

锋面云系降水中的增雨潜力数值研究

李宏宇¹ 王 华² 洪延超³

1 北京市人工影响天气办公室, 北京 100089

2 北京市气象台, 北京 100089

3 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

摘 要 采用中尺度模式 MM5 模拟研究 2002 年 4 月 4~5 日出现在河南省境内的一次冷锋云系宏观和微观结构特征、云系降水机制以及区域内水分循环收支、“拟降水效率”与云系增雨潜力。模拟结果显示, 这次大范围冷锋降水云系分层、非均匀性结构明显, 高层主要由冰相粒子构成, 中层是冰-水混合层, 低层为液水层。云系内同时存在较强的冷、暖云过程, 低层和中层首先由暖云过程生成大量云水, 而高层冰晶出现后不断向雪转化, 大量的冰雪晶由高层降落至中层高云水含量区, 促使雨水大量产生, 云系存在明显的“播种-供给”云降水机制。此外, 模拟显示云系降水主要集中于冷锋面附近, 锋前和锋后拟降水效率通常介于 10%~30%, 锋区附近达 40%~60%, 在积层混合区拟降水效率可高达 70.0% 以上。模拟计算域内的总水汽量仅有约 23.1% 转化为地面降水, 而其余大部分水分都没有被充分地利用, 锋面云系具有很高的增雨潜力。

关键词 降水机制 播种-供给 降水效率

文章编号 1006-9895(2006)02-0341-10

中图分类号 P426

文献标识码 A

A Numerical Study of Precipitation Enhancement Potential in Frontal Cloud System

LI Hong-Yu¹, WANG Hua², and HONG Yan-Chao³

1 *Beijing Weather Modification Office, Beijing 100089*

2 *Beijing Meteorological Observatory, Beijing 100089*

3 *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

Abstract The macro and micro structures and the precipitation mechanism of a cold-frontal cloud with extensive and stable precipitation in Henan Province during 4-5 April 2002 are studied using the PSU/NCAR nonhydrostatic mesoscale model (MM5) and some observational data. Some basic variables such as atmospheric water budget and quasi-precipitation efficiency in association with exploitation and utilization of atmospheric water resources are calculated to evaluate the potential of precipitation enhancement in order to scientifically develop a conceptual model for the typical precipitating cloud system in the investigated region. The results show that the simulated clouds show different precipitation formation mechanisms in the different areas of the cold frontal system. The clouds within the frontal system usually display multi-layer and obvious non-uniform structure. It shows that ice crystals are at the upper level, the mixed ice and liquid water at the middle level, and the liquid water only at the low level. The cold- and warm-cloud processes coexist in the area. The plentiful cloud water is initially produced by warm-cloud process at both the low and middle levels. The ice crystals generated at the upper level are converted into snowflakes and graupel gradually by interacting with abundant cloud water at middle levels when falling and then precipitating particles

melt to form rain after passing the melting level. It shows a distinct seeder - feeder precipitation formation mechanism within the simulated cold-frontal clouds. Moreover, the simulation results also show that most of the precipitation is yielded along the cold-frontal line. The quasi-precipitation efficiency simply defined in the paper within the pre-frontal clouds and the post-frontal clouds is between 10% and 30%, while it reaches more than 30% near the inner area of the front. The quasi-precipitation efficiency even reaches more than 70% in the region with convective-stratiform mixed clouds. Only 23.1% of the total water vapor in the simulated area is converted into surface precipitation, which means most water vapor entering the studied region is not effectively converted into the surface precipitation. Thus, the cold-frontal clouds imply a very high seeding potential for precipitation enhancement. On the other hand, the simulation also displays a different kind of precipitation formation mechanism within the simulated clouds that intersect with the aforesaid part of the cold front. The analyses show that the precipitation from that part of clouds is chiefly yielded by ice phase process. After being generated at the upper level, ice crystals are most converted into snowflakes and less graupel. Then the melting of these ice particles, especially mass snowflakes, contributes to most of surface precipitation. Though the calculated quasi-precipitation efficiency within that part of clouds is as small as that within the pre-frontal and post-frontal clouds, the clouds still reveal a low seeding potential for precipitation enhancement due to the low-efficient warm-cloud processes and less supercooled cloud water, and consequently, the melting ice phase particles that can further convert into the surface precipitation are limited.

Key words precipitation mechanism, seeder - feeder, precipitation efficiency

1 引言

早在 20 世纪 40 年代初, Petterson 和 Bergeron 就曾建立云系模型, 提出冷锋、暖锋锋面云系的宏观特征及其与锋面部位的对应关系^[1]。Browning^[2]和 Carlson^[3] 还曾引入输送带概念, 并将其发展成为锋面天气大尺度气流的输送带模式, 较好地解释了气旋暖区和暖锋附近的降水以及一些对流天气的发生。80 年代前后, Hobbs 等^[4] 综合利用飞机微物理探测、多普勒雷达、加密系列探空观测和高分辨率地面观测及雨量站网, 对温带气旋进行系统探测, 分析获得了锋面气旋云系的大尺度与中尺度气流结构、降水结构、雨带中垂直速度的高度分布、云系不同部位雨带的雷达回波结构、微观结构等。

从 20 世纪 80 年代初期开始, 我国针对北方地区大范围的降水性层状云探测也曾获得很多微观结构及地面降水资料。作为我国北方层状云人工降水试验研究的主要目标区, 新疆天山山区系统性层状云和地形云综合性外场研究表明, 该地区降水过程中不同冷锋结构类型间的云结构和降水微物理过程存有显著的差异。结合人工增雨作业, 洪延超等^[5] 在安徽省境内曾开展对梅雨锋云系的雷达回波结构与降水特征探测研究, 根据雷达观测资料显示将梅雨锋云系分成锋区、锋南区和锋北区三个不同区域。统计表明, 锋区以积层混合云回波为主, 往往

产生强降水; 锋北区几乎全是层状云回波并常具不均匀结构, 表现为大范围的层状云降水; 锋南区主要为对流云回波, 对应于地面零星的对流云降水过程。

降水云(系)的增雨潜力, 是进行合理播云增雨的前提, 也是人工增雨技术研究的基础和确定云系中催化作业部位(潜力区)的关键指标^[6, 7], 而云(系)中水分循环状况和降水效率的高低则是反映增雨潜力的主要因子。Braham^[8] 曾将降水效率定义为地面降水与进入云中的水汽量之比, 并根据美国佛罗里达州和俄亥俄州的云与降水资料研究了小雷暴的水分收支状况。在此基础上, Dennis 等^[9] 通过计算认为, 若考虑降水与入流水汽的瞬时变化, 则作为降水量与入流水汽的比值, 风暴降水效率依赖于不同的发展阶段可从 0 变化到有可能超过 100%。Chong 等^[10] 通过对西非一个飑线个例的研究计算表明, 地面 55%~65% 总降水是对流性降水, 而其余部分降水由拖曳层状云所提供, 对应于在飑线对流部分 47%~57% 降水效率以及在层状区部分 45%~57% 降水效率。Tao 等^[11] 采用二维时变、非静力云模式分别对热带和中纬度飑线个例对流区与层状区的热量、水汽及水分收支作过估算, 结果表明热带飑线系统来自层状区的降水占地面总降水的 42%, 而中纬度飑线中层状云降水只占 19%。Caniaux 等^[12] 曾对一个快速移动飑线系统对流区和层状区部位各种水成物之间水分收支进行研

究, 认为系统对流部位的主要水成物转换发生在云、雨水之间, 凝结、碰并及降水率均要比融化、淞附和雨水的蒸发率高达 6 倍。相反, 在层状部位, 冰相作用很大, 降水循环中冰雪聚合物与霰的作用很重要, 且淞附与聚合过程为冰粒子生长的主要源过程。对于降水效率的影响因子, Ferrier 等^[13]研究认为, 由风切变所决定的上升气流的垂直取向与环境水汽含量(湿度)是主要的。Szeto 等^[14]采用二维非静力、滞弹性云模式对高纬度一次弱暖锋降水云系进行模拟研究, 认为锋面降水系统的降水效率对进入系统的水汽辐合量、垂直运动、云内微物理转换过程、蒸发与升华过程引起的降水损耗几个强耦合因子的依赖性较大。

由于我国北方旱灾频繁发生, 降水范围大的锋面降水云系就成为人工增雨作业的主要对象, 因而这种降水云系也成为研究的重要对象。为开发锋面降水云系中的水资源, 本文采用美国宾州大学和国家大气研究中心联合研制的 MM5(v3.5)中尺度模式对在河南省人工增雨示范区观测的 2002 年 4 月 4~6 日一次冷锋降水云系宏观结构、降水特征、水分循环和降水形成的微物理机制作数值模拟研究, 这些也是锋面云系水资源开发的基础性问题。

2 模式及资料情况

采用中尺度模式 MM5 对该次降水天气过程作两重嵌套区域数值模拟。模式输入的初始场为 6 小时一次 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 NCEP 再分析格点资料。模拟时间从 2002 年 4 月 4 日 08 时至 4 月 6 日 08 时(北京时, 下同)。模式结果的输出时间间隔为 2 小时。内、外层模拟区域中心均定在 $(35^\circ\text{N}, 110^\circ\text{E})$, 并且外层模拟域(单向嵌套)范围为 $(25^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}, 100^\circ\text{E} \sim 120^\circ\text{E})$, 格距取 30 km; 内层模拟域(双向嵌套)范围为 $(30^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}, 105^\circ\text{E} \sim 115^\circ\text{E})$, 格距为 10 km。模式选取 Grell 隐式云物理方案和 Reisner 霰显式云物理方案相结合的云物理方案、MRF(Medium-Range Forecast)行星边界层方案和云辐射方案。其他参数设置取模式原默认值。

3 天气实况及模拟

3.1 天气形势

2002 年 4 月 4 日 08 时实况与模拟的天气形势显示, 500 hPa 河南省位于槽前偏南气流控制下,

温度槽落后于高度槽, 未来低槽将继续发展。此时, 郑州站高空为南风, 位于温度脊下方, 与实况基本一致。700 hPa 在四川盆地附近有低涡存在, 长江中下游一带还存在一切变线。郑州站受到切变线北侧的偏东南气流影响。该时刻 850 hPa 天气形势则显示, 在长江中下游附近存在切变线, 河南省位于切变线北侧的东南气流控制, 与 700 hPa 相对应。至 4 日 20 时, 500 hPa 低槽进一步发展, 并向南加深。槽线位置大致位于 102°E 附近, 河南省仍处于槽前偏南气流中, 位势高度也有所降低。700 hPa 图上, 低涡向南加深, 且切变线北移, 郑州站受低涡前西南风的影响。850 hPa 上切变线也向北移, 在 $(30^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}, 110^\circ\text{E})$ 之间形成一低槽区域。

5 日 08 时, 500 hPa 低槽继续东移, 槽线位于 108°E 附近, 河南省基本位于槽区(图 1)。700 hPa 上, 低涡东移, 郑州站处于槽区气流辐合的位置。在 850 hPa 上, 低槽发展、东移并形成一低涡, 其中心位于 $(36^\circ\text{N}, 113^\circ\text{E})$ 附近, 郑州站处于低涡影响之下。到了 5 日 20 时, 500 hPa 上低槽在东移过程中逐渐分解为南、北两支, 北支槽随后很快东移入海, 对河南省影响不大。南支槽位于四川盆地东部和湖北、湖南的西部。700 hPa 显示, 低值系统已经过境, 郑州站开始受偏北气流影响。850 hPa 上低涡东移并逐渐北上, 郑州站改受气旋后部的西北气流所控制。

3.2 降水变化

从模拟的 4 月 4 日 14 时 6 小时降水分布(图 2)看, 东北-西南向的雨带结构、强度与实测分布非常相似, 1.0 mm 和 5.0 mm 降水雨带从四川北部一直延伸到我国华北和辽宁东部地区。模拟也显示在长江中、下游一带存在对流性降水, 但模拟强度比实测偏弱, 且中心位置较实际观测偏西一些。

模拟显示, 4 日 20 时大面积层状云降水雨带已缓慢东移, 雨带南侧在四川与甘肃交汇处及秦岭一带出现两个较强降水中心, 与实际观测一致。大范围雨带与长江中、下游附近离散的对流降水元汇合, 使东南部雨带的范围得到扩大。5 日 02 时和 08 时大面积雨带继续东移, 并且其带状分布结构逐渐开始解体、北缩。雨带东南侧的对流降水元也不断经合并、加强沿长江中下游地区东移。5 日 14 时和 20 时, 随时间推移雨带北部由山东半岛逐渐

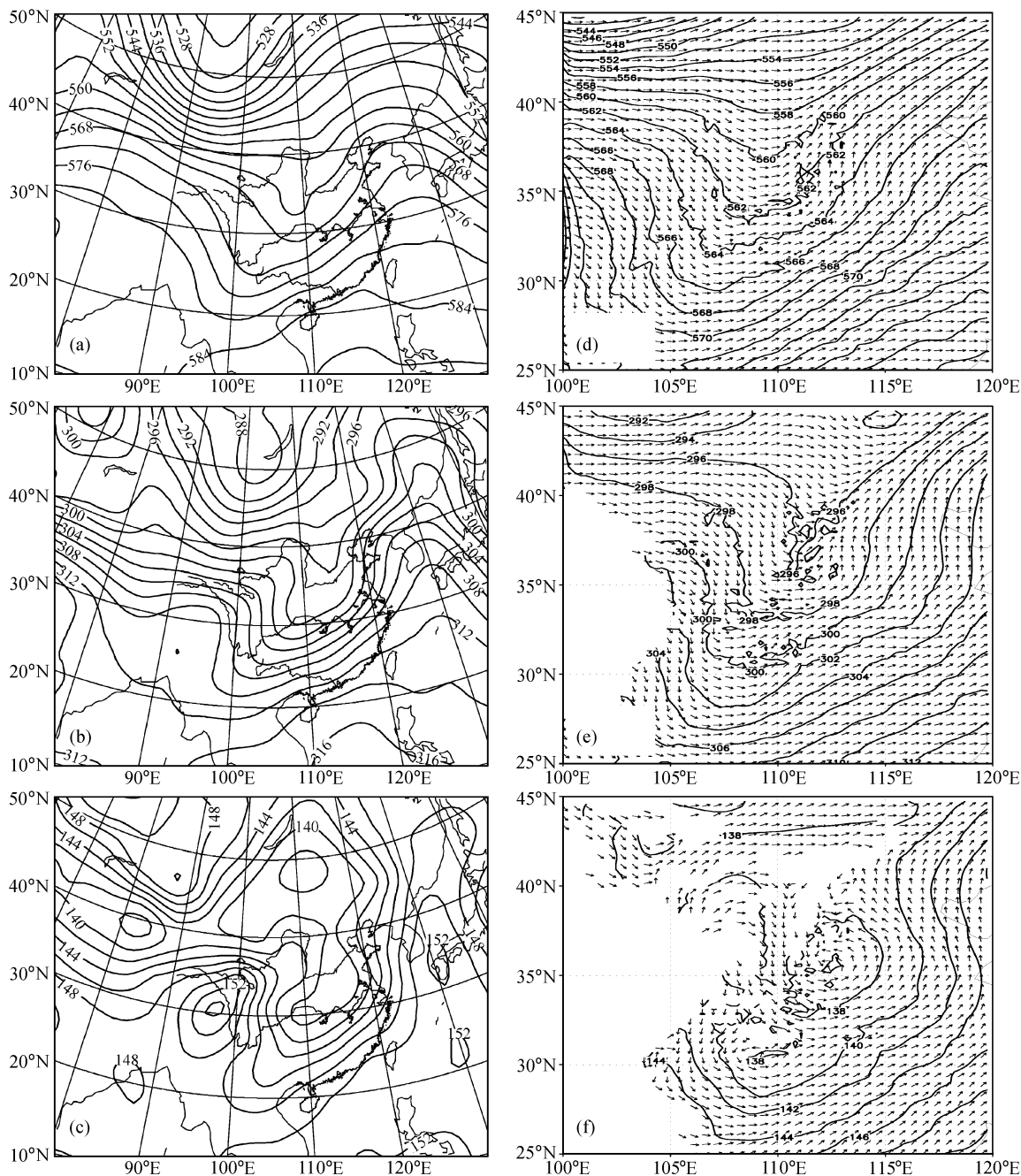


图1 4月5日08时实况 (a, b, c) 与模拟 (d, e, f) 的高度场;(a, d) 500 hPa;(b, e) 700 hPa;(c, f) 850 hPa

Fig. 1 Observed (a, b, c) and simulated (d, e, f) height fields at 0800 BT (Beijing Time) 5 Apr: (a, d) 500 hPa; (b, e) 700 hPa; (c, f) 850 hPa

东移入海。南部降水减弱、分离出多个弱降水元,也进一步东移出海。

通过与实际温压场和风场配置、降水以及系统发展与演变对比分析可以看出,中尺度模拟结果和实况吻合得较好。模式对该次降水天气过程的模拟效果较为理想。

4 云系宏观、微观结构特征

4.1 整体结构特征

模拟的东北-西南向带状云系在东移和北上过程中,强度不断减弱,尺度逐渐缩小。云系的东南侧,即长江中下游一带,还存在大量活跃的小积云

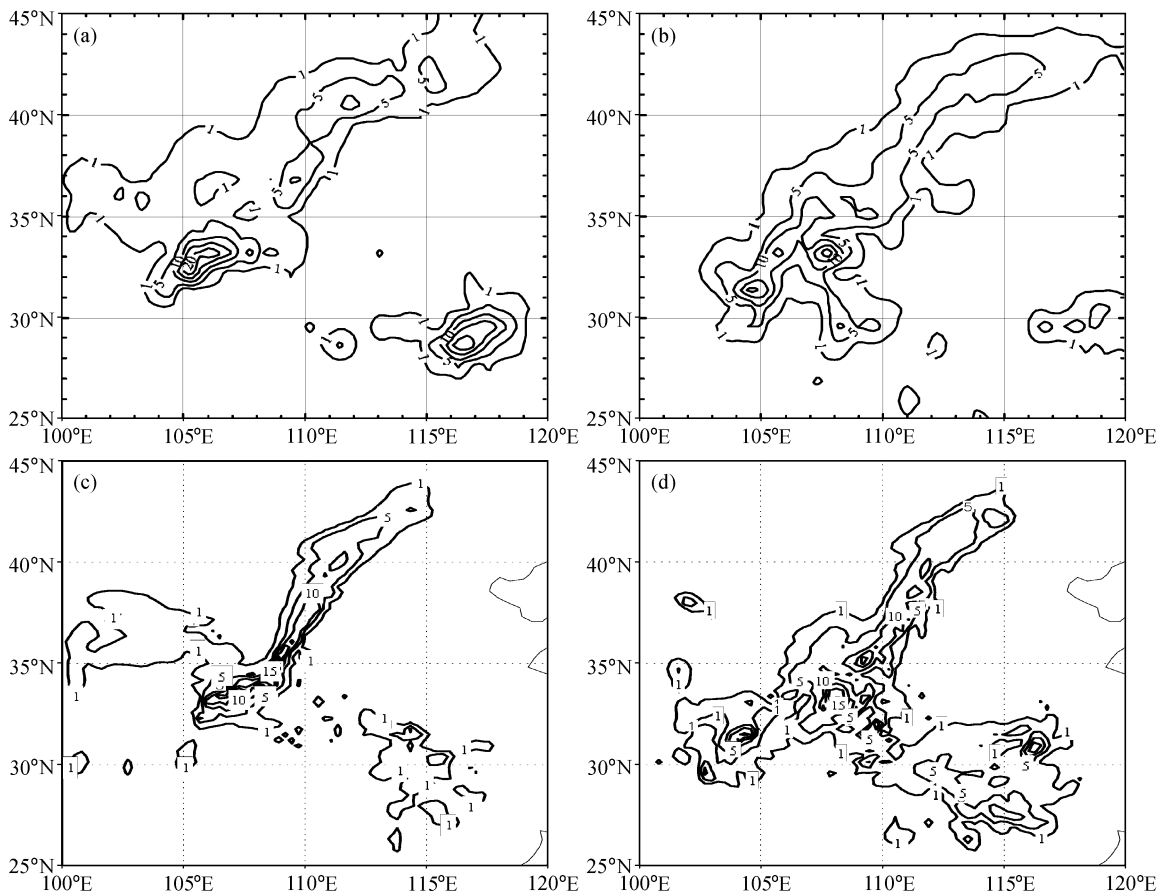


图2 实况 (a, b) 与模拟 (c, d) 的地面 6 小时降水分布 (单位:mm); (a, c) 4 日 14 时; (b, d) 4 日 20 时
Fig. 2 Distribution of observed (a, b) and simulated (c, d) 6-hour rainfall (units; mm); (a, c) 1400 BT 4 Apr; (b, d) 2000 BT 4 Apr

体,其对地面降水贡献较大。4 日 20 时,云带宽达 4~5 个经度,从四川盆地北部一直延伸到辽宁省西部地区。大范围层状云系含水量多介于 0.1~0.5 g/kg 之间,且在云带移向的前缘含水量较高。由图 3 沿郑州站东西和南北向的云水垂直剖面结构也可以看出,在较为均匀的层状云内部还夹杂有高含水量区,这些都表明云系同时存在非均匀性结构。另外,从图 3 上还可以明显地看到,在青藏高原东侧靠近四川盆地的北部,以及长江中、下游附近存在积层混合云体,宽大的层状云体内部零星地嵌有狭窄小积云团,其含水量有的高达 1.0 g/kg 以上。

图 3 还显示模拟云系存在分层结构,如 5 日 00 时在 108°E 附近呈现单层云结构,而在 110°E~112°E 之间则表现为两层云或三层云分布。在三层云结构中,低层云一般位于 850 hPa 至 900 hPa 之间;中层云处于 600~700 hPa 层;而最高云层位于

300 hPa 附近,显然其主要由冰相粒子所构成。模拟的总含水量极值则位于 650 hPa 中层附近。

5 日 00 时云系结构显示,云带位置较前时刻有所东移,位于长江中下游一带的小积云单体发展旺盛。垂直剖面显示,云系分层结构明显。高云云水含量平均约在 0.2 g/kg 左右,嵌在层状云内的积云单体含水量高达 1.5 g/kg。5 日 04 时,带状云系东移过程中长度逐渐缩小,云系东南侧的积云体也有向北发展趋势。云水含量垂直剖面也显示,云系东移明显,且小积云体的发展依然较为活跃。到了 5 日 08 时,大范围云系覆盖至我国华北地区。700 hPa 和 850 hPa 含水量显示,低层存在大量小积云体,多集中在长江中下游附近,并具有向东北方向移动趋势。至 5 日 12 时和 16 时,云带继续东移,范围不断缩小,且高层与低层逐渐趋于消散,云系主体经我国华北一带很快转入渤海地区。此时垂直剖面显示,云体已经北移到 36°N 以北地区,

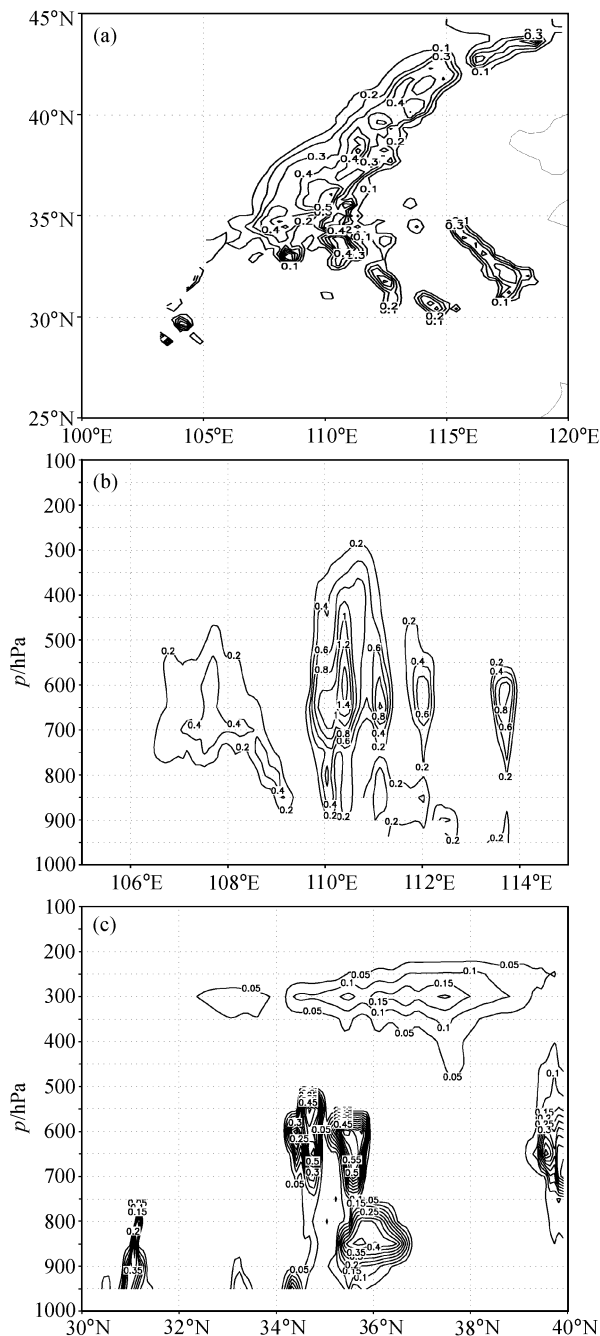


图3 5日00时云系总含水量分布(单位:g/kg):(a)水平;(b,c)垂直

Fig. 3 Horizontal (a) and vertical (b) distribution of the simulated total water content at 0000 BT 5 Apr (units: g/kg)

云体微观结构发生了明显的变化,由原多层结构合为一整层,含水量中心介于450 hPa至500 hPa之间。在700 hPa附近还可以看到,含水量在几百公里范围内呈均匀的水平分布。另外,东南部小积云体也很快减弱并逐渐趋于消散。

4.2 各种湿物质分布特征

从模拟的5日02时云系内各种湿物质含量在500 hPa和700 hPa层的分布(图略)来看,系统发展至5日02时,云系高层冰晶的覆盖面积非常广,冰晶含水量介于0.01~0.12 g/kg,浓度也较高。从5日04时往后,云系在东移过程中强度开始减弱,高层冰晶覆盖面积也相应缩小。

云系内,雪主要产生于冰晶下方,来自于高层冰晶的转化,雪含量较高,含水量一般达0.35 g/kg。另外,模拟还显示在锋前存在一呈西北-东南向的雪分布,高层雪含量可达0.5 g/kg以上,不过其分布结构较为离散。雪含量总的显示,500 hPa上分布范围要比700 hPa上大得多。在与冷锋平行走向的云带中,500 hPa层雪的高含水量分布带与700 hPa相一致,即高层只有含水量较高的雪才能降落至700 hPa高度。而在锋前西北-东南向云带中,虽然500 hPa上雪含量很高,但在700 hPa高度上却并无雪的存在,这表明锋面云带与锋前西北-东南向云带内的降水机制不同。

云系内霰主要来自冰晶和雪的转化,含水量一般在0.02 g/kg左右,其分布结构与雪不同。在锋面云带中,500 hPa高度上几乎不存在霰,而700 hPa层霰的分布较广,含水量也较高。在锋前西北-东南向的云带中,500 hPa上霰含量较高,而700 hPa上其含量却较低,这同样也说明了两条云带中存在不同的降水机理。

700 hPa上雨水含量平均约0.04 g/kg,与雪和霰的分布结构相比较可以发现,锋面云带中的雨水分布同雪和霰的分布相一致;而在锋前西北-东南向云带内,雨水分布仅与霰的分布一致。这表明雨水在锋面云带内可能来自于雪和霰的共同融化转化,而在锋前云带内却只有霰的融化贡献。

图4给出了东北-西南向锋面云带A点(37.03°N, 111.04°E)以及锋前西北-东南向云带B点(32.97°N, 112.93°E)云内各种湿物质含水量的垂直分布。可以看出,A位置云内云水含量很高,暖云过程较强。大量云水主要集中于500 hPa高度以下,极值含水量达0.4 g/kg,并具有两个云水含量峰值,存在明显分层。此外,云内雪含量也较高,厚度较广,从700 hPa一直伸展至高空。雪的上、下方分别为少量的冰晶和霰。大量的雪经高层降落的冰晶转化生成后,淞附过冷水增长,并不断向霰转化。

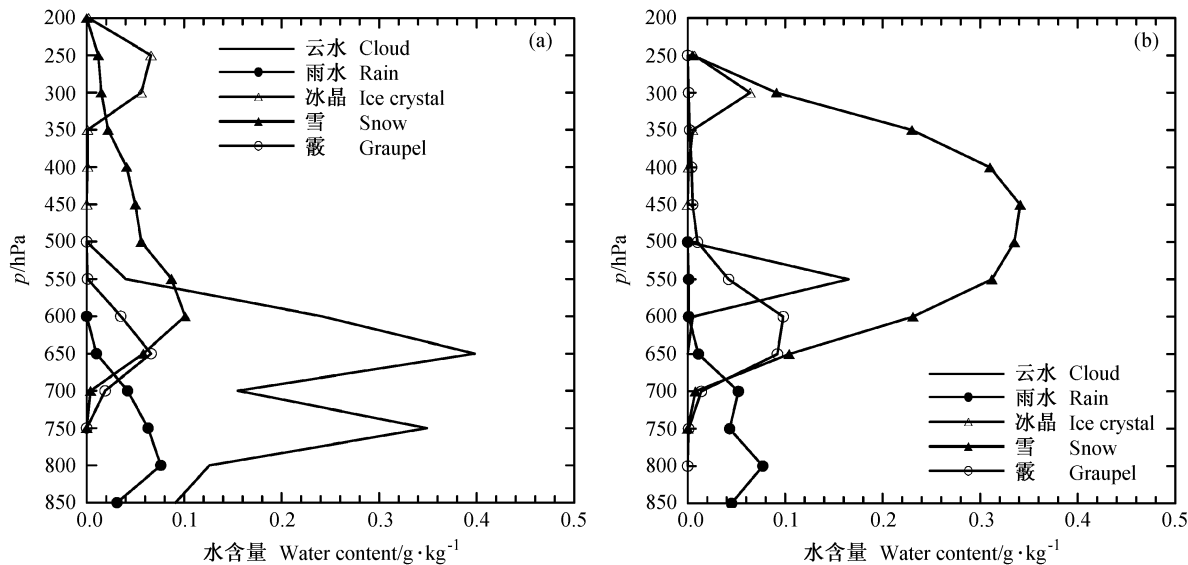


图 4 对应云内各种湿物质含水量垂直分布 (单位: g/kg); (a) A 位置; (b) B 位置

Fig. 4 Vertical distribution of the varied particles water content over (a) site A and (b) site B (units: g/kg)

从雨水和云水及各种冰相粒子含水量的配置分析可知, 云内冷、暖云过程均较强, 雨水一方面来自云水转化, 另一方面也来自冰粒子的融化。B 位置云内雪含量非常高, 极值含水量约 0.32 g/kg, 深厚的雪层从 750 hPa 一直延伸到 250 hPa 附近, 表明云内冷云过程很强。云水存在范围对应于高含量的雪, 这样, 雪通过淞附大量过冷云水得以迅速增长。霰来自于雪的转化, 并通过撞冻过冷云水进一步长大。由雨水和云水及雪、霰的垂直分布可知, 该位置云内降水主要出自于大量的雪、霰融化, 与锋面云带上 A 位置云内降水形成机制存在差异。

4.3 单站云微结构变化

由 4 日 18 时至 5 日 12 时郑州站单站云内各种粒子微物理结构变化 (图 5) 可以看到, 4 日 20 时至 5 日 02 时, 郑州站云体分为三层, 高层中心位于 300 hPa, 中层在 600 hPa 附近, 而低层位于 850 hPa 附近。5 日 02 时以后, 高层云与中层云连为一体, 但含水量中心仍处于 600 hPa 高度。

图 5a 显示, 4 日 20 时前后, 800 hPa 以下低层存在云水, 中心含水量约 0.2 g/m³, 且随着锋面移近, 低层云底继续向下伸展。750~500 hPa 中高层很快也有云水出现, 且云层较厚, 中心含水量位于 600 hPa 层附近。另外, 从图 5a 还可以注意到低层云和中高层云之间存在无云区和弱云区, 云的高、低分层结构比较明显。

冰晶主要出现于高层 (图 5b), 其浓度在 300 hPa 层附近为最高, 含冰晶数达 10⁴~10⁵ 个/m³。至 4 日 22 时, 高层冰晶含量进一步增大, 并伴随着雪 (图 5c) 和霰的出现。由 600 hPa 至 500 hPa 高度层也开始出现冰晶可以看出, 云内存在着冰、雪晶粒子从高层向下的“播种”过程。在中高层, 云水含量较高, 中心含水量值达 0.45 g/m³。大量云水的存在也为高层“播种”下来的冰、雪晶粒子提供了优越“供给”增长条件。同时还可以看到在高云水区的下方雨水含量也较高, 并且还出现了霰。低层云水含量减少, 雨水含量较高, 地面出现降水。

至 5 日 04 时左右, 高层冰晶含水量减少, 但浓度却依然很高。由于冰晶不断地向下“播种”, 600 hPa 附近形成一冰晶高浓度区, 达 10² 个/m³。此时, 雪粒子已经下伸到 650 hPa 高度且厚度较大, 与此相对应在 600 hPa 附近也形成了霰含水量中心。根据云内冰雪晶的配置以及 600 hPa 同时还存在过冷云水中心可以判断, 冰雪晶粒子的撞冻增长非常有利, 霰应该是降落的冰雪晶粒子撞冻过冷云水增长转化的结果。从雨水高含量区主要位于 750 hPa 以下且存在两个较高含量中心可以看出, 冰相粒子融化对降水的形成起到了一定贡献。

5 日 06 时以后, 低层云水、雨水含量减少, 地面降水也减弱; 中高层云水含量减少并逐渐消散; 高层冰晶粒子浓度开始减少, 冰晶和雪的含量也逐

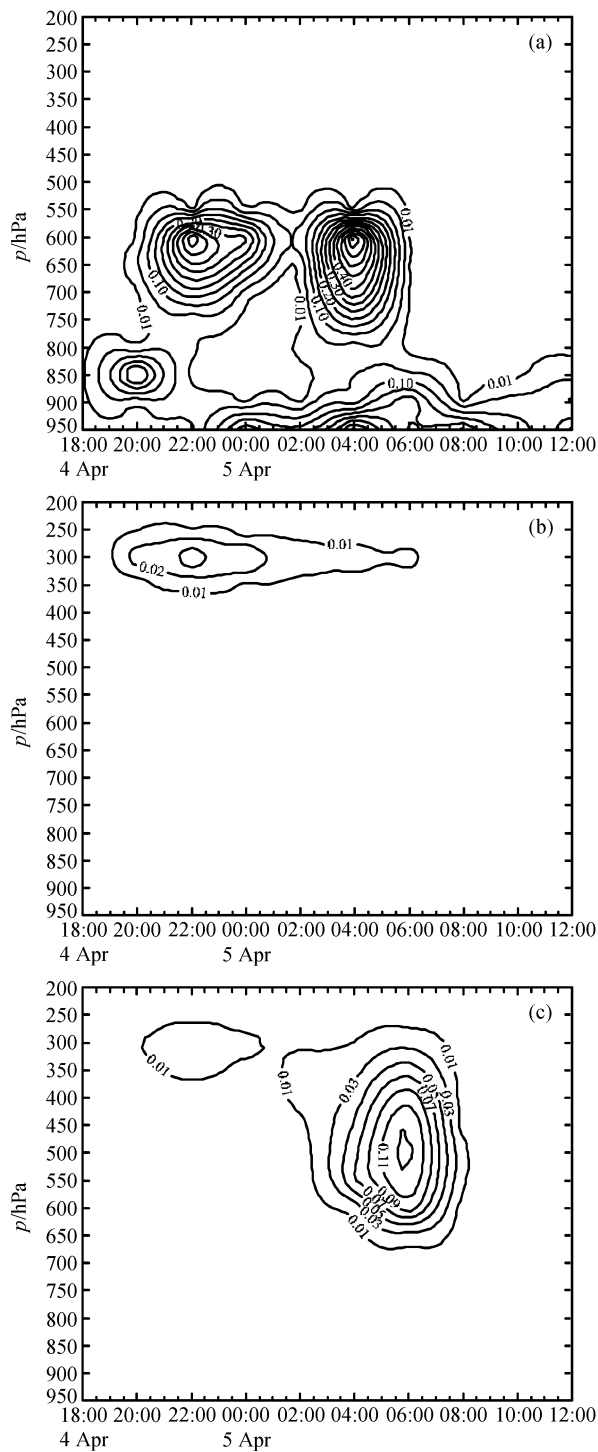


图 5 不同湿物质水含量随时间和高度的变化 (单位: g/m^3):
(a) 云水; (b) 冰晶; (c) 雪水
Fig. 5 Change of (a) cloud, (b) ice crystal and (c) snow water content with time and height (units: g/m^3)

渐降低。至 5 日 08 时以后, 除高层还存在少量冰、雪晶和低层存在部分云水外, 雨水和霰已不存在,

地面降水量也很弱。再往后其余各类湿物质也都逐渐消失。

5 云系水分收支及增雨潜力

针对内层模拟域的各种水资源物理量来计算和分析各湿物质间的水分收支状况。考虑到模拟域边界上各要素值的准确性, 计算区域选取内层模拟域西、南边界格点值 2 至东、北边界格点值 111 之间。由 2 小时间隔的模式输出结果可简单求得从 4 月 4 日 18 时至 5 日 12 时各时刻计算域内的空中水汽量、各种湿物质总量和地面累积降水量。

5.1 湿物质总量演变

云系内各种粒子总量随时间变化 (图 6), 显示云水和雪的总量一直都很高。云水质量增加时, 云体发展, 雪质量也增加; 云水质量减少时, 雪的质量也随之降低。此外, 图 6 还显示雨水、冰晶和霰的质量差别不大。霰质量变化趋势基本与雪一致, 这表明霰可能主要经雪转化生成并撞冻过冷云水增长。

4 日 18 时至 5 日 00 时, 云系内各种粒子的质量都逐渐增加, 而从 5 日 00 时之后, 除了雪质量在 5 日 08 时之后有所回升外, 其他粒子质量均呈不断减少趋势。可以看到, 在 5 日 00 时前后霰的总量略超过冰晶和雨水, 这与雪在该时段内产生量最高有关, 而后雪总量降低很快, 导致雪向霰的转化率下降, 霰总量随后也降低很多。另外, 5 日 00 时之后云系内雨水的总量较高, 这可能与云内仍然存在

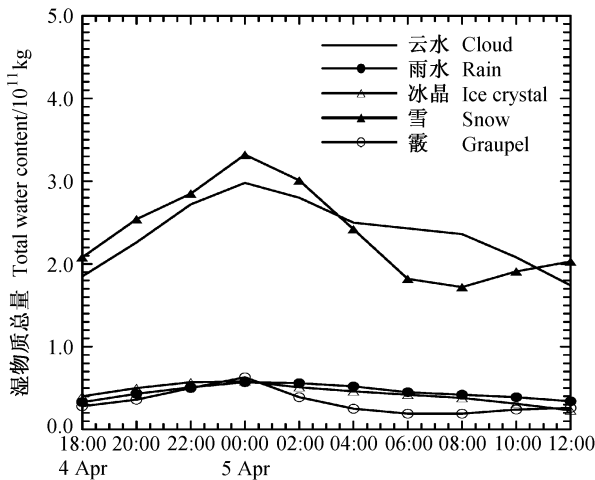


图 6 各种湿物质总量随时间的演变 (单位: 10^{11}kg)
Fig. 6 Evolvment of the total content of varied particles within the cloud system (units: 10^{11}kg)

较强的云-雨水转化或雪-雨水转化过程有关。

在 5 日 04 时之前, 云系内雪和云水的总量均很高, 并以雪的含量为最高, 这表明在该时段冷、暖云过程都较强。大量的雪最初主要由冰晶转化形成, 所以此时的冰晶总量也较高。另外, 雪生成后主要经凝华和淞附过程得以继续增长, 故而大量云水的出现同时也为雪的迅速增长提供了非常有利条件。由图 6 上还可以看到, 在 4 日 18 时至 5 日 04 时云系内霰总量不高, 这说明雪向霰的转化率较低。雨水一方面来自于云水的转化与碰并增长, 另一方面可能主要来自于大量的雪和霰融化。5 日 04 时之后, 云系内云水总量超过雪水总量, 且云水总量随时间减少趋势要明显弱于雪量的减少, 这表明此时段云系内冷云过程逐渐减弱, 而暖云过程仍然相对较强。

5.2 拟降水效率变化

考虑到输入计算域内的总水汽量主要存在三个汇, 一部分转化为云中各种湿物质, 一部分成为地面累积降水, 还有一部分仍以水汽形式滞留于空中, 因此, 可把上述三项水份累计作为输入到计算域内的总水汽(资源)量, 再仿效 Braham^[8]对降水效率的定义, 便可以得到云系在不同时刻的“拟降水效率”, 即

$$\eta^* = \frac{R}{Q_t}, \tag{1}$$

其中, η^* 定义为“拟降水效率”, R 代表地面累积降水, Q_t 则为进入计算域内的总水汽(资源)量, 并令

$$Q_t \approx Q_{\text{susp}} + Q_{\text{conv}} + R, \tag{2}$$

Q_{susp} 为计算域内悬滞水汽总量; Q_{conv} 则代表已转化为各种液态和固态湿物质的水汽总量(或总湿物质)。

表 1 显示, 在 4 日 20 时至 5 日 00 时之间的各时刻计算域内滞留水汽量都较多。充足的水汽供应使得云系不断发展, 较强的水汽凝结和凝华过程, 也生成较高的湿物质总量和产生较多的地面降水。表 1 的数据显示, 4 日 22 时和 5 日 00 时、02 时的地面 2 小时降水总量 (R_{2h}) 明显高于其他时刻, 且以 5 日 00 时为最高, 达 1.94×10^{12} kg。如果仅从计算域内滞留湿物质含量和地面总降水量来衡量水汽凝结(华)效率, 计算可得 5 日 00 时水汽凝结(华)效率近似为 25.0%。考虑到云系内凝结、凝华水分的蒸发及升华损耗, 计算域内总水汽凝结(华)效率还应高于此值。此外, 从 5 日 00 时云系拟降水效率约为 23.1% 可以看出, 总降水量仅占整个计算域内总水分的很小部分, 其余大部分水资源都未被充分利用而有效地转化为地面降水。

自 5 日 04 时往后, 云系继续东移, 强度也逐渐减弱。计算域内总水汽量不断减少, 水汽凝结和凝华量也下降, 云系内存在的总液态和固态含水量也不断经蒸发或升华而损耗, 地面降水也逐渐减少。

图 7 给出了 5 日 04 时计算域内云系不同部位的拟降水效率分布, 可以看到在云系发展阶段地面, 降水主要集中于冷锋面附近, 锋前和锋后拟降水效率通常较低, 只有 10%~30%, 而锋区附近拟降水效率则可以达到 40%~60%。从图 7 还可以看到, 锋面西南部的拟降水效率较高, 可达 70.0% 左右, 这也与锋面该部位存在较强的积层混合云降水有关。此外, 图 7 还显示云系拟降水效率在长江中下游一带呈现多个闭合小中心, 其拟降水效率值一般介于 10%~40% 范围, 这与该地区存在着零星对流性降水相联系。

表 1 不同时刻各种水分及拟降水效率的变化
Table 1 Evolvment of various calculated water resources and the semi-precipitation efficiency

	时间 Time (BT)									
	4 月 4 日 4 Apr			4 月 5 日 5 Apr						
	1800	2000	2200	0000	0200	0400	0600	0800	1000	1200
$Q_{\text{susp}}/10^{13}$ kg	3.25	3.27	3.27	3.22	3.15	3.04	2.89	2.74	2.57	2.41
$Q_{\text{conv}}/10^{11}$ kg	4.94	6.08	7.15	8.08	7.28	6.16	5.31	5.07	4.94	4.60
$R/10^{13}$ kg	0.50	0.64	0.80	0.99	1.18	1.33	1.45	1.56	1.67	1.78
$R_{2h}/10^{12}$ kg	1.25	1.39	1.61	1.94	1.88	1.49	1.20	1.14	1.11	1.02
$\eta^*/\%$	13.2	16.1	19.3	23.1	26.8	30.0	33.0	35.9	39.0	41.9

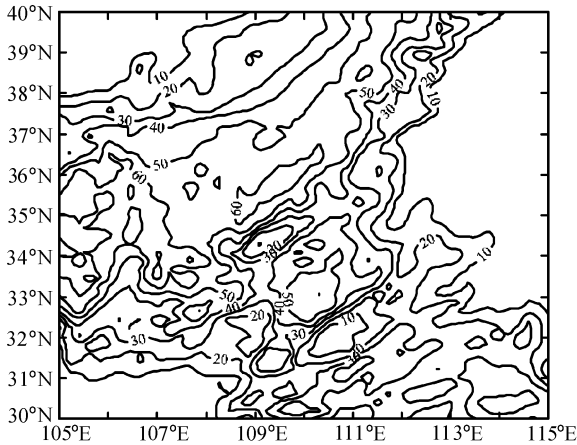


图7 云系不同部位的拟降水效率(%)分布

Fig. 7 Distribution of the semi-precipitation efficiency in different parts of the cloud system (%)

6 小结

本文通过对2002年4月4~6日发生在我国北方地区的大范围降水天气过程进行中尺度数值模拟,研究了这次降水过程的云系宏观和微观结构特征、降水机制以及计算域内各种水分收支状况与增雨潜力大小。分析表明:

(1)云系内同时存在着较强的暖云和冷云过程,云水与雪的含量很高,降水一方面来自于云水的转化,另一方面则来自于大量冰粒子尤其是雪的融化。云内存在明显的“播种-供给”云机制。

(2)在云系发展阶段,进入计算域内的水汽量不断增多,云系内存在较强的水汽凝结(华)过程,各种湿物质含量较高,地面降水也多,且降水主要集中在冷锋面附近,锋前、锋后拟降水效率通常介于10%~30%,锋区附近达40%~60%,在积层混合区域拟降水效率可高达70.0%以上。

(3)云系总降水仅占了整个计算域内空中总水汽资源量的很小部分,约为23.1%,而其余大部分水分都没能被充分利用而有效地转化为地面降水,锋面云系具有很高的增雨潜力。

由于本文所分析个例尚缺乏实际云物理观测资料的验证,对其云微结构的数值模拟结果还有待今后用更多的实际观测资料加以检验。

致谢 北京市应用气象研究所的许焕斌研究员在本文结果分析过程中曾给作者提出了许多宝贵意见,在此表示感谢。

参考文献 (References)

[1] 李大山,章澄昌,许焕斌,等. 人工影响天气现状与展望. 北

京:气象出版社,2002. 65~70

Li Dashan, Zhang Chengchang, Xu Huanbin, et al. *The Current Status and View of Weather Modification* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2002. 65~70

- [2] Browning K A. Radar measurements of air motion near fronts. *Weather*, 1971, **26**: 320~340
- [3] Carlson T N. Airflow through mid-latitude cyclones and the comma cloud pattern. *Mon. Wea. Rev.*, 1980, **108**(10): 1498~1509
- [4] Hobbs P V, Matejka T J, Herzegh P H, et al. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. I: A case study of a cold front. *J. Atmos. Sci.*, 1980, **37**: 568~596
- [5] 洪延超,黄美元,吴玉霞. 梅雨锋云系中尺度回波系统结构及其与暴雨的关系. *气象学报*, 1987, **45**(1): 56~64
Hong Yanchao, Huang Meiyuan, Wu Yuxia. Echo structure of mesoscale systems in the Mei-yu frontal cloud systems and their relations with the heavy rainfall. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1987, **45**(1): 56~64
- [6] 胡志晋. 关于空中水资源和人工增雨潜力的估算问题. 人工影响天气, 1999, **12**: 53~55
Hu Zhijin. Estimation of aerial water resources and rain enhancement potential. *Weather Modification* (in Chinese), 1999, **12**: 53~55
- [7] 王以琳,刘文,王广河. 冷云人工催化增雨区的探空判据. *气象学报*, 2002, **60**(1): 116~121
Wang Yilin, Liu Wen, Wang Guanghe. Sounding criterion of cold cloud catalysis. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2002, **60**(1): 116~121
- [8] Braham R R, Jr. The water and energy budgets of the thunderstorm and their relation to thunderstorm development. *J. Meteor.*, 1952, **9**: 227~242
- [9] Dennis A S, Schock C A, Koscielski A. Characteristics of hailstorms of western South Dakota. *J. Appl. Meteor.*, 1970, **9**: 127~135
- [10] Chong M, Hauser D. A tropical squall line observed during the COPT 81 experiment in West Africa. Part II: Water budget. *Mon. Wea. Rev.*, 1989, **117**: 728~744
- [11] Tao W K, Simpson J, Sui C H, et al. Heating, moisture, and water budgets of tropical and midlatitude squall lines: Comparisons and sensitivity to longwave radiation. *J. Atmos. Sci.*, 1993, **50**: 673~690
- [12] Caniaux G, Redelsperger J L, Lafore J P. A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. Part I: General description and water and heat budgets. *J. Atmos. Sci.*, 1994, **51**: 2046~2074
- [13] Ferrier B S, Simpson J, Tao W K. Factors responsible for precipitation efficiencies in midlatitude and tropical squall simulations. *Mon. Wea. Rev.*, 1996, **124**: 2100~2125
- [14] Szeto K K, Stewart R E, Hanesiak J M. High-latitude cold season frontal cloud systems and their precipitation efficiency. *Tellus*, 1997, **49A**: 439~453