

# 湿中性垂直运动条件和中 $-\beta$ 系统的形成\*

许焕斌 正平

(北京应用气象研究所, 北京, 100029)

## 摘 要

观测事实表明: 在暴雨形成和强化阶段, 其大气层结结构是湿中性的, 使湿空气垂直运动处于无阻力也无浮力的状态; 另外, 中 $-\beta$ 系统的形成和活跃也伴随着暴雨的增幅。文中探讨了两者的关系, 说明了湿中性运动条件有利于中 $-\beta$ 形成和发展, 并用数值模拟试验为所提出的物理框架给出了印证。

关键词: 中 $-\beta$ 系统的形成, 中性运动条件, 中 $-\beta$ 数值模拟。

## 1 引 言

中性垂直运动, 是指垂直运动的无阻力也无推力状态, 一般对直立湿垂直运动来说是 $\theta_e$ 线的走向在垂直剖面中呈直立状态; 而对于斜升湿空气来说, 是气流沿着 $\theta_e$ 等值线与绝对动量 $M$ 等值线相平行处运动。再者, 常常看到这种湿中性垂直运动与中 $-\beta$ 系统共存, 是暴雨发展中的一个强化阶段。何以如此? 这里拟探讨两者的关系以及湿中性运动条件的动力学意义。

## 2 观测事实

中国的一些暴雨实例, 例如“75·8”河南大暴雨, 由暴雨区探空资料算得的 $\theta_e$ 分布, 在850hPa至300hPa之间,  $-\frac{\partial\theta_e}{\partial p}$ 值近于零, 是湿垂直运动的中性状态; 而对于雷暴天气, 低层 $-\frac{\partial\theta_e}{\partial p}$ 明显小于零, 上层又明显大于零, 中间没有深厚的 $-\frac{\partial\theta_e}{\partial p} = 0$ 的层次<sup>[1]</sup>。1977年8月1日, 内蒙古的毛乌素沙漠大暴雨, 在垂直剖面图上(见图1a), 暴雨区上空 $\theta_e$ 的分布呈直立状, 大气的中高层 $-\frac{\partial\theta_e}{\partial p}$ 值趋于零, 呈中性状态<sup>[1]</sup>。以上举的是实测资料反映出来的事实, 图1b给了1990年8月14日湖北省远安县局地大暴雨数值模拟中, 远安县单点 $\theta_e$ 的垂直分布随时间的演变图<sup>①</sup>。比较图1a和图1b, 两者暴雨区(时段) $\theta_e$ 的垂直分布相似, 低层 $-\frac{\partial\theta_e}{\partial p} < 0$ , 中高层 $-\frac{\partial\theta_e}{\partial p} = 0$ , 而高层 $-\frac{\partial\theta_e}{\partial p} > 0$ ; 借喻流体力学概念, 其空间(时间)分布特征, 是鞍形的。这表示, 暴雨区发生在鞍中心部位, 离开鞍中心, 降雨就会减弱, 说明

\* 初稿时间: 1996年2月27日; 修改稿时间: 1996年12月14日。

①滕俏彬. 一次局地大暴雨的数值研究. 中国气象科学院硕士论文, 1995, 4.

$\theta_{se}$  的鞍形分布的形成过程,伴随着暴雨过程的发展。而鞍形分布的特征是构成了一个深的  $\theta_{se}$  等值区,这是一个湿垂直运动的中性运动区。

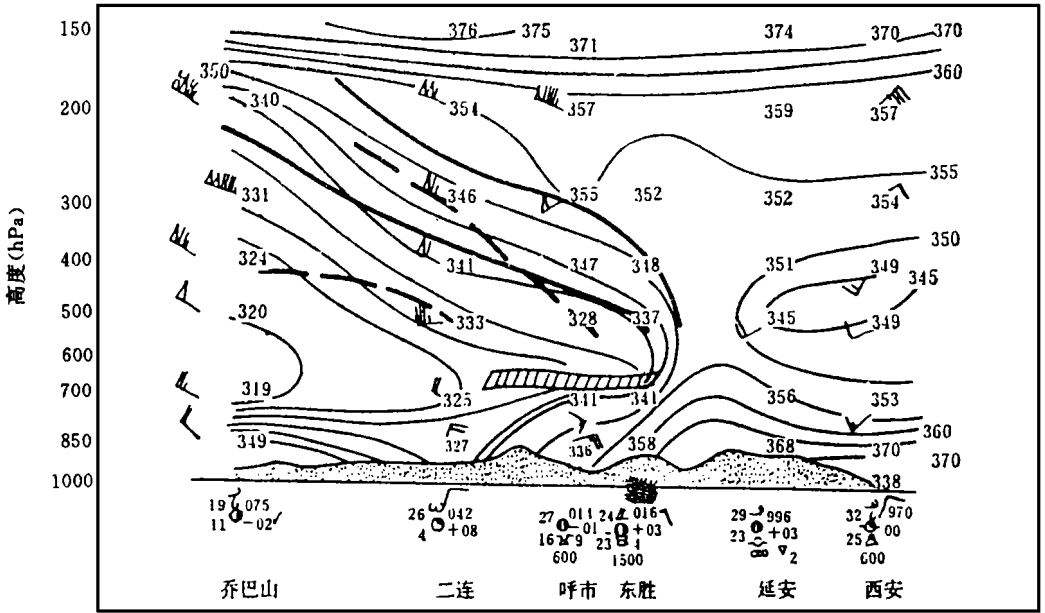


图1a 1977年8月1日20时空间剖面图<sup>[1]</sup>

(粗实线为高空冷锋锋区,粗虚线为08时高空锋区,

细实线为  $\theta_{se}$  线,斜阴影区为下沉逆温层,斜方区为暴雨区)

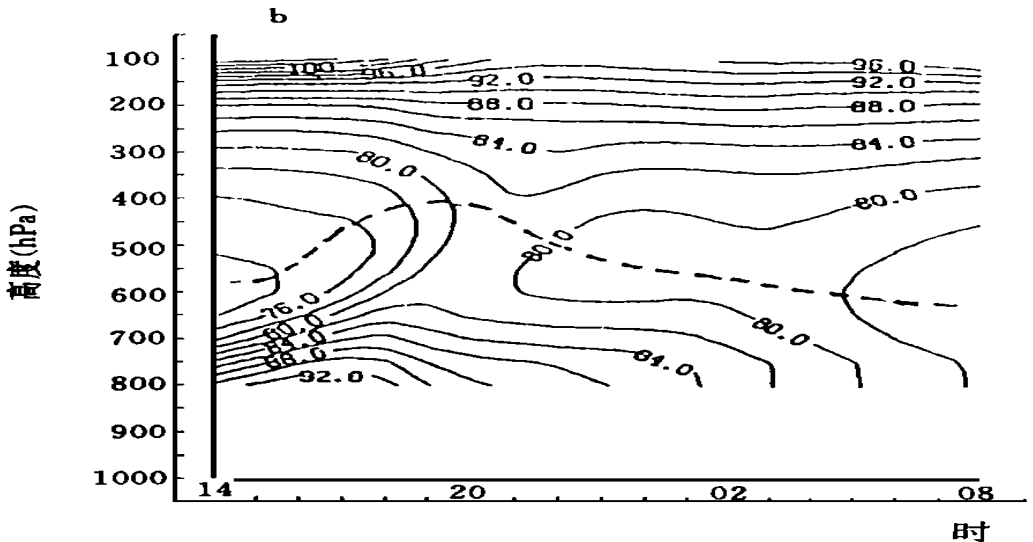


图1b 控制试验14日14时—15日08时远安单点

假相当位温( )的时间-高度剖面图

另一方面,中国的多数暴雨实例,都揭示伴有中尺度活动,其中又以中 $-\beta$ 的出现表征暴雨系统的增强。例如在1991年5-7月的江淮暴雨中,分析中尺度活动,表明降水量集中在若干个几小时到十几小时的时段内,降水功率谱也表明,雨量有3-6h的周期,这些结果反映了中 $-\alpha$ 和中 $-\beta$ 尺度对暴雨的增强作用<sup>[2]</sup>。

上述观测事实说明,暴雨过程的强盛期,常对应着垂直方向存在着深厚的等 $\theta_e$ 区,即一个湿垂直运动的中性区;另一方面,暴雨过程的强盛期,又是中 $-\beta$ 系统的活动期。这说明,温湿的层结结构影响着垂直对流流型特征,或者说影响着位能向动能转化的样式。从本质上看,运动的特征性质,体现着的是位能以什么途径来转化,或动能传递的方向,这些都对出现什么样的天气现象起着决定性作用。

### 3 物理框架

首先明确一下 $\theta_e$ 垂直剖面上鞍形分布的热力动力学含义:在鞍形中心区,中上部是 $\theta_e$ 的深厚等值区,下部是 $\theta_e$ 随高度的递减区,因此,一旦低层有扰动,上升运动就会发展,由于 $-\frac{\partial \theta_e}{\partial p} < 0$ 的厚度较浅,上升运动到中层时其速度并不大,不会受到阻尼,一个较均匀的上升运动区会延伸到高层,容易形成一支深厚的、其上升气流速度受低层辐合量所制约的、上下基本均匀的垂直气流框架,支撑着一个深厚云区,为降水发展到暴雨提供了优越的条件<sup>[3]</sup>。

从另一个角度来看,在这种环境条件下,不论是低层辐合起动,还是高层有一个辐散抽吸,都很容易形成深厚的上升气流,由于气流形成中加速度不大,可以较快与低层辐合输入供应量和高层辐散排出量相平衡。低层暖湿空气的供应可以是远程的,形成较大范围准稳定的上升气流框架。而不象中 $-\gamma$ 强对流那样,稳定度小,低层上升气流加速度大,气流的水平供应和疏散不易与上升气流平衡,因而形成就地翻滚式的垂直气流框架。这样一个图象表明,在湿中性环境条件下,容易形成中 $-\beta$ 尺度性质的系统。

其三,在中高层鞍中心为中性区,而鞍周围是稳定区,这样一个局面,可以造成周围大气中的快速波动,在传到鞍中心时逐渐减速,形成波能的辐合,这也有利于鞍中心区的垂直运动发展<sup>[4]</sup>。

综上所述,可以看到这样一种结构,使远程的暖湿空气经水平输送带到达以后,只要有一定的(辐合)起动作用,便会如履平地似的在这里转换成具有中 $-\beta$ 尺度的上升气流,在上升中冷却,把水汽凝结成水,在深厚的云层中这些凝结水可以高效地转化成降水粒子,构成了极为有利于降水发展的宏观动力和微观物理条件。

### 4 数值模拟试验设计

为了对上述物理框架进行合理性检验,利用新设计的一个非静力全弹性中 $-\beta$ 模式进行了数值模拟试验。这里用的是二维版本,垂直格距0.5km,水平格距1.0km。垂直格点30,水平格点100,即计算区域是15km $\times$ 100km。模式带有细致的水汽处理和云降水微物理过程。

模拟试验的具体设计如下:

(1) 以 '75·8' 暴雨的温湿层结(见图2)为基础,  $\theta_{se}$  的分布见图2中的 IGPT = 4(算例标号), 具有湿上升气流的中性条件。风的垂直分布为  $300 - 20(k - 1)$  (cm/s),  $k$  为垂直点数, 向上增加。

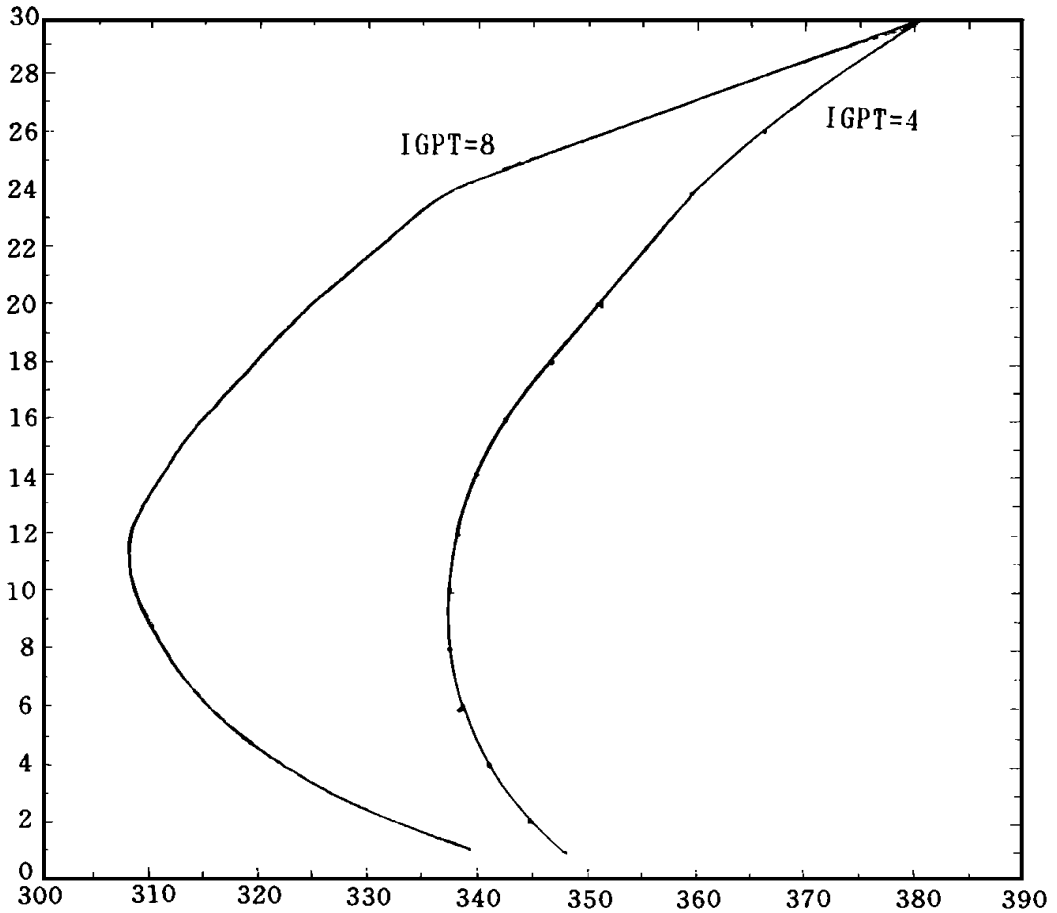


图2 算例 a(IGPT = 4) 和算例 b(IGPT = 8) 的  $\theta_{se}$  随高度的分布  
(纵坐标为垂直格点数, 格距 0.5 km; 横坐标为绝对温度(K))

(2) 非中性温湿层结, 是湿上升运动不稳定的。风的垂直分布同(1)。 $\theta_{se}$  的分布见图2中的 IGPT = 8。

图2给出的  $\theta_{se}$  分布, IGPT = 4 相当于文献[1] 给出的暴雨类型, 而 IGPT = 8 相当于雷暴类型。暴雨型分布除了中层有深厚的等  $\theta_{se}$  层次外, 另一个特征是  $\theta_{se}$  值明显比雷暴型的值大, 这表明暴雨型的气层湿度比雷暴型高。

以上两个算例, 都用了热力启动, 主要是由于热力启动中动力适应性好些。启动方式是在水平格点  $i$  为 40 - 60 处, 垂直格点  $k$  为 2 - 6 处, 放置一个中心值为 2.5 而依余弦方式到扰动区边界递减到零的温度扰动。这相当于在低层有一个中等强度的启动作用。

## 5 数值模拟试验结果

模拟试验结果给在图3-9中。

(1) 图3是计算区每个计算步中出现的最大上升气流值  $W_{\max}$  随时间的变化。垂直坐标是  $W_{\max}$ ，单位是  $\text{cm/s}$ ；水平坐标是时间，单位是  $10\text{s}$ 。a 表示  $\text{IGPT} = 4$  算例；b 表示  $\text{IGPT} = 8$  算例。

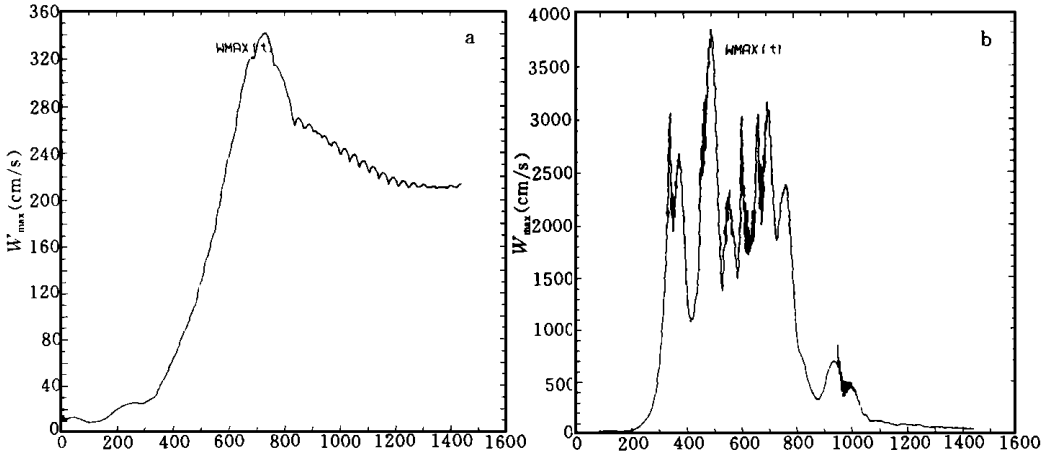


图3 计算区内每步时最大上升气流速度  $W_{\max}$  随时间的分布

(纵坐标为  $w_{\max}$  的值, 单位  $\text{cm/s}$ ; 横坐标为计算步数, 步长  $10\text{s}$ )

对比图3a和3b看  $W_{\max}$  的演变, 从变化的时间尺度上, a 比 b 长, b 表现出中- $\gamma$  特征, a 表现出中- $\beta$  特征。从结局来看, b 个例在  $3\text{h}$  ( $1080$ ) 以后,  $W_{\max}$  已很小, 大气恢复到平静状态; 而 a 个例仍保持着相当强的中- $\beta$  尺度上升气流值。

(2) 图4给出了两个算例的面积平均垂直运动速度随时间的变化。由于计算这个值需

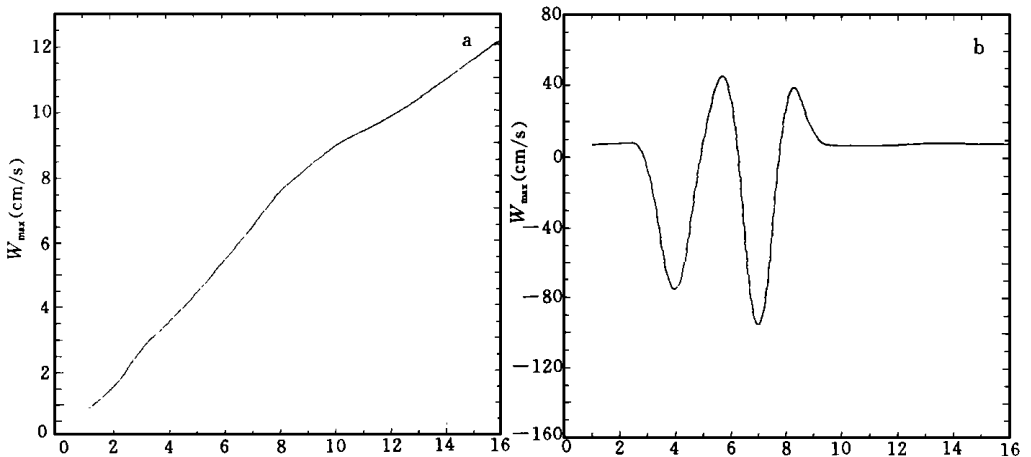


图4 面积平均垂直气流速度随时间的变化

(纵坐标同图3; 横坐标为记录次数, 间隔时间为  $15\text{m}$ )

要用全场速度值,每15min 纪录一次全场值,所以在4h 中只记了16次。这样,图4的水平坐标的时间单位是15min,垂直坐标的单位同图3。

对比 a, b 可见,算例 a 的平均垂直运动值一直在增加着,而算例 b 平均值变化很快,具有1h 的正负波动周期。显然, b 具有中-γ 特征, a 具有中-β 特征。

(3) 图5给出的是计算区内上升区的垂直平均水平尺度(单位是水平格点数)随时间的变化。图6则是下沉区的平均尺度变化。对比图5a 和5b,可见 a 的平均上升尺度明显地比 b 大;而由图6a 和6b 看出, a 的平均下沉尺度又明显地比 b 小。这意味着,算例 a 的平均上升尺度显著地比 b 大, b 的上升尺度是中-γ 的,而 a 的上升尺度是中-β 的。

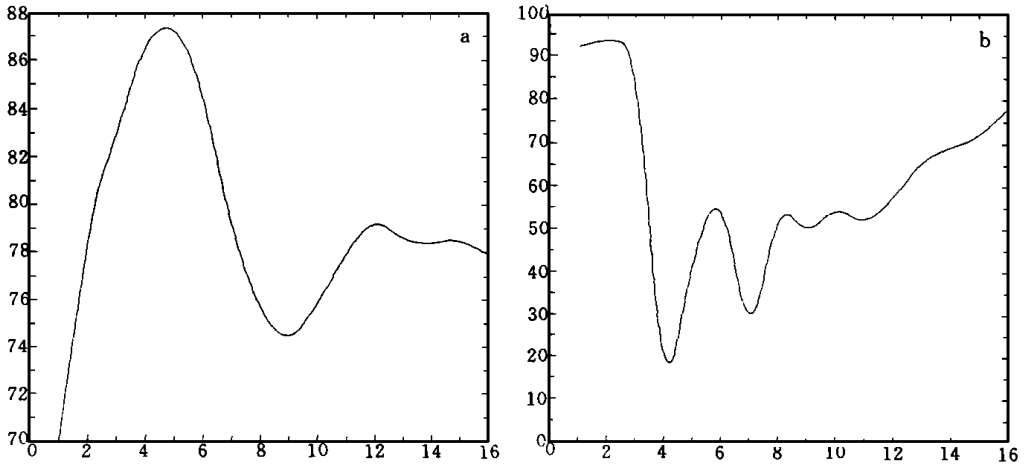


图5 平均上升气流尺度随时间的分布  
(纵坐标是一个相对值,最大为100;横坐标同图4)

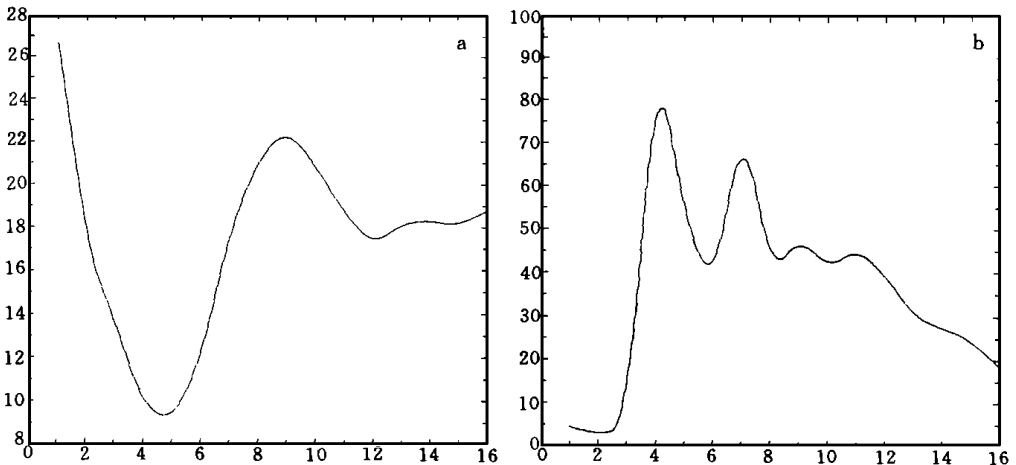


图6 平均下沉气流尺度随时间的分布  
(坐标定义和单位同图5)

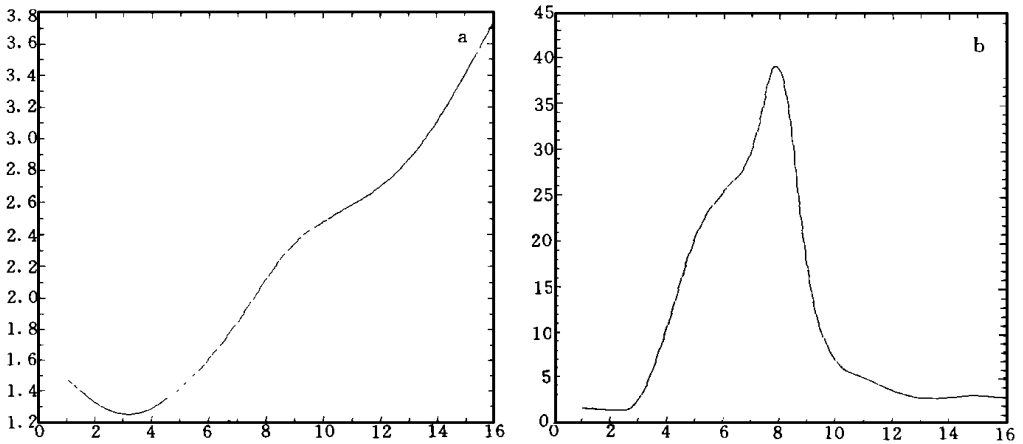


图7 面积平均动能随时间的变化

(纵坐标是相对能量单位, 横坐标同图4)

(4) 图7给出的是面积平均动能( $E_{a,a}$ ),  $E_{a,a} = (w_{i,j}^2 + u_{i,j}^2)/N_s$ ,  $w_{i,j}$  是垂直运动速度,  $u_{i,j}$  是水平运动速度,  $N_s$  是计算区的总点数。对比7a和7b可见, 对a而言,  $E_{a,a}$  在湿上升启动以后一直呈上升趋势, 即动能在发展; 而对b, 伴随着  $W_{max}$  的发展和衰弱,  $E_{a,a}$  也同步地先增加再减少, 有一个动能发展和衰弱的过程。从动力学和尺度上来说, b是中- $\gamma$ 型的, 而a是中- $\beta$ 型的。换言之, b是反映着不定位能迅速转化为动能, 随着不定位能的消耗, 动能又转化为位能; 而对个例a, 在湿中型垂直运动条件, 垂直动能在运动中消耗很小, 随着低层不定位能的转化和启动能量的加入, 使  $E_{a,a}$  逐渐随时间增大。

(5) 图8给出的是模拟4h的降水量水平空间分布。图8a的降水分布具有20—30km的

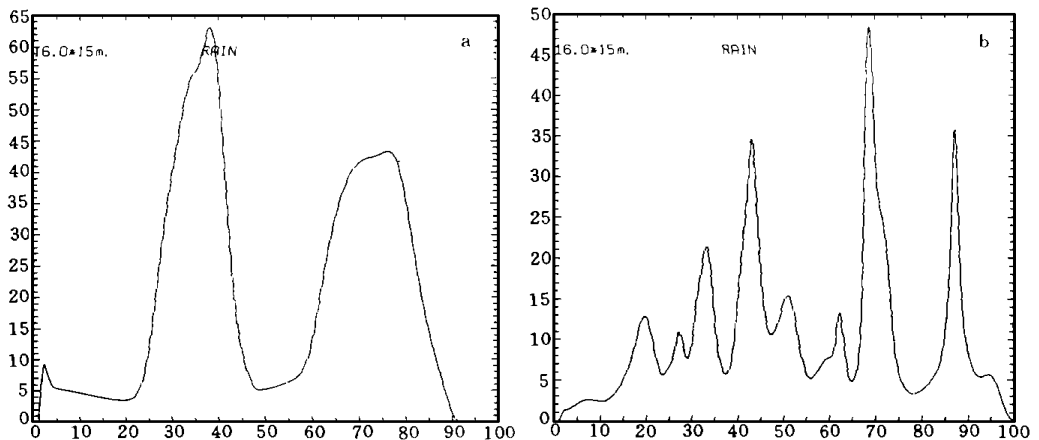


图8 模式积分4h的总雨量分布

(纵坐标是量值, 单位是毫米; 横坐标是水平格点数, 格距1.0km)

波动尺度,而图8b的波动具有10km以下的尺度。b具有中- $\gamma$ 尺度特征,而a具有中- $\beta$ 尺度特征。值得指出的是,a的上升气流峰值几乎是b的十分之一,即上升气流并不强,但其降水峰值a则比b大,这表明了降水强度并不只与上升气流强度有关,还与系统的动力特征和降水形成的效率有关,而降水效率又强烈地决定于动力结构。

(6) 图9给出了模拟时间2h的流场图。对比9a和9b可以看出,算例b的垂直流场特征是明显的就地翻滚式;而算例a上升运动是明显的,下沉则甚弱,不是就地翻滚式,而是水平(远程)辐合供应式。这又从流场型式上表明,b具有中- $\gamma$ 特征,a具有中- $\beta$ 特征。当模拟到4h,算例a的流场特征仍保持着2h的型式(图略),强度虽然有所起伏,但尺度更扩大了,这种倾势,一直延续到8h以后;算例b这时已无明显的深尺度的垂直运动,只是在初始给定的基流上附有一些中- $\gamma$ 尺度的波动,基本上恢复到初始的流态。

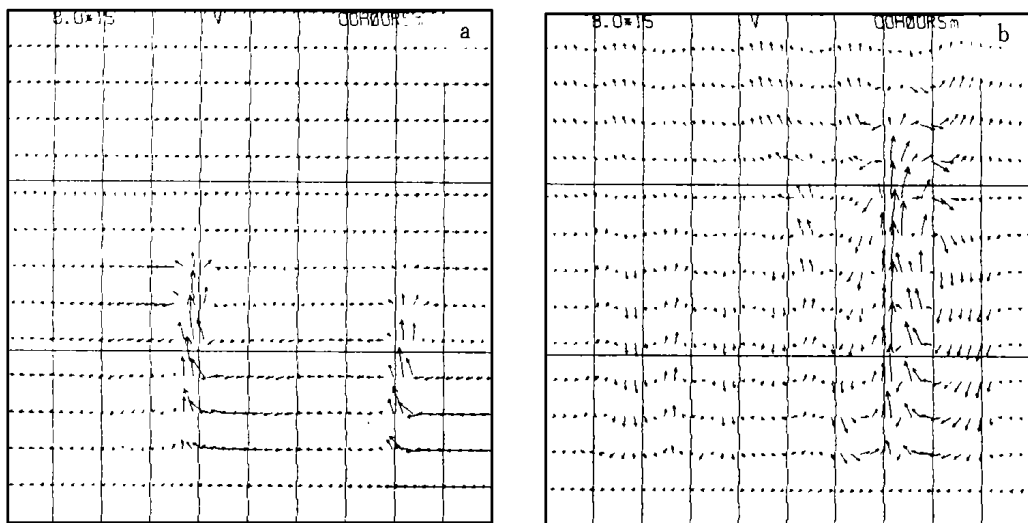


图9 模式积分到2h的流场

(矢量大小代表的风速值标在图左上角;纵坐标是垂直方向,

一个格距为10个点;水平方向,格距也为10个点)

垂直环流的就地翻滚式与远程供应式有着重大区别,前者在翻滚中消耗局地气柱的位能和水汽,而后者在不断有能量和水汽输入下,使局地热力、动力状态得到维持和发展。

## 6 结 语

(1) 从观测事实归纳出的物理框架表明, $\theta_e$ 垂直分布的等值区是湿上升运动的中性条件,在这种条件下,有利于中- $\beta$ 尺度的特征运动的发展,而中- $\beta$ 特征运动的发展是产生暴雨的主要机制。

(2) 数值模拟试验表明,垂直气流流型和发展演变、动能演变特征及降水分布和强度特征,等等,都表明了所提出的物理框架有一定的可信性,即深厚的湿中性垂直运动条件有利于中- $\beta$ 特征运动的发展,湿不稳定垂直运动则有利于中- $\gamma$ 特征运动。



(3) 上述物理框架和数值试验的结果,对探讨中- $\beta$ 系统的形成是有意义的。可以从层结演变的角度来追踪中- $\beta$ 系统形成的信息,而暴雨的形成常常和中- $\beta$ 系统的出现相联系着,从而可能在暴雨预报中有启示作用。

### 参考文献

- [ 1 ] 陶诗言等. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 12- 173.
- [ 2 ] 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. 108.
- [ 3 ] 许焕斌. 暴雨强风暴的降水物理问题. 近代天气学进展, 北京: 气象出版社, 1986. 222—231.
- [ 4 ] 张可苏, 周晓平. 非静力平衡模式中重力惯性波的波谱、结构和传播特征. 第二次全国数值预报会议文集. 北京: 科学出版社, 1986. 196- 206.

## THE NEUTRAL CONDITION OF MOIST VERTICAL MOTION AND THE FORMATION OF MESO- $\beta$ SYSTEM

Xu Huanbin Ding Zhengping

(*Beijing Institute of Applied Meteorology, Beijing, 100029*)

### Abstract

Observation facts have shown that during the formation and enhancement of the heavy rain the atmospheric stratification structure is moist neutral, which makes the vertical motion of moist air be in a state without drag and buoyancy. In addition, an increase of rainfall accompanies the formation and active of meso- $\beta$  system. In this paper, the relations between the neutral condition of moist vertical motion and meso- $\beta$  system are investigated and demonstrated that the neutral condition of moist vertical motion is favorable to the formation and development of meso- $\beta$  system, and used numerical simulation test to give the confirmation of the previous physical frame.

**Key words:** Formation of meso- $\beta$  system, Neutral condition of vertical motion, Meso- $\beta$  numerical simulation.