

## § 7.4 暴雨中尺度系统

## 一、中尺度雨团

一次暴雨天气过程的降水总量并非由一次连续降水所组成,而由于在此过程期间中尺度雨团不断生成和移动的结果。例如从1972年6月20~23日发生于安徽省的一次暴雨过程的总降水量分布图(图7.47)看来,有两条比较明显的降水轴,一条沿长江北岸,一条沿淮河南岸,两轴在江苏六合附近汇合。根据每小时降水量图可以发现,这是由于在此期间共有22个中尺度雨团(每小时雨量大于5mm)沿这两个轴线移动所造成的。

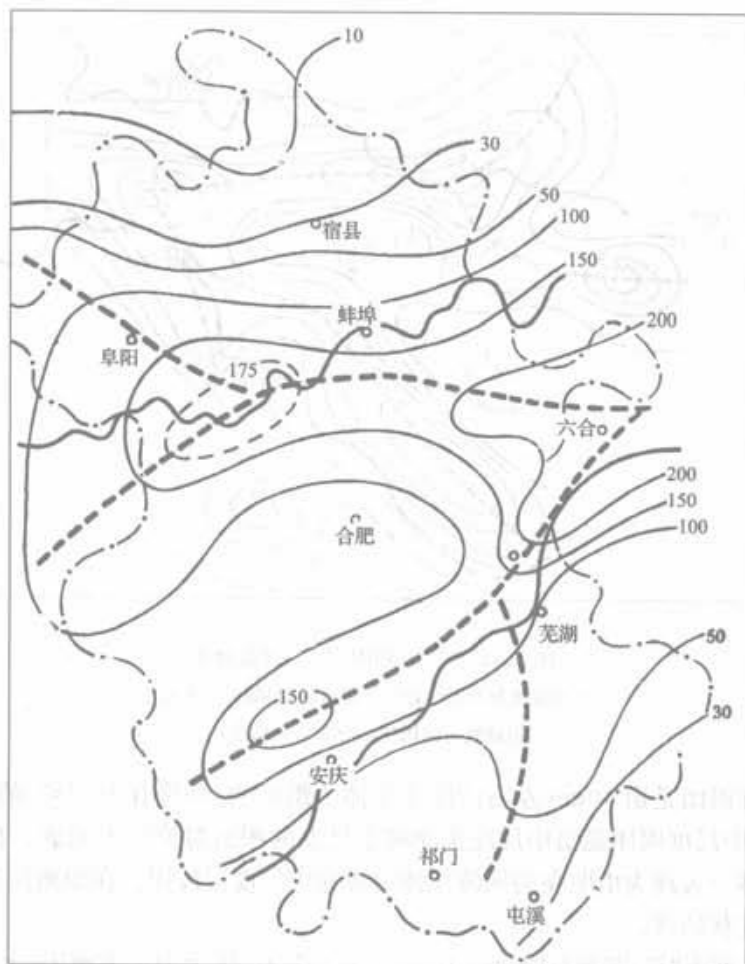


图 7.47 1972 年 6 月 20 日 08 时至 23 日 08 时安徽省总雨量图

图 7.48 是从每小时降水量图上以 0.4 纬度间距的网格,对雨团中心在各网格中出现的次数进行统计而得出的雨团中心频数分布图。比较图 7.47 及图 7.48 可以发现,总雨量的最大轴线也就是雨团活动最多的轴线。三个雨量中心是由 5~6 个雨团在该地活动所造成的,六合地区雨量最大,这正是因为它两条轴线交汇之处。两个来向不同的雨团在这里汇集,因而雨团活动最为频繁,造成了强暴雨中心。这些雨团的直径仅为数十千米到 100km,平均生命只有几个小时。它们生成之后,一般沿高空 500hPa 气流由西向东运动。据同次过程统计,冷锋后部的雨团移速最快,约为 54km/h。气旋波顶的雨团移速次之,为 42km/h。气旋暖区中的雨团移速较慢,约为 36km/h。

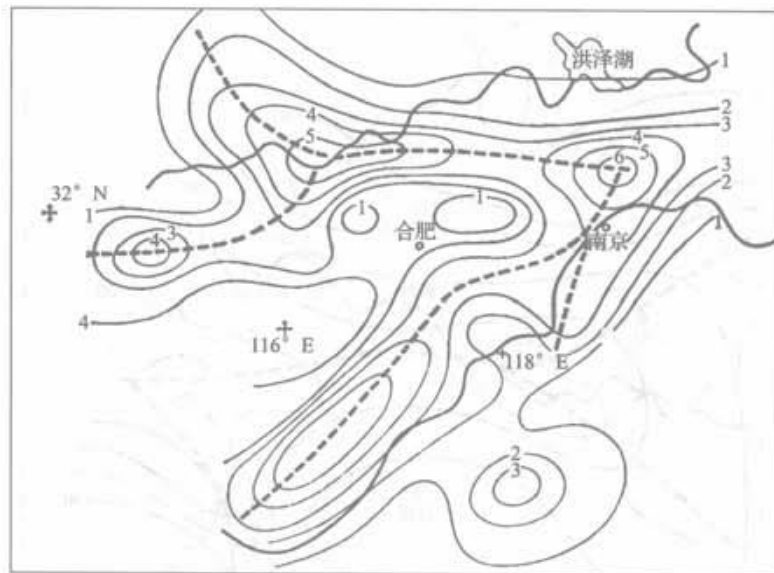


图 7.48 中尺度雨团中心频数分布  
(细实线为雨团中心分布等值线(间隔为一次),  
粗虚线为雨团中心分布最大轴线)

中尺度雨团是由 10km 左右的降水单体所组成的,并伴有  $10^{-4} \text{ s}^{-1}$  的低空辐合。这就是说,中尺度雨团是由中尺度扰动将小尺度的积云对流组织而成。在雷达平面位置显示器上表现为由明亮的回波单体组成的中尺度回波团。在距离高度显示器上则表现为柱状回波。

例如在河南“75.8”暴雨期间(8月5~7日),共有 21 个中尺度雨团(大于 10mm/h 的强降水区)活动,5 日 4 个、6 日 8 个、7 日 9 个。这些雨团多产生于中尺度辐合区附

近或特殊的地形条件下(如水库附近等)。雨团分静止性和移动性两种,移动性雨团的路径与500hPa或700hPa气流较一致。图7.49是7日最强暴雨时期6个雨团移动路径图。⑥、⑦、⑨号雨团是静止的,④、⑤、⑧号是移动性的。④号和⑤号雨团都向板桥水库运动,并且在合并后,造成了当天晚上该处的强烈暴雨。这种合并现象是“75.8”暴雨时降水增强的重要原因。

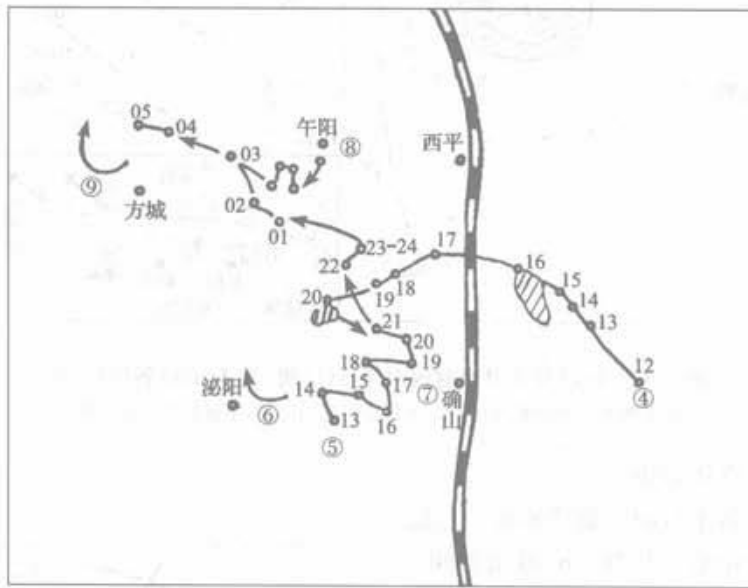


图 7.49 1975 年 8 月 7~8 日 6 个雨团的移动路径

据分析,与中尺度雨团相配合的中尺度系统有中尺度低压(或负变压中心)、气旋性辐合中心、辐合线和切变线等。

现将与中尺度雨团相配合的中尺度系统分述如下:

#### 1. 中尺度低压

中尺度雨团常与中尺度低压相配合(并伴有负变压中心)。例如1972年7月1日到3日安徽省淮北发生的一次特大暴雨,降水量最大达596.9mm,这次暴雨过程就是由十几个中低压系统连续造成的。当时在界首和徐州附近分别有一个25mm/h和10mm/h的强暴雨中心的低压(图7.50)。其中5号雨团及与它相配合的中低压二者有关系极为密切的路径,而且雨团中心稍落后于低压中心(图7.50的右下图)。

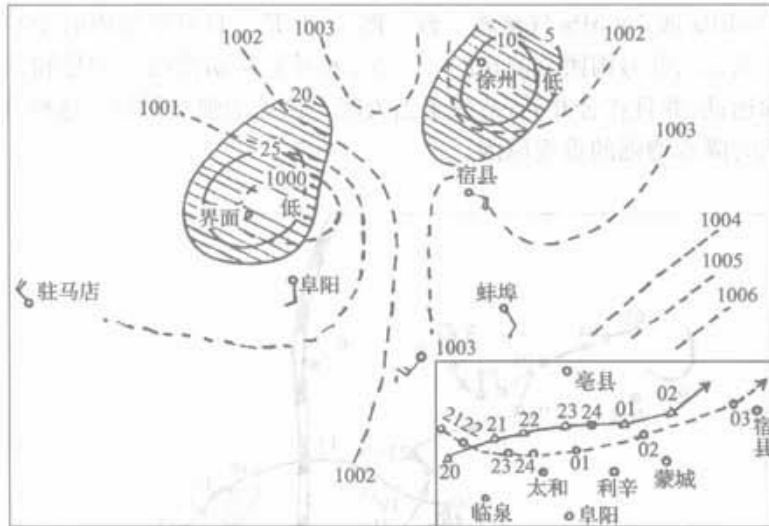


图 7.50 1972 年 7 月某时地面气压(虚线)及暴雨区(斜线)分布  
(右下图 $\Delta$ 为中低压中心, $\circ$ 为每小时暴雨中心,下标数字表示时间)

## 2. 中尺度辐合中心

流线从各个方向气旋式地朝一点辐合形成辐合中心。从“6.38”暴雨期间 8 月 4 日 14 时地面图(图 7.51)可以看到两个中尺度辐合中心。南面一个位于河南的安阳附近,是从南面移来的,以后向北东北移动并使降水加强。北面一个辐合中心位于邢台,是在当地由风速辐合线发展而成的。与之相应有一个 40mm/h 以上的暴雨中心,6h 以后,这个辐合中心就地消失,而雨区减弱北上。

## 3. 中尺度切变线

在切变线上有明显的气旋式风向转变。例如“6.3.8”暴雨期间,地面上就有两种中尺度切变线。一种是偏北风与偏东风之间的切变线,称为冷性切变线(图

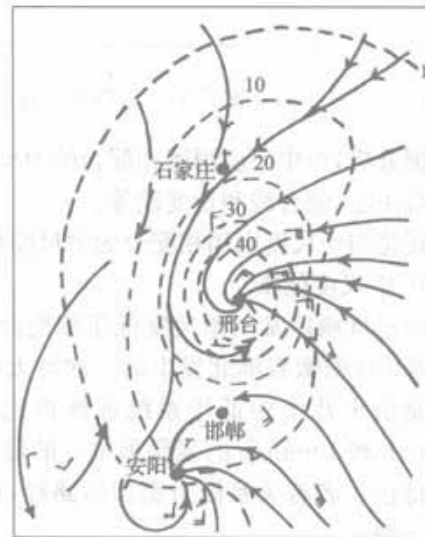


图 7.51 1963 年 8 月 4 日 14 时地面小图

7.52(a))。它自西向东移动,6日20时移到石家庄以东50km处。当切变线过境时,风向由偏东转偏北,随后风速逐渐加大,降水强度增强。另一种切变线是由北东北(或东北)风与东南风之间构成的切变线,称为东风切变线(图7.52(b))。这种切变线,是在东风带内产生的,并自东向西移动。每次出现后,雨量就有一次跃增。东风切变线引起的雨强很大(40mm/h)。冷性切变线引起的雨强要小一些(20mm/h),降水时间也较短促。“75.8”河南特大暴雨期间,也有这种东风切变线的活动。其长度为60~200km不等,有时可同时存在3~4条。强的切变线可维持5~7h。5~6日有三条强切变线平均以30km/h的速度自东向西—西北移动(图7.53)。它们对雨团的发生及暴雨的分布有极其密切的关系。在中尺度切变线与天气尺度切变线相交之处往往是一个雨团强烈发展的地方。

#### 4. 中尺度辐合线

在辐合线前方风速小,后方风速大,在辐合线上,有较强的风速辐合。1963年8月4日河北獐犛附近的一根东北风辐合线,走向大致与太行山平行(图7.54)。辐合线后面东北风风速为8~10m/s,前方只有2m/s。由于太行山的阻挡,辐合线经常在这里停滞不动,造成其后24h的雨量达600mm以上,而獐犛的雨量更大,达865mm。

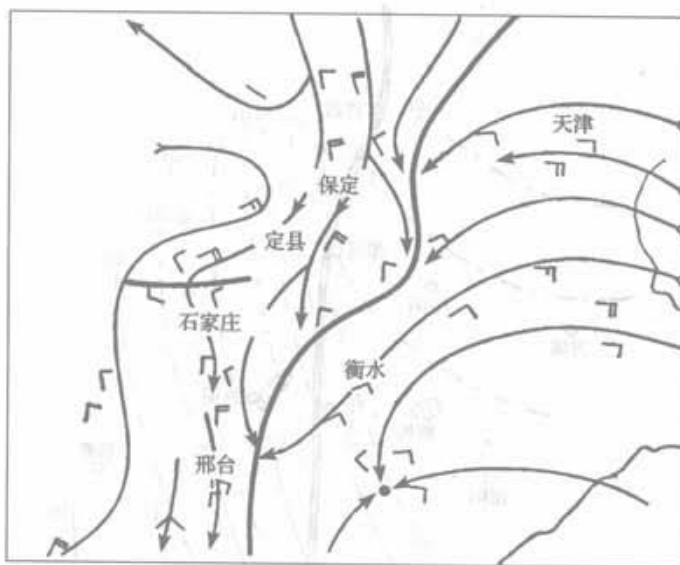


图 7.52(a) 1963年8月6日20时的冷性切变线  
(细线为地面流线,粗线为切变线)

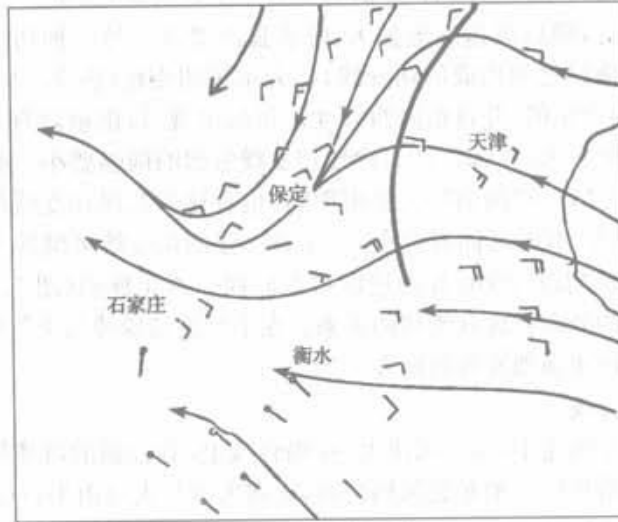


图 7.52(b) 1963 年 8 月 7 日 20 时的东风切变线

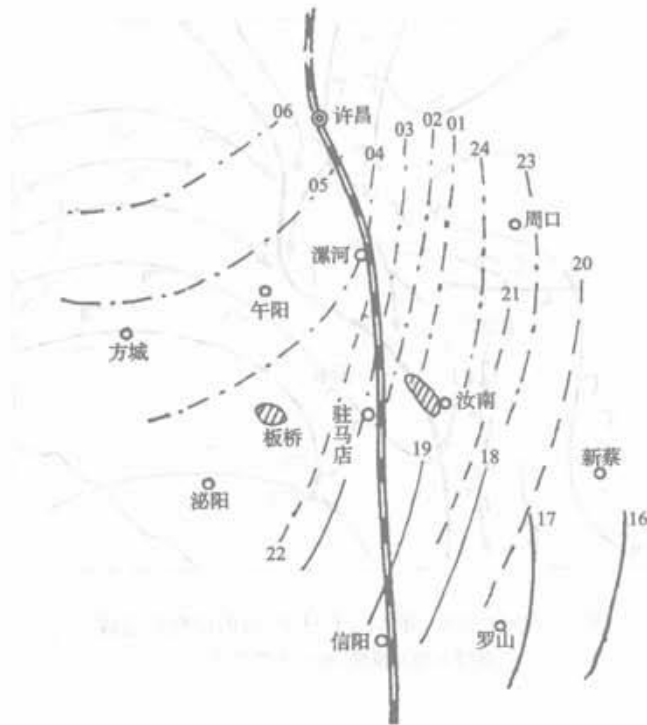


图 7.53 1975 年 8 月 5 日 16 时至 6 日 06 时切变线动态

## 二、中尺度雨带

在大尺度天气背景下产生的中尺度雨团,有时排列成带状,称为中尺度雨带。如果中尺度雨团较大,它所组成的雨带也可达天气尺度的范围。图 7.55 为 1985 年 7 月 22 日北京 5 公分雷达回波演变图。由图可见,在冷锋到达北京以前,一条宽广的冷锋雨带位于锋后。在冷锋到达北京以后,在前部暖区开始发生、发展中尺度雨带(图 b),到 15 时 59 分,在冷锋前部暖区已形成两条平行于冷锋的雨带,雨带上回波离散,其北段比较清楚(图 c),雨带宽度约 20~30km,雨带间隔 40km,到 16 时 59 分,雨带南段明显发展,到 20 时 14 分,锋前北移还有一条雨带清晰可见。图 7.56 是 1978 年 6 月 7 日 08 时华南的一张雷达回波综合图。由图可见,在华南静止锋的暖空气一侧,因是对流不稳定区,这里的回波都呈块状,并组成几条回波带。这些块状回波与中尺度雨团相对应,而回波带则与中尺度雨带相对应。在静止锋冷空气一侧的福建地区大气较为稳定,这里主要是成片的均匀回波,为稳定性降水,无明显中尺度系统。图 7.57(a)是根据英国资料综合的锢囚气旋中雨带的分布模式,图中实线为降水率等值线,分别为 0.5(外廓)、4、6、8mm/h。系统前方的小点区表示降水到达地面前已蒸发的地区。由图可见有两种雨带,一种为暖区雨带,差不多与冷锋平行,第二种为暖锋雨带,与暖锋近于平行。在雨带中包含有中尺度雨团。图 7.57(b)为沿图 7.57(a)中 AB 线所作的垂直剖面图,从图上可看到与四条雨带相配合的柱状回波的排列。

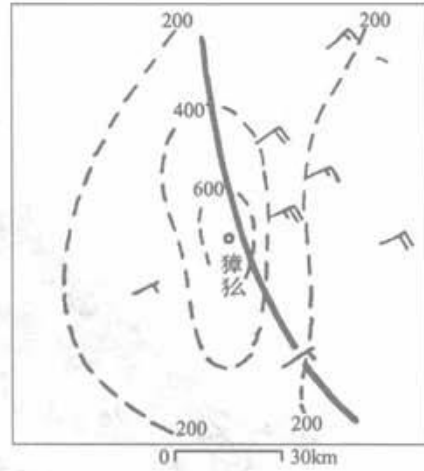


图 7.54 1963 年 8 月 4 日漳纵附近辐合线及其后 24h 雨量

图 7.56 是 1978 年 6 月 7 日 08 时华南的一张雷达回波综合图。由图可见,在华南静止锋的暖空气一侧,因是对流不稳定区,这里的回波都呈块状,并组成几条回波带。这些块状回波与中尺度雨团相对应,而回波带则与中尺度雨带相对应。在静止锋冷空气一侧的福建地区大气较为稳定,这里主要是成片的均匀回波,为稳定性降水,无明显中尺度系统。图 7.57(a)是根据英国资料综合的锢囚气旋中雨带的分布模式,图中实线为降水率等值线,分别为 0.5(外廓)、4、6、8mm/h。系统前方的小点区表示降水到达地面前已蒸发的地区。由图可见有两种雨带,一种为暖区雨带,差不多与冷锋平行,第二种为暖锋雨带,与暖锋近于平行。在雨带中包含有中尺度雨团。图 7.57(b)为沿图 7.57(a)中 AB 线所作的垂直剖面图,从图上可看到与四条雨带相配合的柱状回波的排列。

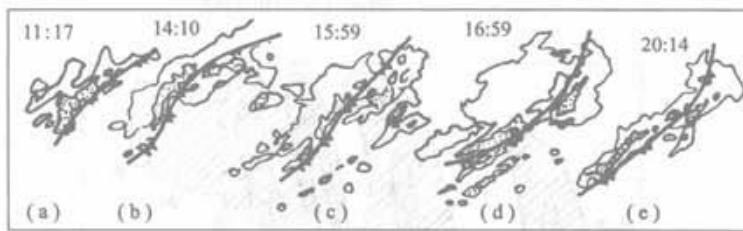


图 7.55 1985 年 7 月 22 日北京 5 公分雷达回波演变图  
(仰角 1.5°;外层 20dBZ,麻点区 30dBZ,涂黑区 40dBZ;+为雷达位置)



日本地区梅雨锋上的雨带也是由中尺度回波团排列而成。据统计回波团之间的距离大约为 150km,周期约为 3h,回波团的相对速度大约为 50km/h,所以上述观测的周期与波长(间隔)是一致的。

中尺度雨团为何常排列成中尺度雨带呢?这是因为中尺度雨团在发生源(发生地点)不断发生后,即沿着中层气流方向移动,直至消失为止,于是降水就沿着气流的方向排列成行。例如图 7.56 上的中尺度回波块,在上风方的南海上发生后,即沿着中层西南气流的方向朝东北方向移动,进入广东。上风方回波块一般较小,在移动过程中不断发展,越过静止锋后又逐渐减弱,最后,并入均匀的回波区中。如果回波发生源是移动性的,则回波发生源的移速与中层风速有较大的向量差时,回波块也排列成一行的带状,且回波带本身也产生了位移。如发生源在某段冷锋上,冷锋一面向东南移动,一面产生回波块。又如中层为西南风,则回波块生成后,沿中层风向东北方移动,于是不断产生的回波块排列成带状(图 7.58)。其走向为回波块的移速与发生源移速之向量差。同时整个回波带也不断向东南方向移动。如果锋面上有几处发生源,则将产生几条回波带。

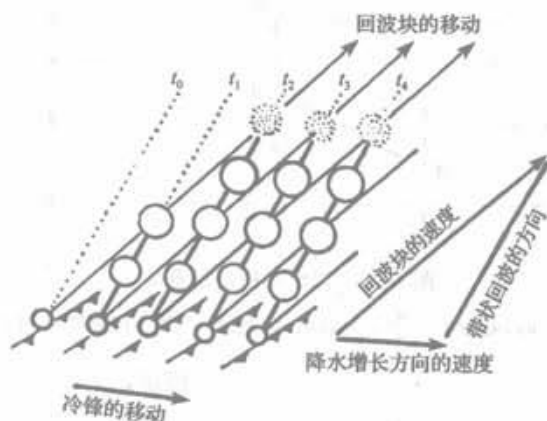


图 7.58 回波带形成

### 三、中尺度系统的不稳定发展及触发条件

中尺度雨团或雨带总是在一定的天气尺度背景下生成的。这些背景包含两方面的条件:一是使中尺度系统得以不稳定发展的环境条件;另一是不稳定发展的触发条件。

#### (一)对称不稳定

当大气处于弱的层结稳定状态时,虽然在垂直方向上不能有上升气流的强烈发展,但在一定条件下可以发展斜升气流。这种机制称为对称不稳定。它可以用来解释与锋面相平行的中尺度雨带的形成和发展。

所谓对称稳定度实际上是大气中垂直方向上的静力稳定度和水平方向上的惯性稳定度相结合而产生的一种大气在倾斜方向运动的稳定度判据。在潮湿大气中大气静力稳定度的判据是：

$$\begin{aligned} > 0 & \quad \text{稳定,} \\ \frac{\partial \theta_z}{\partial z} = 0 & \quad \text{中性,} \\ < 0 & \quad \text{条件不稳定.} \end{aligned}$$

其物理概念在气象学中已经讲述。

关于惯性稳定度可用图 7.59 来说明。如图所示,在准地转平衡下,平直西风的分布为  $\frac{\partial u_g}{\partial y} > 0$ ,若受外力推动,A 点气块移至 B 点。该气块能否返回至原来所在的纬度,是衡量气块在水平方向上是否稳定的标志。由于气块由高压向低压移动,在气压力作用下,气块在 y 方向加速,同时在地转偏向力( $fv$ )作用下  $u$  也增强。气块能否返回原纬度,决定于气块在 B 点所受经向力的大小。当：

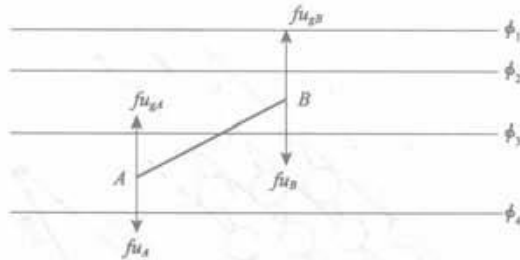


图 7.59 惯性不稳定示意图

(图中  $u_{gA} = u_A, u_{gB} \neq u_B, \frac{\partial u_g}{\partial y} > 0, u_A$  与  $u_B$  是同一气块不同时刻的纬向风分量)

$$\begin{aligned} > 0 & \quad \text{稳定,} \\ f u_B - f u_{gB} = 0 & \quad \text{中性,} \\ < 0 & \quad \text{不稳定.} \end{aligned} \quad (7.40)$$

因为  $u_B = u_{gA} + \frac{du}{dt} \delta t$ , 在图中的风压场分布下  $\frac{du}{dt} = fv$ , 于是:

$$\begin{aligned} u_B &= u_{gA} + fv \delta t, \\ u_{gB} &= u_{gA} + \frac{\partial u_g}{\partial y} \delta y. \end{aligned} \quad (7.41)$$

(7.41)式代入(7.40)式得:

$$\begin{aligned} > 0 & \quad \text{稳定,} \\ f v - \frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\delta y}{\delta t} = f - \frac{\partial u_g}{\partial y} = 0 & \quad \text{中性,} \\ < 0 & \quad \text{不稳定.} \end{aligned} \quad (7.42)$$

由于这种稳定性与  $f$  有关,所以称为惯性稳定度,且初始场为准地转的  $\frac{\partial u_x}{\partial y} = \frac{\partial u}{\partial y}$ ,上式可写为:

$$f - \frac{\partial u}{\partial y} \begin{cases} > 0 & \text{惯性稳定,} \\ = 0 & \text{中性,} \\ < 0 & \text{惯性不稳定.} \end{cases} \quad (7.43)$$

定义绝对角动量  $M = u - fy$ ,则上式又可写为:

$$\frac{\partial M}{\partial y} \begin{cases} > 0 & \text{惯性不稳定,} \\ = 0 & \text{中性,} \\ < 0 & \text{惯性稳定.} \end{cases} \quad (7.44)$$

这就是说,在惯性不稳定大气中 ( $\frac{\partial M}{\partial y} > 0$ ),气块向北移动后,气块所具有的  $M$  比环境  $M$  小时,气块将加速移动。

现在来谈对称不稳定的概念。如图 7.60 所示,等  $\theta_e$  面的坡度大于等  $M$  面的坡度。这时  $\frac{\partial \theta_e}{\partial z} > 0, \frac{\partial M}{\partial y} < 0$ ,大气是静力稳定的且为惯性稳定的。但当气块受外力作用由  $A$  点斜升至  $B$  点时。一方面,其所具有的相当位温为  $\theta_{e2}$ ,而其环境的相当位温却小于  $\theta_{e2}$ ,于是气块在垂直方向仍有加速度。另一方面,其所具有的绝对角动量为  $M_2$ ,而其环境的绝对角动量却大于  $M_2$ ,于是气块仍有向北的加速度。二者结合,就产生倾斜向上的加速度,气块成为不稳定。因此对称不稳定的判据可表示为:

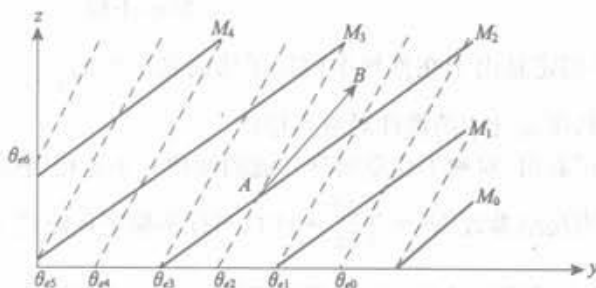


图 7.60 对称不稳定图解示意图

$$\left. \frac{\partial z}{\partial y} \right|_M / \left. \frac{\partial z}{\partial y} \right|_{\theta_e} \begin{cases} > & \text{对称稳定,} \\ = 1 & \text{中性,} \\ < & \text{对称不稳定.} \end{cases} \quad (7.45)$$

$$\left. \frac{\partial z}{\partial y} \right|_M = - \frac{\partial M}{\partial y} / \frac{\partial M}{\partial z} = \left( f - \frac{\partial u}{\partial y} \right) / \frac{\partial u}{\partial z} \quad (7.46)$$

$$\left. \frac{\partial z}{\partial y} \right|_{\theta} = - \frac{\partial \theta_e}{\partial y} / \frac{\partial \theta_e}{\partial z} \quad (7.47)$$

由热成风平衡关系:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = - \frac{g}{f \theta_e} \frac{\Gamma_m}{\Gamma_d} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \quad (7.48)$$

代人(7.47)式得:

$$\left. \frac{\partial z}{\partial y} \right|_{\theta} = \frac{f \theta_e}{g} \frac{\Gamma_d}{\Gamma_m} \frac{\partial u}{\partial z} / \frac{\partial \theta_e}{\partial z} \quad (7.49)$$

(7.46)式和(7.49)式代人(7.45)式得:

$$\frac{\left( f - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \Gamma_m g \frac{\partial \theta_e}{\partial z}}{f \Gamma_d \theta_e \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2} > 1 \quad \text{对称稳定,} \\ = 1 \quad \text{中性,} \\ < 1 \quad \text{对称不稳定.} \quad (7.50)$$

若为干大气则上式简化为:

$$\frac{g \left( f - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \frac{\partial \theta}{\partial z}}{f \theta \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2} > 1 \quad \text{对称稳定,} \\ = 1 \quad \text{中性,} \\ < 1 \quad \text{对称不稳定.} \quad (7.51)$$

若干大气中无水平风速切变则上式简化为:

$$\text{Ri} = \frac{g \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\theta \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2} > 1 \quad \text{对称稳定,} \\ = 1 \quad \text{中性,} \\ < 1 \quad \text{对称不稳定.} \quad (7.52)$$

其所以称为对称不稳定是由于在推导中假定了纬向是对称的 ( $\frac{\partial}{\partial x} = 0$ ), 这是形态学的定义, 实质上是斜压大气中的惯性对流不稳定。

由图 7.60 还可看出, 对称不稳定斜升气流的倾角介于等相当位温面和等绝对角动量面倾角之间, 当层结参数  $N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \rightarrow 0$  时, 对称不稳定环流趋于垂直, 其水平尺度永远介于对流和水平惯性运动之间。惯性不稳定的水平尺度可以由  $f - \frac{\partial u}{\partial y} < 0$  或  $\delta y < \frac{\partial u \delta z}{\partial z f}$  求得, 于是水平尺度  $L < \frac{\partial u H}{\partial z f}$ 。H 为垂直尺度, 在  $30^\circ\text{N}$  附近水平尺度约为 100km 左右。因此对称不稳定水平尺度小于 100km。这个数字与锋前雨带的间隔距离相当(参见图 7.55)。

由(7.46)式与(7.49)式可以看到风速垂直切变 ( $\frac{\partial u}{\partial z}$ ) 和水平切变 ( $\frac{\partial u}{\partial y}$ ) 愈大, 等绝对角动量面的倾角愈小, 等相当位温面倾角愈大, 对称不稳定的水平尺度范围愈

宽。中、高纬低空急流和高空急流附近存在足够大的 $\frac{\partial u}{\partial z}$ 和 $\frac{\partial u}{\partial y}$ 比较容易发生对称不稳定。低纬绝对涡度 $(f - \frac{\partial u}{\partial y})$ 小,由(7.50)式可见,在低纬也易发生对称不稳定。

### (二)暴雨中尺度系统的触发条件

当天气尺度系统所形成的不稳定环境条件已具备时,只要存在使大气抬升的触发条件,中尺度雨团、雨带及与其相伴的中尺度系统即可生成。这些触发条件有:

1. 锋面抬升 如一条冷锋前面出现一片位势不稳定区,并且冷锋的移动速度大于这片不稳定区的移动速度,那么冷锋一进入这片不稳定区以后,就可以促使强雷暴生成。有时在锋前会形成飚线,这条飚线穿过不稳定区向东移动,不断发展。最后当其移到稳定区域时,便趋于消亡。

2. 露点锋或干锋抬升 有时在地面或850hPa图上发现露点锋(干锋)。在露点锋一侧空气干燥,在其另一侧空气潮湿。锋前后露点的对比很明显,但在温度场上却没有反应。这类干锋上原先没有什么强天气。但当500hPa有小槽移近时,干锋便会变活跃,出现强对流天气。

3. 能量锋与 $\Omega$ 系统的触发 定义湿静力能量与 $c_p$ 之比为总温度 $T_s = T + Lq/c_p + gz/c_p$ 。地面图上总温度可写为 $T_s = T_G(^{\circ}\text{C}) + 2.5q_G(\text{克/千克}) + 10z_G(\text{千米})$ 。等总温度的密集带即地面图上的能量锋,能量锋强的地区常可激发强对流天气和暴雨。定义地面能量比为 $K_E = T_s / (p_0 - 950)$ 。在地面等能量比线呈 $\Omega$ 型的地区,强对流和暴雨常发生在高能比轴附近,即 $\Omega$ 型的中间轴上。因为这里是高温高湿的地区,两侧有干冷空气向这里夹挤使暖湿空气抬升。

4. 地形抬升作用 在大尺度的上升运动区域内,如果有小的山丘存在,则这种山丘造成的地形上升运动可以加强大尺度的上升运动。地形对上升运动的作用,除地形抬升外,还可以产生准定常的辐合区或背风波,均可对不稳定能量起触发作用。

5. 近地层加热的不均匀性 有时候近地面层加热不均,也能触发对流的生成。近年来的地球同步卫星云图指出,在早晨有雾或层云覆盖的地区内,午后不会有对流生成。相反,在云区周围的边界地区,如在早晨是晴空的地区,则午后却会出现积雨云和雷暴。其作用同低空海陆风的环流圈的生成相似。在早晨有云层覆盖的区域,白天近地层的加热比四周无云区要慢,因而空气温度比四周要凉一些。冷暖空气之间形成一个垂直环流圈。在云区的边界处出现上升运动,可以触发位势不稳定的释放。

6. 重力波的抬升作用 由冷锋产生并迅速移至其前方的重力波,能激发飚线的形成。重力波引起的上升速度比天气尺度的上升速度大一个量级,它更有利于

触发不稳定能量的释放。观测表明,以 50m/s 速度传播的重力波(波长约 300km),在通过移动较慢的对流风暴中时,能引起新雷暴的发生,并使原有雷暴强度加强。

7. 雷暴前方伪冷锋的抬升作用 在卫星云图上见到,在雷暴消亡阶段,常常见到有一条条对流云线即伪冷锋,从雷暴区向外移出去。这种小积云线移到位势不稳定区时,可以触发位势不稳定能量的释放。尤其在这类小积云线与冷锋或飑线相交的地方,对流活动更强。

8. 海陆风辐合抬升 如华南前汛期海风辐合线位于雷州半岛可造成该地下午的雷雨,海南岛的海风辐合可以形成岛内的暴雨中心。华南沿海下半夜常存在陆风辐合线,其中还存在一些辐合中心,因而产生沿海的夜雨和暴雨中心。

### § 7.5 不同高度急流对暴雨生成的作用

在过去的研究中通常使用实际风速来确定低空急流的中心位置和轴线。但这样确定的低空急流将会地在同一急流轴线上具有不同的风向,而且在急流轴的上下层也具有不同的风向,并都随时间发生变化,从而增加了对急流研究的复杂性和不严谨性。因此,这里参考高空西风急流的定义,使用纬向风分量和经向风分量来定义低空急流和超低空急流(即 900hPa 以下的极大风速轴),下面以 1998 年 7 月 22 日 08 时至 14 时发生在长江中游的一次大暴雨为例,来说明高空西风急流、低空西风急流和超低空西风急流对暴雨生成的作用。在这次大暴雨过程中武汉降雨量达 131mm/6h。

由图 7.61 可见,在 7 月 22 日 08 时 850~800hPa 上江南地区存在一低空西风急流,中心风速达 10m/s 以上。同时在 925hPa 上存在一超低空西风急流。武汉暴雨区(30.5°N,114.5°E)位于超低空南风急流的北端,低空西风急流的北侧,和高空西风急流的南侧。可以看出,在暴雨区有显著的南北风辐合,从而产生天气尺度的上升运动。图 7.61 表明,在武汉暴雨区低空和超低空  $\frac{\partial \theta_x}{\partial p} > 0$ ,为对流不稳定区,中层  $\frac{\partial \theta_x}{\partial z} \approx 0$ ,高层  $\frac{\partial \theta_x}{\partial p} < 0$  为对流稳定区。在 9~12km 上空高空西风急流的南下侧对称不稳定判据小于 1,为对称不稳定区。

因此,暴雨区上空既有天气尺度辐合上升运动,又有低层对流不稳定能量释放产生的小尺度上升运动,还有高层对称不稳定产生的中尺度上升运动。三种尺度上升运动协同产生了武汉暴雨。下面分述不同高度上的三支急流对暴雨的作用。

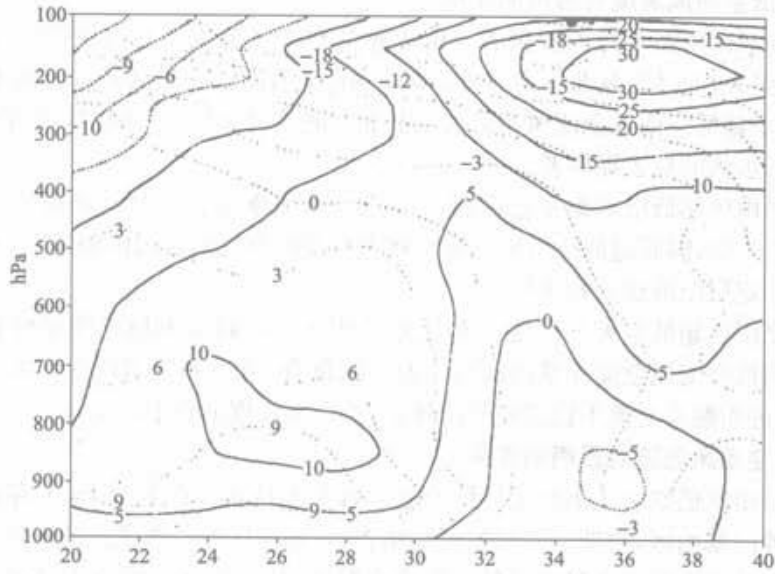


图 7.61 1998 年 7 月 22 日 08 时沿 114.5°E 的纬向风( $u$ )和经向风( $v$ )垂直剖面图  
实线为  $u$ , 点线为对称不稳定度

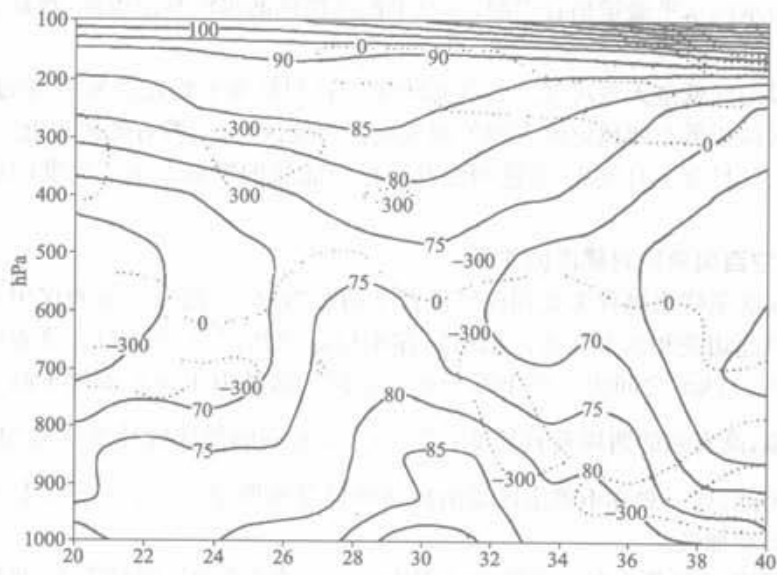


图 7.62 1998 年 7 月 22 日 08 时沿 114.5°E 的  $\theta_e$  和对称不稳定判据分布图  
实线为  $\theta_e$ , 点线为  $v$ (m/s)