

关于暴雨水汽输送机制的初步探讨

刘 春 素

关于暴雨的水汽输送问题，近年来很多人作了大量的工作。一般认为，水汽输送以低空为主，低空急流中的水汽通量辐合起着水汽输送的作用。但是，实践中发现并不是每次大暴雨都伴有低空急流。在这种情况下，水汽是怎样输送到暴雨区的呢？弄清这个问题是很有必要的。本文根据1978年7、8月华北地区两次暴雨，对水汽输送机制问题作一粗浅的探讨。

一、两次暴雨的概况及其天气背景

1978年我国是个旱年，夏季大陆高压及副热带高压都比较强，西南季风与东南季风不活跃。北方盛夏期间较大的暴雨仅三次，其中两次降在相同地区——燕山南麓河北东北部，两次过程总雨量达1100mm。这两次过程，第一次发生在7月22—26日，第二次发生在8月25—28日。两次过程雨量见图1、图2，从雨情上看，有以下特点：

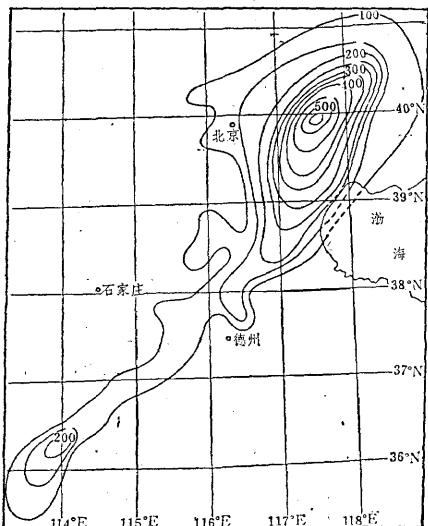


图1 1978年7月22—25日过程雨量

(1) 暴雨中心几乎在一个地方 第一次暴雨中心在蓟县的别山公社，过程雨量为573mm。第二次暴雨中心在遵化县的上官公社，过程雨量为567mm，两次暴雨中心仅相距30km。

(2) 降雨集中，强度大 第一次强度较大的降雨集中在7月25日零时至25日下午5时。4小时雨量达415mm，最大日雨量为542mm。第二次降雨集

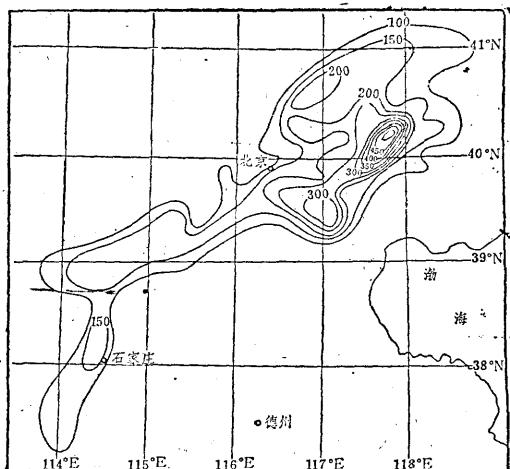


图2 1978年8月25—28日过程雨量

中在8月26日18时至27日18时，最大日雨量为451mm。最大一小时雨量达80mm以上。

从图1看出，两场雨的雨情是很相似的，但两次降雨的天气系统则完全不同。第一次暴雨是受7805号台风的影响，后有西风带的冷空气加入，暴雨中心是自南向北移动的。第二次暴雨是受西风带的切变低涡影响，其中有东风带的暖湿空气加入，暴雨中心自西向东移。

7805号台风是个弱台风，它于7月23日7时在浙江象山县登陆时，降雨强度为中一大雨。登陆后，在东南气流引导下向西北方深入内陆，24日08时500mb高空，台风中心与西风槽线相距8个纬距（见图3），它们在相向而行中逐渐靠拢，气旋环流加强。

25日凌晨至26日凌晨河北东北部的大暴雨可分

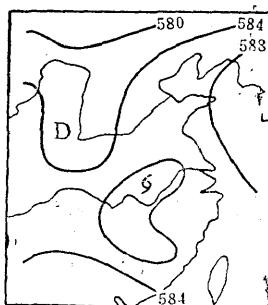


图3 1978年7月24日08时500mb图

成两个阶段。开始主要受西风槽影响，但是也受着台风的间接作用——台风云系中的对流云体加入到西风槽的云系中去。因此暴雨强度比单纯受西风槽影响要大得多。以后暴雨增强则是台风北上直接作用造成的。

第二次暴雨是在副热带高压基本上控制了我国大陆的情况下出现的。当时 588 线最西点到达 100°E ，印度上空为一深厚低压，青藏高原为西南气流控制。在 850—700mb 我国东部地区亦在副高的控制下，江南至华南处于东风带中，22—25 日有东风波动自东向西移，并随东风带的北抬而不断北上。在西风带中，25 日 08 时在河套地区生成一小槽，在小槽东移过程中，由于东风扰动的加入，气旋环流得到了加强，26 日 08 时 850mb 上，山西、陕西地区出现一闭合低压，在地面仅为一条冷锋。第二次暴雨是由西风带中的中尺度短波涡槽与东风扰动中的暖湿空气合并造成的。

二、水汽的来源与输送

这两次暴雨虽然发生在同一区域，但是它们的水汽来源和水汽的输送方式却都不同。下面我们仅从五个方面来阐述这一问题。

1. 对流层上下部湿舌的演变不同

在两次暴雨过程中，湿舌的演变是不同的。第一次，水汽输送通道在低空，湿舌仅在 700mb 以下出现，图 4 为 700mb 上台风与西风槽相遇时的湿舌情况。这时低空有急流，850mb 上的强东南风（约 14m/s ）将来自东海的水汽很快地输送到暴雨区，而且台风本身也是一个充沛的水汽源。

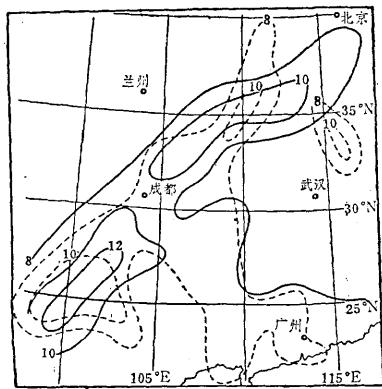


图 4 7月24、25日08时 700mb 等露点温度线
虚线为24日，实线为25日

第二次暴雨，水汽输送通道有两支，一支在 500mb，呈西南东北向，来自青藏高原；另一支在 700mb 以下，呈南北向，来自南海及副热带高压边缘。两支湿空气带在河北东北部相遇，共同为大暴雨区提供水汽来源（见图 5）。

关于湿舌的成因及其作用，曾有过很多讨论，二宫沈三及秋山孝子[1]认为，在湿舌中水汽通量 qv 虽

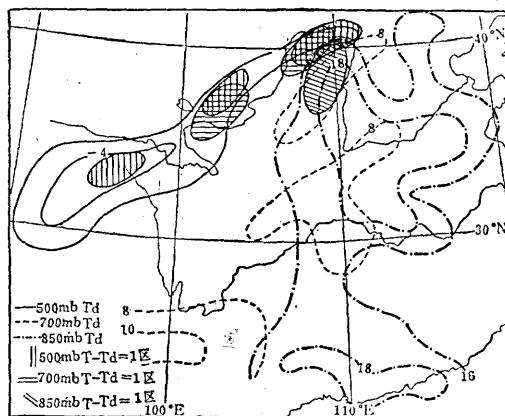


图 5 8月25日08时等露点温度线

大，但它不一定是暴雨的水汽源；另外暴雨与湿舌是同时间的现象，暴雨并非由湿舌引起。我们考虑到湿舌是大气中湿度状况最直观的反映，在第二次暴雨中出现了高低空两支不同方向的湿舌，搞清它们的来龙去脉是有意义的。下面我们着重讨论这场暴雨的水汽输送。

2. 高空湿舌中有对流云团

我们从卫星云图看到，在湿舌中有定向排列的云团，为此，我们分析了各层的饱和区，并规定 850、700 及 500mb 三层上 $T - Td = 1^{\circ}\text{C}$ （即达饱和），各层 $T - Td = 1^{\circ}$ 的范围见图 5 中阴影区。从 8 月 25 日 08 时各等压面图上，可以看到有一个自西南向东北方向排列的饱和区，最南的一个在玉树—杂多，仅在 500mb 上反映，第二个在西宁—民勤，在 700、500mb 上都有反映，第三个在磴口—呼和浩特，从 850—500mb 各层都达到了饱和。这些饱和区，在云图上对应着自西南向东北排列的一个个云团，这三个云团所对应的云高都不相同。这种排列的云团反映了西南气流中的波动，它们一方面将来自印度及孟加拉湾上空的水汽集中贮存起来，一方面随着西南气流起着输送水汽的作用。

3. 500mb 湿舌中的对流云团与西风带高空锋区相互作用可产生中尺度涡槽

8 月 25 日 08 时 700mb 上，在河套地区出现一个中尺度波槽。对这类中尺度系统产生的机制，有过很多讨论，其中之一认为，大尺度垂直运动所造成的潜热释放可以使大气中的不稳定波长缩短。在这次过程中，中尺度波槽出现前后，确实发生了高空锋区与湿舌的重迭。在 24—25 日，当湿舌从西宁扩展至呼和浩特时，新疆、青海一带由于西风槽的加深，气流经向度加大，高空锋区南压。从西宁至呼和浩特 500mb 普遍降温 2°C ，温度梯度明显加大，达 $4^{\circ}\text{C}/2$ 纬度。这时在河套地区普遍降了中一大雨，局地出现暴雨。

为了弄清潜热释放使不稳定波长缩短的程度，我们用 25 日 08 时 磬口 的探空资料计算了干空气及湿空

气条件下的不稳定波长 L_k ,

$$L_k = \frac{2\pi}{\sqrt{2}} - \frac{1}{\lambda}$$

其中 $\lambda^2 = f^2/R P \Gamma_p$, f 为柯氏参数, R 为干空气气体常数, P 为气压在此等于 500mb, Γ_p 为稳定性参数, 在湿空气条件下,

$$\Gamma_p = \left(\frac{1}{C_p \rho} - \frac{L}{C_p} - \frac{\partial q}{\partial p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right)$$

在干空气条件下,

$$\Gamma_p = \left(\frac{1}{C_p \rho} - \frac{\partial T}{\partial p} \right),$$

计算结果

$$\begin{aligned} (\Gamma_p)_{干} &= 0.07^\circ C/mbar \\ \lambda_{干} &= 1 \times 10^{-6} m^{-1} \\ (L_k)_{干} &= 4400 km \end{aligned} \quad \begin{aligned} (\Gamma_p)_{湿} &= 0.02^\circ C/mbar \\ \lambda_{湿} &= 1.87 \times 10^{-6} m^{-1} \\ (L_k)_{湿} &= 2370 km \end{aligned}$$

以上结果表明, 在湿空气条件下, 不稳定波长确实缩短了将近一半, 但是它还不能缩短至中尺度。我们假定再进一步放大水汽的作用, 令 $(\Gamma_p)_{湿} = 0.01$, 则 $L_k = 1679 km$, 这样也还是大于中尺度 ($< 1000 km$) 范围。这可能是因为在 λ 的表达式中 $f^2/R P_2 = \frac{1}{2.87}$

$\times 10^{-4} m^{-2}$, 它基本上决定了不稳定波长的数量级, 而大尺度垂直运动所造成的潜热释放效应还太小, 不足以将不稳定波长从长波缩短至中波的缘故。对流运动所产生的潜热释放效应可能要大得多, 但因为这时大气为不稳定状态, 上述的 Γ 为负值, L_k 为虚根, 无意义。对于对流不稳定, 上述计算方法已无能为力了。

上述的中尺度低槽于 25 日 08 时在 700mb 上先出现, 它出现一天后, 在 850mb 上才有明显的闭合低压出现, 在地面图上, 仍只是一条冷锋与之对应, 而没有低压。

从以上的分析可以看到, 500mb 上湿舌的移动, 实际上是西南气流中气旋性扰动的移动, 它们在云图上表现为一个个对流云团, 这些云团既是水汽的集中者, 又是水汽的输送者。当它们与西风带中的干冷空气相遇, 可迅速地产生中尺度涡槽, 随其东移可起着水汽的输送及暴雨的制造者的作用。

关于湿舌是不是水汽源的问题是很复杂的, 需要针对具体情况作具体分析。

4. 低空湿舌的水汽源——副高边缘下沉辐散作用

我们用气柱的可降水量及其变化来阐述这一问题。已知水汽平衡方程

$$\frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} \frac{\partial q}{\partial t} dp = - \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} \nabla \cdot q \vec{V} dp -$$

$$\frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} \frac{\partial g \omega}{\partial p} dp + E - R$$

p_s 为地面气压, p_t 为大气顶部气压, E 为蒸发量, R 为降水量。对于短期天气过程, E 可忽略不计, 如不考虑地形的情况下, 上式可改为

$$\frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} \frac{\partial g}{\partial t} dp = - \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} \nabla \cdot q \vec{V} dp - R$$

在没有凝结的条件下, 大气中水汽的积累最终可使整个气柱的水汽含量增加。在有凝结的条件下, 如果整个气柱的水汽含量仍增加, 这时大气中水汽的辐合应大于凝结量。如果整个气柱的水汽含量减少, 一般有两种可能, 一是凝结量大于积累量, 二是整层水汽辐散外流至邻近地区。

我们计算了我国东部地区地面—300mb 可降水量的逐日变化, 以及可降水量的 24 小时变化, 发现有以下几个事实:

(1) $> 50 mm$ 可降水量的范围, 都位于 850 及 700mb 副高的西部边缘。第一次暴雨, 可降水量最大值位于 7805 号台风的右上方; 第二次暴雨, 可降水量最大值是在副高边缘的气旋性扰动处 (见图 6)。

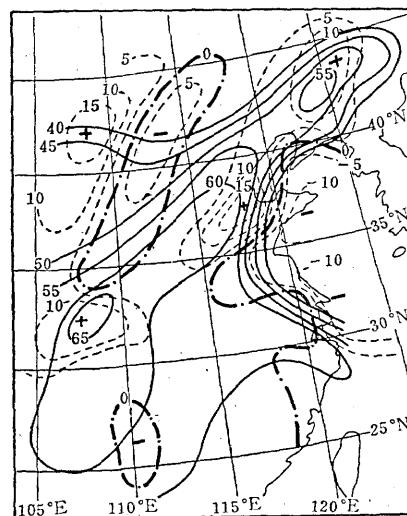


图 6 1978年 7月 25日 08时可降水量及其24小时变化

(2) 24 小时变湿零线基本上反映了副高的廓线, 正值区位于副高西侧的边缘, 有趣的是在正变湿中心处几乎都有气旋性扰动, 例如 8月 24—25 日华北有两个正变湿中心, 一个在郑州, 中心值为 7.6mm, 另一个在呼和浩特至张家口, 中心值为 12mm (见图 7)。前者反映了副高边缘东风扰动系统的辐合作用, 后者反映了西风带中尺度涡槽系统的辐合作用。这两个系统的结合造成了 25—27 日北京至河北东北部可降水量的大增。

变湿负值区位于副高范围内, 由于负中心处都无

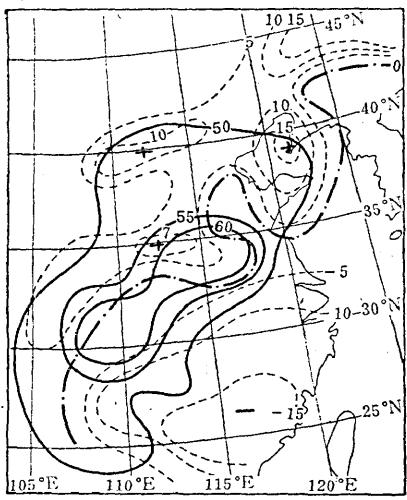


图7 1978年8月25日08时可降水量及其24小时变化

降水，那里气柱可降水量的大减只能是气柱下沉辐散造成，考虑到这些负变湿中心都处于副高内部的东风气流及东南气流带，当副高发展强大时，其边缘地区的非地转辐散气流肯定是不小的，这使得紧邻副高的地区有可能获得水汽，关键在于那里是否存在集中来自副高的水汽的机制。在7月底7805号台风起着集中水汽的作用，8月底是副高边缘的扰动起着集中水汽的作用。

5. 高空水汽的水平平流与低空垂直输送的共同作用造成大气可降水量的增加

表1为24—27日北京可降水量的变化(这里是按探空曲线计算的,比前面按标准等压面资料计算略偏大)。从表1可以看出,25日20时至26日08时北京上空各层的水汽含量都有增加,最大的在12小时内可降水量增加了13.4mm(北京位于暴雨中心的上风方)。仅在8小时内北京从整层不饱和增至从地面到300mb以上的深厚饱和层。这一深厚的湿层既与500mb大范围的水汽水平输送有关,又与加强了的垂

表 1

北 京 气 柱 可 降 水 量

气压 (mb)	24日		25日		26日		27日		28日
	08	20	08	20	08	20	08	20	08
1000—700	41.0	—	41.0	41.7	48.0	44.3	44.2	—	30.3
700—500	7.4	—	11.2	12.0	15.6	15.4	14.2	—	10.0
500—300	1.4	—	2.2	3.4	6.9	5.8	4.8	—	2.4
1000—300	49.8	—	54.4	57.1	70.5	65.5	63.2	—	42.7

直方向输送分不开。我们用三点法计算了北京上空垂直运动，从表2看出，各层的上升运动都有增加，但不是很强。如以这期间低空的平均上升运动计算，在24小时内气块只能由850mb上升至500mb，700mb上升至300mb，尽管如此，垂直方向水汽输送作用也是不可忽略的。同时还要看到，500mb以上湿层的显著增加与水汽的水平平流输送也是分不开的。

北京上空垂直运动

日 期	850mb	700mb	500mb
25	- 4.7	- 7.9	- 11.9
26	- 9.0	- 22.0	- 25.0

通过对两场暴雨的水汽输送机制的分析，我们归纳为以下三点：

1. 在一般情况下，水汽输送以低空为主，但当副高西伸至 100°E ，且印度低压或孟加拉湾风暴强烈发展时， 500mb 上往往有一支西南东北向的水汽输送通

道，表现为一个西南东北向的湿舌。在卫星云图上即表现为一个个对流云团向东北方向移动。这时还要注意对流云团与西风带冷空气作用下在黄土高原及河套一带产生中尺度涡槽的可能性。

2. 副高边缘的水汽输送通道主要反映在低空。这支水汽通道的水汽除来自东海及南海以外，还有来自西太平洋副高。副高在一定的条件下，可成为水汽源，通过它的下沉辐散作用，将水汽从低层输入给紧邻副高的边缘地区，关键在于副高边缘是否有气旋性扰动集中并贮存水汽。以上两例中台风及东风波动都起着集中并贮存来自副高的水汽作用。至于副高在怎样的条件下才能成为水汽源，有待进一步研究。

3.以上两次暴雨都是西风带与热带系统相互作用产生的。第一次暴雨是西风槽与7805号台风的相互作用，第二次暴雨是西风带中尺度扰动与东风带扰动的相互作用。

参考資料

[1]二宮洋三、秋山孝子、日本“天氣”1976年4月号。