

王洋,曾新民,葛洪彬,等. 2014. 陆面特征量初始扰动的敏感性及其集合预报试验. 气象,40(2):146-157.

陆面特征量初始扰动的敏感性及其集合预报试验^{*1}

王 洋¹ 曾新民² 葛洪彬¹ 张长卫³

1 解放军 93762 部队,北京 102105

2 解放军理工大学气象海洋学院,南京 211101

3 解放军 93685 部队,张家口 075000

提 要: 文章利用中尺度模式 Weather Research and Forecasting Model(WRF)3.2.1 版本及 National Centers for Environmental Prediction(NCEP)分析资料,研究了陆面变量(土壤湿度、土壤温度)和陆面参数(植被覆盖率)初始场随机扰动对长江中下游暴雨预报的影响并进行了集合预报试验。试验结果表明,短期暴雨过程对陆面变量(参数)扰动是敏感的;陆面变量(参数)初始场扰动影响降水的时间尺度小于 10 h 甚至可以小于 6 h。从影响机理上来看,陆面变量(参数)扰动首先改变地表的潜热通量和感热通量,而地表通量的改变会通过陆气相互作用对局地大气的温、压、湿、风产生较大影响,从而对暴雨的强度和落区产生较大影响。集合预报结果表明,利用陆面变量(参数)扰动制作集合预报,预报的集合平均结果要好于控制预报的结果,且比集合成员稳定可靠,降水概率预报可以提供一些有用的信息,对预报强降水有一定的指示意义。在初值集合预报中,以这些参数或变量的扰动来引进集合成员是十分有意义的。

关键词: 陆面变量, 陆面参数, 初始扰动, 暴雨, 敏感性, 集合预报

中图分类号: P456

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.02.002

Sensitivity Simulation of Heavy Rainfall to Land Surface Characteristics and Ensemble Forecast Test

WANG Yang¹ ZENG Xinmin² GE Hongbin¹ ZHANG Changwei³

1 No. 93762 Unit of PLA, Beijing 102105

2 College of Meteorology and Oceanography, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

3 No. 93685 Unit of PLA, Zhangjiakou 075000

Abstract: The simulation of a heavy rainfall event that occurred in the middle and lower reaches of Yangtze River was conducted to examine the effects of perturbations of land surface variables (soil moisture and soil temperature) and land surface parameter (vegetation fraction) in the ensemble forecast using the Weather Research and Forecasting Model (WRF) Version 3.2.1 and National Centers for Environmental Prediction (NCEP) reanalysis data. The results showed that land surface variable (or parameter) perturbations have a large impact on short-term simulation of rainstorm. The time scale that the land surface variable (or parameter) perturbation affects precipitation is lower than 10 h and the smallest time scale is lower than 6 h. From the point of influence mechanism, disturbance of the land surface variables (parameters) changes the surface latent heat flux and sensible heat flux firstly, which has great impact on the local atmospheric temperature, pressure, humidity and wind field by the land-atmosphere interaction, and thus affects the intensity and distribution of the heavy rainfall. The ensemble average result is better than the control forecast, which is more stable and credible than the single ensemble members. The analysis of the precipitation

* 国家自然科学基金项目(40875067)资助

2012 年 10 月 29 日收稿; 2013 年 9 月 1 日收修定稿

第一作者:王洋,主要从事陆面过程与中尺度模拟方面研究. Email:ahwyang@126.com

probability forecast can provide some useful information about the precipitation forecast especially to heavy rainfall. Overall, the initial perturbation of land surface variables and land surface parameter perturbations are significant to the initial ensemble forecast.

Key words: land surface variables, land surface parameters, perturbation, rainstorm, sensitivity, ensemble forecast

引 言

过去的几十年中,随着计算机性能的不断提升,数值天气预报取得了长足的进步与发展,预报的准确度在不断提高。现今,几乎所有的业务部门都将数值预报的结果作为制作天气预报的重要依据。然而数值预报的发展却遇到了瓶颈,Lorenz(1963)指出初始场的微小误差随着模式积分时间的增长,预报结果会与真实大气状态存在一定偏差,而对于初始场,由于人为的、仪器的、观测网络覆盖率及同化和客观分析方法的影响总会存在误差,永远只能是实际大气的一种近似值,所以,即使模式非常完美,初始值的微小误差也会对预报结果产生较大影响,这就从根本上指出了数值天气预报在本质上是非确定性的。因此用众多可能的预报状态的一种来描述未来大气的状态是不够科学的,更合理的方法是以概率的形式来认识大气预报状态,而对所有可能的预报状态及这些预报状态的概率分布进行预报,这种预报方法就是集合预报(刘家俊等,2010),Lorenz(1965)奠定了数值集合预报的理论基础。

集合预报的基本思想是承认当今所用的初始场是存在误差的,在实际预报中要考虑到这种误差,所以构建出一组关于初始场的大气相空间的概率分布函数(Probability Density Function, PDF)来反映大气真实初值的不确定性。经典的集合预报是在确定性预报的初始场上施加一些能反映初值不确定性的小扰动,用加扰动的初值制作一系列预报,把这些预报通过平均以减少各自决定性预报的误差,从而使预报的误差更小(郑峰,2008)。集合预报在国际上被公认为是最具发展前途的,解决确定性数值预报“不确定性”问题的新一代随机动力预报理论和方法(牛震宇等,2006)。杜钧等(2010)指出集合预报并不仅仅是一种新的技术和方法,它的方法和理念将使整个数值预报体系进入一个新纪元。世界气象组织(World Meteorological Organization, WMO)将集合预报列为未来数值预报的主要发展战略方向

之一。

暴雨是中尺度灾害性天气,目前在暴雨数值预报中由于初值和物理过程的不确定性使得单一确定性预报对暴雨的预报存在较大误差。作为经典集合预报方法的初值集合预报是解决暴雨预报不确定性的一个很好的方法(牛震宇等,2006)。Brooks等(1996)利用初值集合预报方法对一次强对流天气进行集合预报试验,取得了较好的效果,陈静等(2005)提出了异物理模态法推动了暴雨集合预报的发展,Hamill等(1997)、Du等(1997)、谭燕等(2008)利用初值集合预报方法进行了集合预报试验,认为初值集合预报可以在一定程度上提高暴雨预报的准确率。

综观国内外对初值集合预报的研究(Leith, 1974; Hoffman et al, 1983; Toth et al, 1993; 1997; Buizza et al, 1995; Houtekamer et al, 1995; Bishop et al, 2001; Majumdar et al, 2002; Wang et al, 2003; 田伟红等, 2008; 纪永明等, 2011; 任志杰, 2011; 夏凡等, 2012; 韩焱红等, 2013),大都是关于大气变量初始场的不确定性对集合预报影响的研究,很少有关于陆面变量(参数)初始场的不确定性对集合预报影响的研究。事实上研究已经证实陆面过程或陆面参数对暴雨等短期天气有重要影响。Pielke(2001)指出陆面特性量对大气的影 响尺度可从单个雷暴尺度到全球尺度。张朝林等(2007)在 MM5 模式中引进精细下垫面信息对北京一次 24 h 暴雨进行模拟,结果表明改进之后的模式对模拟降水的中心位置及强度有重要影响。Tryhorn 等(2008)利用 MM5 模式研究了澳大利亚阿尔卑斯郡大火后地表状况改变对随后该地区暴雨及洪水的影响,结果表明大火之后地表状况特别是地表反照率和土壤水分含量的减少对该地区随后的暴雨有重要影响。曾新民等(2012)用 WRF3.1 模式的 4 个陆面方案对 2003 年 6 月下旬 10 个暴雨个例进行模拟并对其影响机理进行了分析,结果表明不同陆面过程可以从不同空间尺度、不同程度上影响暴雨天气。而目前中尺度模式中陆面变量(参数)大多是由精度或分辨率不高的卫星遥

感资料获得,缺乏实测的基础,这就使得模式中输入的陆面变量(参数)初始值存在较大偏差(曾新民等, 2009)。基于此,本文利用 WRF3.2.1 模式,研究短期暴雨天气对陆面变量(参数)初始场扰动的敏感性,以及基于上述初始扰动的集合预报对改进暴雨预报的影响。本文结果为初值集合预报的改进提供了一种新方法,对提高暴雨数值预报的水平具有重要的现实意义。

1 试验方案设计及暴雨天气过程

1.1 模式及试验方案设计

这里选用的模式为 WRF3.2.1 版,WRF 是近年来由美国环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)等多家科研机构联合开发出的下一代中尺度模式,现已广泛地应用于各种研究与业务预报中。这里选用的物理方案主要包括 WSM3 微物理方案,RRTM 长波辐射方案,Dudhia 短波辐射方案,YSU 行星边界层方案,Betts-Miller-Janjic 积云对流参数化方案,NOAH 陆面过程方案。如图 1 所示,本试验采用双向两重嵌套网格,区域中心为(30°N、113.5°E),大区域的格点数为 101×78,小区域的格点数为 172×103,水平格距分别为 30 和 10 km,垂直分辨率为不等距 31 层,模式顶气压 50 hPa。模式的初始场采用 NCEP 再分析资料生成,积分时间从 2007 年 5 月 31 日 0000 UTC 至 2007 年 6 月 1 日 0000 UTC 共 24 h 积分,大小区域积分时间步长分别为 180 和 60 s。如不作特别说明,下面分析中均为对 D2 区域的模拟结果进行分析。

本文选取的陆面变量为土壤湿度(Soil Moisture, SMO)、土壤温度(Soil Temperature, TSL),陆面参数为植被覆盖率(Vegetation Fraction, VEG),对上述变量(参数)逐一叠加初始扰动,每个试验以各自的英文缩写加数字命名,一个变量(参数)的扰动试验视为一个子集,例如土壤湿度 SMO 初值扰动试验命名为 SMO 子集,SMO15 表示该子集的第 15 个集合成员。

在初始扰动的叠加,本文认为插值到模式格点上的变量或参数的值都存在一定误差,同时对插值到两重嵌套区域每个格点上的变量(参数)的初始值采用蒙特卡罗(Monte Carlo Forecasting, MCF)

法进行随机扰动。由于蒙特卡罗法生成的初始扰动集合成员间的离散度较小,所以为了增加集合成员之间的离散度,本文每个变量(参数)做 30 个扰动试验。

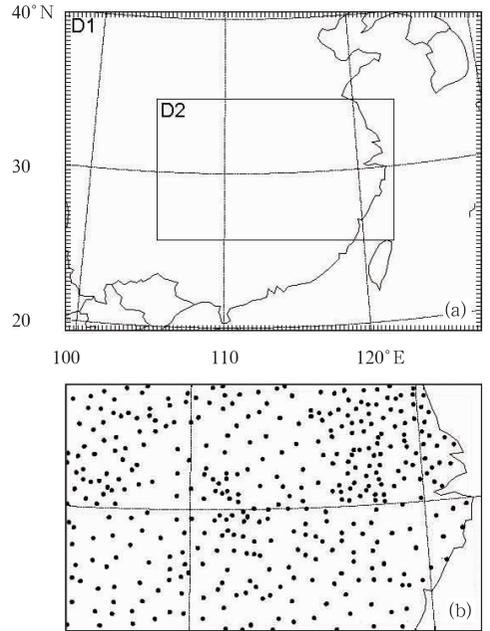


图 1 模式嵌套区域及观测站点分布
(a)模式嵌套区域,(b)区域 D2 内参与评估的观测站点分布

Fig. 1 Model domain and distribution of meteorological stations used for assessment
(a) model domain, (b) distribution of meteorological stations used for assessment in domain 2

陈静等(2005)指出如何确定模式变量的最大振幅是初值扰动方案的一项重要内容,由于陆面变量(参数)在中国区域缺乏实测值,难以确定初始误差的最大扰动振幅。本文在初始误差的处理上认为 NCEP 资料相对较为准确,每个格点上有误差,但初始误差不会超过该格点的值。叠加初始扰动时扰动振幅取模式网格点上 SMO、VEG 值的 5%、10%、20%、30%、40%做敏感性试验,认为扰动振幅值取格点值的 20%较为合适。本文取每个格点值的 20%作为该格点的扰动振幅,扰动振幅乘以[-1,1]之间均匀分布的随机数作为其初始扰动叠加在初始场上生成新的初始场定义如下:

$$\text{VARN}(mx, my, ml) = \text{VARN}(mx, my, ml)[1 + 0.2 \times \text{random}(mx, my)]$$

可以看出相当于对每个格点上的 SMO、VEG

的值乘以 $[0.8-1.2]$ 范围内的一个均匀分布的随机数做为该格点上新的初值,和 Buizza 等(1999)对净的强迫项乘以 $[0.5-1.5]$ 内均匀分布的随机数相比,本文并没有高估初始扰动的误差。

对于土壤温度 TSL,由于其温度的值较大,对网格点上的 TSL 值乘以 0.5%、1%、1.5%、2% 该格点的扰动振幅做敏感性试验,认为扰动振幅取格点值的 1% 较为合适。扰动振幅乘以一个 $[-1,1]$ 之间均匀分布的随机数作为其初始扰动,加在初始场上生成新的初始场,定义如下:

$$\text{VARN}(mx, my, ml) = \text{VARN}(mx, my, ml)[1 + 0.01 \times \text{random}(mx, my)]$$

其中 $\text{VARN}(mx, my, ml)$ 为每个格点上的初值,由于陆面方案采用 NOAH 陆面方案,NOAH 陆面方案是一个能预报 4 层(10、30、60、100 cm 厚)土壤温度和湿度的模式,所以陆面变量为 SMO、TSL 时 ml 为 4,为陆面参数 VEG 时 ml 为 1; $\text{random}(mx, my)$ 为 $[-1,1]$ 之间均匀分布的随机数。

可以看出对于陆面变量 SMO 和 TSL,在叠加初始扰动时,上下 4 层乘以同一个随机数,这样做的目的是使各层同比例的增长,使之更符合陆面变量的物理意义。同时在对陆面变量(参数)叠加初始扰动时根据各变量(参数)的物理意义对其扰动做出调整,例如 SMO 变量表示土壤湿度,其取值应大于 0,小于等于 1,当某个格点上 SMO 的值为 1 时表示该地区为水体,该格点上的初值不叠加扰动,某格点上的土壤湿度扰动后大于 1 时,给其赋值为 1; VEG 表示植被覆盖率,其取值应大于等于 0,小于等于 100%,所以对扰动后的值进行控制,当扰动后其值大于 100% 时给其赋值为 100%。

1.2 暴雨过程

2007 年 5 月 30 日到 6 月 3 日,在冷暖空气的相互作用下,受低涡切变线影响,我国长江中下游及江南华南地区,自北到南发生了一次强烈的暴雨天气过程。5 月 31 日到 6 月 1 日受锋面气旋云系及其尾部对流云团的影响,我国黄淮南部、江淮、江南中北部等地普降大到暴雨,较强降水区出现在对流比较旺盛的长江中下游地区(如图 2a)。该地区出现大范围的 6 h 降水量超过 10 mm 的区域,其中重庆北部出现 6 h 降水量达到 60 mm 的强降水,安徽安庆市 31 日晚到 6 月 1 日 08 时(北京时)市区降水量达 163 mm,江西也出现了当年入夏以来的最强降水有 8 个县市出现了暴雨,5 个县市出现了大暴雨。

2 敏感性试验分析

2.1 模拟结果分析

由降水邮票图(图略)可以看出,各成员在降水的空间分布上和控制预报的结果(图 2b)较为相似,与实况(图 2a)符合较好,均较好预报出了长江中下游地区的强降水带,并且对 29°N 附近的 3 个强降水中心都有一定体现,同时可以看出各成员在预报强降水中心位置和区域细节上存在较大差异,降水在空间分布上对陆面变量(参数)初始扰动是敏感的。

图 2d、2e 和 2f 给出了集合平均预报的离散度,离散度(Buizza et al, 1998)为各扰动预报与集合平均预报之间的平均距离,其计算公式为:

$$\text{Spread} = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{1}{N} (f_i - f_0)^2} \quad (1)$$

式中, N 为集合成员的个数, f_i 为每个扰动预报, f_0 为集合平均场。由图 2d、2e 和 2f 可以看出,离散度的空间分布基本上和降水带的空间分布相似,整个雨带的离散度基本上在 10 mm 以上,这在一定程度上说明了各个成员的预报结果差别较大,降水对陆面变量(参数)扰动是敏感的,利用陆面变量(参数)扰动来构造集合预报,各成员能够反映出降水预报的不确定性。同时可以看出离散度的大值中心和 24 h 累积降水的大值中心相对应,降水越强其离散度越大,这反映了模式对暴雨中心的预报较差,在单一、确定性预报中模式对暴雨中心的预报结果可信性较小。

这里将降水分为小雨(0.1~9.9 mm)、中雨(10~24.9 mm)、大雨(25~49.9 mm)、暴雨(50 mm 以上)4 个量级,分别统计发生各量级以上降水的落区面积。由各量级降水落区面积的统计(图略)可以看出,陆面变量(参数)扰动可以导致各量级降水落区面积的较大差异。对于小雨以上降水的落区面积,SMO 子集各成员落区面积最大偏差为 10500 km^2 ,相对于控制的试验的 1312500 km^2 小雨以上降水落区面积,最大差异百分比为 0.80%; TSL 子集落区面积最大偏差为 10200 km^2 ,最大差异百分比为 0.78%; VEG 子集落区面积最大偏差为 8400 km^2 ,最大差异百分比为 0.64%。同时可以看出随着降水量级的增大,降水落区面积的最大差异逐渐增大,对于暴雨量级以上降水落区面积,SMO、TSL、VEG

3 个子集的最大差异百分比可达到 21.42%、16.19%、15.61%。由于最大最小差异只能代表极值情况并不能代表整体的离散情况,图 3a 和 3b 给出了各量级降水落区面积的标准差(STD)和相对标

准差(RSD,标准差和平均值的比值),由图 3a 可以看出 3 个子集在各量级降水上的标准差均较大,这说明陆面变量参数扰动可以导致各量级降水落区面积的较大差异,扰动对降水的范围和面积有较大影

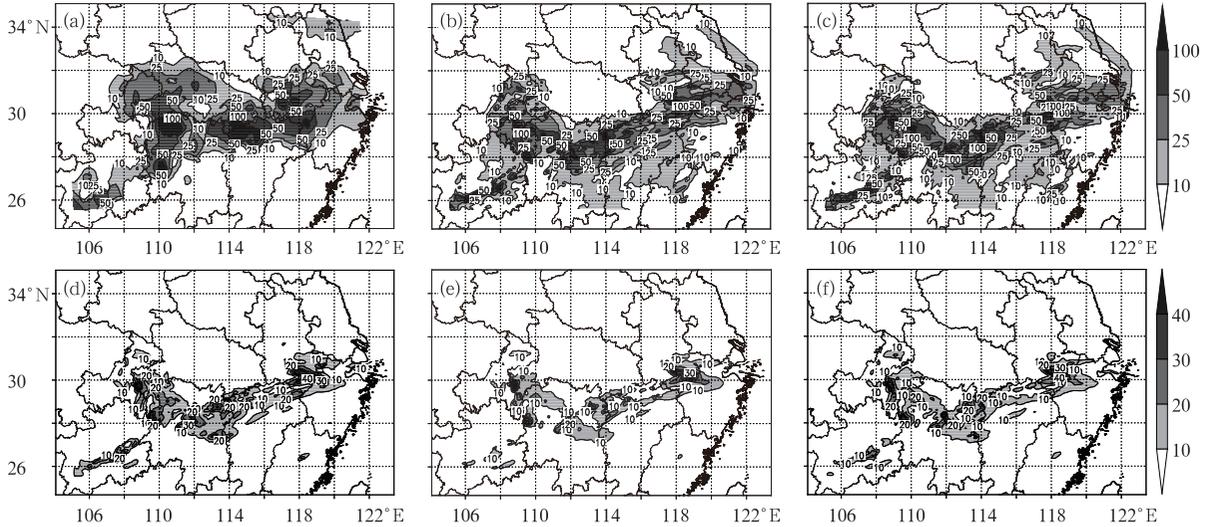


图 2 24 h 累积降水(a,b,c)及离散度(d,e,f)(单位:mm)

(a)观测, (b)控制试验, (c)SMO9, (d)SMO 子集, (e)TSL 子集, (f)VEG 子集

Fig. 2 The accumulated precipitation in 24 h (a—c) and the divergence (d—f) (unit: mm)

(a)observed, (b)CTL, (c)SMO9, (d)SMO ensemble, (e)TSL ensemble, (f)VEG ensemble

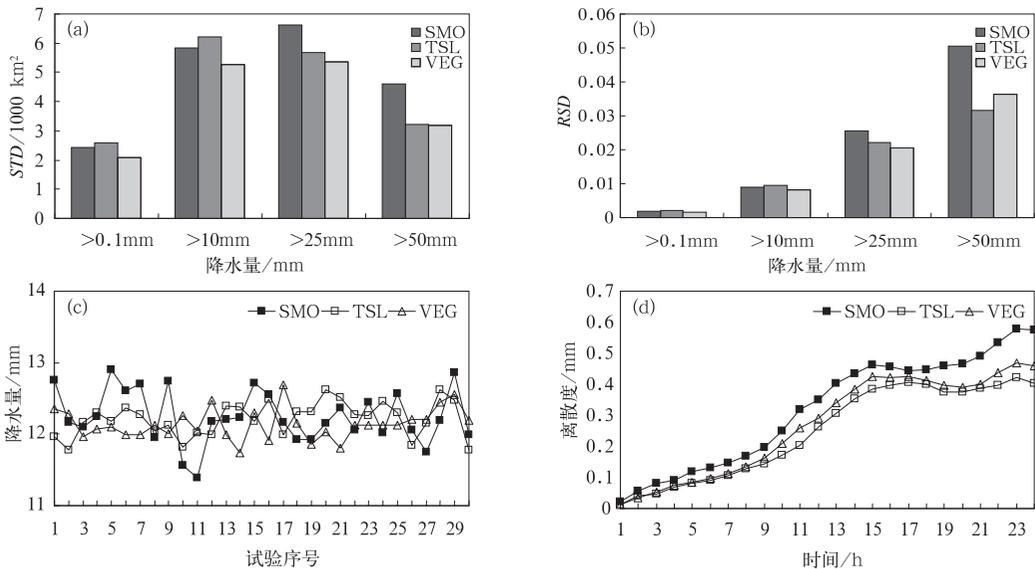


图 3 降水过程特征量:(a)24 h 降水落区面积标准差(STD), (b)24 h 降水落区面积相对标准差(RSD), (c)24 h 降水区域平均, (d)逐时降水的离散度

Fig. 3 Characteristics of the rainfall process: (a) standard deviation of 24-h accumulated precipitation areas, (b) relative standard deviation of 24-h accumulated precipitation areas,

(c) 24-h accumulated precipitation of area average, (d) hourly divergence

响。由图 3b 可以看出降水量级越大,相对标准差越大,这说明陆面变量(参数)扰动对大量级降水的影响要大于对小量级降水的影响。

如果比较单站的 24 h 累积降水量,可能会因偶然因素导致结果的较大偏差,所以这里选用区域 D2 内降水的平均值来衡量所选变量(参数)扰动对短期降水模拟的影响。由图 3c 可以看出 SMO 子集的最大差异为 1.52 mm,相对于控制试验的 12.19 mm 的区域平均降水,其最大差异百分比为 12.47%;TSL 子集最大偏差为 0.84 mm,最大差异百分比为 6.89%;VEG 子集最大偏差为 0.95 mm,最大差异百分比为 7.79%。同时由标准差(图略)可以看出,SMO、TSL、VEG 3 个子集区域平均降水的标准差分别为 0.38、0.25 和 0.22 mm。这说明从整体上来说降水对陆面变量(参数)扰动是敏感的。

图 3d 给出了逐时降水格点平均的离散度(王雨等,2007)为,其计算公式为:

$$Spread(t) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [f_i(t) - f_0(t)]^2} \quad (2)$$

式中,“ $\bar{\quad}$ ”表示模拟区域内的格点平均, t 表示预报时效, N 为集合成员的个数, $f_i(t)$ 为每个扰动预报, $f_0(t)$ 为集合平均场。由逐时离散度的结果(图 3d)可以看出在前 3 h 的预报中陆面变量(参数)扰动对降水的影响较小,第 5 小时 SMO 子集预报降水的离散度可达到 0.1 mm 以上,TSL 子集、VEG 子集第 7 小时预报降水的离散度可以达到 0.1 mm 以上。这说明随着预报时间的增加陆面变量(参数)扰动对降水的影响在逐渐显现出来,总体上来说陆面变量(参数)扰动在 6 h 左右即可对降水有显著影响。由 3 个子集 24 h 累积降水格点平均的离散度(图略)可以看出,SMO 子集、TSL 子集、VEG 子集的离散度分别为 3.64、3.01 和 3.14 mm,而集合平均的 24 h 累积降水量为 12.54 mm,这说明总体上来说陆面变量(参数)扰动对短期降水有重要影响,在构造集合预报系统中考虑陆面变量(参数)初始值的不确定性是必要的。

2.2 评估参数结果

2.2.1 ETS 评分结果

为了评估各变量(参数)扰动对降水空间分布上的影响,这里将模式模拟区域 D2 内的 379 个有效发布站的 24 h 降水状况作为检验对象,统计降水的 ETS 评分(Equitable Threat Score)(王雨等,

2007)。其计算公式如下:

$$ETS = \frac{N_A - CH}{N_A + N_B + N_C - CH} \quad (3)$$

$$CH = \frac{(N_A + N_B)(N_A + N_C)}{(N_A + N_B + N_C + N_D)} \quad (4)$$

式中, N_A 为预报发生降水且实况也发生降水的站数, N_B 为预报发生降水但实况没有发生降水的站数, N_C 为没有预报出降水但实况有降水的站数, N_D 为没有预报出降水且实况也没有降水的站数。

ETS 评分又称公平的 TS 评分,考虑了随机降水概率对评分的影响,消除了参加统计站的多少对 TS 评分的影响,理想的 ETS 评分为 1,取值范围 $-1/3 \sim 1$,0 表示没有预报技巧。

这里同上将降水分为小雨、中雨、大雨、暴雨 4 个量级,分别统计发生各量级以上降水的 ETS 评分情况。

由图 4 可以看出对于 0.1 mm 以上降水,SMO 子集 ETS 评分的最大差异为 0.058,TSL 子集的最大差异为 0.057,VEG 子集最大差异 0.038,对于 10 mm 以上量级的降水 3 个子集的最大差异在 0.050 左右,而对于 25 和 50 mm 以上量级降水 3 个子集的最大差异分别在 0.10 和 0.18 左右。由 ETS 评分标准差的结果(图略)可以看出,对于 0.1 和 10 mm 以上量级降水,3 个子集的 ETS 评分的标准差在 0.12 左右,对于 25 和 50 mm 以上量级的降水则在 0.22 和 0.35 左右,可见陆面变量(参数)扰动对各量级的降水均有较大影响,对大量级降水的影响要大于对小量级降水的影响。由相对标准差结果(图略)可以看出,对于 0.1 和 10 mm 以上量级的降水,3 个子集 ETS 评分的相对标准差在 0.02 和 0.05 左右;对于 25 和 50 mm 以上量级的降水,3 个子集的相对标准差则在在 0.09 和 0.22 左右,总体上来说随着降水量级的增大 3 个子集的 ETS 评分的相对标准差在增大。由以上分析可以看出,陆面变量(参数)扰动对降水有较大影响,且扰动对大量级降水的影响要大于对小量级降水的影响。

2.2.2 均方根误差和空间相关系数

为评估各变量(参数)扰动对 24 h 累积降水的整体影响,这里还采用均方根误差(RMSE)和空间相关系数(CORR)来评估扰动对降水的影响,其计算公式为:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (M_i - O_i)^2} \quad (5)$$

$$CORR = \frac{\sum_i^N (M_i - \bar{M})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_i^N (M_i - \bar{M})^2} \sqrt{\sum_i^N (O_i - \bar{O})^2}} \quad (6)$$

式中, N 为总站点数, M_i 为第 i 站预报降水, O_i 为第 i 站实况降水, \bar{M} 为预报降水的平均值, \bar{O} 为实况降水的平均值。

陆面变量(参数)扰动可以导致 24 h 累积降水均方根误差和空间相关系数的较大差异(图 5)。

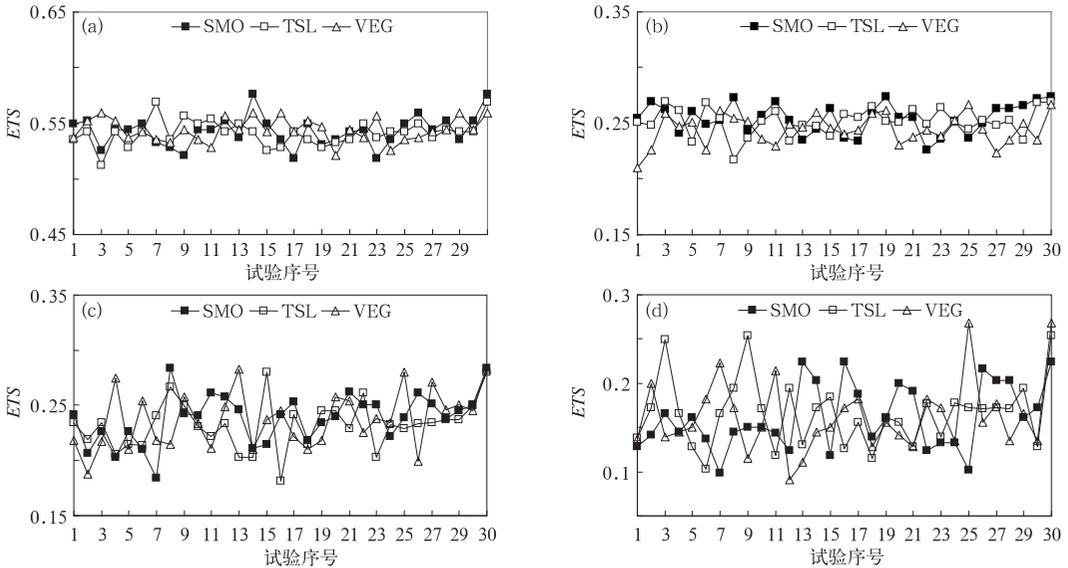


图 4 ETS 评分结果(a) >0.1 mm, (b) >10 mm, (c) >25 mm, (d) >50 mm

Fig. 4 Equitable Threat Score (a) >0.1 mm, (b) >10 mm, (c) >25 mm, (d) >50 mm

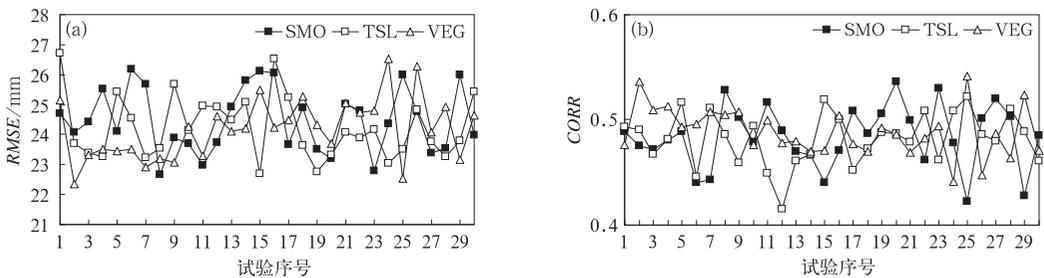


图 5 均方根误差(a)和空间相关系数(b)

Fig. 5 Area-averaged RMSE (a) and CORR (b) of 24-h accumulated precipitation

3 扰动场特征及影响机理分析

图 6 给出了 SMO 子集 500、700 和 850 hPa 3 个等压面上温度(T)、位势高度(Geopotential Height, GHT)、水汽混合比(Q_{vapor})及纬向风速(U)的逐时离散度(径向风速有类似结果)。由图 6 可以看出在前 3 h 的预报中陆面变量 SMO 的初始扰动

SMO、TSL、VEG 子集的均方根误差的最大差异分别为 3.53、3.99 和 4.17 mm, 均方根误差的标准差(图略)分别为 1.08、1.05 和 1.02 mm; 空间相关系数的最大差异分别为 0.114、0.107 和 0.100, 空间相关系数的标准差(图略)分别为 0.029、0.026 和 0.023。综合均方根误差和空间相关系数的结果, 可以认为从整体上来说陆面变量(参数)扰动对降水有较大影响。

对 3 层大气的温、压、湿、风的影响较小, 但是随着预报时间的增加, 这种影响在逐渐增大。由图 6a 可以看出 500、700 和 850 hPa 3 层大气温度场的第 7 小时预报的离散度可以达到 0.01°C , 之后随着预报时间的增加, 其离散度有增加的趋势, 到了第 24 小时预报, 3 层大气温度场的离散度可以达到 0.045 、 0.045 和 0.036°C ; 由图 6b 可以看出 3 层大气位势高度场的第 6 个小时预报的离散度可以到达 1.50

gpm 左右,第 24 小时预报的离散度可以达到 7.22、5.12 和 7.46 gpm;由图 6c 可以看出 3 层水汽混合比的第 6 小时预报的离散度可以达到 $1.50 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上,第 24 小时预报的离散度可以达到 5.58×10^{-5} 、 7.71×10^{-5} 和 $7.50 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$;由图 6d 可以看出 3 层纬向风速的第 7 小时预报的离散度在 $0.15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右,第 24 小时预报的离散度达到 0.87、0.57 和 $0.47 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。总体上来说随着模

拟时间的增加,预报的离散度有增加的趋势。由以上分析可以看出,陆面变量(参数)扰动不仅仅对低层大气有较大影响,甚至对高层 500 hPa 大气的温、压、湿、风也有较大影响,只是这种影响在预报的前几个时段较小,但是随着预报时间的增加,这种影响在逐渐显现出来,整体上来说在短期预报中陆面变量(参数)扰动对局地大气的环流形势的预报有较大影响。

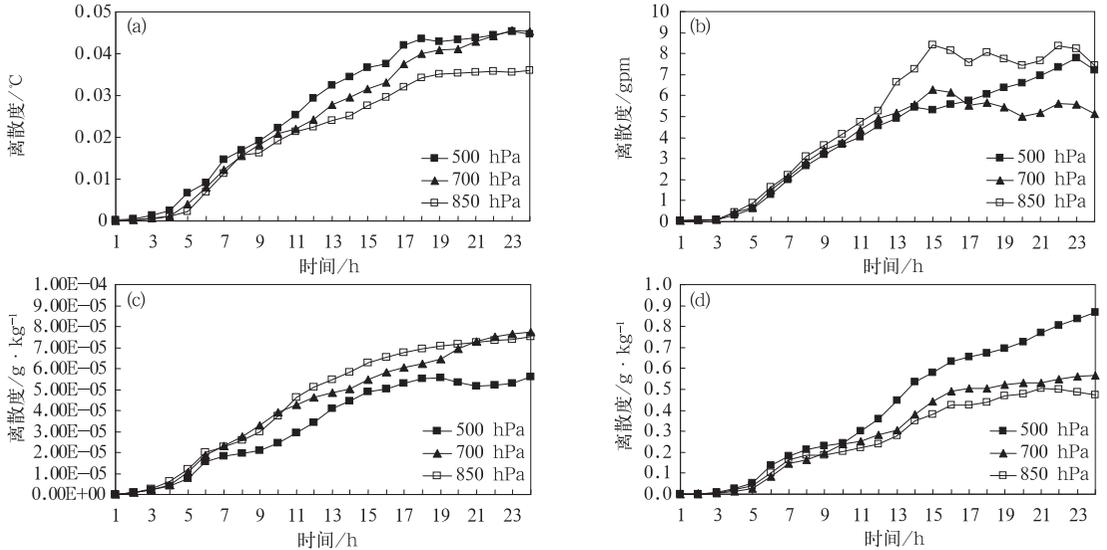


图 6 逐时离散度的时间序列

(a)温度, (b)位势高度, (c)水汽混合比, (d)纬向风速

Fig. 6 Hourly divergence in 24 hours

(a)temperature, (b)geopotential height, (c)q vapor, (d)zonal wind speed

由各集合成员前 3 h 的温度场、位势高度场、水汽混合比场和风场的预报图(图略)可以看出各集合成员在前 3 个小时的预报中差异较小,之后各集合成员对温、压、湿、风预报的差异逐渐显现出来。图 7 以 700 hPa 的 6 h 预报为例给出了 SMO 子集的 30 个集合成员的温度场、位势高度场、水汽混合比场和水平风速场的预报图。为了更清楚地看出集合成员之间的差异,这里以 10°C 温度场、3120 gpm 位势高度场、 $0.01 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 水汽混合比场和 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 水平风速场为例给出,可以看出在 6 h 的预报中各集合成员差异较为明显。这也是 SMO 子集各成员在 6 h 降水预报中有较为明显差异的主要原因。

图 8 给出了 SMO 子集潜热通量和感热通量的离散度及集合预报的区域平均值的时间变化序列。可以看出集合平均可以较好地预报出潜热通量和感热通量的日变化特征,在预报的第 5~7 小时(5 月 31 日的中午 13—15 时)是潜热通量和感热通量的峰值区,中午时潜热通量和感热通量最大;之后潜热

通量和感热通量逐渐减小,第 10 小时(5 月 31 日晚上 18 时)以后潜热通量和感热通量较小,对应夜间的潜热通量和感热通量较小;到了预报的第 23 小时(6 月 1 日早 07 时)以后潜热通量和感热通量的值开始增大。

由潜热通量和感热通量的离散度(图 8a 和 8b)可以看出,在预报的第 2 小时各集合成员潜热通量和感热通量的差异已经较为明显,潜热通量的离散度为 $81.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,感热通量的离散度为 $13.9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,之后随着预报时间的增加潜热通量和感热通量的离散度在增加,到了预报的第 7 小时潜热通量的离散度达到最大值 $544.9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,到了预报的第 6 小时感热通量的离散度达到最大值 $141.6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$;之后潜热通量和感热通量的离散度逐渐减小,第 10 小时(5 月 31 日晚上 18 时)以后潜热通量的离散度一直维持在 $10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右,感热通量的离散度一直维持 $5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右,整个夜间潜热通量和感热通量的离散度均较小,这主要是受夜间潜

热通量和感热通量值较小的影响;天亮以后潜热通量和感热通量的值增大其离散度也迅速增大。

由地表通量的离散度的时间序列(图 8a、8b)和表征大气温、压、湿、风的大气温度、位势高度、水汽混合比、纬向风的离散度(图 6a、6b、6c 和 6d)的对

比可以看出,陆面变量 SMO 初始值的改变引起地表通量和大气温、压、湿、风的改变并不是同步的,地表通量在预报的第 2 个小时即可有显著差异,而大气温、压、湿、风在预报的第 6 个小时有显著差异。从其影响机理上来说陆面变量 SMO 的改变会迅速

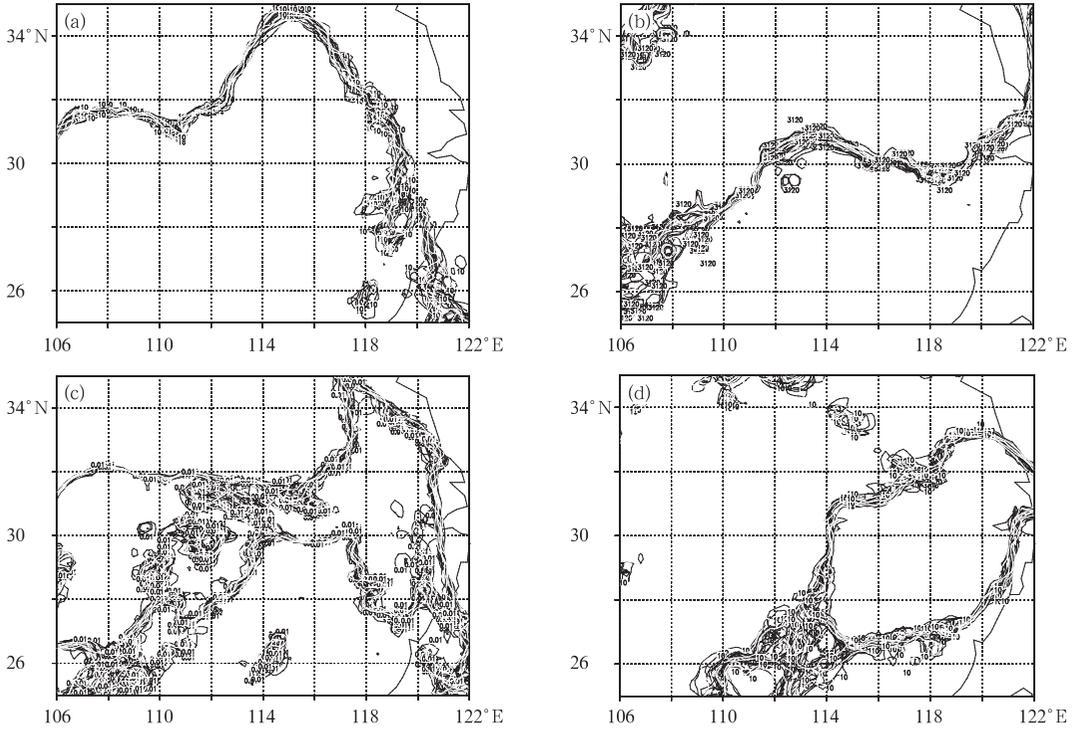


图 7 集合成员 6 h 700 hPa 预报场

(a)10℃ 温度场, (b)3120 gpm 位势高度场, (c)0.01 g · kg⁻¹ 水汽混合比场, (d)10 m · s⁻¹ 水平风速场

Fig. 7 6 h forecast at 700 hPa

(a)the temperature of 10 °C, (b)the geopotential height of 3120 gpm, (c)the q_{vapor} of 0.01 g · kg⁻¹, (d)the horizontal velocity of 10 m · s⁻¹

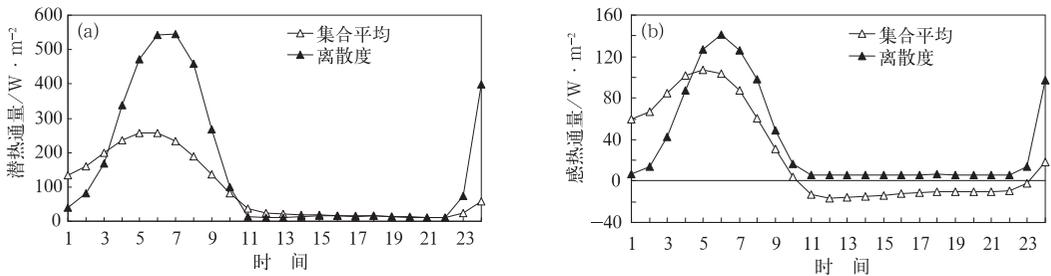


图 8 潜热通量(a)及感热通量(b)的集合平均值及离散度的时间序列

Fig. 8 Hourly ensemble average and divergence in 24 h

(a)latent heat flux, (b)sensible heat flux

引起地表潜热通量和感热通量的较大差异,而潜热通量和感热通量通过和大气的能量的交换导致局地大气温、压、湿、风的变化,从而对降水产生较大影响。

由水平衡的原理,陆面上某区域某时段内的降

水主要来自:该区域上方的水汽量;气柱中的云水量;气柱外围的辐合和区域表面蒸发。其中区域表面蒸发中转化为降水的部分与降水的比值为水汽的再循环比率。Trenberth(1998)认为对于 500 km 的

典型陆地地区,水汽的再循环比率为 5%~10%,全球陆面平均的水汽再循环比率为 9%。本文中集合预报的平均表面水汽通量为 $3.62 \times 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,各集合成员平均表面水汽通量的最大差异(图略)为 $1.02 \times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,集合成员间的差异较小。集合预报的 24 h 累积蒸发量为 3.13 mm,各集合成员累积蒸发量的最大差异为 0.01 mm,差异较小,而集合平均的 24 h 累积降水量为 12.54 mm,24 h 累积蒸发量的最大差异占 24 h 累积降水量的比例仅为 0.08%,可以看出就算各成员的水汽蒸发量的差值全部转化为降水对降水的影响也较小,可以忽略不计,因此在陆面变量(参数)扰动中由于地表水汽垂直方向的湍流输送对降水的影响较小。

由以上分析可以看出陆面变量 SMO 初始值的改变带来地表通量的变化,地表通量通过陆气之间复杂的反馈过程会对大气的温、压、湿、风场产生影

响,进而影响暴雨发生的区域和强度,相对而言扰动带来的地表水汽垂直方向的湍流输送对暴雨的影响要小得多。陆面变量 TSL 和陆面参数 VEG 的初始值的扰动也有类似结果,限于篇幅这里不一一讨论。

4 集合预报试验

4.1 概率预报试验

图 9a 以 SMO 子集为例给出了集合平均降水的空间分布,这里集合平均方法采用等权集合平均。由集合平均和控制试验的对比可以看出,集合平均的结果能更稳定地给出降水的空间分布,对 29°N 附近的三个强降水中心的体现较单一确定性的控制试验要好,更接近于实况,这在一定程度上说明了采用陆面变量(参数)扰动制作集合预报可以在一定程度上提高预报效果。

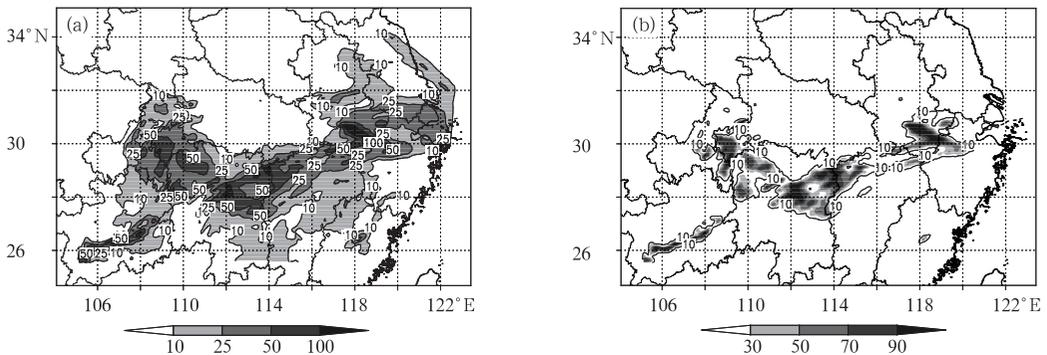


图 9 集合平均降水预报及大于 50 mm 降水概率预报

(a)SMO 集合平均, (b)SMO 子集降水概率

Fig. 9 Precipitation of averaged ensemble forecasts and the probability over 50 mm

(a)average of SMO ensemble members, (b)the probability of SMO ensemble

集合预报相对于单一确定性预报的优势就是可以用集合成员制作降水概率预报,图 9b 以 SMO 子集为例给出了降水概率预报的结果,图中 30、50、70、90 分别表示降水概率为 30%、50%、70%、90%。由降水概率图我们可以看出,实况降水量 > 50 mm 量级的区域和各子集降水概率在 30% 以上的区域较为相似,在实际预报中必须对这一区域加以重视,同时可以看出各子集概率预报中降水概率在 70% 以上的区域和降水实况较为吻合,体现了降水概率预报对强降水预报的可信度较高。

4.2 集合预报检验

表 1 给出了集合平均和控制试验的 24 h 累积

降水的 ETS 评分情况,可以看出对于 0.1 mm 以上降水,3 个集合平均的 ETS 评分均小于控制预报的 ETS 评分,这主要是由于集合平均使降水虚假增多导致的。但是对于中雨、大雨和暴雨 3 个量级的降水,集合平均的 ETS 评分具有明显优势,并且随着降水量级的增大,集合平均 ETS 评分的优势增大。由 3 个子集集合预报的 ETS 评分和集合成员(图 4a、4b、4c 和 4d)的 ETS 评分的对比来看,3 个子集集合预报的 ETS 评分在中雨、大雨、暴雨 3 个量级上均大于大多数集合成员,集合预报的结果比集合成员稳定可靠。

为了定量评估集合预报与控制预报的效果,这里还参考柳崇健等(2002)的做法利用空间相关系数

表 1 24 h 累积降水 ETS 评分及集合预报相对于控制预报的改进情况

Table 1 ETS for 24-h accumulated precipitation and the improved of ensemble vs control

降水量级	子集	集合平均	控制预报	改进
0.1 mm	SMO 子集	0.540	0.552	-0.012
	TSL 子集	0.550	0.552	-0.002
	VEG 子集	0.550	0.552	-0.002
10 mm	SMO 子集	0.261	0.238	0.023
	TSL 子集	0.248	0.238	0.010
	VEG 子集	0.253	0.238	0.015
25 mm	SMO 子集	0.272	0.226	0.046
	TSL 子集	0.250	0.226	0.024
	VEG 子集	0.252	0.226	0.026
50 mm	SMO 子集	0.173	0.126	0.047
	TSL 子集	0.160	0.126	0.034
	VEG 子集	0.171	0.126	0.045

定义集合预报相对于控制预报的改进率为:

$$R = (R_c - R_e) / R_c \times 100\% \quad (7)$$

式中, R 为改进率, R_e 为集合预报的空间相关系数, R_c 为控制预报的空间相关系数。

利用均方根误差定义集合预报相对于控制预报的改进率为:

$$R = (\varphi_c - \varphi_e) / \varphi_c \times 100\% \quad (8)$$

式中, R 为改进率, φ_e 为集合预报的均方根误差, φ_c 为控制预报的均方根误差。

由表 2 和表 3 可以看出, 从 24 h 累积降水的均方根误差和空间相关系数上来看, 集合预报的结果优于控制预报, 利用陆面变量(参数)扰动制作集合预报可以提高预报效果。同时由集合预报的均方根误差、空间相关系数和集合成员(图 5a 和 5b)进行

表 2 24 h 累积降水均方根误差及集合平均相对于控制预报的改进率

Table 2 RMSE of 24-h accumulated precipitation and the improved rate of ensemble vs control

子集	集合预报/mm	控制预报/mm	改进率/%
SMO	23.33	23.9	2.38
TSL	23.17	23.9	3.05
VEG	23.36	23.9	2.26

表 3 24 h 累积降水空间相关系数及集合预报相对于控制预报的改进率

Table 3 CORR of 24-h accumulated precipitation and the improved rate of ensemble vs control

子集	集合预报	控制预报	改进率/%
SMO	0.497	0.48	3.54
TSL	0.501	0.48	4.38
VEG	0.512	0.48	6.67

对比可以看出, 3 个集合预报的均方根误差均小于大多数集合成员, 空间相关系数均大于大多数集合成员, 集合平均的结果比集合成员稳定可靠。总体上说集合预报的结果具有明显优势, 利用陆面变量(参数)扰动制作集合预报可以改善预报效果。

5 结 论

本文利用中尺度模式 WRF3.2.1, 通过对陆面变量 SMO(土壤湿度)、TSL(土壤温度)和陆面参数 VEG(植被覆盖率)进行初始场的随机扰动, 探讨暴雨预报对陆面变量(参数)扰动的敏感性, 并进行集合预报试验, 得到以下主要结论:

(1) 从降水特征量和评估参数结果来看, 此次暴雨过程对不同陆面变量(参数)扰动表现出了不同的敏感性, 总体上来讲暴雨过程对陆面变量(参数)扰动是敏感的。

(2) 从影响降水的时间尺度上来看, SMO 子集在模拟的第 5 小时, 即可对降水有显著影响, VEG 子集、TSL 子集在模拟的第 7 小时也可对降水有显著影响, 这说明陆面变量(参数)扰动影响降水的时间尺度在 10 h 以内, 甚至可以小于 6 h。

(3) 从降水落区范围和 ETS 评分的结果来看, 陆面变量(参数)扰动对各量级降水都有一定影响, 但是对大量级降水的影响要大于对小量级降水的影响。这说明利用陆面变量(参数)扰动构造集合成员, 集合成员间存在一定的不确定性, 且对于大量级降水, 各集合成员间的不确定性更大, 这也反映了模式对大量级降水的预报较差, 在单一、确定性预报中模式对大量级降水的预报结果可信性较小。

(4) 从影响机理上来看, 陆面变量(参数)初始

值的改变带来了地表通量的变化,地表通量通过陆气之间复杂的反馈过程会对大气的温、压、湿、风产生影响,进而影响暴雨发生的区域和强度,相对而言扰动带来的地表水汽垂直方向的湍流输送对暴雨的影响要小得多。

(5) 从集合预报的效果来看,不论是 ETS 评分还是均方根误差和空间相关系数,集合预报的结果均要好于控制预报的结果;从集合平均和集合成员的对比可以看出集合平均比集合成员稳定可靠;由降水概率预报可以看出,降水概率预报可以提供一些有用的信息,尤其对强降水的预报有一定的指示意义。

(6) 试验结果表明,采用陆面变量(参数)扰动来构造集合预报是可行的,在初值集合预报中,引进这些参数或变量作为集合成员是十分有意义的。本文结果为初值集合预报的改进提供了一种新方法,对提高暴雨数值预报的水平具有重要的现实意义。

参考文献

- 陈静,薛纪善,颜宏. 2005. 一种新型的中尺度暴雨集合预报初值扰动方法研究. 大气科学, 29(5):717-726.
- 杜钧,陈静. 2010. 单一值预报向概率预报转变的基础:谈谈集合预报及其带来的变革. 气象, 36(11):1-11.
- 韩焱红,矫梅燕,陈静,等. 2013. 基于贝叶斯理论的集合降水概率预报方法研究. 气象, 39(1):1-10.
- 纪永明,陈静,矫梅燕,等. 2011. 基于多中心 TIGGE 资料的区域 GRAPES 集合预报初步试验. 气象, 37(4):392-402.
- 柳崇健,刘英,康红文. 2002. 一种新的物理耗散技术及其在中尺度数值天气预报模式中的应用. 中国科学 D 辑, 32(3):255-264.
- 刘家俊,张立凤,关吉平,等. 2010. 集合预报产品在台风麦莎预报中的应用. 气象, 36(5):21-31.
- 牛震宇,张立凤. 2006. 基于集合预报思想对一次暴雨过程的数值模拟. 解放军理工大学学报, 7(1):73-79.
- 任志杰,陈静,田华. 2011. T213 全球集合预报系统物理过程随机扰动方法研究. 气象, 37(9):1049-1059.
- 谭燕,陈德辉. 2008. 河南“75.8”大暴雨的中尺度集合预报试验. 气象, 34(9):10-20.
- 田伟红,庄世宇. 2008. ETKF 方法在区域集合预报中的初步应用. 气象, 34(8):35-39.
- 王雨,闫之辉. 2007. 降水检验方案变化对降水检验评估效果的影响分析. 气象, 33(12):53-61.
- 夏凡,陈静. 2012. 基于 T213 集合预报的极端天气预报指数及湿度预报应用试验. 气象, 38(12):1492-1501.
- 郑峰. 2008. 集合预报初值扰动在天气预报中的应用研究进展. 科技导报, 26(19):90-95.
- 张朝林,苗世光,李青春,等. 2007. 北京精细下垫面信息引入对暴雨模拟的影响. 地球物理学报, 50(5):1373-1382.
- 曾新民,吴志皇,宋帅,等. 2012. WRF 模式不同陆面方案对一次暴雨事件模拟的影响. 地球物理学报, 55(1):16-28.
- 曾新民,张强. 2009. 一次暴雨天气对陆面参数扰动的敏感性数值影响. 解放军理工大学学报, 10(4):384-390.
- Bishop C H, Ethern B J, Majumdar S. 2001. Adaptive sampling with the ensemble transform Kalman filter. Part I: theoretical aspects. Mon Wea Rev, 129(3):420-436.
- Brooks H E, Cortinas J V, Janish P R, et al. 1996. Application of short-range numerical ensembles to forecasting of hazardous winter weather. 11th Conference on Numerical Weather Prediction. Norfolk; Amer Meteor Soc, 70-71.
- Buizza R, Miller M, Palmer T N. 1999. Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF ensemble prediction system. Quart Roy Meteor Soc, 125:2887-2908.
- Buizza R, Palmer T N. 1995. The singular vector structure of the atmosphere global circulation. Atmos Sci, 52(9):1434-1456.
- Buizza R, Palmer T N. 1998. Impact of ensemble size on ensemble prediction. Mon Wea Rev, 126(9):2503-2518.
- Du J, Mullen S L and Sanders F. 1997. Short-range ensemble forecasting of quantitative precipitation. Mon Wea Rev, 125(10):2427-2459.
- Hamill T M, Colucci S J. 1997. Verification of Eta-RSM short-range ensemble forecasts. Mon Wea Rev, 125(6):1312-1327.
- Hoffman R N, Kalnay E. 1983. Lagged average forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting. Tellus, 35A:100-118.
- Houtekamer P L, Derome J. 1995. Methods for ensemble prediction. Mon Wea Rev, 123(7):2181-2196.
- Leith C E. 1974. Theoretical skill of Monte Carlo forecasts. Mon Wea Rev, 102(6):409-418.
- Lorenz E N. 1963. Deterministic nonperiodic flow. Atmos Sci, 20(2):130-141.
- Lorenz E N. 1965. A study of the predictability of 28-variable atmospheric model. Tellus, 17(3):321-333.
- Majumdar S, Bishop C H, Ethern B J. 2002. Adaptive sampling with the ensemble transform Kalman filter. Part II: Field Program implementation. Mon Wea Rev, 130(5):1356-1369.
- Pielke R A. 2001. Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. Rev Geophys, 39:151-177.
- Toth Z, Kalnay E. 1993. Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbation. Bul Amer Meteor Soc, 74(12):2317-2330.
- Toth Z, Kalnay E. 1997. Ensemble forecasting at NCEP and the Breeding method. Mon Wea Rev, 125(12):3297-3319.
- Trenberth K E. 1998. Atmospheric moisture residence times and cycling: Implications for rainfall rates with climate change. Climate Change, 39(4):667-694.
- Tryhorn L, Gallucci J, Lynch A, et al. 2008. On the meteorological mechanisms driving postfire flash floods: A case study. Mon Wea Rev, 136(5):1778-1791.
- Wang X, Bishop C H. 2003. A comparison between ETKF and breeding ensemble forecast scheme. Atmos Sci, 60(5):1140-1158.