蒋瑛，朱克云，张杰. 2016. 贵州地区冰雹云微物理过程及发展机制数值模拟研究. 气象，42(8)：920-933.

贵州地区冰雹云微物理过程及发展机制数值模拟研究*

蒋 瑛[1] 朱克云[1] 张 杰[2]

1 成都信息工程大学大气科学学院和高原大气与环境四川省重点实验室，成都 610225

2 成都军区空军气象中心，成都 610041

提 要：为了进一步探究贵州地区冰雹云的形成、发展机制和冰雹增长的微物理转化条件，运用三维冰雹云模式对该地区2012—2015 年 12 个冰雹个例进行数值模拟研究，结果发现：各种水成物有利的空间分布是雹粒增长的物质基础，且上升气流与水汽相变之间存在一个正反馈效应，冰雹粒子主要以霰粒子为胚胎进行增长，增长方式以霰自动转化成雹为主。在再生冰雹云发展过程中，雹云首次发展过程结束时，高空仍维持 4 km 及以下很低的 0℃层高度，是再生冰雹云发展的热力环境条件。降雹区地面气流辐散，导致两侧区域形成较强的气流辐合上升，是再生冰雹云发展的动力条件。气流在辐合的同时，又使原降雹区的水汽源源不断地向两侧气流辐合区汇合，是再生冰雹云发展的水汽来源。冰雹云中冰晶和霰粒子含量的迅速增加，为冰雹的再次增长提供了有利的微物理物质转化条件。

关键词：冰雹，云模式，微物理过程，动力机制

中图分类号：P482，P435 **文献标志码**：A **doi**：10.7519/j.issn.1000-0526.2016.08.002

Microphysical Process of Hail Cloud in Guizhou and Numerical Simulation Research on Its Dynamic Developing Mechanism

JIANG Ying[1] ZHU Keyun[1] ZHANG Jie[2]

1 Key Laboratory of Sichuan Province, College of Atmospheric Science, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

2 Air Force Meteorological Center of Chengdu Military Area Command, Chengdu 610041

Abstract: To further explore the formation and development of hail cloud in Guizhou Region and the transformation mechanism of microphysical conditions during the growing process of hail, 12 hail cases during 2012－2015 are studied through numerical simulation using three-dimensional hail cloud model. The results show that: all kinds of water into the spatial distribution of hail is the material basis of the hail growth, and rising air and water vapor phase change with a positive feedback effect. The hail particles grow mainly taking graupel particles as embryo, and growth mode is given priority to sleet automatic conversion. In the process of continuous development of hail, hail cloud at the end of the first developing process, there is still 0℃ layer with 4 km or lower thickness which is the thermal environmental condition for the development of hail cloud again. In the hail area the surface airflow are divergent, leading to the formation of stronger updraft convergence on both sides, which is dynamic conditions for the development of hail cloud again. At the same time, the air convergence makes the water vapor the original hail air continuously flow into the air convergence zone on both sides, which becomes water vapor source of the hail

* 国家自然科学基金项目(91537214)资助

2016 年 3 月 2 日收稿； 2016 年 5 月 13 日收修定稿

第一作者：蒋瑛，主要从事中尺度天气学的研究. Email：804264684@qq.com

通信作者：朱克云，主要从事资料同化及短临天气预报研究. Email：zhuky643@163.com

cloud development. The rapid increase of ice crystals and graupel particles in the hail cloud provides favorable microphysical material conditions for the growth of hail again.

Key words: hail, cloud model, microphysical process, dynamic mechanism

引　言

冰雹是贵州地区春季常见的灾害性天气,主要集中在 3—4 月(王瑾,2008),在贵州地区,几乎每年都有灾害性冰雹天气的产生,给人们生活带来了极大的不便。虽然前人对冰雹的研究已经很多,但在短临预报上,冰雹仍然是一种很难准确预报的灾害性天气,冰雹云发生发展的机制还有待进一步探究。

前人在中小尺度对流系统的结构特征分析上,主要的观测手段是雷达回波分析,研究冰雹云发展机制的方法主要有诊断和数值模拟。在识别算法上,张秉祥等(2014)建立了基于模糊逻辑的冰雹天气识别算法,并取得了不错的效果。王秀玲等(2012)利用雷达回波资料对唐山一次冰雹云的结构特征进行了分析,得出冰雹云的垂直结构呈倾斜状。农孟松等(2013)利用风暴追踪信息研究表明,风暴云垂直倾斜发展,且质心出现在 5～6 km。蓝渝等(2014)利用卫星和再分析资料,对冰雹云系特征进行了分析,指出对流云团椭圆形边缘是降雹的集中区。俞小鼎(2014)指出,冰雹的融化层高度因采用湿球 0℃层高度(WBZ),并进一步研究表明对流层干层中的蒸发冷却而引起的水膜再冻结有利于直径较大的冰雹粒子降落,而此时湿球 0℃层比干球 0℃层高度低(DBZ)。张一平等(2014)在暴雨伴冰雹天气的研究中指出,午后强对流主要是由于下垫面局地受热不均匀产生。覃卫坚等(2010)对贵州冰雹天气发生时的重力波进行了 WRF 数值模拟,用 Morlet 小波分析法发现贵州地区冰雹发生前几小时内,出现重力波突然增强的现象。许弋等(2011)利用常规和非常规观测资料对发生在贵州春季的一次冰雹过程进行了成因分析,发现冰雹发生区域的云顶亮温值小于－50℃。周永水等(2009)对贵州地区的冰雹时空分布特征进行了统计分析,得出贵州地区 4 月出现的冰雹频率最大,9 月最少。

云中冰雹的形成和增长不仅需要良好的动力和热力环境条件,还与云中粒子相态、浓度及尺度大小密切相关,三维冰雹云模式能够有效地模拟冰雹云发展中的粒子相态变化,对研究冰雹天气的成因具有重要的应用价值。至今为止,国内外研究学者发展了多种冰雹云模式,1973 年,Steiner(1973)建立了三维积云数值模式,接着国内外三维冰雹云模式得到了不同程度地发展(Klemp et al,1978;Cotton et al,1978;Schlesinger,1978;Takahashi,1981;肖辉等,1988a;1988b;孔凡铀等,1990;洪延超,1998;洪延超等,2002;崔雅琴等,2006)。康凤琴等(2004)运用三维冰雹云模式对高原东北地区的冰雹云进行了模拟研究,结果表明中尺度水分及动力条件对冰雹的大小和强度起决定性作用。周筠珺等(2011)运用三维冰雹云模式对成都地区的一次强对流过程进行了相关数值模拟,发现强上升气流和水汽条件是对流云发展的基础。贵州地区地处云贵高原附近,海拔高且地形复杂,冰雹天气发生频率高且难以预报,经常造成人们生产生活上的损失,利用三维冰雹云模式对该地区冰雹的形成及发展机制进一步探究,具有较强的社会意义和价值。

1　资料与方法

分别选取贵州黔东南及贵阳周边地区 2012 年 4 月 10 日、2013 年 3 月 12 日、2013 年 3 月 22 日、2013 年 3 月 23 日、2014 年 3 月 19 日、2014 年 3 月 20 日、2015 年 4 月 2 日、2015 年 4 月 19 日、2015 年 4 月 29 日、2015 年 5 月 3 日、2015 年 5 月 17 日、2015 年 5 月 19 日这 12 个冰雹个例进行数值模拟,冰雹个例发生时间所在的季节均为该地区冰雹的常发季,即春季以及夏初季节,且均受北部冷空气影响。

运用中国科学院大气物理研究所孔凡铀及洪延超等研发的双参数谱三维全弹性冰雹云模式对 2012—2015 年的 12 个降雹个例分别进行模拟试验,以冰雹发生前一时次贵阳站探空资料作为模式的初始场,模式模拟的水平范围为 35 km,垂直范围为 18.5 km,水平分辨率为 1 km×1 km,垂直分辨率为 0.5 km,时间分辨率为 1 min,模式具有非常高的时空分辨率,且整个模拟区域将随着冰雹云质心的移动而移动。模式考虑冷云冰相过程,模拟参数中,取扰动厚度为 4 km,中心扰动位温为 2.0℃,下

面将对模式输出结果进行分析，进而探讨其冰雹云的发展机制及影响冰雹的增长的主要微物理过程。

2 云模式模拟结果分析

2.1 地面宏观量分析

表 1 给出了本次模拟过程中地面各要素的输出结果，不难看出，12 个个例中，成功模拟的有 8 个个例，且模拟最大雹粒直径均在 50 mm 以下，为轻雹，模拟结果与实际情况较为符合。通过扰动位温及扰动厚度等参数的调整，仍然没有模拟成功的个例为个例 2、个例 3、个例 4 和个例 5，其模拟结果只出现了垂直上升气流，并未出现降雹，而实际则出现了降雹，认为模拟失败。其主要原因是由于三维冰雹云模式为高时空分辨率中尺度预报模式，预报因子的时空分辨率非常高，因而对模式初始场数据的可用性要求也较高，由于模拟失败个例初始场数据（08 时）与冰雹发生时的时间间隔太长，导致初始场资料可用性降低，因此在试验刚开始并未出现冰雹时，模式却终止了运行。从此次模拟的所有冰雹个例结果中，大致可以得出，本次模拟预报成功率为66.67%，漏报次数为 4 次，即漏报率为 33.33%。虽然模式存在一定的漏报率，但正确率仍大于漏报率，从以上分析结果可以认为，云模式较好地重现了贵州地区 2012—2015 年冰雹事件的发生情况。

从表 1 可以看到，在试验成功的个例中，个例 7 和个例 8 模拟的最大上升气流呈单峰型，其他个例均为双峰型，但除个例 11 外，其他个例的双峰型特征并不明显。模拟结果说明有时冰雹云存在连续发展的势态，这与贵州地区冰雹天气发生时，在冰雹云移动方向上，冰雹云经常再次发展的情况相符合。从模拟时间上可以看到，模拟冰雹云生命史最短为 4 min，最长为 140 min，连续发展的冰雹云生命史较长，均在 80 min 以上，而单峰型冰雹云的生命史较短，在 70 min 以下。通过试验验证对比发现，相对于最大上升气流时间，降雹时间稍有滞后，当上升气流逐渐达到最大，地面辐合达到最强之后，才开始降雹，且所有降雹个例中，最大上升气流均达到 10 m·s^{-1}以上，最大可达 33.742 m·s^{-1}。

表 1 冰雹直径及上升气流等地面要素统计

Table 1 Statistics of ground elements like hail diameter and updraft

	日期/年月日	模拟时间/min	降雹开始时间/min	云中/地面最大冰雹直径所对应的时间	地面最大冰雹直径/mm	最大上升气流/m·s^{-1}	上升气流 w 峰值类型	w 首次峰值出现的时间/min	冰雹直径实况（大小范围、等级）
个例 1	20120410	96	17	37/41	2.962	17.678	双峰	10	<3 cm(轻雹)
个例 2	20130312	8	—	—	—	21.797	单峰	8	
个例 3	20130322	4	—	—	—	9.096	单峰	4	
个例 4	20130223	8	—	—	—	65.61	单峰	8	
个例 5	20140319	16	—	—	—	46.338	单峰	12	
个例 6	20140320	128	12	93/102	9.86	26.121	双峰	12	<3.0 cm(轻雹)
个例 7	20150402	68	16	16/22	2.424	27.873	单峰	16	<1.5 cm(轻雹)
个例 8	20150419	68	18	17/28	2.594	23.235	单峰	18	<1.5 cm(轻雹)
个例 9	20150429	140	17	137/94	5.491	33.742	双峰	12	<0.5 cm(轻雹)
个例 10	20150503	96	17	21/26	4.004	28.498	双峰	12	<2.5 cm(轻雹)
个例 11	20150517	112	18	78/80	17.288	31.868	双峰	12	<2.0 cm(轻雹)
个例 12	20150519	88	21	59/62	10.271	11.661	双峰	10	<5.0 cm(轻雹)

2.2 冰雹云发展机制分析

2.2.1 模拟冰相粒子的转化

模式输出结果中各种微物理过程转化方式的符号意义如表 2，下标包含 8 种水成物粒子变量，即 v（水汽）、c(云水)、r(雨水)、i(冰晶)、s(雪)、g(霰)、f(冻滴)、h(冰雹)，下标第一项为消耗项，第二项为生成项，例如：CNgh 为霰粒子自动转化成雹。

水成物粒子的增长和转化方式主要有凝结(华)、融化(蒸发)、碰并、聚合、核化、繁生、自动转化等，冰雹的转化方式主要有碰并和自动转化两种，与冰雹增长有关的微物理过程有霰粒子的自动转化，雹对冰晶粒子、云滴、雪、霰以及雨滴的碰并等。图 1a～1h 为模拟冰雹云中的每分钟雹的生产量，可

表 2　微物理过程各变量名含义参考表

Table 2　The meaning of each variable name in the micro physical process

变量名	VD	ML	MVD	CL	CN	NU	HNU
含义	汽化	融化	融化蒸发	碰并	自动转化	核化	均质冻结

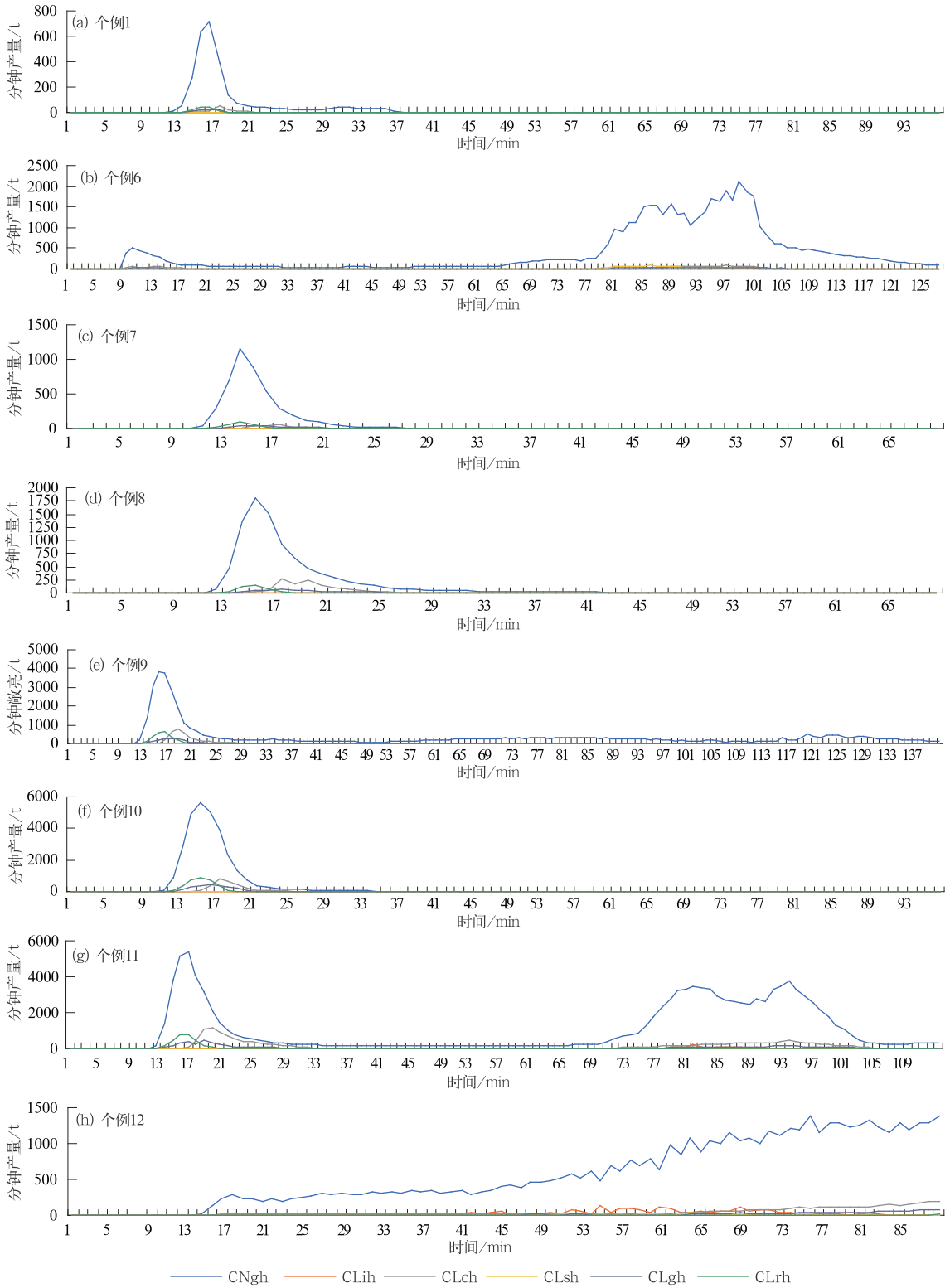


图 1　试验成功个例中的每分钟雹的生产量演变图

Fig. 1　Evolution of minutely hail production in successful test case

见，在模拟的 8 个个例中，贵州地区冰雹的生长方式主要与霰粒子有关，且以霰粒子的自动转化方式(CNgh)为主，而其他转化方式次之。在模拟的地面宏观量中，个例 1、个例 6、个例 9～12 中的上升速度的演变均为双峰型，从微物理过程的演变特征可以看到，其中个例 6、个例 9、个例 11 也均表现为双峰型(表 1)，即冰雹云在消亡阶段出现了再次发展的趋势，且上升气流与微物理过程中霰粒子的转化峰值时间有着良好的对应关系，同时，对比表 1 和图 1 可知，冰雹云中霰粒子自动转化成雹出现极大值后约 5 min 的时间内，地面便开始降雹，这对预报降雹的起始时间具有一定的指示意义，由此可以得出，冰雹的增长与云中霰粒子的含量大小必然有着重要的联系。

为了探究冰雹的增长与霰粒子之间的转化关系，下面将对冰雹云中霰粒子的转化进行相关分析。图 2 为试验的每个个例中，每种微物理过程最后生产霰粒子的总产量变化图，由图可以看到，雪碰撞过冷水滴(CLsrg)在霰粒子的质量转化中所占比重最大，其次为霰粒子碰撞冰晶转化成霰(CLig)，可见，冰雹云中过冷水滴、雪和冰晶的比含量对霰粒子的增长起着重要的作用，而雹的增长主要由霰粒子自动转化(CNgh)而来，因此，过冷水滴、雪、冰晶通过微物理过程又间接地影响着云中冰雹的增长。

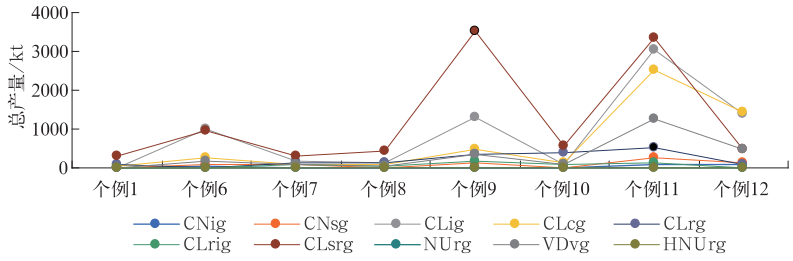


图 2 模拟的个例中每个微物理转化过程中霰粒子的总产量变化图

Fig. 2 Total yield variation of graupel particle simulation in the case of each microphysical conversion process

2.2.2 冰雹直径增长中的主要微物理机理分析

图 3 给出的是模拟的 8 个个例的上升气流、云中及地面冰雹直径、霰自动转化成雹(CNgh)随时间演变的统计结果。在冰雹云发展的前期，地面辐合上升气流逐渐加强，随后，云中开始出现霰粒子自动转化成雹的过程，云中冰雹开始增长，冰雹直径也同步增大，随后霰粒子的自动转化也达到最大，与此同时，云中冰雹直径也出现极大值，冰雹的直径几乎与霰粒子比含量同步增长，但稍有滞后。在之后的 5 min 之内，地面冰雹直径开始增大，开始出现降雹。当霰粒子自动转化成雹(CNgh)的过程逐渐减弱，云中和地面冰雹直径也趋于一个常值，即冰雹的增长趋于结束。值得注意的是，在模拟试验阶段的后期，一些个例中的上升气流趋于增大，但云中及地面冰雹直径并未见增长，但与云中霰粒子自动转化趋势较为同步。从以上分析结果中，我们大致可以得出，贵州地区云中微物理过程中的 CNgh 过程的作用对冰雹直径的增长十分重要，此结果与 Johson 等(1993)强调的冰雹云发展过程中微物理作用的重要性相吻合。

2.2.3 微物理过程在冰雹云发展中影响分析

分别从以上个例中分别挑选个例 8、个例 11 这两个比较具有代表性的试验个例进行分析，其中个例 8 的上升气流与 CNgh 过程均为单峰型，出现的时间为 4 月，为贵州冰雹常发生的典型月份，且上升气流和 CNgh 过程单峰性特征非常明显。个例 11 为非常明显的双峰型，云中出现了两次对流过程，第二次过程强度非常大，且发展明显，在第 80 min 时，模拟的地面冰雹直径已经达到 17.288 mm。其中，主要对个例 8 的发展、成熟、消亡阶段以及冰雹云的发展的机制和微物理过程做详细分析，在第 11 个例中主要对其再生冰雹云发展过程的主要机制进行相关分析。

图 4a 为 2015 年 4 月 19 日(个例 8)20:00 垂直速度纬向剖面实况图，此时冰雹云已经进入消亡阶段，大部分区域垂直速度为正，以下沉气流为主，且低层存在 2.0 $Pa \cdot s^{-1}$ 的下沉气流中心。对比分析此次冰雹云消亡期的模拟垂直速度场图 4b 可以发

现,在 6 km 以下为气流下沉区,中心值达 3 m·s^{-1}。综合对比表明模拟效果较好。如图 5 所示,实况回波顶高可达 11.92 km,整个过程的时间为 79 min,模拟云顶发展高度为 12 km,经冰雹云实况与模拟云顶高对比发现,模拟结果与实况对应得较好。

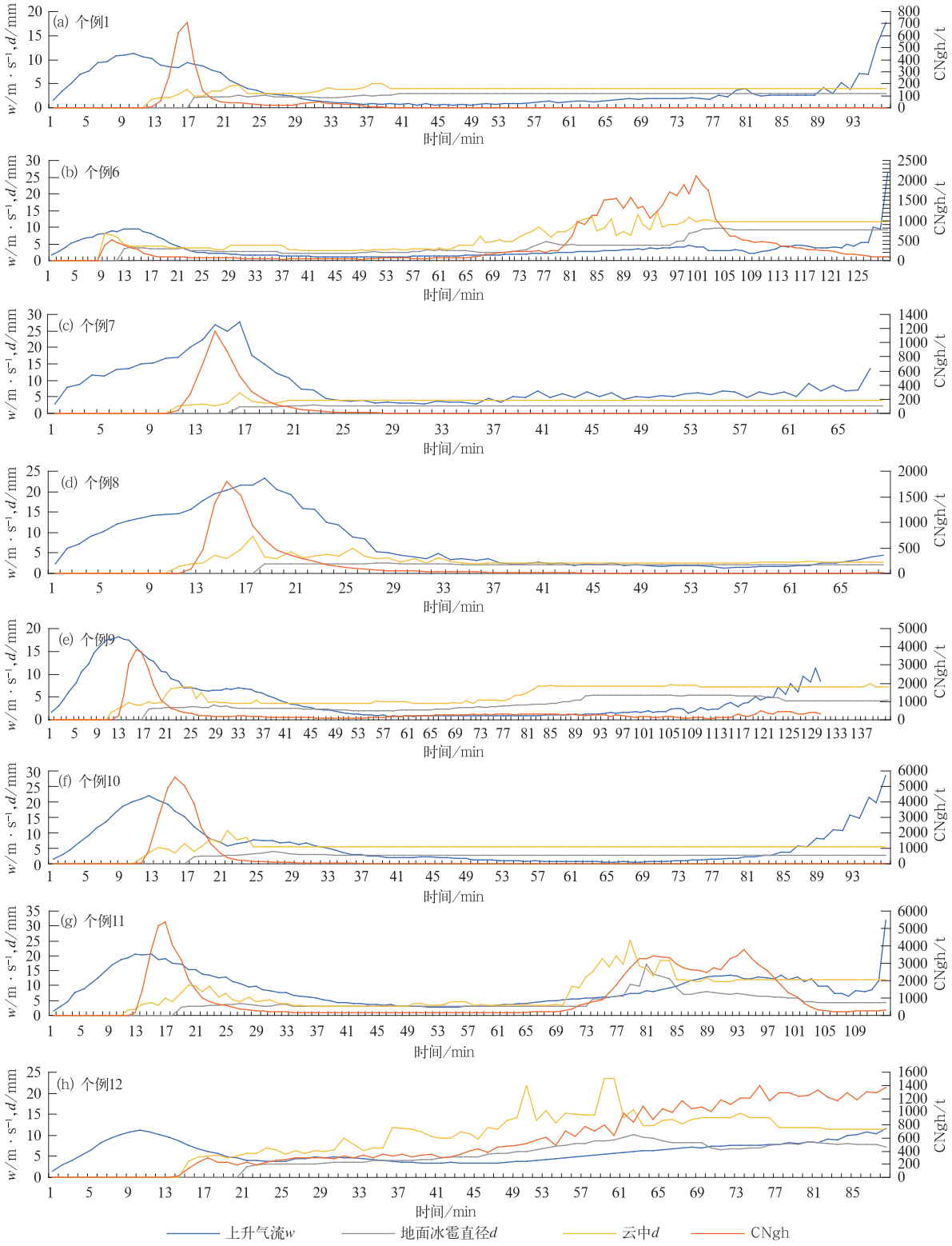


图 3　上升气流、云中及地面冰雹直径和 CNgh 演变

Fig. 3　Updraft, diameter of cloud and ground hail, and CNgh evolution

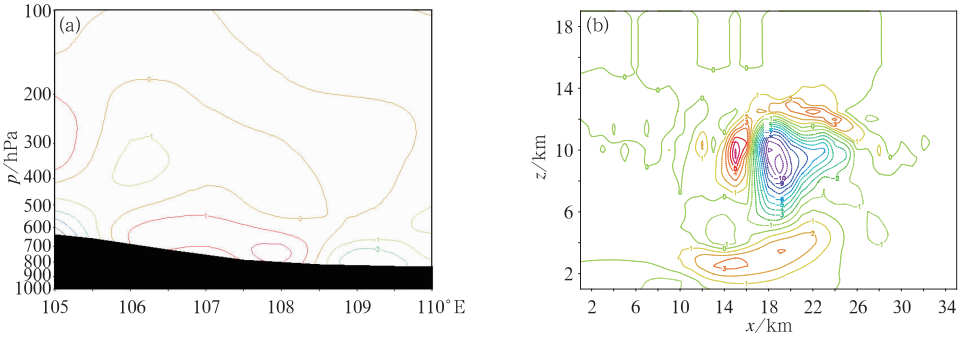


图 4 长生命期冰雹云垂直速度分布图

(a)2015 年 4 月 19 日 20 时沿 26°N 纬向剖面实况(单位：Pa·s^{-1}，下沉速度为正)，

(b)模拟消亡期(单位：m·s^{-1}，下沉速度为正)

Fig. 4 Vertical velocity distribution of long-life hail cloud

(a) the profile along 26°N at 20:00 BT 19 April 2015 (unit: Pa·s^{-1}, sinking velocity is positive),

(b) simulated extinction period (unit: m·s^{-1}, sinking velocity is positive)

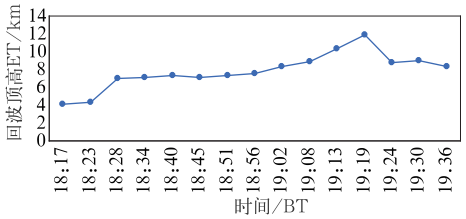


图 5 实况冰雹云云顶高度

Fig. 5 Observed height of hail cloud top

下面对第 8 个个例的模拟结果进行相关分析。图 6 所示的为本次冰雹试验中冰雹云发展初期模拟的冰雹云中的云水、雨滴和垂直气流的发展演变情况。由图 6a、6b 可以看到，在冰雹云开始发展的第 4 min，上升气流较强，最大值出现在 3 km 高度处，上升速度中心值最大值达到 9 m·s^{-1}，此时，0℃层在 5 km 左右，0℃层以下，云水开始形成，中心最大值为 2 g·kg^{-1}，此时还未出现雨滴，随着时间的增长，由于云中上升气流使水汽不断凝结形成云水而释放更多的潜热，云中温度升高，在上升区形成了一个温度脊，空气浮力也随之增大，又增大了气流上升的强度，从而形成正反馈效应。如图 6c、6d 所示，在第 8 min，上升气流迅速增大，中心值已增大到 12 m·s^{-1}，此时云中含水量也逐渐增大，云水不断碰并形成雨滴，由图 6d 可知，在第 8 min，由于上升气流很强，并将云水碰并形成的雨滴拖曳至 0℃层之上的冷区，在 0℃层附近及其以上的－10℃～0℃ 区域，已经形成了过冷水滴，此时云中的上升区已经延伸至 8 km 高度附近，即－20℃附近，此时，云中已经开始形成冰晶(如表 3 统计所示)。

由表 3 可知，冰晶、雪、霰均出现在第 8 min，云中冰雹出现在 10 min。图 7 给出的是模拟到 12 min 时的冰晶、雪、过冷水滴、霰、雹的沿 $y=18$ km 的 x-z 剖面分布，可以看出，随着云中上升气流的加强，云中在 0℃以上逐渐形成各种固态水物质，冰晶的比含水量中心值大小为 0.0008 g·kg^{-1}、雪为 0.0035 g·kg^{-1}、过冷水滴为 4.5 g·kg^{-1}、霰为2.2 g·kg^{-1}、雹为 0.1 g·kg^{-1}，其中，过冷水滴在第 12 min 时，已达到本次过程比含量的最大值，其他冰相物质比含量均呈增大的趋势，且均出现在 6～8 km 高度范围内，所在高度的温度为－20℃左右。在这个时期，各种水成物粒子的分布高度大致相同，从而为雪碰撞过冷水滴、霰粒子碰撞冰晶、霰向雹自动转化为冰雹等各种水物质微物理转化创造了良好的条件。

图 8a 给出的是模拟第 20 min 时云中总含水量的 x-z 剖面图，图 8b 为各种水成物粒子随高度的分布图，在第 20 min，云中总含水量最大值达到 7 g·kg^{-1}，云体发展得特别旺盛，云顶高度已经达到 12 km 以上，24 min 之后，云顶已经开始平衍并形成云砧，并进入成熟阶段。在第 17 min 时，云中冰雹直径已经达到最大，并开始降落。在第 20 min，地面已经开始出现雹和霰，且在 4 km 以下的云体偏后部区域，出现伴随固态降水的下沉气流(对应图 8a 的橙色圆圈区)。从图 8b 中可以看到，在云体 8 km 以上的高度上，冰晶、雪、过冷水滴、霰粒子的比含量分别达到 4、0.27、0.018、2 g·kg^{-1}，在云体的上部，各种水成物粒子通过碰并、自动转化、冻结等微

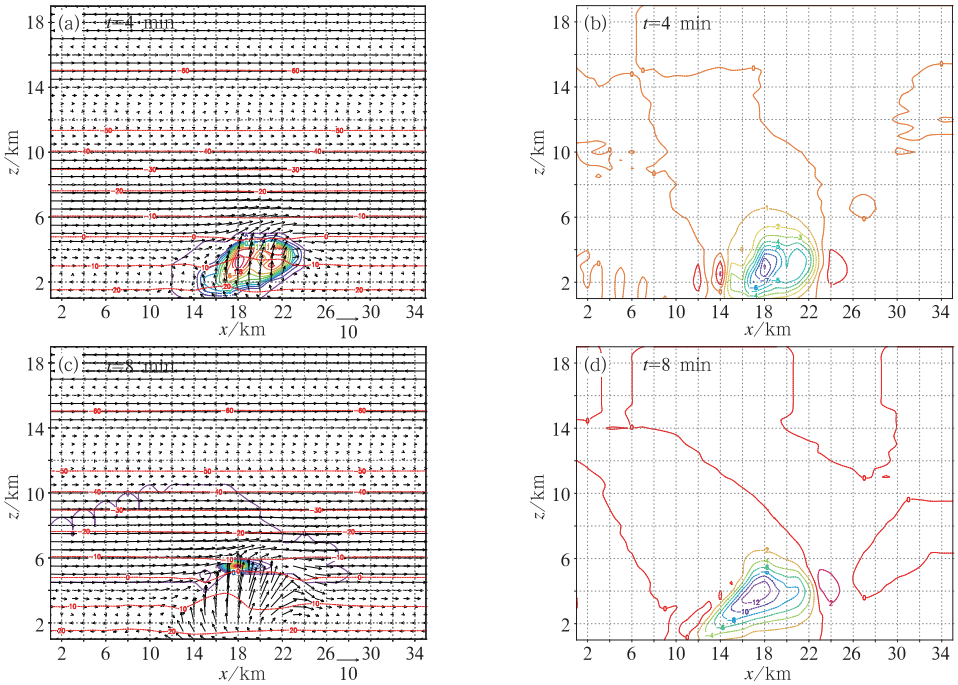


图 6　模拟个例 8 中沿 $y=18$ km 的 x-z 剖面处云滴(a)、过冷雨滴比含量(c)、垂直气流分布图(b,d)

(a,c 中实线分别为云滴、雨滴比含量,单位:g·kg^{-1};红虚线为温度,单位:℃;矢量箭头为流场,单位:m·s^{-1};b,d 为垂直速度分布,单位:m·s^{-1},下沉为正)

Fig. 6　Cloud droplets along $y=18$ km across x-z section in the simulated Case 8 (a), supercooled raindrop ratio content (c), vertical air flow distribution (b, d)

(Solid lines in Figs. a and c are the cloud droplets, raindrop ratio content, unit: g·kg^{-1}; red dashed line is for temperature, unit: ℃; the arrow vector is for flow, unit: m·s^{-1}; Figs. b and d show the vertical velocity distribution, unit: m·s^{-1}; the sinking velocity is positive)

表 3　试验过程中水成物粒子开始出现时刻(单位:min)

Table 3　The emergence time of water particles during the experiment process (unit: min)

水物质	ice	snow	graupel	hail
开始出现时刻	8	8	8	10

物理过程转化为雹,这是冰雹增长的主要物质来源,由图 8a 可见,在 8 km 高度处,云体下部强烈的斜上升气流与云中后部的下沉气流之间形成强烈的垂直风切变,并在 8 km 以上的云体后方形成了一个明显的次级环流圈(图 8a 红圈所示),这个次级环流的存在,使得云中冰雹能够长到足够大的程度,与次级环流相同高度上的前部斜上升气流区为各种水成物粒子所在的区域,是微物理过程演变区(图 8a 蓝圈所示),云中的这种配置,不至于因为冰雹的降落而对微物理转化区的上升气流产生抑制作用,从而为此高度上的各种水成物粒子转化成雹提供了有利的动力条件和微物理演变条件。而此时,云中下部的斜上升气流将 5 km 左右的过冷水滴带至上空与雪粒子、霰粒子、冰晶碰撞而发生相变,释放潜热,空气浮力再度加强,冰雹云前部的上升气流也再度变强,最大值已经增大到 16 m·s^{-1},在冰雹云的后部,云中冰雹增长到足够大的时候便降落,冰雹降落对气流的拖曳作用使云体上部的后方逐渐形成下沉气流,下落的冰雹粒子对气流的拖曳,从上往下,上升气流越来越弱,到 4 km 左右的高度,完全转化为下沉气流,并触地形成降雹,此时下沉气流最大已达到 6 m·s^{-1}。

2.2.4　模拟地面降雹落区与动力场之间的配置

图 9a～9h 给出的是冰雹云发展阶段(第4 min,图 9a、9b)、成熟阶段(第 20 min,图 9c～9e)、消亡阶段(第 32 min,图 9g～9h)云中总含水量及离地面 1.5 km 处的垂直速度、散度场。冰雹云在发展阶段第 4 min,地面辐合上升气流逐渐形成并加强,在离

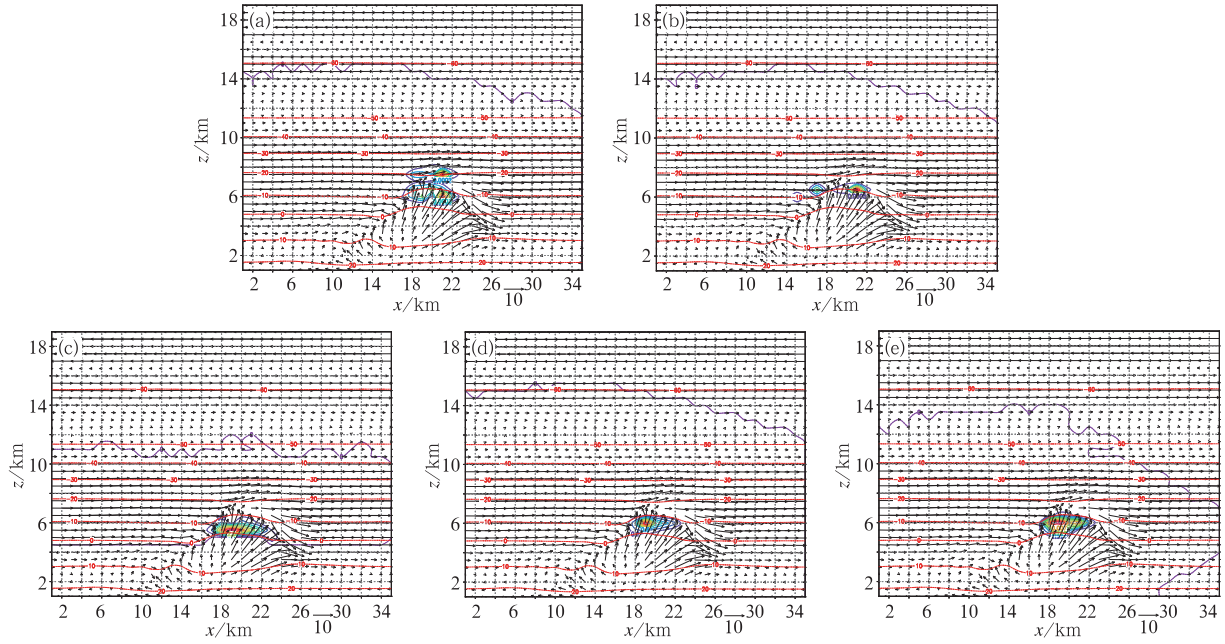


图 7 模拟各种水物质比含量在 $t=12$ min 时在 $y=18$ km 处的 x-z 剖面分布图

(a)冰晶，(b)雪，(c)过冷水滴，(d)霰，(e)雹

(水成物粒子比含量单位均为 g·kg^{-1}；矢量箭头为流场，单位：m·s^{-1})

Fig. 7 Distribution of simulated water substance ratio content along $y=18$ km across x-y section at $t=12$ min

(a) ice crystals, (b) snow, (c) supercooled water droplets, (d) graupel, (e) hail

(hydrometeors particle ratio content, unit: g·kg^{-1}; arrow vector is flow, unit: m·s^{-1})

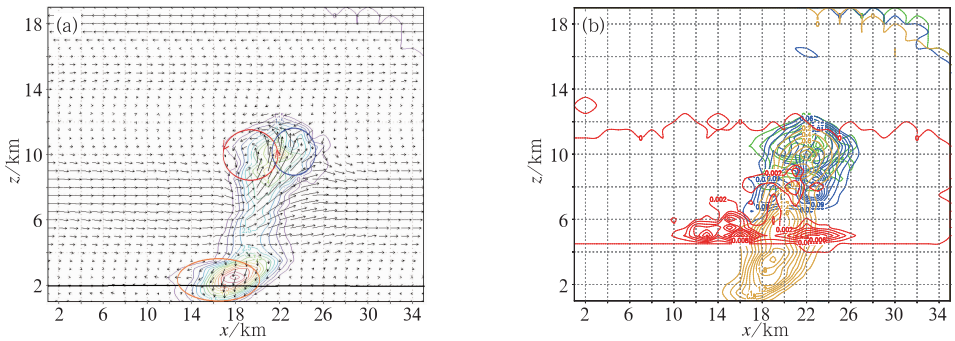


图 8 在 $t=20$ min 时云中总含水量和流场(a)、水成物粒子比含量沿 $y=18$ km 处 x-z 分布图(b)

(其中 a 图中，红色带箭头的圆圈为次级环流区，蓝色圈圈为水物质微物理演变区，橙色圆圈为降雹区，等值线为总含水量，单位：g·kg^{-1}；b 图中，绿线为冰晶，蓝线为雪，深黄线为霰，红线为过冷雨滴，单位：g·kg^{-1})

Fig. 8 The cloud total water content and flow field (a), hydrometeors ratio content along $y=18$ km across x-y section at $t=20$ min (b)

(For Fig. a, red circle with arrows is for secondary circulation area, blue circle for microphysical evolution area of water substances, orange circle for hail area, and contour for total water content, unit: g·kg^{-1}; for Fig. b, green line is for ice crystals, blue line for snow, deep yellow line for graupel, red line for supercoolded raindrops, unit: g·kg^{-1})

地面 1.5 km 处的高度上，上升气流最大值为 5 m·s^{-1}，对比地面垂直速度场和云中总含水量分布图(图 9a、9b)可以看到，冰雹云位于地面($z=1.5$ km)垂直上升气流的正下方，此时还未形成斜上升气流，云中总含水量为 2 g·kg^{-1}，水成物以云水为主。在成熟阶段(第 20 min)，地面已经开始降雹，随着

斜上升气流的发展,冰雹云体开始随高度倾斜,地面冰雹的落区位于整个冰雹云的后部(图 9f 红实线),冰雹的比含水量最大值为 0.6 g·kg^{-1},随着冰雹的降落,近地层下沉气流逐渐增强,在第 20 min,地面下沉气流区最大值达到 5 m·s^{-1}(图 9c),此时,地面下沉气流区开始形成辐散风(图 9d),进而使降雹区前部的出流速度加强,后方气流的入流速度减弱,并在降雹区前后方分别形成了一个强风速区和弱风速区,中心最大和最小风速值分别为 12 和 3 m·s^{-1}(图 9e),这很好地反映了降雹时地面出现的风速大增的情况。在地面降雹区气流出流的前方和入流区后方再次形成辐合上升区(图 9c、9d),前后辐合区散度分别为-0.5×10^{-5}、-1.5×10^{-5} s^{-1},可见冰雹云后部的辐合气流强度大于前部,从而导致水汽主要在冰雹云前进方向的后部辐合,此时,并不是很利于冰雹云未来的发展,而前方较弱辐合上升区正对应着冰雹云移动的方向,这也是冰雹云没有出现再次发展的原因之一。在冰雹云消亡阶段的

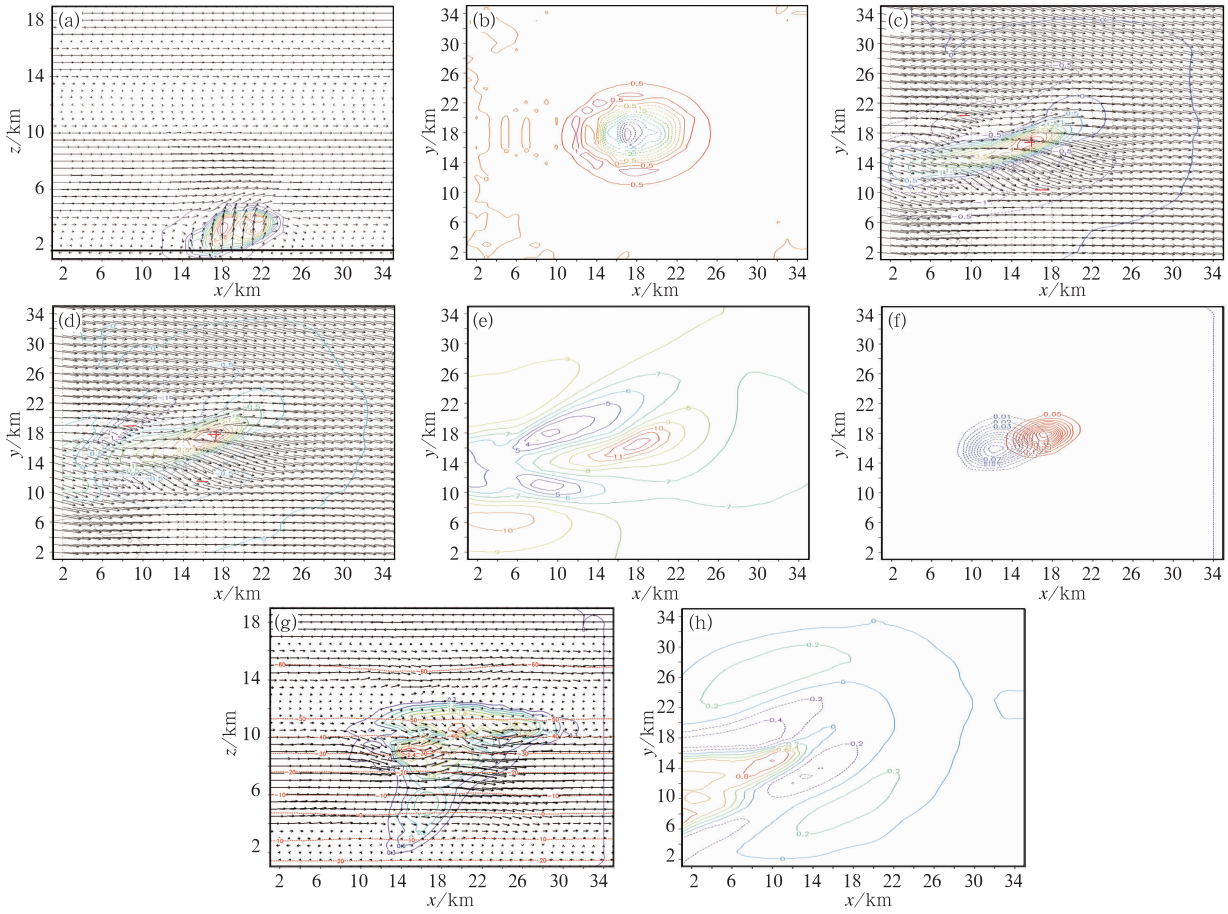


图 9　(a)第 4 min 云中总含水量沿 y=18 km 处的 x-z 剖面图;(b)第 4 min 沿图 a 黑色直线方向(z=1.5 km 处的垂直速度,向下为正)x-y 剖面图;(c, d, e)第 20 min 时 z=1.5 km 处的垂直速度、散度、水平全风速的 x-y 水平剖面图;(f)z=1.5 km 处第 20 min(红实线)与第 32 min(蓝实线)冰雹的 x-y 剖面分布图;(g)第 32 min 云中总含水量沿 y=18 km 处的 x-z 剖面图;(h)第 32 min 时 z=1.5 km 处的垂直速度(向下为正)x-y 剖面图

(速度场:m·s^{-1};散度场:10^{-5} s^{-1};总含水量、冰雹含水量比:g·kg^{-1})

Fig. 9　(a) The x-z cross-section of cloud water content along y=18 km at 4 min; (b) the x-y cross section of vertical velocity at 4 min along the black line in Fig. a (z=1.5 km); (c, d, e) x-y horizontal cross-sections of vertical velocity, divergence, horizontal full wind speed along z=1.5 km at 20 min, respectively; (f) the x-y cross-section of hail along z=1.5 km at 20 min (red solid line) and 32 min (blue solid line); (g) the x-z cross-section of total cloud water content along y=18 km at 32 min; (h) the x-y cross-section of vertical velocity at 32 min along z=1.5 km

(units: m·s^{-1} for speed; 10^{-5} s^{-1} for divergence; g·kg^{-1} for total water content and hail water content ratio)

第 32 min，地面降雹区相对于冰雹云主体位置更加偏后(图 9f 蓝虚线)，雹强也在减弱，比含水量最大值为 0.1 g·kg^{-1}，降雹区由于冰雹降落而引起的近地层下沉气流也逐渐减弱(图 9h)，下沉气流中心最大值减小到 1 m·s^{-1}，此时，地面风速减弱，云中最大上升气流减小到 2.5 m·s^{-1}，下沉气流逐渐加强，最大值达到 3 m·s^{-1}，云中 0℃高度维持在 5 km 左右的高度上，雹云已经进入消亡阶段，而云中上部的下沉气流与下层的上升气流在 10～12 km 高度上汇合，并向前后方平衍形成云砧，孤立状云体特征逐渐消失，在消亡过程的后期逐渐成为层状云，此次降雹过程也趋于结束。

2.2.5 再生冰雹云发展机制分析

在个例 11 中，在模拟的第 70 min，云中冰雹直径再次开始增大。图 10、图 11、图 12 分别给出的是个例 11 中第 64 min、第 84 min、第 88 min 的散度、云中总含水量在 1.5 km 高度处的水平分布图和总含水量的垂直分布图。在第 64 min，在原降雹区近地层空气中出现以水汽为主的含水量大值区，总含水量中心最大值为 0.55 g·kg^{-1}，由于地面降雹，此区域出现气流辐散，水汽开始向降雹区两侧的气流辐合区移动(图 10a、10b)。图 10c 为沿图 10b 中 y=28 km 横线处的垂直剖面，可以看到，地面含水量大值区的冰雹云云顶高度下降至 8 km 左右，中低层主要以下沉气流为主，可见，此时的冰雹云已经处于第一次发展过程中的消亡期，但其 0℃层高度仍然很低，在 4 km 左右。到第 84 min，如图 11a、11b 所示，原含水量大值区仍然为气流的辐散，并在两侧维持了两个较强气流辐合中心，其散度值分别为-1.0×10^{-5}、-1.5×10^{-5} s^{-1}，与单峰型发展的冰雹云不同的是，冰雹云移动前方的气流辐合强度大于后方，且强度较单峰型大，这样的动力场配置有利于冰雹云向前移动和发展。由于气流的辐合，原降雹区的水汽不断地向两侧的辐合区汇合，并在辐合区与辐散区交界之地，对应出现两个含水量大值区，中心值分别为 1.8、2.7 g·kg^{-1}，辐合区的空气中的含水量正在增大。图 11c 为沿图 11b 中 y=18 km 横线处的垂直剖面，可以看到，在地面水汽辐合区的上空，此时已经新发展成了两个对流云单体，并伴随着强烈的上升气流，最大值为 7 m·s^{-1}，0℃层高度较之前相比已经下降到 4 km 以下。在第 88 min，地面辐合辐散仍然维持，此时两侧空气中的含水量也大大增加，分别为 3.5、4.5 g·kg^{-1}(图 12a、12b)，此时，与之对应的冰雹云中的上升气流达到 10 m·s^{-1}，冰雹云强烈发展，在 x=30 km 处的冰雹云云顶高度升高至 10 km 左右，并且，两侧雹云中的含水量最大值已经达到 6 g·kg^{-1}(图 12c)。

以上分析表明，冰雹云结束时，高空仍维持 4 km 及以下很低的 0℃层高度，是冰雹云连续发展的热力环境条件。降雹区地面气流辐散，导致两侧区域形成较强的气流辐合上升，且移动方向上前方的辐合强度大于其后部，是冰雹云再次发展的动力条件。气流在辐合的同时，又使降雹区的水汽源源不断地向两侧气流辐合区汇合，是该地区冰雹云再

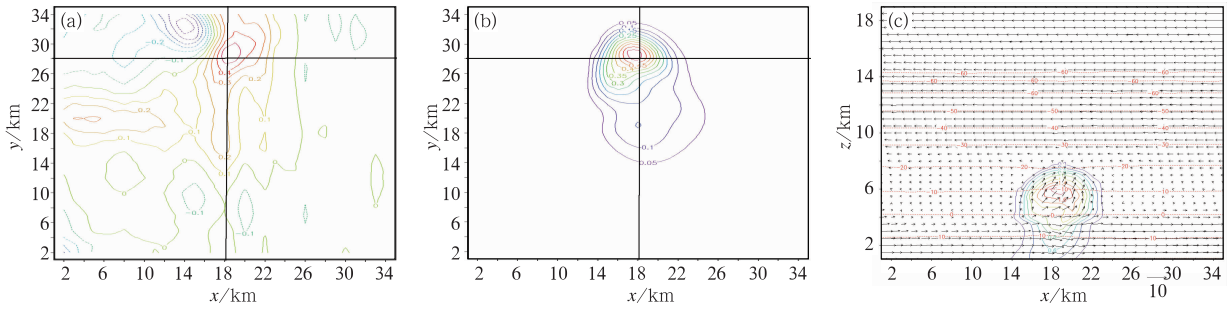


图 10 个例 11 中 t=64 min 时散度、总含水量分布图

(a)1.5 km 高度处的水平散度场分布，(b)1.5 km 高度处的水平含水量，

(c)y=28 km 处的云中总含水量 x-z 剖面图

(矢量为流场；红实线为温度：℃；散度场：10^{-5} s^{-1}；总含水量比：g·kg^{-1})

Fig. 10 Distribution of divergence and total water content at t=64 min in Case 11

(a) horizontal divergence at the height of 1.5 m, (b) horizontal water content at the height of 1.5 m level,

(c) x-z section of total water content in the cloud along y=28 km

(Vector is for flow field; red solid line for temperature; unit: ℃; divergence field: 10^{-5} s^{-1}; total water content ratio: g·kg^{-1})

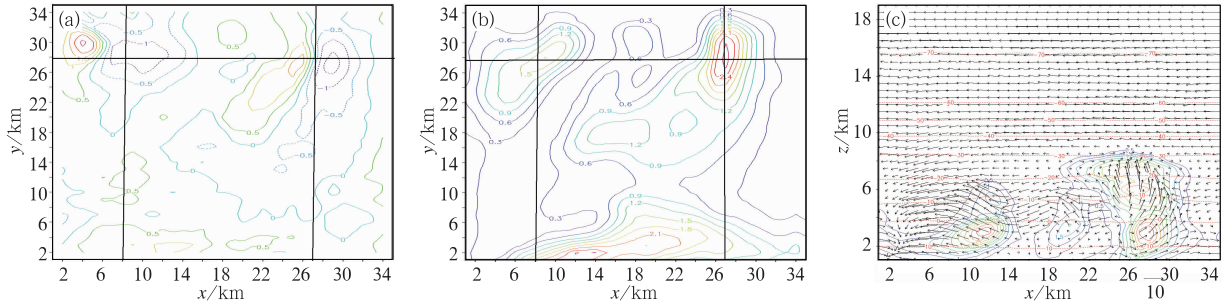


图 11　同图 10,但为 t=84 min

Fig. 11　Same as Fig. 10, but for t=84 min

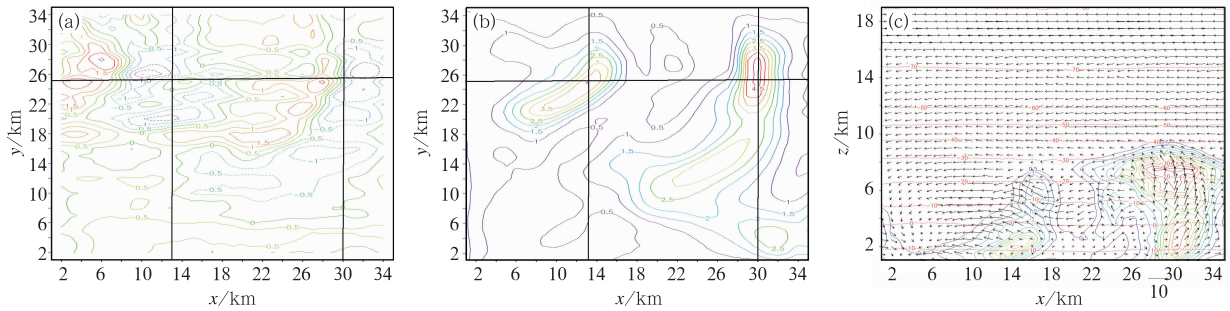


图 12　同图 10,但为 t=88 min

Fig. 12　Same as Fig. 10, but for t=88 min

次发展的水汽来源。

再生冰雹云除了需要低层的动力扰动和充足的水汽条件外,云中还需要各种水物质之间相互转化,冰雹才能再次增长,良好的微物理转化条件,是冰雹增长的必要条件。由图 13 可以看到,在模拟个例 11 中,冰晶、雪、霰、雹的生产量在再生冰雹云发展的 68 min 之后,又开始逐渐增大,并在 93 min 前后,四种水成物粒子产量都再次达到峰值,特别是冰晶粒子和霰粒子分钟产量达到 57248.57、58592.67 t·min^{-1}。图 14 给出的是各种水成物粒子转化为霰的分钟转化量分布图,由图可以看到,在本次个例的第一次峰值出现阶段(1～64 min),霰主要以雨滴碰并为主,即以雨滴为胚胎增长,而再生发展阶段,霰粒子的增长则以碰并冰晶和云滴增长为主,如图 15 所示,冰晶在冰雹云在第二次发展时,冰晶凝华增长方式所占比重大大增加,转化率最大值达到 45060.56 t·min^{-1}。综上,在这个阶段,霰粒子的增长主要以冰晶为胚胎增长,雹主要以霰粒子为胚胎增长,冰雹云中冰晶和霰粒子含量的迅速增加,为冰雹的增长再次提供了有利的微物理转化的物质条件。

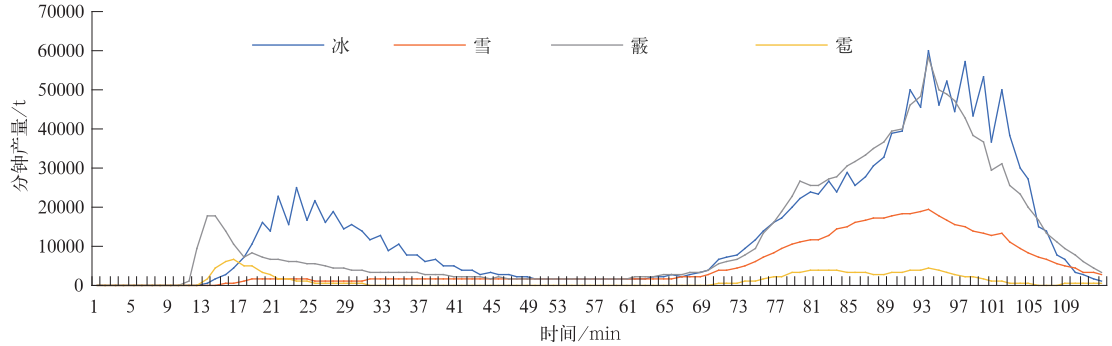


图 13　四种水成物粒子分钟产量变化图

Fig. 13　Minutes output variation of water substance

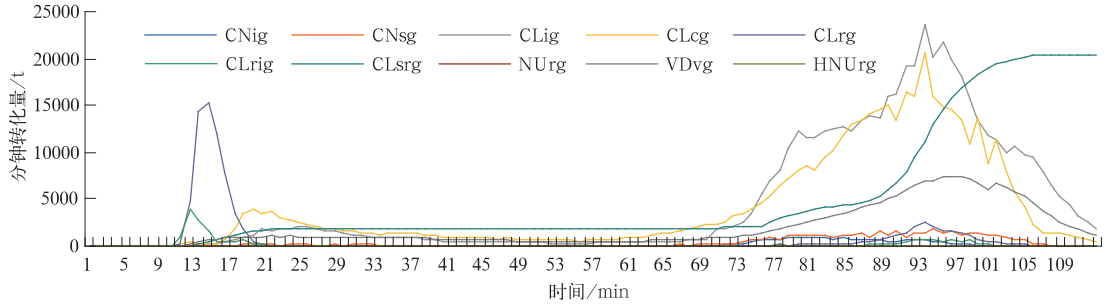


图 14 各个微物理过程霰的分钟产量

Fig. 14 Minute output of graupel in each microphysical process

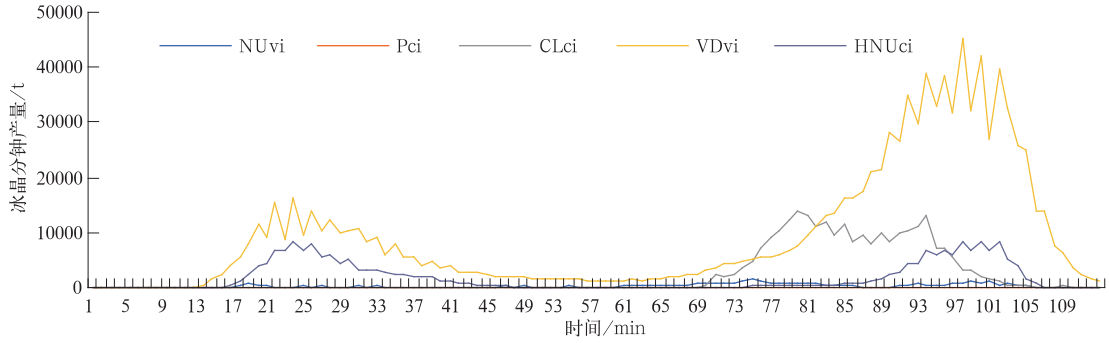


图 15 各个微物理过程冰晶的分钟产量

Fig. 15 Minute output of ice crystals in various microphysical processes

3 结 论

(1) 模拟结果表明,各种水成物有利的空间分布是雹粒增长的物质基础,且上升气流与水汽相变之间存在一个正反馈效应。

(2) 贵州地区冰雹云中,冰雹粒子主要以霰粒子为胚胎进行增长,雹粒子增长方式以霰自动转化成雹为主。

(3) 雹云首次发展过程结束时,高空仍维持 4 km 及以下很低的 0℃层高度,是再生冰雹云发展的热力条件。降雹区地面气流辐散,导致两侧区域形成较强的气流辐合上升,且移动方向上前方的辐合强度大于其后部,是再生冰雹云发展的动力条件。气流在辐合的同时,又使原降雹区的水汽源源不断地向两侧气流辐合区汇合,是该地区再生冰雹云发展的水汽来源。

(4) 冰雹云中冰晶和霰粒子含量的迅速增加,为再生冰雹云的发展提供了有利的微物理物质转化条件。

参考文献

崔雅琴,王振会,肖辉. 2006. 三维对流云数值模式的改进与应用. 南京信息工程大学. 69.

洪延超. 1998. 积层混合云数值模拟研究. 气象学报,56(6):641-653.

洪延超,肖辉,李宏宇,等. 2002. 冰雹云中微物理过程研究. 大气科学,26(3):421-432.

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(40):441-453.

康凤琴,张强,渠永兴,等. 2004. 青藏高原东北侧冰雹微物理过程模拟研究. 高原气象,23(6):736-742.

蓝渝,郑永光,毛冬艳,等. 2014. 华北区域冰雹天气分型及云系特征. 应用气象学报,25(5):538-549.

农孟松,赖珍权,梁俊聪,等. 2013. 2012 年早春广西高架雷暴冰雹天气过程分析. 气象,39(7):874-882.

覃卫坚,寿绍文,高守亭,等. 2010. 一次冰雹过程的惯性重力波动观测及数值模拟. 地球物理学报,53(5):1045-1049.

王瑾. 2008. 基于强对流数值模拟的贵州冰雹识别及临近预报方法研究. 中国气象科学研究院,130.

王秀玲,郭丽霞,高桂芹,等. 2012. 唐山地区冰雹气候特征与雷达回波分析. 气象,38(3):344-348.

许弋,周丽娜,张萍. 2011. 贵州春季冰雹天气过程个例分析. 气象与环境科学,24:35-39.

肖辉,徐华英,黄美元,等. 1988a. 积云中云滴谱形成的数值模拟研究(一)——盐核谱和浓度的作用. 大气科学,12(2):121-130.

肖辉,徐华英,黄美元,等. 1988b. 积云中云滴谱形成的数值模拟研究(二)——各种碰并过程、大气层结等的作用. 大气科学,12(3):312-319.

俞小鼎. 2014. 关于冰雹的融化层高度. 气象,40(6):649-654.

张秉祥,李翠国,刘黎平,等,2014. 基于模糊逻辑的冰雹天气雷达识

别算法.应用气象学报,25(4):415-426.

张一平,俞小鼎,孙景兰.等.2014.一次槽后型大暴雨伴冰雹的形成机制和雷达观测分析.高原气象,33(4):1093-1104.

周永水,汪超.2009.贵州省冰雹的时空分布特征.贵州气象,33(6):9-11.

周筠珺,李哲,瞿婷,等.2011.三维冰雹云模式对成都一次强对流天气过程的数值模拟研究.四川师范大学学报(自然科学版),34(2):250-254.

Cotton W R, Tripoli G J. 1978. Cumulus convection in shear flow-three-dimensional numerical experiments. J Atmos Sci, 35: 1503-1521.

Johnson D E, Wang P K, Straka J M. 1993. Numerical simulations of the 2 August 1981 CCOPE supercell storm with and without icemicrophysics. J Appl Meteor, 32(3):745-759.

Klemp J B, Wilhelmson R B. 1978. The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. J Atmos Sci,35:1070-1096.

Steiner J T. 1973. A three-dimensional model of cumulus cloud development. J Atmos Sci, 30:414-435.

Schlesinger R E. 1978. A three-dimensional numerical model of an isolated thunderstorm:part I. comparative experiments for variable ambient wind shear. J Atmos Sci, 35:690-713.

Takahashi T. 1981. Warm rain development in a three-demensional cloud model. J Atmos Sci, 38:1991-2013.