

# 江淮流域一种中间尺度暴雨系统的研究

金祖辉

(中国科学院大气物理研究所)

## 提 要

通过一次江淮流域暴雨天气过程的分析,发现在对流层低层存在一种中间尺度扰动。它形成于对流层低层的冷锋锋区上,其流场的气旋性环流特征和结构在600—900米高度上最明显。它是产生江淮流域暴雨的主要天气系统之一。6小时雨量可达15—35毫米,一次扰动过程的总降水量约100—120毫米,水汽辐合主要集中在900米—700毫巴层。扰动的尺度为1—2天,计算结果表明,这类扰动的发生、发展与对流层低层锋区斜压性的位能释放有较好的关系。

## 一、天气系统和暴雨概况

1977年5月2—5日,江淮流域有一片东西向的暴雨区,它是由对流层低层三次扰动东移造成的,由3日08时至4日08时24小时降水量(图略)看出,合肥以西地区是一次中间尺度扰动所致,其东部地区的降水量是由两次中间尺度扰动所致。雨量中心约80毫米。这种暴雨系统是在有利的大尺度背景场下出现的。

图1a、b分别为300毫巴和850毫巴天气形势图,可以看出,300毫巴图上存在一条急流轴,暴雨区位于急流轴南侧、反气旋切变涡度的西侧和正涡度平流区的下方。计算的散度值表明,该地区是一个辐散区,其中心值是 $4.1 \times 10^{-3}$ /秒。中心位置如图1a所示。3日02时开始的江淮流域暴雨是与这个辐散区对应的。对流层中层500毫巴图上,北京、太原、昌都是一个浅槽,江淮流域的暴雨区处在槽前的偏西南气流里。

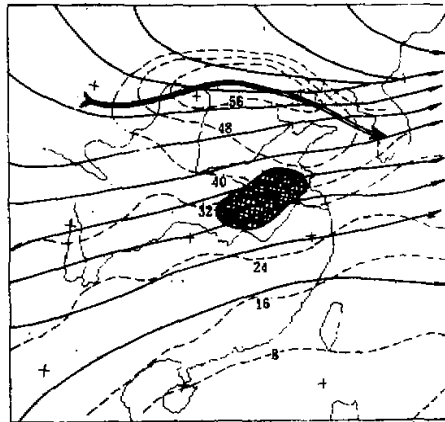


图1a 1977年5月2日20时300mb综合图  
单线矢为流线,双线矢为急流轴,阴影区是辐散区及雨区,虚线为等风速线。

1980年9月1日收到修改稿。

在上述中空环流形势下,在对流层低层有冷空气侵入,低层出现了冷锋锋区,如图

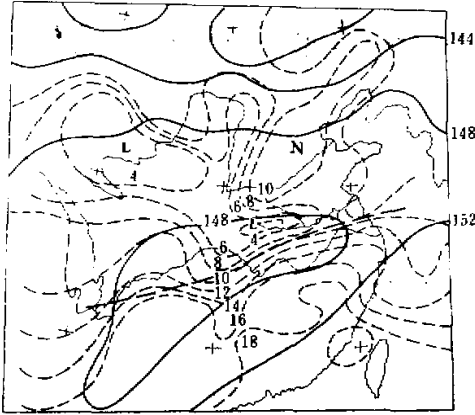


图 1b 1977 年 5 月 3 日 08 时 850mb 综合图  
实线为等高线,细虚线为等温线,  
粗虚线是风向切变线

1b 的温度场所示.这个锋区在 900 米—850 毫巴层次和东经 105 度以东、北纬 32 度附近的区域最明显.由 900 米及 850 毫巴上 24 小时变温图(图略)看出,3 日 08 时,驻马店 850 毫巴降温  $7^{\circ}\text{C}/24$  小时,驻马店和汉口间的温度梯度达  $9^{\circ}\text{C}/2.5$  纬距.低槽内切变线和锋区的位置吻合.在低槽的东移过程中,锋区上先后有三次中间尺度扰动产生(以下简称扰动),第一次出现在 3 日 08 时—3 日 20 时,扰动中心在合肥附近.第二次扰动出现在 3 日 08 时—4 日 08 时,中心位于汉口的西北部 ( $31^{\circ}\text{N}$ 、 $113^{\circ}\text{E}$  附近).第三次出现在河南的信阳附近.第一次、

第三次扰动主要出现在 850 毫巴高度上,第二次主要表现在 600—900 米层次上.850 毫巴上的扰动对江淮流域降水的影响已有所研究<sup>[2]</sup>,而后者尚研究得不多.此类对流层低层的浅层扰动也是江淮流域暴雨的天气系统之一.

## 二、扰动的演变和结构

### 1. 扰动的环流特征

根据地面、300 米、600 米、900 米及 850 毫巴、700 毫巴的流场分析,给出了 5 月 3 日 08 时、20 时及 4 日 08 时 900 米高度上的流场(见图 2).

比较 850 毫巴和 900 米上流场的差异,可把扰动分为三个不同的阶段.

1) 形成阶段(3 日 08 时): 此时 850 毫巴流场图上(图略),吉首、江陵、固始是一个西南倒槽区,倒槽区东部的信阳、汉口地区是一个气旋性曲率最大的区域,风向切变很强.3 日 08 时驻马店为东北偏东风 12 米/秒,汉口是西南风 13 米/秒.但是在这个倒槽东部的下层 900 米、600 米高度上流场特征有明显差异,切变线上出现了闭合的气旋性环流,300 米高度上也有辐合中心.气旋性环流以 900 米高度上最强,中心在汉口的西北侧,如图 2a 所示.在  $110^{\circ}$ — $120^{\circ}\text{E}$ 、 $25^{\circ}$ — $35^{\circ}\text{N}$  的广大区域内均为气旋性环流区,其南部和东部辐合气流最强,西部有冷空气侵入.

2) 发展阶段(3 日 20 时): 此时 900 米流场如图 2b 所示,气旋性环流加强.扰动中心已移到了六安附近,12 小时向东移动了 25 经距,对应 850 毫巴上,其流场也有了明显的变化,宜昌出现了西北风,因此在湖北的北部、河南南部和安徽的西部地区出现了气旋性闭合环流,中心位于信阳和六安之间,中心随高度稍向西北倾斜.从 3 日 20 时涡度的垂直分布图(图 3)表明低层的气旋性涡度增大.

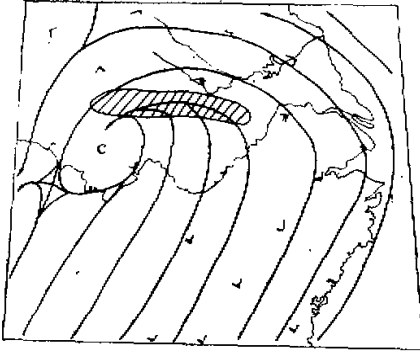


图 2a 1977 年 5 月 3 日 08 时 900 米流场。  
阴影部分为雨区，下同

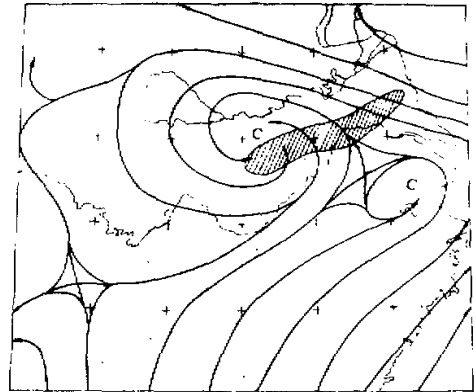


图 2b 1977 年 5 月 3 日  
20 时 900 米流场

3) 扰动减弱阶段(4 日 08 时): 此时 850 毫巴上的闭合环流已蜕变为一个东西向窄长的倒槽, 这个倒槽伸到了淮河流域的沿海地区。900 米高度上气旋性闭合环流的范围也变小, 强度减弱。中心由六安移到了芜湖附近, 如图 2c 所示。

上述事实表明, 在对流层低层存在浅薄的中间尺度扰动, 这种扰动主要表现在 600—900 米高度的流场上, 其特征是一次闭合的气旋环流发生、发展和东移减弱过程, 移速 2—3 个经距/12 小时, 水平尺度 6—10 纬距。

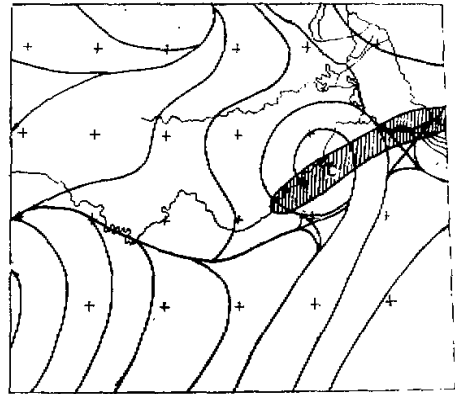


图 2c 1977 年 5 月 4 日 08 时 900 米流场

### II. 扰动的温度场和湿度场特征

1) 低层锋区: 从各站的探空曲线上内插得到 850 毫巴以下各高度上的温度和湿度资料。由对流层中下层温度水平分布图(图 1b)看出, 扰动发生、发展阶段, 江淮流域上空 900 米—850 毫巴层上维持一个弱的浅层锋区, 这个锋区很窄, 仅存在于 30°—32°N 附近。

锋区的维持和演变与扰动的演变有密切的关系, 扰动沿着锋区向东移动, 并且随锋区的减弱而减弱。

2) 扰动的温度场结构: 由纬向温度距平  $T'$  的分布看出 ( $T' = T - \bar{T}$ ,  $\bar{T}$  是纬向平均值), 扰动在不同阶段其热力性质是不一样的。3 日 08 时, 扰动中心出现在负温度距平区里, 中心北侧(850 毫巴)是负距平中心, 其值为  $-2.1^{\circ}\text{C}$ 。南部、东部为正距平区, 其值较小。西部则是负距平区, 在 900 米—850 毫巴是负  $T'$  的大值区。扰动中心在负温度距平区内, 在对流层的中层是正的温度距平区, 但数值不大。

3日20时,扰动南部和东部的正温度距平值增大,西部和北部的负距平值变小,这表明锋区在变弱,扰动中心位于正距平一侧。扰动减弱时,扰动南部的温度正距平继续增大,只有近地面层还维持负温度距平外,其余均变成了正温度距平。 $T'$ 的值也显著变大并且在900米—850毫巴上最大,其值为 $3.7^{\circ}\text{C}$ 。扰动中心在正 $T'$ 的大值区中。

3) 湿度场: 比湿的水平分布同温度的水平分布类似,南部的比湿比北部大,扰动发生在比湿梯度大的区域里。

扰动的热力结构表明,扰动不仅发生在低层的锋区上,而且沿锋区向东移动,随锋区的减弱而减弱。扰动初生阶段,西部和北部是冷性的,东部和南部是暖性的,随扰动的演变,扰动区都变为暖性。另外还表明此种变温场的变化只在对流层下层相当薄的层次中,它与扰动的生存有相应的关系。扰动初期低层的环境温度场特征类似于邱炳煊、丁一汇指出<sup>[2]</sup>的江淮流域梅雨区的温度场特征,即梅雨带低层是一条相对冷空气区。但对流层中层特别是高层的温度分布不同,梅雨区上空,其中层和高层是一个明显的暖区,而前者并不明显,这种差异说明梅雨区对流发展旺盛,凝结潜热释放使空气层增暖。从扰动本身的温度结构看,它也类似梅雨锋上中间尺度扰动的温度场结构,只是中层的暖心较弱。

### III. 动力结构

为了解扰动的动力结构和演变,计算和分析了各高度上的物理量。

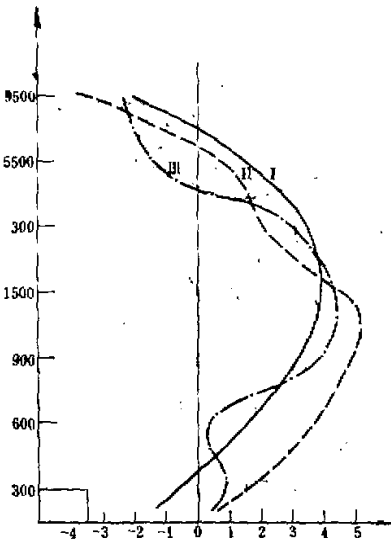


图3 扰动中心区平均涡度垂直分布

I. 5月3日08时, II. 5月3日20时,  
III. 5月4日08时。单位:  $10^{-7}\text{秒}^{-1}$

1) 散度的分布: 由扰动中心区平均散度的垂直分布图(图略)看出,扰动的不同时段散度的垂直分布是有差异的,扰动发生时,对流层的中层和下层均是辐合层,下层的辐合比上层大,无辐散层较高,当扰动加强和减弱时,近地面层已由辐合变为辐散层,在600—900米之间出现了对流层低层的无辐散层,这说明在向上发展时低层已开始填塞,其次扰动发生时低层的辐合比中层大,但在系统发展和减弱时出现了两个辐合较大的层次,一是900米高度附近,另一个是5500米附近。由散度水平分布图看出(图略),扰动发生时东部和南部辐合最强,而扰动变弱时,西北部的辐散作用占优势。但在三个不同时段里,辐合中心都出现在扰动的东南部。

2) 涡度的垂直分布: 图3中曲线I、II、III分别表示三个时段扰动平均涡度的垂直分布,可以看出500毫巴以下均是正涡度,气旋性涡度大值区出现在900米—850毫巴层次上,当扰动发展时,低层的气旋性涡度增大,中层的涡度变小;扰动变弱时,首先是近地面层的正涡度变小。扰动平均涡度分布表明,这种扰动生成是以大尺度深厚正涡度场为

背景的。

3) 垂直运动: 用连续方程加订正的方法<sup>[2]</sup> 计算了垂直运动。对流层低层有较强的上升运动区。扰动开始时, 850 毫巴以下的上升运动区主要出现在西南气流和东南气流辐合的区域, 其范围为 6 纬距乘 6 经距。扰动的北部和西部是下沉运动区, 随扰动的演变, 西北部的下沉运动区扩大, 强度变强。当 4 日 08 时扰动变弱时, 扰动中心接近垂直运动零线, 而在扰动初始时, 扰动中心在上升运动区里。

这就表明, 这种系统的动力作用确是在对流层的下层最明显, 而且在扰动初起时动力作用已达到最大。

#### IV. 几股气流的作用

图 4 是 3 日 08 时通过扰动中心的径向流场结构。可以看出活跃在扰动区的气流有四支。第一支是位于扰动中心的北部, 气流从 500 毫巴高度开始下沉, 同时向南运动; 到达扰动垂直轴线北侧 ( $32^{\circ}$ — $33^{\circ}$ N) 时, 下沉气流已达 300 米左右高度, 此时气流转为上升气流, 尔后沿扰动轴线上升。第二支是深厚的南风气流, 从南向北爬升, 在扰动的中心区, 南北两支气流约在 600—1500 米之间辐合。这里是锋区最明显的层次, 也是扰动发展的区域。

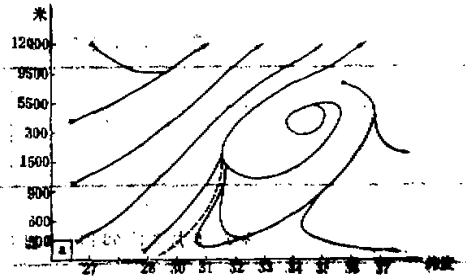


图 4 1977 年 5 月 3 日 08 时径向三维流场  
虚线是扰动中心位置

在东西向的垂直剖面 (图略) 中看出, 扰动东部也有一支上升气流, 这支气流来自大陆东部的下沉气流, 在  $116^{\circ}$ — $117^{\circ}$ E 附近转为上升气流, 尔后达到 900—1500 米高度。第四支是扰动西部的下沉气流, 自 500 毫巴开始下沉直至近地面层。

这四支气流是随扰动的演变而变化的。3 日 20 时北支下沉气流已不向南流动, 只在扰动区内 1500 米以下维持一个环流。东西向的环流变化较小, 4 日 08 时, 扰动中心已处在南支上升气流里。这个事实说明, 扰动的生命可能与环境三维气流结构有关, 气流辐合的层次上可能出现浅层扰动。在气流辐合较强时扰动明显, 而气流的演变、垂直方向的辐合强弱又与锋区斜压性相关联。

#### V. 暴雨的特征

考察了沿扰动移动方向自西至东固始、马鞍山、南通三站的每小时雨量, 从雨量曲线的演变看出, 暴雨区是随扰动一起向东移动的。

表 1 是暴雨中心 6 小时降水量, 6 小时最大降水量是 36 毫米左右。扰动的过程降水量约 100—120 毫米。可见此类系统产生的暴雨强度并不是太强的。表 2 给出了暴雨区上空 900 米与 500 毫巴层之间的  $\Delta\theta$  值, 3 日 08 时扰动区大气层结几乎是稳定的, 随扰动的演变其南部出现了位势不稳定, 但暴雨区上空层结仍然是接近中性的。从天气现象看,

这种中性层结也不象强烈对流混合的结果。它与梅雨锋上扰动的中性层结的形成是不同的。

从图 2 雨区的位置还可看出, 3 日 08 时暴雨区分布呈东西方向, 是偏南气流和偏北气流的交汇处, 从温度场和变温场看, 也正是低层锋区附近。3 日 20 时, 雨区转为偏东北-西南向, 暴雨区位于扰动的前部, 当扰动减弱时, 暴雨区穿过扰动中心。

另外从物理量场与降水区分布可以看出, 暴雨区与 900 米高度上的辐合区一致, 也和 850 毫巴上的辐合区基本对应。暴雨区不与上升运动中心区重合, 而是位于垂直速度零线和上升运动大值区之间。经过计算, 水汽的辐合主要集中在 900 米—700 毫巴这一层, 其中以 850 毫巴面上的水汽辐合值最大, 900 米和 700 毫巴上的水汽辐合作用相当。因而边界层的水汽辐合作用也是重要的。

上述事实说明, 低层浅薄锋区与暴雨区的移动有密切关系, 暴雨区出现在扰动的中部和东北部, 雨区与 900 米高度上的辐合区对应较好。

表 1 1977 年 5 月 3 日—4 日 6 小时雨量

单位毫米

3 日			4 日		
02—08	08—14	14—20	—02	02—08	08—14
25.0	36.0	28.0	16.0	22.0	15.0

表 2 5 月 3 日 08 时—4 日 08 时  $\Delta\theta_{..}$  (900—5500 米) 值

$\Delta\theta_{..}$ / 纬度	纬度						扰动中心 所在的纬 度
	29°	30°	31°	32°	33°	34°	
3 日 08	-40	-45	-12	-22	-26	-24	31°~32°
3 日 20	12	3	-8	-19	-24	-24	31°~32°
4 日 08	11	4	-9	-13	-17	-21	31°~32°

### 三、扰动发生发展的机制

扰动的温度场结构和扰动的三维流场分析都表明, 扰动发生在低层的冷锋锋区上, 而且有垂直环流及 500 毫巴上的正涡度区配合。为了解低层锋区对这扰动发生、发展的作用, 计算了 3 日 08 时扰动区扰动有效位能和扰动动能的能量转换, 即  $\overline{W'T'}$  值。“.”表示扰动值, “—”表示纬向平均值,  $W'$ 、 $T'$  分别表示垂直运动和温度。计算区域是 29°—34°N、112°—116°E 约 20 万平方公里, 包括 3 日 08 时和 3 日 20 时扰动区域。计算结果如图 5 所示, 可以看到, 在 700 毫巴以下各层 32.5°N 以南大部分地区  $\overline{W'T'} < 0$ , 这说明有扰动位能转换为扰动动能。其中 900 米—850 毫巴上所起的作用最大, 这高度也是扰动发展最明显的层次。其次从 850 毫巴以下和 700—500 毫巴的积分结果看出, 扰动动能的获得主要在 850 毫巴以下各层, 锋区上最大, 700 毫巴以上大部分地区的作用与下面相反, 但

数值很小, 这表明斜压位能的释放与扰动发展有较好的对应关系。扰动发展以后, 由于锋区的斜压性变小, 力管环流作用减弱, 其次扰动上空 500 毫巴上气旋性涡度被上游的反气旋性涡度代替, 因而扰动不能维持。

由以上的结果看出, 这种类型扰动发生发展的机制可能是对流层低层斜压不稳定性被破坏, 有效位能释放, 扰动位能转换为扰动动能的结果。这结果与梅雨锋上中间尺度扰动的能量来源有所不同, 梅雨锋上中间尺度扰动的能量分析

指出<sup>[4]</sup>, 其主要能量来源不是斜压不稳定性。两者不同是可能的, 由于梅雨期间, 对流层下层冷团变性, 低层锋区很不明显, 而前者则是发生时存在浅层的锋区。

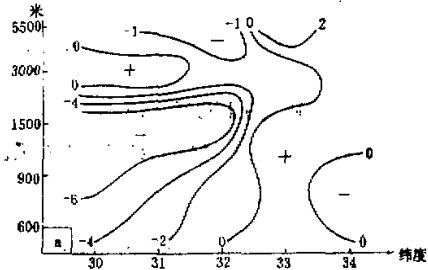


图5  $\sqrt{W^2}$  垂直分布图。单位:  $\times 10^{-1}$  毫巴度秒<sup>-1</sup>

#### 四、结 论

1) 江淮流域上空, 在对流层低层存在中间尺度扰动, 它在 600—900 米层面上表现最明显。这类扰动也是江淮流域产生暴雨的天气系统之一, 它维持的时间为 1—2 天, 移动速度 4—6 经度/日。

2) 扰动和暴雨都和低层锋区有关, 他们都发生在低层锋区上, 并且沿锋区方向移动, 暴雨区上空的层结接近稳定或中性。暴雨区分布在扰动中部和东北部。雨区同 900 米高度上的辐合区配合, 上升运动中心出现在暴雨区的南部。水汽辐合在边界层内最多, 在 850 毫巴上最大。

3) 扰动区内(发生阶段)存在三支上升气流和一支下沉气流, 扰动中心出现在四支气流的辐合区中。扰动中心随高度向北倾斜并和垂直辐合区一致。

4) 扰动产生在低层, 系统比较浅薄, 因此演变较快, 结构也比较复杂, 扰动的三个不同阶段物理量特征差异较大。其散度场、垂直运动都以扰动初始时最强。扰动开始时其热力场是非对称的, 以后演变为暖性系统。

5) 扰动的发生、发展与低层锋区上的斜压性位能释放有较好的关系。扰动位能释放时, 扰动加强, 而位能与动能的转换主要集中在 900 米—850 毫巴之间。当低层力管作用变弱及 500 毫巴上正涡度区被反气旋涡度取代时, 扰动就变弱。

本文在工作过程中得到陶诗言先生指正, 丁一汇、陈隆勋同志的帮助, 特此致谢。

#### 参 考 文 献

- [1] 李维亮、章名立, 在 1972 年梅雨期长江中下游地区上空中间尺度扰动的结构, 中国科学院大气物理研究所集刊, 第 7 号, 科学出版社, 1979。
- [2] 邱炳焯、丁一汇, 1974 年我国梅雨时期的环流结构, 中国科学院大气物理研究所集刊, 第 7 号, 科学出版社, 1979。
- [3] 暴雨分析方法(1)(讲义), 北京大学地球物理系气象专业暴雨组编著, 第二分册, 7.6—7.19 页, 1977。

- [4] Matsumoto, S., Yoshizumi, S., and Takemchi, M., On the structure of the "Bain front" and the associated intermediatescale disturbances in the lower atmosphere. *Jour. Met. Soc. Japan*, 48, 479—491, 1970.

## A CASE STUDY OF A MESOSCALE SYSTEM OF HEAVY RAINFALL OVER YANGZI-HWAI VALLEY IN CHINA

Jin Zu-hui

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

### Abstract

Using the analyses of weather process of an heavy rainfall system, it is found that there is a mesoscale disturbance in the lower troposphere over Yangzi-Hwai valley. This cyclonic disturbance occurs above the cold front in the lower troposphere and is most evident between 600 m and 900 m surface. It is one of the important heavy-rainfall systems over Yangzi-Hwai valley in China. Its 6 hour's rainfall is 15—35 mm while its total amount is about 100—120 mm, and the life period of this disturbance is about 1—2 days.

In this paper, the structure and development of this type of disturbance are also studied. It is found that the baroclinity of the frontal zone is the important factor for the development of this type of disturbance.