

近二十年来,大气科学发展很快。为了使我国广大气象工作者对大气科学各个领域的现状和近期内的发展趋势有所了介,本刊从今年第一期起开辟专栏,就大气科学中某一领域或某一重要专题的任务、目前水平、存在问题、动向等方面作比较全面的介绍和评述,并开展讨论。希望读者踊跃撰写稿件,提出意见和建议,以不断改进工作,把专栏办得更加生动活泼。

有关暴雨分析预报的一些问题

陶诗言

暴雨是我国夏季常见的一种灾害性天气。1954年7月长江流域持久性梅雨锋暴雨,1963年8月上旬河北省的停滞性低气压暴雨,以及1975年8月河南省由深入内陆的台风所造成的暴雨,都给人民生命财产带来了损失。暴雨预报一直是预报员所关心的问题。在本文中我们想对暴雨生成的种种条件及其在预报中存在的一些问题作概括的论述。

一、暴雨具有中尺度特性

引起降水的主要因素是潮湿空气向上输送。空气的上升速度愈强,气层中的水汽愈充沛,降水强度也就愈大。三十多年前有人^[1]曾推出一个求降水强度的公式,根据气柱中上升速度和水汽的分布便可算出该地的降水强度。有了多层数值预报模式以后,可以从数值预报给出各地的降水量。但预报结果不能令人满意。例如,根据日本气象厅对近两年来六层有限网格原始方程模式的降水预报检验结果看^[2],预报雨区的范围大小和雨区的移动,数值预报的结果是可用的,但降水量的预报与实况相差很大,尤其是对暴雨不能报出来。暴雨是由中、小尺度天气系统造成的,而现有数值预报模式还不能描写中、小系统的活动。

一天内下一、二百毫米的暴雨,往往由好几场雨组成,每场雨对应着一个中尺度对流系统。例如,1973年7月2日20时至3日02时六小时内北京降雨量达92.8毫米,在这个期间有四个中尺度降水系统经过北京(图1)。1975年8月5—7日河南的台风三天暴雨过程中,平均每天有十个中尺度降水系统在活动。这类中尺度降水系统的尺度大约有30—250公里,生命史有几小时到12小时。各个中尺度降水系统之间距离大约有200—300公里。这类中尺度降水系统分移动性和停滞性两类。当有移动性降水团不断向某地汇集或者有停滞性雨团在某地持续时,容易引起成灾暴雨。

每一个中尺度降水系统对应有一个中尺度扰动。根据地面稠密的台站网资料分析,

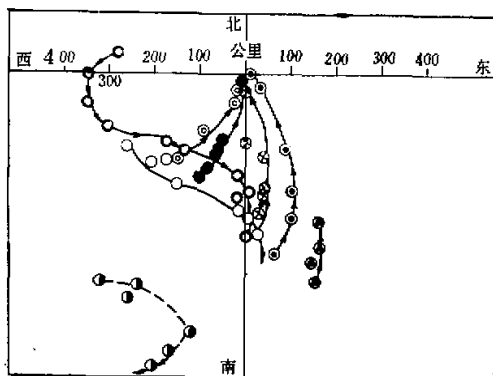


图1 1973年7月2—3日北京暴雨期间1小时雨团中心相对于北京的移动路径图。注意，在2日19时至23时先后有四个中尺度降雨系统向北京集中。图中原点代表北京。

发现这类中尺度扰动在地面气压场上表现甚不清楚，由扰动引起的地面气压变化值不超过1毫巴，而在我国 40°N 以南地区，气压日变化的振幅也接近1毫巴。因此，必须经过适当过滤才能分析出这类中尺度气压波动。从地面气压波的分析结果看，这类扰动的波长约为200公里，与中尺度雨区的间隔接近，扰动的周期为3小时，波速约为70公里/小时。在地面风场上，在中尺度扰动中的散度和涡度量级一样（均为 10^{-4}秒^{-1} ），但在天气尺度扰动中散度比涡度小1—2个量级。地面散度值达 10^{-4}秒^{-1} 时，铅直速度可达数十厘米/秒，而在天气尺度扰动中铅直速度只有几个厘米/秒。这也说明为什么现有数值预报模式不容易预报暴雨。从这类中尺度系统的位相、速度看，它具有重力波的特征。在这类扰动中，由于铅直速度甚强（可达到每秒数十厘米），动量、质量和能量的铅直输送作用很重要。

如果有条件分析每10分钟的降水量图，发现在中尺度降水系统中还包含有5—10公里直径的降水单体。这些降水单体是从一块块积云中落下来的雨区。在雷达回波上，暴雨区中的中尺度降水区表现成一个回波群，降水单体表现成一个回波单体。回波单体和回波群是沿着对流层中层的气流移动的。

目前我们对这类中尺度扰动的结构和动力学还不很清楚，对这类系统的分析方法也不完善，尤其在业务工作中怎样及时分析出这类系统并没有介决，一般用雷达来追踪它们。

二、暴雨的大尺度环境条件

一场暴雨大多数是由好几个中尺度强对流降水系统组成，而每个中尺度强对流群又与中尺度扰动相联，是什么条件使得接连不断地有这种中尺度扰动生成呢？这与大尺度风场、湿度场和气层的稳定度情况有关系。根据在暴雨期雷达回波生成源地的大尺度场特征分析^[1]，发现暴雨中回波源地是位于对流层中、下部大尺度上升运动区内，位于不稳定层结区域内，位于低空（如在850毫巴）正涡度区域内。这些大尺度场的特征一般出现

在天气尺度的低气压系统中(包括锋面、切变线)。在天气尺度的低气压或锋面系统中,本身的大尺度上升运动也可以造成降水。在这类天气尺度扰动中地面辐合量级约为 10^{-5} 秒 $^{-1}$,对应的 1 小时降水量大约有 2—3 毫米。一般由数值预报所得到的降水量也是这个数量级。但对于暴雨来说,这类天气尺度扰动的作用主要在于能引起一个个中尺度对流性降水系统的生成。这关系到天气尺度和中尺度系统的相互作用问题,这个问题目前并没有介决。

近年来人们对温带气旋中的降水过程作了不少研究^[4,5],发现在低气压中的降水机制并不完全如过去挪威学派的气旋模型所描写的那样简单。低气压中的降水过程与大尺度三维流场有关系。图 2 表示 1974 年 4 月 20 日一次江淮锢囚气旋中大雨区的分布以及大

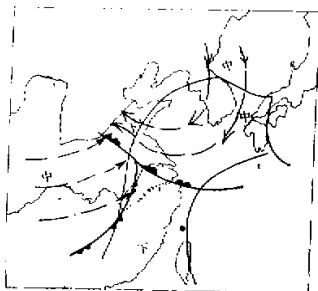


图 2 1974 年 4 月 20 日 08 时在江淮锢囚气旋中降水区上空的三维相对气流图。低压中心向东北方向移动。图中实线箭头代表第一股气流,点虚线箭头代表第二股气流,虚线代表第三股气流。点线表示 6 小时降水量大于 30 毫米的范围。“中”代表对流层中部,“下”代表对流层下部。

尺度三维流场的特征。有三股气流对低气压中降水的形成很重要。第一股气流是来自偏南方向的暖湿气流,它沿着冷锋前侧自南向北流动,它在向北流动的过程中是上升着的,这股暖湿上升气流与 850 毫巴上的湿舌和低空急流相对应。这股气流越过地面暖锋到达低气压前部时,已升高到 6—7 公里高度。这股气流向北方输送大量水汽,同时大尺度的上升运动又将水汽向上空输送。当这股气流到达降水区时,湿层已经很厚。第二股气流从低气压后部(西面)流入,这股气流出现在对流层中、上层,位于第一股气流的上方,这股气流的假相当位温 θ_{se} 比起第一股气流中的 θ_{se} 值要小一些。在这两股气流重叠的地方,在对流层中部形成位势不稳定。这种对流层中层的位势不稳定生成区,一般于系统中雨区的上风方。如果在第一股气流中叠加有中尺度扰动,扰动中的强上升运动触发对流层中

中部的位势不稳定性释放,形成许多 5—10 公里直径的对流性降水单体,这些对流性降水单体组成了中尺度降水系统,而由多个中尺度降水系统组成低气压系统中的强降水区。此外,在冷锋和暖锋的下面出现下沉气流(第三股气流)。图 2 中只给出暖锋前的第三股气流。它位于第一股气流下面,在低气压的前部从东北向西南方流去,在其向西南流动的过程中是下沉着的。开始是出现在对流层中部,但当它流到暖锋附近时已变成对流层下部的偏东气流。从第一股气流中落下来的雨滴进入第三股气流中时,有些水滴被蒸发掉了。我们常常发现在低气压系统里面上升运动区域的范围比地面降水区要大,尤其是在低气压的前部。这是由于雨滴进入第三股下沉气流时的蒸发作用所造成。在图 2 所示的低气压中六小时降水量超出 20 毫米的范围甚大,尤其在锢囚点附近六小时降水量达到 54 毫米。这表明大尺度环流条件对这次降水过程很有利。

在梅雨期的静止锋上有时出现一些弱的低气压系统,它们与一般温带气旋不同,后者一般与高空槽相联,但前者不一定有高空槽。这类低气压波动的波长从 500 公里到 2000 公里不等。在日本^[6],将这类扰动称做中间尺度扰动。日本梅雨期出现的中间尺度扰动生命史只有一天左右,它们大多数都在对流层下部有表现。在其生成前先在梅雨锋上有一片雨区。它们在生成后大多数是不会发展的,除非碰上高空槽逼近。中间尺度扰动

生成后,同时也带来一场暴雨。

这类中间尺度扰动在地面气压场上分析不出闭合等压线,必须对地面气压资料进行过滤后,才能分析出由这类系统所引起的气压变化分量。但在 850 或 700 毫巴上如果测风资料稠密,可以分析出这类扰动对应有一条小切变线。

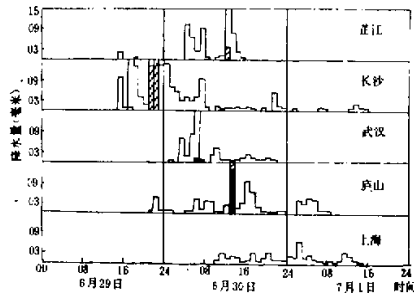


图 3 1974 年 6 月 29 日—7 月 1 日沿梅雨锋 5 个站逐日每小时雨量图。斜线区相当于空白区降水量的二倍,网格区为三倍。

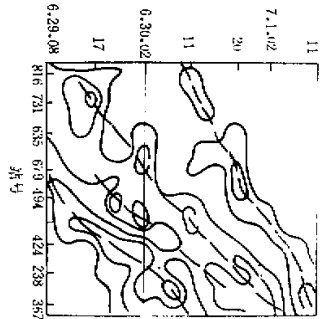


图 4 1974 年 6 月 29 日—7 月 1 日沿梅雨锋上 3 小时变压图(已消去日变化)。虚线表示负变压区轴线。

1974 年 6 月 29 日—7 月 1 日长江流域有一条梅雨锋维持。图 3 表示沿梅雨锋上 5 个站每小时降水量的分布图。各个站都有 3—4 个雨峰出现,其中三个雨峰与梅雨锋上弱的气压波动相联。图 4 给出在这个期间沿梅雨锋方向上 16 个站消除气压日变化后的 3 小时气压趋势图。图中有 4 条负变压区,对应梅雨锋上有 4 次弱气压波动。这几次气压波动与图 3 上的雨峰可以对应。这类扰动的时间尺度和空间尺度都比较小,分析不出闭合等压线,但在 700 或 200 毫巴图上从风场可分析出有切变线从西方移过来。这是我国梅雨锋上中间尺度扰动的例子^[7]。

夏季在内蒙和我国东北部有高空切断低涡停滞少动时,每隔 12—24 小时从冷涡中有小股冷空气向东南方爆发,在高空等压面图上高度场(风场)分析不出有槽线,但从北京一天四次探空资料中却可分析出这种扰动。当其过境时带来一次强对流性天气。这类系统也属于中间尺度的扰动。

我国和日本夏季暴雨的水源是由西太平洋副高西北侧的偏南气流输送过来的。在热带洋面每天有相当几个毫米到 10 毫米的蒸发量,因此在洋面可以形成非常潮湿的气团。夏季大陆上出现暴雨时,多数是由于有这类潮湿气团流到该地区。热带海洋气团中的水汽含量,最大相当于 50 毫米的降水量。如果把这种气团丝毫没有变性地搬到陆地上并使其有强烈抬升,一般是下不了 50 毫米雨量的。而一次暴雨一天能下 100—200 毫米雨量,这就要求在暴雨区头顶必须不断有潮湿气团供应。为了研究暴雨区水汽的供应问题,不少人^[8,9]从水分守恒方程对暴雨区的水汽收支作了计算。假如不考虑蒸发,从地面到 400 毫巴的气

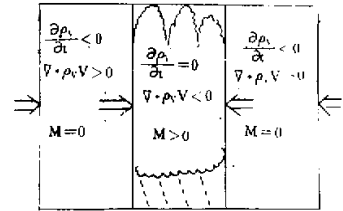


图 5 在暴雨区和暴雨外围区内(两者约 200 公里范围)水汽收支方程中各项的贡献(根据文献 8)

柱中,水汽收支方程可写成

$$\frac{1}{g} \int \frac{\partial \rho_v}{\partial t} dp + \frac{1}{g} \int (\nabla \cdot \rho_v \mathbf{V}) dp = -M$$

方程左边第一项表示气柱中所含水汽量的变化,第二项表示通过气柱侧边界的水汽通量辐合的积分。在这里我们假定通过气柱顶面(400毫巴)的水汽通量很小,可以不计。 M 表示气柱中的凝结量(即降水量)。我们取200公里范围的中尺度区域。在区域中央是暴雨区,四周是暴雨外围区域。图5给出在暴雨区和其外围区内上述方程中各项的作用。在暴雨区中空气维持饱和,气柱中的水汽量不会再有变化, $\frac{\partial \rho_v}{\partial t} = 0$ 。这时水汽通量的辐合与凝结量(即降水量)相平衡。在暴雨区的外围区域中,出现了补偿的下沉气流,这里空气变干燥, $M = 0$, 并且 $\frac{\partial \rho_v}{\partial t} < 0$ 。水汽通量出现辐散。这就是说在暴雨的外围区水汽含量在减少,用来补充暴雨区中的水源。要使得暴雨区能够维持,这就要求暴雨的外围区外面在大尺度流场中出现水汽通量的辐合。这个大尺度的水汽通量辐合区比暴雨区的面积至少要大10倍以上。这样才能使暴雨的外围区不断有水汽积累,用来供应暴雨区中的水源。这种大尺度的水汽通量辐合区一般出现在天气尺度的气旋和锋面里面。这也说明为什么暴雨大多数出现在这两类天气尺度系统中。

三、暴雨的反馈作用

暴雨是在有利的大尺度环流条件下产生。暴雨出现后,反过来又影响大尺度场。这种反馈作用在1968—1972年日本梅雨锋暴雨的综合研究中为人们所注意到^[10]。在暴雨区由于对流活动甚强,动量、能量、质量的铅直输送甚强。这种强烈的对流输送能造成特殊的风场、温度场、湿度场和大气层结结构,而这些场的特殊结构对暴雨又起着进一步的加强作用。

在暴雨区有大量水汽凝结,有潜热释放。同时在暴雨区强烈的积云对流,使大量湿热向对流层上部输送。这两种作用能使气柱变暖,空气中的浮力加大,因而使对流增强。在1975年8月河南特大暴雨的动力学分析中^[11],曾对这次暴雨中垂直运动的各个因素作了比较,发现其中潜热项对上升运动的作用最重要。这说明在特大暴雨中暴雨的反馈作用不能忽视。

在暴雨区上空的气柱变暖后,高空等压面抬高,暴雨区上空出现强的高空辐散场。同时,也造成暴雨区与周围大气之间温度水平梯度加强。根据热成风关系,在增暖区(即暴雨区)北侧高空风随高度增大,即使得在暴雨区北侧出现高空急流。对流层上部辐散场加强以及强风速出现,使得暴雨区的铅直环流圈加强,即增加“暴雨”热机的效率。这也使得暴雨区的上升速度加强。在75年8月河南特大暴雨的分析中^[12],也分析出这个事实。

在暴雨区大气层结是接近于湿绝热率的, $\frac{\partial \theta_{w}}{\partial p} = 0$ 。这也是由于强对流输送的结果。近年来日本对中间尺度扰动的理论研究指出,中间尺度扰动多数是出现在理查孙数(R_i)接近于零的地方,也即位于 $\frac{\partial \theta_{w}}{\partial p} \approx 0$ 的地区。同时天气分析的经验指出,先在梅雨

锋上出现雨区,然后出现中间尺度扰动。看来梅雨锋上的中间尺度扰动可能有些是降水以后的产物。

在日本 24 小时降水量超过 100 毫米的暴雨区中,大多数同时有低空急流,其高度大约在 850—700 毫巴。在暴雨区中强对流活动使上下层之间的水平动量出现混合。从暴雨区上空的风速铅直廓线看,在急流高度以上风速的铅直分布是均匀的,这是上下层动量混合的结果。

在暴雨区低空风速的显著增强,使得在暴雨区和其下风方之间出现强烈的水平辐合,这个辐合区有助于暴雨区的维持。

暴雨区中的低空急流是一种中尺度现象。一般我们在低气压前面和副高的西北侧见到有低空急流出现。这类低空急流是大尺度的现象,不要与上述暴雨区中的低空急流相混淆。

上述种种暴雨的反馈作用不可能持续甚久。当大尺度的环流条件有了改变,暴雨中水汽的大量集中和抬升机制不再存在,这时反馈作用立刻便消失了。

四、暴雨的预报问题

暴雨是几种尺度系统相互作用的产物。我们对于这三类尺度系统的相互作用的认识还不很清楚。因此,目前暴雨预报是个比较困难的问题。

做暴雨预报时,先要做好大尺度系统的预报。但这只是必要条件,并非充分条件。预报员都熟悉在温带低气压、锋面、切变线、高空冷涡中会有降水出现,而且降水区的位置常常出现在系统中的某个部位。预报员根据过去暴雨的个例,对暴雨出现时的大形势作了分型。在做出形势预报以后,如果符合某一类暴雨形势,就按照这个暴雨型做预报。在暴雨的大形势分类中,依据的标准不一,多数是根据高空槽(或高空冷涡)和副高脊线的位置,高空急流或低空急流的位置,以及 700 毫巴切变线位置。但分型不宜过细,大形势是时时在变化着的,做暴雨预报并不完全依据大形势,形势划分过细,做预报时不容易使用。

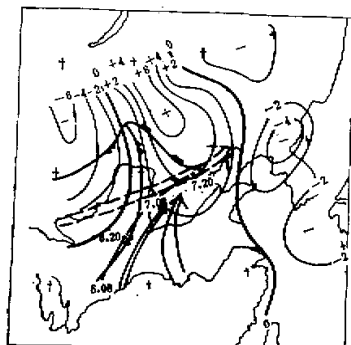
做暴雨预报时要对降水天气系统在未来的移动和强度变化尽可能报得准。当系统的强度在增强时,降水强度也会加大。尤其要注意系统移动速度会不会减慢或变停滞,暴雨常常出现在上述这些系统移动减慢或停滞的时期。例如,1963 年 8 月上旬河北的特大暴雨,1975 年 8 月河南的特大暴雨,1975 年 8 月皖东的特大暴雨都是由于低气压扰动(包括台风)停滞数天而引起的。当大尺度低气压扰动停滞少动时,在大尺度扰动中不断有中尺度降水系统生成,使得一个个降水团接二连三地经过某一个地区,因而造成严重的洪水。

有些气象台对本地区的暴雨预报总结成几条经验规则。假定从某地区的预报经验中发现在该地区造成暴雨的系统极大多数是从西南方移过来的低涡,同时低涡移到该地区时会减速或停滞。又发现在下暴雨时该地区的湿层厚度不低于 700 毫巴,而且低空的盛行风向是东南风或南风,根据这些条件总结成以下三条规则:

1. 在未来预报时刻有西南涡侵入预报区域,并且速度会减慢。
2. 在预报时刻预报区的湿层不低于 700 毫巴。
3. 在预报时刻该区域中的低空盛行风向是南风或东南风,用这种经验规则做预报比大形势分型法要好些。但关键仍要求对形势要预报准确。

但即使大形势预报准了,并不一定就能预报好暴雨,例如,用上述的经验规则法做暴雨预报,空报很多。有时候暴雨出现在没有总结过的形势中,这时就会有漏报。上面讲过,造成暴雨的中尺度扰动是在大尺度气旋性扰动中生成,但在大尺度扰动中通过那些触发机制使得有中尺度扰动生成,目前还不清楚。这是当前暴雨预报研究中急待解决的问题。

1976年8月7日10时至24时北京出现近100毫米的暴雨。这次暴雨由三场雨组成。第一场雨出现在10时至20时,是由于700毫巴有小切变线北抬造成。第二场雨由暖区中的飑线造成,当飑线过境时,北京20时的一小时降水量达24毫米。第三场雨由低压冷锋过境造成。其第一场雨和第二场雨都是由中尺度扰动所触发引起。图6给出8月7日08时大尺度场的条件。从铅直速度场以及高低空急流的配置看,对降水的出现是有利的。



器算出这些预报因子。将这些预报因子与降水量或者暴雨出现的概率求统计的关系式,并根据这个关系式作预报。这种由数值预报和统计预报相结合的方法,称做由数值预报模式给出的统计预报(简称 MOS)。近 2—3 年来已有好几个国家采用这种方法做预报。例如,日本^[3]近两年来根据六层有限网格原始方程模式,用 MOS 方法做 24 小时暴雨有无的预报。从机器得到的各种预报因子中选出七个最有效的因子。先将这些因子两两组合,得出暴雨有无的一些判据,同时由这七个预报因子组成一个复相关回归方程,也用来判别暴雨出现的概率大小。这七个预报因子是:由数值预报模式得出的六小时降水量预报值,地形降水指数,中系统作用的指数,肖华特稳定度指数,900 毫巴相当位温值,600 毫巴铅直速度,600 毫巴比湿。从两年来预报的检验结果看,效果也并不很理想。原因可能有两方面:第一,暴雨是中尺度现象,大尺度数值预报给出的各种预报因子不能很好反映中尺度现象。第二,这些指标可能只反应了暴雨出现的必要条件,并非充分。

用数值模拟试作暴雨的强度预报,近年来也有人^[4]开始在做。用原始方程对美国 1972 年一次飓风中的中尺度降水预报作了试验。试验结果指出,在飓风里面以及在其北面的冷锋前面有重力波生成,算出在中尺度扰动的上升运动区域内降水率为 6—18 毫米/24 分钟,雨区的宽度不到 200 公里。从模式作出的六小时最大降水量达到 125 毫米/6 小时。这种中尺度扰动(重力波)的尺度为 200—500 公里,它们分别在飓风的东部和其北面的强冷锋前面生成。当这两种不同来向的中尺度扰动汇合时,在汇合点上 1 小时降水量达到 25 毫米。

但这只是一次试验,在做中尺度系统的数值试验时,遇到的困难很多,这里面要考虑不同尺度的相互作用。从这次试验结果看是令人鼓午的。

五、结论和展望

暴雨是中尺度现象,它的生成是几类不同尺度运动系统相互作用的结果。天气尺度系统为暴雨的生成提供大尺度的环境条件,即引起中间尺度或中尺度扰动的生成,在中尺度扰动中产生暴雨团,暴雨团又由许多降水单体组成。暴雨出现后反过来又对大尺度场起反馈作用。因此,在一场暴雨中有三种或四种尺度的运动系统在相互作用着。它们之间的相互作用非常复杂,目前还没有被我们完全所认识。过去的研究大多数是针对暴雨的大尺度条件,而对中尺度扰动的研究一直是气象学中的空白点,而有关暴雨的强度、出现地点和出现时间的预报都和中尺度扰动的活动有关系。

目前所用各种暴雨预报方法都有它们的局限性,空报漏报的情形不少。最好是同时采用几种方法,然后由预报员判断依据那种方法发布预报。台风的预报也是如此。例如,在美国国家飓风中心^[15]采用四种方法预报飓风的路径,他们发现每种方法各有其长短,在做预报时,这四种方法都用。暴雨预报的难点是在有利的大尺度条件下怎样抓住中尺度扰动的触发因子。这类触发因子种类很多,其中包括有重力波,锋面或辐合线的抬升,地形的抬升,下垫面加热的不均匀性以及其它因子。其中有一些不容易用现有分析工具分析出来。在暴雨的研究中,有关暴雨的大尺度条件仍在继续研究,但更重要的是研究在有利的大尺度条件下触发中尺度扰动的机制是什么。尤其要研究为什么会有接二连三地有中尺度扰动产生。暴雨的反馈作用也值得继续研究。

如果有条件,最好进行暴雨的综合观测和分析研究。筹建三个观测网,其中大观测网用来研究大尺度系统对暴雨起什么作用,中观测网用来研究中尺度扰动的活动,细观测网用来研究降水单体的活动。根据这三个观测网资料,我们可以对暴雨的形成、维持、消失等过程作比较全面的研究,由此改进对暴雨分析和预报的技术。

毛主席教导我们说:“在生产斗争和科学实验范围内人类总是不断发展的,自然界也总是不断发展的,永远不会停止在一个水平上。”目前暴雨分析和预报的水平虽然不高,但通过广大气象员的预报实践和对暴雨的深入研究,相信在不远的将来,暴雨预报的水平会有所提高的。

参 考 资 料

- [1] J. R. Fulks, *Monthly Weather Review*, 1935, **63** (10).
- [2] 中山滿,日本天气月刊,1976年6月号。
- [3] 日本气象厅预报部,预报作业指针(雨量预报),1973。
- [4] Browning & Harrold, *Q. J. R. Met. Soc.*, 1969, **95**, pp. 288—309.
- [5] Harrold, *Q. J. R. Met. Soc.*, 1973, **99**, pp. 232—251.
- [6] 松本诚一,二宫洗山, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Ser. II., Special Issue, 1971, **49**, pp. 648—662.
- [7] 肖稳安,长江流域梅雨锋云图特征分析,1975,(未发表)。
- [8] 二宫洗山,积山孝子,日本天气月刊,1976年3月号
- [9] 华东水利学院等单位,1975年8月河南特大暴雨的水分收支分析,(尚未发表)。
- [10] 二宫洗山,积山孝子, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Ser. II., Special Issue, 1971, **49**, pp. 663—677.
- [11] 北京大学地球物理系等单位,1975年8月河南特大暴雨的动力学分析,(尚未发表)。
- [12] 河南省气象局等单位,1975年8月河南特大暴雨的天气学分析,(尚未发表)。
- [13] 中山滿,日本天气月刊,1976年6月号。
- [14] A. Paine & M. L. Kaplan, Fifth Conference on Weather Forecasting and Analysis, American Meteorological Society, 1974, pp. 107—112
- [15] R. H. Simpson, International Tropical Meteorology Meeting, Nairobi, Kenya, 1974, pp. 145—150.