

# 一次大暴雨过程的物理量平衡分析\*

卢敬华

(成都气象学院气象系)

## 提 要

本文分析了1977年7月一次大暴雨过程的动能、感热和水汽的平衡。结果表明暴雨系统把来自周围大气的感热能和潜热能变成动能,在高层又将动能输送给周围大气。次网格尺度运动对天气尺度系统的作用是感热源、潜热汇。对于动能,在强对流的中心区是动能源,在包括中心周围的较大范围内是汇。

本文所得结果对于降水数值预报模式的设计有一定意义。

## 一、引 言

正确认识暴雨过程中诸物理量的相互平衡关系是深入了解暴雨发生的物理机制进而做好短期暴雨数值预报的一个途径。为此国内外气象工作者在这方面做了大量工作<sup>[1-3]</sup>。

暴雨是在各种尺度系统相互作用下的产物,本文是以次天气尺度系统为对象,讨论在这种尺度范围内水汽和能量的平衡关系。

1977年7月26日到27日在河北和辽宁省内有一次大暴雨过程。图1为26日08时地面图和26日08时至20时的12小时雨量分布。大于10毫米的雨区自山西、河南、经河北到辽宁,为一长达1000多公里的东北—西南向的狭长地带。海洋上无降水记录,但山东半岛有降水,云图上渤海也有云,所以渤海可能也有降水,至少有凝结产生。26日20时以后降水仍旧持续。本文选择该例的一段时间研究降水开始后的物理量平衡,不包括暴雨的酝酿形成阶段。

## 二、计算方法和资料

$p$  坐标中动能、感热和水汽的平衡方程分别为

$$\frac{\partial k}{\partial t} + m^2 \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{u}{m} k \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{v}{m} k \right) \right] + \frac{\partial \omega k}{\partial p} + m \left( u \frac{\partial \phi}{\partial x} + v \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) = D \quad (1)$$

$$C_p \left( \frac{p}{p_0} \right)^{\kappa/c_p} \left\{ \frac{\partial \theta}{\partial t} + m^2 \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{u}{m} \theta \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{v}{m} \theta \right) \right] + \frac{\partial \omega \theta}{\partial p} \right\} = Q_s + Q_r + C \quad (2)$$

$$-L \left\{ \frac{\partial q}{\partial t} + m^2 \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{u}{m} q \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{v}{m} q \right) \right] + \frac{\partial \omega q}{\partial p} \right\} = Q_L + C \quad (3)$$

式中  $k = \frac{1}{2}(u^2 + v^2)$  为单位质量的动能,  $\theta$  为位温,  $q$  为比湿,  $L$  为凝结潜热,  $C$  是大尺度凝结加热率,  $m$  是地图放大系数。右端各项  $D$ 、 $Q_s$ 、 $Q_L$  分别为次网格尺度过程所引起的

\* 本文于1980年10月8日收到,1981年4月20日收到修改稿。

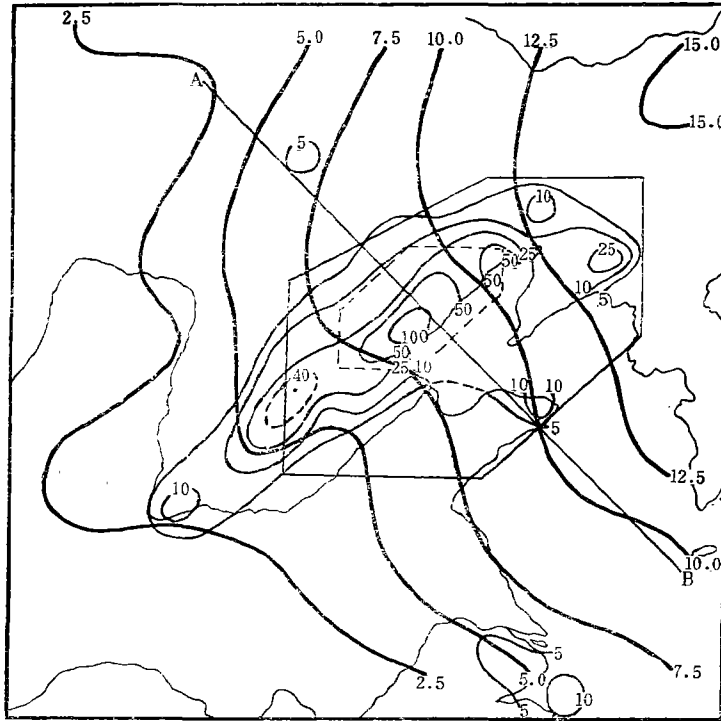


图 1 1977 年 7 月 26 日 08 时地面图  
(粗实线为等压线(单位: 毫巴), 细实线为 08—20 时等雨量线(单位: 毫米)。实线和虚线六边形为计算区域与暴雨中心区, AB 为剖面图位置)

动能、感热和潜热的变化,  $Q_p$  为太阳辐射所产生的热源(汇)。其它符号与一般用法相同。  
大尺度凝结按以下公式<sup>[4]</sup>计算

$$C = -L \frac{\delta F \omega}{p} \quad (4)$$

其中

$$F = q_s T \left( \frac{LR - C_p R_v T}{C_p R_v T^2 + q_s L^2} \right) \quad (5)$$

$\delta$  定义如下:

- (1)  $\omega < 0$  及  $q > 0.85 q_s$ ,  $\delta = 1$ ;
- (2)  $\omega \geq 0$  或  $q \leq 0.85 q_s$ ,  $\delta = 0$ 。

(5)式中  $R_v$  为水汽气体常数,  $q_s$  为饱和比湿。

方程组(1)–(3)写成差分形式, 通量散度项用 Lilly 格式。水平风速用 O'Brien<sup>[5]</sup>方法进行订正, 用订正后的风速计算垂直速度  $\omega$ 。方程中各项均取 12 小时平均值。

所用资料是 1977 年 7 月 26 日 08 时和 20 时的 100, 200, 300, 400, 500, 700, 850 和 1000 毫巴各等压面的位势高度、风速、温度和温度露点差。资料经过仔细分析后再内插成十层, 水平格距取 100 公里。为了避免由于资料处理及计算在个别点上可能造成的较大误差, 在雨区周围和唐山附近的暴雨中心周围分别取  $5.8 \times 10^{11}$  米<sup>2</sup> 和  $10^{11}$  米<sup>2</sup> 两个区域, 计算两块面积内各量的平均值。

### 三、结果分析

在讨论物理量的平衡之前,简单介绍一下系统的结构。暴雨过程中发展的次天气尺度系统比较浅薄,有时在等压面图上表现也不十分清楚。但从等压面高度的变化可以看出低空扰动的发展。图2为通过AB(见图1)的剖面上的12小时变高图。雨区上空400毫巴以下有一明显的负变高中心,400毫巴以上是正变高。这说明对流层下部有低压扰动在发展,其位置略偏雨区西北。

图3为同一剖面上08时的垂直运动 $\omega$ 。雨区上空及其东南方向是深厚宽阔的上升运动区,450毫巴附近上升运动达极大值,其中心强度为 $-0.59 \times 10^{-2}$ 毫巴/秒。该上升运动区随高度向西北方向倾斜,和负变高区相配合。20时上升运动强度增大,最大中心仍在450毫巴附近。雨区西北的上升运动对应蒙古的高空槽,因记录少可能误差较大。用公式(5)计算了大尺度凝结(图3阴影区)。凝结率最大在400—500毫巴,垂直分布也是由东南向西北倾斜,和上升运动分布一致。

以下依次分析各物理量的平衡

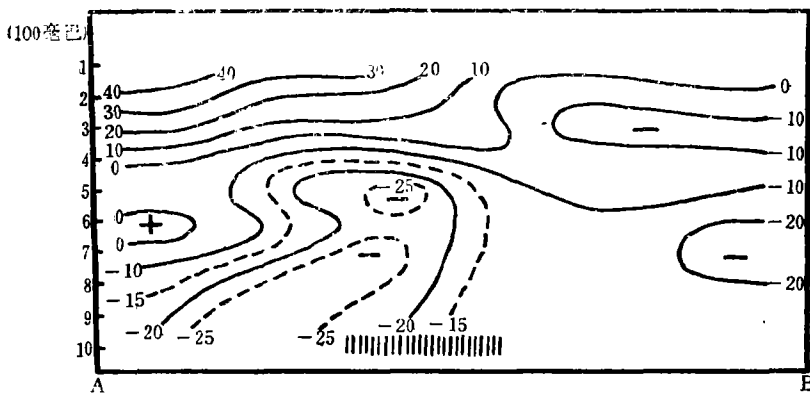


图2 AB剖面变高图

(单位: 位势米/12小时, 图下方阴影区为地面雨区位置)

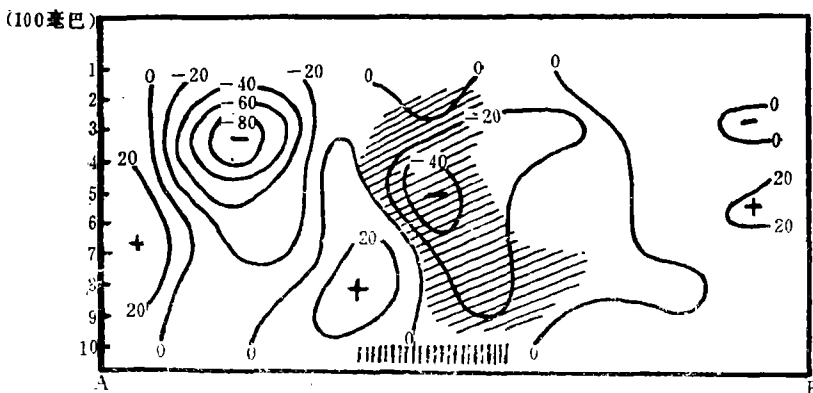


图3 AB剖面垂直速度分布

(单位:  $10^{-4}$ 毫巴/秒, 阴影区为大尺度凝结和地面雨区位置)

### 1. 水汽平衡

水汽的输送与集中是产生暴雨的必要条件,所以首先分析水汽的平衡。方程(3)各项计算结果(以  $\text{Ly}/(100 \text{ 毫巴}\cdot\text{时})$  为单位,  $1 \text{ Ly}/(100 \text{ 毫巴}\cdot\text{时})=1 \text{ 卡}/\text{厘米}^2$ )列于表 1。高层水汽含量少,资料也不全,只计算到 200 毫巴。

表 1 水汽平衡(单位  $\text{Ly}/100 \text{ 毫巴}\cdot\text{时}$ )

层次 (毫巴)	$-L \frac{\partial q}{\partial t}$	$-L \nabla \cdot q \vec{V}$	$-L \frac{\partial \omega q}{\partial p}$	$-L \frac{\delta F \omega}{p}$	$Q_L$
200—300	-0.55	-0.59	4.13	0.47	2.52
300—400	-1.89	-1.55	9.84	2.23	4.17
400—500	-3.94	2.71	7.99	3.17	3.59
500—600	-5.88	11.14	0.20	2.05	3.41
600—700	-7.16	15.79	-3.18	1.22	4.23
700—800	-6.54	15.74	-3.65	1.14	4.41
800—900	-3.95	15.36	-4.69	1.17	5.55
900—1000	-0.69	19.86	-10.64	0.62	7.91
200—1000	-30.60	78.46	0.00	12.07	35.79
*200—1000	-47.30	110.60	0.00		63.30

带 \* 者为暴雨中心区各项数值

第一项各层都是负值,整个对流层比湿都是增加的,增加最多的在 500—800 毫巴。比湿的通量散度在 400 毫巴以下均为正值,在很厚的一层内大尺度的水平运动都是使水汽向扰动区内集中,强度向上逐渐减小,400 毫巴以上变为负值。整层大气辐合占绝对优势。这是维持降水的主要水汽来源。大尺度垂直运动将低层集中的水汽输送到高空产生凝结。

大尺度凝结是水汽汇,在 300—600 毫巴最强。余项  $Q_L$  包括对流凝结,对流和湍流的垂直和水平输送。这一项全区平均为正,即对天气尺度运动来讲次网格尺度过程是汇。如果只考虑对流凝结和垂直输送,  $Q_L$  可写成<sup>[6]</sup>

$$Q_L = Lc' + L \frac{\partial \overline{\omega'q'}}{\partial p} \quad (6)$$

$C'$  为对流凝结,第二项为次网格尺度运动对水汽的垂直输送。上式在  $P=P_0$  和  $P=P_T$  间对  $p$  积分,则有

$$LP'_0 = \frac{1}{g} \int_{P_T}^{P_0} Q_L dp + LE_0 \quad (7)$$

$$P'_0 = \frac{1}{g} \int_{P_T}^{P_0} c' dp, E_0 = \rho_0 \overline{(q'w')}_{z=z_0}$$

$P_0, P_T$  分别为地面和上界气压,  $P'_0$  为对流降水量,  $E_0 > 0$  为地面蒸发。由(7)看出,对流降水应比表中最后一行的  $35.79 \text{ Ly}/(100 \text{ 毫巴}\cdot\text{时})$  要大些,约为大尺度凝结的三倍。

对流作用使水汽自低层向高层输送,低层  $\frac{\partial \overline{\omega'q'}}{\partial p} > 0$ , 高层  $\frac{\partial \overline{\omega'q'}}{\partial p} < 0$ , 这有可能使  $Q_L$  低层大高层小,正像表一所给数值。如果将表中最后两行相加,所得结果与 Nitta<sup>[3]</sup>

的结果变化趋势相似,量级也相当。

全区总的平衡情况(100—1000毫巴)可总结为:水汽净流入量的40%存留在气柱内,增加了空气的湿度(这可能是降水开始阶段的特点),60%通过大尺度凝结和次网格尺度过程从该区排出,其中对流凝结的强度约为大尺度凝结的三倍。

以上用余项  $Q_L$  讨论了次网格尺度过程,一般认为这项误差较大。本文各项的计算都是取两个时刻和一定面积内的平均,可以大大减小偶然误差。从计算结果看,这项的量级和其它项接近,符号及其垂直分布在物理上都是合理的,可以认为结果是接近实际过程的。

## 2. 感热平衡

在  $p$  坐标中  $A \frac{\partial \theta}{\partial t} = C_r \frac{\partial T}{\partial t}$ ,  $A \nabla \cdot \vec{V} \theta = C_r \nabla \cdot \vec{V} T$ , 表2前两项分别为感热局地变化和通量散度。由表中第一项看到,大多数层次温度都是上升的,尤以500毫巴以上增温更为明显。第二项说明大尺度水平运动在低层向该区输送热量,在高层又将约80%的热量输送出去,可见高空的热量输出对全区的热量平衡是十分重要的。过去我们对低空水汽和热量的辐合比较注意,而不太注意高空热量的辐散。这一特点启示我们,对于暴雨的数值模式不仅要求比较好的模拟低空的辐合,使有足够的水汽和热量来源,也要求较好的模拟高空的辐散,提供热量流出的通道。

表2 热量平衡(单位 Ly/100毫巴·时)

层次 (毫巴)	$A \frac{\partial \theta}{\partial t}$	$A \nabla \cdot \vec{V} \theta$	$A \frac{\partial \omega \theta}{\partial p}$	$-L \frac{\partial F \omega}{\partial p}$	$Q_s$	$Q_r$
100—200	3.64	137.60	-137.54	0.0	4.56	-0.86
200—300	4.29	213.09	-208.27	0.47	9.55	-0.91
300—400	2.42	166.92	-156.75	2.23	11.68	-1.32
400—500	0.86	0.74	12.14	3.17	11.98	-1.41
500—600	-0.04	-194.31	205.83	2.05	10.34	-0.91
600—700	0.03	-191.85	198.85	1.22	6.32	-0.51
700—800	0.57	-120.81	124.34	1.14	3.36	-0.40
800—900	0.81	-73.47	76.75	1.17	3.27	-0.35
900—1000	-0.04	-82.40	82.88	0.62	-0.18	
100—1000	12.54	-144.49	198.23	12.07	60.88	-6.67
*100—1000	12.10	-152.80	290.90	150.20		

带\*者为暴雨中心区各项数值。  $A = C_r \left( \frac{p}{p_0} \right)^{n/c}$ ,

第三项可写成  $C_r \left( \frac{p}{p_0} \right)^{n/c} \frac{\partial \omega \theta}{\partial p} = C_r \frac{\partial T \omega}{\partial p} - \alpha \omega$  它包括感热的垂直输送和位能与动能的转换。

令  $A = C_r \left( \frac{p}{p_0} \right)^{n/c}$ , 上式对  $p$  积分, 则

$$\int_{p_T}^{p_0} A \frac{\partial \omega \theta}{\partial p} dp = - \int_{p_T}^{p_0} \alpha \omega dp \quad (8)$$

由表二

$$\int_{p_r}^{p_0} A \frac{\partial \omega \theta}{\partial p} dp > 0$$

所以

$$\int_{p_r}^{p_0} \alpha \omega dp < 0 \quad (9)$$

空气柱有位能释放,其量级和感热的水平散度项相同。二者为热力学方程中两个大项,对应着干绝热过程中大尺度的水平运动和垂直运动相互抵消的作用。

大尺度凝结过程供给大气热量。次网格尺度过程  $Q_s$  全区平均为正值,对大尺度运动也是热源。 $Q_s$  在 200—600 毫巴的数值最大,这表明对流凝结和垂直输送使高层获得更多的热量。这两项是位能产生项,两项之和在 300—500 毫巴最大,位能产生在中高层最强。比 Nitta<sup>[3]</sup> 在马绍耳群岛的计算结果略低。在非绝热过程中还应考虑辐射作用。参考文献[7],取 40°N,120°E 的七月份气候平均值,列入表 2 最后一项。

如忽略次网格尺度的水平交换, $Q_s$  可写成

$$Q_s = Lc' - c_p \frac{\partial \overline{\omega' \theta'}}{\partial p} \quad (10)$$

对  $p$  积分,则有

$$\frac{1}{g} \int_{p_r}^{p_0} Q_s dp = LP'_0 + \rho_0 C_p (\overline{\omega' \theta'})_{p=p_0} = LP'_0 + S_0 \quad (11)$$

由(7)式

$$gLP'_0 = 35.79 + gLE_0 \quad (12)$$

由(11)式

$$gLP'_0 = 60.70 - gS_0 \quad (13)$$

$S_0$  为地表面的感热输送。白天(08时到20时) $S_0 > 0$ ,  $E_0 > 0$ , 因此由(12),(13)计算的  $P'_0$  数值可能比较接近,说明对流凝结所产生的感热源和水汽汇在数值上是接近的。这间接证明了表中数值是合理的。

(10)-(6)得到

$$Q_s - Q_L = - \frac{\partial}{\partial p} [\overline{\omega' (C_p \theta' + Lq')}] \quad (14)$$

$Q_s - Q_L$  表示积云对流对感热和水汽的垂直输送。

图 4 给出了  $Q_s$ ,  $Q_L$  和  $(Q_s - Q_L)$  的分布曲线。

$(Q_s - Q_L)$  在低层为负值,高层为正值,积云对流把低层的热量和水汽向高层输送,其数值大小可作为判断对流强度的标志。图 4 的结果与 Nitta 的结果也是一致的。

### 3. 动能平衡

表 3 是动能方程各项的数值。动能的局地变化是 400 毫巴以上减少,400 毫巴以下增加,整层平均也是减少,但数值很小,约 -1 瓦/米<sup>2</sup>。100—1000 毫巴净的水平通量散度为正值,约为 10 瓦/米<sup>2</sup>,即从雨区向四周环境输送动能,暴雨系统对四周大气是一个动能源。Fuelberg<sup>[2]</sup>,谢安<sup>[1]</sup>的工

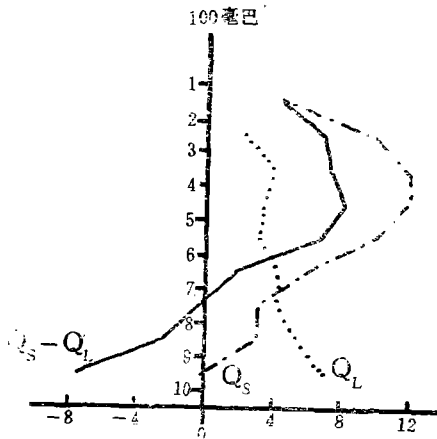


图 4  $Q_L, Q_s, Q_s - Q_L$  垂直分布  
(单位:LY/(100 毫巴·时))

表 3 动 能 平 衡 (单位 瓦/米<sup>2</sup>)

层 次 (毫巴)	$\frac{\partial k}{\partial t}$	$\nabla \cdot k\vec{V}$	$\frac{\partial \omega k}{\partial p}$	$-\vec{V} \cdot \nabla \phi$	$D$
100—200	-1.63	3.12	-1.50	0.28	-0.29
200—300	-1.61	4.75	-1.63	3.14	-1.63
300—400	-0.30	3.18	-0.33	5.20	-2.65
400—500	0.13	1.77	0.63	3.88	-1.35
500—600	0.86	-0.18	1.33	-0.04	2.05
600—700	0.78	-0.52	0.69	0.17	0.78
700—800	0.53	-0.77	0.30	0.37	-0.31
800—900	0.24	-0.86	0.30	-0.12	-0.20
900—1000	0.04	-0.44	0.21	0.71	-0.90
100—1000	-0.96	10.05	0.00	13.59	-4.50
*100—1000	3.00	24.40	0.00	20.40	7.00

带 \* 者为暴雨中心区各项数值

作也得到类似的结果。动能向外输送主要发生在高层,最强在 200—300 毫巴。水平输送是沿该层盛行风方向,因此在雨区的下风方向的一定范围内可能有一个动能集中区,表现为高空急流在这一带加强。实际计算结果正是在雨区东北和北部有一片动能增强区,这显然与该层的动能水平输送有密切关系。500毫巴以下水平运动使动能向该区集中,但强度比高层弱得多。和水汽、感热的垂直输送一样,大尺度垂直运动向上输送动能。

对于系统的发展,最重要的莫过于动能的制造。在计算区域内有动能产生,动能制造最强是在对流层中上层,低层小得多。动能的产生来源于位能的释放,由公式(8)可知

$$-\int_{p_T}^{p_0} \alpha \omega dp = 198.23 \quad LY / (100 \text{ 毫巴} \cdot \text{时}) = 2.295 \times 10^3 \text{ 瓦/米}^2$$

位能释放比动能制造大两个量级,所以被释放的位能只有一小部分增加了区域内的动能,大部分通过边界功输送给四周大气。

余项  $D$  的意义是大尺度动能与次网格尺度动能的交换。这一项整层累加为  $-4.5$  瓦/米<sup>2</sup>,全区平均有大尺度动能转换为次网格尺度动能,使次网格尺度运动得到发展。

从全区总的能量收支来看,暴雨区内动能是准平衡的,动能的输送与制造都比较大,但局地变化却很小。区域内产生的动能大部分通过大尺度水平运动输送给四周,小部分被次网格尺度运动所消耗。因高空风速大,雨区又接近高空急流,在整层动能平衡中高空起着决定作用。

#### 4. 暴雨中心区的分析

为了分析暴雨中心区的特点,对于图一的点线小区域也进行了同样的计算,只给出整层的总和(表中最后一行),各层的数值省略。比较每个表的最后两行,可看到除动能方程有两项改变了符号以外,其它项符号都相同,但数值增大了很多。多数项的垂直分布和大面积也非常相似。这说明暴雨中心区和大面积的平衡方式基本相同,但过程比后者强。例如水汽的净辐合加强,降水也加强,但降水仍为净辐合量的 60%。暴雨中心区感热的低层辐合和高层辐散都加强,相对来讲,高空辐散加强更显著,因为高空输出热量与低空输入热量之比由 80%变为 88%。非绝热加热增加了一倍,随着位能产生率的增加,向动

能的转换也加强。但温度的局地变化却和大面积平均相差不多。

动能的平衡中  $\frac{\partial k}{\partial t}$  仍是一个小项,暴雨中心区动能有微弱增加。变化最大的是次网格尺度运动由动能汇变为动能源,次网格尺度的动能向天气尺度动能转换。因此对流尺度的动能一定是来源于对流尺度的位能,这种能量转换关系也许正是强对流中心区的特点。在远离暴雨中心的地方对流不强,  $D < 0$ , 整个大面积平均也有  $D < 0$ 。

#### 四、结 论

可总结为以下几点结论

1. 从能量平衡的角度看,暴雨系统相当于一个“能量转换器”。大尺度运动将感热能和潜热能输送到暴雨系统中,一部分转换为系统内部的动能,另一部分以边界功的形式与动能一起输送给周围大气。对外界环境大气来讲,暴雨系统是感热和潜热的汇,动能的源。

2. 在暴雨系统内部,对流最强的区域是次网格尺度运动向天气尺度输送动能,在对流不太强的地方大尺度动能向次网格尺度转换。

3. 天气分析指出,次天气尺度暴雨系统只在对流层低层有表现,是浅薄系统。但从物理量的平衡来看,高低层的变化联系紧密,低层有某些过程加强,高层同时能看到与之对应的另一变化,因此也可以认为暴雨过程是深厚的。进一步弄清深厚的三维大气运动与低层浅薄系统的内在联系是很有必要的。

4. 物理量平衡的垂直分布,各项的相对大小等结果对于降水数值模式的设计与验证是有意义的。

本文是在北大学习期间由张玉玲老师指导下完成,特此致谢。

#### 参 考 文 献

- [1] 谢安、肖文俊、陈受钧, 梅雨期间次天气尺度扰动的动能平衡, 气象学报, 38 No. 4, 351—359, 1980.
- [2] Fuelberg, H. E., J. R. Scoggins, Kinetic energy budgets during the life cycle of intense convective activity, *Mon. Wea. Rev.*, 106, No. 5, 637—653, 1978.
- [3] Nitta, T., Energy budget of wave disturbances over the Marshall Islands during the years of 1956 and 1958, *J. Meteor. Soc. Japan.*, 50, No. 2, 71—84, 1972.
- [4] Haltiner, G. J., Numerical Weather Prediction, 161—164.
- [5] O' Brien J. J., Alternate solution to the classical vertical velocity problem, *J. Appl. Meteor.*, 9, No. 1, 197—203, 1970.
- [6] Yanai, M., S. Esbensen, Jan-hwa Chu., Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large scale heat and moisture budgets, *Jour. Atmos. Sci.*, 31, No. 4, 611—627, 1973.
- [7] Katayama, A., On the radiation budget of the troposphere over the northern hemisphere (III)—Zonal cross-section and energy consideration. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 45, No. 1, 26—39, 1967.



## MOISTURE, SENSIBLE HEAT AND KINETIC ENERGY BUDGETS DURING THE HEAVY RAINFALL

Lu Jing-hua

*(Department of Meteorology, Chengdu Institute of Meteorology)*

### Abstract

In this paper the kinetic energy, sensible and latent heat budgets over limited area are calculated during the heavy rainfall in July 1977. In the heavy rainfall system sensible and latent heat, supplied from surroundings, are converted into kinetic energy, which is transported out of the area at upper levels by horizontal flux divergence.

Subgrid-scale motion leads to increase of sensible heat and decrease of latent heat of the grid scales of motion. Transfer of kinetic energy from subgrid to grid scales of motion is observed in the area with most intense rainfall, but an opposite transfer occurs in its surroundings.

Some results of this paper are useful for designing numerical models of precipitation.