

第七章 大型降水天气过程

本章所讲大型降水主要是指范围广大的降水。降水区可达天气尺度的大小,包括连续性或阵性的大范围雨雪及夏季暴雨等。至于范围较小的局地性雷雨、冰雹等降水,则在下章介绍。

大型降水对国防和社会主义经济建设关系密切。农谚说:“清明要明,谷雨要雨。”这说明适时适量的降水对农业生产能提供有利的条件,而反常降水则会带来灾害。我国大部分地区的降水都集中在夏半年,而这时正是农作物的生长季节,大型降水的多少能造成大面积的涝旱。尤其是时间长、面积大的暴雨,还能引起洪水泛滥,不仅对生产建设造成极大的危害,而且对人民的生命财产也带来巨大的威胁。因此,无论工农业生产、航空、航海、交通运输、水利建设、防涝抗旱等都需要及时准确的降水预报。

本章主要分析降水特别是暴雨形成的物理过程及其诊断方法,影响我国大范围降水的环流形势及天气过程,形成暴雨的各种尺度天气系统等。

§ 7.1 降水的形成与诊断

一、降水形成过程

(一)一般降水的形成过程

降水是大气中的水的相变(水汽凝聚成雨雪等)过程。从其机制来分析,某一地区降水的形成,大致有三个过程(图 7.1)。

首先是水汽由源地水平输送到降水地区,这就是水汽条件。

其次是水汽在降水地区辐合上升,在上升中绝热膨胀冷却凝结成云,这就是垂直运动的条件。

最后是云滴增长变为雨滴而下降,这就是云滴增长的条件。

这三个降水条件中,前两个是属于降水的宏观过程,主要决定于天气学条件,下面将要详细分析。第三个条件是属于降水的微观过程,主要决定于云物理条件。

一般认为云滴增长的过程有两种:一种是有冰晶和过冷却水滴同时并存,在同一温度下(以 -10°C 到 -20°C 之间为最有利),由于冰晶的饱和水汽压小于水滴的饱和水汽压,致使水滴蒸发并向冰晶上凝华,这种所谓的“冰晶效应”能促使云滴迅速增长而产生降水。另一种是云滴的碰撞合并作用。当云层较厚,云中含水量较大并有一定的扰动时,则有利于云滴的碰撞合并并使云滴增大形成降水。上述两种过程,对

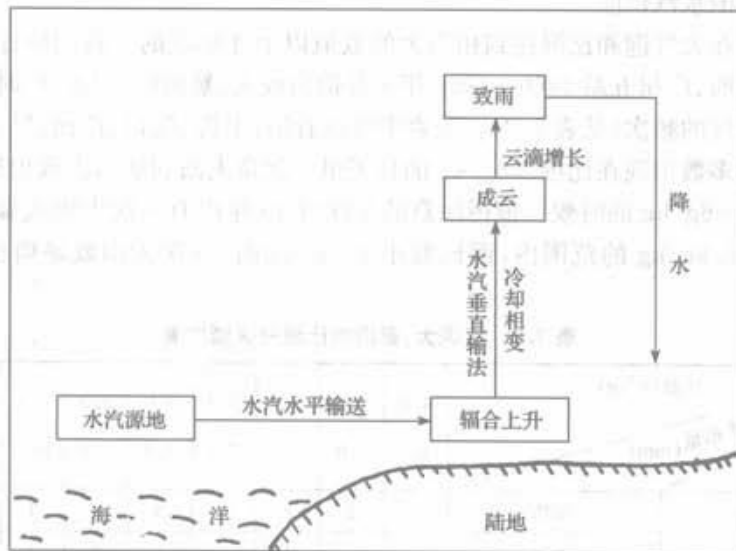


图 7.1 降水的一般过程

不同纬度,不同季节的降水,有着不同的作用。在中高纬度,云内的“冰晶效应”起着重要作用。当云层发展很厚,云顶温度低于 -10°C ,云的上部具有冰晶结构(如As、Ns、Cb等)时,就会产生强烈的降水。而云层较薄,完全由水滴组成(如St、Sc等)时,则只能降毛毛雨或小雨。在低纬度和中纬度夏季,由于 -10°C 等温线较高,有些云往往发展不到这个高度,云中只有水滴,不含冰晶。但云层发展较厚时,水滴的碰撞起着重要的作用,因而也能降较强的雨。

由上可见,云滴增长的条件,主要决定于云层厚度,而云层的厚度,又决定于水汽和垂直运动的条件。水汽供应愈充分,则云底高度愈低,上升运动愈强,则云顶高度愈高,因而云层愈厚,云滴增长愈快,降水量愈大。所以在降水预报中,通常只要分析水汽条件和垂直运动条件就够了。

(二)暴雨形成条件

一般降水可分为7级(见表7.1)。凡日降水量达到和超过50mm的降水称为暴雨,其中又分为暴雨、大暴雨、特大暴雨三个量级。除上述一般降水所必须满足的条件外,形成暴雨还必须满足如下的条件。

表 7.1 降水量的等级

24h雨量 08~08h	<0.1mm	0.1~10	10~25	25~50	50~100	100~200	>200
等级	微量	小雨	中雨	大雨	暴雨	大暴雨	特大暴雨

1. 充分的水汽供应

暴雨是在大气饱和比湿达到相当大的数值以上才形成的。我们统计了北京、上海、汉口、昆明、广州五站 1960~1967 年 7 月份出现大、暴雨时,当天 07 时 700hPa 上比湿分级出现的频次(见表 7.2)。从表中可以看出:上海、汉口、广州、昆明等地大雨和暴雨绝大多数出现在比湿 $\geq 8\text{g/kg}$ 的日子里。北京大雨和暴雨大致出现在比湿等于或大于 $5\sim 6\text{g/kg}$ 的时候。值得注意的是汉口 10 年内有三次大雨或暴雨出现时,比湿在 $5\sim 5.9\text{g/kg}$ 的范围内,而比湿小于 5g/kg 时,一次大雨或暴雨也没有出现过。

表 7.2 出现大、暴雨时比湿分级频次表

站名	日降水量(mm)	比湿(g/kg)								
		4.0 4.9	5.0 5.9	6.0 6.9	7.0 7.9	8.0 8.9	9.0 9.9	10.0 10.9	11.0 11.9	≥ 12.0
北京	≥ 25		2	8	8	3	4	1	1	
	≥ 50			1		1	2	1	1	
上海	≥ 25			1		1	2	4	2	
	≥ 50						1	2	2	
汉口	≥ 25		2			2	6	3	4	3
	≥ 50		1			1	3	3	2	2
昆明	≥ 25						1	7	9	5
	≥ 50							2	2	
广州	≥ 25			1		3	8	5	3	1
	≥ 50					1	3	1	2	1

必须指出,比湿 $\geq 8\text{g/kg}$ (对北京来说,比湿 $\geq 5\text{g/kg}$)只是出现大、暴雨的必要条件。但是这时并不一定都会出现大暴雨,还需要有强的上升运动。

如在降水区整层饱和,垂直温度递减率等于湿绝热率时,700hPa 面上比湿 $\geq 8\text{g/kg}$,相当于 850hPa 附近比湿 $\geq 14\text{g/kg}$ 。

除了相当高的饱和比湿外,还必须有充分的水汽供应,因为只靠某一地区大气柱中所含的水汽凝结下降量很小。因此,必须研究水汽供应的环流形势。

2. 强烈的上升运动

首先我们按照本章后面所讲的方法,对于一地暴雨(日降水量 $\geq 50\text{mm}$)中的垂直速度作一大概的估计。在计算时,先设地面饱和比湿为 14g/kg 。如果 50mm 降水量在一天之内均匀下降,那么降水时的最大上升运动约为 10.8cm/s ;若 50mm 降水量在 5h 降完,则降水时的最大上升速度约为 54cm/s ;若 50mm 降水量在 1h 内降完,

则降水时的最大上升速度为 260cm/s。上面三种上升速度,反映了三种不同尺度系统的降水。第一种属于大尺度系统;第二种属于中尺度系统;第三种属于小尺度系统。实际上一般暴雨,尤其是特大暴雨都不是在一天之内均匀下降的,而是集中在一小时到几小时内降落的,所以降水时的垂直运动是很大的,是由中小天气系统所造成的。如此大的垂直运动,只有在不稳定能量释放时,才能形成。所以在考虑暴雨时,必须分析不稳定能量的储存和释放的问题。为此,必须研究形成暴雨的中、小尺度系统。

3. 较长的持续时间

降水持续时间的长短,影响着降水量的大小。降水持续时间长是暴雨(特别是连续暴雨)的重要条件。中小尺度天气系统的生命较短,一次中、小系统的活动,只能造成一地短时的暴雨。必须要有若干次中(小)尺度系统的连续影响,才能形成时间较长、雨量较大的暴雨。然而中、小尺度系统的发生、发展又是以一定的大尺度系统为背景的,也就是说,暴雨总是发生在大范围上升运动区内。因此,要讨论暴雨的持续时间,就必须讨论行星尺度系统和天气尺度系统的稳定性和重复出现的问题。副热带高压脊、长波槽、切变线、静止锋和大型冷涡等大尺度天气系统的长期稳定是造成连续性暴雨的必要前提。短波槽、低涡、气旋等天气尺度系统移速较快,但它们在某些稳定的长波型式控制下可以接连出现,造成一次又一次的暴雨过程。在特定的天气形势下,当天气尺度系统移动缓慢或停滞时,更容易形成时间集中的特大暴雨。

二、水汽方程和降水率

为了更好地了解水汽和垂直运动对降水的关系及定量计算降水量,我们首先介绍水汽方程和降水率(即单位时间单位面积上的可降水量),而后再对水汽条件和垂直运动条件进行具体分析。

(一)水汽方程

水汽方程是表示水汽输送和变化的基本方程。在图 7.2 中,设 $OABCDEFG$ 是空间一固定的矩形六面体。其体积为 $\delta x \delta y \delta z$ 。在这个体积内的湿空气质量为 $\rho \delta x \delta y \delta z$ (ρ 为湿空气的密度)。设 q 为湿空气的比湿,则在该体积中所含水汽质量应为 $\rho q \delta x \delta y \delta z$ 。那么在单位时间内,该体积所含水汽的变化量即是 $\frac{\partial}{\partial t}(\rho q \delta x \delta y \delta z)$,增加时为正值。如不考虑液态和固态水向该体积内的输送,则从水分质量守恒定律可知,这个变化量是由下列四方面的因素所决定的。

1. 水平方向上水汽的净流入量

从水平方向向该体积内流进的水汽净流入量为该六面体周围四个面的水汽通量之和。

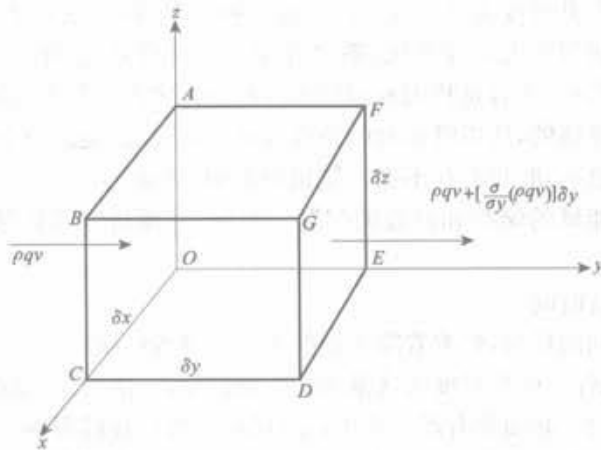


图 7.2 水汽方程的推导

先看 y 方向, 设 v 为风速在 y 方向的分量, 则在单位时间内流经 xz 平面上单位面积的空气的体积为 v , 于是 ρqv 就是单位时间内通过 xz 平面上单位面积的水汽量, 称为水汽通量。那么在单位时间内经小面积 $OABC$ 向六面体中输送的水汽量为 $\rho qv \delta x \delta z$ 。上述水汽量, 沿 y 方向水汽输送的变化率为 $\frac{\partial}{\partial y}(\rho qv) \delta x \delta z$, 经 δy 距离后水汽输送的变化应为 $\frac{\partial}{\partial y}(\rho qv) \delta x \delta y \delta z$, 因此单位时间内水汽经小面积 $DEFG$ 的输送量可写成 $\rho qv \delta x \delta z + \frac{\partial}{\partial y}(\rho qv) \delta x \delta y \delta z$ 。在 y 方向上流出流进的差额, 即水汽净流入量为:

$$\begin{aligned} & \rho qv \delta x \delta z - \left[\rho qv \delta x \delta z + \frac{\partial}{\partial y}(\rho qv) \delta x \delta y \delta z \right] \\ &= -\frac{\partial}{\partial y}(\rho qv) \delta x \delta y \delta z, \end{aligned}$$

同理可得在 x 方向水汽的净流入量为:

$$-\frac{\partial}{\partial x}(\rho qu) \delta x \delta y \delta z,$$

因此, 在水平方向水汽的净流入量为:

$$-\left[\frac{\partial}{\partial x}(\rho qu) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho qv) \right] \delta x \delta y \delta z$$

上式中 $\frac{\partial}{\partial x}(\rho qu) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho qv)$ 称为水汽通量的水平散度, 简称为水汽通量散度。

2. 垂直方向上水汽的净流入量

与上相同, 可得垂直方向上水汽的净流入量为:

$$-\frac{\partial}{\partial z}(\rho qw)\delta x\delta y\delta z$$

3. 凝结量

设单位时间内,在单位质量空气中的凝结量(或凝结率)是 c ,则在 $\delta x\delta y\delta z$ 这一小体积中,单位时间内的凝结量就是:

$$\rho c\delta x\delta y\delta z,$$

此值凝结时为正,蒸发时为负。

4. 湍流扩散

设单位时间内,在单位质量空气中由湍流扩散而引起的水汽输送量为 d ,则在 $\delta x\delta y\delta z$ 这一小体积中,单位时间内湍流扩散所引起的水汽输送量为 $\rho d\delta x\delta y\delta z$ 。近似地讲, $d = K_q \frac{\partial^2 q}{\partial z^2}$,这里 K_q 是水汽的湍流扩散系数(详见动力气象学边界层理论)。

最后可以建立下面的等式

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\rho q\delta x\delta y\delta z) = & -\frac{\partial}{\partial x}(\rho qu)\delta x\delta y\delta z - \frac{\partial}{\partial y}(\rho qv)\delta x\delta y\delta z \\ & -\frac{\partial}{\partial z}(\rho qw)\delta x\delta y\delta z - \rho c\delta x\delta y\delta z \\ & + \rho K_q \frac{\partial^2 q}{\partial z^2}\delta x\delta y\delta z \end{aligned}$$

上式两边除以 $\delta x\delta y\delta z$ 后,便得水汽方程

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\rho q)}{\partial t} = & -\frac{\partial}{\partial x}(\rho qu) - \frac{\partial}{\partial y}(\rho qv) - \frac{\partial}{\partial z}(\rho qw) - \rho c \\ & + \rho K_q \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} \end{aligned} \quad (7.1)$$

如果将(7.1)式中他偏微商分项完成,则得

$$\begin{aligned} q \frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho \frac{\partial q}{\partial t} = & -qu \frac{\partial \rho}{\partial x} - qv \frac{\partial \rho}{\partial y} - qw \frac{\partial \rho}{\partial z} - q\theta \frac{\partial u}{\partial x} \\ & - q\theta \frac{\partial v}{\partial y} - q\theta \frac{\partial w}{\partial z} - \rho u \frac{\partial q}{\partial x} - \rho v \frac{\partial q}{\partial y} - \rho w \frac{\partial q}{\partial z} - \rho c + \rho K_q \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} \end{aligned}$$

即

$$q \frac{d\rho}{dt} + q\theta \operatorname{div}V + \rho \frac{dq}{dt} = -\rho c + \rho K_q \frac{\partial^2 q}{\partial z^2}$$

以连续方程 $\frac{d\rho}{dt} + \rho \operatorname{div}V = 0$ 代入,则得:

$$\frac{dq}{dt} = -c + K_q \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} \quad (7.2)$$

这是水汽方程的另一形式。此式说明,一个运动的单位质量湿空气块,其比湿的变化

等于凝结率及湍流扩散率之和。如果没有凝结或蒸发,且湍流扩散也很小,可以略去不计,就得

$$\frac{dq}{dt} = 0$$

这表示空气质块的比湿保持不变。

(二)降水率

在水汽方程(7.2)中,若不考虑湍流扩散的影响,则有:

$$-c = \frac{dq}{dt}$$

则单位体积湿空气的凝结率为:

$$\rho c = -\rho \frac{dq}{dt}$$

考虑一底面积为单位面积,厚度为 dz 的气柱,其体积为 dz ,在此体积内的水汽凝结率为:

$$\rho c dz = -\rho \frac{dq}{dt} dz$$

假设所有凝结出来的水分,都作为降水在瞬时之内下降至地面,那么 $-\rho \frac{dq}{dt} dz$ 就是这个厚度为 dz 的一小块空气在单位时间内对地面降水的贡献。

设 I 是单位时间内降落在地面单位面积上的总降水量,称为降水率或降水强度。如图 7.3 所示,它就是从地面到大气层顶的气柱内各个厚度 dz 对地面降水贡献的总和。用积分式来表示,则为:

$$I = -\int_0^{\infty} \rho \frac{dq}{dt} dz \quad (7.3)$$

当湿空气未达饱和时,空气中的水滴可以蒸发,而 $\frac{dq}{dt} > 0$,这时没有降水。如代入上式中,则降水率成为负号,这是不合理的。故在上式中规定 $\frac{dq}{dt} \leq 0$ 而且湿空气必须饱和,即 $q = q_s$ (饱和比湿)。于是上式可写成:

$$I = -\int_0^{\infty} \rho \frac{dq_s}{dt} dz \quad (7.4)$$

或以静力学方程代入,得:

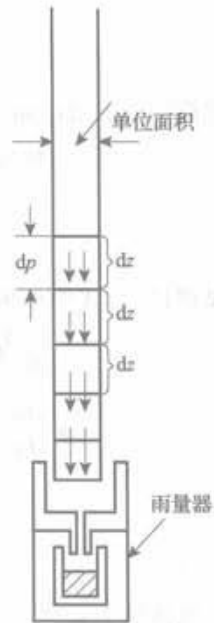


图 7.3 降水率的推导

$$I = -\frac{1}{g} \int_0^{p_0} \frac{dq_i}{dt} dp \quad (7.5)$$

这就是单位时间内的总降水量(即降水强度或降水率)的表达式。如欲求某一时段 $t_1 \sim t_2$ 内的总降水量 W , 则将上式对时间积分, 得:

$$W = -\frac{1}{g} \int_{t_1}^{t_2} \int_0^{p_0} \frac{dq_i}{dt} dp dt$$

(三) 凝结函数

为了便于计算降水率, 需要将(7.5)式进行变换。因为 $q_i = 0.622 \frac{E}{p}$ (E 为饱和水汽压), 两边取对数求导, 得:

$$\frac{1}{q_i} \frac{dq_i}{dt} = \frac{1}{E} \frac{dE}{dt} - \frac{1}{p} \frac{dp}{dt}$$

或

$$\frac{1}{q_i} \frac{dq_i}{dt} = \frac{1}{E} \frac{dE}{dt} - \frac{\omega}{p} \quad (7.6)$$

式中 $\omega = \frac{dp}{dt}$, 是 p 坐标中的垂直速度。

将克劳修斯-克拉珀龙方程:

$$\frac{1}{E} \frac{dE}{dt} = \frac{L}{R_w T^2} \frac{dT}{dt} \quad (7.7)$$

式中 L 为蒸发(或凝结)潜热, 其值约为 597 cal/g , R_w 为水汽的气体常数, 为 $460 \text{ m}^2/(\text{s}^2 \cdot \text{C})$, 代入(7.6)式, 得:

$$\frac{1}{q_i} \frac{dq_i}{dt} = \frac{L}{R_w T^2} \frac{dT}{dt} - \frac{\omega}{p} \quad (7.8)$$

假设空气块除了凝结放热以外, 再无其他热量交换, 即过程是湿绝热的, 那么单位时间内, 单位质量空气块的凝结量是 $-\frac{dq_i}{dt}$ 。它所放出的潜热 $-L \frac{dq_i}{dt}$, 用以提高空气块的温度以及使空气块对外做功, 即按热力学第一定律, 有:

$$-L \frac{dq_i}{dt} = c_p \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{p} \omega \quad (7.9)$$

把(7.8)式与(7.9)式联立, 消去 $\frac{dT}{dt}$, 就得到:

$$\frac{dq_i}{dt} = \frac{q_i T}{p} \left(\frac{LR - c_p R_w T}{c_p R_w T^2 + q_i L^2} \right) \omega \quad (7.10)$$

令等式右边 ω 的系数为 F , 称为凝结函数, 即:

$$F = \frac{q_i T}{p} \left(\frac{LR - c_p R_w T}{c_p R_w T^2 + q_i L^2} \right),$$

则

$$\frac{dq_s}{dt} = F\omega \quad (7.11)$$

由于 $LR - c_p R_w T = 2500 \text{ J/g} \times 287 \text{ m}^2 / (\text{s}^2 \cdot \text{C}) - 1.0 \text{ J}/(\text{g} \cdot \text{C}) \times 460 \text{ m}^2 / (\text{s}^2 \cdot \text{C}) \times 300 \text{ C} > 0$, 因而 F 恒大于零。于是当 $\omega < 0$ 时, $\frac{dq_s}{dt} < 0$, 即有上升运动时就有水汽凝结, 且凝结值与上升速度和 F 值之乘积成正比。

因为 $q_s = 0.622 \frac{E}{p}$, 而 $E = 6.11 \times 10^{\frac{7.45 - t}{2.43}}$, 其中 t 是摄氏温度, $\frac{E}{p}$ 完全可以由当时的温压场决定, 只要知道各层的 T, P, ω 诸值, 就可从 (7.11) 式算出 $\frac{dq_s}{dt}$, 也就知道凝结率。

当空气未饱和时 ($q < q_s$) 或虽已饱和而存在下沉运动时, 不可能有凝结发生, 故 (7.11) 式可写为:

$$\frac{dq_s}{dt} = \delta F \omega \quad (7.12)$$

式中当 $q \geq q_s$, 且 $\omega < 0$ 时, $\delta = 1$; 当 $q < q_s$, 或 $\omega \geq 0$ 时, $\delta = 0$ 。将上式代入 (7.5) 中, 得:

$$I = - \int_0^{p_0} \omega \frac{\delta F}{g} dp \quad (7.13)$$

而预报时段 $t_1 \sim t_2$ 内的降水量就是:

$$W = - \int_{t_1}^{t_2} \int_0^{p_0} \omega \frac{\delta F}{g} dp dt \quad (7.14)$$

只要知道这一时段内的 ω 及压温场, 就可算出总降水量。 ω, F 及 I 的具体计算方法见后。但必须注意, 如要计算未来时段内的降水量, 必须用未来时段内的 ω, F 来计算, 因此必须先预报未来时段内的 P, T 和 ω , 然后才能进行计算。

三、水汽条件的诊断分析

(一) 水汽含量

由降水率公式可知, 一地降水的强度除决定于垂直速度外还决定于该地上空整个大气的水汽含量和饱和程度。这就需要分析以下几个湿度项目。

1. 各层比湿或露点

因为 $q = 0.622 \frac{e}{p}$, 而 $E(t) = 6.11 \times 10^{\frac{7.45 - t}{2.43}}$, 而且当 $t = T_d$ 时, $E(T_d) = e$, 因此在等压面上比湿 q 正比于水汽压 e , 也就与 T_d 成直接的函数关系。在各等压面上 q 与 T_d 的互换值可由查算表查得。因此在一等压面上的等 T_d 线即为等 q 线, 分析等压面上的 q 或 T_d 的分布, 就等于分析了湿度场的分布。

2. 各层饱和程度

在各层等压面上分析等 $(T-T_d)$ 线,用以表示空气的饱和程度。通常以 $(T-T_d) \leq 2^\circ\text{C}$ 的区域作为饱和区,并可取 $(T-T_d) \leq 4 \sim 5^\circ\text{C}$ 作为湿区。在垂直剖面图上,还常使用相对湿度($f = \frac{e}{E} \times 100\%$)的分布来表示空气的饱和程度,取 $f \geq 90\%$ 作为饱和区。

3. 湿层厚度

湿层,指饱和层。湿层越厚,降水越强。所以常在单站探空曲线及剖面图中分析湿层厚度作为降水预报的指标。

(二) 可降水量

将一单位面积地区上空整层大气的水汽全部凝结并降至地面的降水量称为该地区的可降水量。可用下式表示:

$$\int_0^{\infty} \rho q dz$$

用静力方程代入,则得:

$$\frac{1}{g} \int_0^{p_0} q dp$$

由于大气中高层水汽含量很少,绝大部分集中于中低对流层,其中85%~90%集中于500hPa以下。所以在计算可降水量时,其积分限从地面取至300hPa或400hPa即可。一地区可降水量的大小表示了该地区整层大气的水汽含量。一般来说南方可降水量大于北方;海洋大于陆地。

一地区较大的降水,其量远远超过该地区的可降水量。例如中纬度夏季,一块积雨云的水汽全部凝结下降至地面也只有10~20mm的降水。即使在热带海洋气团或季风气团中,其可降水量最多也只有50~60mm。何况一地区上整层大气的水汽含量并不能完全凝结下降,而一次暴雨却往往一天就可达100~200mm。因此,某地区要下一场较大的降水,就必须要有足够的水汽从源地不断向该地区供应。特别是在降暴雨时更需要有潮湿空气的不断输送。

(三) 水汽通量

源地的水汽,主要是通过大规模的水平气流被输送到降水区的。其输送量的大小用水汽通量表示。设 V 为全风速的大小,我们在垂直于风向的平面内取一单位面积,则在单位时间内,通过此单位面积输送的水汽量可表示为 $\rho q V$,此即为水汽水平通量。其在 x 方向的分量为 $\rho q u$, y 方向的分量为 $\rho q v$ 。通过垂直于风向的底边为单位长度,高为整层大气柱的面积上的总的水汽通量则为:

$$\int_0^{\infty} \rho q V dz, \text{ 或 } \frac{1}{g} \int_0^{p_0} q V dp$$

为了计算上的方便,我们常用后一种形式。因此,对于底边为单位长度、高为单位

百帕的水汽通量可表示为 $\frac{1}{g}qV$ 。因为低层水汽含量大,所以低层的水汽输送量也大。

(四)水汽通量散度

由图(7.1)可见,当水汽由源地输送到某地区时,必须有水汽在该地区水平辐合,才能上升冷却凝结成雨。所谓水汽水平辐合就是水平输送进该地区的水汽,大于水平输送出该地区的水汽,反之即为水汽的水平辐散。

在单位体积内,水汽水平辐合的大小可用水平水汽通量散度来表示,其表达式为:

$$-\nabla \cdot (\rho q \mathbf{V}) = -\left(\frac{\partial}{\partial x}(\rho q u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho q v) \right)$$

设在单位面积的整层大气柱中水汽的水平辐合量为 $-D$,那么此量的表达式为:

$$-D = -\int_0^{\infty} \nabla \cdot (\rho q \mathbf{V}) dz$$

在 p 坐标中可写为:

$$-D = -\frac{1}{g} \int_0^{p_0} \nabla \cdot (q \mathbf{V}) dp \quad (7.15)$$

式中 $\frac{1}{g} \nabla \cdot (q \mathbf{V})$ 表示厚度为单位百帕、水平为单位面积的体积内水平水汽通量散度。

以(7.1)式代入前式得:

$$-D = + \int_0^{\infty} \rho \alpha dz + \int_0^{\infty} \frac{\partial(\rho q)}{\partial t} dz + \int_0^{\infty} \frac{\partial(\rho q w)}{\partial z} dz - \int_0^{\infty} \rho K_v \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} dz$$

若不考虑地形和地面摩擦的影响,且认为地面和大气层顶的垂直速度为零,则上式右端第三、四项为零。又因在降水地区,水汽的局地变化量比降水量要小得多,故上式右端第二项也可略去。于是:

$$-D = \int_0^{\infty} \rho \alpha dz = I,$$

或

$$I = -D \quad (7.16)$$

由此可见,整层水汽水平辐合的大小,近似地等于降水率。在计算某一指定区域的降水量时经常应用上式。

因为:

$$\frac{1}{g} \nabla \cdot (q \mathbf{V}) = \frac{1}{g} \mathbf{V} \cdot \nabla q + \frac{q}{g} \nabla \cdot \mathbf{V} \quad (7.17)$$

可见水汽通量散度是由两部分所组成,一部分为水汽平流(右端第一项),其意义与温度平流相似,当风由比湿高的地区吹向比湿低的地区时,此项小于零,称为湿平流,对水汽通量辐合有正的贡献。反之,当风由比湿低的地区吹向比湿高的地区时,此项大于零,称为干平流,对水汽通量辐合有负的贡献;另一部分为风的散度(右端第二项)。实际计算中表明,在降水区中,水汽通量辐合主要由风的辐合所造成,特别是在低层

空气里水平辐合最为重要,而水汽平流项对水汽的贡献很小,但这不等于说水汽平流的分析就可忽视不管,这一点后面还要讲到。

(五)水汽的局地变化

从(7.17)式可看出,水汽通量的水平辐合,虽主要决定于右端第二项的空气水平辐合,但仍然需有较大的湿度,二者结合起来才能造成较大的水汽通量的水平辐合。因此在讨论一地区的降水量时,必须讨论该地区大气柱中水汽含量的变化,即水汽的局地变化。

将(7.2)式展开,得到:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla q - w \frac{\partial q}{\partial z} - C + K_q \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} \quad (7.18)$$

由上式看出,某地区水汽的变化(局地变化)取决于以下四项:

1. 比湿平流 由于低层的湿度对降水的贡献最为重要,所以在预报工作中,一般分析 850hPa 或 700hPa 面上的等比湿线(或等露点线)和风场来判断比湿平流的符号和大小。湿平流引起局地比湿增加,干平流引起局地比湿减少。从实际分析可知,某地区在降水(特别是暴雨)前,其低层的比湿有明显的增加,而这种增加又主要是由水汽平流所引起的。因此,分析低层的水汽平流是降水预报中的一个重要内容。

2. 比湿垂直输送 当垂直方向上比湿分布不均匀时,由于垂直运动而引起的水汽垂直输送,会导致比湿的局地变化。因为一般来说,低层湿度大于高层,所以某层的上升运动将使局地比湿增加,下沉运动将使局地比湿减小。在降水地区高层水汽往往突然增加,这主要是由于上升运动所造成的。

3. 凝结、蒸发 凝结时使局地比湿减少,蒸发时使局地比湿增加。在已发生降水的地区,常常是湿舌或湿中心区,水汽平流很弱。但这时水汽凝结项却起主要作用,与垂直输送项配合,上升的水汽凝结成雨。一般在降水开始以后,比湿的局地变化较小。

4. 湍流扩散 湍流扩散在垂直方向主要使水面和下垫面蒸发的水汽向上输送到高层大气中去。在水平方向使湿舌或湿中心的比湿减少,使干舌或干中心的比湿增加。此项在孤立的对流云中较为重要,一般在大型降水中则不考虑。

总之,分析水汽条件主要是分析大气中的水汽含量及其变化、水汽通量和水汽平流等。水汽通量辐合主要决定于空气的水平辐合,因而决定于垂直运动的条件。

水汽条件还影响到大气的静力稳定度,这将在本节后文中加以讨论。

四、垂直运动条件的诊断分析

目前对大气中垂直运动的直接观测问题还没有很好解决,对垂直运动的诊断分析主要是通过分析水平风场和温压场来进行的。前者主要利用连续方程进行诊断,后者主要利用 ω 方程进行诊断。现分述如下:

(一)用连续方程诊断垂直运动

由第一章已知“ p ”坐标中的连续方程为:

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = - \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

将上式由地面(p_0)到某层(p)积分得:

$$\omega_p = \omega_{p_0} + \int_p^{p_0} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dp \quad (7.19)$$

式中 ω_{p_0} 是地面垂直速度, 下面将要进一步讨论。如果地面平坦且摩擦较小时, 可以认为 $\omega_{p_0} \approx 0$, 而上式可简化为:

$$\omega_p = \int_p^{p_0} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dp \quad (7.20)$$

上式的意义是 p 层的垂直速度, 由 p 层以下整层的水平散度之和所决定。当水平散度之和为辐合时, p 层有上升运动 ($\omega_p < 0$), 反之, 有下沉运动。因此, 可以根据 (7.20) 式用大气低层风场的水平散度大致估计对流层中层的垂直运动, 一般大气中层垂直运动较高层低层大, 与降水的关系密切。

若对连续方程由大气层顶($p=0$)到 p 层积分则得:

$$\omega_p = \omega_0 - \int_0^p \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dp$$

因为在大气层顶 $\omega_0 = 0$, 所以上式可以写成:

$$\omega_p = - \int_0^p \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dp \quad (7.21)$$

其意义是 p 层的垂直速度也可由 p 层以上的水平散度之和来决定。当水平散度之和为辐散时, p 层有上升运动 ($\omega_p < 0$)。这种作用称为“抽气”作用。反之, 当水平散度之和为辐合时, p 层有下沉运动。因此, 也可以根据 (7.21) 式用大气高层风场的水平散度大致估计对流层中层的垂直运动。下面分述高低层散度的诊断分析。

1. 低层散度的诊断

(1) 通常可用 850hPa(或 700hPa)图上的风向风速来诊断辐合上升运动的强度及降水。图 7.4 是风速(图 7.4(a))和风向(图 7.4(b))辐合及可能产生的降水分布型式。图 7.5 是风向切变(图 7.5(a))、冷锋式辐合与切变相结合(图 7.5(b))、暖锋式辐合与切变相结合(图 7.5(c))所造成的辐合及可能产生的降水分布型式。图 7.6 是风向风速辐合(图 7.6(a))及风向辐合与风速切变相结合(图 7.6(b))所造成的辐合及可能产生的降水分布型式。这些分布型可在日常预报中参考使用。

(2) 由第一章已知, 流场散度主要是非地转风所造成的。在地面风速较小, 水平运动方程中的平流项可以略去, 非地转风散度主要是由变压风所形成的。按第一章变压风为:

$$D_1 = - \frac{g}{f_0^2} \nabla^2 \frac{\partial z}{\partial t}$$

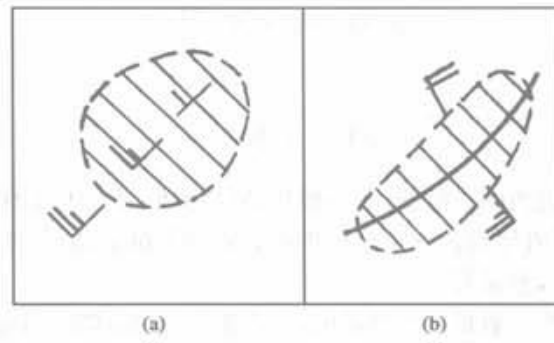


图 7.4 辐合型式之一
(阴影区为降水区)

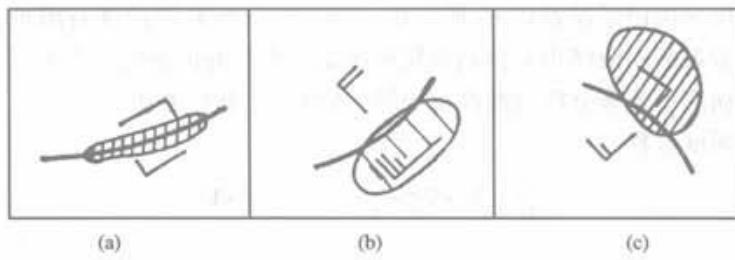


图 7.5 辐合型式之二
(说明同图 7.4)

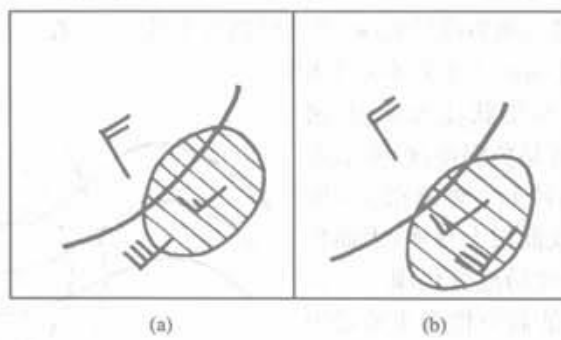


图 7.6 辐合型式之三
(说明同图 7.4)

两边取散度得:

$$\operatorname{div} \mathbf{D}_1 = -\frac{g}{f_0^2} \nabla^2 \frac{\partial z}{\partial t},$$

或写为:

$$\operatorname{div} \mathbf{V} = -\frac{g}{f_0^2} \nabla^2 \frac{\partial z}{\partial t}$$

于是我们就可以用地面图上的变压(一般用 Δp_s)或低层等压面图上的变高分布来诊断散度,从而诊断垂直运动。在正变压中心有辐散下沉运动,负变压中心有辐合上升运动,中心数值愈大,愈显著。

西风带低层系统一般是向东移动的,故在低压东部、高压西部为负变压区,因而有上升运动;反之,低压西部、高压东部为正变压区,故有下沉运动。低压加深、高压减弱时有上升运动,低压减弱、高压加强时有下沉运动。

2. 高层散度的诊断

由于高层测风记录误差较大,所以用风场直接分析判断散度有困难。根据卫星云图上高云云系的辐散结构来判断高层辐散是一个较好的方法。在天气图上一般都利用高层的涡度平流来分析判断高层辐散,从而估计垂直运动。

简化的涡度方程:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta + \beta v = -f_0 \operatorname{div} \mathbf{V}$$

改写为:

$$\operatorname{div} \mathbf{V} = -\frac{1}{f_0} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta + \beta v \right) \quad (7.22)$$

上式说明,水平散度可从以下三项来判断:第一项为相对涡度局地变化项;第二项为相对涡度平流项;第三项为纬度效应(即地转涡度平流)项。在大气中,由于层次和系统的尺度不同,这几项的大小并不完全相同。

由于高层多半是带状波动流型,槽区是正涡度区,脊区是负涡度区,等涡度线与流线(或等高线)的交角很大(图 7.7),且高层风速较低层大得多,因而相对涡度平流项较涡度局地变化项大。且由于与降水相联系的高空槽脊主要是短波,因而相对涡度平流项较 βv 项也大。因此按(7.22)高层散度主要决定于相对涡度平流。(7.22)式可简化为:

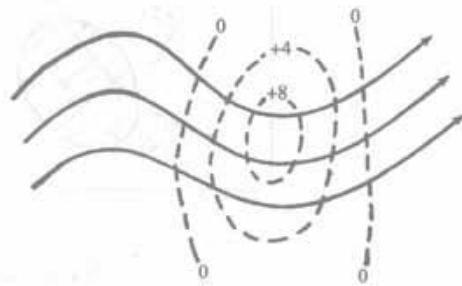


图 7.7 涡度平流与辐散
(虚线为等涡度线,实线为流线)

$$\operatorname{div} \mathbf{V} = -\frac{1}{f_0} \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta \quad (7.23)$$

由图 7.7 可见,槽前有正的相对涡度平流,因而槽前有辐散上升运动;槽后有负的相对涡度平流,因而槽后有辐合下沉运动。

当高空槽位于高空急流轴上时,相对涡度平流更强,因而在这里有强的垂直运动。为了分析高层散度,最好用 200hPa 或 300hPa 图。

(二)用 ω 方程诊断垂直运动

1. 热成风对相对涡度平流的作用

以(3.24)式代入 ω 方程(3.23)式得:

$$\begin{aligned} -A^2 \omega &= f \frac{\partial}{\partial p} [\mathbf{V}_g \cdot \nabla (f + \zeta_g)] - \nabla^2 [\mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p}] \\ &\quad - \frac{R}{c_p p} \nabla^2 \frac{dQ}{dt} \end{aligned} \quad (7.24)$$

上式右端第二和第一两项分别为温度平流的拉普拉斯与涡度平流随高度的变化对垂直运动的贡献,在第三章中已有讨论和分析。但在日常分析中,如两项符号相反时,便很难决定其总的效果。另外,涡度平流随高度的变化,有时也很难判断其符号,为此需要将上式进行变换。因为第二项:

$$\begin{aligned} -\nabla^2 [\mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p}] &= -\frac{\partial^2}{\partial x^2} [\mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p}] - \frac{\partial^2}{\partial y^2} [\mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p}] \\ &= -\frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial x} \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} + \mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \phi}{\partial p} \right] \\ &\quad - \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial y} \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} + \mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial \phi}{\partial p} \right] \\ &= -\left[\frac{\partial^2 \mathbf{V}_g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \mathbf{V}_g}{\partial y^2} \right] \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} - 2 \left[\frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial x} \cdot \nabla \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \phi}{\partial p} \right. \\ &\quad \left. + \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial y} \cdot \nabla \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial \phi}{\partial p} \right] - \mathbf{V}_g \cdot \nabla \left[\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right] \frac{\partial \phi}{\partial p} \\ &= -[\nabla^2 \mathbf{V}_g] \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} - 2 \left[\frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial x} \cdot \nabla \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \phi}{\partial p} + \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial y} \right. \\ &\quad \left. \cdot \nabla \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial \phi}{\partial p} \right] - \mathbf{V}_g \cdot \nabla \nabla^2 \frac{\partial \phi}{\partial p}, \end{aligned}$$

代入(7.24)并考虑到 $-\mathbf{V}_g \cdot \nabla \nabla^2 \frac{\partial \phi}{\partial p} = -f \mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \zeta_g}{\partial p}$, 得(7.24)式右端第一、二项对垂直运动的总贡献 $[-A^2 \omega]_{1-2}$ 为:

$$[-A^2 \omega]_{1-2} = 2f \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial p} \cdot \nabla (\zeta_g + f) - 2 \left[\frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial x} \cdot \nabla \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \phi}{\partial p} + \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial y} \cdot \nabla \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial \phi}{\partial p} \right] \quad (7.25)$$

据统计在 400~600hPa 之间上式右端第一项量级比其他项大得多,故可简化为:

$$[-A^2\omega]_{1-2} = 2f \frac{\partial V_g}{\partial p} \cdot \nabla (\zeta_g + f),$$

或

$$[-A^2\omega]_{1-2} \propto -2fV_T \cdot \nabla (\zeta_g + f) \quad (7.26)$$

上式表明,热成风对绝对涡度的平流是决定垂直运动的主要因子。在短波系统中此式还可简化为:

$$[-A^2\omega]_{1-2} \propto -2fV_T \cdot \nabla \zeta_g \quad (7.27)$$

因此,仅仅利用某一层等压面的温压场资料,即可判断垂直运动。当热成风对相对涡度平流为正 ($-V_T \cdot \nabla \zeta_g > 0$) 时,有上升运动 ($\omega < 0$);反之,有下沉运动。如图(7.8)所示,图中虚线为等温线,实线为等高线,点划线为等 ζ_g 线。在高空槽前,有暖平流和正的涡度平流,二者皆对上升运动有贡献。所以总的效果显然亦为上升运动。在高空槽后为冷平流及负涡度平流,二者皆对下沉运动有贡献,其总的效果也很明显,是下沉运动。按热成风对相对涡度平流的作用,槽前为正,有上升运动,槽后为负,有下沉运动,与上述结果是一致的。但在图 7.9 中,高空槽前为冷平流,对下沉运动有贡献,而正涡度平流对上升运动有贡献,其对垂直运动的总效果就不明显。同理,槽后的总效果也不明显。如按热成风对相对涡度平流,则槽前为正,明确表明为上升运动。槽后为负,表明为下沉运动。在日常分析预报中如不分析等涡度线,可根据等高线的形势大致估计涡度的分布,从而按(7.27)式判断垂直运动。

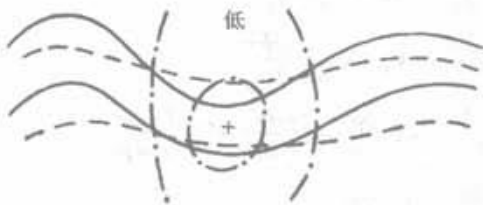


图 7.8 涡度平流和冷暖平流对垂直运动贡献一致



图 7.9 涡度平流和冷暖平流对垂直运动贡献相反

2. 非绝热加热对垂直运动的贡献

(7.24)式右端第三项,为非绝热加热项对垂直运动的贡献,可写为:

$$[-A^2\omega]_3 = -\frac{R}{c_p} \cdot \frac{1}{p} \nabla^2 \frac{dQ}{dt}$$

设

$$\frac{dQ}{dt} = \left(\frac{dQ}{dt}\right)_0 \sin\left(\frac{2\pi}{L_x}x\right) \sin\left(\frac{2\pi}{L_y}y\right) \sin\left(\frac{\pi}{p_0}p\right),$$

$$\omega = \omega_0 \sin\left(\frac{2\pi}{L_x}x\right) \sin\left(\frac{2\pi}{L_y}y\right) \sin\left(\frac{\pi}{p_0}p\right),$$

并代入上式,则得:

$$\omega_0 = -\frac{B^2}{A^2} \frac{R}{c_p p} \left(\frac{dQ}{dt}\right)_a \quad (7.28)$$

上式中 $B^2 = \left(\frac{2\pi}{L_x}\right)^2 + \left(\frac{2\pi}{L_y}\right)^2$, $\left(\frac{dQ}{dt}\right)_a$ 为最大加热率, ω_0 为最大上升速度。

在非绝热加热作用中,以凝结潜热释放为主,而下垫面的感热加热在某些情况下也较重要。湿空气在上升运动中膨胀冷却,达到饱和后就有水汽凝结并释放潜热,使空气增温,从而产生更强的垂直运动。由此可见,释放出的凝结潜热所引起的垂直上升运动,必须在其他原因造成了上升运动基础上才能产生。因此,人们常把凝结潜热引起的上升运动称为降水对于上升运动的反馈作用。根据实际资料的分析,一般认为在满足下列三条件的地区才可能有潜热释放:

- ①摩擦层中有水汽通量的净辐合;
- ②有其他原因造成的上升运动;
- ③空气近于饱和,例如规定 $T - T_d \leq 4^\circ\text{C}$ 。

在数值预报中,称 $\frac{dQ}{dt}$ 为加热函数。在静力稳定的大气中 ($\frac{\partial\theta_s}{\partial p} < 0$), 如果大气近于饱和且伴有上升运动,凝结潜热释放的加热函数可表示为:

$$\frac{dQ}{dt} = -L \frac{dq_s}{dt}$$

式中 L 为凝结潜热,可见加热函数即是凝结率与凝结潜热之积,近似地可以写成:

$$\frac{dQ}{dt} = -L\omega \frac{\partial q_s}{\partial p} \quad (7.29)$$

在中纬度大尺度运动系统中稳定的条件一般都能满足,因此可以用上式来估计加热函数,从而又可估计垂直运动。从上式也可看出,加热函数本身与垂直运动相关,垂直上升运动造成了凝结加热,而加热又促进了上升运动的发展。

当大气为条件性不稳定 ($\frac{\partial\theta_s}{\partial p} > 0$) 时,空气浮力将加速空气块的垂直运动。这种情况,一般都发生于中小尺度的对流系统中。发生这种情况时,要把中小尺度的凝结潜热加热,用大尺度的量表示出来,以便在大尺度的网格上进行计算。常用某些大尺度的参数来表示加热函数,称为加热函数参数化或称为对流参数化。

五、地形和摩擦对降水的影响

(一)地形的动力作用

地形对降水关系很密切,在同样的天气形势下,迎风坡的降水要比其他地区大。

例如,1963年8月上旬河北发生特大暴雨时,由于低层盛行偏东风,而在太行山的迎风坡(东坡)上雨量最大。从邢台地区和保定地区的两个东西向剖面图(图7.10和图7.11)看来,在迎风坡的半山腰,地形坡度最大的地方,过程总降雨量最大,达1000mm以上。

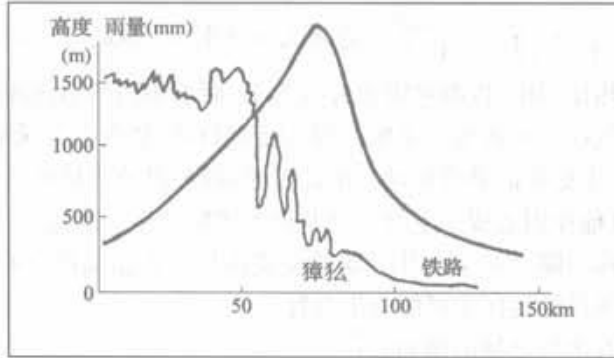


图 7.10 邢台地区的地形和雨量剖面图
(粗实线表示降水,细实线表示地形)

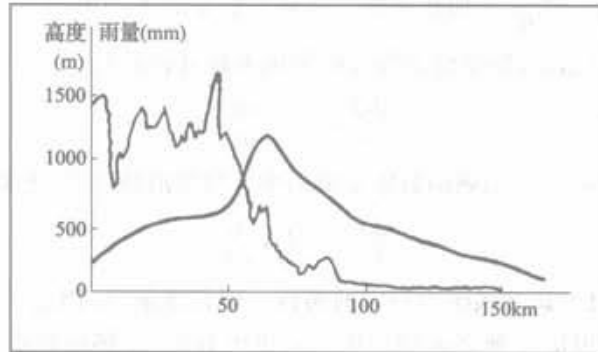


图 7.11 保定地区的地形和雨量剖面图
(说明同图 7.10)

在一定的条件下,地形对降水有两个作用,一是动力作用,二是云物理作用。下面主要讲述动力作用。

1. 强迫抬升

动力作用中主要是地形的强迫抬升。由于地形强迫抬升而引起的地面垂直速度为:

$$w_0 = V_0 \cdot \nabla h,$$

或

$$\omega_{p_0} = -\rho_0 g \mathbf{V}_0 \cdot \nabla z_0 \quad (7.30)$$

由上式可见,当山的坡度愈大,地面风速愈大,且风向与山的走向愈垂直时,地面垂直运动愈强。

将连续方程由地面至大气层顶积分,并考虑在大气层顶处 $\omega_0 = 0$, 则得:

$$\omega_{p_0} = -\int_0^{p_0} \text{div} \mathbf{V} dp \quad (7.31)$$

此式表示,当地形抬升造成地面上升运动($\omega_{p_0} < 0$)时,其上空整层大气必有辐散气流以进行补偿。由于这种辐散作用,地形上升运动将随高度减弱,一直到大气层顶处减弱到零。同样,地形造成的下沉运动也将随高度减弱。为了利用(7.31)式计算地形降水率,就必须了解地形上升运动随高度的分布,其处理方法较多,一般由 ω 方程而得。当不考虑涡度平流,温度平流和非绝热加热时,则 ω 方程可写为:

$$\nabla^2 \omega + \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = 0 \quad (7.32)$$

上下边界条件为:

$$\omega_0 = 0, \quad \omega_{p_0} = -\rho_0 g \mathbf{V}_0 \cdot \nabla z_0$$

取地转近似,得:

$$\omega_{p_0} = -k \frac{g}{f} \nabla p_0 \cdot \nabla z_0$$

如地形坡度与地面风为已知,则可由给出的边界条件 ω_{p_0} 求得上式的解 ω 。

为了求出 ω 的解析解,以波长 L 的周期函数表示:

$$\omega_{p_0} = D(L) e^{\frac{2\pi i}{L}(x+y)}$$

式中 $D(L)$ 为波长等于 L 的波的振幅。

又设

$$\omega = \Gamma(p) \omega_{p_0}$$

式中 $\Gamma(p)$ 为地形垂直速度 ω 随高度增加的衰减系数。将上两式代入(7.32)中,得:

$$\frac{d^2 \Gamma}{dp^2} - 2\mu^2 \Gamma = 0 \quad (7.33)$$

边界条件为:

$$(\Gamma)_{p=0} = \Gamma_0 = 0, \quad (\Gamma)_{p=p_0} = \Gamma_{p_0} = 1,$$

式中 $\mu^2 = \left(\frac{2\pi}{L}\right)^2 \frac{\sigma}{f^2}$, $\sigma = -\frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}$ 设为常数。(7.33)为二阶线性常微分方程。在上述边界条件下,其解为:

$$\Gamma(p) = \frac{\text{sh}\left(\sqrt{2} \frac{2\pi}{L} \sqrt{\frac{\sigma}{f^2}} p\right)}{\text{sh}\left(\sqrt{2} \frac{2\pi}{L} \sqrt{\frac{\sigma}{f^2}} p_0\right)} \quad (7.34)$$

从此式可知,地形垂直速度随 p 的增大而指数地增大,即随高度而指数地减小。同时, L 愈小而 σ 愈大,则 $\Gamma(p)$ 也愈大,即地形尺度愈小而稳定度愈大,则地形垂直运动随高度衰减愈快。取 30°N 处的 $f=7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $p_0=1000\text{hPa}$, $K=\frac{g}{\sigma}=5.2 \times 10^2 \text{ hPa}^2/\text{m}$,得出不同波长 L 时的 $\Gamma(p)$ 分布如图 7.12 所示。由图可见, ω 随高度增大而迅速衰减,当 L 为 100km 时,从 1000hPa 到 800hPa , ω 已衰减到地面 ω_{p_0} 的 $1/10$ 。也就是说地形抬升所造成的垂直速度,向上伸展的范围很小,一般离地面 $1\sim 2\text{km}$ 处, ω 已衰减到足以忽略不计了。

地形抬升的垂直速度伸展高度虽然很小,但由于低层湿度大,因此它所造成的降水量有时却是不可忽视的。例如对 7209 号台风的计算表明,在台风登陆前,台风暴雨主要是地形作用形成,而在台风登陆后,则是由系统作用与地形作用相结合所造成。

2. 地形辐合

地形的动力作用还表现在地形使系统性的风向发生改变,从而在某些地方产生地形辐合或辐散,因而影响垂直运动和降水。例如当盛行风朝着喇叭口地形灌进时,由于地形的收缩,常常引起辐合上升运动的加强和降水量的增大。所谓喇叭口地形即是三面环山,一面开口的谷地。上面所讲 1963 年 8 月上旬河北省的大暴雨,太行山东侧的漳弘站日降水量达到 865mm 之多,除了地形抬升作用外,喇叭口地形的收缩作用也是很显著的。从河南省板桥水库附近地形略图上看,这是一个典型的喇叭口地形(图 7.13)。1975 年 8 月 7 日晚,低层吹偏东风,遂平站为东北风 8m/s 。潮湿空气向喇叭口灌进。当晚在板桥附近即出现了特大暴雨中心。

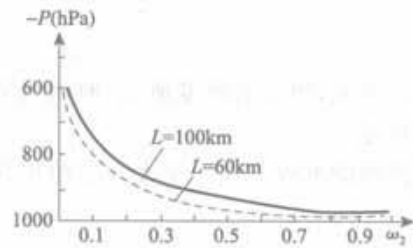


图 7.12 单位强度的地形垂直速度对于波长 100km 和 60km 地形扰动随高度衰减的情况



图 7.13 板桥水库地形与降水

喇叭口内上升运动的加强,尚无公式可供计算。大约与喇叭口入口处的宽度和喇叭口内部的宽度的比值成正比。如图 7.13 中沙河店附近喇叭口宽度与板桥水库处宽度之比约为 1.5 : 1,那么在板桥水库附近的上升速度将比仅按地形抬升所算的上升速度大 50%。

此外,在山脉的背风面,在一定的天气条件下,还可产生背风波。在背风波的上升气流处,气块抬升,不稳定能量释放,有降水形成。这种降水组成带状,一排排地与山脉平行。

(二)地形的云物理作用

地形对降水的影响,除了以上所讲的加强动力上升运动,从而增加凝结量或触发不稳定能量释放,使降水加强外,还表现为地形可以改变降水形成的云雾物理过程,使得已经凝结的水分,高效率地下降为雨,从而增加降水量。地形对降水形成的云雾物理过程的改变方式是复杂的。从现有的研究成果来看,可能有下面四种。

1. 对流层中部层状云和低云的相互作用

当山区上空原先就存在系统性的对流层中部层状云时,由于地形抬升作用在山坡上又会形成低云。这时如有雨滴从高空的云层中落下来而进入低空的云层中时,这些雨滴捕捉了低空云层中的云滴,使地面降水强度加大。据估计,由于这种过程而增加的地面降水量,大约为 1mm/h。图 7.14(a)是这种过程的示意图。这种过程的降水主要是层状云的连续性降水,原降水量就不大,增加的降水也不大。

2. 对流层中部层状云和积雨云的相互作用

当山区原先就存在系统性的对流层中部层状云时,如果低层不稳定,由于地形的动力抬升而释放了不稳定能量,就会产生穿透中部层状云的积雨云。如有冰粒从积雨云上部的卷云砧中落进中部层状云里面,那么因为这种冰粒与层状云里的云滴(雪粒)性质不同,滴谱也不同,而它们的合并过程又很强,就会造成强降水。有时在低层还有云存在,三层云共同起作用,便高效率地造成大量降水。图 7.14(b)是这种过程的示意图。

3. 积雨云和低空层状云的相互作用

由于地形影响在山区形成低层的水平辐合场,在水平辐合场中有层积云生成。当外部的积雨云移入山区进入这种水平辐合场时,一方面积雨云会有所发展,另一方面由于积雨云受层积云所包围,层积云内有水滴不断并入积雨中,这些水滴大部分是层积云内不能作为雨滴降落下来的小水滴。但因原来积雨云内部的水滴团与从四周层积云收集来的水滴团性质不同,滴谱也不同。这两类水滴团合并在一起,就增强了胶性不稳定性,增强了水滴的合并过程,从而增强了地面降水。在某些地区积雨云的降水效率急剧增大,可能就是上述过程所造成的。图 7.14(c)示意地表示了这种过程。

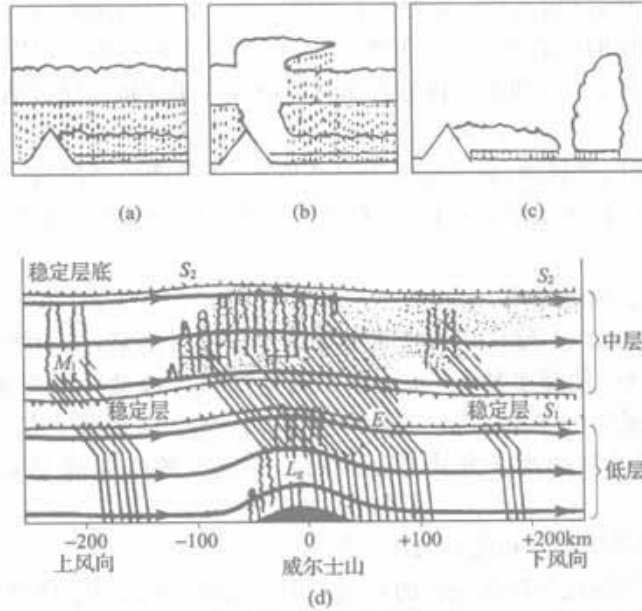


图 7.14 地形对降水形成的云雾物理过程影响的几种方式

4. 对流层中部不稳定与低云的相互作用

从图 7.14(d)可见,当在山区上空存在两层稳定层时,在山脉的上风方,由于山脉的作用,在两稳定层之间,对流层中层出现位势不稳定能量释放,从对流层中部的云层中有降水形成。而在低空由于地形抬升作用,在山脉的迎风面上形成低云。从上面云层中落下来的降水,在低层云中高效率地捕捉水滴,变成大雨滴落到地面,增加了降水量。

(三)摩擦作用

在近地面层中由于摩擦作用,风由高压吹向低压时,在气旋性涡度的地区,便会出现摩擦辐合,并有上升运动形成;而在反气旋性涡度的地区,则出现辐散下沉运动。这种由于摩擦作用而形成的垂直运动,在摩擦层顶部达到最强,其数值为:

$$\omega_f = -\frac{g\rho_0 C_D}{f} \zeta_x$$

所以在正涡度($\zeta_x > 0$)地区,有上升运动($\omega_f < 0$);在负涡度($\zeta_x < 0$)地区,有下沉运动($\omega > 0$)。涡度绝对值愈大,垂直运动愈强。对于 $\zeta_x \sim 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $f \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 和摩擦层厚度为 1km 的典型的天天气尺度系统来说,上式所得出的垂直速度数量级为每秒零点几厘米。这个数值对降水率的贡献是不大的。但是在某些情形下摩擦对于降水仍有较大的影响。例如在海岸线附近,由于海陆摩擦的差别,沿海岸造成了辐合带,于是在海岸附近有强的降水带形成(图 7.15)。

摩擦对于降水的重要贡献主要是提供了降水的水汽来源。计算表明,在暴雨区上空,高层的水汽辐合通量是微不足道的,主要是靠 700hPa 以下的水汽辐合通量来供水汽。低层辐合的水汽直接在低层凝结成雨的仅占一半,其余一半则通过 700hPa 面向上输送到高层而后凝结成雨。因此,摩擦辐合有利于将雨区四周摩擦层中的水汽集中地向高层输送,从而使降水加强。例如台风登陆后,由于摩擦影响,中心强度虽然迅速减弱,但由于系统仍有一定的强度,摩擦辐合上升运动较大,所以在系统减弱的同时,仍可发生较大的降水。



图 7.15 海岸线附近的摩擦辐合

§ 7.2 大范围降水的环流特征

一、中国降水的气候概况

(一) 中国各地雨量和雨季

我国幅员辽阔,地形复杂,各地年雨量分布得极不均匀,一般地讲,从东南沿海向西北内陆减少。台湾省、海南岛和东南沿海的广东、广西、福建、浙江南部大致在 2000mm 左右,长江流域为 1200mm 左右,云贵高原为 1000mm 左右,黄河下游、陕甘南部、华北平原和东北平原为 600mm 左右,而西北内陆则在 200mm 以下;此外,青藏高原西北部还不足 50mm,而南疆沙漠地区仅有 10mm。绝大多数地区雨量都集中在夏季,有明显的雨季、干季之分。各地雨季起讫时间不一。西部高原地区雨季和干季的相互转化比东部地区更加清楚。云贵高原雨季平均是从 5 月下旬开始,10 月下旬结束,雨季的降水量比干季要大九倍之多。青藏高原北部雨季平均从 6 月中旬开始,10 月下旬结束。就整个高原而言,东北部比西南、西北部开始早、结束晚。新疆降水的特点是全年分布比较均匀,雨季、干季并不明显。我国东部地区雨季一般是南部比北部开始早、结束晚。华南沿海雨季在 4 月开始,10 月中旬结束。长江流域在 6 月上旬开始,9 月初结束,华北、东北雨季在 7 月中旬开始,8 月底结束。

雨季中,降水分布也不均匀,不少地区仍有相对的干期出现。如西北高原相对干期在 7 月中旬至 8 月中旬。长江流域东部相对干期在 7 月中旬至 8 月中旬。华南 (27°N 以南) 大约在 6 月下旬开始,7 月下旬结束。华北和东北相对干期不明显。相对干期严重的地区,容易造成伏旱。由上可见,西北高原、华南、长江流域雨季中的降水量有两个集中期,从而使得各地雨季分成两个阶段。

实际上所谓雨季即为连阴雨期。它们都是在大范围环流形势稳定的背景下产生的,但因夏季水汽充沛,降水量多,故夏季的连阴雨期一般称为雨季。