

# 江淮流域持续性暴雨过程前期的欧亚波列特征及其模拟研究<sup>\*</sup>

甘晶晶<sup>1</sup> 高 坤<sup>2</sup>GAN Jingjing<sup>1</sup> GAO Kun<sup>2</sup>

1. 浙江省台州市气象局, 台州, 318000

2. 浙江大学地球科学系, 杭州, 310027

1. *Meteorological Service of Taizhou in Zhejiang Province, Taizhou 318000, China*2. *Department of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310027, China*

2012-06-01 收稿, 2012-10-09 改回.

甘晶晶, 高坤. 2013. 江淮流域持续性暴雨过程前期的欧亚波列特征及其模拟研究. 气象学报, 71(2): 250-260

**Gan Jingjing, Gao Kun. 2013. Statistical and numerical study of the Rossby wave train signal over Eurasia prior to persistent heavy rainfall events over the Yangtze—Huaihe River valley. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(2): 250-260**

**Abstract** Based on the NCEP/NCAR reanalysis data from 1951 to 2004, the correlation and composite analyses are conducted to identify the characteristics of the circulation prior to the persistent heavy rainfall (PHR) events over the Yangtze and Huaihe river valley. The results show that on the middle and upper troposphere, a prominent Rossby wave train occurred over Eurasia continent in two to one weeks before the events, three troughs respectively at central-western Asia, the eastern China coast and southern Bering Sea developed in succession. It is the significant modulation of large scale circulation accompanied with the dispersion and disappearance of the Rossby wave train over Eurasia to finally result in the formation of stable circulation characteristics favoring the PHR events over the area under study.

As the emphasis part of this paper, an experiment of ensemble numerical simulation was conducted for a typical PHR event in 1991 by using the regional numerical model MM5, to inspect the influence of that wave train signal on the subsequent PHR event. To carry out the ensemble simulation, a series of initial wind disturbances which are defined by the characteristics of the Rossby wave train signal over Eurasia, were imposed on the initial conditions of the control experiment. The results indicate that the simulation of the PHR event and the corresponding circulation characteristics are quite sensitive to the wave train signal over Eurasia. The subsequent influences of the initial disturbances with the characteristics of that signal were closely related to the establishment of the stable circulation features during the PHR event.

**Key words** Persistent heavy rainfall events, Yangtze River—Huaihe River valley, Rossby wave train signal over Eurasia, Medium range numerical simulation, Ensemble numerical simulation

**摘 要** 利用 50 余年的 NCAR/NCEP 再分析资料, 对江淮流域持续性暴雨过程前期的环流特征进行了相关与合成分析。发现在过程前 2—1 周的对流层中高层西风带上, 中西亚、中国东部沿海和白令海南侧相继有低压槽发展, 呈现显著的罗斯贝波列信号特征。分析表明, 正是该欧亚波列的东传和消失伴随的环流调整, 导致了有利于持续性暴雨产生的稳定环流的形成。进一步采用区域数值模式检验了该波列特征对后期持续性暴雨的作用和影响过程, 以 1991 年一次典型的江淮流域持续性暴雨过程为例, 根据欧亚波列信号特征设计一组初始流场扰动, 进行初值集合模拟试验。结果表明, 过程强降雨带及其环流背景的模拟对于初始场上欧亚波列信号区的扰动特征是相当敏感的, 该初始扰动对模拟环流的后继影响, 与持续性暴雨期间稳定

<sup>\*</sup> 资助课题: 国家自然科学基金项目(41075033)。

作者简介: 甘晶晶, 主要从事天气气候分析及数值模拟研究。E-mail: smilegan@126.com

环流特征的建立和维持确有密切关系。

**关键词** 持续性暴雨过程, 江淮流域, 欧亚波列信号, 中期数值模拟, 集合数值模拟

**中图法分类号** P426.6

## 1 引言

江淮流域持续性暴雨过程强降雨带位置稳定、持续时间长、累积降水量大,是导致洪涝最为显著的高影响事件;其环流背景又具有东亚季风雨带最典型的特征。因此,历来是中外气象学家研究的重点课题之一(丁一汇,1993;Yang, et al,2003;张庆云等,2003;鲍学俊等,2006;Tang, et al,2006;刘舸等,2008)。

对于这类持续稳定的大范围强降水过程,势必具有相对稳定的长波环流背景存在。张庆云等(2003)指出,长江流域发生暴雨洪涝灾害的气候背景是东亚夏季风环流偏弱,天气特征是东亚东、西、南、北天气尺度系统的最佳配合以及天气尺度系统出现20—30 d的低频振荡。张顺利等(2002)通过对长江中下游1991、1996和1998年3次洪水暴雨的多尺度系统分析,概括出长江流域出现致洪暴雨的环流条件是太平洋副热带高压(副高)、南海季风涌、中高纬度冷空气和青藏高原中尺度对流系统的最佳组配(或锁定),当这4个系统同时处于活跃阶段时,容易形成大范围、长时间的暴雨,并引发严重洪涝灾害。这一相对稳定的环流形势,必然是受到过程前期不同区域的影响而逐步酝酿形成的,而生命史超过一周的罗斯贝波列的激发和频散正是反映了对强影响天气的局地性影响的全球传播。

欧亚大陆上空副热带急流中的静止罗斯贝波列是东亚夏季风系统中非常重要的成员,与中国夏季降水密切相关(张庆云等,1998;吴国雄等,2004),陶诗言等(2006)明确提出,影响中国夏季东部雨带位置变动的副高的西伸北跳和青藏高原的相向东伸等都与欧亚上空副热带急流中的静止罗斯贝波列有关。

在揭示大型过程前期的环流信号特征及其影响机制的研究方法方面,除了常用的多个例相关与合成分析相结合的统计方法外,典型个例的区域数值模拟试验也是有价值的研究手段。作为重要的动力降尺度技术,区域天气气候模式在高质量再分析场驱动下,可再现极端天气气候事件。多项研究表明,区域模式对1991、1994和1998年等东亚夏季的异常季风降水具有较高的模拟能力(Luo, et al,2002;Gao, et al,2002;Xiong, et al,2002;Wang, et al,2003),不仅能模拟出主要的雨带位置和强度,也较

逼真地再现降水的时间变化,并较成功地模拟出环流形势的主要特征。此外,通过改变初始场、下垫面特征和模式物理方案等,也可借助区域气候模式进行敏感性模拟试验(宋敏红等,2006;周建琴等,2009),对过程的影响机制进行研究。

考虑到模式大气对初值的敏感性,Lorenz(1965)提出了集合数值预报的方法,通过在控制预报的初始场上添加一系列扰动所得到的预报集合,可减小由数值预报的初值不确定性引起的误差。数值模拟的集合技术不仅可直接应用于业务预报的改进,而且,可作为一种重要的研究手段,将机理模型与数值模拟相结合,用于高影响天气气候事件的可预报性和动力过程研究。Shapiro等(2004)指出,针对特定的高影响天气系统,其前期存在一些“敏感区”,这些区域的分析误差在预报过程中会迅速增长,从而导致预报质量的下降。在敏感区对敏感特征加强观测,改进分析场质量,将有效地改进特定事件的预报效果。

集合预报的初始扰动除了可以采用随机、伴随算子等统计动力方法产生外,也可借助物理方法构建。甘晶晶等(2009)曾利用天气气候统计方法对江淮流域持续性暴雨过程前期环流的中期信号进行普查,揭示出过程前期2—1周存在欧亚波列信号。上述“敏感区”的思路启示我们,可将这一波列信号视为是对该类过程的模拟预测有重要影响的前期“敏感区”;如果根据该信号的时空分布特征,在初始场上施加一系列扰动分别进行模拟试验,既可通过集合处理,判断集合模拟是否能提高模式对事件的模拟能力,从而验证这一初始波列扰动特征对过程形成的重要性,又能通过追踪信号区初始分析误差(或集合模拟离差)在模拟进程中的演变过程,来揭示信号区的初始扰动在模拟时段中如何增长传播,影响事件环流背景的模拟,从而了解欧亚大陆的罗斯贝波列特征对事件形成的影响机制。

本文将重点分析江淮流域持续性暴雨过程前的欧亚波列信号特征及其影响机制。

## 2 资料及方法

### 2.1 资料

本文采用1951—2004年4—8月全中国743个

站的逐日降水数据和同期 NCEP/NCAR 的全球日平均再分析场及 1991 年逐日 4 次的再分析场(Kalnay, et al,1996)等资料。再分析要素包括温度、位势高度和  $u$ 、 $v$  风分量等,水平分辨率  $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ ,从 925—50 hPa 共 13 层。对于日平均再分析场资料,除原始场外,根据 1971—2000 年 30 a 逐日气候均值和标准差资料,以距平场除以标准差,生成逐日标准化距平场;由于所关注的过程前期的波列特征是比较稳定的大尺度环流特征,因此,对二者进行 5 d 滑动平均,滤除短波高频扰动,参与其后的统计和诊断分析。

2.2 多个例相关与合成相结合的统计分析

根据中国夏季持续性暴雨过程的天气气候分析结果(Tang, et al,2006),选取 6—7 月 16 个江淮流域持续性暴雨过程的正例以及同期 16 个江淮流域无持续性降水发生的反例作为统计样本;计算正、反个例的过程面雨量与过程前 30 d 内逐日各层各要素标准化距平场的滞后相关,并进行正例逐日标准化距平场的合成分析;识别具有足够时空范围的显著相关并同时伴随异常距平的区域,将其确定为江淮流域持续性暴雨过程的中期信号(甘晶晶等,2009)。

2.3 典型个例区域气候模拟试验

采用 NCAR/PSU MM5 区域数值模式(Grell et al,1995),以 NCEP 再分析资料作为初值和边值,对江淮流域持续性暴雨过程的一个典型个例,约提

前 10 d 对全过程进行短期区域气候模拟试验。

模拟采取双向嵌套的两重网格:格距为 180 km 的第 1 重粗网格基本覆盖欧亚大陆绝大部分地区及其东侧和南侧的大片洋面,可模拟欧亚波列的存在和演变,其侧边界由再分析场提供;格距为 60 km 的第 2 重细网格覆盖包含过程所在地——江淮流域在内的中国东部沿海地区;粗网格的大尺度环流演变状态可通过侧边界进入细网格,影响江淮流域的降水天气。模式层顶在 50 hPa,垂直共分 24 层。采取 NCEP 逐日 4 次再分析资料提供模拟的初值和边值;两重网格分别选用  $1^{\circ}$  和  $30'$  地形数据;海温采用 NOAA 最优插值海面温度资料(NOAA\_OL\_SST\_V2),在模拟中海温资料随时更新。

模式物理过程采取显式水汽简单冰方案、行星边界层取 MRF 方案、大气辐射射云方案,地表温度取多层土壤模式,积云参数化粗、细网格分别采用 Kuo 方案和 Grell 方案(Grell, et al,1995)。

3 欧亚波列信号特征及影响机制的统计分析

3.1 欧亚波列信号的时空分布特征

甘晶晶等(2009)曾对江淮流域持续性暴雨过程的中期信号进行了普查,发现过程开始前 2—1 周,在对流层中高层的欧亚大陆中纬度西风带上,从东欧到中国东部洋面有多个正、负相间呈南北带状分布的正例合成经向风距平区和显著相关区排列存在,图1举

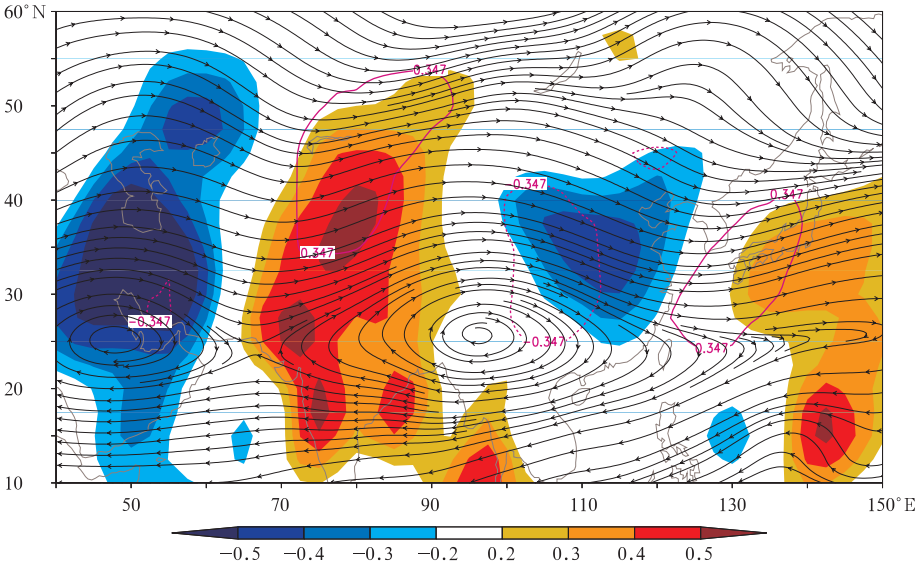


图 1 过程前 12—9 天平均 250 hPa 合成流场(流线)、 $v$  分量标准化距平(阴影,南风为正)及显著相关区(0.05 信度)(实、虚粗紫线分别为正、负相关区)

Fig.1 Composite at 250 hPa averaged over the period from 12th to 9th day prior to the onset day of an event, of wind fields (stream line), standardized anomalies (shaded) and significant correlated areas (at the 95% confidence level) of  $v$  component (the solid/dashed purple lines are for positive/negative correlation contours, respectively)

例给出波列特征最显著的过程前 12—9 天 250 hPa 平均的正例合成流场、 $v$  分量标准化距平及显著相关区,可以看出明显的欧亚罗斯贝波列信号特征,其中,两个波槽扰动分别位于中西亚和中国东部洋面,位置稳定少动。波槽区的异常扰动体现在多个要素场上,并以风场扰动最为显著。

3.2 欧亚波列信号消失后环流调整的作用

上述欧亚波列信号链结束于过程开始前,对持续性暴雨期稳定性环流背景的形成起重要作用的正是波列结束前后所伴随的重大环流调整过程。

图 2 给出不同纬度带 500 hPa(100 hPa)高度扰动(相对纬度带经向平均值的偏差)和  $v$  分量的正例

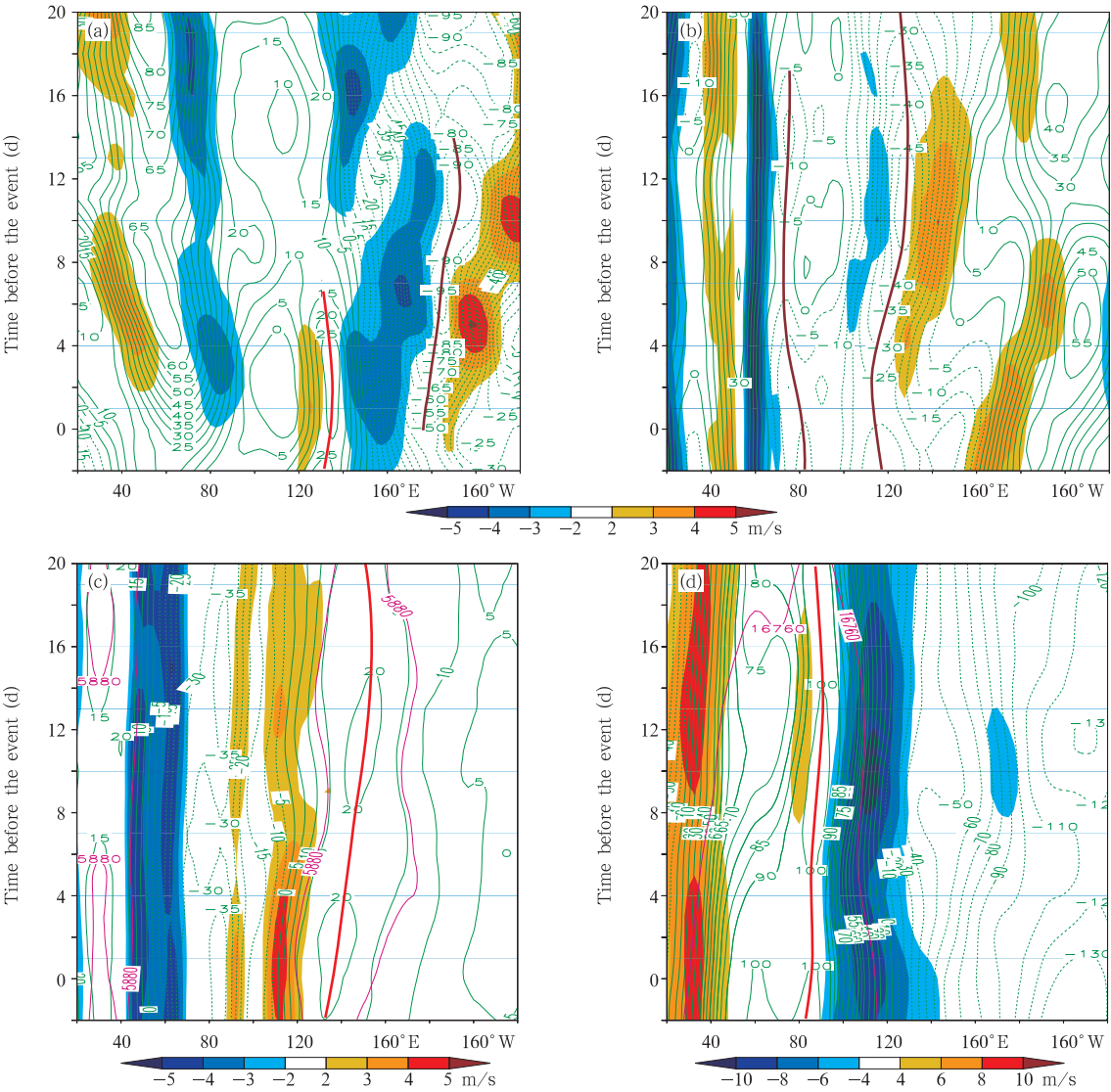


图 2 500 hPa(a)50°—60°N 平均,(b)30°—40°N 平均,(c)15°—25°N 平均和 (d)100 hPa 25°—35°N 平均的正例合成场东西向时间剖面(高度扰动等值线(绿线,gpm)、 $v$  分量(阴影,南风为正),5880、16760 gpm 等高线(紫色粗线);红粗线、棕粗线分别为脊线和槽线)

Fig.2 Time-longitudinal composite plots of height perturbation (green contour),  $v$  component (shaded) at 500 hPa averaged over 50°—60°N (a); 30°—40°N (b); 15°—25°N (c) and at 100 hPa averaged over 25°—35°N (d) (Red and brown thick lines indicate the ridge and trough, respectively, and purple thick lines highlight the 5880 gpm and 16760 gpm contour)

合成东西向时间剖面。在 500 hPa 的中高纬度带(图 2a),过程前 2 周白令海南侧低压槽较稳定,在欧亚波列结束后该低压槽明显西退,伴随着雅库茨克阻塞高压(阻高)的形成,并趋稳定。在中纬度带(图 2b),过程前 2 周,500 hPa 欧亚地区有两个低压槽分别稳定位于  $70^{\circ}$  和  $125^{\circ}$ E 附近,具有明显的波列特征,在波列消失过程中西边低压槽东移然后在巴尔喀什湖附近稳定下来,而东边低压槽明显减弱西退,两低压槽之间的新疆高压脊则显著减弱,从巴尔喀什湖至中国东北形成宽平低压槽区,有利于弱冷空气频繁东移南下。副热带(图 2c),在中纬度欧亚波列信号维持期间,东部沿海低压槽的发展,使 500 hPa 副高主体限于  $140^{\circ}$ E 以东,其西缘 5880 gpm 等高线位于  $125^{\circ}$ E 以东,当波列消失后,副高主体及其西缘明显西伸,影响中国东南地区。同时在 100 hPa 青藏高原所在的  $25^{\circ}$ — $35^{\circ}$ N 纬度带(图 2d),欧亚波列信号维持期间青藏高原加强,但其东缘 16760 gpm 等高线限于  $110^{\circ}$ E 以西,随着波列消

失,青藏高压东西向扩展呈明显带状,其东缘东伸到  $115^{\circ}$ E 以东。显然随着欧亚波列信号的消失,中国东部沿海低压槽减弱北抬,促使下游对流层中低层西太平洋副高及其西缘的偏南风低空急流西伸加强,同时上游对流层高层青藏高原及其东缘偏北大风东扩,二者在中国东南地区垂直重叠,导致经向季风垂直环流加强,其北侧稳定的上升气流的建立是江淮流域持续性暴雨过程形成的重要条件。

## 4 集合数值模拟对欧亚波列信号的验证

### 4.1 个例选取和模拟配置

1991 年 6 月底—7 月上旬江淮流域发生一次典型的持续性暴雨过程,强降水从 6 月 29 日持续至 7 月 13 日,达 14 d。过程强降雨带呈东北—西南走向,降水强度大,过程总降水量普遍有 300—500 mm (图 3a)。分析表明,该个例发生前 2—1 周欧亚大陆上确实存在罗斯贝波列特征(图略),因此,选择此个例进行该信号的敏感性模拟试验。

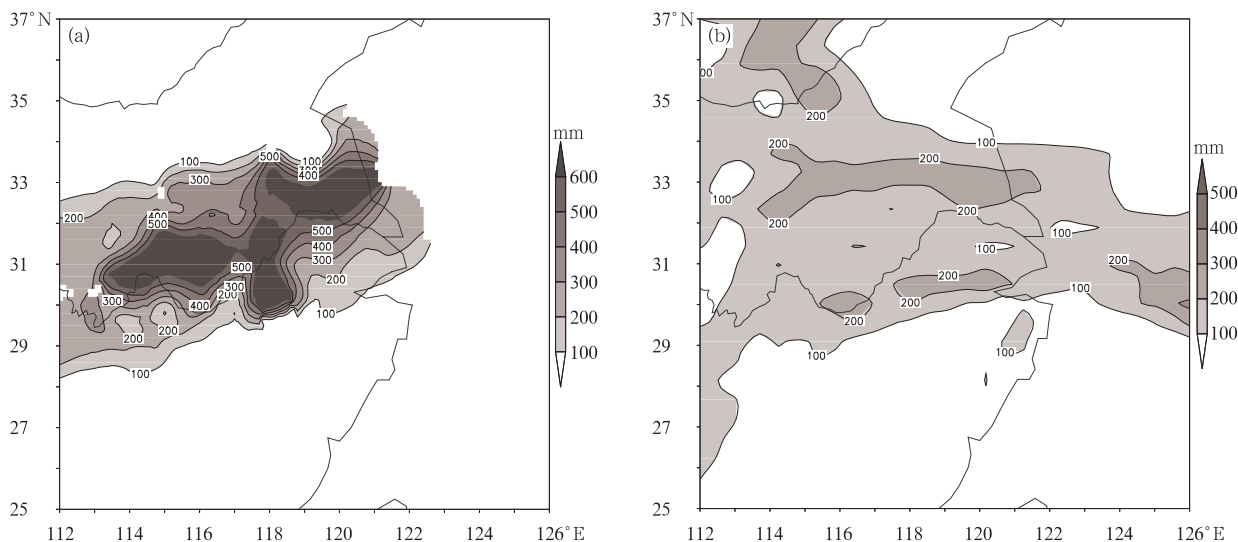


图 3 1991 年 6 月 28 日 12 时—7 月 11 日 12 时(世界时)过程总雨量

(a. 实况, b. 控制试验)

Fig. 3 Accumulated precipitation from (a) the observation analysis and (b) the control simulation from 12:00 UTC 28 June to 12:00 UTC 11 July 1991

为了检验区域模式对该过程的中期模拟能力和选择较为理想的控制试验,首先进行多初始时刻的 1 组模拟试验。考虑到欧亚大陆波列信号出现于过程发生前 2—1 周,将欧亚波列信号最显著的过程前 11—6 天,即 6 月 18—23 日的 00 时(世界时,下同)

分别作为模拟的初始时刻,进行模拟试验。结果表明(图略),采用同样的 NCEP 资料,仅仅是模拟的初始时刻不同,降水模拟结果就有非常大的差异,这意味着过程降水的模拟对于过程前 2—1 周内的初始场特征是相当敏感的。由此启示我们下一步可根



据欧亚波列信号特征设计一系列初始扰动进行初值集合模拟试验,藉此检查模拟结果对信号扰动的敏感性,验证该中期信号的重要性和揭示其影响机制。

4.2 初始扰动集合模拟试验

多初始时刻试验中,6月20日00时起的模拟虽对雨带和过程的环流有一定的模拟能力,但对降水强度和强降水中心位置的模拟均不够理想,模拟雨带强度偏弱位置偏北(图3b)。将其作为控制试验,根据

$$u'_{ijk} = \begin{cases} \frac{r_{ijk}(u_{ijk} - \bar{u}_{ijk}) \cdot u_{sc}}{\max |r_{ijk}(u_{ijk} - \bar{u}_{ijk})|} \\ 0 \end{cases}$$

$r_{ijk}$  与  $(u_{ijk} - \bar{u}_{ijk})$  同号

$r_{ijk}$  与  $(u_{ijk} - \bar{u}_{ijk})$  异号

(1)

扰动由两项的乘积组成,第一项为标准化扰动,其分子是  $u$  分量标准化距平与过程面雨量的相关系数( $r$ )和  $u$  分量距平( $u - \bar{u}$ )之乘积,分母是上述乘积的绝对值在三维范围内的最大值,因此,标准化扰动取值为  $(-1, +1)$ ;第二项是人为指定的最大扰动值( $u_{sc}$ ),即风速  $u$ 、 $v$  分量扰动上限值;该式仅用于相关系数与距平同号的格点处,在异号处不添加扰动。显然扰动强度反映了信号特征,即在信号区高相关和同符号高值距平并存处扰动强度大。图4a、b是

欧亚波列信号特征,在初始场上叠加一系列不同强度的扰动,进行多初值的集合模拟试验,所有模拟参数设置和侧边界等均保持与控制试验相同。

由于过程前2—1周的欧亚波列信号以风场特征最为显著,综合利用前述相关和合成分析中采用的两计算量(相关系数和距平),构建风  $u$ 、 $v$  分量场的初始扰动,如三维格点  $(i, j, k)$  处  $u$  分量的初始扰动定义为

在200 hPa初始流场上分别叠加了  $u$ 、 $v$  分量的标准化扰动,可见在欧亚波列信号区所在的中西亚和东亚沿海低压槽处分别存在气旋性扰动;为了构建集合模拟的一组成员,将  $u$ 、 $v$  风分量的最大扰动值  $u_{sc}$  和  $v_{sc}$  分别设定为  $\pm 1$ 、 $\pm 2$ 、 $\pm 3$  m/s,得到12个不同强度的风场扰动,将其叠加到控制试验的初始场上,分别进行21 d的数值模拟,得到1组包含12个成员的集合模拟结果。

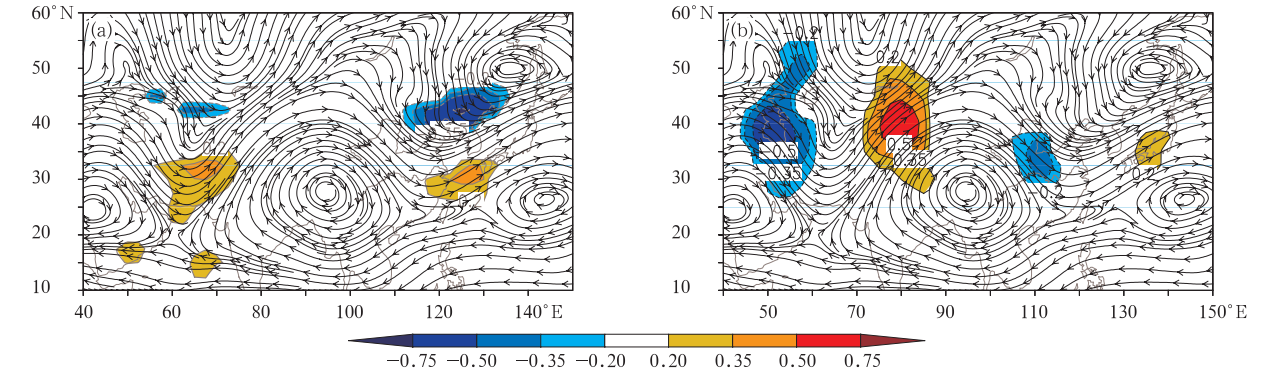


图4 1991年6月20日00时200 hPa流场(流线)和(a) $u$ 分量、(b) $v$ 分量标准化扰动(阴影)

Fig. 4 200 hPa wind field (streamline) and the standardized disturbances (shaded) of (a)  $u$ -component and (b)  $v$ -component at 00:00 UTC 20 June 1991

4.3 模拟过程降水对初始扰动的敏感性分析

集合模拟可以提供单一模拟所不能提供的许多信息(杜钧,2002)。图5给出了过程总降水的多种集合模拟结果,图5a为过程总降水的集合平均和集合离差场,在集合平均场上清楚地展示了江淮流域准东西向雨带的存在,雨带中段和东段位置以及大别山附近的200 mm以上的降水中心位置均与实况接近,相对控制试验有了明显改进,但集合平均模拟

的过程雨带和降水中心的强度明显弱于实况,特别是长江下游东段雨带的强度尤弱;同时集合模拟的高离差区与雨带位置基本吻合,这说明集合模拟各成员对江淮雨带处的降水模拟差别很大,反映出该持续性暴雨过程雨带的模拟对信号区的初始流场扰动是敏感的。图5b、c、d分别给出过程总雨量不小于阈值100、150、200 mm的集合概率分布,图上并以空心 and 实心圆点分别标出实测降水超过相应阈值

和 500 mm 的测站位置供对比用。显然,在过程降水阈值为 100 mm 的集合概率图上,约 60%集合概率区与实况 100 mm 雨带位置基本吻合(除淮河以北地区外);当阈值为 150 mm 时,约 30%集合概率区与实况 150 mm 雨带位置吻合,特别是长江中游地区二者尤为一致,其中,大别山附近的强降水中心更为 70%以上的高概率区;在 200 mm 阈值的集合

概率图上,则只有 10%集合概率区与实况配合较好。总之,随着降水阈值的提高,其相应强度实况雨带处的集合概率迅速降低,这说明对强降水事件集合概率较低,只有少数集合成员才能逼真地再现事件,也间接表明该过程降水事件对初始扰动的敏感性。

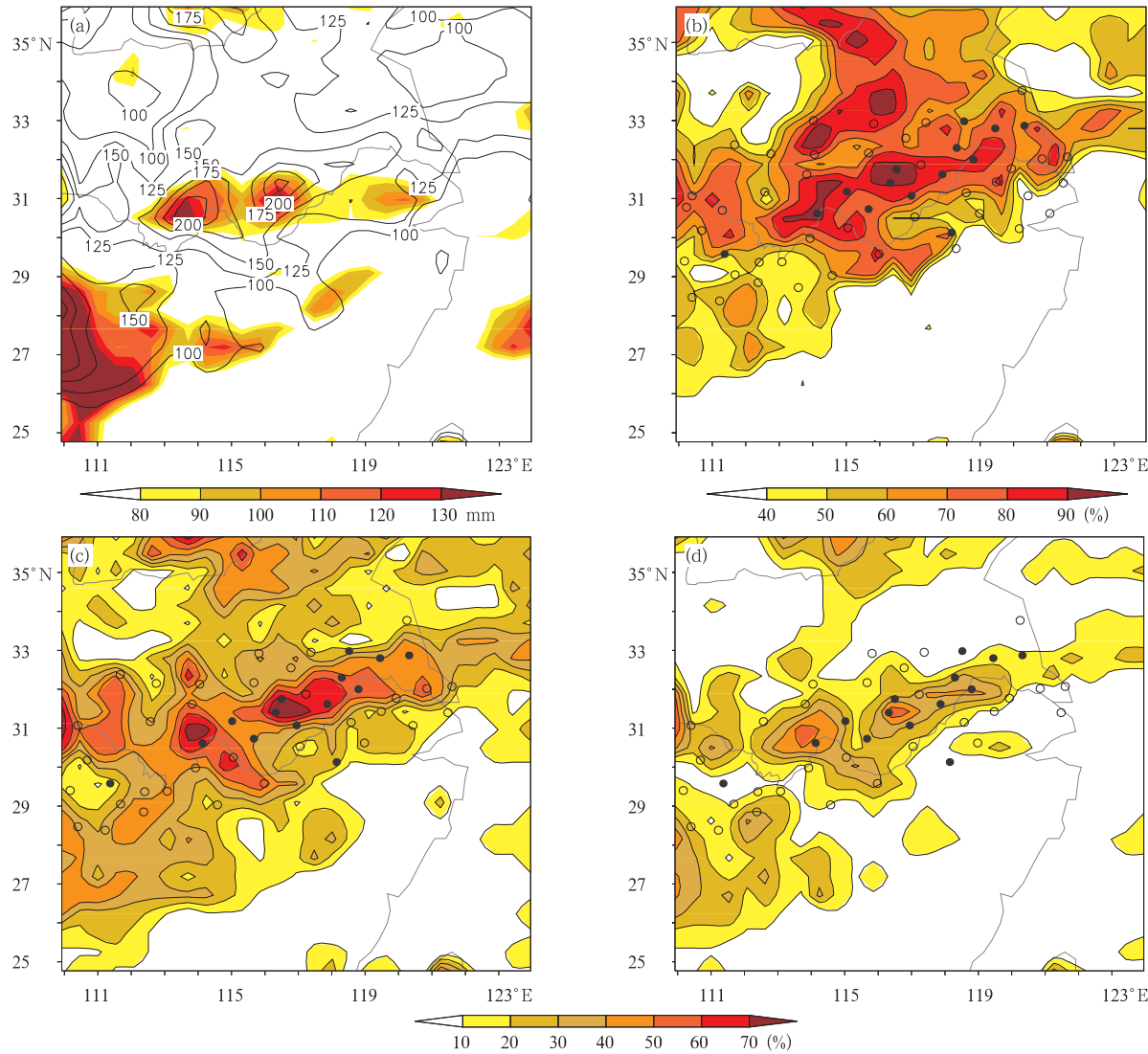


图 5 过程降水的集合模拟

(a. 过程总雨量的集合平均场(等值线,mm)和离差场(阴影);b,c,d. 阈值分别为 100、150、200 mm 的过程总雨量的概率分布(阴影),空圆表示总雨量大于阈值的站点,圆点表示总雨量大于 500 mm 的站点)

Fig. 5 Ensemble plots of the simulated total precipitation during the event

((a) ensemble mean (line, mm) and ensemble spread (shaded), (b – d) the ensemble probability distributions of the accumulated precipitation (shaded) for the different thresholds (b) 100 mm, (c) 150 mm and (d) 200 mm;

the open circles denote the observation stations with the accumulated precipitation more than corresponding thresholds, and the point indicate the observation stations with the total accumulated precipitation more than 500 mm)

上述分析表明集合平均模拟优于控制模拟,集合概率能较为准确地提供强降雨带发生的概率信息。这意味着江淮持续性暴雨过程的模拟对于前期欧亚波列信号区的初始扰动是敏感的,初始场上该信号区低压槽强度的小扰动变化(最大风速变化在1—3 m/s),就可能显著影响后期强降雨带的模拟结果;这也证实该中期信号确实与后期的持续性暴雨过程存在内在联系。

4.4 模拟环流对初始扰动的敏感性分析

所谓“集合离差”是指所有集合成员相对集合均值的标准差,由于集合成员除了初始扰动不同外,模拟的其他方面均一致,因此,集合离差反映了由初始扰动所引起的后续集合成员预报之间的差异情况,集合离差的高值区表明该处预报的不确定性强,即反映初始扰动对该处预报的影响显著。如在天气系统预报场上叠加集合离差一起进行连续分析,根据集合离差的时空分布特征,可判断和追踪由初始扰动引起的后续集合成员预报之间不确定性的传播和演变特征,即可显示初始扰动对后续环流系统预报的影响情况。

首先分析模拟期间集合离差的总体分布特征,图6为模拟前16 d平均的500 hPa高度离差场和所有集合成员过程期间平均的500 hPa高度场,可见从初始时刻至过程中期的长时段内,中西亚低压槽区初始扰动所引起的高离差区域主要从扰动源区北部出发经西西伯利亚一直向东延伸至东西伯利亚地区;同时,扰动源区的南部另有一支起始较弱的高离差带越过青藏高原后趋于加强并东伸至江淮流域和朝鲜、日本地区;此外,从贝加尔湖至河套以东地区又有一高离差分支区将上述两支东西向的高离差带相联;位于东西伯利亚、蒙古高原中部和渤海、日本海的3个平均高离差中心,分别出现于过程平均环流场上雅库茨克阻高及其西南侧的低压槽区和东亚梅雨锋辐合带附近,显然,这些对波列信号上游中西亚低压槽区初始扰动高敏感的后期天气系统正是作为江淮流域持续性暴雨过程环流背景的关键环流特征。至于北太平洋中部地区的高离差中心则是东亚低压槽区初始扰动的影响东传所致,该高敏感区与白令海南侧的切断低压配合,同样对过程期间中高纬度阻塞形势的形成起作用。

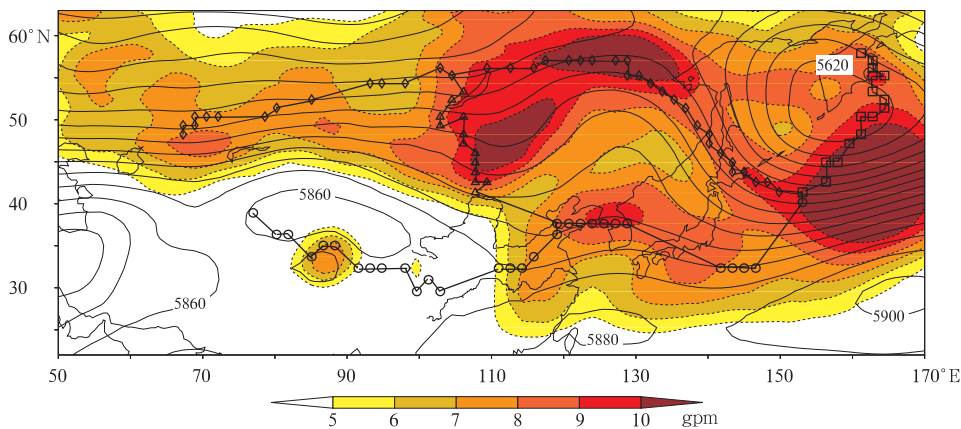


图6 模拟前16 d (6月20日—7月5日)平均500 hPa高度离差场(阴影)

和过程(6月28日—7月11日)平均所有集合成员500 hPa高度平均场(实等值线,间隔:20 gpm)

(空心圆、菱形、三角形及方框为逐时高度离差中心位置)

Fig. 6 Ensemble spread field (shaded) of 500 hPa height averaged over the period 20 June to 5 July 1991, and mean 500 hPa height field (solid isoline, count by 20 gpm) of all ensemble members averaged over the period 28 June to 11 July 1991(The open circles, diamonds, triangles and squares mark the locations of ensemble spread centers at the different times)

进一步分析500 hPa集合离差中心的逐日演变特征可知,通常离差值随模拟时间而迅速增大。为了以同样的彩色间隔显示逐日高离差中心以便于追

踪,改用标准化离差,即以离差除以同一时刻全模拟范围离差平均值。图7给出6月21日起每隔3 d的00时500 hPa高度标准化离差,背景为所有集合



成员的 500 hPa 平均高度。可看到东亚低压槽区的初始扰动(S1),从中国南海东部很快向东北方向传递到日本以东洋面,使得中国东部沿海的低压槽也相应东移减弱北抬,并有利于白令海低压的西退(图 7a—c)。对于中西亚低压槽处初始扰动的后续影响则比较复杂,首先,从初始扰动的北侧有高离差中心 S2、S5 和 S6 相继沿槽前西南气流东北移,直至过程开始前移至东西伯利亚高压脊西北侧,影响阻塞高压的建立和维持,S5 甚至绕过阻塞高压脊,沿脊前偏北气流南下直至日本以东洋面,影响阻塞高压东侧的低压发展(图 7a—f),从而影响阻塞形势的维持。其次,初始扰动的南侧有高离差中心 S3,由青藏高原西南侧出发越过高原,在过程开始之际移经黄海进入日本东部洋面,并入北侧分支(图 7a—e),

削弱海上块状副高,使其逐渐转为带状副高西伸。从过程开始前 4—3 天,受初始扰动影响,有多个高离差中心(如 S4 和 S7)在蒙古高原相继越过新疆暖高压脊,沿脊前西北气流向东南移,在过程开始前后经蒙古高原东部到朝鲜和日本南部(图 7c—f),同时削弱新疆暖高压脊,显然,这一高离差中心的传播路径就是前述从贝加尔湖至河套以东地区高离差分支带的具体表现;高离差中心多与背景场小低压槽相伴,尤其是 S4 与 S7 配合小低压槽的传递,表明有利于弱冷空气频繁地沿此路径偏北东南移补充至由长江中下游到日本南部的绵长梅雨锋区中,影响梅雨锋的维持。同时 S3、S4 和 S5 虽起始点和路径不同但殊途同归,反映出北支槽与南支槽在朝鲜附近以及日本东部洋面上的交汇。

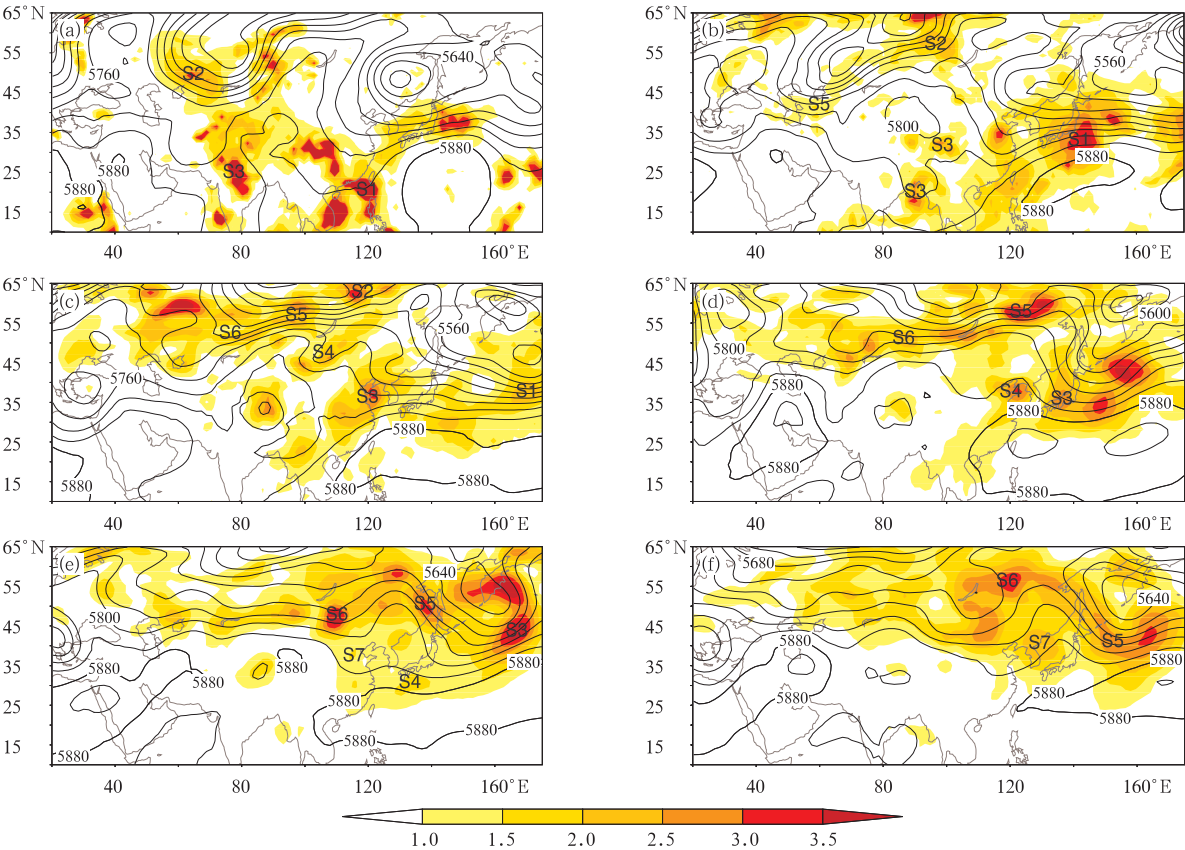


图 7 500 hPa 高度标准化离差场(阴影)和所有集合成员的平均高度场(黑线,gpm)  
(a—f. 6 月 21、24、27、30 日,7 月 3 日、6 日 00 时;图中 S1、S2、S3、S4、S5、S6、S7 表示高离差中心)  
Fig. 7 Distribution of the standardized ensemble spread of 500 hPa height (shaded)  
and mean 500 hPa height field (black line) of all the ensemble members at (a) 00:00 UTC 21 June,  
(b) 00:00 UTC 24 June, (c) 00:00 UTC 27 June, (d) 00:00 UTC 30 June,  
(e) 00:00 UTC 3 July and (f) 00:00 UTC 6 July 1991  
(The marks ‘S1’–‘S7’ are used for tracing the different centers of the ensemble spread fields)

显然,对集合离差时空演变的追踪揭示出反映欧亚波列特征的初始扰动对后期阻塞形势的建立,副高的变化以及东北地区槽区的建立均有显著影响,而这些系统正是构成江淮流域持续性暴雨过程环流背景的关键系统。

## 5 结 论

本文采用相关和合成分析与数值模拟相结合的方法,对江淮流域持续性暴雨过程前的欧亚波列信号的环流特征及其影响机制进行了探讨。

(1)过程发生前2—1周,对流层中高层从欧亚大陆至太平洋中部出现东西大跨度的罗斯贝波列特征信号,3个稳定波槽分别位于中西亚、中国东部洋面和太平洋中部洋面。

(2)随着欧亚波列信号的减弱消失,中高纬度白令海南侧低压槽明显西退,促使雅库茨克阻塞高压的形成和稳定;在中纬度中西亚低压槽出现东移并在巴尔喀什湖附近稳定下来,而东部沿海低压槽明显减弱西退,从巴尔喀什湖至中国东北形成宽平低压槽区,有利于弱冷空气频繁东移南下;在副热带随着中国东部沿海低压槽减弱北抬,促使下游对流层中低层西太平洋副高及其西缘的偏南风低空急流西伸加强,同时对流层高层青藏高原高压及其东缘偏北大风东扩,二者在中国东南地区垂直重叠,导致有利于江淮流域降水的经向季风垂直环流的加强。

(3)选取1991年一次典型个例,根据过程前2—1周欧亚波列信号特征设计不同强度的流场扰动,施加到控制试验的初始场上,进行了包括12个成员的初值集合模拟试验。对过程强降水集合模拟结果的评估表明,集合平均模拟优于控制模拟,集合模拟能较为准确地提供强雨带发生位置和强度的概率信息。这表明过程强降水及其环流背景的模拟对于该中期信号区的初始扰动是相当敏感的,意味着该信号对后期强降水事件的发生存在实质性影响。

(4)根据集合模拟的离差演变图来追踪初始扰动的后续影响传递,揭示出欧亚波列信号区扰动在环流调整中的作用和对后期降水过程的可能影响机制:东亚低槽区的初始扰动,从南海东部向东北方向传递到日本以东洋面,有利于白令海低压的西退。中西亚低压槽区的初始扰动分南北两支东传,北支沿低压槽前西南气流向东北移到东西伯利亚高压脊西北侧,影响阻塞高压的建立和稳定;南支扰动开始

较弱,越过高原后趋于加强,经江淮流域东移至日本东部洋面,削弱海上块状副高,使其逐渐转为带状副高西伸;同时,北支扰动在贝加尔湖附近出现向东南的分支,其上先后有多个小槽扰动绕过新疆暖高压脊后,沿高压脊前西北气流东南移,在过程开始前后相继经蒙古高原东部移到朝鲜和日本南部,向由江淮流域延伸到日本南部的梅雨锋区不断补充弱冷空气,并与南支高离差区汇合,有助于过程期间副高与阻塞高压之间的宽广低压带的维持,从而有利于江淮流域持续性暴雨过程的产生和维持。显然,对欧亚波列信号区初始扰动后续影响的追踪,印证了合成分析所揭示的欧亚波列消失过程中伴随的环流调整特征的形成:中高纬度白令海低压槽西退和雅库茨克阻塞高压的建立;中纬度中西亚低压槽东移和下游新疆高压脊的削弱,从巴尔喀什湖到中国东北宽平槽区的形成;海上块状副高削平转为带状副高西伸。

由于本文的模拟研究主要是检验过程前2—1周的欧亚波列信号特征对后期持续性暴雨的作用和影响过程,因此,模拟范围仅覆盖了欧亚大陆绝大部分地区,一般而言,罗斯贝波频散在两周时间内东西方向可跨越东西两半球,南北方向按大圆原理频散路径跨越极地;所以,如果要研究波列的全貌,有必要涉及整个北半球。

## 参考文献

- 鲍学俊,王盘兴,覃军. 2006. 南极涛动与江淮梅雨异常的时滞相关分析. 南京气象学院学报, 29(3): 348-352
- 丁一汇. 1993. 1991年江淮流域持续性特大暴雨研究. 北京: 气象出版社, 1-255
- 杜钧. 2002. 集合预报的现状和前景. 应用气象学报, 13(1): 16-28
- 甘晶晶, 汤燕冰. 2009. 江淮流域持续性暴雨过程的中期信号初析. 浙江大学学报(理学版), 36(4): 477-486
- 刘炯, 张庆云, 孙淑清. 2008. 澳大利亚东侧环流及海温异常与长江中下游夏季旱涝的关系. 大气科学, 32(2): 231-241
- 宋敏红, 钱正安, 蔡英. 2006. 准静止波强迫对1998年和1991年江淮洪涝影响的数值模拟. 高原气象, 25(3): 390-400
- 陶诗言, 卫捷. 2006. 再论夏季西太平洋副热带高压的西伸北跳. 应用气象学报, 17(5): 513-525
- 吴国雄, 毛江玉, 段安民等. 2004. 青藏高原影响亚洲夏季气候研究的最新进展. 气象学报, 62(5): 528-540
- 张庆云, 陶诗言. 1998. 亚洲中高纬度环流对东亚夏季降水的影响. 气象学报, 56(2): 199-211
- 张庆云, 陶诗言, 张顺利. 2003. 夏季长江流域暴雨洪涝灾害的天气气候条件. 大气科学, 27(6): 1018-1030

- 张顺利, 陶诗言, 张庆云等. 2002. 长江中下游致洪暴雨的多尺度条件. 科学通报, 47(6): 467-473
- 周建琴, 蔡英, 钱正安等. 2009. 夏季不同源地水汽对我国西北地区降水影响的数值模拟( I, II ). 高原气象, 28(6): 1211-1232
- Gao X J, Zhao Z C, Giorgi F. 2002. Changes of extreme events in regional climate simulations over east Asia. Adv Atmos Sci, 19(5): 927-942
- Grell G A, Dudhia J, Stauffer D R. 1995. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model ( MM5 ). NCAR Technical Note, NCAR/TN-398 + STR
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 77(3): 437-472
- Lorenz E N. 1965. A study of the predictability of a 28-variable atmosphere model. Tellus, 17(3): 321-333
- Luo Y, Zhao Z C, Ding Y H. 2002. Ability of NCAR RegCM2 in reproducing the dominant physical processes during the anomalous rainfall episodes in the summer of 1991 over the Yangtze-Huaihe valley. Adv Atmos Sci, 19(2): 236-254
- Schaefer J T. 1990. The critical success index as an indicator of warning skill. Wea Forecasting, 5(4): 570-575
- Shapiro M A, Thorpe A. 2004. THORPEX: A global atmospheric research programme for the beginning of the 21st century. WMO Bull, 54(3): 1-51
- Tang Y B, Gan J J, Zhao L, et al. 2006. On the climatology of persistent heavy rainfall events in China. Adv Atmos Sci, 23(5): 678-692
- Wang Y Q, Sen O L, Wang B. 2003. A highly resolved regional climate model (IPRC-RegCM) and its simulation of the 1998 severe precipitation event over China. Part I: Model description and verification of simulation. J Climate, 16(11): 1721-1738
- Xiong Z, Wang S, Zeng Z, et al. 2002. Analysis of simulated heavy rain over the Yangtze River valley during 11-30 June 1998 using RIEMS. Adv Atmos Sci, 20(5): 815-824
- Yang H, Li C Y. 2003. The relation between atmospheric intraseasonal oscillation and summer severe flood and drought in the Changjiang-Huaihe River basin. Adv Atmos Sci, 20(4): 540-553