

暴雨过程低空急流区域的 动能平衡分析

辜旭赞 方慈安

吴宝俊

(湖南省气象台,长沙 410007) (中国气象科学院,北京 100081)

提 要

用有限区域细网格客观分析系统,诊断和分析了1993年、1994年的两次伴随着暴雨过程的低空急流选定区域内的动能平衡。发现,虽然计算区域内平均总动能较大,且有其一定的变化,但计算出的各时次总动能产生值比其变率却一般要大两个量级以上,表明“波动”间,即“网格(大尺度)-次网格(小尺度)”运动之间的相互作用相当重要。求两次过程的平均则分别为 200 、 $-206 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。表明前次过程平均为动能源区,具有“大尺度—小尺度(暴雨)”方向转换(耗散)动能的直接环流特征;后次过程平均为动能汇区,具有“小尺度—大尺度”方向转换(反馈)动能的间接环流特征,即存在一个所谓“负粘滞”问题。上述两个平均产生值比过去(不涉及暴雨)的分析结果也要大一个量级。

关键词: 动能平衡 暴雨 细网格模式

引 言

文献[1]中曾对“东亚-西太平洋”区域计算了西风带急流期的动能平衡。发现该区域内平均有 $34 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的动能产生率,且主要发生在急流层,成为大尺度的直接环流。而对另一区域(太平洋上空)有 $-56 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的间接环流,且存在有所谓“次网格-网格”尺度运动的动能转换,表明在数值预报大气模式中应有一个示“负粘滞”现象。上述两区域似乎成为急流惯性振荡圆的两不同位相。且这种动能转换强度远大于一个典型的副热带气旋。文献[2]中曾以不同测站密度的客观分析结果来代表总分析场和大尺度场,而以二者之差代表中尺度场。指出大尺度运动的作用大于中尺度运动。

在我国夏季风圈内,出现暴雨常伴有南海上空的暖湿气流向北运动,在华南附近上空形成低空急流。众所周知,大尺度乃至中间尺度的天气系统(从西太平洋副热带高压到低层切变线)对低空急流及暴雨有作用,同时,暴雨对低空急流有反(馈)作用。本文用有限区域(10层, 21×21 个 $100 \times 100 \text{ km}^2$ 细网格)客观分析系统,对两个过程分别在两个选定的低空急流区域(区域内可包含有小尺度强降雨团,或卫星云图的强降雨云团),做动能平衡的诊断分析。发现一旦大尺度场有利于产生中、小尺度扰动,则发展起来的“次网格”强对流运动,可以对大尺度运动有较强的反作用。即至少在产生动能方面,“波动”间的作用是相互重要的。换言之,在大尺度场有利的条件下,暴雨总可以对其本身的发展,或为形

成新的暴雨提供动能。

1 方程的导出

由 P 坐标上的动能平衡方程^[3]:

$$\frac{\partial k}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla \varphi - \nabla \cdot (\mathbf{V}k) - \frac{\partial}{\partial p}(\omega k) + \mathbf{V} \cdot \mathbf{F} \quad (1)$$

用恒等式

$$-\mathbf{V} \cdot \nabla \varphi = -\nabla \cdot \mathbf{V} \varphi + \varphi \nabla \cdot \mathbf{V} \quad (2)$$

及连续方程、静力方程,得

$$\frac{\partial}{\partial t} K \triangleq \int \frac{\partial k}{\partial t} = - \int \nabla \cdot \mathbf{V} \varphi - \int \frac{\partial \omega \varphi}{\partial p} - \int_{\omega_0} - \int \nabla \cdot \mathbf{V} k - \int \frac{\partial \omega k}{\partial p} + \int \mathbf{V} \cdot \mathbf{F} \quad (3)$$

K_0 (a) (b) I_0 (c) (d) F_0

以上, k 空气元动能、 $\mathbf{V}$ 风矢量、 φ 位势高度、 α 比容、 $\omega = \frac{dp}{dt}$, $\mathbf{F}$ 粘滞作用。故式(3)中, K_0 为该区域总动能 K 的面平均变率。设 $G(K) = (a) + (b) + I_0$, 为总动能产生率; 设

$$K_0 = -\frac{1}{\sigma g} \int_{1000}^{100} \oint_1 V_n (\varphi + k) dl dp - \frac{1}{\sigma g} \int_{\sigma} [\omega (\varphi + k)]_{1000}^{100} d\sigma + I_0 + F_0 \quad (3')$$

上式中 dl 是 σ 区域水平边界增量, V_n 是向外的边界法向速度分量。故式(3')更清楚地表明, 总动能的变化决定于该区域整个水平界面及垂直上下界面的位势及动能的净通量, 以及该区域内有效位能与动能的可逆转换(I_0), 还有除测量误差外, 因差分网格下的计算, 还必然有计算误差在内的余项 F_0 。

余项 F_0 作为不计算项, 因式(3)和(3'),

$$F_0 = K_0 - G(K) - B(K) \quad (4)$$

得出 F_0 的结果。因计算误差中的“截断”和“平滑”是不可避免的, 如“截断”使波长在 $4 \times 100\text{km}$ 左右的物理量场之分量的误差就相当大^[3]。计算误差对 F_0 是主要的, 因真正的摩擦粘滞作用的数量级相当小^{[1],[2]}, 且它在式(3)或(3')中应表现为负值。则当本文按式(4)实际得到的 F_0 为正时, 意味着发生了“次网格(小尺度)一网格(大尺度)”方向的转换动能(反馈); 而当 F_0 为负时, 即有“网格—

$$-\mathbf{V} \cdot \nabla \varphi = -\nabla \cdot \mathbf{V} \varphi - \frac{\partial \omega \varphi}{\partial p} - \omega \alpha \quad (2')$$

上式表明, 气压梯度力(位势高度场)做功, 可分解为水平及垂直方向上的位势通量散度和系统中有效位能与动能之可逆转换($-\omega \alpha$)。

将式(2')代入式(1), 并对其在一定水平面积(σ)、从下(p_1)到上(p_2)积分(记算符 $\int_{\Delta} \triangleq \frac{1}{\sigma g} \int_{p_1}^{p_2} \int_{\sigma} () dp d\sigma$):

$B(K) = (c) + (d)$, 为水平、垂直动能通量差; F_0 为粘滞耗散。

本文在实际计算中, 取 $p_1 = 1000\text{hPa}$ 、 $p_2 = 100\text{hPa}$ 。若就式(3)考虑 Gauss 方程等, 得

次网格”方向的转换动能(耗散)。

2 过程与计算区域的选取

1993 年 6 月 29 日—7 月 8 日, 长江中游, 主要在湖南、江西境内普降连续暴雨。暴雨带徘徊于 $26-30^\circ\text{N}$ 附近。天气形势表现为, 500hPa 层副热带高压基本呈带状、偏强, 有高空波动, 850hPa 层有明显的急流消长, 有时还有低涡形成和移动。7 日前后, 还有一次冷锋活动。

1994 年 6 月 8—18 日, 华南, 主要在湖南、江西、广东、广西及福建境内普降连续暴雨。暴雨分散滞留在上述较广区域。本次过程特殊之处在于在大尺度天气形势引导下, 前期有“第 3 号台风”, 经西行南海, 在湛江附近登陆, 之后便转向东北方向移动, 带来极丰富的水汽。11 日后, 中低空 26°N 以南急流明显, 其北侧维持着暖式切变线, 它的上游不断有强对流云团发生、发展。

本文在有限区域(参见图1、图2)内,分别就上述两个过程,即A过程(1993. 6. 29—7. 8)与B过程(1994. 6. 8—18),选定对应的A区域和B区域。即按式(3)分别取 $\sigma=A$ 、 B ,且从1000至100hPa(间隔100hPa),在这两个区域内作计算。

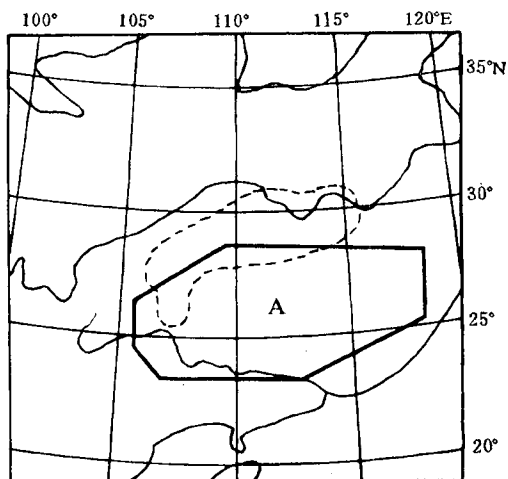


图1 有限区域及A区域(实线,占60个网格)和1993年7月3—4日00时大于50mm降水分布(虚线)

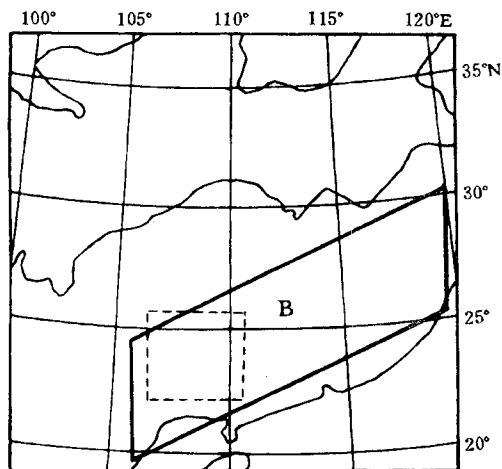


图2 有限区域及B区域(实线,占90个网格)和1994年6月11—16日5次最强对流云团发展成熟的位置(虚线)

由图1,A区域($60 \times 10^4 \text{km}^2$)至少包含有A过程中发生的强降雨团;图2,B区域($90 \times 10^4 \text{km}^2$)至少包含了B过程中5次卫星云图上可分析的最强对流云团。它们实际上都包含了低空急流。

3 计算结果分析

3.1 对整个暴雨过程,即A过程(1993. 6. 29—7. 8)与B过程(1994. 6. 8—18),按12小时一次资料作计算,最后分别求两个过程的时间平均结果(见附表)。

附表的A、B两过程,对应在A、B两区域内,(以下均简称A、B),其平均结果表明:①除A在高层动能($K=132$)较B($K=242$)为小外,A、B平均总动能都算较大的;②除B在过程始末高层动能略有增强($K_0=0.4$)外,A、B其它各层均不明显,但这里不排除在过程中各时次有大的变化;③周边界及上下界的动能通量除B在高层为输入($B(K)=1.2$)外,A、B其它各层均为输出;④A(B)在各层的动能产生($G(K)$)均为正(负)。显然,以上都是对大尺度(网格尺度)而言,那么余项(F_0)反应了大尺度运动与小尺度(次网格尺度)运动之间的关系;⑤A(B)在各层余项(F_0)均为负(正)。

在物理意义(机制)上,实际计算的式(3)中,因 $G(K)$ 比较 $B(K)$ 及 K_0 一般都大了一个数量级以上,故按式(4) F_0 决定于 $G(K)$ (但符号相反)。故于A为动能正产生时,各层平均有“网格—次网格”运动的动能转换。所以,1993年的这次暴雨过程,平均是大尺度天气系统的作用,即所谓“直接环流”,当然不排除过程中有相反情况的时次。而于B为动能负产生时,各层平均有“次网格—网格”运动的动能转换。那么,1994年的这次暴雨过程,平均是(中)小尺度雨团系统的作用,称“间接环流”,当然也不排除有大尺度系统作用的时次。这里的“直接环流”与“间接环流”,

前者似为在大尺度气压梯度力(力管场)作用下,暖(湿)空气在(弱)冷空气上爬升;后者似为暖(湿)气团内部,因水汽潜热作用,造成的强迫对流运动。实际上,“94过程”由于热带气旋登陆,(中)小尺度雨团一直十分明显。又具体分析 $G(K)$ 的各项,A和B反差最大的是水平位势通量散度(a)项,即大尺度天气系统对A(B)周边界的中、低层为平均位势净入(出),且有A的高层净出远小于B;垂直位势通量差(b)项,也有A各层上下界的平

均位势通量差在强度上均小于B;又由 I_0 项有A各层的平均上升运动($\omega < 0$)强度均小于B,即A因上升运动各层位能向动能转换均小于B。可见,暴雨过程的低空急流区域内“波动”与“扰动”间的相互作用,首先与大尺度天气系统(如长波)造成的水平位势通量差相关,也与垂直位势通量差及垂直运动有关。平均而言,“94过程”在(中)小尺度(次网格尺度的雨团)及垂直运动方面强于“93过程”,实际的暴雨范围与强度也是如此。

附表 A、B两过程平均结果 单位: K 为 $10^3 \text{J} \cdot \text{m}^{-2}$,其它均为 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$

项	K	K_0	$(c) + (d) = B(K)$				$(a) + (b) + (I_0) = G(K)$				F_0
A	高	132	0.0	-1.0	0.6	-0.4	-1008	628	481	101	-101
	中	192	-0.0	-1.5	0.1	-1.4	178	-502	422	97	-96
	低	173	-0.1	0.0	-0.8	-0.8	122	-263	143	2	-1
	总	497	-0.1	-2.5	-0.1	-2.6	-708	-137	1046	200	-198
B	高	242	0.4	0.2	1.0	1.2	-1713	906	649	-158	157
	中	184	0.0	-1.8	0.3	-1.5	-98	-616	706	-8	9
	低	172	-0.0	1.4	-1.5	-0.1	-180	-509	288	-41	41
	总	598	0.4	-0.2	-0.2	-0.4	-1630	-219	1643	-206	207

注:高、中、低层分别为“100—400—700—1000”hPa间隔中的3层。

另外,大尺度天气系统对A、B周边界的动能通量差即 $B(K)$ 的(c)项其数量级虽较 $G(K)$ 的(a)项为小,但其物理意义及作用是不相同的,也是不可忽略的。如附表中表明,大尺度对B低层平均动能净入较明显(1.4),而对A则不明显(0.0)。至于A、B上下界的动能通量差即 $B(K)$ 的(d)项($G(K)$ 的(b)项也是如此),因从地面(p_1 =地面气压)到大气层顶($p_2 \rightarrow 0$)的积分为零,故它只反映垂直方向上动能交换。附表中也表明,B平均由低层向中、高层的动能输送强于A。

3.2 对暴雨过程中,即A过程与B过程各时次结果的大概分析

如前所述,本文在低空急流区域内计算出的余项 F_0 。实际上决定于动能产生项 $G(K)$ 。当 F_0 小于零($G(K)$ 大于零)时,为“网格一次网格”尺度转换动能的“耗散”过程;反

之亦然,则为“反馈”过程。

图3表明,按平均总动能 K 的时间演变,大致可分为3个阶段,即“6月29日—7月1日—5日—8日”,这时 K 值从“振动”到“大起大落”又到“再起”。在第一阶段,当 F_0 取两个强负值时, K 也有所变弱,只能说明是大尺度天气系统起作用产生了强降雨团,同时有强耗散,一次为6月29日12时的“高空槽前”天气形势;另一次为7月1日00时的“高空槽过后低层切变线南压”。当 F_0 取正值时,只能说明是小尺度暴雨扰动起作用,是这些“次网格尺度”运动的动能反馈,形式上抵消了“网格尺度”的动能负产生($G(K) < 0$),如6月30日12时。在第二阶段,是暴雨最持续集中之时(参见图1),但在 K 值急升时, F_0 值却急降,说明这是一次靠天气系统为主的过程。但到了7月4日00时,仍在暴雨之时,

暴雨的反馈作用便又突出了。以后的第三阶段中,似乎说明出现了低空急流与暴雨的相互作用:先是天气形势造就暴雨,同时使 K 增强,如 6 日 00 时;后是暴雨本身的反馈,在

天气形势不利($G(K) \ll 0$)时,也使 K 增强或维持。最终又是大形势(副高增强)使暴雨过程结束,结束时 K 的减弱暂不明显,如 7 月 8 日。

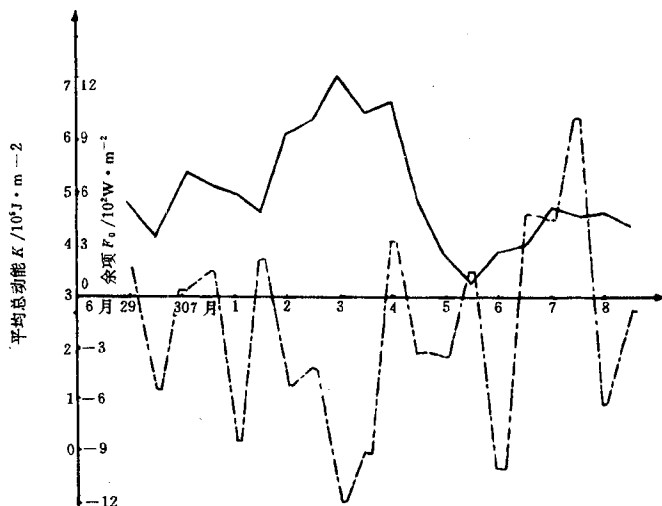


图3 A 区域的平均总动能 K (实线,单位: $10^5 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2}$) 余项 F_0 (点划线,单位: $10^2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)

图4表明,平均总动能 K 的时间演变,与图3一样,可以是“波动”间相互作用、即“网格”与“次网格”尺度运动相互作用的结果,即是这种作用的“表面现象”。余项 F_0 的时间演变呈明显的振动变化。开始,6月9日00—12时,“9403”号台风在大形势下,在“高空槽前”,经南海登陆后即转向东北方向移动,这时 F_0 为强负值;10日00时—11日00时,为登陆后热带气旋减弱为低气压,其间有强雨团活动,这时 F_0 为强正值。以后,12—18日,一直维持有暴雨活动,不断有中尺度对流系统生成、发展(参见图2),且沿着低层切变线东移。其中时间尺度为12小时左右的共有5次,它们发展成熟的时间大概在11日21时、13日01时、14日00时、15日00时、16日21时。图4表明该5次强对流云团的“生成—发展”,均为天气系统所为,有气压场作正功,余项 F_0 为负(仅第5次的余项为小正

值)。但云团的“发展—消亡”,均伴随有“次网格”运动向该区域内的低空急流转换功能,实际抵消了气压场作负功,同时使该区域 K 维持或增加。

4 几点说明

4.1 本文所用客观分析与诊断计算使“次网格”尺度的定义为^[3]:8倍格距以下的“波动”,即800km尺度以下,其中又以4倍格距(400km)波长的“波动”为主。

4.2 对两个过程计算区域一旦选定,显然不保证低空急流范围不变化及有南北进退。这对于前面的描述将有一定的影响。

4.3 由于非线性混淆误差^[3],使小于200km的“波动”不可分辨,将对描述有一定影响。

4.4 两个计算区域都只向上取到100hPa的气压高度,若取到更高(如5hPa),并分层描述,可能使描述特征更突出。

4.5 余项 F_0 是计算区域内的各时次的各层

积分代数和。另外,真正的摩擦粘滞作用(使 F_0 为负)也应包含在其内,但它的积分值数量级较小。

4.6 由于12小时一次观测资料的时间尺

度,使方程(3)(或(3'))式中唯一与时间有关的积分动能变率项 K_0 已不很具有代表性,但(仅)保留其12小时“平均”的物理意义。

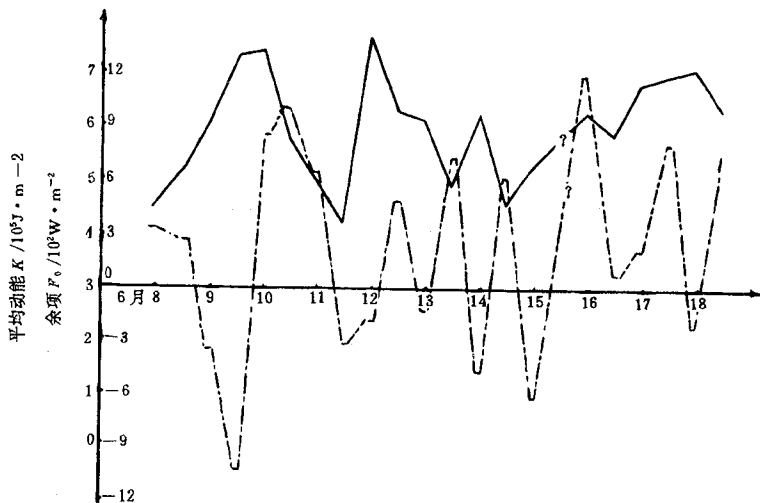


图4 B区域的平均总动能 K 和余项 F_0 。

说明同图3

5 结 语

5.1 伴随1993年汛期的一次连续暴雨过程的低空急流区域内,有平均值为 $200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的动能产生率,是大尺度“直接环流”的动能源区;伴随1994年汛期的一次与台风有关的大范围连续暴雨过程的低空急流区域内,有平均值为 $-206 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的动能产生率,是(中)小尺度向大尺度运动反馈动能的“间接环流”的动能汇区。两个产生率的数量级比过去的研究结果(计算区域要大得多的“东亚—西太平洋”区域和“太平洋上空”)要大。表明“网格”与“次网格”尺度间的“波动”相互作用,在有低空急流和暴雨活动的条件下,是十分重要的。

5.2 在平均产生率为正的过程,可以出现产生率为负的时次;同样,在平均产生率为负的过程,可以有产生率为正的时次,表明“波动”间的相互作用是随时次变化的。那么数值天

气预报中的中尺度暴雨预报模式,既要预告大形势,又要考虑“次网格”运动的活动及暴雨的反馈动能,这里便涉及到设置一个示“负粘滞”问题。

5.3 与暴雨过程有关的低空急流区域内,动能平衡方程的余项决定于动能产生项(符号相反)。当余项为负时,该时次有大尺度向(中)小尺度耗散动能;当余项为正(出现示“负粘滞”)时,必然有(中)小尺度(暴雨)向大尺度反馈动能。实际计算结果表明,这时“波动”间的相互作用本身往往又随时间呈“波动”变化。在暴雨“生成—发展”阶段,天气系统通过低空急流促成暴雨,在暴雨“发展—消亡”阶段,暴雨活动反馈动能。

5.4 低空急流(可以用平均动能描述)本身似乎是“波动”间相互作用的“表面现象”,要么是天气(系统)形势使其然,要么是暴雨使其然。另外,与该区域外向内的周边界动能通

量有关。

参考文献

- 1 G. P. Cressman. Energy Transformations in the East Asia-West Pacific Jet Stream. Monthly Weather Review, Vol. 112(March 1984), 563—574.
- 2 Carney, T. Q. & D. G. Vincent. Meso-synoptic scale interactions during AVE/SESAME I, 10—11 April 1979. Mon. Wea. Rev., 1986, 114: 344—370.
- 3 张玉玲等编著. 数值天气预报. 北京: 科学出版社, 1986: 62—65, 112—117, 123—131, 139—143.

Energy Transformation in Two Lower Tropospheric Jets Accompanying Storm Rainfalls

Gu Xuzan Fang Cian

(Meteorological Service of Hunan Province, Changsha 410007)

Wu Baojun

(Academy of Meteorological Science of China, Beijing 100081)

Abstract

Kinetic energy budgets were prepared for lower tropospheric jet stream accompanying storm rainfalls of two courses in 1993 and 1994, with the use of analyses from a limited-area fine-mesh model ($100 \times 100 \text{ km}^2$, ten layers) as well as objective analysis system. It shows that the generation rate of kinetic energy (K) by pressure forces is always two-three orders bigger than change rate of K for every time. But the average generation rate as $200\text{--}206 \text{ W/m}^2$ respectively, and the former was a source of kinetic energy, characterized by a large-scale direct solenoidal circulation, the latter was a sink for subgrid-to grid-scale energy transfer, done by a indirect solenoidal circulation. So the kinetic energy changes of the small (subgrid-) scale flow (lead by storm motions) paralleled those of the large-scale flow. This indicates a need for considering the apparent phenomenon of negative viscosity in mesoscale numerical atmospheric modeling for prediction of storm rainfalls.

Key Words: kinetic energy transfer storm rainfall limited-area fine-mesh model