

强对流提供了非常有利的触发条件。另一个是地形抬升,台风环流向风坡形成一条固定的辐合抬升区,这里经常是强对流和强降雨的发展区。

对中尺度降雨系统的分析,目前主要用每小时雨量图、逐时地面气压图、流线和地面散度场来揭露。对于测站稀少区,可利用时-空转换关系,将时间剖面图转化成空间剖面图。假定短间隔内空气的某种属性(如温度)的个别变化等于零,便可得下面转换关系

$$\frac{\partial}{\partial x} = -\frac{1}{C} \frac{\partial}{\partial t} \quad (14.4)$$

C 为系统移速,可由连续位置确定, $\frac{\partial}{\partial t}$ 可从单站要素变化确定,这样根据单站的时间变化来推论出属性的空间分布。雷达是发现和追踪雨团的比较理想的工具。目前已经总结出不少用雷达分析中尺度系统的方法。

影响台风暴雨的物理因子很复杂,一次台风暴雨过程,是好几个因子的综合产物,也是各种原因上升运动叠加的结果。在做台风降水预报时要着重分析以下两类相互作用,即台风环流与四周环流的相互作用以及在台风内部不同尺度系统的相互作用。目前我们对于台风内部不同尺度的作用认识很少,但对于前者已有了一些认识。发现台风四周的环境流场对台风降雨分布、持续时间和雨强都有着明显的关系,在下一节我们要着重讨论这个问题。另外还必需指出,当以上条件不能满足时,例如水汽供应被切断、环境流场对辐合产生了抑制,台风的降雨就很小,这种台风,预报员一般称为“干台风”。

§ 14.3 环境流场对台风降雨的影响

上面阐述了影响台风暴雨的强度和分布的五个基本因子,这五个因子的产生、维持和势力强弱又与以下三个条件有关:即台风本身的动力条件和结构、地形作用以及台风四周的环境流场。对第一个条件目前还不很清楚,但根据卫星云图、雷达回波和飞机穿眼报告可以推断台风暴雨在台风范围内的强度和分布。对第二个条件作过不少的研究,这是一个比较固定的因素。最值得注意的一个因素就是第三个条件——环境流场。个例分析表明¹⁾,台风登陆后遇到不同流场环境,显著地影响着台风暴雨的强度、范围、持续时间和雨区分布的不对称性。经验表明,台风登陆后,中低空的流场环境及其对暴雨的影响可以概括为下面 6 个模式。

(1) 中纬度槽:当台风北侧存在中纬度槽,并与台风环流相互结合时,则台风降雨将产生不对称分布。即台风中心以北有大范围降雨区发展,中心以南雨区范围很小,仅局限在台风的南半圆。台风暴雨一般有两个中心,一个中心在台风环流内部,台风中心的附近地区,另一个中心在中纬冷槽的槽前和槽区上,它在台风中心的北方,并与台风中心相距较远(图 14.3)。值得注意的是北方暴雨中心,它的成因主要是台风东部或北部的环流与副热带高压之间一支东南气流将低纬海洋潮湿空气输入到中纬度低槽的动力辐合区所致。台风是使中纬度槽区获得充沛水汽的输送机构,另外偏东风与西风槽带来的偏北风

1) 中央气象台,1970—1971 年台风技术总结。

之间形成较强的辐合，这也有利于暴雨加强，因而台风与中纬度冷槽的相互结合和相互作用，是产生北方(槽前)暴雨中心的基本条件。

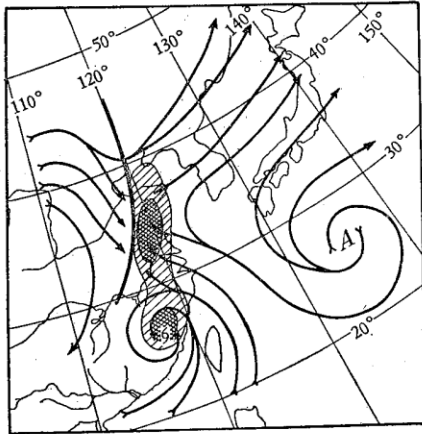


图 14.3 台风与中纬度槽相互作用时降雨区的不对称分布

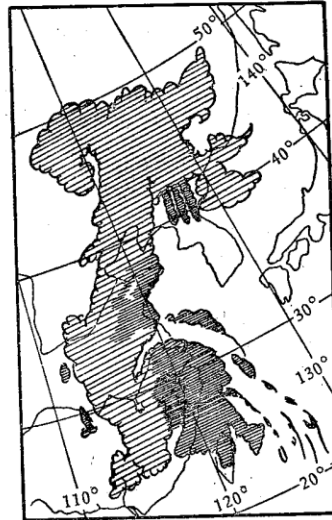


图 14.4 台风与槽相结合时的云图特征
——7412号台风8月12日的ESSA云图示意图

台风移到槽线南端，台风与槽之间的东风消失。鞍形区表现成气旋性打通区，这是相互结合的标志。如果台风北侧存在一条环境东风带（并非是台风本身的东风），鞍形区表现成反气旋性打通区，这表明台风与中纬槽并未结合。台风与西风槽相互结合在云图上常有明显标志，从图 14.4 的云图特征可以看出，台风云团与槽线云带是相互联结的。而云团与云带断开表明没有结合。

当台风与冷槽结合时，引导气流微弱。此时“北槽南台”的鞍形场可维持较长时间（一天以上），同时当台风与冷槽相结合时，台风会沿槽线向偏北运动，这两方面都将加强北方这个暴雨中心的强度和持续时间。

如果在台风外围东南或偏南气流较强，水汽输送条件有利，并且在槽区或槽前动力减压较强，同时还具备与冷槽相联系的锋区斜压能量释放的条件，这时北方暴雨中心的强度可以远远超过台风中心附近的暴雨中心。甚至可以出现冰雹、龙卷和飑线等强烈的破坏性较大的天气。在台风暴雨预报中，对北方这个暴雨中心常被忽视，这一点必须注意。

上述情况以东海类台风最多见，例如在闽中、闽北登陆的台风，特大暴雨常出现在浙江、上海、江苏、山东、安徽等省。当台风在登陆后向偏北移动，其北方暴雨中心甚至可以出现在东北南部地区，使这一带造成特大洪涝。但是，华南登陆台风其北方暴雨中心一般不明显，雨量一般不超过台风中心附近的雨量。在秋季，当南支槽较深和台风较强时，有时降水可以影响北方。

(2) 对流层中、低空急流：台风登陆后如果移到对流层中、低层一支西南急流的南方，这时台风暴雨区常局限于台风环流范围内，不致有大范围发展。雨区内雨量也偏小，一般 40—100 毫米/日，并且衰减较快。

中低空急流的南侧，风的水平切变使这一带是反气旋涡度(负涡度)区(图 14.5)，因

此,台风环流移到这个地区将受到环境涡度场的抑制,台风降雨区不致向四周发展,仅局限于台风内部的对流区域。随着台风衰减,降雨逐渐减弱消失。降雨维持时间也较短。这类台风降雨常出现在华南登陆台风中,并以初夏和秋冬季节多见。这是低空急流能够南移并维持一定强度的气候条件。

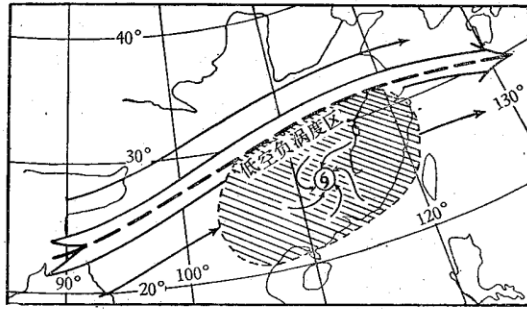


图 14.5 中、低空急流对台风降雨的抑制

这类台风降雨的云图特征是,极锋云带呈东西走向,位于低层急流轴及其向极侧的附近地区;台风云团呈孤立状,范围较小。

(3) 副热带高压: 台风登陆后,其北侧常存在强的带状副热带高压,高压南侧与台风环流之间存在一支对流层中层东风急流(500 毫巴上风速 ≥ 12 米/秒)。这支急流将使急流南侧的台风环流内正涡度增加,从而使台风暴雨加强。图 14.6 中的阴影区,是东风急流南侧正涡度与台风低空环流正涡度的叠加区,也是东风的水汽输送区。暴雨中心常出现于此。一般雨量强度可达 150—300 毫米/日。

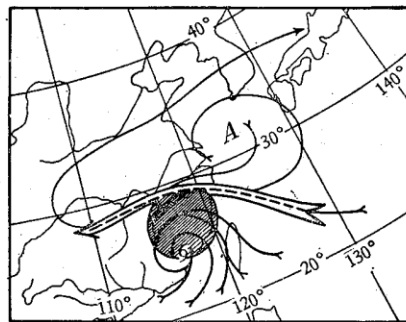


图 14.6 东风急流对台风暴雨的激发作用
虚线表示急流轴

但这类台风暴雨的雨时不长。登陆台风由于陆地切断了海面热源,将使台风暖中心破坏、台风衰减。登陆台风的另一种能源是斜压能量,这种能量与冷空气或极锋锋区的作用有关。但台风北侧强的带状副热带高压是极锋锋区与台风环流之间的一堵屏障。除少数特例外,在强带状副热带高压阻挡下,台风将不能从极锋锋区获得斜压能量,台风衰减较快。这是台风暴雨不易维持的主要原因。

这类台风降雨多见于盛夏副热带高压强盛偏北时期,并出现在华南或华东登陆的西行台风中。

云图特征是台风云团较强，存在着积雨云亮点，表现为无云区包围下孤立的台风云团。由于东风急流的存在，雨区被限制在急流轴线之南，而不致向北发展。

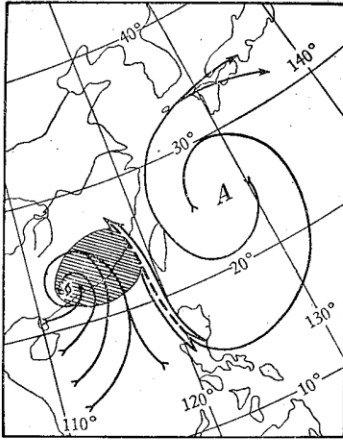


图 14.7 强南风造成台风暴雨的不对称分布

当副热带高压呈南北条状时，则东风急流不存在，台风位于条状副热带高压的西部。在副热带高压与台风环流之间存在一支强南风带。这支强南风带将使台风环流的东部正涡度增加，形成台风中心东部范围大、西部范围小的不对称雨区分布。另外，这支强南风一般来自低纬海洋，是台风获得水汽的主要通道。从而加强了台风中心东部的雨量。图 14.7 中的阴影区，是南风产生的涡度和台风环流涡度的叠加区，也是水汽输入区，强降雨中心就出现在这里。由于南风气流对水汽输送的条件有利，这块暴雨常较东风急流南侧暴雨强。

这类台风降雨多见于盛夏或秋冬季节副热带高压东退南落时期，并出现在向偏北方向移动登陆华南或华东的台风中。

(4) 低气压系统：台风周围的低气压系统，对台风降雨的影响有两方面，一是影响台风降雨的范围和分布，它使台风雨区向低气压系统所在一侧扩展；另一点是影响降雨强度，低压系统环流与台风环流的辐合区将使降雨加强。

台风周围常见的低压系统有四类，中纬度切断冷涡、热带气旋(台风或低压)、云团(正涡度区)和台风的诱生低压。冷涡对台风降雨的影响常见有两种情况(图 14.8)，当冷涡位于台风东北方位时，台风雨区呈东北-西南向分布，降雨中心有三个，一个在台风环流内部，第二个在冷涡偏北气流与台风偏南气流的辐合区上，第三个在冷涡中心附近(图 14.8a)。当冷涡在台风西北方位时，整个雨区呈西北-东南向分布，三个降雨中心也对应于上述三个环流辐合区(图 14.8b)。

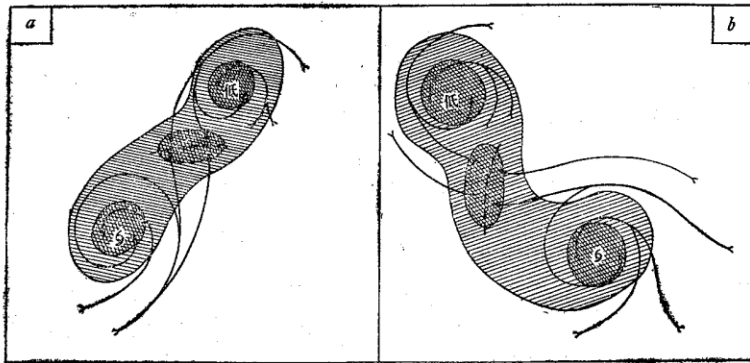


图 14.8 冷涡对台风暴雨的影响

在这两种情况中，冷涡与台风辐合区中降雨较强。尤其如图 14.8a 所示，在台风中偏南气流水汽输送量充沛，降雨更强。当冷涡位于台风西侧或西南侧时，辐合和水汽输送都减弱，这块雨区也相应减弱。另外，图 14.8 中第三个降雨中心(冷涡降雨中心)比第一和

第二个降雨中心相对偏弱。

当台风周围出现另一个热带气旋时,降雨范围和分布与上述模式类似,但第三个降雨中心(热带气旋降雨中心)一般比冷涡降雨中心强。图 14.9 是两个热带气旋共同造成的降雨分布,7506 号台风位于粤西,7504 号台风位于其东北方向的赣北,两个台风之间的切变线位于湘赣中南部,这三个辐合区分别对应三块降雨中心,对应于 7504 号台风的降雨中心为 229 毫米,对应于 7506 号台风的是 128 毫米,辐合线上降雨中心 47 毫米。山东半岛降雨中心 231 毫米与 7504 号台风倒槽对应,整个雨区呈东北-西南向分布,这与上述模式符合。

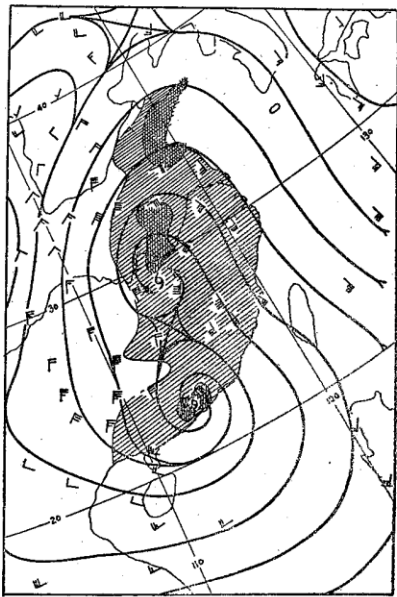


图 14.9 7506 号台风与 7504 号台风流场与相应日雨量中心,斜线为雨区范围,网线区为 100 毫米以上雨量中心

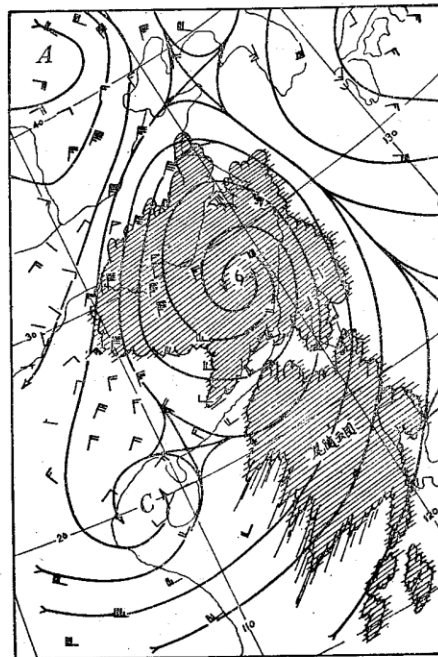


图 14.10 1972 年 8 月 18 日 08 时 7209 号台风流场及其尾随云团

低压系统有时环流不明显,表现为一块云团(由正涡度区产生)。登陆台风后部如有尾随云团登陆,则台风偏云团一侧的降雨将明显加强。尤其当台风云团与尾随云团接通时,台风将从这块云团获取水汽和涡度,使台风暴雨得到显著加强。例如 7209 号台风登陆后,在它后部西南气流里有一块尾随云团(图 14.10)与台风云团连通(8 月 18 日)。第二天这块云团登陆并与台风云团合并,使台风后部的福建中南部降雨加强,造成了这一带的特大暴雨。

台风附近的低压系统有时由台风环流本身产生。例如台风越过高大山脉和海湾所产生的诱生低压中心,这类诱生低压中心将加强低空辐合,产生新的暴雨中心。这种低压中心有扩大雨区、加强雨量的作用。

(5) 低纬或近赤道系统:与台风相结合或有重要作用的其他低纬系统,有赤道缓带、热带辐合区或季风槽等。这些系统与台风环流结合,其共同特点是向台风提供充分的

水汽和能量。这类台风登陆后一般维持不消,雨时长、暴雨强。低纬系统经常造成暴雨成不对称分布。雨区分布的不对称正好与中纬槽、副热带高压东风和南风造成的不对称相反。在台风路径左侧雨区范围大、雨量强,而后者造成的暴雨区偏于路径右侧。这与近赤道系统将水汽从路径左侧输入有关,近赤道系统与台风环流的辐合区也经常出现在路径的左侧。

低纬系统与台风的结合,以赤道缓冲带较常见。典型模式如图 14.11 所示。赤道缓冲带的位置比较偏南,从缓冲带的西侧有支气流从甚低纬度伸入台风环流,赤道洋面潮湿空气就由这支气流输入台风环流。这支气流与台风西侧北风在台风南侧形成辐合(图 14.11)。大范围雨区出现在这条辐合线的右侧,如以台风中心为对称点,则雨区形成南大北小的不对称分布。当副热带高压南落到台风南部时,副热带高压西北侧的气流也有类似作用。

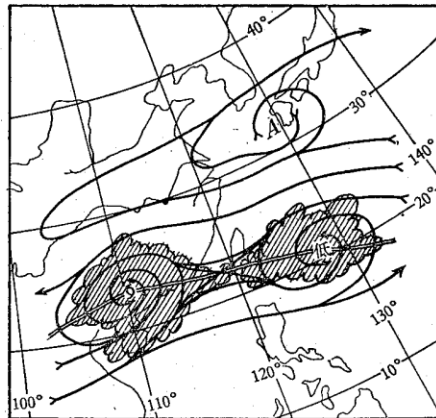
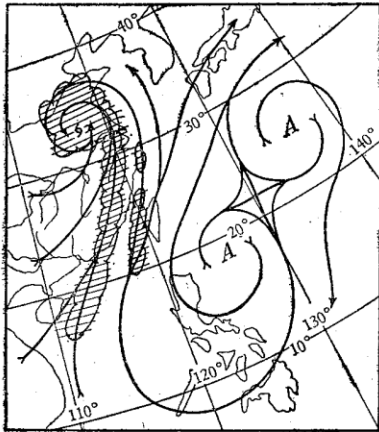


图 14.11 赤道缓冲带气流与台风的结合 图 14.12 登陆台风在赤道辐合区环境中的雨区分布

有时台风随整个赤道辐合区北抬而向偏北方向运动,台风与赤道辐合区同时登陆(即登陆台风并未离开赤道辐合区环境)。这样,登陆台风仍在一个非常有利的环境中。这样的流场环境使台风维持时间长,台风暴雨范围大,暴雨持续时间长、雨量强。降雨分布在台风环流范围内和赤道辐合线的附近。暴雨中心经常出现在台风中心南侧赤道辐合区西南气流的辐合输入区(图 14.12)。这类雨型多见于盛夏。

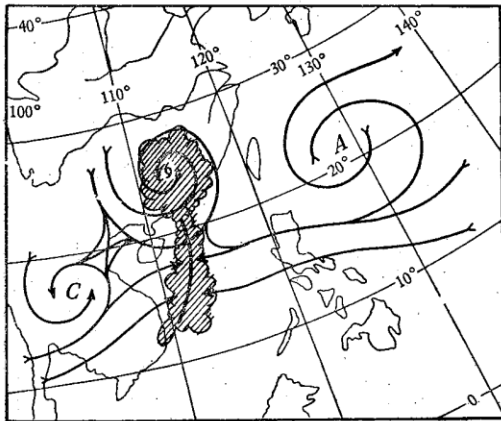


图 14.13 台风与季风槽相结合

有少数个例表明,登陆台风与其南部季风槽相结合(图 14.13)。这个槽是西南季风与东北信风的辐合区。它也和赤道缓冲带气流与台风结合的雨型类似,造成台风中心南侧雨区大、雨量强,北侧范围小、雨量相对较弱的不对称分布。中心南侧的暴雨主要集中在季风槽及其

附近地区。

季风槽与台风相结合的情况，一般出现在季风爆发的季节，此时信风也有一次加强。这一类过程只与南海的登陆台风有关，因为南海是受季风影响的海区，东海台风未见此例。并且多见于南海台风北翘或向偏北方向移动的时期。

(6) 台风的中间尺度切变线：以上5类是台风与环境流场的结合，第6类是台风内部的切变辐合区，它对台风范围内暴雨中心的分布和强度有重要作用。这类切变线的形成经常与环境流场的特征有关。

台风内部中间尺度切变线有两类，即台风倒槽和台风环流内的旋转性切变。存在台风倒槽的台风，暴雨中心有两个。一个在台风中心附近，另一个在台风倒槽辐合线的右侧。整个雨区北侧降雨范围大、雨量强、南侧范围小、雨量弱的不对称分布(图 14.14)，个例分析表明，台风倒槽雨区与南(台风东侧)北(台风西侧)风速分量零线所在位置一致。雨量中心出现在倒槽东侧的邻近地区(图 14.14)。

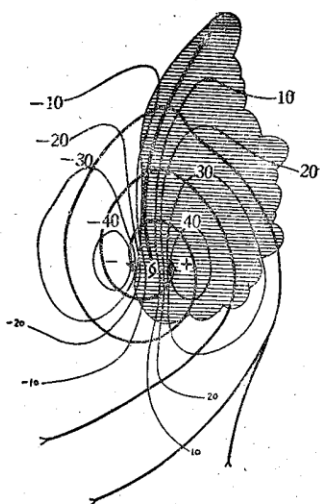


图 14.14 台风倒槽降雨的不对称分布
细实线为等风速线，单位为米/秒

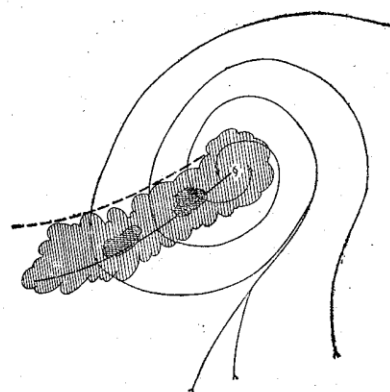


图 14.15 台风中心旋转性切变与降雨中心位置
网格区表示降雨中心

东海登陆台风与南海登陆台风都可以出现这种雨型，但以东海登陆台风多见。

旋转性切变多见于台风西侧，有时也出现在东侧和南侧。这类切变围绕台风中心作逆时针方向旋转。雨量中心出现在 850 毫巴与 500 毫巴两条切变线之间，并随切变线一起旋转(图 14.15)。台风西侧切变线经常由偏北风与西南风组成，它造成雨区在台风中心西侧大、雨量强，东侧小、雨量弱的不对称分布。这种雨型经常出现在登陆后西移的台风中，雨量中心偏于台风路径的左侧。

以上六个模式基本上概括了台风登陆以后环境流场的特征。一次台风登陆，经常是其中二种或三种流型的组合，降雨分布可按每一雨型的叠加得出。例如一个台风可以同时具备西风槽、倒槽、低纬系统和旋转性切变等条件，此时可以对应 5 个暴雨中心。分别位于台风中心附近、倒槽后部、中纬槽的前方、西侧切变附近和南侧西南气流的卷入部位。从而提供了台风暴雨的诊断依据。

§ 14.4 冷空气对台风降雨的作用

上节讨论了台风与不同环境流型相遇对台风降水的影响。同样,当台风与不同性质的气团相遇,对台风降雨也有不同影响。尤其当台风携带的潮湿的热带海洋气团与极地大陆气团——冷空气相遇时,台风降雨的强度和分布会有很大变化。冷空气对台风降水的影响主要表现在以下六个方面。

(1) 增强位势不稳定:如果有冷空气扩散到台风气柱的中层,这将显著增加台风气柱的位势不稳定能量。因此,这对对流运动的加强提供了有利条件。如果分析出对流层中层有冷空气注入(500毫巴出现 $-\Delta T_{24}$)而低层冷空气受阻于台风环流外缘(850毫巴出现 $+\Delta T_{24}$),这时要注意台风暴雨会加强。

(2) 低空辐合:当极锋移到台风北缘时,将加强台风北侧的辐合。图14.16表明台风北侧辐合区的位置,这个辐合区主要是极锋后部冷性反气旋偏北气流与台风东侧偏南气流形成的。这时在这条辐合线上会出现强降水。冷空气与台风的辐合作用,将使台风降雨区分成两部分,即沿辐合线呈东北-西南走向的雨带和台风环流内部的雨区。

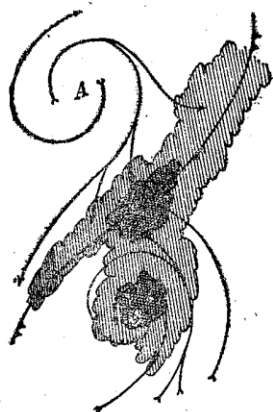


图 14.16 冷空气与台风接触时形成的低空辐合区
斜线为降雨区,网线区为降雨中心

(3) 抬升作用:极锋(冷空气)抬升作用是释放位势不稳定能量、加强对流运动的触发因子之一。当极锋移至台风北侧时,将使台风东侧偏南气流将潮湿空气抬升使其沿锋面上滑,这是一支向北上升的潮湿气流;锋后有一支冷性的向南下沉气流,上下两层气流的这种结构很有利于垂直运动发展。在台风条件下,前一股气流将大量水汽向北和向上输送到降雨区中,且风速较大。这样的条件将释放出强降雨,并使降雨区向锋后大范围扩展。从而造成台风中心以北雨区大、雨量强,中心以南雨区小、强度弱的不对称分布。

(4) 斜压能量:台风是以水汽上升凝结释放潜热能量得到发展的。当台风登陆或移到冷海面,潜热能量就被切断或供应不足,台风将衰减。如果冷空气注入衰减的台风环流,它将造成水平力管场斜压位能释放,以另一种能量形式使台风变性,重新发展。

冷空气提供斜压位能,使台风变性发展,一般要经历下面两个过程,即变性过程和斜压位能释放过程。变性过程首先是冷空气侵入台风内部,破坏台风的暖心结构。在对流层中低层表现为一条南北向锋区穿过台风的中部,使原来台风环流的温度场变为半冷半暖(台风环流西侧为冷性,东侧为暖性)结构。这在卫星云图上也有明显特征,与锋区对应的是一条由中低云组成、南北走向的云带(图14.17)。在这条云带的前缘,可以存在一条由对流云组成的飚线,伴生猛烈的风雨。这条飚线是冷空气与台风相互作用的产物。

这种变性过程使原台风环流中部出现加强的锋区,提供了水平力管场的斜压位能。为使这种斜压位能的释放必需在锋区两侧有暖区空气上升和冷区空气下沉。这种机制能够使位能转换为动能,使对流层低层气旋性环流的风速加强。以后通过适应过程使中心

气压下降,台风得到变性发展,其结果将加强台风暴雨。

7416号台风是这种水平力管场斜压位能释放使台风变性发展的典型例子。这个台风于8月27日20时编号,28日因冷空气扩散卷入,破坏暖心结构,曾一度使其显著减弱,变成一个低层浅薄的很弱的热带低气压。但29日08时以后,由于这个弱热带低气压移入到东海一条南北向锋区而使它得到极其迅猛的加强发展。中央气象台和中国科学院大气物理研究所的个例分析¹⁾表明,使这个减弱的热带低气压变性发展的主要原因,是锋区水平力管场斜压位能释放所致。图13.39表明,低压环流系统进入到东海的密集锋区,形成半冷半暖结构,较强的水平力管场提供了斜压位能。用 ω 方程计算的结果,暖区有较强的上升运动、冷区为下沉运动,释放斜压位能的机制是具备的。使得这个减弱的低压系统得到强烈发展。

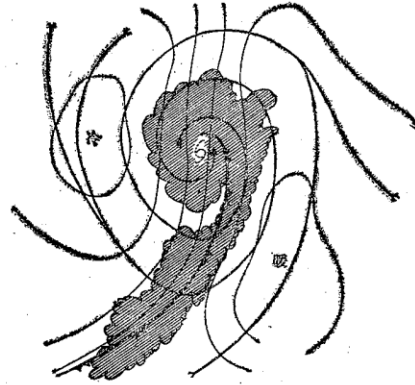


图 14.17 台风的变性模式
细实线为等温线

上述分析对29日08时由水平力管场释放的斜压位能转化的动能作简单的数值估算。这个时刻正是发展最猛烈的前6小时。假定700毫巴代表地面到500毫巴的平均状况,对图13.39中 $30^{\circ}-39^{\circ}\text{N}$, $118^{\circ}-130^{\circ}\text{E}$ 的区域进行计算。扰动动能($K' = \frac{1}{2}\rho(\overline{u'^2} + \overline{v'^2})$)方程可写成:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_V K' dV = - \int_V (\mathbf{V}_h \cdot \nabla P') dV - \int_S K' v_r dS - F + \{\bar{K}, K'\} \quad (14.5)$$

式中“ \cdot ”为扰动量,“ $-$ ”为对区域平均, \mathbf{V}_h 为水平风速矢, P' 为扰动气压, F 为摩擦项, S 为区域周界, V 为体积, v_r 为边界上径向分速。右端第一项为产生动能的作功项,第二项是通过边界的动能输送项,第三项是摩擦耗能项,第四项为基本动能 \bar{K} 变为扰动动能 K' 的能量转换项。在圆对称假定下,主要考虑作功项,其余三项均可略去。

将作功项展开,则

$$- \int_V (\mathbf{V}_h \cdot \nabla P') dV = \int_A [Z' \overline{\omega'}]_{500\text{mb}} dA - \frac{R}{g} \int_A \int_{500}^{1000} \overline{T' \omega'} \frac{dP}{P} dA \quad (14.6)$$

右端第一项为通过500毫巴面向上作功项, Z' 为扰动高度, A 为计算区域的水平面积,圆形系统中 Z' 对称,估计此项不大,可略去。右端第二项即为扰动位能释放项。于是

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_V K' dV = - \frac{R}{g} \int_A \int_{500}^{1000} \overline{T' \omega'} \frac{dP}{P} dA \quad (14.7)$$

区域内从整体讲,当暖空气上升、冷空气下沉时,则 $\overline{T' \omega'} < 0$, 位能释放变为动能。在图13.39的计算区域内每三个经纬度读一个数,求出各经度上的平均值,用平均值再求出纬圈上的扰动值,求出 $T' \omega'$, 在计算区域内求平均,得到 $\overline{T' \omega'} = -75 \text{ 度} \cdot \text{毫巴} \cdot \text{小时}^{-1}$ 。将此值代入(14.7)式,则可估算出因扰动位能释放在12小时后计算区域内500毫巴以下

1) 陈隆勋等,一九七四年十六号台风减弱后变性发展为温带气旋的过程分析。

整层风速增长(位能转换成动能)为

$$\Delta_{12\text{小时}} v = 8.5 \text{ 米/秒}$$

29日08时,700毫巴上平均风速约为12米/秒,按上述估算,29日20点可增强到20米/秒,这和实况接近。这个计算表明,冷空气锋区水平力管场斜压位能释放对弱低压变性发展的重要作用。

7416号台风由于一度显著减弱,环流和云系几乎消失,对于冷空气使这个衰减系统的变性发展估计不足,损失了防御时机,这一点在实际业务预报中有经验教训。这个由冷空气导致再生的气旋,给辽鲁沿海带来了猛烈的狂风暴雨。

(5) 极锋的诱生气旋: 台风移入中纬度,当有极锋侵入台风时,经常产生诱生气旋,这是台风变性、发展为温带气旋的另一种方式。原来的台风降雨将减弱,新的暴雨区将产生在温带气旋中。前一章已经指出, Sekioka^[2] 在分析了一系列的个例后指出,当一条原先存在的锋面侵入到台风内部时,则台风将在这条锋面上诱生一个新的温带气旋,形成一个由台风和温带气旋组成的复合系统。在这种过程中,诱生的气旋将得到发展,而原来的台风环流系统将逐渐趋于消失。诱生气旋产生的过程,将使原来的台风暴雨迅速减弱,诱生气旋将产生新的暴雨区,使台风降雨从台风区转移到诱生气旋区。

(6) 填塞作用: 当强冷空气爆发,极锋锋区迅速扫过整个台风区,则台风的暖心结构将遭到彻底破坏而消亡,极地大陆气团将台风环流系统填塞。这种填塞过程在对流层低层将加强对台风环流系统的辐合,因此,台风在填塞之前,将使降雨显著加强,或下一场较大的暴雨。

这种过程常发生在秋冬和春末。

§ 14.5 地形对台风降雨的影响

地形是个固定因子,包括海岸、山脉、海峡、港湾、河流等,它对台风降雨有显著影响。

海岸对降雨的影响,出现在台风登陆前后。当台风移近海岸时,在沿海岸形成一条辐合线,将加剧台风降雨。海岸辐合线有两部分组成,一是与海岸正交的气流受海岸地形的阻挡在沿岸产生的辐合,如图 14.18a 所示,台风中心东侧向岸风沿海岸线产生辐合,西侧离岸风产生辐散。因此,前者将加剧台风中心东侧的降雨。二是风速辐合,如图 14.18b 所示,风矢表示风速大小,台风在陆地上的环流因受摩擦作用,风速显著减小,这使台风中心

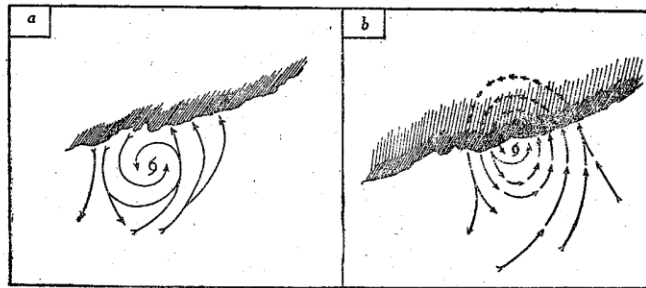


图 14.18 海岸的两种辐合