

华北平原飊线与一般对流活动发生条件的对比分析

扈忠慈 陆长荣 白乃英 孙文起

(北京军区空军司令部气象处)

提 要

本文根据 1986 年 6、7 月影响华北平原北部的 4 次飊线过程，分析了飊线发生的天气形势，对比分析了飊线与一般对流活动的发生条件。分析结果表明，华北飊线的发生与中层冷空气爆发相关，飊线发生前华北平原的不稳定能量分布具有高值、集中分布和正增长的特点。这些分析结果可能有助于华北地区飊线的分析和预报。

前 言

华北平原是我国飊线活动比较集中的地区之一。飊线过境伴随的雷雨、冰雹及突发性强风天气，常给工农业生产造成损失，并危及飞行安全。据统计，华北平原飊线主要出现在 5—8 月份，以 6—7 月最为集中，占总数的 70% 以上。本文根据 1986 年 4 次西北气流型飊线天气过程，对飊线产生前的天气形势背景，中高层冷空气爆发的特点，气层不稳定状况和位势不稳能量的聚积与释放等，作了一些探讨。为制作飊线临近预报提供参考指标。

一、飊线发生前的天气形势特征

有关材料^[1]提出，华北飊线按 500hPa 环境流场特征，可分为低压（槽）后部西北气流型和低压槽前偏南气流型两大类。其中西北气流型约占华北飊线总数的 70%。1986 年 6、7 月华北平原北部有 5 次飊线过程，1 次属偏南气流型（7 月 7 日），仅影响涿县、保定、静海一线；其余 4 次过程均属西北气流型。

资料统计表明，西北气流型飊线多发生在 500hPa 低压后部冷温槽叠加在 850hPa 低压前部暖温脊上空的天气形势下。1986 年 6、7 月份影响京、津、唐地区的 4 次西北气流型飊线都基本符合这种形势。并且有以

下特点：

1. 500hPa 强风速轴穿越华北上游的冷温中心

图 1 是 4 次西北气流型飊线发生前，08 时 500hPa 平均图。飊线发生前，40—55°N、110—125°E 为一冷性低涡控制，冷温槽

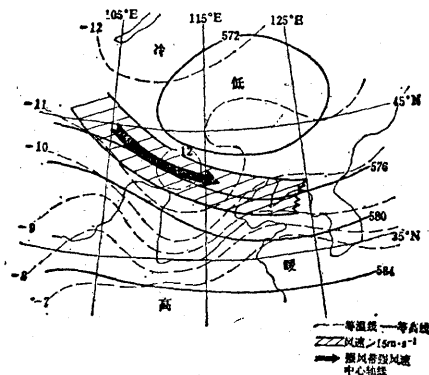


图 1 西北气流型飊线发生前 08 时 500hPa 平均图
南伸至 35°N，华北平原处于冷温槽（或冷中心）的东南方。值得注意的是，在 40—43°N 有一平均风速 $\geq 15\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的强风速带自冷涡后部伸至涡前，其中心轴线（平均风速 $\geq 17\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）正好穿越华北平原上游方向的冷温槽（冷中心），静止在北京、张家口一带，冷平流明显。这一形势，有利于冷空气

爆发南下，在华北北部形成了垂直和水平方向上较大的风切变，这是华北平原北部动力和热力不稳定条件形成的重要原因。4次飊线均出现在高空冷涡西南象限，强风速中心轴线右侧，冷平流最强的区域。

2. 700hPa 暖干舌自西向东伸入华北平原

人们已注意到〔2〕，大范围系统性下沉运动，是我国强对流天气发生前，抑制位势不稳定能量过早释放的重要机制，它反映在对流层中层有一深厚暖气层。由于这一系统性下沉运动的存在，使大量的位势不稳定能量得以积聚、贮存，一旦对流层中高层有利的天气系统入侵，整层下沉运动减弱并转为上升运动，使不稳定能量得以释放，产生强对流天气。在1986年4次飊线过程中，与系统性下沉运动相配合的暖气层。在700hPa层表现最为突出。图2是飊线发生前08时700hPa平均图，可以看到T及(T-Td)高值舌自河套地区向东伸入华北平原。在相应的北京探空曲线上，这一暖气层有的下延至900hPa。

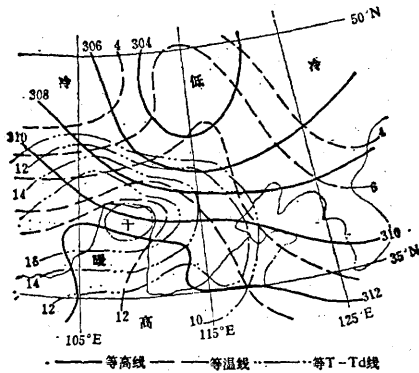


图2 西北气流型飊线发生前08时700hPa平均图

根据上述特点，我们可以初步得出西北气流型飊线活动的基本模式：在500hPa高空冷涡的西南象限，40—45°N之间风速 $\geq 15\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 强风带的南侧，700hPa暖干舌楔入500hPa冷温槽和850hPa暖脊之间的区域，有利于飊线的活动。

二、飊线与一般对流活动发生条件的对比分析

飊线是强烈的深对流活动的产物，其发生发展的环境物理条件往往在中高层表现得比较明显。我们从以下几个方面对比分析飊

线与一般对流活动发生条件的差异。

1. 中层强冷空气活动

中层冷空气活动与华北飊线的产生有很大关系。以1986年飊线活动比较集中的7月为例，用北京各层温度变化(ΔT_{24})表示冷暖空气活动状况。图3是08时北京温度平均廓线，可以看出，飊线日冷空气活动主要在700hPa以上、250hPa以下，以400hPa冷空气活动最强， ΔT_{24} 达 -5°C 。而一般雷暴日中高层负变温并不明显。从当日08时层结看，7月份飊线日($\frac{\partial T}{\partial Z}$) $_{850-400}$

平均为 45°C ，雷暴日为 37°C ，非雷暴日仅为 35°C ，中高层出现负变温对建立不稳定层结有明显的作用。

需要指出的是，一次中层强冷空气活动所形成的热力不稳定层结，往往可以持续好

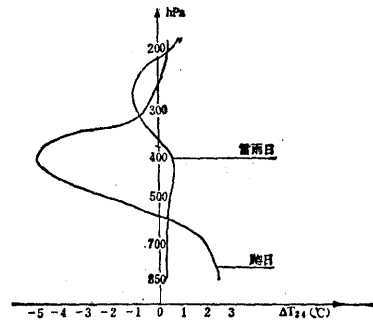


图3 08时温度随高度变化的平均廓线

几天。但是，并不是这几天中高层都有24或12小时负变温出现。飊线只是在中层有比较明显的负变温出现时才发生，一般雷阵雨天气则可以在中层冷空气活动(控制)的整个阶段出现。资料分析表明，中层负变温只有在冷空气活动的初始阶段(或有新的冷空气侵入时)才能出现，我们把这一初始阶段称为冷空气爆发，可以认为，只有中层强冷空气爆发，才能同时为飊线发生发展所需要的热力和动力不稳定提供有利条件。所以，表征中层强冷空气爆发的因子——中层较大的24(或12)小时负变温的出现，对飊线预报有很好的指示意义。

2. 深厚的对流不稳定气层

表1是7月份飊线与一般对流活动上下层平均 θ_{se} 分布表。由表可见，盛夏季节多数情况下，中低层气层为对流不稳定状态

表1 飚线与一般对流活动 θ_{se} 分布表
(单位 $^{\circ}\text{C}$)

项目 hPa	θ_{se} 850	θ_{se} 700	θ_{se} 500	θ_{se} 400	$\Delta\theta_{se}$ 500-850	$\Delta\theta_{se}$ 400-700
飚线日	330.4	326.2	323.2	325.0	< 0	< 0
雷雨日	333.0	331.0	328.0	333.0	< 0	> 0
非雷雨日	332.0	329.0	331.2	338.0	< 0	> 0

$(\frac{\partial\theta_{se}}{\partial Z})_{500-850} < 0$), 但是中高层情况飚线日与一般对流活动则有明显不同。飚线日 $(\frac{\partial\theta_{se}}{\partial Z})_{400-700} < 0$, 气层为对流性不稳定状

态; 雷暴日和非雷日平均 $(\frac{\partial\theta_{se}}{\partial Z})_{400-700} > 0$, 其具体日数分别为75%和85%, 气层基本上处于对流性稳定状态, 飚线与一般对流活动的差异非常明显。可见, 中高层的气层状况是抑制还是促进对流活动, 对飚线的发生发展有重要作用。中高层气层处于对流不稳定状态时, 有利于飚线的产生。

对流能否发展到足够的高度, 是飚线区别于一般对流天气的重要条件之一。从1986年7月飚线日与一般对流活动日 θ_{se} 平均廓线图(图4)可以看出, 若选取抬升高度为900hPa, 则飚线日自由对流抑制层平均高度为280hPa, (最高240hPa, 最低360hPa); 而雷暴日平均高度为380hPa, 非雷暴日为460hPa, 飚线日的位势不稳定气层相当深

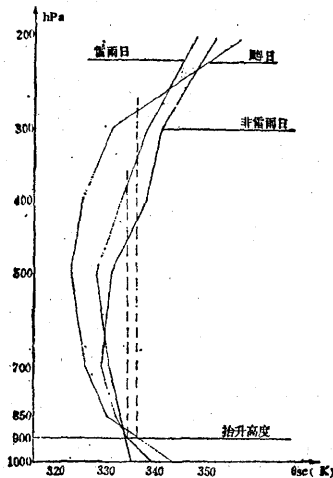


图4 各类对流活动的 θ_{se} 平均廓线

厚。因此, 从自由对流抑制层高度的统计规律中, 可找出各月飚线日与一般对流活动的区别。

3. 位势不稳定能量场的水平分布

飚线的发生发展是大量不稳定能量短时间内猛烈释放的结果。能量场水平分布能够反映飚线生消变化的一些趋势。

在大气热力学中, 单位质量的气块对流上升, 通过气层 (p_1-p_2) 释放的不稳定能量 E 可表达为:

$$E = -Rd \int_{p_1}^{p_2} (T_{vi} - T_{ve}) d \ln p$$

式中 Rd 为干空气的比气体常数; T_{vi} 、 T_{ve} 分别为气块及环境空气的虚温。改变形式得:

$$E = g \left(-\frac{Rd}{g} \int_{p_1}^{p_2} T_{vi} d \ln p + \frac{Rd}{g} \int_{p_1}^{p_2} T_{ve} d \ln p \right)$$

括号中的第二项是以位势米为单位的气层 (p_1-p_2) 的厚度; 第一项在饱和情况下, T_{vi} 是 θ_{se} 与 p 的函数, 对 p 的积分值就只是 θ_{se} 的函数 $[\Delta H_s^p(\theta_{se})]$, 公式可以改变成:

$$E = g \left[\Delta H_s^p(\theta_{se}) - \Delta H^p \right]$$

用二次曲面拟合及插值多项式分别计算上述两项。在华北区域天气图上计算出华北平原每日逐时高分辨不稳定能量 E^* , 分析其水平分布及其变化发现: 飚线发生前, 华北平原北部 E 场具有高值、分布集中、正增长三个特点。

图5是4次飚线发生前 E 的分布情况。华北平原均有比较明显的高能舌自东南向西北伸出, 京、津、唐、保地区与周围相比形成能量集中区。

表2是4次飚线发生前, 京、津、唐地区平均不稳定能量变化情况。14时, 飚线发生前, 上述地区 E 值平均在 $(65-125) \times 9.8 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 之间, 与11时比较, 能量增加明显。 E 的高值、分布集中、正增长特点比较突出。其中, 7月14日 E 值高达 $125 \times 9.8 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 京、津、唐地区形成明显的闭合

* 计算方法由空军第七研究所李洪勳、徐宏提供。

高能中心，飚线发生发展非常迅速，天气表现异常强烈，飚线过后，普遍出现 $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上雷雨大风和冰雹。

图6是两个非飚线日E的分布情况。两例均处于高空冷涡控制，地面有冷锋移近，山区已有不稳定天气发展的背景条件下，与飚线日天气形势背景很相似。但是由于E的数值及水平分布情况不同，天气表现有明显差异：7月9日14时，华北平原有一浅宽高能脊北伸影响京、津、唐地区，但无明显能量集中区，16时冷锋逼近北京，出现雷雨，但无强烈发展；

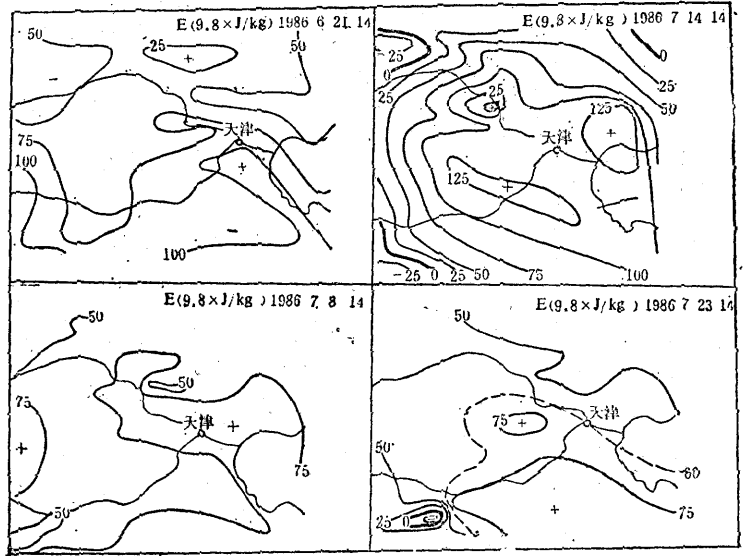


图5 飚线发生前(14时)E分布图

表2 飚线日E值变化情况 单位： $\times 9.8\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$

项目	E值	日期	6月21日	7月8日	7月14日	7月23日	平均
E(11时)			60	55	85	35	58.7
E(14时)			75	80	125	65	86.3
$\Delta E(14-11)$			+15	+25	+40	+30	+27.6
飚线强度			弱	中	强	弱	

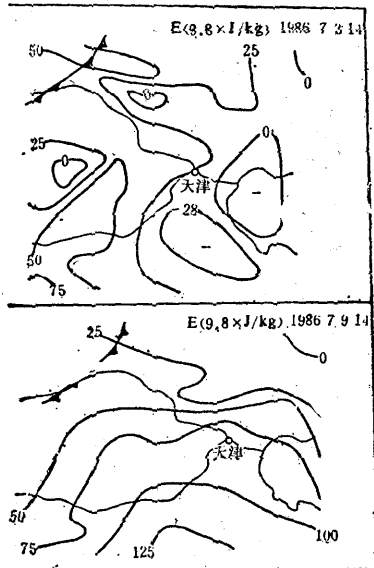


图6 非飚线日14时E分布图

7月3日14时，华北平原为低能区 ($E < 0$)，西部冷锋雷雨移到平原后，减弱为稳定性降水。正反个例的对比说明，飚线与一般对流活动E的水平分布有明显区别。

强对流天气的发生是大气中多因子共同作用的结果，E的水平分布只反映了产生强对流天气物理条件的一个方面。将E与其他因子，例如中高层冷空气活动因子进行综合分析，可以较好地地区分飚线与一般对流活动。在每日08时的北京探空上，以B值近似表示垂直方向上温度的平流特征，其表达式为： $B = [\Delta T_{24}(400+500) - \Delta T_{24}(850+700)]$ 。根据经验，以 $B < -3^\circ\text{C}$ 表示中上层冷空气活动明显，以 $B > 2^\circ\text{C}$ 表示中上层暖空气活动明显；以京、津、唐地区14时平均 $E > 50 \times 9.8\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 为高能值， $E < 0$ 为低能值，E在0—50之间为中间值。表3是各级B值与E值相配置的个例情况统计表，可以看出，在 高能 ($E \geq 65 \times 9.8\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$) 情况下，中层有明显冷空气活动 ($B < -3^\circ\text{C}$) 才会有飚线产生，中层冷空气活动不强，仅出现雷雨天气，在低能 ($E < 0$) 情况下，一般也不易出现雷雨。

4. 飚线活动的湿度特征

很多研究工作指出，对流层中层为冷平流，低层为暖平流，形成“上干冷、下温暖”的不稳定层结分布，有利于飚线的发

表3 各级B、E值配置表

项目	日期	高能值					低能值			中间值			
		6.21	7.8	7.14	7.23	7.29	7.10	6.14	6.9	7.13	6.15	7.15	7.2
B		-10	-10	-22	-5	5	0	-5	8	2	-6	14	1
E		75	80	125	65	105	85	-25	-50	0	20	25	25
天气表现		飏线	飏线	飏线	飏线	雷雨	雷雨	无	无	无	雷雨	无	无

生。对大多数情况来讲，这一结论是适合的。但是，在以往的工作中，曾发现华北飏线有“上干冷、下干暖”的个例。1986年7月华北平原北部的西北气流型飏线，也在一定程度上表现出“上干冷、下干暖”的特征，其湿层很浅薄，仅地面至900hPa有所表现。

表4给出了1986年7月飏线日、雷暴日、非雷暴日各层T-Td和Td平均分布。飏线日

各层T-Td平均值900hPa以上明显大于非飏线日，在850—700hPa差别最大。以Td值表征水汽含量，900hPa以上Td值小于非飏线日，而930hPa以下则略高于非飏日。逐个分析飏线日各层湿度变化情况，900hPa到700hPa均为增温减湿，500hPa以上为降温减湿，“上干冷、下干暖”的特征非常明显，暖湿空气主要集中在行星边界层内。

表4 各高度层T-Td和Td分布

项目		高度(hPa)						
		1000	930	900	850	700	500	400
T-Td (°C)	飏日	2	4	6	12.3	13.3	12.7	12.3
	雷日	3.7	3.7	3.7	5	5.9	8.1	3.4
	非雷日	3.6	4.1	4.3	4.4	4.6	10.0	9.1
Td (°C)	飏日	21	17	13.5	8	-2.3	-23.7	-33.3
	雷日	20.3	16.1	14.8	11.8	1.9	-17.8	-28.6
	非雷日	19.4	16.3	14.4	11.7	1.4	-17.8	-28.0

三、小结

从以上分析，可以得到以下初步结果。

1. 低压(槽)后西北气流型是华北平原飏线活动的主要天气形势。在此背景下，500hPa有强风速轴穿越华北上游的冷温中心，700hPa暖干舌自西向东伸入华北平原，若低层有适当的触发系统移近，则有利于飏线发生。

2. 飏线与一般对流天气发生的环境物理条件有明显差别，这一差别在中高层表现尤为突出。在高空冷涡控制阶段，连续几天出现位势不稳定，有利于对流天气发生；而飏

线过程仅出现在冷涡控制初期，中层有强冷空气爆发(以400hPa表现明显)之时。

3. 华北平原飏线不稳定能量场具有高值、集中分布、正增长的特点。将不稳定能量因子与中高层冷空气活动因子进行综合分析，对飏线的临近预报有一定指示意义。

4. 飏线发生时，环境空气一般多呈“上冷干、下暖湿”的位势不稳定状态。但华北平原西北气流型飏线湿层很浅，仅表现在行星边界层内很浅薄的层次内，900hPa以上则表现出：“上干冷，下干暖”的特征。这可能是华北平原飏线多产生突发性雷雨大风的主要原因。

参考文献

〔1〕 李鸿洲、扈忠慈，华北地区的飑线，强对流天气文集，1983年。

〔2〕 蔡则怡，我国强对流天气发生前的能量贮存机制，大气科学，1985年。

〔3〕 徐宏、李洪勤，用不稳定能量对稳定度的高分辨诊断，气象，1985年7期。

Analysis of occurrence of squall line and commonly convective activity over North China

Hu Zhongci, Lu Changrong, Bai Naiying, Sun Wenqi
(Weather office, Air Force Headquarters of Beijing Army Unit)

Abstract

In this paper, based on 4 squall line processes occurred over North China during 6-7, 1986, the synoptic situations of occurrence of squall line are analysed, and have been compared with commonly convective activity. It is found that the occurrence of squall line is related to the cold air breakout in the middle levels. Before its occurrence, the unstable energy are characteristic of larger, concentrative distribution and increased with time. Some significant results could be useful for analysing and forecasting the occurrence of squall line.