

# 1991 年江淮暴雨时期的能量和水汽循环研究

胡国权 汇

(国家气候中心, 北京, 100081)

## 摘 要

通过对 1991 年 5~7 月江淮暴雨期全球范围的水汽输送和不同降水过程中江淮暴雨区及其临近区域的水汽收支和视热源和视水汽汇的计算分析得到了以下结论:

(1) 从水汽输送的机制来看, 一方面, 大量的水汽以定常涡动的方式从孟加拉湾及南海输送到中国江淮地区; 另一方面, 江淮地区的瞬变涡动水汽向北输出, 这可能与江淮地区频繁活动的 和 中尺度系统有关, 它们将江淮地区汇集的充沛的水汽除了大部分以降水形式降下外, 剩余部分继续向水汽较少的高纬地区输出, 以维持全球水汽的平衡。

(2) 在降水过程中, 局地蒸发项在水汽的供应中或再循环中十分重要, 其数值一般为降水量的  $\frac{1}{3} \sim \frac{1}{2}$ , 这与 1998 年的降水情况相似。

(3) 在降水过程中, 暴雨区的水汽主要是从南边界和西边界流入的, 东边界和北边界则流出, 并且水汽的流入、流出主要在中低层进行。(a) 在流入边界上, 水汽通量的垂直分布存在差异, 暴雨区西边界和南边界的水汽流入的垂直差异可能与其所在的地理位置有密切关系。(b) 对于暴雨区, 不同强度的降水过程水汽的主要来源有所不同。

(4) 在 5 次降水过程中, 视热源和视水汽汇的较大值对应降水的大值区, 表明了水汽凝结加热对大气加热所起的主要作用。梅雨期降水, 以对流性降水为主, 对流活动随季节变化是不断增强的。在降水期大气为垂直上升运动, 并且较强的降水时段其垂直上升运动也较强烈, 强上升中心的高度也较高, 这可能与积云凝结释放潜热和上升运动之间的正反馈作用有关。

关键词: 江淮暴雨, 全球水汽输送, 水汽收支, 视热源和视水汽汇。

## 1 引 言

1991 年 5 月中旬后期至 7 月中旬初, 淮河流域和长江中下游平均降水量超过 500 mm, 最大的地方达 1600 mm, 致使这些地区发生了特大洪涝灾害, 造成了重大的经济损失。这场暴雨发生在江淮的梅雨季节, 它除了具有梅雨降水的一般特点外, 还具有三个显著的异常特征: 一是入梅早; 二是梅雨期长; 三是雨带稳定, 降水集中和强度大。在强降水期间, 雨带一直稳定在江淮流域及其附近地区, 南北摆动幅度在一个纬度左右, 其结果是使降水十分集中, 强度大。为什么会造成上述异常的降水状况, 这取决于降水系统的异常活动, 而降水系统的活动又受到大尺度环流乃至行星尺度环流的制约, 因而这场暴雨是多尺度环流与系统的相互作用产生的。丁一

汇等<sup>[1]</sup>从 ENSO 事件和太阳黑子活动、中高纬持续异常流型、9 个 中尺度气旋扰动沿梅雨锋发展和移动、中尺度系统和云雨团频繁发生等 4 个不同时空尺度的系统来讨论了 1991 年暴雨是如何通过这种相互作用发生的。以上多尺度相互作用非常复杂, 其多尺度动力学特征目前还不太清楚。近年来, 许多研究者强调了降水过程中多尺度系统相互作用下的能量与水份循环问题, 通过能量和水汽循环的研究, 能够增加我们对江淮暴雨的形成机制的了解。

水汽输送是水循环的一个重要组成部分, Chen<sup>[2]</sup>利用 1979 年 FGGE 资料研究了全球水汽通量和维持, 揭示出在水汽输送中, 定常辐散部分维持了上述地区的高水汽含量, 并通过无辐散定常部分向其它地区输送了大部分水汽。水汽输送造成区域的水汽变化并进而引起水汽收支方面的变化, 丁一

汇等<sup>[3]</sup>曾对海洋上的重要系统——台风的水汽收支进行过分析, 结果表明: 对降水贡献最大的项是由辐散风造成的质量场辐合, 垂直输送项把低层的水汽向中上层输送, 增加该处的水汽积累。蒸发项对降水也起重要作用, 约占总降水的 13%, 占水汽辐合项的 23%。

水汽的辐合和上升运动加上有利的环境条件容易引起能量和水循环的重要载体——积云对流的发生发展, 有关积云对流的情况可用视热源和视水汽汇来进行分析。江淮地区梅雨期的热源热汇分布以及降水的性质是梅雨问题的一个重要方面, 通过对这个问题的研究不仅可以了解梅雨期加热场和降水的特征, 还可以研究梅雨期加热场对东亚大气环流的作用。实际上, 这种加热场是春末夏初东亚地区的主要非绝热加热场, 作为一种明显的热力强迫, 它会引起东亚大尺度环流的变化。丁一汇和胡坚<sup>[4]</sup>曾指出, 1984 年东亚大气环流的季节突变(从春到夏), 如高空急流和行星锋区以及雨带的北跳等都是发生在梅雨开始后不久。Yanai<sup>[5]</sup>和 Nitta<sup>[6]</sup>提出用大尺度观测资料计算视热源  $Q_1$  和视水汽汇  $Q_2$  的方案。Luo 和 Yanai<sup>[7]</sup>在 1983 年研究青藏高原的热源和热汇时, 利用 1979 年资料计算了中国东部地区梅雨期的热源和热汇分布: 梅雨期的降水以连续性降水为主。丁一汇和胡坚用类似的方法对 1984 年的情况进行了计算, 发现这一年梅雨期降水以对流性为主。这种明显不同的结果反映了梅雨期热源热汇的分布有很大的年际差异。另外, 对收支计算进行详细的误差分析是很重要的, Kuo 和 Anthes<sup>[8]</sup>提出可以用动力学模式来研究热量和水汽收支计算的精确度。结果表明, 对于 550 km × 550 km 的空间尺度和 6 h 的时间尺度, 热量收支的均方根误差是 5 J/d, 湿度收支是 2(g/kg)/d。因而这些误差的量值意味着, 在弱对流系统中加热率的计算不如强对流系统中可靠, 也说明在热量收支中可以忽略辐射冷却(约 1 J/d)的作用。

文中从多角度来对 1991 年江淮地区能量和水汽循环进行研究: 雨情分析和全球范围水汽输送及其与江淮暴雨之关联; 江淮暴雨区及其邻近地区的水汽收支和水汽通量的计算分析以及对能量和水循环的重要载体——积云对流的分析包括视热源和视水汽汇的计算分析。试图通过以上的研究, 了解 1991 年江淮持续性暴雨时期能量和水循环与暴雨的内在联系, 得到江淮暴雨期部分能量和水汽收支

图像, 增加对江淮梅雨期暴雨机制的了解。

## 2 资料及计算方案<sup>[2, 9~14]</sup>

文中所用降水资料为中国中东部 8 省 1 市(25~38 N, 109~122 E)的 132 个站日降水量, 所用的 TBB 资料为格距 1° × 1°, 每 3 h 1 次, 1991 年 5~7 月, 范围: 60 S~60 N, 80~160 W。其他资料为 ECMWF 资料(一日两次: 00 和 12 时, 水平格距为 2.5° × 2.5°, 垂直 14 层为 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 10 hPa)。

计算方案:

(1) 用水汽收支方程对江淮暴雨区(A 区: 30~34 N, 114~122 E), 暴雨区以南区域(B 区: 26~30 N, 114~122 E) 分别进行计算分析, 得到较详细的水汽收支图像, 以此分析水汽循环和江淮暴雨的某些内在联系。

设  $P_b$  和  $P_t$  分别代表气层底部和顶部气压, 对水汽方程从地面到顶层积分, 并求研究区的平均值, 则有:

$$P - E_s = - \frac{1}{g} \frac{P_b}{P_t} \left( -\frac{q}{t} + vq + \frac{q}{p} \right) dp$$

式中  $P$  是此气层产生的降水量,  $E_s$  为蒸发量。在水汽收支的计算中, 有关垂直速度的计算:

有地形条件下的地面垂直速度  $w_0$

$$w_0 = -\frac{1}{g} \left( \frac{u_0}{a \cos \theta} \frac{h_m}{a} + \frac{v_0}{a} \frac{h_m}{a} \right)$$

$$w_0 = \frac{p_0}{RT_0}$$

$\rho_0, p_0, T_0$  分别为地面空气密度、地面气压和地面温度;  $h_m, u_0, v_0$  分别是地形高度, 地面风场。

订正散度

$$D = \frac{1}{p} \left( \rho_0 + \frac{P_0}{P_N} D \right) dp$$

是气压层  $p$  散度的标准偏差, 则订正的散度为:

$$D_k = D - k$$

求垂直速度

$$k = \rho_0 + \frac{P_0}{P_k} D dp$$

(2) 通过对  $Q_1$  和  $Q_2$  的计算分析, 可了解江淮暴雨中能量和水汽循环很重要的载体——积云对流

的情况。其计算方案参见 Yanai 的计算方案。

$$\begin{cases} Q_1 = c_p \left( \frac{T}{t} + v \right) T + \left( \frac{p}{p_0} \right)^k \frac{-}{p} \\ Q_2 = -L \left( \frac{-q}{t} + v \right) q + \frac{q}{p} \end{cases} \quad (1)$$

将上式垂直积分可得:

$$\begin{cases} Q_1 = \frac{1}{g} \frac{P_s}{p_1} Q_{1dp} = LP + Q_s + Q_R \\ Q_2 = \frac{1}{g} \frac{P_s}{p_1} Q_{2dp} = L(P - E_s) \end{cases} \quad (2)$$

式中  $P$  为降水率,  $Q_s$  为地面感热输送,  $E_s$  为地面潜热输送,  $Q_R$  为辐射加热(冷却)的垂直积分。

### 3 雨情分析

日降水资料取自中国中东部 8 省 1 市(区域: 25 ~ 38 N, 109~ 122 E) 的 132 个站。

#### 3.1 暴雨区的划分

由 1991 年 5~ 7 月和梅雨期 5 月 18 日至 7 月 13 日的总降水量图(图 1a, 1b) 可见, 5~ 7 月降水主要发生在梅雨期, 而强降水主要分布在 30~ 34 N, 114~ 122 E 的区间。此区间主要位于江淮地区, 文中称之为江淮暴雨区, 简称区域 A, 其南侧区域(26 ~ 30 N, 114~ 122 E) 为区域 B(见图 1c)。

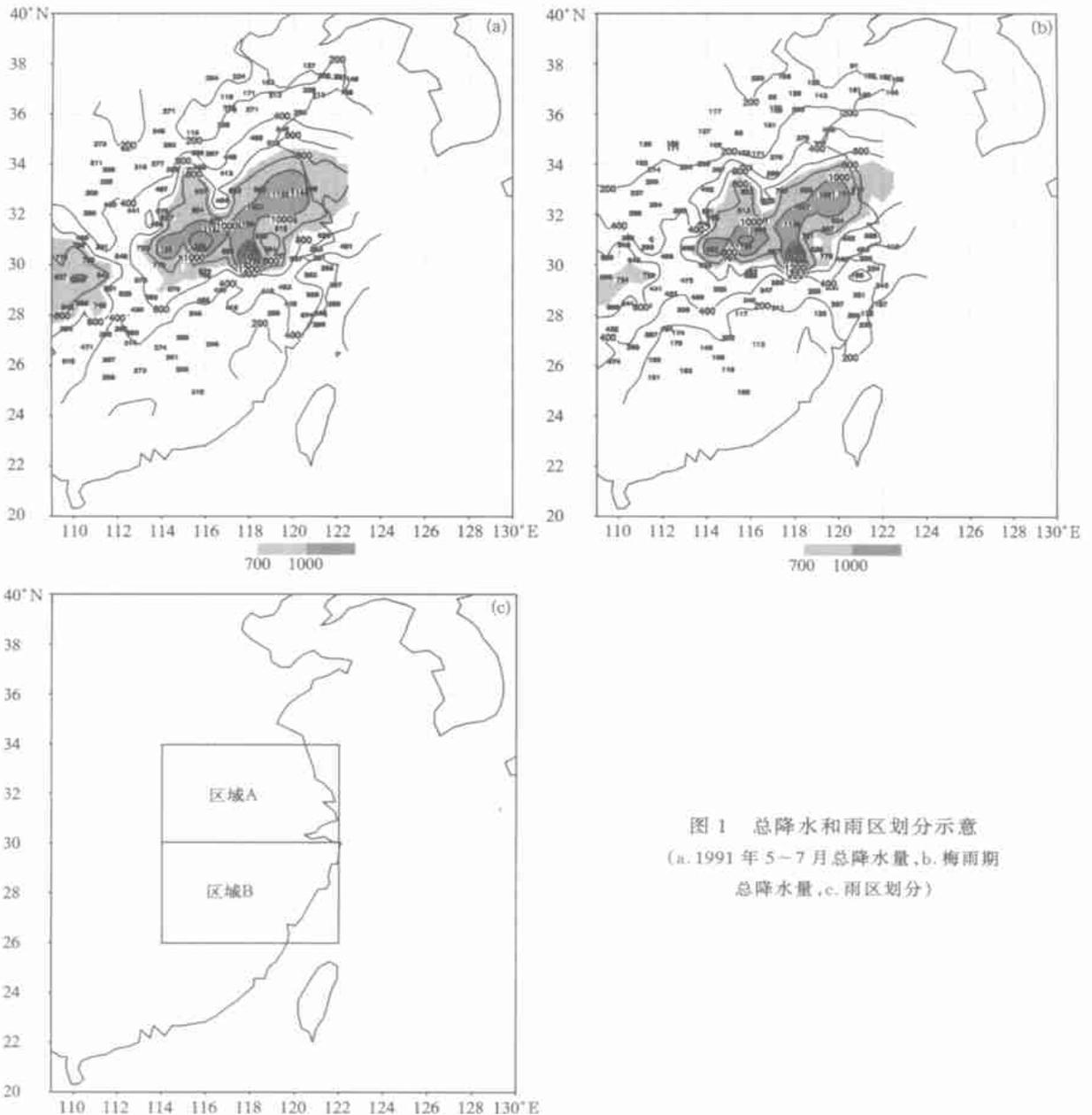


图 1 总降水和雨区划分示意  
(a. 1991 年 5-7 月总降水量, b. 梅雨期总降水量, c. 雨区划分)

### 3.2 降水时段的划分

由暴雨区内面积平均的日降水量随时间变化图(图 2), 可把整个降水期划分为 5 个降水时段:

(1) 第 1 次过程: 5 月 4~ 8 日(图 3a), 一次弱降水过程, 雨带偏南。

(2) 第 2 次过程: 5 月 18~ 27 日(图 3b), 早黄梅阶段。5 月 18~ 23 日, 降雨区维持在长江中下游一带; 24~ 25 日, 受北方冷空气影响, 雨区扩展到淮河流域大部地区。

(3) 第 3 次过程: 5 月 29~ 6 月 1 日(图 3c), 一次弱降水过程, 雨带偏北。

(4) 第 4 次过程: 6 月 2~ 20 日(图 3d), 典型梅雨的第一阶段。这一阶段雨带主要在淮河以南地区, 但南北摆动较大, 雨区宽广。其中, 有两次较强的降水过程: 一次是 6 月 7~ 8 日, 位于长江中下游沿

江一带地区; 一次是 6 月 12~ 14 日发生于江淮及太湖流域一带。后者过程降水量达 100~ 300 mm, 部分地区达 300~ 400 mm, 其强度超过第一次过程。

(5) 第 5 次过程: 6 月 29 日~ 7 月 13 日(图 3e), 典型梅雨的第二阶段。从 6 月 20 日起, 由于副热带高压南撤, 雨带主要维持在华南及东南沿海一带, 使得梅雨有 10 d 时间的间歇期。6 月下旬后期, 由于副热带高压加强北抬, 雨带又稳定于江淮太湖地区。这段时间的降水强度比前一阶段的还要大。这个阶段的降水雨带南北摆动小, 雨带相对狭小。

为了进一步讨论梅雨期前后的一些特征, 还划分了 3 个阶段, 即梅雨期前(5 月 1~ 17 日图 4a)、梅雨期(5 月 18 日~ 7 月 13 日, 图 1b)、梅雨期后(7 月 14~ 31 日图 4b)。这样就可以比较梅雨期之前、期间和之后的能量与水份循环的差异。

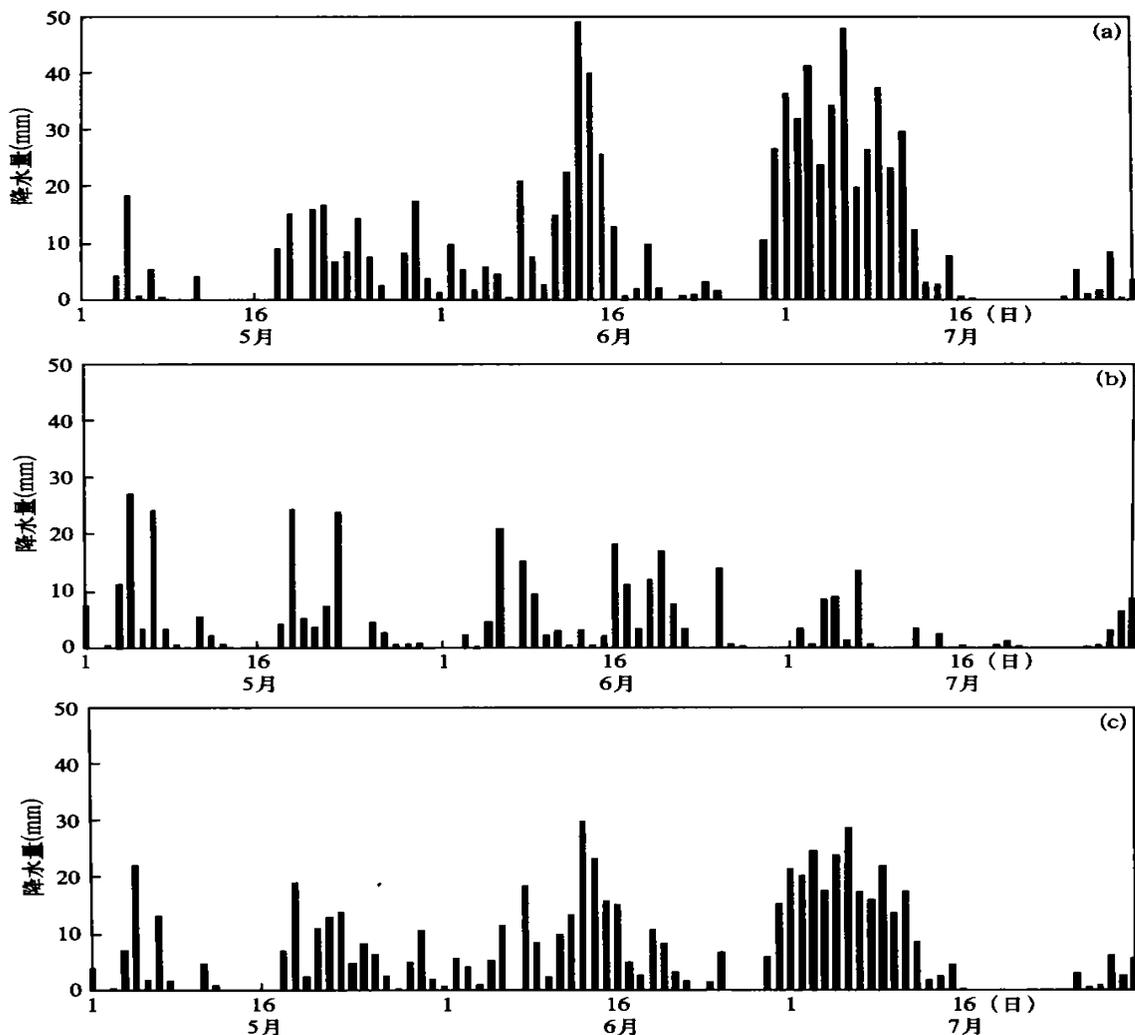


图 2 区域面积平均日降水量随时间演变

(a. 区域 A, b. 区域 B, c. 区域 A+ B; 单位: mm)

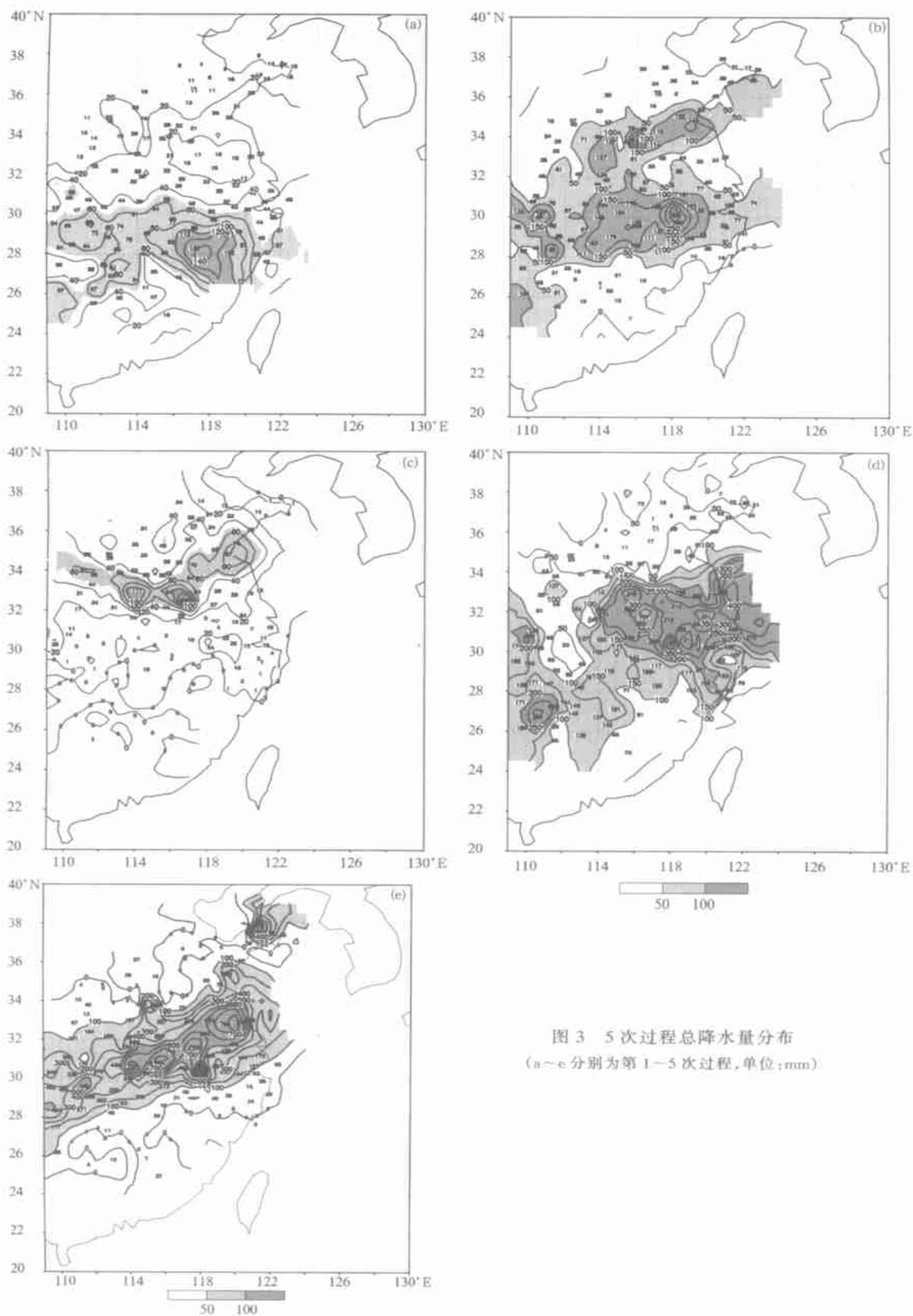


图3 5次过程总降水量分布  
(a-e分别为第1-5次过程,单位:mm)

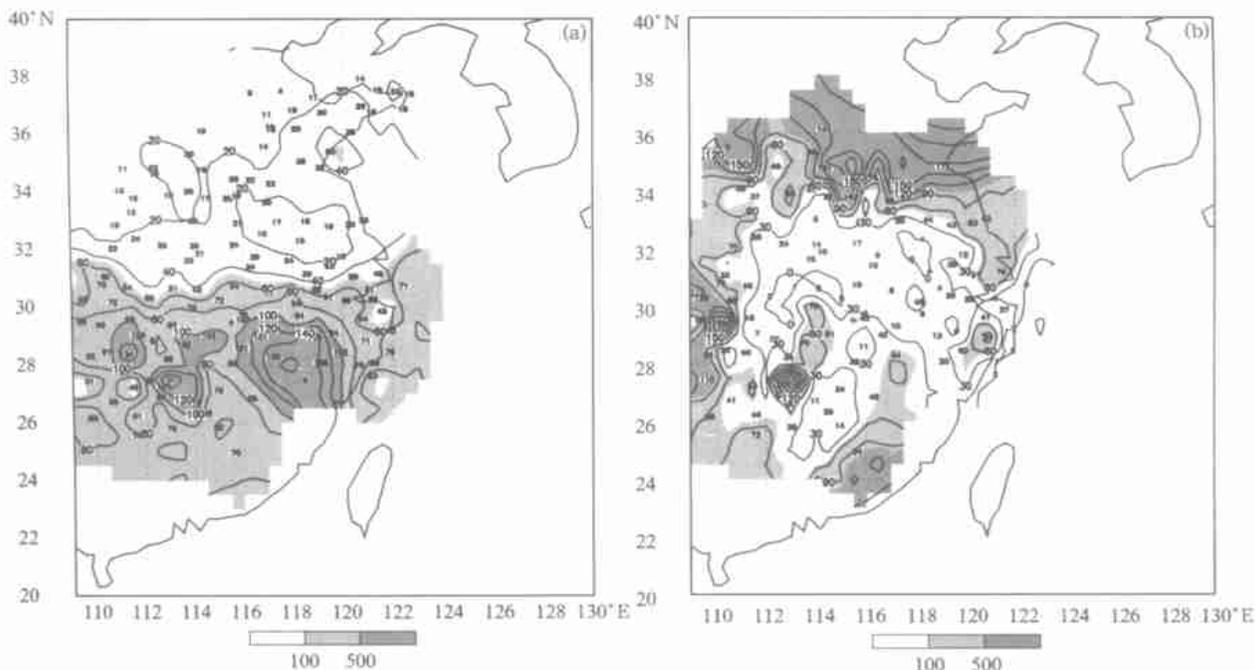


图 4 梅雨期前后期总降水量分布

(a. 为梅雨期前, b. 梅雨期后; 单位: mm)

#### 4 全球范围的水汽输送及其与江淮暴雨之关联

为了了解各种机制对水汽输送的作用, 将 5~7 月的平均水汽输送 ( $\overline{qu}$ ,  $\overline{qv}$ ) 分解为定常态 ( $qu$ ,  $qv$ ) 和瞬变态 ( $qu'$ ,  $qv'$ )。将平均水汽输送的水平分布 (图略) 与其定常态的水平分布 (图 5a) 对比来看, 两者极其相似, 特别是在热带地区。这说明平均水汽输送以定常的水汽输送为主, 但是, 在中纬度地区瞬变涡动的水汽输送也相当明显 (图 5b), 并且在南北半球均为向极输送。水汽的瞬变涡动输送在北半球很显著的地区与 Blackmon<sup>[15]</sup> 的风暴轴 (从西北太平洋到阿拉斯加, 从北美东部到格陵兰南部) 路径相一致。Chen<sup>[2]</sup> 提出中纬度地区的瞬变扰动的水汽输送是靠瞬变气旋来完成的。从图 5a 和图 5b 可看出, 一方面, 大量的水汽以定常的方式从孟加拉湾及南海输送到中国江淮地区, 并且来自孟加拉湾的水汽更为强盛, 但更仔细地看可发现孟加拉湾的水汽主体实际上是经中南半岛到达江淮地区的, 其中有相当一部分流入南海, 在此与太平洋副热带高压南侧的东风携带的水汽流汇合, 转向向北输送到江淮地区; 另一方面, 江淮地区的瞬变涡动的水汽输送以向北输出为主, 这可能与江淮地区频繁活动的气旋扰动有关。丁一汇在 1991 年江淮持续性

特大暴雨研究一书中指出: 在 1991 年江淮暴雨期有 9 个中尺度气旋沿梅雨锋发展和移动, 强低空急流输送大量水汽并产生中尺度振荡。结合 Chen 的结论, 可以推测, 中尺度气旋及其内形成的许多中尺度系统可能担当了瞬变向北输送水汽的涡动系统, 它们将江淮地区汇集的充沛的水汽除大部以降水形式下降外继续向水汽较少的高纬地区输出, 以维持全球水汽的平衡。

对以上的分析可以概括出以下两点: (1) 对于江淮暴雨区, 来自经向临近区域 (南部区域) 的水汽以定常涡动的水汽输送为主, 另外还有瞬变涡动的水汽输送, 但其值很小。江淮暴雨区的水汽输出则以瞬变涡动为主。(2) 1991 年 5~7 月的平均水汽输送以定常水汽输送为主, 但在中纬度地区瞬变涡动的输送也不可忽视。

#### 5 江淮暴雨区 (A 区) 及其临近地区 (B 区) 的水汽收支和水汽通量的计算分析

根据雨情分析的结果, 文中将 1991 年 5~7 月的降水分为 5 次过程, 又将 5~7 月分为梅雨期前 (5 月 1~17 日), 梅雨期 (5 月 18 日~7 月 13 日) 和梅雨期后 (7 月 14 日~7 月 31 日) 3 个阶段来分别加以讨论和对比分析, 以进一步了解梅雨演变过程中能量和水循环特征的差异。

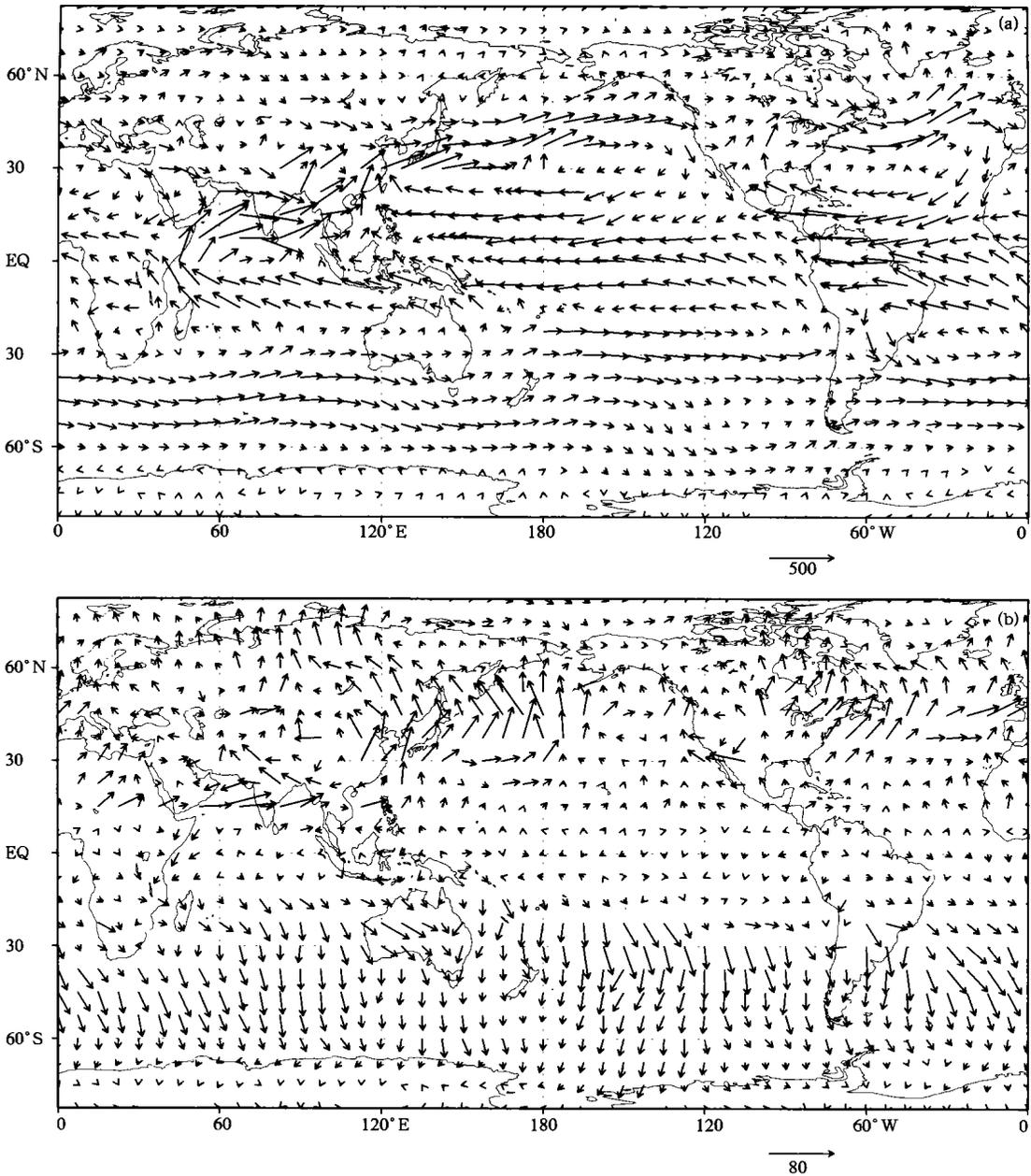


图5 垂直积分的5~7月平均水汽输送的(a)定常态和(b)瞬变态  
(单位: kg/(m s))

### 5.1 5次降水过程的水汽收支

通过对以上5次降水过程的水汽收支(表1)分析,可以得到如下结果:

(1) 在降水过程中,降水主要来自水汽的辐合项,即来自其他区域输送的水汽在本区域的汇合,水汽的辐合主要在低层(1000~700 hPa),约占整层水汽辐合的80%~90%。当然,中层的水汽辐合也很重要,有时中层的甚至比低层的辐合更强,如第1次和第2次降水过程中A区的辐合项,但这两次过程

均有一个特点,那就是整层的水汽辐合并不强。

(2) 在降水过程中,局地蒸发项在水汽的供应中扮演了重要角色,其数值一般为降水量的 $\frac{1}{3} \sim \frac{1}{2}$ (蒸发项的计算因其为收支方程的余差求得,包含有水汽收支的所有计算误差),有时其作用甚至超过水汽的辐合项,如在第4次降水过程中,对于A区,其蒸发量约为水汽辐合的3倍。这表明水汽的局地再循环过程是很重要的,对持续性的大暴雨过程也是如此。

(3) 在降水过程中, 水汽的局部变化项同水汽的辐合项相比往往很小(约为其  $\frac{1}{10}$ ), 常可忽略不

计, 但有时则不可忽略, 如在第 3, 4 次降水过程中, A 区的水汽局部变化项可占其辐合项的  $\frac{2}{10} \sim \frac{3}{10}$ 。

表 1 5 次降水过程的水汽收支

(单位:  $10^{-5} \text{kg}/(\text{m}^2 \text{s})$ )

过程	层次 (hPa)	局部变化项		辐合项		垂直输送项		降水量		蒸发量	
		$-\frac{1}{g} \frac{p_b}{p_t} \frac{q}{t} dp$		$-\frac{1}{g} \frac{p_b}{p_t} qv dp$		$-\frac{1}{g} \frac{p_b}{p_t} \frac{q}{p} dp$		$P$		$E_s$	
		A 区	B 区	A 区	B 区	A 区	B 区	A 区	B 区	A 区	B 区
第 1 次	400~ 10	0.009	-0.026	0.173	0.267	0.893	0.819				
	700~ 400	0.482	0.066	2.609	0.992	0.730	2.624				
	1000~ 700	-0.231	-0.442	1.544	9.405	-2.104	-6.243				
	1000~ 10	0.260	-0.402	4.326	10.664	-0.481	-2.799	6.850	16.273	2.745	8.810
第 2 次	400~ 10	-0.019	-0.018	-0.088	-0.037	1.050	0.745				
	700~ 400	-0.597	-0.193	2.413	2.517	1.483	0.434				
	1000~ 700	-0.766	-0.757	7.318	8.789	-4.741	-5.790				
	1000~ 10	-1.381	-0.968	9.642	10.909	-2.208	-4.611	11.207	9.023	5.514	3.693
第 3 次	400~ 10	-0.114	-0.001	0.003	0.223	1.051	-0.350				
	700~ 400	-1.189	0.324	3.733	-0.188	1.782	-0.252				
	1000~ 700	-2.680	-0.579	6.806	1.417	-4.225	-0.760				
	1000~ 10	-3.983	-0.256	10.542	1.452	-1.392	-1.362	8.924	0.631	3.757	0.797
第 4 次	400~ 10	0.016	-0.057	0.055	0.108	1.431	0.925				
	700~ 400	0.432	-0.377	2.042	1.787	0.025	0.904				
	1000~ 700	0.416	-0.302	1.486	5.014	-1.956	-3.330				
	1000~ 10	0.864	-0.736	3.584	6.909	-0.500	-1.501	14.436	8.019	10.488	3.347
第 5 次	400~ 10	0.015	-0.017	-0.034	0.082	2.557	1.166				
	700~ 400	-0.018	-0.121	4.723	4.609	1.164	-1.039				
	1000~ 700	-0.210	0.002	12.769	4.590	-7.233	-2.924				
	1000~ 10	-0.213	-0.136	17.458	9.282	-3.511	-2.797	31.002	3.376	17.268	-2.973

(4) 在降水过程中, 水汽的垂直输送项表现出的主要特点是, 低层失去水汽即低层的水汽主要表现为向上输送, 输送到中高层; 中高层主要为得到低层输送来的水汽而在中高层积累; 其整层表现出的结果是失去水汽使得水汽的含量减少。

(5) 总体说来, 水汽收支的各项在降水过程中所起的作用是这样的: 源源不断的水汽从水汽源区向降水区汇合(辐合项), 这个过程主要在大气低层进行; 地表蒸发也不断地向大气中补充水汽(蒸发项); 大气的垂直运动使得水汽由低层向中高层输送(垂直输送项), 使得水汽能得以凝结最终形成降水; 局部变化项使得大气中水汽的含量不断进行调整, 有时使其大气水汽不断积累, 有时使大气中积累的水汽释放出来而凝结为降水。

## 5.2 梅雨期及其前后期的水汽收支

由以上 3 个阶段的水汽收支(表 2)的对比分析得出: 从梅雨期前到梅雨期, 暴雨区的水汽含量不断增加, 在梅雨期后, 暴雨区的水汽含量是减少的, 这反映了大气的水汽含量变化与雨季的密切关系; 另

外, 在梅雨期前, 暴雨区的水汽是辐散的, 其大气中的水汽的维持是靠地表蒸发, 在梅雨期, 暴雨区的水汽是辐合的, 其水汽的主要供应来自其他地区的水汽输送, 地表为蒸发水汽但不是主要的水汽供应源, 在梅雨期后, 暴雨区的水汽供应来自其它地区的水汽输送, 但比梅雨期弱得多, 而地表是吸收大气中的水汽的, 这反映了大气水汽的来源随雨季的来临和雨季的离去而发生的变化。

## 5.3 水汽通量的分析

为了了解暴雨区的水汽来源, 分析了通过暴雨区和其南侧区域的东南西北 4 个边界面的水汽通量:

$$\text{通过某边界单位气层的水汽输送: } \frac{1}{g} v_n q dl$$

为了讨论方便, 同前面水汽收支的分析一样, 文中将垂直方向分为 3 层: 低层(1000~ 700 hPa), 中层(700~ 400 hPa), 高层(400~ 10 hPa), 并据此对 4 个边界面分别积分:

$$\text{东边边界: } \frac{1}{g} q u dl dp, \quad \text{南边边界: } -$$

$\frac{1}{g} \int_{qv} dl dp$ , 西边边界:  $-\frac{1}{g} \int_{qu} dl dp$ , 北边边界:  $\frac{1}{g} \int_{qv} dl dp$ 。

其中, 为区域 A 和区域 B 的面积, 在本计算中, 区域 A 和区域 B 的面积近似当作相等。在本节的计算中, 正值表示流出, 负值表示流入。

表 2 梅雨期及其前后期的水汽收支

(单位:  $10^{-5} \text{ kg}/(\text{m}^2 \text{ s})$ )

时段	层次 (hPa)	局部变化项		辐合项		垂直输送项		降水量		蒸发量	
		$-\frac{1}{g} \int_{p_b} \frac{q}{p_i} dp$	$\frac{q}{t} dp$	$-\frac{1}{g} \int_{p_b} \frac{p_b}{p_i} dp$	$qv dp$	$-\frac{1}{g} \int_{p_b} \frac{p_b}{p_i} \frac{q}{p} dp$	$P$	$E_s$	A 区	B 区	
		A 区	B 区	A 区	B 区	A 区	B 区	A 区	B 区	A 区	B 区
梅雨期前	400~ 10	0.038	0.029	0.062	0.245	0.255	0.287				
	700~ 400	0.132	0.256	1.089	0.659	- 0.322	0.862				
	1000~ 700	- 0.579	0.178	- 2.628	1.258	0.019	- 1.318				
	1000~ 10	- 0.409	0.463	- 1.476	2.162	- 0.048	- 0.169	2.420	6.131	4.353	3.675
梅雨期	400~ 10	- 0.011	- 0.009	- 0.005	0.056	1.434	0.910				
	700~ 400	- 0.155	- 0.069	2.820	2.567	0.594	0.207				
	1000~ 700	- 0.490	- 0.273	5.678	5.066	- 3.680	- 2.960				
	1000~ 10	- 0.656	- 0.350	8.493	7.689	- 1.652	- 1.843	15.687	5.769	9.502	0.273
梅雨期后	400~ 10	- 0.031	- 0.026	0.215	0.032	0.715	0.147				
	700~ 400	0.044	- 0.062	2.050	1.609	- 0.329	- 1.013				
	1000~ 700	0.363	0.222	1.921	- 3.114	- 1.662	2.892				
	1000~ 10	0.376	0.134	4.185	- 1.474	- 1.277	2.026	2.060	1.720	- 1.224	1.034

表 3 为 5 次降水过程的通过东南西北各面的水汽通量。从表中可看到:

和西边边界流入的, 东边界和北边界则为流出, 并且水汽的流入、流出主要在中低层进行。

(1) 无论对 A 区或 B 区, 水汽主要是从南边界

表 3 5 次降水过程通过各面的水汽通量

(单位:  $10^{-5} \text{ kg}/(\text{m}^2 \text{ s})$ )

过程	层次 (hPa)	东		南		西		北	
		A 区	B 区	A 区	B 区	A 区	B 区	A 区	B 区
第 1 次	400~ 10	3.218	3.190	- 0.744	- 0.196	- 3.176	- 3.744	0.635	0.744
	700~ 400	18.262	24.510	- 7.377	- 5.523	- 15.588	- 26.077	2.101	7.377
	1000~ 700	10.335	18.442	- 4.391	- 17.342	- 3.531	- 19.992	- 2.648	4.391
	1000~ 10	31.815	46.141	- 12.512	- 23.061	- 22.295	- 49.812	0.089	12.512
第 2 次	400~ 10	2.174	1.784	- 0.615	- 0.071	- 2.218	- 2.143	0.664	0.615
	700~ 400	18.390	19.052	- 12.668	- 10.538	- 14.062	- 22.365	4.175	12.668
	1000~ 700	22.776	30.781	- 28.358	- 37.505	- 7.068	- 31.950	2.215	28.358
	1000~ 10	43.340	51.616	- 41.640	- 48.114	- 23.349	- 56.458	7.054	41.640
第 3 次	400~ 10	2.908	0.517	0.689	0.399	- 2.767	- 0.373	- 0.562	- 0.689
	700~ 400	22.425	10.513	- 4.994	- 3.870	- 24.539	- 10.703	2.740	4.994
	1000~ 700	20.394	15.085	- 18.914	- 18.923	- 17.389	- 16.112	4.154	18.914
	1000~ 10	45.727	26.115	- 23.219	- 22.394	- 44.695	- 27.188	6.333	23.219
第 4 次	400~ 10	4.291	2.062	- 0.348	- 0.423	- 4.171	- 2.110	0.220	0.348
	700~ 400	23.142	16.557	- 10.570	- 11.386	- 16.778	- 16.873	- 0.395	10.570
	1000~ 700	18.592	20.280	- 20.467	- 31.094	- 7.607	- 17.855	5.460	20.467
	1000~ 10	46.025	38.900	- 31.384	- 42.902	- 28.556	- 36.838	5.284	31.384
第 5 次	400~ 10	4.783	1.144	- 0.409	- 0.057	- 4.620	- 1.699	0.352	0.409
	700~ 400	27.895	16.614	- 17.267	- 14.436	- 18.104	- 21.996	- 1.608	17.267
	1000~ 700	30.446	36.665	- 45.662	- 46.204	- 15.103	- 33.305	4.934	45.662
	1000~ 10	63.124	54.423	- 63.339	- 60.697	- 37.826	- 57.000	3.678	63.339

(2) 在水汽流入边界的垂直方向上, 南边界和西边界存在差异。对于南边界流入层来说, 对暴雨

区和暴雨区南侧区域基本表现为中层的水汽输入量

约为低层的  $\frac{1}{2} \sim \frac{1}{3}$ , 这说明南边界的水汽输入主要发生在低层即 700 hPa 以下层。而对于西边界流入层来说, 对于暴雨区: 中层的水汽输入大于低层的水汽输入, 在水汽输送较弱的时候(第 1, 2, 4 次降水过程), 中层的水汽输送为低层的 2~4 倍, 以中层的水汽输送为主, 在水汽输送较强的时段(第 3, 5 次过程), 中层的水汽输送稍大于低层的水汽输送, 水汽输送在中层和低层进行; 对于暴雨区南侧区域, 其低层的水汽输入基本(第 1 次降水过程除外)上大于中层的水汽输入, 但两者相差不大, 即在此区域水汽的输送主要在中低层进行。为何暴雨区的西边界和南边界的水汽流入会呈现出垂直方向上的差异? 这可能与暴雨区所处的地理位置有密切的关系, 暴雨区西面的地形障碍(高原和山脉)高于其南面的地形障

碍(山脉), 这样它们对于来自西部和来自南部的水汽输送形成阻碍的高度和程度就会不同, 从而形成了水汽输送的垂直差异。

(3) 对于暴雨区, 不同过程水汽的主要来源有所不同。对于暴雨区, 其降水较强的第 2, 4, 5 次过程的水汽, 来自南侧边界的要大于来自西侧边界的; 而其降水较弱的第 1, 3 次过程, 则其水汽来自西部边界的要大于来自南部边界的。

(4) 对于水汽的流出, 暴雨区和其南侧区域存在差异。对暴雨区来讲, 流出主要在东边界, 其值远大于北边界的流出值; 而对暴雨区南侧区域来说, 水汽的流出在东边界和北边界的值相差并不大, 并且正是其北边界的水汽流出为暴雨区的南边界的水汽输入。

表 4 梅雨期及其前后期通过各面的水汽通量 (单位:  $10^{-5} \text{ kg}/(\text{m}^2 \text{ s})$ )

时段	层次(hPa)	东		南		西		北	
		A 区	B 区	A 区	B 区	A 区	B 区	A 区	B 区
梅雨期前	400~ 10	2.981	3.585	- 0.464	- 0.355	- 2.708	- 3.849	0.117	0.464
	700~ 400	11.872	21.348	- 3.116	- 3.696	- 9.176	- 21.647	- 0.943	3.116
	1000~ 700	7.031	10.608	- 0.840	- 4.230	- 2.325	- 10.733	- 0.012	0.840
	1000~ 10	21.884	35.542	- 4.420	- 8.281	- 14.209	- 36.229	0.839	4.420
梅雨期	400~ 10	3.691	1.766	- 0.493	- 0.514	- 3.408	- 1.813	0.227	0.493
	700~ 400	21.564	16.722	- 11.254	- 12.477	- 15.647	- 17.271	0.158	11.254
	1000~ 700	21.045	24.561	- 26.664	- 33.923	- 9.838	- 21.691	4.845	26.664
	1000~ 10	46.300	43.048	- 38.411	- 46.914	- 28.893	- 40.775	5.231	38.411
梅雨期后	400~ 10	1.709	- 0.262	0.407	- 0.201	- 1.949	0.786	- 0.371	- 0.407
	700~ 400	13.520	- 2.134	- 7.380	- 10.727	- 13.514	3.551	6.539	7.380
	1000~ 700	19.056	- 1.110	- 29.211	- 24.272	- 15.663	3.636	23.597	29.211
	1000~ 10	34.285	- 3.506	- 36.183	- 35.199	- 31.126	7.973	29.765	36.183

表 4 是梅雨期前、梅雨期、梅雨期后的通过东南西北各面的水汽通量。从表中可发现:

对于暴雨区来说, 梅雨期前的水汽流入来自南、西、北边界, 以西边界的流入为主, 东边界为水汽流出; 梅雨期的水汽流入来自南、西边界, 以南边界流入为主, 东边界和北边界为流出, 但北边界的流出很弱; 梅雨期后的水汽来自南、西边界, 南部边界的稍大于西部边界, 东边界和北边界为流出, 此时北边界的流出增强, 与东边界的流出相差不大, 这使得充沛的水汽不能在暴雨区较好的辐合, 而使梅雨结束。

水汽的垂直输送( $\frac{1}{g}q$ ), 对于暴雨区(图略)来讲, 在 5 次降水过程中的特点是, 在 850 hPa 以上主要表现为向上输送水汽, 高度可到达 200 hPa 附近。水汽垂直输送往往在 700 hPa 最强烈(第 2, 3, 5 次

过程), 有时在 500 hPa(第 1, 4 次过程)最强烈。对于梅雨期前, 水汽的垂直输送在 700 hPa 以下主要为向下输送, 向上的水汽输送在 700 hPa 以上层, 并且数值很小; 对于梅雨期, 水汽在 850 hPa 以上为向上输送, 最强输送发生在 700~ 500 hPa 高度; 对于梅雨期后, 水汽主要为下沉。对于暴雨区南侧, 其水汽的向上的垂直输送明显不如暴雨区, 这也是其降水较弱的原因之一。

最后, 文中还给出江淮暴雨区梅雨期及其前后期的水汽输送的三维示意图(图 6)。

## 6 积云对流分析: 视热源 $Q_1$ 和视水汽汇 $Q_2$ 的计算

图 7 为第 4, 5 次降水过程平均的整层积分的视

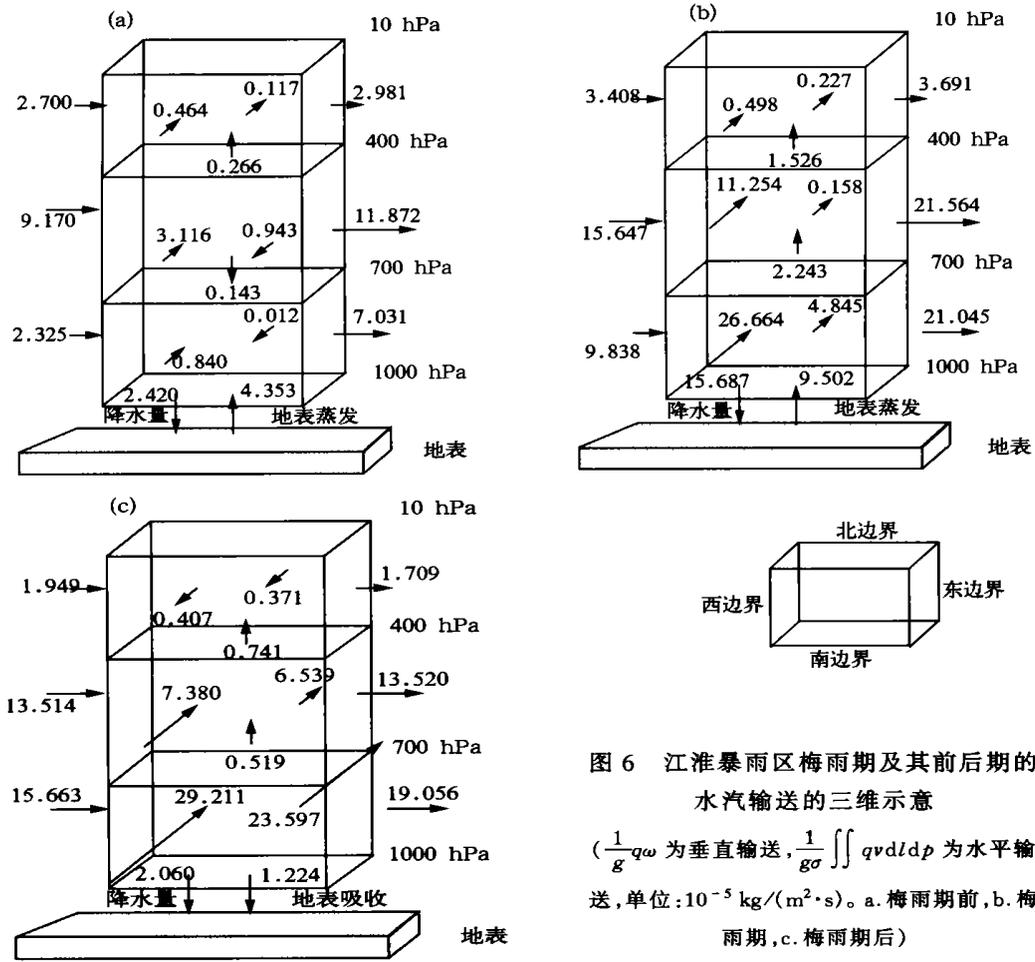


图6 江淮暴雨区梅雨期及其前后期的水汽输送的三维示意  
 ( $\frac{1}{g}q_w$  为垂直输送,  $\frac{1}{g\sigma} \iint qv dldp$  为水平输送, 单位:  $10^{-5} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 。a. 梅雨期前, b. 梅雨期, c. 梅雨期后)

热源( $\langle Q_1 \rangle$ )和视水汽汇( $\langle Q_2 \rangle$ )的水平分布图,其他过程图略。

从总体来看,对于5次降水过程来说, $\langle Q_1 \rangle$ 和 $\langle Q_2 \rangle$ 的分布在江淮降水区有这样的特点:(1)5次降水过程总体来说, $\langle Q_1 \rangle$ 和 $\langle Q_2 \rangle$ 的较大值对应降水的大值区,这说明了在降水过程中,水汽凝结加热对大气加热的重要性,同时 $\langle Q_1 \rangle$ 和 $\langle Q_2 \rangle$ 的一致性也可说明其计算的准确性。(2) $\langle Q_1 \rangle$ 和 $\langle Q_2 \rangle$ 的值在5次过程中明显的小于由降水算出的凝结加热值(图略),这可能一方面是因为计算 $\langle Q_1 \rangle$ 和 $\langle Q_2 \rangle$ 用的是大尺度的网格资料,而雨量是属于中小尺度的测站资料,两者在空间尺度上的不一致造成的,另一方面是因为地面的感热通量或蒸发较强而造成的。(3) $\langle Q_1 \rangle$ 的值小于 $\langle Q_2 \rangle$ 的值,由式(2)可知, $Q_s + \langle Q_R \rangle$ 为负,且其数值大于 $E_s$ ,这表明在5次降水过程中,地表感热的输送(正或负)和辐射冷却两者综合所造成的大气热量的减少要大于因地表蒸发而造成的大气热量的减少。

对于梅雨期前、梅雨期和梅雨期后3个阶段(图略)来讲,其特征是这样的:(1)梅雨期前, $\langle Q_1 \rangle$ 在区域A(暴雨区)和区域B(暴雨区南部区域)的值均很小,在区域A为正,在区域B为负; $\langle Q_2 \rangle$ 则在区域A为负,在区域B南部为正,而降水主要在区域B。这表明在梅雨期前,区域A的地表蒸发较强,其值大于降水值,而使得该区表现为水汽源( $\langle Q_2 \rangle < 0$ ),这与表1相吻合,此时区域A为视热源;同时,区域B北部为水汽源,其南部为水汽汇,区域B为视热汇,这表明区域B此阶段辐射冷却较明显。(2)梅雨期, $\langle Q_1 \rangle$ 和 $\langle Q_2 \rangle$ 在降水区有较好的吻合,并且其大值区基本上对应强降水区域,但小于降水值,这反映了在强降水期间加热场以凝结加热为主,但是感热和蒸发作用也不可忽视。(3)梅雨期后, $\langle Q_1 \rangle$ 和 $\langle Q_2 \rangle$ 在区域A(东南部除外)基本为正值,即为视热源和视水汽汇; $\langle Q_1 \rangle$ 和 $\langle Q_2 \rangle$ 在区域A东南部、区域B基本为负值,即为视热汇、视水汽源,此时以辐射冷却和蒸发冷却为主。

图8分别为区域A的 $Q_1$ ,  $Q_2$ , 和降水的区域

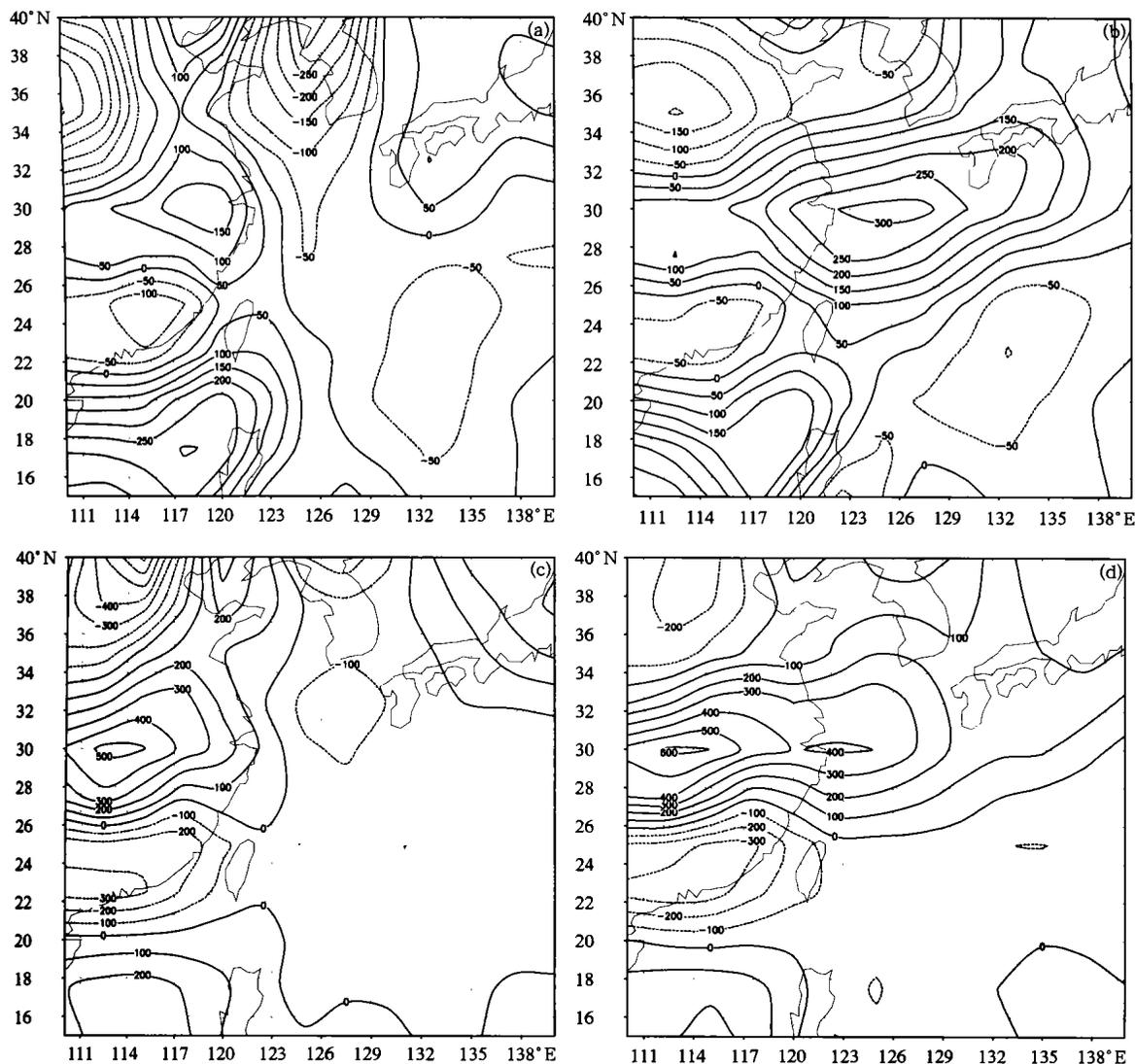


图 7 主要降水过程平均的垂直积分的视热源  $\langle Q_1 \rangle$  和视水汽汇  $\langle Q_2 \rangle$  的水平分布  
(第 4、5 次降水过程, 单位:  $W/m^2$ )

平均的时间演变。从图中可以发现: (1) 在降水时段的  $Q_1$  和  $Q_2$  基本为正值, 且强降水对应  $Q_1$  和  $Q_2$  的正值中心, 这说明  $Q_1$  和  $Q_2$  与降水量的变化总体趋势上是一致的, 表明在强降水期凝结加热对加热场的重要贡献, 在降水期的值为负值, 即大气为垂直上升运动, 并且较强的降水时段其垂直上升运动也较强烈, 强上升中心的高度也较高, 强上升运动有利于水汽的垂直输送, 有利于积云的形成和加强, 而积云凝结释放的热量加强大气的上升运动, 两者之间形成一种正反馈的关系。(2) 在无雨和少雨时,  $Q_2$  一般为负值, 这表明存在着明显的蒸发, 在此期间  $Q_1$  正负值都出现过, 只不过其值均较小, 即视热源

(汇) 并不明显, 在此时期的值主要表现为正值, 即大气为下沉运动。(3) 在各个降水时段,  $Q_1$  的中心值主要位于 700~500 hPa,  $Q_2$  的中心值有两个, 一个位于 400 hPa 附近, 另一个位于 150 hPa 附近。(4) 在梅雨期后的无雨阶段, 可发现其  $Q_1$  和  $Q_2$  的值都为正值,  $Q_2$  的大值中心位于 700 hPa 附近, 而  $Q_1$  的大值中心位于 150 hPa 附近, 这可能是因为在 700 hPa 以上大气中的水汽凝结成降水释放出热量, 热量随弱的上升气流传到高空, 形成高空的热源中心, 而凝结的降水在降落的过程中气化成水汽重新回到大气中, 从而在地面不形成降水。

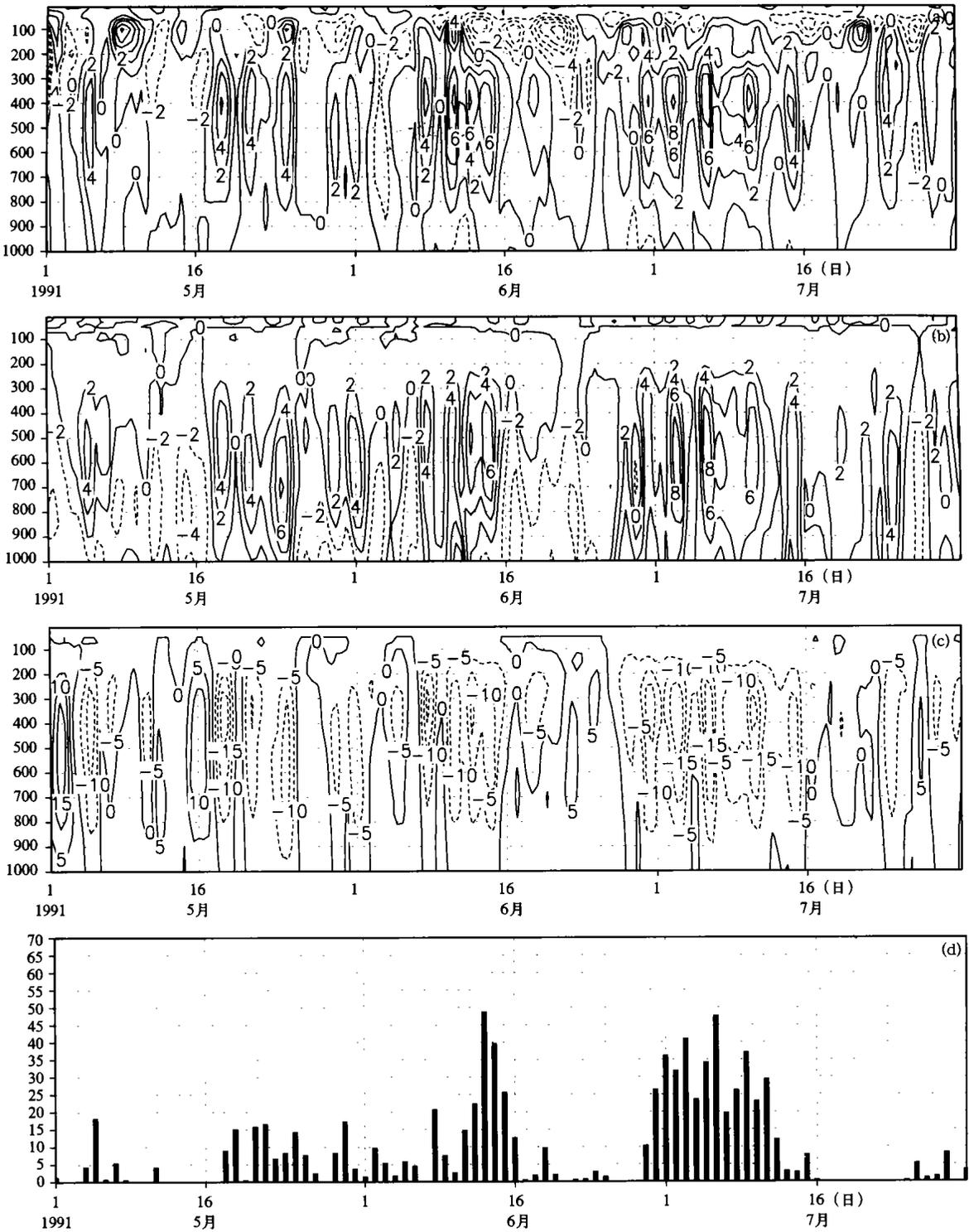


图8 区域A内平均的视热源  $Q_1$ (a. 单位:K/d)、视水汽汇  $Q_2$  (b. 单位: K/d)、垂直上升速度 (c. 单位:  $10^{-2}$ Pa/s) 和 实况降水(d. 单位: mm)的时间演变

图9是区域A的各个时段的  $Q_1$ ,  $Q_2$  和 的垂直廓线,从图中可以发现,对于区域A(暴雨区):(1) 5次降水过程平均均表现为上升运动,最大上升速

度基本在 500~ 300 hPa 层次上,最强的降水过程第 5次降水过程的平均最大上升速度强度最大;(2) 5次降水过程中,降水的性质有差异:在第1次降水过

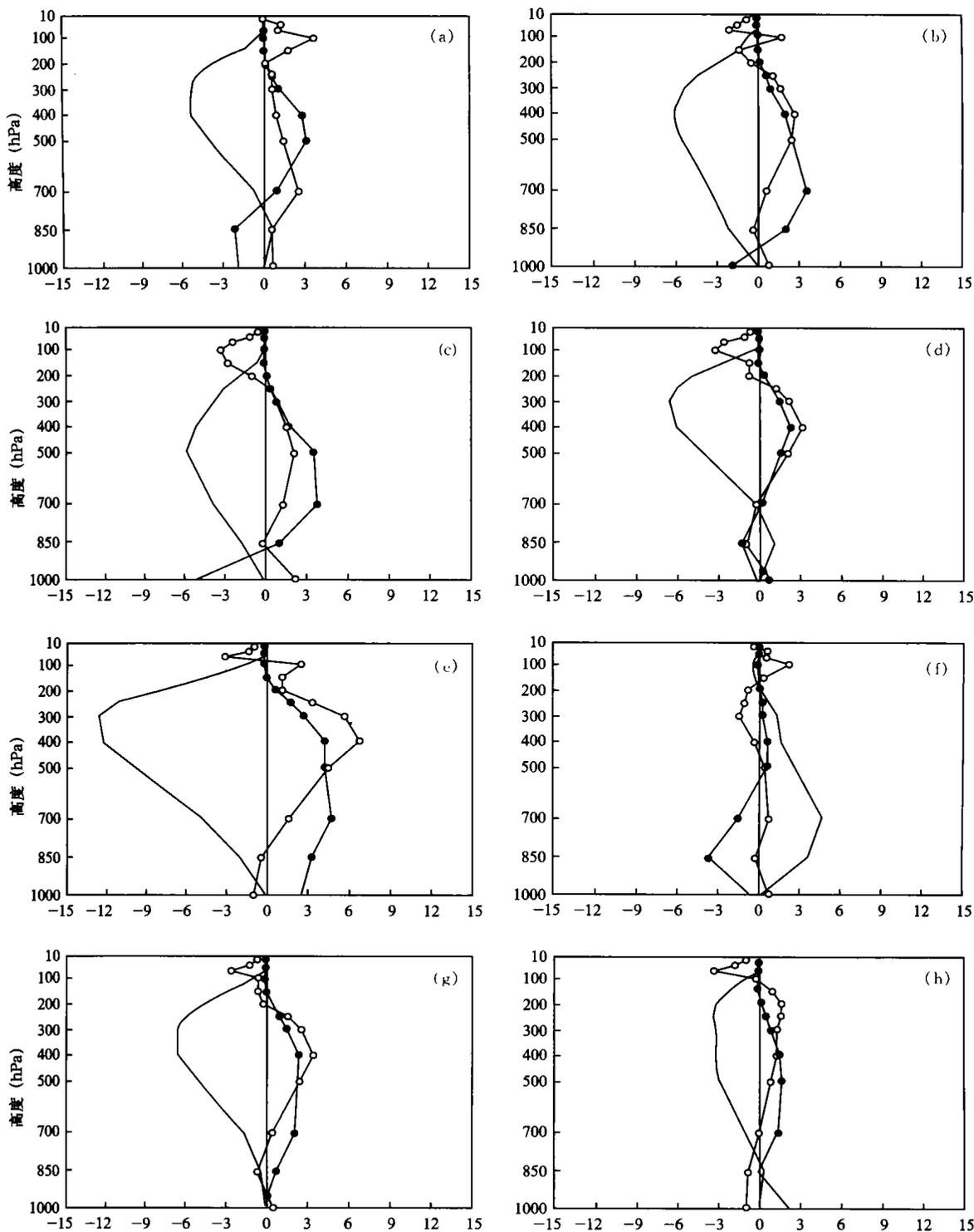


图 9 区域 A 的各时段平均的视热源  $Q_1$  (带空心圆实线, 单位: K/d)、视水汽汇  $Q_2$  (带实心圆实线, 单位: K/d)、垂直上升速度 (实线, 单位:  $10^{-2}$  Pa/s) 的垂直廓线 ((a~e) 分别为第 1~5 次过程, f. 梅雨期前, g. 梅雨期, h. 梅雨期后)

程中,  $Q_1$  为双峰结构, 分别在 700, 100 hPa,  $Q_2$  的峰值位于 500 hPa, 这表明梅雨期前的这次降水过程积云对流的垂直输送主要在 500 hPa 以上层进

行; 第 2 降水过程,  $Q_2$  的峰值在 700 hPa,  $Q_1$  的主峰值在 400 hPa, 但其在数值上于同高度上的  $Q_2$  的值相差不大, 这表明此次降水为对流性降水但强度

不强;在第3次降水过程,  $Q_1$  与  $Q_2$  的峰值所在高度基本相近,垂直分布比较近似,这表明此次过程以连续性降水为主;第4次降水过程与第3次过程类似,降水以连续性降水为主,但其凝结高度比第3次过程要高;第5次降水过程,  $Q_2$  的峰值位于 700 hPa,  $Q_1$  的峰值位于 400 hPa, 此次降水以对流性为主,从垂直速度最大达到  $12 \times 10^{-2}$  hPa/s 可知其上升运动的强烈。(3)对于梅雨期前、梅雨期、梅雨期后3个阶段,有这样的特点:梅雨期前,大气以下沉运动为主,  $Q_1$  在对流层顶和 700 hPa 附近微弱的正值,其余为负值,  $Q_2$  则表现在 850 hPa 附近为较明显的负值,在 500 hPa 以上表现为微弱的正值,这表明这个时期区域 A 为水汽源,以地表蒸发为主,  $Q_1$  在 100 hPa 的正值可能是下沉增温引起的,在 700 hPa 的正值可能是下沉增温和下沉气流将 500 hPa 上层的水汽凝结释放的热量下传的共同结果;梅雨期,  $Q_1$  主要峰值位于 400 hPa,  $Q_2$  峰值位于 700 hPa, 这即说明梅雨期的降水以对流性降水为主,大气表现为上升运动,其最大上升运动发生在 400~300 hPa 之间,其值大于  $6 \times 10^{-2}$  hPa/s;梅雨期后,  $Q_1$  和  $Q_2$  的峰值分别位于 200, 700 hPa, 且在 850~100 hPa 间的上升运动最大值为  $3 \times 10^{-2}$  hPa/s, 这表明梅雨期后的降水以对流性为主,只是其上升运动相对较弱。

图 10 为第 4, 5 次过程平均的 TBB 水平分布,其他过程平均图略。从 TBB 资料的分析可验证由  $Q_1$  和  $Q_2$  分析推断的对流活动的演变情况。可以看出对流活动从第 1~5 次过程是不断增强的,第 5 次过程对流最强,中心在 250 K 以下。TBB 的低值

区基本与强降水区对应。从图 11 还可发现,在暴雨区(区域 A)区域平均的 TBB 最低可达到 220 K, 这表明对流活动之强。另外,极端低值在第 4 次和第 5 次过程出现的较多,这表明在第 4 次,第 5 次过程中有着较强的对流活动。

## 7 总结与讨论

通过对全球范围的水汽输送与江淮暴雨的关联,江淮暴雨区及其临近区域的水汽收支和视热源和视水汽汇的计算分析,对江淮地区的能量和水循环有所了解,得出的基本结论如下:

(1) 从水汽输送的机制来看,一方面,大量的水汽以定常涡动的方式从孟加拉湾及南海输送到中国江淮地区,并且来自孟加拉湾的水汽更为强盛,其中孟加拉湾的水汽主体经中南半岛到江淮地区,但有一部分流入南海,在此与太平洋副高南侧的东风携带的水气流汇合,转向向北输送到江淮地区;另一方面,江淮地区的瞬变涡动的水汽输送以向北输出为主,这可能与江淮地区频繁活动的气旋扰动有关。

中尺度气旋及其内形成的许多中尺度系统可能担当了瞬变向北输送水汽的涡动系统,它们将江淮地区汇集的充沛的水汽向水汽较少的高纬地区输出,以维持全球水汽的平衡。

(2) 在降水过程中,降水主要来自其他区域输送的水汽在本区域汇合,水汽的辐合主要在低层,约占整层水汽辐合的 80%~90%;局地蒸发项在水汽的供应或再循环中十分重要,其数值一般为水汽辐合的  $\frac{1}{3} \sim \frac{1}{2}$ ;水汽的局部变化项同水汽的辐合项相

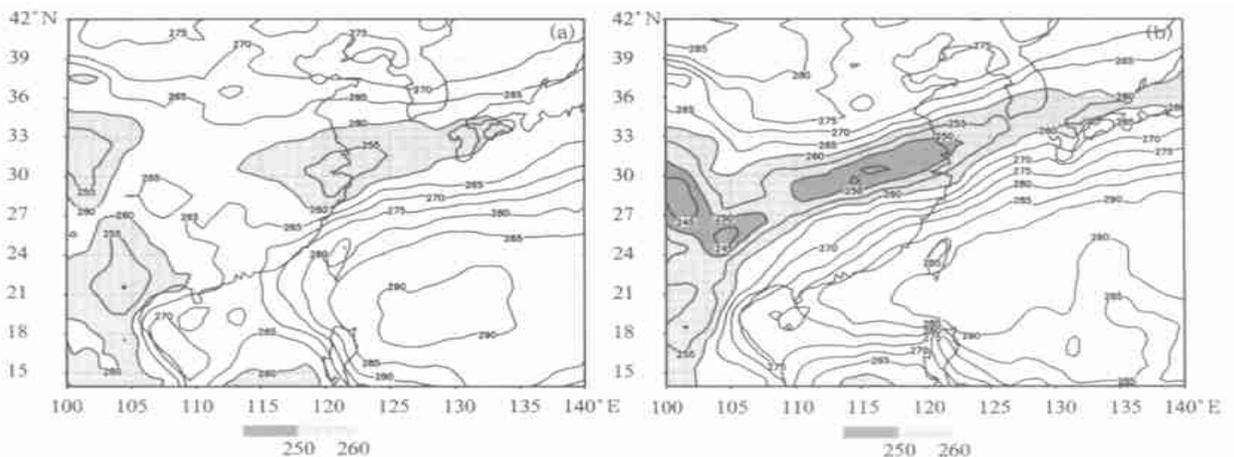


图 10 面积平均的 TBB 水平分布  
(a, b 分别为第 4, 5 次降水过程, 单位: K)

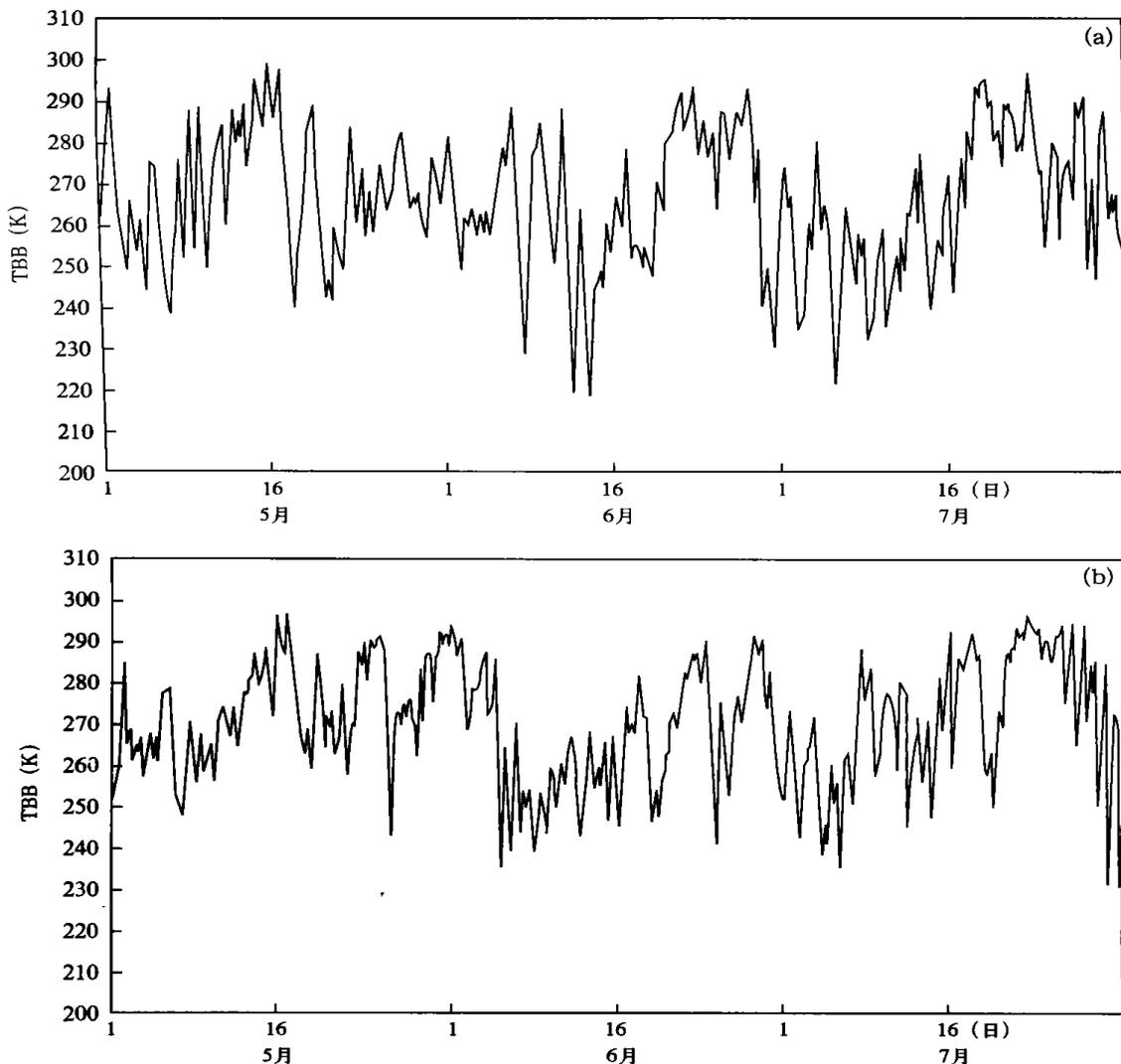


图 11 面积平均的 TBB 的时间演变

(a. 区域 A, b. 区域 B; 单位: K)

比往往很小(约为其 $\frac{1}{10}$ ), 常可忽略不计; 水汽的垂直输送项表现出的主要特点是, 把低层的水汽向中上层输送, 增加高层的水汽积累。这与 1998 年的情形相似。

(3) 从梅雨期前到梅雨期, 暴雨区的水汽含量不断增加, 在梅雨期后, 暴雨区的水汽含量是减少的, 这反映了大气的水汽含量变化与雨季的密切关系; 另外, 在梅雨期前, 暴雨区的水汽是辐散的, 其大气中的水汽的维持是靠地表蒸发, 在梅雨期, 暴雨区的水汽是辐合的, 其水汽的主要供应来自其他地区的水汽输送, 地表为蒸发水汽, 在梅雨期后, 暴雨区的水汽供应来自其他地区的水汽输送, 而地表是吸收大气中水汽的, 这反映了大气中水汽的来源随雨

季的来临和雨季的离去而发生的变化。

(4) 在降水过程中, 暴雨区的水汽主要是从南边界和西边界流入的, 东边界和北边界则流出, 并且水汽的流入、流出主要在中低层进行。(a) 在流入边界上, 水汽通量的垂直分布存在差异。对于南边界流入层来说, 水汽输入主要发生在低层即 700 hPa 以下层次; 而对于西边界流入层来说, 中层(700~400 hPa)的水汽输送稍强于低层的水汽输送, 水汽输送主要在中低层进行。暴雨区西边界和南边界的水汽流入的差异可能与其所在的地理位置有密切关系。(b) 对于暴雨区, 不同的过程水汽的主要来源有所不同: 对于降水较强的过程, 来自南边界的水汽要大于来自西边界的; 而降水较弱的过程, 来自西部的水汽则要大于来自南部边界的水汽。(c) 暴雨区的

水汽流出主要在东边界,其值远大于北边界的流出值。

(5)在5次降水过程中,视热源和视水汽汇的较大值对应降水的大值区,表明了水汽凝结加热对大气加热所起的重要作用。 $\langle Q_1 \rangle$ 和 $\langle Q_2 \rangle$ 的值在5次降水过程中明显的小于由降水计算的凝结潜热LP的值,这可能一方面是因为计算 $\langle Q_1 \rangle$ 和 $\langle Q_2 \rangle$ 用的是大尺度的网格资料,而雨量是属于中小尺度的测站资料,两者在空间尺度上的不一致造成的,另一方面是因为地面的感热通量或蒸发较强而造成的。五次降水过程中, $\langle Q_1 \rangle$ 的值小于 $\langle Q_2 \rangle$ 的值,且都小于LP的值,这表明在五次降水过程中,地表感热的输送和辐射冷却( $Q_s + \langle Q_R \rangle$ )两者综合所造成的大气热量的减少要大于因地表蒸发( $E_s$ )而造成的大气热量的减少。

(6)梅雨期总体来讲,以对流性降水为主,对流活动随季节进展是不断增强的。在降水期大气为垂直上升运动,并且较强的降水时段其垂直上升运动也较强烈,强上升中心的高度也较高,强上升运动有利于水汽的垂直输送,有利于积云的形成和加强,而积云凝结释放的热量加强大气的上升运动,两者之间形成一种正反馈的关系。

总之,通过上述研究,比过去的类似研究增加了许多新的认识,包括:雨区和降水过程划分更细致;得到了江淮暴雨区梅雨期及其前后的三维水汽收支图像;水汽收支计算表明,暴雨区水汽来源于南边界和西边界,局地蒸发项约为水汽辐合项的 $\frac{1}{3} \sim \frac{1}{2}$ ,显得较强大;在梅雨期,潜热在雨区被释放,主要是对流成分。

## 参考文献

- 1 丁一汇主编. 1991年江淮流域持续性特大暴雨研究. 北京:气象出版社, 1993. 255pp
- 2 Chen T C, Global water vapor flux and maintenance during FGGE. *Mon Wea Rev*, 1985, 113: 1801~ 1819
- 3 丁一汇, 刘月贞. 7507号台风中水汽收支的研究. *海洋学报*, 1986, 8(3): 291~ 301
- 4 Ding Yihui, Hu Jian. The variation of the heat sources in East China in the early summer of 1984 and their effects on the large-scale circulation in East Asia. *Ad Atmos Sci*, 1988, 5(2): 171~ 180
- 5 Micho Yanai, Esbensen S, Chu J-H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large scale heat and moisture budgets. *J Atmos Sci*, 1973, 30: 611~ 627
- 6 Nitta T. Energy budget of wave disturbance over the Marshall Islands during the years of 1956 and 1958. *J Meteor Soc Japan*, 1972, 50: 71~ 84
- 7 Luo Huifang, Micho Yanai. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part II: Heat and Moisture budgets. *Mon Wea Rev*, 1984, 112: 966~ 989
- 8 Kuo Ying-Hwa, Anthes R A. Mesoscale budgets of heat and moisture in a convective system over the Central United States. *Mon Wea Rev*, 1984, 112: 1482~ 1496
- 9 Jose P Peixoto, Salstein, D A, Rosen R D. Intra-annual variation in large scale moisture fields. *J Geophys Res*, 1981, 86: 1255~ 1264
- 10 谢安, 白人海. 有限区域旋转风与辐散风分解方案的选择. *热带气象学报*, 1995, 11(3): 269~ 275
- 11 丁一汇. 高等天气学. 北京:气象出版社, 1991. 792pp
- 12 丁一汇. 天气动力学中的诊断分析方法. 北京:科学出版社, 1989. 293pp
- 13 丁一汇, 王笑芳. 1983年长江中游梅雨期的热源和热汇分析. *热带气象*, 1988, 4(2): 134~ 145
- 14 陆尔, 丁一汇, Murakami M et al. 1991年江淮特大暴雨的降水性质与对流活动. *气象学报*, 1997, 55(3): 318~ 333
- 15 Blackmon M L. A climatological spectral study of the 500mb geopotential height of the Northern Hemisphere. *J Atmos Sci*, 1976, 33: 1607~ 1623
- 16 胡国权, 丁一汇. 1998年中国大洪水时期的水汽收支研究. *气象学报*, 2003, 61(2): 146~ 163

## A STUDY ON THE ENERGY AND WATER CYCLES OVER CHANGJIANG- HUIHE RIVER BASINS DURING THE 1991 HEAVY RAIN PERIODS

Hu Guoquan Ding Yihui

(National Climate Center, Beijing 100081)

### Abstract

After analysis of the global water vapor background during the 1991 heavy rain over Changjiang- Huaihe (Jianghuai) River Basins (simply called JRB), the energy and water budgets over the JRB heavy rain region are given attention, and main conclusions are gotten as follows:

(1) The mechanism of water vapor transport is that, on one side, plentiful water vapor in stationary eddy mode transports to JRB from Bengal Bay and South China Sea, on the other side, the JRB moisture transports to north in transient eddy mode which may be related to meso- scale and meso- scale systems occurring frequently in JRB, and they make part of the JRB plentiful moisture influx drop in precipitation and the others transport to high latitude region ( lesser moisture region) in order to maintain the global water vapor balance.

(2) During the rainfall, the local evaporation term is very important in the water vapor supplies and cycles, which is  $1/3 \sim 1/2$  of the precipitation. This is the same as in 1998.

(3) During the rainfall, the water vapor comes mostly from the southern and western boundaries of the heavy rain region. When the rainfall is strong, inflow of water vapor from the south is stronger than from the west, and the reverse is true in a weak rainfall event. The outflows of water vapor go through the eastern and northern boundaries and mainly the east. Both inflow and outflow of water vapor happen principally in the low and middle layers.

(4) During the five rainfall processes, the big value regions of the apparent heat source and the apparent moisture sink correspond to the strong precipitation regions, indicating that the water vapor condensation is the main effect in the air heating. During the whole Meiyu period, it is mainly convection precipitation which is stronger and stronger with the season moving. In the rainfall, vertical ascending motion occurs and when the rainfall is stronger the vertical ascending motion is stronger with higher level ascending center, and these are related to the positive feedback between the release of cumulus condensation and vertical ascending motion.

**Key words:** The 1991 JRB heavy rain, Global moisture transport, Water vapor budget, Apparent heat source and apparent moisture sink.