

中国近 30 年有/无大气河伴随的登陆台风 气候学特征对比分析*

陈红专^{1,2} 毛紫怡³ 陈静静^{2,4}
CHEN Hongzhuan^{1,2} MAO Ziyi³ CHEN Jingjing^{2,4}

1. 怀化市气象局, 怀化, 418000
2. 气象防灾减灾湖南省重点实验室, 长沙, 410118
3. 成都信息工程大学大气科学学院, 成都, 610103
4. 湖南省气象台, 长沙, 410007

1. Huaihua Meteorological Office of Hunan Province, Huaihua 418000, China
2. Key Laboratory of Meteorological Disaster Prevention and Reduction in Hunan, Changsha 410118, China
3. Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610103, China
4. Hunan Meteorological Observatory, Changsha 410007, China

2020-03-09 收稿, 2020-05-21 改回.

陈红专, 毛紫怡, 陈静静. 2020. 中国近 30 年有/无大气河伴随的登陆台风气候学特征对比分析. 气象学报, 78(5): 745-760

Chen Hongzhuan, Mao Ziyi, Chen Jingjing. 2020. A comparative analysis of climatological characteristics of landing typhoons with and without atmospheric river in recent 30 years in China. *Acta Meteorologica Sinica*, 78(5):745-760

Abstract This study uses analysis method to analyze the characteristics of large-scale circulation and water vapor field of landing typhoons with and without the support of atmospheric river (AR) from 1986 to 2015 based on the JRA55 reanalysis and archived typhoon data. The main conclusions are as follows. Of the typhoons that landed on the mainland China within the 30 year period, the numbers of the typhoons with AR and without AR are roughly equal, and the average duration of the former (38 h) is longer than the latter (22.5 h). After the typhoon with AR support landed, the contour lines of the geopotential height over the typhoon and the subtropical high were very dense, and the typhoon tended to gradually approach the baroclinic front zone as it moved toward the mid-latitude trough. For the typhoon without AR support, the contour lines of geopotential height over the typhoon and the subtropical high were sparse, and there was no support of approaching long wave trough. After the typhoon with AR support landed, it was still connected with the southwesterly low-level jet, and the strong wind core of the typhoon vortex wet area expanded upward. In contrast, the typhoon without AR support was disconnected from the strong water vapor channel after landing. Landing typhoon is a high-value center of water vapor sink. The Indian monsoon circulation in summer and the South China Sea summer monsoon are the main channels for transporting water vapor into the typhoon. For the typhoon with AR support, the magnitude of water vapor transport and the intensity of the convergence were significantly larger than that of the typhoon without AR support, and the water vapor convergence had a quasi-symmetric structure. The typhoon without AR support had an asymmetric structure, and the colder and stronger water vapor transport on its north side accelerated the filling of the typhoon. After the typhoon with AR support landed, a strong water vapor transport always maintained on its southern boundary, and the total water vapor income in the typhoon region decreased slowly. For the typhoon without AR support, the total water vapor income in the typhoon region decreased rapidly. From the perspective of vertical distribution, within 48 h after landing, the typhoon with AR support still had a relatively complete low-

* 资助课题: 中澳双边气象科技合作国际项目(JW-16-4.1)、湖南省气象局重点项目(XQKJ16A001、XQKJ17D001)、湖南省气象局预报员专项(XQKJ19C004)。

作者简介: 陈红专, 主要从事天气预报及相关研究工作。E-mail: dktanqx@tom.com

level cyclonic circulation structure, and there was net water vapor input along the four boundaries. The cyclonic structure tended to become loose with increasing altitude. The cyclonic circulation structure of the typhoon without AR support was incomplete after 24 h of landing.

Key words Atmospheric river, Landing typhoon, Climatological characteristics, Dynamic synthesis

摘要 利用 JRA55 再分析资料和近 30 年台风资料,采用动态合成分析方法对 1986—2015 年有/无大气河伴随的登陆台风大尺度环流和水汽场特征进行了合成分析,以探讨大气河对登陆台风演变的影响,主要结论如下:30 年内登陆中国大陆的台风中,有大气河伴随和无大气河伴随的大约各占 50%,平均陆上维持时间前者(38 h)长于后者(22.5 h)。有大气河伴随的台风登陆后,台风与副热带高压间的等高线密集,台风在中纬度槽前移动过程中有逐渐向斜压锋区靠近的趋势,而无大气河伴随的台风登陆后,台风与副热带高压间的等高线稀疏,也无长波槽靠近;有大气河伴随的台风登陆后,仍然与西南风低空急流和超低空急流水汽输送通道相连,台风涡旋区大风核伸展高度高,而无大气河伴随的台风登陆后与强水汽通道断开;登陆台风是水汽汇的一个高值中心,夏季印度季风环流和南海夏季风是向台风输送水汽的主要通道。有大气河伴随的台风,水汽输送速度的大小和辐合的强度明显大于无大气河伴随的台风,且其水汽辐合呈准对称结构,而无大气河伴随的台风其水汽辐合呈不对称结构,北侧的冷性强水汽输送会加速台风的填塞;有大气河伴随的台风登陆后,其南边界一直维持较强的水汽输送,台风区域总的水汽收入减小缓慢,而无大气河伴随的台风登陆后,台风区域总的水汽收入迅速减小;从垂直分布来看,有大气河伴随的台风在登陆后 48 h 内,其低层气旋式环流结构较完整,4 个边界均有净的水汽输入,随着高度升高结构趋于松散。而无大气河伴随的台风在登陆 24 h 后其气旋式环流结构已不完整。

关键词 大气河, 登陆台风, 气候学特征, 动态合成

中图法分类号 P458.1*24

1 引言

台风是发生在北太平洋西部(包括中国南海)的强烈热带气旋,最大持续地面风超过 32 m/s,相当于西北半球的飓风(Palmén, 1969)。中国是世界上受热带气旋影响最为严重的国家之一,热带气旋登陆频繁,登陆气旋造成的灾害损失也非常严重(陈联寿等, 1979; Peduzzi, et al, 2012; Li, et al, 2017)。由于中国大陆沿岸的山地地形,大多数登陆台风因表面摩擦力的增大而迅速消散。然而,在某些条件下,一些台风在陆地上持续的时间比平均时间长,导致某些特殊环境条件以及复杂多尺度相互作用下的极端降雨过程,中国 24 h 累计降雨量记录中,排在前六位的记录均是由台风引发的(Chen, et al, 2010),准确预测此类极端事件仍然是非常具有挑战性的(Jones, et al, 2003)。一个著名的例子是 1975 年第 3 号超级台风,于 8 月 3 日在福建省海岸登陆后长时间维持,其残余低涡深入河南省的中部地区并停滞少动,造成河南省林庄 24 h 创中国大陆暴雨记录的 1062 mm 特大暴雨,如此罕见的暴雨引发了灾难性的大坝坍塌,由此产生的洪水造成 1200 万人受灾,经济损失约 100 亿元人民币(Liu, et al, 2009; Ying, et al, 2014; 丁一汇, 2015)。因此,对台风登陆及其引发的强降水的研究一直是

气象学者非常关注的热点和难点(Rogers, et al, 2003; Atallah, et al, 2007; Gao, et al, 2009; 孙力等, 2015)。

众所周知,在热带海洋上,表面摩擦相对较小,热带气旋主要通过通过对流层低层的水汽流入以及来自下垫面的潜热和显热的向上输送获取能量(Cordeiro, 1900; Palmén, 1969)。但当台风从海洋移动到陆地后,地面水汽和潜热通量减弱,向上的热通量显著减少,导致强风减弱,台风最终消亡。陈联寿等(2004)总结了登陆热带气旋在陆面摩擦耗损下得以久留不消的能量来源主要是潜热释放和斜压位能释放,此外动量和涡度收支对其维持也有一定作用。Meng 等(2016)发现,与大尺度西南季风关联的水汽输送为台风尤特(2013 年)东南侧中尺度对流系统(MCS)的生成和组织化提供了有利条件,中尺度对流系统的潜热释放又提供了正反馈,增强了台风环流和西南季风气流,减缓尤特的消亡,导致强降雨维持。李英等(2005)的数值试验表明,台风碧利斯(2000 年)登陆后与一条西南风低空急流水汽通道长时间保持连接,充沛的水汽供应有利于热带气旋暖心结构维持和热带气旋环流中的强对流活动,而对流活动中水汽凝结潜热释放是热带气旋获得能量继续维持的重要条件。在对 1975 年第 3 号台风数值模拟中, Yang 等(2017)发现,8 月 7 日的暴雨期间,异常大的水汽输送区在强

降水中起重要作用,因此持续的水平水汽输送对于登陆台风的陆上维持和降雨分布至关重要(Chen, et al, 2010; 叶成志等, 2011; 朱红芳等, 2019)。登陆台风在北上过程中如果与中纬度环流系统相互作用而获得斜压能量,这种相互作用常引起热带气旋的变性(ET),有利于台风残留低压的长时间维持。Wood等(2014)统计了42年东北太平洋热带气旋变性过程,发现东北太平洋的热带气旋变性是随着中纬度槽的发生而发生的,强中纬度槽会导致副热带高压脊减弱,热带气旋与低槽相互作用,在热带气旋变性期间或之后,与中纬度槽相互作用的许多热带气旋确实会向北传播较远,从而影响北美。Klein等(2000)通过分析1994—1998年6—10月发生在西北太平洋的30次热带气旋变性个例,提出了一个三维概念模型。利用该概念模型,并结合卫星图像和高分辨率数值预报,有助于预报员评估热带气旋变性的开始、进展和完成等3个阶段。变性的结果会导致对称的暖心热带气旋向不对称的冷心温带气旋的转变,不但延长了热带气旋的生命史,也会改变其风雨分布(Atallah, et al, 2003)。

大气河(Atmospheric River, AR)的概念由Zhu等(1994, 1998)于1994年首次提出,他们发现大气河虽然仅覆盖约10%的地球表面,却承担了中纬度地区的大部分水汽经向输送。在过去的20年,学术界对“大气河”这个概念一直存在争议,主要的焦点是它与现有概念的重复,如暖输送带(Warm Conveyor Belt, WCB)、热带水汽输出(Tropical Moisture Export, TME)、低空急流(Low Level Jet, LLJ)等(Ralph, et al, 2018)。尽管如此,20年来,关于大气河的研究,尤其是大气河对中纬度地区的水汽输送和降雨作用的研究呈快速增长的趋势(Ralph, et al, 2017)。针对大气河的研究主要集中在大气河的定义和识别(Zhu, et al, 1998; Rutz, et al, 2014; Guan, et al, 2015; Brands, et al, 2017)、大气河的结构特征(Ralph, et al, 2005; Sodemann, et al, 2013; Gimeno, et al, 2014)、大气河的水汽来源(Bao, et al, 2006; Sodemann, et al, 2013)以及大气河的影响(O'Hara, et al, 2009; Smith, et al, 2010; Neiman, et al, 2011; Hatchett, et al, 2017; Mo, et al, 2019)等方面。鉴于大气河作为表征瞬态强水汽输送的天气系统,在决定中纬度强降水事件分布中起关键作用,在2016年8月举行的

第一届国际大气河会议(IARC)上,大气河的标准化定义被收录到了气象学术语表GoM(Glossary of Meteorology, American Meteorological Society, 2020)中:大气低层里的一种长带状强水汽输送通道,通常起源于热带海洋,镶嵌在中纬度气旋冷锋前方的暖输送带里,负责完成大气中的大部分(>90%)经向水汽传输。

目前国际上开展大气河研究的地区主要集中在北美西海岸和欧洲西海岸(Ralph, et al, 2017),针对影响中国的大气河研究非常少,尤其是大气河对登陆台风的影响研究几乎是空白。Zhu等(1998)发现,亚洲太平洋季风地区也可形成大气河,并且某些大气河与西北太平洋的台风有关。傅刚等(2019)也认为过去的研究往往把热带气旋/台风所带来的水汽演变形成的长条状水汽带排除在外,建议未来的研究应该统筹把热带气旋/台风所伴随的“大气河”考虑进来。为此,文中统计了30年(1986—2015年)登陆中国大陆的台风,选取登陆时有大气河伴随和无大气河伴随的两组台风,采用动态合成方法对比研究两组登陆台风大气河的演变,探讨大气河对登陆台风维持和衰减的影响。

2 资料与方法

所用资料包括日本JRA55再分析资料(Harada, et al, 2016)和近30年(1986—2015年)台风资料(Ying, et al, 2014),其中JRA55资料包括两套:基本要素资料(风、高度、温度和比湿),分辨率为 $1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$,垂直方向27层;整层积分后的资料(大气可降水量、热能通量、水汽通量),分辨率为 $0.5625^{\circ} \times 0.5625^{\circ}$,两套资料时间分辨率均为6 h。30年登陆中国大陆的台风及其最优路径资料来源于中国气象局上海台风研究所。

为了跟踪台风的运动及其周围环境的变化,参考Frank(1977)的合成分析方法,采用伴随台风的移动坐标系,以台风登陆前24 h至登陆后48 h内各时刻台风所在位置作为移动坐标系的原点和动态区域中心,选取台风中心周围东南西北各 50° 的范围(对于JRA基本要素资料,则为东西南北各40个点,对于整层积分后的资料,则为东西南北各89个点),求取各物理量在该区域内的多个台风样本的平均值。该方法的特点是能保持台风与周围环境的相对位置,台风结构保持相对完整,而且台

风也总是处于研究区域的中心。

目前国际上有两种基本方法可以用来定义和监测大气河。第一种方法是计算出大气中的水汽含量垂直积分IWV(vertically Integrated Water Vapor)

$$IWV = \frac{1}{g} \int_{p_{sfc}}^{p_{top}} q dp \quad (1)$$

式中, g 是重力加速度, q 是比湿, p 是气压, p_{sfc} 和 p_{top} 分别表示大气底部和顶部气压值。在实际应用中, 一般积分到 300 hPa(接近对流层顶), 根据 IWV 的量值和分布来定义大气河。

另一种方法是计算出水汽通量的垂直积分 IVT(vertically Integrated water Vapor Transport)

$$IVT = \frac{1}{g} \int_{p_{sfc}}^{p_{top}} q \mathbf{V} dp \quad (2)$$

式中, \mathbf{V} 是水平风矢量, 然后再对 IVT 使用阈值来定义大气河。已有一些分析发现, 用 IVT 定义的大气河与复杂地形上降水相关性好于用 IWV 定义的大气河 (Ralph, et al, 2004; Junker, et al, 2008; Neiman, et al, 2013)。文中大气河的定义和监测采用水汽通量的垂直积分。在统计有/无大气河伴随的登陆台风时, 大气河定义为水汽通量垂直积分图上台风圆圈外伸出的尾巴, 其长度 ≥ 1500 km (以 $IVT = 250$ $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$ 为廓线), 中心最大值 \geq

500 $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$, 长宽比率 ≥ 2 。图 1 是有/无大气河伴随的两个台风例子, 图 1a 中, 与 200709 号超强台风“圣帕”强水汽通量垂直积分区连接在一起, 位于其西南象限的 $IVT \geq 250$ $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$ 的长条形带状区域长度 > 1500 km, 中心强度 > 500 $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$, 也满足长宽比要求, 故“圣帕”统计为有大气河伴随的台风, 而 2010 年第 11 号超强台风“凡亚比”除了台风环流自身的强水汽通量垂直积分区外, 没有长条形的强水汽通量垂直积分区与台风相连, 故统计为无大气河伴随的台风(图 1b)。

水汽通量输送的流函数和势函数的计算按丁一汇(1989)提出的方法, 先根据网格点上的比湿(q)、 u 风和 v 风计算出水汽通量(Q)及其散度场和涡度场, 然后用超张弛法数值求解泊松方程得到流函数和势函数, 并计算水汽通量的辐散分量和非辐散分量, 最后垂直积分得到单位面积空气柱的流函数及其非辐散分量以及势函数及其辐散分量。

3 伴随大气河的登陆台风统计

根据上海台风研究所的最优路径资料, 1986—2015 年登陆中国大陆的台风共有 161 个, 文中经过筛选, 其中有 23 个台风由于其移动路径怪异(如蛇形路径或打转路径), 或者台风仅擦过中国东南沿

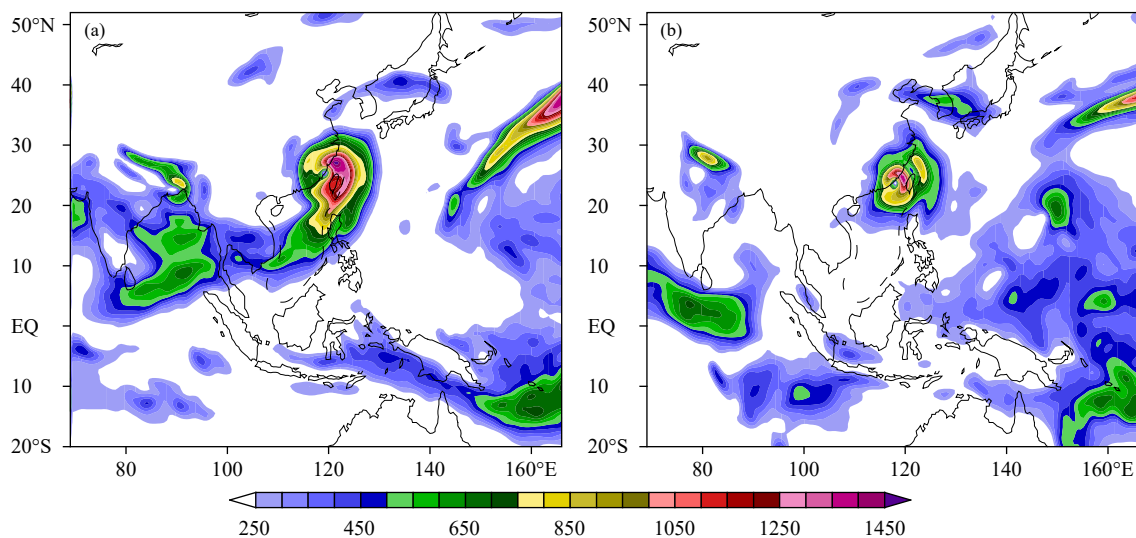


图 1 有/无大气河伴随的台风登陆时水汽通量垂直积分(单位: $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$) 的分布
(a. 2007 年第 9 号超强台风“圣帕”(2007 年 8 月 19 日 02 时(北京时间)),
b. 2010 年第 11 号超强台风“凡亚比”(2010 年 9 月 20 日 08 时(北京时间))

Fig. 1 Distributions of IVT (unit: $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$) at the time of landing for typhoons with and without AR
(a. the super typhoon "Sepat" at 02:00 BT 19 August 2007, b. the super typhoon "Fanapi" at 08:00 BT 20 September 2010)

海(或雷州半岛)后又重新入海而在陆上停留时间非常短,在此不对其进行分析,最后保留138个台风。

经过统计,138个登陆台风中,登陆时伴随有大气河的有70个,无大气河伴随的有68个,各占约50%。登陆台风的年际分布不均,最多的是1995年(8次),最少的是1986年(1次),登陆台风出现频次在5次以上的有14年。从月际分布(图2)看,有大气河伴随的台风登陆的时间出现在6—10月,主要在6—9月,尤其是7和8月最多,均为24次。而无大气河伴随的台风在4—11月均可出现,但主要集中在6—10月,其中8和9月最多(17次)。相对而言,有大气河伴随的台风登陆的月份更集中。

对台风陆上维持时间的统计(表1)发现,有大气河伴随的台风平均陆上维持时间为38 h(其中0709号台风“圣帕”陆上维持时间长达144 h),无大气河伴随的台风平均陆上维持时间为22.5 h。统计还发现,在有大气河伴随的70个台风中,陆上维持时间超过24 h的有50个,平均维持时间为46.3 h,维持时间小于24 h的有20个,平均维持时间仅为17.3 h。而无大气河伴随的68个台风,维持时间小于24 h的有48个,平均维持时间为13.6 h,有20个台风的维持时间超过24 h,平均维持时间为43.8 h。

决定登陆台风陆上维持时间长短的因素,除了台风登陆时的强度外,台风能否获得源源不断的潜

热释放是一个重要方面,潜热的来源即是水汽。从表1可看出,有大气河伴随的台风中,虽然大部分台风其陆上维持时间超过24 h,但其中维持时间超过48 h的仅有14个,且有20个台风维持时间不到24 h。对登陆时有大气河伴随但维持时间小于48 h的台风(共56个)统计发现,其中5个登陆时强度仅为热带风暴,且有3个的维持时间仅在12 h左右;有14个受双台风影响,水汽流向另一个台风,导致水汽输送中断,如2001年第3号台风榴莲、2012年第9号台风苏拉、2013年第9号超强台风天兔、2013年第23号强台风菲特都是受双台风影响;14个台风移动路径为东北转向类,其中有9个又再次入海,由于不统计再次入海后的时间,导致陆上时间较短(如2007年第13号超强台风韦帕、2009年第8号台风莫拉克)。其余的台风大都是在登陆时有大气河伴随,但在登陆后不久即与大气河断开,导致水汽输送中断,从而影响了其陆上维持时间。

分析无大气河伴随但维持时间小于24 h的48个台风发现,其中有20个登陆时强度仅为热带风暴或热带低压,其平均陆上维持时间仅为7.4 h。统计无大气河伴随但维持时间大于24 h的20个台风发现,有10个的移动路径为东北转向路径,其中的7个又再次入海,其在向北移动过程中可能与中纬度环流系统相互作用而获得斜压位能,导致其陆上维持时间长。另外,有12个台风在登陆时的强度为台风或强台风,只有3个强度是热带风暴,如2004年第14号强台风云娜,由于其近海增强特点,云娜登陆时强度为强台风级,登陆后又受冷空气影响而获得斜压位能,导致云娜登陆时虽然没有大气河伴随,但其陆上维持时间长达62 h(许爱华等,2006;叶成志等,2007;季亮等,2007)。

从以上统计来看,决定台风陆上维持时间的因素较多,其中水汽输送的作用至关重要,大气河作为连接热带海洋的一条长带状强水汽通道,对登陆台风陆上维持必然有重要影响,因此为进一步了解

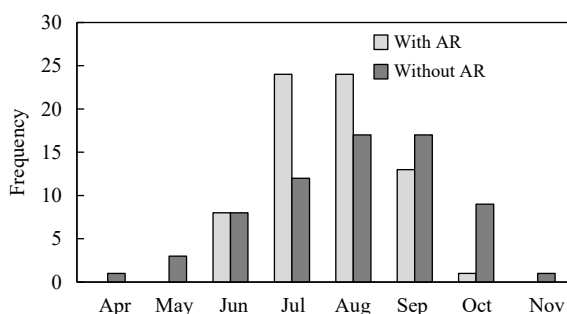


图2 有/无大气河伴随台风的月际分布

Fig. 2 Monthly distributions of typhoon with AR and without AR

表1 有/无大气河伴随的登陆台风统计

Table 1 Statistics of landing typhoons with and without AR

分类	个数	有大气河伴随		无大气河伴随	
		个数	平均维持时间(h)	个数	平均维持时间(h)
所有台风	138	70	38.0	68	22.5
维持时间大于24 h	70	50	46.3	20	43.8
维持时间小于24 h	68	20	17.3	48	13.6

大气河对台风陆上维持时间的影响,选取有大气河伴随和无大气河伴随的两组登陆台风进行合成分析,选择标准是:台风登陆时强度必须在强热带风暴或以上,以减少登陆时强度不同对陆上维持时间的影响;有大气河伴随的台风其陆上维持时间必须大于 48 h,而无大气河伴随的台风维持时间小于

24 h,以减少其他因素对陆上维持时间的影响。经过筛选,有大气河伴随的登陆台风有 13 个(登陆时强热带风暴 4 个,台风 8 个,强台风 1 个),平均维持时间为 75 h;无大气河伴随的登陆台风有 26 个(登陆时强热带风暴 12 个,台风 13 个,强台风 1 个),平均维持时间为 18 h,它们的移动路径如图 3。

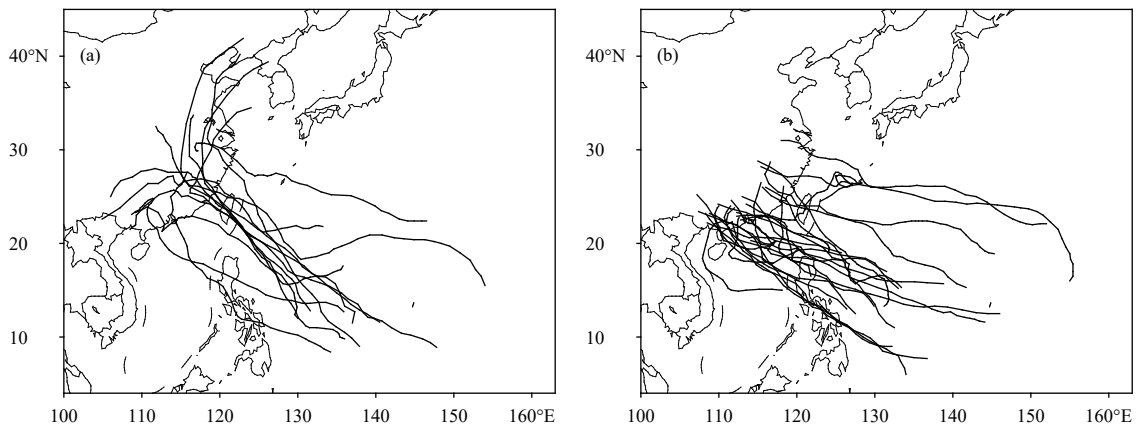


图 3 有大气河伴随的台风路径 (a) 及无大气河伴随的台风路径 (b)

Fig. 3 Typhoon tracks (a) with AR and (b) without AR

4 大尺度环流背景

4.1 500 hPa 高度场

从动态坐标合成的 500 hPa 环流特征(图 4)看,有/无大气河伴随的台风 500 hPa 环流背景相似之处是,登陆时台风东北象限均为西太平洋副热带高压(简称副高),随着台风陆上移动,台风与副高的位置关系逐渐由东北—西南向转为东西向。不同之处主要有两个方面:(1)有大气河伴随的台风,其与副高之间等值线密集,说明气压梯度力大,有利于台风环流东侧偏南风急流的维持,对来自低纬度海洋的水汽有吸引和辐合作用,从而有利于陆上长时间维持;而无大气河伴随的台风,其与副高之间等值线稀疏,台风环流东侧风速较小,不利于气旋式环流的维持。(2)有大气河伴随的台风登陆后,其北侧有斜压锋区存在,台风在中纬度槽前向偏北方向移动过程中逐渐向斜压锋区靠近,有利于斜压位能释放转化为动能,使气旋式环流维持或加强,大气适应过程使气旋中心气压下降从而使台风低压维持甚至再度加强发展,这与李英等(2004)的研究结果较为一致;而无大气河伴随的台风在其北侧并没有中纬度长波槽移近,因而也不存在斜压位

能向动能转化的机制。

4.2 高、低空急流的演变

下面分析合成的高、低空急流演变,考虑到合成方法对数据有平滑作用,因此不采用 12 m/s 和 30 m/s 的急流标准,定义低层风速 ≥ 8 m/s 的区域为低空急流区,200 hPa 风速 ≥ 24 m/s 的区域为高空急流区。

从图 4a 可看出,登陆时,有大气河伴随的台风其西南象限有西南风低空急流与台风相连,低空急流轴中心强度超过 12 m/s,台风中心东侧偏南风达 20 m/s,925 hPa 的西南风超低空急流强度几乎与 850 hPa 的低空急流(图 5a)强度相当,西南风低空急流和超低空急流是登陆台风水汽输送的主要通道,其分布与图 6a 大气河的分布基本相同,说明大气河的水汽及其输送主要集中在对流层低层。台风水汽来源可追踪到中国南海和孟加拉湾。登陆 24 h 后(图 4c),虽然台风区域的偏南风有所减弱,但西南风低空急流仍然与台风环流相连,而且低空急流中心核有东移靠近台风环流的趋势。超低空急流也仍然与台风相连,且强度没有明显减弱(图 5c)。直到登陆 48 h 后,低空急流和超低空急流才与登陆台风断开,但低空急流和超低空急流仍然

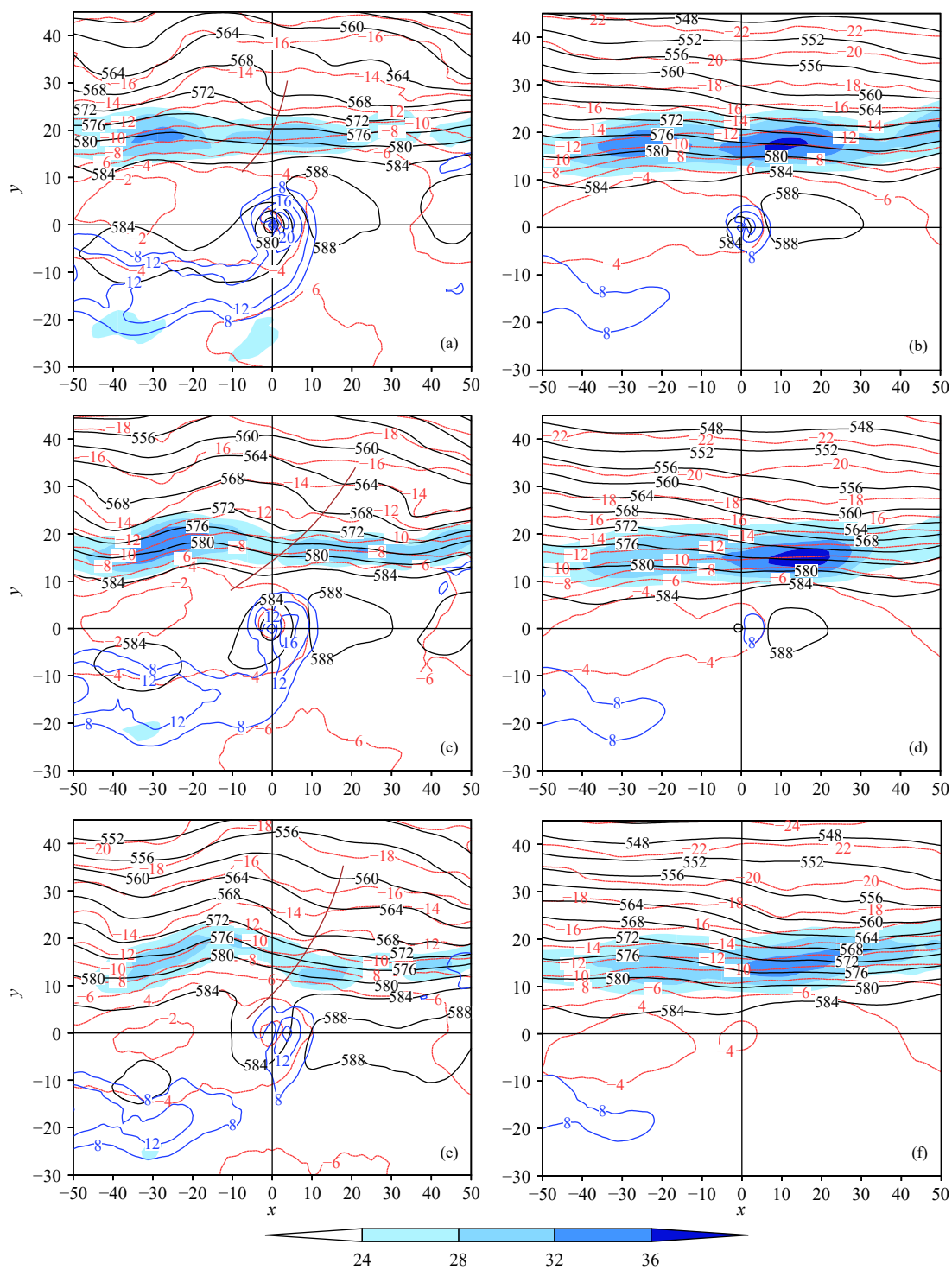


图 4 合成的 500 hPa 高度场 (黑色等值线, 单位: dagpm) 和温度场 (红色等值线, 单位: °C)、200 hPa 全风速 (色阶, 单位: m/s) 以及 850 hPa 全风速 (蓝色等值线, 单位: m/s) (棕色粗实线表示 500 hPa 高空槽; a、c、e 分别是有大气河伴随的台风登陆时、24 h 和 48 h, b、d、f 分别是无大气河伴随的台风登陆时、24 h 和 48 h; 台风中心位于坐标原点; x、y 坐标分别是距离台风中心的经纬度数)

Fig. 4 Composite 500 hPa height field (black isolines, unit: dagpm), temperature (red isolines, unit: °C), 200 hPa wind speed (shaded, unit: m/s) and 850 hPa wind speed (blue isolines, unit: m/s) (The brown thick lines indicate troughs at 500 hPa; a, c and e correspond to the times of typhoon landing, and 24 h later and 48 h later with AR; b, d and f correspond to the times of typhoon landing, and 24 h later and 48 h later without AR; The typhoon center is located at the origin of the coordinate, and the x and y coordinates are the latitude and longitude from the typhoon center)

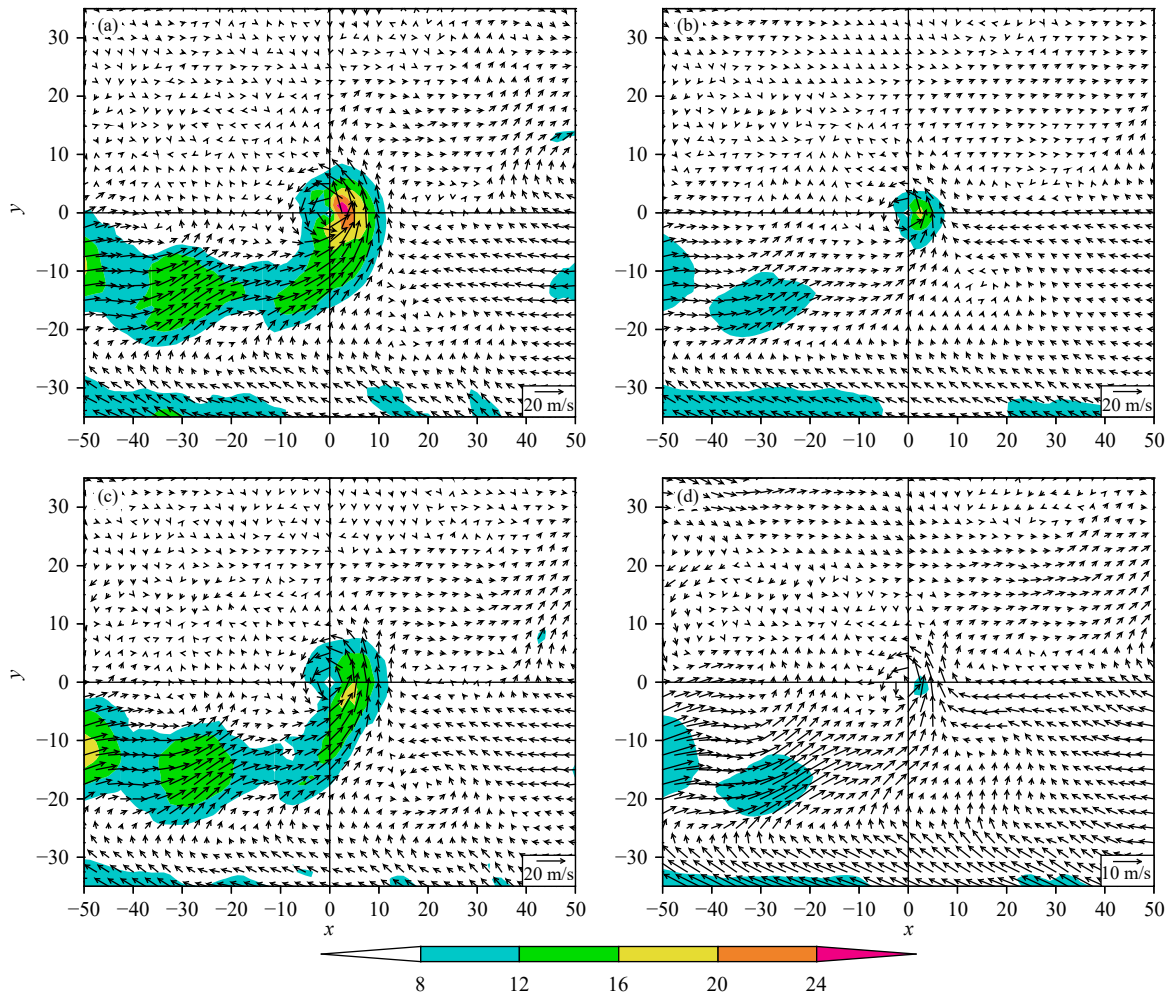


图5 合成的925 hPa风场(色阶区为合成风速 ≥ 8 m/s的强风速区)

(a、c分别是有大气河伴随的台风登陆时、24 h合成风场,b、d分别是无大气河伴随的台风登陆时、24 h合成风场;坐标信息同图4)

Fig. 5 Composite wind field at 925 hPa (shaded are as denote strong wind speed areas with composite wind speed ≥ 8 m/s)

(a, c are composite wind speeds at the landing time and 24 h later for with AR typhoons, respectively; b, d are composite wind speeds at the landing time and 24 h later for without AR typhoons, respectively; Coordinate information is the same as in Fig.4)

维持,对登陆台风仍有较强的水汽输送。从图4b可看出,无大气河伴随的台风,不但西南风低空急流强度弱,而且其与登陆台风本体是断开的,超低空急流也与台风是断开的(图5b、d),这种结构显然不利于向台风输送水汽,也就不能提供台风陆上维持所需的潜热释放,统计结果也显示,无大气河伴随的台风陆上维持时间平均只有18 h。登陆24 h和48 h后(图4d、f),不但这种断开状态继续维持,而且低空急流的流向不再是向台风中心。从图4可看出,有/无大气河伴随的台风在其北侧高空均伴有高空急流,距低压中心约为10个纬距,另外从图4以及图7e、f可知,无大气河伴随的台风高空急流强于有大气河伴随台风,位置也更靠近台风。

5 登陆台风水汽场特征分析

5.1 登陆台风大气河的演变

对比有/无大气河伴随登陆台风的水汽通量垂直积分演变发现,有大气河伴随的台风,除了台风自身的强水汽通量垂直积分中心外,在台风中心西南象限有一强带状水汽通量垂直积分区与台风中心相连,长度超过1500 km,中心强度超过500 $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$,根据大气河的定义,即有大气河与台风相连,大气河维持时间长,从台风登陆后一直维持到48 h,在此期间其中心值维持在500 $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$ 以上,强度无明显减弱,为台风环流的长时间维持提供了源源不断的水汽(图6a、c、e)。跟踪大气河的

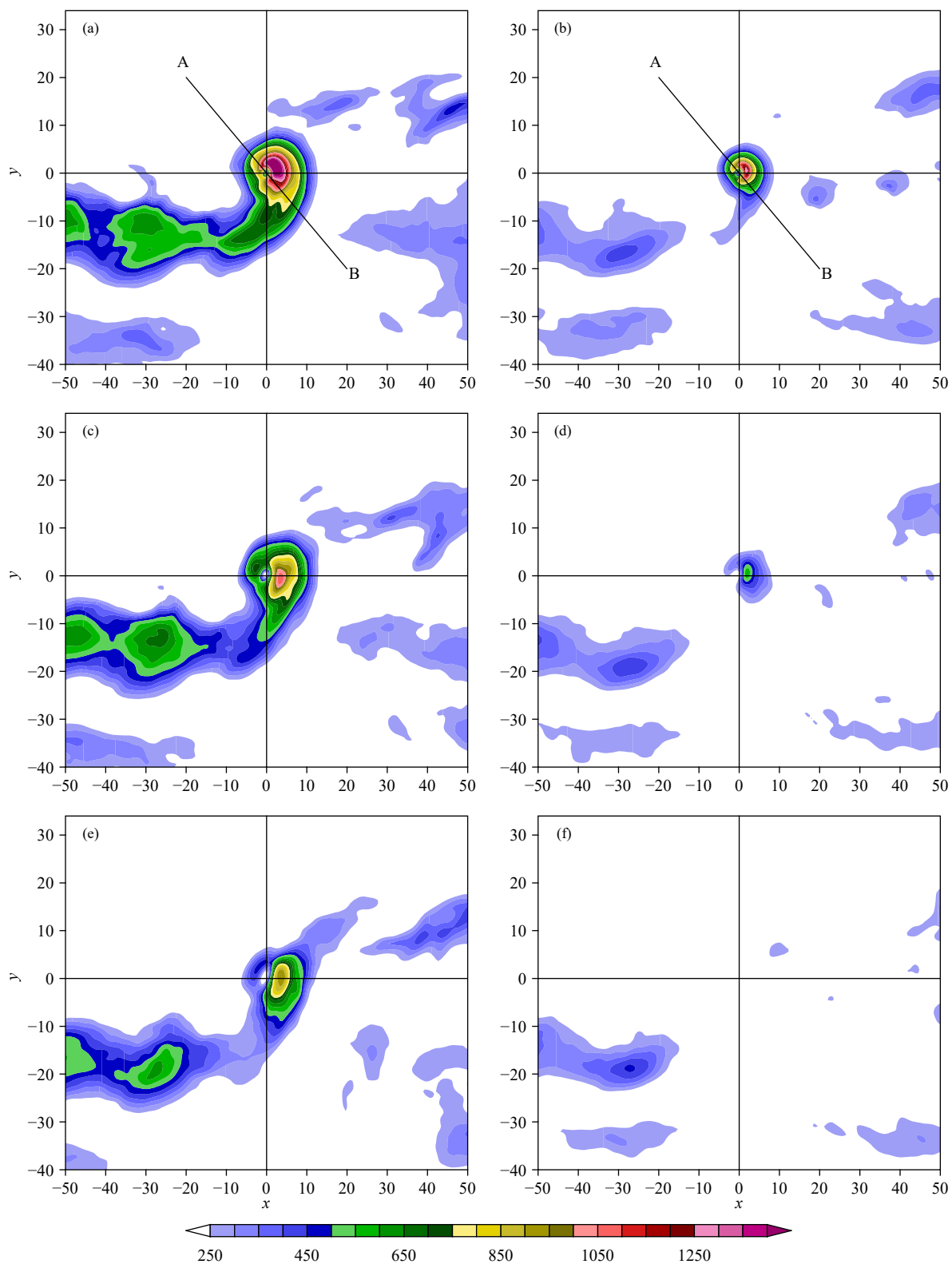


图6 合成的大气河(单位: $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$)的演变 (a、c、e 分别是有大气河伴随的台风登陆时、24 h 和 48 h, b、d、f 分别是无大气河伴随的台风登陆时、24 h 和 48 h; 坐标信息同图4)

Fig. 6 Evolution of AR (a, c, e are shaded maps at the landing time, and 24 h later and 48 h later for with AR typhoons, respectively; b, d, f are shaded maps at the landing time, and 24 h later and 48 h later for without AR typhoons, respectively; unit: $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$; Coordinate information is the same as in Fig.4)

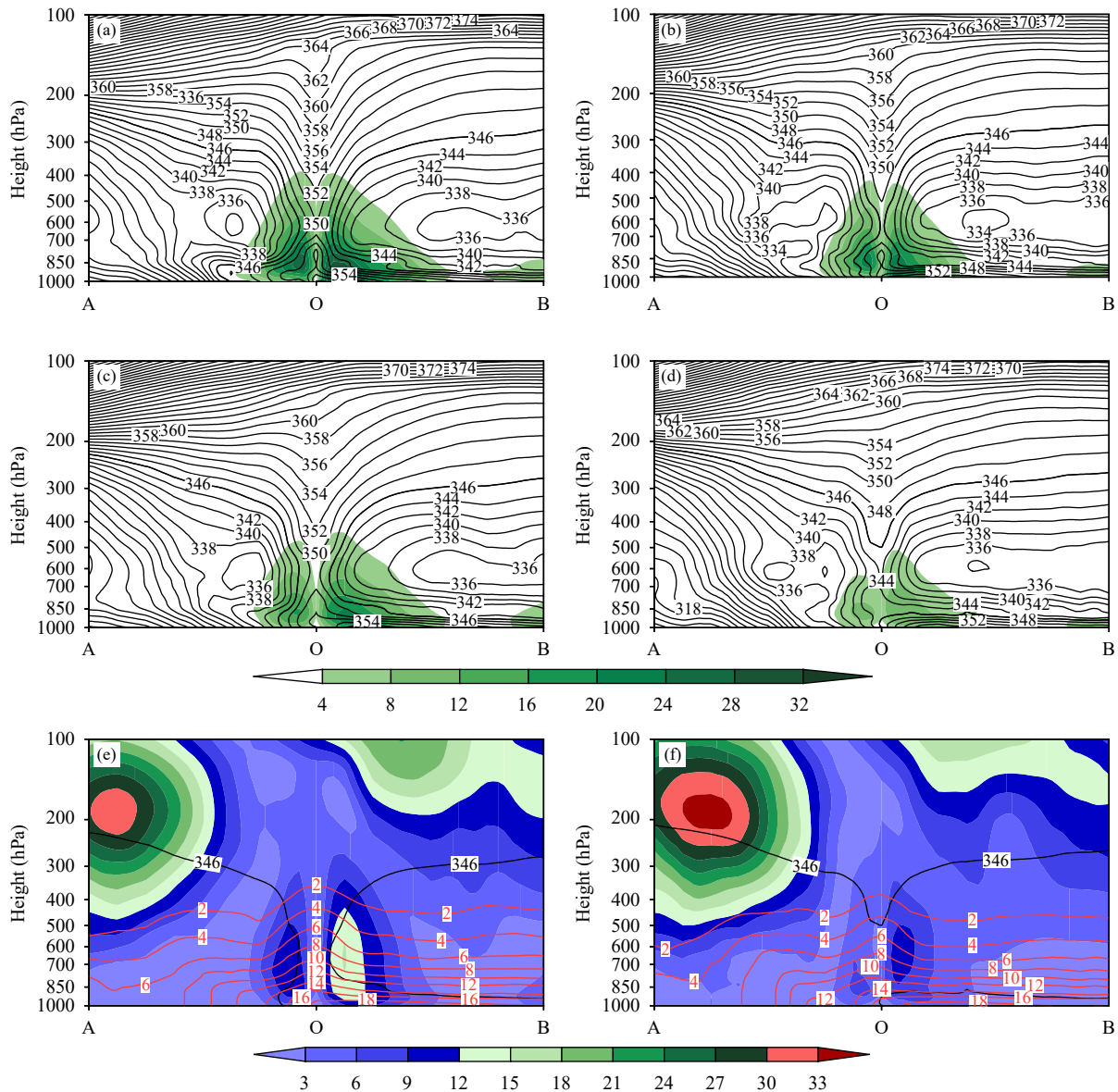


图7 沿图6中AB线的水汽通量(色阶,单位: $\text{g}/(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})$)和 θ_{se} (单位: g/kg)的剖面(a、b、c、d,其中a、b为登陆时,c、d为登陆后24h)以及登陆后24h的风速(色阶,单位: m/s) and 比湿(等值线,单位: g/kg)剖面(e、f,黑色粗线为 $\theta_{se}=346\text{K}$ 等值线)(a、c、e为有大气河伴随台风,b、d、f为无大气河伴随台风)

Fig. 7 Cross sections of water vapor flux (shaded, unit: $\text{g}/(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})$) and θ_{se} (unit: g/kg) along the AB Line shown in Fig. 6 (a, b are at landing time, and c, d are at 24 h later) and cross sections of wind speed (shaded, unit: m/s) and specific humidity (unit: g/kg) (e, f are at 24 h after landing, the black thick line is 346K of θ_{se} ; a, c, e are for typhoons with AR; b, d, f are for typhoons without AR)

演变发现,台风登陆后78 h内大气河仍维持,78 h后水汽通量垂直积分中心值才减小到 $500\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$ 以下,大气河消失,但强带状水汽通量垂直积分区仍与台风相连,对台风仍有较强的水汽输送作用。对比图4a、c、e和图6a、c、e可发现,大气河的分布与低空急流(以及超低空急流)非常一致,因此大气河兼具低层大气高水汽含量与强急流相伴随的特点,大气河长时间维持并与台风中心相连可以为

台风陆上维持提供持续不断的潜热释放,使得台风即使在登陆后切断了海面水汽和潜热能量,也能够维持较长时间(平均陆上维持时间长达75 h)。反观无大气河伴随的台风,从台风登陆开始,虽然在其西南象限也存在强水汽通量垂直积分带状区,但其强度并未达到大气河的标准,即在研究区域内就不存在大气河,强水汽通量垂直积分带状区与台风本体是断开的,而且随着台风的陆上移动,离台风

中心越来越远,导致向台风的水汽输送弱,不利于台风的长时间维持(图6b、d、f)。从前面的统计可知,无大气河伴随的台风陆上维持时间(18 h)明显小于有大气河伴随的台风。

下面沿图6中AB连线的垂直剖面(图7)来研究台风的垂直结构特征,可见,无论是有大气河伴随还是无大气河伴随的台风,强水汽输送主要集中在低层,尤其是850 hPa以下,低层也是比湿的大值区,台风四周假相当位温(θ_{se})等值线密集,呈陡立结构, θ_{se} 梯度大。刚登陆时(图7a、b),有大气河伴随的台风东南侧和西北侧涡旋区的水汽通量分别为32和24 g/(cm·hPa·s)以上,而无大气河伴随的台风两侧的水汽通量分别为28和20 g/(cm·hPa·s)以上,二者相差不大。登陆24 h后(图7c、d),无大气河伴随台风两侧的水汽通量就迅速减少到有大气河伴随台风水汽通量的一半,说明大气河对台风水汽输送起重要作用。台风涡旋区的 θ_{se} 梯度也明显减弱,尤其是西北侧;而有大气河伴随的台风登陆24 h后涡旋区的 θ_{se} 仍然密集,梯度仍较大, θ_{se} 陡立结构也明显。从图7e、f可见,登陆24 h后,有/无大气河伴随台风的比湿相差不大,但风场差别大,有大气河伴随台风涡旋区风速较大,尤其是东南侧仍有15 m/s的强偏南风,而且大风核伸展的高度更高;而无大气河伴随台风涡旋区风速较小,大风核位置偏低。在高层,无大气河伴随台风的高空急流强于有大气河伴随台风,位置也更靠近台风。

5.2 水汽通量流函数和势函数分析

利用水汽通量输送的流函数及其非辐散分量和势函数及其辐散分量,具体分析有/无大气河伴随的台风水汽通量的输送特征。非辐散水汽流函数反映的是水汽通量沿等压线输送的部分,在全球水汽输送中占主要分量。对比有/无大气河伴随的台风登陆24 h后水汽流函数及非辐散分量的分布(图8a、b)发现,相同之处是流函数的整层分布在研究区域内有两个大值中心,一个位于台风中心的西南侧,另一个位于台风中心的东侧,其中西南方的中心强于东侧的中心,而台风中心是水汽输送流函数的低值中心。从水汽的输送来看,有两条主要的水汽输送通道,一条来自西南象限的印度洋和中国南海,是水汽输送的主要通道,说明夏季印度季风环流和南海夏季风是向台风输送水汽的主要通道;另一条来自西太平洋,是水汽输送的次要通道。

不同之处是,无论是水汽流函数大值中心的强度还是水汽输送的强度,均是有大气河伴随的台风明显强于无大气河伴随的台风,登陆48 h后(图略),有大气河伴随的台风仍然有较强的水汽输送通道与台风中心相连,持续而充足的水汽输送为台风陆上维持提供了大量的潜热释放,而无大气河伴随的台风48 h后水汽输送通道已经与台风中心分开。

水汽势函数及辐散分量反映的是水汽通量穿过等压线输送的部分,在全球水汽输送过程中是一个小量,但是它对水汽输送的源和汇具有重要指示作用,可解释高水汽含量维持的状况。对比有/无大气河伴随的台风登陆24 h后水汽势函数及辐散分量的分布(图8c、d)发现,在研究区域内,台风中心均是水汽势函数的低值中心,说明台风中心是水汽集中区,不同之处除了水汽势函数负值中心的强度,有大气河伴随的台风强于无大气河伴随的台风外,最大的不同之处是,有大气河伴随的台风,其来自东西南北四周的水汽辐合强度基本上相当,呈准对称结构,而无大气河伴随的台风,其水汽辐合呈非对称结构,来自北侧的水汽辐合明显强于南侧,这种来自北方的偏冷性强水汽输送侵入台风中心,会改变台风的暖性温度结构,导致台风变性,从而加速台风的填塞和消亡,48 h后(图略),无大气河伴随的台风已经完全填塞和消亡,水汽势函数的辐合中心已偏离台风中心而移到其西南象限,而有大气河伴随的台风,台风中心仍然是水汽势函数的辐合中心。

5.3 边界水汽收支

为了定量分析有/无大气河伴随的台风各边界的水汽收支情况,下面以台风为中心,取其四周各4个格距(格距为1.25°)的区域,诊断区域各边界的水汽收支情况。对比有/无大气河伴随的台风其边界水汽收支发现,在台风登陆前(图9a),有/无大气河伴随的台风的南边界和东边界均是水汽的净流入边界,而西边界和北边界是水汽的净流出边界,而且净流入远大于净流出,说明台风区域有大量的水汽输入,其中有大气河伴随的台风净的水汽输入明显大于无大气河伴随的台风。登陆后,虽然有大气河伴随的台风其东边界的水汽净流入迅速减小,并在登陆后36 h转为水汽的净流出,但其南边界的水汽净流入没有明显的减小,一直维持较大的水汽净流入,而且西边界和北边界的水汽净流出呈减小的趋势,有某些时段甚至转为水汽净流入边界,其

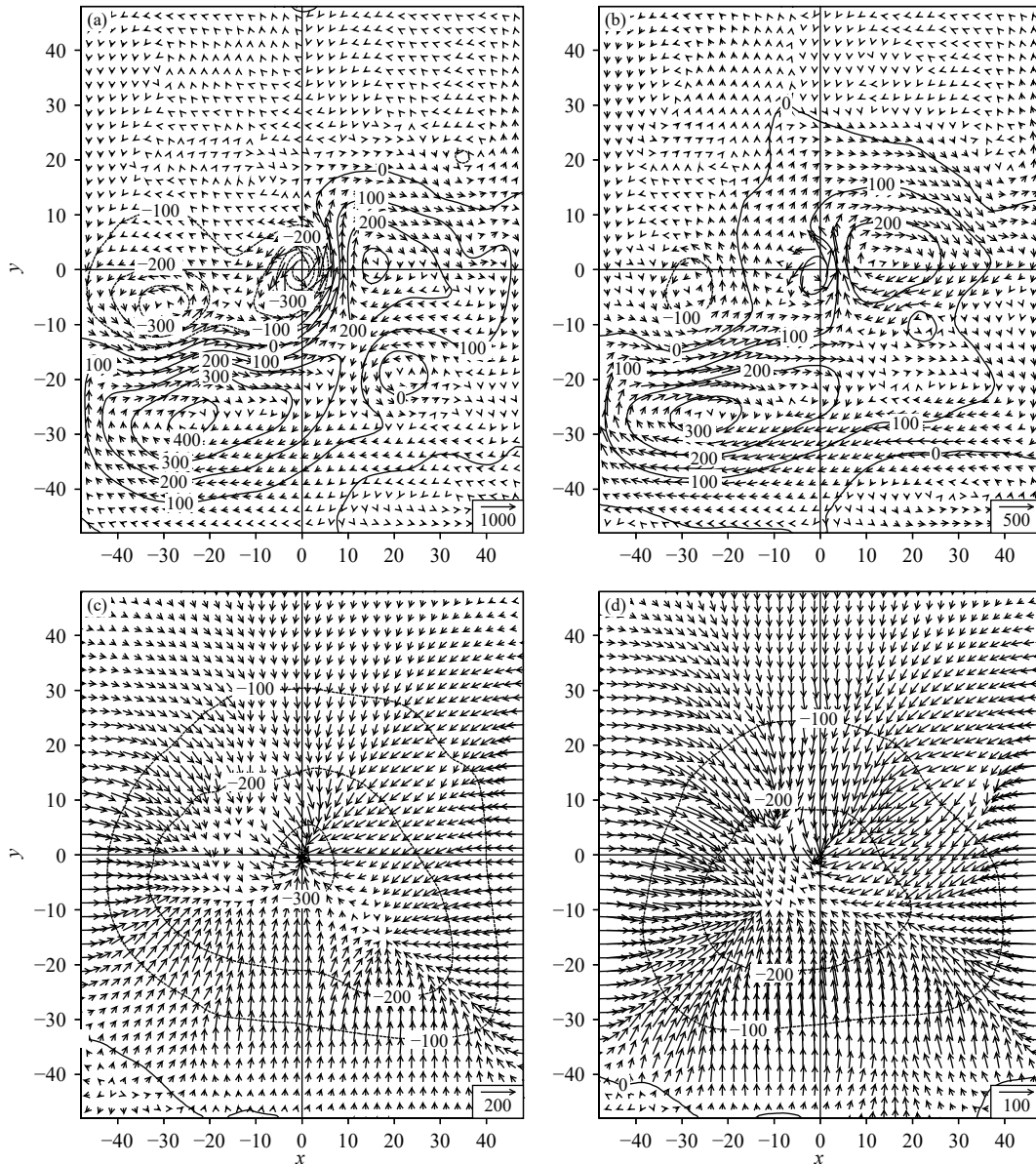


图8 登陆24 h后的(a、b)整层水汽流函数(实线)及非辐散分量(矢量)以及(c、d)整层水汽势函数(实线)及辐散分量(矢量)(a、c.有大气河伴随的台风,b、d.无大气河伴随的台风;流函数和势函数单位: 10^6 kg/s, 矢量单位: kg/(m·s); 坐标信息同图4)

Fig. 8 Water vapor stream function (solid lines) and the nondivergent component (vector) of the whole layer (a, b) and the water vapor potential function (solid lines) and the divergent component (vector) of the whole layer (c, d) 24 h after landing (a, c are for typhoons with AR, b, d are for typhoons without AR; Unit of flow function and potential function: 10^6 kg/s, unit of vector: kg/(m·s); Coordinate information is the same as in Fig. 4)

结果使台风区域总的水汽收入减小缓慢,台风区域一直维持较强的水汽输入,为台风的陆上维持提供了源源不断的潜热释放,有利于台风陆上维持。反观无大气河伴随的台风(图9b),其登陆时的区域水汽净流入比有大气河伴随的台风小,登陆后其南边界和东边界的水汽净流入呈持续减小的趋势,而西

边界和北边界一直维持水汽的净流出,其结果导致台风区域总的水汽收入呈迅速减小的趋势,无法为台风提供陆上维持所需的潜热释放,因而无大气河伴随的台风陆上维持时间非常短。

以上诊断分析表明,有/无大气河伴随的台风,其南边界和东边界是水汽的主要输入边界,由于水

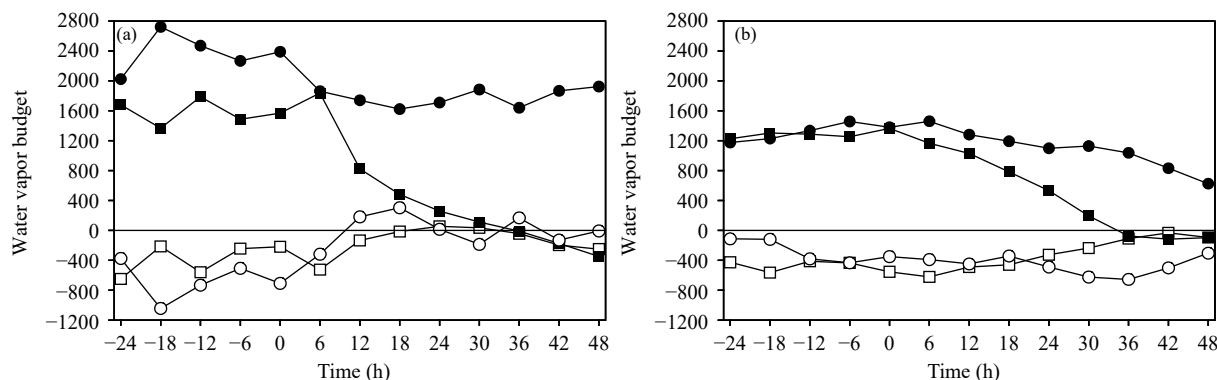


图9 区域边界的整层水汽收支 (a. 有大气河伴随的台风, b. 无大气河伴随的台风; 其中实心圆是南边界, 空心圆是北边界, 实心方框是东边界, 空心方框是西边界, 单位: 10^5 kg/s ; 横坐标表示距离登陆的时间, 负值为登陆前, 正值为登陆后)

Fig. 9 Water vapor budget over the typhoon area (a. typhoons with AR, b. typhoons without AR; Solid dots represent the southern boundary, hollow dots represent the northern boundary, solid squares represent the eastern boundary, hollow squares represent the western boundary, unit: 10^5 kg/s ; Horizontal ordinate is the time from landing, negative means before landing, and positive means after landing)

汽分布主要位于对流层中低层, 那么对于有/无大气河伴随的台风, 究竟哪些层次是主要的水汽来源层? 二者又有何区别呢? 下面将通过计算以上选定的区域东、西、南、北4个边界各层的水汽通量, 具体分析和讨论二者水汽来源的层次分布异同。

从有/无大气河伴随的台风登陆24和48h后各边界水汽收支的垂直廓线分布(图10)可以看出, 对于有大气河伴随的台风而言(图10a), 对流层850 hPa以下东、西、南、北4个边界均为正值, 各边界均为水汽流入区, 表明在登陆24h后, 有大气河伴随的台风其低层气旋式环流结构仍保留得较为完整, 南边界和东边界水汽经台风气旋式环流夹卷到台风北侧和西侧, 自北边界和西边界向台风输送水汽, 导致北边界和西边界也有净的水汽输入。自850 hPa以上, 北边界和西边界转为水汽流出区, 东边界在800 hPa以上转为水汽流出区, 说明随着层次的抬高, 台风的气旋式环流结构逐渐趋于松散。另外, 从量值上看, 800 hPa以下的水汽输送是台风水汽的主要来源, 其中南边界的水汽输送最强, 东边界次之。南边界整层均为正值, 表明南边界从地面至对流层顶均有水汽流入台风, 其峰值出现在950 hPa。

反观无大气河伴随的台风(图10b), 西边界几乎整层均为水汽流出区, 说明其气旋式环流结构并不完整, 而且其南、东和北边界的水汽流入明显比有大气河伴随的台风弱。登陆48h后(图10c), 有大气河伴随的台风其低层900 hPa以下各边界的水

汽输送仍为正值, 均为水汽流入区, 表明气旋式环流结构较为完整的层次较24h略有降低, 南边界仍是主要的水汽输入区。无大气河伴随的台风在登陆48h后早已消失(如前所述, 其平均陆上维持时间只有18h), 不但气旋式环流不复存在, 而且各边界的水汽输入强度已明显减小(图10d)。

6 结论和讨论

按照有/无大气河伴随的标准统计了1986—2015年登陆中国大陆的台风及其陆上维持时间, 采用动态合成分析方法, 对有/无大气河伴随台风的大尺度环流和水汽场特征进行了合成分析, 得到以下主要结论:

(1) 统计发现, 过去30年(1986—2015年)间登陆中国大陆的台风中有大气河伴随和无大气河伴随的台风大约各占50%, 平均陆上维持时间有大气河伴随的台风长于无大气河伴随的台风, 而用于合成分析的两组台风中, 有大气河伴随的台风陆上维持时间(75h)明显长于无大气河伴随台风(18h)。

(2) 有大气河伴随的台风登陆后, 台风与副高间的等高线密集, 有利于台风环流强风速的维持, 台风在中纬度槽前向偏北方向移动过程中逐渐向斜压锋区靠近, 有利于斜压位能释放转化为动能, 使气旋式环流得以维持或加剧, 而无大气河伴随的台风登陆后, 台风与副高间的等高线稀疏, 也没有长波槽靠近, 因而也不存在斜压位能向动能的转化机制。

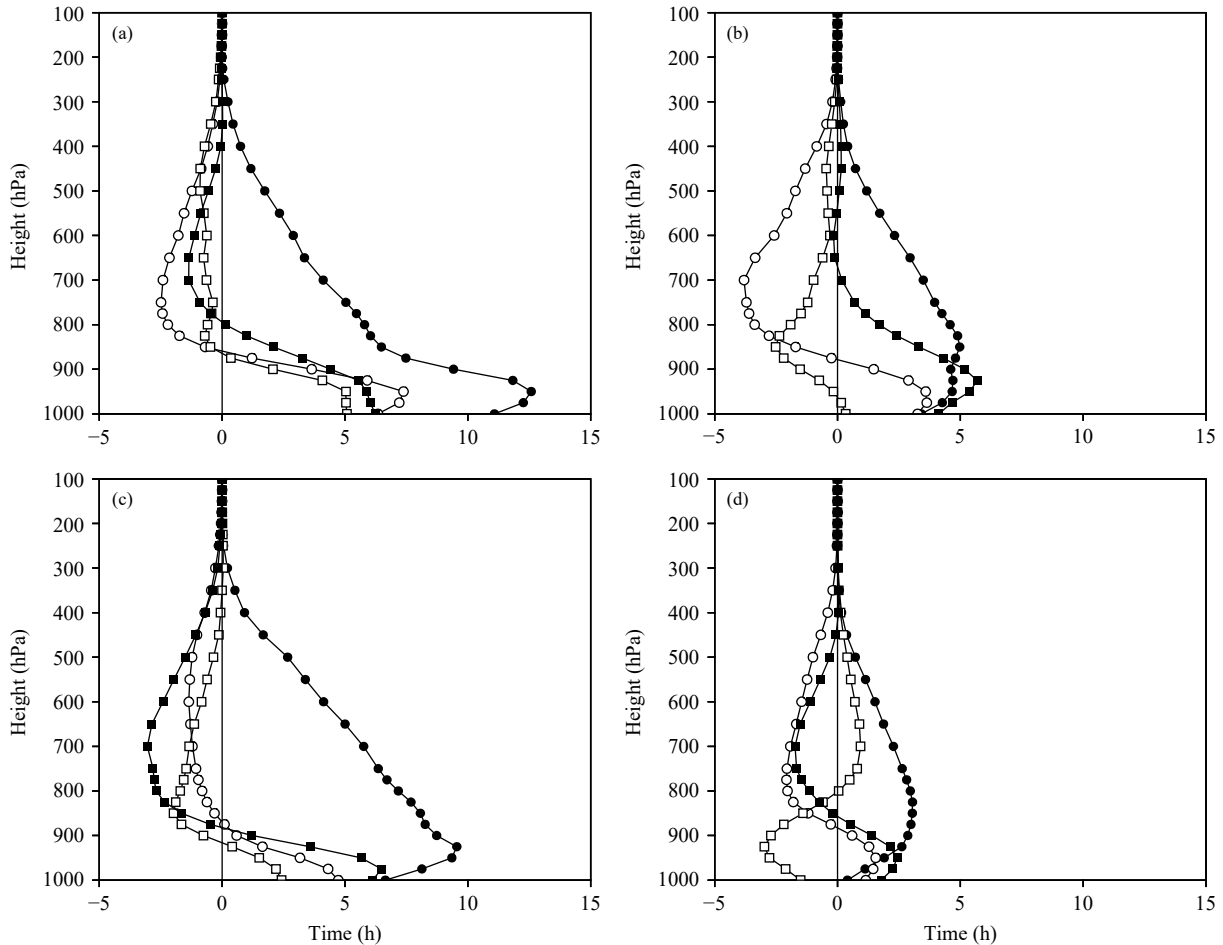


图 10 台风各边界水汽通量的垂直廓线分布 (a、c 分别是有大气河伴随的台风 24 和 48 h 分布, b、d 分别是无大气河伴随的台风 24 和 48 h 分布, 单位: $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})$; 实心圆是南边界, 空心圆是北边界, 实心方框是东边界, 空心方框是西边界, 单位: 10^5 kg/s ; 横坐标表示距离登陆的时间, 负值为登陆前, 正值为登陆后)

Fig. 10 Vertical profiles of water vapor flux along the four typhoon boundaries (a and c are distributions for with AR typhoons 24 and 48 h after landing, b and d are distribution for without AR typhoons 24 and 48 h after landing, unit: $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})$; Solid dots represent the southern boundary, hollow dots represent the northern boundary, solid squares represent the eastern boundary, hollow squares represent the western boundary, unit: 10^5 kg/s ; Horizontal ordinate is the time from landing, negative means before landing, and positive means after landing)

(3) 有大气河伴随的台风登陆后, 西南风低空急流和超低空急流维持时间长, 台风涡旋区大风核伸展高度高, 强水汽输送通道与台风相连, 为台风陆上维持提供了大量的潜热释放; 而无大气河伴随的台风登陆后, 由于低层西南风弱, 台风与强水汽通道断开, 不利于台风的陆上维持。

(4) 对水汽通量流函数和势函数的分析表明, 登陆台风是水汽汇的一个高值中心, 其水汽通道主要有 2 支, 一支来自印度洋和中国南海, 是水汽输送的主要通道, 说明夏季印度季风环流和南海夏季风是向台风输送水汽的主要通道, 另一支来自西太平洋, 是水汽输送的次要通道。从强度上看, 有大气

河伴随的台风水汽输送的强度和辐合的量值明显强于无大气河伴随的台风, 且其水汽辐合呈对称结构, 而无大气河伴随的台风其水汽辐合呈不对称结构, 北侧偏冷性强水汽输送会加速台风的变性堵塞, 不利陆上维持。

(5) 有大气河伴随的台风登陆后, 其南边界一直维持较强的水汽输送, 台风区域的总的水汽收入减小缓慢; 而无大气河伴随的台风登陆后, 其南边界和东边界的水汽输入呈持续减小的趋势, 导致台风区域总的水汽收入迅速减小。从垂直分布来看, 有大气河伴随的台风在登陆 48 h 内, 其低层气旋式环流结构较中高层完整, 低层四条边界均有净的水

汽输入,随着高度增加,西、北和东边界逐渐转为输出边界,但南边界始终是水汽输入边界;而无大气河伴随的台风在登陆24 h后其气旋式环流结构已不完整,水汽输入强度也不及前者。

目前中国的台风预报业务中,综合应用各种数值预报模式的预报结果和现代多源气象综合探测资料做出的台风路径和风雨影响预报水平得到了显著提高,但台风强度和强度变化的预报却仍是该项业务中的一个难点。本文通过对有/无大气河伴随的登陆台风水汽场特征进行统计和合成分析,在认识水汽对台风生命史和强度的影响等方面得到了一些有益的结论。在今后的台风业务预报中,可尝试将大气河作为台风生命史、强度维持及风雨影响预报的一个因子,包括台风生命期内是否有大气河所表征的水汽输送带相伴随及水汽输送带的强度演变、三维结构变化等。另外,为了加强大气河研究成果的业务应用,也可以建立类似NOAA(<https://www.psl.noaa.gov/arportal/#terms>)和ECCC(<http://weather.unbc.ca/mscspc/ar/glb/current/index.html>)的大气河监测预报网站,提供大气河的实时和预报产品以及相关的典型案例,供业务和研究人员参考。

参考文献

- 陈联寿,丁一汇. 1979. 西太平洋台风概论. 北京: 科学出版社, 1-9. Chen L S, Ding Y H. 1979. An Introduction to the Western Pacific Typhoons. Beijing: Science Press, 1-9 (in Chinese)
- 陈联寿, 罗哲贤, 李英. 2004. 登陆热带气旋研究的进展. 气象学报, 62(5): 541-549. Chen L S, Luo Z X, Li Y. 2004. Research advances on tropical cyclone landfall process. Acta Meteor Sinica, 62(5): 541-549 (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, 293pp. Ding Y H. 1989. Diagnostic Methods in Synoptic-Dynamic Meteorology. Beijing: Science Press, 293pp (in Chinese)
- 丁一汇. 2015. 论河南“75.8”特大暴雨的研究: 回顾与评述. 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. Acta Meteor Sinica, 73(3): 411-424 (in Chinese)
- 傅刚, 刘珊, 李晓东等. 2019. “大气河”研究进展回顾. 中国海洋大学学报(自然科学版), 49(10): 10-17. Fu G, Liu S, Li X D, et al. 2019. Review on "atmospheric river" research. Period Ocean Univ China, 49(10): 10-17 (in Chinese)
- 季亮, 费建芳, 黄小刚等. 2007. 台风“云娜”(2004)近海加强的数值模拟研究. 气象科学, 27(5): 530-535. Ji L, Fei J F, Huang X G, et al. 2007. Numerical simulation of typhoon Rananim(2004) intensification. *Scientia Meteor Sinica*, 27(5): 530-535 (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. 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 its landfall. Acta Meteor Sinica, 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. 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. *Chinese J Atmos Sci*, 29(1): 91-98 (in Chinese)
- 孙力, 董伟, 药明等. 2015. 1215号“布拉万”台风暴雨及降水非对称性分布的成因分析. 气象学报, 73(1): 36-49. Sun L, Dong W, Yao M, et al. 2015. A diagnostic analysis of the causes of the torrential rain and precipitation asymmetric distribution of typhoon Bolaven (2012). Acta Meteor Sinica, 73(1): 36-49 (in Chinese)
- 许爱华, 叶成志, 欧阳里程等. 2006. “云娜”台风登陆后的路径和降水的诊断分析. 热带气象学报, 22(3): 229-236. Xu A H, Ye C Z, Ouyang L C, et al. 2006. The diagnostic analysis of the track and precipitation of typhoon "Rananim" after landfall. J Trop Meteor, 22(3): 229-236 (in Chinese)
- 叶成志, 潘志祥, 程锐等. 2007. 强台风“云娜”登陆过程的研究: 基于AREM模式的数值分析. 气象学报, 65(2): 208-220. Ye C Z, Pan Z X, Cheng R, et al. 2007. The numerical research of the primary mechanism of the offing reinforcement of typhoon Rananim based on AREM. Acta Meteor Sinica, 65(2): 208-220 (in Chinese)
- 叶成志, 李响英. 2011. 热带气旋“碧利斯”与南海季风相互作用的强水汽特征数值研究. 气象学报, 69(3): 496-507. Ye C Z, Li Y Y. 2011. A numerical study of the characteristics of strong moisture transport as a result of the interaction of tropical storm Bilis with the South China Sea monsoon. Acta Meteor Sinica, 69(3): 496-507 (in Chinese)
- 朱红芳, 杨祖祥, 王东勇等. 2019. 进入内陆的两个台风降水特征对比分析. 气象学报, 77(2): 268-281. Zhu H F, Yang Z X, Wang D Y, et al. 2019. Comparative analysis of the rainstorms caused by two typhoons in inland China. Acta Meteor Sinica, 77(2): 268-281 (in Chinese)
- American Meteorological Society. 2020. Atmospheric river. in Glossary of Meteorology. http://glossary.ametsoc.org/wiki/Atmospheric_river
- Atallah E, Bosart L F, Aiyyer A R. 2007. Precipitation distribution associated with landfalling tropical cyclones over the eastern United States. *Mon Wea Rev*, 135(6): 2185-2206
- Atallah E H, Bosart L F. 2003. The extratropical transition and precipitation distribution of Hurricane Floyd (1999). *Mon Wea Rev*, 131(6): 1063-1081
- Bao J W, Michelson S A, Neiman P J, et al. 2006. Interpretation of enhanced integrated water vapor bands associated with extratropical cyclones: Their formation and connection to tropical moisture. *Mon Wea Rev*, 134(4): 1063-1080
- Brands S, Gutiérrez J M, San-Martín D. 2017. Twentieth-century atmospheric

- river activity along the west coasts of Europe and North America: Algorithm formulation, reanalysis uncertainty and links to atmospheric circulation patterns. *Climate Dyn*, 48(9-10): 2771-2795
- Chen L S, Li Y, Cheng Z Q. 2010. An overview of research and forecasting on rainfall associated with landfalling tropical cyclones. *Adv Atmos Sci*, 27(5): 967-976
- Cordeiro F J B. 1900. Tropical hurricanes. *J Am Geogr Soc New York*, 32(3): 249-259
- Frank W M. 1977. The structure and energetics of the tropical cyclone I : Storm structure. *Mon Wea Rev*, 105(9): 1119-1135
- Gao S Z, Meng Z Y, Zhang F Q, et al. 2009. Observational analysis of heavy rainfall mechanisms associated with severe Tropical Storm Bilis (2006) after its landfall. *Mon Wea Rev*, 137(6): 1881-1897
- Gimeno L, Nieto R, Vázquez M, et al. 2014. Atmospheric rivers: A mini-review. *Front Earth Sci*, 2: 2
- Guan B, Waliser D E. 2015. Detection of atmospheric rivers: Evaluation and application of an algorithm for global studies. *J Geophys Res: Atmos*, 120(24): 12514-12535
- Harada Y, Kamahori H, Kobayashi C, et al. 2016. The JRA-55 reanalysis: Representation of atmospheric circulation and climate variability. *J Meteor Soc Japan*, 94(3): 269-302
- Hatchett B J, Burak S, Rutz J J, et al. 2017. Avalanche fatalities during atmospheric river events in the western United States. *J Hydrometeorol*, 18(5): 1359-1374
- Jones S C, Harr P A, Abraham J, et al. 2003. The extratropical transition of tropical cyclones: Forecast challenges, current understanding, and future directions. *Wea Forecasting*, 18(6): 1052-1092
- Junker N W, Grumm R H, Hart R, et al. 2008. Use of normalized anomaly fields to anticipate extreme rainfall in the mountains of northern California. *Wea Forecasting*, 23(3): 336-356
- Klein P M, Harr P A, Elsberry R L. 2000. Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: An overview and conceptual model of the transformation stage. *Wea Forecasting*, 15(4): 373-395
- Li R C Y, Zhou W, Shun C M, et al. 2017. Change in destructiveness of landfalling tropical cyclones over China in recent decades. *J Climate*, 30(9): 3367-3379
- Liu D F, Liang P, Xie B T. 2009. Typhoon disaster in China: Prediction, prevention, and mitigation. *Nat Hazards*, 49(3): 421-436
- Meng W G, Wang Y Q. 2016. A diagnostic study on heavy rainfall induced by landfalling Typhoon Utor (2013) in South China: 2. Postlandfall rainfall. *J Geophys Res: Atmos*, 121(21): 12803-12819
- Mo R P, Brugman M M, Milbrandt J A, et al. 2019. Impacts of hydrometeor drift on orographic precipitation: Two case studies of land falling atmospheric rivers in British Columbia, Canada. *Wea Forecasting*, 34(5): 1211-1237
- Neiman P J, Schick L J, Ralph F M, et al. 2011. Flooding in western Washington: The connection to atmospheric rivers. *J Hydrometeorol*, 12(6): 1337-1358
- Neiman P J, Ralph F M, Moore B J, et al. 2013. The landfall and inland penetration of a flood-producing atmospheric river in Arizona. Part I: Observed synoptic-scale, orographic, and hydrometeorological characteristics. *J Hydrometeorol*, 14(2): 460-484
- O'Hara B F, Kaplan M L, Underwood S J. 2009. Synoptic climatological analyses of extreme snowfalls in the Sierra Nevada. *Wea Forecasting*, 24(6): 1610-1624
- Palmén E H. 1969. Atmospheric circulation systems//Newton C W. Their Structure and Physical Interpretation. New York: Academic Press, 603pp
- Peduzzi P, Chatenoux B, Dao H, et al. 2012. Global trends in tropical cyclone risk. *Nat Climate Change*, 2(4): 289-294
- Ralph F M, Neiman P J, Wick G A. 2004. Satellite and CALJET aircraft observations of atmospheric rivers over the eastern North Pacific Ocean during the winter of 1997/98. *Mon Wea Rev*, 132(7): 1721-1745
- Ralph F M, Neiman P J, Rotunno R. 2005. Dropsonde observations in low-level jets over the northeastern Pacific Ocean from CALJET-1998 and PACJET-2001: Mean vertical-profile and atmospheric-river characteristics. *Mon Wea Rev*, 133(4): 889-910
- Ralph F M, Dettinger M, Lavers D, et al. 2017. Atmospheric rivers emerge as a global science and applications focus. *Bull Amer Meteor Soc*, 98(9): 1969-1973
- Ralph F M, Dettinger M D, Cairns M M, et al. 2018. Defining "atmospheric river": How the *Glossary of meteorology* helped resolve a debate. *Bull Amer Meteor Soc*, 99(4): 837-839
- Rogers R, Chen S Y, Tenerelli J, et al. 2003. A numerical study of the impact of vertical shear on the distribution of rainfall in Hurricane Bonnie (1998). *Mon Wea Rev*, 131(8): 1577-1599
- Rutz J J, Steenburgh W J, Ralph F M. 2014. Climatological characteristics of atmospheric rivers and their inland penetration over the western United States. *Mon Wea Rev*, 142(2): 905-921
- Smith B L, Yuter S E, Neiman P J, et al. 2010. Water vapor fluxes and orographic precipitation over northern California associated with a landfalling atmospheric river. *Mon Wea Rev*, 138(1): 74-100
- Sodemann H, Stohl A. 2013. Moisture origin and meridional transport in atmospheric rivers and their association with multiple cyclones. *Mon Wea Rev*, 141(8): 2850-2868
- Wood K M, Ritchie E A. 2014. A 40-year climatology of extratropical transition in the eastern North Pacific. *J Climate*, 27(15): 5999-6015
- Yang L, Liu M F, Smith J A, et al. 2017. Typhoon Nina and the August 1975 flood over central China. *J Hydrometeorol*, 18(2): 451-472
- Ying M, Zhang W, Yu H, et al. 2014. An overview of the China Meteorological Administration tropical cyclone database. *J Atmos Oceanic Technol*, 31(2): 287-301
- Zhu Y, Newell R E. 1994. Atmospheric rivers and bombs. *Geophys Res Lett*, 21(18): 1999-2002
- Zhu Y, Newell R E. 1998. A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers. *Mon Wea Rev*, 126(3): 725-735