doi:10.11676/qxxb2015.008 气象学报

北京“7.21”特大暴雨不同集合预报方案的对比试验*

李 俊[1] 杜 钧[2] 刘 羽[1]
LI Jun[1] DU Jun[2] LIU Yu[1]

1. 中国气象局武汉暴雨研究所，武汉，430074
2. 美国国家海洋大气局国家环境预报中心，华盛顿，美国
1. *Wuhan Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan* 430074, *China*
2. *National Centers for Environmental Prediction, NOAA, Washington DC, USA*

2014-03-03 收稿，2014-08-25 改回.

李俊，杜钧，刘羽. 2015. 北京“7.21”特大暴雨不同集合预报方案的对比试验. 气象学报，73(1)：50-71
Li Jun, Du Jun, Liu Yu. 2015. A comparison of initial condition-, multi-physics- and stochastic physics-based ensembles in predicting Beijing “7.21” excessive storm rain event. *Acta Meteorologica Sinica*, 73(1): 50-71

Abstract Using the historical Beijing “7.21” extreme precipitation event as an example, the six ensemble schemes (the initial condition (IC), multi-physics (MULTI), 3 stochastic physics as well as a combination of IC and stochastic-physics (COM) were compared in the following three aspects of heavy precipitation forecasts: the performance of ensemble means, ensemble ranges and probabilities with respect to the control forecast, characteristics of ensemble spreads, and spread-forecast error relations. The results show that: (1) In spite of the existence of large systematic forecast error, all the ensembles, especially the IC, MULTI and COM, are able to noticeably improve torrential-rain prediction over the control forecast in both intensity and location, and provide more complete information including the forecast uncertainty for users to make a better decision. (2) Forecast spreads of the three stochastic physics ensembles are similar to each other, generally much less than those of the IC and MULTI ensembles and mainly concentrated near the center of the severe rainfall area. As a result, the ensemble spread is enhanced in the vicinity of the severe precipitation area but little is changed elsewhere after stochastic physics is employed in addition to IC perturbations, which leads to virtually no improvement to the overall spread over a larger domain comparing to that of the IC ensemble. By decomposing spread over the spatial scales, it further shows that the forecast diversity contributed by the stochastic physics is mainly in the smaller-scale (< 320 km, it could reach to a similar level to those by the IC and MULTI ensembles at scale < 160 km), while the contribution from the IC and MULTI perturbations to spread could extend another 400 − 500 km reaching to larger scales such as > 1000 km; at smaller scales (< 500 km), multi-physics technique could produce larger precipitation spread than IC perturbation does, another advantage of multi-physics approach over other approaches is that it could partially reduce forecast bias. And, (3) the spread spectrum is similar to the forecast error spectrum over spatial scales for all the ensembles, i.e., decreasing with the increase of the spatial scale. However, the magnitude of the spread spectrum is smaller than that of the forecast error spectrum (indicating under-dispersion), this departure increases rapidly with the decrease of spatial scale and becomes large over the small scales.

Key words Beijing “7.21” torrential rain, Ensemble forecast, IC perturbation, Multi-physics, Stochastic physics

摘 要 采用6套扰动方案(初值、多物理、3组随机物理和初值与随机物理的混合)对2012年7月21日(“7.21”)北京特大暴雨过程进行了集合降水预报试验，检验了不同方案的集合平均预报、集合区间预报和概率预报较控制预报改进的相对程度，分析了它们对该过程时空不确定性的预报能力、不同扰动方法的离散度贡献以及不同尺度扰动对预报误差的贡献等。结果

* 资助课题：国家自然科学基金项目(41275107)。
作者简介：李俊，主要从事区域数值模式和集合数值预报技术研究。E-mail：lijun@whihr.com.cn

表明:(1)所有集合方案特别是初值扰动、多物理和混合扰动的集合预报相对控制预报在暴雨强度和位置上都有较显著的改进,并为用户决策提供了包括预报不确定性在内的更多预报信息。(2)3 组随机物理产生的集合预报离散度很相似,都远小于初值扰动和多物理方案产生的离散度,并且主要集中在强降水中心附近,因此在初值扰动的基础上加入随机扰动,可以提高强降水中心的离散度,但对强降水中心以外的地区作用甚微;尺度分析进一步表明随机物理产生的离散度贡献主要集中在较小尺度上(<320 km),在更小的尺度上(<160 km)它甚至可以与初值和多物理扰动的贡献相当,而初值扰动和多物理过程的贡献可以比随机物理过程多延伸 400—500 km 直到较大的尺度(如>1000 km),其中多物理过程在较小尺度上(<100 km)可比初值扰动贡献更大,并且能部分消除预报系统偏差。(3) 所有集合扰动方案所产生的离散度尺度谱都与实际预报误差尺度谱分布一致,即随空间尺度增大而减小,但在幅度上都小于预报误差(离散度不够大),并且这种差异随着空间尺度的减小而加速增大,在小尺度上相差甚大。

关键词　北京"7.21"暴雨,集合预报,初值扰动,多物理过程,随机物理扰动

中图法分类号　P435 P456.7　P458.1+21.1　P458.3

1　引　言

Lorenz(1963a,1963b)指出,大气和其他不稳定系统一样,其可预报性是有限的,对暴雨的预报尤其如此,因而发展集合数值预报方法来解决预报中的不确定性问题(杜钧等,2014a)。发展集合预报技术的关键是对预报过程中不确定性因素的认识,以及如何采用适当的扰动技术来反映这些不确定性过程以达到提高预报水平的目的。对于降水预报的不确定性,早期的研究(Du,et al,1997;Stensrud,et al,1999;Yuan,et al,2005)表明其对模式的初值很敏感,因此基于初值的集合预报系统在强降水预报上不但能改进单一值的确定预报,也能提供各降水量级较可靠的概率预报。李俊等(2009)进一步研究表明,初值扰动的空间结构比扰动幅度的大小(当然不能虚假地过大)对集合预报离散度的作用更重要。陈静等(2005)发展了一种能较好反映对流活动区扰动结构的初值扰动法——"异物理模态法",结果表明可以进一步改进集合预报对暴雨预报的效果。Johnson 等(2014)研究了不同空间尺度的初值扰动场对降水集合预报离散度的影响,结果表明不同天气系统条件下不同空间尺度的初值扰动对预报误差的贡献不同,在弱背景环流形势条件下的强降水如对流降水初值扰动中较小尺度的结构比较重要,而在有强天气尺度系统控制下的强降水如锋面降水则较大尺度和较小尺度初值扰动场对模拟小尺度的预报误差的作用相差不多。

对预报不确定性的另一个主要贡献是模式误差,然而关于定量刻画模式不确定性的方法在学界还没有达成共识,相对于大尺度而言,在中尺度模拟中模式误差可能在总误差中占更大比重,模式的不足是提高预报能力的主要障碍。有关这方面的一些尝试在多年前已经开始,Houtekamer 等(1996)在全球中期集合预报中,用两种不同的模式和不同的参数化方案来构造集合试验,结果表明:无论从概率意义上(如概率密度分布),还是从决定论意义上(如集合预报平均),多个模式的集合预报比任何单一模式的集合预报效果都好;美国气象局的业务短期集合预报系统也采用多初值、多模式、多物理的混合方法(Du,et al,2003)。实践证明多物理、多模式方法是对暴雨和其他较难预报的天气要素(如雾等)行之有效的集合预报方法(Zhou,et al,2010;吴政谦等,2012;Duan,et al,2012)。然而,在一个数值预报中心发展和维护多个模式和多种物理方案并非易事,Buizza 等(1999)提出了一种简单的随机扰动方案并应用于全球模式,近年来有关这方面的研究已成为集合预报研究的一个热点(谭燕等,2007;Teixeira,et al,2008;Berner,et al,2009,2011;Charron,et al,2010;Bouttier,et al,2012)。关于物理扰动同初值扰动相比对集合离散度的相对贡献大小,许多研究结果表明物理扰动的贡献是第二位的(Du,et al,2004;Kong,et al,2007),但对降水的影响则更复杂,对于小尺度的强降水,物理扰动的作用可能超过初值扰动,Stensrud 等(2000)的研究也说明了这一点。

以上工作为开展降水的集合预报奠定了坚实的基础,但关于不同集合预报方法对暴雨时、空预报不确定性的刻画能力、不同扰动方法对预报误差的贡献等方面仍需要进行深入的研究。2012 年 7 月 21 日北京发生了一次特大暴雨过程(下称"7.21"暴雨),该过程造成了京津冀地区重大财产损失和人员

伤亡,多位气象专家利用多种观测资料,从环流形势、诊断分析、数值模拟等方面深入探讨了该过程的主要特点、形成机制、极端特征等(孙继松等,2012;谌芸等,2012;孙军等,2012;俞小鼎,2012;孙建华等,2013;陈明轩等,2013;李娜等,2013;赵洋洋等,2013;廖晓农等,2013),全面深入地分析了该次过程的形成机制和特点。但以上研究多集中于成因分析,从暴雨预报不确定性角度开展的研究还不多,已有的研究表明,尽管该过程降水的极端特征明显(谌芸等,2012),但多种模式均不同程度地报出了这次暴雨,预见期3—4 d(陶祖钰等,2013),只是在时间、雨量和地点分布上不理想,并且有相当大的跳跃性和不连续性(杜钧等,2014b)。模式能对该过程做出暴雨以上量级的总体预报,但由于对锋前暖区降水预报的能力不足,在强降水出现的时间上比实况滞后(俞小鼎,2012;Zhang,et al, 2013)。本研究通过对该过程不同集合预报方法的试验,分析不同集合预报方法的异同,如不同集合预报方法对"7.21"暴雨的预报与控制预报相比改进的相对程度,并重点分析它们对该过程时空不确定性的预报能力、不同扰动方法的离散度贡献以及不同尺度扰动对预报误差的贡献等,为开展暴雨集合数值预报提供一些参考依据。

2 模式、数据和试验方案

2.1 模式和数据

试验采用的数值模式为WRFv3.4(Skamarock, et al,2005),模拟试验区域如图1所示区域1,无嵌套,水平分辨率为9 km,水平格点数为511×511,垂直51层,模式层顶30 hPa,积分时间步长30 s。控制预报(Ctl)采用的主要物理过程包括:KF对流参数化方案、WSM6云微物理方案、YSU边界层参数化方案,其他物理方案还包括Dudhia短波辐射方案、RRTM长波辐射方案、unified NOAH陆面过程方案等。

使用美国国家环境预报中心(NCEP)全球集合预报(Wei,et al,2008)21个成员(含控制成员)的0场和6 h间隔预报场分别作为模拟试验的背景场和侧边界条件;并利用中国全国站点雨量资料进行降水检验,地面观测和高空探测资料用于初始场资料同化,在4.2.3节的降水预报误差尺度分离中还用到中国国家气象信息中心0.1°×0.1°网格化逐时实况降水融合资料(沈艳等,2013)。

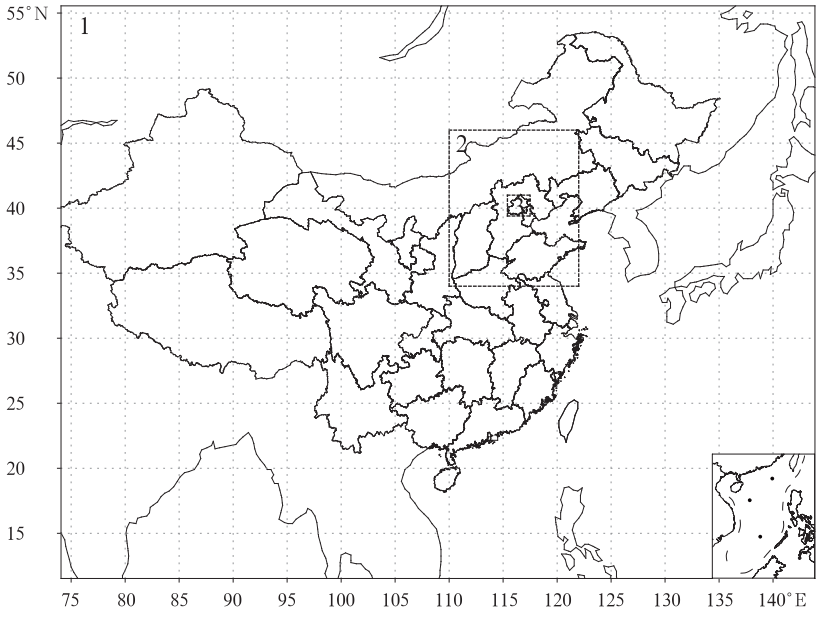


图1 研究区域

(1:模拟试验区域,2:文中4.2.2和4.2.3节的尺度分离区域,3:计算北京的面平均雨量区域)

Fig. 1 Three domains used in this study: domain 1 for the model integration, domain 2 for the scale-decomposition in subsections 4.2.2 and 4.2.3, and domain 3 for calculating averaged rainfall amount over the Beijing area

2.2　集合试验方案

模拟试验的起始时间为2012年7月20日00时00分(世界时,下同),预报时效48 h,其中24—48 h预报时段与"7.21"暴雨过程对应,控制预报由NCEP全球集合预报的控制成员C00提供背景场和侧边界条件,此外共进行了6组集合预报试验,试验设计见表1,在所有试验中均加入实况观测(地面和高空观测)经WRF模式三维变分形成初值场。

试验1为初值/侧边界扰动试验(ICLBC,以下简称初值扰动),使用全球集合预报场驱动区域集合预报系统,由21个全球集合成员分别为区域集合预报的21个成员提供背景场和侧边界条件,所有成员的物理方案相同,均与2.1节所述控制预报一致,即由不同的初值和侧边界条件构成不同的集合成员。

试验2为多物理过程方案扰动试验(MULTI),由3种对流参数化方案、3种微物理方案和3种边界层参数化方案组合成21个成员(具体组合方式见表2),各成员物理方案不同,但背景场和侧边界条件相同,均与控制预报一致。

表1　6组集合预报试验的设计方案

Table 1　Description of the 6 groups of ensemble forecasting experiments

序号	试验名	试验描述	成员数
1	ICLBC	由21个全球集合成员作为区域集合预报的背景场和侧边界条件,各成员物理方案相同	21个
2	MULTI	背景场和侧边界条件相同,采用3种不同对流参数化方案、云微物理方案和边界层参数化方案的组合(表2)	21个
3	KFTEN	背景场和侧边界条件相同,随机扰动KF对流参数化方案的倾向项	21个
4	KFTRI	背景场和侧边界条件相同,随机扰动KF对流参数化方案的对流触发项	21个
5	YSU	背景场和侧边界条件相同,随机扰动YSU边界层参数化方案的倾向项	21个
6	COM	由21个全球集合成员为区域集合预报提供背景场和侧边界条件,并且随机扰动KF对流参数化方案的倾向项、对流触发项以及YSU边界层方案的倾向项	21个

注:在所有试验中均加入实况观测(地面和高空观测)经WRF模式三维变分形成初值场。

表2　试验2(MULTI)不同物理方案组合的集合预报试验方案

Table 2　Combination of the physics schemes for each member of the multi-physics ensemble in the 2nd experiment MULTI in Table 1

对流参数化方案		云微物理方案		边界层参数化方案	
方案名称	代码	方案名称	代码	方案名称	代码
Kain-Fritsch Eta	1	WSM6	1	YSU	1
Betts-Miller-Janjic	2	Goddard GCE	2	ACM2	2
Grell-Devenyi ens	3	Thompson	3	MYJ	3
成员编号	方案组合代码	成员编号	方案组合代码	成员编号	方案组合代码
00	1.1.1	07	2.3.1	14	3.2.2
01	2.1.1	08	3.3.1	15	1.3.2
02	3.1.1	09	1.1.2	16	2.3.2
03	1.2.1	10	2.1.2	17	3.3.2
04	2.2.1	11	3.1.2	18	1.1.3
05	3.2.1	12	1.2.2	19	2.1.3
06	1.3.1	13	2.2.2	20	3.1.3

注:组合代码顺序依次为对流参数化方案、云微物理方案和边界层参数化方案。

试验3(KFTEN)为对21个成员的KF对流参数化方案的倾向项在积分过程中进行随机扰动,各成员的背景场和侧边界与控制预报一致。具体随机扰动方法见2.3节。

试验4(KFTRI)为对21个成员的KF对流参数化方案的对流触发项在积分过程中进行随机扰动,各成员的背景场和侧边界与控制预报一致。具体随机扰动方法见2.3节。

试验5(YSU)为对21个成员的YSU边界层方案的倾向项在积分过程中进行随机扰动,各成员的背景场和侧边界与控制预报一致。具体随机扰动方法见2.3节。

试验6为初值/侧边界和随机物理过程的组合扰动试验(COM),由21个全球集合成员为区域集合预报提供背景场和侧边界条件,并且随机扰动KF对流参数化方案的倾向项、对流触发项以及YSU边界层方案的倾向项,随机扰动方法与试验3、4、5一致。本试验即为试验1加上试验3—5的总效果。

2.3 随机扰动方案

在大气模式中,次网格的影响多采用参数化的方式反馈给模式网格,其真值可能在其参数化均值的左右随机波动,因此,为了在模式中模拟和包含这些不确定性,在这些参数反馈回主网格时,在各参数化方案中添加随机强迫到每个模式变量。与谭燕等(2007)的方案不同(每隔6 h引入随机扰动),考虑物理过程对降水的持续影响,在模式积分的每个时间步长、每个格点上连续引入随机物理过程。在随机扰动对象上,与扰动物理过程的经验参数不同(这些参数多采用统计方法获得,具有很强的地域和时间的局限性),对物理参数化方案中的U、V、T、Q等模式大气变量进行扰动。本研究选取两种参数化方案进行随机扰动试验:对流参数化方案KF(Kain,2004)和YSU边界层参数化方案(Hong,et al,2006)。随机扰动分为两类:扰动物理方案向模式网格反馈的倾向项(包括KF和YSU)和扰动对流触发项(仅对KF)。限于精力和资源,没有研究其他的物理过程如微物理等的随机扰动影响。

(1)倾向项扰动

$$\Delta T_1 = (1 + BR_i)\Delta T_0 \tag{1}$$

式中,ΔT_0为物理方案计算的原始倾向,ΔT_1为随机扰动后的新倾向,B为放大系数,本文所有试验$B=1$,$R_i \in (-0.5, 0.5)$,为均匀分布的随机数(白噪音),不同模式格点i的随机数序列不同,并在时间和空间上彼此不相关,扰动的变量T包括参数化方案中计算的U、V、T、Q等模式大气变量。

(2)触发项扰动

KF对流参数化方案通过浮力机制判断气块与环境空气的相互作用,决定是否触发对流

$$T_{\mathrm{lcl}} + \Delta T > T_{\mathrm{env}} \tag{2}$$

式中,T_{lcl}为气块抬升至凝结高度后的温度,ΔT为变温,T_{env}为环境温度,即当$T_{\mathrm{lcl}} + \Delta T > T_{\mathrm{env}}$时触发对流。其中,$\Delta T$包含两部分:由于垂直风速引起的温度变化和由于相对湿度引起的温度变化,本文中扰动的是垂直运动引起的变温$\Delta T1$,具体扰动方法同式(1):$\Delta T1_1 = (1 + BR_i)\Delta T1_0$,其中,$\Delta T1_0$为原始变温,$\Delta T1_1$为随机扰动后的新变温。

3 北京"7.21"暴雨过程控制预报误差分析

2012年7月21日,随高空低压槽和地面冷锋的东移,以及有利的中低纬度系统的配合,山西北部、河北中北部以及京津冀等地出现强降水(图2a),大暴雨区范围较大,包括了京津和河北的中部及北部地区,特大暴雨中心主要位于北京西南部、天津中部、河北廊坊和唐山等地,给该地区造成了巨大的经济损失和人员伤亡。从控制预报20日00时起报的24—48 h累积雨量(图2b)可见,控制成员对北京地区的这次过程的预报还是比较成功的,基本报出了这次强降水过程,其预报的北京南部特大暴雨中心(250 mm)也与实况接近,只是范围较小。对比预报和实况,其差异在于控制预报的强降水区略偏西;对山西、河北北部、河北中西部的降水预报过强,而对天津北部、河北东北部的降水预报偏弱。图2c给出了控制预报24 h降水和实况的差值,两者在北京区域的差异较小,而在北京西部的降水预报偏多,东部偏少。

尽管控制预报对这次过程的总体雨量预报较好,但在时间分布上与实况相差甚大,预报强降水发生的时间比实况落后12 h。图3给出了北京区域(图1中区域3(39.4°—41°N,115.4°—117.5°E),下同)控制预报的逐6 h面平均雨量和对应时段内的实况面平均雨量,可见北京地区的降雨从21日02时前后开始,21日20时之后,暴雨过程基本结束,其中强降水时段主要集中在21日06—12时,而控制预报在24—48 h内降水逐渐增强,42—48 h时段达到最强。即模式对出现在下午的强降水预报偏弱,而对夜间的降水强度预报偏强,这与其他一些数值模式的预报结果类似(俞小鼎,2012;陶祖钰等,2013)。虽然对这次过程冷锋影响北京的具体时间划分上存在一些差异,但总体上可以将这次过程划分为两个阶段:锋前的暖区降水阶段和锋面降水阶段(谌芸等,2012;孙建华等,2013),数值模式对这次高空低压槽伴冷锋型强降水过程的总体可预报性较高,但大都没有正确反映出锋前暖区的强降水过程,即所谓"正确的结果,错误的理由"(Zhang,et al,2013)。这可能与现有模式所采用的对流方案不能很好模拟暖区对流过程有关(俞小鼎,2012)。

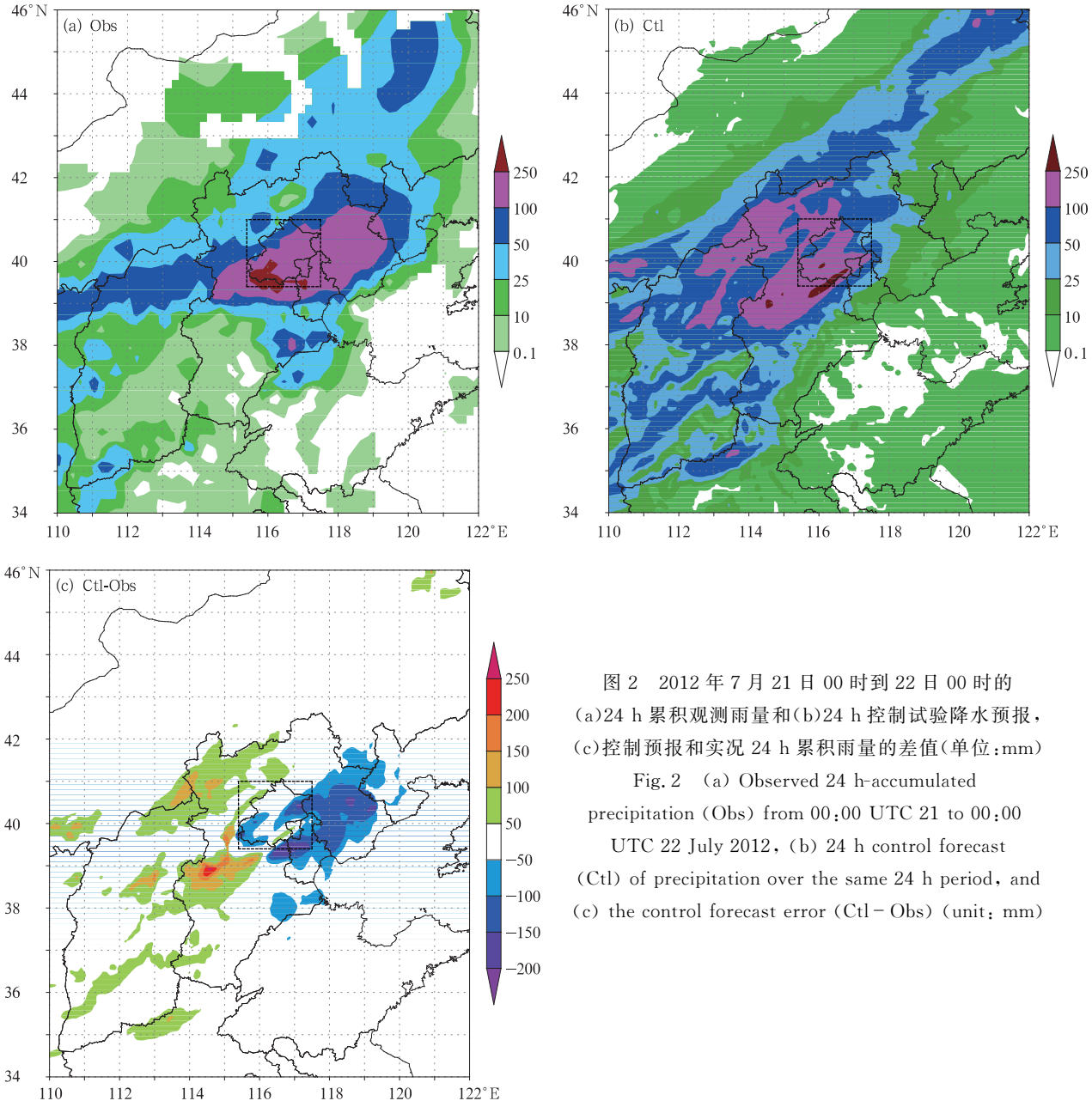


图 2　2012 年 7 月 21 日 00 时到 22 日 00 时的(a)24 h 累积观测雨量和(b)24 h 控制试验降水预报,(c)控制预报和实况 24 h 累积雨量的差值(单位:mm)

Fig. 2　(a) Observed 24 h-accumulated precipitation (Obs) from 00:00 UTC 21 to 00:00 UTC 22 July 2012, (b) 24 h control forecast (Ctl) of precipitation over the same 24 h period, and (c) the control forecast error (Ctl − Obs) (unit: mm)

基于单一模式或物理过程的集合预报只能消除随机误差而不能消除系统性误差,消除系统性误差还需改进模式本身(杜钧等,2010a),本例中模式的降水预报系统性滞后 12 h(图 3),因此不期望集合预报能完全消除这种明显时间分布上的系统偏差。尽管如此,在本研究中还是首先检验在这种不理想的情形下集合预报相对控制预报会有多大程度的提高(4.1 节),然后分析不同集合扰动技术的离散度特征及其对集合离散度的贡献和对预报误差的模拟(4.2 节)。

4　试验结果分析

4.1　集合方法对控制预报的改善和提高

4.1.1　确定性预报

采用 2.2 节 6 套集合预报方案进行了集合预报试验,利用全中国 2510 个站点的 24 h 累积雨量(该资料也用于 4.1.3 节降水概率预报、4.2.1 节 Talagrand 分级的检验),计算了全中国范围(图 1 中区域 1)模拟试验的降水预报(插值到站点)与实况的均方根误差和ETS评分。图4a给出的是控制预报、

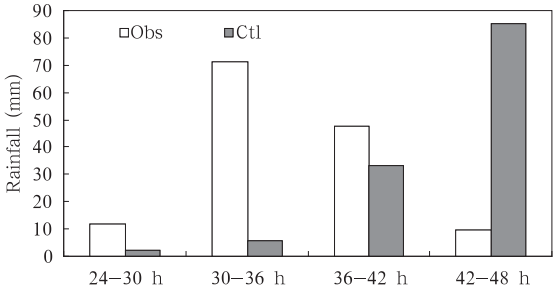


图 3 北京区域(图 1 中区域 3,下同)强降水时段内(7 月 21 日 00 时至 22 日 00 时)实况观测的面平均雨量(Obs)和控制成员的逐 6 h 面平均雨量预报(Ctl)

Fig. 3 Observed 6 hourly rainfalls (Obs) and those from the control forecast (Ctl), averaged over the Beijing area (domain 3 in Fig. 1), during the severe rain period (00:00 UTC 21 – 00:00 UTC 22 July 2012)

6 组试验的集合平均降水与实况的均方根误差(本研究的集合平均采用等权重的算术平均),可以反映集合平均对降水强度预报的改进效果。可见,ICLBC、MULTI 和 COM 集合平均预报的均方差都小于控制预报,其中 MULTI 试验的均方根误差改进最明显(减少约 12%),而 3 组随机扰动试验的均方根误差与控制预报接近;表明 ICLBC、MULTI 和 COM 集合平均预报相对控制预报在总体降水强度预报上有改进,3 组随机扰动试验对降水强度预报与控制预报相差无几(YSU 还略变差)。从控制预报和 6 组试验的集合平均降水预报的 ETS 评分(图 4b)可见,在 150 mm 以内的降水量级上,ICLBC、MULTI、COM 试验与控制预报相比,ETS 评分有一定提高,表明以上试验的集合平均在这些量级降水的位置预报上有提高,其中MULTI试验的提高最明显(在≥50 mm 的量级上提高约 63%);而对于强降水(≥150 mm),由于集合平均在集合离散度越大时集合平均的平滑作用也越大(Du, et al, 1997),所以对于离散度较大的 ICLBC、MULTI 和 COM 三种集合预报(见 4.2 节),超强降水被平滑掉,从而使 ETS 评分降低。今后为了避免简单集合平均对强降水预报的强平滑这一缺陷,应该采取概率匹配的集合平均来代替简单平均(Ebert, 2001;李俊等, 2014;杜钧等, 2014a)。

相反,对于总体离散度很小的 3 组随机物理过程集合(见 4.2 节),在 150 mm 以下的降水量级上,它们的 ETS 评分与控制预报相差不大,而在≥150 mm 降水量级的评分中,3 组随机扰动试验的评分高于控制预报,并且也高于另 3 组集合预报试验,表明随机物理过程对降水落区预报的改进主要体现在小尺度的强降水部分,这是因为随机扰动产生的离散度主要在小尺度扰动上(见 4.2.2 节的讨论)。就这次过程而言,强降水的实况和预报的范围都相对较小,并且位置比较吻合(图 2),所以出现强降水 ETS 评分反而高于中等强度降水的现象。

为了更加直观地看到集合平均预报较之控制预报改进的程度,图 5 给出了控制预报(图 5a)和集合平均预报(图 5b—d)对 24—48 h 累积降水预报误差≥50 mm 的范围和量级。可以看到所有集合平均预报的误差幅度都有明显减小(许多≥100 mm 的误差区都消失了),其中改进最多的是多物理方案 MULTI(图 5c)、改进最少的是随机物理方案 KFTEN(图 5d)、初值扰动方案 ICLBC 居中(图 5b),这与图 4 的结果一致;MULTI 方案还使误差范围尤其是北京地区以西虚假的正偏差范围大幅度缩小,这表明多物理方案的集合对降水系统的东移

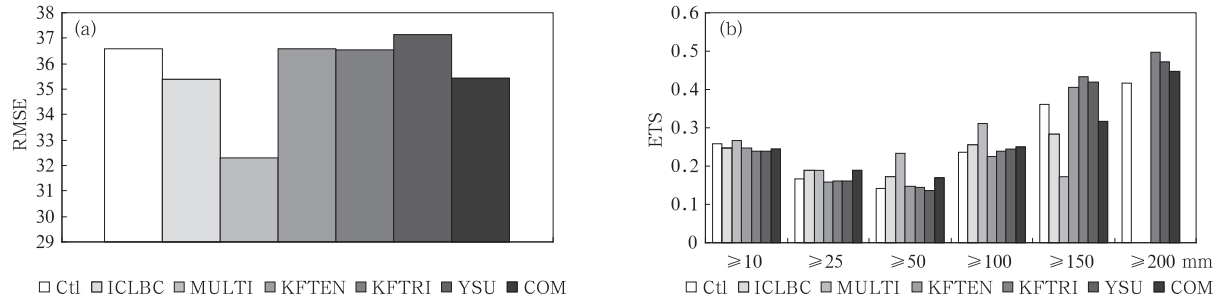


图 4 控制预报(Ctl)、6 组集合平均降水预报与实况的均方根误差(a)及其 ETS 评分(b)

Fig. 4 RMSEs (a) and ETSs (b) of the control forecast and the six ensemble mean forecasts

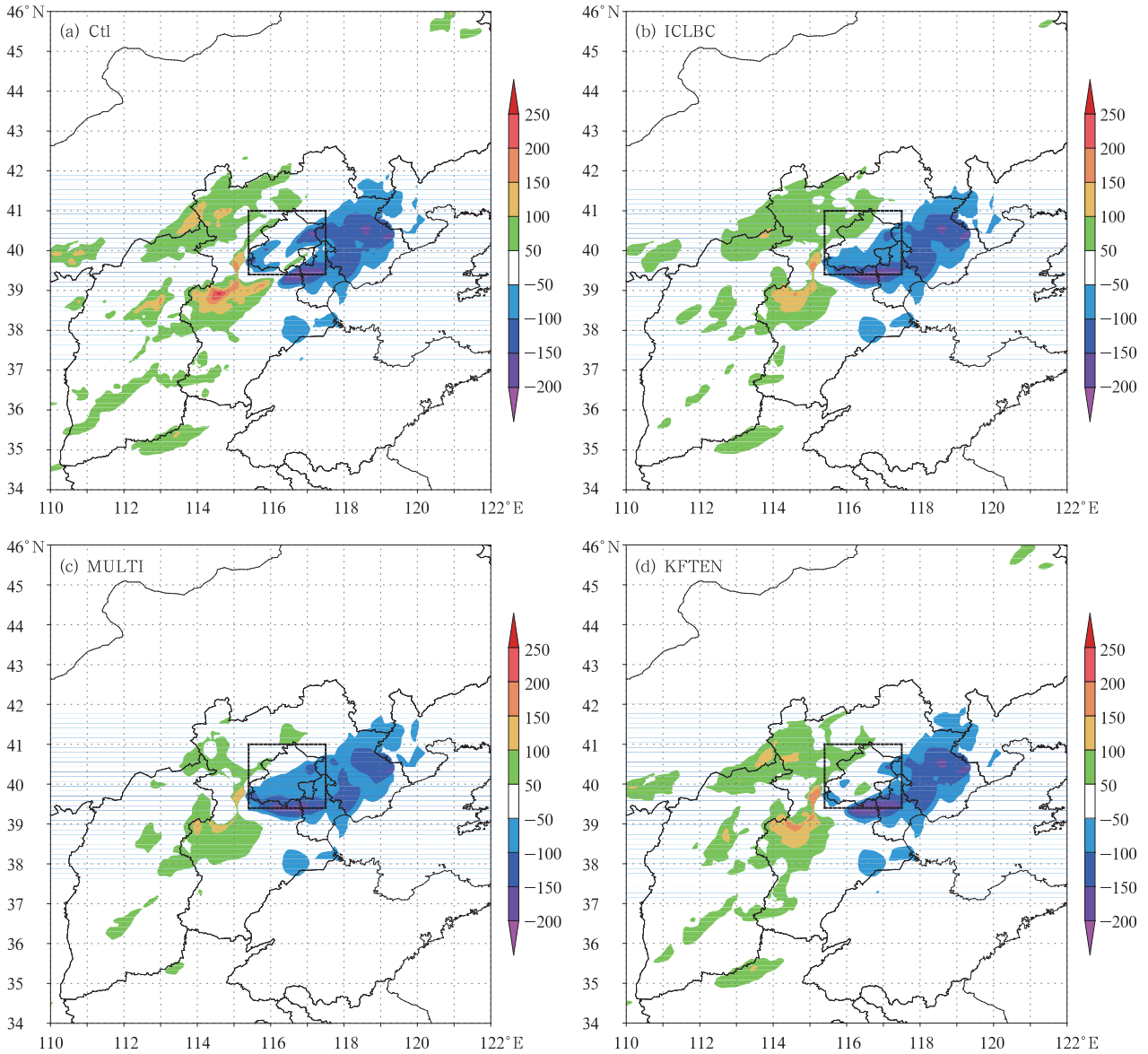


图 5　24—48 h 降水预报与实况的差值(a. 控制预报，b. ICLBC 试验，c. MULTI 试验，d. KFTEN 试验；单位：mm；图中只给出超过 50 mm 的误差分布，因为 COM 试验的误差分布与 ICLBC 试验相似，KFTRI、YSU 试验的误差分布与 KFTEN 试验相似，故未给出)

Fig. 5　Forecast errors (forecast − observation) of the 24 h-accumulated precipitation (during the forecast period of 24 − 48 h) for (a) control forecast, (b) ICLBC (COM is similar), (c) MULTI and (d) KFTEN (KFTRI and YSU are similar) ensemble mean forecasts (unit: mm; only major error ⩾ 50 mm is plotted for better view)

速度可能也有所改进。

4.1.2　降水集合区间预报

图 6 给出了北京区域(图 1 中区域 3)6 组集合预报的集合平均、集合最大和最小(基于所有的集合成员，即不同的格点可能源自不同的成员)的逐 6 h 面平均雨量与实况和控制预报的对比(在站点上进行)。24—36 h 时段，各组集合预报试验所提供的降水集合区间预报(集合最小—集合最大的预报区间)虽然未能包含实况并仍大幅度低估降水，但其集合最大值都明显比控制预报值更接近实况，尤其是 ICLBC、MULTI 和 COM 试验(图 6a、b 和 f)；36—42 h时段，所有的集合预报试验的预报区间均包

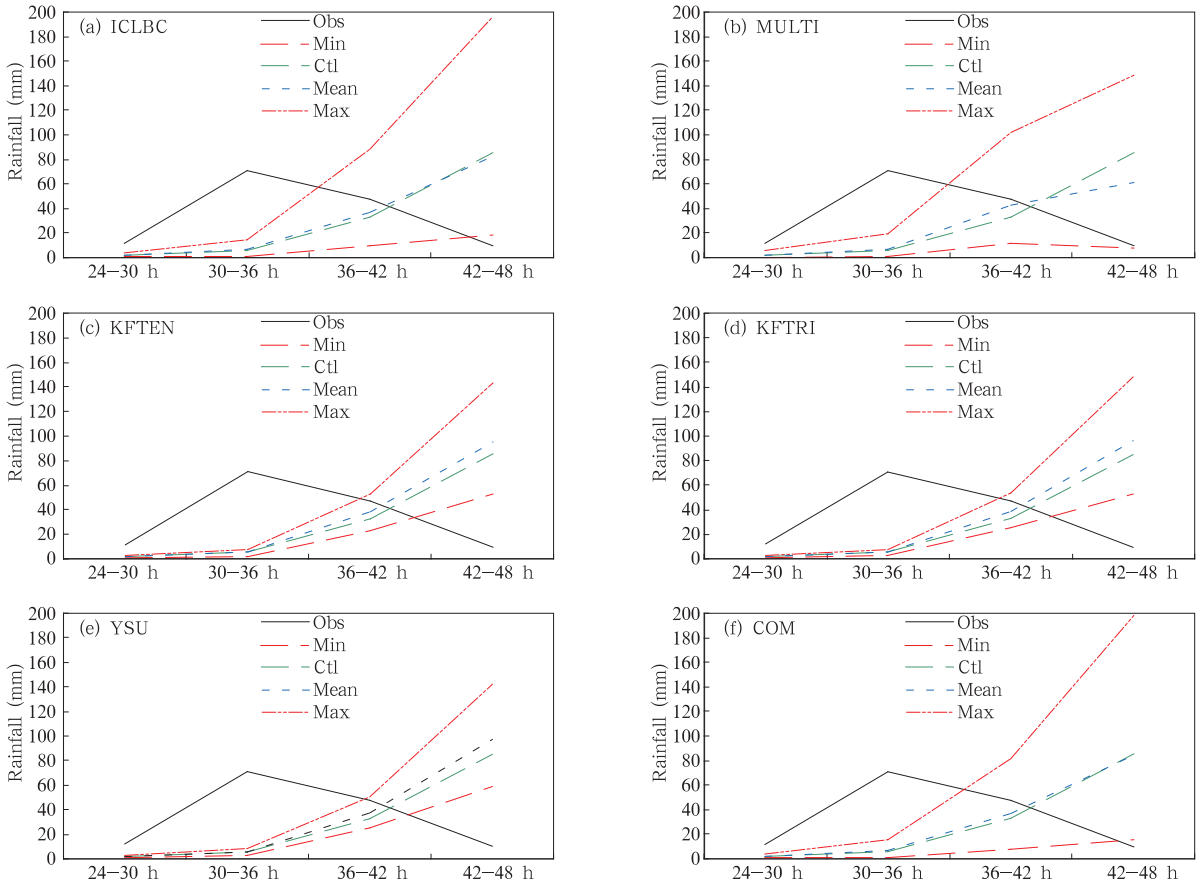


图 6 北京区域各试验的集合最小(Min)、集合平均(Mean)、集合最大(Max)的逐 6 h 面平均雨量和相同时段内控制成员的逐 6 h 面平均雨量预报(Ctl)、实况观测的面平均雨量(Obs)

(a. ICLBC 试验,b. MULTI 试验, c. KFTEN 试验, d. KFTRI 试验, e. YSU 试验, f. COM 试验;集合最大(Max)和最小(Min)基于所有的集合成员,即不同的格点可能源自不同的成员)

Fig. 6 6-hourly rainfalls, averaged over the Beijing area (domain 3 in Fig. 1), from the observation (Obs), ensemble minimum (Min), control forecast (Ctl), ensemble mean (Mean) and ensemble maximum (Max) for (a) ICLBC, (b) MULTI, (c) KFTEN, (d) KFTRI, (e) YSU and (f) COM ensembles (the rainfalls could originate from the different ensemble members for the ensemble minimum and maximum products)

含了实况,其集合平均和控制预报相比也与实况更加接近;而 42—48 h 时段,MULTI 试验较好,其集合最大、最小预报包含了实况,ICLBC 和 COM 试验次之,尽管其集合最大、最小预报没有包含实况,其集合最小预报在控制预报过度估计降水的情况下,与实况非常接近。另外 3 组随机物理过程试验的 42—48 h 时段,其集合最小预报虽然都过度估计了降水,但与控制预报相比也更接近实况。因此,各类集合预报特别是 ICLBC、MULTI 和 COM 3 种试验都包含了较单一控制预报更有可能接近实况的预报信息。

集合区间预报是一种典型的集合预报产品,它可事先向用户提供随天气形势变化的预报不确定性信息。虽然不知道实况究竟会落于集合区间的何处,但用户可以根据自身能承受天气风险的程度(经济价值)采取不同的应对措施。因此,任何含有不确定性信息的预报产品的应用价值取决于用户是否依据"花费-损失比"的决策系统计算经济价值后采取对应措施(杜钧等,2010b)。集合预报的预报区间大小并不是随意的,而是实际大气可预报性的度量,并且可以通过集合离散度的质量来检验,例如在本例中,虽然 MULTI 集合的区间较大(图 9),但同时其

离散度的质量也是最好的(图 10)。

4.1.3　降水概率预报

与确定性预报不同的是,集合预报能提供各种可能出现的情况以及它们出现的可能性大小的信息,即集合预报可以从其成员的预报中计算某种天气发生的相对概率,它包含了该集合系统所能提供的所有信息。图 7 给出了 3 组集合预报试验不同等级降水的 Brier 技巧评分(BSS)(Brier, 1950; Murphy, 1973;李俊等,2010),从中可以分析出不同集合预报试验对概率预报的贡献。检验同样基于全中国 2510 个站点,将降水量 10—200 mm 共分成 6 个等级,并以控制预报作为参考预报。图中各组试验在几乎所有数量级的 BSS 评分均大于 0(仅 1 个例外),表明各组集合预报试验的概率预报相对控制预报均有正的预报技巧;在小于 150 mm 的降水量级内,多物理方案 MULTI 的 BSS 评分最高,但对于大于 150 mm 量级的降水其评分最低,并在≥200 mm 时变得没有技巧;在初值扰动方案 ICLBC 中加入随机物理过程后的组合扰动方案(COM),各量级的 BSS 评分均比单纯初值扰动方案(ICLBC)有提高,尤其对于≥100 mm 降水的 BSS 评分提高更明显;KFTEN、KFTRI 的 BSS 评分对≥50 mm 降水有明显提高,YSU 对≥100 mm 降水有明显提高,以上 3 种方案的 BSS 评分均在≥200 mm降水达到最大,表明随机物理过程主要可以改善强降水的概率预报(与其集合平均的 ETS 评分一致);这一结果与已有工作(陈静, 2014,个人通讯)一致;ICLBC 和 MULTI 方案的 BSS 评分均有随预报量级增大评分逐步增大然后减小的趋势,随机物理方案的 BSS 评分大体上随预报量级的增大而提高,在 ICLBC 方案中加入随机物理过程后(COM 试验),其原来≥100 mm 降水的 BSS 评分减小的趋势明显得到改善,也表明随机物理过程对单纯的初值扰动方案在强降水概率预报上有明显改善。

4.2　集合离散度

集合预报的主要目的之一是针对某一特定的预报系统实时定量地模拟其对任一气象要素随时间、空间以及天气系统而变化的可能预报误差的分布(杜钧等,2010a, 2014a),而这一误差分布通常用"离散度"来度量,一个好的集合预报系统应具有适当的(详见以下讨论)离散度特性,这是能否预报出"预报误差"的关键。以下分析不同集合预报方案的离散度特征。

4.2.1　总离散度的特征

从 6 套方案的 24—48 h 集合平均降水和离散度分布(图 8)可见,各套方案的平均预报与控制预报类似,雨带的走向,强降水落区基本一致(100 mm 等值线),均报出了北京的强降水过程,只是集合平均降水的中心强度和落区有差异:MULTI 最弱、3 组随机扰动最强、ICLBC 和 COM 居中。从 6 组集合预报试验的离散度分布(图 8 中的阴影)可知,离散度的分布与集合平均雨带的分布基本一致,离

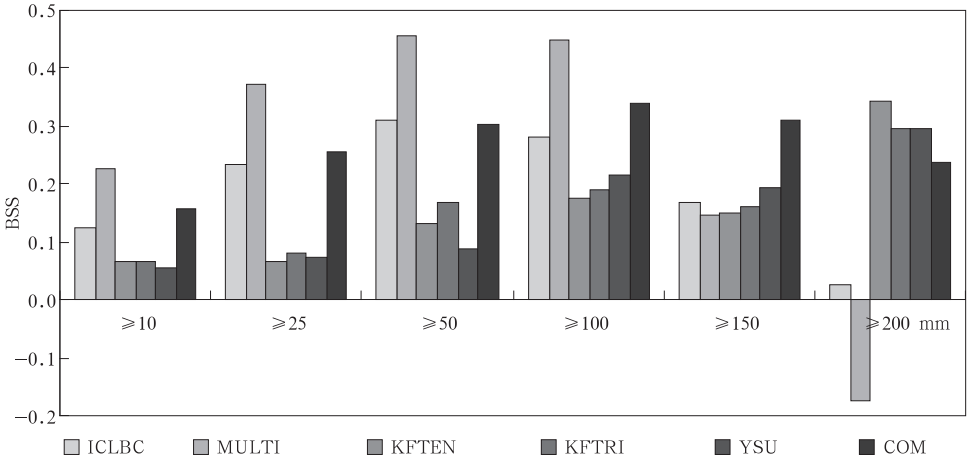


图 7　6 组集合预报试验不同等级降水预报的 Brier 技巧评分

Fig. 7　Brier Skill Scores (BSSs) of the six ensembles over the different precipitation thresholds

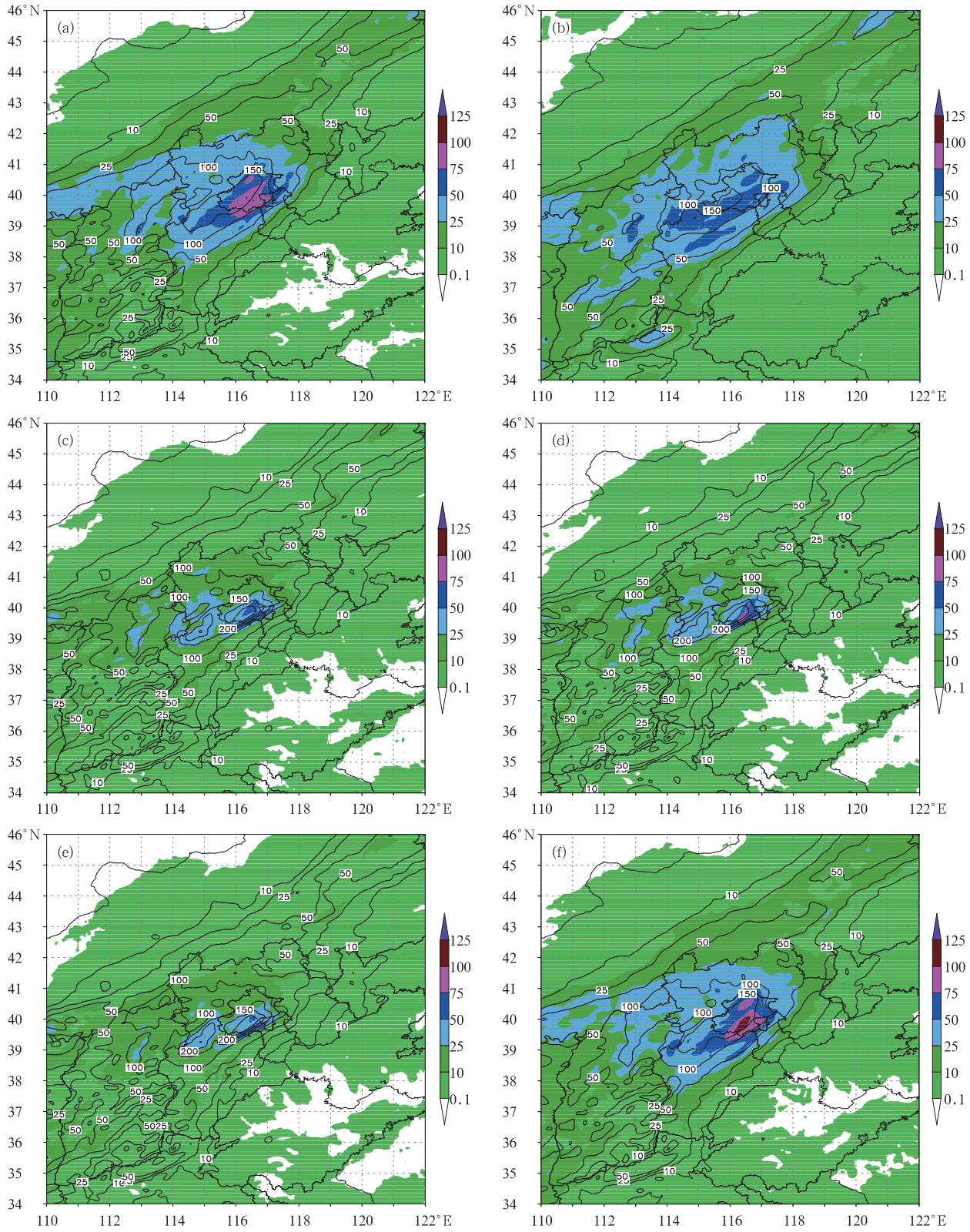


图 8 6 组集合预报试验 24—48 h 的集合平均降水预报(等值线)和降水的离散度(阴影)、
(a. ICLBC, b. MULTI, c. KFTEN, d. KFTRI, e. YSU, f. COM 试验; 等值线间隔为 10、25、50、100、150、200、250 mm)

Fig. 8 24—48 h ensemble mean forecasts (contour) and ensemble spreads (color) of the 24 h-accumulated precipitation (00:00 UTC 21 – 00:00 UTC 22 July 2012) from (a) ICLBC, (b) MULTI, (c) KFTEN, (d) KFTRI, (e) YSU and (f) COM ensembles (The isohyets are for 10, 25, 50, 100, 150, 200 and 250 mm/d)

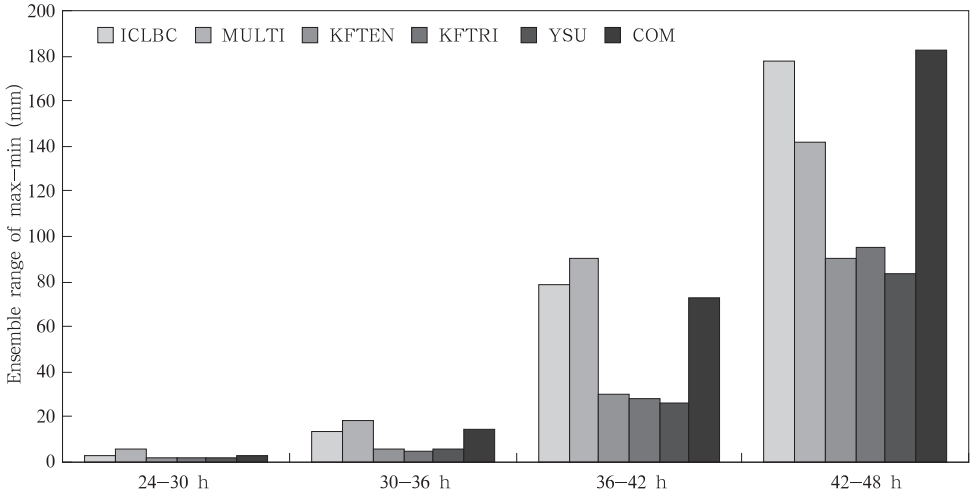


图 9　6 组集合预报试验北京区域逐 6 h 集合最大(图 6 中 max)和集合最小(图 6 中 min)面平均雨量预报的差值

Fig. 9　Ensemble ranges (max − min, can be viewed as a form of ensemble spread) of the 6 h-accumulated precipitation forecasts from the six ensembles during the severe rain period from 00:00 UTC 21 − 00:00 UTC 22 July 2012 (the ensemble max and min have their definitions the same as in Fig. 6)

散度的大值区和平均降水中心有很好的对应关系。3 组随机物理扰动产生的集合预报离散度很相似,无论其分布范围(如离散度大于 25 mm 以上的区域)还是平均强度,均远小于 ICLBC、MULTI 和 COM 试验;ICLBC 和 MULTI 试验的离散度的分布范围相当,但 ICLBC 试验的中心强度较强,而在初值扰动的基础上叠加随机物理过程的 COM 试验,其离散度分布与 ICLBC 试验相似,但中心强度较强(图 8a 与 8f),即随机物理过程可以增大初值扰动试验的离散度,这也是为什么在强降水时 COM 试验的概率预报技巧高于 ICLBC 试验的原因(图 7)。下面进一步定量比较它们的离散度特征。

从 6 组试验北京区域逐 6 h 面平均雨量集合最大和集合最小的差值(离散度的一种衡量)分布(图 9)可见,ICLBC、MULTI、COM 试验的集合最大与最小面平均雨量的差值明显大于 3 组随机扰动试验,表明其降水预报的离散度远大于随机扰动试验,这与图 8 和图 10 中 24 h 累计降水的 Talagrand 分级直方图的分布结果一致;此外,从分段降水的差异看,24—42 h,MULTI 的集合最大与最小面平均雨量差异最大,而在预报降水最强时段的 42—48 h,其差异小于另外两组集合预报试验(ICLBC 和 COM),这间接表明初值扰动较物理扰动的作用可能随着预报时间的延长而增大(Gilmour, et al, 2001)。

对于一个好的集合预报系统,当成员足够多时集合预报的成员大多数情况下应该可以包含大气的真实状态,并从统计意义上看应该是每个预报成员发生的概率是均等的,所以实况(真值)可能是集合成员中的任意一个。对其通常采用 Talagrand 分布(也称分级直方图)的检验方法(Talagrand, et al, 1997)。一个理想集合预报系统的 Talagrand 分布应该是平直的,即实况落在由集合成员预报值按从小到大排列所形成的各个等级区间的概率相同;这也表示对于有 n 个成员的集合预报,有 $2/(n+1)$ 的机会实况落在集合预报区间之外是应该预见的(杜钧, 2002)。如果呈现"L"型分布,实况大多落在集合预报的小值区,说明集合预报系统有正的偏差,反之表明集合预报系统有负的偏差,如果是倒"U"型分布,实况大多落在集合预报的中间区域,说明集合系统的离散度太大。反之,如果是"U"型分布,说明集合预报系统的离散度不够大使实况常常落在集合预报区间之外,或者集合预报在某些区域有正的误差,而在另一些区域有负的误差。图 10 给出针对全中国 2510 个站点统计出的 6 组集合预报试验 24—48 h 降水预报的 Talagrand 分布及其概率均方

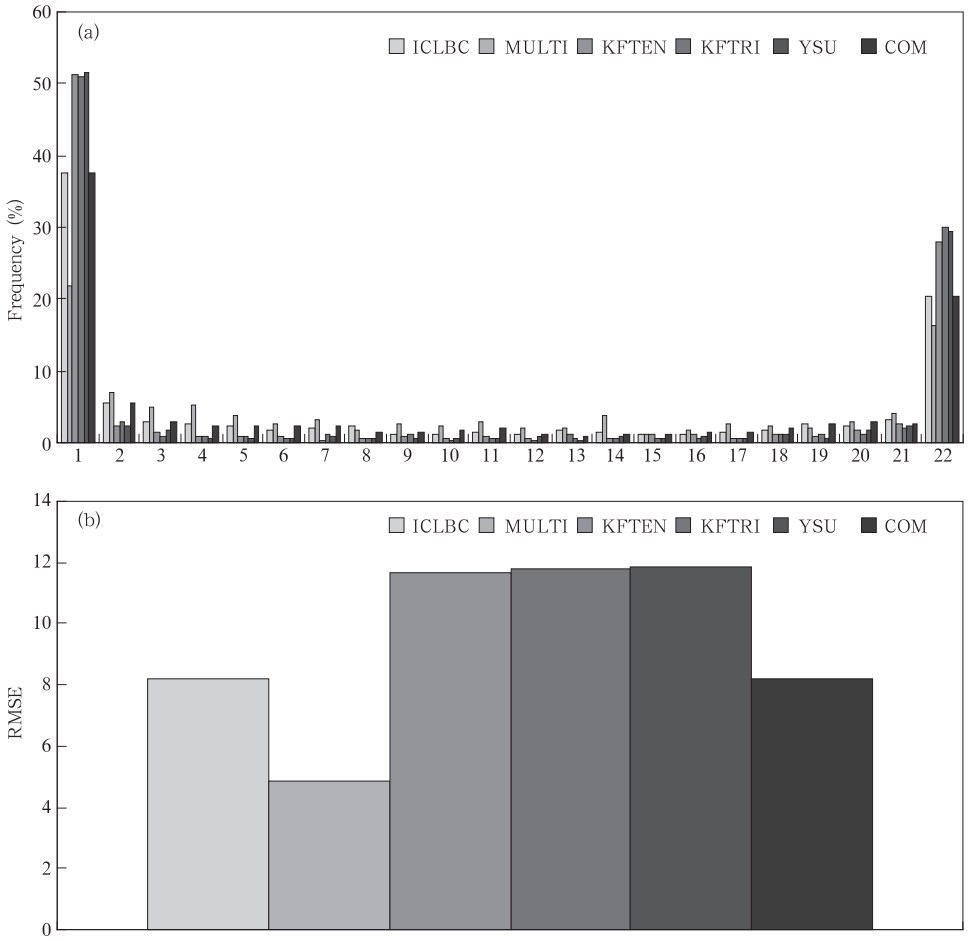


图 10 6 组集合预报试验 24—48 h 降水预报的 Talagrand 分布(a)和概率均方根误差(b)

Fig. 10 (a) Talagrand distributions or ranked histograms and (b) root mean squared differences between the ranked-probability and expected-probability summed over all the categories in the Talagrand distribution, derived from the six ensembles for the 24－48 h forecasts of the 24 h-accumuated precipitation over the severe rain period from 00:00 UTC 21－ 00:00 UTC 22 July 2012

根误差(谭燕等,2007;李俊等,2010)。概率均方根误差为

$$Q = \left[\frac{1}{N+1}\sum_{i=1}^{N+1}(\overline{P} - P_i)^2\right]^{\frac{1}{2}} \qquad (3)$$

式中,Q 为概率均方根误差,$\overline{P}$ 是集合系统各成员间形成的每一等级在理想状况下实况应该出现的平均频率($1/(n+1)$, n 为集合成员数),P_i 是各等级实况实际出现的频率,因此概率均方根误差反映的是各预报等级实况实际出现的频率和理想频率的差距,当 Q 值越小,Talagrand 分布越接近理想状态,其离散度分布越合理。如图 10a 所示,6 组试验的 Talagrand 分布总体呈"U" 型,表明 6 组试验的离散度均不够大,并且实况落在集合预报的小值区的频率大于落在大值区("L"型),说明 6 组试验在很多地区(不一定是北京区域)存在系统性的正偏差(主要是小雨区偏多)。3 组随机扰动试验中实况落在集合预报区间之外(即两端区间)的频率更高,表明随机扰动试验的离散度更小,这从概率均方根误差分布(图 10b)看得更清楚,3 组随机扰动的离散度相当,均小于 ICLBC、MULTI 和 COM 试验;ICLBC 和 COM 试验的离散度相当,可见随机物理过程除了在暴雨中心处帮助初值扰动较明显地增强了离散度以外(图 8a 与 8f),在其他大部分地区可能没有多少贡献;MULTI 试验的离散度包含实况最多最理

想，并且 MULTI 试验大幅度地消除了预报的正偏差(从"L"型变为"U"型，这在上面的图 5 和下面的图 11 讨论也可看到)，这可能是因为不同的物理方案(类似多模式集合)有不同的预报系统偏差而在集成时被互相抵消(Duan，at al，2012)，能消除预报系统偏差显然是多物理集合方案一大凸出的优点。

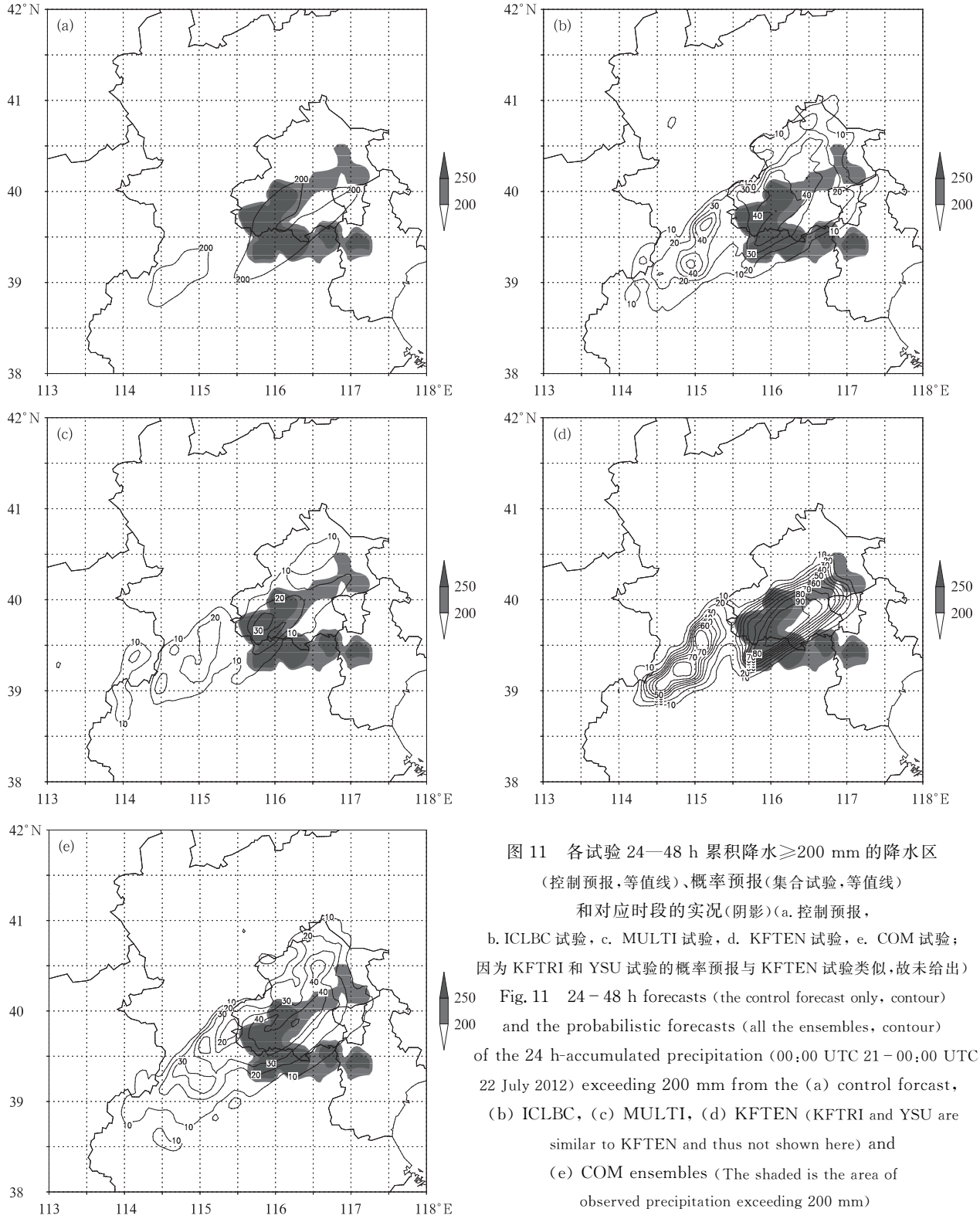


图 11　各试验 24—48 h 累积降水≥200 mm 的降水区(控制预报，等值线)、概率预报(集合试验，等值线)和对应时段的实况(阴影)(a. 控制预报，b. ICLBC 试验，c. MULTI 试验，d. KFTEN 试验，e. COM 试验；因为 KFTRI 和 YSU 试验的概率预报与 KFTEN 试验类似，故未给出)

Fig. 11　24－48 h forecasts (the control forecast only, contour) and the probabilistic forecasts (all the ensembles, contour) of the 24 h-accumulated precipitation (00:00 UTC 21－00:00 UTC 22 July 2012) exceeding 200 mm from the (a) control forcast, (b) ICLBC, (c) MULTI, (d) KFTEN (KFTRI and YSU are similar to KFTEN and thus not shown here) and (e) COM ensembles (The shaded is the area of observed precipitation exceeding 200 mm)

值得注意的是BSS评分(图7)和Talagrand分布(图10)对于MULTI试验的结果看上去似乎矛盾,从Talagrand分布看,MULTI试验的离散度分布特征最好,其概率预报从理论上说也应该最优,从图7概率预报的BSS评分看≥10、25、50和100 mm的预报也确实如此,但≥200 mm的评分却小于0,而变成最差,相对控制预报没有技巧。详细分析原因,由于Talagrand分布反映的是对所有量级降水的概括能力,而200 mm以上的降水范围较小(超过200 mm的降水区域全部集中在北京区域附近,见图11的阴影区),因此即便全部空报或漏报,也不会对总体的Talagrand分布造成太大影响;此外,由于MULTI试验的最大降水强度小于其他组试验(如图8b)且离散度较大,因而其≥200 mm概率预报相对其他组试验覆盖的范围较小且概率等级较低(图11c与b、d和e),其与实况重叠的范围略小于控制预报(比较图11c与a),因而评分最差。但同时也注意到MULTI方案对主要暴雨区以西(河北西部)空报的≥200 mm区域却比其他集合方案有明显改善:范围缩小和概率降低,这与图5结果一致。

4.2.2 离散度的空间尺度特征

为了进一步分析各组集合预报试验中不同空间尺度上的离散度或扰动能量的分布,参考Casati等(2004)的做法,对离散度场进行尺度分离,并计算相邻两次空间尺度分离后的离散度场的方差,作为相应空间尺度上扰动能量的相对大小。具体方法如下:

选取这次降水过程的主要降水落区作为尺度分离的中心区域(图1中区域2:34°—46°N,110°—122°E),对于该区域内的每个点,用计算不同空间尺度平均的离散度来对其进行尺度分离

$$\overline{spd_n} = \frac{1}{d}\sum_{i,j=1}^{d}(spd_0) \tag{4}$$

式中,$\overline{spd_n}$为中心区域2任意一点(i,j)第n次尺度平均后的离散度,spd_0为区域d内(选定的某空间尺度)各格点的逐3 h降水离散度,d定义为$(i\pm 4n, j\pm 4n)$范围(即某空间尺度)内所有的点,即对区域2里的任意一点(i,j),每次取$(i\pm 4n, j\pm 4n)$范围内所有点的spd_0计算平均值,作为该点第n次尺度平均后的离散度,其中$n=1/4,1,2,3\cdots 64$,对应空间尺度约为8,32,64,96…2048 km(模式输出为等经纬度网格,格距约为0.04°,在此近似取为4 km,即当$n=0$时,平均的近似空间尺度为4 km;当$n=1$时,平均的近似空间尺度为32 km;考虑到模式的原始分辨率为9 km,第一点取$n=1/4$,即8 km,而不是当$n=0$时的4 km,这样做所带来的误差可以忽略①)。

$$E_n = \frac{1}{D}\sum_{i,j=1}^{D}((\overline{spd_n} - \overline{spd_{n+1}})^2) \tag{5}$$

式中,E_n为第n次尺度平均所对应空间尺度上的扰动能量(或离散度谱能量),定义为区域D内与相邻的但更大尺度平均的离散度场的方差,区域D即为中心区域2所有格点。图12用MULTI试验的离散度来举例说明尺度分离的方法,图12a和b分别为$n=1$(32 km,spd_1)和$n=2$(64 km,spd_2)时尺度平均后的3 h(45—48 h)降水预报集合离散度的分布,显然64 km平均的结果比32 km平均的结果更加平滑,图12c为spd_1和spd_2的绝对差值场,计算这两次尺度平均的离散度场的方差,即为32—64 km尺度上的扰动能量(或离散度谱能量)(以下讨论中的尺度大小与气象中的天气尺度概念不同,仅用于说明扰动尺度的相对大小,为了避免误解尽量在表达上使用"更大"或"更小",并且给出具体的尺度值)。

图13分别给出不同时段ICLBC、KFTEN、COM、MULTI 4组扰动试验中离散度扰动能量在空间尺度上的分布,4个3 h时段分别为24—27 h、30—33 h、36—39 h、45—48 h。在相同尺度下,所有试验逐3小时的离散度扰动能量随预报时间增大,这也与该时段内模式预报降水逐步增强的趋势一致(图3),并且4组试验中离散度扰动能量都随空间尺度的增大而减小,即预报的不确定性随着天气系统空间尺度的增大而变小。对比不同试验在不同空间尺度上的离散度能量分布,可以看到在所有空间尺度上,ICLBC、MULTI和COM试验的离散度扰动能量一般都远比随机试验(KFTEN)的大;随机物理过程产生的扰动能量主要集中在较小尺度上(大约<320 km),在更小的尺度上(<160 km)它甚至

①研究中计算了4 km和8 km之间的扰动能量,其值很小(大约0.01),因此由9 km分辨率模式降尺度到4 km输出格式所带来的误差可以忽略。

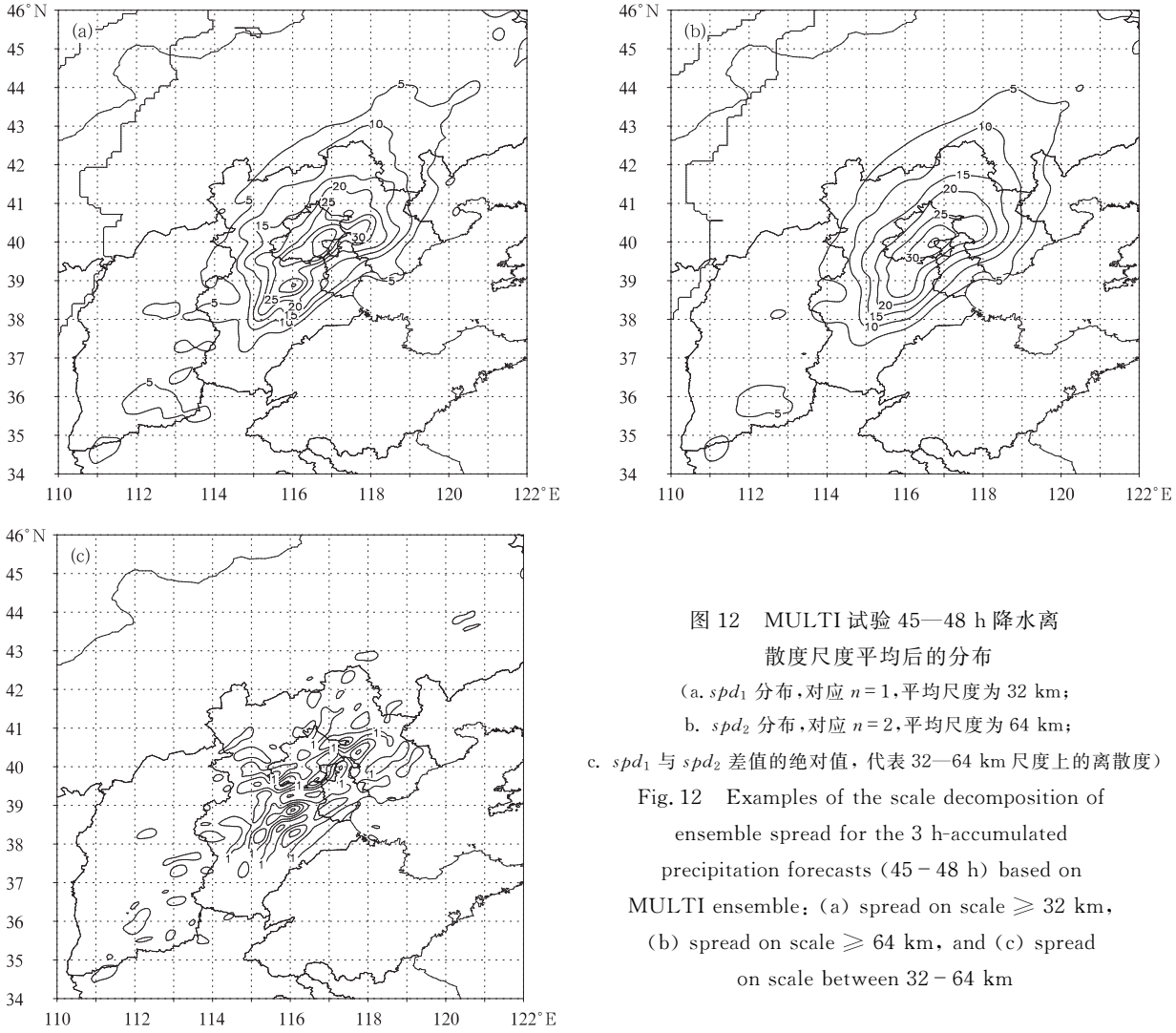


图 12　MULTI 试验 45—48 h 降水离散度尺度平均后的分布
(a. spd_1 分布,对应 $n=1$,平均尺度为 32 km;
b. spd_2 分布,对应 $n=2$,平均尺度为 64 km;
c. spd_1 与 spd_2 差值的绝对值,代表 32—64 km 尺度上的离散度)

Fig. 12　Examples of the scale decomposition of ensemble spread for the 3 h-accumulated precipitation forecasts (45－48 h) based on MULTI ensemble: (a) spread on scale ≥ 32 km, (b) spread on scale ≥ 64 km, and (c) spread on scale between 32－64 km

可以同初值(30—33 h,图 13b)和多物理扰动(45—48 h,图 13d)的扰动能量相当;多物理过程对较小尺度上的离散度比初值扰动有更大的贡献;在初值扰动中加入随机物理过程(COM),能一定程度增强其小尺度上扰动能量的贡献(图 13a、b、d)(对比图 8f 和 8a 也可定性地看出,在强降水区域 COM 试验比 ICLBC 试验具有更小的离散度结构);尽管所有试验中的扰动能量都随空间尺度的增大而减小,但 ICLBC 和 MULTI 试验减小的速度明显小于随机物理试验,例如初值和多物理扰动对离散度的贡献可以比随机物理过程多延伸 400—500 km 直到较大的尺度(>1000 km);最后,还可看到多物理过程对离散度的贡献随尺度增大而递减的速率似乎比初值扰动更快。

4.2.3　离散度与预报误差空间尺度谱的比较

集合预报的目的是要用集合离散度来模拟预报的误差,其模拟能力通常用"离散度-预报误差"关系来表示(Du, et al, 2014)。采用与离散度尺度谱相同的计算方法(式(4)、(5)),计算了控制预报降水和集合平均预报与实况降水之间绝对误差的尺度谱分布,考虑到站点实况降水分布不均匀,站间距远,且仅覆盖中国区域,不能满足针对区域 2 进行空间尺度平滑的需要,在此采用了中国国家气象信息中心 0.1°× 0.1°网格化逐时的实况降水融合产品,该资料融合了全中国自动站观测降水量和卫星反演降水资料(沈艳等,2013),资料范围为(15.05°—58.95°N, 70.05°—139.95°E),基本覆盖了图 1 中模拟试验区域1。从24—27h4组集合预报试验的离散

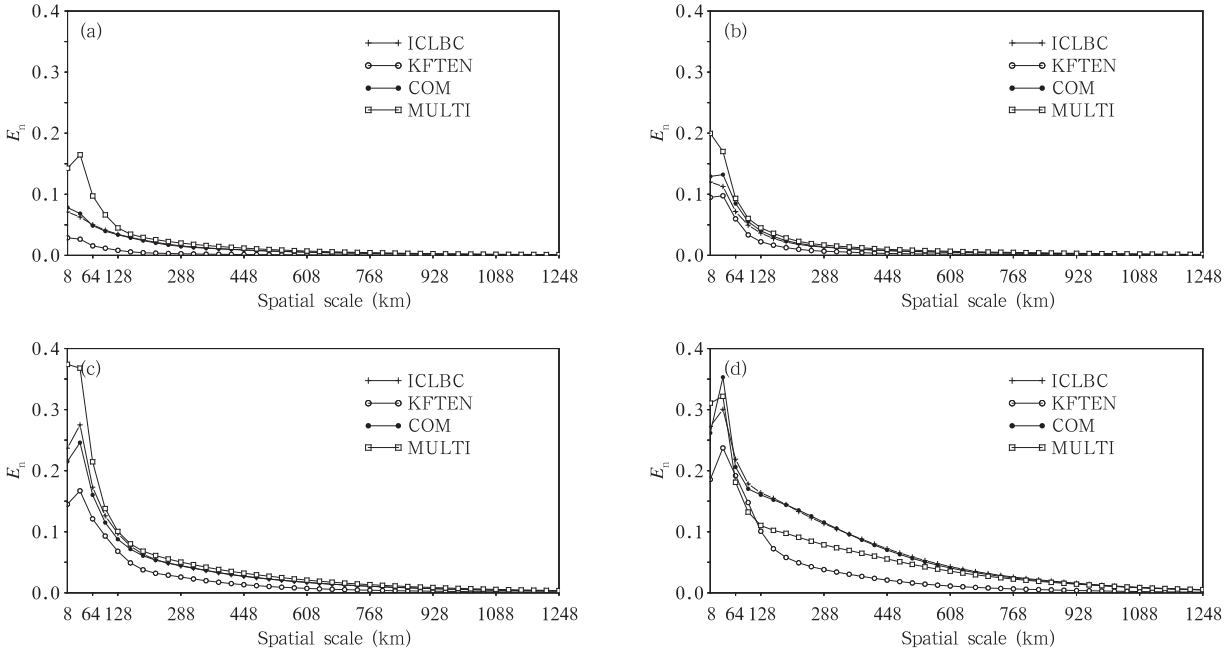


图 13 各时段内 4 组集合预报试验的离散度尺度谱(扰动能量尺度谱)分布

(a. 24—27 h, b. 30—33 h, c. 36—39 h, d. 45—48 h)

Fig. 13 Spectrum of ensemble spread over the spatial scales for the 3 h-accumulated precipitation forecasts derived from the four representative ensembles during the forecast period of (a) 24－27 h, (b) 30－33 h, (c) 36－39 h, and (d) 45－48 h

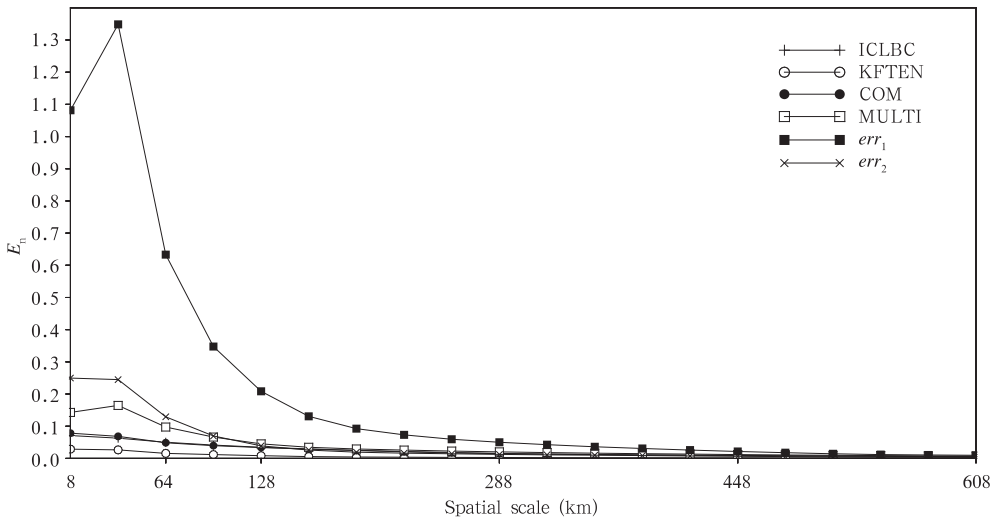


图 14 24—27 h 4 组集合预报试验的离散度尺度谱(同图 13a)、控制预报降水绝对误差的尺度谱(err_1)和 MULTI 试验的集合平均降水绝对误差的尺度谱(err_2)

(ICLBC 曲线几乎与 COM 曲线重叠,所以在图上几乎看不到或见图 13a)

Fig. 14 As in Fig. 13a but compared with the two forecast error spectrums: "err_1" is the control forecast error spectrum and "err_2" is the MULTI ensemble mean forecast error spectrum of the 3 h-accumulated precipitation during the forecast period of 24－27 h (the ICLBC curve can be barely seen because it is almost overlapped with the COM curve or see Fig. 13a for a better view)

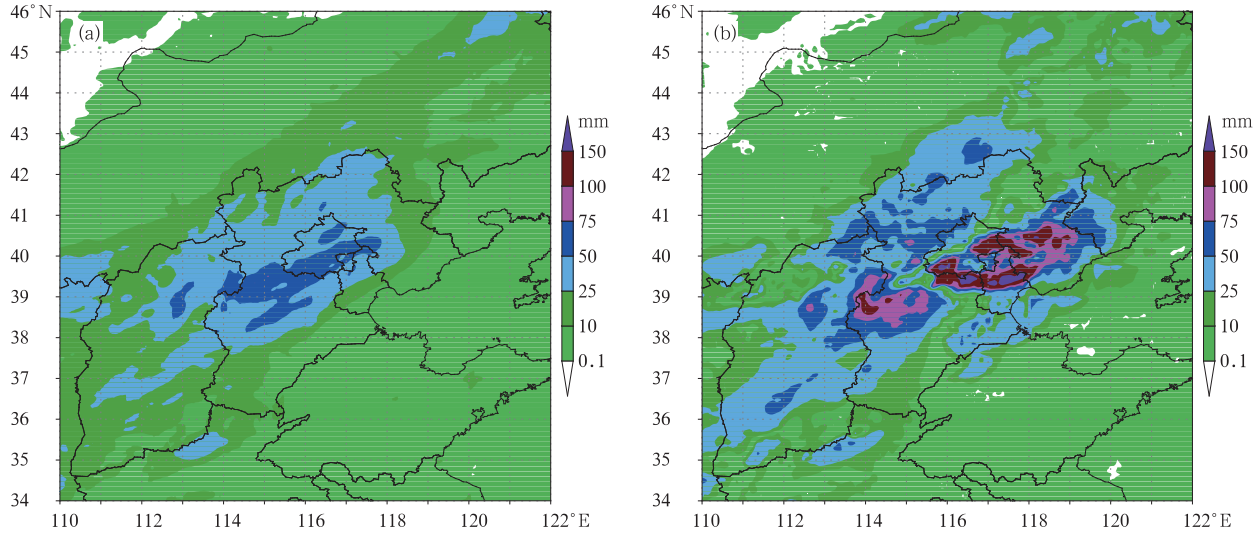


图 15　24—48 h MULTI 试验降水预报的离散度(a)及其集合平均降水预报的绝对误差(b)分布(两图所示区域内的空间相关达 71%)

Fig. 15　Ensemble spread (a) and absolute ensemble-mean forecast error (b) (|forecast − observation|) of the 24 h-accumulated precipitation during the forecast period of 24 − 48 h based on the MULTI ensemble (the spatial correlation between (a) and (b) within the domain shown is 71%)

度尺度谱分布和控制预报、MULTI试验的集合平均预报降水绝对误差的尺度谱分布(图 14)可见，在本例的降水预报中，所有集合扰动方案所产生的离散度尺度谱都同预报误差尺度谱分布一致：即随尺度增大而减小，这同实际大气的可预报性随着尺度增大而增加的事实是一致的；但在幅度上都小于预报误差(离散度不够大)，并且这种差距随着空间尺度的减小而加速增大，与控制预报误差相比，在小尺度上相差巨大。从 4.1.1 节可知，MULTI 集合平均预报大幅度地减少了暴雨的预报误差，因此可以预见其误差谱也会比控制预报有较大的改善，从图 14 确实看到其集合平均预报的预报误差(err_2)明显小于控制预报的预报误差(err_1)，并且尺度愈小改善愈大，使其预报误差的尺度谱与离散度的尺度谱更加接近；但即使如此，在较小尺度上(<150 km)离散度还是明显小于误差谱。比较集合平均预报绝对误差和离散度的空间分布也可以很直观地看到“离散度不能很好模拟小尺度预报误差”这一结论，而从 24—48 h MULTI 试验的离散度及其集合平均降水预报绝对误差的分布(图 15)可见，离散度和预报误差在总体分布上相似，其相关系数在图示区域内(区域 2)为 71%(如果没有系统性的预报位置偏差，其相关可能会更高)，但是离散度幅度小于预报误差，并且分布较平滑，不能模拟出预报误差中的小尺度空间结构，这一结果同 Du 等(2014)中的图 3 结果类似。

5　结论与讨论

采用 6 套扰动方案对 2012 年 7 月 21 日发生在北京的特大暴雨过程进行了集合预报试验，首先检验了不同集合预报方案在确定预报、区间预报和概率预报 3 个方面较控制预报改进的相对程度，然后分析了它们对“7.21”暴雨时空不确定性的预报能力、不同扰动方法的离散度贡献以及不同尺度扰动对预报误差的贡献等，分析结果表明：

(1) “7.21”暴雨是一次高空槽伴随地面冷锋并加入低纬度系统而形成的强降水过程，其天气尺度强迫特征明显，不同数值模式对过程总体降水的可预报性较高，但多不能正确预报强降水的时间分布特征，这可能与目前数值模式暖区对流模拟的系统性缺陷有关，因此，模式预报存在显著的系统性误差，强降水过程大约较实况落后 12 h。

(2) 尽管模式预报有明显的系统偏差(基于单一模式或物理过程的集合预报只能消除随机误差而不能消除系统性误差)，但相对控制预报而言，ICLBC、MULTI 和 COM 试验的集合方法对“7.21”过程的预报仍有不同程度的提高。其集合平均预报可以较明显地改善总体降水强度的预报误差和

150 mm以内的降水位置预报,其中 MULTI 集合的改进效果最为显著,但由于集合平均强烈的平滑作用(较大的离散度所致)使它们对极值端降水的表现不及没有平滑的控制预报,针对这一缺陷,今后可以采用概率匹配集合平均法来代替简单的集合平均以提高集合平均预报对极值端降水预报的能力;离散度较小的 3 组随机扰动试验则在 150 mm 以上降水的位置预报上相对控制预报有提高。同时,也可看到多物理集合方案(MULTI)与其他方案相比的优点是它能部分地消除预报的系统偏差,因为不同的物理方案(类似多模式)可能有不同的预报系统偏差而在集成时它们互相抵消。

(3) 各组集合预报试验尤其是 ICLBC、MULTI 和 COM 试验,其降水的集合区间预报都包含了比单一控制预报更有可能接近实况的预报信息,即集合区间预报可以为用户决策提供比控制预报更多可供选择的有用信息。如能科学地考虑预报的不确定性,这类集合产品能一定程度克服控制预报在降水时间分布上所带来的巨大误差。

(4) 比集合区间预报更进一步,由集合预报导出的概率预报全面考虑了预报的不确定性,比确定性的控制预报包含更多的预报信息。通过分析可见,各组集合预报试验的概率预报相对控制预报均有正的预报技巧,在小于 150 mm 降水量级内,多物理过程的相对技巧最高,而随机物理过程主要改善极强降水端的概率预报,在初值扰动中加入随机扰动可以进一步改进(相对单纯初值扰动)概率预报评分,并且这种改进随预报雨量级的增加而愈显著。

(5) 3 组随机物理产生的集合预报离散度很类似,并都远小于初值和多物理扰动方案产生的离散度,其中多物理扰动方案的离散度为最大,但到预报后期的 42—48 h,ICLBC 集合的 6 h 累积降水预报离散度超过 MULTI 集合,这可能意味着初值扰动的作用随着预报时效的延长而增大。在初值扰动的基础上加入随机扰动,可以提高降水尤其是强降水中心的离散度,但是这种增强作用主要发生在暴雨中心附近,而在其他地区作用甚微,因此对一个在较大范围内平均的离散度而言组合集合 COM 的离散度与单纯 ICLBC 集合的离散度没有太大差别。关于初值扰动和物理扰动如何相互作用还需要进一步研究(Jankov,et al,2007)。例如尝试将本试验中两个最佳的集合方案 ICLBC 和 MULTI 合起来,即在 ICLBC 基础上再加多物理搭配产生的集合离散度反而小于原来的两组试验(图略)。

(6) 对集合离散度进行空间尺度分离的结果表明:在所有空间尺度上,ICLBC、MULTI 和 COM 试验一般都远比随机试验(KFTEN)对离散度的贡献大;随机物理过程的离散度贡献主要集中在其较小尺度上(大约 <320 km),在更小的尺度上(<160 km)它甚至可以同初值(30—33 h)和多物理扰动(45—48 h)的贡献相当;多物理过程在较小尺度上(<100 km)可比初值扰动有更大的贡献;在初值扰动中加入随机物理过程(COM),能一定程度增强较小尺度上的离散度能量贡献;初值和多物理扰动的贡献可以比随机物理过程多延伸 400—500 km 直到较大的尺度(>1000 km);最后,还注意到多物理过程对离散度的贡献随尺度增大而递减的速率似乎比初值扰动的贡献递减得更快。

(7) 集合预报的目的是要用集合离散度来模拟预报的误差。在本例的降水预报中,所有集合扰动方案所产生的离散度尺度谱都与实际预报误差尺度谱分布一致:即随尺度增大而减小,这同实际大气的可预报性随着尺度增大而增加的事实是一致的;但在幅度上都小于误差(离散度不够大),并且这种差距随着空间尺度的减小而加速增大,在小尺度上相差最大。随着模式分辨率的提高和预报精细化的要求,风暴尺度集合预报系统势在必行,因此如何扰动模式或初值来产生小尺度的离散度场使其同小尺度的误差场相匹配将是一个具有挑战性的但必须解决的课题。

从以上分析可见,就降水的离散度而言,初值扰动的贡献仍然是第 1 位的,3 种随机物理过程离散度远小于初值扰动和多物理方案,随机物理产生的降水差异主要集中在强降水中心位置,因此它在局部地区可以较大幅度地改变降水量,但对模拟降水位置的不确定性几乎无能为力。在初值扰动的基础上再叠加随机物理扰动,所产生的综合集合预报结果对最终暴雨预报不确定性的模拟也有所改进。本研究也显示,多物理方案是一种非常有效的集合方法,要用随机物理过程方案来代替多物理方案效果现在看来还有相当长的路要走。在本研究中,随机物理过程方法产生扰动是逐点逐时进行的、并没有考虑扰动场在空间和时间上的关联性,这也许是限制离散度有效增长的一个可能原因。所以,如何设计一种在时空上相关联的随机物理过程方案以及检验其是否真会有效地改善离散度是下一步的工作。

另外,也可以试验其他的随机物理方案(如随机微物理方案)或随机动力方案(如随机动能后向散射法SKEB)(Berner,et al,2009)。最后,基于一次个例得到上述结论,还有待进行更多的试验加以验证。

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. Chen J,Xue J S,Yan H. 2005. A new initial perturbation method for ensemble mesoscale heavy rain prediction. Chinese J Atmos Sci,29(5):717-726 (in Chinese)

陈明轩,王迎春,肖现等. 2013. 北京"7.21"暴雨雨团的发生和传播机理. 气象学报,71(4):569-592. Chen M X,Wang Y C,Xiao X, et al. 2013. Initiation and propagation mechanism for the Beijing extreme heavy rainstorm clusters on 21 July 2012. Acta Meteor Sinica,71(4):569-592(in Chinese)

杜钧. 2002. 集合预报的现状和前景. 应用气象学报,13(1):16-28. Du J. 2002. Present status and prospects of ensemble numerical prediction. J Appl Meteor Sci,13(1):16-28(in Chinese)

杜钧,陈静. 2010a. 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. Du J,Chen J. 2010a. The corner stone in facilitating the transition from deterministic to probabilistic forecasts: The ensemble forecasting and its impact on numerical weather prediction. Meteor Mon,36(11):1-11(in Chinese)

杜钧,邓国. 2010b. 单一值预报向概率预报转变的价值:谈谈概率预报的检验和应用. 气象,36(12):10-18. Du J, Deng G. 2010b. The utility of the transition from deterministic to probabilistic weather forecasts: Verification and application of probabilistic forecasts. Meteor Mon,36(12):10-18(in Chinese)

杜钧,李俊. 2014a. 集合预报方法在暴雨研究和预报中的应用. 气象科技进展,4(5):6-20. Du J, Li J. 2014a. Application of ensemble methodology to heavy-rain prediction and research. Adv Meteor Sci Technol, 4(5):6-20(in Chinese)

杜钧,Grumm R H,邓国. 2014b. 预报异常极端高影响天气的"集合异常预报法":以北京2012年7月21日特大暴雨为例. 大气科学,38(4):685-699. Du J, Grumm R H,Deng G. 2014b. Ensemble anomaly forecasting approach to predicting extreme weather: An example for the 21 July 2012 torrential rain event in Beijing. Chinese J Atmos Sci, 38 (4): 685-699 (in Chinese)

李俊,杜钧,王明欢等. 2009. 中尺度暴雨集合预报系统研发中的初值扰动试验. 高原气象,28(6):1365-1375. Li J,Du J,Wang M H,et al. 2009. The initial condition perturbation experiments based on the mesoscale rainstorm ensemble prediction system. Plateau Meteor,28(6):1365-1375(in Chinese)

李俊,杜钧,王明欢等. 2010. AREM模式两种初值扰动方案的集合降水预报试验及检验. 热带气象学报,26(6):733-742. Li J, Du J,Wang M H,et al. 2010. Precipitation verification to an ensemble prediction system using two initial perturbation schemes based on AREM. J Trop Meteor, 26(6): 733-742(in Chinese)

李俊,杜钧,陈超君. 2014. 降水偏差订正的频率(或面积)匹配方法介绍和分析. 气象,40(5):580-588. Li J,Du J,Chen C J. 2014. Introduction and analysis to the frequency/area matching method applied in the precipitation forecast bias correction. Meteor Mon,40(5):580-588(in Chinese)

李娜,冉令坤,周玉淑等. 2013. 北京"7.21"暴雨过程中变形场引起的锋生与倾斜涡度发展诊断分析. 气象学报,71(4):593-605. Li N,Ran L K,Zhou Y S,et al. 2013. Diagnosis of the frontogenesis and slantwise vorticity development caused by deformation during the Beijing "7.21" torrential rainfall event. Acta Meteor Sinica, 71(4): 593-605(in Chinese)

廖晓农,倪允琪,何娜等. 2013. 导致"7.21"特大暴雨过程中水汽异常充沛的天气尺度动力过程分析研究. 气象学报,71(6):997-1011. Liao X N, Ni Y Q, He N, et al. 2013. Analysis of the synoptic-scale dynamic process causing the extreme moisture environment in the "7.21"Beijing heavy rain case. Acta Meteor Sinica, 71(6): 997-1011 (in Chinese)

沈艳,潘旸,宇婧婧等. 2013. 中国区域小时降水量融合产品的质量评估. 大气科学学报,36(1):37-46. Shen Y, Pan Y, Yu J J, et al. 2013. Quality assessment of the hourly merged precipitation product over China. Tran Atmos Sci, 36(1): 37-46 (in Chinese)

谌芸,孙军,徐珺等. 2012. 北京721特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析及思考. 气象,38(10):1255-1266. Shen Y, Sun J, Xu J,et al. 2012. The extremes of the 21 July 2012 Beijing torrential rain. Part Ⅰ: Observational analysis and related thinking. Meteor Mon, 38(10): 1255-1266 (in Chinese)

孙继松,何娜,王国荣等. 2012. "7.21"北京大暴雨系统的结构演变特征及成因初探. 暴雨灾害,31(3):218-225. Sun J S, He N, Wang G R,et al. 2012. Preliminary analysis on synoptic-scale configuration and evolution mechanism of the 21 July 2012 Beijing torrential rain. Torrential Rain Disaster, 31(3): 218-225 (in Chinese)

孙军,谌芸,杨舒楠等. 2012. 北京721特大暴雨极端性分析及思考(二)极端性降水成因初探及思考. 气象,38(10):1267-1277. Sun J, Shen Y, Yang S N,et al. 2012. The extremes of the 21 July 2012 Beijing torrential rain. Part Ⅱ: Preliminary cause analysis and related thinking. Meteor Mon, 38(10): 1267-1277 (in Chinese)

孙建华,赵思雄,傅慎明等. 2013. 2012年7月21日北京特大暴雨的多尺度特征. 大气科学,37(3):705-718. Sun J H, Zhao S X, Fu S M,et al. 2013. Multi-scale characteristics of the record heavy rainfall over Beijing on July 21,2012. Chinese J Atmos Sci, 37(3): 705-718 (in Chinese)

谭燕,陈德辉. 2007. 基于非静力模式物理扰动的中尺度集合预报试验. 应用气象学报,18(3):396-406. Tan Y, Chen D H. 2007. Meso-scale ensemble forecast experiments based on physical perturbation to a non-hydrostatic model. J Appl Meteor Sci, 18(3): 396-406 (in Chinese)

陶祖钰,郑永光. 2013. "7·21"北京特大暴雨的预报问题. 暴雨灾害,32(3):193-201. Tao Z Y, Zheng Y G. 2013. Problems in the forecasting of the extreme heavy rain in Beijing on 21 July 2012. Torrential Rain Disaster, 32(3): 193-201 (in Chinese)

吴政谦，徐海明，王东海等. 2012. 中尺度多模式超级集合预报对2010年6月19—20日中国南方大暴雨过程的分析. 热带气象学报，28(5)：653-663. Wu Z Q, Xu H M, Wang D H, et al. 2012. Analysis of a heavy rain process on June 19－20, 2010 in southern China by using a multi-mode mesoscale super-ensemble forecasting system. J Trop Meteor, 28(5): 653-663 (in Chinese)

俞小鼎. 2012. 2012年7月21日北京特大暴雨成因分析. 气象，38(11)：1313-1329. Yu X D. 2012. Investigation of the extreme flooding event in Beijing on 21 July 2012. Meteor Mon, 38(11): 1313-1329 (in Chinese)

赵洋洋，张庆红，杜宇等. 2013. 北京"7.21"特大暴雨环流形势极端性客观分析. 气象学报，71(5)：817-824. Zhao Y Y, Zhang Q H, Du Y, et al. 2013. Objective analysis of the extremes in the circulation patterns during the 21 July 2012 torrential rain event in Beijing. Acta Meteor Sinica, 71(5): 817-824 (in Chinese)

Brier G W. 1950. Verification of forecasts expressed in terms of probability. Mon Wea Rev, 78(1): 1-3

Buizza R, Milleer M, Palmer T N. 1999. Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF ensemble prediction system. Quart J Roy Meteor Soc, 125(560): 2887-2908

Berner J, Shutts G J, Leutbecher M, et al. 2009. A spectral stochastic kinetic energy backscatter scheme and its impact on flow-dependent predictability in the ECMWF ensemble prediction system. J Atmos Sci, 66(3): 603-626

Berner J, Ha S Y, Hacker J P, et al. 2011. Model uncertainty in a mesoscale ensemble prediction system: Stochastic versus multiphysics representations. Mon Wea Rev, 139(6): 1972-1995

Bouttier F, Vié B, Nuissier O, et al. 2012. Impact of stochastic physics in a convection-permitting ensemble. Mon Wea Rev, 140(11): 3706-3721

Casati B, Ross G, Stephenson D B. 2004. A new intensity-scale approach for the verification of spatial precipitation forecasts. Meteor Appl, 11(2): 141-154

Charron M, Pellerin G, Spacek L, et al. 2010. Toward random sampling of model error in the Canadian ensemble prediction system. Mon Wea Rev, 138(5): 1877-1901

Du J, Mullen S L, Sanders F. 1997. Short-range ensemble forecasting of quantitative precipitation. Mon Wea Rev, 125(10): 2427-2459

Du J, DiMego G, Tracton S, et al. 2003. NCEP short-range ensemble forecasting (SREF) system: Multi-IC, multi-model and multi-physics approach// Cote J. Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. Report 33, CAS/JSC Working Group Numerical Experimentation (WGNE), WMO/TD-No. 1161, 5. 09-5. 10. [available online at http: // www. emc. ncep. noaa. gov/mmb/SREF/reference. html]

Du J, McQueen J, DiMego G, et al. 2004. The NOAA/NWS/NCEP short range ensemble forecast (SREF) system: Evaluation of an initial condition vs multiple model physics ensemble approach// Preprints, 16th Conf on Numerical Weather Prediction/20th Conf on Weather Analysis and Forecasting. Seattle, WA, Amer Meteor Soc, 21. 3. [Available online at http: // ams. confex. com/ams/pdfpapers/71107. pdf]

Du J, Yu R C, Cui C G, et al. 2014. Using a mesoscale ensemble to predict forecast error and perform targeted observation. Acta Oceanol Sinica, 33(1): 83-91

Duan Y H, Gong J D, Du J, et al. 2012. An overview of the Beijing 2008 Olympics Research and Development Project (B08RDP). Bull Amer Meteor Soc, 93(3): 381-403

Ebert E E. 2001. Ability of a poor man's ensemble to predict the probability and distribution of precipitation. Mon Wea Rev, 129(10): 2461-2480

Gilmour I, Smith L A, Buizza R. 2001. Linear regime duration: Is 24 hours a long time in synoptic weather forecasting? J Atmos Sci, 58(22): 3525-3539

Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. Mon Wea Rev, 134(9): 2318-2341

Houtekamer P L, Lefaivre L, Derome J, et al. 1996. A system simulation approach to ensemble prediction. Mon Wea Rev, 124(6): 1225-1242

Jankov I, Gallus W A Jr, Segal M, et al. 2007. Influence of initial conditions on the WRF-ARW model QPF response to physical parameterization changes. Wea Forecasting, 22(3): 501-519

Johnson A, Wang X G, Xue M, et al. 2014. Multiscale characteristics and evolution of perturbations for warm season convection-allowing precipitation forecast: Dependence on background flow and method of perturbation. Mon Wea Rev, 142(3): 1053-1073

Kain J S. 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. J Appl Meteor, 43(1): 170-181

Kong F Y, Xue M, Droegemeier K K, et al. 2007. Preliminary analysis on the real-time storm-scale ensemble forecasts produced as a part of the NOAA Hazardous Weather Testbed 2007 Spring Experiment// Preprints, 22nd Conf on Weather Analysis and Forecasting/18th Conf. on Numerical Weather Prediction, Park City, UT, AmerMeteorSoc, 3B. 2. [Available online at http: // ams. confex. com/ams/pdfpapers/124667. pdf]

Lorenz E N. 1963a. Deterministic nonperiodic flow. J Atmos Sci, 20(2): 130-141

Lorenz E N. 1963b. The predictability of hydrodynamic flow. Trans N Y Acad Sci Series Ⅱ, 25(4): 409-432

Murphy A H. 1973. A new vector partition of the probability score. J Appl Meteor, 12(4): 595-600

Stensrud D J, Brooks H E, Du J, et al. 1999. Using ensembles for short-range forecasting. Mon Wea Rev, 127(4): 433-446

Stensrud D J, Bao J W, Warner T T. 2000. Using initial condition and model physics perturbations in short-range ensemble simulations of mesoscale convective systems. Mon Wea Rev, 128(7): 2077-2107

Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2005. A description of the Advanced Research WRF Version 2. NCAR Tech. Note, 475+STR, 125 pp

Talagrand O, Vautard R. 1997. Evaluation of probabilistic prediction System. Workshop on Predictability ECMWF, 10:20-22

Teixeira J, Reynolds C A. 2008. Stochastic nature of physical parameterizations in ensemble prediction: A stochastic convection approach. Mon Wea Rev, 136(2): 483-496

Wei M Z, Toth Z, Wobus R, et al. 2008. Initial perturbations based on the ensemble transform (ET) technique in the NCEP global operational forecast system. Tellus, 60(1): 62-79

YuanH L, Mullen S L, Gao X G, et al. 2005. Verification of probabilistic quantitative precipitation forecasts over the southwest United States during winter 2002/03 by the RSM ensemble system. Mon Wea Rev, 133(1): 279-294

Zhang D L, Lin Y H, Zhao P, et al. 2013. The Beijing extreme rainfall of 21 July 2012: "Right results" but for wrong reasons. Geophys Res Lett, 40(7): 1426-1431

Zhou B B, Du J. 2010. Fog prediction from a multimodel mesoscale ensemble prediction system. Wea Forecasting, 25(1): 303-322

欢迎订阅 2015 年度《气象学报》

《气象学报》中文版创刊于 1925 年,是由中国气象局主管,中国气象学会主办的全国性大气科学学术期刊,主要刊载有关大气科学及其交叉科学研究的具有创新性的论文;国内外大气科学发展动态的综合评述;新观点、新理论、新技术、新方法的介绍;研究工作简报及重要学术活动报道;优秀大气科学专著的评介以及有关本刊论文的学术讨论等。

《气象学报》中文版 2003 年和 2005 年连续两次荣获中华人民共和国新闻出版总署颁发的第二届、第三届"国家期刊奖百种重点学术期刊"奖;2003—2007、2009 年被中国科学技术信息研究所评为"百种中国杰出学术期刊";2007—2011 年获得中国科学技术协会精品科技期刊工程项目的资助,2008、2011、2014 年《气象学报》(中文版)被评选为"中国精品科技期刊";2012、2013、2014 年获评"中国最具国际影响力学术期刊";2013 年入选国家新闻出版广电总局"百强科技期刊"。

《气象学报》为大气科学研究提供了学术交流平台,一直致力于推动中国大气科学基础研究和理论研究的发展,服务于中国气象现代化建设事业。作者和读者对象主要为从事气象、海洋、地理、环境、地球物理、天文、空间及生态等学科的科研人员、高校师生。

《气象学报》中文版为双月刊,国内外发行。

2015 年全年共 6 期,定价 240 元/年。

邮发代号:2-368(国内)　　BM329(国际)

通讯地址:北京市中关村南大街 46 号　中国气象学会《气象学报》编辑部

邮政编码:100081

联系电话:010-68406942, 68408571 (传真)

邮　　箱:cmsqxxb@263.net; qxxb@cms1924.org

期刊主页:http://www.cmsjournal.net/qxxb_cn

开户银行:北京建行白石桥支行

户　　名:中国气象学会

帐　　号:11001028600059261046

《气象学报》2015 年征订回执单

年　月　日

订户单位全称				经手人	
订户详细地址				邮政编码	
刊物名称	全年订价	订阅份数	总金额	（订户单位盖章）	
《气象学报》中文版	240.00 元				
总金额(大写)	仟　佰　拾　元　角　分				
说明:此联与汇款凭证一起报销有效。					