

气象科学技术集刊

中央气象局气象科学研究院编

1

气象出版社

1981

气象科学技术集刊

中央气象局
气象科学研究院 编

1



气象出版社

1981

内 容 简 介

本集刊系中央气象局气象科学研究院负责编辑，主要选编了78—79年该院天气气候研究所的科研成果，内容包括天气、气候、农业气象和应用气象等，这对广大气象台站的日常气象业务实践是有启发的。

本集刊可供气象部门科技人员、科研人员及气象院校师生参考。

气象科学技术集刊

中央气象局 编
气象科学研究院

气象出版社出版

(北京西郊白石桥路46号)

北京印刷一厂印刷

新华书店北京发行所发行

开本：787×1092 $\frac{1}{16}$ 印张：14.5 字数：360,000

印数：1—3,500

统一书号：13194·0028 定价：1.50元

前 言

为适应社会主义四个现代化特别是农业现代化的需要，加速气象科学技术研究工作的进展，我们编辑《气象科学技术集刊》，以活跃学术思想、促进学术交流、相互取长补短、提高科技水平。

本集刊贯彻执行党在科学技术方面的方针政策，实行“百花齐放、百家争鸣”，鼓励不同学派和不同理论、观点的讨论，繁荣学术交流的气氛，达到多出成果、多出人才，进一步促进气象科学理论和应用技术的更快发展。

本集刊主要选编了我院天气气候研究所 1978 年以来有关天气、气候、农业气象、应用气象等方面的科研成果，包括 1978—1985 年气象科学技术重点研究课题中我院承担项目的科研报告和论文。

由于我们水平有限，缺乏经验，在内容和编排上难免出现缺点和错误，恳切欢迎广大气象台站的同志们以及科研、教学人员提出批评和改进意见。

编 者

一九八〇年三月

目 录

风柱图及其在中尺度雷暴雨分析预报上的应用	章 淹、熊永春 (1)
南亚高压与我国天气的关系	赵 卫、朱福康、陈成吉、陆龙骅 (11)
能量分析在华北暴雨落区预报中的应用	吴正华、张兰香、杨红梅、雷雨顺 (18)
暴雨落区预报的几个基本问题	王两铭 (27)
一次锢囚高能舌结构的分析	吴宝俊、王翠娣 (32)
用引潮力因子定量预报台风暴雨中心强度的探索	任振球 (41)
超长波、长波的时间演变特征及在中期预报中的应用	毕慕莹 (50)
7708 号台风及其路径预报的一些情况	李曾中 (59)
“75.8”河南特大暴雨的不稳定条件分析	吴正华 (65)
一次暴雨过程中的中尺度系统活动	余志敏、王慕维 (74)
具有守恒性质的几种差分格式	廖洞贤、姜达雍、张兰香 (85)
低纬地区气象要素场的傅氏迭代补缺试验	马淑芬 (96)
快速傅里叶变换和正弦变换	刘金达 (102)
关于数值天气预报中槽脊移速偏慢的问题	廖洞贤、姜达雍、张兰香 (110)
我国高度场的数理统计特征	王炳忠、许协江 (118)
模糊聚类分析在天气预报中的应用	陈国范、曹鸿兴 (128)
车贝雪夫多项式分解 500 毫巴高度场的某些结果及分解误差的讨论	陈玉琼、王才芳 (139)
地形对我国冬季气温的主要影响	林之光 (152)
长江上游枯季气候变迁规律的初步研究	顾曾良、张先恭 (161)
临安丘陵山区夏秋热量资源与后季稻种植高度的研究	张养才、雷克森、太华杰、赵圣菊 (170)
京、津及河北省间、套、复种与热量资源的利用	段运怀、章庆辰、孔令凯、李伟光 (177)
龙泉山区的农业气候分区及资源利用	章庆辰、王馥棠、雷克森 (186)
粘土起飞、运转、降落和气象条件的关系	赵圣菊、卞林根 (198)
阵风测量中平均与抽样的统计效果	徐大海 (207)
降水与地震	陈玉琼 (218)

风柱图及其在中尺度雷暴雨分析预报上的应用

章 茂 熊 永 春*

提 要

本文提出了一种引用多层高空风记录及有关要素,对中尺度雷暴雨进行三度空间分析的立体工具——风柱图。结合每小时天气图的分析,对华东中、小系统试验基地 1964 年盛夏的 80 余场中尺度雷暴雨进行分析,发现:(1)在中尺度雷暴雨中,强降雨一般是和强风相联系的。(2)中尺度雷暴雨发生前,98%以上的情况,在风柱图上有低空辐合出现,辐合层的厚度与降雨强度的关系相当密切,一般是辐合偏厚,降水偏强。而当辐合层的厚度超过 3000 米以上时,未来出现的均是“强降雨”。这在通常的等压面图上,不易分析出来。并且辐合层的厚度与高度各次不同,在常用的 850 mb,700 mb 等压面图上,能反映出来的分别仅占其中的 65% 与 40% 左右。(3)“冷空气活动”与“地形”增强辐合的效应约相当于使辐合层的厚度加倍或增加 1000 米。(4)冷空气活动也是华东中尺度雷暴雨发生发展的一个重要因素,特别是“中—强”雷暴雨的产生,大多与冷空气有关。(5)根据中分析的反复观察,提出冷空气活动对中尺度雷暴雨形成的可能机理。

夏季半年我国各地常出现的雷暴雨天气往往与中、小尺度天气系统直接相关,强风、暴雨、冰雹、雷电甚至龙卷风等猛烈天气现象大多出现于几十到二、三百公里的中、小范围内。虽然他们均产生于一定的大尺度环流背景下,并与大型环流系统的发展演变有着相当密切的关系。但是,在一般的大尺度天气图上,以通常的办法进行分析时,往往不容易发现它们,尤其是在高空天气图上,测站网较地面观测点稀,问题就更多一些。为此,我们根据雷暴雨天气的特点,试制了一种引用高空资料进行分析预报的立体工具——风柱图(如图 1)并曾在 1964 年华东中、小天气系统试验研究基地的值班分析预报工作中加以应用。本文是其中部分分析应用结果的简要介绍。

一、风柱图的填绘与分析

雷暴雨产生于大气层结高度不稳定,动力变化强,有强烈上升气流与丰沛水汽的条件下。在高空流场中,当高层气流辐散,低层气流辐合,特别是低空辐合气流强烈时,上升运动是比较强的。然而,这种流场的辐合、辐散在 850,700,500 mb……标准等压面上,不一定恰好就能反映出来,尤其是那些范围较小的。而强雷暴雨本身就是一种局地性天气,范围较小的雷暴雨,其暴风骤雨的猛烈和危害并不轻,甚至更为频繁多见,在预报服务上,也是重要问题。过去,我们曾指出^[1],在高空资料中,风的记录最多,从风的分布上进行分析计算,比较精细。为此,我们又绘制了一种充分利用高空风的记录和反映大气三度空间变化的立体工具——风柱图,进行应用试验。

风柱图的范围,对于我国东南方来讲,一般可取国内范围,对于我国北方或西部,需向上游适当扩大;或者根据当地经验,自行酌取。在风柱图上,(1)将各站自地面至高空,逐

* 熊永春同志现在江西省气象局工作。

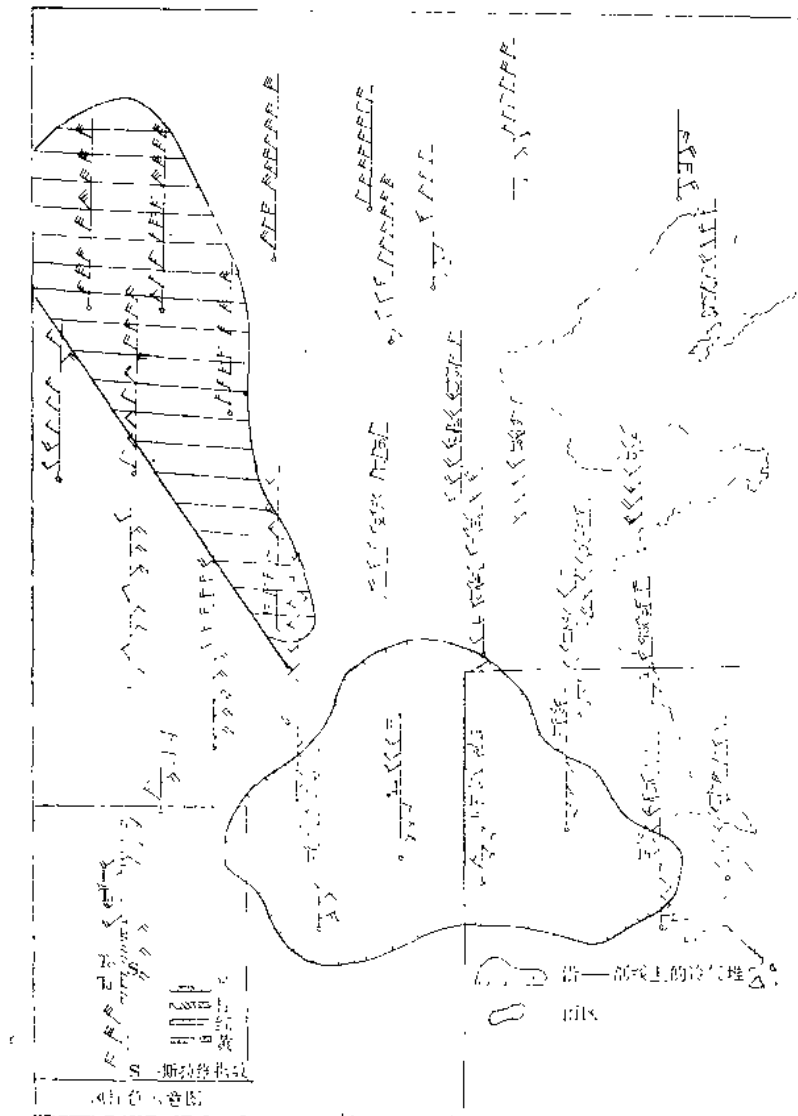


图 1 风柱示意图(1963 年 8 月中)

层的高空风一一填出，填成如图 1 上的一个个立体风柱，风柱的底自本站站圈开始。(选用比例尺稍大，在 500 万分之一以上的底图即可)；(2) 为了解水汽分布和输送的情况，在各风柱的不同层次上，填上相应的湿度；(3) 为了扼要的再综合分析几项与雷暴雨形成有关的因素和启动条件，从理论与当地实践经验出发，适当地再选填一些其他要素，如温度、稳定度或急流参变数(J. P.)^[2]、总温度^[3]、 θ_{se} 等¹⁾。在我们对 1964 年华东雷暴雨的分析中，主要是选用了露点(包括饱和差)、温度与斯拉维指数(S)，填在各相应的位置或层次上(见图 1)。

将上述风柱图填好后，为了使流场分布特征比较醒目起见，根据不同气流对当地天气的不同影响，将风向按“东北、东南、西南、西北”划分为四个象限，把北、东、南、西风分别按其上、下层的风向归入这四个象限，以“棕、黄、红、兰”四色分别涂绘其所在层次的风柱

1) 如本站同时绘有“综合风雨图”，后两个项目的填绘可适当缩减。

杆,如图1中的风柱色示意图。再者,从风柱与温度的分布上,可以绘出某铅直剖面上的冷空气堆,以浅兰色涂绘,见图1上的斜线区,可用以分析冷空气厚度、伸展情况及其楔入与启动的作用。另外,可将雷暴雨天气现象(包括阵风、冰雹、龙卷等)出现的实况描在相应的位置上。然后,从风柱与各要素的分布上,分析、计算并圈出与雷暴雨天气发生发展具有较密切关系的各种特征和物理量,如深厚辐合区、深厚(或强水)热通量输入区、强垂直切变区、不稳定区等等。

下面,我们应用此图,对1964年夏季(7、8月)华东中尺度雷暴雨进行分析后,在“雷暴雨”天气现象的强度及其前期流场辐合与冷空气活动方面的一些特征,分述于后:

本文主要对1964年7—8月份华东地区¹⁾86场中尺度(几十公里—二、三百公里)雷暴雨进行了分析。因为它们的范围较小,生命史短,多在3—12小时,尤其是3—6小时内。所以,在这一地区,有时,同一天内,可以出现几场中尺度的雷暴雨²⁾,多的,一天3—4场左右。而另一些时候,在大尺度形势不利的情况下,如副热带高压控制中,可以一连几日,虽也有中尺度天气系统出现。但与这些中系统相联系的,却另是一种无雷暴雨的一般天气。因此,这80余场雷暴雨基本上反映了此区该年盛夏中尺度雷暴雨出现的全部面貌。然而,由于各有关项目的资料不整齐,在以下分项讨论中,所取个例的总数,有些参差。

二、中尺度雷暴雨的强度

中尺度雷暴雨常以急剧的降水和强劲的大风给人们造成很大损害。而其中,强风的危害往往比强降雨还多,因而也需要重视。为此,首先,我们对中尺度雷暴雨所作随的强风、暴雨进行了调查分析。通过对比反查,我们将雷暴雨的“风雨”总强度,分别划分为“强、中、弱”三级。由于它们的生命史大多在3—6小时内,因此,与一般大范围天气的24小时标准略有不同,着重考虑1—6小时内的短期现象。

夏季与强雷阵雨相伴的大风(近地面)往往在雷暴雨将发生前出现,即所谓“风是雨的头,风来雨就到”的现象。因此,“风”的强弱,从雷暴雨发生前0—1小时算起。当风力在6级以上(包括阵风 ≥ 16 米/秒)或在4—5级和3级以下时,分别定为强或中和弱风。当6小时降雨量在20.1毫米以上或在8.1—20毫米间和8毫米以下时,分别定为强或中和弱雨。同时,并结合它们持续时间的长短与出现范围的大、小来考虑。在“风”的划分上,由于它的阵性强,较着重中一强风出现的范围。而在“雨”的划分上,两者兼顾。

根据以上标准,对1964年盛夏华东地区的中尺度雷暴雨进行了普查与强度分级。

总的看来,在同一次中尺度雷暴雨中,若风雨的强度属于不同等级,则按其中较强者定为该次雷暴雨的总强度。从总强度看,72次个例,其中强的有23次,中等的32次,弱的有17次。

风、雨分别看,强风出现的次数(19次)略多于强降雨(16次),中风出现的次数也多于中雨,而弱雨出现的次数多于弱风。这两项结合起来看,(为区别于总强度,以 $\times$ 风 $+$ $\times$ 雨来表示),其中,以中风+弱雨的情况为最多。下面表1给出了各级雷暴雨及不同强度风、雨出现的情况。

1) 华东地区:指1963、1964年的华东中、小系统试验基地,包括上海、江苏南部、浙江北部、安徽东南、江西东北部一带(如图1所示)。

2) 多是在此区的不同地点,先后出现几场雷暴雨。但有时,几乎在同一地方,也有先后重复出现的。

表 1 各级雷暴雨中不同强度风、雨出现的次数表

强雷暴雨	风、雨强度	强降雨+强风	强降雨+中风	强降雨+弱风	强风+中雨	强风+弱雨	总 次 数
	出现次数	12	3	1	3	4	23
中雷暴雨	风、雨强度	中雨+中风		中雨+弱风及中风+弱雨		中风、基本无雨	32
	出现次数	8		10		14	
弱雷暴雨	风、雨强度	弱雨+弱风					17
	出现次数	17					

由此,可以看出,在中尺度雷暴雨中,强降雨一般是和强风相联系的,这和国内有些特大暴雨调查中,当地群众所反映的“风紧一阵,雨大一阵”以及风雨交加的“黑烟雨”等,颇有相似之处。它一方面反映了雷暴雨发生前,若对流旺盛,积雨云塔就愈高耸浓黑,而当其一旦发展成熟转为向下倾泻并落雨时,一般若从云塔高层下冲的冷空气愈强,也就是说中尺度雷暴雨外缘的伪冷锋和大风愈强时,往往降雨也就愈强。而夏季半年,我国不少地方的特大暴雨,常是包含着不少此种中尺度雷暴雨的,所以,也多是强降雨+强风。另一方面,强的降雨,多有强的水汽输送,常伴有强风出现。

三、中尺度雷暴雨产生前三度空间流场辐合特征

应用雷暴雨发生前当天 08 时与前一天 20 时(相当于前 3—24 时)的风柱图,对 1964 年盛夏华东地区的 86 场中尺度雷暴雨进行分析后,我们发现在三度空间流场辐合方面,有以下特征:

1. 辐合的厚度与高度

中尺度雷暴雨产生前,在风柱图上绝大部分有相应的流场辐合(包括风向、风速)出现,占分析个例总数的 98%(84/86 次)。辐合层均具有一定的厚度,能在风柱图的几个高度上同时都反映出来,故较明显。由表 2 可见,辐合层的厚度大于 900 米¹⁾者共有 76 次,占 90% 强,而厚度小于 900 米者,仅约 10%。不过,辐合厚度超过 3000 米以上的也不多,仅 10 次。

表 2 各种辐合厚度出现的次数表

辐 合 厚 度 (米)	900 以下	900—1500	1500—3000	3000—4000	4000—5000
出现次数	8	38	28	5	5

以上各次辐合虽并非均自地面开始,但流场辐合出现的高度,一般以低空为主,越向上空越少(见表 3)。

雷暴雨发生前,由于流场辐合多出现于低空,并且辐合层的厚度与高度各次不一;再加上风向变幻较多,在有些辐合中,常因个别台站风的改变而使某高度(或某等压面)上的辐合

1) 当时的高空风资料,有地面以上 300, 600, 900 米的记录。

表 3 不同高度上流场辐合出现的次数表¹⁾

总 次 数	地面—1000米有辐合出现		1000—2000米间有辐合出现		2000—3000米间有辐合出现	
	次 数	占总次数%	次 数	占总次数%	次 数	占总次数%
84次	76	90%	55	65%	34	40%

现象不明显。所以，有时实际上，从风柱图的分析中，在相当厚的一层大气中，流场辐合本来明明是存在的。但若按通常办法，仅作 850, 700, 500 mb 等个别标准等压面，尤其是较高层等压面分析时，却往往分析不出，易被漏掉。由于这种关系，可以看出：在上述 84 次流场辐合中，到 700 mb 上空，仍可见到有辐合出现的，不到 40%。而在 850 mb 等压面上，辐合比较明显的，也只有 65%。也就是说，若仅作 700 mb 或 850 mb 等压面上流场辐合的分析，就很可能将这一重要影响因素的 60—35% 漏掉分析不出。值得注意的是过去往往不被注意，甚至不去分析的 1000 米以下的低空，辐合出现的次数最多，有 76 次，达 90% 强。

由此，也可以看出：在中尺度雷暴雨发生时，风柱图所能反映出来的流场辐合，要比单层等压面图多，而在各单层等压面图中，又是低空比高空多，尤其是在 1000 米左右的低空图上。

2. 辐合的型式

在华东地区，与中尺度雷暴雨相联系的辐合型式相当多样，但总的归纳起来，不外乎是 I. 西南与西北，II. 西南与东南，III. 东北与东南 IV. 其他型（复合或切变）四类。其中主要是 I、II 两类型的辐合，而以西南与西北气流的辐合为最多，占一半以上。在各不同方向的辐合气流中，以西南气流出现的次数为最多。在 I、II 两类中，由于辐合形式的不同，又分为两个付型（见表 4）。

表 4 各类型辐合出现的情况表

辐 合		辐 合 型 式	出现次数	百 分 率
类 别	付 型			
I. 西南/西北	I _a		22	54%
	I _b		23	
II. 西南/东南	II _a		18	30%
	II _b		7	
III. 东南/东北			6	6%
IV. 其 他	复合型		6	10%
	切变型		2	

1) 表内有一部分辐合是在 2—3 个高度同时均出现的。

由表 4 可见,形成中尺度雷暴雨的辐合型式,与大尺度天气系统中具有天气意义的流场分布形式,一方面有共同的地方。但,另一方面也有不同的地方,如 I_{10} 、 II_{10} 切变、复合型辐合就分别类似大尺度天气系统中的低压槽、暖锋切变、静止锋切变及低涡的流场形势。只不过前者的尺度要小得多而已。而 I_{10} 、 II_{10} 型辐合,则构成了一种反气旋性弯曲的辐合,这在大尺度天气预报中,往往没有什么特征天气。而在作中尺度雷暴雨分析预报时,却必须给予一定的重视。因为由于 I_{10} 、 II_{10} 这种辐合所造成的雷暴雨共有 29 次,占 35%,还是不算少的。

3. 辐合与中尺度雷暴雨天气

中尺度雷暴雨出现的位置与辐合区的位置一般配合较好。虽然并不完全出现在辐合中心一带。但总的说来,特别是在当天 08 时的风柱图上,主要“风雨区”基本上位于辐合气流区中,或者略有偏离(1 纬距左右)。在偏北和偏南气流的辐合中,大多数雷暴雨出现在偏南气流区中,出现在高空为偏北气流中的仅有 2 次¹⁾;在东南与西南气流的辐合中,雷暴雨出现在辐合区之间的较多,而偏离辐合区的较少。由此推论,偏北气流对中尺度雷暴雨形成的作用可能与其他气流不大相同。这一方面可能是偏北气流向南冲击的力量较其他气流强,它与偏南气流辐合形成的雷暴雨,被冲击向前而形成于偏南气流中的较多。另一方面可能是由于冷空气向北后倾,在地面层出现于偏北气流中的雷暴雨到高空可以出现在偏南气流中。

强中尺度雷暴雨,尤其是强降雨出现前,一般辐合层的厚度较大,且辐合自近地面层开始的也比较多。在前述 12 次强风+强降雨中,辐合层厚度大于 3000 米的,有 10 次,占 83%;反过来,辐合层的厚度达 3000 米以上者,未来出现的全部是强风+强降雨(10/10 次,100%)。同时,辐合自 600 米以下低空开始的,有 11 次,占 90%。辐合的型式,以西北与西南气流的辐合为主,而且辐合气流的风速较强,多在 10—12 米/秒以上;辐合区的下游(流出区),风速相对较弱。符合这种情况的强风+强降雨,也是 11 次,占 90%。其他仅有强风与中、弱雨相伴的,辐合层的厚度与辐合气流的强度相对较弱。这与“75.8”河南特大暴雨中所发现的“深厚辐合层”是一致的。

弱和中等强度的雷暴雨发生前,流场辐合特征没有强雷暴雨那么明显。不过可以看出,在前述各次中等强度的雷暴雨发生前,辐合层的厚度均在 1000—3000 米之间,风速中等,约 4—10 米/秒。而弱雷暴雨发生前,辐合层厚度的变化比较大,大多在 300—2000 米之间,且辐合气流较弱,风速一般在 4—6 米/秒左右。虽然,在辐合层的厚度为 1000—2000 米时,未来出现中或弱雷暴雨的情况均有(需视其他因素来判断)。但概括起来,一般是辐合层偏厚,降雨偏强。而深厚辐合层(>3000 米)则对应着强雷暴雨,它们之间的关系相当密切。

在前述 8 次辐合层的厚度为 900 米以下的弱—中等雷暴雨中,我们看到,其中有 3 次,伴有冷空气的活动;还有 3 次,出现在山区,伴有地形作用。而另 2 次,一时还看不出有何其他影响的,强度很弱。因此,我们认为冷空气与地形的作用,可以增强辐合效应,可能相当于使辐合层的厚度增加一倍或 1000 米左右²⁾。与雷暴雨的发生发展,也很有关。所以,当这些条件与水、热条件均具备而强烈时,看来雷暴雨将是很强的。

从前一天 20 时与当天 08 时风柱图的比较看,在中尺度雷暴雨发生前,绝大部份有前期低空流场辐合出现(20 时图上 100%,08 时图上 98%有辐合出现)。这在前后两次的风柱图

1) 地面层出现于偏北气流中的次数较多于此。

2) 在某些地形的多重影响下,可能还不止此。

上,差别不大。在辐合层的厚度与高度上,差别也较小。而在辐合流型及其与天气区的配置上,变化较大。比如:前一天为西北与西南气流辐合,当天可转为东北与西南气流辐合;前一天为西南与东南气流辐合,当天可转为西南、东南与西北气流的复合流型……。这可以结合大尺度的演变来预报。此外,在辐合与天气区的配合上,雷暴雨区与前一天辐合区的偏离比当天要大,主要偏向辐合区的下游。

总之,从以上分析中,可以看出:低空流场辐合与雷暴雨的发生发展、强度和落区等均有密切的内在关系。可以认为低空气流辐合是中尺度雷暴雨形成的一个重要因素。而且,深厚的辐合层是强雷暴雨形成的主要因素之一,因而也必然是预报上的重要考虑对象,事前应能尽量分析出来。而风柱图的分析在这方面是比较优越的。

四、冷空气活动与中尺度雷暴雨

冷空气活动与中尺度雷暴雨的形成和发展,关系很大。这在预报实践中,也有此经验。现通过对1964年盛夏华东地区中尺度雷暴雨的试验研究。属于山地影响、暖式切变以及热对流等的作用,而看不到明显冷空气影响的,仅占23%;受台风及台风与冷空气共同作用的有6%。此外,与冷空气活动(包括冷锋、无脚锋¹⁾及静止锋等)有关的,达71%强。虽然,冷空气的强、弱与影响程度各次不同。但是,“中—强”中尺度雷暴雨的形成,几乎均与冷空气有关。反之,无明显冷空气活动,仅仅是由于热对流等作用而形成的雷暴雨,很少有强大的。特别是在雷暴雨持续的时间和范围上,更加明显。即便出现,也多是小范围与短历时的。因此,我们认为:像我国华东这样的中纬度地区的夏季,在水汽条件一般是充足的情况下,冷空气活动是“强”雷暴雨形成的一个重要因素,甚至可能是一个必要条件。而在天气预报上,则是一个明显标志。

通过每小时天气图的中尺度分析,在上述各次与冷空气活动有关的中尺度雷暴雨中,我们发现:真正经典的由于冷空气楔入暖空气下方,强迫抬升暖湿空气或由于暖湿空气在冷空气堆上上滑而形成的雷暴雨,即形成于冷锋、静止锋(包括无脚锋,下同)锋上和锋后的中尺度雷暴雨是少数,仅占27%。更多的是产生在这些锋面之前,特别是锋前100—200公里处的雷暴雨,达73%。这种雷暴雨虽与锋面相隔一定距离,但它们与冷空气活动的密切关系,十分明显。在没有冷空气侵袭时,基本上不产生这种雷暴雨;当有冷空气在本区附近时,就不断产生这种雷暴雨。而且,当冷空气来势迅猛时,雷暴雨的发展与强度也较迅猛,阵风强烈;当冷空气来势并不猛烈时,雷暴雨的强度也相对较弱。不过,降水量的大小,还与当地水汽条件、水汽的多寡和补充供应,以及持续的条件等有关。此外,可以看出中尺度雷暴雨的发生发展,还与其他因素有关。比如,(1)山地地形:在有利的天气条件下,每天上午8,9点钟之后,总是从几个山地首先有较旺盛的对流性云发展,并首先在那里“闻雷”,特别是风向有利,向着山区爬升或汇流时,更为强盛。(2)日变化——热力作用:雷暴雨的发展有明显的日变化。雷暴雨发展的时间和强度与日照增温的强弱明显相关,午后旺盛,日暮渐消。夜间虽也有雷暴雨,但除受锋面、高空冷涡或低槽等大尺度系统的影响;或山区夜雷雨,即所谓“巴山夜雨”的情况外,多是白昼所形成中尺度雷暴雨的延续或增强,而这种增强,可能还有夜间云层顶部放热使层结不稳定度加大的影响。反之,白天阴云密布的情况下,日变化不明显。(3)不稳定能量的积蓄作用:当对流云发展不久即出现降雨时,一般雷暴雨不强。

1) 指近地面层冷空气受热变性而底层不明显的锋面。

而当其初期的发展受到一定抑制,不稳定能量积蓄较久才发展形成的雷暴雨一般较强。本区的几个湖面——太湖、高宝湖、洪泽湖等附近,就常易观测到有较强的雷暴雨形成并向外冲出。溧阳一带,还有“冰雹窝”之称。这一方面固然和湖区的水汽条件有关;另一方面可能即与湖面在雷暴雨发展之初,能起到一定抑制作用有关。(4)其他水、热、不稳定性、辐合条件等,此处不再重复。

尽管如此,从华东地区1964年盛夏及1963年夏季试验的初步观察,在水汽等其他条件类似的情况下,若没有冷空气邻近,而仅具有上述个别条件时,雷暴雨是不易发展形成的,即便形成,也较零散且不强。相反,当有冷空气邻近时,再结合以上条件,雷暴雨的发展才活跃旺盛。由此,我们认为冷空气与上述锋前雷暴雨的形成,密切相关。并且,在其他条件充分具备时,它是促成强雷暴雨的一个必要条件。

既如此,为什么我们又提出这些锋前雷暴雨与典型的锋面雷雨不同,不是由于经典的冷空气强迫抬举暖湿空气或暖湿空气在冷空气堆上上滑作用而产生的呢?这主要是从锋前雷暴雨及其相应中系统的移向、移速和发生的频次上来看的。从每小时图中,可以看出:与这些锋前雷暴雨相伴的中尺度系统及每小时雨区的移向与移速往往与整个锋面推进的方向不一致。例如,不少事例表明,锋前暖区内形成的中尺度低压及其相伴随的雨区,常沿高空槽前引导气流的方向移动,即与锋面几乎是平行而与锋面的移向几乎成正交(如图2)。它们的移速与高空引导气流的关系较好,约与700 mb槽前的风速相当或是其风速的60—80%。另外,更较常见的是锋前飚线,如前所述,飚线常由几片零散的雷暴雨逐渐发展扩大而连成一线。

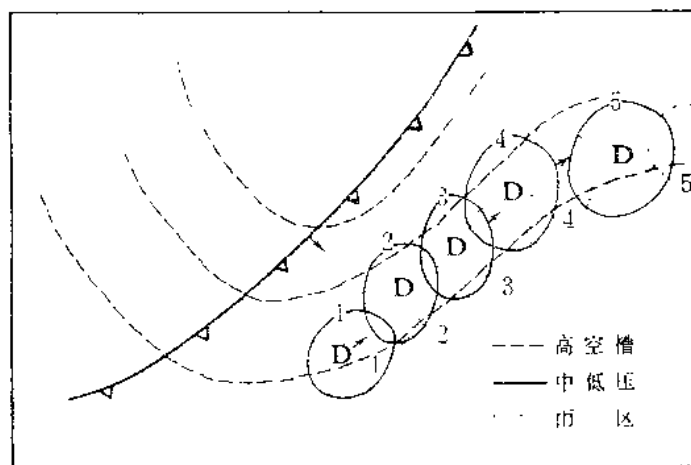


图2 中尺度低压的逐小时动态及其相应的大形势示意图

它们的移向,从每6小时的大天气图上看,似与锋面同向。但实际从逐小时图仔细分析,并不完全一致(如图3)。初起时,这种飚线与锋面相距较近,约100至200公里,但它们的移速比锋面快,一旦发展为有雷暴雨降落时,便迅速向前推移,移速可达每小时50—70公里,远大于其后流场的一般风速,这样几小时之后,飚线与锋面的距离便愈来愈大,可相差400—500公里以上。它们的前进,似乎具有跳跃性,时强时弱。而且,不像是整个飚线在前移,而是飚线上原有的雷雨云不断在后面消散,前面新生。并且,当第一条飚线渐渐远离锋面移去之后,在它的后面,锋前约100—200公里处,接着又会再产生第二、第三条……飚线,采取与第一条飚线相似而略不相同的路径,向南冲下。傍晚,日射减弱后,飚线的新现象便渐渐减少,以至消失不再发生,这与日变化有关。翌日,若冷锋或静止锋未消,在这

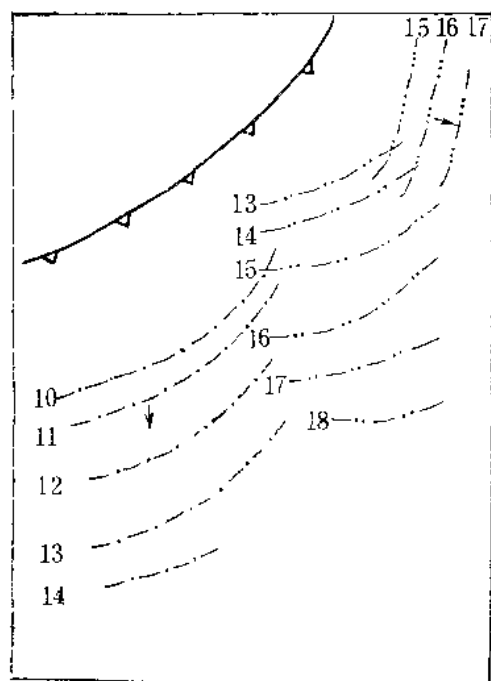


图 3 锋前飑线动态示意图
(数字代表时间)

些锋而次日新位置前方约 100—200 公里处，并结合上述其他条件，又再产生新的飑线。

以上这些，从一般 6 小时一张的大尺度天气图与雨量图上，是难以分析出来的。因而在大尺度天气分析上，不免常常将它们与锋面或锋面雷暴雨混为一谈。以致有时会将飑线当作锋面，使锋面出现忽前忽后、倒退等不合理的不连贯现象，并导致预报上的失误。

据此，我们考虑冷空气对这些锋前雷暴雨的作用，除经典的锋面“抬升”与“上滑”作用外，可能有以下几种情况。(1) 重力波或冷空气冲击波的作用：这在其他工作中，已有指出。认为有些中尺度雷暴雨及山后雷暴雨的形成与重力波有关。泰柏 (M. Tepper)^[42] 于 1950 年即曾指出飑线系由冷锋推进而产生的重力波所形成。(2) 由锋面、地形及热力作用等形成的积雨云塔，当其发展成熟后，云塔上部的空气自高空冲下，下冲的这些空气，一方面在很强的风场垂直切变下，将动量带给低层，增强了低层空气的动量与能量。另一方面，自高空冲下的冷空气，不仅本身温度很低，而且，下冲气流中的蒸发作用、冰晶、冷水滴到下层融化增暖等，均消耗大量的热量。所以，下冲气流远比按湿空气绝热递增率的温度要低得多，这种下冲的冷空气，强迫抬升其主要冲向前方的暖湿不稳定空气，在原锋面之前，激发形成新的对流云系——飑线。然后，飑线上的积雨云塔又再重复这一作用，不断地，在其前方再激发形成新的对流云系，直到逐渐衰减消失。这从飑线传播的跳跃性、移速快（比原冷锋快得多），移向与锋面大致相同却不完全一致以及不断在锋前新生并远去等各方面，可以得到估证。而且，过去有些工作^[51]也指出：在中尺度雷暴雨外缘，低空常有“伪冷锋”出现，这种伪冷锋，初期有的比真正的冷锋还强，可以起到一定抬升作用。这就是我们考虑所谓冷空气“启动作用”的一种可能机制。(3) 冷空气逼近，使附近的流场改变，如：加强或形成该地的辐合流场；加强了大气的斜压性，促使对流活动增强；改变了大气原有的垂直结构，使对流云体在移动过程中形成低层比四周移速快的现象，出现如牛顿等 (C. W. Newton 及 H. R.

Newton)^[6] 所提出的动量的垂直传递环流,致使对流云的前方不断产生新云体,而其后方不断使云消散;冷锋前的暖平流增强,偏南风加速,增强了暖区内的热力作用,致使对流云系,易于发展形成。此外,(4)当高空有冷涡或冷槽移来时,由于高层降温而使垂直不稳定度增大,也常引起较强的雷暴雨,而且,可以在夜间与阴云情况下产生。

综上所述,可以看出冷空气活动是中尺度雷暴雨,特别是强雷暴雨形成和发展的一个重要因素。从它所起的作用来看,对于其他类似地区和类似季节(初夏、秋)可能不同。而且,在水、热等其他条件经常具备的情况下,本区附近是否有冷空气袭来,便成为预报上的一个主要着眼点了。但是,在盛夏当冷空气比较浅薄,再加上长途跋涉,低层变性较快时,在地面或高空标准等压面图上,有时往往分析不出,若借助风柱图作三度空间分析,可能更好。

最后,值得提一下的是关于每小时天气图的分析。从以上工作中,确实看到每小时天气图可以揭示一些大天气图上看不到的问题。但工作量较大,在业务工作中应用有一定困难。为此,我们考虑如能应用它找出一些规律以及中系统与大气系统的相互关系。今后,在实际工作中,引用这些“规律与关系”,从大尺度天气图上也可以做它们的预报。

五、小 结

中尺度雷暴雨的发生发展,与多种因素有关。通过风柱图与每小时天气图的分析,可以看出低空辐合与冷空气活动是其中比较重要的两个因素。在中尺度雷暴雨发生前3—24小时,一般均有低空辐合出现。辐合的型式比较多样,雷暴雨区与辐合区的位置配合较好。值得注意的是过去往往不分析的1000米以下的低空辐合,出现最多。而辐合层的厚度对雷暴雨的强度影响较大,这从通常的850, 700 mb单层等压面图上,不易分析出来。当辐合层厚达3000米以上时,1964年盛夏在华东地区均出现了强雷暴雨。这与“75.8”河南特大暴雨中所发现的“深厚辐合层”是一致的。同时,冷空气活动与地形影响可以显著增强低空辐合的效应,它们之间可能并非非线性增长的关系。在华东地区约相当于使辐合层的厚度增加一倍或1000米。此外,日照,热力对流与下垫面湖荡的影响等均可以迭加于这些作用之上,使它更为加强。

虽然,强东、南气流也常有形成强雷暴雨的,不过,从1964年盛夏华东的80余场中尺度雷暴雨看,其中与冷空气活动有关的占大多数,达70%以上。而且,强的雷暴雨,多有冷空气的作用在内,冷空气的冲击力较强,在偏北与偏南气流的辐合中,中尺度雷暴雨大多发生于高空偏南气流一侧。与冷空气活动有关的中尺度雷暴雨,多发生于锋前约100—200公里处,它们可能不是在冷空气直接作用下,而是在锋上积雨云崩溃时再激发形成的。这还有待进一步试验或观察的验证。

参 考 文 献

- [1] 章淹,暴雨预告的一种工具——“综合风、雨图”简介,气象,1978年,第5期。
- [2] 章淹、陈歧麓、胡雅凤、田森烈,低空急流与汛期暴雨预报,暴雨文集,1978年。
- [3] 雷雨顺、吴宝俊、吴正华,能量天气分析资料附刊,1977。
- [4] M. Tepper, A Proposed Mechanism of Squall Lines: the Pressure Jump Line, *Journal of Met.*, 7 (1950).
- [5] 章淹、王作述、董克勤、朱明通,中尺度天气分析,农业出版社,1965年。
- [6] C. W. Newton and H. R. Newton, Dynamical Interaction Between Large convective clouds and environment with vertical shear, *Journal of Met.*, 16 (1959), No. 3.

南亚高压与我国天气的关系

赵 卫 朱福康 陈咸吉 陆龙骅

提 要

本文通过 1956—1970 年夏季各月 100 毫巴环流形势的分析, 得出南亚高压的活动特征具有明显的季节性变化。另外, 盛夏南亚高压中心还具有明显的东西振荡过程。南亚高压的季节变化和东西振荡过程与我国东部地区夏季天气过程密切相关, 它直接影响着长江中下游地区初夏的梅雨, 夏季的伏旱和我国的暴雨等天气。

一、引 言

南亚高压是夏季对流层上部的一个重要的大气活动中心, 由于它的活动直接关联到我国和亚洲等地区的天气气候特点, 所以近年来国内外有关这方面的研究工作颇多。1964 年陶诗言等人^[1]指出南亚高压的变化与西太平洋副热带高压进退关系密切。1965 年 Noyama^[2]发现 4 月份南亚高压的强弱与 8 月份西太平洋副热带高压强弱有一定的对应关系。1973 年四川省成都中心气象台^[3]研究了南亚高压活动中心与四川旱涝的关系。由此不难看出, 夏季南亚高压的活动直接影响着东亚大气环流, 也直接影响着我国天气气候的变化。

长江中下游地区初夏的梅雨和盛夏的伏旱, 是我国广大气象工作者十分关心的问题, 也是目前天气预报上迫切需要解决的问题。过去很多人做了不少工作, 他们大多数着重于分析对流层中、下部的环流特点, 很少注意到对流层上部, 特别是南亚高压的活动特征。

本文对夏半年南亚高压的活动规律与我国天气的关系, 进行了初步分析。企图对夏季我国大范围旱涝预报提供一定的参考依据。

二、南亚高压的活动特征

南亚高压的强度和位置, 都存在着明显的季节性变化。由于南亚高压在冬半年已东退至 10°N 左右和 $150-170^{\circ}\text{E}$ 的太平洋上空, 高压范围和强度显著减弱, 对我国的天气气候影响不大, 所以下面我们着重讨论夏半年(4—10月)期间南亚高压的活动特点。

图 1 是 7 月份亚欧地区 100 毫巴多年(1956—1970 年)平均图, 图上的圆圈是逐月南亚高压的中心位置, 数字表示月份。由图可见, 4 月份, 南亚高压位于菲律宾东南洋面上, 中心强度较弱, 中心闭合等高线为 1660 位势什米。5 月份, 高压中心移到中印半岛北部上空, 这时中心强度稍有增强, 中心闭合等高线为 1664 位势什米。6 月份, 高压中心移到青藏高原东南部上空, 强度明显增强, 中心闭合等高线为 1676 位势什米。7 月份, 南亚高压继续西移, 高压中心已移至伊朗高原上空, 中心强度增至 1684 位势什米以上, 高压范围已占据整个亚非大陆广大热带和副热带地区。8 月份, 南亚高压中心位于青藏高原西部, 比 7 月份

1) 四川省气象局成都中心气象台: 夏季亚洲 100 毫巴大陆高压的活动规律及其与四川旱涝关系的探讨。

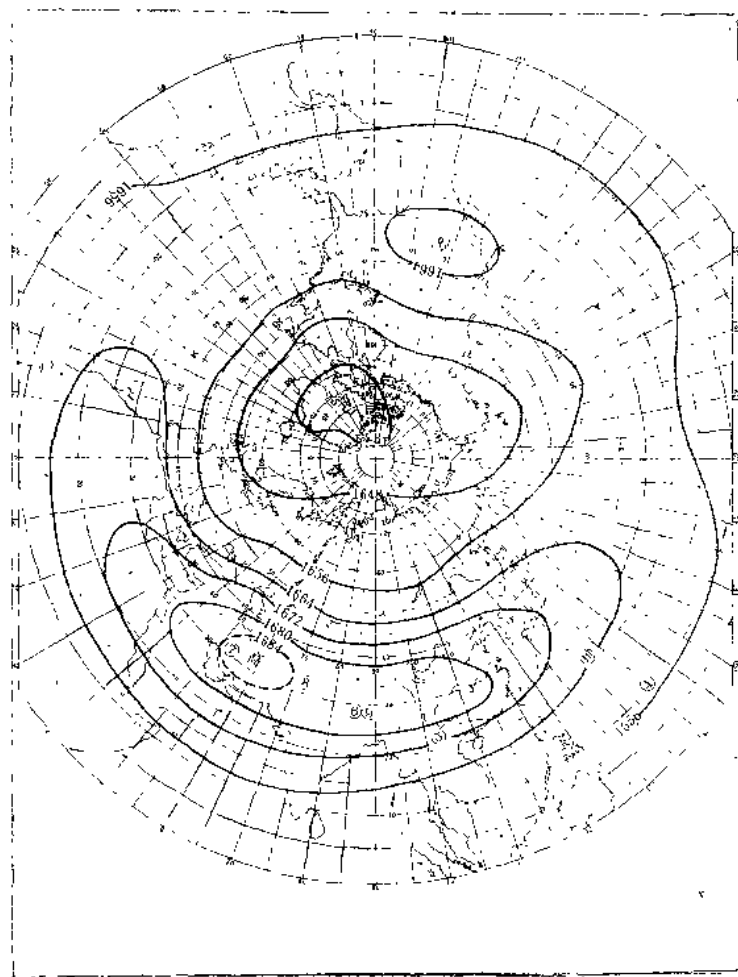


图 1 7 月份 100 毫巴多年平均图及夏半年逐月南亚高压中心位置

稍偏东，中心强度也略有减弱，但仍达 1680 位势什米以上。9 月份，高压已东退到 6 月份的平均位置附近，中心强度比 6 月份偏低 4 位势什米。10 月份，南亚高压中心又返回到太平洋上。

因此，从 4 月至 7 月随着季节的推移，南亚高压中心强度逐渐增强，并且高压中心位置也逐渐由东南东方向向西北西方向移动。特别是 6 月份，当东亚大气环流从冬季型转变为夏季型时^[3]，南亚高压中心的位置和强度都有一次明显的变化。5 月份位于中印半岛上空的南亚高压，6 月份北上到青藏高原上空，高压中心的北移比较明显。所以初夏南亚高压向北挺进时，首先北上青藏高原上空，这可能与青藏高原加热场的作用有关。图 2 是 1974 年 6 月—1976 年 8 月我国拉萨附近 ($30^{\circ}\text{N}, 90^{\circ}\text{E}$) 和巴基斯坦 ($30^{\circ}\text{N}, 70^{\circ}\text{E}$) 上空地-气系统净辐射逐月变化图^[4]。由图可见，每年 2—3 月份以后这两地的净辐射都有负值转为正值，在净辐射为正值的时期内，这两地的最大差值不是出现在盛夏 7—8 月，而是出现在 4—6 月。也就是说，青藏高原在过渡季节的加热作用相对四周来说，可能最明显。这可能是有利于 6 月份南亚高压北上青藏高原上空的原因之一。

夏半年南亚高压还有一个明显的活动特点，是纬向的东西摆动。图 3 是 1956—1970 年 4—10 月北半球沿 30°N 的 100 毫巴逐月高度廓线。从图上可以看到南亚高压脊点(短黑线)