

论文

层状云系中两种特殊分布嵌入对流的形成过程和降水机理

李艳伟*, 牛生杰

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

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

收稿日期: 2010-10-14; 接受日期: 2011-06-02

国家自然科学基金(批准号: 40975086, 40537034)和国家科技支撑计划项目(编号: 2006BAC12B02)资助

摘要 虽然大范围层状云系内的嵌入对流分布通常表现为杂乱无章、各具特征,但在观测中发现了,在一些合适的天气条件下,也会有一些嵌入对流呈现出有规律性的分布特征,表现比较突出的是两种情况:阶梯式不均匀的嵌入对流群和平行式分布的嵌入对流群,但这方面的文献记载几乎没有。由于嵌入对流的层状云系是人工影响天气的主要作业对象,因此从云降水物理的角度来研究特殊分布的嵌入对流的形成发展过程和降水特征具有重要的意义。本文结合观测资料,利用中尺度数值模式 WRF(V2.2),对2007年7月19~21日发生在我国的一次大范围降水过程进行了数值模拟,并根据模拟结果对造成此次降水过程的云系进行了研究,尤其针对于云系内嵌入对流的形成、降水及微物理特征进行了深入分析。研究表明 WRF 模式对于嵌有对流的云系具有较好的模拟能力。云系的形成与 500 hPa 高空槽和低空辐合线密不可分。在有利的天气形势影响下,云系内出现了这两种特殊分布的嵌入对流群。对于阶梯式不均匀的嵌入对流群,其降水量的大小也呈阶梯式分布特征,即最上层的嵌入对流由于发展越高,冷云和暖云微物理过程越活跃,则降水量越大,然后由上而下降水量呈阶梯式减少。对于平行分布的嵌入对流群,其降水量由南向北,逐渐减小,降水量的大小与云体内云水含量的大小密切相关。本文从一个新角度,系统地分析了云系内两种特殊分布嵌入对流群的降水过程和微物理特征。

关键词
数值模拟
嵌入对流
阶梯式
平行式

嵌有对流的大范围云系^[1,2]是一种重要的降水系统,也是人工影响天气的主要作业对象,具有重要的研究意义。这种云系的表现形式多样,在各种重要的天气系统中都可能出现,如:江淮梅雨锋云系,东北冷涡^[3],热带洋面的一些降水系统^[4-6](如孟加拉湾低压系统),不稳定空气跃升到山脊时形成的地形云^[7,8],台风的螺旋雨带^[9,10]等都表现出典型的大范围层状云

系中嵌有对流的特征。

国内外对嵌有对流的降水云系开展了大量的研究。Yuter 等^[11]利用在孟加拉湾低压过程中收集的机载雷达和微物理观测资料研究热带洋面的降水云系,发现每一条中尺度雨带都含有强烈的对流云降水,并详细分析了层云区的微物理特征和成雨机制。Getrone 和 Houze^[12]利用三架飞机、一个轮船、五个

高空探测点、一组地基连续遥感仪器等探测资料综合分析热带洋面降水系统的降水特征。结果表明,云系内嵌入对流区低层辐合、高层辐散;而层状云区是中层辐合,下层和上层辐散。对流区高层的固态和液态粒子浓度均高于层状云区,但低层的粒子浓度和层状云区相近。Führer 等^[7,13]发现当大量不稳定空气跃升山脊时会导致嵌有对流泡的云系出现,由于对流云的动力作用,将显著增加降水量、雨强。刘黎平等^[14,15]利用地基双多普勒天气雷达监测资料观测暴雨云系的风场结构,得到云系内部对流云的风场有明显的中尺度结构,与周围的层状云有很大差别,风场的中尺度结构与对流云的演变有密切的关系,对强降水的发生和维持有重要影响。洪延超^[16,17], Hong^[18,19]利用二维云数值模式模拟了云系中嵌入对流和层状云的相互作用及暴雨产生机制,得到层状云给积云提供良好的发展条件,饱和的环境和伴随层状云的辐合场使对流云具有长生命期、产生持续性的高强度降水和间歇性的特高强度降水;一方面层状云持续不断地向积雨云供应水汽和小水滴,使得嵌入的积雨云降水时间长,强度大;另一方面,嵌入的积雨云对层状云又有自然播撒作用,使得层状云亮带厚,降水强度也比较大。

上述有关内嵌对流云系的观测和数值模拟工作,已经取得了一些非常有意义的成果。但是上述研究主要是针对云系内对流云和层状云的微物理特征、动力场结构、两种云的相互影响和降水机制等开展的,并没有考虑云系内部嵌入对流的分布形态及其可能产生的影响。虽然大范围层状云系内的嵌入对流其分布和形态各具特征,大小不等、发展不同、高度各异,且杂乱无章。但我们在观测中也发现了在一些合适的天气条件下,也会有一些嵌入对流呈现出有规律性的特征。从历史收集的单站雷达资料反演获取的反射率垂直剖面中,我们发现了有两种特殊形态的嵌入对流特征比较突出:阶梯式不均匀的嵌入对流群和平行式分布的嵌入对流群,但尚未看到这方面的文献记载。由于嵌入对流的层状云系是人工影响天气的主要作业对象,有必要对这种特殊分布形态的嵌入对流群深入研究。

就目前的水平而言,对这种嵌入对流的观测很难。因为就大范围的云系而言,单站雷达只能观测云

系的局部,从一定程度上得到云系的一些特征,却不能得到云系的全部特征,尤其是云系的最典型特征不一定只局限在一个雷达站。由于观测的难度,无法细致地从云物理学角度分析层状云系这两种特殊分布形态的嵌入对流群,但这又非常重要,所以我们更多还是依赖于数值模拟分析。而云模式本身的模拟范围小,模拟时间短,局限性很大,很难利用云模式客观地再现这种大范围长时间的降水云系。WRF 模式是正在不断发展的新一代中尺度完全可压非静力预报模式,具有研究和预报等广泛的应用范围。控制方程组都写为通量形式。网格形式与 MM5 的 Arakawa B 格点不同,而是采用 Arakawa C 格点,有利于在高分辨率模拟中提高准确性。水平分辨率重点考虑 1~10 km,重点考虑从云尺度到天气尺度等重要天气的预报。目前,WRF 模式已应用于业务预报试验和科学研究,取得了较好的预报效果^[20]。该模式不仅可以模拟大范围环流背景场,也可以很好地模拟水平尺度几千米的云体,对于文中所指“内嵌对流的大范围降水云系”这样的研究对象,具有较好的模拟能力。本文结合实测资料,利用中尺度数值模式 WRF(V2.2)展开模拟,详细分析云系内两种特殊分布形态的嵌入对流群的形成过程、微物理特征和降水特点。

1 两种特殊分布形态的嵌入对流群特征

图 1 和 2 是从历史收集的单站雷达基数据中反演获取的反射率垂直剖面。

图 1 显示了阶梯式嵌入对流群的分布特征。从低到高,嵌入对流的云底、云顶有较大的差距,每一块云似乎都处于不同的“台阶上”,呈现出阶梯式的分布特征。这种对流,在开始生成的时候,阶梯式分布还不一定明显,但随着发展,特征会越来越突出,直到降水减弱。

图 2 显示了平行式嵌入对流群的分布特征。这些嵌入对流的云底和云顶不一定严格的在同一高度,发展也有强有弱,但他们的中心位置是基本平行的,这是区别于阶梯式不均匀嵌入对流的主要特征。

从图 1 和 2 可以看出,阶梯式和平行式的嵌入对流群是客观存在的。有必要从一个新的角度分析这

种特殊分布形态的嵌入对流群的形成及其对降水产生的影响.

2007年7月19~21日在我国发生了一次大范围

降水过程, 通过单站雷达资料, 发现云系内部出现了阶梯式(图 1(b), (d))和平行式的嵌入对流(图 2(a)), 这两种特殊形态的嵌入对流居然同时出现在这个天气

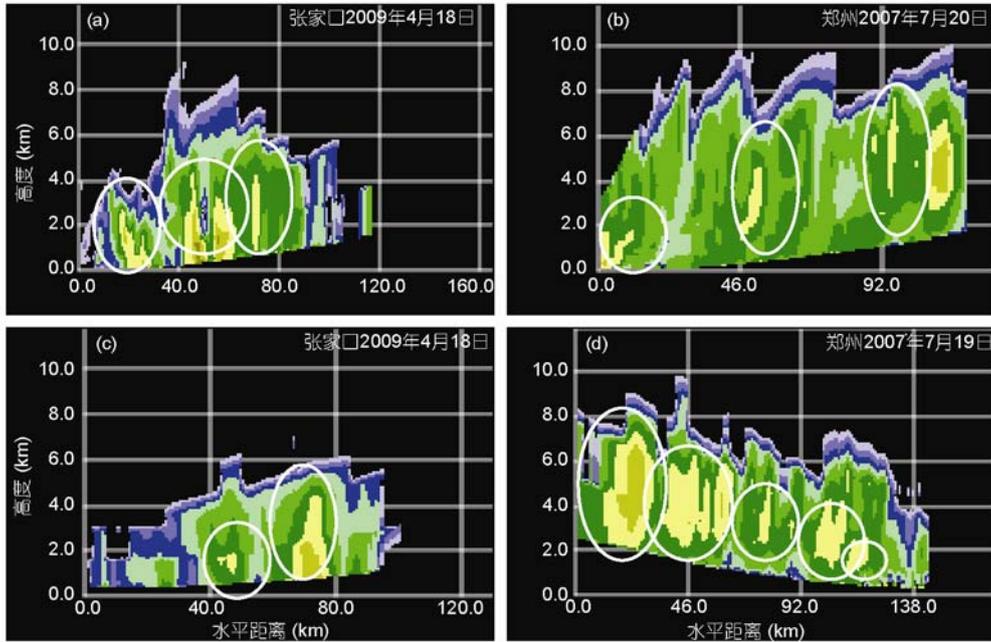


图1 阶梯式分布的嵌入对流群

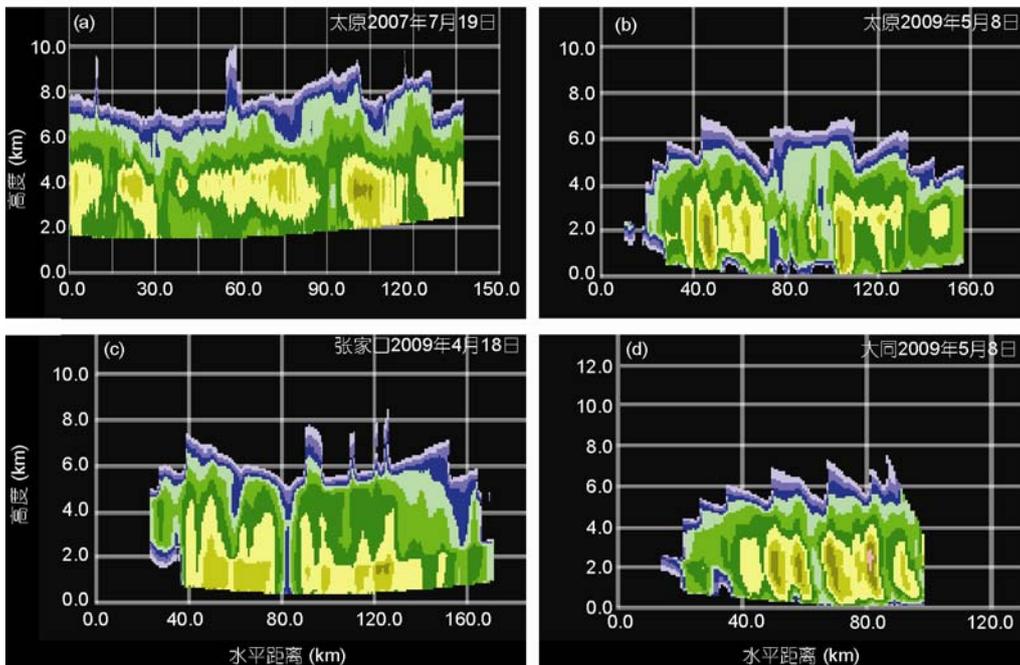


图2 平行式分布的嵌入对流群

过程中, 为此本文选取该个例进行模拟研究.

2 模拟方案和结果的初步分析

2.1 模拟方案

考虑到云系影响范围大, 而云降水物理研究时空分辨率高等原因, 所以采用三重嵌套方案模拟. 第一重网格中心位置为(33.5°N, 112.5°E), 三重网格的水平格距分别为 18, 6, 2 km, 格点数分别为 120×100, 184×166, 250×300. 这种嵌套网格即达到了大范围云系的模拟要求, 也达到了小尺度的分辨率要求, 这为正确模拟云微物理过程提供了分辨率保证.

微物理过程采用 Lin 方案, 考虑六种水成物: 水汽、云水、雨水、冰晶、雪花、霰. 该方案是 WRF 中相对复杂的微物理方案, 适合于研究云系的详细微物理过程. 积云对流参数化方案: 对第一层网格(18 km)考虑以 Kain-Fritsch 为主, 第二层网格(6 km)和第三层网格(2 km)不采用参数化方案, 作为模式可分辨过程进行积分. 模式行星边界层物理过程采用高分辨率的 Blackadar 方案, 辐射过程使用 RRTM 方案. 积分中采用时变边界条件.

利用 6 h 时间间隔的 NCEP 再分析场资料(1°×1°)插值到模拟区域形成模式初始场和边界场. 第一重网格每隔 20 min 输出一次结果, 第二重和第三重网格每隔 10 min 输出一次结果.

2.2 观测资料和模拟结果对比

为了便于与卫星图片(图 3(a))做比较, 我们把模拟的各个高度层的水成物相加得到垂直累积总含水量, 得出云带的分布范围, 以最小 0.05 g kg^{-1} 水凝物比质量作为云区, 图 3(b)是模拟的相应时刻的云带分布. 对比发现, 图 3(a), (b)椭圆形区域内显示的云系分布和范围非常接近. 而且表现为在大范围的云系内部, 有镶嵌的含水量高值区, 说明有嵌入的对流云. 云带形成后继续向东北方向移动, 并给所影响区域带来了大范围的不均匀降水.

在云系的移动路径上, 山西太原的雷达 PPI 图片(图 3(c))显示, 观测范围内的云系长度达 200 km 以上, 层云区的雷达回波在 20~25 dbz 左右, 而嵌入对流的雷达回波最高可达 45 dbz. 相应时刻的模拟雷达回波(图 3(d))也较好地再现了实测结果, 显示云系是呈西南-东北走向, 云系的分布、回波强度和实测结果较为一致.

从降水量的分布上看, 模拟的雨带分布(图 3(f), (h))和实测的雨带(图 3(e), (g))分布基本一致, 降水量大小也比较接近, 而且都显示了大范围雨带内嵌有强中心的不均匀分布特征. 这些较强的降水中心, 往往对应着云系内对流中心的位置和移动路径.

上述情况说明模拟结果是比较可靠的. 可以利用模拟结果进行深入的分析.

3 合适的天气条件

采用每 6 h 一次的 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 全球再分析资料作图, 分析高度场和风矢量场. 通过分析 7 月 19 日 12:00(世界时, 下同)天气形势可知(图 4), 本次过程主要受 500 hPa(图 4(a)中粗黑曲线所示)高空槽和 850 hPa 辐合线(图 4(b)中粗黑线所示)的影响.

高空槽的存在非常容易触发大范围的降水系统. 一方面, 500 hPa 高空槽的槽后有较冷的偏北气流, 而槽前是暖湿的偏南气流, 冷暖空气交汇, 暖空气沿着冷空气爬升, 形成天气尺度的上升区, 冷空气将暖空气整层抬升而形成大范围层状云系; 另一方面, 槽前是大尺度上升区, 一旦有扰动, 就非常容易触发对流云.

850 hPa 的高度场显示存在着辐合线, 低空辐合极易诱发不稳定. 在辐合线附近, 冷暖空气相交汇, 空气不稳定性加大, 有利于对流云的生成.

这种高低空配置非常有利于低空辐合叠加到天气尺度上升区, 有利于层状云和对流云的生成, 结果在大范围的降水云系中有很多嵌入对流生成发展.

4 嵌有对流的云系结构和降水特征

本次模拟时间从 2007 年 7 月 19 日 00:00 开始, 直至 7 月 21 日 00:00 结束. 在 48 h 的时间里, 降水系统前后共经历了两次系统地发生发展, 对所影响的区域产生了大范围的降水.

第一次降水过程: 发生在模拟开始后的 200~700 min, 约 9 h 左右(图 5(a)). 图 5(a)内的圆圈显示了云系的水平分布情况, 云系分南北两侧云区. 北侧云区主要位于 500 hPa 高空槽(图 5(a)中粗曲线)前, 长度达 600~700 km, 云系分布比较均匀, 500 hPa 高度层的总含水量最大达 0.3 g kg^{-1} . 南侧云区位于 500 hPa 高空槽前并靠近低空辐合线的位置附近, 云区范围

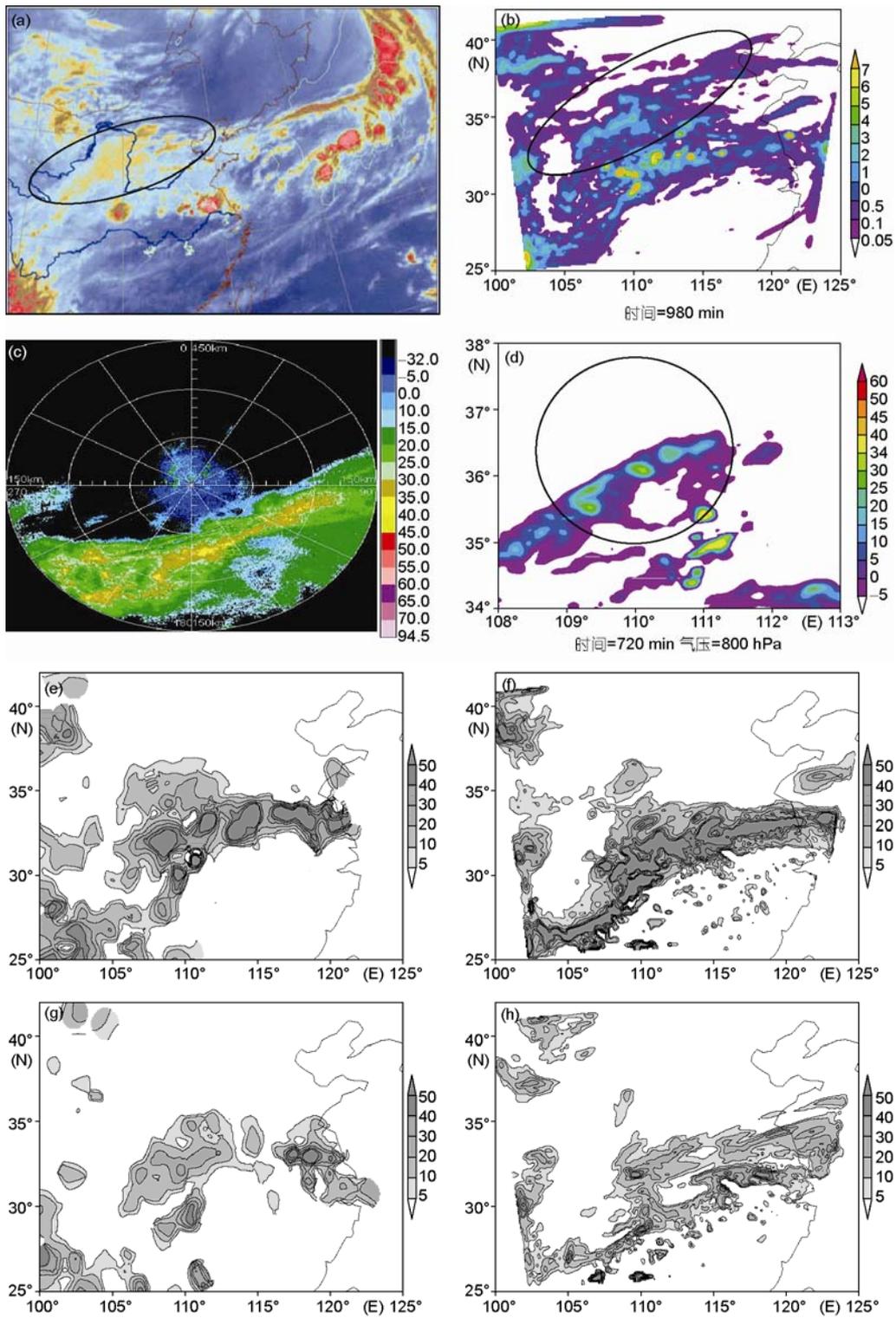


图3 模拟结果和实测结果对比

(a) 卫星图片; (b) 模拟的垂直累积总含水量(单位: g kg^{-1}); (c) 太原市雷达PPI回波(仰角 1.5° , 单位: dbz); (d) 模拟的雷达回波(单位: dbz); (e), (g) 实测第一天和第二天降水量(单位: mm); (f), (h) 模拟的第一天和第二天降水量(单位: mm)

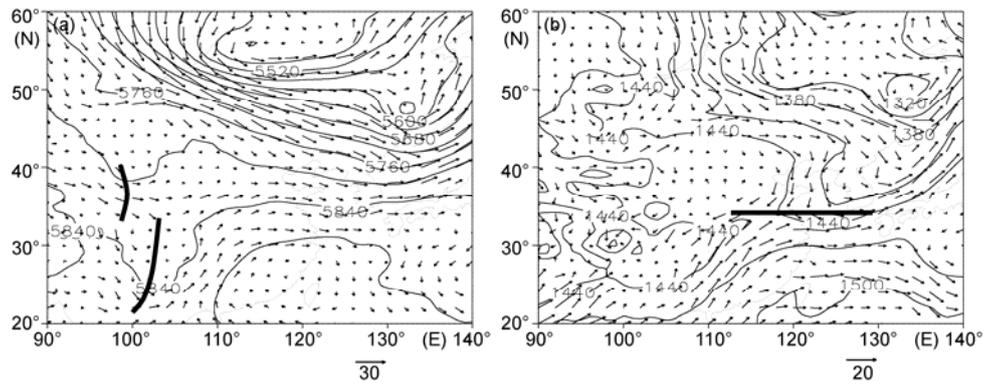


图4 7月19日12:00高度场和风矢量场

(a) 500 hPa等压面; (b) 850 hPa等压面. 等值线, 单位: gpm; 箭头表示风速, 单位: m s^{-1}

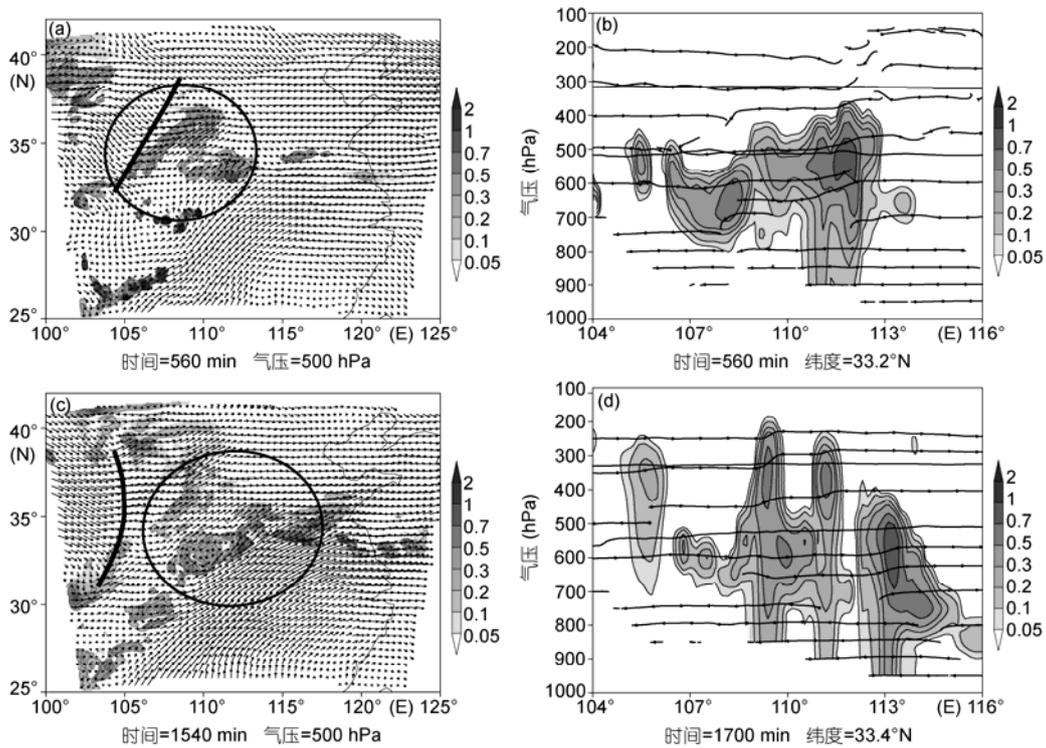


图5 第一层网格模拟的总含水量及风场的水平剖面和垂直剖面

阴影表示总含水量, 单位: g kg^{-1} . (a), (c) 风场的水平剖面(箭头); (b), (d) 风场的垂直剖面(流线). 两条水平线表示 $0, -20^\circ\text{C}$ 等温层

小于北侧云区, 但发展很强, 该高度层的总含水量最大达 0.7 g kg^{-1} . 为了显示云系的内部结构, 沿着纬度方向做垂直剖面图, 图 5(b)展示了层状云系内含有嵌入对流的状态. 该云系形成后, 在移动发展的过程中给陕西、山西、河南、河北等省带来了大范围的降水.

第二次降水过程: 在第一次降水过程之后, 模拟区域中不断地有小范围的云系生成, 但所产生的影

响很小. 直到 1400 min 开始, 由于 500 hPa 高空槽(图 5(c)中粗曲线)尤其是低空辐合线的加强, 又一次大范围的降水云系生成, 直到 2400 min 结束, 约 16 h 左右(图 5(c)). 图 5(c)内的圆圈显示, 北侧云区发展较弱, 水平范围较小, 而且持续时间也很短; 而南侧云区, 在这次过程中的范围很大, 发展也很强. 图 5(d)显示了沿着纬度方向的剖面图, 展示了深厚的层

状云系和嵌入对流的混合形态. 该云系形成后, 给陕西、山西、河南、河北、山东、江苏等地带来了大范围的降水.

这两次降水过程都有南北两个云区. 南北两侧云区的云系结构决定了地面降水的空间分布. 图3(e)~(h)显示地面降水的空间分布也是不均匀的, 在大范围的降水区域中含有若干较强的降水中心, 地面强中心的位置与对流云区相对应. 北侧云区含水量较小, 内嵌对流发展较弱, 所以北侧云区对应的地面降水量也较小, 24 h最大降水中心是 20 mm. 由于南侧云区含水量较大, 内嵌对流发展旺盛, 所以南侧云区对应的降水量较大, 24 h最大降水中心达 50 mm.

5 嵌入对流的分布特征

如上文所述, 在大范围的层状云系中, 含有很多

嵌入对流. 为了更好的分析嵌入对流的特征, 沿着经度方向做垂直剖面图.

500 hPa 高空槽前是天气尺度的上升区, 形成了大范围的层状云系. 层状云系发展深厚, 最高可达 200 hPa. 随着发展, 云系内先后生成了很多嵌入对流. 从表现形态上来看, 这些嵌入对流表现为比较典型的阶梯式和平行式分布特征, 如下文所述.

阶梯式分布的嵌入对流群(图6南侧云区所示)位于云系的南侧云区, 靠近地面辐合线的位置, 是沿着冷暖空气之间的倾斜爬升坡面依次生成的. 这种对流, 在开始生成的时候, 阶梯式分布还不一定很明显, 但随着发展, 这种阶梯式的特征会越来越突出, 直到降水减弱. 由于它们从爬升坡面的底部开始形成, 所以往往它们所处高度较低, 绝大多数强对流中心位置位于 0°C层以下. 但其含水量很大, 最大含水量可达 0.7 g kg^{-1} .

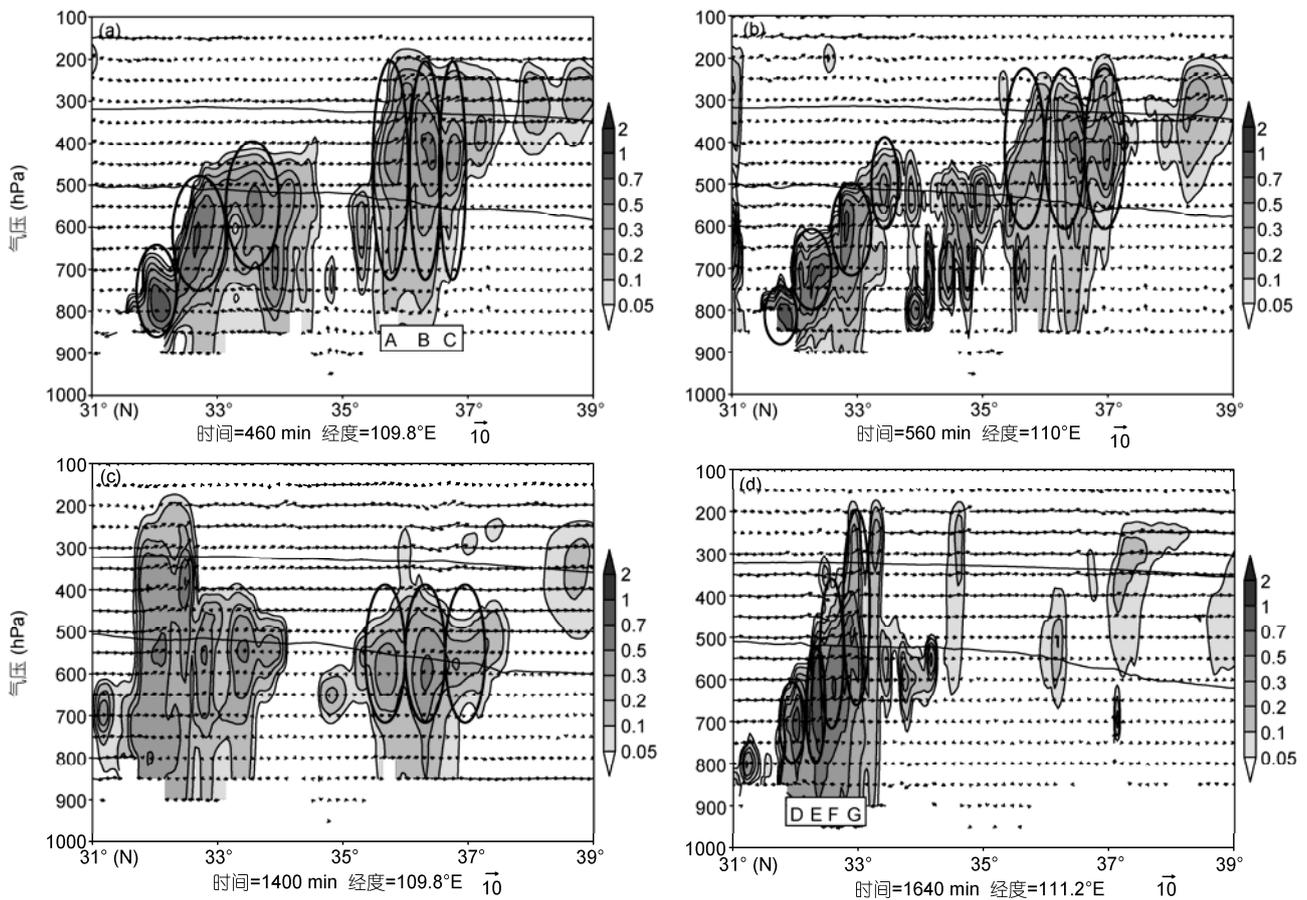


图6 第二层网格模拟的总含水量及风场的垂直剖面

阴影表示总含水量, 单位: g kg^{-1} . 矢量箭头表示风场. 垂直剖面中两条水平线表示 0, -20°C 等温层. A, B, C, D, E, F, G 分别代表对流中心

平行式分布的嵌入对流群(图 6 北侧云区所示)位于云系的北侧云区, 靠近 500 hPa 高空槽前, 靠近冷暖空气之间爬升坡面的顶部, 冷空气对暖空气的抬升作用不是很明显. 虽然这些嵌入对流的云底和云顶不一定严格的在同一高度, 而且发展也是有强有弱, 但他们的中心位置是基本平行的. 这种平行分布的嵌入对流, 并列分布于层状云区内. 但平行分布式嵌入对流群的含水量没有阶梯式嵌入对流群大, 其含水量最大仅为 0.5 g kg^{-1} .

6 阶梯式不均匀的嵌入对流群

如上所述, 在两次降水过程中, 在靠近低层辐合线的位置附近, 都出现了阶梯式不均匀的嵌入对流群(图 6 南侧云区所示). 尤其是在第二次降水过程中(图 6(d)), 阶梯式嵌入对流群的分布特征更加明显, 对流云强度很强. 所以本文选取第二次降水过程为例, 对阶梯式不均匀的嵌入对流群特征进行深入分析.

6.1 阶梯式不均匀的嵌入对流群出现原因分析

如上文所述, 降水系统的形成维系过程是 500 hPa 高空槽和 850 hPa 辐合线的共同作用, 由于低层辐合叠加到了天气尺度的上升区, 所以在大规模的降水云系中形成了嵌入对流.

问题的关键是, 为什么在南侧云区的嵌入对流是阶梯式分布的, 和北侧云区不同? 我们分析认为, 这主要是由于南侧云区非常靠近低层辐合区(图 4(b), 图 6), 西南气流源源不断地输送了大量暖湿空气, 在暖湿气流和北方的干冷空气交汇时, 暖湿气流被冷空气迅速抬升形成对流云. 由于冷暖空气势力都比较强盛, 所以冷暖空气之间爬升坡面的坡度比较大; 另一方面, 由于暖湿气流供应充分, 所以暖空气在被冷空气抬升时, 对流云能够在冷暖空气之间的爬升坡面上迅速生成, 由于爬升坡面坡度较大, 所以生成的对流云呈阶梯式分布, 每个对流云都处于不同的阶梯之中, 并一直发展到较高高度, 形成这种阶梯式不均匀的分布特征.

6.2 阶梯式嵌入对流的降水特征及微物理特征

6.2.1 阶梯式嵌入对流的降水特征

图 6(d)所示, 在南侧云区有 4 个阶梯式分布的对流中心, 从低到高, 这四个对流中心对应的编号分别是

D, E, F, G. 图 6(d)显示在这次降水过程中, 阶梯式分布的结构尤为明显, 最高层的嵌入对流 G 发展到 200 hPa, 而最底层的嵌入对流 D 仅发展到 600 hPa. 为了更好的研究这种冷层和暖层都占很大比重的阶梯式嵌入对流群, 不断跟踪每块嵌入对流中心位置, 分析嵌入对流中心位置对应的降水量随时间的连续变化, 进而得到它们的降水特征, 如图 7 所示: (1) D, E, F, G 这四块嵌入对流都有 2 个降水的峰值, 说明嵌入对流群经历了发展增强、降水后减弱、再次发展增强和降水的过程. (2) 降水量的第一个峰值存在着滞后, 最高的云最早出现峰值, 然后峰值出现时间随着云体高度的降低有滞后的趋势. 如对流云 G 的第一个降水峰值 1.62 mm 在 1500 min 出现, 而对流云 F 的峰值 0.7 mm 是在 1540 min 出现的, 对流云 E 的峰值 0.43 mm 是在 1600 min 出现的, 对流云 D 的峰值 0.19 mm 是在 1640 min 出现的. 这说明, 阶梯式不均匀的嵌入对流群虽然都经历了发展增强并降水的阶段, 但其发展演变往往也是阶梯式的, 最低的云其降水的发展演变要滞后于高处的云. (3) 这幅图最明显的特征是, 随着嵌入对流的阶梯式分布, 降水量的大小也呈阶梯式不均匀的分布特征. 即最上层的嵌入对流降水量越大, 然后由上而下降水量呈阶梯式减少.

6.2.2 阶梯式嵌入对流的微物理特征

在降水过程中, 阶梯式不均匀的嵌入对流群特征在 1640 min 左右(图 6(d))最明显, 因此选择该时刻, 分析阶梯式对流群的微物理特征. 分别沿着 4 个对流中心, 做水凝物的垂直分布廓线, 如图 8 所示. 这 4

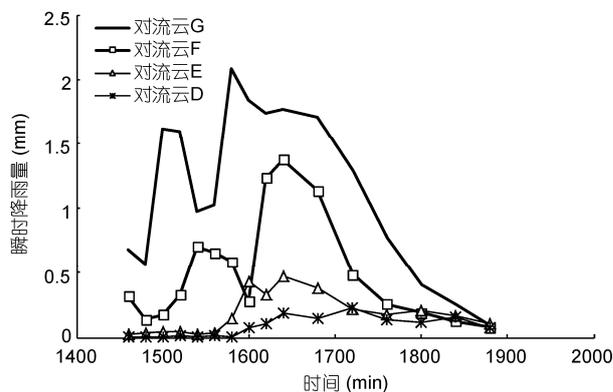


图 7 图 6(d)中四个嵌入对流中心的瞬时降水量(第三层网格模拟值)随时间变化

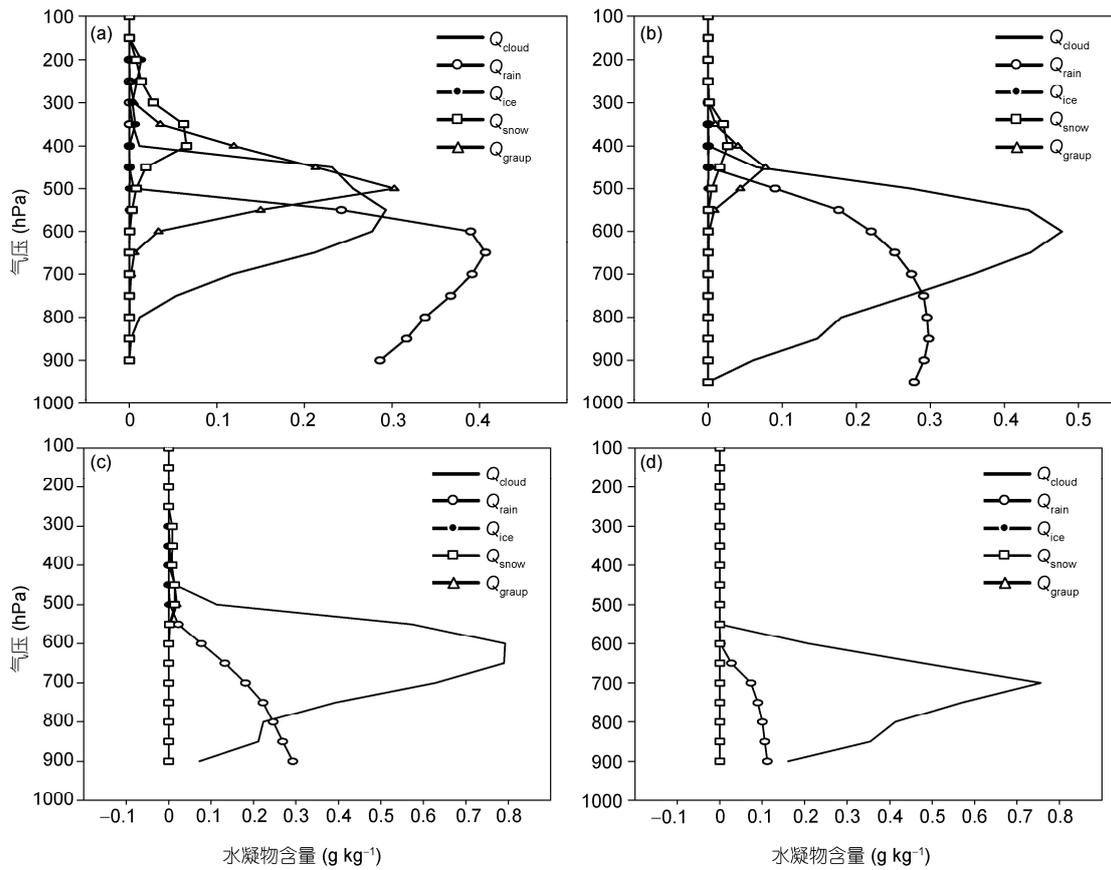


图8 第三层网格模拟的嵌入对流内水凝物含量的垂直廓线
(a), (b), (c), (d)分别表示图6(d)中的G, F, E, D四块对流云, 单位: g kg^{-1}

个嵌入对流中心的各种水凝物含量的垂直廓线分布很不相同, 说明4个嵌入对流内部的降水机制也存在很大不同, 现分别加以说明.

图8(a)对应着位置最高的嵌入对流中心(图6(d)的G中心). 图8(a)显示: (1) 液态粒子含量很大. 其中雨水含量最大, 在650 hPa处达到极值 0.42 g kg^{-1} , 然后随高度降低减小, 说明其被霰收集或转化成地面降水. 云水含量次之, 极值为 0.3 g kg^{-1} , 然后在550 hPa下减小, 说明一部分云水被霰粒子和雨水收集, 转化成地面降水. (2) 固态粒子含量也很大. 其中霰含量最大, 在 0°C 附近(500 hPa)达到最大值 0.31 g kg^{-1} , 然后随高度降低迅速减小到 0 g kg^{-1} , 说明霰的融化是地面降水的主要来源. 雪晶和冰晶含量最小, 最大值分别在400和200 hPa高度处, 然后随着高度的降低也不断减小, 说明雪晶和冰晶参与冷云微物理过程, 转化成霰粒子. (3) 这种微物理量随高

度的分布特征, 说明对于G云来说, 冷云和暖云降水过程都很重要. 贝吉龙过程活跃, 云顶附近的大量固态粒子增大会降落进入中层丰水区内, 在此凝华或淞附增长并下落, 当落入 0°C 层(500 hPa)以下时融化, 并通过暖云降水机制进一步增长, 从而使降水总体变大. G云降水的主要来源是由于霰的融化和雨水的收集.

图8(b)对应着位置第二高的嵌入对流中心(图6(d)的F中心). 虽然F, G中心的位置非常临近, 但F云较G云低, 因此水凝物的垂直分布已经有很大区别. (1) 与图8(a)相比, 液态粒子改变不太明显, 含量依然较大, 此时是云水含量最大, 雨水含量次之. 雨水收集云水、云水自动转化这两个过程能很大比例地生成地面降水. (2) 但固态粒子的含量明显减小. 改变最大的是霰, 霰含量较小, 虽然霰会融化成地面降水, 但由于霰的最大值只有 0.07 g kg^{-1} , 所以霰的融

化已经不是地面降水的主要来源. 雪晶和冰晶的含量很小. 说明雪晶和冰晶虽然参与了冷云微物理过程, 但对霰粒子形成的贡献不大. (3) 以上说明在 F 云中冷云过程不占主要地位, 主要是以暖云降水过程为主. F 云降水的主要来源是雨水的收集或云水的自动转化, 其次才是霰的融化.

图 8(c)对应着位置第三高的嵌入对流中心(图 6(d)的 E 中心). 图 8(c)显示: (1) 液态粒子含量较大. 与 F 云和 G 云相比, 云水含量极大, 极值是 0.78 g kg^{-1} , 说明冷云和暖云过程不是很活跃, 因此消耗的云水比较有限. 雨水含量较小但随高度降低而增加, 说明雨水收集云水或云水自动转化过程较强, 这是地面降水的主要来源. (2) 固态粒子含量很小. 冰晶、雪晶、霰的含量都已接近为 0, 说明冷云过程弱. (3) 上述情况说明云内主要是以暖云降水机制为主, 冷云降水过程已经非常微弱. E 云降水的主要来源是云水的自动转化和雨水的收集, 而霰的融化只占极低的比例.

图 8(d)对应着位置最低的嵌入对流中心(图 6(d)的 D 中心). 图 8(d)显示: (1) 云体完全在 0°C 层(500 hPa)以下, 内部是纯粹的暖云降水机制. 云水含量最大, 接近 0.8 g kg^{-1} ; 雨水含量较低, 但随高度降低而递增, 说明地面降水主要来源于云水的自动转化及雨水的收集. (2) 冰晶、雪晶、霰的含量全部为 0 g kg^{-1} . (3) 说明 D 云是纯暖云降水, 降水效率最小.

综合看, 在这次降水过程中, 阶梯式不均匀的嵌入对流群高度落差很大, 嵌入对流最高发展到 200 hPa, 而最低只有 600 hPa. 受云体内不同降水机制的影响, 所以降水量也不同. 冷云和暖云微物理过程活跃的云体对应的降水量最大, 而只有暖云降水过程的云体降水量最低. 说明在这种高度落差很大的阶梯式嵌入对流群中, 最高处的嵌入对流其降水效率也最高.

7 平行分布的嵌入对流群

在这两次降水过程中, 在 500 hPa 高空槽前, 都出现了平行分布的嵌入对流群(图 6 北侧云区所示), 这些嵌入对流的中心高度基本上是一致的, 并列于层状云系内. 但在第二次降水过程中, 平行分布的嵌入对流群维持时间较短, 所以以第一次降水过程为例, 对平行分布的嵌入对流群特征进行深入分析.

7.1 平行分布的嵌入对流群出现原因分析

如上文所述, 阶梯式嵌入对流出现在南侧云区靠近地面辐合线的地方, 而平行分布的嵌入对流群出现在 500 hPa 高空槽前与低空辐合线相距较远的北侧云区.

产生这种平行分布嵌入对流的主要原因在于(图 4, 6): 云区距低空辐合区较远, 因此与南侧云区相比, 受西南暖湿气流的影响较小. 西南暖湿气流在传输的过程中, 其水汽含量被南侧云区消耗了很多, 到达此处时已经较弱, 所以在高处对流发展不旺盛. 另一方面, 这种嵌入对流靠近冷暖空气之间爬升坡面的顶部, 坡面的坡度较小, 由于底层冷空气深厚, 云层位置很高, 暖湿空气在爬升过程中逐渐变弱, 嵌入对流越到高层发展越弱, 只形成了几个平行分布的嵌入对流中心.

7.2 平行分布式嵌入对流的降水特征及微物理特征

7.2.1 平行分布式嵌入对流的降水特征

图 6(a)所示, 在北侧云区有 3 个平行分布的对流中心, 从南到北, 这三个对流中心对应的编号分别是 A, B, C. 图 6(a)显示这次降水过程中, 虽然 A, B, C 三块嵌入对流云强中心位置相当, 云层深厚, 一直发展到 200 hPa. 为了更好的研究这三块平行分布的嵌入对流对降水的贡献, 不断跟踪每块嵌入对流中心位置, 研究其对应的瞬时降水量随时间的连续变化.

图 9 显示: (1) 平行分布的嵌入对流群, 其降水量要远远小于阶梯式分布的嵌入对流群. (2) 在降水过程中, A, B, C 这三块嵌入对流都有几个降水的峰值, 说明云体经历了发展增强、降水减弱的重复过程. (3) 在云体的发展演变中, 有一点特征很明显: 在整个过程中, A 云的降水量大于 B 云, B 云大于 C 云. 也就是说由南向北, 降水量依次减弱.

7.2.2 平行分布式嵌入对流的微物理特征

在第一次降水过程中, 平行分布的嵌入对流群特征在 460 min 左右(图 6(a))最明显, 因此分析此时嵌入对流对降水的影响. 分别沿着 3 个对流中心, 做水凝物的垂直分布廓线, 如图 10 所示. 这 3 个嵌入对流中心的各种水凝物含量的垂直廓线有很多不同之处, 说明 3 个嵌入对流内部的降水机制并不相同, 现

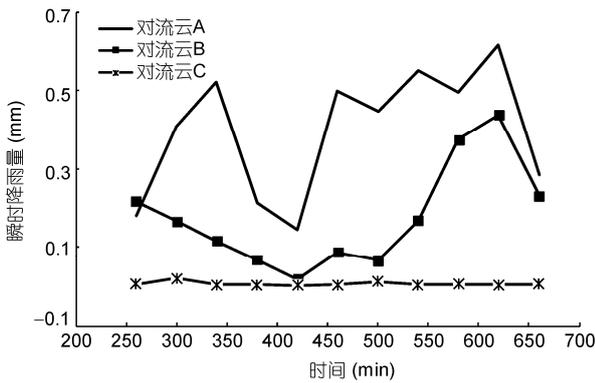


图9 图6(a)中三个嵌入对流中心的瞬时降水量(第三层网格模拟值)随时间变化

分别加以说明。

图10(a)对应着最南侧的嵌入对流中心(图6(a)的A中心)。图10(a)显示:(1) 固态降水粒子的含量很大,说明冷云微物理过程很活跃。在各种粒子中,霰含量最大,在450 hPa处达到峰值 0.25 g kg^{-1} ,然后随高度降低而迅速减小到 0 g kg^{-1} ,说明已转化成地面降水,霰的融化是地面降水的最主要来源。冰晶、雪晶含量相当,在200~300 hPa达到峰值,然后随高度降低而减小,说明其参与冷云微物理过程,不断并合增长或被霰收集。(2) 液态降水粒子的含量也较大,说明暖云过程也很活跃。其中雨水含量最大,在650 hPa达到最大值 0.18 g kg^{-1} ,然后迅速减小,说明大部分转化成地面降水。云水含量次之;而且在550 hPa高度处(0°C 层以下)存在着一个谷值,说明雨水和融化过程中的霰粒子不断收集、消耗了大量的云水。(3) 这种微物理量随高度的分布特征,说明冷云过程和暖

云过程都很重要。但由于云层较高,水汽供应不充分,而且液态粒子容易发生冻结,因而云水含量本身不大。冷云和暖云过程由于没有大量的云水消耗,降水粒子的增长受到了抑制,所以冷云过程和暖云过程的降水效率没有阶梯式分布的对流云高。A云降水的主要来源是固态降水粒子的融化,其次是雨水的收集。

图10(b)对应着中间的嵌入对流中心(图6(a)的B中心)。虽然A, B中心的位置非常临近,但水凝物的垂直分布已经有很大区别。(1) 固态降水粒子的含量都非常大,各种粒子在增长到峰值之后,随高度都迅速降低,说明固态粒子的融化是降水的最主要来源。(2) 液态降水粒子的分布改变很大。其中改变最大的是云水含量,在整个云体内,云水含量都接近 0 g kg^{-1} ,说明云水或者被冻结成冰晶,或者被雨水或固态粒子消耗殆尽。雨水含量较大,在600 hPa高度处达到峰值 0.18 g kg^{-1} ,然后向地面减小,说明已有很大部分转变成地面降水。(3) 总体看,云体内以冷云微物理过程为主,暖云微物理过程微弱,降水的主要来源是固态降水粒子的融化。

图10(c)对应着最北侧的嵌入对流中心(图6(a)的C中心),处于水汽传输最不利的位置。图10(c)显示:(1) 在整个云体内,液态降水粒子的含量都很小。尤其是云水,接近 0 g kg^{-1} ,说明有限的云水或者发生冻结形成冰晶,或者被大量消耗。雨水含量也较小,在500 hPa的峰值仅为 0.07 g kg^{-1} ,说明虽然部分雨水可以转变成地面降水,但降水量并不高。(2) 固态粒子的含量也比较少。其中冰晶含量最大,雪晶、霰含量次之。说明由于可被消耗的云水含量太小,雪晶

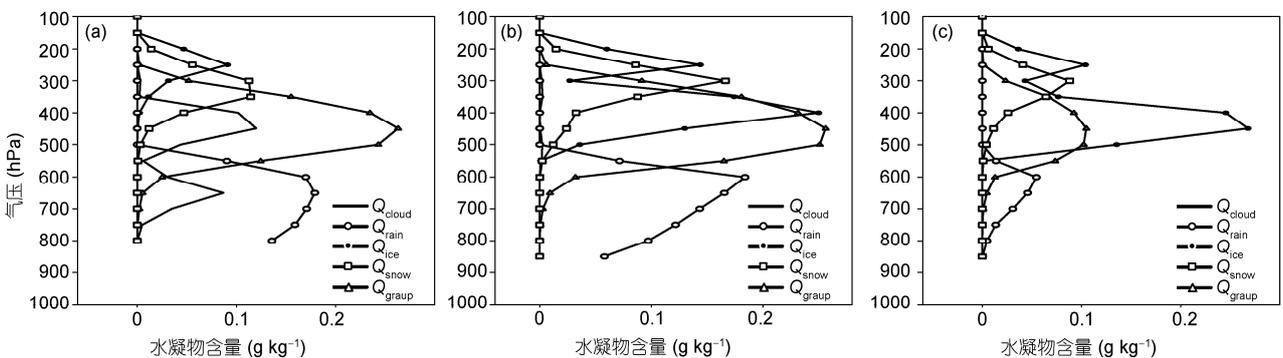


图10 第三层网格模拟的嵌入对流内水凝物含量的垂直廓线

(a), (b), (c)分别表示图6(a)中的A, B, C三块对流云, 单位: g kg^{-1}

和霰粒子很难通过淞附而迅速增大, 而冰晶却可以凝华增长. 但由于冰晶尺度太小, 在下降融化后很难降落到地面形成降水. (3) 总体来看, C 云以较弱的冷云微物理过程为主, 降水的主要来源是固态降水粒子的融化, 但降水效率极低.

综合来看, 这三个平行分布的嵌入对流中心, 固态降水粒子的含量均较大. 但由于云层较高, 水汽供应不充分, 而且液态粒子容易发生冻结, 因而液态含水量较小. 由于缺乏云水的有效供应, 降水粒子无法有效地增长, 所以降水量要小于阶梯式分布的嵌入对流群. 说明对于这种位置较高处的平行分布的嵌入对流, 其降水量主要取决于液态含水量, 尤其是可消耗云水含量的大小. 由南向北, 嵌入对流受暖湿空气的影响越来越小, 因此云水含量也越来越小, 降水效率也越来越低.

8 总结和讨论

(1) 云系的形成是 500 hPa 高空槽和 850 hPa 辐合线的共同作用. 一方面, 暖空气沿着冷空气爬升而形成层状云; 另一方面, 槽前是大尺度上升区, 一旦有扰动, 就非常容易在层状云系内形成嵌入对流群.

(2) 云系地面降水的空间分布不均匀. 在大范围的降水中有强的降水中心, 对应着云系内对流中心的位置和移动路径.

(3) 云系内形成了阶梯式不均匀的和平行分布的两种嵌入对流群. 阶梯式不均匀的嵌入对流群靠

近低层辐合区, 处于冷暖空气之间爬升坡面的中下部, 坡面坡度大, 西南水汽供应充足, 对流发展旺盛, 易形成高度落差很大的阶梯式分布特征. 而平行分布的嵌入对流距低空辐合区较远, 靠近冷暖空气之间爬升坡面的顶部, 坡面坡度小, 底层冷空气深厚, 水汽条件不充足, 所以嵌入对流不会很旺盛, 越到高层发展越弱, 易形成平行分布的特征.

(4) 高度落差很大的阶梯式嵌入对流群, 其降水量的大小也呈阶梯式分布. 最上层的嵌入对流降水量最大, 由上而下降水量呈阶梯式减少. 云体发展越高, 冷云和暖云微物理过程越活跃, 降水量越大. 但对于位置较低的云, 冷云过程微弱, 降水粒子主要是通过暖云过程增长, 所以增长较慢, 降水较小.

(5) 平行式分布的嵌入对流群, 其降水量由南向北, 逐渐减小. 对降水量造成较大影响的是云水含量. 但由于云层较高, 水汽供应不充分, 而且液态粒子容易发生冻结, 因而液态含水量较小. 由于缺乏液水, 尤其是云水的供应, 降水粒子无法有效地增长, 所以降水效率不高. 本个例中的三块平行分布的嵌入对流, 由南向北依次处于水汽传输越来越不利的位置, 所以可消耗云水含量由南向北依次减少, 相应地, 降水量也依次减小.

(6) 本文以个例分析着手开展研究, 探讨了在此次过程中这两种特殊形态的嵌入对流的形成过程和降水机理. 为了得到更加有规律性的结果, 在以后的工作中将收集不同地区的大量个例广泛地开展研究, 以便深化结论.

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

- 1 洪延超, 黄美元, 王首平. 梅雨锋云系中亮带不均匀性的理论探讨. 大气科学, 1984, 8: 197-204
- 2 黄美元, 洪延超. 在梅雨锋云系内层状云回波结构及其降水的均匀性. 气象学报, 1984, 42: 80-87
- 3 宫福久, 周德平, 陈宝君, 等. 东北冷涡云物理及导变技术. 北京: 气象出版社, 2005. 45-53
- 4 Houze R A, Churchill D D. Mesoscale organization and cloud microphysics in a Bay of Bengal depression. J Atmos Sci, 1987, 44: 1845-1867
- 5 Shige S, Takayabu Y N, Tao W K, et al. Spectral retrieval of latent heating profiles from TRMM PR data. Part II: Algorithm improvement and heating estimates over tropical ocean regions. J Appl Meteorol, 2007, 46: 1098-1124
- 6 Holder C T, Yuter S E, Sobel A H. The mesoscale characteristics of tropical oceanic precipitation during Kelvin and mixed Rossby-gravity wave events. Mon Weather Rev, 2008, 136: 3446-3464
- 7 Fuhrer O, Schaer C. Embedded cellular convection in moist flow past topography. J Atmos Sci, 2005, 62: 2810-2828
- 8 Chien F, Kuo Y. Topographic effects on a wintertime cold front in Taiwan. Mon Weather Rev, 2006, 134: 3297-3316
- 9 Jorgensen D P. Mesoscale and convective-scale characteristics of mature hurricanes. Part I: General observations by research aircraft. J

- Atmos Sci, 1984, 41: 1268–1285
- 10 Jorgensen D P. Mesoscale and convective-scale characteristics of mature hurricanes. Part II: Inner core structure of Hurricane “Allen” (1980). *J Atmos Sci*, 1984, 41: 1287–1311
 - 11 Yuter S E, Houze R A, Smith E A, et al. Physical characterization of tropical oceanic convection observed in KWAJEX. *J Appl Meteorol*, 2005, 44: 385–415
 - 12 Getrone J, Houze R. Characteristics of oceanic tropical convection at Kwajalein (2004–26HURR). In: American Meteorological Society, ed. *Proceedings of AMS Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, 2004 May 2–7, Miami. Boston: American Meteorological Society Press, 2004
 - 13 Fuhrer O, Schaer C. Effects of moist convection on flow past 2D-topography (2002–10MntMet). In: American Meteorological Society, ed. *Proceedings of the 10th AMS Conference on Mountain Meteorology*, 2002 Jun 17–21, Utah. Boston: American Meteorological Society Press, 2002
 - 14 刘黎平, 邵爱梅, 葛润生, 等. 一次混合云暴雨过程风场中尺度结构的双多普勒雷达观测研究. *大气科学*, 2004, 28: 278–284
 - 15 刘黎平, 阮征, 覃丹宇. 长江流域梅雨锋暴雨过程的中尺度结构个例分析. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34: 1193–1201
 - 16 洪延超. 积层混合云数值模拟研究(1)——模式及其微物理过程参数化. *气象学报*, 1996, 54: 544–557
 - 17 洪延超. 积层混合云数值模拟研究(2)——云相互作用及暴雨产生机制. *气象学报*, 1996, 54: 661–674
 - 18 Hong Y C. A numerical model of mixed convective-stratiform cloud. *Acta Meteorol Sin*, 1997, 11: 489–502
 - 19 Hong Y C. Numerical simulation study of cloud interaction and formation mechanism of heavy rain in mixed convective-stratiform cloud. *Acta Meteorol Sin*, 1998, 12: 112–128
 - 20 章国材. 美国 WRF 模式的进展和应用前景. *气象*, 2004, 30: 27–31