登陆台风 Winnie(1997)的数值模拟研究 II: 结构演变特征分析*

朱佩君 陈 敏 陶祖钰 王洪庆

(北京大学物理学院大气科学系, 暴雨监测和预测国家重点实验室, 北京, 100871)

摘 要

利用"登陆台风 Winnie(1997)的数值模拟研究 I"的数值模拟结果, 讨论了 Winnie(1997)台风在登陆后变性阶段和重新加强阶段的环流、动力和热力结构特征以及演变过程。在结构上, 变性阶段主要完成了从基本对称的垂直分布到斜压非对称分布的转换。在变性阶段的初期, 热力和动力以及环流结构上都还留有一些热带气旋的影子, 但是在强度和空间分布上已经发生了明显的变化, 同时也反映了台风登陆后由于下垫面的变化, 使来自海面的暖湿水汽输送呈明显的不对称分布, 导致热力结构上的不对称分布。到变性阶段的后期, 无论从环流结构还是动力结构上, 都形成了和冷暖锋相对应的倾斜分布特征, 并且和冷空气对应的锋区在低层侵入到气旋中心, 使热带气旋经过变性阶段最终演变为锋面气旋。在重新发展阶段, 通过与西风带低槽的结合, 变性后的气旋获得了重新发展的机会。并且在此过程中得到了一次来自附近洋面的高暖湿能量的输送, 也为发展提供了有利的条件, 使变性后的气旋进一步加强为成熟的温带气旋。

关键词: 台风, 变性, 数值模拟, 结构分析。

1 引 言

台风在登陆后, 随着下垫面和纬度的改变, 它的性质和所表现的特征都会发生明显的变化, 其中登陆后演变为温带气旋是变化最为复杂的一种情况。P. A. Harr[1] 指出对称的热带气旋到非对称的温带气旋的结构变化可以定义为温带转变过程的特征, 他通过计算暖锋和冷锋区域的锋生参数来确定热带气旋的衰减变性。P. M. Klein 等[2] 对西北太平洋上热带气旋的温带转变过程定义了两个阶段, 变性阶段和进一步加强为温带气旋阶段。由于台风变性过程不仅涉及到中低纬度系统的相互作用等问题, 而且对中纬度地区的天气有重大的影响[3], 因此对台风和中纬度天气系统的相互作用, 特别是相互作用所导致的暴雨过程备受中国气象工作者的关注[4~8], 并且总结出了中低纬系统相互作用下暴雨发生的机制和天气学模型。此外, 陈联寿等[9] 认为冷空气造成的斜压位能释放是热带气旋变性加强的原因; 徐祥德等[10] 通过数值试验发现中纬度斜压锋区的强度变化对变性过程有明显的影响; 孟智勇等[11] 还讨论了台风以及西风带强度对中尺度系统的影响。虽然国内外对与台风变性相关问题有了较多的研究, 但是由于台风变性问题本身的复杂性, 还有很多问题值得我们去探索。如台风在登陆后如何在中纬度系统的影响下变性为温带气旋, 它的结构在变性过程中又有什么特征等等。另外, 由于台风的结构特征以及变化对它的强度和移动、天气分布都有显著的影响[3, 8] ①, 因此, 分析登陆台风的结构特征以及演变过程对进一步深入研究登陆台风的变性和强度演变问题是有意义的, 本文将着重于对登陆台风的结构特征以及演变过程进行分析。

1997 年 8 月 18 日在中国东海岸登陆的 Winnie 台风(9711)是一个典型的登陆后重新发展为温带气旋的个例[12], 由于台风北侧弱冷空气的引入, 使登

* 初稿时间: 2002 年 1 月 16 日; 修改稿时间: 2002 年 5 月 10 日。
资助课题: 国家重点基础研究项目(G1998040907)和高等学校实验室访问学者基金。

① 陈联寿. 登陆热带气旋的研究计划和科学试验. 见: 中国气象科学研究院. 第十二届全国热带气旋科学讨论会论文摘要文集. 2002, 1~4

陆后的 Winnie 台风的热带气旋性质逐渐减弱并变性, 最终演变为典型的温带气旋。由于 Winnie 台风在陆地上维持时间长, 跨越了中国东部的大部分地区。受台风环流及其倒槽的影响, 华东地区以及东北地区的东南部普降暴雨到大暴雨, 山东等地还出现了特大暴雨。对于该台风所产生的天气影响以及发生暴雨的诊断已有很多的研究[13], 朱佩君等[12]根据卫星云图、天气图以及台风中心气压的演变特征把 Winnie 登陆后的演变过程划分为 3 个阶段: 衰减阶段、变性阶段、重新发展阶段。台风中心气压在衰减阶段和变性阶段持续升高了 34 hPa, 但是在经历重新加强阶段后, 中心气压加强了 9 hPa[12, 14]。为了对变性以及重新加强过程进行进一步的分析, 选用中尺度数值模式 MM5 对这两个阶段进行了数值模拟[14]。通过研究Ⅰ的模拟结果检验, 发现 MM5 很好地复制了 Winnie 的变性以及重新加强过程, 并且对台风的移动路经和强度演变, 以及过程中产生的降水和次中心都有很好的模拟。由于模拟可以得到连续的台风变性以及重新加强的演变图像, 本文将利用这些模拟结果对台风登陆后变性过程以及重新加强过程的结构特征进行分析。根据文献[12]的划分, 积分 1~ 24 h 为变性阶段, 积分 24~ 48 h 为重新发展阶段, 下面就对这两个阶段的结构演变特征进行分析。

2　结构演变特征分析

2.1　变性阶段

以下的讨论以积分 5 h 的结果代表变性初期, 积分 24 h, 即变性过程结束时刻代表变性的后期。主要讨论变性初期和变性后期的特征, 以及两者之间的演变过程。

2.1.1　水平流场和垂直流场

在台风变性阶段初期, 在流场上有类似于热带气旋的分布特征, 但又有其不同的特点。在不同层

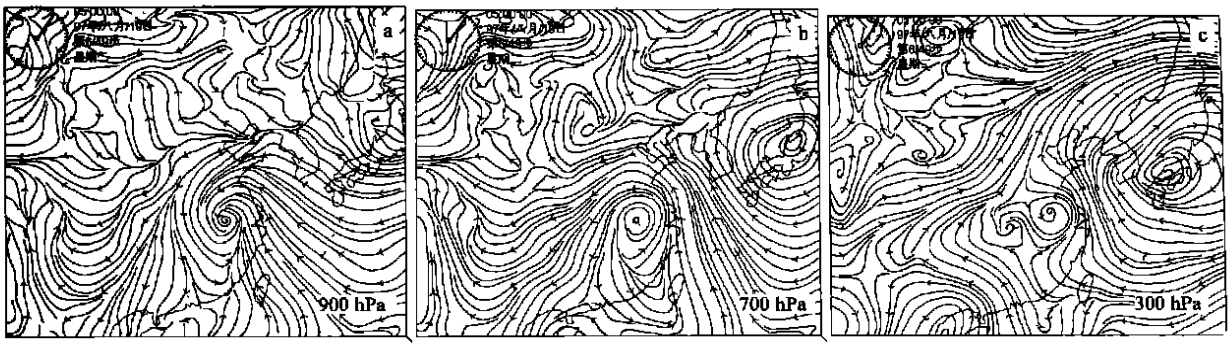


图 1　积分 5 h 的大网格水平流场

次的水平流场上(图 1) 从低层到高层表现为基本对称的圆形气旋性环流特征。在 900 hPa 从外围到中心为一致的气旋性流入, 在 850 hPa(图略) 中心附近为气旋性流出, 外围为气旋式流入, 形成一个环行的辐合带, 与减弱的眼壁辐合区相对应。到 700 hPa 高度上, 气流为气旋性流出, 对比成熟台风三维流场的流入层、中层和流出层的分布特征, 可见在变性阶段的热带气旋几乎没有中层, 说明对流没有强烈的发展。而到对流层高层(300 hPa), 流场上表现为气旋性辐合流入, 这和热带气旋登陆后的减弱是相一致的。

变性阶段以热带气旋中形成冷暖锋结构为结束。在此过程中, 流场上变化最明显的是在对流层高层, 由于系统的减弱, 气旋性的闭合环流已转变为流场槽, 而低层的圆形环流在北上过程中逐渐演变为南北向长轴的椭圆形环流(图略), 并且不断扩大, 说明涡旋环流趋于减弱。到变性阶段的后期, 和减弱气旋相对应的高层低槽与东移的西风带低槽相结合, 使槽的经向度明显加大, 预示着低层的低压系统将会得到发展。

在变性的初期, 分析细网格上通过热带气旋中心(指最低气压中心) 的东西向垂直剖面(图 2a), 可以看到在对流层的中低层, 热带气旋中心西侧为一个逆时针的垂直环流Ⅰ, 东侧为的一个顺时针垂直环流Ⅱ, 两者在低层的辐合偏向于气旋中心的西侧, 辐合点和热带气旋的水平环流中心相对应(图略)。另外, 在西侧的对流层高层由于存在一个庞大的顺时针的环流圈Ⅲ, 使西侧的上升气流只伸展到了对流层中层。在气旋中心区域是一个向垂直方向伸展的非常狭窄的顺时针环流圈Ⅳ, 西边上升, 东边下

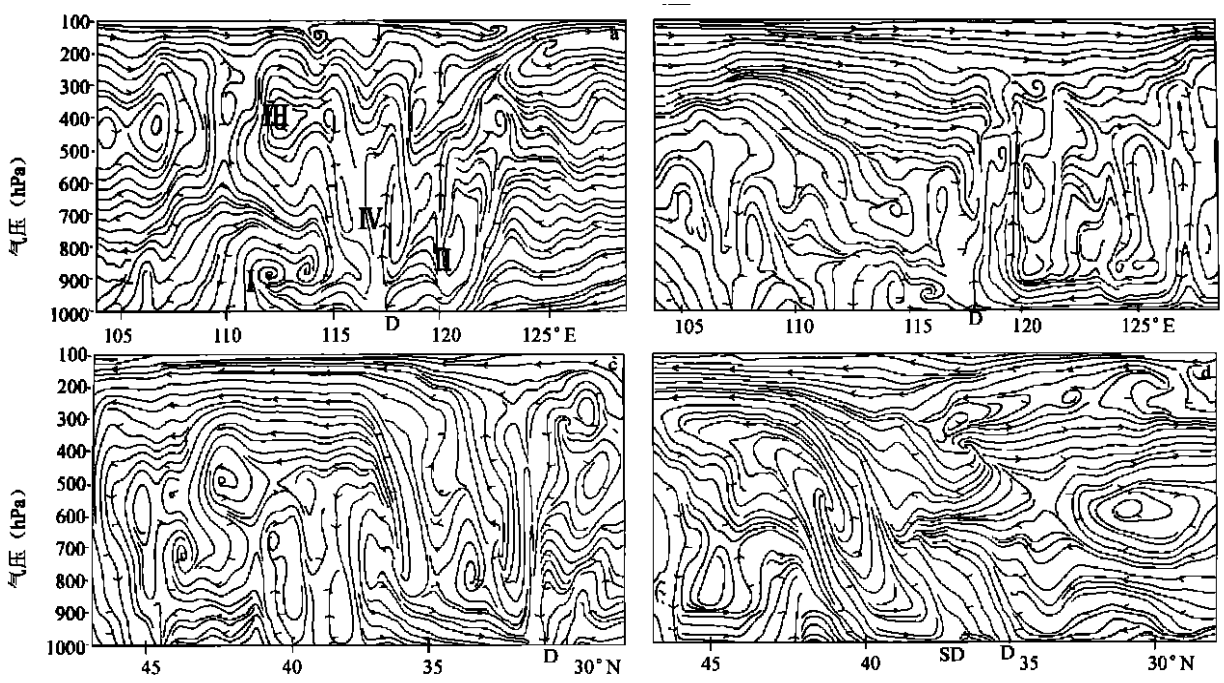


图 2 细网格垂直环流剖面图

(a, b. 分别为积分 5 和 24 h 的过气旋中心的东西向剖面, c, d. 分别为积分 5 和 24 h 的过气旋中心的南北向剖面, D 为原气旋的中心, SD 为次中心)

沉。对比典型的台风垂直剖面结构[9], 可以看到在台风中伸展到对流层高层的垂直环流, 在变性阶段明显减弱(对应为垂直环流圈Ⅰ、Ⅱ), 只到达对流层中层, 而在台风眼区的补偿性下沉气流则演变为一个向垂直方向伸展的环流圈Ⅳ。在热带气旋的变性演变过程中, 西侧对流层高层的顺时针环流圈Ⅲ不断扩大, 而且环流中心从对流层高层逐渐下降到对流层中层, 使得对流层低层的垂直环流只维持了非常弱的上升运动。此时我们可以看到有越过气旋中心的高层西风气流, 使热带气旋东侧的上升气流伸展高度降低(图 2b)。另外, 有一点值得我们注意的是, 在气旋东侧的低层垂直速度有增强的现象, 在徐祥德等[10]对 8407 号台风变性阶段的数值模拟结果中, 在气旋东侧也发现了明显的上升运动。

在南北向的垂直环流演变中(图 2c, d), 在变性的初期, 北侧的冷空气主要从对流层低层侵入到气旋的中心, 此时, 冷空气并没有明显的系统性补充, 属于浅薄的冷空气堆。到变性的后期, 我们可以看到, 冷空气发展为从对流层中高层系统性的倾斜下沉, 进入到次中心, 和次中心上的暖锋后上升气流构成了锋面的垂直环流圈, 倾斜伸展到对流层的高层。在引发中国 75• 8 暴雨的 7503 号台风中[5], 从南北向的垂直环流剖面可以看到, 冷空气一直是以从对流层低层入侵的方式来影响台风的, 而在本个例中, 除了对流层低层的冷空气外, 还有来自于对流层中高层的冷空气补充, 最后使 Winnie 台风变性为温带气旋, 而 7503 号台风最终也没有演变成温带气旋。我们可以设想, 相比于对流层低层的冷空气, 中高层的冷空气对登陆台风的变性是至关重要的。另外可以注意到, 在原中心的对流层中低层有明显的偏南气流向北输送, 形成北侧次中心环流圈中上升支的一部分, 从垂直流场可以说明, 通过原中心向次中心的偏南气流输送, 加强了环流的上升支, 对次中心的发展起到了一定的作用。

2. 1. 2 动力结构特征

在变性的初始阶段, 对应于水平流场的基本圆形对称分布, 正涡度区主要分布在热带气旋中心附近的圆形区域内, 在东西向的垂直剖面上(图 3a), 可以看到最大涡度发生在气旋中心的西侧, 与水平流场的辐合中心相对应(图略), 100 hPa 附近的对流层高层为弱的负涡度区。在气旋北上过程中随着水平流场从圆形逐渐演变为椭圆型, 在涡度场的空间结构上形成了近乎南北向的倾斜向西的涡度面(图略)。在过原中心和次中心的涡度垂直剖面上

(图 3b) , 可以看到原中心附近的正涡度很小, 正涡度明显地分布在次中心的北侧, 表现为随高度向北倾斜的一条明显的涡度带。这是由于气旋北侧明显的东南气流和东北气流形成的切变, 以及明显的曲率切变造成的。

从前面提到的水平流场已经可以大致得出各层的散度场分布特征, 但从垂直剖面图中我们可以得到整个对流层的分布情况(图 3c) 。在变性的初期, 中心区域的低层和高层辐合, 中间层次辐散, 说明中心区域上层有下沉运动, 下层有上升运动。在外围区域, 从低层到高层也有辐合辐散相间分布的特征, 但比气旋中心的分布变化要大。无论是气旋中心还是外围区域, 明显的辐合主要发生在对流层低层, 而在对流层的中高层没有明显的辐散相对应, 这也是热带气旋在变性过程中气压一直上升的原因(可参考本研究的第一部分) 。在低层散度场的演变过程中, 气旋中心西侧和南侧的辐合区逐渐消失, 在陶祖钰等[8] 对 9216 号登陆台风的结构分析中, 也发现气旋中心附近散度的不对称分布, 在中心的东侧和北侧有明显的辐合中心, 这可能是在东南沿海登陆的台风在北上过程中的散度分布特性。在 Winnie 的进一步北上过程中, 气旋中心东侧的辐合区也消失, 最后只有北侧倒槽中的辐合区得以维持并加强。从图 3d 可以看到在热带气旋变性阶段的后期, 在垂直剖面上的辐合辐散区呈倾斜性相间分布, 这和暖锋锋区上的垂直环流相对应。

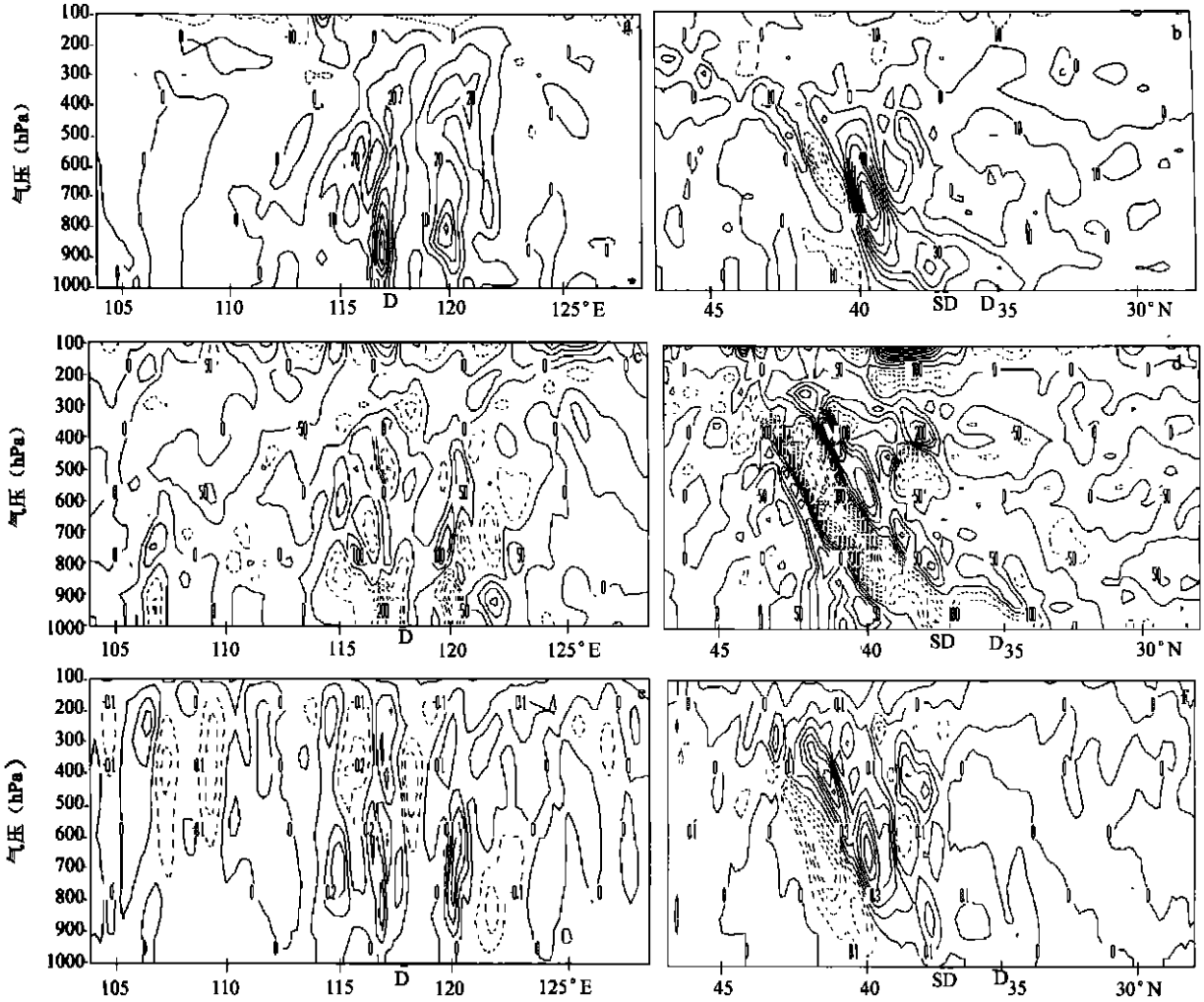


图 3　细网格的涡度场、散度场和垂直速度在变性阶段的变化

(a. 积分 5 h 的过气旋中心的东西向涡度的垂直剖面, 虚线表示负值, 等值线间隔 10× 10- 5/ s, b. 积分 24 h 过原中心和次中心的涡度垂直剖面, 其他同 a, c. 散度垂直剖面, 间隔为 50 × 10- 5/ s, 其他同 a, d. 散度垂直剖面, 间隔为 50× 10- 5/ s, 其他同 b, e. 垂直速度的垂直剖面, 间隔为 0. 1 m/ s, 其他同 a, f. 垂直速度的垂直剖面, 间隔为 0. 1 m/ s, 其他同 b; D 为原气旋的中心, SD 为次中心)

在垂直速度的东西向垂直剖面上, 积分 5 h 的分布基本对称(图 3e) , 热带气旋中心低层为弱的上升运动, 中高层为下沉, 最大下沉发生在 400 hPa 左右, 最大下沉速度为 0. 35 m/ s。外围西边的垂直上升运动只伸展到对流层中层, 而东侧则伸展到对流层高层, 这和当时的垂直环流相对应。东侧最大的上升速度分布在 600 hPa 左右, 最大上升速度为 0. 49 m/ s, 要比成熟台风的上升速度小一到两个量级。说明在变性过程中, 在眼区变得模糊的同时, 上升速度也明显地减弱。在变性的过程中, 对应于低层散度场的分布, 气旋中心南侧和西侧的上升运动逐渐消失或受到抑制, 随后东侧的上升运动也减弱, 到变性的后期, 只有北侧倒槽中的垂直速度得以维持。在积分 24 h 的垂直速度的南北向垂直剖面上(图 3f) , 可以看到这种明显的不对称特征, 在台风的北侧存在着一个宽度为 400 km 左右的倾斜上升区, 而且在紧邻上升区的下方存在明显的下沉气流。和暖锋后暖空气的爬升运动以及锋前冷空气的下沉运动相对应。

通过对涡度、散度以及垂直速度的分布特征进行分析后, 我们可以看到在热带气旋变性的初期, 物理量在水平方向上基本呈对称分布, 垂直方向上主要为垂直伸展, 但伸展高度比成熟台风要明显降低, 而且在量值上也要更小一些。到变性的后期, 逐渐演变为在次中心上的倾斜分布特征。总之, 登陆台风的变性演变过程, 也即从变性初期物理量的基本对称分布到变性后期的非对称分布的演变过程。

2. 1. 3 热力结构特征

产生于热带洋面上的热带气旋有其特殊的热力分布特征[9, 15], 在热带气旋登陆后, 特别是发生变性时, 它的热力结构将会有哪些主要的变化呢? 我们分析了变性初始阶段相当位温的垂直剖面(图 4a) , 发现它的分布特征和西太平洋上的台风[9]和大西洋上的飓风[15]的分布都非常类似, 在中心区域为高值区, 而且在高值区的对流层中层, 存在一个相对的低值区, 与气旋中心下沉的干暖空气相对应。但是通过进一步的对比就可以发现有很多不同的特征, 在变性阶段的相当位温变化梯度要更小一些, 反映边界层暖湿空气状况的边界层 θ_e 密集带不明显, 而且只存在于气旋中心以东一侧, 这与热带气旋登陆后, 在西侧为干冷陆地表面, 而东侧由于东南气流维持了来自于海面的暖湿空气输送有关。另外, 在飓风的垂直剖面中眼墙附近由于强烈的上升运动形成的两个从低层向上的折角, 在热带气旋的变性阶段, 由于上升运动的减弱, θ_e 折角已经很不明显。

分析 346 K 的 θ_e 空间等值面, 发现和成熟飓风

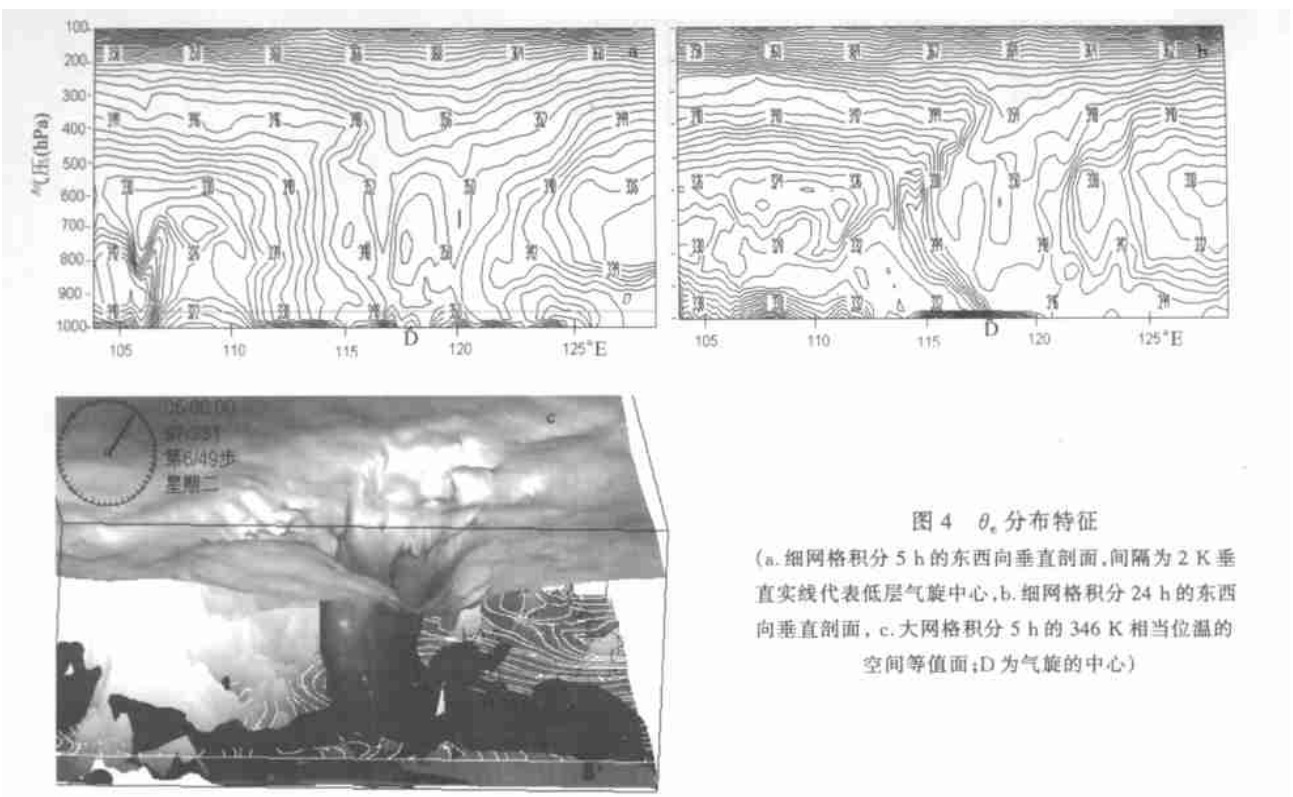


图 4 θ_e 分布特征

(a. 细网格积分 5 h 的东西向垂直剖面, 间隔为 2 K 垂直实线代表低层气旋中心, b. 细网格积分 24 h 的东西向垂直剖面, c. 大网格积分 5 h 的 346 K 相当位温的空间等值面; D 为气旋的中心)

Andrew(1992) 的分布也基本类似[15], 呈圆柱形的空管结构(图 4c) 。但在低层存在明显的不对称结构, 只有在气旋中心的东南象限维持了呈水平伸展的高能暖湿面。在台风登陆后, 由于下垫面的变化, 造成了水汽输送的明显不对称结构, 是导致热力分布不对称的原因之一。

在热带气旋的变性演变过程中, 中心区域 θ_e 的高值区逐渐消失, 所以在气旋中心附近形成了由下而上的 θ_e 梯度(图略) 。和冷空气对应的锋区逐渐加强, 并接近气旋中心, 到变性的后期, 从 θ_e 的垂直剖面分布上(图 4b) 可以看到, 锋区已经侵入到气旋的中心, 对比气旋中心北侧和西侧的锋区, 发现西边的锋区坡度要大于北侧的锋区的坡度, 这和冷暖锋锋面坡度特征是一致的。在 θ_e 的 346 K 三维空间分布上(图略) , 逐渐形成椭圆型的空管柱体结构, 但是从低层的等值面分布可以看出, 此时气旋和低层高暖湿的气流几乎失去了联系。一般的, 低层暖湿空气输送的减弱是气旋减弱的一个原因, 从本个例暖湿空气输送的演变情况看, 和热带气旋的减弱是一致的。

2.2　重新加强阶段

当和气旋中心相对应的低槽与高层东移的西风带低槽相结合后, 低层的低压得到了重新发展加强的机会。在以往的研究中[16~18]也强调了西风低槽对变性加强的作用, 由高空槽引起的气旋涡度平流, 以及急流南侧入口区的散度分布, 对 Winnie 的重新发展都起到了关键的作用[12]。并且从 θ_e 的空间分布上可以看出(图 5) , 在变性后有一次从东南沿海以及渤海的暖湿气流输送过程, 也为气旋的重新加强创造了条件。此时的气旋正好处于渤海, 从这里可以看到, 当气旋重新进入海面后, 除了暖湿气流的输送外, 暖

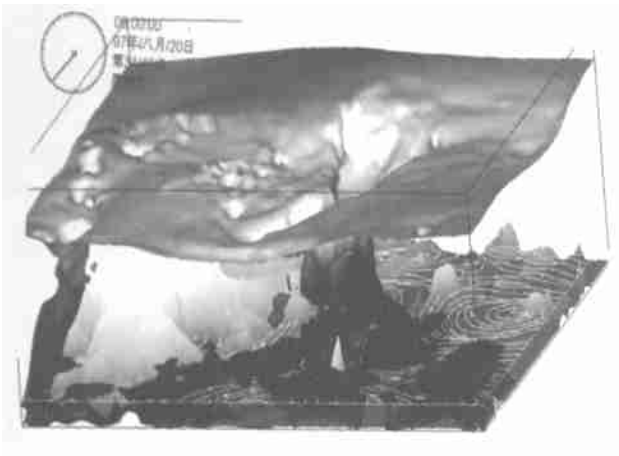


图 5　大网格积分 30 h 的 346 K 的 θ_e 等值面

洋面也为气旋的重新加强起到了一定的作用。随着气旋的进一步发展, 变性后的锋面气旋最后形成典型的温带气旋。

在重新加强阶段的后期, 高层的流场表现为加深的低槽(图 6a) , 对流层的中层到低层的水平环流重新得到组织后加强, 向中心紧缩, 形成倒三角形状(图 6b) 。从垂直环流还可以看到, 在重新加强阶段, 南北向的剖面和变性阶段的后期类似, 只是环流圈的倾斜度要小得多, 几乎垂直。而东西向的垂直剖面变化很大, 在大网格剖面上(图略) 可以看到, 气旋低层的垂直上升运动和槽前的大范围上升运动得到很好的配置, 形成一个深厚的上升运动区。但是在细网格的垂直剖面上(图 6c) , 可以发现两者之间有一个平缓的过渡, 这可能是 Winnie 气旋不能得到强烈发展的原因之一。

在重新加强过程中, 气旋中心的东侧垂直向上的速度重新得到加强, 这从垂直环流(图 6c) 也可以看到这一点。北侧的倾斜向上运动已转为几乎垂直向上, 说明此时的气旋进一步加强。低层水平面上的正涡度中心又重新和环流中心重叠, 并且在涡度的空间分布上(图 6d) 可以清楚的看到, 低层由变性阶段的片状结构演变为 V 字形结构, 和冷暖锋相对应, 在对流层的中层为涡度的相对小值区, 高层与发展的低槽相对应, 呈逗点状。在王洪庆等[19]对黄海气旋的个例分析中, 也得到了类似的涡度空间结构特征。

在相当位温的垂直剖面上(图 6e) , 北侧的锋区明显地转竖, 同时值得注意的是, 在对流层低层的气旋中心南侧, 出现了一个冷区, 这是由于低层冷空气受气旋西南侧西北气流平流的结果。346 K 的 θ_e 空间等值面继续向高层收缩, 管状结构更加破碎, 对流层高层和低层之间的联系几乎断裂。可以预想在重新加强阶段, 在没有暖湿空气输送条件下, 发展的主要能源不再是潜热的释放, 必然需要其他能量的有效转换, 可以设想为变性后斜压扰动位能释放的结果, 这部分内容有待于进一步的研究来证实。

3　结　论

利用本研究Ⅰ中登陆台风 Winnie 的模拟结果, 分析了从变性阶段到重新加强阶段的演变过程, 得出这两个阶段中 Winnie 的环流特征以及热力和动力的结构特征。

变性阶段主要完成从热带气旋的基本对称的垂直分布结构到变性气旋的斜压非对称结构的转换。

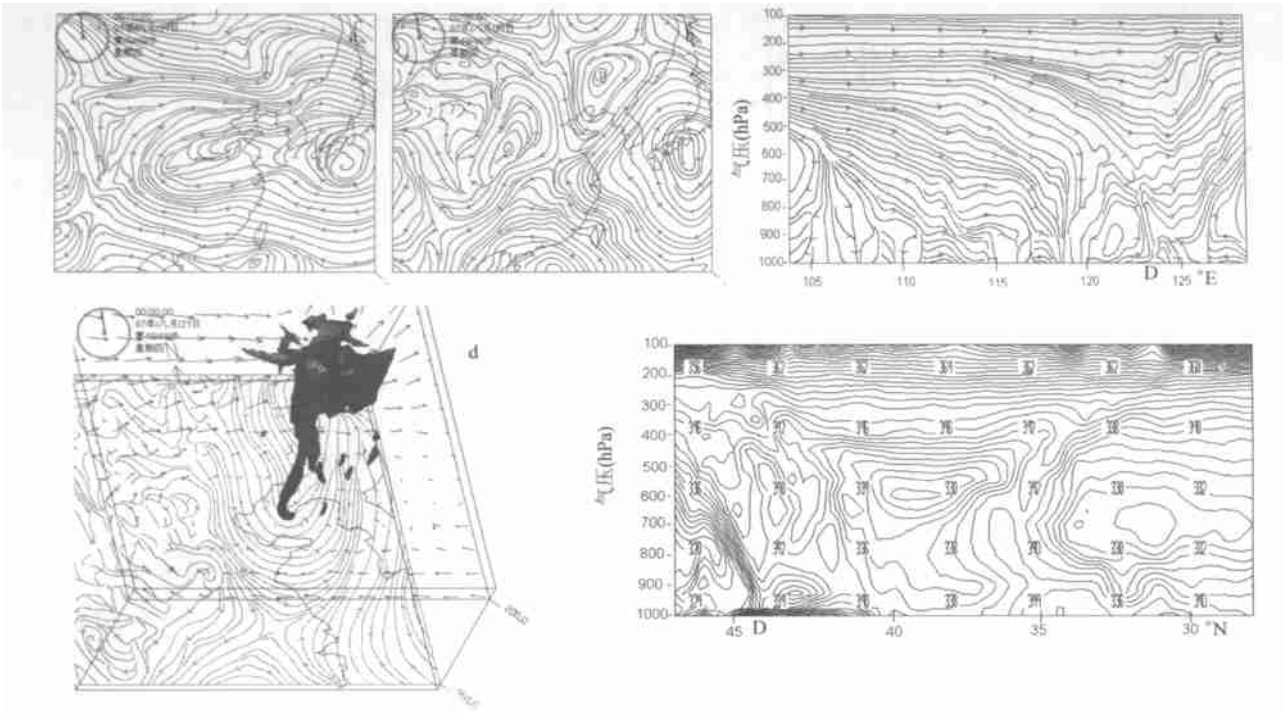


图 6 积分 48 h 的模拟结果

(a. 大网格 300 hPa 流场, b. 大网格 700 hPa 流场, c. 细网格过气旋中心的东西向垂直环流, d. 细网格涡度为 25×10^{-5}/s 的空间等值面, e. 细网格过气旋中心的南北向垂直剖面, 间隔为 2 K, D 为气旋的中心)

在变性阶段的初期, 在环流、热力和动力上都还留有热带气旋的一些分布特征, 但是在强度和空间分布上已经发生了明显的变化。由于台风在登陆后下垫面的变化, 使低层的水汽输送呈明显不对称分布, 同时也导致了热力结构上的不对称分布。到变性阶段的后期, 无论从环流还是动力结构上, 都形成了和冷暖锋相对应的倾斜分布特征, 并且和冷空气对应的锋区在低层侵入到气旋中心, 使热带气旋经过变性阶段最终演变为锋面气旋。

在重新加强阶段, 通过高层与西风带的结合, 变性后的气旋获得了重新发展的机会, 并且在此过程中得到了一次来自附近洋面的高暖湿能量的输送, 也为发展提供了有利的条件, 使变性后的气旋进一步加强为成熟的温带气旋。

参考文献

1 Harr P A, Elsberry R L. Extratropical transition of tropical cyclones over the Western North Pacific. Part I: Evolution of structural characteristics during the transition process. Mon Wea Rev, 2000, 128: 2613~ 2633

2 Klein P M, Harr P A, Elsberry R L. Extratropical transition of Western North Pacific tropical cyclones: An over view and conceptual model of the transformation stage . Wea Forecasting, 2000, 15: 373~ 395

3 雷小途, 陈联寿. 热带气旋的登陆及其与中纬度环流系统相互作用的研究. 气象学报, 2001, 59(5): 602~ 615

4 华北暴雨编写组. 华北暴雨. 北京: 气象出版社, 1992. 24~ 59

5 丁一汇, 蔡则怡, 李吉顺. 1975 年 8 月上旬河南特大暴雨的研究. 大气科学, 1978, 2(4): 276~ 289

6 孙建华, 赵思雄. 登陆台风引发的暴雨过程之诊断研究. 大气科学, 2000, 24(2): 223~ 237

7 蒋尚城. 远距离台风影响西风带特大暴雨的过程模式. 气象学报, 1983, 41(2): 147~ 158

8 陶祖钰, 田佰军, 黄伟. 9216 号台风登陆后的不对称结构和暴雨. 热带气象学报, 1994, 10(1): 69~ 77

9 陈联寿, 丁一汇. 西太平洋台风概论. 北京: 科学出版社, 1979. 58~ 61, 423~ 428

10 徐祥德, 陈联寿, 解以扬等. 环境场大尺度锋面系统与变性台风结构特征及其暴雨的形成. 大气科学, 1998, 22(5): 744~ 752

11 孟智勇, 徐祥德, 陈联寿. 9406 号台风与中纬度系统相互作用的中尺度特征. 气象学报, 2002, 60(1): 31~ 39

12 朱佩君, 郑永光, 陶祖钰. 发生在中国大陆的台风温带转变过程分析. 热带气象, 2003, 待发表

13 中国气象局业务发展与天气司. 天气预报技术论文集. 北京: 气象出版社, 1998. 142~ 173

14　朱佩君, 陈敏, 陶祖钰等. 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, 2002, 60(5) : 553~ 559
15　Liu Yubao, Zhang Dalin, Yau M K. A multiscale numerical study of hurricane Andrew (1992) . Part Ⅰ: Explicit simulation and verification. Mon Wea Rev, 1997, 125: 3073~ 3093
16　DiMego G J, Fbosart L. The transformation of tropical storm Agnes into an extratropical cyclone. Mon Wea Rev, 1982, 110: 385~ 433
17　Sinclair M R. Synoptic- scale diagnosis of the extratropical transition of a southwest Pacific tropical cyclone. Mon Wea Rev, 1993, 121: 941~ 960
18　Harr P A, R Lelsberry. Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Mon Wea Rev, 2000, 128: 2613~ 2653
19　王洪庆, 张焱, 陶祖钰. 黄海气旋数值模拟的可视化. 应用气象学报, 2000, 13(8) : 282~ 286

NUMERICAL SIMULATION OF TYPHOON WINNIE(1997) AFTER LANDFALL PART Ⅱ: STRUCTURE EVOLUTION ANALYSIS

Zhu Peijun　Chen Min　Tao Zuyu　Wang Hongqing

(Key Laboratory of Severe Storm Research, Department of Atmospheric Sciences, Physics School, Peking University, Beijing 100871*)*

Abstract

By use of the result of simulation in part Ⅰ of this study, the characteristics of typhoon during transformation stage and re- intensification stage are analyzed in circulation and dynamical and thermodynamic structures. The main course during the transformation stage is the transform from a symmetric tropical cyclone to a baroclinic asymmetric cyclone. At the beginning of transformation stage, some characters remain as those of tropical cyclone though the intensity and distribution of variables have changed obviously. Also the transporting of warm and wet air from ocean is asymmetric distribution due to the change of underlying surface after landfall. At the end of transformation stage a frontal cyclone is formed, since that the front zone intruded into the cyclone center in the lower level, and the slant characteristics of circulation and dynamical structure associated with front are developed. The neutral cyclone developed again in the re- intensification stage after combining the west trough in the upper level, the import of warm and moist flow from sea when the cyclone located at Bohai Sea does favor of its development during the stage.

Key words: Typhoon transformation, Numerical simulation, Structure analysis.