

# 副热带中气旋的中尺度气象学的研究

荒川秀俊 渡边和夫  
土屋清 藤田哲也

## 摘 要

副热带中气旋在各种大气扰动中所占的位置,根据其大小和强弱来看,界于温带气旋和弱的热带低压之间,它发生在海洋上,最大也只有100—200公里,利用现有的观测网能观测到的机会极少。因此,几乎没有什么线索来研究它的结构和性质。1960年9月1日一个偶然的机会,名瀨站的雷达发现了一个中气旋,并对它做了很详细的记录。这个中气旋发生在中国东海,向东北方向移动,经过一昼夜,最后在九州中部登陆后消失。这一扰动肯定不是副热带中气旋中最典型的例子,但是通过对这个实例的研究,窥探到了中气旋的一般结构、性质。中气旋作为副热带的扰动具有螺旋状降雨带,随着它进入中纬度,在强烈辐合的东半圆内的雨区发生了为数很多的积雨云,形成了明显的中高压。可是,作为扰动的主体的中气旋和伴随着而出现的中高压,它们的大小和强度是属于同一量级的,它们的特征是后者显著地改变了前者的结构。再有,因环流较弱,不可能形成对称的结构,这也是它的一个特征。

利用有限的高空观测点和高山观测站的观测资料,按时间序列进行内插,从1公里到14公里每隔1公里做一张等高面天气图,共做了14张,从而进行了三维空间的分析。结果表明:流向副热带中气旋的空气流入量恰好处于积雨云的空气流入量与正在发展期的台风空气流入量之间。

## 前 言

大气中的扰动很多,小者如近地面边界层内所发生的几公分的涡旋,大者可直至几千公里所谓行星波的长波。这些扰动,过去主要是按其水平范围大小进行分类,只有热带低压是按其最大风速进行分类。

于是,作者用纵轴表示地面最大风速,横轴表示涡旋的直径,综合地描叙了涡旋的性质,如图1所示。

大约十年前,在美国就知道了有这样一种特殊的小低压,它比一般的发展成为锋面波动的温带低压还小,从未有发展到几百公里以上的。

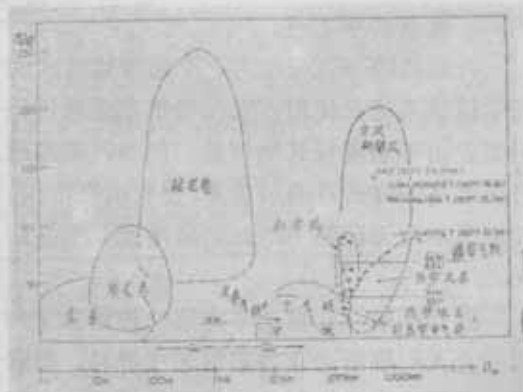


图1 天气扰动的特征尺度。图中大致给出了每种扰动的最大风速和环流直径的可能范围。由图可见1960年9月1—2日的这次中气旋界于中气旋和热带低压之间。

藤田(1963年)把还没有显现出低压环流的这种低压叫做中低压(Meso-depression)。把已经明显出现低压环流的这种低压叫做中气旋(mesocyclone)。并把它们统称为中低(mesolow)。

热带气旋,是按它的最大风速分类的。风速在33哩/小时以下为热带低压(tropical depression),在34—63哩/小时之间的是热带风暴(tropical storm),若到64哩/小时以上就成为台风。可是,根据荒川(1952)的研究,有一种热带低压它具有台风或热带风暴那样的强风,而涡旋的范围却很小,荒川将这种热带低压命名为小台风(Midget typhoon)。靠近日本的小台风,从它的生成一直到消失,还没有多少是直径超过300公里的,而且强风区只限于中心附近,所以很难警戒。从7月到8月的盛夏期,当冲绳的南面海上或本州的南面大洋上处于低压区时,在这一低压区中部或东部边缘,也会产生小台风或较弱的热带低压,并北移而影响日本。这种小台风的特征是出现在较高的纬度(主要是北纬 $20^{\circ}$ 以北),从它的产生到消失不会有很大的发展。

大家知道,在热带低压的活动期内,在低纬度地方常出现小型的台风,这种小台风进入最盛期可发展成大型台风。根据霍金斯(Hawkins, 1967)报告,1966年9月28日美国气象局的观测飞机在波多黎各洋面从8000呎高处观测到了具有最大风速175哩/小时的小型飓风艾尼丝(Inez)。虽然它是中心气压为927毫巴的强飓风,可是在离中心约90公里的南侧风速即减弱为30哩/小时,东北侧减弱为46哩/小时。在地面天气图上画出的闭合等压线范围,也小到只有300公里。所以霍金斯将它命名为小型飓风(micro-hurricane)。艾尼丝小型飓风一直到10月2日还保持着小型,以后就象

一般的飓风一样发展为大型台风。

1960年9月1—2日侵袭九州西岸的小扰动,在进行分析时,已为冷空气笼罩,因为它同时具有热带低压和中气旋的特征,所以在图1中将它作为副热带中气旋来分类,辛普森(Simpson, 1952)将高空发生的切断低压在副热带、热带所造成的扰动称之为副热带气旋,拉梅奇(Ramage, 1971)并进一步对它做了更广泛的论述,但在本文中将要讨论的副热带中气旋,不管是尺度方面或成因方面,均与上述副热带气旋是两回事。

现将这种小扰动的特征分析如下:

### 一般情况

1960年8月31日早晨的天气图上,在中国台湾省东部洋面上,只能大致看出有个小涡旋存在,这个涡旋向北移动,到第二天9月1日早晨,名瀨站的雷达探测到了这个涡旋状回波。这个涡旋状回波的动向,种子岛和福岡(脊振山)两站的雷达也在追踪,做了将近20个小时的记录。



图2 1960年9月1日2100时(日本标准时,即 $135^{\circ}\text{E}$ 地方时)的地面天气图。图中还绘出了1960年8月28—31日台风Faye每天2100时的位置,8月26—30日台风Della每天2100时的位置,以及8月31日—9月1日中气旋每天2100时的位置

图2就是表示这个小扰动靠近九州时9月1日夜間(1200GMT)的地面天气图,并且还一并记载了在小扰动出现前几天曾先后从日本附近北上的6016号台风苔拉(Della)和6018号台风法艾(Faye)的路径和每天1200(GMT)的位置。随着这两个台风靠近本州的南部海面,副热带高压东退,待台风消失以后再度西伸,在这一过程中,这个小扰动就产生了,开始向东北方向移动。它生成的地区是在黑潮区域,海面温度 $28^{\circ}\text{C}$ 以上。可以认为它是在副热带气团中产生的。

在产生的第二天,小扰动接近弱的静止锋,在之后的24小时内,由于有冷空气进入而逐渐减弱。这里所做的分析,是关于它最后24小时的情况,作为小扰动特征的是有一个明显的中高压叠合在中气旋气压场上。

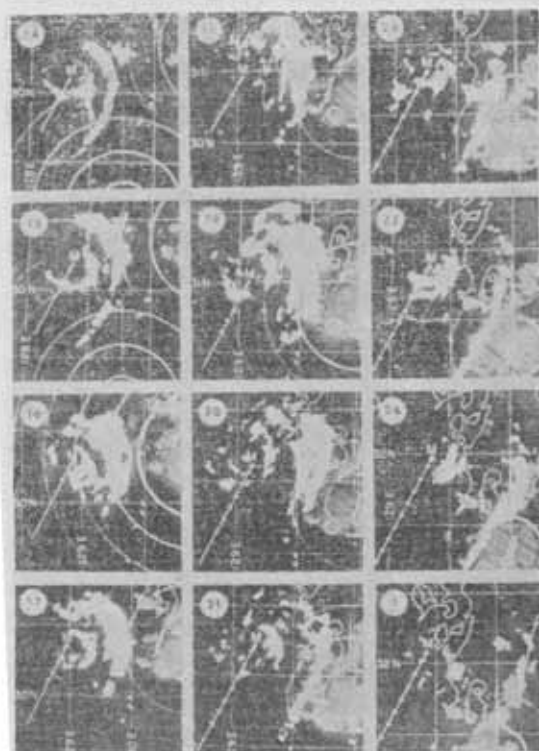


图3 9月1日1400时(日本标准时)到9月2日0100时的每小时雷达综合图。图中画有阴影的微亮区表示地面雨区

图3是从9月1日14时—2日1时(地方时)按每小时制成的雷达综合图。在各图中小扰动的位置标以“M”字样,在此以前的每小时的位置,用与其路径相垂直的一条小短线来表示。从14时到17时,中气旋的中心附近有一明显的弧状回波,围成大半圆,到18时以后其弧状就不明显了,成为大小散乱的回波群,围绕在中心四周。

在中心附近的弧状回波的更外侧,存在着另一个螺旋状的回波。这一线状回波,看来是在侵入中气旋的冷空气前沿发生的,随着冷空气的入侵,更外侧的线状回波比中心附近的弧状回波的移动以更快的速度向外扩展。

从14时的综合图可见,外侧的线状回波的东北方约20公里处,有几个回波存在。到15时这些单独存在的回波与移动过来的线状回波合并。从16时到17时随着线状回波横向扩展,其南端正在分成两条线状回波。在18时—20时的照片上,已明显地成为两条线状回波。然而,线状回波在进入九州时,前面的线状回波已逐渐消失(21时),仅留下后侧的线状回波,从22时到9月2日1时九州东岸持续存在了很长时间。

在中气旋移近九州西岸的9月1日午夜(24时)的回波速度在图4上用风向杆和数值表示。在通过气旋中心并与气旋路径相垂直的直线PQ附近所读得的回波速度,在图上用大圆点表示,以给予较大的权重,而在其他象限内所读得的回波速度则以小圆点表示,以给予较小的权重。由PQ直线左右两边的回波速度分布曲线可以看出,萧(Shaw, 1919)所研究的作刚体旋转的正常低压在基本气压梯度场中移行时旋转中心与龙卷中心之间所保持的关系,对于本文所研究的这个中气旋来说也是适用的。回波速度的分布曲



图4 在1960年9月2日0000时的回波图上标出的回波速度。图的上部给出了沿着通过中气旋中心的直线PQ的速度廓线

线，系在扰动的移行速度16哩/小时上再叠加上涡旋的最大速度15哩/小时绘出的。

### 伴随中气旋出现的中高压

与中心气压很低的台风不同，这一中气旋的中心气压仅比基本气压场低6—7毫巴，区域内的气压梯度较小，对于在本区域内作中尺度天气分析非常适合。

图5绘出了中气旋和气压骤升线每3小时的位置。气压骤升线随着时间而扩大表明中高压在发展，促成其发展的雷雨、阵雨情况如图8所示。

图6和7为牛深和温泉岳两个站的时间剖面图，它们反映出中气旋自己的气压场与以后派生出来的中高压气压场之间的关系。这两个站正位于中气旋移动路径上，而且仅相距65公里，由图可以看出高度为31米的牛深站充分受到中高压影响，而高度为852米的温泉岳站只受到中高压的轻度影响。

牛深站在1日19时10分，风从东东北方向转变为西南方向，同时气压骤升1.2毫巴，再晚10—15分钟，出现了气温下降和降水。

这种时间的推迟，与一般的中尺度飑线出现时的情况相同。在中高压的中心部分到达该站时气压出现最高值，以后则逐渐下降，在中气旋中心通过时（2日1时0分）达最低值1011毫巴。降水随着中气旋中心的移近而加强，中心来到时，短时间内变成了小雨，而后再加强起来。



图5 从1960年9月1日1200时（日本标准时）到9月2日0600时中气旋中心和气压骤升线每隔3小时的位置

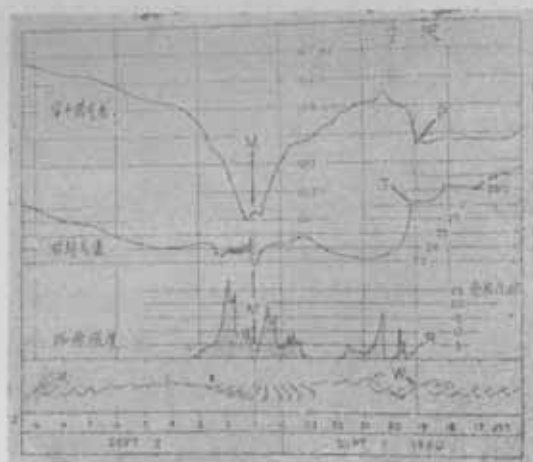


图6 根据海拔31米的牛深站的观测记录所作的气象要素变化曲线分析

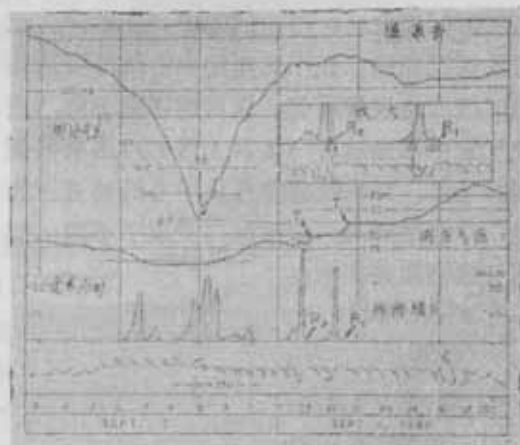


图7 根据海拔852米的温泉岳站的观测记录所作的气象要素变化曲线分析

温泉岳站的气压和气温曲线，没有怎么表示出受到中高压的影响。可是在图3的20时图上出现的两条线状降雨带，在1日21时50分和23时10分左右通过温泉岳站时，出现了每小时33毫米左右的强降水 $R_1$ 、 $R_2$ ，随之气温下降到 $T_1$ 和 $T_2$ ，风向也有显著变化。然而向中气旋内吹的东东北风，仍在继续吹，只有在强降水期间才变成南风。这个南风与



图8 1960年9月2日0000时的一小时降雨量等值线(间隔为5毫米)分析。最大值用数字标出，单位为毫米。

雷达回波的移动也是一致的。一般认为，在降水区中的下沉气流代替了涡旋中的风。在气压达到最低的2日3时左右，气温也下降到最低值并继续下大雨，这大概表明中气旋的中心已充满了冷空气。

图8表示气压骤升线和降雨区之间的复杂关系。图中的粗线表示在2日0时一小时内有降水的地区，细线是每隔5毫米的等雨量线，数值表示一小时最大降水量。雷雨活动出现在中高压区域内而与中气旋无关，这与一般在中纬度地带出现的中高压和雷雨的关系相同。

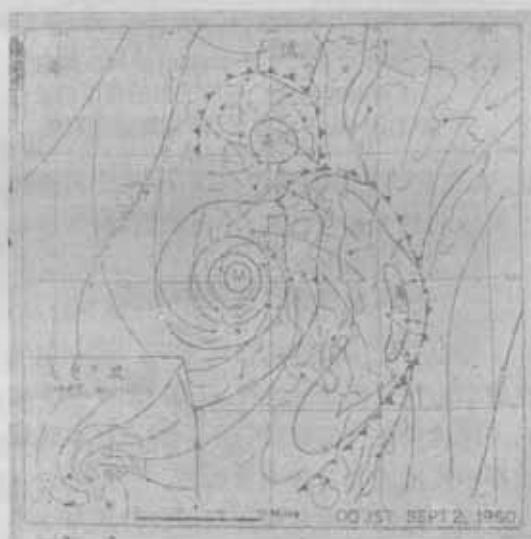


图9 1960年9月2日0000时(日本标准时)云下层的流线分析。在图中将这次中气旋的水平范围与1965年4月11日美国密执安州的一次龙卷气旋作了比较

在图9中，为了与中气旋的图对比，将造成1965年4月11日侵袭美国印第安纳州和密执安州产生了几个龙卷的龙卷气旋的范围也一并画出来。看来龙卷气旋比中气旋要小一个量级。可以很清楚地看出从中气旋北侧和东侧的两个中高压有明显的气流流出。如果是在台风区域内出现的中高压，那么比台风的气压梯度小一个量级的中高压以及从中高压中产生的气流流出现象，就很难加以辨认。

## 风场的垂直结构

在研究台风结构时，总是感到高空气象观测的不足。特别是在分析中气旋时，因其影响范围比台风将近小一个量级，所以高空气象观测点少是一致命弱点。在这种情况下，除使用福冈、鹿儿岛、名瀬、米子每隔六小时的高空观测资料外，还用温泉岳每小时的高空风的资料，在假定常状态的假定下，用藤田（1963）的办法，将时间变化转换为空间变化，还用空间内插等中尺度分析技术，以增加资料点。

在图10的左上图中，1公里高度上的流线表示最大速度为34哩/小时的流入气流，以将近40度的角度向中气旋中吹入。在3公里的图上，涡旋的非对称性看得很清楚，到7公里时已辨认不出涡旋来，在12公里上气流的吹出已很明显。在12公里的图上，涂黑区是

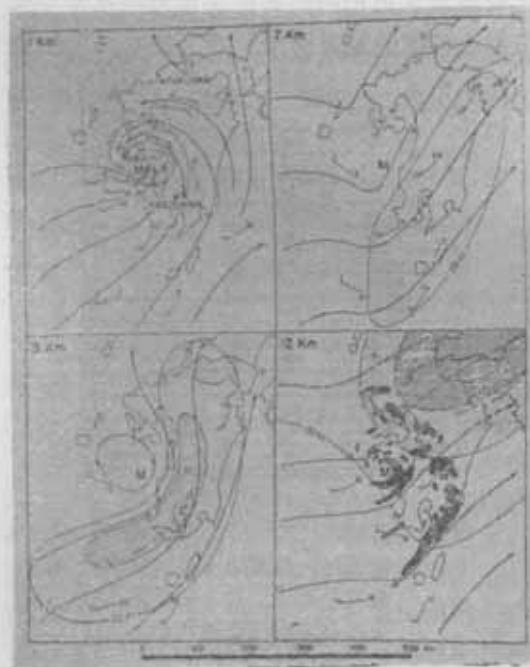


图10 1960年9月2日0000时1、3、7、12公里各高度上的高空风型式。图中不同明暗区分别表示风速大于20、30和40哩/小时

雷达回波，还增加了等风速线。这个图的流线间隔从九州到四国、中国均无改变，因此可知风速的增加主要是由于回波群的向外气流而造成的。中气旋的结构是非对称的，高空的向外气流主要发生在东北方向，所以在做中气旋的剖面图时，若通过中心沿着西南—东北的走向作剖面，则最能反映出中气旋的特征。

图11就是这样作出的剖面图，中气旋的移行方向与横轴方向一致，所以在图中所画的风向杆必须按反时针方向旋转60度之后才是实际的风向。云区画出阴影，辐散量用虚线来表示。这个流场和辐散量的分布，也表现出中气旋的非对称性。

## 三度空间中的质量输送情况

在研究台风的三度空间的质量输送时，用的是圆柱坐标，假定为静力平衡和定常状态，使用以下关系式

$$\int_0^H \int_0^{2\pi} \rho V_r r d\theta dz = \frac{1}{g} \int_{P_H}^{P_s} \int_0^{2\pi} V_r r d\theta dp = 0 \quad (1)$$

在这公式里 $\rho$ 是空气密度， $V_r$ 是法向

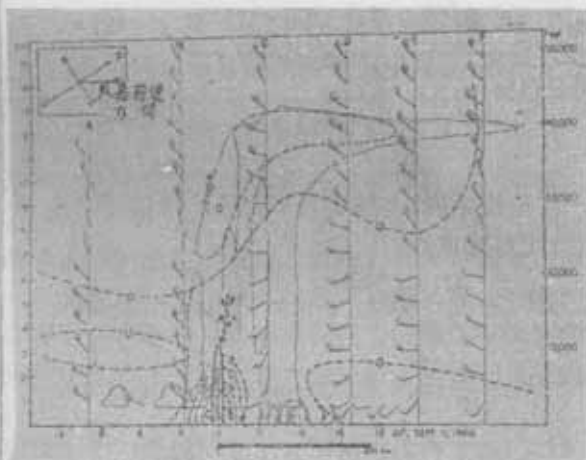


图11 沿着中气旋路径的高空风(内插得到)铅直剖面图。图中风向杆的方向是以中气旋前进方向(东北偏北方向)为基准绘出的。图中字母D和C分别表示辐散区和辐合区

风速（向内为正）， $\theta$  是进行积分的角度， $H$  是中气旋系统顶部的高度， $P$  为气压。

锐尔和马耳库斯 (Riehl and Malkus, 1961) 等以离开中心的距离做为函数求出每 100 毫巴气压高度的质量输送情况。但是 因为这里研究的是具有象图 11 那样的剖面的、结构非常不对称的中气旋，采取上述方法不很妥当，所以将圆柱的前部和后部分开来求质量输送。

以中气旋为中心，假设一个半径为 200 公里的圆，沿着其移行方向分成前后两个半圆，假设后半圆的流入量为  $\bar{A}$ ，从后部向前部的流入量为  $\bar{B}$ ，从前部的流出量为  $\bar{C}$ ，则

$$\bar{A} = \frac{\pi}{6} \rho r (A_a + A_b + \dots + A_l)$$

$$\bar{B} = \frac{1}{3} \rho r (B_a + B_b + \dots + B_l)$$

$$\bar{C} = \frac{\pi}{6} \rho r (C_a + C_b + \dots + C_l)$$

在这里  $\rho$  为密度，是高度的函数。

现在，按照高度  $h - \Delta h$  和  $h$  之间的单位厚度 ( $\Delta h$ ) 气层求出风暴后半圆的质量净流入量是：

$$\Delta R_h = \frac{\Delta h}{2} \{ (\bar{A}_h - \bar{B}_h) + (\bar{A}_{h-\Delta h} - \bar{B}_{h-\Delta h}) \} \quad (2)$$

同样，向风暴前半圆的质量净流入量是：

$$\Delta F_h = \frac{\Delta h}{2} \{ (\bar{B}_h - \bar{C}_h) + (\bar{B}_{h-\Delta h} - \bar{C}_{h-\Delta h}) \} \quad (3)$$

单位厚度  $\Delta h$  如选为 1 公里，则 (2) 式和 (3) 式可写成：

$$\Delta R_h = \frac{1}{2} (\bar{A}_h + \bar{A}_{h-1}) - \frac{1}{2} (\bar{B}_h + \bar{B}_{h-1}) \quad (4)$$

$$\Delta F_h = \frac{1}{2} (\bar{B}_h + \bar{B}_{h-1}) - \frac{1}{2} (\bar{C}_h + \bar{C}_{h-1}) \quad (5)$$

右侧的各项数值，是从地面到 14 公里高度每隔 1 公里作一张流线图 (共 15 张) 求得的。全部计算结果如图 12 所示，可以看出，质量流入是下层后面大，质量流出是上层前面大。

高度为  $h$  的半圆柱顶面的垂直通量应与  $h$  高度以下的半圆柱的总流入量相等，设前部和后半圆柱的通量分别为  $F_h$ ,  $R_h$ ，则

$$R_h = \sum_1^h \Delta R_h = \frac{1}{2} \sum_1^h \{ (\bar{A}_h + \bar{A}_{h-1}) - (\bar{B}_h + \bar{B}_{h-1}) \}$$

$$F_h = \sum_1^h \Delta F_h = \frac{1}{2} \sum_1^h \{ (\bar{B}_h + \bar{B}_{h-1}) - (\bar{C}_h + \bar{C}_{h-1}) \}$$

用这一计算公式求出的垂直通量的收支情况如图 12 所示。图中箭头符号全部朝上是因为从未出现过向下的通量。前半圆的向上通量为后半圆向上通量的 2 倍多，这一点也说明了这一中气旋的结构很不对称。

下面，我们将流向这个中气旋的总质量通量与锐尔和马耳库斯 (1961) 对于 1958 年的飓风迪西 (Daisy) 所求得的质量通量作一比较。为了用相同的条件来比较，从距中气旋中心 20 哩的地方开始，求每隔 20 哩的质量



图 12 通过中气旋 (分为前、后两个半圆柱) 四周边界的水平和铅直质量通量。每 1 公里厚度的半圆盘算出一个通量值。所用单位为  $10^7$  公斤/秒

① 原文为“ $C_a$ ”当为“ $C_b$ ”之误——译注  
 ② 原文为， $(B_h - B_{h-1})$  当为  $(\bar{B}_h + B_{h-1})$  之误——校注

通量，一直算到 100 哩为止。将计算结果与飓风迪西的发展期和最盛期求出的值进行了比较。得出流向中气旋的质量通量只相当于飓风迪西发展期质量通量的一半、最盛期质量通量的 1/4。

再有，为了将流向中气旋的质量通量和一个积雨云的质量通量进行比较，假设有一个直径为 10 公里的积雨云单体，假定在 500 毫巴高度，其上升气流速度为每秒 10 米，假定向这一积雨云单体流入的质量通量为  $50 \times 10^7$  公斤/秒，这样规模的积雨云显然是与强的雷雨云相对应的。那么，中气旋的质量通量就相当于五个这样的积雨云单体，而发展期的飓风迪西则相当于 10 个，最盛期的迪西相当于 20 个这样的积雨云单体的质量通量。

### 从气象卫星上看到的中气旋

中气旋因为它的尺度小，在一般气象观测网上往往观测不到它。但是，仔细观察气象卫星所拍摄的云图，则能发现有很多可以被认为是中气旋的小的云涡旋。可是它几乎全是出现在观测网观测不到的海洋上，而且寿命短，所以无法分析。象本文所研究的 1960 年 9 月 1—2 日在九州登陆的副热带中气旋，能够这样详细地加以观测记录的例子，

可以说还是不多见的。

1968 年 7 月 6—7 日在非洲撒哈拉沙漠上发生了一个中气旋。在卫星云图上 6 日还只是不规则的积雨云群，到第二天就形成了涡旋，8 日移到摩洛哥附近，涡状消失。

1968 年 4 月 23 日出现在大西洋中部的中气旋从云图上看，其下层的云卷成美丽的涡状，积雨云的活动和气流的向外流出只限于涡的东北侧，整个看来，表现为非对称结构。小台风乍看起来有点象热带低压，可是它的中心部却具有台风的强度。因此值班的预报员一遇到具有螺旋状降雨带的小扰动，就认为有可能是微型台风。1960 年 9 月 1 日下午靠近九州的这个小扰动，从雷达上可以清楚看到也是呈螺旋状回波，所以当时把它看成是微型台风，并发出了灾害警报。

最近用气象卫星可以从云的形状寻找出这样的小扰动，但对它的结构从卫星云图上判断还是有困难的，所以今后如果再遇到象 1960 年 9 月 1—2 日那样的中气旋并能利用现有观测网很好地记录下来，希望不要放过这种好机会，以便积累详细的研究资料。

摘译自日本气象研究所研究报告

第 23 卷第 3 号 1972 年

(马鸣宇译 史国宁校)