

江雨霏,王咏青,刘仁强.台风Faxai(1403)低纬变性的结构演变特征分析[J].热带气象学报,2020,36(2):232-243.

文章编号: 1004-4965(2020)02-0232-12

台风Faxai(1403)低纬变性的结构演变特征分析

江雨霏^{1,2}, 王咏青^{1,2}, 刘仁强¹

(1. 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室/大气科学学院, 江苏 南京 210044;

2. 南京大气科学联合研究中心, 江苏 南京 210009)

摘 要: 利用气旋相空间法(cyclone phase space, CPS)对1403号台风Faxai变性前后的环境场及结构演变特征进行分析。结果表明:相空间法能够很好地指示低纬变性台风Faxai的变性起止时间。此次过程是由减弱的台风环流与TC西北侧的短波槽结合发展产生,分析台风Faxai的结构演变特征可知,变性阶段TC低层厚度场由均匀对称分布转为非均匀分布,增大了环境斜压性,变性后 B 值最大达30 m,为弱的斜压非对称结构。Faxai东侧的偏南风暖湿气流与偏北风气流相交汇,使得径向位温梯度增加从而在TC东北象限形成一带状锋区,锋区正好位于南北两大风圈之间的位置。整个变性阶段Faxai西侧几乎无明显冷锋锋生,只在环流东北侧有一定程度的暖锋锋生,这与典型的锋面气旋的发展过程有所不同。变性前,TC呈现对称分布的暖核结构;变性阶段,冷空气从热带低压西侧对流层中低层下沉入侵,TC呈现左侧冷、右侧暖的非对称斜压结构,中层增温可能与槽后强的下沉气流有关。对锋生函数各分量分析发现,散度场主导了气旋周围的标量锋生,倾斜项的贡献次之,涡度场是引起旋转锋生的主要因素,其余两项可忽略不计。

关 键 词: 台风变性;温带气旋;相空间;结构演变;矢量锋生函数

中图分类号: P444 **文献标志码:** A **Doi:** 10.16032/j.issn.1004-4965.2020.023

1 引 言

近一个世纪以来,热带气旋(TC)和温带气旋(EC)分别被学者划分为两个独立的研究对象进行研究^[1]。近几十年来,随着探测手段的不断提高,人们对TC的结构和发展演变有了新的认识,发现TC在向极移动的过程中,遇适量冷空气侵入,会获得中纬度的斜压能量而增强,其相对对称的暖心结构往往被破坏而呈现出类似温带气旋的非对称斜压结构^[2-5]。这些工作表明,TC向温带气旋的转变是一个连续过程,它们之间存在混合阶段,即TC的温带变性(ET)。变性阶段,TC的风场结构、

移速、强度等都将发生明显改变,并可产生与TC强盛时期相当的暴雨大风等灾害性天气,造成中纬度沿海地区及海事运输等行业的重大经济损失^[6-9],对相关预报的准确率和精细化也提出了更高的要求。

近年来,TC变性过程的研究已成为国际台风界的前沿课题之一,更成为国内外气象学者们的研究重点^[6]。TC的温带变性是一种复杂的四维演化过程,是不同的水平和垂直尺度上的天气特征在一定的时空尺度范围内的相互作用^[10],由于该过程的复杂性,使得TC变性还没有一个普适性的定义,对于TC变性的研究也仍旧处于探索阶段^[11]。不同的业务机构对于TC变性的判别依据

收稿日期:2019-06-16;修订日期:2019-12-18

基金项目:国家自然科学基金(41875070、41530427、41575056、41575040); 北极阁开放研究基金-南京大气科学联合研究中心(NJCAR2018MS02); 云南省重点研发计划-社会发展项目(2018BC007); 江苏省“333 高层次人才培养工程”共同资助

通讯作者:王咏青,女,江西省人,教授,博士,从事台风和中小尺度动力学、中尺度数值模拟研究。E-mail: yongqing@nuist.edu.cn

有所不同,但多数是从卫星云图及观测资料的角度来识别,在变性TC的认定上存在一定的主观性及不确定性,且无法准确得出变性开始与结束的时间^[12]。因此,寻求一个客观量化的ET诊断判别标准来取代目前相对较主观的判断是十分必要的,目前已有不少学者做了这一方面的研究。Darr^[13-15]将热成风涡度平流偶极子作为判断TC是否发生变性的标准。Kofron等^[16]利用330 K等熵位涡(IPV, isentropical potential vorticity)判别变性过程的开始与结束。Hart^[17]利用再分析资料提出了一种客观判别TC变性的方法——气旋相空间法,通过计算描述气旋总体结构的三个参数来判别气旋所属的类别。Raghavendra等^[18]提出利用eady湿斜压生长率(EMBGR)耦合动力学和热力学参数的方法来确定ET发生的时间。其中Hart提出的CPS法已经在西北太平洋ET过程的研究中得到了广泛的应用^[19-24]。

在早期的业务中,预报员主要依据卫星云图来分析ET过程^[25]。为了进行更细致的研究,Klein等^[26]回顾了1994—1998年期间西北太平洋上发生的30起TC变性个例,从冷暖空气的环境流入、与斜压区的相互作用,气旋暖心结构的倾斜和不对称结构的发展等方面进行研究,提出了关于TC变性的三维概念模型。钟颖旻等^[27]运用AMSU探测资料对0417号台风Chaba变性前后的热力结构特征分析可知,变性后原来对称的暖心结构消失,在温带气旋高低层各形成一弱的相对暖区中心,且整个相对暖区呈现出东倾的非对称分布特征。Shin等^[28]研究发现,湿锋生作用在确定飓风“桑迪”的大小、强度和结构变化方面比平流层下层的暖空气起着更重要的作用,它导致了“桑迪”持续的尺度扩张和结构演变。廖玥等^[29]通过计算锋生函数的各项贡献发现,在0601号台风Chanchu的变性过程中,非绝热加热是造成变性的主要原因,散度和变形项的贡献次之,倾斜项几乎没有贡献。刘圆珍等^[30]对0601号台风Chanchu的变性过程研究,也有类似的研究成果。Chen^[31-32]通过模拟台风Haima(2004)的ET过程来研究TC对于锋面系统的影响,并借助矢量锋生函数从动力和热力角度讨论了TC在锋面演化中的作用。先前对于TC变性的研究多集中于中高纬变性台风的个例分析,Zhong等^[19]利用CPS法描述1979—2008年西

北太平洋TC变性过程的结构演变时发现,在25°N以南的低纬地区也存在ET演化路径,那里可能存在与高纬地区不同的ET发生机制。国内对于台风登陆结构变化、体积与强度关系已有一定的研究成果^[33-36]。

本文主要利用CPS法诊断了1403号台风Faxai变性前后水平和垂直结构的演变特征,并借助矢量锋生函数分析TC低纬变性的可能的物理机制,以期丰富对西北太平洋ET过程的认识。

2 资料与方法

2.1 资料

本文采用2014年ECMWF提供的ERA-Interim再分析资料进行分析,该资料水平分辨率为0.25°×0.25°,垂直分辨率为37层,一天四时次(00、06、12和18时,世界时,下同)。TC路径和强度资料取自中国台风网“CMA-STI热带气旋最佳路径数据集”,其中记录了台风Faxai每6h时间间隔的中心位置、近中心最低气压、近中心最大风速以及当前强度等级,数据集中出现第一个强度标记9的时刻表示变性完成。

2.2 方法

Hart^[17]提出的CPS法包含3个参数:(1)表征气旋热力结构非对称性的参数 B , (2)表征对流层下层热力异常的参数 $-V_T^L$, (3)表征对流层上层热力异常的参数 $-V_T^U$:

$$B = h \left(\overline{Z_{600 \text{ hPa}} - Z_{900 \text{ hPa}}} \Big|_R - \overline{Z_{600 \text{ hPa}} - Z_{900 \text{ hPa}}} \Big|_L \right) \quad (1)$$

$$-V_T^U = \frac{\partial(Z_{\max} - Z_{\min})}{\partial \ln p} \Big|_{\substack{300 \text{ hPa} \\ 600 \text{ hPa}}} \quad (2)$$

$$-V_T^L = \frac{\partial(Z_{\max} - Z_{\min})}{\partial \ln p} \Big|_{\substack{600 \text{ hPa} \\ 900 \text{ hPa}}} \quad (3)$$

式(1)中 Z 是位势高度, R 和 L 分别表示当前气旋前进方向的右侧和左侧,上划线表示以当前气旋中心为圆心半径为500 km的左右半圆的空间平均。 h 在北半球为+1,在南半球为-1。根据Hart^[17]的统计结果,一般选取 $B=10$ m为阈值, B 首次超过10 m的时刻表示TC变性开始。

式(2)和式(3)中 $Z_{\max} - Z_{\min}$ 指气旋500 km半径范围内的位势高度扰动的最大值, U 表示高层, L 表示低层。 $-V_T^L$ 和 $-V_T^U$ 的正(负)指示本层内的暖

(冷)核结构。当 $-V_T^u$ 和 $-V_T^l$ 均为负值时表示变性过程完成。Hart^[17]采用若干判据跟踪气旋中心位置,本文直接采用年鉴中给出的TC中心经纬度作为当前中心位置。

Chen^[31]提出了定义在相当位温面上的矢量锋生函数为:

$$F_n = \frac{1}{|\nabla_p \theta_e|} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) + \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) \right] \quad (7)$$

$$F_s = \frac{1}{|\nabla_p \theta_e|} \left[- \left(\frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \right) - \left(\frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) + \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \left(\frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) \right] \quad (8)$$

其中式(7)为传统意义上的锋生与锋消, $-F_n > 0$ 表示锋生, $-F_n < 0$ 表示锋消;式(8)为旋转锋生,旨在表明锋面的旋转方向, $-F_s > 0$ 表示锋生, $-F_s < 0$ 表示锋消。式(7)中第一项为散度场贡献项($-F_n - \text{div}$),第二项为变形场贡献项($-F_n - \text{def}$),第三项为与垂直运动有关的倾斜项对量锋生的贡献($-F_n - \text{tilt}$);式(8)中第一项为相对涡度贡献项($-F_s - \text{vor}$),第二项为变形场贡献项($-F_s - \text{def}$),第三项为与垂直运动有关的倾斜项对旋转锋生的贡献($-F_s - \text{tilt}$)。

3 结果分析

3.1 西北太平洋TC变性的时空分布特征

通过对西北太平洋1979—2017年生成TC和变性TC月频数统计分析可知,二者存在相似的季节变化规律,TC变性的峰值月份略滞后于TC生成的峰值月份。大多数TC在8、9、10月发生变性,其中9月最多,为93个,而1月、2月无TC发生变性,3月仅有1403号台风Faxai发生变性,其原因之一是TC多在夏、秋两季生成,冬季相对较少。分析TC变性率可知,5月位居各月之首,约52%的TC发生变性,其次是9月和10月(约43%),相反的,TC多发的7月和8月,TC变性比例却相对较低。这是因为5月和9—10月正处于春-夏和夏-秋转换之际,北方冷空气活动频繁,西风带槽脊活动次数明显增多,且环流经向度较大,利于TC发生变性;而8月天气形势较稳定,副高势力较强,不利于TC北上变性。

图1b为TC变性完成时的纬度分布特征,所有ET事件的平均纬度为37.2°N,其中暖季平均变性

$$\vec{F} = F_n \vec{n} + F_s \vec{s} \quad (4)$$

其中:

$$\vec{n} = - \left| \nabla_p \theta_e \right|^{-1} \nabla_p \theta_e \quad (5)$$

$$\vec{s} = \vec{n} \times \vec{k} \quad (6)$$

则式(4)中的分量可写为如下形式:

纬度为38.6°N,冷季平均变性纬度为30.2°N。3月平均变性纬度最南,为23.0°N,4—8月变性纬度北移,8月最北,随后南撤。除了6月和12月纬度范围较大外,其余月份南北范围约为5°。近40年来,TC发生变性时,最北的位置曾到达51.9°N,最南的位置曾到达21.5°N。Hart等^[1]研究发现,变性位置季节性波动的原因是两种因子竞争作用的结果,MPI使得TC的变性区域向北延伸,而大气的斜压不稳定性则将其压制在南方,这两种因子的共同作用决定了TC变性的纬度。以往的工作多集中于中高纬地区ET过程的研究,而从图中可发现,有些TC在平均纬度以南较远的地方完成了变性。鉴于此,本文将选取低纬变性台风Faxai的ET过程进行研究,揭示TC低纬变性的原因及其ET过程中结构特征的演变。

3.2 台风Faxai过程概述及环流背景

台风Faxai于2014年2月17日生成于关岛东南的洋面上。2月28日—3月4日台风Faxai一直在温暖的海域移动,此后向北横过关岛以东的洋面(图2a)。台风Faxai初始阶段为热带低压,于3月3日00时增强为强热带风暴,中心气压为985 hPa,随后向北移动,中心气压急剧下降,在18时达到强度峰值,最低海平面气压为970 hPa,近中心最大风速为35 m/s(图2b)。之后台风Faxai转向东北路径移动,强度逐渐减弱,并于5日18时转变为温带气旋,此时海温与先前相比大约降低2~3℃。台风Faxai自始至终几乎未接近过陆地,仅仅掠过关岛以东海域、马里亚纳群岛及加罗林群岛,这就避免了陆面摩擦及下垫面交换的影响。

为了综合诊断气旋的总体结构特征,可利用Hart^[17]所定义的两个参数构建气旋三维相空间图。

折线 A 到 Z 可看作是气旋随时间演变的轨迹,即气旋的生命史。3月5日之前,台风 Faxai 主要位于图 3a 的右下象限和图 3b 的右上象限,这一阶段对应的是经典 TC 的对称暖心结构。3月5日 00 时, B 参数首次大于 10 m, 表明气旋的对称结构被破坏,这一时刻标志着变性开始,记为“ET_B”。

此时 $-V_T^U$ 首次转变为负值, 中高层由暖核转变为冷核, 而低层仍是暖心结构($-V_T^L \approx 65$)。之后, $-V_T^L$ 和 $-V_T^U$ 逐渐减小, B 值逐渐增大, 在 3月5日 18 时, $-V_T^L$ 首次变为负值, 低层也完成了暖核向冷核的转变, 这一时刻标志着变性结束, 记为“ET_E”。

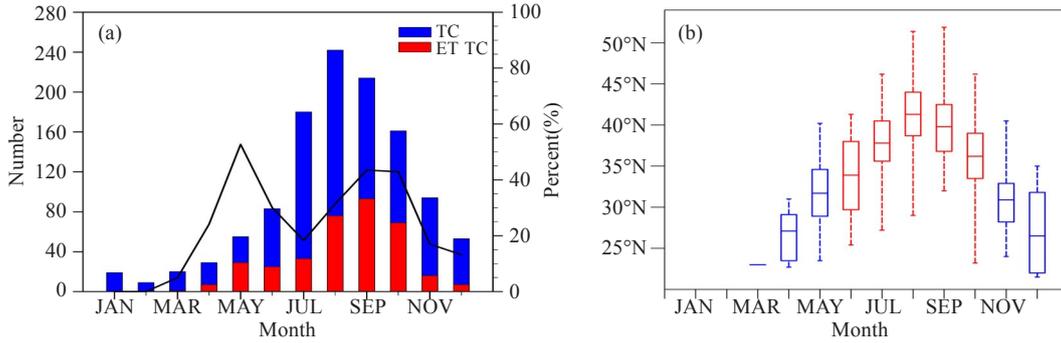


图1 1979—2017年西北太平洋累年生成TC和变性TC的月际变化及变性TC所占比例(黑线)(a);逐月TC变性完成时纬度分布特征(b,冷季(蓝色)和暖季(红色)) 箱线图的中线表示平均纬度。

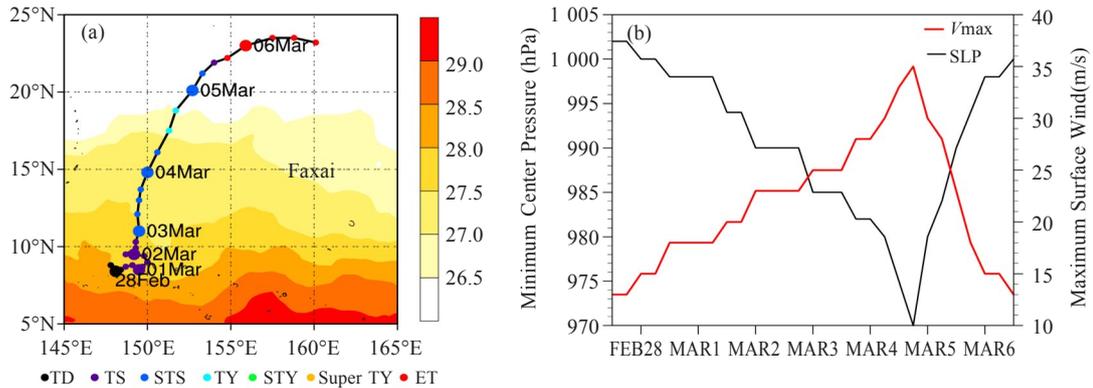


图2 台风 Faxai 每 6 h 一次的移动路径(a, 路径右侧标注日期 00 时)、中心最低气压(hPa)和最大风速(m/s) (b)

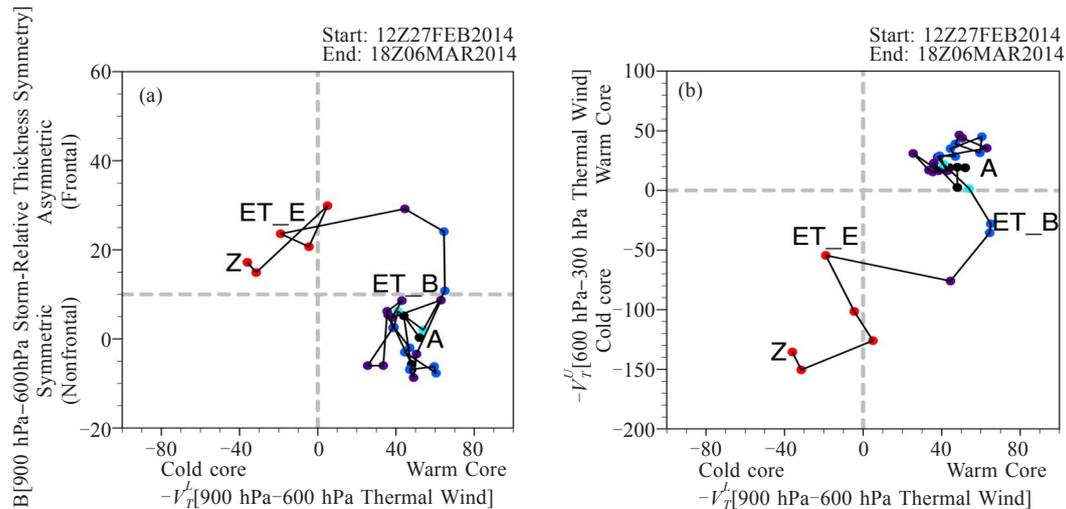


图3 台风 Faxai 2014 年 2 月 27 日 12 时—3 月 6 日 18 时的 CPS 路径图

a. $-V_T^L$ 与 B ; b. $-V_T^L$ 与 $-V_T^U$ 。字母“A”表示可用分析中绘制的气旋生命史的开始,“Z”表示结束,“ET_B”表示变性开始,“ET_E”表示变性结束。每隔 6 h 绘制一个圆点,圆点的颜色代表该时刻气旋的强度,与图 2 所示一致。

变性前 12 h, Faxai 500 hPa 等压面上仍是闭合环流, 其西北侧菲律宾海上空有一小槽波动, 此时中纬度地区为强斜压带所控制(图略)。随着 TC 北上, 该短波槽逐渐加深东移, 图上表现为一东北-西南向带状天气尺度正涡度区。TC 闭合的环流已变为西风波动, 表明 TC 已经融入斜压区中, 开始向着温带气旋转变(图 4a)。ET_E 时刻, 从 TC 西侧移近的天气尺度带状正涡度区逐渐与 TC 正涡度区合并, 发展为一个较深的槽, TC 变性为温带气旋。槽前正涡度平流输送有利于低层低压维持, 槽后不断有弱冷空气逆时针卷入 TC 环流西侧(图 4b)。随后 TC 逐渐与槽脱离融入槽前西南风

气流中。

根据低层风场及温度平流的分布情况可知, ET_B 时刻, 随着 TC 北上, 其北侧的反气旋环流引导弱冷空气南下自 TC 西北侧侵入, 850 hPa 上 TC 环流中心开始为弱冷平流所控制, TC 开始变性。此时变性 TC 环流东北侧的暖平流略有加强 ($> 4.0 \times 10^{-4} \text{ K/s}$), 这可能与 TC 东南侧较强的暖湿气流输送有关(图 4c)。ET_E 时刻, TC 低压西侧的冷平流得到进一步的发展 ($> 2.0 \times 10^{-4} \text{ K/s}$), 其东北侧的暖平流区加强外扩, 台风 Faxai 的斜压性变得越来越强(图 4d)。变性后 12 h, 随着低层冷暖平流的减弱, 台风 Faxai 逐渐消散。

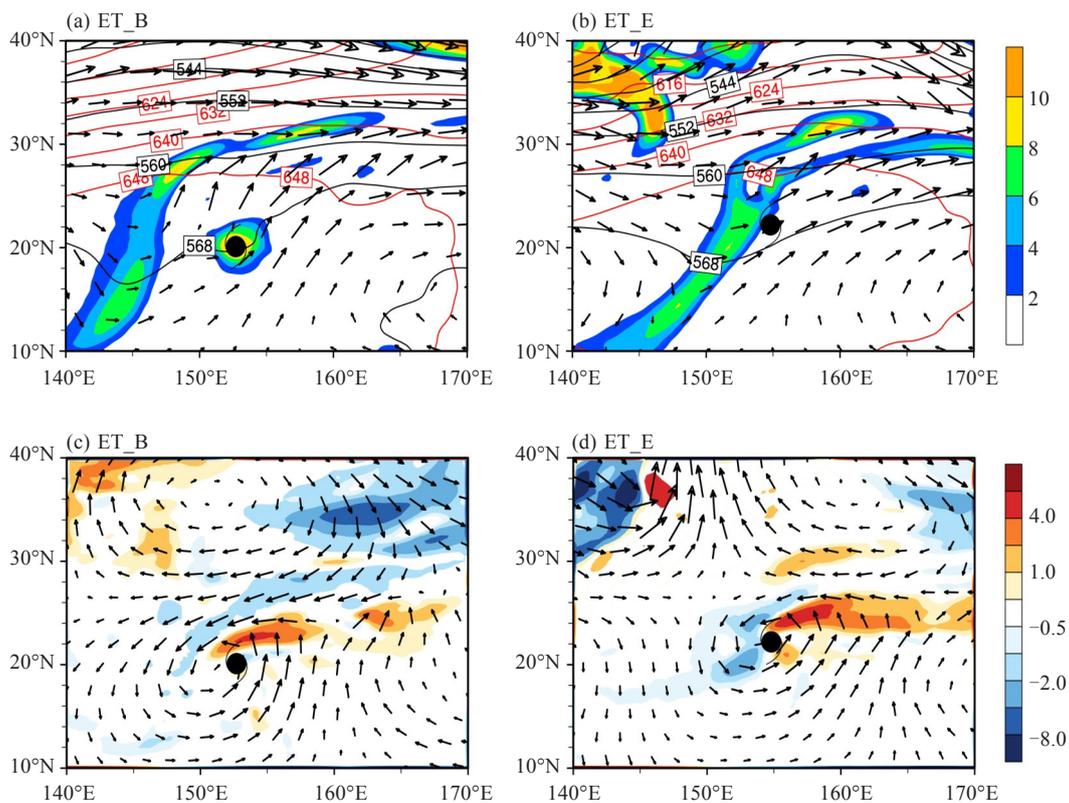


图 4 台风 Faxai 500 hPa 位势高度场(黑线, 单位: 10 gpm), 风场(单位: m/s), 涡度场(阴影区, 单位: 10^{-5} s^{-1})及 500 ~ 200 hPa 厚度场(红线, 单位: 10 gpm) (a ~ b); 850 hPa 风场(单位: m/s), 温度平流(阴影区, 单位: 10^{-4} K/s) (c ~ d) ET_B, ET_E 及下图的 ET_B-24, ET_E+12 分别表示变性开始和变性完成及变性前 24 h 和变性后 12 h, 台风符号表示 TC 中心(下同)。

3.3 台风 Faxai 变性前后结构的演变

图 5 为 TC 变性前后其中中心附近的 900 ~ 600 hPa 厚度分布图。变性前 24 h, TC 沿东北方向移动, 以气旋中心为圆心 500 km 为半径的圆内的厚度场分布较均匀, 此时 B 参数值很小, TC 为热力对称结构(图 5a)。变性开始时, B 参数值为 11 m, 首次超过阈值, TC 前进方向的左半圆内开始出现较

密集的等厚度线, 而右半圆仍为均匀分布的厚度场, 导致气旋左右两侧厚度分布不均匀, 呈现出非对称的水平结构。与此同时, TC 环流北侧为等厚度线密集带, 环境场斜压性很强, TC 已经开始融入斜压区中(图 5b)。随着 TC 北上, 非对称性继续增大, ET_E 时刻, B 参数达到 24 m, 表明 TC 已具备温带气旋的特征(图 5c)。变性后 12 h, B 值达到

最大,为 30 m,该值与中高纬地区 TC 变性后的最大 B 参数值相比小得多,表明低纬 TC 变性后生成的温带气旋斜压性较小,为弱的斜压非对称结构。

随后, B 值逐渐减小,等厚度线变得稀疏,温带气旋斜压性逐渐减弱趋于消亡。

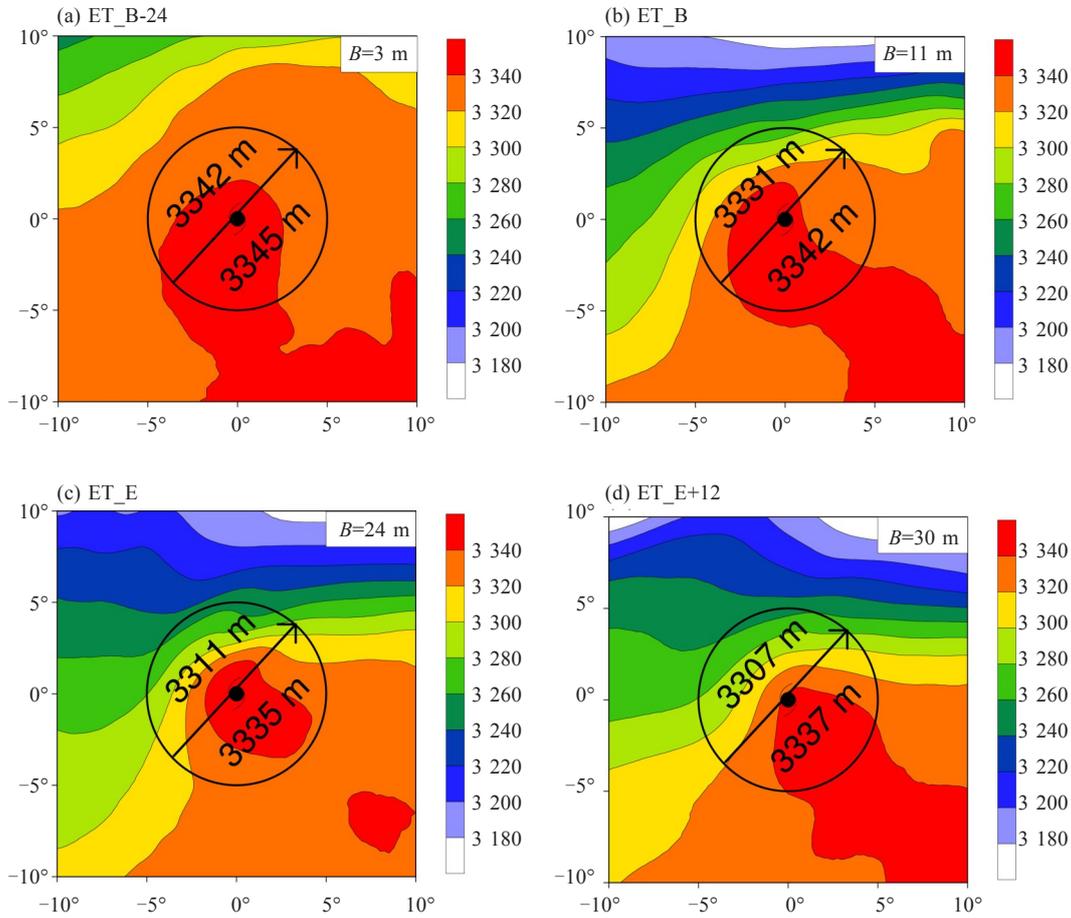


图5 气旋中心附近 900 ~ 600 hPa 厚度场 单位:m,圆圈表示以气旋中心为圆心,500 km 为半径的圆,圆箭头所示方向为气旋移动方向,箭头两侧的数字为运动方向两侧半圆内 900 ~ 600 hPa 的平均厚度,右上角的 B 参数为两半圆间的差值。

图 6 显示了台风 Faxai 在各个阶段的水平结构演变。变性前 24 h,台风 Faxai 仍被热带地区高于 348 K 的暖气团所包围,其内部有一范围狭小的暖核,TC 附近还未有强的入流和出流(图 6a)。此时 TC 环流基本呈准对称分布,最大风速圈位于 TC 前进方向的东侧(图 6e)。随着 TC 北上,TC 环流逐渐变成了椭圆形,辐散风场在 TC 北侧表现出约 10 m/s 的强入流,引导冷空气侵入 TC 外围环流,TC 开始变性(图 6b)。此时在 TC 东北象限为一强的北风大风圈,台风 Faxai 东侧的高位温南风气流与低位温偏北风气流在此汇聚,使得经向位温梯度增加从而在 TC 东北象限形成一带状锋区,锋区正好位于南北两大风圈之间的位置(图 6f)。ET_E 时刻,TC 西北侧冷气团继续南压,但没有包裹 TC

中心的趋势,东侧暖气团则有伸向西北的明显暖舌,台风 Faxai 呈半冷半暖的热力结构,表明台风 Faxai 已转变为温带气旋(图 6c)。此时 TC 环流东侧仍然维持着强的偏南风,携带大量暖湿空气向北输送,北侧风圈有所减弱,两锋区逐渐汇合,锋区出现被拉长的趋势(图 6g)。变性后 12 h,TC 东部已无明显 θ_e 高值带,仅有一东北-西南向的暖锋锋区从 TC 中心伸出(图 6d、6h)。随着冷空气的持续入侵,TC 逐渐被低于 336 K 的冷气团所包围,TC 趋于消亡。整个变性阶段台风 Faxai 西侧无明显的相当位温线密集带,即没有产生冷锋性质的锋区,而在其环流东北侧有一定程度的暖锋锋生,这与典型的锋面气旋的发展过程有所不同。

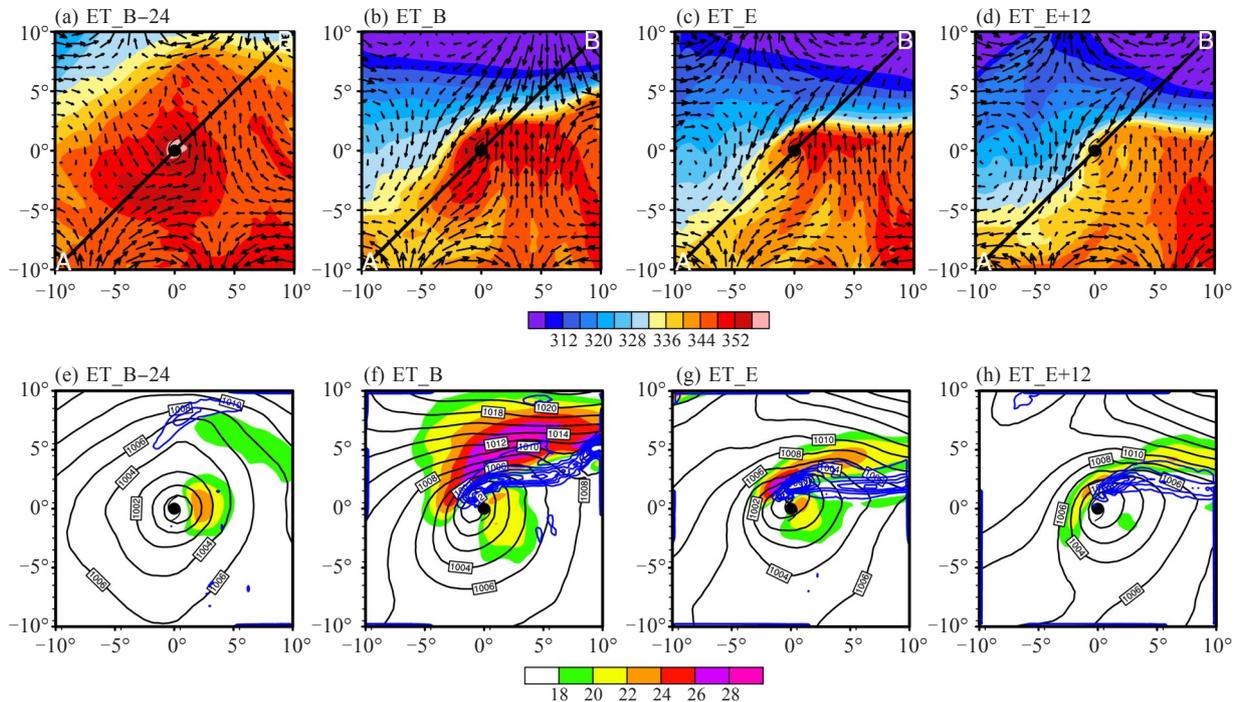


图6 925 hPa相当位温(阴影区,单位:K)和辐散风场(单位:m/s) (a~d);mslp(黑线,单位:hPa),925 hPa全风速(阴影区,单位:m/s)和 $-F_n$ (蓝线, $\geq 2 \times 10^{-9}$ K/(m·s),间隔: 4×10^{-9} K/(m·s)) (e~h)

图7显示的是变性前后过TC中心的涡度及纬向温度距平的垂直剖面图。变性前24 h,冷空气主要位于TC环流外围,在对流层中层及高层各存在一暖中心,最大温度距平达 2°C 以上,台风暖核整体较对称,与成熟TC的暖心结构相一致。此时低压环流上空200 hPa以下为很强的正涡度区,中心最大值为 $15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,涡度分布也呈现基本对称结构(图7a)。ET_B时刻,在热带低压西侧,500~850 hPa之间出现了温度的负距平,最大距平值为 -2°C 以上,冷空气从对流层中低层侵入TC促使斜压能释放。而在低压西侧400~500 hPa之间出现了明显的温度正距平,这可能与槽后强下沉运动引发的绝热增温有关。由于TC南侧的强入流提供了充足的水汽和热量供应,使得TC低层暖心结构再次发展,暖心强度增强至 5°C 。TC环流内部涡度的垂直输送依然发展旺盛,850 hPa以上正涡度区随高度向东倾斜(图7b)。ET_E时刻,TC西侧的温度负距平逐渐下沉并向TC中心延伸,对流层中层的温度正距平东移增强,此时TC 700~850 hPa有明显的暖心结构,暖心强度大于 6°C 。原先近乎垂直的暖心结构已演变为向西倾斜的暖区,此时涡度场由原先的200 hPa降低为400 hPa

(图7c)。变性后12 h,TC低层西侧温度负异常区与东侧非对称分布的倾斜暖区产生强烈对比,呈明显的“半冷半暖”非对称斜压结构(图7d)。随着冷空气不断侵入,TC低层将逐渐被冷核所取代,TC趋于消亡。

图8为沿图6线段A-B方向的相当位温、垂直速度及风场的垂直剖面。变性前24 h,TC中心附近上升运动较弱, θ_e 场呈基本对称分布,冷空气主要位于TC环流外围(图8a)。ET_B时刻,TC东北侧出现活跃的上升运动,中心强度达 -1.8 Pa/s ,该上升运动区正好与低层850 hPa暖平流区域相对应。位于热带低压西侧的弱的下沉运动引导对流层中低层干冷空气侵入TC环流内部,促使TC发生变性(图8b)。ET_E时刻,随着TC北上,对流层低层冷气团继续东移,TC东北侧锋区加强,逐渐接近气旋中心,该锋区向上伸展至400 hPa高度,暖空气团沿着锋区抬升产生了倾斜的上升运动,该上升运动与前一时刻相比强度有所增大,达 -2.2 Pa/s (图8c)。变性后12 h,TC西侧冷空气团已下沉至地面,TC东侧的等相当位温线变得稀疏,垂直上升运动逐渐减弱,TC逐渐消亡(图8d)。

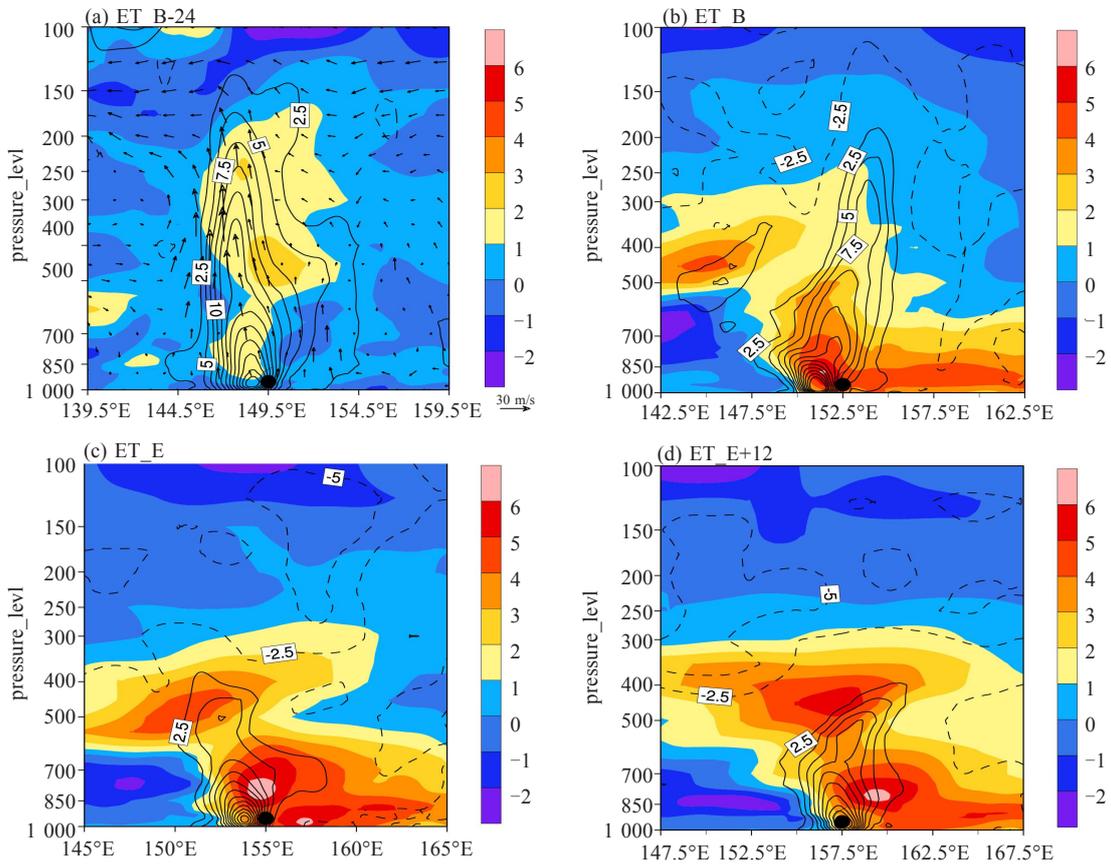


图7 过TC中心的涡度(等值线,单位: $10^{-5} s^{-1}$,间隔: $2.5 \times 10^{-5} s^{-1}$)及温度纬向距平(阴影区,单位: $^{\circ}C$)的垂直剖面

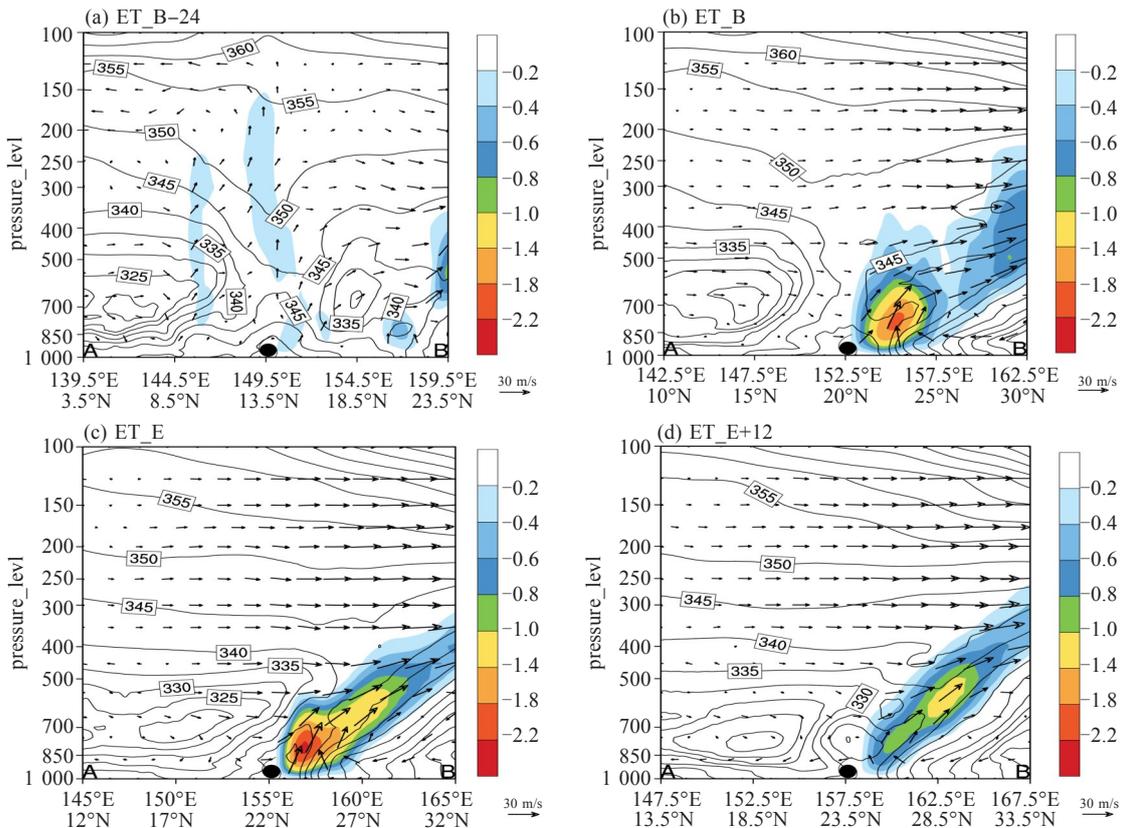


图8 过TC中心沿图6中A-B方向的相当位温(黑线,单位: K)、垂直速度(阴影区,单位: Pa/s)及风场(单位: m/s)的垂直剖面

3.4 台风Faxai变性过程的锋生

之前的研究中,ET过程被认为是TC与中纬度斜压带之间的相互作用,并伴随着锋生过程的发展^[37]。Kitabatake^[38]借由相当位温矢量锋生函数将2001—2002年西北太平洋发生的ET过程划分为三类,分别是暖心锢囚型、冷平流型及波动型。锋生函数作为一个既包含大气动力特征又包含大气热力特征的综合诊断量,常常被用于研究TC的温带变性过程^[2, 3, 29]。图9描述了变性完成时式(7)中的各项对标量锋生函数的贡献。由式(7)可知,等相当位温线在速度辐合的水平流场中会渐趋变密,产生锋生。图9中位于气旋环流东北侧为 $-F_n - \text{div}$ 的大值区,低层高位温南风气流与低层温北风气流的汇聚有利于TC东北部的暖锋锋生。

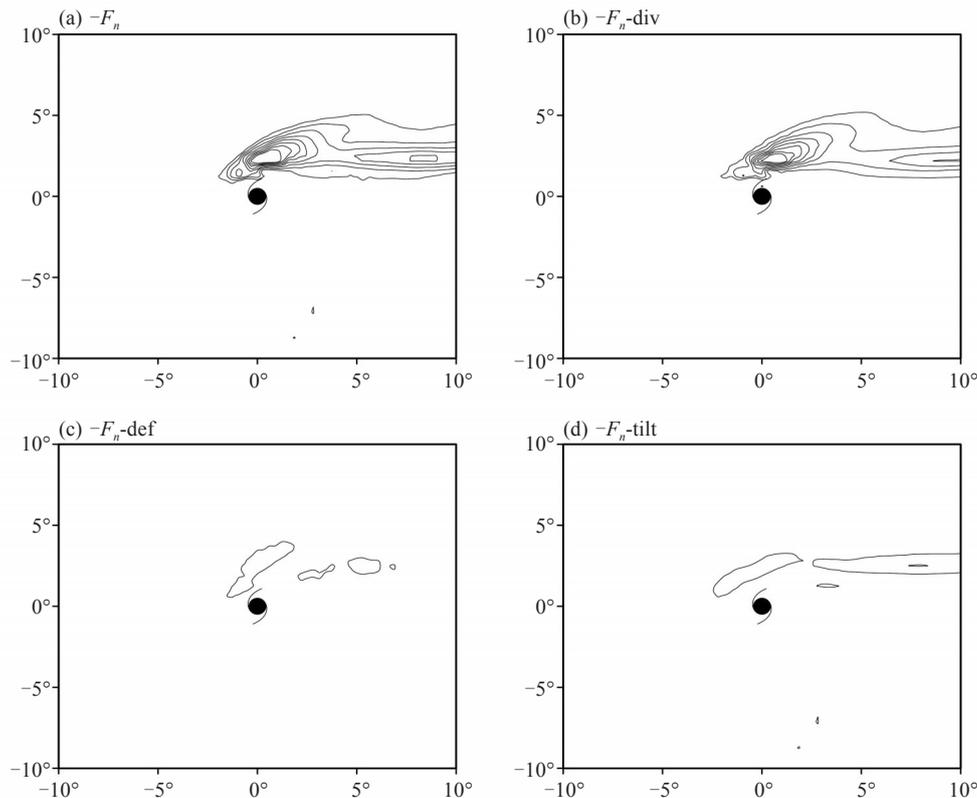


图9 a~d分别为ET_E时刻925 hPa标量锋生函数总项($-F_n$)($\geq 2 \times 10^{-9} \text{K}/(\text{m}\cdot\text{s})$),间隔: $4 \times 10^{-9} \text{K}/(\text{m}\cdot\text{s})$),散度项($-F_n - \text{div}$),变形项($-F_n - \text{def}$)及倾斜项($-F_n - \text{tilt}$)

因此,散度项主导了气旋周围的标量锋生,这与Chen^[31]的研究结论较一致(图9b)。相比之下,变形场对锋生函数的贡献要远小于散度场(图9c)。通过分析925 hPa的垂直速度场可知(图略),位于气旋中心北侧有着活跃的上升运动区,倾斜项与上升运动区相对应,是引起锋生的次要因素(图9d)。图10(见下页)描述了变性完成时式(8)中的各项对旋转锋生函数的贡献。由图10a和10b可知,位于气旋环流以北为强烈的气旋式旋转锋生,相对涡度场与旋转锋生函数总项的分布型相似,是引起旋转锋生的最主要因素。通过对其余两项的检验发现,水平变形场和垂直运动场在此次过程中对旋转锋生的贡献与涡度场相比微不足道,几乎可忽略不计。

4 结论与讨论

本文利用ECMWF高分辨率格点资料结合气旋相空间法对1403号台风Faxai变性前后的环境场及结构演变特征进行了分析,得出如下主要结

论。

(1) 分析西北太平洋TC变性的时空分布特征可知,低纬变性TC数目较少,且多发生于冷季(12—4月),这一特征可归因于冬春季西风带系统向南偏移较强,冷空气可南下至较低纬度致使TC发生变性。

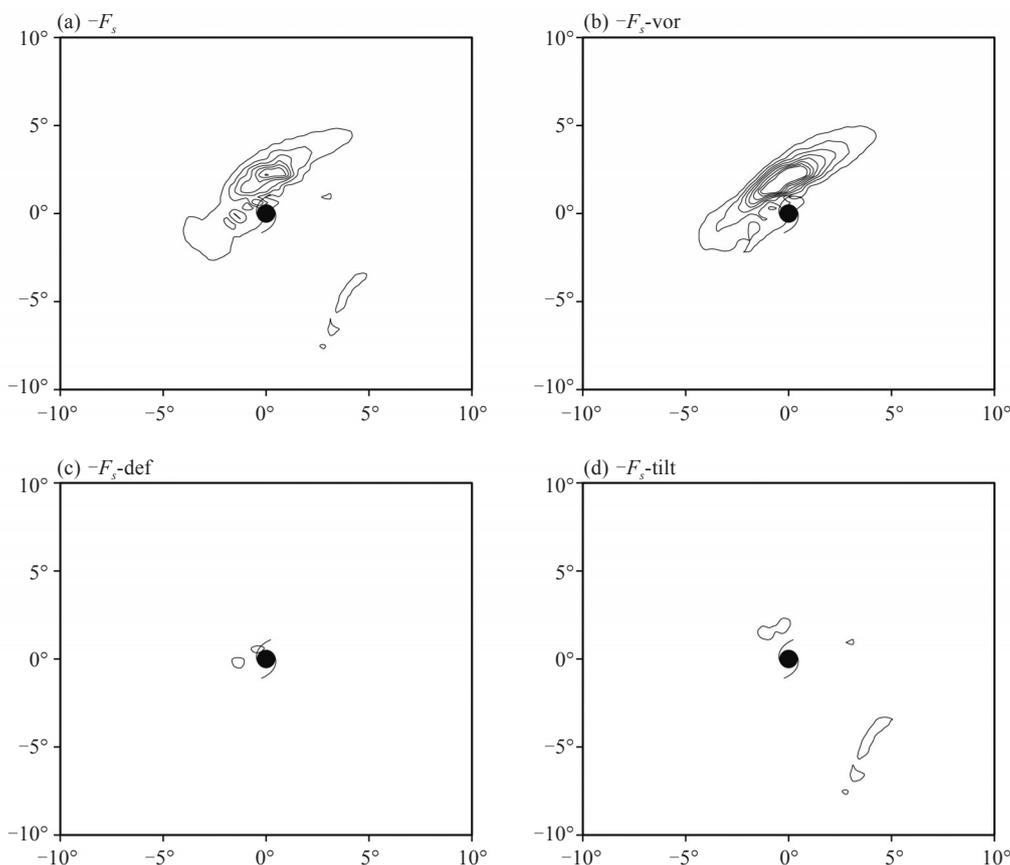


图10 a~d分别为ET_E时刻925 hPa旋转锋生函数总项($-F_s$)($\geq 2 \times 10^{-9} \text{K}/(\text{m}\cdot\text{s})$, 间隔: $4 \times 10^{-9} \text{K}/(\text{m}\cdot\text{s})$), 涡度项($-F_s - \text{vor}$), 变形项($-F_s - \text{def}$)及倾斜项($-F_s - \text{tilt}$)

(2) Hart^[17]针对大西洋地区TC变性过程总结出的指标,同样在西北太平洋低纬变性台风Faxai的变性过程中适用。

(3) 此次过程是由减弱的台风环流与TC西北侧的短波槽结合发展产生。变性阶段TC低层厚度场分布不均,增大了环境斜压性,变性后B值最大达30,为弱的斜压非对称结构。整个变性阶段台风Faxai西侧几乎无明显冷锋锋生,只在环流东北侧有一定程度的暖锋锋生,这与典型的锋面气旋的发展过程有所不同。

(4) TC北上过程中,冷空气从热带低压西侧对流层中低层下沉入侵,致使TC对称分布的暖核结构被破坏,呈现左侧冷、右侧暖的非对称斜压结

构,中层有强的温度正距平区存在,可能与槽后强的下沉气流有关。

(5) 对锋生函数各分量分析发现,散度场主导了气旋周围的标量锋生,倾斜项的贡献次之,涡度场是引起旋转锋生的主要因素,其余两项可忽略不计。

由上述结论可知,与以往分析的中高纬变性TC不同,位于低纬变性的TC仍保留大部分的热带属性。但需要注意的是,本文仅选取了单个个例进行研究,缺乏普适性。后续工作中,将选取更多的个例以及更广泛的区域进行研究,对比分析不同纬度带TC变性的物理机制,以期丰富对西北太平洋ET过程的认识。

参 考 文 献:

- [1] HART R E, EVANS J L. A climatology of the extratropical transition of atlantic tropical cyclones[J]. J Climate, 2001, 14(4): 546-564.
- [2] KOFRON D E, RITCHIE E A, TYO J S. Determination of a consistent time for the extratropical transition of tropical cyclones. Part I: examination of existing methods for finding "ET time"[J]. Mon Wea Rev, 2010, 138(12): 4 328-4 343.

- [3] 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[J]. *Mon Wea Rev*, 2000, 128(8): 2 613-2 633.
- [4] 陈联寿, 丁一汇. 西太平洋台风概论[M]. 北京: 科学出版社, 1979.
- [5] EVANS C, HART R E. Analysis of the wind field evolution associated with the extratropical transition of Bonnie (1998)[J]. *Mon Wea Rev*, 2008, 136(6): 2 047-2 065.
- [6] JONES S C, HARR P A, ABRAHAM J, et al. The extratropical transition of tropical cyclones: forecast challenges, current understanding, and future directions[J]. *Wea Forecasting*, 2003, 18(6): 1 052-1 092.
- [7] 梁军, 陈联寿, 李英, 等. 北上变性热带气旋对辽东半岛降水的影响[J]. *热带气象学报*, 2008, 34(5): 449-458.
- [8] 王承伟, 齐铨, 徐玥, 等. 冷空气入侵台风“灿鸿”引发的东北暴雨分析[J]. *高原气象*, 2017, 36(5): 1 257-1 266.
- [9] 梁军, 丛春华, 张胜军, 等. 变性台风“麦德姆”(1410)环流中的锋生现象及其对降水的影响[J]. *海洋气象学报*, 2017, 7(4): 52-60.
- [10] KLEIN P M, HARR P A, ELSBERRY R L. Extratropical transition of Western North Pacific tropical cyclones: midlatitude and tropical cyclone contributions to reintensification[J]. *Mon Wea Rev*, 2002, 130(9): 2 240-2 259.
- [11] ARNOTT J M, EVANS J L, CHIAROMONTE F. Characterization of extratropical transition using cluster analysis[J]. *Mon Wea Rev*, 2004, 132(12): 2 916-2 937.
- [12] EVANS J L, HART R E. Objective indicators of the life cycle evolution of extratropical transition for Atlantic tropical cyclones[J]. *Mon Wea Rev*, 2003, 131(5): 909-925.
- [13] DARR J K. A quantitative assessment of extratropical transition in the Atlantic Ocean basin M S thesis, Dept. of Earth and Atmospheric Sciences[C]. The University at Albany, State University of New York, 2002:194.
- [14] DARR J K. Forecasting techniques for extratropical transition in the Atlantic Ocean basin. preprints[C]. 19th Conf. on Weather Analysis and Forecasting, San Antonio, TX, Amer Meteor Soc, 2002:186-189.
- [15] DARR J K. Quantitative measurements of extratropical transition in the Atlantic Ocean basin. preprints[C]. 25th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, San Diego, CA, Amer Meteor Soc, 2002: 537-538.
- [16] KOFRON D E, RITCHIE E A, TYO J S. Determination of a consistent time for the extratropical transition of tropical cyclones. Part II: potential vorticity metrics[J]. *Mon Wea Rev*, 2009, 138(12): 4 344-4 361.
- [17] HART R E. A Cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry[J]. *Mon Wea Rev*, 2010, 131(4): 585-616.
- [18] RAGHAVENDRA A, MILRAD S M. New metric for defining the time of extratropical transition of tropical cyclones[M]. Retrieved from <https://commons.erau.edu/publication/993>. 2016.
- [19] ZHONG L H, HUA L J, FENG S D. A climatology of extratropical transition of tropical cyclones in the Western North Pacific[J]. *J Trop Meteor*, 2009, 15(2):130-147.
- [20] 张迎新, 张守保, 王福侠. 热带气旋变性过程客观判别方法在“海马”变性过程中的应用[J]. *热带气象学报*, 2008, 24(4): 341-348.
- [21] 王元. 西北太平洋变性热带气旋的若干特征[J]. *南京大学学报(自然科学)*, 2010, 46(3): 328-336.
- [22] 苏翔, 王元. 气旋相空间诊断方法在变性台风“威马逊”(0802)中的应用[C]// 中国气象学会年会. 2011.
- [23] 危国飞, 朱佩君, 江佳. 西北太平洋热带气旋变性过程结构演变及其环境分析[J]. *热带气象学报*, 2014, 30(3): 473-482.
- [24] 郭蓉, 雷小途, 汤杰. 西北太平洋热带气旋变性的客观判据研究[J]. *热带气象学报*, 2018, 34(3): 353-359.
- [25] MERRILL R T. Tropical cyclone structure. *Globe guide to tropical cyclone forecasting*, WMO / TD-No. 560, Rep. TCP-31, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 2.1-2.60. 1993.
- [26] KLEIN P M, HARR P A, ELSBERRY R L. Extratropical transition of Western North Pacific tropical cyclones: An overview and conceptual model of the transformation stage[J]. *Wea Forecasting*, 2000, 15(4): 373-395.
- [27] 钟颖旻, 徐明, 王元. Chaba(0417)台风变性前后热力结构特征[J]. *应用气象学报*, 2008, 19(5): 588-594.
- [28] SHIN J H, ZHANG D L. The Impact of Moist Frontogenesis and Tropopause Undulation on the Intensity, Size, and Structural Changes of Hurricane Sandy (2012)[J]. *J Atmos Sci*, 2017, 74(3): 893-913.
- [29] 廖玥, 王咏青, 张秀年. 台风“Chan chu”变性过程位涡及锋生特征分析[J]. *气象科学*, 2019, 39(1): 12-22.
- [30] 刘珍圆, 王咏青, 张秀年, 等. 台风 Chan chu(0601)变性过程中的强度变化及环境场分析[J]. *热带气象学报*, 2019, 35(4): 528-538.
- [31] CHEN G H. A numerical study on the effect of an extratropical cyclone on the evolution of a midlatitude front[J]. *Adv Atmos Sci*, 2013, 30(5): 1 433-1 448.
- [32] CHEN G H. A comparison of precipitation distribution of two landfalling tropical cyclones during the extratropical transition[J]. *Adv Atmos Sci*, 2011, 28(6): 1 390-1 404.
- [33] 陈德花, 张玲, 张伟, 等. “莫兰蒂”台风致灾大风的结构特征及成因[J]. *大气科学学报*, 2018, 41(5): 692-701.
- [34] 李杭玥, 王咏青, 辛辰. 飓风 Bonnie 发生发展过程中的强度结构变化和惯性稳定度分析[J]. *大气科学学报*, 2015, 38(1): 27-36.
- [35] 覃武, 赵金彪, 黄荣成, 等. 台风“山竹”登陆结构变化及造成广西强降水异常分布的成因分析[J]. *热带气象学报*, 2019, 35(5): 587-595.

- [36] 姜嘉俊,雷小途. 热带气旋的体积及与强度关系的研究[J]. 热带气象学报, 2019, 35(2): 187-196.
- [37] DOSWELL, CHARLES A. A kinematic analysis of frontogenesis associated with a nondivergent vortex[J]. J Atmos Sci, 1984, 41(7): 1 242-1 248.
- [38] KITABATAKE N. Extratropical transition of tropical cyclones in the Western North Pacific: Their frontal evolution[J]. Mon Wea Rev, 2010, 136(6): 2 066-2 090.

AN ANALYSIS OF THE STRUCTURAL EVOLUTION OF EXTRATROPICAL TRANSITION OF TYPHOON FAXAI (1403) IN LOW LATITUDE

JIANG Yu-fei^{1,2}, WANG Yong-qing^{1,2}, LIU Ren-qiang¹

(1. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters/ Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education/ School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China; 2. Nanjing Joint Center of Atmospheric Research, Nanjing 210009, China)

Abstract: The cyclone phase space (CPS) method is used to analyze the environmental field and structural evolution characteristics of typhoon Faxai(1403) during extratropical transition (ET). The results show that the CPS method can indicate the beginning and end time of the ET of typhoon Faxai at low latitudes well. The process is developed by the combination of weakened typhoon circulation and short-wave trough on the northwest side of TC. With the structural evolution characteristics of Faxai being analyzed, it can be seen that the TC low-layer thickness field in the ET stage changes from a uniform symmetrical distribution to a non-uniform distribution, which increases the environmental baroclinicity, and the B value after ET is up to 30, which is a weak baroclinic asymmetric structure. The southerly warm and humid air flow on the east side of Faxai converge with the northerly air flow, which increases the meridional potential temperature gradient and forms a banding front zone in the northeast quadrant of TC, which is exactly located between the north and south wind speed circle. There is almost no obvious cold frontogenesis in the west side of Faxai during the whole ET stage, but only a warm frontogenesis in the northeast side of the circulation, which is different from the development process of typical frontal cyclones. Before ET, TC presents a symmetric structure of warm core; during the ET stage, cold air sinks and invades from the middle and lower troposphere in the western tropical depression, TC presents an asymmetric baroclinic structure with cold left and warm right, and the temperature increase in the middle layer may be related to the strong downdraft behind the trough. The analysis of the components of the frontogenesis function shows that the divergence field dominates the scalar frontogenesis around the cyclone, and the tilting term has a secondary contribution. The vorticity field is the main factor causing the rotation frontogenesis, and the other two are negligible.

Key words: extratropical transition; extratropical cyclone; the phase space; structural evolution; vector frontogenesis function