

一次强飊线的中分析

杨国祥 叶蓉珠 林兆丰 卢保祥 舒慈勋

提 要

本文对一次强飊线过程进行分析,指出高空“阶梯槽”的出现是这次飊线过程大尺度环流背景的重要特征。在此背景下,苏北和山东广大地区,有一支西南低空急流输送水汽和热量,大气层结趋于不稳定,为飊线发展提供了不稳定能量,而高空疏散槽为不稳定能释放的一种触发机构。在飊线过境前,大气的层结在 800 毫巴附近的强下沉逆湿,对不稳定能的储存和积累有重要意义。

这次飊线发展如此之强,除一般所说的一些条件之外,同飊线内部对流云体的合并以及与其它天气系统的碰头有密切关系;另外,中低空之间的强垂直风切变也有特殊作用。

一九七四年六月十七日,南京地区经过了一条飊线,飊线在南京过境时,出现了持续一小时之久的 20 米/秒以上大风,瞬时风速达 38.9/米,十分钟最大降水量为 18.6 毫米,有的地方还下了象拳头大的冰雹。这样的大风、冰雹天气是南京地区历史上罕见的。

列宁指出:“个别一定与一般相联而存在”¹⁾。这样特殊的天气过程,一定也反映出一般飊线活动所共有的某些特点。本文的目的,主要是通过中尺度分析,找出这次飊线天气过程的特殊本质,由此进一步认识飊线活动的一般规律。

一、飊线天气过程

17 日 08 时,飊线产生于东北部的沾化、掖县一线(见图 1)。形成后,以 40—50 公里/小时的速度向南南西方向移动。在移动的过程中,又经历了发展、成熟和消亡阶段。整个生命长达 17 小时,于 17 日 24 时消亡。

08 时至 10 时为初生阶段。这个阶段,地面图上飊线附近的水平温度梯度为 6—10℃/50 公里,雷暴高压强度较弱,中心气压值为 1001 毫巴,范围正在扩展,飊线过境时,1 小时气温下降 5℃,气压涌升 3 毫巴左右,最大风速不超过 20 米/秒,局部地区(如高密)的风速还不到大风的程度,过程累积降水量一般在 20—40 毫米。

从 10 时到 15 时,飊线附近的水平温度梯度加大到 10—12℃/50 公里,雷暴高压加强,并在其后部出现了中心数值为 990 毫巴的尾流低压,在飊线南侧的江苏泗洪、建湖附近,出现了两个中尺度暖性低压,低压内天气晴好。前中低压和尾流低压的出现,说明飊线进入了发展阶段。飊线过境时气温 1 小时下降 10℃,气压半小时涌升 3 毫巴以上,瞬时

1976 年 11 月 15 日收到

1) 列宁全集第 38 卷,第 409 页

风速多在 20—25 米/秒,局部地区出现了冰雹。

15 时以后飊线强度最强,此时水平温度梯度 $12\text{--}14^{\circ}\text{C}/50$ 公里,飊线后部出现了几个与冷区完全重合的雷暴高压,高压的范围东西长 300 公里,南北宽近 100 公里,中心强度 1007 毫巴。尾流低压也发展得最强,中心数值达 997 毫巴,低压南侧还有 8 米/秒以上的偏南大风,飊线前部的中尺度暖性低压,此伏彼起,时有出现。飊线所经之地,气象要素均有强烈的变化,南京 45 分钟气压涌升 6.8 毫巴,15 分钟气温下降 11°C 。伴随这些气象要素变化的是狂风,暴雨天气。10 分钟最大雨量,安徽天长 30.6 毫米,怀远 24.9 毫米,南京也有 18.6 毫米。过程累积降水量在天长附近达 65 毫米以上。地面风速普遍在 30 米/秒以上。瞬间最大风速江苏溧水达 40 米/秒。南京也出现了 38.9 米/秒大风,是 1934 年以来没有见过的。

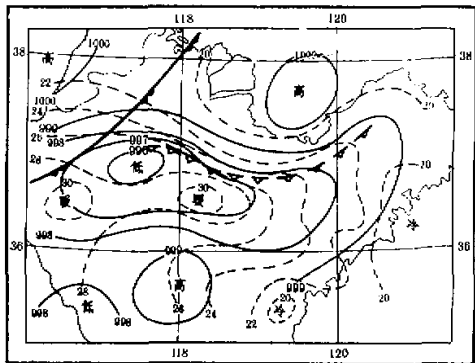


图 1 17 日 08 时地面天气图

21 时以后,飊线势力大减,水平温度梯度已在 $6^{\circ}\text{C}/50$ 公里以下,雷暴高压范围扩大,强度减弱,其后部的尾流低压也渐渐消失,飊线影响的地区,风速未超过 20 米/秒,10 分钟雨强未超过 15 毫米,过程累积降水量在 35 毫米以下。23 时 19 分飊线经过江西九江时,从雷达回波看,雷雨云系的回波带已不明显,而变成孤立分散的小块回波,回波高度也只有 6 公里,表明飊线已趋消失。

二、大尺度天气背景

在这次飊线发展过程中流场充分提供了飊线发展的有利条件。

1. 疏散槽与触发机制

16 日 08 时,疏散槽形成于蒙古沙音山德东部上空、贝加尔湖横槽前部的疏散等高线中,从 700 毫巴到 300 毫巴都很明显。从当日上午 9 时 37 分的红外云图上看,在疏散槽前出现了丝缕状卷云云系,表明高空槽前存在辐散气流。在这片云区中的较为明亮的云块是对流云系。丝缕状卷云覆盖在对流云上空,预示着对流云将继续发展。事实上,这个地区午后就出现了一片雷阵雨区。与疏散槽配合,在槽前的地面冷锋上有一低压,它随疏散槽移动,雷雨区则在低压的东北方。

在 16 日 08 时 500 毫巴图上,正涡度平流最强的地方是在疏散槽的东南方,因而槽向东南方移动。槽前的上升气流,对大气低层不稳定能的释放,起着触发作用,所以在槽前伴有一片雷雨区。图 2 是 16 日 20 时 500 毫巴图,可以看到华北北部疏散槽的存在(它与西北方的冷槽和东南方的南支槽组成了阶梯槽)。至 17 日 08 时,这片雷雨区同疏散槽一起已到渤海。疏散槽的触发作用,就成了东北部飊线产生机制的一部分。

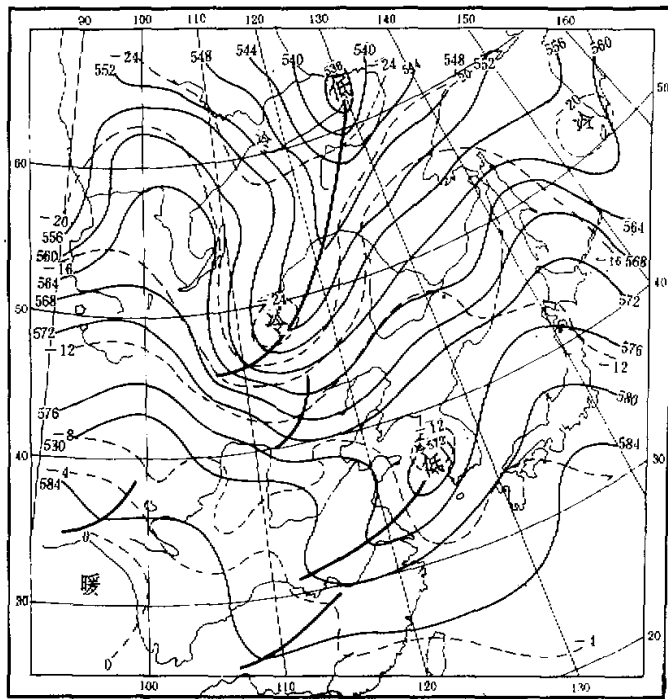


图2 1974年6月16日20时500毫巴图

2. 低层西南风与水汽输送

飏线形成前,在长江下游与黄河下游之间的 300—600 米的低空,有一支 6—8 米/秒的西南风,最大风速为 12 米/秒。这支西南气流使江南的暖湿空气不断向北输送。从图

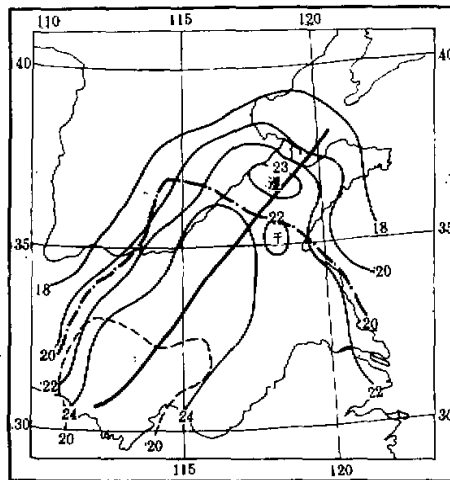


图3 17日08时地面露点温度分布

3 看出, 15 日 08 时地面露点温度 20°C 线(虚线)顶端在大别山区, 16 日 08 时已移至山东南部(点划线), 17 日 08 时又移至山东北部和河北南部地区(实线)。地面和 850 毫巴上的湿舌已经形成。在冷锋到达这个地区之前, 给飊线的形成准备了充分的水汽条件。图中实线表示湿度平流最强的地方。

3. 高、低空温度平流与大气层结变化

16 日下午, 在南支槽前, 长江下游以南广大地区都出现了雷阵雨天气。南支槽后 700 毫巴以下, 有东北—西南走向的暖温度脊, 槽后为暖平流, 但在 500 毫巴以上有冷平流, 该气层的不稳定度增加很快, 如 15 日 20 时至 17 日 08 时, 阜阳 500 毫巴气温由 -3.9°C 降至 -6.7°C , 850 毫巴气温由 15.8°C 增至 21.8°C , 二者的温差由 19.7° 增至 28.5°C , 净增 8.8° , 其它台站均有类似情况, 这就为飊线的发展准备了不稳定条件。

此外, 随着南北槽打通, 在我国东部沿海地区高空又造成了一次冷空气入侵。16 日 20 时在贝湖横槽转竖的过程中, 500 毫巴的冷温度槽内分裂出一个 -20°C 的切断冷中心, 它随大槽后的偏北风南移。至 17 日 20 时该图上 24 小时变温, 长江南北均为负值。如阜阳 -2.2°C , 上海 -3.2°C , 安庆 -1.2°C , 而 700 毫巴以下为温度脊控制, 温度平流不明显, 这些地区的大气层结进一步趋于不稳定, 这又给飊线发展提供了新的能量。

4. 逆温层与不稳定能的储存

分析 17 日 02 时与 07 时的探空曲线, 在山东、安徽、江苏的许多地方, 850—700 毫巴有一下沉逆温, 厚度为 250—600 米, 顶底温差约 2°C 左右(见图 4)。逆温上部 $r \approx r_d$ 。在 700 毫巴附近形成了一个干区, 温度和露点差值达 20° 以上, 因为有以下逆温存在, 地面湿度虽大, 但只能出现矮小的积云或层积云。日间加热, 使逆温层以上的气层变得更暖更湿, 而对流层中, 上层可以变得更冷。这样, 在逆温层以下的深厚气层里, 积累了更多的潜在不稳定能量, 气层位势不稳定度更大。逆温是出现强烈天气的一个重要因素, 这次飊线如此之强同逆温的存在也是分不开的。

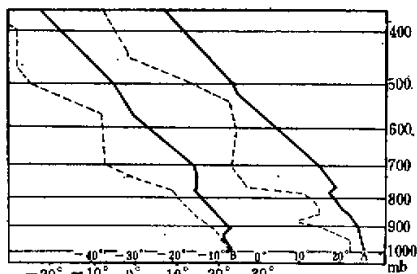


图 4 17 日 07 时徐州(A)和南京(B)探空曲线

三、飊线发展的机制

这次飊线生成早、生命长、强度高。下面讨论这次强飊线发展过程的特殊本质。

1. 飊线的形成

这次飊线是在山东北部风的辐合线上形成的。

在 6 月 17 日 05 时地面图上在山东北部(图 5)出现一条辐合线。这条辐合线只是出现在大气低层, 到 1500 米以上就消失了。

在 17 日 08 时 850 毫巴湿度图上(未给出), 山东北部形成了一个 13.4 克/千克的湿中心。由于地面辐合线把大量水汽集中在低层, 气层处于位势不稳定状态。

17 日 08 时, 高空疏散槽正好叠置在地面辐合线上, 这是山东北部大气不稳定能释放的触发机制。

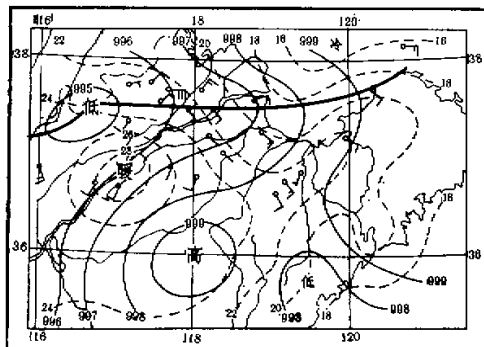


图 5 6 月 17 日 05 时地面天气图

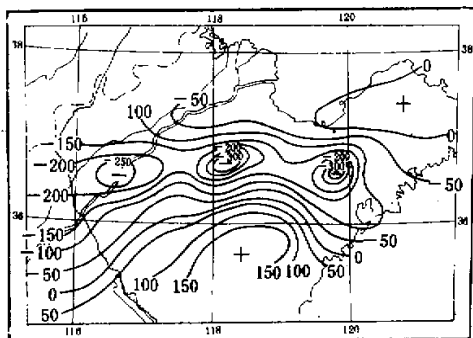


图 6 17 日 08 时水汽通量散度($6 \times 10^{-6} q/Kq \cdot S$)分布

($\nabla \cdot qv$) 分布看(见图 6), 在飑线前沿的东西两边, 有两个水汽通量辐合中心, 降水集中在飑线后部的东西两段。飑线经过山东北部地区时, 位于它东段的掖县, 降水量就达 58.6 毫米, 西段是墨县孤岛, 降水也有 24.2 毫米。值得注意的是掖县雨量大(10 分钟雨强 35.7 毫米), 这可能是正处于高空疏散槽前上升运动最强地方的缘故。

2. 飑线的发展

这次飑线的强烈发展, 除受地面加热、处于高空急流下方等一般条件之外, 主要表现为不同天气系统的碰头, 引起对流云体的合并, 使得对流加强。

当几块对流云合并为一大块对流云时, 可以使动能和水汽进一步集中, 使对流更猛烈。这次飑线的发展, 首先同飑线上的雷雨云体互相合并有关, 每当发生一次合并过程以后, 飑线就有明显的增强。

在地面的暖湿区域中, 常有局部浅层的中尺度低压出现。低压区的辐合气流使暖湿空气向低压区集中, 并使对流发展。在已有对流云存在的情况下, 就会使低压区的对流单

自 16 日 08 时以后, 高空疏散槽以 30 公里/时的平均速度, 从西北向东南方向移动。17 日 08 时, 槽线之前, 按简化后的垂直速度(w) 方程计算出的大尺度垂直运动为 -4—-5 毫巴/时, 上升运动从 700 毫巴伸展到 300 毫巴的深厚气层之中, 它对不稳定能的释放起着重要作用。17 日 08 时疏散槽移到渤海上空, 同地面辐合线叠加在一起, 加强上升气流速度, 并出现雷雨云带。

在高空疏散槽槽前, 从 16 日 14 时后一直有一片雷雨区。17 日 02 时雷雨区的前沿已移到渤海。从雷雨云下辐散出来的冷气流冲击前方低层的暖湿空气, 在雷雨云前发展出新的对流单体。这种触发作用, 对于山东北部气层中的潜在不稳定能的释放, 也是不可忽视的一个因素。

在 17 日 08 时, 在山东北部形成飑线。位于湿舌顶端和对流不稳定区的北侧。从 08 时的水汽通量散度

体迅速靠拢合并加强，成为排列紧密的强大雷暴群。图 7 和图 8 分别是 17 日 15 时和 16 时地面流场图，上面描了飊线附近雷雨云体的雷达回波，实线为散度 (0.25×10^{-4} 秒 $^{-1}$) 等值线。

从图 7 看出，在江苏泗洪之北，有一个辐合中心(中间一个)，它对应着一个中尺度低压。低压附近的孤立分散的对流云体，受地面辐合气流的影响，向低压区合并(图 8)，雷雨云获得猛烈发展，云体最大直径比原来增大了三倍，结果 15 时 40 分以后，在泗洪地区降水 40 毫米，同时还下了冰雹。这种在中尺度低压区产生云体合并的现象，在整个飊线的发展过程中，曾经发生过多次，而每次雷雨云体的合并，都使飊线发展，产生更为强烈的对流天气。15 时以后，在江苏建湖西部，18 时在六合、南京地区的几次雷雨云的合并，均是明显的例证。

飊线从苏北向南移时，西边冷锋移至 850 毫巴湿舌西侧的露点锋上，形成了一条带状雷雨云系。从 15 时 30 分和 58 分合肥的雷达回波照片均可看出，它和北边移来飊线上的雷雨云回波带构成“人”字形回波

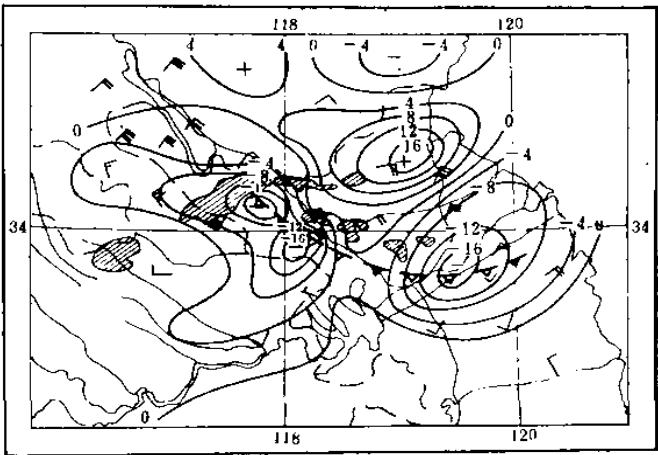


图 7 15 时地面流场

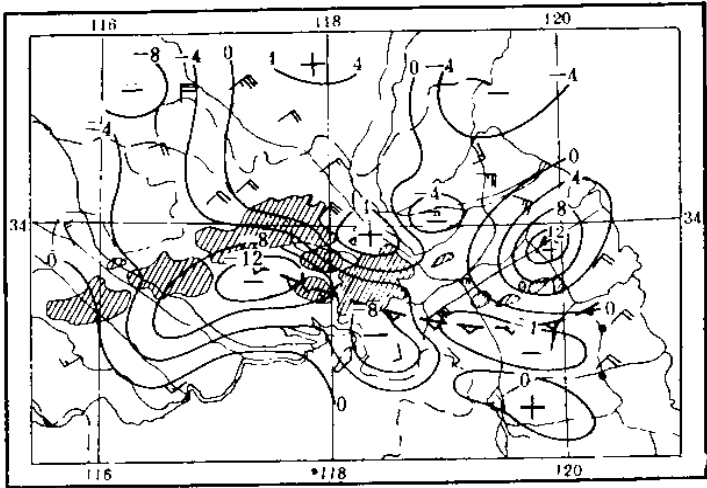


图 8 16 时地面流场

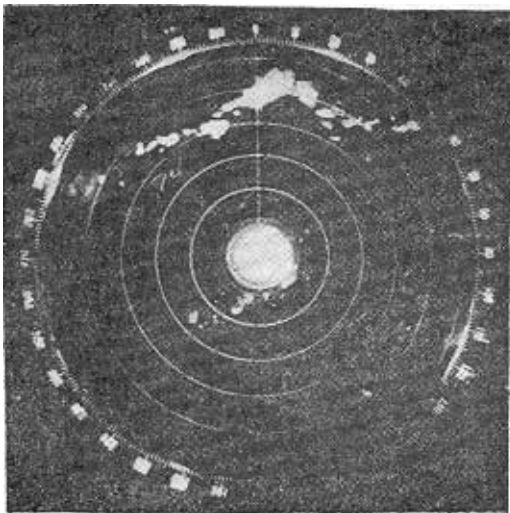


图 9 15 时 30 分合肥雷达回波。
仰角 1°, 距离每圈 50 公里

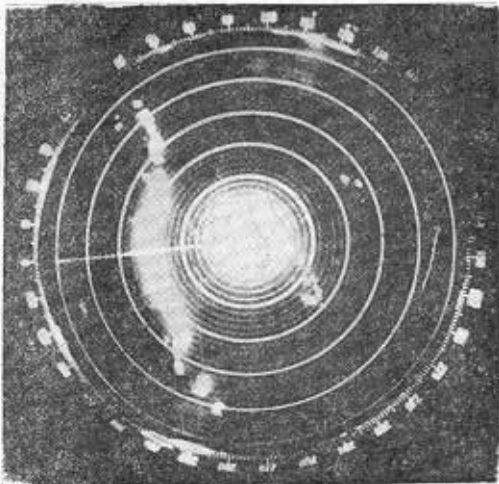


图 10 16 时 50 分合肥雷达回波。
仰角 1°, 距离每圈 50 公里

(见图 9),顶部正是低压和辐合区。以后这两个不同尺度的雷雨云体向辐合中心靠拢,17 时左右,这条冷锋云带东端的雷雨云,在辐合区内,与飑线西端的雷雨云合并在一起,成为强大的雷雨云系,于是飑线显著加强。16 时 50 分合肥的雷达回波照片上,已形成了近“一”字形的带状回波(图 10)。回波明亮,宽度较窄,增益衰减 20dB 后,回波仍为带状,回波高度增至 15 公里以上。飑线经过凤阳地区时,出现的瞬时风速达 33 米/秒。

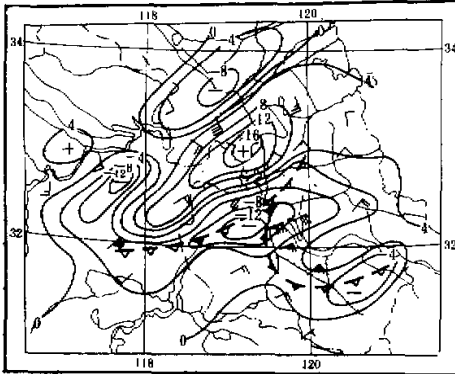


图 11 17 日 19 时地面散度分布

飑线南移至南京附近,又与苏南地区产生的另一条弱飑线发生一次锢囚过程。这条飑线产生在冷锋后地面湿舌的东侧,19 时 30 分浙江临平观测的雷达回波图上,也见到这条雷雨云的回波带。它在自东向西移的过程中,与山东北部南下的飑线之间构成辐合区(见图 11),辐合中心在南京以东、镇江以西,以后两条飑线就在那里碰头(图 12)。飑线的锢囚作用,使得两个雷暴冷堆靠拢,加速其间暖空气的抬升,促使对流猛烈发展,两边的雷雨云连接在一起,并得到更大的

发展。当时的天气实况表明,两条飑线锢囚以后,产生强烈对流天气,达到这次过程的最高峰。

这次飑线的发展过程表明,同一飑线上的或飑线与其它系统碰头造成的对流云体互相合并,均可导致飑线加强。我们知道对流发展的阻力来自两方面:一是挟卷作用;二是形状阻力,挟卷率。

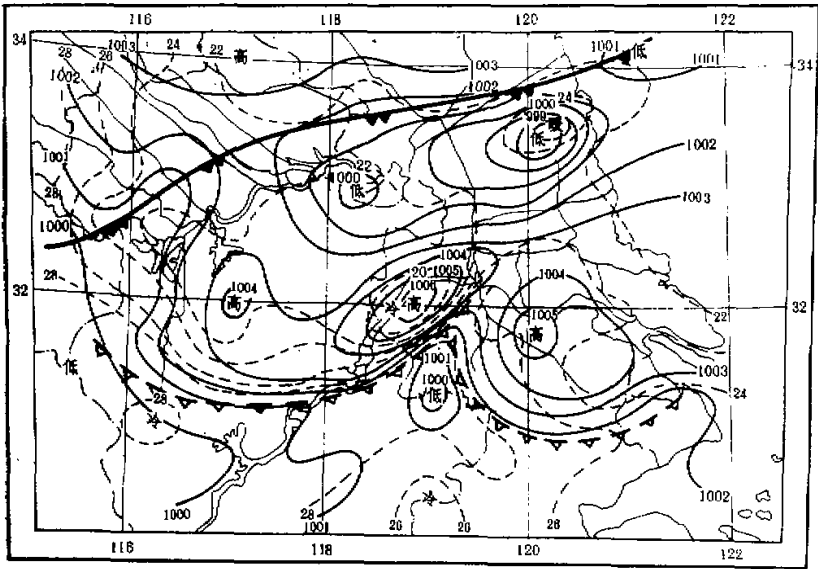


图 12 17 日 20 时地面天气图

$$\frac{1}{M} \frac{dM}{dz} = \frac{9}{32} \frac{K}{a}$$

M 为对流云中上升气流在单位时间内通过水平断面的空气质量, a 为对流云柱半径, K 为卷入系数。挟卷作用是随着云柱半径增大而减小的。而对于单位质量对流云块的形状阻力

$$f = \frac{3}{8} C_o \frac{W^2}{a}$$

C_o 为阻力系数, W 为对流速度, a 为对流云体半径, 当云体增大以后, 形状阻力同样也要减小。由此可见, 随着对流云体的合并, 云柱半径变大, 就会带来对流速度的猛烈增加, 有利于飚线的发展。

另外, 在南支槽控制的背景条件下, 中、低空之间的强垂直风切变对飚线的发展也有特殊作用。在长江以北 800 毫巴附近出现下沉逆温的广大地区, 低层是条件性不稳定的潮湿空气, 上面覆盖的是干空气 (图 4), 在干、湿空气之间存在着强的垂直风切变。例如在徐州湿层内吹西南风, 干层内吹西北风, 风向差 80° , 垂直风切变强度为 2.6×10^{-2} 秒 $^{-1}$, 南京、淮县、白塔阜等地均有类似情形。在飚线上的雷雨云发展起来之后, 中空就会有干空气从雷雨云体后部楔入, 由于蒸发云中的液体水而冷却下沉。来自中空的下沉气流保持很大的水平动量, 并以倾斜的冷空气层形式抬举低空的暖湿空气, 加强了对流运动, 使雷雨云得到强烈发展。

在南支槽后的偏北气流中, 维持着大范围的下沉气流, 它压制对流的发展。从南京的天气实况看, 雷雨发生在 19 时以后, 19 时的气温为 29.8°C 。可是, 13 时气温就已达到 30.8°C , 并没有发生雷雨, 16 时气温达到 32.5°C , 也没有发生, 甚至连浓积云也未见到, 只有少量的碎积云, 对流发展不起来。下沉运动是压制对流发展的。但是这个相反的因子, 同时却是相成的因子。在对流未发生之前, 它造成的下沉逆温, 储存了大量的不稳定能量。在对流已经发生之后, 一面抑制对流云外新的对流发展, 一面也使对流云外的暖湿空气从底部源源不断地流入对流云中, 促使对流云继续发展。这种作用就是使不稳定能量不致于零散释放, 到处都发生对流, 而是使不稳定能集中在具有强大触发机制的地区释放, 造成剧烈的对流天气。

21 时后, 飚线在继续南移的过程中, 渐渐失去了发展的有利条件, 特别是到夜间, 地面迅速冷却, 低层大气层结趋于稳定, 于是飚线减弱。到了 17 日 24 时, 飚线上的积雨云移到浙江衢州, 虽有雷雨, 但只有 3 米/秒的风速, 已不能称为飚线了。