

文章编号:1673-8411 (2015) 04-0064-08

广西一次中层东风波强降雨过程诊断分析

李婷¹, 农国傲², 唐鹤云¹, 邓雅倩³

(1.贵港市气象局, 广西, 贵港, 537100; 2.桂平市气象局, 广西, 桂平, 537200; 3.玉林市气象局, 广西, 玉林, 537000)

摘要:通过对2014年7月08-09日广西东南地区强降雨天气过程分析,得出此次过程的主要影响系统为:中层东风波、季风槽前低层西南暖湿气流。此次东风波系统主要是受西太平洋副高和大陆副高之间的切变发展而成,东风波槽前和波轴上利于上升运动的出现,为强降雨提供了有利的动力条件。季风槽前低层西南气流为强降雨提供了充沛的水汽。

关键词:中层东风波;暴雨;诊断分析

中图分类号:P458.1*21

文献标识码:A

Diagnostic Analysis of mid-level easterly waves heavy rain in Guangxi

Li ting¹, Nong guoao², Tangheyun¹, Dengyaqian³

(1.Guigang Municipal Meteorological Service; 2.Guiping Municipal Meteorological Service; 3.Yulin Meteorological Service)

Abstract: Based on the analysis on the heavy rain occurred in the southeast of Guangxi on 8th-9th, July, 2014, it is found that the main affecting systems for this process are the mid-level easterly waves and southwest warm moist air before the low-level monsoon trough. This easterly waves is mainly affected by the shear by the western Pacific subtropical high and the mainland subtropical high. There is divergence between the wave axis and the front of easterly waves trough, which benefits to the heavy rain. The convergence of the low-level southwest air bring the adequate vapor for heavy rain.

Key word: mid-level easterly waves; heavy rain; diagnostic analysis

1 引言

进入后汛期,广西位于副热带高压南侧的偏东气流中,除了台风带来的暴雨天气过程,东风波也常为广西带来不同程度的强降雨过程。东风波暴雨发生的机理一直是气象学者研究的重点和难点。在天气学原理中^[1],东风波的定义是:在副热带高压带南侧对流层中、下层的东风气流里,常存在一个槽或气旋性曲率最大区,呈波状形势自东向西移动,这就是热带波动,因为这种波动出现,并活动在东风气流里,因此泛称东风波。东风波的经典模式是在1940年代,Riehl根据加勒比海地区的气象资料归纳出了

东风波的经典模型。但根据我国气象学者研究发现,影响我国的东风波模式较为复杂,吴阳^[2]认为影响我国的东风波应分为深厚东风波、低层东风波和高层东风波三类。由于低层赤道西风带的存在,不同于加勒比地区典型东风波模式,包澄澜^[3]认为影响华南地区的高空东风波主要表现在对流层的中、上层。同时关于东风波的形成,东风波不一定是稳定持久而又深厚的东风带基本气流中发展起来的,而可能是西风小槽、冷锋进入ITCZ后发展起来的。顾强民^[4]认为当热带低压或台风北上后,东西两环副高合并过程中,也可形成东风波。而关于东风波降雨的机制,许多学者通过各方面研究,也有不少成果。方法

收稿日期:2014-12-18

基金项目:广西西江黄金水道主要气象灾害监测预警技术研究

作者简介:李婷(1987—),女,广西贵港人,贵港市气象局助理工程师,学士,现主要从事天气预报与服务工作。

主要有统计分析、诊断分析、数值模拟等。通过统计分析,林确略^[5]发现影响广西的东风波以中高层最为常见,若配合低层南风加大,可引起区域性或大范围(大雨)暴雨天气。

2014年7月08–09日在西太平洋副高和大陆副高合并过程中产生了中层东风波,并西移影响广西。本文将对此过程深入探讨其暴雨的影响因素、天气系统作用、动力条件等,加深东风波的认识,找出预报着眼点,为今后监测与防范此类东风波暴雨提供参考。

2 资料选取

本文使用的资料为2014年7月08–09日常规探空和地面观测资料、NCEP再分析资料、卫星云图、南宁和柳州新一代多普勒雷达图、广西区域自动气象站数据等资料。

3 强降雨实况

7月09日01–02时,在强降雨发展前期,广西桂林、百色有局地的短历时强降雨发展,但是大于20mm以上的站点少、分布分散。03时广西的南部也开始出现短历时强降雨,其中玉林北流大容山600m站点出现小时雨强25.6mm的最强小时雨强,在北海市合浦也同时出现了小时雨强达23.1mm的短历时强降雨,另外两个受上一个小时减弱后的强降雨影响,也同时出现较强的短历时强降雨,出现在百色田林。04–06时小时雨强达20mm以上的站点明显增多,主要分布在玉林–钦州一带,最强小时雨强还是在大容山,并在05时出现过程雨强最强的小时强降雨95.5mm。07时,玉林一带的强降雨减弱,其中在柳州融水出现24.9mm的小时雨强,08–09时柳州

的强降雨发展比玉林一带的降雨强盛,主要的降雨是出现在柳州一带,最强小时雨强是08时柳州融水永乐乡达71.7mm,09时之后,强降雨的范围减弱、强度减小,主要维持在广西北部,12时强降雨明显减弱。

此次强降雨过程累积雨量在100mm以上的站点有8个,其中有2个是在柳州融水,其余都是出现在玉林,也就是说有两个主要的降雨带,最明显的是出现在广西东南部一带,另一个雨带是分布在广西的东北部。

此次强降雨过程主要是由中层东风波和西南气流共同影响,具有小时雨强大、累积雨量强的特点,此次降雨机制进行将是本文的分析重点。

4 环流形势演变特征和主要影响系统

7月6日20时,500hPa高纬环流主要是两槽一脊形势为主,贝湖一带为宽阔的脊区。500hPa中纬度地区多短波槽活动,分别位于河套地区的西侧和东海海面上。短波槽南侧为两个强大的副热带高压,其中大陆副热带高压中心位于四川盆地,而西太平洋副高也西伸到内陆地区,控制长江中下游地区。两个高压虽然发展强盛,但是并没有打通连成带状。在西太平洋副高南侧海面上130.3°E,19°N的是2014年第8号超强台风“浣熊”。在北侧短波槽和南侧台风的夹击作用下,7日08时副高断裂为三段,分别位于日本岛以南的洋面上、台湾及其附近洋面上和湖南一带。四川盆地上仍然是副高控制,直到200hPa,是南压高压的中心。中南半岛上有季风低压,广西受季风槽前的西南气流控制。影响此次降雨的中层重要系统则是,此时出现在大陆副高南侧和西太平洋副高之间的气旋式切变——东风波,为此次强降雨提供了重要的中高层动力条件。由于台风“浣熊”快速向北移动,大陆副高合并加强,而此时西太平洋副高也加强西伸,东风波随着西太平洋副高的西伸逐渐西移,08日20时500hPa东风波西移至广东西部。由于西太平洋副高西伸的作用,西太平洋副高与季风槽之间的气压梯度加大,导致季风槽前的西南气流加强,同时西太平洋副高西南侧的西南气流共同作用,700hPa–850hPa的西南气流发展,为强降雨的发生提供了较好的水汽输送条件。09日02时,500hPa东风波移至梧州东部,同时低层出现水汽辐合,影响广西东南部的强降雨开始发展。09日08时500hPa东风波向西北移动,广西东南部的降

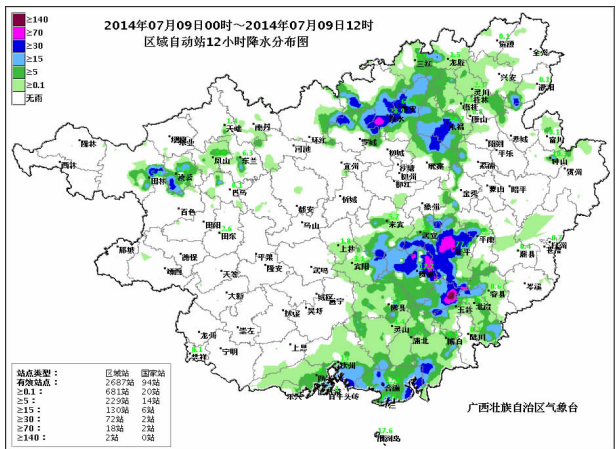


图1 2014年7月9日00时–12时广西降雨分布

雨减弱,而广西北侧降雨发展,12时降雨减弱。

从地面形势场来看,07日08时,云南西面有西南低压控制,广西气压梯度较弱,处于均匀场中。随着低层暖湿气流影响,广西地区气压减弱,09日02–05时出现负的三小时负变压,有利于地面的辐合,为此次降雨提供了地面的触发条件。

5 低层水汽条件分析

低层水汽的表征主要是水汽通量和水汽通量散度两个物理量,水汽通量可以表示强降雨区水汽的输送情况,而水汽通量散度则可以更直观的看出水汽的辐合辐散情况。以下将对7月8日–9日的水汽条件进行详细的诊断分析。

5.1 水汽通量场分析

利用NECP再分析资料,看到降雨发生前08日20时(图略),850hPa在广西西部至云南东南部地区为水汽通量大值区,并在南海北部有水汽通量脊凸起影响至北部湾海区;925hPa水汽通量有两个大值中心,一个在广西西部,一个在北部湾海面上。说明降雨发生前,低层在南海北部有水汽输送的大值。强降雨发生时,09日02时,925hPa水汽通量大值中心位于北海,且中心数值由08日20时的 $8\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 升至 $14\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,水汽通量脊由桂南向桂北凸起;850hPa从北部湾海面上出现一个水汽通量脊,大值中心达 $12\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$;700hPa虽然没有明显的水汽通量脊,但是广西东南部的水汽通量值都在 $4\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,比广西的西部北部水汽通量要大,说明在广西东南部的水汽条件比北部的条件好,也对应强降雨的实况,强降雨暴雨点和雨量东南部比北部更明显。降雨过后,广西低层受西南气流影响,水汽通量维持较大的值。从水汽通量的诊断分析,可以看出此次降雨在南海有两个水汽通量大值中心,一个是在北部湾沿海,对应高层季风槽前西南气流;另一个是中南半岛以东的南海上的水汽通量大值中心,对应西太平洋副高西南侧的东南气流。从水汽通量值来看,北部湾沿海上的水汽通量大值中心明显高于南海上的大值中心,而南海上的水汽通量大值中心更偏东偏南,说明此次强降雨的水汽输送带主要有两支气流影响,一个是季风槽前的西南气流,另一个是西太平洋副高的东南气流,而从数值和位置来看,季风槽的西南气流是此次强降雨的主要水汽输送系统。

利用NECP再分析资料计算整层可降水量分

析,在南海北部到桂东南有一个可降水量的大值中心,与925hPa水汽通量大值中心正好配合,也对应实际降雨的大值中心。

5.2 水汽通量散度分析

暴雨的出现仅仅有大的水汽通量还是不够的,还必须要有低层的水汽辐合。

从水汽通量散度来看,广西东南部强降雨发生前,925hPa水汽通量散度由08日20时的 $-3.3\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 降至 $-8.1\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,说明随着西南风的发展,从南海北部往广西南部的水汽通量加大的同时,而桂东南地区低层水汽辐合也在增加。而700hPa水汽通量散度也由辐散场转为辐合。至09日08时,虽广西700hPa水汽通量散度虽然仍然是辐合场,但850–925hPa都转为辐散场,仅850hPa在广西东北部仍有水汽通量的辐合,根据此时的水汽辐合条件来看,广西东南部的925–850hPa不利于低层水汽的辐合,此时广西东南部降雨开始逐渐减弱,而柳州–桂林一带有强降雨的发生和发展,也是跟此时水汽通量散度情况相符,850–700hPa在这一带仍然有水汽通量辐合,但是从量值上来看比前一个时次的水汽辐合弱,因而虽然08时后柳州一带有强降雨的发生,但是暴雨点和雨量都较前一个时次偏弱。

6 东风波发生发展及其热力动力结构

影响此次降雨的中层主要系统是中层东风波,那么这个东风波是如何发生发展以及系统的热力动力结构都是影响此次强降雨的重要因素。

6.1 东风波的发生发展

影响此次暴雨过程的主要中层天气系统是东风波,主要体现在400–500hPa高度上。06日20时500hPa,在广东南部沿海出现中心值为 5s^{-1} 的正涡度中心,其西侧为大陆副高的东北气流,东侧为西太平洋副高的西南气流,东风波波动开始形成。07日08时,正涡度中心加强到 10s^{-1} ,波动位置停留在广东东部,两侧的风速较小,约 $6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。07日20时,正涡度中心继续加强到 15s^{-1} ,并从沿海略北跳至广东深圳。07日20时之前400hPa华南地区主要以东北气流为主。

08日08时东风波开始西移到广东的中部,500hPa正涡度中心继续加强到 25s^{-1} ,此时500hPa东风波动的上空400hPa高度开始出现东北风和东南风的切变。8日20时,500hPa涡度中心加强到

35s^{-1} , 波动移至广东西部, 东风波动东侧出现明显的东北风和东南风的切变, 两测最大风速也加大到 $8\text{--}10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。此时由于东风波距离强降雨发生区域较远, 而强降雨区 $700\text{--}850\text{hPa}$ 层次主要是受弱的高压环流影响, 西南气流主要影响的区域在北部湾沿海, 强降雨区域水汽输送条件弱, 因而广西主要是以午后的对流性天气为主, 20 时全区的雨势减弱为主。

09 日 02 时, 400hPa 东风波涡度继续增大到 6s^{-1} , 东南风开始加强, 波槽位置在广东西部。 500hPa 东风波槽的东侧东南风偏东的趋势有所加强。配合此时广西的降雨, 主要是在东风波槽前, 广西东南地区出现了强降雨。到了 9 日 08 时, 受大陆副高西移北抬的影响, 配合波槽东侧的东南风发展, 东风波槽向西北方向移动, 09 日 08 时 500hPa 东风波移动到广西的中部, 此时广西东南部的强降雨开始减弱, 而广西北部的降雨开始发展。 500hPa 东风波两侧的风减小到 $6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 东北气流逐渐转为偏东气流, 配合的涡度中心值下降到 20s^{-1} , 说明此时东风波动开始减弱。

6.2 东风波的温湿结构

上文通过对东风波的发生发展配合降雨情况进行了剖析, 可以得知东风波是影响此次强降雨的重要的对流层中层天气系统, 它的动力结构会影响降雨, 并且热力结构也是重要的影响因素。下文将对东风波的温度、湿度条件进行仔细的分析。

从前文的分析可以得知, 06 日 20 时–08 日 14 时前是东风波的发展时期, 8 日 20 时–09 日 02 时是东风波的最强时期, 而 09 日 08 时东风波开始减弱北抬。首先从温度场对东风波进行分析, 06 日 20 时 500hPa 出现东风波扰动, 此时在东风波波后的东南风中气温是 -3°C , 略高于东风波前东北风中的气温。07 日 08 时, 东北风中出现 -4°C 的气温, 而东南风中的气温略升到 -2°C , 此时低温中心出现在东风波波槽前的东北气流中。07 日 20 时东风波波槽前的东北气流中 -4°C 范围增大, 冷中心发展。08 日 08 时, 东风波波后的气温也降低, 此时冷中心不在偏向

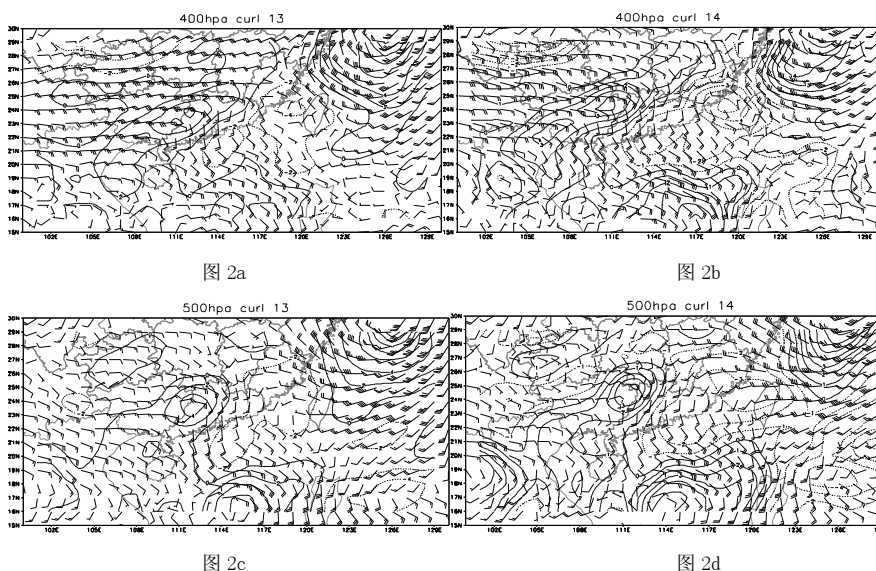


图 2 a、b、c、d 分别为 2014 年 7 月 9 日 08 时和 7 月 9 日 08 时 $400\text{--}500\text{hPa}$ 风场叠加涡度场 (矢量为风, 单位 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; 线条为涡度, 单位 S^{-1})

于波槽前, 而是出现在东风波的两侧, 而最低气温降到 -5°C 。08 日 20 时–09 日 08 时, 东风波从盛期转入减弱期, 期间东风波的冷中心温度是 -4°C 。综上, 在东风波整个发展时期都配合有冷中心的出现和发展, 冷中心气温较外围温度略偏高 $1\text{--}3^{\circ}\text{C}$, 波动发展期间也配合冷中心的加强。

相对于温度, 假相当位温是即考虑了气压又考虑了潜热对气温影响的物理量, 从温度分析此次东风波过程, 可以发现其冷心结构, 而从假相当位温可以寻找东风波及其影响的气层中的稳定性。对 08 日 20 时沿东风波轴做假相当位温的剖面, 可以看到在 500hPa 高度有假相当位温的低值中心, 从底层向 500hPa 假相当位温是降低趋势, 500hPa 向上是升高趋势。可见在对流层中低层的大气层结是静力不稳定的。对应 09 日 08 时东风波轴上的假相当位温剖面图可以看见, 假相当位温低值中心也是分布在 500hPa 高度, 气层属于不稳定层结。

由于影响此次强降雨的东风波系统主要是存在对流层中层, 水汽的绝对值较小, 只能从水汽的饱和程度分析东风波的湿度条件。表征相对湿度的物理量主要是温度露点差。在东风波的发展初期, 07 日 08 时仅在东北气流中有一个温度露点差为 2°C 的相对湿区, 其他地方温度露点差都在 6°C 以上。07 日 20 时, 东北气流中温度露点差都降到 $1\text{--}3^{\circ}\text{C}$, 相对的湿区在东北气流中发展。08 日 08 时, 东风波轴槽后中相对湿区发展, 出现一个站点温度露点差为 2°C 的区域。08 日 20 时, 东风波波轴两侧的都有相对湿

6.3 东风波的动力结构

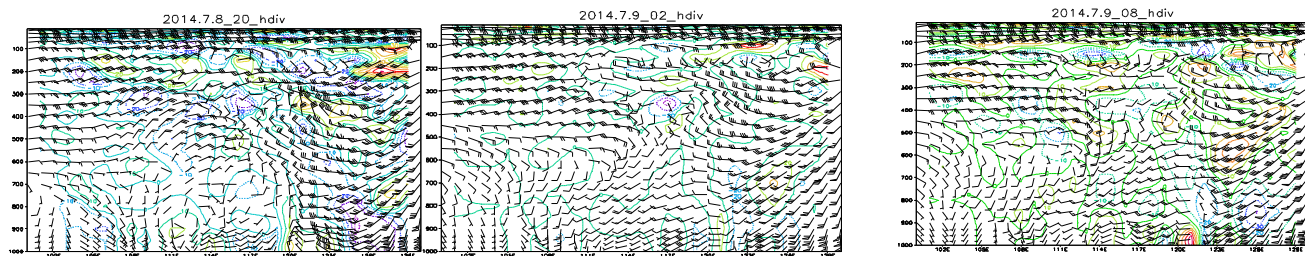


图3 a、b、c分别为2014年7月8日20时、7月9日02时和7月9日08时100E–130E沿23N剖面图
(矢量为风,线条为散度)

区。09日08时,减弱的东风波相对湿区温度露点差升高到 6°C 以上,这个区域的相对湿区变为干区;而东北风和东南风之间切变的区域仍然保持着温度露点差在 2°C 的相对湿区。

6.3 东风波的动力结构

对08日08时沿着 24°N 做剖面(图略),在 125°E ,100–200hPa有强的辐散中心,对应台风对流层顶的辐散结构; 116°E 以西中高层为偏东气流,在 115°E 500hPa高度出现东风波,此时东风波大约发展至300hPa高度,波轴垂直,波轴和波附近的散度场数值都比较小,说明此时东风波还处于发展阶段。08日20时东风波(如图3a)向下发展到650hPa高度,此时波轴呈现略东倾结构,并且在500–600hPa波轴上出现正散度中心。09日02时(如图3b)东风波西移至广西雨区上空,整个波轴东倾明显;配合低层的西南风发展,此时在雨区附近600hPa以下出现水汽的辐合;500–300hPa中高层辐散层叠加低层的水汽辐合,降雨开始发展。09日08时(如图3c),东风波槽底稳定少动,其高层略有西移,东倾结构逐渐转为垂直结构,500hPa东风波开始减弱,波轴上辐散场转为负值,雨区500hPa上空转为辐合场,而650hPa以下为辐散场,此时广西东南部的降雨趋于结束。

通过涡度平流分析中、高层动力条件。从500–400hPa中层涡度场来看(图略),在东风波波槽附近有涡度大值中心,但由于风速较小,因而涡度平流的数值偏小。但降雨发生前08日20时,从500hPa涡度平流场可以看到,此时东风波槽和波轴上前有正涡度平流,至09日08时,500hPa广西区域的涡度平流场均转为正涡度平流,且桂南的正涡度平流数值增长;400hPa的涡度平流场与500hPa类似,涡度平流值维持。300–200hPa雨区上空也是维持正涡度平流。说明整个降雨期间,桂东南的雨区上空维持正

涡度平流发展,高层的正涡度平流有利于维持上升气流。

7 对流层高层辐散条件分析

影响此次强降雨过程的重要天气系统分别是中层东风波,低层主要是季风槽前的西南气流发展,为降雨区提供了重要的低层条件。但是强降雨的发生发展离不开对流层高层的影响系统。此下,将对对流层高层进行详细分析,寻找有利东风波和暴雨发生发展的高层影响系统。300–200hPa雨区上空也是维持正涡度平流。

从200hPa环流形势分析,对流层高层的系统比较简单,主要的系统是南亚高压和西太平洋副高。南亚高压中心稳定维持在四川盆地。南亚高压中心强大而稳定,沿着南亚高压有大风速带自北向南移动。西太平洋副高较弱,主要是在洋面上,华南地区在08日20时才受发展的西太平洋副高影响,从东北气流转为弱的西南–东南气流。

07日08时在华南和长江中下游地区是南亚高压东侧分流区,有利于对流层中层低层的低压发展。07日20时–08日20时长江中下游区域分流形势转受台风高层辐散环流影响。而由于台风高层环流和南亚高压之间气压梯度加大的作用,南亚高压东侧的大风速带自两湖地区向广西发展,出口区正处在广西。而08日20时由于台风环流的北移,西太平洋副热带的发展,华南南部地区也转受西太平洋副高偏南气流影响。配合涡度可以发现,高层的正涡度最大值是出现在大风轴上,虽然在华南地区也有两高之间的切变,但是其涡度值远小于大风轴上的切变涡度。同样的情形在300hPa也有体现。09日02时200hPa切变涡度维持在桂东北地区,涡度从 9S^{-1} 升到 10S^{-1} 。正是这切变涡度为广西降雨区上空提供了重要的动力条件–正涡度平流,正是这正涡度平

流维持中层东风波的发生和发展,也维持了暴雨区域强降雨上升运动的发生和发展。09 日 08 时,南亚高压东北气流略有北抬,而大风区的切变涡度大值区也跟着北抬。对应此时中层的大陆高压也随着北抬,东风波随着北抬,而着对流层高层的切变涡度大值区的北抬,主要雨区也从广西东南部北抬到广西北部。由于此时切变涡度较前一个时次减弱,正涡度平流值 08 时小于 02 时,对比两个区域的强降雨也可以发现 02 时出现的降雨范围更大强度更强。

综上,南亚高压的北抬引导中层大陆高压随着北抬,且西太平洋副高发展,是东风波在 09 日 08 时北抬的重要原因。南亚高压大风轴上的风切变对应的正涡度平流也是对流层中层东风波和低层的系统的发生发展的重要原因。

8 强降雨的不稳定能量特征

除了水汽条件和抬升条件,不稳定能量也是强降雨发生的基本条件之一。

对 08 日 20 时的 TLOP 探空资料进行研究,发现广西的自由对流高度都较低,都在 700hPa 以下,其中桂林、梧州两个站的自由对流高度最低,梧州的自由对流高度与抬升凝结高度在同一高度。分析抬升凝结高度可见,桂林、北海、梧州三个站的抬升凝结高度基本在 925hPa 附近。广西的东南部自由对流高度和抬升凝结高度都在 925hPa 附近,这意味着只需要较弱的扰动或抬升,就可导致水汽凝结,并发生对流。

分析探空资料和温度露点差,梧州站 700hPa 以下比较干燥,湿层主要是 700hPa 以上。梧州站在 925hPa 出现了逆温,但是逆温层厚度较薄。逆温层附近温度露点差也较大,说明这个逆温层具有暖、干的特性。广东西部的也有着同样的性质。配合低层风看,梧州站为偏东风的影响,配合上游台站的相同特性,说明梧州站低层温湿特性为由副高的下沉气流造成干暖特性的影响。如果我们只注意偏东风里暖干特性,很容易误认为降雨不容易产生,或者判断降雨的性质为副高外围的不稳定对流阵雨。

虽然梧州站的湿层厚度较高,低层较干,但广西西北部受低层西南风影响的站点水汽都比较饱和。可以预判,当西南气流发展,暖干的低层会产生增湿的过程。这从 09 日 08 时的探空资料(图略)可以得到印证,桂东南雨区的低层是受西侧的暖湿气流影响而发生了增湿的过程。

梧州站低层的暖干特性对强降雨预报产生迷惑性作用,而这个表征稳定的层结的逆温层出现在近地面,抑制近地面气层强烈乱流的发生,这种抑制也是对大气低层不稳定能量进行储存和积累,使得不稳定能量不至于零散释放,而是集中在具有触发条件的时候释放。

选取 K 指数进行分析,K 指数表征大气稳定度及中低层水汽含量和饱和程度。研究表明:当 $K > 30^{\circ}\text{C}$ 可能出现分散雷雨或暴雨, $K > 35^{\circ}\text{C}$ 则可能出现成片的雷雨或暴雨。配合 08 日 20 时 K 指数分布场也可以清晰的看到,广西为 K 指数大值区。其中桂东南地区为 K 指数最大,综合反映出该区域的气团较周围大气不稳定,利于该区域产生较强对流及降水。

9 中尺度分析

天气尺度系统的上升运动强度是不能产生暴雨的,暴雨主要是在中小尺度系统中下降的。因而在强天气分析中,正确而细致的中尺度分析是至关重要的。下面将对此次东风波降雨进行细致的分析,寻找有利的各种天气系统影响下中尺度天气系统的配置关系,寻找强降雨的预报着眼点。

08 日 02–05 时出现负的三小时变压,三小时负变压中心位于偏南气流中,说明此时地面有暖湿气流影响;虽然地面出现变压风,有利于低层辐合作用,但是由于没有中高层系统配合,此时降雨没有发展起来。至 08 日 20 时云南西面低压继续发展,中心气压值最低降至 993hPa,广西气压场虽仍然较弱,但是气压在 997–999hPa,较前一日 20 时气压下降(07 日 20 时气压在 999–1001hPa 之间),从气压场上预示西南气流的发展,广西夜间仍会受暖湿气流影响,气压减弱,出现负的三小时变压,出现变压风的辐合作用。08 日 23 时从地面填图的温度露点差来看,广西河池、来宾、南宁北部的温度露点差都在 5°C 及以上,而其他地区温度露点差都在 $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$,说明此刻在广西低层的气团相对饱和,很容易受抬升的作用凝结出现降雨。

09 日 02 时,受暖湿气流影响,仅广西南宁北部、来宾西部有 5°C 以上的相对干区,其他地方温度露点差减小到 $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$,与此同时桂南地区出现三小时负变压。配合红外云图,发现在贵港北部山区以及玉林北部大容山地区出现三个对流云团。说明此时强降雨的地面触发机制为地形作用对西南暖湿气

流的抬升作用。柳州雷达 27 号速度产品 0.5° 仰角上显示,在桂东南强降雨上空,有正负速度的辐合区。此时降雨开始发展。

09 日 03 时从红外云图上看,在贵港北面 and 玉林北面三个小积雨云;从水汽图上看,这三个云图都是白亮的色调,说明这三个云团发展的高度较高;同一时刻的中红外云图上看,这三个积雨云都出现了灰黑色的暗区,说明这个云团有丰富的冰晶和水滴。从 09 日 03 时 05 分雷达反射率因子图来看,三个云团最强的反射率达到了 55dbz,发生强降雨的可能性较高。且降雨云团移动方向是自东南向东北移动,此时三个降雨云团系统性不强,处于发展加强阶段。

04 时的红外云图上显示,贵港北部的两个云团逐渐发展合并,而玉林北部的云团快速增长,从形状来看,玉林北部云团呈圆形,而贵港北部的两个合并的云团则为细长的带状,从色调来看,红外和水汽云图上,玉林北部云团更为白亮,说明玉林北部云团比贵港北部云团发展的高度更高。在中红外云图上看,玉林北部云团较贵港北部合并云带暗区更加明显,范围更大,说明玉林北部云团里有更多的水汽和冰晶。从边界来看,玉林北部云团边界更光滑,说明此时玉林北部云团已经逐渐发展成熟。从 04 时 47 分雷达反射率因子图,贵港北部降水云团已经开始减弱消散,但是玉林北部降雨云团翻过贵港南部的大容山山脉,从反射率因子来看最强的反射率因子仍在 55dbz,且呈细长的带状西南东北向分布。柳州雷达 27 号速度产品 0.5° 仰角上显示,三块云团所对应的区域,为一片负速度区,在负速度区北侧都有正负速度的辐合区,配合玉林北部云团北移,说明在云团的北部仍然可能有对流的产生。

05 时桂西降至 999hPa,最大负变压为 1.0hPa,降雨发展到最大,此时从桂平降雨时间序列图来看,05 时桂平降雨最大。

05 时从红外、水汽、中红外云图上都可以看见(三个降雨云团已经合并发展,柳州雷达 27 号速度产品 0.5° 仰角上显示,南部两片云团相接,且云团的负速度区中的逆风区逐渐合并。到了 06 时,这个合并的云团发展至最强,合并的云团呈现光滑的圆形,红外和水汽云图上的色调白亮,中红外暗区更明显,且范围更大。柳州雷达速度产品图上,负速度区中的逆风区发展到最大,也就是说辐合最强。根据自动站资料显示,整个过程小时雨量最大值为 09 日 05 时玉林兴业卖酒镇达 95.5mm。从雷达反射率因子图上

可以看出来降雨云团合并再次发展,反射率因子最强值(最强达 dbz55)从细长的带状扩散片状,降雨再次发展起来。

08 时,受减弱的东风波影响,广西东南地区的中尺度降雨云团开始减弱,此时广西东南地区降雨趋于减弱。

10 小结

(1) 影响此次强降雨过程的东风波系统主要表现在 400–500hPa,出现的原因是两高之间的切变,而前期主要表现为东北风和西南风之间的切变,到了广西东部,转为经典的东风波形势,即槽前东北风槽后东南风。

(2) 表征东风波生成发展的物理量是涡度,伴随东风波的发展,涡度也逐渐变大过程,其冷中心的强度和范围也随着发展扩大。东风波影响的气层在东风波活动的区域也表现为一个假相当位温的低值中心,因而在对流层中下层气层是不稳定的。

(3) 由于中南半岛季风槽的维持和发展,此次降雨过程主要有两个水汽的输送带,一个是季风槽,另一个是西太平洋副高西侧的东南气流,降雨的主要水汽输送来着西南气流的水汽输送。

(4) 中层东风波的移动受 200hPa 急流的北抬的影响,在影响广西的时候出现了北抬的现象。

参考文献:

- [1] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.天气学原理和方法 [M]. 3 版.北京:气象出版社,2000.
- [2] 吴阳,周毅.影响我国的东风波特征分析 [J]. 海洋通报, 2005, 24 (3): 88–91.
- [3] 包澄澜.影响长江中下游的东风波个例分析 [J]. 南京大学学报:自然科学版, 1974, 10 (2): 75–88.
- [4] 顾强民.盛夏 500MB 东风带波动在中纬度活动概况及其与台风若干关系初步调查. [J]. 浙江气象科技, 1981, (2): 5–15.
- [5] 林确略,彭武坚,刘金裕.影响桂东南东风波特征及其概念模型 [J]. 气象研究与应用, 2010, 31 (1): 11–10.
- [6] 王忠东,曹楚,符生辉.影响浙闽沿海的两次东风波过程对比分析 [J]. 广东气象, 2011, 33 (2): 20–25.
- [7] 黄天文,陈辛动,焦飞,等.影响肇庆地区两次东风波结构与雨带变化的分析 [J]. 广东气象, 2012, 34 (4): 26–29.
- [8] 赵江洁.影响广西的东风波特点. [J]. 广西气象, 2004, 25 (2): 8–9.

情况下, PM_{2.5} 浓度只是浮动维持在某一数值, 而不是呈现明显下降的趋势。

(5) 一次中雨以上的降水天气过程能够快速降低空气中的 PM_{2.5}, 结束霾天气过程。

参考文献:

- [1] 刘建, 吴兑, 范绍佳, 等. 2014 年 1 月珠三角一次典型灰霾过程的流场特征分析 [C]. 第 31 届中国气象学会年会 S12, 大气物理学与大气环境, 2014.
- [2] 李丽云. 广州番禺区灰霾天气的特征及气象因子诊断 [J]. 广东气象, 2013, (4): 43-46.
- [3] 黄丽超. 东兴灰霾天气特征及影响因素分析 [J]. 气象研究与应用, 2012, 33 (S1): 232-233.
- [4] 莫雨淳, 廖国莲, 郑凤琴. 南宁市霾的特征分析 [J]. 气象研究与应用, 2015, 36 (1): 92-95.
- [5] 蒋珍姣, 龙凤翔, 李艳玉, 李垂军. 桂林市近 10 年霾的变化分析 [J]. 气象研究与应用, 2009, 30 (1): 68-69+79.
- [6] 中国气象局. QX/T113-2010. 霾的观测和预报等级 [M]. 北京: 气象出版社, 2010.
- [7] 陈慧华, 王春林, 黄珍珠. 广东灰霾天气预警指标及时空分布 [J]. 广东气象, 2008, (5): 1+67.
- [8] 吴幸毓, 何小宁, 刘爱鸣. 福州市霾天气观测及预警信号发布标准的初步探讨 [J]. 气象研究与应用, 2013, 03: 57-60.
- [9] 张人禾, 李强, 张若楠. 2013 年 1 月中国东部持续性强雾霾天气产生的气象条件分析 [J]. 中国科学: 地球科学, 2014, 44 (1): 27-26
- [10] 廖国莲, 曾鹏, 郑凤琴, 等. 1960—2009 年广西霾日时空分布变化特征 [J]. 应用气象, 2011, 22 (6): 732-739
- [11] 张立多, 叶文健, 陈德花, 黄雅芳. 灰霾天气对厦门市城市能见度影响问题初探 [J]. 气象研究与应用, 2007, S2: 149-150.
- [12] 刘艳群. 粤北灰霾天气的气候特征分析 [J]. 气象研究与应用, 2009, S2: 57-58.
- [13] 王明洁, 张蕾, 陈元昭, 朱小雅. 大运会期间深圳重度灰霾天气特征及环流形势 [J]. 广东气象, 2010, (3): 5-8.
- [14] 李菲, 吴兑, 王婷, 陈静. 广州 2010 年亚运会会期的灰霾天气问题 [J]. 广东气象, 2008, (2): 19-21.
- [15] 梁延刚, 胡文志, 杨敬基. 香港能见度、大气悬浮粒子浓度与气象条件的关系 [J]. 气象学报, 2008, 66 (3): 461-469.
- [16] 吴兑. 再论相对湿度对区别都市霾与雾 (轻雾) 的意义 [J]. 广东气象, 2006 (1): 9-13.
- [17] 王博, 辜智慧. 深圳市霾日分布特征与城市经济指标关系 [J]. 气象研究与应用, 2011, 32 (1): 40-44.
- [18] 廖国莲, 曾鹏, 程鹏. 珠江三角洲典型灰霾天气过程和清洁过程近地层流场的 EOF 对比分析 [J]. 气象研究与应用, 2008, 29 (4): 23-25.
- [19] 肖伟军, 汪瑛, 高亭亭, 黎洁仪. “亚运演练”期间广州市一次持续灰霾天气过程分析 [J]. 广东气象, 2010, (4): 6-9.
- [20] 孙燕, 张备, 严文莲, 等. 南京及周边地区一次严重烟霾天气的分析 [J]. 高原气象, 2010, 29 (3): 794-800.
- [9] 黄远盼, 宁玉梅, 莫家尧, 等. 广西前汛期两次暴雨天气过程对比分析 [J]. 气象研究与应用, 2014, 35 (1): 12-16.
- [10] 叶树春, 周武, 蔡晶. 一次区域暴雨天气过程分析 [J]. 广东气象, 2011, 33 (6): 8-12.
- [11] 柯文华, 杨端生, 陈映强. 揭阳市一次突发局地特大暴雨的中尺度特征 [J]. 广东气象, 2010, 32 (1): 29-31.
- [12] 陈见, 高安宁, 唐文. 广西超大范围锋面暴雨发生特征及预报方法研究 [J]. 气象研究与应用, 2013, 34 (1): 7-12.
- [13] 阳擎, 陈翠敏, 林开平. 南宁市暴雨时空分布特征 [J]. 气象研究与应用, 2008, 29 (1): 34-36.
- [14] 唐新, 林宗桂, 黎家宜, 等. 一条南北向暴雨带的降雨特征及成因分析 [J]. 气象研究与应用, 2009, 30 (3): 1-4.
- [15] 肖文俊. 东风波天气区域分布与基本气流垂直切变的关系 [J]. 北京大学学报 (自然科学版), 1990, 26 (3): 334-335.
- [16] 夏秋萍, 张滨. 一次东风波引起的特大暴雨天气过程分析 [J]. 海洋预报, 2011, 28 (3): 68-73.
- [17] 郭洪权, 何草青, 陆炳记, 等. 2011 年后汛期干旱特点及成因诊断分析 [J]. 气象研究与应用, 2013, 34 (1): 19-20.
- [18] 何草青, 陆炳记, 郭洪权, 等. 广西一次全区性暴雨过程成因分析 [J]. 气象研究与应用, 2013, 34 (1): 48-49.
- [19] 黄开刚. 桂西一次对流性特大暴雨过程分析 [J]. 气象研究与应用, 2013, 34 (1): 52-54.

(上接第 70 页)