 min; (b) 30 min; (c) 33 min

有很强的相关性，闪电很少出现在大于 55 dBZ 的冰雹回波体中，说明冰雹在电荷分离中起着很小的作用，与 Williams（2001）的结论一致。本文的模拟结果与以上结论一致。

4　结论和讨论

本文通过在三维强风暴动力—电耦合模式中对比分析雷暴云首次放电出现之前，S91 和 SP98 两种非感应起电机制参数化方案的模拟结果，主要得到以下结论：

（1）S91 方案中，首次放电出现前，随时间变化，起电区域逐渐从高温、高 Q_{ew} 区转移到低温、低 Q_{ew} 区，转移电荷逐渐以正极性为主过渡为以负极性为主，转移电荷量迅速增加，这是由于霰粒子的不断上升引起的。所以，低温、低有效液态水区域是电荷产生的主要区域。电荷结构由偶极性过渡到三极性。在 SP98 方案中，由于 R 的高值区范围较大，所以霰以携带正电荷占绝对优势，易形成反极性的电荷结构。但是从变化趋势看，R 的高值区会逐渐降落，霰带正电荷的区域高度势必降低，空间电荷有转变为三极性结构的趋势。因此，基于淞附增长率的方案对微物理条件更敏感，所以也更容易出现多样的电荷结构。

（2）两种方案中，由于霰粒子在不断上升，所以首次放电出现之前电荷层均较高，Q_{ew} 和 R 的大值区分布在上升气流区，且分布特征极为相似。两种方案的共同点表现在正电荷转移多发生在高 Q_{ew}/R 和高温区，负电荷转移都发生在低 Q_{ew}/R 和低温区，强的起电均发生在 Q_{ew} 或 R 较小的区域。起电区域都集中在上升气流区上部及雷暴移动方向前侧出流区，这里容易产生霰粒子的累积。

（3）虽然两种方案产生的电荷结构有差异，但是非感应转移电荷的正、负中心基本一致。正中心在不同时段均位于霰粒子数浓度中心（冰晶数浓度中心下边缘），而负中心容易在冰晶数浓度中心及其前侧的下边缘（霰数浓度中心的上边缘及其前侧边缘）产生。说明两种方案所依赖的实验室结果在不同条件下转移电荷的极性一致，但转移电荷量不同，所以模拟得到不同的电荷结构。

（4）两种方案中，非感应转移电荷的正中心一般在强回波顶之上 40～50 dBZ 的区域中，即霰粒子的累积区，负中心一般在强回波中心右上方 20～50 dBZ 之间，即冰晶和霰粒子的共存区。

从本文及 Helsdon et al.（2001）和 Mansell（2005）的模拟来看，采用基于不同实验室结果的非感应参数化方案得到的结果之间有所差异，说明

在这方面的研究中还存在一些悬而未决的问题。最关键的问题是如何在实验室中最佳的再现真实的混合相态的云？试验器材和试验设置的不同必然会引起结果之间的差异。例如，Takahashi（1978）和 Avila and Pereyra（2000）将冰晶和过冷滴在与淞附靶接触之前分别置于不同的云室中，而 Jayaratne et al.（1983）和 Saunders et al.（1991）则将冰晶和过冷滴置于同一个云室中。这种差异会显著的影响试验结果，尤其是低液态水含量条件下的试验结果。Castellano et al.（1999）也指出，目前关于 NIC 机制的云室试验设置的混合时间为 23 ms，冰晶经过云室到达淞附靶的过程中，除最小的冰晶外，其余的冰晶没有足够的时间达到新的稳定状态，因此，对于半径超过 20 μm 的冰晶［起电强烈依赖的冰晶尺度（Saunders et al.，1991）］，瞬时的高增长率会影响转移电荷的符号。第二个问题是除了被提及的温度、有效液态水含量、淞附增长率、粒子尺寸、碰撞粒子的相对速度外，是否还有一些决定非感应转移电荷量级和极性的主要因素没有被发现？第三个问题是对雷暴云内的微物理过程的认识及其在数值模式中处理是否充分？例如，粒子之间的碰撞分离率的不同取值会显著影响模拟结果，Mansell（2005）模拟结果表明，SP98 在低 Q_{lwc} 或低的碰撞效率情况下也可以产生正常极性电荷结构。此外，雷暴云中水汽条件和动力场也是影响起电的很大因素，水汽条件会影响 Q_{lwc} 的空间分布，而垂直风和水平风对粒子的不同输送也会导致起电区域的不同。

所以对于非感应起电机制的进一步研究，必须加强实验室研究，也必须推进云模式中微物理过程的完善。

还应该注意的是，雷暴云内的电荷积累及分离有可能是两种或更多种机制的共同作用结果，所以对于其它可能的起电机制的认识及各种起电机制之间的互相作用也必须给予重视。

参考文献（References）

Avila E A, Pereyra R G. 2000. Charge transfer during crystal-graupel collisions for two different cloud droplet size distributions [J]. Geophys. Res. Lett., 27: 3837－3840.

Brooks I M, Saunders C P R. 1994. An experimental investigation of the inductive mechanism of thunderstorm electrification [J]. J. Geophys. Res., 99: 10, 627－10, 632.

Brooks I M, Saunders C P R, Mitzeva R P, et al. 1997. The effect on thunderstorm charging of the rate of rime accretion by graupel [J]. Atmos. Res., 43: 277－295.

Carey L D, Rutledge S A. 1996. A multiparameter radar case study of the microphysical and kinematic evolution of a lightning producing storm [J]. Meteor. Atmos. Phys., 59: 33－64.

Castellano N E, Avila E E, Saunders C P R. 1999. Dependence of the average surface temperature on cloud droplet spectra for rime ice accreted on fixed spherical collectors [J]. J. Geophys. Res., 104: 27399－27406.

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-Xizang Plateau [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (1): 28－36.

Hamlin T, Krehbiel P R, Thomas R J, et al. 2003. Electrical structure and storm severity inferred by 3-D lightning mapping observations during STEPS [C]. Proc. 12th Int. Conf. on Atmospheric Electricity, Versailles, France, International Commission on Atmospheric Electricity, 189－192.

Helsdon J H Jr, Wojcik W A, Farley R D, et al. 2001. An examination of thunderstorm-charging mechanisms using a two-dimensional storm electrification model [J]. J. Geophys. Res., 106: 1165－1192.

Jayaratne 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 (461): 609－630.

Keith W D, Saunders C P R. 1990. Further laboratory studies of the charging of graupel during ice crystal interactions [J]. Atmos. Res., 25: 445－464.

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 [J]. 大气科学，14 (4)：441－453. Kong Fanyou, Huang Meiyuan, Xu Huaying. 1990. Three-dimensional numerical simulation of ice phase microphysics in cumulus clouds. Part I: Model establishment and ice phase parameterization [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 14 (4): 441－453.

Krehbiel P R, Thomas R J, Rison W, et al. 2000. Inverted polarity lightning in STEPS [C]. Eos Trans. AGU, 81 (48), Fall Meet. Suppl., Abstract A62D-06.

MacGorman D R, Burgess D W, Mazur V, et al. 1989. Lightning rates relative to tornadic storm evolution on 22 May 1981 [J]. J. Atmos. Sci., 46: 221－251.

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 B J P, Latham J, Saunders C P R. 1978. A laboratory study of charge transfer accompanying the collision of ice crystals

with a simulated hailstone [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 104: 163-178.

Reynolds S E, Brook M, Gourley M F. 1957. Thunderstorm charge separation [J]. J. Meteor., 14: 426-436.

Rust W D, MacGorman D R. 2002. Possibly inverted-polarity electrical structures in thunderstorms during STEPS [J]. Geophys. Res. Lett., 29 (12), 1571, doi: 10.1029/2001GL014303.

Saunders C P R, Keith W D, Mitzeva R P. 1991. The effect of liquid water on thunderstorm charging [J]. J. Geophys. Res., 96 (D6): 11007-11017.

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.

孙安平. 2000. 强风暴动力和电耦合数值模拟研究 [D]. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所博士学位论文, 145pp. Sun Anping. 2000. Numerical simulations of thunderstorm with dynamics-electrification coupled model [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, 145pp.

Takahashi T. 1978. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms [J]. J. Atmos. Sci., 35: 1536-1548.

Tessendorf S A, Wiens K C, Rutledge S A. 2004. Lightning and radar observations of two storms observed during STEPS [C]. Preprints, 22nd Conference on Severe Local Storms, Hyannis, MA, Amer. Meteor. Soc..

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 R. 1989. The tripole structure of thunderstorms [J]. J. Geophys. Res., 94: 13151-13167.

Williams E R. 2001. The electrification of severe storms [M]//Doswell III C A, . AMS Monograph on Severe Local Storms, Chapter 13, 527-561.

Wojcik W A. 1994. An examination of thunderstorm charging mechanisms using the IAS 2D storm electrification model [D]. M. S. thesis, So. Dakota Schl. Mines Technol., Rapid City, 113 pp.

肖辉, 吴玉霞, 胡朝霞, 等. 2002. 旬邑地区冰雹云的早期识别及数值模拟 [J]. 高原气象, 21 (2): 159-166. Xiao Hui, Wu Yuxia, Hu Zhaoxia, et al. 2002. Earlier identification and numerical simulation of hail storms occurring in Xunyi region [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 21 (2): 159-166.

周志敏, 郭学良. 2009. 强雷暴云中电荷多层分布与形成过程的三维数值模拟研究 [J]. 大气科学, 33 (3): 600-620. Zhou Zhimin, Guo Xueliang. 2009. A three dimensional modeling study of multi-layer distribution and formation processes of electric charges in a severe thunderstorm [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (3): 600-620.