

华南沿海暖区暴雨系统研究进展

王坚红¹, 杨艺亚², 苗春生¹, 邵彩霞³

(1 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/气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044;

2 江西省气象信息中心, 南昌 330096; 3 国家海洋信息中心, 天津 300171)

摘要: 重点介绍了活跃在华南沿海暖区暴雨系统的研究和进展, 主要系统为华南沿海暖区两类低层辐合线系统(偏南向低层辐合线与西南向低层辐合线系统), 以及在华南登陆的中低层暴雨东风波系统。目前研究主要是背景环流下暴雨系统活动空间分区特点, 系统分类与追踪、系统基本结构、动力热力及水汽条件特征, 环境因子影响的数值模拟, 暖区暴雨动力和热力机制数值模拟等方面。综合研究显示, 客观判定方法有助于确定暖区暴雨系统, 有助于跟踪系统发展过程。暖区暴雨系统的热力发展机制主要是中层潜热释放。环境影响因子包括暖海温和沿海山脉地形对暖区暴雨系统有增强以及位置引导作用。环境因子与系统配置将影响暴雨的位置、强度及持续时间。

关键词: 华南沿海地区, 暖区暴雨, 低层辐合线, 暴雨东风波, 热动力机制, 地形影响

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2017.04.004

The Research Progress of the Systems of Warm-Sector Heavy Rainfall in South China Coasts

Wang Jianhong¹, Yang Yiya², Miao Chunsheng¹, Shao Caixia³

(1 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters/Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Jiangxi Province Meteorological Information Center, Nanchang 330096

3 The National Marine Information Center, Tianjin 300171)

Abstract: The research and progress of the warm-sector heavy rainfall in the south China coasts are introduced here. The main systems are the warm-sector convergence lines (the south convergence line and southwest convergence line) at low level and the landing easterly waves with rainstorm at medium-low level. The research is currently focusing on the features of division areas of the rainstorm system under background circulation, the classifying and detecting of systems, the system structure, the characteristics of the thermodynamics and moisture conditions, and the numerical simulations on environmental factor influence, the dynamic and thermodynamic mechanisms of the warm-sector heavy rainfall, etc. The results show that the objective identification method helps to determine the warm-sector rainstorm systems and to follow their evolution. The latent heat release at the medium level is a main thermodynamic mechanism of the warm-sector rainstorm systems. The environmental factors including the sea surface temperature(SST) and the orographic forcing can increase intensity and lead trajectory to warm-sector rainstorm systems. Furthermore the configuration of influence factors and the systems can impact the intensity, location and duration of the warm-sector rainstorm.

Keywords: South China coasts, warm-sector heavy rainfall, convergence lines, rainstorm easterly waves, thermodynamics mechanism, the orographic forcing.

0 引言

华南地区在行政区划上涵盖了广东、广西、海南、福建、台湾等省(区), 南面为南海宽阔海域, 东面濒临东海及广大的西太平洋。所以华南地区海洋性气候显著, 主要影响系统为强度减弱的中纬度天

气系统和低纬度天气系统。华南雨量充沛、暴雨频次多, 是我国年平均雨量最大地区, 并且汛期时间长, 强降雨多集中发生在每年的4—6月。在这个时期, 低纬度暖湿气团势力增强、不断向北推进, 中高纬度冷干气团则强度不断减弱、逐步北退。使得冷暖气团交界面位置更多地停滞在中高纬度, 于是华南地区形成更多远离锋面区的暖区暴雨。每年5月发生在广东西部沿海地区的暴雨强降水就多属于这一类。

影响暖区暴雨的天气系统与中纬度温带天气系统最主要的区别是前者活跃在同一暖湿气团中, 而后者

收稿日期: 2017年5月16日; 修回日期: 2017年7月9日
第一作者: 王坚红(1956—), Email:1597706505@qq.com
资助信息: 江苏高校优秀学科建设工程项目(PAPD); 南京信息工程大学教改重点课题(J201503)

则是冷暖气团交界面系统，所以暖区系统表现为一些非斜压性的天气系统，如台风、东风波、低层气流辐合线等。其中台风是一类超强系统，在远离华南地域的西南太平洋海上就可以准确跟踪。而东风波沿海上副热带高压南侧西进，通常在500 hPa上，副热带高压的强度与势力较为稳定，东风波易于辨识与跟踪。但是以500 hPa为基础，东风波可以分为中高层和中低层两类，其中造成暴雨的是中低层东风波系统，在500 hPa以下的层次，这些系统表现得不太稳定、不易跟踪，而那些中高层东风波并非是直接造成暴雨的热带系统，因此增加了系统预报预警难度。沿海低层辐合线系统是一类与暴雨强降水配合的低层浅薄系统，但是该系统由于位于暖区，温度场特征不显著，流线辐合区较宽阔，且风向切变不明显而系统不易被确定与标示，所以这类系统也成为暖区暴雨预报预警的难点。由于暖区暴雨系统的上述特点，使得暖区暴雨系统一直以来是暖区暴雨研究的重点内容。考虑台风系统的易于辨识，本文将重点介绍沿海低层辐合线与登陆暴雨东风波两类暖区暴雨系统的研究进展。

1 华南降水分区特征

对于华南地区暴雨及其系统的活动范围，有各种空间分析研究：吴丽姬等^[1]和张启绍等^[2]均通过EOF和相关分析法对华南前汛期夏季风爆发前后区域持续性暴雨及汛期平均总降水量进行了空间分型，分别得到几种空间分布，并注意到EOF第一主成分时间系数的变化与前汛期降水量距平的变化同步。伍红雨等^[3]、彭丽英等^[4]和陆红等^[5]采用线性趋势分析、Mann-Kendall检验和小波分析等统计诊断方法，分析近48年来华南暴雨气候特征，表明华南年平均暴雨日数的地理分布总体呈由沿海向内陆递减的趋势。王坚红等^[6]对2009—2013年的华南72站前汛期4—6月的逐日（20时—次日20时）降水资料进行了暴雨的空间分布统计分析，图1为月平均暴雨日数的空间分布。

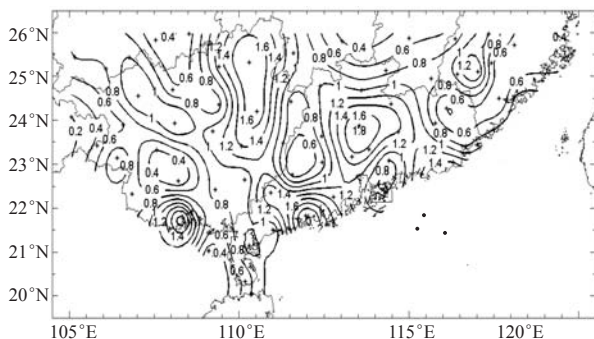


图1 华南72台站2009—2013年前汛期月平均暴雨频次^[6]
Fig.1 Rainstorm monthly frequency at 72 stations in South China during the first rain season for 2009–2013^[6]

图1显示，前汛期月平均暴雨频次最大的地区集中分布在广西西南地区、广西东北部、广东阳江沿海地区以及广东珠三角北部地区，而其中暴雨频次最多的中心区在广东阳江，月平均暴雨天数为2.2 d。即广东有南北两个暴雨频次中心。

同时，2009—2013年华南地区前汛期年平均暴雨降水量的分布特征如图2所示。总体上，主要的暴雨中心位于华南中部，尤其是广东省。且最强中心在广东沿海的阳江，其高值中心单站前汛期年平均暴雨日的降水量达到700 mm以上。显然，暴雨频次多的地区，其降水总量也大，暴雨降水量与暴雨频次成正比。

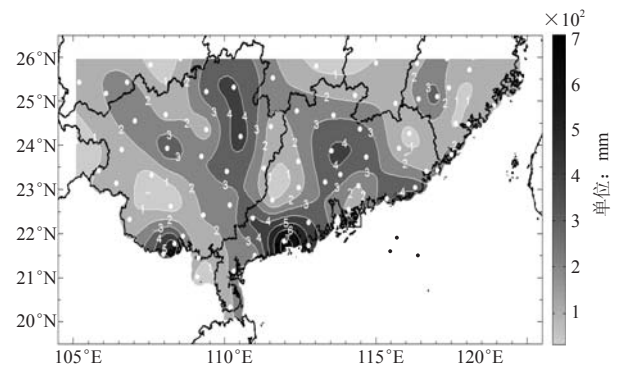


图2 华南前汛期各台站2009—2013年前汛期年平均暴雨总降水量分布（白色实心圆代表台站）^[6]
Fig. 2 The total average rainfall distribution in South China during the first rain season for 2009–2013 (the white dots indicate the station positions)^[6]

进一步分析华南前汛期暴雨不同空间区域降水特征，利用逐日降水资料，将华南区域（104.5°—120.5°E，19.5°—26.5°N）细分为0.25°×0.25°精度网格，将华南72个台站降水资料转为经纬度网格点数据。对2009—2013年前汛期逐日降水资料（总计455 d）进行EOF分析^[7-8]。对EOF各模态的特征值依照大小排序，并进行North检验^[9]，前5个模态通过了检验，而其余未通过检验的模态为不显著模态，因此不采用。进一步对这前5个模态进行方差最大经验正交旋转（REOF）分析^[10]，确定主导区域。经REOF旋转后各模态的特征值及方差贡献率中，前5个荷载向量的累积贡献率已达43.5%。这5个荷载向量将华南地区前汛期降水划分为5种暴雨强降水分布类型，如图3所示，其中高荷载区域（荷载值>0.5的区域）以彩色区标出。

为了理解各区域模态配置，按照模态高荷载值所在位置，将它们集成表现，如图3f。比较这5个模态的分布，基本表达了图1和图2所显示的华南5个主要暴雨区，其中广东省的南北两个模态具有较强的中心

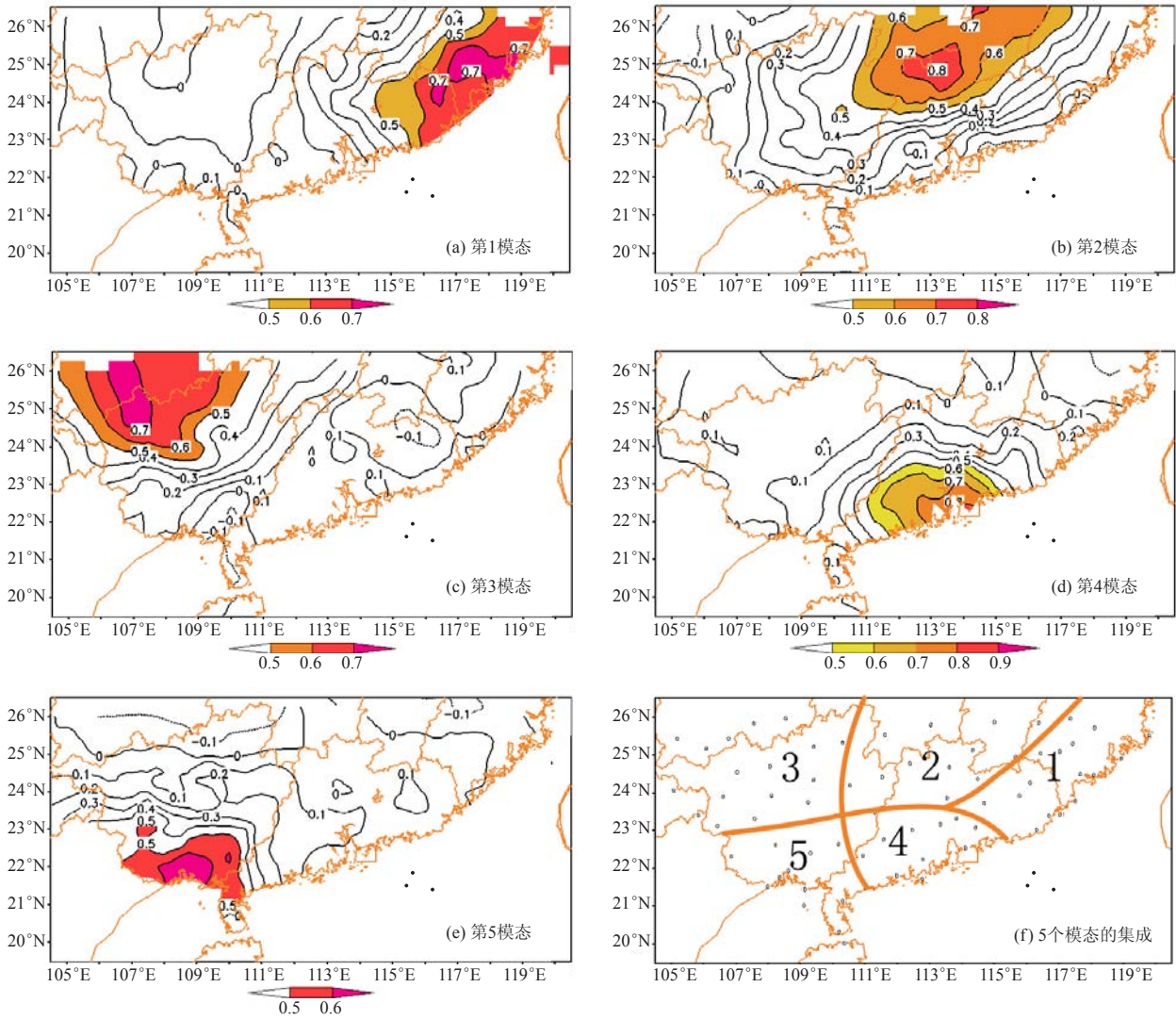


图3 2009—2013年华南前汛期暴雨降水量REOF场前5个空间模态^[6]

Fig. 3 The first 5 spatial modes of REOF analysis of storm rainfall in South China during the first rain season for 2009–2013^[6]

荷载，均为0.8以上。由于是降水量的REOF模态，因此，高荷载代表了雨量多、雨强大。2009—2013年华南前汛期共有24次特大暴雨，其中14次发生在广东，所占比例达58.3%，且这些特大暴雨的平均降水量达253.02 mm，多数位于沿海。对这南北两个暴雨强降水模态，考察相应的时间序列，并取模态时间系数值达5倍标准差以上的显著过程各11个进行合成环流场分析，如图4所示。

图4显示，在广东北部暴雨区（第2模态）高层形势场西风带系统更强，东亚槽和高原槽的经向度更大；而广东沿海暴雨区（第4模态）高层形势场上两槽经向度均相对弱一些，其副热带系统较北部模态更强，副热带高压西伸北抬的幅度更大。即暖区系统势力控制为主。对应850 hPa低层形势，北部模态是气旋

族和变形场控制，南部沿海模态为一致的西南气流。因此，北部地区系统仍然具有中纬度斜压锋面性质，而南部沿海地区是暖区热带系统主导地区。

2 华南暖区暴雨及低层辐合线系统

华南暖区暴雨发生在华南地面锋面的南侧暖区，或是在南岭至南海北部没有锋面存在，有时发生在西南气流和东南气流的汇合处，即使有锋面，暴雨区往往位于地面锋区以南200~300 km处^[11]。赵玉春等^[12]研究表明，锋面暴雨与暖区暴雨不仅在动力结构、不稳定机制和大气加热结构等方面有差异，而且在水汽输送、中尺度环境以及垂直环流等方面也存在差异，这些差异可能是造成锋前暖区暴雨难以模拟和预报的主要原因。华南暖区暴雨具有热带系统降水特征，因此，其充沛的水汽条件及热力触发作用等应是暴雨维

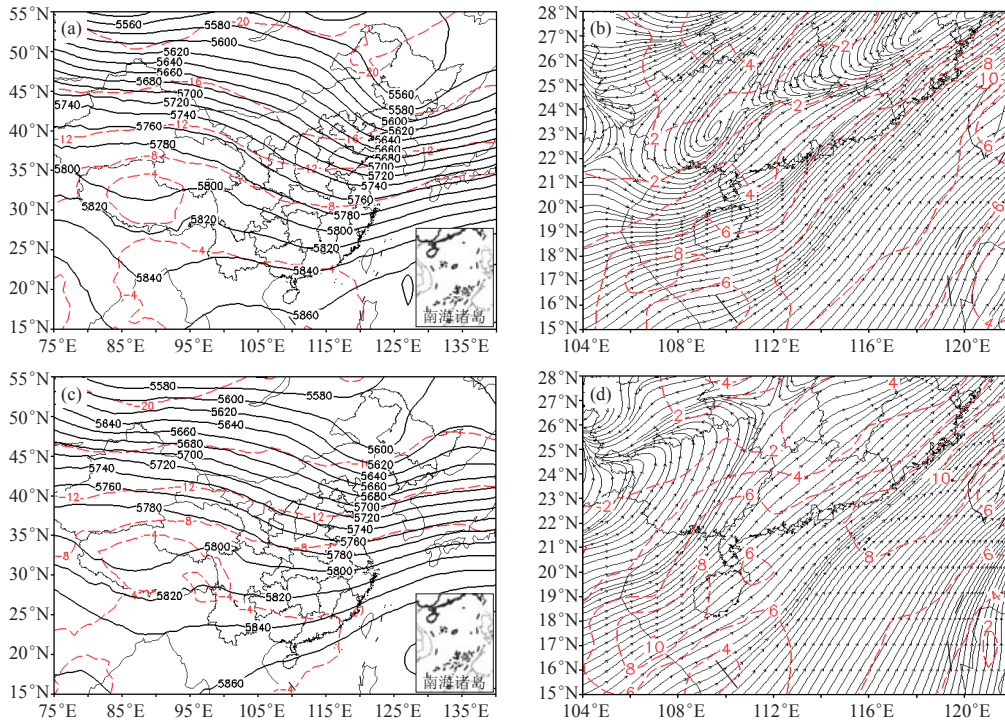


图4 第2 (a, b) 和第4 (c, d) 模态过程500 hPa合成温度场 (虚线, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 及合成位势高度场 (实线, 单位: gpm) (a, c), 以及850 hPa风速合成流场 (虚线为全风速, 单位: m/s) (b, d) [6]

Fig. 4 The composite element fields of the two strong REOF modes at 500 hPa and 850 hPa: (a) potential height and temperature at 500hPa for the second mode; (b) streamline and wind speed at 850hPa for the second mode; (c) potential height and temperature at 500hPa for the fourth mode; (d) streamline and wind speed at 850hPa for the fourth mode [6]

持与发展的重要机制。苗春生等^[13]根据低纬度环流特征, 以低层流场形势对沿海暖区暴雨进行分类, 以6 h 累计降水为样本, 对2009—2014年的6年前汛期降水进行统计, 得到两类辐合线型暖区暴雨: 偏南向辐合线型暖区暴雨 (简称偏南向型, 共439个样本); 西南向辐合线型暖区暴雨 (简称西南向型, 共302个样本)。

2.1 两类华南暖区暴雨及辐合线环流系统

1) 暖区暴雨及分类

第一类偏南向型暖区暴雨 (图5a), 低层主要由东南、偏南、西南三支气流汇合, 形成经向性偏南向辐合线。前汛期华南沿海尤其是广东珠江口以西形成的暴雨、局地大暴雨和特大暴雨多为此类背景环流。

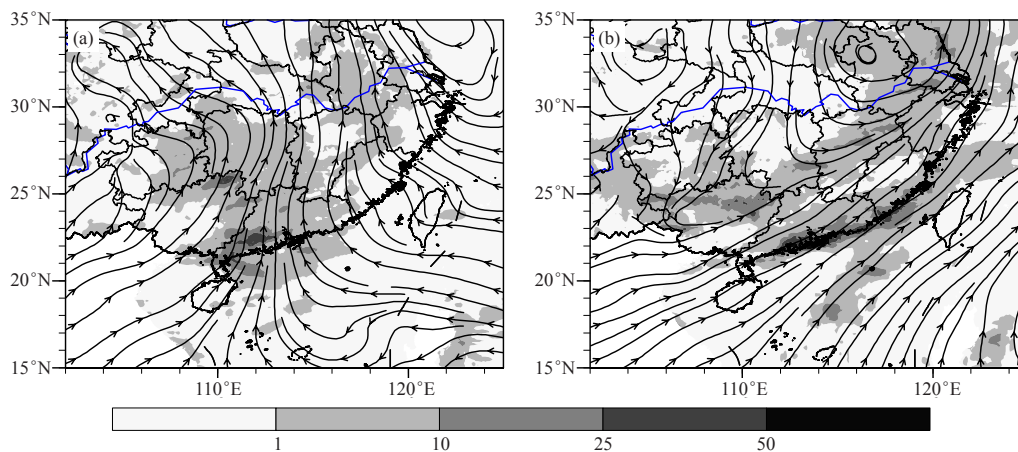


图5 5个典型样本合成的6 h降水与850 hPa流场

(a) 偏南向型; (b) 西南向型 (色谱为降水量, 单位: mm) [13]

Fig. 5 The 6 h rainfall and streamlines composite fields at 850 hPa for 5 typical samples: (a) southly convergence pattern; (b) southwesterly convergence pattern (the shadows denote rainfall, unit: mm) [13]

其降水持续时间较短，多数在6 h以内，雨量集中，大部分6 h降水量大于30 mm，甚至大于40 mm。降水落区多呈现块状或团状，尺度一般仅几十到上百千米，多出现在广东的阳江、江门一带。此类型在华南没有锋面，雨区受暖气团控制，有时入海变性冷高压后部的东南气流较强，回流暴雨特征明显。

第二类西南向型暖区暴雨（图5b），主要是由偏西风、西南风两支气流汇合，形成纬向性西南向辐合线，在华南沿海形成局地大暴雨到特大暴雨。此类型多与切变线、低涡和沿海低空急流相联系，持续时间较长，间歇性降水可维持十几小时，甚至更长。降水呈狭长带状，多出现在珠江口至粤东沿岸，可达几百千米，6 h降水量可达40 mm以上。往往是锋面尚在长江附近，华南沿海就出现极强的暴雨，此时的雨区位于锋面以南的高温、高湿和不稳定区域。南海西北部和中南半岛有西南气流，华南沿海是一致的西南气流，南海北部为低空急流，其左侧气旋式切变对应华南沿海，有利于暴雨发生与维持。

6 h暴雨样本的统计显示，2009—2014年华南前汛期的6 a中偏南向型平均每年73.2次，西南向型平均每年50.3次。两种类型暖区暴雨在南海夏季风爆发后的发生频数都有明显增加。

2) 两类辐合线系统客观判定

华南沿海暖区暴雨是单一暖气团降水，其中辐合线降水系统的确定是个难点。两类辐合线客观判定主要依据低层风场的风向角度和风速的大小^[14]。华南沿海暖区地处低纬度地区，等高线稀疏，高度场上无法确定明显的影响系统，因此，从流场角度分析，考虑偏南向辐合区由西南、偏南、东南三支气流汇合，此类经向辐合线的辐合轴左右两侧分别为倾角相对的气流，即气流的 v 分量均为向北，而辐合轴两侧 u 分量相反。据此采用定量计算客观地确定偏南向辐合轴线；类似地考虑西南向辐合区由偏西和偏西南两支气流汇合，相对于纬向 x 方向，偏西气流的角度小于西南气流的角度，且气流均为自西向东，通过确定相对于 x 的最大角度矢量，同样可以经计算客观地确定西南向辐

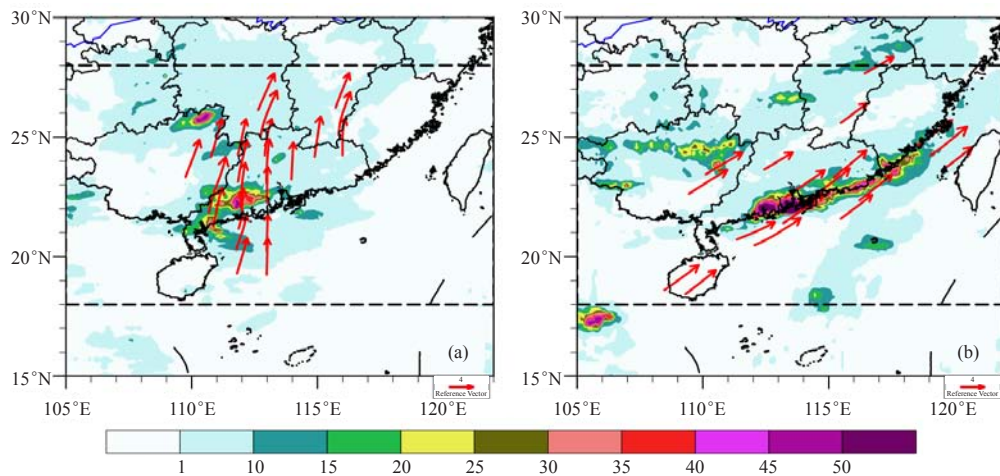


图6 两类华南沿海暖区辐合线暴雨的合成平均降水分布与客观分析的辐合线系统轴线（850 hPa）^[14]
 (a) 偏南向型；(b) 西南向型（色谱为5个典型样本暴雨合成平均降水量，单位：mm；红色箭头为客观判定的辐合线，虚线为研究区域的南北边界）

Fig. 6 The composite average rainfall distribution of two types of warm-sector rainstorms at South China coasts and the convergence lines by the objective analysis at 850 hPa^[14]

(a) southerly convergence pattern; (b) southwesterly convergence pattern (the color bar is the average storm rainfall of five typical sample composite fields, unit: mm; the red arrows are convergence lines by objective analysis, the dash lines are the south and north boundaries of the study area)

合线轴线。图6显示了客观判定的两类辐合线形态。

2.2 两类暖区暴雨辐合线系统热力发展机制

暖区暴雨辐合线系统为较强烈的浅薄低值系统，垂直剖面上暴雨区对应强盛的垂直速度中心，可伸展到400 hPa高度。雨区辐合层强烈，表现为几个垂直叠置的辐合中心，显示动力和热力的共同作用，即低

层地形与环流的动力作用以及高层凝结潜热的热动力作用。

两类华南沿海暖区暴雨区，均为水汽充沛、对流不稳定能量层次较厚，因此，均有较强的凝结潜热释放，有利于暴雨区形成暖心系统，造成气柱增暖拉伸，维持暴雨辐合线低值系统强度以及维持强烈的辐

合及上升气流。其中西南向型的凝结潜热释放较偏南向型更强，偏南向型的中高层暖平流强度强于其凝结潜热释放。

探讨两类华南沿海暖区暴雨热力发展机制的数值模拟显示^[13]，华南前汛期暖区暴雨降水环境的水汽条件充沛，为凝结潜热释放提供了良好环境，而凝结潜热释放促使气柱增温、拉伸，维持暴雨区的强低值系统特征及其垂直速度厚度与强度，进一步的凝结潜热增强暴雨区低层辐合环流，减弱中层辐散环流，其影响力达到30%~50%，有力促进暖区暴雨的发展。因此，低层辐合系统依托充沛水汽条件，促进中层凝结潜热释放，通过热力作用增强雨区低值系统强度，并影响中低层环流特征是华南沿海暖区辐合线暴雨的重要发展机制之一。

2.3 两类暖区暴雨辐合线系统地形动力机制

华南沿海地势大体北高南低，境内山脉众多、海岸曲折，海上气流登陆，地形阻挡与抬升是直接强迫；同时濒邻宽阔海域，水汽丰沛，持续输送。地理位置处于低纬，形成沿海暖区高温高湿。降水多集中于两个区域，分别为粤西沿岸，以及珠江口至粤东沿岸。前述两种类型暖区暴雨发生地的位置如图6所示。更具体地，粤西主要有呈团状的云雾山以及天露山，其主峰海拔高度达1704 m，是粤西南最高峰。对南来的海上气流形成正面阻挡与强迫抬升，而粤东则为莲花山呈东北—西南带状，绵延300 km，北面还有九连山、青云山和罗浮山等，均呈带状平行分布。它们对海上西南气流形成侧面阻挡和引导。

王坚红等^[14]通过多种方案数值试验，讨论了两种类型华南沿海暖区辐合线暴雨发展过程中地形影响的作用，得到如下结论。

1) 对两类辐合线暴雨分别进行粤西与粤东地形影响试验。结果显示，沿海山脉对形成与维持暖区辐合线系统，确定辐合线暴雨落区、降水的范围、雨强量级都具有重要作用。此外通过与辐合线系统中的辐合上升运动配合，地形抬升造成了抬升迅速、范围集中、层次深厚的增强上升运动层，利于凝结潜热释放增加，进而又反馈维持辐合线低值系统的强度以及暖区暴雨的强度。

2) 对偏南向型辐合线系统，如果无粤西云雾山正面阻挡，系统直接向北推进。在原有山脉位置处对应的降水雨带也随辐合线的北上向北推进，降水量显著减小，减小量可达50%。因此，山脉地形正面抬升对华南暖区辐合线系统的影响是双重性的：首先地形强迫抬升直接影响山脉迎风处降水的形成，而降水伴

随凝结潜热释放，又反馈增强辐合线低值系统暖心结构和加强其垂直运动层厚，所以地形与环流配合形成的辐合线系统是华南沿海暖区暴雨的关键系统。

3) 数值模拟结果还显示，云雾山与其东南邻近的天露山造成的地形狭管效应对系统辐合风速的影响力达13%~25%。地形正面抬升效应与狭管辐合上升效应的配合，为偏南向辐合线系统及对应的暴雨强降水提供了进一步增强的环境，造成此处华南暖区暴雨的频繁发生。

4) 对西南向型辐合线系统，数值试验显示，地形侧向摩擦作用影响西南气流辐合上升运动，当减弱山脉表面粗糙度，即减小侧向摩擦，将减弱沿山脉气流的垂直上升运动强度、伸展厚度，以及持续时间。也将减少和减弱沿海气团强比湿分布范围，进而减小降雨区的强度与分布。

3 华南沿海暴雨东风波系统

东风波是出现在副热带高压南侧东风气流中的槽或者是气旋性曲率最大的区域，其呈波状形式自东向西移动^[15]。影响我国的东风波主要生成在西太平洋或者近海区域的副热带高压南侧，随后向西传播影响登陆我国华南、东南沿海，影响范围可达长江中下游及西南地区^[16-17]。单纯的东风波会带来对流性降水，而在西南季风、台风等的配合下则可能造成更为持久的暴雨强降水^[18-20]。

王坚红等^[21]聚焦登陆影响我国南部沿海的暴雨东风波特征与影响机制研究。通过对1999—2013年夏季7—9月影响我国华南地区的暴雨东风波进行活动范围与活动特征分类，以及分类综合特征的合成分析，诊断各类东风波的环流背景、动力、热力结构特征以及主要环境影响因子。进一步对登陆华南东部的典型暴雨东风波过程进行数值模拟，探讨暴雨东风波关键因子的影响机制，尤其是海表海温SST在登陆东风波暴雨过程中对东风波维持发展及其降水强度、降水分布位置的各项机制效应。

3.1 影响华南的暴雨东风波分类及基本特征

1) 东风波的分类

早期Chang等^[22]利用光谱分析技术分析西太平洋上空的东风波动，给出两种不同类型的东风波扰动。一种特征为对流层低层波动位相向上传播，200 hPa以上则向下传播。认为这种波动是混合罗斯贝重力波在热带地区的表现。第二种扰动位置偏西，其特征是没有垂直位相的传播，潜热释放则是这种扰动重要的能量来源。梁必骥^[23]依据东风波伸展的高度，将影响我国华南地区的东风波分为三类：中低层东风波、高

层东风波和深厚东风波。其中出现次数最多的是中低层东风波（约占总数的58%）。但是许多研究^[24-26]显示，各类东风波的动力和热力结构以及大尺度天气背景环流形势都存在明显差异，并且与Riehl的东风波经典模型不完全相同，有的甚至完全相反。因此，对东风波的有效分类研究仍然是一个值得深入的问题。

王坚红等^[21]对15年来影响我国南部沿海地区的副高南侧东风带波动进行统计，对其中的中低层且发展深厚的，并在沿海登陆带来大到暴雨的中低层东风波过程进行分析，共诊断10个暴雨东风波个例。依据东风波槽线的移动路径，以及登陆位置、形成源地等，将此10个东风波过程分为三类，如图7~9所示。

图7~9显示了三类登陆并造成华南沿海暴雨的中

低层东风波：一类为偏南路径，此类东风波常在巴士海峡以东的西太平洋洋面形成，随后沿20°N副热带高压南侧向西平移到华南沿海，在广东南部沿海附近登陆后继续西移，影响广东、广西及海南。另一类东风波活动纬度明显偏高，接近30°N，其生成源地也是西太平洋，归为西行路径。第三类形成源地在浙闽近海，路径西北，定为近海东风波。其中偏南路径和西行路径东风波登陆之后，往往可持续移动，深入到内陆。而近海东风波在台湾岛附近的近海生成，槽线移动范围较小，主要影响福建和浙江两省沿海区域。

2) 东风波的特征

东风波的正涡度中心与其槽线纬向高度偏差在位置和数值上均有很好的对应关系^[21,27]：纬向高度偏差

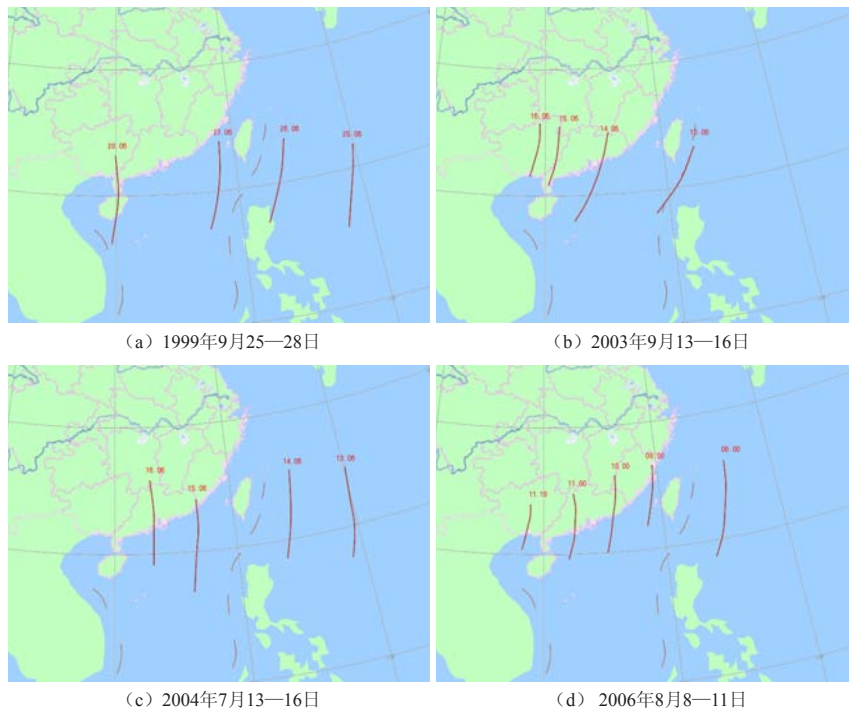


图7 偏南路径东风波过程槽线移动图^[27]

Fig. 7 The southerly trajectories of the easterly waves^[27]

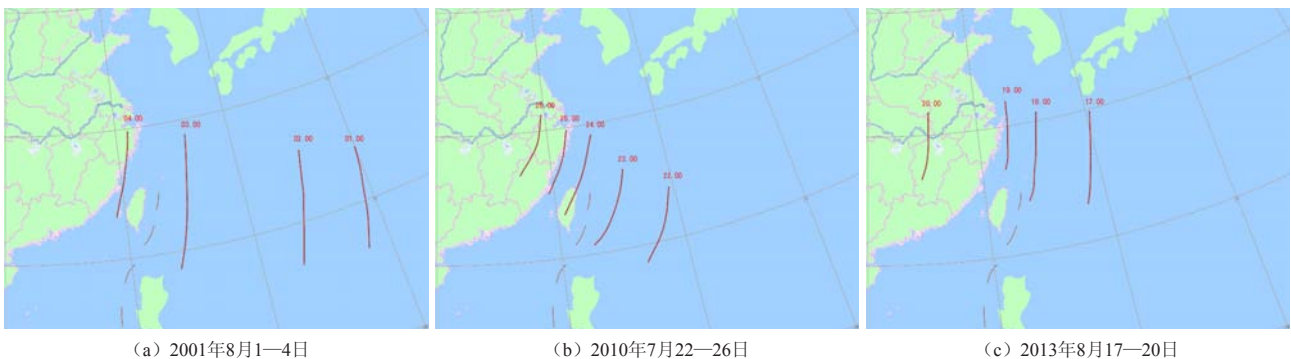
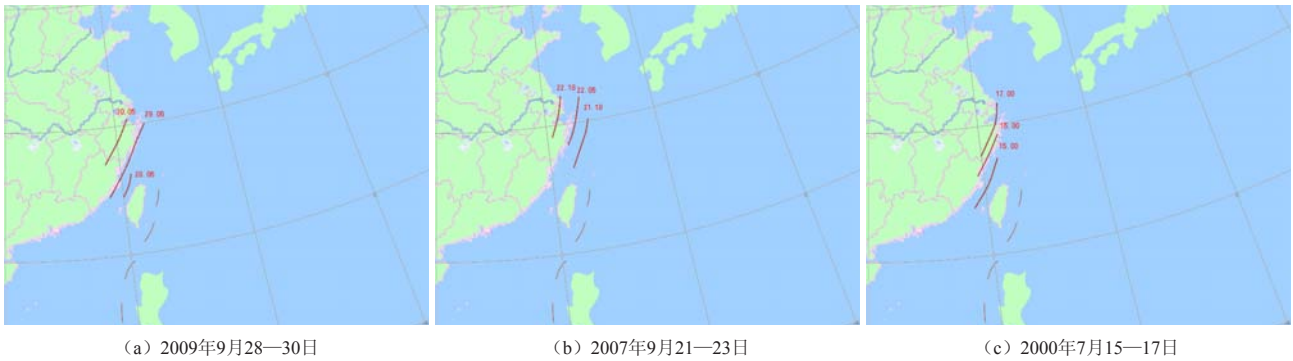


图8 西行东风波槽线移动路径^[27]

Fig. 8 The westerly trajectories of the easterly waves^[27]

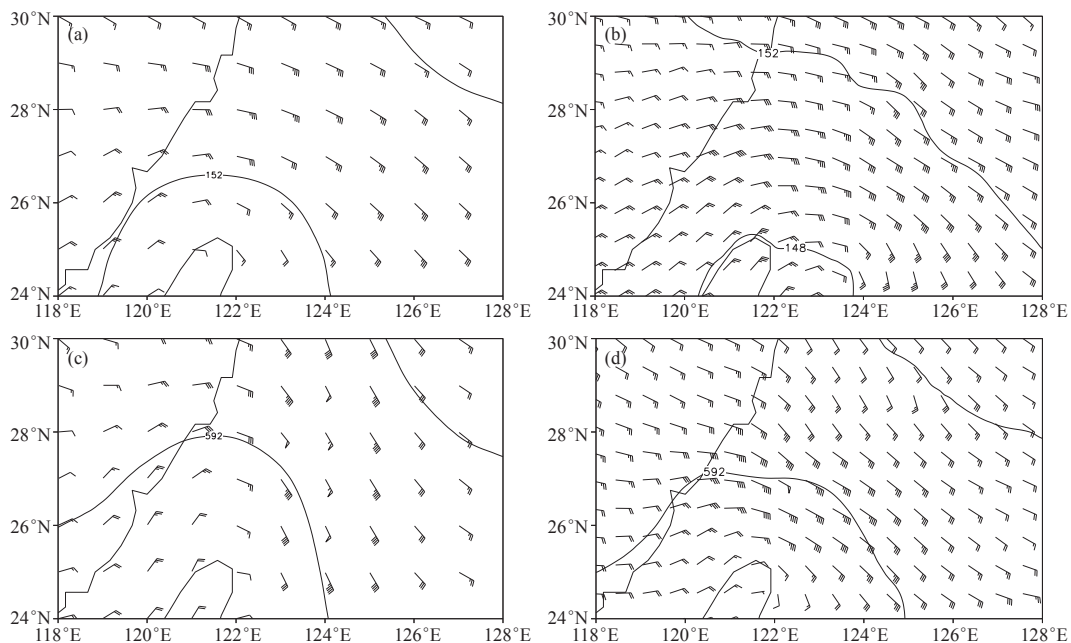
图9 近海东风波过程槽线移动路径^[27]Fig. 9 The near coast trajectories of the easterly waves^[27]

的负中心与正涡度中心位置基本重合；从数值上看，正涡度数值越大，对应的纬向高度负偏差值越大。负偏差中心为低值系统中心，即东风波槽线附近。正涡度区指示东风波波槽位置，正涡度值的大小指示东风波强度，所以用正涡度作为东风波定量指标，比较合适。此外分析显示这三类暴雨东风波的最强中心可以出现在中层500 hPa高度，但绝大多数位于低层900 hPa附近，因此，登陆暴雨东风波多数为中低层系统。

通过对水汽通量、垂直速度以及地形的综合效果分析，结果显示登陆东风波槽后的东南急流带来海上充沛水汽、槽后均有低层辐合产生的系统性深厚的强上升运动，登陆时沿海地形强迫抬升，这三者的综合作用维持了登陆东风波的暴雨强降水。登陆时的东风波波轴随高度基本垂直，有的甚至随高度向西倾斜，

这与经典东风波模型不同，应与登陆过程中东风波下垫面从平滑的海洋变为粗糙的陆地以及我国南部沿海多为丘陵地带有关。上层气流登陆西移而低层环流受地形阻挡移速显著减小，甚至停滞，造成登陆东风波西倾结构，更有利于沿海暴雨过程的维持。有关东风波发展机制，分析显示海洋表层的凝结潜热与感热输送以及东风波中层的暖中心，持续对东风波系统的增暖作用，有利于东风波低值系统的发展。

在登陆暴雨东风波中，垂直速度、风场辐合和垂直方向的水汽通量及通量辐合层次都较深厚，可达700 hPa以上，因此，暴雨东风波中的水汽条件、垂直上升运动条件，以及不稳定条件等均保持充沛与强盛。在能量方面，由于东风波中心附近有整层上升运动，即 $\omega < 0$ ，又有位温在东风波西行登陆过程中梯

图10 2001年8月3日20时(北京时)高度场(单位: dagpm)与风场^[21]Fig. 10 The potential height and wind fields at 20:00 BT on 3 August 2001^[21]

度加大,因此,在东风波涡度增强的环境下,整层扰动位能在西行过程中是增强的,即 $C_k > 0$ (能量转化项),即有扰动动能向分层扰动位能一阶矩项转化能量。到东风波登陆后,摩擦、降水等造成东风波强度减弱形成 $C_k < 0$,则有分层扰动位能一阶矩项减弱,能量向扰动动能转化^[21,27]。

由于东风波沿着副高南侧气流自东向西由海上向陆地推进,因此,海面SST直接影响东风波活动,主要特点是东风波低值系统对SST的响应有趋暖特征。

3.2 海温 SST 对东风波移动及其暴雨的影响机制

采用WRF模式的典型登陆暴雨东风波数值模拟结果显示^[21](图10),东风波位于台湾岛附近,850 hPa上模拟高度场强度略弱于实况,位置略偏东,模拟的风速则与实况较为一致。500 hPa上高度场和风场模拟与实况相近。

关于SST对东风波及其暴雨的影响机制数值模拟显示,随着SST暖中心的升高,可以通过增强海表感热与潜热输送促使东风波槽强度加强。

此外,SST的增温使得东风波在槽底位置的低值系统特征得到增强。由此加强了槽底区域的风场在东风波低层辐合成分,进一步维持和增强东风波系统内的垂直上升运动。这也是SST升高后雨区偏北,雨强增大的原因之一。

同时,模拟结果还显示东风波槽区螺旋度增强对应东风波的增强,显示暴雨东风波登陆后因底摩擦和暴雨强降水,螺旋度减弱。东风波纬向位温偏差显示东风波在热力场上具有“上暖下冷”(中层潜热释放增暖)的垂直结构。东风波西移涡度增强时,整层扰动位能增强,有扰动动能向分层扰动位能转化。东风波登陆强度减弱,则有分层扰动位能减弱,能量向扰动动能转化。

4 小结与讨论

对华南暖区强对流系统低层辐合线和登陆暴雨东风波的分析与研究,获得的进展可总结如下。

1) 华南暖区暴雨关键系统需要重视风场低值系统,尤其是低层特征。两类辐合线属于浅薄系统,登陆暴雨东风波也主要为中低层系统。采用风场定量计算的客观判定方法有助于确定低层辐合线系统,有助于跟踪系统和诊断系统强度,以及做出暴雨预报预警。

2) 暖区暴雨系统的热力发展机制主要是中层潜热释放,由于暖区水汽充沛,关键低值系统(包括低层辐合线系统和低层登陆暴雨东风波系统)的辐合垂直上升层次较深厚,有利于维持水汽垂直输送和在中层通过凝结潜热的释放,加强这些低值系统的强

度,进而支持更强的伴随暴雨强降水。

3) 环境影响因子中暖海温对东风波低值系统有增强作用,以及位置引导作用,进一步影响与低值系统配置的暴雨的位置及强度。沿海地形影响通过动力阻挡、喇叭口效应、侧向摩擦、侧向绕流等作用影响暖区低层辐合线低值系统的类型与强度,进而影响伴随的暴雨位置、范围、强度以及持续时间。

参考文献

- [1] 吴丽姬,温之平,贺海宴,等.华南前汛期区域持续性暴雨的分布特征及分型.中山大学学报(自然科学版),2007,46(6):108-118.
- [2] 张启绍,黄先成,王建新,等.基于EOF分析华南前汛期降水的时空分布特征.河南科学,2012,30(10):1512-1515.
- [3] 伍红雨,杜尧东,秦鹏.华南暴雨的气候特征及变化.气象,2011,37(10):1262-1269.
- [4] 彭丽英,王谦谦,马慧.华南前汛期暴雨气候特征的研究.南京气象学院学报,2007,29(2):249-253.
- [5] 陆虹,陈思睿,郭媛,等.近50年华南地区极端强降水频次的时空变化特征.热带气象学报,2012,28(2):219-227.
- [6] 王坚红,徐碧裕,刘刚,等.华南前汛期广东暴雨分区动力特征及特大暴雨分析.气象与环境学报,2014,30(6):43-51.
- [7] 魏凤英.现代气候统计诊断预测技术.北京:气象出版社,1999.
- [8] 许薇,汤强,陈欢欢.1962—2010年广东高温天气时空变化特征分析.气象与环境学报,2013,29(6):68-74.
- [9] North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal function. Mon Wea Rev, 1982, 110(7): 699-706.
- [10] 苗春生,赵文宁,王坚红,等.近53 a 云东南部春季旱涝及其环流距平波列影响.干旱区研究,2014,31(2):250-260.
- [11] 黄士松,李真光,包澄澜,等.华南前汛期暴雨.广州:广东科技出版社,1986:227-228.
- [12] 赵玉春,李泽椿,肖子牛.华南锋面与暖区暴雨个例对比分析.气象科技,2008,36(1):47-54.
- [13] 苗春生,杨艺亚,王坚红,等.两类华南沿海暖区暴雨特征及热力发展机制对比研究.热带气象学报,2017,33(1):53-63.
- [14] 王坚红,杨艺亚,苗春生,等.华南沿海暖区辐合线暴雨地形动力机制数值模拟研究.大气科学,2017,41(4):doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1702.16182.
- [15] 朱乾根,林敬瑞,寿绍文,等.天气学原理与方法(第四版).北京:气象出版社,2007.
- [16] 包澄澜.影响长江中下游的东风波个例分析.南京大学学报,1974,(2):75-88.
- [17] 张端禹,郑彬,汪小康,等.华南前汛期持续暴雨环流分型初步研究.大气科学学报,2015,38(3):310-320.
- [18] 陆桂荣,王文,郑美琴,等.海南台风暴雨的时空分布特征.大气科学学报,2015,38(5):710-715.
- [19] 王黎娟,任晨平,崔晓鹏,等.碧利斯暴雨增幅高分辨率数值模拟及诊断分析.大气科学学报,2013,36(2):147-157.
- [20] 钱卓蕾,郭品文.2013年浙江两次汛期暴雨过程对比分析.大气科学学报,2016,39(2):253-259.
- [21] 王坚红,曾喻,彭模,等.中国南部沿海暴雨东风波特征及SST影响机制研究.大气科学学报,2017,40(3):333-345.
- [22] Chang C P, Morris V F, Wallace J M. A statistical study of easterly waves in the western Pacific: July-December 1964. J Atmos Sci, 1970, 27(2): 195-201.
- [23] 梁必强.南海热带大气环流系统.北京:气象出版社,1991:64-67.
- [24] 吴贤笃,冉令坤,李娜,等.一次东风波暴雨的动力因子预报研究.高原气象,2013,32(5):1339-1348.
- [25] 吴阳,周毅.影响我国的东风波特征分析.海洋通报,2005,24(3):88-91.
- [26] 肖文俊.东风波天气区域分布与基本气流垂直切变的关系.北京大学学报,1990,26(3):333-339.
- [27] 曾喻.华南沿海暴雨东风波与南海及西太平洋低纬SST关系研究.南京:南京信息工程大学,2014.