论文

EnKF 同化雷达资料对一次极端局地强降水事件 预报影响及其可预报性分析

邱学兴^{①②*}, ZHANG FuQing^②

① 安徽省气象台, 合肥 230031;

② Department of Meteorology, Pennsylvania State University, University Park, PA 16802, USA

* E-mail: qiuxuexing@126.com

收稿日期: 2015-05-29; 接受日期: 2015-09-29; 网络版发表日期: 2015-12-21

公益性行业(气象)科研专项项目(编号: GYHY201006004)资助

摘要 局地强降水可以引发山洪、泥石流等次生灾害, 目前准确预报局地强降水依然是天气预报业务的难点. 本文针对一次发生在西北太平洋副热带高压边缘、导致 12 人死亡的极端局地强降水事件, 利用集合卡尔曼滤波(EnKF)开展多普勒雷达径向风观测资料同化试验, 并对 EnKF 同化过程不确定性进行分析. 结果表明: 不同化观测资料, 采用单一初值的确定性预报或增加初值扰动、采用多物理过程的集合预报均不能正确预报强降水发生位置, 而利用 EnKF 同化雷达径向速度观测资料能有效改进确定性和集合预报效果, 特别是强降水位置预报. 通过 EnKF 同化雷达资料, 建立深厚的中尺度对流系统是改进降水预报效果的直接原因. 在具备了对流发生条件的大尺度环境背景场中, 上游地区、对流层中下层经向风和水汽场的合理扰动是影响同化过程和降水预报的关键因素. 该个例预报过程受实际可预报性影响, 具有不确定性, 大尺度初始条件的差异或初始扰动场振幅偏小导致的 EnKF 分析场差异都会对模拟结果造成较大影响, 而采用 EnKF 循环同化有助于提高该个例的预报准确性. 敏感性试验还表明未来通过改进数值模式或改善观测系统, 提供更准确观测信息, 可以对此类短时强降水事件做出更准确预报.

关键词 集合卡尔曼滤波, 多普勒雷达资料, 局地强降水, 可预报性

1 引言

局地强降水往往引起山洪、泥石流和城市内涝等灾害, 造成巨大生命财产损失. 虽然社会对局地强降水的准确预报、预警有强烈需求, 但目前准确预报局

地强降水依然是预报业务中的难题.

许多研究表明, 局地强降水和中小尺度天气系统密切相关(Schumacher和Johnson, 2005, 2006; 张小玲等, 2014). 在现有观测系统中, 多普勒雷达观测资料是中小尺度天气系统最重要观测手段, 所以同化

中文引用格式: 邱学兴, Zhang F Q. 2016. EnKF 同化雷达资料对一次极端局地强降水事件预报影响及其可预报性分析. 中国科学: 地球科学, 46: 27–42, doi: 10.1360/N072015-00131
英文引用格式: Qiu X X, Zhang F Q. 2016. Prediction and predictability of a catastrophic local extreme precipitation event through cloud-resolving ensemble analysis and forecasting with Doppler radar observations. Sci China Earth Sci, doi: 10.1007/s11430-015-5224-1

多普勒雷达观测资料成为区域模式资料同化的重要研究方向. 自Snyder等(2003)首次验证了风暴尺度下利用集合卡尔曼滤波(EnKF)同化雷达资料的潜力后, 在区域模式资料同化中, 使用EnKF同化多普勒雷达观测资料取得很大进展. Dowell等(2004)开始使用EnKF同化实际雷达观测资料, 成功反演对流系统风场和温度场. EnKF同化雷达资料的分析场用于改进预报模式的初始场, 比如: ARPS模式(Tong和Xue, 2005; Xue等, 2006; 兰伟仁等, 2010a, 2010b)、三维云模式(许小永等, 2006)和WRF模式(Aksoy等, 2009, 2010; 闵锦忠等, 2011), 不同模式预报试验皆验证了EnKF同化雷达资料的正效果. EnKF也成功用于同化机载雷达观测资料(Zhang等, 2009a; Weng和Zhang, 2012), 比如在台风预报中, EnKF同化机载多普勒雷达观测可以显著提高台风强度预报: 第2~4天台风强度提高了25%~28%(Zhang和Weng, 2015). 以上研究成果都表明, EnKF同化多普勒雷达观测资料能有效改进模式初始场, 提高模式预报性能.

除了受到初始场影响外, 数值模式的强降水预报准确性还和天气过程自身可预报性相关. Zhang等(2006a)对美国中部的一次极端降水事件的可预报性分析表明, 微小初始场误差会迅速增长, 并向大尺度传递, 最终影响预报结果. 梅雨锋暴雨具有相同特征, 不同尺度初始场误差增长速度不同(Bei和Zhang, 2007). Liu等(2009)将梅雨锋中误差的增长分为三个阶段: 误差的振幅增长、误差的尺度增长和误差振幅的再次增长. 不同物理量初始误差与暴雨预报影响不同, 朱本璐等(2009)发现华南前汛期暴雨对初始场温度误差更加敏感. 而当数值模式以EnKF分析结果为初始场时, EnKF同化结果差异会产生可预报性问题. 已有关于强降水可预报性问题的研究主要是针对大范围强降水过程, 且不涉及资料同化过程. 对于小范围、局地强降水个例, 相关研究较少, 而且不同局地强降水事件发生发展机制不完全相同. 本文针对发生在西北太平洋副热带高压边缘的一次极端局地强降水个例, 利用EnKF开展多普勒雷达径向风观测资料同化试验, 并对其可预报性进行分析, 为提高此类局地强降水事件预报能力提供科学参考依据.

2 个例介绍

此次极端局地强降水事件发生在2013年6月30日

00时至06时(世界时, 下同), 位于安徽省南部, 6 h降水量观测如图1所示, 图中“x”号表示黄山多普勒雷达位置(118.15°E, 30.13°N, 高度为1841 m, 下同). 强降水主要位于雷达东侧和南侧, 自动站观测的最大降水量为185.3 mm, 超过50 mm的强降水集中位于约0.5°×0.5°范围之内, 是一次非常小范围的强降水过程. 由于此次降水发生在安徽省南部山区之中, 强降水引发了山洪和泥石流, 造成12人死亡. 从雷达回波图上看(图略), 在6月29日19时, 在雷达以西约100 km附近开始出现弱降水回波, 并逐渐向东移动, 至30日00时降水回波东移至黄山雷达附近, 之后降水回波不断增强并稳定在雷达的东侧和南侧, 造成了此次局地降水事件.

该个例发生在西北太平洋副热带高压(简称副高)的西北侧, 天气背景如图2所示, 粗实线方框表示降水发生主要区域(下同). 副高西北侧的西南气流带来暖湿空气造成对流不稳定层结, 低空急流向东移动有利于激发对流. 在30日00时(图2(a)), 超过14 m/s的850 hPa低空急流位于强降水发生区域上游, 强降水发生区域位于低空急流的出口区, 出口区的风速辐合是此次强降水过程的触发机制. 低空急流核沿着副高边缘向东移动, 至06时(图2(b)), 低空急流移动至强降水发生区域的东侧, 降水发生区域位于低空急流的入口区, 有利的环境背景条件消失, 降水过程结束. 另外在500 hPa上强降水发生区域位于高压脊前部, 盛行西北气流, 高低层之间的强垂直风切变为此次降水过程提供另一个有利条件.

图1 2013年6月30日00时至06时6 h降水量观测

“x”号代表黄山雷达位置(下同)

图2 2013年6月30日00时(a)和06时(b)500 hPa高度场和850 hPa风场

矢量, 其中阴影表示850 hPa风速, 单位为m/s, 粗实线方框表示强降水发生区域

3 方法、资料和试验设计

3.1 同化系统和预报模式

本文使用宾夕法尼亚州立大学发展的集合卡尔曼滤波系统(PSU-EnKF)(Zhang等, 2006b, 2009a; Meng和Zhang, 2007, 2008a, 2008b)对该过程进行雷达资料同化, 预报模式采用WRFV3.6版本(Skamarock等, 2008). 模式区域采用三重嵌套(图3), 分辨率分别为9, 3和1 km, 格点数分别为129×129, 262×262, 262×262, 模式垂直方向为35层, 模式层顶为50 hPa. 集合卡尔曼滤波采用36个集合预报成员, 首先用WRFDA系统(Barker等, 2004)中背景误差协方差选项“cv3”生成6月29日12时区域1初始扰动场, 再利用WRF模式将初始扰动降尺度至第二和第三重区域. 资料同化时间窗为6月29日18时至6月30日00时, 逐小时在所有模式层上同化观测资料. 为了避免集合预报离散度过小的问题, 采用Zhang等(2004)中背景误差协方差膨胀方法, 权重系数取0.5. 已有研究表明: EnKF采用多物理参数化方案描述模式预报误差(Meng和Zhang, 2007; 兰伟任等, 2010b), 所以本文所有数值试验同化过程均采用多物理过程参数化方

案随机组合方法. 在30日00时资料同化结束后, 采用EnKF集合平均和集合成员分析场向前进行确定性预报(DF)和集合预报(EF)至30日06时. 在所有试验中, 确定性预报采用相同的参数化方案, 微物理过程采用WSM6参数化方案(Hong等, 2004), 边界层过程采用YSU参数化方案(Noh等, 2003), 积云参数化方案均采用显示方案.

图3 WRF模式区域设置和地形(阴影)图

粗实线方框表示强降水发生区域

3.2 初始场和边界条件、观测资料

模式初始场和边界条件采用NCEP $1\times 1^\circ$ 分辨率的再分析资料, 包括地面层和26个气压层(<http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2>), 侧边界扰动方式和初始条件扰动方式相同.

EnKF中同化的资料包括常规地面观测资料 and 黄山多普勒雷达径向速度观测资料, 雷达径向速度资料的质量控制采用Zhang等(2009a)质量控制方法, 经过质量控制后, 每个仰角原始观测资料离散为径向分辨率5 km、切向分辨率 5° 的观测资料. 同化中径向速度观测误差设为3 m/s. 雷达观测资料同化策略采用协方差逐步局地化方法(SCL: Zhang等, 2009a): 利用不同影响半径雷达观测资料代表不同尺度天气系统的观测信息, 即分别用405、135和45 km的影响半径同化1/9、2/9和6/9的雷达观测资料. PSU-EnKF系统采用集合均方根滤波算法(EnSRF: Whitaker等, 2002; Tippett等, 2003), 本文采用随机顺序同化每个观测资料.

3.3 数值试验设计

为了分析EnKF同化雷达资料此次局地强降水过程影响, 并从不同角度探讨该过程可预报性问题, 设计了如表1所示的6组数值试验, 每组试验的流程如图4所示. 对比同化不同仰角雷达资料试验结果发现: 只同化最低2个仰角(0.5° 和 1.5°)试验的确定性预报结果更接近观测, 所以为了讨论该个例的可预报性问题, 以此试验作为控制试验(CNTL), 是本文的讨论重点, 用于分析EnKF同化雷达资料对此次强降水事件预报的改进效果和影响降水预报结果的成因. 为了便于对比, NoDA试验利用29日12时NCEP FNL再分析资料 and WRF-DA生成的初始扰动场分别进行确定性和集合预报至30日06时, 但不同化任何观测资料. IP0.5和CycDA试验通过改变29日12时初始扰动场和分析场, 用于分析初始大尺度扰动场和分析场的影响. 另外, 在CNTL试验基础上, 30日00时各集合成员与集合平均差异减小为原来的1/2和1/10, 即

表 1 数值试验名称、描述和目的

试验名称	试验描述	试验目的
NoDA	不同化任何资料	EnKF同化雷达资料效果
CNTL	同化最低2个仰角雷达资料	
IP0.5	同CNTL, 将初始集合扰动减半	初始扰动场的影响
CycDA	初始扰动和分析场用前24hEnKF结果	EnKF循环同化分析
CNTL0.5	各集合成员与集合平均差异减为1/2	理论可预报性分析
CNTL0.1	各集合成员与集合平均差异减为1/10	理论可预报性分析

图 4 各组数值试验流程对比图

CNTL0.5和CNTL0.1试验,用于讨论该个例的理论可预报性问题,此两个试验的集合平均场和控制试验相同,所以对其只讨论集合预报的结果。

4 结果分析

4.1 EnKF 同化多普勒雷达资料效果

首先,我们对CNTL试验同化后的分析场及其确定性预报进行分析。一般而言,EnKF平均分析场代表目前大气最可能状态,相比大多数集合成员,平均分析场误差较小,以平均分析场为初始场的确定性预报,代表大气未来最可能的演变趋势。图5为6月30日00时CNTL、NoDA试验组合反射率分析场和2小时确定性预报场与观测的对比。在30日00时(图5(a), (b)),虽然CNTL试验分析和观测的组合反射率在细节上有所差异,但通过6个时次的EnKF同化雷达径

向风观测资料,在雷达位置附近激发出西北-东南向回波带,北侧回波强,南侧回波较弱,这与观测一致。至30日02时(图5(d), (e)),确定性预报较准确预报出雷达南侧回波的增强趋势。虽然雷达北侧回波预报减弱消失,与实况不符,但相比NoDA试验(图5(c), (f)),CNTL试验同化雷达径向风观测资料后对预报具有明显改进效果。

从30日00时不同试验、700 hPa风场的分析场对比可以发现(图6):对于CNTL试验,在700 hPa上雷达附近存在西北-东南向的明显经向风辐合带,在组合反射率图上对应了相同位置和走向的回波带。未来该辐合线位置稳定少动并增强有利于该地区出现局地强降水,另外低空急流出口左侧的正涡度平流可能是另外一个有利因素之一。而对于NoDA试验,在雷达南侧和西侧地区都存在明显的经向风辐合区,南侧辐合区对应了当前强回波位置(图5(c)),西侧辐

图5 2013年6月30日00时((a)~(c))和02时((d)~(f))组合反射率对比

(a), (d)为观测; (b), (c)分别为CNTL和NoDA试验分析; (e), (f)分别为CNTL和NoDA试验2 h确定性预报

图6 2013年6月30日00时不同试验700 hPa 经向风和风场

(a) CNTL 试验; (b) NoDA 试验; (c) CycDA 试验; (d) IP0.5 试验. 阴影示经向风, 每一根风向杆代表 4 m/s

合区对应了未来将产生强回波的位置(图5(f)). 所以利用EnKF同化雷达径向风观测资料有助于改进分析场天气系统的位置.

对于6 h降水量预报(图7, 文中6 h降水量预报均指6月30日00时至06时降水量预报), 如果不同化任何资料(图7(a)), 即: 以29日12时NCEP FNL资料为初始场进行预报, 强降水位置偏南超过0.5个纬度, 增加资料同化后, 强降水中心向北调整(图7(d)), 与观测强降水中心位置缩小至0.1个纬度, 确定性预报的降水中心强度为179.3 mm, 接近观测的强降水中心强度185.3 mm(图1). 集合预报也具有类似改进效果, 对于NoDA试验(图7(b), (d)), 集合平均降水量预报偏小, 最强降水落区位于区域南部, 小于20 mm, 降水概率显示仅有小于20%的集合成员预报南部降水超过50 mm. 相比而言, CNTL试验(图5(e), (f))的集合平均降水量和观测更加接近, 中心强度约60 mm, 近

50%的成员预报强降水发生区域附件降水量将超过50 mm. 所以对于该个例, 仅在大尺度分析场上增加扰动进行集合预报, 不能改进预报效果, 而利用EnKF同化雷达径向风观测资料, “吸收”雷达资料提供的高分辨率观测信息, 可以有效改进预报效果, 提高预报准确性. 图8((d)~(f))为CNTL试验预报和观测比较一致的集成员(第20, 18和第6)降水预报图, 相比NoDA试验(图8((a)~(c))), 3个集成员的降水预报都有明显的改进. 但CNTL试验所有集成员降水量预报结果(图略)显示, 即使同化雷达径向风观测资料后, 也仅有少量成员可以预报出强降水的落区和强度, 说明该个例的预报依然存在很大不确定性.

4.2 影响预报结果成因分析

集合预报不仅提供了预报的不确定性, 而且集成员之间的差异为研究影响预报效果成因和强降

图7 2013年6月30日00时至06时 NoDA 和 CNTL 试验确定性预报降水量((a), (d))、集合平均降水量((b), (e))和超过 50 mm 的降水概率((c), (f))对比

第一行为 NoDA 试验, 第二行为 CNTL 试验

水形成动力机制提供新的分析工具. 利用CNTL集合预报结果, 计算每个格点气象要素与区域平均6 h降水量的相关系数(如: Sippel和Zhang, 2008, 2010; Sippel等, 2011), 对于36个集成员, 相关系数大于0.3和0.4分别可以通过接近95%和99%的显著性检验.

首先我们计算了6月30日00时EnKF分析场的相关系数, 因为此时大气状态是造成未来降水预报差异的最直接原因. 从降水与风场的相关系数分析(图略)可知, 降水与降水中心西侧中低层纬向风、南侧的经向风呈正相关, 高层反之, 说明在30日00时资料同化结束后, 分析场中低层辐合线和低空急流强度越强, 高空辐散气流越强, 越有利于后续降水发生.

为了进一步验证相关分析的结果, 根据各个集成员的降水预报结果, 挑选出降水强度和落区预报较好的成员, 记为“GOOD”类, 降水落区预报较好、强度偏弱的成员记为“WEAK”类, 而将区域内降

水强度预报偏弱、降水落区偏差较大的成员记为“POOR”类. 图9给出此三类成员平均降水量预报场的对比情况, 在700 hPa上, GOOD, WEAK类与POOR类的风场差异相似(图10(d), (f)), 均表现为气旋性辐合, GOOD和WEAK类之间在强降水区域差异不大. 在300 hPa上, GOOD与POOR类风场差异(图10(a))表现为强烈辐散引起的偏南风增量, 风速超过12 m/s; GOOD与WEAK类风场差异(图10(b))为弱的辐散场, 而GOOD与POOR类之间差异尺度更大, 表现为大尺度之间的差异. 所以, WEAK类和GOOD类在低层具有辐合线强度差异不大, 但在高层GOOD类辐散更强, 而POOR类高层辐散、低层辐合都更弱.

从经向剖面(图11)可以发现, 由于30日00时依然处于对流发展阶段, 三类成员在热力场上差异不大: 中低层均为对流不稳定区域, 900 hPa以下假相当位温超过352 K的高能区, 在600 hPa附件转变为对流稳

图8 2013年6月30日00时至06时不同试验、不同集合成员预报降水量对比

其中第一列为第20个集合成员、第二列为第18个集合成员、第三列为第6个集合成员; (a)~(c)为NoDA试验, (d)~(f)为CNTL试验, (g)~(i)为IP0.5试验

定区,而在降水中心附近,由于对流发展,高低层的高能区接近打通.但是在垂直速度和反射率上,三类成员有明显差异,GOOD类成员的对流发展高度超过300 hPa,而WEAK类成员较弱,只发展到400 hPa附近,而POOR类成员更弱,只能达到500 hPa附近,对流发展高度差异本质是对流强度的差异.所以,在30日00时,集合成员分析场初始对流系统强度差异是

造成降水预报差异的直接原因.在对流不稳定条件下,当集合成员建立了低层辐合、高层辐散的深厚强对流系统时(GOOD类),其预报的降水落区强度和实况比较一致,当对流系统发展高度较低,降水预报将偏弱.

从不同类别集合成员区域平均的垂直速度和反射率对比(图12)可以进一步验证上述结论:对于区域

图 9 2013 年 6 月 30 日 00 时至 06 时 CNTL 试验中三类成员的预报平均降水量

图 10 2013 年 6 月 30 日 00 时 CNTL 试验不同类别成员风场和风速(阴影)差异

第一行为 300 hPa, 第二行为 700 hPa; (a), (d) 为 GOOD 与 POOR 之差; (b), (e) 为 GOOD 与 WEAK 之差; (c), (f) 为 WEAK 与 POOR 之差

平均的垂直速度, 最大垂直速度层都位于 400 hPa 附近, GOOD 类成员平均垂直速度达 25 cm/s, WEAK 类

成员次之, 约 15 cm/s, 而 POOR 类成员最弱, 只有 5 cm/s. 对应区域平均反射率值, 在各个层次上 GOOD

图 11 2013 年 6 月 30 日 00 时 CNTL 试验沿不同类别成员反射率(阴影)、实线(假相当位温, 间隔为 4 K)和经向环流(w 放大 5 倍)沿 118.2°E 剖面对比

(a) GOOD 与 POOR 之差; (b) GOOD 与 WEAK 之差; (c) WEAK 与 POOR 之差

图 12 6 月 30 日 00 时 CNTL 试验沿不同类别集合成员区域平均垂直速度(a)和反射率(b)的对比图

类成员都大于 WEAK, POOR 类成员, 其回波顶高(以 15 dBZ 为阈值)达到 8.6 km, 远高于 WEAK (7.6 km) 和 POOR (6.1 km) 类成员。

我们知道, 大尺度天气系统为中尺度天气系统发生提供有利的环境背景条件, 是大尺度天气背景哪些因子的差异引起了资料同化后不同成员之间的差异呢? 通过对区域 1(D1)29 日 12 时各气象要素相关分析可知, 中低层经向风、比湿和假相当位温相关系数可以通过 95% 的信度检验。850 hPa 风场和经向风相关系数如图 13(a) 所示, 相关系数大于 0.35 的区域位于江西省, 处于降水发生区域的上游地区, 与 850

hPa 比湿最大相关区域也位于上游的江西省东北部地区(图 13(b))。降水和 850 hPa 温度、纬向风相关系数较小(图略), 通不过 95% 信度检验。由于假相当位温主要取决于温度和比湿, 所以其相关系数分布(图 13(c))和比湿的相关系数类似。上述结果说明发生降水的上游地区大尺度系统经向风强度、水汽含量是影响最终降水落区和强度的关键因子。三类集合成员的 850 hPa 风场差异(图 13(d)~(f))表明, 发生降水及其周边区域是 850 hPa 风场差异最明显区域, 都包含了相关系数大于 0.35 的区域。该区域在 GOOD 与 POOR 风场差异图上(图 13(d))为偏南风, 在 WEAK 与 POOR 风场

图 13 2013 年 6 月 29 日 12 时 CNTL 试验 850 hPa 风场、V 的相关系数(a)、850 hPa 比湿(b)、850 假相当位温(c)和各类别集合成员 850 hPa 平均风场之间的差异((d)~(f))

(d) GOOD 与 POOR 之差; (e) GOOD 与 WEAK 之差; (f) WEAK 与 POOR 之差. 粗实线方框表示降水发生的主要区域

差异图上(图13(f))为西南风,进一步说明了上游地区经向风强度对降水有明显相关.低空急流是能量和水汽输送的重要渠道,经向风越强,越有利于在低空急流东北侧建立对流不稳定区.另外,在相同的经向风条件下,纬向风越强,会削弱低空急流东北侧水汽和能量的积累,不利于发生强降水,如WEAK类成员(图13(e)).

由于上游风场的差异,经过6 h演变(29日18时),三类成员在动力和热力条件出现明显差异.沿30°N的纬向剖面显示,对于GOOD类集合成员(图14(a)),600 hPa以下为西南气流,对应着假相当位温大于350 K的高能区,高能区自西向东延伸至发生强降水山区附近,在600 hPa以下形成了对流不稳定层结,为发生强降水提供有利背景条件.相对于GOOD类成员,

POOR类成员600 hPa以下假相当位温较小(图14(b)),相差3~6 K,对流不稳定度弱,对流不稳定能量更小,且西南低空急流较弱,不利于发展深厚的对流系统.WEAK和GOOD类似,但中低层假相当位温略小于GOOD类(图14(c)),偏低2 K左右,且600 hPa以上偏强,对流不稳定条件略差于GOOD类.

综合以上分析可知:对于该个例,强降水上游地区、对流层中下层经向风是关键影响因子,在经向风较强的大尺度天气背景,为强降水发生提供更有利的环境场,EnKF同化雷达径向风观测资料后,“吸收”高分辨率的观测信息,建立深厚对流系统,才能较准确预报出强降水.但是,即使在GOOD类成员非常有利的对流不稳定条件下,若不同化雷达资料,依然无法准确预报出强降水的发生(图8(a)~(c)).所以对于

图 14 2013 年 6 月 29 日 18 时 CNTL 试验中 GOOD 类集合成员水平风场(箭头)、假相当位温(实线, 间隔为 4 K)(a)和各类别集合成员差异(b)~(d)沿图 11(d)中 AB(即 30°N)垂直剖面图

(b)~(d)图中阴影表示假相当位温之差, 箭头表示水平风场之差

上游地区、对流层中下层经向风, 能正确代表其不确定的初始扰动是影响 EnKF 同化和降水预报结果的关键因素。

4.3 敏感性试验

4.3.1 初始扰动的影响

从上面分析可知, 降水预报和初始扰动场密切相关。为进一步分析初始扰动场对降水预报的影响, 我们将 CNTL 试验的初始扰动场减半后开展相同预报试验(即: IP0.5)。图 15(a)为确定性预报结果, 强降水中心位于区域最南部, 和 NoDA 试验预报降水中心位置相似(图 7(a)), 在雷达位置东南侧有新的降水中心生成, 该位置和 CNTL 试验结果相近(图 5(d)), 但强度较弱。集合预报结果(图 15(b), (c))显示有 30%~40%成

员预报安徽省南部预报降水量超过 50 mm, 虽然比 NoDA 试验明显改进, 但对于强降水位置预报, 差于 CNTL 试验。从 30 日 00 时 700 hPa 风场分析场(图 6(d))可以看出, 该试验对经向风辐合区域的分析较 NoDA 试验有所改进, 主要是雷达南部辐合区向北调整, 但是和 CNTL 试验分析场仍然具有较大差异。IP0.5 试验结果说明: 当初始扰动场偏小时, 模式预报的离散度也可能偏小, 由集合预报产生的背景误差协方差偏大, 分析场中包含的观测信息减少, 对降水系统的调整程度变小, 使降水预报结果将介于 NoDA 和 CNTL 试验之间, 对于中尺度或对流尺度集合预报, 结合 NoDA 和 IP0.5 试验结果, 可以发现: (1) 仅在初始场增加大尺度集合扰动是不足的; (2) 即使利用 EnKF 同化雷达径向风观测资料, 初始集合扰动的振幅也是至关重要的。

4.3.2 EnKF 循环同化试验

已有研究表明EnKF的背景误差协方差具有“流依赖”特征, 其分析场更能代表大气的真实状态(Meng和Zhang, 2008a). 若初始大尺度初始场和初始扰动使用EnKF分析结果是否可以改进预报结果? 为此, 设计了EnKF循环同化试验(CycDA): 6月29日12时的初始分析场和扰动场均采用前24 h区域1(D1) EnKF分析结果, 该EnKF结果同化了29日00时、06时和12时地面观测资料和探空资料, 其中06时探空资料为中国气象局(CMA)加密观测. CycDA试验确定性预报的强降水中心(图15(d))位于雷达南侧和东北侧, 强降水位置比CNTL试验和实况更加接近, 优于CNTL试验, 降水强度预和CNTL试验差异不大, 对于30日00时700 hPa风场分析场(图6(c)), CycDA和CNTL试验的经向风辐合区分析场也基本一致. 对于

集合预报, 集合平均预报降水量(图15(e))和50 mm降水概率预报(图15(f))皆优于CNTL试验. 总体而言, CycDA试验对降水强度预报CNTL试验相似, 但降水落区更准确. 此试验结果一方面说明该个例预报准确性对初始分析场和扰动场的敏感性, 预报结果具有很大的不确定性, 另一方面也说明利用EnKF循环同化可以改进此类个例的预报结果.

上述试验的预报不确定性体现了该个例实际可预报性问题, 能否进一步改进此类强降水预报准确性, 还有必要对该个例的理论可预报性进行分析.

4.4 理论可预报性分析

理论可预报性用于衡量不可避免极小初始场误差对预报极限的影响(Lorenz, 1969), 若受到理论可预报性限制, 可能导致无论初始场误差如何减小, 未

图15 2013年6月30日00时至06时各敏感性试验的确定性预报降水量((a), (d))、集合平均预报降水量((b), (e))和超过50 mm的降水预报概率((c), (f))对比

(a)~(c) IP0.5 试验; (d)~(f) CycDA 试验

来预报结果都可能出现很大不确定性(如: Zhang和 Sippel, 2009b; Melhauser和Zhang, 2012). 为此, 在CNTL试验基础上设计了两组试验: 将30日00时CNTL试验各集合成员与集合平均分析场的差异减小为原来的1/2和1/10(记为CNTL0.5和CNTL0.1试验), 再分别向前预报至30日06时. 通过对比两个试验与CNTL试验差异, 可以分析出该个例的理论可预报性问题. 图16为两组试验集合平均降水量和大于50 mm降水概率预报结果. 结果表明, 当与集合平均场差异减小为原有的1/2时, 集合平均降水量从60 mm增加至80 mm以上, 降水概率由50%提高到80%, 说明各个成员预报结果更加接近确定性预报(图7(d)); 当将差异减小为1/10时, 集合平均降水量预报场和确定性预报几乎一致, 降水概率随之提高到95%以上. 所以, 如果假设集合平均分析场为大气真实状态, 那么当

初始场误差不断减小时, 预报结果逐渐趋于一致, 趋向于确定性预报结果, 说明该个例在3~6 h预报时效内可能不受理论可预报性限制. 未来通过改进数值模式, 提高观测精度, 减小模式预报误差和观测误差, 能够进一步提高此类局地强降水个例的预报准确性. 但是, 当初始差异小于10%或更小时, 其预报结果尚不清楚, 将在以后研究中进一步分析.

5 讨论和结论

本文利用EnKF同化多普勒雷达径向风观测资料, 对2013年6月30日发生在安徽省南部的一次极端局地强降水过程进行模拟, 分析了EnKF同化多普勒雷达径向风观测资料对此次局地强降水个例预报的影响, 并用多个敏感性试验对该个例同化和预报过

图 16 2013 年 6 月 30 日 00 时至 06 时 CNTL0.5 和 CNTL0.1 试验集合平均预报降水量((a), (c))和超过 50 mm 降水概率((b), (d))对比

(a), (b) CNTL0.5 试验; (c), (d) CNTL0.1 试验

程的可预报性进行讨论. 主要结论如下:

(1) 若不同化观测资料, 采用单一初值的确定性预报或增加初值扰动、采用多物理过程的集合预报均不能正确预报强降水发生位置. 利用EnKF同化多普勒雷达径向风观测资料, 在预报过程中不断“吸收”雷达提供的天气系统高分辨率观测信息, 建立和调整产生强降水的中尺度对流系统, 可以有效改进确定性预报和集合预报效果, 特别是改进强降水位置预报结果.

(2) 在资料同化结束后能否建立足够深厚的中尺度对流系统是决定未来降水预报准确性的最直接原因, 而新建立的中尺度对流系统强度受到大尺度初始场的影响. 在具备了一定不稳定条件和对流能量的大尺度环境背景场中, 上游地区对流层中下层的经向风和水汽条件是影响降水预报的关键因素, 上游地区经向风越强, 水汽含量越丰富, 可以为中尺度对流系统建立有利的对流不稳定条件, 越有利于发生强降水. 对于上游地区、对流层中下层经向风、水汽要素场的正确初始扰动是影响EnKF同化过程和降水预报的关键因素.

(3) 敏感性试验表明该个例受到实际可预报性的影响, 大尺度初始条件的差异或初始扰动场振幅偏小导致的EnKF分析场差异都会对模拟结果造成较大影响. 若将CNTL试验初始扰动减半, 降水预报场将介于CNTL试验和NoDA试验之间. 以EnKF分析结果为初始场和初始扰动试验的预报结果更加准确, 采用EnKF循环同化可以提高此类短时强降水过程的预报能力.

(4) 该个例可能不受理论可预报性限制, 在现有的EnKF资料同化方法基础上, 改进数值模式, 减小数值模式预报误差, 或改善观测系统, 提供更准确、更丰富观测信息, 可以进一步提高此类短时强降水事件的预报准确性.

为了研究该个例可预报性问题, 本文中采用仅同化最低两个仰角雷达径向风观测资料、具有最优结果的方案作为控制试验. 理论而言, 同化所有仰角的雷达资料, 初始条件应该更接近实况, 而在该个例中同化所有仰角后的确定性预报效果略差于控制试验, 可能是由于垂直方向预报的误差协方差特征虽然在统计上最优的, 但尚不能完全代表实际情况, 另外其第20, 18和第6个集合成员的预报结果(图略)和CNTL

试验非常相近(图8(d)~(f)), 这也从另一个角度说明该个例的预报不确定性, 对于类似个例, 使用集合预报优于使用单一的确定性预报. 对于该个例局地强降水动力成因, 除了本文中提到的低空急流和辐合线外, 可能还和复杂的山区地形有关, 后续将专门开展地形敏感性试验进行分析. 由于EnKF需要连续同化多个时次观测资料, 对于快速发展、突发性局地强降水, 该方法具有一定局限性. 该次局地强降水过程具有一定特殊性, 发生在副高边缘复杂地形之中, 而且黄山雷达高度超过1800 m, 接近850 hPa高度, 从该个例得到的上述结论, 还有待利用更多个例加以验证.

参考文献

- 兰伟仁, 朱江, Xue M, Gao J D, 雷霆. 2010a. 风暴尺度天气下利用集合卡尔曼滤波模拟多普勒雷达资料同化试验 I: 不考虑模式误差的情形. 大气科学, 34: 640–652
- 兰伟仁, 朱江, Xue M, 雷霆, Gao J D. 2010b. 风暴尺度天气下利用集合卡尔曼滤波模拟多普勒雷达资料同化试验 II: 考虑模式误差的情形. 大气科学, 34: 737–753
- 闵锦忠, 陈杰, 王世璋, 鲍艳松. 2011. WRF-EnSRF同化系统的效果检验及其应用. 气象科学, 31: 135–144
- 许小永, 刘黎平, 郑国光. 2006. 集合卡尔曼滤波同化多普勒雷达资料的数值试验. 大气科学, 30: 712–728
- 张小玲, 余蓉, 杜牧云. 2014. 梅雨锋上短时强降水系统的发展模式. 大气科学, 38: 770–781
- 朱本璐, 林万涛, 张云. 2009. 初始扰动对一次华南暴雨预报的影响的研究. 大气科学, 33: 1333–1347
- Aksoy A, Dowell D C, Snyder C. 2009. A multi-case comparative assessment of the ensemble Kalman filter for assimilation of radar observations. Part I: Storm-scale analyses. Mon Weather Rev, 137: 1805–1824
- Aksoy A, Dowell D C, Snyder C. 2010. A multi-case comparative assessment of the ensemble Kalman filter for assimilation of radar observations. Part II: Short-range ensemble forecasts. Mon Weather Rev, 138: 1273–1292
- Barker D M, Huang W, Guo Y R, Bourgeois A J, Xiao Q N. 2004. A three-dimensional variational data assimilation system for MM5: Implementation and initial results. Mon Weather Rev, 132: 897–914
- Bei N F, Zhang F Q. 2007. Mesoscale predictability of the torrential rainfall along the mei-yu front of China. Q J R Meteorol Soc, 133: 83–99
- Dowell D C, Zhang F Q, Wicker L J, Snyder C, Crook A. 2004. Wind and thermodynamic retrievals in the 17 May 1981 Arcadia, Oklahoma, supercell: Ensemble Kalman filter experiments. Mon

- Weather Rev, 132: 1982–2005
- Hong S Y, Dudhia J, Chen S H. 2004. A revised approach to ice-microphysical processes for the bulk parameterization of cloud and precipitation. *Mon Weather Rev*, 132: 103–120
- Liu J Y, Tan Z M. 2009. Mesoscale predictability of Mei-yu heavy rainfall. *Adv Atmos Sci*, 26: 438–450
- Lorenz. 1969. Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. *J Atmos Sci*, 26: 636–646
- Melhauser C, Zhang F Q. 2012. Practical and intrinsic predictability of severe and convective weather at the mesoscales. *J Atmos Sci*, 69: 3350–3371
- Meng Z Y, Zhang F Q. 2007. Test of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part II: Imperfect-model experiments. *Mon Weather Rev*, 135: 1403–1423
- Meng Z Y, Zhang F Q. 2008a. Test of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part III: Comparison with 3DVAR in a real-data case study. *Mon Weather Rev*, 136: 522–540
- Meng Z Y, Zhang F Q. 2008b. Test of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part IV: Performance over a warm-season month of June 2003. *Mon Weather Rev*, 136: 3671–3682
- Noh Y, Cheon W G, Hong S Y. 2003. Improvement of the K-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. *Bound-Layer Meteorol*, 107: 401–427
- Schumacher R S, Johnson R H. 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Mon Weather Rev*, 133: 961–976
- Schumacher R S, Johnson R H. 2006. Characteristics of U.S. extreme rain events during 1999–2003. *Weather Forecast*, 21: 69–85
- Sippel J A, Braun S A, Shie C L. 2011. Environmental influences on the strength of Tropical Storm Debby (2006). *J Atmos Sci*, 68: 2557–2581
- Sippel J A, Zhang F Q. 2008. A probabilistic analysis of the dynamics and predictability of tropical cyclogenesis. *J Atmos Sci*, 65: 3440–3459
- Sippel J A, Zhang F Q. 2010. Factors affecting the predictability of Hurricane Humberto (2007). *J Atmos Sci*, 67: 1759–1778
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, Gill D O, Barker D M, Duda M G, Huang X Y, Wang W, Powers J R. 2008. A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Tech Note 4751STR, 113
- Snyder C, Zhang F Q. 2003. Tests of an ensemble Kalman filter for convective-scale data assimilation. *Mon Weather Rev*, 131: 1663–1677
- Tippett M K, Anderson J L, Bishop C H, Hamill T M, Whitaker J S. 2003. Ensemble square root filters. *Mon Weather Rev*, 131: 1485–1490
- Tong M, Xue M. 2005. Ensemble Kalman filter assimilation of Doppler radar data with a compressible nonhydrostatic model: OSS experiments. *Mon Weather Rev*, 133: 1789–1807
- Xue M, Tong M, Droegemeier K K. 2006. An OSSE framework based on the ensemble square-root Kalman filter for evaluating impact of data from radar networks on thunderstorm analysis and forecast. *J Atmos Ocean Technol*, 23: 46–66
- Weng Y H, Zhang F. 2012. Assimilating Airborne Doppler Radar Observations with an Ensemble Kalman Filter for Convection-Permitting Hurricane Initialization and Prediction: Katrina (2005). *Mon Weather Rev*, 140: 841–859
- Whitaker J S, Hamill T M. 2002. Ensemble data assimilation without perturbed observations. *Mon Weather Rev*, 130: 1913–1924
- Zhang F Q, Snyder C, Rotunno R. 2004. Tests of an ensemble Kalman filter for convective-scale data assimilation: Impact of initial estimate and observations. *Mon Weather Rev*, 132: 1238–1253
- Zhang F Q, Odins A M, Nielsen-Gammon J W. 2006a. Mesoscale predictability of an extreme warm-season precipitation event. *Weather Forecast*, 21: 149–166
- Zhang F Q, Meng Z Y, Aksoy A. 2006b. Test of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part I: Perfect-model experiments. *Mon Weather Rev*, 134: 722–736
- Zhang F Q, Weng Y H, Sippel J A, Meng Z Y. 2009a. Convection-permitting hurricane initialization and prediction through assimilation of Doppler radar observations with an ensemble Kalman filter: Humberto (2007). *Mon Weather Rev*, 137: 2105–2125
- Zhang F Q, Sippel J A. 2009b. Effects of moist convection on hurricane predictability. *J Atmos Sci*, 66: 1944–1961
- Zhang F Q, Weng Y H. 2015. Modernizing the prediction of hurricane intensity and associated hazards: A five-year real-time forecast experiment concluded by superstorm Sandy (2012). *Bull Amer Meteorol Soc*, 96: 25–33