

# 2003 年淮河流域大水期间体积降水量的研究<sup>\*</sup>

姚学祥

(南京气象学院, 南京, 210044; 天津市气象局, 天津, 300074)

徐 晶

(南京气象学院, 南京, 210044; 中国气象科学院, 北京, 100081)

## 摘 要

针对 2003 年梅雨期淮河流域大水提出了体积降水量的概念及其计算方法, 在计算出淮河流域和其各子流域逐日和总体积降水量的基础上, 将体积降水量与水文站的水位和流量进行了对比分析。结果表明: 水位对累计体积降水量有较好的即时响应, 流量对体积降水量有较好的延迟响应。另外, 讨论了流域体积降水量的预报问题, 用国内外数值天气预报产品和中央气象台指导预报产品, 进行了流域体积降水量预报试验, 并对预报结果进行了检验分析。结果表明: 在目前天气预报水平条件下, 利用数值天气预报和中央气象台业务预报产品制作体积降水量是可行的, 能够延长洪水预报的预见期; 而且, 数值天气预报产品在预报体积降水量方面有明显的优势, 因此可以直接利用数值天气预报产品进行体积降水量的客观预报, 为防汛工作提供重要的依据。

关键词: 体积降水量, 计算方法, 预报方法, 淮河流域大水。

## 1 引 言

近年来, 梅雨期降水是中国气象学家关心的课题, 1991 淮河<sup>[1~3]</sup>, 1998 年长江<sup>[4]</sup>, 1999 年华南<sup>[5]</sup>, 2003 年淮河水大有很多研究, 但主要是研究暴雨发生发展的规律和机理。而被水文部门和政府决策者更为关注的流域来水量的分析较少。面雨量的计算和预报得到了越来越多的重视, 中央气象台已将面雨量的计算、预报和服务列为汛期气象预报和服务的重要业务, 2003 年淮河流域大水期间还通过中央电视台向公众发布淮河流域面雨量预报, 收到了很好的效果。

众所周知, 面雨量是单位面积上的来水量, 并不能反映总的来水量。来水量(下称体积降水量)本身有重要的应用价值。首先, 体积降水量是洪水预报和调度的重要决策信息, 水位、流量、洪峰、淹没区域的预报、评估都要以来水量为基础。其次, 体积降水量对气象学研究本身有重要意义, 如通过计算体积降水量了解大气的能量和水循环等, McAnelly<sup>[6]</sup>用体积降水率(volumetric precipitation rate)讨论中尺

度对流循环。第三, 降水在空间上是连续、不均匀分布的, 用雷达、卫星和闪电监测网等探测技术已经可以进行降水量的估算<sup>[7~9]</sup>, 也就是说体积降水量实际上可以是一个观测量。第四, 在数值预报中, 可以直接得出体积降水量的预报。本文的研究表明, 用体积降水量可以提高数值天气预报在洪水预报中的可用性。因此, 与面雨量相比, 对体积降水量计算和预报的研究更有理论价值和实用意义。另外, 面雨量实际上也可以看成是区域的体积降水量除以区域面积得到的结果。

2003 年 6 月 21 日~ 7 月 22 日淮河流域出现了历史罕见的持续强降水, 面平均降雨量近 450 mm。淮河流域各水文站观测的水位和流量迅速上涨, 其中王家坝水文站记录了 3 次洪峰, 洪水给淮河流域的人民生命财产造成了巨大损失。为了减轻洪水灾害损失, 防汛指挥部门采取了许多重大洪水调度措施, 而体积降水量是重要的基础信息。根据有关决策部门的要求, 我们设计了体积降水量的计算和预报方案, 并将部分结果提交有关部门。

\* 初稿时间: 2004 年元月 2 日; 修改稿时间: 2004 年 4 月 25 日。

资助课题: 中国气象局七大江河流域面雨量计算方法技术开发项目。

## 2 体积降水量的计算方法

体积降水量  $V$  定义为面积为  $A$  的区域上从天空降落到地面上的液态水和固态(经融化后)水(未经蒸发、渗透、流失)的体积数( $\text{m}^3$ )。

如果降水量  $P(x, y)$  是  $A$  面上  $x, y$  的连续函数, 假设  $P(x, y)$  代表有限元  $dA$  上的平均降水量, 那么, 面积  $A$  上的体积降水量  $V$

$$V = \int_A P(x, y) dA = \iint P(x, y) dx dy \quad (1)$$

因为降水量一般是由离散的观测站点得到, 可以假设点上的降水量  $P_i$  代表一定面积  $A_i$  上的平均降水量, 如果在区域内有  $N$  个降水观测站点, 那么

$$V = \sum_{i=1}^N P_i A_i = P_1 A_{1+} + P_2 A_{2+} + P_3 A_{3+} + \dots + P_i A_{i+} + \dots + P_N A_N \quad (2)$$

由式(2)看出, 体积降水量计算问题的关键已经变成了小区域的选择和面积计算。如果观测站点均匀分布, 那么有:

$$V = A_1 \sum_{i=1}^N P_i = (P_1 + P_2 + \dots + P_i + \dots + P_N) A_1 \quad (3)$$

这个情况(式(3))同样也适用于等网格距的数值预报模式产品计算体积降水量。另外, 用卫星、雷达和闪电监测网资料定量估测降水量也可用本方法, 只是假设每个像素点所代表的面积是近似相等的。

由于体积降水量与面雨量之间的天然关系, 面雨量可以用体积降水量除以面积得出。体积降水量

也可以用面雨量乘以面积得出。

考虑到目前面雨量计算方法已经比较成熟<sup>[10]</sup>, 因此对于不均匀测站分布的情况, 在计算体积降水量时也可以参考面雨量的一些做法。徐晶等<sup>[11]</sup>将泰森多边形方法作为中央气象台面雨量预报系统面雨量计算的主要方法, 并认为这种方法充分地考虑了气象站点的分布不均, 几年来的业务应用, 已证明了泰森多边形法具有很好的适用性。

为了与目前中央气象台的面雨量预报业务系统保持一致, 本文在计算面雨量时仍然采用泰森多边形方法<sup>[12]</sup>, 并直接用面雨量乘以面积计算体积降水量。

## 3 2003年7月淮河大水的体积降水量

淮河流域共分为9个子流域, 分别是大坡岭-王家坝、颍河-阜阳以上段、涡河-蒙城以上段、大别山区、王家坝-蚌埠、蚌埠-洪泽湖、淮河下游段、沂沭水系段以及南四湖区。从上游到中下游分别有四个主要水文站, 分别是王家坝、正阳关、蚌埠和洪泽湖水文站(图1)。整个流域共计163个气象代表站点。由于缺少其中13个站的记录, 本文分析中使用150个站点的降水记录来计算体积降水量。

2003年6月21日, 中国主要降雨带从华南、江南南部北跳到沿淮地区, 并在此地区徘徊了达30天之久。6月21日08时~7月22日08时(北京时间, 下同)降雨总量一般有200~500 mm, 其中安徽北部、江苏中北部达500~700 mm。有7个气象站的降水量超过700 mm(图2)。



图1 淮河流域(阴影区)各子流域分区(用不同阴影区表示)及4个水文站位置

Fig. 1 The 9 sub-regions of Huaihe River valley and the locations of 4 hydrological stations along the river

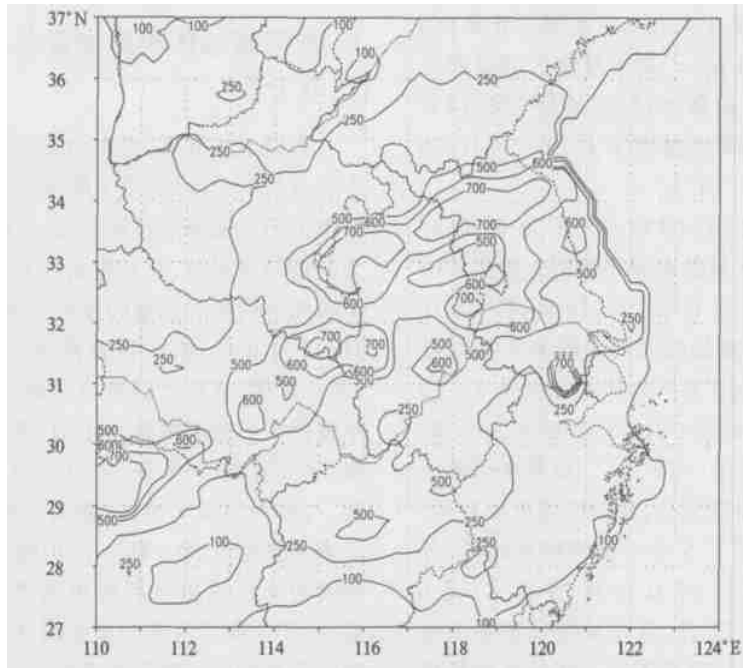


图2 淮河流域6月21日08时~7月22日08时总累计降水量(mm)空间分布

Fig. 2 The spatial distribution of cumulative rainfall amounts during the period 00UTC 21 June- 00UTC 22 and July 2003 in Huaihe River valley

2003年6月21日到7月23日淮河流域和长江中下游地区出现了7次重要暴雨过程, 时间是: 6月22~23日、24~27日、29日~7月3日、4~7日、8~11日、12~13日、21~22日。从天气过程角度看, 最强的降雨过程发生在6月29日~7月3日, 整个淮河流域除南四湖区和沂沭水系段北部以外, 累计降水量都在100 mm以上。河南东部、安徽北部、江苏北部出现大范围的持续性暴雨和大暴雨。3 d内在蚌埠-洪泽湖子流域面雨量达到60 mm, 在淮河下游面雨量达到68 mm, 其中安徽太和7月3

日24 h降水量达到249.3 mm。7月4~7日的过程暴雨最强, 其中单点雨量安徽太和的过程雨量达268 mm, 蒙城的雨量也有218 mm。

从淮河流域的来水角度看, 6月21日08时到7月22日08时, 淮河流域的面雨量达467 mm, 体积降水量达到 $1275.62 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。其中蚌埠-洪泽湖及沂沭泗水系来水最多, 都超过了 $200 \times 10^8 \text{ m}^3$ , 分别为 $225.61$ 和 $213.17 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。各子流域面雨量和体积降水量的详细情况见表1。流域内大的降雨主要集中在流域的南部, 如大坡岭到王家坝的面雨

表1 6月21日~7月22日淮河流域及其子流域7次主要降雨过程体积降水量( $10^8 \text{ m}^3$ )

Table 1 The V of the 7 main rainfall processes during the period 21st June- 22nd July 2003 in Huaihe River valley and its subregions ( $10^8 \text{ m}^3$ )

子流域	6. 21~ 23	6. 24~ 27	28~ 7. 3	7. 4~ 7	7. 8~ 11	7. 12~ 13	7. 21~ 22	6. 21~ 7. 22 面雨量 (mm)
大坡岭-王家坝	22.02	15.64	55.66	22.83	18.75	5.76	24.88	164.54
颖河-阜阳以上	27.59	8.97	58.17	8.52	2.26	13.11	15.48	164.28
涡河-蒙城以上	16.58	4.91	26.04	10.97	1.7	8.54	6.41	79.83
大别山库区	11.73	11.94	13.95	21.37	31.54	3.00	3.13	84.24
王家坝-蚌埠	10.66	10.2	54.91	5.37	35.36	5.52	12.25	157.63
蚌埠-洪泽湖	23.75	17.47	65.67	6.57	34.55	13.42	21.45	225.61
淮河下游段	3.93	5.08	21.88	13.51	22.82	2.43	6.39	86.35
沂沭水系段	39.44	8.55	34.34	28.78	10.79	30.65	22.16	213.17
南四湖区	22.62	1.46	3.53	14.57	6.68	23.19	3.83	99.97
淮河流域	178.31	84.23	334.14	111.7	164.45	105.62	116.28	1275.62

量 467 mm, 大别山库区 654 mm, 王家坝-蚌埠 556 mm, 蚌埠-洪泽湖 474 mm。来水量最多的过程是 6 月 28 日到 7 月 3 日的降水过程, 达到  $334.14 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。其次是第一次降水过程(6 月 21~23 日) 体积降水量达到  $178.31 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

图 3 给出了 6 月 12 日 08 时~7 月 23 日 08 时淮河流域逐日体积降水量的时间序列图。从图 3 中我们可以看到, 在 6 月 22 日、26 日、29 日、7 月 8 日降水陡增, 体积降水量增长较大的时段集中在 6 月 22~23 日、26~27 日、29 日~7 月 4 日以及 8~23 日, 其中 6 月 22 日 08 时到 6 月 23 日 08 时 24 小时来水量最大, 达到  $150.61 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。如果按照淮河整个流域的集中降水时段划分, 从图 3 还可以看到, 淮河流域实际上共经历了 5 个主要的降水时段, 分别是 6 月 21~23 日、25~27 日、6 月 29 日~7 月 6 日、7 月 8~18 日、20~22 日, 这与从天气预报角度划分的 7 次过程(附表 1) 明显不同。从天气预报角度划分降水过程依据的是产生降水的天气系统, 而从洪水预报和灾害防御角度划分降水过程, 感兴趣的是流域内降水的情况, 而不管是哪个天气系统造成的。如 6 月 29 日~7 月 6 日, 从天气预报角度看, 共有两次降水过程(6 月 29 日~7 月 3 日, 7 月 4~6 日) 影响淮河流域, 而从来水效果看, 这段时间淮河流域降水一直持续, 就是一个持续降水时段。因为洪水预报和调度措施依据的是流域的来水量即体积降水量情况, 因此, 用体积降水量划分降水时段更加适用, 这种降水时段划分上的差异也说明体积降水量的计算是有重要意义的。

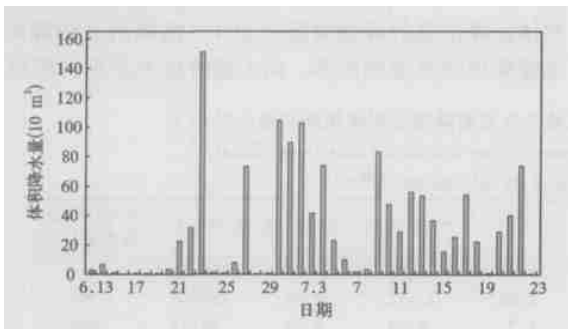


图 3 淮河流域 6 月 12 日 08~7 月 23 日 08 时体积降水量( $10^8 \text{ m}^3$ )时间序列分布

Fig. 3 The time sequence of  $V$  during the period 00UTC 12 June~00UTC 23 July 2003 in Huaihe River valley (y-axis:  $V(10^8 \text{ m}^3)$ ; x-axis: date)

#### 4 淮河流域体积降水量与水位和流量的对比分析

根据上述分析, 可将 2003 年淮河流域强降水集中期分为 3 个阶段: 第 1 阶段(6 月 21 日~28 日)的降水由两次强降水过程引起, 主要是增加了底水, 因为前期降水不多, 并未造成很大灾害, 但是却是造成了高的水位和大流量的重要原因; 第 2 阶段(6 月 29 日~7 月 6 日)由 3 次强降水过程引起, 因为前期(第 1 阶段)降水已经造成了高水位, 持续的补充降水致使淮河全流域发生了自 1954 年以来最大的洪水; 第 3 阶段(7 月 7~22 日)由两次强降水过程引起, 与前两段来水相比, 强度有所减弱, 没有一天的日来水量超过  $80 \times 10^8 \text{ m}^3$ , 但是几乎每天都有来水, 持续的降水使防汛形势更加严峻。特别要提出的是, 由于采取了有效的洪水调度措施, 大大减轻了洪水对下游的压力和灾害损失。

图 4 是 2003 年 6~7 月大坡岭到王家坝逐日体积降水量(实线, 右纵轴,  $10^8 \text{ m}^3$ ) 和王家坝的逐日流量(虚线, 左纵轴,  $\text{m}^3/\text{s}$ ) 变化。可以看出, 6 月 23 日在体积降水量达到  $15.85 \times 10^8 \text{ m}^3$  的峰值后的第 2 天, 即在 6 月 25 日流量达到第一次峰值, 然后随着 6 月 26 日淮河流域上游强降水的开始, 王家坝的水位和流量迅速上涨, 伴随大坡岭到王家坝子流域的两次大暴雨过程(分别在 6 月 27 和 30 日, 子流域降水体积量分别达到  $12.33 \times 10^8$  到  $21.84 \times 10^8 \text{ m}^3$ ) 王家坝的水位和流量一直上升, 7 月 1 日超过警戒水位, 淮河王家坝蒙洼蓄洪区 3 日凌晨 1 时开闸蓄洪, 为 1991 年以来首次。7 月 3 日淮河流域的第一次洪峰通过王家坝, 流量达  $5930 \text{ m}^3/\text{s}$ , 并超过保证水位(29 m) 0.41 m。从图可以看出, 体积降水量和流量变化有很好的对应关系, 流量比降水变化滞后 2~3 d。由于 7 月 6~8 日降水减弱和分洪强度加大, 水位缓慢下降, 流量快速减小。7 月 9 日, 降水强度加大, 水位和流量再次上涨, 7 月 12 日第 2 次洪峰通过王家坝(流量:  $4530 \text{ m}^3/\text{s}$ , 水位: 28.79 m)。7 月 13~18 日降水减弱, 水位、流量迅速下降。7 月 21~22 日的降水过程形成 2003 年淮河流域的第 3 次洪峰。从整体上看, 3 次洪峰逐次减弱, 水位在警戒水位和保证水位之间振荡, 洪峰水位变化有与大坡岭到王家坝体积降水量滞后 2~3 d 的对应关系。

世界各国水文部门在降水和水库流量关系的模型研究方面有很多较为成熟的工作, 美国土壤保持

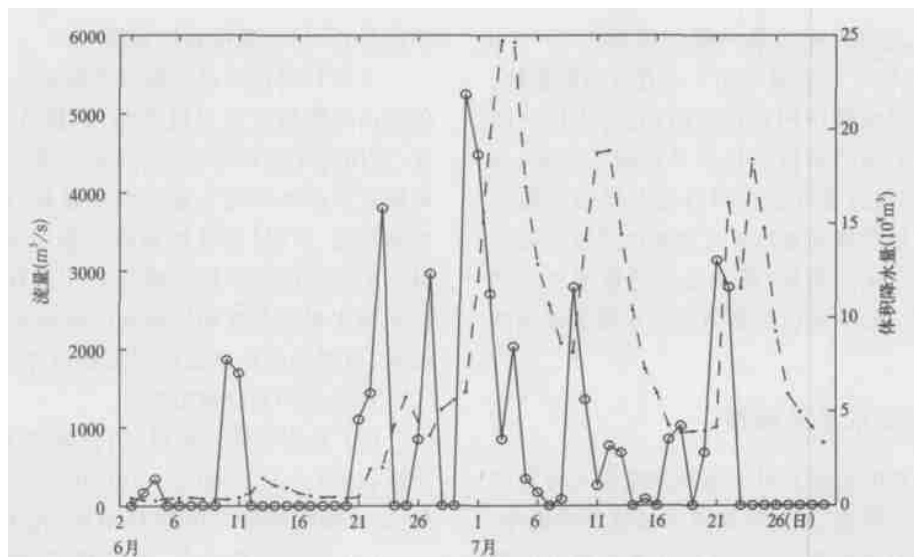


图 4 2003 年 6~7 月王家坝站逐日流量(虚线)和大坡岭到王家坝逐日体积降水量(实线)

Fig. 4 The time sequence of VPs (unit:  $10^8 \text{ m}^3$ ) from the Dapoling-Wangjiaba subregion and flux (unit:  $\text{m}^3/\text{s}$ ) from the Wangjiaba Hydrological Station during the period June-July 2003

局发展的次洪降雨径流模型,就是通过输入暴雨过程来计算径流过程线,进而进行河道及水库洪水预测。另外,美国地质调查局建立的降水径流演算模型<sup>[19]</sup>,也有着同样的功能。众所周知,降到流域内的降水经过渗透、蒸发、径流<sup>[19]</sup>等过程,产生的径流最后流到干流,因邓流域的体积降水量对流量有直接的影响。同时由于水文站的地理位置不同,流域地形地貌和河流分布等有很大差异,另外,采取的洪水调度措施也会直接影响流量的变化,因此,流量变化对各流域体积降水量的响应会有不同的时间延迟。通过计算两者的相关发现最大相关出现在滞后两天。以大坡岭到王家坝体积降水量和王家坝水位为例,前 2 天水位作出响应的相关系数达到 0.82,具有一定的指导意义。从位于淮河下游的洪泽湖水文站的流量和蚌埠-洪泽湖流域体积降水量的变化趋势上看(图略),25 日以后随着上游降水增加流量陡增,然后直线攀升,超过  $12000 \text{ m}^3/\text{s}$ ,是其上游王家坝水文站的两倍。因其位于淮河下游受上游所有支流域降水的影响,并有洪水调度的结果,所以其和所处的子流域的体积降水量关系并不明显。

与流量相比,水位的变化是累积性的,并不完全对体积降水量作出即时响应。分析结果也表明,水位的记录序列与体积降水量序列没有显著的相关,却与累计体积降水量有着高度的相关和即时的响应。表 2 给出 4 个水文站的水位记录序列与其上游

六个子流域累计体积降水量序列相关达到第一个极大值并能通过显著性检验( $\alpha = 0.05$ )的相关系数值及延迟天数。

表 2 4 个水文站的水位记录序列与其上游 6 个子流域累计体积降水量序列与相关达到第一个极大值并能通过显著性检验( $\alpha = 0.05$ )的相关系数值及延迟天数

Table 2 The first maxima of temporal correlation coefficients (significant at  $\alpha = 0.05$ ) and their time lags between the water level sequences from the 4 hydrological stations and the cumulative  $V$  from the 6 upper subregions

流域	相关关系	王家坝	正阳关	蚌埠	洪泽湖
大坡岭-王家坝	第一极值	0.87	0.94	0.96	0.89
	延迟天数	0	0	0	5
颍河-阜阳以上	第一极值		0.95	0.96	0.9
	延迟天数		0	0	0
涡河-蒙城以上	第一极值			0.96	0.89
	延迟天数			0	4
大别山库区	第一极值		0.93	0.95	0.87
	延迟天数		0	0	5
王家坝-蚌埠	第一极值		0.94	0.95	0.89
	延迟天数		0	0	3
蚌埠-洪泽湖	第一极值		0.94	0.95	0.9
	延迟天数		0	0	3

计算结果表明,各流域的累计体积降水量与水位之间高度线性相关,并能得到及时的响应。其中正阳关和蚌埠水文站与各流域的相关程度最高。洪泽湖水文站地处流域下游,其水位与中、上游流域累

计体积降水量之间的相关第一极值需延迟 3~5 d 才能到达,但它们之间的即时相关也有很高的系数。由于累计体积降水量序列是递增的,它与水位之间的高度线性相关说明水位变化也受前期的影响,具有累积效应,在超过警戒水位以后还会持续一段时间。流域累计体积降水量与水位之间的线性关系有助于进行水位变化的预报,特别是到达警戒水位的时间预报。其中的关键仍然是体积降水量的准确预报。

## 5 流域体积降水量的预报

体积降水量的预报对洪水预报调度有非常重要的意义的一个预报量,如何提高降水预报的准确率,延长洪水预报的预见期,一直是水文气象研究的重点和难点。由于受到目前天气预报准确率的限制,在水文预报中,多用实况降水量作为输入量,计算流量和水位,而很少用降水量作为输入量计算流量和水位,降水量预报一般只作定性参考,这就限制了洪水预报预见期的进一步延长。近年来,气象学和水文学的专家们开始重视水文和气象的结合,在努力利用气象预报延长洪水预报的预见期,最活跃的是围绕面雨量预报开展的一系列研究<sup>[13~18]</sup>。徐晶等<sup>[11]</sup>用中央气象台官方降水量预报产品进行面雨量预报,并进行预报性能检验。

从根本上看,面雨量预报实际上仍然是一个体积降水量预报问题,而体积降水量预报直接取决于降水量预报技术的发展水平。数值预报产品能够比较准确地预报出 1~7 d 的形势预报,对降水过程、雨带的走向以及发展趋势已经具有很好的预报能力,说明它对较大尺度天气的预报是可信的。但由于暴雨的中小尺度特征和中尺度模式发展水平的限制,对于暴雨的定时定点定量预报目前还有很大差距。因此,我们设想尽管对具有中小尺度性质的定时定点降水预报水平不高,但是,对具有较大尺度性质的流域体积降水量却可能有很好的预报能力。1990 年代中国气象局确定了以数值天气预报产品为基础的天气预报技术路线,我们认为面雨量和体积降水量的预报在走百花齐放、百家争鸣的开放式研究思路的同时,重点还是要与业务天气预报方法相衔接,也就是以业务天气预报和数值天气预报产品为基础制作体积降水量和面雨量预报,这样才能保证水文气象预报与气象现代化发展同步和可持续发展。那么在目前降水预报的水平下,体积降水量

预报是否可行,预报如何开展?

本文利用在中央气象台预报业务中使用比较多的国内外数值天气预报产品,包括日本有限区域模式、德国北半球降水模式、国家气象中心的 T213 全球模式产品和中央气象台指导预报(预报员制作的指导预报,下同)计算体积降水量的预报,并与降水量实况计算的体积降水量进行了对比分析,表明从体积降水量的角度利用降水的数值预报和指导预报结果,可以为洪水预报提供重要信息。

资料及产品处理方法:

(1) 日本有限区域模式:分辨率  $1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$ , 范围:  $20^{\circ}\text{S} \sim 60^{\circ}\text{N}$ ,  $60^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{W}$ , 产品为 20 时起报的 36 h 预报产品。在图 5~8 中,用 Japan 表示。

(2) 国家气象中心 T213 模式:分辨率  $0.5625^{\circ} \times 0.5625^{\circ}$ ; 范围:  $0 \sim 60.1875^{\circ}\text{N}$ ,  $59.625 \sim 140.0625^{\circ}\text{E}$ , 产品为 20 时起报的 36 h 预报产品。在图 5~8 中,用 T213 表示。

(3) 德国北半球数值模式:分辨率  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ , 范围:  $0 \sim 90^{\circ}\text{N}$ ,  $0 \sim 180^{\circ}\text{E} \sim 1.5^{\circ}\text{W}$ , 产品为 20 时起报的 36 h 预报产品。在图 5~8 中,用 German 表示。

(4) 中央气象台指导预报,每日上午发布的 08 时-08 时降水量指导预报。在图 5~8 中,用 NMC 表示。

为了便于比较,在计算面雨量的过程中将数值预报产品和指导预报产品都插值到淮河流域代表站点上,然后利用计算好的站点权重计算各自流域面雨量,进而利用各站点代表面积计算各自流域降水体积。

## 6 体积降水量预报效果检验与有关问题

体积降水量预报效果检验的难点是:到目前为止,体积降水量是一个推算值,而不是直接观测值,也就是说无法确定真值。我们用两种方法对体积降水量预报进行检验:一是直接用预报的体积降水量与流量或水位对比,二是用预报的体积降水量与用实况降水量推算的体积降水量进行对比。前者的好处是流量和水位是直接观测值,是真值;问题是,流量和水位与体积降水量之间不是相同意义的量,难以进行定量对比分析。后者的问题是都是推算值,好处是都是体积降水量的对比,而且本文已经对体积降水量的计算进行了讨论,并用它与流量和水位进行了相关分析,我们认为这样计算的体积降水量

是有代表性的。

我们分别对流域体积降水量预报与水文站水位和流量进行了对比, 并计算了相关系数, 表明各家预报的体积降水量与流量和水位有很好的提前对应关系, 说明体积降水量的预报的可信的。图 5 给出了各种方法预报的大坡岭到王家坝子流域体积降水量与王家坝水文站流量时间序列比较图。从图 5 可以看出, 用各家数值天气预报产品和中央气象台指导预报产品制作的大坡岭子流域体积降水量预报与王家坝水文站流量之间有很好的对应关系, 根据体积降水量预报可以提前预报王家坝水文站的流量变化趋势。6 月 10, 11 日的降水, 对应了 6 月 12, 13 日的流量增加。6 月 21~ 23 日的降水对应 6 月 24, 25

日的流量增加。预报的体积降水量与流量的变化相关性较好。各种方法预报的大坡岭到王家坝子流域体积降水量与延迟 0 到 4 d 王家坝水文站水位变化的相关系数( 图略) 表明, 用实况降水量计算的体积降水量与水位的相关性最好, 各家预报的体积降水量与水位也有很好的相关性, 如实况体积降水量与当天、前 2 天、前 3 天、前 4 天水位的相关系数分别为 0. 31, 0. 82, 0. 94, 0. 95。说明水位对体积降水量的延迟响应时间基本上是 2 天内。而用各家方法预报的体积降水量和水位的时间差也是 2~ 3 d。同时也可以看到, 用流量直接与体积降水量对比难以准确地客观评价体积降水量预报的量级差异。

图 6 给出了用 T 213 模式、日本有限区域模式、

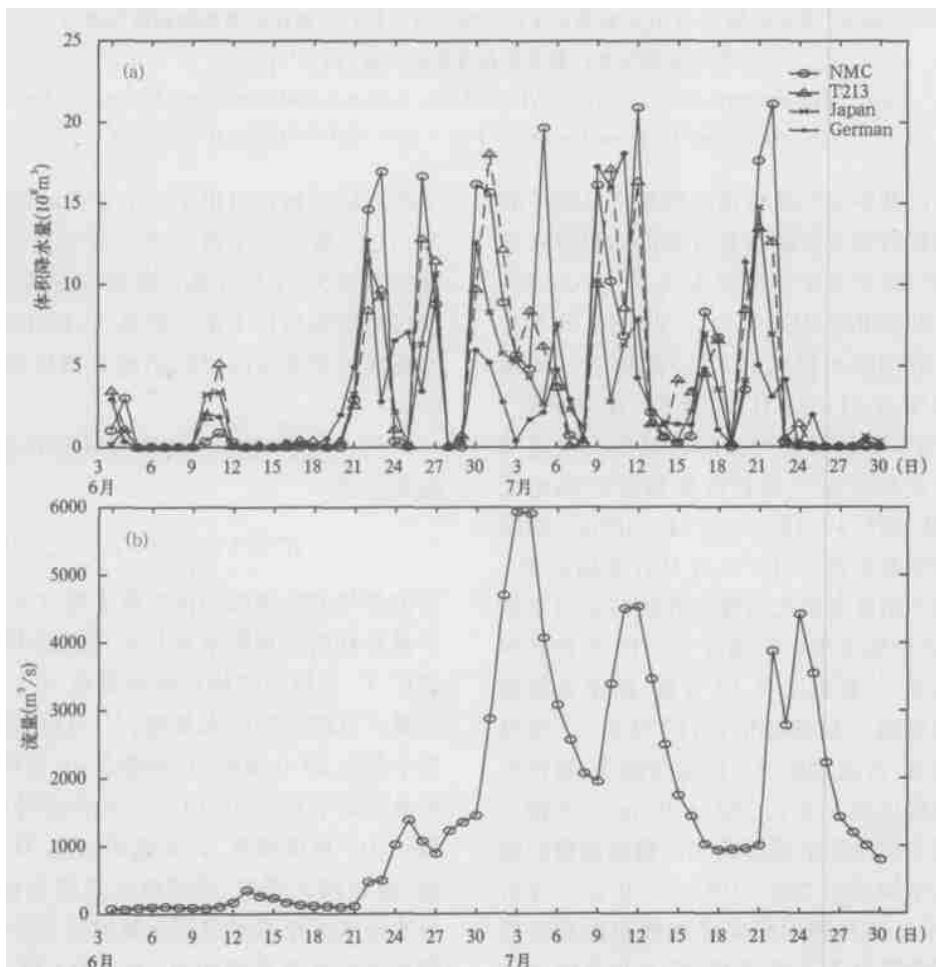


图 5 各种方法预报的大坡岭到王家坝子流域体积降水量与王家坝水文站流量时间序列比较图  
 (a. 各种预报的体积降水量时间序列, b. 王家坝水文站的流量时间序列; 体积降水量单位: mm。流量单位: m<sup>3</sup>/s)  
 Fig. 5 Comparison of forecast VPs of Dapoling– Wangjiaba subregion based on difference NWP products and observed flux of Wangjiaba Hydrological Station during the period June~ July 2003. (Above) The time sequence of different forecast VPs of Dapoling– Wangjiaba subregion. (Below) The time sequence of the actual flux recorded by the Wangjiaba hydrological station

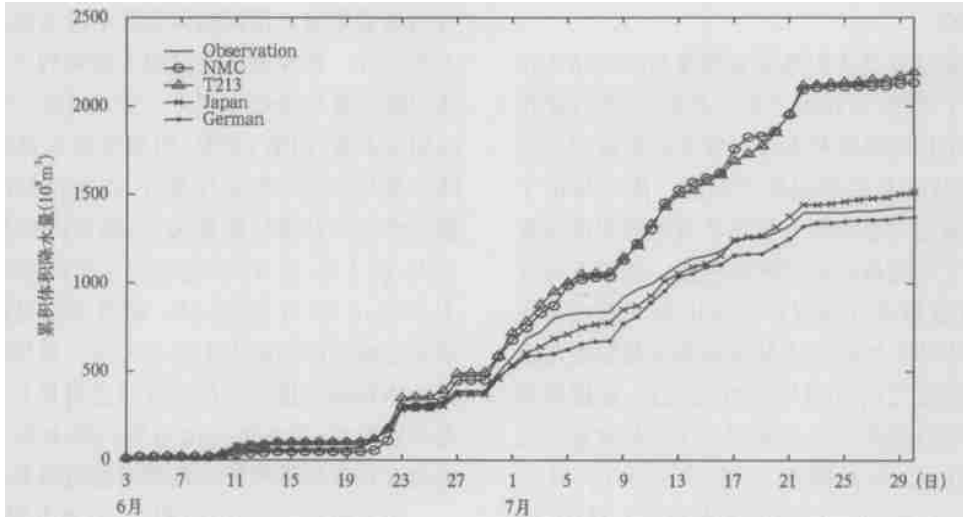


图6 淮河流域6~7月用数值预报产品和指导预报产品制作的累积体积降水量与用实况降水量计算的累积体积降水量( $10^8\text{m}^3$ )的对比

Fig. 6 The comparisons among the NWP products, guidance predictions and observations for the cumulative  $V$  during the period June– July 2003 in Huaihe River valley

德国降水模式以及中央气象台指导预报产品制作的体积降水量预报与用实况降水量计算的体积降水量的对比图。可以看到对于前期降水(6月1~21日)3个模式预报基本相似,从6月21~28日,日本有限区域模式、德国降水模式和T213都相当好地预报了第1时段(6月21~28日)的降水。而对于第2时段(6月29日~7月9日)的降水,日本有限区域模式、T213模式和中央气象台指导预报的都比较好,雨量累计从 $387.9 \times 10^8 \sim 831.4 \times 10^8 \text{m}^3$ ,德国降水模式预报明显偏低。对于7月9日开始的第3时段降水,T213和日本模式对降水开始都做出了很好的预报,中央气象台指导预报偏大。T213和日本的预报趋势相近,一直到7月16日前,两家预报都对体积降水量做出了很好的估计;17日后,当实况降水趋于平稳后,两家预报报出的雨带偏北,预报的流域体积降水量比实况多约 $200 \times 10^8 \text{m}^3$ 。而指导预报在整个第3阶段降水预报偏大。德国预报在整个过程中总水量偏小约 $200 \times 10^8 \text{m}^3$ 。从以上分析可以看出,其中日本和德国模式降水预报虽然可能在局地暴雨预报评分不一定很高,但其在流域总体积降水量上预报得非常完美。

以上是针对整个淮河流域的比较,对于各子流域,情况也类似,图7给出了蚌埠-洪泽湖子流域6~7月用数值预报产品和指导预报产品制作的累积体积降水量与用实况降水量计算的累积体积降水量的对比图。由图7可以看到,在7月13日之前,日

本模式较好地预报出了这个子流域的体积降水量状况,T213模式在7月8日之前预报情况较好,其后预报值偏大,中央气象台指导预报的降水偏大,德国预报对降水估计不足。但是,从累计的效果看,日本和德国模式预报的要好于指导预报和T213模式预报。

为了对各种方法的预报效果作总体评估,图8按照公式

$$E = \left( \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (V_i - O_i)^2 \right)^{1/2} \quad (4)$$

给出各种方法预报的体积降水量序列与根据实况降水量计算的体积降水量序列之间的均方根误差 $E$ 。其中 $V_i$ 为预报的体积降水量值, $O_i$ 为根据实况降水量计算的体积降水量值, $N$ 为预报次数。图8中左半部是24h预报,右半部是48h预报,每组误差柱从左向右依次为:中央气象台指导预报、T213预报、T213量级预报,日本模式预报、日本模式量级预报、德国模式预报、德国模式量级预报。结果表明,日本模式无论是对淮河流域还是对子流域的体积降水量预报都非常出色,而T213模式和指导预报的偏差较大。

虽然对于降水预报,尤其是暴雨预报,各预报的评分都不是很高,但是在反演到流域体积降水量上,预报效果要好得多,各家预报都对降水的减弱和增幅都作出了很好的预报。

另外,由于数值预报的降水预报是定量预报,而



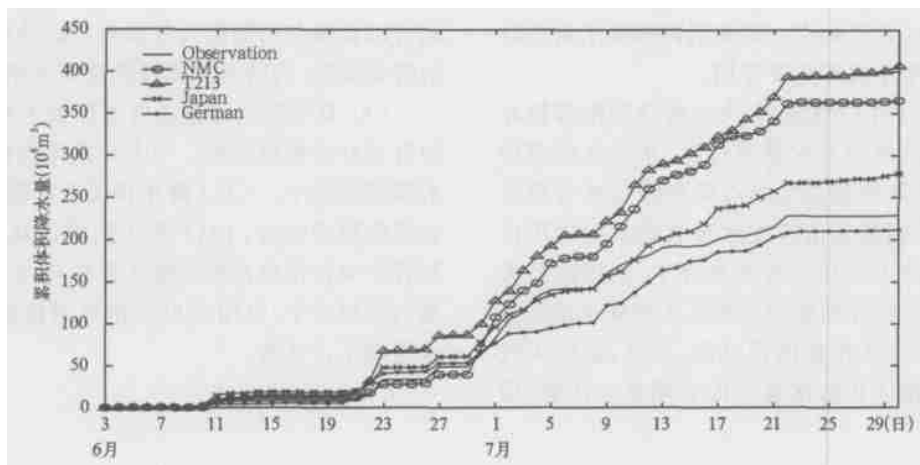


图 7 蚌埠-洪泽湖子流域 6~7 月用数值预报产品和指导预报产品制作的累积体  
积降水量与用实况降水量计算的累积体积降水量(10<sup>8</sup>m<sup>3</sup>)对比

Fig. 7 The comparisons among the NWP products, guidance predictions and observations for the cumulative  $V$  during the period June- July 2003 in Bengbu- Hongzehu subregion

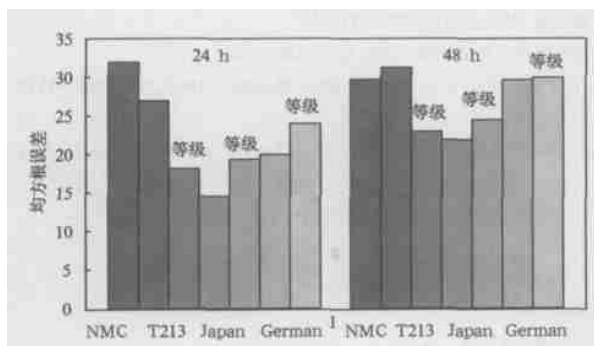


图 8 2003 年 6 月 21 日~ 7 月 23 日淮河流域体积  
降水量预报均方根误差(10<sup>8</sup>m<sup>3</sup>)

Fig. 8 The root mean square errors of the VP predictions during the period 21 June- 23rd July 2003 in the Huaihe River valley. Left side: 24- hour forecasts. Right side: 48- hour forecasts

指导预报是量级预报。因此数值预报产品较指导预报要更细致, 计算体积降水量也占优势。为了验证上述说法的可信度, 我们对数值预报产品用与指导预报相同的办法进行处理, 即用降水量级预报计算体积降水量, 结果, 日本和德国模式预报误差增加, 而 T213 模式预报误差反而减小了, 这说明 T213 降水预报有系统偏高的趋势。就量级预报而言, T213 降水预报比其它预报要好。

需要强调的是, 上述结果并不能说预报员的预报水平低, 而是要说明中央台指导预报存在的问题。中央台指导预报的主要问题是预报偏大, 空报较大。从图 7 可以清楚地看到, 中央台指导预报和 T213

预报都明显偏大。而中央台指导预报之所以偏大, 是因为预报员制作降水量预报图时, 关注的重点是重大关键性、灾害性和转折性天气, 为了不漏报而使大降水的预报范围偏大。为了证明这一点, 我们对对比分析了长江中下游地区(25~35°N, 110°E 以东) 2003 年 6 月 21 日到 7 月 21 日国内外数值天气预报模式和中央气象台指导预报降水预报 TS 评分(预报技巧评分)(图略), 结果表明: 中央台指导预报在 2003 年淮河流域大水期间的预报明显好于各家数值预报模式, 特别是对大雨、暴雨和大暴雨的预报有绝对的优势。

### 7 结 论

2003 年 6 月 21 日~ 7 月 22 日, 淮河流域连续遭受 5 个降水时段、7 次强降水过程袭击, 体积降水量达  $1275.62 \times 10^8 \text{m}^3$ 。进入 7 月后 4 个水文站的水位都先后超过警戒水位并持续将近一个月。本文针对 2003 年梅雨期淮河流域大水提出了体积降水量的概念, 计算了淮河流域和各子流域逐日、过程和总体积降水量。将体积降水量与水文站的水位和流量进行了对比分析, 讨论了流域的体积降水量的预报问题, 用国内外数值天气预报产品和中央台指导预报产品, 进行了流域体积降水量预报试验, 并对预报结果进行了检验分析, 结果表明:

(1) 体积降水量能够较好地反映淮河流域整体的来水状况, 与流量和水位有较好的相关关系, 水位对累计体积降水量有较好的即时响应, 流量对体积

降水量有一定的延迟响应。这表明体积降水量可以在洪水预报调度中发挥重要作用。

(2) 日本、T213、德国、中央台指导预报都较好地预报了淮河流域的几次暴雨过程,从水文应用角度看,体积降水量的预报比单点降水预报具有更好的预报效果,特别是数值模式预报有更大的应用价值。说明在目前天气预报水平条件下,利用数值天气预报和中央台指导预报产品制作体积降水量是可行的,能够延长洪水预报的预见期,而且,数值天气预报产品在预报体积降水量方面有明显的优势,因

此可以直接利用数值天气预报产品进行体积降水量的客观预报,为防汛工作提供重要的依据。

(3) 日本数值预报在各家预报中对淮河降水预报有更好的预报效果。中央台指导预报偏大。德国的预报值偏小。T213降水预报有系统偏大的趋势。就量级预报而言,T213降水预报比其它预报要好。尽管中央台指导预报在降水量技巧评分中具有明显高的预报水平,但用中央台指导预报制作的体积降水量却不占优势。

## 参考文献

- 1 陆尔,丁一汇. 1991年江淮特大暴雨与东亚大气低频振荡. 气象学报, 1996, 54(6): 730~ 736
- 2 陆尔, Huak M. 1991年江淮特大暴雨的降水性质与对流活动. 气象学报, 1997, 55(3): 318~ 333
- 3 王谦谦, 徐海明. 1991年夏季江淮洪涝成因的数值试验——西太平洋海温异常的影响. 气象学报, 1995, 53(A01): 595~ 603
- 4 刘淑媛, 郑永光. 1998年6月28日~ 7月2日淮河流域暴雨分析. 气象学报, 2002, 60(6): 774~ 779
- 5 史学丽, 丁一汇. 1999年中国华南大范围暴雨过程的形成与夏季风活动的研究. 气象学报, 2000, 58(6): 666~ 678
- 6 McAnelly R L, et al. Upscale Evolution of MCSs: Doppler Radar Analysis and Analytical Investigation. Mon Wea Rev, 1997, 125: 1083~ 1110
- 7 杨扬, 戚建国. 数字卫星云图估算面雨量的应用试验. 气象, 1995, 21(3): 35~ 39
- 8 Holle R L, Bennett S P. Lightning ground flashes associated with summer 1990 flash floods and streamflow in Tucson, Arizona: An exploratory study. Mon Wea Rev, 1997, 125: 1526~ 1536
- 9 刘晓阳, 李纪人等. 雷达估测降水模拟史灌河流域径流. 北京大学学报: 自然科学版. 2002, 38(3): 342~ 349
- 10 R K Lin Sleg等. 工程水文学. 刘光正等译. 北京: 水利出版社, 1991, 18~ 81
- 11 徐晶等. 七大江河流域面雨量计算方法及应用. 气象, 2001, 27(11): 13~ 16, 51
- 12 A H Thiessen. Precipitation for large areas. Mon. Wea Rev., 1971, 99: 1082~ 1087
- 13 陈静. 动态相似方法在长江上游逐日降水预报中的应用. 气象, 2000, 26(6): 40~ 43
- 14 李才媛, 王仁乔等. 长江上游流域短期强降水水面雨量预报系统. 气象, 2003, 29(3): 34~ 37
- 15 周筱兰, 张礼平等. 应用最优化订正法制作长江上游面雨量预报. 气象, 2003, 29(3), 23~ 26
- 16 王丽, 王仁乔等. 应用综合统计方法预报长江上游短期强降水水面雨量. 气象, 2003, 29(3): 23~ 26
- 17 王登炎, 李德俊等. 变分法和卫星云图模式识别在强降水水面雨量预报中的应用. 气象, 2003, 29(3): 20~ 22
- 18 刘慧敏, 郑兰芝. 螺旋度诊断分析与短时强降水水面雨量预报. 气象, 2002, 28(10): 37~ 40
- 19 David R. Maidment 水文学手册. 张建云等译. 北京: 科学出版社, 966pp

## A STUDY OF VOLUMETRIC PRECIPITATION DURING THE HUIHE RIVER BASIN FLOODS IN 2003

Yao Xuexiang

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044; Tianjing Meteorological Administration, Tianjing 300074*)

Xu Jing

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044; Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

### Abstract

The concept of volumetric precipitation ( $V$ ) and its calculation methods are studied in this paper based on the Huaihe River Basin Floods in 2003.  $V$  is defined as total precipitation amount from sky at a volumetric amount over an area  $A$ :

$$V = \int_A P(x, y) dA = \iint P(x, y) dx dy$$

The unit of  $V$  is  $m^3$ .  $V$  is important information not only to hydrology, flood control and water resource management, but also to verification of precipitation forecasts of numerical weather prediction models and to climate research. Various calculation methods of  $V$  are discussed on various distributions of sub-areas. Daily and total  $V$  of the whole basin and 7 sub-basins of Huaihe River are calculated and compared with water levels and stream flows. The total  $V$  of the Huaihe River Basins during the floods from 00UTC of 21 June to 00UTC of 22 July 2003 was about  $1275.62 \times 10^8 m^3$  which was brought by 5 periods of rainfall caused by 7 heavy rain processes according to the study. In July 2003, 4 of hydrological stations along the Huaihe River reported that the water levels recorded over the warning level near one month. The study indicates that  $V$  can represent rainwater amount over the Huaihe River basins during the flood in 2003.  $V$  have good correspondence with flow flux and water levels. The water levels of the River show timely responses for accumulate  $V$  while the stream flows postpone. It means  $V$  may play an important role in flood control and calamity precaution.

We also discuss  $V$  forecast issues in this paper. An operational  $V$  prediction system is introduced, which is based on various numerical weather prediction (NWP) outputs and official forecasts. The verification of  $V$  forecasts indicates that it is available to predict  $V$  based on NWP output and operational official forecasts. From the analyses on the problems of NWPs and official forecasts, we can see that the official forecasts seem to be not better than NWP products when it is used to produce  $V$  forecast, therefore,  $V$  may be forecasted with NWP precipitation output directly.

$V$  based on precipitation outputs of NWPs of Japan, German and China T213 have good forecast results to the rainstorms. On the view of a hydrologist,  $V$  forecasts are better than precipitation one for single point and show a possibility to extend the expect time of a flood prediction. It is also suggested that  $V$  based on T213 model output is higher than ones based observation, which means a little over estimation of precipitation forecasts by T213 model.

**Key words:** Volumetric precipitation, Calculation method, Forecast method, Huaihe river basin flood.