

全国高等气象院校试用教材

# 云物理学基础

北京大学地球物理系大气物理教研室云物理教学组编

大气物理专业用

农业出版社

全国高等气象院校试用教材

# 云物理学基础

北京大学地球物理系  
大气物理教研室云物理教学组编

大气物理专业用

农业出版社

## 内 容 提 要

云物理学是研究云和降水的生成和发展过程的学科,是气象学的一个重要分支。它和气象学中的其他分支如:天气预报、大气电学、大气光学、雷达气象等学科都有密切的关系。由于大部分灾害性天气都和云雨过程有关,特别是近年来发展起来的人工影响天气试验工作促进了云物理学的发展。

本书主要介绍云物理学中最基本的内容,共分五章,介绍云和降水的宏观特征;云和雨、雪、雹等降水质点生成的微观物理过程;积云的数值模拟;人工影响天气的试验研究;云物理观测方法。重点在前两部分。

本书为大专院校大气物理专业云物理学的教材,也可供从事人工影响天气试验工作人员及其他有关人员参考。

全国高等气象院校试用教材

云物理学基础

北京大学地球物理系

大气物理教研室云物理教学组编

农业出版社出版 (北京朝内大街130号)

新华书店北京发行所发行 农业出版社印刷厂印刷

787×1092毫米16开本 16.5印张 357千字  
1981年6月第1版 1984年6月北京第2次印刷  
印数 2,801—3,800册

统一书号 13144·237 定价 1.75元

## 序

云物理学是气象学中的一个重要的分支，它与天气预报，人类有意识和无意识影响天气和气候，大气辐射，大气遥感等学科有密切的联系。

我系自 1959 年建立大气物理专业以后，即开设云物理学课程作为专业课之一，并开展云物理学的科学研究。1965 年以前一直由赵柏林教授主讲本门课程。他在全面总结国内外重要科研成果的基础上，编写了有相当深度和广度的教材。但遗憾的是当时没能出版。自 1971 年恢复教学工作以后，教课人员和研究方向作了部分调整和变动。根据当时条件，在参考原北京大学和科技大学的讲义基础上重新编写了简易教材，并经过两次修改。先后参加编写和修改的人员有盛裴轩，张铮，秦瑜，熊光莹。由于形势发展，目前这本讲义已不再能满足教学的需要了，按一九七八年气象教材会议精神，在原教材基础上又重新编写了本书。其中第一、三、四、五章由秦瑜执笔，第二章由熊光莹执笔。编写过程中参考了国外有关著作。此外，还参考和引用了 1972 年和 1975 年中央气象局主办的全国和地区的两次人工降水训练班的讲义。其中有大气所黄美元、王昂生，中央气象局马培民、游来光，南京大学刘文保、叶家东等几位同志编写的讲义和讲稿。

编写这本书的主要目的是作为大气物理专业高年级学生学习专业课的教材，也考虑了对本学科感兴趣的其他同志参考之用。除了总结云物理学的基础知识以外，也编入了人工影响天气和云物理学探测的章节。由于编者水平限制和时间仓促，选材不一定恰当，总结内容也不很全面，难免有错误之处。热切盼望得到读者批评指正。

1979 年 3、4 月间中央气象局科教处会同有关院校几位有经验的老师对初稿作了审订。北京大学赵柏林教授，南京气象学院王鹏飞教授，周文贤老师，南京大学刘文保、叶家东老师等给以热情鼓励，并对初稿提出了宝贵的修改意见。本专业的同志帮助抄写和绘图。对此一并表示感谢。

北京大学地球物理系大气物理教研室云物理教学组

1979年6月

11324/02

# 目 录

|                    |     |
|--------------------|-----|
| 引言                 | 1   |
| 第一章 云和降水的宏观与微观特征   | 4   |
| 第一节 云              | 4   |
| 第二节 积云的宏观特征        | 9   |
| 第三节 层状云和气旋云系的宏观特征  | 31  |
| 第四节 云和降水的微观特征      | 42  |
| 第二章 云的微物理学         | 64  |
| 第一节 相变核化理论         | 64  |
| 第二节 气溶胶力学基础        | 96  |
| 第三节 云和降水质点的增长      | 125 |
| 第四节 降水理论           | 151 |
| 第三章 积云的数值模拟        | 171 |
| 第一节 积云的一维模式        | 171 |
| 第二节 多维模式           | 181 |
| 第四章 人工影响天气         | 188 |
| 第一节 人工降水           | 189 |
| 第二节 人工降水用催化剂及其施放方法 | 196 |
| 第三节 人工降水的试验设计和效果检验 | 205 |
| 第四节 人工防雹及其他        | 217 |
| 第五章 云物理探测实验的工具和方法  | 223 |
| 第一节 概述             | 223 |
| 第二节 飞机探测           | 226 |
| 第三节 直接探测仪器和方法      | 230 |
| 第四节 遥感测量           | 250 |

## 引 言

地球上的大部分天气现象是和成云致雨过程相联系的。云雨过程是全球水分循环锁链中不可缺少的环节。地球表面接受太阳辐射，蒸发水分。蒸发生成的水汽进入大气中，成为大气的组成部分。水汽经由湍流和系统的垂直运动带到中高空，并由大气水平运动输送到各处。大气中所包含的水汽在达到饱和以后，会在凝结核上生成云滴，形成云。在适宜条件下长大成为雨、雪、霰、雹等降水质点落回地面。降水一方面增加了土壤中的水分，一方面又通过地表和地下的径流补充地下水，流入江河，归入大海。这就是所谓“黄河之水天上来”。在某些地区维持生命活动所需用的水的唯一来源是降水。

降水既是地面上新鲜水的来源，它又给生命活动带来了狂暴肆虐的灾害性天气。暴雨、雷暴、冰雹、龙卷、大风、雾障等等都是和云雨过程有关连的。而干旱又恰恰是缺雨少云。干旱可以造成作物失种欠收；风暴、冰雹则毁坏庄稼，破坏房屋和各种设施。雷暴可以酿成大面积森林火灾，破坏林业资源，损害输电网路。台风、暴雨不仅造成大面积内涝，更严重的是因风浪袭击，山洪暴发招致堤岸决口、水库崩坍，酿成更大灾难。这些强烈天气也同样危害工矿、交通运输正常生产。所以云和降水过程是直接和人类的生产、生活休戚相关的。这些强烈的天气过程同样会影响军事行动，在战争史上因为天气恶劣造成军事失利的例子屡见不鲜。而正确的利用天气作为掩护，在近代战争中也是常见的。有的国家还在研究使用人工影响天气的办法进行战争。

云雨过程和人类生活有如此紧密的联系，所以自古以来都为人注目。原始部落常以天气现象为崇拜对象。轩辕氏的图腾就以云景为图案，取其有瑞气。史书、方志对重大天气现象多有记载。《诗经》中记述的“如彼雨雪，先集维霰”可说是对冷云降水机制的最早的解释。但是真正系统的研究云和降水的物理过程还是近代的事。

在1945年以前，云物理研究还只是附属在天气学和动力气象学中的一个组成部分。随着社会需要和科学技术发展，它逐渐形成为气象学中一门重要的分支学科。二次大战以后以著名的“雷暴”计划为始端，开始了学科独立发展时期。这个在美国进行的大规模的探测研究计划，动用了当时较为先进的大量的雷达、飞机和地面站网，对积云进行了综合考察。对积云的生命循环和环境相互作用等得到大量的第一手资料。基于相变热力学和气溶胶物理研究，对云微物理机制，人们也逐渐有所认识，提出了自然降水微观机制的一些见解。1946年在室内研究基础上用飞机对冷云播撒干冰，成功地影响了降水过程。在前一阶段大量的人工降水实践的基础上，六十年代以后更加重视基础性的物理机制研究，也更有计划的组织大型的综合外场探测和经过精心设计的人工影响天气的试验研究。这个时期

里，整个科学技术有了很大发展。云物理研究得到了更多、更先进的技术装备。高速电子计算机，多种类型的雷达，性能优异的飞机，人造卫星，大型的云室和风洞，再加上测量和模拟云微物理的各种各样的仪器大大加强了云物理研究的手段。研究本身也出现新的特点。过去由于尺度相差悬殊，而分开研究的宏观动力学和微物理，也结合起来研究它们之间的相互作用，建立了同时模拟这两种不同过程的数值模式。数值试验、室内模拟实验和外场观测三者紧密配合起来。在大型的人工影响天气的试验计划中也注意了把数值模拟，探测和试验，统计检验三者结合起来，形成有科学预想，又有严格检验的科学试验。人工影响天气试验工作的范围也大大扩展，除了人工降水以外，还开展了防雹、消云、消雾、消闪电、削弱台风等试验。

我国系统性的云物理研究是从1958年开始的，当时为解决工农业用水之需，在吉林省用飞机播撒干冰作人工降水试验，获得成功，从此推动了大规模的群众性的试验工作。并在此基础上开展了云物理研究工作，建立了相应的研究机构和业务系统，在大专院校中设置相应的专业。

云物理学大致可分为互相联系的两个方面：研究云与降水总体发展的宏观动力学和研究组成云和降水的质点生成、长大的微观物理学。前一部分脱胎于天气学和动力学，基础是热力学和流体力学。后一部分实质上是气溶胶物理的一部分，基础是物理化学，热力学和流体力学。

云物理学和气象学中的分支学科有密切联系。天气预报是目前气象学中最重要应用方面，要做好准确的天气预告，需要对云和降水物理有深刻了解。数值预报方程就要求加入正确描述降水过程的对流参数方程。而人工影响天气本身也要求比目前数值预报更加准确的定量的云和降水发展预告。

云物理学是人工影响天气的基础。对云的微物理机制的深入研究提出了播撒人工冰核和吸湿性核破坏云的胶性稳定状态而人为触发降水的设想。根据积云动力学和微物理的相互作用，提出过量播撒人工冰核，促使大量释放潜热，造成积云发展从而增加降水的动力播撒原理。

工业化、都市化发展所造成的污染已成为举世关切的社会问题。污染增加了大气中云核的来源。排放的废热造成“热岛”效应，剧烈改变局地气候，造成降水重新分布。排放的废气还深远地影响气候变化。这种无意识的影响天气气候和人类有意识的影响天气是紧密相联的。而降水不仅为地面提供水源，也是自然界中清除大气污染，改善空气质量的主要途径。从事核工程的人很早就注意到降水对空气的净化作用。

云层强烈吸收太阳短波辐射，同时又发射长波辐射。各种形式的云层分布和它对地球表面的覆盖对于整个大气的辐射平衡起关键的作用。它不仅影响短期天气变化，而且对整个大气环流有某种支配作用。在现代的气候学模式中，云是一个重要因子。

虽然云物理学和其他学科间有那么多的关系，但本书只打算叙述云物理学本身的基本问题。不涉及和降水物理有密切关系的大气光学、辐射学和大气电学等内容。那些内容将

在本专业编著的大气物理学一书中介绍。

本书分五个部分。第一章介绍云和降水的宏、微观概况，介绍探测和实验资料，为学习后面章节内容作准备。第二、三章是云的微物理理论和积云数值模拟。其中尤以第二章为本书重点。第四章人工影响天气简介，这是和云物理学联系最密切的应用问题。第五章介绍探测方法和手段，供读者参考。

本书后面附有各章参考文献目录可供参考，在参考文献开始列入几本国外出版的常用教科书和专著。



## 第一章 云和降水的宏观与微观特征

在介绍云物理学理论之前，首先需要了解云的宏观与微观的情况，诸如云和降水的种类、性质、外观、生命史、分布状况、生成条件以及组成云体的基本单元云滴、雨滴、冰雪晶等质点的大小分布。这些资料正是理论工作的出发点，也是检验其正确性的依据。一些和云雨有关的其他课题也常常需要引用这样一些资料。例如研究大气光学传输，就要了解大气中的质点（包括云和降水质点）的组分和大小分布。尽管过去已经对云和降水作了大量的观测，累积了很多资料，但仍然不能满足理论工作的需要，详尽而可靠的资料是不多的。随着研究问题的深化对资料要求愈来愈高。为了实地取样探测，常常需要用飞机作穿云观测。这样高的速度又加上那样水淋淋的条件，对探测仪器的要求是颇为苛刻的。随着技术进步，对云和降水的探测和实验设备将愈来愈先进，加之人们在理论的指导下更加有目的，作系统性的探测，将会有更完美的资料以供分析研究。

### 第一节 云

在空间飞行器上，或是在别的星体上，例如在月球上观测我们所在的这个星体，就会看到地球是被一层淡蓝色大气的“海洋”所包围着。在隐约可见的大陆和海洋上覆盖各种形状的白色图案。有的连成片，有的斑斑点点孤立、分散。有的成条成带，有的成涡旋，很有组织。它们的面积约占整个地球表面积的一半。从垂直方向看，它们分布在从地面一直到大约 20 公里的高空。这就是本书所要研究的对象——云。

#### 一、云的分类

云可以按各种特点分类，例如：按所在高度，按其外形，按组成的相态等。现在日常台站观测使用世界气象组织制订的“国际云图”分类法。这种分类渊源于 1803 年英国气象学家霍华德（Howard）。他用拉丁文，按云所在高度命名。将云分成四族，即高云族、中云族、低云族和直展云族。又按外形分成积状的、层状的、纤维状的等等，计分十属。各属尚可细分。

各种云形出现的高度和它们所在的纬度有关，大致可分成三档。

卷云、卷积云、卷层云在表 1—2 中属于高档，也即它们在温带出现于 5—13 公里高空。高层云通常在中层，有时出现在高层。高积云属于中层。雨层云主要在中层，有时也会出现在低层，而积云和积雨云底部在低层，顶部垂直发展可达中层和高层。层积云和层云属



图 1-1 由静止卫星上见到的地球大气的云景

表 1-1 云分类

| 族   | 属        | 族   | 属        |
|-----|----------|-----|----------|
| 高云族 | 卷云 (Ci)  | 低云族 | 层积云 (Sc) |
|     | 卷层云 (Cc) |     | 雨层云 (Ns) |
|     | 卷层云 (Cs) |     | 层云 (St)  |
| 中云族 | 高积云 (Ac) | 直展云 | 积云 (Cu)  |
|     | 高层云 (As) |     | 积雨云 (Cb) |

表 1-2 云出现高度 (公里) 分档

| 分 层 | 极 地    | 温 带    | 热 带    |
|-----|--------|--------|--------|
| 高   | 3-4    | 5-13   | 6-18   |
| 中   | 2-4    | 2-7    | 2-8    |
| 低   | 地面-2公里 | 地面-2公里 | 地面-2公里 |

低层。

上面的分类法只从高度和外观出发没有把云的生成过程联系起来。在云物理学研究中按云的生成过程，空间尺度，过程特征等情况把几种不同族属的云放在一起研究。例如把云分成层状云和积状云两类。把两属直展云通称积状云或对流云。其余云属都称为层状云。在具体研究云和天气系统关系时，又分为气团雷暴、局地风暴、气旋云系、锋面云系等。按温度划分则有云温低于摄氏零度的冷云和高于零度的暖云之分。按云质点的相态则可分为冰云、水云和混合云。

## 二、云雾生成的条件

云体是由很小的水滴或冰晶组成的。当空气中的水汽含量达到并超过饱和值后，水汽将在凝结核上凝结而生成云滴。特殊情况下，在严重工业污染地区，由于大气中有大量能在低饱和度下活化的核，也可以在大气未饱和情况下生成雾。

气象学中用相对湿度  $f$  表示空气中所含水汽距离饱和的程度。它等于实际水汽压  $e$  和当时条件下饱和水汽压  $E$  的比。

$$f = \frac{e}{E}$$

其中饱和水汽压  $E$  是温度的函数。温度愈高，相应的饱和水汽压值也愈大。在第二章里我们将要导出关于饱和水汽压与温度的关系，称为克拉珀龙—克劳修斯方程。其微分形式如下。

$$\frac{dE}{E} = \frac{L_v}{AR_v} \frac{dT}{T^2}$$

$L_v$  是相变潜热， $A$  为功热当量， $R_v$  是水汽的气体常数。

对相对湿度表示式作微分可得

$$\begin{aligned} \frac{df}{f} &= \frac{de}{e} - \frac{dE}{E} = \frac{de}{e} - \frac{1}{E} \left( \frac{dE}{dT} \right) dT \\ &= \frac{de}{e} - \frac{L_v}{EAR_v} \cdot \frac{dT}{T^2} \end{aligned}$$

从上式看出，通过增加空气中的水汽或降低空气温度可以增加空气的相对湿度，达到饱和，从而生成云或雾。一般说大气中生成云主要是靠空气团降温达到饱和的，而在成雾过程中，增加水汽量的作用也不可忽视。

(一) 云的生成过程 由于大气压随高度增加而降低，所以当空气团作垂直上升运动时，会因绝热膨胀而降低温度。如果空气团内包含足够量的水汽，虽则开始没有达到饱和，但只要能维持足够长的上升运动，那就有可能因绝热膨胀而降温，最终达到饱和而生成云。空气团的上升运动据其起因可分为如下四种：湍流、对流、地形抬升和缓慢大范围的

辐合抬升。不同形式的上升运动可以生成不同的云形。湿空气渐次而缓慢抬升，生成大片的层状云。而剧烈的垂直气流产生对流云。

1. 湍流作用 空气流过地表面因摩擦而产生一系列湍流涡旋。这些湍流气块带着各自的热量、动量和水汽属性互相交换。湍流涡旋运动起着强烈的搅混作用。在近地面层带有较多水汽的空气会因这种湍流运动而向上传输。特别是在低空有逆温层存在时，水汽经由湍流输送到逆温层下面逐渐累积起来。而湍流气块本身向上运动又会因绝热膨胀而降温。这样在逆温层下部水汽量逐渐增多，温度又逐渐下降，从而可以在逆温层下部形成层云。有时首先在地面生成雾，继而向上抬升成为层云。

湍流也可以在降雨云下部发展。降水蒸发降温加强了湍流运动，并增添了水汽，从而在云下生成碎云。这就是坏天气下的碎层云，碎积云。

2. 对流运动 在夏季，下垫面由于强阳光照射，而形成大范围均匀加热，造成极大的温度垂直递减，使大气发生自由对流，空气在大范围内作十分有组织的垂直运动。一部分空气上升，一部分空气下沉，排列整齐，形同一个个细胞，称为伯纳特胞。在空气中有充足的水汽条件下，上升运动部分可以形成积云，而下沉部分成为云隙。从而生成大片分散呈网格状排列的云系。这种现象常常发生在夏季的洋面上。

这种细胞状对流，也可以在某一层空气中出现。例如在卷层云，高层云，层云情况下。在云下受地面或低层云的辐射加温，云上因辐射而冷却。在此间发生胞状对流。云层中一部分因下沉运动，开裂而生成云隙。云层就蜕变为卷积云、高积云和层积云。

在合适的天气条件下，由高空冷平流，低空暖平流的形势，可以造成大气的不稳定层结。这种层结的垂直减温率小于上述自由对流情况，有时是潜在的不稳定。当有外界扰动情况下，如地形抬升，冷空气活动，锋面或切变线的辐合抬升，可在局地触发大气的对流运动。如低层空气有充足水汽，可生成积云或积雨云。如果大气处于高压控制下，高空有下沉气流，在中空有深厚的稳定层次，则生成晴天积云。如果低层有充足水汽，大气层有深厚不稳定层结，而又有强烈的触发抬升条件，就可能发展成积雨云。积雨云顶发展到很高的高度成冰晶化。冰晶化的顶部由高空风而向水平方向扩展生成纤维状云砧。云砧脱离主体云后即成为伪卷云。

3. 地形抬升和波动 湿空气水平运动到山地时，被山地强迫抬升，在山前作上升运动，发生绝热冷却。如水汽含量充分可形成地形云。

如果大气是处于不稳定状态，则这种抬升运动可以成为对流云的触发机制。不稳定层结若有足够厚度，可以生成深厚云层。因而山区常常是对流云的源地。

如果大气层结是稳定的，这种抬升运动可以形成大片的层状云。

如水汽不甚充分，或有较强的下沉运动，则在山巅形成小块的旗云或荚状云。由于气流在山前连续抬升生成云，而在山后气流下沉，而蒸发趋于消散，这样在山前的某个高度上形成静态的云块。

气流过山不仅发生山前抬升与山后的下沉运动，而且在山上空和下风方形成波状运

动，并延伸到较远处。只要空气中具有一定的水汽，也会在波峰处因抬升而成波状云。这种云常常是滚轴状的，和山的走向平行。其示意图如图 1—2。

因地形抬升而产生下风向背风波并不是大气中生成波状云的唯一过程。在大气的中、高空常常有强的水平风速切变。当这种切变超过某一临界值以后，其界面就处于不稳定状态。只要出现微扰动，就会在界面上发展，形成所谓凯尔文—亥姆霍次波。并常常发生两个相互呈交叉状传播的波动。如有一定的水汽量，则也可在波动的上升部分形成云，如卷云或高积云。

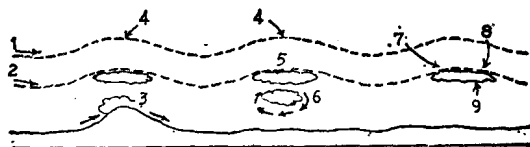


图 1—2 气流过山的波动和波状云

1. 干空气 2. 湿空气 3. 帽云 4. 稳定的波峰 5. 背风波 6. 滚轴状云 7. 上升, 冷却凝结 8. 下沉, 增温, 蒸发 9. 凝结层

4. 锋面抬升和大范围辐合抬升 在低压系统内，低层大气可以有大规模的水平的辐合运动，由于质量要维持连续性，而有大规模的抬升。这种上升运动虽然速度甚小，仅每秒厘米量级，但持续时间长。大气可以被抬升到几千米的高空形成大规模的降水云系。特别是在锋面气旋系统中，由于暖空气在冷空气上的滑升运动，或冷空气对暖空气的抬升，都可形成降水云系。其他如槽线，冷涡，切变线活动，在适宜条件下都能因辐合抬升形成大规模的降水。一般说这种缓慢的抬升生成层状云，如高层云、雨层云、层积云等。在垂直方向上往往可以分成多个层次。这种云系常产生连续性降水，雨强虽不如积雨云，但总雨量仍可不小。特别是当有些地方有不稳定层结时，也可以在大范围的层状云系中触发对流云塔，雨量特别集中，成为在大范围降水中的降水中心。

大气中有各种形式的降水如雨、雪、霰、雹、冰粒、冰针和毛毛雨等。降水的形式和强度是与生成这种降水物的云型有密切关联的。大量的雨雪是从积雨云和高层云、雨层云系统降下的，而稳定的层云往往只下毛毛雨和米雪。

表 1—3 云型和降水物关系

| 降 水 物 | 云 型                |
|-------|--------------------|
| 雨     | 高层云、雨层云、层积云、积云、积雨云 |
| 雪     | 高层云、雨层云、层积云、积雨云    |
| 冰 粒   | 高层云、雨层云、积雨云        |
| 霰     | 层积云、积雨云            |
| 雹     | 积雨云                |
| 毛 毛 雨 | 层云                 |
| 米 雪   | 层云                 |
| 冰 针   | 层云                 |

(二) 雾的生成过程 雾可以通过降温，补充水汽和空气团混合等过程使空气达到饱和而生成。

1. 空气降温 湿空气可以沿着山的斜坡缓慢向上爬行，造成绝热降温。在小风的情况

下，近地层空气还可以通过湍流混合作用使热量上传，近地面逐渐降温。在生成雾的过程中辐射降温是重要的因子。大气中的水汽、二氧化碳都能有效的发射长波辐射。如低层大气水分充足，而高层大气干燥。在夜晚晴空，由地面发出的长波辐射的净通量是向外的，损失热量，造成地表和近地面大气层降温。这个辐射降温过程和湍流交换过程一起是生成辐射雾的两个主要因子。

2. 增加空气团中的水汽 当冷空气流到暖湿的地面或水面时，暖而湿的下表面将蒸发水汽补充到空气中去，只要能持续足够长的时间，空气中水分可以达到饱和而生成雾。这种过程发生在水面上就是蒸汽雾。也可以由于暖空气移到冷表面上，由于下垫面降温而生成雾，如海雾。

低层未饱和大气可以通过上层来的降水在其中蒸发而得到水汽补充达到饱和。在地面暖锋之前就可发生这种由雨水蒸发而产生的雾。

3. 不同温度的空气团混合 由于饱和水汽压和温度的关系是非线性的。两个温度不同而水汽接近饱和的空气团相互混合，在混合后的温度下可能达到饱和而生成雾。图 1—3 表示了这种混合过程。

A、B 两点代表混合前的两个气团温度和水汽的状态。两气团混合后必落在 AB 连线上。曲线 E 为饱和水汽压随温度的变化。它和 AB 线的交点为 C、

D。只要两个空气团混合后的状态是落在 CD 点之间的，就说明混合后的空气团水汽压在混合后的温度下是过饱和的，就可以生成雾。

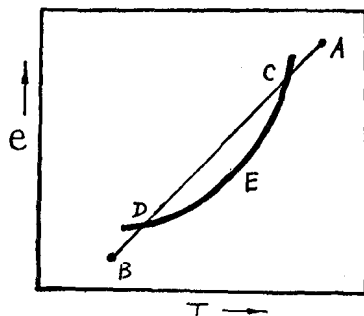


图 1—3 混合雾形成机制示意图

## 第二节 积云的宏观特征

在热带、亚热带降水中，积云和对流云系降水约占总量的 3/4。即使在中纬度，积雨云降水也占很大比重。积状云是夏季主要形式的降水云。在大范围气旋云系中也常常隐匿有对流云塔，成为大片雨区中的降水中心。即使在冬季的暴风雨中也常常有对流云带。所以积雨云降水是重要的自然水源。然而更引人关注的是积雨云不仅能大量降水，而且常常伴随有雷暴、冰雹、龙卷等灾害性天气。台风的眼墙和云带也是由大量强烈发展的对流云塔所构成的。这些灾害天气是发展生产的巨大障碍，也严重威胁人的生命和财产安全。积云覆盖也影响到大气辐射平衡。积云环流不仅起到垂直输送能量作用，而且在全球能量平衡和行星环流中也起重要的作用。正确预告且进而能有效的进行人工控制是人们所最为关心的事。

### 一、对流发生和发展的条件

积云顶有形状象花椰菜似的外观，它可以启示人们想象积云是由多个温度、湿度都高

于环境值的“热泡”所构成的。太阳辐射照射地表面，在一些特殊地形，如洼地和山岩等地方，紧贴地面的那一层空气被强烈加热。它们的温度高于周围环境的温度。由于阿基米德浮力，这些“热”空气浮动上升。在没有风的情况下，就会在地面源上方形成一个热气柱。上升气柱外围空气补偿性下沉。在地面附近有较冷的空气流入热柱。为了维持这样的热柱及其环流就要求在底部能快速的加热从外流入的冷空气。这样长时间持续的热气柱常常只在森林失火与火山爆发等较为罕见的情况下才出现。一般情况下，由太阳辐射加热等原

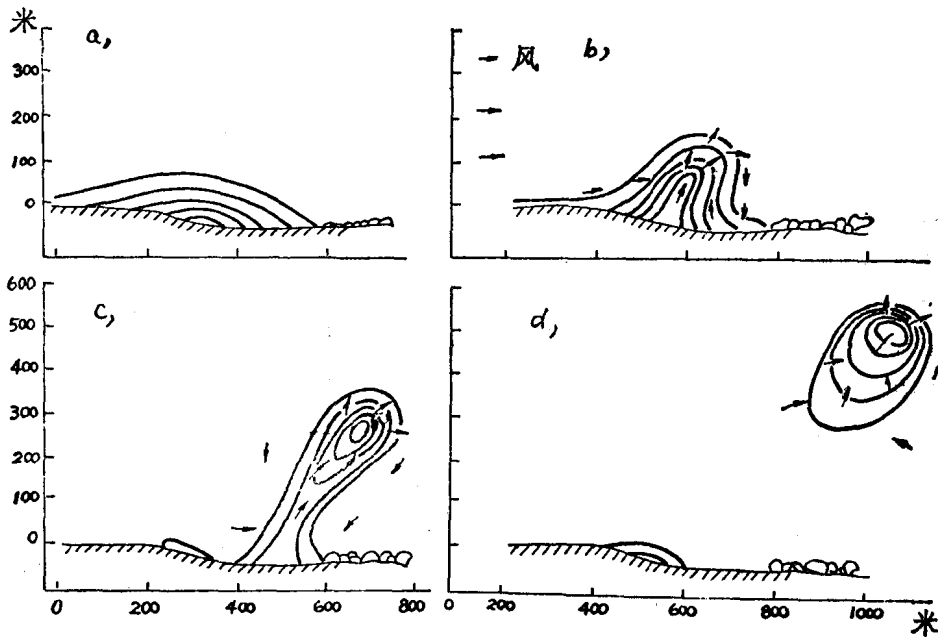


图 1—4 热对流胞生成过程示意图

因形成的热气柱的“寿命”是有限的。它们不断的从源地脱开，以伸长的热气泡形式漂浮于空中，并不断的和外界空气发生混合而逐渐丧失其个性。如地面有较强的风时，源地上生成的热柱因之而倾斜，会更快的脱变成热泡。这样的过程可以用示意图 1—4 表示。这些“热泡”的尺度由大气对流状况和地面加热条件所决定，小到几十米，大到上千米。根据飞机测量得到的对流胞的分布谱如图 1—5。

这样的热泡即使不考虑它和环境的混合，要能够达到凝结高度且生成积云也是有条件的。事实上只要有充分的太阳照射，在一些特殊地形条件如岩石山顶，向阳坡，乃至雪地都可能产生热泡，但并不生成积云。

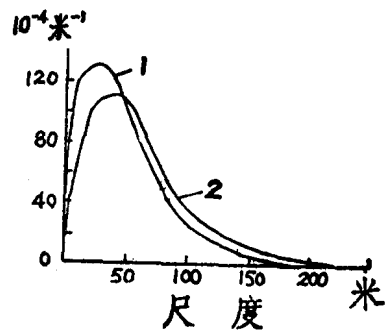


图 1—5 对流胞尺度分布图

1. 气泡 2. 气柱

生成积云乃至发展成为积雨云需要具备一些基本条件。它要求大气层结是不稳定或潜在不稳定的。大气层中，特别是低层大气要有充足的水汽。而触发或启动条件也是促成积云生成的重要因素。除了上述不均匀加热以外，地形抬升和天气系统所造成的辐合抬升也都可以成为触发积云对流的因子。另外环境混合，风的垂直切变也对积云的发展过程有影响。

(一) 大气层结的稳定度 由地面的不均匀加热或湍流涡旋运动都能造成在近地层大气的气块作垂直运动。这种垂直运动能不能维持并进一步向上发展，则取决于大气层温度的垂直分布。如果大气的温度层结利于这些扰动的发展，称大气是不稳定的。反之如大气层结不利于这种扰动的继续发展，则称大气是稳定的。

在经典大气动力学理论中，假定空气块在垂直运动过程中是绝热的，且气块的气压是服从准静力平衡的。那么在没有发生凝结的情况下，气块在垂直运动过程中，温度将随干绝热递减率  $\gamma_d$  变化（即每上升一公里，温度约下降  $10^\circ\text{C}$ ）。这时如果环境大气的垂直减温率大于干绝热递减率，那么空气块在上升过程中，其温度总要高于环境温度，受阿基米德浮力作用就会继续上升。反之，如气块作下沉运动，则气块的温度将低于环境的温度而继续下沉。这也就是说大气层结是利于对流发展的。而环境温度层结小于绝热递减率时，

按相同的考虑那是不利于对流发展的。令环境的实际温度层结为  $\Gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$ ，可以得到如下的稳定度判据：

$\Gamma > \gamma_d$ ，大气层结是不稳定的。

$\Gamma = \gamma_d$ ，大气层结是中性的。

$\Gamma < \gamma_d$ ，大气层结是稳定的。

当气块在上升过程中达到饱和，有水汽凝结，则气块将按湿绝热递减率  $\gamma_w$  降温，这样稳定度判据就变为如下形式：

$\Gamma > \gamma_w$  不稳定。

$\Gamma = \gamma_w$  中性。

$\Gamma < \gamma_w$  稳定。

在实际大气中，常常出现如图 1—6 中 ABC 线所示的温度层结，它大于湿绝热递减率，但小于干绝热递减率，即有

$$\gamma_w < \Gamma < \gamma_d$$

空气层是否稳定要看水汽条件来决定。

当空气块受某种外力作用，由 A 点上升。它将沿干绝热线 AD 变化，此时气块温度低于环境温度，受环境大气的浮力为负，也即阻止它继续向上运动。若气块能继续行至其凝结高度 D，那么由于发生了凝结，气块将沿湿绝热线变化温度。达到 B 点以后，气块温度将高于环境温度。从而使气块受到向上的浮力，使气块能继续其上升运动，直到 C 点。到 C 点气块所受浮力为零。再往上又重新变为负浮力，气块运动受阻，最后速度为零。此时



气块即达到最大高度—绝热理论的云顶高度。

在对数压力—温度图 1—6 上 ADB 面积等于气块初始抬升时，为克服负浮力所需要的外来推动力做功大小。这块面积又称为负能区，说明浮力作负功。BC 段层结曲线和湿绝热线所围的面积是由大气环境和气块温度差所提供的正浮力对气块所作的功，称为正能区。在此之上又为负能区。如果气块比较湿，那么气块在比较低的高度上即能凝结，这样 ADB 面积小。由于负能区小，只要在较小的外来推动力作用下，气块即可以达到不稳定的正能区，由浮力作用而继续抬升。若湿度小，则凝结高度比较高。气块需上升到高处才能达到饱和。如图所示 D' 点。这样底层的负能区较大，气块必须受较大的外推力才能达到不稳定区。而不稳定区本身不稳定能量又小，气块所获动能就小。当气块穿过不稳定区，而进入上部负能区后，不能穿行较长距离。很快因动能耗尽而停止上升。若气块中水汽量甚少则需要到 D'' 处才能饱和。那么即使有再大的外推力，整层仍是稳定的。上述这种需要参考气块水汽条件才能决定其不稳定状态的情况称为条件性不稳定。

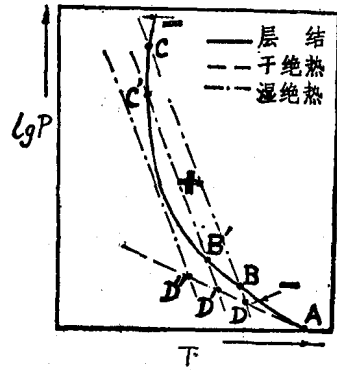


图 1—6 条件性不稳定示意图

积云发展的能量来源是不稳定能量的释放。不稳定能量包括了气块的显热和潜热。其中主要是气块中的水汽通过凝结、凝华、冻结等相变放出的潜热，加热空气块，提供气块垂直运动的动能。不稳定能量的大小是由大气层结的稳定度和水汽条件两者所决定的。这两条是积云发展的基本条件。在实际大气中，大气层结常常在某些高度上是稳定的，而在另一些高度上是不稳定的。就要以不同层次的正、负能的大小关系来决定积云能否发展。

(二) 大气抬升对积云发展的推动作用 对积云发展起推动作用的抬升有热力和动力两方面。

下垫面受太阳强辐射加热，一方面破坏了近地层的逆温稳定层结，一方面在局地不均匀加热情况下，空气块以对流单体形式抬升。如有深厚不稳定层结，则可触发不稳定能量释放，而发展起积云。另外春季常有空气团由冷大陆移向暖洋面，在和下垫面交界的底层空气受洋面加热并输入水汽，易于在海面上产生雷雨。在夏季，当洋面上的空气移到更热的大陆上时，也易在沿岸产生雷雨。这种由地表加热而发展起来的雷雨称之为热雷雨。它们发生在气团内部，所以也称为气团雷暴。在我国这种气团雷暴主要发生在南部沿海地区。

稳定的大气层，如因动力作用整层空气被抬升且同时伴有凝结过程，往往也可以发展为不稳定状态。其中气层内的水汽分布起关键作用。示意图 1—7 表示了这种整层大气的抬升作用。以 a 代表某层的底，b 代表某层的顶，且 b 点比 a 点干得多。若发生整层抬升，a 点在达到凝结高度后，温度递减率将由干绝热变为湿绝热。经抬升而达 a'。b 由于比较