

强对流风暴数值模拟及其未来预报的若干问题^{*}

刘玉宝 周秀骥 胡志晋

(中国气象科学研究院, 北京 100081)

提 要

运用三维弹性套网格中尺度(β - γ)大气模式,对3个强雹暴过程作不同模拟试验,初步探讨了强对流风暴数值模拟及其未来预报的几个基本问题,结果表明:采用单点探空的二维暖云计算能定性预报出某些风暴过程,为强天气警报提供一定的参考信息;对风速风向垂直切变较小的风暴,二维模拟结果与三维模拟较接近;而对具有典型三维结构的超级单体,则用二维模拟或只用单向风分量的三维模拟不能模拟出其基本特征;为对不同风暴的生命、演变和降水发展等进行模式预报,不仅要求采用细致的雹云微物理参数化的三维模式,还要求用能较准确代表风暴发生处的背景信息作模式初始场。此外,文中还分析了强风暴对大中尺度气象场反馈的一些特点。

关键词: 强雹暴; 模式预报; 微物理参数化; 风暴反馈。

1 引 言

强对流风暴经常给人类生产和生活造成巨大损失。近年来,世界各地先后建起多个强对流天气实验基地并开展各种研究计划,但由于强风暴的复杂性,至今人们对强对流风暴的认识和预报能力仍十分有限。因此开展对强风暴的研究是当前的重要课题之一。

通过京津冀中小尺度试验基地的多年观测和对历史资料分析^[1]表明,京津冀强雷雨过程主要发生在6—9月,而冰雹天气主要集中在6月中旬至7月中旬。这些冰雹过程除影响京津冀地区农、渔、电、航空、盐业外,还直接影响水果、蔬菜的生产供应。因此,探索结合基地观测的模拟预报强对流风暴的方法具有一定的意义。

强对流风暴的模拟研究起步于60年代。30年来,动力上从最早的一维定常模式^[2]开始,经历一维时变模式、二维滞弹模式,发展到当今三维滞弹^[3]和三维弹性^[4]模式;在湿过程处理上也从最简单的饱和方案^[5]发展到考虑复杂冰相过程的整体水参数化^[6]和细致粒子分档方案^[7]。近3年来,我国也建立了数个不同湿过程处理的三维弹性模式。

1993年5月5日收到,1993年6月13日收到修改稿。

* 国家《八五》重点课题 85-906-04 和国家自然科学基金《中- β 尺度大气数值模式研究》项目。

然而,由于非静力模式计算量较大,模式区域小,现有的计算能力只能满足强对流风暴的模拟研究,不足以进行三维模式预报应用.因此探讨简化模式的模拟预报能力和模式初始场的问题,对未来强风暴的模式预报的开发应用是十分必要的.

本文应用我国强风暴开放实验室新建立的非静力平衡大气模式^[8],模拟研究了3个国内外实测雹暴过程,对雹云微物理参数化和暖云微物理参数化差异、二维模拟的代表性和模式初值的选取进行了初步探讨,并通过套网格模拟研究了强对流风暴引起的热力、水汽和气压(质量)反馈问题.

2 模式与选取个例概况

本文用的模式为三维弹性套网格中尺度(β - γ)大气模式^[8].该模式采用完全弹性动力框架和归一化地形坐标.模式设计双向套网格方案,加强了对强对流风暴与环境间相互作用的模拟能力.模式引入和发展了适合暖云、雪云和雹云的3套双参数微物理参数化方案,具有较强的湿过程处理能力.模式设置了各种模拟通道,便于对不同过程进行各种模拟试验.

选取的3个强雹暴过程分别为:1972年美国NHRE(National Hail Research Experiment)计划中观测的Fleming风暴;1989年美国NDTP(the North Dakota Thunderstorm Project)计划中观测的一次雹暴过程和1990年京津冀基地观测的强雹暴过程.Fleming风暴为长生命史的超级单体^[9],我们对其进行模拟,并研究了环境风效应和冷、暖云模拟差异.NDTP风暴是出现在一个中尺度对流辐合体后部(西北)的孤立风暴^[10],也产生了较强降雹.该例风暴附近地区有时间序列的探空资料,便于作初始化研究.1990年7月24日北京地区的雹暴具有较强的局地暴发性特征,形成了直径4—5cm大的雹块,并引起人员伤亡,我们对该例进行二维、三维模拟比较,并研究了其反馈效应.

3 冷、暖云模拟差异

暖云微物理参数化只考虑液相水和汽相水之间的微物理过程,计算简单省时,目前国际上许多大气环流模式、中尺度模式及强对流模式仍采用这一方案作湿过程计算,已在各种业务模式中使用.强对流风暴中冰相过程的重要性已被愈来愈多的观测和模拟试验揭示.这里通过对Fleming风暴作三维暖云和包括有水汽、云水、雨滴、冰晶、霰、雹间27个过程的雹云参数化的模拟对比,讨论暖云方案的预报潜力.模式和初始条件请参阅文献[8].

图1为冷、暖云模拟至60min时三维云微物理分布.暖云模拟中,云中粒子只有云滴和雨滴.模式采用云滴谱拓宽系数控制云水向雨水的自动转化.因此,雨水只能在局部区域形成,而云水区较宽广,并在强上升气流和高空风作用下形成云砧(图1a).冷云模拟中,云体上部形成大量冰晶和霰粒,云水受各类粒子碰并和贝吉龙过程作用消耗很快.60min时云水区很小,且处在低层(图1b).从降水发展看,暖云模拟降水粒子形成较早,但下落较慢.在云体上部因云水不断供应,雨水会连续发展.因此,60min时雨水呈深厚宽广的分布(图1c).冷云模拟中,降水主要通过冰相过程发展,形成较晚一些.但由于形成

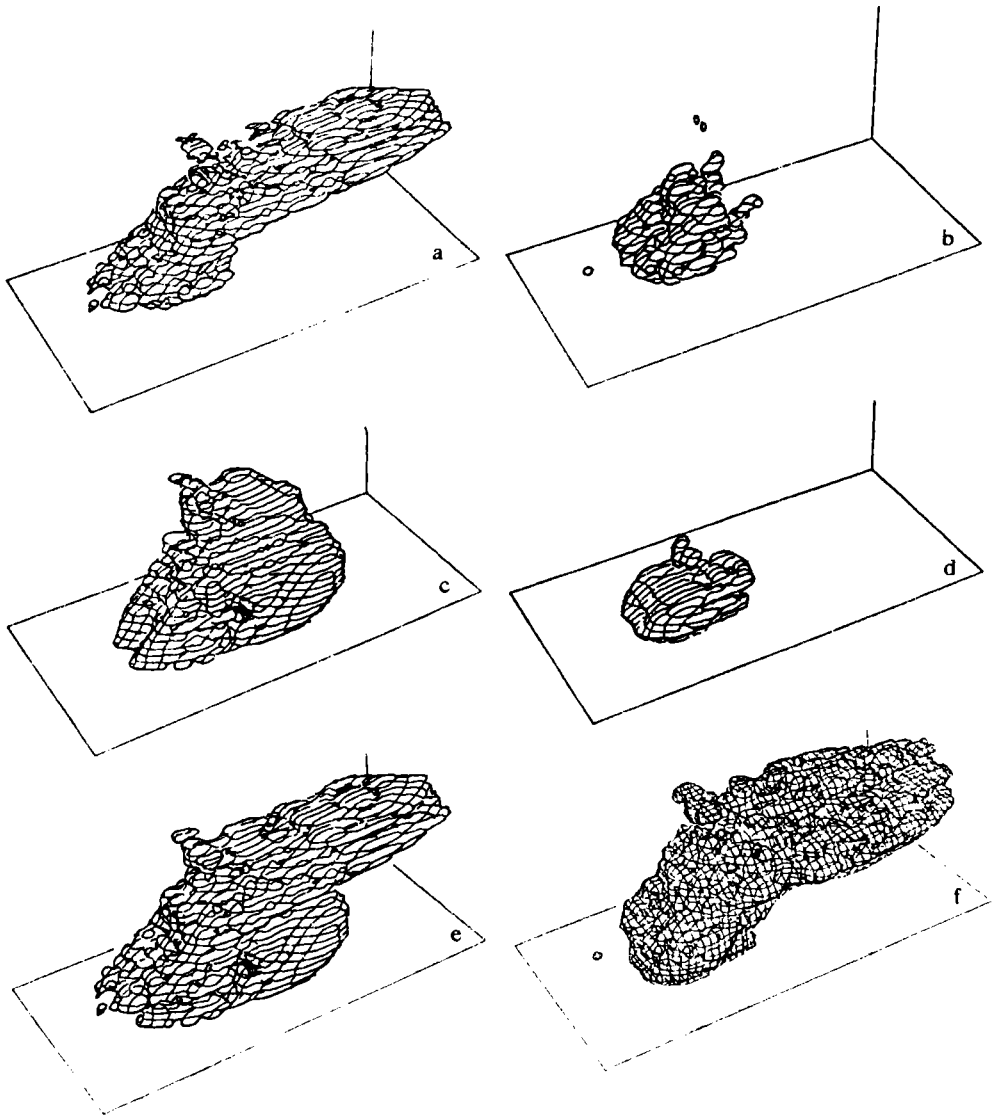


图1 模拟 Fleming 风暴至 60min 时云中水分分布(云水:(a,b),雨水:(c,d),总水量(e、f))(a、c、e 采用暖云微物理参数化, b、d、f 采用冷云微物理参数化)(图中垂直方向为 14.4km,水平方向:东西为 120km,南北为 60km)

的雹块落速较大,易迅速碰并云水下落,形成地面降水。且由于其它冰粒子的竞食作用,降雹发生后云中 new 雹不易持续发展。这样,冷云降水粒子空间分布和地面降水均较集中。比较 60min 冷、暖云模拟的整体粒子分布(图 1e、f),可以更清楚地看出这些特点。

值得提出的是本例冷、暖云模拟风暴的动力场差异不大,最大上升气流演变和极大值也较接近。这表明暖云参数化方法能够大体描述某些对流风暴的湿过程(潜热、拖曳)效应。

4. 二维、三维模拟差异

4.1 二维、三维模拟比较

显式预报强对流的典型结构一般要求用小于 3km 的模式格距. 模式的非静力平衡特点使其计算量加大. 探索二维模式的业务应用的潜力是很必要的. 在文献[11]中, 我们概括地介绍了北京地区 1990 年 7 月 24 日强雹暴二维、三维模拟的多方面相似性. 这里我们将二维

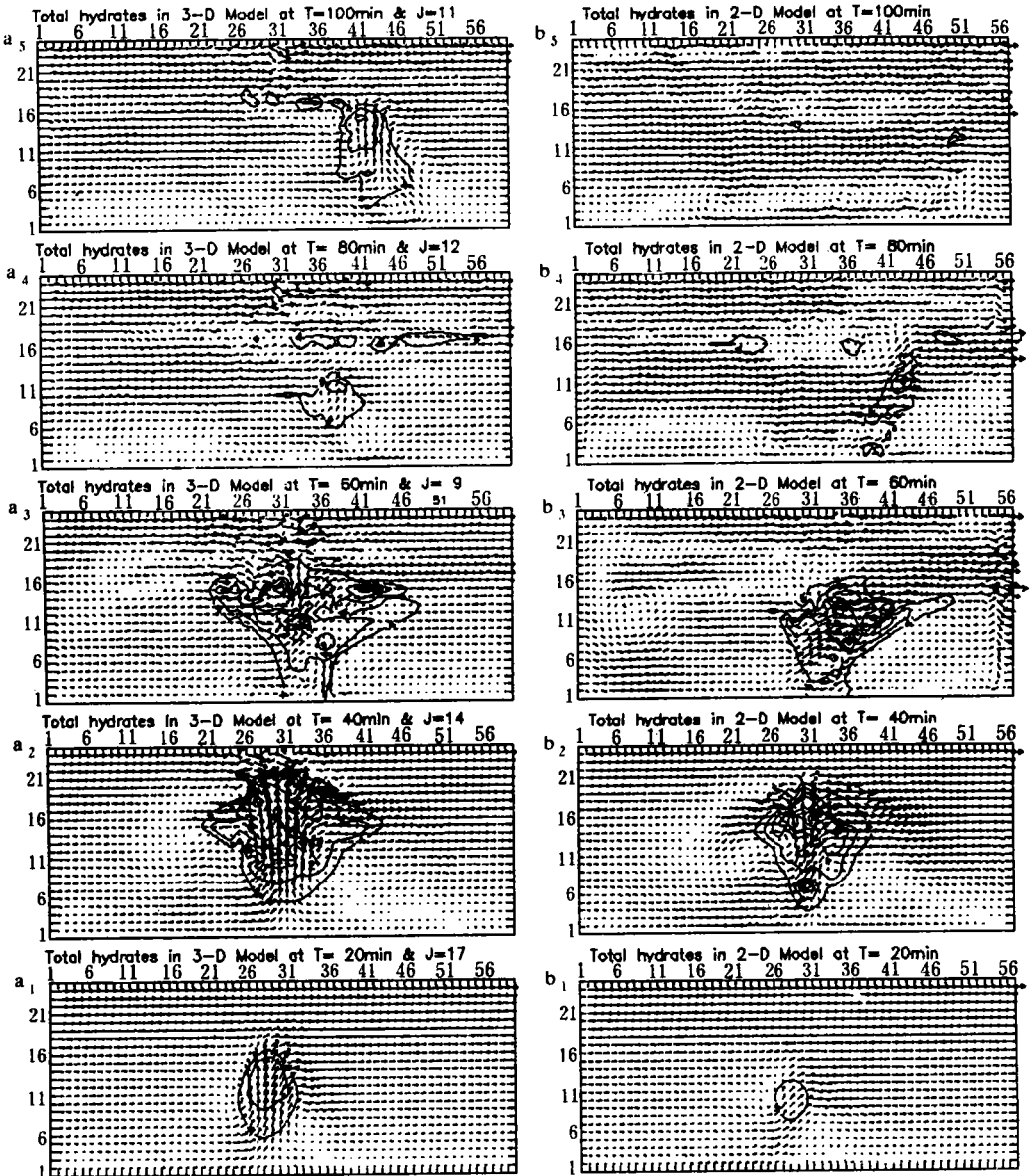


图 2 1990 年 7 月 24 日北京地区雹暴对应剖面环流和总水量($Q_v + Q_c + Q_i + Q_r + Q_s$)分布的模拟比较(a)三维 (b)二维 (等值线间隔为 $4g/kg$) (水平格距为 $2km$, 垂直格距为 $800m$)

模拟(东西方向)和与之对应的通过三维模式最强上升气流的東西剖面作较细致的对比分析. 图2为两者的运动场和总粒子水量分布. 可以看出在60min之前, 两者气流结构相当一致. 20min时, 两者云入流气流都源自后下方(西部), 出流在前上方; 40min时, 两者云发展均达到最强盛. 此时, 不仅后部入流加强, 前下部薄层也发展出入流气流(东风); 至60min, 两者云前部因降水拖曳引起下沉, 并在地面形成辐散中心. 同时, 从后部中、下层的入流形成了向前倾斜上升气流. 比较图2不难发现两者模拟云体形态及其演变也较相似.

然而, 80min以后, 二维模拟风暴趋于减弱, 而三维模拟又有新泡生成. 100min时, 三维模拟生成了后部下沉、前部上升的倾斜气流对, 有利于风暴维持, 而二维模拟云区气流平缓, 且地面风显得不合理. 此外, 尽管二维、三维模拟的最大上升气流演变相近, 但二维模拟最强上升气流速度显著偏低, 仅为三维模拟(44.8m/s)的60%. 二维模拟的云核心尺度比三维模拟偏小.

分析其原因, 二维模式的面对称假定限制环流在一个平面上, 造成补偿下沉气流的高估, 进而引起环境加热偏大, 因此减小上升浮力和不稳定能, 导致云发展偏弱. 后期, 因面对称误差积累, 导致模拟结果恶化.

4.2 环境风切变效应

分析上例风暴背景条件可知其不稳定能量大, 水汽充沛, 而风速风向垂直切变均较小. 这可能是二维模拟取得较满意结果的一个主要原因. 对典型的超级单体风暴, 三维有组织的气流结构更明显, 原则上说, 不能用二维模式描述. 我们对具有这一特征的Fleming风暴进行了模拟试验.

美国Kopp and Orville^[12]和Farley and Orville^[13]先后在1977年和1986年用二维滞弹模式模拟了该风暴过程. 我们从Browning^[9]的观测分析中获取了该个例探空(steepling站)和风暴移向上相对风暴的环境风分量. 该例风切变很强, Kopp和Orville及Farley认为, 二维面对称模式过程中气流无法从云体周围绕过, 因此对该例模拟中, 均采用将相对于风暴、在风暴移向上风分量减小到20%的方法作二维滞弹模拟. 采用这一方法后他们模拟出了一些与实际风暴相似的特征(如风暴后倾, 斜上升气流等).

我们应用这些资料对该风暴作三维、单一方向风切变模拟. 模拟虽然预报出了较强的风暴(峰值上升气流达39m/s), 但由于极强的风切变, 导致云体向前倾斜. 从而因降水下沉切断风暴低层暖湿气流的输送, 导致模拟的风暴在60min以后崩溃, 模拟至120min时, 云砧和低层降雨区脱离, 并随高层强风(50m/s)向下游移去. 这一模拟结果与实际观测不一致. 分析其原因, 可能是单向风切变不能反映出超级单体风暴环流结构特点. 实际观测表明, 该风暴低层从东南偏南方向输入暖湿气流, 在螺旋上升后, 在风暴顶东侧流出. 因此风暴的水平动量输送与单一方向风切变所表达的差异甚大. 也就是说, 风向垂直切变和风速垂直切变对超级单体风暴同等重要. 为进一步探讨这个问题, 我们将风切变减小到40%进行三维模拟试验. 比较减弱和未减弱风切变的模拟风暴形态(图3), 由图3可以看出, 40min时, 两云顶相近, 但减弱风切变后云体相对直立, 云区较集中(水平尺度较小), 顶部“拱”状更明显, 云砧伸展范围小, 且迎风边也有云砧伸出. 60min时, 这些特征差别更明显. 从云形态看, 减弱环境风后云体保持直立, 且上升较强. 由这一变化趋势可以推测,

当风分量在一定范围内继续减小(如达 20%)时,云体很可能向迎风边倾斜,从而出现与实例相一致的特征.但这种减弱风切变的方法,人为增大了理查逊数,会使风暴“变性”^[14].因此,减弱风切变模拟出的风暴很难说是实测风暴的特征.可见,模拟具有三维气流结构的超级单体风暴,不仅需要三维模式,而且还要求细致地考虑风暴背景风速、风向的垂直切变,遗憾的是我们尚没有获取该风暴的垂直于其移向的风分量,无法作出更真实的模拟.

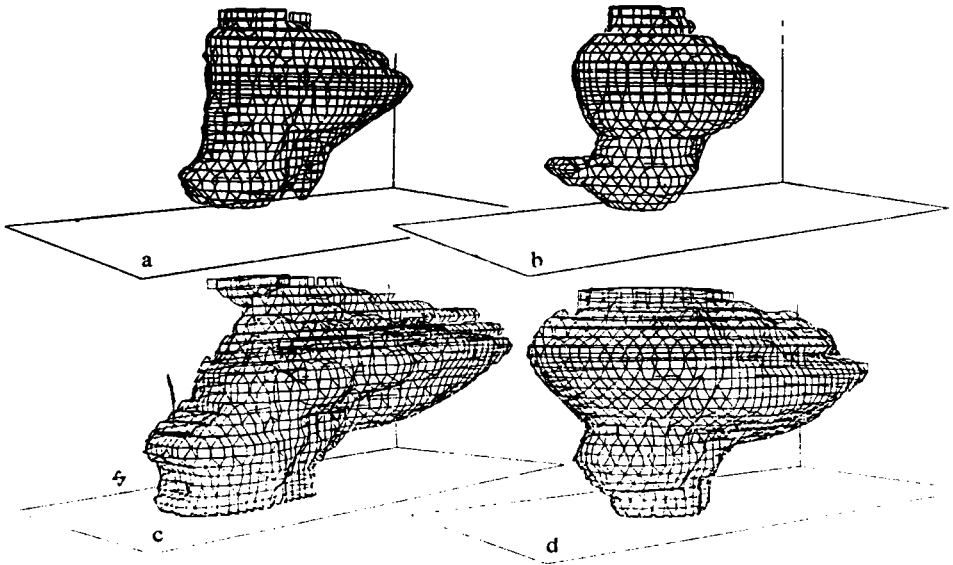


图3 减弱和未减弱环境风切变(单向风)三维模拟 Fleming 风暴比较(40min:a,b, 60min:c,d;未减弱风切变:a,c,减弱风切变:b,d;模式区范围同图1)

5 模式预报的初值问题

目前,强对流风暴模拟只能用单点探空作水平均匀初始场.为准确表达风暴的背景条件,要求所选用的探空尽可能接近风暴发生的时间和位置.现有的观测能力和短期的技术发展尚不能满足这一要求.本节通过实例模拟初步探讨这个问题.

美国 NDTP 在 1989 年 6 月 28 日在北达科他北部观测一个雹暴.该雹暴发生在一个锢囚气旋暖区的 MCC 外围^[10].该风暴在 19UTC 发展,22UTC 有飞机观测.该风暴周围的 BIS 站和 EGN、GDH 两个 CLASS 站的探空为该风暴研究提供了高时、空分辨率的初始化资料.我们选用 28 日 12UTC、23:53UTC 的 BIS 探空资料和 14:30UTC、17UTC、20:40UTC 的 GDH 探空资料分别对该风暴作二维对比模拟.为方便起见,将各例模拟简称为 B_1, G_2, G_3, G_4, B_5 .

图 4 为各例模拟的最大上升气流时间演变.其中点线为对应时刻三维模拟结果.各例模拟中,根据飞机观测资料,我们把云底以下层结均调整到 $0.97^\circ\text{C}/100\text{m}$,并采用相同的初始扰动.三维模拟风暴揭示了许多与实例观测一致的特征^[15].二维模拟风暴偏快,但对同样模拟方案的逐例二维模拟应该是可比较的.

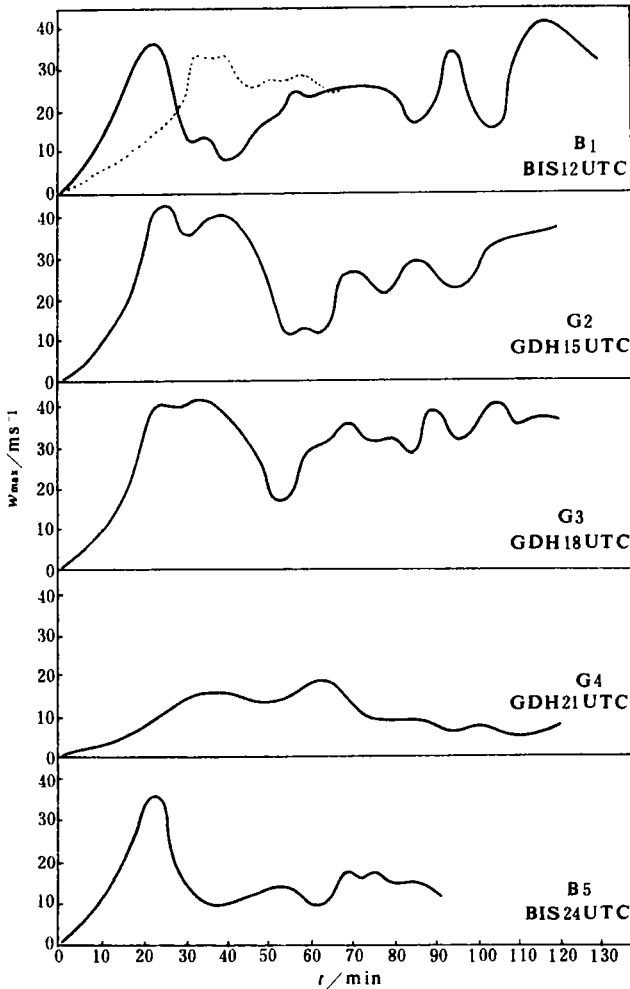


图 4 采用不同时段探空模拟 NDTP 雹暴最大上升气流时间演变
(点线:三维模拟,实线:二维模拟)

由图 4 可以发现:(1)各例模拟风暴发展阶段十分一致.除 G4 例风暴发展较弱外,其它 4 例风暴达最强上升的时刻基本相同,最强上升气流均约 40m/s;(2)同一站不同时段探空模拟结果较为接近. G₂ 与 G₃、B₁ 与 B₅ 的模拟风暴的整个生命阶段最大上升气流时间演变相当一致. G₂ 和 G₃ 的最强上升气流均为 42m/s,而 B₁ 和 B₅ 均为 37m/s,值得提出的是 G₂、G₃ 的时间仅相差 3 小时左右,而 B₁、B₅ 相差达 12 小时,且 B₁ 是在风暴发生前, B₅ 处在风暴发生后期;(3)处在风暴发展中的 G4 例模拟最差.

上述分析表明,风暴发生前数小时(本例为 10 小时),在风暴邻近大片区域上已建立了风暴发展的背景条件.采用该时段内风暴邻近(本例约 200km 以内)区域上未受风暴扰动的探空能定性模拟(预报)出风暴的基本特征.但不同地理位置形成的风暴的结构、强度和演变有一定差异,而各个位置上建立起来的风暴背景随时间变化较小.这一地理差异可能是多个风暴共存(或相继发展)的恶劣天气下各风暴差异的主要原因.可见,为准确预报风暴演变和降水,要求十分恰当的观测资料作初值,而作定性的模式预报则对初值的要求

比较容易满足。

6 强对流风暴引起的中气压系统及其机制

强对流过程引起的气压系统一方面影响其自身发展,另一方面对激发新的对流和组织中尺度降水系统也有较大影响。此外,它也是对流过程向大尺度反馈的一种表现形式。本节通过双向套网格模拟,揭示孤立对流引起的中气压系统的基本特征。

模拟个例仍是北京地区 1990 年 7 月 24 日雹暴。细网格上风暴演变参见图 2。图 5 为

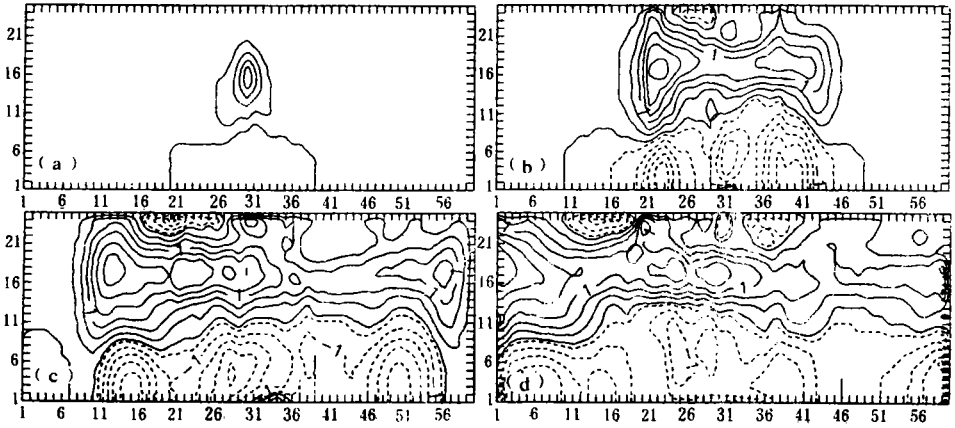


图 5 粗网格模拟北京地区 1990 年 7 月 24 日雹暴扰动无量纲气压(π')的结构和演变 (a) 30min (b) 60min (c) 90min (d) 120min(等值线间隔为 5×10^{-4} , 实线为正变压、虚线为负变压, 图框垂直每格 800m, 水平每格 6km)

风暴不同发展阶段粗网格上扰动无量纲气压(π')的分布。可以发现,在风暴发展阶段(30min),风暴中上层形成一高压中心,下层为弱低压中心,范围比其上高压中心大得多。至强盛阶段(60min),风暴前、后(约 42km 处)分别发展出深厚的暴前低压和暴后低压。风暴下方除近地面处一小雷暴高压外,还存在另一低压中心。消亡阶段(90min 以后),虽有

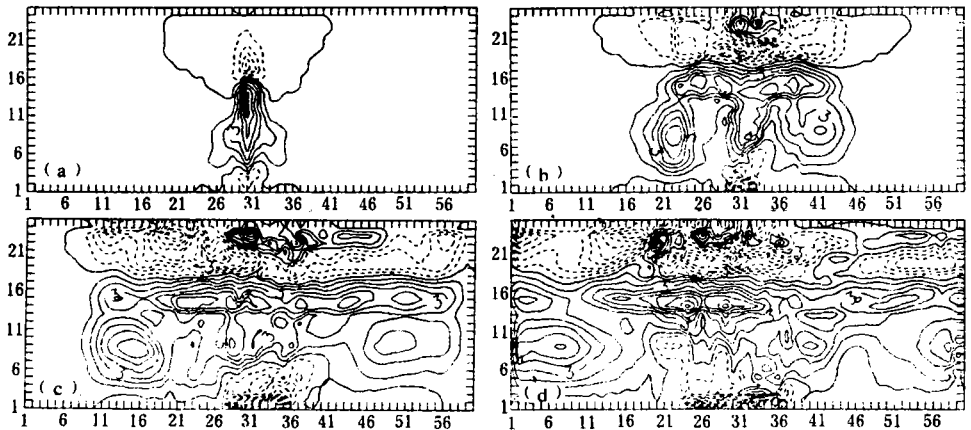


图 6 扰动温度的结构和演变(等值线间隔为 1°C , 其它说明同图 5)

新的弱气压扰动中心发展,但主要特征为上述4个气压系统向外扩展和移动.暴前低压和暴后低压移动速度均达100km/h左右.总体上看,孤立强对流引起了约400km范围上低层(8km以下)减压和上层(8km以上)升压的效应.

将图5与对应的风暴扰动温度场(T' ,图6)作比较,不难发现减压区均位于加热中心以下,其上为升压区,且加热中心及其移动均与低层低气压中心对应.雷暴高压与低层降湿冷堆对应.这表明对流引起的加热(冷却)是形成风暴中气压系统的主要原因.结合风暴流场分析,我们发现,对流加热主要表现在潜热释放(风暴云区及其上层平衍的加热区)和外围补偿下沉升温(风暴外围的2个加热中心).因此,可以说对流风暴潜热和显热加热及其输送是形成对流风暴中气压系统和控制其移动的主要动力.

7 结 论

本文通过对3个强雹暴过程的多种三维、二维模拟试验,初步探讨了强风暴模拟和模式预报的几个基本问题.主要结论如下:

(1)采用二维模式一般能定性模拟出强对流风暴过程(强上升气流、大风、强降水、降雹等);对垂直风速、风向切变较小的局地强对流风暴,二维模拟其发展和成熟阶段与三维模拟及观测结果相近,但后期因误差积累而产生较大差异;对风速、风向切变较大的超级单体风暴,需要采用考虑环境风场风速、风向垂直变化的三维模式描述.

(2)采用简单暖云微物理参数化与仔细的雹云微物理参数化模拟强对流动力过程及其演变较为相近,但云内降水发展和云粒子分布差异较大.雹云微物理参数化模拟结果能反映出雹云降水时间、空间分布较集中的特点和揭示出云内细致的降水微物理特征.

(3)强风暴引起中- β 尺度上一系列气压扰动,包括地面上尺度为 10^1 — 10^2 km的暴前低压、暴后低压和雷暴冷堆高压等.对流引起的潜热加热和补偿下沉加热以及其输送是形成雷暴中气压系统的主要原因.

(4)强风暴的背景条件往往在风暴发生前大片区域上就已建立起来,因此,可采用常规探空资料定性计算风暴的基本特征.为了定量预报雹暴,对初始场有较高的要求.

这些结论仅从3个雹云个例不同模拟试验的初步分析得到.是否带有普遍意义,还需要作更多的模拟试验和个例模拟研究.

参 考 文 献

- 1 周秀骥. 京津冀灾害性天气监测与超短期预报试验基地建立的进展. 京津冀中尺度气象试验基地文集. 北京:气象出版社,1989. 3.
- 2 Wisner C., Orville H. D. and Myers C. A numerical model of a hailbearing cloud. *J. Atmos. Sci.*, 1972, **29**: 1160--1181.
- 3 Clark T. L. Numerical simulation with a three dimensional cloud model; lateral boundary condition experiments and multicellular severe storm simulation. *J. Atmos. Sci.*, 1979, **36**: 2191--2215.
- 4 Cotton W. R. and Tripoli G. J. Cumulus convection in shear flow; three-dimensional numerical experiment. *J. Atmos. Sci.*, 1978, **35**: 1503--1521.

- 5 Asai T. A numerical study of air mass transformation over the Japan Sea in winter. *J. Meteor. Soc. Jap.*, 1965, **43**, 1—15.
- 6 Hu Zhijin and He Guangfang. Numerical simulation of microphysical processes in cumulonimbus Part I: microphysical model. *Acta Meteorologica Sinica*, 1988, **2**: 472—489.
- 7 Takahashi T. Hail in an axisymmetric cloud model. *J. Atmos. Sci.*, 1976, **33**: 1579—1600.
- 8 刘玉宝,周秀骥,胡志晋. 三维弹性套网格中尺度(BETA-GAMMA)大气模式. 博士学位论文,北京大学地球物理学系. 1992, 158pp.
- 9 Browning K. A. and Foote G. B. Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1976, **102**: 499—533.
- 10 Liu Yubao, Zhou Xiuji and Hu Zhijin. A preliminary study of the NDTP hailstorm and initialization effect. Report of 3rd International Cloud/Mesoscale Modelling Workshop, Montreal Canada, 1992.
- 11 刘玉宝,周秀骥,胡志晋. 三维弹性套网格中尺度(BETA-GAMMA)大气模式 I. 模式检验和实例研究. *气象学报*, 1993, **51**(3): 369—380.
- 12 Orville H. D. and Kopp F. J. Numerical simulation of the life history of a hailstorm. *J. Atmos. Sci.*, 1977, **34**: 1160—1181.
- 13 Farley R. D. and Orville H. D. Numerical modelling of hailstorm and hailstone growth Part I: Preliminary model verification and sensitivity test. *J. Clim. Appl. Met.*, 1986, **25**: 2014—2035
- 14 Browning K. A. Comments on numerical simulation of the life history of a hail storm. *J. Atmos. Sci.*, 1978, **35**: 1553—1554.

SEVERAL PROBLEMS OF SEVERE CONVECTIVE STORM NUMERICAL SIMULATION AND ITS FUTURE PREDICTION

Liu Yubao Zhou Xiuji Hu Zhijin

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Abstract

By numerical simulating three cases of hailstorms with a three-dimensional elastic meso- $(\beta-\gamma)$ model with nested-grid, a series of basic problems of future modelling prediction of severe convective storms are investigated. It is shown that some storms may be qualitatively predicted with a simplified two-dimensional model initialized with ordinary sounding, while other storms symbolized with organized three-dimensional circulation, e. g. supercells, can only be properly done with full three-dimensional model and full environment wind components. In order to predict the life-cycle, evolution and precipitation development of various convective storms, a three-dimensional modelling computation with a comprehensive microphysical parameterization should be done and a model initial field which really represents the storm environment condition is required as well. In addition, some feedback effect of a hailstorm is also described.

Key words: Severe hailstorm; Model prediction; Microphysical parameterization; Storm feedback.