

梅雨期间次天气尺度扰动的动能平衡*

谢 安 肖文俊 陈受钧

(北京大学地球物理系)

提 要

计算了梅雨期间产生暴雨的次天气尺度扰动的动能分布及其平衡。结果表明：1) 在动能计算中不能略去风的散度部分；2) 暴雨期间，扰动向周围大气输送动能；3) 旋转风的动能产生率为负值，散度风在对流层下层和上层产生动能，两者之和仍是消耗动能。这样，次网格尺度对流在动能平衡中起着重要的作用。即在条件性不稳定的大气中，发展起来的湿对流是湿斜压大气中重要的一种过程。上述结果有助于了解扰动的机制和改进数值模式的设计。

一、引 言

对环流系统能量的诊断分析是了解大气运动物理过程的一种有用的方法。使用实际观测的资料，通过能量方程对不同尺度天气系统的能量及其平衡作定量的分析，确定能量的转换过程，在能量上能得到天气发展过程的物理机制，揭示出理论模式和实际大气之间的差异。根据这些结果，可以改进现有的数值模式，进一步提高预报准确率。近年来，在这方面有一系列的工作，主要是讨论天气尺度的温带气旋或者是中尺度对流系统的能量学^[1]。

夏半年在我国产生暴雨的天气系统，它的水平尺度为 10^2-10^3 公里，通常称为次天气尺度扰动¹⁾。目前对这类系统的研究，不论在天气学和动力学两方面都还不够。作为研究这类系统能量学的开始，本文给出江淮流域梅雨期间次天气尺度扰动动能平衡的一些初步分析结果。

在水平面积为 A 的非封闭区域中，自地面到大气上界某固定等压面间的动能平衡方程可以写为

$$\frac{\partial K}{\partial t} = \frac{1}{gA} \left\{ \iint -\nabla \cdot k\vec{V} d\tau + \iint -\frac{\partial k\omega}{\partial P} d\tau + \iint -\vec{V} \cdot \nabla \phi d\tau + R \right\} \quad (1)$$
$$K = \frac{1}{gA} \iint k d\tau$$

(1) 式中 $k = \frac{1}{2}(u^2 + v^2)$ 为单位质量大气的水平运动动能； $d\tau = dx dy dP$ ； ϕ 为重力位势。其他符号都是气象上常用的。方程 (1) 左边是在区域内单位面积的动能随时间的变化率，其右边第一、二项 $(-\nabla \cdot k\vec{V}$ 和 $-\frac{\partial k\omega}{\partial P})$ 是动能通量的水平散度和垂直方向的

* 本文于 1979 年 8 月 30 日收到，1979 年 11 月 22 日收到修改稿

1) 也有人称之为中间尺度系统。

散度,表示动能的重新分布过程。若对全球大气积分,这两项都为零。对于有限区域来说,这两项可看作是动能的外部源或汇。右边第三项($-\vec{V}\cdot\nabla\phi$)决定于风和等高线的交角。当运动是非地转时,气流将穿越等高线。如自高压流向低压,将使动能增加。反之,则动能减小。这项称为动能的产生项。它表示有效位能和动能之间的转换率。右边第四项(R)一般称为消耗项。实际上,它表示网格尺度与次网格尺度之间的动能转换。它包括由于空气的湍流粘性力使大涡旋转化成小涡旋而产生的动能消耗,以及其他次网格尺度与网格尺度之间动能的转换。这项如为正值则表示次网格尺度动能(如积云对流)转换至网格尺度动能。而且除了抵消摩擦消耗之外,还有剩余的动能转换。就长期和全球平均而言,这一项为负值,表示摩擦消耗动能。但对某一时刻、某一特定的局部区域,这一项可以是正的。第三、四项是区域内部的动能源或汇。

为了进一步分析动能平衡过程,把水平风场分解成旋转风 \vec{V}_ψ 和散度风 \vec{V}_x 。

$$\vec{V} = \vec{V}_\psi + \vec{V}_x \quad (2)$$

气块的动能 k 为

$$k = k_\psi + k_x + \vec{V}_\psi \cdot \vec{V}_x \quad (3)$$

式中 $k_\psi = \frac{1}{2}(u_\psi^2 + v_\psi^2)$, $k_x = \frac{1}{2}(u_x^2 + v_x^2)$ 分别为旋转风动能和散度风动能。 $\vec{V}_\psi \cdot \vec{V}_x$ 决定于 \vec{V}_ψ 和 \vec{V}_x 的相关或两者的夹角。如只考虑旋转风,则 k_x 和 $\vec{V}_\psi \cdot \vec{V}_x$ 为零。

应用(2)式,动能产生率可表示为

$$-\vec{V}\cdot\nabla\phi = -\vec{V}_\psi\cdot\nabla\phi - \vec{V}_x\cdot\nabla\phi \quad (4)$$

上式右边两项分别为旋转风和散度风的动能产生率。Pearce^[2]把这两种过程简单地称为“正压过程”和“斜压过程”。由于 \vec{V}_ψ 是无辐散的,因此有

$$-\vec{V}_\psi\cdot\nabla\phi = -\nabla\cdot\vec{V}_\psi\phi \quad (5)$$

“正压过程”的动能产生率,实际上是旋转风位能通量($\vec{V}_\psi\phi$)的散度。如果这种通量是辐散的(即 $\nabla\cdot\vec{V}_\psi\phi > 0$),则 $-\vec{V}_\psi\cdot\nabla\phi < 0$,将使动能减小。对于全球大气,这项为零。对于有限区域,这项可认为是动能外部的源或汇。 $-\vec{V}_x\cdot\nabla\phi$ 散度风产生的动能才真正是区域内部的源或汇。

二、选例与计算方法

选择1972年6月21日08时和20时梅雨暴雨的个例。图1是21日08时和20时850毫巴平均图。在江淮流域,有一个次天气尺度扰动,其南部有较强的低空急流。暴雨区位于江苏南部,在这时段内共出现两次暴雨活动,12小时降水量达120毫米以上。详细的天气学分析结果可参看[7]。

应用常规高空和地面资料,分析1000, 850, 700, 500, 400, 300, 200和100毫巴共八层等压面高度场和实测风。在分析过程中对观测记录都经过较仔细的检查,尽量保持水平和垂直方向的一致性。水平格距取100公里,垂直方向分成10层, $\Delta P = 100$ 毫巴。将要素值内插到水平网格上进行人工读数,垂直方向用拉格朗日插值。

为了消除资料本身所包含的观测误差和人为分析插值的误差,对各种要素进行平滑与逆平滑处理。平滑系数分别取 $\frac{1}{2}$ 和 $-\frac{2}{3}$ 。前者可以消除两倍格距波,后者可使次天气

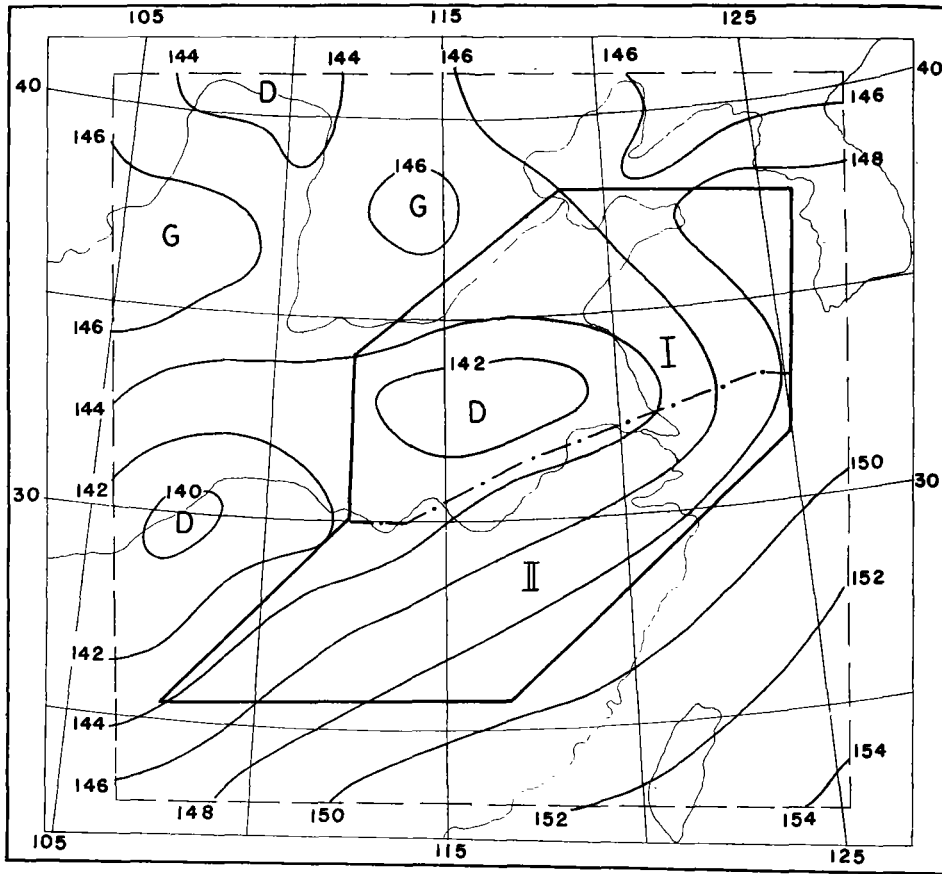


图 1 1972 年 6 月 21 日 08—20 时 850 毫巴平均图
(虚线为计算区域, 粗实线为计算动能平衡的区域)

尺度扰动不致因平滑而减弱。这样既可以消除部分不需要的扰动, 又不减弱网格尺度的高度场和风场。

散度场和垂直运动由实测风计算, 并用 O' Brein 方法^[3] 订正。下边界 1000 毫巴和上边界 50 毫巴处取 $\omega = 0$ 。根据订正后的散度场解泊松方程

$$\nabla^2 \chi = D \quad (6)$$

得速度势 χ 。按公式

$$\frac{\partial \psi}{\partial s} = -\vec{V}_n + \frac{\partial \chi}{\partial n} \quad (7)$$

沿边界进行环积分, 定出 ψ 的边值。 \vec{V}_n 为实测风与边界垂直的分量。再解泊松方程

$$\nabla^2 \psi = \zeta \quad (8)$$

求出各等压面的流函数数值。 \vec{V}_ψ 和 \vec{V}_χ 分别为

$$\vec{V}_\psi = -\vec{k} \times \nabla \psi, \quad \vec{V}_\chi = \nabla \chi \quad (9)$$

这样求得的三维风场在给定的边界条件下, 严格满足连续方程。

计算区域如图 1 中虚线所示。图 1 中粗实线为讨论动能与动能平衡的区域, 包括有兴

趣的次天气尺度扰动。粗实线所包之面积约为 1.14×10^{12} 米²。为了进一步了解扰动的不同部位的动能平衡, 将所讨论的区域分成南、北两部分 (分别标记 II 和 I), 分别计算它们的动能产生率。这两部分的面积均为 0.57×10^{12} 米²。在计算过程中, 水平方向和垂直方向均采用中央差。

三、结果分析

1. 旋转风动能和散度风动能

表 1 给出了扰动区域中各层 k, k_ψ, k_x 和 $\vec{V}_\psi \cdot \vec{V}_x$ 的值。可见 k 和 k_ψ 都是随高度而增加的。在 500 毫巴以下 k_ψ 小于 k , 500 毫巴以上 k_ψ 大于 k , 因此, 用实测风的旋转部分来表示风场时, 在对流层下部动能将偏小, 在上层则动能偏大。这和其他地区风场的统计结果相似^[4]。在对流层下部, k 占总动能 10% 左右, 在高层, 它所占的比例更小。 $\vec{V}_\psi \cdot \vec{V}_x$ 对全球平均为零, 但在有限区域不为零。在 600 毫巴以下它为正值, \vec{V}_ψ 和 \vec{V}_x 之间的夹角小于 $\pi/2$ 。600 毫巴以上这两种风的方向相反, 所以 $\vec{V}_\psi \cdot \vec{V}_x$ 为负值。在对流层下部, 这一项的绝对值约为 k_x 的一倍, 在上层可达 5—6 倍。可见, 在有限区域里这一项是重要的。

表 1 扰动区域 k, k_ψ, k_x 和 $\vec{V}_\psi \cdot \vec{V}_x$ 随高度分布 (单位: 10^4 焦耳/米²·100 毫巴)

层次 (毫巴)	k	k_ψ	k_x	$\vec{V}_\psi \cdot \vec{V}_x$	$\frac{k_\psi}{k}$
100	21.4	23.8	0.6	-3.0	1.11
200	33.3	36.0	0.6	-3.6	1.08
300	18.9	20.5	0.3	-1.9	1.08
400	15.6	16.5	0.2	-1.1	1.06
500	13.0	13.8	0.3	-1.1	1.06
600	10.8	10.1	0.4	0.3	0.94
700	9.4	8.0	0.5	0.9	0.85
800	8.5	6.7	0.6	1.2	0.79
900	4.6	3.0	0.5	1.1	0.65
1000	0.8	0.5	0.4	-0.1	0.63

从表 1 可知, 700 毫巴 (这一层相当于低空急流高度) 以下若不考虑散度风, 动能的损失达 15—37%。根据动能与速度的关系, 可估计出相当于风速减小 8—20%。在夏季低纬度的数值模式中, 通常的初值形成方法是取实测风中的旋转部分作为风的初值, 而用平衡方程计算相应的高度场^[5]。上述结果指出, 这种作法在动能上有较大误差。对次天气尺度系数必须考虑风的散度部分。过去的试验证明, 在初始风场中加入散度风部分后, 能够改善预报结果^[6]。

2. 次天气尺度扰动的动能平衡

在扰动区域内, 动能平衡的计算结果 (表 2) 表明, 在 700 毫巴以下随着扰动的发展, 动能略有增加。但在对流层上层, 动能却是减小的。这种减小可能是由于 21 日 08 时到 21 日 20 时高空急流有较明显的北移所造成的。就这两个时刻整层平均而言, 动能

表 2 次天气尺度扰动的动能平衡 (单位: 瓦/米³)

层 次 (毫巴)	$\frac{\partial K}{\partial t}$	$\nabla \cdot k\vec{V}$	$\frac{\partial k\omega}{\partial P}$	$-\vec{V} \cdot \nabla \phi$	R
200—100	-2.7	-1.3	1.1	-3.4	0.5
300—200	-1.3	-0.8	0.7	-3.6	2.2
400—300	-1.0	1.2	-1.8	-0.9	-0.7
500—400	-0.2	2.6	-1.3	-0.5	1.6
600—500	-0.5	1.0	-0.2	-1.5	1.8
700—600	-0.5	0.3	0.4	-1.9	2.1
800—700	0.2	0.6	0.5	-0.9	2.2
900—800	0.5	-0.4	0.4	0.6	-0.1
1000—900	0.1	-0.2	0.2	1.4	-1.3
1000—100	-5.4	3.0	0	-10.7	8.3
Fuelberg ^[8]	-3.7	1.6	-0.3	-4.0	1.6

随时间是减小的。在北美强对流天气形势下也有类似的情形。这可能是对流性天气扰动的一般特征。

在边界层附近和 300 毫巴以上, 动能的水平通量是辐合的。辐散出现在对流层中层, 而不是在急流高度。整层积分的结果, 动能是辐散的。也就是说, 次天气尺度扰动向外界环境大气输出动能。动能的垂直通量在 600—300 毫巴之间是辐合的, 对流层下层的上升运动将动能向上输送。由于在计算中, 上下边界的垂直运动取为零, 因此, 整层大气的动能通量在垂直方向的散度为零。

800 毫巴以下动能产生率($-\vec{V} \cdot \nabla \phi$)为正值, 显然是边界层中的辐合引起的。800 毫巴以上动能产生率为负值。在 300—200 毫巴这一层(高空急流所在的高度)负值最强, 成为一个强的动能汇。这说明, 次天气尺度扰动动能的维持不是由于气流穿越等高线的结果, 也不是来源于有效位能的转换。应该存在着其他动能源。

作为方程(1)中上述各项之余项, 可以算出次网格尺度效应 R(见表 2 中最后一列), 其量级和其他各项相同。所以计算结果, 至少在符号上是可靠的。700 毫巴以下 R 是负值, 表示摩擦消耗动能。700 毫巴以上 R 为正值, 有次网格尺度的动能向网格尺度转换。卫星云图和雨团分析都指出, 在江淮流域有尺度为 100 公里左右的湿对流系统。在暴雨区中有深厚的不稳定层, 而且在 800—600 毫巴层内, 湿静力不稳定度 $\sigma_e < 0$ ^[7]。因此, 可以认为次网格尺度运动主要是积云对流。积云对流维持了网格尺度的动能, 成为次天气尺度扰动的能源。目前对这两类系统之间相互作用的问题还不清楚。数值实验指出, 仅仅采用简单的热力学上的对流参数化, 也能系统地增加动能产生率^[9]。在数值模式中, 上述结果启示我们, 不仅在热力学上而且在动力学上也需要更好地考虑湿对流效应。这是处理好次天气尺度扰动的途径之一。目前, 我们对这两种尺度之间相互作用的了解还很不够, 值得进一步深入探讨。

作为比较, 表 2 最后一行列出了北美一次强对流活动中天气尺度系统动能平衡的计算结果^[8]。虽然这两次过程的天气形势很不相同, 计算方法和区域范围也不尽相同, 但它们在动能平衡方程中各项的符号是一致的。这说明, 产生暴雨的天气系统和出现强对

流天气的系统，它们的能量过程有一定的类似性。另一方面，次天气尺度扰动的 R 较大。这说明，虽然暴雨过程中的对流在“天气”上不如强对流激烈，但在能量平衡过程中起的作用可能更大。

3. 旋转风和散度风的动能产生率

下面进一步讨论旋转风和散度风对动能的贡献。图 2 a 给出了这一时期内 $-\vec{V}_\psi \cdot \nabla \phi$ 和 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 的垂直分布。 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 呈双峰型。两个最大值分别位于 900 毫巴附近和 200 毫巴附近，分别和下层低压辐合区及高层高压辐散区相一致。整个对流层中 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 为 10 瓦特/米²，其量级和气旋尺度扰动的动能产生率相当^[1]。这说明次天气尺度扰动的斜压特征和中纬度气旋是相似的。在整个对流层中，除了 1000 毫巴外 $-\vec{V}_\psi \cdot \nabla \phi$ 均为负值。在高空急流所在的高度（300—200 毫巴）达 -8.2 瓦特/米²·100 毫巴，远大于斜压效应，使整个区域总的动能产生率 $-\vec{V} \cdot \nabla \phi$ 为负值。这表明扰动虽有斜压不稳定的特征，但它是高度正压稳定的。正压过程对扰动有重要的作用。

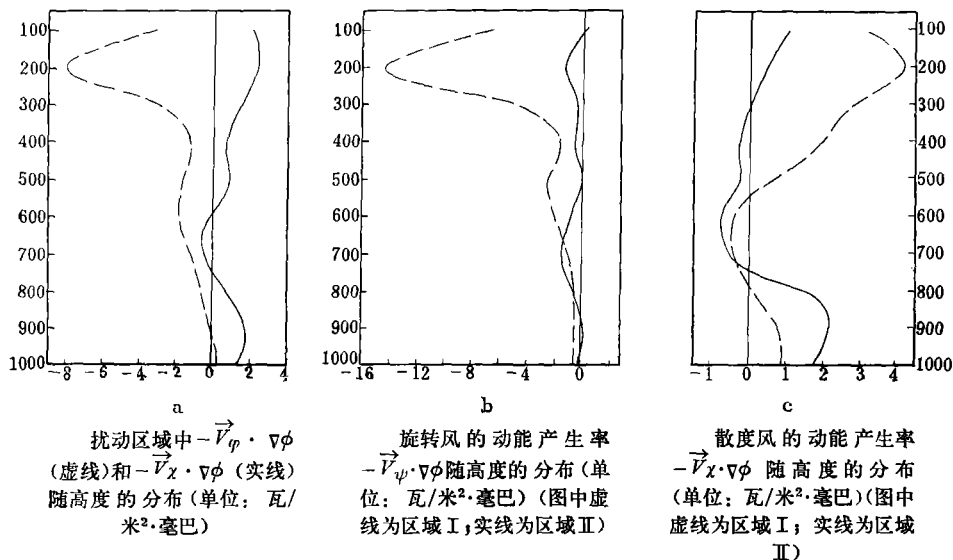
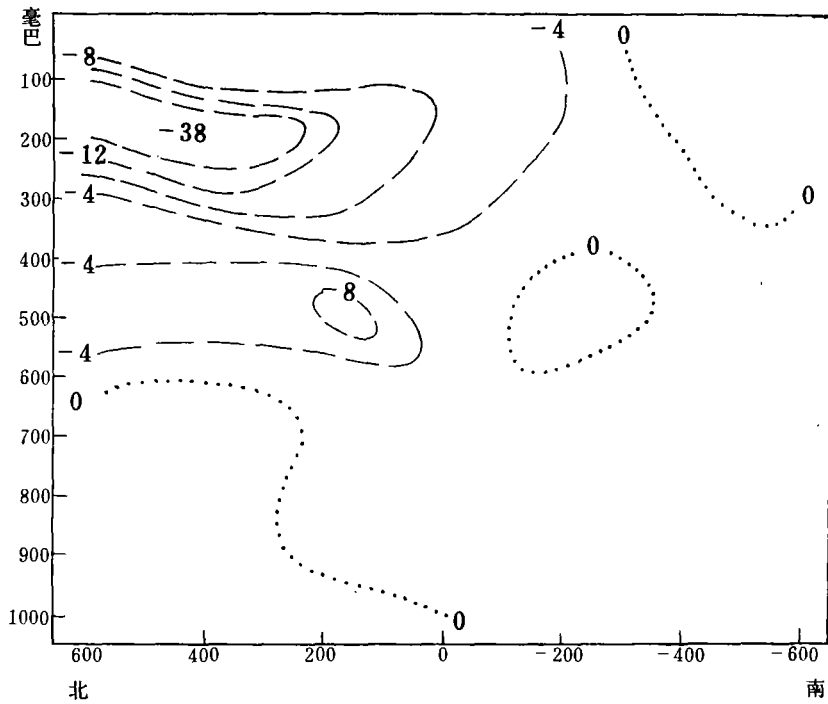


图 2

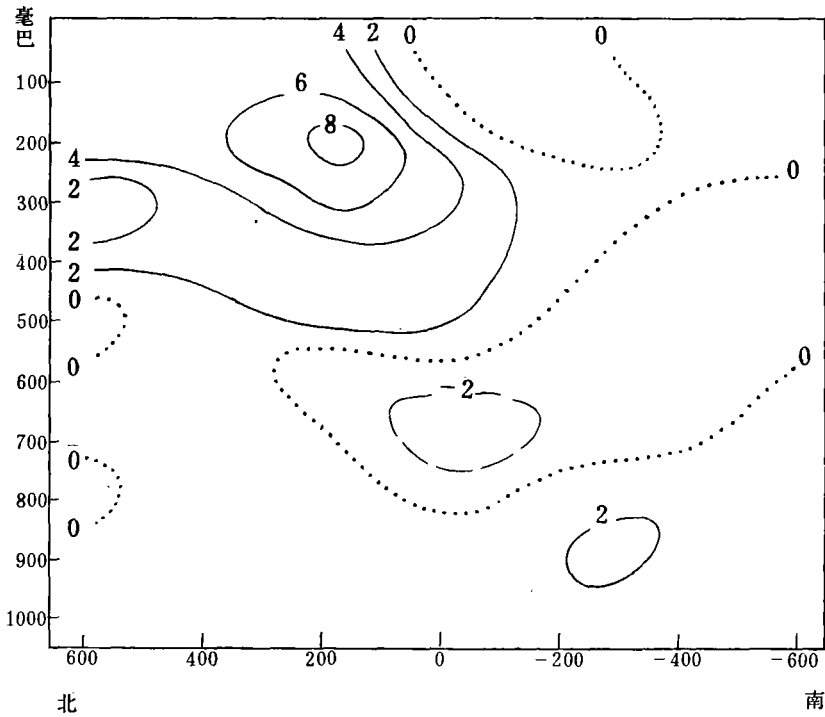
值得注意的是旋转风的动能汇位于扰动北部的高空急流区（图 2 b）。在这个区域，旋转风向外界大气输送大量位能（见(5)式）。积云对流产生的热量和水汽的垂直输送使对流层上层增暖，等压面高度增高，位能增加^[9]。增加的位能是通过扰动北边的高空急流输送出去的。上述过程可能是扰动中的动能平衡的一个重要环节。

扰动的北部和南部 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 的垂直分布也有显著不同（图 2 c）。在南部低空急流中心之下（即 700 毫巴以下）， $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 为正值，风偏向低压。700 毫巴以上则相反，风偏向高压。500 毫巴以下 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 的净产生率为 3.2 瓦特/米²。低空急流是动能的源，它对扰动的维持有一定的作用。

图 3 为通过暴雨区的南北垂直剖面。分别给出了在东西方向 200 公里内平均的 $-\vec{V}_\psi \cdot \nabla \phi$ 和 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 的垂直分布。暴雨区上空 $-\vec{V}_\psi \cdot \nabla \phi$ 为负值。在 200 毫巴上与高空



a $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$



b $-\vec{V}_\phi \cdot \nabla \phi$

图 3 通过暴雨区南北剖面的动能产生率
(图中横坐标中的 0 是暴雨中心)

急流对应的最大值达 -38 瓦特/米²·100 毫巴。比整个扰动区域的平均值大一倍以上。旋转风产生很强的位能辐散(即动能消耗)。低空急流附近 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 的分布和(图 2 c)相似。在 200 毫巴附近有一个正值中心,但其值远小于正压过程的负值。在暴雨区域南北 200 公里范围内,整个气柱动能产生率是负值(-22.7 瓦特/米²)。这也说明,暴雨区中动能并不是来源于位能。积云对流是一个重要的能源。

四、结 语

梅雨期间发生的次天气尺度扰动的动能通量是辐散的。扰动区域内部的动能产生率为负值。因此,积云对流在这类天气系统的动能平衡过程中起重要作用。谢义炳^[10]曾指出,水汽对次天气尺度扰动的发展有重要作用。并指出,湿斜压大气中的能量过程和干斜压有显著不同。从本文的结果可得出,在条件性不稳定大气中,发展的湿对流是湿斜压大气中重要的一种过程。在数值模式中必须考虑湿斜压过程与积云对流效应。

积云对流导致对流层上层增暖,等压面高度增高,位能增大。旋转风把增加的位能输送到系统外部。一种可能的过程是积云对流的位能增加率抵消了部分旋转风的动能辐散,使系统的动能得以平衡。

在这类扰动的动能中,散度风部分的动能不能略去。在数值模式的初值形成中必须考虑实测风散度。

应该指出,在不同天气形势下,动能平衡计算的结果可以很不相同。本文仅只是个例计算,在这方面还需要做大量工作。

参 考 文 献

- [1] Kung, E. C., P. J. Smith., *Bull. Amer. Met. Soc.*, **55** 768—777, 1974.
- [2] Pearce, R. P., *Q. J. R. M. S.*, **100**, 265—285, 1974.
- [3] O' Brien, J. J., *J. Appl. Met.*, **9**, 197—203, 1970.
- [4] Cressman, G. P., 气象学会报告(北京, 1979).
- [5] Haltiner, G. J., *Numerical Weather Prediction*, 317, 1971.
- [6] 陈受钧、郑良杰、张兴旺, 北京大学五四报告会, 1979.
- [7] 章名立等, 中国科学院大气物理研究所集刊第 7 号, 1—22.
- [8] Fuelberg, H. E., J. R. Scoggins., *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 637—653, 1978.
- [9] Ooyama, K., *Jour. Atmos. Sci.*, **26**, 3—40, 1968.
- [10] 谢义炳, 气象科技资料, 2, 5—9, 1978.

KINETIC ENERGY BUDGET OF SUB-SYNOPTIC SCALE DISTURBANCE DURING MAI-YU SEASON

Xie An Xiao Wen-jun Chen Shou-jun

(Department of Geophysics, Beijing University)

Abstract

Kinetic energy budget of sub-synoptic scale disturbance which produces heavy rainfall during Mai-yu season is computed by using conventional rawinsonde and height data. The main results of this study are as follows: 1) In the calculation of kinetic energy, divergence part of the wind can't be neglected; 2) Kinetic energy is exported from the disturbance toward the surrounding atmosphere; 3) The rate of kinetic energy generation by rotational wind is negative, while that of divergence wind is positive in the upper and lower troposphere. The summation of two parts is still negative, then the subgrid scale kinetic energy exchange exerts a significant effect on the kinetic energy budget of the disturbance. In other words, moist convection developed in conditional unstable atmosphere is an important process in moist baroclinic atmosphere. Hence, probably this is a proof of the importance of role of water vapor in the motion of the atmosphere.

These results are helpful to understand the mechanism of this disturbance and to improve the design of numerical model.