

# 台风杜苏芮（2023）登陆后残涡维持的热力和动力机制研究

向纯怡<sup>1</sup> 董林<sup>1</sup> 刘达<sup>1</sup> 王靖<sup>1</sup> 诸葛小勇<sup>2</sup>

1. 国家气象中心, 北京 100081

2. 南京气象科技创新研究院, 南京 210044

**提 要:** 利用 ERA5 再分析数据和多源观测资料, 分析 2023 年西北太平洋第 5 号台风杜苏芮登陆后台风残余旋涡 (以下简称残涡) 先减弱后增强过程, 台风残涡的维持阶段出现在 7 月 29 日夜间至 30 日白天。研究发现, 残涡维持阶段一直保持了暖心结构, 并未发生变性过程; 而残涡中心东北侧出现了明显的水汽辐合和湿位涡增加。“杜苏芮”残涡中心在北上过程中, 其北侧遭遇带状副热带高压的阻挡并移速减慢, 在对流层中高层副热带高压引导下的干冷气流进一步加剧了与中低层残涡暖湿气团之间的温湿梯度, 使得残涡北侧出现等熵面明显倾斜, 而倾斜涡度发展形成的动力抬升作用促发了残涡气旋性涡度的垂直发展。同时, 残涡仍能从土壤湿度增加中获得一定的地表潜热释放加热。残涡东北侧出现的水汽径向流入和垂直上升运动释放了大量的凝结潜热, 也为残涡的维持和加强提供了必要条件。

**关键词:** 登陆台风, 台风残涡, 残涡维持, 热力和动力机制

国家重点研发计划(2023YFC3107902)、风云卫星应用先行计划(FY-APP-ZX-2023.01)和中国气象局创新发展专项(CXFZ2024J006)共同资助

第一作者: 向纯怡, 主要从事台风预报及研究工作. E-mail: xiangcy@cma.gov.cn

# Thermodynamic Mechanism of Maintenance of the Typhoon Doksuri (2023) Remnants After its Landfall

Chunyi XIANG<sup>1</sup>, Lin DONG<sup>1</sup>, Da LIU<sup>1</sup>, Qian WANG<sup>1</sup> Xiaoyong ZHUGE<sup>2</sup>

1. National Meteorological Centre, Beijing 100081

2. Nanjing Joint Institute for Atmosphere Science, Nanjing, 210004

## Abstract

This study utilized ERA5 reanalysis data and multiple observations to investigate the evolution of the remnants vortex of Typhoon Doksuri (2023) in the Northwest Pacific after its landfall, which caused significant damage in northern China. The main maintenance and recovery period were observed from the night of July 29<sup>th</sup> to the daytime of July 30<sup>th</sup>. The research revealed that during the maintenance of the remnant, it maintained a warm-core structure and was not influenced by dry and cold air. During the recovery process, a noticeable increase in water vapor convergence and moist potential vorticity was observed on the northeast side of the vortex center. Additionally, the northern movement of the remnant vortex was hindered by a zonal high-pressure belt, causing a reduction in its northward speed. Under the guidance of a mid-level high-pressure system, dry and cold air further intensified the temperature and moisture gradient between the mid-low-level remnant vortex and warm and moist air masses, resulting in a clear tilt of isentropic surfaces on the northern side of the vortex. This tilt in isentropic surfaces led to the vertical development of cyclonic vortex. Furthermore, during the sustaining and revival period, the remnant vortex continued to receive some heating from increased soil moisture. Additionally, significant latent heat release occurred due to radial moisture inflow and vertical upward motion on the northeast side of the remnant vortex. This release of latent heat provided the necessary conditions for the maintenance and strengthening of the remnant vortex.

**Keywords:** landfall TC, typhoon remnants, remnant maintenance, thermodynamic mechanism

## 引言

我国是全球受台风影响最严重的国家之一，尤其是台风登陆前后包括台风路径、强度或结构以及带来风雨的突然变化，这些异常变化往往造成严重灾害损失，给灾害防御带来重大挑战(端义宏等, 2014)。大多数登陆台风携带强风和暴雨给沿海地区带来严重的灾害损害，但另外一些台风即使在其深入内陆后仍可造成大范围的暴雨以至洪涝泛滥，导致更加严重的生命财产损失；尤其是登陆后在某种条件下台风环流长时间维持，则会给内陆地区带来更为严峻的影响。由于台风残涡在陆地上的维持和复苏过程不仅包括复杂的海陆气相互作用，同时也存在多尺度系统交杂和多天气系统配合的复杂过程，因此对其进行准确预报仍十分困难(Chen et al, 2010)。例如历史上造成严重灾害的“75·8”“96·8”“21·7”暴雨过程都与台风深入内陆后残余涡旋(以下简称残涡)长时间维持和停滞少动有关(丁一汇, 2015; 李泽春等, 2015; 孙建华等, 2006; Zhang et al, 2023)。

一般而言，台风登陆后在地面摩擦耗散作用下，一部分会逐渐减弱和消失(Kaplan and Demaria, 2001; Shen et al, 2002; Chen, 2012)，另外一部分与冷空气结合变性为温带气旋(Jones et al, 2003; Evans et al, 2011)。但仍有少数台风减弱后的残涡没有发生明显的变性过程，并在内陆地区长时间维持甚至再度发展加强，这类现象被称作台风残涡的维持或复苏(Dong et al, 2010; Andersen and Shepherd, 2014; Brauer et al, 2021)。前人研究发现，我国发生台风残涡复苏的路径主要有偏北和偏西运动两类，而前者的占比更高(Dong et al, 2013)。对残涡陆上维持或复苏发生有利的条件包括：由低层急流输送的充足水汽(程正泉等, 2009; 杨舒楠等, 2021)，与西风带或冷空气结合后获得的斜压能量(Dong et al, 2013; 李英等, 2004)，残涡附近中尺度对流系统的发展(李英等, 2004)以及局部地形(Dong et al., 2010)等。

国外研究学者也关注到了热带气旋陆地上的维持和发展问题。Emanuel et al (2008) 在研究澳大利亚热带气旋登陆后的维持过程时发现，极度潮湿的土壤会释放出大量潜热，有利于激发地面边界层的局地热力循环，使得热带气旋即使在登陆后也可以从陆地获得强度维持的必要能量(Kellner et al, 2012; Evans et al, 2011)；Andersen et al (2013) 研究了全球不同地区陆上热带气旋的维持或增强现象，发现在全球 227 个热带气旋中有 45 个登陆后强度维持或增强，而其中有 16 个仍保持了暖性结构，认为此类内陆涡旋系统的增强与地表土壤湿度造成的潜热通量强迫有关，并将这种现象形象地称作“棕色海洋效应”(Brown ocean effect)。随后不少研究发现，大西洋风暴 Erin (2007)、Bill (2016) 和 Alberto (2018) 残涡的陆上维持被认为与这一现象有关(Berg, 2015; Evans et al, 2011; Keller et al, 2019)。

尽管台风登陆后残涡维持和复苏的发生概率有限，根据 Dong 等(2011) 对台风登陆有

降水增幅的统计发现台风登陆 24 h 和 12 h 后出现降水增幅的比例分别为 9.7% 和 17%，但这类台风残涡带来的影响却不容小觑。2023 年第 5 号台风杜苏芮是当年登陆我国的最强台风，也是 1949 年以来登陆福建第二强台风。登陆后的“杜苏芮”不仅给我国东南沿海带来了明显强风雨影响，而且在台风环流北上过程中给华北及东北地区造成了严重的暴雨及洪涝灾害。在台风残涡的影响下（7 月 28 日至 8 月 2 日），太行山东麓沿线出现了 400 mm 以上的累计降水量，而京津冀多地出现了打破历史纪录的强降水，北京河北多地的累计降水量超过了 800 mm。这场严重影响我国北方地区的暴雨过程是否伴随着“杜苏芮”残涡的维持和复苏过程？台风残涡北上过程中主要受到了哪些系统的影响和作用？残涡持续维持的动力和热力机制是什么？陆地下垫面是否也起到了类似“棕色海洋效应”的作用？对上述问题的探讨有利于解释这类台风残涡陆上维持的可能原因。

本文将着眼于分析台风杜苏芮减弱为热带低压之后其环流持续维持并北上的过程，利用再分析资料、土壤湿度资料以及多源观测资料等探讨研究台风残涡陆上维持和复苏的物理机制，并给出此类陆上残涡系统维持和发展的概念模型。本研究有助于为今后预报预测此类高影响系统提供理论参考，也有利于更为深入地认识我国内陆热带系统的活动特征及造成其强度维持或减弱的物理过程差异，为进一步改进台风登陆后残涡的监测及预报提供可能的科学依据。

## 1. 资料和方法

### 1.1. 资料介绍

本研究所用资料包括：（1）中国气象局上海台风所整编的西北太平洋热带气旋最佳路径数据集，包括台风中心附近最大风速、最低气压、台风位置和强度等，分析间隔为 6 h（<https://tcdata.typhoon.org.cn/index.html>）；（2）欧洲中期天气预报中心（ECMWF）提供的第 5 代再分析资料（ERA5），垂直方向共 38 层，水平分辨率  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ，本研究主要使用了不同高度等压面的各个物理量以及陆地资料中的辐射通量资料；（3）融合全球多颗卫星辐射计和散射计探测结果的哥白尼（C3S）全球土壤湿度资料（v202012），该数据水平分辨率  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ，包括主动、被动遥感和合成三类数据产品，本文所用数据合成了主被动遥感数据里的体积土壤水分数据，并乘以我国北方地区的平均土壤容重  $1.42 \text{ g cm}^{-3}$  得到综合土壤湿度数据（单位：%）；（4）地表辐射数据采用 ERA5-land 数据，水平分辨率  $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ ，包括了地表感热和潜热通量；（5）其他监测资料还包括风云卫星监测资料、地面气象自动站风场观测和探空资料等。

### 1.2. 方法

### 1.2.1. 湿位涡

位涡因为可以综合表征大气的热力和动力过程，并在绝热无摩擦条件下具有守恒性，因此经常被用于诊断天气系统的发生和发展演变过程。而对于存在潜热释放的非绝热过程，Bennetts and Hoskins (1979) 引入湿位涡概念，使其在湿绝热过程中仍具有保守性。湿位涡不仅包含了大气的动力特征又考虑了水汽的作用，因此也被应用于台风、暴雨等灾害性天气系统的诊断分析中（黄亿等，2009；徐文慧等，2010）。本文采用的湿位涡计算方案如下：

$$MPV = \alpha \zeta_a \nabla_p \theta_e \approx -g (f \cdot k + \nabla_p \times \mathbf{V}) \cdot \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \quad (1)$$

式中： $MPV$ 为湿位涡，其中 $\alpha$ 为比容， $\zeta_a$ 为绝对涡度矢量， $\theta_e$ 为相当位温。在实际计算中， $p$ 坐标系下假设垂直速度的水平变化比水平速度的垂直切变小得多，则 $MPV$ 可由式(1)右侧近似计算得到，其中 $V$ 为全风速， $f$ 为科氏参数，其余均为气象常用符号。

### 1.2.2. 非绝热加热

大气的非绝热是影响台风强度和结构变化的重要因素之一（Smith and Montgomery, 2016）。Yanai et al (1992)，根据热力学方程推导出了视热源( $Q_1$ )的倒算法，

$$Q_1 = C_p \left[ \frac{\partial T}{\partial t} - \omega \cdot \frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} + (u \cdot \frac{\partial T}{\partial x} + v \cdot \frac{\partial T}{\partial y}) \right] \quad (2)$$

式中：右边各项分别代表了温度局地变化项、温度水平变化造成的静力稳定度变化项和温度的水平变化项， $C_p$ 为定压比热容，一般取值为 $1004.64 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ， $T$ 是气温， $\omega$ 是 $p$ 坐标系的垂直速度， $u$ 、 $v$ 为水平速度，其余均为气象常用符号。大气的非绝热加热作用可以由 $Q = Q_1 / \square\square$ 计算得到，若 $Q > 0$ 则非绝热加热， $Q < 0$ 则非绝热冷却。

### 1.2.3. 视水汽汇

大气视水汽汇的计算方案如下：

$$Q_2 = L_c \left[ \frac{\partial q}{\partial t} + (u \cdot \frac{\partial q}{\partial x} + v \cdot \frac{\partial q}{\partial y}) + \omega \frac{\partial q}{\partial p} \right] \quad (3)$$

式(3)等式右边各项分别代表了净的水汽凝结局地变化项、由积云对流或小尺度涡旋产生的水汽水平平流项和垂直输送项，其中 $q$ 为比湿， $L_c$ 为凝结潜热，取值为 $2.2 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ ，其余均为气象常用符号。

### 1.2.4. 相空间法

相空间方法（CPS）被较为广泛地应用于分析热带气旋变性过程（Hart, 2003），包括以下参数：

$$B = h(\overline{Z_{600 \text{ hPa}} - Z_{900 \text{ hPa}}}_R - \overline{Z_{600 \text{ hPa}} - Z_{900 \text{ hPa}}}_L) \quad (4)$$

$$-V_T^L = \frac{\partial(\Delta Z)}{\partial(\ln p)} \Big|_{900 \text{ hPa}}^{600 \text{ hPa}}, \quad -V_T^U = \frac{\partial(\Delta Z)}{\partial(\ln p)} \Big|_{600 \text{ hPa}}^{300 \text{ hPa}} \quad (5)$$

式（4）中参数  $B$  用于判断气旋的热力学对称性，式（5）中参数  $-V_T^L$  和  $-V_T^U$  分别用于判断气旋低层和高层的热成风分布；当  $B > 10$  时气旋开始变性，当  $B > 10$ ，且  $-V_T^L < 0$ ， $-V_T^U < 0$  时热带气旋完成变性过程。

### 1.2.5. Okubo-Weiss（OW）参数

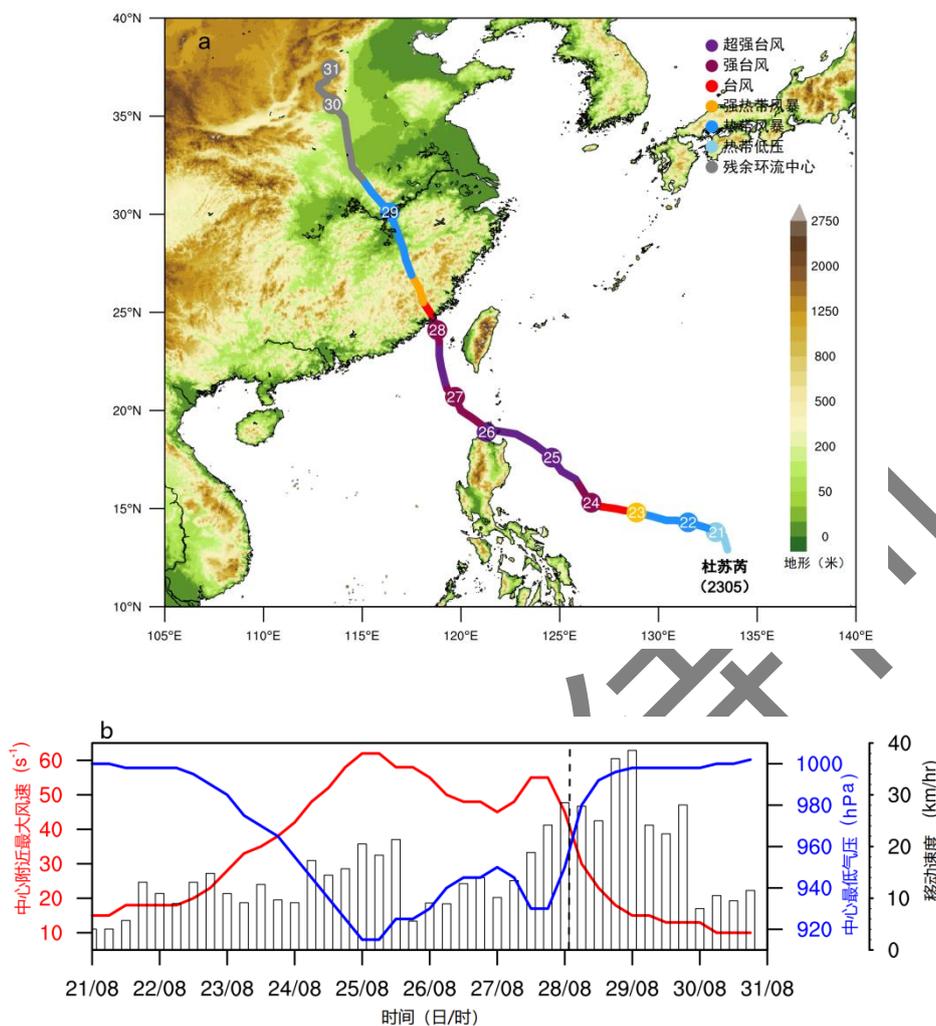
为了定量地描述残涡系统维持过程中旋转特征，采用了流体力学中的 OW 参数定量地表示气流旋转特征：

$$OW = \zeta^2 - (D_{sh}^2 + D_{st}^2) \quad (6)$$

式（6）中  $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ ， $D_{sh} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$ ， $D_{st} = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$ ，分别为相对涡度、切变形变和拉伸形变；OW 为正值说明气流以旋转为主，气旋性涡度增加。

## 2. 台风杜苏芮登陆后残涡的维持

2023 年第 5 号台风杜苏芮于 7 月 21 日 08:00（北京时，下同）在西北太平洋面上生成，此后向西偏北方向移动。23 日 05:00 加强为强热带风暴，23 日 17:00 加强为台风，24 日 08:00 加强为强台风，于 24 日 20:00 加强为超强台风（最强达到 17 级以上， $62 \text{ m s}^{-1}$ ）。绕过菲律宾吕宋岛北部进入南海，台风强度略有减弱，随后向北偏西方向移动，27 日 17:00 再度加强为超强台风，靠近福建中南部沿海。28 日 09:55，“杜苏芮”在福建晋江沿海登陆（15 级， $50 \text{ m s}^{-1}$ ，强台风），穿过福建进入江西，强度快速减弱，29 日 08:00 在安徽境内减弱为热带低压，中央气象台于 29 日 11:00 对其停止编号，而由于其减弱后残涡持续存在，最佳路径中给出了 29 日至 21 日以后残余环流中心的位置（如图 1a 所示）。



注：图 a 中不同颜色代表不同强度等级；图 b 中柱形代表台风移速，红色实线代表风速，蓝色实线代表气压，黑色虚线代表登陆时刻。

图 1 台风杜苏芮 (a) 全生命史路径及陆地地形，(b) 移动速度、中心附近最大风速、中心气压随时间变化

Figure 1. The track of Doksuri (2023) (a), the time variation of the moving speed (right axis, gray bar, unit:  $\text{km}\cdot\text{hr}^{-1}$ ), maximum Sustained Wind Speed (left axis, red line, unit:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) and mean Sea Level Pressure (right axis, blue line, unit: hPa) every 6hr, black dashed lines is the landfall time (b) data source from CMA subjective analysis

值得注意的是，“杜苏芮”在 28 日上午登陆后强度在 24 h 内从台风级减弱为热带低压，说明登陆后福建及台湾岛的山脉地形对台风环流的削弱作用明显。而在减弱阶段台风的移速较快（28 日 08:00 至 29 日 08:00，平均为  $34.7 \text{ km h}^{-1}$ ），而残余环流北上的阶段移速明显减慢（29 日 14:00 至 31 日 08:00，平均为  $10.5 \text{ km h}^{-1}$ ），在河南与山西交界处出现了明显的停滞和摆动（如图 1b 所示）。我国北方地区的极端强降水出现在 29 日夜间至 31 日白天期间（图略），正好对应了台风残涡中心移速减慢的时段。

从 7 月 28—31 日的台风云系特征演变可以发现，登陆前台风眼壁和螺旋雨带结构完整，北侧有几条台风倒槽雨带，而南侧更为密实和宽广的螺旋雨带覆盖了台湾岛南部到南海东北部（图 2a）；登陆后第 1 天，“杜苏芮”中心的深对流云系基本消失，但南北两侧的外围螺旋雨带仍然清晰可见（图 2b）；登陆后第 2 天，中心附近出现了几条积云对流带，并有多

个有组织的中尺度云团沿环流中心呈螺旋式排列,同时中心北侧出现了深对流向极地流出的非对称云系结构(图 2c);登陆后第 4 天,云系的非对称结构更为明显,而残涡中心仍然被密实的对流云系所覆盖(图 2d)。

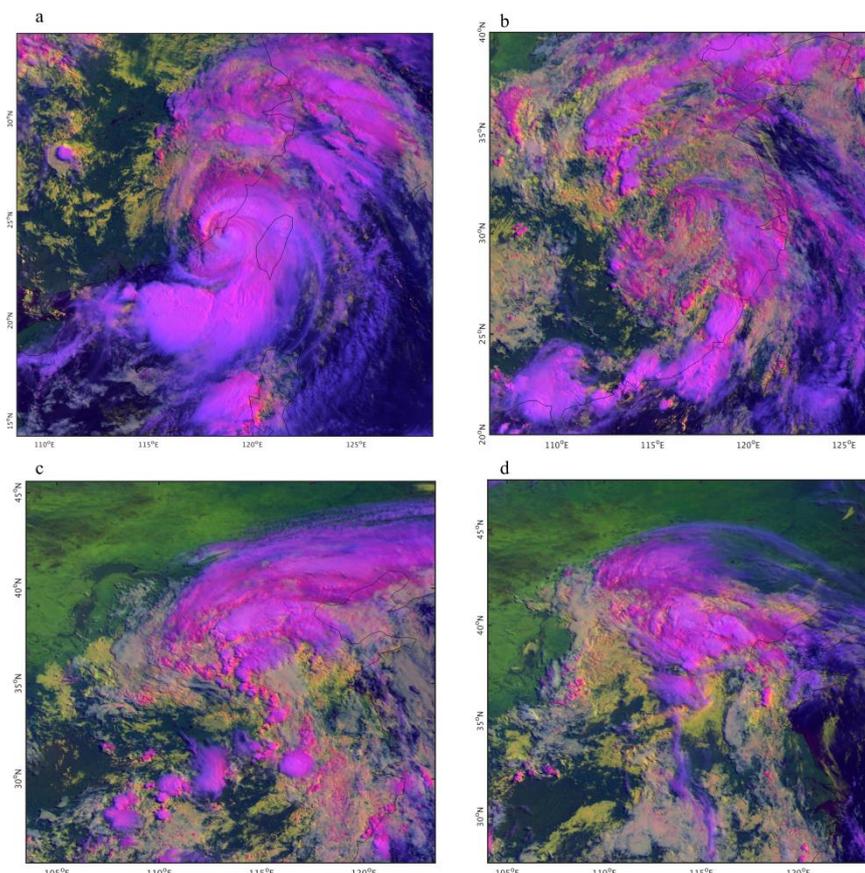
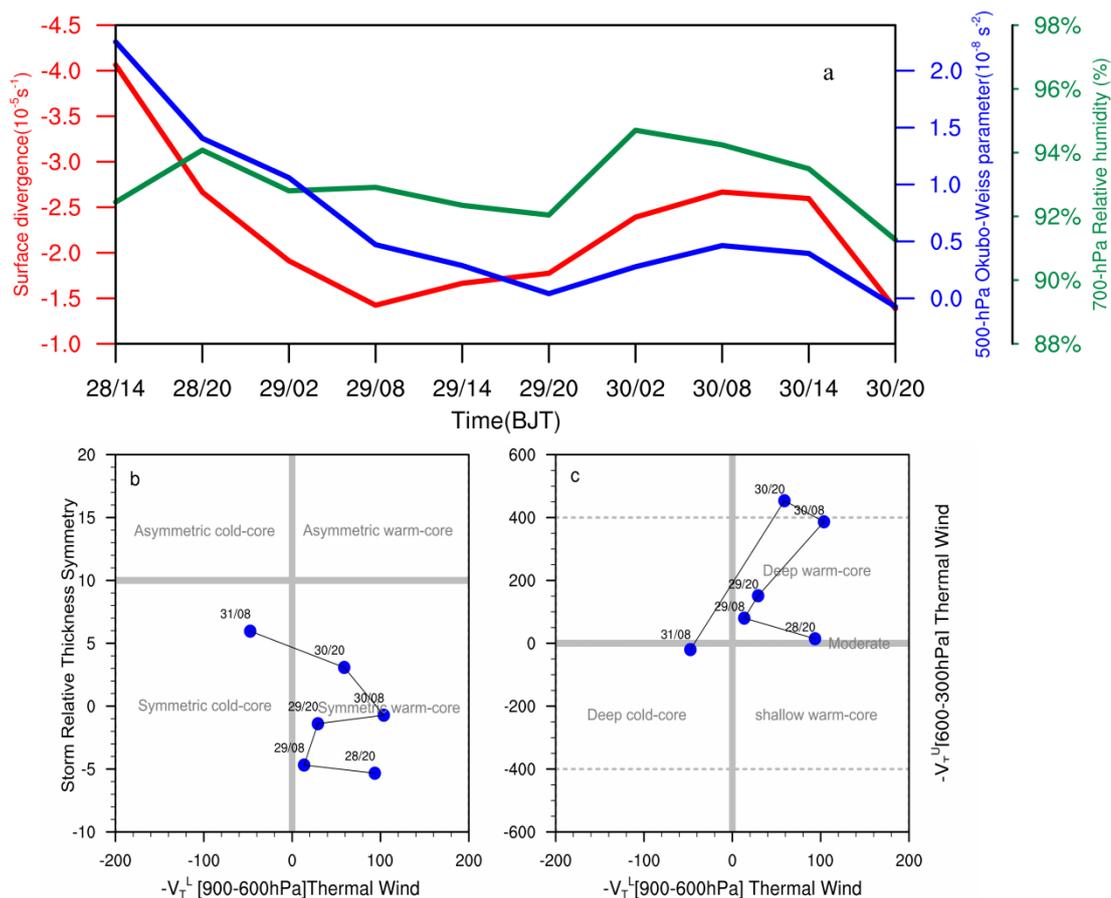


图 2 台风杜苏芮环流中心附近  $\pm 10^{\circ} \text{N}$ 、 $\pm 10^{\circ} \text{E}$  范围合成云图。

(a) 7 月 28 日 08: 00, (b) 7 月 29 日 08: 00, (c) 7 月 30 日 08: 00, (d) 7 月 31 日 08: 00

Figure 2. Composite cloud image around  $\pm 10^{\circ} \text{E}$  and  $\pm 10^{\circ} \text{N}$  from the center of Dokhuri remnants at 0800, July 28 (a); 0800, July 29 (b); 0800, July 30 (c); 0800, July 31, 2023 (d).

进一步分析“杜苏芮”登陆后(28 日 14: 00 开始)其残余环流的演变特征。图 3a 给出了登陆后台风环流中心附近经/纬度  $\pm 1.5^{\circ}$  范围环形区域内径向平均地面风场辐散、对流层低层 700 hPa 湿度和对流层中层 500 hPa 的 OW 参数的时间演变特征。可以看到地面风场的辐散特征登陆后迅速减弱,而 29 日夜间开始加强,到 30 日 08: 00 地面涡旋的辐合较登陆后 24 h 有明显增加(图 3a 红线),而对流层中层 OW 参数(图 3a 蓝线)和相对湿度(图 3a 绿线)也在台风登陆后出现了先减小后增加的特征。由于低层辐合和中层的涡度(湿度)加强都可以反映出台风残涡的强度变化特征,综合残涡中心附近这些物理的时间分布可以判断出:“杜苏芮”登陆后在 29 日夜间到 30 日白天残涡系统强度出现了维持并加强,其间在 30 日 02: 00—14: 00 残涡出现了短暂的复苏过程。



注：图 b,c 中数字代表时间。

图 3 2023 年 7 月 28 日 14:00 至 30 日 20:00 台风杜苏芮登陆后 (a) 台风中心  $\pm 1.5^\circ$  范围内平均地面散度 (红色实线, 单位:  $10^{-5} s^{-1}$ )、500 hPa OW 参数 (蓝色实线, 单位:  $10^{-8} s^{-2}$ ) 和 700 hPa 相对湿度 (绿色实线, 单位: %), (b) 相空间分析方法得到的参数  $B$  和低层热成风分布, (c) 高低层热成风分布

Figure.3 Azimuth averaged surface convergence (red line, unit:  $10^{-5} s^{-1}$ ), 500hPa Okubo-Weiss parameter (blue line, unit:  $10^{-8} s^{-2}$ ) and 700hPa relative humidity (green line, unit: %) around  $1.5^\circ$  latitude/longitude from the centers of Doksuri from 1400, July 28 to 2000, July 30

进一步根据 CPS 判断台风杜苏芮登陆后的变性过程。由于参数  $B$  可以用于判断气旋热力学对称性, 当  $B > 10$  一般作为判断台风变性的开始 (图 3b); 而参数  $-V_T^U$  和  $-V_T^L$  则通过气旋附近高 (低) 层热成风特征判断气旋的冷 (暖) 心结构特征 (图 3c)。可以看到“杜苏芮”登陆后, 并未出现明显向冷性非对称涡旋的变性过程, 而 29 日夜间至 30 日白天气旋的高层暖心结构反而较 28 日夜间有所加强, 与图 3a 中残涡中层的涡度和湿度的加强过程相对应。30 日夜间至 31 日白天, 残涡系统迅速地转变成冷性系统, 地面涡旋系统也随之消散。

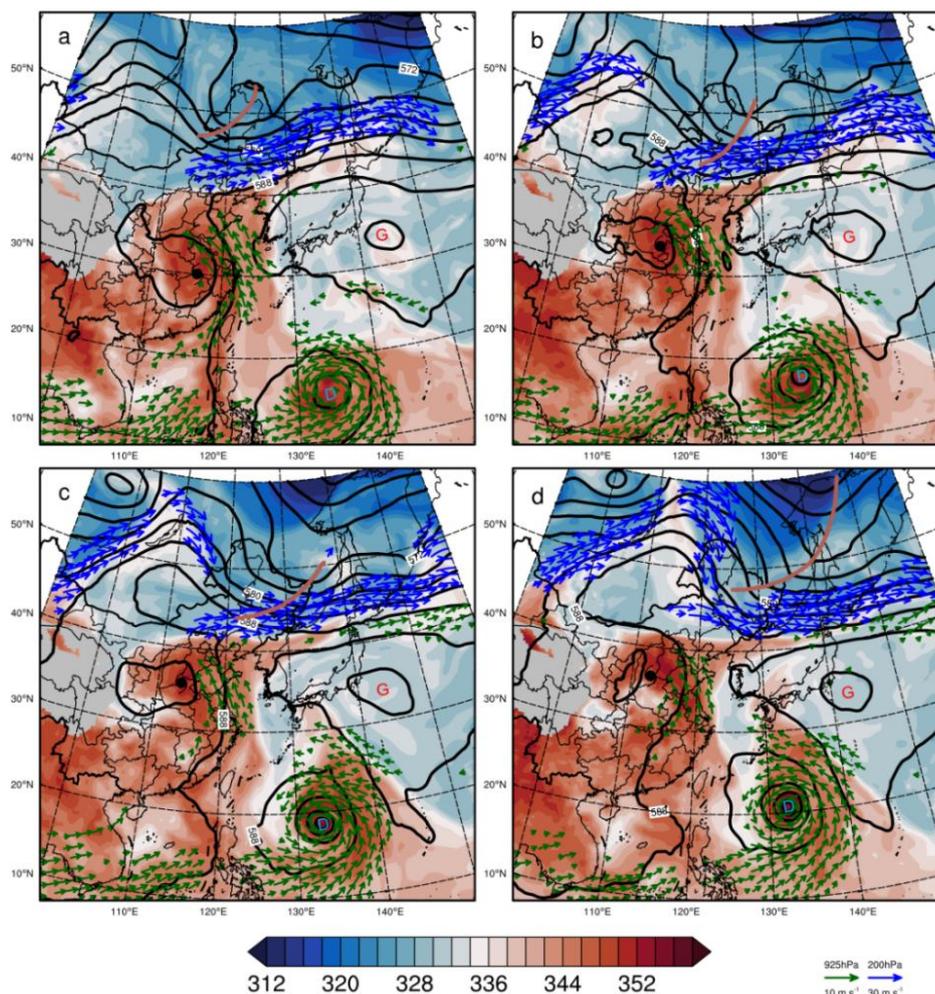
### 3. 台风残涡维持的热力和动力机制

#### 3.1. 台风残涡维持的大尺度环流背景

在台风杜苏芮残涡维持和复苏期间 (29 日夜间至 30 日白天) 受到了高、低层多尺度天

气系统共同作用的影响。由高空流场可见，残涡的东北侧中高纬位于高空槽前，且位于 200 hPa 高空急流入口区的右侧(图 4 蓝色矢量)。从而动力条件上有利高层气流向北侧的流出，高空辐散加强有助于残涡系统的维持。对流层中层(500 hPa)副热带高压中心(以下简称副高，图 4 中 G 代表其中心位置)与残涡中心经度相距约  $25^{\circ}$ ，两者之间气压梯度造成“杜苏芮”登陆后沿副高边缘向偏北方向移动。而在残涡维持发展的过程中，随着西风槽(图 4 棕色线)的东移和海上台风卡努(图 4 中“D”)的北抬，副高主体与槽后的高压脊区连通，并于 7 月 29 日至 30 日白天在残涡北侧形成带状“高压坝”(图 4b~4d)，使得其向北的移动受到阻挡，残涡系统移速明显减慢(图 1b)。

另外，从冷暖空气的对峙情况看(图 4 填色)，残涡系统在北上过程中与其北侧冷暖空气交界带的距离不断靠近，对流层中层 500 hPa 仍保持了暖心结构。但在对流层高层(300 hPa)存在干冷空气从南侧靠近残涡系统，并在 7 月 30 日夜间接近残涡中心附近(图略)，因此对应了高层热成风平流加大，残涡系统迅速发展演变为冷核结构(图 3c)。而由于残涡环流的持续维持，不断有干冷空气从西北侧沿青藏高原东麓南下，激发了川渝上空低涡系统的发展。与中高层环流系统相配合，在对流层低层残涡系统东侧始终存在一支稳定的偏东风气流(图 4 绿色矢量)将来自低纬的暖湿气流向北输送，受到北侧高压坝的阻挡在  $40^{\circ}\text{N}$  附近一部分汇入残涡系统，另一部分沿西风槽向东输送。而对流层低层的暖湿气流输送进一步加强了冷暖气团的对峙。



注：黑色台风符号代表各时次的残留中心位置，G代表副高，D代表台风卡努。

图4 2023年7月29—30日500hPa位势高度场（等值线，单位dagpm）和相当位温（填色，单位：K）、925hPa风场（绿色箭头，大于 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）、200hPa风场（蓝色箭头，大于 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）

(a) 29日08:00, (b) 29日20:00, (c) 30日08:00, (d) 30日20:00

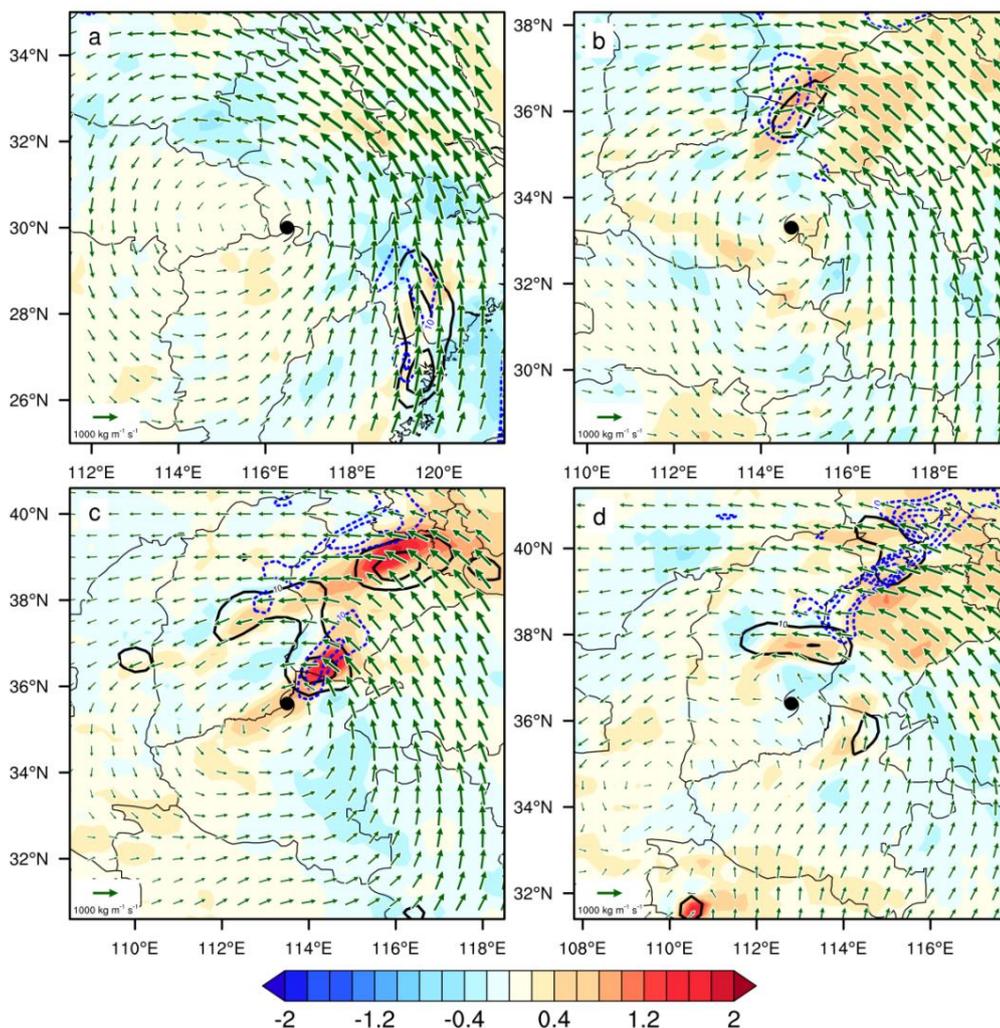
Fig 4 Horizontal distribution of 500hPa geopotential height (contours, units: gpm) and equivalent potential temperature (shadings, units: K); green/blue vectors denote the wind speed larger than  $10/30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  at 925/200-hPa respectively; Black typhoon symbols represent remnant centers at 08:00, July 29 (a); 20:00, July 29 (b); 08:00, July 30 (a); 30:00, July 30, 2023 (d) (BJT)

与李英等（2004）对台风登陆后长久维持的统计分析结果对比发现，此次“杜苏芮”残留的维持和复苏过程出现在相同的大尺度背景下：北侧有西风槽的东移，并逐渐向中纬度斜压锋区靠近；低空急流建立持续水汽输送通道；高空急流建立了东北侧的流出通道。所不同的是，此次过程没有出现明显的变性过程，对流层低层的动力和热力结构并没有受高层干冷空气的影响而变性为冷性的温带系统或非对称的锋面系统。

### 3.2. 向残留中心的水汽供应

前人研究指出，水汽输送能够为台风暴雨提供有利的动力和热力条件（李英等，2005；潘劲松等，2019；饶晨泓等，2022；张芳华等，2023）。对于此次“杜苏芮”造成华北大范围极

端暴雨的初步分析显示，除了台风涡旋自身携带的水汽外，东侧“卡努”和副高南侧的偏东风气流都为华北暴雨的产生供应了水汽。“杜苏芮”残涡维持和复苏阶段（7月29日夜间至30日白天）整层大气垂直积分后水汽通量的水平分布和水汽通量辐合情况如图5所示。29日白天，台风在残涡和其东侧副高的共同作用下，由偏南风气流将分别来自南海和东海的水汽汇合后沿副高边缘向北输送（图5a），此时水汽辐合和降水出现在东南沿海（台风残涡的后部）。从29日夜间开始，在台风残涡北侧出现了明显的水汽通量辐合，并引发了河南北部到河北南部的降水，此时850 hPa的流场上也出现了风向切变。30日08:00残涡东北侧的偏东加强，偏南风减弱，风场的切变变形项 ( $D_{sh} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} > 0$ ) 增强（图5蓝色虚线），其中偏东风加强和偏南风减弱主要与残涡北侧形成的带状“高压坝”（图4b~d）有关。对应整层水汽辐合进一步加强，并在残涡中心东北出现了强降水中心（小时雨强 $\geq 20 \text{ mm h}^{-1}$ ）（图5c），与该时段出现的涡旋气旋性增加和中层湿度的加强相对应（图3a）；30日20:00残涡东北侧的水汽辐合仍然维持，但强降水逐渐远离了低层残涡中心，说明残涡中心附近的对流特征减弱（图5d）。由此可见，复苏过程中残涡中心附近水汽出现明显的辐合加强，而水汽的汇合主要是由对流层低层风场切变造成。



注：黑色台风符号代表各时次的残涡中心位置。

图 5 2023 年 7 月 29—30 日整层大气(1000~300 hPa)质量加权垂直积分的水汽通量(绿色箭头, 单位:  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )及水汽通量辐合(填色, 单位:  $\text{g} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ), 降水强度(黑色等值线, 单位:  $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ )和 850 hPa 切变形变项  $D_{sh}$ (蓝色虚线, 单位:  $10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$ )的水平分布

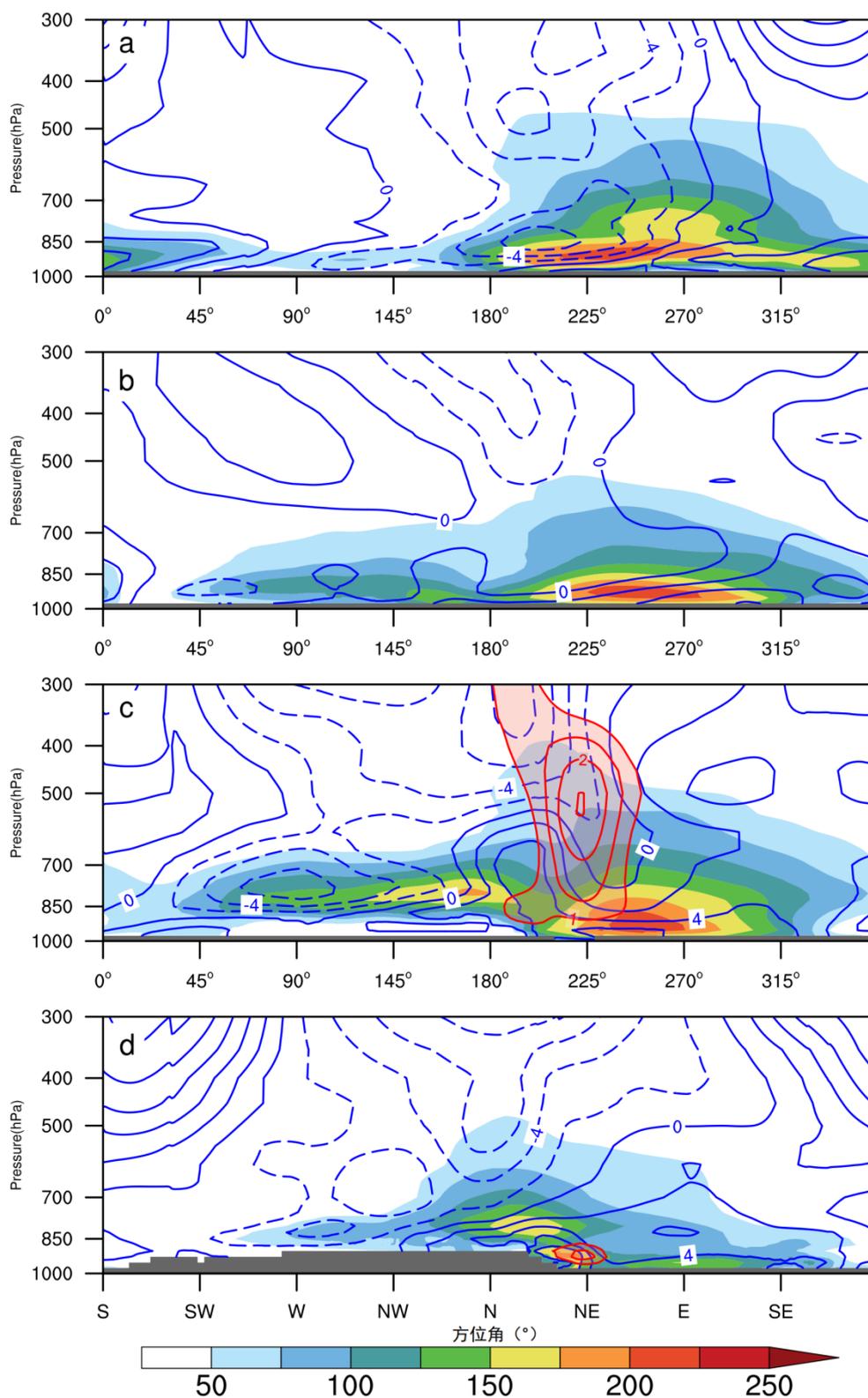
(a) 29日 08: 00, (b) 29日 20: 00, (c) 30日 08: 00, (d) 30日 20: 00

Fig 5. Horizontal distribution of vertical integrated mass weighted water vapor flux from 1000 to 300hPa (green arrows, unit:  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) with convergence field (shadings, unit:  $\text{g} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and rain rate (black contours, unit:  $\text{mm} / \text{hr}$ ) and shear deformation at 850hPa (blue dash lines, unit:  $10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$ ) at same time in Figure 4.

图 6 进一步给出了沿残涡中心经/纬度  $1.5^\circ$  径向平均的各层水汽通量和水平风的径向分量的分布情况, 其中水平风径向流场由  $U$ 、 $V$  水平风场分解成以残涡中心为原点的径向风分量和切向风分量得到。可以看到, 水汽的输送集中出现在残涡中心东侧, 且以 700hPa 以下对流层低层输送为主。在残涡维持和复苏期间(图 6b, c), 原本集中在东侧的水汽输送通道沿逆时针方向延伸到北侧, 且由于西北侧太行山脉地形的原因水汽通量主要出现了 850hPa-700hPa 的高度。为了更为清晰地反映残涡环流不同方位和高度上水汽的流入和流出情况, 这里将水平风场  $U$  和  $V$  通过坐标转换到以残涡中心为原点的极坐标系中, 并将转换后的水平风场分解为法向分量  $U_r$ (图中蓝色实线表示, 当  $U_r > 0$  时, 代表有水平风向涡旋中

心径向流入)和切向分量  $U_t$ 。在残涡复苏加强的时段内(图 6c),残涡中心东侧有明显的径向流入,而西侧为流出。配合垂直上升速度分布(图 6c 中红色阴影区),可以发现残涡中心东北侧不仅出现水汽的水平方向的径向流入,还存在垂直方向的输送。通过分析发现,“杜苏芮”残涡中心东北侧出现的水汽的径向汇入和垂直输送是残涡复苏阶段的明显特征。

《气象》待刊



注：阴影代表大于  $50\text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$  水汽通量

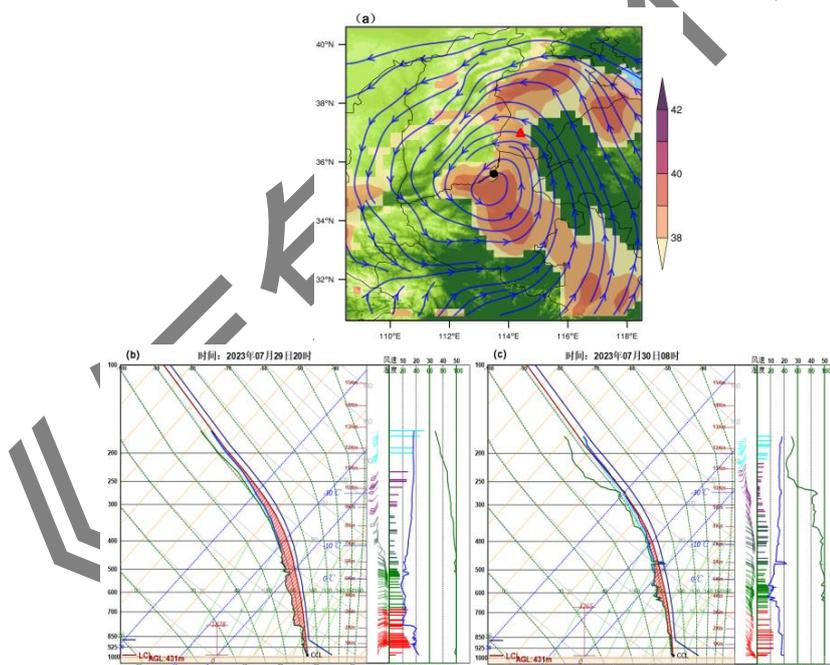
图 6 2023 年 7 月 29—30 日沿残涡中心经/纬度  $1.5^\circ$  径向平均的各层等压面上水汽通量（填色，单位： $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ）水平风径向分量（蓝色等值线，单位： $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）和垂直上升速度（红色实线，单位： $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）的方位角—高度剖面

(a) 29 日 08: 00, (b) 29 日 20: 00, (c) 30 日 08: 00, (d) 30 日 20: 00

Fig 6. Azimuth-height sections of water vapor flux at each pressure levels (shadings, unit:  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ), radial component of horizontal wind (blue contours, unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and upward vertical velocity (red contours, unit:  $0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) radial averaged 1.5 degree from the centers of remnants at same time in Figure 4.

### 3.3. 地形造成的局地对流不稳定

从 30 日 08: 00 850 hPa 流场可见 (图 7a), 太行山东麓存在东南风与东北风辐合, 其中偏东风分量与南北向的山脉地形呈准正交分布, 而河北与山西交界一带存在多个喇叭口地形, 进一步增强了残涡中心北侧低层风场在局部山脉地形作用下的强辐合抬升环境条件。反映大气层结稳定情况的  $K$  指数分布显示, 30 日 08: 00 残涡中心及东北侧有利于对流活动的发展与维持 ( $K > 35^\circ\text{C}$ )。在整层暖湿的环境下, 29 日夜间至 30 日凌晨残涡中心以北地区不断有对流降雨云团发展增强, 在地形抬升的综合作用下, 太行山东麓局地出现持续的强对流降水, 并导致山洪灾害。从邢台站探空曲线可以进一步看出, 随着中低层暖湿平流的维持和加强, 29 日 20: 00 河北南部对流有效位能 (CAPE) 达到  $1365 \text{ J kg}^{-1}$ ,  $K$  指数达  $41^\circ\text{C}$ , 同时整层可降水量 (PWAT) 达到  $70 \text{ mm}$  以上, 残涡北侧地区强的暖湿环境条件极有利于强对流降水的发生 (图 7b)。至 30 日白天, 500 hPa 以下的相对湿度仍然维持在 90% 以上 (图 7c), 中低层持续的高温高湿环境为此次极端强降雨过程提供了关键性对流环境条件支撑。



注: 图 a 中红色三角形代表河北邢台站位置。

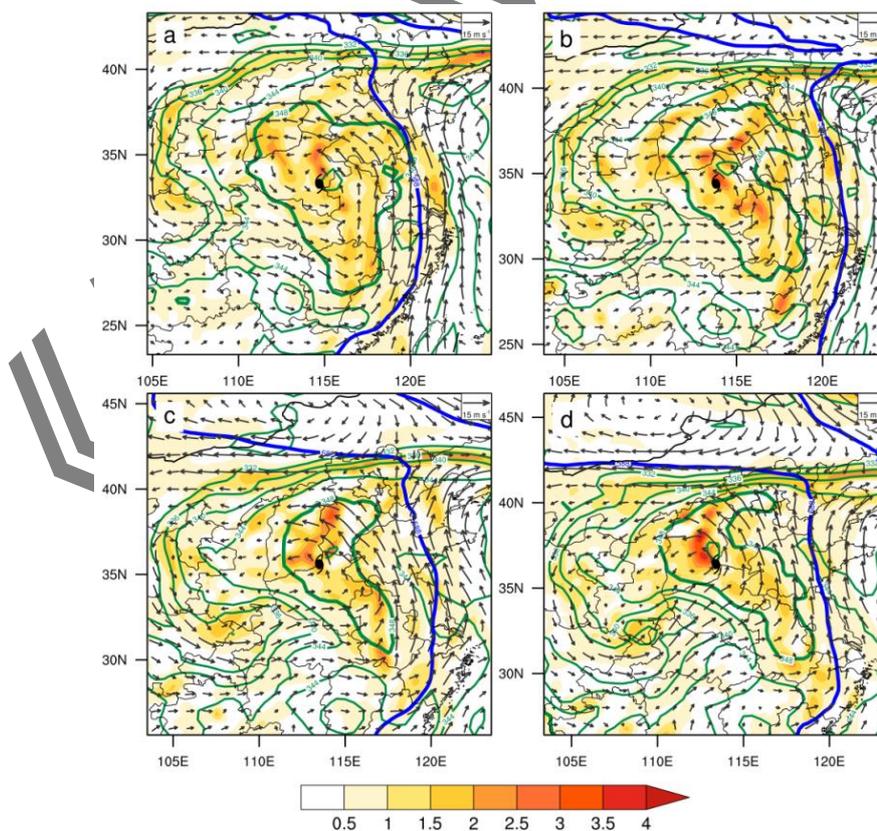
图 7 2023 年 7 月 (a) 30 日 08: 00 的  $K$  指数分布 (填色, 单位:  $^\circ\text{C}$ ) 和 850hPa 风场 (流线), (b) 29 日 20: 00 (c) 30 日 08: 00 河北邢台站温度压力对数图 (T-logP) 图

Fig. 7. Horizontal distribution of  $K$  index (shadings, unit:  $^\circ\text{C}$ ) and 850hPa wind fields (blue streamlines) at 08:00, 30<sup>th</sup>, red triangle is the location of Xingtai Hebei, (a); T-logP observation of Hebei Xingtai Station at (b) 20:00, 29<sup>th</sup> (c) 08:00, 30<sup>th</sup>

### 3.4. 湿位涡的发展过程

Wu and Liu (1998)、曹楚等 (2016) 研究指出, 登陆后向偏北移动的台风往往会发生与中纬度槽的相互作用, 西风槽后冷空气入侵台风环流, 会使台风暖气层抬升而获得位能, 而位能释放就会转化成台风低层动能, 这样就有利于台风残涡在陆面上的维持。

图 8 给出了台风杜苏芮残涡维持和复苏期间的对流层中层 (500 hPa) 湿位涡和相当位温的演变情况。由图可见, 残涡中心北侧有明显的湿位涡发展加强, 残涡中心的最大湿位涡从 29 日夜间至 30 日白天增长超过 1 倍; 但与 29 日夜间 (图 8a) 的残涡附近大范围正涡度分布不同, 30 日后正的湿位涡仅在涡旋中心的北侧发展加强, 而在西侧则相对减弱。若以 348K 等相当位温线覆盖的区域代表残涡的暖性涡旋范围 (图 8 绿色加粗等值线), 可以看到残涡系统的热力结构从对称分布逐渐转变为非对称结构, 但残涡中心附近仍然维持暖核的结构特征; 西侧有一支干冷气流沿青藏高原南下靠近残涡南部, 造成了残涡热力结构的不对称分布。与此同时 40°N 附近有一条明显的等相当位温的密集带 (332~344 K), 两侧不仅存在干 (冷) 暖 (湿) 明显的温湿梯度, 而且也配合着风场的拉伸。当残涡系统北上后与这条密集带之间的纬距不断缩小, 加剧了残涡所在的暖湿气团与中纬度西风槽后干冷气团之间温湿梯度, 而横亘残涡移动方向北侧带状副高为这种温湿梯度的维持提供了有利条件。



注: 绿色加粗等值线 (348K) 代表暖性涡旋范围。

图8 2023年7月29—30日500 hPa 湿位涡（填色，单位：PVU）、风场（风矢，单位： $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）、相当位温（绿色等值线，单位：K）和588 dagpm 高度线（蓝色实线）

(a) 29日 20: 00, (b) 30日 02: 00, (c) 30日 08: 00, (d) 30日 14: 00

Fig. 8. Moist potential vorticity (shading, unit: PVU), wind field (vector, unit:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) and the equivalent temperature (green lines, unit: K) and 588 dagpm at 500-hPa at 20:00, 29 July (a); 02:00, 30 July (b); 08:00, 30 July (c); 14:00, 30 July (d)

通过残涡中心湿位涡以及相当位温的经向—垂直剖面演变情况可以看出（图9），在残涡复苏阶段对流层中低层出现了正湿位涡的增加以及北侧上升气流的加强。从30日02:00开始残涡中心的北侧出现了一支沿着等熵面向北爬升的上升气流，对应在对流层中层（500 hPa）附近出现了正涡度的增长。进一步分析发现，涡旋北侧的等熵面出现了明显倾斜，提供了倾斜涡度发展提供了必要条件（吴国雄等，1995）。从动力上看，残涡北上过程中北侧遭遇到了带状副高的阻挡并移速减慢，其次在对流层中高层副高引导下的干冷气流进一步加剧了与中低层残涡代表的暖湿气团之间的温湿梯度，其结果是残涡北侧造成等熵面明显倾斜，为倾斜涡度发展提供了必要条件。对比同时段的大气温湿度梯度的纬向—高度分布可以发现（图略），尽管对流层中高层有干冷空气从西侧逐渐靠近残涡环流（与图8的等相当位温线分布相对应），但并未在残涡中心东西方向上造成明显的等熵面倾斜，因而并不是残涡系统发展的主要因素。

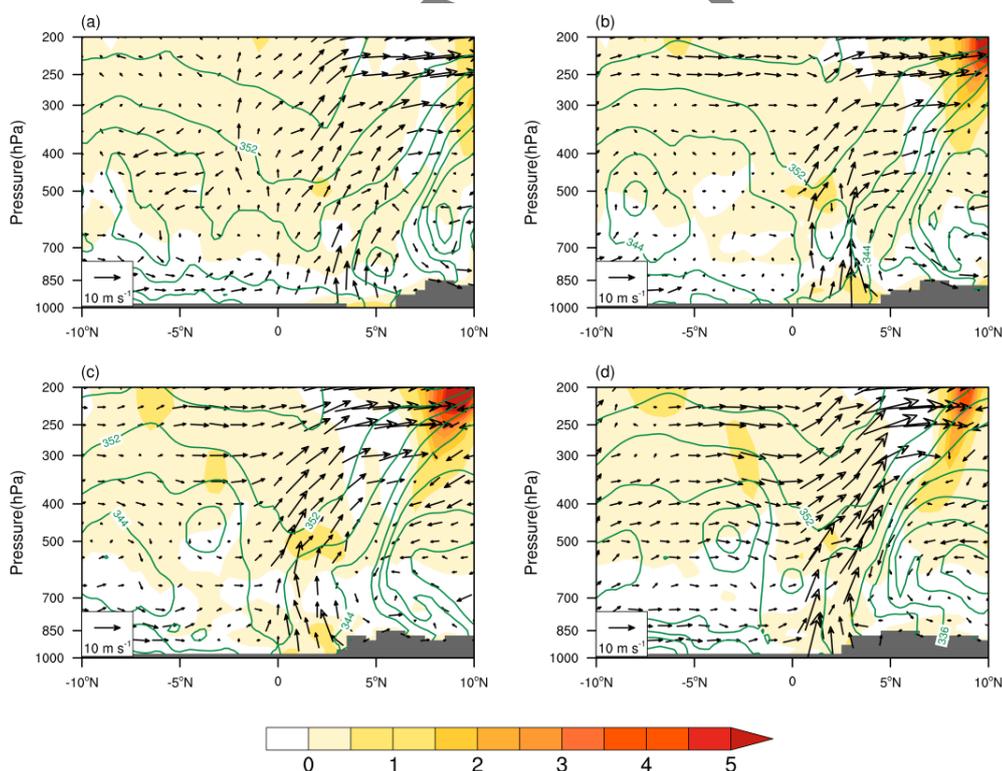


图9 2023年7月29—30日沿残涡中心的湿位涡（填色，单位：PVU）、经向风场（风矢，V分量单位： $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，W分量单位： $0.1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）和相当位温（绿色等值线，单位：K）的经向—高度剖面

(a) 29日 20: 00, (b) 30日 02: 00, (c) 30日 08: 00, (d) 30日 14: 00

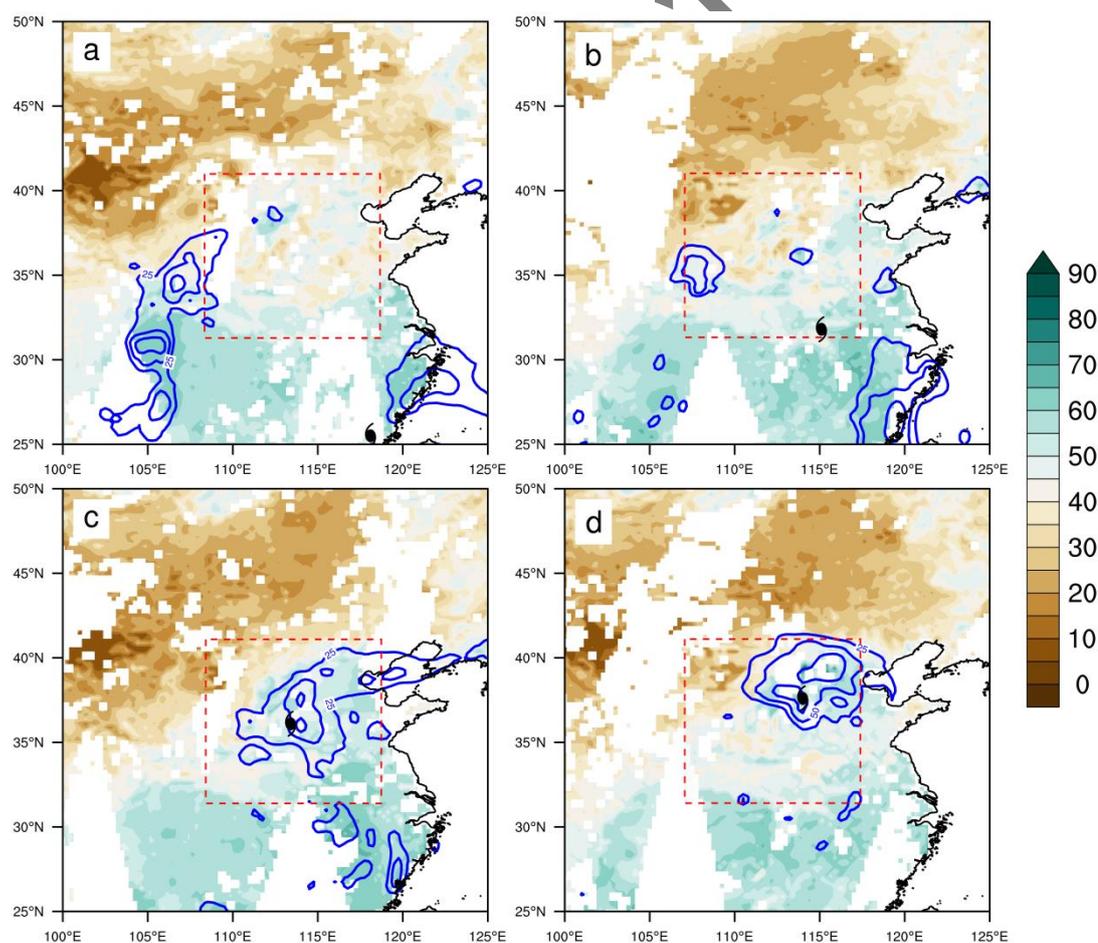
Fig. 9. Meridional-vertical cross section of moist potential vorticity (shading, unit: PVU), the equivalent temperature (green lines,

unit: K) and wind field (V vector, unit:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , W vector, unit:  $0.1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) with the same time in Fig. 8

### 3.5. 非绝热加热过程

通常当热带气旋深入内陆后,由于下垫面摩擦耗散作用热带气旋结构会逐渐瓦解和消散,或者由于中纬度系统作用变为锋面系统或温带气旋。然而,对于台风杜苏芮这类深入内陆却没有转变为冷核的涡旋系统,在此过程中的陆地下垫面加热作用是不容忽视的。国外学者将能够释放出大量潜热的极度潮湿的土壤定义为“棕色海洋”,并认为从下垫面获得的能量能维持气旋登陆后的暖核结构 (Andersen et al,2013; Berg, 2015)。

利用融合了主被动遥感的 C3S 全球土壤湿度数据分析了“杜苏芮”登陆后我国东部地区的土壤湿度变化情况 (图 10)。由于降水气候分布差异以及南北土壤密度不同等因素,我国土壤湿度从东南沿海向西北呈逐渐减小空间分布,黄河以北地区通常土壤湿度低于 50%。但值得注意的是,在“杜苏芮”残涡北上过程中华北平原和山西高原等地的土壤湿度明显增加 (图 10 红色点线方框)。通过叠加前一日累计降水量分布可以发现,土壤湿度在短时间内的增加与前期降水的空间分布是基本吻合的,说明局地的土壤在前期降水的作用下湿度会显著地增加,甚至达到接近饱和的状态,土壤中的水分通过蒸发作用向大气释放出潜热。

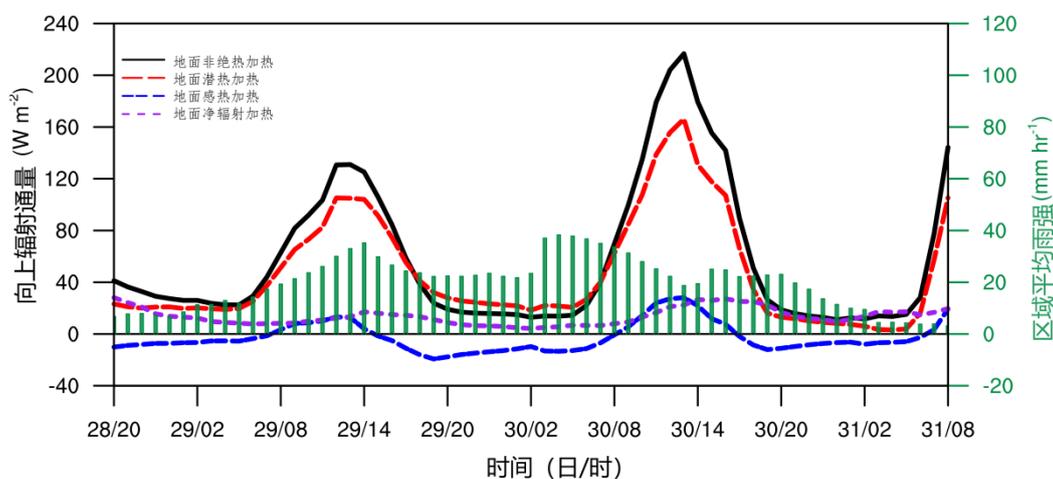


注：红色点线方框代表图 11 的计算范围。

图 10 2023 年 7 月 28—31 日地表土壤湿度（填色，单位：%）和前一日 24 h 累计降水量（蓝色等值线，单位：mm）  
（a）28 日，（b）29 日，（c）30 日，（d）31 日

Fig 10. Surface soil moisture (shadings, unit: %) and accumulated rainfall from the previous day (blue lines, contour at 25,50 and 100 mm) at 28 July (a), 29 July (b), 30 July (c) and 31 July, 2023 (d)

为了进一步分析局地土壤湿度变化对地表加热过程的影响，图 11 给出台风残涡维持和复苏区域（图 10 红色点线方框）内各项地表热通量的时间演变。总的非绝热加热包括了地表潜热释放、感热加热和净的辐射加热，各项加热项均存在一定的日变化特征（白天的热通量大于夜晚）。在局地土壤湿度增加的影响下，30 日白天地面向大气释放的潜热加热较 29 日出现了明显增加，最大值由约  $110 \text{ W m}^{-2}$  增加至  $160 \text{ W m}^{-2}$ ，并成为地面非绝热加热增加的主要贡献项。而对于潜热加热的增加，在该地区前期一直有持续性降水，保持了该地区的土壤持续处于高湿状态。进一步计算发现，29 日 20:00 时至 30 日 20:00 累计地表非绝热加热约为  $1781 \text{ W m}^{-2}$ （约为  $15.4 \text{ KJ cm}^{-2}$ ）。通常有利于热带气旋快速加强的海洋热容量（TCHP）下限为  $90 \text{ KJ}\cdot\text{cm}^{-2}$ （Shay et al, 2000; Mainelli et al, 2008），而西北太平洋热带气旋路径上平均的 TCHP 在  $42\sim 49 \text{ KJ}\cdot\text{cm}^{-2}$ （Wada et al, 2012）。在“杜苏芮”残涡北上过程中，尽管陆地下垫面能够提供的能量供给不如热带海洋充足，但在有利的降水分布下，局地土壤湿度增加通过潜热释放提高下垫面向大气的热量输送，仍然能为残涡维持提供一定的能量补充。



注：区域范围为图 10 中红色点线方框。

图 11 2023 年 7 月 28 日 20:00 至 31 日 08:00 区域平均的地表非绝热加热率、潜热加热项、感热加热项、净热辐射加热项以及降水强度（柱形）随时间的演变。

Figure 11. Time series of averaged surface diabatic heat flux (left axis, black solid line, unit:  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), latent heat flux (red line), sensible heat flux (blue line), net thermal radiation (purple line) and rain rate (right axis, unit:  $\text{mm}\cdot\text{hr}^{-1}$ ). The region is averaged in the red dotted rectangle in Fig.10

#### 4. 结论及讨论

结合此次台风杜苏芮登陆后残涡的维持过程分析了大尺度环流背景、水汽输送以及非绝

热加热作用，主要结论如下：

(1) “杜苏芮”登陆后其残余涡旋呈现明显的先减弱再加强的过程，其中 29 日夜间至 30 日白天残余系统加强，与通常陆上残余系统所不同的是“杜苏芮”残余仍维持了暖核特征，并未出现明显的变性过程。

(2) 残余维持的环境背景条件包括：“杜苏芮”北上过程中受到带状副高的阻挡移速减慢，北侧有西风槽的东移，并逐渐向中纬度斜压锋区靠近；低空急流建立持续水汽输送通道；高空急流建立了东北侧的流出通道。复苏过程中残余中心东北侧水汽出现明显的辐合加强，而水汽的汇合主要是由对流层低层风场切变造成。

(3) 倾斜涡度发展可以用于解释此次台风残余涡旋维持的动力过程，残余在北侧遇到了对流层中高层带状副高引导下的干冷气流，进一步加剧了与中低层暖湿气团之间的温湿梯度，残余北侧等熵面明显倾斜，其造成的动力抬升作用触发了垂直上升运动和自身气旋性涡度的垂直发展。

(4) 陆上残余在其维持阶段仍可以从陆地下垫面获得一定的加热作用，前期降水使得土壤湿度增加从而增加了地表潜热释放，进一步为残余的维持和加热提供必要能量。

根据本文的研究结果，给出了台风登陆后北上过程中残余长时间维持的热力和动力机制示意图（图 12）。与大多数登陆变性过程不同的是，“杜苏芮”残余中心并没有受到中高纬干冷空气卷入而发生变性，对流层中低层仍维持热带暖湿结构（绿色区域）。其次，残余北上过程中与带状副高之间的冷（干）暖（湿）对比导致了等熵面发生倾斜（橘色线），在低层暖湿而高层干冷的情况下，迫使残余中心北侧出现明显的上升气流（紫色箭头）；而对流层高层的高空急流进一步加强了残余北侧上空的垂直上升运动，为残余的维持和复苏提供了有利的动力抬升条件。大量的水汽通过低空急流沿副高向北输送并在残余中心东北侧发生了径向流入，加强了残余北侧的条件不稳定，局地对流发展后向大气释放大量潜热，为残余的复苏提供了能量来源。在前期台风外围降水的作用下残余附近的土壤湿度增加，一方面有利于陆地下垫面通过蒸发作用向大气释放潜热，另一方面有助于维持对流层中低层的不稳定条件。

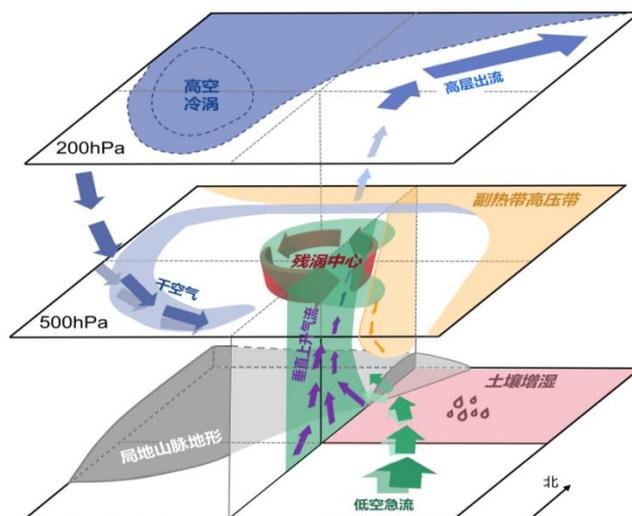


图 12 台风杜苏芮残涡长时间维持的热力和动力机制示意图

Fig.12 Thermodynamic Mechanism of DOKSURI (2023) Remnants longtime maintenance after its Landfall

值得注意的是，目前对于台风登陆后残涡结构及其强度维持的观测研究还不够充分，特别是对残涡复苏过程的热力和动力机制认识还不够全面，数值模式对于陆上台风预报能力有限，而这类残涡系统由于自身往往强度弱、结构不清晰，因而在观测及预报中也容易被忽视。未来仍需要进一步基于多源观测资料和数值模式，继续开展陆上（陆海交界）台风残涡维持和复苏等问题的研究。

## 参考文献:

- 曹楚, 王忠东, 刘峰, 等, 2016. 2013年“菲特”台风暴雨成因及湿位涡诊断分析[J]. 气象与环境科学, 39(4): 86-92. Cao C, Wang Z D, Liu F, et al, 2016. Diagnostic analysis of moist potential vorticity for heavy rain caused by “Fitow” (2013) Typhoon[J]. Meteor Environ Sci, 39(4): 86-92 (in Chinese).
- 程正泉, 陈联寿, 李英, 2009. 登陆台风降水的大尺度环流诊断分析[J]. 气象学报, 67(5): 840-850. Cheng Z Q, Chen L S, Li Y, 2009. Diagnostic analysis of large-scale circulation features associated with strong and weak landfalling typhoon precipitation events[J]. Acta Meteor Sin, 67(5): 840-850 (in Chinese).
- 丁一汇, 2015. 论河南“75.8”特大暴雨的研究: 回顾与评述[J]. 气象学报, 73(3): 411-424. Ding Y H, 2015. On the study of the unprecedented heavy rainfall in Henan Province during 4-8 August 1975: review and assessment[J]. Acta Meteor Sin, 73(3): 411-424 (in Chinese).
- 端义宏, 陈联寿, 梁建茵, 等, 2014. 台风登陆前后异常变化的研究进展[J]. 气象学报, 72(5): 969-986. Duan Y H, Chen L S, Liang J Y, et al, 2014. Research progress in the unusual variations of typhoons before and after landfalling[J]. Acta Meteor Sin, 72(5): 969-986 (in Chinese).
- 黄亿, 寿绍文, 傅灵艳, 2009. 对一次台风暴雨的位涡与湿位涡诊断分析[J]. 气象, 35(1): 65-73. Huang Y, Shou S W, Fu L Y, 2009. A diagnostic analysis of PV and MPV on the heavy rain caused by Typhoon Khanun[J]. Meteor Mon, 35(1): 65-73 (in Chinese).
- 李英, 陈联寿, 王继志, 2004. 登陆热带气旋长久维持与迅速消亡的大尺度环流特征[J]. 气象学报, 62(2): 167-179. Li Y, Chen L S, Wang J Z, 2004. The diagnostic analysis on the characteristics of large scale circulation corresponding to the sustaining and decaying of tropical cyclone after it's landfall[J]. Acta Meteor Sin, 62(2): 167-179 (in Chinese).
- 李英, 陈联寿, 徐祥德, 2005. 水汽输送影响登陆热带气旋维持和降水的数值试验[J]. 大气科学, 29(1): 91-98. Li Y, Chen L S, Xu X D, 2005. Numerical experiments of the impact of moisture transportation on sustaining of the landfalling tropical cyclone and precipitation[J]. Chin J Atmos Sci, 29(1): 91-98 (in Chinese).
- 李泽椿, 谌芸, 张芳华, 等, 2015. 由河南“75.8”特大暴雨引发的思考[J]. 气象与环境科学, 38(3): 1-12. Li Z C, Chen Y, Zhang F H, et al, 2015. Consideration by “75 8” extreme heavy rainfall event in Henan[J]. Meteor Environ Sci, 38(3): 1-12 (in Chinese).
- 潘劲松, 周玲丽, 陆玮, 等, 2019. 两个相似路径台风残余造成局地特大暴雨的成因机制和能量收支对比分析[J]. 大气科学, 43(6): 1399-1412. Pan J S, Zhou L L, Lu W, et al, 2019. Comparative analyses of mechanisms and energy budgets of local extreme rainfall events caused by remnant clouds of two typhoons with similar tracks[J]. Chin J Atmos Sci, 43(6): 1399-1412 (in Chinese).
- 饶晨泓, 毕鑫鑫, 陈光华, 等, 2022. 近海台风对“21·7”河南极端暴雨过程水汽通量和动、热力条件影响的模拟[J]. 大气科学, 46(6): 1577-1594. Rao C H, Bi X X, Chen G H, et al, 2022. A numerical simulation on the impacts of the offshore typhoons on water vapor flux, dynamic and thermal conditions of the extreme rainstorm event in Henan Province in July 2021[J]. Chin J Atmos Sci, 46(6): 1577-1594 (in Chinese).
- 孙建华, 齐琳琳, 赵思雄, 2006. “9608”号台风登陆北上引发北方特大暴雨的中尺度对流系统研究[J]. 气象学报, 64(1): 57-71. Sun J H, Qi L L, Zhao S X, 2006. A study on mesoscale convective systems of the severe heavy rainfall in North China by “9608” Typhoon[J]. Acta Meteor Sin, 64(1): 57-71 (in Chinese).
- 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁, 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展[J]. 气象学报, 53(4): 387-405.

Wu G X, Cai Y P, Tang X J, 1995. Moist potential vorticity and slantwise vorticity development[J]. *Acta Meteor Sin*, 53(4): 387-405 (in Chinese).

徐文慧, 倪允琪, 汪小康, 等, 2010. 登陆台风内中尺度强对流系统演变机制的湿位涡分析[J]. *气象学报*, 68(1): 88-101. Xu W H, Ni Y Q, Wang X K, et al, 2010. Moistpotential vorticity analysis of the evolution mechanism of a strong mesoscale convective system in a landing typhoon[J]. *Acta Meteor Sin*, 68(1): 88-101 (in Chinese).

杨舒楠, 路屹雄, 张芳华, 等, 2021. 热带风暴艾云尼持续性强降水成因分析[J]. *气象*, 47(1): 106-116. Yang S N, Lu Y X, Zhang F H, et al, 2021. Analysis on causes of persistent heavy rainfall brought by tropical storm ewiniar[J]. *Meteor Mon*, 47(1): 106-116 (in Chinese).

Andersen T K, Radcliffe D E, Shepherd J M, 2013. Quantifying surface energy fluxes in the vicinity of inland-tracking tropical cyclones[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 52(12): 2797-2808.

Andersen T K, Shepherd J M, 2014. A global spatiotemporal analysis of inland tropical cyclone maintenance or intensification[J]. *Int J Climate*, 34(2): 391-402.

Bennetts D A, Hoskins B J, 1979. Conditional symmetric instability—a possible explanation for frontal rainbands[J]. *Q J R Meteor Soc*, 105(446): 945-962.

Berg R, 2015. National hurricane center tropical cyclone report: tropical storm bill, (AL022015)[R]. Miami: National Hurricane Center.

Brauer N S, Basara J B, Kirstetter P E, et al, 2021. The inland maintenance and reintensification of tropical storm bill (2015). Part II: precipitation microphysics[J]. *J Hydrometeorol*, 22(10): 2695-2711.

Chen L S, 2012. Research progress on the structure and intensity change for the landfalling tropical cyclones[J]. *J Trop Meteor*, 18(2): 113-118.

Chen L S, Li Y, Cheng Z Q, 2010. An overview of research and forecasting on rainfall associated with landfalling tropical cyclones[J]. *Adv Atmos Sci*, 27(5): 967-976.

Dong M Y, Chen L S, Li Y, et al, 2010. Rainfall reinforcement associated with landfalling tropical cyclones[J]. *J Atmos Sci*, 67(11): 3541-3558.

Dong M Y, Chen L S, Li Y, et al, 2013. Numerical study of cold air impact on rainfall reinforcement associated with tropical cyclone Talim (2005): I. Impact of different cold air intensity[J]. *J Trop Meteor*, 19(1): 87-96.

Emantel K, Callaghan J, Otto P, 2008. A hypothesis for the redevelopment of warm-core cyclones over northern Australia[J]. *Mon Wea Rev*, 136(10): 3863-3872.

Evans C, Schumacher R S, Galarneau T J, 2011. Sensitivity in the overland reintensification of tropical cyclone Erin (2007) to near-surface soil moisture characteristics[J]. *Mon Wea Rev*, 139(12): 3848-3870.

Hart R E, 2003. A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry[J]. *Mon Wea Rev*, 131(4): 585-616.

Jones S C, Harr P A, Abraham J, et al, 2003. The extratropical transition of tropical cyclones: forecast challenges, current understanding, and future directions[J]. *Wea Forecast*, 18(6): 1052-1092.

Kaplan J, Demaria M, 2001. On the decay of tropical cyclone winds after landfall in the new England area[J]. *J Appl Meteor*, 40(2): 280-286.

Keller J H, Grams C M, Riemer M, et al, 2019. The extratropical transition of tropical cyclones. Part II: interaction with the midlatitude flow, downstream impacts, and implications for predictability[J]. *Mon Wea Rev*, 147(4): 1077-1106.

Kellner O, Niyogi D, Lei M, et al, 2012. The role of anomalous soil moisture on the inland reintensification of Tropical Storm Erin (2007)[J]. *Nat Hazards*, 63(3): 1573-1600.

Li Y, Chen L S, Qian C H, et al, 2010. Study on formation and development of a mesoscale convergence line in Typhoon Ranim[J]. *Acta Meteor Sin*, 24(4): 413-425.

Mainelli M, DeMaria M, Shay L K, et al, 2008. Application of oceanic heat content estimation to operational forecasting of recent Atlantic category 5 hurricanes[J]. *Wea Forecasting*, 23(1): 3-16.

Shay L K, Goni G J, Black P G, 2000. Effects of a warm oceanic feature on Hurricane Opal[J]. *Mon Wea Rev*, 128(5): 1366-1383.

Shen W X, Ginis I, Tuleya R E, 2002. A numerical investigation of land surface water on landfalling hurricanes[J]. *J Atmos Sci*, 59(4): 789-802.

Smith R K, Montgomery M T, 2016. The efficiency of diabatic heating and tropical cyclone intensification[J]. *Q J R Meteor Soc*, 142(698): 2081-2086.

Wada A, Usui N, Sato K, 2012. Relationship of maximum tropical cyclone intensity to sea surface temperature and tropical cyclone heat potential in the North Pacific Ocean[J]. *J Geophys Res: Atmos*, 117(D11): D11118.

Wu G X, Liu H Z, 1998. Vertical vorticity development owing to down-sliding at slantwise isentropic surface[J]. *Dyn Atmos Oceans*, 27(1/2/3/4): 715-743.

Yanai M, Li C F, Song Z S, 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon[J]. *J Meteor Soc Japan*, 70(1B): 319-351.

Zhang G S, Mao J Y, Hua W, et al, 2023. Synergistic effect of the planetary-scale disturbance, typhoon and meso- $\beta$ -scale convective vortex on the extremely intense rainstorm on 20 July 2021 in Zhengzhou[J]. *Adv Atmos Sci*, 40(3): 428-446.