

的中心)当时所在的位置完全一致。

云团合并: 卫星云图表明冷涡云团与台风在 26 日上午已经发生接触,两块密蔽云团有一部分已经重合在一起。27 日上午这两块云团完全合并,当时已经并成一个统一的涡旋云系。

气团合并: 台风与冷涡吸引合并以后,必定有冷空气注入到台风环流中去,因此台风中变冷也表明了合并的迹象。26 日在 35° — 40° N 之间高度降到最低(图 9.85),这显然是台风影响的结果,正是在这个时候有一个冷槽伸入,气温比周围显著偏低。这正是对流层中低层冷涡的位置。高度的低值与温度的低值在台风位置附近重合,表明台风气团与冷涡气团已经吸引合并。

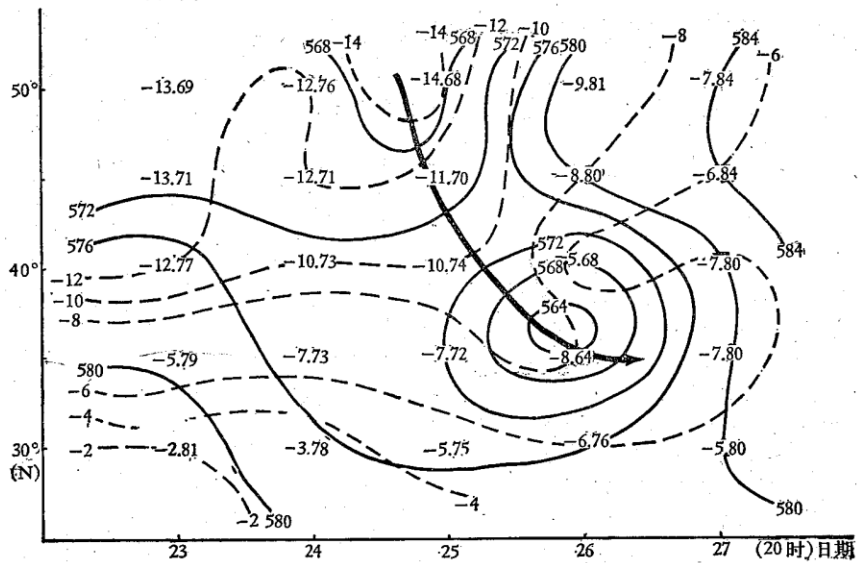


图 9.85 120°E500 毫巴上的高度温度时间剖面图

这次冷涡对台风吸引和合并的作用,使台风发生了明显跳跃。26 日 08 时到 14 时,6 小时内台风中心从朝鲜济州岛猛跃至我国山东半岛尖端,当时的移速,突然增至 74 公里/小时。这个移速远远超过了因引导气流加强所引起的加速度(图 9.80)。超过的这部分加速度,很明显是由于冷涡的吸引作用引起的。在这次过程中,冷涡吸引、基本气流加强和台风内力这三种作用同向叠加所引起的速度之快,在历史上是罕见的。

冷涡对台风的吸引作用,在 1970 年 6 月 12—15 日的风暴、1974 年 16 号台风以及 1975 年 7 号台风中也很明显,都引起了台风的突然加速。

此外,冷涡对台风吸引和合并的作用,不仅引起台风突然加速跳跃,还可能造成台风的变性或急剧加强发展。在上述三个例子中,台风与冷涡合并以后,都存在不同程度的变性和发展,其中 7416 号台风和 7507 号台风与冷涡合并后的变性和加强发展更为显著¹⁾。这类问题将在第十三章中详细讨论。

3. 岛屿和陆地的加速效应

台风突然加速的第三个原因是“陆地效应”,即台风移近陆地时,往往出现加速登陆现

1) 任泽君、袁信轩、陈联寿、沈如金、杨义碧、陈隆勋, 1974 年 16 号台风减弱变性发展为温带气旋的过程分析。

象。影响台风移速的因子很多,如果当台风移近陆地时,出现了其他使台风减速的因子,则,陆地加速效应就可能受到抵销而显示不出来,甚至可能出现减速运动。

对于正面登陆的台风,陆地或大型岛屿对其加速度的作用有两部分组成,即左折和加速。

图 9.86a 是一个正面登陆华东的台风,中心登陆前环流一部分与陆地接触(阴影区),产生摩擦加压作用。这一部分气压将升高,结果将对台风中心产生一个向东(假定台风是西移的)的气压梯度力增量 ΔF_0 ,这个力将产生一个向南的速度增量 Δu ,如台风在基本场里原来移动的速度为 u 。则台风受到陆地效应后的合速度应为

$$U = u + \Delta u$$

这表明陆地效应将使正面登陆台风加速,并使移向左偏(图 9.86a)。正面登陆华东的台风将折向西南移动。

对在南海北移正面登陆华南的台风,由同样的道理,在图 9.86b 中可以看出,将偏向西北移动并加速。

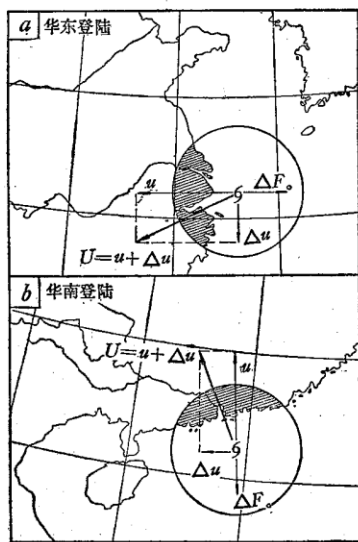


图 9.86 陆地对正面登陆台风的作用

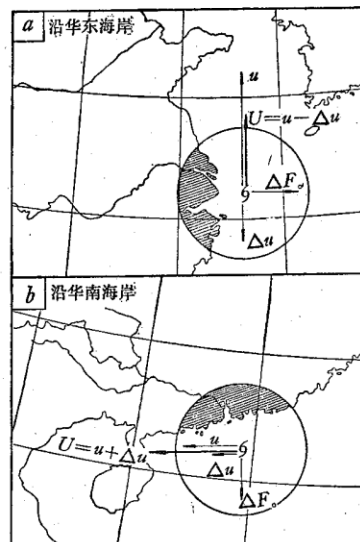


图 9.87 陆地对沿海岸移动台风的作用

图 9.87 是另外两种情况,即陆地对沿海岸移动台风的影响。按以上讨论,在地转平衡的适应过程中,沿华东海岸北上的台风,陆地效应所产生的速度增量 Δu 与基本场中台风的移速方向相反,因此将使台风减速北移,方向不变(图 9.87a)。沿华南海岸西移的台风,陆地效应所产生的速度增量与基本场中台风的移速方向一致,因此将使台风西移加速,方向不变(图 9.87b)。

我们对正面登陆、沿海岸北移和沿海岸西移三种情况分别作了统计,表 9.11 是近 5 年正面登陆台风在登陆之前 36 小时内移速的变化。从表中看出,对西太平洋沿岸的国家,台风登陆之前一般都出现加速现象。对我国大陆和海南岛以及越南和菲律宾在台风登陆前 36 小时内,先出现轻微的减速,靠近陆地时突然加速。我国台湾省以及朝鲜和日本,在

表 9.11 1970—1974 年正面登陆台风登陆前移速变化(海里/时)

登陆前时距	-36	-30	-24	-18	-12	-6	阴影区
中国 大陆	10	10	9	10	10	13	阴影区
中国 台湾省	9	10	10	11	11	12	阴影区
中国 海南岛	11	11	10	9	11	12	阴影区
菲 律 宾	13	12	12	13	13	14	阴影区
越 南	10	10	10	10	9	11	阴影区
日 本	10	11	12	12	17	20	阴影区
朝 鲜	10	11	11	13	15	19	阴影区

阴影区 表示陆地。

登陆前 36 小时内连续加速。尤其对后两个纬度较高地区,台风登陆前的加速效应比其它地区要显著得多。

表 9.12 是沿华南海岸西移台风的移速变化,统计中将台风中心距海岸 2 个纬距处算作陆地效应的起始点。对于没有达到台风强度的热带气旋不予统计。这个表说明,当台风环流从海洋接近陆地时便出现显著的加速。在沿岸西移阶段,因前后均有陆地效应,移速基本是均匀的。

表 9.12 1949—1974 年沿华南海岸西移台风(共 8 个)的移速变化(海里/时)

时 距	-48	-36	-24	-12	阴影区	+12	+24	+36	+48
移 速	4	4	6	8	阴影区	11	10.5	10.3	9

阴影区表示陆地效应起始点。

由于我国东海岸在长江口是向东突出的,贴岸北移的台风少,1949—1974 年仅两个。其移速变化见表 9.13。北移台风移速一般比贴岸西移速度大,故所取时段以 6 小时为间隔,其它规格与表 9.12 相同。

表 9.13 1949—1974 年沿华东海岸北移台风(2 个)的移速变化

时 距	-12	-6	阴影区	+6	+12	+18
移 速	12	16	阴影区	14	12	11

阴影区表示陆地效应起始点

统计表明,陆地效应对贴岸北移台风稍有减速,但并不显著。这和这个海区偏南风常随纬度加强有关,因而淹没了陆地效应。

台风的突然加速和跳跃是实际预报中的难点。在预报时要监视台风周围太平洋高压加强和长波槽延伸这两种相反的流型突变,并要注意台风西北方切断冷涡的突然靠近。另外,靠近陆地时陆地的加速和左偏效应也要按具体条件给予考虑。尤其对于沿海岸北上的台风,经常在登陆山东半岛之前,上述三种作用同时发生,往往引起台风中心向北猛跃。这种强烈加速在预报上是很关键的。

§ 9.11 台风的突然减速和停滞

台风发生突然减速或停滞,同样有可能使预报失败。减速和停滞经常表现为两种方式,一种方式是移速突然减慢而移向变动不大,另一种方式是台风在原地打转,不断改变方向。

1. 顺时针打转

从表 9.1 可以看到,大约 6% 的台风发生顺时针打转。这对异常路径是一个不小的百分比。顺时针打转基本上不受季节限制,这一点和前面讨论到的异常路径不一样。从 1949—1974 年的统计看,仅 2—3 月没有发生顺时针打转,其他各月都发生了。这说明连冬季都可以出现顺时针打转的环流条件。

第七章讨论的惯性圆运动是顺时针打转的重要原因之一。当具备

$$-g\nabla\bar{z}=0 \quad \mathbf{I} \neq 0 \quad \text{或} \quad -g\nabla\bar{z} + \mathbf{I} = 0$$

时,就可以发生顺时针打转。其中 \mathbf{I} 是内力矢, $\nabla\bar{z}$ 是基本场高度梯度矢。图 9.88a 和 9.88b 分别表示具备这两个条件时的流场特征。这个图表明,台风顺时针打转容易发生在均匀气压场里台风较弱内力较小 ($I \approx 0$) 的情况下(图 9.88a),也可发生在东北气流引导的情况下(图 9.88b),当基本高度场的梯度力与内力达到平衡时,将出现顺时针打转。下面来看两个实例:

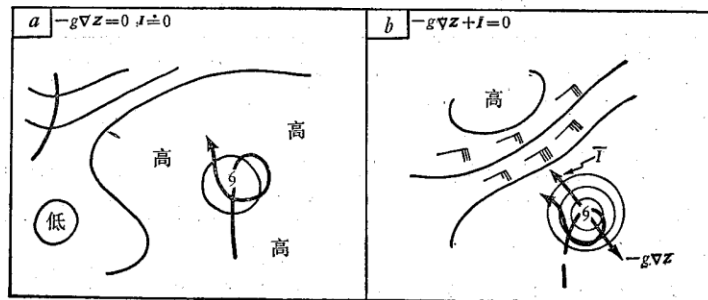


图 9.88 顺时针打转的两种基本流场

例一, 1966 年 14 号台风于 8 月 25 日生成后沿 145°E 北移, 26 日便进入一个非常均匀的气压场中(图 9.89)。这时台风较弱 ($V_{\max} = 25$ 米/秒), 并已移到较高的纬度, 可认为它的内力较小。另外, 在台风周围气压分布很均匀, 气压梯度力近似于 0。26 日台风突然减速, 并打了一个顺时针转。表 9.14 表明, 从 25—27 日减速达 6 倍之多。这是一个顺时针打转的典型例子, 均匀气压场有明显的作用。这个台风打转以后改变了移向, 由向北移动改为向正西移动, 最后在闽北登陆。

表 9.14 1966 年 14 号台风进入均匀气压场前后的移速 (海里/时)

日	25	26	27	28	29	30	31	1	2	3
V	18	9	3	5	9	9	10	11	11	登陆

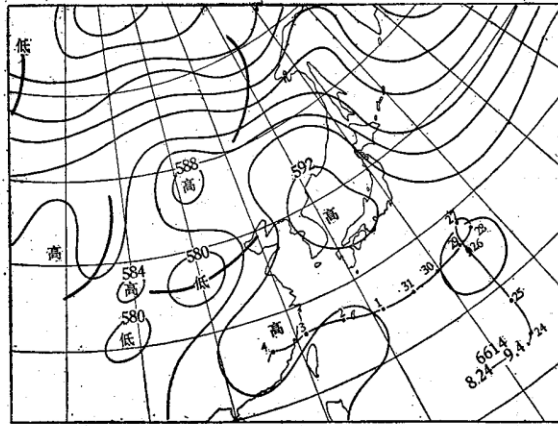


图 9.89 1966 年 8 月 26 日 08 时 500 毫巴高度场和 6614 号台风全路径

例二, 1966 年 17 号台风, 其低压在 9 月 9 日在我国西沙群岛西南方生成。11 日达到台风强度, 当它移到南海东部时, 在东北气流背景下打了一个顺时针的转(图 9.90)。这个台风纬度较低, 且在加强之中, 13 日已加强到强台风, 内力是不可忽视的。图 9.90 表明基本场高度梯度的方向与内力方向正好相反, 这是在这两个力抵消情况下打的转。这个台风打转时同样表现出突然减速。

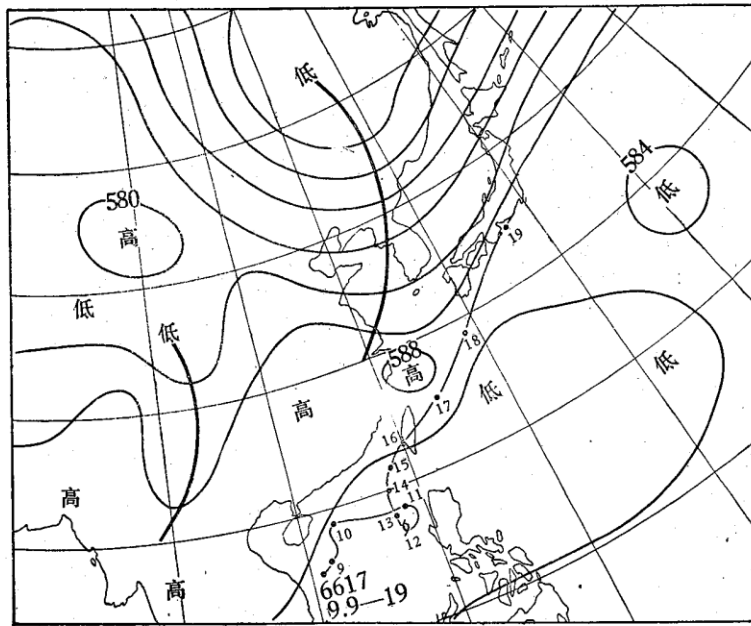


图 9.90 1966 年 9 月 12 日 08 时 500 毫巴高度场和 6617 号台风全路径

我们普查过 1949—1974 年顺时针打转的例子, 绝大部分是在均匀气压场背景下打转, 只有极少数例子是在东北气流引导下打转。

除惯性圆运动条件打转外, 顺时针打转还可以由流场强迫所造成, 这可从下例说明。

例三, 1962 年 20 号台风于 11 月 5 日生成, 7 日西行穿过菲律宾南部进入南海并继续

西移。10日移到越南东部海面突然减速,从11日到16日打了一个顺时针转。这个转的平均直径达3个纬距,由两个系统的环流强迫造成。11—13日,一个印缅槽移到华南和南海西部上空(图9.91),11日台风突然减速并转向东北方向移动。14—16日,印缅槽消失。但一个强台风移到巴士海峡以东海面,其西侧的西北气流控制南海北部海面(图

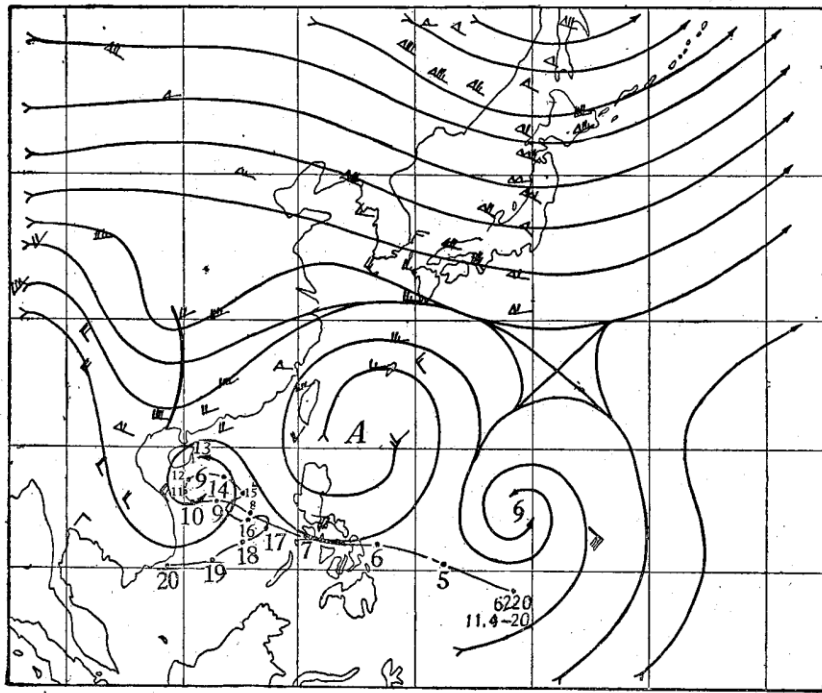


图9.91 1962年11月12日20时500毫巴流线图 and 6220号台风路径

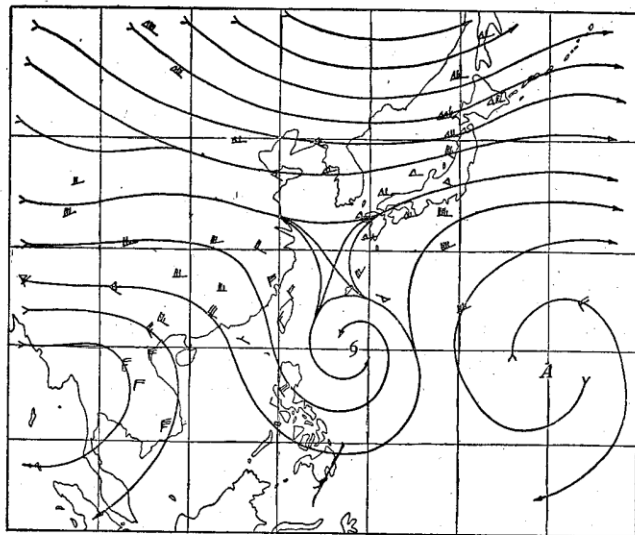


图9.92 1962年11月14日20时500毫巴流线图

9.92), 引导这个南海台风向东南方向移动。从而完成了一个顺时针打转。16日以后东台风转向移走, 南海这个热带气旋在高压南侧偏东气流牵引下移到越南南部沿海消失。

顺时针打转主要是以上三种原因。打转的地理分布很广。图 9.93 表明, 集中分布在两个海域, 即西北太平洋的西南部和南海的中北部, 即图中用黑框标明的地区。

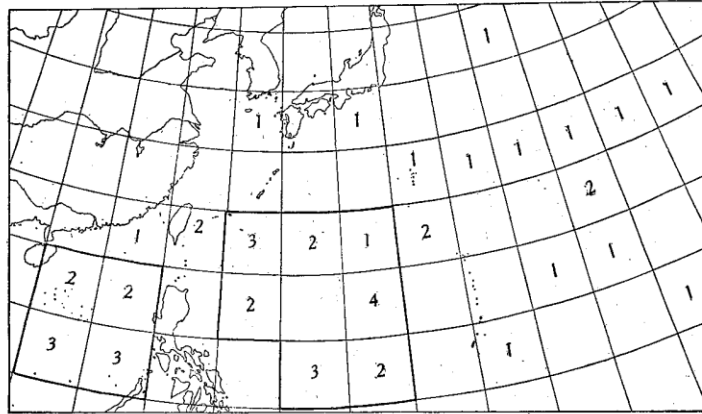


图 9.93 1949—1974 年顺时针打转的地理分布

2. 逆时针打转

在西北太平洋, 逆时针打转的次数远较顺时针多, 1949—1974 年, 逆时针打转 77 次, 顺时针打转 48 次。从表 9.1 可以看出, 平均每 10 个台风中, 便要发生一次逆时针打转, 这是频率最高的一类异常路径。逆时针打转各季都发生, 但 7, 8, 9 三个月是它的高频期。这和这三个月产生多台风的环流特点有关, 多台风同时活动是逆时针打转的重要原因。另外, 强迫流场也是逆时针打转的一种原因。下面, 对这两种原因分别进行讨论。

如果东西同时存在两个台风, 西台风按正常路径向西偏北方向移动, 东台风位于西台风东北方位。则东台风将使西台风西折, 并使它减速。如图 9.94 所示, 西台风所受到的旋转力 F_1 将与恒指西北的内力 I 相互抵消, 地转偏向力 f_1 就需左偏到与气压梯度力 F_2 相反的方向来适应新的平衡(即 f_2)。新平衡适应过程中, 台风移向将比原来的移向 V_1 偏左(即图中 V_2)。另外, 东台风移到西台风东北方位时, 将使太平洋高压脊北抬, 西台风所在地区基本流场的气压梯度力将明显减小, 移速随之减慢。因此东北方位台风在一定距离上出现时, 是西台风突然减速、停滞的重要原因。

当东台风在西台风东北方或北方移过时, 如果两个台风的距离足够近, F_1 将使西台风打一个逆时针的转。图 9.72b 已经对此作了讨论。这是台风逆时针打转最常见的方式。

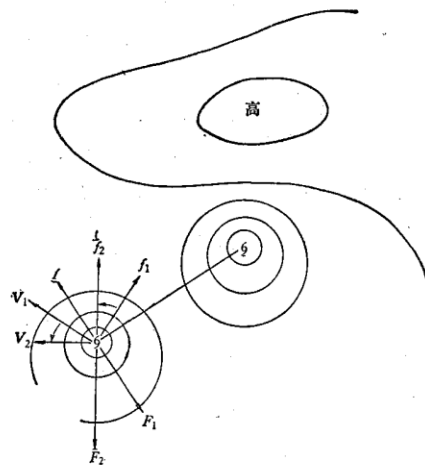


图 9.94 东台风对西台风的西折和减速作用

流场的强迫作用是造成单台风逆时针打转的原因之一。当台风较弱,并位于较强高压的包围之中时,就容易造成台风逆时针打转。例如 6112 号是一个弱台风,其低压于 7 月 17 日生成于菲律宾以东太平洋上,向偏北移动。19 日显著减速,21—23 日打了一个逆时针转。图 9.95 是 22 日高度场,台风处于高压包围的逆时针引导气流之中(图 9.95)。台风的逆时针打转与逆时针引导气流的方向很一致。

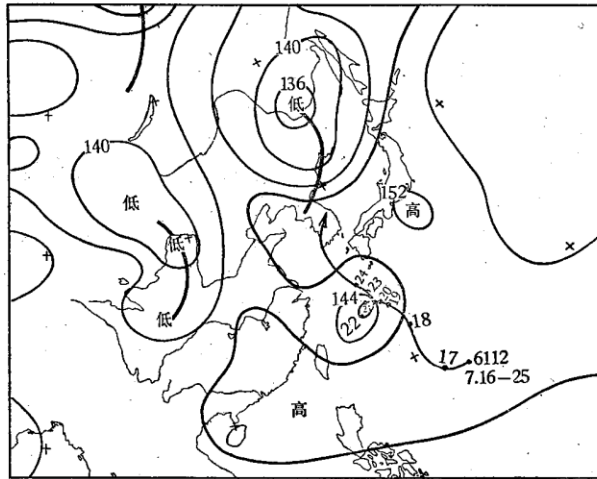


图 9.95 1961 年 7 月 22 日 08 时 850 毫巴高度场和 6112 号台风路径

逆时针打转的地理分布比顺时针打转集中,西北太平洋主要集中在马里亚纳群岛以西的洋面和南海中北部。这在图 9.96 中很明显。与图 9.93 比较,可以看到逆时针打转次数远多于顺时针打转,但在马里亚纳群岛以东的洋面,顺时针打转远比逆时针打转为多。这和这两种打转的原因不同有关。顺时针打转所要求的均匀气压场各海域均可出现,尤其在中太平洋,经常存在太平洋高压的薄弱环节。逆时针打转要求有东台风的作用,因此这种打转发生于西台风,集中在西太平洋的西部甚至南海。

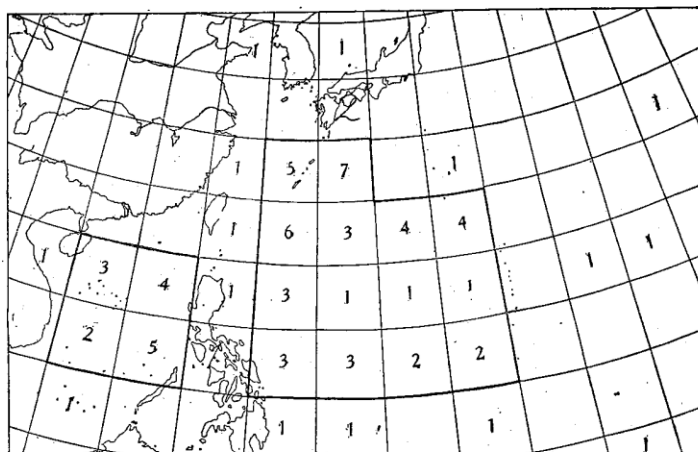


图 9.96 1949—1974 年逆时针打转地理分布

3. 太平洋高压脊的突然衰退

这种情况主要发生于西移台风。当引导台风西移的太平洋高压脊突然减弱时，台风也将突然减速甚至停滞。尤其在台风即将登陆之前，发生这种突变，对预报影响很大。最典型的是1963年12号台风，这个台风于9月12日08时已经移到福建福州市的海边，但突然减速，在那里停滞将近18小时，到晚上还未登陆。直到13日凌晨才在福州附近登陆。另外6306号和7413号台风都在靠近陆地时突然减速。

这类台风减速的原因，就是当台风靠近陆地时，北侧太平洋高压突然衰退。这可以用图9.97来表示，图9.97a是台风受到稳定引导的情况，图9.97b是太平洋高压突然衰退，台风北侧不仅东风减退，而且有浅槽出现。衰退的太平洋高压脊分成两环，特别是大陆上一环(西环)，在台风的前进方向受这环高压东侧西北气流控制，这股气流对台风突然减速起重要作用。6312号台风在福州海边的突然停滞，除上述原因外，还受到一个东台风的减速和西折作用。

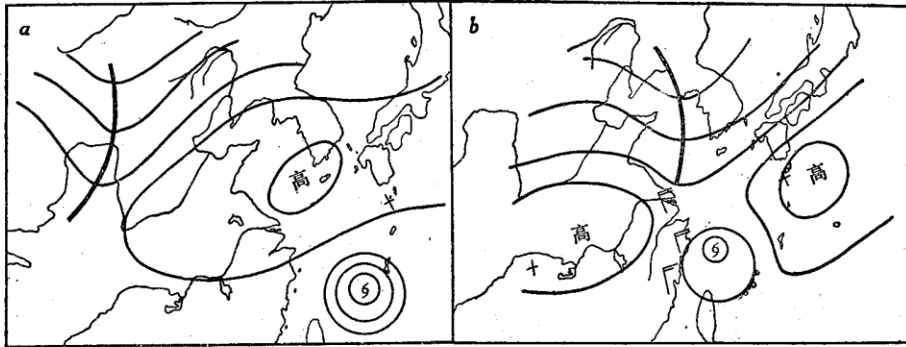


图9.97 台风突然减速模式(一)

华南台风登陆前，也有突然减速和停滞的现象。比较典型的有7012, 7204, 7422, 7424, 7426等台风。华南台风的突然减速除太平洋高压突然减弱外，中纬度冷涡西侧的

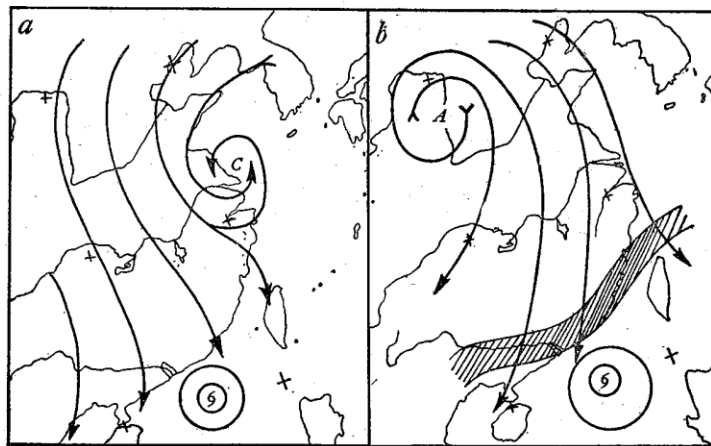


图9.98 台风突然减速模式(二)

阴影区为低层锋区

排斥气流和对流层中下层越过南岭山脉的冷空气对靠近华南海岸的台风均有减速作用。

图 9.98a 是当台风移到华南海边时,突然切断冷涡和形成排斥气流的模式,台风受到这股气流阻挡,将显著减速,甚至后退。图 9.98b 是当台风移到华南海边遇到越过南岭的极锋,使台风突然减速的模式,这时对流层中下层极锋锋区已移到南岭到沿海一带。秋冬季节移到华南沿海突然减速的台风基本上附合这个模式。这一类减速台风距陆地虽然只有几十公里甚至十几公里,减速以后一般不易登陆,并将消失在华南沿海。

台风登陆前的突然减速与上一节中陆地加速效应正好相反。陆地加速效应仅指单纯陆地影响,其前提是台风登陆前后基本流场要稳定。以上讨论表明,当基本流场剧变时,不仅掩盖了陆地效应,甚至可以出现完全相反的(减速)结果。

§ 9.12 大型岛屿诱生作用对台风路径的影响

当台风靠近大型岛屿时,经常可以在某一个方位新生一个对流层低层的低压环流中心,这是岛屿的诱生作用。

诱生低压生成后,台风和它所产生的诱生低压经常表现为下面两种情况:(1)原台风中心消亡,诱生低压中心加强成为新的台风中心,看起来台风发生了跳跃。(2)两个中心都移动或先后登陆。因此,岛屿的诱生作用及其诱生的低压使路径预报复杂化。

台风靠近或穿过我国台湾省时我们对台湾省岛屿的诱生作用作了统计。从表 9.15 可以看出: 1949—1974 年,有 62 个台风穿过或擦过台湾省,其中 15 个台风产生了岛屿

诱生低压,47 个台风没有产生。台湾省岛屿对低压的诱生率达 24%,这是一个很高的百分比。尤其 7,8 两月产生诱生低压的概率最高。

经验表明,台风从不同方向靠近台湾省时,产生诱生低压的概率是不一样的。穿过台湾省的台风路径可分为五类(图 9.99)。这五条路径所产生的诱生低压如表 9.16 所示。1 和 4 是从台湾省南部穿过(1 包括擦过南部),2 是穿过中部,3 是穿过或擦过台湾省北部,5 和 4 相反、从西南到东北穿过台湾省。表 9.16 表明,台湾省岛屿

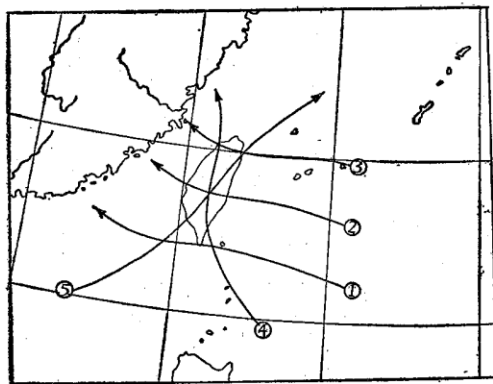


图 9.99 穿过或擦过台湾省台风的五类路径

对穿过南部和中部台风产生诱生低压的概率最高。

表 9.15 1949—1974 年台湾省岛屿所产生的诱生低压数

月	12--3	4	5	6	7	8	9	10	11	合计
所经台风总数	0	2	2	4	14	16	18	2	4	62
产生诱生低压数	0	0	1	0	5	5	2	0	2	15
不产生诱生低压数	0	2	1	4	9	11	16	2	2	47

表 9.16 1949—1974 穿过(或擦过)台湾省不同路径的诱生低压数

路 径 类 别	1	2	3	4	5	合 计
台 风 数	16	16	15	3	12	62
产生诱生低压数	7	3	2	1	2	15
不产生诱生低压数	9	13	13	2	10	47

台风靠近或穿过日本和菲律宾时,偶尔也产生诱生低压,但次数很少。表 9.17 表明,我国台湾省是西太平洋产生诱生低压的高频岛屿。这完全由台湾省周围复杂的地理环境所决定的。据统计,台风经过我国海南岛时,基本不产生诱生低压。

表 9.17 1949—1974 年台风经过我国台湾省、日本、菲律宾时诱生低压比较

月	12—4	5	6	7	8	9	10	11	合 计
我国台湾省	0	1	0	5	5	2	0	2	15
日 本	0	0	0	1	2	1	0	0	4
菲 律 宾	0	0	0	0	0	1	1	0	2

诱生低压集中产生在相对于台风中心一定的部位上。表 9.18 表明,我国台湾省的诱生低压一般出现在台风中心的西北方和西南方。尤其是当台风经过台湾省中、南部或南部的附近海面时,诱生低压就出现在台风中心的西北方,即位于台湾海峡的中部和北部。另外,台风经过或擦过菲律宾时所产生的诱生低压一般位于台风中心的西南方;经过日本时,诱生低压多位于日本的东南沿海。

表 9.18 1949—1974 年不同岛屿诱生低压中心相对于台风中心方位的次数

		象 限	I	II	III	IV	合 计								
<table style="border: none; vertical-align: middle;"> <tr> <td style="border: none;">II</td> <td style="border: none;"> </td> <td style="border: none;">I</td> </tr> <tr> <td style="border: none;">—</td> <td style="border: none;">S</td> <td style="border: none;">—</td> </tr> <tr> <td style="border: none;">III</td> <td style="border: none;"> </td> <td style="border: none;">IV</td> </tr> </table>	II		I	—	S	—	III		IV	我国台湾省	1	9	5	0	15
	II		I												
	—	S	—												
	III		IV												
日 本	1	0	0	3	4										
菲 律 宾	0	0	2	0	2										
合 计			2	9	7	3	21								

诱生低压的发生机制目前还没有完全搞清,但至少和下面两种作用有关。一是在岛屿背风侧相对正涡度的局地加强,二是由于岛屿地形对低空局部环流的强迫作用。下面分别讨论这两种作用。

1. 背风坡涡度作用

涡度方程可写成

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + v \beta = -f \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (9.3)$$

P 坐标上的连续方程可写成

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial P} = 0 \quad (9.4)$$

其中 ζ 为相对涡度, f 为科里奥利参数, β 为科里奥利参数随纬度的变化, ω 为气压坐标上的垂直速度。从 (9.3) 和 (9.4) 两式可得:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla(\zeta + f) + f \frac{\partial \omega}{\partial P} \quad (9.5)$$

今仅考虑地形对涡度的局地影响, 并只考虑山坡以上某一层大气层内的平均值, 这时对 (9.5) 式积分, 得

$$\int_{P_0}^P \frac{\partial \zeta}{\partial t} dP = f \int_{P_0}^P \frac{\partial \omega}{\partial P} dP \quad (9.6)$$

按中值定理故有 (P_0 是地面或坡面气压, P 为上层气压)

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = f \frac{\omega_P - \omega_{P_0}}{P - P_0} = f \frac{\omega_{P_0}}{P_0 - P} \quad (9.7)$$

(9.7) 式是仅考虑地形垂直速度对涡度局地变化平均值的作用。从 (9.7) 式可以看出, 迎风坡 $\omega_{P_0} < 0$, 故 $\frac{\partial \zeta}{\partial t} < 0$, 正涡度是减少的; 背风坡 $\omega_{P_0} > 0$, 故 $\frac{\partial \zeta}{\partial t} > 0$, 正涡度随时间增加。

这表明当背风坡正涡度积聚到一定程度, 便有可能诱生出低压中心。

我国台湾省岛屿对低压的诱生中心, 经常是当台风移到岛屿东部或东南部时, 出现在岛屿的西部或西北部的附近海面, 该处是台风东风或东南风的背风坡, 这里正好是有利于正涡度增强的部位。另外, 台湾地形槽的产生, 也与这种正涡度的加强作用有关。

2. 岛屿地形的强迫作用

山脉地形的诱生低压仅在对流层的下层发现, 尤其明显的是出现在山脉高度以下的层次, 在对流层中上层一般不存在这种低压。这说明岛屿上的山脉地形对周围气流的干扰和强迫作用对这种低压的产生有密切关系。另外, 岛屿地形并不对所有经过它的台风都诱生出低压; 也不是所有岛屿对台风都能诱生出低压。这些事实也说明, 诱生低压的产生与岛屿和环境流场的一定条件有关。它是在有利的环境流场背景下, 由岛屿和周围地形对低空(尤其是山脉高度以下)局部环流的强迫作用而形成的。

对于我国台湾省岛屿诱生的低压, 从以上统计可以看出, 当台风靠近岛屿北部时, 产生诱生低压的次数很少; 靠近中、南部时, 次数最多。这时, 环境气流和地形条件对诱生出低压最有利。诱生低压一般都生成在台湾海峡, 那里是台风中心的第 II 和第 III 象限(表 9.18)。这从图 9.100 可以看出, 当台风靠近台湾省中、南部时, 受海峡西岸阻挡形成的北风与来自大陆的一支环境西风 S_1 汇合, 再受海峡东岸阻挡与台风流入海峡的一支东风 S_2 汇合, 形成一个闭合环流, 因而产生了诱生低压, 可见地形和环境气流都有利于诱生出低压。当台风靠近台湾省北部时, 由于台风中心的部位使海峡上 S_1 与 S_2 同向, 海峡东岸阻挡形成的一支南风与 S_2 不能形成闭合环流, 因此这是一个不利于诱生低压产生的环境。

最近台风的实验室模拟试验研究^[6]表明, 当台风移到岛屿时, 能诱生低压中心。图

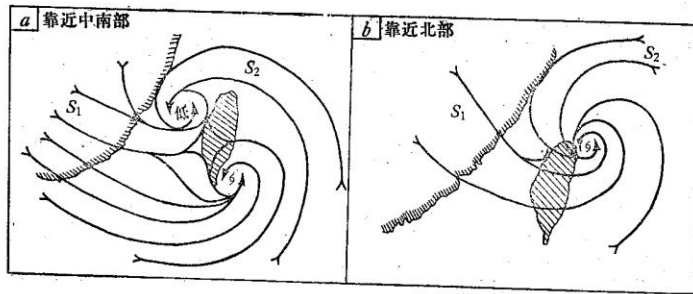
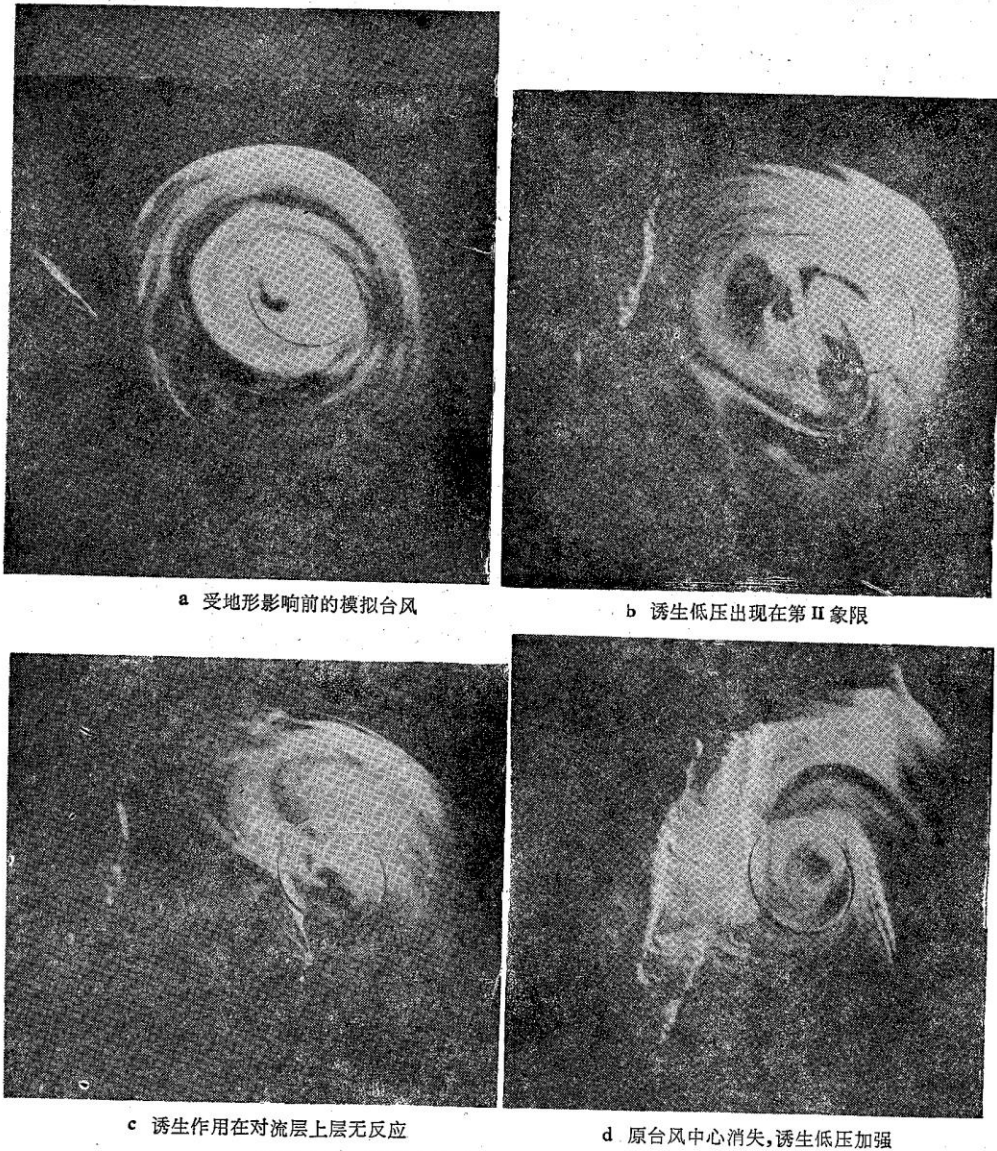


图 9.100 台风靠近台湾省中、南部 (a) 和北部 (b) 时地形影响下的流场特征



a 受地形影响前的模拟台风

b 诱生低压出现在第 II 象限

c 诱生作用在对流层上层无反应

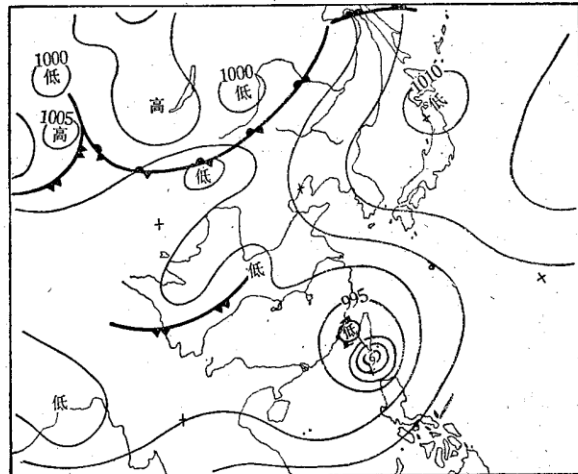
d 原台风中心消失, 诱生低压加强

图 9.101 我国台湾省岛屿诱生低压的实验照片

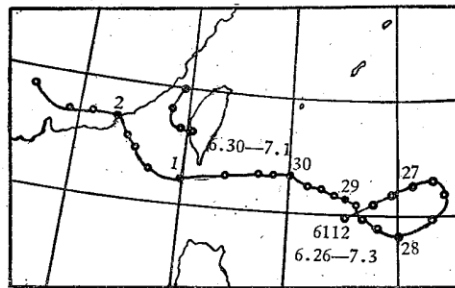
9.101 是这个试验的一组照片,切光从台湾省岛屿地形最高处切过,因此这是一组对流层中下层照片。图 9.101a 是未受地形影响的模拟台风,当这个台风靠近台湾省中部时,在台风中心西北方(第 II 象限)诱生出一个低压中心(图 9.101b)。诱生作用在地形高度以上对流层上部没有反应,那里仍为反气旋辐散气流,但在诱生低压上空的辐散很强(图 9.101c)。这就使诱生低压得到加强发展而原台风中心消失(图 9.101d)。

有的诱生低压很短暂,生命期不到一天便消失在海上,有的诱生低压将维持、加强甚至取代原来的台风中心。当台风低层辐合环流受岛屿地形阻挡而停滞不前,而高层辐散场继续移走与诱生低压重合时,这样将加强诱生低压¹⁾而取代原来的台风中心。这在对流层低层,台风中心看来象是发生了跳跃。如果原来的台风垂直结构并不受这种地形干扰,则诱生低压的辐合环流得不到维持和发展,当台风移走后它便消失。有少数例子,当台风移走后,岛屿诱生的低压,在一个辐合环境里得到发展而生成为一个新的台风。这几种情况,在路径预报中都要仔细分析,以便判断出台风是否突然跳跃或移向是否突然变化。

下面来看两个例子,以说明诱生低压的产生在路径预报中的重要性。



a 1961年7月1日08时地面图



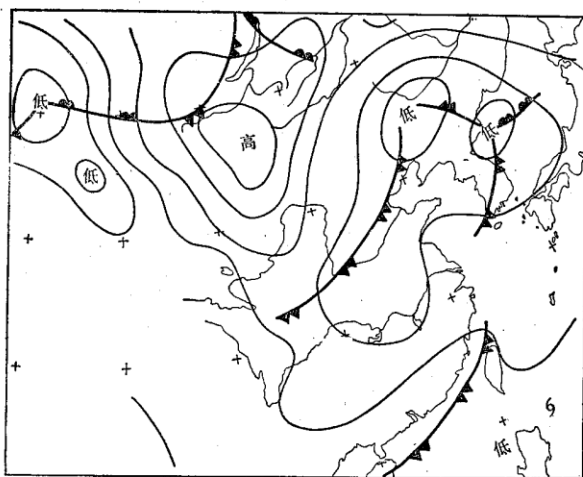
b 6112号台风及诱生低压中心路径

图 9.102 6112号台风的诱生低压

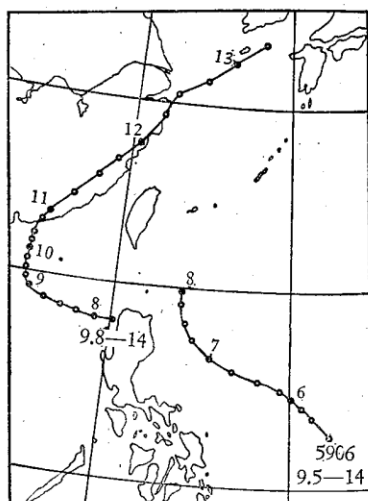
1) 陈联寿,环境流场相互作用对台风发生发展的影响。

例一, 1961年12号台风, 这个台风6月30日靠近我国台湾省南端, 这时在台湾省西岸生成一个低压(图9.102a)。这个低压由于台风的高空辐散场而得以维持, 在台风移过以前, 它停滞在台湾海峡(图9.102b)。2日台风在广东东部登陆, 这时诱生低压移到福建省平潭附近海面, 造成了福建北部、浙江南部沿海的大雨、大风和雷暴。如果只预报12号台风路径而忽视这个诱生低压的活动, 是预报不出这一片天气的。

例二, 1959年6号台风, 这个台风于9月7日移近吕宋岛, 8日02时在吕宋岛西岸诱生出一个低压(图9.103a), 8日08时原台风中心消失, 诱生低压西移, 9日移到南海中北部。这时以这个诱生低压为胚胎, 在一股弱冷空气激发下(图9.103a)加强成为台风。11日凌晨在广东汕尾附近登陆(图9.103b)。



a 1959年9月8日02时地面天气图



b 5906号台风路径及其诱生低压路径

图9.103 5906号台风的诱生低压

这个例子说明, 8日02时在诱生低压生成后, 如按原台风附近引导气流继续预报5906号台风路径, 则预报将告失败。同时也说明, 地形作用和诱生低压的产生, 是引起台风异常路径的重要原因之一。

从本章讨论可知: 异常路径的成因是很复杂的。异常路径的预报, 目前还停留在天气学诊断分析¹⁾ [7] 的阶段。这种诊断分析也是发展异常路径客观预报(它应包括在一个全面的路径预报方法中)不可缺少的环节。将来第二类动力学方法(参阅§12.9)的发展, 可望有助于提高异常路径的客观预报水平。

参 考 文 献

- [1] Fujiwhara, On the growth and decay of vortical system, *Quar. J. M. S.*, 49(1923), pp. 5—104.
- [2] 日本气象学会, 1940—1970 台风径路图 30 年集。1973。
- [3] 陈联寿, 我国东部沿海台风路径突然西折的成因分析, 大气科学, 1979 年, 第三期, 科学出版社。
- [4] 正野重方, 台风の運動について, 研究时报, 4 (1952)p. 31。
- [5] Burroughs, L. D. Brand, S., Speed of tropical storm and typhoons after recurvature in the western Pacific Ocean, *J. of the Appl. Meteo.* 12(1973), No. 3.
- [6] 张捷迁, 魏鼎文, 何卓华, 台风结构和我国东南沿海地形对台风影响的初步实验研究, 中国科学, 1975 年 3 月, 科学出版社。
- [7] 陈联寿, 台风研究和预报问题的评述, 大气科学, 1977 年第 2 期, 科学出版社。

1) 陈联寿, 三类台风异常路径的成因分析。