

# 我国东部海域不同类型的登陆再发展 变性台风的统计分析\*

谢 骏<sup>1</sup> 朱先德<sup>1①</sup> 高大鲁<sup>1,2</sup> 田 天<sup>3</sup>

(1. 中国海洋大学海洋与大气学院 青岛 266100; 2. 国家海洋局第一海洋研究所海洋环境与数值模拟研究室 青岛 266061;  
3. 国家海洋局北海信息中心 青岛 266061)

**摘要** 本文对 1982 年以来我国东部海域登陆再发展台风进行统计分析, 选取其中 15 个个例进行对比分析, 根据其移动路径和增强幅度分为 3 类, 研究表明: 台风如果移向东北方向则再发展较弱, 而向北移动则发展较深, 且向北越深发展越强, 这与副热带高压(副高)的位置和强度以及上游高空槽存在一定的关系(整体偏向于正相关), 在北上的过程中, 如果与高空正位涡发生耦合, 则增强越大, 但非绝热加热所占的比重越小。同时动能收支分布显示, 台风加强越深, 动能转换越强, 两者成正比, 但在能量转化的方向和位置上, 三者又存在差异。

**关键词** 变性; 再发展; 副热带高压; 锋生函数; 动能收支

**中图分类号** P732 doi: 10.11693/hyh20170500147

近年来, 由于登陆热带气旋带来重大灾难, 尤其一部分台风在向高纬度移动时发生了变性并且再度发展时(WMO, 1995), 给国家经济和人民生活造成了不可估量的损失。目前, 登陆热带气旋研究内容包括: 登陆热带气旋的暴雨强度和分布, 大风强度和分布, 登陆热带气旋在陆上的维持机制, 陆地涡旋的路径和入海加强, 陆面过程和能量交换, 变性过程等(陈联寿等, 2004)。就台风北上与中纬度系统相互作用的问题, 尤其所引发的暴雨, 国内气象学者进行了研究分析(蒋尚城, 1983; 谭锐志等, 1990; 陶祖钰等, 1994; 孙建华等, 2000), 总结出相同或者相似的理论, 但又存在差异, 并进一步提出了概念模型。陈联寿等(1979)分析得出高纬度冷空气引起的斜压位能释放促使了热带气旋变性加强。朱佩君等(2002a, 2002b, 2003, 2005)对典型登陆变性再发展台风 Winnie(9711)进行了一系列的研究, 认为低层维持的暖平流以及与高空急流相对应的散度区和高空涡度平流是导致变性气旋重新发展的重要物理因子。朱先德等人(朱先德等, 2010; Zhu *et al.*, 2011, 2016)分别对台风个例 Mindulle(2004)和

Toraji(2001)进行了分析, 他们认为, 台风变性再发展都有冷空气入侵的共性, 但是其发展过程是不同的, 有类似 B 类气旋发展的, 也有 A、B 类同时存在的情况。同时, 吴云帆等(2016)还对我国东部沿海此类台风做了统计分析, 并根据引发机制进行了分类。

国外对登陆变性再发展台风的研究要早一些。在对西北太平洋的台风研究中, Matano 等(1971)提出, 转向的热带气旋和中纬度天气系统相互作用后可以形成两种类型的系统: 复合型和混合型。对于再发展问题, Harr 等(2000a, 2000b)发现了环境西风带起到了重要作用, 其再发展过程类似于 B 类温带气旋的发展类型。Klein 等(2002)对西北太平洋热带气旋变性后再发展进行了数值试验, 发现西风带和变性气旋之间的相互作用是一个动态的复杂过程, Bosart 等(2000)和 McTaggart-Cowan 等(2003)认为变性气旋和急流之间的相对位置也很重要, 当变性台风位于急流的辐散区时, 有利于其再度发展。

台风由热带向温带的转变是一个复杂的过程, 由于地形、中高纬度天气系统影响或者自身的原因,

\* 国家重点研发计划项目, 2017YFC1404200 号; 山东省海洋生态环境与防灾减灾重点实验室开放基金项目, 201406 号。谢骏, 博士研究生, E-mail: xiejun@ouc.edu.cn

通讯作者: 朱先德, 博士, E-mail: zhuxiand@126.com

收稿日期: 2017-05-27, 收修改稿日期: 2017-06-14

每个台风都有着独特的动力学和热力学结构。为了进一步认识不同台风的大尺度环境和热动力特征, 本文将采用统计分类和合成的方法对不同的台风进行分析, 以便找到不同种类台风再发展时的大尺度背景场、再发展结构演变等之间的不同。

### 1 台风的分类

吴云帆等(2016)对于中国东部近海登陆再入海再发展台风进行了统计分析研究, 对 1982 年以来的 15 个再发展登陆台风进行了统计分析(图 1), 分析结果显示: (1)再次入海前后路径偏北的越多, 并且主要途径海域和登陆再入海位置越偏北, 中心气压降幅( $\Delta P$ )越大; (2)开始加强和减弱的位置与增幅具有相关性, 尤其是降幅越小( $<4\text{hPa}$ )和越大( $>4\text{hPa}$ )的变性台

风。另一方面, 根据该文中的个例分析来看, 不同的变性台风由于移动路径、北上幅度不同, 其内部结构演变也有差异, 从而导致了加强幅度也略有差异, 本文结合 15 个个例的统计分析, 进一步把台风分为三种不同类型(表 1), 分别对它们的大尺度环境场和各气象要素进行合成分析:

第 型: 登陆后移向东北, 后加强,  $\Delta P < 4$ ;

第 型: 登陆后北上加强,  $4 < \Delta P < 6$ ;

第 型: 登陆后北上加强或者加强后移向东北,  $6 < \Delta P$ 。

合成分析时, 合成场区域取为以台风中心为中心的正方形范围, 合成台风中心为坐标原点,  $x$  和  $y$  轴分别为纬向和经向, 间隔为一个经纬距; 在区域平均时, 取  $10^\circ \times 10^\circ$  经纬距。

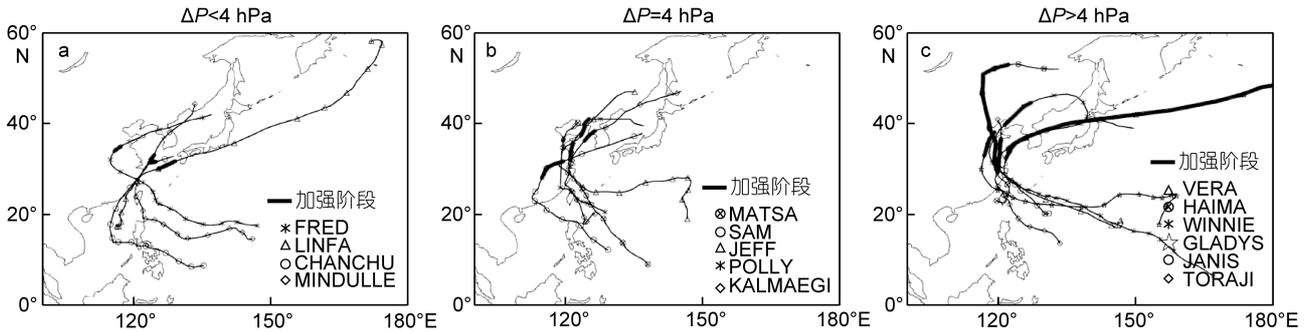


图 1 15 例北上登陆再次加强台风路径图(吴云帆等, 2016)

Fig.1 The tracks of 15 typhoons landed northward with re-intensification (吴云帆等, 2016)

表 1 参与合成的变性再发展台风一览表

Tab.1 List of typhoons that developed with extratropical transition and intensification

| 类型     | 名称       | 时间(年) | 时刻(世界时)    | 中心气压 (hPa) | 变压 ( $\Delta P$ : hPa) |
|--------|----------|-------|------------|------------|------------------------|
| 类型 I   | Fred     | 1994  | 1994082506 | 1004       | 2                      |
|        | Sam      | 1999  | 1999082518 | 1004       | 4                      |
|        | Mindulle | 2004  | 2004070406 | 984        | 1                      |
|        | Chanchu  | 2006  | 2006051906 | 996        | 2                      |
|        | Linfa    | 2009  | 2009062400 | 998        | 2                      |
| 类型 II  | Jeff     | 1985  | 1985080206 | 992        | 4                      |
|        | Polly    | 1992  | 1992090306 | 998        | 4                      |
|        | Toraji   | 2001  | 2001080112 | 994        | 6                      |
|        | Matsa    | 2005  | 2005080812 | 994        | 4                      |
| 类型 III | Kalmaegi | 2008  | 2008072018 | 994        | 4                      |
|        | Vera     | 1989  | 1989091812 | 998        | 10                     |
|        | Gladys   | 1994  | 1994090400 | 1000       | 8                      |
|        | Winnie   | 1997  | 1997082112 | 984        | 12                     |
|        | Haima    | 2004  | 2004091612 | 994        | 12                     |

### 2 大尺度背景场

不同类型的变性再发展台风的大尺度环流形势显示(图 2), 500hPa 高度场展现出不同的分布特征, 在第 型台风中, 副热带高压(副高)中心位于  $22^\circ\text{N}$  附近, 而 588 线的外围西伸至  $130^\circ\text{E}$  附近, 北部位于  $28^\circ\text{N}$  附近, 随着变性台风的北上发展, 其副高位置和强度变化较小。在副高的西北侧, 存在一浅槽, 在 +36h 时, 由于台风自身的原因, 槽线南伸到热带地区, 其后该槽逐渐减弱, 并且稍向东移至黄海上空。再看第 型台风(图 2d, e, f), 其 500hPa 副高中心位于  $30^\circ\text{N}$ ,  $135^\circ\text{E}$  附近, 其 588 线西伸至  $125^\circ\text{E}$ , 北到日本海上空, 明显要比第 型台风时中心偏北、偏西, 同时, 在副高北侧的高压脊持续存在, 并且有所加强。第 型的变性台风 500hPa 环境场不同于前两型, 其副高西极点基本位于中国东部沿岸, 而北侧点与第 型基本位置相似, 但是其 588 线所占面积更大, 另

一方面,副高西北侧的槽线随着台风的再发展而减弱,并且其强度要小于第 型。对于 200hPa 高度场,与 500hPa 相似,第 型和第 型沿 135°E 存在一高压脊。

700hPa 上的相当位温(图 2)表现为不同的类型,第 型台风中,在整个变性加强过程中,冷空气一开始就已经侵入到 30°N 附近,并且随着台风的发展,冷空气逐渐侵入副高外围。而在第 型和第 型中,加强前 36h 显示,冷空气随空中槽南伸,占据了副高西北侧的陆地部分,但是副高的外围仍然被暖空气控制。随着变性台风的北上,第 型中虽然冷空气侵

入副高外围,但副高仍然是暖空气占主导,尤其副高脊处,而第 型中,冷空气已经占据了整个副高的外围,暖空气被挤压成一东北-西南走向的带状,位于副高西侧。

综上所述,变性台风再发展的强度,不仅与高空槽有关,还与副高有一定联系。一般说来,高空槽强则台风发展强,副高越强,相应变性台风强度加强越强。

下面我们将以台风中心为原点分别把三个类型的变性台风进行合成。

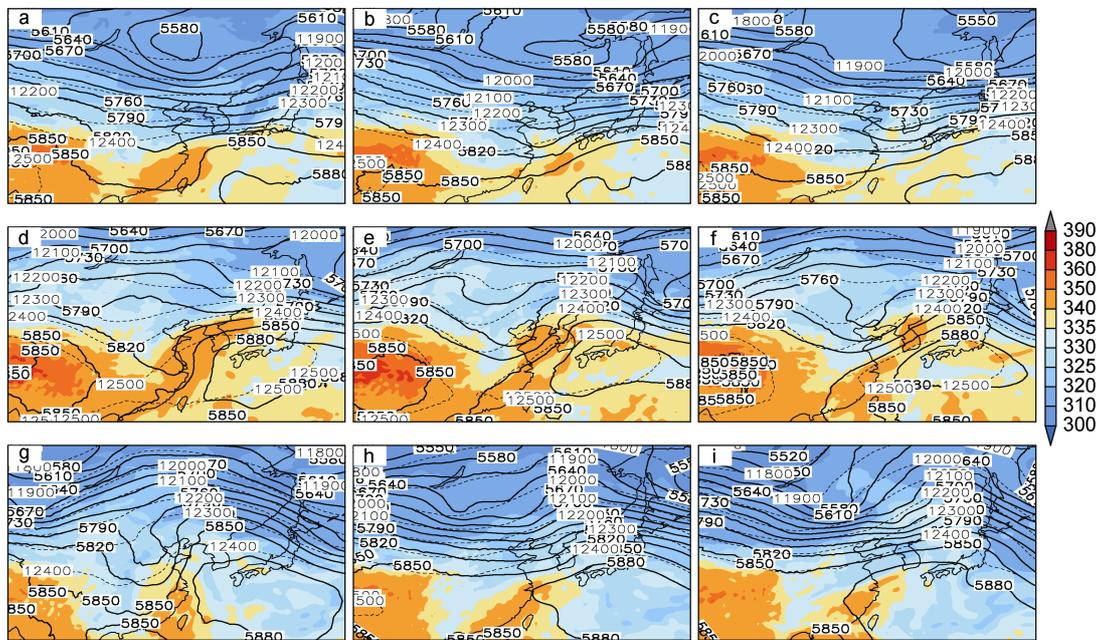


图 2 三种类型台风的 700hPa 相对位温(填色,单位: K)、500hPa 位势高度(实线,单位: gpm)和 200hPa 位势高度(虚线,单位: gpm)。

Fig.2 The potential temperature at 700hPa (shaded, unit: K), geopotential height at 500hPa (solid line, unit: gpm) and at 200hPa (dashed line, unit: gpm) of three types of typhoons

注: a, b, c: 第 型; d, e, f: 第 型; g, h, i: 第 型。a, d, g: 最强前 36h; b, e, h: 最强前 12h; c, f, i: 最强时

### 3 动力和热力特性

图 3 给出了各类型变性台风的海平面气压、200hPa 辐散风和高空急流分布。分布显示,由于合成原因,存在一定的误差,海平面气压比实际的中心气压降幅略小。第 类型显示,随着台风再发展,其中心气压逐渐降低,并且中心上空的辐散风逐渐加强,但辐散中心比气压中心略为偏北,同时,台风中心也逐渐靠近高空急流的右侧入口区。第 型变性台风与第 型相似,但其中心上空的北侧辐散风要远远大于南侧,这可能与台风中心东南侧存在明显的高压

脊(图 2)有关;再看高空急流,台风再发展前,高空急流位于中心的北侧,随着台风的北上发展,北侧高空急流减弱,并且主体向台风的东北象限偏移。海平面气压在第 型台风中降低的最明显,与此类台风发展最强相对应,但是与海平面气压发展相反的是,其高空辐散风却表现为另一种形式,其散度风环流却随着台风的再发展反而变小,另一方面,在台风再次达到最强时,其中心位于高空急流的下方,两者发生耦合。

不同类型变性台风的垂直积分水汽通量和 950hPa 风场分布(图 4)显示。第 型变性(图 4a—c)台风存在两个水汽通道,一个是其西南方向(南海和

孟加拉湾)的水汽输送,另一个为副高西南侧携带的水汽,并且随着台风的再发展,东南侧的水汽一直维持,且西北侧还有所增加;在第 型(图 4d—f)中,在加强前 36h 时存在两个水汽通道,而随着台风的北上发展,其西南方向的水汽通道逐渐减弱,只有副高外围来自西太的暖湿气体为其提供潜热能,同时,台风中心附近的水汽通量随着其发展,反而呈减弱趋势;对于第 型(图 4g—i)变性台风,加强前的两个水汽通道在台风的南侧合并,随着台风的持续北上,该合并的通道逐渐与台风中心附近的水汽通量断开,只保持一微弱的输送带,台风中心附近的水汽输送几乎由其周围的水汽提供,另一方面,围绕中心的水汽通量高值区由东北象限转移到东南象限,且数值减小。可见,在上述三种类型变性台风中,不仅其水汽输送通道存在差异,其中心及外围的水汽通量也呈现不同的趋势:第 型中,水汽输送通道一直保持,且数值减弱较小;第 型中,副高外围的水汽通道持续存在,但中心附近的水汽通量却减弱;第 型中,

台风的潜热能几乎靠自身周围的水汽提供,并且数值减小。

图 5 揭示了不同类型变性台风再次加强前 48 小时的相对涡度和散度高度-时间演变特征,从相对涡度的分布来看,第 型中,负相对涡度主要位于 400hPa 以上,且随着台风的再发展向下伸展,第 型和第 型台风,其负的相对涡度集中在 300hPa 以上,且逐渐向上收缩,尤其第 型。在三种类型中,正的相对涡度大值区主要位于 900—600hPa 之间,而第 和第 型随着台风的再加强向上扩展到 500hPa 附近。散度场(图 5d—f)显示,第 型台风的辐合位于 600hPa 以下,加强前 48h 由于没有受陆地摩擦,底层具有很强的辐合,随后辐合减小,在 12h 时又开始增强;第 型台风的辐合区向上扩展至 500hPa,但强辐合集中在 900hPa 以下,而第 型的辐合区同第 型相似,位于 600hPa 以下,但强度明显大于第 型。对于对流层高层的辐散,第 型随着台风的发展而加强,第 和第 型同样加强,但其达到最大时要比台风最强时提前 18h。

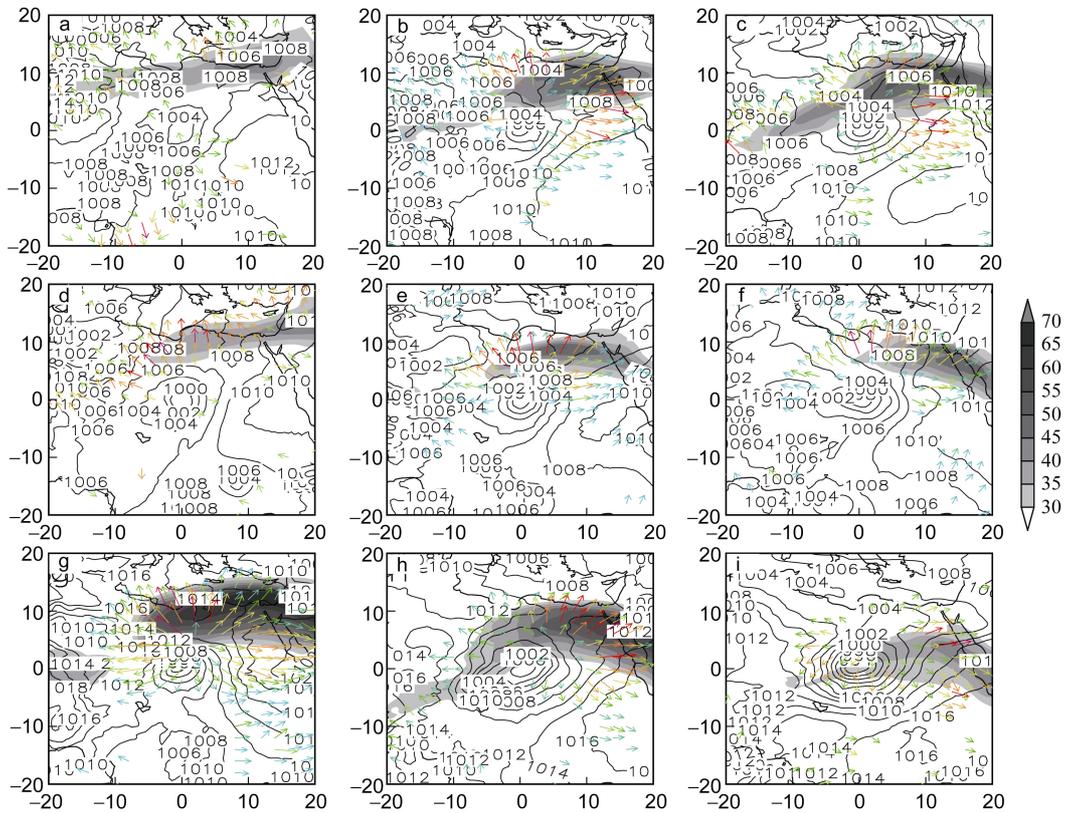


图 3 同图 2, 但为海平面气压(等值线, 单位: hPa)、200hPa 高空急流(填色>30m/s)和辐散风(箭头)。坐标原点为台风中心, 坐标轴数值代表经纬度(单位: °)(以下图相同)。

Fig.3 The same as Fig.2, but on the sea-level pressure (contour line, unit: hPa), the upper level jet at 200hPa (shaded >30m/s), and the divergent wind (arrow). The coordinate origin is the typhoon center, coordinate mean the longitude and the latitude(°), respectively

注: 由于图片为多个台风合成图, 经纬度没有固定的刻度, 坐标中心为台风中心, 坐标轴数值单位是°

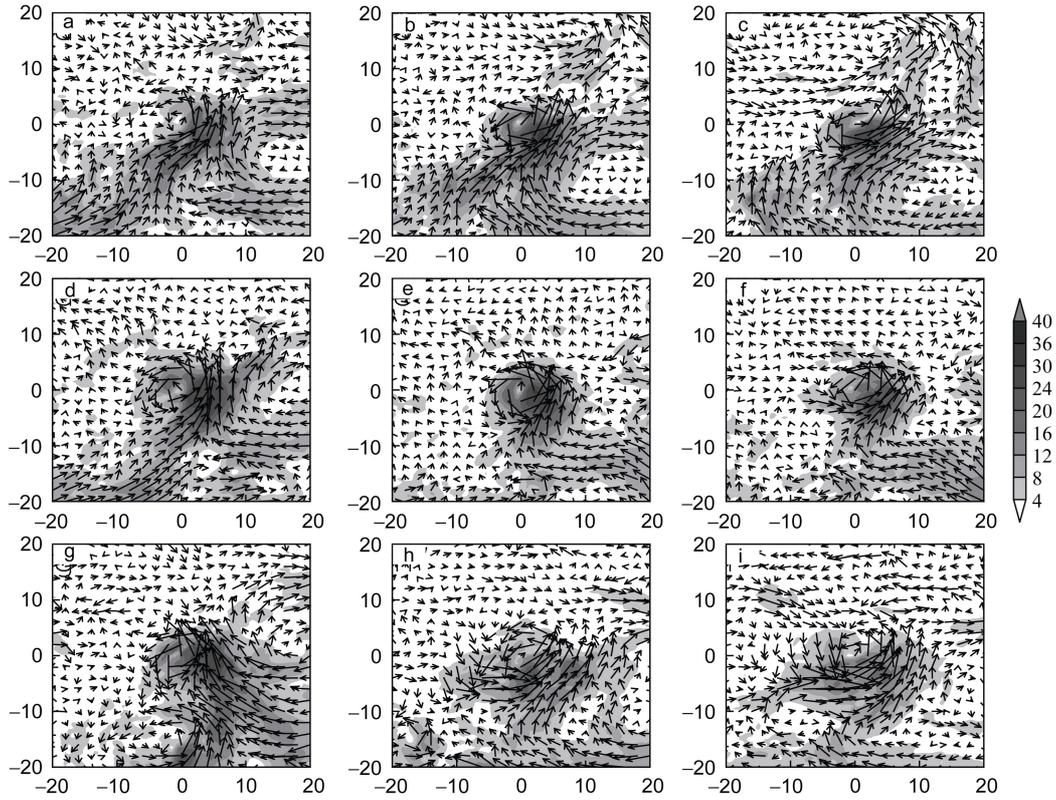


图 4 同图 3, 地面至 300hPa 垂直积分的水汽通量[阴影  $4 \times 10^4$ , 单位:  $10^4 \text{g}/(\text{s} \cdot \text{hPa} \cdot \text{cm})$ ], 和 950hPa 风场(箭头)

Fig.4 Same as Fig.3, but for the vapor flux integrated vertically from ground to 300hPa [shaded  $44 \times 10^4$ , unit:  $10^4 \text{g}/(\text{s} \cdot \text{hPa} \cdot \text{cm})$ ], and wind field at 950hPa (arrow)

注: 经纬度没有固定的刻度, 坐标中心为台风中心, 坐标轴数值代表经纬度(单位:  $^\circ$ )

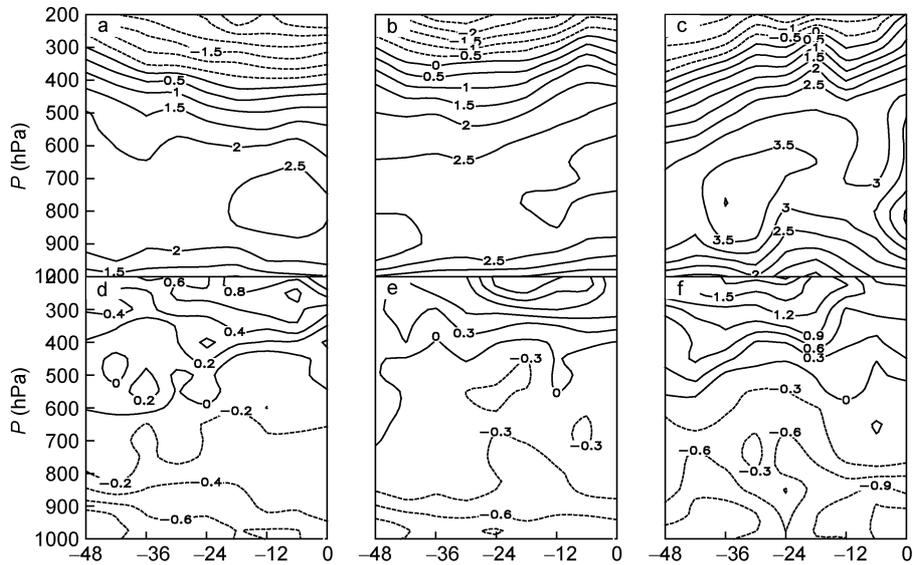


图 5 相对涡度(a、b、c)和散度(d、e、f)区域平均的高度-时间剖面图(单位:  $10^{-5}/\text{s}$ )

Fig.5 Pressure vs time across the sections of area-averaged relative vorticity (a, b, c) and divergence (d, e, f) (unit:  $10^{-5}/\text{s}$ )

注: 横坐标为时间(单位: 小时), 0 时刻为再次加强到最强时刻。以台风中心为中心点, 东西、南北方向各取 5 个经、纬距的正方形区域求平均值。a, c: 第 1 型; b, e: 第 2 型; c, f: 第 3 型

### 4 位涡和锋生函数

在以往的个例讨论中(朱佩君等, 2002a, 2003; 朱先德等, 2010; Zhu *et al*, 2011), 我们发现, 不同的台风个例与高空高位涡存在不同的关系, 高纬度高空位涡下传对变性台风的再发展起到激发作用, 并伴随着锋生, 在不同的台风中, 锋生函数也表现不一。本文将采用三维标量锋生(SFP) (Harr *et al*, 2000a) 进行计算分析:

$$F_n = -|\nabla_h \theta|^{-1} \left[ \frac{\partial \theta}{\partial x} \left( -\frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial \theta}{\partial y} \left( -\frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial \theta}{\partial p} \left( -\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \right]$$

右边第一项为辐合辐散贡献项( $F_{n-div}$ ), 第二项为变形场贡献项( $F_{n-def}$ ), 第三项为与垂直运动相关的倾斜项( $F_{n-tilt}$ ), 其中  $\theta$  为位温,  $\omega$  为垂直速度, 其余为气象常用符号。

变性台风中心的位涡的纬向垂直剖面揭示(图 6), 对于第 1 型台风, 其中心上空位涡柱随着台风的发展而下移, 而在其北侧的对流层高层和平流层一直维持着一个高位涡中心, 随着台风的发展, 台风中心

处的位涡柱随高度向北倾斜, 与高空高位涡形成一个弱的通道, 但该高空高位涡并没有叠加在台风位涡柱上; 第 2 型台风中, 中心处的位涡柱呈现逐渐减弱的趋势, 虽然当台风再次发展到最强时, 对流层高层的高位涡部分叠加在台风位涡柱上, 但并没有明显下传通道; 第 3 型变性台风中, 台风中心的位涡柱为先增大后减小演变特征, 在加强前的 12h(图 6h), 位涡柱最大值中心几乎贴近地面, 其值为 2PVU [ $1PVU=10^{-6}(K \cdot m^2/kg \cdot s)$ ], 随后反而减弱。该位涡柱与对流层高位涡中心随着台风的北上两者逐渐靠近, 并且形成相融通道, 存在明显高层高位涡下传, 当再次发展到最强时, 对流层高位涡中心几乎叠加在台风中心, 下传强度明显强与第 1 和第 2 型变性台风。

与位涡守恒理论可知, 高层正位涡的下传往往会在低层诱生出气旋性环流, 加强锋生。图 7 给出了三种类型台风的加强前 6h 的锋生函数( $F_Q^*$ )分布, 整体来看, 这三种类型中, 锋生函数主要位于中心的北侧, 但第 3 类型中, 其中心的西侧和和南侧也有明显的锋生, 同样, 非绝热加热(潜热释放)仍然占据锋生的主导地位, 但是对比分析它们的比重时我们发现,

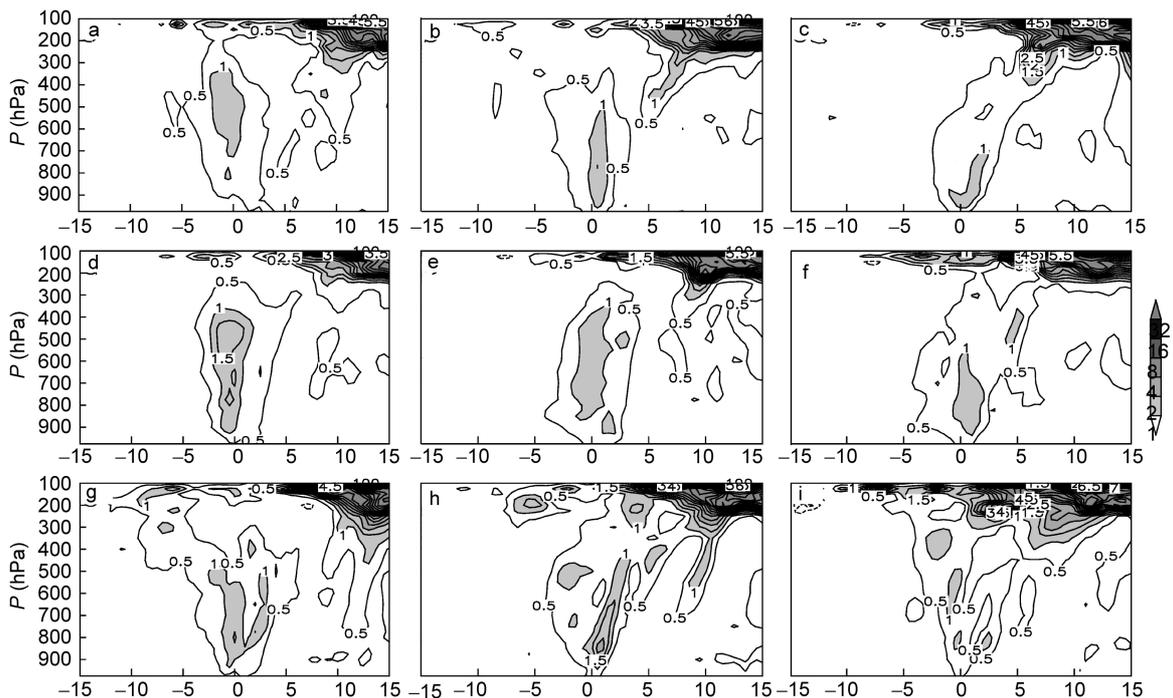


图 6 过台风中心位涡纬向垂直剖面(阴影 1PVU, 单位: PVU), 时刻和类型排列同图 2

Fig.6 The zonal vertical section of the potential vorticity across the typhoon center [shaded 1PVU, unit: PVU,  $1PVU=10^{-6}(K \cdot m^2/kg \cdot s)$ ]. Time and type arrangement is the same as Fig.2. The horizontal coordinate origin is the typhoon center, the numerical value mean the latitude( $^{\circ}$ )

注: 横坐标中心代表台风中心, 数值代表纬度(单位:  $^{\circ}$ )

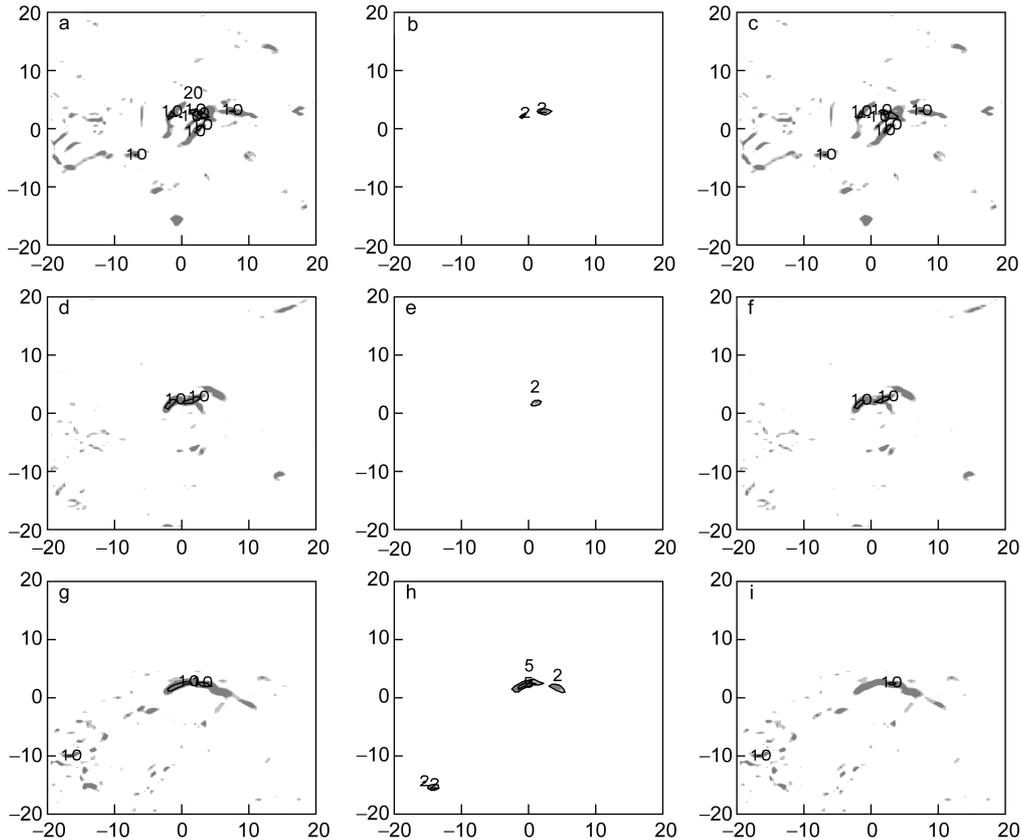


图 7 加强前 6h 时刻 700hPa 的  $F_Q^*$  水平分布, 类型和时刻排列同图 2

Fig.7 The horizontal distribution of  $F_Q^*$  at 700hPa 6 hours before being re-intensified

注: a、d、g: 完全  $F_Q^*$ ; b、e、h: 无潜热凝结加热  $F_Q^*$ ; c、f、i: 仅有凝结潜热加热  $F_Q^*$ 。阴影为锋生函数  $8 \times 10^{-15} (\text{K}/\text{hPa} \cdot \text{s}^3)$ 。坐标中心为合成台风中心, 坐标轴数值代表经纬度(单位:  $^\circ$ )

在第 型台风中非绝热加热所占比重最大, 第 型中比重最小, 所以, 我们认为由于台风北上的程度不同, 潜热加热在不同再发展变性台风中所占的比重也不一样, 北上越远, 加强越深, 潜热加热对锋生的贡献反而越小。

### 5 动能收支

在总能量的平衡中, 动能是个较小的量, 但是它在变性气旋再发展中起到至关重要的作用 (Thorncroft *et al*, 2000; Hart *et al*, 2002), 在此过程中, 除了气旋中心气压外, 它是另一个最直观的再加强表现。目前, 变性气旋中动能收支的计算是研究其再发展的一个重要方面。

单位质量动能可以表示为:  $K = V \cdot V / 2$ , 对于风场可以分解为旋转风  $V_R$  和辐散风  $V_D$  两个分量之和, 即:  $V = V_R + V_D$ , 所以, 有限区域总动能:

$$K = K_D + K_R + \iint V_R \cdot V_D,$$

其中  $K = \iint k$ ,  $K_R = \iint k_R$ ,  $K_D = \iint k_D$ ,  $\iint = \frac{1}{gA} \iiint dx dy dp$ .

A 为水平计算区域面积。总动能变化率为:

$$\frac{\partial K}{\partial t} = \frac{\partial K_R}{\partial t} + \frac{\partial K_D}{\partial t} \iint \frac{\partial V_R \cdot V_D}{\partial t}.$$

辐散风动能  $K_R$  和旋转风动能  $K_D$  的收支方程为 (Buechler *et al*, 1986):

$$\begin{aligned} \frac{\partial K_D}{\partial t} = & -\iint \vec{V}_D \cdot \frac{\partial \vec{V}_R}{\partial t} - \left[ \iint -f(v_R \cdot u_D - u_R \cdot v_D) + \iint -\zeta(v_R \cdot u_D - u_R \cdot v_D) + \right. \\ & \text{DK}_D \quad \text{INTD} \quad \text{AZ} \quad \text{AF} \\ & \left. \iint -\omega \frac{\partial K_R}{\partial p} + \iint -\omega \vec{V}_R \cdot \frac{\partial \vec{V}_D}{\partial p} \right] + \iint -\vec{V}_D \cdot \nabla \Phi + \iint -\nabla \cdot K \vec{V}_D + \iint -\frac{\partial \omega K}{\partial p} + \iint \vec{V}_D \cdot \vec{F}, \\ & \text{B} \quad \text{C} \quad \text{GD} \quad \text{HFD} \quad \text{VF} \quad \text{DD} \\ \frac{\partial K_R}{\partial t} = & -\iint \vec{V}_R \cdot \frac{\partial \vec{V}_D}{\partial t} - \left[ \iint -f(v_R \cdot u_D - u_R \cdot v_D) + \iint -\zeta(v_R \cdot u_D - u_R \cdot v_D) + \right. \\ & \text{DK}_R \quad \text{INTR} \quad \text{AF} \quad \text{AZ} \end{aligned}$$

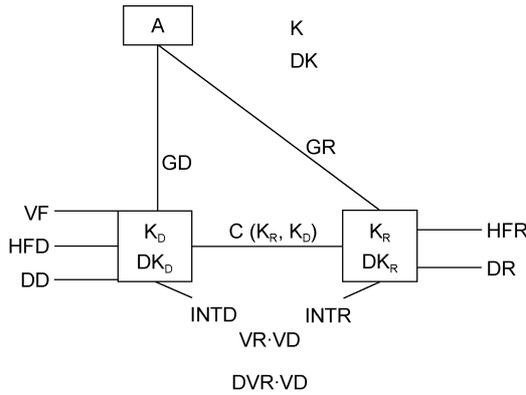


图 8 辐散风和旋转风动能收支各项关系(K, K<sub>R</sub>, K<sub>D</sub>和 V<sub>R</sub>·V<sub>D</sub>的单位: 10<sup>5</sup>J/m<sup>2</sup>; 其他单位: W/m<sup>2</sup>)

Fig.8 The relations of the budgets of divergent and rotational kinetic energy

$$\iint -\omega \frac{\partial K_R}{\partial p} + \iint -\omega \bar{V}_R \cdot \frac{\partial \bar{V}_D}{\partial p} + \iint -\bar{V}_R \cdot \nabla \Phi + \iint -\nabla \cdot K \bar{V}_R + \iint \bar{V}_R \cdot \bar{F},$$

B                      C                      GD                      HFR                      DR  
C(K<sub>R</sub>, K<sub>D</sub>)=F+AZ+B+C.

所以,

$$\frac{\partial K}{\partial t} = GR + GD + HFR + HFD + VF + DR + DD = G + HF + VF + R.$$

辐散风和旋转风动能收支各项之间关系如图 8, 其中 DK<sub>R</sub>、DK<sub>D</sub> 分别表示旋转风和辐散风动能时间变化率, GR 和 GD 分别为旋转风和辐散风的动能制造项, HFR 和 HFD 分别为旋转风和辐散风对总动能的水平通量散度项, VF 为辐散风对总动能垂直通量散度项, INTR 和 INTD 是由动能交叉项产生的, 表示两类风场之间的相互作用, DR 和 DD(R=DR+DD) 分别为次网格尺度“摩擦”项, 它包括摩擦耗散以及次网格尺度与网格尺度之间的动能交换, 该项是作为余差进行计算。C(K<sub>R</sub>, K<sub>D</sub>)表示旋转风和辐散风之间的能量交换。

图 9—11 给出了三种类型台风的动能收支各项的演变分布。三种类型分布特征显示, 在对流层低层, 辐散风动能制造与台风再加强演变过程保持很好的一致性, 但第 型台风的辐散风动能制造数值要明显大于第 和第 型; 而在对流层高层, 则第 和第 型台风的辐散风动能要强于第 型, 在台风再次发展到最强时, 第 型中甚至出现了负值, 这说明此时对流层高层的斜压性更弱。三种类型台风的旋转风动能制造在对流层高层非常明显, 其中第 型数值最大, 这主要是第 型台风是发展最强型, 但三者演变趋势却是不同的, 第 型呈现递增趋势, 第 型则变化不明显, 较平稳, 第 型与第 型呈现相反趋势, 递减且向下延伸; 而在对流层的中下层这种动能制

造较小, 甚至为 0。动能的水平通量在动能收支项中是作为汇存在的, 并且主要存在于对流层的高层(图 9d, 10d 和 11d), 即动能向周围环境传递能量, 并且其演变特征与旋转风动能制造相似。这三种类型台风动能收支项差别最大就是动能的垂直通量项(图 9e, 10e, 11e), 第 型台风中, 动能向上的传递主要集中在 800hPa 以下, 300hPa 以上和 700—450hPa 之间为向下传递, 而在这两者之间(450—300hPa)却是由向上输送所控制, 在第 型台风中, 300hPa 以下为动能输出, 其上为动能输入, 几乎一直持续整个变性再发展过程; 第 型台风中, 在加强 12h 之前, 300hPa 以下为动能输出, 以上为动能输入, 12h 至再次达到最强时刻, 动能输出压缩在 750hPa 以下, 而动能输入逐渐下伸, 逐渐控制了整个对流层的中上层。

动能收支中动能转换项揭示(表 2), 第 型中, 整层动能转换随着台风再发展而增强, 并且主要集中在对流层的中下层, 尤其是再发展的 18h 以内, 即辐散风动能向旋转风动能转换, 使得扰动发展, 而对流层高层正贡献较小, 甚至为负的贡献, 在一定程度上不利于气旋的加强。第 型台风的动能转换显示, 整层转换的最大值并不发生在台风再次达到最强时, 而是发生在前 18—24h 时, 也就是开始再发展时, 动能的转换在不同层表现也有差异, 就整个过程来看, 对流层的上层和下层反而所占的比例较大, 尤其是下层。第 型台风, 整层动能转换的演变与第 型相似, 先增大后减小, 但其数值要远远大于第 型, 这种演变特征同样表现在上层和中层上, 而下层却是呈现弱的增强, 尤其是台风最强时刻, 这种转换也最强, 就各层整个分布特征来看, 表现出这种转换是从上到下逐渐下传的格局。

图 12—14 是不同类型台风区域内动能平衡示意图, 揭示了不同类型变性台风在不同时刻的动能各项收支和转换, 最强前 36h(图 12a, 13a, 14a), 最强前 12h(图 12b, 13b, 14b)和最强时(图 12c, 13c, 14c), 结果显示:

第 型台风中, 能量由 K<sub>R</sub> 向 K<sub>D</sub> 转换演变为由 K<sub>D</sub> 向 K<sub>R</sub> 转换; 水平通量两项是能汇; 垂直通量始终是能汇, 即整个气柱在整个过程中是向上输送能量的; 在两种风场相互作用中, INTD 始终是能源, 而 INTR 由能源变为能汇。

第 型台风中, 能量由 K<sub>D</sub> 向 K<sub>R</sub> 转换, 台风再次最强前能量转换最大; 水平通量两项是能汇; 垂直通量始终是能汇, 即整个气柱在整个过程中是向

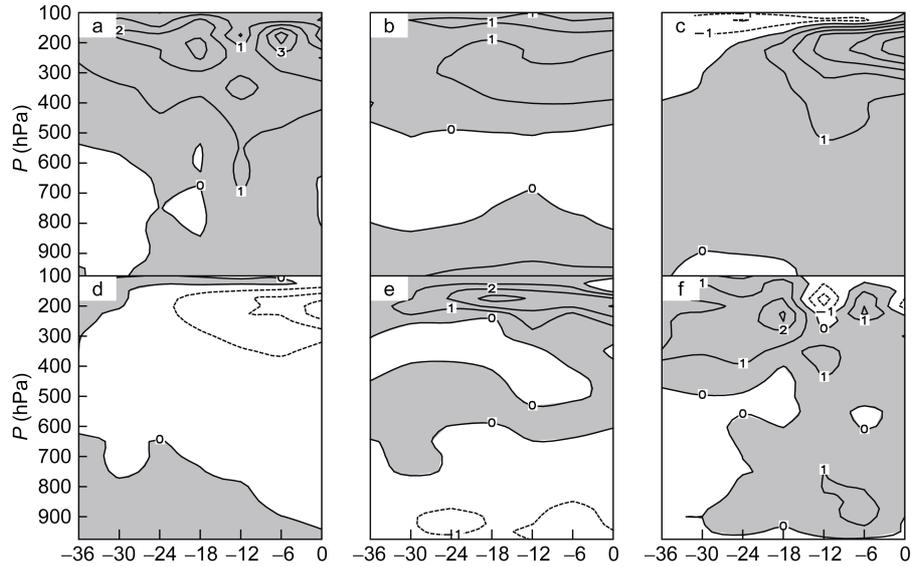


图 9 第 型台风的动能收支各项分布

Fig.9 The distribution of kinetic energy budget items of typhoon Type I

注: 横坐标为时间刻度(单位: 小时), 0 时刻为再次加强到最强时刻。a: 动能局地变化项(DK), b: 散度风动能制造项(GD), c: 旋转风动能制造项(GR), d: 动能水平通量散度项(HF), e: 动能垂直通量散度项(VF), f: 余差项(R)

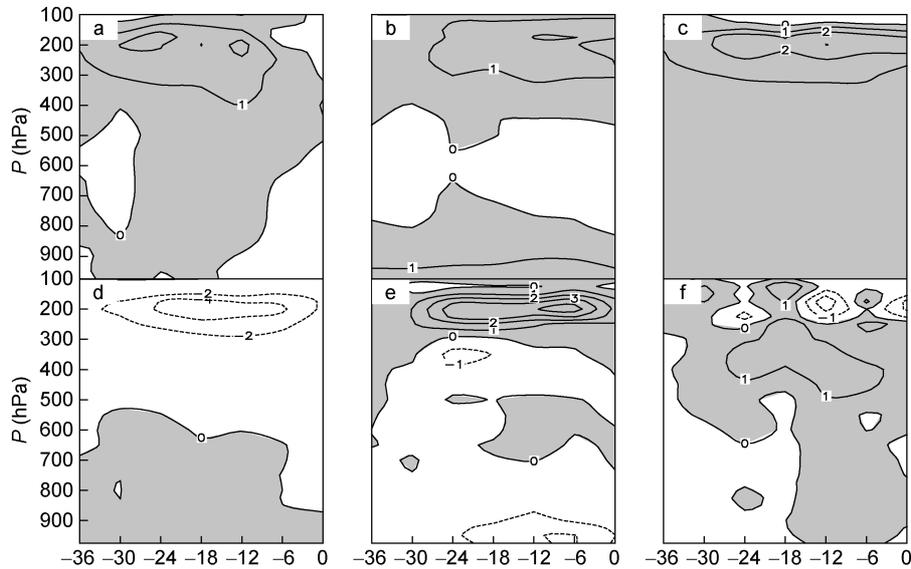


图 10 同图 9, 但为第 型台风

Fig.10 The same as Fig.9, but for Type II typhoon

表 2 不同类型台风的动能转换项  $C(K_D, K_R)$  的分布(单位:  $W/m^2$ )

Tab.2 The distribution of kinetic energy transition item  $C(K_D, K_R)$  of different typhoon types (unit:  $W/m^2$ )

| 类型  | $C(K_D, K_R)$ 时间 | 42h     | 36h     | 30h     | 24h     | 18h     | 12h     | 06h     | 00h     |
|-----|------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 第 型 | 整层(hPa)          | -0.388  | -1.8742 | -2.3394 | -0.9492 | 2.68007 | 3.32544 | 2.86112 | 2.76751 |
|     | 上层(hPa)          | -0.1933 | -1.412  | -2.5613 | -1.9903 | 0.08623 | -0.6514 | -0.0148 | 0.14864 |
|     | 中层(hPa)          | -1.4112 | -0.8595 | -0.4497 | 0.14574 | 1.24922 | 2.53388 | 1.60903 | 1.35281 |
|     | 下层(hPa)          | 1.21643 | 0.39735 | 0.67164 | 0.89529 | 1.34463 | 1.44298 | 1.26691 | 1.26606 |
| 第 型 | 整层(hPa)          | 1.66281 | 1.89145 | 0.6092  | 4.45943 | 3.01265 | 2.18559 | 2.90885 | 0.10667 |
|     | 上层(hPa)          | 0.18504 | 0.34972 | -0.0235 | 1.69153 | 1.02822 | 0.22725 | 1.22452 | -0.5007 |
|     | 中层(hPa)          | 0.18452 | 0.08119 | -0.5533 | 1.04485 | 0.14519 | 0.35766 | 0.32906 | 0.14533 |
|     | 下层(hPa)          | 1.29324 | 1.46054 | 1.18602 | 1.72304 | 1.83924 | 1.60068 | 1.35527 | 0.46202 |

续表

| 类型  | C( $K_D, K_R$ )时间 | 42h     | 36h     | 30h     | 24h     | 18h     | 12h     | 06h     | 00h     |
|-----|-------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 第 型 | 整层(hPa)           | 4.50906 | 11.2425 | 10.5475 | 14.7433 | 13.6291 | 10.22   | 7.09214 | 1.89438 |
|     | 上层(hPa)           | -0.8047 | 1.60504 | 1.73869 | 4.03062 | 1.98262 | 1.43681 | 0.28377 | -3.744  |
|     | 中层(hPa)           | 2.22301 | 4.5155  | 5.07715 | 7.87816 | 8.59697 | 4.51372 | 3.11446 | 0.0568  |
|     | 下层(hPa)           | 3.09078 | 5.12197 | 3.73167 | 2.83453 | 3.04947 | 4.26949 | 3.69391 | 5.58157 |

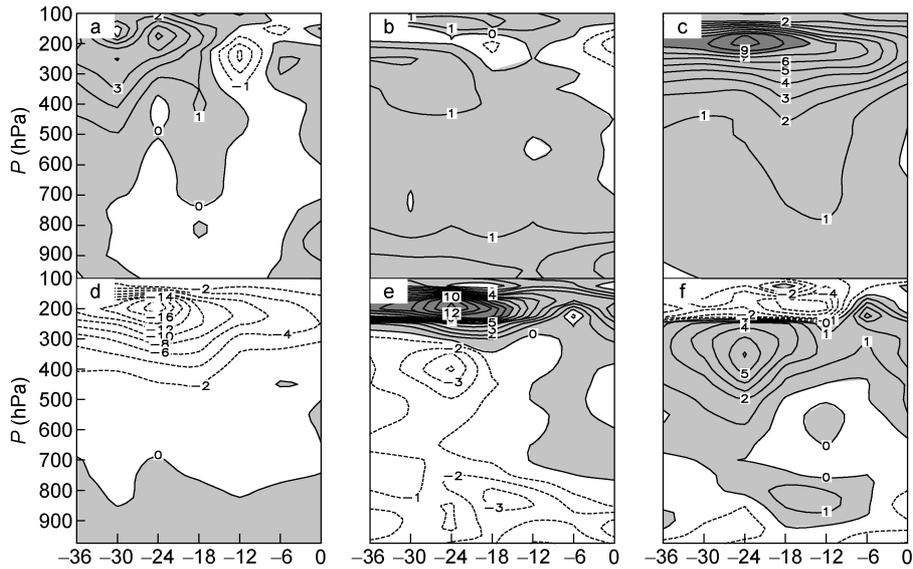


图 11 同图 9, 但为第 型台风

Fig.11 The same as Fig.9, but for Type III typhoon

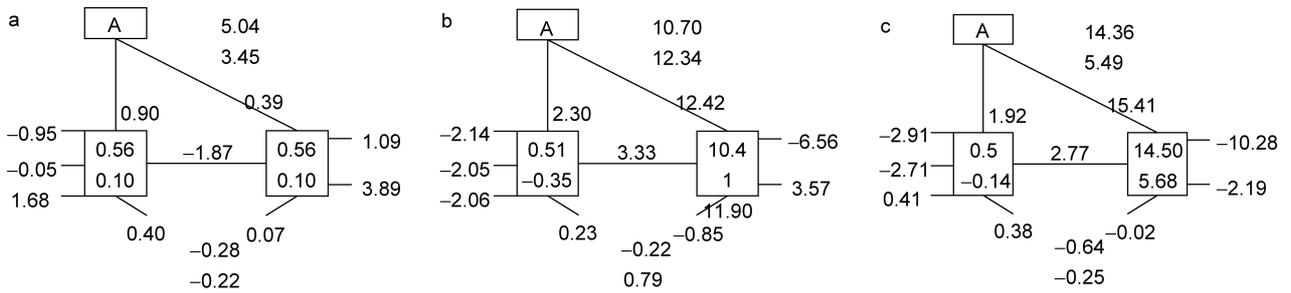


图 12 第 型台风辐散风和旋转风动能平衡过程示意图 (a. 36h; b. 12h; c. 00h), 各数值含义见图 8

Fig.12 The kinetic balance of divergent wind and rotational wind for Type I typhoon. a. 36h; b. 12h; c. 00h.

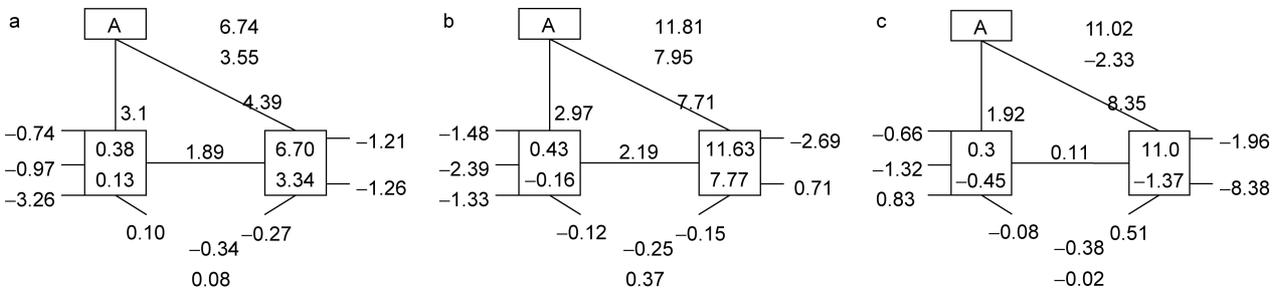


图 13 同图 12, 但为第 型台风

Fig.13 The same as Fig.12, but for Type II typhoon

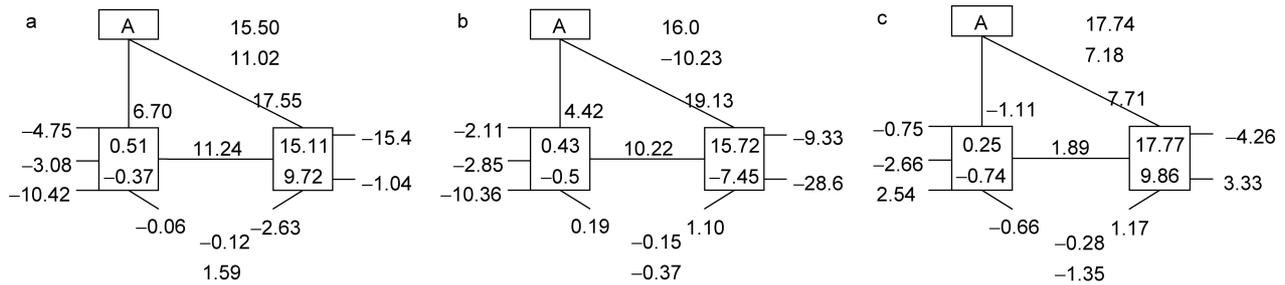


图 14 同图 12, 但为第 III 型台风

Fig.14 The same as Fig.12, but for Type III typhoon

上输送能量的, 这种输送在减弱; 在两种风场相互作用中, INTD 由能汇转换为能源, 而 INTR 由能源转换为能汇。

第 III 型台风中, 能量由  $K_D$  向  $K_R$  转换, 但是呈减小趋势; 水平通量两项是能汇; 垂直通量始终是能汇; 在两种风场相互作用中, INTD 由能汇转换为能源, 而 INTR 由能汇转换为能源。

## 6 结论

中国东部近海登陆再发展变性台风进行了统计、合成分析, 结果显示:

(1) 本文在统计登陆再发展变性台风时发现, 在它们北上过程中, 其行进路线、增强幅度存在显著差异, 并把台风总结规划为 3 类。第 I 类登陆后移向东北后加强,  $\Delta P < 4$ ; 第 II 类登陆后北上加强,  $4 < \Delta P < 6$ ; 第 III 类登陆后北上加强或者加强后移向东北,  $6 < \Delta P$ 。

(2) 背景场显示, 台风如果移向东北方向则再发展较弱, 而向北移动则发展较强, 且向北越深发展越强, 这与副高的位置和强度以及上游高空槽存在一定的关系(整体偏向于正相关), 在北上的过程中, 如果与高空正位涡发生耦合, 则增强越大。

(3) 锋生函数表明, 这三种类型中, 锋生函数主要位于中心的北侧, 但第 I 类型中, 其中心的西侧和南侧也有明显的锋生, 同样, 非绝热加热(潜热释放)仍然占据锋生的主导地位, 但是对流分析他们的比重时我们发现, 在第 III 型台风中非绝热加热所占比重最大, 第 I 型中比重最小, 所以, 我们认为由于台风北上的程度不同, 潜热加热在不同再发展变性台风中所占的比重也不一样, 北上越远, 加强越深, 潜热加热对锋生的贡献反而越小。

(4) 动能收支分布显示, 台风加强越深, 动能转换越强, 两者成正比。但又存在差异, 第 I 型中, 能量获得主要集中在低层, 是类 A 气旋发展; 第 III 类中动量下传, 并且动能先向上后向下输送, 类似 A、B

类复合型发展气旋。第 III 型比较复杂, 垂直方向上交叉传递。

## 参 考 文 献

- 孙建华, 赵思雄, 2000. 登陆台风引发的暴雨过程之诊断研究. 大气科学, 24(2): 223—237
- 朱先德, 王 启, 陈优宽, 2010. 台风 Mindulle 变性再发展的特征及机理研究. 中国海洋大学学报(自然科学版), 40(8): 18—26
- 朱佩君, 陈 敏, 陶祖钰等, 2002a. 登陆台风 Winnie(1997)的数值模拟研究 I: 结果检验和云系的模拟. 气象学报, 60(5): 553—559
- 朱佩君, 陈 敏, 陶祖钰等, 2002b. 登陆台风 Winnie(1997)的数值模拟研究 II: 结构演变特征分析. 气象学报, 60(5): 560—567
- 朱佩君, 郑永光, 陶祖钰, 2003. 发生在中国大陆的台风变性加强过程分析. 热带气象学报, 19(2): 157—162
- 朱佩君, 郑永光, 陶祖钰, 2005. 台风变性再度发展的动能收支分析. 北京大学学报(自然科学版), 41(1): 93—103
- 吴云帆, 高山红, 朱先德, 2016. 中国东部近海北上再发展台风的加强机制分析. 海洋湖沼通报, (1): 9—16
- 陈联寿, 丁一汇, 1979. 西太平洋台风概论. 北京: 科学出版社, 58—61, 423—428
- 陈联寿, 罗哲贤, 李 英, 2004. 登陆热带气旋研究的进展. 气象学报, 62(5): 541—549
- 陶祖钰, 田佰军, 黄 伟, 1994. 9216 号台风登陆后的不对称结构和暴雨. 热带气象学报, 10(1): 69—77
- 蒋尚城, 1983. 远距离台风影响西风带特大暴雨的过程模式. 气象学报, 41(2): 147—158
- 谭锐志, 梁必骥, 1990. 登陆台风变性过程的诊断研究. 大气科学, 14(4): 422—431
- WMO, 1995. 全球热带气旋预报指南. 裘国庆, 译. 北京: 气象出版社, 51—59
- Bosart L F, Atallah E H, 2000. Extratropical transition: Large-scale aspects. In: 24th Conference on Hurricane and Tropical Meteorology. Fort Lauderdale, FL, 284—285
- Buechler D E, Fuelberg H E, 1986. Budgets of divergent and rotational kinetic energy during two periods of intense convection. Monthly Weather Review, 114: 95—113
- Harr P A, Elsberry R L, 2000a. Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part I: Evolution of structural characteristics during the transition process. Monthly Weather Review, 128(8): 2613—2633

- Harr P A, Elsberry R L, Hogan T F, 2000b. Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part II: The Impact of midlatitude circulation characteristics. *Monthly Weather Review*, 128(8): 2634—2653
- Hart R E, Evans J L, 2002. Extratropical transition: One trajectory through cyclone phase space. In: 25th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology. San Diego, CA, 539—540
- Klein P M, Harr P A, Elsberry R L, 2002. Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: Midlatitude and tropical cyclone contributions to reintensification. *Monthly Weather Review*, 130(9): 2240—2259
- Matano H, Sekioka M, 1971. On the synoptic structure of typhoon Cora, 1969, as the compound system of tropical and extratropical cyclones. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 49(4): 282—295
- McTaggart-Cowan R, Gyakum J R, Yau M K, 2003. The influence of the downstream state on extratropical transition: Hurricane Earl (1998) case study. *Monthly Weather Review*, 131(8): 1910—1929
- Thorncroft C D, Jones S C, 2000. The extratropical transitions of hurricanes Felix and Iris in 1995. *Monthly Weather Review*, 128(4): 947—972
- Zhu X D, Wang Q, Fu G *et al*, 2011. A study of extratropical transition and re-intensification of typhoon Mindulle (2004). *Journal of Ocean University of China*, 10(3): 197—209
- Zhu X D, Wu L X, Zhou J *et al*, 2016. The extratropical transition and re-intensification of typhoon Toraji (2001) large-scale circulations, structural characteristics and mechanism analysis. *Journal of Ocean University of China*, 15(5): 741—750

## STATISTICAL ANALYSIS OF DIFFERENT TYPES OF TYPHOON LANDED ON CHINA'S EASTERN COAST WITH RE-INTENSIFICATION AND EXTRATROPICAL TRANSITION

XIE Jun<sup>1</sup>, ZHU Xian-De<sup>1</sup>, GAO Da-Lu<sup>1,2</sup>, TIAN Tian<sup>3</sup>

(1. College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China;

2. First institute of oceanography, Laboratory of Marine Science and Numerical Modeling, SOA, Qingdao 266061, China;

3. North China Sea Data & Information Service, SOA, Qingdao 266061, China)

**Abstract** We studied statistically the typhoons landed on China's eastern coast with re-intensification since 1982 and classified them into three types in terms of the path and re-intensification degree. The results show that typhoon re-intensification is weaker when moving northeastward then northward. The deeper and the more northern movement, the stronger the re-intensification would be, which is related to the position and the strength of the subtropical high and the upper trough (tends to have a positive correlation in general). In addition, during the progress of going northward, the re-intensification would be stronger if coupled with high altitude potential vorticity, and diabatic heating accounted for a small proportion. As shown in kinetic energy budget distribution, the greater the kinetic transfer, the stronger the re-intensification, showing a positive correlation. However, in the direction and location of energy conversion, the three types of typhoon present differences.

**Key words** extratropical transition; re-intensification; subtropical high; frontogenesis function; kinetic energy budget