

强迫流与不稳定流的相互作用

程艳红 陆汉城

解放军理工大学气象学院大气科学系, 南京 211101

摘要 通过数值试验的方法, 研究非保守系统中的基流平衡被破坏和重建过程中, 产生非平衡中尺度环流与不稳定能量造成的对流关系, 着重探索在形成持续时间较长、尺度较大的深厚湿对流的物理过程中, 强迫与不稳定的相互作用。研究表明: 强迫流比不稳定流小一个量级。强迫流虽然本身的量值较小, 但是强迫流是不稳定流的触发机制。如果环境场具有深厚的不稳定层(垂直或倾斜方向), 并且环境场强迫出一定振幅的呈上升运动的强迫流, 则在0~3小时以后, 将在强迫流上升运动中心激发出不稳定流上升运动中心, 或使已经存在的不稳定流上升运动中心向强迫流上升运动中心移动。

关键词 强迫流 不稳定流 相互作用

文章编号 1006-9895(2006)04-0609-10

中图分类号 P434

文献标识码 A

The Interaction Between Forced and Instable Convection

CHENG Yan-Hong and LU Han-Cheng

Department of Atmospheric Sciences, Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

Abstract Slantwise convection caused by frontogenesis and moist symmetric instability also can lead to band rain. In virtual atmosphere, it is difficult to separate frontogenesis from moist symmetric instability, because they are associated with each other. In the process of deep moist convection with the characteristics of long duration and large scale, the interaction between forced and instable mesoscale convection become more complex. Based on the numerical method, the interaction between forced and instable convection in the process of the break and rebuilding of equilibrium state is discussed using mesoscale numerical-model output of Meiyu front heavy rain process in China.

The instable convection is defined as the convection caused by conditional instability or conditional symmetric instability, and the ascending motion caused by the forced factor except the instable one is named as the forced convection. For moist atmosphere, the atmospheric instable factor is defined by convective condensation heat item. In theory, the ageostrophic omega equation should be used only with convective condensation heat item on the right side of the equation to compute the instable convection. But in practice, the parameterized scheme is used to compute the instable convection, the scheme is not only complex, but also with definite error. The numerical result of sensitivity test is used to resolve the instable convection. There are several kinds of reasons resulting in the forced convection, they are ageostrophic forced effect of atmospheric motion, terrain, environmental thermodynamic force and friction. The whole forced convection caused by all factors could not be computed accurately. So the mesoscale circumfluence caused by ageostrophic force is just considered, the ageostrophic omega equation only with ageostrophic force is used to compute the force convection. The MM5 mesoscale simulation system is chosen to make a numerical experiment for a typical Meiyu-front process standing from 23 to 24 June 1999. Three experiment schemes are designed. In the first scheme, the virtual Meiyu-front process is used as the control experimentation. In the second

收稿日期 2005-07-28 收到, 2005-12-24 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40575022 和国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418301

作者简介 程艳红, 女, 1975 年出生, 博士, 讲师, 目前主要从事中尺度数值模拟和理论研究。E-mail: pwang@nju.edu.cn

scheme, the initial atmospheric instability is enlarged, and no change has been made for other factors. In the third scheme, only the initial atmospheric instability is reduced. By using the second and third schemes as sensitivity experiments, the first as control experiment, the computation method is built for the numerical resolution of the unstable convection, and the reciprocity of forced and instable convection is discussed. A conclusion is drawn about the interaction of the forced convection and instable convection. The quantity of instable convection is ten times of that of forced convection. If the deep instability in vertical or slantwise direction and the finite-amplitude ascending motion in the forced convection are given, the instable convection will appear in three hours after the production of forced convection, or if the instable convection exists before the production of forced convection, the existing convection center will move to the forced convection center. On the contrary, if the finite-amplitude forced convection caused by ambient field shows the descending motion or the weak ascending motion, it makes against the creation of the instable convection, and the relevant ascending motion centre could not be created in the actual vertical speed field. So whether ambient field can excite ascending motion to improve the instable energy release, and whether the layer of instable status shown in the ambient field is thick are two key factors whether instable energy release causes instable convection. Instable status shown in the ambient field could not insure the instable convection to create strong deep moist convection. The forced convection is trigger mechanism of the instable convection.

Key words interaction, forced convection, instable convection

1 引言

锋生与湿对称不稳定 (Moist Symmetric instability, 简称 MSI) 导致的倾斜对流均能导致带状降水, 许多研究者^[1~3]想把单纯由锋生强迫导致的带状降水和单纯由 MSI 释放导致的带状降水区分开来。实际大气中, MSI 环境一般与锋生强迫紧密相连, 把两者区分开来是非常难处理的。考虑到抬升机制和不稳定两者产生上升运动的相互作用有其自身的实际应用背景, 其重要性和迫切性早已被提到日程上来。

大量观测表明, 弱对称稳定和锋生同时存在, 即环境呈现对称中性状态。Emanuel^[4]、Thorpe 和 Emanuel^[5]以及 Xu^[6]利用理想模型区分对称不稳定和锋生的关系。Huschke 等^[7]和 Emanuel^[8]希望能分离大气中分别与大气不稳定层结和稳定层结相联系的对流和强迫对流。Emanuel^[8]和 Mapes^[9]简单讨论了两种类型的垂直或倾斜对流: 一种是激发对流 (或自由对流), 另一种是统计平衡 (statistical-equilibrium) 对流 (或强迫对流)。

正如 Emanuel^[10]和 Mapes^[9]指出, 区分两种类型的对流 (重力流或倾斜流) —— 激发流 (activated) 和统计平衡流 (statistical-equilibrium) 是十分有益的。激发流的产生必须有有效位能的聚积, 当对流被某种抬升机制触发后, 不稳定能量释放产生对流。统计平衡对流是另外一个过程, 有效位能的

消耗趋于使环境的稳定度减小, 原因是由于对流作为物理过程而出现, 例如在垂直方向的水平差分温度平流。因此, 统计平衡对流出现在对流有效位能/倾斜对流有效位能 (convective available potent energy/slantwise convective available potent energy, 简称 CAPE/SCAPE) 相对定常的环境中。被激发的湿重力对流在实际大气中较常出现, 但被激发的倾斜对流的观测特征并不容易被确认。在激发的湿重力对流中, 底层逆温层的存在有助于较大 CAPE 的聚积, 当地面上升运动最终穿透逆温层时将导致不稳定能量的释放。因此, 倾斜对流出现之前应该预先有 SCAPE 存在。

本文依据对流形成机制的不同把对流分为强迫流和不稳定流, 然后利用 MM5 模式对 1999 年一次梅雨锋大暴雨过程进行数值模拟, 所得到的高分辨模拟结果用来区别强迫产生的强迫流与不稳定引起的不稳定流。

2 强迫流与不稳定流的定义和数学计算

2.1 强迫流和不稳定流的定义

本文定义由条件不稳定或条件对称不稳定引起的对流为不稳定流, 除不稳定因子之外的所有其他强迫因子产生的上升运动为强迫流。对于湿空气而言, 大气不稳定因子主要由对流凝结潜热项来体现, 所以, 也可说由对流凝结潜热项强迫的对流为不稳定流, 除此之外的所有因子产生的上升运动为强迫流。

不稳定流是由于不稳定能量释放造成的, 由于大气中干绝热不稳定比较少见, 本文将不予考虑。湿大气中不稳定类型主要有条件不稳定和条件对称不稳定两种, 当环境场满足条件不稳定状态时, 即 $\partial\theta_{sc}/\partial z < 0$, 强迫流激发出条件不稳定流; 当环境场在水平方向上惯性稳定、垂直方向上层结稳定, 而上升运动的等动量面斜率小于等熵面斜率时, 环境场满足条件对称不稳定状态, 即湿位涡小于零时, 强迫流激发出条件对称不稳定流。

不稳定流的产生必须有强迫机制和水汽的存在。即有一种强迫机制使气块到达其自由对流凝结高度, 这类强迫机制可以是锋生环流、移动中的中尺度或大尺度天气系统, 地形, 或者任何其他振幅足够大的扰动机制。这些强迫机制形成垂直扰动的原因与不稳定流的形成原因完全不同, 它们是靠强迫形成的, 它们的产生必须有强迫机制存在, 因此产生的垂直扰动是稳定的。这类由强迫机制形成的稳定的垂直扰动称为强迫流。

2.2 强迫流的数学计算

造成强迫流的原因有多种, 如大气运动的非地转强迫、地形、外界热力强迫、摩擦等等, 对这些因子综合作用产生的总的强迫流较难进行精确计量, 本文只考虑由非地转强迫造成的中尺度次级环流。

1998 年, 张兴旺^[1]推出等 p 坐标系完全湿 Q 矢量散度作为唯一强迫项的非地转 ω 方程, 即公式 (1), 方程右端的完全湿 Q 矢量散度取决于风水平和垂直切变的差异效应, 风的水平梯度和温度梯度的乘积及水汽凝结效应。相对于传统的 Q 矢量散度而言, 完全湿 Q 矢量散度包括了除科里奥利参数变化、摩擦、下垫面感热、辐射因子之外的所有制约大气运动变化的动力和热力因子, 它直观地揭示了非地转强迫和对流凝结潜热因子对垂直运动贡献的大小。

$$\nabla^2(\sigma\omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2 \left(\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} \right), \quad (1)$$

式中,

$$Q_x = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial x} \right) - h \frac{\partial V}{\partial x} \cdot \Delta \theta - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{LR\omega}{c_p p} \frac{\partial q_s}{\partial p} \right) \right],$$

$$Q_y = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial y} \right) - h \frac{\partial V}{\partial y} \cdot \Delta \theta - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{LR\omega}{c_p p} \frac{\partial q_s}{\partial p} \right) \right].$$

按照 (1) 式右端的强迫项, 可将 ω 分为绝热、非绝热部分, 没有水汽凝结、干绝热情况下的 ω 诊断方程如下:

$$\nabla^2(\sigma\omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2 \left(\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} \right), \quad (2)$$

式中,

$$Q_x = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial x} \right) - h \frac{\partial V}{\partial x} \cdot \Delta \theta \right],$$

$$Q_y = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial y} \right) - h \frac{\partial V}{\partial y} \cdot \Delta \theta \right],$$

σ 为干空气的重力稳定度, (2) 式在满足 $\sigma > 0$, 即非地转 ω 方程满足椭圆形方程条件下才能够计算, 在实际大气中由于干重力不稳定和干对称不稳定均较少出现, 所以上式满足 $\sigma > 0$ 。

另外, 如果不考虑积云对流与大尺度环境场的相互作用, 则 (2) 式是没有水汽凝结、干绝热情况下的 ω 诊断方程, 即环境场强迫的绝热上升运动, 它不包括由各类湿不稳定 (Conditional instability、Conditional symmetric instability, 简称 CI、CSI) 引起的上升运动, 只体现了非地转强迫对垂直运动的贡献, 可用来诊断强迫流的大小。

所以, 本文用方程 (2) 来诊断本文前面定义的强迫流。即非地转 ω 方程中非凝结潜热强迫项强迫的上升运动为强迫流。

2.3 不稳定流的数学计算

当 $\sigma > 0$ 时, 实际大气中仍可能有湿不稳定 (CI、CSI) 存在, 它们引起的对流为不稳定流, 这时, 强迫流与不稳定流共存, 本文主要在湿不稳定情况下讨论强迫流与不稳定流的相互作用和发展演变。

对于湿空气而言, 凝结潜热项的作用不可忽视, 当气块上升到凝结高度后, 因冷却而凝结, 因而释放凝结潜热, 这部分能量增强了气块自身的浮力。如果使气块能够具有正浮力、自由加速上升, 变得不稳定, 则此时大气为条件不稳定或条件对称不稳定状态。虽然凝结潜热增强了气块自身的浮力, 但这部分浮力不足以维持气块的自由上升, 仍然要在强迫下才能够产生对流, 则此时大气为稳定状态。当大气为稳定状态时, 凝结潜热对垂直运动的强迫称为大尺度凝结潜热强迫项; 当大气为条件不稳定或条件对称不稳定时, 凝结潜热对垂直运动的强迫称为对流凝结潜热强迫项, 这体现了大气湿不稳定能量释放所产生的对流。在实际操作当中, 对流凝结潜热项对对流的强迫作用通过参数化方法进行计算, 计算既复杂也存在一定的误差。

本文用敏感性试验的数值结果解析不稳定流的

计算方法, 本文所用模式是何宏让等^[12]在 2000 年利用改进的空军中尺度数值预报业务系统的前后处理技术, 在微机或工作站上建立起来的 MM5 中尺度模式模拟系统, 根据其对 335 个 24 小时模拟结果的时间序列样本统计检验表明, 该系统可预报出大中尺度天气系统发展演变过程, 可用于分析天气系统的发展机制; 该系统虽然对小雨和中雨的模拟较差一些, 但对 25 mm 以上的大到暴雨的模拟能力较强, 模拟的准确率高, TS 评分也比较大。

本文用 1999 年 6 月 23~24 日一次实际梅雨锋大暴雨过程作为控制试验, 这次暴雨过程的雨带呈东北-西南走向, 跨度较大, 从朝鲜半岛以东洋面经长江中下游地区至湖南广西一带。暴雨中心有三个, 分别在朝鲜半岛南部、安徽南部、广西中部, 中心最大雨量分别为 85.8 mm、123.0 mm、147.0 mm。江淮地区雨区基本呈东北-西南走向的椭圆形分布, 60 mm 雨区范围长约 300 km, 宽约 200 km。强降水区具有明显的中尺度特征。从模式模拟结果(图略)来看, 模式模拟出朝鲜半岛和广西一带的强降水中心和整个的锋面雨带, 锋面雨带上三个降水中心, 一个在朝鲜半岛, 一个在江淮地区, 另一个在两广一带。这与实况是比较接近的, 降水中心的位置与实况基本吻合。在江淮地区(29°N, 117°E)处模拟出一个降水中心, 中心最大降水量为 40 mm, 30 mm 雨区范围呈东北-西南带状分布, 这样从降水中心位置、雨区范围看, 模拟结果与实况很接近。但降水量比实况仍然要小些。

另外值得指出的是, 预报的降水时段与实况比较相符, 降水主要发生在 23 日 0600 UTC~1200 UTC、23 日 1800 UTC~24 日 0000 UTC 时两个时段。虽然降水量的大小与实况有差异, 但预报出降水量随时间的变化特征, 对实际的业务预报工作也具有一定的指导意义。上述分析表明, 本方案的模拟预报是相当成功的, 因而, 可利用这一结果进行深入分析。

为数值解析不稳定流的计算方法, 基于控制试验又设计了两个敏感性试验, 敏感性试验 A 增大了大气的初始不稳定度, 敏感性试验 B 减小大气的初始不稳定度, 使大气的初始大气更加稳定。控制试验锋前基本呈中性状态, 试验 A 锋前呈很强的条件不稳定状态, 试验 B 锋前呈稳定状态(图略)。图 1 是三个试验中江淮暴雨中心大气稳定度随时间的演

变, 图中阴影为湿位涡, 虚线为条件不稳定度, 实线为惯性不稳定度, 图中只绘出条件不稳定度大于

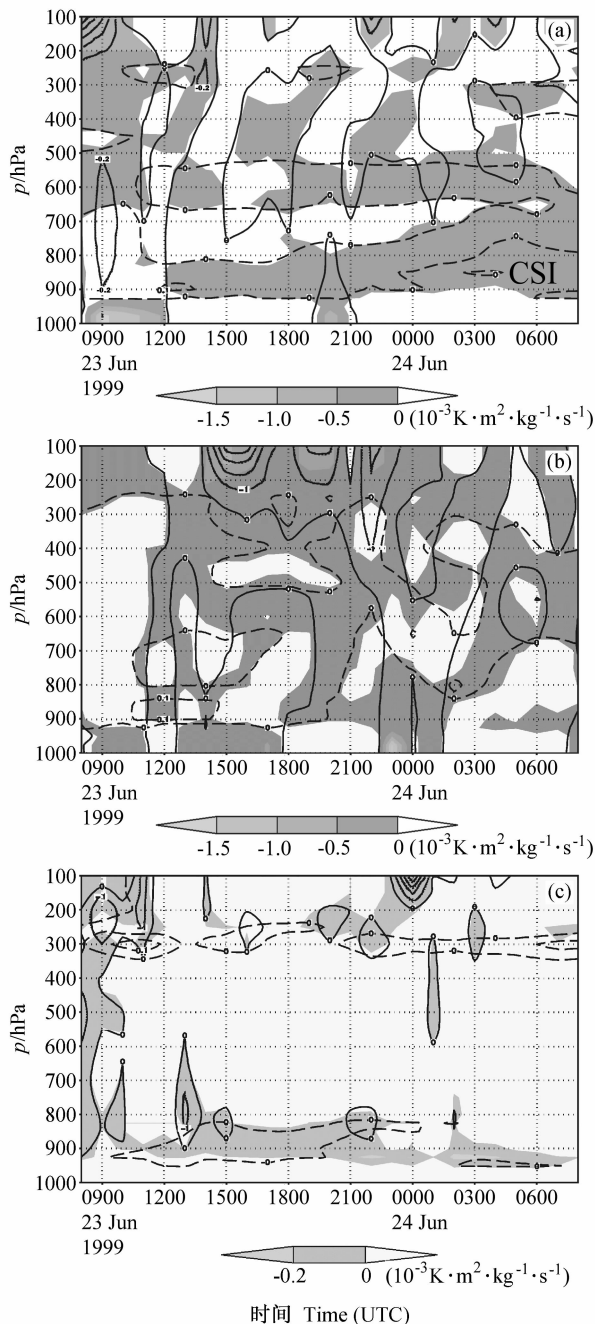


图 1 各种试验方案江淮暴雨中心大气稳定性随时间演变: (a) 控制试验; (b) 敏感性试验 A; (c) 敏感性试验 B。阴影为湿位涡; 实线: 惯性不稳定度(单位: 10^{-3}s^{-1}); 虚线: 条件不稳定度(单位: K/hPa)

Fig. 1 The instability evolution of the heavy rain center in the Changjiang River and Huaihe River valleys for (a) control case, (b) sensitivity case A, (c) sensitivity case B. The shaded area is moist potential vorticity, the dashed line is inertial instability (10^{-3}s^{-1}), the thick dashed line is conditional instability (K/hPa)

零、湿位涡和惯性不稳定度小于零的区域，湿位涡小于零且惯性稳定、条件稳定的区域为条件对称不稳定 (CSD) 区域。

从图 1 可看出在控制试验和敏感性试验 A 中，江淮暴雨中心上空在模拟时段存在很深厚的条件不稳定或条件对称不稳定层，敏感性试验 B 中不存在深厚的不稳定层结。

图 2 是三个试验方案中江淮暴雨中心模式输出垂直速度和强迫流随时间演变。对比图 1 可知，控

制试验和敏感性试验 A 中江淮暴雨中心上空在模拟时段既存在很深厚的不稳定层，在实际垂直速度场中也出现了强对流上升运动中心，所以在控制试验和敏感性试验 A 中出现了不稳定流；在敏感性试验 B 中江淮暴雨中心上空在模拟时段没有深厚的不稳定层，在实际垂直速度场中也没有出现强对流上升运动中心，所以在敏感性试验 B 中没有出现不稳定流。在有不稳定流出现的试验中，强迫流比实际的垂直速度场小一个量级，在没有不稳定流出现

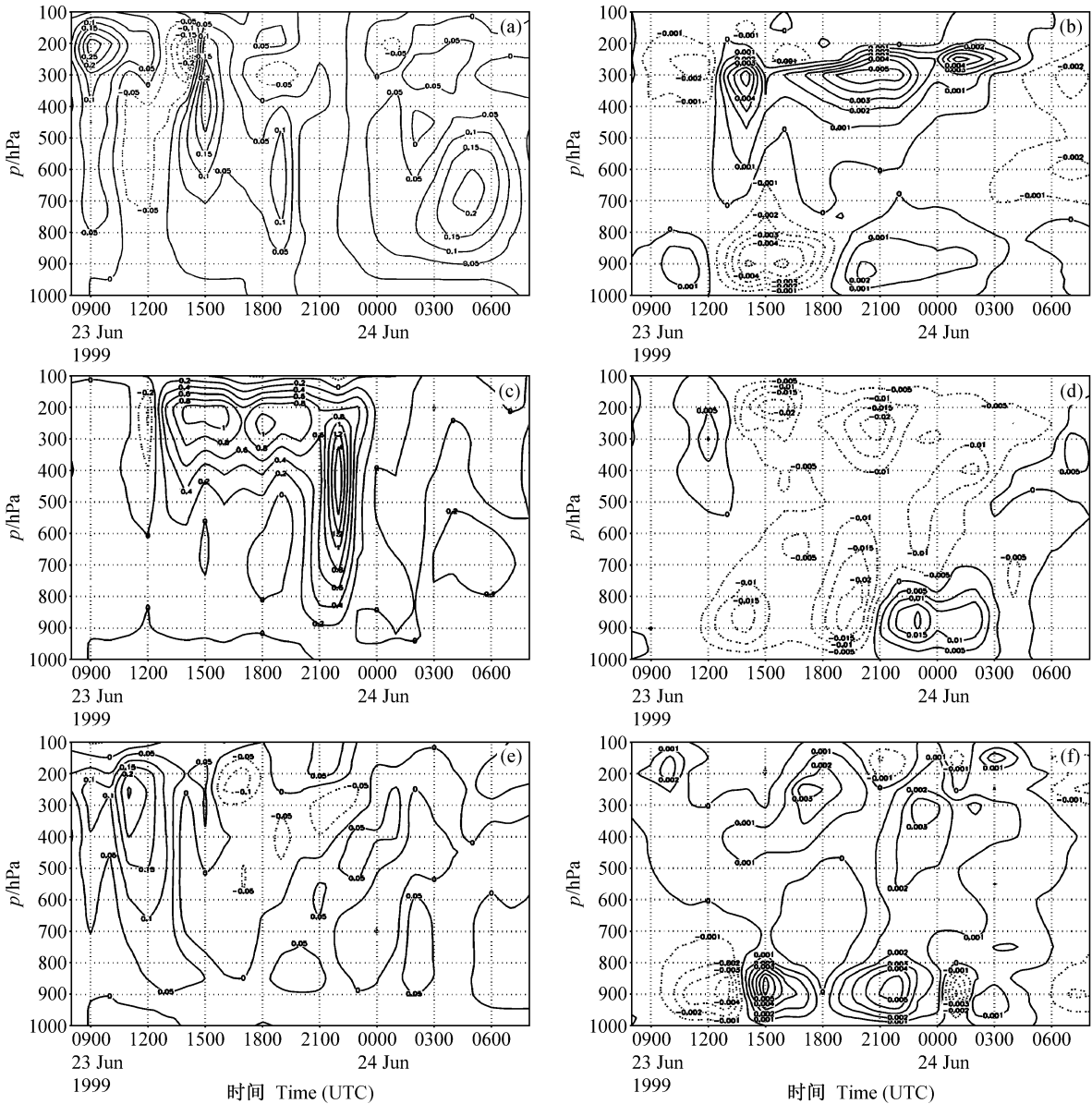


图 2 各种试验方案江淮暴雨中心垂直速度 (单位: m/s) 和强迫流 (单位: hPa/s) 随时间演变: (a) 控制试验垂直速度; (b) 控制试验强迫流; (c) 敏感性试验 A 垂直速度; (d) 敏感性试验 A 强迫流; (e) 敏感性试验 B 垂直速度; (f) 敏感性试验 B 强迫流
Fig. 2 The vertical velocity (m/s) (a, c, e) and forced convection (hPa/s) (b, d, f) evolution of the heavy rain center in the Changjiang River and Huaihe River valleys for control case (a, b), sensitivity case A (c, d), sensitivity case B (e, f)

的试验中,强迫流与实际的垂直速度场量级相当。Doswell 等^[13, 14]曾用“成分法”(ingredients-based methodology)分析深厚湿对流的产生。产生深厚湿对流的三个主要因子是不稳定、水汽和抬升,去掉其中的任何一个,可能仍然会出现一些重要的天气现象,但这种天气现象不再是深厚湿对流。因此,不稳定流和抬升机制造成的强迫流是造成强对流的两个主要因子,在有不稳定流存在的试验中,强迫流比实际的垂直速度场小一个量级,表明强迫流比不稳定流小一个量级。实际垂直速度场中的强对流上升运动中心就是不稳定流上升运动中心,所以在不稳定流产生区域,本文用实际垂直速度场中的强上升运动近似作为不稳定流。

3 强迫流与不稳定流的相互作用

下面基于控制试验模拟结果,从不同侧面对不稳定流与强迫流量级的大小以及两者之间的相互作用进行分析。

3.1 江淮暴雨中心强迫流与不稳定流的演变

从图 1 和图 2 还可看出,在控制试验和敏感性试验 A 中,从大气的不稳定状态与强对流的对应关系来看,条件不稳定状态具有较长生命史,不稳定状态不一定有强对流产生。

在不稳定流产生区域,强迫流的量级为 10^{-3} hPa/s,模式输出的垂直速度的量级为 10^{-1} m/s,所以环境场强迫产生的强迫流比实际的垂直速度小一个量级,也就是强迫流比不稳定流小一个量级。但从下面分析可看出,强迫流的出现的的确是产生强对流的关键性因素。

强迫流与模式输出垂直速度的上升和下沉运动中心基本相一致,环境场在江淮暴雨中心两次强迫出上升运动的大值中心,分别在 23 日 0400 UTC~1000 UTC 和 23 日 1900 UTC 以后,第一次强迫流上升运动大值中心处在 700 hPa 高度以下,第二次强迫流上升运动大值中心处在 700 hPa 高度以上。强迫流出现上升运动大值中心的时段与强对流发生时段相吻合,与主要降水时段也相吻合;强迫流出现上升运动的时间比不稳定流出现的时间大约早 1~2 小时以上,对实际的预报工作具有一定的指示作用。另外,综合暴雨中心强迫流、实际垂直速度和层结稳定度随时间演变图还可看出,大气条件层结不稳定区域较广,但是如果强迫流为下沉运动或

上升运动较弱,则不能产生较强的对流,所以,大气湿不稳定不能等同于强对流,一定振幅强迫流的出现是产生强对流的关键性因素,强迫流是大气产生深厚湿对流的主要触发机制,也就是不稳定流产生的触发机制。

3.2 850 hPa 等压面上强迫流与不稳定流的演变

下面,从等压面上进一步阐述强迫流是不稳定流产生的触发机制,图 3 是 850 hPa 等压面上强迫流上升运动区与模式计算的垂直速度上升运动区分布。

首先,强迫流是不稳定流的触发机制,不稳定流基本与强迫流上升运动中心的发展演变相一致。一般而言,强迫流上升运动中心产生 0~3 小时后,则会在强迫流上升运动区域内满足不稳定条件的地方产生不稳定流,或者使已经存在的不稳定流向新的强迫流上升运动大值区移动。从强迫流上升运动和由此而激发的不稳定流的时间演变关系看,强迫流激发不稳定流需要一个时间上的位相差,位相差大概为 0~3 小时。

图 3 粗短划线所围区域为强迫流上升运动区(用数字表示上升区域),粗点线所围区域为实际垂直速度场中上升运动大值中心区(用数字加上标表示上升区域)。图 3 中强迫流与不稳定流的对应关系主要有两种:第一,强迫流上升运动区域出现以后,3 小时以后不稳定流在强迫流上升运动区产生大值中心,如图 3a 中区域 2 与图 3b 中区域 2'是相对应的,图 3e 中区域 7 与图 3f 中区域 7'相对应,强迫流上升运动区域出现以后,3 小时后不稳定流在强迫流上升运动区产生大值中心。另外,如果不稳定流上升运动中心已经存在,强迫流上升运动区域出现以后,不稳定流上升运动中心向强迫流上升运动中心移动,如图 3a 中粗短划线所围区域 1 中的强迫流上升运动中心与图 3b 中粗点线所围区域 1'中的不稳定流大值中心相对应,图 3b 中区域 3 与图 3c 中区域 3'相对应,图 3c 中区域 5 与图 3d 中区域 5'相对应,在这三个区域附近,上一时刻已经有不稳定流大值中心存在,这三个区域中的不稳定流是前一时段不稳定流大值中心移动产生的,即不稳定流大值中心随强迫流上升运动中心的移动而移动。第二,强迫流出现以后,在强迫流上升运动区也同时出现不稳定流;如图 3c 中粗短划线所围区域 4,图 3d 中粗点线所围区域 6。综合这两种情

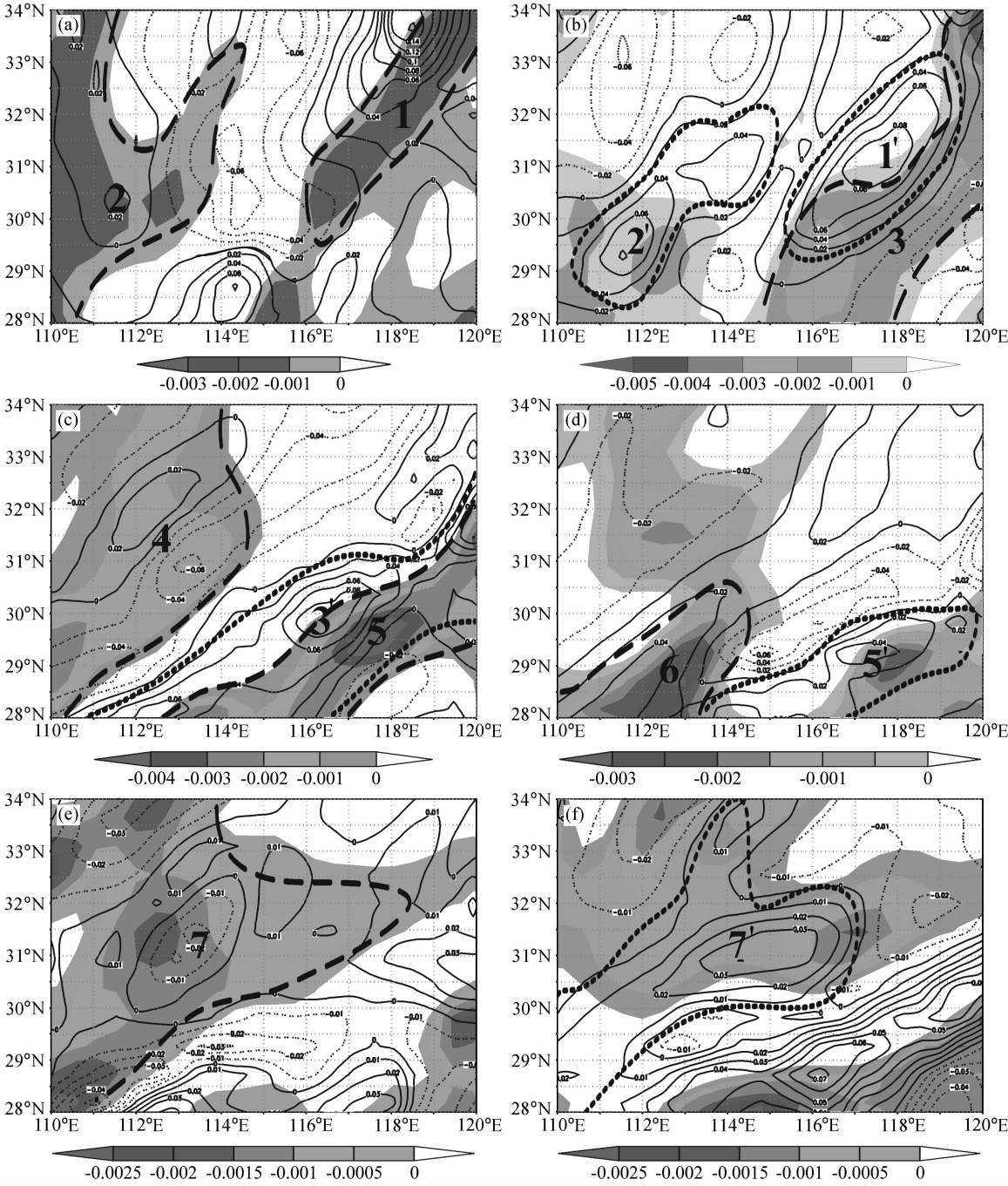


图3 850 hPa等压面强迫流(单位: hPa/s)与垂直速度(单位: m/s)分布: (a) 23日0200 UTC; (b) 23日0500 UTC; (c) 23日0800 UTC; (d) 23日1100 UTC; (e) 23日1400 UTC; (f) 23日1700 UTC。等值线: 垂直速度; 阴影: 强迫流; 粗短划线: 强迫流上升中心; 粗点线: 实际垂直速度场上升运动中心

Fig. 3 The distribution of forced convection (hPa/s, shading) and vertical velocity (m/s, isoline) at 850 hPa; (a) 0200 UTC 23 Jun; (b) 0500 UTC 23 Jun; (c) 0800 UTC 23 Jun; (d) 1100 UTC 23 Jun; (e) 1400 UTC 23 Jun; (f) 1700 UTC 23 Jun. Thick dashed line: ascending center of forced convection, thick dotted line: ascending center of vertical velocity

况, 可以认为强迫流是不稳定流的触发机制, 强迫流上升运动中心产生0~3小时后, 则会在强迫流上升运动中心位置产生不稳定流, 或者使已经存在

的不稳定流向新的强迫流上升运动大值区移动。强迫流上升运动引起不稳定流之后自己也会发生变化, 所以不稳定流与强迫流上升运动中心的位置不

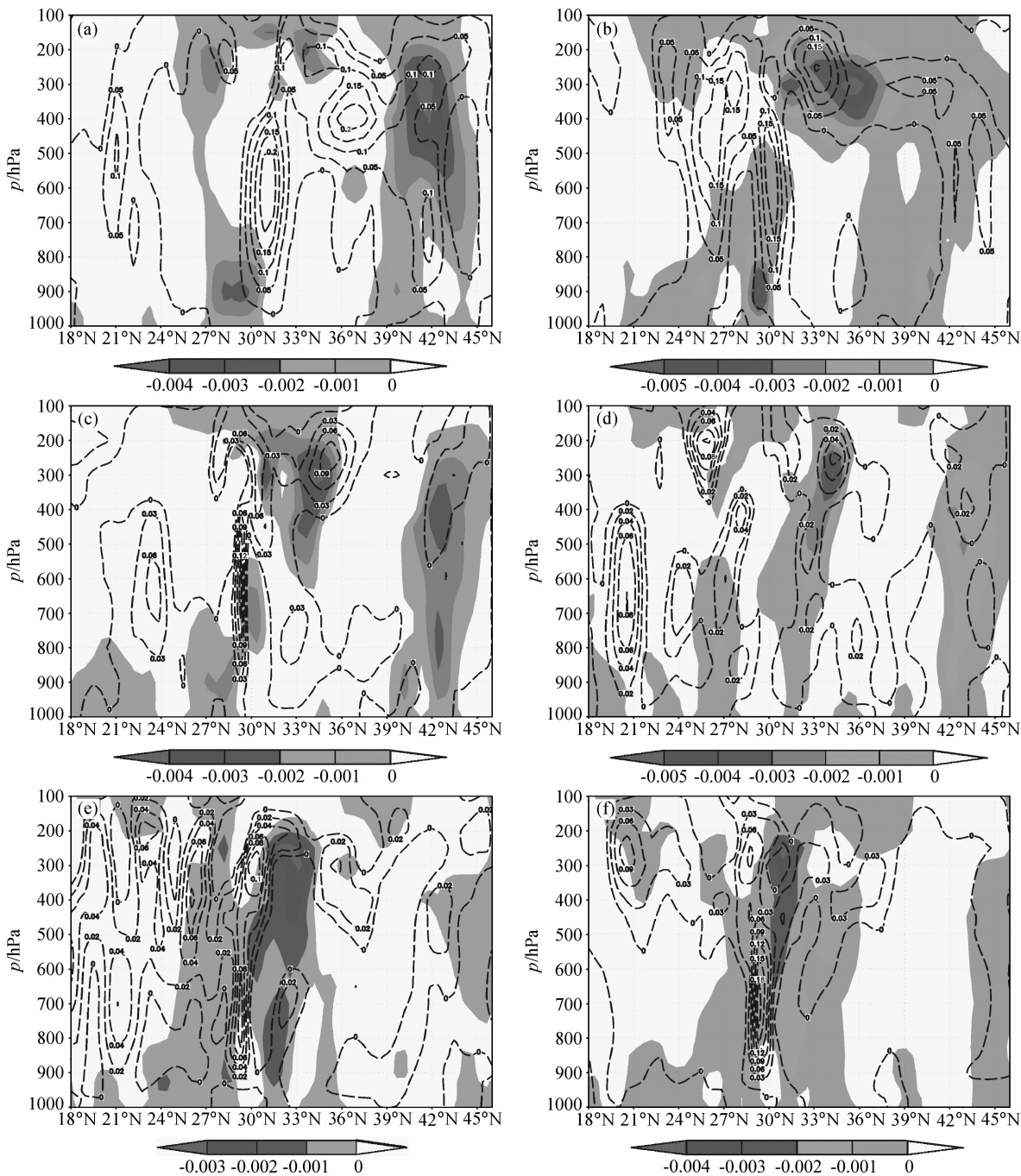


图 4 经过江淮暴雨中心(117°E)强迫流(阴影区, 单位: hPa/s)和不稳定流(等值线, 单位: m/s)的南北向垂直剖面: (a) 23 日 0500 UTC; (b) 23 日 0800 UTC; (c) 23 日 1100 UTC; (d) 23 日 1400 UTC; (e) 23 日 1700 UTC; (f) 23 日 2000 UTC

Fig. 4 The cross section of forced convection (hPa/s, shading) and free convection (m/s, isolate) through the heavy rain center (117°E) in the Changjiang River and Huaihe River valleys: (a) 0500 UTC 23 Jun; (b) 0800 UTC 23 Jun; (c) 1100 UTC 23 Jun; (d) 1400 UTC 23 Jun; (e) 1700 UTC 23 Jun; (f) 2000 UTC 23 Jun

会完全相一致。

其次, 不稳定流的产生还必须满足大气湿不稳定度条件, 也就是说, 有的区域虽然强迫流呈上升

运动, 但是, 由于没有深厚的大气湿不稳定层, 实际垂直速度场中没有相应的不稳定流产生。例如, (31°N, 113°E) 附近区域, 23 日 0800 UTC 有呈上

升运动的强迫流,但在随后的时段内,在此区域却没有强对流产生,甚至还有下沉运动区存在,究其原因这是由于大气湿不稳定性不满足不稳定流产生的条件。从(31°N, 113°E)在23日0800 UTC~24日0000 UTC时的湿位涡负值区、惯性稳定度、层结稳定度随时间的演变(图略)可以看出,虽然在这一时段内有两层条件不稳定区域:900 hPa与600 hPa之间、600 hPa与500 hPa之间,但这两层不稳定层较为单薄,而且上下距离较远,不容易被垂直扰动激发产生不稳定流。也就是说,虽然强迫流呈现上升运动,但是如果大气湿不稳定性不满足,也不会产生不稳定流。

3.3 江淮暴雨中心的垂直剖面上强迫流与不稳定流的演变

首先,分析不稳定流与强迫流的对应关系,图4是经过江淮暴雨中心(117°E)强迫流(阴影区)上升运动区与同时刻不稳定流(等值线)上升运动区的南北向垂直剖面。从图4可以看出,有的强迫流上升运动中心产生以后,立刻激发出不稳定流,产生不稳定流的大值中心,例如图4中强迫流与不稳定流重叠区域就属这种情况;有的强迫流上升运动中心产生后,没有立刻产生不稳定流,而是在0~3小时后出现不稳定流的大值中心,如23日1100 UTC 18°N与24°N之间底层存在强迫流上升运动中心,23日1400 UTC在此区域出现不稳定流上升运动中心。另外,如果不稳定流上升运动中心已经存在,则强迫流上升运动中心的出现将使已经存在的不稳定流上升运动中心向它移动,如23日0500 UTC 30°N附近不稳定流上升运动中心随时间向南移动。所以,从垂直剖面上分析所得的结论与等压面上的分析是相同的。

从850 hPa等压面上可知,在强迫流上升运动区,大气呈不稳定状态是强迫流激发不稳定流的前提条件。在此,简单讨论垂直剖面上对不稳定流与大气湿不稳定性的对应关系。

从经过江淮暴雨中心(117°E)的湿位涡、惯性稳定度、层结稳定度南北向垂直剖面(图略)来看,所有产生强对流的区域均为很深厚的大气湿不稳定层与对流中性层,或具有弱对流稳定度大气层相叠加区域,且上下不稳定层之间的距离较近,大气湿不稳定层与具有弱对流稳定度大气层叠加以后的深度至少由底层达500 hPa以上高度,产生的不稳定

流也由底层一直到达500 hPa高空,甚至有的区域大气湿不稳定层与具有弱对流稳定度大气层叠加以后的深度由底层可到达300 hPa高度,产生的不稳定流也由底层一直到达300 hPa高空,所以深厚的大气湿不稳定层存在,或深厚的大气湿不稳定层与具有弱对流稳定度大气层的叠加区域存在,是产生强对流的必要条件之一。结合图4可知,不稳定流产生的区域不仅仅是呈上升运动的强迫流的大值中心所在,也是深厚的大气湿不稳定层与具有弱对流稳定度大气层相叠加的区域,因此,一定振幅呈上升运动的强迫流和深厚的大气湿不稳定层存在是产生不稳定流的两个必要因素。由于梅雨锋过程中锋前深厚的大气湿不稳定条件很容易满足,所以不稳定流的产生在很大程度上依赖于强迫流的状态和振幅。

4 结论

通过上述讨论,对强迫流与不稳定流的相互作用总结如下:

如果环境场具有深厚的不稳定层(垂直或倾斜方向),并且环境场强迫产生的一定振幅的强迫流为上升运动,则在0~3小时以后强迫流激发出不稳定流,在实际垂直速度场中可产生相应的上升运动中心;或者使已经存在的不稳定流上升运动中心向强迫流上升运动中心移动。相反,如果环境场强迫产生的一定振幅的强迫流为下沉运动或者上升运动较弱,则不利于不稳定流的产生,在实际垂直速度场中不能产生相应的上升运动中心。所以能否使不稳定能量释放产生不稳定流的两个关键因素是:环境场能否强迫出一定振幅的促使不稳定能量释放的上升运动和环境呈现不稳定状态的层次是否深厚。环境场呈现不稳定状态并不能保证不稳定流产生形成较强的深湿对流。强迫流是导致不稳定流产生的触发机制。

参考文献 (References)

- [1] Seltzer M A, Passarelli R E, Emanuel K A. The possible role of symmetric instability in the formation of precipitation bands. *J. Atmos. Sci.*, 1985, **42**: 2207~2219
- [2] Snook J S. Current techniques for real-time evaluation of conditional symmetric instability. *Wea. Forecasting*, 1992, **7**: 430~439
- [3] Rauber R M, Ramamurthy M K, Tokay A. Synoptic and me-

- mesoscale structure of a severe freezing rain event: The St. Valentine's Day ice storm. *Wea. Forecasting*, 1994, **9**: 183~208
- [4] Emanuel K A. Frontal circulations in the presence of small moist symmetric instability. *J. Atmos. Sci.*, 1985, **42**: 1062~1071
- [5] Thorpe A J, Emanuel K A. Frontogenesis in the presence of small stability to slantwise convection. *J. Atmos. Sci.*, 1985, **42**: 1809~1824
- [6] Xu Q. Frontal circulations in the presence of small viscous moist symmetric stability and weak forcing. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1989, **115**: 1325~1353
- [7] Huschke R E, Russell D, John S. *Glossary of Meteorology*. Amer. Meteor. Soc., 1959. 638 pp
- [8] Emanuel A. Forced and free mesoscale motions in the atmosphere. Collection of Lecture Notes on Dynamics of Mesometeorological Disturbances, Proc. CIMMS Symp, Norman, OK, University of Oklahoma/NOAA, 1980. 191~259
- [9] Mapes B E. Equilibrium vs. activation control of large-scale variations of tropical deep convection. *The Physics and Parameterization of Moist Atmospheric Convection*. R. K. Smith, Ed., Kluwer, 1997. 321~358
- [10] Emanuel K A. *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, 1994. 580 pp
- [11] 张兴旺. 湿 Q 矢量表达式及其应用. *气象*, 1998, **24** (8): 3~7
Zhang Xingwang. An expression of the wet Q vector and application. *Meteorology* (in Chinese), 1998, **24** (8): 3~7
- [12] 何宏让, 潘晓滨, 魏绍远. MM5 微机模拟系统的简介和初步应用个例. *气象科学*, 2000, **20** (2): 161~170
He Hongrang, Pan Xiaobin, Wei Shaoyuan. The summary and preliminary applied example of MM5 simulative system on computer. *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2000, **20** (2): 161~170
- [13] Doswell C A III. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea. Forecasting*, 1987, **2**: 3~16
- [14] Doswell C A III, Brooks H E, Maddox R A. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, 1996, **11**: 560~581