

淮河上游大暴雨的水分平衡

施其仁

(河南大学地理系, 开封 475001)

提 要

分析了淮河上游大暴雨过程的水汽来源和暴雨区的水分平衡。结果说明, 暴雨区除有大量水汽净通量外, 还有相当数量的水分来自云的净输送, 尤其是大暴雨中心附近, 积雨云团的净通量决定降水量的大小。因此, 分析云的移动和变化是暴雨预报的重要课题。

关键词: 大暴雨 水分平衡 云输送

引 言

充足的水分供给是大范围暴雨产生和持续的必要条件。以往大多数气象学者曾做了大量工作, 但多数只限于分析研究水汽, 而忽视了暴雨过程中云的输送, 即气流对液、固态水滴的输送, 因而出现暴雨区中水分不平衡现象, 即降水量大大超过水汽净通量。尤其是大暴雨中心区附近, 当计算区面积小于 1 km^2 时, 水汽净通量一般只有降水量的 $10\% \sim 30\%$ ^[1]。说明大暴雨过程只考虑水汽是不够的。近年来卫星云图和雷达观测的大量事实已证明, 大暴雨过程特别是大暴雨中心的形成, 是强烈发展的云团向某一地区移动、停滞和集中的结果。云团的移动变化已引起暴雨预报和研究人员高度重视^[2]。

本文利用 1951—1975 年淮河上游气象和水文站的资料, 分析暴雨中心最大日雨量 $\geq 100 \text{ mm}$ 的暴雨过程。这里所说的淮河上游是指正阳关以西流入淮河水系的流域。北起嵩山山脊, 西有外方山和伏牛山, 南是桐柏山和大别山, 东自中牟向东南经太康至正阳关, 包括豫中、豫南和安徽东部部分地区, 面积约 8.5 万 km^2 。

1 大暴雨过程的水汽来源

水汽的来源主要由环流形势所决定, 同

时环流形势也制约着天气系统的活动和雨区的走向。淮河上游的暴雨绝大多数出现在江淮梅雨期和华北汛期期间。此时西太平洋副高边缘来自海上的西南或东南暖湿气流, 与北方变性冷空气在淮河上游上空交绥, 形成持久性雨带。如果有强辐合上升运动的天气系统出现, 将可能产生暴雨。因此, 西太平洋副高不但是夏季环流的主要系统, 而且本区暴雨的水汽输送与之密切相关。

普查 25 年中淮河上游的 302 次暴雨过程 700 hPa 和 850 hPa 的流场, 其中有 261 次水汽自孟加拉湾和南海由西南气流或偏南气流输入该区, 占总数的 86% 。另一种暴雨过程的水汽来自东海, 水汽沿副高南侧的东南气流输入该区。25 年中只出现 41 次, 占 14% 。此型虽属少数, 但一些特大暴雨均与之相连, 如“75·8”特大暴雨、“63·8”特大暴雨、“58·7”黄河中游大暴雨均发生于此形势下。

淮河上游的大暴雨产生前一天或当天, 大多数都有一支低空急流出现。副高呈东西向时为西南风急流, 副高呈南北向时为东南风或东风急流。这支急流不但是水汽输送的主要通道, 而且因其左侧为正涡度区, 从卫星云图上可见到有许多云团随之移动, 给暴雨

区也送来大量的液、固态水分。值得注意的是该区一些范围广、持续时间长的暴雨,这支急流不但风速强,而且可向上伸展至 500hPa 以上。

2 水分平衡计算

单位体积空气柱内的水分平衡可应用质量守恒定律表达为:

$$P_i = E_i - \frac{\partial(\rho_1 + \rho_2)}{\partial t} - \nabla_h \cdot (\rho_1 \vec{v}_1) - \nabla_h \cdot (\rho_2 \vec{v}_2) - \frac{\partial(\rho_1 w_1)}{\partial z} - \frac{\partial(\rho_2 w_2)}{\partial z} \quad (1)$$

式中, P_i 为降水率, E_i 为蒸发率, ρ_1 、 ρ_2 分别为空气中汽态水和云中液、固态水的密度, $\vec{v}_1$ 、 w_1 和 $\vec{v}_2$ 、 w_2 分别表示空气中汽态水和云在水平和垂直方向上的移速。

因为大气顶 ρ_1 和 ρ_2 为零, 地面上 $w_1 = w_2 = 0$ 或很小, 积分上式, 右式后两项可忽略, 这样单位面积上降水率(P')可写为

$$P' = E' - \int_0^\infty \frac{\partial \rho_1}{\partial t} dz - \int_0^\infty \frac{\partial \rho_2}{\partial t} dz - \int_0^\infty \nabla_h \cdot (\rho_1 \vec{v}_1) dz - \int_0^\infty \nabla_h \cdot (\rho_2 \vec{v}_2) dz$$

对于面积为 A 的气柱内应用高斯定理, 上式可改写为:

$$P = E - \int_0^\infty \frac{\partial \rho_1}{\partial t} dz - \int_0^\infty \frac{\partial \rho_2}{\partial t} dz - \frac{1}{A} \oint_L \int_0^\infty \rho_1 v_{1n} dL dz - \frac{1}{A} \oint_L \int_0^\infty \rho_2 v_{2n} dL dz \quad (2)$$

式中, v_n 表示 A 面积上气柱向外垂直于边界的速度分量, 向外为正。 L 为 A 面积的周界长度, P 为单位时间内 A 面积上的平均降水量。

式(2)说明, 一定面积上单位时间内的降水量 P 可由蒸发量 E , 水汽密度和云的密度的局地变化及水汽和云净通量等 5 项来计算。

暴雨期间, 空气近于饱和, 蒸发量很小, 对于短历时雨区上空水汽和云的局地变化也不大, 所以式(2)前 3 项一般很小, 可以忽略。

这样一定面积上单位时间内的降水量, 就近似地等于该面积上气柱水汽和云的净输送量。

3 淮河上游特大暴雨的水分平衡计算

1975 年 8 月 5—7 日是淮河上游有气象水文记录以来最大的一场暴雨, 400mm 以上的雨区面积达 19410km², 最大暴雨中心在板桥附近的林庄, 过程雨量达 1631mm, 24 小时最大雨量 1060mm, 6 小时为 685mm, 1 小时为 189.5mm, 其中 6 小时和 1 小时雨量均创我国历史最高纪录。本文以此为例计算水汽和云的净输送量, 用以说明本区大暴雨的水分平衡。

水汽净通量的计算有关文献甚多, 本文不再重叙。云净输送量的计算因云中含水量及移速随高度分布不均本应分层计算, 但由于资料不具备, 本例采用平均值和求 5 层风向风速的合成法来代替云的移速, 通过与边界上雨团的移速(40—45km·h⁻¹)比较, 两者接近, 移向基本吻合。说明地面至 300hPa 的合成风向风速代表云的移速是可行的, 下面简述云输送的估算步骤:

首先, 选择计算区范围。本例中选取 32—34.5°N, 112—115°E 范围内总面积 75625km² 为第一计算区, 它可代表本例的暴雨区, 此区内 3 天平均雨量为 288.8mm。第二个区选 32°52'—33°19'N, 113—114°04'E 范围内, 即南北宽 50km, 东西长 100km, 面积为 5000km² 的特大暴雨中心附近, 其 3 天平均雨量为 840mm。

第二, 填写计算区内及周围附近各测站各时次云状、云量、云高和天气现象, 并分析各类云在周界上的长度。

第三, 确定各时次垂直各边界上云的移速。因本例无实测云的移速, 我们用地面至 300hPa 5 层合成风向风速来代替云的移向和移速。用分解 u 、 v 的方法求其边界上的垂直分量。

第四, 确定各周界上云中含水量和实际

云厚。本例中积雨云含水量 ρ_2 取 $2.5\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ [3,4];非积雨云取 $0.8\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ [5];据 7、8 月份多年实测,强积雨云和卷云云高均达对流层顶。本例中泌阳、确山和遂平等县均有强龙卷活动,故积雨云云厚取 14km 。分析探空资料凝结层达 300hPa ,故非积雨云云厚取 7km 。

第五,计算各时次各边界上云输送量 m , $m = \rho_2 v_n \Delta z \Delta L \Delta t$, 式中, ρ_2 为云的含水量, v_n 为垂直周界的云速, Δz 为云厚, ΔL 为周界长度, Δt 为时间。

第六,求 4 个边界上云输送量的代数和,

即云的净通量,并可换算为平均雨深。

表 1 列出第一区 3 天各边界云输送的液、固态水量。从表中可见,云主要从南界和东界输入暴雨区,输水量贡献最大的是积雨云。5 日东界主要输入层状云,而南界除层状云外,还有大量的积雨云输入,两种云在计算区上空交汇。6 日和 7 日减弱为低压的 7503 号台风在计算区南部打转,由东南方输入积雨云,由东边界北部输入层状云。而西边界和北边界为云的输出。这 3 天通过云净输入 $775.41 \times 10^{13}\text{g}$ 的水量,相当于面平均雨深 101.6mm ,占本区实测雨量的 35.2% 。

表 1 1975 年 8 月 5 日 08 时至 8 日 08 时第一区云输送的水量/g

时 间	东 界	西 界	南 界	北 界	净通量	净输入平均 面雨量/mm
5 日 08 时至 6 日 08 时	-74.51	138.38	-242.94	58.79	-120.28	15.92
6 日 08 时至 7 日 08 时	-179.78	101.78	-308.89	37.40	-349.49	45.16
7 日 08 时至 8 日 08 时	-369.79	169.64	-144.69	39.20	-305.64	40.52
3 天 总 量	-624.08	409.80	-696.52	135.39	-775.41	101.60

本例计算第一区地面至 300hPa 的水汽净输送量(表略),这 3 天的水汽主要来自 700hPa 的低层, 500 、 700 和 850hPa 水汽输送量之比约为 $1:2:4$ 。说明 850hPa 附近的低空急流对水汽输送起重大作用。整个暴雨过程总水汽量有 90% 是从东边界输入,其次是南边界。

表 2 给出第一区(暴雨区)3 天内水汽和云净输入的水量及其所占该日实测雨量的百分数。由表可见,这 3 天净输入的水汽换算成面平均雨深为 225.4mm ,占实测雨量的

78.1% ,云的净通量平均雨深为 101.6mm ,占实测雨量的 35.2% 。3 天净输入的云和水汽的总水量占实测雨量的 113.2% 。它克服单纯考虑水汽净通量所出现的暴雨区水量不平衡现象。说明暴雨区不但有水汽净通量,而且还有云的净输送。暴雨区的降水不但是水汽直接在上空上升凝结而成云致雨,同时也有相当一部分降水是由周围早已凝结成云而后输入。因此,对暴雨过程只考虑水汽输送是不全面的,必须同时考虑云的输送。

表 2 1975 年 8 月 5—7 日第一区水汽和云净输入水量及所占百分数

时 间 (08 时—08 时)	云净输入量		水汽净输入量		总净输入量	
	平均 雨深/mm	占实测雨量 百分数	平均 雨深/mm	占实测雨 量百分数	平均 雨深/mm	占实测雨 量百分数
5 日	15.9	26%	36.4	59%	52.3	85%
6 日	45.2	41%	101.0	92%	146.2	133%
7 日	40.5	35%	88.0	75%	128.5	110%
3 天总计	101.6	35.2%	225.4	78.1%	327.0	113.2%

这里估算的结果是净输入量大于降水量,一方面是计算的误差,另一方面是没有考虑水汽和云的局地变化所造成的。本例中暴雨区内的驻马店探空资料表明,8日08时850hPa至地面低层的露点温度比5日08时高2℃,云量也是8日多于5日,说明计算区内云和水汽的局地变化项虽小,但仍占有一定比例。

表3给出第二计算区(暴雨中心区)3天云的输送估算结果。这次过程除了5日08—

表3 1975年8月5日08时至8日08时暴雨中心(第二区)云输送的水量/g

时 间	东 界	西 界	南 界	北 界	净通量	净输入平均 面雨量/mm
5日08时至6日08时	-61.46	72.03	-298.46	100.21	-187.68	375.36
6日08时至7日08时	-57.57	107.40	-336.96	103.90	-183.23	360.46
7日08时至8日08时	-122.15	179.01	-172.69	84.24	-31.59	63.18
3 天 总 量	-241.18	358.44	-808.11	288.35	-402.50	805.00

第二区自地面至300hPa的水汽净通量计算结果是3天净输入量换算为面平均雨深是137.6mm,占3天实测雨量的16%,与湘中中、小尺度系统试验基地暴雨组计算结果基本一致^[1]。这样,暴雨中心区3天净输入的水汽和云平均雨深为942.6mm,占实测雨量112%。这一结果说明暴雨中心区降水量大小主要由积雨云输送所决定,而水汽净通量是很小的。换句话说,影响暴雨中心降水量主要因素不是水汽直接在其上空凝结后降落的雨滴,而是周围强烈发展的云团向暴雨中心聚集,并使水滴大量降落的结果。如果把暴雨中心视为中小尺度系统作用的结果,那么它的主要作用是组织周围云团向暴雨中心集聚,并使气流水平动能减低,造成悬移于空中的水滴大量降落,从而形成暴雨中心。

上述两个大小不同区域水量平衡的估算结果还说明,计算区范围愈大,水汽输送愈重要,云输送的贡献愈小,如果计算区包括所有的云雨区,云输送就可忽略。但实际的暴雨区面积相对云雨区的范围是很小的,它往往被

14时是层状云输入本区外,其余时间均为积雨云输入和输出。积雨云主要由活动在该区东南方减弱为低压的7503号台风制造,由东南气流自南和东边界输入,这两边界3天共输入水量达 $1049.29 \times 10^{13} \text{g}$,其中有近2/3由西界和北界输出,只有1/3在该区降落。5日和6日主要由南界输入积雨云,而7日南界和东界均有积雨云输入。3天中云净输入的水量换算为面平均雨深是805mm,占实测平均雨量的96%。

大片含水量大又厚的云区包围。因此,对暴雨区的降水量估算需要考虑云净输送的贡献,否则将造成暴雨区水量的不平衡,尤其是暴雨中心区云的净通量是起决定性作用的,不考虑云的作用是报不准暴雨中心雨量的。

4 结语和讨论

淮河上游的大暴雨过程水汽大多数来自南海或孟加拉湾,只有一小部分来自东海。水汽来自何方取决于环流形势,尤其是西太平洋副高的位置、强度和走向。当副高脊线位于20—25°N,且呈东西走向时,该区暴雨过程的水汽从副高西北侧由西南气流自南海或孟加拉湾输入。当副高位置偏北,中心在日本海或渤海,并呈块状分布时,水汽从副高南侧的偏东气流自东海输入。后一种类型虽居少数,但它输送沿途为广阔平原区,无高山阻隔,本区又是迎风坡,同时其南侧又往往有热带天气系统随之侵入。因此降水量较大,是淮河上游威胁最大的暴雨类型。

大尺度天气系统实质上是两种不同性质气流的交汇区。由于气流热力和动力性质的

差异,在气流交汇点或有急流出现时,或有有利地形与之配合的地区,容易形成中间尺度或中尺度天气系统,如低涡、气旋波、辐合线等。这些强辐合上升系统可将广阔地区的水汽和云聚集起来,集中的水汽由于强烈的上升而凝结,并与聚集的云团混合,水滴迅速增大,部分降落,形成较大的降水或暴雨,部分云又随气流飘移。由于中尺度系统中气流分布的不均匀或有地形摩擦阻碍作用使水平流场变形,气层水平风速减弱,从而大大降低气流对云中水滴的运载力,云中的水滴在水平风速小的地区就大量降落,形成暴雨中心。因此,一次大暴雨过程必然是有利的环流形势与多种尺度天气系统相互作用与恰当配置的结果。暴雨区是大尺度天气系统区域内中尺度系统作用下的产物,所以暴雨区的降水量必然是水汽和云两者净通量的结果。本例中第一区水量平衡估算说明水汽和云的输送两者缺一不可都不能实现暴雨区的水分平衡。因此,暴雨落区预报必须同时考虑水汽和云团的输送。

暴雨中心是暴雨区内小尺度现象,是中尺度天气系统中强烈发展的积雨云在移动过程中因流场分布不均匀或地形摩擦阻碍作用造成水平风速减弱,导致气流对云中水滴

的输送率大大下降,使水滴大量降落而形成暴雨中心。本例第二区水量平衡估算结果也说明,面积相对小的暴雨中心区,降水量基本上由积雨云的净输送量所决定,水汽净通量贡献很小。因此,暴雨中心落区预报要充分利用卫星云图和雷达观测资料,严密注意积雨云的变化,移向、移速和小地形的影响。

日前对云的各种特征量的观测还远远不能满足实际计算的需要,因此本例估算不得不采用平均数据和替代的办法,因而估算不可能很精确。其准确的计算有待今后用实测数据来补充和检验。本文旨在说明云输送的液、固态水是暴雨过程中相当重要的水分来源。

参考文献

- 1 湖中中、小尺度系统试验基地暴雨组,中尺度暴雨分析和预报,北京:气象出版社,1988年4月第一版,330-354.
- 2 李玉兰,陶诗言,杜长莹,梅雨锋上中尺度对流云团的分析,应用气象学报,1993,4(3):278-284.
- 3 B·J·梅森,云物理学,北京:科学出版社,1978年4月第一版,113-118.
- 4 王鹏飞,李子华,微观云物理学,北京:气象出版社,1989年4月第一版,152-182.
- 5 游来光,吴兑,层状云中液水含量与降水条件,气象,1981年第3期,20-21.

Hydrologic Balance of the Heavy Rainfall in the Upper Reaches of the Huaihe River

Shi Qiren

(Geography Department, Henan University, Kaifeng, 475001)

Abstract

The analysis of the source of the water vapour and the hydrologic balance of the heavy rainfall in the upper reaches of the Huaihe River is made. The results show that one third of the rainfall in the heavy rain field comes from the transportation of the clouds. Especially, in the central area of the heavy rainfall. The transportation of the clouds plays a vital role.

Key Words: heavy rainfall hydrologic balance transportation of the clouds