华南前汛期暴雨的研究

包澄澜　王两铭　李真光

我国是一个多暴雨的国家。华南地区暴雨更为频繁，盛夏7—9月为台风汛期，4—6月为另一暴雨集中季节，称为华南前汛期。

过去认为，华南前汛期降水多数由西风带低压系统引起，以锋面暴雨为主。七十年代以来，则又强调低空西南急流的作用。但是，多年的实践表明，华南前汛期暴雨的许多特征，不是西风带大尺度系统所能完全解释的，甚至有些特大暴雨发生时与西风带低值系统没有什么联系。同时，华南暴雨大多数是对流性降水，雷暴活动强烈。鉴于华南前汛期暴雨次数多、强度大、危害重，自1977年以来，在广西、广东和福建三省（区）设立三个重点实验区，通过地面、高空和雷达观测、卫星资料等，对华南前汛期暴雨的成因和预报方法进行研究，并获得了若干进展。

一、热带的暖湿气流起主要作用

1977—1978年，华南每年约有10次大—暴雨过程，其中300mm以上的特大暴雨过程竟达8次之多。研究表明，较大范围的降水过程与西风带系统有关，持续3—5天以上的暴雨过程，大多与西风带二脊一槽的稳定形势有关。华南前汛期暴雨季节的结束，直接表现为副高脊北跳控制华南，其前兆则是青藏高原东侧形成一个贯通性的深厚暖高脊（由高原伸向鄂霍次克海），迫使西风带环流发生突变〔1〕。此外，还与南海北部高层东风下传到中层密切相关〔2〕。

华南前汛期大暴雨具有独特的特征，它们是出现在中低纬环流相互作用的背景下，其中热带暖湿气流和热带天气系统起了极为重要的作用。

1.暴雨大多是暖区对流性降水

分析表明，8次特大暴雨都是暖区对流性降水。有的特大暴雨发生时，南岭以南都没有冷空气、锋面。有的过程虽有锋面南下，并造成一片暴雨区，但特大暴雨却产生在冷锋前200—300km的暖区，径口和华江两次过程都是在先有静止锋北抬，后有冷锋南下到达南岭时，在锋前暖区中产生的特大暴雨。这些特大暴雨发生时，都伴有特久而强烈的雷暴活动，有的比盛夏强雷暴还要猛烈很多。

2.热带暖湿气流和热带天气系统极其活跃

来自云贵高原、南亚和东南亚的热带暖湿气流和热带天气系统，对于华南特大暴雨过程，直接或间接地起了决定性作用。如1978年5月15—18日，孟加拉湾低槽前暖湿气流异常加强，导致桂林—临桂的特大暴雨；又如1977年6月下旬，一个季风槽云团从中印半岛移入广西，与西南暖涡相遇，在其触发作用下，云团增强，造成鹿寨特大暴雨；再如1978年6月6—8日，陆丰特大暴雨是印度西南季风潮的影响，在卫星云图上表现为一个个中尺度强对流云团，在北部湾产生和加强后，在强季风潮的影响下东传影响。

3.热带西南低空急流的影响

研究表明，风速≥16m/s的低层强西南急流与华南100 mm/天以上的大暴雨有密切关系。近年来常发现有两支低空急流，偏北急流（J_1）与锋面或切变线一起，往往引起大范围的暴雨过程。南支急流（J_2）是由热带天气系统造成的热带低空西南急流，它常引起特大暴雨（图1）。“77.5”粤东特大暴雨过程，就是南支强烈（16—20m/s）而异常持久稳定的热带低空急流在南海北部形成和维持下，造成白石门水库1461mm的降水。

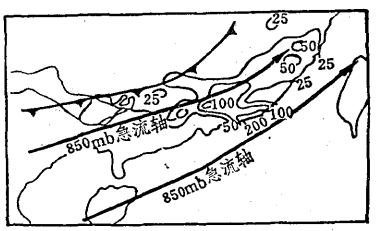


图1　两支急流与雨区的配置图

二、特大暴雨的主要触发机制

大量资料分析表明，特大暴雨与流场的关系要比气压场密切，尤其以1,500m以下的最低层关系更为密切。在华南地区，有下列几种中间—中尺度低层流场的辐合系统。

1.中间尺度的SW—SE气流汇合带

低层西南急流与出海高压后部的东南气流之间，形成一条中间尺度的强烈气流辐合带，这是华南前汛期暴雨的一个重要的中间尺度系统。1970年5月12—13日由这种系统造成粤西大范围暴雨，阳江县双捷12小时降雨达671mm。近两年来已发现更多例子，如1977年5月27—28日两天维持SE—SW气流汇合

带，连续两天大暴雨分别为146、195mm；又如1978年5月26日粤西地区转成南北向的SE—SW汇合带，阳江开始下暴雨，7小时降水量达736mm，在汇合带顶端的桂东北区域，出现了300mm以上的特大暴雨，5月27日20时，汇合带消失，暴雨也告结束。

2.低空急流轴上的强风速中心

在低空西南急流轴上，常有一个个水平尺度为1,000km左右[3]，时间间隔为12—24小时的强风速中心东传，这相当于一个中间尺度的天气系统，这种系统常与一次次强降水相对应。如在1978年6月5—8日期间，有3次强风中心东传，相应有3次高温、高湿中心东传，并与3次暴雨过程相对应。

对强风中心进一步分析发现，在一个中间尺度强风中心过境时，有着几次风速的中尺度脉动。如取1,000m以上的高山站风速自记记录，与其下游150km内的雨量相比较，在几个小时内，风速可由0—2m/s骤增为12—18m/s，然后又静稳下来。在3次暴雨过程中出现15次风的中尺度脉动，其中11次比雨峰中尺度雨团超前1—3小时，3次是同时的，只有一次是在雨峰后才出现脉动[4]，故这种风的中尺度脉动可能是中尺度雨团的一种触发机制，显示出中尺度流场扰动与雨团紧密相关。

3.中尺度低层辐合带

在1500m以下的大气层内，风速垂直切变大，湍流强，易于输送水汽和热量。该层内的中尺度辐合带似乎对暴雨有触发作用。

分析中发现，有时在850mb的西南急流中，很难找出风向辐合带，但在单站测风时间剖面图上，在1,500m以下的低层，可发现SW—SE辐合带。这是一种中尺度辐合带（东南气流范围小、时间短），也与特大暴雨关系密切。如1978年5月26—28日、1978年6月6—8日两次特大暴雨过程，都在300—1,000m高度出现SE—SW辐合带。

用边界层理论探讨暴雨是很有意义的。如将边界层大气运动分解成埃克曼（Ekman）摩擦流和重力内波扰动流，用最低层边界层内的急流型重力波来解释1978年5月26—28日桂北特大暴雨，则理论与分析结果颇相一致，更说明低层中尺度辐合作用的重要性。

4.地面图上的辐合系统

流场的辐合系统在地面图上由于复杂的地形影响，当在风速很小时常被扭曲，从而使流场紊乱，与暴雨配合不好。有的单位通过一种简单的流场整形方法，即将0—2m/s的风速记录，如在时空上有规律者，才予以保留，否则剔除掉；≥3m/s的风速记录都保留，由此筛选得出的流场系统简单而明确，且与雨区有很好的对应关系。

在地面图上的中尺度辐合带，在华南沿海有时可出现2—3条，位于各个辐散中心之间的相对辐合区内；有时在地面静止锋至850mb切变线以南的暖区中，可清晰地分析出3条并排着的暖切变和一个辐合点；有时因海陆风日变化加强，中午时偏南风加强一直北抬到内陆，在粤中、粤北的地形过渡区形成一条南风切变线，这正是雷达回波的雨带经常产生的区域。

地面图上另一种中尺度系统是地面辐合中心。如在“77.5”粤东特大暴雨的过程中，在18次（一天3次）区域小天气图上，共出现25个中尺度辐合中心，基本上都与总雨量大于500mm的区域相一致。辐合中心有两个集中地区，正是两个雨量最大中心区。

由上述可知，在华南地区，由于大气中温、湿、稳定度条件均比较有利，故在低层（2,000—1,500m以下）出现明显的中间或中尺度辐合流场，对暴雨的发生会起重要的触发作用。

三、对流性暴雨的必要条件

低层辐合流场提供了必要的外部强迫抬升运动——触发机制，而大气的分布具有强烈的不稳定能量是对流性暴雨的内在必要条件，不稳定能量通过强迫的抬升运动得到强烈的释放激发暴雨的产生。这种不稳定能量的积累主要是通过低层暖湿空气的水平和垂直输送，以及高空冷空气的平流而引起的。

大气低层的湿度大或增湿增暖明显是暴雨发生的一个必要条件。如1978年6月6—8日的暴雨过程，850mb16℃露点线一直位于暴雨区上空，从地面直至300mb，华南都处于东西向湿度最大区，暴雨区为一深厚的暖湿区。计算结果表明，在暖湿西南气流增强过程中，850、700、500mb 24小时θ_{se}变化分别达+15、+23、+23。有时地面明显增暖，24小时变温可达+2—+3。1978年5月26—28日的平均增暖达1.6—2.5℃/12小时，并从海口经阳江传到广州，引起粤西沿海暴雨。地面分析指出，在θ_{se}的湿舌顶部和梯度最大的地区，最易诱生暴雨雨团。

位势不稳定的局地变化或平流输送是引起暴雨的重要原因。1977年5月底，粤东暴雨区的上游阳江（图2）一直有强烈的位势不稳定，下游的汕头则较弱，不稳定能量向下游输送而引起特大暴雨。巢纪平对此作了理论探讨。在无盛行风的大气中，在静力平衡和Boussinesq近似下，在Brunt-Väisälä频率

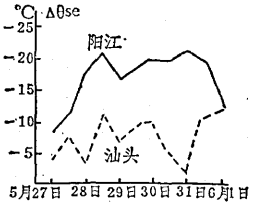


图2　阳江和汕头Δθse变化比较

在水平和时间上都是缓慢变化的情况下，可推得波能量方程为：

$$\frac{\partial E}{\partial t}+\nabla\cdot(C_g E)=\frac{k_l^2}{\omega^2}\left\{-\frac{1}{2}\frac{\partial N^2}{\partial t}+C\frac{K_l}{|k_l|}\cdot\nabla N^2\right\}E$$

式中的 ω 为由色散关系确定的频率，$C=\omega/k_l$ 为波的位相速，k 为波数向量，$k_l^2=k_x^2+k_y^2$，E 为波能量，C_g 为波群速，N 为 Brunt-Väisälä 频率。由公式可见，当层结是常定和水平均匀的，则重力惯性波的能量 E 是守恒的。重力惯性波发展的基本原因是背景场中层结的不均匀性和它随时间的变化造成的。当取 $N^2=\frac{g}{\theta_{se}}\frac{\partial\theta_{se}}{\partial z}<0$ 的条件下，当不稳定度随时间增大，或有正的不稳定度平流时，波动能量将增大，铅直上升运动加速，从而导致暴雨的产生，这个结论同图 2 和图 3 的结果是一致的。图 3 的急流中心其左侧

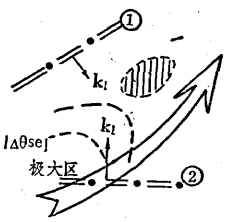


图 3　急流、$|\Delta\theta se|$、雨区和回波配置图

是最大的位势不稳定区，当雷达回波带①从北向南，即由低不稳定区向高不稳定区传播时，则回波将趋于减弱；反之，则回波将增强如回波带②。1977年 5 月 31 日的回波生消实例证实了这个结论。

回波垂直伸展高度是反映大气不稳定度的一个重要现象。如对华江[5]和径口两次特大暴雨的雷达分析发现，积雨云回波的高度竟达 20km，衰减 20—30 分贝后的强回波高度似乎仍有12—16km，而且停滞性强回波的垂直增长率远远大于水平增长率，这将为用常规方法很难分析的局部特大暴雨的研究提供一些重要的线索。

四、暴雨的动力学研究

我们除了对各次暴雨过程计算过散度、涡度、垂直运动、水汽通量等物理量和讨论 ω 方程各项意义；计算降水量与实测值作比较；试验用凝结函数计算大雨以上的降水量外，还对一些基本理论问题进行了动力学的初步探讨。

前已提及关于边界层内的重力内波对暴雨的触发作用和位势不稳定能量输送与暴雨关系所作的理论研究。黄士松从理论上探讨了低空急流形成与发展的原因，讨论了各项因子所起的复杂作用，强调潜热释放的加热场与温度场结构特征对低空急流形成所起的重要作用。

我们从大量观测事实中发现[6]，在华南低纬地区，气压场和温度场都很微弱，难以用于暴雨的分析和预报，而流场和 θ_{se} 不仅有明确的系统，而且相互配合紧密。计算表明，饱和层内实测风的铅直切变风矢与该层内平均 θ_{se} 的等值线平行，其量值与等值线的梯度近似成比例。从饱和湿空气热力学的基本特征和饱和湿空气动力学的基本方程可以推得类似的结果，称此关系为假相当位温风。假相当位温风可作有低空急流型的暴雨预报也可作非急流型的暴雨落区预报。从基本方程出发还可以推得空气自未饱和到饱和过程中，在暖湿中心（背风而立）的右方低空易于形成低空急流，暴雨区似乎存在着涡度的下传。分析表明，暴雨常出现在低层 θ_{se} 平流或垂直输送最大的地方，也常出现在低空急流中心的左前方、暖湿中心的前方。这个方法已在华南暴雨试验中普遍试验和运用，并取得一定成效。

五、展　望

通过华南前汛期暴雨试验，发现热带暖湿气流和天气系统对特大暴雨有着决定性的作用，而低层中间—中尺度辐合系统起着直接的触发作用，使强烈的位势不稳定能量得以释放，从而导致大—特大暴雨的生成。其次，将动力学研究与天气学分析相配合，使我们对华南前汛期暴雨，尤其是特大暴雨的成因及其物理图象有了进一步的了解。同时，暴雨落区预报方法，对提高预报准确率也起了有益的作用。为了进一步开展暴雨研究，我们提出以下几点设想：

1.从中低纬度间环流的相互作用入手，以热带暖湿气流所起的作用为重点，进一步搞清暴雨发生发展的环流背景、天气系统、触发机制和必要条件。

2.在暴雨出现频繁的小区域逐步建立暴雨研究基地，加强现代化的探测装备及自记仪器，大力开展中小尺度天气的分析研究，从天气、动力、大气物理、云雾物理等多方面进行研究，以求在暴雨成因和预报方法上取得重大进展。

3.加强县站预报的研究。当务之急是将群众在暴雨预报中的好经验使之条理化、系统化、理论化，并为其普遍应用创造条件。

参考资料

〔1〕黄宝鉴、曾素娟、包澄澜，《气象》1979.3，21—23。

〔2〕广东省气象台，《热带天气会议论文集》1976，31—38。

〔3〕罗会邦、王两铭，《中山大学学报》1978.1，28—36。

〔4〕孙淑清，《气象》1979.4，8—10。

〔5〕华南前汛期暴雨试验广西会战组《气象》1978.7，15—16。

〔6〕王两铭、罗会邦《中山大学学报》1978.1，20—27。