

占15%。III₁和V₁是路径预报中很关键的问题。另外还可以看出,西太平洋每年平均生成台风29.2个,其中6,7,8,9,10五个月,占了总数的75%左右。登陆我国的台风几乎集中于此时段。III₁, IV, V₁, VI, VII 五类对我国威胁较大的路径几乎都出现在这五个月。

I, II 和 III₂ 这三类路径有一个共同的特点,它们都是转向台风,一般都有一个转向点。转向路径所占的比重在各月也不一样,表8.2是转向百分比的逐月分布。在此期间758个台风中转向的有382个,占50.3%。从表8.2可见,秋冬季(11,12月)的台风,西行占明显优势,春季台风转向占优势。7月是夏季台风转向最少的月份。

表 8.2 1949—1974 年各月转向台风百分比

月	个数	转向数	台风总数	转向百分比(%)
1—4		28	51	55
5		18	25	72
6		26	53	49
7		47	111	42
8		77	153	50
9		79	142	56
10		63	107	59
11		30	76	40
12		14	40	35
合计		382	758	50.3

转向台风的转向点随大气环流的季节变化出现了很有规律的变动。表8.3统计了1949—1974年所有转向台风转向点纬度的逐月变化,可见盛夏7,8,9三个月转向纬度最偏北。2月是转向点最偏南的月份。转向点变动与太平洋高压南北进退是很一致的。

表 8.3 1949—1974 年台风转向纬度逐月分布

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
纬度	13.3	12.1	15.7	20.0	18.7	21.2	29.3	30.7	27.8	22.3	20.1	16.9

我们在分类的过程中,发现有一部分为数不多的台风路径很奇特。这些路径要把它们分为一定的类型是不可能的,也根本不可能把它们归并到上述七类中去。这些奇特的路径以及表8.1中出现概率很小的III₁, V₁和VII类路径都将在异常路径一章中专门讨论。剩下的可以认为是正常路径(即常见路径),也是本章讨论的重点。

§ 8.2 阻塞形势的建立和崩溃

东亚阻塞形势对台风路径有重要的影响,这一点我们早已指出过^[4]。东亚地区的阻塞高压(其位置一般在50—70°N, 110—150°E)是一个很稳定的系统,至少能维持三天左右,长的竟能持续一个多月。这个阻塞高压对东亚西太平洋地区的环流有三个作用:第一个作用,由于高压的稳定,造成高纬度西风急流的分支。南面一支急流与阻塞高压之间

是正涡度的集中区,切断低压便在这里加强和发展。这些在阻塞高压南侧从中纬度自西向东移动的切断低压,把高纬度的冷空气注入到太平洋高压,并使这个副热带高压衰退减弱,从而也减弱了牵引台风的信风气流。上一章我们已经指出,西太平洋台风因其强度高、范围大,内力对运动的作用是不可忽视的。因此引导气流减弱以后,内力的作用就显示出来,台风在弱的基本流场中便向偏北移动,移过高压脊线后便向东北方向转向。我们在实际工作中看到,西太平洋台风和加勒比海飓风很不一样,有些台风并不需要有一个引导槽来使它转向,它在弱的基本流场里便自行转向了。阻塞形势对造成这样的流场、减弱信风是很有作用的。第二个作用是阻塞高压经常有利于长波槽的建立和发展。阻塞高压也是向长波槽注入冷空气并使槽发展的一个机构。这种槽对台风的北上和转向是很重要的。陶诗言等^[5]曾研究过四个沿我国东海岸北上的台风路径(相当于 III 类),这四个台风在向北移动时,几乎沿海都有一个长波槽和一个阻塞高压。第三个作用是阻塞高压的稳定性对长波槽的移动有阻挡作用,使这个槽在原地稳定或非常缓慢地东移。因此得以抑制信风的西进,有利于台风向偏北移动或转向。

我们曾选择三个阻塞形势的多年(1954, 1962 年)和少年(1961 年),分月统计阻塞形势与台风转向的关系(图 8.2)。可见转向百分比与阻塞形势天数关系很密切。据这三年的统计,东亚建立阻塞形势时,转向路径占 82%。

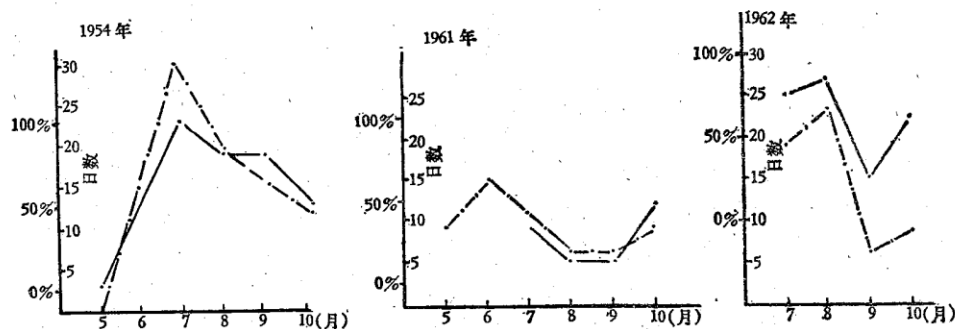


图 8.2 夏半年阻塞形势月频率与各月台风转向百分比的关系
(实线为台风转向百分比,虚线为阻塞形势出现天数)

下面来看一个阻塞形势建立以后使信风显著减弱台风转向的例子。

1970 年 2 号台风于 6 月 29 日生成,其初期的低气压于 6 月 26 日出现在关岛西南方附近的洋面上。这时太平洋高压西伸并达到了罕见的强度,这代表了台风生成前后几天的基本形势(图 8.3)。太平洋高压出现了 40 位势米的正距平(图 8.4)。从 26 日以来,台风或低气压一直受到太平洋高压南侧偏东信风的牵引向西移动(图 8.3)。如果不考虑长波调整,按当时形势完全可以预报 2 号台风未来西行进入南海。但实况并不如此,30 日建立了东亚阻塞高压,以后迅速加强并稳定,高压中心在 50°N 附近。30 日到 7 月 3 日,有两个切断低压及其相联的低压槽,从我国东北南部沿 40°N 移过日本海到日本以东的海面发展,这使强大的太平洋高压迅速减弱东退。台风从 30 日开始便向北偏,3 日移到我国台湾省东北方的海面时,便在沿海上空的高空槽前向东北方向移去。这次阻塞高压加强到 584 位势什米(图 8.5),正距平达到 16 位势什米;而太平洋高压显著减弱,出现了大范围负距平(图 8.6)。这是台风转向前后的基本环流特点。

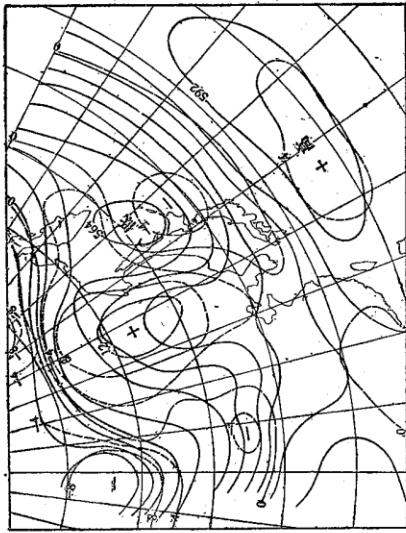


图 8.4 1970年6月25—29日五天平均高度场和距平

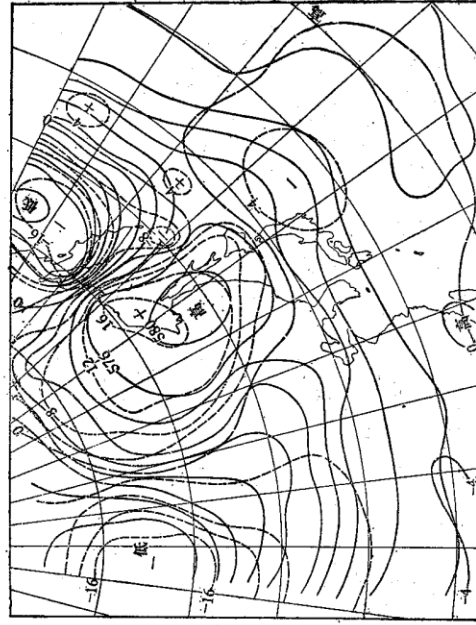


图 8.6 1970年6月30日—7月4日五天平均高度场和距平

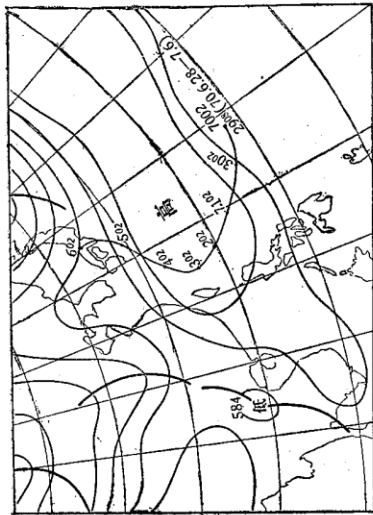


图 8.3 1970年6月28日20时500毫巴高度场和2号台风路径

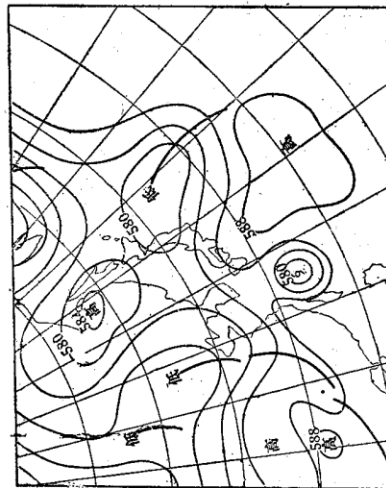


图 8.5 1970年7月3日20时500毫巴高度场

比较图 8.4 和 8.6 可以看出,太平洋高压脊在短时间里急剧减弱,出现了相反的距平,这是长波调整的结果。同时也说明,东亚上空建立稳定而强大的阻塞形势,对台风转向是十分有利的。

阻塞形势的崩溃也是长波调整的重要方式。崩溃方式常见有两种,对台风路径的影响也是不同的。第一种方式阻塞高压从日本海向南溃退,与太平洋高压脊合并。合并以后高压脊北部梯度和北风风速要比南部大,因此有利于在脊前的槽区内产生超梯度风效应,造成其东面槽区横向质量辐散的地转偏差。如果这种作用显著,就会使日本东部的长波槽强烈发展。可以将太平洋高压脊切断成两块,并使西面一环因合并而加强的高压脊西伸,信风随之加强,可以西进到华南。这种调整将使高压南侧的台风在偏东信风牵引下西行;使西太平洋中部或东部的台风在日本东部长波槽前转向。

第二种方式阻塞高压从东亚高纬度的大陆上向南溃退,与我国中纬度的高压脊合并,从而使我国东部沿海的长波槽经向发展。有利于靠近这个槽的台风转向。

对于第一种方式,下面举一个典型的例子。1963 年 7 号台风于 7 月 18 日在菲律宾以东的洋面上生成,早在 15 日,它的初期低压出现在关岛东南方附近洋面上。这时东亚阻塞高压很强(图 8.7),太平洋高压偏东而衰退,我国东部沿海为一个长槽。台风周围的牵引气流是很弱的。按阻塞形势建立的特点,正如上面分析的那样,7 号台风是一个明显转向或北上的台风。但这时发生了调整,阻塞高压从日本海崩溃下来,与日本南部的副热带高压合并,其结果使日本东侧海面上一个长波槽得到强烈的发展,其振幅¹⁾由 17 日的三个纬距加大到 20 日的 20 个纬距。并使合并增强的太平洋高压急剧地西伸,随之信风也得到显著增强,一直西进到南海北部。因此 7 号台风并不转向,而稳定地向西移入南海,并于 22 日在广东西部的湛江登陆。在图 8.8 上可以看出阻塞高压并入太平洋高压脊后,使它显著地增强。588 位势什米等高线范围扩大,出现了 592 的闭合等高线,并出现 40 位势米正距平(图 8.9)。

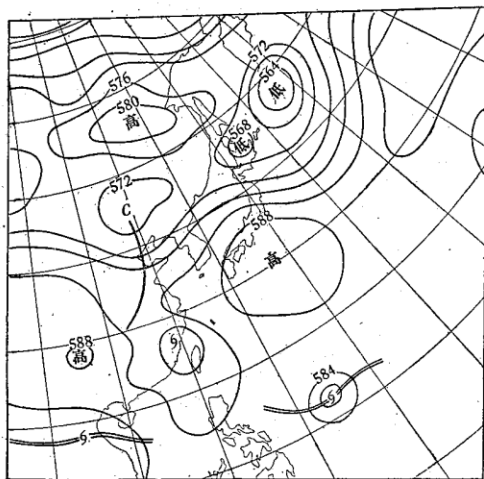


图 8.7 1963 年 7 月 17 日 20 时 500 毫巴高度场

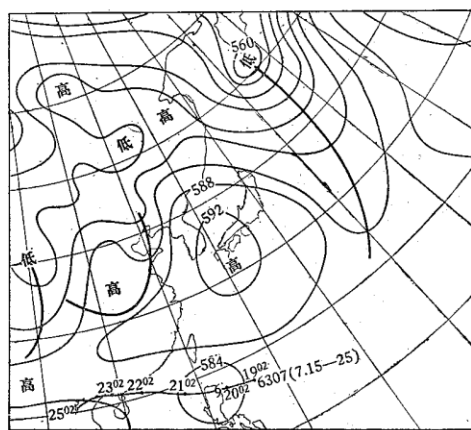


图 8.8 1963 年 7 月 20 日 20 时 500 毫巴高度场和 7 号台风全路径

这个例子清楚地表明,东亚阻塞高压与日本附近的太平洋高压合并时,对信风的加强

1) 584 位势什米等高线的振幅。

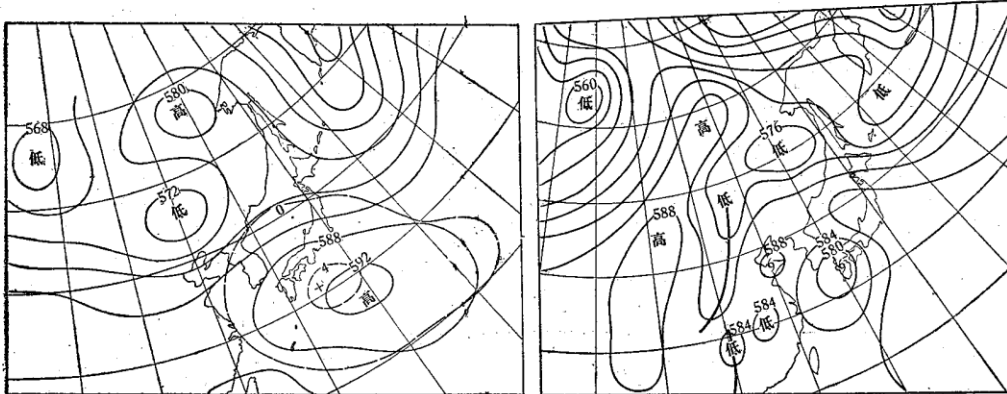


图 8.9 1963 年 7 月 16—20 日平均高度场和距平 图 8.10 1963 年 8 月 9 日 20 时 500 毫巴高度场

和台风西进是很重要的。

对于第二种方式有一个著名的例子,即 1963 年 8 月河北大暴雨期间一个东亚阻塞高压崩溃的过程。1963 年 8 月上旬,有一个阻塞高压从东亚大陆上崩溃,与我国西部地区上空一个高压脊合并,造成了我国东部地区振幅很大的经向环流,长波槽从东北一直伸到华南。这个强烈发展的槽,向东移动甚缓,这次过程造成了河北省持续性的特大暴雨。6308 号台风正是在这样的经向环流前部北上并转向的(图 8.10)。阻塞高压崩溃后,100—110°E 出现强大的正距平,而我国东部为负距平(图 8.11),崩溃高压对其东部长波的发展有明显的作用。

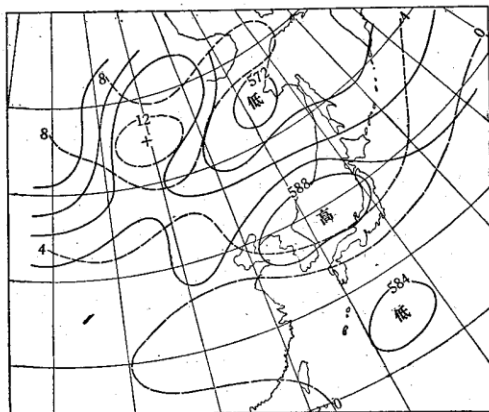


图 8.11 1963 年 8 月 6—10 日平均高度场和距平

东亚阻塞高压在夏季频率很高,它的出现和崩溃,对东亚和西太平洋地区中纬度甚至低纬度的环流有不可忽视的影响。正确估计东亚阻塞形势的建立和崩溃方式,对预报台风路径是很有帮助的。

§ 8.3 分支点的进退

上一节主要讨论阻塞形势的经向调整,本节将讨论纬向调整。亚洲高纬度有三个地区容易建立阻塞形势。除了东亚地区外,还有两个地区是在亚洲的西部(50—80°E)和中部(80—110°E)。尤其在亚洲西部,阻塞形势的频率同样很高。当亚洲中部建立阻塞高压时,则亚洲东部和西部一般都没有阻塞高压,这是符合长波波长要求的。而东部和西部相距 60—80 个经度,可以同时存在阻塞高压。

对台风路径有影响的阻塞形势的纬向调整,主要是下面两种方式:(1)东亚建立阻塞形势后,西亚也建立起阻塞形势,(2)东西亚都存在阻塞形势,但西亚阻塞形势出现崩溃。

这两种方式对东亚和西太平洋地区的环流都会造成影响,从而影响台风的移动。

阻塞形势一个重要的特点,就是造成高压所在纬度急流的分支。分支点与阻塞高压所在经度经线的垂直距离与这个阻塞形势的经向度有很密切的关系。如其他条件相同,则距离近,经向度大(图 8.12a),距离远,经向度就小(图 8.12b)。当西亚建立阻塞形势时,就会使东亚阻塞形势的分支点消退,退到西亚阻塞形势以西;使东亚阻塞形势的经向度骤减,环流变平,副热带高压脊及信风带就会加强西伸。有利于台风西进。当西亚阻塞形势消退,则它的分支点将东移到东亚阻塞形势的西侧,东亚阻塞形势对信风减弱和有利于台风北上或转向的作用就会显示出来。

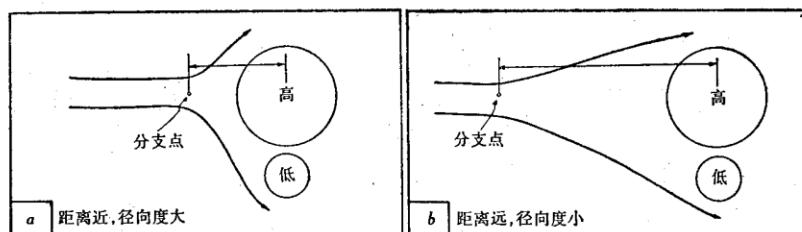


图 8.12 分支点进退与经向度的关系

分支点位移对信风进退和台风路径的影响在实际天气过程中是常见的。分支点西移时,东亚阻塞形势对台风的转向作用将减小,甚至不起作用,这一点上面已经提到。正是这样,有相当一部分台风就在东亚存在阻塞形势的条件下继续西移而不转向。

例如 7115 号台风于 7 月 21 日生成在菲律宾以东的太平洋上,这时东亚阻塞高压很强,太平洋高压已经显著减弱(图 8.13)。台风北侧的信风几乎不存在或十分弱。在一般情况下这个台风将北上或转向。实际情况并不如此,21 日以后亚洲西部和欧洲东部就建立了阻塞形势,于是东亚阻塞形势的分支点消失,从原来(21 日)位于 105°E , 24 日西退到 75°E 。这使东亚阻塞高压所在的经度经向度显著减弱(图 8.14),太平洋高压及偏东信风明显地增强并西移。于是 15 号台风也是偏西移动的,最后它在台湾南部和福建南部登陆。

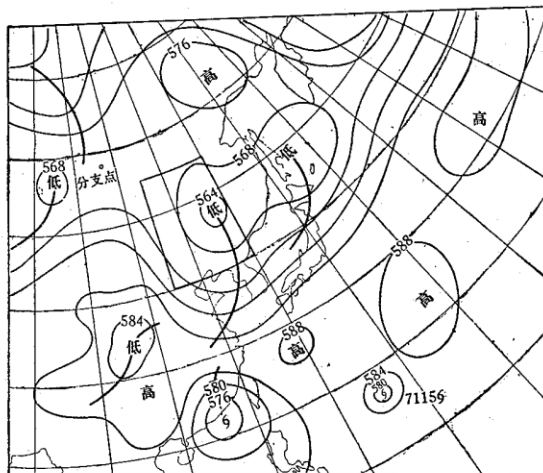


图 8.13 1971 年 7 月 21 日 20 时 500 毫巴高度场

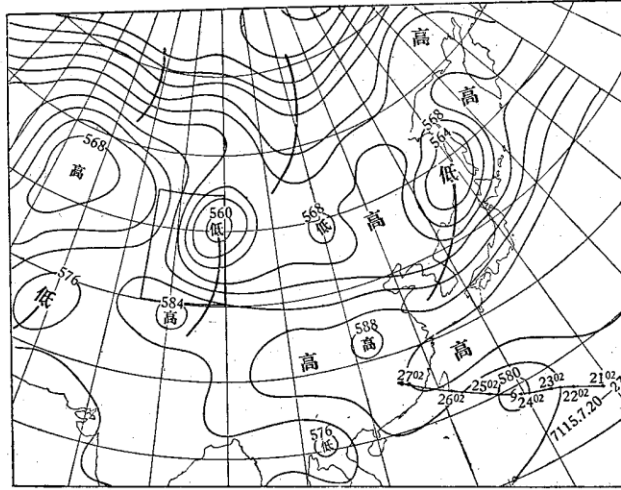


图 8.14 1971 年 7 月 24 日 08 时 500 毫巴高度场及 15 号台风路径图

图 8.15 是东亚阻塞形势北风区经向环流指数的比较, 纬度都取 $40-55^{\circ}\text{N}$, 西亚北风区经度取 $75-90^{\circ}\text{E}$ (图 8.14), 东亚取 $115-130^{\circ}\text{E}$ (图 8.13)。间隔都是 15 个经度。用 $I_M = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 \Delta H_i$ 来计算这两个地区的经向环流指数, ΔH 是东西两点的高度差。从这个图可以看出, 7 月 21—25 日, 从西亚阻塞形势建立以后, 北风经向环流逐日加强, 而东亚北风经向环流逐日减弱。并且还可以看出, 副热带高压是逐日西伸的, 这三个参

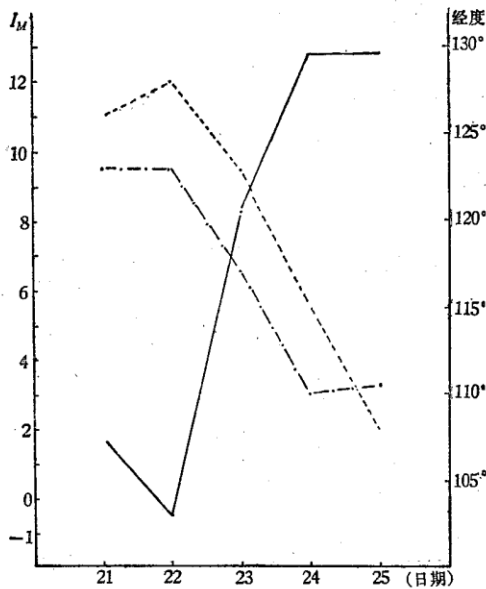


图 8.15 1971 年 7 月 21—25 日亚洲东部和西部北风经向环流指数及太平洋高压西脊点进退的关系

实线为亚洲西部的北风经向环流指数, 点线为亚洲东部的北风经向环流指数, 虚线为太平洋高压西脊点的位置

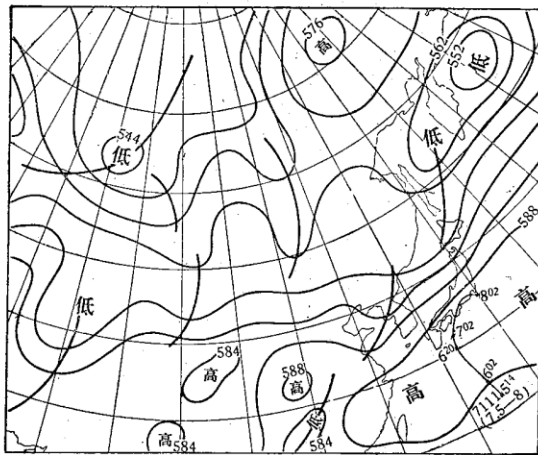


图 8.16 1971 年 7 月 4 日 20 时 500 毫巴高度场和 11 号台风全路径

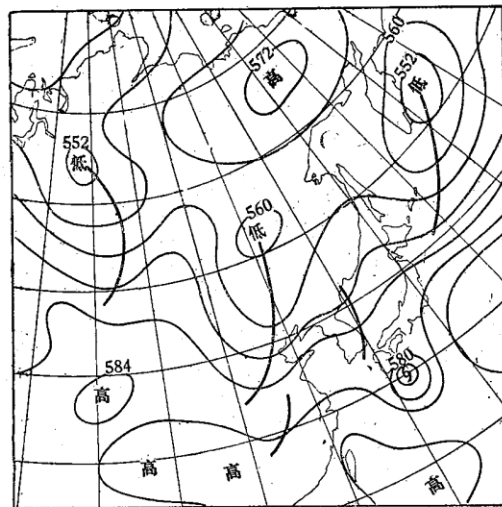


图 8.17 1971 年 7 月 6 日 20 时 500 毫巴高度场

数的关系十分明显。

下面我们再看一个分支点东移的例子。1971 年 11 号台风于 7 月 5 日在台湾以东的洋面上生成,其早期低压于 4 日就出现。7 月 4 日分支点位于亚洲西部,太平洋高压很强(图 8.16)。按这样的引导气流可以预报这个热带低压向西移动。但 7 月 5 日亚洲中部发展出一个槽,这个槽是从极地移来的。随着这个槽的东移,分支点迅速东移。分支点东移

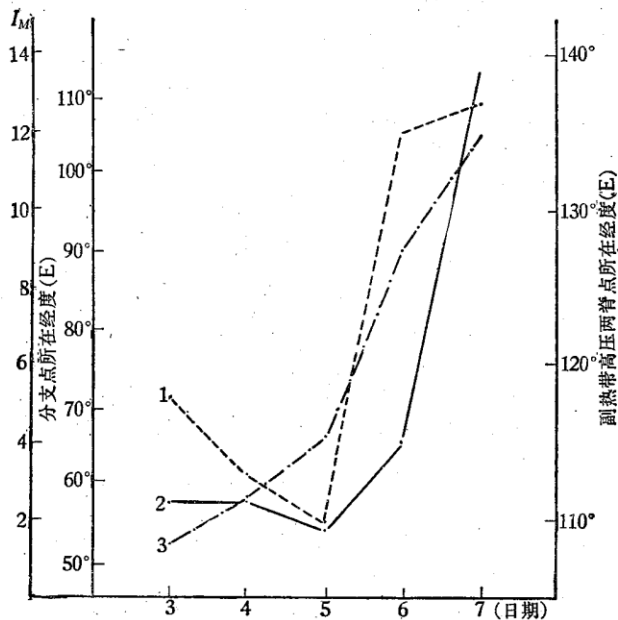


图 8.18 1971 年 7 月 3—7 日亚洲分支点东移与前部北风气流经向环流指数以及太平洋高压西脊点位置的关系
实线为北风气流经向环流指数, 点线为分支点所在经度, 虚线为太平洋高压西脊点的位置

以后东亚的经向环流明显加强(图 8.17),太平洋高压脊也被减弱并切断。台风从高压的缺口处北上并转向。图 8.18 像图 8.15 一样,计算了东亚阻塞形势分支点前方北风气流的经向环流指数(所取范围为 $35^{\circ}-50^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}-120^{\circ}\text{E}$)。这个图表明,分支点东移时,经向度增大,同时太平洋高压的西脊点也明显地东退。

有三种情况都可以造成分支点向东位移,这个例子是亚洲中部发展长波槽并向东移动造成的。另外,亚洲西部阻塞高压消退和亚洲中部的阻塞高压东移都可以造成分支点向东的位移。但这三种方式对东亚和西太平洋地区环流的影响是相仿的。

这两个例子说明,亚洲西部建立阻塞形势以后,台风往往是西移的。这时亚洲东部阻塞形势对台风北上或转向的作用将显著减小或不起作用。可见亚洲西部的环流调整对台风的路径也有明显影响,这说明大气环流的遥远相关。也说明做台风路径预报局限于台风周围和当时的引导气流是非常不够的,尤其需要注意遥远地区环流调整对台风周围基本气流在未来可能发生的改变。

§ 8.4 锋区波动的反相和同相

北半球夏季副热带急流向北推进,西风环流也向北退缩,这时西风带有两支锋区分别位于中纬度和高纬度。这两支锋区上的波动对副热带流型的维持或转变有明显作用,从而对台风路径产生重要影响。南北两支锋区波动所引起长波的调整,最突出的现象由这两支锋区波动位相的配置表现出来。即反位相叠置和同位相叠置,这对叠置波下游的环流将产生完全不同的影响。图 8.19 说明这种叠置关系,图 8.19a₁ 是反位相叠置,波 1 反位相将抑制波 2 的经向发展(图 8.19a₂); 图 8.19b₁ 是同位相叠置,波 1 同位相将加强波 2 的经向发展(图 8.19b₂)。

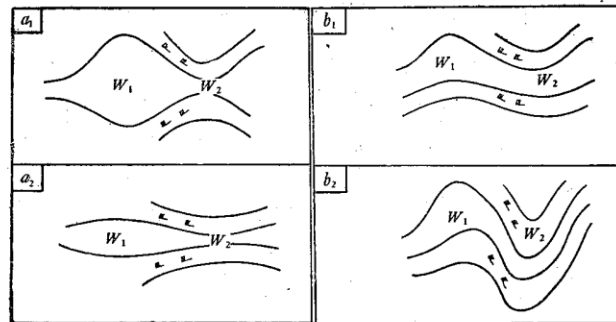


图 8.19 两支锋区波动的两种叠置 (W_1 表示波 1, W_2 为波 2)

对台风路径的影响来说,主要着眼于亚洲大陆上波动的叠置。夏季有两个波要注意;即亚洲西部准静止横槽和青藏高原的动力反气旋。当亚洲西部横槽与同经度高纬长波脊反相叠置时,将抑制东亚环流的经向发展,这对太平洋高压和信风的加强西进,台风西移是很有利的。当青藏高原动力反气旋与高纬度的脊同相叠置时,将造成东亚或西太平洋西部长波槽的经向发展,这是有利于台风北上和转向的。下面先看第一种叠置的实例。

1971 年 22 号台风于 9 月 17 日在巴士海峡的东部生成。这个台风自 8 日以来一直在

附近海面游移不定, 17日有了显著加强。这时东亚中高纬度有一个长波槽正在强烈发展(图 8.20), 太平洋高压位置很东, 在台风环流的东侧是太平洋高压的一支南风带。当时几乎所有的预报, 都报这个台风是北上或转向的。顾震潮同志很早就提出过一个西太平洋台风路径的基本看法¹⁾, 他认为西太平洋台风内力很大, 基本气流很弱时, 台风本身就会向偏北移动, 而不需要像飓风那样有一个槽来引导它转向。他还认为白令海大型气旋的发展可以减弱台风周围的基本气流而有利于台风转向。7122号台风当时的情况很符合他的模式, 但这一次并不转向。在图 8.20 中, 这个横槽与较高纬度的高压脊反相叠置。横

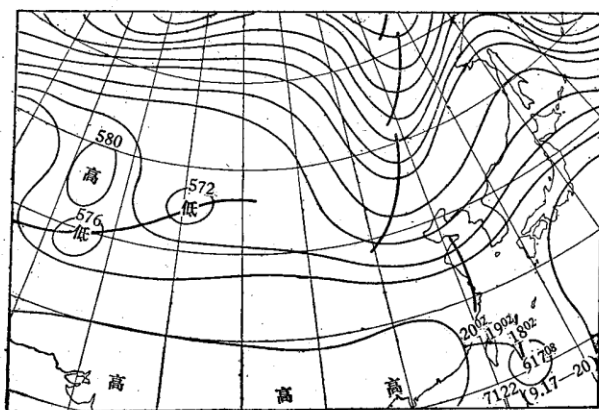


图 8.20 1971年9月17日08时500毫巴高度场和22号台风路径

槽下游是一支平直西风急流, 这支急流主要的作用在于抑制东亚正在发展的长波槽, 限制这个槽的经向环流继续向南延伸。实际上这个槽在17—18日以后是向北迅速收缩的。图 8.21 是这个槽槽底弧的包线轨迹, 收缩的过程是很明显的。尽管17—18日, 台风已靠近副热带高压脊线, 东风和西风的过渡带仅有3个纬距之宽, 但这个台风仍没有转向, 18日以后折向西移, 穿过我国台湾省东部并西移在福建省的南部登陆。

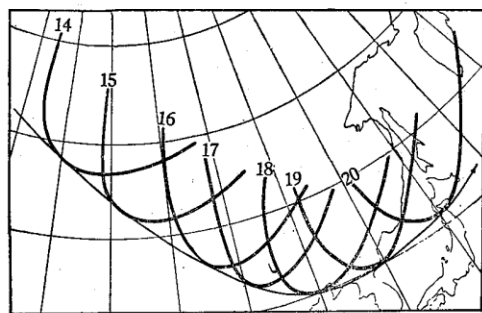


图 8.21 东亚发展性长波槽 564 线槽底弧的包线轨迹 (14日8时—20日8时, 24小时间隔槽底轨迹)

第二种叠置的实例在夏季是常见的。我们知道青藏高原在夏季是一个热源, 高原夏季的加热作用使高原上空的高压加强, 范围扩大。经验表明, 加热的高原对于移近它的高压脊有加强作用; 而对移近它的低压槽则相反, 使槽的移速减慢、北缩和减弱。这一点叶笃正和张捷迁最近做的转盘试验也得到了这样的结论^[6]。因此中高纬度高压脊与加热的高原上的高压脊叠置以后将会比一般波动的同相叠加产生更强烈的波动共振, 而使波幅显著增强。另外,

加热的高原对西来低压槽的减速和北缩作用, 也有利于高原高压脊的持续和稳定, 因此叠置发生以后我国东部沿海将会强烈地发展一个长波槽, 而使太平洋的高压东退, 这对台风

1) 顾震潮, 西太平洋台风路径的基本看法。

的转向是很有利的。但有一点要注意,高原加热对反气旋的加强作用主要在对流层上部或平流层下部,在高原的近地面层将是一个热低压。

图 8.22 是 1962 年 9 月 7 日的一次叠置。从 9 月 3 日起高原就稳定地存在高压,高纬度有一个高压脊于 6—7 日移到高原高压北侧发生同位相叠置,造成这个脊强烈地发展。同时引起了东亚和我国华东沿海一个长波槽的经向发展,槽底一直引伸到南海。太平洋高压脊的主体也成经向分布。1962 年的 14 号台风在这个长波槽前转向。

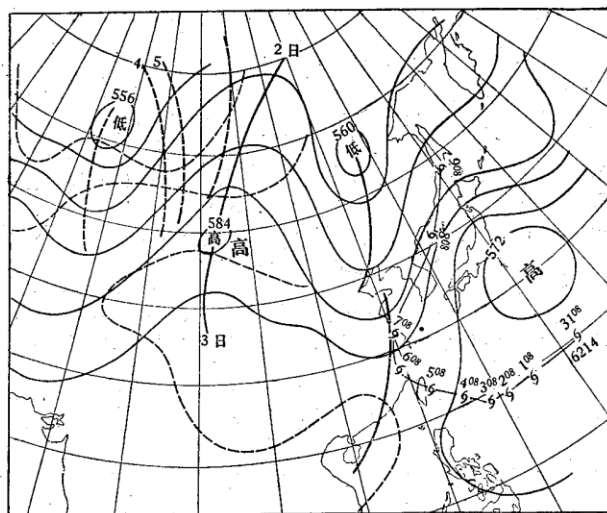


图 8.22 1962 年 9 月 7 日青藏高压与高纬度高压脊的叠加
(细虚线为 3 日形势,粗虚线为高纬度移动性脊线的逐日位置,5 为 14 号台风)

高原西部低压槽受到高原的机械阻挡和减弱,有时低压槽的南部被切断出一个低涡停留在高原以西的经度上。从北欧高纬度东移的发展性小槽当与这个切断下来的低涡同位相叠置后,也经常可以使高原高压脊发展,并造成西太平洋沿岸地区长波槽的发展。这同样也有利于台风转向。

§ 8.5 长波槽的延伸和替换

上一节主要讨论南北方向锋区波动的调整,本节将讨论波动的东西调整。

延伸槽对台风转向的作用这在上面几节已经提到过,但有一种延伸槽是不引人注意的,这可以用 1970 年 6 号台风的转向来说明。这个台风于 8 月 9 日生成在冲绳以南的洋面上,11 日以后开始沿 129°E 北上并转向。这时日本东部海面有一个槽在发展,台风位于这个槽的西南部,副热带高压的南部(图 8.23)。按一般的经验,这个台风应当是西移的。但实际情况这个台风是垂直于副热带高压南侧的信风北上,这和牵引运动的方向相反。但关键在于亚洲中部从 9 日开始有一个长波槽得到强烈的发展,并爆发一次夏季的冷空气侵入副热带高压,使副热带高压衰减。副热带高压一边衰减,台风一边北上。到 8 月 13 日,588 等高线缩得很小。牵引已经不起作用,台风主要靠内力在移动(图 8.24)。

这个例子说明,6 号台风转向时与亚洲中部的长波槽距离很远(图 8.23),达到半个波

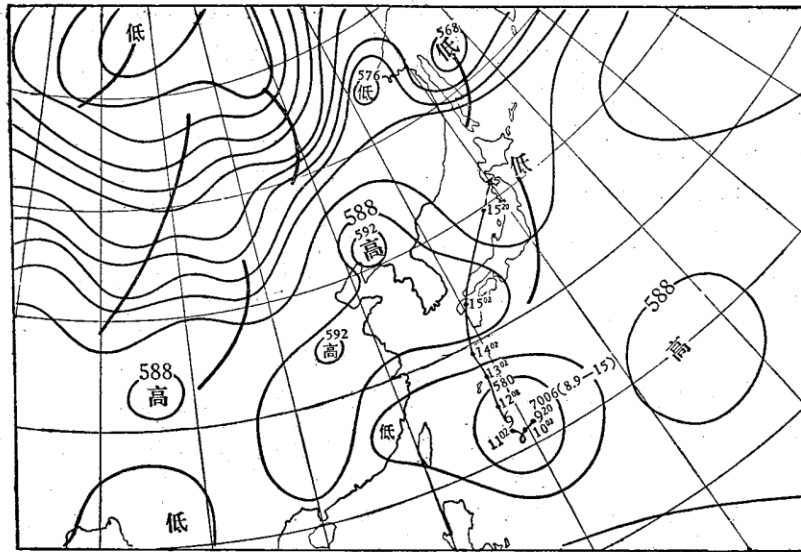


图 8.23 1970 年 8 月 11 日 08 时 500 毫巴高度场与 6 号台风全路径

长左右,并无直接的关系。但正因为这个槽对副高西伸的限制和减弱有重要作用,因此和台风的转向有间接的关系。6号台风朝着高压脊移动这一点表明,西太平洋台风运动的重要特点之一,经常是依靠内力向偏北方向移动。尤其在信风显著减弱时,这一点更为突出。

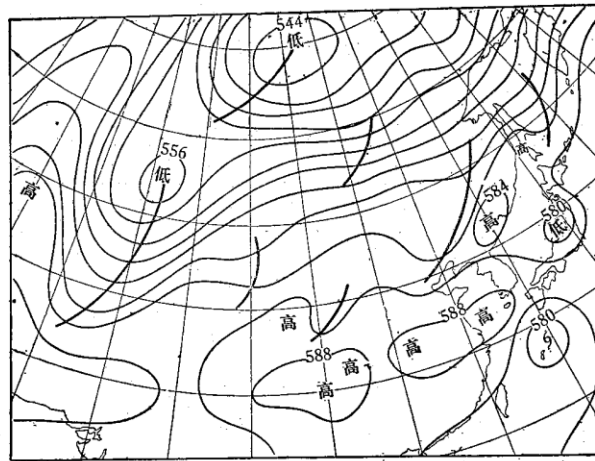


图 8.24 1970 年 8 月 13 日 08 时 500 毫巴高度场

延伸槽是怎样减弱的? 延伸槽的突然减弱,对预报的影响很大。这种突然的变化,经常会把一个西行登陆的台风判断为转向台风,使预报失败。长波替换是延伸槽减弱最普遍的调整方式。

陶诗言等曾用四个例子研究过这种替换调整的方式。最突出的一个例子是 1956 年 8 月 2 日凌晨在浙江象山登陆的巨型台风。按图 8.25 的形势,台风正向一个长波槽靠近,很可能在沿海转向。图 8.26 是两天后的形势,亚洲西部一个长波槽得到急剧的发展并东

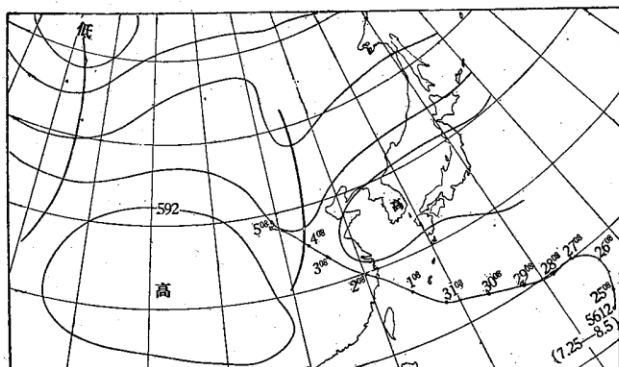


图 8.25 1956 年 7 月 30 日 23 时 500 毫巴空间平均图和台风全路径

移,沿海的槽仅隔两天已经消失。代之以动力加压,太平洋高压猛烈的西伸,这个台风加速登陆。这两幅图清楚地表明,这种替换调整使形势发生了十分突然的变化。从而使台风路径发生意外的改变。

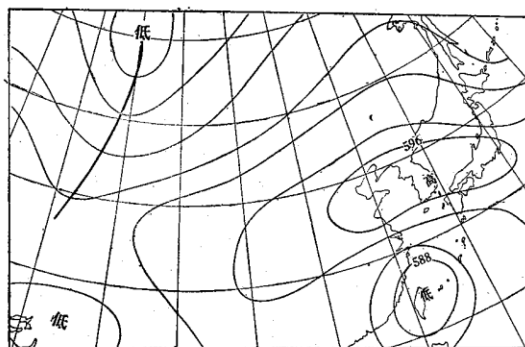


图 8.26 1956 年 8 月 1 日 23 时 500 毫巴空间平均图

经验证明,长波替换基本上可以按照 Rossby 的长波理论来解释。即长波要按一定的波长来维持其存在。按波长公式

$$C = U - \beta \left(\frac{L}{2\pi} \right)^2 \quad L_s = 2\pi \sqrt{\frac{U}{\beta}}$$

其中 $\beta = \frac{\partial f}{\partial \varphi}$, 其它都是常规符号,可见静止波长是纬度和纬向气流的函数,对于移动性波长,还和波速 C 有关。按夏季中纬度对流层中层的条件代入,静止波长平均应为 75 个经度,东移的波长平均为 65 个经度。如果长波调整的结果波长小于此间距,则原来的那个波就不能存在,或者迅速移到一个新的位置上以维持长波波长。前后两个长波究竟那一个消失? 这在实际天气过程中两种情况都有。如果前方那个长波经向发展很强烈,当后面有波动移近它时,这个长波槽后强烈的偏北气流将抑制后一个波动槽前西南气流的发展,而使后槽堵塞。尤其当后槽的尺度比前槽明显要小时,堵塞的可能更大。如果前槽已经过经向发展之后,又没有新构成的力管场来加强它的环流,则后面一个发展性槽靠近它时,后槽槽前的西南气流将伸展到前槽槽后以代替槽后原有的偏北气流,切断其能量供

给,使前槽减弱。并沿后槽西南气流的方向向东北方向收缩移走。这两种方式如图 8.27 所示。

替换调整是指第二种方式(图 8.27b),这在实际天气过程中是主要的方式。我国预报

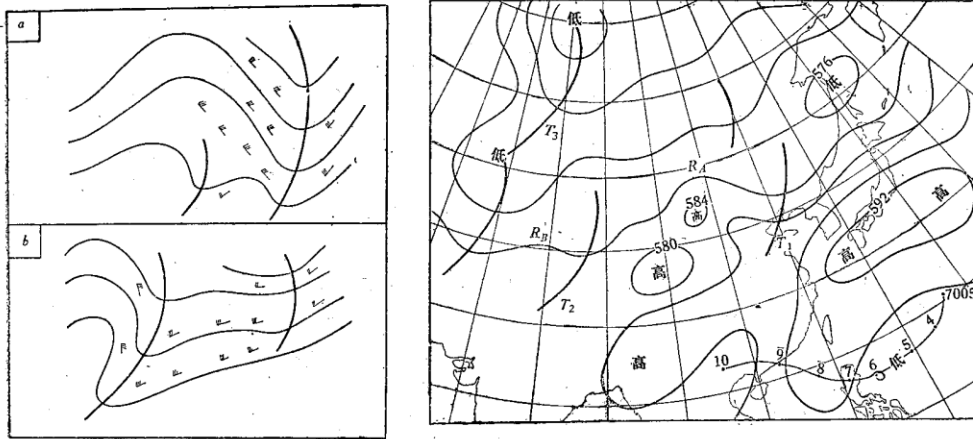


图 8.27 维持长波波长的两种方式

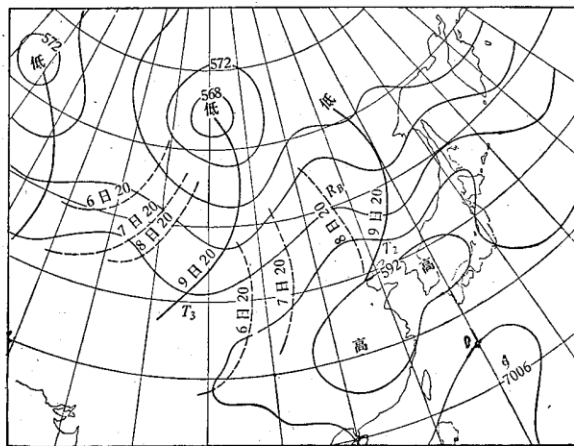
a 后槽抑制消失 b 前槽移走消失

员称为长波后退就是这种方式。替换完成以后,前槽移走了,后槽却得到发展,看来像是前槽后退的结果。于是太平洋高压也相应西进。

有一个概念在这里要强调,当一个发展性的长波槽移近太平洋高压时,首先给人一个概念,是太平洋高压将减退。但实际情况并不如此,当一个长波槽移近太平洋高压,这个高压一般都有一个突然西进,这是由于槽前的高压脊首先叠加到太平洋高压上,所以这个高压首先是加强西伸。然后再看槽的强度来判断这个高压是否减退。长波靠近太平洋高压时,太平洋高压的动向应当分解为上面这两步。第一步西伸这一点却经常被忽视,而影响到台风路径的预报。

太平洋高压与中纬度高压脊的叠加西伸是长波替换的一种结果。前槽被替换以后,槽前的副热带高压随即要发生叠加西伸,如果后槽又被替换,太平洋高压将发生两级西伸。如图 8.28a 是替换以后发生了一级叠加西伸,图 8.28b 是三天以后 T_2 被 T_3 替换后造成副热带高压的两级西伸。这时副热带高压达到了空前的强度,盘踞了我国绝大部分面积。1970 年的 5 号台风在这次过程中西行,最后在广东省台山登陆。

长波替换调整时期台风的路径预报,关键在于报出调整,即报出西槽的东移和发展。



b 1970 年 8 月 9 日 20 时 500 毫巴高度场
(虚线是前几天的槽位)

图 8.28 1970 年 8 月 5—9 日低压槽替换造成的副热带高压两级西伸及台风路径(7005)

这和欧亚甚至半球的大气环流演变有关。这也说明,作一次路径预报,仅注意台风周围的牵引气流是不够的,要充分注意遥远地区的环流特征及其变化。

§ 8.6 南支波动的屏障作用和诱发作用

南支急流和中高纬度的极锋急流一样,是环绕全球副热带地区的一支强西风急流。或称为副热带急流。产生在这支急流上的扰动,称为南支波动。

南支急流在高原南侧的建立和撤退是季节性现象,是天气学上季节转变的显著标志。由于高原的地形和高原冬季的冷源作用,从每年10月到次年6月,高原南侧这支急流是稳定存在的。因此这个时期南支波动是南亚重要的环流系统之一,它对南亚、东南亚以及西太平洋地区的大气环流有重要的影响。冬半年台风的移动和这个南亚环流系统有十分密切的关系。

冬半年影响西太平洋西部和南海台风路径的环流系统和夏半年有很大差别,在实际天气过程中反应出来的这种差别最明显的有两点:第一是高原南侧南支波动的影响,在夏季这是不用考虑的。这种影响可以概括为屏障作用和诱发作用,这一节主要讨论这两种作用。第二是冬季引导层明显降低,我们称之为低层引导,这将在本章最后一节讨论。经验表明,将夏季的预报规则用到冬季来,是往往要失败的。

南支槽的活动带有准静止性,欧亚范围内南支槽容易在下面4个地区稳定,地中海、里海、巴基斯坦和孟加拉湾。尤其是孟加拉湾一带,是南支槽出现频率最高的地区。南支槽移到这个地区,移速一般都要减慢,振幅稍有加大。

孟加拉湾南支槽的稳定和移出对东南亚和西太平洋沿岸的环流有明显不同的影响。如果孟加拉湾有一个强的南支槽存在,槽前一支强西南急流可以穿过中南半岛北部和我国华南,一直伸到东海。这支急流对从东亚大槽南侵的冷空气有阻挡和使它向东移去的作用。我们称之为屏障作用。冷空气爆发南下的极锋锋区一般被阻挡在这支急流的北沿,不致继续向南推进。这种作用使太平洋高压脊和南海高压不会受到冷空气侵袭而减弱。因此对台风西行进入南海是很有利的。

孟加拉湾南支槽位于高原的南侧,它的热力结构与东亚长波槽是很不一样的。这种地形作用使南支槽并不像东亚大槽那样和冷空气的爆发联系在一起。南支槽的斜压锋区一般位于对流层的中上层,中下层和地面并不存在锋系活动。另外,这个槽东移甚慢,因此对中低层的副热带高压并无明显的减弱作用,这一点和东亚延伸槽不同。这就加强了它的屏障作用。

夏季台风是否转向与副热带高压脊线的距离有一定关系,据统计^{1),2)},当台风与副热带高压脊线距离小于10个纬距时,转向将占优势。但在孟加拉湾南支槽存在期间,距离小于5个纬距也不会转向。1970年10月中旬到11月下旬,有5个台风连续在南海西移,即7014, 7015, 7016, 7017, 7018 5个台风,它们与副热带高压脊线的距离平均只有5—6个纬距,其中有三个台风都遇到冷空气爆发到华南。但孟加拉湾南支槽和伸到华南的西南气流甚强,南海的副热带高压并未受到减弱,这几个台风与副热带高压的距离虽然很

1) 张驯良,转向点与脊线的关系。

2) 余鹤书,台风移动趋势和副热带高压脊线的统计关系。

近,但都不转向。屏障作用是明显的。

下面举一个典型的例子来说明屏障作用,1971年6号台风于5月25日在菲律宾以

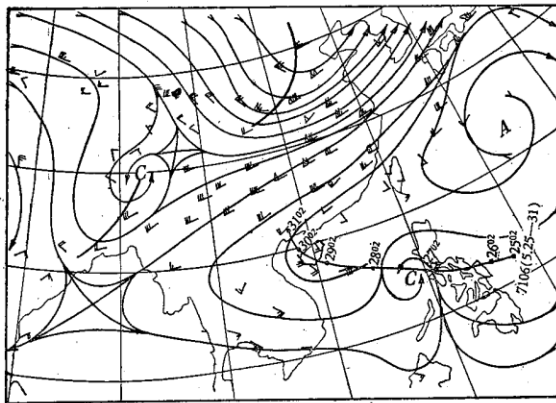


图 8.29 1971年5月27日08时500毫巴流线和6号台风全路径

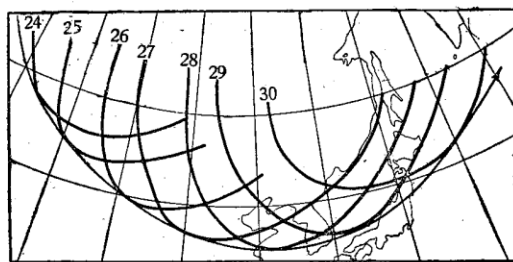


图 8.30 1971年5月24—30日564线槽底弧的包线

东洋面生成,27日08时台风已穿过菲律宾进入南海。这时东亚爆发了一次强冷空气,东亚的长波槽明显地经向发展。当时各种预报产生重大分歧。一般认为,强冷空气爆发南侵对副热带高压的减弱作用会使台风转向,但是,一个显著的事实即如图8.29所示,南亚的南支槽振幅很大、槽前的副热带急流一直控制长江以南地区,冷空气爆发以后的极锋锋区虽然很强,但最后在这支副热带急流的作用下,向东移去,并不能使副热带高压减弱。从图8.30可以看出冷槽向东收缩是很明显的。这个台风一直稳定地向西北方向移动,29日穿过海南岛,最后于30日在广西钦州登陆。

冬季孟加拉湾的槽较强,5月份经向度也较大,因此在冬季和初夏,西太平洋台风中有相当一部分是西移进入南海的。成为这两个时

期台风平均路径的一个重要分支。

南支波动是在不断调整和东移的。经验表明,大部分的孟加拉湾低槽在东移过程中是减弱的,甚至作为槽的实体消失而不可追踪。但也有一部分槽东移时仍较强,当这种槽移过高原东侧或西太平洋沿岸与一个东亚正在发展的极槽叠加,则会造成这个槽的强烈发展。南支槽叠加以后的作用,在于诱导极槽的冷空气向南爆发。其结果表现在两方面,第一,对太平洋高压或南海高压有较强的减弱作用,从而有利于台风北上或转向。第二,是华南受到强冷空气袭击的一种重要形势,长时期维持的阴雨天气立刻结束,气温骤降,风力增大。南支波动的这种作用称为诱发作用。

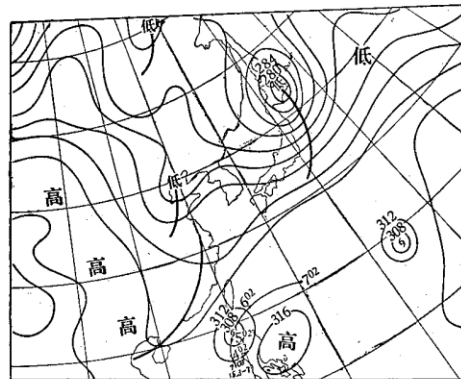


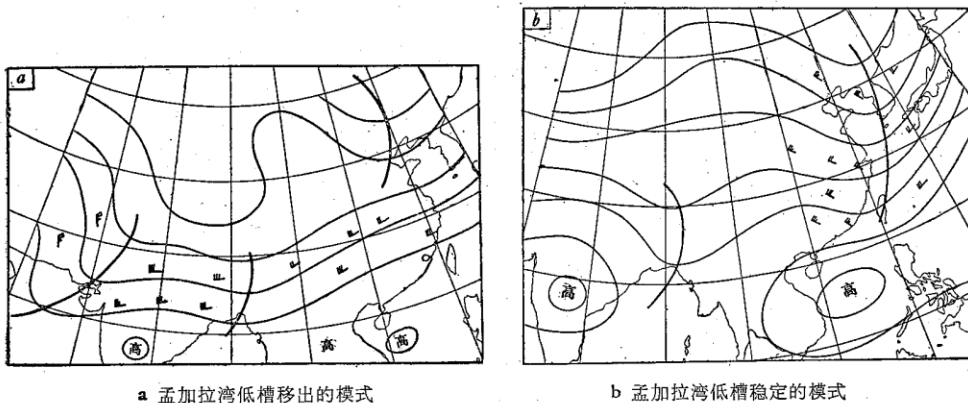
图 8.31 1971年5月5日08时700毫巴高度场和3号台风全路径

图8.31是对流层中下层一次孟加拉湾低槽东移起了诱发作用的例子。当时一个3号台风位于南海东北部,叠加以后,迅速地穿过巴士海峡,向东北方向转向。

诱发作用能否出现, 取决于两方面的因素: 东亚有没有长波发展; 孟加拉湾低槽能否移出。关键在于预报孟加拉湾这个低槽能否移出, 这个低槽的东移取决于南支长波的调整。下面我们给出两个经验模式, 这在实际预报中是有参考价值的。

图 8.32a 是模式一, 孟加拉湾低槽要移出。这个模式的特点是: (1) 位于里海或地中海的南支槽移到巴基斯坦, 并有强烈的发展, (2) 与此同时印度高压在明显退缩, (3) 南海高压很弱或不存在, (4) 东亚长波槽处于发展之前。

图 8.32b 是模式二, 孟加拉湾低槽不会移出。这个模式有三个特点: (1) 印度高压强大, 上游一个波远在地中海, (2) 南海高压稳定, (3) 东亚长波槽已经得到发展。



a 孟加拉湾低槽移出的模式

b 孟加拉湾低槽稳定的模式

图 8.32 孟加拉湾低槽移出和稳定的模式

最后还有一点值得指出, 南支槽起屏障作用的阶段, 不论东亚长波槽如何经向发展, 华南的大范围雨区不会消退。这时台风转向的可能性较小。如 7106 号台风的例子中, 华南的雨区是一直稳定维持的。南支槽起诱发作用的阶段, 华南雨区将非常迅速的消退, 这时要注意台风的北上或转向。如 7103 号台风的例子中, 叠加以前, 雨区自西向东消退。叠加前一天, 东南沿海普遍下大雨和暴雨, 叠加以后, 雨区全部消退。

§ 8.7 青藏高压的稳定和东进

以上各节都是讨论西风带长波各种调整, 以及这种调整对副热带基本气流和台风移动的影响。但实际上环流带是相互作用的, 如果副热带环流系统本身结构很强, 较弱的西风带低压槽对它并不能起显著的减弱作用, 往往在副热带急流上向东移出。本节讨论副热带环流系统间的相互作用, 主要讨论青藏高压对太平洋高压进退的作用。

青藏高压的生成, 目前普遍认为是青藏高原夏季加热作用的结果。因此这个高压出现在对流层的上层和平流层下层, 对流层的中层或高原上的近地面层反应出热低压。这是青藏高压与其他副热带高压在结构上的主要差别。因此在这个高压的下层存在着上升运动, 这也是其他副热带高压少见的。但另一种生成方式在实际工作中也常见到, 即伊朗和阿富汗一带的副热带高压加强向东伸展, 移到青藏高原上而形成, 有时和全球副热带环流的同时加强有关。因此在 500 毫巴上出现青藏高压的机会并不少。

青藏高压对太平洋高压进退的作用主要可概括为两种, 即青藏高压的稳定和东进。

青藏高压的稳定,这对东亚长波槽加强很有利,这在§ 8.4中已经讨论过。这时西太平洋西部副热带地区往往形成经向环流,太平洋高压退到东海甚至更东的海面,有利于台风北上或转向。下面我们来看一个1970年8月底青藏高原高压稳定的例子。

1970年8月29日08时(图8.33)以后,从伊朗、阿富汗一带有一个副热带高压移上高原。当时西太平洋上的8号台风原来向北移动,27日以后折向西北移动。在台风的北面是一个高压坝,所以在做路径预报时,对登陆我国的可能性不能排除。29日高原高压建立以后,高压东面就有一个槽发展,台风北面的高压坝就有减弱。这一天台风就由向西北转折为向偏北方向移动。高原高压稳定以后,东面这个槽不断得到发展并向南伸,台风北面的高压坝完全退到日本海(图8.34)。这种变化使台风一直向偏北移动,以后在朝鲜登陆后向东北转向。

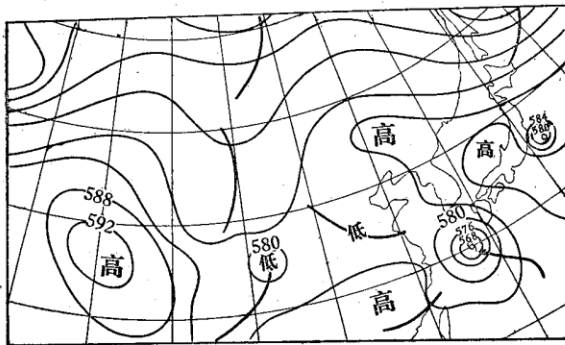


图 8.33 1970年8月29日08时500毫巴高度场

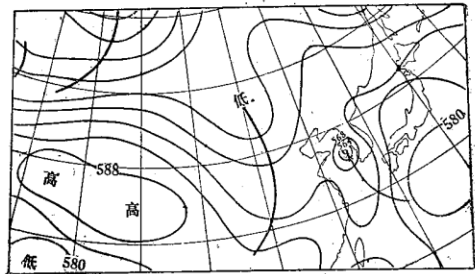


图 8.34 1970年8月31日08时500毫巴高度场

图 8.35 是高原高压稳定时期的平均高度场和距平分布。可以看出在高原上正距平很强,东亚沿海的平均槽很深,并有较强的负距平。这是台风北上很有利的形势。这个例子说明,高原上建立高压以后,对东亚和西太平洋地区的环流有显著改变,有利于台风北上或转向。

当高原高压向东移出时,东亚和西太平洋地区的环流变化完全相反。这时高原将出

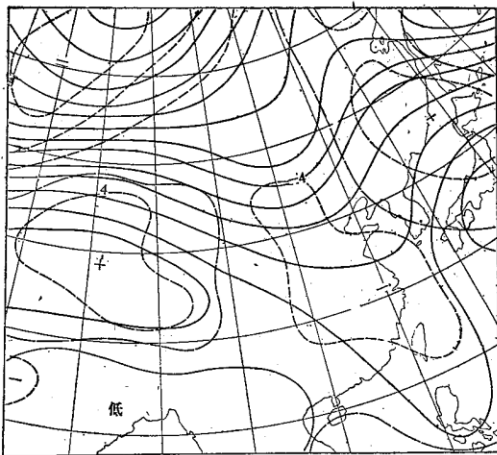


图 8.35 1970年8月29日—9月2日平均高度场和距平

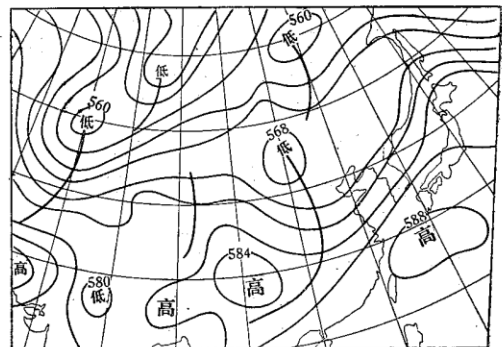


图 8.36 1971年7月2日08时500毫巴高度场

现一个低压槽，而高原东面的槽减弱，太平洋高压将明显地西伸。1971年7月2日有一个高原高压东移到高原东部和川西山地(图 8.36)，太平洋高压 588 线在东海，范围很小。高原高压前后有两个槽，前面一个在华中，后面一个在巴尔喀什湖。随着这个高原高压的东移，并入太平洋高压，华中的槽消失，巴尔喀什湖的槽移到高原西部，太平洋高压明显加强西伸，(图 8.37)。在这个高原高压东移的过程中，东亚和西太平洋的副热带高压出现了加强和西伸的过程，由经向环流转变为纬向环流，2 日在菲律宾东面太平洋上生成的第 10 号台风，稳定地西移，4—6 日穿过南海北部，最后在越南北部登陆。

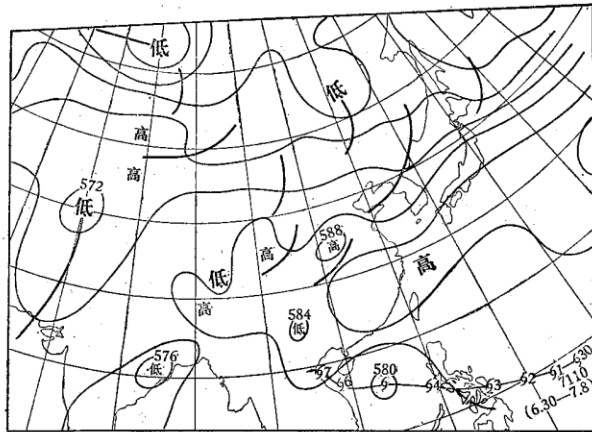


图 8.37 1971 年 7 月 5 日 08 时 500 毫巴高度场和 10 号台风路径

高原高压对太平洋高压进退的影响，关键在于预报高原高压的活动。个例分析表明，高原高压的活动与高原周围长波调整有关。下面给出两个模式可作为预报的参考。模式一即图 8.38，暖中心与高压一致或稍偏西，高原高压与长波脊叠加，高压之前为一长波槽并有经向发展，这表明高原高压将稳定。模式二即图 8.39，暖中心偏于高压之东，高原高压与一个冷槽或稳定的气旋叠加，高原东面的槽收缩减弱，这表明高原高压有向东移出的趋势。

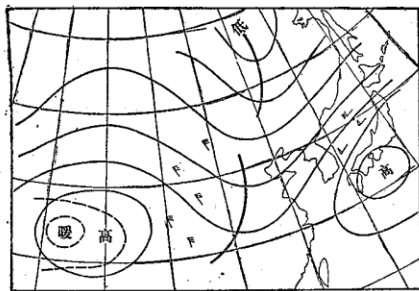


图 8.38 高原高压稳定的模式

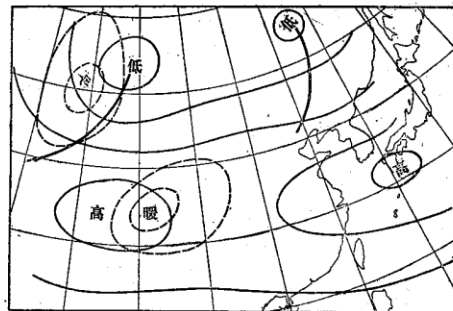


图 8.39 高原高压东移的模式

§ 8.8 热带辐合区的延续和断裂

下面两节主要讨论副热带高压以南两个大尺度系统对台风路径的影响，即热带辐合区和赤道缓冲带。

热带辐合区对台风发生发展有很重要的影响,这是大家知道的。尤其最近五年来,我国预报员在这方面做了大量研究,总结出很多有用的观点。但是热带辐合区环流调整对台风路径的影响,今天还没有引起普遍注意。

热带辐合区环流有一个最显著的特征,就是存在一条气流的辐合线。在热带对流层的低层是东北信风和西南季风的辐合线。这条线两侧气流的辐合存在着两种情况:一种是北半球东北信风与南半球越过赤道的东南气流的辐合,这种方式称为信风汇合线。这种汇合线存在的纬度较低,在赤道北侧不远处。汇合线的辐合作用很弱,故也可称为衰退型热带辐合区。另一种是东北信风与西南季风的辐合。这种辐合线一般出现在远离赤道稍高的纬度,并出现在西南季风爆发和南半球气流向北半球涌进的时候。这时辐合很强,可称为加强型热带辐合区。

本书已经指出,台风大量地出现在加强型热带辐合区的时期,衰退型阶段台风出现的很少。夏季热带辐合区这两种基本流型是来回交替调整的。这两种流型调整时期,热带辐合线的形状便出现显著变化,同时也使台风路径出现急剧的变化。下面按热带辐合线不同形状所代表的调整,分四种情况来讨论对台风路径的影响。

(1) 延续型: 延续型热带辐合线存在于信风和季风全线加强时期,因此热带辐合线呈纬向分布,东西延续数千公里。这是产生多台风的环流背景。在延续型热带辐合区中,在一个台风的东面经常还存在另一个或两个台风,热带辐合线联结了这些台风。延续型热带辐合线北侧的东风环流平直,太平洋高压脊呈纬向带状并且西伸加强,因此西端的那个台风是西行的。

(2) 南落断裂型: 当季风衰退时,南半球流向北半球的气流涌进过程处于低潮阶段,台风东侧的热带辐合线便断裂南下,在赤道附近退化为汇合线。这时台风的东面甚至南面出现了太平洋高压的南伸部分。这时台风在一支偏南气流牵引下向偏北方向移动或者转向东北移去。

(3) 北进断裂型: 热带辐合区处于加强阶段时,如南半球向北半球再次爆发气流的涌进,或者太平洋高压脊明显的北移,这时台风东侧的热带辐合线便断裂北进。北进热带辐合区中经常伴有另一个台风向西北或偏北方向移动。这时西面那个台风便处于引导气流很弱的环境中,经常出现移速突然减慢,停滞或打转等现象,这在异常路径一章中还要介绍。

(4) 东西断裂型: 当西风带长波槽强烈地经向发展时,这种槽有时可以伸过热带辐合线。在槽底部位中纬度西风 and 赤道西风合并为一支西风,这个槽的经向发展使太平洋高压和热带辐合线都在槽区断裂,这是中低纬度环流相互作用的结果。在断裂区东侧的台风,将在偏南气流引导下向偏北移动。

因此,热带辐合线的延续和断裂反应了热带地区大气环流不同的调整,这对台风路径有很明显的影响。下面我们用三个实例来说明。

例一,1971年7月中旬和下旬,在菲律宾附近及其以东海面的赤道辐合区中连续生成4个台风。即1971年的12,13,14,15号台风。连续4个台风的生成和中旬一次信风的强烈加强过程是有关的。太平洋高压中心加强到596的闭合线,并向西伸展。图8.40是7月10日的低纬流线图,热带辐合线在 10° — 15° N之间从南海中部一直延伸到中太平洋。这时热带辐合线上有两个台风即12号和13号台风,相距20个经度,远远超过双

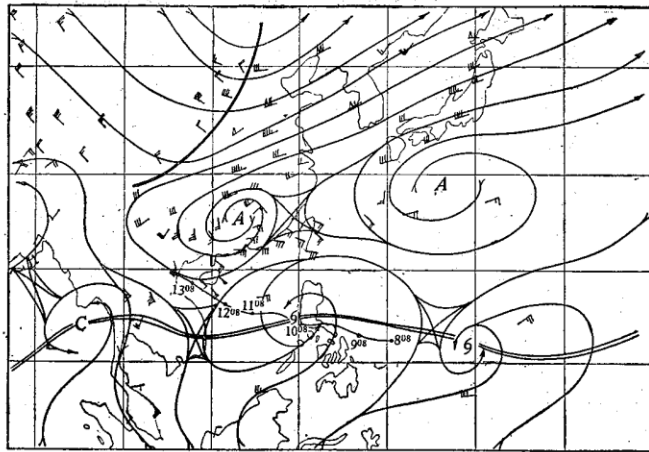


图 8.40 1971 年 7 月 10 日 08 时 500 毫巴低纬流线和 12 号台风路径

台风的作用距离。延续型热带辐合区北侧的太平洋高压不断加强，因此 12 号台风(位于热带辐合线西端)稳定地西移，最后在越南北部登陆(图 8.41)。

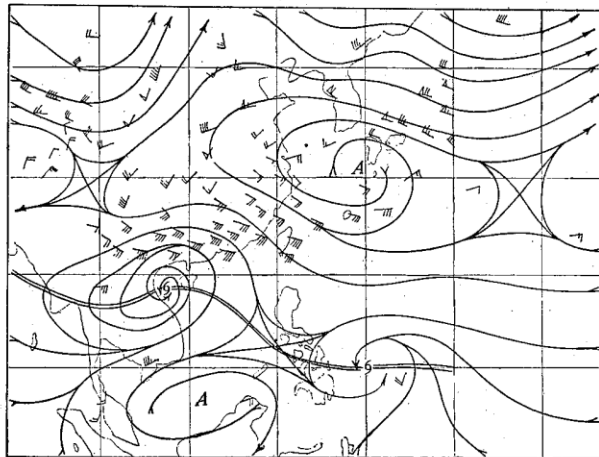


图 8.41 1971 年 7 月 13 日 08 时 500 毫巴低纬流线图

7 月 15 日，菲律宾以东生成了 14 号台风，这时 13 号台风已经移到菲律宾西海岸(图 8.42) 低纬形势和 5 天前(图 8.40)相似，热带辐合线仍维持延续型，因此 13 号台风也是稳定地西行的。但太平洋高压在减弱，中心减弱为 592 闭合线，故 13 号台风登陆点也相应偏东，在海南岛登陆(图 8.42)。

延续型热带辐合线一直维持到下旬，7 月 20 日这时又生成了 15 号台风前期的低压。14 号台风移到了巴士海峡东面。这两个系统都位于基本纬向的延续型热带辐合线上，因此这个台风稳定地西行。但太平洋高压又进一步减弱(图 8.43)。故路径比 13 号台风更偏东，最后在广东省惠东登陆。

15 号台风生成以后，信风已经明显地减弱。因此从 21 日 15 号台风生成以后一直到 8 月上旬末，热带辐合区中再没有台风生成。26 日开始，热带地区环流发生了调整，这如

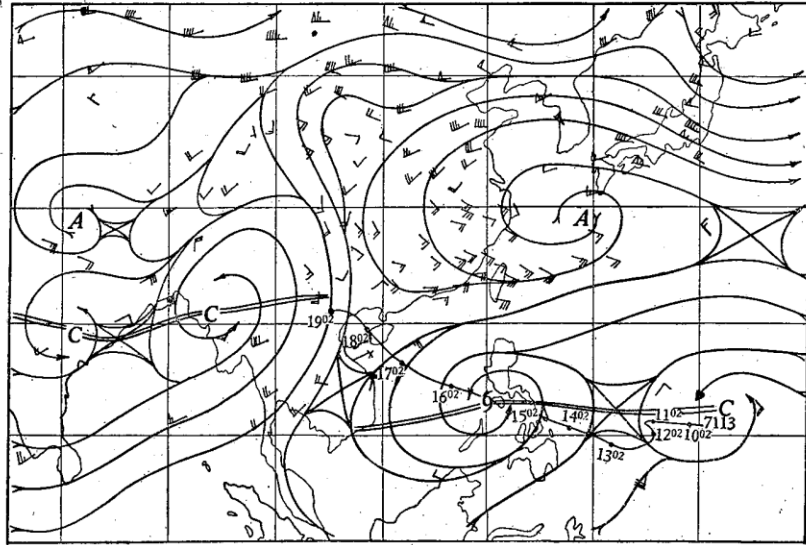


图 8.42 1971 年 7 月 15 日 08 时 500 毫巴低纬流线和 13 号台风全路径

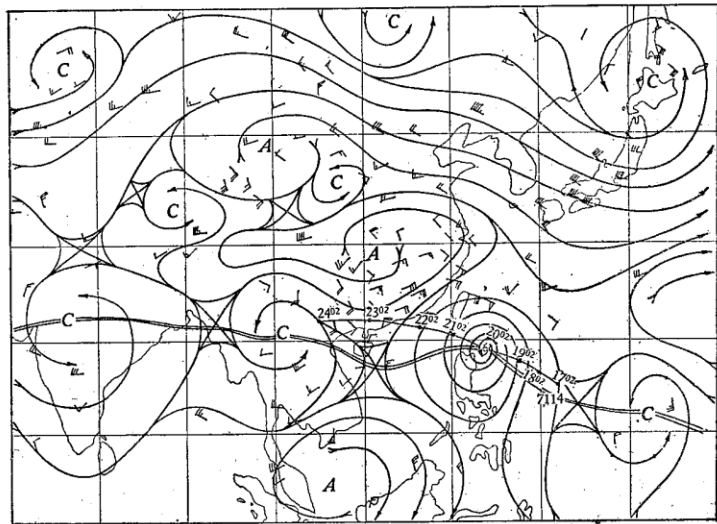


图 8.43 1971 年 7 月 20 日 08 时 500 毫巴低纬流线和 14 号台风路径

图 8.44 所示,热带辐合线出现了南落和断裂。断裂带在台风中心所在的经度 120°E 附近。赤道附近为一条低纬偏东风之间的汇合线。这表明热带辐合区由维持已久的加强型转变为衰退型。低纬环流的这个调整发生在 15 号台风临近登陆的时候,因此使登陆地点明显偏东。和前面三个热带辐合线延续阶段的台风比较,15 号台风是最偏东偏北的。

例二,1970 年 8 月 22 日,在 $15^{\circ}-20^{\circ}\text{N}$ 之间有一条延续型热带辐合线从菲律宾东部一直延续到中太平洋。辐合线上有两个热带气旋,相距 20 个经度。东面是一个外文名叫 Clara 的未编号台风,西面一个 25 日编为 8 号台风(图 8.45)。这一天以后由于赤道高压北进,热带辐合线的东端明显向北推进,台风 Clara 也明显北上。26 日西段辐合线在

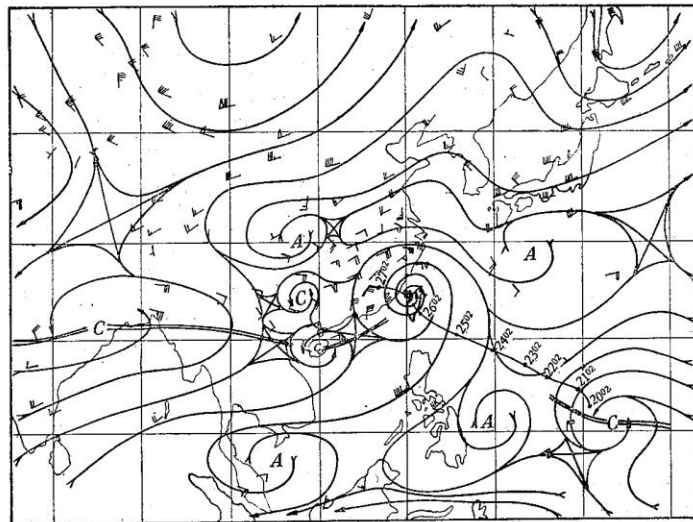


图 8.44 1971 年 7 月 26 日 08 时 500 毫巴低纬流线和 15 号台风路径

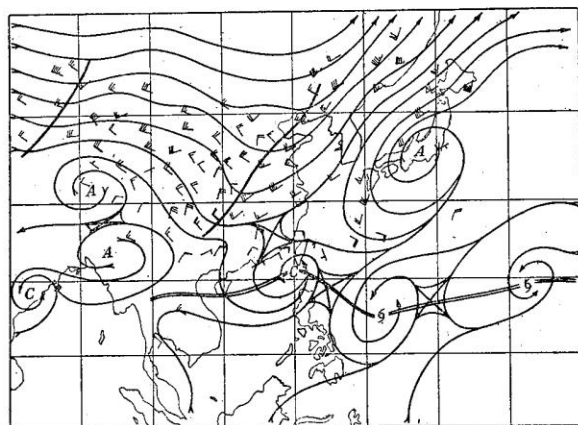


图 8.45 1970 年 8 月 22 日 20 时 500 毫巴流线图

20°N 附近, 东段推进了 10 个纬度, 移到 30°N 以北 (图 8.46)。热带辐合线的这种变化, 使 8 号台风减速, 方向发生急变, 从 27 日以后折向西北移动。

例三, 1972 年 7 月 25 日东亚沿海有一个长波槽强烈发展 (图 8.47), 一直向南伸展并超过热带辐合线所在纬度。可以清楚看到槽底中纬西风与赤道西风合并。辐合线断裂为东西两段。这时东段辐合线的西端为 3 号台风, 它在热带环流这种调整以后, 沿着这个发展槽前的偏南气流北移。

通过这三个例子的分析, 热带辐合区环流调整对台风路径的影响可以概括成下面四个模式, 即图 8.48 a-d 所示。

图 8.48a 是东北信风和西南季风同时加强, 热带辐合线呈纬向带状分布, 处于加强期。副热带高压南侧的偏东信风很强, 台风是西移的。如果有多台风连续产生, 则路径与副热带高压强度变化有关。高压减弱, 路径偏东, 加强路径偏西。

图 8.48b—d 是热带辐合线三种断裂的方式。分别代表了热带辐合区的三种调整。图

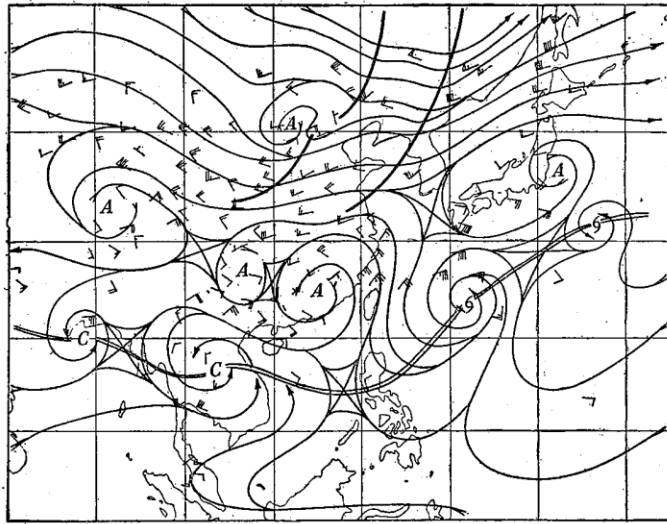


图 8.46 1970 年 8 月 26 日 20 时 500 毫巴流线图

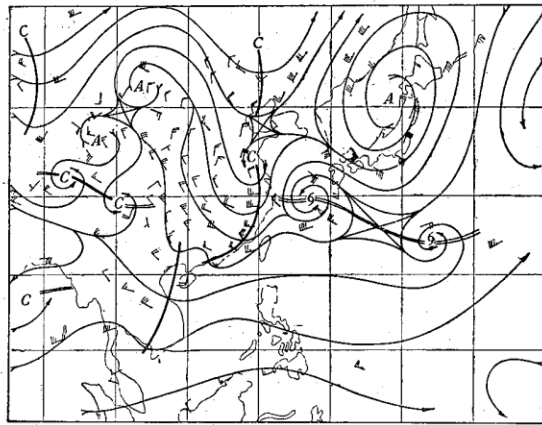


图 8.47 1972 年 7 月 25 日 20 时 500 毫巴流线图

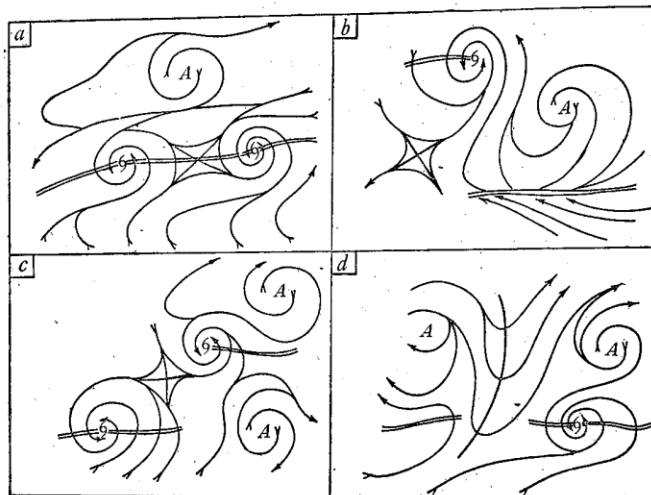


图 8.48 热带辐合区环流调整对台风路径影响的 4 个模式
a 延续型 b 南落断裂型 c 北上断裂型 d 东西断裂型

8-48b 是热带辐合区环流的衰退期。台风东面的太平洋高压南落,在赤道附近形成汇合线。台风在一支偏南风引导下北上或转向。

图 8.48c 是台风东面有赤道高压向北挺进,赤道辐合区东段也随之北上,太平洋高压与西面那个台风距离拉远,而使它周围的基本气流减弱。台风将减速、打转或西折。

图 8.48d 是强烈发展的西风槽南伸,从而切断了热带辐合线,中纬度西风与赤道西风在槽底合并。槽前台风将向偏北方向移动,槽后台风则将西移。

§ 8.9 赤道缓冲带的稳定和北进

从极地向赤道,有几个主要的环球环流带,这几个环流带的调整和相互作用对台风路径的影响在上面 8 节中已扼要讨论。赤道缓冲带是最后一个也是最靠近赤道的一个大型环流系统。赤道缓冲带与赤道辐合区之间的边缘气流便是赤道西风。

赤道缓冲带在南半球气流向北半球全面涌进时便得到加强和稳定,因此对台风路径有不可忽视的影响。缓冲带对台风路径的影响可概括成两种方式,即稳定和向北的涌进。

赤道附近气压场比较均匀,赤道西风较副热带高压南侧的东风弱,因此在一般情况下,东风对台风的牵引是主要的。当太平洋高压处于衰退减弱阶段,稳定存在的赤道缓冲带对台风的作用便显示出来,使台风有向偏东移动的趋势。

当台风在热带辐合区里生成以后,如果太平洋高压迅速减退,这时台风尽管远在太平洋高压脊线之南,但在赤道西风引导下将向偏东移动。如 1974 年的 14 号台风,生成以后太平洋高压脊与它相距很远,这个台风在初期主要受赤道西风引导,生成后就向东北方向移动的。但赤道西风的牵引运动并不说明台风最后转向,因为当台风进入东风牵引带时还将受太平洋高压南侧气流的引导。要根据那时太平洋高压的强度和东风强弱而定。赤道缓冲带对台风移动的影响,在实际天气过程中往往是短暂的。减弱的太平洋高压南侧的东风与赤道西风对台风的牵引作用经常抵消,使台风减速或在原地打转。

赤道缓冲带另一种活动方式,就是北进,与太平洋高压脊合并。这将使合并地区的热带辐合线消失,并对台风的移动产生重要影响。

赤道缓冲带北进与太平洋高压脊合并有两条通道,即在台风的东侧和在台风的西侧。当北进过程加强而副热带高压衰减时,甚至可使台风移动的总趋势改变。下面是沿第一条通道北进的例子,1976 年 6 月下旬初期,西北太平洋低纬度存在着明显的热带辐合区,它由四个热带低压串联而成(图 8.49)。位于菲律宾群岛和关岛附近的两个低压即 7607 和 7608 号台风。按当时流场作预报,这两个台风都将西移。但 6 月 25 日以后,低纬形势发生大调整: 7607 号与 7608 号两个台风以东与最东面的热带气旋以西的地区,赤道高压加强并向北进,与副热带高压的东环联结,热带辐合区就在这里断裂(图 8.50)。这种调整,使这两个台风几乎在相同纬度,相近时间突然转向东北方向移去。热带辐合区的这一突然变化,使当时各种预报方法失效。

第二条通道是从台风西侧向北涌进与副热带高压脊合并。这类例子是 1973 年 8 月底到 9 月 5 日赤道缓冲带从南海向北涌进与太平洋高压脊合并¹⁾。9 月 1 日赤道缓冲带

1) 中国科学院大气所曾分析过同一例子,见第三章。

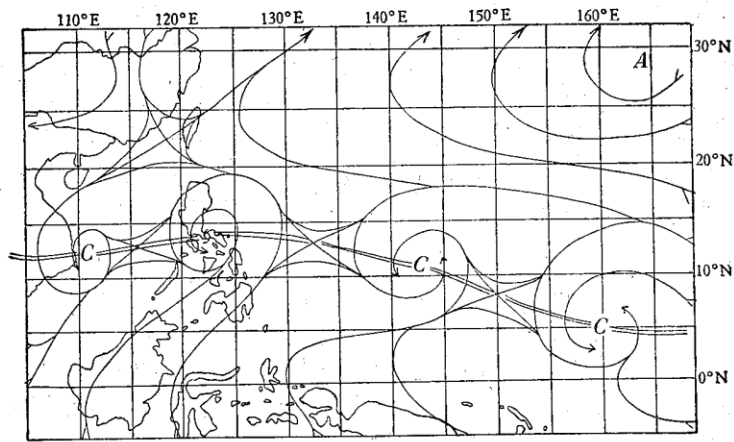


图 8.49 1976 年 6 月 25 日 08 时 850 毫巴西北太平洋低纬流场

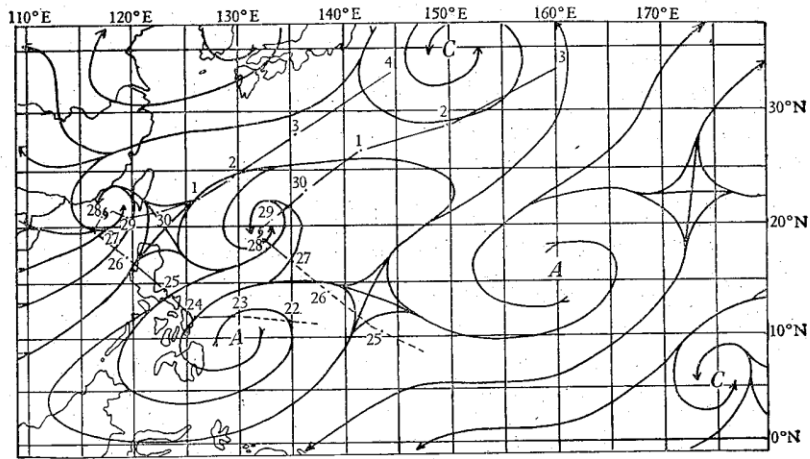


图 8.50 1976 年 6 月 28 日 08 时 850 毫巴西北太平洋低纬流场
与 7607, 7608 两台风路径趋势。(黑点为 02 点位置)

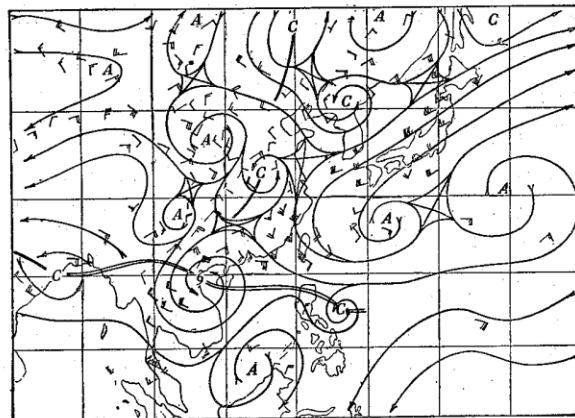


图 8.51 1973 年 9 月 1 日 20 时 700 毫巴流线图

还位于南海南部,太平洋高压脊伸到我国东南沿海,热带辐合线位于南海北部(图 8.51)。以后缓冲带开始向北推进,于 9 月 3 日与太平洋高压脊合并,南海北部的热带辐合线在合并区消失(图 8.52)。这时有一个 1973 年的 13 号台风于巴士海峡生成。由于这种合并过程,使台风的西移受到阻滞并减速,合并过程使台风西侧出现了偏北气流,台风在偏北气流引导下改变了原来西行的方向,而折向西南方向移动。以后当缓冲带消失后,台风又恢复西移。

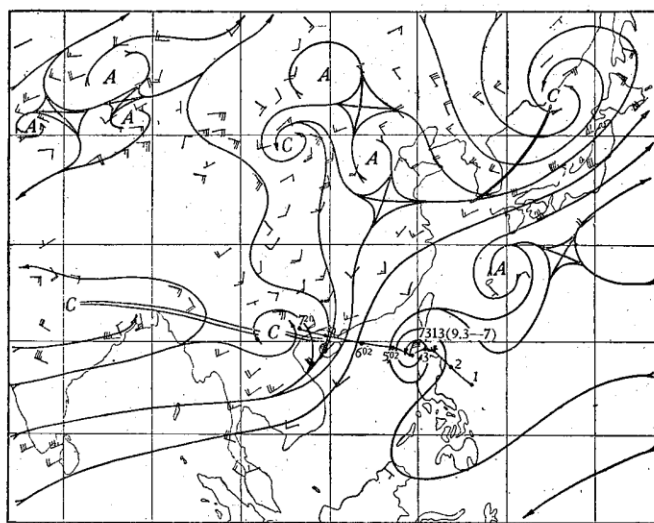


图 8.52 1973 年 9 月 3 日 20 时 700 毫巴流线和赤道高压的北进路径以及 13 号台风路径

以上的实例表明,当太平洋高压脊在衰退阶段,赤道缓冲带的稳定和加强有利于台风向偏东方向移动,或者使台风停滞或打转。赤道缓冲带在台风东侧与太平洋高压脊合并,则台风将在偏南气流引导下向偏北移动或转向。当赤道缓冲带在台风西侧与太平洋高压脊合并,则台风受到阻挡而减速或停滞,或在较强的偏北气流引导下折向西南方向移动。

副热带高压作为哈得来环流的一部分,是一个稳定时间长、尺度大的大型环流系统,赤道缓冲带在稳定性、深厚程度以及水平尺度方面都不能和副热带高压比拟,因此对台风路径的影响不如副热带高压重要。但赤道缓冲带对造成台风的异常路径有其特殊作用,这在下一章还要提到它。

§ 8.10 多台风时期的路径特点

夏季当热带海洋上建立加强型热带辐合区时,在这样的辐合区里可以连续地发生台风。甚至可以见到三个或四个台风同时存在。加强型的热带辐合区是出现多台风主要的环流背景。本节将讨论这种背景下,多台风路径的特点,但不讨论两个台风靠得很近时所产生的双台风迴旋运动,这将在第九章中介绍。

多台风的路径特点主要由多台风时期各环流带长波调整和各环流带之间的相互作用决定的,这种调整和相互作用本章 § 8.9 已经讨论。但多台风的存在,其分布尺度长达数

千公里,因此对长波调整有显著的反馈,对一定的调整起了抑制或助长的作用。这一点将在每一个台风的形势特征上体现出来,因而使多台风的路径存在一定的规律。

太平洋多台风经常出现在盛夏和秋季。其路径可以综合成以下四类:即西行类、转向类、反相类和交替类。下面对这四类路径的特点进行讨论。

(1) 西行类:这类台风产生于加强型热带辐合区中,台风中心轴线呈纬向分布,或者是呈西北-东南向分布。一般可以同时存在三个台风。最西一个台风位于南海北部或菲

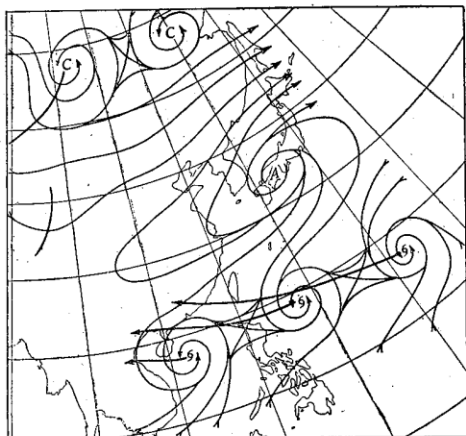


图 8.53 西行类多台风路径

律宾附近,其它两个按适当的波长向东分布。这是典型的加强型热带辐合区中的多台风形势,太平洋高压很强,对流层中下层的东北信风和西南季风几乎同时增强(图 8.53)。因此低纬度环流十分稳定,中高纬度一般的长波发展并不足以减弱太平洋高压和改变其纬向分布,而使波动沿着副热带急流向东北方向收缩。另外,热带地区环流也不易调整。由于纬向热带辐合线的存在,使太平洋高压不致南落,赤道缓冲带也不致向北挺进。因此,这个时期多台风的路径都将连续西行进入南海。但当前面几个台风西移过程结束后,一般太平洋高压本身的强度要减弱,处于强度

周期的谷点。这时中高纬度长波的发展可以加速副热带高压衰退,从最后一个台风的东侧南落。因此西行类多台风的最后一个台风,其路径比前面几个台风的路径将显著偏北或发生转向。

西行类多台风路径一个典型的例子就是 1971 年 12, 13, 14, 15 四个台风,前三个都是西行的,最后一个路径显著偏北。这在本章 § 8.8 中的例一中已作了讨论。

(2) 转向类:这类台风不一定都发生在热带辐合区里,也可以从东风波发展而来。几个台风不一定同时存在,但连续发生,间隔时间很短。这类台风生成以后连续发生转向,其转向经度甚至一个比一个偏东。其环流特点是很清楚的,转向经度上有一个稳定而强烈发展的长波槽区。太平洋高压处于衰退期,很弱甚至不存在。在这样的热带经向环流地区,台风连续转向(图 8.54)。

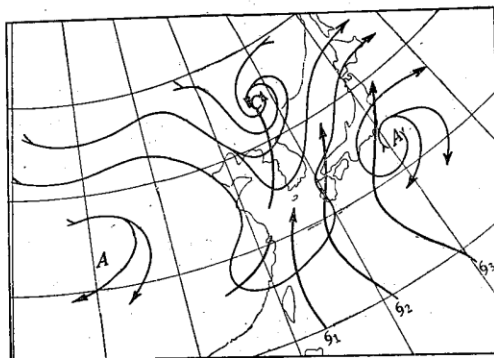
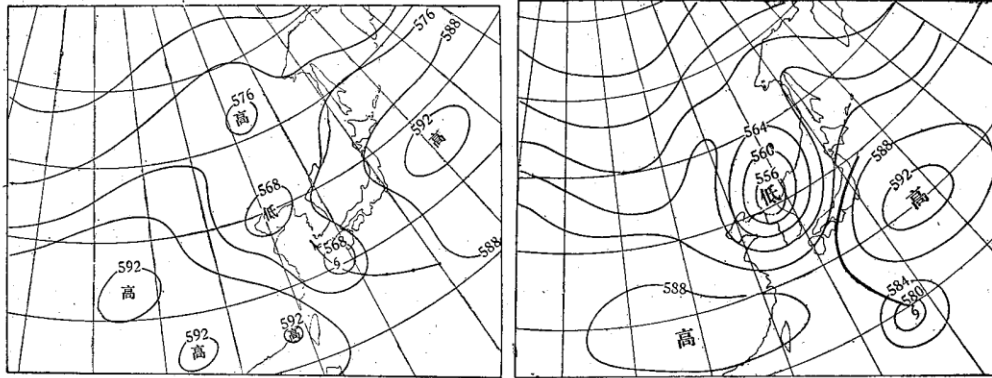


图 8.54 转向类多台风路径

在这类连续转向的过程中,第一个转向台风对热带经向环流往往有显著的加深作用。第一个转向台风到中纬度以后,如果遇到阻塞高压,则这个台风将可能与一个切断低压合并变成稳定而强大的温带气旋。这个由台风并入而发展的温带气旋与阻塞高压结合起来,成为西太平洋维持经向环流的稳定因子。可以使得以后的台风都在这个经向环流发展区转向。下面给出三幅图来



a. 1954年9月13日11时500毫巴高度场 b. 1954年9月15日11时500毫巴高度场

图 8.55 转向台风对经向发展的作用

说明这个问题。

图 8.55a 是一个转向台风正在与切断低压合并, 在黑龙江北部存在有阻塞高压。两天以后合并完成, 台风与切断低压合并后发展成十分强烈的温带气旋 (图 8.55b)。这个系统的稳定和发展使太平洋高压一直东退在日本以东的海面, 因此后一个台风连续发生转向。

图 8.56 是 1970 年 2 号台风转向以后在日本海与一个强大的阻塞高压结合, 这个阻塞高压是使这个台风发展为强大温带气旋的极为有利的环境。1970 年 7 月 7 日 (图 8.56) 在日本海南部出现了强烈发展的经向环流, 太平洋高压退到西太平洋的东部, 在中部和西部的海面上几乎不存在副热带高压。这是台风连续转向的极为有利的形势。

(3) 反相类: 这类台风一般生成在热带辐合区里。台风中心连线呈东北-西南向。因此如图 8.57 所示, 东部的台风与太平洋高压脊的距离近, 直接受到东南气流的牵引而快速移动, 使最西一个台风失去引导。因此, 和前两种情况不同, 最西的台风最后才能有明确的移向。当东部台风移到西台风东北方向时, 西台风出现停滞打转或西折, 与东台风路径反相。东面两个台风转向以后, 太平洋高压西伸, 使西台风西移。如东台风转向后造成环流经向发展, 则西台风将向偏北移动。

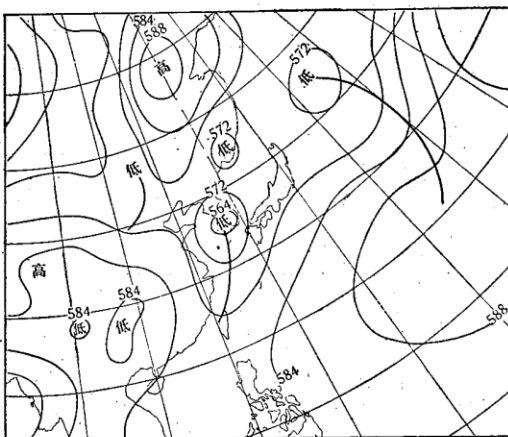


图 8.56 1970 年 7 月 7 日 08 时 500 毫巴高度场



图 8.57 反相类多台风路径

1972年的3号、5号和6号台风便属于这类例子。图8.58是一个有代表性的形势。5号6号两个台风先后都超越3号台风,并在其东北方向移过,并使3号台风的路径出现复杂的变化。25日6号台风最后消失后,3号台风才有明确的路径,北上后西折,突然在山东半岛登陆。

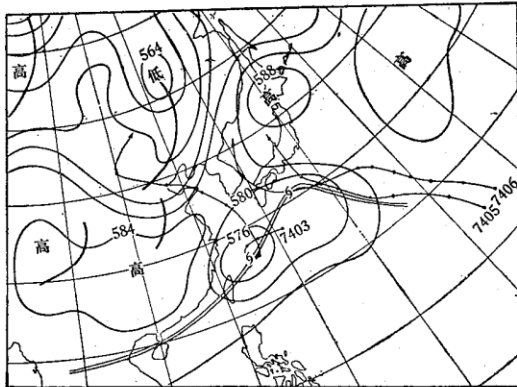


图 8.58 1972年7月23日08时500毫巴高度场和3,5,6号台风路径

同时存在的最多只有两个,且间隔较远。在连续两个台风的中间完全可以有一个太平洋高压脊的间隔。这是和多台风同时存在的环流特征不同的地方。在夏季这类路径是经常可见的。

通过以上分析可见,多台风路径的预报应当注意以下几个特征:(1)多台风中心联线的方向是东北-西南向还是西北-东南向。(2)台风同时存在的个数和两个台风之间的距离。(3)在台风可能转向的经度上,中高纬度是否存在阻塞高压还是急流。(4)是加强型热带辐合区还是衰退型热带辐合区。

(4) 交替类: 这类台风路径指转向和西移交替发生。由于某种调整先引起第一个台风转向,并进入西风急流带(而不是与阻塞高压相遇)迅速向东北方向移去。第一个台风移出后,太平洋高压随之从台风的南侧西伸加强,使第二个台风西移(图8.59)。然后第三个和第四个再重复交替移动。

这一类台风主要是连续发生,一般

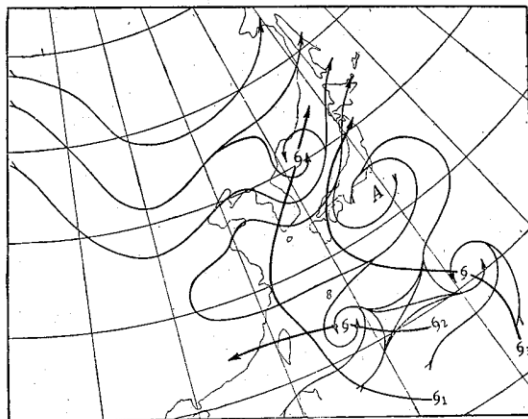


图 8.59 交替类多台风路径

§ 8.11 低层引导作用

以上各节讨论了长波调整对太平洋高压脊的改变,也就是对牵引台风移动的引导气流强弱进退的改变,从而来确定对台风路径的影响。如果长波的某种调整,结果使太平洋高压脊在某一层上显著减退,在这个地区上的台风是否一定转向呢?这仍然是很复杂的。因此本章最后一节有必要讨论这个问题。

从第七章的(7.16)和(7.17)两式可得

$$u_0 = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial \bar{P}}{\partial y} = \bar{u} \quad v_0 = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x} = \bar{v}$$

此两式的物理意义是台风中心移动与平均气流是一致的。实际上台风移速略小于平均气

流,应当在求出 \bar{u} , \bar{v} 后再乘一个经验订正系数。在实际工作中,平均很麻烦,预报员经常用一个适中的层次来代表。譬如 500 毫巴或 700 毫巴。这种做法虽然简便,但不严格。夏季用一个适中的层次尚有一定代表性,在多数情况下这一层的基本气流与台风移动的趋势大致相同。在冬季,用夏季的引导经验往往是失败的。

下面我们用一个典型的例子来说明,即 1974 年的 27 号台风。这个台风 11 月 23 日生成在西太平洋的中部,生成后向西偏北移动。27 日移到菲律宾以东海面,该处太平洋高压东退,500 毫巴低纬是一个经向环流区。我国台湾省东部海面有一个延伸槽,台风正处于该槽前,与太平洋高压脊线仅相距 3 个纬度(图 8.60),这在夏季完全可以判断为转向台风。但低层 850 毫巴的情况完全相反,从图 8.61 可见,850 毫巴上的高压带很强,低层的东风也很强,台风与这个高压带的脊线相距 19 个纬距,远较 500 毫巴上距离远。这个台风不受 500 毫巴气流引导而转向,其移向与 850 毫巴上的东风气流基本一致,在东风引导下稳定地西移进入南海。这个台风最后在广东登陆,成为我国登陆台风中最晚的一个。

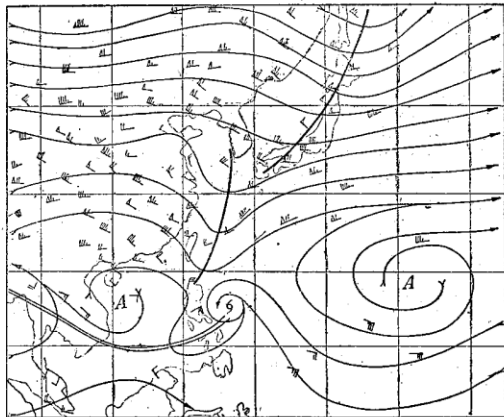


图 8.60 1974 年 11 月 27 日 08 时 500 毫巴流线图

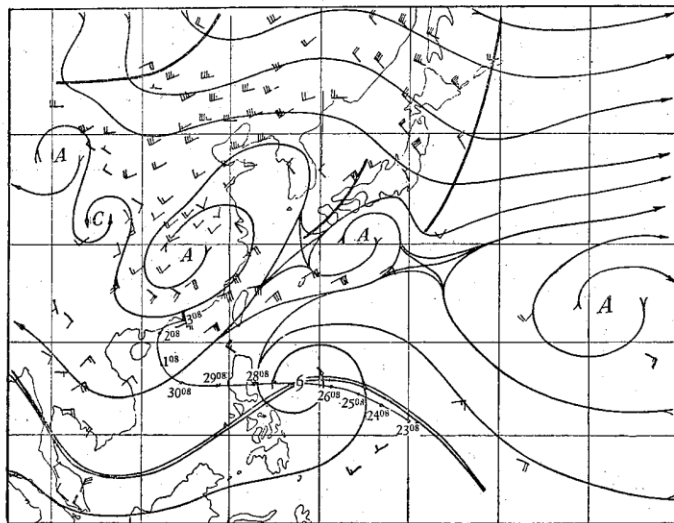


图 8.61 1974 年 11 月 27 日 08 时 850 毫巴流线图与 27 号台风路径

这个例子表明,冬季当中层与低层引导气流方向不一致时,低层引导的作用很重要。我们统计了 1970—1974 年 10—12 月共 35 个台风(异常路径除外)的路径与中层和低层引导气流的关系,其结果如表 8.4 所示。

表 8.4 台风路径与中低层引导气流的关系(括号内为百分比)

引导层次	500和850毫巴 气流一致	850毫巴	500毫巴	合计
西行	17 (55)	13 (42)	1 (3)	31
转向	3 (75)	0 (0)	1 (25)	4

这个统计表明: (1) 冬季大部分台风(西行的 55%, 转向的 75%) 上下两层引导气流的方向基本一致, 这时的引导作用是最显著的。(2) 有一部分台风(西行的 45%, 转向的 25%) 两层引导气流不一致, 其中 14 个西行台风中有 13 个受 850 毫巴气流引导, 1 个受 500 毫巴引导。可见低层引导起决定作用。(3) 4 个转向台风中有一个两层气流不一致, 但这个台风受 500 毫巴引导。

这两个 850 毫巴气流引导不起作用的台风, 一个是 1970 年 14 号台风(图 8.62b)。这个台风在 10 月 24 日移到南海北部, 850 毫巴太平洋高压在台风东侧南伸出现了转向形势。但这时南支急流的屏障作用很强, 500 毫巴台风北侧的南海高压很稳定, 因此低层的

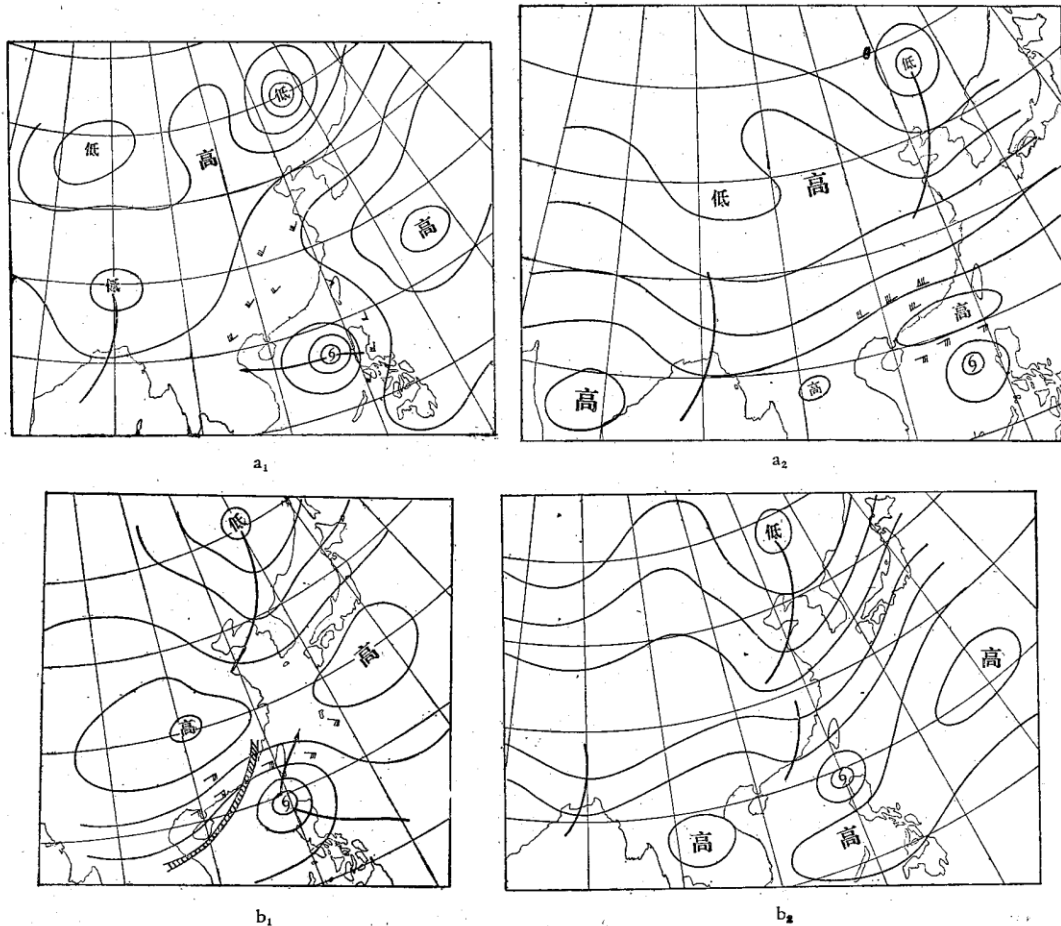


图 8.62 低层引导不起作用的两种情况

a 转向不起作用, b 西行不起作用

转向引导并不起作用。另一个是 1971 年的 30 号台风, (图 8.62b) 这个台风在 13—14 日移到台湾东部海面, 850 毫巴台风北面的太平洋高压很强, 低层对台风是向西引导的。但这时出现了南支波动典型的诱发作用, 台风在低层处于东风引导, 但 500 毫巴上强烈发展的诱发槽前一支西南急流已控制台风区域, 台风低层引导不起作用而迅速向东北方向移出。另外, 这次诱发过程使冷空气爆发到南海, 在台风的西侧存在有很强的极锋锋区, 台风是不能穿过这样锋区的。这两个例子的分析表明: (1) 南支急流在屏障作用时期(a_2), 低层的转向引导(a_1) 不起作用。(2) 在南支波动诱发作用时期(b_2), 锋区位于台风的西北侧, 低层的西移引导(b_1) 不起作用。

台风路径的低层引导在秋冬季节是常见的, 是显著的季节特征之一。这可能和冬季极锋锋区经常可以从低层侵入到中层副热带高压南面的东风带有关, 这一点在夏季是不可能的。当极锋锋区移到低纬与东风一致时, 低层东风对台风的西移引导就十分显著。因为台风不能穿越锋区北上。另外也可能和冬季台风厚度变薄有关。极锋从副热带高压之下向低纬契入和南支急流的建立是秋冬季节西太平洋西部和南海环流的两个重要特色, 也是秋冬季节影响这带海面上台风移动的两个重要因子。

参 考 文 献

- [1] 日本气象学会, 1940—1970 台风径路图 30 年集, 1973。
- [2] Chin, P. C., Tropical cyclone climatology for the china seas and western pacific (1884—1970) 1(1972), *Basic Data, Royal Observatory, Hong Kong*.
- [3] 高由禧等, 台风的路径图及其一些统计(1884—1896, 1899—1955), 科学出版社, 1957。
- [4] 陈联寿, 盛夏亚洲中高纬度流型与西太平洋台风路径的关系, 气象学报, 35 (1965), 第 4 期。
- [5] 陶诗言等, 影响我国沿海岸地区的几类台风路径, 中国夏季副热带天气系统若干问题的研究, 科学出版社, 1965。
- [6] 叶笃正、张捷迁, 青藏高原加热作用对夏季东亚大气环流影响的初步模拟实验, 中国科学, 1974 年 3 月, 科学出版社。