

图 9.12 纬圈铅直环流示意图

§ 9.3 太平洋副热带高压

在南北半球的副热带地区,存在着副热带高压带,由于海陆的影响,常断裂成若干个高压单体,这些单体统称为副热带高压。在北半球,它主要出现在太平洋、印度洋、大西洋和北非大陆上。出现在西北太平洋上的副热带高压称为西太平洋高压,其西部的脊在夏季可伸入我国大陆。在这里,我们主要讨论这一副热带高压单体。

副热带高压是制约大气环流变化的重要成员之一,是控制热带、副热带地区的、持久的、大型天气系统之一。它对西太平洋和东亚地区的天气变化有极其密切的关系,且是最直接地控制和影响台风活动的最主要的大型天气系统。

这里须指出,目前对出现在副热带地区的暖性高压系统,笼统地称为副热带高压,但从低层到高层,高压的强度、位置有很大的变异,高压的性质和形成过程也有所不同,这在夏季表现得更清楚。如在地面图上,在太平洋地区常为一大高压控制(这

就是最早所称的副热带高压),而在西藏地区却常为低压所控制。在对流层高层200hPa图上,常出现相反的情况,即太平洋地区为低槽区,而西藏地区却为高压区。高原上空的高压和太平洋上的高压,虽然同是副热带地区的高压,但在形成过程中,前者是热力因子起主要作用,后者则是动力因子占主要地位。因此,为了严格区别起见,我们把主要出现在对流层中、下层位于大洋上的暖高压按惯例称为副热带高压,而把主要出现在对流层上层,位于高原大陆上的暖高压称为高原高压或大陆高压。

一、太平洋副热带高压的概况与结构

(一) 太平洋副热带高压的概况

多年观测事实表明,太平洋副热带高压是常年存在的,它是一个稳定而少动的暖性深厚系统。其强度和范围,冬夏都有很大不同,夏季,太平洋副热带高压特别强大,其范围几乎占整个北半球面积的 $1/5\sim 1/4$ 。冬季,强度减弱,范围也缩小很多。太平洋副热带高压多呈东西扁长形状,中心有时有数个,有时只有一个。一般冬季多为两个中心,分别位于东、西太平洋。西太平洋副热带高压除在盛夏偶有南北狭长的形状外,一般长轴都呈西西南-东东北走向。

(二) 太平洋副热带高压的结构

1. 温度场及湿度场 副热带高压脊呈西西南-东东北走向,在500hPa以下各层都较一致,但其脊线的纬度位置随高度有很大变化。冬季,从地面向上,副热带高压脊轴线随高度向南倾斜,到300hPa以后,转为向北倾斜。夏季,对流层中部以下,多向北倾斜,向上则约呈垂直,到较高层后又转为向南倾斜。但位于 140°E (海洋上)的副热带高压脊轴线在低层随高度仍然是向南倾斜的。这是因为海洋上的热源或最暖区位于副热带高压的南方,而大陆上的热源或最暖区却位于副热带高压的北方。因此在500hPa以下的低层,海洋上副热带高压脊轴线随高度往南偏移,而大陆上则往北偏移(如图9.13)。这显示了热力因子对副热带高压结构的影响。

副热带高压脊的强度总的看来随高度是增强的。但由于海、陆之间存在着显著的温度差异,使500hPa以上的情况就不大相同。夏季,大陆上及接近大陆的海面上温度较高,所以位于该地区上空的高压随高度迅速增强,而位于海洋上空的高压则不然,其在500hPa以上各层表现得比大陆上的弱得多。至100hPa上,太平洋副热带高压已主要位于沿海岸及大陆上空,与地面图比,形势完全改观。通常所说的太平洋副热带高压脊主要是指500hPa及其以下的情况。

在对流层内高压区基本上与高温区的分布是一致的。每一高压单体都有暖区配合,但它们的中心并不一定重合。在对流层顶和平流层的低层,高压区则与冷区相配合。

另外,太平洋副热带高压脊的低层往往有逆温层存在,这是由下沉运动造成的。特别当高压脊向西伸展的过程中,逆温更明显。逆温层下部湿度大,上部湿度小。

太平洋副热带高压脊中一般较为干燥。在低层,最干区偏于脊的南部,且随高度

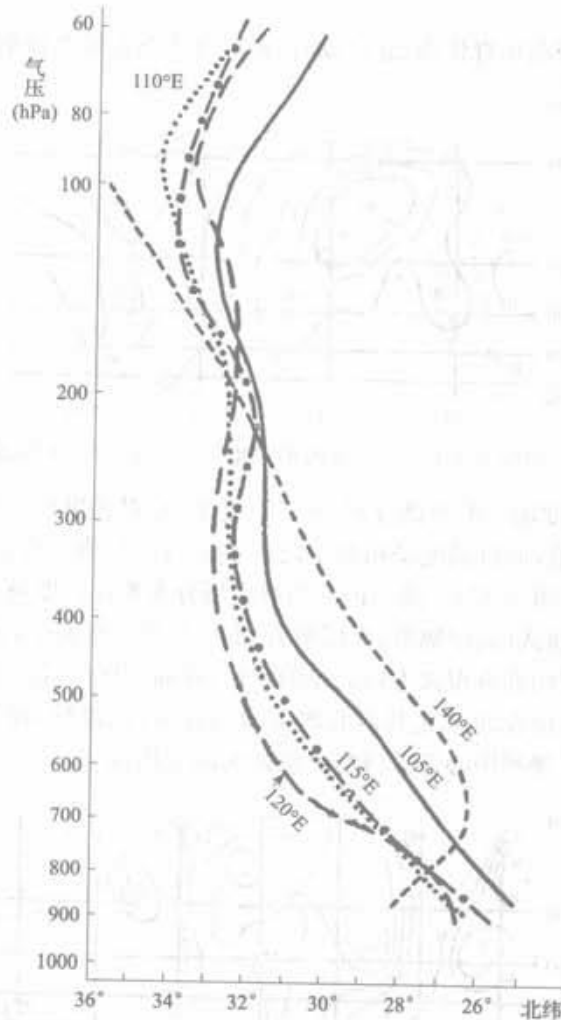


图 9.13 1959 年 8 月 21 日 08 时西太平洋高压脊线在不同经度上随高度的南北变化图

向北偏移,到对流层中部时,最干区基本与脊线相重合。高压的南、北两缘有湿区分布,主要湿舌从大陆高压脊的西南缘及西缘伸向高压的北部。

2. 风场 太平洋副热带高压脊线附近气压梯度较小,水平风速也较小;而其南北两侧的气压梯度较大,水平风速也较大。又因为太平洋副热带高压是随高度增强的暖性深厚系统,故其两侧的风速必然也随高度而增大,到一定高度上便形成急流。其北侧为西风急流,中心位于 200hPa 附近,风速约 40m/s;南侧为东风急流,中心位于 130hPa 附近,风速比西风要小些(图 9.14)。这是因为西风急流常与低层南移的

冷锋相结合的缘故。

当太平洋副热带高压脊作南、北移动时,西风急流与东风急流的位置、强度、高度都会发生很大的变化。

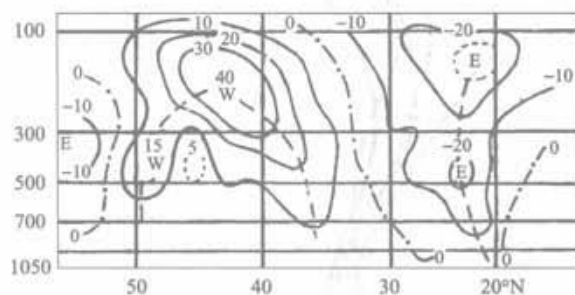


图 9.14 1958 年 8 月 21 日 08 时沿东经 115°E 剖面东西向风速分量

3. 涡度场与散度场 据个例分析,在各高度上,相对涡度的分布,在副热带高压区内基本上都是负值,而且涡度场相对于高压表现得很匀称。负涡度区的范围和强度均随高度而增大(图 9.15)。高压内部的散度场分布要比涡度场复杂(图 9.16),绝不以通常所想象的模式(低层辐散、高层辐合)那样简单。事实上,高压区各部分散度分布不同,在各高度间亦有很大不同。总的来说,在高压区内,低层以辐散占优势,但主要位于高压南部,而在北部尤其西北侧多为辐合区,在高层,高压区内,北部为辐散,南部为辐合并扩展到中心部分,辐合、辐散的强度均很大。

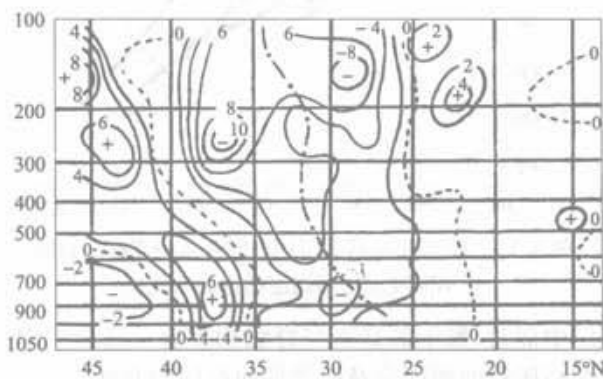


图 9.15 1959 年 8 月 21 日 08 时 117.5°E 剖面上的相对涡度
(单位: $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

4. 垂直速度 在对流层中上层,高压脊轴南侧存在着广大的下沉运动,北侧及脊轴附近有上升运动,再北侧又有下沉运动(图 9.17),因之在高压脊轴附近有一反(经圈)环流,而其两侧各有一正(经圈)环流。另外,在对流层下层脊轴附近为下沉运动。

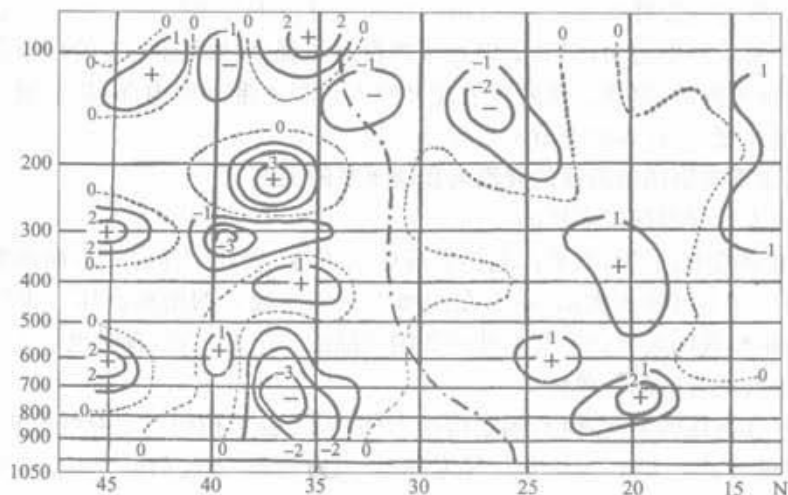


图 9.16 1959 年 8 月 21 日 08 时 117.5°E 剖面上的散度
(单位: $1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$)

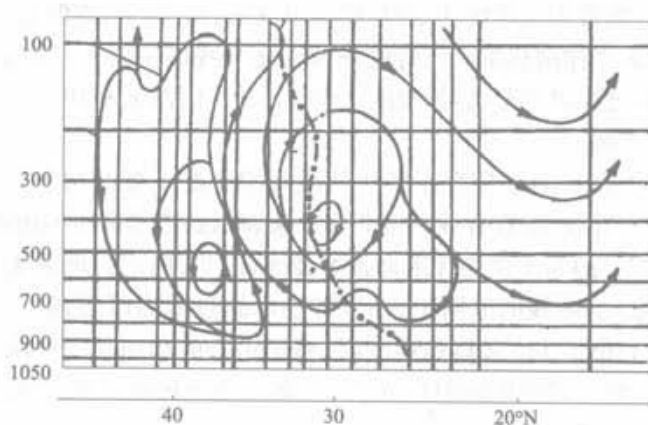


图 9.17 1958 年 8 月 21 日 08 时 117.5°E 南北剖面图
(点划线为高压脊轴线)

5. 在卫星云图上 副热带高压主要表现为无云区或少云区,无云区的边界一般较明显。副热带高压脊线一般位于北方锋面云带伸出来的枝状云的末端;或是在副热带高压西部洋面上常有一条呈反气旋曲率的积云线时,500hPa 副热带高压脊线常位于积云线最大反气旋曲率北边 1~2 个纬度处。副热带高压脊线附近也常有太阳耀斑区存在。副热带高压西部常有的一些呈反气旋性曲率的积云线,常可维持

2~3天。当副热带高压强度减弱时,低层常有大范围的对流云发展,有时甚至可出现一些小尺度的气旋性涡旋云系(常出现在副热带高压南侧东风气流里)。这些云系在天气图上常反映不出来,但其出现对副热带高压强度减弱有一定的预报意义。另外,当强冷锋入海后,冷锋云系的残余常可伸入到副热带高压内部,甚至越过副热带高压进入低纬度,这在春秋季节发生较多。

二、西太平洋副热带高压的变动与我国天气的关系

(一)西太平洋副热带高压的变动

在对流层的中、下层,太平洋副热带高压的主体一般位于海洋上,而西端的脊伸达我国沿海;夏季可伸入大陆,冬季在南海上空形成独立的南海高压。天气实践指出,它直接影响我国天气的主要是伸向我国大陆的一个脊,当然有时也可以在我国沿海或陆上出现闭合的高压单体。

西太平洋高压的不同部位,因结构的不同,天气也不相同。在脊线附近,为下沉气流,多晴朗少云的天气;又因气压梯度较小,风力微弱,天气则更为炎热。长江流域8月份经常出现的伏旱,就是由于西太平洋高压脊较久地控制这个地区而造成的。

西太平洋高压脊的北侧与西风带副热带锋区相邻,多气旋和锋面活动,上升运动强,多阴雨天气。脊的南侧为东风气流,当其中无气旋性环流时,一般天气晴好,但当有东风波、台风等热带天气系统活动时,则常出现云、雨、雷暴,有时有大风、暴雨等恶劣天气。因此西太平洋副热带高压脊的季节变化与我国主要雨带的活动,雨季的出现有密切的关系,这在第七章已经介绍。下面主要讨论西太平洋高压的短期活动及其对我国天气的影响。

在实际工作中表示副热带高压脊线的最常用方法主要有两种,一种是500hPa图上的副热带高压脊线,即以脊线的南北移动来表示副热带高压的南退或北进;另一种是以500hPa图上的588位势什米那条等高线,向北、向西扩展来表示副热带高压的向北、向西推移。588线的范围扩大时,即表示副热带高压增强。一般地讲,当副热带高压单体中心位于 145°E 以西地区时,高压中心的动向与588线所代表的西端高脊的位移一致;而当高压单体中心位于 145°E 以东地区时,高压中心的动向与西部脊的位移就不完全一致。

西太平洋副热带高压在随季节作南、北移动的同时,还有较短时期的活动,即北进中可能有短暂的南退,南退中可能出现短暂的北进,且北移常与西进结合,南退常与东缩结合。西太平洋副热带高压的这种进退,持续日数长短不一。如果将一个进退算一个周期的话,则长的可达10天以上,短的只有1~2天。一般称10天以上的为长周期,10天以下的为短周期。

当其脊西伸时,因其西部地区原来往往为低压或槽所控制,故天气较坏,水汽较多。脊刚到达时,下沉气流尚不十分强烈而天气却会转晴,所以有时有热雷暴产生,且这种雷

暴多出现在脊西部有小范围气旋式风切变的地方。随着脊的进一步西伸,下沉气流逐渐加强,受其控制的地区则出现晴朗少云天气。当脊东撤时,其西部常伴有低槽东移,有上升运动发展。如果大气潮湿且不稳定,就会造成大范围雷阵雨天气。

(二)西太平洋副热带高压变动与周围天气系统的关系

西太平洋副热带高压脊线短期的变化是和它周围东风带及西风带天气系统互相联系并且互相制约的。

1. 西太平洋副热带高压脊的短期变化与西风带短波槽脊的关系

在东亚,当西风环流较平直时,其上常有短波槽、脊东移入海。这些小槽、小脊只能引起西太平洋高压外围等高线的变形,而副热带高压脊线位置的变动很小,尤其当西太平洋副热带高压强大时更是如此。但当东移的是发展强大的槽、脊时,它们就会造成西太平洋副热带高压的短周期变化。当深槽移近它时,它就东撤、南退;当强脊移近它时,它便西伸、北进。它进退周期的长短与西风槽脊的强弱有关,槽脊越强,周期越长。据统计,周期5~6天的次数较多。此规律是对呈南、北向或东北-西南向的西风槽脊而言的。另外副热带高压也可影响西风槽的活动。当西风槽不很强,而副热带高压本身很强或在增强西伸北进时,它可使西风槽北缩,向东北方向移去或使之由南北向的槽转为东北-西南或东西向。

2. 西太平洋副热带高压脊的短期变化与我国大陆高压的关系

(1)和青藏高压的关系 夏季,500hPa图上,在西藏高原地区常有分裂的暖高压中心出现(简称青藏高压),当其东移入海并入西太平洋副热带高压时,引起后者明显的西进。据统计,在1957~1963年7~9月间西太平洋副热带高压明显西进过程共有30次,除其中7次是由西风带高压脊作用所引起外,其余23次都是由西藏高原上空东传的暖平流加压作用所造成。这种暖平流所引起的 $+\Delta H$ 数值不需很大就足以使西太平洋副热带高压脊西伸、北进。盛夏前,这种 $+\Delta H$ 值只要达3~6十位势米,就可使西太平洋副热带高压脊产生明显的北跳。而西风带高压脊引起的 $+\Delta H$ 数值需达6~9十位势米才能引起西太平洋副热带高压的西伸或北跳。

(2)和华北暖高压的关系 夏季,尤其是8月份,在华北地区上空(一般在700hPa上),有时会出现暖高压系统,常称华北暖高。当华北暖高并入西太平洋副热带高压时,可使西太平洋副热带高压脊的形状发生较大的变化,脊线可从原来的东西向转为南北向,甚至可在较北地区出现闭合高压中心。

(3)和大陆冷高压的关系 初夏或秋季,从我国大陆有冷高压东移入海,在刚入海的阶段,由于其东部有冷平流,可使西太平洋副热带高压脊减弱东撤;而当冷高渐渐变性增暖并入西太平洋副热带高压后,西太平洋高压脊往往加强西伸。

3. 和台风的关系

太平洋上的台风,多产生于西太平洋副热带高压的南缘,并沿高压的外围移动。

这是它们之间相互制约的基本方面。但台风在受其外围气流“操纵”的同时会给副热带高压以一定的影响,特别当台风强大时,影响更为显著。

总的来说,西太平洋副热带高压与台风移动路径之间有如图 9.18 所示的关系。当副热带高压呈东西带状,且强度比较强时,位于其南侧的台风将西行,且路径较稳定。一般情况下,当台风移到西太平洋副热带高压西南时,高压脊便开始东退;在台风北行时,高压脊继续东退;而当台风越过脊线后,则位于台风南侧的高压脊又开始西伸。还有,当西太平洋副热带高压脊较弱时,台风可穿过其脊,使脊断裂(图 9.19)。

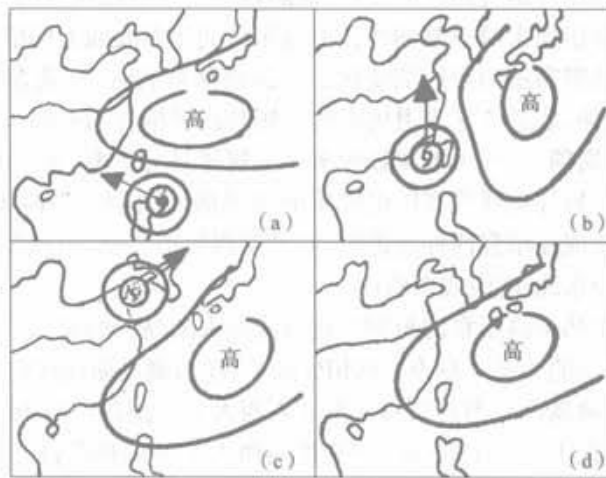


图 9.18 副热带高压和转向台风的关系示意图

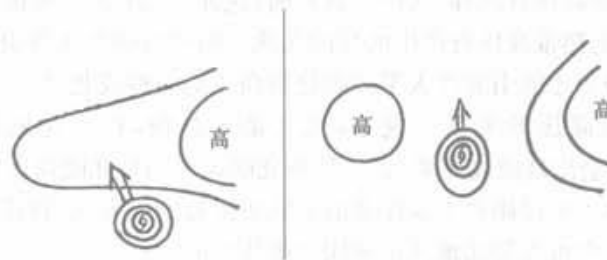


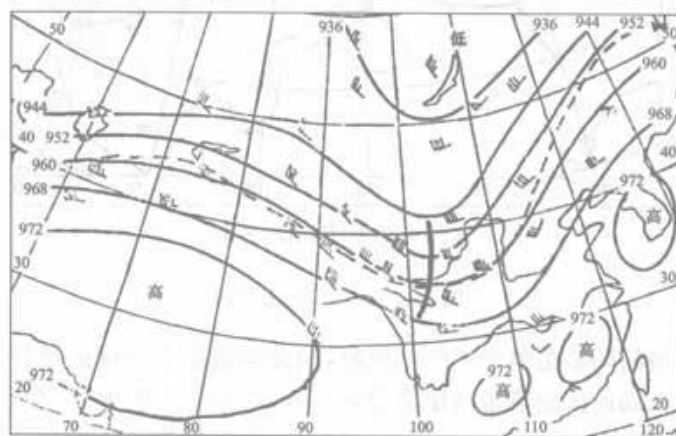
图 9.19 台风移动使太平洋高压脊断裂

4. 和赤道反气旋的关系

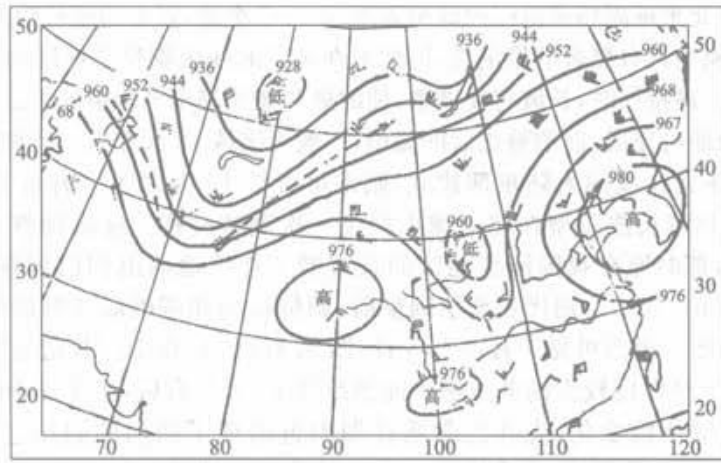
夏季,当赤道反气旋随着赤道辐合带向北推进,进入到我国华南地区时,可与西伸的副热带高压打通合并使副热带高压加强(见后面“赤道反气旋”)。

5. 与副热带长波流型调整的关系

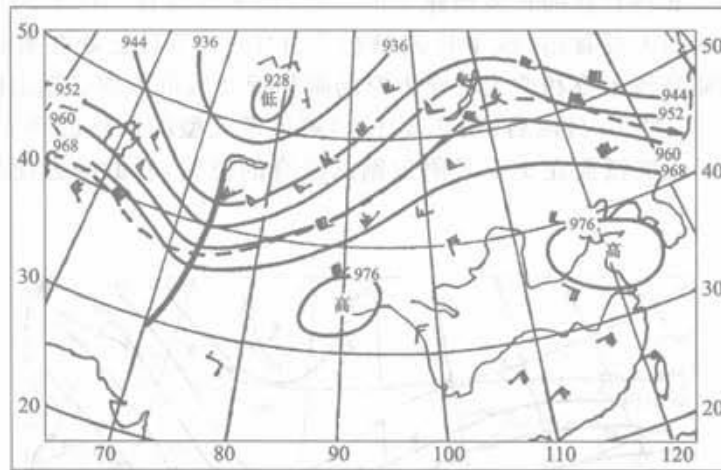
盛夏,在北半球副热带范围内流型表现为6~7个波,其平均波长约为50~60个经度。这种流型具有显著的稳定性,即如果在某段时间内副热带地区的长波数目与波长不符合上述特征时,长波将要调整,使波数与波长趋于平均情况。这种调整过程只需3~5天便可完成,而调整之后的流型,一般可维持10天左右。若调整后刚好有一副热带高压脊在我国大陆东部建立,则常可维持15天之久。例如1958年7月15~20日副热带长波流型在北半球出现了一次调整过程。这次调整在东半球表现最为清楚,那时原在我国河套地区的长波槽不连续地西退到巴尔喀什湖地区。图9.20(a)、(b)、(c),分别代表流型调整前、调整期间和调整后的亚洲副热带范围的300hPa平均图。由图可见7月6~15日(图9.20(a)),在105°E附近我国河套地区维持着一个经向度较大的低压槽。此槽维持10天左右后,于7月16~17日(图9.20(b))流型开始变化,先在巴尔喀什湖附近出现了强烈的斜压过程(有冷平流),这表明该地区将有长波槽建立。由于长波要维持其平均波长,即50~60个经度,故当75°E将有新的长波槽建立的同时,原来停留在105°E的深厚大槽将遭到破坏。从图上可看出,这个长波槽在7月16~17日已处在被切断的过程中,同时,青藏高原上空和西太平洋上空的副热带高压单体均显现出向华中上空移动的趋势。7月20日以后(图9.20(c))副热带流型的调整已经完成,在巴尔喀什湖建立了长波槽而在105°E附近则已是脊的位置,脊的南方便是副热带高压位置所在。



-----→ 急流轴
(a) 1958年7月6日-15日



(b) 1958年7月16日~17日



(c) 1958年7月16日~25日

图 9.20 300hPa 平均图

副热带流型的调整是整个半球的现象,因此要着眼于全球的槽脊发展来进行判断。预报我国东部地区副热带高压将建立与否,特别要注意 80°E 的长波槽是否将建立。当该区有槽产生时,则我国东部地区将有一次副热带高压的建立过程。同时还要注意北支西风带和热带东风带的影响。

§ 9.4 南亚高压

南亚高压是夏季出现在青藏高原及邻近地区上空的对流层上部的大型高压系统,又称青藏高压或亚洲季风高压。它是北半球夏季 100hPa 层上最强大、最稳定的控制性环流系统,对夏季我国大范围旱涝分布以及亚洲天气都有重大影响。

一、南亚高压的结构特征

1. 南亚高压具有行星尺度的反气旋环流特征

在第二节已指出夏季存在于青藏高原上空对流层上部的大型反气旋环流系统(见图 9.5),这一反气旋正是夏季南亚高压在流场中的表现。从图 9.5 可以看出,反气旋环流以高原为中心,其范围从非洲一直延伸到西太平洋,约占所在纬圈的一半。

2. 南亚高压是对流层上部的暖高压

青藏高原在夏季是强热源,高原上空整个对流层平均是个高温区(图 9.21)。空气在高原上受热上升,低层空气辐合形成低压环流,高层辐散形成高压环流。在气压场上,南亚高压下面 600hPa 以下整个高原为热低压控制(图 9.22),500hPa 是过渡层,400hPa 以上转变为暖高压,南亚高压在 150~100hPa 气层达到最强。在 7 月北半球 100hPa 平均图上(图 9.23),高压脊线在 30°N 附近,其范围与图 9.5 一致。在南亚高压的南侧是热带东风急流,北侧是高空副热带西风急流。

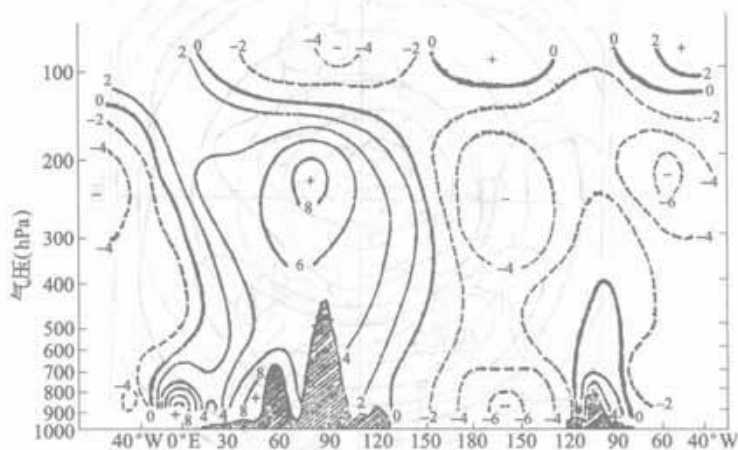


图 9.21 7 月沿 30°N 纬圈温度距平分布
(图中阴影部分为地形)

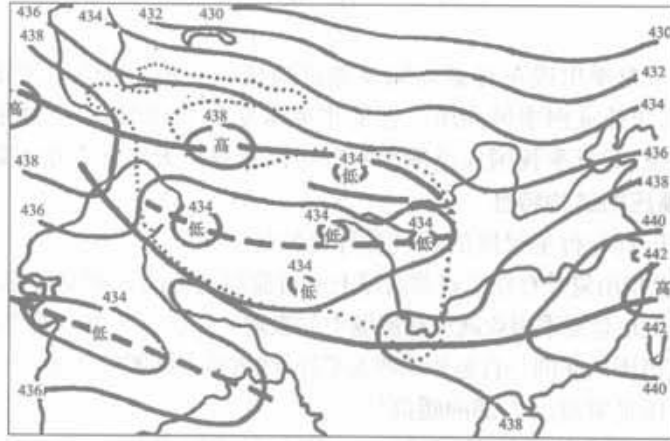


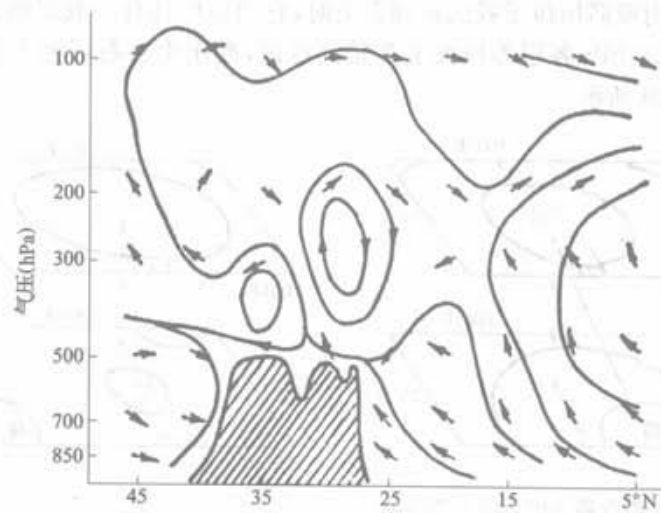
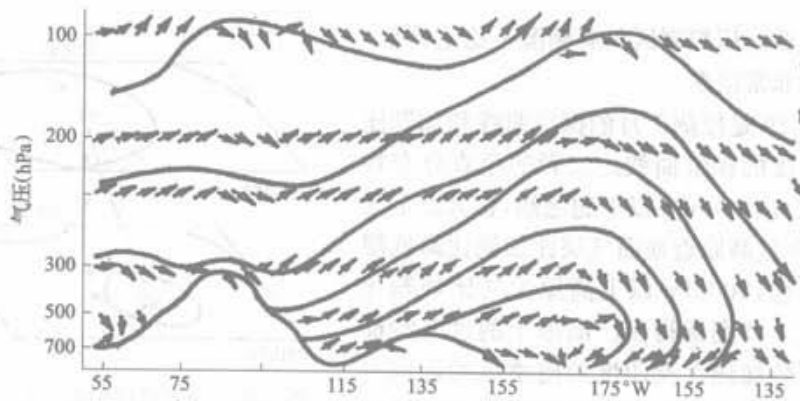
图 9.22 青藏高原及其邻近地区 600hPa 7 月平均图(1961~1970 年)
(图上粗实线为脊线,粗断线为槽线,细点线为青藏高原廓线)



图 9.23 7 月北半球 100hPa 平均图(1965~1970 年)

3. 南亚高压具有独特的垂直环流

图 9.24 是沿 90°E 的 7 月平均经向环流。该图的显著特征之一是高原经度上的巨大的季风环流代替了哈得来环流,显著特征之二是在经圈环流内高原上空叠加了两个尺度较小的环流圈,在南亚高压中心附近为明显的上升气流,两侧的下沉支下抵 500hPa 附近。在南亚高压控制区中所出现的两个方向相反的垂直环流圈与青藏高原的加热效应有关。高原虽然比孟加拉湾的总加热率要小,但高原是一个中空热源,相对于周围自由大气加热效应强得多,因而这两个经圈环流是热力直接环流。在纬向方向上,如图 9.25 所示,沿 35°N 7 月平均的垂直环流的显著特征是在高原上升和

图 9.24 沿 90°E 7 月平均经圈环流图 9.25 沿 35°N 7 月平均纬圈环流

在太平洋下沉,这一纬向环流主要是高原与其东部海洋之间热力差异所引起的热力直接环流。以上特征表明南亚高压及其附近的垂直环流与副热带高压具有显著不同的结构。

1979年青藏高原气象科学实验资料的分析结果表明,南亚高压位于不同地理位置时环流结构具有不同的特征。当南亚高压位于云贵南部和中南半岛北部时(高原的东南边沿),500hPa以上各层等压面上的高压具有一般副热带高压的特征:高压配合暖区,下沉运动。在700~850hPa气层中为低压区和上升运动。其环流结构如图9.26所示。当南亚高压位于高原上空时,具有独特的温、压和环流结构:上层高压对应下层低压,并与高温区配合,整层为上升运动,季风环流圈较强。其环流结构如图9.27所示。当南亚高压位于我国东部上空时,它的结构具有一般副热带高压的结构特征,在100~850hPa各层等压面上都是高压区,高压中心附近为下沉气流。其环流结构如图9.28所示。

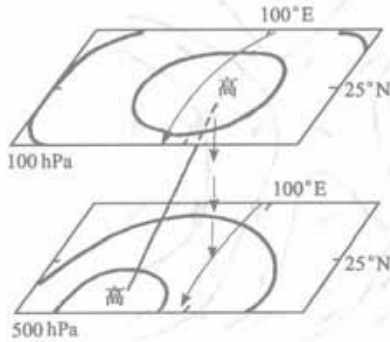


图 9.26 南亚高压中心位于 25°N, 100°E 的环流结构示意图
(长矢表示经向气流,短矢表示垂直运动)

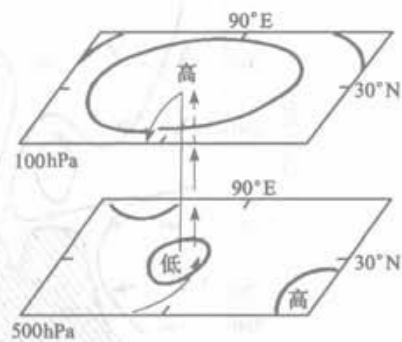


图 9.27 南亚高压中心位于 31°N, 83°E 的环流结构示意图

4. 南亚高压控制区具有潮湿不稳定特征,对流活动非常活跃

图 9.29 是拉萨 7 月的探空曲线和加勒比海雨季午夜的探空曲线。二者的垂直分布特征很相似,在 470hPa 以下超绝热,在其以上为湿绝热,而且高原近地面气层比加勒比海低层大气更不稳,500hPa 以上高原大气比加勒比海同高度上要潮湿得多。高原上的这一特征与地面感热加热以及印度西南季风的影响有关。这一特征以及南亚高压控制下高低层的流场特征,决定了南亚高压控制区内多对流活动。

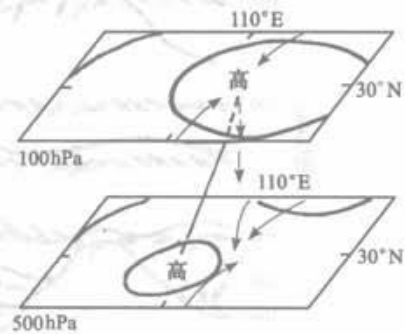


图 9.28 南亚高压中心位于 30°N, 110°E 的环流结构示意图

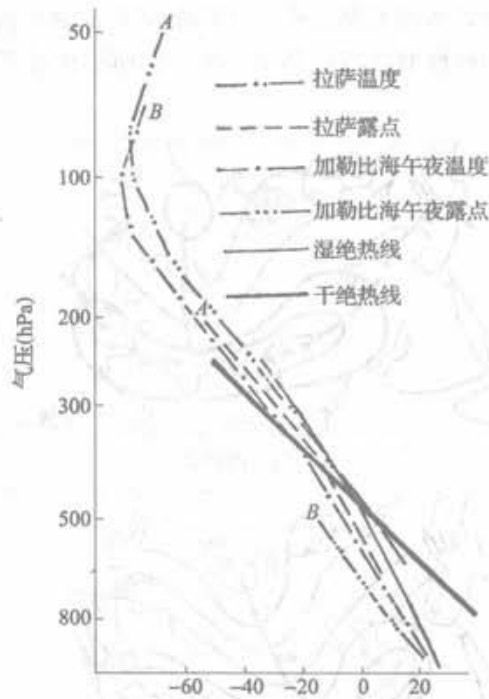


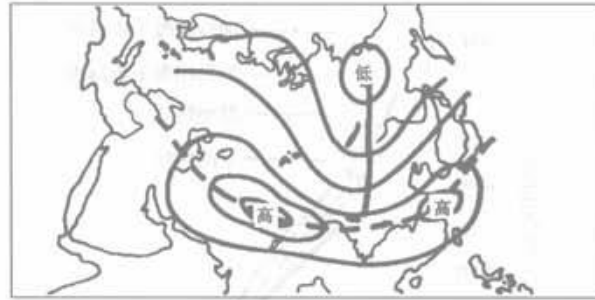
图 9.29 拉萨 7 月平均探空曲线(A), 加勒比海雨季午夜探空曲线(B)

二、南亚高压的活动特征

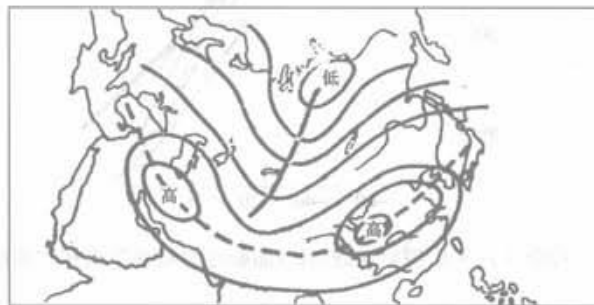
南亚高压是对流层上部的暖高压, 由于夏季青藏高原加热作用最为显著, 如同一“热岛”, 所以南亚高压中心在夏季稳定于高原上空。但是从这一暖高压作为对流层上部大气环流的成员角度看, 其位置和强度都有明显的季节变化。对流层上部的暖高压在冬季也存在, 其中心位于菲律宾东南沿岸附近, 但是在 4 月以后开始向西北方向转移, 5 月移到中南半岛, 6 月跳上高原, 7、8 月在高原上空最为强盛, 9 月以后又逐渐转移到海上。从其脊线的平均位置看, 4 月在 15°N , 5 月在 23°N , 6 月在 28°N , 7 月在 32°N , 8 月在 33°N , 9 月又回到 28°N 附近。考虑这种季节性变化特征, 有人认为夏季南亚高压的形成不仅仅决定于青藏高原的加热作用, 而且与全球加热场的季节变化所决定的行星风带变化有关。

南亚高压的位置不仅随季节有所变化, 而且在夏季期间还有明显的经度变化。南亚高压在夏季期间的变动可分为三个基本的天气型过程(图 9.30): 东部型过程, 主要高压中心在 90°E 以东, 维持时间在 5 天以上; 西部型过程, 主要高压中心在 90°E 以西, 维持时间在 5 天以上; 带状型过程, 在 $50^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 之间有几个强度相当的高压

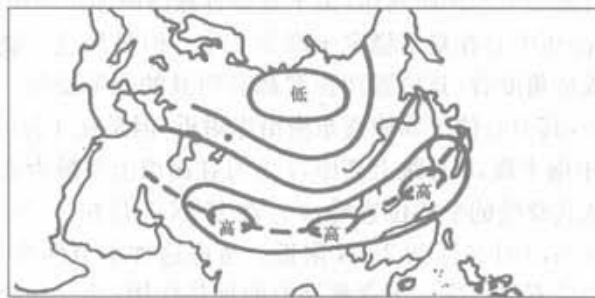
中心,维持时间较短,它属前两型的过渡型。当南亚高压为东部型时,500hPa 西太平洋副热带高压常西伸北跳,588 线控制在长江中下游,长江流域少雨,而西北、东北地区一带多雨。当南亚高压为西部型时,500hPa 588 线偏东偏南,雨带多在长江流域。



(a) 西部型



(b) 东部型



(c) 带状型

图 9.30 南亚高压的主要环流型

南亚高压东部型和西部型的转换具有准双周东西振荡的特征。这种东西振荡主要受加热场的变化和周围大气环流调整所制约。夏季在南亚高压中心附近纬带上有

两个主要加热中心,一个位于高原上,另一个位于长江中下游地区。当长江中下游梅雨期雨带中所释凝结潜热加热超过高原加热强度时,南亚高压主要中心稳定在我国东部上空,南亚高压由西部型转为东部型。在东部型南亚高压环流控制下,我国东部降水减少,至高原上的加热作用超过东部地区时,位于东部的南亚高压中心减弱,位于高原上的南亚高压中心增强,南亚高压又由东部型转为西部型。若这种过程重复出现,便形成南亚高压中心的東西振荡。一些实例分析表明,南亚高压的每一次东西振荡都与西风带的长波调整有关。当高原经度范围由长波脊变为长波槽时,南亚高压由西部型转为东部型;当高原经度范围由长波槽变为长波脊时,南亚高压由东部型转为西部型。此外,热带环流的调整对南亚高压的东西振荡也有影响。

三、南亚高压对我国和亚洲天气的影响

南亚高压是一种行星尺度的环流系统,它不仅对我国天气有直接影响,而且对南亚和东亚大范围地区的天气气候有重要影响。例如,1972年夏季南亚高压很强大,并且主要高压中心在7月份稳定在我国东部大陆上空,我国广大地区以及印度、东南亚和日本各国均遭受到大旱。

南亚高压脊线的位置和变动与我国主要雨带的位置和季节性变化有密切的关系。据1961~1973年资料分析结果,南亚高压在 120°E 的脊线从春到夏的季节转换中,共有四次明显的北跳。第一次出现在5月16日前后,脊线跳过 20°N ;第二次在6月5~10日,脊线跨过 25°N ,长江流域进入梅雨期;第三次在6、7月之交,脊线由 28°N 推进到 31°N ;第四次出现在7月10~15日,脊线跳到 33°N 以北,这时长江流域梅雨结束,进入伏旱期。值得注意的是,100hPa南亚高压在 120°E 的脊线比500hPa西太平洋副热带高压脊线提早10天左右北跳,而且100hPa高压脊线比500hPa高压脊线偏北4~6个纬距,盛夏时要偏北6~7个纬距。可见,100hPa等压面上南亚高压脊线的变动对我国东部主要雨带的变动具有预报指示意义。若初夏时南亚高压脊线比常年偏北,提早跳到 $25^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间,江淮流域可能提前入梅,造成梅雨偏多。如果盛夏时南亚高压脊线比常年偏南,而稳定在 $25^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$,则会使出梅日期推迟,也会形成梅雨偏多,甚至形成水涝。例如,1969年7月100hPa等压面上的脊线比平均位置明显偏南,这一年也明显偏涝。江淮流域的伏旱是在南亚高压脊线跳过 33°N 以北时发生的。如果南亚高压脊线过早的北跳和在 33°N 以北长期稳定,则会引起江淮流域持续干旱。例如前述的1972年大范围干旱就是南亚高压脊线过早跳到 33°N 以北并长期稳定所致。对于华南而言,若初夏100hPa层上的脊线比常年偏北,则降水偏少。但是,对华北来说,盛夏100hPa层上的脊线过早跳过 33°N 以北,则有利于该地区雨季的提早和雨量偏多。

南亚高压主要中心的位置和东西振荡与我国主要雨带中的中期变化也有密切的关

系。据 13 年夏季的统计结果,其中南亚高压东部型过程有 26 次,西部型过程 54 次,带状型过程 12 次。对长江中下游而言,东部型过程中有 24 次是少雨的,带状型过程中有 11 次少雨,而在西部型过程中有 37 次是多雨的。对其他地区而言,不同地区的降水过程与南亚高压主要中心的关系并不相同。例如,川西、宁夏、青海、甘肃、新疆等地多雨时,南亚高压多为东部型,而川东、贵州和长江中下游降水多少却与川西相反。这些事实可以说明,雨季中的降水过程与副热带长波的位相有关。例如,当南亚高压为西部型过程时,我国东部处于长波槽区(图 9.30(b)),长江中下游多雨,而川西、甘肃等地位于长波槽后,少雨。由于副热带长波的位相不是由南亚高压主要中心所唯一确定,例如当主要中心位于高原上而长江中下游上空也为一高压中心控制时,长波槽位于紧靠高原的东侧,所以西部型过程中长江中下游尚有 24% 的日数是少雨的。

南亚高压进入高原到退出高原之间的时期,刚好是高原的雨季。但是,当伊朗动力性副热带高压进入高原时,在高原上空形成“上高下高”的形势,高原雨季会出现短暂的中断。

南亚高压与日本夏季的天气也有密切关系。例如,在我国江淮梅雨期前后日本也进入梅雨季节,其入梅和出梅的日期也与南亚高压东伸脊线的位置和变动有密切关系。1967 年和 1972 年盛夏南亚高压中心持续停滞在我国东部上空,南亚高压脊东伸和笠原高压西移,日本西部遭受非常严重的干旱。

南亚高压和印度季风槽的活动也有密切关系。南亚高压强时,季风槽被阻于印度中部,印度北部加尔各答雨量偏少,但印度南部的马德拉斯、孟买等地的降水偏多。反之,南亚高压弱时,季风槽移到印度北部,该地区易降大雨,而南部降水却偏少。

§ 9.5 赤道辐合带

赤道辐合带又称热带辐合带、赤道锋,是南北半球两个副热带高压之间气压最低、气流汇合的地带,也是热带地区主要的、持久的大型天气系统,有时甚至可以环绕地球一圈。它的移动、变化及强弱对热带地区的长、中、短期天气变化影响极大。台风的发生和发展与赤道辐合带也有极密切的关系。根据天气图上气流汇合的情况,赤道辐合带可分为两种类型。一种是无风带,在辐合带中,地面基本静风,辐合带正处于东风带和西风带之间,是东、西风的过渡带;另一种是信风带,它是东北信风与东南信风交汇成一条渐近线形式的气流汇合、气压最低的地带(图 9.31)。

一、赤道辐合带的季节变化和短期变化

赤道辐合带有明显的季节性位移。北半球夏季,由于副热带高压北移和西南季风增强,赤道辐合带位置偏北,冬季则相反,辐合带位置偏南。在中南半岛经度上,赤

道辐合带活动于 25°N 和 10°S 之间。7 月, 它的平均位置在我国南海东部, 8 月, 正好位于台湾省之南, 9 月在 20°N 左右的南海北部, 10 月开始南退到 $8^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$, 11 月在赤道和 5°S 之间。到 12 月赤道辐合带已离开北半球活动于 10°S 和赤道之间了。图 9.32 是赤道辐合带的实例。

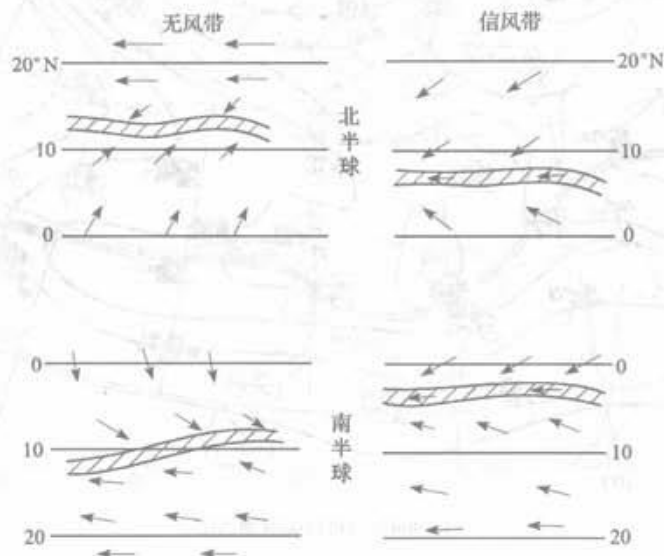
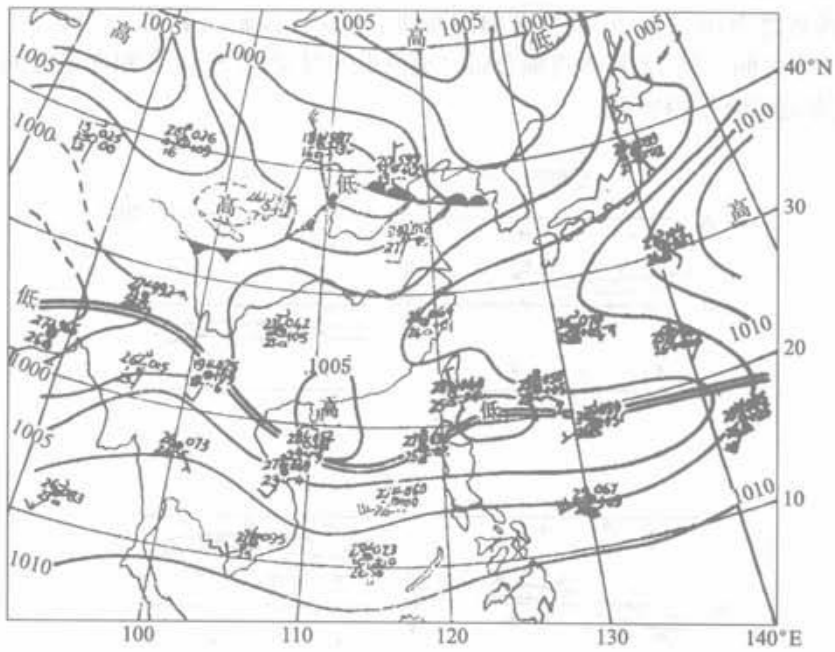


图 9.31 南北半球赤道辐合带模式

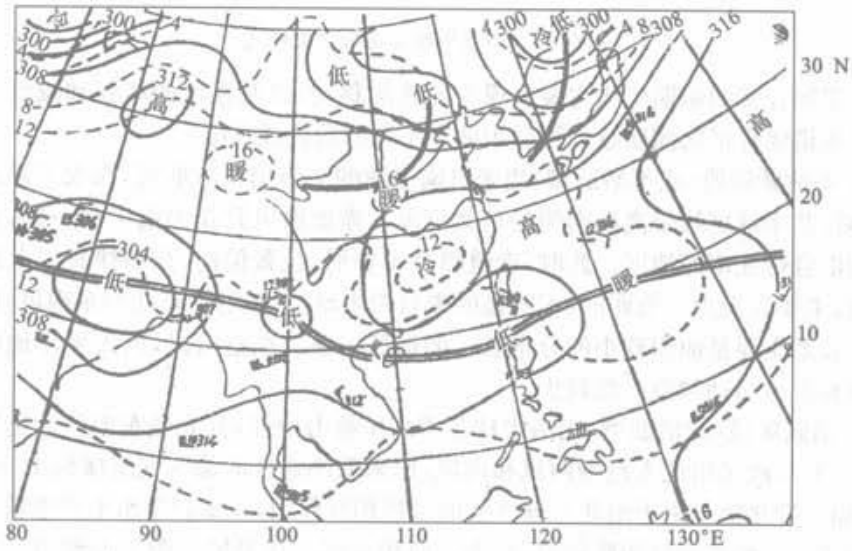
赤道辐合带的短期变化主要表现为位置的移动, 以及强度的增强和减弱。西太平洋区赤道辐合带的演变过程可分为两个不同的阶段或类型。

1. 不活跃阶段(或不活跃型)当来自南半球的东南信风减弱时, 西太平洋地区低层多盛行北半球副热带高压南侧的东北信风。赤道西风只在中南半岛一带, 它们与东风的汇合带在南海地区。此时, 赤道辐合带较弱, 位置偏南, 在菲律宾以东地区接近赤道, 主要表现为一条弱的、不明显的来自两半球信风气流(东北与东南风)间的汇合线。云系主要是面积较小的分布散乱的信风云系。在这阶段, 西太平洋地区的热带风暴和台风活动频数一般较少。

2. 活跃阶段(或活跃型)当南半球冬季高压势力增强, 其北侧东南气流迅速增大时, 西太平洋地区出现大范围西风和南风, 原来低纬地区的偏东气流撤到 $15^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 以北, 辐合带北抬。由于南北半球气流的强烈相互作用, 在辐合带水平切变较大的地区开始出现一些气旋性涡旋环流, 产生大面积云团。在卫星云图上表现为一条东西向连续的密蔽云带。这个阶段, 台风最易在辐合带中发生。且常有几个热带扰动同时或相继发展成台风。



(a) 1969年8月1日08时地面图



(b) 1969年8月1日08时700hPa图

图 9.32 赤道辐合带实例

二、赤道辐合带的结构和天气

对中南半岛和南海地区的 22 个赤道辐合带进行分析, 所得结果表明: 这一地区的赤道辐合带绝大多数是随高度向南倾斜的, 也有近于垂直的, 向北倾斜的为极少数。平均倾斜角 3° 左右, 比锋面坡度大得多。辐合带两侧的温差很小, 一般都小于 3°C 。

辐合带的湿度场多数呈舌状分布, 一般是其南侧湿度大于北侧, 但湿舌伸展高度往往是北侧大, 最高可达 300hPa 高度左右, 辐合带的散度场分布, 高层以辐散为主, 低层以辐合为主, 但并非沿辐合线都是一致的。由于辐合带低层辐合总是存在的, 而且它上面常有低涡或台风形成和发展, 所以辐合带上常有很活跃的天气现象出现, 中南半岛、南海和华南一带的盛夏降水, 常与辐合带的活动有联系。

辐合带的降水范围通常可达 200~800km 宽。主要降水区一般位于辐合带两侧附近。辐合带的天气分布是不连续的。最大降水区位于辐合最强的气旋性环流区域, 24h 雨量可达 100cm 以上。在中南半岛南部和沿海地区雨量中心往往位于低层辐合带的南侧, 24h 降水可达 200cm 以上。这除了辐合带影响外, 可能还与西南季风的加强和地形有关。在辐合带上有的部分并无降水, 最多出现一些积状云。所以, 在赤道辐合带的狭长带内, 好坏天气交错存在。在卫星云图上常可看到赤道辐合带是一条狭长的近于连续的对流云带, 有时云区和晴好区相间出现, 有时则云区十分宽广, 东西长可达几千千米, 图 9.33 是赤道辐合带云带实例, 在赤道处存在一明显的赤道辐合带云系。



图 9.33 1986 年 6 月 4 日 08 时静止卫星云图

三、赤道辐合带的短期变化

赤道辐合带的强弱和移动与副热带高压的强弱和进退、南海和孟加拉湾的天气

系统、中纬度的天气系统活动等均有直接和间接的关系。下面介绍有关赤道辐合带强弱、移动预报的着眼点。

1. 当副热带高压增强西伸以后,如果我国西部地区无明显的大槽向东移动,中纬度为平直西风气流,则副热带高压可稳定地控制我国华中、华南一带,其南侧的偏东气流也就稳定地控制着华南沿海地区;而此时如果低纬地区的西南气流也比较强盛时,赤道辐合带便呈东-西向,控制中南半岛,维持时间一般较长。

2. 当中纬度地区有低槽出现,并加强东移时,则副热带高压将很快减弱东撤,低纬地区的西南气流亦很快北上,赤道辐合带便在北移过程中很快减弱消失。

3. 当有较强冷空气南下影响中南半岛北部和华南沿海一带时,华南沿海及中南半岛北部地区的东北风会增强,不过持续时间一般不长,它随东北气流的减弱而迅速减弱。

4. 孟加拉湾及南海地区同时有低压(或风暴、台风)活动时,中南半岛上赤道辐合带也比较活跃;如果台风在华南沿海一带登陆,台风前部的偏北气流常可使赤道辐合带一度加强,随着台风或低压的西移减弱或北上消失,辐合带也很快地减弱或消失。

5. 赤道辐合带在短期内的移动很不规则,南北摆动显著。其摆动幅度最大可达400~500km/天。最北位置可达 $22^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$,影响华南、云贵一带的天气。

6. 赤道辐合带北侧附近各站风向、风速和变高的变化,可以帮助判断赤道辐合带的移动情况,如果其风向普遍地逆转,风速增大或24h正变高比较明显,则辐合带将开始迅速南移;反之,若风向顺转,风速减小或24h为负变高,同时南侧有正变高,西南风加大,则辐合带将北移。

§ 9.6 热带波动和热带涡旋

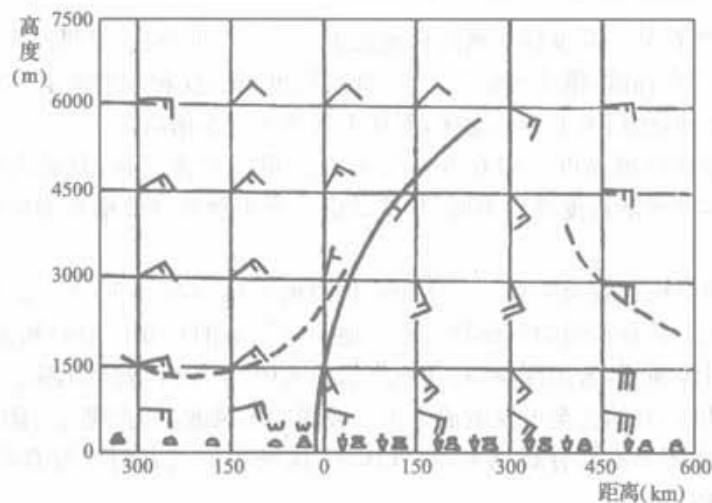
在热带流场中常常出现波状形式和涡旋环流形式的天气尺度或次天气尺度的扰动。其中有的在对流层低层最强,有的在中层或高层最强,其结构和移动也各有不同特点。例如,东风波、西、中太平洋ITCZ波、非洲波以及赤道气旋、赤道反气旋、热带气旋、南海中层气旋、洋中槽内的高空冷涡等,都是各具一定结构特征和天气意义的热带波动和热带涡旋。下面主要介绍具有代表性的东风波、赤道反气旋、高空冷涡等系统的一般特征。关于热带气旋和台风将在另一节详细讨论。有关季风扰动的问题将在第十章中介绍。

一、东风波

在副热带高压南侧对流层中、下层的东风气流里,常存在一个槽或气旋性曲率最大区,呈波状形式自东向西移动,这就是热带波动。因为这种波动出现,并活动在东风气流里,因此泛称为东风波。据分析,这种波动的最大振幅,有的在对流层低层,有的则在中层。其起源可能是对流层上部冷低压在中、低层的反映;亦可能是由于西风槽伸入热带而形成;还可能是赤道辐合带中的扰动伸入东风气流的结果。

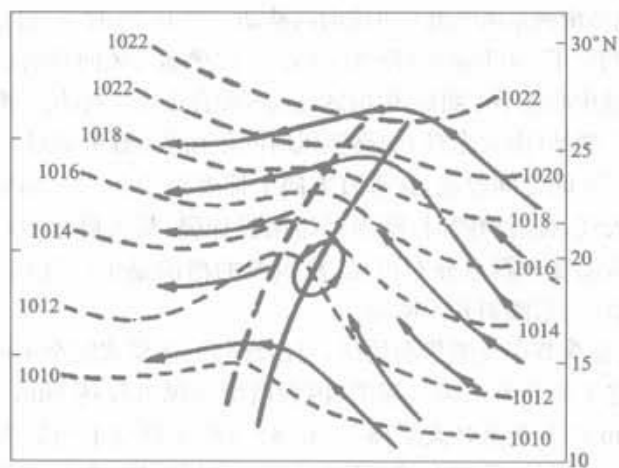
(一) 东风波的结构和天气

每个东风波的结构并不一样,这里首先介绍其基本模式(图 9.34)。在这个模式里,波槽呈南北向;槽前吹东北风,槽后吹东南风,气流沿波槽改变方向。东风风速随高度增加而减小,因此,东风波槽两侧的辐合辐散分布在对流层低层较为明显,其分



--- 湿层上界

(a) 通过波动东西向的剖面



(b) 某高度上的流线(实线)、地面等压线(虚线)及槽线

图 9.34 一个东风波模式

布是在槽前有低层辐散,在槽后有低层辐合,波向西移,天气产生于槽的后部。这是因为低层东风风速较大,在槽后的空气质点移速快于槽线,而槽线上相对涡度 ζ 最大,故槽后的空气质点随着时间的增加而涡度变大($\frac{d\zeta}{dt} > 0$),产生辐合;而槽前空气质点随时间增加而涡度变小($\frac{d\zeta}{dt} < 0$),必产生辐散;在高层,由于东风速度随高度增加而减小,必然在某一高度以上槽的移速大于空气质点的移速,结果产生与下层相反的情况,即槽后有辐散,槽前有辐合。高、低层散度场的这种配置就必然产生东风波槽前为下沉运动,槽后为上升运动区,而坏天气就产生在槽后。

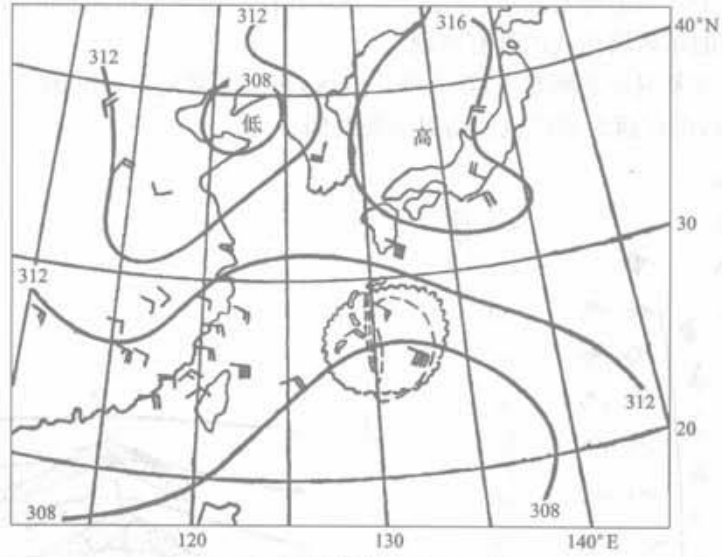
波动的垂直伸展高度一般在6~7km,有的可达对流层顶,其最大强度出现在700~500hPa,波槽随高度略向东倾斜(这是由于降水蒸发使波槽东面的温度比西面稍低的缘故)。

东风波的波长一般为1000~1500km,但有的可达4000~5000km。较强的东风波在卫星云图上具有较强的涡旋状云系。地面有明显的负变压中心和天气(在紧接槽线的东侧对流强烈,云层深厚,有强烈降水与大风)相配合,发展迅速。波槽附近可分析出闭合低压,有的甚至可发展成台风。较弱的东风波,只表现为一团小范围的云系西移,在地面图上不易分析出来,在气压场、风场和天气方面均没有明显的反映。常在1~2天内消失。

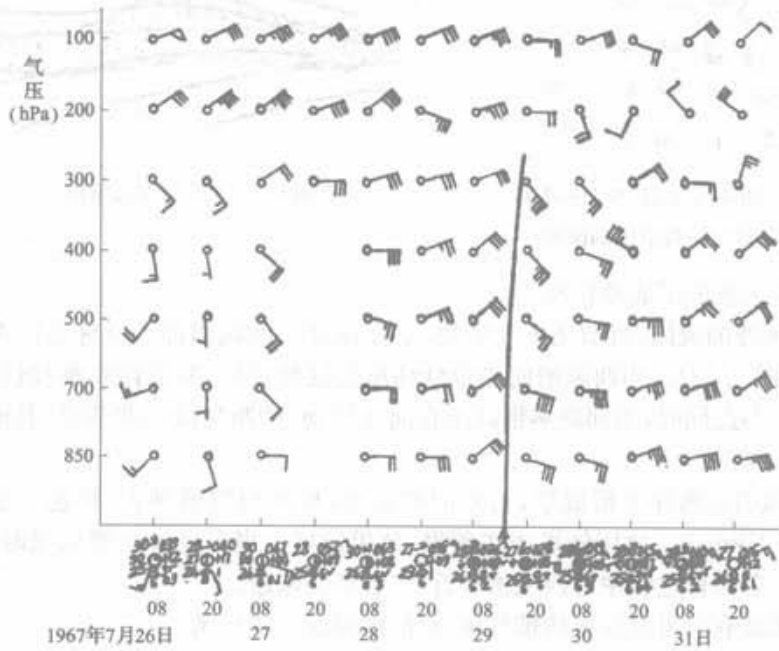
1967年7月底~8月初,影响福建中部的一次较强东风波过程,就是类似于这种模式的。从7月27日以后,卫星云图上就可见到,在赤道辐合区云系中分裂出一团小的云系,进入副热带高压南侧东风气流并迅速向西移动。29日20时700hPa图上,可以看到东风波的存在,波槽位于130°E附近(图9.35(a))。波槽前后风向有明显的改变,云系主要为逗点结构,环流中心还不大明显,但雨区与云区配合比较一致,位于槽区及槽后地区。

从47945测站(南大东岛)的高空风时间剖面图(图9.35(b))上见到,东风波在7月29日08~20时之间过境,在垂直方向上伸展到200~300hPa高度之间。槽前基本上是晴好天气,接近槽线时,降雨开始明显加强,最大降水量(6h降水60cm)就出现在槽后。从温度和露点分布可见,东风波的槽前是干冷气团。槽后为暖湿气团。波槽近于垂直,向东倾斜并不明显。

但是,盛夏季节在我国华南地区,可出现与上述模式完全不同的东风波。它出现在西南季风之上的热带东风气流中,因为西南季风可高达5km左右,因此这种东风波出现在5km以上直至对流层顶,而在8~12km高度上为最强。因为这种东风波风速随高度是增强的,所以在槽前低层辐合,高层辐散,在槽后低层辐散,高层辐合。故坏天气产生于槽前及槽区附近。这与上述情况正好相反。图9.36是这种东风波垂直结构的实例。



(a) 1967年7月29日20时700 hPa图
(曲线为卫星云图上东风波云区, 双虚线为东风波槽线)



(b) 南大东岛1967年7月26~31日高空风时间剖面图

图 9.35 东风波的一个实例

从西太平洋到南海地区,对流层下层经常处在西南季风和偏东信风交绥处,故上述两类不同的东风波在我国都有出现。

近年来气象卫星观测发现,在大西洋地区,东风波常呈对称的倒“V”型云系的结构(图 9.37),但在西太平洋地区则很少观测到。

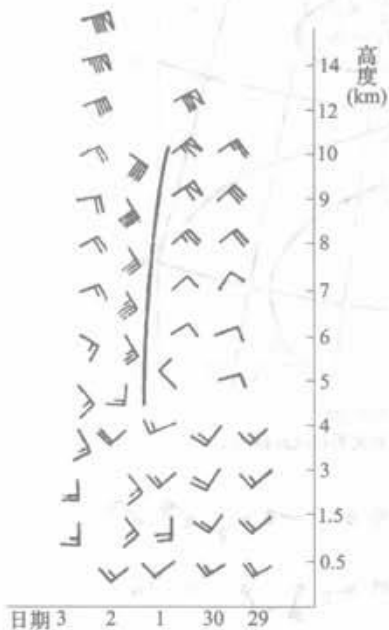


图 9.36 1958 年 6 月 29 日~7 月
3 日 08 时广州高空风剖面图

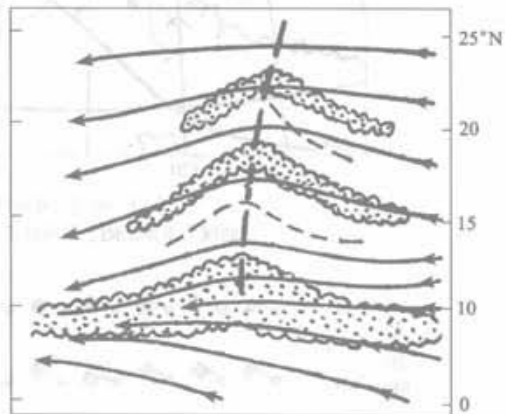


图 9.37 倒 V 型云系模式

(二) 东风波的形成及移动

1. 东风波的成因,目前还不大清楚,下面仅介绍西风槽伸入低纬地区而形成的典型情况(图 9.38)。当西风槽向热带低纬度地区伸展后,其北段东移较快,而南段东移较慢。与此同时,东部副热带高压脊向北移动,槽断裂成南北两段,其南段成为东风波向西移动。

2. 东风波在海洋上形成后,自东向西移动,移向与波槽垂直,移速一般比较稳定,为 20~25km/h。故用外推法作预报,效果较好。当东风波发展加强时,移速一般会减慢。若西移过程中与西风槽接近,二者都会减速。

3. 东风波有时可发展成热带低压,有的则可发展成台风。

4. 东风波移至大陆后,都会减弱消失。影响浙江一带的东风波,都有低云和降水,有时可引起暴雨。东风波从台湾移至广州一带,需要两天左右的时间,常引起雷

阵雨天气。波槽过境后,天气转好。

5. 西太平洋上低层的东风波向西移过菲律宾后,可沿着副热带高压西南部的气流向西北转向,这时,一般在风场上已不清楚,但仍有坏天气。

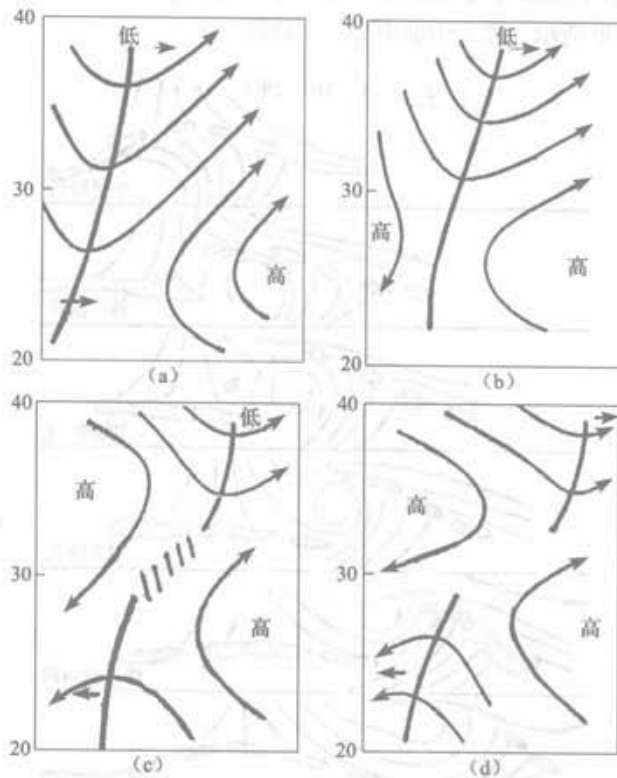


图 9.38 一种东风波形成的过程

6. 南海低层如有热低压存在,东风波移到热低压上空时,可促使热低压发展成台风。

7. 东风波有时在等压面图上不太明显,掌握其活动就有一定困难。但可选择本站以东的几个测站,绘出高空风时间剖面图,如发现东风波向本站移动,可根据它与本站的距离、天气分布的特点来预报本站的天气。

二、赤道反气旋

在赤道辐合带云带的赤道一侧,常有大范围的少云或无云区,这往往是低层赤道反气旋、高压脊、气流转换的缓冲带所在。气流从南半球越过赤道在往北推进时,将发生反气旋性弯曲。如夏季,南半球的东南信风越过赤道后转为西南季风。赤道附近这一风向转

变或气流的转换带,叫做赤道缓冲带。东南亚夏季的赤道辐合带就是赤道缓冲带北侧的西南季风与北半球副热带高压南侧的东北信风的辐合区。赤道缓冲带实际上是个高压脊,在适当条件下,它可发展加强,能出现闭合反气旋中心,形成赤道反气旋(即赤道高压)。有人利用同步卫星及有关资料,进行了分析总结,得出北太平洋东部赤道反气旋生命史模式,如图 9.39 所示。整个生命史分六个阶段。

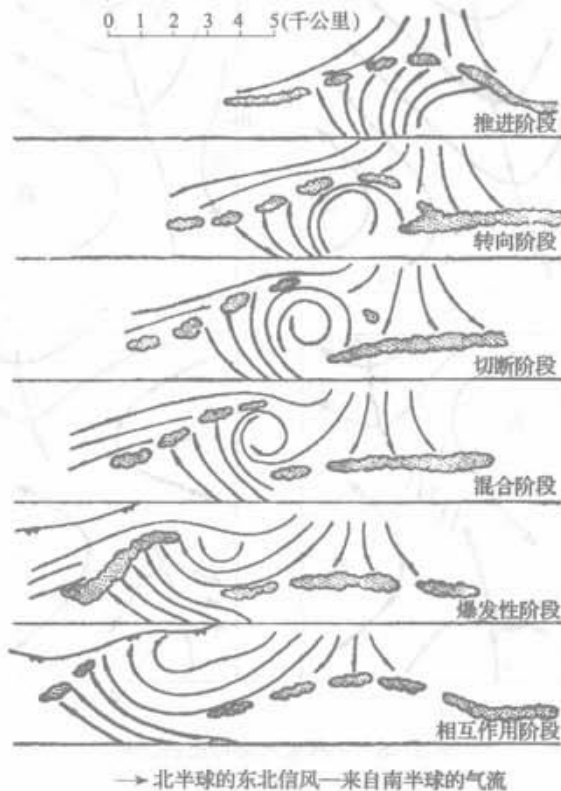


图 9.39 赤道反气旋生命史模式

(一)推进阶段

南半球的大规模气流越过赤道向北推进,使赤道辐合带云带向北凸出,弯曲云带可北进 1000km 左右。此时,南北半球气流开始相互作用,产生较大的水平风速切变和气旋性相对涡度,从而引起热带气旋的发生、发展。

(二)转向阶段

南半球气流进入北半球后,经过 1~3 天的时间,在地转偏向力的作用下,获得反气旋性相对涡度,气流开始转向南。此时,在推进阶段形成的热带低压开始随热带云带移走。

(三) 切断阶段

再经过 1 天左右的时间, 闭合的反气旋环流形成, 反气旋中心完全被来自南半球的气流所包围, 热带云带出现断裂, 并在赤道反气旋附近出现晴空区。

(四) 混合阶段

随着热带云带的断裂, 北半球信风进入反气旋南部, 于是南北半球两支信风在赤道反气旋的边缘混合。

(五) 爆发阶段

北半球信风进入反气旋南部一天以后, 开始向西北方向推进。同时, 位于赤道反气旋前沿的来自南半球的气流也将此云带向前推进, 故常造成很强的气旋性涡度的辐合带, 促使热带云团突然增强, 形成所谓“爆发性云带”。这种云带在风场上表现得相当清楚, 可产生暴雨, 能维持 1~2 天, 然后迅速瓦解为孤立的小云团。

(六) 相互作用阶段

爆发性云团瓦解后, 赤道反气旋已进入中纬度, 它的中心以南仍然维持来自南半球的强大的东南气流, 阻挡中纬度冷锋向东南方向移动, 并在冷锋上引起波动。

赤道反气旋的生命史二周左右, 因此在 8~9 月东北太平洋赤道地区, 有时可以同时出现两个处在不同阶段的赤道反气旋。

赤道反气旋对北半球夏季低纬地区的系统和天气有明显影响。赤道反气旋中心附近是静风、少云天气, 而在它所控制的地区, 往往造成西南季风间歇, 对流活动受到抑制, 持续晴好天气。在它的边缘地区, 往往造成西南季风增强。它还可北上与北半球副热带高压合并, 造成副热带高压加强, 它的南北进退与赤道辐合带的生消和移动, 也有密切的联系。另外, 当赤道反气旋西移时, 其西部和北部的云团也一齐向西移动, 有些云团在西移中不断发展, 有时可形成西太平洋台风。

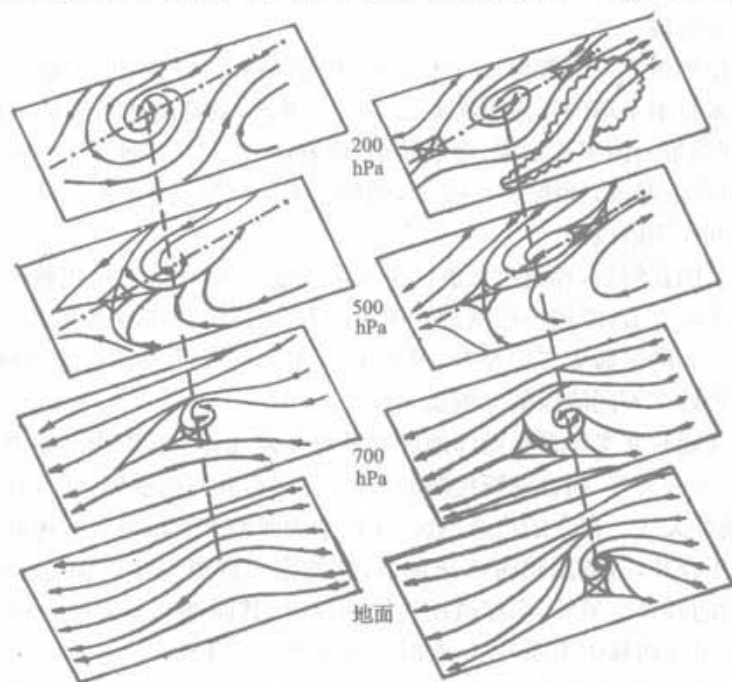
赤道反气旋一般活动于赤道附近。因为从印度到东南亚一带是夏季赤道辐合带活动比较偏北的地区, 因此, 它的活动在这一地区也比较偏北, 有时甚至可影响到我国南海北部。例如, 1973 年 8 月底~9 月初, 我国南海地区出现过一次赤道反气旋活动。这次过程初期, 缓冲带位置偏南, 位于赤道附近。在西太平洋 130°E 以东赤道两侧都是偏东气流, 南半球的东风在 130°E 以西越过赤道并折向为西南气流。然后, 在缓冲带的西部, 反气旋流场加强, 出现闭合中心。之后中心逐步折向北行, 移入我国南海, 进而向北推进, 直至南海北部, 甚至进入我国华南地区, 最后与西伸的副热带高压打通并为一体。

三、洋中槽内的高空低涡

近十多年来气象资料增多, 因而发现在太平洋中部和大西洋中部的上空, 对流层高层存在一条东北-西南向的低槽。其南北两侧各有约呈东西向的高压脊线。这种高空槽在 5~11 月的每日天气图上常可清楚地见到, 尤其在 7~9 月发展得最好, 且

最持久,但在冷季则不很明显。槽线两侧有时仅有明显的风切变,有时则会发生和发展一连串冷涡自东向西移动。这种高空低涡有时能发展到地面,在有利的环境条件下能引起台风生成。

高空低涡的各层结构见图 9.40 所示。一般地讲,系统向下往东南方向倾斜,地面环流情况决定于高空低涡的面积、强度及发展下伸情况。有的能发展并下伸到地面,出现闭合环流,有的只到达 700hPa,在地面上仅反映出一条诱导槽,有的地面上



(a) 发展下达到700hPa型示意图 (b) 发展下达到地面型示意图



(c) 卫星观测到的云系示意图

图 9.40 高层低涡三维模式图

仅仅反映出一风速极小区而无风向改变,还有的在地面上并没有任何反映。不过低涡能发展到地面的只有在北太平洋西部出现,这是因为在东部,水面温度较低,且有强的信风逆温存在,这样就阻止了地面低涡的发展。与高空低涡相结合的云系决定于下伸强度、地理位置及系统的上下倾斜程度。典型情况是:低层辐合与主要云系位于地面系统的东半部,这就是说,因系统倾斜而位于高空系统的辐散区之下。卫星云图上观测到的低涡云型与700hPa附近的系统环流配合得最好,不过有时较弱,可被大云团掩盖掉。而在发展为台风的低涡内,云系则以螺旋云型为特征。另外,应当指出,由卫星见到的云系形状因高空环流系统和对流层低层大气热力结构的不同而有很大差异,不过,主要云系几乎总是在高空槽线南侧的西风气流内。即使有时见到云系位置并不直接与高层低涡相结合,且离开槽有一个相当的距离,但它们仍是限于槽线及其南面脊线之间的西风气流内。

§ 9.7 云 团

在热带地区卫星云图上经常出现的直径达4个纬距以上的白色密蔽云区,称为云团(图9.41)。在天气图上有时没有与云团相对应的天气系统,但云团移动所经之地会出现大风和暴雨,而且热带天气系统大多是在云团基础上发展起来的。因此,人们已将云团作为一种热带天气系统进行了广泛的研究。



图 9.41 1988年7月9日08时静止卫星云图
(增强显示云图)