

双台风条件下水汽的中尺度输送特征与收支诊断

李启华 陆汉城 钟玮 王卫超 郭兴亮 袁猛

Meso-scale transport characteristics and budget diagnoses of water vapor in binary typhoons

Li Qi-Hua Lu Han-Cheng Zhong Wei Wang Wei-Chao Guo Xing-Liang Yuan Meng

引用信息 Citation: *Acta Physica Sinica*, 67, 039201 (2018) DOI: 10.7498/aps.20170455

在线阅读 View online: <http://dx.doi.org/10.7498/aps.20170455>

当期内容 View table of contents: <http://wulixb.iphy.ac.cn/CN/Y2018/V67/I3>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

[基于粒子成像测速技术的降雪微物理特性研究](#)

Research on microphysical property of snowfall based on particle imaging velocimetry technology

物理学报.2014, 63(19): 199201 <http://dx.doi.org/10.7498/aps.63.199201>

[基于粒子成像测速技术的雨滴微物理特性研究](#)

Research on microphysical property of raindrops based on particle imaging velocimetry technology

物理学报.2014, 63(2): 029203 <http://dx.doi.org/10.7498/aps.63.029203>

[近海台风对中国东部夏季降水的贡献](#)

Contribution of typhoon over coastal waters to summer rainfall in eastern China

物理学报.2013, 62(18): 189201 <http://dx.doi.org/10.7498/aps.62.189201>

[登陆我国大陆热带气旋的纬度分布特征](#)

Latitudinal distribution of landing tropical cyclones over mainland China

物理学报.2012, 61(16): 169203 <http://dx.doi.org/10.7498/aps.61.169203>

双台风条件下水汽的中尺度输送特征与收支诊断*

李启华¹⁾³⁾ 陆汉城^{2)†} 钟玮²⁾ 王卫超³⁾ 郭兴亮²⁾ 袁猛²⁾

1)(空军装备研究院航空气象防化研究所, 北京 100085)

2)(国防科技大学气象海洋学院, 南京 211101)

3)(中国人民解放军 94855 部队, 衢州 324001)

(2017 年 3 月 8 日收到; 2017 年 11 月 2 日收到修改稿)

应用 WRF (v3.4) 模式输出资料, 揭示双台风条件下水汽的输送与收支特征及其对台风强度的影响. 分析表明, “菲特”台风与副热带高压、中高纬地区槽脊、西面大陆高压及其东南面尾随台风“丹娜丝”存在周边系统相互作用, 这种相互作用使得“菲特”台风背景风场改变, 从而影响其水汽输送通道的调整. 水汽输送特征分析表明, 周边系统相互作用, 特别是尾随“丹娜丝”台风作为水汽“收集-输送”站的作用, 对“菲特”台风在近海强度的维持及后期偏北强降水有重要影响. 水汽通量辐合带的分布和演变与台风强对流带的分布和演变具有一致性, 即水汽的输送对台风内核区强对流带的强度和结构具有重要影响. 水汽收支诊断分析表明, 水汽输送对两类台风强度的变化具有重要影响, 即总的水汽通量与台风强度随时间的变化均具有较好的一致性. 东边界是台风的主要水汽输送来源, 南、北边界次之, 西边界为负贡献; 各边界水汽输送主要分布在对流层底层, 西边界的对流层中低层为负贡献. 水汽的垂直输送对台风内部水汽的再分配起着重要作用, 同时水汽垂直输送大值带的持续时间与台风研究区域内强对流大值带的持续时间一致, 说明水汽的垂直输送对“U”型和“V”型台风区域的强对流也具有重要的影响.

关键词: 双台风条件, 水汽输送与收支, 中尺度对流带, 台风强度变化**PACS:** 92.60.Xg, 92.60.Qx, 92.60.jf**DOI:** 10.7498/aps.67.20170455

1 引言

热带气旋强度变化的物理机理研究一直是国际热带气旋研究的热点和重点. 影响热带气旋强度变化的因素主要是其与各种尺度的物理过程、天气系统相互作用^[1-3], 而热带气旋与环境场中另一气旋、环境场水汽的相互作用就是影响其强度变化的重要因素之一^[4-13].

台风强度和自身中尺度结构演变与环境场的水汽输送密切相关. 李英等^[14]通过数值研究揭示出强的水汽输送对于暖心的发展与维持有促进作用, 增强热带气旋雨带中的对流活动, 对热带气旋的强度与结构有着十分重要的作用. 寿绍文和姚秀萍^[15]对比台风强度爆发期较其之前的平缓期发

现, 副热带高压强度加强, 台风东南气流和西南气流加强, 输入台风的水汽通量增加, 从而加大热带气旋内核区水汽和能量的卷入, 台风中心风垂直切变值变小. 胡春梅等^[16]研究表明华南地区突然增强台风登陆前, 台风内部有明显的西南气流卷入. 丁一汇和刘月贞^[17]认为台风水汽主要在南边界流入, 在北边界流出, 将台风纳入一个箱框, 箱框中水汽输入大于水汽流出, 水汽盈余, 台风增强. 李英等^[14]研究表明, 南边界水汽输送对台风维持最重要, 其次为东边界, 再次为北界和西界.

早在 20 世纪 20 年代, Fujiwara^[18-20]就对一般的双涡旋问题进行了理论分析和实验考察, 发现了双涡旋相互作用的一些现象, 这些现象后来被称作藤原效应. 半个多世纪以来, 双台风的相互作用

* 国家自然科学基金 (批准号: 41775055, 41275002, 41675058, 41175054)、国家自然科学基金重点项目 (批准号: 41230421) 和中央军委装备发展部信息系统局重大专项项目 (批准号: GFZX0402180102) 资助的课题.

† 通信作者. E-mail: hc_lu@126.com

这一科学问题一直被国内外学者所关注,并开展了天气学、统计学、实验室模拟以及数值模拟的研究.双热带气旋发生相互作用的距离对研究双热带气旋有重要的意义,因为双台风的相互作用由于不同环境场的作用而有不同的表现. Carr等^[21,22]在考虑更加复杂和真实的双台风所处的环境场的情况下,提出了三个概念模型作为双热带气旋相互作用进行分类和判断的依据: 1) 直接热带气旋相互作用,即当两个台风之间的距离足够近时,两个强的低值系统会产生吸附作用,使得两个台风有合并的趋势,合并成一个环流系统; 2) 半直接相互作用,即当两个台风的距离稍远时,一个台风的外围环流可能会影响到另一个台风涡旋运动,使得两台风绕其中心连线上的某一点相互作用逆时针方向的互旋运动; 3) 间接相互作用,即当两台风的距离再远时,两者可通过环境场的“媒介”作用而相互影响,其机理是一个台风的强度变化及其运动改变了另一个台风周围环境的状况,进而影响其强度和移动.人们通过数值模拟研究了双热带气旋相互作用对于台风强度和结构的影响. 徐祥德等^[23]发现处于莫拉克(2009, 09 W)台风上游的天鹅(2009, 08 W)台风向其输送大量的水汽和能量,可能在莫拉克维持和发展过程中起着重要的作用. Wu等^[24]也阐述了天鹅与莫拉克间的相互作用. 他们认为处于莫拉克西南象限的东北急流会增强天鹅上层的辐合,因此会使天鹅发展和增强. 在底层莫拉克的强辐合和上升气流给天鹅台风提供了一个稳定的暖湿气流支持着天鹅的发展与维持. 相反,天鹅处于莫拉克的上游,拦截了一部分水汽的输送从而减弱了莫拉克的水汽辐合. 他们的模拟结果表明双热带气旋相互作用对热带气旋的强度预报有很大影响.

在台风强度变化与水汽通道的关系方面已有较多研究,但在双台风条件下,用高分辨率的模式大气资料来探讨水汽输送特征和水汽收支诊断对“U”型(台风强度具有长时间强度维持的特征)和“V”型(台风强度具有快速增强和减弱的特征)台风强度变化的影响,尚不多见. 因此,本文利用6 km分辨率的模式大气资料,首先分析“菲特”与周边系统相互作用下的天气过程;然后分析双台风条件下大尺度的水汽输送特征,进而对两台风内核区的水汽输送中尺度特征进行分析;最后分别对“U”型强度变化的“菲特”台风和“V”型强度变化的“丹娜丝”台风进行中尺度水汽收支诊断.

2 过程介绍和数值模拟

2.1 过程简介

2013年13号台风“菲特”于9月30日12时(世界时间,下同)在菲律宾以东洋面上生成;于10月1日9时在西北太平洋洋面上加强为强热带风暴;10月2日21时加强为台风;10月4日12时加强为强台风;10月6日17时15分在福建省福鼎市沙埕镇沿海登陆,登陆时中心附近最大风力有14级(42 m/s),中心最低气压为955 hPa;10月6日19时减弱为台风,20时减弱为强热带风暴,21时减弱为热带风暴;10月7日1时在福建省建瓯市境内减弱为热带低压,持续时间为95 h,其中10月4日12时至6日18时有长达54 h的强台风阶段. 其最低气压强度随时间呈“U”型变化,这是一次罕见的长时间强度维持的台风过程. 在此期间,2013年14号台风“丹娜丝”于10月4日6时发展为热带风暴,尾随“菲特”台风向西偏北方向移动;10月5日6时发展为强热带风暴;10月5日18时发展为台风;10月6日6时发展为强台风;10月7日零时发展为强台风,路径逐渐转向偏北方向,其最低气压强度随时间呈“V”型变化.

在“菲特”台风发展西移过程中,西太平洋副热带高压也不断地加强西伸,随着“菲特”台风靠近并登陆,副热带高压西伸明显,在北纬36°左右与中高纬的槽脊活动形成对峙(图略). 当“菲特”台风登陆减弱后,副热带高压也逐渐减弱东退,此时中高纬槽线活动南压明显,并与“菲特”台风的残涡逐渐连成一条东北—西南走向的台风倒槽,西面大陆高压对“菲特”台风的西移也有阻挡作用. 而尾随台风“丹娜丝”北侧与副热带高压之间是一个强风区,其偏东气流沿副热带高压南缘汇入“菲特”的强风区;并且随着“丹娜丝”台风的增强,副热带高压西南侧的西偏北运动也加强,这有利于副热带高压西侧的北抬及西伸副热带高压南侧环流的加强. 故“菲特”台风在西折后主要受其与西太平洋副热带高压西南侧之间稳定偏东气流的引导,保持西行直至登陆消亡. 在此次天气过程中,“菲特”台风与副热带高压、中高纬地区槽脊、西面大陆高压及其东南面尾随着的“丹娜丝”存在周边系统相互作用,这种相互作用在一定程度上导致“菲特”台风风场的改变,从而影响其水汽输送通道的调整.

2.2 数值试验

本文采用天气预报WRF(v3.4)模式, 使用美国国家环境预报中心NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料作为初始场及边界条件, 取双重嵌套区域, 区域中心均为 $(130^\circ\text{E}, 30^\circ\text{N})$, 粗网格水平方向为 488×365 个格点, 格距为 18 km, 细网格水平方向为 702×558 个格点, 格距为 6 km, 垂直分层为 50 层, 顶层为 50 hPa, 时间步长为 36 s. 微物理过程采用新Thompson冰雹方案, 长波辐射采用RRTMG方案, 短波辐射采用RRTMG (rapid radiative transfer model for general circulation models) 方案, 积云对流采用浅对流Kain-Fritsch方案, 侧边界采用YSU (Yonei University) 方案, 近地面采用MM5 Monin-Obukhov方案, 陆面过程采用Unified Noah方案, 除积云对流参数过程内层不使用参数化方

案外, 其他方案在内外层都是相同的. 此次模拟过程初始时刻选为2013年10月3日12时, 积分84 h, 外层每3 h输出一次模拟结果, 内层每1 h输出一

次结果. 模式结果表明, 观测和模拟的路径有很好的—致性, 特别是在模拟的前期和中期, 模拟路径与观测偏差仅几十公里, 登陆后的偏差在百公里左右; 且移动路径的变化情况也有较好的一致性, 模式很好地反映了台风初始向北移动、西折后持续向西偏北移动、登陆后向西南偏转的变化情况(图1(a)). 模式模拟台风的强度变化(最低气压和最大风速)也与观测资料基本一致, 即强度和最大风速变化曲线与观测基本一致. 由气压变化曲线可以看出模拟起始时刻与实测台风的强度略有差异, 这是初始调整过程中的偏差, 登陆台风时受地形影响两者也存

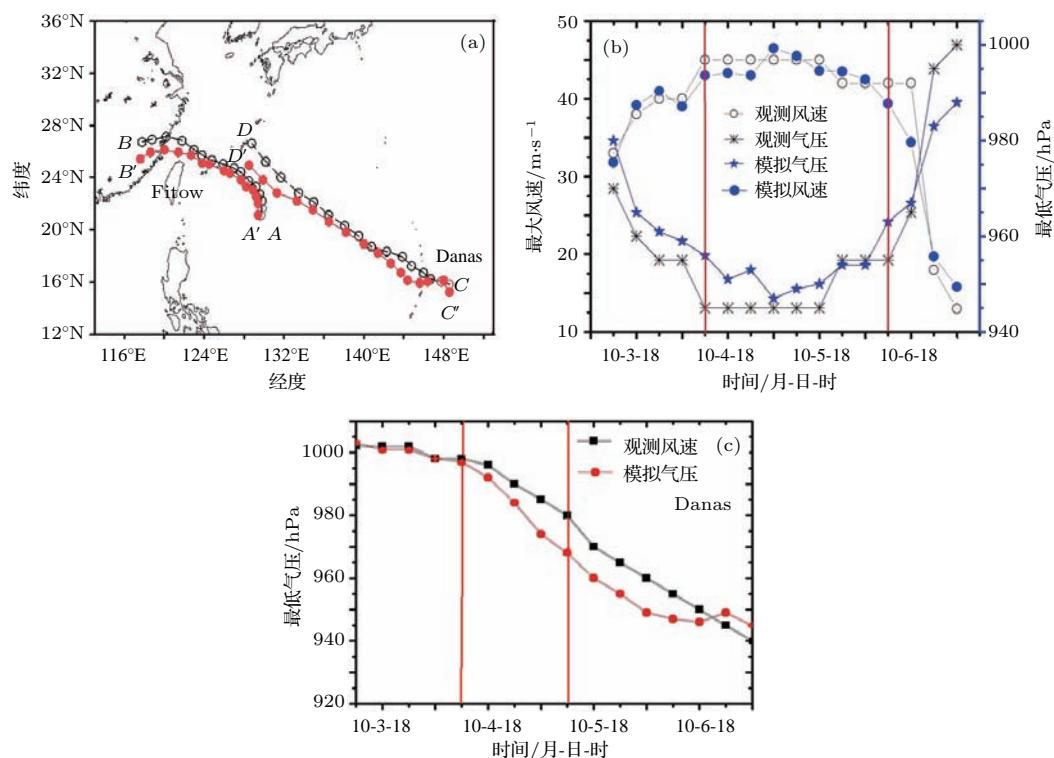


图1 模拟与观测的台风路径和强度对比 (a) 实心点为模拟路径, 空心点为观测路径, 左侧为“菲特”台风, 右侧为“丹娜丝”台风, A 和 A' 分别为“菲特”台风观测和模拟的起始点, B 和 B' 分别为“菲特”台风观测和模拟的终止点, C 和 C' 分别为“菲特”台风观测和模拟的起始点, D 和 D' 分别为“菲特”台风观测和模拟的起始点; (b) 实心圆圈为模拟的台风最大风速, 空心圆圈为观测值, 粗星号为模拟的台风最低气压, 细星号为观测值, 两根纵向实线分别是持续强盛期的起止时刻; (c) 红色实心圆圈为模拟气压强度, 黑色方块为观测气压强度

Fig. 1. Comparison of simulated typhoon (a) track and (b), (c) intensity with observations. In (a) Fitow is in the left and Danas is in the right; open/closed circles represent observed/simulated track. A/A' and B/B' are observed/simulated initial position and final position for typhoon Fitow. C/C' and D/D' are observed/simulated initial position and final position for typhoon Danas. In (b): open/closed circles represent the observed/simulated maximum wind speed; thin/bold asterisks represent the observed/simulated minimum surface pressure; two vertical lines are starting and ending time of continuous intensifying. In (c): the red solid circle/the black box represents the observed/simulated minimum surface pressure.

在一定偏差, 但气压的整体变化趋势与观测资料基本符合, 而且长达 54 h 左右的持续强盛得到了较好的体现, 即“U”型的变化趋势也得到了完整的再现(图 1(b)), 同时, 由图 1(c) 可见, “丹娜丝”的强度和观测也基本一致. 这为本文的中尺度分析提供了较高分辨率的资料. 为分析方便, 将两台风的模拟过程划分为三个阶段. “菲特”台风: 发展加强期(共 24 h)从 10 月 3 日 12 时—10 月 4 日 12 时; 持续强盛期(共 48 h)从 10 月 4 日 12 时—10 月 6 日 12 时; 快速衰减期(共 18 h)从 10 月 6 日 12 时—10 月 7 日 6 时; “丹娜丝”台风: 生成期(共 24 h)从 10 月 3

日 12 时—10 月 4 日 12 时; 发展期(共 24 h)从 10 月 4 日 12 时—10 月 5 日 12 时; 持续加强期(共 42 h)从 10 月 5 日 12 时—10 月 7 日 6 时.

3 双台风相互作用下的水汽输送特征

3.1 “菲特”台风的水汽输送通道

分析“菲特”台风影响期间 850 hPa 的风场和相对湿度场表明, 其水汽充沛, 为台风的发展加强和强盛维持提供了十分有利的水汽条件. 前期两台风相距较远(图 2(a)), 它们的环流系统相对独立,

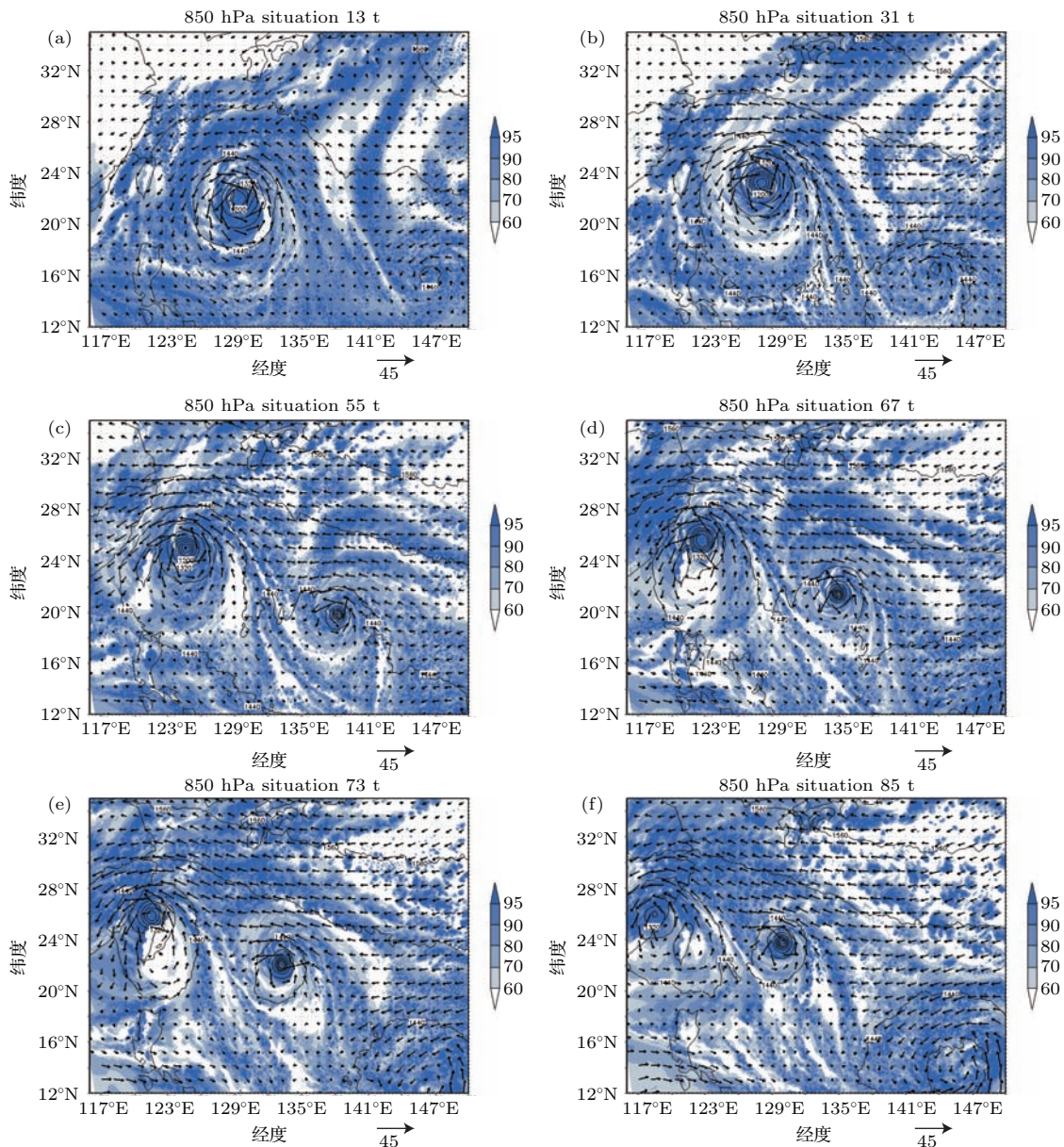


图2 850 hPa 高空形势图 (风场(箭头, 单位为 m/s), 等高线(黑实线, 单位为位势米), 相对湿度(阴影, 单位为%)) (a) 10 月 4 日 0 时; (b) 10 月 4 日 18 时; (c) 10 月 5 日 18 时; (d) 10 月 6 日 6 时; (e) 10 月 6 日 12 时; (f) 10 月 7 日 0 时

Fig. 2. Height field at 850 hPa (wind field (arrow, unit: m/s), contour (black line, unit: geopotential meter), relative humidity (shadow, unit: %)): (a) 00Z Oct. 4; (b) 18Z Oct. 4; (c) 18Z Oct. 5; (d) 06Z Oct. 6; (e) 12Z Oct. 6; (f) 00Z Oct. 7.

未发生间接相互作用, 它们的风场由其自身环流系统与背景场的相互作用所决定, 因此“菲特”台风的水汽来源主要分为两方面: 一是“菲特”台风南侧外围的水汽向台风区域输送, 二是“菲特”台风东侧的偏东气流从西太平洋携带水汽向西输送, 两支气流汇合于台风的东侧和东北侧. 如图 2(b) 和图 2(c) 所示, 随着“丹娜丝”台风的增强和靠近, “丹娜丝”台风对水汽的“吸附”作用进一步增强, 它不但加强对其自身周边水汽的“收集”, 同时还“吸附、收集”“菲特”台风第一支水汽通道上的部分水汽, 即“丹娜丝”台风的增强, 能导致其周边环流形势的改变, 从而使得“菲特”台风南侧外围的水汽, 部分被“丹娜丝”台风所“吸附”和“收集”, 随后“丹娜丝”台风又通过副热带高压南侧的东风气流持续不断地输送给“菲特”. “丹娜丝”在该过程中起到了水汽“收集-输送”站的作用. 到了 10 月 6 日 6 时 (图 2(d)), 副热带高压南侧的偏东风急流的增强, “丹娜丝”台风水汽输送的作用也明显增强, 表明“丹娜丝”与“菲特”的间接相互作用开始增强, 这为“菲特”在近海维持强台风提供了较好的水汽条件. 到了“菲特”台风快速衰减期 (图 2(e)、图 2(f)), 随着台风靠近海岸并登陆, 强度开始快速衰减, 但“丹娜丝”通过副热带高压南侧的东风气流依然持续不断地向“菲特”输送水汽, 是“菲特”台风登陆后的偏北强降水的主要水汽来源. 由 500 hPa 风场和湿度场可见 (图略), 在“菲特”台风北侧一直有一北偏东的湿度带, 这是“菲特”台风与中高纬的高空槽相互作用形成的台风倒槽所致. 因此, 周边系统相互作用, 特别是尾随“丹娜丝”台风作为水汽“收集-输送”站的作用, 对“菲特”台风在发展加强和强盛维持阶段水汽通道的调整有重要影响, 这也是“菲特”台风近海强盛维持及登陆后偏北强降水的重要原因之一.

3.2 双台风水汽通量辐合特征

梁力等^[25]研究发现西南风低空急流将大量潮湿空气卷入台风是其获得潜热长久维持的重要因素. 水汽通量是反映水汽输送的物理量, 其数值和方向能表征该地区水汽输送量的大小和水汽输送来源, 其表达式为

$$Q_{tru1} = u_1 q, \quad Q_{trv1} = v_1 q. \quad (1)$$

(1) 式中 u_1 和 v_1 分别表示速度在水平方向上的两个分量, q 为水汽混合比, Q_{tru1} 与 Q_{trv1} 分别表示

水汽通量在水平方向上的两个分量. 水汽通量辐合是表示水汽水平辐合的物理量, 水汽的水平辐合能引起上升运动并释放潜热, 有利于台风的发展加强和强盛维持, 其表达式为

$$-F = \frac{1}{g} \left(\frac{\partial u_1 q}{\partial x} + \frac{\partial v_1 q}{\partial y} \right), \quad (2)$$

(2) 式中 $-F$ 表示水汽的聚集量, 即水汽通量辐合; $\frac{\partial u_1 q}{\partial x}$ 表示纬向水汽通量辐合; $\frac{\partial v_1 q}{\partial y}$ 表示经向水汽通量辐合.

为了解水汽输送对台风眼墙及对流带结构与强度的影响, 本文分别分析“菲特”和“丹娜丝”在 0.75 km 高度上台风内核区域内水汽通量辐合的中尺度分布特征. 如图 3(a) 所示, 在“菲特”台风的发展加强期, 水汽通量辐合带在眼墙区还未形成闭合的环状, 眼墙外围是呈螺旋状分布的水汽通量辐合带. 另外, 在眼墙和外围螺旋带之间也有水汽通量散度的分布, 强度比水汽通量辐合要小. 到了强盛维持期 (图 3(b)—(d)), 水汽通量辐合带逐渐增强, 并且在眼墙处形成了闭合的对称圆环状结构. 外围螺旋带状分布的水汽通量辐合带, 也逐渐由发展加强期在台风眼墙四周均匀分布的状况, 逐渐转变为偏东和偏北分布, 南部的分布逐渐减少, 这是由于“丹娜丝”台风的加强和靠近, 使得“菲特”台风水汽输送通道调整所致. 其西侧的水汽通量辐合带主要是由台风旋转输送而致. 当“菲特”台风进入快速衰减期后 (图 3(e)、图 3(f)), 眼墙处水汽通量辐合的闭合圆环也逐渐减弱并断裂, 其外围的水汽通量辐合带也逐渐减弱, 整体呈偏北的不对称分布, 这与强降水的偏北结构是一致的. 同理, 在“丹娜丝”台风的生成、发展阶段, 台风区域的水汽通量辐合带由零星、零散分布状 (图 4(a)), 逐渐发展成有组织的螺旋带状分布 (图 4(b)). 随着台风强度的持续加强, 其眼墙处就形成了闭合的环状结构, 四周是螺旋带状结构分布 (图 4(c)—(f)).

综上所述, 水汽通量辐合带的分布及演变过程与台风强对流带的分布和演变 (图略) 具有一致性, 即“菲特”台风眼墙处经历了非对称到对称、再到非对称的演变过程, 外围螺旋带状分布也由四周均匀分布转变为偏东、偏北分布等特征; “丹娜丝”台风由生成、发展期的零星、零散分布, 演变为持续加强期的眼墙处呈对称闭合环状分布. 因此, 水汽的输送对台风内核区强对流带的强度和结构具有重要影响; 尾随台风“丹娜丝”的加强和靠近, 对“菲特”台风内核区对流带的强度及其结构也有重要影响.

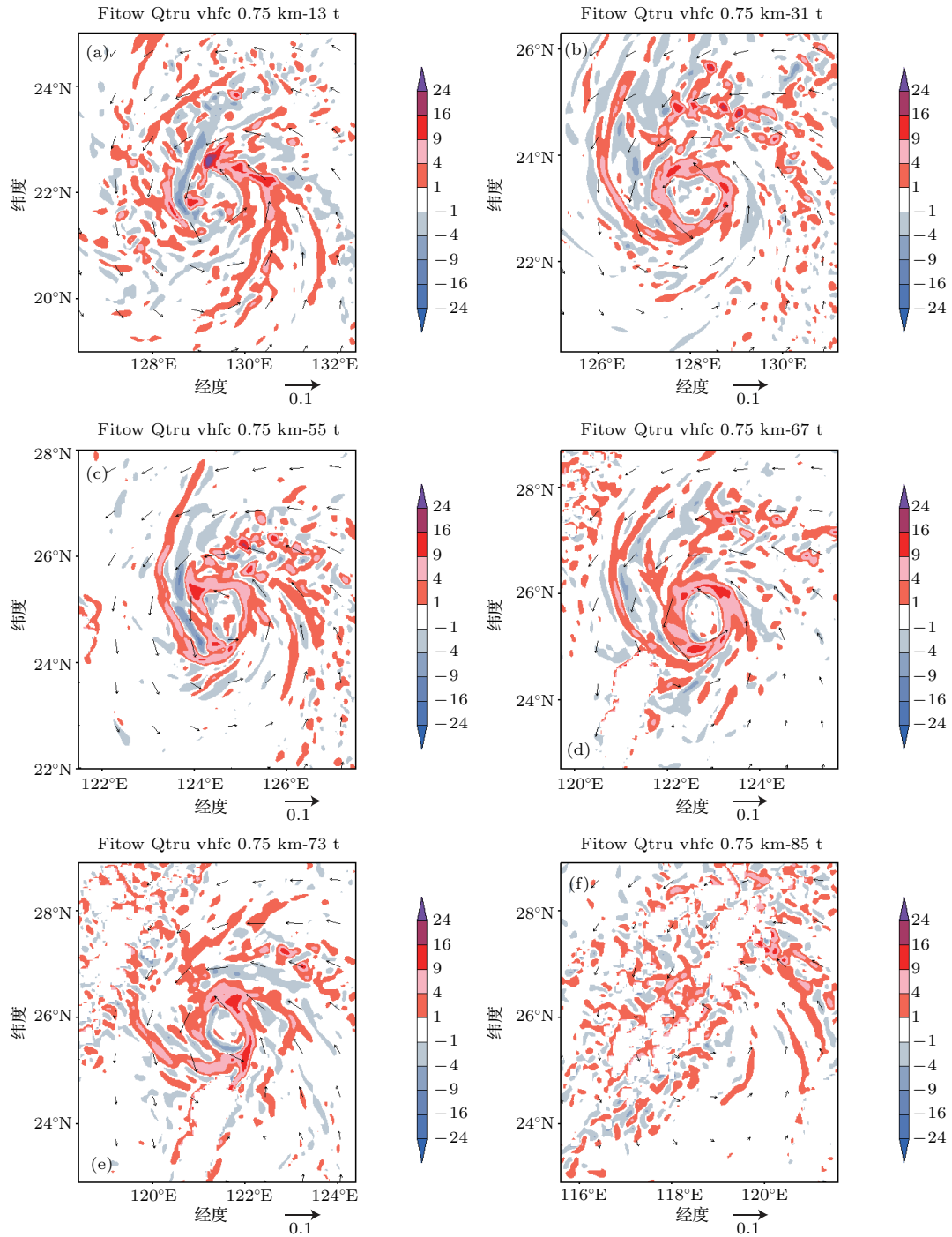


图3 “菲特”台风水汽通量和水汽通量散度在0.75 km高度上的水平分布(水汽通量散度(阴影区, 单位为 10^{-7} s^{-1}), 水汽通量(箭头, 单位为 10 m/s)) (a) 10月4日0时; (b) 10月4日18时; (c) 10月5日18时; (d) 10月6日6时; (e) 10月6日12时; (f) 10月7日0时

Fig. 3. The horizontal distribution of Fitow's moisture flux and moisture flux divergence at the 0.75 km level (the moisture flux divergence (shadow area, unit: 10^{-7} s^{-1}), moisture flux (arrow, unit: 10 m/s): (a) 00Z Oct. 4; (b) 18Z Oct. 4; (c) 18Z Oct. 5; (d) 06Z Oct. 6; (e) 12Z Oct. 6; (f) 00Z Oct. 7.

4 双台风相互作用下的水汽收支特征

为深入地分析“菲特”及“丹娜丝”台风在长生命史过程中水汽的具体输送与收支状况, 本文通过

区域平均水汽收支方程来诊断. 区域平均水汽收支方程^[26]为

$$\frac{\rho}{\sigma} \int_{h_s}^{h_u} \int_{\sigma} \left(\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla q \mathbf{V} + \frac{\partial q w}{\partial z} \right) dz d\sigma = -m + E_s, \quad (3)$$

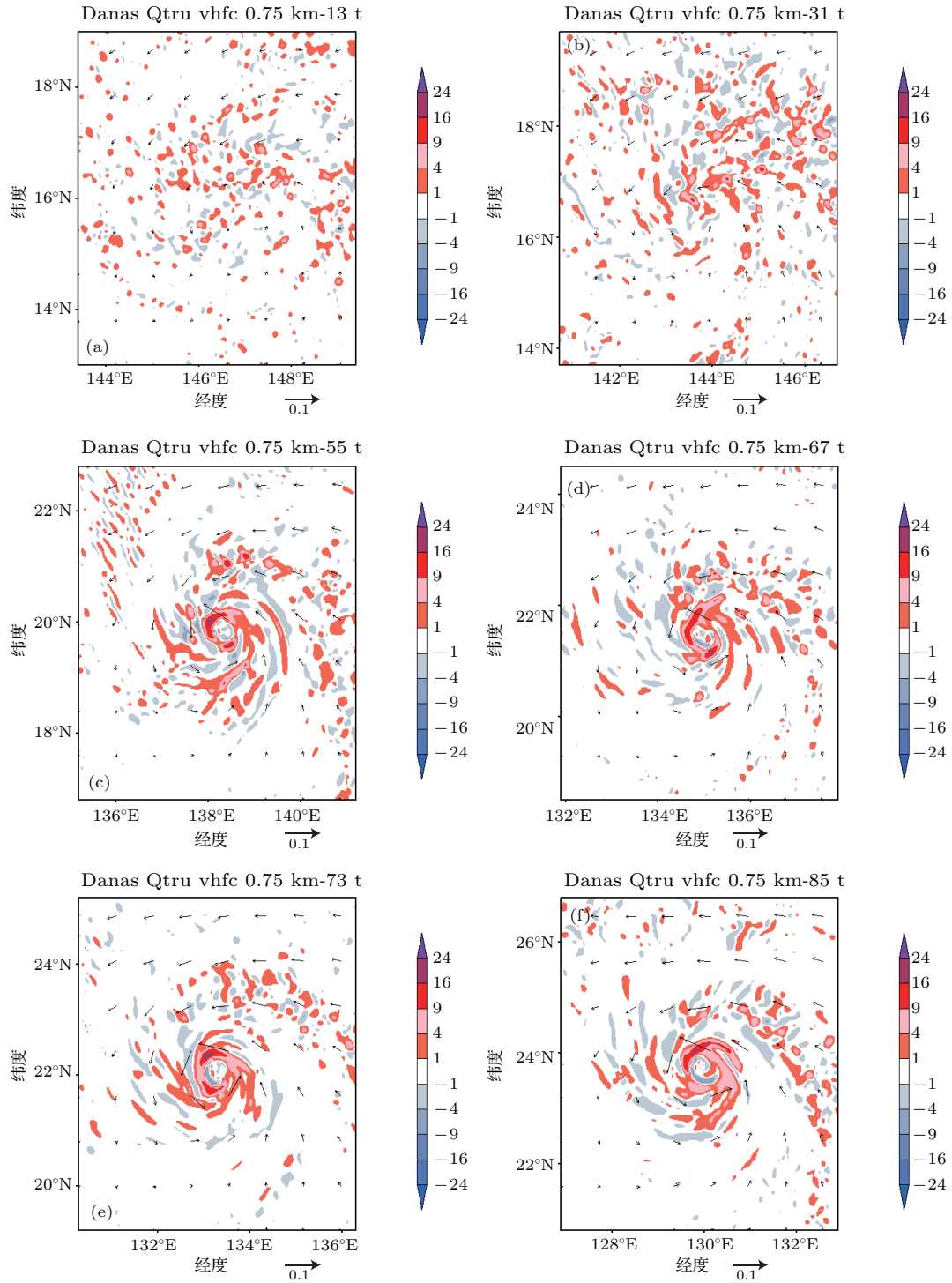


图4 “丹娜丝”台风水汽通量和水汽通量散度在0.75 km高度上的水平分布(水汽通量散度(阴影区, 单位为 10^{-7} s^{-1}), 水汽通量(箭头, 单位: 10 m/s)) (a) 10月4日0时; (b) 10月4日18时; (c) 10月5日18时; (d) 10月6日6时; (e) 10月6日12时; (f) 10月7日0时

Fig. 4. The horizontal distribution of Danas' moisture flux and moisture flux divergence at the 0.75 km level (the moisture flux divergence (shadow area, unit: 10^{-7} s^{-1}), moisture flux (arrow, unit: 10 m/s)): (a) 00Z Oct. 4; (b) 18Z Oct. 4; (c) 18Z Oct. 5; (d) 06Z Oct. 6; (e) 12Z Oct. 6; (f) 00Z Oct. 7.

(3) 式中, σ 为选定的计算区域, h_u 为积分的顶层高度, h_s 为积分的底层高度, $\frac{\partial q}{\partial t}$ 为水汽的局地变化项, $\nabla q \mathbf{V}$ 为水汽通量项(或称水汽通量散度), $\frac{\partial q w}{\partial z}$

为水汽垂直输送项, m 为水汽凝结项(或称降水项), E_s 是蒸发项, 方程可以在各层上进行计算。

水汽通量散度项在水汽收支方程中是

非常重要的一项, 一般化成线积分计算
 $\frac{\rho}{\sigma} \int_{h_s}^{h_u} \oint v_n q dl dp$, v_n 是垂直于边界的法向分量,
 向外为正.

$$\oint v_n q dl = \sum_{i=1}^k \bar{v}_i \bar{q}_i \Delta l_s + \sum_{i=1}^k \bar{v}_i \bar{q}_i \Delta l_n + \sum_{j=1}^n -\bar{u}_j \bar{q}_j \Delta l_w + \sum_{j=1}^n \bar{u}_j \bar{q}_j \Delta l_e, \quad (4)$$

(南边界) (北边界)
 (西边界) (东边界)

(4) 式右边四项表示水汽从不同边界进入选定区域
 的值, k 和 n 是选定区域沿经向和纬向的格点数,
 “-”表示空间步长的平均值, Δl_s , Δl_n , Δl_w , Δl_e 分

别是各边界上的格距.

$$\frac{\rho}{\sigma} \int_{h_s}^{h_u} \int_{\sigma} \frac{\partial q w}{\partial z} dz d\sigma, \quad (5)$$

(5) 式为水汽垂直输送项, 也表示水汽垂直方向上的
 水汽输送散度, 正值表示辐散, 在低层表示垂直
 运动对水汽的向上输送; 负值表示辐合, 在高层表
 示水汽的辐合聚集.

由于“菲特”和“丹娜丝”两个台风强度变化类
 型不同, 即“菲特”台风为“U”型强度变化, “丹娜
 丝”台风为“V”型强度变化. 故本文以台风眼为中
 心, 分别取边长为 1.5, 3 和 6 个经纬度的正方形为台

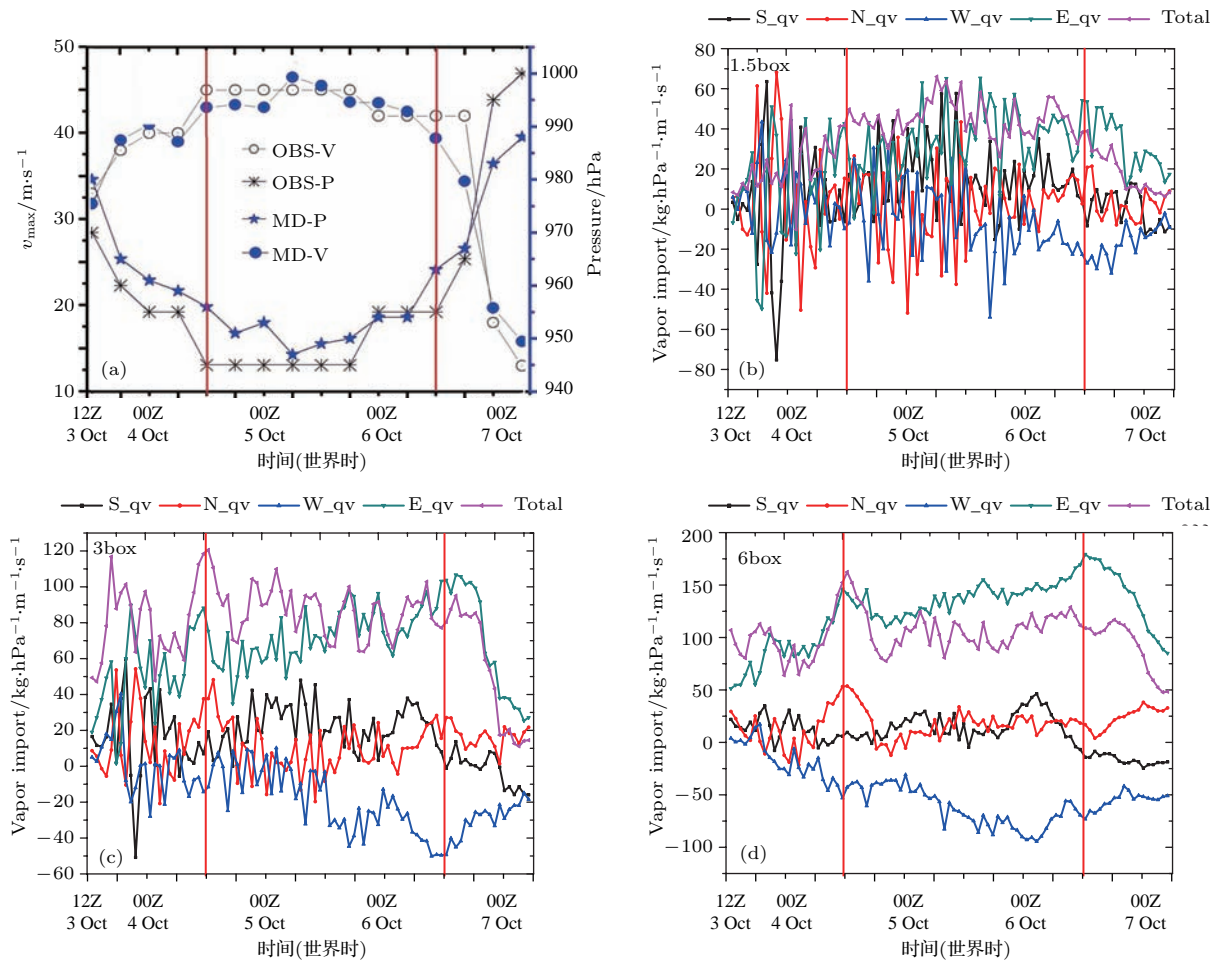


图5 “菲特”台风强度与四边界及总的水汽通量随时间演变的对比 (a) 实心圆圈为模拟的台风最大风速, 空心圆圈为观测值; 粗星号为模拟的台风最低气压, 细星号为观测值; 两根纵向实线分别是持续强盛期的起止时刻; (b), (c) 和 (d) 分别是以台风眼心为中心, 边长为 150, 300 和 600 km 的正方形区域内各边界 (E_qv, W_qv, S_qv 和 N_qv 分别代表东西南北四个边界) 及总的 (Total) 水汽通量随时间的演变特征

Fig. 5. Time series of Fitow's intensity and moisture flux averaged on four lateral boundaries and total of four lateral boundaries: (a) Open/closed circles represent the observed/simulated maximum wind speed; thin/bold asterisks represent the observed/simulated minimum surface pressure; two vertical lines are starting and ending time of continuous intensifying; (b), (c) and (d) respectively represent the boundary length of 150, 300 and 600 km, which with the typhoon eye in the square area heart, E_qv, W_qv, S_qv N_qv and total respectively represent the moisture flux of East, West, South, North and Total.

风研究区域, 分别计算“菲特”和“丹娜丝”在台风研究区域内四个边界和总的水汽通量随时间的变化, 及四个边界上的水汽通量廓线和水汽的垂直输送廓线随时间的变化, 以揭示该两类强度变化类型的台风区域内水汽的收支特征及其与台风强度变化的关系。

4.1 “菲特”台风的水汽收支

分析“U”型强度变化的“菲特”台风三个大小尺度的研究区域内四个边界及总的水汽通量随时间的变化图(图5)。结果表明: 该三个研究区域内四边界及总的水汽通量随时间变化的特征大体一致, 即: 1) 总的水汽通量始终为正, 且与“菲特”台风的强度随时间变化有较好的一致性, 说明水汽的持续供应对台风强度具有重要影响; 2) 东边界的水汽通量为正贡献, 且其变化趋势和大小与总的水汽

通量接近, 说明东边界是主要的水汽输送来源; 3) 西边界为负贡献; 南北边界在零值线附近波动。水汽通量随高度是不均匀分布的, 因此本文进一步分析四个边界上水汽通量廓线随时间的变化(图6)。结果表明: 在以1.5个经纬度为边长的正方形区域内, 各边界水汽通量主要分布在对流层的中低层, 其大值带与区域平均的强对流大值带(阴影)具有较好的一致性。各边界底层都为正贡献, 东边界最强, 北边界次之, 西边界最小。而且东边界整层都是正贡献, 垂直伸展至4 km左右。西边界和北边界的对流层中低层为负贡献, 南边界虽然整层也为正贡献, 但其值相对较小。因此, 整体比较而言东边界的水汽输送量最大, 为主要的水汽来源, 南、北边界的正贡献次之, 西边界为负贡献。分析边长为3和6个经纬度的正方形研究区域内各边界水汽通量也有类似特征(图略)。但西、北边界对流层中低层的

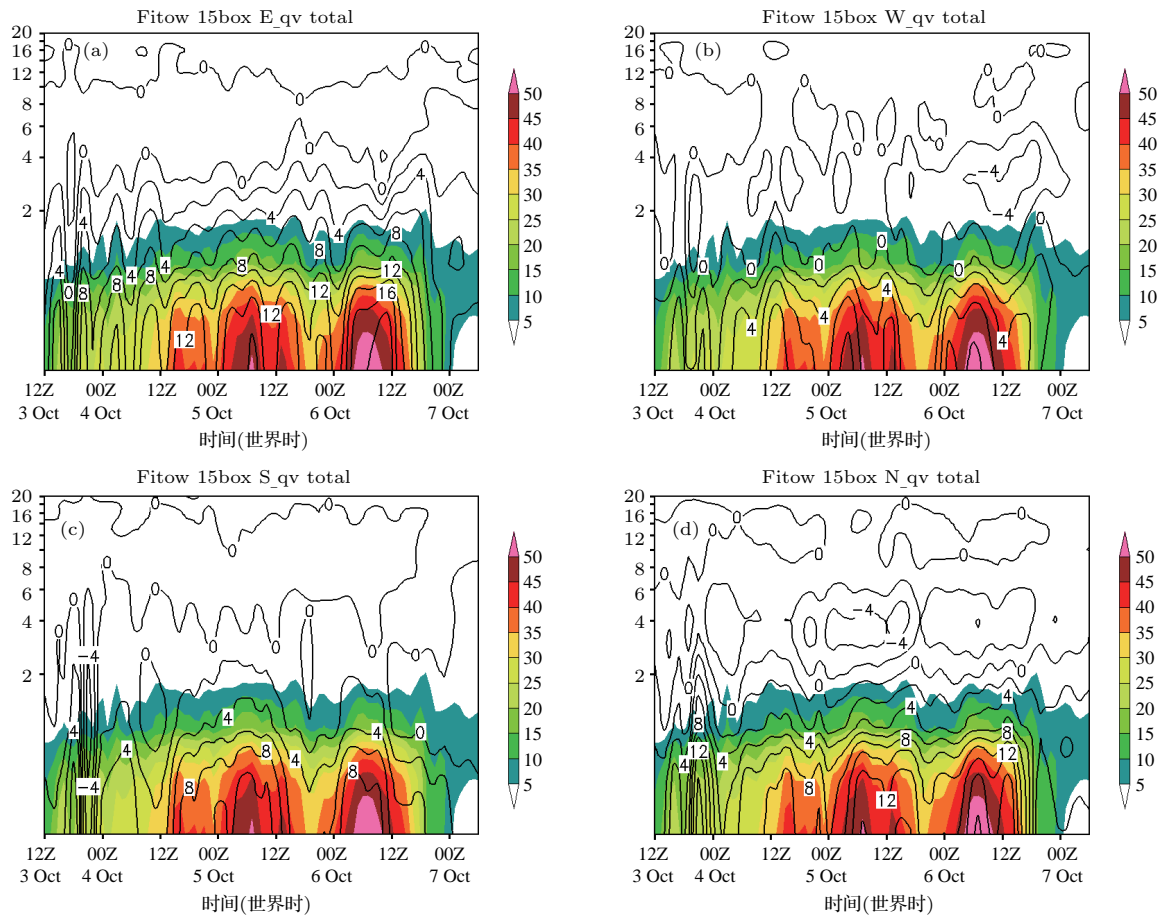


图6 以“菲特”台风眼为中心, 边长为150 km的正方形区域内, 四个边界水汽通量廓线随时间的演变(水汽通量(黑实线, 单位: 10^{-7} s^{-1}), 雷达反射率因子(阴影, 单位: dBz)) (a) 东边界; (b) 西边界; (c) 南边界; (d) 北边界

Fig. 6. Time series of vertical distribution of moisture flux averaged on four lateral boundaries, which with the typhoon eye in the square area heart and the square boundary is 150 km. Moisture flux (black line, unit: 10^{-7} s^{-1}), radar reflectivity image (shadow, units: dBz): (a) The eastern boundary; (b) the western boundary; (c) the southern border; (d) the north border.

负贡献略有不同: 即西边界的负贡献随着研究区域的增大, 其强度和时间跨度也都增大, 而北侧的负贡献消失了. 因此在该两个研究区域的西边界的水汽通量负贡献就相对比较明显. 分析水汽的垂直输送廓线随时间的变化图(图7), 结果表明该三个研究区域水汽垂直输送的分布特征也大体一致, 即: 1) 在垂直方向上, 均分布在10 km高度层以内, 大值带在1—3 km高度上, 都是正贡献, 起着将底层水汽垂直往上输送的作用, 说明水汽的垂直输送项

对台风内部水汽的再分配起着重要作用; 2) 在水平方向上, 水汽垂直输送大值带的持续时间与台风研究区域内强对流大值带的持续时间一致, 说明水汽的垂直输送与台风区域的强对流具有较好的伴随关系. 对比三个大小尺度研究区域的水汽垂直输送廓线分布图, 结果显示: 随着研究区域的增大, 其水汽垂直输送的量值也增大, 垂直伸展的高度也更高一些; 由于外围强对流带的存在, 其强对流大值带的强度要更强一些, 时间跨度也要更长一些.

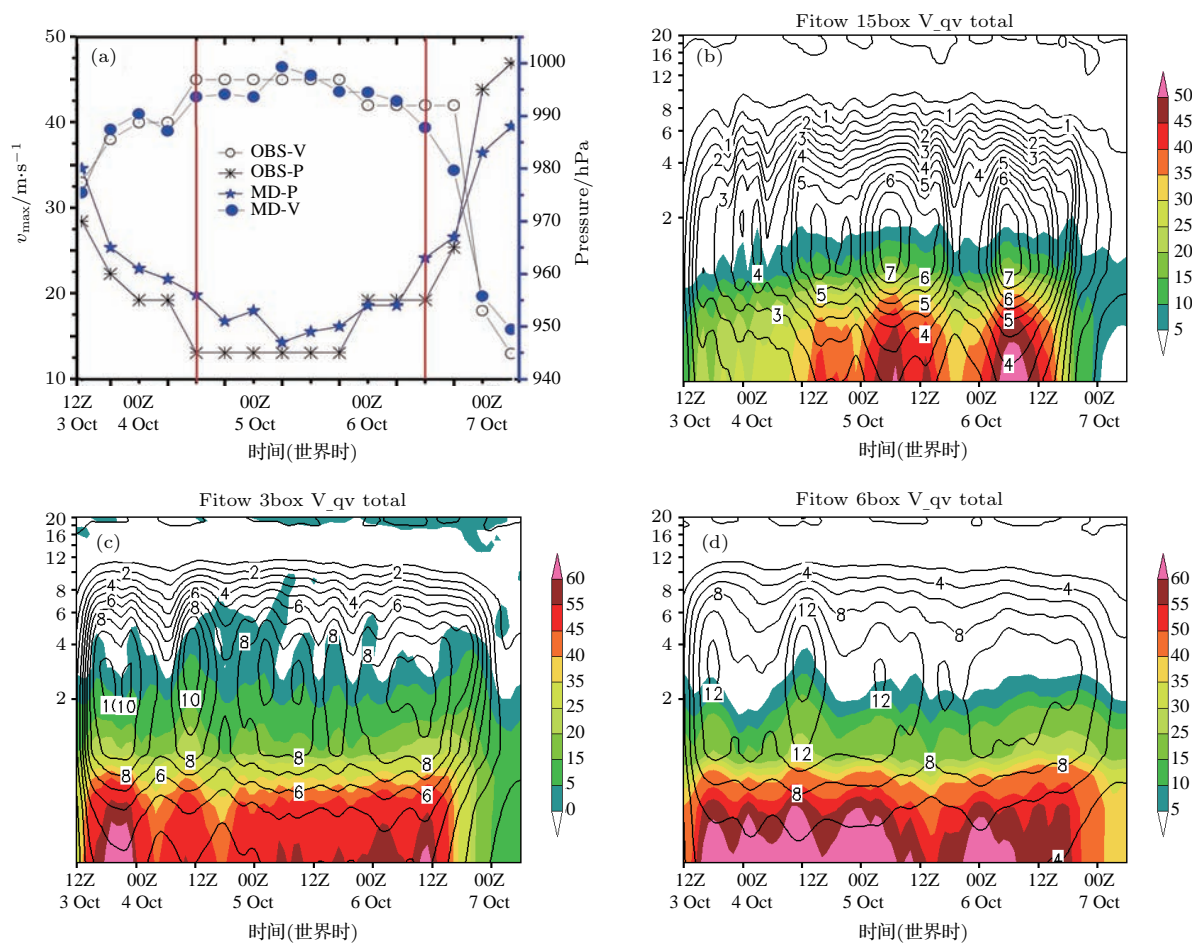


图7 以“菲特”台风眼为中心, 边长为150, 300和600 km的正方形区域内, 水汽收支随时间的演变(垂直输送项(黑实线, 单位: 10^{-7} s^{-1}), 雷达反射率因子(阴影, 单位: dBz)) (a) 实心圆圈为模拟的台风最大风速, 空心圆圈为观测值; 粗星号为模拟的台风最低气压, 细星号为观测值; 两根纵向实线分别是持续强盛期的起止时刻; (b), (c)和(d)分别是以台风眼心为中心, 边长为150, 300和600 km的正方形区域内水汽收支随时间的演变

Fig. 7. Time series of Fitow's intensity and vertical distribution of averaged moisture flux: (a) Open/closed circles represent the observed/simulated maximum wind speed; thin/bold asterisks represent the observed/simulated minimum surface pressure; two vertical lines are starting and ending time of continuous intensifying; (b), (c) and (d) respectively represent the boundary length of 150, 300 and 600 km, which with the typhoon eye in the square area heart, vertical transportation term (black line, unit: 10^{-7} s^{-1}), radar reflectivity image (shadow, units: dBz).

4.2 “丹娜丝”台风的水汽收支

同理, 分析“V”型强度变化的“丹娜丝”台风三个大小尺度的研究区域内四个边界及总的水汽

通量随时间的变化图(图8). 结果表明该三个研究区域内四边界及总的水汽通量随时间变化的特征大体一致: 1) 总的水汽通量始终为正, 且与“菲特”台风的强度随时间变化有较好的一致性, 即在台风

生成期, 台风强度变化不大, 总的水汽通量平稳地维持在较小的值; 到台风发展期时, 总的水汽通量开始增大, 台风强度也逐渐增强; 在台风持续加强期, 台风强度持续缓慢加强, 总的水汽通量增强也变缓, 并维持在一个较高的强度, 这说明水汽输送的强弱对台风强度具有重要的影响; 2) 东边界的水汽通量为正贡献, 其变化趋势与总的水汽通量接近, 但强度要略强, 说明“丹娜丝”台风主要的水汽输送来源也是东边界; 3) 西边界为负贡献; 南北边界在零值线附近波动. 水汽通量随高度也是不均匀分布的, 因此本文进一步分析四个边界上水汽通量廓线随时间的变化(图9). 结果表明: 在以1.5个经

纬度为边长的正方形区域内, 各边界水汽通量主要分布在对流层的中低层, 其大值带与强对流大值带(阴影)具有较好的一致性, 即在台风进入发展期, 水汽通量增大, 强对流增强; 到了持续加强期, 水汽通量和强对流继续增大和加强. 各边界底层都为正贡献, 东边界最强, 北边界次之, 西边界最小. 而且东边界整层都是正贡献, 垂直伸展至4 km左右. 西边界和北边界的对流层中低层为负贡献, 南边界虽然整层也为正贡献, 但其值相对较小. 因此, 整体比较而言东边界的水汽输送量最大, 为主要的水汽来源, 南、北边界的正贡献次之, 西边界为负贡献. 分析边长为3和6个经纬度的正方形, 研究发现区

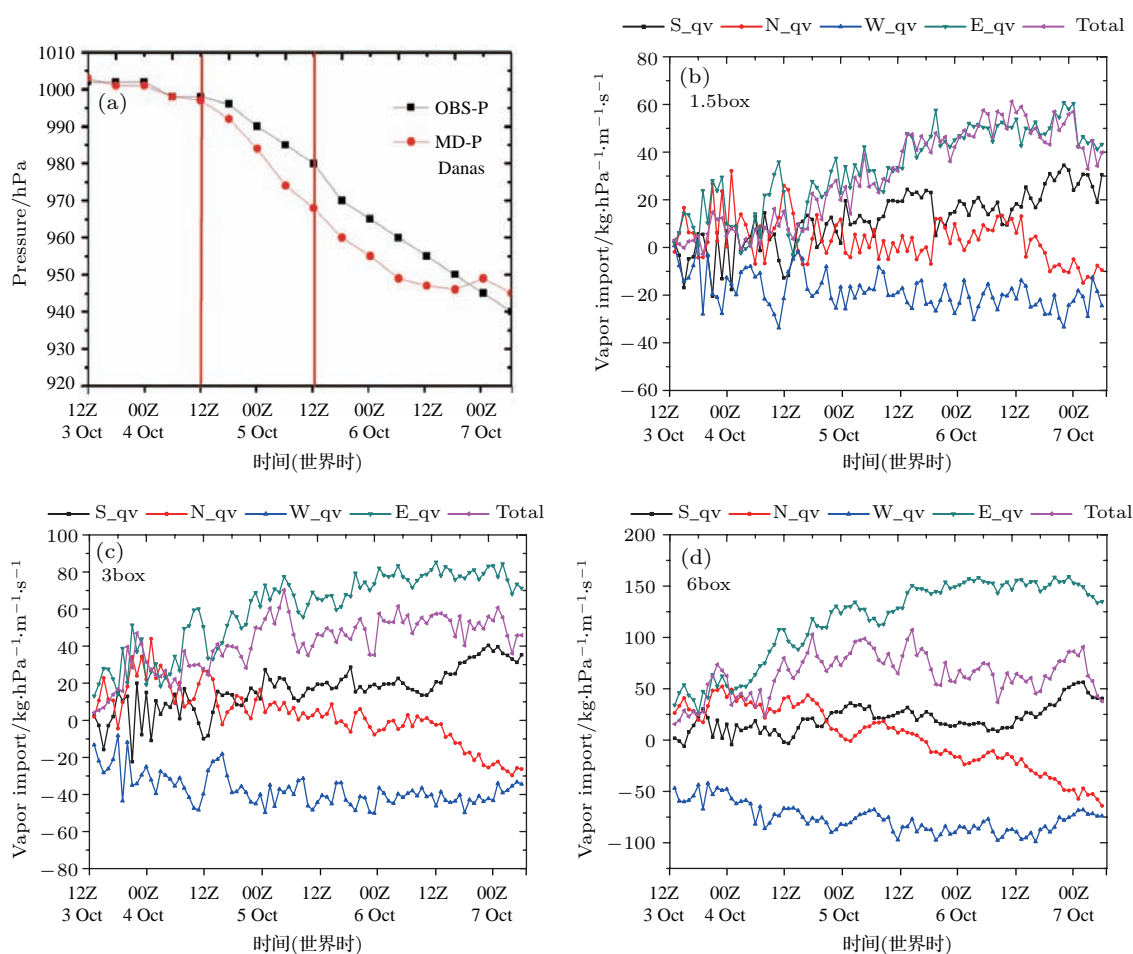


图8 “丹娜丝”台风强度与四边界及总的水汽通量随时间演变的对比 (a) 为台风模拟与观测强度的对比, 红实心圆圈为模拟的台风最低气压, 黑方块为观测值; (b), (c) 和 (d) 分别是以台风眼心为中心, 边长为150, 300和600 km的正方形区域内各边界(E_qv, W_qv, S_qv和N_qv分别代表东西南北四个边界)及总的(Total)水汽通量随时间的演变特征

Fig. 8. Time series of Danas' intensity and moisture flux averaged on four lateral boundaries and total of four lateral boundaries: (a) The red solid circle/the black box represents the observed/simulated minimum surface pressure. (b), (c) and (d) respectively represent the boundary length of 150, 300 and 600 km, which with the typhoon eye in the square area heart, E_qv, W_qv, S_qv N_qv and Total respectively represent the moisture flux of East, West, South, North and Total.

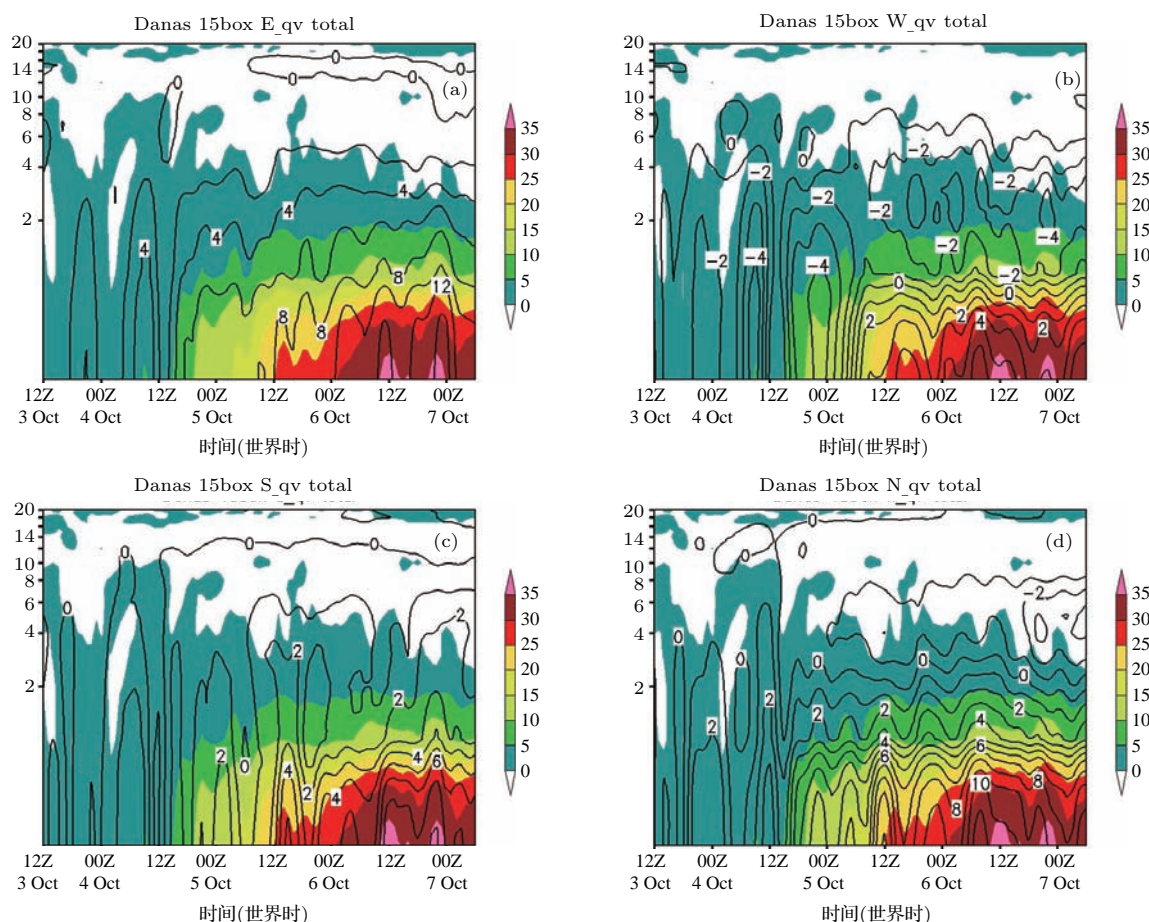


图9 以“丹娜丝”台风眼为中心, 边长为 150 km 的正方形区域内四个边界水汽通量廓线随时间的演变 (单位: 10^{-7} s^{-1}) (a) 东边界; (b) 西边界; (c) 南边界; (d) 北边界

Fig. 9. Time series of vertical distribution of moisture flux averaged on four lateral boundaries, which with the typhoon eye in the square area heart and the square boundary is 150 Km, unit: 10^{-7} s^{-1} : (a) The eastern boundary; (b) the western boundary; (c) the southern border; (d) the north border.

域内各边界水汽通量也有类似特征(图略). 不同的是西边界整层都变成了负贡献, 而北边界的负贡献消失了. 因此在该两个研究区域的西边界的水汽通量负贡献就相对比较明显. 分析水汽的垂直输送廓线随时间的变化图(图略), 其结论与“菲特”台风的结论一致.

综上所述, 水汽输送对两类台风强度的变化具有重要影响, 即总的水汽通量与台风强度随时间的变化具有较好的一致性, 且始终为正. 东边界是台风的主要水汽输送来源, 南、北边界次之, 西边界为负贡献; 各边界水汽输送主要分布在对流层底层, 西边界的对流层中低层为负贡献. 水汽的垂直输送对台风内部水汽的再分配起着重要作用, 同时水汽垂直输送大值带的持续时间与台风研究区域内强对流大值带的持续时间一致, 说明水汽的垂直输送对台风区域的强对流也具有重要的影响.

5 结 论

1) “菲特”台风与副热带高压、中高纬地区槽脊、西面大陆高压及其东南面尾随台风“丹娜丝”存在周边系统相互作用, 这种相互作用使得“菲特”台风背景风场改变, 从而影响其水汽输送通道的调整. 其中, 尾随台风“丹娜丝”作为水汽“收集-输送”站的作用, 对“菲特”台风在发展加强期和强盛维持期水汽通道的调整有重要影响.

2) 分析水汽通量辐合的中尺度特征可知, 水汽通量辐合带的分布和演变过程与台风强对流带的分布和演变具有一致性, 即“菲特”台风眼墙处经历了非对称到对称、再到非对称的演变过程, 外围螺旋带状分布也由四周均匀分布转变为偏东、偏北分布等特征; “丹娜丝”台风由生成期、发展期的零星、零散分布, 演变为持续加强期的眼墙处呈对称闭合环状分布. 因此, 水汽的输送和收支与台风内核区

强对流带的强度和结构具有较好的伴随关系; 随着尾随台风“丹娜丝”的加强和靠近, 对“菲特”台风内核区对流带的强度及其结构也具有重要影响.

3) 水汽输送对两类台风强度的变化具有重要影响, 即总的水汽通量与台风强度随时间的变化具有较好的一致性, 且始终为正. 东边界是台风的主要水汽输送来源, 南、北边界次之, 西边界为负贡献; 各边界水汽输送主要分布在对流层底层, 西边界的对流层中低层为负贡献. 水汽的垂直输送对台风内部水汽的再分配起着重要作用, 对台风区域的强对流具有重要的影响.

参考文献

- [1] Wang Y Q, Zhu Y T 1989 *J. CAMS* **21** 232 (in Chinese)
[王玉清, 朱永提 1989 气象科学研究院院刊 **21** 232]
- [2] Wang Y Q, Zhu Y T 1992 *Chin. J. Atmos. Sci.* **16** 659
(in Chinese) [王玉清, 朱永提 1992 大气科学 **16** 659]
- [3] Wang Y Q, Zhu Y T 1992 *Chin. J. Atmos. Sci.* **16** 573
(in Chinese) [王玉清, 朱永提 1992 大气科学 **16** 573]
- [4] Zeng Z H, Chen L S, Wang Y Q 2008 *Mon. Wea. Rev.* **136** 3307
- [5] Ying Y, Zhang Q H 2012 *J. Meteor. Soc. Jpn.* **90** 755
- [6] Wang Y Q 2002 *J. Atmos. Sci.* **59** 1213
- [7] Wang Y Q 2002 *J. Atmos. Sci.* **59** 1239
- [8] Zhang Q H, Chen S J, Kuo Y H 2005 *Mon. Wea. Rev.* **133** 725
- [9] Houze Jr R A, Chen S S, Smull B F 2007 *Science* **315** 1235
- [10] Qiu X, Tan Z M, Xiao Q N 2010 *Mon. Wea. Rev.* **138** 2092
- [11] Sun Y, Zhong Z, Lu W 2014 *Mon. Wea. Rev.* **142** 240
- [12] Sun Y, Zhong Z, Lu W 2015 *J. Atmos. Sci.* **72** 1346
- [13] Sun Y, Zhong Z, Dong H 2015 *Mon. Wea. Rev.* **143** 3478
- [14] Li Y, Chen L S, Xu X D 2005 *Chin. J. Atmos. Sci.* **29** 93 (in Chinese) [李英, 陈联寿, 徐祥德 2005 大气科学 **29** 93]
- [15] Shou S W, Yao X P 1995 *Chin. J. Atmos. Sci.* **19** 488
(in Chinese) [寿绍文, 姚秀萍 1995 大气科学 **19** 488]
- [16] Hu C M, Duan Y H, Yu H 2005 *J. Trop. Meteor.* **21** 378
(in Chinese) [胡春梅, 端义宏, 余焯 2005 热带气象学报 **21** 378]
- [17] Ding Y H, Liu Y Z 2003 *Acta Oceanol. Sin.* **25** 142 (in Chinese) [丁一汇, 刘月贞 2003 海洋学报 **25** 142]
- [18] Fujiwhara S 1921 *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **47** 287
- [19] Fujiwhara S 1923 *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **49** 287
- [20] Fujiwhara S 1931 *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **49** 75
- [21] Carr L E, Boothe M A, Elsberry R L 1997 *Mon. Wea. Rev.* **125** 2094
- [22] Carr L E, Elsberry R L 1998 *Mon. Wea. Rev.* **126** 1734
- [23] Xu H X, Xu X D, Chen B, Chen L S, Zhu F C 2013 *Acta Meteor. Sin.* **71** 825 (in Chinese) [徐洪雄, 徐祥德, 陈斌, 陈联寿, 朱复成 2013 气象学报 **71** 825]
- [24] Wu X, Fei J, Huang X, Zhang X, Cheng X, Ren J 2012 *Adv. Atmos. Sci.* **29** 561
- [25] Liang L, Wu Z W, Yan G H 1995 *J. Trop. Meteor.* **21** 232 (in Chinese) [梁力, 吴志伟, 严光华 1995 热带气象学报 **21** 232]
- [26] Ding Y H 1989 *Diagnostic Analysis Method in Weather Dynamics* (Beijing: Science Press) 第 293 页 (in Chinese)
[丁一汇 1989 天气动力学中的诊断分析方法 (北京: 科学出版社) 第 293 页]

Meso-scale transport characteristics and budget diagnoses of water vapor in binary typhoons*

Li Qi-Hua¹⁾³⁾ Lu Han-Cheng^{2)†} Zhong Wei²⁾ Wang Wei-Chao³⁾
Guo Xing-Liang²⁾ Yuan Meng²⁾

1) (*Institutes of Aeronautical Meteorology, Air Force Academy of Equipment, Beijing 100085, China*)

2) (*Institutes of Meteorology and Oceanography, PLA National University of Defense Technology, Nanjing 211101, China*)

3) (*The 94855 Troop of PLA, Quzhou 324001, China*)

(Received 8 March 2017; revised manuscript received 2 November 2017)

Abstract

In this paper, we simulate a process of binary typhoon and the budget diagnoses of water vapor in this process to analyze the transportation characteristics of water vapor and their influences on the variation of typhoon intensity. The results show that the interactions between typhoon Fitow and surrounding systems, including subtropical high, mid-latitude trough, west of the continent high and Southeast trailing typhoon Danas, change the background wind fields of Fitow, and then adjust the transport channels of moisture. Those surrounding systems, especially the trailing typhoon Danas which can be called the “collection-transfer station” of water vapor, have important effects on the intensity maintenance and the northern strong precipitation in the offshore and landing period of Fitow. The distribution and evolution of water vapor flux convergence band are consistent with those of strong convection band, revealing that the water vapor transport has important influences on the structure and intensity of the inner-core convection band in typhoon. The budget results show that the time series of total water vapor flux and typhoon intensity change synchronously. And the eastern boundary is the main source of water vapor transport, and the southern and northern boundary are also important, while the western boundary makes a negative contribution. The inflow transport channel is mainly located at the bottom of the troposphere, while the outflow transport area of water vapor is located at middle- and low-level troposphere of western boundary. The vertical transportation of water vapor plays an important role in redistributing the internal moisture of typhoon. The duration of sever convection band in typhoon is accompanied by the strong vertical transport of water vapor, which indicates that the vertical transport of water vapor is important for developing the strong convection in “U” and “V” type typhoon.

Keywords: double typhoon condition, water vapor transport and budget, meso-scale convective zone, typhoon intensity change

PACS: 92.60.Xg, 92.60.Qx, 92.60.jf

DOI: 10.7498/aps.67.20170455

* Project supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 41775055, 41275002, 41675058, 41175054), the Key Program of the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 41230421), and the Major Special Projects of the Information System Bureau, Ministry of Central Military Commission of Equipment Development, China (Grant No. GFZX0402180102).

† Corresponding author. E-mail: hc_lu@126.com