

李英, 陈联寿, 雷小途. 2013. Winnie (9711) 台风变性加强过程中的降水变化研究 [J]. 大气科学, 37 (3): 623–633, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11213. Li Ying, Chen Lianshou, Lei Xiaotu. 2013. Study on rainfall variation associated with typhoon Winnie (9711) during its extratropical transition process [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (3): 623–633.

Winnie (9711) 台风变性加强过程中的降水变化研究

李英¹ 陈联寿¹ 雷小途²

¹ 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

² 上海台风研究所, 上海 200030

摘 要 热带气旋变性过程是其结构、强度及其风雨分布发生显著变化的过程, 常导致预报失败。基于 T106 格点分析资料、日本气象厅 TBB 资料以及 MM5V3 数值模式结果, 对 9711 号台风 Winnie 变性加强过程中的降水变化特征及其机理进行研究。结果表明, Winnie 台风变性加强过程中降水分布非对称性明显, 强降水带首先出现在台风环流北部, 之后向南弯曲, 其强降水中心绕台风中心从北部顺时针转向东北和东南部。这种降水变化一方面与 Winnie 与西风带高空槽相互作用过程中环境风垂直切变明显增大, 且其指向顺时针旋转有关。此间台风垂直结构发生明显倾斜, 变性前期涡旋环流随高度增加先向北倾斜, 发展到最强时又趋于垂直, 之后又向东南倾斜。强降水区出现在垂直切变的下风方、台风气柱倾斜方向一侧。另一方面还与台风环流内冷、暖平流活动紧密相关, 强降水落区与低层暖平流输送位置关系密切。对流涡度矢量垂直分量反映了 Winnie 台风环流内中尺度锋区与风垂直切变的相互作用, 800 hPa 上的大值区对其强降水落区有较好的指示意义。

关键词 台风 变性 降水 非对称结构

文章编号 1006-9895(2013)03-0623-11

中图分类号 P433

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11213

Study on Rainfall Variation Associated with Typhoon Winnie (9711) during its Extratropical Transition Process

LI Ying¹, CHEN Lianshou¹, and LEI Xiaotu²

¹ State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

² Shanghai Typhoon Institute, Shanghai 200030

Abstract The extratropical transition (ET) process of a tropical cyclone will lead to a variation in the rainfall rate and distribution, which has long been a challenge to weather forecasters. Based on Chinese Meteorological Administration T106 data, satellite observed temperature of black body (TBB) data issued by Japanese Meteorological Administration and the Pennsylvania State University / National Center for Atmospheric Research (PSU/NCAR) numerical model MM5 output, the change of rainfall related to typhoon Winnie (9711) during its ET process is analyzed. Results indicate that the rainfall distribution displays a remarkable asymmetric feature. The heavy rainfall centers occur mainly in the northern part of the typhoon at first, and then move to the northeast and southeastern part of the typhoon circulation, revolving around the typhoon center clockwise during the ET process.

Study shows that the change of rainfall distribution is related to the strong vertical shear of horizontal winds in the surrounding environment. It is found that the vertical wind shear is enhanced under the interaction between the typhoon remnant and the upper level westerly trough during the ET process, which is favorable for the rainfall concentration on the

收稿日期 2011-11-06, 2012-08-14 收定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2009CB421504, 国家自然科学基金项目 40975032、41075037, 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室基本科研项目 2008LASWZ101

作者简介 李英, 女, 1968 年出生, 研究员, 主要从事热带气旋研究。E-mail: liying@cma.gov.cn

left side of downstream of the shear. The locations of heavy rain change clockwise along with the direction of the vertical wind shear. Meanwhile, the vertical structure of the typhoon vortex slants with height, inclining considerably to the north at its transformation stage, then tending to become perpendicular at its re-intensification stage, and inclining to the southeast afterward. We found that the heavy rainfall occurs in the slanting direction of the typhoon vortex. On the other hand, the rainfall locations were also related to the thermal advection activities in the typhoon circulation, which have a good relationship with warm air advection at the lower layer. Moreover, the vertical component of the convective vorticity vector can reflect the impact of the wind vertical shear and mesoscale frontal zone in the ET typhoon circulation synthetically. Its high value area at 800 hPa can indicate the heavy rainfall position within the typhoon circulation.

Keywords Typhoon, Extratropical transition, Precipitation, Asymmetric structure

1 引言

热带气旋(TC)变性(ET)是热带气旋与中纬度环流系统相互作用的一个特殊阶段。变性过程常会使台风内部中小尺度系统生消频繁,产生强烈天气。同时,变性TC往往从斜压区获得能量,甚至再度加强,使其暴雨突然增幅(陈联寿等,1979)。中国北方暴雨产生的一个主要原因就是受此类半热带气旋系统的影响(蒋尚诚等,1981)。ET过程中,热带气旋从一个热带正压结构演变为一个半冷半暖的温带斜压结构,出现明显的非对称性(Harr et al., 2000; Klein et al., 2000, 2002),台风中的中尺度对流分布也发生明显变化(孟智勇等, 2002)。当台风冷空气入侵TC外围可以大幅度增加其外围及倒槽的降水,但入侵到TC中心附近又会造成中心附近降水明显减少(钮学新等, 2005)。可见变性过程中热带气旋结构和风雨分布变化复杂。尽管有研究结果指出,TC的变性发展是类似一个新的温带气旋在锋面上产生的过程(Knox, 1955; Sekioka, 1956),其云系结构和降水特征具有一定相似特征。但在形成机理上,与温带气旋相比,除了斜压扰动与锋面的相互作用之外,还必须考虑事先存在的TC系统作用。因此ET过程中TC降水变化机理更为复杂,至今认识仍不足,其预报水平也有待于提高。

9711 台风(Winnie)是一个引发中国北方大范围暴雨过程的典型变性加强台风,对其已有不少研究成果。朱佩君等(2002, 2009)成功模拟出Winnie台风从热带气旋螺旋结构到温带气旋锋面云系结构的转变过程,指出低层维持的暖平流以及高空涡度平流是导致其重新发展的重要物理因子,并发现低层变性气旋首先通过潜热过程加强了高层的扰动,然后在其北移过程中和高层的扰动位相锁定而得到斜压发展。李英等(2005, 2006, 2008)研究

表明,在Winnie台风与中纬度高空槽的耦合过程中,台风斜压性增长是其变性加强的主要原因,其中高空槽强度对台风变性加强过程有很大影响。同时Winnie台风低层环流内出现明显的环状中尺度锋生现象。Liang et al. (2009)对Winnie的暴雨成因进行了诊断研究。目前关于Winnie加强机理、结构变化及其降水成因等方面已有一定认识,但对其降水变化特征及其机理的研究比较少。

本文采用国家气象中心一日4次 $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ 水平分辨率的T106全球格点分析场、逐日降水资料、上海台风所台风最佳路径资料、日本气象厅3h一次 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 水平分辨率的卫星遥感黑体亮度温度(TBB)资料以及PSU/NCAR中尺度模式MM5模拟输出的中尺度资料,对Winnie台风变性加强过程中降水的变化特征及其机理进行研究。

2 Winnie 登陆活动和降水变化特征

Winnie于1997年8月18日13时(协调世界时,下同)在浙江温岭登陆,登陆时中心气压960 hPa,登陆后穿过浙江和安徽两省进入山东,强度持续衰减。于20日00时分裂为两个中心,主中心消失在泰山南侧,而在泰山北侧重新生成一个994 hPa的副中心移向东北,穿过渤海湾在辽宁营口二次登陆,最后到达中国东北静止。副中心东北移动过程中逐渐加强,21日12时演变为一个温带气旋,其中心最低海平面气压为985 hPa,比副中心分离时降低了9 hPa(图1)。Winnie变性过程中一路北上,给所经之地带来强烈降水。沿台风路径从江浙沿海到黑龙江有一条100 mm以上的过程强降水带(图略)。

Winnie变性加强过程发生在其与中高纬度西风带高空槽或高空急流的相互作用下,其低层环流内有明显的中尺度锋生现象(李英等, 2005)。图1b显示1997年8月21日00时850 hPa风矢量场

和相当位温的分布。可见其低层环流内有围绕台风中心的环形锋带,这一锋带上的降水很不均匀(李英等, 2008)。下面利用卫星 TBB 资料来了解这一

过程中台风雨带结构的变化特征。

从 8 月 18 日 00 时至 22 日 18 时 6 h 一次的 TBB 分布和 850 hPa 流场来看(图 2), Winnie 登陆前,

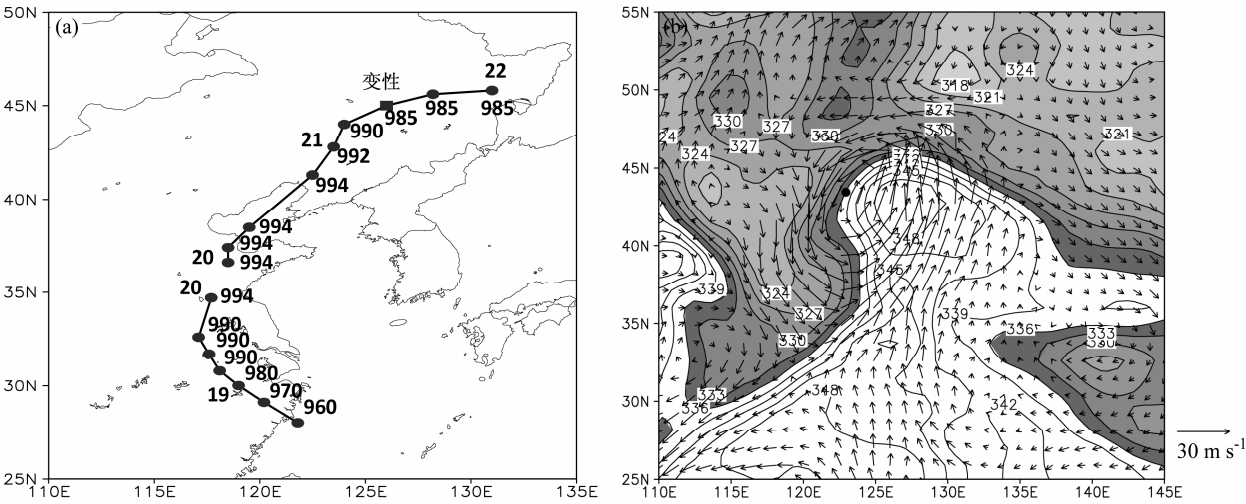


图 1 (a) Winnie 的 6 h 一次登陆路径和最低海平面气压(路径左侧标注日期 00 时;右侧为中心气压,单位: hPa); (b) 1997 年 8 月 21 日 00 时 850 hPa 风矢场(单位: m/s, 下同)和相当位温场(阴影为相当位温 ≤ 336 K 的区域,圆点指示该层台风环流中心位置,下同)
Fig. 1 (a) Winnie's track with 6 hour interval (digits on the left side indicate date 0000 UTC, on the right side show the minimum sea level pressure near typhoon center in hPa); (b) 850-hPa wind vectors (arrows, units: m/s) and equivalent potential temperature (units: K, shaded ≤ 336 K) at 0000 UTC 21 Aug 1997 (dot indicates typhoon center location at current level, the same below)

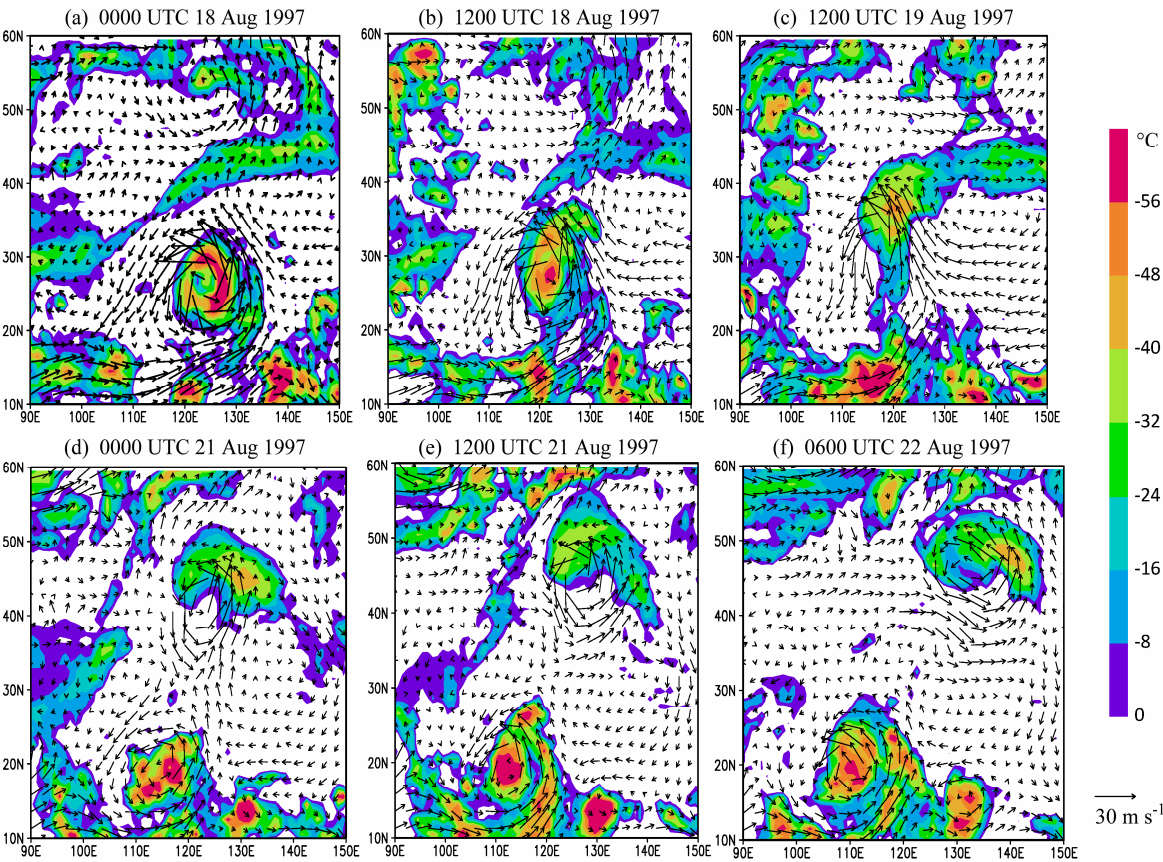


图 2 Winnie 登陆过程中的 TBB (阴影, 单位: °C) 分布和 850 hPa 风矢场

Fig. 2 The temperature of black body distribution (shaded, units: °C) observed by satellite and 850-hPa wind vectors. Numbers on the top of each panel indicate time

18 日 00 时 (图 2a) 和 06 时 (图略), 台风主体云系分布基本呈圆形, TBB 强负值表示的对流云区主要出现在台风中心周围, 此时 40°N 附近有一东北—西南向的西风槽前云带。登陆前后, 18 日 12 时 (图 2b) 和 18 时 (图略), 台风云系与西风槽前云带逐渐靠拢汇合, 形成一条由台风伸向东北方向的混合云带, 较强的 TBB 负值区开始在台风环流北部发展。随后混合云带有所加强, 但走向转为东西向, 这与西北太平洋副热带高压 (副高) 相对台风南落以及中高纬度西风槽东移超过台风有关 (图 2c)。此间较强对流云团仍出现在台风环流北部, 台风强度处于衰减过程。此后, Winnie 分裂副中心向东北行 (图 2d), 台风东西向的云带两端向南弯曲, 其中东段南压较明显, 对流发展。至 21 日 12 时 (图 2e), 在台风北部已发展出一条向南弯曲的强云带, 此时变性台风发展到最强; 之后云带曲率更大, 并有形成环状的趋势, 至 22 日 06 时 (图 2f), 形成了趋于对称的涡旋云系, Winnie 台风已演变为一个成熟的温带气旋; 之后云系减弱 (图略)。

上述分析表明, 在 Winnie 变性加强过程中, 云系结构变化明显, 从原来基本对称的热带气旋云系演变为非对称斜压云系, 最后演变为趋于对称的涡旋云系。此间强云带先后出现在台风北部、东北部和东南部, 具有绕台风中心顺时针方向旋转过程。

3 Winnie 变性过程中降水模拟

为获得细致的变性台风结构和降水变化特征, 采用 PSU/NCAR 非静力平衡中尺度模式 MM5V3, 对 Winnie 的变性加强过程进行模拟。取模式区域中

心 (41°N , 123°E), 45 km 和 15 km 格距两重嵌套网格, 垂直方向 26 层 σ 坐标。内外网格分别使用 56 km 和 19 km 地形数据。均采用混合相云降水方案、MRF (Medium-Range Forecast) 行星边界层参数化方案, Kain-Fritsch 对流参数化方案以及 6 h 时变边界。采用国家气象中心提供一日 4 次 T106 全球格点分析资料形成模式的初始场和侧边条件, 其水平分辨率为 $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$, 垂直方向 1000~10 hPa 共 17 层。以 1997 年 8 月 20 日 00 时 (副中心分离) 为初始时刻, 积分 60 h 至 8 月 22 日 12 时。

图 3a 给出细网格模拟的 Winnie 台风中心最低海平面气压时间演变 (实线) 与实况 (虚线) 的对比。模拟值比实况偏弱 2~4 hPa, 这主要是客观分析场对 Winnie 强度描述偏弱所致, 但其演变趋势与观测基本一致, 成功模拟出 Winnie 逐渐加强的过程。积分 48 h 之后, Winnie 强度开始减弱, 而台风最佳路径资料显示此时 Winnie 趋于静止, 强度减弱而停编。模拟结果比较合理。另外, 模拟的台风路径也与实况偏差不大 (图略)。Winnie 登陆后趋向中国东北及其在东北再次加强的过程被较好地模拟出来。

模拟 8 月 20 日 12 时至 22 日 12 时的累积降水分布 (图 3b) 与实况 (图 3c) 也比较接近, 20 mm 以上的降水区分布在我国东北地区的南部和东部, 其 140 mm 的降水大值中心均位于 (43°N , 125°E) 附近。模拟的降水分布比实况有更多的强降水中心, 这与模式细网格分辨率较高有关。图 4 显示模拟的 850 hPa 环流和合成雷达反射率分布 (阴影, 仅给出 ≥ 24 dBZ 以上区域), 可以看出, Winnie 变性加强期间, 强对流区首先出现在台风环流北部,

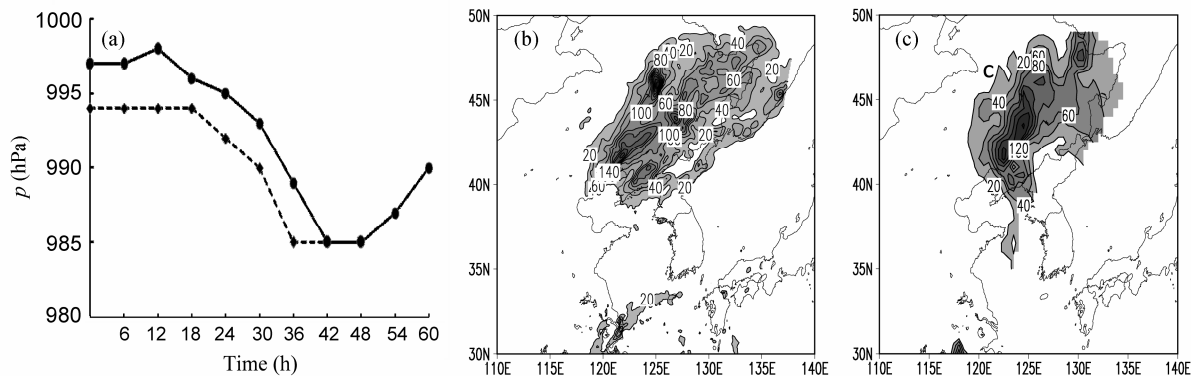


图 3 (a) Winnie 中心海平面气压时间演变对比 (实线: 模拟; 虚线: 观测; 单位: hPa); 8 月 20 日 12 时至 22 日 12 时累积降水 (b) 模拟与 (c) 实况对比 (仅给出 20 mm 以上降水区)

Fig. 3 (a) Comparison of the minimum sea level pressure (units: hPa) of the control simulation (solid curve) with the observation (broken curve); (b) simulated and (c) observed accumulative rainfall from 1200 UTC 20 Aug to 1200 UTC 22 Aug in 1997 (units: mm, shaded ≥ 20 mm)

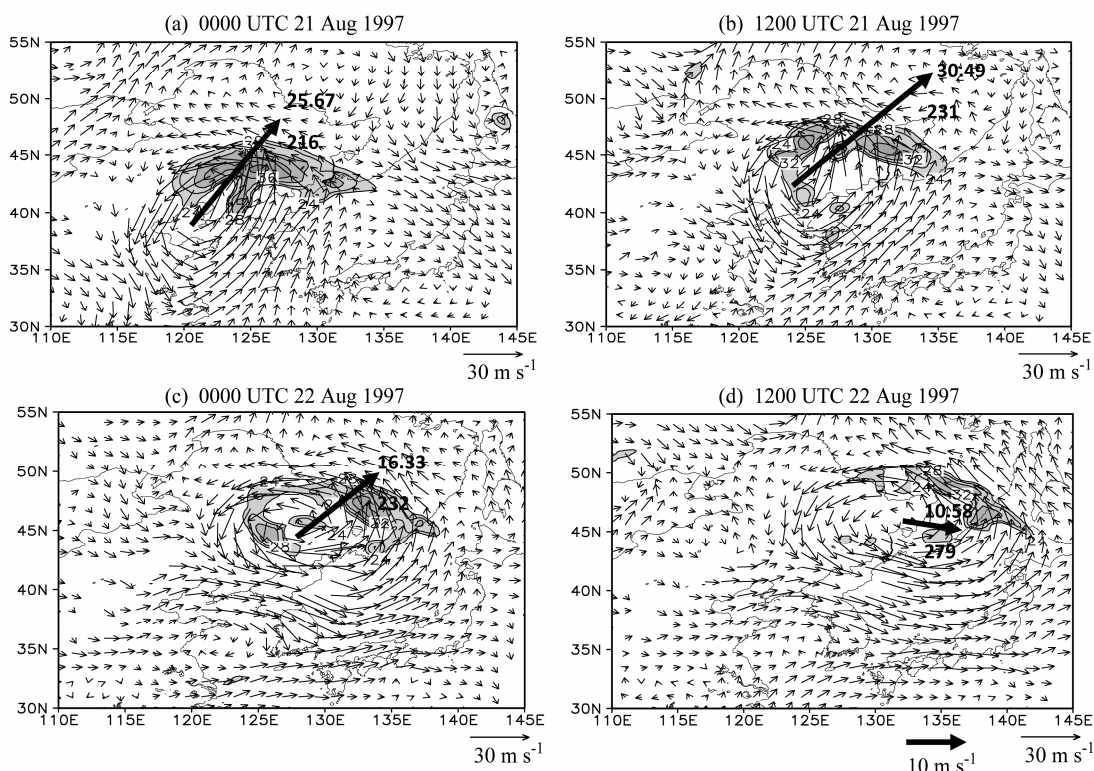


图4 模拟的850 hPa水平风矢场(单位: m/s)和合成雷达反射率(阴影, 仅给出 ≥ 24 dBZ以上区域)分布。图中粗箭头代表环境风垂直切变矢量, 箭头下方数值为其大小(单位: m/s)和方向(单位: 度)

Fig. 4 Simulated 850-hPa wind vectors (units: m/s) and composite radar reflectivity (shaded ≥ 24 dBZ): (a) 0000 UTC 21 Aug; (b) 1200 UTC 21 Aug; (c) 0000 UTC 22 Aug; (d) 1200 UTC 22 Aug. Bold arrows indicate the vectors of vertical wind shear and nearby digits denote their values (units: m/s) and directions (units: degree)

随后对流带向南弯曲趋于环状, 移向东部和东南部, 与卫星观测的分析结果较吻合(参见图2c、d、e、f)。相应台风环流的变化也与实况相似, 环流形态从南北向拉长的椭圆逐渐形成长轴为东西向的椭圆状, 结构趋于对称, 强度加强。说明对Winnie台风结构和降水的模拟还是成功的, 以下分析均基于模拟输出结果。

4 Winnie 变性过程中降水变化成因分析

4.1 环境风垂直切变

研究表明, 环境风垂直切变对于台风内核区结构分布具有较大的影响(Frank et al., 1999; Braun et al., 2007)。Chen et al. (2006) 利用 TRMM 卫星反演降水资料统计分析了垂直切变和风暴运动对降水非对称结构的影响, 结果表明, 对北半球热带气旋, 垂直切变大于 7.5 m/s 时, 对在顺切变左侧形成降水非对称分布起决定性作用, 与热带气旋运动导致的非对称分布相比, 垂直切变大于 5 m/s 时,

其作用是主要的。

图5a为各高度层台风区域(以台风中心为中心的10个经纬度范围的方形区域)的平均风速和风矢量的时间演变, 可以看出台风移近并穿过西风带高空槽前西南风急流轴的过程, 600 hPa 以下台风区域平均风速一直很小, 而对流层高层维持强劲的西南风, 21日06时 200 hPa 上出现 28 m/s 的强平均风速中心。高低层风速的显著差异导致了强垂直切变。这里用台风区域平均 200 hPa 与 850 hPa 风矢量的差值表示环境风垂直切变, 图5b显示垂直切变值(上图)和方向(下图)的时间演变。可以看出, Winnie台风变性期间垂直切变数值较强, 最大可达 28 m/s , 出现在台风位于急流轴下方时(21日06时)。此间垂直切变的风向维持 $220^\circ \sim 230^\circ$, 台风强降水区域主要出现在顺切变方向及其左侧, 即台风环流北部(参见图4a, b)。台风穿过急流轴后垂直切变逐渐减弱, 但22日00时之后仍保持 10 m/s 左右, 对台风降水非对称分布仍有影响, 且方向顺转为 270° 左右, 这是台风强降水区向台风东部

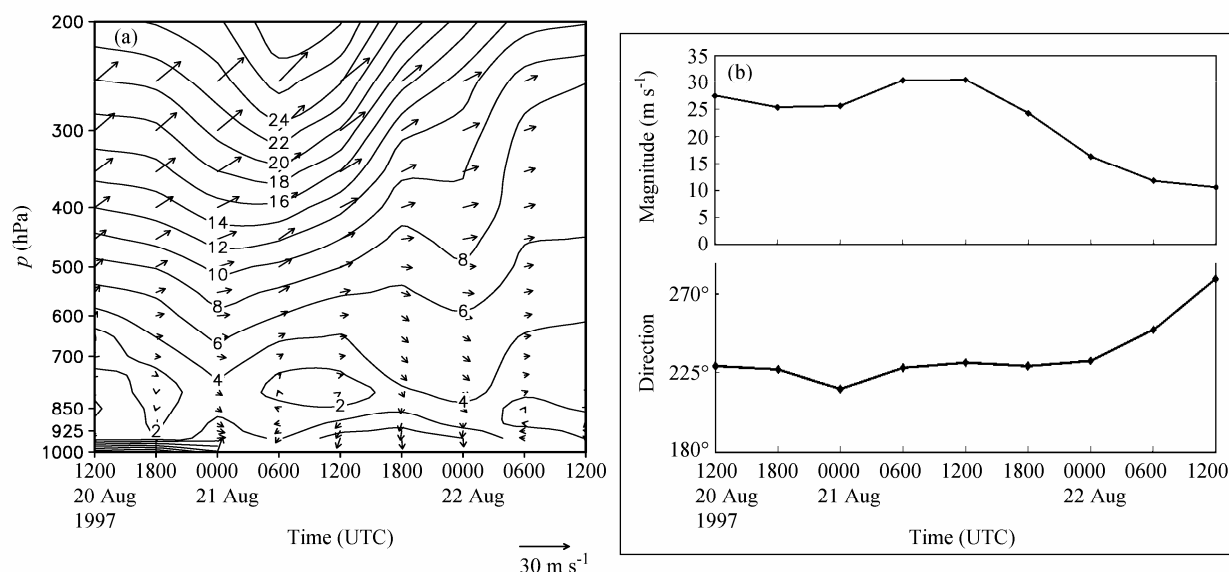


图5 (a) 台风区域平均风矢量(箭头)和风速(等值线, m/s)的垂直—时间演变; (b) 风垂直切变时间演变(上图大小为, 单位: m/s ; 下图为风向)

Fig. 5 (a) Temporal variation of wind vectors (arrows) and wind speed and (b) vertical wind shear (upper panel shows the magnitude in unit of m/s and bottom panel the direction in degree) averaged on typhoon area

和东南部发展的一个原因(参见图4c, d)。中低层的垂直切变(500 hPa与850 hPa之间)也有相似的变化(图略)。

在较强环境风垂直切变作用下, 涡旋环流在垂直方向上发生倾斜, 造成位涡的垂直异常扰动, 产生顺切变一侧的上升运动和逆切变一侧的下沉运动, 加上涡旋的快速逆时针旋转, 使强降水发生在顺切变方向左侧(Jones, 1995)。上述分析表明, Winnie 变性过程中进入一个强风垂直切变环境, 强降水区主要出现在顺切变方向及其左侧, 且随着垂直切变方向的改变而改变, 说明降水的显著变化与其强垂直切变变化有关。

4.2 台风环流的倾斜结构

强风垂直切变影响 Winnie 降水分布, 是通过影响台风结构产生的。图6中显示 Winnie 变性加强过程中850 hPa、700 hPa、500 hPa 台风环流内水平风矢量、位势高度(等值线)和相当位温(阴影)分布。图中央十字线交叉点为925 hPa上的台风环流中心位置, 台风区域为11.5个经纬距范围。从500 hPa及其以下对流层中低层均可以看出 Winnie 变性加强过程中明显的水平结构变化。变性前期(8月21日00时)台风环流结构变形严重, 风场和位势高度场均呈东北—西南向拉伸的椭圆形环流, 这与台风处于副高与大陆高压之间, 受到东、西两个高压的挤压以及强烈的垂直切变有关。随着台风移

至副高北侧, 同时穿过了高空急流轴(8月21日12时以后), 垂直切变减弱, 各高度层的台风环流趋于对称, 台风发展到最强时(8月22日00时), 台风环流近似圆形。图中阴影显示相当位温的分布。以低于333 K区域示踪冷空气活动, 可见500 hPa以下各层均有冷空气卷入台风环流的现象, 台风环流从西冷东暖的热力结构演变为中部暖四周冷的热力结构, 这在700 hPa上最为明显。冷空气卷入500 hPa高层早于其以下低层。8月22日00时, 500 hPa及以下低层台风暖空气基本被冷空气所包围, 但其中心仍维持暖心结构。8月22日12时(图略), 才被冷空气所代替。在300 hPa高层(图略), 台风中心上空前期是高空槽前的强西南风急流, 随着台风与高空槽叠加, 出现气旋性环流, 台风发展最强时可见闭合的低压环流。

从垂直配置来看, 各层台风环流中心与925 hPa上的相比, 位置均有一定偏差, 高度越高偏离越大。变性加强前期(8月20日12时, 图略), 850 hPa上环流中心位置与925 hPa上相差不大, 较高层次则偏于台风中心北侧。当台风环流变形最大, 垂直风切变最强时偏离最多(8月21日00时), 850 hPa偏北约100 km, 700 hPa约200 km, 500 hPa约400 km。台风发展到最强时各层偏离减小(8月21日12时), 850 hPa和700 hPa环流中心位置与925 hPa上的基本重合, 500 hPa上向北偏离约100 km, 台

风涡旋趋于垂直。之后,上层环流中心偏向 925 hPa 台风中心的东南侧,较高层次偏离大于较低层。其中 8 月 22 日 00 时,850 hPa 基本重合,而 700 hPa、500 hPa 和 300 hPa 向东南偏离,向东约 150 km,向南约 100 km。8 月 22 日 12 时(图略),850 hPa 也上出现东南向偏离,300 hPa 偏离约 400 km。

可见 Winnie 的涡旋结构发生了倾斜。这与其与高空槽(高空急流)相互作用过程中环境风垂直切变的增强及其方向变化有关。Winnie 的涡旋环流随高度增加先向北倾斜,当其发展最强时趋于垂直,之后又倾向东南。这种结构变化对台风对流活动有影响。

图 7 显示过台风中心相当位温和垂直环流的经向剖面。可以看出,8 月 21 日 00 时(图 7a),台风环流被南北拉伸最为明显,图中显示台风中心以北自低层到高层向北倾斜,暖气团沿冷空气向北爬升,500 hPa 高度的上升气流及暖心偏离台风中心约 400 km,与图 6 的分析一致。而台风中心附近上空的暖空气和上升气流都比较浅薄,仅到 600 hPa 高度,较高层及台风中心以南地区以下沉冷气流为主。8 月 21 日 18 时(图 7b),冷空气卷入加强,台风中心 100 km 以南上空可见明显冷气团活动,以北垂直对流发展,原来的倾斜上升运动趋于垂直。8 月 22 日 06 时(图 7c),由于台风气柱倾向东南,其中心上空可见向南倾斜的上升运动,而北侧的上升运动减弱,有的地方转为下沉。可见台风的上升运动主要在其气柱倾斜一侧发展,有利于降水在该侧发生。

4.3 台风环流内的热力平流

以上分析表明, Winnie 台风在变性加强过程中,强环境风垂直切变影响下其垂直结构明显倾斜,影响其降水分布。但环境风垂直切变的变化不能完全解释台风环流内的降水落区,而台风低层环流中活跃的冷暖平流,对降水分布有很大影响。Bonell and Callaghan (2008) 研究表明,暖平流对热带和副热带地区极端降水有很好的示踪。Gao et al. (2009) 研究了台风 Bilis (0604) 在中国内陆地区的强降水,发现郴州附近的强烈降水发生在暖平流带里。

图 8 是 700 hPa 风矢量场以及 500 hPa 与 850 hPa 之间的厚度分布,图中 H 和 L 分别表示厚度场的高、低值中心。配合风矢量分布可以看出冷、暖平流的活动。1997 年 8 月 21 日 06 时(图 8a),台

风环流中心(圆点所示)以南有一个厚度大值中心(H),并有向北伸展的暖舌,在台风环流东部形成暖平流(实线箭头所示),台风降水带出现在其环流北部暖平流影响的等厚度线密集区。同时雨带以北有厚度低值中心(L),沿台风气旋环流有向南的冷平流输送(断线箭头),冷平流影响区无降水。1997 年 8 月 21 日 12 时(图 8b),雨带仍出现在台风环流北部的暖平流带里,而西侧的冷平流已流入台风环流中心附近南侧,使该处雨区分散。1997 年 8 月 21 日 18 时(图 8c),北部雨带两端向南弯曲,强降水中心向南移,台风东北部出现一个强降水中心,仍处于暖平流带里。同时台风环流中心附近仍为暖气团控制,在台风气旋性环流输送下为其西北部的强降水区提供暖平流,而冷平流继续卷入台风环流,其影响区域基本无降水。1997 年 8 月 22 日 06 时(图 8d),冷平流卷入加强,在台风中心东侧可见一个厚度低值中心(L),但该冷中心东侧仍有暖平流向台风环流东北东部锋面上的降水区输送,而台风环流西北部受冷平流影响,降水大为减弱、甚至消失。另在台风中心附近西侧仍残留着弱暖中心(H),向其南部输送暖平流,故维持一个弱降水区。可以看出,变性台风环流内交织着冷暖平流的活动,强降水的落区与暖平流影响有密切联系。

4.4 对流涡度矢量对 Winnie 降水的诊断

Winnie 的降水与低层暖平流活动有密切联系,但其强降水只出现在暖平流影响的特定位置(如锋区),这就与降水的动力条件有关。Gao et al. (2004) 提出用对流涡度矢量来描述中尺度深对流的发生发展。在深对流系统中,对流涡度矢量是一个较为显著的物理量,且包含了矢量场的重要信息。将对流涡度矢量分解写成:

$$\mathbf{C} = \frac{\boldsymbol{\omega}_a \times \nabla \theta_e}{\rho} = C_x \mathbf{i} + C_y \mathbf{j} + C_z \mathbf{k}, \quad (1)$$

其中 $\boldsymbol{\omega}_a$ 为绝对涡度, θ_e 为相当位温。式中

$$C_x = \frac{1}{\rho} \left(\eta \frac{\partial \theta_e}{\partial z} - \zeta \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right), \quad (2)$$

$$C_y = \frac{1}{\rho} \left(\zeta \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \xi \frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right), \quad (3)$$

$$C_z = \frac{1}{\rho} \left(\xi \frac{\partial \theta_e}{\partial y} - \eta \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \right). \quad (4)$$

分别为对流涡度矢量的纬向、经向和垂直分量, $\bar{\rho} = \bar{\rho}(z)$ 为大气基本密度。其他符号为气象常

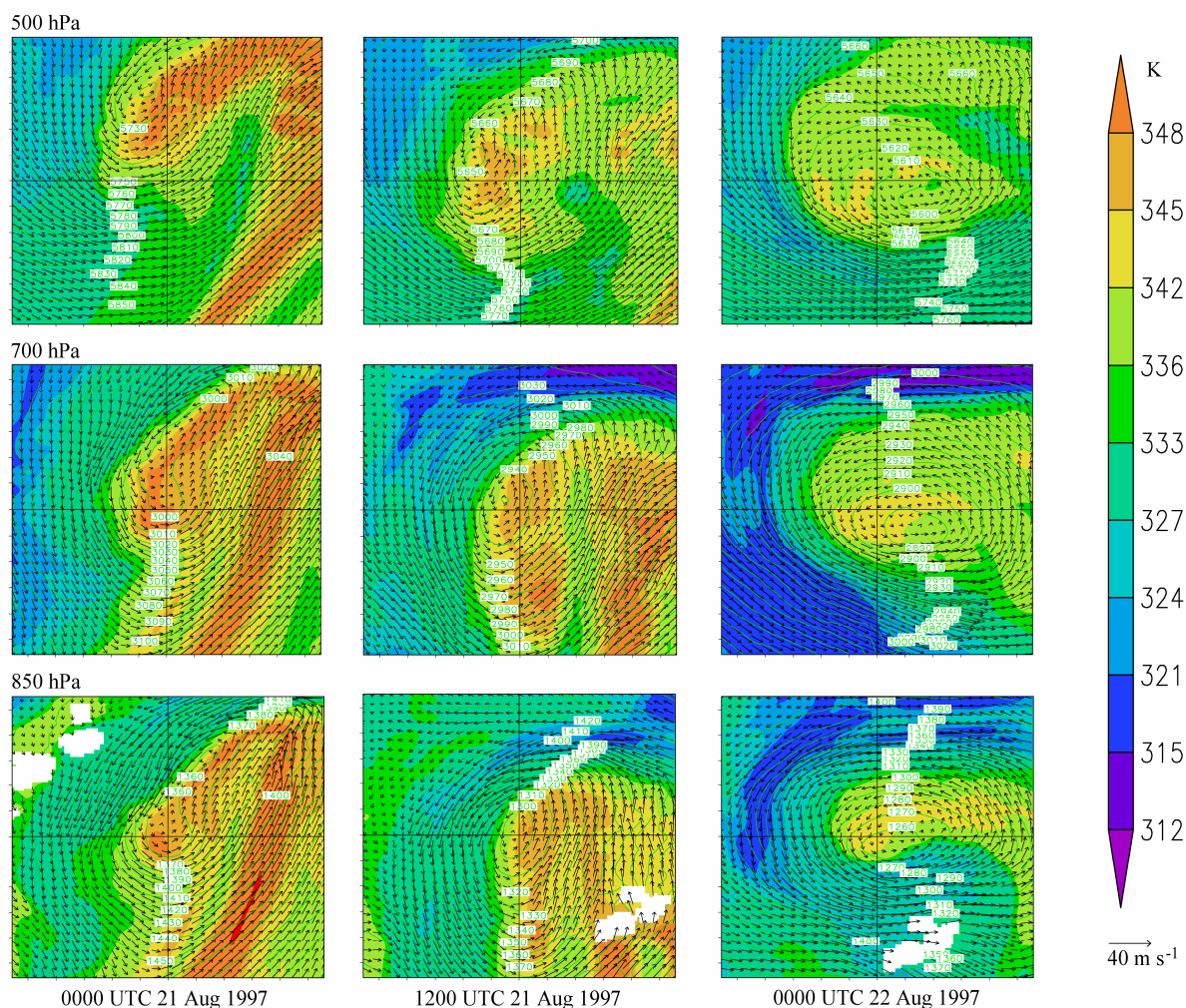


图6 Winnie 变性加强过程中 850 hPa、700 hPa、500 hPa 台风区域 (11.5 个经、纬距范围) 的水平风矢量、位势高度 (等值线, 单位: gpm) 和相当位温 (阴影, 单位: K) 分布。十字线交叉点提示 925 hPa 上的台风环流中心位置

Fig. 6 Wind vectors, potential height (contours), and equivalent potential temperature (color shading) distributions at 850 hPa, 700 hPa, and 500 hPa during extratropical transition (ET) process. Cross indicates typhoon circulation center at 925 hPa

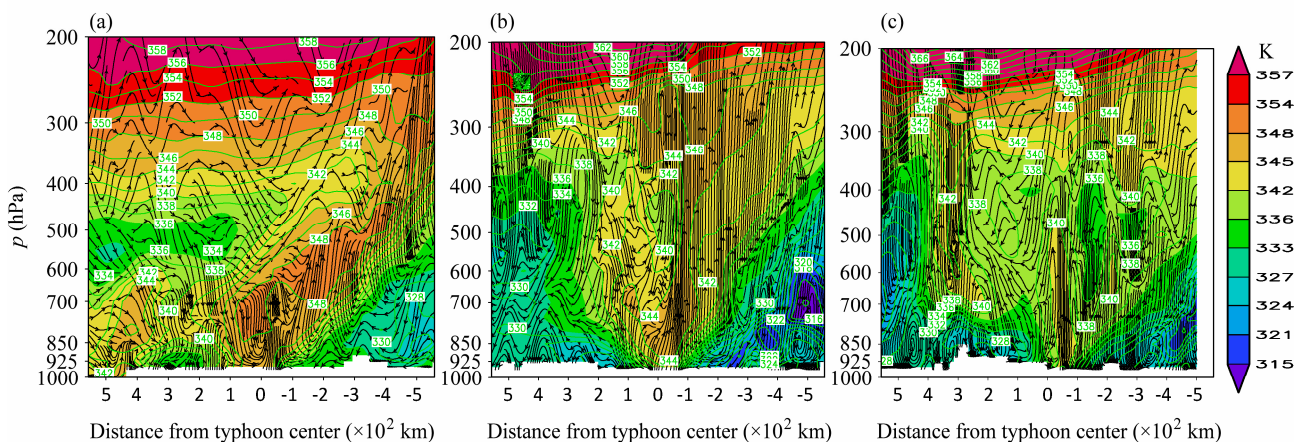


图7 过台风中心相当位温 (阴影和等值线, 单位: K) 和垂直环流 ($v, w \times 100$, 单位: m/s) 的经向—垂直剖面: (a) 8月21日00时; (b) 8月21日18时; (c) 8月22日06时。横坐标0点为台风中心, 向北为负, 向南为正

Fig. 7 Meridional sections of equivalent potential temperature (shaded) and vertical circulation across typhoon center at (a) 0000 UTC 21 Aug, (b) 1800 UTC 21 Aug, and (c) 0600 UTC 22 Aug, respectively. Abscissa is distance from typhoon center indicated by 0, negative value is northward, and positive is southward

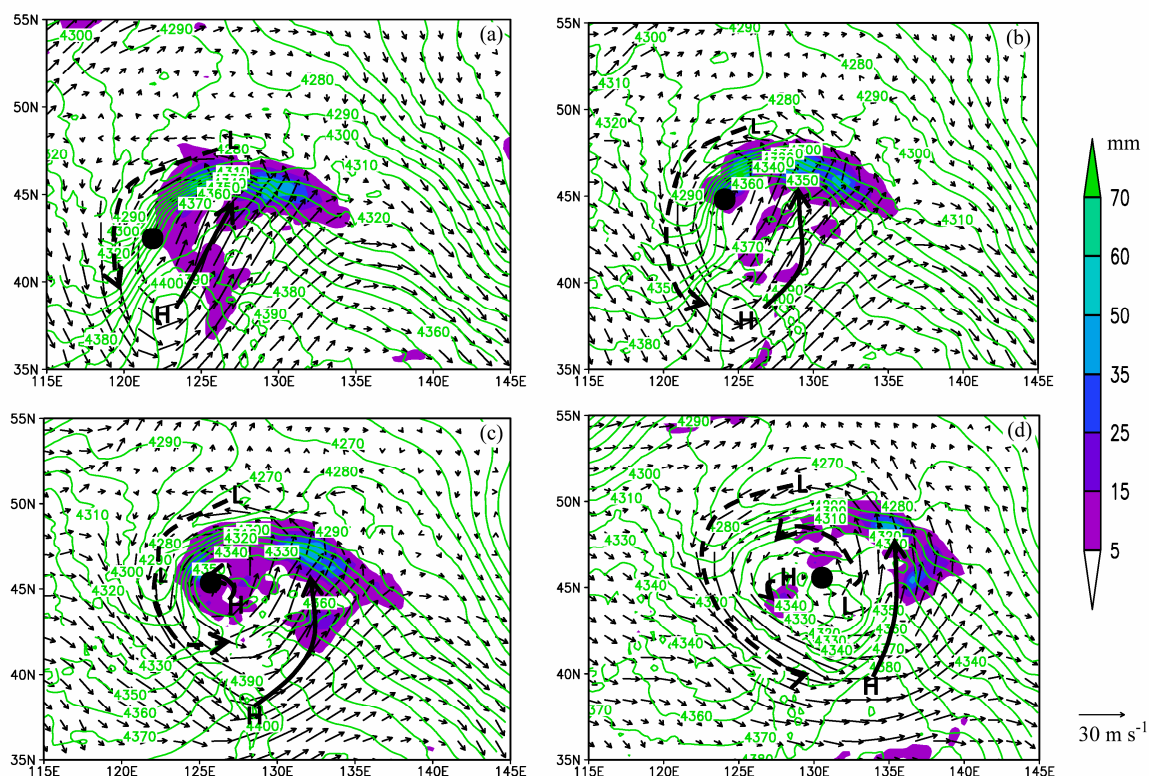


图 8 700 hPa 风矢量场、500 hPa 与 850 hPa 之间的厚度线 (gpm) 和 6 h 累积降水 (阴影, 仅给出 5 mm 以上区域) 分布: (a) 1997 年 8 月 21 日 06 时; (b) 1997 年 8 月 21 日 12 时; (c) 1997 年 8 月 21 日 18 时; (d) 1997 年 8 月 22 日 06 时

Fig. 8 700-hPa wind vectors (arrows), 850 to 500-hPa thickness (contours, gpm), and 6-h accumulated rainfall (shaded ≥ 5 mm) at (a) 0600 UTC 21 Aug, (b) 1200 UTC 21 Aug, (c) 1800 UTC 21 Aug, and (d) 0600 UTC 22 Aug in 1997, respectively

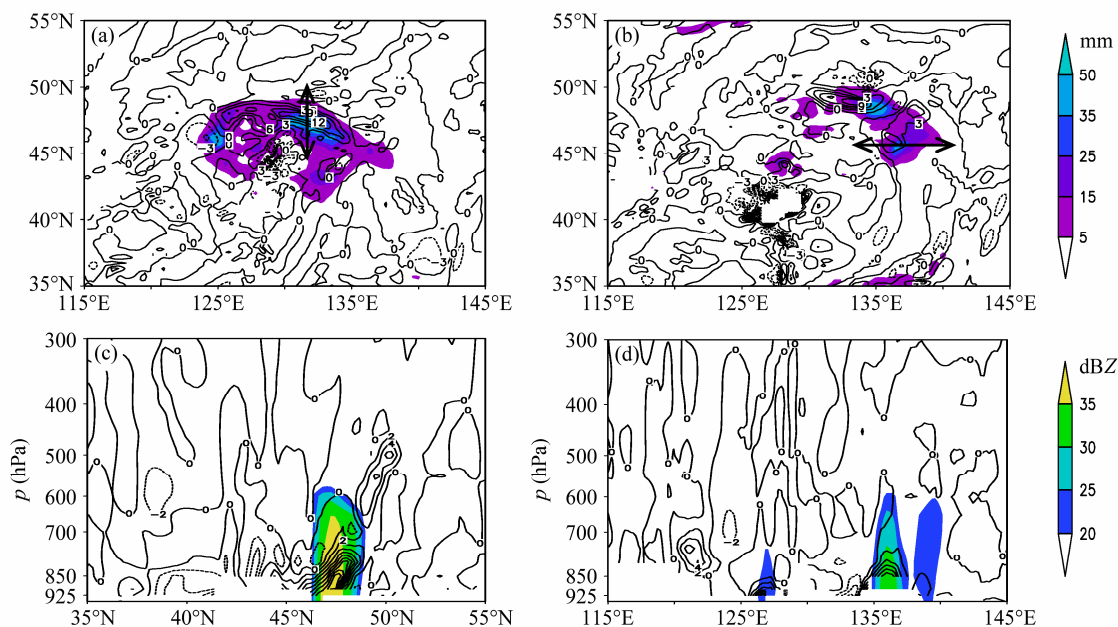


图 9 (a, b) 800 hPa 上 $\bar{\rho}C_2$ ($10^{-7} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) 分布及 6 h 累积降水 (阴影, 仅给出大于 5 mm 以上区域) 分布 (双向箭头指示剖面位置); (c, d) 垂直剖面上 $\bar{\rho}C_2$ 和模拟雷达回波 (阴影, 仅给出大于 10 dBZ 以上区域): (a, c) 1997 年 8 月 21 日 18 时; (b, d) 1997 年 8 月 22 日 06 时

Fig. 9 (a, b) Distributions of $\bar{\rho}C_2$ ($10^{-7} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) at 800 hPa and 6-h accumulated rainfall (shading, only ≥ 5 mm) (arrow indicates position for vertical section), (c, d) vertical sections of $\bar{\rho}C_2$ and simulated radar reflectivity (shading, only ≥ 10 dBZ): (a, c) 1800 UTC 21 Aug 1997; (b, d) 0600 UTC 22 Aug 1997

用符号。Gao et al. (2007) 对比位涡和对流涡度矢量各分量与地面降水率之间的相关系数, 发现对流涡度矢量的垂直分量与地面降水率有最大的线性相关。变性台风 Winnie 环流中冷暖空气交汇, 存在明显的中尺度锋面 (参见图 8), 具有较强的相当位温水平梯度 (参见图 7 中的等值线), 可用对流涡度矢量垂直分量 $\bar{\rho}C_z$ 对其降水分布进行诊断。

计算逐层 $\bar{\rho}C_z$ 的分布发现, Winnie 台风强降水落区与 700 hPa 以下对流层低层 $\bar{\rho}C_z$ 的大值中心有较好的对应。图 9a、b 给出 800 hPa 上 $\bar{\rho}C_z$ 分布与 6 h 累计降水分布。可以看出, 台风强降水中心主要出现在 $\bar{\rho}C_z$ 的大值中心附近。8 月 21 日 18 时, 台风环流北部 6 h 累计降水中心附近的 $\bar{\rho}C_z$ 达 $12 \times 10^{-7} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 以上。8 月 22 日 06 时有所减弱, 降水量亦减小, 但其东南侧生成另一 $\bar{\rho}C_z$ 较强中心, 强度为 $4 \times 10^{-7} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, 也有降水中心与其对应。穿过强降水落区 (如图 a、b 中的箭头所示) 制作 $\bar{\rho}C_z$ 的经向和纬向垂直剖面。如图 9c、d 所示, 8 月 21 日 18 时, 在 47°N 附近可见自低层向高层 500 hPa 北倾的 $\bar{\rho}C_z$ 大值带, 这是暖锋锋区的反映, 较强的模拟雷达回波区 (阴影) 与 700 hPa 以下低层 $\bar{\rho}C_z$ 大值区有较好对应关系。8 月 21 日 18 时, 台风东部的强回波区也出现在 800 hPa 附近 $\bar{\rho}C_z$ 大值区附近。

实际上, $\bar{\rho}C_z$ 代表水平涡度与水平位温梯度之间的相互作用, 其隐含的动力条件有利于暖湿空气抬升形成降水。 $\bar{\rho}C_z$ 大值区较好地体现了变性台风 Winnie 环流北侧和东侧的中尺度锋区和较强的风垂直切变, 故与台风环流中的强降水落区有较好对应。值得一提的是, 地形对 Winnie 降水结构也有一定影响 (陈镭等, 2010; 魏超时等, 2011)。当 Winnie 移向我国东北时, 进入南北两侧地形较高的“峡谷”地带 (图略), 狭谷地形对进入气团有强迫抬升作用。但对于台风偏南暖湿气流, 在台风南侧的地形迎风坡前未见明显降水, 强降水仍主要出现在背风的“峡谷”一带。说明地形对变性台风 Winnie 的降水分布影响较小。

5 小结

本文基于卫星云图产品、模式中尺度资料, 分析了 9711 号台风 Winnie 变性加强过程中的降水变化特征及其成因, 结果表明:

Winnie 变性过程中, 云系由对称结构演变为明

显的非对称结构, 加强时又趋于对称。其主要云带首先在台风环流北部发展、延伸, 然后向南弯曲, 趋于对称。此间降水中心先后出现在台风北部、东北部和东南部, 具有绕台风中心顺时针旋转的趋势。

台风 Winnie 的降水变化与其与中纬度高空槽相互作用中强环境风垂直切变的影响有关。其强降水落区出现在顺切变方向及其左侧, 且随着垂直切变方向顺时针旋转也有顺转趋势。在强环境风垂直切变的影响下, 台风涡旋环流自低层向高层先向北明显倾斜, 加强过程中气柱恢复垂直, 最强时各层中心基本重合, 而后减弱过程中向东南倾斜。台风强降水主要出现在其气柱倾斜方向, 垂直切变决定了 Winnie 降水的总体分布。

变性台风环流内交织着冷、暖平流活动, 强降水落区与低层暖平流活动有密切的联系。低层对流涡度矢量的垂直分量体现了 Winnie 环流内的中尺度锋区和强风垂直切变, 其大值区对台风强降水落区有较好的指示意义。

值得一提的是, 我们对另外两个变性台风 Freda (8407) 和 Matsa (0509) 的对流结构也进行了分析 (丁德平等, 2009), 结果表明, Freda 和 Matsa 在北上变性期间均具有明显的非对称结构, 其演变与 Winnie 类似。虽然两个台风均影响了北京, 但由于北京位于台风的对流区域, 其降水强度迥异, 这就与变性台风降水结构变化有关。

参考文献 (References)

- Bonell M, Callaghan J. 2008. The Synoptic Meteorology of High Rainfalls and the Storm Runoff Response in the Wet Tropics [M]. // Stork N, Turton S, Eds. Living in a Dynamic Tropical Forest Landscape. Oxford: Blackwell Press, 448 pp.
- Braun S A, Wu L G. 2007. A numerical study of Hurricane Erin (2001). Part II: Shear and the organization of eyewall vertical [J]. Mon. Wea. Rev., 135: 1179–1194.
- 陈镭, 徐海明, 余晖, 等. 2010. 台风“桑美”(0608) 登陆前后降水结构的时空演变特征 [J]. 大气科学, 34 (1): 105–119.
- Chen Lei, Xu Haiming, Yu Hui et al. 2010. Temporal and spatial variations in precipitation of typhoon Saomai (0608) before and after its landfall [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (1): 105–119.
- 陈联寿, 丁一汇. 1979. 西太平洋台风概论 [M]. 北京: 科学出版社, 491pp.
- Chen Lianshou, Ding Yihui. 1979. An Introduction to the Western Pacific Typhoon [M]. Beijing: Science Press (in Chinese), 491 pp.
- Chen S Y, Knaff J A, Marks F D Jr. 2006. Effects of vertical wind shear and storm motion on tropical cyclone rainfall asymmetries deduced from

- TRMM [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134: 3190–3208.
- 丁德平, 李英. 2009. 北京地区的台风降水特征研究 [J]. *气象学报*, 67 (5): 18–27. Ding Deping, Li Ying. 2009. A study on rainfall features of Beijing associated with typhoon [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 67 (5): 864–874.
- Frank W M, Ritchie E A. 1999. Effects of environmental flow upon tropical cyclone structure [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 127: 2044–2061.
- Gao S, Fan P, Li X F. 2004. A convective vorticity vector associated with tropical convection: A two-dimensional cloud-resolving modeling study [J]. *J. Geophys. Res.*, 109: D14106, doi:10.1029/2004JD004807.
- Gao S, Li X F, Tao W K, et al. 2007. Convective and moist vorticity vectors associated with tropical oceanic convection: A three-dimensional cloud-resolving simulation [J]. *J. Geophys. Res.*, 112: D01105, doi:10.1029/2006JD007179.
- Gao S Z, Meng Z Y, Zhang F Q, et al. 2009. Observational analysis of heavy rainfall mechanisms associated with severe tropical storm Bilis (2006) after its landfall [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 137: 1881–1897.
- Harr P A, Elsberry E L. 2000. Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part I: Evolution of structural characteristics during the transition process [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128: 2613–2633.
- 蒋尚诚, 张镔, 刘鸣盛, 等. 1981. 登陆北上减弱的台风所导致的暴雨——半热带系统暴雨 [J]. *气象学报*, 39 (1): 18–27. Jiang Shangcheng, Zhang Tan, Liu Mingsheng, et al. 1981. The hard rainstorm in North China induced by a landed northward moving and decaying typhoon—Hard rainstorms of semi-tropical systems. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 39 (1): 18–27.
- Jones S C. 1995. The evolution of vortices in vertical shear. I: Initially barotropic vortices [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121: 821–851.
- Klein P M, Harr P A, Elsberry R L. 2000. Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: An overview and conceptual model of the transformation stage [J]. *Wea. Forecasting*, 15: 373–395.
- Klein P M, Harr P A, Elsberry R L. 2002. Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: Midlatitude contributions to intensification [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 130 (9): 2240–2259.
- Knox J L. 1955. The storm Hazel, synoptic resume of its development as it approached Southern Ontario [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 36 (1): 239–246.
- 李英, 陈联寿, 雷小途. 2005. Winnie (1997) 和 Bilis (2000) 变性过程的湿位涡分析 [J]. *热带气象学报*, 21 (2): 142–152. Li Ying, Chen Lianshou, Lei Xiaotu. 2005. Moisture potential vorticity analysis on the extratropical transitions of Winnie (1997) and Bilis (2000) [J]. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 21 (2): 142–152.
- 李英, 陈联寿, 雷小途. 2006. 高空槽对 9711 号台风变性加强影响的数值研究 [J]. *气象学报*, 64 (5): 552–563. Li Ying, Chen Lianshou, Lei Xiaotu. 2006. Numerical study of impacts of upper-level westerly trough on the extratropical transition process of typhoon Winnie (1997) [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 64 (5): 552–563.
- 李英, 陈联寿, 雷小途. 2008. 变性台风 Winnie (9711) 环流中的锋生现象 [J]. *大气科学*, 32 (3): 629–639. Li Ying, Chen Lianshou, Lei Xiaotu. 2008. Frontogenesis in the circulation of Typhoon Winnie (1997) during its extratropical transition process [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 32 (3): 629–639.
- Liang J, Chen L S, Li Y, et al. 2009. Impacts of two tropical cyclones experiencing extratropical transition during northward progression on the rainfall of Liaodong Peninsula [J]. *Journal of Tropical Meteorology*, 15 (1): 49–53.
- 孟智勇, 徐祥德, 陈联寿. 2002. 9406 号台风与中纬度系统相互作用的中尺度特征 [J]. *气象学报*, 60 (1): 31–39. Meng Zhiyong, Xu Xiangde, Chen Lianshou. 2002. Mesoscale characteristics of the interaction between TC Tim (9406) and mid-latitude circulation [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 60 (1): 31–39.
- 钮学新, 杜惠良, 刘建勇. 2005. 0216 号台风降水及其影响降水机制的数值模拟试验 [J]. *气象学报*, 63 (1): 57–63. Niu Xuexin, Du Huiliang, Liu Jianyong. 2005. The numerical simulation of rainfall and precipitation mechanism associated with typhoon Sinlaku (0216) [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 63 (1): 57–63.
- Sekioka M. 1956. A hypothesis on complex of tropical and extratropical cyclones for typhoon in the middle latitudes [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 34: 276–287.
- 魏超时, 赵坤, 余晖, 等. 2011. 登陆台风卡努 (0515) 内核区环流结构特征分析 [J]. *大气科学*, 35 (1): 68–80. Wei Chaoshi, Zhao Kun, Yu Hui, et al. 2011. Mesoscale structure of landfall typhoon Khanun (0515) by single Doppler radar [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 35 (1): 68–80.
- 朱佩君, 陈敏, 陶祖钰, 等. 2002. 登陆台风 Winnie (1997) 的数值模拟研究 I: 结果检验和云系的模拟 [J]. *气象学报*, 60 (5): 553–559. Zhu Peijun, Chen Min, Tao Zuyu, et al. 2002. Numerical simulation of typhoon Winnie (1997) after landfall. Part I: model verification and model clouds [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 60 (5): 553–559.
- 朱佩君, 郑永光, 陶祖钰. 2009. 台风变性加强过程的数值模拟和试验分析 [J]. *气象学报*, 68 (5): 736–749. Zhu Peijun, Zheng Yongguang, Tao Zuyu. 2009. Simulation on reintensification of Typhoon Winnie (1997) during extratropical Transition [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 68 (5): 736–749.