

第四章 对流性天气过程

引入

本章属于中小尺度天气过程，以往的很多近似（地转近似、静力平衡等）都不再适用。在暖季，当大气层结处于不稳定状态、空中有充沛水汽、并有足够的对流冲击力的条件下，大气中对流运动得到强劲发展，其所形成的天气系统称对流性天气系统，如雷暴、龙卷、飑线、冰雹等。

4.1 概述

对流性天气 由大气中的**对流不稳定层结**造成的，并伴有阵雨、大风、冰雹、龙卷等天气现象。

天气特征 ① 对流性天气都是对流旺盛的**积雨云 Cb** 的产物。

② 对流性天气具有**范围小，发展快**的特点。

③ 对流性天气发展剧烈，**易形成灾害**。

④ **要素场梯度大**，天气现象非常激烈，典型大尺度散度为 $10^{-5}/s$ ，中尺度雷暴中散度为 $10^{-3} \sim 10^{-4}/s$ ，通常观测为 $50 \sim 100 \times 10^{-5}/s$ ，而龙卷的散度为 $10^{-2}/s$ 。

⑤ **不满足地转风平衡和静力平衡**。在对流旺盛的 Cb 中，浮力可以使气块产生很大的垂直加速度。龙卷的直径很小，旋转取决于离心力和气压梯度力的平衡，可以是气旋或反气旋式的。

尺度

称 2~20km 的尺度为 γ 尺度，20~200km 的为 β 尺度，200~2000km 的为 α 尺度。

动力条件 ① **热对流**：局地下垫面热力不均匀，午后容易形成热对流，水平尺度可达几公里。

② **山脉迎风面对流**：气流跨越小的山脉时，潮湿气流迎风面上升形成对流云。

③ **锋面系统的动力抬升对流**：暖锋抬升，冷锋强迫的动力抬升造成对流发展。

④ **低压系统**中的对流。

雷暴 积雨云中所发生的**雷电交作**的激烈放电**现象**，同时指产生这种天气现象的**天气系统**。

雷暴是由旺盛积雨云所引起的伴有闪电、雷鸣和强阵雨的局地风暴。

干雷暴 没有降水的闪电、雷鸣现象。**雷暴云**：指产生雷暴的积雨云 Cb

一般雷暴 通常把**只伴有阵风、阵雨**的雷暴称为**一般雷暴**。

强雷暴 伴有**暴雨、大风、冰雹、龙卷**等严重的灾害性天气现象之一的雷暴称为**强雷暴**。

4.2 雷暴的结构及成因

4.2.1 一般雷暴的结构

生命阶段 ① **积云阶段(发展阶段)**：塔状积云形成，具有上升气流，通常没有降水，持续约 10 分钟，有时有闪电。

② **成熟阶段**：常见冰雹、暴雨、频繁闪电、强风、龙卷等，风暴形态灰暗，通常持续 10~20 分钟。

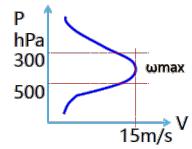
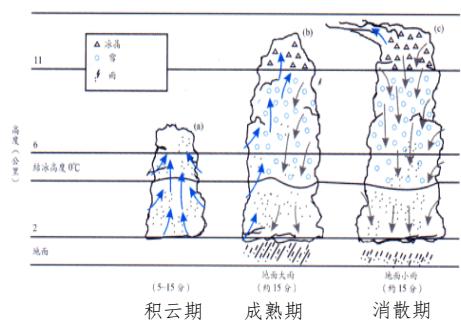
③ **消散阶段**：整体下沉运动，可见下击暴流，降雨强度降低，但能产生强风。

组成部分 ① 云砧、突起、乳状云、云体主体 ② 入流、出流、上升运动、下沉运动

时间尺度 每个阶段持续**十几分钟至半小时**左右。整体生命期在 1.5 小时左右。

水平尺度 约**十几公里至 γ 尺度**

垂直运动 垂直速度 $W_{max} < 15m/s$ (一般雷暴)，垂直运动在**对流层中层最强** 300hpa-500hpa (5km 左右)



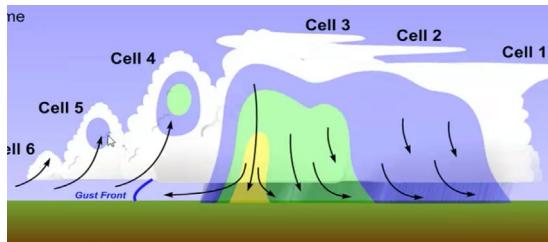
降水物分布 云中物态特征 **0°C~ -20°C等温线之间的区域**主要由**过冷水滴、雪花及冰晶**组成，而**冰晶**是从**-10°C附近**开始出现，并随高度逐渐增多。到**冻结高度**，云顶突然向上发展，至对流层顶附近后形成**云砧**。

4.2.2 雷暴群/雷暴带

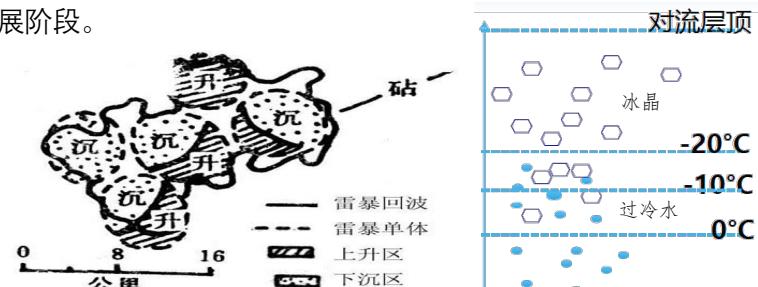
含义 有**许多雷暴单体**随机**聚集成群或带**(各单体处于不同阶段)，每个单体都具有**独立的云内环流**，都经历发展阶段、成熟阶段和消散阶段，并处于不断新生和消失的新陈代谢过程中。

生命史 几个小时、中 β 尺度

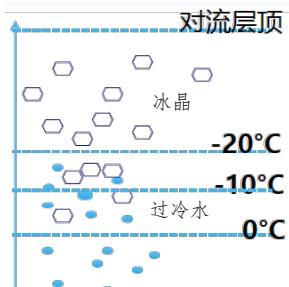
水平尺度 可达几百公里。每个单体处于不同的发展阶段。



具有组织的雷暴群



强不规律的雷暴群



降水物分布情况

4.2.3 一般雷暴天气的成因

雷电 雷电是由积雨云中**冰晶温差起电**以及其它起电作用(摩擦起电、碰撞起电)所造成的云与地之间或云与云之间的放电现象。一般当云顶发展到**-20°C等温线高度以上时**，云中便有了足够多的冰晶，因此就会出现闪电和雷鸣。

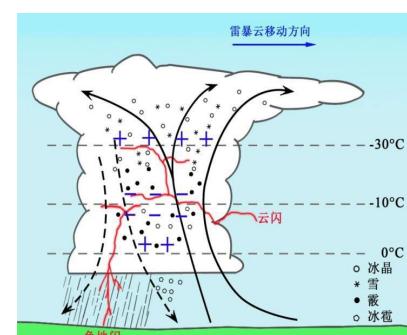
温差起电

较暖的冰粒与较冷的冰晶在碰撞摩擦时，受到温度差这一电荷转移的驱动力，暖端失去电子带正电，冷端得到电子带负电；随后，较轻的带正电冰晶随气流上升至云顶，较重的带负电霰粒下沉至云中下部，从而在云内形成**上正下负**的强大电场。这与摩擦起电（谁更容易失去电子是材料本身的性质决定的，与温度无关）不同。

雷电的结构与机制

实际情况中，积雨云内部多为三极性电荷分布，云中和云顶为温差起电，云底主要由降水粒子（雨、霰、雹）的捕获起电机制产生负电。此外，还有偶极性、多极性、反极性等多种分布。

雷电放电的基本过程包括先导放电、主放电、余辉放电三个阶段。



雷暴云的电荷分布情况

阵雨

在雷暴云中**上升气流最强区**附近，一般有**大水滴累积区**，当累积量超过上升气流承托能力时，便开始降雨。由于累积区中的水倾盆而下，因而造成阵雨或暴雨。阵雨持续时间为几分钟到一小时不等，视雷暴云的强弱及含水量多少而定。

阵风

在雷暴云的**成熟阶段**，云中产生的**下沉气流冲到地表面向四周散开**造成阵风。**阵风发生前**：风力较弱，多偏南风。

阵风发生时：风常呈气旋式旋转，然后又呈反气旋式旋转。

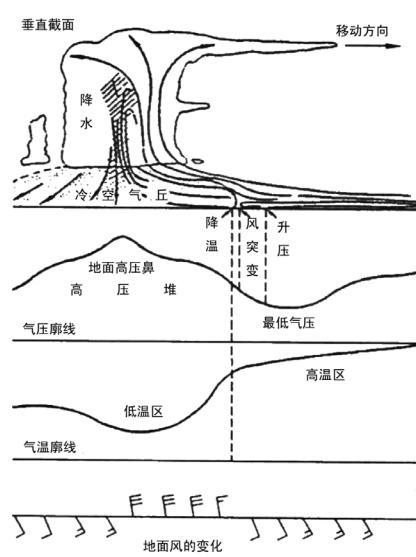
移动缓慢的雷暴：云下流出气流几乎是径向（向四面八方铺开）的，然而多数情况下，在雷暴移向的下风方的风速要大于上风方。

温压湿变化

由于下沉气流中水滴蒸发吸热冷却，使下沉气流几乎保持饱和状态，因此在雷暴云下形成一个**近乎饱和的冷空气堆**，因其密度较大所以气压较高，这个高压叫**雷暴高压**。

当雷暴云向前移动时，云下的雷暴高压也随之向前移动，使得测站**气压先下降、后上升，温度下降（冷空气堆），相对湿度上升，绝对湿度下降**（与温度有关，近与饱和）。

雷暴过境：**风向突变、风速急增、气压猛升、气温骤降**



在弱的垂直风切变中的孤立雷暴模型

4.2.4 稳定状态的强雷暴结构

4.2.4.1 基本概念

基本概念

飑暴: 以**强烈阵风**为主的强雷暴

雹暴: 以**严重降雹**为主的强雷暴

生命史

较长, 几小时至十几小时, 是在强垂直风切变环境下发展起来的。

常见情况

超级单体风暴、多单体风暴、龙卷风暴、飑线等。

强雷暴特征

① 有一支**倾斜的上升气流**。

② 有一支**下沉气流**从中层进入风暴, 从低层流出。

下沉气流与入流气流辐合, 使上升运动更强。

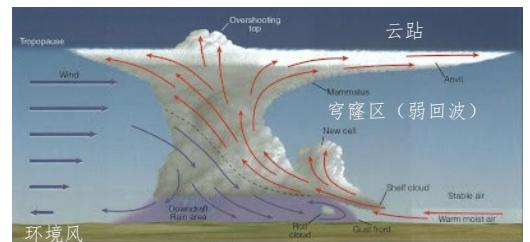
③ 上升气流和下沉气流构成**不对称环流**和天气系统。

主要差异

① 具有特定环流场, 即**强的垂直切变**和**强的不稳定**。

② 和一般雷暴比, 具有特定的垂直环流, 雷暴沿高底层平

均风速移动。



4.2.4.2 超级单体风暴

含义

具有**单一的特大的垂直环流**的巨大的强风暴云, 是所有对流风暴云中最壮观和最强烈的一类风暴云。

水平尺度

20-40km **垂直尺度**: 18km

生命史

几个小时, 移动路径可达数百公里

环流

具有**强大的非对称的有组织的垂直环流**, 前部上升气流, 后部下沉气流。

结构特征

① 具有**隆起的风暴云顶**: 垂直运动过强, 由于惯性继续突破平流层顶。

② 垂直气流分两部分: **斜升气流, 下击暴流**

③ **弱回波区(穹窿)**: 在**风暴云的右前方**形成一个只有小云滴而很少有大水滴的地区, 有时也可能是无云的空穴。在雷达的 RHI 照片上便呈现为一个弱回波区, 它从风暴云右翼伸展到风暴云内并存在云中向上突入一段距离, 一般称其为**穹窿**。上风侧是云墙, 强回波区下风侧是前伸悬体回波。

④ 风暴的运动方向一般偏向于**对流云中层的风的右侧**。

所以这类风暴也叫做右移强风暴, 但有的强风暴也可以是左移的。

⑤ 环境风因为风暴云十分高大, 因此它迫使环境气流分成两股绕云而过, 在环境气流与云边界之间会发生涡旋混合作用。

斜升气流

下击暴流的辐散气流 (冲击导致倾斜) 与**进入云体的暖湿气流**汇合产生。

下击暴流

① 降水物的**拖拽作用**。

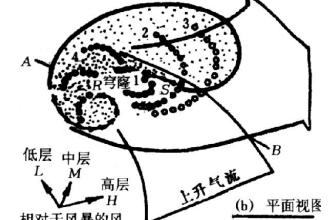
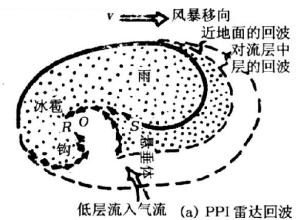
② 在中层云外围绕流干冷气流被卷入后, 在云体前部逐渐下沉。

③ 在中层, 从云后部直接进入云中的干空气, 降水物通过这种干空气是强烈蒸发冷却, 形成很冷的下沉气流。

气流作用

斜升气流的作用: ① **供应水汽** ② **促进云雨发展** ③ **分选大小不同的降水物**, 有利于冰雹的生成

下击暴流的作用: ① 到地表面后向四周散开, 形成**强风** ② **使上升气流倾斜**, 产生斜升气流



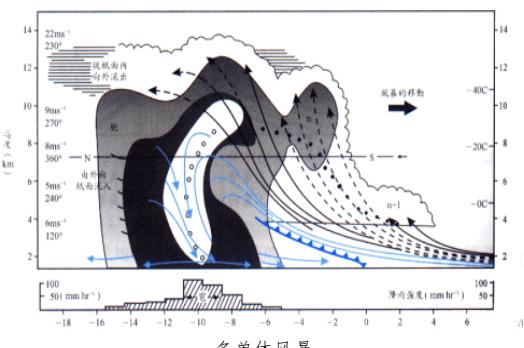
4.2.4.3 多单体风暴

含义

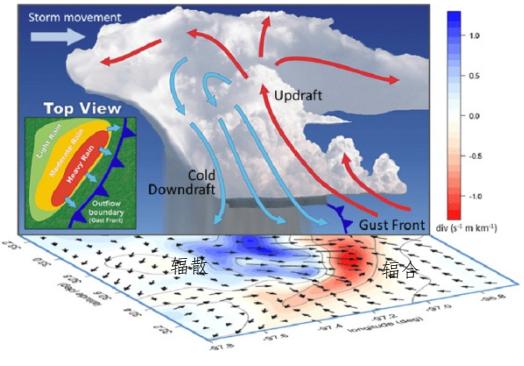
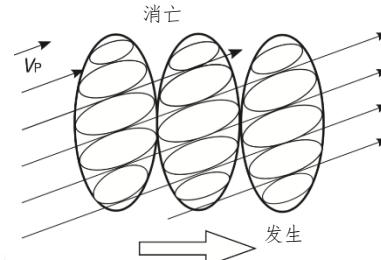
由许多较小的处于不同发展阶段雷暴单体组成, 但有一个统一的垂直环流的风暴。

空间结构

多单体风暴中, 对流单体**横向排成一行**。他们不断底在雷暴复合体中的**右侧发生**, 在**左侧消亡**, 看起来风暴就象一个整体在运动。虽然每个单体的生命期不长, 但通过单体的连续更替过程可使整体的生命期很长。



多单体风暴

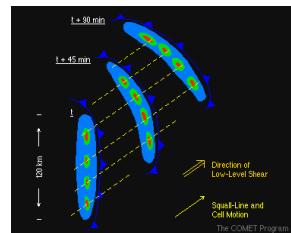


飑线形势与辐合辐散区域

4.2.4.4 飚线

含义

有许多雷暴单体（其中包括若干超级单体）**侧向排列**而形成的强对流云带。是风向、风速突变的狭窄的强对流天气带。能够造成很具破坏力的严重灾害性天气。



水平尺度

中尺度，长约几十至几百公里，宽约几十公里至二百公里。

生命史

几小时至十几小时 存在**明显的日变化**，**午后强烈发展**

天气现象

大风、冰雹、龙卷。飑线过境时，风向突变、风速急增、气压骤升、气温剧降，同时伴有雷暴、暴雨。

飑线发生之前多属晴好天气，气温较高，风力微弱，风向很乱，湿度较大，天气闷热，具备雷雨条件。

地理分布

飑线多发生在长江流域以北地区。其中内蒙、河北、山西、山东、河南、安徽、江苏和沿海等地每年均有发生。飑线常出现在气团内部或冷锋前，破坏性很大。

4.2.5 强雷暴天气的成因

4.2.5.1 飚

含义 伴随强风暴云来临，气压涌升，气温急降，相对湿度增大的突然发作的**强烈阵风**，飑是强阵风的意思。
成因 **下击暴流到地表面向四周散开**。

4.2.5.2 冰雹

含义 直径**大于5毫米**的固体降水物。

形成特点 ① 较强的**上升运动** ($W_{max} > 20m/s$)

② 水份累积区和最大垂直速度区的高度一般**在零度层以上**。且云内 0°C 层的高度适当，不高也不低。

③ 水份累积区的**含水量较为丰富**，一般都不小于 15-20 克/米³，累积厚度不小于 1.5-2.0 公里。

④ 有宜于形成雹胚的环境。

形成过程 ① 首先雹胚进入**斜升气流**之中，斜升气流把小冰粒带到中高层，穿过过冷水份累积区。
② 然后**砧状流出气流**将小雪粒撒向前方，大的抛得近，小的抛得远。
③ 通过**分选作用**，大小雹粒在不同部位下落，重新进入斜升气流，又开始第二次升降。
④ 如此**循环数次**，大雹落在回波墙附近或阵风前沿线附近的后方。而小雹可能降落在离阵风前沿线较远的后方或前方。

4.2.5.3 龙卷

含义 从雷暴云底向下伸展并且到达地面的**漏斗状涡旋云柱**叫做**龙卷**。龙卷伸展到地面上时会引起强烈的旋风叫做**龙卷风**。龙卷可悬挂空中或伸延地面。出现在陆地上的称**陆龙卷**；出现在海面上的称**海龙卷**。

完整定义 龙卷风是一种伴随着**高速旋转的漏斗状云柱的强风涡旋**。

主要特征 ① **外观**：漏斗状云柱。水平尺度很**小约百米**，垂直尺度约 2~3 千米，甚至 10km，垂直范围在 3-15km。由于龙卷风内部空气极为稀薄，故温度急降，使水汽迅速凝结，这是形成漏斗云柱的重要原因。

② **生存时间**：**几分钟到几十分钟**

③ **中心气压低**：中心气压与外围之间气压梯度可达 **200Pa/米**左右。

④ **风速**：其中心风力可达 **100-200 米/秒**以上，最大 300m/s。比台风近中心最大风速大好几倍。

⑤ **结构**：龙卷有时**成对出现**，且旋转方向相反：气旋式+反气旋，但以气旋式的为常见。

⑥ **气流**：龙卷中心为下沉气流，四壁为极强的上升气流，速度可达 50 米/秒以上。

⑦ **受力特点**：非静力平衡，且科氏力不起作用，**惯性离心力和气压梯度力平衡**。

形成过程 ① **中尺度大气的不稳定性**产生强烈的上升气流，由于**急流**中最大过境气流的影响，它被进一步加强。

② **垂直方向风切变**，上升气流在对流层中部旋转，形成中尺度气旋。

③ 随着中尺度气旋**向地面发展**和向上伸展，它本身变细并增强。同时，一个小面积的增强辐合，即初生的龙卷在气旋内部形成，形成龙卷核心。

④ 龙卷核心中的旋转与气旋中的不同，它的强度足以使龙卷一直伸展到地面。当发展的涡旋到达地面高度时，地面气压急剧下降，地面风速急剧上升，形成龙卷。

4.3 中小尺度天气系统

4.3.1 颠中系统

含义 和**飑现象**相联系的一类中系统叫颠中系统，它包括**雷暴高压**、**飑线**、**飑线前低压**和**尾流低压**等中系统。

雷暴高压

雷暴高压是指在成熟阶段雷暴的下方，一般都有一个冷性中高压，这种高压称为雷暴高压。在冷空气堆已完全形成而它的范围不太大的时候，雷暴高压表现得最强；当冷空气堆向更大的面积上延展的时候，雷暴高压便逐渐减弱；如果没有新的下降冷空气补充，就会逐渐消失。雷暴高压在初生时范围较小，强度较弱，以后逐渐扩大增强，一般能维持3~18 h。在高压的范围内，大多有雷雨天气，但也有个别的只有雷电而无降水。

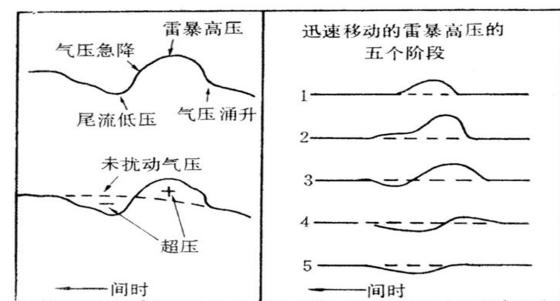
4.3.1.1 系统的背景和生命史

发生背景 可以发生在**任何地方**。颠中系统可以发生在冷锋前或暖锋后的暖气团中，也可以发生在冷锋后或暖锋前的冷气团中，或发生在冷暖锋上。

生命史阶段 ①初始阶段 ②发展阶段 ③成熟阶段 ④消散阶段
根据研究需要可以随意划分

测站过程 **气压涌升→雷暴高压→气压急降→尾流低压**

高压泡 处在不同发展阶段的颠中系统影响测站时，测站的气压自记曲线上的**雷暴鼻**（也叫高压泡）会出现不同的型式。



4.3.1.2 颠中系统的移动

总述 颠中系统生成后，会有规律地向前移动。

移动方向 ① 颠线上单体移向基本上与**850-500百帕平均风**一致，有时略偏右。
② 还有向**最不稳定的地区**移动的趋向。最不稳定区能够产生新的对流和雷暴单体，并非真实的移动。

移动速度 颠线的移速取决于大尺度天气形势及有关要素分布和中尺度雷暴高压的强度以及地形的影响。

4.3.1.3 飑线和锋面的区别

相同点 都是**冷暖空气**的界面

不同点 ① **锋面**不同气团的交界面；**飑线**同一气团中生成（同一个气团强烈的上升和下沉运动）
② **锋面**天气和气象要素变化不是很剧烈；**飑线**天气和气象要素**变化剧烈**
③ **锋面****大尺度**（长度几千公里）；**飑线****中尺度**（长度二、三百公里）
④ **锋面**生命史是**几天**；**飑线**生命史约**十几个小时**（一般雷暴只有几个小时）
⑤ **锋面**大体沿700hPa气流移动；**飑线**移速大于冷锋（物理变量梯度很大）
⑥ **锋面****无日变化**；**飑线****有日变化**，午后强烈发展

4.3.2 中尺度低压系统

含义 指在中尺度天气图上存在一些**水平尺度为100~300公里**的**小型低压**称**中尺度低压系统**。（西南涡）

类型 ① **中低压**：有气压**无风场**相适应（局地热对流先形成低压中心）
② **中气旋**：有低压和**相应的风场**出现（涉及到地转适应：地转平衡的破坏和恢复过程）

共同点 均是气压场上的低压，水平尺度100~200公里，辐合上升运动较强，**有强烈的降水天气**。

差异点 ① **中低压**无明显气旋式环流，**中气旋**闭合气旋式环流
② **中低压**局地增热造成，**中气旋**是由中低压加强产生气旋式环流
③ **中低压**辐合上升运动弱，**中气旋**辐合上升运动强

4.3.3 中小尺度天气系统

含义 大气中存在的像雷暴和强雷暴一类**空间尺度较小**，**生命史较短**的天气系统。

大尺度 ① 水平范围几百至几千公里 $L \sim 10^6 m$ ：如气旋、锋面、台风、高空槽（脊）、长波等。
② 生命史：一天至几天。

中尺度	① 水平范围十几公里至二、三百公里。如强雷暴、飑线、中尺度低压、中尺度气旋、飑中系统。 ② 生命史：一小时至十几小时。		
小尺度	① 水平范围几十米至十几公里。如雷暴、龙卷、尘卷、山谷风。 ② 生命史：几分钟至一小时。		
尺度划分	大尺度	>2000km	小尺度
	中尺度	2 ~ 2000km	<2km
			中α系统 200 ~ 2000km 1-5 天
			中β系统 20 ~ 200km 3 小时-1 天
			中γ系统 2 ~ 20km 1 小时

4.3.4 中小尺度扰动的特征

- 特征一** **水平尺度L小**
- 特征二** **垂直尺度D大**: 大都可达整个对流层的厚度，即为 7~18 公里左右。垂直尺度与水平尺度的比率很大，约为 0.1。(一般大系统的比率为 0.01 左右)
- 特征三** **生命期 τ 短**: 雷暴单体的平均生命期不到 1 小时，雷暴群可存在几小时，较强的飑中系统等中系统的生命期大约为 12 小时左右(而大尺度系统常达一天至几天)。
- 特征四** **垂直速度W大**: **10¹m/s** 雷暴云上升气流为~10m/s, 特强的 60m/s 以上 (大尺度仅为每秒几厘米)。
- 特征五** **散度D大**: $10^{-4} \sim 10^{-3}/s$ 甚至 $10^{-2}/s$ 大尺度中散度为 $10^{-5}/s$
- 特征六** **涡度 ζ 大**: 在中高压和中气旋中，涡度和散度的大小比率近似等于 1。
- 特征七** **气象要素梯度V大**: 飑线过境时气压梯度可达 1-3hPa/km, 温度梯度可达 $5^{\circ}\text{C}/10\text{km}$, 变压 $1\text{hPa}/1\text{-}2\text{min}$, 变温 $-1^{\circ}\text{C}/\text{min}$, 可观测到地面风垂直于等压线方向。
- 特征八** **地转偏向力不重要**: 影响小尘卷和部分小龙卷的旋转运动主要取决于离心力和气压梯度力的平衡。但较大的中系统，就要考虑到地转偏向力的影响。
- 特征九** **非静力平衡**: 在旺盛的对流云内，空气不符合静力平衡的假定，浮力可使气块产生很大的垂直加速度。

中尺度雨团

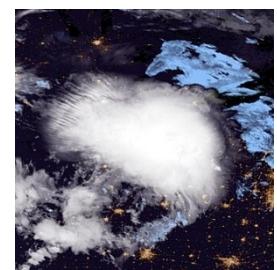
中尺度雨带由雷暴单体和小尺度系统组成，其期气表现为暴雨或强对流特征，其长度约 100-200 km。

其特征为 ① 多条平行、并存，间距约 100 km。宽度约 10-50 km。② 由多个对流单体组成。北面成熟或衰老，南面新生或年轻。③ 移动方向偏向平均风方向的右侧，移速大于平均层风速。④ 多出现在大气层结为位势不稳定的地区。⑤ 气象要素:气压骤升，气温下降，湿度上升及风向风速突变等。

中尺度对流复合体 MCC

Mesoscale Convective Complex，一种有组织的对流天气系统，十分复杂，是一种根据红外卫星影像特征定义的圆形团状结构的中尺度对流系统。中尺度对流复合体生命期较长，往往形成于夜间，包含大量降水、大风、冰雹、闪电并可能伴有龙卷风。

中尺度对流复合体需要满足以下条件之一，且维持时间超过 6 小时：云层顶部面积达到 $100,000 \text{ km}^2$ ，同时温度低于等于 -32°C ；云层顶部面积达到 $50,000 \text{ km}^2$ ，同时温度低于等于 -52°C ；同时当其云罩面积达到最大时，其离心率（短轴/长轴）需要大于等于 0.7。



一个中尺度对流复合体(MCC) 经过明尼苏达州，2021 年 8 月 7 日清晨

4.4 对流性天气预报的物理基础

大气中的各种不稳定

基本的有静力不稳定、对流不稳定（温度直减率超过湿绝热直减率）、条件不稳定（环境温度直减率介于干绝热和湿绝热直减率之间时）；还有对称不稳定（惯性不稳定和对称不稳定结合导致的不稳定，是一种斜升运动）、惯性不稳定（当水平气流的绝对涡度为负时，扰动导致气流加速偏离平衡位置，引发惯性振荡放大）、正压不稳定（当基本气流在水平方向存在速度剪切且满足瑞利条件时，小扰动增长导致的波不稳定）、斜压不稳定（当基本气流在垂直方向存在温度梯度时，斜压能量转换使扰动增长）、亥姆霍兹不稳定（当两种流体界面存在速度剪切时，小扰动增长形成波浪状界面不稳定）等。

4.4.1 大气不稳定性与对流性天气形成条件

4.4.1.1 大气的静力不稳定

气块法假设 ① 考虑一个小气块，假定它与环境之间无混合（封闭系统）。

② 环境空气处于静力平衡状态 $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$ 。

③ 气块在运动过程中是绝热的，与周围无热量、水份及动量的交换。

④ 气块气压时时刻刻与周围气压相等 $p = p'$ （带撇号量为气块量）， $\frac{\partial p}{\partial z} = \frac{\partial p'}{\partial z}$ 。

推导

小气块垂直方向上的运动方程： $\rho' \frac{dw'}{dt} = -\frac{\partial p'}{\partial z} - \rho' g$ ，考虑到 $p = p'$ 和 $\frac{\partial p}{\partial z} = \frac{\partial p'}{\partial z}$ ，可以得到 $\frac{dw'}{dt} = -\frac{1}{\rho'} \frac{\partial p'}{\partial z} - g = -\frac{1}{\rho'} (-\rho g) - g = \frac{\rho}{\rho'} g - g = -g \frac{\rho' - \rho}{\rho'} = -g \frac{\frac{p}{RT'} - \frac{p}{RT}}{\frac{p}{RT'}} = g \frac{T' - T}{T} = g \frac{\Delta T}{T}$ 。

由此，可以得到温度判据： $T' > T, \frac{dw'}{dt} > 0$ 气块上升（指数解），大气不稳定； $T' = T, \frac{dw'}{dt} = 0$ 大气中性； $T' < T, \frac{dw'}{dt} < 0$ 气块下沉（简谐震荡），大气稳定。

设环境为 $T = T_0 - \gamma dz$ ，气块为 $T' = T_0' - \gamma' dz$ 。则 $\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}, \gamma' = -\frac{dT}{dz}, T_0 = T_0', \frac{dw'}{dt} = \frac{g}{T} (\gamma - \gamma') dz$

静力稳定 ① $\gamma > \gamma'$ 环境降温更快，气块温度大于周围温度，净浮力向上，**不稳定层结**，利于湍流发展。

② $\gamma < \gamma'$ 净浮力与位移相反，**稳定层结**，净浮力做负功，抑制湍流运动的发展。

③ $\gamma = \gamma'$ **中性层结**，净浮力 = 0，无影响

位温表示 $\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} (\gamma' - \gamma)$ 因此 $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ 稳定 $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$ 不稳定

推导

位温定义为： $\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{R_d}{c_{pd}}}$ ，绝热过程中位温守恒，则 $\frac{d\theta}{dt} = 0 \Rightarrow \ln \theta = \ln T + \frac{R}{c_{pd}} (\ln 1000 - \ln p)$ 。对 T 求全导 $\frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dt} = \frac{1}{T} \frac{dT}{dt} - \frac{R}{c_p p} \frac{1}{dt} \frac{dp}{dt} \Rightarrow$ 同理 $\frac{dT}{dz} = \frac{R}{c_p p} \frac{dp}{dz}$ ，进一步地 $-\gamma_d = \frac{R}{c_p \rho R T} (-\rho g) = \frac{g}{c_p}$ 。两边同时对 z 求偏导，有 $\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{R_d}{c_{pd}} \frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial z}$ ，则 $\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{c_{pd}} \right)$ 。代入上述结论，可得 $\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} (\gamma_d - \gamma)$ 。

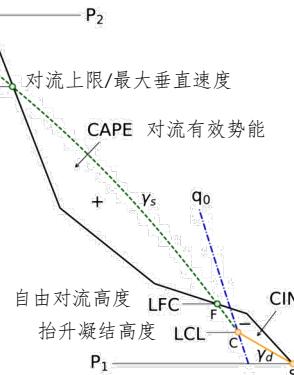
湿空气情况 大气中，一般是**干绝热递减率** $\gamma_d >$ **湿绝热递减率** γ_s

① $\gamma > \gamma_d > \gamma_s$ **绝对不稳定**：对于干空气和湿空气都不稳定

② $\gamma < \gamma_s < \gamma_d$ **绝对稳定**：对于干空气和湿空气都十分稳定

③ $\gamma_d > \gamma > \gamma_s$ **条件性不稳定**：对于饱和湿空气块不稳定，对于未饱和湿空气块稳定。

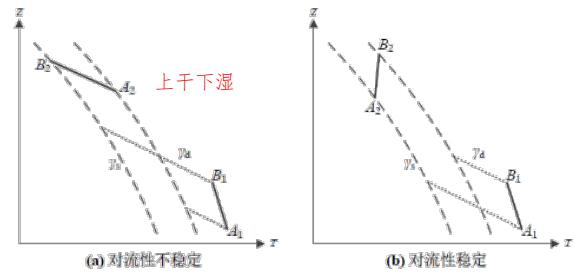
层结曲线	T-InP 图上的气块温度升降的曲线叫做 状态曲线 , 而大气实际温度分布曲线叫做 层结曲线 。
LCL	抬升凝结高度 Lifting condensation level , 未饱和湿气块通过干绝热过程抬升至水汽饱和所需的海拔高度
LFC	自由对流高度 Level of Free Convective , 此时气块温度等于环境温度, 气块通过该高度后, 会在浮力作用下加速上升, 产生对流 。
CAPE	对流有效位能 Convective Available Potential Energy , 衡量大气支持上升气流的能力, 非零 CAPE 值是大气不稳定的指标。



4.4.1.2 对流性不稳定(位势不稳定)

案例情景	地形整层抬升、锋面受迫上升、重力波抬升。
初始条件	开始上升时气层未饱和。
位势不稳定	原来 上干下湿 的 稳定气层 (甚至可为绝对稳定的气层 $\gamma < \gamma_s$), 经过 整层抬升后 使得 气层达到饱和 , 气层层结由原来的 稳定层结 变为 不稳定层结 (或 不稳定层结 变得 更加不稳定), 称为 对流性不稳定 potential instability 。
对流性稳定	下干上湿的情况, 气层整层抬升后层结 更加稳定 。

判据	① $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} < 0$ 对流性不稳定 对流性不稳定时气层下部假相当位温比上部高
	② $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} = 0$ 中性 ③ $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} > 0$ 对流性稳定



假相当位温

$\theta_{se} = T \left(\frac{1000}{P_d} \right)^{\frac{AR_d}{C_{pd}}} \cdot \exp \left[\frac{Lq}{C_{pd}T} \right]$ 气块干绝热上升到 LCL , 再湿绝热上升直到所有水汽凝结成液态水并立刻落下离开气块, 剩下的干空气下降到 $1000hPa$ 所具有的温度。

4.4.1.3 不稳定能量

含义	单位质量空气块受净浮力的作用 (浮力-重力) 所做的功 。
公式	$\Delta E_k = \int_{z_0}^z g \frac{\Delta T}{T} dz = - \int_{p_0}^p R \Delta T (d \ln p)$ 单位: 能量 气层的不稳定能量等于单位质量空气块由 z_0 上升到 z 时动能的增量

推导

我们想要得到能量: $\int \vec{F} \cdot d\vec{l} = \int F_x dl_x + F_y dl_y + F_z dz$ 我们将力的表达式代入: $\frac{dw'}{dt} = g \frac{\Delta T}{T}$, 则得
 $\int_{z_0}^z \frac{\Delta T}{T} g dz = - \int_{p_0}^p \frac{\Delta T}{T} g \frac{dp}{\rho g} = - \int_{p_0}^p \frac{\Delta T}{\rho T} dp = - \int_{p_0}^p \frac{R \Delta T}{p} dp = - \int_{p_0}^p R \Delta T (d \ln p)$ 发现正好是相交面积。

4.4.1.4 对流性天气形成的条件

条件	① 水汽条件 (充足的水汽利于对流的持续发展) ② 不稳定层结 (4.4.2 中重点分析) ③ 抬升条件 (需要对流的触发机制, 可见 4.4.3)
----	---

4.4.2 稳定度的局地变化

4.4.2.1 稳定度变化的原因

稳定度定义 定义 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p}$ 表示(不)稳定度 ($\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} < 0$ 时不稳定, 则 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} > 0$ 表示不稳定, 故称不稳定度更合适)

条件 干湿绝热过程中 θ_{se} 是保守的。

公式 $\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} \right) = \frac{\partial}{\partial p} (-\vec{V} \cdot \nabla \theta_{se}) - \frac{\partial \omega}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} - \omega \frac{\partial^2 \theta_{se}}{\partial p^2}$ $\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} \right) > 0$ 代表不稳定度增加, 稳定度减小。

θ_{se} 平流随高度的变化 散度对对流不稳定性的影响 对流性不稳定度的垂直输送项

推导

因为假相当位温保守, $\frac{d\theta_{se}}{dt} = 0$, 将其展开 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \theta_{se} - \omega \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p}$, 再对时间作偏导, 可得:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} \right) = \frac{\partial}{\partial p} (-\vec{V} \cdot \nabla \theta_{se}) - \frac{\partial \omega}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} - \omega \frac{\partial^2 \theta_{se}}{\partial p^2}.$$

变化因子 ① 对流性不稳定度的垂直输送项 $-\omega \frac{\partial^2 \theta_{se}}{\partial p^2}$ 与垂直速度和 θ_{se} 分布有关。

若 $\frac{\partial^2 \theta_{se}}{\partial p^2} > 0$ 存在极小值, 则上升 $\omega < 0$, 不稳定性增强; 下降 $\omega > 0$, 不稳定性减弱。

② 散度对对流不稳定性的影响 $-\frac{\partial \omega}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p}$ 若对流性不稳定 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} > 0$, 则

水平辐散, 不稳定性增强; 水平辐合, 不稳定性减弱。

③ θ_{se} 平流随高度的变化 $\frac{\partial}{\partial p} (-\vec{V} \cdot \nabla \theta_{se})$

当高层的 θ_{se} 平流小于低层的 θ_{se} 平流时, 对流不稳定增强。反之, 对流不稳定减弱。

若高层有干平流, 低层有湿平流, 同样对流不稳定增强。

4.4.2.2 对流不稳定度与等压面上 T, q 的关系

结论 上层变干变冷, 下层变暖变湿导致对流不稳定增加。

因此看 850hPa 是否有干舌/冷舌; 低层图是否有湿舌/暖舌。

稳定度 $I = \Delta \theta_{se} = \theta_{se700} - \theta_{se850}$ 高层减去低层, 表示的是真正的稳定度。

$\frac{\partial I}{\partial t} > 0$ 表示稳定度增加, $\frac{\partial I}{\partial t} < 0$ 表示稳定度减小

公式 $\frac{\partial I}{\partial t} = \frac{\theta_{se}}{T} \left\{ \left[\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{700} - \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{850} \right] + 2.5 \left[\left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_{700} - \left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_{850} \right] \right\} = M \{ \tilde{I}_T + 2.5 \tilde{I}_q \}$

温度 温度的局地变化对稳定度的影响: $\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla T - w(\gamma_d - \gamma) + \frac{1}{c_p} \frac{dq}{dt}$

对流未发生前 $\omega \approx 0$, 要使气层变得不稳定, 必须有如下条件:

① 低层暖平流, 高层冷平流或低层暖(冷)平流比高层暖(冷)平流强(弱)。

② 日射作用使低层空气增热或冷空气移至暖的下垫面 (西北冷空气过山叠加在暖空气上)。

湿度 湿度的局地变化对稳定度的影响: $\frac{\partial q}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla q - w \frac{\partial q}{\partial z}$

低层湿平流(强暖湿平流), 高层干平流(干冷平流), 导致不稳定增加。

推导

从定义式出发: $\theta_{se} = T \left(\frac{1000}{P_d} \right)^{\frac{AR_d}{C_{pd}}} \cdot \exp \left[\frac{Lq}{C_{pd} T_K} \right]$ T_K 为凝结高度上的温度, 是 q 和 T 的函数。

取 $\ln \theta_{se} = \ln T + \frac{AR_d}{C_{pd}} (\ln 1000 - \ln p) + \frac{Lq}{C_{pd} T_K}$ 展开 $\frac{1}{\theta_{se}} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial t} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{AR_d}{C_{pd}} \frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial t} + \frac{L}{C_{pd} T_K} \frac{\partial q}{\partial t} - \frac{Lq}{C_{pd} T_K^2} \left(\frac{\partial T_K}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial T_K}{\partial q} \frac{\partial q}{\partial t} \right)$

合并同类项 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial t} = \frac{\theta_{se}}{T} \left[\frac{\partial T}{\partial t} \left(1 - \frac{LqT}{c_{pd}T_k^2} \frac{\partial T_k}{\partial T} \right) + \frac{LT}{c_{pd}T_k} \frac{\partial q}{\partial t} \left(1 - \frac{q}{T_k} \frac{\partial T_k}{\partial q} \right) \right]$ 作量纲分析: $\frac{T}{T_k} \approx 1$, $\frac{LqT}{c_{pd}T_k} \approx \frac{Lq}{c_{pd}T}$ 可以约分。

$\frac{Lq}{c_{pd}T_k}, \frac{Lq}{c_{pd}T}, \frac{q}{T_k}, \frac{\partial T_k}{\partial T}$ 均是小量直接消去, 得到 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial t} = \frac{\theta_{se}}{T} \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{L}{c_{pd}} \frac{\partial q}{\partial t} \right] = \frac{\theta_{se}}{T} \left[\frac{\partial T}{\partial t} + 2.5 \frac{\partial q}{\partial t} \right]$ 我们还要再对 p 求偏导:

取 $I = \Delta\theta_{se} = \theta_{se700} - \theta_{se850}$ 表示真正的稳定度, $\frac{\partial I}{\partial t} = \frac{\partial \Delta\theta_{se}}{\partial t} = \frac{\partial(\theta_{se700} - \theta_{se850})}{\partial t} = \frac{\partial\theta_{se700}}{\partial t} - \frac{\partial\theta_{se850}}{\partial t}$

$$= \frac{\theta_{se}}{T} \left[\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{700} + 2.5 \left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_{700} \right] - \frac{\theta_{se}}{T} \left[\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{850} + 2.5 \left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_{850} \right] = \frac{\theta_{se}}{T} \left\{ \left[\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{700} - \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{850} \right] + 2.5 \left[\left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_{700} - \left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_{850} \right] \right\}$$

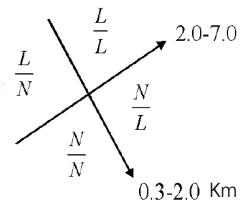
$= M \{ \tilde{I}_T + 2.5 \tilde{I}_q \}$ 表示上层变干变冷, 下层变暖变湿, 导致稳定度减小。

4.4.2.4 几种常见的有利于对流性天气产生的形势

- | | |
|-----|--|
| 形势一 | 在高层冷中心或冷温度槽与低层暖中心或暖温度脊可能叠置的区域, 会形成大片雷暴区 |
| 形势二 | 当冷锋越山时, 若山后低层为暖空气控制, 则由于山后低层暖空气之上有冷平流叠置, 使不稳定度大为增强, 因而常在山后造成大片雷暴区。 |
| 形势三 | 在高层高空槽已东移, 冷空气已入侵, 而中层以下仍有浅薄的热低压接近, 或有西南气流, 或有显著的暖平流等情况时, 就容易使不稳定性加强, 造成对流性天气。 |
| 形势四 | 当低层有湿舌而其上层覆盖着干气层时, 或在高层干平流与低层湿平流相叠加的区域, 会使对流性不稳定增强。 |

单站测风图的作用

- | | |
|--|---|
| ① 分析冷暖平流
② 分析冷暖锋
③ 分析对流性天气形势
④ 风的垂直廓线 | 右图左上角就是相对不稳定区
⑤ 判断热成风、地转风
⑥ 高低压区域分布
⑦ 锋的移动方向等等 |
|--|---|



4.4.3 对流天气的触发机制

- | | | |
|-----|-----------------|---|
| 机制一 | 天气系统造成的系统性上升运动: | ① 锋面强迫抬升、槽线、切变线、低压、低涡等低值系统
② 低空的风向或风速的辐合线。 |
| 机制二 | 地形抬升作用: | ① 山地迎风坡 |
| 机制三 | 局地热力抬升作用 | ② 背风波: 背风坡下沉, β 效应形成波动。 |

4.4.4 强雷暴发生发展的有利条件

- | | | |
|-----|-----------|---|
| 条件一 | 位势不稳定层结 | ① 通过抬升或降水蒸发使空气达到饱和, 建立 $\gamma > \gamma_m$
② 取决于高、低层水汽和热量平流的差异: 高层冷平流或干平流; 低层暖平流或中层比上层增暖或增湿更明显。
③ 逆温层的存在可抑制对流发展, 使低层水汽能量不向上输送, 但其可以积聚能量使低层更暖、更湿, 上层冷, 大气更不稳定, 一旦有强的触发机制会有强雷暴。 |
| 条件二 | 前倾槽: | 低空槽前西南风输送暖湿气流, 高空槽后西北风输送冷空气, 造成不稳定 (参考 3.4.5)。 |
| 条件三 | 强垂直风切变: | 强对流风暴一般在强垂直风切变的环境中生长起来并能维持 (可提供对流发展的能量)
① 使上升气流倾斜, 增强下沉气流, 从而维持和激发上升气流增强
② 增强中层干空气的吸入, 增强下沉气流和上升气流
③ 造成一定的散度分布, 利于风暴向前传播 |
| 条件四 | 水汽的辐合和湿舌: | 为使强对流系统得以发展和维持, 必须有丰富的水汽供应, 这是风暴的主要能量来源。水汽供应区比集中区大一个量级 |
| 条件五 | 急流的作用 | ① 高空急流:
A. 急流下方强的垂直切变能提供对流发展的动能
B. 有利于增强高层辐散, 维持上升运动
C. 将云体上部增暖的空气带走, 散热机制, 利于对流云的维持和发展。 |

- ② 低空急流
- 输送暖湿空气促使大气不稳定
 - 急流前方正切变涡度区，上升运动提供冲击力加强扰动，触发不稳定能量释放
 - 急流最大风速中心前方有明显水汽辐合和强上升运动，利于强对流的连续发展。

条件六

低层辐合，高层辐散，上升运动：高层辐散流场在低空辐合流场上空叠置，抬升力会更强。

条件七

地形作用：强迫抬升、背风波和地形粗糙度变化引起的局部地区的垂直运动（海陆风）。

条件八

中小系统的作用：中小尺度低压和辐合区可以促使对流强烈发展。

条件九

南支槽：活跃时伴随切变线活动，也有利于强对流发展。

条件十

高空冷涡

4.4.5 雷暴云的移动规律

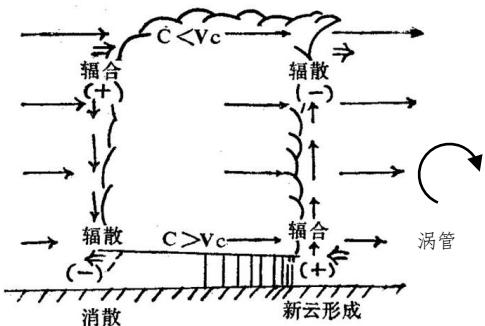
4.4.5.1 平移与传播

云体平移

大范围水平气流使云体不断平移，**移向**接近于云体中层高度上大范围水平气流的方向。雷暴云的**移动速度介于高底层速度之间，风速随高度增大时有利于雷暴云向前传播**（右图）。

云体传播

在云体外围（前部辐合）不断地形成新的雷暴单体而老云逐渐消散（后部辐散）下去，因此使人们产生云体似乎在整体移动的感觉。这种**云体新陈代谢的现象**叫做雷暴的传播。原来云体的**下沉气流冲击其前方不稳定的气层**使新云发展



4.4.5.2 风速、风向垂直切变与雷暴云的传播方向

风速切变

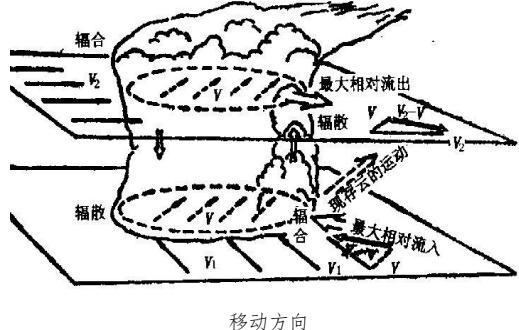
风速垂直切变与雷暴云的传播方向表现为风速随高度增大时有利于雷暴向前传播。整体形成一个水平方向的涡管。

风向切变

底层风速向北 V_1 ，高层风速向东 V_2 ，云体沿着两者的平均流方向移动 V 。因而**低层**环境大气相对于风暴的移动方向为 $V_1 - V$ ，对应**最大相对流入方向**，指向云体。**高层**环境大气相对于风暴方向为 $V_2 - V$ ，对应**最大相对流出方向**，指向云外。

其他因子

下垫面、地形、河流、湖泊等



4.5 对流性天气的预报方法

短期预报

思路和着眼点：**水汽条件、不稳定层结和抬升力条件**缺一不可，必须对这三个条件综合分析。

分析水汽通道、高底层配置条件（低层暖舌，高层冷舌）、单站测空图等。

除此以外，短期预报包括系统性雷暴的预报、稳定性指标的应用、T-InP 图的应用、能量天气学、雷暴大风预报等。

甚短期预报

未来 12 小时内的天气预报。

临近预报

通过对当时天气状况的详细监测，用外推法做出的**未来 2-3 小时内**的天气预报。