

谭宁,陈静,田华. 2013. 两种模式随机扰动方案比较及扰动传播分析. 气象, 39(5): 543-555.

# 两种模式随机扰动方案比较及扰动传播分析<sup>\* 1</sup>

谭 宁<sup>1</sup> 陈 静<sup>2</sup> 田 华<sup>2</sup>

1 中国气象科学研究院, 北京 100081

2 中国气象局数值预报中心, 北京 100081

**提 要:** 基于我国 T213 全球集合预报系统, 设计了两种模式随机扰动方案, 第一种方案对物理过程和动力过程积分总倾向项进行随机扰动(简称 STPS), 第二种方案仅对参数化的物理过程的积分倾向项进行随机扰动(简称 SPPS)。将两种方案分别引入模式进行数值试验, 评估集合预报效果, 分析随机扰动特征及扰动传播机制。结果表明: 两种随机扰动方案对 T213 模式预报变量都产生了明显的影响, 垂直方向和水平方向上, 扰动值都随着积分时间增加而增长, 中高纬地区尤为显著。两种方案的差异是 STPS 方案预报变量扰动值偏大; SPPS 方案预报变量扰动值更为合理, SPPS 的扰动大值中心随预报时效增加从低纬向中高纬传播, 且总能量偏差具有从小尺度向大尺度传播的特征。与 STPS 方案相比, SPPS 方案的集合预报离散度、集合平均的均方根误差在积分后期明显更有优势, 高度场和风场的预报准确性提高, 降水量预报技巧也得到明显的改进。表明 SPPS 方案能更加合理地体现模式物理过程的不确定性, 在一定程度上提高集合预报系统的预报能力。

**关键词:** T213, 集合预报, 模式随机扰动, 物理过程, 检验评估

**中图分类号:** P456

**文献标识码:** A

**doi:** 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2013. 05. 002

## Comparison Between Two Global Model Stochastic Perturbation Schemes and Analysis of Perturbation Propagation

TAN Ning<sup>1</sup> CHEN Jing<sup>2</sup> TIAN Hua<sup>2</sup>

1 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

2 Numerical Weather Prediction Centre, CMA, Beijing 100081

**Abstract:** Based on the CMA T213 global ensemble forecast system, two different schemes of model stochastic perturbation are designed in this paper. The first scheme imposes the perturbation on the total tendency of physical process and dynamical process (STPS). The second scheme perturbs the parameterized physical process (SPPS). We separately introduce the two schemes into model to perform numerical tests. Then we evaluate the performance of ensemble forecast, analyze the characteristics of stochastic perturbation and understand the perturbation propagation mechanism. The result shows that both schemes of stochastic perturbation significantly influence the T213 model forecast variables. Perturbation values in vertical direction and horizontal direction increase along with the increase of integration time, especially in the region of middle and high latitudes. The difference between the two schemes is that the forecast variable of STPS scheme is more disturbed than SPPS scheme at the total stage of integration. The forecast variable of SPPS is more reasonable compared with STPS. The center of SPPS maximum perturbation value propagates from low latitudes to high latitudes with the increase of integration time. The total perturbation energy has the characteristics of propagating from small scale to large scale. Compared with STPS, SPPS

\* “十一五”国家科技支撑计划项目(2009BAC51B00)、国家重点基础研究发展计划(2012CB417204)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906007)及国家自然科学基金面上项目(41075035)共同资助

2012 年 8 月 2 日收稿; 2012 年 10 月 4 日收修定稿

第一作者: 谭宁, 主要从事集合预报研究. Email: tab2003@163. com

通信作者: 陈静, 主要从事集合预报研究. Email: chenjing@cma. gov. cn

ensemble forecast has advantages on the aspects of ensemble forecast dispersion and root-mean-square error of ensemble at the late stage of integration, improving the accuracy in forecasting the geopotential height field and wind field, and the techniques in forecasting precipitation. Finally, this paper proves that SPPS scheme can more reasonably reflect the uncertainty of the model physical process and it enhances the forecast ability of the ensemble forecast system at a certain degree.

**Key words:** T213, ensemble forecast, model stochastic perturbation, physical process, validation

## 引 言

为体现大气的混沌特性及数值预报中模式误差、初值误差等带来的不确定性, Epstein(1969)提出了动力随机预报, Leith(1974)提出了“蒙特卡罗”预报(Monte Carlo forecast), 自此集合数值预报技术开始走向实际应用。20 世纪 90 年代初美国国家环境预报中心(NCEP)(Zoltan et al, 1993)和欧洲中期天气预报中心(ECMWF)(Molteni et al, 1996)先后建立了自己的全球中期集合预报业务系统, 其他国家也相继建立了自己的集合预报业务系统(Young et al, 2008)。我国在 1998 年建立了基于 T106L19 全球模式的中期集合预报系统, 并于 2001 年投入业务使用, 2006 年底建立了基于 T213L31 全球模式的中期集合预报系统。经过近十几年的努力, 我国全球集合预报技术在理论研究和业务实践上都获得了一定的进展(矫梅燕, 2010; 陈静等, 2002; 杜钧等, 2010)。

集合预报扰动方法是集合预报技术的核心问题, 其本质是通过分析数值预报不确定性来源, 采用合理的扰动方法, 对数值预报初值和模式自身的不确定性进行定量描述和数学处理。由于大气运动非线性混沌特性(Lorenz, 1963), 初值的微小误差对未来的预报结果影响很大, 使得数值预报结果具有不确定性, 因此初值扰动集合预报技术具有坚实的理论基础, 针对初值扰动技术的研究更加成熟, 国际上主流的初值扰动方法有奇异向量法、增长模繁殖法、卡尔曼滤波法等(Hoffman et al, 1983; Dalcher et al, 1988; Murphy, 1990; Houtekamer et al, 1996; Buizza et al, 1999; Alberto et al, 2004)。

此外, 模式自身的不确定性也是数值预报不确定性的一个重要因素, 尤其是次网格尺度物理过程参数化造成的预报不确定性。研究表明仅采用初值扰动方法构建的集合预报系统离散度偏小(Houtekamer et al, 1996; Buizza et al, 1999; Alber-

to et al, 2004), 同时包含初值扰动和模式扰动的集合预报能更好地表现数值预报的不确定性(David et al, 2000; João et al, 2008)。因此, 模式扰动方法是集合预报扰动技术的重要组成部分, 目前多个国家已经在集合预报系统中引入了模式扰动方法, 结果表明集合预报离散度和预报技巧都有一定的提高。国际上模式扰动主要采用以下三种方法: (1) 使用不同的物理过程参数化方案组合来模拟不同的物理过程参数化方案产生的不确定性(Houtekamer et al, 1996); (2) 采用多模式的方法模拟不同模式系统的不确定性(Harrison, 1999; 严明良等, 2009); (3) 对模式每个积分步长产生倾向项上加入随机扰动项, 通常是对与中小尺度相关的物理过程产生的倾向项进行随机扰动, 体现中小尺度预报不确定性, 简称为随机物理过程扰动方法(Buizza et al, 1999)。

随机物理过程扰动方法是模式扰动技术的重要方向。ECMWF 的 Buizza 等(1999)提出在集合预报系统的模式参数化物理过程倾向项上加入随机扰动, 其依据是物理过程参数化过程所造成的随机误差在不同参数化方案之间是相关的, 并且在模式的空间和时间尺度上也存在着一定的相关, 这种方法假设物理参数化倾向项作用越大, 随机误差的值就越大。1998 年 10 月此方案应用于 ECMWF 集合预报业务系统中, 增加了集合预报成员的离散度, 提高了概率预报的技巧。2004 年 ECMWF 又引入随机动能散射方案(Shutts, 2004), 继续改进了集合预报的性能。加拿大全球集合预报系统中模式扰动采用的是随机物理过程扰动和随机动能散射方案相结合的类似方案(Charron et al, 2010), NCEP 全球及区域集合预报系统采用对总物理过程倾向项进行随机扰动。

国内集合预报模式扰动方法研究多采用不同物理过程参数化方案随机组合的方法, 并多用于中尺度模式的研究(谭燕等, 2008; 陈静等, 2003; 王建捷等, 2005)。全球模式随机物理过程扰动方法的研究相对较少, 任志杰等(2011)基于我国 T213 全球中

期预报模式开展了模式随机扰动方法的研究,她通过对模式物理过程和动力过程的总倾向项进行随机扰动,综合考虑模式动力过程和次网格尺度物理过程参数化的不确定性,改善了增长模繁殖法(BGM)的多初值集合预报效果,而动力过程和物理过程分别的影响,特别是物理过程参数化方案对集合预报的影响涉及较少。本文通过设计仅对参数化物理过程倾向项进行随机扰动的试验方案,对比分析这两种方案优劣,开展集合预报试验,更加深入地认识物理过程随机扰动方案对集合预报系统的影响和扰动传播机理,为发展集合预报技术提供科学依据。

## 1 两种模式随机扰动方案设计

本文基于 CMA T213 全球集合预报系统,参考 Buizza 等(1999)和任志杰等(2011)的方案,设计两种模式扰动试验方案,第一种方案对参数化物理过程倾向项和动力过程倾向项之和,以下简称随机总倾向扰动方案(Stochastic Total tendency Perturbation Scheme, STPS)进行随机扰动;第二种方案仅对参数化物理过程产生的倾向项进行随机扰动,以下简称随机物理扰动方案(Stochastic Physics Perturbation Scheme, SPPS),下面对 STPS 和 SPPS 这两种方案进行详细介绍。

设有初始扰动条件下模式积分:

$$e_j(t) = \int_{t=0}^t \{A(e_j, t) + P(e_j, t)\} dt \quad (1)$$

其中,  $e_j$  表示集合成员,当  $j=0$  时表示控制预报。

积分倾向项可分解为:

$$\frac{\partial e_j}{\partial t} = A(e_j, t) + P(e_j, t) \quad (2)$$

式中,  $A(e_j, t)$  代表非参数化过程(动力过程)积分倾向项,  $P(e_j, t)$  代表参数化的物理过程积分倾向项。

STPS 方案对参数化的物理过程积分倾向项  $P(e_j, t)$  和非参数化过程积分倾向项  $A(e_j, t)$  产生的总倾向项进行随机扰动

$$e_j^{\text{STPS}}(t) = \int_{t=0}^t \{r_j(x, y, z, t)A(e_j, t) + r_j(x, y, z, t)P(e_j, t)\} dt \quad (3)$$

SPPS 方案仅对参数化的物理过程积分倾向项  $P(e_j, t)$  进行随机扰动

$$e_j^{\text{SPPS}}(t) = \int_{t=0}^t \{A(e_j, t) + r_j(x, y, z, t)P(e_j, t)\} dt \quad (4)$$

其中,  $r_j(x, y, z, t)$  表示随机数,  $r_j(x, y, z, t)$  选取  $[0.5, 1.5]$  均匀分布的随机数。  $P(e_j, t)$  为 T213 集合预报模式的辐射传输、湍流混合、次网格尺度地形拖曳、湿对流和积云对流等参数化物理过程产生的积分倾向项。物理过程随机扰动的实现方法为在模式每个积分步长(15 min)、每个格点上的积分倾向项乘上  $[0.5 \sim 1.5]$  内均匀分布的随机数,实现对模式积分变量温度、比湿、 $U$  分量风、 $V$  分量风积分倾向项的随机扰动。由式(3)和(4)可见, STPS 方案和 SPPS 方案随机扰动的因子有所不同,前者是对非参数化积分倾向与参数化的物理过程积分倾向项之和,即总倾向项进行随机扰动,后者是对参数化的物理过程产生的倾向项进行随机扰动。

## 2 集合预报试验设计

### 2.1 T213 全球数值集合预报系统简介

T213L31 数值预报业务系统是国家气象中心数值预报室在引进的欧洲中期天气预报中心 IFS(Integrated Forecasting System)模式框架基础上,经过移植改造和自行开发与其匹配的最优插值(SS1)资料分析同化方案、模式后处理方案、大规模并行机环境下的自动化运行流程及作业监控方案等,所形成的我国新一代全球中期数值预报业务系统(胡江凯, 2005)。

T213 模式系统包含一整套比较先进的物理过程,包括(Morcret, 1990)长波辐射方案, (Fouquart et al, 1980)短波辐射方案,对可分辨山脉的描述采用平均地形方法,次网格地形拖曳参数化方案(Lott et al, 1996),湍流扩散方案(Louis, 1979),云方案(Tiedtke, 1993)和陆面过程(Vitesbo, et al, 1995),采用 Tiedtke(1989)的质量通量方案描述了各种类型的对流(陈起英等, 2004)。我国 T213 全球集合预报系统是基于 T213 全球中期数值预报系统建成。采用增长模繁殖法(Breeding Vector)产生 14 个初始扰动集合,目前无模式扰动。

### 2.2 STPS 和 SPPS 方案集合预报试验设计

试验时段为 2008 年 7 月 20—31 日,总计 12 天。积分启动时间为每日 12:00UTC,做 10 天预报,积分间隔 24 h 输出一次结果,扰动初值来自 T213 集合预报系统增长模繁殖法(BGM)方案。

本文在试验时段内进行三组集合预报试验,试验细节见表 1,其中无模式扰动试验未加入模式扰动,SPPS 试验和 STPS 试验分别采用 SPPS 扰动方案和 STPS 扰动方案。

表 1 集合预报试验方案设计

Table 1 Ensemble forecast test scheme		
试验名	初值	模式扰动
无模式扰动	14 个扰动初值(BGM)	无
SPPS	14 个扰动初值(BGM)	加入 SPPS 随机物理扰动方案
STPS	14 个扰动初值(BGM)	加入 STPS 随机总倾向扰动方案

2.3 集合预报检验方法

检验方法采用常规概率预报检验方法:离散度(SPREAD)检验,均方根误差(RMSE)检验,Brier 评分(BS)和连续分级概率评分(CRPS)。离散度是衡量集合成员围绕集合平均的平均变化幅度,即集合预报成员之间的发散程度,成员之间的发散程度在一定范围内越大越能体现预报的不确定性;均方根误差检验(RMSE)是比较集合预报平均与相应分析场之间差异,衡量平均预报误差大小;Brier 评分用于检验集合预报准确性,BS 值越小表明集合预报准确性越高;连续分级概率评分(CRPS)也是用于检验集合预报准确性,CRPS 值越小表明集合预报准确性越高。下面是以上检验方法的数学计算公式

$$SPREAD = \frac{1}{m \times n} \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n \left\{ \frac{1}{N} \sum_{mem=1}^N [f_{mem}(i,j) - \overline{f(i,j)}]^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \tag{5}$$

其中,N 表示成员数,f<sub>mem</sub>(i,j)表示预报场,̄f(i,j)为集合平均,m 和 n 分别为经向和纬向格点数。

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{m \times n} \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n [F(i,j) - O(i,j)]^2} \tag{6}$$

其中,F(i,j)是集合预报场,O(i,j)是相应的分析场。

$$BS = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (P_n - O_n)^2 \tag{7}$$

其中,N 为特定二分类事件的样本总数(是对空间和检验时间段的累积),P<sub>n</sub> 是第 n 个样本的被检验事件的集合预报概率,其值为 0~1,O<sub>n</sub> 是第 n 个样本的被检验事件的观测频率,如果观测到检验事件,

O<sub>n</sub> 的值为 1,否则其值为零。

$$CRPS(P, x_a) = \int_{-\infty}^{\infty} [P(x) - P_a(x)]^2 dx \tag{8}$$

其中,P(x)为概率预报累计分布,P<sub>a</sub>(x)为观测真值累计分布。

3 集合预报效果检验与分析

3.1 大气运动特征变量检验

选取 850 hPa 温度场(T850)、500 hPa 位势高度场(Z500)和 250 hPa 纬向风速(U250)分别代表大气低层、中层和高层运动特征变量进行集合预报检验,为了分析不同区域的预报效果,将检验分为四个区域进行:北半球热带外地区(20°~90°N,简称 NH)、南半球热带外地区(20°~90°S,简称 SH)、热带地区(20°N~20°S,简称 EQ)、东亚地区(15°~65°N、70°~145°E,简称 EA)。

图 1 是 SPPS 和 STPS 试验在北半球热带外地区的离散度和均方根误差检验,由图 1a 可知,在 10 天的预报时效内,SPPS 试验的 Z500 离散度大于 STPS 试验(图 1a),在积分中后期尤为显著;两组试验的 Z500 RMSE 在积分 7 d 之前差别不大,积分 7 d 后 SPPS 试验的 RMSE 明显小于 STPS 试验(图 1b)。SPPS 试验的 T850 SPREAD 整体大于 STPS 试验的结果(图 1c);从 T850 RMSE 检验可见(图 1d),SPPS 和 STPS 两组试验 RMSE 差别不大,但前者 RMSE 略小。U250 的 SPREAD 和 RMSE 演变特征与 T850 类似,不再赘述(图 1e 和 1f)。SPPS 和 STPS 试验在南半球热带外地区的 SPREAD 和 RMSE 检验结果与北半球热带外地区类似;在热带和东亚地区,T850、Z500 和 U250 的 SPREAD 和 RMSE 检验结果基本一致。

由上可知,SPPS 随机扰动方案较 STPS 随机扰动方案的集合预报技巧获得一定程度的提高,集合成员在南、北半球热带外地区的离散度略大,均方根误差略小,但热带和东亚地区的离散度和均方根误差差别不大。

图 2 给出的是无模式扰动试验与 SPPS 试验、无模式扰动试验与 STPS 试验的 Z500、U250 和 T850 在北半球热带外地区和热带地区的 Brier 评分(BS)比值和 CRPS 比值。BS 是检验集合预报准确性的评分,BS 值越小表明集合预报准确性越高,

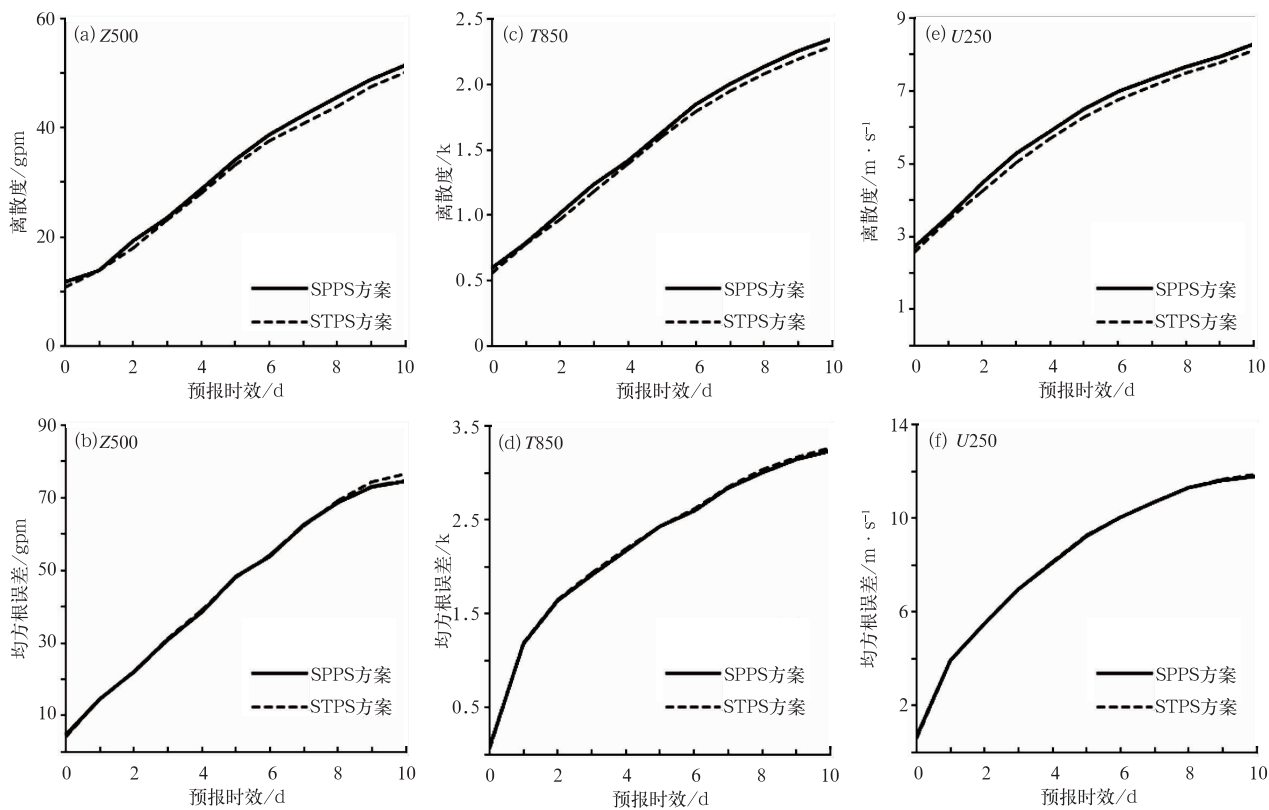


图 1 SPPS 和 STPS 试验的北半球热带外地区离散度和均方根误差检验

(a), (b)500 hPa 位势高度场的离散度和均方根误差,(c), (d)850 hPa 温度场的离散度和均方根误差,  
(e), (f)250 hPa 纬向风场的离散度和均方根误差

Fig. 1 Verification of dispersion and root mean square error in the extratropics of Northern Hemisphere in SPPS and STPS tests

(a) and (b) 500 hPa geopotential height, (c) and (d) 850 hPa temperature, (e) and (f) 250 hPa zonal wind

图中 SPPS 试验的  $BS$  小于无模式扰动试验时,二者比值大于 1,即 SPPS 试验的概率预报准确性高于无模式扰动。连续分级概率评分(CRPS)也是一种检验集合概率预报准确性的评分,值越小表明集合预报准确性越高。由图可知,SPPS 试验和 STPS 试验的  $Z500$   $BS$  在北半球热带外地区较为一致(图 2a),且都优于无模式扰动试验的结果,在预报时效第 4 天两个试验的  $BS$  改进最显著;在热带地区,SPPS 试验的  $Z500$   $BS$  在前 7 天的预报时效内较无模式扰动试验有很大的改进,其中第 4 天改进最明显,积分 7 天后,评分逐渐变差,STPS 试验的  $Z500$   $BS$  改进和变差的时效各占一半。图 2c 中 SPPS 试验的  $U250$   $BS$  在上述两个区域的结果都优于无模式扰动试验,且热带地区的改进要大于北半球热带外地区;STPS 试验的  $U250$   $BS$  在北半球热带外地区优于无模式扰动试验和 SPPS 试验的结果,但在热带地区,其  $BS$  在积分后期逐渐变差。

SPPS 试验和 STPS 试验的  $T850$   $BS$  除在北半球个别时效有改进之外其他结果都略差(图 2e)。

SPPS 试验东亚地区的  $Z500$  和  $U250$  的  $BS$  改进次于北半球热带外地区和热带地区,南半球热带外地区的  $BS$  改进不显著,STPS 试验在南半球热带外地区和东亚地区的  $Z500$  和  $U250$  的  $BS$  都比无模式扰动试验略差,两组试验的  $T850$   $BS$  在南半球热带外地区和东亚地区都没有获得改进(图略)。

图 2b 中,在北半球热带外地区,SPPS 试验的  $Z500$   $CRPS$  在积分后期改进明显,STPS 试验的  $Z500$   $CRPS$  略变差;在热带地区,SPPS 试验的  $Z500$   $CRPS$  除预报第 7 和 8 天外,其他时效的  $CRPS$  均得到改进,STPS 试验的  $Z500$   $CRPS$  除第 3、4 和第 9 天预报有改进外,其他时效的评分略差。图 2d 中,在北半球热带外地区,SPPS 试验的  $U250$   $CRPS$  在各个时效都有改进,STPS 试验的  $U250$   $CRPS$  在各个时效略差;在热带地区,除了预报第

3、7 和 8 天的 CRPS 变差之外,其他时效的 SPPS 试验的  $U_{250}$  CRPS 均有改进,STPS 试验的  $U_{250}$  CRPS 除个别时效变优之外,其他时效评分略差。SPPS 试验和 STPS 试验的  $T_{850}$  CRPS 除在热带地区个别时效有改进之外其他结果都略差(图 2f),但前者优于后者。

在南半球热带外地区和东亚地区,SPPS 试验、STPS 试验的  $Z_{500}$ 、 $U_{250}$  和  $T_{850}$  的 CRPS 与 BS

分析结果类似(图略)。

总体上看,集合预报模式加入 SPPS 的随机物理过程扰动方案后,概率预报性能较无模式扰动和 STPS 方案在不同程度上得到提高,其中北半球热带外地区和热带地区的 500 hPa 高度和 250 hPa 风的概率预报改进最为明显,东亚地区次之,南半球基本没有改进。

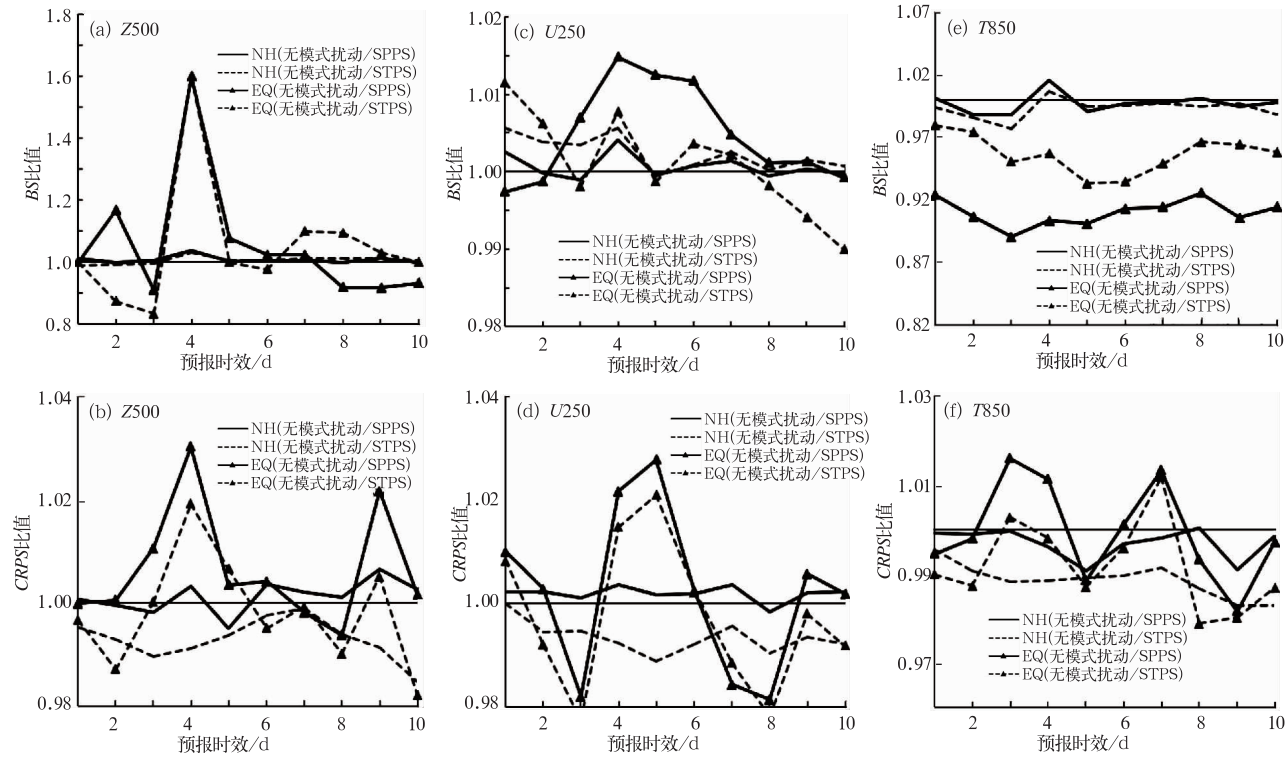


图 2 北半球热带外地区和赤道地区的 Brier 评分(BS)比值和 CRPS 比值

(a)和(b)500 hPa 高度场的 BS 比值和 CRPS 比值,(c)和(d)250 hPa 纬向风场的 BS 比值和 CRPS 比值,  
(e)和(f)850 hPa 温度场的 BS 比值和 CRPS 比值

Fig. 2 Brier score ratio and CRPS ratio of the extratropics and equatorial region in Northern Hemisphere  
(a),(b) 500 hPa geopotential height, (c),(d) 250 hPa zonal wind and (e),(f) 850 hPa temperature

3.2 随机物理扰动方案(SPPS)典型个例降水预报检验

降水量是日常预报中非常受人关注的预报要素,其预报技巧是检验模式预报效果的一个重要的指标,从 3.1 中可知,随机物理扰动方案(SPPS)可以有效地提高南北半球集合成员的离散度,减小积分后期的均方根误差,在一定程度上提高概率预报性能。在这节中,我们将从试验时段中随机选取 2008 年 7 月 22 日 20 时至 2008 年 7 月 23 日 20 时

的降水个例,详细分析 SPPS 方案对降水量预报的影响及检验分析。

图 3 是 2008 年 7 月 23 日 20 时的 24 h 累计降水实况及 SPPS 试验和无模式扰动试验累计降水集合预报平均图。从降水实况图可见(图 3a),主降水带位于山东、江苏、河南南部、安徽北部、湖北中部、湖南北部和广西北部及云南南部地区。最大降水中心位于山东和江苏两省的交界处,最大日降水量达 100 mm 以上。图 3b 和 3c 分别为 2008 年 7 月 23 日 12:00 UTC 无模式扰动试验与 SPPS 试验的



24 h 累计降水集合平均结果,可以看到两个试验的主降水落区与实况基本一致,尽管最大降水中心值偏弱,未能报出在山东与江苏两省交界处的 100 mm 以上降水中心,但从 SPPS 试验与无模式扰动试验的集合平均差值发现(图 3d),在实况出现暴雨

的区域内,SPPS 试验集合平均预报要强于无模式扰动试验的集合平均预报,最大差值达 15~20 mm,可见 SPPS 试验的降水量预报更加接近实况。图 4 是模式预报的中雨公平 TS 评分和预报效率评分。图 4 表明 SPPS 试验的中雨公平 TS 评分和预

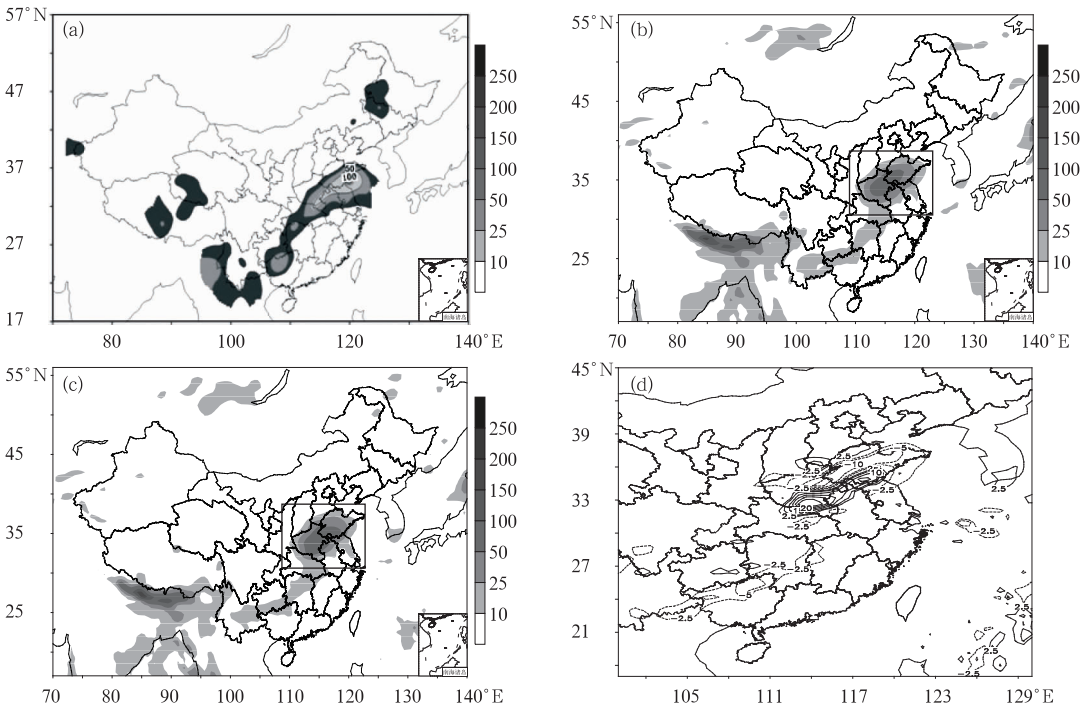


图 3 (a)2008 年 7 月 23 日 12:00 UTC 24 h 累计降水量实况,(b)2008 年 7 月 23 日 12:00 UTC 无模式扰动试验的 24 h 累计降水量集合平均预报(预报开始时间为 2008 年 7 月 22 日 12:00 UTC), (c)同(b),但为 SPPS 试验的集合平均,(d) SPPS 方案与无模式扰动方案降水集合平均之差(单位:mm)

Fig. 3 (a) The 24h accumulated observed precipitation at 12:00 UTC 23 July,2008, (b)the ensemble mean forecast of 24 h accumulated precipitation in no-model perturbation test, (c)the same as (b) but for SPPS test, (d) the difference of (c) and (b) (unit:mm)

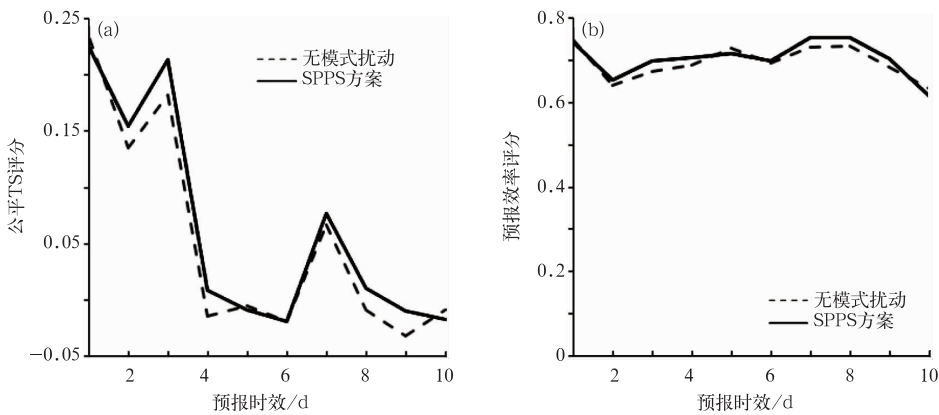


图 4 (a)集合平均的中雨公平 TS 评分,(b)集合平均的中雨预报效率评分

Fig. 4 The equitable treat score (a) and forecast efficiency score (b) for moderate rain of ensemble mean in SPPS test and no-model perturbation test

报效率整体上优于无模式扰动试验的结果。SPPS 试验的大雨、暴雨的公平 TS 评分和预报效率评分结果同样优于无模式扰动试验(图略)。

表 2 为无模式扰动和 SPPS 两组集合预报试验的 24 h 分级降水预报相对作用特征曲线(ROC)面积(AROC) ROC 代表的是事件预报的命中率和假警报率的相对比较关系,ROC 曲线面积越大(越接近 1),说明命中率越高,预报越好,反之亦然。从表中可知,小雨、中雨和大雨 3 个降水分级的 ROC 面积,SPPS 试验的结果都大于无模式扰动试验,说明 SPPS 方案改善了无模式扰动模式的降水预报技巧。

综上所述,T213 集合预报模式加入随机物理扰动方案(SPPS)后,强降水中心强度值有所增加,中雨以上量级的集合预报降水 ETS 评分提高,降水概率预报技巧也有明显的改进。

表 2 24 h 分级降水预报的 ROC 评分面积(AROC)  
Table 2 The ROC area of 24 h graded precipitation forecast

降水分级	小雨 [ $\geq 0.1\text{ mm}\cdot(24\text{ h})^{-1}$ ]	中雨 [ $\geq 10\text{ mm}\cdot(24\text{ h})^{-1}$ ]	大雨 [ $\geq 25\text{ mm}\cdot(24\text{ h})^{-1}$ ]
无模式扰动试验	0.545	0.426	0.232
SPPS 试验	0.548	0.436	0.288

4 随机物理扰动方案(SPPS)的扰动分析

上面对两种模式随机扰动方案集合预报结果进行了检验评估,结果表明 SPPS 方案的集合预报技巧和预报准确性优于 STPS 方案和无模式扰动方案。下面将重点分析 SPPS 方案的扰动特征和扰动能量的传播机制。

4.1 SPPS 扰动特征分析及其与 STPS 的扰动特征比较

为了分析两种模式随机扰动对预报场的影响,我们设计了离差试验方案(见表 3),表 3 中 3 组试验的预报结果作为试验对象,积分时段为 2008 年 7 月 20—31 日,共 12 d。预报时效为 1~10 d。定义

绝对离差: $S_{\text{var},2}(x,y,z,t)$ ,以衡量模式随机扰动对预报变量的影响。

$$S_{\text{var},2}(x,y,z,t) = \frac{1}{n} \sum_{st=1}^n | \text{var}_1(x,y,z,t,st) - \text{var}_2(x,y,z,t,st) | \tag{9}$$

其中,var 选取 3 组试验预报变量,var 下标为试验号,var 中变量  $t$  表预报时效, $st$  表示起报时间。本文选用个例为 12 d,即  $n$  取 12。

图 5 为 500 hPa 位势高度场(Z500)的绝对离差。图 5a~5e 为 TEST2-SPPS 试验的 Z500 绝对离差  $S_{(z500,2)}$ ,图 5f~5j 为 TEST3-STPS 试验的 Z500 绝对离差  $S_{(z500,3)}$ 。

$$S_{z500,2}(x,y,z,t) = \frac{1}{12} \sum_{st=1}^{12} | Z500_1(x,y,z,t,st) - Z500_2(x,y,z,t,st) | \tag{10}$$

$$S_{z500,3}(x,y,z,t) = \frac{1}{12} \sum_{st=1}^{12} | Z500_1(x,y,z,t,st) - Z500_3(x,y,z,t,st) | \tag{11}$$

分析两组试验的绝对离差演变图,总体上看,随着积分时间的增加,两组试验的 Z500 绝对离差的大小和范围都在不断地增大,中高纬地区的绝对离差值大于热带地区,南半球绝对离差值大于北半球,至 240 h 积分时间,热带地区离差值平均小于 5 gpm,北半球中高纬地区绝对离差值大部分在 40~45 gpm 以上,南半球中高纬地区离差值平均为 80~90 gpm;两组试验的 Z500 绝对离差值各个时效在南半球表现得更敏感。其原因可能有两点:一是 T213 模式在南半球的预报技巧偏低;二是南半球海洋面积大,表现出更大的预报不确定性和高敏感性(任志杰等,2011)。

值得关注的是两组试验绝对离差分布演变存在较大的差异。在积分前期,TEST2-SPPS 试验的 24 h绝对离差大值区主要集中在  $0^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 、 $60^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$  的南亚和东南亚地区及南半球部分地区,绝对离差值达 5 gpm,其他区域则不明显,而 TEST3-STPS 试验 24 h 绝对离差值覆盖面更广并主要集中在中高纬地区,绝对离差值也达到 5 gpm,随着积分时间的增加,TEST2-SPPS 方案的离差大值区逐渐扩展到其他区域,至 240 h 预报离差分布形态与 TEST3-STPS 方案趋于一致。TEST3-STPS 试验的绝对离差值迅速地增大,积分后期尤为明显,在中高纬地区,TEST3-STPS 试验绝对离差值增长速度



比 TEST2-SPPS 试验大 1~2 倍,绝对值为 5~15 gpm,至 240 h,绝对离差值最大达 120 gpm 以上,而 TEST2-SPPS 试验为 60~90 gpm。

分析产生上述差异的原因,主要是因为 SPPS 方案只扰动了次网格尺度物理过程计算产生的积分倾向项,因此对启动次网格物理过程计算的那些区域,随机扰动的影响更为明显,其他区域则没有影响。试验时段为 7 月,正是东亚和南亚夏季风盛行期,存在很强的经向垂直环流,季风暖湿气流强盛,

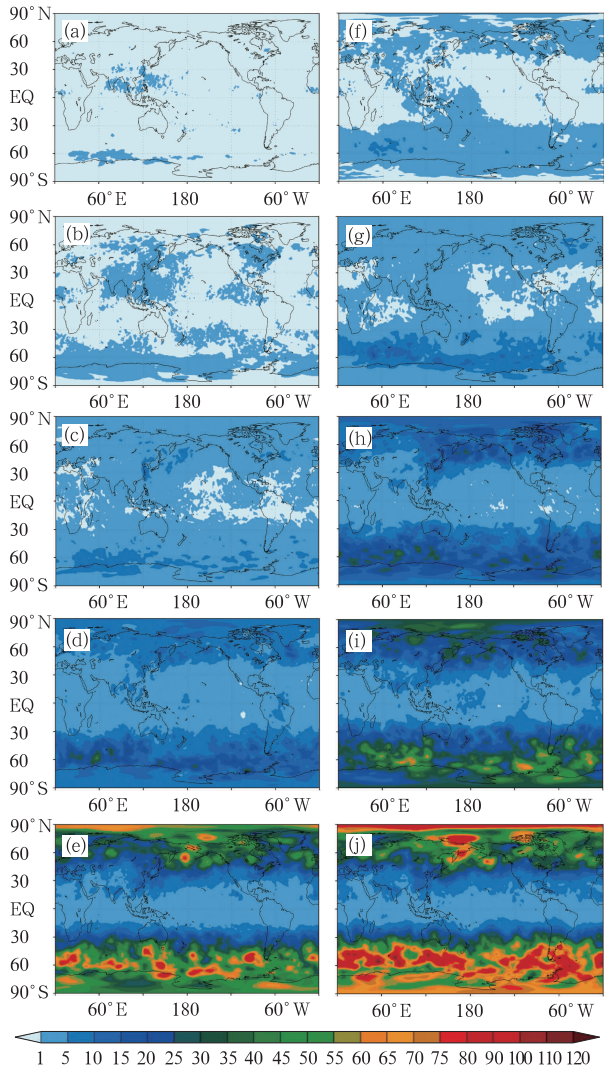


图 5 500 hPa 位势高度场绝对离差(单位:gpm)  
(a)~(e)为 TEST2-SPPS 试验的 24、48、96、168  
和 240 h 预报的  $Z_{500}$  绝对离差  $S_{(z500,2)}$ ,  
(f)~(j)为 TEST3-STPS 试验相同预报时效  
的  $Z_{500}$  绝对离差  $S_{(z500,2)}$

Fig. 5 The absolute deviation of 500 hPa  
geopotential height in TEST2-SPPS test (a~e)  
and TEST3-STPS test (f~j) (unit: gpm)

对流不稳定能量充足(朱乾根等,2000),积分初期次网格物理过程随机扰动的影响在这个区域比其他地区更为显著,离差值明显大于其他区域,而 STPS 方案扰动的是总倾向项,中高纬地区以斜压不稳定为

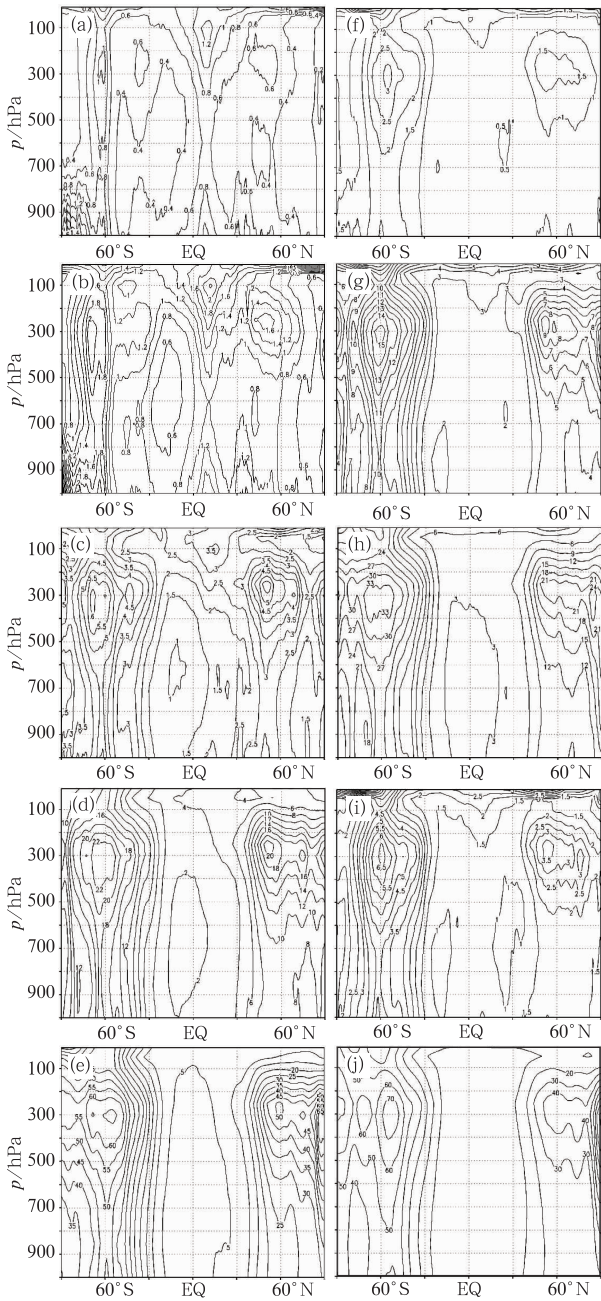


图 6 24、48、96、168 和 240 h 的位势高度场  
绝对离差经向平均剖面图(单位:gpm)  
(a)~(e)为 TEST2-SPPS 试验位势高度绝对  
离差  $S_{(z,2)}$ ; (f)~(j)同前,但为 TEST3-STPS  
试验位势高度绝对离差  $S_{(z,3)}$

Fig. 6 The cross section of absolute deviation  
of geopotential height in TEST2-SPPS test (a~e)  
and TEST3-STPS test (f~j) (unit: gpm)

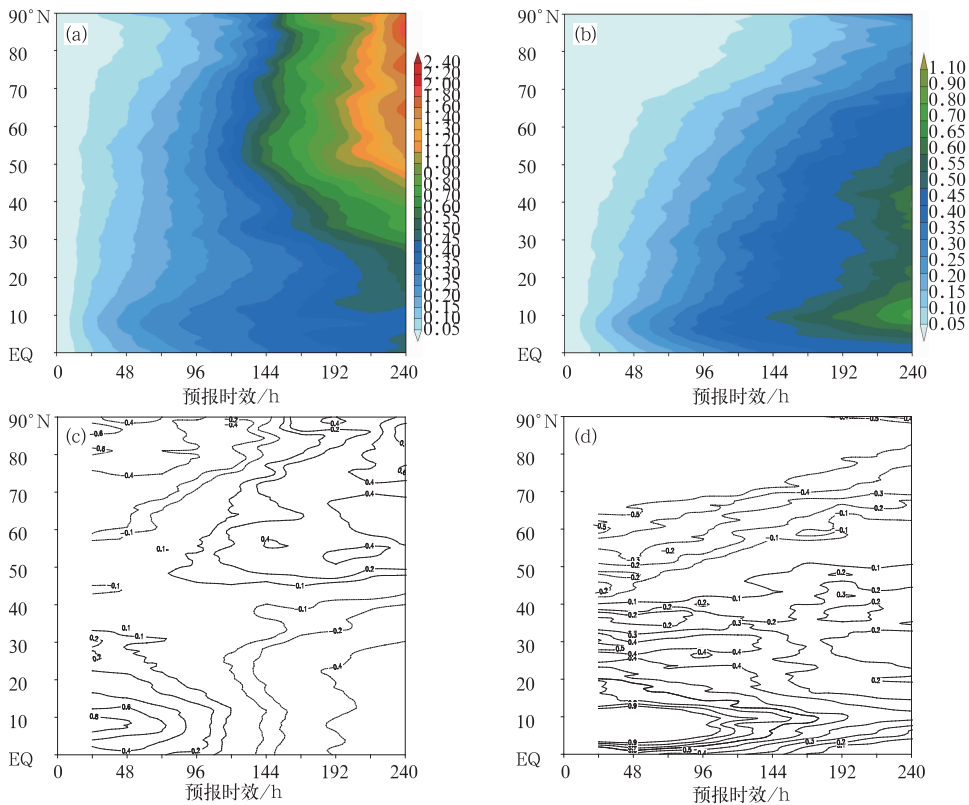


图 7 (a) $S_{(T500,2)}$  纬向平均(单位:K), (b) $S_{(q500,2)}$  纬向平均(单位: $g \cdot kg^{-1}$ ),  
(c) $S_{(T500,2)}$  纬向平均权重, (d) $S_{(q500,2)}$  纬向平均权重

Fig. 7 The absolute deviations of zonal mean and zonal mean weights of  
(a), (c) temperature and (b), (d) specific at humidity at 500 hPa

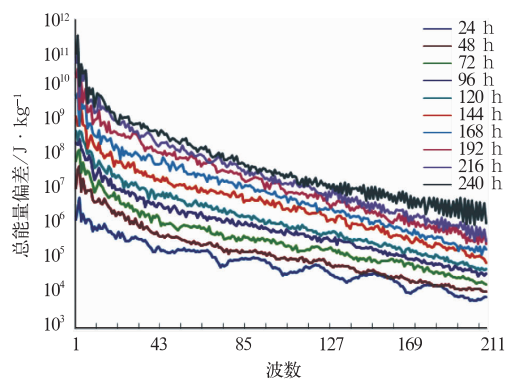


图 8 12 天平均的绝对总能量偏差的  
波谱分析(单位: $J \cdot kg^{-1}$ )

Fig. 8 Spectral analysis of 12 d average  
absolute total energy difference

主,动力过程产生的倾向项随机扰动的影响会更明显,因此 STPS 方案离差值主要集中在中高纬地区。可见 SPPS 方案可以反映模式次网格物理过程参数化的不确定性。

此外,对 850 hPa 温度( $T_{850}$ )、250 hPa 纬向风

速( $U_{250}$ )的 12 d 平均绝对离差也进行了对比分析(图略),结果显示, $T_{850}$ 、 $U_{250}$  热带区域和中高纬区域的绝对离差值差异减小,其他特征与 500 hPa 高度场类似,在此不再赘述。

图 6 为位势高度的绝对离差经向剖面图。图 6a~6e 为 TEST2-SPPS 试验的位势高度绝对离差  $S_{(z,2)}$ ,图 6f~6j 为 TEST3-STPS 试验的位势高度绝对离差  $S_{(z,3)}$ 。由图可见,积分 24~48 h,两组试验的位势高度绝对离差经向剖面存在明显差异, $S_{(z,2)}$  存在两个大值中心,分别位于南半球高纬地区低层和热带地区的高层,其中热带区域高层绝对离差值超过 1.5 gpm,其他区域分布较均匀,而  $S_{(z,3)}$  主要集中在南北半球中高纬地区的中高层,其值在经向和垂直向上分布不均匀,两个大值中心分别位于 60°S 和 60°N 的 300 hPa 高度附近,中心最大值超过 3 和 1.5 gpm,离差绝对值远大于  $S_{(z,2)}$ 。随着积分时效的增长,两组试验的绝对离差值不断增加,积分 96 h 后,两组试验热带地区的绝对离差值增加缓慢,中高纬地区的绝对离差值迅速增加,但在相同

时效同一区域内,  $S_{(z,2)}$  比  $S_{(z,3)}$  小 3~10 gpm。积分 168 h 后, 二者的绝对离差结构和量级趋于一致。

上述分析结果表明, 无论是水平方向还是垂直方向, 模式预报变量对两种模式随机扰动方案都非常敏感, 但仅扰动参数化物理过程的随机物理过程扰动方案 (SPPS) 对预报变量的影响较随机总倾向扰动方案 (STPS) 更加稳定, 更能合理表现模式物理过程的不确定性。

4.2 随机物理过程扰动方案 (SPPS) 的扰动场水平变化特征

为进一步分析 SPPS 方案对预报变量的水平方向影响特征, 对 TEST2-SPPS 试验各个时效的绝对离差值进行纬向平均, 且为了略去各个纬度上扰动值随预报时效增长的因素, 更清晰地分析扰动大值中心随预报时效的传播, 对纬向平均的离差值进行权重分析 (公式 12),

$$\overline{\text{var}}_{\text{权重}}(j) = \frac{\overline{\text{var}}(j) - \frac{1}{N} \sum_{j=0}^{N=n} \overline{\text{var}}(j)}{\frac{1}{N} \sum_{j=0}^{N=n} \overline{\text{var}}(j)} \quad (12)$$

其中,  $j$  为经向格点,  $n$  为经向格点总数。  $\overline{\text{var}}(j)$  为纬向平均离差值。

图 7 是 500 hPa 温度场绝对离差 [ $S_{(T500,2)}$ ] 和 500 hPa 比湿  $q$  的绝对离差 [ $S_{(q500,2)}$ ] 的纬向平均和纬向平均权重的演变图。从图 7a 中可以看出, 随着积分时间的增加, 各纬度上的  $S_{(T500,2)}$  不断增加, 96 h 积分前, 低纬地区的  $S_{(T500,2)}$  增长速度大于中高纬地区; 96 h 积分后, 中高纬地区的  $S_{(T500,2)}$  迅速增大。积分 240 h,  $80^{\circ} \sim 90^{\circ} \text{N}$  之间的  $S_{(T500,2)}$  最大, 平均为 2.4 K。  $S_{(T500,2)}$  有着随积分时间的增长从低纬向中高纬发展的趋势。图 7c 是  $S_{(T500,2)}$  的纬向平均权重, 图中正值区是各个预报时效内  $S_{(T500,2)}$  大值中心所在的纬度, 从这张图中可以看出, 随着预报时效的增加,  $S_{(T500,2)}$  大值区有从低纬向中高纬传播的趋势。另外, 我们分别对低层 (850 hPa)、中层 (500 hPa) 和高层 (250 hPa) 的高度场、温度场、风场这些变量的绝对离差进行了纬向平均, 得出的结论与  $S_{(T500,2)}$  类似, 在此不再赘述。由图 7b 和 7d 可知,  $S_{(q500,2)}$  的纬向平均特征与风场、温度场和高度场的特征不同, 在低纬和中纬地区,  $S_{(q500,2)}$  增加的速度一直大于高纬地区, 绝对离差大值区一直集中在中低纬地区。主要原因是水汽集中分布在中低层的中低

纬地区, 比湿  $q$  的绝对离差分布从侧面说明了随机物理扰动方案 (SPPS) 的合理性。

表 3 离差试验方案设计  
Table 3 Deviation test scheme

试验名	试验方法
TEST1-控制预报	T213 中期预报
TEST2-SPPS 试验	T213 中期预报模式加入 SPPS 方案
TEST3-STPS 试验	T213 中期预报模式加入 STPS 方案

4.3 随机物理扰动方案 (SPPS) 的波谱能量分析

为进一步分析物理过程参数化的随机扰动对 T213 中期预报模式预报结果产生的影响, 本节将对表 3 中控制预报试验和 TEST2-SPPS 试验的总能量偏差 (DTE) 进行离散的傅里叶变换 (DFT), 分解得到 1~213 个波的总能量偏差。总能量 DTE 的定义 (Zhang et al, 2003) 如式 (13) 所示,

$$DTE = \frac{1}{2} \sum [(U'_{i,j,k})^2 + (V'_{i,j,k})^2 + K(T'_{i,j,k})^2] \quad (13)$$

其中,  $U'$ 、 $V'$  和  $T'$  分别是无模式扰动试验及 TEST2-SPPS 试验的风场偏差和温度场偏差,  $K = \frac{c_p}{T_r}$ ,  $c_p$  为定压比热,  $T_r$  为参考温度。

$$F_k = \frac{1}{N} \sum_{j=0}^{N-1} f_j e^{-jk\lambda_j} \quad (k = 0, 1, \dots, N-1) \quad (14)$$

式中,  $N$  为纬圈格点总数,  $j=0, 1, \dots, N-1$ , 在这些格点上物理量的数值为  $f_j$ ,  $k$  为纬向波数,  $F_k$  为谱分量,  $\lambda_j$  为各格点所在经度。

图 8 为试验时段的 12 天平均总能量偏差波谱分析演变图, 从图中可以看出, 积分 24~168 h, 不同尺度上的总能量偏差都随着积分时间增加而增长, 小尺度总能量偏差增加的速度小于大尺度总能量偏差。积分 168~216 h 后, 小尺度总能量偏差基本达到饱和, 大尺度总能量偏差仍随积分时间的增长而增加, 在积分 216 h 后达到饱和。由此说明随机物理扰动方案的扰动能量有随着积分时间的增加向大尺度传播的趋势。

5 小结和讨论

参考 ECMWF 的随机物理过程扰动方案, 设计了基于 T213 集合预报模式的随机物理扰动方案和随机总倾向扰动方案, 并对两种模式随机扰动方案

进行了集合预报效果检验,重点分析了随机物理扰动方案对预报变量的影响及扰动能量的传播机制。结果表明:

(1)随机物理扰动方案概率预报性能较无模式扰动和随机总倾向扰动方案在不同程度上得到提高,其中北半球热带外地区和热带地区的 500 hPa 高度和 250 hPa 风的概率预报改进最为明显,东亚地区次之,南半球基本没有改进。

(2)随机物理扰动方案对降水预报也有较为明显的改进,强降水中心值增强,中雨以上量级集合预报降水评分提高,降水概率预报技巧也得到了明显的改善。

(3)T213 全球中期数值预报模式加入随机物理扰动方案和随机总倾向扰动方案后,模式预报变量对其都有一定的敏感性。但随机物理扰动方案对预报变量的影响较随机总倾向扰动方案更加稳定,随机物理扰动方案能更加合理地表现模式物理过程的不确定。随机物理扰动方案对预报变量影响的特征为:积分初期,在垂直方向和水平方向上,预报量对扰动敏感性较低,随着积分时间的增加,垂直方向和水平方向上的预报量的扰动逐渐增大,南北半球中高纬地区的扰动增长大于赤道地区,且南半球大于北半球。中低高层的风场、高度场和温度场的绝对离差大值区有随着积分时间的增加从低纬向中高纬传播的趋势,比湿  $q$  因其本身的分布特征,随积分时间的增长,其扰动一直集中在中低纬地区。

(4)对 12 天平均的总能量偏差进行波谱分析得到,积分 24~168 h,不同尺度上的总能量偏差都随着积分时间增加而增长,小尺度总能量偏差增加的速度小于大尺度总能量偏差。积分 168~216 h 后,小尺度总能量偏差基本达到饱和,大尺度总能量偏差仍随积分时间的增长而增加,在积分 216 h 后达到饱和。由此说明随机物理扰动方案的扰动能量有随着积分时间的增加向大尺度传播的趋势。

## 参考文献

陈静,陈德辉,颜宏. 2002. 集合数值预报发展与研究进展. 应用气象学, 13(4): 497-506.

陈静,薛纪善,颜宏. 2003. 物理过程参数化方案对中尺度暴雨数值模拟影响的研究. 气象学报, 61(2): 203-218.

陈起英,姚明明,王雨. 2004. 国家气象中心新一代业务中期预报模式 T213L31 的主要特点. 气象, 30(10): 16-21.

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.

胡江凯. 2005. 国家气象中心 T213L31 数值预报运行监控方案及预报效果评估. 应用气象学报, 16(2): 249-259.

矫梅燕. 2010. 天气业务的现代化发展. 气象, 36(7): 1-4.

任志杰,陈静,田华. 2011. T213 全球集合预报系统物理过程扰动方法研究. 气象, 37(9): 1050-1059.

谭燕,陈德辉. 2008. 河南 758 大暴雨的中尺度集合预报试验. 气象, 34(9): 11-20.

王建捷,周斌,郭肖容. 2005. 不同对流参数化方案中凝结加热的特征及对暴雨中尺度模拟结果的影响. 气象学报, 63(4): 405-417.

严明良,缪启龙,沈树勤. 2009. 基于超级集合思想的数值预报产品变权集成方法探讨. 气象, 35(6): 19-25.

朱乾根,林锦瑞,寿绍文. 2000. 天气学原理和方法. 北京: 气象出版社, 199-201.

Alberto A. 2004. Results of an initial stochastic physics scheme for the Met Office Unified Model. Ex-eter: Forecasting Research Technical Report, No. 452.

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

Charron M, Gérard P, Lubos S. 2010. Toward random sampling of model error in the Canadian ensemble prediction system. Mon Wea Rev, 138: 1877-1901.

Dalcher A, Kalnay E, Hoffman R N. 1988. Medium-range lagged average forecasts. Mon Wea Rev, 116: 402-416.

David J. S., Bao J W. 2000. Using initial condition and model physics perturbations in short-range. Mon Wea Rev, 128: 2077-2107.

Epstein E S. 1969. Stochastic dynamic prediction. Tellus, 21(6): 739-759.

Fouquart, Bonnel B. 1980. Computations of solar heating of the earth's atmosphere; A new parameterization. Beitr Phys Atmosph, 53: 35-62.

Harrison M S. 1999. Analysis and model dependencies in medium-range forecast: two transplant case studies. Q J R Meteorol Soc, 125: 2487-2515.

Hoffman R N, Kalnay E. 1983. Lagged average forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting. Tellus, 35A: 100-118.

Houtekamer P L, Lefaiivre L, Derome J. 1996. A system simulation approach to ensemble prediction. Mon Wea Rev, 124: 1225-1242.

Louis J F. 1979. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. Boundary Layer Meteorology, 17: 187-202.

João T, CAROLYN A R. 2008. Stochastic nature of physical parameterizations in ensemble prediction a stochastic. Mon Wea Rev, 136: 483-496.

Leith. 1974. Theoretical skill of Monte Carlo forecasts. Mon Wea Rev, 102(7): 409-418.

Lorenz E N. 1963. Deterministic nonperiodic flow. atmos, 20: 130-141.

Lott F, Miller M J. 1996. New subgrid-scale orographic drag parameterization: Its formulation and testing. Q J R Meteorol Soc, 123: 101-127.

- Molteni F, Buizza R, Palmer T N, et al. 1996. The ECMWF ensemble prediction system: methodology and validation. *Quart J Roy Meteor Soc*, 122(1):73-119.
- Morcrette J J. 1990. Impact of changes to the radiation transfer parameterizations plus cloud optical properties in the ECMWF Model. *Mon Wea Rev*, 118: 847-873.
- Murphy J M. 1990. Assessment of the practical ability of extended-range ensemble forecasts. *Q J R Meteor Soc*, 116:89-125.
- Shutts G J. 2004. A stochastic kinetic energy backscatter algorithm for use in ensemble prediction systems. *Tech Memo*, 449:28.
- Tiedtke M. 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus. Parameterization in large-scale models. *American Meteorological Society*, 117: 1779-1800.
- Tiedtke M. 1993. Representation of clouds in large-scale models. *Mon Wea Rev*, 121: 3040-3061.
- Viterbo P, Beljaars, A C M. An improved land surface parametrization scheme in the ECMWF Model and its validation. *Technical Report 75*, Research Department, ECMWF, 1995.
- Young-Youn Park, Buizza R, Leutbecher, M. 2008. TIGGE: Preliminary results on comparing and combining ensembles. *Q J R Meteorol Soc*, 134:2029-2050.
- Zhang F, Snyder C, Rotunno R. 2003. Effects of moist convection on mesoscale predictability. *J Atmos Sci*, 60:1173-1185.
- Zoltan T, Kalnay E. 1993. Ensemble forecasting at NMC: the generation of perturbations. *Bul Amer Meteor Soc*, 74:2317-2330.