

2015年7.23武汉暴雨过程的数值模拟及诊断分析

王晨曦¹, 邓莲堂², 范广洲¹, 李泽椿², 周定文³

(1. 成都信息工程大学大气科学学院高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225; 2. 国家气象中心, 北京 100081; 3. 中国核工业集团公司核动力事业部, 北京 100822)

摘要:为研究武汉暴雨的机理特征,选取2015年7.23武汉暴雨过程,利用GRAPES_MESO模拟并诊断分析降水过程中的垂直速度、相当位温、对流不稳定,结果表明:(1)降水过程各阶段与垂直速度、相当位温以及对流不稳定的对应关系较好。(2)初始时刻,武汉上空的垂直速度的发展伴随着降水产生,对流不稳定在武汉上空发展;随着垂直速度的增强与对流不稳定的发展,降水量逐渐增大;随后,该地上空的垂直速度逐渐减弱,对流不稳定减弱并且东移,降水逐渐结束。(3)武汉7.23暴雨过程是在能量积累的条件下,由于垂直扰动而产生的降水,降水过程中对流不稳定能量的释放,使得武汉上空由中性层结转为对流不稳定层结,从而维持降水过程。

关键词:GRAPES-MESO模式;武汉暴雨;对流不稳定;相当位温

0 引言

武汉是一个暴雨多发的城市,暴雨、洪涝及次生灾害对该地的经济以及人民人身财产安全都造成了较大的损失。学者们从小尺度动力特征、中尺度流场、青藏高原东侧边界层风场等多个角度出发^[1-3],讨论研究了武汉暴雨的可能机理。陈建萍等^[1]对1998年的武汉强暴雨的发生机制进行了研究,发现次天气尺度、中尺度流场正斜压分量的演变与此次过程的发生发展等各阶段都具有内在联系。雷恒池等通过分析积云动力学特征以及近地层相关物理量,并讨论了它们对积云降水的发展、维持的贡献,及其与武汉暴雨的联系。

暴雨等强对流天气与中尺度天气系统有着密切的联系,而目前中尺度天气系统造成的强对流天气的预报仍然是近代天气预报的重难点。近年来,许多学者深入研究了强对流天气的机理特征。梁俊平等^[4]对发生在河南的3次强对流天气进行了背景场分析、中尺度天气分析以及雷达资料分析,总结了该地西南气流型强对流天气的特征,讨论了强对流天气的成因,为当地强对流天气的预报预警业务提供了参考意见。徐明等^[5]利用NCEP/CFSR 0.5×0.5的再分析资料、区域自动站加密观测资料,对川西高原东侧的2次对流性暴雨天气过程进行了机理分析,对天气过程中偏东气流的风场垂直结构和温湿特征及其在对流性暴雨中的作用进行了分析,分析结论对暴雨天气的预报具有一定的参考意义。随着数值预报的发展,不少学者也用经

典的诊断分析方法结合数值模式对暴雨的形成机制进行了研究和探讨^[6-9]。林确略等^[10]利用WRF输出资料结合湿位涡等诊断分析方法,发生在广西的一次回流暴雨的形成机制以及回流形势的形成过程进行了分析,研究结果对当地的暴雨预报也有一定的指示意义。

暴雨等对流性天气的可能形成机制探索是短临预报发展的必由之路,文中将用高分辨率中尺度模式模拟一次武汉暴雨过程,并用模式输出资料诊断分析该天气过程,有助于暴雨等强对流天气过程的机理研究。

1 资料与方法

采用2015年7月23日00时-7月24日00时,欧洲中心(EC)的高分辨率再分析资料(0.125×0.125)作为模式的初始场,用2015年7月23日00时-7月24日00时国家级自动观测站(RSURX)的资料作实况对比。用模式输出的高分辨率资料进行诊断分析。诊断分析过程中所用的物理量如下:

(1)相当位温:相当位温可作为饱和空气中大气稳定度指标。某气团上升或者下降至参照气压值的位置时,经过绝热膨胀(收缩)过程,所含的水汽全部凝结为水滴并释放出潜热以后所具有的温度^[11-13]。相当位温的公式为

$$\theta_e = \theta_d \exp\left(\frac{Lq}{C_p T_L}\right) \quad (1)$$

其中, θ_d 为湿空气中所含干空气的位温, L 为凝结函数, T_L 为凝结温度, q 为比湿, C_p 为定压比热容, $C_p = 0.24 \text{ kcal/g} \cdot ^\circ\text{C}$ 。

(2)对流稳定度:大气中的气块受到垂直扰动时,大气层结使气块远离或者返回原位置的趋势和程度。

通过对流稳定度 $-\frac{\partial\theta_e}{\partial p}$ 来表征, $-\frac{\partial\theta_e}{\partial p} > 0$, 对流稳定, $-\frac{\partial\theta_e}{\partial p} < 0$ 则为对流不稳定(位势不稳定), $-\frac{\partial\theta_e}{\partial p} = 0$ 为中性大气。大气的对流稳定性与气层的整层抬升有关, 亦称为抬升稳定度或者位势稳定度^[14]。

2 个例介绍与模拟方案设计

2.1 个例介绍

7月23日8时-16时30分, 武汉气象局发布暴雨红色预警信号, 武汉遭遇自1998年以来最强降雨, 首次启动二级应急响应。在此次降水过程中, 最大日降雨量为100 mm, 最大小时降雨34.5 mm。武汉中心城区24 h最大降雨量达197 mm, 最大小时降雨达87.5 mm, 降雨强度达“50年一遇”水平。

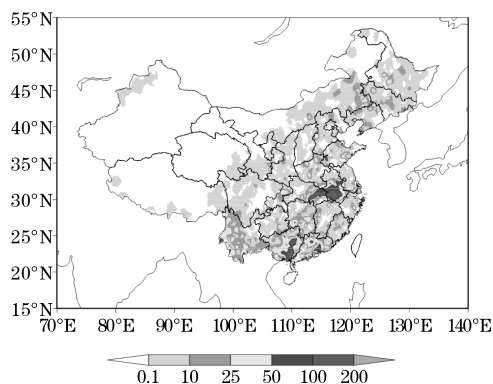
受暴雨影响, 武汉城区多处渍水严重, 部分路面交通被阻断, 车辆排队滞留, 多条道路被封锁。武汉轨道交通4号线受雨水影响较为严重, 临时改变运营区段。在积水最严重的四台三路, 160多位居民被困, 而后经消防官兵疏散救援, 无人员伤亡。据统计, 7.23武汉特大暴雨过程中受灾人数约为36万人, 暴雨造成的经济损失约为6779万元。

2.2 方案设计

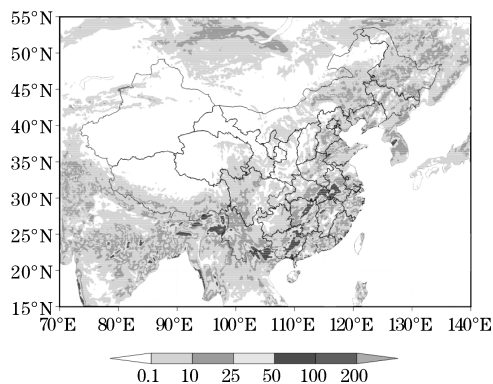
采用中国气象局自主研发的 GRAPES 模式^[15-16], 模式试验版本为 GRAPES_Meso 4.0.0.0。积分时间为7月23日00时-7月24日00时(24 h), 预报区域为15°N~55°N, 70°E~145°E, 模式分辨率为0.1°×0.1°(10 km)。模式积分步长60 s, 垂直层次51, 模式输出时间间隔为3 h, 输出垂直层次26(等压面)。微物理过程采用WSM6方案, 边界层方案为MRF, 陆面过程为Noah方案, 积云参数化方案采用KFeta方案, 近地面层方案为Monin-Obukhov方案, 长波辐射采用rrtm方案, 短波辐射采用Dudhia方案。

3 结果分析

如图1所示, 部分地区实况观测的24小时降水量甚至可达197 mm。23日06时, 武汉站点的6小时降水量达到了104 mm。武汉暴雨的模拟过程与实况观测的24小时降水量比较接近, 降水强度都达到了暴雨级别, 模拟主雨区的位置在湖北、安徽、江西3省的交界处, 与实况观测降水的雨区基本一致。



(a) 实况图



(b) GRAPES-Meso 模拟结果

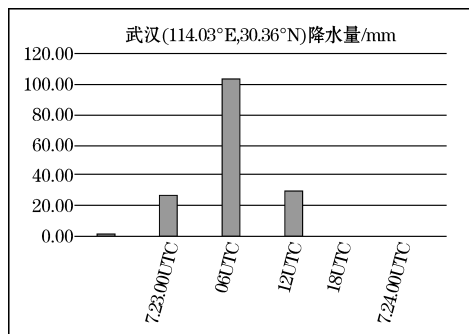
图1 2015年7月23日00时-7月24日00时降水量

武汉暴雨的模拟结果在降水强度、降水落区等方面都与实况基本比较接近, 且模式结果弥补了华中地区山区等地观测站点不足的缺陷, 使此次降水的带状特征得以凸显。综上所述, 将采用模式输出资料诊断分析‘7.23’武汉暴雨过程。

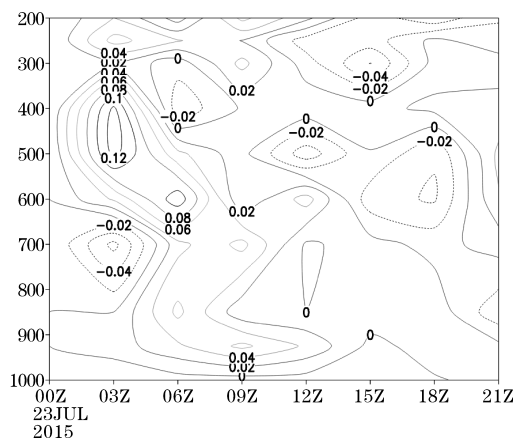
3.1 武汉上空各物理量的时间变化

根据降水随时间发展的情况, 7月23日09时之前为降水阶段, 09时以后为降水结束阶段。7月23日00时开始, 垂直速度开始发展, 开始产生降水。到了03时, 垂直速度发展达到最旺盛的阶段, 武汉上空600 hPa以下为下沉气流, 最大速度可达0.06 m/s, 600 hPa上空为上升气流, 最值可达0.12 m/s。随后, 垂直速度开始减弱(图2a、b)。

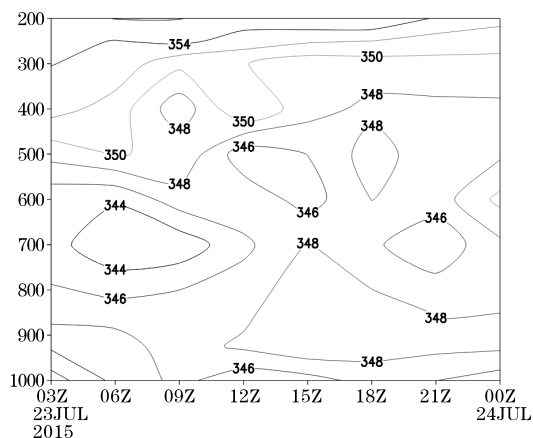
如图2(c)、(d), 06时开始, 武汉上空的相当位温开始减弱, 在700 hPa附近形成了一个相当位温的低值区。对应在对流稳定度的时间-高度变化图上, 初始时刻, 武汉上空对流层中低层600 hPa以下基本为中性或者弱对流不稳定层结。到了06时, 对流不稳定在850 hPa附近出现了明显的负值区, 并一直持续到09时。这表明, 对流不稳定能量在降水阶段释放。随后对流不稳定减弱, 大气保持近似中性层结的状态, 降水也逐渐减弱。



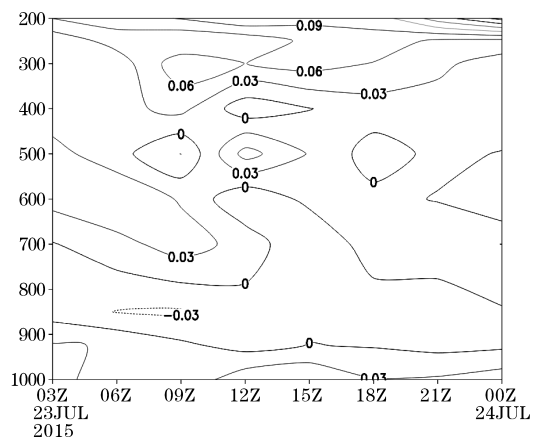
(a) 6 h 降水量(单位:mm)的时间变化



(b) 垂直速度(单位:m/s)



(c) 相当位温(单位:K)



(d) 对流稳定度(单位:K·hPa⁻¹)的时间-高度变化剖面图

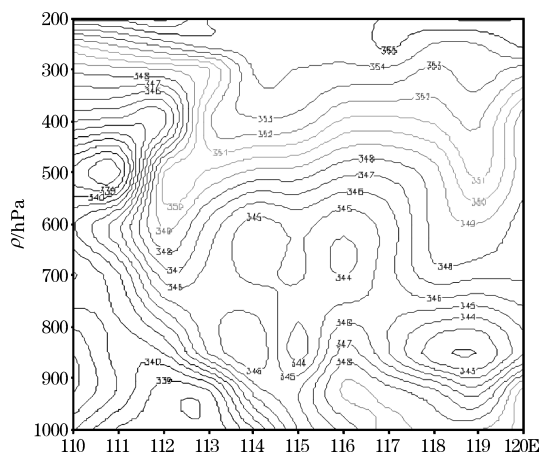
图2 武汉上空各物理量的变化

综上,武汉单站降水量与垂直速度、相当位温以及对流不稳定都存在较好的对应关系。接下来进一步分析武汉上空的相当位温与对流不稳定的垂直结构特征以及它们随时间变化的情况。

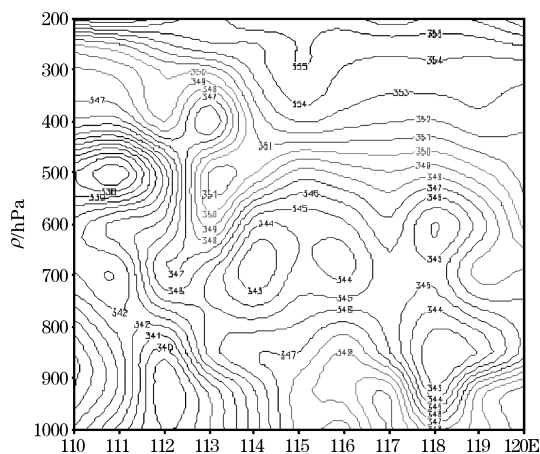
3.2 相当位温的垂直分布

武汉暴雨发生时间为7月23日8时-16时30分,持续时间约为10h。根据降水随时间发展的情况,7月23日09时之前为降水阶段,09时以后为降水结束阶段。为了研究武汉及其附近地区上空的相当位温分布特征,用时间间隔为3小时的模式输出资料,沿着31°N纬线作110°E~120°E的相当位温垂直剖面图(图3)。

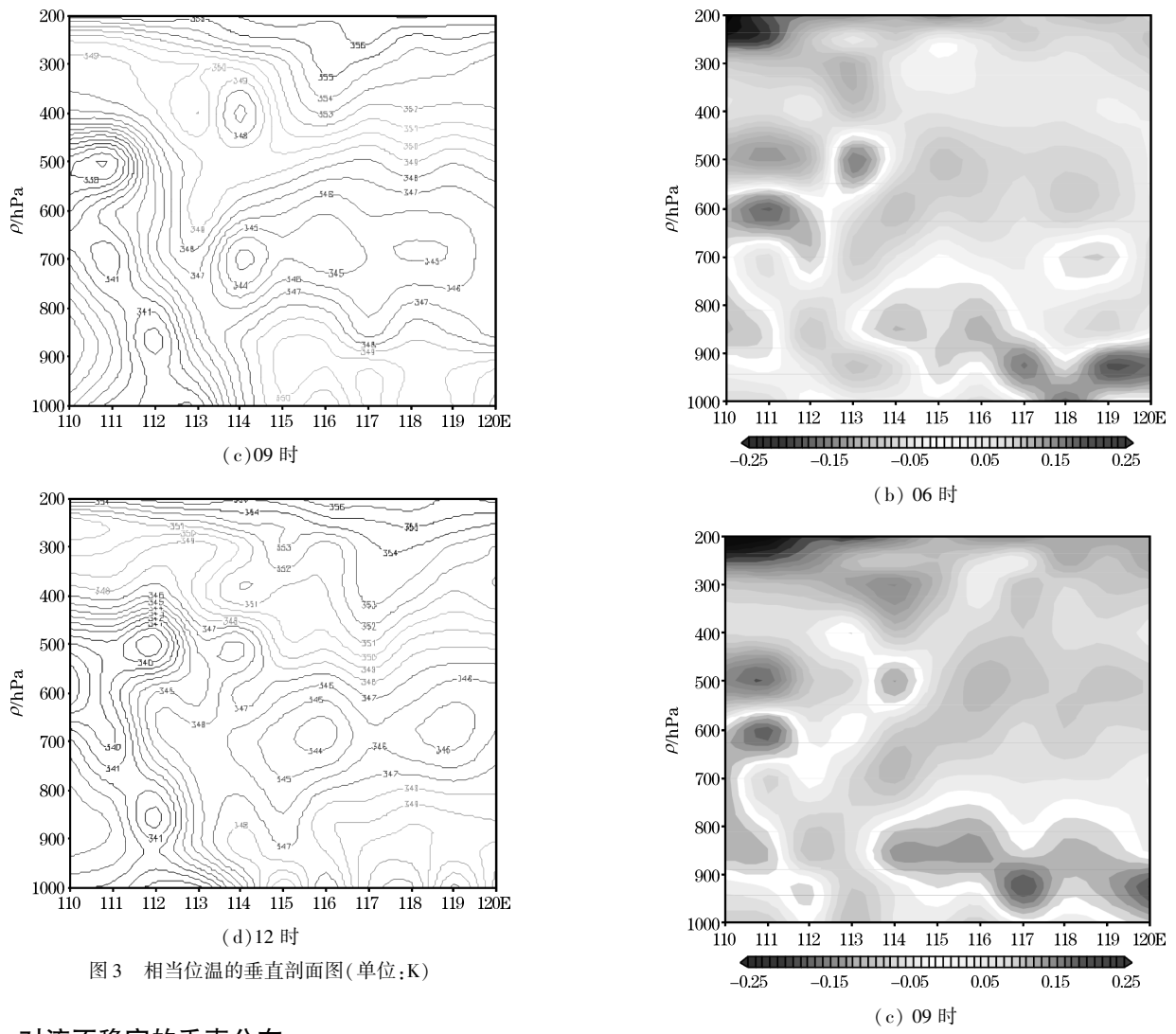
如图3所示,114°N上空存在一条随着高度向西倾斜的相当位温密集带,即为锋面,该锋面随着时间逐渐向东移动。03时-09时,在降水区域上空600~900 hPa附近,存在一个相当位温低值区,该区域内的相当位温的最低值可达343 K。09时以后,相当位温低值区开始回升,降水也逐渐减弱并结束。这说明,整个降水过程伴随着相当位温的减弱,即降水过程中伴随着不稳定能量释放。



(a) 03 时

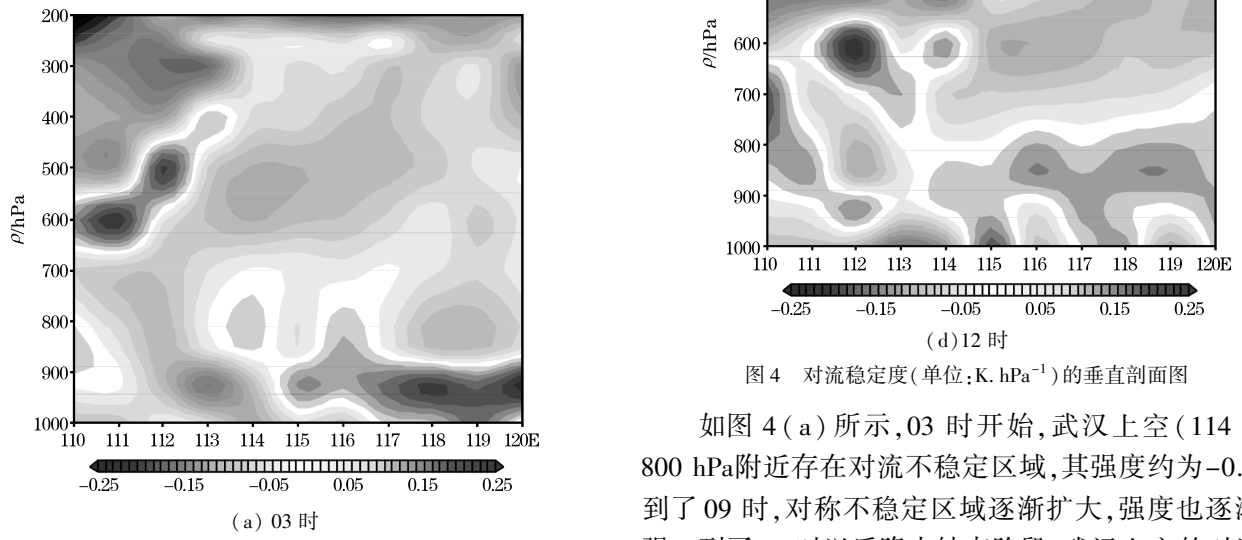


(b) 06 时



3.3 对流不稳定的垂直分布

同样,用时间间隔为 3 小时的模式输出资料,沿着 31 °N 纬线作 110 °E ~ 120 °E 的对流稳定度的垂直剖面图。



如图 4(a) 所示,03 时开始,武汉上空(114 °N) 800 hPa 附近存在对流不稳定区域,其强度约为 -0.05。到了 09 时,对称不稳定区域逐渐扩大,强度也逐渐增强。到了 09 时以后降水结束阶段,武汉上空的对流不稳定逐渐向东移动并减弱。

综上,在此次武汉暴雨过程中伴随着对流不稳定的影响。降水开始阶段,对流不稳定在武汉上空800 hPa附近开始发展。随着对流不稳定的范围扩大、强度增强,降水逐渐增强。随着武汉上空的对流不稳定减弱东移,该区域的降水也逐渐减弱结束。

4 结论

用 GRAPES_MESO 模式模拟 2015 年 7.23 武汉暴雨过程,并诊断分析该过程中的垂直速度、相当位温以及对流不稳定,结果如下:

(1)武汉 7.23 暴雨过程中降水的发生、发展、结束与垂直速度、相当位温以及对流不稳定存在较好的对应关系。

(2)初始时刻,武汉上空的垂直速度开始发展,该地产生降水;随着垂直速度的增强,降水量也逐渐增大;随后,垂直速度减弱,武汉地区的降水逐渐减弱。

(3)降水开始阶段,对流不稳定在武汉上空开始发展。随着对流不稳定的发展,降水逐渐增强。随着武汉上空的对流不稳定减弱东移,该区域的降水也逐渐减弱结束。

此次过程是在能量积累的条件下,由于垂直扰动产生的降水,降水过程中对流不稳定能量的释放,使得武汉上空由中性层结转为对流不稳定层结,从而维持降水过程。

参考文献:

- [1] 陈建萍,周伟灿,单九生,等. 次天气尺度与中尺度正,斜压模演变揭示的武汉暴雨过程[J]. 气象,2006,32(3):18-26.
- [2] 李跃清. 1998 年青藏高原东侧边界层风场与长江暴雨洪水的关系[J]. 大气科学,2000,24(5):641-648.
- [3] 雷恒池,王宏,胡朝霞,等. 1998 年 7 月 21 日武汉暴雨小尺度动力特征的数值模拟研究[J]. 大气科学,2002,26(5):647-662.
- [4] 梁俊平,张一平. 2013 年 8 月河南三次西南气流型强对流天气分析[J]. 气象,2015,(11):1328-1340.
- [5] 徐明,赵玉春,高琦,等. 偏东气流诱发川西高原东侧两次对流暴雨过程的对比分析[J]. 气象,2015,41(12):1477-1487.
- [6] 程艳红,陆汉城. 对流对称不稳定的发展演变和环流特征[J]. 热带气象学报,2006,22(3):253-258.
- [7] 杜楠,钟玮,陆汉城,等. 一次四川暴雨过程的非线性对流-对称不稳定分析[J]. 南京气象学院学报,2008,31(3):308-316.
- [8] 姜勇强,张维桓,周祖刚,等. 2000 年 7 月西南涡暴雨过程的分析及数值模拟[J]. 高原气象,2004,23(1):55-61.
- [9] 姜勇强,张维桓,周祖刚. 模式水平分辨率提高对一段大暴雨预报结果的影响[J]. 高原气象,2006,25(6):1071-1082.
- [10] 林确略,寿绍文,杨华. 基于数值模拟对一次广西前汛期回流暴雨形成机制的分析[J]. 气象,2015,41(7):852-862.
- [11] 符长锋,李任承,赵振东,等. 广义相当位温及其扩展应用[J]. 气象,2006,32(3):11-17.
- [12] 符长锋,李任承,吴万素. 广义相当位温及其在天气预报中的应用[J]. 空军气象学院学报,1994,15(3):213-220.
- [13] 靳莉君,任伟,周丹丹. 假相当位温在黄河“7·21”雨洪分析中的应用[J]. 人民黄河,2013,15(6):25-26.
- [14] 盛裴轩,毛节泰,李建国,等. 大气物理学[M]. 北京:北京大学出版社,2010:152-163.
- [15] 陈德辉,薛纪善,杨学胜,等. GRAPES 新一代全球/区域多尺度统一数值预报模式总体设计研究[J]. 科学通报,2008,53(20):2396-2407.
- [16] 伍湘君,金之雁,黄丽萍,等. GRAPES 模式软件框架与实现[J]. 应用气象学报,2005,16(4):539-546.