

1998年7月21日武汉暴雨小尺度动力 特征的数值模拟研究^{*}

雷恒池 王宏 胡朝霞 肖辉 黄美元

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

P426 A

摘 要 利用三维完全弹性积云数值模式, 模拟了1998年7月21日武汉暴雨期间强降水积云的发生、发展过程。着重分析了积云动力学特征以及近地层散度场、水汽通量等对积云降水的发展、维持的贡献。结果表明, 特殊的温、湿层结配置是这次强降水对流云发生的主要原因, 而近地层高温、高湿气体源源不断地向云体输送, 是强降水积云长时间维持的能量来源。合适的上下层风切变, 特别是近地层逆向云体风速的存在, 使得云体移动前方下层高温、高湿气体向云内输送, 云后部伴随降雨而出现的干冷出流迅速流出, 上层高空急流的存在, 为积云顶出流在更大范围扩散提供了条件。散度场、水汽通量场的分布及演变, 也进一步证明了上述结论。

关键词: 武汉; 暴雨; 动力结构; 数值模拟

1 引言

1998年长江洪涝灾害是20世纪长江流域仅次于1954年的第二大洪灾, 给工农业生产和人民生命财产造成了极大的损失。洪灾过后, 针对这次洪水发生的原因和机理, 已有很多的研究工作, 从气候、大气环流、天气学等各方面进行了初步的研究, 并提出了一系列值得从科学角度进一步探讨的问题^[1~8]。赵思雄^[9]在初步分析1998年7月长江流域特大洪水期间暴雨的中尺度特征基础上, 指出“除了存在 α 中尺度系统外, 武汉地区7月21日凌晨1小时内降水达88.4 mm, 可能是由强烈发展的 β 中尺度系统所造成。黄石市在2天内降水达500 mm以上, 可能也是强烈的中尺度对流系统的影响所致。”。贝耐芳等^[10]用一小时一次的降水资料及卫星云图所得辐射亮温(TBB)资料, 对7月21、22日武汉附近暴雨特征进行了进一步的分析研究, 证实了此次暴雨确实是 β 中尺度系统造成的。邓秋华等^[11]曾分析地面雨量随时间的演变以及GMS-5红外云图逐时资料后, 指出1998年7月21日武汉暴雨是由出现在武汉西北边上的一个强对流云团缓慢东移到武汉上空后, 停滞少动造成的强降水。

由于武汉的测雨雷达(型号: WSR-81S)位于武昌, 与记录到1小时88.4 mm降雨量的汉口气象站的直线距离为15 km左右, 在降雨期间该雷达一直采用的是体积扫描方式工作; 强降雨云团位于雷达站上空, 由于雷达仰角的限制, 在15 km处所能测到的回波顶高也仅仅限于8 km以下, 所得资料不能很好地反映出该强降水云团的内部

2000-07-27收到, 2001-06-28收到修改稿

^{*} 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040907-02-02 资助

细微结构。吴翠红等^[12]仅仅分析了雷达体积扫描所得到的垂直方向体积中最强回波值(Column Max)与地面 10 min 雨量以及半小时的云图等资料,探讨了不同降雨阶段雷达回波强度与雨强的关系,没有对该强降水云团的细微结构进行研究。徐双柱^[13]根据雷达平显回波资料,描述了武汉这次暴雨的演变。在 05:00 时,武汉西北有三条不连续的东北-西南向,长 60~80 km,宽为 15 km 的对流回波带。06:00 时辐合成为一长轴为 80 km、短轴为 40 km 的复合云团。云团中有四块强度大于 50 dBZ 的对流单体,同时武汉东边黄石附近有一对流云团、四块减弱的复合云团。07:00 时,黄石的云团与武汉的云团合并,06:00~07:00 时汉口降雨达 88.4 mm,此后云团分裂。由于雷达站与降水云团距离较近,没有对强单体的垂直结构进行分析。

为了对该强降水云团的细微结构有更深入的了解,我们用一个三维完全弹性对流云模式,对 7 月 21 日武汉暴雨过程进行了数值模拟研究,以期能进一步描述出这次暴雨形成在更小尺度上的动力特征。

2 模式及资料

本工作以中国科学院大气物理研究所孔凡铀等^[14]发展的三维完全弹性积云模式为基本工具,在对其做了进一步改进后,用来模拟 1998 年 7 月 21 日武汉发生的强降水过程。该积云模式自 20 世纪 90 年代初发展以来,经过改进,已成功地模拟了冰雹云等强对流发生、发展过程^[15,16]。模式的动力框架采用 K-W (Klemp-Wilhelmson)^[17]的完全弹性(可压缩)原始方程组,用时步分离技术求解,开放侧边界,海绵吸收上边界,模拟域可随风暴质心速度平移;微物理过程参数化处理时,考虑了较为详细的冰相微物理过程。具体关于模式的描述见文献[14,15]。

已有的研究表明,武汉 1998 年 7 月二度梅开始时,第一场强降水在 21 日凌晨 04:00 时左右爆发,一直持续了 3~7 个小时,其中武汉站在 06:00 时到 07:00 时之间,降水达 88.4 mm,强降水范围为几十公里到几百公里之间^[10]。

为了能描述这一过程,并兼顾到计算机条件的限制,在本次模拟中,水平模拟域为 36 km×36 km,分辨率为 1 km;垂直域为 19 km,分辨率为 500 m。模拟域随风暴中心一起移动,使风暴的水成物中心置于模拟域的中心。同时还设置了一个 100 km×100 km 的固定区域,使得模拟域在此范围内移动,以便得到地面固定点的降雨量。

环境场从武汉探空站(57494,也就是汉口站)21 日 08:00 时的探空插值到网格点上,水平方向均匀。模式为位温热启动,初始扰动量为 1.5℃。纵观武汉站的探空可知,空气湿度很大,在 400 hPa 以下,温度露点差很小,空气几近饱和。风场结构更是特殊,风速在 4 km 以上,到 18 km 高处,风速几近不变。而在地面到 2 km 高处,风速的 u 分量为东风,4 km 以上为西风,即存在着强烈的风切变。

3 模拟结果及讨论

3.1 降水过程的模拟

由于常规探测手段不能提供云的小尺度结构特征,因此衡量云模式模拟正确与否的

一个客观标准就是看地面降雨量的时空分布图。图 1 给出了不同时间云模式模拟出的地面累积总降雨量分布图。在模拟开始的前 16 min 内, 云还处于初生期, 地面没有降水出现, 当云发展了 24 min 时 (图 1a), 地面出现了降水, 最大累积降水量仅为 5 mm。

在云初生期, 云发展较弱, 因此在中上层西北风的推动下, 云体中心已偏离了初始位置, 向南移动了近 10 km, 向东偏移了 3 km, 雨区范围大约为 $10\text{ km} \times 10\text{ km}$, 此后, 随着云的发展, 雨区不断向东南方向移动, 并逐步扩大, 到 80 min (图 1b) 时, 雨区中心已东移了 15 km, 南移了 20 km, 范围扩大到了大约 $25\text{ km} \times 25\text{ km}$, 但累积总雨量增加不是很大, 中心最大降水量为 20 mm, 此刻云已发展到了强盛阶段, 云体不再随环境风场移动, 基本相对静止在原地不动, 雨强很大。

随着云的进一步发展, 地面降水范围进一步扩大、降雨量增加, 到 128 min (图 1c) 时, 整个模拟域都发生降水, 累积降水量也增加了很多, 中心强度达 100 mm 以上。若仅仅考察 80 min 到 128 min 这一时段, 在不到 50 min 内, 地面强降水中心所降的雨量已超过 80 mm, 这和武汉站在 06:00~07:00 时之间所观测到的降雨量是 88.4 mm 很接近。

由于模式的模拟域是移动的, 我们选择模拟域内累积降水量最大值的点 (模拟到 160 min 时, 累积降水达 145.9 mm), 将其 10 min 模拟降雨量与武汉市汉口的实测

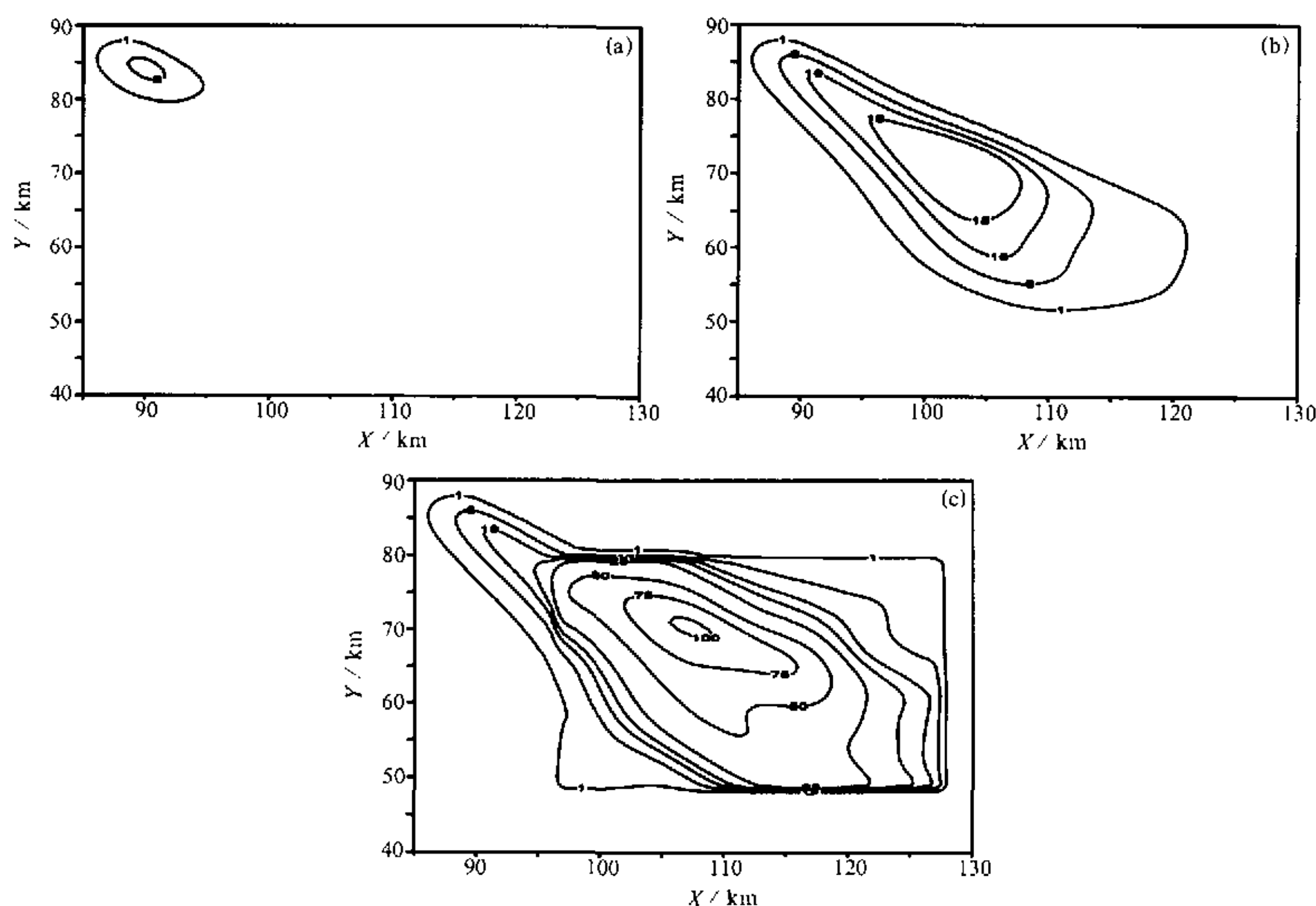


图 1 地面累积降水 (单位: mm)
(a) 模拟 24 min; (b) 模拟 80 min; (c) 模拟 128 min

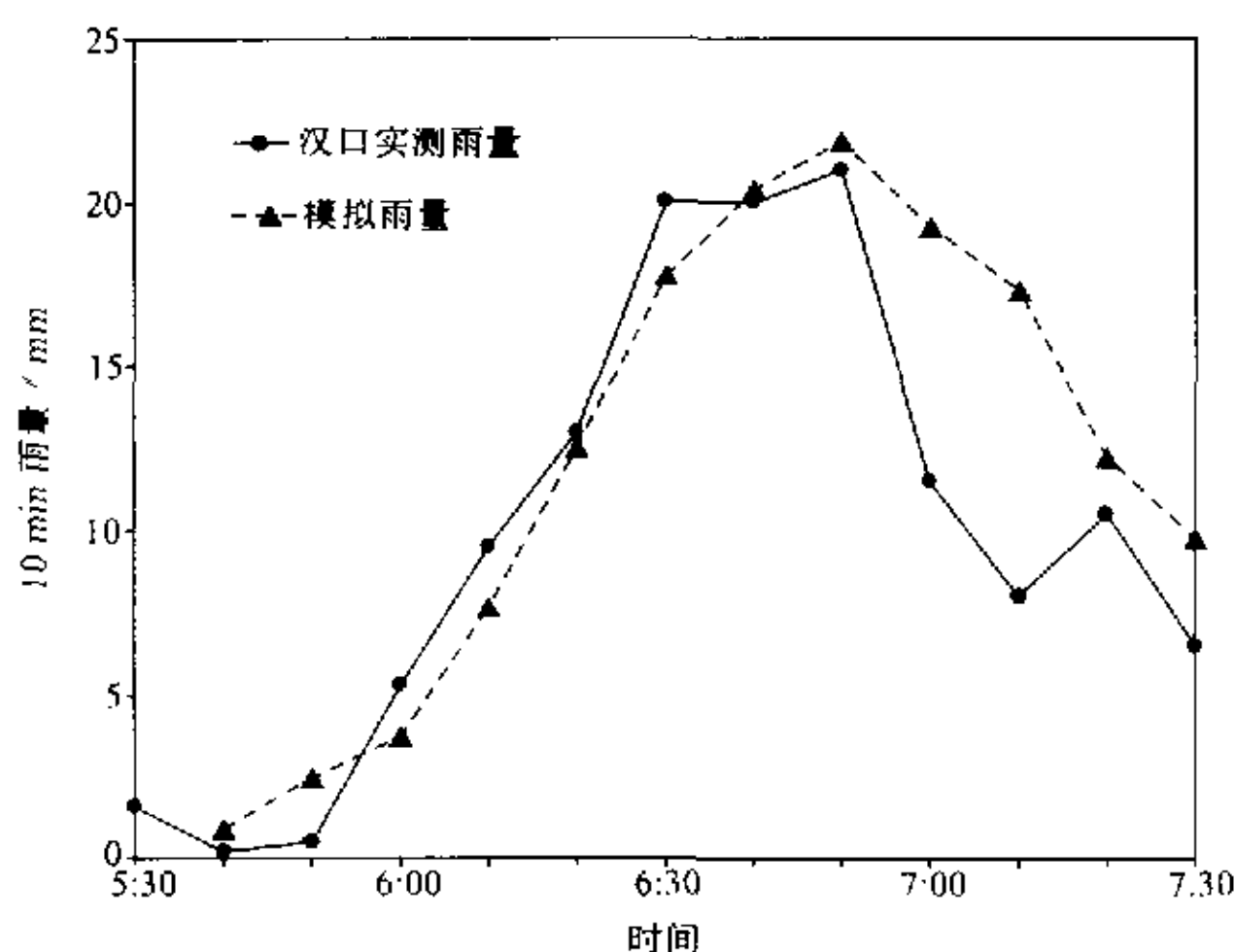


图2 1998年7月21日武汉市汉口实测雨量与模拟雨量

05:30~07:30的10 min雨量点绘(图2),其中模拟该点降雨开始时间为50 min。由图2可见,在云发展的初期及成熟期,模拟降雨量和实测降雨量非常接近,仅仅在云发展后期,实测降雨量要比模拟雨量下降快。这主要是因为在模拟到120 min后,云体范围已经扩展到了模拟域的边缘,超出了模式的模拟能力。但在云发展的初期及成熟期,本模拟工作在地面降水量的模拟上是成功的。

由于本模式的限制,在积云发展到一定阶段后,对于云体的分裂及新的积云发展,因模拟域不够,还不能进行更细致的刻画,因此本文主要讨论云体发展初期(24 min)及成熟期(80 min)的有关特征。

3.2 云含水量场及流场的空间结构

纵观云发展过程的模拟结果可知,当初始扰动加入后,云体迅速发展,范围不断扩大,总的云水含量随时间推移而增强,云最强盛时顶高为10 km。为了能较真实地反映出云体及流场的分布及随时间的演变,我们考察云的中下层($Z=4$ km)水平剖面图(图略)可知,在云发展到24 min时(初期),云体南北宽为10 km,东西宽约为15 km,含水量中心值为 2.0 g m^{-3} ,除了云体中心部位外,环境流场基本保持初始状态;当云发展到80 min时,云单体发展到了强盛阶段,此时在3 km高处,云区基本上已扩展到了整个模拟域。在该层上,云中含水量极大值已达 3.0 g m^{-3} ,范围达 $6 \text{ km} \times 6 \text{ km}$,模拟域内的流场已发生了很大的改变,仅云体东南角一小部分及东北角一部分环境场的绕流存在,同时可看到含水量 2.0 g m^{-3} 的等值线在云主体的东南方扩展,即预示着在云主体移动的右前方有新的云团生成,即云体已有分裂的征兆。事实上经过16 min后,在云体的东南方形成了一个新的含水量中心,含水量值达到 3.0 g m^{-3} 。

为了更清楚地了解云体的空间结构,我们选择云体强中心分别做了沿 X 轴和 Y 轴在云发展的初期(24 min)和强盛期(80 min)的两个时次的垂直剖面图(见图3)。图3a为24 min时在 $Y=18 \text{ km}$ 处的 $X-Z$ 剖面,可见此时云体在 X 方向的宽度约为12 km,云顶高达到7 km,云中含水量中心在3.5 km以下。由于云体处于初始时期,发展不够强盛,云体随着风速 u 分量而向东倾斜。云体含水量中心轴线与地面的夹角约为 70° 左右;2.5 km以下为东风,3 km以上为西风,云体前方的东风速度大于云后;而在云强盛时期(图3b),云中最大含水量已达 4.0 g m^{-3} ,位于云的中下部1.5 km到3.5 km高处,如前所述,此时累积地面降雨量虽然不多,但雨强很大。云体基本垂直于地面,云顶部的云毯随着上层风速 u 分量而向东延伸,由于云强烈发展的辐合上升作用,云后低层的东风减弱了很多,仅仅在近地面存在着微弱的东风,1.5 km以上已经转

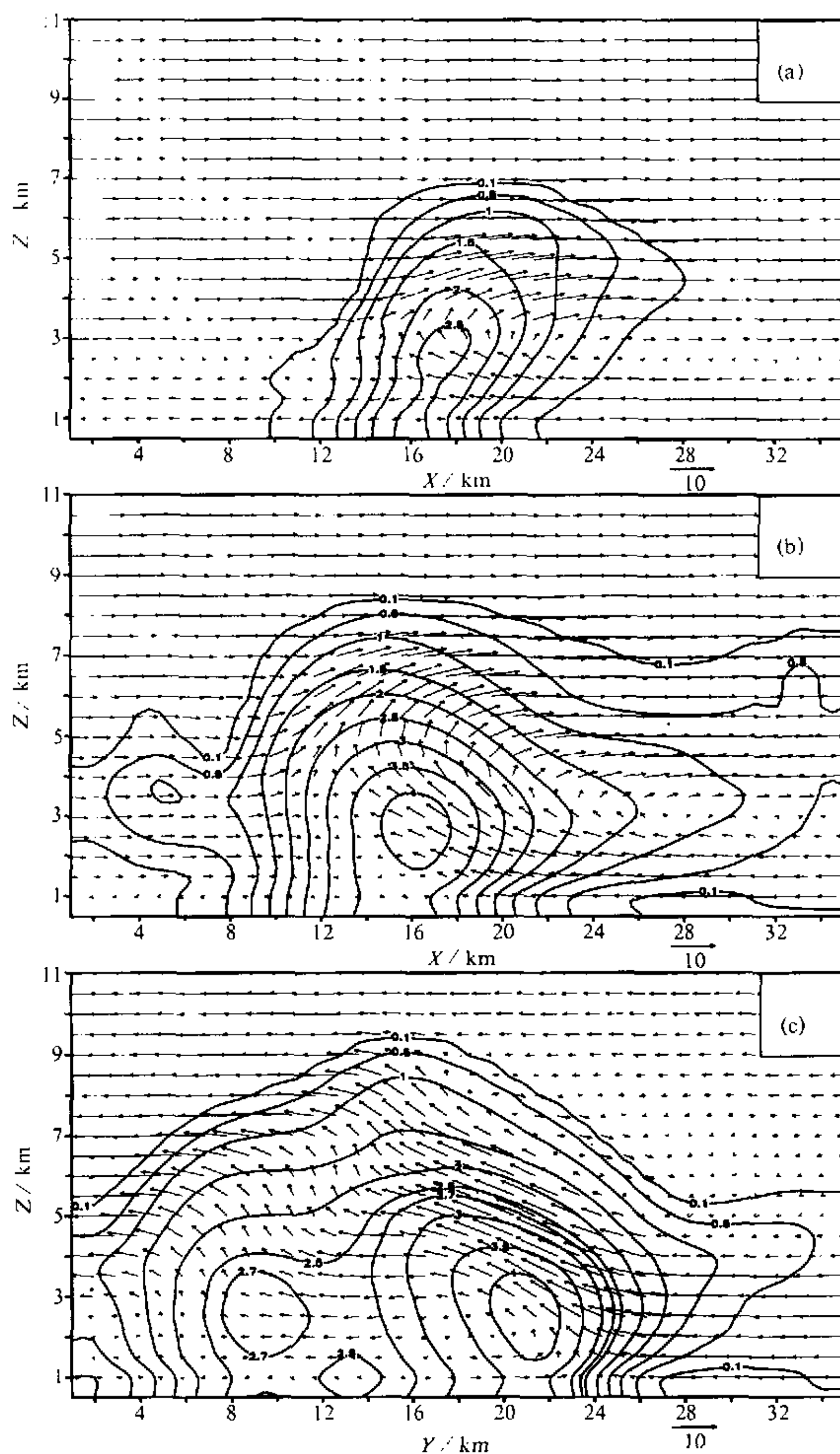


图 3 云水含量 (单位: g m^{-3}) 及合成风矢量图

(a) 24 min, $X-Z$ 剖面云水含量及 $u-w$ 合成风矢量图 ($Y=18 \text{ km}$); (b) 80 min, $X-Z$ 剖面云水含量及 $u-w$ 合成风矢量图 ($Y=20 \text{ km}$); (c) 80 min, $Y-Z$ 剖面云水含量及 $v-w$ 合成风矢量图 ($X=16 \text{ km}$)

成西风。此时地面降水范围东西已达 20 km 宽。在地面以上 2.5 km 到 4.5 km 的空中, 沿东西方向上云体已经扩展到整个模拟域, 而云体前方的低层东风随着云体的发展在强度和厚度上都得到了加强, 源源不断的将低层暖湿空气输送到云中, 为云的维持和发展提供了能量通道。

沿 Y 方向的剖面图显示, 在云的初期 (24 min 图略), 云体基本垂直于地面, 且降水及地的范围比 X 方向要窄一些, 在云的强盛期 (图 3c), 地面降水范围扩大, 达到 27 km 宽, 强含水量中心值已达 4.0 g m^{-3} 以上, 且明显可见在云主体的南方有一个上升运动区, 形成了第二个闭合的含水量中心, 数值已达 2.7 g m^{-3} , 即云体已有分裂的迹象。同时从流场上看, 初始时刻风场 v 分量均为北风, 此时由于云的强烈发展, 云体北部上层出流的作用, 使得很大一部分区域的北风在强度上有所减弱, 在云体边缘还出现了下沉的南风。在云体北部含水量最大区域下层的紧南边, 因降水的拖曳作用形成的下沉气流, 北支参与了云体外围入流强的辐合上升运动, 使得入流更易向上输送; 南支底层的出流, 使得云体南边激发起新的上升运动区, 在云的中上部形成了强的上升运动。云体的这种流场特殊结构和一般的积云或者冰雹云不同, 为此我们认为这是一种具有中国特点的强暴雨云团。

3.3 水平散度场的分布特征

水平散度场的分布在研究大气动力过程中是一个很重要的物理量, 它表征了空气在水平运动过程中的辐合 (上升) 或辐散 (下沉)。在天气尺度的研究中, 大气的运动是以有旋为主的, 水平散度场比涡度场要小一个量级, 而在 α 中尺度下, 水平散度场已和涡度场同量级, 即散度场和涡度场同等重要^[18]。在我们所研究的积云尺度下, 散度场的分布更为重要。

为了清楚地了解水平散度的空间分布, 我们在图 4 中给出了云发展初期 (24 min) 低层、高层 $X-Y$ 平面水平散度的剖面图。在 $Z=3 \text{ km}$ 高处 (图 4a), 云体大部分区域

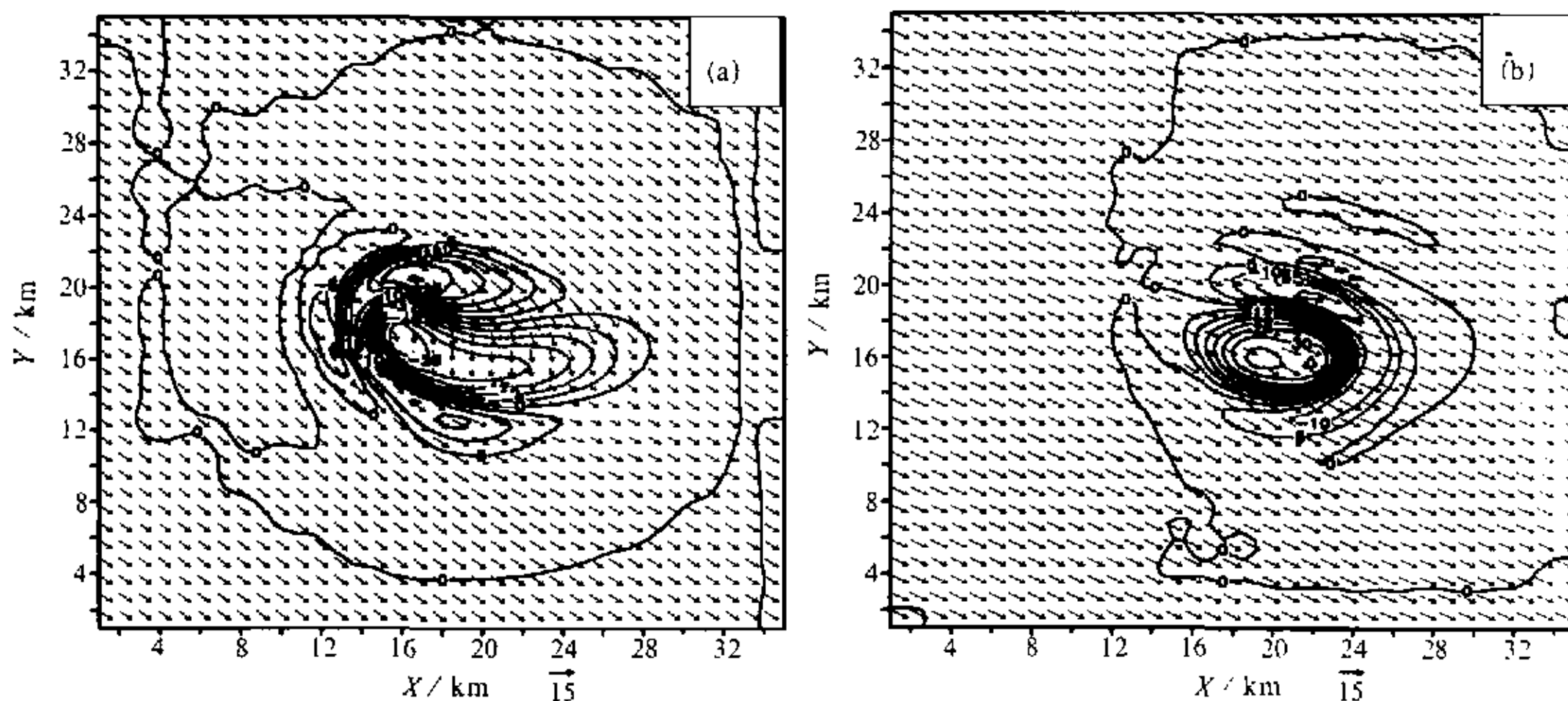


图 4 云发展 24 min 时散度场水平剖面图 (单位: 10^{-4} s^{-1})

(a) 在 $Z=3 \text{ km}$ 高处 $X-Y$ 平面, 散度场及 $u-v$ 合成风矢图;

(b) 在 $Z=6 \text{ km}$ 高处 $X-Y$ 平面, 散度场及 $u-v$ 合成风矢图

为辐合区, 中心最大值达到了 $-25 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, 此时垂直上升速度达 4.0 m s^{-1} ; 同时紧靠云体的北、西、南均有较强的辐散场存在, 且云体北边的辐散量要大于云体南边。在云的顶部区域 $Z=6 \text{ km}$ 处 (图 4b), 云体基本为辐散区, 仅仅在辐散区域的外围因连续性要求而存在很小范围的辐合区。为了更清楚地看出散度场的空间分布, 图 5 给出了云发展 24 min 时散度场的垂直剖面图。

图 5a 为沿 Y 轴 (南北) 方向水平散度场在云体发展的强中心 ($X=18 \text{ km}$) 处的剖面图, 同时给出了 $v-w$ 风速的合成矢量图。由于风速 v 分量仅仅在近地层有速度的微小切变而无风向的切变, 云体发展比较直, 对应的水平散度场在中上层分布形式也比较对称, 呈人字形分布。在云体的中下部为辐合上升区, 愈接近云的上部, 辐合区愈狭窄; 而辐散区正好位于辐合区的正上方, 且沿着辐合区的外围向云的下部呈人字形扩展; 在云的底部入流方, 有一小的辐合中心, 而在出流方因降雨的拖带作用而形成了一个小的辐散区。 $X-Z$ 剖面图 (图 5b) 上可见在云体下部及前部均为辐合上升区, 而

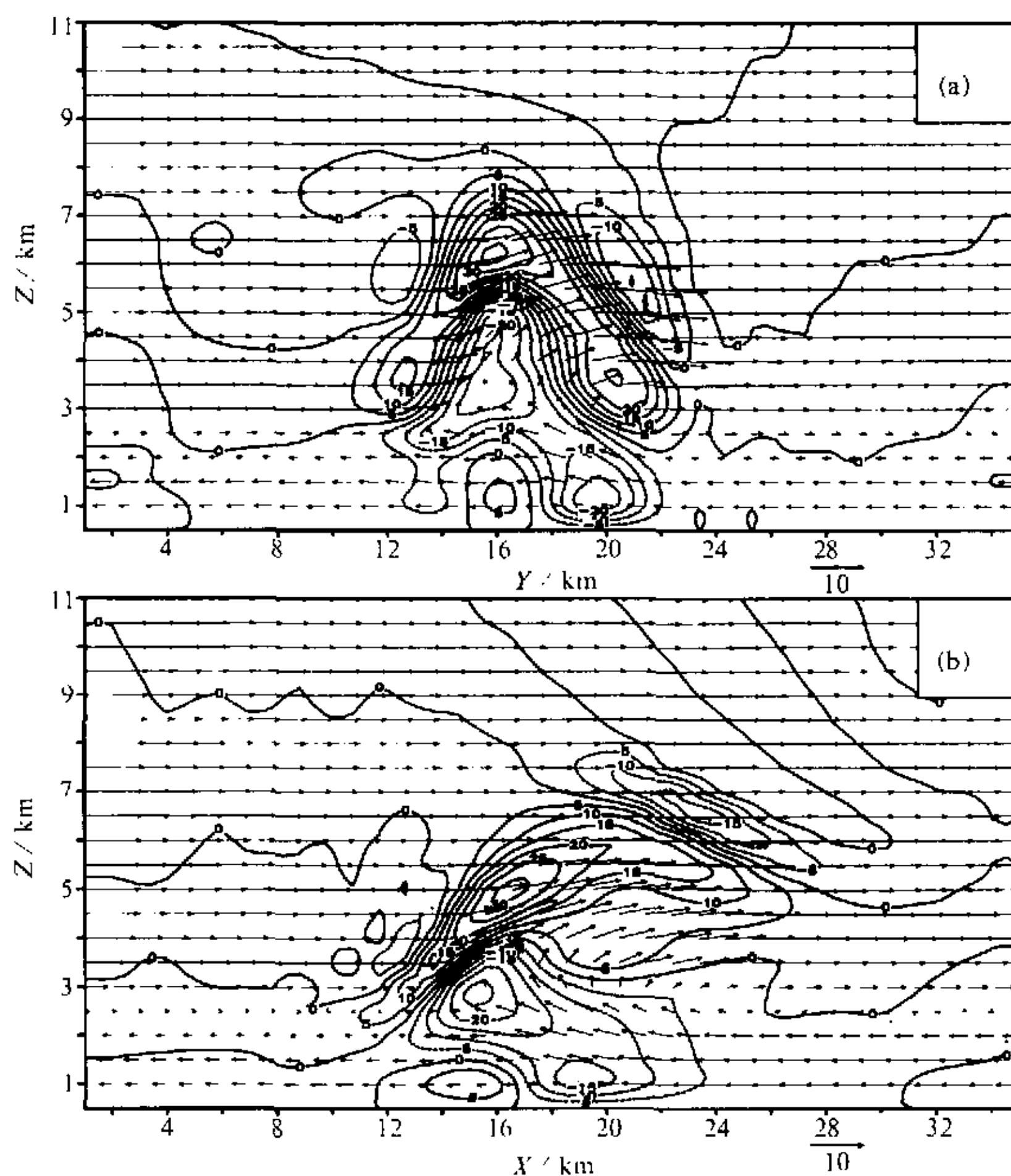


图 5 云发展 24 min 时散度场垂直剖面图 (单位: 10^{-4} s^{-1})
(a) 在 $Z=18 \text{ km}$ 高处 $Y-Z$ 平面, 散度场及 $v-w$ 合成风矢图;
(b) 在 $Z=18 \text{ km}$ 高处 $X-Z$ 平面, 散度场及 $u-w$ 合成风矢图

云体的后部（西边）及云的顶部为辐散区，结合风速矢量图，可看出在云的顶部由于出流造成了强的辐散中心。

图 6 中给出了云发展成熟期（80 min）水平散度不同高度水平剖面图。由在 $Z=1$ km 高的 $X-Y$ 平面（图 6a）可清楚看到在云的下部贴近地面处，形成了两个辐合中心。北部强辐合中心对应于云的主体，也是低层暖湿空气入流的区域。南部的辐合中心对应于云主体前方因降水下沉气流激发起的又一上升区，对比云含水量图可知，此时云主体在云的底部已开始分裂了。在 6 km 高处（图 6b），水平散度的分布与低层不同，云的主体仍是辐合上升区，南北及东边为辐散区。由于此时云已经处于成熟期，基本开始停滞在这一区域，很少移动，云体已经发展到 9.5 km 高，故水平辐合也相应的扩展到了 6 km 处。

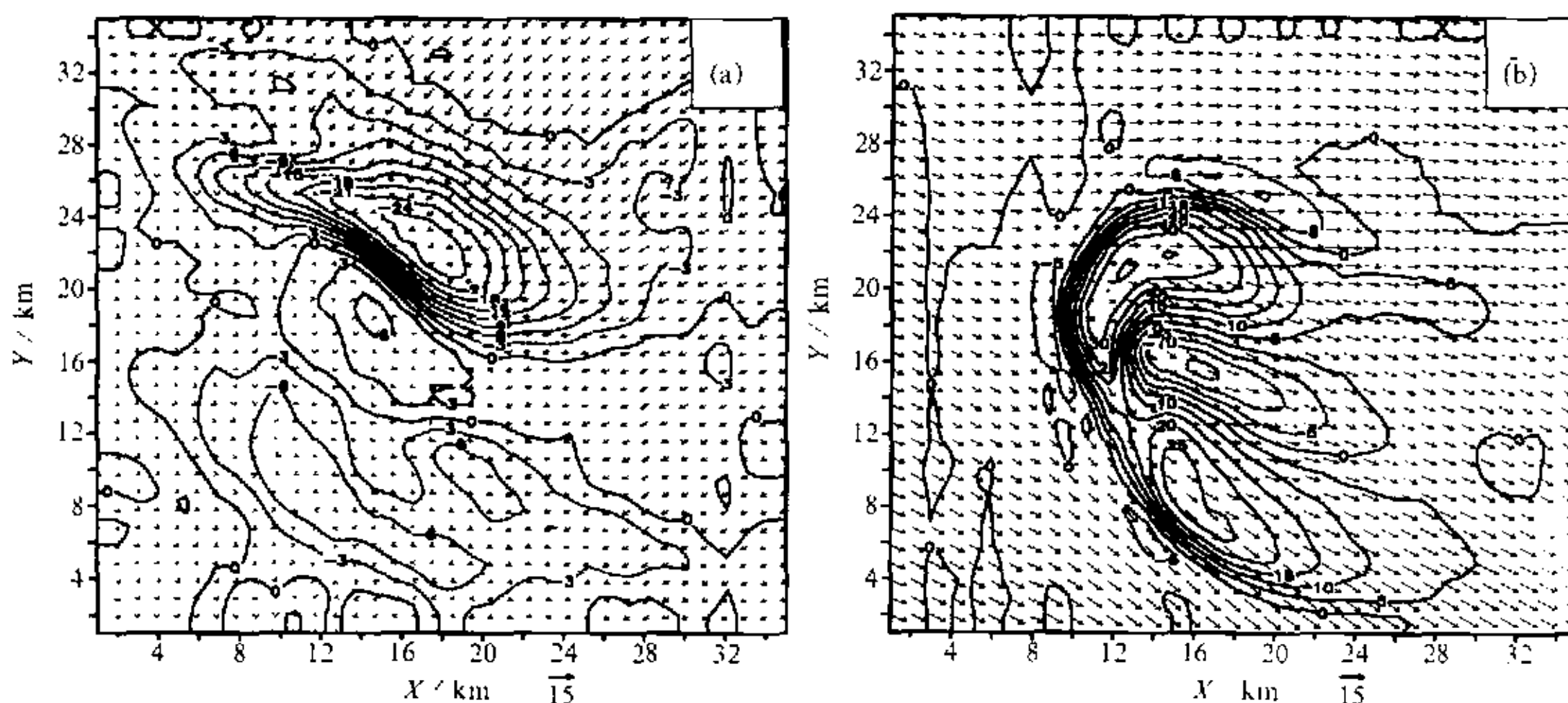


图 6 云发展 80 min 时散度场垂直剖面图（单位： 10^{-4} s^{-1} ）

(a) 在 $Z=1$ km 高处 $X-Y$ 平面，散度场及 $u-v$ 合成风矢图；

(b) 在 $Z=6$ km 高处 $X-Y$ 平面，散度场及 $u-v$ 合成风矢图

在图 7a 的 $Y-Z$ 垂直剖面图和 $v-w$ 合成风矢量图中可清楚地看到水平散度的垂直分布。其基本分布形式与云发展初期（24 min）基本相同，不同点在于辐合区的范围在低层扩大了很多，基本扩展到了整个模拟域，相应的上层辐散区也加强了很多。近地层在 $Y=24$ km 处，有一强的辐合中心，而在云体中心近地层，即含水量最大区，为一小的辐散中心，这是由于强降水的拖曳作用所形成的强下沉气流的出流作用，使得原来的北风转向，同时云体南边的低层出流，激发出了另一个上升运动区。此时虽然云体在上层还是一个整体，但在低层因降雨出流的作用，已经开始分裂了，由此也初步证明了为何积云在发展到一定程度而分裂的原因。在沿 $X-Z$ 剖面图（图 7b）上可见，最大辐合上升区位于云的中部 4~5 km 处，即东风与西风的交汇区。与 24 min 时的不同在于强度增加了很多。在云的顶部由于出流造成了强的辐散中心强度和范围也有所加强。

3.4 涡度场的特点

涡度是指空气运动中的涡旋程度。由于在三维空间中风速有 3 个分量，因此涡度也

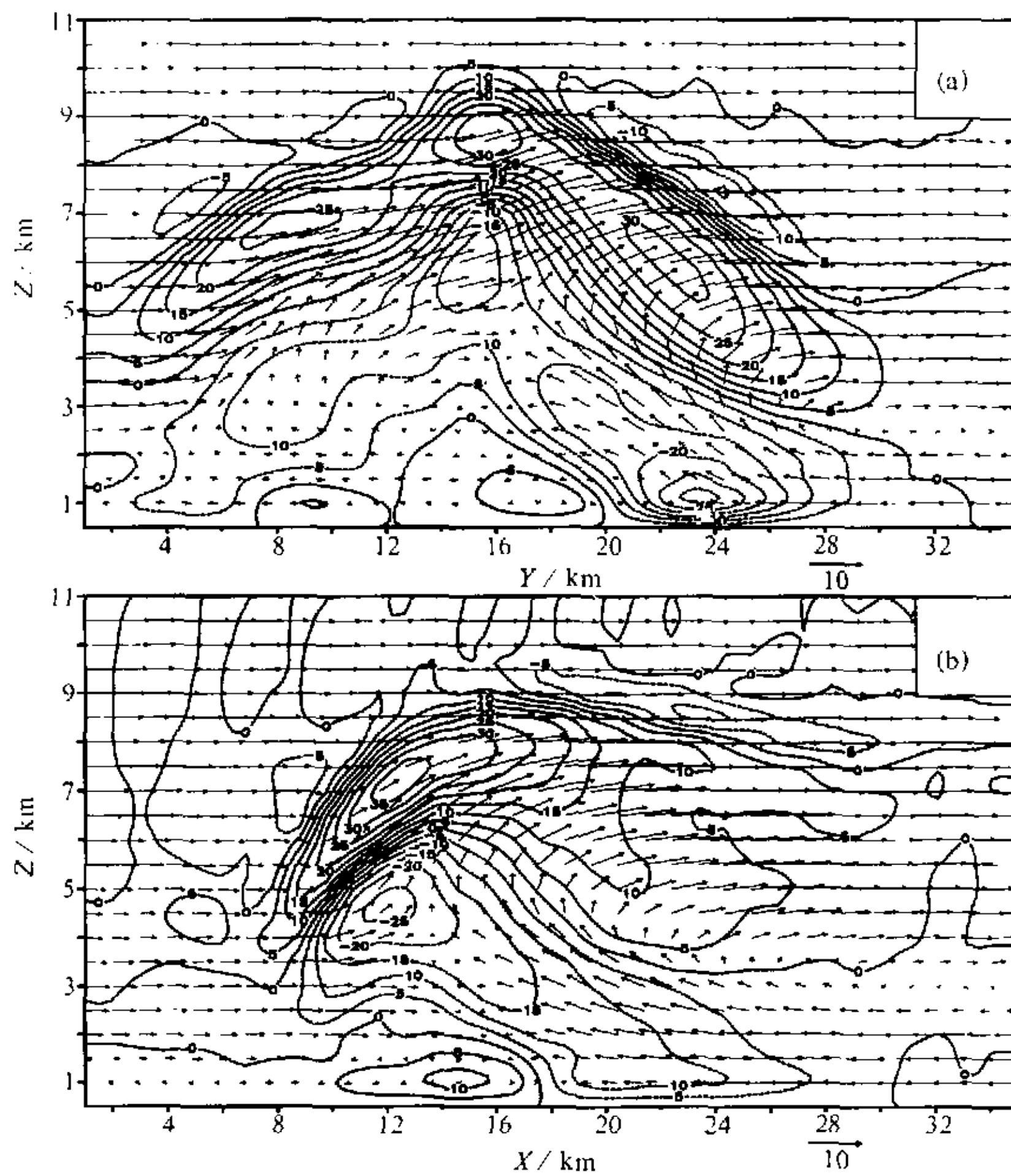


图 7 云发展 80 min 时散度场垂直剖面图 (单位: 10^{-4} s^{-1})

(a) 在 $Z=16 \text{ km}$ 高处 $Y-Z$ 平面, 散度场及 $v-w$ 合成风矢图;

(b) 在 $Z=18 \text{ km}$ 高处 $X-Z$ 平面, 散度场及 $u-w$ 合成风矢图

有 3 个分量。在天气尺度或中尺度系统研究中所讲的涡度, 一般指空气团在 $X-Y$ 平面上的涡旋程度, 此涡度实际上是涡度在 Z 方向上的分量^[19]。而在小尺度积云对流系统中, 由于系统发展相对 α 中尺度而言要强烈得多, 空气运动的旋转程度也是非常强烈, 有必要全面研究涡度的空间 3 个分量。

根据积云模式的 3 个运动方程, 可以方便地导出描述涡度 3 个分量的守恒方程:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \xi}{\partial t} = & - \mathbf{V} \cdot \nabla \xi & - \xi \left(\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) & + \left(\frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial y} \right) & - c_p \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \frac{\partial \pi}{\partial y} \\
 & \text{(I)} & \text{(II)} & \text{(III)} & \text{(IV)} \\
 & + g \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\theta'}{\bar{\theta}} + 0.608 q'_v - q'_t \right) & + \left(\frac{\partial D_w}{\partial y} - \frac{\partial D_v}{\partial z} \right) & \\
 & & \text{(V)} & \text{(VI)}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \eta}{\partial t} = & \underbrace{-\mathbf{V} \cdot \nabla \eta}_{(I)} - \underbrace{\eta \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right)}_{(II)} + \underbrace{\left(\frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial u}{\partial y} \right)}_{(III)} - \underbrace{c_p \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \frac{\partial \pi}{\partial x}}_{(IV)} \\ & - \underbrace{g \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\theta'}{\bar{\theta}} + 0.608 q'_v - q_l \right)}_{(V)} + \underbrace{\left(\frac{\partial D_u}{\partial z} - \frac{\partial D_w}{\partial x} \right)}_{(VI)}. \end{aligned}$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \underbrace{-\mathbf{V} \cdot \nabla \zeta}_{(I)} - \underbrace{\zeta \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)}_{(II)} + \underbrace{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x} \right)}_{(III)} + \underbrace{\left(\frac{\partial D_v}{\partial x} - \frac{\partial D_u}{\partial y} \right)}_{(IV)},$$

式中, ξ 、 η 、 ζ 分别表示涡度在 X 、 Y 、 Z 方向的三个分量; u 、 v 、 w 为风速的 3 个分量; c_p 为定压比热; θ_v 为环境场的虚位温, π 为气压扰动量, g 为重力加速度, θ' 为模式中位温的扰动量, $\bar{\theta}$ 为位温的平均量, q'_v 为比湿的扰动量, q_l 为云中所有水成物的总比含量, D_u 、 D_v 、 D_w 为次网格湍流扩散。

对于上述涡度方程,

(I) 为平流项, 即涡度空间分布不均匀, 由于空气流动而造成局地涡度的变化。在模式中为了考察涡度的变化, 此项暂不讨论。

(II) 为散度项, 即在涡度一定的情况下, 由于空气的辐合辐散造成涡度的局地变化, 此项的物理意义很好理解, 因此在讨论中也暂不考虑。

(III) 为涡度的转化项, 在涡度存在时, 由于速度场空间分布的不均匀, 造成了不同涡度向其他涡度的转化。这是本文重点讨论的问题之一。

(IV) 为力管项, 即在层结大气中, 由于气压扰动水平分布的不均匀, 造成了两个水平涡度分量的变化。由于此项相对于其他项而言是一小项, 故暂不考虑。

(V) 为浮力项。是由于浮力在水平方向分布不均匀而造成的两个涡度水平分量的局地变化, 亦是重点考察对象之一。

(VI) 为湍流扩散项。即由于次网格湍流扩散空间分布的不均匀而造成的局地涡度变化。此项也是小项, 在讨论中暂不考虑。

由于涡度在 Z 方向的分量 ζ 表征了空气在 $X-Y$ 平面上的涡旋运动, 历来为人们所重视。在云发展的初期 ($T=24$ min), 涡度 Z 分量呈非常标准的对称偶, 即以云体中心为界, 云体北边为负涡度, 即空气为顺时针旋转, 云体南边为正涡度, 即空气逆时针旋转, 正负强度基本相等。而在云发展成熟阶段 ($T=80$ min), 由于云范围的扩大, 在模拟域内流场基本上受制于云内的流场结构。因此, 涡度 Z 分量在不同高度上出现了不同的正负涡度中心。由经过涡度中心而做的 $Y-Z$ 剖面图 (图略) 中, 可以清楚地看到由北到南的一个负的涡度中心, 间隔一个小的正涡度中心。紧接着一个强的负涡度中心, 然后又是一个强正涡度中心。

因为涡度的加速度项对涡度本身的变化影响非常大, 而对涡度垂直分量 ζ 变化影响最大的是扭转项, 这也是我们着重考查的对象。图 8 给出了沿 $Y-Z$ 方向的由于水平涡度 ξ 、 η 分量存在而引起的涡度垂直分量 ζ 的变化量, 即扭转项。在 24 min (图 8a) 时, 扭转项的量级为 $10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-2}$ 。虽比涡度 ζ 小两个量级, 但此项相当于加速项, 因此由水平涡度而引起的 ζ 变化是一个不小的量。在云发展强盛时 (图 8b), 由于水平涡

度分量的减小, 此时引起垂直涡度的变化要比初期小一半, 最大值为 $-6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-2}$ 。

图 9 给出了涡度 Y 分量 η 在云发展不同时段扭转项 (转化项) 及浮力项 $X-Z$ 面 ($Y=17 \text{ km}$) 的剖面图。在云发展初期, 扭转项在云体中心东边的中上部为负值区

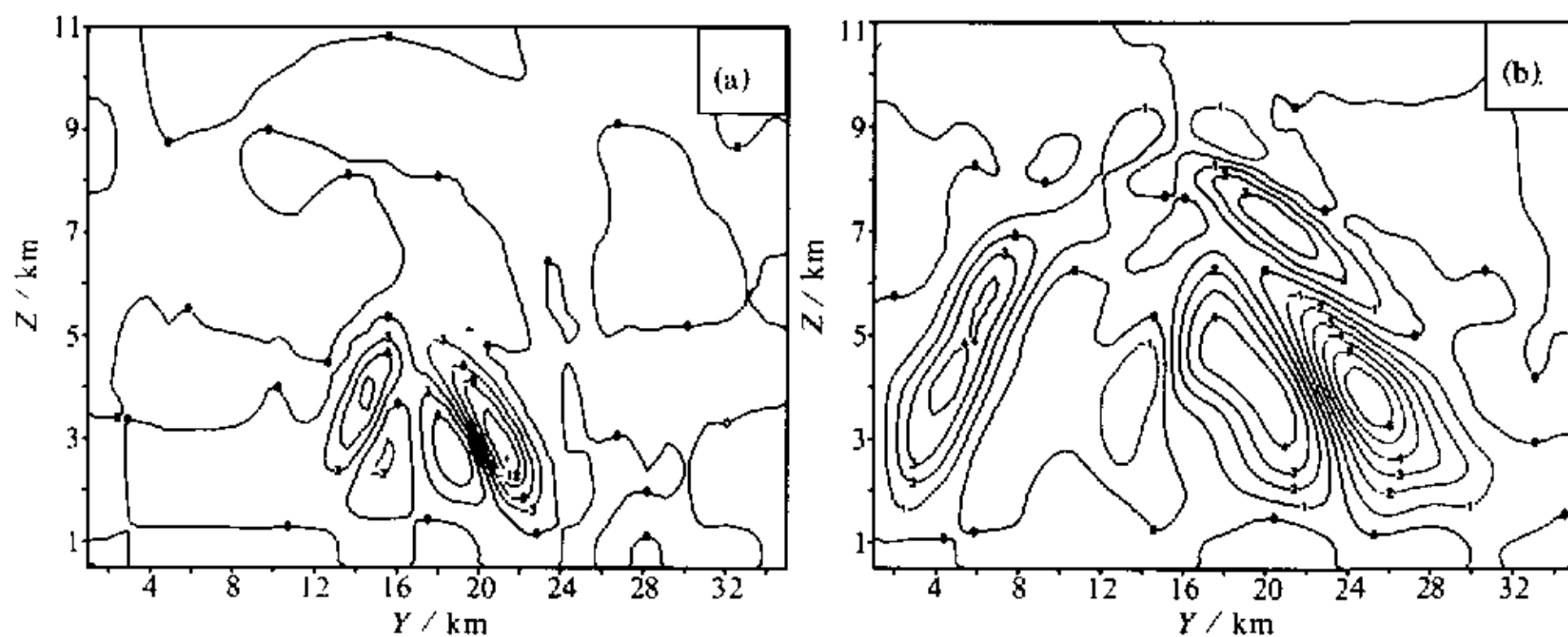


图 8 涡度 Z 分量扭转项 $Y-Z$ 剖面图 (单位: 10^{-6} s^{-1})
(a) $X=16 \text{ km}$, $T=24 \text{ min}$; (b) $X=16 \text{ km}$, $T=80 \text{ min}$

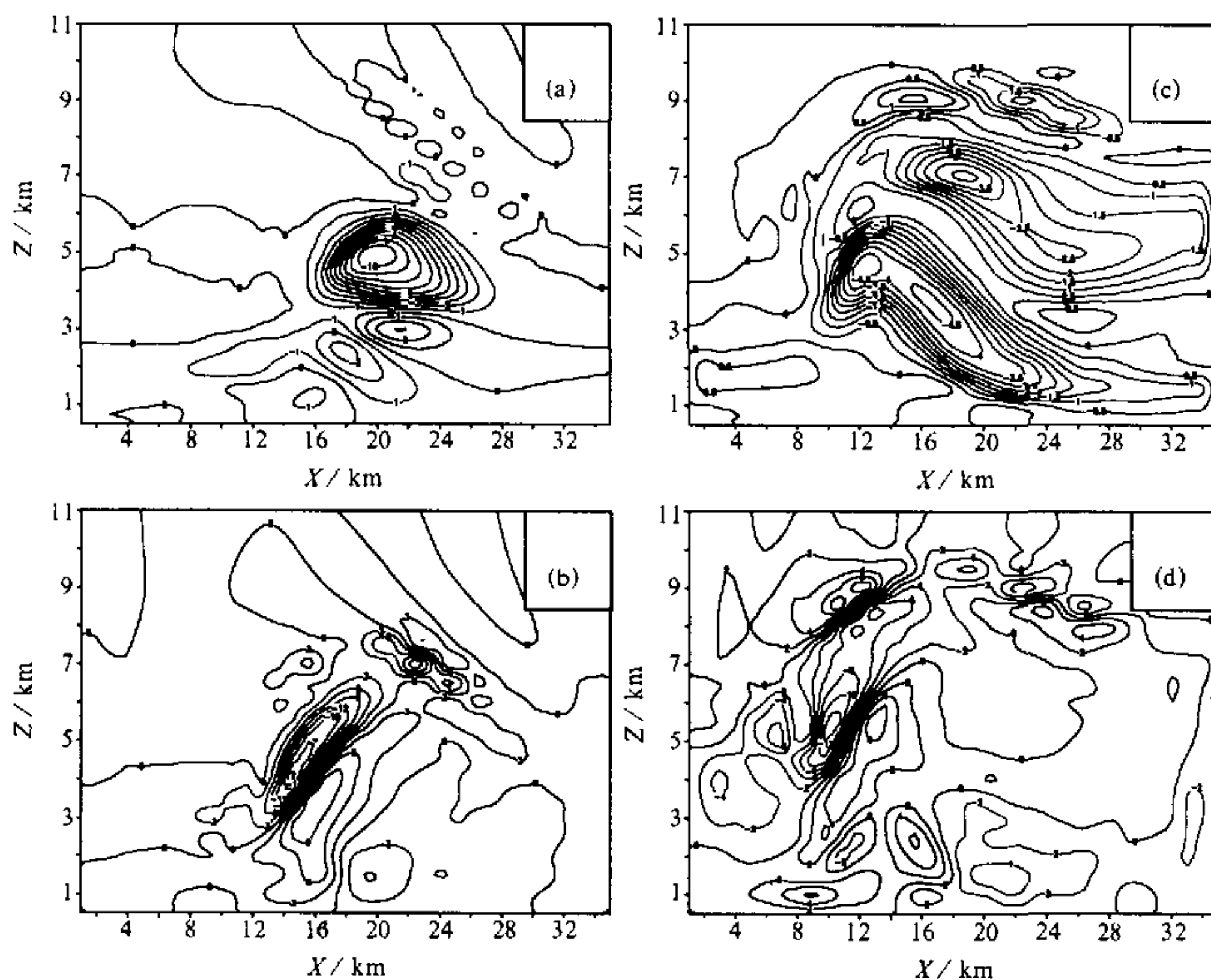


图 9 涡度 Y 分量扭转项及浮力项 $X-Z$ 剖面图 (单位: 10^{-6} s^{-1})
(a) $Y=17 \text{ km}$, $T=24 \text{ min}$, 扭转项; (b) $Y=17 \text{ km}$, $T=24 \text{ min}$, 浮力项;
(c) $Y=17 \text{ km}$, $T=80 \text{ min}$, 扭转项; (d) $Y=17 \text{ km}$, $T=80 \text{ min}$, 浮力项

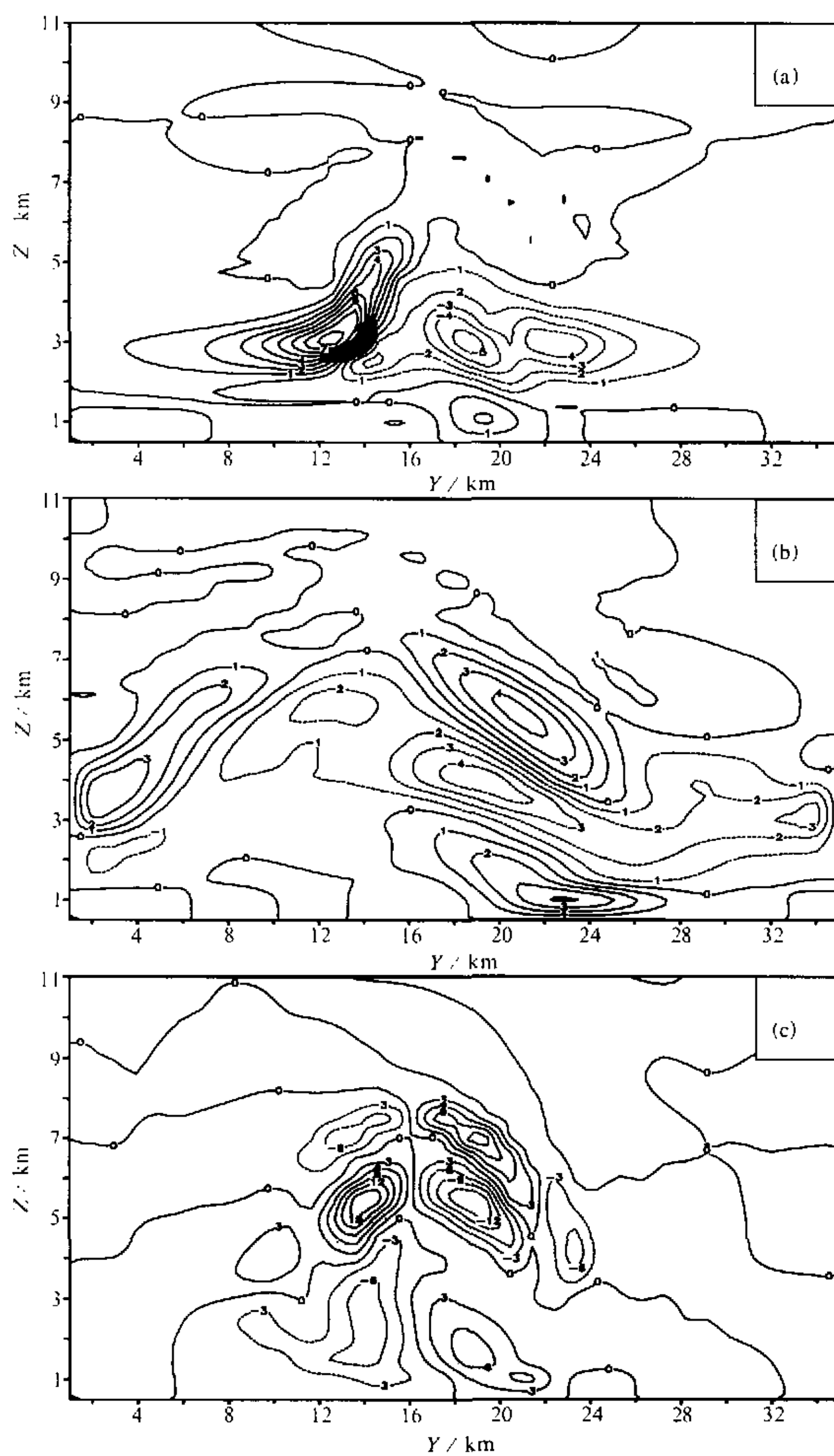


图 10 涡度 X 分量扭转项及浮力项 $Y-Z$ 剖面图 (单位: 10^{-6} s^{-1})

(a) $X=18 \text{ km}$, $T=24 \text{ min}$, 扭转项; (b) $X=18 \text{ km}$, $T=80 \text{ min}$, 扭转项;

(c) $Y=18 \text{ km}$, $T=24 \text{ min}$, 浮力项

(图 9a), 中心值达 $-10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-2}$, 即在该部位转化项的作用使得涡度 Y 分量 η 向负的方向加强; 而在云中下部位, 正负相间的两个中心, 其值要比上部小很多。对比图 9b 可知, 在云体的西部, 浮力项的作用与转化项不同, 基本在云体内, 浮力项的作用均是使 η 向正的方向加强, 而在云体西部偏上部位, 存在一个强的负值区, 其值要比转化项大近一个量级。在云发展强盛阶段, 转化项基本在整层为负值区 (图 9c), 且数值要比云发展初期小很多。这很可能是因为在初期, 水平风速切变较大, 而在成熟期, 因垂直上升运动的作用, 使得水平风切变减小, 从而引起转化项的数值减小。浮力项的作用在云体内, 一直是起加强作用, 且数值变化不大 (图 9d)。

对于涡度 X 分量 ξ 在云发展不同时段扭转项 (转化项)、浮力项在 $Y-Z$ 面 ($X=18 \text{ km}$) 的剖面图 (图 10) 而言, 在初期, 转化项在云体内的作用使得涡度 X 分量 ξ 向负的方向加速 (图 10a); 而在云体中上层南部, 存在一个强的正转化区。浮力项的作用很有规律, 在低层由南向北, 以云体中心为界依次为负、正两个中心, 数值基本相当; 在中上层则为正、负, 且数值比低层大了一倍多; 在云的顶部, 则又是负、正; 这种结构和水平流场及上升运动的配置有关 (图 10c)。在成熟期, 转化项的范围扩展了很多, 数值变化不大 (图 10b)。在云体内, 因为云的含水量较大, 浮力沿 X 方向水平梯度较小, 故对涡度 ξ 影响不大 (图略)。

3.5 水汽通量散度的分布特征

类似于 α 中尺度研究的定义, 我们定义水平水汽通量散度为:

$$D_{vq} = \frac{\partial}{\partial x}(u\bar{\rho}q_v) + \frac{\partial}{\partial y}(v\bar{\rho}q_v),$$

上式中 u 、 v 为水平风速的两个分量; $\bar{\rho}$ 为空气密度, 这里 $\bar{\rho}$ 仅仅是高度 Z 的函数; q_v 为比湿。

对于积云尺度的系统而言, 水汽的辐合是积云发展的能量来源。考察不同层次高度上云发展不同时期的水汽通量散度分布可知, 其数值中心分布基本上是南北对称的, 故图 11 给出了在 $X=18 \text{ km}$ 处 $Y-Z$ 的剖面图以及 $v-w$ 合成风矢图。在云发展的初期 (图 11a), 云底 0.5 km 到 1.5 km 处, D_{vq} 的辐合值, 最大值达到 $-90 \times 10^{-3} \text{ g m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。而在云的顶部 $Z=5 \text{ km}$ 处, 辐散值仅为 $10 \times 10^{-3} \text{ g m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。在 8 km 处, 辐散中心值仅为 $0.7 \times 10^{-3} \text{ g m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。这表明了本块积云的水汽主要由低层水汽辐合提供。

在云发展的强盛阶段 (图 11b), 云底 $Z=0.5 \text{ km}$ 到 1.5 km 处, 除了下沉气流所造成的一小部分辐散区外, 最大辐合量为 $-120 \times 10^{-3} \text{ g m}^{-3} \text{ s}^{-1}$, 且范围很大, 为云的人流区; 在云的主体南边, 也有一个小的水汽汇合中心; 在 0.5 km 以上高处, 其值接近 $-40 \times 10^{-3} \text{ g m}^{-3} \text{ s}^{-1}$; 云的顶部继续维持一个统一的辐散中心。

3.6 低层风场对积云发展的影响

以上我们以武汉实测的资料对暴雨发展过程的积云特征作了模拟研究。如果环境场有所改变, 还会形成这样的暴雨吗? 通过以前的分析, 我们注意到在近地面, 风速的 u 分量是和上层相反的。这正是低层大气向云中输送暖湿气流的主要通道, 而且有强降水的积云发展、维持的能量来源就是底层暖湿气流绝热上升, 潜热释放而形成的。为了验

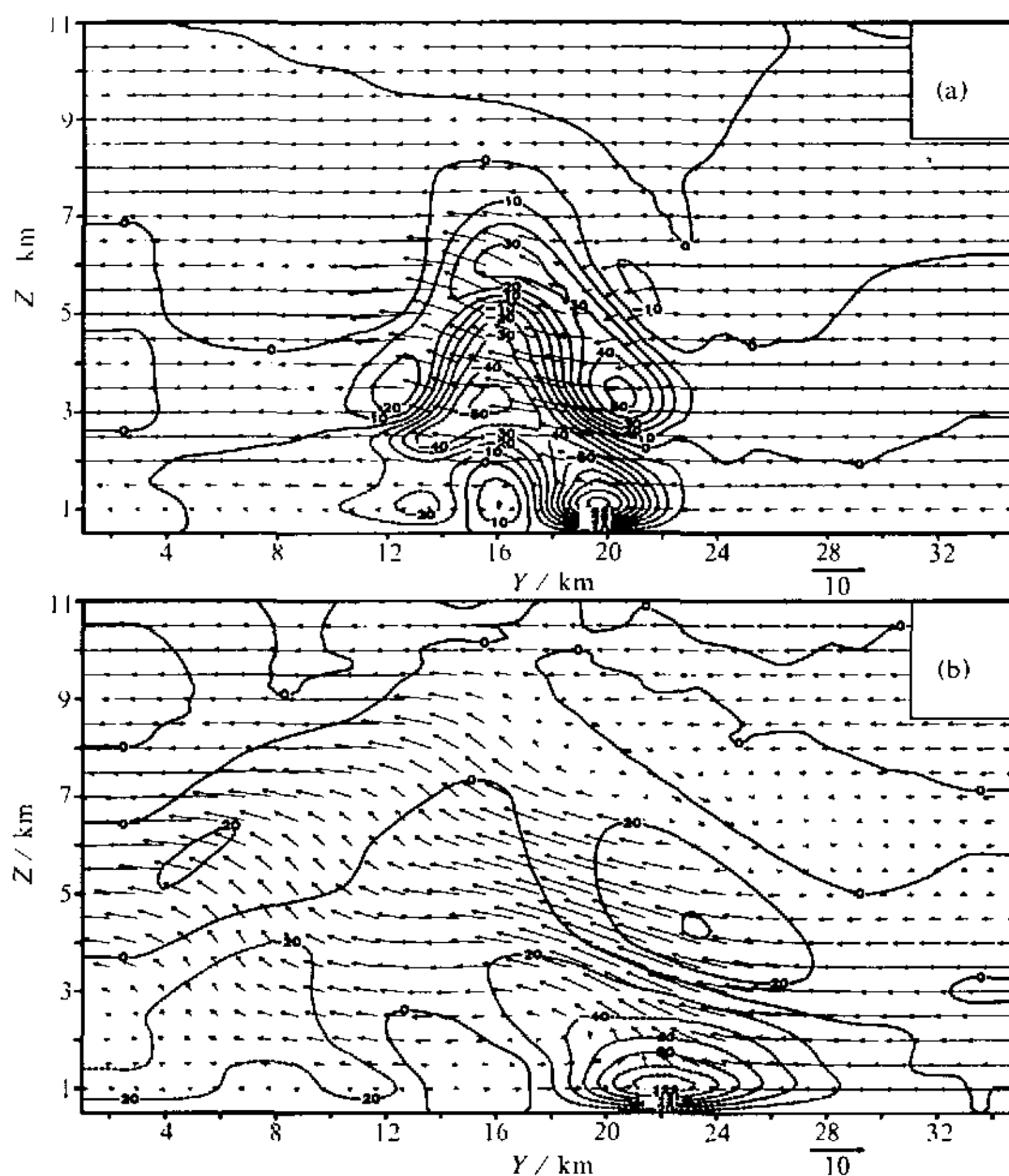


图 11 水平水汽通量散度 $Y-Z$ 剖面图 (单位: $10^{-3} \text{ g m}^{-3} \text{ s}^{-1}$)

(a) $X=18 \text{ km}$, $T=24 \text{ min}$; (b) $X=18 \text{ km}$, $T=80 \text{ min}$

证这一理论的正确性, 更为了证明环境合适风场对积云、暴雨发生和发展的影响程度,

在不改变温、湿层结的前提下, 仅仅将风速 u 分量在底层的值反号, 即由东风改为西风, 而风速大小没有改变。模式的初始扰动等其他量均未改变, 又进行了一次数值模拟。

结果表明, 云仅仅维持了 70 min。云在降水开始后不久, 在因雨的拖带作用而形成的下沉气流作用下, 切断了向上层输送暖湿气流, 云很快消散了, 地面降雨也很小。图 12 给出了 72 min 时的地面累积降水量。可见最大降雨量仅仅为 10

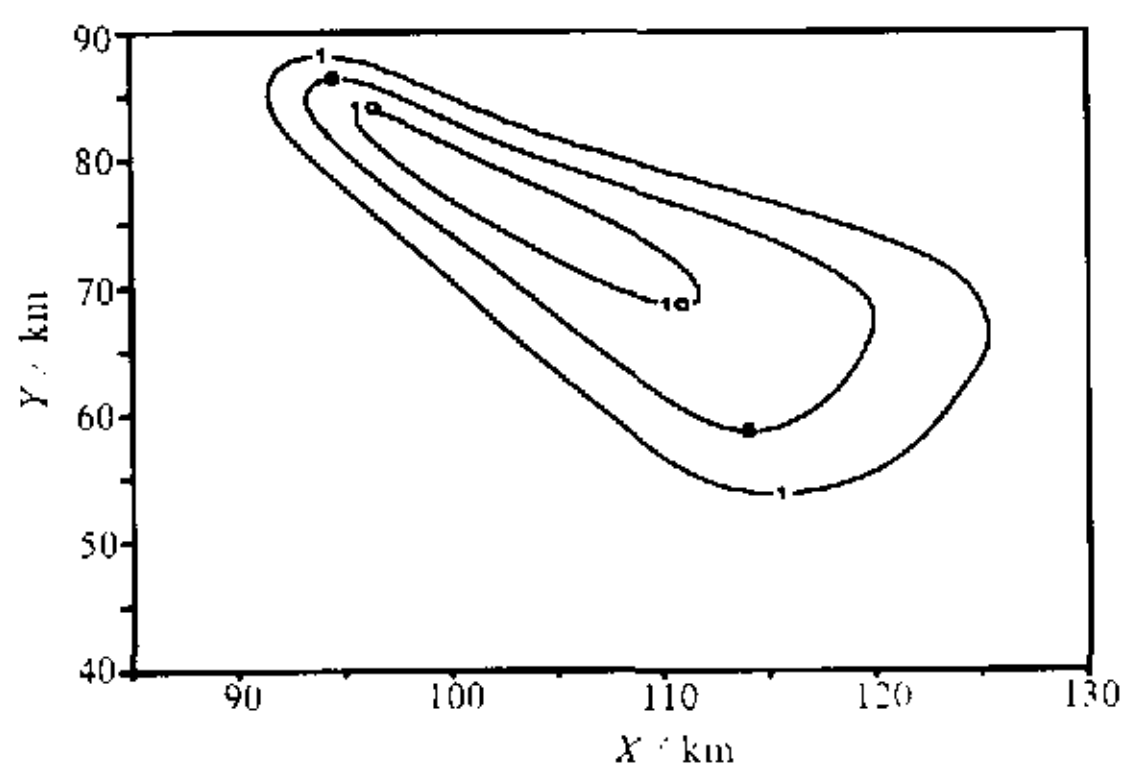


图 12 低层风场改变后模拟 72 min 时地面累积降水

mm。

同样, 我们设环境风场为零, 进行模拟, 结果表明, 伴随着降雨的出现, 下沉气流在云的四周形成了非常对称的四个新积云, 而本块中心积云很快消散了 (图略)。以上敏感性试验表明, 合适的风切变是武汉 1998 年 7 月 21 日暴雨形成的不可缺少的因子。

4 小结

通过以上对模拟结果的讨论可知:

(1) 模式成功地模拟了武汉 1998 年 7 月 21 日强降水过程, 降水量和实测值相近, 云的流场结构是一具有中国特点的强暴雨云团, 武汉强降水是该强暴雨云团长时间维持少动而造成的。

(2) 散度场的分析表明, 云发展初期为典型的低层辐合、上层辐散结构, 其值要比空气大尺度运动的散度场高出两个量级; 当云发展到强盛时, 云的中部还维持着辐合上升运动, 上层辐散; 但在云的下部, 由于降水的拖曳作用, 已出现了辐散下沉, 这是云体未来分裂的主要原因。

(3) 涡度场的分析表明, 对于涡度垂直 Z 分量 ζ 而言, 云发展初期为标准的对称偶, 成熟期出现了多个正、负相间的涡度中心。而涡度水平分量 ξ (X 方向) 和 η (Y 方向) 转化成 Z 分量, 是涡度垂直 Z 分量加强的一个重要原因。对于涡度的两个水平分量而言, 浮力项引起涡度的变化要比扭转项大近一个量级, 云体存在着强烈的涡旋运动。

(4) 水汽通量的分布表明, 云的水汽主要由低层水汽辐合来提供。

(5) 敏感性实验表明, 合适的风切变是武汉 1998 年 7 月 21 日暴雨形成的不可缺少的因子。

参 考 文 献

- 1 陶诗言、张庆云、张顺利, 1998 年长江流域洪涝灾害的气候背景和大尺度环流条件, 气候与环境研究, 1998, 3 (4), 290~299.
- 2 黄荣辉、徐予红、王鹏飞、周连童, 1998 年夏长江流域特大洪涝特征及其成因探讨, 气候与环境研究, 1998, 3 (4), 300~313.
- 3 颜宏, 1998 年中国特大洪涝灾害的大气气候特点、成因分析及气象预报服务, 气候与环境研究, 1998, 3 (4), 323~334.
- 4 林朝晖、李旭、赵彦等, IAP 短期气候预测系统的改进及其对 1998 全国汛期旱涝形势的预测, 气候与环境研究, 1998, 3 (4), 339~348.
- 5 周广庆、李旭、曾庆存, 一个可供 ENSO 预测的海气耦合环流模式及 1997 / 1998 ENSO 的预测, 气候与环境研究, 1998, 3 (4), 349~357.
- 6 李泽榕、郭进修、董立清, 天气预报在 1998 年夏抗洪防灾中的作用——暴雨成灾引起的气象科学问题的思考, 气候与环境研究, 1998, 3 (4), 335~338.
- 7 陈兴芳、宋文玲, 年代际气候变化与 1998 年长江大水, 气候与环境研究, 1998, 3 (4), 358~367.
- 8 陈红、孙建华、贝耐芳等, 1998 年 IAP 汛期暴雨短期数值预测, 气候与环境研究, 1998, 3 (4), 382~389.
- 9 赵思雄、孙建华、陈红、张凤, 1998 年 7 月长江流域特大洪水期间暴雨特征的分析研究, 气候与环境研究, 1998, 3 (4), 368~381.
- 10 贝耐芳、赵思雄, 1998 年“二度梅”期间突发强暴雨系统的中尺度分析, 大气科学, 2002, 26(4), 526~540.

- 11 邓秋华、王登炎、黄治勇、宋清翠、张吉,“98.7”鄂东南持续特大暴雨的分析,暴雨灾害(三),北京:气象出版社,1999,115~124.
- 12 吴翠红、杨洪平、万玉发,“98.7”鄂东特大暴雨的云雨量化特征,暴雨灾害(三),北京:气象出版社,1999,150~157.
- 13 徐双柱,武汉市特大暴雨的中尺度分析,暴雨灾害(四),北京:气象出版社,2000,111~117.
- 14 孔凡铀、黄美元、徐华英,对流云中冰相的三维数值模拟 I: 模式建立及冷云参数化,大气科学,1990,14(4),441~453.
- 15 孔凡铀、黄美元、徐华英,对流云中冰相的三维数值模拟 II: 繁生过程作用,大气科学,1991,15(6),78~88.
- 16 孔凡铀、黄美元、徐华英,冰相过程在积云发展中的作用的三维数值模拟研究,中国科学,1992,B35(7),834~846.
- 17 Klemp, J. B. and R. B. Wilhelmson, The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, *J. Atmos. Sci.*, 1978, 35, 1503~1521.
- 18 湘中中、小尺度系统试验基地暴雨组,中尺度暴雨分析和预报,北京:气象出版社,1988,160~161.
- 19 杨大升、刘余滨、刘式适,动力气象学(修订本),北京:气象出版社,1983,177~178.

A Numerical Research on Rain Storm Kinetic Process of the Wuhan Area on July 21, 1998

Lei Hengchi, Wang Hong, Hu Zhaoxia, Xiao Hui and Huang Meiyuan

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract A three-dimensional non-hydrostatic convective cloud numerical model with fully elastic primitive equations was used to simulate the occurrence and development of the rain-storm in Wuhan, on July 21, 1998. The characteristics of cloud kinetic process and physical quantity flux are analyzed. The results indicate that the special vertical distribution of temperature and humidity is the major cause of this rain-storm. The transport of air with high temperature and humidity from low-level to cloud is the mainly energy source for the development of this rain-storm in a long time. The suitable wind shear, particularly the existence of low-level air flow anti-direction of cloud movement, makes the high temperature and moisture air transport from the front area of cloud at low-level into cloud, and down-wind with dry and low temperature occurring with the rain fall flowing out quickly. Also the upper air jet current supports the flow-out air at the top of convective cloud diffusion far away. This structure of kinetic field maintains the rain-storm for a long time. The analyzed results of divergence field, water vapor flux also furthermore support this conclusion.

Key words: Wuhan; rain-storm; kinetic structure; numerical research