

登陆台风变性过程的诊断研究

谭锐志

梁必骐

(广东省热带海洋气象研究所) (中山大学大气科学系)

提 要

本文对一个登陆台风(Freda)的衰减阶段和变性阶段进行了涡度及角动量收支的诊断分析。主要结果表明:相对涡度和相对角动量都是反映低压变化的重要指标。衰减阶段,次网格尺度效应及摩擦作用是台风衰减的主要因子;变性阶段,次网格尺度效应对于涡度和角动量在系统内部的重分布起了重要作用;涡度的侧边界输送和散度制造对于整个过程都是重要的。台风低压是一个角动量汇区,系统角动量主要来源于侧边界平均输送,横向质量环流对于角动量过程起着关键性作用。

关键词: 台风变性过程; 涡度收支; 角动量收支。

一、引 言

自Starr^[1]首先将角动量概念引入气象领域以来,关于角动量的理论研究有了很大进展。用角动量原理解释气旋的发生发展已得到许多重要结果^[2-9],这些工作表明,系统角动量变化是衡量气旋演变过程中其强度变化的一个好的指标。用角动量的观点来研究气旋的发生发展是一个极有希望的途径。事实上,气旋作为反时针方向旋转的涡旋,对流层中、下层反时针方向旋转的速度不断加大(或减小)意味着气旋在发展(或衰弱)。从这个观点出发,切向环流、涡度、角动量都可作为反映气旋强度变化的指标。我们知道,涡度与切向环流之间由Stokes理论给出唯一的对应关系。从理论上可证明,以气旋中心轴为转轴来定义的角动量与气旋的切向环流之间也有着唯一确定的关系,所以,对于研究气旋的发展变化,选用角动量及涡度作为收支指标是比较准确和具有代表意义的。

本文尝试使用Holland^[6]推导出的完整的角动量收支方程,结合涡度收支方程,对登陆台风北上变性发展这一物理过程进行探讨,试图用角动量的观点来研究登陆台风变性发展的机制。

作为个例分析,我们选用了1984年07号台风(Freda)。该台风8月8日凌晨在福建省福州附近登陆,此时台风中心强度为995hPa(图1),最大风力为8级,以后台风向北移动并不断减弱,9日08时移至武汉附近,已减弱为低压,中心强度为996hPa,最大风力仅5级,由于未受西风带系统的影响,仍保持热带环流性质(图2a)。10日08时台风低压移到河北省东部,此时台风中心北侧有弱冷空气侵入台风倒槽(图2b),在西风带系统的影响下,台风低压变性发展,中心加深到993hPa,最大风力增至6级。10日20时变性的台风低压移到辽宁省阜新附近,从天气图上(略)明显可见台风低压已变

1988年4月12日收到,1989年1月22日收到再改稿。

性为温带气旋, 11 日 08 时气旋移至哈尔滨附近后又明显减弱. 这是一次台风在我国沿海登陆后深入内陆一度减弱, 然后北上又与西风带系统相互作用而变性发展的典型天气过程, 造成了华北东部和辽宁西部地区特大暴雨, 因此选择这样一个个例是具有代表意义的.

根据以上分析, 可以把这次登陆北上的台风天气过程分为三个阶段: 衰减阶段 (8 日 08 时—9 日 20 时)、变性阶段 (9 日 20 时—10 日 20 时) 和消亡阶段 (10 日 20 时—11 日 08 时). 由于我们主要研究登陆台风变性的物理过程, 所以只对前面两个阶段进行收支计算分析.

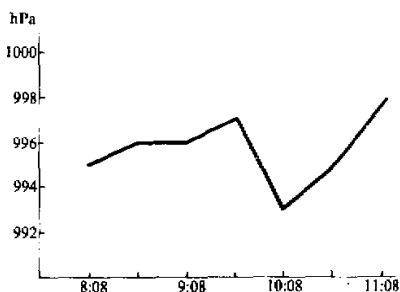


图 1 台风登陆后中心气压变化曲线

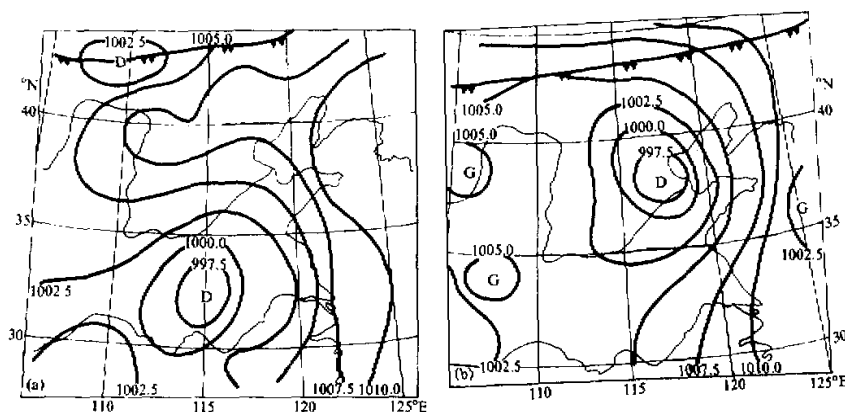


图 2 08 时地面形势图

(a) 1984 年 8 月 9 日 (b) 1984 年 8 月 10 日

二、资料和方法

8407 号台风登陆后半径不超过 4 个纬距, 作为诊断分析所用的网格距, 我们取为 1.25×1.25 . 应用常规地面和高空资料, 对 1984 年 8 月 8 日 20 时至 10 日 08 时共 4 个时次 (间隔 12 小时) 的高度场、实测风、温度场、湿度场及地面气压场使用逐步订正法进行客观分析, 将要素值插到跟踪台风移动的 9×9 个网格点上, 尔后在垂直方向上用拉格朗日插值法插出 900 hPa, 800 hPa 等压面上各网格点要素值, 为消去观测记录和资料处理的误差, 对各种要素进行平滑处理.

角动量的计算是在圆柱坐标中进行的, 以台风中心为柱坐标中心, 半径取为 3.75 个纬距, 将台风逆时针分为 16 个等分区域, 由台风中心向外每隔 1.25 纬距划分同心环域 (共三环), 各网格点上的值是由方形网格点上的值内插得到的, 插值方案同 Downey 等^[10] 的反平方距离权重方案. 另外, 还将风速分解为径向风和切向风.

关于散度和垂直速度的计算,是通过积分连续方程得到,并用 O'Brien 方法^[11]加以订正,在 100 hPa 上,采取齐次边条件和用热力学方程求解两种方法进行对比,发现前者对于整层垂直速度的计算更好一些。

三、涡度收支分析

将任一物理量 A 分为 $A = \bar{A} + A'$ ($\bar{A}$ 为大尺度变量, A' 为对 $\bar{A}$ 的偏差)。综合一般形式的涡度方程及连续方程,不难推出拉氏坐标系中(设系统的移动速度为 C) 通量形式的有限区域涡度收支方程为

$$\frac{1}{S_g} \int_v \frac{\delta \eta}{\delta t} dv = - \frac{1}{S_g} \int_v \left[\nabla \cdot (\vec{v} - \vec{c}) \eta - \frac{v \eta}{a} \tan \varphi \right] dv \quad (I)$$

(II)

$$- \frac{1}{S_g} \int_v \frac{\partial \omega \eta}{\partial p} dv - \frac{1}{S_g} \int_v \eta \nabla \cdot \vec{v} dv \quad (IV)$$

(III)

$$- \frac{1}{S_g} \int_v \vec{k} \cdot \nabla \omega \Lambda \frac{\partial \vec{v}}{\partial p} dv + \frac{1}{S_g} \int_v z dv, \quad (I)$$

(V)

(VI)

为方便起见,式中已去掉了平均符号“—”。其中(VI)项是作为余项求得的,它包括了摩擦作用及计算误差,但在对流活跃区,主要代表次网格尺度效应。式中其它项的物理意义是:(II)项表示绝对涡度的水平通量散度,表征了台风与环境场的交换,可称为台风的涡度外源;(III)项表示气柱的绝对涡度垂直通量散度;(IV)项是涡度的散度制造项;(V)是扭转项。

图 3 a、b 分别是衰减阶段与变性阶段涡度随时间变化的情况。

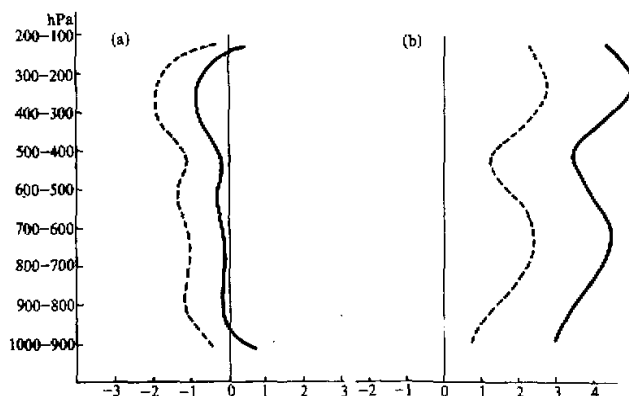


图 3 衰减阶段(a)与变性阶段(b) 涡度随时间的变化

实线:绝对涡度,虚线:相对涡度.单位: $\times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-2}$

由图 3a 可见, 衰减时的明显特征是几乎整层的绝对涡度时间变率为负($\delta\eta/\delta t < 0$). 事实上, 相对涡度变化($\delta\xi/\delta t$)整层是负的, 整个气柱积分为 $-10.8 \times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-2}$. 由于天气图上反映的是 ξ 的变化, 以上结果表明台风在明显衰减. 与衰减过程相反, 变性过程中(图 3b) $\delta\eta/\delta t$ 整层为正, $\delta\xi/\delta t$ 也是正的, 就整个气柱积分来说, $\delta\xi/\delta t$ 为 $16.94 \times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-2}$, 增值率是较大的, 这反映了变性中的台风低压在显著加强.

现在我们来分析各个因子对涡度变化的作用, 如图 4 所示.

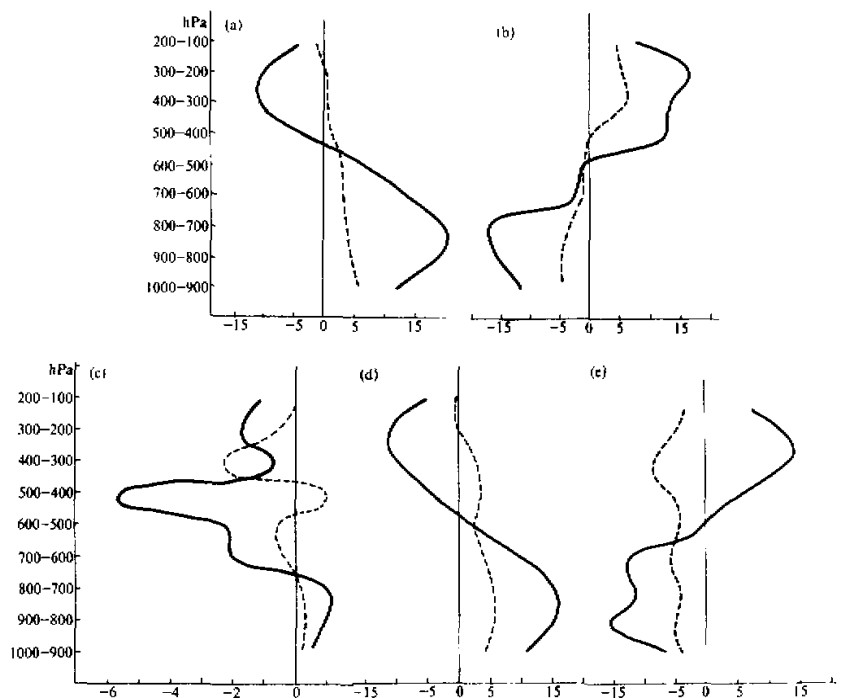


图 4 各因子对涡度变化的贡献

实线: 变性阶段, 虚线: 衰减阶段.

(a) 绝对涡度水平通量散度, (b) 绝对涡度垂直通量散度, (c) 扭转项,

(d) 散度制造项, (e) 余项, 单位: $\times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-2}$

衰减阶段, 绝对涡度水平通量散度项和散度制造项及余项是主要的大项. 本来, 几乎整个气柱的外界流入正涡度及气柱内部的散度制造项对台风低压的维持都是有积极贡献的, 但余项的整层负值表明, 次网格尺度与摩擦的巨大消耗使得台风依然衰减. 由图 4b 可见, 绝对涡度垂直通量散度项的作用是对上下层涡度进行调整, 其净作用是将中低层大尺度涡源向高层输送. 对于 扭转项, 除个别层次外, 其大小都比其它项小一个量级, 这反映登陆台风变性之前斜压性小的特点.

变性阶段与衰减阶段相比, 水平通量散度项、散度制造项及余项仍是主要的大项, 但形势发生了变化, 首先, 各个层次的值明显大于衰减阶段, 这显然是与西风带相互作用的结果, 也是系统加强的迹象之一. 其次, Z 在 500hPa 以上变成了正值, 因此时

对流很强,故 Z 值主要反映了次网格尺度的作用。从图 4 可以看到一个有意思的现象,即以 600—500 hPa 为分界面,水平通量散度项与散度制造项在界面以上为负,以下为正,而垂直通量散度项与次网格尺度作用项则相反。这可作如下解释。对于北半球中高纬度天气尺度运动,一般 $\eta > 0$, 由于台风变性过程中对流层中低层有强的辐合上升,而高层有辐散,气流在向气柱辐合过程中,一方面带入大量的正绝对涡度,另一方面辐合又制造正涡度,而在 600—500 hPa 以上,辐散气流带走大量正绝对涡度,辐散本身又制造反气旋式涡度,这样就在中低层造成了大尺度涡源,高层产生了大尺度涡汇。因此,为维持上下层涡度平衡,大尺度涡度垂直输送与次网格尺度对流输送共同作用把低层大尺度涡源向上输送,从而抵消高层较强的反气旋式涡度制造和补偿大量的正涡度流出。另外,变性过程中扭转项比起衰减阶段有明显加大,这说明台风低压与冷锋系统相互作用时内部斜压性变强了。

四、角动量收支分析

1. 公式及其计算方法

我们使用 Holland (1983) 推导出的准拉氏坐标系中角动量收支方程

$$\int_m \frac{\delta}{\delta t} M_a^2 dm = [F_H]_{r_1}^{r_2} + [F_r]_{p_2}^{p_1} + F_\theta + R,$$

其中

$$F_H = -\frac{2\pi r^3}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\frac{\overline{U_{rL}} \overline{V_{\theta L}}}{r} + \frac{\overline{U'_{rL}} \overline{V'_{\theta L}}}{r} + \frac{f_0 \overline{U_{rL}}}{2} + \frac{\overline{f' U_{rL}}}{4} \right) dp, \quad \begin{matrix} \text{(HRA)} & \text{(HTA)} & \text{(HEA)} & \text{(HCA)} \end{matrix}$$

$$F_r = -\frac{2\pi}{g} \int_{r_1}^{r_2} \left\{ r^2 \left(\overline{\omega} \overline{V_{\theta L}} + \overline{\omega' V'_{\theta L}} \right) + \frac{r^3}{2} \left(f_0 \overline{\omega} + \overline{f' \omega'} \right) \right\} dr, \quad \begin{matrix} \text{(VRA)} & \text{(VTA)} & \text{(VEA)} & \text{(VCA)} \end{matrix}$$

$$F_\theta = -\int_0^{2\pi} \int_{r_1}^{r_2} r^2 \rho C_D |\vec{V}_r| dr d\theta. \quad \text{(FF)}$$

上面各式中,“—”表示沿环线的平均,“'”表示相对于平均值的偏差。 M_a 是对于局地垂直轴单位质量的绝对角动量,即 $M_a = M_r + M_\theta = rV_\theta + r^2 f_0 / 2$, f_0 是台风中心的地转参数, U_r, V_θ 分别是径向、切向速度,下标“L”表示拉氏变量, $U_{rL} = U_r - U_c$, $V_{\theta L} = V_\theta - V_c$, U_c, V_c 分别是系统移动的径、切向速度。虽然它们的平方和是一个常数,但 U_c, V_c 各自本身并不是处处相等的。

式中各项的物理意义是: HRA 与 VRA 分别为相对角动量的水平平均输送及垂直平均输送, HTA 与 VTA 分别是相对角动量的水平和垂直涡旋输送, HEA 与 VEA 分别是地球自转角动量的水平平均输送与垂直平均输送, HCA 代表科氏扰动转矩, VCA 是扰动地转角动量的垂直输送, FF 代表摩擦消耗, R 项代表次网格尺度效应,主要是

对流活动对角动量产生和输送的作用, 各项中除 R 外都是直接用网格资料计算的. 地面摩擦项直接用气块空气动力学方法计算, 其中 C_D (拖曳系数) 如同 Palmen^[2] 那样, 取为 4×10^{-3} , 这大约是水面的两倍, 为了减少低层风中的地面影响, 用 900 hPa 上风速的 80% 来计算.

R 是作为余项求得的, 在底层也包括了地面摩擦项, 所以底层次网格尺度项应该是 $R - F_g$.

2. 计算结果分析

图 5a、b 分别是衰减阶段和变性阶段绝对角动量的时间变率, 可见它们的符号很好地反映了登陆台风的强度变化, 不过在衰减阶段 1000—850 hPa 出现了正值, 这是由于台风北上, 地球自转角动量加大的缘故, 计算表明, 相对角动量的时间变率整层为负, 变性阶段相对角动量则是整层为正, 这些与涡度的情况是很相似的. 由此可见, 涡度、角动量都是衡量系统变化的良好指标, 而且我们认为, 相对涡度与相对角动量更为好一些, 这是因为天气图上反映的量都是相对量.

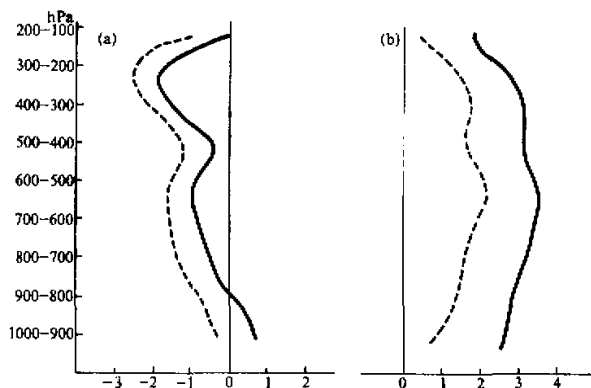


图5 衰减阶段(a)与变性阶段(b)角动量时间变率

实线: 绝对角动量, 虚线: 相对角动量, 单位 $\times 10^4 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-2}$

下面讨论各种因子引起的不同阶段的角动量变化.

衰减阶段, 由于此时台风未受其它系统干扰, 其对称的热带气旋特征大体上还是维持的, 所以平均径向环流应起最主要的作用, 表 1 说明了这一点. 由表可见, 平均水平输送项(包括相对角动量和地转角动量)以及次网格消耗是主要的三大项(在某些层次涡旋输送也起主要作用, 如 500—300 hPa 的相对角动量水平输送). 总的来看, 无论是相对角动量还是地球自转角动量, 其水平输送都是有利于登陆台风维持的, 但由于此时径向环流比较弱, 水平方向正的输送仍不能完全抵消次网格尺度效应及摩擦消耗, 使得台风角动量仍然减小, 从而导致台风衰减. 垂直输送中各项的作用都是调整角动量的垂直分布. 由表 1 显见, 平均垂直输送仍是主要的, 而且与平均水平输送同量级. 另外, 将该余项与涡度收支中的余项相比较, 可见它们的垂直分布非常相似.

表 1 台风减弱阶段角动量收支计算结果 单位: $10^4 \text{kg} \cdot \text{s}^{-2}$

层次	HRA	HTA	HEA	HCA	VRA	VTA	VEA	VCA	FR
200—100	0.524	0.303	-1.658	0.262	-0.548	-0.131	1.725	0.045	-0.459
300—200	0.630	0.080	-2.221	0.039	0.013	-0.077	1.741	0.089	-2.270
400—300	0.024	-0.820	-0.455	-0.266	1.863	0.293	0.439	0.053	-2.651
500—400	0.119	-0.929	0.461	-0.246	-0.059	-0.185	0.134	-0.023	0.302
600—500	0.354	-0.167	1.097	-0.041	0.143	-0.249	-0.572	-0.037	-1.612
700—600	0.440	-0.200	1.093	0.005	0.039	-0.087	-0.572	-0.037	-1.530
800—700	0.637	-0.059	1.438	0.073	-0.459	0.196	-0.849	-0.036	-1.452
850—800	0.432	0.112	0.978	0.070	-0.218	0.100	-0.425	-0.018	-1.122
900—850	0.406	0.174	1.062	0.097	-0.389	0.057	-0.540	-0.012	-0.834
1000—900	0.449	0.262	2.143	0.294	-0.384	0.083	-1.080	-0.023	-1.167
1000—100	4.014	-1.244	3.939	0.285	0.000	0.000	0.000	0.000	-12.79

表2 台风变性阶段角动量收支计算结果 单位: $10^4 \text{kg} \cdot \text{s}^{-2}$

层次	HRA	HTA	HEA	HCA	VRA	VTA	VEA	VCA	FR
200—100	2.353	0.739	-7.493	0.067	-1.168	0.746	3.623	-0.119	3.464
300—200	2.199	0.526	-11.39	-0.160	2.400	0.174	6.524	0.007	2.594
400—300	-0.169	-0.748	-3.387	0.037	1.056	0.109	2.874	-0.016	3.775
500—400	-0.013	-0.798	0.054	0.125	3.058	-0.727	0.866	-0.069	0.748
600—500	0.686	-0.240	1.670	0.160	0.495	-0.319	-1.081	0.019	2.268
700—600	2.528	-0.857	5.638	0.280	0.340	-0.694	-1.081	0.019	-2.631
800—700	3.831	-1.346	8.673	0.335	-2.430	-0.116	-3.882	0.061	-1.885
850—800	2.074	-0.706	5.124	0.164	-1.074	-0.002	-1.941	0.030	-2.229
900—850	1.762	-0.739	5.004	0.181	-1.282	0.265	-1.967	0.023	-1.905
1000—900	1.853	-1.722	7.862	0.484	-1.395	0.563	-3.934	0.045	-1.196
1000—100	17.104	-5.891	11.748	1.673	0.000	0.000	0.000	0.000	3.003

由表 2 可见变性阶段的台风角动量收支情况。首先,分析与质量环流紧密相关的平均输送情况。相对角动量水平输送整层积分为 $17.1 \times 10^4 \text{kg} / \text{s}^2$, 比衰减阶段增强了 3 倍多, 地转角动量输送整层积分达到 $11.75 \times 10^4 \text{kg} / \text{s}^2$, 较衰减阶段增大 2 倍多。关于垂直分布,

600 hPa 以下有较大的相对角动量和地转角动量输入, 600 — 400hPa 输送很小, 400hPa 有大的地转角动量输出, 地转角动量输入输出的净结果为正, 这意味着有地转角动量转化为相对角动量。平均垂直输送结果, 总是将低层正的角动量输送到高层, 这对气旋内角动量垂直分布进行调整起着十分重要的作用。

其次来看涡旋输送情况。对于科氏涡动转矩 $\overline{f'U_{\theta L}}$, 它并不是地转角动量的涡旋通量, 该项是由内科氏转矩变换成边界通量而来。由于我们所取的半径只有 3.75 个纬距, f 的变化较小, 因此, 无论是衰减阶段还是变性阶段, 科氏涡动转矩都是较小的, 从表 1、表 2 也可见, HCA/HEA《HTA/HRA(层层相比)》。同样, VCA 的值也很小。这样, 涡旋输送实际上只是相对角动量的涡旋输送起决定作用。与衰减阶段相比, 变性阶段的相对角动量涡旋输送增大了近 4 倍。这显然是由于台风与西风带相互作用而开始变性, 系统的热带性质受到了一定破坏而使对称性减小了的缘故。由于水平涡旋输送整层积分是负的, 因此, 总的来说, 涡旋输送不利于气旋发展。但是, 理论分析表明, 高层正的涡动输送将引起质量辐散, 低层负的涡动输送将引起质量辐合^[9], 这就是说涡动输送具有双重作用。

最后, 我们来讨论次网格尺度效应与地面摩擦消耗作用。

从表 2 可见, 余项垂直分布是使 500hPa 以下产生角动量汇, 以上产生角动量源, 可见, 对流活动将低层角动量向高层输送, 次网格尺度效应还制造角动量 $7.463 \times 10^4 \text{ kg/s}^2$, 约为总净输入的 21% 左右。再次与涡度收支方程中的余项(变性阶段)相比较, 发现虽然略有差异, 但大体上垂直分布是相似的。这似乎可以使我们推测次网格尺度效应对于涡度、角动量过程的作用是相似的。

关于摩擦项正如 Roback^[12] 指出, 摩擦耗散与横向环流有共生关系, 摩擦辐合有利于横向环流的维持或加强, 而横向环流又输入充足的角动量以抵消摩擦消耗。变性阶段, 地面摩擦消耗占绝对角动量总净输入的 18.9%, 而占边界层净输入的 52.6%, 这个结果与 Johnson^[7] 对温带气旋的计算结果相似。

图 6 给出了台风变性过程中的角动量收支框图。由图可见, 一个台风低压在变性阶段是一个角动量汇区, 它的发展是横向环流从环境场向系统内部输送大量角动量引起的, 由此可见横向环流对于登陆台风变性发展的重要作用。据 Holland^[6] 的分析, 气旋径向环流的最终强度非常复杂地和输入到气旋内部的水汽密切相关; Johnson^[7] 则认为, 在具有强烈层结的大气中, 这种有组织的横向环流, 只能在非绝热加热尤其在潜热释放的情况下出现, 加热作用强迫产生径向环流的垂直分支, 与对流层低层的向内分支和高层的向外分支相结合。另外, Eliassen^[13] 在 P 坐标系中推出了一个由非绝热和摩擦作用引起的轴对称、不移动涡旋的径向环流流函数满足的二阶线性偏微分方程, 通

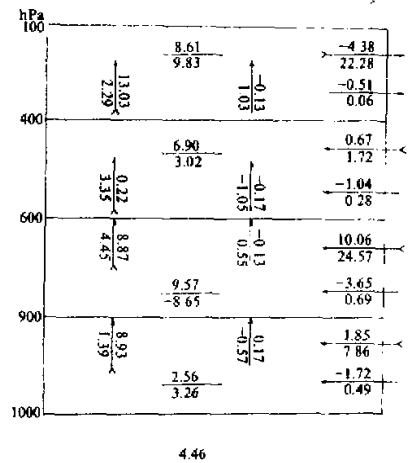


图 6 变性阶段角动量收支图

图中带尾箭表示平均输送, 无尾箭表示涡旋输送, 箭头上方、左方是相对角动量输送, 下方、右方是地转角动量输送, 正号表示顺箭头方向, 负号表示逆箭头方向。图中分数之分子为时间变率, 分母为次网格尺度效应。底层向下的箭头表示摩擦消耗, 单位: $\times 10^4 \text{ kg/s}^2$ 。

过对其解的讨论,指出负力矩驱动流入气流,正力矩驱动流出支;热源对应于上升支,冷源对应于下沉支,所以,变性阶段横向环流的加强与暴雨区大量的凝结潜热释放是分不开的.据我们的计算,台风变性阶段水汽供应较衰减阶段有很大的增加(这一方面是由于台风低压很接近副高边缘的低空急流输送带,另一方面台风环流部分又与渤海临接的缘故),并且,由于台风北面有冷锋侵入倒槽,偏南暖湿气流与北面冷空气相互作用导致辐合加强,因而在台风内引起暴雨,释放大量凝结潜热,从而加强了台风低压的径向环流.

综上所述,我们可以从角动量方面给出台风登陆后从衰减到变性阶段的变化物理图像:台风登陆后,水汽供应条件较差,潜热释放大为减少,导致横向环流减弱,此时又无其它有利动力因素,由横向环流输入的角动量不足以抵消摩擦(内部和地面)及次网格尺度效应所产生的负角动量加速度,因而导致台风逐渐衰减.当台风低压北上到与西风带相互作用时,在有利的水汽供应条件(台风低压不断接近副高边缘的低空急流输送带,且台风环流临接渤海)和有利的动力触发因素(北方弱冷空气侵入)下,产生有利的热力条件(暴雨释放大量凝结潜热),非绝热作用大大加强了低压中的横向环流上升支,低层辐合加强,摩擦负力矩增大,驱使横向环流流入支增强,带入大量角动量,使得在抵消次网格尺度作用(在下层)和摩擦作用以及负的涡旋输送之后,角动量在台风低压内部仍有正的积累,从而导致台风在变性过程中加强.

五、结 论 和 讨 论

本文的一些主要结论已在提要中叙述,在此不再重复.

在本文中,我们选择性地使用了涡度与角动量这两个物理量来作为反映台风强度变化的指标,事实证明具有很好的效果.计算表明,它们之间保持着良好的一致性.事实上,在轴对称涡旋中,涡度为

$$\xi = \frac{v}{r} + \frac{1}{r} \frac{\partial v}{\partial r} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (rv) = \frac{1}{r} \frac{\partial M_r}{\partial r},$$

因此有 $M_r = \int_0^r r dr$, 而半径 r 圆环上的切向环流为

$$C = \int_0^{2\pi} r v d\theta = \int_0^{2\pi} M_r d\theta = \int_0^{2\pi} \int_0^r \xi r d\theta dr.$$

以上指示了轴对称条件下切向环流,角动量以及涡度三者之间的关系,即角动量是涡度沿半径上的累积效应,而切向环流则是角动量在切向的累积.对于非对称的涡旋,由于其切向平均量占主要地位,所以将以上各式换成对切向平均量的讨论,在定性上仍然有效.这样,在理论上说明了相对涡度与相对角动量作为反映低压强度变化的指标具有较好的一致性.

本文所讨论的仅仅是个例.关于登陆台风的研究,除能量学外,对于涡度和角动量的分析研究工作还少见.而关于登陆台风的数值模式更为罕见.要对登陆台风的物理过程尤其是变性阶段的物理机制作更全面、透彻的认识,使用合理的数值模式是必要的.而对于这类过程的诊断研究,将有助于数值模式的设计与理论上的处理.

参 考 文 献

- [1] Starr, V. P., 1953, Some aspects of the dynamics of cyclones, *Geophysical. Res. Paper*, No. 24, 9—17.
- [2] Palmen, E. and Riehl, H., 1957, Budget of angular momentum and energy in tropical storm, *J. Met.*, **14**, 150—159.
- [3] Riehl, H. and Malkus, J. S., 1961, Some aspects of hurricane Daisy, 1958, *Tellus*, **13**, 181—213.
- [4] Anthes, R. A., 1970, The role of large scale asymmetries and internal mixing in computing meridional circulations associated with the steady state hurricane, *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 521—528.
- [5] Black, P. G., and Anthes, R. A., 1971, On the asymmetric structure of the cyclone outflow layer, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1348—1366.
- [6] Holland, G., 1983, Angular momentum transport in tropical cyclones, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **109**, 187—209.
- [7] Johnson, D. R., and Downey, W. K., 1976, Absolute angular momentum budget of extratropical cyclone: quasi Lagrangian diagnostic, Part III, *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 3—14.
- [8] 江敦春, 韦统健, 1987, 台风角动量平衡的诊断分析, 热带气象, 第3卷, 第1期, 9—19.
- [9] 梁必骥, D. R. Johnson 等, 1989, 热带气旋的成因及其与温带气旋的比较, 中山大学学报(自然科学版), 第1期.
- [10] Downey, D. W. and Johnson, D. R., 1978, The mass, absolute angular momentum and kinetic energy budgets of model-generated extratropical cyclones and anticyclones, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 469—481.
- [11] O'Brien, J. J., 1970, Alternative solution to the classical vertical velocity problem, *J. Appl. Met.*, **9**, No. 2, 197—203.
- [12] Roback, A., 1975, On the eddy structure of hurricanes, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **101**, 657—663.
- [13] Eliasson, A., 1951, Astrophysian, *Norvegica*, **5**, 19—61.