

云 团 简 介

自气象卫星发射以来，人们从卫星云图上发现热带地区存在大范围的云区，直径达4个纬距以上，定名为云团。随后发现，热带天气系统大多是在云团的基础上发展起来的，而且云团也使其经过地区发生大风和暴雨，从而解释了许多热带地区预报员所难于报出的一些暴雨和大风。于是云团便成为热带气象学中所集中研究的天气系统之一。我国东南沿海，也经常有云团入侵，造成该地区的暴雨。如1972年7月29日有云团自台湾省东南海面入侵闽南，造成闽南一次特大暴雨，福建平和县6小时降水量达290毫米以上。又如，1972年9号台风登陆后，把原在南海的一个云团带入大陆，在9号台风登陆后两天，自粤东到闽南前后发生了一次暴雨过程。所以，我们也应该对云团进行必要的研究。

云团的类型

从世界范围而言，云团可有三种类型。第一种是尺度较小的所谓“爆玉米花状的云团”。这种云团是由多至10个左右积雨云组成一个尺度为 50×50 公里的积雨云群，由这些离散的积雨云群组成一个离散的云团，其尺度较小，发生于南美大陆的热带地区及我国西藏地区，有明显的日变化。第二种即一般的云团，常发生于海洋地的热带辐合区，尺度在 4×4 个纬距以上。这种云团对我国有一定影响。第三种称为“季风云团”，发生于热带印度洋和东南亚。在冬季这种云团约位于北纬 $5-10$ 度。自6月中开始，随季风的推进，这种云团有爆发性的向北发展。在北纬 $10-20$ 度，东经 $70-100$ 度地带，常为一、二个这种云团所掩盖。所以这种云团是地球上规模最大的云团，南北可宽10个纬距，东西长达 $20-40$ 个经距。由于和西南季风活动明显

相连，故称为“季风云团”。到8月份，季风云团可推进到北纬 $20-30$ 度。在北移过程中常分裂成海洋地区的那种云团，但稳定后又复结合成“季风云团”。从这种云团中常发生季风低压，自孟加拉湾侵入印度东北部和缅甸，造成该地区的特大暴雨。这种云团的成因尚在讨论中，除了和该地区的季风槽的活动有关外，还可能和该地区的地形和北侧高原的作用有关。

关于一般云团，海顿(1970)统计了1967年到1968年间热带地区北太平洋云团的尺度，发现冬季最多的是尺度为275公里，而夏季为450公里。而两云团间最盛行的分离距离为 $6-8$ 个纬距和 $10-12$ 个纬距，没有季节变化。在夏季时期，西太平洋出现的云团显著地大于中部和东部太平洋。斯诺密等(1971)发现太平洋西北部的云团可大到 12×12 个纬距。他们把云团分成椭圆状、线状、波状和螺旋状涡旋等四种型式，分别统计东经 110 度到西经 100 度间太平洋地区出现的特征。在北纬 25 度到南纬 25 度纬度带内，一年中椭圆状约出现500个，线、波状和涡旋状总数约 $100-200$ 个。椭圆状和涡旋状尺度为7个纬距(5×11^5 平方公里)而波、线状平均为9个纬距(8×10^5 平方公里)。波状生命期约6天，椭圆状 $1-2$ 天，线状2天。对于太平洋西北部(北纬 $0-25$ 度，东经 $110-160$ 度)，其结果大致和以上所述差不多，但波状出现少，而涡旋状出现多，大于 12×12 平方纬距的大云团经常出现，这些云团平均每天向西移速约 $5-6$ 个经度。云团常呈带状排列，带内云团间的距离约为云团本身大小的 $2-3$ 倍。

不少作者讨论了云团和大型环流系统的关系，实际上，东风波、台风等系统是由云团与环流场的扰动相配合而发展起来的。云

团是与天气尺度系统相配的、由尺度为10—100公里生命期为数小时到一天的中尺度对流云系和尺度为4—10公里生命期为30分钟到数小时的积雨云塔所组成。它的平均移速，与热带地区对流层内天气尺度系统移速一致。在北太平洋中部地区，滕田(1970)发现，在1967年9月期间，该地区常受来自南半球智利、秘鲁海岸的低层气流影响，这种气流越过赤道后成反气旋涡旋，在这种反气旋涡旋西北侧常形成云团，最后发展成台风。这种影响有5—7天一次的周期性，而中太平洋也经常出现台风，进入西太平洋。根据我们的经验，在西太平洋地区，云团常发生于赤道偏西风和副热带偏东风组成的辐合带中，云团在辐合带中向西移动。

云团的结构

一般认为云团内部的结构是由许多中小对流云系所组成。中型对流云系即所谓活跃的深对流云胞，一般直径在10公里量级。马芬(1972)利用“应用技术卫星”图片的亮度分析，分析了巴巴多斯海洋和气象试验探测时期发现的许多云团，发现每个云团有12—43个数量不等的亮度最亮的对流云活跃区，这些活跃区约占云团总面积的8—18%，这种活跃区极大可能就是这种中对流云系。这种中对流云系垂直构造一般可分三层，即流入层、垂直运动层和流出层。流入层一般是通过边界层气流的摩擦辐合，把水汽由边界层顶输送入垂直运动层，而在该层有大量的凝结热释放，流出层为厚约1公里的卷云层，向外辐散，云内云外有一对流性环流圈，这种云内上升气流区占中对流云系的10%，亦即占整个云团的1%。据计算，强上升气流平均速度为每秒10米，而向下气流（大部分为未饱和的）约每秒0.1米。一般上升气流区温度比环境温度高0.1—1.0°C间，在500毫巴层约高2—5°C，这种量级的温度对比足以产生大到每秒100米的垂直气流。向下气流区温度一般比环境温度低1°C左右，最大差

在地面层附近。

云团内小对流云系一般即是直径为4—10公里的孤立的深对流云系，极大可能是锐耳等(1961)所提出积雨云性“热塔”。其数量大大超过上述的中尺度对流云系。但其中也包括一些直径为2—4公里的积云性云胞（浅对流，云顶在500毫巴以下）。这种4—10公里尺度的小尺度云系在云团能量收支中的作用一般估计不会比中尺度云系大。云团中降水区面积很大，这是因为中小尺度的深对流云系流出层卷云几乎复盖了整个云团，由冰晶而引起的降水在饱和的向下气流区也是存在的。但强烈的降水区则集中于中对流云系的上升气流区。

这种中小对流云系在云团中也以盛行风方向向下风侧移动，移速小于风速，常在上风侧形成而下风侧消亡，不断新生消亡，但在海面的暖点附近常保持不动。有时，前面对流云移速小于后面来的云系，于是发生云胞堆集的现象。这种地区常是强对流性降水（暴雨）区。

为了用大尺度参数来描写云团的特性，还必须研究云团区天气尺度参数的特征。威廉斯(1970)研究了北太平洋西部地区（东经130—180度，北纬0—20度）1257个云团的特性，他把这些云团分为五类：前风暴期云团（166个），发展的云团（211个），保守的云团（537个），发展到消散的云团（135个）和将消灭的云团（208个）。为了对比，并找了553个晴空区作对比统计。发现云团区950毫巴低空均为气旋性切变，而晴空区为反气旋性切变。其中即将发展为风暴的前风暴期云团气旋性切变值最大，这一点是很重要的。由于云团中纬向风切变占涡度的75%，可以推断云团的低空有较大的气旋性涡度集中。表1是对于保守云团计算到的水汽辐合量（公分水量/天）。可见800毫巴以下水汽辐合量平均可达1.35公分水量/天，占整个气柱的70%，这表示供给云团发展的水汽主要是由边界层辐合而输送到对流层中

表 1 保守云团的水汽辐合量 (公分水量/天, 4 平方纬度面积平均)

层 次 (毫巴)	地面—900	900—800	800—700	700—600	600—500	500—400	400—300
公 分 水 量/天	0.89	0.56	0.28	0.18	0.11	0.04	0.01
占整个气柱水汽 辐合量的百分比	43%	27%	14%	9%	5%	2%	

层的, 而边界层的气旋性涡旋集中有利于产生摩擦辐合的上升气流。这种边界层摩擦辐合的上升气流把水汽输送到边界层以上大气, 在对流层中层凝结, 其凝结热加热云团内的大气, 使云团内大气变为暖区 (相对于环境温度), 由于静力学关系, 这种加暖必然造成低空气压的下降, 有利于云团和环流的继续发展, 环流的进一步发展又反馈地控制边界层的辐合。以上所介绍的云团结构实质上是完全符合这种发展机制。这种机制最早由郭晓岚 (1965), 查里等 (1964) 所提出, 称为“第二种条件性不稳定”。

风的垂直切变对云团发展是重要的因子之一, 根据计算, 云团区垂直切变值是很小的, 并且只有前风暴期云团其垂直切变值 $\Delta zU > 0$, 亦即位于西风向上减小或东风向上加大区, 但切变值数值也不大, 上述结果是和格雷 (1968) 所论述的台风发展几个条件是一致的。

整个云团和环境区的热力差异也是明显的。边界层中 (云下层) 云团区一般比环境冷 $1-2^{\circ}\text{C}$, 而云层中约高 $0.5-1.0^{\circ}\text{C}$, 特别在 300 毫巴附近暖得最大, 对云团发展而言, 只需中性不稳定大气即已足够。对流区并不一定是最小静力稳定度地区, 有可能是有组织的云团尺度的对流控制了天气尺度的静力稳定度分布, 而不是稳定度控制了云团尺度的对流活动。

综上所述, 云团的发生是和大尺度气流的辐合及边界层内存在气旋性涡度有关。这种观念是初步和“第二条件性不稳定”机制相近。进一步的机制, 特别是云团的结构还是不十分清楚, 特别是大陆上的云团更不清楚。由于云团常带来暴雨, 而从天气图又常反映不出系统, 因而预告常造成失败。对这个问题, 值得我们很好注意。

(中国科学院大气物理研究所 陈隆勋供稿)