

梅雨期强降水的诊断分析 在短期预报中的应用

(1980—1982年汛期暴雨试验总结)

安徽省气象研究所

梅雨期强降水的诊断分析

在短期预报中的应用

(1980—1982年汛期暴雨试验总结)

安徽省气象研究所·

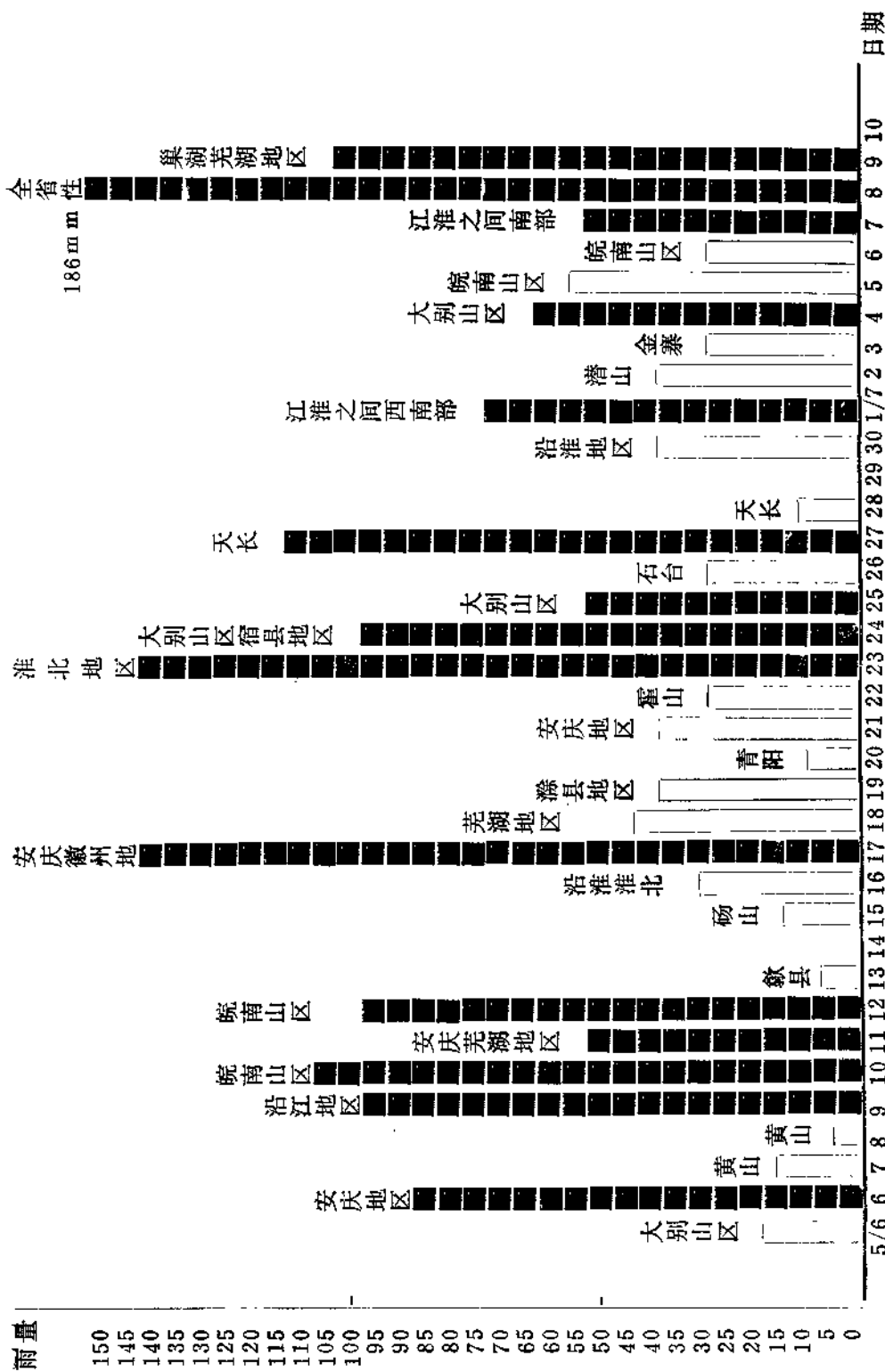
摘 要

本文简要介绍了两年来汛期暴雨试验概况,主要讨论诊断分析如何用于短期暴雨预报,其次对于暴雨成因及地形对暴雨的影响等问题作了初步探讨。

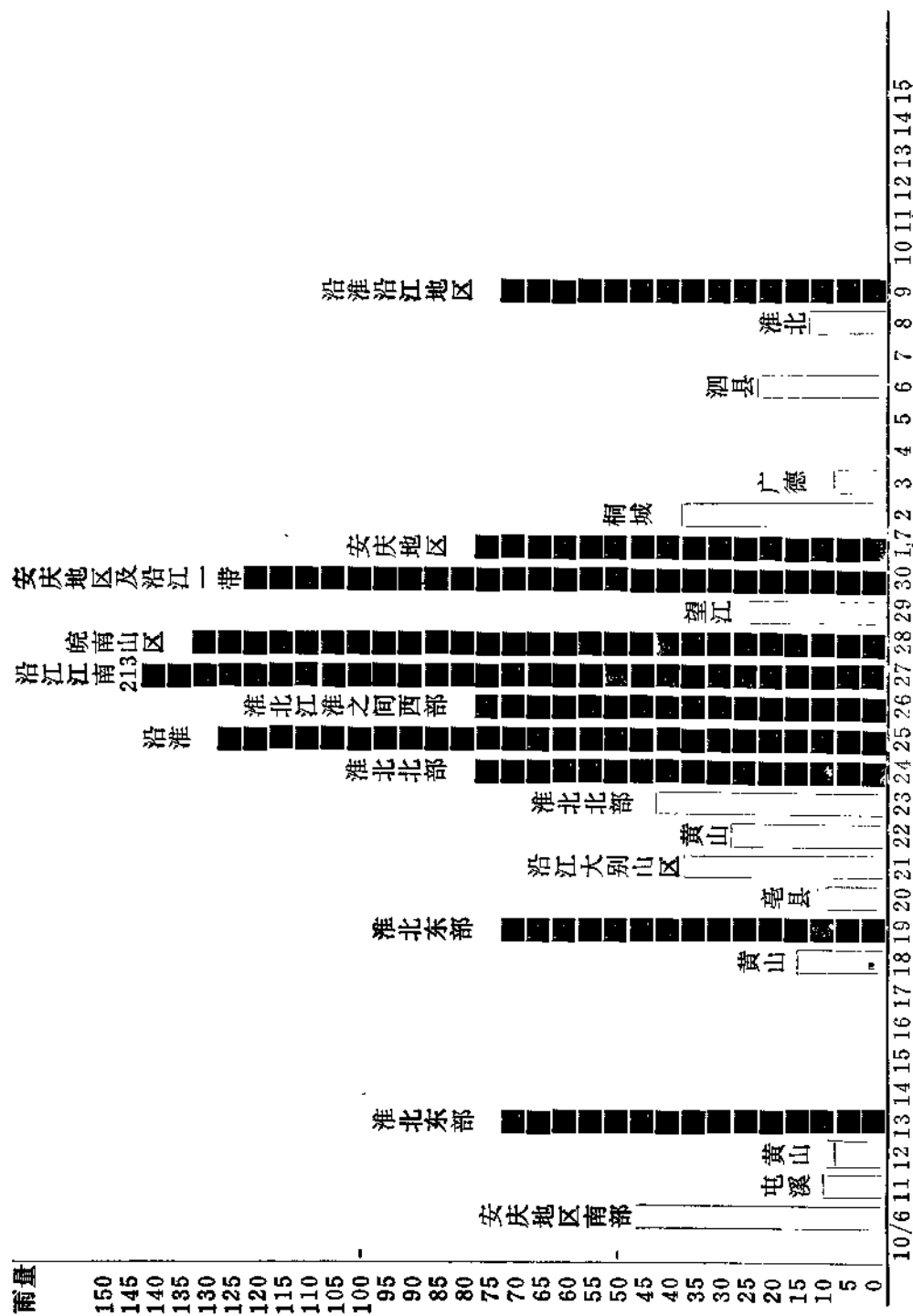
一、概况

我国东部,每年初夏到来,便进入一段梅雨季节,长江中下游地区暴雨十分频繁。为了研究梅雨期暴雨发生、发展规律,以期今后暴雨预报提供更多的依据,我们在1980年到1982年三年的梅雨期开展了暴雨试验工作。在此期间,通过大范围气象物理量计算和分析,测雨雷达网的跟踪和监测,以及实时地加密观测等手段,并结合常规天气图、卫星云图分析,大大地加强了暴雨预报能力。试验期间,组织了省内五处气象雷达观测,及时收集水文站雨量情报,省内气象站规定1小时1次观测发报,二个国家探空站到需要时,每天增加到四次探空。诊断分析采用直接使用观测资料计算大范围物理量的三角形网格计算方案①,选取五十二个探空站,约占我国东南部的三百万平方公里面积。每日下午2点前后,将诊断分析结论,定时送交省台预报科,参加天气会商。1982年开始,在试验期内发布物理量传真图。三年来,试验阶段暴雨情况,见图(1)a、b。

-
- 本文由李国杰同志综合执笔。
 - 江淮梅雨期暴雨试验参加单位还有:中央气象科学研究所,南京气象学院,合肥民航,安徽省气象台,另外,1980年武汉长办和祁门驻军参加。

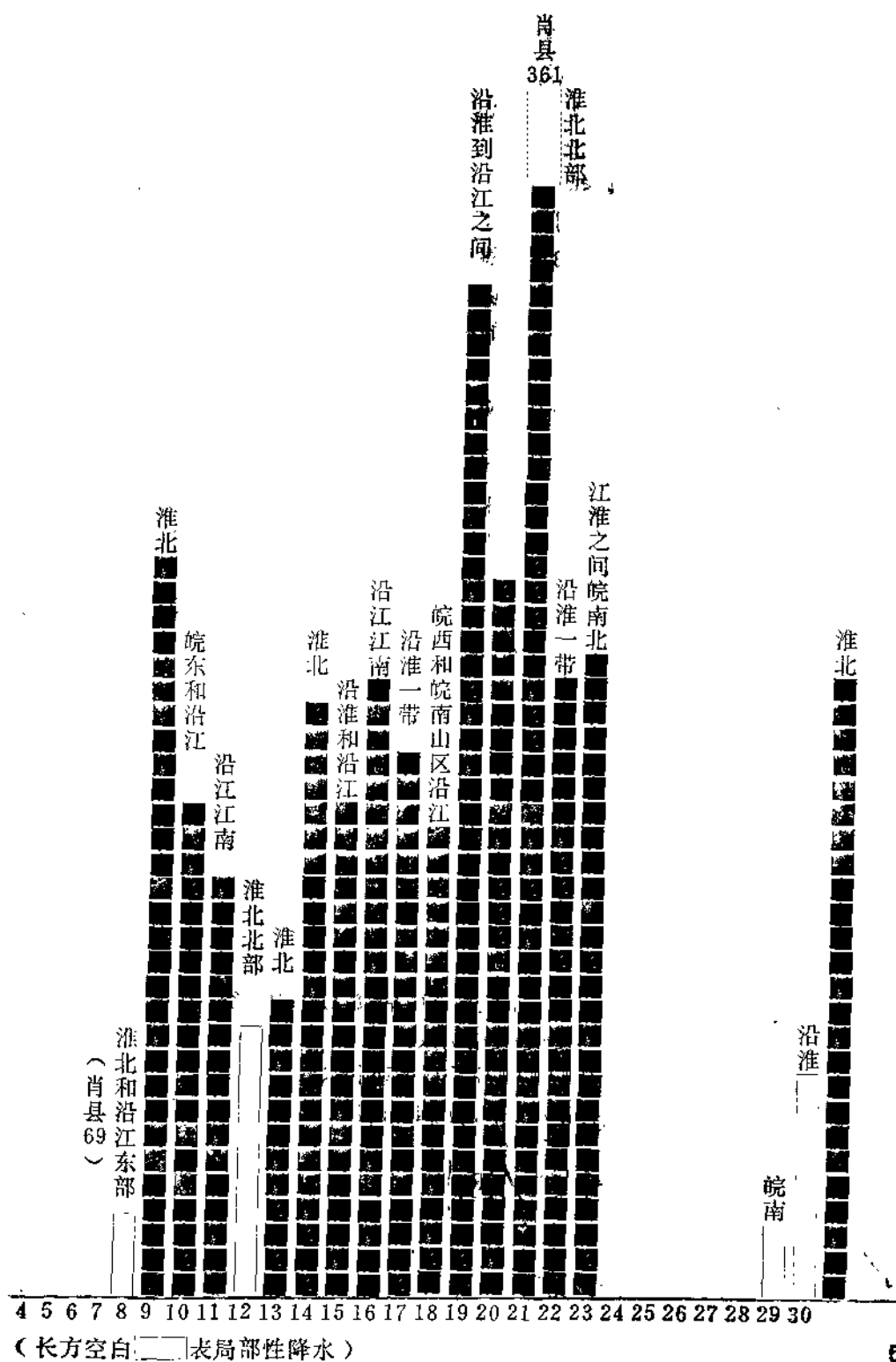


图(1) a—一九八零年试验期内区域性暴雨峰值图(长方空白□表局部性降水)





图(1) C 一九八二年试验期省内区域性暴雨峰值图



二、诊断分析在暴雨预报中应用②

多年来,人们对传统的气压形势场分析,已有丰富的经验,然而,在预报实践中,日益感到完全依赖天气图方法作暴雨预报有一定的困难。现在,如何利用动力学方法得到的诊断分析结果,再结合天气图分析,做好暴雨预报,却是一个值得研究的新问题。

过去由于我们对物理量及其分布特征知识甚少,因此,在这方面作了大量计算和分析工作(包括从地而到100mb各层的物理量),从中获得了暴雨预报的某些重要信息。

1、梅雨锋暴雨形成的重要因素③

梅雨期暴雨之频繁,首先是与有利的天气形势有关。三年的入梅期分别为1980年6月9日、1981年6月23日、1982年6月23日入梅后。长江中下游地区处于西太平洋付高边缘,对流层中下层常维持一条切变线,有时切变线上又有低涡生成和东移,另外,在西南气流中,常伴有低空急流,在这种天气形势的影响下的地区,经常有东西带状雨区出现,同时有暴雨中心形成。

为了反映暴雨形成条件,我们从热力和动力两方面给出一些物理参数。其中包括:相对涡度 ζ 、散度 D 、垂直运动 W 、水汽通量 Q_v 、相当位温梯度 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p}$,总稳定度 I_{Lc} 、理查逊数 Ri 和 A 指数,以及用凝结函数法和水汽辐合法计算的可降水方案(1)(2)等。

诸多因子哪些是主要的呢?试验表明水汽条件和垂直运动是主要的。因此,用凝结函数法计算瞬时降水率的结果也比较好。

当假定实际大气达到饱和后,满足凝结条件,立即产生降水,这样单位质量空气块中水汽的凝结量相当于气块饱和比湿 q_s 的减少量

$$m = - \frac{dq_s}{dt}$$

$$\text{已知} \quad \left| m \right| = \left| \frac{dq_s}{dt} \right| = \frac{q_s T}{P} \cdot \left(\frac{L R - C_p R_w T}{C_p R_w T^2 + q_s L^2} \right) \cdot \omega = F \cdot \omega$$

降水率公式为

$$I = - \frac{1}{g} \int_0^{p_0} \frac{dp_s}{dt} dp \approx - \frac{1}{g} \int_0^{p_0} F \cdot \omega dp \quad (1)$$

式中 L 为凝结潜热, R 、 R_w 为干、湿空气的气体常数, C_p 为干空气的定压比热, P 、 T 为气压、温度, W 为垂直速度, F 即为凝结函数。

与凝结函数法计算降水率相比,我们抓住垂直运动和水汽条件,并考虑稳定度指数—理查逊数 Ri ,利用诊断结果的资料,建立了一个24小时区域性降雨峰值计算的公式④

$$H = - \alpha \bar{\omega} \cdot \bar{Q}_v \left| \frac{\partial \omega}{\partial y} \right| \cdot \left| \frac{\partial Q_v}{\partial y} \right| / |R_i| \quad (2)$$

其中

$$\alpha = 0.0015 (10^{10} \cdot \text{mm}^3 \text{秒}^2 / \text{克}^2)$$

$\bar{\omega}$ 表 850—500mb 的平均值, 计算用 850 和 700mb 三层求和代替;

$\bar{Qv}$ 表 850—700mb 的平均值, 计算用 850 和 700mb 二层求和代替;

$\left| \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial y} \right|$ 和 $\left| \frac{\partial \bar{Qv}}{\partial y} \right|$ 表急流至切变区 (即正交图上峰值北部附近) 南北向梯度值;

理查逊数 Ri 的绝对值取法如下:

$$0 < |Ri| < 3 \quad |Ri| = 1.5$$

$$|Ri| \geq 3 \quad |Ri| = 3$$

式 (2) 实际上还假设诸量可代表 24 小时的平均值。该式不仅综合了几个主要物理



图2. 80年1月12日8时 ω_{700} 分布. ———— 地面静止锋

//// 雨带 (////) 暴雨区 粗实线 700mb 等压线
细实线 ω 等压线。

量,而且把天气形势特征紧密地联系起来。

当实际雨量偏小时,按公式(2)计算的数值往往比实际更偏小;当实际雨量偏大时,计算的结果往往比实际更偏高。尽管如此,这个客观定量计算,对实际预报有一定的参考价值。

另外,我们指出这些物理量重要,不仅指它本身物理意义较清楚,而且还认为这些因子,在预报的24小时内,具有一定的稳定性,其对应24小时内降雨关系较好,因此,从实用效果看,这些物理量也是重要的。

2、梅雨期物理量分布特征与天气系统关系③

根据诊断分析,抓住梅雨期物理量分布特征,是做好梅雨预报的一个重要方面,也是容易被值班预报员所接受的。共有以下几点:

(1)在700mb图上,切变线以南至地面锋之间为上升运动区,且有1——2个相距3个纬距左右的垂直运动大值中心,呈东西向带状分布,暴雨区与这些强上升运动一一对应,沿梅雨锋附近(31°N 或 29°N)作剖面分析,也能清楚看到这个特征。反映了波长小于1000公里的中间尺度扰动存在,即梅雨锋系是由几个中间尺度系统组成⑤。关于对它的动力学分析,将在后面一段讨论。用这个特征来作暴雨落区预报,要比天气图方法容易找到根据,见图(2)。



图3 80.6.12.8h 水汽通量分布图 85mb 500mb

雨带 暴雨区 粗实线 700mb 等压线

水汽输送带与西南急流。

(2) 从850mb上水汽通量南分量 Q_v 分布看, 付高北缘的急流轴与 Q_v 轴一致。暴雨带多沿急流走向, 在 Q_v 轴左侧到700mb切变线之间居中地带。 Q_v 中心常在云贵高原东侧, Q_v 湿舌顶部伸向长江下游。从每天的 Q_v 形势变化(时间演变), 能看出来自孟加拉湾(或南海)的水汽是否在向梅雨锋不间断地输送, 见图(3)。

另外, 用850mb上水汽通量散度, 沿西南急流轴方向作时间演变曲线图, 也可以动态的表现源源不断的水汽供应变化情况, 若安庆西部数值达 $-2 \times 10^{-7} g/Cm^2 \cdot mb \cdot S$, 淮河以南有降水产生, 若负区面积愈大, 维持降水时间越长, 强度也愈大, 范围亦广, 若出现此值, 降水趋于结束。

(3) 从850—700mb的理查逊数 R_i 分布看, R_i 零线与700mb上的低值系统配合时, 有暴雨区出现。并常有三种形势, 即纬向型、经向型、闭合型, 分别与切变线、移动性低槽以及低涡切变相对应。见图(4)

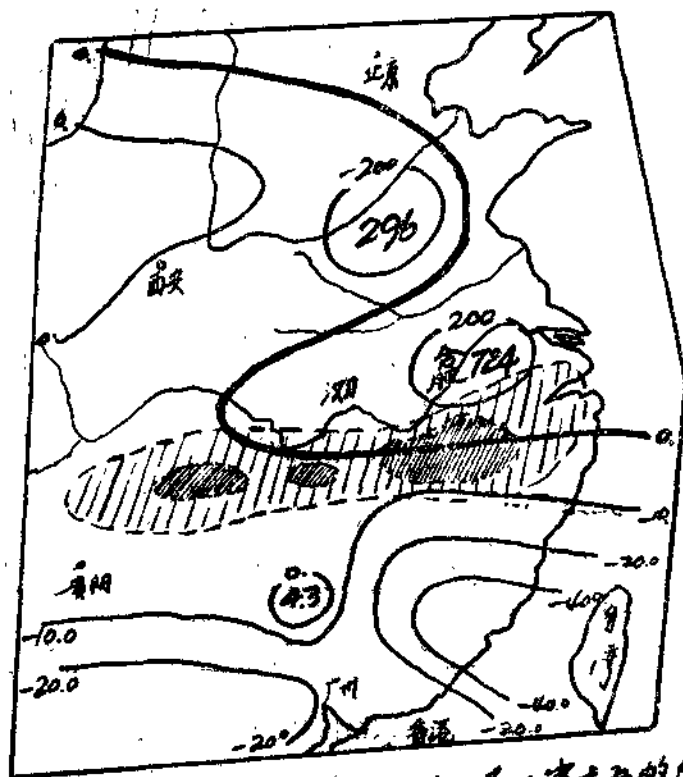


图4. (80.6.12.8^h) 850-700mb计算的理查逊的 R_i 分布
 实线为 R_i 零线, 阴影区为 R_i 负值区

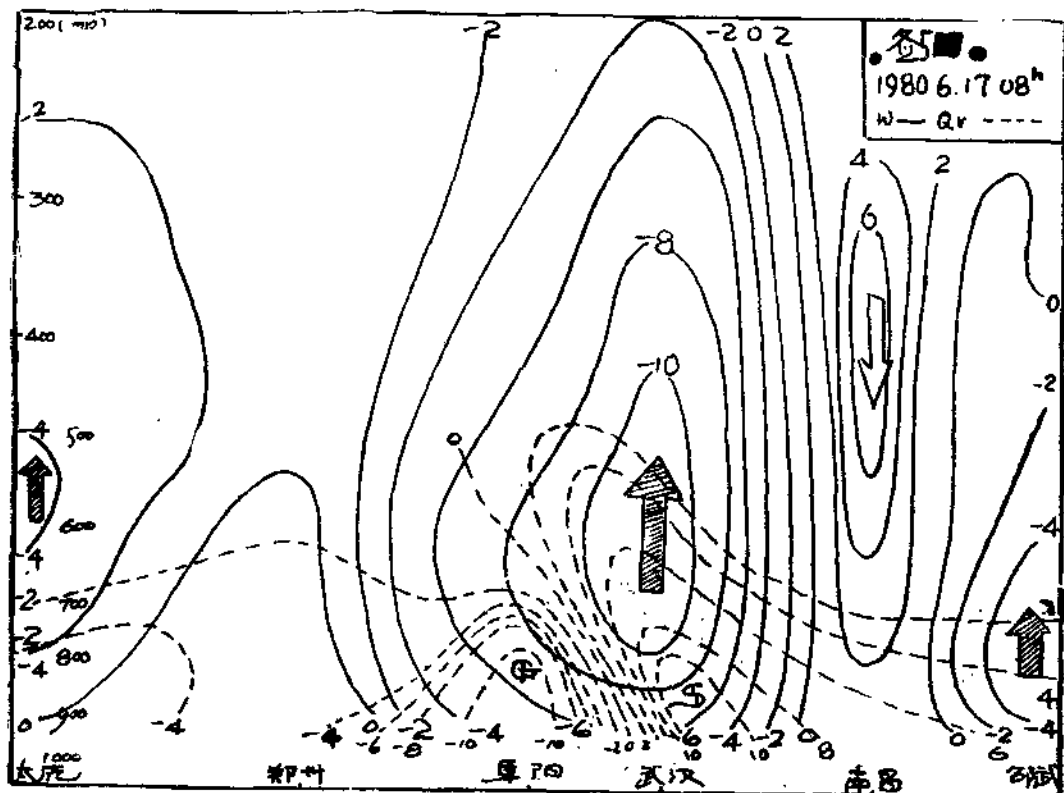
不难理解,在积云对流盛旺地区,由于对流混合作用,使得大气层结趋于中性,

$\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} = 0$ 。因此,由公式

$$R_i \approx -R \cdot \Delta p \cdot \Delta \theta_{se} / P \cdot (\Delta V)^2$$

计算的结果接近于0,我们对暴雨区分析,取值范围在 $-5 \leq R_i \leq 5$ 。这同岸保(1970)、秋山、二宫(1973)提出的中尺度扰动与对流活动判据基本吻合。由此得到,若在天气低值系统控制下,一般 R_i 零值线穿过的地区可作为暴雨带。

(4) 绘制与西南气流正交的空间剖面图,可清楚地看出梅雨锋暴雨结构图象,如图(5),暴雨带所在地上空200mb以下为整层上升运动,其中心常在500mb以下附近,水汽最大中心在850mb以下,位于上升运动中心的偏南部位。



(5) 从等压面上分析物理量分布特征,往往暴雨活动与物理量锋区变动有关,锋区附近常常是暴雨发生的黑区(黑箱),诸如 θ_{se} 、 D_{A0} 。另外,A指数的 ± 10 ($^{\circ}\text{C}$)之间对应未来24小时降雨关系较好。

(6) 在200毫巴位于青藏高原东北侧,西风急流南侧气流出口处,低空低涡切变线的上空,当出现一个极强的负绝对涡度区时(最大值可达 $9 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$),在它的南缘上升运动强盛可达 $\omega = -1.1 \times 10^{-2} \text{mb}$,在这里常是暴雨发生的地区。

可以从大气运动的稳定性出发讨论,在暴雨区上空,由于正压不稳定的存在容易激发

和加强不稳定波,从而促使暴雨天气系统进一步发展。另一方面,惯性的不稳定所造成的水平侧的混合及时带走了暴雨区上空的水汽和由于水汽凝结而积放的大量热量,使得暴雨区上空的对流不稳定得以重建和维持。因此,可以将惯性正压不稳定作为中低纬度间的热量、水份和能量交换的一个重要机制。

3. 暴雨落区预报的综合分析方法

(1) 假设饱和层内某等压面上的涡度方程为:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla (\zeta + f) - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - (f + \zeta) D \quad (3)$$

式中表明涡度的局地变化,由右边三项决定,分别是绝对涡度平流,垂直运动对涡度铅直分布不均一的调整,以及绝对涡度的水平散度。根据此式,我们分析了以下工作。

由暴雨试验资料验证,当底层850mb上的散度 $D_{850} > -1 \times 10^{-5}$,且相对散度 $(D_{850} - D_{700}) > 1 \times 10^{-5}$ /秒时,即低层辐合高层辐散,24小时内会出现中等以上的降水概率达77%(80年),这表明上式第三项有一定作用。

另外,垂直空间的相对涡度差(或称铅直切变风涡度)即 $\Delta \zeta = \zeta_{850} - \zeta_{500}$,当 $\Delta \zeta$ 为负值区($\Delta \zeta < -100 \times 10^{-6}$ /秒)与 Q_v 高值区(或高值中心)配合(一般 Q_v 大于50克/厘米、毫巴、秒),其落区在 Q_v 轴与负 $\Delta \zeta$ 轴之间,如图(6)。若二轴线上有闭合中心,则暴雨落区在二中心之间,若两中心相近或重合,则暴雨区与之重合。对于不同天气型的暴雨过程,其 Q_v 、 $-\Delta \zeta$ 与暴雨落区位置及演变又有不同特点,按其动态可大致分为移动型、稳定型、西行型三类。

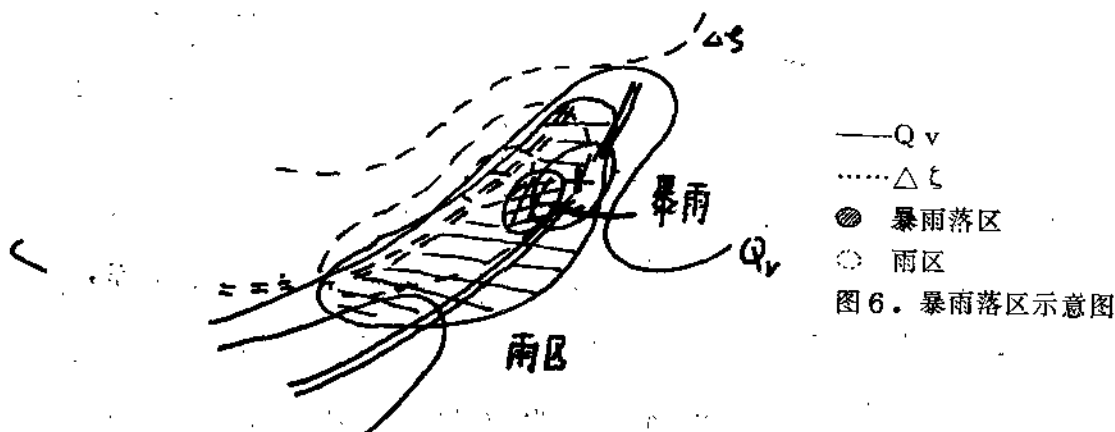
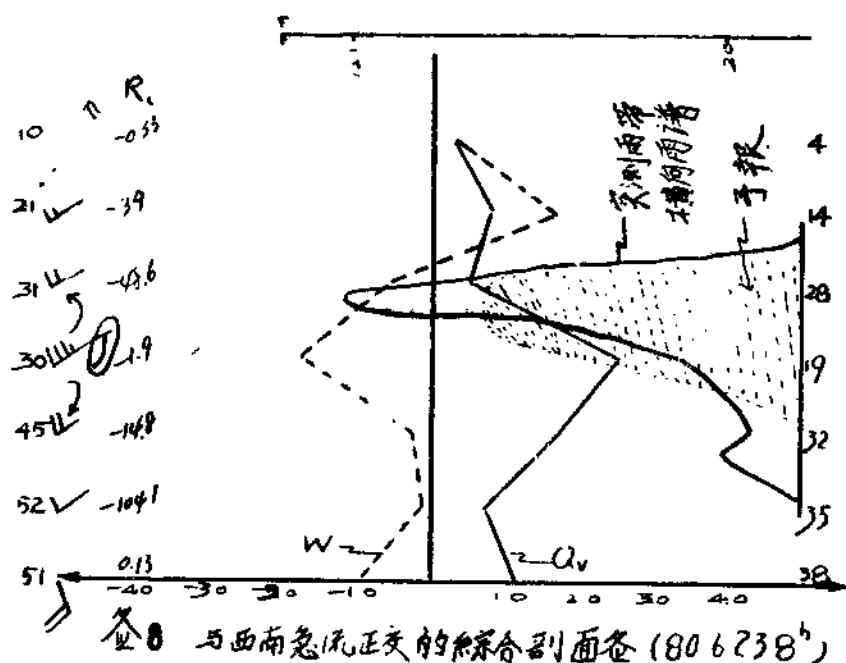


图6. 暴雨落区示意图

(2) 根据物理量分布特征,我们设计了一个与低空西南气流正交的综合分析图,如图8。剖面选在我省西端,站点由北自南是太原、郑州、阜阳、汉口、南昌、邵武和厦门,图中实线和虚线分别表示垂直速度 W 与水汽通量南分量 Q_v 南北分布廓线, W 取500、700、850mb三层之和, Q_v 取850、700mb二层之和。付座标有沿剖线上各站点的700mb风和理查逊数 Ri 值,并将实测雨带横向雨潜和预报的雨潜图示在右边。此图可以综合表现梅雨锋



上暴雨形成主要条件，逐日分析，可以刻画出剖线上各地区形成暴雨条件的逐日变化，它可作为暴雨带南北摆动的一个显示图。根据分析，正交图（即正交综合分析图简称）又可分为两大类型，其一是有峰型（即大肚型）其二是无峰型。有峰型对应切变线和低涡天气系统，它的出现频数高，利用它的正交图特征，反映暴雨位置和强度，具有独特的功用。一般图中W—Qv线反向的张开越大，说明暴雨条件越充分，但W—Qv张开部分只能作为暴雨的潜势区，实际暴雨并非占满整个潜势区，而常常只出现在W—Qv最大值到切变线之间。由于此处满足

$$\text{Max} \left\{ \frac{\partial V}{\partial y} \right\} \text{ 条件，且知 } W \propto \text{div } \vec{V} \propto \frac{\partial V}{\partial y}$$

因此，此结论完全与天气形势相吻合。特别，当暴雨南压时，往往W—Qv廓线，随即发生靠拢和交织，甚至两线位置换相。

此综合分析图与前面公式（2）结合，可定性和定量的作出暴雨的强度估计以及确定出雨区的位置。此工作已能在计算机上自动实现，正式投入使用。

$$(3) \quad \frac{\sum W}{850} - \frac{\sum Qv}{850} \text{ 暴雨点聚图：根据三年的试验资料，证实在有峰型正交图}$$

（简称）上， $\sum W$ 及 $\sum Qv$ 的峰值与暴雨（即暴雨带）有相当好的相关关系，特制作这张点聚图如图（9），供每天使用。该图的规律性较好，从图上可知，发生暴雨时，物理量之间要有一个合理的配置，另外，还指出暴雨带形成的临界条件是（ $\text{max } \sum W < -7 \cdot 10^{-2}$ ， $\text{max } \sum Qv > 13$ 。）该图估计24小时内雨带上的暴雨强度，准确率达80%以上。

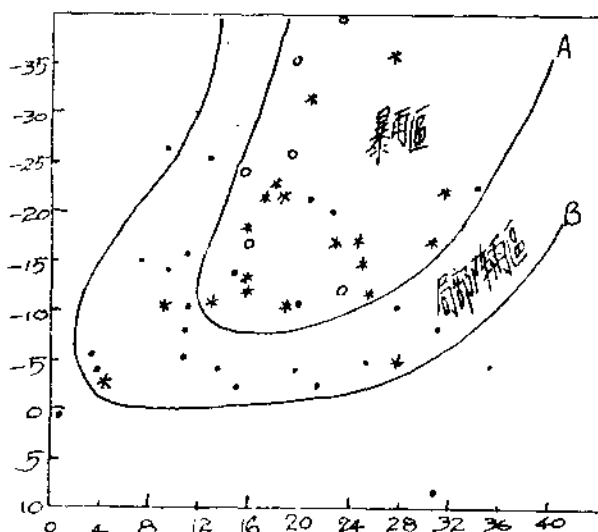


图9暴雨点聚图

纵轴—— $\max \Sigma W$

(单位: 10^{-2} mb/s)

横轴—— $\max \Sigma Q v$

(单位: g/cm. mb. s)

* 暴雨样本点

• 局部阵雨样本点

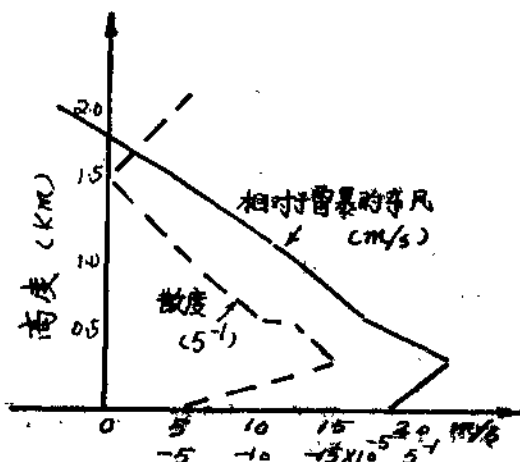
○ 82年部分预报

样本点(属于暴雨)

三、地形对降水的贡献⑦

我们通过对1968——1977年, 1980年6——7月大别山地形与降水的气候学、天气学分析, 发现大别山地形作用的特点, 除了通常的看法即地形抬升作用之外, 更突出的是那些喇叭口地形会产生波长在35——50km量级的准定常的小尺度扰动系统, 也就是固有的地形涡旋, 少数是辐合线。涡旋厚度约300米, 其生消、发展与降水甚至暴雨有密切关系。这里有四个涡旋产生区, 如图(11)。其中1、2号涡旋常常是东移的, 3、4号是少动的。在一定的天气尺度系统移来时, 它们便起到扰动触发的作用, 这种机制则是我省山区暴雨的特色。追溯江淮地区的暴雨, 与它也有密切关系。伴有降水的山谷涡旋的生命期大部分3——4小时, 它们往往是在转成弱西南气流时才发生。

图10. 阜阳、安庆、庐江
三角形内的散度随
高度的变化和相对
于雷暴的东风分量
(1980年6月26日7时)



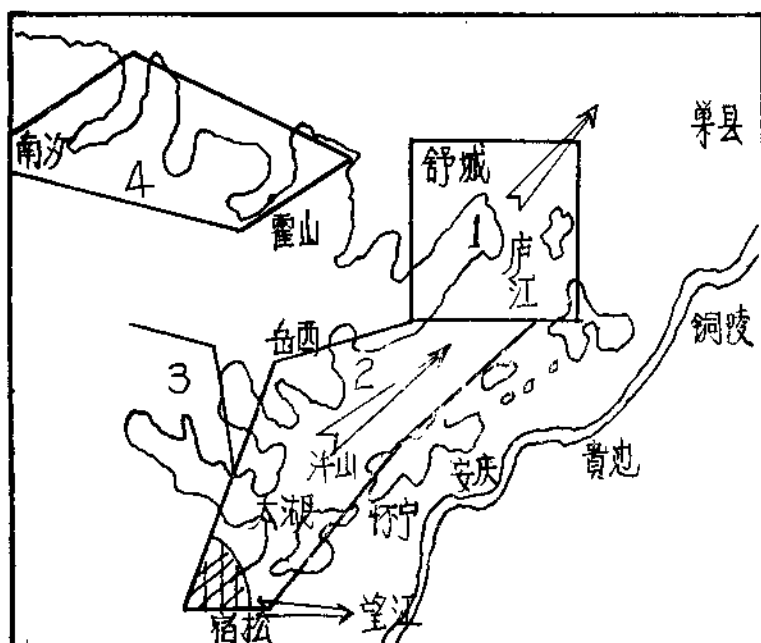


图11. 皖西大别山地形1、2、3、4涡旋产生区编号，箭头表示涡旋移向

从1980年6月26日庐江高空风记录看，雷雨带前部相对于雷暴的东风入流处，在300米高度上最大风速达22.6米/秒，其上风速迅速减小。现给出阜阳、安庆、庐江三点的三角形上空各层散度与雷暴的东风入流廓线，如图(10)。

四、东亚低空涡旋形成的动力学讨论③

前面已经提到了切变线上的中间尺度涡旋的存在，其东侧一般有暴雨形成。因此，对夏半年东亚低空涡旋的多发性予以深入研究是有意义的。现用热成风适应原理进行讨论。

假设某物理量的局地变化可以分解为平流变化和适应变化两部份，同时，考虑到低涡有明显的非地转现象，因此，可以专门讨论适应变化部分，我们将运动方程、连续性方程、静力方程改写为适应方程如下

$$\frac{\partial}{\partial t} \Delta \varphi - f \Delta \psi = -\Delta \varphi \quad (4)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \Delta \psi + f \Delta \varphi = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial t \partial p} + r w = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial w}{\partial p} + \Delta \cdot \vec{V} = 0 \quad (7)$$

$$\text{其中 } r = -\frac{RT}{p\theta_{sc}} \cdot \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p}, \quad \Delta \cdot \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y},$$

式中 ψ 为流函数，而 φ 为位势函数。

(4) - (7) 式为线性方程组可以得到重力惯性波方程

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2\right) \frac{\partial^2 w}{\partial^2 p} + r \Delta w + w \Delta r = 0 \quad (8)$$

设 W 有如下波动解

$$W = e^{i(Kx + ly + mp - \sigma t)} \quad (9)$$

把 (9) 代入 (8) 式得:

$$\sigma = \sqrt{\frac{f^2 m^2 + r(k^2 + l^2) \Delta r}{m^2}} \quad (10)$$

当 $f^2 m^2 + r(k^2 + l^2) - \Delta r < 0$ 时, σ 为虚数, 湿热成风不平衡激发重力波发生惯性不稳定, W 振幅随时间 t 增大, 当不考虑稳定度水平不均匀时, 并只考虑 X 、 P 剖面。得到临界扰动水平尺度为:

$$L = \frac{Ps \sqrt{-r}}{f} \quad (11)$$

其中 Ps 为扰动垂直尺度。

讨论三种不稳定情况:

$$r = \begin{cases} -2.54 \times 10^{-2} (m^2 / mb^2 \cdot S) & \Delta \theta_{se} = 30 \text{度 (严重对流不稳定)} \\ -8.44 \times 10^{-3} (m^2 / mb^2 \cdot S) & \Delta \theta_{se} = 10 \text{度 (中等)} \\ -1.99 \times 10^{-3} (m^2 / mb^2 \cdot S) & \Delta \theta_{se} = 2 \text{度 (弱对流不稳定)} \end{cases}$$

若取 $R = 287 m^2 / s^2$, 度, $\theta_{se} = 340$ 度, $T = 280$ 度, $P = 700 mb$, $\Delta P = 400 mb$, $Ps = 1000 mb$, $f = 7.3 \times 10^{-5} / \text{秒}$, 则得出三种情况下的临界发展尺度为

$$L = \begin{cases} 2200 (km) & \text{(严重)} \\ 1200 & \text{(中等)} \quad \text{相当切变线尺度} \\ 600 & \text{(弱)} \quad \text{相当低空涡旋尺度} \end{cases}$$

结合 θ_{se} 剖面分析, 大约 $600 mb$ 以下大部分为对流性不稳定区, 而在切变线低涡地区确实对流不稳定较弱 $r = -1.5 \sim -10.0$ 之间, 根据以上分析这种弱不稳定区容易出现一类中间尺度天气系统。因此, 我们认为由于凝结加热形成的湿热成风不平衡激发出的重力波, 在弱对流不稳定的情况下能量不能向外传播, 因此, 发生重力波惯性不稳定, 从而形成尺度约为 $500 km$ 左右的东亚低层涡旋, 肯定了凝结潜热是这类涡旋形成和发展的能源。

六、总结;

我们的暴雨试验连续进行三年, 本文仅扼要的介绍了以前试验的主要工作, 并对以下问题作了初步探讨。

1) 在诸多的动力和热力因子方面, 存在一个相对重要性问题, 我们发现垂直运动 W 、水汽输送 Q_v 以及雷卡逊数 Ri 、地转涡度 ζ 、 A 指数, 在暴雨诊断和预报中比较好用, 并且利用这些因子结合天气形势分析, 或者将它们组合一起综合考虑, 确能制作出好的预报工具。经过使用检验, 效果较好, 主要暴雨过程和落区能够报出来。

- 2) 从物理量空间分布看,暴雨期对流层中下层物理量,相对的对暴雨贡献较大。
- 3) 安徽大别山区其地形对暴雨的影响可以看作在300米以下的边界层起着触发机制的作用。
- 4) 梅雨期东亚切变线上的低压涡旋,乃是产生暴雨的中间尺度天气,而凝结潜热是这类涡旋形成和发展的主要能源。

参 考 文 献

- ①廖洞贤等:一个直接用观测资料计算大范围散度、涡度和垂直速度的方案《气象学报》1980年第38卷第4期
- ②王两铭 罗会帮 暴雨落区预报的探讨
《暴雨文集》1978年吉林人民出版社
- ③陶诗言等著《中国之暴雨》P P. 8—13, P P. 98—114, 1980年科学出版社
- ④李国杰 梅雨期长江中下游雨带位置及其强度估计(未发表)
- ⑤松本二宫等(日本) 伴有暴雨的梅雨锋特征
《国外暴雨专题参考资料》译自《气象集志》49卷4期
- ⑥肖永生 200毫巴惯性——不稳定和江淮暴雨期暴雨
《气象》1982年第3期
- ⑦梁慧萍 陈志东 地形涡旋与降水
《气象》1981年第9期
- ⑧杨金锡 梅雨涡旋的结构特征(待发表)