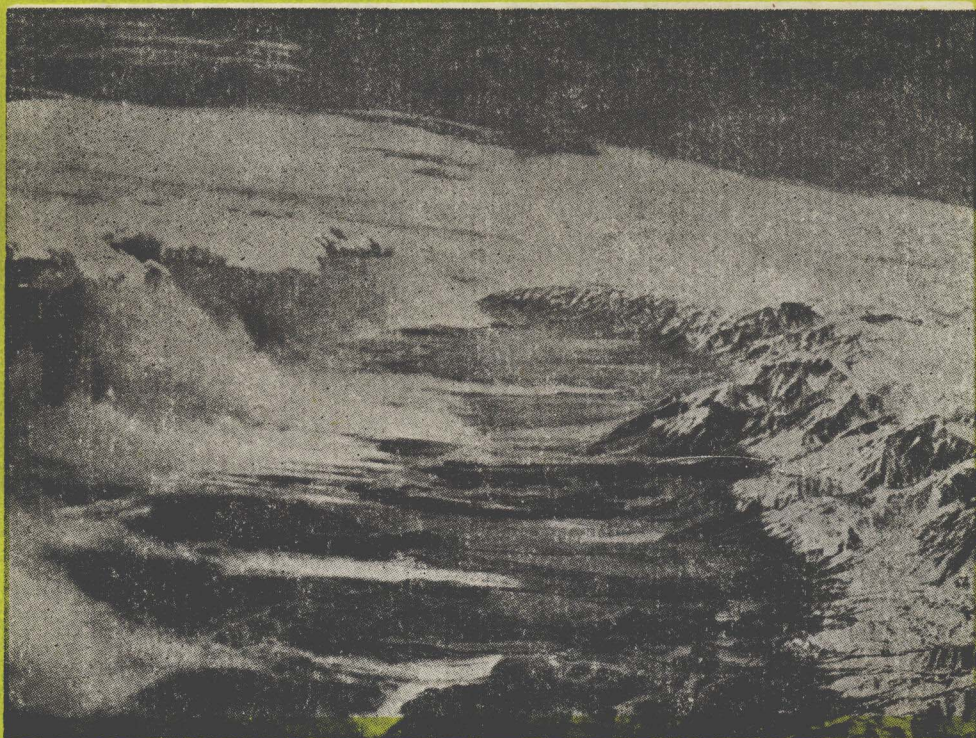


几种云的成因

R·S·斯科勒著



中国人民解放军空军气象学院

一九七九年十一月

说 明

这个材料摘译自R·S·斯科勒著《世界各地的云》一书。原书出版于1972年,计有积云、对流云的冰化、阵雨云、卷云、波状云、云浪、高积云、暖区云、雾和逆温、白色的烟流、凝结尾迹、滴状物和风吹成物、光现象和旋转14个部分,图片400多幅,内容相当丰富。这个摘译只涉及前6部分。

本材料由王正业译,赵庆泰校。由于水平所限,不妥之处望读者指正。

目 录

一、积云.....	1
1. 热泡和小积云.....	1
2. 幞状云.....	5
3. 云街.....	6
4. 堡状云.....	6
5. 云砧和层积云.....	7
二、对流云的冰化.....	8
三、阵雨云.....	10
1. 波动和下降气流.....	10
2. 碎雨云.....	11
3. 飏.....	11
4. 乳房状云.....	14
四、卷云.....	16
1. 纤维片.....	16
2. 广阔卷云.....	16
3. 拖曳卷云.....	16
五、波状云.....	18
1. 地形波.....	19
2. 背风波.....	21
3. 不稳定波.....	24
4. 分离现象.....	25
六、云浪.....	30
1. 波中云浪.....	30
2. 云浪层.....	34

几种云的成因

一、积 云

1. 热泡和小积云

积云是由热力对流产生的云。它们常常很快地形成又很快地消散，每块云的生命只有几分钟，但随着老的消失，新的又生成，因此总的看起来，好像是同一块云存在较长的时间。

图1表示籍浮力上升的空气团（称为热泡）运动的轮廓。它的生长是由于：*a*)整个热泡的顶面与进入顶面的上升空气混合，对积云顶部的一个明显的热泡来说，这种混合出现在轮廓清晰的花椰菜状区域；*b*)外面的空气卷进它的底部，然后在上升气流最强的中部上升，从下面进入混合区。

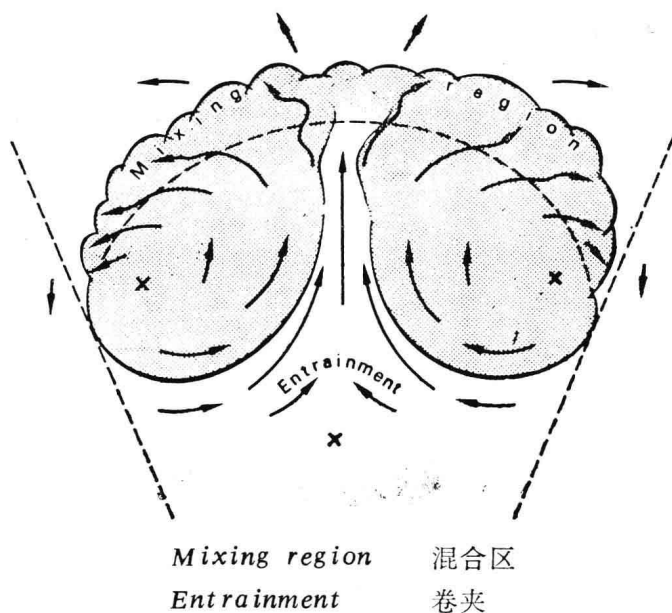


图 1

箭头表示这个循环中气流速度的相对强度。热泡整体的上升速度，比中心上升气流速度的一半稍微小一些。

由于卷夹作用，热泡的尺度按圆锥（由不完全垂直的、角度为 15° 的虚线表示）增长。当它上升约 $1\frac{1}{2}$ 直径的距离时，由于热泡本身自内向外翻转，混合作用可以影响到它的各个部分。

图 2 表示热泡上升到凝结高度以上成为可见的云时、常常停止加宽的情况。现在周围环境是稳定层结，这意味着云被冲淡、浮力减小的部分，将留在下面较低的高度上。由于这样的层结，大概只有很少量的空气卷入它的底部，所以卷入最多的地方必然出现在与上升空气发生混合的顶部。

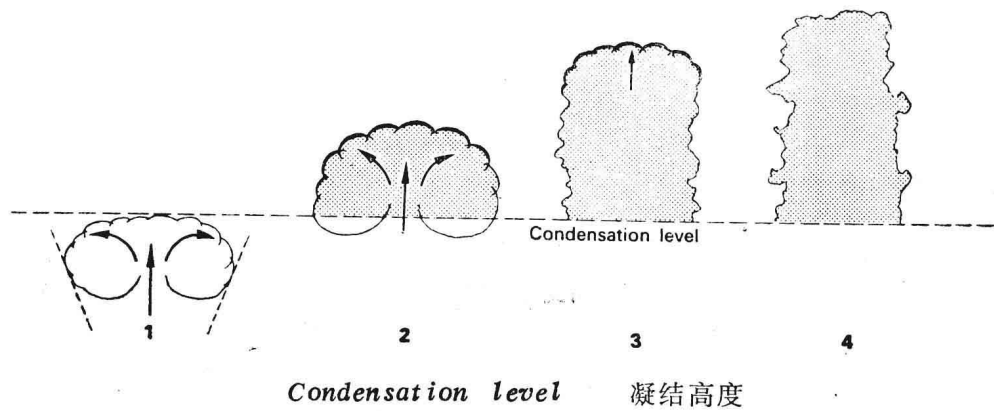


图 2

空气上升时，在热泡内部由于水汽凝结释放热量而保持着浮力，但外表面的蒸发又消耗热量，产生下降气流。在这个图中，被冲淡的云留在上升的热泡后面形成云塔。当这种冲淡影响到整个热泡时，云便停止生长，云顶也就失去它清晰的轮廓。

图 3 表示在风切变条件下积云塔的特点。热泡的轴随风倾斜，而且随着时间的推移，云塔越来越倾斜，一直到它伸展得太长以致很快地消散掉。在风切变中由于变形和较快地蒸发，积云不能增长得很大；前面的热泡留下没有充分增湿的区域，以使后面的热泡能够上升并较快地蒸发。

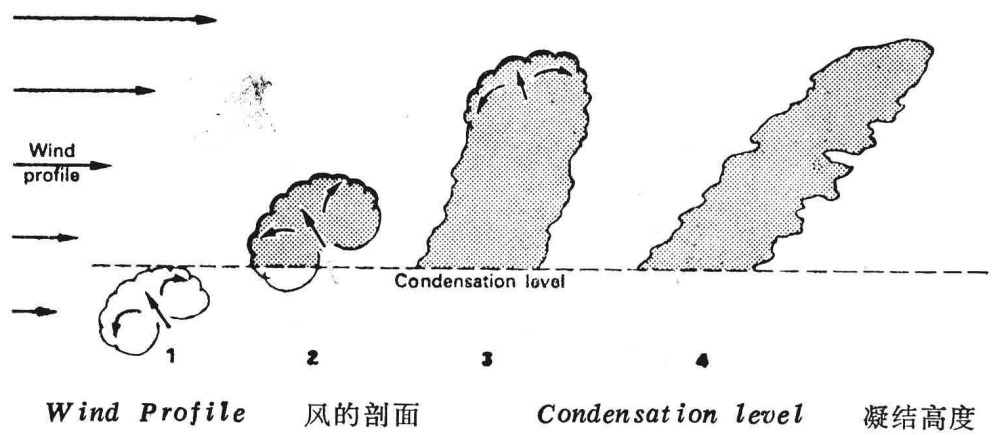


图 3

图 4 表示小积云中典型的上升气流和它们之间的下沉运动的相对大小。如果这种下沉运动存在，位于云块之间的稳定空气将被带到凝结高度以下，这常常阻止热泡上升到凝结高度。因此有一个趋势：新热泡跟随以前的热泡，在云下稳定层中，穿过以前热泡留下的洞穴，优先生长为云。

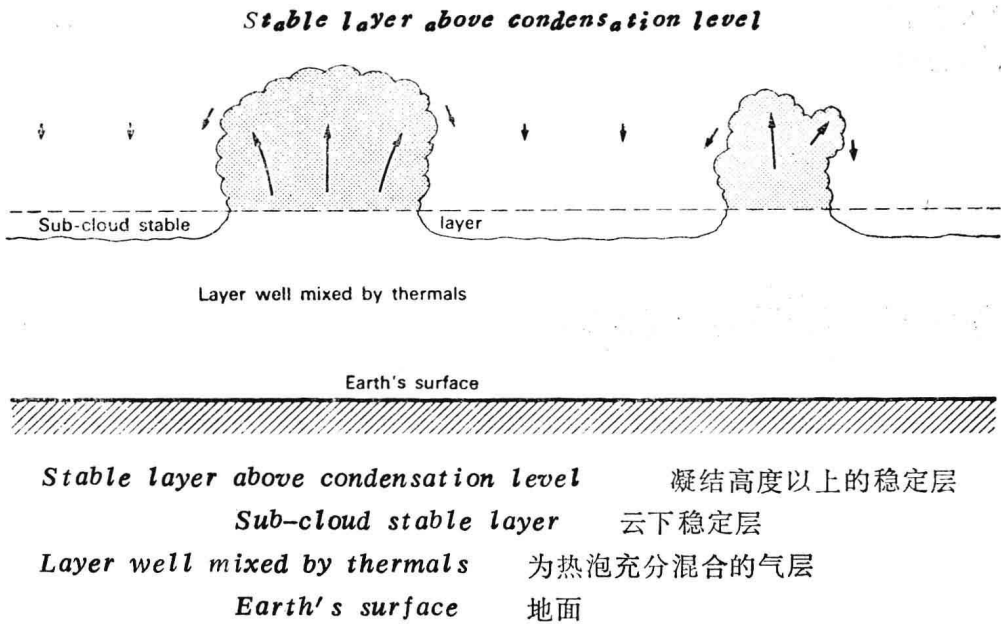


图 4

稳定空气以下的层次，被来自暖地面的热泡充分混合，通常有一个相当明显的霾层顶。当有一个普遍的水平辐合完全阻止了缓慢的下沉运动时，霾层顶可以出现在云底以上。这种辐合类似微弱的风吹向小块陆地的辐合，但它通常不产生在冷气团复盖的海洋上，除非云块很大，并降很大的雨。

图5表明位于一个上升热泡路径上的一小团空气所发生的情况，这个小团空气可以是以前的热泡或是一块冰化了的云。显然在这种情况下，当热泡上升 $1\frac{1}{2}$ 直径距离时，这些冰晶将被携带到热泡的各个部分去。

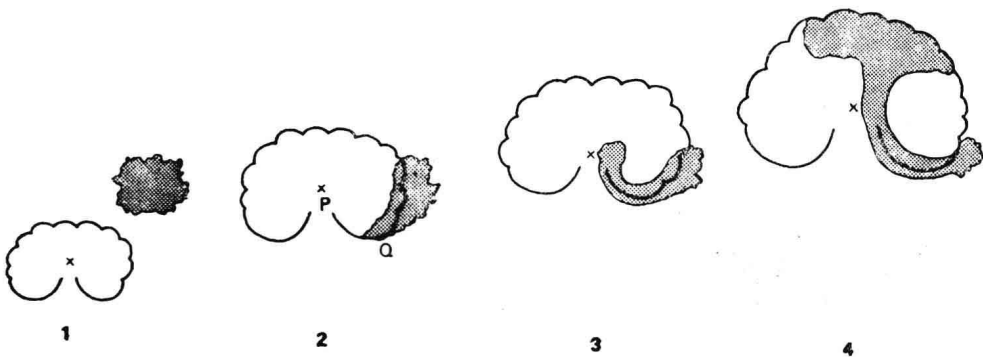


图 5

这块被合并的空气首先受热泡中的气流切变作用而变形，并在混合区部分地被冲淡，然后在强烈的上升气流中从Q通过P被携带向上进入上层混合区，在那里全部被冲淡并向各个方向扩散，混入到整个热泡中去。

图 6 表示佛罗里达州示岸内陆生长着的积云,当时吹着随高度而增大的东风,所以云向西倾斜。远方可以看到古巴上空的积云,其上有卷云(照片约从9000米上空拍摄的)。

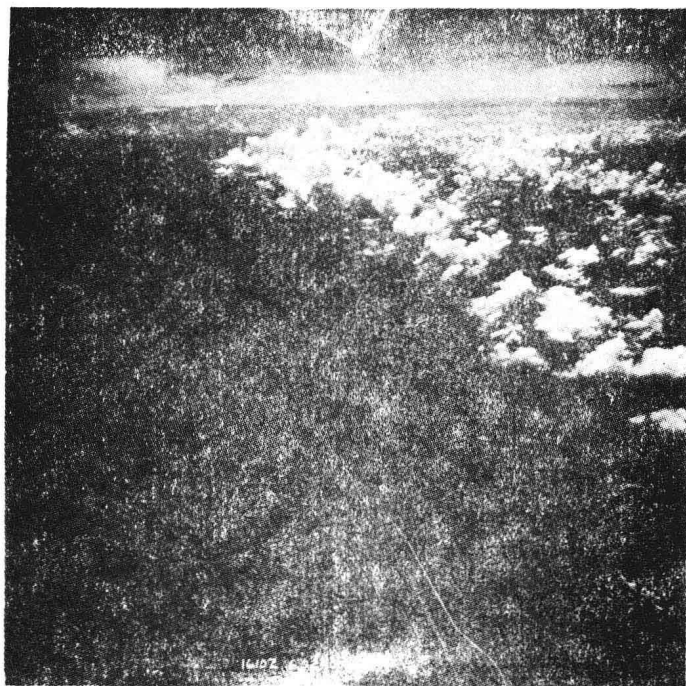


图 6

图 7 表示奥基乔比湖上没有积云。这张照片是紧接着图 6 从同样的高度拍摄的。



图 7

2. 幞状云

幞状云是由上升的积云抬举其上面的空气而暂时形成的平滑的帽状云。在热泡上面也偶而可见到它们，此时热泡可以仍在自己的凝结高度以下，因而这种幞状云看起来象小的波状云。

图8说明幞状云发展的三个阶段。起始时在A处有一个稳定层，其正下方空气的凝结高度位于B，热泡的凝结高度位于C。当热泡靠近A层时，一些空气被抬升到B层以上。幞状云用黑色标出。偶而，当C和B的高度重合时，热泡就不象云那样可见了。

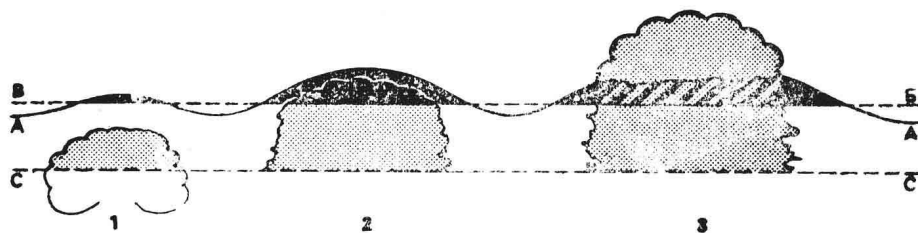


图8

在第二阶段，积云出现了很圆滑的顶部。有时（但不总是）热泡的浮力足以穿透稳定层，在这种情况下，幞状云进入混合区，积云穿过它，使原来的幞状云常常留下一个边缘围绕积云可达一两分钟之久。任何不被混合的幞状云最后必定落回到A高度上去。

图9表示在强的风切变作用下，伦敦附近的幞状云从产生它们的热泡处顺风移动。当时，有些幞状云形成在它们下面的积云出现之前。



图9

3. 云街

云街是沿风的方向的积云带。严格地说，当有几个相等间隔的云街时，它们几乎是沿风切变的方向排列的；由热泡的上升气流所组成的空气运动集中在云带下面，在它们之间是微弱的下沉运动。

云街的产生首先要求在一个大范围内空气的对流或多或少地限制于相同的高度。云街的间隔为气层高度的两到三倍。这样，在清晨热泡生成，混乱地分布在完全平坦的地区上，但当对流达到上面的稳定层时，如果有风切变，热泡开始调整成为云街，即使这时云还没有形成也是如此。后来到了白天，对流穿透了稳定层，云的排列又变得紊乱了，或者变得集中在特别好的热源上，例如小山或正在降阵雨的地方。对于维持云街来说，重要的是它们应当较快地蒸发，否则云在稳定层处扩展为完整的层积云。一般说来，在下沉着的空气团中云街更常见和更持久。如果对流层次的厚度是变化的，云街便不可能有均匀一致的间隔。

单独的云街常出现在强烈增热区的下风方向上，或沿增热地区的边缘（在风沿着这个边缘吹的情况下）。

图10是在夏季反气旋中、在英格兰（牛津郡）中部上空向北拍摄的立体照片，当时大约是在上午九时，吹东北风。霾顶标志着稳定层，它比凝结高度高不了多少。这薄薄的云正在很快地消散着。由于在海拔高度完全相同的地面上对流有相同的上界，所以云街在一个广阔的地区上空均匀一致。

云的荫影对对流的影响是变化不定的。在这种倾斜阳光下，其影响可能是强烈地保持云街的排列。



图10

4. 堡状云

如果气层对于饱和空气是不稳定的，而对于干空气是稳定的，热泡常常从薄的波状云上或由其他原因形成的薄云上迅速地向上发展。这种积云的尺度与其距地面的高度相比是很小的，因为它象塔楼的形状，所以称为堡状云。更严格地说，堡状云指的不是由于热泡上升穿过凝结高度而形成的积云，而只是从凝结获得浮力的空气所产生的积云。

图11是在加勒比海发展成高塔形的堡状积云。它的浮力几乎完全来自凝结，所以云塔中的上升气流比海面 and 云底之间的热泡中的要强烈得多。那个仍然上升的云塔轮廓鲜明，没有消散成碎片。但在这种情况下，由于周围空气相当干燥，会使云很快消失。

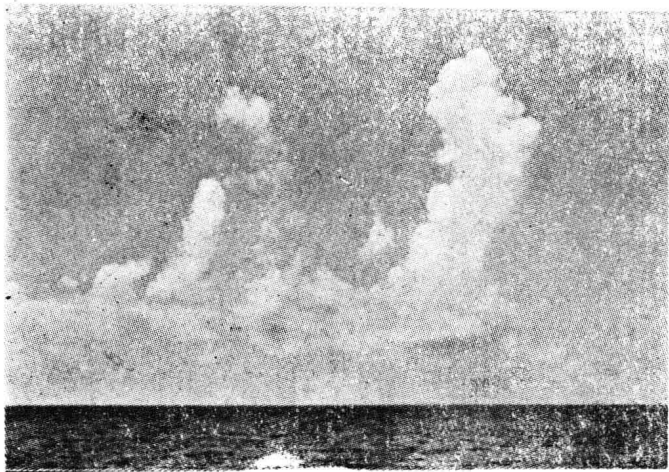


图11

5. 云砧和层积云

当热泡或其他更复杂的上升气流到达一个稳定层时，它们没有足够的浮力穿透它，只是在短时间地越过它的底界以后，就在稳定层下扩展开来。这种扩展的云就是云砧。一旦扩展开始，正常地出现在水滴云边缘的混合和蒸发，就会被强的稳定度削弱，因此蒸发失热仅能产生小的上下运动，不产生更进一步的混合。

层积云指的就是由下面的积云对流所形成的云层。

图12表示运动的三个阶段。云的外形取决于在运动型式中凝结高度位于什么部位。

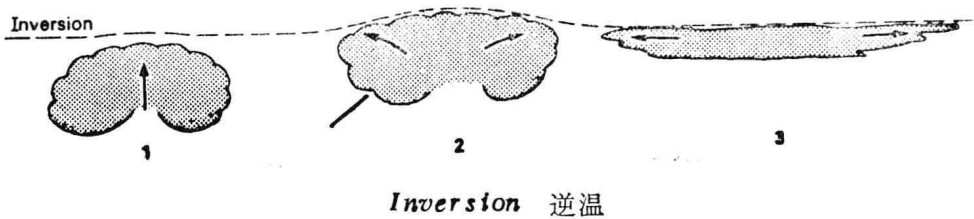


图12

图13上的层积云是从它上面大约250米高度上拍摄的，它形成于温暖的海洋上（南纬10°，西经13°），云顶比邻近它上方的干燥空气约冷7°C。顶部（在距海面大约1300米处）的辐射引起热量的损失，因而有向下的对流，使这个层次出现波状起伏。云下有大范围来自海上的对流，形成了大片的上升运动。云的缝隙处表示那里有相当集中的下降运动。

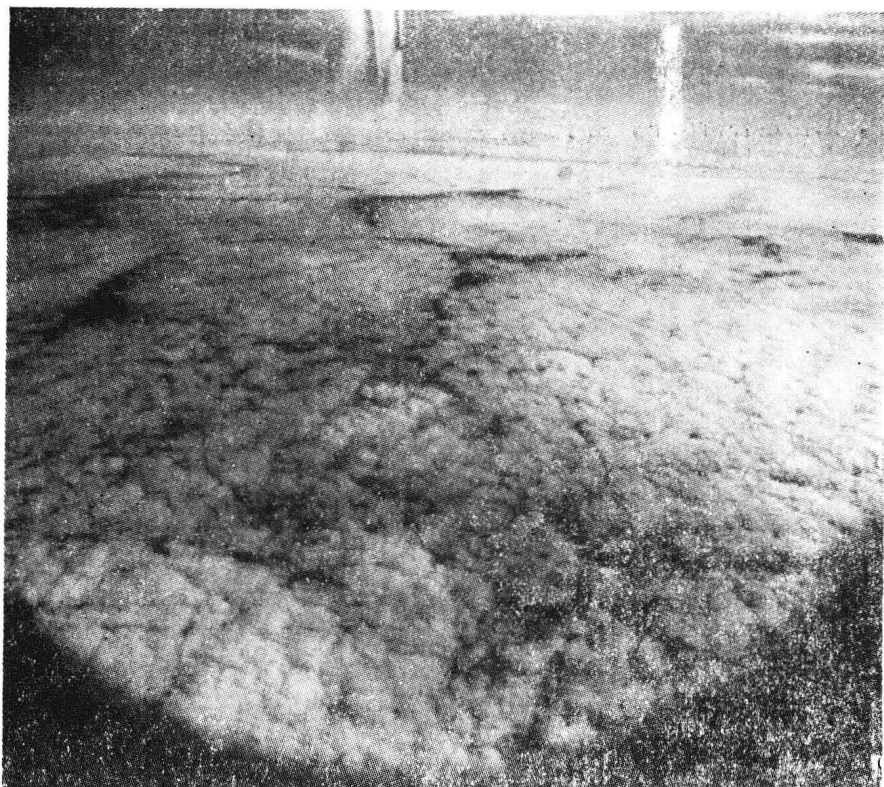


图13

二、对流云的冰化

冰化是云滴冻结的过程。云滴冷却到 0°C 以下并不一定发生冻结；温度愈低，云滴愈大，它冻结愈快。

温度在 -40°C 以下，云滴通常立即冻结，但温度在 -10°C 以上至 0°C 以下时，却可以保持几小时而不冻结。

冰化对云的影响取决于有多少水滴冻结和周围空气湿度的大小。如果仅有少数云滴冻结，它们会凭籍周围的水汽凝结（凝华）而增长，这是因为冰晶上的饱和水汽压小于同温度水滴上的饱和水汽压，没有冻结的水滴要蒸发的缘故。在这种情况下，已冻结的云滴迅速增大到足以降落的大小，并且云转变成为降落的条纹。由于这个原因，在薄的过冷水云层中会出现一些洞。

假如大多数云滴冻结，它们又非常多非常小，如同强盛的积云顶部的云滴那样，便观测不到降水，并且不出现前面讲到的水云那样的蒸发，云变得象丝一般的、弥漫的和纤维状的样子，不投下明显的阴影。当云与周围空气达到蒸发平衡时，薄片的形式就可以长时间维持，而只有不明显的运动。由于蒸发较小，这里没有水云边缘那样的混合，并且风切变可以把云拉成长的条纹。

在高空，冰化了的云顶持续好几个小时的时候通常指示有雨。在澳大利亚的中部，大牧场

上的牛群，好象在追踪远方看得见的风暴，以食用在几天以后茂盛起来的青草。

一些云砧完全冰化，在这种情况下，质点可保持小的、感觉不出的降落。因此，在任何大积云优先生长的地方，它们都可以被风携带很远。

最显著的砧状云多半出现在海洋中的岛屿上，因而可以在非常大的距离上看见它们。无疑地，太平洋中的船只几百年来都利用这些高云和它们傍晚的尾迹来导航。近来，云砧的形成已可由卫星观测到。

图14表示的是生长在高地上空的云。也有其他的源地，如海洋上的岛屿或大的工业区，都是适合云在一个地方优先生长的位置。

如果已经冰化的积云的顶部风速显著地增加，在那里形成云砧，并呈烟条状顺风扩展几十哩或几百哩。但当云中上升气流强时，即使风随高度逐渐增加，云的外貌也可以很少变化。

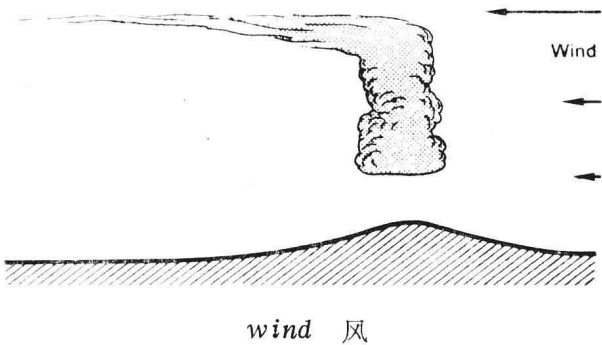


图14

图15表示在西亚利桑那的圣玛丽亚山区上空，同时出现了大积云发展的不同阶段。最大的云塔有一个已冰化了的云砧，这个云砧被风切变拉长到约20公里。而右边的新近上升到这个高度的云塔，则刚开始显示出风切变的存在。

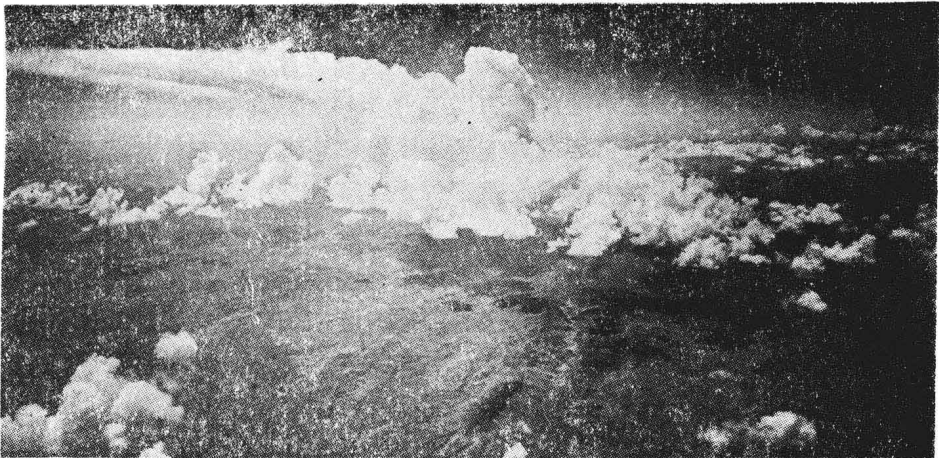


图15

积云可能不在低地上空生长，因为在凝结高度以下有一个稳定层，只有来自较高地面的

较暖的热泡可以突破它。如果低于高地的周围空气是稳定层结，将仅有一个受热的上坡气流流向较高的地面。

在向外伸展的云砧上有乳房状云，在这种情况下它是由正在降落的冰晶组成的。云砧的顶部有碎云，它们早已完全冰化了，所以较小的云滴也已冻结。这些云持续存在，组成它的云滴没有任何可以看得出的穿过空气的降落，象被风切变拉长的卷云细丝那样。

在云团的中心两个最大的云塔之间，是一个较小的已冰化而失去了它的清晰边缘的云塔。右边的云塔仍在升高，它具有非常清晰的轮廓。

三、阵雨云

当产生降雨和云顶已经冰化时，可以观测到几种新型的运动。这些运动在没有降雨或云顶未冻结的积云中不能完好发展或完全不存在。这些运动的范围从小的波动和乳房状、到相当于整个云尺度的运动（包括它的再生），以至冷锋和冷低压中系统性降雨那样一些更大的运动型式。

1. 波动和下降气流

波状运动是由于阵雨云中的强烈上升和下降运动而产生在云附近的。我们已经注意到，当热泡上升到一个极稳定层时的这种作用，和雨中的下降气流抑制对流的效果。在较强的雷暴周围，其他的波状运动也很明显。

新云塔到达稳定层时可以产生波状运动，有时它以薄的波状云的形式显示出来，仅持续1到2分钟。

在凝结高度的下方常有一个稳定层，特别是在海洋上(见图4)，当阵雨扩散时波状运动常由这个高度上的小幞状云显示出来。

由风暴产生的这类波动，有时可以在距风暴几百哩远的地方用气压计测到（虽然不总是有云）。在那种情况下，雨通常是由堡状类型的云产生的。雨向下进入下面的气层，那里的空气在稳定层之下，并以与上层相当不同的速度运动着。下降空气起着封闭低层的作用，这种冲击被传播到远处，象一个逐渐扩展的波系那样，主要在两层之间的风切变方向相反的方向上扩展。这是因为能量没有向上的传播，所以波衰减得慢。

当雨通过几千米的晴空降落时，由于雨的重量和一些雨滴的蒸发使空气变冷，会产生强的下沉气流。不过以这种方式空气不能冷到它的湿球温度以下。即使如此，冷却的程度在数值上可以超过最暖的上升热泡高于四周的温度。在大的阵雨下面，滑翔机驾驶员常观测到20米/秒的下降气流。有时蒸发使雨在到达地面之前便消失掉。

当下沉气流冲出山的边缘时，常出现浅薄的冷空气激流，沿山坡而下。冷空气的前沿可以突然到达一地产生飑。在多山的地区，这种飑在距暴雨50公里处也可能观测到。在干燥地区它们常常吹起灰尘，并且在平静的空气中突然被冷阵风袭击时，门窗常被破坏。

2. 碎雨云

碎雨云是在主要云层底部以下的碎云，产生在湿度比平均值为大的上升空气中。这些增多的水汽可以由以下两种方式获得：

- ①由于雨滴的蒸发；
- ②由于地面水份的蒸发。

在大多数情况下第二种方式可能更重要。例如冷锋过后潮湿的地方，使近地面层空气的湿度比其上层的湿度大得多。在主要的凝结高度以下，热泡上升凝结成云（碎雨云）。但由于与介入的干空气混合，这种碎雨云在上升到主要云底高度之前，常被蒸发掉。

3. 飑

飑从本质上说是由向前推进的下降空气的前锋在地面上扩展而生成的。这里我们主要涉及与冷雨从某高度（那里的风与地面不同）携带到地面的空气有关的飑。下降气流的前锋沿地面以空中风相对于地面风的切变方向扩展。

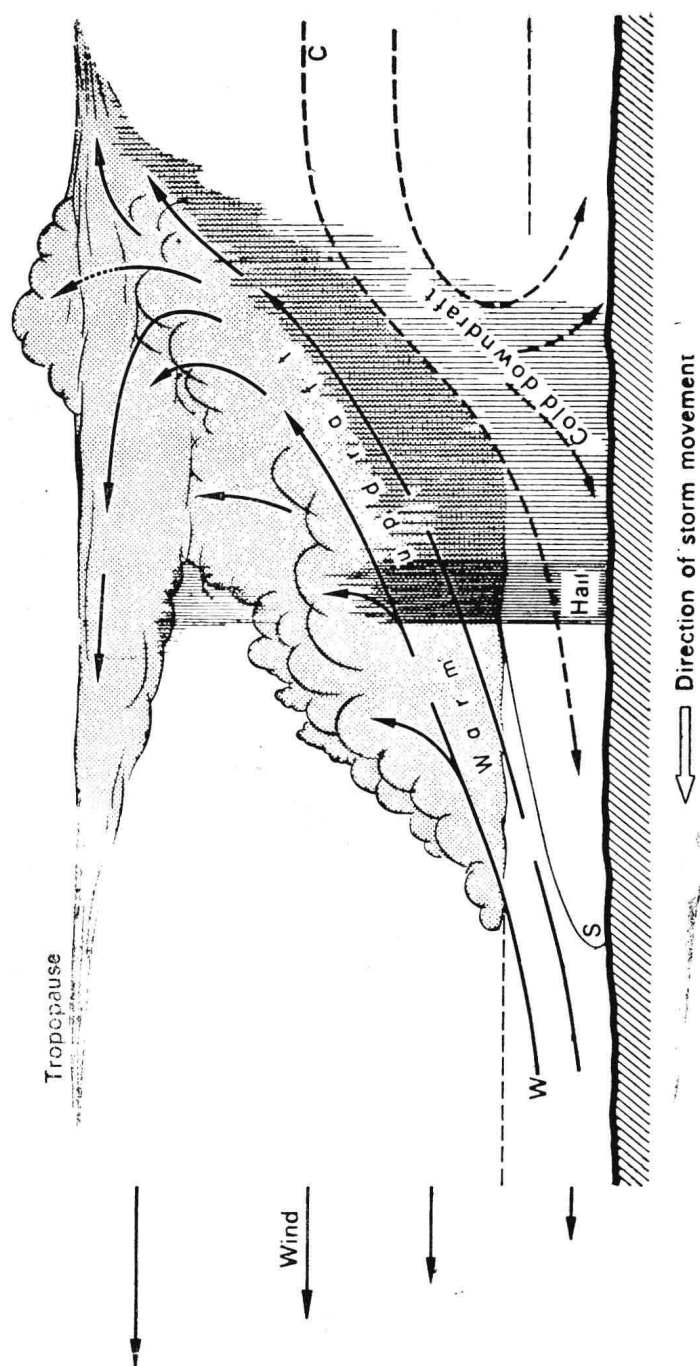
图16是一个最简单形式的自行传播的阵雨云的横断面。阵雨云并不总是这种简单的二维结构，在它的立体图形上，由于风向和风速的变化，云出现盘旋的情况。

上升空气开始于飑前暖空气（W），它被向前推进的冷飑（S）抬举〔冷空气（C）用粗虚线表示〕。左边有新积云增长，逐渐发展成为主要上升气流。由于上升气流是倾斜的，所以从主要云底降落的雨，可进入到正在追赶飑线的冷空气中。这些空气变冷下沉，在地面扩展开来，并在逆温层（位于右边用细虚线表示）下形成一个冷空气垫，它再向前扩展就又生成飑。

阵雨的作用是调换飑前地面的暖湿空气，它们常在逆温层下面，直到飑抬升它为止，平时热泡不能穿过它。伴随飑的干空气（C）在下沉中变冷，因而在地面上表现为冷空气，并且也比较湿。由于向上的水汽输送，比向上的热量输送更显著。所以上升气流在高空扩展成为砧状，并偶而越过对流层顶，其冰化部分主要是顺着强的高层风向前扩展。

由云砧里常大量降落下冰晶质点。一些比较大的落回到下降气流中，并变成冰雹的核心，它们仅在质点大到不再被很快地带到云顶的完全冰化的部分时才能增长。雹块要求过冷水滴云，当雹块通过这种云降落时，可以捕获过冷水滴。在云顶附近，只有当强的热泡从下面迅速上升到这里时的那一部分才没有完全冻结。

从云砧的其余部分降落的小冰晶质点可产生乳房状云。在云砧后方（图上的右方）冰晶降落时也可以观测到乳房状云。



Tropopause 对流层顶

Wind 风

Warm updraft 暖上升气流

Hail 雹

Cold downdraft 冷下降气流

Direction of storm movement 风暴运动的方向

图16

图17是在设得兰岛附近于14000米高度上，对着挪威方向观测到的一些云砧，其中右边的云砧伸展的距离最远。新的热泡在对流层顶处上升，伸入到每一个已冰化的砧状云的内部。

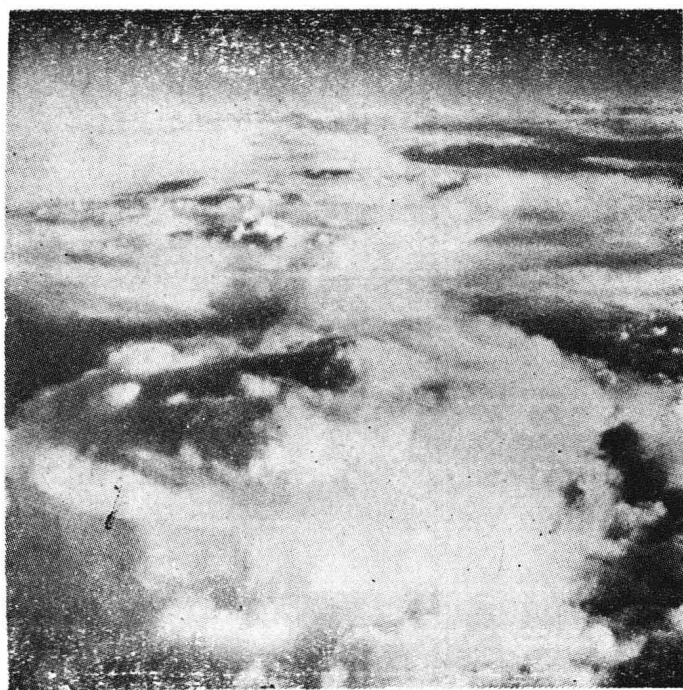


图17

图18除了右面的主要风暴云之外，它还表示：在推进着的飑上面，是被抬升的云的最前缘。它正通过弗洛里达州的一个空军基地。

详细的研究表明，在最低的云之上，第二层云的光滑外形，显示了一个非常快的上升速度，常使人误认为它是由强烈的上升气流造成的，实际上，此时云中的对流已不能产生强烈到足以扰乱云的上升速度。



图18

在降雨开始、并有下沉气流发展以后，暖雨云很快消失。下沉气流的产生，部分地由于降落在空气中的雨滴的重量，而这些雨滴以前是不包含在空气中的；部分地由于雨滴的蒸发。在云中，因为云滴的蒸发比雨滴快得多，雨滴不能有效地蒸发，即使在下降气流中云滴蒸发也较快。但是有时雨出现在云底以上的晴朗天空中，在这种情况下，空气由于冷却可以被带到云底高度以下。

下降气流到达海面以后，在一个比原来的云大得多的区域上，扩展成一个冷空气垫。一直到这层冷空气整个被海面增暖之前，都没有新的云在它上面产生。在图19上，云盖的大洞就是由于云中的下降冷气流在海上扩展所造成的，而云本身，现在已经完全消失了。

有这样一种趋势：新的云在扩展着的下降气流的边缘生长，特别是在两个下降气流相对挺进的界面上。

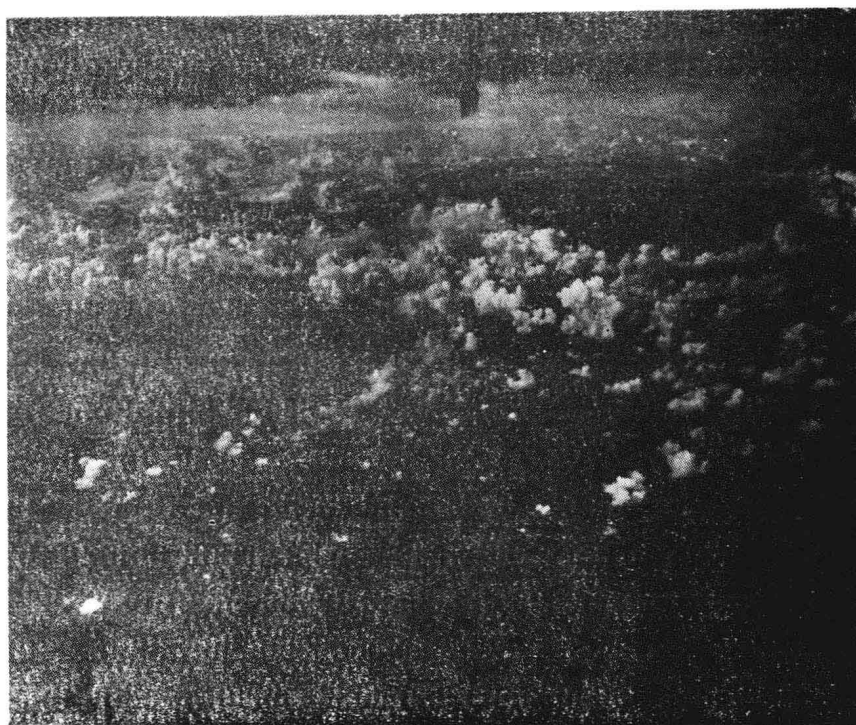


图19

4. 乳房状云

乳房状云主要是由从云砧降落着的云滴组成的、或者由砧状云下沉所产生的下降的云泡所组成的。乳房状云也可以出现于正在降雨或降雪的云底下面，或在降落着冰晶的云条上。

图20是一个砧状云不稳定的底部的运动。乳房状云加宽，以致充满其间的间隔。

图21表示的是明尼苏达州的大风暴，右边是新近生长的积云，除它以外，接近图的中心部分在降雨。在中心部分云的最前缘，是由正在向前推进的下降气流的前锋首先抬升形成的。上面是被较强的上层风携带向前伸展的云砧。它的大部分下表面都有乳房状云下垂。