

位涡在暴雨成因分析中的应用*

王建中 马淑芬 丁一汇

(中国气象科学研究院, 北京 100081)

提 要

应用位涡理论,对1991年江淮地区一次特大暴雨过程中位涡及其有关物理量的分布特征进行了分析.结果表明:强降水总是落在干位涡比较小的地方和湿位涡负中心暖气流一侧,它和相对湿位涡的关系更直接.湿位涡斜压部分可清楚地反映湿斜压性对对流不稳定系统所起的作用.大气在湿位涡值比较小的区域对锋生强迫有更强的响应.

关键词:暴雨;位涡;锋生强迫.

引 言

应用位涡理论分析天气系统的演变和结构由来已久.1957年 Eliassen 等^[1]总结了位涡的基本思想.之后,由于等熵面的位涡计算较复杂,应用不方便,因此,这方面的研究就不多了.直到70年代末80年代初, Hoskins 等^[2]重新探讨了位涡理论的应用价值.最近几年,位涡理论在天气动力学研究中,尤其是在爆发性气旋生成和锋面研究中得到普遍的应用^[3~7].在大尺度动力学和中尺度动力学中位涡理论也得到了发展和应用^[8~10].

本文以1991年夏季江淮地区特大暴雨为例,对位涡、湿位涡和它们的组成部分的特征以及与暴雨的关系进行了分析,以便对暴雨天气过程有更清楚的认识,探讨位涡在暴雨分析中的应用价值和前景.

1 位涡基本理论

在正压大气中,通常使用涡度描述大气的行为,因为它在无粘、绝热的正压大气中沿气块轨迹守恒.同样,在斜压大气中,位涡在无粘、绝热的斜压大气中沿气块轨迹亦守恒.所以位涡与位温和比湿一样,可以作为跟踪气块移动的又一物理量.

在 p 坐标系中,忽略 ω 的水平变化,干位涡 PV 和湿位涡 MPV 的表达式为:

* 本研究得到 85-906-08-06-06 课题的资助.

1994-07-18 收到,1994-12-02 收到修改稿.

$$PV \approx -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} + g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \quad (1)$$

$$MPV \approx -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} + g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) \quad (2)$$

其中 ζ 为垂直湿度, f 为科氏参数, 其余符号均为气象常用符号.

PV 可以分为两部分^[1], 即

$$(PV)_1 = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (3)$$

$$(PV)_2 = g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \quad (4)$$

鉴于 $(PV)_2$ 项含有风速垂直切变和位温水平梯度, 所以称 $(PV)_2$ 为斜压项, 相应地称 $(PV)_1$ 为正压项. 类似地, MPV 可分为:

$$(MPV)_1 = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \quad (5)$$

$$(MPV)_2 = g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) \quad (6)$$

$(MPV)_1$ 为湿正压项, $(MPV)_2$ 为湿斜压项. 由于湿斜压项包含了水汽的贡献, 所以它的量级已可以与湿正压项相比拟.

为了更好地反映湿位涡与降水的对应关系, 类似于相对涡度的概念, 我们提出了相对湿位涡和牵连湿位涡的概念, 相对湿位涡的表达式为:

$$(MPV)_{re} = -g\zeta \frac{\partial \theta_e}{\partial p} + g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) \quad (7)$$

牵连湿位涡即大气静止时 ($u = 0, v = 0$) 的湿位涡, 因此也可以说它是大气的背景湿位涡, 其表达式为:

$$(MPV)_{am} = -gf \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \quad (8)$$

很明显, 相对湿位涡 $(MPV)_{re}$ 相当于从湿位涡 MPV 中减去大气的背景位涡, 因此可以称相对湿位涡为大气的扰动湿位涡. 同样对于相对湿位涡而言, 它的大小仍然由正压部分 $-g\zeta \frac{\partial \theta_e}{\partial p}$ 决定. 由此可知, 低层 $\zeta > 0$ 、 $-\frac{\partial \theta_e}{\partial p} < 0$ 和高层 $\zeta < 0$ 、 $-\frac{\partial \theta_e}{\partial p} > 0$ 的形势配置是有利于强对流的发展, 这时对流层上下的相对湿位涡都为负值; 并且高、低空的风垂直切变(譬如在高、低空急流附近)始终为相对湿位涡提供负值, 对强对流的发展起加强作用. 正是相对湿位涡这个物理量可以简明而定量地反映强对流系统发展的动力学成因.

2 位涡分析实例

以 1991 年 7 月 4~7 日江淮低涡切变特大暴雨过程为例, 分析干位涡、湿位涡及其各组成部分的水平分布与垂直分布特征, 试图找出它们与天气系统演变以及暴雨形成的内在联系, 从而揭示这次特大暴雨的动力学与热力学特征.

7 月 6 日 20 时低涡东侧开始入海, 这时江淮流域的降水强度亦达到了最大. 受其影

响,7月6日08时~7月7日08时江淮之间形成一个范围较大的暴雨区,有9个站的日降水量超过50mm(不包括黄山和天目山两个站),最大的达200mm.形成这样的特大暴雨除了有丰富的水汽供应、有利的天气背景之外,大气还须具备有利于强降水产生的动力、热力不稳定条件和其它特征.

2.1 干位涡的分布特征

首先考察某一时刻位涡的空间分布特征.以7月6日20时为例,用850hPa和700hPa等压面资料计算了775hPa等压面上干位涡场.图1为干位涡场和7月6日19~20时降水>10mm/h的站点和降水强度以及降水区内无降水站点叠加图.由图1看出梅雨涡旋的位置上有一个位涡高值中心,位于117°39'E,33°19'N,中心极大值达1.0PVU(1PVU=10⁻⁶m²·s⁻¹·K·kg⁻¹)并且中心为无降水区,这一点很类似于台风.强降水区呈半圆形,集中在位涡高中心东侧,距中心约300km的位涡低值区.

此外,还计算了干位涡的斜压部分和正压部分,分析了绝对涡度($\zeta + f$)和静力稳定度 $-\frac{\partial\theta}{\partial p}$ 分布.计算表明,775hPa干位涡高中心的位置亦是涡度和静力稳定度达到极大值的位置.总的说来,斜压部分对于位涡的贡献很小,其绝对值一般在0.1PVU以下,主要是正压部分控制了位涡值的大小.不过降水强度>20mm/h的4个站点(图1中标有60,30,20,20的地方)都落在斜压部分(PV)₂<-0.1的负值区内.

2.2 湿位涡的分布特征

以7月6日20时为例,在等压面775hPa的湿位涡图上(图2),江淮地区上空有一个湿位涡负值中心,中心位置在119°48'E,33°07'N,距干位涡中心200km,中心湿位涡值为-2.75PVU.在这个湿位涡负中心的西北侧有一个窄小的正值区,为稳定的弱冷空气所在地,江淮地区6月20日19~20时降水强度>10mm/h的站点都落在湿位涡异常区的东半侧,呈半圆形,距中心约100km,而湿位涡负中心的位置却没有出现强烈的降水.为了分辨天气系统中正压性和斜压性对暴雨的不同作用,分别计算了(MPV)₁和(MPV)₂.一个明显的特点是正压部分绝对值的大小明显比斜压部分大,因此(MPV)₁的分布与湿位涡MPV的分布大致相同,负值中心的位置也基本一致.而(MPV)₂负值中心位置与相应的MPV负值中心位置有明显的偏离(图3),江淮地区最大的(MPV)₂负值中心位于119°57'E,34°02'N,与湿位涡MPV的负值中心位置相距100km,中心数值为-0.64PVU,已经可以跟正压部分的数值相比拟,所以不可忽略.这个数值也比干位涡斜压部分的值大,反映出水汽及其分布的影响.另外,降水很大的5个站点都落在(MPV)₂=-0.5PVU的等值线范围内,降水强度最大的那个站点(60mm/h)落在-0.6等值线内,位置与相应的(MPV)₂负值中心位置重合.通过对位涡干斜压部分(PV)₂和湿斜压部分(MPV)₂的分析,不难看出天气系统的斜压系统和水汽分布对这次暴雨的形成起了重要的作用.

MPV为负值的地区同样也是 $-\frac{\partial\theta}{\partial p}$ 为负值的地区,即对流性不稳定的地区,而且江

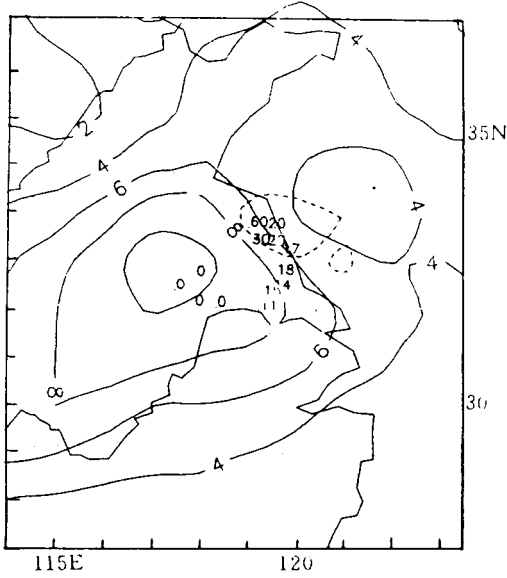


图1 7月6日20时(北京时,下同)775hPa 千位涡(单位: 10^{-1} PVU)(实线)与7月6日19~20时降水量 >10 mm和降水为零的站点的分布(虚线为斜压部分 $(PV)_2 < -0.1$ 的区域)

Fig. 1 The distributions of 775hPa PV (solid line, 10^{-1} PVU) at 2000LT, 6 July and the sites with precipitations >10 mm and 0.0mm during 1900 ~ 2000LT, 6 July (dashed line indicates $(PV)_2 < -0.1$)

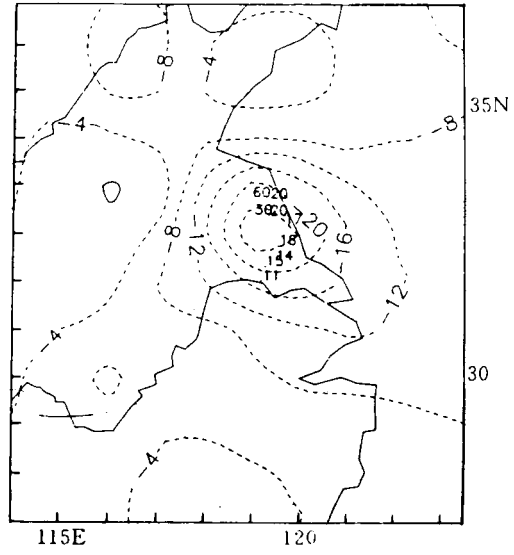


图2 7月6日20时775hPa 湿位涡(单位: 10^{-1} PVU)(实线为 ≥ 0 的部分,虚线为 < 0 的部分,下同)与江淮地区7月6日19~20时降水量 >10 mm的站点的分布

Fig. 2 As in Fig. 1, but for MPV (solid line and dashed line indicate positive and negative, respectively)

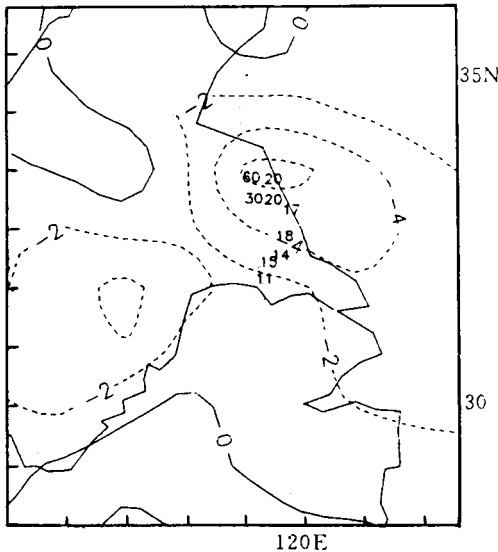


图3 7月6日20时775hPa 湿位涡的斜压部分 $(MPV)_2$ (单位: 10^{-1} PVU)与7月6日19~20时降水量 >10 mm的站点的分布

Fig. 3 As in Fig. 1, but for $(MPV)_2$

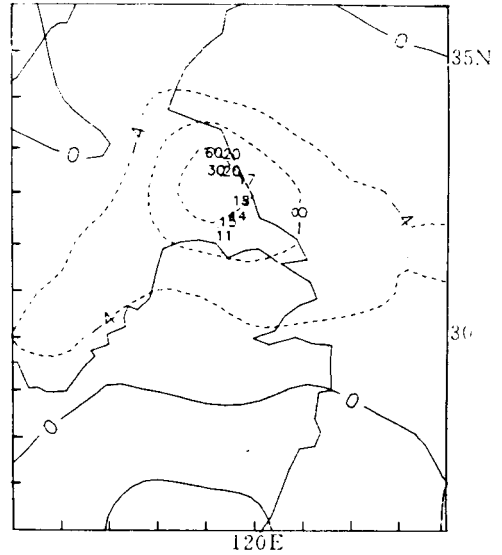


图4 7月6日20时775hPa 相对湿度位涡 $(MPV)_{re}$ (单位: 10^{-1} PVU)与7月6日19~20时降水量 >10 mm的站点的分布

Fig. 4 As in Fig. 1, but for $(MPV)_{re}$

淮地区上空的湿位涡负值中心位置也是 $-\frac{\partial \theta_e}{\partial p}$ 负值中心的位置,即对流性不稳定最强的地方.由图 2 可以看到即使在副热带高压上空,大气的湿位涡值也为负值,只是这个地区大尺度垂直运动基本上是下沉运动,所以对流性不稳定能量难以释放出来,因此一般没有降水产生.降水只能发生在扰动能够发展的那些湿位涡高负值区内,而这里往往也是气旋性涡度较大的地方.

2.3 相对湿位涡的分布特征

由 7 月 6 日 20 时相对湿位涡 (MPV)_{rel} 与 7 月 6 日 08 时~7 月 7 日 08 时 24 小时降水量 >40mm 的站点的叠加图(图略)可看出,这些降水站点基本上都落在西南低空急流区域的三个相对湿位涡高负值区内.在 7 月 6 日 20 时 775hPa 相对湿位涡与 7 月 6 日 19~20 时江淮地区降水 $\geq 10\text{mm/h}$ 站点的叠加图中(图 4),瞬时强降水带出现在 (MPV)_{rel} 的负值中心的暖侧,但真正的负值中心反而没有强降水出现.将 7 月 6 日 08 时 775hPa 相对湿位涡与 7 月 6 日 07~08 时江淮地区降水 $\geq 10\text{mm/h}$ 的站点相叠加,也发现有类似的特征(图略).上述分析证实了负相对湿位涡与强降水的关系,但同时也产生了一个问题,即为什么湿位涡 MPV 或相对湿位涡 (MPV)_{rel} 负值中心没有降水出现(可以有弱降水)?

2.4 强降水带与位涡的关系及其物理阐释

经过 7 月 6 日 20 时 775hPa 江淮地区上空的湿位涡负中心,垂直于基本气流(大致是东西方向)作剖面,剖面大致是南北方向.图 5 为风矢量(v, w)与干位涡的剖面叠加图,水平轴 $y=17$ 为湿位涡负中心的位置.湿位涡负中心上空对流层中层(600~450hPa)存在着一个干位涡极大值中心,并且除了低层 775hPa 有弱的上升运动外,其余各个层次上的大尺度垂直运动皆为下沉运动.在 $y=18$ 的位置即湿位涡中心以北 100km 处,整个气柱都为上升气流,这个位置也是 7 月 6 日 19~20 时 1h 降水达到最大(60mm/h)的地方.在 $y=19$ 和 $y=20$ 的位置上,即湿位涡中心以北 200km 和 300km 处也为整层上升气流,其中以 $y=19$ 处的上升气流为最强,这个地方的干位涡为一极小值区.显然湿位涡负值中心上空的下沉气流抑制了这里对流性不稳定能量的释放.另外,从位温 θ 、相对湿度的剖面图上(图略)可以发现,在湿位涡负中心的上空空气最潮湿,850~500hPa 之间的相对湿度达 99.0% 以上.值得注意的是这个位置从上到下比周围空气要暖,因此这个湿位涡具有暖心结构.从水汽辐合和温度平流的剖面图上(图略)看到,在 $y=18, z=850\text{hPa}$ 的位置水汽辐合最强,在 $y=18, z=700\text{hPa}$ 的位置暖平流最强,并且这个位置($y=18$)整层几乎都为暖平流(100hPa 除外).这些特点与 $y=17$ 的位置上暖湿中心的存在有关,并且可以解释为什么在 $y=18$ 的位置上降水强度最大.

通过以上分析我们清楚地看到成带状分布的强降水约位于湿位涡负中心的暖空气一侧 100km 处,而湿位涡负中心仅有很弱的降水.那么这种现象后面的物理本质是什么呢?

Emanuel(1985)^[12]用理想的温度和地转变形分布,在上升区给定趋于 0 的位涡,在下沉区给定中等大小的位涡值,从地转动量下的 Sawyer-Eliassen 方程中导出一个关于锋区横向环流的流函数解.结果表明有一支强盛、狭窄的倾斜上升气流在靠近最大地转锋生强迫区的暖侧形成.最大锋生强迫的位置与上升、下沉运动分界线之间的距离 L 可以由下式来决定:

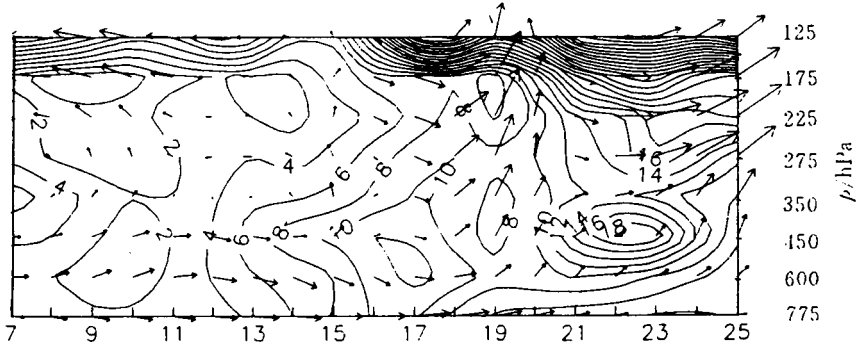


图5 (v, w)风矢量与干位涡的剖面分布(水平轴向右表示从南到北方向,单位100km,实线表示位涡等值线,单位: 10^{-1} PVU)

Fig. 5 The cross-sections of wind vector (v, w) and PV (The direction of abscissa is northward (intervals,100km),ordinate is p -coordinate,solid lines indicate isolines of PV, units: 10^{-1} PVU)

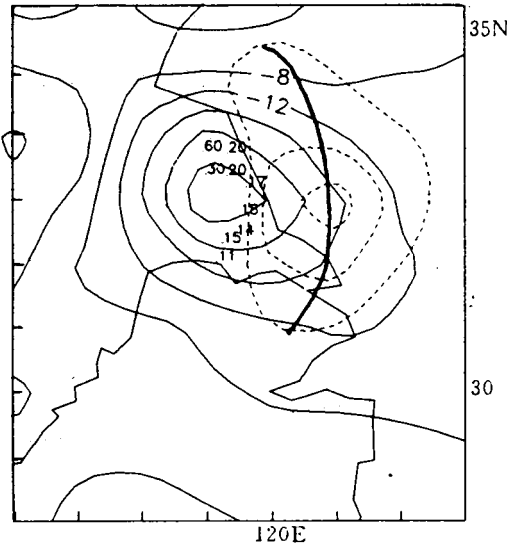


图6 7月6日20时775hPa湿位涡(实线,单位: 10^{-1} PVU)与850hPa地转锋生强迫 Q_g/γ (虚线,单位: $10^{-8}K \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$,只给出 ≥ 100 区域,粗实线为最大锋生轴)以及7月6日19~20时降水量 $> 10mm$ 的站点的分布

Fig. 6 The distributions of 775hPa MPV (solid line, 10^{-1} PVU) and 850hPa geostrophic frontogenesis forcing Q_g/γ (dashed line, only ≥ 100 , units: $10^{-8}K \cdot s^{-1} m^{-1}$, (heavy solid line indicates the axis of the maximum frontogenesis) at 2000 LT, 6 July and the sites with precipitation $> 10mm$ during 1900~2000LT, 6 July

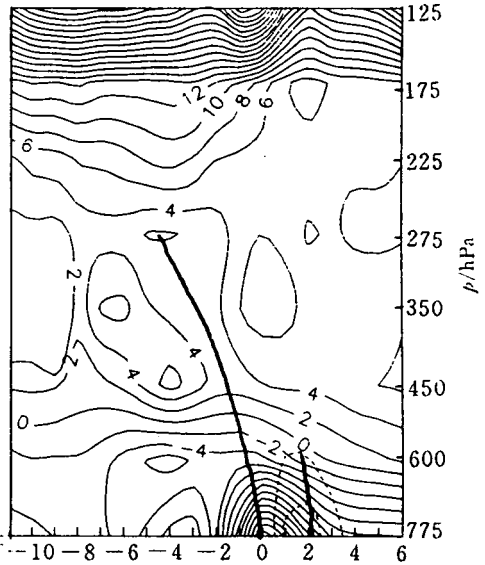


图7 7月6日20时湿位涡(实线)与江淮地区地转锋生强迫 Q_g/γ (虚线,只给出 ≥ 100 的区域,单位同上)剖面分布(水平轴向右为向东方向,单位:100km,粗实线分别为湿位涡极小值轴线和锋生极大值轴线)

Fig. 7 The cross-sections MPV (solid line) and geostrophic frontogenesis forcing Q_g/γ (dashed line, only ≥ 100 , units: $10^{-8}K \cdot s^{-1} m^{-1}$) at 2000LT 6 July. (The direction of abscissa is eastward (intervals; 100km), ordinate is p -coordinate, and heavy lines indicate the axes of the minimum MPV and the maximum frontogenesis, respectively)

$$L \approx \frac{1}{(b-1)} \ln \left[1 + \frac{(1 - \sqrt{q_1})(b-1)}{2 + (1 + b\sqrt{q_1})} \right] \quad (9)$$

其中 b 为地转强迫随空间的衰减函数, q_1 为上升区与下沉区位涡之比, 都为无量纲量. 在大气中一般来说这种距离的典型值为 50~200km. 在 $b > 1$ 的时候, q_1 越小, L 越大. 另外, 在水汽饱和的地区, 必须引入湿位涡的概念来替代位涡, 以考虑水汽凝结释放潜热对大气结构的影响.

地转湿锋生强迫

$$Q_s = -2\gamma \frac{\partial u_s}{\partial x} \frac{\partial \theta_s}{\partial y} + 2\gamma \frac{\partial u_s}{\partial y} \frac{\partial \theta_s}{\partial x} \quad (10)$$

在强降水带东侧并且在 850hPa 和 700hPa 上比较大, 850hPa 锋生最强区的轴线在强降水带东侧约 100 多公里(见图 6), 锋生轴线走向与强降水带走向比较一致, 700hPa 也大致如此(图略). 为了更清楚地反映出湿位涡、湿锋生和强降水带三者空间位置上的关系, 图 6 给出了 775hPa 湿位涡分布、850hPa 地转锋生强迫和强降水带的叠加图. 可以看到, 这三者的位置关系与 Emanuel 的理论结果非常相似. 为此, 我们又沿东西方向(x)作了剖面, 画出了湿位涡 MPV 和锋生强迫的剖面图(图 7). 湿位涡负中心位于 $x=0$ 处, 而最大地转锋生强迫位于 $x=2$ 的位置. 相距 200km, 强降水带就落在两者之间. 表明这支强降水带是在这种内在结构失稳($MPV < 0$)的暖湿气流中, 由外在的地转锋生强迫驱动的倾斜的强上升气流所形成的. 之所以认为这支强上升气流是倾斜的, 主要是因为强降水并没有在气流最不稳定的地区垂直降落, 而是在偏向最大锋生强迫区的一侧降落.

3 结 论

(1) 在斜压大气中, 引入位涡的概念正如在正压大气中引入涡度概念一样, 可以更准确地反映斜压天气系统的演变特征, 特别是对于那些湿斜压性比较强的系统(如梅雨涡旋), 湿位涡概念的运用可定量地表达水汽分布对湿斜压系统的动力作用.

(2) 将等压面位涡分解为正压部分和斜压部分, 可以计算出(湿)斜压系统中(湿)斜压性相对于正压性的大小, 从而反映出(湿)斜压系统的结构特征. 而将(湿)位涡分解为相对(湿)位涡和牵连(湿)位涡, 则为在随地球旋转的坐标系中考察斜压涡旋的特征提供了方便, 并且通过相对湿位涡与降水的对应, 使得湿位涡与降水的关系更直接、更清楚.

(3) 湿位涡概念的引进将大气中两种不稳定机制, 即对流不稳定和湿对称斜压不稳定联系在一起, 并提供了不稳定判别机制. 特别是对于那些明显是对流不稳定的系统, 湿斜压性对对流不稳定系统所起的作用可以通过湿位涡的斜压部分清楚地反映出来.

(4) 通过 Sawyer-Eliassen 方程将(湿)位涡和锋生强迫结合在一起. 从中清楚地看到湿位涡和锋生强迫在降水中扮演的角色是不同的. 地转锋生强迫作为暖湿气流上升的强迫机制之一, 对强降水的形成起着不可忽视的作用. 只有存在着这种初始的强迫上升机制, 暖湿空气才可能在这种初始的强迫抬升机制之下凝结释放潜热, 使气流的有效位涡值减小甚至变成负的; 反过来正象 Emanuel 指出的那样, 大气在湿位涡值比较小的区域对

锋生强迫有更强的响应。

(5)利用(湿)位涡分析这次特大暴雨过程后,发现强降水总是落在干位涡比较小的地方和湿位涡负中心的暖气流一侧,强降水与湿位涡负中心有一定的距离,在本例中约相距100km.这可能与湿位涡负中心上空的大尺度下沉气流、强上升气流的倾斜程度和最大锋生强迫区的位置和强度有关。

致谢:感谢王作述研究员提供了每小时的降水资料。

参 考 文 献

- 1 Eliassen A and Kleinschmidt E. Dynamics Meteorology. Handbuch der Physik. S. Flugge, Ed. Springer-Verlag, 1957, 48, 1~154.
- 2 Hoskins B J, McIntyre M E and Robertson A W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy Meteor. Soc.*, 1985, 111: 877~946.
- 3 Davis C A. Cyclogenesis diagnosed with potential vorticity. Preprints, First International Winter Storm Symposium, 1991. p4A, 6.
- 4 Nielsen J W, Davis C A and Keyser D. Upper-level frontogenesis made easy? preprints, First International Winter Storm Symposium, 1991. p1B, 8.
- 5 Morgan M C, Neilley P P and Dole R M. Scale interactions and diabatic processes during the development of an atlantic blocking event. Preprints, First International Winter Storm Symposium, 1991. p1A, 12.
- 6 Reed R J. Cyclogenesis from a potential vorticity perspective. Preprints First International Winter Storm Symposium, 1991. pI-1, 1.
- 7 Martin J E, Locatelli J D and Hobbs P V. The synoptic evolution of a deep tropospheric frontal circulation and attendant cyclogenesis. Fifth Conference on Mesoscale Processes, 1991. p3, 9.
- 8 Blank R X and Dole R M. Large-scale cyclogenesis over the North Pacific Ocean. Preprints, First International Winter Storm Symposium 1991. p1A, 2.
- 9 Davis C A, Kuo Y H and Stoelinga M. The significance of mesoscale potential vorticity features in an extratropical cyclone. Fifth Conference on Mesoscale Processes, 1991. p3, 7.
- 10 Raymond D J. On the formation of jets and vortices in mesoscale convective systems. Fifth Conference on Mesoscale Processes, 1991. p10, 3.
- 11 Moore J T and Blakley P D. The role of frontogenetical forcing and conditional symmetric instability in the midwest snowstorm of 30~31 January 1982. *Mon. Wea. Rev.*, 1988, 116: 2155~2171.
- 12 Emanuel K A. Frontal circulation in the presence of small moist symmetric stability. *J. Atmos. Sci.*, 1985, 42: 1062~1071.

APPLICATION OF POTENTIAL VORTICITY THEORY TO ANALYSIS OF FORMATIVE MACHANISM OF TORRENTIAL RAIN

Wang Jianzhong Ma Shufen Ding Yihui

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Abstract

By using the concept of potential vorticity, the characteristics of potential vorticity and other corresponding physical quantities are analyzed in the process of excessively heavy rain over the Changjiang—Huaihe River basin in 1991. It is shown that the strong precipitation area is located in the lower value area of dry potential vorticity and at the warm side of negative wet potential vorticity center, and it is related directly to relative wet potential vorticity. The baroclinic part of wet potential vorticity can reflect clearly the role of wet baroclinity in the convectively instable systems. There is a stronger response to frontogenetical forcings in the atmosphere where the value of wet potential vorticity is relatively small.

Key words: Torrential rain; Potential vorticity; Frontogenetical forcing.