

周福, 钱燕珍, 方艳莹, 等. 2016. “灿鸿”台风造成浙江东北部大暴雨成因分析. 气象, 42(3): 305-313.

“灿鸿”台风造成浙江东北部大暴雨成因分析^{*}

周 福¹ 钱燕珍² 方艳莹³ 顾小丽² 王 毅²

1 浙江省宁波市气象局, 宁波 315012

2 浙江省宁波市气象台, 宁波 315012

3 浙江省宁波市气象服务中心, 宁波 315012

提 要: 本文利用常规观测和自动站加密资料、卫星云图资料及 NCEP 再分析资料, 分析了 2015 年 7 月 10—11 日 1509 号台风灿鸿造成其西侧浙江东北部异常强暴雨事件, 得到本次大暴雨过程是由于“灿鸿”强度强、范围大、直接影响时间长, 长时间东北气流下, 在浙东北特殊地形作用下, 形成地面辐合带造成的。台风影响前期该区域处在对流不稳定状态, 水汽含量丰沛, 低层辐合, 高层辐散且气温低, 有利于上升运动, 上层水汽冷凝造成强降雨。暴雨区低层 MPV1 由负值转变为正值, 导致垂直涡度加强, 925 hPa θ_{se} 的高能区的长期存在, 有利于上升气流增强, 水汽长时间大量输送有利于台风的发展和维持, 也有利于强降雨的形成。这些物理量的变化与雨量增大和减小有 6~12 h 的提前。呈喇叭口状的杭州湾及南面四明山、狭长东北—西南走向的象山港以及南岸的山脉等地形有迎风坡作用和地形辐合, 对东北气流参与造成的降雨有增幅作用。

关键词: 台风灿鸿, 大暴雨, 对流不稳定, 东北气流, 地形

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2016. 3. 005

Analysis on Causes for the Severe Rainfall in Northeastern Zhejiang Induced by Typhoon Chan-Hom (1509)

ZHOU Fu¹ QIAN Yanzhen² FANG Yanying³ GU Xiaoli² WANG Yi²

1 Ningbo Meteorological Office of Zhejiang Province, Ningbo 315012

2 Ningbo Meteorological Observatory of Zhejiang Province, Ningbo 315012

3 Ningbo Meteorological Service Centre of Zhejiang Province, Ningbo 315012

Abstract: This paper analyzes the cause of the extremely heavy rainfall in northeastern Zhejiang induced by Typhoon Chan-Hom (1509) from 10 to 11 July 2015 by using conventional observation, AWS data, satellite and NECP reanalysis data. The results show that under the effect of the special terrain in northeast of Zhejiang, strong intensity and wild impactation of Chan-Hom meeting with the long-time northeast airflow contributed for this heavy rain process. During the early stage of the Chan-Hom impact, this area was in a state of convective instability. Besides, the abundant water vapor, low-level convergence and upper-level divergence provided a beneficial condition for the heavy rainfall. In the rainstorm areas, the MPV1 changed from negative to positive at low level, leading to an increase of vertical vorticity. The long-time maintenance of the high θ_{se} energy region at 925 hPa also benefited the updraft. The long-time transportation of water vapor was not only favorable for Chan-Hom's maintenance, but also beneficial to the formation of the heavy rainfall. There was a positive correlation of 6—12 h in advance for the increasing and decreasing of the heavy rainfall with the vapor transportation, surface convergence zone and θ_{se} at 925 hPa. And the special topography enhanced the heavy rainfall supported by the northeast airflow because of the effects of

^{*} 中国气象局气象关键技术集成与应用项目(CMAGJ2013M21)和宁波市科技局项目(2014C50024)共同资助

2015 年 8 月 13 日收稿; 2015 年 12 月 30 日收修定稿

第一作者: 周福, 从事天气预报、服务及管理. Email: zhoulufu0311@sohu.com

the upslope and terrain convergence, which were formed by the trumpet-shaped terrain of Hangzhou Bay, Siming Mountain, elongated northeast-southwest Xiangshan Harbor and its southern mountains.

Key words: Typhoon Chan-Hom, extremely heavy rainfall, convective instability, northeast airflow, topography

引 言

据统计,1949—2014 年进入 $25^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 、 $115^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 区域的台风(不包括热带低压)共有 214 个,平均每年 3.2 个(钱燕珍等,2013)。其中,转向 86 个,占 40.2%;登陆 128 个,占 59.8%,而登陆台风中,北上或东北行入海与非转向台风约各占一半。查阅了登陆后在 120°E 以东北上和紧擦沿海北上转向个例的台风造成的过程雨量,发现共有 10 个台风在浙江东北部造成了暴雨及以上的强降雨,且紧擦沿海北上的有 5 个,其中 7910 号和 8114 号台风无论从路径和雨量分布上都比较接近“灿鸿”,但影响浙江时间却分别在 8 月下旬和 9 月上旬。从过程雨量来说,登陆浙江中南地区或福建北部沿海然后转向北上的台风给浙江东北部地区造成的雨量普遍大,其次是登陆浙北和紧擦沿海北上的台风。从这些台风活动和影响的时间分析,登陆浙江中南和福建北部地区的台风从 6 月开始到 10 月都有可能造成浙东北地区强降雨,而登陆浙北和紧擦沿海北上转向的通常只出现在 8 月以后。1509 号台风灿鸿穿过舟山群岛东部北上转向,它给浙江东北部造成了暴雨到大暴雨、局部特大暴雨天气。在这个过程中,浙江东北部暴雨区先是处在台风的西北象限,接着处在西南象限,统计分析表明在这样的台风路径下,这些地区出现如此大的雨量较为少见。另外,“灿鸿”主要活动时间是 7 月上中旬,对浙江东北部地区来说,7 月上中旬的台风影响更多地表现为风大雨小(祝启桓等,1992),从季节的角度来说,这么强的降雨也极为罕见。可以这样说,1949 年以来 7 月中旬前还不曾出现过穿过舟山群岛给浙江东北部造成大暴雨天气的台风。

许多气象学者致力于台风暴雨机理研究,台风暴雨的强度可能与大尺度环流背景、中尺度系统、水汽条件、局地地形、层结稳定度、边界层辐合和高层出流等许多方面有密切关系(陈联寿等,2001)。按暴雨落区距台风中心的距离,台风暴雨有以下几种类型:眼壁暴雨、螺旋云带暴雨、倒槽暴雨、后部暴

雨、远距离暴雨等(董美莹等,2009),由此可见台风暴雨首先与路径、台风本身的强度结构有关。台风靠近陆地前后表现出的非对称结构,以及这种非对称结构对暴雨强度和落区的影响一直是学者们关注的一个重要内容(江敦春等,1997;李江南等,2003;吴迪生,1991),这对暴雨预报有明显的指导作用。王瑾等(2007)对 0509 号台风麦莎登陆后暴雨落区分布进行诊断分析,探讨台风云系的非对称结构及强降雨区非对称分布的形成原因。徐祥德等(2003)指出在北半球这类结构往往可发生在台风前进方的右部象限,并使中尺度雨团在该区域重复生成、移动或滞留,以至在台风的这一象限(地区)暴雨成灾。持续的暴雨和水汽有很大关系,饱和的湿下垫面对台风潜热通量的输送及台风降水范围和强度也有明显的作用(程正泉等,2009;2014)。水汽输送对台风暴雨的发生是至关重要的,持续不断的水汽输送有利于台风环流的维持,并加强雨带中的对流活动,从而使暴雨得以加强(李英等,2005;冀春晓等,2012)。郑庆林等(1996)通过数值模拟试验得出,暴雨增幅与明显超地转性质的东南风低空急流有关,地形阻挡及喇叭口地形辐合效应对暴雨的增幅也有明显作用,周福等(2014)在诊断“菲特”造成浙江大暴雨过程中,发现呈喇叭口状的杭州湾,及西高、南高、北低的该区域地形,对偏东气流有迎风坡作用和地形辐合,这一带的地形对偏东气流造成的降雨有增幅作用。以上这些工作主要是针对登陆台风的,但是少有针对性对台风西侧暴雨的分析。

本文对“灿鸿”西侧造成浙江东北部大暴雨过程成因进行分析,以期揭示这类异常暴雨形成机理,为之后类似过程的预报提供参考。

1 “灿鸿”概况和雨情

2015 年 9 号热带风暴灿鸿于 6 月 30 日 20 时在西北太平洋洋面上生成,7 月 2 日 02 时加强为强热带风暴,6 日 14 时加强成台风,9 日 14 时为强台风,23 时加强为超强台风,最强时中心气压 925 hPa,近中心最大风力 17 级($58\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)。“灿

鸿”生成后一直向西北偏西方向移动,9日02时后折向西北,11日下午穿过舟山群岛东部后,折向北偏东方向移动,强度迅速减弱,12日夜间登陆朝鲜后变性为温带气旋,中央气象台于13日05时对其停止编报(沈晓琳等,2015)。

受台风灿鸿影响,10日08时至12日08时,浙江省平均面雨量达69 mm,其中宁波、绍兴和舟山分别为189、129和119 mm,余姚和象山两县均达222 mm,全省共有329个乡镇雨量超过100 mm,27个乡镇超过300 mm,3个乡镇超过500 mm,雨量强中心主要出现在浙江东北部地区(图1a);浙江省中北部沿海出现12~14级大风,持续32 h左右,局部15~16级,持续9 h左右。“灿鸿”带来的暴雨狂风

造成浙江东北部地区不同程度受灾,特别是农业受到重创,早稻基本绝收。

过程雨量最大的是余姚大岚镇丁家畈531 mm、余姚四明山镇棠溪528 mm、宁海力洋镇茶山525 mm,图1b和1c是丁家畈和茶山逐小时雨量演变情况,强降雨分为三个阶段,但小时雨强均不强,除茶山有两个小时的小时雨强超过40 mm外,其他小时雨强均在35 mm以下,但两站小时雨强超过10 mm的时间则分别达22和20 h,超过20 mm的时间也分别为12和10 h,可以说强降雨持续时间较长。由于茶山位置偏南,降雨出现时间以及大雨出现时间和降雨结束时间均比丁家畈早3~6 h。

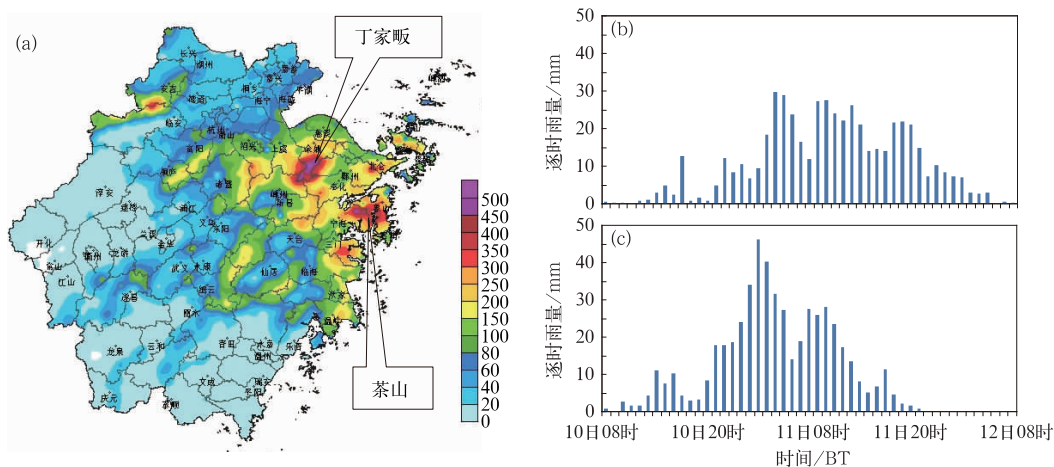


图1 2015年7月10日08时至12日08时台风灿鸿造成浙江省过程雨量(a)和丁家畈(b)、茶山(c)逐小时雨量(单位:mm)

Fig. 1 The accumulative rainfall brought by Chan-Hom in Zhejiang Province (a), hourly rainfall at the stations of Dingjiafan of Yuyao (b) and Chashan of Ninghai (c), Ningbo from 08:00 BT 10 to 08:00 12 July 2015 (unit: mm)

2 卫星云图分析

如图2所示,通过分析风云2E卫星红外1通道的黑体亮温,“灿鸿”范围大,东西宽将近15个经距,南北长超10个纬距。另外其强度强,云顶亮温最小值在 -70°C 以下,7月11日之前亮温最低时甚至达到了 -80°C 以下。第三结构基本对称,一直到11日08时之前,台风都比较完整,结构对称,之后西侧云系逐渐减弱,11日20时之后南侧云系开始减弱。

密闭云区和螺旋云带是10日14时前后开始接触影响浙江东北部地区,这与图1中丁家畈和茶山

两站第一阶段强降雨出现的时间相吻合,说明强降雨的开始是因为台风的直接影响。这之后“灿鸿”密闭云区和螺旋云带一直影响着浙江东北部地区,直至12日02时之后随着台风的东北移出和变性减弱,雨势迅速减小,台风直接影响时间长达近36 h。像“灿鸿”这样的路径,通常对浙江东北部地区影响的时间没有这么长,这也从另一个角度说明台风范围很大。11日02时前后,有强的螺旋云带甩到浙江东北部地区,最强云顶亮温达 -70°C 以下,而当时该区域降雨特别强,茶山1 h雨强达46.2 mm。11日20时前后开始台风西侧云系明显减弱,直至12日02时之后台风本体对该区域的影响才逐渐结束。

从云图分析可见,“灿鸿”的密闭云系和螺旋云带长时间直接影响是造成浙江东北部强降雨的重要原因。

另外从云图也可以得到“灿鸿”长时间和热带辐

合带相联结,西南气流和东南侧的台风浪卡都有水汽和能量输送给“灿鸿”,这使“灿鸿”在近海得以发展、加强和维持。11 日 08 时之后,“灿鸿”与南侧的热带辐合带逐渐断裂,之后台风也就逐渐减弱。

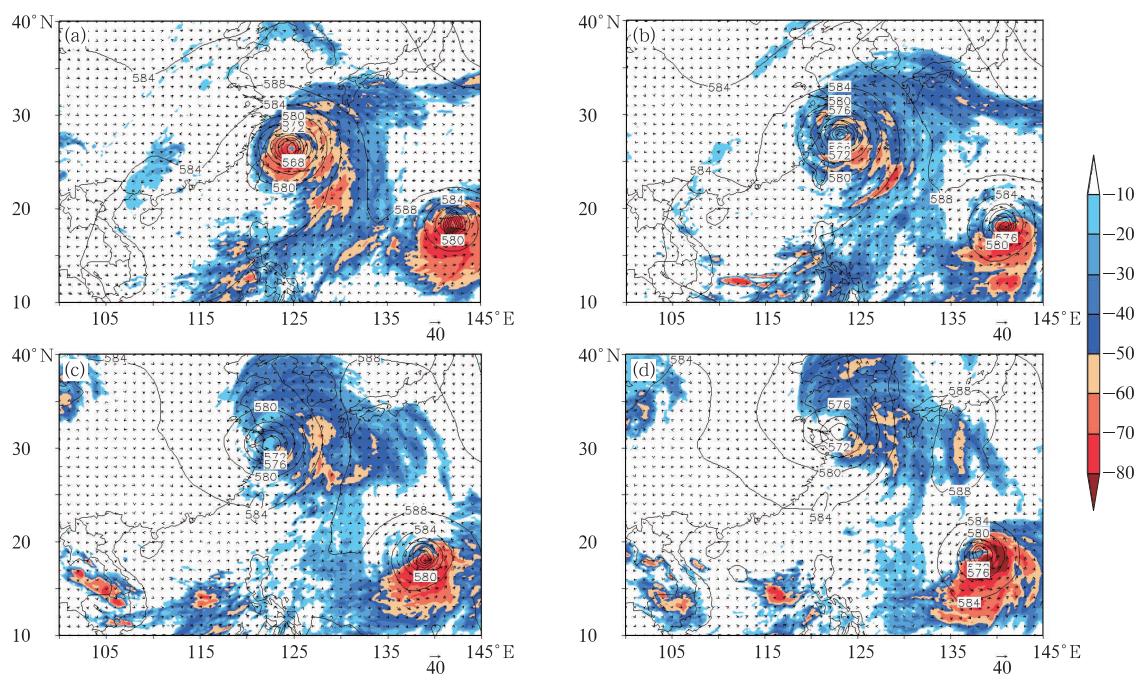


图 2 2015 年 7 月 10—12 日 500 hPa 高度场(单位:hPa)和亮温(阴影,单位:℃)

(a)10 日 14 时,(b)11 日 02 时,(c)11 日 20 时,(d)12 日 02 时

Fig. 2 The 500 hPa height (unit: dagpm) and temperature of brightness blackbody (TBB, unit: °C) from 10 to 12 July 2015

(a) 14:00 BT 10, (b) 02:00 BT 11, (c) 20:00 BT 11, (d) 02:00 BT 12

3 强降雨成因分析

3.1 影响系统

通过对历史个例的分析,通常 7 月上中旬,浙江刚刚出梅,在强盛副热带高压(以下简称副高)的控制下,盛行下沉气流,这个时候如果有台风靠近,一开始台风的外围环流经常受到下沉气流的影响,而减弱,不会造成明显降雨,甚至破坏台风结构,造成台风东西或南北的不对称(陈联寿等,1979),这也就是这个季节,当浙江处在台风西北侧时降雨不明显的原因之一。

2015 年 7 月 4—9 日“莲花”、“浪卡”与“灿鸿”三台风同时存在,且均在 25°N 以南,三个台风的活动形成了较长时间的相互牵制,直至“莲花”减弱,“浪卡”还在一定程度上与“灿鸿”相互牵制。同时西

风带比较活跃,500 hPa 大尺度环流背景分析表明,8 日 20 时在新疆北部就有高空槽和冷空气活动,在其东移过程中有所发展,10 日 08 时,槽移到了河套以东,槽底伸展到了 30°N 以南,11 日后期移到“灿鸿”同经度,与其接上(图 2)。副高这一时期也不稳定,8 日加强,至 9 日 20 时最强,呈东西向宽带状,脊线在 32°N 附近,10 日 20 时之后副高明显减弱东退,呈西北—东南走向,西北角在朝鲜半岛,之后副高进一步东退到 130°E 以东。前期的多台风有利于“灿鸿”增加向西移的分量,并可能使其东南侧水汽、能量输送得以持续,致使 8—9 日浙江东北部地区有降水,也致使“灿鸿”台风发展到超强台风并给浙江东北部造成强暴雨。后期的西风槽东移和副高东退引导“灿鸿”转向东北,且也是台风很快减弱的一个原因。

由自动站资料分析所得的地面流场(图 3),可见随着“灿鸿”的移近,9 日 20 时东北偏东气流已经

移到了浙江东北部地区,且在该地区形成了西北至东南走向的弱辐合带,至11日08时偏北气流和东北气流使辐合带有所加强,这表明该区域地面有中尺度辐合带发展。同时在象山港和三门湾之间也有明显的风向辐合,出现了另一个辐合中心。11日20时以后辐合带明显减弱。地面辐合带的生成发展减

弱比雨势的增减有将近6~12 h左右的提前。

“灿鸿”西北行靠近浙江东北部的过程中,其北侧强劲的偏东或东南气流流向浙东北地区时,在其西侧转为东北气流,在浙东北特殊地形的作用下,在该区域形成两个地面辐合带(中心),并分别对应两个雨量中心(四明山和象山港南岸)。

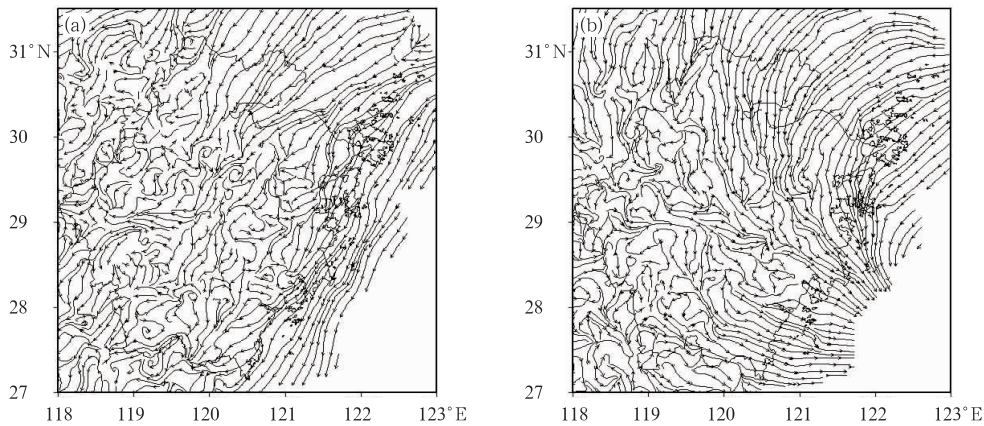


图3 2015年7月9日20时(a)和11日08时(b)自动站资料地面流场

Fig. 3 Flow field at surface observed by automatic weather stations at (a) 20:00 BT 9, (b) 08:00 BT 11 July 2015

3.2 动力条件分析

3.2.1 高空流场

从200 hPa流场分析,10日02时开始(图4a),浙江东北部地区正好处在辐散区,北侧流向东北,南

侧流向西南,有较强的辐散,高空强的风向辐散,而对应地面是两个辐合中心(图3b),因此该区域有利于上升气流和低层低值系统的发展。另外此时,浙江中北部地区200 hPa高空气温处在一个相对较低的区域,这对上升气流的冷凝成雨产生了一定作用。

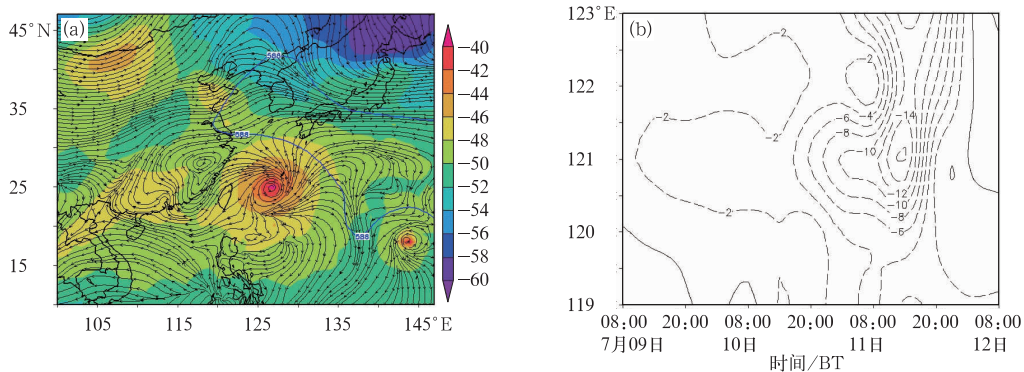


图4 2015年7月10日02时500 hPa高度场(单位:hPa)、200 hPa流线和气温(阴影,单位:℃)(a), 1000 hPa散度沿着30°N纬向剖面的时间序列(单位: 10^{-5} s^{-1})(b)

Fig. 4 The 500 hPa height (unit: hPa) and 200 hPa flow field and temperature (shadow, unit: $^{\circ}\text{C}$) at 02:00 BT 10 July 2015 (a), and time series of 1000 hPa divergence along 30°N zonal section (unit: 10^{-5} s^{-1}) (b)

3.2.2 低层散度

从1000 hPa散度场的演变序列(图4b)分析,主要降雨区域121~121.5°E是主要降雨时段的负

值中心,特别是前期散度也是负值,虽然不是很强,但低层的弱辐合在台风外围影响和台风前期影响时会起到助力作用,提供有利的起雨条件。

通过以上分析可见台风影响前浙江东北部地区低层有辐合,高空有辐散、冷盖,有利于气流上升运动发展,并冷凝成雨。

3.3 稳定度分析

Bennetts 等(1979)研究指出,湿位涡(MPV) < 0 是大气发生条件性对称不稳定的充分必要条件。在 p 坐标中,忽略 ω 的水平变化,湿位涡表达式为:

$$MPV = MPV1 + MPV2 = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} + g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) \quad (1)$$

式中, θ_e 为相当位温, ζ 为绝对涡度矢量, f 为科氏参数,其余为气象上常用符号。第一项(MPV1)表示惯性稳定性($\zeta + f$)和对流稳定性 $-g \frac{\partial \theta_e}{\partial p}$ 的作用,在北半球绝对涡度一般为正值,故当大气对流不稳定时,有 $MPV1 < 0$;反之则 $MPV1 > 0$ 。第二项

(MPV2)包含了湿斜压性 $\nabla_p \theta_e$ 和水平风垂直切变的贡献。

沿着强降水中心所在经度(121°E)做湿位涡经向垂直剖面(图 5),10 日 20 时之前,28°~31°N 浙江省东北部地区 600 hPa 以上的中高层区域 MPV1 为正值,说明区域上空大气层结对流稳定,但低层是负值,8 日 20 时负中心最小值达 -0.4 PVU,表明低层对流不稳定较强,一旦有辐合扰动,气团将获得向上的加速度,产生对流活动(范学峰等,2007)。10 日 20 时之后,随着“灿鸿”的进一步移近,台风密闭云区的影响,MPV1 在低层由负转正,表明暴雨区的低层的热力结构改变了, $-g \partial \theta_e / \partial p$ 由负变正,受湿位涡守恒制约,此时垂直涡度将显著增大,导致上升运动加强和水汽向上输送,有利于降水加强。由此可见,前期的低层对流不稳定为台风降水提供了很好的基础条件。

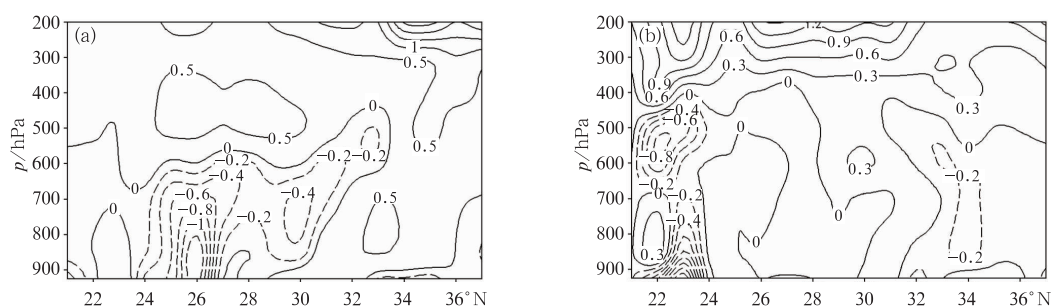


图 5 2015 年 7 月 8 日 20 时(a)和 10 日 20 时(b)过 121°E MPV1

(单位:PVU, 1 PVU=10⁻⁶ m²·K·s⁻¹·kg⁻¹)经向垂直剖面图

Fig. 5 Height-latitude cross-sections of MPV1 along 121°E (unit: PVU, 1 PVU=10⁻⁶ m²·K·s⁻¹·kg⁻¹)

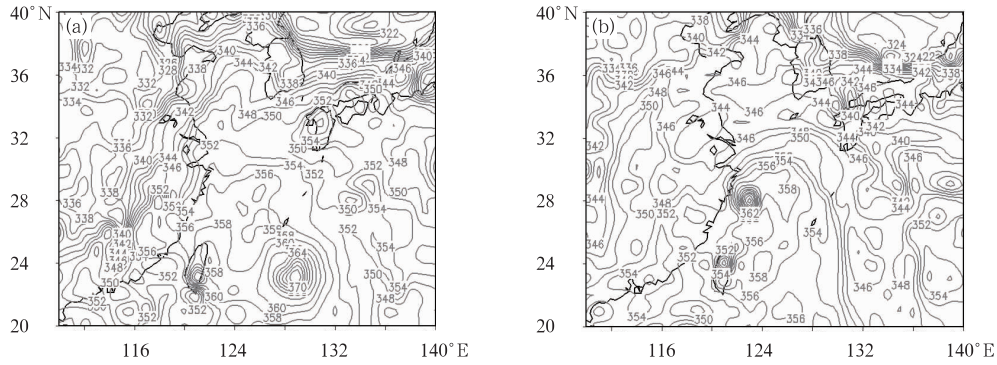
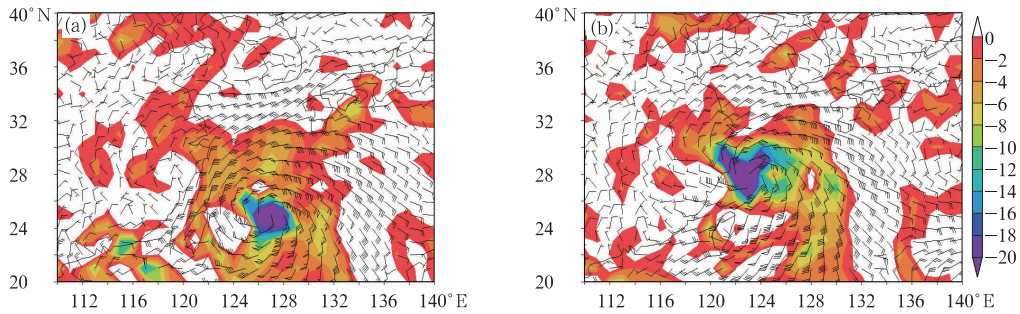
(a) 20:00 BT 8, (b) 20:00 BT 10 July 2015

3.4 能量场分析

从 925 hPa θ_{se} 水平分布来看 9 日 20 时之前,浙江东北部地区是一个锋区,基本呈南北向分布,表明这一区域不稳定。9 日 14 时开始(图 6a),有高能舌伸向浙江东北部地区,从 9 日 08 时到 11 日 20 时,大多数时间的 θ_{se} 浙江东北部地区在 350 K 以上(图略),表明这一阶段有能量积聚。11 日 02—14 时(图 6b),浙江东北部地区的 θ_{se} 达到一个相对大值在 356 K 左右,说明能量比较高。浙江东北部地区锋区的长期存在,促使低层暖湿空气向上抬升,并导致降雨增强。11 日 20 时之后, θ_{se} 逐渐减小,锋区减弱,紧接着雨也就减弱了。925 hPa θ_{se} 的增大和减小,比雨势的增大和减小提前了 12 h 以上。

3.5 水汽分析

从各层水汽通量散度分布分析,850 hPa 以下的低层,7 月 10 日之前,宁波附近就是一个低值区,10 日 02 时以后,宁波附近的水汽通量散度出现了一个台风外围的低值中心,且值达到了 $-8 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下,随着台风的移近,11 日 02 时(图 7b)该低值中心与台风中心附近的低值中心重叠,极小值达到了 $-20 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下,12 日 02 时之后,水汽通量散度明显增大。由此可见,浙江东北部地区的强降雨和该地区低层水汽通量散度减小、水汽含量丰富有很大关系,而且水汽通量散度的减小相比雨量的增大提前 12 h 左右。

图6 2015年7月9日14时(a)和11日02时(b)925 hPa θ_{se} (单位:K)Fig. 6 θ_{se} at 925 hPa at 14:00 BT 9 (a), 02:00 BT 11 (b) July 2015 (unit: K)图7 2015年7月10日02时(a)和11日02时(b)1000 hPa水汽通量散度
(单位: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)和风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)分布Fig. 7 The horizontal water vapor flux divergence (unit: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)
and wind (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 1000 hPa

(a) 02:00 BT 10, (b) 02:00 BT 11 July 2015

水汽源源不断的供应是强降雨形成的重要条件(许映龙等,2010;2011)。取大暴雨区域和这一阶段台风活动的范围: $22^{\circ} \sim 32^{\circ} \text{N}$, $118^{\circ} \sim 128^{\circ} \text{E}$, 计算四个方向截面的水汽通量收支(吕爱民等,2013)。计算该时段该区域四个方向截面(1000和100 hPa)的水汽收支。计算公式如下(东、南、西、北四个方向的水汽通量收支分别用 F_e 、 F_s 、 F_w 、 F_n 表示,总的用 F 表示):

$$F_e = -\frac{1}{g} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_{P_s}^{P_0} q u d p d \varphi \quad (2)$$

$$F_s = \frac{1}{g} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{P_s}^{P_0} q v d p d \lambda \quad (3)$$

$$F_w = \frac{1}{g} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_{P_s}^{P_0} q u d p d \varphi \quad (4)$$

$$F_n = -\frac{1}{g} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{P_s}^{P_0} q v d p d \lambda \quad (5)$$

式中, p_s 为表面气压, p_0 为 100 hPa, λ 为经度, φ 为纬度;总的水汽通量收支公式为:

$$F = F_e + F_s + F_w + F_n \quad (6)$$

正值表示水汽流入所选区域,负值表示水汽从该区域流出。图中各线是区域四个边界水汽水平通量及其总和。从水汽流入流出的总量来看,非常丰沛,长时间在高值,10日以后水汽 $120 \times 10^4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,最多时达 $180 \times 10^4 \sim 200 \times 10^4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,这比2013年给这一地区造成特大暴雨的“菲特”影响时水汽输入量都要多50%(周福等,2014)。水汽输入量维持较高值达18 h,11日20时以后水汽收入迅速减少。东面11日08时之间一直是水汽来源最多的地方,远远多于其他方向的水汽收入,最多时超过 $100 \times 10^4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,出现在10日的大部分时间,之后水汽收入明显减小,直到12日14时开始变成水汽输出的地方。北面的水汽流入一直比较稳定,在 $30 \times 10^4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右,11日增加到翻倍,

之后迅速减少。南面从 10 日 20 时开始水汽输入有所增加,一直到 12 日几乎都在 $30 \times 10^4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右。西侧输入输出不明显。可见水汽收入主要来自东面和北面,南面中后期有一些输入,西面水汽进出比较少。从水汽主要输入方向看,东侧偏东气流起了很大作用。另外东北气流的作用也比较大,特别是 11 日的降雨,这也在一定程度上解释了台风西侧浙江东北部降雨大的原因。水汽增加和减少比雨量增大和减小有 6 h 的提前。

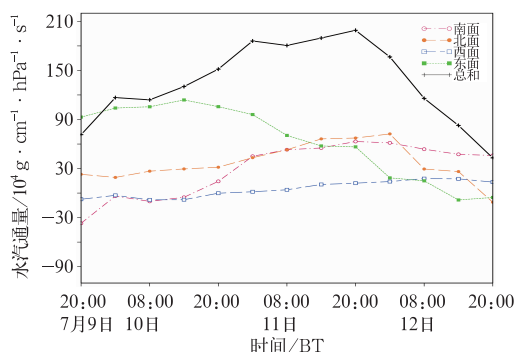


图 8 2015 年 7 月 9 日 20 时至 12 日 20 时强降雨区域四个边界水汽水平通量及其总和(1000~100 hPa 积分)

Fig. 8 The horizontal water vapor flux at four boundaries and their sum (integration from 1000 to 100 hPa) in heavy rain area from 20:00 BT 9 to 20:00 BT 12 July 2015

4 地形作用

在分析台风对浙江东北部地区降水影响时,发现在偏东、东北气流的情况下,该区域相比附近区域

存在着雨量偏大的趋势。杭州湾地区北低、西高和南高的喇叭口地形,其南侧南北向的四明山系,长超过 200 km,平均海拔 700 m 左右,最高峰超过了 1000 m。象山港是一个狭长的呈东北—西南走向的海湾,它南侧是丘陵地带,最高峰超过 600 m。地形对降水的增幅作用包括地形摩擦辐合与抬升作用。陈瑞闪(2002)研究指出地形引起降水增幅主要取决于两个因素,一是低层风速,风速愈大增幅愈强,二是气流的暖湿程度,气流愈暖愈湿,地形对降水的增幅愈大。一些模拟试验(高坤等,1994)也证实了山脉迎风坡的强迫抬升作用,喇叭口地形的辐合作用,以及地形通过影响某些物理过程对降水产生增幅作用等,从而对强降雨的落区及降水量产生影响。

由图 3 可见,在东北气流时,杭州湾南侧四明山附近,有较长时间的辐合带,在象山港南侧也有风向辐合,这表明该区域的地形摩擦辐合与抬升对强降雨的形成起到了一定作用。

选取杭州湾和象山港各 5 个自动气象站的最大风速变化序列,可以得到,杭州湾除了海涂水库靠近陆地且位置最西,风速相对较小外,其他的站风速变化比较接近,而且是位于相对西面的七姐八妹站和滩浒站比位于东侧的要大一些。强降雨时段除海涂水库外,最大风速均在 8 级以上,且以东北风为主(图 9a)。杭州湾里东北风时,由于喇叭口地形和南侧四明山,湾里各站风速偏大,地形收缩辐合爬坡导致气流抬升作用,造成了该区域的强降雨中心。象山港狭长,港里的风速最大值比较大,10 日 20 时以后到 11 日 14 时前后位置偏西的蚂蚁和长山站风速比位置偏东站白沙和佛渡的大(图 9b),表明其东北—西南走向的湾和南侧山系也有风速辐合和抬升作用,有利于该区域强降雨中心的形成。

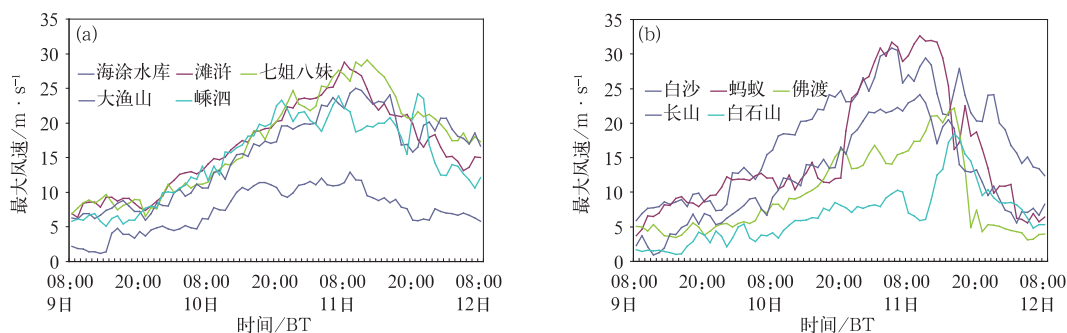


图 9 2015 年 7 月 9 日 08 时至 12 日 08 时杭州湾(a)和象山港(b)各站逐小时最大风速(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 9 Variation curves of the hourly maximum wind speeds from different stations in Hangzhou Bay (a) and Xiangshan Harbor (b) from 08:00 BT 9 to 08:00 BT 12 July 2015

5 结论与讨论

统计分析表明,浙江东北部地区7月台风影响时经常是雨小风大,同时台风北上过程中处在西侧的浙江东北部地区由于影响时间较短等原因雨量也不是很大。针对1509号灿鸿台风穿过舟山群岛东北部北上过程中,其西侧浙江东北部地区异常强降雨事件,利用常规观测和自动站资料、卫星云图资料以及NCEP再分析资料,进行了诊断分析,得到如下主要结果:

(1)本次大暴雨过程是由于“灿鸿”强度强、范围大,接近陆地后长时间结构完整,其西侧密蔽云系、螺旋云带等较长时间影响浙江东北部地区,长时间偏东、东北气流下,在浙东北特殊地形的作用下,形成地面辐合所致。台风的发展和维持与长时间的西南、东南气流的输送大量水汽和能量有很大关系。

(2)“灿鸿”主要活动时间在7月上中旬,浙东北地区之前受梅雨带和“莲花”台风外围环流影响有降水。致使前期这一区域低层有辐合、湿区,高层有风向辐散和冷盖,层结不稳定,能量充分,为“灿鸿”影响造成强降水提供了有利条件。特别强盛的水汽输送也是强降雨形成的重要原因。另外低层水汽通量散度、地面辐合带的强弱、925 hPa θ_{se} 的增大与减小,对降雨的预报有6~12 h的提前。

(3)强降水主要分布在杭州湾南岸的四明山区、象山港南岸山区,这些区域对东北气流有迎风坡作用和地形辐合,这一带的地形对东北气流造成的降雨有增幅作用。

另外,预报实践过程中,浙江东北部地区7月受台风影响,往往雨量没有8、9月大,这与当时副高强,影响区域低层辐散强有较大关系。在前期低层有辐合、湿区和对流不稳定的情况下,台风降雨可能出现增幅,这需要引起足够的重视。关于地形的作用,将在以后通过数值模拟等将做更深入的研究。

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, 447-453.

- 陈联寿, 孟智勇. 2001. 我国热带气旋研究十年进展. 大气科学, 25(3): 420-432.
- 陈瑞闪. 2002. 台风. 福州: 福建科学技术出版社: 324-329.
- 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. 气象学报, 67(5): 840-850.
- 程正泉, 林良勋, 沙天阳, 等. 2014. “尤特”特大暴雨过程的热力条件分析. 气象, 40(12): 1507-1512.
- 董美莹, 陈联寿, 郑沛群, 等. 2009. 登陆热带气旋暴雨突然增幅和特大暴雨之研究进展. 热带气象学报, 25(4): 70-79.
- 范学峰, 吴秦, 席世平. 2007. AERE 台风远距离降水形成机制分析. 气象, 33(8): 12-16.
- 高坤, 翟国庆, 俞樟孝, 等. 1994. 华东中尺度地形对浙北暴雨影响的数值模拟. 气象学报, 52(2): 157-164.
- 冀春晓, 赵放, 高守亭, 等. 2012. 登陆台风 Matsa (麦莎) 中尺度扰动特征分析. 大气科学, 36(3): 551-563.
- 江敦春, 党人庆. 1997. 台风暴雨中尺度系统与结构的数值研究. 热带气象学报, 13(2): 168-172.
- 李江南, 王安宇, 杨兆礼. 2003. 用 Quikscat 资料分析“黄蜂”登陆前后近地层风场的分布特征. 热带气象学报, 19(增刊): 88-96.
- 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.
- 吕爱民, 文永仁, 李英. 2013. 一次孟加拉湾风暴 Akash(0701)对我国西南地区强降水过程的影响分析. 大气科学, 37(1): 160-170.
- 钱燕珍, 许映龙, 徐迪峰. 2013. 东海转向和登陆热带气旋特征合成分析. 气象, 39(12): 1600-1608.
- 沈晓琳, 张芳华, 周博坤. 2015. 2015年7月大气环流和天气分析. 气象, 41(10): 1298-1304.
- 王瑾, 柯宗建, 江吉喜. 2007. “麦莎”台风暴雨落区非对称分布的诊断分析. 热带气象学报, 23(6): 563-568.
- 吴迪生. 1991. 8616号台风风场非对称研究. 大气科学, 15(5): 98-105.
- 徐祥德, 许健民, 王继志. 2003. 大气遥感再分析场构造技术与原理. 北京: 气象出版社, 230.
- 许映龙, 韩桂荣, 麻素红, 等. 2011. 1109号超强台风“梅花”预报误差分析及思考. 气象, 37(10): 1196-1205.
- 许映龙, 张玲, 高拴柱. 2010. 我国台风预报业务的现状及思考. 气象, 36(7): 43-49.
- 郑庆林, 吴军. 1996. 地形对9216号台风暴雨增幅影响的数值研究. 南京气象学院学报, 19(1): 8-17.
- 周福, 钱燕珍, 朱宪春, 等. 2014. “菲特”减弱时浙江大暴雨过程成因分析. 气象, 40(8): 930-939.
- 祝启恒, 张淑云, 顾强民, 等. 1992. 浙江省灾害性天气预测. 北京: 气象出版社, 49-80.
- Bennetts D A, Hoskins B J. 1979. Conditional symmetric instability—a possible explanation for frontal rainbands. Quart J Roy Meteor Soc, 105: 945-962.