

雷暴专题讲义

中国人民解放军空军气象学校训练部

一九七六年六月

目 录

第一章 雷暴形成的大尺度天气背景	1
第一节 大气运动的各种尺度.....	1
第二节 雷暴形成的天气形势.....	2
第二章 中、小尺度天气系统	12
第一节 中、小尺度天气系统的特点.....	12
第二节 中尺度天气系统.....	13
第三节 中尺度分析方法.....	20
第三章 大气静力稳定度及其分析	23
第一节 热力学第一定律.....	23
第二节 温度对数压力图解.....	28
第三节 大气静力稳定度及其分析.....	40
第四节 影响层结稳定度变化的因子.....	54
第四章 雷暴和冰雹的预报	68
第一节 雷暴的预报.....	68
第二节 雷暴大风的预报.....	77
第三节 冰雹的预报.....	80
附 录	
单站冰雹预报方法.....	99
强雷暴短时预报方法初步探讨.....	107

在大气中，有时会出现雷电交作的现象，这就是雷暴。雷暴总是和积雨云相联系的，而且是积雨云强烈发展的标志和结果。雷暴出现时，往往伴有狂风暴雨，有时还会出现冰雹和龙卷等灾害性天气现象，对经济建设和军事活动有很大的影响。在雷暴区中飞行，飞机会遇到强烈的颠簸、积冰、恶劣能见度和雷电干扰等复杂气象情况。因此，雷暴天气是对飞行影响最大的天气现象之一。

毛主席教导我们：“人们为着要在自然界里得到自由，就要用自然科学来了解自然，克服自然和改造自然，从自然里得到自由。”为了保障军事活动顺利地进行，我们必须以辩证唯物主义思想为指导，深入地研究和掌握雷暴发生、发展的规律，了解雷暴区的天气特征，正确地分析和预报雷暴天气的发生时间、地点及强度。

第一章 雷暴形成的大尺度天气背景

第一节 大气运动的各种尺度

一、天气系统的尺度

活动在大气里的天气系统种类很多，它们在空间上规模很不相同，在时间上生命史的长短也极不一样。这种空间大小和时间长短通常称为“尺度”。各种不同尺度的天气系统是不同的尺度大气运动的体现，而一种天气过程包含着多种尺度的运动。

天气系统有大气波动、涡动以及气象要素的不连续区。通常把波动的一个波长或涡动的直径长度作为系统的空间尺度，对于带状分布的系统，多指其长度。把系统从新生、发展到衰亡的时间长度作为系统的时间尺度。一般地说，大气运动空间尺度越大的系统，时间尺度也越长。

二、天气系统尺度的划分

大气中天气系统的尺度有大有小，它们所伴随着的天气现象，也是千差万别。为了研究各个局部地区不同天气现象发生、发展的原因和活动规律，做出正确的天气预报，对各种尺度的天气系统进行深入细致地分析，是十分必要的。为此，人们根据实践经验，把大气运动划分为不同尺度。目前，对于尺度的划分，由于看法不同也不完全一致。通常把大气运动划为三类：大尺度天气系统、中尺度天气系统和小尺度天气系统。其划分范围大致如下：

1. 大尺度天气系统：一般把水平尺度在300公里以上的天气系统称为大尺度天气系统。例如长波槽和脊、副热带高压、台风、气旋、反气旋以及锋面等。这些系统能在日常的天气

图上分析出来，维持时间可达几天以上。

2. 中尺度天气系统：是指水平范围几十公里至三百公里范围以内的系统。这些系统在一般现有空中天气图上不易分析出来，在一般的地面天气图上亦很不明显，生命史常在几小时到一天左右。这类系统包括有飑线、中尺度高压、中尺度低压和龙卷气旋等。

3. 小尺度天气系统：主要是指水平范围在十公里以内的系统。如积云单体、龙卷等，生命史通常不足1小时，有时甚至短到几十秒钟。

恩格斯指出：“辩证法不知道什么绝对分明的和固定不变的界限，不知道什么无条件的普遍有效的‘非此即彼！’”。大气中各种尺度的天气系统既有一定的区别，又有相互联系、相互制约。从这一点讲，它们又是不可分的，而且在一定的条件下，还可以相互转化。例如，有些中尺度天气系统，开始是由很小的系统演变过来的，在其变化过程中，还可以发展到和某些大系统相近的尺度。象中高压、中低压等，初期的直径约10—100公里，后期可扩展到200、300公里，大的甚至可达500公里。因此，大、中、小系统的尺度之间并无截然分明的界限，而是根据实际情况相对划分的。

第二节 雷暴形成的天气形势

雷暴和其它天气现象一样，也是在一定天气形势背景下形成和发展的。根据实践经验，常见的雷暴天气形势有以下几种。

一、冷涡型雷暴

夏季在我国东北、华北和长江流域常出现冷涡雷暴，它具有生消变化突然，持续时间长等特点。

冷涡出现的天气形势大致可分为两类：

1. 从地面至高空（至少高达300—400毫巴）有冷空气配合的冷涡，这是一种深厚的系统，由于系统深厚故移动缓慢，甚至不动，直到填塞。系统持续时间一般能维持3天以上的雷暴日。在深厚的冷涡中，如果冷中心落后于低中心，则冷平流较强，地面有冷锋或副冷锋活动，雷雨表现亦强，有时在地面冷锋前部有飑出现。如果冷中心与低中心重合，则平流不明显，亦无锋系活动，尽管如此，往往在低涡的东南部位仍有大片雷雨天气出现。

此外，在深厚的冷涡中，有时可以有两个冷中心，一个在低涡的中心附近，一个在低涡环流的外围。后者常被人们忽视，但是在适当的大尺度环流背景下（如冷涡移速加快），本来冷平流不甚明显的区域会突然变得很强，造成强烈的雷雨天气，有时还会出现降雹。

2. 没有深厚冷空气配合，或只某一层有冷空气配合的浅薄低压，它对天气影响比前者为弱，时间也较短。

冷涡雷暴产生的原因在于冷涡是一个深厚的愈往高空愈强的冷性涡旋，高空强的干冷平流与低空的暖湿平流常造成层结的不稳定状态，加之在冷涡控制范围内上升运动较强，有利于水汽的垂直输送和不稳定能量的释放，故易产生强烈对流天气。

冷涡雷暴主要形成于冷涡南和东南部位，特别是东南部位最常见。冷涡在刚形成时所造成的雷暴天气不十分严重，当它继续发展东移或南移与太平洋（副热带）高压脊靠得很近时，由于气压梯度加大，在涡的底部气流辐合作用增强，高压脊西部强的偏南气流又常带来暖湿空气，因此，在冷涡的东南部位经常产生大片的雷雨天气。

二、空中槽和切变线雷暴

在夏半年，无论是有、无地面锋面配合的空中槽和切变线，都是我国常见的雷暴天气形势之一。

（一）空中槽（切变线）附近的流场形式与雷暴形成的关系

槽线附近有利的流场形式造成了气流的辐合，提供了雷暴形成发展的垂直运动条件和水汽的垂直输送。当稳定度条件适宜时，空中槽越深，气流辐合越强，相应的上升运动亦强，越有利于雷暴的形成和发展；相反，辐合弱，相应的上升运动亦弱，产生雷暴的可能性就小。

空中槽或切变线附近气流辐合的强弱取决于其两侧风向的切变与风速的差异，常见的流场辐合形式有以下几种：

1. 风向辐合经常出现的有以下三种情况，如图 1—1 所示。

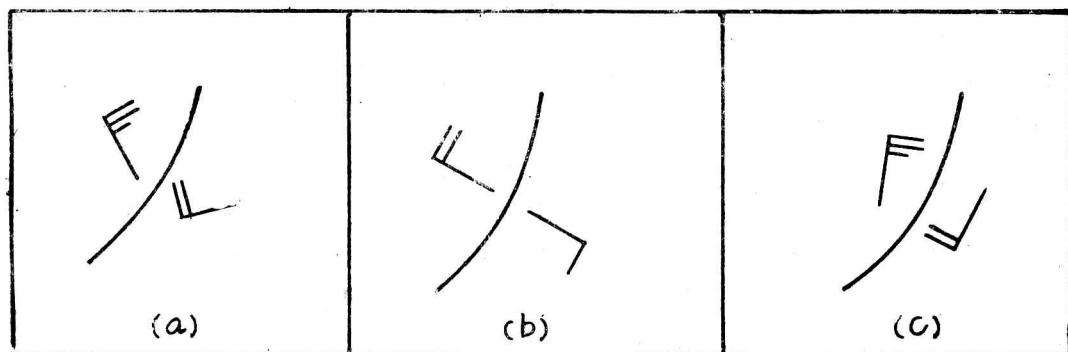


图 1—1 风向辐合示意图

2. 风速辐合，如图 1—2 所示，风速差异越大，上升运动就越强。

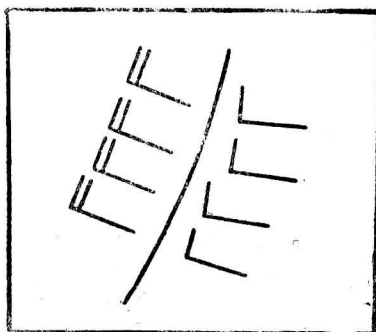


图 1—2 风速辐合示意图

(二) 空中槽的温度场结构与雷暴形成的关系

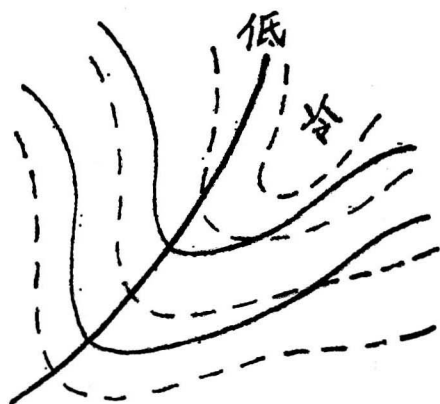


图 1-3 温度槽导前于高度槽示意图

空中槽（切变线）的温度分布与雷暴生成也有密切的关系。当冷温槽落后于高度槽（切变线）时，由于槽前的暖舌和槽后冷区明显，槽线附近温度梯度很大，存在着锋区，在锋区的地方，有利于垂直运动的发展，有利于雷暴的产生；当空中槽前后都为暖空气占据时，垂直运动得不到发展，对雷暴生成不利。

在实际的天气分析中，空中槽温度场的分布，并不完全象上述标准情况，温度槽导前于高度槽的现象常有出现（如图 1-3），在这种情况下，要做具体分析，如低层暖平流很强，雷暴仍有发生的可能。

(三) 空中槽雷暴出现的区域

“世界上没有绝对地平衡发展的东西”。空中槽中雷暴的发展也是不平衡的，槽线附近易形成雷暴，但也不是处处都有，必须对形成雷暴的因子做具体细致的分析。一般说来，应注意以下几点：

1. 在空中槽前，地面等压线气旋性弯曲大，或风的辐合最明显的区域，往往可发生成片的雷暴。
2. 在空中槽和地面低压相重合的区域，有利于雷暴的形成。
3. 一般说来，离槽线越近越容易产生雷暴。

切变线在江淮地区比较多见。江淮切变线雷雨的分布是零星的，常出现在地面图上等压线气旋性曲率大的区域，或是三小时负变压（ $-\Delta P_3$ ）大的地方。在其他地区，如华南、西南等地，夏半年出现切变线时，也常有雷暴产生。

上述空中槽和切变线型雷暴着重分析了上升运动条件，即冲击力条件，考虑是否有雷暴发生发展时，还应注意分析层结稳定度状态和水汽情况。

三、太平洋高压西部的雷暴

夏半年在我国华南地区，太平洋高压西部的雷暴最为常见。据广州统计，这类形势出现的雷暴占当地夏季雷暴总数的26%。它主要出现在高压脊线以北的西南气流里，在脊线及脊线以南的偏东气流里，一般没有雷暴产生。

在太平洋高压西部的偏南气流里，空气比较潮湿，常常储存着较大的不稳定能量，只要具备了使不稳定能量释放的热力或动力条件，雷暴就可能形成。这类雷暴具有以下一些主要特点。

1. 多生成于午后，其次是上午，夜间出现最少。

2. 雷暴持续时间多为2—3小时，最短的只有几秒钟，最长的可达10小时以上。
3. 雷暴大风通常不超过16米/秒。

太平洋高压西部雷暴的形成常见有以下几种情况：

1. 当高压西部和北部有低槽移来时，脊后槽前的地区常有范围较广的雷暴产生。这是因为处于槽前脊后西南气流的地区既有利于上升运动，也有利于水汽的增加，雷暴因此而发展起来（如图1—4所示）。

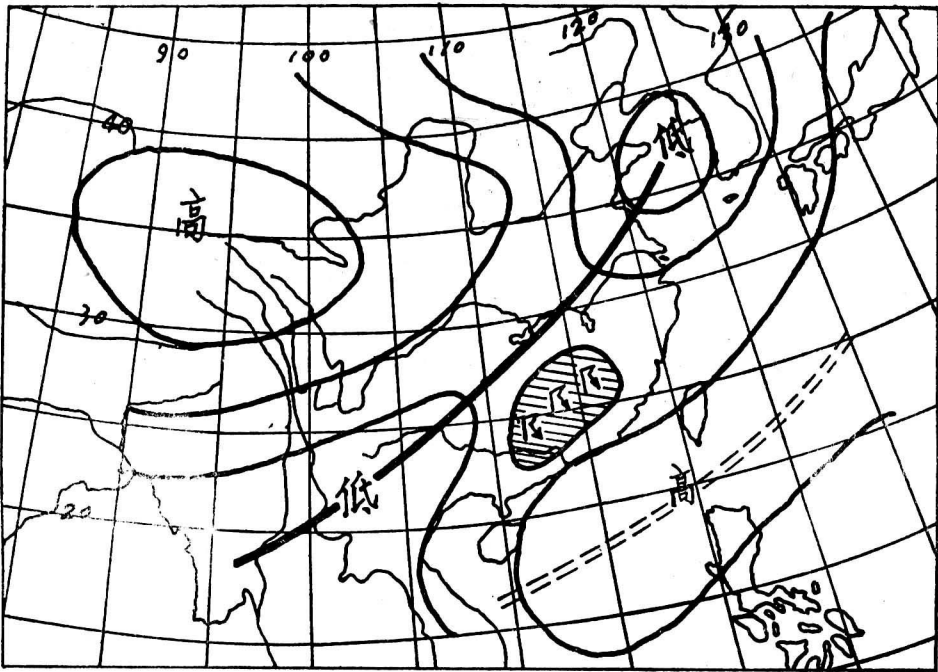


图1—4 850毫巴脊后槽前雷暴示意图

2. 当太平洋高压西伸时，容易产生雷暴。高压西伸地区，由于原来一般是低压控制，天气较坏，水汽较多，高压西伸刚到时，下沉运动不强，在热力作用下，午后常有热雷暴产生。

如果高压西伸不快，雷暴可连续出现两、三天，但强度逐渐减弱。高压西伸地区，如果原来是高压控制，由于高压合并，下沉气流加强，则不利于雷暴形成。

3. 太平洋高压西部300—800米低空出现强风带时，由于有较强的暖湿平流输送，增加低空大气的不稳定程度，加之它附近的上升运动较明显，因此，常有雷暴产生。

4. 当太平洋高压西部等压线十分稀疏，天气系统表现很弱的时候，常因山地或海陆造

成的小型风场辐合，或热力作用，产生孤立分散的雷暴（见图1—5）。

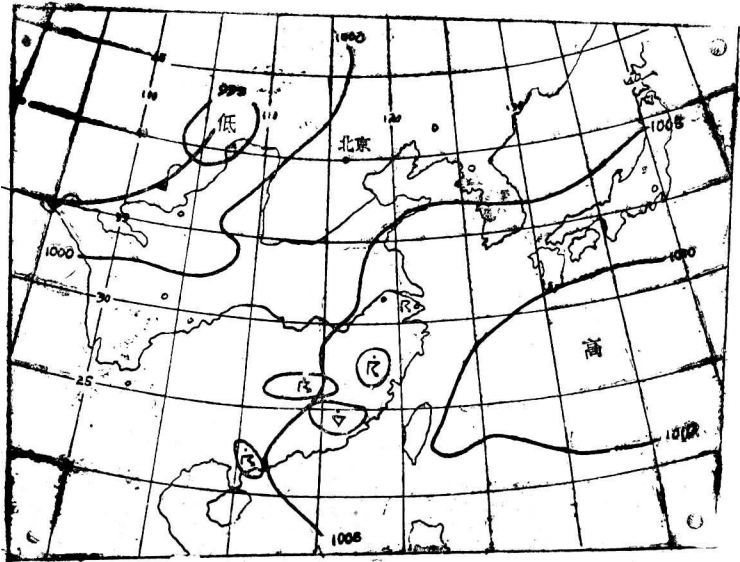


图1—5

上述几种情况有利于雷暴的发生发展，但分析太平洋高压西部是否有雷暴时还应注意高压脊线随高度的倾斜情况。夏季，太平洋高压脊线一般是向北倾斜的，若脊线随高度向北倾斜程度小，其北部地区，西南气流比较深厚，有利于雷暴产生；反之，西南气流所达高度低，就不利于雷暴的生成。据广州地区统计，当西南风上限高于7000米时，可能有雷暴，低于7000米时，一般无雷暴。

四、台风槽雷暴

台风槽雷暴是指在台风外围低槽内产生的雷暴。

台风本身具有高温高湿的特点，因而在台风槽里，有些时候也同样具有这一特点，在那里，常储备较多的不稳定能量（水汽充分、层结不稳定程度大），只要有足够的触发力（热力涡动、流场辐合、地形抬升），便可产生雷暴。

台风槽雷暴常见有下列两种形势：

1. 自东向西移动的台风，当它到达海南岛附近时，便转向西北西或停滞不前，这时向东北方向伸出一个倒槽，其顶端有时可伸至长江口，午后由于热力作用增强，在槽内经常生

成范围广大的雷暴区，以倒槽顶及槽线附近为最多（如图1—6）。

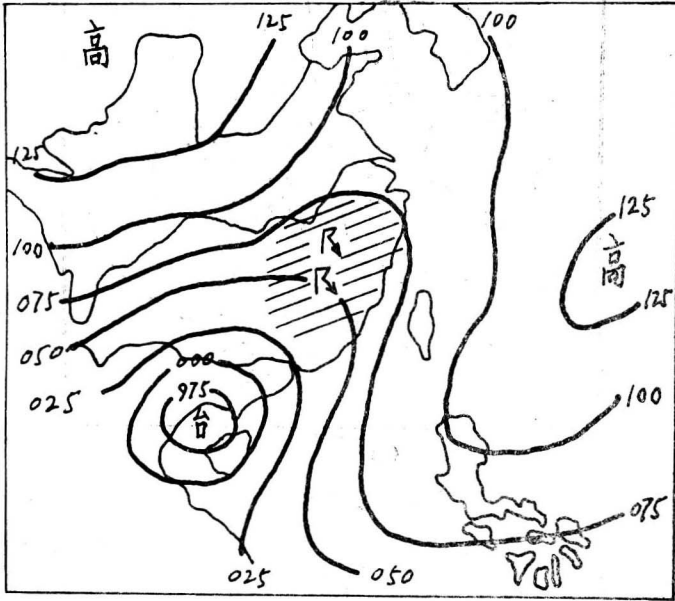
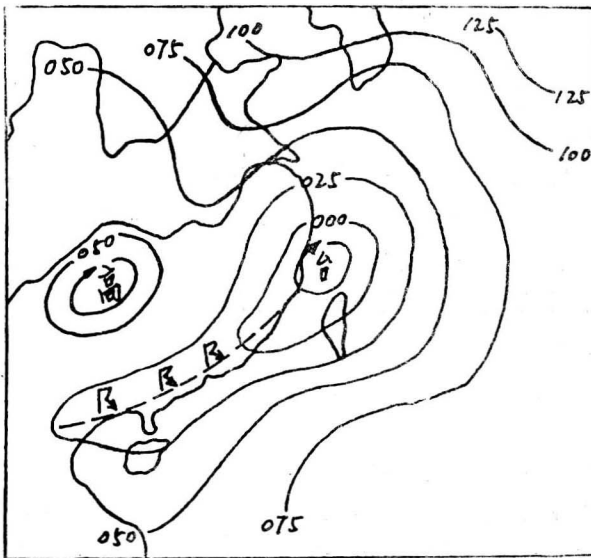
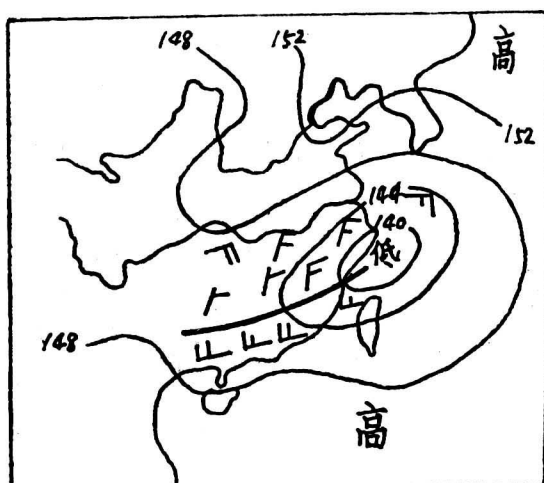


图1—6 第一种台风槽雷暴示意图

2. 西太平洋台风，在我国台湾以东附近转向后，台风后部的西南方向常出现一低槽，在槽内，往往形成一条明显的辐合线，或台风西部的偏北气流引导小股冷空气南下，使台风槽内造成冷锋锋生。这时，在辐合线或冷锋的作用下，往往产生雷暴。尤其是台风后部的辐合线，能引起连续几天的雷雨天气（如图1—7）。



(a)地面图



(b) 850毫巴图

图 1—7 第二种台风槽雷暴示意图

此外，夏季华南地区，每当受到赤道辐合线及东风波等热带天气系统的影响时，由于有强烈的辐合作用，加上低纬暖湿不稳定空气活跃，几乎都会引起雷暴的产生，且强度较强。

五、锋面雷暴

锋面是冷暖气团交锋的界面，这里空气上升运动剧烈，有利于雷暴的发生和发展。锋面雷暴在我国最为常见，据上海地区统计，6—8月，60—70%的雷暴形成于锋面；石家庄地区指出：锋面形成的雷暴占本地雷暴的80%以上。

锋面雷暴有冷锋、暖锋、静止锋雷暴等几种。其中冷锋雷暴出现最多，而暖锋雷暴则比较少见。下面分别介绍它们形成的情况。

(一) 冷锋雷暴

1. 冷锋雷暴形成的分析

冷锋雷暴是冷空气强烈冲击其前方暖湿不稳定空气而形成的雷暴。因此，冷锋是否产生雷暴，不但决定冷锋，还与锋前暖空气的性质（层结的不稳定性和湿度）有关。冷锋强，锋面坡度大，移动快，空中冷平流强，而锋前暖空气活跃，则冷空气强烈冲击着前方的暖湿不稳定空气，锋面抬升作用显著，冷锋附近一般有雷暴产生；反之，冷锋附近没有雷暴出现。分析冷锋雷暴时，要十分注意暖空气的性质，水汽越充分、层结不稳定程度越大，越有利于冷锋雷暴的形成，否则尽管冷锋很强，也不一定形成雷暴。

冷锋雷暴的形成，还与锋面上空温压场形势有关。通常850毫巴和700毫巴有明显的空中槽或切变线配合冷锋时，更有利于雷暴的产生。

地面锋线与空中槽靠得越近，上升运动越强烈，对雷暴的产生越有利。若空中槽线的位置稍导前于地面锋线时，产生雷暴的可能性就更大了。这是因为，地面锋线上空受槽后冷平流的影响，使大气不稳定程度增大。同时由于槽线与地面锋线靠得很近，槽线附近和锋上仍

保持了强烈的上升运动的缘故。若空中槽线导前过多，则锋上为槽后的下沉气流较强的区域，不利于雷暴的形成。当空中槽后配合有冷温槽，而槽前有湿舌时，对于雷暴的形成就更有利了。

2. 冷锋雷暴出现的地段

冷锋雷暴主要形成于地面冷锋附近。当空中槽导前时，冷锋雷暴一般出现在空中槽后地面锋前；空中槽后倾时，冷锋雷暴出现在地面锋后空中槽前。在同一条冷锋上，由于形成雷暴的条件不同，不一定处处都有雷暴，而常出现在锋后冷平流强，锋前空气暖而湿的地段。当空中槽线在地面上的投影与锋面相交时，雷暴出现位置如图 1—8 所示。

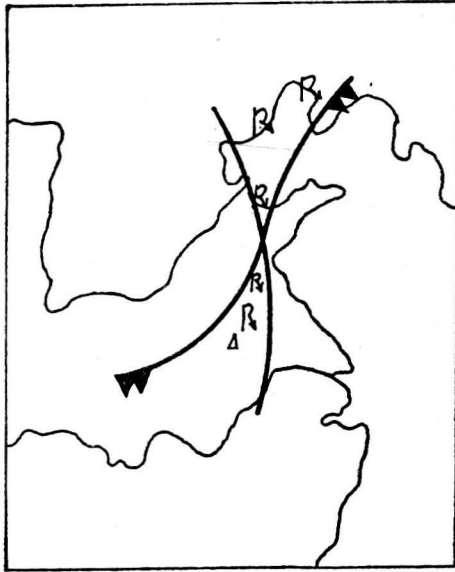


图 1—8 1962年 6 月 8 日 20 时 700 毫巴槽线与地面冷锋相交雷暴分布图

3. 冷锋雷暴出现和维持的时间

冷锋雷暴大约出现在锋面过境前后 2—4 小时之内，其持续时间决定于冷锋的移速与 700 毫巴槽线的位置及槽线的移速。当冷锋移速较快，雷暴持续时间较短；反之，则较长。在槽线后倾的情况下，700 毫巴槽线过境的时间，一般也就是雷暴结束的时间。

(二) 准静止锋雷暴

我国长江以南地区，在夏半年，很多雷暴的产生都与准静止锋活动有关。据统计：华东中部地区，6—8 月份出现的雷暴总数中，约有 40% 以上为准静止锋雷暴。这种雷暴天气不象冷锋产生的雷暴那样强烈，但这种过程持续时间长，雷暴出现范围也较大，又常常隐藏在稳定性的云层之中，对飞行安全威胁很大。

准静止锋雷暴的形势特点：入春以后，暖空气势力逐渐加强，冷空气势力逐渐减退，冷空气南下过程中，经常在江南地区与暖空气对峙。这时准静止锋常常位于由西南地区伸向沿海一带的倒槽之中，850 毫巴上空有锋区和切变线与之配合，西南气流较强，暖平流显著。在 700 毫巴和 500 毫巴上有时是西南气流，有时是伴有冷舌的小槽或低涡东移。雷暴就常产生

在地面准静止锋两侧，或锋后与850毫巴切变线前的区域里（见图1—9）。

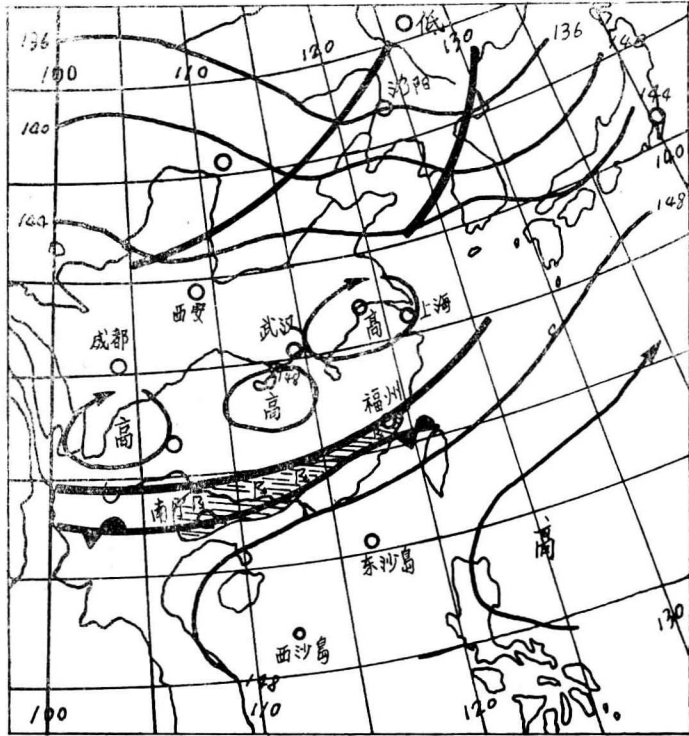


图1—9 1965年5月6日20时850毫巴形势及地面准静止锋与雷雨分布

准静止锋雷暴有明显的日变化。一般是在后半夜产生，白天逐渐减弱消失。这是因为静止锋上常常有稳定性的云层，白天增温小，气层不见得不稳定；但到夜间，由于云顶强烈辐射冷却，气层反而呈不稳定的缘故。

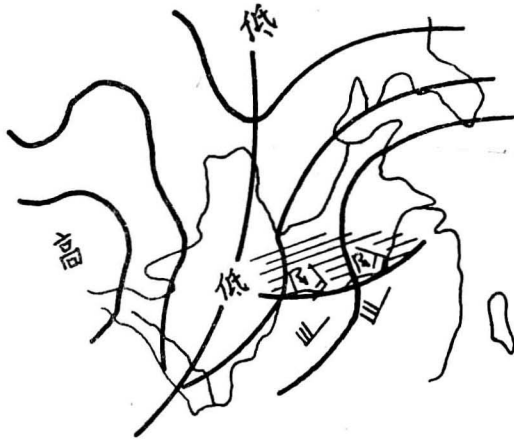


图1—10 暖锋切变形势(700毫巴)

准静止锋雷暴可以连续出现几天，每次持续的时间比较短，一般1—2小时左右，很少有超过三小时的。

(三) 暖锋雷暴

暖锋雷暴比较少见，一般只是在850毫巴和500毫巴图上有低压槽或切变线(如图1—10)，空气潮湿，对流性不稳定层次厚，才有利于雷暴的产生。另外，在准静止锋上产生气旋波时，暖锋附近也有可能出现雷暴，暖锋上的雷暴多数是分散的，出现的时间也多在后半夜。

六、热雷暴

在天气系统比较微弱的情况下或气团的内部，有时还会发展一种热雷暴。它主要是由于

地表受日射而使近地面层结变为不稳定而发展起来的，这种雷暴一般不强，且孤立分散。

热雷暴的形成条件与系统性雷暴没有多大差别，所不同的主要是抬升条件。系统性雷暴对流运动的触发是靠与天气系统相联系的辐合上升运动。而热雷暴，对流运动的触发主要是靠近地面受热不均而引起热力浮升。

热雷暴的生消时间有明显的日变化规律。陆地上，热雷暴多出现于午后，因为这时气层最不稳定；傍晚后，因对流减弱，雷暴云也就逐渐消散了。海上，由于近海面的气温日变化小，而高层空气在夜间却因辐射散热而冷却较快，所以夜间较昼间为不稳定，故出现夜雷暴较多。

第二章 中、小尺度天气系统

雷雨、冰雹、龙卷等灾害性天气一般都伴有一定的天气系统，如雷暴高压、飑线、中低压等。同气旋、反气旋、锋、长波槽脊等系统相比，它们的水平范围小，生存时间短，人们把它们列为中、小尺度天气系统，简称中、小系统。

第一节 中、小尺度天气系统的特点

中、小尺度天气系统，对比于大尺度天气系统是有很大差别的。其主要特点有：

一、空间尺度小

前几章所讨论的天气系统如气旋、反气旋的水平范围，一般在几百公里到几千公里，而中、小系统的范围一般在几公里到几百公里，小的象龙卷可在一公里以下。

这些中、小系统，如果有强烈对流发生，大多可发展到整个对流层，因而它们的垂直范围同水平范围很接近，而大尺度天气系统垂直范围远小于水平范围，两者之比小于 $1/100$ 。

二、生存时间短

中、小尺度系统出现的时间短暂，一般从几分钟到近一天左右。象飑线生存的时间，只有几小时，最长也不超过一天。龙卷气旋最长只有几小时，雷雨单体还不到一小时，这比起大尺度系统的生存时间就短促多了。

与对流活动相联系的中尺度天气系统的生命史大致可分为三个阶段：

1. 形成阶段：在这个阶段，气压出现波动，系统的范围和强度渐增，常有早期雷暴降水现象。

2. 成熟阶段：中系统明显且继续增强，雷暴系统外围出现“前中低”或“尾低压”，有强烈的天气现象与要素场梯度存在。

3. 消失阶段：“中高压”扩大减弱，“中低压”消失，雨区扩大但强度减弱，要素场梯度迅速变小。

三、要素场梯度大，天气现象激烈

大尺度天气现象，要素场梯度较小，气团内部更是如此，即使是梯度大的锋区附近，温

度和气压一般要相距一百至几百公里才变化几度、几毫巴。然而中、小尺度天气现象中要素场梯度要大得多，例如：气压梯度可达1—3毫巴/公里，温度梯度可达 $5^{\circ}\text{C}/10$ 公里。大尺度锋面过境时，变压一般是1—2毫巴/小时，而飑线过境时，变压可达1毫巴/1—2分钟。湿度场，大尺度的露点梯度约为每百公里几度，而中尺度的露点梯度可达 $1.5^{\circ}\text{C}/10$ 公里。

同这种大的要素梯度相联系的中、小尺度天气现象，如雷暴、暴雨、冰雹等往往都是比较激烈的。大尺度天气现象中一般大风只有十几米/秒，在台风中最大风力也只有几十米/秒，然而飑线通常阵性大风就能达到几十米/秒，而龙卷大风甚至可达100—200米/秒。

四、垂直运动强和散度大

大尺度天气系统的垂直运动的量级只有每秒几个厘米，而中、小系统一般为每秒10米左右，最大曾观测到50米/秒。同样地，大尺度系统的散度约为 10^{-5} /秒，而中系统约为 10^{-3} — 10^{-4} /秒，小系统如龙卷有时可达 10^{-2} /秒。

五、不满足地转平衡

大尺度运动是准地转的，在大尺度系统中近于满足地转风或梯度风平衡。在中系统中，加速度同地转偏向力、气压梯度力具有相同量级，而小系统中的地转偏向力比加速度和气压梯度力还要小一至二个量级，因而不能满足地转风平衡。所以进行中小天气分析时，一般不宜用地转风原则。

六、不满足静力平衡

在强烈发展的对流云附近，静力学关系不适用，在云中，特别是上升气流和下沉气流强的地方，静力学关系更不能用了。

第二节 中尺度天气系统

中、小系统种类较多，中系统有飑线、雷暴高压、中尺度低压（槽），伪冷锋、龙卷气旋等，小系统有积云单体、龙卷风、山谷风、海陆风等。下面着重讨论一些常见的中尺度天气系统。

一、雷暴高压

雷暴单体发展到旺盛阶段，在云的下方近地面层处常有浅薄的冷性小高压（见图2—1）出现，即所谓的雷暴高压。这种高压中心值约比四周天气系统气压值高1毫巴，强的到几个毫

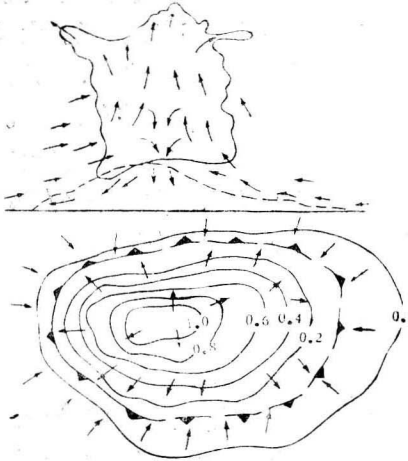


图 2—1 雷暴高压

巴。风由高压中心向四周吹，近于同等压线垂直，是辐散流场的形式，高压范围内是个冷中心，主要降水区在高压中心稍后些，高压的直径大约几十到几百公里。这种雷暴高压不仅局部性的雷暴单体有，飑线或其他系统性雷暴云团都有，唯空间范围，持续时间，强度有所不同而已。在雷暴单体中，水平范围只有几公里，垂直范围只有几百米，维持时间只有几十分钟，强度在 1 毫巴左右，在高压边沿风场和温度场都表现有一条不连续线，常称为伪冷锋。

雷暴高压的形成，目前不少人认为主要是由于积雨云下沉气流内雨滴的蒸发冷却而形成的。在下沉气流内，只要能有足够的雨滴存在，由于雨滴蒸发使空气冷却，可以近似认为是湿绝热下降过程。若假定下沉气流

四周的空气是按干绝热上升的，于是，在下沉气柱与周围环境空气之间出现了温度差异，这样就在云下方的地面上形成冷空气堆，此冷空气堆造成质量的增加，简称增质，导致气压上升。有人研究指出，在冷空气堆发展之初，增质小到可以忽略不计，在其发展阶段，增质与系统范围内地面降水总量成正比：

$$\Delta M = \psi(H)R_s$$

其中 ΔM 表示增质， R_s 为地面降水总量， $\psi(H)$ 为比例系数，称为冷空气形成率。它的大小同云底高度有关。云底较高时，由于降水而形成的冷空气堆较强，从而使得雷暴下方易出现和发展中尺度高压。据统计，在云高为 1—3 公里时， $\psi(H)$ 的数值在 0.5—10.0 之间。这说明了在降水量 R_s 相同的情况下，由于云底高度不同， $\psi(H)$ 也不同，因此 ΔM 也就不同。在飑线雷暴降水的情况下，由于云底较高， $\psi(H)$ 较大而易于形成雷暴高压。在某些云底较低的系统（如台风）即使降水量较大，但由于 $\psi(H)$ 较小而不易形成雷暴高压。

常见的雷暴，是由许多雷暴单体组成的，雷暴单体群生成的原因，是由于雷暴下面的冷空气堆向四周扩展易于将四周暖湿空气抬举上升产生新的对流单体，从而组成雷暴单体群或雷暴群。因此，在雷暴群底下的雷暴高压不仅范围大，而且可以不只出现一个中心。对于移动性的雷暴，从云中下沉的冷空气伸向云的前方，抬举前部的暖湿不稳定空气，形成新的对流单体，使雷暴云向前传播。

雷暴高压随着对流云一起移动，而对流云一般同高空风方向一致，当风有垂直切变时，云体和雷暴高压基本上沿着风的合成方向移动，但一般偏向右方。

二、中尺度低压

在大比例尺天气图上，经常可以发现水平尺度为几十公里至二、三百公里的低压，称为中尺度低压系统。中尺度低压系统主要有两类：一类叫“中低压”，另一类叫“中气旋”。这两种中系统在气压场上都是低压，其主要区别是在风场上前者没有明显气旋式环流，而后

者则有闭合的气旋式环流。在中尺度低压系统内，一般辐合上升运动强烈，常伴有雷雨、冰雹、暴雨等强烈对流天气，甚至还有龙卷风产生。龙卷风常发生在中低压或中气旋内不稳定程度很大的地区，对于有龙卷风产生的中低压或中气旋又称为龙卷气旋、龙卷低压或龙卷巢等。

中尺度低压的形成和发展，与一定的大尺度天气背景及地理环境有关。它常发生在冷锋附近，低气压区和暖区内，尤其是在暖舌的顶端或低空风向、风速辐合的地区。此外，还与中系统的活动有关，例如在飑线发展到成熟阶段，常在其前方有中尺度低压系统出现。对于这类低压目前还没有较成熟的解释。

三、飑 线

(一) 飑线的定义及其特征

飑线是由许多雷暴单体组成的狭长的强烈对流天气带(见图 2—2)，通常伴有雷暴、暴

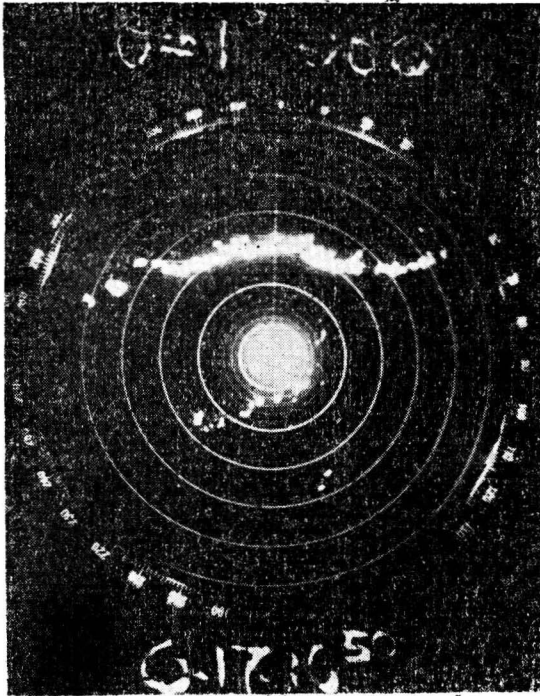


图 2—2 1674·6·17·16⁵⁰合肥雷达回波

雨，甚至冰雹、龙卷等现象。并同雷暴过境时一样出现风向突变，风速剧增，气压急升，气温骤降的情形，而且表现更为激烈。图 2—3 是 1974 年 6 月 17 日一次强飑线经过南京时的气压和气温自记曲线，在飑线过境时，南京出现狂风暴雨天气，10 分钟最大降水量为 18.6 毫米，强风达 38.9 米/秒。