

华北飑线系统的结构与演变特征

蔡则怡 李鸿洲

(中国科学院大气物理研究所)

李焕安

(北京部队空军司令部气象处)

提 要

1983年6月27日有一次飑线群影响华北、华东地区的七个省市。本文利用天气雷达、卫星云图、高空探空测风和地面加密观测等资料,对飑线系统的结构与演变作了综合分析。飑线群由四个飑线系统组成,它们相继发生发展组成一次影响范围大、持续时间长的强对流天气过程。

本文提出了华北地区飑线系统生命史的中尺度天气模式,包括组织、扩展和消散三个阶段。生命史总共3—5小时。在组织阶段,几个孤立分散的对流单体组织成一条对流带——飑线。在扩展阶段,对流带扩展成一个中尺度对流系统——飑线系统,它包括系统前缘的飑线和后部不断扩大的砧云区。在消散阶段,飑线已解体,剩下不再扩大并渐渐变薄散裂的砧云片。

飑线系统前缘的一条飑线是对流尺度的上升和下沉气流的新老更替,以连续和不连续两种方式向前传播,而其后的砧云标志着在中尺度下沉气流上面斜升的中尺度上升气流,这支上升气流维持着老对流单体残留的高空云砧,它们与前缘的对流云带一起组成一个中尺度对流云团。

一、前 言

飑线是一种以组织化的带状对流群为特征的,空间尺度较大、持续时间较长、灾害较严重的强对流天气系统。在50年代,Newton^[1]的天气学分析认为飑线发生与冷锋有密切的联系。他在60年代对飑线作了详细的中尺度分析^[2],提出了飑线的流场特征,包括向高空上风方倾斜的上升气流、低层流向飑线的湿空气入流和后方较冷的下沉气流。70年代后期,许多大气环流模式和能量学研究工作认为对流凝结加热是热带系统的重要能源。观测事实说明:热带地区只有很小一部分对流雨来自孤立的积雨云,而大量的对流雨来自组织化的对流群。因此,飑线作为一种线状组织的对流系统更加引起了人们研究的兴趣。近年来,人们对热带飑线的天气模式^[3,4]和数值试验^[5,6,7]做了不少工作,取得了一些结果。然而,对中纬度飑线的天气模式和数值试验研究较少,对中纬度和热带飑线的线状组织、线状传播的特征和机制了解得还远远不够^[8]。

春末夏初是华北地区飑线的多发时节,对此有过不少研究,有些属于多个例的综合天气分析^[9,10],另一些是个例的天气背景和雷达回波特征的分析^[11,12,13,14]。这些研究虽得到

1986年3月5日收到,6月2日收到修改稿。

1) 游景炎,1979 急流飑线的个例分析冰雹预报文集 p21—23。

了一些有意义的结果,但对飚线的了解限于地面要素的分析,缺乏对整个系统的空间结构和时间演变的综合分析。

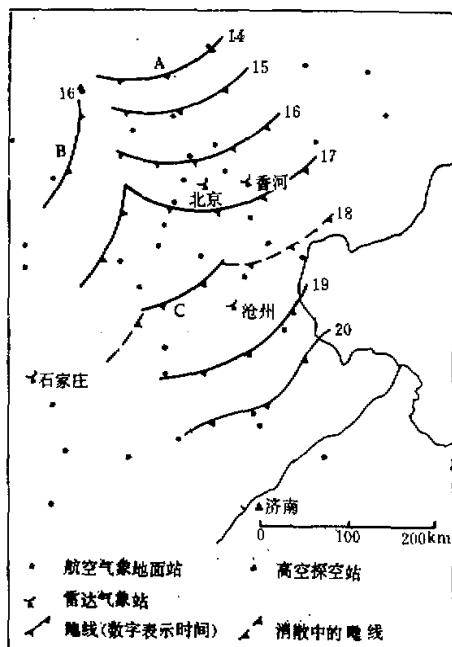


图1 1983年6月27日A, B, C三条飚线活动图

分析中着重应用了航空业务预报中使用的每小时一次的地面观测报告和按标准随时拍发的航空危险天气通报(简称航危报);北京、香河、沧州和石家庄四部天气雷达连续取得的回波资料(台站网分布如图1所示);还有日本同步气象卫星提供一天8次定时卫星云图和间隔30分钟的加密红外卫星云图。此过程资料完整的程度在国内是难得的。由于其中有些资料都系日常业务工作所具有,因此有些结论能直接用于华北地区灾害性天气的临近预报。

二、天气条件和露点锋生

1983年6月27日08时(文中均为北京时)500hPa图上,飚线发生在东亚大槽槽后的分流减速区内,上游有一片强的西北风,最大风速为 $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,风向 310° (图2)。200hPa高空急流中心位于北京西南约700km处,最大风速为 $61\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,飚线发生在高空急流的左前象限(图2)。可能由于急流中心相距较远,北京08时、14时、20时高空风都不强。08时最大风速在对流顶附近(185hPa),风速为 $34\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,风向 285° ,850—200hPa之间的垂直切变为 $2.7\times 10^{-3}\text{s}^{-1}$,属中等强度^[35]。诊断分析得到:该地区中高空受较强的下沉运动控制,与其他例子相似^[14],下沉运动一直延伸到地面,伴随着微风和晴朗天气。

作者在详细分析了1969—1984年间20次华北飚线过程的基础上,着重分析了1983年6月27日下午华北地区发生的一次飚线群过程。严重的风灾、雹灾影响了山西、内蒙、河北、北京等省市,下半夜影响山东、江苏、安徽等省的部分地区。据不完全统计,受灾的农田百余万亩,倒塌的房屋和仓库等建筑计二十余万间,伤亡600余人,有两个机场设施遭到严重破坏,仅设备损失达百余万元,造成这样严重的灾害性飚线过程在华北地区是少见的。

本文对这次过程搜集了较详细的资料,作了综合分析,概括了飚线系统的空间结构和时间演变的特征,提出了一个描述华北飚线系统主要特征的中尺度天气模式,这些特征从其他一些飚线个例中得到佐证,有些方面与热带飚线模式^[3,4]比较相似。

在地面图上低压和冷锋等天气系统都在北京以北 500km 外,对飢线发生无直接影响。华北飢线常常在露点锋附近发生^[9],27 日 08 时飢线发生区附近也有一条露点锋,宽

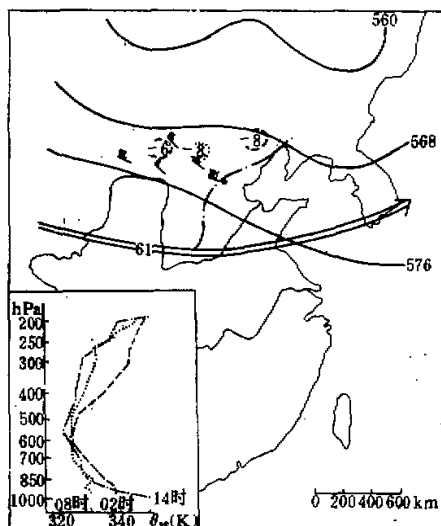


图 2 1983 年 6 月 27 日 08 时高空、地面形势综合图

实线和风矢分别为 500hPa 等高线和风(小旗为 $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$),点划线为露点锋,虚线圈和点线圈分别为 08 时前 24 小时和后 6 小时变露点温度最大中心($^{\circ}\text{C}$),双箭头为 200hPa 急流轴,轴上数字为最大风速($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$),左下角为北京 27 日 02、08、14 时 θ_{s0} 的垂直廓线。

180km,露点梯度为 $5\text{--}6^{\circ}\text{C}/100\text{km}$ 。与另一个例(梯度为 $10^{\circ}\text{C}/100\text{km}$)^[11]相比强度较弱。26 日 08 时—27 日 08 时露点锋北侧有一片露点下降区,最本中心为 -8°C ,以后露点继续下降,到 14 时又下降 $4\text{--}8^{\circ}\text{C}$,最大中心在北京西北侧(图 2)。露点锋的南方,露点下降约 1°C ,露点锋在北侧露点迅速下降的过程中锋生⁰。露点锋锋生作用可能是一种对流群线性组织化的机制。第一条飢线就在这露点锋生带内组织、发展的。

27 日 08 时露点锋两侧(如北京和张家口)都没有低空逆温层,低层风速较小($2\text{--}5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$),温度水平梯度和暖平流都较弱,低层(850hPa 以下)没有强的对流不稳定。到 14 时华北地面气温上升了 $7\text{--}10^{\circ}\text{C}$ (北京上升 7.4°C),地面 θ_{s0} 也明显增加(北京增加 26K),这显然是太阳辐射加热的结果。另外,02—14 时高层出现强降温,300hPa 降温 10°C , θ_{s0} 下降 15K (图 2),说明冷平流造成高空异常降温也为强对流发展提供了一定的热力条件。

1) 按锋生定义 $F_{T_d} = \frac{d}{dt}(\nabla) = \nabla \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla(\nabla)$,在地面风很小的情况下右边第二项不考虑。露点锋生取决于右边第二项露点变化的梯度。

三、飚线系统相继发生

图 1 是根据航危报雷暴、大风、降雹和暴雨出现时刻, 结合每小时区域地面图确定的

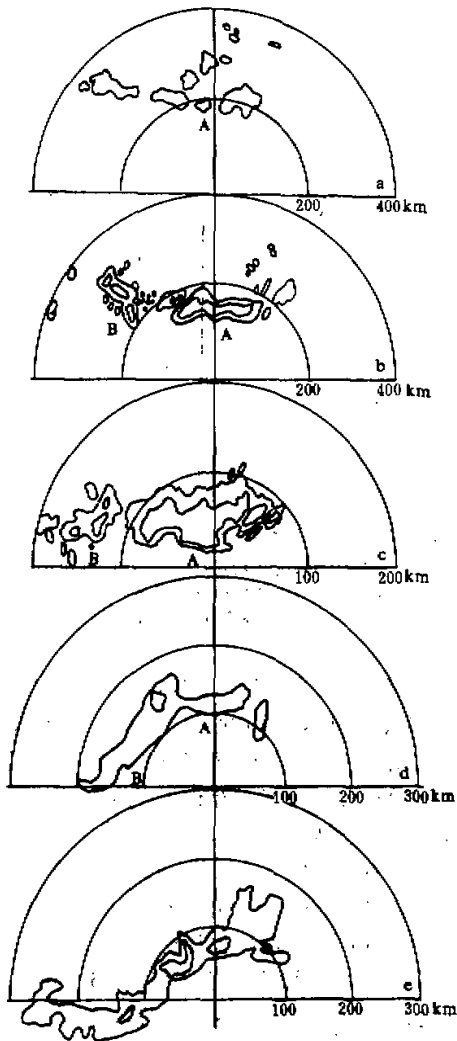


图 4 1983 年 6 月 27 日北京和沧州 PPI 回波图
(a) 北京 14:01, 仰角 2° , 衰减 0dB, (b) 北京 14:55, 仰角 1.5° ,
回波廓线分别衰减 0 和 10dB, (c) 北京 16:12, 其他同 (b), (d)
沧州 17:00, 仰角 0.5° , 回波廓线为 0 和 35dB, (e) 沧州 18:20,
仰角 0° , 回波廓线 0 和 45dB

缘光滑的对流云团 C。它的发展迅速填补了云带北凸区南方的缺口。相应地在两飚线相

飚线 A、B 和 C 的逐时位置。它们的生命史为 3—5 小时, 整个飚线群过程持续 20 小时以上, 总的移向东南, 平均移速 $60\text{km} \cdot \text{h}^{-1}$ 。影响范围约 $300 \times 800\text{km}^2$ 。

1983 年 6 月 27 日 08 时和 11 时卫星红外云图上地面露点锋两侧只有少量稀薄的卷云 (见图版 II 图 3a)。12:35 露点锋北侧燕山山区观测到零星雷暴, 14 时组织成一条飚线 A (图 1), 对应一条东西向的回波带 (图 4a)。卫星云图上有一条边缘光滑的对流云带 (图版 II 图 3b), 对流云带和回波带都由几个对流云体组成。14:30 以后, 北京西边太行山北部的回波发展增强 (图 4b), 15:01 地面出现 $18\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 大风, 16 时形成飚线 B (图 1)。飚线 A 和 B 分别向南和东南移动, 17 时飚线 A 的西端和飚线 B 的北端在北京西侧相遇形成一条“人”字形的飚线 (图 4d)。与此对应, 17 时卫星云图上北京北方的对流云带已发展成一个中尺度对流云团 A, 与西侧的对流云团 B 相连成一条长 700km 的波状云带 (图版 II 图 3c)。

一般分析易将图 1 上以后几个小时的飚线位置看作是这一“人”字形飚线继续东南移动变形的结果。但仔细分析卫星云图可以看到, 波状北凸的云区内早已有几个新的对流云单体在发展 (图版 II 图 3c), 18:30 已发展成一个结构密实、边

遇处由 16:12 回波空隙区到 17 时迅速增强至 35dB, 18:20 发展成云团 C 时达 45dB (图 4c—e)。19 时以后云团 C 继续发展扩大 (图版 II 图 3e, f), 到 20 时成为一个直径 400 km 近于圆形的中尺度对流云团 (图版 II 图 3g)。云团 C 发展时, 南缘相应出现飊线 C (图 1), 迅速向东南移。因此, 这里发生了一次新老飊线的交替, 在飊线 A 和 B 相遇处新对流的发展形成一新的飊线系统 C, 原来的飊线系统 A 和 B 减弱消散。由 17 时飊线 A 和 B 的交点到 18 时新飊线 C 的位置相距 120km, 为飊线平均移速的两倍, 这也说明飊线 C 不是 A 和 B 相遇后简单合并南移的结果。

21 时飊线 C 已移到黄淮下游开始减弱, 28 日零时, 飊线 C 及其对应的云团 C 减弱东移到渤海湾 (图版 II 图 3h)。云团 C 减弱的同时, 在它西边一个发展缓慢的云团 D 猛烈发展 (图 3d—i), 其前缘的飊线影响华东地区的山东、安徽和江苏的部分地区, 出现强对流天气, 直到凌晨云团 D 才减弱消散, 东移入海 (图版 II 图 3j, k)。整个飊线过程结束。因飊线 D 发生在华北测站网以外, 这里不作讨论。

四、飊线系统的生命史

1. 云系特征

根据云系演变飊线系统的生命史可分为以下三个阶段:

1) 组织阶段 零星孤立的对流云单体逐渐组织成一条对流带——飊线, 雷达照片和卫星云图上分别对应一条回波带和对流云带。飊线上的对流单体不断增强并向高空发展, 回波顶可达 16—18km。

2) 扩展阶段 对流回波带迅速向前传播, 而卫星云图上云带北缘却在原地维持, 它的南缘随回波带南移“膨胀”成一个对流云团。这表明一方面回波带由于老对流消失和新对流产生向前传播, 对应飊线的南移; 而另一方面老对流的高云部分——砧云却未消失, 它们逐渐融合成飊线系统后部广阔的砧云区, 与新对流发展的对流云带一起形成一个不断扩展的中尺度对流云团。

3) 消散阶段 线状组织的对流回波带减弱成零星的对流单体。飊线不再向前传播

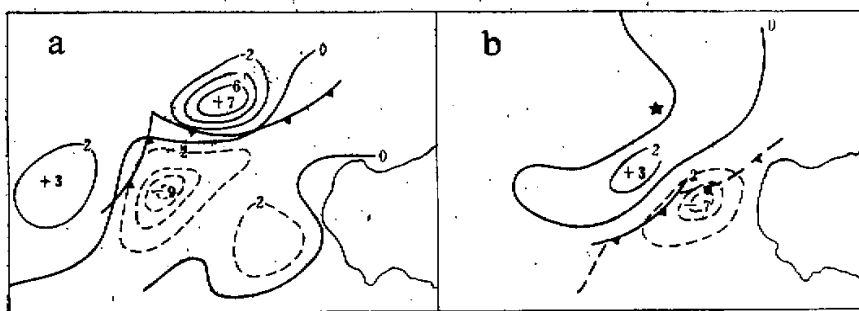


图 5 1983 年 6 月 27 日地面散度分布图

(a) 17 时, (b) 18 时, 实线和虚线分别为正和负的散度等值线 (单位 $10^{-4} s^{-1}$), 飊线符号同图 1

并减弱消散,卫星云图上中尺度对流云团不再向前扩展,砧云区变薄散裂并随高空偏西气流向东移动。

2. 地面散度场特征

用三角形法对地面测站网(图 1)的实测风计算了 13—19 时的散度场和涡度场,在飑线生命史各阶段散度分布具有较明显的特征。(1)组织阶段,孤立的对流云在辐合区内组织成带,辐合最大中心在对流带的前方,其量级为 10^{-4}s^{-1} ,比大尺度散度值大 1—2 个量级。(2)扩展阶段,飑线后方出现一个与前方辐合中心量级相当的辐散中心,对应着雷暴高压。这阶段飑线系统包含一对辐散、辐合中心。(3)消散阶段,飑线前方辐合中心消失,后方辐散区较大,以后也随之消失。27 日 17 时飑线 A 和 B 相遇时,原来位于它们前方的两个辐合中心先消失,在两飑线连接处前方出现一个新的、强的辐合中心(图 5a)。18 时飑线 A 和 B 后面的两个辐散中心也消失,在新生辐合中心的北方出现一个新的辐散中心,形成飑线系统 C 的散度成对分布(图 5b)。散度场分布也证实了飑线系统 C 的发生、发展。一般,零星孤立的对流单体在强的辐合区(10^{-4}s^{-1})内组织成飑线,当飑线处于辐散区内时将减弱消散。这将有助于飑线发生、发展、消亡的临近预报。

五、飑线的强度变化和传播

1. 飑线的强度及其变化

飑线是扩展阶段内飑线系统的最活跃和最重要的部分,飑线系统的强度主要取决于飑线的强度。飑线强度的确定是一个复杂的问题,也是一个现实的问题。作者用一小时最大降温值表示飑线的强度,比较简单易行,便于在业务工作和临近预报中应用(详见 1))。

2. 飑线的两种传播方式

1) 飑线的不连续传播 北京和香河的雷达资料完整地记录了此次飑线过程中一次不连续传播的情况: 15:49 北京 PPI 上飑线 A 中部的回波明显变宽,其前方出现一个指状回波(图略); 16:03 RHI 上飑线主体回波前有一个与它分离的新生小回波,二者之间有一条宽 5—10km 的弱回波缝隙(以下简称缝隙)(图 6a); 16:23 北京出现 $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 强风,这种突发性强风与飑锋和下击暴流²⁾影响相似,由时间和移速推算,缝隙先经过测站与突发性强风对应,紧接着后方增强的指状回波移来(图 6b), 16:38 降雹。以后指状回波向前伸展与东边的回波单体联成一个环状回波,出现直径为 20—50 km 的圆形无面波区(图 6c); 17:10 原来的飑线主体回波减弱消失,前缘环状回波取代了飑线主体回波(图 6d),同时下击暴流前的飑锋取代了这段飑线,完成了一次飑线的不连续传播过程。

17:30、18:33 和 19:24 又出现了三次由下击暴流和飑锋引起的不连续传播,表 1 列出了这四次下击暴流的情况,这里不一一详述。分析得到:与弱回波缝隙对应的下击暴

1) 蔡则怡,李鸿洲等(1986):华北飑线的综合分析,北京气象,1986,3。

2) 下击暴流是一种强的对流尺度的下沉气流,它的前沿称为飑锋(gust front)。

流是一支强的对流尺度的下沉气流。这支来自中高空的下沉气流将高空水平运动动能向下输送带来强的直线风。在中层它的水平宽度约5—10km,到低层范围扩大,在地面扇形辐散的范围约50km。它的前沿可分析一条飢锋,十分钟移速30—40 km,生命史较短约20分钟。它们都对应一个最大一小时降温中心,中心值超过16℃(图略)。下击暴流影响时先出现强风,紧接着出现温度陡降、气压突升等剧烈变化和冰雹、暴雨等强对流天气。当一次下击暴流袭击某航空港时,强的直线风吹翻了停放的直升飞机,许多大树被齐根或拦腰折断。

2) 飢线的连续传播和不连续传播
通常,飢线的主体回波由几个发展阶段不同的对流单体相连组成(图6a)、每个单体对应一对对流尺度的上升和下沉气流,在主体回波带的后面是一支中尺度下沉气流,其前部为一支中尺度上升气流。新对流不断地在主体回波前缘发生、发展,其后部的老对流不断减弱,并入其后方的中尺度下沉气流中,这样飢线以连续的方式向前传播。

但是,在对流强烈发展时,强的下沉气流有时出现在主体回波前方一段距离(数十公里)内,形成下击暴流。这支气流及其前缘的飢锋迅速向前呈扇形突进,促使其前方有新的对流尺度上升气流和指状对流回波迅速形成,而在下击暴流后方主体回波中的对流则逐渐减弱,并入后部中尺度下沉气流中。这样,下击暴流前方的飢锋就取代了原来的一

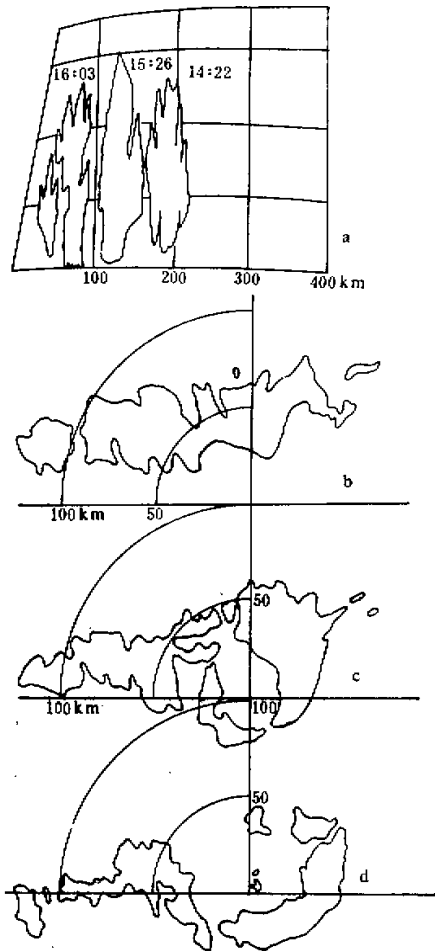


图6 1983年6月27日北京和香港雷达回波图
(a)北京 RH114:22,方位13°,衰减10dB,15:26,方位345°,衰减10dB,16:03,方位340°,衰减25dB,(b)香港 16:30;仰角2.5°,衰减0dB,(c)香港 16:55,仰角3.5°,衰减0dB,(d)香港 17:10,仰角2.5°,衰减0dB。

表1 下击暴流情况

序号	出现时间	最大风速 m s^{-1}		大冰雹直径 (mm)	十分钟雨强 (mm)	十分钟平均移速 (km)	生命史(分钟)	最大降温(℃)
		测站	局地					
1	16:23	20	>30	14	/	30	20	-16
2	17:30	28	>40	15	20	40	20	-19
3	18:33	38	>40	/	—	30	20	-16
4	19:24	40	>40	/	/	30	20	无记录

段飚线,飚线表现为跳跃式地前进,以不连续的方式向前传播。

六、飚线系统的中尺度天气模式

根据上述加密卫星云图、多部雷达照片和地面散度场分析,概括华北地区飚线发生、发展的中尺度天气模式如图 7。

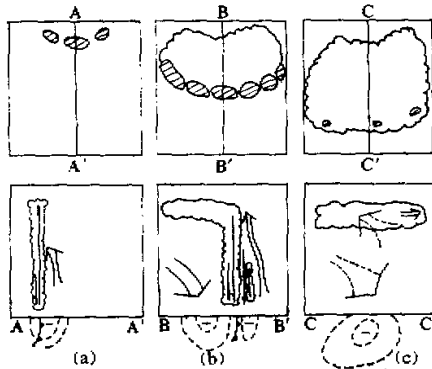


图 7 飚线系统发生、发展的中尺度天气模式。
上面的是平面图,阴影区是对流云,波形区为砧云区。下面是上图剖线处的垂直剖面图,直线箭头是对流尺度的上升和下沉气流,双线箭头是中尺度上升和下沉气流,虚双线箭头是减弱的上升和下沉运动,下面是地面散度场和飚线。

发展的中尺度天气模式如图 7。

1. 组织阶段 由几个孤立分散的对流单体逐渐组织成一条对流带——飚线。每一个对流单体内有一对对流尺度的上升和下沉气流。有组织的对流带位于地面中尺度辐合区内,辐合中心在它的前方,伴随一支中尺度上升气流。其后方地面辐散中心和中尺度下沉气流还未形成(图 7a)。

2. 扩展阶段 组织好的飚线通过对流尺度上升和下沉气流的新老更替,以连续和不连续的方式向前传播。飚线后方形成一支中尺度下沉气流和一个不断扩大的砧云区,与地面雷暴高压和中尺度辐散区相对应。中尺度上升气流斜升于中尺度下沉气流之上,形成一个飚线系统,对应一个中尺度对流云团(图 7b)。

3. 消散阶段 随着对流带减弱解体,飚线上对流尺度的上升和下沉气流减弱消失,中尺度上升运动叠加在中尺度下沉运动之上。地面辐合区随之消失,留下中尺度辐散区,以后高空砧云变薄,受高空西风引导东移(图 7c)。

七、讨 论

(1) 一般认为中纬度飚线和热带飚线系统的主要差别在于环境风切变和热力结构。前者处于强的天气尺度强迫^[16]形势下;后者处于弱的天气尺度强迫形势下。但华北飚线群有时发生在弱的环境风切变和弱的对流不稳定条件下,即弱的天气尺度强迫形势下。这类飚线有些相似于“典型”的热带飚线。在美国也有类似的情况^[14]。这表明中纬和热带飚线的区别是相当复杂的。

(2) 国内一些研究曾指出:槽后型飚线和露点锋密切相关。同样,在美国大平原地区飚线等强对流风暴常在干线附近发生、发展。在这次例子中,露点锋的梯度并不大,但在其北侧有强的露点下降和露点锋生作用,第一条飚线就发生在这露点锋生带内。露点锋锋生和飚线发生、发展间的联系,似乎是一个新问题。造成露点锋生的下沉运动和露点锋生后形成的下沉气流可能是飚线发生的一种触发机制。

(3) 在华北地区两条飚线相遇经常合并成一条“人”字形飚线。在资料不充分的情况

下往往认为是飊线系统的简单合并。从这次加密卫星云图系列照片清楚地看到, 在连接处有个新的飊线系统猛烈发生、发展, 形成新的强飊线, 它常常伴有强烈的风灾——龙卷风和非旋转性的强直线风^[18]。

(4) 在影响范围大、持续时间长的飊线过程中, 常有几个飊线系统相继发生、发展, 在卫星云图上它们对应几个水平范围为 200—400km 生命史 3—5 小时的中尺度云团。新飊线系统发生、发展常伴随老系统的减弱消散。相邻两个系统将先后接替发展, 当一个减弱时另一个才可能发展。这样几个飊线系统相继发生、发展完成一次强对流天气过程。

(5) 整个飊线系统的生命史分为组织、扩展和消散三个阶段, 各有其垂直和水平流场的特征。

(6) 在扩展阶段, 飊线通常由主体回波内的对流上升和下沉气流的新老更替连续地向前传播。在强烈发展时, 新对流尺度的下沉气流有时出现在飊线之前, 形成一条向前扇形突进的飊锋, 它后面的飊线主体回波将减弱、消失, 飊锋取代成这段飊线。这时飊线通过飊锋这种不连续的方式向前传播。

致谢: 大气物理研究所三室强风暴物理组提供香河站雷达资料, 谨此致谢。

参 考 文 献

- [1] Newton, C. W., 1950, *J. Meteor.* Vol. 7, p. 210—222.
- [2] ———, 1967, *Advance in Grophysics*, Vol. 12, p. 257—308.
- [3] Houze, R. A. Jr., 1977, *Mon. Wea. Rev.* Vol. 105, P. 1540—1567.
- [4] Zipser, E. J., 1977, *Mon. Wea. Rev.* Vol. 105, P. 1568—1589.
- [5] Betts, A. K., Grover, R. W. and Moncrieff, M. W., 1976, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* Vol. 102, P. 395—404.
- [6] Moncrieff, M. W. and Miller, M. J., 1976, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* Vol. 102, P. 373—391.
- [7] ———, and Green, J. S. A., 1972, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* Vol. 98, P. 336—352.
- [8] Lilly, D. K., 1979, *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.* Vol. 7, P. 117—161.
- [9] 丁一汇等, 1982, 大气科学, Vol. 6, P. 18—27.
- [10] 李鸿洲等, 1983, 强对流天气文集, 气象出版社, P. 91—98.
- [11] 赵恩雄等, 1980, 中国科学院大气物理研究所集刊, 第9号, P. 151—160.
- [12] 李惠欣等, 1983, 强对流天气文集, 气象出版社, P. 61—66.
- [13] 余志敏等, 1983, 强对流天气文集, 气象出版社, P. 99—104.
- [14] 蔡则怡, 1985, 大气科学, Vol. 9, P. 377—386.
- [15] 李吉顺, 1983, 强对流天气文集, 气象出版社, P. 149—152.
- [16] Zipser, E., 1984, *Dynamic of mesoscale weather systems*, P. 463—479.
- [17] Ogura, Y. and Lion, M., 1980, *J. Asmo. Sci.* Vol. 37, P. 553—567.
- [18] Fujita, T. T., 1978, *Research paper*, No. 156.