

中尺度低涡发展时高层流场特征 及能量学研究*

孙淑清 田生春 杜长萱

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100080)

提 要

本文通过对一次长江中游中尺度低涡的分析发现, 在这类斜压性低涡发展时, 低涡西侧冷区对流顶明显下降, 在低涡区发生折叠现象. 与大位涡值相联系的平流层空气从该处下沉至对流层, 对流顶下陷比对流活动区对流顶高度变化要早且明显. 中尺度涡旋发展所需要之动能主要取自辐散风动能, 在对流层高层和低层这种正向转换最为清晰, 而整个气柱中位能向辐散风动能转换, 以支持它在涡旋发展过程中之消耗. 但高层与低层的情况不同. 在100hPa高空辐散风动能既支持了涡旋动能, 又向总位能转换. 分析表明, 高层对流层流场在中尺度系统发展过程中是十分活跃的, 必须引起足够的重视.

关键词: 中尺度低涡; 对流层顶; 散度风; 能量转换.

一、前 言

我国梅雨锋上扰动的发生是产生暴雨的重要原因. 尤其是在发展成明显的涡旋时, 暴雨的持续性和强度就会大大增强. 但这种低涡一般尺度小, 发展也较突然, 因此对它的结构及发展机理的了解尚不充分. 由于梅雨锋切变线出现的高度一般偏低, 已有的分析多着重于对流层低层的环流及物理特征. 近年来随着诊断分析研究的深入, 人们逐渐把注意力集中到对流层中高层甚至平流层低层. 如人们在研究爆发性气旋的发展时, 发现气旋后部有大量的平流层空气进入对流层, 下沉气流使对流层中高层的短波槽得到加深^[1, 2]. 数值模拟的结果^[3]也指出, 当平流层的大位涡值的空气与对流层低层的大位涡区叠加时, 爆发性气旋开始猛烈发展. 由此可见高层流场的特性及上下层之间的交换对涡旋的发展是有极大影响的. 与暴雨有密切关系的中尺度涡旋由于对流活动的强烈发展, 垂直方向穿透高度极高, 因此对流层高层乃至平流层的状态势必会影响到这类系统及天气过程. 我们分析了1980年7月31日至8月1日发生在长江中游地区的中尺度低涡扰动, 对其高层流场的演变及能量场的变化进行了探讨, 研究对流层与平流层之间的可能作用, 在能量计算中, 着重讨论散度风动能在涡旋生成中所起的作用, 并与天气尺度中的情况^[4]作了比较.

1990年4月26日收到, 1991年6月4日收到修改稿.

* 国家自然科学基金部分资助项目.

二、低涡扰动的环流特征

1. 高低空流场

对于这次直径只有 300 km 左右的中尺度低涡, 其暴雨过程、温湿场、三维运动场等特点, 作者已在另一篇文章中^[5]作了讨论, 基于这种系统较强的非地转性, 把水平风场分解成散度风和旋转风来考察涡旋环流的发展, 当是适宜的, 用与文献 [6] 大体相同的方法解泊松方程:

$$\zeta = \nabla^2 \psi, \quad D = -\nabla^2 \chi$$

得出流函数 ψ 和势函数 χ 两个场 (ζ 和 D 分别为风场涡度和散度), 图 1 给出 7 月 31 日 12GMT 和 8 月 1 日 00GMT 850hPa 上的 ψ 分布, 可见这个时段长江流域皆为一个低值带, 这正是切变线所在的位置. 低值带南侧的 ψ 等值线密集, 即是低空急流的位置. 从 ψ 的演变看, 7 月 31 日低值带中出现了闭合环流, 说明自 31 日 00 GMT 长江中游已有气旋性涡旋流场发展, 至 12GMT 成为明显的低涡环流. 而到了 8 月 1 日, 这种环流减弱, 只表现为一个较深的 ψ 槽, 实际上这时 (8 月 1 日 00 时) 涡旋场仍处于旺盛时期; 而势函数 χ 场则不同, 限于篇幅, 这里只给出 7 月 31 日 12GMT 和 8 月 1 日 00 GMT 100hPa 和 850 hPa 的 χ 分布 (图 2) 以分别代表对流层高层和低层的情况. 从低层的 χ 场看 (图 2 b, d), 低涡所在位置, 有 χ 的小值中心, 即相应的辐合区, 而且辐合区都向东延伸至长江下游, 与天气尺度的切变线相对应, 但东段的强度较弱. 在 100hPa 上 (图 2 a, c), 低涡区附近则有一个尺度较小的高值区, 该处为气流辐散, 中心略偏于低层涡旋之西侧. 这充分显示出低涡气柱中高层辐散、低层辐合的叠置关系. 这种上下层之间的对应在 ψ 场上并不十分清楚. 高层的 ψ 场 (图略) 主要反映的流场结构是青藏高原的反气旋环流及它所对应的西风急流和南侧东风. 中尺度系统被强大的高压环流所淹没. 对比 ψ 和 χ 场则可以看出, 后者更能反映中尺度系统的特征和它的发展. 即使不进行滤波情况也是这样. 更值得指出的是, 大量个例计算表明:

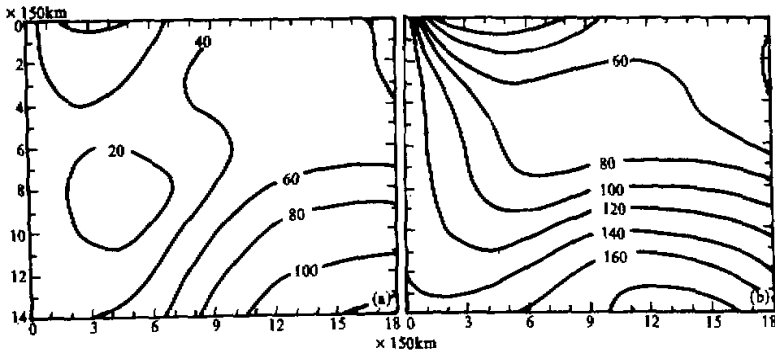
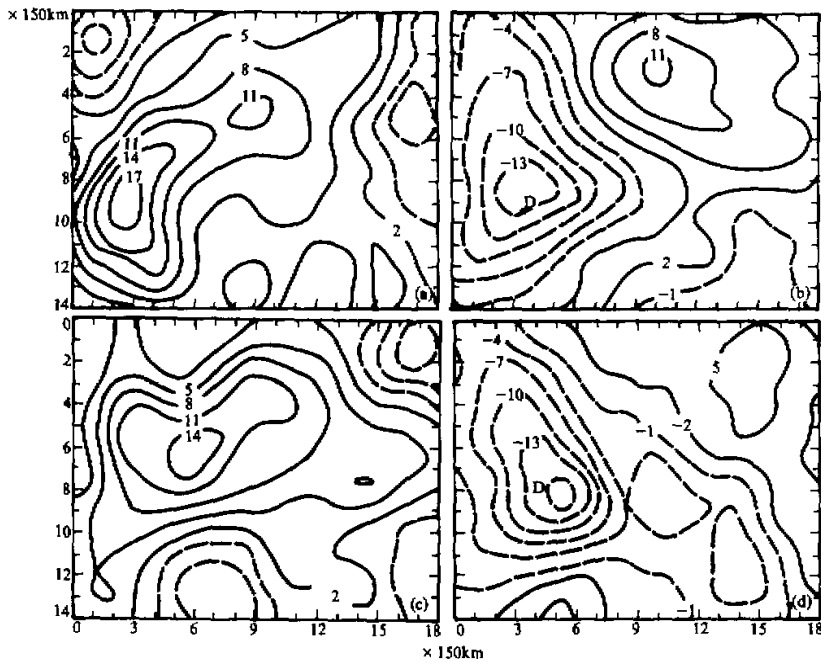


图 1 850hPa ψ 分布

(a) 1980 年 7 月 31 日 12 GMT, (b) 1980 年 8 月 1 日 00 GMT. 等值线间隔为 $20 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$.

图2 χ 分布

(a) (b) 分别为 7 月 31 日 12GMT 100hPa 和 850 hPa, (c) (d) 分别为 8 月 1 日 00 GMT 100hPa 和 850 hPa. 间隔为 $3 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$.

在解泊松方程时, χ 的计算要比 ψ 稳定得多, 它对边界的依赖也比 ψ 要小得多, 容易获得较为满意的结果. 因此用 χ 场来讨论系统特别是中尺度系统的发展是极为适宜的.

2. 对流层顶上温压场的变化

为了研究低涡生成过程中高层流场的变化, 我们绘制了对流顶图. 在发展前期(图 3a)低涡紧靠高原东侧, 是一种热低压结构的西南涡. 可以看出无论是对流顶气压或温度都显示了低涡的对称性. 高对流顶(对应气压低值区)与低层的低涡中心几乎是重合的. 对流顶温度分布也十分均匀, 大致在 -74°C 左右. 从图上看, 强的对流顶高度梯度和温度梯度位于长江下游东南沿海及 34°N 以北. 从 7 月 31 日开始, 低涡移至切变线上并有发展. 图 3b 表明, 在低涡西北侧, 对流顶气压明显升高(高度降低), 有一个高压舌向低涡西侧伸入, 其值皆在 100 hPa 以上; 南部气压则降低, 等压线构成一个密集带. 这意味着对流顶高度在低涡内部发生剧烈变化, 低涡的西半部为低对流顶区, 东部则为高对流顶区, 对流顶有可能在此发生折叠或断裂. 温度场的变化更为清晰, 低涡北侧对流顶温度明显升高, 暖舌与低对流顶重合. 从 100hPa 等压面(图略)上的温度场看, 涡旋区西北侧处于平流层, 而东侧则仍处于对流层之中, 断裂带

正位于低涡内部,清楚地表明了该低涡的斜压结构及不对称性. 8月1日00 GMT (图

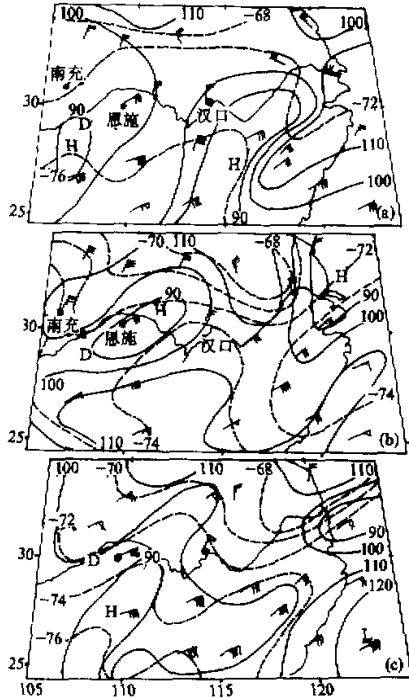


图3 对流顶气压、温度图

a, b, c 分别为7月30日12GMT, 7月31日00GMT, 8月1日00GMT. 实线为等压线 (hPa), 虚线为等温线 ($^{\circ}\text{C}$), D 为低涡中心位置.

的变化及冷空气的南侵促使对流顶断裂, 使中尺度低涡的斜压结构更趋完善. 由此可见中尺度涡旋虽然较一般中纬度气旋要浅薄, 但是它的高层环流特别是对流层顶状态在涡旋发展前后仍有较强的变化.

3. 高层位涡场的演变

为了进一步说明对流层高层环流的变化, 我们计算了100 hPa 的位涡 $(\zeta + f)\partial\theta/\partial p$, 其中 $\partial\theta/\partial p$ 是用70 hPa 和100 hPa 位温的差值计算的. 图4给出了它们的分布. 有意思的是, 在低涡东南侧的暴雨区也即高对流顶区, 位涡皆为小值, 大值区都位于位涡的北侧. 对比图3的对流顶高度和温度分布可见, 大位涡区几乎与低对流顶和高温区完全一致, 尤以低涡发展盛期的8月1日00 GMT 为最明显. 这表明在100 hPa 高度上该区已处于平流层, 而对流顶的断裂为大位涡值的平流层空气进入对流层创造了条件. 参照图3中对流顶的风场可以发现, 此时对流顶皆为东北风(低涡区附近),

3c)的对流顶大体与图3b类似, 西北侧对流顶气压仍继续升高, 暖舌也继续向低涡的西南方伸入, 从对流顶图上看, 冷暖空气的交汇十分强烈, 这实际上反映了对流层空气与平流层空气之间的相互作用. 总之在低涡的西北侧, 较冷的对流层空气带着低对流顶向南侵入; 涡旋东南部由于暖湿的南来气流(以低空急流为代表)以及对流活动的发展而维持较高的对流顶. 低涡区中, 西南—东北向的对流顶断裂带使对流层和平流层之间空气的相互穿透成为可能.

更值得注意的是, 在低涡发展阶段中, 东南侧的对流顶高度并没有明显的抬高, 而在西北侧的冷空气区, 对流顶高度却明显地不断降低. 以低涡区西北部的南充站为例, 自低涡生成的7月30日12 GMT 至8月1日12 GMT 低涡消亡, 对流顶气压变化为93 hPa—103 hPa—109 hPa—107 hPa—96 hPa, 对流层顶的降低是显见的. 而且在31日00 GMT 低涡刚开始发展时, 对流顶就由93 hPa 降至103 hPa, 对流顶图上(图3b)暖区南伸十分清晰, 这就比下层低涡的发展要早. 因此似乎可以认为, 高层对流层(或平流层)流场的

这正是平流层空气向西南方侵入的方向。

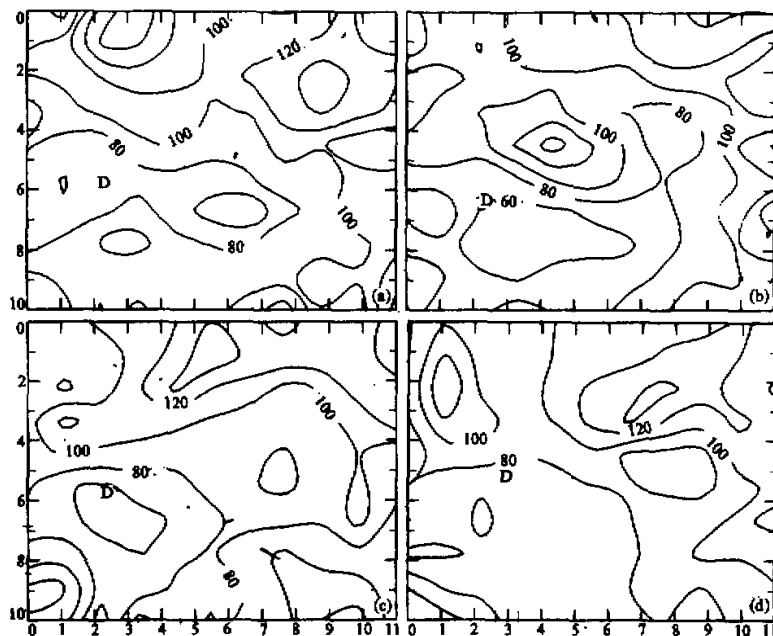


图4 100hPa 位涡图

(a) 7月31日 00 GMT, (b) 7月31日 12 GMT, (c) 8月1日 00 GMT,
(d) 8月1日 12 GMT. 单位: $\times 10^{-6} \text{ K} \cdot \text{S}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$.

由于目前在计算垂直速度时皆取上边界为100 hPa, 且假定为零, 这就无法研究对流顶附近空气的垂直运动. 为了克服这个困难, 我们采用以下近似的办法: 即在用积分连续方程以求解 ω 时, 采用自大气顶 ($p=0$) 向下积分, 并假定大气顶之垂直速度 ω 和散度 D 为零. 这时就有: $\omega_{100} = -\bar{D} \times 100 \text{ hPa}$. $\bar{D}$ 粗略地用 $(D_{100} + D_0)/2 = D_{100}/2$ 来代替, 这样就可以用 100 hPa 之散度场定性地确定 100 hPa 上垂直速度的分布, 至少可以用它的正负值了解上升、下沉运动的大致分布. 结果表明 (图略), 在低涡发展期, 在低涡区之北侧, 100 hPa 上有中尺度的下沉区, 到 8 月 1 日低涡发展后期, 这个下沉区范围缩小, 但依然在低涡区的西北端存在, 这就进一步证实了位涡及对流顶高度图所展示的该地区两种不同性质空气上下交换的过程.

近年来, 人们在研究中纬气旋的发展时^[3, 7, 8], 曾发现当高层的大位涡区与低层的正涡旋重叠或靠近时, 低层的涡旋系统会强烈发展, 包括爆炸性气旋的发展在内, 都有类似的现象. 高守亭^[7]等还用等熵路径来追踪位涡的移动路径, 发现在低层长波扰动加强时, 平流层高位涡值空气向下向南移动, 有力地证明了平流层空气通过对流顶的折叠区向对流层传输的过程, 这时低层的气旋性扰动大为发展. 本文的研究对象尺度要小得多, 似乎是一个十分浅薄的单纯对流层低层的涡旋. 它在演变过程中, 对流

顶高度的降低也远比爆炸性气旋的小得多,即使如此,它仍与平流层及对流层高层有着十分紧密的联系. 高层的高值位涡与低层大位涡区的叠合,可能是使涡旋发展的一个重要机制.

三、低涡发展过程中的能量转换

为了进一步探讨低涡形成的特征,我们对该时期中各层的动能、位能转换作了研究. 把能量场用辐散风动能(K_χ)和旋转风动能(K_ψ)表示,与之相应的动能方程及总位能(P)方程各为

$$\begin{aligned} K &= K_\psi + K_\chi - J(\psi, \chi), \\ \frac{\delta K_\chi}{\delta t} &= B_\chi + C(P, K_\chi) - C(K_\chi, K_\psi) + F_\chi, \\ \frac{\delta K_\psi}{\delta t} &= B_\psi + C(K_\chi, K_\psi) + F_\psi, \\ \frac{\delta P}{\delta t} &= B_p - C(P, K_\chi) + Q_p + F_p, \end{aligned}$$

式中 K 为总动能, $K_\psi = |\nabla\psi|^2/2$, $K_\chi = |\nabla\chi|^2/2$, B_ψ 、 B_χ 分别为流函数动能和势函数动能的通量项, Q_p 为外源,

$$C(P, K_\chi) = -\chi \nabla^2 \varphi,$$

$$C(K_\chi, K_\psi) = f \nabla \chi \cdot \nabla \psi + \nabla^2 \psi \nabla \chi \cdot \nabla \psi + \omega J \left(\psi \frac{\partial \chi}{\partial p} \right) + \frac{1}{2} |\nabla \chi|^2 \nabla^2 \chi,$$

C

 C_1 C_2 C_3 C_4

分别为位能向动能转换和两种动能之间的转换. F_χ , F_ψ 和 F_p 则分别为各相应能量的摩擦消耗. φ 为位势高度,其余皆为常规符号.

从上述表达式可以看出,对于一个开放系统来说,除了通过边界的通量项外,位能向动能的转换只能通过辐散风动能. 涡旋发展所需要的旋转风动能只能取自辐散风动能.

1. 辐散风动能与旋转风动能

表 1 列出暴雨区(低涡处的 3×3 个格点)及切变线区(9×9 个格点)(参看图 5 方框)平均的 K_χ 和 K_ψ 值. 比较两种动能可见, K_χ 要比 K_ψ 小得多. 低层的 K_ψ 在低涡区大致维持不变,只在 8 月 1 日 12 GMT 涡旋减弱时才明显变小, K_ψ 的维持需要能源以补偿摩擦的消耗,它无疑主要来自散度风动能的供给. K_χ 的值在涡旋发展期也大体不变,尤其在涡旋旺盛期,区域内不论是低层或高层都为最大(分别为 $19.1 \times 10^3 \text{J/m}^2$ 和 $14.5 \times 10^3 \text{J/m}^2$),消亡期明显减小. 天气尺度区内 K_ψ 和 K_χ 的变化不太明显,这是由于它是切变线范围内的平均值,代表的尺度较大,变化较小.

表 1 旋转风能 K_ψ 与散度风能 K_χ (单位: 10^3J/m^2)

项 目	区	层 (hPa)	7 月 31 日 00GMT	7 月 31 日 12 GMT	8 月 1 日 00 GMT	8 月 1 日 12 GMT
K_ψ	天气尺 度 区	100—500	206.0	181.2	176.0	129.0
		500—1000	134.4	89.9	182.6	158.3
	暴 雨 区	100—500	119.3	138.2	105.3	58.9
		500—1000	177.9	150.8	161.7	117.6
K_χ	天气尺 度 区	100—500	10.3	11.8	8.8	12.2
		500—1000	8.0	7.4	8.6	8.5
	暴 雨 区	100—500	12.1	10.4	14.5	11.7
		500—1000	11.7	10.3	19.1	11.3

2. K_χ 与 K_ψ 之间的转换

表 2 给出两种动能间的转换值, 在暴雨区的四个时次中, 从 100 hPa 至地面的积分总值 C 皆为正值, 散度风能向旋转风能转换, 尤以涡旋发展初期为最大. 7 月 31 日 00 GMT 大体上整层皆为正值. 以后则主要发生在低层及 100 hPa 附近的高层. 在中层无辐散层附近, 散度极小, $C(K_\chi, K_\psi)$ 为较小的负值, K_ψ 的维持主要依赖上下层或区域外的输送. 从 $C(K_\chi, K_\psi)$ 的水平分布 (图 5) 看, 低涡区附近高层 (a 图) 与低层 (b 图) 皆有一个尺度很小的正值区. 在该区内 $C(K_\chi, K_\psi)$ 的值较大, 从总体上说, 构成 C 的 $(f+\zeta) \cdot \nabla\psi \cdot \nabla\chi$ 项是散度风能向旋转风能转换的主要因素, 尤其是牵连涡度部分占总值的 80% 以上. 我们知道在低层的低涡区附近, 流函数与势函数的分布常比较一致, 正涡度区往往也是辐合区, 对流层高层则相反. 这无疑使 $\nabla\chi$ 和 $\nabla\psi$ 两个向量的夹角很小, 从而其乘积达到最大. 这种情况与天气尺度的季风系统发展时的状况十分相似. 在天气尺度区中 $C(K_\chi, K_\psi)$ 的平均值大体与暴雨区相同. 总积分值四个时次皆为正, 尤其在对流层低层和高层, 辐散风能向旋转风能的转换方向不

表 2 两种动能之间的转换值 $C(K_\chi, K_\psi)$

$C(K_\chi, K_\psi)$ ($\times 10^{-3}$ W/kg)		层 (hPa)							合 计 (W/m^2)				
		100	200	300	500	700	850	地 面	C	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄
天 气 尺 度 区	31:00	0.27	1.20	0.49	0.21	-0.15	0.59	0.01	3.11	3.40	-0.59	-0.02	0.34
	31:12	0.02	0.72	0.70	0.09	-0.17	0.60	-0.01	2.56	2.73	-0.45	0.20	0.07
	1:00	0.74	0.42	0.39	-0.15	-0.13	0.66	0.06	1.90	1.97	-0.26	-0.24	0.42
	1:12	2.48	0.65	-0.05	0.05	-0.15	0.82	0.15	1.98	2.28	-0.28	-0.04	0.02
暴 雨 区	31:00	2.02	-0.01	0.12	0.82	0.03	2.28	0.09	6.36	4.85	0.54	-0.09	1.06
	31:12	1.69	-0.27	-0.34	0.04	-0.16	1.50	-0.13	2.02	2.53	0.53	-0.01	-1.03
	1:00	1.32	-0.16	0.09	-1.14	1.18	2.34	0.21	4.14	3.60	0.05	-0.77	1.26
	1:12	0.83	0.33	0.37	-0.29	-0.02	2.28	0.00	3.00	2.44	0.53	0.07	-0.04

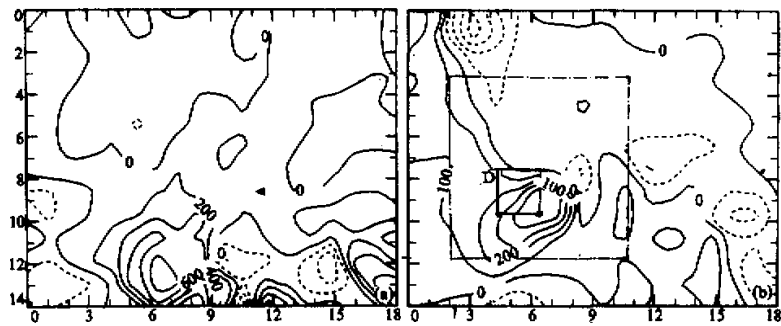


图 5 1980 年 8 月 1 日 00 GMT $C(K_\chi, K_\psi)$
(a) 100 hPa, 等值线间隔 $200 \times 10^{-5} \text{ W/kg}$, (b) 850 hPa, 间隔 $100 \times 10^{-5} \text{ W/kg}$.

大方框为天气尺度平均区, 小方框为暴雨平均区.

变, 只是由于区域较大, 平均值略比暴雨区要小. 在涡旋发展初期, 这种转换也达到最强. 构成转换项 C 的四个分量中, $C_1 = f \nabla \chi \cdot \nabla \psi$ 仍是一个决定性的因子. 整个气柱中辐散风动能向旋转风动能的转换也主要发生在对流层高层和边界层. 可见高低层之间的配置对于涡旋发展的重要性.

3. 位能向动能的转换

位能向辐散风动能的转换函数 $C(P, K_\chi)$ 值列于表 3, 从 100hPa 至地面的整层积分看, 在底面积为 $150 \times 150 \text{ km}^2$ 的气柱中, 涡旋区内发展前期的两个时次平均皆为正值, 即位能向辐散风动能转换. 这种正向转换主要出现在 500 hPa 以下的低层, 8 月 1 日整层转为负值, 只有 700hPa 或更低的层次才有正向转换, 中、高层皆变为负值. 而从背景场看这种变化不大明显, 大体上维持着从位能向辐散风动能转换的方向. 可见涡旋及暴雨的增强或减弱与局部的能量转换关系十分密切. 水平分布图上 (图 6) 能更清

表3 位能向辐散风动能的转换 $C(P, K_\chi) = -\chi \cdot \nabla^2 \phi$

$C(P, K_\chi)$ 层 (hPa) 日 时 (GMT) (10^{-3} W/kg)		100	200	300	500	700	850	地面	积 分 (W/m^2)
天 气 尺 度 区	31:00	1.97	0.84	0.77	0.45	0.44	0.89	-0.64	5.51
	31:12	-0.23	0.47	0.02	0.14	-0.02	0.38	0.19	1.34
	1:00	1.16	-1.26	0.50	0.14	-0.03	0.81	-0.07	1.46
	1:12	0.09	0.60	0.07	-0.03	-0.27	0.57	-1.93	-0.08
暴 雨 区	31:00	-1.15	-1.03	-0.85	0.97	1.40	2.68	1.29	6.50
	31:12	-2.40	0.86	0.17	-0.09	0.07	1.33	0.30	2.08
	1:00	-7.08	0.73	-5.80	-1.07	0.91	3.21	-0.03	-7.27
	1:12	0.23	0.80	-0.08	-0.30	-2.27	1.13	-0.73	-2.73

晰地说明这点. 由图 6 可以看出, 正负中心的范围较小, 在该时期, 低涡区内为一个较强的正中心, 强度达到 $+53.6 \times 10^{10} \text{ J/s(W)}$, 尺度正好与涡旋范围一致. 可见位能大量向辐散风动能 K_x 转换, 并通过它向旋转风动能 K_y 转换是使低涡发展的重要原因. 在涡旋发展的前期和鼎盛期, 这种转换可扩展至对流层高层. 而当能量 $P \rightarrow K_x$ 的转换值减小或转换层变薄时, 低涡发展停止甚至消亡. 图 7 则为 7 月 31 日 12 GMT 和 8 月 1 日 00 GMT 分层的 C 值分布. 对于低层 (图 7b, d), 低涡暴雨区 $C(P, K_x)$ 皆为正值, 中心强度都在 $4 \times 10^{-3} \text{ J/kg} \cdot \text{s}$ 以上, 1 日 00 GMT 还略为增大, 达到 $6 \times 10^{-3} \text{ J/kg} \cdot \text{s}$, 强中心正好与暴雨区重合. 这说明斜压发展对于低涡生成的重要作用. 而高层的情况则有些不同. 100hPa 上 7 月 31 日 12 GMT (图 7a) 在涡旋区内为一个小的 $C(P, K_x)$ 负值区, 负中心强度达 $-21.7 \times 10^{-3} \text{ J/kg} \cdot \text{s}$, 1 日 00 GMT 这个

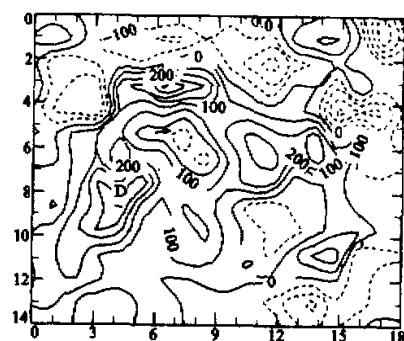
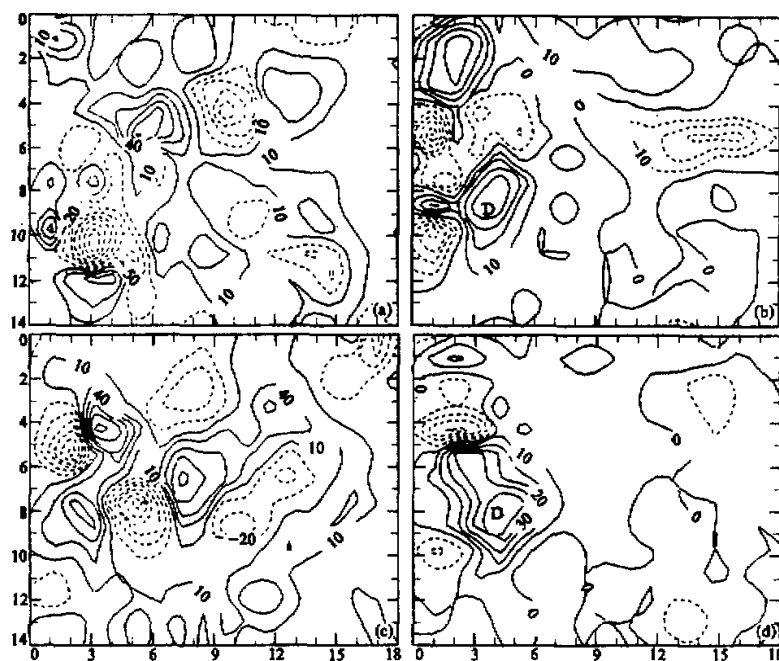


图 6 1980 年 7 月 31 日 00 GMT

$$-\frac{1}{g} \int_{p_0}^{100} \int_s C(P, K_x) ds dp$$

其中 s 为 $150 \times 150 \text{ km}^2$, 等值线间隔为 $100 \times 10^{-9} \text{ W}$.

图 7 $C(P, K_x)$ 值分布图

a, b 分别为 7 月 31 日 12 GMT 的 100hPa 和 850hPa, c, d 分别为 8 月 1 日 00 GMT 的 100hPa 和 850hPa.

等值线间隔 100 hPa: $30 \times 10^{-4} \text{ J/kg} \cdot \text{s}$; 850hPa: $10 \times 10^{-4} \text{ J/kg} \cdot \text{s}$.

中心(图 7c)仍然维持,正好在暴雨区上空.至 1 日 12 GMT 变得不太清楚.这说明,在低涡发展时高层对流层出现辐散风动能向位能的转换.我们在对西南低涡作数值试验时也发现这种现象^[9].这可能是由于暴雨区内对流旺盛,高层流场中中尺度辐散大大增强,有可能使辐散风动能向总位能转换.从 χ 及 φ 场分布看(图略),100 hPa 上除了有明显的 χ 高值区外,还有一个中尺度的 $\nabla^2\varphi > 0$ 区“镶嵌”在大片的负涡度区中,四个时次图上无一例外.这就使该区的 $C(P, K_\chi) = -\chi\nabla^2\varphi$ 成为负值.高层动能向位能的转换是一个十分有意思的现象,值得进一步深入探讨.在天气尺度区内,平均的转换皆为正值,与低层情况一致,可见高层环境场仍维持位能向辐散风动能转换的方向.而在强对流发展区的上层方向却相反,这时辐散风动能既向旋转风提供动能,又向位能转换.

四、结语与讨论

(1) 本次长江中游的中尺度低涡是一次斜压性的涡旋扰动.低涡的发展过程与对流层高层的环流有很大关系.北来的低层冷空气带着较低的对流顶向南伸展,使低涡区出现对流顶高度的突然变化,也即“折叠”现象.平流层空气带着较大位涡值从该处下沉到对流层中,高层对流顶的降低先于暖侧对流活动的加强.可见虽然中尺度涡旋本身发生在对流层中、低层,但所对应的局地次级环流却发展到对流层高层.这时对流层顶附近的环流与对流层和平流层之间的相互交换对于低涡发展的作用不可忽视.目前习惯的中尺度分析常把 100 hPa 当作气柱的上边界.这个高度恰恰是对流顶的大致高度.而对流层顶的变化在涡旋发展过程中特别灵敏.该处的上下交换及对流顶的升降是低涡发展的重要标志,因此不能把 100 hPa 看成静止的(无外流、无上下交换)大气边界,需要由别的方法(如倒算法)来进行补救和改进.

(2) 与散度场有关的 χ 场所表征的流场变化无论是高层或是低层都能很好地反映中尺度系统及它的物理特征,在高层甚至可以显示出中尺度的散度区,即使不作滤波处理也行.而流函数 ψ 则相对比较光滑.可见风场的无旋部分作中尺度分析有较大的优越性. K_χ 在涡旋发展中也是一个主角.中尺度涡旋的生成所需要的旋转风动能取自散度风动能,并由此克服随之而来的摩擦消耗.转换越强,涡旋发展越盛.而造成这种转换的主要因素是由于流场本身的配置.正涡度中心与辐合中心大致相合的结构有利于这种转换达到最大值.

(3) 散度风动能一面向涡旋风动能转换,一面又从总位能中获得能量.从整层情况看,涡旋发展前期,位能向散度风动能转换,在低层尤为明显.这时低层的散度风动能达到最大.在中尺度的暴雨区内低层的能量转换为 $P \rightarrow K_\chi$,而对流层高层则相反,位能从散度风动能中获得能量.这种过程是值得进一步研究的.

参 考 文 献

- [1] Reed, R. J. and M. D. Albright, 1986, A case study of explosive cyclogenesis in the eastern Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2297—2319.

- [2] Uccellini, L. W., D. Keyser, K. F. Brill, and C. H. Wash, 1985, The President's Day cyclone of 18 — 19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 962 — 988.
- [3] Whitaker, J. S.; L. W. Uccellini and K. F. Brill, 1988, A model-based diagnostic study of the rapid development phase of the President's Day cyclone, *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2337 — 2365.
- [4] Krishnamurti, T. N. and Y. Ramanathan, 1982, Sensitivity of the monsoon onset to differential heating, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1290 — 1306.
- [5] 田生春、孙淑清、杜长萱, 梅雨锋上中尺度低涡的发展及其动能变化(即将发表)。
- [6] 丁一汇, 1989, 天气动力学中的诊断分析方法, 科学出版社。
- [7] 高守亭、陶诗言、丁一汇, 1992, 寒潮期间高空波动与东亚急流的相互作用, 大气科学, 第 16 卷, 第 6 期, 718 — 724.
- [8] Hoskins, B. J., M. E. McIntyre and A. W. Robertson, 1985, On the use and significance of isentropic potential vorticity map, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **111**, 877 — 946.
- [9] 赵平、孙淑清, 1991, 一次西南低涡形成过程的数值试验和诊断, 大气科学, 第 15 卷, 第 6 期, 46 — 52.

The Features of Flow Pattern in Upper Level Troposphere and Energy Conversion During the Development of Meso-Scale Low Vortex

Sun Shuqing Tian Shengchun Du Changxuan

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract

A case of heavy rain occurred in a baroclinic meso-low in the middle reaches of the Yangtze River is analyzed. The height of the tropopause in the colder sector of the vortex descends clearly when the tropopause folding occurs in that area during the development of the low. The stratospheric air with larger potential vorticity moves downward to the troposphere through the folding zone. The dropping of the tropopause in the colder sector is stronger and earlier than the lifting in warmer sector. The rotational component of kinetic energy (K) needed for the vortex development obtains mainly from divergence wind kinetic energy (K_x). The potential energy P in a whole air column in the heavy rain area transfers to K_x . In other words, the conversion function $C(P, K_x)$ is positive in the whole air column as well as at lower levels. However, the situation seems different at 100 hPa that the divergent wind kinetic energy transfers both to K and P in the vortex region. The results indicate that the flow pattern in the upper troposphere plays an important role in the development of meso-low at lower levels.

Key words: Mesoscale low; Tropopause; Divergent wind; Energy conversion.