

云南一次典型降雹过程的冰雹微物理形成机理数值模拟研究

刘春文¹ 郭学良² 段玮³ 李辰¹ 尹丽云¹

1 云南省人工影响天气中心, 昆明 650034

2 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

3 云南省气象科学研究所 昆明 650034

摘 要 冰雹形成的微物理机理是人工防雹的重要科学依据, 但对我国西南地区冰雹形成的微物理机理研究很少。利用中国科学院大气物理研究所三维冰雹分档云模式对云南 2016 年 7 月 11 日一次冰雹云过程进行了数值模拟研究, 揭示了冰雹形成的微物理机制。此次冰雹云生成发展快, 强度大, 是西南山区典型夏季冰雹云。数值模拟的降水、降雹和回波强度等物理量与对应的观测量基本一致。模拟的冰雹云的最大上升气流速度达到 28.7 ms^{-1} 。通过对冰雹形成的微物理过程分析研究表明, 雹/霰胚的主要来源是通过过冷雨滴的概率冻结产生的冻滴, 占 95%, 而冰晶碰冻雨滴产生的雹/霰胚仅占 5%, 这与国外和我国其他地区雹/霰胚产生的来源和冻滴所占比例有明显差别; 形成的雹/霰胚直径多数集中在 0.3mm 至 3.0mm 范围, 雹/霰胚主要通过对过冷云水的碰并过程实现增长, 直径小于 0.3mm 的雹/霰胚较难增长; 大雨滴冻结成较大直径的霰胚, 可促成短时间内形成冰雹; 在雹云发展过程中存在短时的过冷雨水累积带, 但过冷雨水累积带对雹/霰胚的增长贡献不大。

关键字 冰雹形成 冰雹分档模式 过冷雨水累积带 云南

文章编号:

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2104.20152

收稿日期: 2020-05-06; **网络预出版日期:**

资助项目 公益性行业(气象)专项科研专项(GYHY201306047), 中国气象局关键技术集成与应用面上项目(CMAGJ2015M56)

作者简介 刘春文, 男, 1965 年出生, 高级工程师, 主要从事人工影响天气工作。E-mail: chwliu@126.com

通讯作者 郭学良, E-mail: guoxl@mail.iap.ac.cn

Numerical simulation study on microphysical formation mechanism of a typical hailstorm in Yunnan, southwestern China

LIU Chunwen¹ GUO Xueliang² DUAN Wei³ LI Chen¹ YI Liyun¹

¹ Yunnan Weather Modification Center, Kunming 650034, China

² Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

³ Yunnan Institute of Meteorological Sciences, Kunming 650034, China

Abstract The microphysical formation mechanism of hailstones is the scientific basis of hail suppression operation, however, the relevant study on this issue in southwestern China is few. A hailstorm case on 11 July 2016 in Yunnan is numerically simulated by using the three-dimensional cloud model with hail-bin microphysics developed by the Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, and the microphysical formation mechanism of the hailstorm is investigated. The hail cloud developed rapidly with a high intensity, and is a typical summer hail cloud in the southwest mountainous region. The simulated physical parameters such as rainfall, hailfall and reflectivity are generally consistent with those observed. The simulated maximum updraft is 28.5 m/s. The microphysical processes of the hailstorm indicate that the main source of hail/graupel embryos is produced by the probability freezing process of supercooled raindrops, which is accounted for 95%, whereas the source via collision between ice crystals and supercooled raindrops is only accounted for 5%, which are significantly different from other regions in both China and other countries. The diameters of hail/graupel embryos are mainly ranging from 0.3-3.0 mm. The growth of hail/graupel embryos depends on the collision process with the supercooled cloud water, in which the embryos with the diameter less than 0.3 mm are hard to grow. Larger raindrops can directly freeze into larger hail embryos, which can contribute to the formation of hailstones in a short period. A short-lasting accumulation zone of supercooled rainwater occurs in the development process of the hail cloud, and it has little contribution to the growth of hail/graupel embryos.

Keywords hailstone formation, cloud model with hail-bin microphysics, supercooled rainwater accumulation zone, Yunnan Province

1 引言

云南位于低纬高原地区,地形地貌复杂,天气气候特殊(秦剑等,1997;陈宗瑜,2001;许美玲等,2011),由强对流天气过程产生的冰雹灾害,给农业生产造成了严重损失。通过开展人工防雹保护露天农作物顺利生长已成为重要的防灾减灾科技手段,而对冰雹生成和发展进行准确的预报和识别是保证人工防雹有效性的重要前提(Adams-Selin,2016;段玮等,2017)。由于冰雹云形成与演变过程复杂(Doswell,2001;蔡淼,2014;范皓,2019),目前的观测手段难以满足对其动力、热力和微物理过程的观测(Battan,1975;Anderson et al,2011,Skripniková et al,2014),云模式数值模拟的最大优势在于能够以高时空分辨率将云内各种微物理过程与宏观动力、热力过程实现有机结合,可模拟研究冰雹云的宏、微观结构、演变特征和形成机理。

在强对流云体中,冰雹的形成与雹胚类型、数量,过冷水含量和上升气流强度密切相关。已有的研究表明,雹胚主要来源于霰、冻滴(Macklin,1977;Knight,1981;Knight et al,2001)。雹胚的不同来源会影响冰雹的形成和增长过程(Knight et al,1970)。雹云中霰胚和冻滴胚的占比数因地区而异,与雹云的云底温度有较好的相关性,云底温度高则冻滴胚占比大,这是因为云底温度高有利于暖雨过程和过冷雨滴的形成,或与雹胚再循环有关(Knight,1981)。对美国国家冰雹研究试验(NHRE)1972-1974年期间收集的科罗拉多州东北部高原冰雹过程分析发现,雹云中主要是霰胚,只有20%雹胚是来源于冻滴,而催化云中的冻滴胚占比数要高于非催化云(Knight et al,1974,1979)。我国江苏大冰雹中以霰粒为雹胚的占70%,新疆的小冰雹中冻滴胚约占52%(王鹏飞等,1989)。陕西咸阳(胡朝霞等,2003)和华北(刘术艳等,2004)冰雹过程中,雹胚主要为冻滴。青藏高原东部玛曲地区冰雹过程中雹胚主要是霰胚(胡朝霞等,2007a),德国南部慕尼黑1990年6月的一次混合型雹暴中,冻滴与霰粒在数量上基本相同(胡朝霞等,2007b)。陈宝君等(2012)对美国堪萨斯州2000年6月的一例典型超级单体风暴模拟研究表明,在风暴发展早期有少量霰胚出现,但对冰雹形成贡献不大,在风暴成熟期,雹胚主要来源于雨滴的冻结。郭欣等(2019)的冰雹分档模拟显示,北京大冰雹胚胎的主要来源以冰晶与过冷雨滴碰撞造成的异质冻结过程为主。

累积带模型是冰雹增长的重要概念模型,也是当前我国开展人工防雹的重要依据。Sulakvelidze 等(1967)就冰雹的增长提出累积带模型:在 0°C 层以上存在过冷雨滴的高含量区。周玲等(2001)对 1997 年 7 月发生在陕西咸阳地区的一次降雹过程模拟表明,雹云中存在过冷雨水累积区,其出现在最大上升气流之上,冰雹生长在此累积区内。胡朝霞等(2003)利用改进的三维参数化冰雹云模式,对 1999 年 7 月发生在陕西咸阳地区的一次强冰雹天气过程模拟发现在雹云初期存在过冷雨水累积带。马振骅(1977)根据北京地区对冰雹云的雷达观测分析指出,至少在某些风暴的云体中上部的雨水累积带是确实存在的。郭欣等(2019)利用三维冰雹分档模式对北京一次大冰雹过程模拟发现在冰雹云 $-35^{\circ}\text{C}\sim-10^{\circ}\text{C}$ 层存在含量达 $12\sim 16\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的高过冷雨水累积区。但美国国家冰雹试验(NHRE)(Foote et al., 1979)观测的多个冰雹过程中很少发现存在过冷雨水累积区,即使存在,对冰雹的增长贡献也不大。郑国光等(1987)对新疆地区的冰雹过程分析后也提出过冷雨水累积区是否存在的讨论。陈宝君等(2007)对美国对流降水协作试验(CCOPE)期间的 1981 年 8 月一次雹云过程进行模拟,未发现有过冷水累积带存在。胡朝霞等(2007a)利用三维参数化冰雹云模式,对青藏高原东部玛曲地区 1998 年 7 月的一次冰雹云过程模拟也发现在雹云中存在过冷雨水累积带,但维持时间很短。

云南属于低纬高原地区,夏季受午后太阳照射加热易出现地面热扰动触发局地对流,加之云南地形地貌复杂,局地对流受地形抬升作用,在适合天气背景下,这类局地强对流易快速发展增强为强度大、云体高的雹云(周泓等, 2014),但对这类低纬高原夏季雹云的微物理形成机制研究很少。鉴于雹胚类型和过冷雨水累积区研究对于人工防雹催化作业的重要性(Young, 1977; Knight, 1981),本研究采用中国科学院大气物理研究所建立的冰雹分档云模式(郭学良, 1997),对云南 2016 年 7 月 11 日一次典型降雹过程进行了数值模拟,通过对该冰雹过程的冰雹微物理形成机理研究,揭示和认识低纬高原夏季雹云的特征,对提高人工防雹催化作业技术有重要作用。

2 降雹实况与天气形势

2016 年 7 月 11 日在云南的昆明、曲靖、玉溪、红河、昭通和文山等多地出现雹灾,近 2 万亩的农经作物受灾,其中,位于玉溪市红塔区的玉屏村,在 15:00

至 16:00 出现降雹，降雹持续时间 5 min，冰雹最大直径 10 mm，农经作物受灾 640 余亩，绝收 360 余亩。分析降雹前 500hPa 环流形势可以看（图 1），2016 年 7 月 11 日 14:00 588dagpm 等值线西伸至 124 °E 附近，青藏高压范围缩小但稳定维持在 105 °E 的云南东北部，随着副热带高压西进北抬，与青藏高压之间的高空槽发展加深，槽后干冷空气沿青藏高压东南侧向云南中东部地区入侵。700 hPa（图略）上孟加拉湾北部为低压中心，低压东侧西南急流明显，高温高湿能量源源不断向云南输送，温度场上，云南中东部 $T_{850-500} \geq 30^{\circ}\text{C}$ ，形成上层干冷、下层暖湿的垂直结构，不稳定层结加大。两高辐合，槽后干冷空气入侵，低层暖

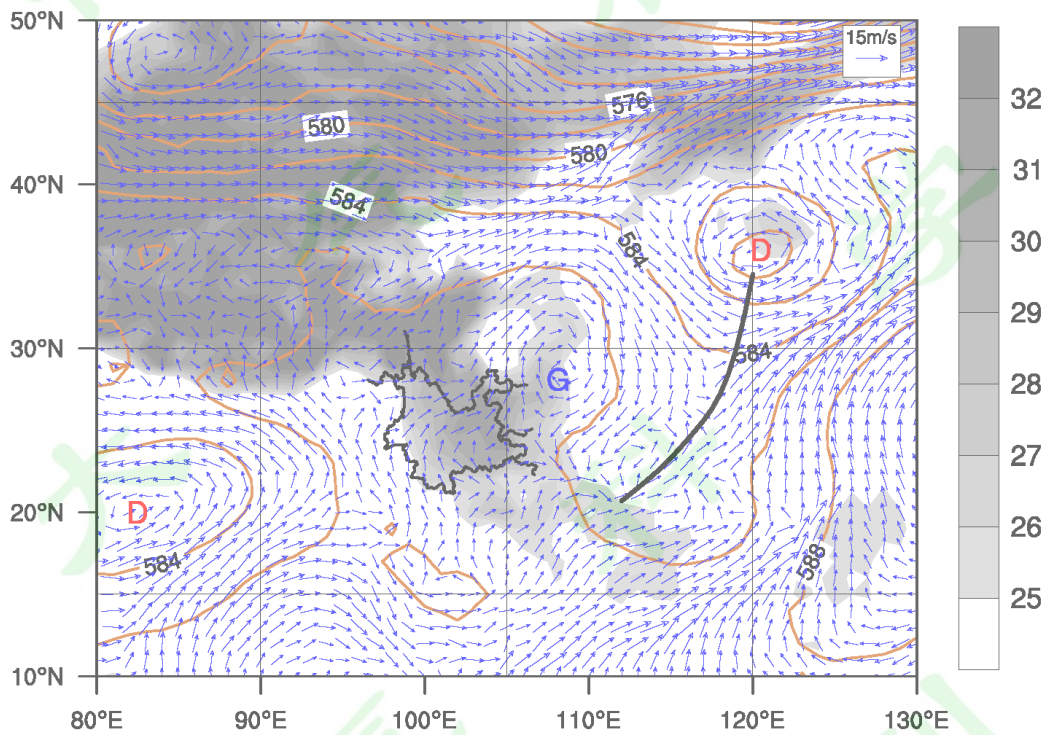


图 1 2016 年 7 月 11 日 14:00 天气环流形势，粗黑实线为低压倒槽线、橙色实线为 500hPa 高度场（单位：dagpm），箭头为 500hPa 风场（单位： $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ），阴影为 $T_{850-500}$ （单位： $^{\circ}\text{C}$ ）

Fig.1 Synoptic situation at 14:00 on July 11, 2016. Thick black solid lines indicate the inverted trough with low pressure and orange solid lines indicate the height field of 500hPa (unit: dagpm), arrows indicate wind field of 500hPa (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), and the shaded areas are $T_{850-500}$ (unit: $^{\circ}\text{C}$).

湿气流与南下干冷空气形成的上干冷、下暖湿的不稳定，以及西南气流输送的充沛水汽和热量，为此次强对流天气过程提供了有利的中尺度环境场。

图 2 是利用中尺度模式 WRFV4，采用三层嵌套，选用 KSAS 积云对流参数化方案（Han and Pan, 2011）、Morrison 2-moment 云微物理显式方案（Morrison

et al., 2009), 以分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, 时间间隔为 6 小时的 NCEP 再分析资料作为模式初始场和侧边界条件, 模拟时间为 2016 年 7 月 10 日 08:00 至 12 日 08:00, 模拟获得的 2016 年 7 月 11 日 15:00 玉屏村 (102.52°E , 24.21°N) 处的模拟探空曲线。15:00 玉屏村上空 0°C 层位于 5.8 km 高度, -20°C 层位于 9.1 km 高度, 湿对流有效位能(CAPE)为 1270 J Kg^{-1} 。低层 (750hPa 附近) 相对湿度大, 中层 (700hPa-400hPa 间) 相对干冷(图 2a)。600hPa 以下经向风(U)和纬向风(V)都出现波动(图 2b), 造成近地面为西南风, 700hPa 层为偏西风, 500hPa 以上纬向风(U)转为偏西风并随高度不断加强, 造成 500hPa 层附近由西南风逆转偏南风, 400hPa 层为偏东风。风向随高度逆转, 说明有冷平流存在。低层饱和、中层

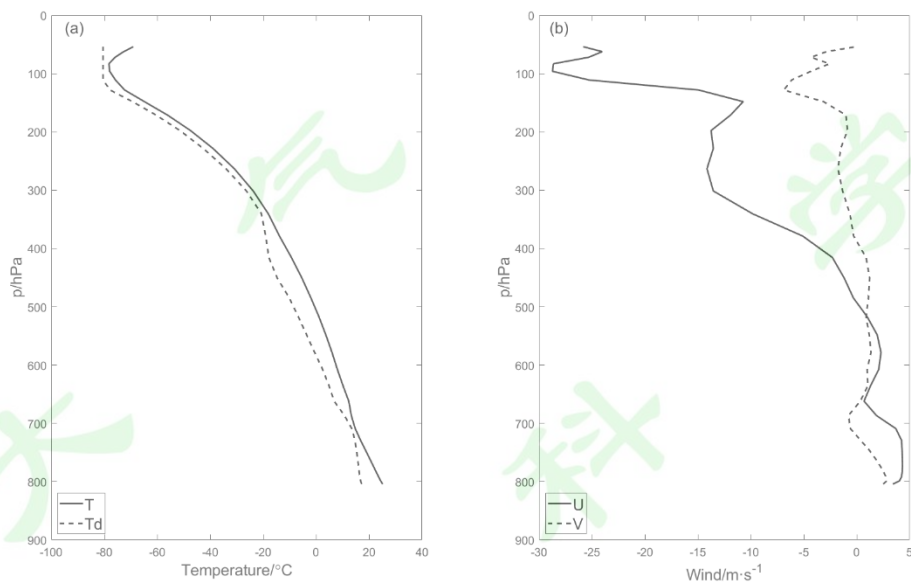


图 2 昆明 2016 年 7 月 11 日 15:00 的玉屏村处模拟探空曲线。(a) 温度廓线 (T, 实线) 和露点温度廓线 (T_d , 虚线), (b) 风廓线 (实线为 U 分量, 虚线为 V 分量)

Fig.2 Atmospheric sounding curves from the simulation at 15:00 on 11 July 2016, Kunming, (a) temperature profile(T, solid line) and dew point temperature profile (T_d , dashed line), (b) wind profiles (U-wind, solid line, V-wind, dashed line).

干冷, 加之风向逆切变冷平流的存在, 将有利于风场和水汽的辐合和进一步的抬升。综合而言, 大气垂直层结是有利于在该地区出现对流天气的。

3 冰雹分档模式及模拟设置

本研究采用的模式(郭学良, 1997, 2001a, 2001b)的动力学框架是一组时变、非静力以及可压缩的完全弹性方程组, 模式将水成物划分为云水、雨水、云冰、雪团和霰/冰雹, 再利用 Berry(1967)提出的指数分档法将霰和冰雹划分为 21 档(约 100 μ m-7cm), 微物理过程考虑了云水、雨水、云冰、雪团和霰/冰雹等云中主要水成物的核化、凝结/蒸发、冻结/融化、凝华/升华、自动转化、连续碰并、冰晶丛集/繁生以及贝吉隆过程等。模式对侧边界的法向速度采用辐射边界条件, 其它预报量在侧边界的值可通过求解预报方程获得。模式的上下边界取为刚性边界, 并在上边界附近增加一定厚度的波吸收层来抑制深厚系统所激发的重力内波在这一强稳定层内的垂直振荡。模式采用标准交错网格和时间分离技术, 以及选用模拟域随风暴移动技术。

模拟采用热泡启动方法触发对流的产生。模拟域的范围为 36km $\times$ 36km $\times$ 19km, 水平格距为 1km, 垂直格距为 0.5 km, 大时步长为 5 s, 小时步长为 0.25 s, 积分时间为 80 min, 热泡扰动位温取为 2.5 $^{\circ}$ C。模拟采用 2016 年 7 月 11 日 15:00 WRF 中尺度模式输出探空数据作为冰雹模式初始场。

4 模拟结果与观测对比

为检验冰雹模式对云南 2016 年 7 月 11 日冰雹过程的模拟能力, 将模式输出与观测实况进行比较。昆明 C 波段多普勒雷达 (25.05 $^{\circ}$ N, 102.59 $^{\circ}$ E, 2482m) 观测, 造成此次玉屏村雹灾的对流云体于 14:56 在距昆明雷达站 94 km 偏南方向, 距玉溪市 23 km 西南方向开始出现, 随后向偏东方向移动发展, 至 15:08 回波增强至 44dBZ, 回波高度达 8.9km, 15:13 最强盛, 回波顶高达 17km, 50dBz 强回波达 9.5km 高度, 随后回波开始减弱下降。模拟在 5 min 有回波出现(超过 5dBZ), 11 min 模拟回波顶高达 6km, 回波强度已达 56dBz, 21 min 模拟回波最强达 59.8dBz, 回波顶高达 16km, 55dBz 强回波达 9.5km 高度, 随后回波开始减弱下降。图 3 是 2016 年 7 月 11 日 15:13 昆明多普勒雷达观测与模式模拟 21min 输出雷达回波的沿西南向的垂直剖面图。从图 3 比较来看, 实况观测与模拟的回波最强盛期, 回波顶高差 1km, 考虑到实况观测的垂直剖面图是由 14 层 PPI 扫描插值获得, 其回波顶高存在插值分辨误差。因此, 实况观测的 17km 高度与模拟的 16km 高度应该可以认为是相符的。强回波的高度上, 实况观测的 50dBz 回波顶高 9.5km, 与模式 55dBz 强回波顶高一致。两者相差 5dbz, 考虑到实况观测

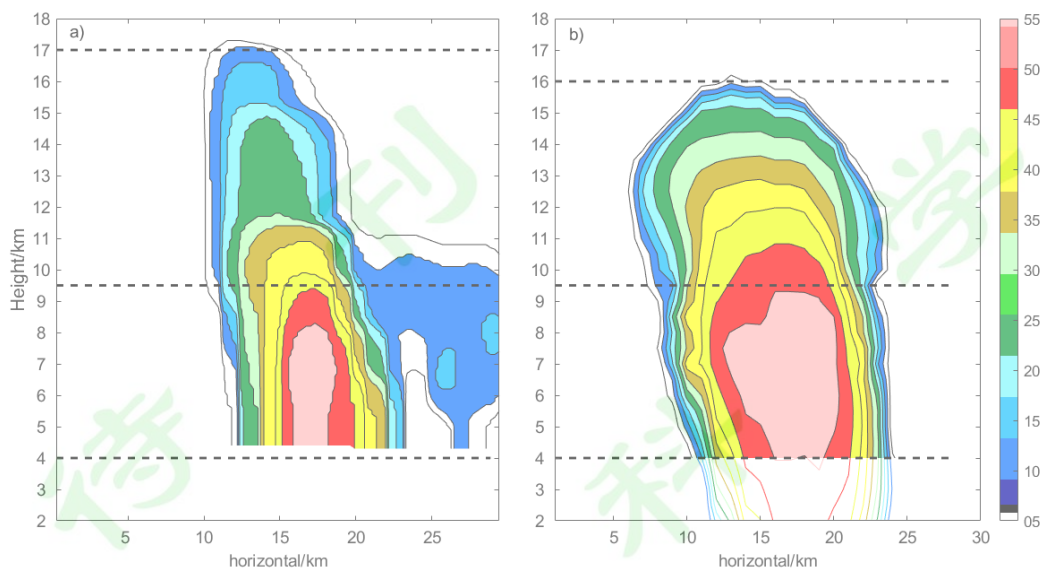


图 3 2016 年 7 月 11 日 15:13 昆明多普勒雷达观测与模式模拟的 21min 的雷达回波垂直剖面分布。a) 雷达；b) 模式

Fig.3 Vertical distributions of reflectivity factor (a) observed by Kunming Doppler radar at 15:13 and that (b) simulated by hail model at 21min on July 11, 2016

的探测距离衰减引起的误差，两者强回波的高度也可以认为是相符的。但两者在回波的水平尺度上存在差异，模拟垂直剖面宽度约 18km，而实况观测垂直剖面仅约 14km，相差约 4km。从时间上比较，实况回波 14:56 开始生成，至 15:13 最强盛，从回波出现至最强，形成时间仅 17min。模拟回波从 5 min 出现至 21 min 最强，形成经历了 16 min。实况回波与模拟回波的演变时间大致相同，回波顶高上实况的略大于模拟的，强回波高度上模拟的要大于实况的，回波水平尺度上模拟要大于实况的，综合之，模拟回波与实况回波基本一致。

从降水实况看，玉溪市玉屏自动气象站 2016 年 7 月 11 日的降水从 15:09 开始至 15:49 结束，降水主要集中在 15:14 至 15:22，9 min 累积降水 11.5 mm，其中 15:15 和 15:21 降水 1.7 mm（降水强度为 102 mm h^{-1} ）。模拟降水从 12 min 出现，至 68 min 结束，降水强度最大出现在 31 min，为 129 mm h^{-1} ，模拟的降水强度略大于观测实况值。图 4 是 2016 年 7 月 11 日红塔区玉屏自动站 14:50 至 16:10 之间的实况观测的分钟降水强度与模拟输出最大降水强度的变化对比图，图 4 中实线为自动站观测降水强度值 (mm h^{-1})，虚线为模式输出最大降水强度值 (mm h^{-1})。以实况雷达回波为参照，将模拟过程与实况过程在时间上进行对应，

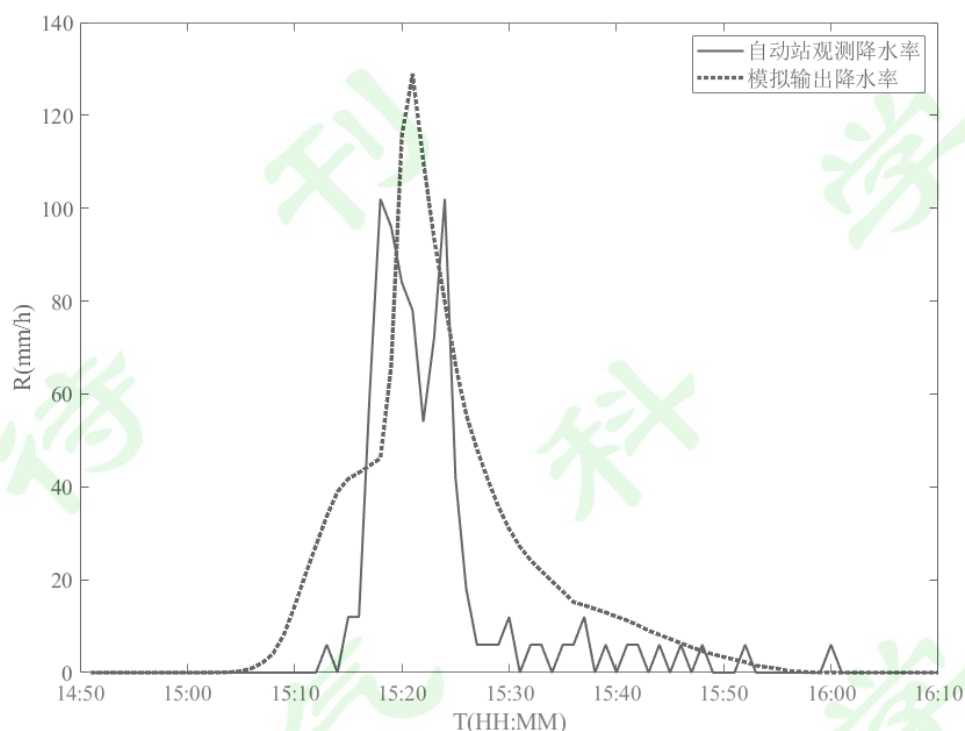


图4 玉屏自动气象站观测的分钟降水强度(mm h^{-1})与模式输出最大降水强度(mm h^{-1})变化对比

Fig.4 Comparison of the temporary variations of precipitation intensity ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) in minute observed by Yuping automatic weather station and the maximum precipitation intensity ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) output by the model

以 14:50 为过程开始时刻（实况 14:56 出现回波，模拟 14:55 出现回波），实况是 15:09（19 min）出现降水，模拟是 15:02（12 min）出现降水。实况最大降水出现在 15:15（25 min），而模拟最大降水出现在 15:21（31 min）。从时间上看，模拟产生降水早于实况降水，而模拟的最大降水时间则晚于观测的最大降水时间，模拟输出降水持续 58 min，实况观测降水持续 39 min。从最大降水强度看，模拟最大降水强度为 129 mm h^{-1} ，而实况最大降水强度为 102 mm h^{-1} ，模拟的最大降水强度大于实况的。从累计降水量上看，模拟最大累计降水为 19.6 mm，红塔区玉屏自动站在此过程观测降水为 14.2 mm。对比实况降水与模拟降水，总体来看，模拟较好地再现了此次降水的形成、演变过程。对于模拟中出现降水时间早于观测以及模拟降水持续时间大于观测的情况，可能由两方面的原因引起，一是自动站的位置与回波的强降水区的对应可能不一致，以及实况降水云体处于移动中，

二是模拟的误差（如初始场、物理过程）等原因。进一步比较分析发现，实况观测降水呈双峰型，而模拟降水是单峰形，说明实况对流云体的变化比模拟的要复杂。

2016年7月11日约15h在玉屏村出现降雹，实况观测到降雹持续5 min，降雹最大直径10 mm，但实况记录中无降雹的具体起止时间。对模拟输出雹/霰粒子9-15档(即1.38 mm-9.85mm)在近地面层的变化与分布进行分析，以比较实况降雹与模拟降雹。图5是模拟近地面层9-15档雹/霰最大数浓度变化时序图与地面降雹分布平面图，从图5a)可以看出，26 min, 9档-13档雹/霰粒子均在地面层出现，13档(5.11mm)即冰雹档，其数浓度仅 $4 \times 10^{-4} \text{ m}^{-3}$ ，至30 min增大至 10.7 m^{-3} ，34 min减小至 $8.6 \times 10^{-4} \text{ m}^{-3}$ ，35min进一步减小至 $4.3 \times 10^{-7} \text{ m}^{-3}$ ，从26-35min, 可视为5.11mm冰雹降雹的开始与结束，共10 min。32 min 14档(7.10mm)冰雹在地面层出现，其数浓度仅 $6.8 \times 10^{-12} \text{ m}^{-3}$ ，33min增大至 $9.1 \times 10^{-7} \text{ m}^{-3}$ ，34 min 15档(9.85mm)冰雹在地面层出现，其数浓度为 $6.5 \times 10^{-11} \text{ m}^{-3}$ ，35min降下为 $6.6 \times 10^{-23} \text{ m}^{-3}$ 。以26-35min为降雹时段，则7.10mm冰雹降雹4 min(32-35min), 9.85mm冰雹降雹1 min(34min)。图5b)是地面降雹平面分布图，图中灰色阴影区是5.11mm冰雹26-35min降雹分布区，绿实线区是7.10mm冰雹降雹分布区，红实线区是9.85mm冰雹降雹分布区，从图5b)可以看出，5.11mm冰雹的分布区远大于7.10mm和9.85mm的冰雹分布区。从降雹的持续时间和降雹的

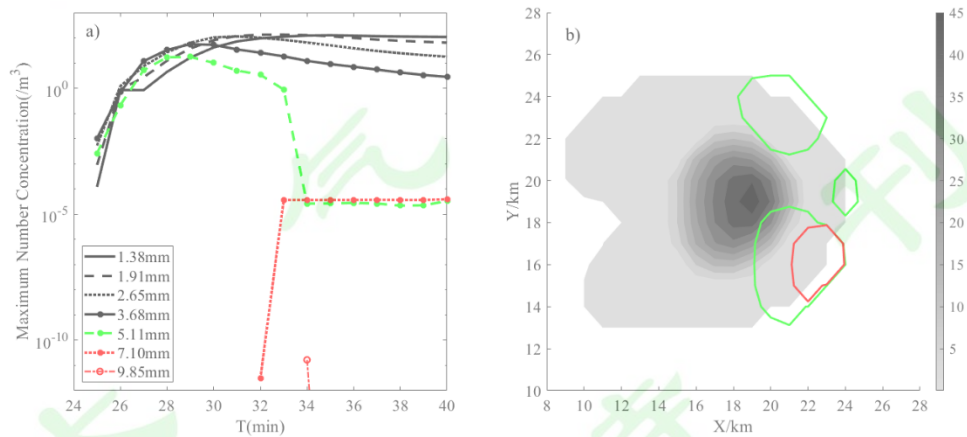


图5 模拟的2016年7月11日近地面层9-15档雹/霰最大数浓度时间变化(a)与水平分布(b)

Fig.5 Temporal evolution of modeled near-surface maximum number concentration of hail/graupel (a) and horizontal distribution (b) in 9-15 bins on 11 July, 2016

分布区大小都表明此次降雹过程是以 5.11mm 冰雹为主，较大冰雹降落产生于降雹过程的后期，7.10mm 和 9.85mm 冰雹的落区并未出现在 5.11mm 冰雹的降雹中心区。此次降雹过程实况观测冰雹最大为 10 mm，降雹 5 min，模拟冰雹直径的大小比实况的是一致的。在降雹持续时间上，模拟为 10min，考虑到实况观测到 10mm 大小冰雹，说明实况观测点处于较大冰雹的降落区，而模拟 9.85mm 冰雹的落区是处于 5.11mm 降雹分布的东南边沿区，这一区域 5.11mm 冰雹的降雹开始要晚。分析 9.85mm 冰雹分布区的 5.11mm 冰雹的降雹开始于 29 min，止于 35min，持续时间为 6 min，与实况其本一致。综上，数值模拟比较好地模拟出了降雹这一实况。

5 模拟结果分析

5.1 雹云垂直气流速度

云中垂直上升气流速度是表征云发展状况的一个重要参量。研究表明(许焕斌等, 2006)，云中上升气流如要支撑雹胚长大到 1-2cm 以上，气流上升速度应大于 15 ms^{-1} ，Miller 等(1990)对蒙大拿州迈尔斯附近观测到的超级单体风暴诊断出上升气流值超过 40 ms^{-1} 。对模拟上升气流速度沿 $Y=18\text{km}$ 进行最大值计算，图 6 是模拟最强上升气流与下沉气流速度时间变化。从图 6 可以看出，在热泡的扰动作用下，上升气流迅速增强，2 min 上升气流速度仅为 2.4ms^{-1} ，7 min 就增强至 11 ms^{-1} ，14 min 增强到最大，为 28.7 ms^{-1} 。其上升气流速度比樊明月等(2013)模拟获得的上升气流速度要快要强(22 min, 24.2 ms^{-1})，比刘术艳等(2004)模拟的(27 min, 33.9 ms^{-1})和付丹红等(2003)模拟的(18 min, 48 ms^{-1})要快但弱。从强上升气流区的位置来看，14 min 最大上升气流区约位于 -40°C 至 -50°C 层区。从 14 min 至 18 min，最大上升气流速度为维持期，随后开始减弱，至 31 min 减弱至 9.7 ms^{-1} 。上升气流速度的迅速增强和迅速减弱，说明对流发展快，衰减也快。在上升气流速度不断增强的同时，下沉气流也开始被激发。下沉气流的增强与减弱并不与上升气流速度的增强与减弱同步，下沉气流至 23 min 最大，为 13.5 m/s ，其后开始减弱。利用最大上升气流速度 $W_{\max}$ 和对流有效位能(CAPE)关系式(Cotton et al., 2010)：

$$W_{\max} = \sqrt{2 \times \text{CAPE}}$$

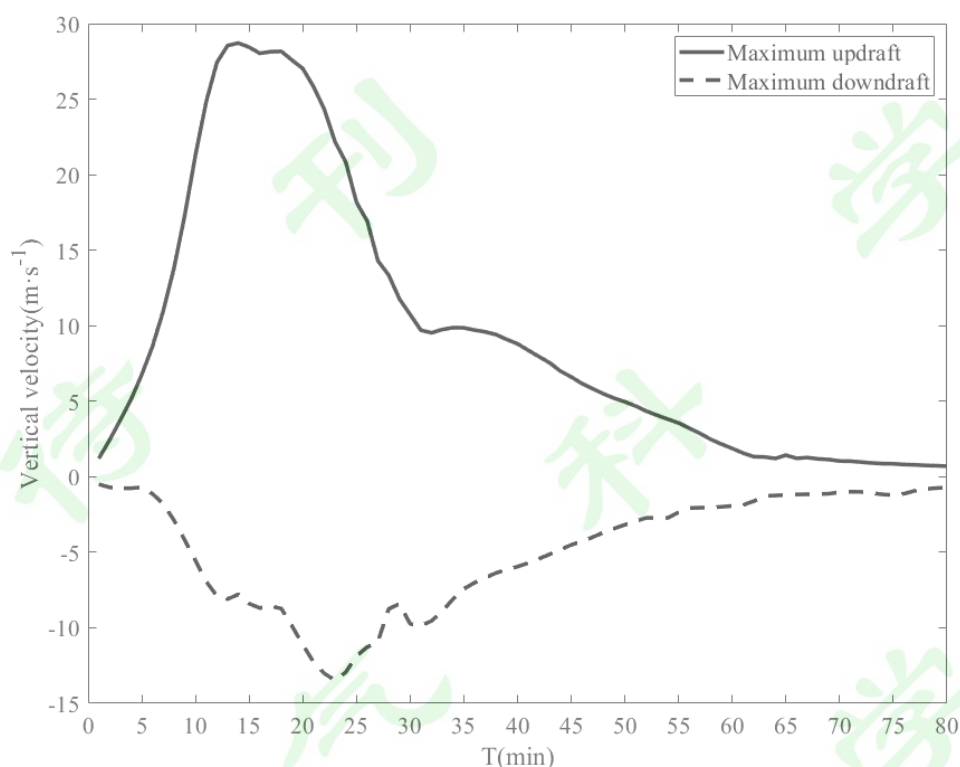


图 6 模拟的最大上升和下沉气流速度时间变化。图中实线为最大上升气流速度，虚线为最大下沉气流速度

Fig.6 Time evolution of the simulated maximum updraft and downdraft. The solid line is updraft and the dashed line is downdraft.

对 2016 年 7 月 11 日 15H $W_{\max}$ 进行计算。模拟探空 CAPE 为 1270J/Kg, 计算出 $W_{\max}$ 为 50.4 ms^{-1} , 云模拟得到的最大上升气流速度为 28.7 ms^{-1} , 约为其 1/2。在模式模拟中, 由于垂直气压梯度力扰动、雨水与雹/霰固态降水下曳等因素共同影响, 理论计算值应减缩 50%左右 (Bluestein, 1993) 为 25.4 ms^{-1} , 与模拟值大致相近。

5.2 雹胚产生机理

模式系统对雹/霰胚的生成考虑了 5 个方面, 分别为 1) 雨水在温度低于 -40°C 时匀质冻结核化为雹/霰胚 (HNUrg, 文中用到的云模式变量英文缩写见附表 1), 2) 过冷雨滴概率冻结为雹胚 (GNUrg), 3) 冰晶碰冻雨滴形成雹胚 (FRrg), 4) 雪团凇附或雪团间碰并形成霰胚 (Rgaut) 和 5) 雪团碰冻雨滴形成霰胚 (CLrsg)。

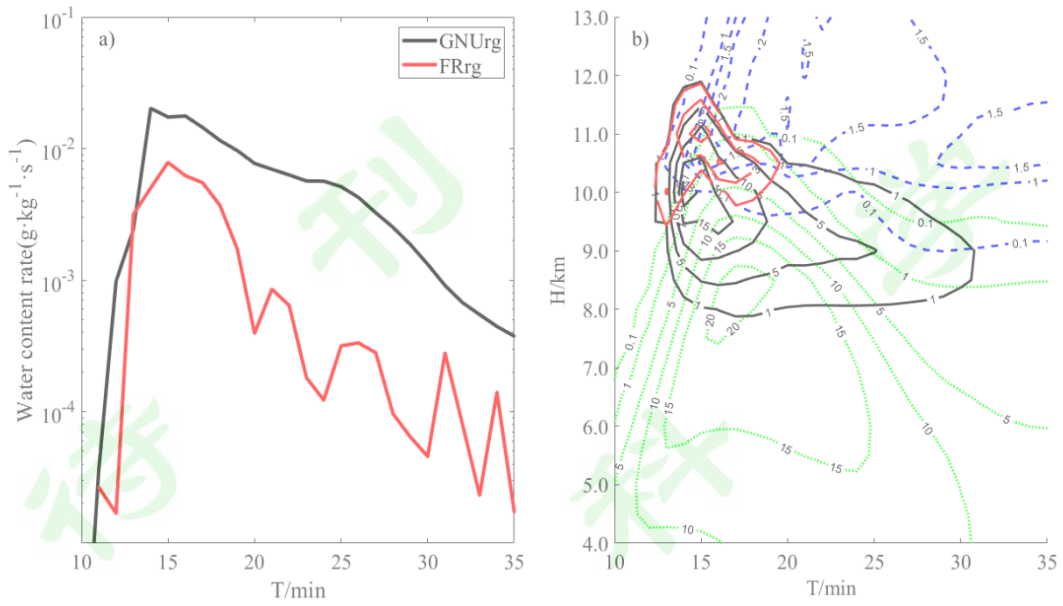


图7 雹/霰胚产生时序图与高度-时间变化分布。a)GNUrg, FRrg和Rgaut最大值变化时序图, b)qr, qi与GNUrg, FRrg最大值高度-时间变化分布。a)图中黑实线、红实线和黑虚线分别代表GNUrg、FRrg和Rgaut ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$); b)图中黑实线代表GNUrg ($10^{-3} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), 红实线代表FRrg ($10^{-3} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), 绿虚线代表qr ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$), 蓝虚线代表qi ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)。

Fig.7 Time sequence diagram of hail/graupel embryo and altitude-time distribution .(a) The Maximum sequence of GNUrg,FRrg and Rgaut,the black solid line, the red solid line and the black dotted line represent GNUrg, FRrg and Rgaut ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) ;(b) height-time variation distribution of Maximum about qr,qi and GNUrg,FRrg, the black solid line represents GNUrg ($10^{-3} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), the red solid line represents FRrg ($10^{-3} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), the green dotted line represents qr ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$), and the blue dotted line represents qi ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$).

图 7 是雹/霰胚产生时序图与高度-时间变化分布图, 图 7a) 是 10min-35min 雹胚粒子最大产生率时间变化。从图 7a) 可以看出, 此次降雹过程的雹胚主要来自 GNUrg 和 FRrg, 即过冷雨滴冻结为雹胚(GNUrg)和冰晶碰冻雨滴形成雹胚(FRrg), 虽然也有 Rgaut 型雹胚出现, 但其量级相对于 GNUrg 和 FRrg 小约 2 个量级。GNUrg 在 7 min 开始产生, 仅为 $2.0 \times 10^{-13} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, FRrg 从 11 min 开始产生, 为 $2.4 \times 10^{-5} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。随后 GNUrg 和 FRrg 快速增长, GNUrg 14 min 增长最大, 为 $0.02 \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, FRrg 15 min 增长最大, 为 $0.008 \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 比较增长最大值, GNUrg 是 FRrg 的 2.5 倍。虽然也有 Rgaut 型雹胚出现, 但出现的时间和量级都要比 GNUrg 和 FRrg 短和小, 7 min-30 min Rgaut 型雹胚仅在 13min、14min 出现, 且产生率低于 $5.0 \times 10^{-5} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。GNUrg 在 14 min 开始下降, FRrg 在 15 min 开始下降, FRrg 的下降速度要快于 GNUrg, FRrg 的下降

速度呈现波动。FRrg 至 21 min 已低于 $10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 量级, GNUrg 至 32 min 也低于 $10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 量级。

图 7b) 是 GNUrg、FRrg、qr 和 qi 的最大值的高度-时间分布图 (这里的最大值是求其分析量的同一高度上所有格点上的最大值)。从图 7b) 可以看出, qr 是分布在 11.5 km 以下, qi 分布在 9.0 km 以上, GNUrg 在 12 min–31 min 分布于 8–12 km 高度, FRrg 在 12 min–20 min 分布于 9.5–12 km 高度。qr 强中心区分布于 9.0 km 以下, 而 qi 强中心区在 10 km 以上, 虽然 GNUrg 和 FRrg 都位于过冷雨水区, 但 qi 分布偏高, 是造成 FRrg 型雹胚产生数远少于 GNUrg 型雹胚产生数的主要原因。综合图 7ab) 来看, 虽然 FRrg 增长率与增长时间与 GNUrg 大致相当, 但在分布范围上 GNUrg 要远大于 FRrg。计算 12 min–32 min 的 GNUrg 和 FRgr 总量, GNUrg 和 FRrg 分别约占 95% 和 5%, 因此, 此冰雹过程的雹胚主要来自过冷雨水冻结核化过程的转化。这一结果与国外冰雹个例的相关研究 (Knight et al., 1974; 胡朝霞等, 2007b; 陈宝君等, 2012) 和我国其他地区的研究 (王鹏飞等, 1989; 胡朝霞等, 2003, 2007a; 刘术艳等, 2004; 郭欣等, 2019) 结果比较, 在雹胚来源和冻滴胚胎所占比例方面有明显差异。本模拟分析表明, 云冰和过冷雨水的分布高度和分布范围影响雹胚来源及其比例。云南地处青藏高原东南侧, 靠近孟加拉湾和南海两个热带海洋, 夏季受印度西南夏季风和东亚副热带夏季风的影响, 此次天气过程, 孟加拉湾西南暖湿气流 (图 1) 为云南地区提供了丰沛的水汽, 过冷雨滴的概率冻结成为冰雹胚胎的比例高, 应该与云南地区夏季充足的水汽来源有关。

冰雹分档模式 (Farley, 1986) 的优势在于可以分档观察不同大小雹 (胚) 的生长变化。图 8 是分档 (1–13 档) 雹/霰最大数浓度的时间变化。图 8 中在 13 min, 1–9 档 (0.10mm–1.38mm) 雹/霰粒子开始出现, 但雹/霰粒子相对较少。14 min, 10–11 档 (1.91mm、2.65 mm) 雹/霰粒子开始出现, 16 min, 12–13 档 (3.68mm、5.11 mm) 雹/霰粒子开始出现。比较图 7 和图 8, 虽然雹/霰胚生产率在 7 min 已发生, 但雹/霰粒子数浓度在 13 min 才发生, 说明如果雹/霰胚产生率太小 (小于 $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 量级) 并不能有效形成雹/霰胚粒子。雹/霰胚粒子出现后, 其数浓度快速跃升, 如第 6 档 (0.52mm) 雹/霰胚粒子由 13 min 的 0.93 m^{-3} 跃升 15 min 的 111.03 m^{-3} , 18 min 达 500.03 m^{-3} , 是分档增长

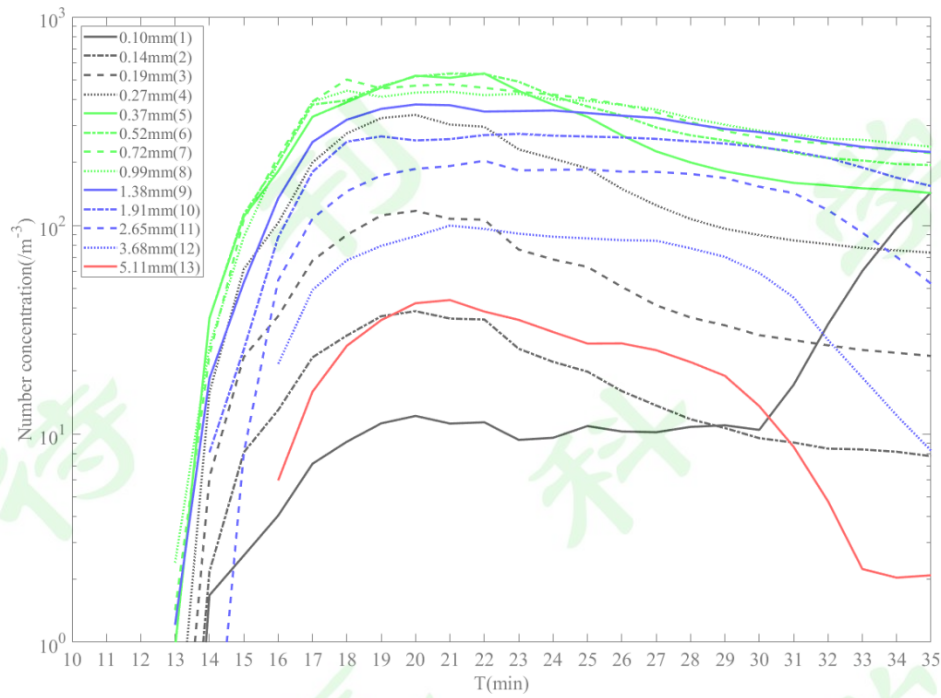


图8 分档（1-13 档）雹/霰胚最大数浓度的时间变化

Fig.8 Time evolution of maximum number concentration of hail/graupel embryos in 1-13 bin

最快的。22 min 第5 档（0.37mm）雹/霰胚粒子达 535.06 m^{-3} ，是分档的最大数浓度。1-13 档的数浓度增长基本呈正态分布（图略），中间档次增长快些，两端增长慢些。对雹/霰数浓度累计（模式所有点上的雹/霰数浓度累加），其累计增长也是基本呈正态分布，最大为第7 档（0.72 mm）。

图9 是1-13 档雹/霰最大数浓度的高度分布时序图，其中图9a）为1-2 档雹/霰最大数浓度的分布变化图，图9b）至图9i）分别为3-13 档的雹/霰最大数浓度的分布变化图。从图9 可以看出，雹/霰粒子在 40°C 层附近生产，数浓度最大值与分布范围都呈现出逐档增大又减小的变化，但各档雹/霰粒子在高度上的分布变化不尽相同。1-4 档（0.10mm-0.27mm），即图9a）至图9c）中的雹/霰粒子主要呈现出向上层发展，高度增至16km， -80°C 层附近，下向仅延伸至8km， 20°C 层附近，强中心基本处于 -40°C 层上下。5-6 档（0.37mm-0.52mm），即图9d）至图9e）中的雹/霰数浓度最大，向上向下发展也强，向上达 -80°C 层附近，向下达 0°C 层附近。从第7 档（0.72mm），即图9f）开始，雹/霰数浓度

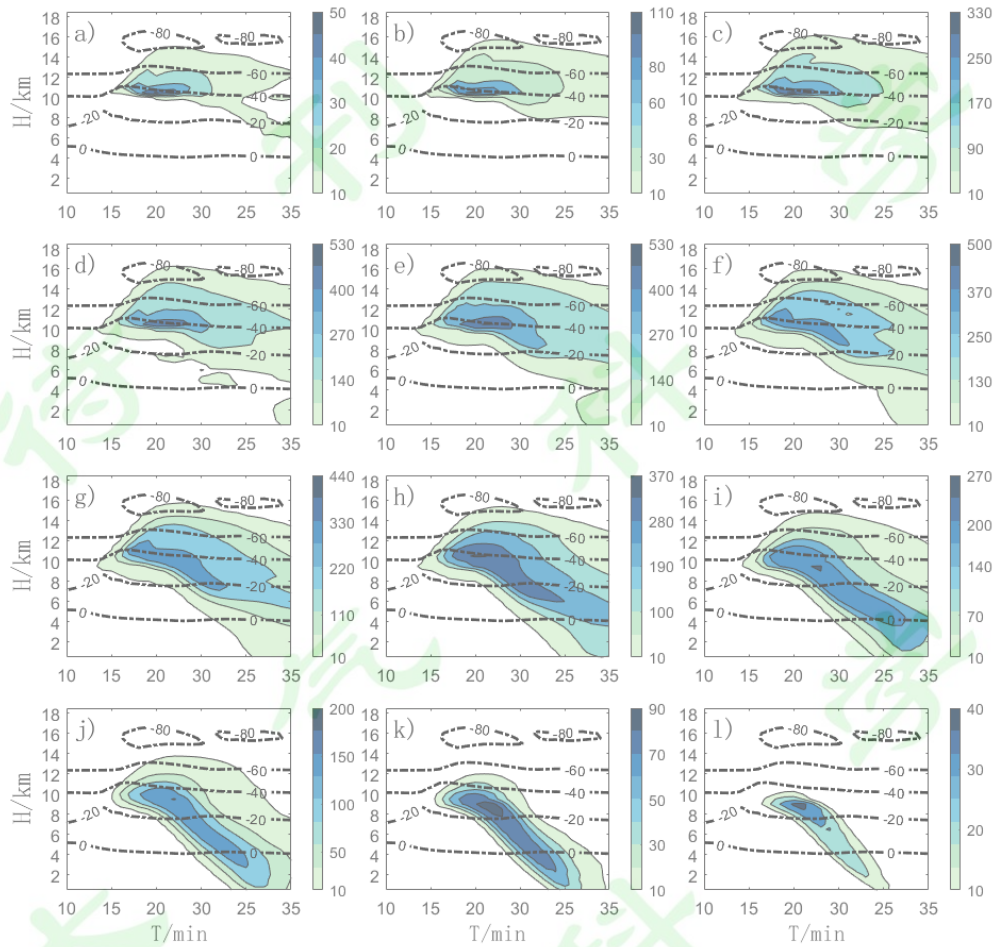


图9 分档(1-13档)雹/霰数浓度高度-时间分布

Fig.9 Height-time distribution of number concentration of hail/graupel embryos in 1-13 bin

的最大值逐渐减小, 雹/霰粒子分布强中心也明显向下层延伸, 而且向上发展的高度也开始下降, 至第13档(5.11mm), 即图9l) 雹/霰粒子分布总体已处于 -40°C 层以下。从各档雹/霰粒子在高度上的发展变化看, 较小雹/霰粒子易向上层发展, 较大雹/霰粒子易向下层发展, 这可能与过冷水分布区内上层较小的雨水粒子多, 而下层较大的雨水粒子多, 以及不同大小雹/霰粒子的下落末速度差异有关。综合各档雹/霰粒子的高度-时间变化来看, 40°C 层以上有利于较小雹/霰粒子的生产, 但较小的雹/霰粒子难于下落到 0°C 层以下; 适宜的雹/霰粒子大小(直径)较有利于雹/霰粒子的生产, 本模拟过程中, 大于0.3mm与小于3mm的雹/霰粒子易于生产(数浓度在 200 m^{-3} 以上)。图8、图9中13 min开始

出现雹/霰粒子，并在 16 min 就有第 13 档雹粒子（5.11 mm）出现，鉴于此次过程的雹/霰胚主要来源于冻雨滴，可能的情况是有较大雨滴被直接冻结成雹/霰胚。在模拟过程中，在 4 min 就开始出现雨水，随着上升气流的加强，雨水区顶高也不断升高。由于大雨滴易于破碎，自然界很少能观测到大于 6 mm 的大雨滴，实验室中得到雨滴自发破碎的临界半径是 4.3 mm，而自然界中雨滴在半径 3mm-3.5 mm 时就会自发破碎，雨滴的自发破碎阻止了大于直径 6 mm 的大雨滴冻结成雹/霰胚情况的出现，上升气流超过 3 或 4 m s⁻¹，可产生直径为 5 mm 的雨滴（梅森，1979），5 mm 大小的雨滴随着上升气流的增强和升高被输送到-30℃层附近的高度上，就可能被冻结成大雹/霰胚。综合分析雹/霰胚粒子开始出现的时间和冰雹（第 13 档雹粒子）的出现时间，我们认为大雨滴冻结是此过程冰雹生产快的主要因素。

5.3 雹胚增长机理

雹/霰胚碰并过冷云水、过冷雨水是冰雹的主要增长方式。本模式系统冰雹的增长考虑了 1) 雹/霰碰并过冷云水增长 (CLcg), 2) 雹/霰碰并过冷雨水增长 (CLrg), 3) 雹/霰碰并雪团增长 (CLsg), 4) 雹/霰碰并云冰增长 (CLig), 5) 雹/霰的凝华/升华 (VDgv) 等过程, 也考虑了雹/霰向雨水的转化 (MLgr)。对 12 min-32 min 的 CLcg、CLrg、CLsg 和 CLig 的比含量进行累计（模拟区所有格点逐时间累加）为总碰并量，其中 CLcg 占 99.9% 以上，说明该次冰雹过程的冰雹增长主要是通过 CLcg 过程实现冰雹的增长。虽然 CLrg, CLig 过程对冰雹的增长也有贡献（其总碰并量小于 0.1%），但远小于 CLcg 的贡献，而 CLsg 过程的贡献为非常小，可忽略。

为进一步分析不同大小雹/霰粒子的 CLcg 碰并过冷云水的差异，对 CLcg 按雹/霰粒子分档进行最大值统计，图 10 是 10 min-35 min 的 3-13 档的最大 CLcg 的变化时序图。1-2 档（0.10 mm-0.14 mm）CLcg 为零，说明该两档雹/霰粒子的 CLcg 未发生，CLcg 仅在 3-13 档发生。总体上，CLcg 随雹/霰粒子直径的增大而增大，每档的 CLcg 变化都伴随有跃升，随后减弱。从 CLcg 最大增长量来看，第 3 档（0.19mm）CLcg 小于 $10^{-5} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ，第 4 档（0.27mm）CLcg 小于 $10^{-4} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ，5-6 档（0.37mm-0.51mm）CLcg 小于 $10^{-3} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ，7-11 档（0.72mm-2.65mm）和 13 档（5.11mm）CLcg 小于 $10^{-2} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ，而 12 档（3.68mm）CLcg

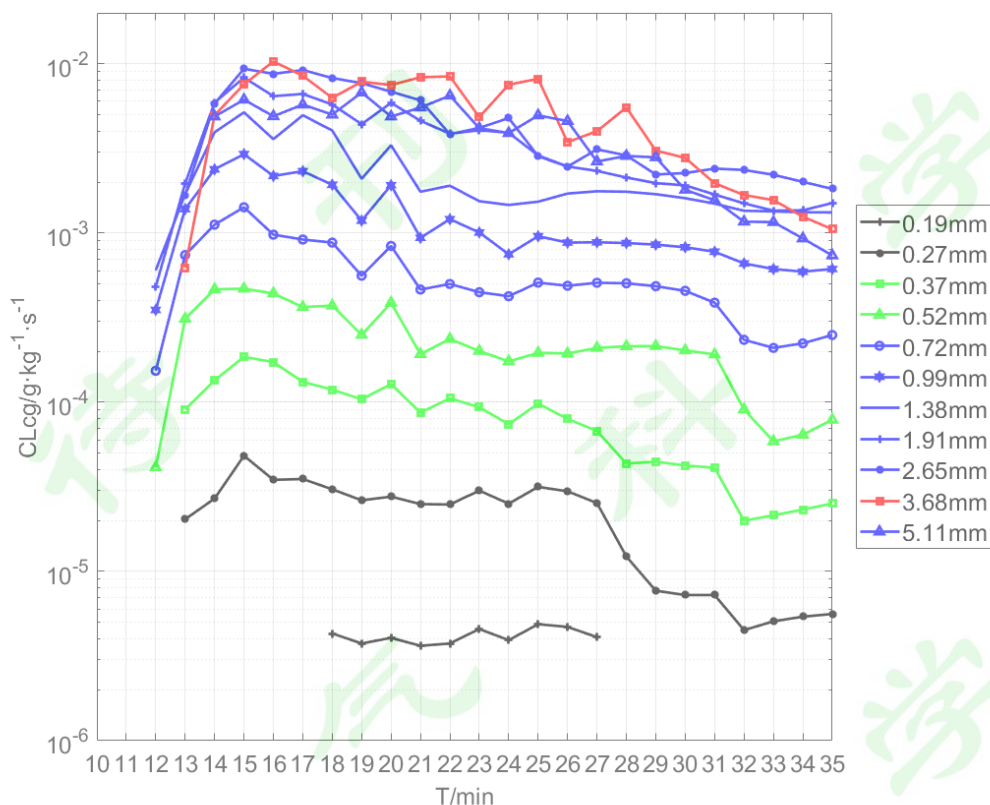


图 10 雹/霰粒子 10min-35min 的 3-13 档最大 CLcg 的时间变化

Fig.10 Time evolution of maximum growth rate of CLcg in 3-13 bins at the simulated 10-35 min.

可达 $10^{-2} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 为最大, 第 3 档 (0.19mm) CLcg 增长量较之第 12 档 (3.68mm), 相差 10^3 量级。从各档 CLcg 变化看, 小于 0.3mm 的雹/霰粒子, CLcg 增长量在 $10^{-4} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下, 而大于 1.5mm 的雹/霰粒子 CLcg 的增长变化相近, CLcg 增大并没有随着雹/霰粒子直径的增大而一直增大。为进一步分析比较雹/霰粒子对云水、雨水的分档碰并特征, 对 CLrg 的分档碰并进行分析发现, 12 min-32 min, CLrg 在 1-13 档都有发生, 而 CLcg 仅在 3-13 档间发生, 且 CLrg 的分档碰并是随雹/霰粒子直径的增大而明显增大的, 这也是与 CLcg 不同的。因此, CLcg 和 CLrg 不仅在碰并总量差异大, 而且两者在碰并机理也是有差异的, 但两者差异大的主要还是表现在 CLrg 碰并效率远比 CLcg 的低。CLrg 碰并效率很低, 是否是造成模拟中冰雹较实况小的因素, 有待进一步研究。

为分析 Sulakvelidze 定义的累积带的分布与变化特征, 图 11 给出了模拟过程沿雹云中心 ($x=18\text{km}$, $y=18\text{km}$) 的 12 min 至 17 min 上升气流速度与雨水含量随

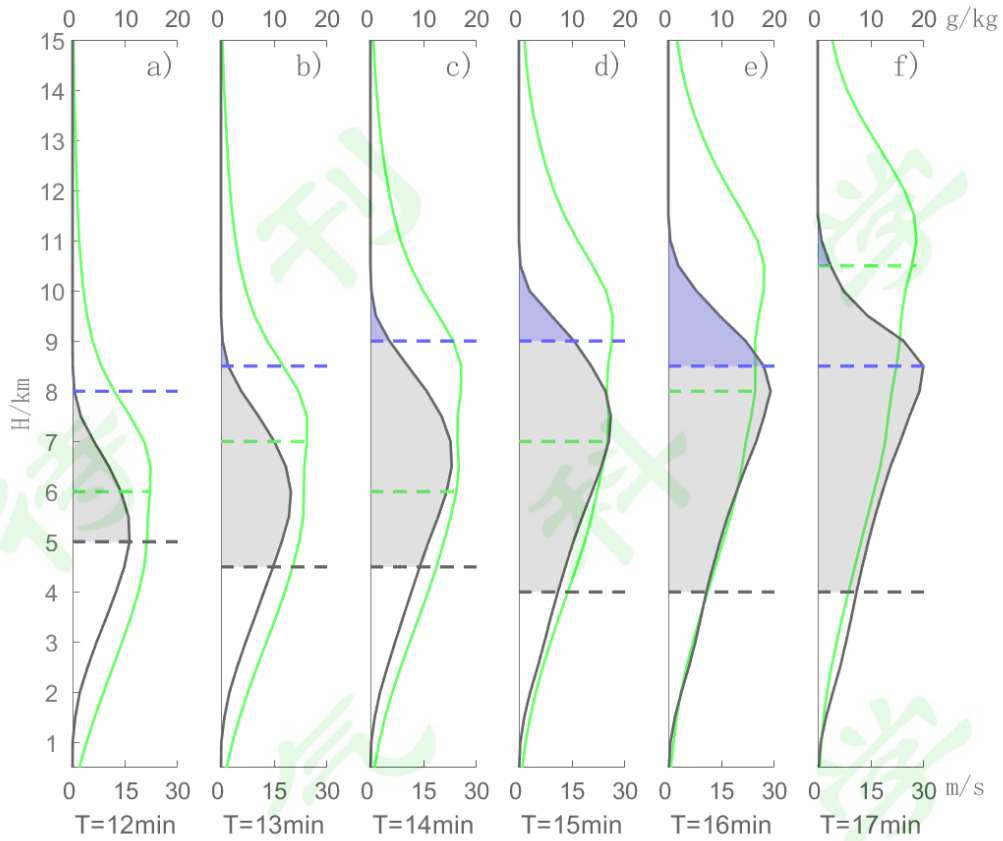


图 11 沿雹云中心 ($x=18\text{km}$, $y=18\text{km}$) 的 12-17min 上升气流速度和雨水含量廓线分布。图中纵坐标刻度为高度 (km)，下横坐标刻度为上升速度值 (m s^{-1})，上横坐标刻度为雨水含量值 (g kg^{-1})；黑实线为雨水含量的廓线，绿实线为上升气流速度廓线，灰色阴影区为过冷雨水区，浅蓝色阴影区为累积带区；黑虚线、蓝虚线分别为 0°C 、 -25°C 层所在高度位置，绿虚线为气流上升速度最大区高度。

Fig.11 The profiles of updraft and rainwater along with central hail cloud ($x=18\text{ km}$, $y=18\text{ km}$) during 10-16 min of stimulation. The vertical axis is the height (km), the low horizontal axis is updraft (m s^{-1}), and the upper horizontal axis is rainwater content (g kg^{-1}). The black solid line is the profile of rainwater content, and the green dashed one is the profile of updraft. The grey shaded area is the supercooled rainwater and shallow blue shaded is the accumulation zone. The horizontal black and blue dashed lines are the heights of 0°C and -25°C , respectively. The horizontal green dashed lines are the heights with the maximum updraft.

时间的高度变化。从 12 min 至 17min，随着雹云的发展， 0°C 层高度略有下降， -25°C 层高度出现起伏， -25°C 层高度 12 min-14 min 上升，而后下降。雹云中心 ($x=18\text{km}$, $y=18\text{km}$) 的气流最大上升速度从 12 min 的 22.3m/s 增大到 17 min 的 27.9m/s ，同时，气流最大上升速度的所在高度由 12 min 的 6.9km 升高到 17 min

的 10.5km, 雨水 (qr) 比含量的最大值由 12 min 的 10.8g/kg 增大到 17 min 的 19.9g/kg。图 11 中以阴影方式表示 12 min-17 min 过冷水和累积带的高度分布与数量大小, 灰色阴影区代表过冷水区, 浅蓝色阴影区代表累积带区。从图 11 中可以看出, 随着 0℃层的下降、qr 的增大与抬升, 冷过水区随之增大。图 11a) 和图 11b) 中, 由于-25℃层高度基本处于 qr 的顶高, 因此累积带区没有出现。图 11c) 至图 11e), 随着 qr 的增大与抬升, 以及-25℃层高度的下降, 累积带开始出现并加厚。图 11f) 即 17 min, 由于上升气流强中心的快速上升, 上升气流衰减线明显抬升并超过-25℃层高度, 基本达到 qr 顶部, 累积带以上升气流衰减线来界定, 累积带基本减弱消失。虽然从 13 min-17 min 都有累积带阴影区, 但 13 min 和 17 min 的阴影区太小, 因此, 仅 15 min-16 min 可视为有累积带存在, 即累积带存在时间仅 2 min。图 12 是模拟 14 min-17 min 雹/霰(qg)与雨水(qr)分布垂直剖面图(X=18 km)。从图 12 可以看出, 14 min-17min, 雹云发展迅速, 过冷水区随着-40℃层的抬升而升高, qg 数浓度快速增大, 由 14 min 的 138 m^{-3} 增大到 17 min 的 2099 m^{-3} , qg 数浓度中心区位于-40℃层附近, 并随着-40℃层上升而抬升。为考察累积带对不同大小雹/霰粒子增长的作用, 图 12 中给出了直径大于 2.0mm, 即 11 档 (2.65mm) 以上的雹/霰粒子数浓度分布 (图中绿色等值线区)。从图 12a) 可以出, 14 min 大于 2.0mm 雹/霰粒子开始出现, 但其数浓度仅为 0.1 m^{-3} , 其生成区在 qg 数浓度中心大值区。15 min, 大于 2mm 雹/霰数浓度值快速增大, 达 8 m^{-3} , 但其中心区明显与 qg 数浓度中心区分离而偏向下方, 在-25℃层附近。16 min, 大于 2.0mm 雹/霰粒子的数浓度增大至 68.5 m^{-3} , 其中心区位于-25℃至-30℃高度层间。17 min, 大于 2.0mm 雹/霰粒子的数浓度增大至 148.8 m^{-3} , 其中心区仍位于-25℃至-30℃高度层间。综合图 11 和图 12, 累积带在 15min-16min 存在, 累积带内的过冷水区自下而上减弱, 而较大雹/霰粒子处于累积带下部, 可以获得较多的过冷水, 有利于较大雹/霰粒子的增长。因此, 累积带的存在有利于较大雹/霰粒子的增长, 由于累积带存在时间较短, 对雹/霰胚粒子增长虽有一定贡献, 但并不起决定性作用。

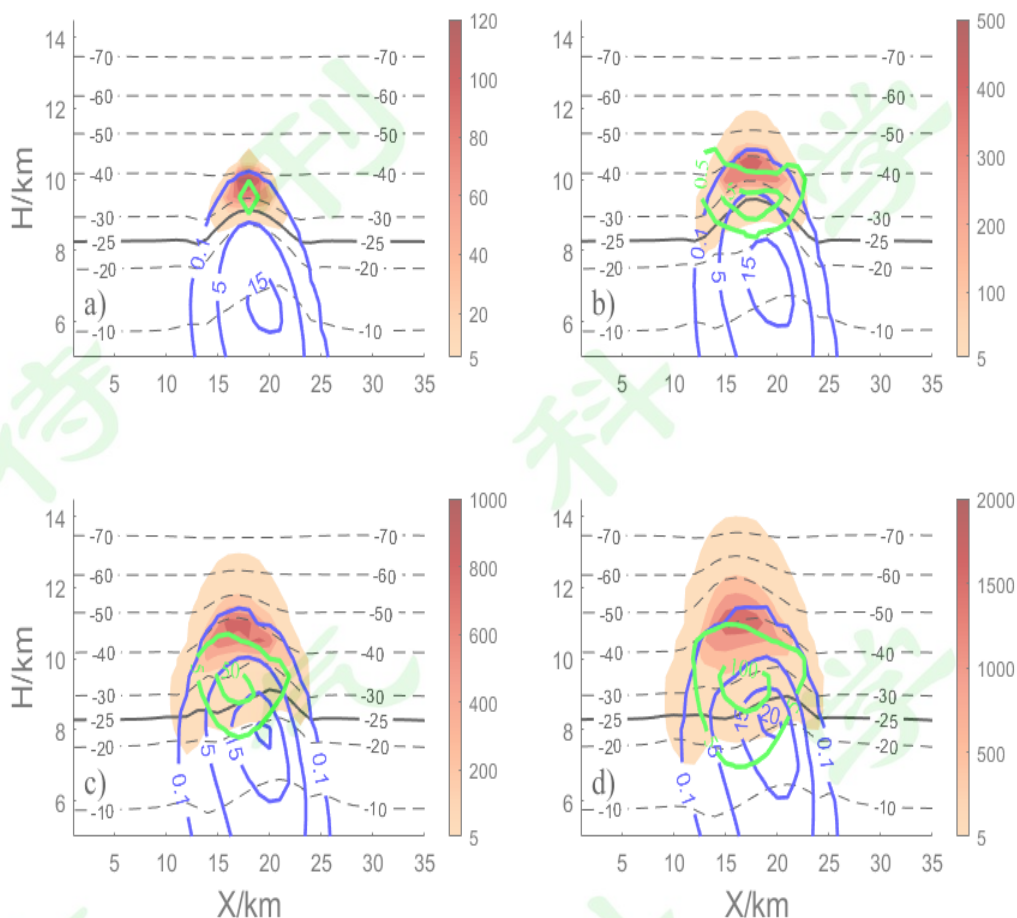


图 12 模拟 14-17min 雹/霰 (qg) 与雨水 (qr) 含量垂直剖面图 (X=18km)。图中水平黑色虚线为温度等值线 (°C)，红色阴影区为 qg 数浓度 (m^{-3}) 分布区，蓝色等值线为 qr 比含量 (g kg^{-1}) 分布区，绿色等值线为直径大于 2.5mm 雹/霰数浓度 (m^{-3}) 分布区。a-d 分别为 14-17min 的剖面。

Fig.12 Simulated vertical profiles of hail/graupel (qg) and rainwater (qr) contents in 14-17min (x=18 km). Black dashed lines are temperature ($^{\circ}\text{C}$). The color shaded area is the distribution area of qg number concentration (m^{-3}), the blue solid lines represent the rainwater content qr (g kg^{-1}), and the green solid lines represent hail/graupel number concentration (m^{-3}) with the diameter greater than 2.5mm. The a,b, c and d are 14-17 min, respectively.

6 结论与讨论

通过三维冰雹分档模式对云南 2016 年 7 月 11 日一次冰雹过程的微物理形成机理进行了模拟研究，得到如下结论：

- 1) 模拟结果表明，此次降雹过程的雹/霰胚主要来源于冻滴，雹/霰胚主要

通过过冷雨水的概率冻结而形成,过冷雨水的高度分布不利于冰晶碰冻雨滴型雹/霰胚的产生。雹/霰胚粒子的产生,多数集中在 0.3mm 至 3.0mm 大小间。大雨滴的冻结是冰雹胚胎(5mm)形成的主要来源。整个雹胚产生过程中,GNUrg 型和 FRrg 型产生总量分别为 95%和 5%,此冰雹过程的雹胚主要来自过冷雨水冻结核化过程的转化。这一结果与国外和我国其他地区的结果比较,在雹胚来源和冻滴胚胎所占比例方面有明显的差异,过冷雨滴的概率冻结成为冰雹胚胎的比例很高,这应该与该地区充足的水汽来源有关。

2) 雹胚的增长主要通过碰并云水过程实现,雹胚的增长跃升快,直径小于 0.3mm 的雹/霰粒子难以增长;较小雹/霰粒子易于向上层发展,而较大雹/霰粒子易于向下层发展。

3) 过冷水累积带有利于较大雹粒子的增长,但因强上升气流中心区的快速提升,导致过冷水累积带存在时间较短,过冷水累积带对雹/霰胚的增长有一定贡献,但并不是决定性因素。

从本个例冰雹的模拟结果看,过冷雨滴的冻结是冰雹胚胎的主要来源,在人工防雹作业中应尽可能早地消耗过冷雨滴的量,由于冰雹云早期的上升气流不强,通过作业使过冷雨水冰晶化,快速下落融化,达到消减冰雹的目的。因此,冰雹云的预报和冰雹产生区的早期识别对人工防雹非常重要。

附表 1 文中符号的物理意义
Appendix 1 List of Symbols

符号 Symbol	物理含义
qg	雹/霰
qr	雨水
qi	云冰
HNurg	匀质冻结核化为雹/霰胚
GNurg	过冷雨滴概率冻结为霰胚
FRrg	冰晶碰冻雨滴形成霰胚
Rgaut	雪团淞附或雪团间碰并形成霰胚
CLrsg	雪团碰冻雨滴形成霰胚
CLcg	雹/霰碰并过冷云水增长
CLrg	雹/霰碰并过冷雨水增长
CLsg	雹/霰碰并雪团增长
CLig	雹/霰碰并云冰增长
VDgv	雹/霰的凝华/升华
MLgr	雹/霰向雨水的转化

参考文献(References)

- Adams-Selin R D, Ziegler C L. 2016. Forecasting hail using a one-dimensional hail growth model within WRF[J]. Monthly Weather Review, 144(12): 4919-4939.
- Anderson M E, Carey L D. 2011. Petersen W A, et al. C-band dual-polarimetric radar signatures of hail[J]. Electron. J. Oper. Meteor, 12(2): 1-30.
- Battan, L. J. 1975. Doppler Radar Observations of a Hailstorm[J]. Journal of Applied Meteorology, 14(1): 98-108.
- Berry, E. X. 1967. Cloud Droplet Growth by Collection [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 24(6): 688-701.
- Bluestein H B. 1993. Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes: Vol. II: Observations and Theory of Weather Systems [M]. Oxford, U. K: Oxford University Press, 445pp.
- 蔡淼, 周毓荃, 蒋元华, 等. 2014. 一次超级单体雹暴观测分析和成雹区识别研究[J]. 大气科学, 38(05): 845-860. Cai Miao, Zhou Yuquan, Jiang Yuanhua, et al. 2014. Observations, analysis, and hail-forming area identification of a supercell hailstorm [J]. Chinese Journal of

Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (5): 845-860.

陈宝君, 肖辉. 2007. 过冷雨水低含量条件下冰雹形成和增长机制及其催化效果的数值模拟 [J]. 大气科学, 31(02): 273-290. Chen Baojun, Hiao Hui. 2007. Numerical simulation of hail formation and growth in a storm with low supercooled rain water content and the effect of agi seeding on hail suppression[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31(02): 273-290.

陈宝君, 郑凯琳, 郭学良. 2012. 超级单体风暴中大冰雹增长机制的模拟研究 [J]. 气候与环境研究, 17 (6): 767-778. Chen Baojun, Zheng Kailin, Guo Xueliang. 2012. Numerical investigation on the growth of large hail in a simulated supercell thunderstorm [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 17 (6): 767-778.

陈宗瑜. 2001. 云南气候总论[M]. 北京: 气象出版社. Chen Zongyu. 2001. Yunnan Climate Overview [M]. Beijing: China Meteorological Press, 3-8pp.

Cotton, W. R., Bryan, G., Van den Heever, S. C. 2010. Storm and cloud dynamics[M]. Academic press, 49pp.

Doswell C A. 2001. Severe convective storms—An overview[J]. Severe convective storms, 1-26.

段玮, 胡娟, 赵宁坤, 等. 2017. 云南冰雹灾害气候特征及其变化[J]. 灾害学, 32(2): 90-96. Duan Wei, Hu Juan, Zhao Ningkun, et al. 2017. Climatic Characteristics and Changes of Hail Disasters in Yunnan[J]. Journal of Catastrophology (in Chinese), 32(2): 90-96.

范皓, 杨永胜, 段英, 等. 2019. 太行山东麓一次强对流冰雹云结构的观测分析[J]. 气象学报, 77(5): 823-834. Fan Hao, Yang Yongsheng, Duan Ying, et al. 2019. An observational analysis of the cloud structure of a severe convective hailstorm over the eastern foothill of Taihang Mountain [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 77(5): 823-834.

樊明月, 张佃国, 龚佃利, 等. 2013. 山东冰雹形成机制及雹云催化技术模拟——一个例研究[J]. 大气科学学报, 36(1): 107-120. Fan Ming-yue, Zhang Dian-guo, Gong Dian-li, et al. 2013. A case study of hail formation mechanism and hail suppression technique in Shandong Province [J]. Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36(1): 107-120

Farley, R. D., Orville, H. D. 1986. Numerical Modeling of Hailstorms and Hailstone Growth. Part I: Preliminary Model Verification and Sensitivity Tests[J]. Journal of Climate and Applied Meteorology, 25(12): 2014-2035.

Foot, G. B., C. A. Knight. 1979. Results of a Randomized Hail Suppression Experiment in Northeast Colorado. Part I: Design and Conduct of the Experiment[J]. *Journal of Applied Meteorology*, 18(12): 1526-1537.

付丹红, 郭学良, 肖稳安, 等. 2003. 北京一次大风和强降水天气过程形成机理的数值模拟[J]. *南京气象学院学报*, 26(2): 190-200. Fu Danhong, Guo Xueliang, Xiao Wenan, et al. 2003. Numerical study on the formation a severe storm accompanied with gale and heavy rain in Beijing [J]. 26(2): 190-200. *J. Nanjing Insti. Meteor.(in Chinese)*, 26(2): 190-200.

郭欣, 郭学良, 陈宝君, 等. 2019. 一次大冰雹形成机制的数值模拟[J]. *应用气象学报*, 30(06): 651-664. Guo Xin, Guo Xueliang, Chen Baojun, et al. 2019. Numerical Simulation on the Formation of Large-size Hailstones[J]. *J. Appl. Meteor. Sci.(in Chinese)*, 30(06): 651-664.

郭学良. 1997. 三维强对流云(雹云)的冰雹形成机制及降雹过程的冰雹分档数值模拟研究[D]. 北京: 中国科学院大气物理研究所博士学位论文. Guo Xuelian. 1997. The studies on three-dimensional hail category numerical simulations of hail formation and hailfall process[D]. Ph. D. dissertation (in Chinese). Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science.

郭学良, 黄美元, 洪延超, 等. 2001a. 三维冰雹分档强对流云数值模式研究 I .模式建立及冰雹的循环增长机制[J]. *大气科学*, 25(5): 707-720. Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Hong Yanchao, et al. 2001a. A study of three-dimensional hail-category hailstorm model. Part I: Model description and the mechanism of hail recirculation growth [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 25(5): 707-720.

郭学良, 黄美元, 洪延超, 等. 2001b. 三维冰雹分档强对流云数值模式研究 II .冰雹粒子的分布特征[J]. *大气科学*, 25(6): 856-864. Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Hong Yanchao, et al. 2001b. A study of three-dimensional hail-category hailstorm model. Part II: Characteristics of hail-category size distribution [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 25(6): 856-864.

Han J, Pan H L. 2011. Revision of convection and vertical diffusion schemes in the NCEP Global Forecast System[J]. *Weather and Forecasting*, 26(4): 520-533.

胡朝霞, 李宏宇, 肖辉, 等. 2003. 旬邑冰雹云的数值模拟及累积带特征[J]. *气候与环境研究*, 8(2): 196-208. Hu Zhaoxia, Li Hongyu, Xiao Hui, et al. 2003. Numerical simulation of hailstorms and the characteristics of accumulation zone of supercooled raindrops in Xunyi county [J]. *Climatic*

and Environmental Research(in Chinese), 8(2): 196-208.

胡朝霞, 齐彦斌, 郭学良, 等. 2007a. 青藏高原东部冰雹形成机理的数值模拟[J]. 气候与环境研究, 12(1): 37-48. Hu Zhaoxia, Qi Yanbin, Guo Xueliang, et al. 2007a. Numerical simulation of hail formation mechanism in east of the Tibetan plateau [J]. Climatic and Environmental Research(in Chinese), 12(1): 37-48.

胡朝霞, 郭学良, 李宏宇, 等. 2007b. 慕尼黑一次混合型雹暴的数值模拟与成雹机制[J]. 大气科学, 31(5): 973-986. Hu Zhaoxia, Guo Xueliang, Li Hongyu, et al. 2007b. Numerical simulation of a hybrid-type hailstorm in Munich and the mechanism of hail formation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31(5): 973-986.

Knight, N.C. 1981. The Climatology of Hailstone Embryos[J]. Journal of Applied Meteorology, 20(7): 750-755.

Knight, C.A. and N.C. Knight. 1970. Hailstone Embryos. Journal of Atmospheric Sciences, 27(4): 659-666.

Knight, C. A., Nancy C. Knight., James E. Dye., et al. 1974. The Mechanism of Precipitation Formation in Northeastern Colorado Cumulus I. Observations of the Precipitation Itself[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 31(8): 2142-2147.

Knight, C.A. and N.C. Knight, 1979. Results of a Randomized Hail Suppression Experiment in Northeast Colorado. Part V: Hailstone Embryo Types[J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 18(12): 1583-1588.

Knight C A, Knight N C. 2001. Hailstorms[M]//Severe convective storms. American Meteorological Society, Boston, MA, 223-254.

刘术艳, 肖辉, 杜秉玉, 等. 2004. 北京一次强单体雹暴的三维数值模拟[J]. 大气科学, 28(3): 455-470+482. Liu Shuyan, Xiao Hui, Du Bingyu, et al. 2004. Three-dimensional Numerical simulation of a strong convective storm in Beijing [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 28(3): 455-470+482.

Macklin W C. 1977. The characteristics of natural hailstones and their interpretation[M]//Hail: A review of hail science and hail suppression. American Meteorological Society, Boston, MA, 65-91.

梅森 B.J. 1979. 云物理学[M]. 北京: 科学出版社. Mason B.J. 1979. The Physics of Clouds[M].

Beijing: Science Press, 336pp.

Miller L. J., John D. Tuttle, G. Brant Foote. 1990. Precipitation Production in a Large Montana Hailstorm: Airflow and Particle Growth Trajectories[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(13): 1619-1646.

马振骅. 1977. 一次累积带降雹的雷达观测[J]. *大气科学*, 1(2): 149-152. Ma Zhenhua. 1977. Radar observation of an accumulation zone generating hail fallout [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 1(2): 149-152.

Morrison H, Thompson G, Tatarskii V. 2009. Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two-moment schemes [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 137: 991-1007.

秦剑, 琚建华, 解明恩. 1997. 低纬高原天气气候[M]. 北京: 气象出版社. Qin Jian, Ju Jianhua, Xie Ming. *Weather & climate over low latitude plateau*. Beijing: China Meteorological Press. 2-8pp

Skiprniková K, Řezáčová D. 2014. Radar-based hail detection[J]. *Atmospheric Research*, 144: 175-185.

Sulakvelidze, G. K., N. S. Bibilashvei and V. F. Lapcheva, 1967. Formation of Precipitation, and Modification of Hail Processes[M]. Israel Program for Scientific Translations, 208 pp.

王鹏飞, 李子华. 1989. 微观云物理学[M]. 北京: 气象出版社, 425pp. Wang Pengfei, Li Zihua. 1989. *Micro cloud physics* [M]. Beijing: China Meteorological Press. 425pp.

许焕斌, 段英, 刘海月. 2006. 雹云物理与防雹的原理和设计 (第二版) [M]. 北京: 气象出版社. Xu Huanbin, Duan Ying, Liu Haiyue. 2006. *Hail Cloud Physics and Principles and Design of Hail Prevention (Second Edition)* [M]. Beijing: China Meteorological Press.

许美玲, 段旭, 杞明辉, 等. 2011. 云南省天气预报员手册[M]. 北京: 气象出版社, 1-9, 158-182. Xu Meiling, Duan Xu, Qi Minghui, et al. 2011. *Yunnan Weather Forecaster's Manual* [M]. Beijing: China Meteorological Press, 1-9, 158-182pp.

Young K C. 1977. A numerical examination of some hail suppression concepts[M]//Hail: A review of hail science and hail suppression. American Meteorological Society, Boston, MA, p195-214.

郑国光. 1987. 冰雹生长“水份累积带”存在吗?——对“过量播撒”防雹假说的一点质疑[J]. *新疆气象*, 6:29-32. Zheng Guoguang. 1987. Does the hail growth "supercooled rainwater

accumulation zone" exist? –some doubts about the hypothesis of "over-seeding" for hail suppression [J]. Xinjiang Meteorology(in Chinese), 6:29-32.

周泓, 段玮, 赵爽,等. 2014.滇中地区冰雹的多普勒天气雷达及闪电活动特征分析[J].气象, 40(9):1132-1144. Zhou hong,Duan Wei, Zhao shuang,et al.2014. Analysis of Doppler weather radar and lightning activity characteristics of Hail in Central Yunnan[J].Meteorological Monthly(in Chinese), 40(9):1132-1144.

周玲, 陈宝君, 李子华, 等. 2001. 冰雹云中累积区与冰雹的形成的数值模拟研究[J]. 大气科学, 25(4): 536-550. Zhou Ling, Chen Baojun, Li Zihua, et al. 2001. A numerical simulation of hailstorm accumulation zone and hail formation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 25(4): 536-550.