

1992 年 Andrew 飓风眼壁区倾斜上升运动 发展的可能机制——非线性对流 对称不稳定^{*}

P4 A

陆汉城 钟 科

(解放军理工大学气象学院, 南京 211101)

张大林

(马里兰大学气象系, 美国)

摘 要 在 1992 年 Andrew 飓风数值试验输出高分辨资料的中尺度扰动结构分析基础上, 对眼壁区倾斜上升运动进行了动力分析, 指出存在一种非线性对流-对称不稳定的发展机理。梯度风不平衡是涡旋大气中提供对称不稳定的物理基础, 并用模式资料诊断研究了倾斜上升气流存在的这种发展机理的可能。

关键词: 非线性对流-对称不稳定; 梯度风不平衡; 倾斜上升运动

1 引言

由于受观测资料时空分辨率的限制和其他原因, 在诊断实际大气中的对称不稳定时, 存在许多误差和模糊。湿大气对称不稳定是一种中尺度不稳定, 因此, 最好用中尺度观测资料来分辨这种不稳定性。对称不稳定对解释锋面中尺度降水带形成机理具有重要意义, 并广泛用于探索雷暴、飚线等具有强烈倾斜上升运动的中尺度环流的形成原因。对称不稳定是空气作倾斜上升运动时所表现的不稳定性, 它是在基本气流即使在惯性稳定和对流稳定情况下, 只有作倾斜上升运动时, 浮力和旋转作用共同作用产生的扰动不稳定的一种机理。Bennetts 和 Hoskins 认为假设在没有摩擦、热源和热汇及准地转条件下, 对称不稳定的判据 q (位涡) 将不可能为负^[1], 即初始对称稳定的大气是不可能变为对称不稳定的。在有效静力稳定度减小的潮湿大气中, 由于潜热释放而引起了对称不稳定的可能, 这就是条件性对称不稳定 (CSI)。中纬度中尺度对流系统 (MCS) 是强风暴天气的制造者, MCS 中的倾斜上升运动的观测研究支持了 CSI 理论。因而, 计算湿位涡 (Moist potential vorticity) 的分布成为判别是否存在强对流天气发展的有效依据。

CSI 机制的主要物理内容包括了对流发展和涡度发展的问题, 显而易见, 涡度发展对于对流运动的作用比层结稳定度有着更加重要的作用, 吴国雄等^[2]用湿位涡守恒条件, 分析了倾斜涡度发展及其与对流运动的关系, 指出了非地转关系在倾斜涡度发展中对引起暴雨的重要性。

2000-07-03 收到, 2000-11-06 收到修改稿

^{*} 国家自然科学基金资助项目 49875009 和美国 NASA 提供给张大林教授的科学基金联合资助

最近 Raymond 和 Jiang^[3]提出了在某些准平衡条件下 MCS 本身产生的位涡距平可提供中尺度抬升机制, 有助于维持中尺度对流系统, 在有利的环境风垂直切变条件下, 低层气块被迫在等熵面上上升, 如果有足够的上升, 产生条件不稳定, 接着对流活动改变位涡距平结构, 从而发生 CSI。由此认为, 非平衡动力学对较小尺度动力系统可能是很重要的。非线性对流-对称不稳定 (Convective symmetrical instability) 是一个新的中尺度不稳定的混合概念^[4], 其中与对流输送和涡度有关的非平衡动力学最重要。

直角坐标系中, 对称不稳定理论的一个最重要的假定就是准二维性, 基本气流是地转风, 并且是一条直线, 而基本气流方向的变化是经常发生的, 这种准二维的假定就有了误差, 而早期经典的对称不稳定是涡旋大气运动的发展机理, 因此, 用基流为梯度风平衡的圆形涡旋的对称不稳定理论解释涡旋大气中的局地对流运动是有意义的, 文献[5]给出了柱坐标下这种对称不稳定的理论判据, 1992 年 Andrew 飓风的观测研究和数值试验揭示了次天气尺度涡旋大气中眼壁区强倾斜上升运动, 它是一支中尺度环流, 是强风暴天气的制造者, 文献[6]定性描述了它的发展机理。本文用模式输出的高分辨率资料进行动力诊断。

2 飓风眼壁中的非线性对流-对称不稳定的机理分析

文献[6]中提到眼壁的低层 $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$, 因而产生不稳定对流。飓风的涡旋运动是基本的, 视切向流为基本气流, 眼壁的 900 hPa 上有切向风速 (v) 的最大中心, 即低层有急流。假定在某一时刻的切向流是直线时, 并在绝对动量守恒的情况下, 不稳定的对流向上输送动量, 等动量穿越等 θ_{se} 面向上抬, 但是仅仅在对流附近的有限区域才是这样。由于对流输送结果在中高空产生超值切向流的中心, 在斜压的暖侧产生负等熵面涡度, 从而在眼壁的中高层有可能产生对称不稳定的势能。当有科里奥利旋转加上基流的旋转作用时, 对称不稳定势能得到释放, 并产生高层中尺度外流急流。这支外流急流起着高空通风作用, 使低层的人流加强, 有助于更强的对流发展。涡旋大气的特定情况下得到的这种非线性对流-对称不稳定的模型可以从图 1 中看出。图 1a 是平均状态轴对称的绝对动量 ($M = fr + v$, v 是切向速度) 与等 θ_{se} 线分布, 即从这种平均状态下的动量分布可以看出眼壁区由于对流输送的结果, 动量分布呈向上凸起。因而 700 hPa 以上动量脊线左侧 (斜压暖侧) 具有 $\partial\theta_{se}/\partial r < 0$, $\partial M/\partial r > 0$, 而 $(\partial M/\partial r)_0 < 0$, 即等 θ_{se} 面上的位涡为负值, 图 1b 则是典型意义的对称不稳定示意图, 图中气块所示的运动呈不稳定的。因而在飓风眼壁区的中高层大气符合对称不稳定的条件。这种对流-对称不稳定形成的环流与图 1c 表示的平均状态的环流图有相当一致的匹配。由高分辨率中尺度模式输出资料得到的这种机理分析为动力诊断奠定了基础。

3 涡旋大气中对称不稳定的理论模型

线性化的柱坐标的具有轴对称性的潮湿大气径向准二维的方程组为

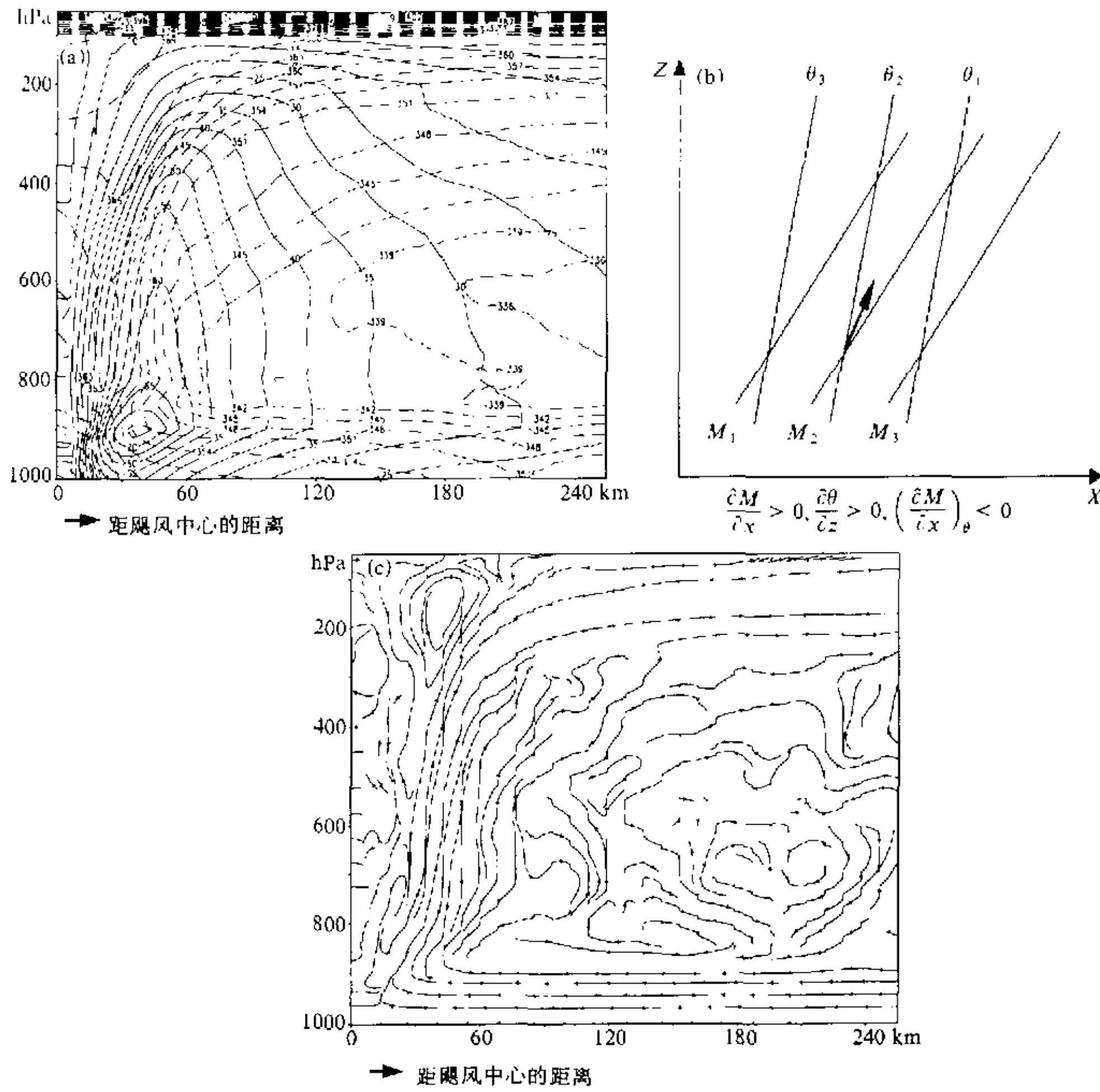


图1 (a) 平均的绝对动量 ($M = fr + v$, 实线) 和 Q (虚线) 的剖面图; (b) 典型意义的对称不稳定示意图, 箭头表示扰动气块的方向; (c) 平均状态环流图

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} + f_1 v + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p}{\partial r} = 0, \\ \frac{\partial v}{\partial t} + f_2 u + \frac{\partial \bar{V}}{\partial z} w = 0, \\ \frac{\partial w}{\partial t} + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p}{\partial z} - g \frac{\theta_{se}}{\theta_{se0}} = 0, \\ \frac{\partial \theta_{se}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{\theta}_{se}}{\partial r} u + \frac{\partial \bar{\theta}_{se}}{\partial z} w = 0, \\ \frac{\partial u}{\partial r} + \frac{u}{r} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \end{cases} \quad (1)$$

方程组 (1) 中 u 、 v 、 w 、 p 、 θ_{se} 均为扰动量, $\bar{\theta}_{se}$ 、 $\bar{\rho}$ 、 $\bar{V}$ 是基本气流的平均值, θ_{se0} 取

大气中的典型值^[1]。 u 、 v 分别为径向速度和切向速度, $f_1 = 2\frac{\bar{V}}{r} + f$, $f_2 = f + \frac{\partial \bar{V}}{\partial r} + \frac{\bar{V}}{r}$, 在线性化过程中, 切向基本气流满足静力平衡和梯度风平衡, 即

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} = g, \quad \frac{\bar{V}^2}{r} + f\bar{V} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial r}.$$

需要说明的是, 陈久康等^[7]在讨论非热成风基流的对称不稳定时, 线性化利用了基流的地转和静力平衡条件, 扰动是非热成风平衡的, 而潮湿大气和涡旋大气中则不存在基流的热成风平衡关系, (1) 式可转化为

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial r} \right) = f_1 \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right) - \frac{g}{\theta} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \theta_{sc}}{\partial r} \right). \quad (2)$$

若令 $u = \frac{1}{r} \frac{\partial \psi}{\partial z}$, $w = -\frac{1}{r} \frac{\partial \psi}{\partial r}$, 则有

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial^2 \psi}{\partial r^2} - \frac{1}{r^2} \frac{\partial \psi}{\partial r} \right) = f_1 \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right) - \frac{g}{\theta} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \theta_{sc}}{\partial r} \right). \quad (3)$$

(3) 式表明, 垂直于切向基流的 $r-z$ 平面上的环流或涡度变化是由扰动的非热成风平衡所造成的, 若视 $r-z$ 平面的环流在某一时刻的基流为直线, 则与直角坐标下的对称不稳定具有同样的理论模式, 区别是基流是非热成风平衡的。若令 $F^2 = f_1 f_2$, $S^2 = f_1 \frac{\partial \bar{V}}{\partial z}$, $S_m^2 = \frac{g}{\theta_{sc0}} \frac{\partial \bar{\theta}_{sc}}{\partial r}$, $N^2 = \frac{g}{\theta_{sc0}} \frac{\partial \bar{\theta}_{sc}}{\partial z}$, 费建芳、陆汉城^[5]推导了一定条件下, 方程

(3) 在基流为层结稳定和惯性稳定时, 涡旋大气中对称不稳定的判据, 即湿位涡小于零, 也是涡旋大气中对称不稳定的条件。实际上, 条件对称不稳定 (CSI) 的判别有两种方法, 即 Bennetts 和 Hoskins^[11]的整层大气抬升分析法和 Emanuel^[8]的气块法, 其相应的计算方法, 一类是二元法, 计算湿位涡的分布, 判别基流对 CSI 的支持条件; 一类是有效位能法, 估计 CSI 的能量。由于湿位涡

$$q_w = \frac{1}{\rho} \zeta \cdot \nabla \theta_{sc} = \frac{\theta_{sc0}}{fg\rho} (F^2 N^2 - S^2 S_m^2). \quad (4)$$

CSI 存在的条件是湿位涡 $q_w < 0$, 它与潮湿大气的判据 $(F^2 N^2 - S^2 S_m^2)$ 具有相同的物理意义。

通过量纲分析, 假定垂直速度的水平变化比水平速度的垂直变化小得多时^[2] (即 $\frac{\partial w}{\partial x}, \frac{\partial w}{\partial y}$ 小于 $\frac{\partial u}{\partial p}, \frac{\partial v}{\partial p}$)。 q_w 还可写成下列形式:

$$q_w = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p} - g \left(\frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial x} \right). \quad (5)$$

定义 $q_{w1} = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p} = -g\zeta_p \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p}$ 和 $q_{w2} = -g \left(\frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial x} \right)$ 分别是湿位涡的垂直分量和水平分量, 则 $q_w = q_{w1} + q_{w2}$, 对于 CSI 而言, $q_w < 0$ 表示了垂直于

基流剖面上的涡旋(或倾斜上升运动)具有发展的条件, 由于 q_w 是 q_{w1} 和 q_{w2} 的代数和, 它们可有以下的情况:

(1) 大气为对流稳定时($\partial\theta_{sc}/\partial p < 0$), 涡旋大气中一般 $\zeta_p > 0$, 因而 $q_{w1} > 0$, 此时, 减少 CSI 机会。如果大气为对流不稳定($\partial\theta_{sc}/\partial p > 0$), 且 $q_{w1} < 0$, 此时潮湿大气中垂直对流与 CSI 的倾斜上升对流可以同时存在, 而垂直对流有较快的增长率, 此时对流不稳定是主要的, 且只有时空尺度较小的运动。当大气为弱对流稳定($\partial\theta_{sc}/\partial p \approx 0$)时, $q_{w1} \sim 0$, 不影响 q_w 的总值, 有利于 CSI 产生。

(2) 在大气中存在湿斜压性并具有风的垂直切变, 具有类似于如图 1a 的基流状态, 则有 $q_{w2} < 0$, 因而产生 CSI, 当风的垂直切变越大(等动量面斜率越小)、湿斜压性越大(中尺度锋区越强, 等 θ_{sc} 面越陡)时, 越有利于 CSI 的产生。因此可以利用高分辨率模式输出资料对涡旋大气的对称不稳定进行诊断分析。

4 Andrew 飓风的对称不稳定的诊断

4.1 梯度风不平衡的动力诊断

飓风眼壁中的倾斜对流上升运动是由浮力引起的垂直运动和径向方向受力不均匀引起加速度的合成。直角坐标系中的对称不稳定的水平加速度由基流的地转平衡破坏引起。涡旋大气中则由梯度平衡被破坏造成, 计算了轴对称情况下径向气流的作用力 $F = F_p + F_c + F_k + F_f$, 其中 F_p 、 F_c 、 F_k 、 F_f 分别为径向气压梯度力、科里奥利力、离心力和摩擦力, 边界层以上 $F_f = 0$, 显然 $F > 0$ 是超梯度的, $F < 0$ 则为次梯度, 结果如图 2 所示, 在 1000~800 hPa 的眼心到眼壁区有强超梯度区, 因而产生向外的超梯度力, 它阻止了低层入流到达眼区, 使眼底空气辐散, 减小了中心气压, 使飓风发展, 而且超梯度流和径向入流辐合在对流不稳定区产生垂直加速度, 形成第一个上升速度中心, 它与超梯度风引起的加速度合成成为倾斜向外的上升运动, 也是非线性对流-对称不稳定在眼壁底层的表现。在 800~700 hPa 为弱次梯度区, 在此高度上径向外流和垂直速度的合成形成的倾斜向外上升运动在次梯度风作用下向着 θ_{sc} 线方向, 垂直加速度受到制约。

700~250 hPa, 在强超梯度和径向外流区, 在上述讨论的具有对称不稳定的基本流中提供更强倾斜上升运动发展条件, 垂直运动达到又一极值。而 250 hPa 以上的弱超梯度带, 在这个高度上 $\partial\theta_{sc}/\partial p < 0$, 径向外流是主要的, 随高度增加, 垂直速度渐变为零, 外流急流发展, 增强了眼壁中尺度倾斜

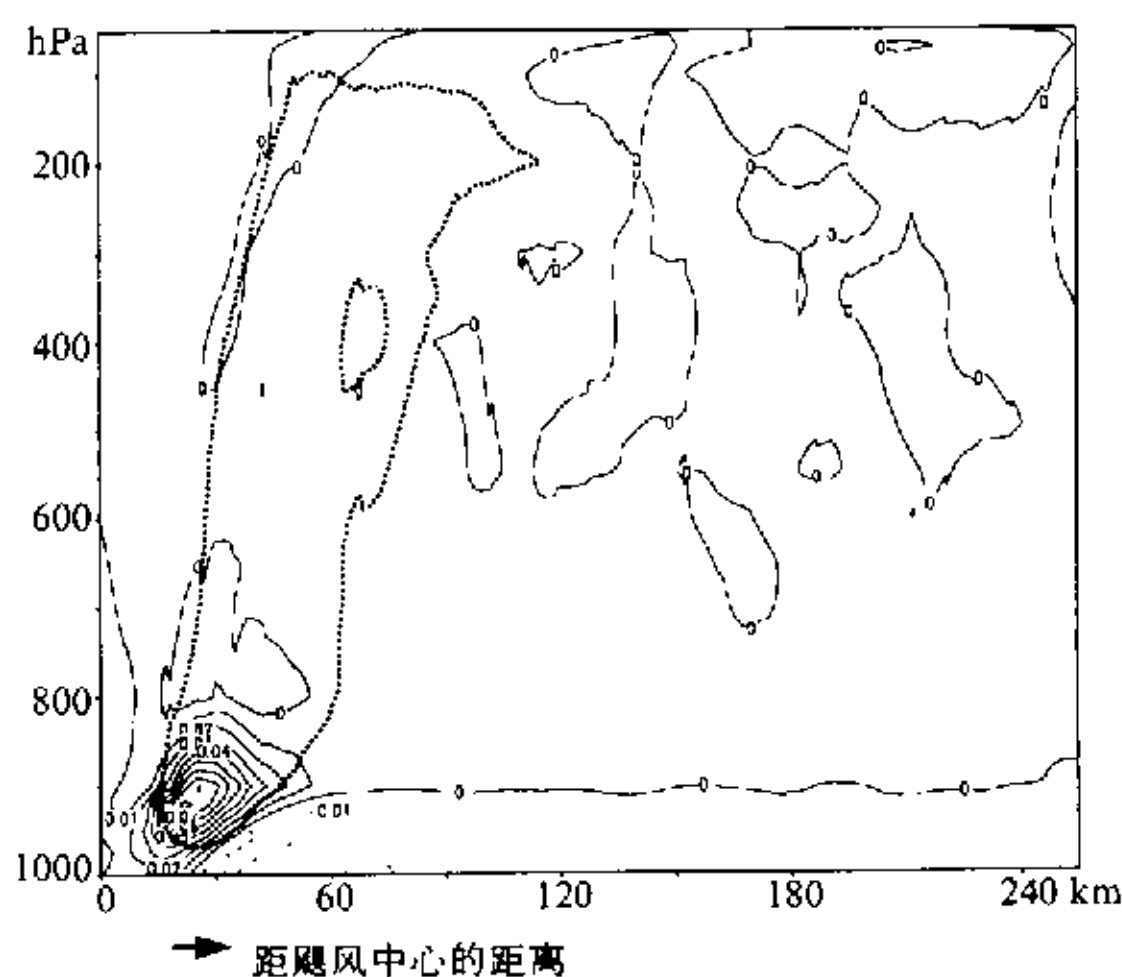


图 2 轴对称梯度不平衡力
正值表示超梯度, 负值表示次梯度, 虚线包围的区域为眼壁区(单位: $N\ kg^{-1}$)

环流的高空辐散, 为进一步的对流发展提供有利环境。

4.2 湿位涡(q_w)的动力诊断

用高分辨率资料计算了 Andrew 飓风在爆发性发展过程的 8 月 22 日 1200 UTC~8 月 24 日 1200 UTC 的每 3 h 一次的 q_w (q_{w1} 和 q_{w2}), 取穿过飓风中心的 $z-r$ 剖面 (图 3)。

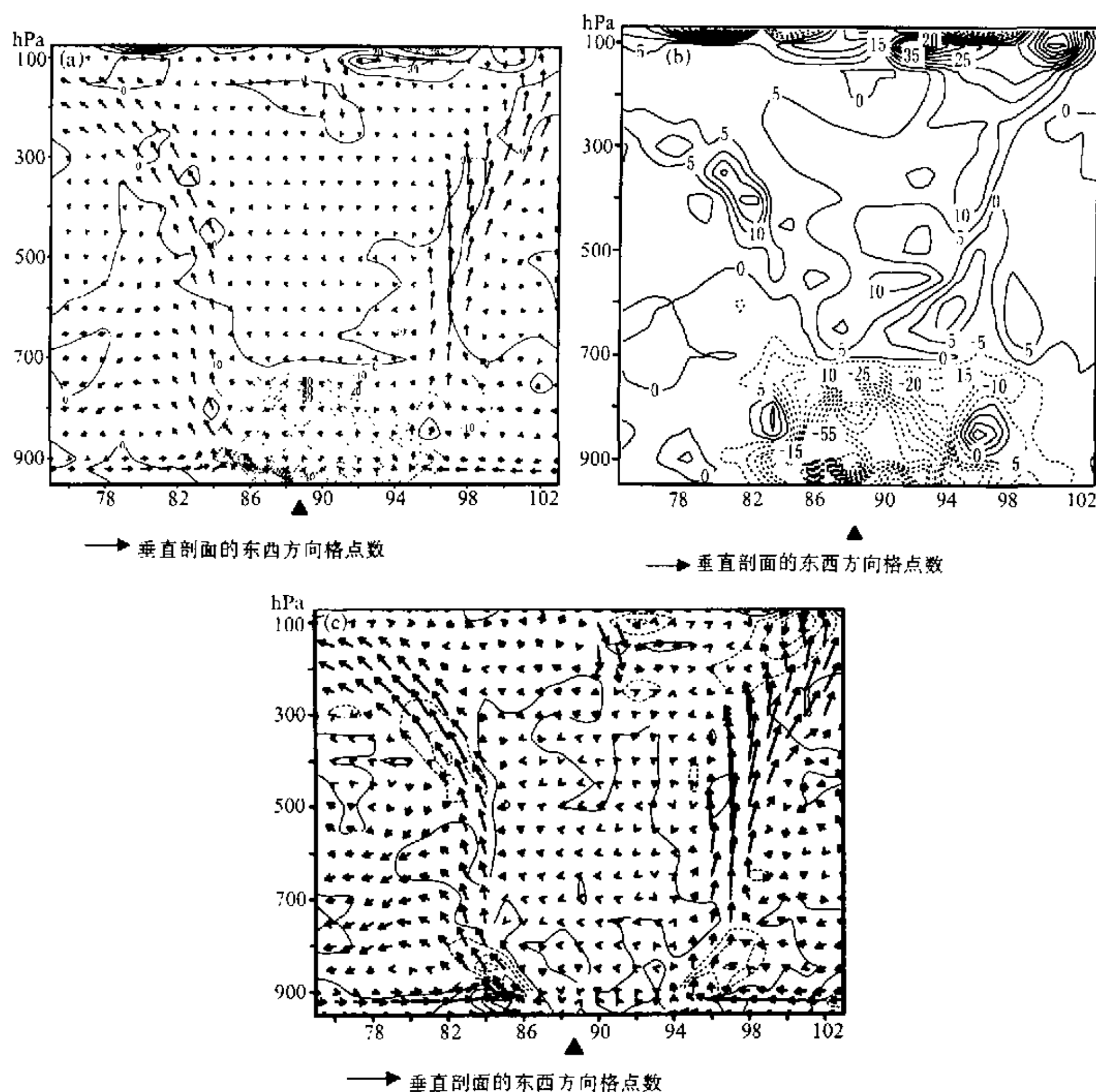


图 3 8 月 23 日 1200 UTC 的 q_w (a), q_{w1} (b), q_{w2} (c)

▲表示飓风中心, 箭头表示风场, 其中垂直速度放大了 1 000 倍, 水平速度放大了 100 倍
(等值线单位: $\times 10^{-6} \text{ K m s}^{-3} \text{ Pa}$)

(1) 以 8 月 23 日 1200 UTC 的飓风强烈发展、眼壁倾斜上升运动最强的时刻为例子, 此时倾斜上升气流带内有二个最大速度中心, 分别在 900~800 hPa (极值在 850 hPa) 和 500~300 hPa (极值在 350 hPa), 与轴对称的中尺度扰动相比较具有典型意义。计算的 q_w 负值区与倾斜气流带相配合 (图 3a), 可见 700 hPa 以下的眼区和眼壁区 $q_w < 0$, 而且眼区 q_w 的负值更大, 700 hPa 以上与眼壁区倾斜上升气流带相对应的地区

$q_w < 0$, 其他地区 $q_w > 0$ 。

(2) 同时分别计算 q_{w1} 和 q_{w2} (图 3b、c)。在眼区, 700 hPa 以下 $q_{w1} < 0$, 但 $q_{w2} > 0$; 在眼壁区的整个倾斜上升气流带 (1000~300 hPa) $q_{w2} < 0$, 且负值随高度的外倾几乎与倾斜上升气流带一致; 同时眼壁的边界层内 $q_{w1} < 0$, 因此眼壁区边界层以下的 q_w 负值由 q_{w1} 和 q_{w2} 共同形成, 且 q_{w1} 的负值大于 q_{w2} 的负值。这里 $\partial\theta_{sc}/\partial p > 0$, 因而由层结不稳定引起的对流与 CSI 可同时存在, 但垂直对流更明显。值得提出的是眼壁区低层 q_{w1} 的负值很大, 且该区的等 θ_{sc} 线逐渐变陡, 尽管湿位涡水平分量为负值, 在对流不稳定大气中仍可有垂直涡度的急剧发展, 这与湿位涡守恒条件下倾斜涡度发展的机理是不同的, 也表现了台风气旋中, 垂直涡度与上升气流同时发展的特征, 而边界层内绕眼区的这种小尺度涡度的发展有着更复杂的机理, 有人认为是涡旋 Rossby 波^[9], 也可能是涡旋快波^[10]。

700 hPa 以上的倾斜上升气流带内的 q_w 的负值则主要由 q_{w2} 形成。因此等 θ_{sc} 线的变陡有利于 CSI 产生, 这里尽管 $q_{w1} > 0$, 但与狭窄上升气流带相对应的地区, $|q_{w1}| < |q_{w2}|$, CSI 最终得以发展, 而且由于是弱对流稳定情况, $q_{w1} > 0$ 表明垂直涡度也得以加强, 表现了旋转大气中的倾斜上升运动的特征。

在细网格模式积分的 45 h 内, 每 3 h 一次的台风加强的湿位涡计算结果均具有上述特征, 表明了 CSI 存在的可能性。

5 结论

本文分析了涡旋大气中倾斜上升运动的非线性对流-对称不稳定的机理, 并用高分辨率的模式输出资料诊断这种机理存在的可能性, 将这种非线性对流-对称不稳定的重要物理过程综合如图 4 所示, 混合中尺度不稳定开始于层结不稳定条件下径向流入和超梯度风辐合, 形成对流, 通过动量输送在高空 RMW 线 (Radius of maximum wind, 切向风最大风速半径) 左侧产生负等熵绝对涡度区 (负位涡度), 随着旋转对称不稳定出现, 加强径向外流, 增加高空辐散, 为进一步倾斜对流发展提供了有利环境。

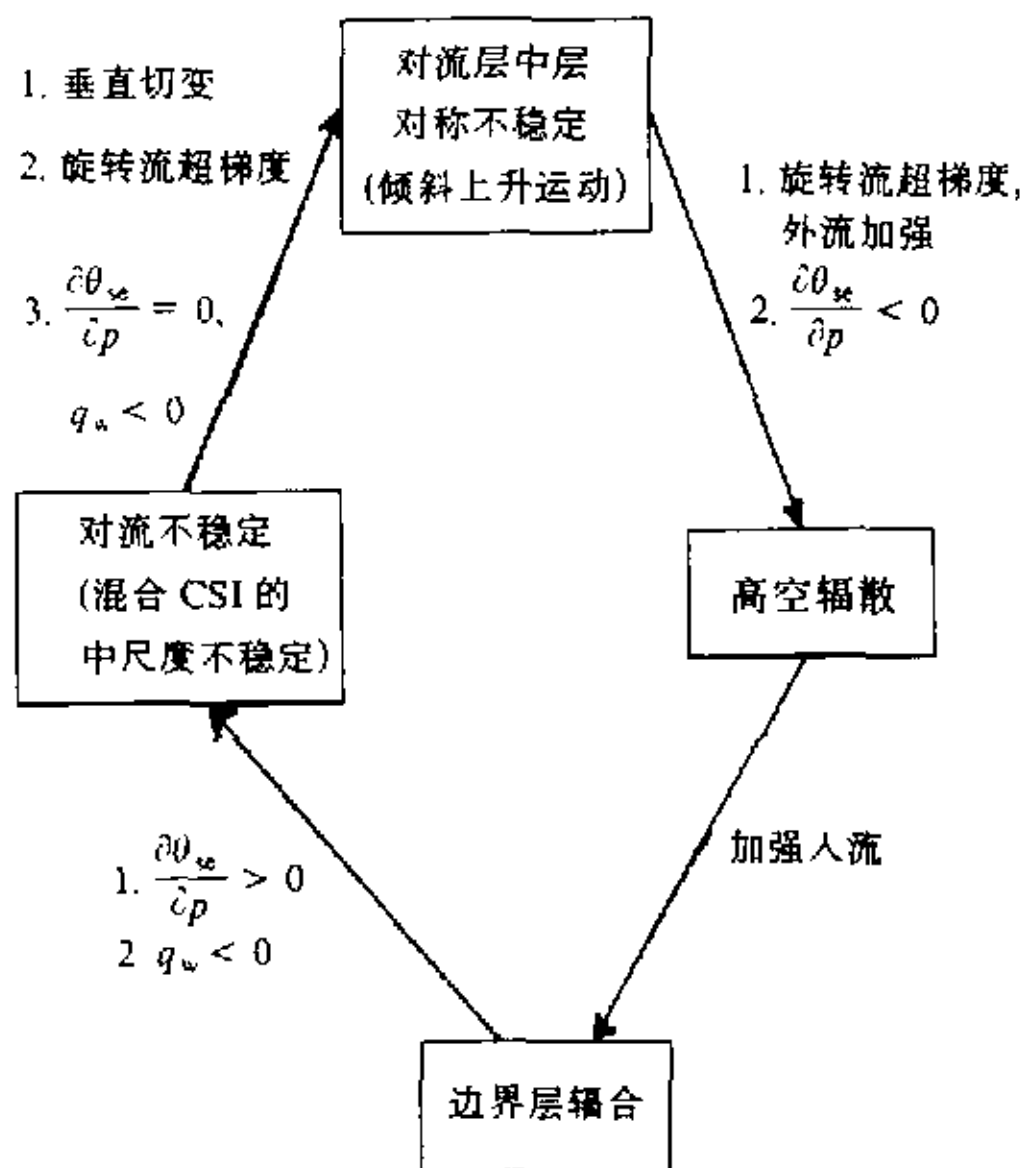


图 4 非线性对流-对称不稳定的重要物理过程综合图

参 考 文 献

- 1 Bennetts, D. A. and Hoskins, B. J., Conditional symmetrical instability—a possible explanation for frontal rainbands, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1979, **105**, 945~962.

- 2 吴国雄、蔡雅萍, 风垂直切变和下滑倾斜涡度发展, 大气科学, 1997, **21**(3), 273~282.
- 3 Raymond, D. J. and Jiang, H., A theory for long-lived mesoscale convective system, *J. Atmos. Sci.*, 1990, **47**, 3067~3091.
- 4 Seman, C. J., 非线性对流-对称不稳定数值模拟中尺度系统演变中的作用, 气象科技(译文), 1993, (2), 36~41.
- 5 费建芳、陆汉城, 圆形涡旋大气中的惯性重力内波不稳定和对称不稳定, 大气科学, 1996, **20**(1), 54~62.
- 6 陆汉城等, 1992年Andrew飓风的中尺度特征, 大气科学, 2001, **25**(6), 827~836.
- 7 陈久康等, 非热成风平衡基流的对称不稳定, 中尺度天气和动力学研究(丁一汇主编), 北京: 气象出版社, 1996, 180~190.
- 8 Emanuel, K. A., On assessing local conditional symmetric instability from atmosphere sounding, *Mon. Wea. Rev.*, 1983, **111**(3), 2016~2033.
- 9 Montgomery, M. T. and Enagonio, J., Tropical cyclogenesis via convectively forced vortex Rossby waves in a three-dimensional quasigeostrophic model, *J. Atmos. Sci.*, 1998, **55**, 3176~3207.
- 10 曾庆存, 数值天气预报的数学物理基础, 北京: 科学出版社, 1979, 457~465.

A Possible Developing Mechanism of the Slantwise Updraft in the Eyewall of the 1992 Hurricane Andrew — Nonlinear Convective and Symmetrical Instability

Lu Hancheng and Zhong Ke

(Institute of Meteorology, PLA Science and Technology University, Nanjing 211101)

Daling Zhang

(Department of Meteorology, Maryland University, U.S.A)

Abstract Based on the analyses of the mesoscale disturbing structure of the 1992 Hurricane Andrew with the high resolution output of numerical model, the authors make dynamic analyses of the slantwise updraft in the eyewall, and point out that there is one kind of developing mechanism—nonlinear convective and symmetrical instability. Last, the paper documents that the gradient unbalance is the physical ground of CSI in vortex atmosphere, and diagnoses the possibility of this kind of developing mechanism in the slantwise updraft.

Key words: nonlinear convective and symmetrical instability; gradient unbalance; slantwise updraft