

梁红丽,程正泉,2017. 2014 年两次相似路径影响云南台风降水差异成因分析[J]. 气象,43(11):1339-1353.

## 2014 年两次相似路径影响云南台风 降水差异成因分析\*

梁红丽<sup>1</sup> 程正泉<sup>2</sup>

1 云南省气象台,昆明 650034

2 广州中心气象台,广州 510080

**提 要:** 2014 年台风威马逊和海鸥沿偏西路径影响云南,大到暴雨分布特征与热带气旋相对位置存在显著差异。诊断结果表明,暴雨分布差异的产生主要是环境场气流的作用,造成锋生以及能量变化的差异,再加之地形作用。具体地,“威马逊”台风中心南(北)侧低层西风(东风)急流及辐合增强,造成了强降水的产生,但是由于南侧低层水汽含量大于北侧,且南侧滇西南边缘、红河河谷迎风坡对增强气流的抬升作用,降水增幅,以致南侧降水强于北侧;再者,南北两侧气流热力性质的差异造成了锋生,低层锋区增强也有利于“威马逊”东北侧、滇东南强降水发展;进一步地,东西风交汇辐合作用增强、斜压有效位能的释放,造成辐散风动能增加,暴雨区辐散风动能的增加与“威马逊”降水峰值变化相对应。“海鸥”影响云南期间,热带气旋中心位置和孟加拉湾低压均偏南,西南季风偏南,影响云南的主要是“海鸥”东北侧低空急流,且急流及其左前侧纬向辐合均强于“威马逊”,以致于其东北侧降水强于“威马逊”;除此之外,地形抬升对滇南边缘大暴雨的产生也起着重要作用;再者,低层锋区增强,有利于“海鸥”东北侧滇东北强降水发展;进一步地,旋转风动能的增加与降水峰值相对应,滇中以东地区第一次降水峰值与斜压过程相联系;第二次降水峰值的形成,则主要是低压倒槽东侧偏南急流增强,旋转风场向暴雨区输送动能,暴雨区动能明显增幅,与正压过程相联系。

**关键词:** 相似路径台风,降水差异,低空急流,锋区作用,辐散风动能,地形作用

**中图分类号:** P458

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.11.003

### Cause Analysis of Precipitation Difference Between Two Typhoons Influencing Yunnan Along Similar Tracks in 2014

LIANG Hongli<sup>1</sup> CHENG Zhengquan<sup>2</sup>

1 Yunnan Meteorological Observatory, Kunming 650034

2 Guangzhou Central Meteorological Observatory, Guangzhou 510080

**Abstract:** Typhoons Ramasun and Kalmaegi along west route influenced Yunnan in 2014, where rainstorm distribution characteristics and the relative position of tropical cyclone had significant differences. The diagnosis results indicate that production of rainstorm distribution difference was mainly caused by the role of ambient flow field, which caused frontogenesis, then energy change, together with the effect of topography. Particularly, low-level westerly (easterly) jet and convergence at south (north) side of Ramasun Typhoon center enhanced, causing generation of heavy rainfall. However, because water vapor content in lower layer of south side was higher than that of north side, the southwest Yunnan edge and Red River Valley windward slope had uplift effect, the rainfall amplified. Precipitation of south side was heavier than that of north side. In addition, thermodynamic properties differences of flow between south and north side

\* 国家自然科学基金项目(41365007 和 41365006)共同资助

2016 年 2 月 4 日收稿; 2017 年 2 月 24 日收修定稿

第一作者:梁红丽,主要从事灾害性天气研究. Email:lhl1678@163.com

caused frontogenesis. Frontal zone at low-level enhanced, beneficial to the development of severe precipitation on the northeastern side of Ramasun, southeast Yunnan. Furthermore, intersection of the easterly and westerly made divergence enhancing, then baroclinic available potential energy was released, which caused divergent wind kinetic energy to increase, and increase of divergent wind kinetic energy was relative to the change of precipitation peak caused by Ramasun. However, as Kalmaegi was influencing Yunnan, the center position of tropical cyclone and Bay of Bengal low pressure were both further south, and the southwest monsoon was also further south. The low-level jet at Kalmaegi northeastern side was the main factor influencing rainfall over Yunnan, and the intensity of low-level jet and zonal convergence at the jet front left quadrant were both stronger than that by Ramasun, so the precipitation of Kalmaegi northeastern side was more intense than that of Ramasun. In addition, the uplift effect of terrain played an important role in the generation of heavy rainstorm at south Yunnan edge. Moreover, frontal zone at low-level enhanced, which was also beneficial to the development of severe precipitation over northeast Yunnan at the northeastern side of Kalmaegi. Furthermore, increasing rotational wind kinetic energy was relative to precipitation peak, and the formation of the first precipitation peak in the edom of central Yunnan was related to baroclinic processes. However, at the second precipitation peak, south jet was strengthened on the east side of depression inverted trough, and rotational velocity field transported kinetic energy to heavy rain area, then kinetic energy over heavy rain area increased significantly, which was related to barotropic processes.

**Key words:** typhoon with similar tracks, precipitation difference, low-level jet, frontal zone effect, divergent wind kinetic energy, topographic effect

## 引 言

热带气旋带来的暴雨,由于其影响范围广、时间长,其分布特征是业务预报中的重点。影响热带气旋降水的主要物理因子有水汽、上升运动、位势不稳定、对流层上层辐散和中小尺度系统作用,而这 5 个因子的产生、维持和强弱又与热带气旋四周的环境流场有关(陈联寿和丁一汇,1979)。陈联寿和丁一汇(1979)、程正泉等(2007)也指出,除了登陆热带气旋环流本身的暴雨区外,在外部环境场、下垫面等因子的相互作用下,暴雨强度分布变得十分复杂。地形摩擦辐合和抬升作用也导致登陆热带气旋降水突然增辐(骆荣宗,1997;郑庆林等,1996)而产生暴雨。另一方面,登陆热带气旋与其相邻的中纬度环流系统之间的相互作用会产生外围暴雨,这种相互作用常伴有冷空气的参与(曹晓岗等,2014;刘学刚等,2011;金巍等,2013),对应热带气旋的变性过程(狄利华等,2008)。小股弱冷空气的侵入会加剧热带气旋暴雨(杜惠良等,2011),当弱冷空气处于热带气旋外围时有效位能释放最多,增幅最大(丁治英和陈久康,1995),而当冷空气侵入中心后,非绝热加热迅速

减小,中心降水明显减少,但其外围与倒槽的降水仍明显加大(钮学新等,2005)。中纬度中低空西风槽与热带气旋南北同位相时,往往会加剧热带气旋外围的切变,激发热带气旋螺旋云带中尺度系统的活动(陈联寿等,2002)。

云南地处内陆,与东部地区相比热带气旋影响频率较低。但有时热带气旋在两广登陆后继续西行,或穿过海南岛进入北部湾在越南北部登陆对云南会产生较大影响,是云南产生暴雨的主要天气系统之一。许美玲等(2011)对近 30 年来影响云南西行热带气旋进行统计,指出进入  $18^{\circ}\text{N}$  以北、 $110^{\circ}\text{E}$  以西区域的热带气旋对云南才会有影响,并按影响程度把关键区划分为 I 区( $18^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 、 $95^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ )、II 区( $20^{\circ}\text{N}$  以北、 $105^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ )、III 区( $20^{\circ}\text{N}$  以北、 $105^{\circ}\text{E}$  以西),其中台风进入关键区 III 对云南影响最大,特别是滇南地区大到暴雨频数超过 0.8。

2014 年第 9 号超强台风威马逊和第 15 号台风海鸥西行登陆后减弱为热带低压,均进入关键区 III,云南出现大到暴雨,局地特大暴雨。其中“威马逊”带来的 100 mm 以上降水主要在滇南、滇西南地区,临沧新芽累计降水量最大为 400.5 mm,强降水落区与许美玲等(2011)研究结果一致,170 万人受灾,

紧急转移安置人员 38148 人,为近 5 年来影响云南最强热带气旋;而“海鸥”带来的 100 mm 以上降水则主要在滇中以东地区,文山八宝累计降水量最大为 349.8 mm,强降水落区与许美玲等(2011)研究结果差异很大,39 万人受灾,转移人员 2486 人。且两次过程中大到暴雨落区与热带气旋中心相对位置也存在着差异,那么产生这种差异的原因是什么?利用 NCEP/NCAR  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析资料,对两次过程中环境流场如何造成锋生,进而产生能量变化上的差异进行对比分析,探讨暴雨产生机制。此外云南地形复杂,地形在两次强降水分布差异中是否也有不同作用?以下对此进行讨论。

## 1 资料选取

所用资料为美国国家环境预报中心(NCEP)/美国国家大气研究中心(NCAR)提供的 FNL(Final Operational Global Analysis)全球分析资料。它是 T254L64 谱模式的高分辨率资料同化地面观测、无线电探空、气球、飞机和卫星观测资料得到的,每个历史时期的 FNL 资料时间、空间分辨率都不同,其中 1999 年 7 月 30 日 18 时至今,是目前广泛使用的 FNL 资料,分辨率  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ,时间间隔 6 h。

## 2 过程概况

### 2.1 台风路径

“威马逊”于 2014 年 7 月 12 日 14 时在西太平洋洋面( $13.4^{\circ}\text{N}$ 、 $142.8^{\circ}\text{E}$ )生成,最初以西行为主,接近菲律宾时转为西北移动,进入南海后于 18 日 05 时加强为超强台风,最大风速  $60 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,中心气压 910 hPa,19 日 05 时减弱为强台风,先后在海南文昌、广东徐闻、广西防城港登陆,20 日 02 时横越广西及越南北部,以热带风暴强度进入云南东南部,05 时减弱为热带低压( $23.3^{\circ}\text{N}$ 、 $104.6^{\circ}\text{E}$ ),位于西畴县境内(图 1)。

“海鸥”于 2014 年 9 月 12 日 14 时在菲律宾以东洋面( $13.8^{\circ}\text{N}$ 、 $131.1^{\circ}\text{E}$ )生成,最初以西行为主,12 h 后转为西北移动,13 日 17 时加强为台风,最大风速  $40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,中心气压 960 hPa,17 日 05 时减弱为强热带风暴,先后在海南文昌、广东徐闻、越南北部登陆,17 日 14 时以热带低压强度进入云南南部

的金平县( $22.5^{\circ}\text{N}$ 、 $103^{\circ}\text{E}$ )(图 1)。

比较两次热带气旋移动路径,均是先西行,再西北移,路径大体相似,其中“海鸥”进入云南境内后位置略偏西偏南,但均进入了关键区Ⅲ。其次,进入云南境内时,“威马逊”强度为热带风暴,3 h 后减弱为热带低压;而“海鸥”则是以热带低压强度进入云南,强度上弱于“威马逊”。那么,这两次以相似路径影响云南的热带气旋,其降水分布特征是否也相似?进一步地,“海鸥”进入云南境内后位置略偏西偏南,其降水分布与“威马逊”相比,是否也略偏西偏南?以下做进一步分析。

### 2.2 降水概况

结合云南省区域自动站 6 h 累计降水量演变(图略)和云南省累计降水量分布图 2,可以看到,“威马逊”影响云南主要时段为 2014 年 7 月 19 日 14 时至 23 日 08 时,持续时间 86 h,累计降水量在 100 mm 以上的有 716 站(占 28.16%),主要分布在滇南到滇西南地区,与许美玲等(2011)统计结果一致,其中临沧新芽累计降水量最大为 400.5 mm(图 2a);“海鸥”影响云南的主要时段为 2014 年 9 月 16 日 20 时至 19 日 08 时,持续时间 60 h,累计降水量在 100 mm 以上的有 354 站(占 13.92%),主要分布在滇中以东地区,其中文山八宝累计降水量最大为 349.8 mm(图 2b),强降水的分布并未偏西偏南,与“威马逊”相比存在着明显差异。

结合两次热带气旋影响云南期间,国家站 24 h 时段内大雨以上降水站次统计(表 1),可以看到,“威马逊”影响云南期间,出现大雨 78 站,暴雨 34 站,大暴雨 7 站,大雨以上站数共计 119 站;“海鸥”影响云南期间,出现大雨 40 站,暴雨 31 站,大暴雨 7 站,大雨以上站数共计 78 站。其中“威马逊”影响云南最强时段为 7 月 20 日 08 时至 21 日 08 时,出现大雨 28 站,暴雨 20 站,大暴雨 6 站(江城 195.2 mm、屏边 168.6 mm、宁洱 160.6 mm、绿春 130.5 mm、马关 105.9 mm、文山 104.2 mm),有 3 站超过 150 mm,大雨以上站数共计 54 站;“海鸥”影响云南最强时段为 9 月 17 日 08 时至 18 日 08 时,出现大雨 31 站,暴雨 29 站,大暴雨 7 站(麻栗坡 148.5 mm、西畴 138 mm、马关 124.8 mm、个旧 112.6 mm、通海 105.8 mm、屏边 105.6 mm、文山 102.2 mm),均未超过 150 mm,大雨以上站数共计 67 站。因此,就整个时段而言,“威马逊”的影响,持

续时间更长、范围更广、强度更大;而在最强时段,则是“海鸥”影响范围较广。

进一步分析“威马逊”和“海鸥”影响云南最强时段,强降水中心——江城(2014年7月20日08时至21日08时)(图3a)、麻栗坡(2014年9月17日08时至18日08时)(图3b)逐小时降水演变。可以

看到,江城、麻栗坡均为双峰型降水,其中江城峰值分别出现在20日15时(20.8 mm)、21日01时(42.4 mm);麻栗坡峰值分别出现在17日08时(16.1 mm)、18日06时(26.3 mm)。小时雨强变化明显,均具有对流性降水特点,但江城小时雨强更大,降水更为迅猛。

表 1 “威马逊”、“海鸥”影响云南期间(国家站)24 h 时段内大雨以上降水站次(单位:站)

Table 1 The total station numbers of 24 h heavy rain and rainstorm in the period of Rammasun and Kalmaegi influencing Yunnan (unit: station)

热带气旋	年.月	时间/BT	大雨站数	暴雨站数	大暴雨站数	大雨以上站数
威马逊	2014.7	19日08时至20日08时	11	2	0	13
		20日08时至21日08时	28	20	6	54
		21日08时至22日08时	22	11	1	34
		22日08时至23日08时	17	1	0	18
海鸥	2014.9	16日08时至17日08时	4	2	0	6
		17日08时至18日08时	31	29	7	67
		18日08时至19日08时	5	0	0	5

### 2.3 强降水与热带气旋的相对位置

从前面的分析我们知道,“威马逊”带来的强降水主要分布在滇中及以南地区,而“海鸥”带来的强降水则主要集中在滇中及以东地区。那么,强降水的分布与热带气旋的相对位置如何?图4给出了最强降水时段700 hPa流场与大到暴雨分布,可以看到,“威马逊”台风降水的暴雨、大暴雨主要集中在热带气旋中心南侧和西南侧,大雨则主要集中在东北侧;“海鸥”台风降水,大到暴雨主要集中在热带气旋中心东北象限。即两次过程,强降水相对于热带气旋中心位置存在明显差异,且“威马逊”中心南北两侧强降水量级也存在着差异。以下对造成这种分布差异的成因进行探讨。

## 3 强降水分布差异成因

云南地处低纬高原,属青藏高原南延部分,其山地面积约占全省总面积的90%左右,地势呈西北高、东南低,自北向南呈阶梯状逐级下降。西部有高黎贡山、怒山、云岭等山脉,均为西北—东南走向,海拔大多在3000~4000 m,来自孟加拉湾的风暴暖湿气流常与之呈正交之势,由于西南气流非常潮湿,层结不稳定,遇到横断山脉这样陡峭的地形,强迫抬升作用使气流的上升运动加剧,致使大量水汽凝结(梁红丽等,2014)。东部为滇东、滇中高原,是云贵高原

的主体,地势波状起伏,平均海拔2000 m左右,来自东北方的冷空气常受其阻挡而绕流南下。只有在南部、西南部边境地区、地势逐渐平缓、河谷开阔,一般海拔在1500~2200 m,并且有多个喇叭口地形,如滇南李仙江的左侧是无量山,右侧是哀牢山,从南往北两山之间距离愈来愈窄,是一标准的开口向南的喇叭口地形,受其影响,热带气旋在西移过程中偏南暖湿气流被明显的辐合抬升,热带降水系统多滞留且雨量增多;另外,云南东南部红河入口区的喇叭口地形也对气流有辐合抬升作用(董海萍等,2007)。因此,云南地区的强降水分布有明显的沿地形走向的特征。那么,在这样的地形分布特征下,导致“威马逊”和“海鸥”强降水落区分布差异的主要原因是什么?环境场气流是如何作用的?

### 3.1 环境流场

图5分别为两次热带气旋影响云南最强时段500 hPa高度场和700 hPa风场和风速(阴影,  $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )。可以看到,“威马逊”影响云南最强时段,2014年7月20日20时(图5a),副热带高压呈准东西向带状分布,“威马逊”登陆后减弱为584 dagpm 低压环流,在副热带高压西南侧东南气流的引导下向西北方向移动,影响滇中及以南地区。热带气旋中心东北侧有低空急流存在,中心强度  $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,其左前方风速辐合有利于上升运动加剧;与此同时,孟加拉湾北侧有584 dagpm 低压活

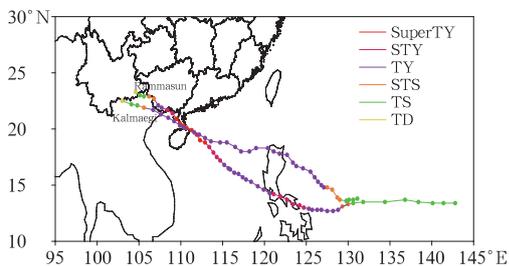


图 1 “威马逊”和“海鸥”路径图  
Fig. 1 Tracks of Rammasun and Kalmaegi

动,其南侧季风活跃,中心强度达  $24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,西南季风的持续卷入使“威马逊”减弱相对比较缓慢,对云南的影响持续时间较长。

“海鸥”影响云南最强时段,2014 年 9 月 17 日 20 时(图 5b),副热带高压呈南北向块状分布,“海鸥”登陆后也减弱为 584 dagpm 低压环流,在副热带高压西侧偏南气流引导下向偏北方向移动,影响滇中及其以东地区,低压倒槽伸至滇东地区。“海鸥”东北侧低空急流大于  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,与“威马逊”相比强度更强,低空急流一方面向滇中及以东地区输

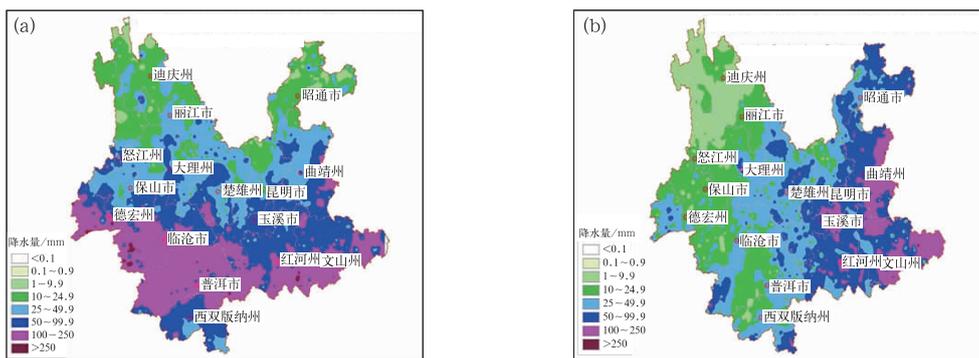


图 2 2014 年 7 月 19 日 14 时至 23 日 08 时台风威马逊(a)和 9 月 16 日 20 时至 19 日 08 时台风海鸥(b)造成的云南省区域自动站累计降水量分布图(单位: mm)  
Fig. 2 The accumulative precipitation distribution at regional automatic station in Yunnan (unit: mm) caused by Typhoons Rammasun (a) and Kalmaegi (b)  
(a) 14:00 BT 19—08:00 BT 23 July 2014, (b) 20:00 BT 16—08:00 BT 19 September 2014

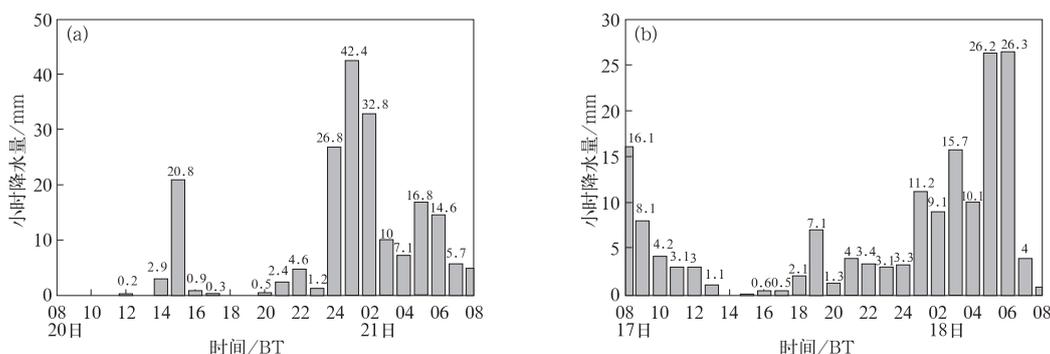


图 3 2014 年 7 月 20 日 08 时至 21 日 08 时江城(a),月 17 日 08 时至 18 日 08 时麻栗坡(b)逐小时降水演变  
Fig. 3 Variation of hourly precipitation at Jiangcheng Station in 08:00 BT 20—08:00 BT 21 July 2014 (a), Malipo Station in 08:00 BT 17—08:00 BT 18 September 2014 (b)

送充沛的水汽和能量,另一方面也使这一带地区低层更加暖湿,有利于对流不稳定的发展。孟加拉湾北侧也有一 584 dagpm 低压活动,其南侧季风中心强度  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,与“威马逊”影响云南最强时段孟加

拉湾西南季风相比,强度偏弱,“海鸥”进入云南后减弱较快,对云南影响时间较短;此外,“海鸥”热带气旋中心位置和孟加拉湾低压均偏南,西南季风偏南,影响云南主要是“海鸥”东北侧的低空急流,大到暴

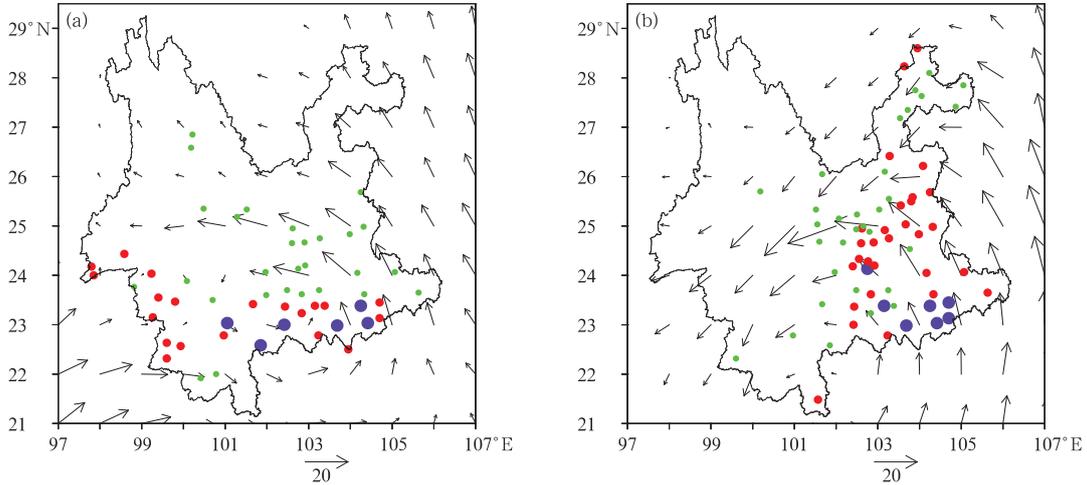


图 4 2014 年 7 月 20 日 08 时至 21 日 08 时“威马逊”(a), 9 月 17 日 08 时至 18 日 08 时“海鸥”(b)最强降水时段国家站大雨(绿点)、暴雨(红点)、大暴雨(紫点)分布与该时段 7 月 20 日 20 时和 9 月 17 日 20 时 700 hPa 流场(单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )

Fig. 4 The 700 hPa stream field (a) 20:00 BT 20 July 2014 and (b) 20:00 BT 17 September 2014 (unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ), the distribution of heavy rain (green dot), rainstorm (red dot), severe rainstorm (purple dot) at national elementary stations in the most intense precipitation period during Rammasun in 08:00 BT 20—08:00 BT 21 July 2014 (a) and Kalmaegi in 08:00 BT 17—08:00 BT 18 September 2014 (b)

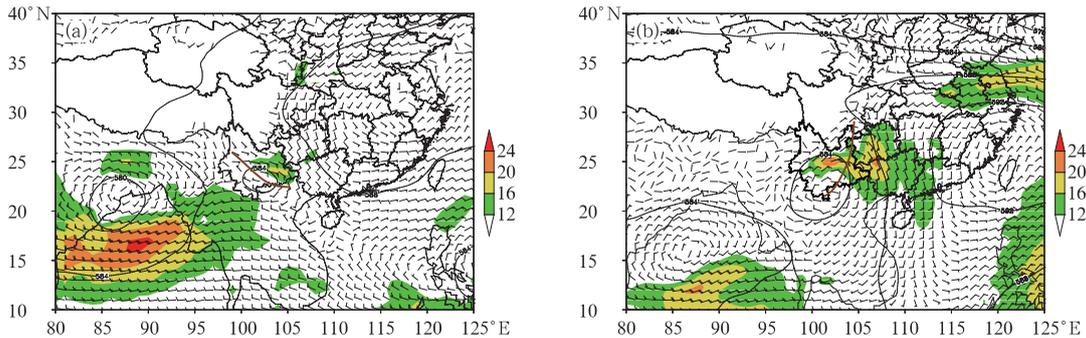


图 5 2014 年 7 月 20 日 20 时(a)和 9 月 17 日 20 时(b)500 hPa 高度(等值线, 单位: dagpm)、700 hPa 风场及风速(填色,  $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )

Fig. 5 The 500 hPa height field (contour line, unit: dagpm), 700 hPa wind field and wind velocity (shaded area,  $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )

(a) 20:00 BT 20 July 2014, (b) 20:00 BT 17 September 2014

雨也主要集中在东北侧。

从前面的分析我们知道, 两次热带气旋中心东北侧均有低空急流存在, 但强度有差异; 此外“威马逊”台风中心南北两侧, 东西风速也存在着差异。环境气流对降水分布和强度有何影响? 以下做进一步分析。

图 6a 为 2014 年 7 月 18 日 08 时至 24 日 08 时  $24^{\circ} \sim 25^{\circ} \text{N}$  范围内 700 hPa 平均纬向风及纬向风辐合(阴影)的时间-经度演变。可以清晰地看到, 7 月

19 日 08 时以后“威马逊”热带气旋北侧较强平均偏东气流( $\geq 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )开始影响滇东边缘地区, 此后逐渐向滇中推进且风速增强, 特别是 20 日 02—14 时  $103.5^{\circ} \sim 104.5^{\circ} \text{E}$  区域内平均纬向风增强至  $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 此后平均纬向风  $> 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的强风速带向西推进到  $101^{\circ} \text{E}$  附近, 且持续到 21 日 08 时,  $102^{\circ} \text{E}$  以东地区急流一直维持, 急流核的左前方存在明显风速辐合, 有利于强降水的产生, 其中 20 日 08 时前后  $100.7^{\circ} \sim 103^{\circ} \text{E}$  附近辐合强度  $> -4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,

与热带气旋中心北侧大雨落区相对应(图 4a)。同样地,给出“威马逊”南侧  $22^{\circ}\sim 23^{\circ}\text{N}$  范围内 700 hPa 平均纬向风及纬向风的时间-经度演变(图 6b)。可以看到,20 日 20 时以后  $96^{\circ}\text{E}$  以东平均偏西气流明显增强,  $> 8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  平均西风气流向东推进到  $102.5^{\circ}\text{E}$  附近,且持续到 21 日 20 时,其中 21 日 02 时前后  $97^{\circ}\sim 101.5^{\circ}\text{E}$  附近有急流存在,中心强度  $14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,急流前端有明显辐合存在,强度在  $-3\times 10^{-5}\sim -4\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,与热带气旋中心南侧、西南侧暴雨、大暴雨相对应(图 4a)。因此,“威马逊”台风中心南北两侧强降水带的形成,分别与南(北)侧低层西风(东风)急流的增强有关。此外值得

注意的是,“威马逊”北侧风速中心为  $16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、辐合中心达  $-5\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,均强于南侧,可降水却弱于南侧? 是否有地形的作用? 后面将对此进行讨论。

那么“海鸥”情况如何? 图 6c 给出了 2014 年 9 月 14 日 08 时至 20 日 08 时  $24^{\circ}\sim 26^{\circ}\text{N}$  范围内 700 hPa 平均纬向风及纬向风辐合的时间-经度演变。可以看到,9 月 16 日 08 时以后“海鸥”热带气旋北侧较强偏东气流( $\geq 8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ )开始影响滇东边缘地区,此后迅速向滇中推进且风速增强,特别是 17 日 08 时以后  $105.5^{\circ}\text{E}$  以西地区平均纬向风增强至  $26 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,此后平均纬向风  $> 12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的低空急流向西推进到  $101.3^{\circ}\text{E}$  附近,  $> 8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  强风速

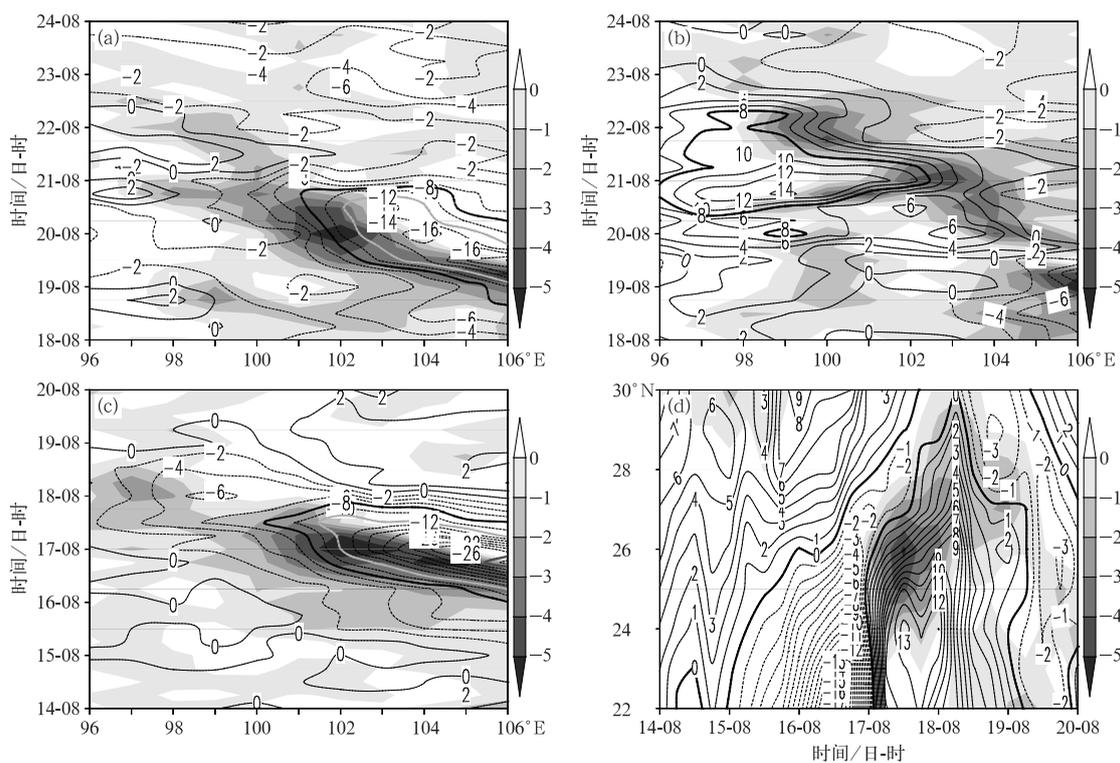


图 6 2014 年 7 月 18 日 08 时至 24 日 08 时  $24^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ (a)、 $22^{\circ}\sim 23^{\circ}\text{N}$ (b)范围内 700 hPa 平均纬向风(等值线,单位:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )及纬向风辐合场(阴影,单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )的时间-经度演变;2014 年 9 月 14 日 08 时至 20 日 08 时  $24^{\circ}\sim 26^{\circ}\text{N}$  范围内 700 hPa 平均纬向风(等值线,单位:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )及纬向风辐合场(阴影,单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )的时间-经度演变(c)、 $102.5^{\circ}\sim 106^{\circ}\text{E}$  范围内 700 hPa 平均经向风(等值线,单位:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )及经向风辐合场(阴影,单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )的时间-纬度演变(d)

Fig. 6 The time-longitude cross-section of averaged zonal wind (isoline, unit:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) and zonal wind convergence (shaded area, unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) at 700 hPa in  $24^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$  (a),  $22^{\circ}\sim 23^{\circ}\text{N}$  (b) from 08:00 BT 18 to 08:00 BT 24 July 2014, the time-longitude cross-section of averaged zonal wind (isoline, unit:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) and zonal wind convergence (shaded area, unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) at 700 hPa in  $24^{\circ}\sim 26^{\circ}\text{N}$  (c), the time-latitude cross-section of averaged meridional wind (isoline, unit:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) and meridional wind convergence (shaded area, unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) at 700 hPa in  $102.5^{\circ}\sim 106^{\circ}\text{E}$  (d)

from 08:00 BT 14 to 08:00 BT 20 September 2014

带持续到 18 日 08 时,与最强降水时段相对应(表 1),急流左前方存在着明显风速辐合,其中 17 日 08 时以后  $101.5^{\circ}\sim 105^{\circ}\text{E}$  附近辐合强度  $> -5\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ,与“海鸥”东北侧大到暴雨落区相对应(图 4b)。综合以上分析,最强降水时段,“海鸥”北侧低空急流及其左前侧纬向辐合均强于“威马逊”,因此“海鸥”中心东北侧以大到暴雨为主,降水强度更强,而“威马逊”中心东北侧则以大雨为主;再者,“海鸥”北侧大于  $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  平均低空急流的西界达  $101.3^{\circ}\text{E}$  附近,与“威马逊”相比更偏西一些,因此在最强时段“海鸥”影响范围更广。

此外,在“海鸥”东侧  $103^{\circ}\sim 105^{\circ}\text{E}$  区域内  $23^{\circ}\text{N}$  附近有相对集中的成片大暴雨区(图 4b),结合图 4b,上述区域主要为偏南气流控制。那么,大暴雨的产生与“海鸥”中心东侧偏南气流关系如何?图 6d 给出了 2014 年 9 月 14 日 08 时至 20 日 08 时  $102.5^{\circ}\sim 106^{\circ}\text{E}$  范围内 700 hPa 平均经向风及经向风辐合的时间-纬度演变。可以看到,17 日 08 时以后这一区域转为偏南风,且偏南风速迅速增强,特别是 17 日 20 时至 18 日 08 时,  $> 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的平均经向低空急流向北推进到  $25^{\circ}\text{N}$  附近,其北侧有明显经向风辐合,强度在  $-5\times 10^{-5}\sim -3\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ,有利于强降水产生。结合图 6c,“海鸥”中心东北侧  $24^{\circ}\text{N}$  以北大到暴雨的产生,主要是与急流增强后,经向、纬向风速辐合增强有关。同时值得注意的是,在“海鸥”最强降水时段(17 日 08 时至 18 日 08 时),  $22^{\circ}\sim 23.5^{\circ}\text{N}$  附近并没有经向风的辐合,但这一区域为急流所控制,经向风速大,大暴雨的出现是否与急流流经滇东南边缘时地形的抬升作用有关?

强降水的产生,除了与风速及其辐合强度有关外,也与对流层低层水汽含量的绝对值密切相关。图 7 给出 2014 年 7 月 18 日 08 时至 24 日 08 时  $24^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ (a)和  $22^{\circ}\sim 23^{\circ}\text{N}$ (b)

$\sim 25^{\circ}\text{N}$ 、 $22^{\circ}\sim 23^{\circ}\text{N}$  范围内 700 hPa 比湿的时间-经度演变。最强降水时段(7 月 20 日 08 时至 21 日 08 时),“威马逊”台风中心北侧平均比湿为  $11\times 10^{-3}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (图 7a),南侧则为  $11.5\times 10^{-3}\sim 12\times 10^{-3}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (图 7b),即南侧来自孟加拉湾水汽的含量高于北侧。而“海鸥”最强降水时段(9 月 17 日 08 时至 18 日 08 时),  $25.2^{\circ}\text{N}$  以南平均比湿  $11\times 10^{-3}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,其他时段则在  $9.5\times 10^{-3}\sim 10.5\times 10^{-3}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (图略)。结合图 6,说明在最强降水时段,“威马逊”和“海鸥”东北侧水汽含量相当,但是由于“海鸥”东北侧急流及辐合强度均强于“威马逊”,降水强度偏强。

### 3.2 锋区作用

从前面的分析我们知道,“威马逊”南北两侧空气比湿有差异,那么这种气流热力性质的差异引起的锋生,锋区强度差异如何?图 8a 和 8b 给出了“威马逊”最强降水时段 700 hPa  $\theta_{se}$  及其经向梯度场。7 月 20 日 08 时(图 8a),台风中心东北侧有中心强度为 344 K 的较暖湿气流从滇东流向滇中,西南侧有中心强度为 350 K 从孟加拉湾流入的相对更为暖湿气流,滇东南形成一条  $\theta_{se}$  相对密集带,中心强度  $2\times 10^{-5}\text{ K}\cdot\text{m}^{-1}$ ,有锋区存在;20 日 20 时(图 8b),台风东北侧气流进一步西推,滇东南偏东气流的中心与前期相比变得更干一些为 343 K,从孟加拉湾流入的气流则更为暖湿,中心强度 353 K,滇西南形成一条西北-东南向  $\theta_{se}$  密集带;21 日 08 时(图略),孟加拉湾流入气流变得相对较为干燥,锋区消失。进一步地,结合这一时段锋区与大到暴雨分布可以看到,在最强降水时段,“威马逊”东北侧大雨以及滇东南暴雨和大暴雨的产生,锋区作用也是因素之一;而滇西南边缘暴雨的产生,锋区作用不明显。

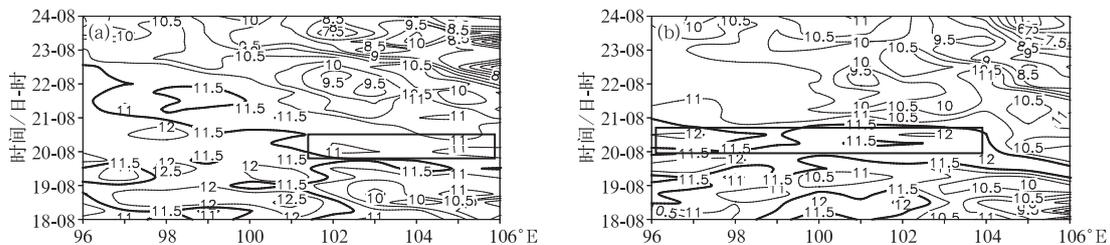


图 7 2014 年 7 月 18 日 08 时至 24 日 08 时  $24^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ (a)和  $22^{\circ}\sim 23^{\circ}\text{N}$ (b) 范围内 700 hPa 平均比湿(单位:  $10^{-3}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ )时间-经度演变

Fig. 7 The time-longitude change of specific humidity (unit:  $10^{-3}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ )

at 700 hPa in  $24^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$  (a),  $22^{\circ}\sim 23^{\circ}\text{N}$  (b) from 08:00 BT 18 to 08:00 BT 24 July 2014

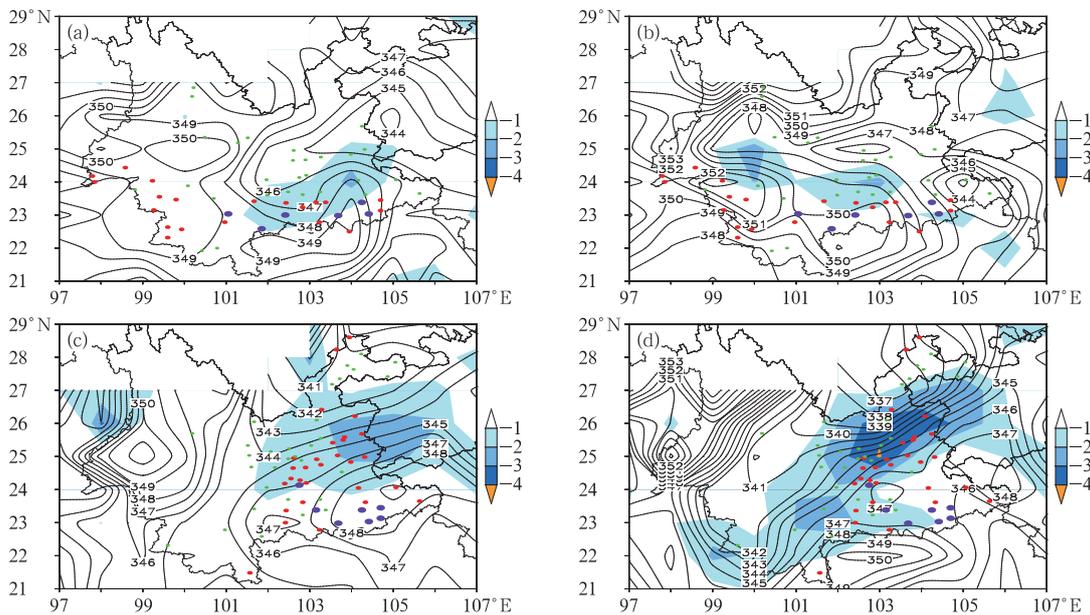


图 8 2014 年 7 月 20 日 08 时(a)和 20 时(b)“威马逊”,9 月 17 日 08 时(c)和 20 时(d)“海鸥”最强降水时段国家站大雨(绿点)、暴雨(红点)、大暴雨(紫点)分布与 700 hPa 假相当位温(等值线,单位:K)和假相当位温经向梯度(阴影,单位: $10^{-5} K \cdot m^{-1}$ )

Fig. 8 The distribution of heavy rain (green dot), rainstorm (red dot), severe rainstorm (purple dot) at national elementary station, potential pseudo-equivalent temperature (isoline, unit: K) and meridional gradient (shaded area, unit:  $10^{-5} K \cdot m^{-1}$ ) at 700 hPa in the most intense precipitation period during Typhoons Rammasun (a, b) and Kalmaegi (c, d) at 08:00 BT (a), 20:00 BT (b) 20 July 2014, 08:00 BT (c), 20:00 BT (d) 17 September 2014

对于“海鸥”而言,9 月 17 日 08 时(图 8c),滇东南台风中心东侧偏南暖湿气流中心强度 349 K,滇东北边缘偏北气流  $\theta_{se}$  为 341 K,滇东北有锋区活动,中心强度  $-2 \times 10^{-5} K \cdot m^{-1}$ ; 17 日 20 时(图 8d),滇南暖湿气流略增强,中心强度 350 K,滇东北边缘气流则变得更为干冷  $\theta_{se}$  为 337 K,结合图 5b,此时四川盆地东部有切变存在,其后部冷空气沿偏北气流南下进入滇东北,滇东北  $\theta_{se}$  经向梯度加大,中心强度  $-3 \times 10^{-5} K \cdot m^{-1}$ ,锋区加强; 18 日 08 时(图略),台风东侧沿滇南流入气流变得较为干燥,中心强度 337 K,锋区明显减弱,仅在滇东北的昭通南部和曲靖北部维持。结合这一时段锋区与大到暴雨分布同样可以看到,在最强降水时段,“海鸥”东北侧滇东北大到暴雨的产生,锋区作用也是因素之一;而滇东南暴雨、大暴雨的产生,锋区作用不明显。

进一步地给出 2014 年 7 月 19 日 20 时至 21 日 08 时江城(22. 59°N、101. 85°E)(图 9a)、2014 年 9 月 17 日 08 时至 18 日 20 时麻栗坡(23. 13°N、104. 70°E)(图 9b)锋生函数随时间的演变。锋生函数表达式(Kato, 1989; Hoskins and Bretherton,

1972)为: $F = \frac{d}{dt} |\nabla \theta_{se}| = F1 + F2 + F3 + F4$ ,  $F1$ 、 $F2$ 、 $F3$ 、 $F4$  分别为非绝热加热项、水平辐散项、水平变形项和与垂直运动有关的倾斜项。可以看到,“威马逊”影响云南时段,滇南的江城(图 9a),在整个时段近地面附近均有连续性锋生,其中 20 日 14 时 750 hPa 附近有一锋生中心,强度  $15 \times 10^{-10} K \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ,与第一次降水峰值(20. 8 mm)(图 3a)相对应,随后锋生减弱,降水也随之回落;此后在 20 日 17—23 时,对流层低层 700~600 hPa 锋生作用再次增强,于 20 日 20 时在 650 hPa 附近出现第二个锋生中心,强度  $30 \times 10^{-10} K \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ,随后降水达到第二次峰值(42. 4 mm)(图 3a),这表明低层锋区的增强,有利于滇南大暴雨的发生和发展。“海鸥”影响云南时段,滇东南的麻栗坡(图 9b),在 17 日 23 时以前,从近地面至 800 hPa 附近也有连续锋生,其中在 17 日 08 时前后,850 hPa 附近出现锋生中心,强度  $15 \times 10^{-10} K \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ,与第一次降水峰值相对应(图 3b),随后锋生作用减弱,强降水回落;到了 17 日 20 时前后,850 hPa 附近再次出现锋

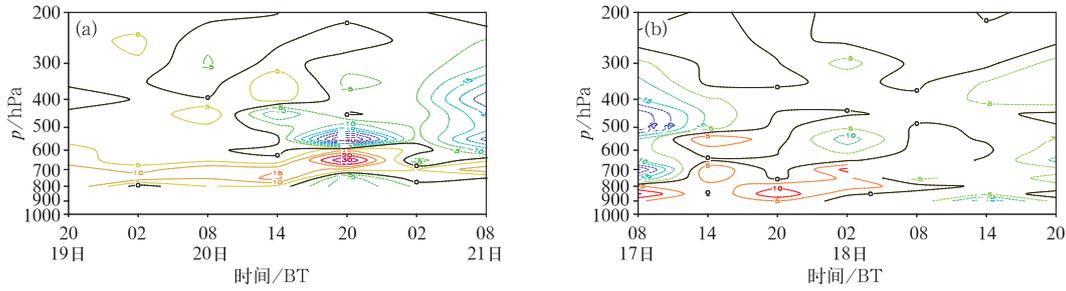


图 9 2014 年 7 月 19 日 20 时至 21 日 08 时江城(a),9 月 17 日 08 时至 18 日 20 时麻栗坡(b)锋生函数随时间的演变(单位: $10^{-10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )  
Fig. 9 Evolution of frontogenesis function with time at Jiangcheng Station from 20:00 BT 19 to 08:00 BT 21 July 2014 (a), Malipo Station (b) from 08:00 BT 17 to 20:00 BT 18 September 2014 (b) (unit:  $10^{-10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )

生中心,强度  $10 \times 10^{-10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,此时降水略有增幅,小时雨强 7.1 mm(图 3b),与江城相比近地面的锋生作用明显偏弱,降水增幅也偏弱;17 日 23 时以后,麻栗坡近地面层开始出现锋消,到 18 日 08 时前后,650 hPa 以下近乎均转为锋消,锋消作用进一步增强,而麻栗坡却在 18 日 06—07 时出现小时雨强大于 26 mm 的短时强降水(图 3b),这表明滇东南第一次降水峰值的形成,锋生是主要因素之一;而第二次降水峰值,锋生作用微乎其微,主要是“海鸥”低压倒槽东侧偏南急流的作用。

### 3.3 动能收支

以上分析表明,环境流场的差异造成了锋生,其

$$\begin{cases} \frac{\partial K_r}{\partial t} = -\mathbf{V}_r \cdot \frac{\partial \mathbf{V}_d}{\partial t} - f(v_r u_d - u_r v_d) - \zeta(v_r u_d - u_r v_d) - \omega \frac{\partial K_r}{\partial p} - \omega \mathbf{V}_r \cdot \frac{\partial \mathbf{V}_d}{\partial p} - \mathbf{V}_r \cdot \nabla \phi - \nabla \cdot \mathbf{K} \mathbf{V}_r + \mathbf{V}_r \cdot \mathbf{F} \\ DKR \quad INTR \quad A_f \quad A_z \quad B \quad C \quad GR \quad HFR \quad DR \\ \frac{\partial K_d}{\partial t} = -\mathbf{V}_d \cdot \frac{\partial \mathbf{V}_r}{\partial t} + f(v_r u_d - u_r v_d) + \zeta(v_r u_d - u_r v_d) + \omega \frac{\partial K_r}{\partial p} + \omega \mathbf{V}_r \cdot \frac{\partial \mathbf{V}_d}{\partial p} - \mathbf{V}_d \cdot \nabla \phi - \nabla \cdot \mathbf{K} \mathbf{V}_d - \frac{\partial \omega K}{\partial p} + \mathbf{V}_d \cdot \mathbf{F} \\ DKD \quad INTD \quad A_f \quad A_z \quad B \quad C \quad GD \quad HFD \quad VF \quad DD \end{cases}$$

式中(程正泉等,2014),DKR 和 DKD 分别为旋转风和辐散风动能的局地变化项( $\Delta t=6 \text{ h}$ )。INTR 和 INTD 分别为旋转风和辐散风非线性相互作用引起的各自动能的变化。 $A_f, A_z, B, C$ 之和为旋转风和辐散风动能之间的相互转换项,一般写为  $C(K_r, K_d)$ ,当该项为正值时,表示有辐散风动能向旋转风动能转换;当为负值时,转换方向相反。GR 与 GD 分别为旋转风和辐散风穿越等压线所产生或消耗的动能,GR 是地转运动(旋转风)穿越等压线做功,GD 则是非地转运动(辐散风)穿越等压线做功,这与位能分布以及运动方向有关,当  $GD > 0$  时,表

是否进而造成能量的变化? 我们知道,热带气旋是一个强大动能源,在大气能量中具有重要作用。热带气旋向外输送动能是外围暴雨产生的能量之源(励申申等,1992)。那么两次热带气旋过程中暴雨的产生,是否与急流向暴雨区的动量输送有关? 以下进一步分析暴雨区旋转风和辐散风动能收支情况。

按照 Helmholtz 定理,实际风场( $\mathbf{V}$ )可以分解为旋转风场( $\mathbf{V}_r$ )和辐散风场( $\mathbf{V}_d$ )(刘式适和刘式达,1991),即  $\mathbf{V} = \mathbf{V}_r + \mathbf{V}_d$ 。Buechler and Fuelberg (1986)推导出有限区域内欧拉坐标系中旋转风和辐散风动能方程,形式如下:

示有斜压位能转化为辐散风动能,而当  $GD < 0$  时,表明辐散风消耗动能使得位能增加。HFR 和 HFD 分别为旋转风和辐散风动能的水平通量散度,这与总动能和风的水平分布有关。VF 项为散度风动能垂直通量散度,由于垂直运动是辐散风引起的,故该项只影响辐散风动能。DR 和 DD 分别为次网格尺度摩擦项,它包括摩擦耗散以及次网格尺度与网格尺度之间的动能交换,因该项是作为余差计算的,因而不可避免地包括了计算误差和资料误差在内。对于全球闭合区域而言,HFR、HFD 和 VF 各项均为 0,对于有限区域,则可视作外源,而产

生项和次网格尺度“摩擦”可视为内源。

图 10 给出了“海鸥”暴雨区(23°~26°N、102°~105°E)面积平均的动能方程各项随时间高度的变化。可以看到,在“海鸥”影响云南主要时段 9 月 16 日 20 时至 19 日 08 时(图 2b)暴雨区整层大气出现动能增加现象,其中在 17 日 08 时前后、18 日 08 时前后分别出现动能增加的峰值(图 10a),其中 17 日 08 时动能增加的中心在对流层低层 700~650 hPa 附近,而 18 日 08 时则在 650~450 hPa 附近,与滇东两次降水峰值相对应(图 3b)。旋转风动能的空间分布和量级大小与动能极为相似(图 10b),与之相比,辐散风动能则小许多,占总动能的比例平均在 7%以下(图 10c),其大值分布与滇东暴雨演变(图 3b)的对应关系不如旋转风。Pearce(1974)认为,与旋转风场有联系的动能制造是正压过程的结果,而辐散风的动能制造则与斜压过程相联系。进一步地,结合图 9 锋生函数随时间的演变,图 11 假

相当位温和垂直流场的纬度高度剖面,可以看到,滇中以东地区第一次降水峰值(9 月 17 日 08 时),28°~29°N 近对流层低层有中心强度为 338 K 相对较干冷的气流向南流动,麻栗坡南侧则有暖湿气流向北流动,中心强度为 352 K,两支气流在麻栗坡近地面附近相遇,辐合作用增强,出现锋生(图 9b),另一方面,暖湿气流沿倾斜等熵面爬升,上升运动加剧,达对流层顶附近(图 11a),说明滇中以东地区第一次降水峰值与斜压过程相联系;第二次降水峰值,麻栗坡南侧近地面附近气流进一步增暖增湿,中心强度达 356 K,其向北强劲推进到 25.5°N 附近(图 11b),结合图 2b“海鸥”影响云南期间,滇中以东地区累计降水量在 100 mm 以上区域主要在 25.5°N 以南,说明第二次降水峰值的形成,主要是低压倒槽东侧偏南急流增强,旋转风场向暴雨区输送动能,暴雨区动能明显增幅(图 10b),滇中以东地区第二次降水峰值与正压过程相联系。

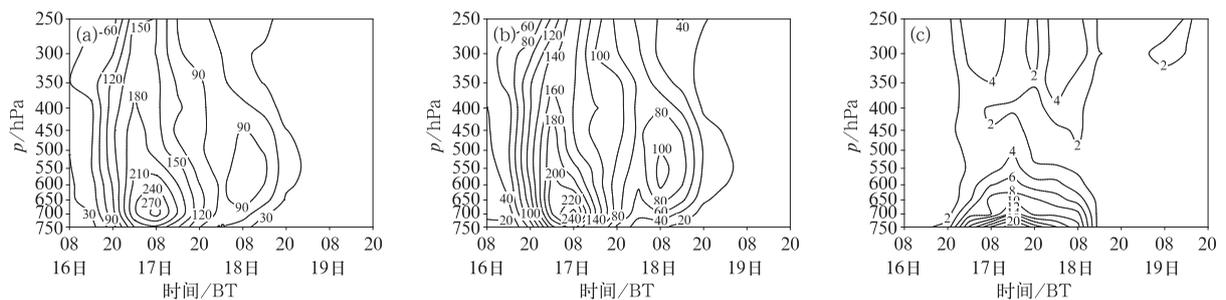


图 10 2014 年 9 月 16 日 08 时至 19 日 20 时“海鸥”暴雨区面积平均的总动能(a)、旋转风动能(b)和辐散风动能(c)随时间-高度的演变(单位:J·kg<sup>-1</sup>)

Fig. 10 Variation of total wind kinetic energy of averaged rainstorm area (a), rotational wind kinetic energy (b), divergent wind kinetic energy (c) with time and height in the Kalmaegi rainstorm area from 08:00 BT 16 to 20:00 BT 19 September 2014 (unit: J·kg<sup>-1</sup>)

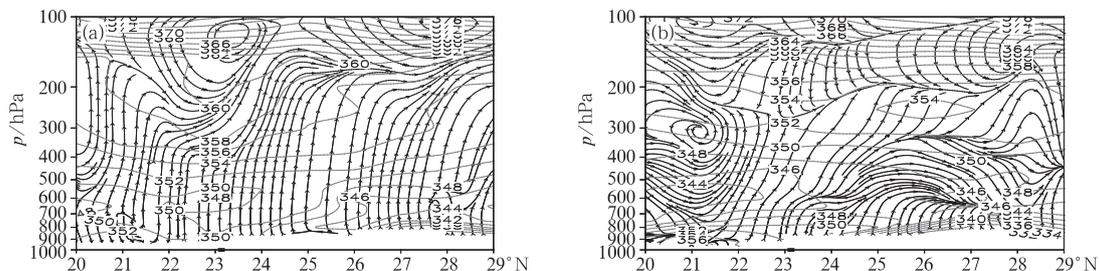


图 11 2014 年 9 月 17 日 08 时(a)和 18 日 08 时(b)沿 104.70°E 假相当位温(实线,单位:K)、垂直流场(箭头)的纬度-高度剖面 (■代表麻栗坡站)

Fig. 11 The latitude-height cross-section of potential pseudo-equivalent temperature (solid line, unit: K), vertical flow field (unit: m·s<sup>-1</sup>) along 104.70°E (a) 08:00 BT 17, (b) 08:00 BT 18 September 2014 (■: the position of Malipo Station)

图 12 给出了“威马逊”暴雨区 ( $21^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ ,  $99^{\circ}\sim 105^{\circ}\text{E}$ ) 面积平均的动能方程各项随时间高度的变化。同样可以看到,在“威马逊”影响云南主要时段 7 月 19 日 08 时至 22 日 08 时(表 1)暴雨区整层大气出现动能增加现象(图 12a),旋转风动能的空间分布和量级大小与动能极为相似(图 12b),其中值得注意的是,21 日 02 时前后辐散风动能在近地面附近出现动能增加的峰值  $9\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,动能的大值分布与滇南大暴雨峰值(图 3a)相对应。此外,辐散风动能占总动能的比例平均在 13% 以下(图 12c),与旋转风相比辐散风动能小许多。研究表明(Chen et al, 1978;程正泉等, 2012),辐散风动能虽然只占总动能的很小一部分,但对于动能的水平辐合和动能的产生非常重要。

进一步地,辐散风的动能收支公式表明,强降水区的外部动能来源主要是 GD 项和 HFD 项。其中, GD 项反映的是斜压有效位能向动能的转化,而 HFD 项则是水平动能通量的散度效应造成。从“威马逊”暴雨区面积平均的收支项可以看到,最强降水时段(20 日 08 时至 21 日 08 时),在 600 hPa 以下的对流层低层两项均大于 0,且两项之比接近 1:1,说明 GD 项和 HFD 项在辐散风动能收支中起着同等

重要的作用。结合图 13,在滇南降水最强时段,江城西侧  $99^{\circ}\text{E}$  附近对流层低层的西风中心达  $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 13b),与前期(图 13a)相比明显增强,与此同时,其东侧的东风也向西推进,两支气流交汇于江城,辐合作用增强,辐散风动能增加;另一方面,暖湿的西风在较干冷的东风上爬升,即暖空气上升、冷空气下沉,斜压有效位能的释放是此次过程辐散风动能增加的另一原因。

### 3.4 地形作用

从前面的分析我们知道,“威马逊”影响云南最强时段,台风中心北侧风速和辐合强度均强于南侧,可降水却弱于南侧? 其是否与地形作用有关? 同时,“海鸥”影响云南最强时段,  $22^{\circ}\sim 23.5^{\circ}\text{N}$  附近并没有经向风的辐合,但这一区域为急流所控制,大暴雨的出现是否与急流流经滇东南边缘时地形的抬升作用有关? 以下将对此进行讨论。

图 14a 和 14b 给出了 2014 年 7 月 20 日 20 时纬向风分别沿  $23^{\circ}\text{N}$ 、 $24.5^{\circ}\text{N}$  地形强迫垂直速度随经度的变化。在最强降水时段,“威马逊”台风中心南侧(图 14a),孟加拉湾暖湿气流向东流动影响滇西南边缘过程中,地形抬升作用明显,特别是到了

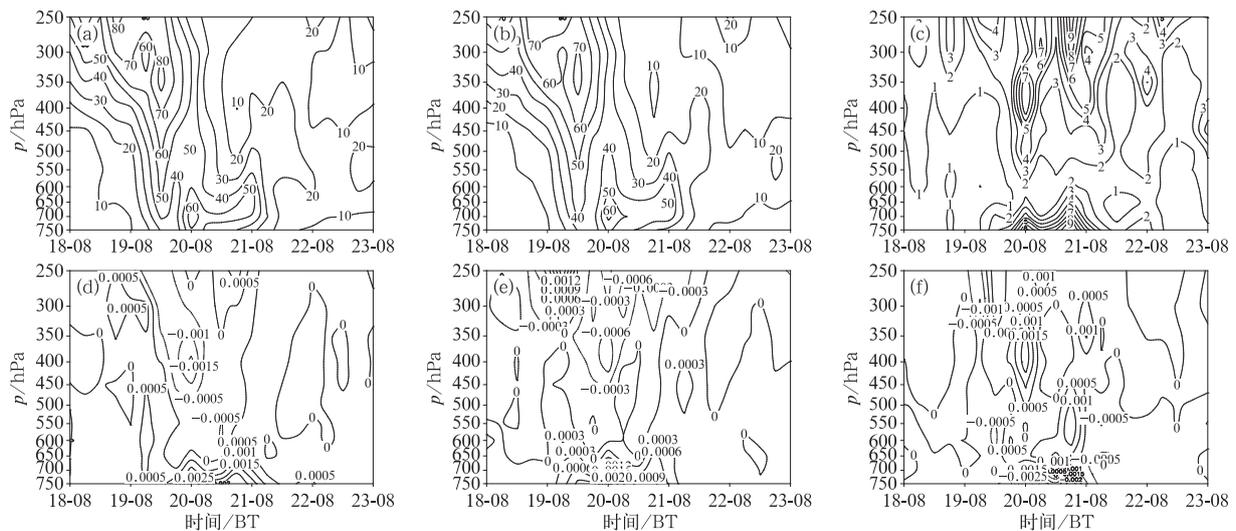


图 12 2014 年 7 月 18 日 08 时至 23 日 08 时“威马逊”暴雨区面积平均的总动能(a)、旋转风动能(b)和辐散风动能(c)(a, b, c, 单位:  $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ )及其收支项 GD(d)、HFD(e)、VF(f)(d, e, f, 单位:  $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ )随时间-高度的演变

Fig. 12 Variation total wind kinetic energy of averaged rainstorm area (a), rotational wind kinetic energy (b), divergent wind kinetic energy (c) (a, b, c, unit:  $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ), and the term GD (d), HFD (e), VF (f) (d, e, f, unit:  $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ) with time and height in the Rammasun rainstorm area from 08:00 BT 18 to 08:00 BT 23 July 2014

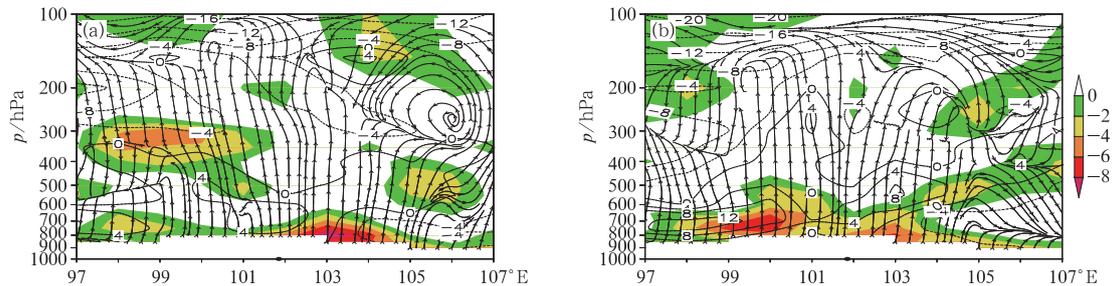


图 13 2014 年 7 月 20 日 20 时(a)和 21 日 02 时(b)沿 22.59°N 纬向风(实线,单位: $m \cdot s^{-1}$ )、辐合区(阴影,单位: $10^{-5} s^{-1}$ )、垂直流场(箭头)的经度-高度剖面 (●代表江城站)

Fig. 13 The longitude-height cross-section of zonal wind (solid line, unit:  $m \cdot s^{-1}$ ), convergence area (shaded area, unit:  $10^{-5} s^{-1}$ ), vertical flow field (unit:  $m \cdot s^{-1}$ ) along 22.59°N (a) 20:00 BT 20 July 2014, (b) 02:00 BT 21 July 2014 (●: the position of Jiangcheng Station)

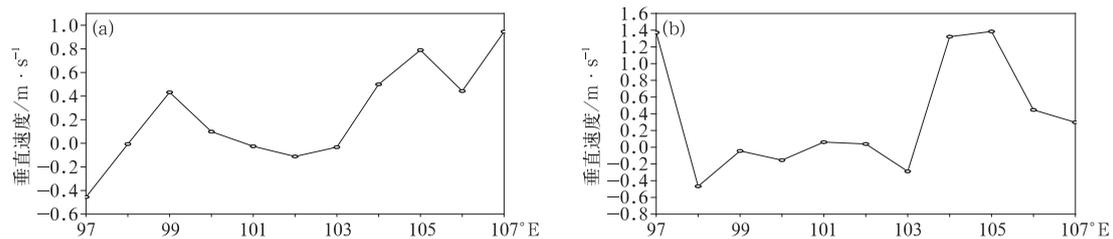


图 14 2014 年 7 月 20 日 20 时纬向风沿 23°N(a)、24.5°N(b)地形强迫垂直速度随经度的变化

Fig. 14 Variation of vertical velocity by topographic forcing with longitude along 23°N (a), 24.5°N (b) at 20:00 BT 20 July 2014

99°E 附近地形作用明显增强,上升速度达  $0.4 m \cdot s^{-1}$ ,降水增幅,与滇西南边缘暴雨落区相对应(图 4a);除此之外,103°~105°E 地形抬升作用也甚为明显,特别是 104°~105°E 上升速度达  $0.6 \sim 0.8 m \cdot s^{-1}$ ,与滇南这一区域的暴雨、大暴雨相对应(图 4a)。“威马逊”台风中心北侧(图 14b),100°~103°E (滇中)垂直速度在  $0 m \cdot s^{-1}$  附近,说明这一区域地形对气流的抬升无明显作用,大雨的产生主要是急流左前侧风速辐合的作用;而 103.2°~105°E 附近(滇东)地形作用明显,特别是 104°~105°E (滇东边缘)上升速度达  $1.4 \sim 1.45 m \cdot s^{-1}$ ,说明这一区域强降水的产生,除了急流以外还有地形作用,但是由于低层水汽含量略低于南侧(图 7a),降水量级以大雨为主。

此外值得注意的是,“威马逊”台风中心南侧 100°~103°E,纬向西风流过时由地形作用产生的垂直速度在零附近,特别是 101°~103°E 还出现了负速度(图 14a),但滇南的这一区域也出现了暴雨和

大暴雨,那是否还有其他因素的作用? 我们注意到,滇南 102°~105°E 附近处于红河河谷喇叭口地形迎风坡处,“威马逊”在西行过程中,其东侧偏南气流经时,地形对经向风的抬升作用是否比纬向风更为显著? 以下对此进行分析。从 101°~103°E (图 15a)、103.5°~104.5°E(图 15b)范围内 700 hPa 平均经向风的时间-经度演变可以看到,7 月 21 日 02—14 时,101°~103°E 区域内 23°N 附近平均南风明显增强,其中 21 日 08 时达  $6 m \cdot s^{-1}$  (图 15a),滇南出现大暴雨的江城(22.5833°N、101.85°E)、宁洱(23.0333°N、101.05°E)、绿春(23.00°N、102.4167°E)在这一时刻地形对南风的抬升速度分别为 1.6、1.6 和  $0.7 m \cdot s^{-1}$  (图 16a),强降水增幅;而 103.5°~104.5°E 区域内则是在 7 月 20 日 08 时至 21 日 14 时南风明显增强,特别是 20 日 20 时至 21 日 02 时 23°N 附近平均南风达  $10 m \cdot s^{-1}$  (图 15b),滇南出现大暴雨的屏边(22.9833°N、103.6833°E)、马关(23.0333°N、104.4167°E)、文山(23.3833°N、104.25°E)在这一时

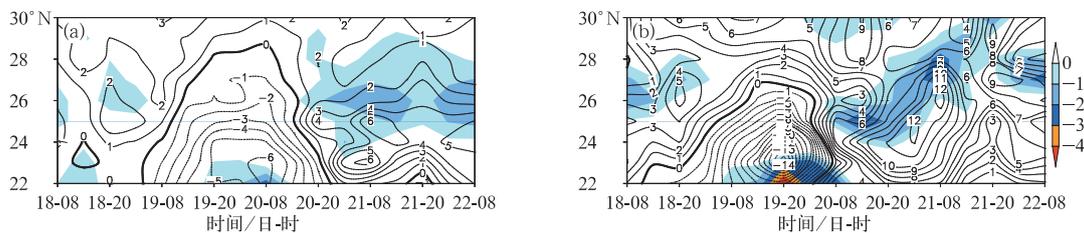


图 15 2014 年 7 月 18 日 08 时至 22 日 08 时  $101^{\circ}\sim 103^{\circ}\text{E}$ (a)、 $103.5^{\circ}\sim 104.5^{\circ}\text{E}$ (b)

范围内 700 hPa 平均经向风(线,单位:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )及经向风辐合场(阴影,单位:  $10^{-5}\text{s}^{-1}$ )的时间-纬度演变

Fig. 15 The time-latitude cross-section of averaged meridional wind (isoline, unit:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) and meridional wind convergence (shaded area, unit:  $10^{-5}\text{s}^{-1}$ ) at 700 hPa in  $101^{\circ}\sim 103^{\circ}\text{E}$  (a),  $103.5^{\circ}\sim 104.5^{\circ}\text{E}$  (b) from 08:00 BT 18 to 08:00 BT 22 July 2014

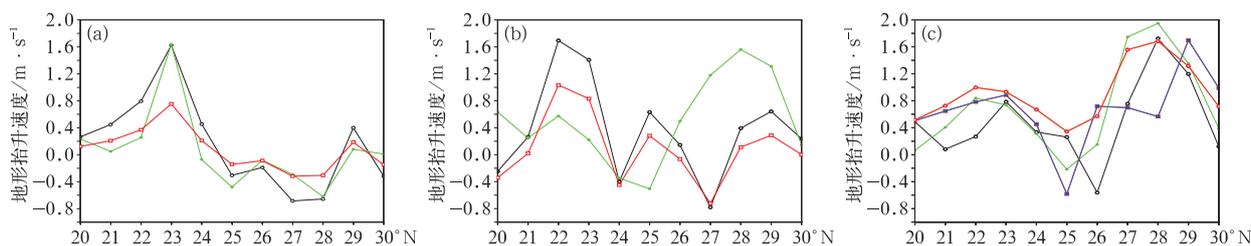


图 16 2014 年 7 月 21 日 08 时经向风沿  $101.85^{\circ}\text{E}$ (黑色)、 $101.05^{\circ}\text{E}$ (绿色)、 $102.4167^{\circ}\text{E}$ (红色)(a), 2014 年 7 月 20 日 20 时经向风沿  $103.6833^{\circ}\text{E}$ (黑色)、 $101.05^{\circ}\text{E}$ (绿色)、 $104.25^{\circ}\text{E}$ (红色)(b), 2014 年 9 月 17 日 20 时经向风沿  $104.7^{\circ}\text{E}$ (黑色)、 $104.4176^{\circ}\text{E}$ (绿色)、 $103.15^{\circ}\text{E}$  和  $102.75^{\circ}\text{E}$ (蓝色)、 $103.6833^{\circ}\text{E}$  和  $104.25^{\circ}\text{E}$ (红色)(c)地形强迫垂直速度随纬度的变化

Fig. 16 Variation of vertical velocity by topographic forcing with latitude along  $101.85^{\circ}\text{E}$  (line, black),  $101.05^{\circ}\text{E}$  (line, green),  $102.4167^{\circ}\text{E}$  (line, red) at 08:00 BT 21 July 2014 (a), along  $103.6833^{\circ}\text{E}$  (line, black),  $101.05^{\circ}\text{E}$  (line, green),  $104.25^{\circ}\text{E}$  (line, red) at 20:00 BT 20 July 2014 (b), along  $104.7^{\circ}\text{E}$  (line, black),  $104.4176^{\circ}\text{E}$  (line, green),  $103.15^{\circ}\text{E}$  and  $102.75^{\circ}\text{E}$  (line, blue),  $103.6833^{\circ}\text{E}$  and  $104.25^{\circ}\text{E}$  (line, red) at 20:00 BT 17 September 2014 (c)

刻地形对南风的抬升速度分别为  $1.4$ 、 $0.2$  和  $0.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  (图 16b)。因此对于滇南边缘暴雨、大暴雨而言,地形对南风的抬升作用也是不可忽视的。

图 16c 为“海鸥”最强降水时段(2014 年 9 月 17 日 20 时),滇东南出现大暴雨的麻栗坡( $23.1333^{\circ}\text{N}$ 、 $104.7^{\circ}\text{E}$ )、西畴( $23.45^{\circ}\text{N}$ 、 $104.7^{\circ}\text{E}$ )、马关( $23.0333^{\circ}\text{N}$ 、 $104.4167^{\circ}\text{E}$ )、个旧( $23.3833^{\circ}\text{N}$ 、 $103.15^{\circ}\text{E}$ )、通海( $24.1333^{\circ}\text{N}$ 、 $102.75^{\circ}\text{E}$ )、屏边( $22.9833^{\circ}\text{N}$ 、 $103.6833^{\circ}\text{E}$ )、文山( $23.3833^{\circ}\text{N}$ 、 $104.25^{\circ}\text{E}$ )地形强迫垂直速度随纬度的变化,对上述大暴雨点地形抬升速度分别为  $0.8$ 、 $0.6$ 、 $0.75$ 、 $0.7$ 、 $0.5$ 、 $0.95$  和  $0.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,地形作用同样是显著的。

## 4 结 论

对 2014 年以相似路径影响云南的“威马逊”和

“海鸥”台风降水差异成因进行对比分析,得到如下初步结论:

(1) “威马逊”和“海鸥”沿偏西路径影响云南,大到暴雨分布与热带气旋相对位置存在显著差异。其中,“威马逊”台风降水,大到暴雨主要集中在热带气旋中心南侧和西南侧,大雨则主要集中在东北侧,即南北两侧降水量级存在差异;而“海鸥”台风降水,大到暴雨主要集中在热带气旋中心东北象限,其东北侧降水强于“威马逊”。

(2) 强降水的分布差异主要是环境场气流造成的。具体的,“威马逊”影响云南期间,南(北)侧低层西风(东风)急流及其辐合增强,造成了强降水的产生。但是由于低层水汽含量北侧大于南侧,以致于北侧降水大于南侧;加之孟加拉湾暖湿气流向东流动影响滇西南边缘过程中,地形抬升,降水增幅,红河河谷迎风坡对增强南风也有抬升作用,滇南边缘

出现大暴雨。“海鸥”影响云南期间,热带气旋中心位置和孟加拉湾低压均偏南,西南季风偏南,影响云南主要是“海鸥”东北侧的低空急流,且低空急流及其左前侧纬向辐合均强于“威马逊”,以致于其东北侧降水强于“威马逊”,以大到暴雨为主,除此之外,滇南边缘大暴雨的产生,地形抬升作用也是因素之一。

(3) 再者“威马逊”影响云南期间,其南北两侧气流热力性质的差异造成了锋生,低层锋区增强也是有利于“威马逊”东北侧、滇东南强降水发展。同样地,“海鸥”东北侧滇东北大到暴雨的产生,锋区作用不可忽视。

(4) 进一步地,辐散风动能的收支表明,暴雨区辐散风动能的增加与“威马逊”降水峰值变化相对应,其中东西风交汇辐合作用增强、斜压有效位能的释放,是此次过程辐散风动能增加的两个因素;而在“海鸥”造成的暴雨过程中,旋转风动能的增加与“海鸥”降水峰值变化相对应。滇中以东地区第一次降水峰值与斜压过程相联系;第二次降水峰值的形成,则主要是低压倒槽东侧偏南急流增强,旋转风场向暴雨区输送动能,暴雨区动能明显增幅,与正压过程相联系。

## 参考文献

曹晓岗,王慧,漆梁波,2014. 台风与冷空气对“13. 10”上海特大暴雨过程的影响分析[J]. 暴雨灾害,33(4):351-362.

陈联寿,丁一汇,1979. 西太平洋台风概论[M]. 北京:科学出版社:442-453,1-491.

陈联寿,徐祥德,罗哲贤,等,2002. 热带气旋动力学引论[M]. 北京:气象出版社:1-16.

程正泉,陈联寿,李英,2012. 登陆热带气旋海马(0421)变性加强的诊断研究[J]. 气象学报,70(4):628-641.

程正泉,陈联寿,刘燕,等,2007. 1960—2003 年我国热带气旋降水的时空分布特征[J]. 应用气象学报,18(4):427-434.

程正泉,林良勋,刘燕,等,2014. 粤东台风“浣熊”大暴雨的辐散风动能分析[J]. 高原气象,33(2):557-566.

狄利华,姚学祥,解以杨,等,2008. 冷空气入侵对 0509 号台风“麦莎”

变性的作用[J]. 南京气象学院学报,31(1):18-25.

丁治英,陈久康,1995. 有效位能和冷空气活动与台风暴雨增幅的研究[J]. 热带气象学报,11(1):80-85.

董海萍,赵思雄,曾庆存,2007. 低纬高原地形对强降水过程影响的数值试验研究[J]. 气候与环境研究,12(3):381-396.

杜惠良,黄新晴,冯晓伟,等,2011. 弱冷空气与台风残留低压相互作用对一次大暴雨过程的影响[J]. 气象,37(7):847-856.

金巍,曲岩,戴萍,等,2013. 台风梅花引发局地特大暴雨的多普勒雷达分析[J]. 气象,39(12):1591-1599.

励申申,寿绍文,王信,1992. 登陆台风与其外围暴雨的相互作用[J]. 气象学报,50(1):33-40,49.

梁红丽,许美玲,吕爱民,等,2014. 孟加拉湾风暴引发云南初夏强降水初探[J]. 高原气象,33(5):1240-1250.

刘式适,刘式达,1991. 大气动力学(上册)[M]. 北京:北京大学出版社:57-64.

刘学刚,李庆宝,张金艳,等,2011. 近年来引发青岛暴雨的台风特征分析[J]. 气象,37(9):1091-1099.

骆荣宗,1997. 9012 号台风中尺度螺旋雨带与暴雨的观测分析[J]. 热带气象学报,13(2):173-179.

钮学新,杜惠良,刘建勇,2005. 0216 号台风降水及其影响降水机制的数值模拟试验[J]. 气象学报,63(1):57-68.

许美玲,段旭,杞明辉,等,2011. 云南省天气预报员手册[M]. 北京:气象出版社:72-84.

郑庆林,吴军,蒋平,1996. 我国东南海岸线分布对 9216 号台风暴雨增幅影响的数值研究[J]. 热带气象学报,12(4):304-313.

Buechler D E, Fuelberg H E, 1986. Budgets of divergent and rotational kinetic energy during two periods of intense convection [J]. Mon Wea Rev, 114(1):95-114.

Chen T C, Alpert J D, Schlatter T W, 1978. The effects of divergent and nondivergent winds on the kinetic energy budget of a mid-latitude cyclone: a case study[J]. Mon Wea Rev, 106(4):458-468.

Hoskins B J, Bretherton F P, 1972. Atmospheric frontogenesis models: mathematical formulation and solution[J]. J Atmos Sci, 29(1):11-37.

Kato K, 1989. Seasonal transition of the lower-level circulation systems around the Baiu Front in China in 1979 and its relation to the Northern Summer monsoon[J]. J Meteor Soc Jpn Ser II, 67(2):249-265.

Pearce R P, 1974. The design and interpretation of diagnostic studies of synoptic-scale atmospheric system[J]. Quart Roy Meteor Soc, 100(425):265-285.