

雷暴

陈锡璋编写

雷暴常伴有大风、暴雨、雷电，以至冰雹和龙卷，是一种局部的但很猛烈的灾害性天气。

产生雷暴的基本条件

雷暴是大气中强烈对流运动的产物。大气中充沛的水汽、大量不稳定能量的储存和足够的对流触发机制是产生雷暴的三个基本条件。

1. 充沛的水汽

据计算，一块半径为五公里、降水强度为每分钟一毫米的积雨云，一分钟内倾泻下来的水量约达八万吨之巨。如此巨量之水都由水汽转化而来，可见要形成雷暴，必须在低层有充沛的水汽。充沛的水汽不仅是形成雷暴的物质基础，且对提供大气不稳定能量加速对流发展也有重要作用。因此雷雨前天气往往闷热潮湿，水缸、石板“出汗”，反映了空气中水汽非常丰富。

2. 不稳定能量

在不稳定的的大气中，如果大气中某一气块向上运动时，则该气块的温度会比周围大气的温度高，浮力为正，气块加速上升。如果气块向下运动，则反之，气块加速下降。

据观测和计算，积雨云中上升气流可达10—20米/秒，个别极强的甚至超过50米/秒。下降气流一般可达10—15米/秒，当其下降到地面向四周扩散时，风速常达15—20米/秒，最大超过30米/秒的也屡见不鲜。积雨云中对流运动具有的这种强大动能是由贮存于大气中的不稳定能量转化而来的。不稳定能量愈大，不稳定的气层愈厚，形成

的对流运动也愈强烈。

鉴别大气不稳定能量大小，主要根据温度、湿度的垂直分布，如高层空气愈冷，低层空气愈暖^{*}，则头重脚轻，气层愈不稳定，贮存的不稳定能量也愈大。

3. 对流触发机制

大气中的不稳定能量是潜在的，要使潜在的不稳定能量释放，必须有一种触发机制促使初始上升运动。对流触发机制通常有以下几种。

(1) 热力作用：由于地表性质不一而增温不均，形成局部的小规模热力环流，增温多的区域空气上升，就可以成为发展大规模对流运动的触发机制。当低空有较强逆温层存在，对流受抑制，这却有利于低层由热力作用产生的不稳定能量的积聚，一旦其他触发机制条件具备，低层暖湿空气便冲破逆温层，积聚的不稳定能量大量地集中释放，常发展成为极其猛烈的对流和严重的雷暴天气。

(2) 辐合作用：低空的气旋、低压槽或等压线呈气旋性曲率区、切变线、和锋面附近，都有辐合上升运动。另外，微弱的中小尺度低涡或切变，在浅层有辐合，也可以提供对流触发机制。

(3) 抬升作用：冷锋楔入不稳定的暖湿空气下面迫使其抬升，或不稳定的暖湿空气上驶于暖锋或静止锋之上主动滑升，都可促使暖湿空气中的不稳定能量的释放，发展对流。锋面坡度愈大，产生的对流触发机制也愈强。如对流性不稳

定的暖空气迎山而上，在迎风坡便有机械抬升作用，也容易发展对流。山地坡度、风速及风的爬坡分量愈大，对流触发机制也愈强。

雷暴的结构

1. 雷暴单体和雷暴群体

雷暴通常由单个或多个雷暴单体所组成。

雷暴单体是一个对流单元，持续时间一般为几十分钟到一小时，属于小尺度天气系统。雷暴单体的整个生命史大致经历发展、成熟、消散三个阶段。发展阶段的单体为一股暖湿的上升气流，随着气流上升、饱和、凝结，云体迅速向上发展，云滴均由水滴组成，这就是淡积云和浓积云阶段；成熟阶段单体内既有上升暖湿气流，又有下降冷气流，云体发展高大，顶部出现冰晶结构，同时产生降水和雷电，这是积雨云阶段（图1）；消散阶段单体内主要为下降气流，下降速度减弱，降水也随着减弱、停止，云体逐渐崩溃消散。

此外，还有一种生命时间长，直径可达10公里，甚至更大，天气剧烈的“超级单体雷暴”。它的特征是成熟阶段形成有组织的、持续的上升气流和下沉气流，如图2所示。

由多个新陈代谢的雷暴单体组成的称为雷暴群体，或称多单体雷暴。各单体和孤立的小雷暴单体一样，经历着发展、成熟和消散阶段，生命时间短，但它们组成的群体却具有较长的生命时间，一般可持续几小时至十多个小时；就空间尺度来说，其范围为十公里，带状

* 在定压条件下，冷空气密度比暖空气密度大，冷重暖轻。在实际大气中，低层气压总比高层气压高，故比较上下气层温度时，常取按绝热方程订正到1000毫巴时的温度，即位置温度，简称位温(θ)。位温随高度递增，表明气层稳定，位温随高度递减，表明气层不稳定。

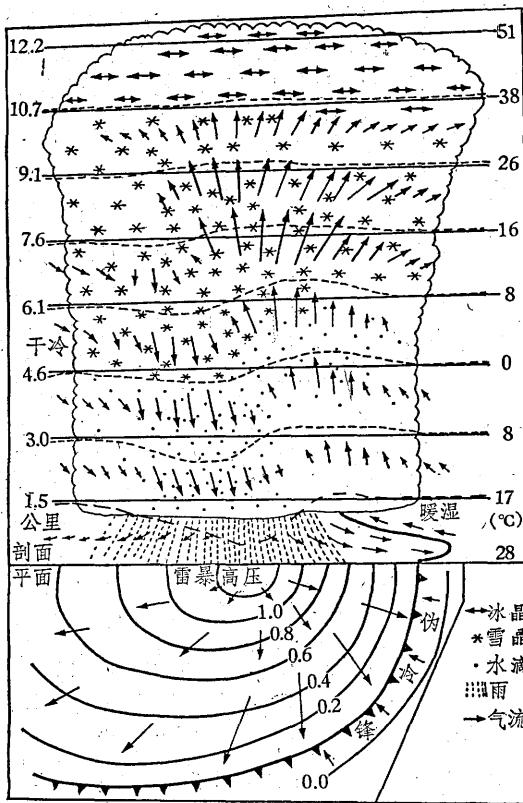


图 1 雷暴单体成熟阶段模式

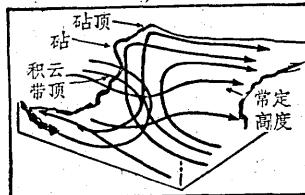


图 2

群体可达二、三百公里。这种雷暴大多发生在锋面、低压、槽区、切变线等天气系统内，一般呈团状、带状、人字形。从结构上看，有些雷暴群体的单体降水区各自分开；有些单体排列紧密，降水区连在一起，但强降水分中心仍然分开。在雷达显示器上看到的雷暴单体已结合成整体，但回波强度仍能分辨出各单体的存在。图 3 是雷暴群体中各单体处于不同发展阶段的雷达回波。

2. 雷暴高压和伪冷锋

雷暴单体到了成熟阶段，云下近地面层常出现一个浅薄的高压，称“雷暴高压”（图 1）。在雷暴单体过境时测站气压自记曲线上常出现形状如象鼻的短时突起，称“雷暴鼻”。雷暴高压是一堆与周围气温差很大的冷空气在气压场上的反映。这个冷空气堆的形成，是由于积雨云中下降气流始于降水物对周围空气的拖曳作用，因此下降气流区降水最强，降水物在下落过程中因固体降水物融化耗热使下降气流的温度低于周围空气的温度。

雷暴大风和暴雨

雷暴过境时，压、温、湿、风和降水的变化都很剧烈，常伴有大风和暴雨，强烈的雷暴甚至还带来冰雹、龙卷、雷击等更严重的灾害性天气。

1. 大风

雷暴引起的地面大风，时间短促，但来势突然、迅猛，常造成局部灾害。雷暴大风最大的瞬时风速一般有 15—25 / 秒，超过 25 米 / 秒的也非少见，个别极强的甚至达到 30—40 米 / 秒或更强。例如 1965 年 5 月 19 日，北京市延庆县雷暴大风瞬时风速竟超过 40 米 / 秒。

雷暴大风是由积雨云中的冷气流下降到达地面后，向四周迅速扩散时产生的。下降冷气流愈强，与周围空气间温差和气压差愈大，风速也相应愈强；若无冷空气堆出现，便无雷暴大风。因此预报雷暴大风常着眼于冷空气堆与周围空气间的温差大小。

另外，中低空的强风对雷暴大风的作用也不容忽视。特别是在有飑线的情况下，风速随高度增加很快，雷暴移动时，其后部中空常有干冷空气流入云内（图 1），楔入上升气流的下方，参与下降运动，这一方面使云内相对湿度减小，促使降水物的蒸发耗热，加速下降气流的冷却而有利于产生雷暴大风；另一方面，这股云外强风所具有的动量，随着下降运动传至地面，使下降气流在地面扩散时具有更大的动量向前冲击，造成非常猛烈的大风。因此预报雷暴大风还要注意分析出现下降气流层次内的各层风速，一般 500 毫巴以下各层的平均风速愈大，造成的雷暴大风也愈大。

2. 暴雨

雷暴降水都属强烈阵性降水，降水量大，常形成暴雨。对一个单体来说，它的雨强和雨量的大小与

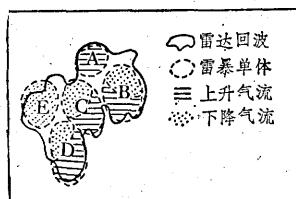


图 3 多单体雷暴平面图
A 为发展阶段，B、C、D 为成熟阶段，E 为消散阶段

围空气，特别是当降水物落出云底进入未饱和气层后，雨滴大量蒸发，使下降空气耗热更多，与周围气温差别更大，终于形成近地面层的冷空气堆。

雷暴高压一旦形成，冷空气堆与周围暖空气之间形成一条温度和风都有很大差别的不连续线，称“伪冷锋”。伪冷锋通常出现在雷暴单体的前侧，而后侧常不明显（图 1）。雷暴群体近地面层出现的高压与伪冷锋，其规模更大，强度更强。

云体的厚度、含水量、上升速度、单体生命时间以及微观的云雨转化效率（即有多少凝结出来的云滴、冰晶可以转化为降水物及地）等有关。如云层愈厚，云中总的水量愈大。云中水汽充沛，凝结出来的水分愈多，含水量愈大。升速愈大，能够负荷的液态、固态水愈多，愈有利于云中水分的积累，即含水量增大；升速愈大，云中水分循环的速度愈大，单位时间内凝结出来的水量也愈大。如果生命时间相同，则总的凝结水量愈大。

常见的雷暴天气系统

1. 锋面雷暴：

锋面雷暴主要包括冷锋雷暴、暖锋雷暴和静止锋雷暴。它们都是因锋下冷空气对锋上不稳定暖湿空气的抬升作用使不稳定能量释放而产生的。其共同的产生条件：

(1) 暖空气处于不稳定的层结状态是产生锋面雷暴的先决条件。我国一年四季都有锋面活动，但能产生雷暴的主要在春夏到初秋的温暖季节，这时暖空气容易达到高温高湿有利于不稳定能量的储存。一般在850毫巴低空锋面沿暖区一侧如出现明显湿舌，则湿舌区往往是最不稳定地带，易致雷暴。湿舌愈尖狭，雷暴愈强，特别是在湿舌尖端处最强，甚至会有冰雹、龙卷等强烈对流天气出现。而湿舌的形成又往往与低空急流的发展有关，低空急流愈强，水汽输送愈多，湿舌也愈明显。

(2) 锋面的抬升作用与锋面坡度有关，坡度愈大，抬升愈猛，对流触发机制就强，雷暴也愈易发展。

(3) 中低空(700毫巴、850毫巴)有无低槽或切变线与锋面配合，也是产生锋面雷暴的一个重要条件。当中低空的低槽、切变线发生的上升运动与锋面的抬升作用配合时，可形成更加强大的对流

触发力，促使锋面雷暴迅速发展。低槽、切变线的辐合作用愈强，或与地面锋线的距离愈近，甚至重合或前倾，即高空低槽位于地面冷锋之前，此时槽后冷平流覆盖于地面冷锋前暖湿空气之上，使气柱层结更加不稳定，雷暴发展也愈猛烈。

除上述共同条件外，不同类型的锋面雷暴还有各自的特点：

①冷锋雷暴常沿地面锋线呈带状分布，系由冷空气楔对不稳定暖湿空气触发抬升发展而成。当暖区一侧低空有强暖湿平流，高空有强干冷平流时，暖区内往往发展成强烈的飑线，当有飑线发展时，冷锋雷暴常减弱。此外，因下午到傍晚的热力作用，气柱最不稳定，冷锋雷暴发展最强；又因地形条件的不同，使冷锋雷暴的分布和强度变化都具有地方性特色。

②暖锋雷暴常系对流性不稳定的暖湿空气在沿锋面滑升中或锋上有辐合上升时发展而成的。因夜间云顶辐射冷却，暖锋雷暴的日变化特点是后半夜到清晨前为最强。

③静止锋雷暴形成过程与暖锋雷暴类似，也具有夜间加强的日变化特点。有时在850—700毫巴低空有低涡沿切变线东移，低涡东南侧辐合上升最明显，常致雷暴。此时静止锋常相应向北凸出，产生波动，雷暴位于波顶附近。

2. 高空槽和切变线雷暴

850毫巴、700毫巴上的高空槽和切变线一般都有低空锋面与之配合，夏季，虽不一定有锋面配合，但如其下方有相应的低压、低槽、切变线、等压线呈气旋性曲率，或出现三小时负变压中心，中低空的辐合上升运动就可以提供足够的对流触发机制，促使不稳定的大气发展强烈对流，产生雷暴。这种雷暴常与热力作用有关，具有明显日变化。

3. 冷涡雷暴

夏季华北、东北一带的冷涡，

是造成雷暴的主要天气系统之一（图4）。在冷涡的发展阶段，有较强的高空冷平流自西侧灌入涡区，造成涡区气柱的极度不稳定，而涡区辐合运动又具备对流触发力条件，特别是在冷涡的东南侧，暖湿条件很充分，最易发生雷暴，由于冷涡深厚，移动缓慢，雷暴常连日出现，可达3—6日之久。

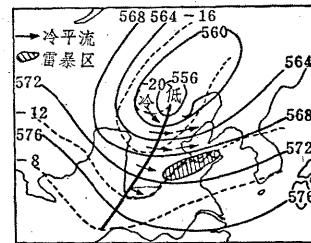


图4 1964年6月12日08时500毫巴等压面图

4. 台风及其外围系统雷暴

台风中心周围的云墙虽由发展高大的积雨云组成，但云内为持续的上升气流控制，雷暴少见。台风区螺旋状对流云带内也以阵性降水为主，但在外侧螺旋云带内有时有飑线雷暴产生。与台风有关的雷暴主要出现在台风外围的低槽系统内：

(1) 在台风东北侧的倒槽内，湿度大，辐合强，雷暴常见；特别是在有冷锋进入倒槽内时，对流触发机制条件特别好，水汽输送又异常丰富，形成的雷暴很强（图5），常致暴雨，有时还出现龙卷。

(2) 台风在海上转向北上，其西南方常有低槽或辐合线伸向陆上，这里温度高湿度大，辐合明显，

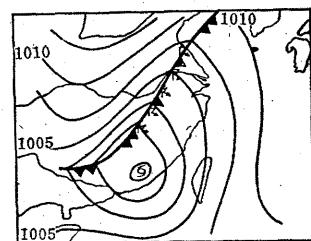


图5 1970年9月8日20时地面图

雷暴很易发生(图6)。这种情况以长江以南到华南一带出现机会较多，有时辐合线残留多日，雷暴也相应地结合日变化每天发生。

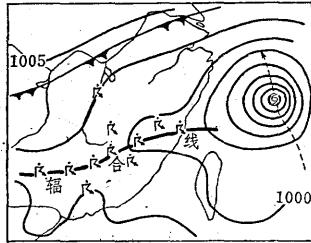


图6 1960年7月26日20时地面图

必须指出，台风涡旋区通常少雷暴主要指发展和成熟阶段。在初生阶段，雷暴还是常见的。

5. 太平洋高压西侧

太平洋高压西侧的偏南气流里，空气暖湿，储有大量不稳定能量，只要有足够的触发力，例如和其他辐合系统或锋面系统相结合，便会产生雷暴。有时虽无天气系统，但太平洋高压西侧等压线稀疏，流场微弱，甚至在大陆上出现地面热低压槽，则午后常出现孤立分散的热雷暴。

6. 其他热带天气系统

我国夏季华南地区有时还受赤道辐合带和东风波影响，也常引起雷暴。而且这种雷暴带来的暴雨往往强度很强。

雷暴的源地

大气不稳定能量的释放，最后要通过对流触发机制的作用来实现，因此雷暴的发生源就往往出现在触发机制条件最好的场合。也就是锋面、低压、辐合线等有利于抬升和辐合作用的天气系统内，以及有利于热力、地形抬升等作用的地理环境内。这里仅以不同的地理环境为条件来分析雷暴的源地。

1. 山地

在同样水汽和大气稳定度条件下，山地热力作用比平原显著，又有地形抬升作用，触发力条件好，

最易成为雷暴源地。特别是被平原包围的山地，即使范围不大，只要达到与雷暴单体尺度相当的孤立山地，就能成为雷暴源地。

山地雷暴最易发生的源地：

(1) 山峰与山结：因热力作用产生的山谷风环流，白天谷风从山下汇向峰区，使峰区有较强的对流触发机制。特别是在山结区，即某高山向四周伸展出数条山脉状如绳结的高山区，各山脊之间的谷风更盛，汇向山结区的上升运动更强，更加有利于雷暴的形成和发展。

(2) 向阳坡：向阳坡面太阳直射角大，日射强白天增热快，有利于发展对流和形成雷暴。夏季，雪线以上的高山向阳坡因融雪耗热，空气冷却，而向阳坡的下段白天迅速增热，这种情况下，上部冷空气下滑与下部暖空气相遇，造成坡面空气极不稳定而发展雷暴，甚至成为雹源。

(3) 迎风坡：暖湿气流沿山坡爬升，若气团为对流性不稳定，便会产生雷暴。夏季，南岭山脉

的迎风坡多雷暴，就是这个原因。另外当冷锋移经迎风坡时，锋前暖湿不稳定空气同时受锋面和地形两种抬升作用，雷暴最易发展或加强。

(4) 背风坡：背风坡区气流一般下沉，对发展雷暴不利，但在一定条件下，也可成为雷暴源地。例如当有较强气流横越山脉时，背风坡区往往有重力波产生，气流愈强，则波长愈长；气层愈不稳定，则振幅愈大。若波长发展到与雷暴单体相当的尺度，且气层很不稳定时，在重力波的上升运动区便可发展雷暴，这种雷暴常与山脉平行成带。另一种，当冷空气从较高山脉流入背风坡区上空而背风坡区内低层空气又较暖湿时，也会加剧气柱的不稳定而形成雷暴。

2. 平原

平原地区热力作用不如山区，又无地形抬升作用，雷暴源地的恒定性不如山区，但仍有一定的规律。

(1) 裸地区：周围为植物覆盖面所包围并有足够范围的裸地区，白天日射增温比周围快，容易发展对流而致雷暴。

(2) 大水域(海、湖、大水库、宽阔大江)沿岸地带：由于陆面日射增温比水面快，沿海、沿湖地带常有海风、湖风吹向岸侧，与陆上空气辐合上升，成为对流触发机制，有利于沿岸平原地带发展雷暴。如沿海平原较狭，紧连内陆山区，则白天海风深入内陆与山区谷风结合，雷暴源地便不在沿海平原而在山区。例如浙江省四明山区，其东靠东海和杭州湾不远，夏季，在盛行风微弱的情况下，海风常越过沿海的宁绍平原进入奉化江、余姚江、曹娥江等谷地，与谷风结合，此时雷暴源地就在四明山区，并特别显著而稳定(图7)。

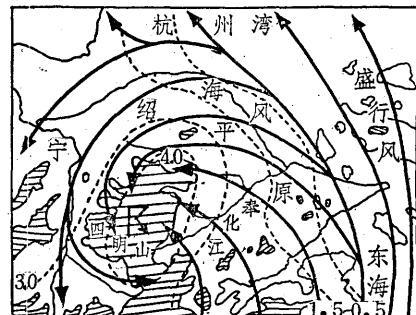


图7 四明山区雷暴源地 虚线为1962—1963年气团内部出现热雷暴相对频数，斜影区为大于200米地形，箭头线为气流

(3) 湖陆交错地区：水面日射增温慢，如湖面很大，不易发展雷暴。但在湖面小而众多与陆地错综分布的地区，受热增温不均，既有对流触发机制，又有充足水汽，凝结高度和自由对流高度都较低，在气柱不稳定时，便可发展对流。

形成雷暴。例如太湖湖面甚广，不是雷暴源地。但其东侧，小型湖荡错综而纷多，雷达观测证明，那里是发生热雷暴相对频数较高的地区。

(4) 沼泽地区：沼泽地区日射增温比周围地区慢，不利于对流发展，但水汽丰富，绝对湿度大，凝结高度和自由对流高度均较低，则又有利于雷暴的发生，而湿度的作用往往大于温度的作用，因此沼泽地区也常成为雷暴源地。

(5) 大城市：城市房屋工厂街道联成一片，白天日射增温比郊区农田为快，热力对流很容易发展，若市区范围较大，便足以成为雷暴源地。例如上海市区南北最宽约10

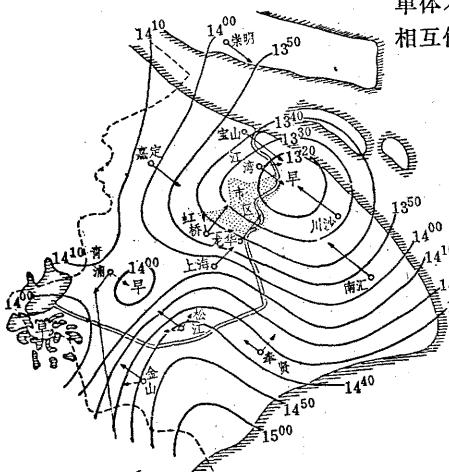


图8 上海市热雷暴源地 本图由74次热雷暴个例统计得出，实线为等平均始雷时间线，实(虚)矢为最(次)多始雷方向和相对频数，“早”为雷暴源地

公里，东西最长近20公里，又位于开阔的长江口南侧，东离大海又近，城市热岛效应与海风效应常结合在一起，白天地面空气汇向市区，在气柱不稳定条件满足时，市区的东北侧便常发展热雷暴(图8)。

雷暴的移动

雷暴单体的移动同所在大气层的气流关系很密切。通常以700毫巴气流作为雷暴移动的引导气流。雷达观测表明，小的雷暴单体移向移速与700毫巴气流有较好的相关。但大的雷暴单体(如超级单体)的移向往往偏于700毫巴气流的右侧，其发展旺盛的阶段更为明显。雷暴单体不仅随气流飘移，而且同气流相互作用，雷暴单体内的环流也

同环境气流相互作用，构成整体。这对于超级单体更为明显。当环境气流随高度变化(即具有垂直切变)时，即云外风速随高度迅速增加时，云中乱流混合很强，上下风速趋于均匀，造成云内风速高层比云外小，而低层比云外大，则引起单体前侧高层辐散和低层辐合，产生上升运动，有利于发展新云柱或雷暴单体；而后侧高层辐合和低层辐散，产生下降气流，使云柱或雷暴单体衰减消亡(见图9)。雷暴单体的下降冷空

气在近地层向外扩展时，能够触发周围暖湿空气的对流上升运动，导致新雷暴单体的发展，通常这种作用在下降冷气流扩散最猛的单体前部及周围大气最不稳定的一侧最为显著。超级单体中的上升、下降环流已经同大气中的环流构成一个整体，不是一个孤立物体在大气引导气流中飘移了。

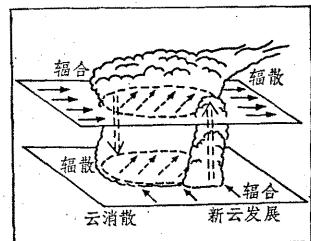


图9

雷暴群体的移动由单体的移动和单体的新陈代谢两个因子决定。在同样的单体移动条件下群体的移动可以是各种各样的，如图10所示。有时新生的雷暴单体不同原来的群体相联，在雷暴单体的前侧产生了新的单体，而原来的单体衰减消亡，这样就造成了雷暴的“跳跃”现象。

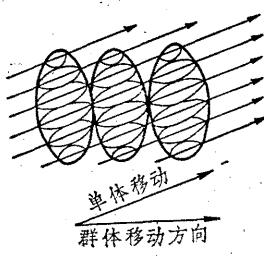


图10 雷暴移动方向