

不同对流参数化方案试验中凝结加热的特征 及对暴雨中尺度模拟结果的影响^{*}

王建捷 周 斌 郭肖容

(国家气象中心,北京,100081)

摘 要

使用 20 km 分辨率的 MM5 模式,分别选用 KUO, GRELL, KAIN-FRITSCH 和 BETTS-MILLER(以下简称 KU, GR, KF 和 BM)等 4 种不同对流参数化方案,对 1996 年 8 月 3~4 日石家庄特大暴雨过程作数值模拟试验,分析比较了 4 个不同试验中网格尺度(显式方案)和次网格尺度(对流参数化方案)凝结加热的水平、垂直分布和时变特征;研究探讨了凝结加热分布及差异对暴雨中尺度模拟结果的可能影响。

分析显示,暴雨过程中,4 个不同对流参数化方案试验所得到的次网格尺度凝结加热基本都呈单峰特征、加热峰值在对流层中层,但加热层厚度和强度在不同试验间存在差别;4 个试验的网格尺度凝结加热的垂直范围表现出较好的一致性,加热重心位于对流层低层,但加热强度仍有所不同;GR 和 KF 及 BM 试验的总凝结加热率的垂直分布特征主要受其网格尺度凝结加热率特征的影响、加热重心在对流层低层,而 KU 试验的总凝结加热率的垂直分布特征由其次网格尺度凝结加热率特征所决定、加热重心在对流层中层。

研究表明,尽管 4 个试验在暴雨期间总凝结加热的垂直分布差异并不显著,但对暴雨中尺度模拟的影响却不能忽视。凝结加热的分布特征及演变直接影响与暴雨发生发展密切关联的物理量场的中尺度结构和演变;凝结加热对暴雨中尺度的影响具有连锁性,由加热差异波及局部环流细致结构和强度及其变化的差异,进而影响暴雨发生发展的细致特征。

在 20 km 或更高一些分辨率的条件下,对于描述温带/中纬度暴雨的发展和结构,选用 KF 方案得到的模拟结果可能更具物理合理性;而 KU 方案模拟结果容易出现格点气柱的水汽和温度被过量调整的不合理情况。要得到一个可信的中尺度模拟结果,对降水模拟结果进行细化特征的验证、特别是随时间演变特征的验证分析是非常重要的,因为降水的细致演变特征与凝结加热及与之相联系的物理量场的中尺度演变特征密切相关。

关键词: 对流参数化,凝结加热,中尺度模拟影响。

1 引 言

中尺度数值模式的发展和业务应用为定量降水预报提供了新的、比较有效的技术手段。然而,模式动力框架的不完备、尤其是对非绝热物理过程描述的不完善和模式初始场的误差,使得模式定量降水、特别是强降水(大一暴雨)预报的准确程度还十分有限。为了改善和提高中尺度模式在定量降水方面的模拟预报能力,很多学者致力于中尺度模式非绝热物理过程参数化方案的研究,特别是从模式可分辨

(网格)尺度和不可分辨(次网格)尺度两方面改进和完善与降水直接关联的大气中的加热和水物质转化过程的物理描述及参数化^[1~7]。在数值模式中,积云对流参数化方案被用来描述次网格对流对格点尺度环流的影响。由于对流参数化方案是在有限观测和不完善的理论基础上形成的经验性的处理方法,对复杂多变的大气对流过程而言,它的描述能力是有限的或者说具有较明显的不确定性,因此它是引起数值模拟预报误差的重要来源之一。尽管当用很高分辨率(<1 km)的中尺度模式进行模拟预报时,

* 初稿时间:2004 年 7 月 25 日;修改稿时间:2004 年 9 月 6 日。

资助课题:国家科技攻关计划“奥运科技专项”课题《奥运气象保障技术研究》(2002BA904B05)。

作者简介:王建捷,女,硕士,正研高工,主要从事中尺度数值预报模式系统开发及模拟研究。

可直接通过理论基础比较坚实的云物理模式显式描述云与降水过程而无需进行次网格对流参数化,但在当前受计算资源和观测资料的限制,实际业务和许多科研中应用的中尺度模式其分辨率还不能非常精细,中尺度模式中的对流参数化问题依然不可回避。

对流参数化在缺少单一限定方法的情况下,中尺度数值模式、特别是研究模式中通常有多种对流参数化方案供选择,其中就包括近年来在中尺度模拟研究和预报中应用较多的 MM5 模式^[8]。对 MM5 模式积云对流参数化方案的比较国内外已有不少工作,多是从基本模式输出结果(降水或温度、湿度、风等变量)的差异出发分析比较不同方案试验的差别和预报技巧^[9~13],也有个别研究是通过理想试验来考察引起 MM5 模式对流参数化方案差异的可能物理原因^[14]。这些研究结果对选用 MM5 模式积云对流参数化方案提供了有益的帮助。本文将从一个不同的角度,即分析对比在不同对流参数化方案试验中直接与暴雨相联系的次网格和网格尺度凝结加热的分布和演变特征,研究凝结加热与暴雨环境场和有关物理诊断量之间的对应关系;利用位涡反演方法定量诊断暴雨发生时凝结加热所能引起的风场和高度场扰动强度和分布特征,并探讨凝结

加热分布及差异对暴雨中尺度模拟结果的可能影响,以期更好地把握不同参数化方案的模拟性能,并为改进对流参数化方案提供有益线索。

2 个例、资料与方法

2.1 个例

本文选用了 1996 年 8 月 3~4 日石家庄特大暴雨过程作为研究个例。1996 年 8 月 2 日,9608 号台风在福建省福青县登陆后,减弱为低气压向西偏北方向移动,北移过程中得到西风槽冷空气的补充,变性并有所加强;与此同时,副热带高压(副高)也在西进过程中与西风槽后的河套小高压反气旋打通,副高轴线转为西北—东南向;一支明显的偏南风沿副高边缘直抵河北,在对流层低层的低压中心东北一侧形成了一条明显的 α 中尺度暖式风切变(图略)。该低压系统致使河北省 8 月 3~5 日出现了 30 a 来最大的一次暴雨过程,强暴雨即落在低层的低压暖式风切变线上。这次暴雨过程中对流云团活跃,尤其是 4 日上午至傍晚,对流云团发展相当旺盛,对流单体合并为复合体^[15,16],造成了石家庄附近地区的特大暴雨,其中平山、井径、石家庄 12 h 降水量分别达到 274.7, 259.8 和 243.7 mm(图 1a)。

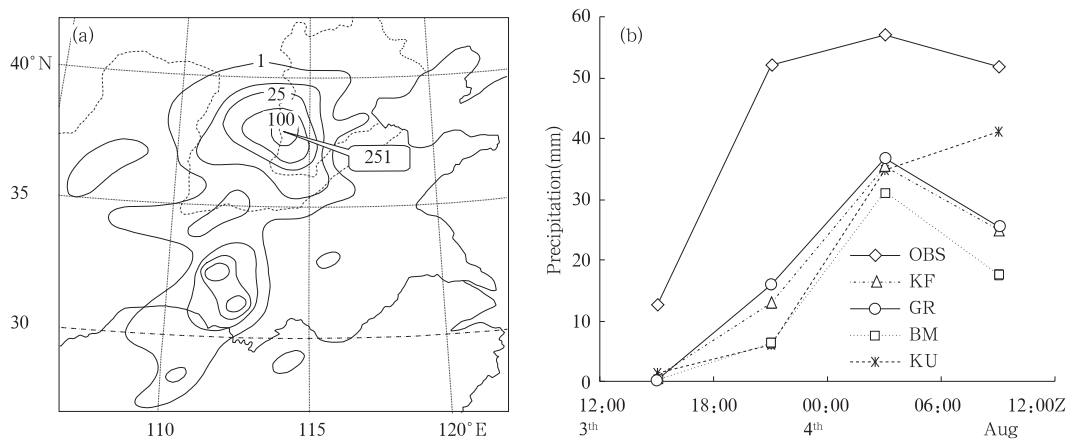


图 1 1996 年 8 月 4 日 00:00~12:00Z 观测的累计降水量(mm)分布(a),
1996 年 8 月 3 日 12:00~4 日 12:00Z 每 6 h 累计降水量(mm)模拟结果
(暴雨中心区 160 km×160 km 范围内网格点值的平均)和观测(石家庄
暴雨中心附近 1.5°×1.5°范围内 17 个观测站的平均)的对比(b)

Fig. 1 Distribution of the observed accumulated surface precipitation over Hebei province in the period of 00:00 to 12:00Z 4 August 1996 (a), and the comparison of time series of 6-hour accumulated surface rainfall at the Shijiazhuang torrential rainfall center over the period of 12:00Z 3 August to 12:00Z 4 August 1996 of four simulation tests against observation (b)

2.2 资料

本文选用了文献[12]中 20 km 分辨率的一组 MM5 模拟试验输出资料(模拟试验设计请参见文献[12])。该资料包括 4 个模拟试验的结果,4 个试验的唯一差别是模拟中选用的对流参数化方案不同、分别取 KUO 方案、GRELL 方案、KAIN-FRITSCH 方案和 BETTS-MILLER 方案,而 4 个试验所用的显式云/降水方案(网格尺度)都是 Dudhia 简单冰方案,其他物理过程方案和模式初始及边界值也都是一样的。模拟初始时间为 1996 年 8 月 3 日 12 时,积分 24 h。选用这组资料,是因为 15~20 km 分辨率在当前中尺度模拟研究和预报中应用较多,且在这样的分辨率下模式中次网格对流还必须通过对流参数化来描述、无法回避;另外,根据文献[12]的结果,20 km 分辨率的这组模拟结果既能较好地再现出降水分布的细化特征,也没有出现虚假降水中心(见文献[12]的图 2,其中 10 km 分辨率的一组模拟试验有较明显的虚假降水中心出现)。

为了分析暴雨过程中凝结释热情况,提取并输出了 20 km 分辨率模拟区域的积分后 12 h(即 1996 年 8 月 4 日 00 时~12 时,对应于石家庄大暴雨发生时段)逐时次网格尺度和网格尺度凝结加热率(模拟过程的中间结果)资料。

2.3 位涡反演方法

位涡(PV)在绝热和无摩擦条件下,具有守恒性和可反演性。通过 PV 反演,可从某一非绝热过程产生的 PV 扰动中得到相应的风场和质量场的扰动,PV 反演方法是一个很有用的诊断工具。

利用与文献[17]相同的 PV 反演方法,具体分析了 4 个不同对流参数化试验中与暴雨相联系的瞬时凝结释热对应的正 PV 扰动所引起的流场和高度场的扰动强度和分布,并探讨了凝结释热对暴雨中尺度系统模拟结果可能产生的影响。在 PV 反演中,垂直取 19 层:1000,950,900,850,800,750,700,650,600,550,500,450,400,350,300,250,200,150 和 100 hPa 层,上下边界分别为 100 和 1000 hPa 层;反演区范围取 20 km 分辨率的模拟试验网格区,采用均值侧边界条件(即设流函数与势函数的扰动在水平边界处为零)。用来反演的位涡取的是暴雨区相对湿度 $>85\%$ 的三维大气中的正 PV 扰动,PV 平均值是在 4 个试验时间平均的 PV 的基础上再计算平均求得的。

3 暴雨区凝结加热特征的对比分析

3.1 水平分布特征

图 2 给出的是 4 种对流参数化方案试验在积分第 18 小时(对应于对流活动明显的 8 月 4 日 14 时,北京时)的气柱平均凝结加热率的水平分布。可以清楚地看到,KU 方案试验表现出次网格尺度加热(虚线)范围和强度显著大于网格尺度加热,而其他 3 个试验则是网格尺度加热(实线)范围和强度大于次网格尺度加热(KF 试验的两种加热范围差别不显著);KU 试验次网格尺度气柱平均加热率为 4 个试验中最大,中心极值可达 5.0 K/h,数倍于其他 3 个试验,但其网格尺度加热率的气柱平均值却在 4 个试验中最小(中心极值约为 1.5 K/h),不足其他试验的 1/2;在 KF 方案试验和 GR 方案试验中,次网格尺度加热(即对流方案加热)位于网格尺度加热(显式云方案加热)的东南侧、即位于暴雨影响系统——对流层低层低压暖切变的暖区一侧,两种加热只有部分重叠区域,这种凝结加热的水平配置特征在 KU 和 BM 试验中没有清楚的表现(图 2)。4 个试验得到的气柱平均加热总(网格+次网格)覆盖范围差别不大(KU 试验范围略大),但气柱平均加热中心的水平位置在不同试验之间可相差 100~200 km,这与 4 个试验降水落区模拟结果差异小而中心强度和位置差异相对较大^[12]是一致的。

3.2 垂直分布特征

分别对 4 种方案试验的凝结加热在模拟暴雨中心区(参见图 2 中的方框区域,为 9×9 个格点、即 $160 \text{ km} \times 160 \text{ km}$)和暴雨时段(积分第 13~24 小时)内进行空间和时间平均,得出 4 个试验模拟的暴雨凝结加热的垂直分布廓线,用以考察和比较不同试验中凝结加热垂直分布的总体特征(图 3)。结果显示,4 个方案的次网格凝结加热的共同特点是加热廓线基本上是单峰特征、加热峰值在对流层中层。同时差别也是清楚的,KU 方案加热最深厚(990~110 hPa)、其次是 BM 方案、然后是 KF 方案和 GR 方案;也就是说,几种对流参数化方案描述的(对流)云的云厚和云底/云顶高度存在一些差异,如:GR 方案描述的云底较高(在 850 hPa 附近)、其他 3 方案下云底大约在 990~975 hPa,而对于云顶高度,KF 方案的模拟(约在 330 hPa)则呈现出比其他 3 方案(200~110 hPa)低一些的趋势。KU 方案的凝结加热率随高度变化显著,在各垂直层都大

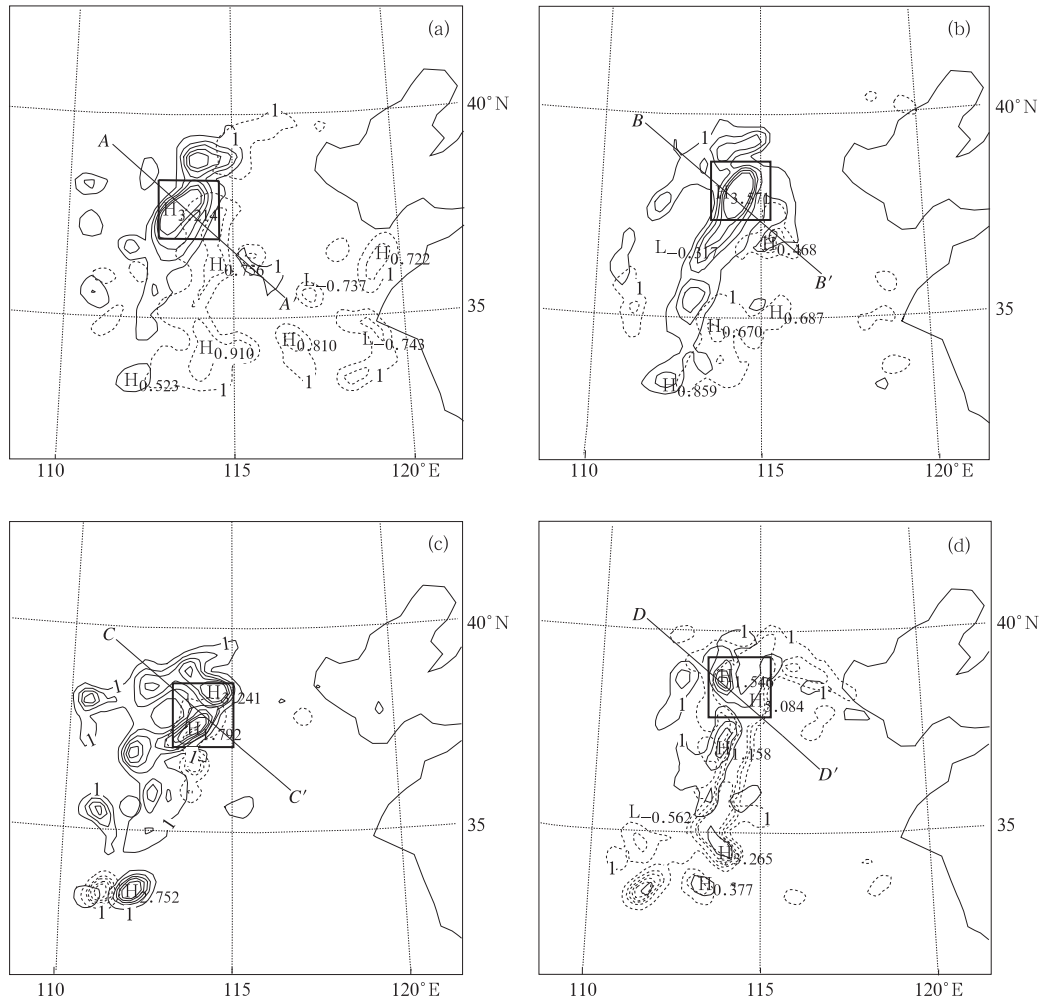


图2 模拟区域积分第18小时对流参数化方案(虚线)和显式方案

(实线)凝结加热率(K/h)的气柱累加平均值分布

(模拟初始时刻为8月3日12:00Z; a. KF试验, b. GR试验, c. BM试验, d. KU试验)

Fig. 2 Horizontal distribution of column averaged condensation heating rates (K/h) of convective parameterization schemes (dashed line) and of explicit moisture schemes (solid line) at 18th hour integration time (initial time is 12:00Z 3 August 1996) (a. test KF, b. test GR, c. test BM, d. test KU)

于其他3方案、最大加热率(为3.0 K/h)比其他方案大2.0~2.5 K/h;4个对流参数化方案的最大凝结加热率所在高度不完全一样,KU,GR,KF,BM方案依次在500,400,600,500 hPa附近。另外,KF方案在云底到地面存在很薄的弱冷却层,这与KF方案考虑了云中下曳流有关(云下蒸发冷却,图3a)。

与次网格凝结加热不同,网格尺度凝结加热(显式云方案加热)的垂直范围在4个试验中表现出较好的一致性(大约在975~170 hPa);同时加热基本不具有单峰特点,加热重心下移、位于对流层低层,但在400 hPa附近有一个次加热极值出现(GR试验除外);在近地面层(975~1000 hPa)为冷却层。也就是说,4个试验的网格尺度凝结加热廓线的垂

直分布外形特征比较接近,不同之处主要表现在加热率大小方面。4个试验中KU试验网格尺度凝结加热最小,而GR和KF试验的网格尺度凝结加热较大、基本上在各层都大于BM和KU试验(极大值最大可相差2.0 K/h);4个试验近地面层冷却率大小的差别不象加热率那么显著,但也是KU试验相对最小(图3b)。

再看总凝结加热率的垂直分布特征(图3c),4个试验总凝结加热垂直范围比较接近(KU方案试验加热伸展的略高一些,在100 hPa,其他试验在200~150 hPa),加热率极值的差别比单独看网格尺度或次网格尺度的情形都要小,其中总凝结加热极值最大的KU试验和最小的BM试验相差约1.5 K/h。

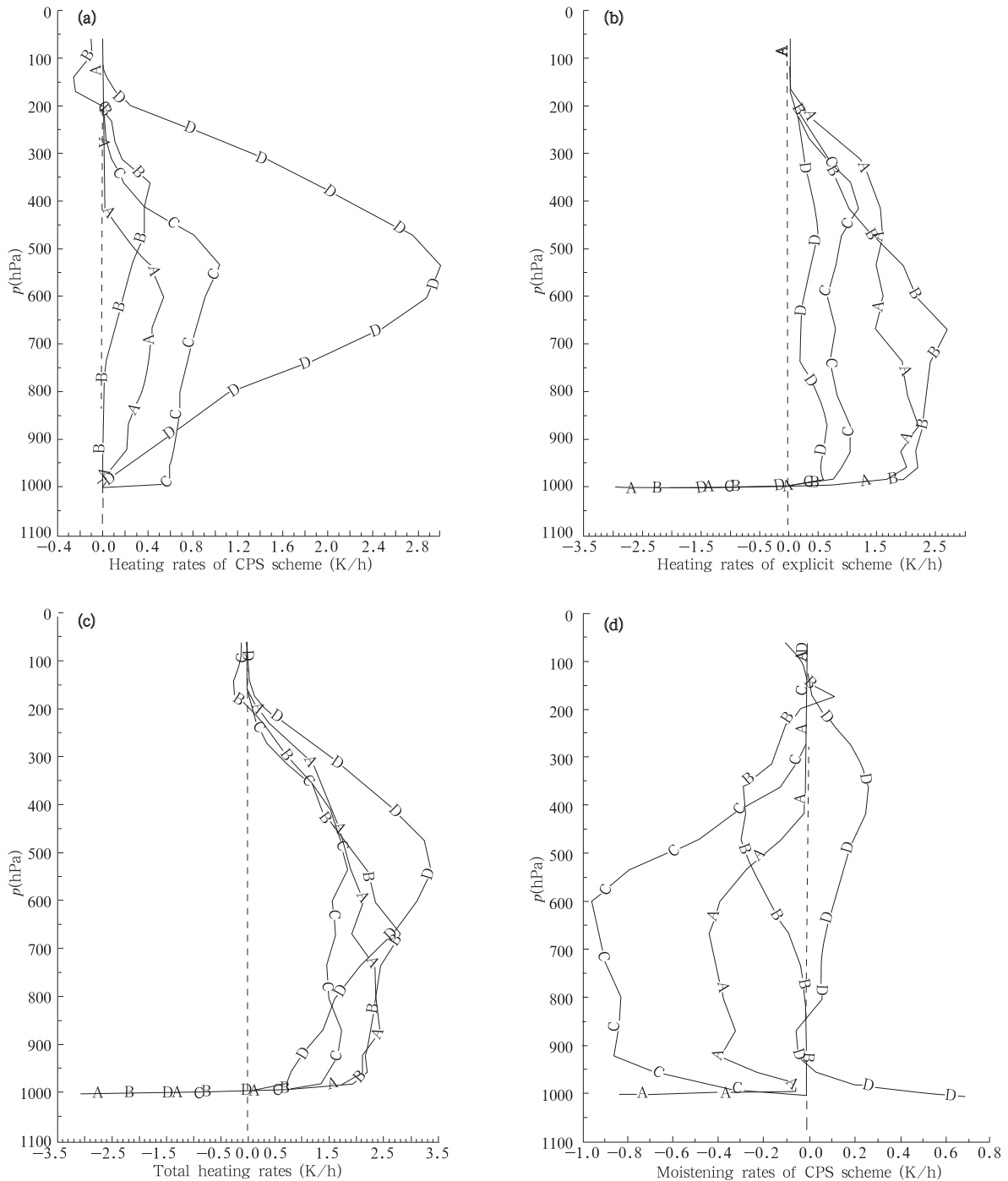


图3 暴雨中心区平均的凝结加热率和减湿率的垂直分布廓线模拟结果(K/h)

(a. 次网格尺度凝结加热率, b. 网格尺度凝结加热率, c. 总凝结加热率, d. 次网格尺度减湿率;图中 A:KU 试验, B:GR 试验, C:BM 试验, D:KU 试验。积分 13~24 小时的平均, 模拟初始时刻为 8 月 3 日 12:00Z)

Fig. 3 Vertical distributions of time averaged condensation heating rates (K/h) of convective parameterization schemes (a), of explicit moisture schemes (b), and of both convective and explicit schemes (c) of four simulations. And vertical distribution of time averaged moistening rates (K/h) of convective parameterization schemes of four simulations (d)

(average over the period of 13th to 24th into the integration, and initial time is 12:00Z 3 August 1996)

4 个试验可以分为两类情况,第 1 类是总凝结加热率的垂直分布特征主要由网格尺度凝结加热率的特

征来反映(如 GR, KF 及 BM 试验)、第 2 类是总凝结加热率的垂直分布特征由次网格尺度凝结加热率

特征所决定(如 KU 试验)。这两类总凝结加热率垂直分布的最主要差别是加热重心的垂直位置有所不同,因而加热率随高度变化的速率也就存在差别。第 1 类情况(GR, KF 及 BM 试验)总凝结加热重心在对流层低层,加热率达到极大值前随高度增加较快、尔后随高度缓慢降低;而第 2 类情况(KU 试验)总凝结加热重心在对流层中层,加热率达到极大值之前和之后其随高度变化的速率没有什么差别。以这两类总凝结加热垂直分布为主要特点的 4 个试验的总凝结加热的差别对降水的大尺度环境场特征的模拟结果并未产生什么影响,但模拟的暴雨中心位置和强度却存在较清楚的差别(参见文献[12]图 2,如:KF, GR, BM, KU 试验模拟的 12 h 累积降水极大值分别为 103, 125, 86, 190 mm, 位置相差 100

多公里)。

3.3 凝结加热随时间的演变

分析 4 种方案试验模拟的暴雨中心区气柱平均凝结加热率随积分时间(暴雨时段, 积分第 13~24 小时)的演变(图 4), 其特点为:(1)暴雨时段内次网格尺度凝结加热率, 在 KU 试验中随积分时间有明显变化, 先迅速增加、在积分第 20 小时左右达到最大后明显减弱, 但始终保持比其他 3 方案加热要强的状态; 在 GR 和 KF 试验中, 随积分时间的变化则非常小(图 4a)。(2)暴雨时段内网格尺度凝结加热率的情况正好相反, 在 KF, MB, GR 试验中随积分时间有比较清楚的变化, 而在 KU 试验中随积分时间呈非常缓慢的增加态势且凝结加热率始终小于其他 3 个试验(图 4b)。(3)总凝结加热率, 在 KU 试验中

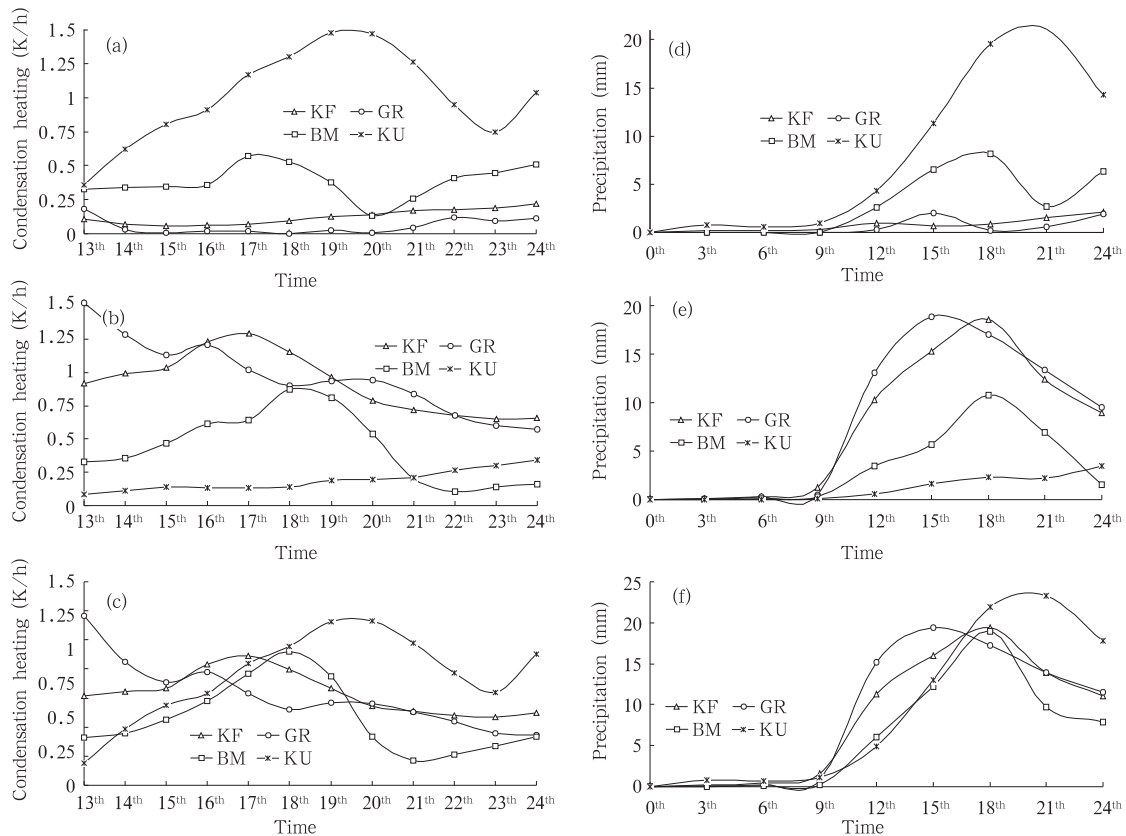


图 4 模拟的暴雨中心区气柱平均次网格尺度凝结加热率(a)、网格尺度凝结加热率(b)和总加热率(c)在积分第 13~24 小时的逐时变化(K/h);以及 3 h 地面累积次网格尺度降水(d)、网格尺度降水(e)和总降水(f)在 24 h 积分中的变化(模拟初始时刻为 1996 年 8 月 3 日 12:00Z)
 Fig. 4 Time series of column averaged condensation heating rates (K/h) of convective parameterization schemes (a), of explicit moisture schemes (b), of both convective and explicit schemes (c), and time series of 3 h accumulated surface sub-grid scale precipitation (d), grid scale precipitation (e) and total precipitation (f) at the Shi Jiazhuang torrential rainfall center of four simulations (initial time is 12:00Z 3 August 1996)

随积分时间的变化特征是由次网格尺度凝结加热的演变特征所控制,而其他 3 个试验则主要是受网格尺度凝结加热的演变所主导。总凝结加热率基本表现为随时间先增加后减弱,但不同试验加热峰值出现的时间有所不同(图 4c)。

与模拟的暴雨中心区(图 2 中方框所示的 9×9 个格点区域的平均)3 h 地面累积降水随积分时间的变化情况作比较(图 4a~c 与图 4d~f)发现,凝结加热率的大小与地面累积降水的多寡有较好的对应关系,如:KU 试验中对流凝结加热占主导地位、相应的地面降水也是次网格降水占主导;KF 和 GR 试验中网格尺度凝结加热为主、对应的地面降水亦是网格尺度降水为主;BM 试验中两种加热相对比较接近,相应的两种地面降水也比较接近。模拟的凝结加热率随时间的演变趋势与相应的地面累积降水量随时间的变化趋势也是比较一致的,特别是总凝结加热率和地面累积总降水的演变趋势相当一致,比如:GR 试验加热峰值最早出现,大约在积分第 13 小时,相应积分第 12~15 小时的 3 h 累积总降水最大;KU 试验加热峰值(在积分第 20 小时),与积分第 18~21 小时的 3 h 最大累积总降水也是对应的;KF 和 BM 试验加热峰值分别在积分第 17 小时和 18 小时,两试验都是积分第 15~18 小时的 3 h 累积总降水最大。

虽然从总降水模拟结果看,4 个试验在降水落区模拟结果大致相同情况下 KU 试验模拟的 12 h 累积降水中心最大值与实况的偏差相对最小(参见文献[12]中的图 2),但 KU 试验对降水随时间演变趋势的模拟在 4 个试验中却是最差的,不仅表现在对积分第 2 个 6 h(即 3 日 18:00~4 日 00:00Z)降水量的模拟偏弱最明显、而且把积分第 4 个 6 h(即 4 日 06:00~12:00Z)的降水量减弱趋势模拟为持续增加趋势(图 1b)。由此可见,降水的总体分布特征与实况比较吻合并不能代表模拟的降水随时间的演变特征就具合理性。以上的分析也告诉我们,仅从大尺度环流特征和降水的总体分布特征来验证中尺度模拟结果、而缺乏对降水随时间演变特征的验证环节,还不足以表明中尺度模拟结果的合理性。在目前尚不能得到三维立体中尺度观测的情况下,对于中尺度模拟结果,可以用时空加密的地面降水量观测来检验其合理性,因为降水的演变特征是与

凝结加热的演变特征密切关联的,而凝结加热及演变又与暴雨中尺度特征及演变相联系。

4 暴雨凝结加热区的大气物理变量特征比较

4.1 假相当位温

分析经过模拟的大暴雨中心所作的凝结加热与环境场气流、 θ_{sc} 的垂直剖面(图 5)可知:KF 试验中(图 5a,b),次网格尺度凝结加热主要产生在低层对流不稳定($\partial\theta_{sc}/\partial z < 0$)的环境下,并向对流中性区方向减弱,在较窄的对流不稳定到对流中性的过渡区里(< 100 km)与网格尺度凝结加热在水平位置上出现重合;主要的网格尺度凝结加热区出现在对流中性($\partial\theta_{sc}/\partial z \approx 0$)、存在倾斜上升运动的环境里,与次网格尺度凝结加热区有一个水平位相差。GR 试验中,两种凝结加热也有水平位相差,但两种加热之间没有类似于 KF 试验中的渐变过渡、几乎不重叠;(次)网格尺度凝结加热亦出现于对流(不稳定)中性区(图略)。KU 和 BM 试验中,凝结加热基本上是发生在弱对流不稳定或接近对流中性的环境里,网格尺度凝结加热嵌于次网格尺度凝结加热区,其中 KU 试验(图 5c,d)的次网格尺度凝结加热明显主导着整个加热的分布特征、加热范围(尤其是水平范围)明显大于其他 3 个试验。

4.2 位 涡

在积分第 18 小时的位涡(PV)垂直剖面图上(图 6a,b):在凝结加热区,4 个试验都对应有正 PV,正是由于非绝热过程——凝结,使得这里产生了正位涡扰动。KF,GR,BM 试验中,在伴有明显倾斜上升运动的凝结加热区(主要是网格尺度凝结加热,特别是 KF 和 GR 试验)正 PV 比较显著,其水平宽度和垂直伸展高度与相应试验中的凝结加热范围比较一致;这 3 个试验的正 PV 在 850~650 hPa 层较大,但正 PV 中心所在高度有差别(GR 试验为 700 hPa,KF 试验为 800 hPa,BM 试验为 850 hPa);正 PV 中心极值 BM 试验略大(为 4 个 PVUs^①),而其他两个试验的中心极值比较接近、约为 3 个 PVUs(此时 BM 试验暴雨中心区的总凝结加热也比其他两个试验要大)。KU 试验中,正 PV 区表现出与次网格尺度凝结加热区类似的水平范围较宽、伸展高度较高(至 300 hPa)的特点,存在多个正 PV 中心分布于不

① $1\text{PVU} = 10^{-6} \text{m}^{-2} \cdot \text{K}/(\text{s} \cdot \text{kg})$

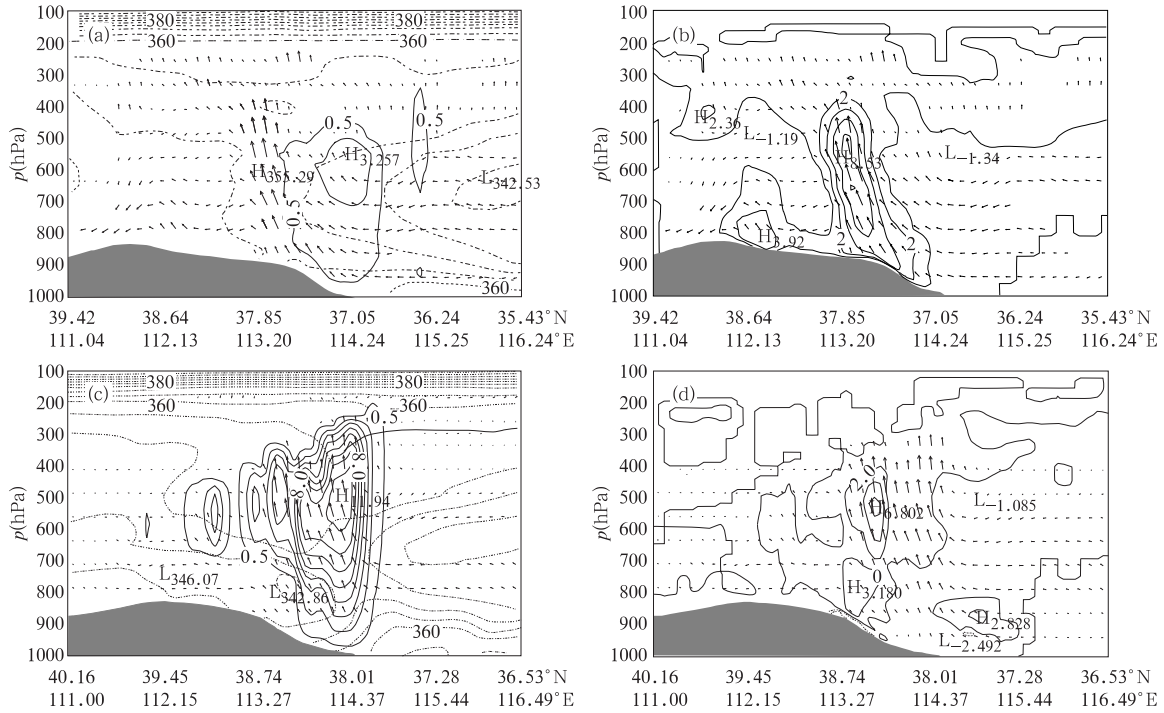


图 5 经过模拟暴雨中心所作的次网格尺度凝结加热(实线, K/h)与 θ_{sc} (虚线, K) 及风矢的垂直剖面(a, c); 网格尺度凝结加热(实线, K/h)及风矢的垂直剖面(b, d)
 (a. KF 试验次网格尺度凝结加热, b. KF 试验网格尺度凝结加热, c. KU 试验次网格尺度凝结加热, d. KU 试验网格尺度凝结加热。模拟初始时刻为 8 月 3 日 12 时, 取自积分第 18 小时, 剖面直线位置见图 2a, c)
 Fig. 5 Cross sections of condensation heating rates of convective parameterization schemes (solidline, K/h), θ_{sc} (dashed line, K) and wind vector from test KF (a) and test KU (c), and condensation heating rates of explicit moisture schemes (solid line, K/h) and wind vector from test KF (b) and test KU (d) at 18th integration time through the simulated torrential rainfall center(base lines are shown in Fig. 2a and 2c, initial time is 12:00Z 3 August 1996)

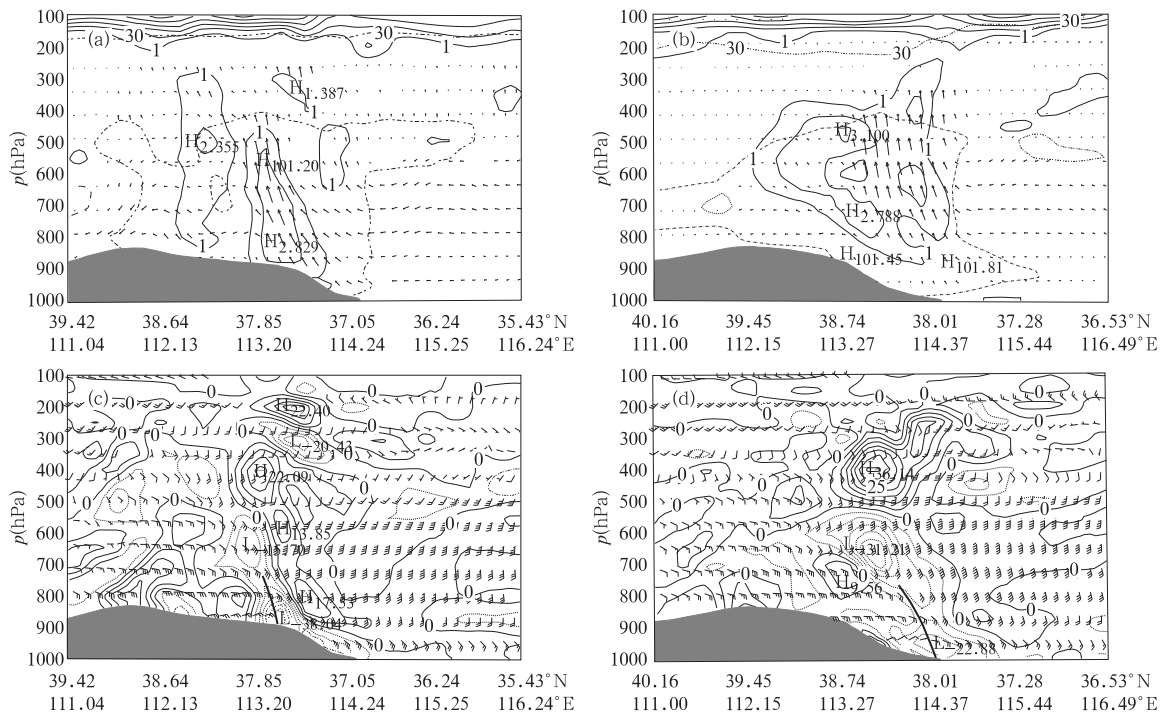


图 6 同图 5, 但为正位涡(实线, PVU)与相对湿度(虚线, %)的垂直剖面(a, b)和散度 ($10^{-5} s^{-1}$)与水平风矢的垂直剖面(c, d)(a 和 c 为 KF 试验, b 和 d 为 KU 试验)
 Fig. 6 Same as Fig. 5, but for positive PV (solid line, PVU) and relative humidity (dashed line, %) from test KF (a) and test KU (b), and for convergence ($10^{-5} s^{-1}$) and horizontal wind barbed arrow from test KF (c) and test KU (d)

同高度,强度大约也在 3 个 PVUs 左右。

对其他积分时刻的位涡和凝结加热作同样的分析可知,位涡分布和强度随凝结加热分布和强度的变化而变化,两者有比较清楚的对应关系(图略)。

4.3 涡度、散度和上升运动

涡度分布与 PV 分布有基本类似的特点,4 个试验中凝结加热区对应着明显的正涡度区;KF, GR, BM 试验中的正涡度中心位于 900~800 hPa; KU 试验中的正涡度区亦表现出与凝结加热区类似的较宽、伸展高度较高(至 250 hPa)的特点,正涡度区内有多个中心位于对流层中低层的不同高度、中心强度呈随凝结加热强度的变化而变化的趋势(图略)。

再看散度(图 6c, d), 4 个试验的共同特征是,耦合出现的低层辐合、高层辐散区正对应着低层水平风暖式切变区,明显的偏南风与偏东风的切变随高度略向北倾、伸展至大约 700 hPa 高度。而不同点主要表现在辐合/辐散中心位置和强度、辐合/辐散水平影响范围有差别,如:KF, GR, BM 试验中,辐合区相对较窄、且主要位于网格尺度凝结加热区(BM 试验中此处同时也是次网格尺度凝结加热区)的对流层中低层;积分第 18 小时的时候,3 个试验在 900 hPa 附近都有一个辐合中心,强度分别为 $38 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $31 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 和 $48 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, KF 和 BM 试验中在 650 hPa 附近还有一个次强辐合中心,而 GR 试验此时低层辐合的发生相对浅薄(仅在 700 hPa 以下)。KU 试验中的辐合/辐散区水平范围相对其它试验要宽,虽也有两个辐合中心,但上部 650 hPa 处为强中心而下部 950 hPa 处为次强中心。

从暴雨时段上升运动区的水平和垂直范围来看, KU 试验比其他 3 个试验要大一些(图略,但可参见图 6a, b 中的风矢),这与总凝结加热的分布特点是比较一致的;积分过程中,各试验上升运动强度有变化,其变化趋势与其总凝结加热的变化趋势是比较对应的(图略)。

5 暴雨时段凝结加热对局部环流模拟结果的影响

从前面的分析已经看到,位涡、涡度、水平散度、垂直运动等的分布特征和演变是与凝结加热的分布特征和演变联系在一起的,凝结加热的差异影响着这些物理量的局部细致结构,说明凝结加热是暴雨系统中尺度结构产生和演变的影响者。本文的模拟

试验,由于选用了不同对流参数化方案,使得次网格尺度和网格尺度凝结加热的模拟结果在不同试验间存在着差别,从而也构成了总凝结加热分布和演变特征模拟结果的一定差异。

虽然可以直接从不同对流参数化方案试验的模拟输出结果的差别,来分析对流参数化方案差异对模拟结果的影响,但这样得到的是一种累积影响和综合效应,还不能分离出某一时刻凝结释热的影响与作用。为此本文采用 PV 反演方法,试图对暴雨发生时的凝结加热的效应与作用进行初步的定量诊断。根据位涡守恒条件,当气柱中有凝结发生的时候,其位涡就不守恒了,会有正 PV 扰动产生,同时气柱也是处于饱和或接近饱和状态。本文分别将 4 个试验在积分第 15, 18, 21, 24 小时暴雨区产生的正 PV 扰动(同时要求满足相对湿度 $> 85\%$ 的条件)反演成为水平风场和高度场扰动值,以考察暴雨时段凝结加热对局部环流模拟结果的影响。

分析由 PV 反演得到的风场和高度场扰动(图 7a, b), 4 个试验表现出一个共同特点,即:扰动尺度具有明显的中尺度特征,扰动主要出现在低层暖式水平风切变区;在切变线偏南风一侧产生了附加偏南或西南风扰动,而偏北风一侧为附加偏东或东北风扰动;同时在低层水平风切变附近有负高度扰动,扰动中心就在风切变上,起到使这里等压面高度降低的作用。很明显,暴雨发生时,凝结加热引起的水平环流扰动对低层暖式风切变是一种加强作用,而这种在暴雨区得到加强的低层风切变无疑是进一步有利于暴雨发展的环境,可激发更明显的凝结,而更明显的凝结释热又会使暴雨区低层风切变进一步加强,如此反馈作用,使暴雨不断发展和得以持续。

分析还表明(图 7a, b),由 PV 反演出的 4 个试验风场和高度场的扰动分布的细节是有差别的。如,在垂直方向扰动重心有差别, KU 方案试验扰动位置比其他试验整体偏高一些,扰动主要在 950~270 hPa 层、扰动中心位于 600~550 hPa,而其他试验扰动从近地面到接近 300 hPa 层、扰动中心位于 700 hPa 附近,这正是由于 KU 试验中总凝结加热率重心高于其他 3 个试验所致; KU 试验风场和高度场扰动的影响范围比其他 3 个试验要大,这与其凝结加热范围大于其他试验是吻合的。表 1 列出了不同积分时刻 KU 和 KF 试验(作为两类总凝结加热分布情况的代表)正 PV 扰动反演出的风场和高度场扰动中心值,由表可知:在暴雨时段,瞬时凝结

加热可引起暴雨区 4~9 m/s 的风速扰动和 13~24 m 的高度场扰动,反演的风场和高度场扰动强度与凝结加热的多寡有定性对应关系。综合分析表明,凝结加热强、范围大,扰动也强、范围也大,反之亦然。

为进一步分析 KU 和 KF 试验所代表的两类总凝结加热的差异对局部环流的影响程度,计算了 KU 和 KF 试验、PV 反演得到的风场和高度场扰动之差以及由扰动风求得的涡度之差并作垂直剖面图(图 7c,d)。很明显,选择 KU 方案时,暴雨区对流层中层等压面高度因凝结释热作用而降低的幅度比选择 KF(或 GR,BM)方案时大,而对流层低层的情况相反;同时暴雨区对流层中低层偏北风和偏南风风速差异在积分第 18 小时的时候,分别达 4 m/s 和 7 m/s(图 7c),而这样的扰动风速的差别,引起的涡旋运动的强度约是 $12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,为同时刻 KF 试验涡度强度的 20%左右。可以看到,看似并不显著的

总凝结加热的差异,对局部环流的影响却是清楚的, KU 和 KF 试验所代表的两类瞬时凝结加热引起的暴雨区风速和高度扰动强度的差别达到甚至超过 7 m/s 和 10 m 或者说造成涡旋运动强度差别在 $12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上是完全可能的。凝结加热对暴雨中尺度的影响具有连锁性,由加热差异波及局部环流(如风场、涡度、散度场等)细致结构和强度及其变化的差异,进而影响暴雨过程发生发展的细致特征(如:暴雨落点、雨强及其变化)。由此也说明,对暴雨大尺度环流背景而言可以忽略的因对流参数化方案不同引起的凝结释热差异,却可能对暴雨中尺度模拟结果产生比较明显的影响,凝结释热的差异越大、对暴雨中尺度模拟结果的影响越明显。在本文的 4 个试验中, KU 试验凝结加热分布特征和强度与其他 3 个试验的差异相对较大,而 KF 和 GR 试验的凝结加热分布特征和强度最为接近。

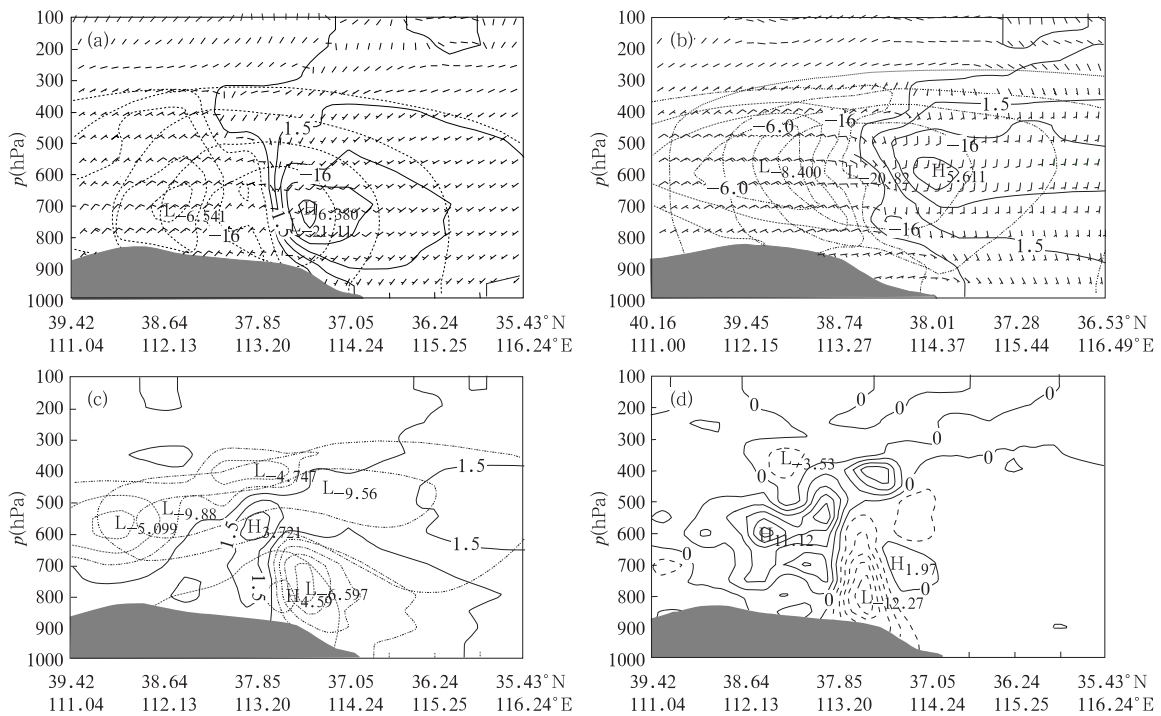


图 7 同图 5, 但为反演的垂直于剖面的风速扰动(实线表示风由外向内吹, 虚线相反)和高度扰动(断线)及扰动水平风向与风速

(a. KF 试验, b. KU 试验, c. 反演的风速扰动和高度扰动之差(KU-KF)的垂直剖面, d. 反演的扰动风速计算的涡度之差(KU-KF)的垂直剖面; 单位: 风速为 m/s, 高度为 m, 涡度为 10^{-5} s^{-1})

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for PV inversed perturbations of wind speed (solid line denotes wind blowing towards inside, dashed line is opposite, m/s), height (dotted line, m) and wind barbed arrow from test KF (a) and test KU (b); differences of PV inversed wind speed and height perturbations between test KU and test KF (c); and difference of correspondent vorticity perturbations between test KU and test KF (d)

表 1 不同积分时刻 PV 反演的风场和高度场的扰动中心值比较
Table 1 Comparison of PV inversed both wind speed and height perturbation maximums at different integration times

| 积分时间 | 方案 | 偏北风(m/s) | 偏南风(m/s) | 高度(m) | 总加热 |
|------------------|----|----------|----------|-------|-------|
| 15 th | KF | 7.1 | 6.4 | -20 | KU<KF |
| | KU | 6.1 | 3.6 | -13 | |
| 18 th | KF | 6.5 | 6.4 | -21 | KU>KF |
| | KU | 8.4 | 5.6 | -21 | |
| 21 th | KF | 5.0 | 4.5 | -18 | KU>KF |
| | KU | 9.1 | 4.0 | -24 | |
| 24 th | KF | 4.9 | 3.7 | -17 | KU>KF |
| | KU | 7.9 | 5.9 | -22 | |

6 讨论与结论

在对北方暴雨的 4 个模拟试验中, KF 试验凝结加热配置表现出的特征, 即两种凝结加热存在水平位相差并有部分重叠、凝结加热从对流不稳定区的次网格尺度加热逐渐过渡为对流中性区的网格尺度加热的特征, 说明该试验中 KF 方案是启动于对流不稳定区, 在环境大气由对流不稳定向对流中性(或对流稳定)过渡的过程中显式方案逐渐起主导作用。事实上, 类似的特征——明显的网格尺度降水出现在对流区后部、两种过程有叠加(在对流稳定过渡区内参数化云和显式云同时出现)是有观测研究事实^[18]支持的, 并被一些国外学者认为对真实模拟中纬度雹线系统的 β 中尺度特征是至关重要的^[19,20]。从这样一种物理角度看, 对于描述温带/中纬度深对流的发展和结构, KF 和 GR 方案(GR 试验中两种加热配置也有类似特征)可能比 KU 和 BM 方案(尤其是比 KU 方案)具有优势。

图 3d 给出的是 4 个试验对流参数化方案描述的暴雨时段对流减湿垂直分布廓线。可以看到, KF, GR, BM 方案对对流凝结加热和减湿垂直分布的描述是耦合对应的, 即凝结加热与减湿无论强度和位置都呈显著的对应关系。然而, KU 方案则不然, 在发生对流的深厚层次里(1000~100 hPa), 基本上均为增湿过程; 尤其是在近地面层, 增湿最明显。虽然从量值上来看, KU 方案的对流增湿并不强(除近地面外都小于 0.3 K/h), 但是从物理上讲, 云中凝结的发生应使空气中水汽减少, 即对环境大气应是减湿作用而不是增湿作用。这种情况的出现, 与 KU 方案的设计有关。KU 方案将对流降水与垂直积分的水汽通量散度相联系, 且其中一部分水汽辐合量直接被用以调整格点气柱中的水汽。在

模式分辨率较粗时(格距大于 50 km), 次网格对流与水汽辐合量的关联具有相对合理性, 但在分辨率较高时, 这种关联不作适当调整会被明显夸大(尤其是在存在强烈辐合的格点), 从而导致格点气柱的水汽和温度因次网格对流被过量调整的现象。

通过本文的分析研究, 可以得到以下初步结论:

(1) 在暴雨时段, 4 个不同对流参数化方案试验所得到的次网格尺度凝结加热基本呈单峰特征、加热峰值在对流层中层, 但加热层厚度和强度在不同试验间存在差别; 4 个试验的网格尺度凝结加热的垂直范围表现出较好的一致性, 加热重心位于对流层低层, 但加热强度仍有所不同。相比之下, 4 个试验的总凝结加热在垂直范围和加热强度上的差异比次网格尺度和网格尺度加热的情形均小一些, GR、KF 及 BM 试验的总凝结加热率的垂直分布特征主要受其网格尺度凝结加热率特征的影响, 加热重心在对流层低层, 而 KU 试验的总凝结加热率的垂直分布特征由其次网格尺度凝结加热率特征所决定、加热重心在对流层中层。

(2) 尽管暴雨大尺度环流背景及暴雨过程的总体特征的模拟对积云对流参数化方案的选择并不太敏感, 但暴雨中尺度特征及演变的模拟对积云对流参数化方案的选则却比较敏感, 积云对流参数化是暴雨中尺度模拟误差的重要来源之一。这种敏感性或者说模拟误差是由模拟的凝结加热分布特征及演变的差异引起的, 差异越大影响越明显。

(3) 凝结加热的分布特征及演变直接影响与暴雨发生发展密切相关的一些物理诊断量特征及变化。凝结加热对暴雨中尺度的影响具有连锁性, 由加热差异波及局部环流(如风场、涡度、散度场等)细致结构和强度及其变化的差异, 进而影响暴雨发生发展的细致特征(如: 暴雨落点、雨强及其变化)。

(4) 在 20 km 或更高一些分辨率的条件下,对于描述温带/中纬度暴雨的发展和结构,从网格尺度和次网格尺度凝结加热/减湿垂直分布及与大气层结的关系、两种加热的水平位置配置等方面来看,选择 KF 方案的试验可得到相对最具物理合理性的模拟结果;GR 试验凝结加热特征及分布与 KF 试验差距最小,应该说 GR 方案也是比较适用的;BM 试验凝结加热特征及分布与 KF 试验差距也不太大,可以认为 BM 方案基本可用;而在此分辨率下,选用 KU 方案,模拟的总凝结加热由次网格加热主导,容易出现格点气柱的水汽和温度因对流被过量调整的情况,进而影响模拟的物理量场中尺度结构及演变特征的合理性,所以 KU 方案不适用。

(5) 在中尺度模拟中,模拟的大尺度环流特征和降水的总体分布特征与实况有较小偏差并不能完全代表模拟结果的中尺度特征和演变就具有合理性和与实况的一致性。要得到一个可信的中尺度模拟结果,对降水模拟结果细化特征的验证、特别是随时间演变特征的验证分析是非常重要的,因为降水的细致演变特征与凝结加热及与之相联系的物理量场的中尺度演变特征密切关联。

致 谢: 河北省气象局胡欣正研高工为本研究提供了加密降水观测资料。特此感谢!

参考文献

- [1] Kain J S, Fritsch J M. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. *Amer Meteor Soc*, 1993, 46:165-170
- [2] Zhao Qingyun, Frederick H Carr. A prognostic cloud scheme for operational NWP models. *Amer Meteor Soc*, 1997, 50: 1931-1953
- [3] 刘一鸣. 中国关于积云对流参数化方案的应用. *气象学报*, 1998, 56(2):247-255
Liu Yiming. Application of cumulus parameterization schemes in China. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 1998, 56(2): 247-255
- [4] Grell G A, Dévényi D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys Res Lett*, 2002, 29(14):38-1-4
- [5] 许焕斌,王思微. 三维可压缩大气中的云尺度模式. *气象学报*, 1990, 48(1):80-90
Xu Huanbin, Wang Siwei. A Three-dimensional cloud-scale model suitable for compressible atmosphere. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 1990, 48(1):80-90
- [6] 房文,郑国光,胡志晋. 冰雹生长物理过程参数化研究. *气象学报*, 2002, 60(6):698-705
Fang Wen, Zheng Guoguang, Hu Zhijin. Parameterization of physical processes for hailstone growth. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 2002, 60(6): 698-705
- [7] 刘奇俊,胡志晋,周秀骥. HLAFS 显式云降水方案及其对暴雨和云的模拟(I)云降水显式方案. *应用气象学报*, 2003, 14(增刊):60-67
Liu Qijun, Hu Zhijin, Zhou Xiuji. Explicit cloud schemes of HLAFS and simulation of heavy rainfall and clouds, part I: explicit cloud schemes. *J Appl Meteor Sci (in Chinese)*, 2003, 14(suppl):60-67
- [8] Grell G A, Dudhia J, Stauffer D R. A description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Technical Note, NCAR/TN-398 + STR, 1994
- [9] Wang W, Seaman N L. A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model. *Mon Wea Rev*, 1997, 125:252-278
- [10] Ferretti R, Paolucci T, Zheng W, et al. Analyses of the precipitation pattern on the Alpine region using different cumulus convection parameterizations. *J Appl Meteor*, 2000, 39: 182-200
- [11] Kotroni V, Lagouvardos K. Precipitation forecast skill of different convective parameterization and microphysical schemes; application for the cold season over Greece. *Geophys Res Lett*, 2001, 28: 1977-1980
- [12] 王建捷,胡欣,郭肖容. MM5 模式中不同对流参数化方案的比较试验. *应用气象学报*, 2001, 12(1):41-53
Wang Jianjie, Hu Xin, Guo Xiaorong. Comparison experiments on cumulus parameterization schemes of the MM5. *Quart J Appl Meteor (in Chinese)*, 2001, 12(1):41-53
- [13] 陈静,薛纪善,颜宏. 物理过程参数化方案对中尺度暴雨数值模拟影响的研究. *气象学报*, 2003, 61(2):203-217
Chen Jing, Xue Jishan, Yan Hong. The impact of physics parameterization schemes on mesoscale heavy rainfall simulation. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 2003, 61, (2): 203-217
- [14] Cohen C. A comparison of cumulus parameterizations in idealized sea-breeze simulations. *Mon Wea Rev*, 2002, 130: 2554-2571
- [15] 江吉喜,项续康. “96·8”河北特大暴雨成因初探. *气象*, 1997, 23(7):19-23
Jiang Jixi, Xiang Xukang. A primary study of the extreme rainfall event in early August 1996 over Bebei province. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 1997, 23(7): 19-23
- [16] 杜青文,张迎新. “96·8”特大暴雨的中尺度对流云团特征. *气象*, 1997, 23(10):39-43
Du Qingwen, Zhang Yingxin. Mesoscale convective cloud cluster analysis of the torrential rain in August 1996. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 1997, 23(10): 39-43
- [17] Wang Jianjie, Zhang Dalin. A case study of frontal cyclogen-

- esis and its sensitivity to coastal initial conditions. *Acta Meteor Sinica*, 2000, 14(2):173–192
- [18] Gallus W A Jr, Johnson R H. Heat and moisture budgets of an intense midlatitude squall line. *J Atmos Sci*, 1991, 48:122–146
- [19] Zhang D-L, Kain J S, Fritsch J M, et al. Comments on “Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models: A Critical Review”. *Mon Wea Rev*, 1994, 122: 2222–2231
- [20] Bélair S, Zhang D-L, Mailhot J. Numerical prediction of the 10–11 June 1985 squall line with the Canadian regional finite-element model. *Wea Forecasting*, 1994, 9:157–172

NUMERICAL STUDY ON CHARACTERISTICS OF CONDENSATIONAL HEATING RATES AND THEIR IMPACTS ON MESOSCALE STRUCTURES OF TORRENTIAL RAIN SIMULATIONS

Wang Jianjie Zhou Bin Guyo Xiaorong

(National Meteorological Center, Beijing 100081)

Abstract

The characteristics of condensational heating rates of both grid-scale and subgrid-scale in Shijiazhuang torrential rain event happened in Aug. 3–4 of 1996 are investigated using real data numerical simulation results from 4 experiments of MM5 model ($\Delta x = 20$ km), in which 4 convective parameterization schemes, KUO, GRELL, KAIN-FRITSCH and BETTS-MILLER (here after refers as to KU, GR, KF, and BM) are chosen respectively. And the impacts of condensational heating rates on mesoscale structures of the torrential rain simulations are also studied.

It is found that the distributions of subgrid-scale condensational heating rates of 4 runs are similar in the vertical heating peak feature (at the middle level of the troposphere), but are different in the heating thickness and strength; whereas those of the grid-scale from 4 experiments are quite similar in heating thickness with heating peak at the low-level of the troposphere, and there are some differences in the heating strengths too. In addition, the distributions of total condensational heating rates in GR, KF and BM runs are determined by their grid-scale heating rates, while in KU run, it is controlled by subgrid-scale heating rates.

Despite the differences of the total condensational heating rates between the 4 runs in the period of the torrential rain are quite limit, their impacts on the mesoscale structures in the simulations are negligible. The differences of condensational total heating rates affect the mesoscale structures and evolutions of the torrential rain in a way of chain reaction, namely the differences of the total heating rates induce the discrepancies on mesoscale circulation over the raining region, and these local circulation discrepancies cause further the diversities of the precipitation simulations.

It seems that the KF run is more reasonable in simulating the middle-latitude systems than others; whereas it is easy to occur in the KU run that the moisture and temperature of the grid column are adjusted excessively and unreasonably by the convective parameterization at 20 km or higher horizontal resolutions. And for a reliable mesoscale simulation, it is very important to verify the detail structures and time-series of precipitation simulations against observations because the detail structures and evolutions of the precipitation are closely related with the distributions and evolutions of the condensational heating and mesoscale circulations.

Key words: Convective parameterization, Condensational heating, Impacts on mesoscale simulations.