

# 2013年5月华南强降水与中国南海夏季风爆发<sup>\*1</sup>

赵欢<sup>1</sup> 张人禾<sup>1</sup> 温敏<sup>1,2</sup>ZHAO Huan<sup>1</sup> ZHANG Renhe<sup>1</sup> WEN Min<sup>1,2</sup>

1. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京, 100081

2. 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京, 210044

1. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*2. *Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*

2014-06-23 收稿, 2014-12-31 改回.

赵欢, 张人禾, 温敏. 2015. 2013年5月华南强降水与中国南海夏季风爆发. 气象学报, 73(3):442-458

**Zhao Huan, Zhang Renhe, Wen Min. 2015. Severe rainfalls in South China during May 2013 and its relation to the onset of the South China Sea summer monsoon. *Acta Meteorologica Sinica*, 73(3):442-458**

**Abstract** Based on the field observation of the South China Monsoon Rainfall Experiment (SCMREX), the National Centers for Environment Prediction (NCEP) final (FNL) operational global analysis data and the equivalent temperature of the black-body at the top of the cloud (TBB) data, a comparative analysis of the circulation and related meteorological elements between two severe rainfall events (7–12 and 14–17 May) in South China in 2013 was conducted. The South China Sea (SCS) summer monsoon established in the third pentad of May 2013, just in between two severe rainy stages. There exist significant differences between two events in the major circulation systems, e. g. the South Asia High (SAH) and the subtropical high westerly jet at the higher levels, the circulation pattern at 500 hPa, the water vapor transportation, etc. It indicates typical variances of the effects of the large scale circulation on severe rainfalls before and after the onset of SCS monsoon. During 7–12 May, influenced mainly by both the southward invasion of cold front and the convergence of warm moist airflow from the tropical region, the two rain-bands appeared in northern and southern South China. Differently, due to the vigorous convective activity over South China caused by the strong warm and moist air after the onset of monsoon, the rain-band was formed in the north of Guangdong Province during 14–17 May, with more concentrated and convective precipitation than the former event. The underlying physical mechanisms for the two severe rainfall events are quasi-balanced thermal adjustment process, which is better reflected during the second event because of heavier precipitation. The sounding data in Guangdong are also applied to reveal differences of the atmosphere dynamic and thermodynamic effects between the two warm sector rainstorms. The warm sector rainstorm during 7–12 May occurred under the condition of the atmospheric baroclinic instability induced by the strong low-levels vertical wind shear. However, the strong coupling between the high-level and low-level jet streams caused the warm sector rainstorm during 14–17 May after the onset of the SCS summer monsoon.

**Key words** Severe rainfall in South China, SCS summer monsoon, Front, Sounding data

**摘要** 利用2013年“华南季风强降水外场试验与研究”的外场试验数据、美国NCEP FNL资料和卫星云顶黑体辐射温度资料,对2013年5月7—17日华南地区出现的两次强降水过程(7—12日和14—17日)中的高低空环流以及相关气象要素场的变化进行了对比分析。中国南海夏季风于5月第3候建立,两次过程分处于夏季风爆发前后。通过对比影响两次强降水过程

\* 资助课题:国家自然科学基金项目(41221064)、国家财政部公益性行业(气象)科研专项经费项目(GYHY201306004)和国家重点基础研究发展计划(973)项目(2012CB417205)。

作者简介:赵欢,主要从事季风与华南前汛期降水研究。E-mail:zhaohuan529@foxmail.com

的主要环流系统如南亚高压、高空副热带西风急流、500 hPa 环流型、水汽来源等,指出影响两次强降水过程大尺度环流场之间的显著区别,说明南海季风爆发前后大尺度环流场对暴雨影响的典型差异。7—12日过程主要受北方锋面影响和南方暖湿气流辐合作用,导致华南地区出现南北两条雨带。14—17日过程则由于季风爆发后强的暖湿空气活动致使华南地区对流活跃,从而形成一条位于广东北部的雨带,此次过程强降水比第1次过程集中且对流性更强。两次降水过程的内在物理机制是一个准平衡态的热力适应过程,由于第2次过程降水更强,导致热源作用明显增强,动力向热力的适应过程也更显著。利用探空资料揭示出两次过程暖区暴雨大气热力和动力条件存在显著区别,7—12日南海季风爆发前的暖区暴雨主要受低层强垂直风切变导致的大气斜压不稳定影响;14—17日南海季风爆发后的暖区暴雨主要受高低空急流的强耦合作用影响。

**关键词** 华南强降水, 南海夏季风, 锋面, 探空资料

**中图法分类号** P458

## 1 引言

华南地处中国大陆最南端,全年降水呈双峰型,可分为前汛期(4—6月)和后汛期(7—9月)两个多雨时段,其中前汛期降水量占全年降水量的40%—50%,前汛期降水集中、暴雨频发,是华南地区的主汛期(王遵娅等,2008)。前汛期暴雨会引发洪涝,导致房屋等建筑倒塌,农作物减产等,给国家经济和人民生命财产带来巨大损失。因此,了解华南前汛期强降水的特征和成因,对于提高气象业务人员的汛期预报能力以及加强防灾减灾工作具有重要作用。

气象学者一直非常重视对华南前汛期的研究,自20世纪60年代以来中国已进行多次前汛期暴雨外场观测试验(倪允琪等,2006),针对与华南暴雨相联系的中尺度系统开展了观测、预报和理论研究。“’98华南暴雨科学试验(HUAMEX)”(周秀骥等,2003)提出了包括边界层在内的低空热力动力学是华南暴雨的核心科学理论;“2008/2009年中国南方暴雨野外科学试验(SCHeREX)”(Zhang, et al, 2011;倪允琪等,2013)揭示了热力和动力场在 $\beta$ 中尺度系统演变中的作用。另外,大尺度环流场对华南前汛期暴雨具有重要影响。副热带高压西侧转向的西南气流是华南前汛期降水的主要水汽通道(梁建茵等,1999;王黎娟等,2009),南亚高压的活动主要在于为华南上空提供有利的高空辐散条件(王黎娟等,2007),而中纬度长波槽活动则引导冷空气南下,与暖湿空气交汇直接造成华南前汛期强降水的发生(包澄澜,1986;王东海等,2011)。此外,季风槽的活动、高低空急流的良好配置以及低层低涡的移动也是华南地区强降水的重要影响系统(傅慎明等,2010;Li B, et al, 2011)。

中国南海季风的爆发对华南地区的强降水过程有显著影响,也是华南暴雨研究关注的重点问题之

一(何立富等,2010;吴乃庚等,2013)。华南地区正处于副热带季风带和热带季风带的交界处,在不同时期受季风带的影响不同。4月初东亚副热带地区已完成了季节性反转,即副热带夏季风建立,对应华南前汛期的开始(陈隆勋等,2000;何金海等,2007;祁莉等,2007;Zhao, et al, 2007;祝从文等,2011)。事实上,3月下旬之前华南降水与青藏高原绕流在华南的辐合有关,绕流的增强对应着华南降水的增加;但青藏高原绕流作用与华南降水的关系在3月下旬以后不再成立,说明在副热带夏季风建立后华南降水主要受副热带夏季风的影响(Li, et al, 2012)。此时的降水以锋面降水为主,有明显的由北向南推进的特征。而热带夏季风即南海夏季风爆发后(气候平均为5月第4候),华南降水的性质、特征有明显的改变。研究表明,南海夏季风活动会改变华南降水的主要水汽通道、加强水汽输送(孙颖等,2002;柳艳菊等,2005;He, et al, 2007),降水性质也从副热带性质的锋面降水过渡到热带西风主导的深对流降水(池艳珍等,2005),降水量明显增大,华南地区进入前汛期盛期。

2013年,中国启动了“华南季风强降水外场试验与研究”项目,并在当年5月开展了外场加密观测,其间观测到2013年5月7—17日发生在华南地区的连续两场强降水。根据中国国家气候中心监测报告,2013年中国南海夏季风于5月第3候爆发,华南地区这两次降水过程分别处于季风爆发前后。外场试验正好捕捉到这两次降水过程,获取了宝贵的地面、探空、卫星、雷达等加密观测资料,为研究中国南海季风爆发前后华南强暴雨的差异提供了契机。本研究将利用这次外场试验的部分资料,结合较高分辨率的大气环流再分析资料,揭示中国南海夏季风爆发前后两次强降水过程环境气象场的差异,为后期深入研究华南暴雨过程的发生、发展机制提供背景基础。

## 2 资料和方法

所用资料包括:(1)2013年5月华南季风强降水外场试验提供的逐时地面观测资料。挑选了通过质量控制且整个5月均有观测的站点,共8475个。站点分布在(18°—30°N, 105°—122°E)区域内,包含整个华南地区。(2)2013年5月1°×1°网格逐6小时美国环境预测中心业务模式全球大气分析资料(NCEP FNL, <http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2>)。(3)2013年5月0.1°×0.1°网格逐时FY-2E卫星的云顶黑体辐射温度(TBB)资料。(4)每日4次的探空资料,选取分别位于两次过程强降水中心附近的阳江站(21°50′N, 111°58′E、站号59663)和河源站(23°48′N, 114°44′E、站号59293)。

文中的整层积分大气水汽通量采用公式

$$Q = \frac{1}{g} \int_p^{p_s} \mathbf{V}q dp \quad (1)$$

式中, $\mathbf{V}$ 、 $q$ 为各层大气的风速矢量和比湿, $p_s$ 、 $p$ 分别是大气柱下界气压(地面气压)和上界气压(取100 hPa), $g$ 是重力加速度。

在位涡诊断中利用等压面上的位势涡度方程

$$PV = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} + g \left( \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \quad (2)$$

由于高纬度地转涡度大、冷空气静力稳定度强,从高纬度南下的冷空气具有高位涡特征,所以可利用位涡追踪冷空气活动(陆尔等,1994;姚秀萍等,2007;赵亮等,2009)。

由Ertel位涡方程 $\frac{dPV}{dt} = \alpha \zeta_a \cdot \nabla Q$ 可得位涡倾向方程(Li L, et al, 2011)

$$\frac{\partial PV}{\partial t} \approx -u \frac{\partial PV}{\partial x} - v \frac{\partial PV}{\partial y} - \omega \frac{\partial PV}{\partial p} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial Q}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial Q}{\partial y} - g(f + \zeta_p) \frac{\partial Q}{\partial p} \quad (3)$$

使用式(3)诊断强降水的动力和热力过程。

## 3 华南强降水过程概况

对中国南海地区(10°—20°N, 110°—120°E)平均纬向风和假相当位温的监测表明,2013年中国南海夏季风于5月第3候全面爆发,持续3候后进入季风中断期<sup>①</sup>。2013年5月7—12日和14—17日华南地区分别发生了两次大范围降水,尤以广东省内雨量最

大、影响最强,正好位于中国南海季风爆发前后。

从这两次过程的累积雨量分布(图1)可以看出,7—12日过程有两条强降水带(图1a),分别位于广东西南沿海地区和广东北部与广西、湖南交界处,中心强度均超过200 mm,而14—17日降水过程则集中在广东北部地区(图1b),雨带呈西北—东南走向,强降水中心累积雨量也超过200 mm,且超过200 mm降水的范围大于前次过程。

2013年5月“华南季风强降水外场试验与研究”的重点地区在广东省,而两次过程降水均集中在图1中所示的方框区域内,正好包含整个广东省,因此选择图中方框作为研究两次降水的关键区。区域平均降水序列显示,第1次过程强降水集中在7—10日,小时平均降水量可达2 mm(图1c)。第2次过程降水更加集中,强降水时段为15日12时至16日12时(世界时,下同),小时平均雨量最大可达3 mm,强度明显大于7—12日过程(图1d)。

因此,这两次过程虽然时间间隔很近,但是其雨量分布和雨强特征具有明显的区别,主要表现为14—17日过程不论在空间上还是时间上较7—12日过程集中,且降水强度明显强于7—12日过程。

## 4 暴雨过程环流特征对比及与南海季风爆发的关系

### 4.1 大尺度环流

华南两次暴雨过程分别处于南海季风爆发前后,暴雨发生时的大尺度环流特征具有显著的差异。

从两次过程平均的200 hPa风场差值分布(图2a)可以看出,两次过程期间高层风场最显著的变化是30°N以南基本为强东风变化区,东亚热带地区已由西风转为东风控制。两次过程期间东亚上空出现反气旋差值环流,南亚高压向北移动并在中南半岛北部显著发展。图2a中的圆点及连线(黑实线)显示出5月7—17日南亚高压从菲律宾附近向西北移动至孟加拉湾地区再移至中南半岛北部上空的过程。Wu等(2013)指出,纬向非对称的行星涡度平流可以触发南亚高压不稳定发展并导致其西北向移动,进而导致中国南海夏季风的爆发,本研究对2013年5月南亚高压北上过程中行星涡度平流的计算也能得到类此的结论(图略)。

<sup>①</sup>东亚季风活动中心. 中国国家气候中心. 2013. 东亚季风监测简报, 第23期

500 hPa 位势高度差值(图 2b)显示,贝加尔湖以南到印度半岛、孟加拉湾西部为明显的负位势高度异常,而伊朗高原、南海北部到中国南部上空为明显的正位势高度异常中心。这些变化体现了两次过程期间大尺度槽脊的变化过程,即欧亚中高纬度环流形势从两槽一脊变为两脊一槽,而低纬度地区从印度半岛到孟加拉湾西部的负位势高度导致副热带高压(副高)带断裂、孟加拉湾槽逐步建立,同时西侧副高西退、东侧西太平洋副高增强北抬,这些都是南海夏季风爆发过程的典型特征。

从两次过程平均的 850 hPa 风场差值(图 2c)上

注意到,在孟加拉湾北部有一差值气旋环流发展,南部是一差值反气旋环流发展,孟加拉湾中部则是强的西风异常,这实际上是由于气象赤道的北抬、孟加拉湾低涡北上形成的涡旋对,此涡旋对的形成与大气对苏门答腊附近热源的罗斯贝波响应有关(温敏等,2005;Wen, et al,2007,2008)。该涡旋对的出现最终导致了 850 hPa 副高带的断裂、孟加拉湾槽的建立和南海夏季风的形成(何金海等,2002;He, et al,2006)。另外,图 2c 还显示华南地区有气旋性环流加强,实际上是两次过程期间南海季风槽在华南地区建立发展的体现。

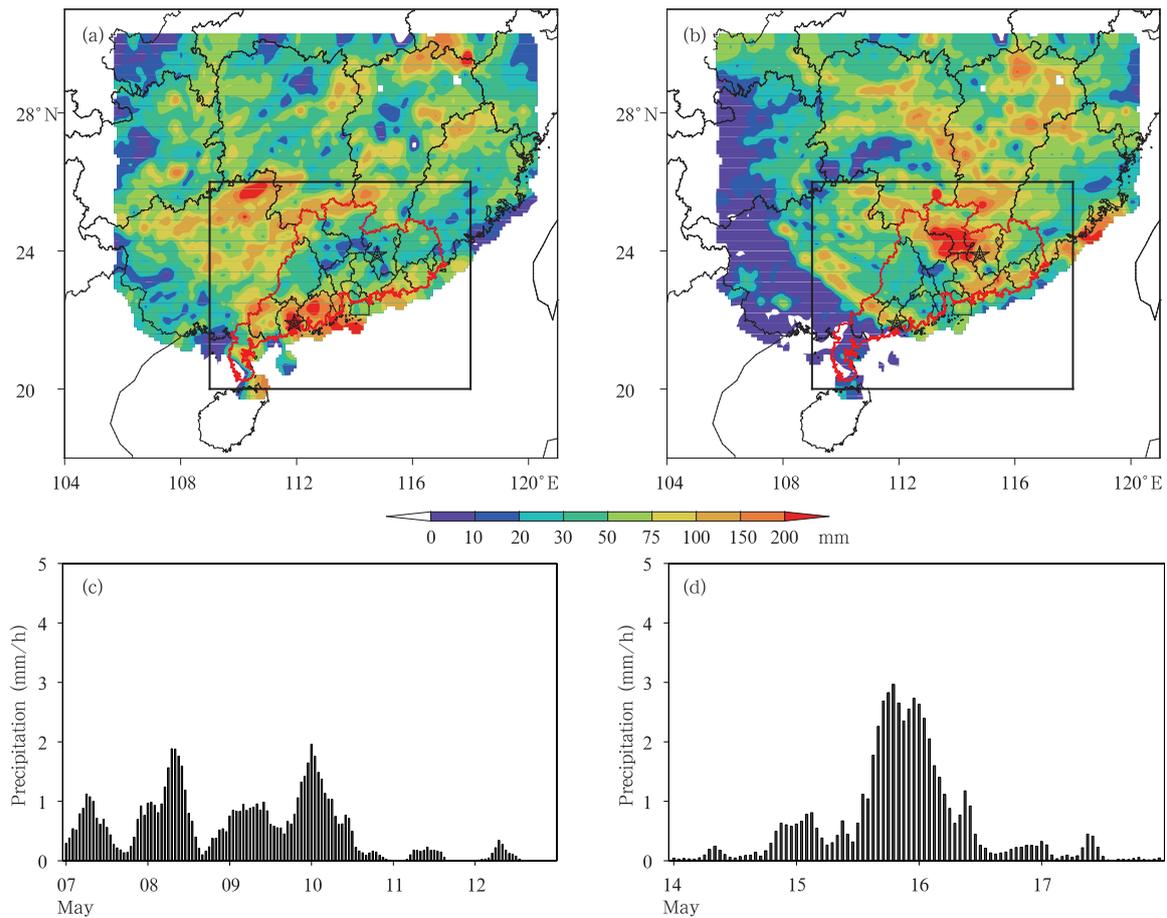


图 1 2013 年 5 月华南地区两次强降水过程累积雨量分布(a,b)和强降水中心区域(关键区)逐时平均降水量(c,d)(单位:mm/h)

(a,c. 7—12 日过程, b,d. 14—17 日过程; 黑色方框表示降水的关键区(20°—26°N, 109°—118°E), 红色曲线为广东省界, 黑色五角星表示阳江(偏南)与河源(偏北)探空站位置)

Fig. 1 Accumulated precipitation in South China (a,b) and averaged hourly precipitation (mm/h) over the key area (c,d) for the two severe rainfall events in May 2013 (a,c. 7—12 May, b,d. 14—17 May; the black boxes present the key area (20°—26°N, 109°—118°E) of severe rainfall, red curves delineate Guangdong provincial boundaries, and black pentagrams illustrate the Yangjiang (south) and Heyuan (north) sounding station)

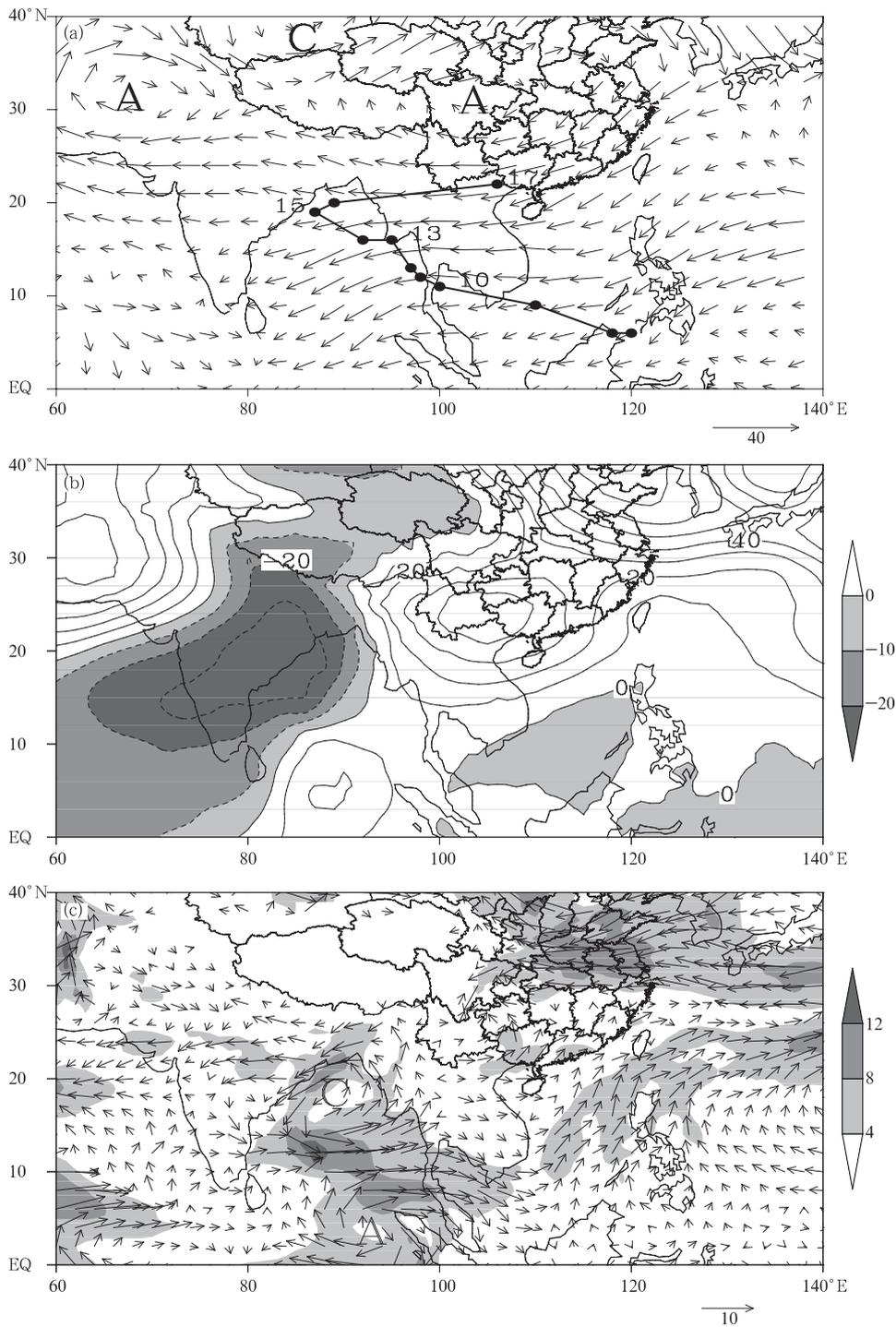


图 2 2013 年 5 月 14—17 日与 7—12 日平均环流差值场

(a. 200 hPa 风场, 单位: m/s, 粗实线为南亚高压移动路径, 数字和圆点表示高压经过的时间和中心位置; b. 500 hPa 位势高度场, 阴影区表示负的位势高度差, 单位: gpm; c. 850 hPa 风场, 单位: m/s, 阴影区表示风速差值大于 4 m/s, A, 代表反气旋环流, C 代表气旋性环流)

Fig. 2 Differences in the time-averaged circulation between 14 - 17 and 7 - 12 events in May 2013

(a. 200 hPa winds (m/s), in which the thick solid lines, numbers and dots indicate the moving route, date, and location of the South Asia High center; b. geopotential heights at 500 hPa (gpm), in which negative regions are shaded; c. 850 hPa winds (m/s), in which the area with the wind velocity exceeding 4 m/s shaded, A and C indicate the anticyclonic and cyclonic circulation, respectively)

由此可见,两次过程大尺度环流的差异体现了中国南海夏季风建立前后对流层大气环流的演变特征,为两次降水过程提供了不同的环流背景。进一步,从降水关键区水平散度和垂直速度时间-高度剖面(图3)可见,两次过程中大尺度环流都形成了低层辐合、高层辐散(图3a),有利于垂直上升运动发展(图3b),进而有利于降水的发生。同时,高空辐散与低空辐合的强度随时间变化与降水区垂直速度随时间变化是协调一致的,也与强降水的加强和减弱有很好的对应关系。值得注意的是,中国南海夏

季风爆发(5月第3候)后高空辐散明显增强,是南亚高压移动至中南半岛北部上空及西风带北抬的结果。与高空辐散增强对应,垂直速度也明显增强,南海季风爆发后第2次强降水过程垂直上升速度的垂直伸展厚度和上升中心所处位置也较季风爆发前的第1次过程明显提升,进一步暗示了南海季风的爆发引起的大气动力条件变化对强降水发生、发展的直接影响,使得第2次强降水有比第1次降水更加显著的深对流特征。

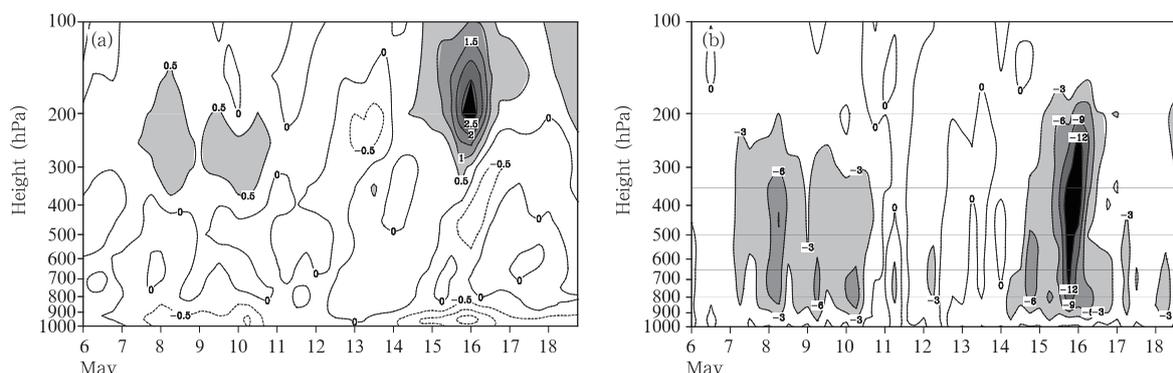


图3 2013年5月华南区域( $20^{\circ}$ — $26^{\circ}$ N,  $109^{\circ}$ — $118^{\circ}$ E)平均水平散度(a,单位: $10^{-5}\text{s}^{-1}$ )和垂直速度(b,单位:hPa/h)的时间-高度剖面

(图a中阴影区表示强辐散区,图b中阴影区表示强上升区)

Fig. 3 Time-height sections of area-averaged divergence (a,  $10^{-5}\text{s}^{-1}$ ) and vertical velocity (b, hPa/h) over South China ( $20^{\circ}$ — $26^{\circ}$ N,  $109^{\circ}$ — $118^{\circ}$ E)

(shadings in (a) and (b) denotes strong diverging and ascending velocity regions, respectively)

## 4.2 水汽输送

强烈的水汽输送是强降水的一个重要条件,从两次过程平均的整层积分水汽通量输送和水汽通量散度分布(图4)可以发现,两次过程华南地区都为明显的水汽辐合区,但水汽来源有些区别。由图4a可看出,控制7—12日过程的环流系统呈现出中国南海季风爆发之前的特征。到达华南的水汽输送有3支,分别是 $25^{\circ}$ N附近由孟加拉湾北部向东的副热带偏西风水汽输送、沿西太平洋副高西南侧的东南水汽输送和 $90^{\circ}$ — $100^{\circ}$ E附近流经中南半岛的跨赤道气流。而与14—17日过程相联系的环流系统表现为中国南海季风爆发之后的特征(图4b)。在此过程中,索马里越赤道气流增强与孟加拉湾的西南气流合并,并转向流经中南半岛,与中国南海地区的偏南气流一起不断向广东地区输送水汽,同时由于季风槽的建立导致广东省的水汽辐合更加强烈。

另外,值得注意的是, $100^{\circ}$ E附近苏门答腊地区的越赤道气流在两次过程中有不同的体现,即它对第1次过程的水汽输送有比较明显的作用,而对第2次过程则表现很弱。由于在中国南海夏季风爆发前,苏门答腊地区已开始了夏季风活动(李崇银等,2000; Zhang, et al, 2002; Wen, et al, 2008),因此苏门答腊北部的西南风在南海夏季风爆发前就已十分显著(图4a),但随着对流北进,中国南海夏季风爆发,索马里急流转向通过孟加拉湾南部并形成一条水汽输送带,而此时苏门答腊的越赤道气流通道消失(图4b),可能是与南半球澳大利亚冷空气活动较弱有关(何金海等,1991)。

为了细致了解中国南海季风爆发对降水关键区水汽输送的影响,计算了关键区4个边界的水汽输送及收支(图5),并同时给出与环流资料对应的每6h累积降水量,为与降水量对比,关键区的净水汽

收支已换算成降水量单位。

由图5可见,关键区的南边界和西边界为水汽输入,而北边界和东边界主要为水汽输出,这与图4显示的特征一致。东、北边界的水汽输出随时间反相变化,注意到东边界的输出量从8日以后稳定增强,其后大部分时间东边界输出大于北边界,这与中国南海季风建立过程中西风的逐步建立并占主导不无关系。西、南边界的水汽输入变化趋势基本相同,并都在中国南海季风爆发后即13日后明显增强,这是由于中国南海夏季风建立后西南风增强所致。

区域内净水汽收支显示在两次过程中强降水时段关键区均为水汽收入的大值阶段,其变化特征也与降水的时间变化趋势一致,说明两次过程中水汽输送及其辐合对强降水的产生起到了重要作用。尤

其是14—17日过程,水汽辐合的加强先于降水的发生,而且在降水峰值时达到最大。此外,观察净水汽收支与实际降水量的时间演变发现,在季风爆发前7—12日过程的强降水时段与西边界水汽输入大致相同,而季风爆发后14—17日过程的强降水时段则与南边界水汽输入大体一致。前面提到第2次过程西边界水汽输入明显增强,但同时东边界输出也同步增强,因而主要反映了经向水汽收支。以上结果也同时进一步说明中国南海季风爆发前后两次过程的水汽主要来源发生了改变,与图4得出的结论一致。

另外需要指出的是,降水量较水汽净收支偏高,一方面可能是由于计算误差造成的,另一方面也可能来自区域内的大气可降水量的贡献。

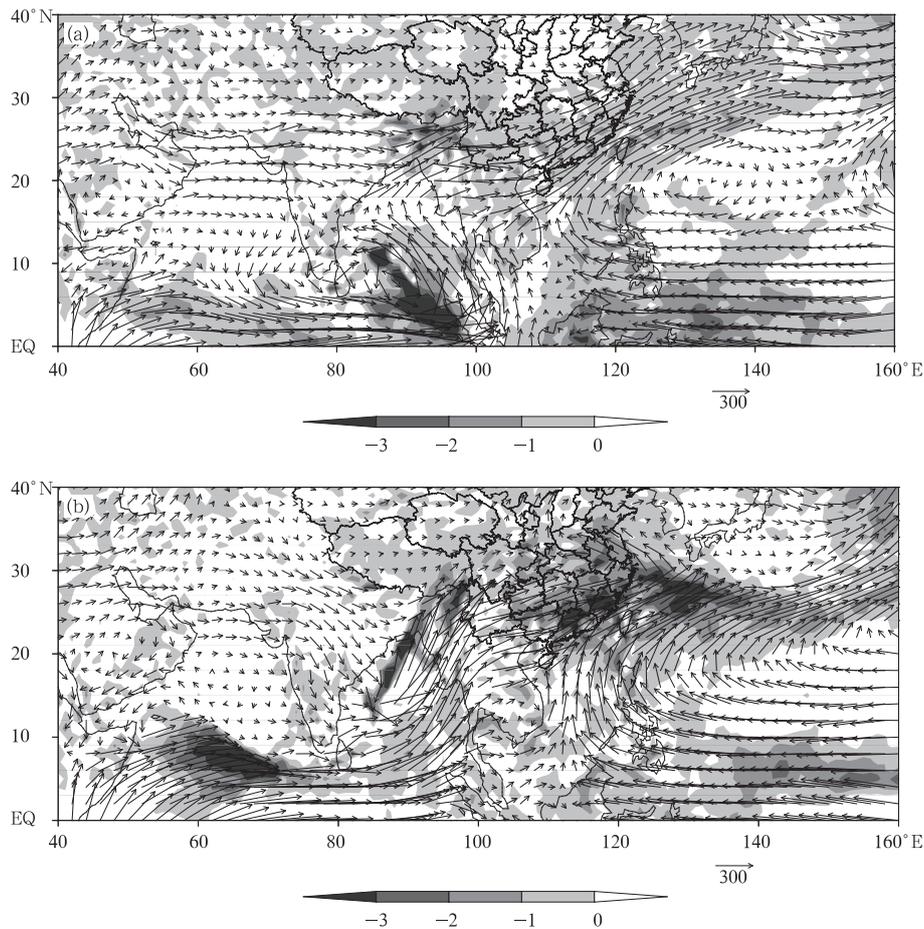


图4 2013年5月7—12日(a)与14—17日(b)过程平均整层积分的水汽通量输送(箭头;单位:  $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$ )和水汽通量散度(阴影区表示散度小于0即水汽辐合区;单位:  $10^{-4} \text{ kg}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$ )

Fig. 4 Distributions of the mean vertical integrated water vapor fluxes (vector,  $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$ ) and their divergence (shade,  $10^{-4} \text{ kg}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$ ), only divergence below zero is plotted over 7–12 May (a) and 14–17 May (b) 2013

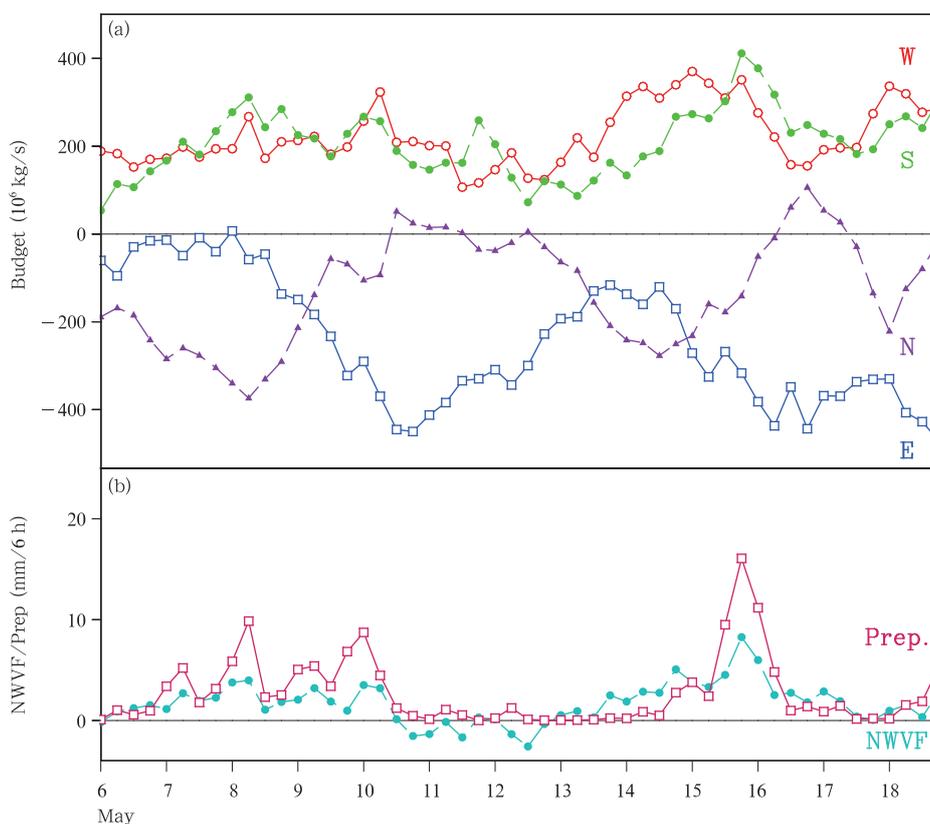


图5 华南降水关键区( $20^{\circ}$ — $26^{\circ}\text{N}$ ,  $109^{\circ}$ — $118^{\circ}\text{E}$ , 即图1中的方框区)通过4个边界的水汽通量 (a, 字母E、S、W、N分别代表东、南、西、北边界的水汽通量; 单位:  $10^6 \text{ kg/s}$ ) 以及净水汽收支和降水 (b, NWVF代表净水汽收支, Prep代表观测降水; 单位:  $\text{mm}/(6 \text{ h})$ )

Fig. 5 Water vapor flux ( $10^6 \text{ kg/s}$ ) through the western (W), eastern (E), southern (S), and northern (N) boundaries (a) of the key area for the severe rainfalls in South China shown in Fig. 1(a) and (b), and the net water vapor flux (NWVF,  $\text{mm}/(6 \text{ h})$ ) and area-averaged precipitation (Prep,  $\text{mm}/(6 \text{ h})$ ) of the key area (b)

### 4.3 冷暖空气活动

前面的分析指出,2013年5月7—17日广东省降水的两次过程刚好处于南海夏季风爆发的前后,大尺度环流背景场、雨强以及雨量分布都有着显著的区别。一般而言,在热带季风爆发前,锋面主导华南地区的降水,随着南海夏季风的爆发,季风降水向北推进,逐步取代锋面降水,从而控制整个华南地区(黄土松等,1995;郑彬等,2006,2007a)。因此,下面将从冷暖空气活动及锋区特征来分析降水与中国南海季风爆发的关系。

顾震潮等(1958)很早就提出将锋面假相当位温( $\theta_{sc}$ )图作为分析锋面的一种工具,截至目前依然有大多数研究人员,如查书瑶等(2015)利用等 $\theta_{sc}$ 的密集程度来反映锋面的位置和强度。在此同样利用 $\theta_{sc}$ 的水平梯度大值区来指示锋区的位置。从图6a可以看到,7—12日过程冷锋区位于 $25^{\circ}$ — $30^{\circ}\text{N}$ 附近,

来自热带的低层暖湿空气在 $20^{\circ}\text{N}$ 附近开始沿锋面倾斜上升,此时对应华南区域内有两条强降水带(图1a)。一条位于 $25^{\circ}\text{N}$ 附近,是由于暖湿空气沿锋面抬升后凝结而形成降水;另一条则是冷锋前暖湿空气辐合形成的降水带,对应在 $20^{\circ}\text{N}$ 以北低层等 $\theta_{sc}$ 线密集形成的对流不稳定区。14—17日过程(图6b)锋区位置北移至 $30^{\circ}\text{N}$ 附近,说明暖空气强盛,此时华南地区( $20^{\circ}$ — $26^{\circ}\text{N}$ )已完全由来自热带的暖湿气流控制, $\theta_{sc}$ 较上次过程显著偏高。 $\theta_{sc}$ 的垂直分布也显示出华南上空为强湿对流不稳定区,有利于强对流的产生,因而华南上空为强上升运动区。这时降水也比较集中,雨带位于广东北部(图1b)。

同时,还采用位涡分析的方法追踪了冷空气活动,位涡值越高代表空气越干冷,一般采用 $0.5 \text{ PVU}$ ( $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K}/(\text{s} \cdot \text{kg})$ )线代表冷空气的势力范围(赵亮等,2008)。

从图 6c 可以看出,7—12 日过程 30°N 附近高层高位涡沿等熵面向下延伸,反映高层冷空气的倾斜侵入情况,刚好对应本次过程高空锋面随高度的倾斜状态。而图 6d 则显示 14—17 日过程 30°N 附近冷空气从高层垂直侵入,强度大,可影响到

900 hPa 附近,在 30°N 附近形成一面“冷墙”阻断了南方暖空气的活动,从而导致 20°—26°N 区域内暖空气出现强的上升运动,对应过程期间广东北部强降水。

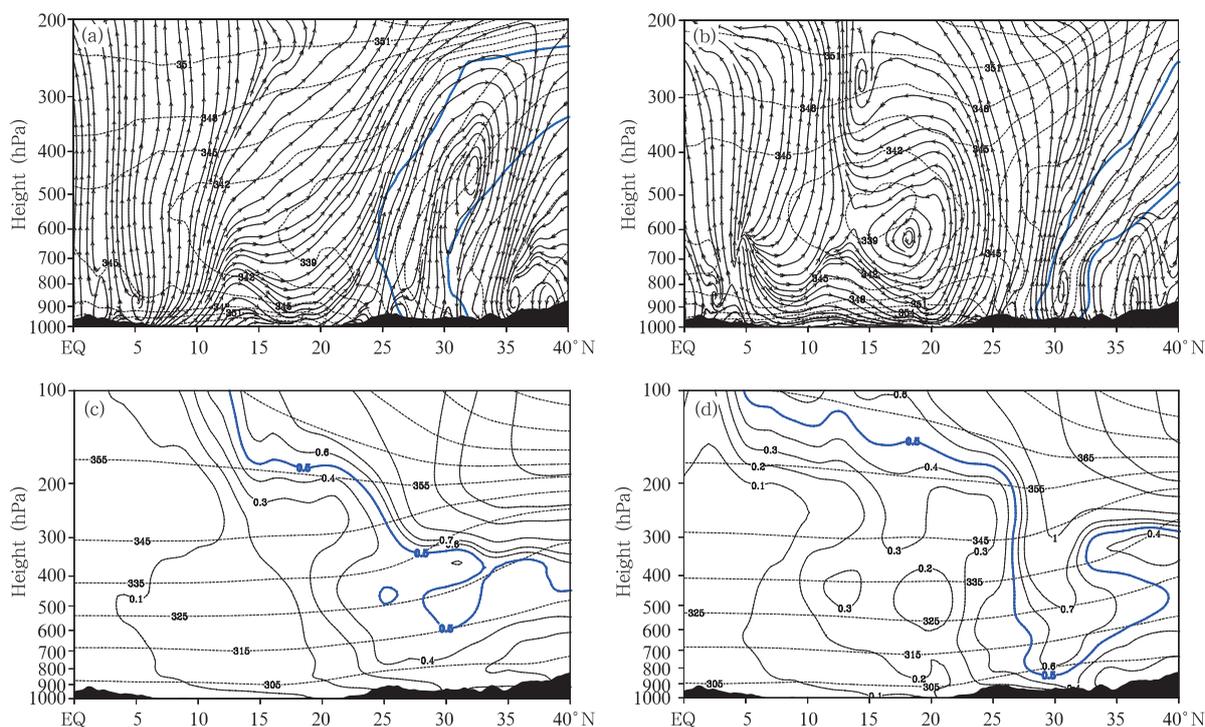


图 6 2013 年 5 月暴雨过程沿 109°—118°E 平均的假相当位温(虚线;单位:K)和垂直环流(流线,其中垂直速度扩大 100 倍)经向剖面(a,b),以及等压位涡(实线;单位:PVU,1 PVU =  $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K}/(\text{s} \cdot \text{kg})$ )和位温(虚线;单位:K)经向剖面(c,d) (a,c. 7—12 日平均, b,d. 14—17 日平均;阴影区代表地面高度;(a)和(b)中蓝色实线表示等假相当位温线密集区,即锋区位置;(c)和(d)中蓝色实线为 0.5 PVU 等位涡线)

Fig. 6 Meridional-vertical sections of  $\theta_{se}$  (dashed line, K) and the vertical circulation (streamline, with the vertical velocity enlarged 100 times) (a, b) and the potential vorticity (solid line, PVU, 1 PVU =  $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K}/(\text{s} \cdot \text{kg})$ ) and the potential temperature (dashed line, K) along 109°—118°E (a, c. 7—12 event, c, d. 14—17 event; shadings represent terrain, and blue solid lines are for the dense  $\theta_{se}$  contours area (frontal zone) in (a) and (b), and the contour of 0.5 PVU potential vorticity in (c) and (d) are highlighted by blue solid lines)

以 850 hPa 为特征层,还可以清晰地得到冷空气和锋区移动与华南地区降水过程的关系(图 7)。中国南海地区(10°—20°N)850 hPa 在 10 日以前基本为东风控制,从风向的变化可看出西太平洋副高脊线位于 20°N 附近,从 11 日开始逐步转为偏西风—西南风,体现了副高东退、南海夏季风爆发的过程,15 日以后全部转为偏南风,大量的水汽由南边界向关键区输入(图 5)。两次过程中华南地区由偏南风转为强劲的西南风控制。由  $\theta_{se}$  的密集带

显示的锋区在两次暴雨发生期间均有由北向南的推进,与之对应,两次过程降水区也表现出由北向南的移动过程,但两次降水过程时间与空间的变化仍存在明显差别。主要体现在:第 1 次过程形成了两条雨带,一条位于锋面附近,属于沿锋面抬升后形成的降水,由于受副高西侧西南风和北方冷风的影响,锋面雨带呈偏东西走向,并随锋面移动有明显南移;另一条位于冷锋前,是因湿度大而在抬升初期发生了副热带高压控制下南风气流辐合的锋前暖区降水

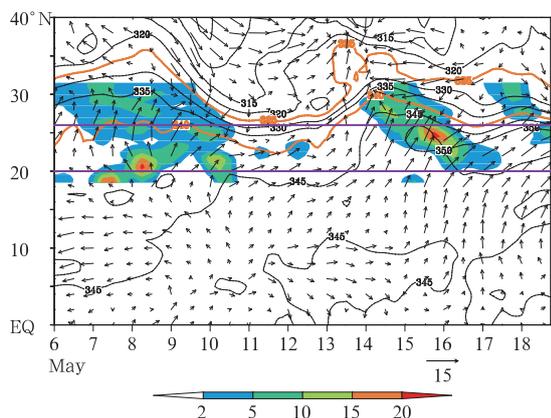


图7 2013年5月沿109°—118°E平均的850 hPa等压面上  $\theta_{se}$ (等值线,单位:K)、风场(箭头)以及地面6 h 累积降水量(阴影,单位:mm)随时间变化(两条桔黄色粗实线之间为  $\theta_{se}$ 等值线密集区,两条紫色线之间代表华南(20°—26°N)区域)

Fig. 7 Time evolution of 850 hPa  $\theta_{se}$ (contour, K), winds (vector) and accumulated 6-hours precipitation (shade, mm) averaged over 109° - 118°E (Orange lines illustrate the frontal zone with dense  $\theta_{se}$  contours and the two purple lines border the South China area (20° - 26°N))

(图 1a); 而第 2 次过程雨带基本位于冷锋前沿以南,西南暖湿气流显著,受季风槽的影响,雨带呈西北—东南走向(图 1b),属于热带季风降水。

由此可见,冷空气对两次降水过程都有影响,但作用不同,其中第 1 次过程两条雨带冷空气的影响也不尽相同。第 1 次过程的北面雨带主要是冷空气迫使暖空气沿锋面抬升形成的锋面降水;南面雨带则受冷空气影响较小,风场辐合的作用较大,属于锋前暖区降水。第 2 次过程强降水发生在锋前暖区位置,是由低层强大的西南暖湿气流导致的热带季风降水,冷空气则起到了阻碍暖湿空气北上而转为辐合上升的作用。

#### 4.4 降水的对流特征

已有研究表明,锋面暴雨位置偏北,受中高纬度南下冷空气的影响更为直接,除连续性降水外,也存在一定的对流性降水。而锋前暖区暴雨位置偏南,受季风涌影响更为直接,并处于更有利的中尺度环境中,暴雨更易触发,降水更强,以对流性降水为主(陈敏等,2005;赵玉春等,2008)。前面的分析已经提到,从垂直运动和降水强度等可以基本判断出第 1 次过程是锋面降水与锋前暖区降水并存,第 2 次

过程是锋前暖区的热带季风降水,因而两次过程降水的对流特征有显著的差异。

为了进一步分析和确认两次过程的对流性差异,选择沿 109°—118°E 平均作 TBB 随时间变化的纬向剖面(图 8)。图 8 中显示云团的移动与雨带的移动基本一致,但 TBB 值的变化与雨量变化并没有一一对应关系。

第 1 次过程期间,有较大范围云系从中高纬度向南移动,于 7 日前后进入华南地区,即为东北—西南向冷锋云带入侵的体现。此次过程中锋前暖区强降水对应的云系并不明显,TBB 值偏高,表明其对流性偏弱。第 2 次过程期间,仅在 14 日有一次明显的冷空气活动,且从 TBB 低值范围看停留在 30°N 附近,与第 1 次过程明显南侵有显著不同。华南地区 15—16 日降水过程对应的云系与冷锋云系明显分开,TBB 显示其云顶温度较第 1 次过程要低得多,也明显低于北侧的冷锋附近的云系,即此时华南地区降水云系云顶高度高、对流性很强。由此,进一步证实了前面指出的南海季风爆发后华南地区降水对流性明显增强的特征。

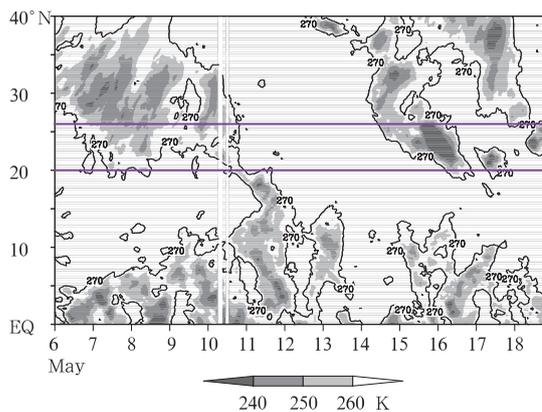


图 8 同图 7,但为 TBB 的时间-纬度剖面  
Fig. 8 As in Fig. 7 but for the time-latitude section of TBB

通过以上对南海季风爆发前后华南地区两次暴雨过程的大尺度环流、水汽输送、冷暖空气活动的比较分析,得到了两次过程分别为华南前汛期前期锋面降水和后期热带降水的典型特征。

第 1 次过程是明显的华南前汛期南海夏季风爆发前的强降水过程,是在高层弱辐散,低层弱辐合但水汽条件充足的大尺度环流背景下产生的,其水汽的主要来源为副热带西风和副高北侧转向的偏西气

流。降水带分为南北两条,分别由锋面抬升作用(北侧)和暖湿气流辐合作用(南侧)形成了一定强度的垂直上升运动,对流性弱,过程雨量中心比较分散。

第2次过程是显著的季风爆发后的强降水过程。由于中国南海夏季风建立(伴随高层南亚高压北跳、中低层西太平洋副高东退、季风槽形成),华南地区高空辐散、低层辐合加强,低层西南暖湿气流显著,其水汽主要来源于索马里越赤道气流形成的热带西风输送和西太平洋副高西侧的偏南风输送。同时由于北侧高层冷空气垂直向下侵入形成的冷墙,阻碍了暖湿空气北上,使得华南地区水汽辐合加强,湿对流不稳定区增强,进而导致华南上空垂直上升运动明显增强,从而引发强对流性降水。本次过程的动力、热力、水汽条件更为有利,强对流雨带只有一支,位置偏北,过程雨量中心集中。

### 5 两次暴雨过程的热力和动力分析

#### 5.1 动力和热力适应

通过两次过程平均的850 hPa环流差值场(图2c)揭示了两次过程期间在华南地区有南海季风槽的发展,即出现一差值气旋性环流。由于位涡能综合反映大气的动力和热力性质,根据Ertel位涡推导出来的位涡倾向方程包含水平和垂直气流的位涡输送以及热源引起的位涡局地变化,因此利用位涡倾向方程可以揭示大气运动中动力、热力间的相互作用关系(王建中等,1996;吴国雄等,1999)。所以,使用该方程来分析两次暴雨过程中的热力和动力作用,以揭示其内在物理机制间的差异。

位涡倾向方程式(3)的右边可分别记为

①位涡水平输送项:  $PV_{adv} = -u \frac{\partial PV}{\partial x} - v \frac{\partial PV}{\partial y}$

②位涡垂直输送项:  $PV_{ver} = -\omega \frac{\partial PV}{\partial p}$

③由热源引起的位涡局地变化项:

$$PV_Q = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial Q_1}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial Q_1}{\partial y} - g(f + \zeta_p) \frac{\partial Q_1}{\partial p}$$

式中,  $Q$  用视热源  $Q_1$  表示。

三项之和以  $PV_{total}$  表示,代表净的局地位涡变化。

即式(3)变为

$$\frac{\partial PV}{\partial t} \approx PV_{total} = PV_{adv} + PV_{ver} + PV_Q$$

图9给出华南气旋性差值环流区(20°—30°N,

109°—118°E,由图2c得到)的区域平均位涡倾向方程中各因子随时间的变化,可以看到3项之和  $PV_{total}$  的时间演变曲线与实际局地位涡改变的  $\frac{\partial PV}{\partial t}$

时间演变曲线趋势一致,并大致重叠,说明用位涡倾向方程来揭示局地位涡的变化是可信的,而两者的差别可能是忽略了一些小量(如摩擦项)的作用或计算误差造成的,对文中分析的影响不大。

从图9可以看出热源影响项  $PV_Q$  和垂直输送项  $PV_{ver}$  比水平输送项  $PV_{adv}$  大得多,是位涡变化的主要影响因子。实际大气中位涡的分布一般由低层向高层增大(寿绍文,2010),即  $\frac{\partial PV}{\partial p} < 0$ , 当有显著凝结潜热发生时,在加热区的下方位涡增加,而在其上方位涡减小。与此同时,强降水发生时伴随明显的垂直上升运动,垂直运动对位涡的垂直输送作用也变强,使得低层位涡减少 ( $-\omega \frac{\partial PV}{\partial p} < 0$ ),抵消了热源的部分影响,这是一个动力向热力的适应过程(吴国雄等,2000)。图9给出的两次降水过程的变化曲线都展示了上述机理,且第2次过程明显强于第1次过程,与降水强度对应。在第2次过程期间,热源作用更强,导致低层大气位涡明显增长,致使华南地区上空有气旋性环流出现,这与850 hPa环流变化一致。

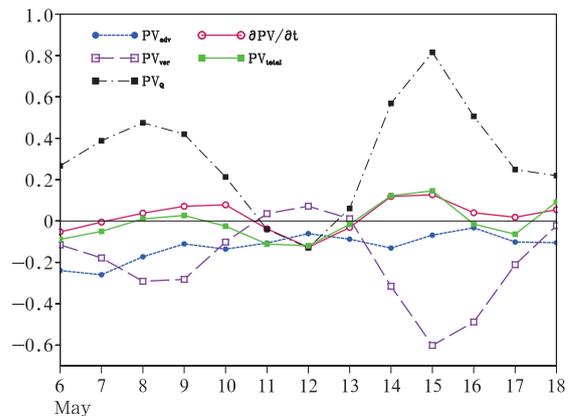


图9 2013年5月(20°—30°N, 109°—118°E)区域平均850 hPa引起局地位涡变化的3项因子(水平位涡通量散度  $PV_{adv}$ 、垂直位涡通量散度  $PV_{ver}$  以及视热源引起的位涡变化  $PV_Q$ )、3项之和 ( $PV_{total}$ ) 和实际位涡改变 ( $\frac{\partial PV}{\partial t}$ ) 随时间的演变

(单位:0.1 PVU/d, 1 PVU =  $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K}/(\text{s} \cdot \text{kg})$ )

Fig. 9 Time evolution of 850 hPa horizontal PV flux divergence, vertical PV flux divergence, apparent heat source, the total net effects and the actual PV tendency over the area (20°—30°N, 109°—118°E)

在3项因子中位涡的水平输送项对局地位涡的影响最小,且始终为负。这是因为区域内位涡分布都是高位涡区向北延伸( $\frac{\partial PV}{\partial y} > 0$ ),且位涡的纬向梯度大于经向梯度,因此位涡的水平输送以纬向输送为主。由于区域内盛行南风  $v > 0$ ,所以  $-v \frac{\partial PV}{\partial y} < 0$ 。

因此,位涡倾向方程揭示出华南地区的两次强降水过程是一个准平衡态的热力适应过程,即凝结潜热释放导致加热区下方位涡增长,上方位涡减小,大气环流向非绝热加热调整,引起低层高位涡向外输送,从而在水平输送项、垂直输送项和热源影响项之间建立平衡。由于第2次过程降水更强,导致热源作用加强,局地位涡明显增长,动力向热力的适应过程也更显著,使得华南地区低层出现明显的气旋性环流,由此造成了低层环流差值场(图2c)。

## 5.2 两次暖区暴雨的热力、动力不稳定性差异

前面分析指出第1次过程是锋面降水和锋前暖区降水并存,且都具有对流性;第2次过程属于锋前暖区降水,但受南海夏季风影响,为热带季风降水。为了探讨两次过程的锋前暖区降水有何差别,本节将利用探空资料揭示两次锋前暖区暴雨过程的不同特征。从图1a、b可以清楚地看到阳江、河源探空站正好分别位于5月7—12日和14—17日强降水中心区附近,因此选择这两个站进行对比分析。

降水观测显示,阳江站在10日降水最多,达297.7 mm,其中10日00时最强,为57.5 mm/h;河源站16日降水最多,为110.4 mm,其中16日05时雨强最大,达49.7 mm/h,另外15日降水总量为80.9 mm,也到了暴雨量级。由于探空观测都在特

定的时段进行,因此选择与最大雨强出现时间最接近的两个观测时段,来分析阳江站与河源站强降水期间的各气象要素演变。需要指出的是,河源站虽出现了暴雨过程,但由于并不位于强暴雨中心(图1b),其降水量比阳江站要小,只能部分代表华南第2次暴雨过程的特征。

表1给出了强降水期间两探空站各物理量的变化。其中沙氏指数(SI)、气团K指数都是反映大气层结的热力学参数。沙氏指数可以定性用来判断对流层中层(850—500 hPa)是否存在热力不稳定层结,且与对流有效位能(CAPE)有较好的正相关关系。K指数则侧重反映对流中下层(700—850 hPa)的温度和湿度廓线,K值越大,越不稳定(孙继松等,2012)。而抬升指数(LI)是一种表示自由对流高度以上不稳定能量大小的指数。当抬升指数为负,绝对值越大,出现对流天气的可能性也越大。

从表1可以看到,在9日18时阳江站的对流有效位能已经达到1025 J/kg,抬升指数达到-5,大气已经处于非常不稳定的状态,且抬升凝结高度低,环境大气十分有利于强降水的产生,到了10日00时阳江上空的对流抑制能量(CIN)只有1 J/kg,且对流有效位能仅420 J/kg,说明已有大量的对流有效位能被释放,导致此时阳江出现强降雨,并一直持续到12时结束。另外,阳江强降雨后地面 $\theta_{se}$ 降低4 K并持续一段时间,在近地层形成冷池,这是强降水后导致地面温度降低的结果。阳江站在16日00时也出现强的对流有效位能以及弱的对流抑制能量,且此时大气为强对流不稳定,水汽充沛,至06时对流有效位能减少至139 J/kg,说明短时间内大量的对流有效能量得到释放,但此期间并未出现很强的降

表1 阳江、河源强降水期间探空物理量变化  
Table 1 The variations of the physical quantities at the Yangjiang and Heyuan sounding station during the severe rainfall

物理量	9日18时		10日00时		16日00时		16日06时	
	河源	阳江	河源	阳江	河源	阳江	河源	阳江
对流有效位能(J/kg)	120	1025	102	420	537	3580	181	139
对流抑制能量(J/kg)	381	129	22	1	219	29	533	601
$p_{LCL}$ *(hPa)	987	985	987	983	984	980	983	983
大气可降水量(mm)	55	55	55	53	66	67	47	52
SI(°C)	-1	-2	-1	1	-1	-2	-4	0
抬升指数(°C)	-1	-5	-1	-3	-2	-7	-4	-2
K(°C)	35	38	37	33	38	38	31	35
相对湿度(%)	93	93	90	94	95	94	94	95
$\theta_{se}$ (K)	343	352	343	348	352	368	344	348

\*  $p_{LCL}$ 为抬升凝结高度对应的气压。

水,实际上阳江站 16 日只有 5 h 出现降水,最大雨强为 12.3 mm,且超过 10 mm 的只有 2 h。由此推测,此期间阳江可能会有其他强对流天气,如雷暴、大风等,需要结合雷达等资料进行深入分析。

河源站在 09 日 18 时—10 日 00 时对流有效位能前后变化小,抬升指数小,说明此时对流活动很弱,因而河源此时段降雨少。而在 16 日从 00 时到 06 时河源对流有效位能减少(由 537 J/kg 减少至 181 J/kg),大气中层不稳定由弱变强,水汽充沛情况下可降水量减少了近 20 mm,说明在此期间河源地区出现强降水,降水导致地面  $\theta_{se}$  降低,出现冷池。由于河源在 06 时对流抑制能量很强(533 J/kg), $K$  指数指示此时大气低层不稳定较弱,对流活动相应减弱,因而此后河源地区降水迅速减少,与实际观测的降水变化一致。

对比两次暴雨期间阳江和河源探空站各物理量的变化,发现可降水量在第 2 次暴雨时段有明显的增加,如 16 日 00 时两站大气可降水量均超过 65 mm,地面相对湿度明显增大,第 2 次过程期间相对湿度均在 95% 左右,大气对流有效位能在两次过

程间也有显著的加强,由 SI 和抬升指数指示的大气不稳定性在第 2 次过程也明显增强。以上说明,第 2 次过程的大气环境更有利于强降水的发生。但实际上第 1 次过程阳江暴雨比第 2 次过程河源暴雨强,很可能与阳江处于更有利的地理位置有关,已有研究表明阳江地区的对流是由近地面暖湿中等不稳定空气在龙高山和鹅凰嶂的地形抬升下产生的(汪会,2014)。

另外,由于局地风场尤其是低层风场变化在暴雨发生、发展中具有重要作用,故给出阳江与河源探空站各自强降水出现时段的风向、风速垂直变化(图 10)。可以看到,阳江站在大暴雨发生时段(10 日 00 时)近地面偏东风明显,无低空急流,此后低层东风减弱,对应阳江降水减弱,暗示了近地面的偏东风异常可能是影响阳江出现大暴雨的重要因子。在 850 hPa(1500 m 左右)附近存在风垂直切变,偏东风随高度顺转成西南风。因此,阳江暴雨应该是由强的低层风垂直切变使大气斜压不稳定增强,从而触发对流并在有利的大气环境背景及地形作用下产生的。

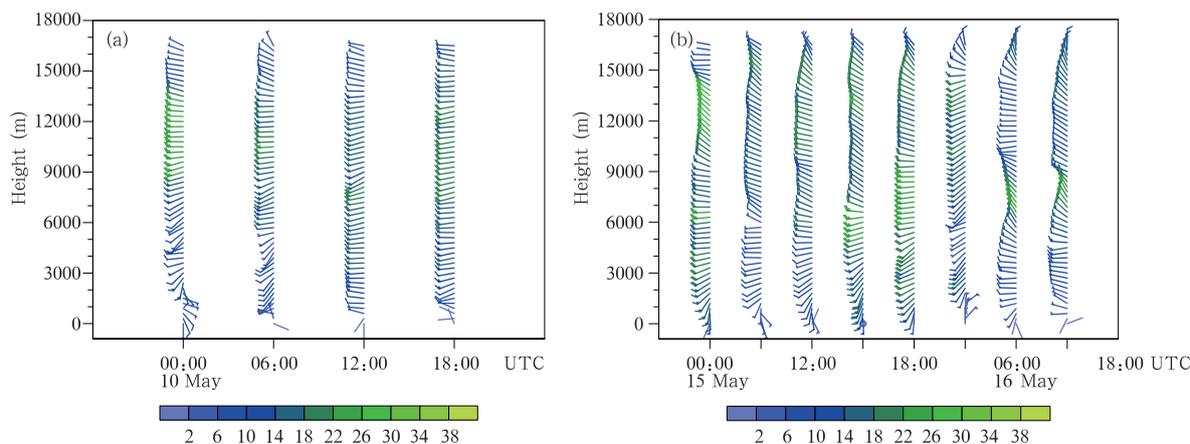


图 10 阳江(a)、河源(b)站在强降水时段风向(风矢)、风速(单位:m/s)随高度的变化

Fig. 10 Time-height sections of horizontal winds (barb) at the Yangjiang station (a) and Heyuan station (b) during the severe rainfall events

对于河源站 15—16 日的强降水,暴雨出现在 15 日 00—06 时以及 16 日 00—06 时两个时段。两个时段间均存在西南低空急流以及高空西风急流,低空急流最大高度可达 600 hPa(4000 m 左右),为南海夏季风建立后的热带西南风,其携带了充沛的水汽。因此,河源暴雨应该是在高低空急流的有利配置下,大量水汽在河源地区辐合产生强的垂直上

升运动而导致的。

## 6 结论与讨论

2013 年 5 月 7—17 日华南地区出现了两次强降水,强降雨带均集中在华南的(20°—26°N, 109°—118°E)区域内,时段分别是 7—12 日和 14—17 日。7—12 日过程有两条强降水带,分别位于广东省西

南沿海地区和广东北部与广西、湖南交界处,而14—17日降水过程则集中在广东北部地区,整体降水强度与强降水范围均大于7—12日过程。

分析两次过程与中国南海夏季风的关系表明:华南7—12日降水是中国南海夏季风爆发前的过程,14—17日降水则是季风爆发后的过程。两次过程在夏季风爆发前后南亚高压、高空副热带西风急流、500 hPa环流型、水汽来源等有显著区别,着重体现在水汽输送、降水性质方面。

在季风爆发前的7—12日过程的强降水时段与西边界水汽输入(即中纬度西风输送)大致相同,而季风爆发后14—17日过程则与南边界水汽输入(即南海南风输送)大体一致,且由于南海夏季风建立后西南风增强,导致季风爆发后华南地区西南边界的水汽输入均明显增大。

根据两次过程的冷暖空气活动发现,两次过程雨带位置都与锋面移动有关,表现出由北向南的移动过程,但过程的降水性质有明显差别:第1次过程对流性较弱,北面雨带主要是冷空气迫使暖空气沿锋面抬升形成的锋面降水;南面雨带属于锋前暖区降水,受低层风场辐合的作用更大。而第2次过程对流性强,强降水发生在锋前暖区位置,是由低层强大的西南暖湿气流导致的热带季风降水。

两次强降水过程的内在物理机制其实是一个准平衡态的热力适应过程,即凝结潜热释放导致加热区下方位涡增长,上方位涡减小,大气环流向非绝热加热调整,引起低层高位涡向外输送,从而在位涡的水平输送项、垂直输送项和热源影响项之间建立平衡。由于第2次过程降水更强,导致热源作用加强,局地位涡明显增长,动力向热力的适应过程也更显著,使得华南地区低层出现明显的气旋性环流,与南海季风爆发的影响相对应,高空的反气旋环流则导致南亚高压的北移。

进一步利用阳江和河源探空站对两次过程的锋前暖区暴雨分析表明,充沛的水汽以及有利的抬升条件引发对流不稳定能量释放是两次暴雨生成的充分条件,且第2次过程河源暴雨大气环境条件更有利于强降水生成。但两次暴雨发生的机制有所不同。阳江暴雨可能是由强的低层垂直风切变导致大气出现斜压不稳定,从而触发对流并在有利的大气环境背景及地形作用下产生的;而河源暴雨可能是在高低空急流的有利配置下,大量水汽在河源地区

辐合产生强的垂直上升运动而导致的。

此外,虽然两次过程都是强降水过程,但因中国南海季风的爆发与否使其特征有明显不同,因此在业务预报上有明显不同的前期信号,在预报时应注意的问题:(1)从大尺度环流特征判断中国南海季风进程,要特别注意南亚高压、西太平洋副高、越赤道气流的变化特征;(2)从冷空气的活动强度及路径判断主要的降水落区。单纯的锋面降水主要在锋后,而热带季风降水位于冷锋锋前。当然,南海季风爆发前也要注意由于地形因素等造成的暖区强降水,如第1次过程中阳江附近发生的强降水;(3)中国南海夏季风爆发前华南地区冷空气配合适当的暖湿气流产生的锋面弱对流降水也可能是中国南海夏季风爆发的一个触发条件,继而中国南海夏季风爆发又影响华南夏季风降水(刘屹岷等,2003;郑彬等,2007b;林爱兰等,2010);(4)中国南海季风爆发后,预报降水的强度要有明显增强。

文中的对比分析着重于中国南海夏季风前后大尺度系统的比较,实际上中小尺度对流以及地形的作用也是强降水的重要影响因子(孙健等,2002;Zhao, et al, 2008; Luo, et al, 2013),而且华南前汛期的云物理过程也十分显著(王鹏云等,2002;孙晶等,2003;文莉娟等,2006),因此,下一步将着重考虑强降水的云物理特征及其与环境大气动力、热力场的联系。

## 参考文献

- 包澄澜. 1986. 华南前汛期暴雨研究的进展. 海洋学报, 8(1): 31-40. Bao C L. 1986. The evolution of the first rainy season's research in South China. Acta Ocean Sinica, 8(1): 31-40 (in Chinese)
- 陈隆勋, 李薇, 赵平等. 2000. 东亚地区夏季风爆发过程. 气候与环境研究, 5(4): 345-355. Chen L X, Li W, Zhao P, et al. 2000. On the process of Summer monsoon onset over East Asia. Climatic Environ Res, 5(4): 345-355 (in Chinese)
- 陈敏, 郑永光, 王洪庆等. 2005. 一次强降水过程的中尺度对流系统模拟研究. 气象学报, 63(3): 313-324. Chen M, Zhen Y G, Wang H Q, et al. 2005. Numerical simulation study on MCS of a heavy rainfall process in South China. Acta Meteor Sinica, 63(3): 313-324 (in Chinese)
- 池艳珍, 何金海, 吴志伟. 2005. 华南前汛期不同降水时段的特征分析. 南京气象学院学报, 28(2): 163-171. Chi Y Z, He J H, Wu Z W. 2005. A characteristic analysis of different rainy periods during the first rainy season. J Nanjing Inst Meteor, 28(2): 163-171 (in Chinese)

- 傅慎明, 赵思雄, 孙建华等. 2010. 一类低涡切变型华南前汛期致洪暴雨的分析研究. 大气科学, 34(2): 235-252. Fu S M, Zhao S X, Sun J H, et al. 2010. One kind of vortex causing heavy rainfall during pre-rainy season in South China. Chinese J Atmos Sci, 34(2): 235-252 (in Chinese)
- 顾震潮, 陈雄山, 许有丰. 1958. 锋面假相当位温图和它对中国寒潮冷锋上界变化分析的应用. 气象学报, 29(1): 44-56. Koo C C, Chen Y S, Shu Y F. 1958. Frontal  $\theta_{se}$  chart and its application to the analysis of upper boundary of cold-wave front in China. Acta Meteor Sinica, 29(1): 44-56 (in Chinese)
- 何金海, 李俊, 李永平. 1991. 澳大利亚冷空气活动影响东亚夏季风的过程: 数值试验. 气象学报, 49(2): 162-169. He J H, Li J, Li Y P. 1991. Numerical experiment with processes for effect of Australian cold air activity on East-Asian summer monsoon. Acta Meteor Sinica, 49(2): 162-169 (in Chinese)
- 何金海, 温敏, 施晓晖等. 2002. 南海夏季风建立期间副高带断裂和东撤及其可能机制. 南京大学学报(自然科学), 38(3): 318-330. He J H, Wen M, Shi X H. 2002. Splitting and eastward withdrawal of the subtropical high belt during the onset of the South China Sea summer monsoon and their possible mechanism. J Nanjing Univ (Nat Sci), 38(3): 318-330 (in Chinese)
- 何金海, 祁莉, 韦晋等. 2007. 关于东亚副热带季风和热带季风的再认识. 大气科学, 31(6): 1257-1265. He J H, Qi L, Wei J, et al. 2007. Reinvestigations on the East Asian subtropical monsoon and tropical monsoon. Chinese J Atmos Sci, 31(6): 1257-1265 (in Chinese)
- 何立富, 周庆亮, 陈涛. 2010. "05.6"华南暴雨中低纬度系统活动及相互作用. 应用气象学报, 21(4): 385-394. He L F, Zhou Q L, Chen T. 2010. The evolution characteristics of mid-latitude and low-latitude synoptic systems during the "05.6" heavy rain event in South China. J Appl Meteor Sci, 21(4): 385-394 (in Chinese)
- 黄士松, 汤明敏. 1995. 我国南方初夏汛期和东亚夏季风环流. 热带气象学报, 11(3): 203-213. Huang S S, Tang M M. 1995. The early summer flood periods of southern China and the summer monsoon circulation of East Asia. J Trop Meteor, 11(3): 203-213 (in Chinese)
- 李崇银, 屈昕. 2000. 伴随南海夏季风爆发的大尺度大气环流演变. 大气科学, 24(1): 1-14. Li C Y, Qu X. 2000. Large scale atmospheric circulation evolutions associated with summer monsoon onset in the South China Sea. Chinese J Atmos Sci, 24(1): 1-14 (in Chinese)
- 梁建茵, 吴尚森. 1999. 夏季广东降水异常变化与夏季风. 热带气象学报, 15(1): 38-47. Liang J Y, Wu S S. 1999. Anomalous changes of the summer rainfall in Guangdong and its relationship with summer monsoon. J Trop Meteor, 15(1): 38-47 (in Chinese)
- 林爱兰, 李春晖, 郑彬等. 2010. 南海夏季风爆发与华南前汛期锋面降水气候平均的联系. 中山大学学报(自然科学版), 49(4): 134-143. Lin A L, Li C H, Zheng B, et al. 2010. Relationship between onset of South China Sea summer monsoon and South China frontal precipitation in the first raining period on climatological mean. Acta Scient Natur Univ Suny, 49(4): 134-143 (in Chinese)
- 柳艳菊, 丁一汇, 宋艳玲. 2005. 1998年夏季风爆发前后南海地区的水汽输送和水汽收支. 热带气象学报, 21(1): 55-62. Liu Y J, Ding Y H, Song Y L. 2005. The moisture transport and moisture budget over the South China Sea before and after the summer monsoon onset in 1998. J Trop Meteor, 21(1): 55-62 (in Chinese)
- 刘屹岷, 陈仲良, 吴国雄. 2003. 孟加拉湾季风爆发对南海季风爆发的影响 II: 数值试验. 气象学报, 61(1): 10-19. Liu Y M, Chen Z L, Wu G X. 2003. Impacts of the onset of the bay of Bengal monsoon on the onset of the South China Sea monsoon. Part II: Numerical experiments. Acta Meteor Sinica, 61(1): 10-19 (in Chinese)
- 陆尔, 丁一汇, 李月洪. 1994. 1991年江淮特大暴雨的位涡分析与冷空气活动. 应用气象学报, 5(3): 266-274. Lu E, Ding Y H, Li Y H. 1994. The potential vorticity analysis and cold air activity about the extraordinary rainstorm in the Yangtze-Huaihe area in 1991. Quart J Appl Meteor, 5(3): 266-274 (in Chinese)
- 倪允琪, 周秀骥, 张人禾等. 2006. 我国南方暴雨的试验与研究. 应用气象学报, 17(6): 690-704. Ni Y Q, Zhou X J, Zhang R H, et al. 2006. Experiments and studies for heavy rainfall in southern China. Quart J Appl Meteor, 17(6): 690-704 (in Chinese)
- 倪允琪, 张人禾, 刘黎平等. 2013. 中国南方暴雨野外科学试验 (SCHeREX). 北京: 气象出版社, 283pp. Ni Y Q, Zhang R H, Liu L P, et al. 2013. South China Heavy Rainfall Experiment. Beijing: China Meteorological Press, 283pp (in Chinese)
- 祁莉, 何金海, 张祖强等. 2007. 纬向海陆热力差异的季节转换与东亚副热带季风环流. 科学通报, 52(24): 2895-2899. Qi L, He J H, Zhang Z Q, et al. 2007. The zonal sea-land thermal difference seasonal transformation and subtropical monsoon circulation in East Asia. Chin Sci Bull, 52(24): 2895-2899 (in Chinese)
- 寿绍文. 2010. 位涡理论及其应用. 气象, 36(3): 9-18. Shou S W. 2010. Theory and application of potential vorticity. Meteor Mon, 36(3): 9-18 (in Chinese)
- 孙健, 赵平, 周秀骥. 2002. 一次华南暴雨的中尺度结构及复杂地形的影响. 气象学报, 60(3): 333-342. Sun J, Zhao P, Zhou X J. 2002. The mesoscale structure of a South China rainstorm and the influence of complex topography. Acta Meteor Sinica, 60(3): 333-342 (in Chinese)
- 孙晶, 王鹏云. 2003. 用 MM5 模式 Reisner 霰方案对华南暴雨的数值模拟. 气象, 29(4): 10-14. Sun J, Wang P Y. 2003. Numerical study of heavy rainfall in South China with Reisner graupel scheme. Meteor Mon, 29(4): 10-14 (in Chinese)
- 孙继松, 陶祖钰. 2012. 强对流天气分析与预报中的若干基本问题. 气象, 38(2): 164-173. Sun J S, Tao Z Y. 2012. Some essen-

- tial issues connected with severe convective weather analysis and forecast. *Meteor Mon*, 38(2): 164-173 (in Chinese)
- 孙颖, 丁一汇. 2002. 1997年东亚夏季风异常活动在汛期降水中的作用. *应用气象学报*, 13(3): 277-287. Sun Y, Ding Y H. 2002. Role of Summer monsoon in anomalous precipitation patterns during 1997 flooding season. *J Appl Meteor Sci*, 13(3): 277-287 (in Chinese)
- 王东海, 夏茹娣, 刘英. 2011. 2008年华南前汛期致洪暴雨特征及其对比分析. *气象学报*, 69(1): 137-148. Wang D H, Xia R D, Liu Y. 2011. A preliminary study of flood-causing rainstorm during the first rainy season in South China in 2008. *Acta Meteor Sinica*, 69(1): 137-148 (in Chinese)
- 汪会. 2014. 华南和江淮地区夏季风期间降水和对流的一些统计特征和个例研究[D]. 北京: 中国科学院大学. Wang H. 2014. Some statistical characteristics and case study of rainfall and convection over South China and Yangtze-Huai River Basin during summer monsoon period [D]. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences (in Chinese)
- 王建中, 马淑芬, 丁一汇. 1996. 位涡在暴雨成因分析中的应用. *应用气象学报*, 7(1): 19-27. Wang J Z, Ma S F, Ding Y H. 1996. Application of potential vorticity theory to analysis of formative mechanism of torrential rain. *Quart J Appl Meteor*, 7(1): 19-27 (in Chinese)
- 王黎娟, 管兆勇, 何金海. 2007. 2005年6月华南致洪暴雨的大尺度环流特征及成因探讨. *南京气象学院学报*, 30(2): 145-152. Wang L J, Guan Z Y, He J H. 2007. Features of the large-scale circulation for flash-flood-producing rainstorm over South China in June 2005 and its possible cause. *J Nanjing Inst Meteor*, 30(2): 145-152 (in Chinese)
- 王黎娟, 管兆勇, 何金海等. 2009. “05.6”华南强降水期间副热带高压活动与加热场的关系. *气象学报*, 67(4): 666-673. Wang L J, Guan Z Y, He J H, et al. 2009. Relationship between activity of western Pacific subtropical high and diabatic heating during heavy rain in South China in June 2005. *Acta Meteor Sinica*, 67(4): 666-673 (in Chinese)
- 王鹏云, 阮征, 康红文. 2002. 华南暴雨中云物理过程的数值研究. *应用气象学报*, 13(1): 78-87. Wang P Y, Ruan Z, Kang H W. 2002. Numerical study on cloud physical processes of heavy rainfall in South China. *Quart J Appl Meteor*, 13(1): 78-87 (in Chinese)
- 王遵娅, 丁一汇. 2008. 中国雨季的气候学特征. *大气科学*, 32(1): 1-13. Wang Z Y, Ding Y H. 2008. Climatic characteristics of rainy seasons in China. *Chinese J Atmos Sci*, 32(1): 1-13 (in Chinese)
- 文莉娟, 程麟生, 左洪超等. 2006. “98.5”华南前汛期暴雨云微物理场数值模拟分析. *高原气象*, 25(3): 423-429. Numerical simulation and analysis on the cloud microphysics fields of “98.5” heavy rainfall of South China in pre-summer flood season. *Plat Meteor*, 25(3): 423-429 (in Chinese)
- 温敏, 张人禾. 2005. 苏门答腊附近大气准双周振荡的可能维持机制. *科学通报*, 50(9): 938-940. Wen M, Zhang R H. 2005. The possible mechanism of atmospheric quasi-biweekly oscillation near Sumatra. *Chin Sci Bull*, 50(9): 938-940 (in Chinese)
- 吴国雄, 刘还珠. 1999. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展. *气象学报*, 57(1): 1-15. Wu G X, Liu H Z. 1999. The complete form of vertical vorticity tendency equation and slantwise vorticity development. *Acta Meteor Sinica*, 57(1): 1-15 (in Chinese)
- 吴国雄, 刘屹岷. 2000. 热力适应、过流、频散和副高 I: 热力适应和过流. *大气科学*, 24(4): 433-446. Wu G X, Liu Y M. 2000. Thermal adaptation, overshooting, dispersion, and subtropical anticyclone. Part I: Thermal adaptation and overshooting. *Chinese J Atmos Sci*, 24(4): 433-446 (in Chinese)
- 吴乃庚, 林良勋, 曾沁等. 2013. 南海季风爆发前罕见连续3场暴雨特征及成因. *应用气象学报*, 24(2): 129-139. Wu N G, Lin L G, Zeng Q, et al. 2013. Causal analysis of consecutive torrential rains in Guangdong province before the onset of South China Sea monsoon. *J Appl Meteor Sci*, 24(2): 129-139 (in Chinese)
- 姚秀萍, 吴国雄, 赵兵科. 2007. 与梅雨锋上低涡降水相伴的干侵入研究. *中国科学(地球科学)*, 37(3): 417-428. Yao X P, Wu G X, Zhao B K. 2007. A study on dry intrusion on meiyu front precipitation caused by low vortex. *Sci China (Ser D: Earth Sci)*, 37(3): 417-428 (in Chinese)
- 查书瑶, 伊兰, 赵平. 2015. 冬季华南准静止锋的结构和类型特征研究. *大气科学*, 39(3): 548-558. Zha S Y, Y L, Zhao P. 2015. Structure and type characteristics of the winter quasi-stationary front in South China. *Chinese J Atmos Sci*, 39(3): 548-558 (in Chinese)
- 赵亮, 丁一汇. 2008. 梅雨期高位涡源区及其传播过程. *应用气象学报*, 19(6): 697-709. Zhao L, Ding Y H. 2008. Sources and transfer of high isentropic potential vorticity during meiyu period. *J Appl Meteor Sci*, 19(6): 697-709 (in Chinese)
- 赵亮, 丁一汇. 2009. 东亚夏季风时期冷空气活动的位涡分析. *大气科学*, 33(2): 359-374. Zhao L, Ding Y H. 2009. Potential vorticity analysis of cold air activities during the East Asian summer monsoon. *Chinese J Atmos Sci*, 33(2): 359-374 (in Chinese)
- 赵玉春, 李泽椿, 肖子牛. 2008. 华南锋面与暖区暴雨个例对比分析. *气象科技*, 36(1): 47-54. Zhao Y C, Li Z C, Xiao Z N. 2008. Comparison analysis of South China front and warm-area heavy rain systems in June 2006. *Meteor Sci Techn*, 36(1): 47-54 (in Chinese)
- 郑彬, 梁建茵, 林爱兰等. 2006. 华南前汛期的锋面降水和夏季风降水 I: 划分日期的确定. *大气科学*, 30(6): 1207-1216. Zheng B, Liang J Y, Lin A L, et al. 2006. Frontal rain and summer monsoon rain during pre-rainy season in South China. Part I: Determination of the division dates. *Chinese J Atmos Sci*, 30(6): 1207-1216 (in Chinese)
- 郑彬, 林爱兰, 袁金南等. 2007a. 广东 0506 大暴雨的成因探讨. 热

- 带气象学报, 23(2): 135-140. Zheng B, Lin A L, Yuan J N, et al. 2007a. Study on the cause of June 2005 torrential rain in Guangdong. *J Trop Meteor*, 23(2): 135-140 (in Chinese)
- 郑彬, 谷德军, 李春晖等. 2007b. 华南前汛期的锋面降水和夏季风降水 II: 空间分布特征. *大气科学*, 31(3): 495-504. Zheng B, Gu D J, Li C H, et al. 2007b. Frontal rain and summer monsoon rain during pre-rainy season in South China. Part II: Spatial patterns. *Chinese J Atmos Sci*, 31(3): 495-504 (in Chinese)
- 周秀骥, 薛纪善, 陶祖钰等. 2003. 98 华南暴雨科学试验研究. 北京: 气象出版社, 220pp. Zhou X J, Xue J S, Tao Z Y, et al. 2003. South China Heavy Rainfall Scientific Experiment in 1998. Beijing: China Meteorological Press, 220pp (in Chinese)
- 祝从文, 周秀骥, 赵平等. 2011. 东亚副热带夏季风建立与中国汛期开始时间. *中国科学(地球科学)*, 41(8): 1172-1181. Zhu C W, Zhou X J, Zhao P, et al. 2011. Onset of East Asian subtropical summer monsoon and rainy season in China. *Sci Sin Terr*, 41(8): 1172-1181 (in Chinese)
- He J H, Wen M, Wang L J, et al. 2006. Characteristics of the onset of the Asian summer monsoon and the importance of Asian-Australian "land bridge". *Adv Atmos Sci*, 23(6): 951-963
- He J H, Ju J H, Wen Z P, et al. 2007. A review of recent advances in research on Asian monsoon in China. *Adv Atmos Sci*, 24(6): 972-992
- Li B, Liu L P, Zhao S X. 2011. The possible mechanism of a type of vortex heavy rainfall during the pre-rainy season in South China. *Atmos Ocean Sci Lett*, 4(5): 247-252
- Li L, Zhang R H, Wen M. 2011. Diagnostic analysis of the evolution mechanism for a vortex over the Tibetan Plateau in June 2008. *Adv Atmos Sci*, 28(4): 797-808
- Li Q, Zhang R H. 2012. Seasonal variation of climatological bypassing flows around the Tibetan Plateau. *Adv Atmos Sci*, 29(5): 1100-1110
- Luo Y L, Wang H, Zhang R H, et al. 2013. Comparison of rainfall characteristics and convective properties of monsoon precipitation systems over South China and the Yangtze and Huai River basin. *J Climate*, 26(1): 110-132
- Wen M, Zhang R H. 2007. Role of the quasi-biweekly oscillation in the onset of convection over the Indochina Peninsula. *Quart J Roy Meteor Soc*, 133(623): 433-444
- Wen M, Zhang R H. 2008. Quasi-biweekly oscillation of the convection around Sumatra and low-level tropical circulation in boreal spring. *Mon Wea Rev*, 136(1): 189-205
- Wu G X, Ren S L, Xu J M, et al. 2013. Impact of tropical cyclone development on the instability of South Asian high and the summer monsoon onset over Bay of Bengal. *Climate Dyn*, 41(9-10): 2603-2616
- Zhang R H, Ni Y Q, Liu L P, et al. 2011. South China heavy rainfall experiments (SChEX). *J Meteor Soc Japan*, 89(A): 153-166
- Zhang Y S, Li T M, Wang B, et al. 2002. Onset of the summer monsoon over the Indochina Peninsula: Climatology and interannual variations. *J Climate*, 15(22): 3206-3221
- Zhao P, Zhang R H, Liu J P, et al. 2007. Onset of southwesterly wind over eastern China and associated atmospheric circulation and rainfall. *Climate Dyn*, 28(7-8): 797-811
- Zhao Y C, Li Z C, Xiao Z N. 2008. A diagnostic and numerical study on a rainstorm in South China induced by a northward-propagating tropical system. *Acta Meteor Sinica*, 22(3): 284-302