



长江河谷穿谷流对其下风 方强对流活动的影响

陈良栋 高太长

一、引言

下垫面的动力和热力作用对于对流天气的影响,国内外已有不少人进行了研究。我们在分析研究中也深刻地体会到,局地的地形条件对于强对流的发生发展和演变,有着重要的影响〔1〕〔2〕〔3〕。因此,充分利用现有探测资料,分析中尺度地形的影响,对于强对流天气的警戒和短时预报,无疑都会有很大帮助。在这方面,天气雷达的探测资料是非常有用的,它可以具体地展示强对流发生、发展和演变的客观事实,为研究地形的影响提供入门的向导。

本文利用长江中下游的天气雷达资料,加密观测的地面、高空资料,结合常规气象资料,对1975年以来5、6月分苏皖平原发生的十几次较大范围的强对流天气过程进行了分析。发现在一定的天气形势下,在大别山和黄山、天目山之间的长江河谷及其下风方,存在着一支准定常的中尺度强西南气流,称为穿谷流*,它对苏皖平原强对流天气的发生、发展和演变有重大的影响。

二、地形概况

长江经过江西湖口以后,折向东北方向流去。它的西面是大别山,东面是黄山和天目山。这两个山区都有连绵成片的1000米以上的山地。在这两个山区之间是狭窄的长江河谷,长约200公里,宽约80公里,呈西南—东北走向,两岸山地走向与长江大体平行(图1)。河谷入口区的南面与鄱阳湖和赣北

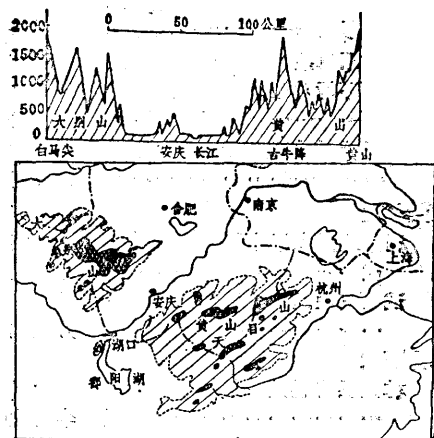


图1 长江河谷附近地形概况 阴影区为山区(下同),上图为通过安庆与河谷正交的地形垂直剖面示意图

平原相接,河谷的出口区是广阔的苏皖平原,其中除沿江有一些丘陵山地(300—400米)之外,海拔高度都在50米以下。

三、穿谷流的特征、形成原因和时空结构

(一) 穿谷流的特征

在一定的大尺度条件下,长江河谷及其

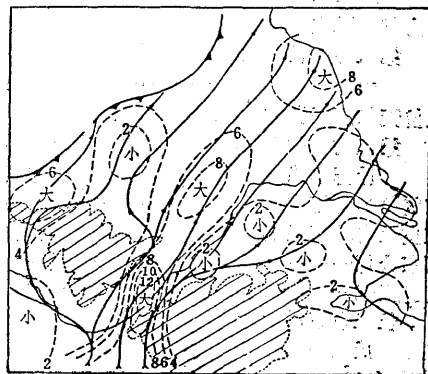


图2 1980年6月16日08时地面流线(实线)和等风速线(虚线)

*指在河谷或山谷中一股较强的沿谷地吹的气流,它是章流同志首先提出的。

下风方经常存在一股较强的西南气流 (> 6 米/秒) 即穿谷流。图 2 是其中的一个例子。当天华东处于副高西侧, 从地面到 8000 米高度为一致的西南风。由图 2 可见, 在长江河谷及其下风方, 有一个风速达 6 米/秒以上的强风区, 一直伸展到南京、高邮、盱眙一线, 而其两侧风速都很小。由另一个例子 (图 3) 可见, 穿谷流是湿静力能量 (即总温度) 的大值区。分析表明, 这个高能区主要是由于穿谷流的湿度大造成的, 其温度除 5 月初外, 午后都较苏皖平原稍低。穿谷流的这种温湿特征, 显然与河谷入口处之南为鄱阳湖区密切相关。

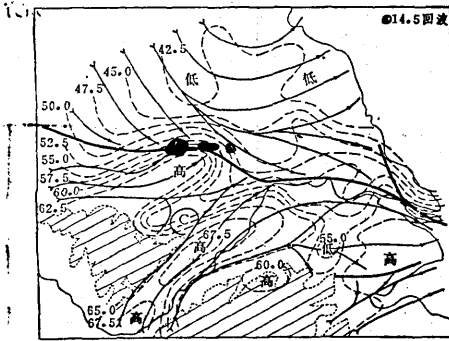


图 3 1975 年 5 月 30 日 13 时地面流线 (实线) 和等总温度 T_0 线 (虚线), 粗线为气流辐合线, 涂黑区为回波区

(二) 穿谷流的形成原因和条件

穿谷流是由于狭谷效应形成的, 这可从两方面得到证实。①由图 4 可见, 在大别山和黄山、天目山的下风方分别为两个弱风区, 而在它们之间的长江河谷及其下风方为强风区。山地的这种影响甚至在 2000 米高空也

有反映。②把实测风与根据等压面高度值计算的地转风相比较也表明, 河谷及其出口口的风是超地转的, 而在其两侧是次地转的。

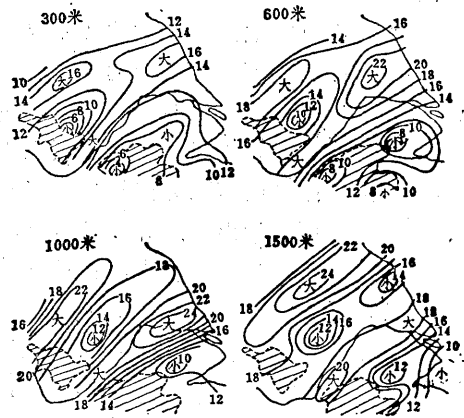


图 4 1980 年 6 月 16 日 07 时各高度上风速的水平分布

形成穿谷流的条件, 主要是大气低层盛行气流与河谷走向一致或大体一致。当近地面盛行偏南风时, 或 850 毫巴层的风向在 SSE—WNW 范围内, 都有利于穿谷流的形成。尤其是从地面到 850 毫巴层为一致的西南风且风速较大时, 则更为有利。

(三) 穿谷流的时空结构

长江河谷及其下风方的地面风有明显的日变化。附表中列出了三次强天气过程中安庆站逐时的地面风向风速。这三次过程 850 毫巴都是西南风, 而苏皖地区地面盛行流场互不相同。从表中可以看出, 在午夜和清晨, 河谷中经常是静风或小的偏北风。从 08 时左右开始, 随着低层气温的升高, 河谷中的

附表 安庆站地面逐时风向风速 (米/秒)

时 间	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18 (时)
1979.6.9	风向 WSSW	WSW	N	ENE	E	SSE	C	NE	SW	WSW	SW	SW	SW	SW	SSW	SW	NNW	
	风速 2	3	2	1	1	1	1	0	1	3	3	5	5	8	4	6	5	2
1980.6.16	风向 C	NW	C	C	SW	C	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW
	风速 0	2	0	0	2	0	1	4	6	8	8	8	8	8	8	4	6	4
1981.5.1	风向 C	C	ENE	C	C	NE	NE	NE	SW	SW	SW	SW	SSW	SW	SW	SW	SSW	
	风速 0	0	2	0	0	3	2	1	3	4	6	7	7	8	8	5	4	

西南风逐渐增大, 14时前后达到最大, 以后又逐渐减小。这反映了在白天边界层中的动量通过湍流运动下传。这种日变化在 300 米以上不明显。

当 850 毫巴和地面为一致的西南风, 并且风速较大时, 则不仅穿谷流的风速较大, 而且边界层中风速随高度的分布呈急流型的特征。如 1980 年 6 月 16 日 850 毫巴图上副高西侧的低空急流已向东北方向扩展到华东地区。从图 5 上可以看出, 边界层急流轴的高度为 600—900 米, 风速很大, 前后维持了约 24 小时。图 6 是沿与急流走向接近正交的方向 (徐州—杭州), 不同时间的风速垂直剖面图。图中 J_1 即为边界层急流, 它于 15 日 19 时出现在嘉山附近, 当时地面冷锋及其伴随的降水区尚处在济南—郑州—安康一线, 离嘉山有 300 公里。16 日 07 时边界层急流轴位于南京附近, 并一直停滞到 17 日 01 时。以后, 由于冷锋过境, 低层转为偏北风, 才就地消失。从图中还可以看出, 来自长江河谷的这支边界层急流的宽度与河谷的宽度相对应, 只有 100 公里左右。在急流的两侧有很强的风速切变。这种结构特征在整个生命史中一直保持着。

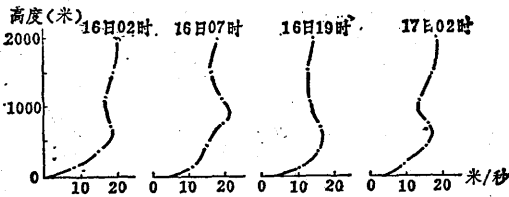


图 5 安庆 16 日 02 时—17 日 02 时低层风速廓线

当苏皖地区低层盛行气流的方向与穿谷流的方向有较大差别时, 则由于受穿谷流的影响, 在河谷出口区一定的范围内, 地面风向与盛行风向不同。图 7 是 1980 年 5 月 24 日 17 时的地面流场。可以看出, 苏皖地区盛行东南风, 而在河谷及其下风方为西南风。沿图中两个接近正交的方向, 绘出了两组高空风剖面 (见图 8)。从左图可以看出, 24 日 07 时苏皖平原近地面盛行偏东风, 但东风层

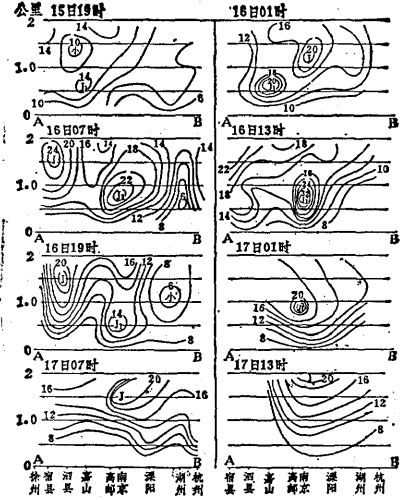


图 6 6 月 15 日 19 时—17 日 13 时沿徐州—杭州方向低层风速 (米/秒) 垂直剖面图

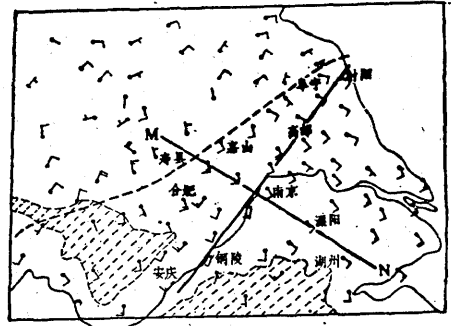


图 7 1980 年 5 月 24 日 17 时地面流场

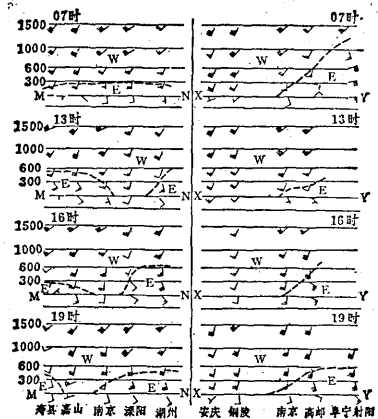


图 8 1980 年 5 月 24 日 07、13、16、19 时高空风剖面

较薄，不足 300 米，以后厚度达到 600 米左右。然而位于长江河谷出口区的一段，宽约 100—150 公里却整层都是偏西风，显然这是穿谷流影响的结果。从右图可以看出，西风层倾斜地叠置在东风层之上，在长江河谷及其出口处附近的安庆和铜陵，整层都是偏西风；在南京附近东风层很薄，离河谷出口处越远，东风层越厚。这说明当天穿谷流的影响至少可以达 600 米的高度，在水平方向可以影响到离河谷出口处约 150—200 公里的南京、高邮附近。

四、穿谷流对苏皖平原

强对流活动的影响

如上所述，来自长江河谷的穿谷流，是一股较强的西南气流，具有较大的湿静力能量。这支气流的垂直厚度约 1500—2000 米，水平宽度与长江河谷的宽度相对应，约为 100 公里。它可以向东北方向伸展到离河谷出口处约 150—200 公里的南京、高邮一线。在一定条件下，在它内部可以形成边界层急流。除了河谷中的地面风速具有明显日变化之外，它在时间和空间上都具有准定常性。这股穿谷流对于苏皖平原强风暴活动的影响，有下述四个方面。

(一) 触发作用

在有利的大尺度天气形势背景下，对流运动产生的具体时间和地点由其触发机制决定。由大尺度系统和中小尺度系统引起的低层气流的辐合是最基本的一种触发机制。穿谷流与苏皖平原盛行气流构成的辐合，以及穿谷流与已经形成的对流风暴后部的下沉辐散冷空气之间的辐合，在适当的条件下，都会触发对流运动。例如，1981 年 5 月 1 日 02 时开始，苏皖地区低层一直存在一条由东南风和西南风构成的大尺度暖式切变线。但午后不是沿整个暖切变线都有对流回波产生，只是在穿谷流与盛行东南气流之间辐合最强的一段，才有对流回波产生，并发展成雷云

(见图 9)。

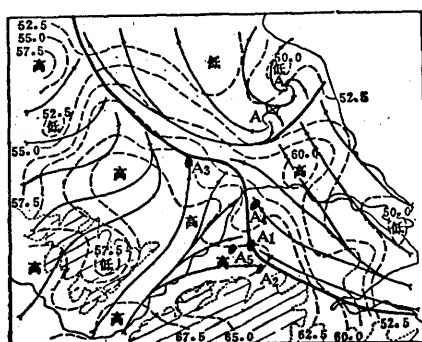


图 9 1981 年 5 月 1 日 14 时地面流线 (实线)、等总温度线 (虚线)、切变线 (粗实线) 和 14 时以后产生的对流风暴 (A₁—A₃) 的最初位置

图 10 是长江河谷的穿谷流与盛行的西北气流间的辐合线上不断有新回波产生和发展，在穿谷流西面形成的飢线迅速向东传播的例子。在地面大尺度切变线上辐合最强的怀远—嘉山一线 (见图 3)，14 时形成了一条飢线回波带 (图 10)，位于穿谷流的西面。由于飢线东侧，穿谷流与北面的西北气流之间切变线一直维持着，所以不断有新回波 (图 10 中 e、d) 产生和发展加强，使飢线回波带迅速向偏东方向传播。

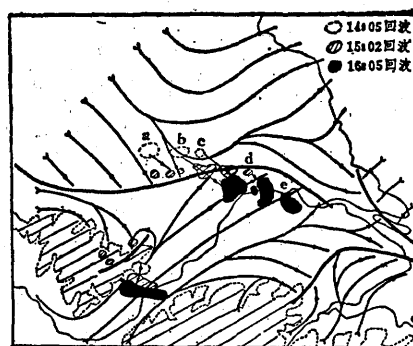


图 10 1975 年 5 月 30 日 15 时流线以及 14 时 05 分、15 时 02 分和 16 时 05 分的飢线回波

图 11 是穿谷流与中尺度飢线后部的冷空气堆构成辐合，触发产生新飢线的例子。当天华东地区处在副高西侧，清晨有一条与卫星云图上的对流云团相伴的飢线有规则地自西向东移动^[4]，10 时左右移过南京。从图 11 中可以看出，14 时飢线回波带已移到吴江—

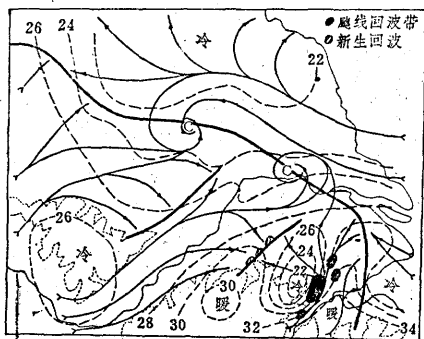


图 11 1980年6月26日14时流线、等温线(虚线)以及原飑线回波带和在其后方触发产生的对流回波

德清—淳安一线，多数地区并有降雹，在飑线的后面有一个强的冷堆，其外流的冷空气与长江河谷穿谷流间形成一条辐合线。15时在这条辐合线附近触发产生了新的对流回波。并在16时发展成为长约100公里的雷暴带——飑线。

(二) 增强和右偏作用

一个对流系统形成之后，处于某种对流强度的动态平衡之中，一方面不断消耗水汽和能量，另一方面不断有水汽和能量输入。对流风暴的水汽和能量的供应，主要来自厚度为500米左右的近地面层空气的系统入流〔5〕，而水汽和能量的消耗则与中高层的大气状况有关。所以对流运动的强度受周围环境条件所制约，每一种条件的改变都会使对流运动的强度发生改变。不过中高层的大尺度条件在较短的时间和距离上不会有大的变化。因此，引起中尺度对流系统发生改变的主要原因，常常是由于低层水汽和能量供应状况发生改变引起的。雷达观测和分析证实，当对流风暴移到高能区时就会进一步发展加强，移到低能区时，就迅速减弱消散。

从图3和图10还可以看出，越过大别山西部后沿山的北麓绕流的气流，由于受山地的强迫抬升，以及由于与穿谷流左侧的绕山气流的相互作用，构成中尺度气旋式涡旋，13时左右便在大别山的东北部产生了对流运动，然后沿高空的引导气流越过大的东

北部进入长江河谷。这时，由于获得了充沛的水汽和能量供应，便迅猛地发展起来，沿河谷向西南方移动，显著地偏向高空风右方，造成河谷中的桐城、怀宁、枞阳、安庆、望江等地强烈降雹，最大冰雹重达6斤。

(三) 阻挡作用

当中尺度的对流风暴在长江河谷出口区较长时间地维持时，它所产生的雷暴冷堆将逐渐扩大。但是由于受大别山和黄山、天目山的阻挡，以及由于长江河谷中穿谷流的存在，它难以向南扩散，而主要是在苏皖平原扩展开来。在有利的条件下，在冷堆的外缘有可能触发产生新的对流风暴。例如，1979年6月9日14时，在霍丘附近的中尺度涡旋处有对流回波新生(图12)，该回波向东偏

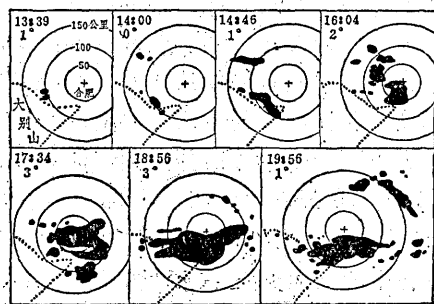


图 12 1979年6月9日回波动态图

南方向移动与13时左右在霍山附近产生的对流回波作辐合运动，16时04分两者已互相连接，17时34分演变成一条东西向的对流回波带。此后，其西端不断有新的对流单体产生和并入，而使回波带维持时间较长。由降水蒸发冷却造成的雷暴冷堆不断扩大。但是，山地的阻挡作用和长江河谷中强的偏南气流的存在，阻碍了冷空气向南扩散，于是，雷暴冷堆便在苏皖平原上扩展开来。18时56分在冷堆外缘与盛行的偏东气流辐合较强的地方触发产生了一系列的对流回波。同时，随着冷堆的向外扩展，回波也向外传播(图13)，到20时形成了一条向西开口的半圆形的雷暴回波带。圆的直径达200公里，带的总长度在400公里以上。20时以后，原

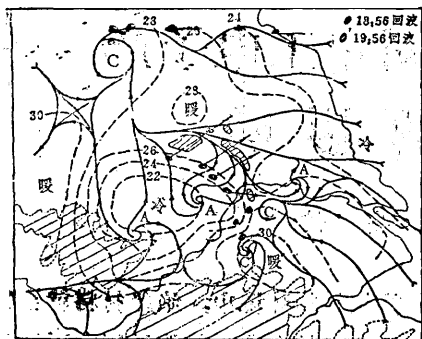


图 13 1979年6月9日19时等温线和18时56分、19时56分回波位置

雷暴冷堆不再向外扩展，回波带上的对流回波单体就沿高空的偏西气流向东移动，使苏皖许多地区发生了雷暴，有的地方还出现了飑和大风。

雷暴冷堆可以触发产生对流运动，这个事实早已为人们所了解。然而雷暴冷堆触发产生尺度达200公里以上的中尺度的强对流系统，这样的例子还是不多见的。这除了有利的大尺度条件之外，还与当地的地形条件有密切的关系。

(四) 减弱作用

一雷达不止一次观测到〔6〕，当苏皖平原上东北—西南走向的对流回波带东移接近长江河谷的出口区，其南段（定远、高邮一线以南）常减弱消散。

例如，1980年5月24日午后，苏皖平原上有一条东北—西南走向的强对流回波带形成（图14），经过一次不连续的传播之后，17时回波带到达苏北的灌云到皖西的六安一

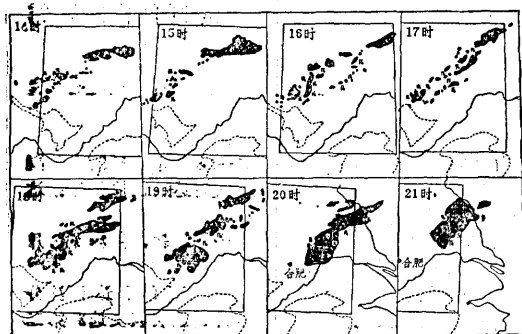


图 14 1980年5月24日14—21时回波动态图

线，以后回波带的北段（定远以北）继续东移，而南段减弱消散，使整个回波带向东北方向收缩。从回波照片上看出，18时以后回波带的南段在水平方向上铺开，强度减弱，内部结构变得松散，19时以后显出0℃层亮带，表明对流性降水已转变成层状云降水。实况除合肥有零星雷暴外，在其东面其他区都没有雷暴。而对流回波带北段的雷暴活动一直维持到次日的凌晨，并由于持续的强烈降水而形成暴雨。

五、结束语

有利的大尺度天气形势背景，是中尺度强对流赖以发展的基础，并基本上决定了它的强度和路径。有时大尺度天气系统（如较强的冷锋和高空槽）还是强对流天气的触发机制。然而，对于中尺度的强对流来说，它产生的时间、地点和发展演变情况，最主要的还是取决于中尺度的条件，特别是低层的中尺度条件。因为强对流的水汽和能量的供应来自近地面气层的系统性入流，低层气流的辐合又是对流运动的一种基本的触发机制。由于局地地形条件对低层的风向风速和温湿条件都有很大的影响，因此，深入分析在有利的大尺度天气背景下，由局地地形引起的中尺度条件的分布特征，再结合详细的雷达回波资料所提供的对流风暴发生、发展和演变的客观事实，就可以逐步了解本地区强对流的活动特点，从而为短时预报提供可靠的依据或线索。

通过对苏皖地区十几次强对流过程的分析，我们初步概括出了大别山与黄山、天目山之间的长江河谷中的穿谷流对于苏皖平原上强对流活动的四个方面的影响。需要指出，长江河谷的这种影响，随着大尺度天气形势的不同、低层盛行风场的不同，以及中尺度对流系统本身情况的不同而有差别。这方面的工作有待进一步总结。此外，对于穿谷流本身也还有待进行更广泛的普查和气候概括。

参考资料

〔1〕陈良栋,江浦雹云的演变特点,《气象》1980年第6期。

〔2〕陈良栋,雹云弧状回波的结构及其形成机制探讨,《气象》1979年第6期。

〔3〕陈良栋、黄炎等,地形对中尺度风暴的触发作用,《长江中下游天气雷达科研协作片雷达会议文选》第一集,1980年。

〔4〕黄炎等,1980年6月26—28日华东地区大范围强对流风暴的分析,《长江中下游天气雷达科研协作片雷达会议文选》第三集,1982年。

〔5〕K.A.布朗宁,一次演变中的雹暴,美国《每月天气评论》,1976年5月。

〔6〕唐洵昌等,一次江淮气旋暴雨的雷达回波分析,《长江中下游天气雷达科研协作片雷达会议文选》第二集,1981年。