

王叶红, 赖安伟, 赵玉春, 等. 2013. 降水资料同化在 GRAPES-MESO 模式中应用试验研究 [J]. 大气科学, 37 (3): 645–667, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12027. Wang Yehong, Lai Anwei, Zhao Yuchun, et al. 2013. Application of precipitation data assimilation in the GRAPES-MESO model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (3): 645–667.

降水资料同化在 GRAPES-MESO 模式中 应用试验研究

王叶红 赖安伟 赵玉春 王明欢

中国气象局武汉暴雨研究所 暴雨监测预警湖北省重点实验室, 武汉 430074

摘 要 利用国家气象中心中尺度业务数值预报模式 GRAPES-MESO v3.0, 以 2010 年 6 月 1~30 日为例, 开展地面降水率 1DVAR (one-dimensional variational assimilation) 同化方案在 GRAPES-3DVAR (three-dimensional variational assimilation) 同化系统中的应用试验研究 (ASSI 试验), 并以未加降水资料同化的试验为对照试验 (CNTL 试验), 以评估全国 1h 加密雨量资料在模式中同化应用的效果。结果表明: 1) 在相对湿度背景误差和降水率观测误差范围内, 1DVAR 同化方案能够对湿度廓线进行有意义的调整, 使分析降水向观测降水靠近; ASSI 试验对初始温、压、湿、风场的修正主要为正效果; 2) 对 2010 年 6 月 17~21 日江南、华南连续性降水过程进行了分析, 整体而言 ASSI 试验对逐日及逐时降水强度的预报普遍强于 CNTL 试验, 与实况更加接近; 3) ASSI 试验对 2010 年 6 月 1~30 日 08 时起报的 0~24 h 模式预报的小雨、中雨、大雨、暴雨、大暴雨各个降水量级 TS 评分及 ETS 评分相比 CNTL 试验均有较明显提高, 预报偏差也更接近于 1; 4) ASSI 试验较 CNTL 试验能更好地模拟雨带的分布、雨带演变特征和降水强度的变化; 5) 对降水所做的典型个例和统计检验分析从不同角度说明了地面降水资料 1DVAR 同化方案在 GRAPES-3DVAR 系统中的应用改善了 GRAPES-MESO v3.0 的降水模拟效果。

关键词 降水资料 1DVAR GRAPES-3DVAR 暴雨

文章编号 1006-9895(2013)03-0645-23

中图分类号 P435

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12027

Application of Precipitation Data Assimilation in the GRAPES-MESO Model

WANG Yehong, LAI Anwei, ZHAO Yuchun, and WANG Minghuan

Hubei Key Laboratory for Heavy Rain Monitoring and Warning Research, Institute of Heavy Rain, China Meteorological Administration, Wuhan 430074

Abstract The mesoscale operational numerical model known as Global and Regional Assimilation and Prediction System GRAPES-MESO v3.0, from the National Meteorology Center of the China Meteorological Administration (CMA), was used to study the application of a one-dimensional variational (1DVAR) surface-precipitation assimilation scheme in the GRAPES-three-dimensional variational (3DVAR) data assimilation system (Expt ASSI) by using the experimental forecasts of the period June 1–30, 2010. The results are then compared with those of experiments without rainfall assimilation (Expt CNTL) to evaluate the application effects of assimilating 1 h intensive nationwide rainfall data into the GRAPES-3DVAR. The results are summarized in the following points: 1) 1DVAR precipitation assimilation can

收稿日期 2012-02-21, 2012-11-22 收修定稿

资助项目 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY200806003、GYHY200906010、GYHY201206003, 国家自然科学基金项目 41075034、40975025、41075038

作者简介 王叶红, 女, 1974 年出生, 副研, 主要从事资料同化和中尺度数值模拟研究。E-mail: yehongw0120@yahoo.com.cn

provide a meaningful modification for the moisture profiles by providing rainfall analysis results that are close to those determined through observation in the limits of moisture background errors and rainfall observational errors. The initial fields were obviously improved in Exp ASSI, in which the temperature, pressure, moisture, and wind values were modified to be closer to the observed values. 2) For the continuous precipitation process south of the lower reaches of the Yangtze River and in South China during June 17–21, 2010, the daily rainfall and hourly precipitation forecast of Exp ASSI was generally stronger than that of Exp CNTL and were closer to the observed values. 3) The threat score (TS) and equitable threat score (ETS) of 0–24 h rainfall forecasts at 0800 BT from Exp ASSI were better than those from Exp CNTL for rainfall levels of 1 mm, 10 mm, 25 mm, 50 mm, and 100 mm. Moreover, its forecasting bias is much closer to 1.0. The TS and ETS of 0–24 h precipitation were increased, and the forecast bias was decreased after assimilation of the 1 h accumulated precipitation in the GRAPES-3DVAR. 4) The distribution, evolution, and intensity variation of the rain region in Exp ASSI were better than those of Exp CNTL. 5) The rainfall ETS score for one month and the verification of typical heavy rain cases indicate that the assimilation of surface precipitation data in the GRAPES-3DVAR by using the 1DVAR precipitation scheme can improve the precipitation forecasts of GRAPES-MESO v3.0.

Keywords Precipitation data, 1DVAR, GRAPES-3DVAR, Heavy rain

1 引言

数值预报作为一个初值问题,资料同化在其中占据着重要的地位。中国气象科学研究院数值预报研究中心在研究和开发新一代全球和区域数值天气预报系统 GRAPES (Global and Regional Assimilation and Prediction System) 的同时,就致力于研究和开发一个全球和区域统一框架的 3DVAR (three-dimensional variational assimilation) 同化系统(庄世宇等, 2005; 薛纪善和陈德辉, 2008)。早期开发的 GRAPES-3DVAR 同化系统,定义大气状态变量时并不针对具体的预报模式,表征大气质量的变量选为位势高度或温度,水平坐标选为 Arakawa-A 经纬度网格坐标,而垂直坐标则选为气压(张华等, 2004; 薛纪善等, 2008),该系统在 MM5 (Mesoscale Model 5) (曾智华等, 2004)、GRAPES (万齐林等, 2005) 和 AREM (Advanced Regional ETA Coordinate Model) (Wang et al., 2007) 模式中均得到了应用。为避免额外的插值误差以及在非静力平衡条件下使用所带来的变量间转换的误差,在等压面坐标 GRAPES-3DVAR 同化方案的基础上,后来又发展了专门针对非静力平衡模式 GRAPES-MESO 的三维变分同化系统,即在与模式完全一致的垂直坐标系下,通过三维变分同化系统直接得到相应的模式预报变量(马旭林等, 2009)。

近些年来,国内围绕 GRAPES-3DVAR 同化系统开展了卫星(唐细坝和薛纪善, 2009)、雷达(万齐林等, 2005; 王叶红等, 2008)、微波辐射计(王叶红等, 2010)等多种观测资料的同化应用研究,取得了许多成果。对数值预报有重要意义的降水资料

的同化研究,在我国也逐步开展起来,如王叶红等(2004a, 2004b)建立了地面降水率资料的 1DVAR (one-dimensional variational assimilation) 同化方案,并以“98·7”鄂东特大暴雨过程为例表明该方案可对湿度廓线进行有意义的调整,并对短期降水预报有明显改进。王叶红等(2012)进一步将降水资料 1DVAR 同化方案与 GRAPES-3DVAR 系统相结合,利用 AREM 模式对长江流域一次典型梅雨锋过程进行了地面降水率资料同化研究,结果表明降水资料同化对温、压、湿、风的模拟和降水预报均有明显改善。Wang et al. (2007) 在 GRAPES-3DVAR 同化系统的基础上,开展了多普勒雷达估算降水的同化研究,提出了一种结合 BARNES 与 3DVAR 优点的 BARNES-3DVAR 同化方案。丁伟钰等(2005, 2006) 在 GRAPES-3DVAR 同化系统的基础上,用改进的郭晓岚对流参数化方案作为观测算子,同化了热带降雨测量卫星 (TRMM, Tropical Rainfall Measuring Mission) 反演的降水率资料和自动站降水资料,对台风的路径预报和暴雨系统短时预报有正面影响。这些研究为发展降水资料在 GRAPES-3DVAR 系统中的同化应用积累了经验。但总体上,基于 GRAPES-3DVAR 系统开展降水资料同化研究仍然处于探索阶段,如 Wang et al. (2007) 和王叶红等(2012)是针对等压面坐标的 GRAPES-3DVAR 系统开展降水资料同化研究的,并且是以 AREM 模式作为平台来检验同化效果的;另外,以往的研究大多针对典型个例,而开展降水资料同化批量试验还较少。

本文的研究一方面将王叶红等(2004a, 2004b)研发的降水 1DVAR 同化方案与模式面坐标下的非

静力的 GRAPES-3DVAR 同化系统（以下简称 GRAPES-3DVAR 同化系统）相结合，并以国家气象中心业务运行的 GRAPES-MESO v3.0 为平台来检验典型降水过程的同化效果；另一方面以 2010 年 6 月 1~30 日为例，重点开展地面降水率资料同化在 GRAPES-MESOV3.0 业务中尺度模式中的批量试验，以考察地面降水率同化对连续数值预报试验的影响，为国内从事此项研究的专家提供一点有益的借鉴参考。

2 GRAPES-MESO 模式及其三维变分同化系统

中尺度数值模式采用 GRAPES-MESOV3.0 模式的非静力方案，垂直方向为地形追随高度坐标，水平方向采用球面坐标。垂直方向采用 Charney-Phillips 跳层设置；水平方向采用 Arakawa-C 跳点经纬网格。采用半隐式半拉格朗日时空分离技术（薛纪善和陈德辉，2008）。水平分辨率取 0.2°，垂直方向取 31 层。模式所用物理过程包括：Kain-Fritsch 积云对流参数化、NCEP（National Centers for Environmental Prediction）包含三种水物质的云物理方案、MRF 边界层方案、Dudhia 短波辐射、RRTM 长波辐射。边界条件取自 T213 全球模式 0.5625°×0.5625°的预报场。模式积分范围为 16~55°N，71~135°E，时间积分步长设为 200 s。

针对非静力平衡模式 GRAPES-MESO 发展的 GRAPES-3DVAR 同化系统，其垂直坐标系与模式完全一致，为地形追随高度坐标；其模式面上的变量分布在垂直方向采用 Charney-Phillips 跳点，水平方向采用与模式变量分布一致的 Arakawa-C 跳点。该系统选取模式的质量场无量纲气压（Exner 函数） π 作为同化系统的状态变量；风场与气压场的平衡关系用模式面上定义的 π 与风表示；构造观测算子，利用模式预报变量将观测要素表达出来（马旭林等，2009）。

3 降水资料 1DVAR 方案

3.1 方案简介

Fillion and Errico (1997) 利用 Kuo-Anthes 参数化方案和 Relaxed Arakawa-Schubert (RAS) 参数化方案使用模拟观测资料首次从理论框架上对降水资料 1DVAR 同化进行了研究，他们的研究表明，在温度、比湿背景误差和降水率观测误差范围之

内，1DVAR 方法能够对模式降水率进行有意义的调整，他们的研究仅考虑了对流降水，大尺度降水过程未被考虑。Fillion and Mahfouf (2000) 进一步从理论框架上对 1DVAR 同化进行研究，他们将研究集中于 1DVAR 方案中湿对流和层状降水过程的耦合，选取的 3 个对流参数化方案的试验结果表明 1DVAR 方法产生的增量的垂直结构强烈依赖于对流参数化方案。Marècal and Mahfouf (2000) 使用 Fillion and Mahfouf (2000) 基于 ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecast) 质量—通量对流方案建立的 1DVAR 方案，并对该方案进行了部分修改，研究了 TRMM 卫星导出地面降水率资料在 1DVAR 系统中的同化情况，结果表明，在预报误差范围内 1DVAR 一般能够调整廓线使降水场接近于实况。

王叶红等 (2004a, 2004b) 以 Marècal and Mahfouf (2000) 使用的 1DVAR 方案为基础，并对 1DVAR 方案进行修改，建立了包含模式全物理过程的观测算子的 1DVAR 方案，目标函数定义为：

$$J(\mathbf{X}) = \frac{1}{2}(\mathbf{X} - \mathbf{X}^b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{X} - \mathbf{X}^b) + \frac{1}{2} \left(\frac{\mathbf{R}(\mathbf{X}) - R_o}{\sigma_o} \right)^2, \quad (1)$$

它包含了背景场和观测场两个基本项。其中 \mathbf{X} 为表征模式大气状态的控制变量， \mathbf{X}^b 为由模式提供的背景廓线， \mathbf{B} 为背景误差协方差矩阵。 σ_o 为观测误差的标准偏差， R_o 为地面观测降水率， $\mathbf{R}(\mathbf{X})$ 是与 \mathbf{X} 相应点上的地面降水率的计算值。

J 关于 \mathbf{X} 的最小化过程采用最速下降算法，目标函数的梯度为：

$$\nabla J(\mathbf{X}) = \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{X} - \mathbf{X}^b) + \hat{\mathbf{R}}^T(\mathbf{X}) \left(\frac{\mathbf{R}(\mathbf{X}) - R_o}{\sigma_o} \right), \quad (2)$$

算子 $\hat{\mathbf{R}}^T(\mathbf{X})$ 是降水率关于廓线 \mathbf{X} 的偏导数的 Jacobian 项的转置矩阵。由于观测算子 $\mathbf{R}(\mathbf{X})$ 具有高度非连续性特征，所以，对观测场项的梯度进行近似处理，采用扰动法计算 Jacobian 项 $\hat{\mathbf{R}}(\mathbf{X})$ ，其第 i 个分量可近似表示为：

$$[\hat{\mathbf{R}}(\mathbf{X})]_i = \left(\frac{\partial \mathbf{R}}{\partial \mathbf{X}} \right)_i = \frac{\mathbf{R}(\mathbf{X} + \varepsilon \sum_{xi} \mathbf{x}_i) - \mathbf{R}(\mathbf{X})}{\varepsilon \sigma_{xi}}, \quad (3)$$

其中， $\sum_{xi} = [0, 0, 0, \dots, \sigma_{xi}, \dots, 0, 0, 0]$ ， σ_{xi} 是背景误差标准偏差的第 i 个分量， ε 是扰动系数。

在 Fillion and Mahfouf (2000) 1DVAR 方案中，观测算子中仅使用控制变量（温度、比湿和地面气

压廓线)来计算地面降水率, Marècal and Mahfouf (2000)则进一步将动力过程、辐射、湍流及重力波拖曳等过程所产生的温度倾向和比湿倾向廓线一起应用到观测算子中。本文所采用的王叶红等(2004a, 2004b)构造的 1DVAR 方案采用了与 Marècal and Mahfouf (2000)类似的方式, 其观测算子 $R(X)$ 包含大尺度凝结降水方案(LC, Large scale condensation precipitation scheme)及 Betts 对流参数化调整方案(BC, Betts convective parameterization scheme), 由绝热过程、干物理过程和湿对流过程所产生的控制变量的时间倾向与控制变量一并包含在观测算子中:

$$R(X) = LC(X + \Delta_1 X) + BC(X + \Delta_1 X + \Delta_2 X), \quad (4)$$

其中, $\Delta_1 X = \left[(\partial X / \partial t)_{\text{adiab}} + (\partial X / \partial t)_{\text{phys}} \right] \Delta t$, 代表由绝热过程和干物理过程产生的倾向; $\Delta_2 X = (\partial X / \partial t)_{\text{conv}} \Delta t$, 代表由湿对流过程产生的倾向, Δt 为模式时间步长。

因此, 在观测算子中除大尺度凝结降水和 Betts 对流参数化调整外, 与上述过程相联系的动力过程、辐射过程、水平和垂直扩散等过程均被加以考虑, 这些过程一起被用来调整控制变量的垂直廓线。

3.2 系统流程及参数设置

在具体实施公式(1)~(4)所示的 1DVAR 同化方案时, 选取 Yu (1989, 1994, 1995)建立的有限区域暴雨预报模式 REM (Regional ETA Model)作为观测算子 $R(X)$, 其物理过程包括大尺度凝结降水、Betts 对流参数化调整及对流降水、水平扩散和垂直通量输送及地面辐射收支和边界层参数化等。

Marècal and Mahfouf (2000)在他们的研究中指出, 在预报误差范围内 1DVAR 一般能够调整廓线使降水场接近于实况, 其中温度场的增量很小, 1DVAR 主要通过调整湿度廓线来修正降水量。为了减少 1DVAR 的计算代价, 他们在研究中减少了控制变量, 使其不包含温度廓线。王叶红等(2004c)在研究中也指出降水资料 1DVAR 同化中, 温度廓线的调整不如湿度廓线明显。因此, 在本文中, 控制变量 X 仅包含湿度廓线, 共有 11 个分量, 分别是 100、150、200、250、300、400、500、700、850、925、1000 hPa 上的湿度廓线。

根据 1DVAR 理论方法, 建立了降水资料

1DVAR 系统, 其中所涉及的重要模块包括客观分析、中尺度模式及降水 1DVAR 同化。客观分析方案采用 BARNES 方案中的 Gaussian 权重函数加权平均法 (Barnes, 1973), 中尺度模式采用 REM。1DVAR 同化流程如图 1 所示: (1) 首先将地面、探空资料经客观分析后获得 REM 模式网格点上的温、压、湿、风廓线, 以此作为模式的背景廓线; 然后利用背景廓线驱动 REM 模式积分 1 h 获得 REM 模式网格点上的背景降水 R_0 ; (2) 再将 1 h 实况降水资料插值到 REM 模式网格点上, 获得观测降水 R_o ; (3) 对其中任一网格点利用 R_o 和 R_0 间的差异对该网格点上的湿度廓线进行一维变分同化调整; (4) 该网格点调整结束后, 更换另一个格点, 重复步骤(3), 直至将所有格点上的湿度廓线调整完, 最终获得调整后的各格点上的温、压、湿、风廓线 (王叶红等, 2012)。

1DVAR 方案中, 背景误差、观测误差、扰动系数、初估廓线、最小化过程中的控制精度、观测降水等因子均会对 1DVAR 同化效果产生较大影响。

背景误差协方差矩阵 B 的确定是一个十分复杂的问题, 在实际研究和业务中, 很难得到完全的背景误差协方差矩阵 B , 因而在实际计算中, B 通常采用数学模型来代替。分别选择 B 在对角线上取固定值 1、0.1 以及采用数学模型 (其中 (5) 式中 i, j 的取值范围为 1~11):

$$B(i, j) = \begin{cases} \exp((i-11)/20)/50 & i = j \text{ 时} \\ 0 & i \neq j \text{ 时} \end{cases}, \quad (5)$$

等三种方案, 开展数值敏感性试验, 结果表明: B 在对角线上取固定值 1 的试验, 其收敛速度快于取 0.1 的试验, 但同化效果差于后者; 相比较而言, B 采用 (5) 式的数学模型其同化效果最为理想, 但收敛速度比取 1 及 0.1 时慢得多。(5) 式所示的 B 是一个简单的对角矩阵, 其最大值为 0.02, 最小值为 0.012, 且基本满足 Marècal and Mahfouf (2000) 中所述: 相对湿度的标准偏差的垂直分布在大约 850 hPa 具有最大值, 在其上呈指数递减关系, 在边界层具有较低的值。本文研究中 B 即采取 (5) 所示的数学模型。

1DVAR 方案的求解过程中, 还需要确定观测误差的标准偏差 σ_o 。因为降水率为正值, 其误差为非正态分布, Errico et al. (2000) 指出, 从理论上来说, 降水误差采用非正态分布对 1DVAR 分析变

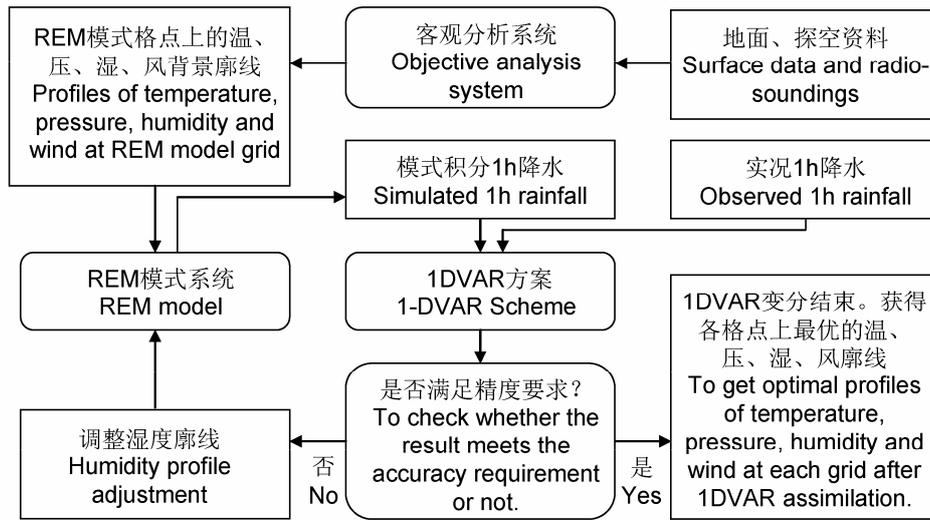


图1 降水一维变分同化系统流程图 (引自王叶红等, 2012)

Fig. 1 The flow chart of precipitation data one-dimensional variational assimilation system (From Wang et al, 2012)

量会产生有意义的影响。Marècal and Mahfouf (2000)在对 TRMM 卫星微波成像仪 (TMI, TRMM Microwave Imager) 导出的地面降水率进行 1DVAR 同化研究中,为简便起见假设 TMI 导出地面降水率观测误差满足高斯分布,并认为 σ_0 取为 $25\% R_0$ 是较为合理的取值。郭锡钦等 (1994)对自动站降水资料进行的误差分析表明,自动雨量站相对误差在 $20\% \sim 25\%$ 之间,丁伟钰等 (2006)利用该误差分析结果,将降水观测误差取为 $20\% R_0$,在一次对流天气系统自动站雨量资料同化中,取得了较好的结果。本文采用的地面观测降水率包含常规雨量站和自动雨量站,还没有可以直接利用的观测误差统计,因此开展了 σ_0 取值分别为 $0.5 R_0$ 、 $0.25 R_0$ 及 $0.125 R_0$ 的敏感性试验,从试验结果来看, σ_0 选取 $0.125 R_0$ 的结果更为合理。

扰动系数 ε 的取值对 $(\partial R / \partial X)$ 项的计算有较大影响,并将直接影响到对观测场项的梯度计算。开展的数值敏感性试验表明,扰动系数 ε 的选取,对目标函数的收敛速度有较大影响, ε 过大,计算的梯度误差太大; ε 过小,计算的梯度代表性不好,特别是当 $R_0 > 0$, 而 $R(X) = 0$ 时,过小的扰动使得 $R(X + \varepsilon \sum x_i) = 0$, 则使目标函数不下降或下降很少。通过试验,本文中扰动系数取为 0.125 。

此外,王叶红等 (2004b, 2005)以 1998 年 7 月 20 日鄂东特大暴雨过程为例,已经对初估湿度廓线、最速下降算法的控制精度及同化信息量 (观测降水 R_0) 等因子分别进行了敏感性试验,考察了其目标函数下降速度、迭代次数、分析结果等的

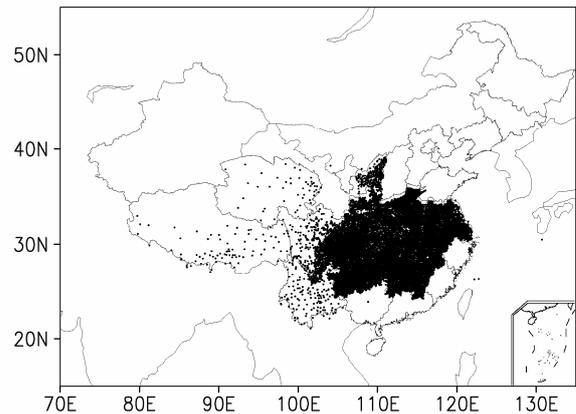


图2 1 h 实况降水资料测站分布

Fig. 2 The distribution of rain gauge observation stations for 1-h rainfall

影响,并提出了在观测降水 $R_0 \neq 0$, 而模式背景降水 $R_0 = 0$ 的特定情形下可成功进行目标函数极小化的初估值方案。

4 地面降水率及其同化试验方案

4.1 地面降水率资料

本文所要同化的地面降水率资料包括常规雨量站及自动雨量站 1 h 降水资料,收集到的 1 h 雨量资料共计 15921 个测站 (图 2),包括陕西、河南、安徽、江苏、湖北、湖南、江西、贵州、重庆、上海等 10 省、市常规及自动雨量站及青海、西藏、四川、云南等 4 省常规雨量站。需要指出的是,为达到较好的同化效果并兼顾计算时间问题,在同化这些 1 h 雨量资料时,对于观测降水小于 0.1 mm 以及观测降水小于 1DVAR 系统中的背景降水的观测

点, 不参与降水同化。

4.2 降水同化数值试验方案

利用 GRAPES-MESOV3.0 模式对 2010 年 6 月 1~30 日 08 时 (北京时, 下同) 进行 36 h 预报试验 (期间由于资料缺失共出现 6 月 1 日、3 日、13 日 3 次作业故障), 对比检验降水资料 1DVAR 同化方案在 GRAPES-MESO 模式中应用对初始要素场和降水预报场的影响效果, 2 个试验设计如下 (表 1):

表 1 地面降水率变分同化数值试验方案

Table 1 Numerical experiment schemes for variational assimilation of surface rainfall rates

试验名称	同化系统	背景场	观测场
CNTL	GRAPES-3DVAR	T213 12 h 预报场	探空+常规地面站
ASSI	降水 1DVAR+ GRAPES-3DVAR	T213 12 h 预报场	1 h 地面雨量+ 探空+常规地面站

CNTL 试验: 控制试验。以 $0.5625^\circ \times 0.5625^\circ$ T213 模式 12 h 预报场作为背景场, 采用 GRAPES-3DAVR 同化系统同化模式区域内的常规地面、探空资料获得分析场, 以此作为初始场驱动 GRAPES-MESO 模式进行 36 h 预报。

ASSI 试验: 降水同化试验。采用国际上普遍采用的 1DVAR+3DVAR (4DVAR) 的方法来实现地面降水率观测资料在 GRAPES-MESO 模式中的同化应用。如图 3 所示, 首先应用 1DVAR 系统同化 08:00~09:00 1h 观测地面降水资料, 修正背景湿度廓线使 REM 模式预报的地面降水率更接近于观测;

其次, 以 $0.5625^\circ \times 0.5625^\circ$ T213 模式 12 h 预报场作为背景场, 将 1DVAR 同化后的分析产品 (温、压、湿、风廓线资料) 与常规地面、探空资料一同引入 GRAPES-3DVAR 同化系统, 获得最优分析场, 并以此驱动 GRAPES-MESO 模式, 进行 36 h 预报。

5 个例试验分析

2010 年 6 月 17~21 日, 受高空低槽、中低层切变线影响, 江南、华南出现持续性强降水, 其中, 福建、广东、广西、江西、湖南、浙江、江西等地出现大暴雨或特大暴雨。

5.1 2010 年 6 月 17 日江南、华南强降水分析

5.1.1 降水 1DVAR 同化结果

图 4a (见文后彩图) 所示为 2010 年 6 月 17 日 08:00~09:00 的 1 h 观测地面降水资料经 Cressman 方法插值到 0.25° (经度) $\times 0.25^\circ$ (纬度) 网格点上的降水分布, 6 mm 以上的 1 h 降水主要分布在江西北部、湖南南部、贵州中部、四川中部及广东东北部, 其最大降水率达到 25 mm h^{-1} , 位于江西北部地区。该数据即作为观测降水 R_0 同化到 1DVAR 系统中, 其中图 4a 圆点所示即为最终同化到 1DVAR 系统中的观测降水。可见, 参与同化的降水其网格点主要集中在 1 h 强降水雨团处。

图 4b (见文后彩图) 是 1DVAR 系统中 REM 模式利用背景场预报的 1 h 背景降水, 可见, 与观测降水相比 (图 4a), 背景降水偏弱 (最强降水仅为 6 mm)、范围偏小, 如河南东部地区、四川中部地区、陕西西南部、重庆、湖北西部、贵州等地未

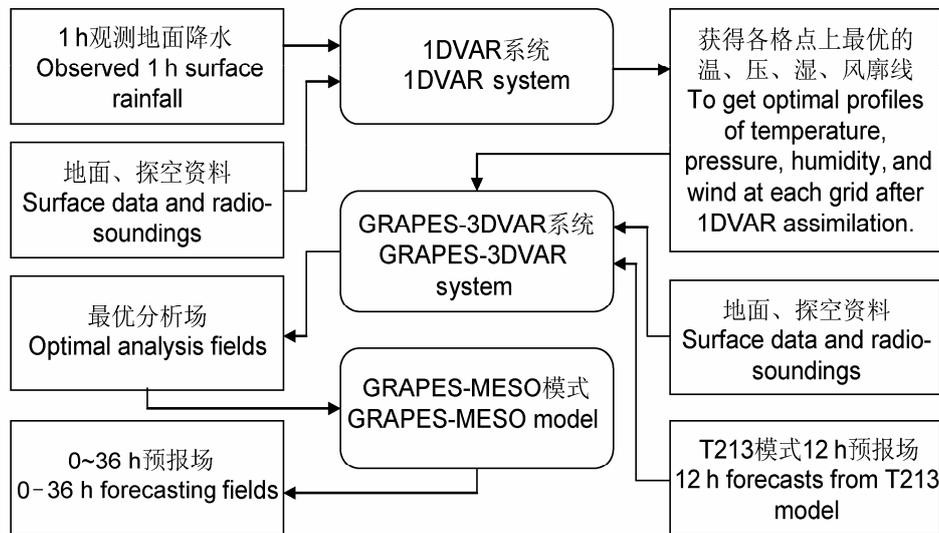


图 3 地面降水率在 GRAPES-MESO 模式中应用流程图

Fig. 3 Flow chart of surface rainfall rates used in GRAPES-MESO model

预报出降水来，并且背景降水上没有表现出中尺度雨团结构特征。背景降水中预报的浙江、福建、广东、广西四省降水在观测降水中没有收集到资料。很显然的，背景降水与实况偏离较远。

将图 4a 所示地面降水率同化到 1DVAR 系统，为适应观测降水，模式网格点上参与 1DVAR 变分同化的降水资料其上空背景湿度廓线得到了修正，图 5 给出了 (28.25°N, 117°E)、(30°N, 103.5°E)、(30.25°N, 103.5°E) 及 (31°N, 103.5°E) 4 个网格点上的湿度廓线在 1DVAR 变分调整前后的分布，第一个点位于江西北部，其余 3 点均位于四川中部。由图 5a 可见，位于江西北部 (28.25°N, 117°E) 网格点上的湿度廓线在 850、700、500 和 400 hPa 进行了修正，其他层次改变较小，其调整幅度为 0.0~0.12，该点观测降水为 9.7 mm，背景降水为 0.9 mm，同化后，分析降水 (1DVAR 系统同化地面降水率、修正湿度廓线后模式预报出的 1 h 降水

量称为分析降水，记为 R_a) 达到了 9.9 mm。可见，该点背景降水与观测降水存在较大差异，该点湿度廓线调整后，分析降水与观测降水非常接近。图 5b 是位于四川中部 (30°N, 103.5°E) 的点，该点观测降水为 6.0 mm，背景降水为 0.0 mm，同化后，分析降水达到了 1.8 mm，该点湿度廓线在 11 个等压面上均进行了调整，调整幅度为 0.08~0.31。图 5c 与图 5b 所在的网格点相邻，位于 (30.25°N, 103.5°E)，其观测降水为 10.3 mm，背景降水同样为 0.0 mm，湿度廓线也在 11 个等压面上进行了调整，调整后，分析降水达到 2.2 mm。对于观测降水强度较大、而背景降水为 0 的网格点，在有限的迭代次数下，其不如背景降水不为 0 的情形下能够更好地得到更接近于实况观测的分析降水。对于此类廓线，可以适当增加迭代次数，以得到更接近于观测的分析降水。

图 5d 是位于 (31°N, 103.5°E) 的网格点，同

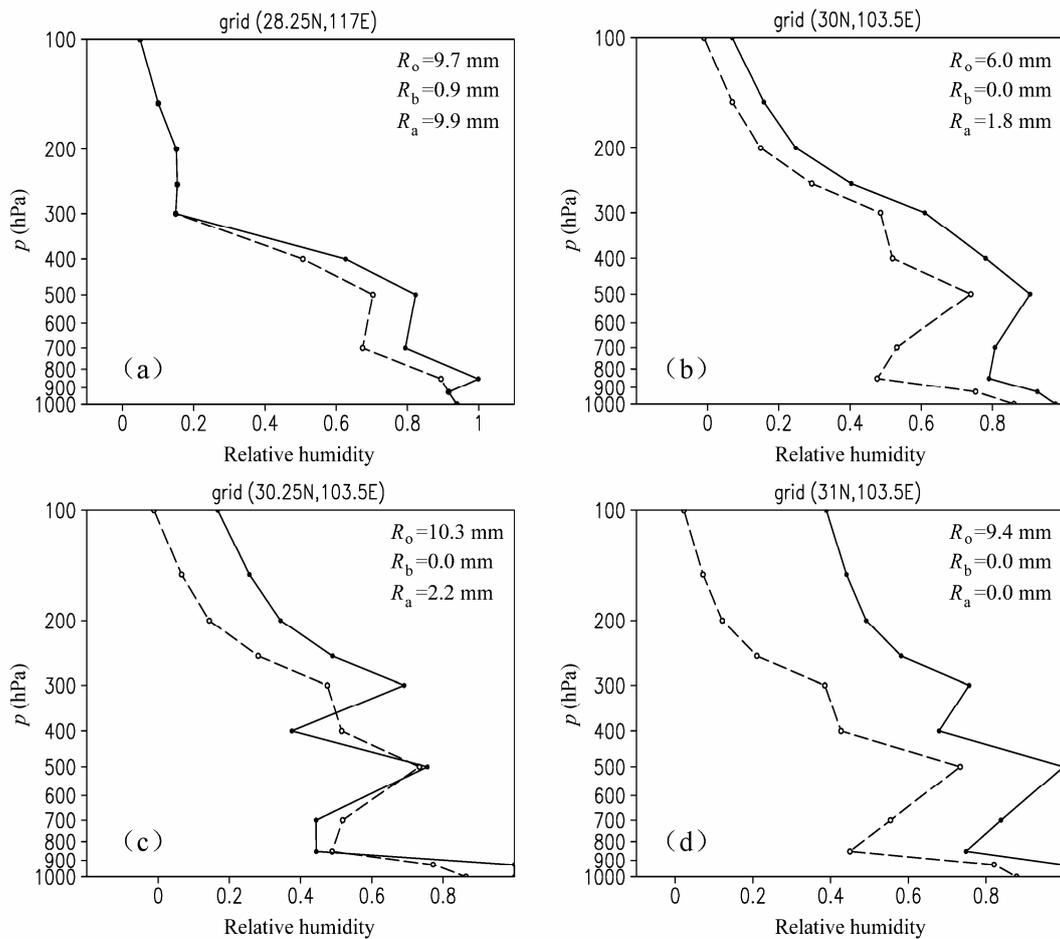


图 5 2010 年 6 月 17 日 08 时格点 (a) (28.25°N, 117°E)、(b) (30°N, 103.5°E)、(c) (30.25°N, 103.5°E) 及 (d) (31°N, 103.5°E) 1DVAR 变分调整前 (虚线)、后 (实线) 相对湿度廓线分布图

Fig. 5 Profiles of relative humidity at 0800 BT on 17 Jun 2010 before (dashed line) and after (solid line) 1DVAR assimilation at grid points (a) (28.25°N, 117°E), (b) (30°N, 103.5°E), (c) (30.25°N, 103.5°E), and (d) (31°N, 103.5°E), respectively

样属于 $R_0 \neq 0$, 而 $R_b = 0$ 的情形, 但与图 5b、c 不同的是, 经过多步迭代后, 尽管各层湿度廓线均得到了修正, 但分析降水依然为 0 mm。此类网格点, 属于对湿度廓线的修正极不敏感的点, 也是 1DVAR 变分同化中不能成功调整湿度廓线使分析降水接近实况降水的点。Marècal and Mahfouf (2000) 指出, 对于 $R_0 \neq 0$, 而 $R_b = 0$ 的点, 他们设计的 1DVAR 方案是不能够对该情形下的点进行变分同化的。在本文设计的 1DVAR 方案中, 尽管还不能做到对所有 $R_0 \neq 0$, 而 $R_b = 0$ 的点进行有意义的调整, 但对大多数廓线而言, 采用扰动方案及王叶红等 (2004b) 提出的初估廓线方案, 还是能够成功进行变分调整的。

进一步考察了各层相对湿度在 1DVAR 变分前后的差值分布, 发现以正差值分布为主, 这不难理解, 因为 1DVAR 方案中参与同化的网格点上的降水总是 $R_0 > R_b$, 因而相对湿度廓线的修正一般以增湿来实现分析降水向观测降水靠近。图 6 给出 2010 年 6 月 17 日 08 时 1DVAR 变分同化前、后的 700 hPa 相对湿度差值分布场, 可见, 1DVAR 变分同化后, 相对湿度正差值与 1 h 强降水中心分布对应非常好, 其最大增量达到 0.3。中低层其他层也有类似改变。

利用 1 h 实况降水资料, 采用 1DVAR 方法对湿度廓线进行调整后, 模式预报出了位于我国江南、华南的降水区以及其上的中尺度雨团结构 (图 7, 见文后彩图), 其最大雨强达到 16 mm, 预报的中尺度雨团结构的位置、范围、强度与观测降水 (图 4a) 非常接近。可见, 地面降水率 1DVAR

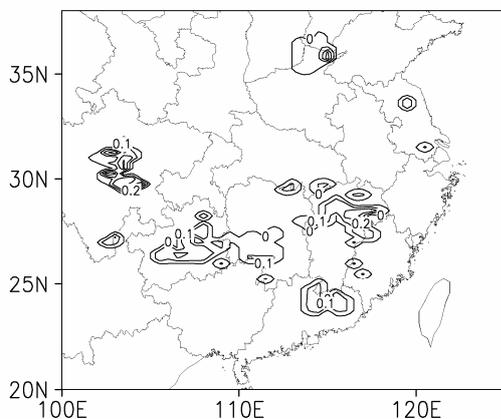


图 6 2010 年 6 月 17 日 08 时 700 hPa 相对湿度差值分布图 (变分后减变分前, 等值线间隔 0.1)

Fig. 6 Differences of 700-hPa relative humidity before and after assimilation at 0800 BT on 17 Jun 2010 (contour interval is 0.1)

变分同化后, 分析降水在背景降水基础上得到明显改善。

5.1.2 降水 1DVAR+3DVAR 对初始场的影响

将 1DVAR 同化过程中湿度廓线进行过调整的点挑选出来, 并将该廓线 (温、压、湿、风) 同化到 GRAPES-3DVAR 同化系统中, 下面考察 1DVAR 同化后的产品进入到 GRAPES-3DVAR 同化系统后对初始要素场的影响。

首先考察了初始时刻 (2010 年 6 月 17 日 08 时) 网格点 (28.2°N, 117°E) ASSI 试验减 CNTL 试验温、压、湿、风各要素差值廓线分布 (图 8, 见文后彩图), 可见 1DVAR 方法修正后的廓线同化到 GRAPES-3DVAR 系统后, 该点温、压、湿、风各要素在各层均发生了调整, 位势高度的调整范围为 $-11.5 \sim 3.6$ gpm; u 风速和 v 风速的调整范围分别为 $-1.2 \sim 8.7$ m s⁻¹ 及 $-5.2 \sim 2.2$ m s⁻¹; 温度的调整范围为 $-0.76 \sim 0.03$ K; 而比湿的调整范围为 $-0.13 \sim 1.82$ g kg⁻¹。

下面进一步考察网格点 (28.2°N, 117°E) 温、压、湿、风廓线相对于背景场的调整是正效果还是负效果。崔春光等 (2011) 分析了 LAPS (Local analysis and prediction system, McGinley, et al, 1992, Albers, et al, 1996) 分析场总的平均误差和均方根误差及其随高度的分布特征, 结果表明, LAPS 中尺度分析场的温、压、湿、风的分析误差均在观测误差范围内, 高分辨率的 LAPS 分析场具有很高的使用价值和充分的可信程度。因此本文以 LAPS 系统分析的 2010 年 6 月 17 日 08 时分析场作为实况, 考察降水 1DVAR+3DVAR 对初始场的影响。其中 LAPS 分析场以 NCEP 模式 FNL 数据为背景场, 同化了探空、地面站、自动站、GPS 水汽、多普勒雷达等观测数据。

图 9a-c 分别给出了初始时刻格点 (28.2°N, 117°E) 比湿、 u 风速、 v 风速在 CNTL 试验、ASSI 试验及 LAPS 分析场中的廓线分布。从比湿廓线分布 (图 9a) 可见, 与 LAPS 分析实况相比, CNTL 试验比湿廓线在 1000~200 hPa 各层值都偏小, 而 ASSI 试验明显改善了 CNTL 试验比湿廓线分布, 其中 1000~200 hPa 的比湿有所增加, 均更接近于实况, 特别是 850 hPa 的比湿值, LAPS 分析场为 14.86 g kg⁻¹, CNTL 试验为 12.70 g kg⁻¹, 而 ASSI 试验则修正为 14.52 g kg⁻¹, 与实况非常接近。从 u 风速廓线分布 (图 9b) 可见, 1000~600 hPa ASSI 试验与

CNTL 试验的风速相差不大，而 500~150 hPa u 风速则调整明显。LAPS 分析场的一个显著特征是在 300~150 hPa u 风速持续增大，在 150 hPa 达到最大值 (25.5 m s^{-1})，然后在 100 hPa 风速锐减。CNTL 试验初始 u 风速廓线基本表现出这样的特点，但 300~150 hPa u 风速的增加较小，不如 LAPS 分析场显著，并且在 150 hPa 达到的最大风速仅为 17.6 m s^{-1} ，与 LAPS 分析场相比差异为 7.9 m s^{-1} ；ASSI 试验中尽管初始 u 风速廓线与 LAPS 分析廓线也有一定的距离，但风速从 300 hPa 开始显著增加，并

在 150 hPa 达到 26.3 m s^{-1} 的最大风速（与 LAPS 分析场的差异仅为 0.8 m s^{-1} ），之后 100 hPa 风速锐减，这些特征与实况更加接近。 v 风速廓线的分布（图 9c）较为复杂些，在 1000~500 hPa，ASSI 试验将 CNTL 试验的 v 风速廓线修正得更加接近 LAPS 分析实况，但在 400 hPa 以上，却使廓线分布远离实况。

因为从底层到高层位势高度和温度的数量值范围很大，因此从其廓线分布图上很难看出 ASSI 试验对 CNTL 试验的调整，因此图 9d 给出了 LAPS

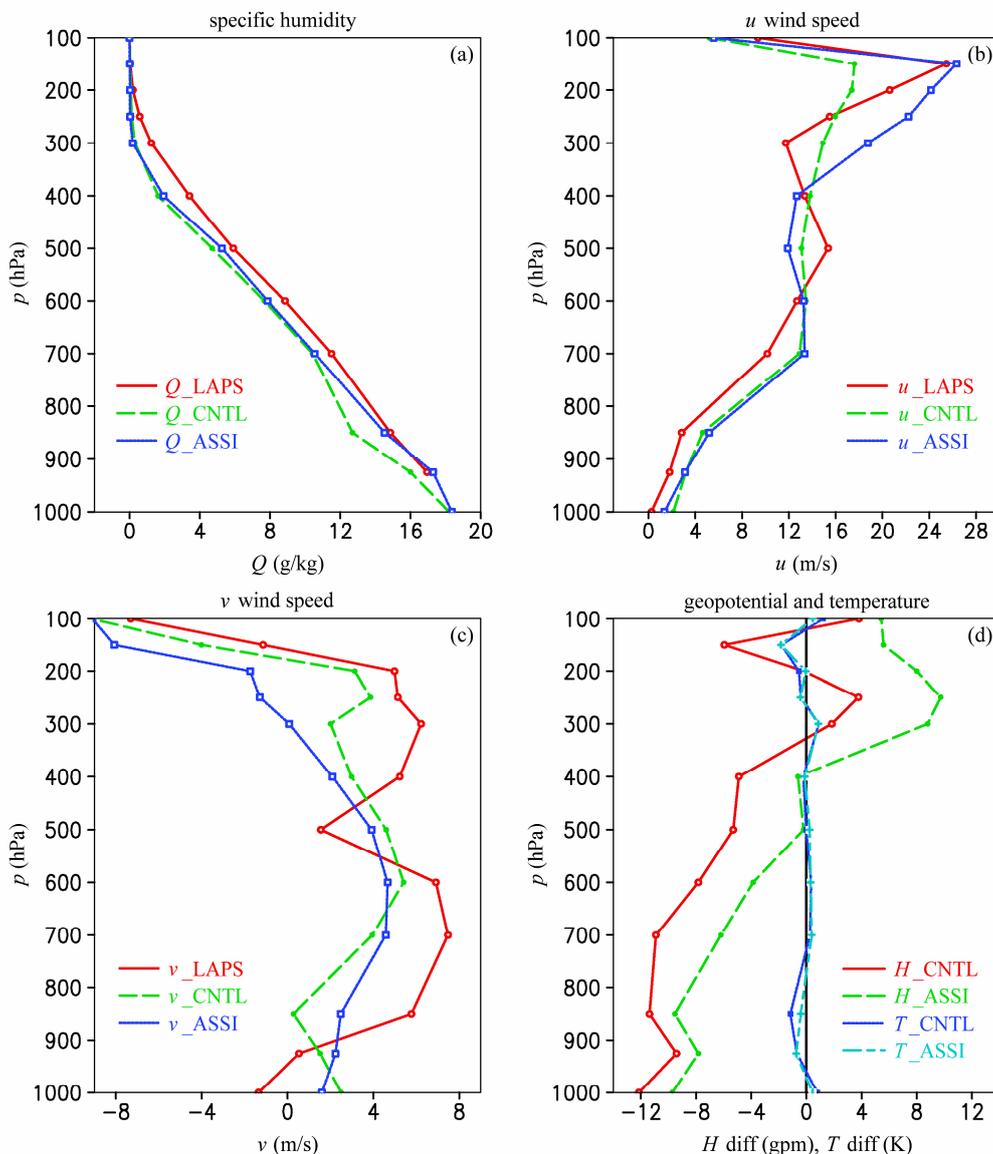


图 9 2010 年 6 月 17 日 08 时模式格点 (28.2°N , 117°E) 在 CNTL 试验、ASSI 试验及 LAPS 分析场中的 (a) 比湿 (g kg^{-1})、(b) u 风速 (m s^{-1})、(c) v 风速 (m s^{-1}) 廓线分布；(d) 2010 年 6 月 17 日 08 时模式格点 (28.2°N , 117°E) LAPS 分析场减 CNTL 试验 (ASSI 试验) 的位势高度差值场 (gpm) 和温度差值场 (K) 的廓线分布

Fig. 9 Profiles of (a) specific humidity (g kg^{-1}), (b) u wind speed (m s^{-1}), (c) v wind speed (m s^{-1}) at model grid (28.2°N , 117°E) in Expt CNTL, Expt ASSI, and LAPS analysis fields at 0800 BT on 17 Jun 2010. (d) Profiles of differences of geopotential height (gpm) and temperature (K) between LAPS analysis and Expt CNTL (Expt ASSI) at model grid (28.2°N , 117°E) at 0800 BT on 17 Jun 2010

分析场分别减 CNTL 试验与 ASSI 试验的位势高度、温度差值廓线分布图, 差值廓线越接近于 0, 说明该试验与 LAPS 分析的值越接近。由图 9d 可见, ASSI 试验相对于 CNTL 试验位势高度在 1000~400 hPa 均有所改善, 而在 350 hPa~100 hPa 却表现为负效果; 温度廓线的差值在两个试验中差别不大, 但可清楚地看到 ASSI 试验对 CNTL 试验的修正为正效果。

以上分析了 ASSI 试验对格点 (28.2°N, 117°E) 温、压、湿、风廓线的修正作用, 下面进一步分析沿该点经向及纬向剖面上 ASSI 试验对 CNTL 试验初始场的修正作用。

首先考察了 2010 年 6 月 17 日 08 时比湿、位势高度、 u 、 v 风场沿 117°E 的纬度—高度剖面分布情况, 图 10 中阴影为 LAPS 分析场减 CNTL 试验各要素场的差值分布, 阴影代表正值, 空白处为负值; 其中正(负)值表示 CNTL 试验要素值小(大)于 LAPS 分析场的, 其绝对值越大, 说明 CNTL 试验与 LAPS 分析场的差异越大。等值线为 ASSI 试验减 CNTL 试验各要素场差值分布, 正(负)值表示 ASSI 试验对 CNTL 试验的量值进行修正使其增大(减小), 其绝对值越大, 说明 ASSI 试验对 CNTL 试验的修正越大。当阴影为正(负)值, 而等值线也为正(负)值时, 表明 ASSI 试验对 CNTL 试验初始场进行了有意义的修正, 其值更接近于 LAPS 分析场, 且两者中心越接近, 表明其修正的程度越高; 反之, 当阴影为正(负)值, 而等值线为负(正)值时, 表明 ASSI 试验对 CNTL 试验的修正偏离了 LAPS 分析场。

图 10a 为沿 117°E 比湿差值剖面图, LAPS 分析场减 CNTL 试验主要为正差值, 大于 2 g kg^{-1} 的正差值中心有 4 个, 分别位于 20~22°N 1000~850 hPa、600 hPa 高度以及 30°N 850~650 hPa 和 38°N 600 hPa 高度上, 其最大值达 4 g kg^{-1} 。在上述 4 个较大的正差值区域内, ASSI 试验减 CNTL 试验比湿差值也为正值, 表明 ASSI 试验对比湿进行了有意义的修正, 增大了比湿的量值, 使其与实况更加接近。但位于 35~38°N 1000~550 hPa 之间, ASSI 试验减 CNTL 试验为一正差值中心, 而此处 LAPS 分析场减 CNTL 试验却为负差值, 所以对该处的修正为负效果。总体而言, ASSI 试验对比湿的修正为正效果。图 10b 所示的位势高度的差值剖面图中, LAPS 分析场减 CNTL 试验主要为负差值, 而 ASSI

试验减 CNTL 试验也以负差值为主, 且两者正、负差值区基本对应, 表明 ASSI 试验对位势高度的修正为正贡献。图 10c 中, LAPS 分析场减 CNTL 试验 u 风速差值场在 23~30°N 之间 300~100 hPa 高度上出现了一个 15 m s^{-1} 的正差值中心, 说明 CNTL 试验 u 风速在该处的值比 LAPS 分析场明显偏低, 而 ASSI 试验减 CNTL 试验在该处为最大值达到 10 m s^{-1} 的正差值中心, 且位置与前者的正差值中心基本重合, 表明 ASSI 试验对该处的 u 风速有明显的改善。 v 风速(图 10d)也基本上表现出两者的正(负)差值区域相互重叠的特征, 在 23~32°N 附近, ASSI 试验减 CNTL 试验出现 -5 m s^{-1} 的负值中心, 其中心虽与 LAPS 减 CNTL 试验的负值中心重合, 但范围要明显大于 LAPS 分析场减 CNTL 试验的。

接着考察了沿 28.2°N 比湿、位势高度、 u 、 v 风场的经度—高度剖面分布情况, 与图 10 类似, 沿 28.2°N LAPS 分析场减 CNTL 试验比湿以正差值分布为主, 位势高度以负差值分布为主, u 风速在 112~120°E 300~100 hPa 高度上为一大的正差值中心, 与 ASSI 试验减 CNTL 试验各要素的差值比较可见, 总体而言, ASSI 试验对比湿、位势高度、 u 风速的修正均主要表现为正效果(图略)。值得注意的是, 与图 10d 中沿 117°E 的纬度—高度剖面上 ASSI 试验对 v 风速修正效果不是特别显著不同, 沿 28.2°N 的经度—高度剖面上 ASSI 试验对 v 风速修正的正效果非常明显(图 11)。沿 28.2°N 在 95~122°E 之间 ASSI 试验减 CNTL 试验有多个正或负的 v 风速差值中心, 与 LAPS 分析场减 CNTL 试验的正、负差值中心吻合得非常好。如在 104~113°E 之间, 从 1000~100 hPa 交替分布有正、负、正、负、正 5 个差值中心, 而与 LAPS 分析场减 CNTL 试验的正、负差值中心几乎完全吻合; 在 115~120°E 从底层到高层分布有正、负两个差值中心, 也与 LAPS 分析场减 CNTL 试验的差值中心相吻合。

以上分析表明, ASSI 试验不仅对格点 (28.2°N, 117°E) 的温、压、湿、风廓线的修正主要为正效果, 而且沿 117°E 的纬度—高度剖面及沿 28.2°N 的经度—高度剖面上其对 CNTL 试验各要素的修正在总体上也表现为正效果。

5.1.3 对模式积分初期雨带结构的影响

首先给出 2010 年 6 月 17 日 09~12 时逐小时地面降水分布(图 12, 见文后彩图), 可见降水分

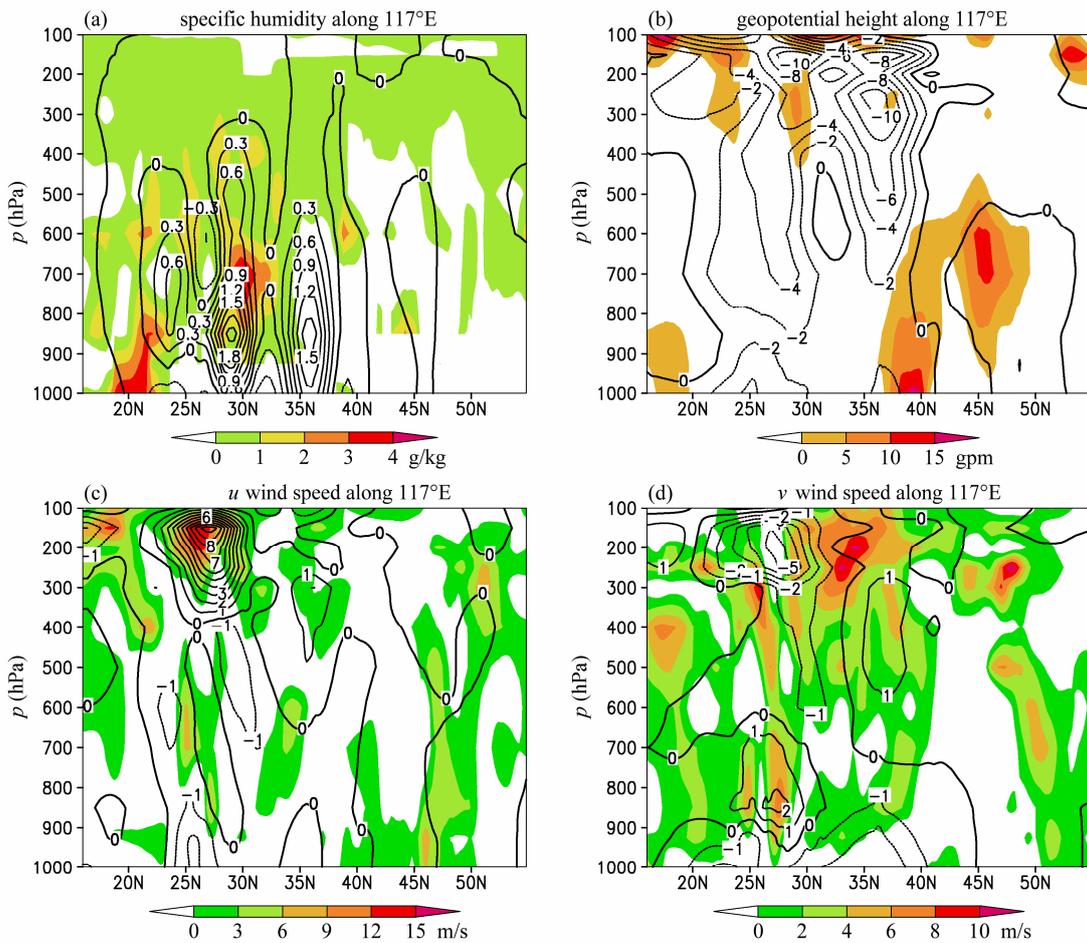


图 10 2010 年 6 月 17 日 08 时 (a) 比湿 (g kg^{-1})、(b) 位势高度 (gpm)、(c) u 风速 (m s^{-1})、(d) v 风速 (m s^{-1}) 差值场沿 117°E 的纬度—高度剖面图 (图中阴影为 LAPS 分析场减 CNTL 试验差值为正的部分, 等值线为 ASSI 试验减 CNTL 试验)

Fig. 10 Latitude–height cross sections of (a) specific humidity (g kg^{-1}), (b) geopotential height (gpm), (c) u wind speed (m s^{-1}), and (d) v wind speed (m s^{-1}) along 117°E at 0800 BT on 17 Jun 2010. The shadings show the above-zero differences between LAPS analysis and Expt CNTL, the contours indicate the differences between Expt ASSI and Expt CNTL

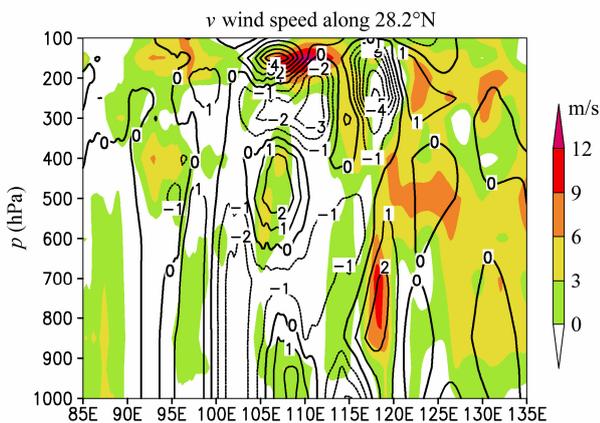


图 11 2010 年 6 月 17 日 08 时 v 风速 (m s^{-1}) 差值场沿 28.2°N 的经度—高度剖面图 (图中阴影为 LAPS 分析场减 CNTL 试验差值为正的部分, 等值线为 ASSI 试验减 CNTL 试验)

Fig. 11 Longitude–height cross section of v wind speed (m s^{-1}) along 28.2°N at 0800 BT on 17 Jun 2010. The shadings show the above-zero differences between LAPS analysis and Expt CNTL, the contours indicate the differences between Expt ASSI and Expt CNTL

布在我国江南、华南, 强降水主要位于江西中北部、湖南西南部、贵州中东部、广东北部、广西北部、福建北部, 1 h 最强降水率达到 $40\sim 50 \text{ mm h}^{-1}$ 。4 小时内强降水区向东北方向缓慢移动。

CNTL 试验模拟的第 1 小时 (08:00~09:00)

(图 13a) 强降水主要集中在江西中部、福建中部及贵州东南部与湖南交界处, 最大雨强为 5.5 mm h^{-1} , 强降水分布范围小、强度弱, 与实况相差较大; ASSI 试验 (图 13b) 相对于 CNTL 试验 (图 13a) 在初始时刻降水预报有明显改善, 强降水分布形态与实况比较相近, 最大雨强增至 7.1 mm h^{-1} , 但仍明显弱于实况 (40 mm h^{-1}), 这可能与模式采用冷启动方式有一定关系。从初始时刻 ASSI 与 CNTL 试验的差值图上 (图 14a, 见文后彩图) 可以更加清楚地看到 ASSI 试验相对于 CNTL 试验雨带增加的位置与实况分布是一致的。在随后的几个小时的

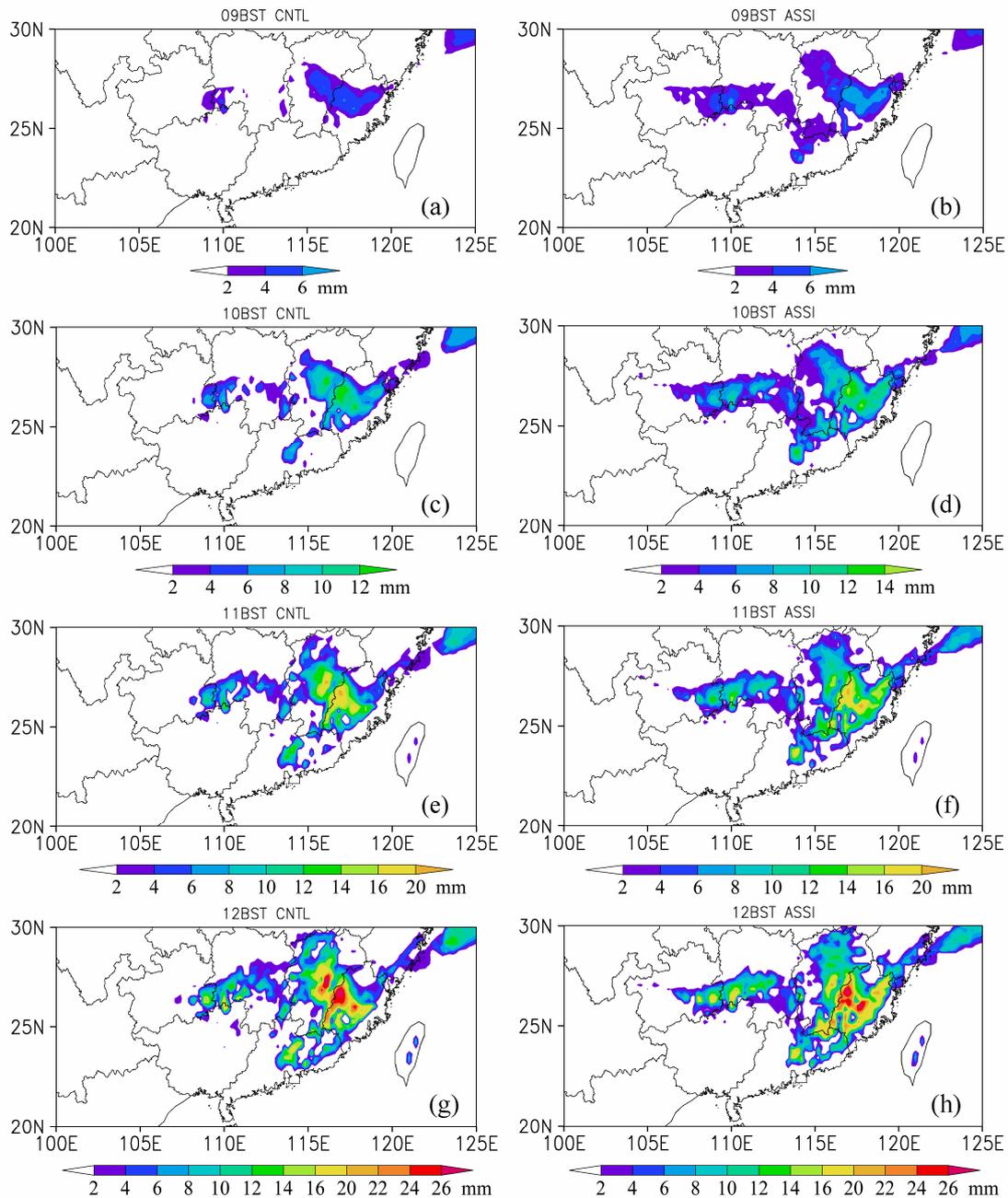


图 13 CNTL/ASSI 试验前 4 h (2010 年 6 月 17 日 08~12 时) 逐时累积降水量: (a/b) 08:00~09:00 BT; (c/d) 09:00~10:00 BT; (e/f) 10:00~11:00 BT; (g/h) 11:00~12:00 BT

Fig. 13 1-h rainfall simulated in the experiments of CNTL/ASSI in the period from 0800 to 1200 BT on 17 Jun 2010: (a/b) 0800-0900 BT, (c/d) 0900-1000 BT, (e/f) 1000-1100 BT, (g/h) 1100-1200 BT

模拟中, CNTL 试验 (图 13c、e、g) 模拟雨带范围逐渐加大, 强度也逐渐增强, 但与实况相比, 雨带范围始终偏小, 强度偏弱。增加了地面降水资料同化的 ASSI 试验 (图 13d、f、h) 在 CNTL 试验基础上则对逐小时降水模拟均有所改善, 雨带范围和强度都更加接近于实况, 如对湖南南部和贵州东部的降水模拟明显好于 CNTL 试验。从两个试验的差

值场上[图 14b-d (见文后彩图)]可以更加清楚地看到在与实况雨带相近的位置, ASSI 试验降水增加较为显著, 在模式积分第 4 小时, 雨强增量达 $15\sim 18 \text{ mm h}^{-1}$ 。

5.1.4 对 24 h 雨带的影响

受高空低槽和中低层切变影响, 2010 年 6 月 17 日 08 时~18 日 08 时 24 h 降雨带主要有两条, 一条

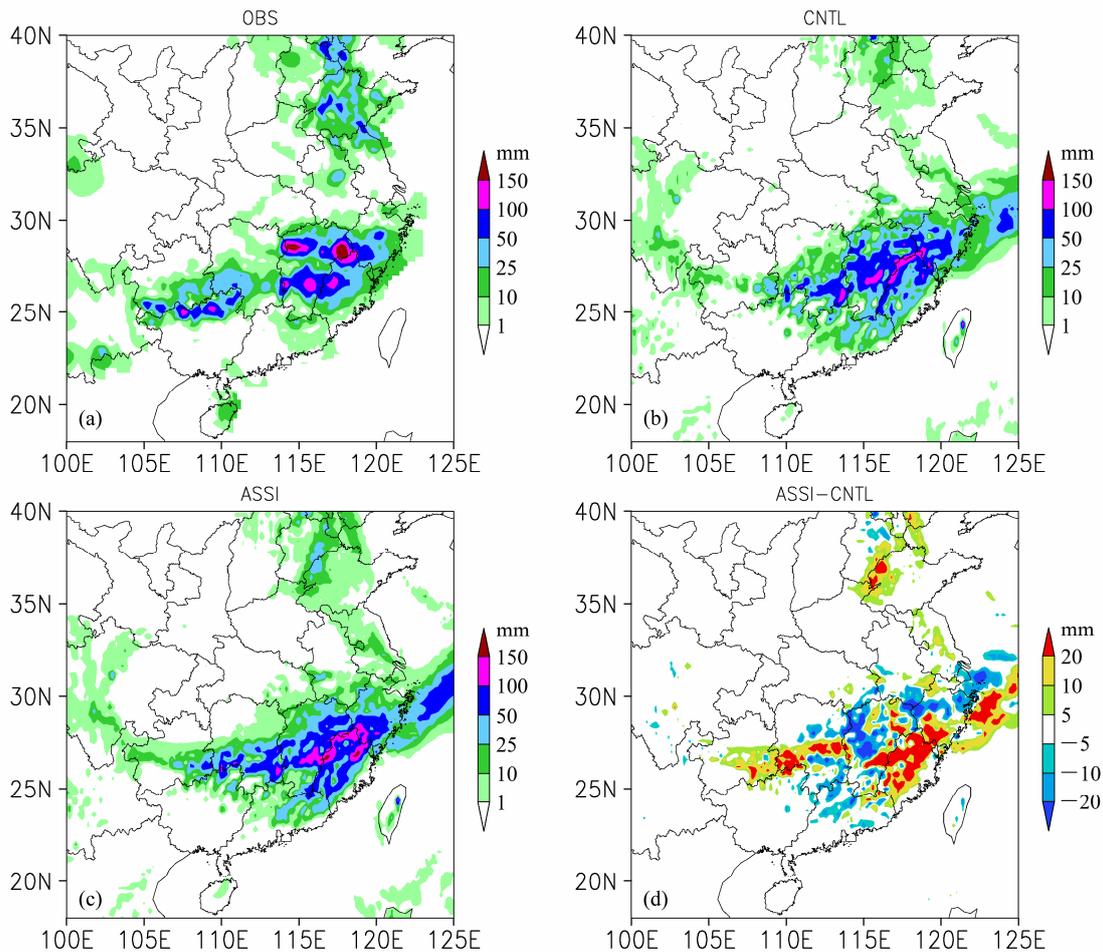


图 15 2010 年 6 月 18 日 08 时 24 h 累积降水量：(a) 实况；(b) CNTL 试验；(c) ASSI 试验；(d) ASSI 试验减 CNTL 试验差值场
Fig. 15 24-h rainfall from (a) observation, (b) Expt CNTL, (c) Expt ASSI, and (d) 24-h rainfall differences between Expt ASSI and Expt CNTL ending at 0800 BT on 18 Jun 2010

位于江南地区，略呈东北—西南走向；另一条位于华东、华北地区，呈南北走向（图 15a）。由 CNTL 试验模拟的 24 h 累积降水量分布（图 15b）可见，试验模拟出了经过浙江—福建—江西—湖南—广东的一条东北—西南走向的雨带，落区与实况基本接近，但强度偏弱；此外也模拟出了位于山东、河北、北京的雨带，但范围偏小，强度偏弱。

ASSI 试验（图 15c）改善了 CNTL 试验（图 15b）对 24 h 雨带范围、降水中心结构和强度的模拟，主要表现在：一是对江南雨带的模拟，其形态、范围、落区都更接近于实况；二是改善了江南雨带的强度和雨团结构，实况在江西和福建境内有 5 个大暴雨中心，ASSI 试验在上述两省境内也模拟出 5 个大暴雨中心，尽管大暴雨中心位置并未能完全一一对应，但在 CNTL 试验基础上已有较大改善；三是对贵州境内的雨带模拟范围变大，与实况更加接

近；四是对山东、河北的雨带模拟其范围和强度都优于 CNTL 试验。

从以上分析可见，ASSI 试验在 CNTL 试验的基础上，采用 1DVAR 方法将全国 1 h 加密雨量资料同化到模式中后，对 24 h 降水模拟结果产生了重要的积极影响。从两个试验 24 h 降水量差值图（图 15 d）上可以更加清楚地看到：实况在安徽南部、浙江北部、上海为 1 mm 左右的弱降水，CNTL 试验在该处模拟出的降水强于实况，从降水差值图上可见上述 3 个地区为 -20~-5 mm 的负差值；其次在广东、湖南南部及中北部、江西西北部及西南部也为负差值，对比实况可见 CNTL 试验在上述地区均存在模拟过强的现象；此外降水差值图上在浙江南部、福建、湖南中部、贵州西南部及山东、河北交界地带、辽宁西南部均为 5~20 mm 的正差值，从实况可见上述地区均为强降雨带，表明 ASSI 试验在

CNTL 试验的基础上使雨带的模拟更加接近实况。

5.2 2010 年 6 月 17~21 日江南、华南持续性强降雨分析

2010 年 6 月 17~21 日江南、华南发生持续性降水过程,对期间逐日 08 时预报的 0~24 h 降水预报结果进行了考察,发现与 6 月 17 日类似,ASSI 试验在 CNTL 试验基础上对每一天的雨带范围和强度的模拟均有所改善,限于篇幅,这里给出从 6 月 17 日 08 时~21 日 08 时共 96 h 的累积降水分布。由实况可见(图 16a),50 mm 以上的降水分布在浙江南部、福建北部、江西、湖南、广西北部及贵州东北部,其中 350 mm 以上的强降水分布在江西及其与福建北部交界地带,最大降水中心强度达 550 mm 以上,位于江西东北部与福建西北部交界地带。CNTL 试验(图 16b)模拟的 50 mm 以上的降水区也主要分布在浙江中部及南部、福建北部、江西、湖南、广西北部、广东北部,与实况大致相似,但雨带略呈东北—西南走向,与实况的准东西向雨带有所差异,此外,降水强度偏弱,最强降水中心模拟在江西东北部与福建西北部交界地带,与实况一致,但强度仅为 450 mm 左右。ASSI 试验(图 16c)对降水中心强度的模拟明显优于 CNTL 试验,其最强降水中心同样模拟在与实况一致的江西东北部与福建西北部交界地带,其强度达到了 550 mm,与实况一致。此外,还同时模拟出了江西境内的其他强降水中心,位置与实况相近,强度一致。从 ASSI 减 CNTL 试验的降水差值图上(图 16d)可见,在实况雨带所在的位置,基本为正差值中心,其量值达到了 30~170 mm,表明降水资料同化对降水模拟起到了积极的作用。

进一步对 2010 年 6 月 17 日 08 时~21 日 08 时江南、华南持续性降水过程逐小时降水演变进行了考察,图 17 给出该过程主雨带所在的区域平均(25~29°N, 110~122°E)逐小时降水量演变,由图可见,区域平均的逐小时降水实况呈现出明显的日变化特征,降水量峰、谷值交替分布,降水量峰值一般出现在每日午后或傍晚时分(12~16 时,19 时),而降水量谷值则出现在每日凌晨时分(01 时),其中 19 日 08 时~20 日 08 时是此次持续性降水过程降水强度最大的一天,区域平均 1 小时降水量普遍在 2.5 mm h⁻¹ 之上,其最大值达到 3.5 mm h⁻¹。对比 CNTL 和 ASSI 试验模拟的区域平均 1h 降水量演变,发现如下特征:

(1) 两个试验模拟的逐小时降水量也具有明显的日变化特征,其降水量峰、谷值交替出现,并与实况有较好的一致性,尤其是降水量谷值的分布,与实况出现的时间完全一致。

(2) 两个试验对逐小时降水量峰值的模拟普遍弱于实况,但对降水量谷值的模拟分布,除了对 19 日 08 时~20 日 08 时最强降水的模拟偏弱外,对另外 3 天的降水量谷值模拟,不仅时间与实况完全对应,且强度也与实况非常接近。表明 GRAPES-MESOv3.0 模式对区域平均 1 h 降水量具有较好的模拟能力,可以抓住 1 h 降水量日变化的主要特征,但对降水量峰值的模拟普遍弱于实况,在实际应用时应加以修正。

(3) ASSI 试验对区域平均 1 h 降水量的 4 天模拟结果明显好于 CNTL 试验,其逐时降水强度普遍高于 CNTL 试验,与实况更加接近。如 17~20 日每日 08:00~09:00 实况分别为 1.70、2.01、2.15 及 2.72 mm h⁻¹,CNTL 试验每日 08 时预报的 08:00~09:00 1 h 降水量为 0.89、0.96、1.01 及 0.99 mm h⁻¹,而 ASSI 试验预报的则为 1.56、2.16、2.05 及 2.09 mm h⁻¹,明显好于 CNTL 试验。

6 连续试验检验

6.1 ETS 评分检验结果

降水分级采用开口式:分 5 个降雨等级(≥0.1、≥10、≥25、≥50 和 ≥100 mm,也即小雨、中雨、大雨、暴雨和大暴雨以上五个等级),所检验的预报降水时段为两个:以 08 时为初始时刻模式预报的 0~24 h 和 12~36 h 降水量。对全国 1193 个基本站点进行 24 h 累积降水检验,将模式预报的格点降水量通过距离权重加权平均的方法插值到各测站,与测站上的实况降水量进行比较。采用 TS 和 ETS 评分方法对 2 组试验在 2010 年 6 月 1~30 日的降水预报结果针对全国区域内的雨量站降水观测进行 24 h 累积降水的客观检验评分。并采用 *t* 检验法(黄嘉佑,2004)对 TS、ETS 评分进行显著性检验。

根据降水预报与观测的关系(表 2)可以得到 ETS 的计算公式为:

$$ETS = \frac{a - R}{a + b + c + d}, \quad (6)$$

其中 R 为随机预测系数,

$$R = \frac{(a + b)(a + c)}{a + b + c + d}, \quad (7)$$

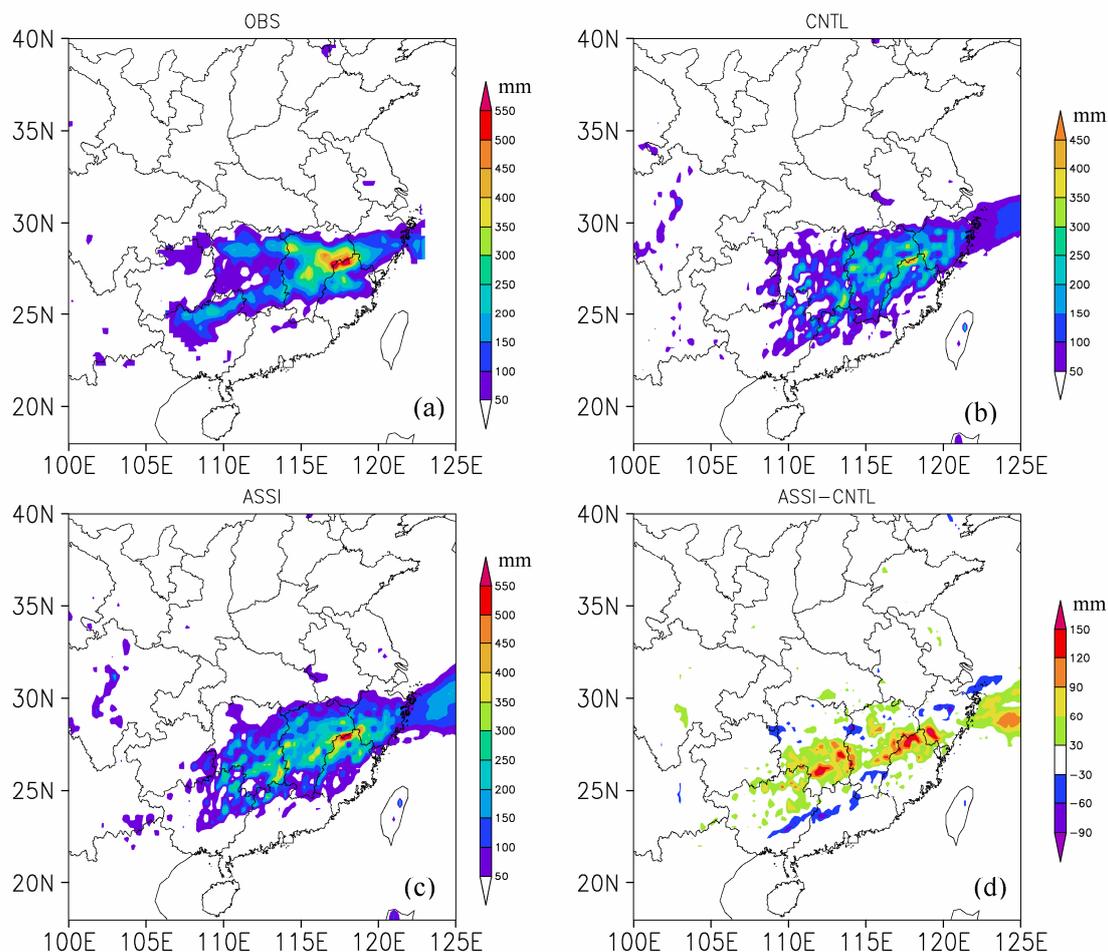


图 16 2010 年 6 月 17 日 08 时~21 日 08 时累积降水量：(a) 实况；(b) CNTL 试验；(c) ASSI 试验；(d) ASSI 减 CNTL 试验
Fig. 16 96-h accumulated rainfall from (a) observation, (b) Expt CNTL, (c) Expt ASSI, and (d) 96-h rainfall differences between Expt ASSI and Expt CNTL from 0800 BT 17 Jun to 0800 BT 21 Jun in 2010

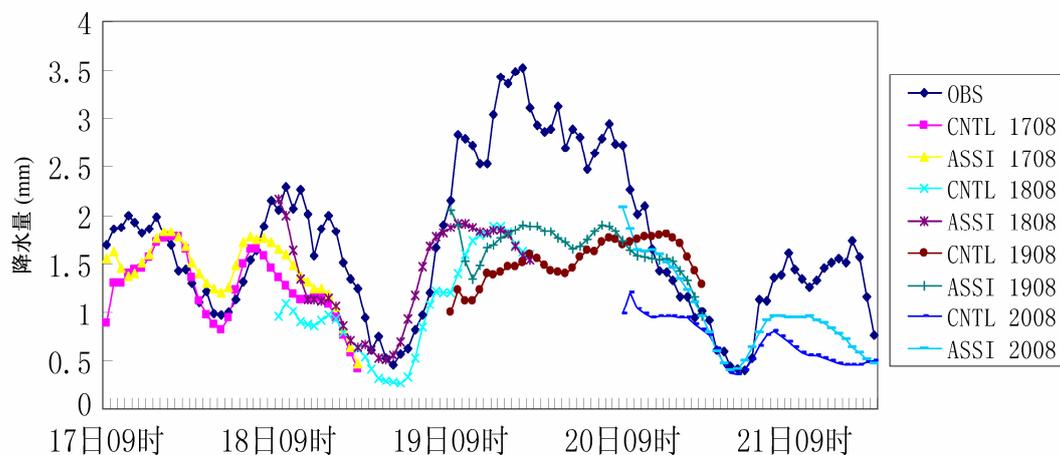


图 17 区域平均 (25~29°N, 110~122°E) 逐小时降水量随时间的变化 (图例说明中 CNTL 1708/ASSI 1708 代表 CNTL/ASSI 试验 17 日 08 时开始预报的 1~36 h 逐时降水量, 其他同理)

Fig. 17 The time series of 1h precipitation averaged over region (25~29°N, 110~122°E). CNTL 1708 and ASSI 1708 denote 1st-36th-hour hourly rainfall simulated by Expt CNTL and Expt ASSI starting at 0800 BT on 17 Jun 2010, respectively. The others are similar

其中 a 表示预报和观测降水量均达到指定阈值的站点数, b 表示预报降水量达到指定阈值而观测未达到的站点数, c 表示预报未达到指定阈值而观测达到的站点数, d 表示预报和观测降水量均未达到指定阈值的站点数 (Schaffer, 1990)。

表 2 降水预报与观测结果的可能组合

Table 2 The contingency table of precipitation

预报 (达到指定阈值)	观测 (达到指定阈值)	
	是	否
是	a	b
否	c	d

由 2010 年 6 月 1~30 日 08 时起报的 0~24 h 全国范围降水预报 TS 评分结果 (图 18a) 可见: CNTL 试验对小雨、中雨、大雨、暴雨、大暴雨 (以上)

量级的降水预报 TS 评分分别为 59.3%、35.4%、29.2%、17.4% 和 2.6%; ASSI 试验与 CNTL 试验相比在各个降水量级 TS 评分均有不同程度的提高, 小雨、中雨、大雨、暴雨及大暴雨 (以上) 量级降水 TS 评分分别提高了 2.42%、2.31%、2.55%、5.34% 及 3.16%, 表明对整个积分区域平均状况而言, 模式各个量级的降水预报结果 ASSI 试验均优于 CNTL 试验, 但未通过 5% 置信水平的显著性检验。

由 2010 年 6 月 1~30 日 08 时起报的 0~24 h 全国范围降水预报 ETS 评分结果 (图 18c) 可见: CNTL 试验对小雨、中雨、大雨、暴雨、大暴雨 (以上) 量级的降水预报 ETS 评分分别为 32.3%、28.9%、26.6%、16.7% 和 2.6%; ASSI 试验与 CNTL 试验相比在各个降水量级 ETS 评分均有不同程度的提

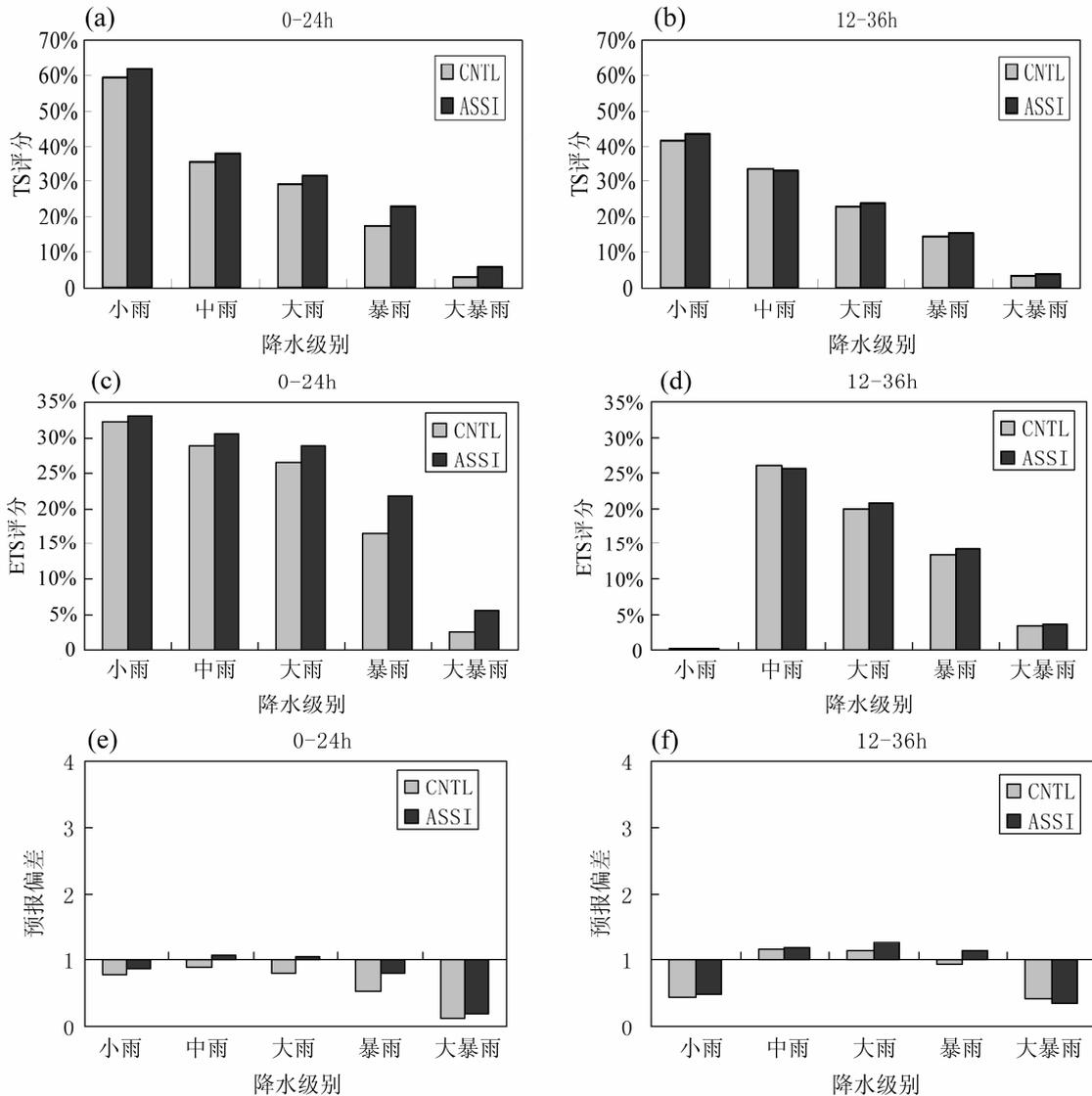


图 18 2010 年 6 月 1~30 日全国范围降水预报 TS 评分 (%), ETS 评分 (%) 及预报偏差

Fig. 18 The threat score (TS) and equitable threat score (ETS) and bias for nationwide rainfall forecasts from 1 to 30 Jun 2010

高, 小雨、中雨、大雨、暴雨及大暴雨(以上)量级降水 ETS 评分分别提高了 0.75%、1.75%、2.19%、5.13%及 3.13%, 表明对整个积分区域平均状况而言, 模式各个量级的降水预报结果 ASSI 试验均优于 CNTL 试验, 但未通过 5%置信水平的显著性检验。

预报偏差是统计区域内某降水等级预报降水站数与实况降水站数的比值, 因此预报偏差越接近 1, 说明该量级预报范围越接近实况, 偏差 >1 说明该量级降水预报范围较实况偏大, 反之亦然。分析 0~24 h 时效降水预报偏差可知(图 18e), CNTL 试验对小雨、中雨、大雨、暴雨、大暴雨(以上)各量级的预报范围均小于实况, 其中中雨的预报范围比较适中, 最接近实况; 小雨、大雨次之; 而暴雨、大暴雨比实况偏小的程度最甚。ASSI 试验的预报偏差相对于 CNTL 试验而言更接近于 1, 表明 ASSI 试验与实况的偏差有所减小。

12~36 h 预报各量级降水 TS 评分(图 18b)大多小于 0~24 h 预报结果, CNTL 试验对小雨、中雨、大雨、暴雨、大暴雨(以上)量级的降水预报 TS 评分分别为 41.9%、33.3%、23.2%、14.5%和 3.5%。ASSI 与 CNTL 试验的 TS 评分差异比 0~24 h 有所减小, 分别为 1.94%、-0.19%、0.85%、0.82%和 0.24%, 表明大雨、暴雨和大暴雨(以上)量级 TS 评分大于 CNTL 试验, 小雨和中雨略低于 CNTL 试验。12~36 h 预报各量级降水 ETS 评分(图 18d)均小于 0~24 h 预报结果, CNTL 试验对小雨、中雨、大雨、暴雨、大暴雨(以上)量级的降水预报 ETS 评分分别为 0.3%、25.9%、20.0%、13.5%和 3.4%。ASSI 与 CNTL 试验的 ETS 评分差异比 0~24 h 有所减小, 分别为 -0.11%、-0.3%、0.71%、0.72%和 0.26%, 表明大雨、暴雨和大暴雨(以上)量级 ETS 评分大于 CNTL 试验, 小雨和中雨略低于 CNTL 试验。但从预报偏差来看, 12~36 h 时效的降水预报, 除小雨外, ASSI 试验的预报偏差均大于 CNTL 试验, 表明在 12~36 h 时效 ASSI 试验与实况间的偏差加大。

6.2 区域平均降水量的时间演变

首先给出 2010 年 6 月 3~30 日我国在(105~121°E)区域内纬向平均的逐日降水量纬度—时间剖面图(图 19)。6 月, 我国南方地区暴雨频发, 除 6 月 7~10 日受高空低槽、中低层切变线影响, 我国 30°N 以北的四川北部、重庆、陕西、湖北、安徽、

河南、江苏等省市从西到东发生了一次较明显的暴雨—大暴雨天气之外, 其余强降水主要集中在我国 30°N 以南的江南、华南地区, 其间分布有多个区域平均日降水率超过 42 mm d^{-1} 的强降水中心, 广西、广东、江西、湖南、浙江、福建、云南、贵州等省区反复遭强降水袭击, 上述省区均出现不同程度的暴雨洪涝灾害(图 19a)。

CNTL 试验(图 19b)较好地模拟出了雨带的分布及整体演变特征, 降水南北变化过程与观测基本一致, 但强度明显弱于实况, 区域平均日降水率超过 42 mm d^{-1} 的强降水中心仅有 1 个, 出现在 6 月 20 日 29°N 附近。ASSI 试验(图 19c)模拟的雨带形态和雨带的南北变化与 CNTL 试验非常类似, 其形态也与实况非常接近, 而且其强度模拟明显优于 CNTL 试验, 在 ASSI 试验中模拟出了 6 个区域平均日降水率超过 42 mm d^{-1} 的强降水中心, 其日期和纬度位置与实况基本一致。

将主要雨区划分为长江中下游(25°N~35°N, 110°E~123°E)和华南(22°N~28°N, 105°E~120°E)两个区域, 以进一步了解模式对主要降水区逐日降水率变化的模拟情况。图 20 给出了上述两个区域观测和模式预报的日平均降水率时间变化。

由图 20a 可见, CNTL 试验对长江中下游地区日平均降水率的逐日演变及峰值、谷值模拟与实况存在较好的一致性, 但不难看出, CNTL 试验对该区日平均降水率的强度模拟普遍偏弱于实况, 特别是对特强降水率峰值的模拟, 其最大差异可达五成左右。如长江中下游地区 6 月 20 日实况降水率为 34.5 mm d^{-1} , CNTL 试验模拟仅为 17.8 mm d^{-1} 。ASSI 试验对区域平均日降水率的模拟则有较大改善, 不仅逐日演变、峰谷值模拟与实况存在较好的一致性, 而且强度有较大提高, 如 ASSI 试验中对 6 月 20 日长江中下游地区区域平均日降水率的模拟就从 17.8 mm d^{-1} 提高到了 23.4 mm d^{-1} 。从 1 个月平均来看, 实况日平均降水率为 9.17 mm d^{-1} , CNTL 试验为 7.00 mm d^{-1} , ASSI 试验则为 8.66 mm d^{-1} , ASSI 试验对降水率强度有较明显改善。

两个试验对华南区域平均降水率的模拟(图 20b)降水率演变的态势与实况基本一致, 但对 6 月 13 日之后的降水模拟强度存在较大差异, 但是同样可以看到的是, ASSI 试验在 CNTL 试验的基础上降水率的强度还是有所提高。

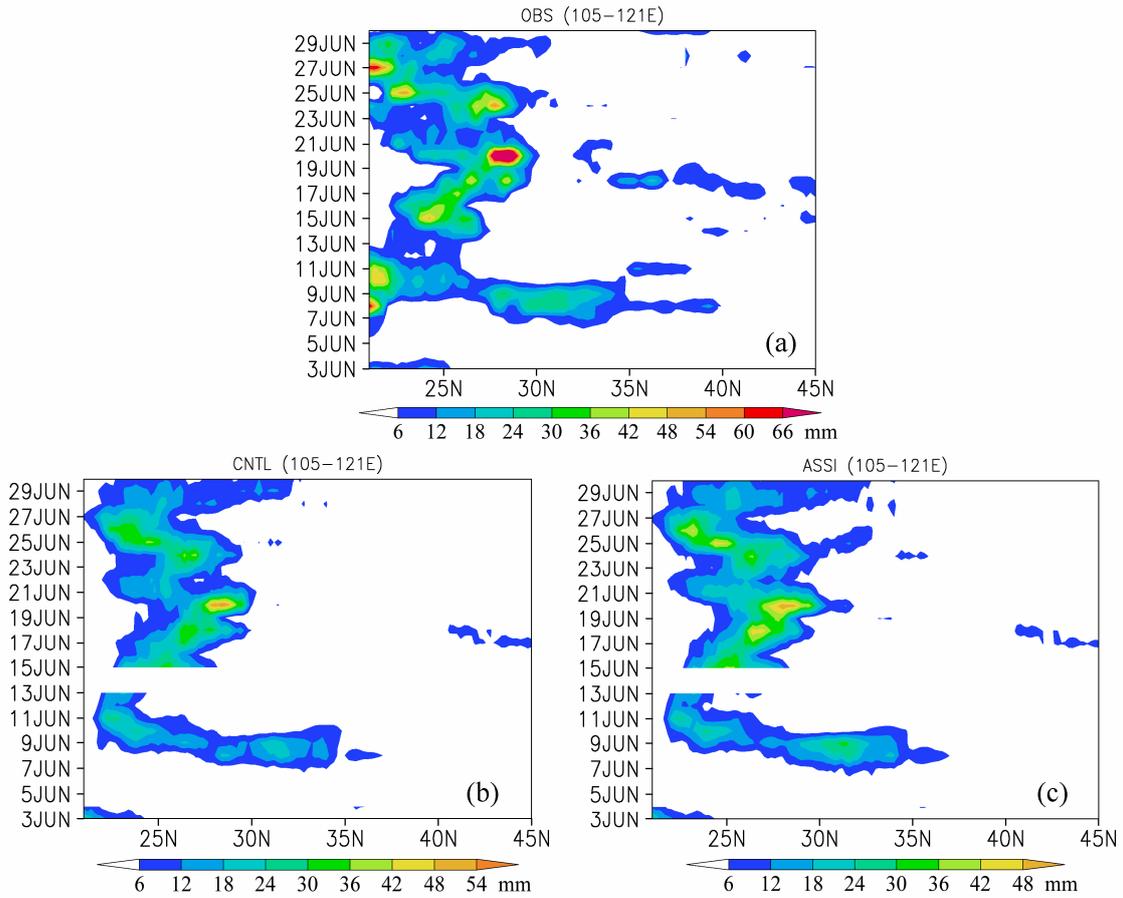


图 19 2010 年 6 月 3~30 日纬向平均 (105~121°E) 逐日降水量的纬度—时间演变 (单位: mm): (a) 实况; (b) CNTL 试验; (c) ASSI 试验
Fig. 19 The latitude–time cross section of zonally-averaged daily precipitation (mm) between 105°E and 121°E from (a) observation, (b) Expt CNTL, and (c) Expt ASSI in the period from 3 to 30 Jun 2010

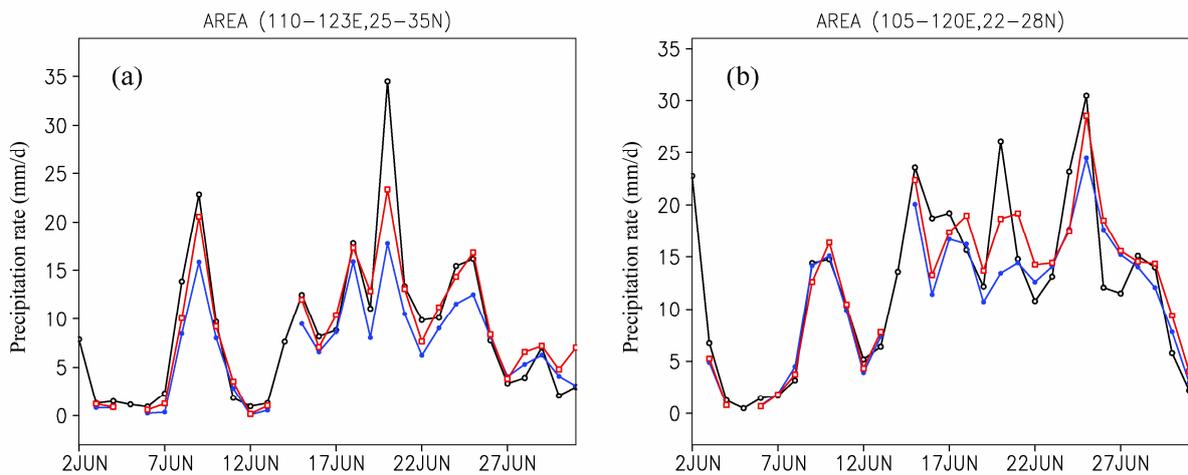


图 20 区域平均日降水率随时间的变化 (单位: mm d^{-1}) (黑色实线为实况; 蓝色实线为 CNTL 试验; 红色实线为 ASSI 试验): (a) 长江中下游 (25~35°N, 110~123°E); (b) 华南 (22°N~28°N, 105°E~120°E)
Fig. 20 The time series of regional mean daily precipitation rate (mm d^{-1}): (a) Mid-lower reaches of the Yangtze River (25~35°N, 110~123°E); (b) South China (22°N~28°N, 105°E~120°E). Black solid line denotes observation, blue and red solid lines for the simulated precipitation in Expt CNTL and Expt ASSI, respectively

7 结论与讨论

本文利用国家气象中心中尺度业务模式 GRAPES-MESO v3.0 及其三维变分同化系统 GRAPES-3DVAR, 以 2010 年 6 月 1~30 日为例, 开展了地面降水率 1DVAR 变分同化在 GRAPES-3DVAR 系统中应用的数值试验, 并对预报结果进行典型个例和统计检验分析, 以探讨全国 1 h 地面降水资料在模式中同化应用的效果。结果表明:

(1) 对 2010 年 6 月 17 日一次强降水过程所做的降水同化试验结果表明, 在相对湿度背景误差和降水率观测误差范围内, 1DVAR 同化方案能够对湿度廓线进行有意义的调整, 使分析降水向观测降水靠近; 降水 1DVAR+3DVAR 同化方案对初始场改进明显, 温、压、湿、风的修正主要为正效果; 同时, ASSI 试验对逐小时、24 h 累积降水的模拟明显好于 CNTL 试验。

(2) 对 2010 年 6 月 17~21 日江南、华南连续性暴雨过程进行了分析, ASSI 试验较明显地改善了 CNTL 试验中逐日 24 h 累积降水量的强度模拟, 96 h 累积降水量最大正差值达 180 mm, 且正差值带与实况雨带吻合。

(3) 对 2010 年 6 月 17 日 08 时~21 日 08 时江南、华南持续性暴雨过程主雨带 (25~29°N, 110~122°E) 进行区域平均, 逐小时降水量演变呈现明显的日变化特征, 降水量峰值一般出现在每日午后或傍晚 (12~16 时、19 时), 而降水量谷值则出现在每日凌晨时分 (01 时)。两个试验模拟的逐小时降水量也具有明显的日变化特征, 其降水量峰、谷值交替出现, 并与实况有较好的一致性, 表明 GRAPES-MESOV3.0 模式对区域平均 1 h 降水量具有较好的模拟能力, 可以抓住 1 h 降水量日变化的主要特征, 但对降水量峰值的模拟普遍弱于实况。ASSI 试验对区域平均 1 h 降水量的 4 天模拟结果明显好于 CNTL 试验, 其逐时降水强度普遍高于 CNTL 试验, 与实况更加接近。

(4) 对 2010 年 6 月 1~30 日批量试验结果进行统计检验表明, ASSI 试验与 CNTL 试验相比在小雨、中雨、大雨、暴雨、大暴雨各个降水量级 0~24 h 降水 TS、ETS 评分均有较明显提高, 小雨、中雨、大雨、暴雨及大暴雨 (以上) 量级降水 TS 评分分别提高了 2.42%、2.31%、2.55%、5.34% 及 3.16%, ETS 评分分别提高了 0.75%、1.75%、2.19%、

5.13% 及 3.13%; 预报偏差更接近于 1, 表明降水资料 1DVAR 同化方案在 GRAPES-MESO 模式中应用后提高了 0~24 h 降水预报技巧评分, 其与实况的偏差也有所减小。12~36 h 降水预报检验结果与 0~24 h 降水预报类似, 但 CNTL 试验与 ASSI 试验两者间的差异较 0~24 h 的有所减小。

(5) 对 (105~121°E) 区域内平均降水量的时间演变模拟, CNTL 和 ASSI 试验均较好地模拟出了雨带的分布及整体演变特征, 降水南北变化过程与观测基本一致, 但强度均弱于实况, 其中 ASSI 试验强度模拟明显优于 CNTL 试验。

(6) 对我国长江中下游、华南地区进行逐日降水量模拟, CNTL 试验对上述 2 个区域日平均降水率的逐日演变及峰值、谷值模拟与实况存在较好的一致性, 但 CNTL 试验对各区域日平均降水率的模拟普遍偏弱于实况, 特别是对特强降水率峰值的模拟; ASSI 试验对区域平均日降水率的模拟则有较大改善, 不仅逐日演变、峰谷值模拟与实况存在较好的一致性, 而且强度有较大提高。

(7) 本文对降水所做的典型个例和统计检验分析从不同角度说明了地面降水率资料 1DVAR 同化方案在 GRAPES-3DVAR 系统中的应用改善了 GRAPES-MESOV3.0 的降水模拟效果。

本文设计的降水 1DVAR 同化方案要求将实况地面降水率插值到 REM 模式格点上来作为观测降水率, 再应用 1DVAR 同化系统对湿度廓线进行修正, 由于降水的不均匀性较大, 这种插值不可避免地会使降水强度、范围失真。如果不将地面降水率插值到模式网格点上, 而以测站点作为观测降水来进行 1DVAR 同化, 至少存在两方面的不足: 其一, 这样一来必须将模式格点上的湿度廓线水平插值到观测站点上, 这样会带来湿度的水平插值误差。Fillion and Mahfouf (2000) 研究表明地面降水率对模式最低层的水汽非常敏感, 对某些廓线而言, 对流方案产生的降水在廓线进行与不进行水平插值的情况下相比, 廓线插值会导致不理想的改变。其二, 以测站降水作为观测降水, 会造成降水的代表性不够。Marècal and Mahfouf (2000) 对该问题进行了讨论, 他们为了避免廓线从模式格点向观测站点的水平插值误差和降水代表性问题, 观测降水是在模式分辨率上进行空间平均得到。将地面降水率插值到模式格点, 或者将湿度廓线水平插值到观测站点上, 两者都会带来误差, 但在本文设计

的 1DVAR 方案中, 采用何种插值方式对同化效果的影响最小, 有待今后进一步深入研究。

本文设计的 1DVAR 方案采用的极小化方法是最速下降法, 该方法的优点是工作量少, 存储变量较少, 对初始点要求不高; 缺点是收敛慢, 效率不高, 有时达不到最优解。王叶红等 (2004b) 开展的 1DVAR 方案敏感性试验表明, 对大多数湿度廓线而言, 不管初始廓线如何给定, 在不限迭代次数的情况下, 1DVAR 方法最终能够给出比较接近的分析廓线和分析降水。但鉴于业务需求, 迭代次数不能选择很大, 因此, 本文批量试验中迭代次数选择较小, 它会影响到分析的精确度。因此今后有必要选择更高效的最优化算法来替代目前使用的最速下降法, 如 LBFGS 方法 (Nocedal, 1980, 有限内存的 BFGS 方法: Limited memory BFGS method) 可以有效解决变量个数很大的无约束最优化问题, 是迄今主要解决无约束最优化问题的拟牛顿算法。因此, 改善最优化算法, 1DVAR 同化结果还有进一步提升的空间。

本文开展的 1 h 地面降水资料同化研究, 并未能收集到全国各省市地面降水资料, 特别是对 2010 年 6 月华南降水有重要影响的广西、广东、福建、浙江 4 省地面降水资料, 这会影响到华南地区的同化效果, 这可能是文中华南区域平均降水率虽有所改善, 但不及长江中下游地区改善明显的原因之一。

另外, 本文仅对 2010 年 6 月降水进行了同化试验, 还无法得出对不同季节、不同降水型的同化效果的更全面的评估, 今后将进一步开展全年降水资料同化试验, 以得出该降水 1DVAR 同化方案在 GRAPES-MESO 模式中应用的更全面的结论。

参考文献 (References)

- Albers S C, McGinley J A, Birkenhuer D L, et al. 1996. The local analysis and prediction system (LAPS): Analyses of clouds, precipitation, and temperature [J]. *Wea. Forecasting*, 11(3): 273–287.
- Barnes S L. 1973. Mesoscale objective analysis using weighted time-series observations [R]. NOAA Technical Memorandum ERL NSSL-62, National Severe Storms Laboratory, Norman, OK73069
- 崔春光, 倪允琪, 李红莉, 等. 2011. 中国南方暴雨野外试验中尺度气象分析场的建立及其质量评估 [J]. *气象学报*, 69 (1): 26–40. Cui C G, Ni Y Q, Li H L, et al. 2011. The establishment and quality evaluation of the meso-scale analysis field based on the southern China torrential rainfall experiment [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 69 (1): 26–40.
- 丁伟钰, 万齐林, 端义宏. 2005. TRMM 降水率资料的三维变分同化及其对“杜鹃” (0313) 台风预报的改进 [J]. *大气科学*, 29 (4): 600–608. Ding W Y, Wan Q L, Duan Y H. 2005. 3D-Var assimilation of TRMM rain rate and its impact on the typhoon Dujuan (0313) forecast [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 29 (4): 600–608.
- 丁伟钰, 万齐林, 闫敬华, 等. 2006. 对流天气系统自动站雨量资料同化对降雨预报的影响 [J]. *大气科学*, 30 (2): 317–326. Ding W Y, Wan Q L, Yan J H, et al. 2006. Variational assimilation of automatic weather stations rainfall in convective systems and its impact on rain forecast [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (2): 317–326.
- Errico R M, Fillion L, Nychka D, et al. 2000. Some statistical considerations associated with the data assimilation of precipitation observations [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126: 339–359.
- Fillion L, Errico R. 1997. Variational assimilation of precipitation data using moist convective parameterization scheme: A 1D-Var study [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 125 (11): 2917–2942.
- Fillion L, Mahfouf J F. 2000. Coupling of moist-convective and stratiform precipitation processes for variational data assimilation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128 (1): 109–124.
- 郭锡钦, 曾书儿, 王金钊. 1994. 自动气象站的动态试验及其测量准确度 [J]. *应用气象学报*, 5 (2): 176–183. Guo Xiqin, Zeng Shuer, Wang Jinzhao. 1994. Field tests and measurement accuracy of automatic weather stations (AWS) [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese)*, 5 (2): 176–183.
- 黄嘉佑. 2004. 气象统计分析方法与预报方法 [M]. 北京: 气象出版社. Huang J Y. 2004. *Meteorological Statistical Analysis and Forecasting Methods (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press.
- 马旭林, 庄照荣, 薛纪善, 等. 2009. GRAPES 非静力数值预报模式的三维变分资料同化系统的发展 [J]. *气象学报*, 67 (1): 50–60. Ma X L, Zhuang Z R, Xue J S, et al. 2009. Development of 3-D variational data assimilation system for the nonhydrostatic numerical weather prediction model—GRAPES [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 67 (1): 50–60.
- Marécal V, Mahfouf J F. 2000. Variational retrieval of temperature and humidity profiles from TRMM precipitation data [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128 (11): 3853–3866.
- McGinley J A, Albers S C, Stamus P A. 1992. Local data assimilation and analysis for nowcasting [J]. *Adv. Space. Res.*, 12(7): 179–188.
- Nocedal J. 1980. Updating quasi-Newton matrices with limited storage [J]. *Mathematics of Computation*, 35: 773–782.
- Schaffer J T. 1990. The critical success index as an indicator of warning skill [J]. *Wea. Forecasting*, 5: 570–575.
- 唐细坝, 薛纪善. 2009. COSMIC 资料在 GRAPES 全球三维变分同化系统的初步研究 [J]. *热带气象学报*, 25 (5): 521–531. Tang X B, Xue J S. 2009. Preliminary study of the use of COSMIC data in the global 3-dimensional variance assimilation system of GRAPES [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 25 (5): 521–531.
- 万齐林, 薛纪善, 庄世宇. 2005. 多普勒雷达风场信息变分同化的试验研究 [J]. *气象学报*, 63 (2): 129–145. Wan Q L, Xue J S, Zhuang S Y. 2005. Study on the variational assimilation technique for the retrieval of wind fields from Doppler radar data [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 63 (2): 129–145.

- 王叶红, 崔春光, 赵玉春. 2004a. 雷达降水资料一维变分同化研究 [J]. 气象科技, 32 (5): 322–328. Wang Y H, Cui C G, Zhao Y C. 2004a. One-dimensional variational assimilation of radar-derived precipitation data: Retrieving of humidity [J]. Meteorological Science and Technology (in Chinese), 32 (5): 322–328.
- 王叶红, 赖安伟, 赵玉春. 2010. 地基微波辐射计资料同化对一次特大暴雨过程影响的数值试验研究 [J]. 暴雨灾害, 29 (3): 201–207. Wang Y H, Lai A W, Zhao Y C. 2010. Numerical study of an excessive heavy rain event by assimilation humidity profiles retrieved from ground-based microwave radiometers [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 29 (3): 201–207.
- 王叶红, 赖安伟, 赵玉春. 2012. 降水资料同化在梅雨锋特大暴雨个例模拟中的应用研究 [J]. 气象学报, 70 (3): 402–417. Wang Y H, Lai A W, Zhao Y C. 2012. Application of precipitation data assimilation to numerical simulation of an extremely Mei-yu frontal heavy rain event [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 70 (3): 402–417.
- 王叶红, 赵玉春, 崔春光. 2004b. 雷达降水资料一维变分同化的敏感性研究 [J]. 气象, 30 (4): 6–10. Wang Y H, Zhao Y C, Cui C G. 2004b. Sensitivity research on one-dimensional variational assimilation of radar-derived precipitation [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 30 (4): 6–10.
- 王叶红, 赵玉春, 崔春光. 2004c. 雷达降水资料的一维变分同化研究——温、湿廓线调整 [J]. 气象学报, 62 (增刊): 28–36. Wang Y H, Zhao Y C, Cui C G. 2004c. One-dimensional variational assimilation of radar-derived precipitation data—Retrieving of temperature and humidity profiles [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 62 (Suppl.): 28–36.
- 王叶红, 赵玉春, 崔春光. 2005. “98·7”鄂东特大暴雨雷达反演资料的变分同化数值试验 [J]. 气象科学, 25 (5): 450–458. Wang Y H, Zhao Y C, Cui C G. 2005. Numerical test on variational assimilation of precipitation data upon “98·7” heavy rain in eastern Hubei [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 25 (5): 450–458.
- Wang Y H, Zhao Y C, Cui C G. 2007. Numerical research on effects upon precipitation forecast of Doppler-radar estimated precipitation and retrieved wind field under different model initial schemes [J]. Acta Meteorologica Sinica, 21(1): 98–113.
- 王叶红, 赵玉春, 张兵, 等. 2008. “7·8”特大暴雨过程雷达风场资料的三维变分同化 [J]. 气象科学, 28 (3): 301–307. Wang Y H, Zhao Y C, Zhang B, et al. 2008. On the three-dimensional variational assimilation of Doppler-radar retrieved wind field related to catastrophic torrential rain on July 8, 2003 [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 28 (3): 301–307.
- 薛纪善, 陈德辉. 2008. 数值预报系统 GRAPES 的科学设计与应用 [M]. 北京: 科学出版社. Xue J S, Chen D H. 2008. Scientific Design and Application of Numerical Forecast System GRAPES (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press.
- 薛纪善, 庄世宇, 朱国富, 等. 2008. GRAPES 新一代全球/区域变分同化系统研究 [J]. 科学通报, 53 (20): 2408–2417. Xue J S, Zhuang S Y, Zhu G F, et al. 2008. Study on a new-generation global/regional variational assimilation system of GRAPES [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 53 (20): 2408–2417.
- Yu R C. 1989. Design of the limited area numerical weather prediction model with steep mountains [J]. Chinese J. Atmos. Sci., 13 (2): 145–158.
- Yu R C. 1994. A two-step shape-preserving advection scheme [J]. Adv. Atmos. Sci., 11 (4): 479–490.
- Yu R C. 1995. Application of a shape-preserving advection scheme to the moisture equation in an E-grid regional forecast mode I [J]. Adv. Atmos. Sci., 12 (1): 13–19.
- 曾智华, 马雷鸣, 梁旭东, 等. 2004. MM5 数值预报引入 GRAPES 三维变分同化技术在上海地区的预报和检验 [J]. 应用气象学报, 15 (5): 534–542. Zeng Z H, Ma L M, Liang X D, et al. 2004. Forecasting and evaluation of MM5 numerical prediction in Shanghai with GRAPES-3DVAR scheme [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 15 (5): 534–542.
- 张华, 薛纪善, 庄世宇, 等. 2004. GRAPES 三维变分同化系统的理想试验 [J]. 气象学报, 62 (1): 31–41. Zhang H, Xue J S, Zhuang S Y, et al. 2004. Idea experiments of GRAPES three-dimensional variational data assimilation system [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 62 (1): 31–41.
- 庄世宇, 薛纪善, 朱国富, 等. 2005. GRAPES 全球三维变分同化系统——基本设计方案与理想试验 [J]. 大气科学, 29 (6): 872–884. Zhuang S Y, Xue J S, Zhu G F, et al. 2005. GRAPES global 3D-Var system—Basic scheme design and single observation test [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (6): 872–884.

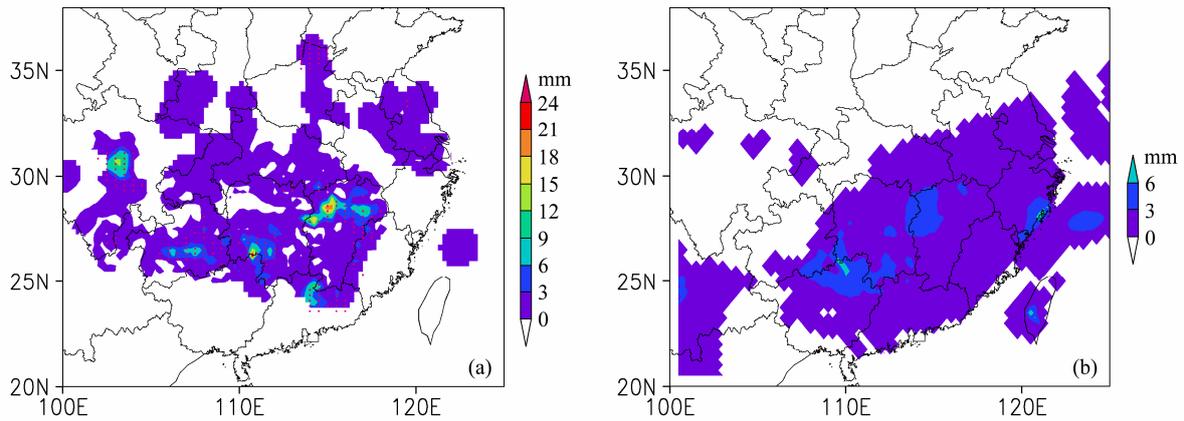


图4 2010年6月17日08:00~09:00 (a) 地面观测降水量及 (b) REM 模式预报背景降水量 (图4a 中红色圆点表示同化到模式中的地面降水率所在的位置)

Fig. 4 (a) Observed surface rainfall and (b) background rainfall simulated by REM model from 0800 to 0900 BT (Beijing time) on 17 Jun 2010. The red circle dot in (a) denotes the location of surface rainfall rates assimilated to the model

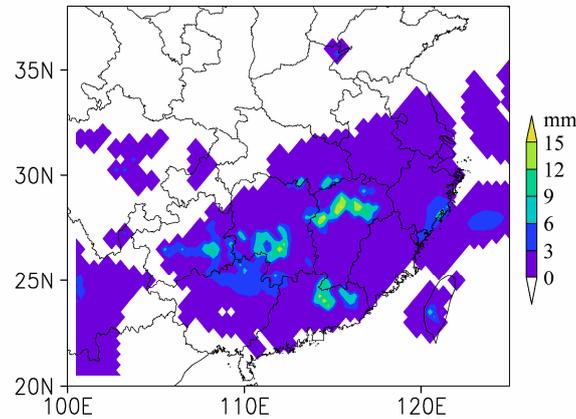


图7 2010年6月17日08:00~09:00 分析降水量 (单位: mm)

Fig. 7 Analysis rainfall (mm) from 0800 to 0900 BT on 17 Jun 2010

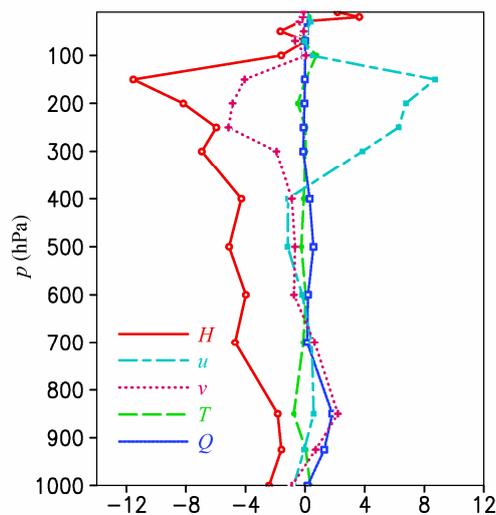


图8 格点 (28.2°N, 117°E) 在初始时刻 (2010年6月17日08时) ASSI 试验减 CNTL 试验的温度 (K)、位势高度 (gpm)、比湿 (g kg^{-1}) 及 u 风速 (m s^{-1})、 v 风速 (m s^{-1}) 差值廓线分布图

Fig. 8 Profiles of differences of temperature (K), geopotential height (gpm), specific humidity (g kg^{-1}), u wind speed (m s^{-1}), and v wind speed (m s^{-1}) between Expt ASSI and Expt CNTL at model grid (28.2°N, 117°E) at 0800 BT on 17 Jun 2010

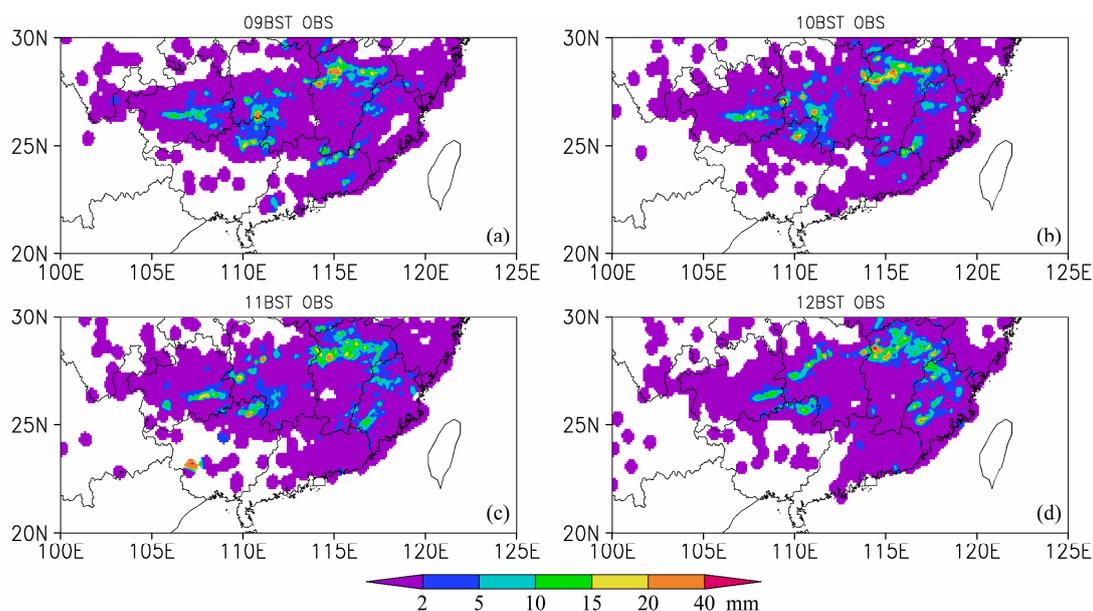


图 12 2010 年 6 月 17 日 08~12 时逐小时降水量 (单位: mm): (a) 08:00~09:00 BT; (b) 09:00~10:00 BT; (c) 10:00~11:00 BT; (d) 11:00~12:00 BT
Fig. 12 Observed 1-h rainfall (unit: mm) from 0800 to 1200 BT on 17 Jun 2010: (a) 0800-0900 BT, (b) 0900-1000 BT, (c) 1000-1100 BT, (d) 1100-1200 BT

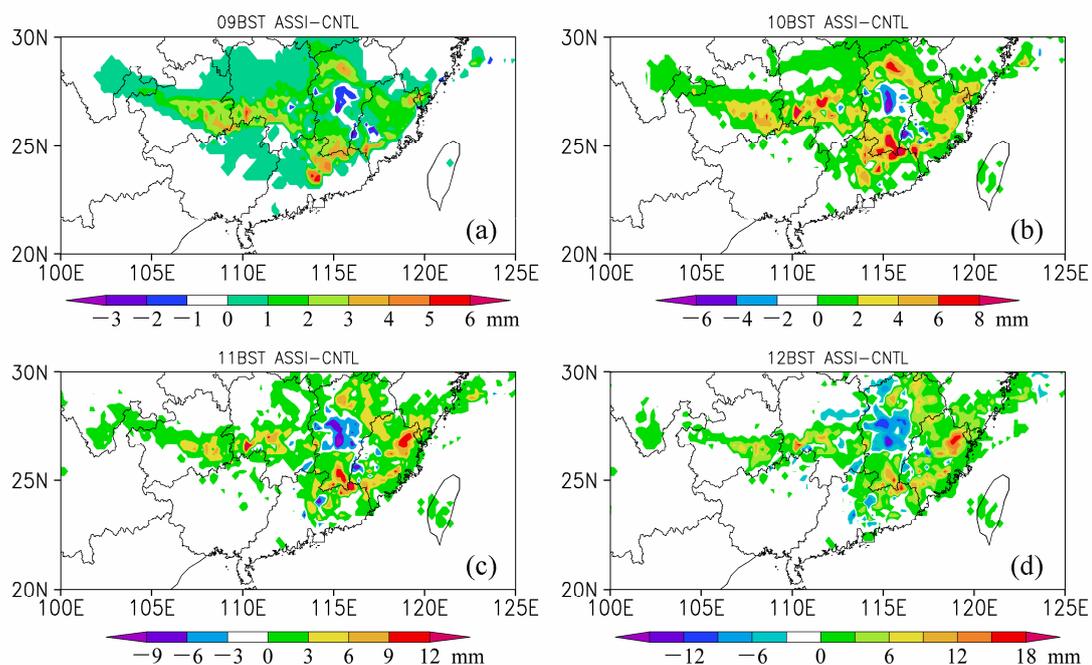


图 14 试验 ASSI 减 CNTL 前 4 h (2010 年 6 月 17 日 08~12 时) 逐时累积降水量差值 (单位: mm): (a) 08:00~09:00 BT; (b) 09:00~10:00 BT; (c) 10:00~11:00 BT; (d) 11:00~12:00 BT
Fig. 14 1-h rainfall differences (unit: mm) between Expt ASSI and Expt CNTL in the period from 0800 to 1200 BT on 17 Jun 2010: (a) 0800-0900 BT, (b) 0900-1000 BT, (c) 1000-1100 BT, (d) 1100-1200 BT