

低纬地区渐近线型锋生辐合线系统及其对暴雨的湿热动力作用研究

王坚红^{1,3} Elias Julius Lipiki^{2,4} 曲梓祎⁵ 张萌⁶ 杨艺亚⁷ 徐碧裕⁸ 苗春生⁹

(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, 南京 210044; 2 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044; 3 南京信息工程大学海洋科学学院, 南京 210044; 4 坦桑尼亚气象局, Dodoma 41218; 5 锦州市气象局, 锦州 121000; 6 吉林省气象局气象服务中心, 长春 130062; 7 北京市气象局, 北京 100089; 8 广东江门市气象局, 江门 529030; 9 南京信大气象科学技术研究院, 南京 210044)

摘要: 本文主要深入分析低纬度地区一类非台风、非热带气旋强降水的关键系统——渐近线型锋生辐合线, 该系统在以往的气象教科书中未曾介绍过。该系统常与低纬度局地多年强降水中心相伴, 是一类浅薄环流系统, 主要发生在沿海地区, 从海上向岸登陆。系统的辐合上升运动, 伴随有显著的锋区和湿热动力不稳定, 受季节性环流背景与下垫面地形相互结合的影响, 对强降水落区具有明显指示。其中温度锋区造成热动力抬升, 湿度锋与上层水汽输送带形成湿动力不稳定层结, 垂直上升层与中层潜热中心配合, 构成深厚的湿热动力不稳定, 并与渐近线型辐合线轴左侧强降水区形成对应。对渐近线型锋生辐合线的客观追踪与系统坐标系建立, 有助于对系统结构和要素分布特点的有效提取, 以及对强降水中心的预判。WRF数值模式对比试验显示, 非绝热加热可显示水汽输送及湿热作用, 并增强降雨区的温度层结不稳定和对流性不稳定; 并且非绝热加热在增强垂直上升运动层的强度与厚度时, 还维持了低层低值系统强度。平流感热可增强锋区及其动力抬升, 凝结潜热加热可影响渐近线型锋生辐合线的辐合位置和强度, 进而影响系统的活跃程度。而中层潜热加热抑制平流感热冷却进入暖气团, 维持降雨区的热力不稳定和降水雨强及雨量。这是此类渐近线型锋生辐合线系统的强降水湿热动力机制, 地形动力机制另文讨论。

关键词: 低纬地区多年强降水中心, 渐近线型锋生辐合线, 系统强降水的湿热动力机制, 系统热动力和湿热不稳定

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2022.06.004

The Asymptotic Frontogenesis Convergence Line and Its Mechanism of Wet-Thermodynamics on Heavy Rainfall in Low Latitude Zone

Wang Jianhong^{1,3}, Elias Julius Lipiki^{2,4}, Qu Ziyi⁵, Zhang Meng⁶, Yang Yiya⁷, Xu Biyu⁸, Miao Chunsheng⁹

(1 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, NUIST, Nanjing 210044
2 College of Atmospheric Science, NUIST, Nanjing 210044 3 School of Marine Sciences, NUIST, Nanjing 210044
4 Tanzania Meteorological Authority, 41218 Dodoma, Tanzania 5 Jinzhou Meteorological Bureau, Jinzhou 121000
6 Jilin Meteorological Service Center, Changchun, Jilin 130062 7 Beijing Meteorological Service Center, Beijing 100089 8 Jiangmen Meteorological Service, Jiangmen 529030 9 Nanjing Xinda Institute of Meteorological Science and Technology, Nanjing 210044)

Abstract: The asymptotic frontogenetic convergence line (AFCL) is a key system of non-typhoon and non-tropical cyclone heavy rainfall in tropical low latitudes. The system has not been introduced in any previous meteorological textbooks. Usually associated with the multi-year heavy rainfall centers in low latitude zone, AFCL is a kind of shallow circulation system mainly occurring in coastal areas and landing from the sea to the shore. The convergence and upward movement of the system is accompanied by significant front area and moist thermal dynamic instability. Affected by the combination of seasonal circulation background and underlying surface topography, AFCL can provide an effective indicator for the location of the heavy rainfall area. To be more specific, the temperature front causes the thermodynamic ascending, and the humidity front forms the wet dynamic unstable stratification with the upper water vapor transport. The vertical ascending layer cooperates with the latent heat center in the middle layer to form a deep moist thermal dynamic instability, which corresponds to the heavy precipitation area on the left side of the

asymptotic frontogenetic convergence axis. The objective tracking of the AFCL and the establishment of its coordinate system are helpful for the characteristic extraction of the system structure and the distribution of the system variables

收稿日期: 2021年6月25日; 修回日期: 2022年7月25日

第一作者: 王坚红, Email: jhwang@nuist.edu.cn

资助信息: 国家自然科学基金(41276033, 41805033)

and for predicting the center of heavy precipitation. The comparative experiments of WRF numerical model show that diabatic heating can show the role of water vapor transport and moisture heat, and enhance the temperature stratification instability and convective instability in the rainfall area; the diabatic heating also maintains the low value system strength at the low layer when enhancing the strength and thickness of the vertical rising layer. The advection sensible heating can enhance the temperature front and its dynamic uplift, and the condensation latent heating can affect the convergence position and intensity of the AFCL, and then affect the activity of the system. The latent heating in the middle layer inhibits the cooling of advection sensible heat into the warm air mass, and therefore maintains the moisture thermal instability, the rainfall intensity and the rainfall amount at the precipitation area. This is the moisture-thermal dynamic mechanism of the AFCL on heavy precipitation. The topographic dynamic mechanism will be discussed in another paper.

Keywords: multi-year heavy rainfall centers in low latitude zone, Asymptotic Frontogenesis Convergence Line(AFCL), the moisture thermal dynamic mechanism for heavy rainfall, system thermal dynamics and moisture thermal instability

0 引言

通常辐合线系统主要是指风场上的系统,即不考虑温压场特征,仅考虑风场类型。在风场上,一个汇聚型的风场更引起研究者和预报员的注意,因为水平风的汇集将导致局地辐合上升运动及其增强,容易引发低值系统加强以及局地降水发生^[1-2]。常见的辐合类系统典型的有几种,如低涡,在北半球逆时针旋转辐合,气流向气旋中心辐合。如切变线,风向发生显著差异,并且是汇聚形式,典型的有梅雨锋环境风场,暖式切变,冷式切变,静止锋式切变,气旋沿着切变线东移,为典型的江淮切变线,它可引起江淮静止锋的生成以及持续降水;如果切变线尺度较小,则为局地风场。如鞍型场,鞍型场的拉伸轴两端的辐合气流,是锋生的有利环流形势。在急流的入口区,可形成气流侧向辐合而轴线方向的辐散,将在急流轴左侧形成气旋式风切变的加强,甚至维持气旋活动。如热带辐合带(ITCZ),其中主要有两类风向辐合,无风辐合带多是对头风辐合,而信风辐合带是渐近线形式的辐合。它们与暴雨的配置有不同特点^[3-5]。

在低纬度($\pm 30^\circ$ 以内),由于地转偏向力的作用偏弱,中小尺度的旋转性气流系统不易长时间维持;此外低纬度海洋面积更为宽广,因此海上大尺度天气系统势力强盛,在大尺度系统边缘,如海上副高边缘的活跃系统往往是非闭合的波动或者是辐合线形式系统,并随着海上大尺度系统的移动,变换其位置与强度。同时,大尺度系统边缘也往往是气团边缘,气团边缘接近海岸时会出现温度梯度增强。而海上水汽充沛,将造成沿海有明显湿度梯度存在。环流的动力、热力、水汽条件相结合,将对沿海强降水形成合力促进。此外低纬度的海岸线地形,以及沿海的山脉等对海上大尺度系统向内陆推送的气流,尤其是低层气流有直接的阻挡或引导作用。此类低层来自海上的气流受沿海地形山脉的强迫,容易形成有利于强降水的辐合线气流系统。因此对低纬非台风或非热带气旋暴雨的辐合线气流及其暴雨机制的研究非常必要。

通常地,低纬度非台风暴雨是一个预报难点,因为与中纬度不同的是暴雨关键系统不容易确定,或者说不容易客观确定^[6-7]。低纬度地区风场系统往往没有良好的气压系统相对应,加之风场的表现形式如波动或是辐合流场表现不如中纬度低压气旋那么容易确定,也使得暴雨发生的位置和强度的系统性依据模糊。例如热带辐合带ITCZ是一个低层的大尺度系统,内部均为辐合区,从理论上讲都有利于辐合上升成雨,但是热带辐合带中的降雨是分段的,因此应该有某种特定的与强降水配合的关键系统在起作用。深入分析低纬度暴雨过程,揭示非台风暴雨关键系统活动特征以及产生低纬度暴雨的环境结构,尤其是系统对伴随的强降水所造成的湿热动力作用等,对于低纬度热带暴雨研究与预报都是很重要的。

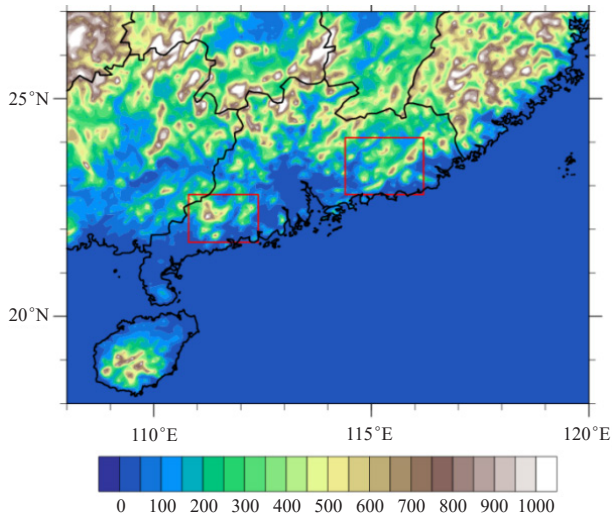
本文对低纬度雨季非台风暴雨关键系统——渐近线型锋生辐合线进行了细致分析,重点在:华南广东沿海前汛期暴雨,福建省夏季年度强降雨月的8月暴雨,福建省冬季(12, 1, 2月)强降雨过程,以及东部非洲低纬度主雨季(3—5月)峰值月4月暴雨,进行统计分析和诊断分析,揭示渐近线型锋生辐合线系统是一类重要的低纬强降雨非台风暴雨的关键系统。通过客观方法识别渐近线型锋生辐合线,并建立特定系统移动坐标系,探讨系统的动力、热力、水汽结构;进一步地采用WRF模式研究该系统影响暴雨的湿热动力机制。有关环境地形对系统的影响,进而对强降水的环境强迫,将另文探讨。

1 资料与方法

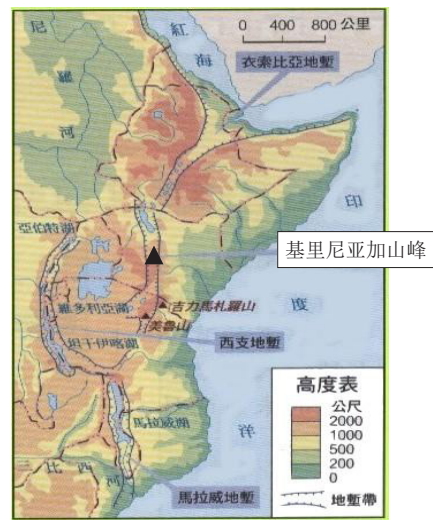
1.1 研究区域

图1给出了4个研究区域的位置与范围。

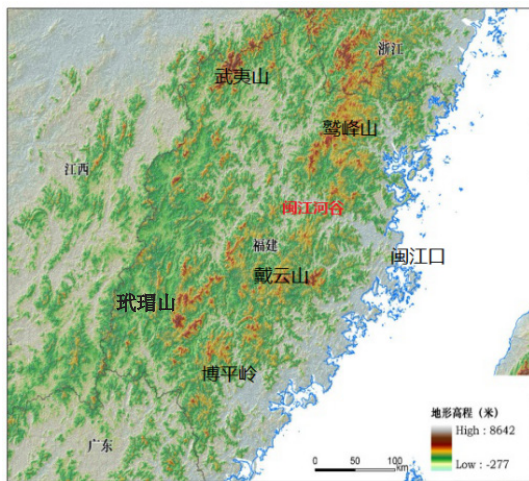
图1显示的研究区域均在 30°N — 30°S 以内,海岸线东部与南部为海洋,例如南海北部,西印度洋,西太平洋,台湾海峡等。西部与北部内陆为山脉与高原。如图1a中矩形方框指示的粤西云雾山和天露山,粤东的莲花山脉。图1b中的东非高原,平均高度



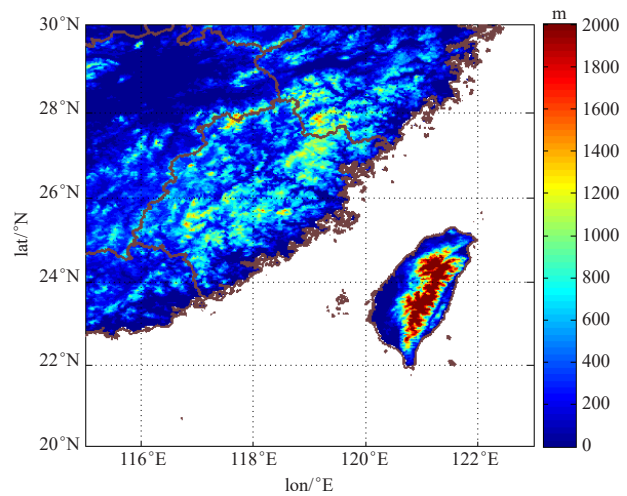
(a) 华南广东及沿海 (矩形框为调研重点区域)



(b) 东部非洲的东海岸地区



(c) 福建及台湾海峡夏季主要区域



(d) 福建及台湾海峡冬季主要区域

图1 研究范围: 低纬沿海地区范围及地形

Fig. 1 Research areas: coastal areas in low latitude zone and their topographies

1200 m。高原上自北向南三座高峰, 肯尼亚的基里尼亚加峰5199 m, 坦桑尼亚的乞力马扎罗山5892 m, 梅鲁山4575 m。图1c和1d显示了福建省内的戴云山等几座大山脉和台湾的山脉。

1.2 应用资料

欧洲中心(ECMWF)再分析资料, 包括ERA-interim, ERA-40等多个数据集, ERA-interim资料的时间长度为1979年至今, 其中包括陆地及以上的各种全球变量。水平分辨率为 $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$ (经纬度)。美国国家环境预报中心NCEP (National Center for Environmental Prediction) 的全球业务化再分析资料FNL (Final Operational Global Analysis) 再分析资料、水平分辨率达到 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ (经纬度), 垂直方向上分为26层, 时间间隔为6 h (分别是00, 06, 12, 18 UTC)。气象

站常规地面降水资料、中国自动站与CMORPH卫星—地面自动站降水融合资料, 以及WRF中尺度模式模拟资料。美国CHIRPS (台站与卫星资料融合) 数据集, 精度 $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$, 美国ERA5逐小时各气压层资料集 (1979至现在) 精度 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。

1.3 分析方法

有关对研究区域强降水的分类和典型个例分析, 使用了多种方法。

(1) 极值偏差遴选个例

依据雨季强降水偏差, 通过阈值对强降水进行分类, 并筛选出典型强降水群组, 再进行合成分析^[8]。

(2) EOF与REOF

EOF经验正交函数分解法 (Empirical Orthogonal Function, EOF) 通过要素空间分布, 依据正交形态成

分的不同模态 (modes) 对要素场进行分类, 并在时间序列上记录该正交成分的显著程度, 时间序列上的正高值指示该正交模态显著, 负值大值则指示尽管具有该正交模态分布成分, 但是不显著。而 Mode1 为给定要素时间序列中, 平面二维各模态中占百分比最大模态组。Mode2 则百分比次之, 以此类推。当以 north 显著性检验不通过时, 则更小序列的模态分类不可信, 不再考虑^[9-10]。

REOF 旋转经验正交分解法 (rotating Empirical Orthogonal Function, REOF), 基于 EOF 分析和 North 检验, 对通过检验的前几个模态进行时空矩阵转秩, 达到矩阵内每一列元素平方的方差总和达到最大。通过转秩, 可获得要素空间分布的气候区划, 即要素各模态主体中心强度与范围, 从而获得不同模态空间分布的相对位置^[10-11]。

(3) 非绝热加热

包括潜热与感热, 在具体计算表达方式上, 为非绝热加热 Q 包含视热源 Q_1 与视水汽汇 Q_2 , Q_1 表示单位时间内单位质量空气的增温率, 即气流的平流感热, Q_2 表示单位时间内单位质量水汽凝结释放潜热引起的增温率, 即雨区凝结释放的潜热。表达式分别为^[11]:

$$Q_1 = C_p \left[\frac{\partial T}{\partial t} + V \cdot \nabla T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{C_p}} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right], \quad (1)$$

$$Q_2 = -L \left[\frac{\partial q}{\partial t} + V \cdot \nabla q + \left(\omega \frac{\partial q}{\partial p} \right) \right]. \quad (2)$$

其中 C_p 为定压比热, q 为比湿, L 为相变潜热。从公式 (1)、(2) 可以看出, Q_1 是气温局地变化与平流变化, Q_2 是水汽凝结潜热变化。单位为: $10^{-3} \text{J}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ 。

(4) WRF 模式应用

WRF 模式主要应用于数值试验, 分析系统造成强降水的基本机理。在进行数值实验之前, 对模式参数化方案进行调试, 以及模式配置合理性的模拟验证。本文介绍的数值试验主要关注系统及环境的热力作用。地形动力作用另文探讨与介绍。

2 渐进线型锋生辐合线系统的定义与客观判定

渐进线型锋生辐合线系统是一个常与地区多年强降水中心相伴的系统, 在分析地区多年强降水中心过程中被揭示。

2.1 地区多年强降水中心

根据华南沿海广东省的多年降水统计, 广东省有 3 个强降水中心, 其中两个位于沿海, 另一个在广州东北的清远。见图 2a^[12]。

图 2a 显示在广东省沿海, 有两个强降水中心, 一个在粤西的阳江至台山一带, 一个在粤东的海丰至揭阳一带。雨强中心都超过 2400 mm。广东的多雨期为 4—9 月称为雨季, 降水量占全年的 70% 以上。雨季有两个峰值, 5—6 月是主峰, 与南海季风爆发相联系, 又称前汛期。8—9 月是次峰, 主要是热带气旋降水。冬春两季降雨较少, 常出现季节性干旱。本文研究关注非台风降水的前汛期南海季风降水。

图 2b 是东非低纬度主雨季期间 (每年 3—5 月) 峰值月 4 月的 10 年 (2010—2019 年) 降水的月平均空间分布^[8]。有 3 个强降水中心。南面的一个在坦桑尼亚南部低地, 此处地形自南向北阶梯式升高, 雨区北面是东非高原, 再向北是梅鲁高山和乞力马扎罗山。东面的一个在非洲肯尼亚的乞力马扎罗山和肯尼亚的基里尼亚加峰东面, 第 3 个在内陆维多利亚湖附近。前两个中心降水强度大, 月平均中心强度均超过 550 mm。东非降水雨季有两种类型, 北部是双峰型雨季在 3—10 月期间, 3—5 月是主峰, 10—12 月为次峰。南部是单峰型, 从前一年 11 月至下一年 4 月, 峰值在 4 月。由此对整个东非地区, 4 月是主雨季的主峰月。本文研究关注 4 月东非降水峰值月降水。

图 2c 是福建省常年强降水中心分布情况。福建省气象服务中心刘京雄^[13] 针对福建气候变化基本特征和指标, 在雨区空间分布上, 多年平均图显示闽西北和东部沿海共有四个暴雨多发区, 如图 2c 中蓝色圈所示。中心强度可以达到 80 mm/d 以上。

需要指出的是, 福建省年降水中夏季降水显著高于冬季, 多年月平均降水量显示, 8 月是降水峰值, 平均降水量超过 500 mm, 冬季 12 月和 1 月的多年平均降水量只有 100 mm 左右^[14], 相差可达 5~6 倍。但是冬季降水年际变化也显著, 以 12 月, 1 月和 2 月为冬季, 3 个月平均降水 (2011—2016 年) 变化幅度在 60~260 mm 之间, 相差可以有近 200 mm。在福建冬季也常发生强降水, 即日降水量 > 50 mm 的强降水。尤其是 2016 年, 冬季累计降水 343.6~541.6 mm, 12 月和 1 月的 2 次强降水过程, 其中 1 次降雨量超 100 mm 的有 23 个县市, 最大为厦门市海沧区 196 mm; 第 2 次降雨量超过 100 mm 的有 6 个县市, 最大为厦门市海沧区 178 mm^[14]。均造成强降水灾害。因此对于福建省研究了冬季 (以 12, 1, 2 月为冬季) 和夏季 (以 8 月为代表月) 两个季节的强降水及其非台风降水关键系统。这样的时间段划分是考虑了冬季强降水过程少, 而夏季强降水频繁, 以便研究时获得较多强降水个例。

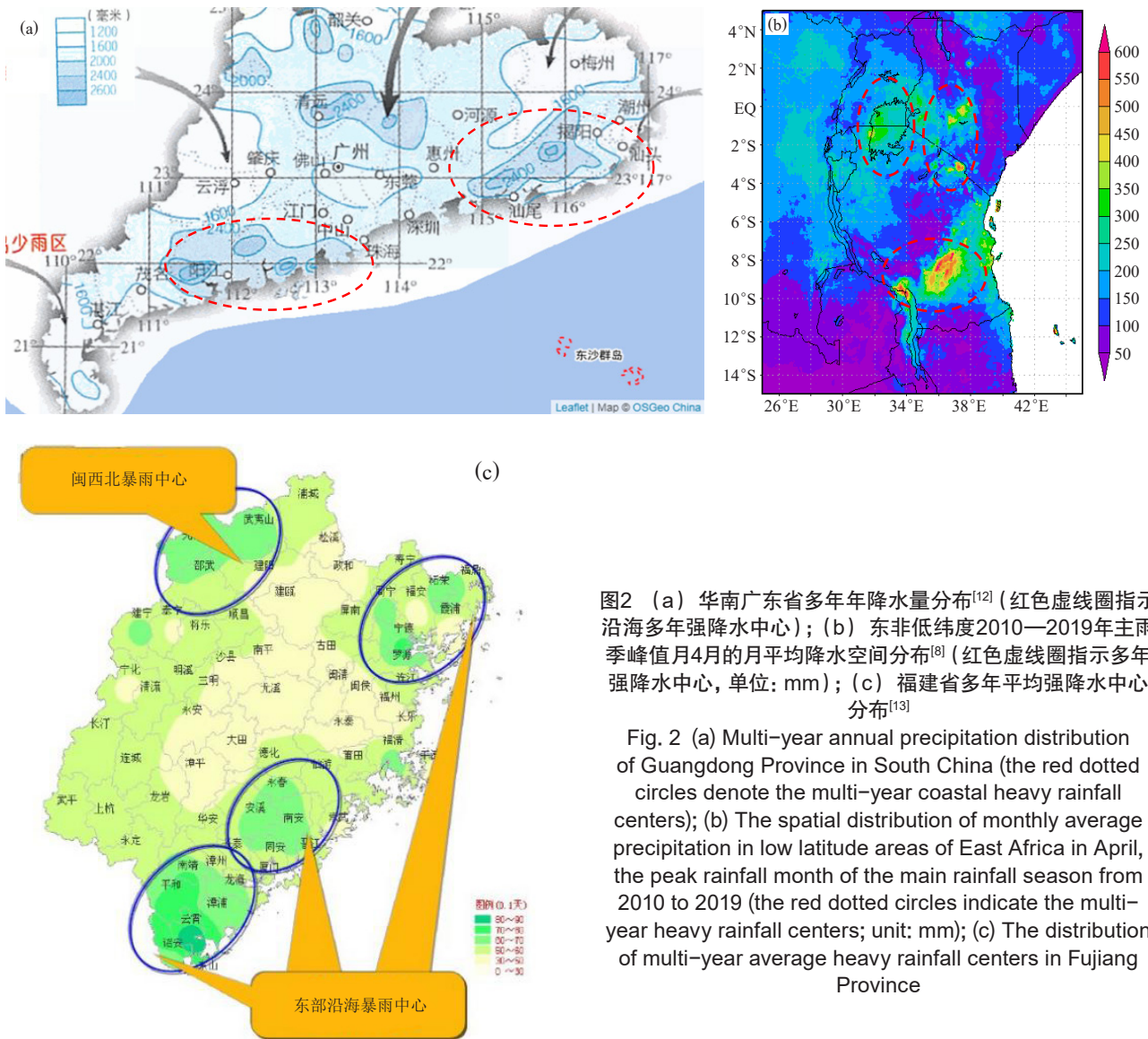


图2 (a) 华南广东省多年年降水量分布^[12] (红色虚线圈指示沿海多年强降水中心); (b) 东非低纬度2010—2019年主雨季峰值月4月的月平均降水空间分布^[6] (红色虚线圈指示多年强降水中心, 单位: mm); (c) 福建省多年平均强降水中心分布^[13]

Fig. 2 (a) Multi-year annual precipitation distribution of Guangdong Province in South China (the red dotted circles denote the multi-year coastal heavy rainfall centers); (b) The spatial distribution of monthly average precipitation in low latitude areas of East Africa in April, the peak rainfall month of the main rainfall season from 2010 to 2019 (the red dotted circles indicate the multi-year heavy rainfall centers; unit: mm); (c) The distribution of multi-year average heavy rainfall centers in Fujian Province

2.2 多年强降水中心的特别关键系统

首先对比图2a的华南广东沿海的两个强降水中心, 通过6 h累积降水样本序列, 对2009—2014年6年前汛期降水进行统计, 依据降水位置反查环流场。发现两个沿海强降水中心往往对应两类低层环流场, 如图3^[14]。

图3显示与华南广东强降水中心对应的低纬环流系统在1000 hPa上是渐进线型辐合线, 见图中黑色实线圈指示的系统, 此种辐合线系统有锋区配合, 不过锋区等温线密集度比中纬度锋区相对弱一些, 等温线与流线大角度相交, 大致平行于海岸, 为暖锋锋生, 海上是暖中心, 内陆是偏冷气团, 锋生造成局地系统性不稳定。这样此类系统可称为渐近线型锋生辐合线。此类系统是浅薄系统, 因为850 hPa上的环流及走向与1000 hPa显著不同, 对比图3a, 3b与图

3c, 3d。1000 hPa上渐近线型锋生辐合线自海上向陆地, 几乎是正面登陆, 具有一定的登陆爬升效应。而在850 hPa, 气流自西南向东北, 具有急流轴形式^[22]。沿海粤西暴雨中心的850 hPa是个气旋环流, 其抽吸作用与底层渐近线型锋生辐合线的辐合抬升配合, 增强局地上升运动。沿海粤东的暴雨中心850 hPa上是急流轴, 风速沿着急流方向增加, 因此有沿急流轴的速度辐散场, 与底层渐近线型锋生辐合线的辐合抬升配合, 通过抽吸效应增强局地上升运动。而850 hPa上的气流走向与底层1000 hPa气流走向的交角, 显示了来自海上不同方向水汽的汇集, 形成深厚的水汽输送带。

其次调查对应东非强降水中心的环流, 先对近10年(2010—2019年)东非主雨季峰值月4月选择强降水事件。图4为2010—2019年4月逐日降水标准偏差时间

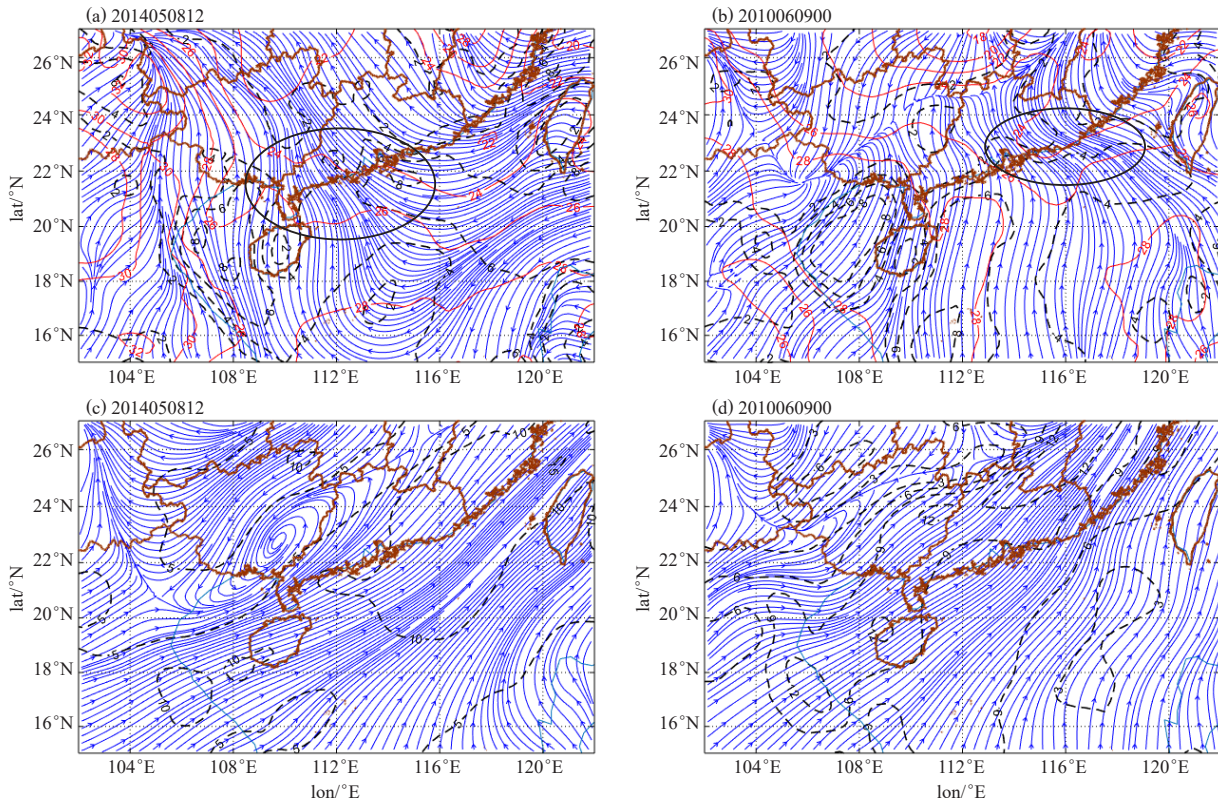


图3 华南粤东粤西沿海强降水过程环流关键系统 (黑色实线圈指示低层渐近线型锋生辐合线) (a) 沿海偏西强降水中心1000 hPa流场及温度场, (b) 沿海偏东强降水中心1000 hPa流场及温度场, (c) 沿海偏西强降水中心850 hPa流场及风速和 (d) 沿海偏东强降水中心850 hPa流场及风场^[14]

Fig. 3 Key circulation systems of heavy rainfall processes in coastal areas of East Guangdong and West Guangdong in South China (the black solid circles denote the AFCLs at the lower level) (a) flow field and temperature field at 1000 hPa of westward heavy rainfall centers in coastal areas; (b) flow field and temperature field at 1000 hPa of eastward heavy rainfall centers in coastal areas; (c) flow field and wind field at 850 hPa of westward heavy rainfall centers in coastal areas and (d) flow field and wind field at 850 hPa of eastward heavy rainfall centers in coastal areas^[14]

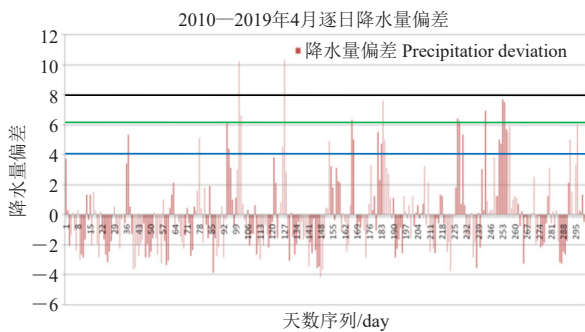


图4 2010—2019年4月逐日降水时间偏差序列 (蓝线正偏差4.0, 绿线6.0, 黑线8.0)^[8]

Fig. 4 Time deviation series of daily precipitation in April of 2010-2019 (blue line represents the positive deviation of 4.0; green line 6.0 and black line 8.0)

序列。图中正值指示大于10年4月降水日平均值的日降水量。负值指示小于10年4月降水日平均值的日降水量。进一步地为此偏差降水量取阈值, 4, 6, 8等, 则偏低阈值将获得较多强降水日。如取高值8, 则仅

有2天降水大于等于给定阈值, 见图4^[8]。现选择4.0, 则可获得近30个降水日。对这些筛选出的强降水日, 绘制对应的合成流场, 见图5^[8]。

图5显示, 在低层925 hPa和850 hPa环流场的形势比较接近。3个强降水中心对应3个渐近线型辐合线, 南面坦桑尼亚沿海的经向渐近线型辐合线为来自南印度洋气流, 由马达加斯加岛北侧绕道气流和越过马达加斯加岛的中部气流汇合而成。肯尼亚东部沿岸的经向渐近线型辐合线则由来自南印度洋的气流和来自北印度洋的量值气流汇合而成。第3个在维多利亚湖附近的辐合线则由来自乞力马扎罗山南北两侧的气流汇合而成。图5c则显示700 hPa的环流显著不同于925 hPa和850 hPa上的经向性环流, 主体环流是纬向的。对应3个强降水中心, 是3个纬向的渐近线型辐合线, 此层北印度洋的气流势力增强, 肯尼亚的辐合线完全来自北印度洋, 坦桑尼亚的辐合线和维多利亚湖辐合线是南北印度洋气流的辐合。图6是与图5环流对应的气温

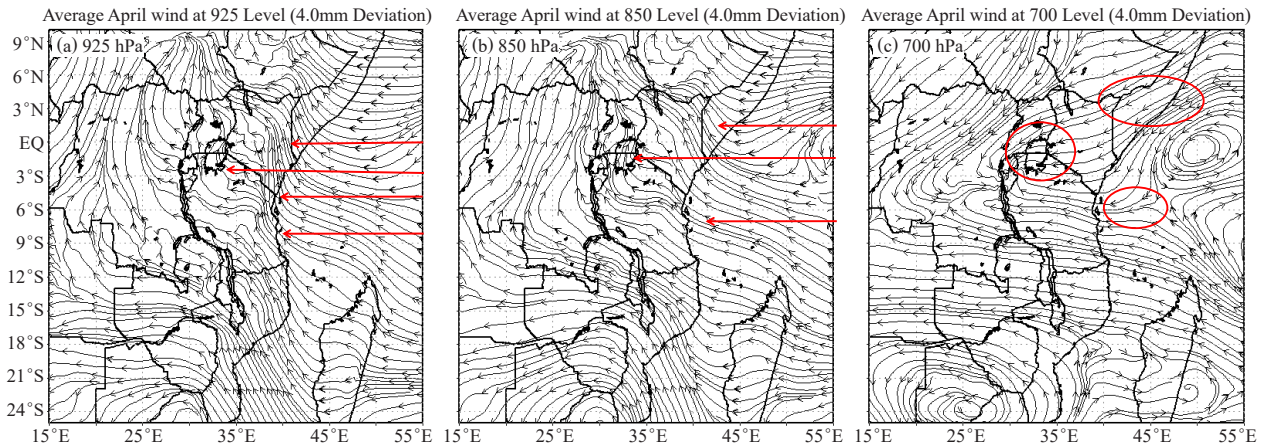


图5 2010—2019年4月降水偏差大于4.0的降水日合成流场(红色箭矢指示低层流场渐近线形辐合线,红色圈指示中层渐近线型辐合线及气流走向)^[8]

Fig. 5 Composite daily streamline field of precipitation with precipitation deviation greater than 4.0 of April from 2010 to 2019^[8] (The red arrows indicate the asymptotic linear convergence lines at low levels, the red circles indicate the asymptotic linear convergence lines and their orientations at middle level)

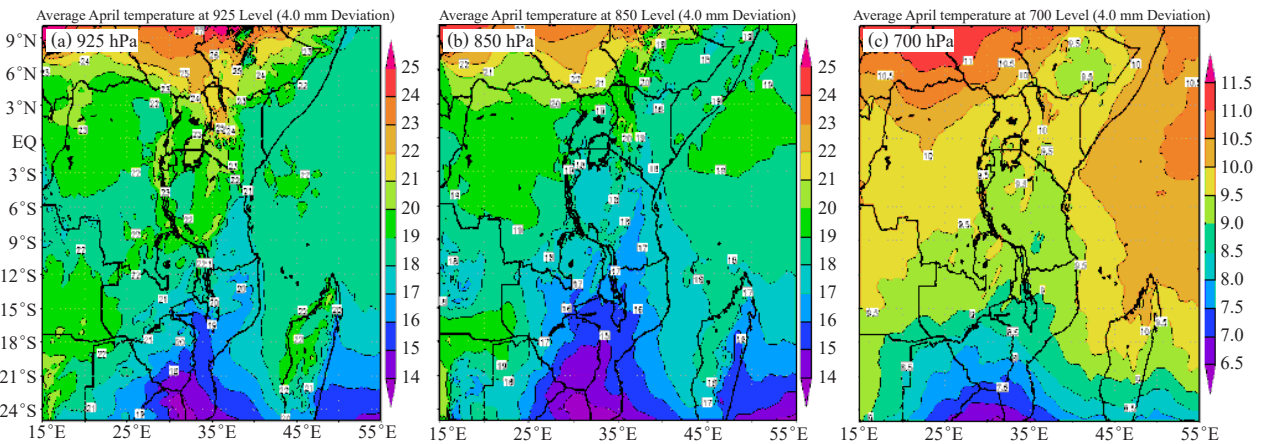


图6 2010—2019年4月降水偏差大于4.0的降水日合成气温场^[8]

Fig. 6 Composite daily temperature field of precipitation with precipitation deviation greater than 4.0 of April from 2010 to 2019^[8]

场分布。

图6显示2个特点,一是与强降水中心和渐近线型辐合线对应温度锋区,如在925 hPa上肯尼亚辐合线以及维多利亚湖辐合线对应冷锋锋区,内陆暖,海上冷。坦桑尼亚辐合线对应温度锋区是南冷北暖,也是冷锋锋区。但是在700 hPa上对应纬向渐近线型辐合线则是显著的暖锋区,海上暖气团,内陆冷气团。第二点是上下层锋区性质不同,显得比较复杂。但是依据热成风原理,上下层温度锋区的叠加,将形成不稳定层结。如图7。不稳定环境将主要发生在低层渐近线型辐合线轴的左侧,正是气流气旋性流场部位。

对东非主雨季和次雨季的降水及环流分析显示,此类渐近线型锋生辐合线是热带辐合带中的系统,受热带辐合带的活动及移动位置引导,在主雨季频繁出现而在次雨季较少。

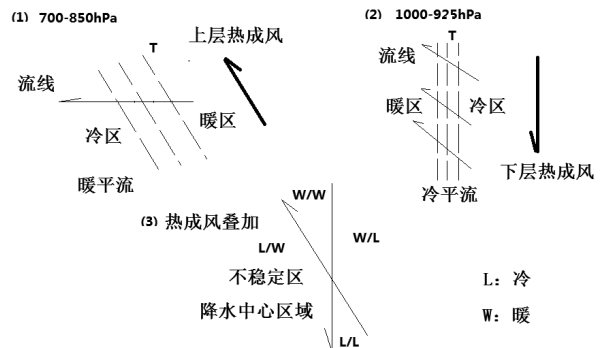


图7 雨区热成风分布及不稳定区分析

Fig. 7 Distribution of thermal wind in rain areas and analysis of unstable areas

接着对福建省4个强降水中心,由于冬季也有接近200 mm强降水发生,所以讨论分别对夏季型和冬季型展开。8月福建浙江沿海多台风活动,显著影响

福建强降水过程^[15]。本文重点研究渐近线型锋生辐合线系统与强降水的关系，故不考虑台风显著影响福建降水的时次以及24 h降水量低于50 mm的降水过程。最后将满足以上条件的总计72个样本(单位:d)，做2012—2017年8月850 hPa平均环流分析^[16]。大致有3种类型:沿海气旋环流,纬向渐近线型锋生辐合线,经向渐近线型锋生辐合线。对72个暴雨日样本类别统计调查如表1所示。

表1 2012—2017年8月福建省72个非台风暴雨日样本类型频数统计^[16]

Table 1 The sample types and appearance frequency Statistics of 72 non typhoon storm days in Fujian Province in August from 2012 to 2017^[16]

	纬向型辐合线	经向型辐合线	合计
频次	13	11	24
占比(/72)	18.2%	15.3%	33.5%

因此渐近线型锋生辐合线是一类重要的低纬度强降水系统。本研究关注渐近线型锋生辐合线。此类辐合线与常规风场辐合线的最显著的差异是其流场的渐近线形辐合,以及有锋区配合。常规风场辐合线往往仅考虑风向相向而行的气流辐合线,尺度也多属中小尺度,并无锋区配合。

渐近线型锋生辐合线的夏季型如图8所示。夏季型又有两种类型,纬向型图8a,经向型图8b。

图8显示合成流场的两类渐近线型锋生辐合线,纬向型是冷锋锋生,海上气温低于内陆,内陆有暖中心。东风气流绕经台湾岛两侧,在台湾海峡相遇,并从海峡西岸闽江口福州附近汇合登陆,沿海地区有锋区,渐近线形辐合主要形成在沿海陆上区域。参考东非的渐近线型锋生辐合线,台湾岛与东非马达加斯加岛有类似驱动扰流作用,福建夏季纬向渐近线型锋生辐合线是由岛北端的东风绕岛气流和翻越岛中部的气流以及岛南端绕道气流经过台湾海峡,登陆福建沿海汇合。强降水发生在辐合线轴线的左侧。经向型是自南向北,南面有暖中心所以是暖锋锋生。经向渐近线型锋生辐合线主要位于福建省内陆,气流自南向北,受到福建西北部山区鹫峰岭和武夷山的杉岭山所构成的喇叭口地形引导,进一步强化环流系统辐合上升与山脉强迫抬升,形成强降雨区在辐合线轴线的左侧的福建西北山区。值得注意的是此类型海上东风气流在经过台湾岛时,有北端绕岛东风波,但是此时台湾岛北端却是少雨区(阴影色为白色),此处锋区较弱,又处于自南向北气流右侧的反气旋式切变区,层结较为

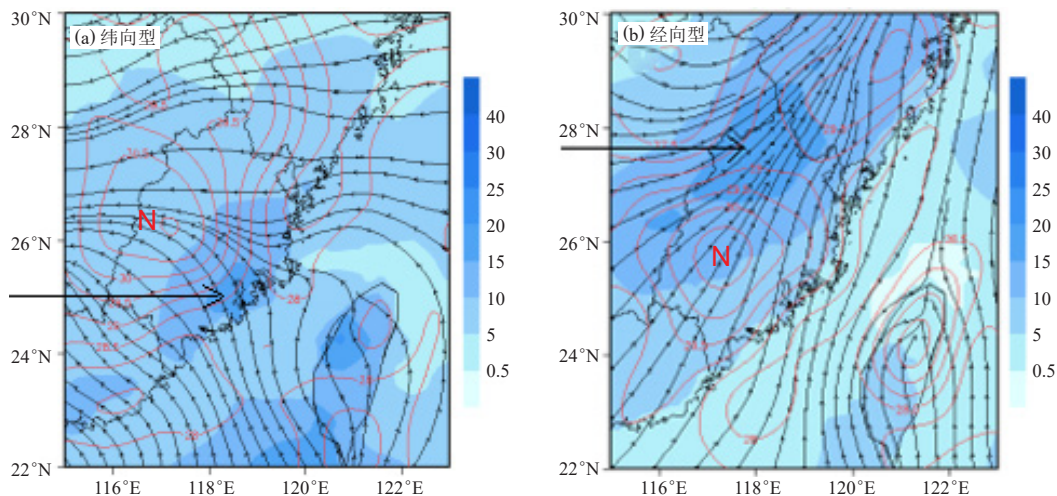


图8 1000 hPa合成流场及6 h累积降水(阴影为6 h累积降水量,箭头指示暴雨中心,红色等值线为等温线(单位: C°),字母N指示暖气团中心)^[16]

Fig. 8 The composed streamline field at 1000hPa and 6-hour accumulated precipitation (the shadow indicates the 6-hour accumulated precipitation; the arrows indicate the centers of rainstorm; the red line is temperature, unit: oC ; the letter N indicates the center of warm air mass)

稳定。由此看来地形与辐合线环流的共同作用,即动力强迫和系统对流性不稳定结合,影响着强降水及落区。

再进行福建冬季渐近线型锋生辐合线的流场分析。冬季我国东南沿海主要受冬季风控制,气流自北方南下,为偏冷干气团入侵南方,此时低纬度的福建

省也会发生强降水,过程降水可接近200 mm^[17-19]。先建立2011—2016年6年冬季总计542 d的逐日降水样本时间序列,对降水时间序列进行了标准化预处理,再进行日降雨量EOF分解,前面5个模态通过了North检验。对这5个降水分布模态进一步进行REOF分析,获得REOF降水分区分布图,如图9所示。

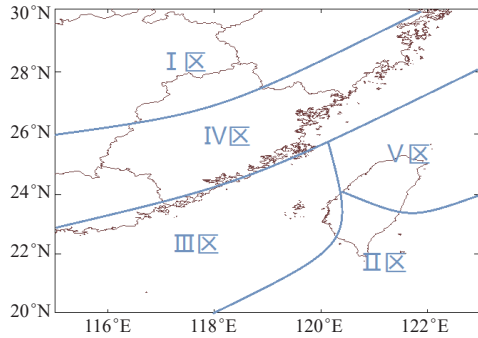


图9 冬季降水REOF综合区域分布^[20]

Fig. 9 REOF comprehensive region distribution of winter precipitation in South east coastal area of China^[20]

图9显示模态2, 3, 5所在区域均为海上, 只有模态1和4降水区是在福建省内陆。因此深入分析模态1和模态4的降水环流。它们的EOF贡献率分别为模态1

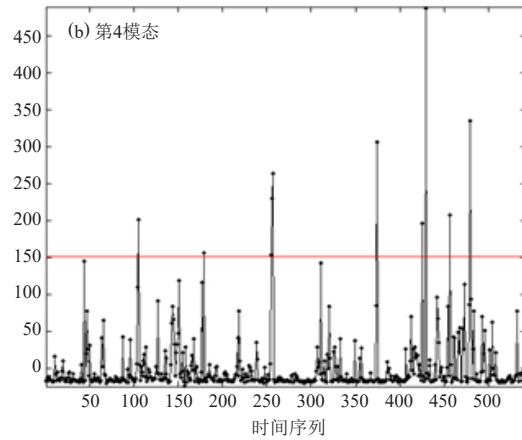
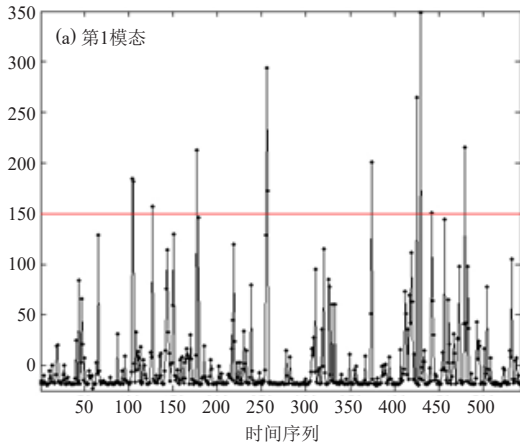


图10 2011—2016年冬季降水两模态REOF时间序列, 红线为阈值^[20]

Fig. 10 Two mode of REOF time series of 2011–2016 winter precipitation, the red lines are the threshold values^[20]

图11显示两个模态在1000 hPa流场上均有渐近线形式由东北向西南方向辐合的流型系统, 并伴随有锋区存在, 属于冷锋锋生。渐近线型锋生辐合线尺度有几百千米, 接近福建省南北向的空间长度, 并受到福建南部山区的玳瑁山和博平岭引导, 向山脉转向, 形成由侧向平行转为与山脉正面相遇爬升的汇合流型。而850 hPa上的环流形态与1000 hPa显著不同, 在850 hPa上(图11c, 11d), 两个模态流场均为副高西侧的偏东南气流, 模态1的经向度更大, 模态4的纬向性更强一些。它们将太平洋西部的潮湿气流输送到东南沿海。因此此类渐近线型锋生辐合线是浅薄系统。同时也显示了冬季中高纬冷气团南下时向低纬度暖气团下方的楔入。这样的高低层配置在东南沿海地区形成较为复杂的分层环流与不稳定温度层结背景, 低层为大陆性干冷锋, 中层为海洋性暖湿气流, 两层气流相向而行, 形成局地湿度锋生不稳定。

为49.9%, 模态4为6.1%。考虑模态1和模态4的时间序列如图10。

在REOF的时间序列中系数值越大, 说明在该样本时刻, 该模态分布状态越明显, 表现越清晰。系数值越小, 说明在该样本时刻的该样本分布状态与该模态的状态相似度小, 表现不清晰。为了解对应两降水模态的环流要素分布特征, 选取各模态下时间系数值 ≥ 150 的样本时刻(图10中红线以上个例)。根据标准, 选出第1模态的样本时刻有11个, 第4模态的样本时刻有10个, 见图10。根据福建省气候服务中心记录, 逐一对所选样本进行降雨调查, 发现大部分样本日均有大到暴雨发生, 2012年12月29日则由于受到强冷空气影响出现降雪天气。筛选出这些样本时刻后, 依据所在模态(1或者4), 分别进行样本合成分析。获得两模态的代表性要素特征, 如图11。

2.3 渐近线型锋生辐合线的定义

依据上述分析, 可以获得这些低纬度非台风强降水关键系统“渐近线型锋生辐合线”的基本形态: 这是一个浅薄系统, 流场上为渐近线型辐合气流的形态, 配合有与渐近线轴相交的温度锋区或湿度锋区。具有系统性动力辐合抬升, 温度锋区的热力抬升, 湿度层造成的干湿汇合的湿度不稳定, 以及地形配合的强迫辐合与强迫抬升, 进而形成相对固定的降水落区。尤其是此类强降水系统在低纬度比较多见, 无论在东亚, 以及东非, 都可以观察到它们常与多年强降水中心相伴。

2.4 渐近线型锋生辐合线的客观判定

客观判定的意义是由于渐近线型辐合线与其它环流系统, 如气旋反气旋, 槽脊系统、切变线系统不同的是, 在风场上系统中心结构不够清晰。系统渐近线

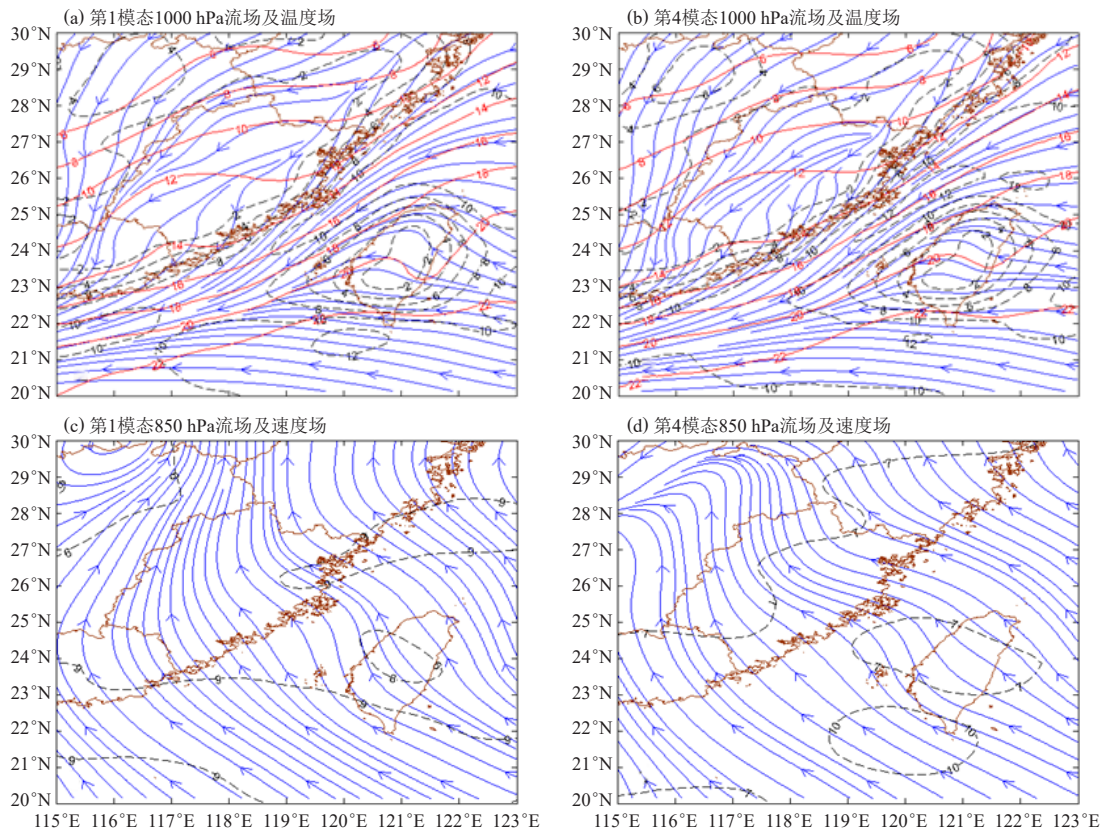


图11 REOF第1和第4模态1000 hPa及850 hPa样本合成环流场与温度场的分布^[11] (蓝色实线为流线, 红色实线为等温线, 单位: °C, 黑色虚线为风速, 单位: m/s)

Fig. 11 The composed flow field and temperature field of 1000 hPa and 850 hPa of the first and fourth modes of REOF^[11] (the blue line is streamline; the red line is temperature, unit: °C; the black dash line is wind speed, unit: m/s)

轴不易人为简单观察判定。因此采用量化方法通过智能运算确定渐近线型辐合线的位置与结构。

首先考虑局地渐近线型辐合线的走向以及汇合支流大致方向, 依据主要渐近线汇合气流形态分辨该渐近线型辐合流是由两支还是三支气流汇合形成, 如华南粤西有偏南、偏东南和偏西南三支气流汇合成的渐近线辐合流, 又如福建有纬向辐合线由偏东和偏东南两支气流汇合, 等。然后选定汇合后的气流方向为系统主轴, 汇入气流为倾角流。接着分别计算系统主轴和倾角流与经线或者纬线的夹角 $\tan(\nu, u)$ 。选经线还是选纬线, 取决于主轴走向更接近经线还是纬线。由此可确定出流场中的最大角度矢量和最小角度矢量, 就能够相对客观地由程序筛选出渐近线型辐合线矢量及其辐合轴的位置^[16, 20]。图12为对福建夏季纬向渐近线型辐合线的客观判定效果图。

图12显示了经过客观判定的渐近线型辐合线轴线, 以红色矢量指示。由此确定渐近线型辐合线的位置与走向, 此轴线依据风矢量, 所以随着流线形态, 轴线往往具有一定的弧度。

另一种客观算法是对渐近线型辐合线提取风速大值中心点, 绘出中心点的矢量, 获得渐近线形辐合线的矢量轴线^[20]。

2.5 渐近线型锋生辐合线系统坐标系的建立

当渐近线型锋生辐合线的轴线确定之后, 进一步地为分析渐近线型锋生辐合线系统的结构, 包括各类动力、热力、水汽要素的区域空间分布, 以及了解沿辐合轴线的要素垂直剖面分布特征, 和沿着与轴线正交线的要素垂直剖面分布等, 需建立渐近线型辐合线的系统坐标系, 即辐合轴直角坐标。该坐标系为系统随体坐标系(拉格朗日坐标系), 可以提取两个相互正交的坐标轴上的要素位置, 进而给出系统要素的三维空间分布。具体方法为先提取轴线两端经纬度 $(lat1, lon1)$ 和 $(lat2, lon2)$, 再依据二元一次方程组 $lat1=k \cdot lon1+b$; $lat2=k \cdot lon2+b$; 考虑两个方程在同一条轴线上, 因此参数是相同的, 进而解方程组, 计算出其中的2个参数 k 和 b 。例如冬季自北向南的渐近线型辐合线, 其中 $k>0$ 且 $b<0$, 而另一条正交的垂直轴坐标则有 $k<0$, $b>0$ 。依据已求出参数 k , b 的方程组, 可将轴

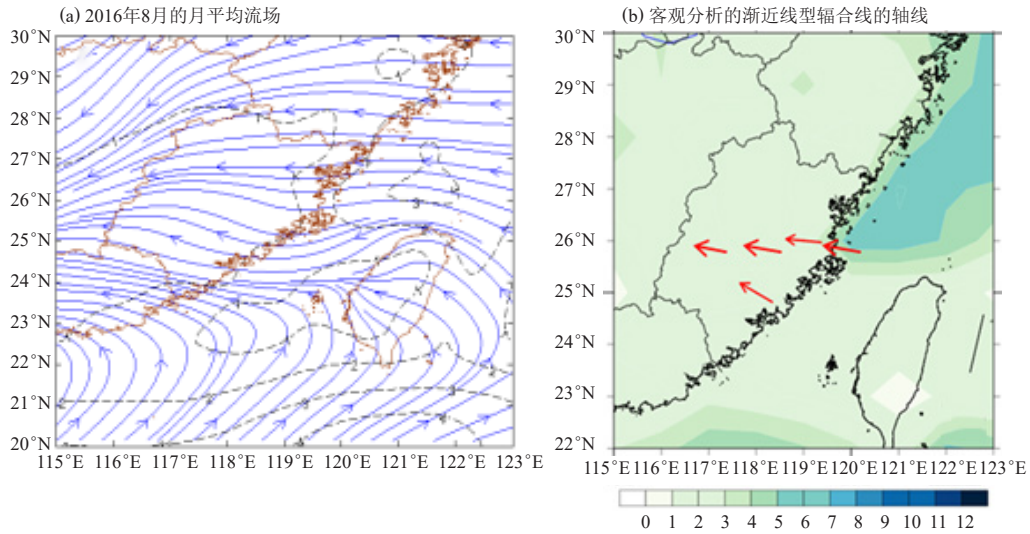


图12 渐近线型辐合线流场及客观判定的辐合线轴线^[16]

Fig. 12 The streamline field of the asymptotic linear frontogenetic convergence lines and the objectively determined convergence line axis^[16]

线上各要素点经纬度位置反算确定，再连接各点，即获得渐近线形锋生辐合线的2条正交的系统坐标轴线，进而依据系统坐标系可以客观分析渐近线型锋生辐合线的各类要素配置结构^[11, 20]。

例如对福建省冬季渐近线型锋生辐合线，依据已求出参数 k 、 b 的方程组，可将轴线上各要素点经纬度位置确定，再连接各点，即获得渐近线型锋生辐合线的随体系统坐标轴线，见图13，进而依据系统坐标系客观分析渐近线型锋生辐合线的各类要素配置结构。

图13中东北西南向黑色直线为计算得出的渐近线

型锋生辐合线的坐标轴线和正交轴线，轴线上的圆点为要素取值点。填色部分和虚线均表示流速，红色矢量箭头为通过客观判定系统形成的强风辐合轴线矢量表达，其气流流速达到一定阈值才绘制。将再分析数据的气流 u 、 v 分别投影分解到辐合线轴线坐标以及正交于辐合线坐标轴线的方向上，称其为 u' 、 v' 。对于所研究的冬季渐近线型辐合线，考虑 v' 应沿辐合轴线自偏北向偏南。又因辐合轴线居中，则两侧 u' 相反，向轴线汇聚。

图13a所示第1模态辐合线由偏北气流和东北气流

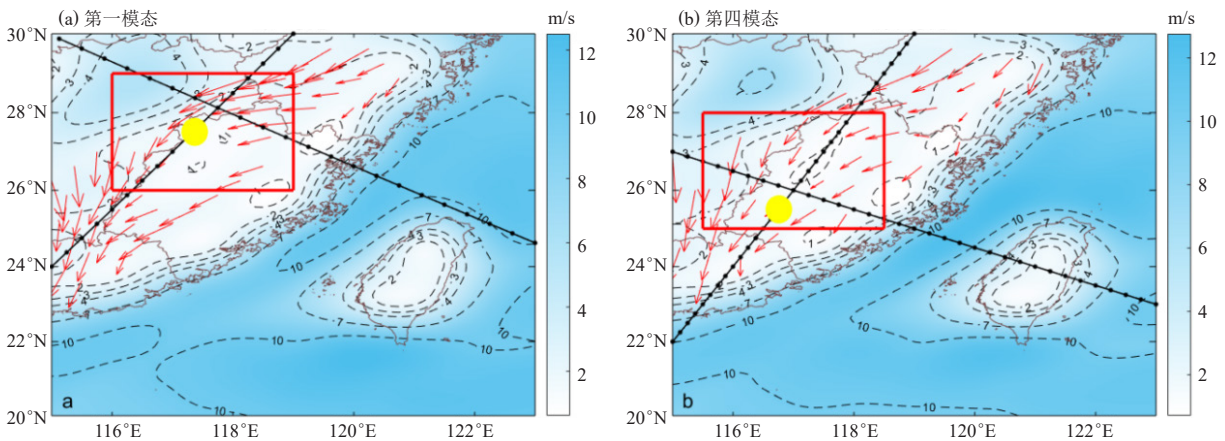


图13 福建地区冬季强降水两模态渐近线型锋生辐合线坐标系以及辐合线矢量表达 (其中黑色实线为辐合线坐标轴，实线上黑色圆点为辐合线轴与数据网格相交的点即数据点，红色箭头为辐合线矢量表达，红色矩形指示锋区位置，填色部分和黑色虚线为风速，单位：m/s，黄色方块为强降水中心)^[11]

Fig. 13 The coordinate systems of the asymptotic linear frontogenetic convergence lines in two modes and the vector expression of the convergence lines during winter heavy precipitations in Fujian (the black line is the coordinate axis, the black dots on the axis are data grids, the red arrows are vector expression of the convergence lines; the red rectangle indicates temperature front position; the shadow and black dash line are wind speed, unit: m/s; the yellow square indicates the center of heavy rainfall)^[11]

汇合而成(红色风矢),雨带中心(黄色方形)位于渐近线形锋生辐合线矢量轴左侧的气旋式风切变范围,也位于辐合线坐标轴上。图13b为第4模态的辐合线坐标轴以及通过客观判定系统的辐合线矢量表达,如图13所示第4模态辐合线由西北气流、偏北气流以及东北气流汇合而成,偏北气流的角度小于东北气流,并且雨带也是位于渐近线形锋生辐合线的左侧气旋式风切变范围以及辐合线坐标轴上。

3 渐进线型锋生辐合线系统结构特征

3.1 福建省冬季强降水渐近线型锋生辐合线系统结构

首先依据系统坐标系,分析冬季福建省渐近线型锋生辐合线系统的要素结构。

(1) 动力垂直上升运动

图14是模态1和模态4沿着系统坐标的两个正交轴的垂直运动分布。

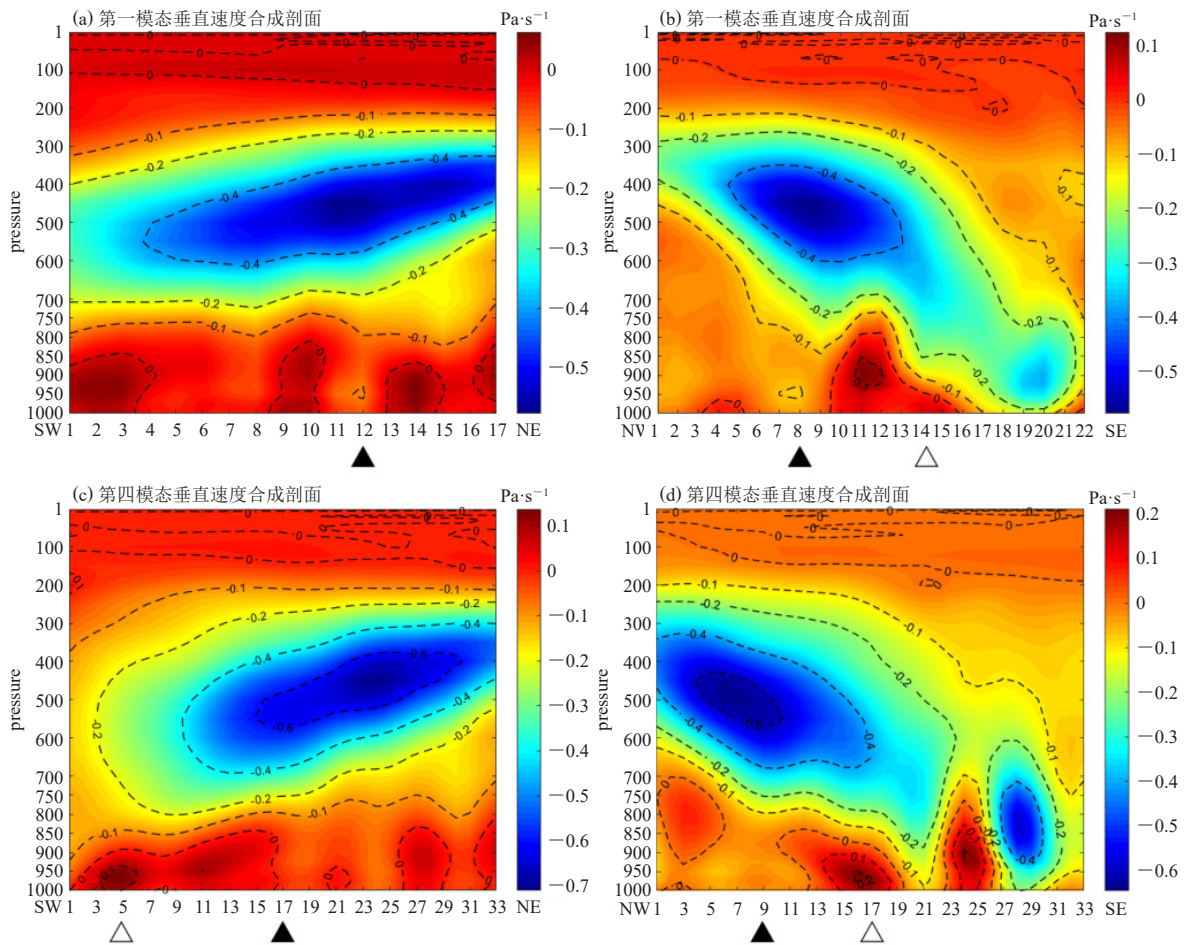


图14 福建地区冬季第1模态和第4模态渐近线形锋生辐合线垂直速度剖面(填色与等值线均为垂直速度,单位: Pa/s。图中黑三角指示强降水中心,白三角指示海岸线位置)

(a) 沿第1模态辐合轴线坐标的垂直剖面, (b) 正交于第1模态辐合轴线坐标的垂直剖面, (c) 沿第4模态辐合轴线坐标的垂直剖面, (d) 正交于第4模态辐合轴线坐标的垂直剖面^[11]

Fig. 14 Vertical velocity profile sections of the first and fourth modes of the asymptotically linear frontogenetic convergence lines during winter in Fujian^[11] (unit: hPa/s, the black triangles indicate the center of rainstorm, and white triangles indicate coastline positions)

(a) Along the coordinate axis of mode 1; (b) Along the orthogonal coordinate axis of mode 1; (c) Along the coordinate axis of mode 4; (d) Along the orthogonal coordinate axis of mode 4

图14a和14c显示了两模态沿着渐近线轴方向垂直剖面上的垂直速度分布,其强中心在中层,并且形成自南向北抬升倾斜,暴雨中心(黑三角位置)对应低层较弱的垂直上升区。这与冷锋锋区低层冷空气自北向南楔入下沉,中层暖空气沿冷锋锋面自南向北爬升

的结构相符,并且中层垂直上升运动深厚中心区也对应暴雨中心。图14b和14d是两模态与渐近线型锋生辐合线轴线正交轴的垂直剖面,横坐标为自西北向东南。它们显示,东南海区的垂直上升运动贴近海面,并且自海上向内陆爬升倾斜(白三角指示海岸线位

置)。强垂直速度中心也在中层，其最深厚的垂直上升运动层对应强降水中心。渐近线型锋生辐合线的系统性辐合抬升包括了辐合气流的动力抬升以及锋面冷暖气团相遇的热力汇合抬升两个成分的叠加。有关下垫面地形抬升效果将在其他论文讨论。

(2) 水汽的比湿垂直分布

图15显示了福建冬季1和4两模态在系统坐标中沿辐合轴线以及沿正交轴线的比湿及风速分量垂直分布。

图15显示，福建地区冬季两模态均有高比湿中心位于海上。并与沿系统坐标轴的风速大值中心配合。高湿度气流分量向强降水辐合区输送水汽，即辐合线系统能够将临近台湾海峡海域的海面水汽汇集到强降

水区。此外，在强降水中心附近，有高低层的相向气流造成干湿水汽锋生不稳定，图中蓝色圈指示，来自北方的干空气团嵌入了来自南方的暖湿气流中，比湿等值线（黑色虚线）在低层有回缩。增强的湿度梯度加强了强降水区的不稳定层结，并对应着强降水中心（黑色三角指示区）。

(3) 热力的潜热与感热垂直分布

对于渐近线型锋生辐合线的热力结构，锋生伴随着平流感热，辐合携带源于临近海峡的充沛水汽，通过凝结降水产生潜热释放。因此两者结合，在系统和降雨区形成活跃且强盛的非绝热加热。福建冬季两模态的非绝热加热由图16给出计算结果，在低层900 hPa以下，平流感热大于水汽凝结潜热释放，这应该是

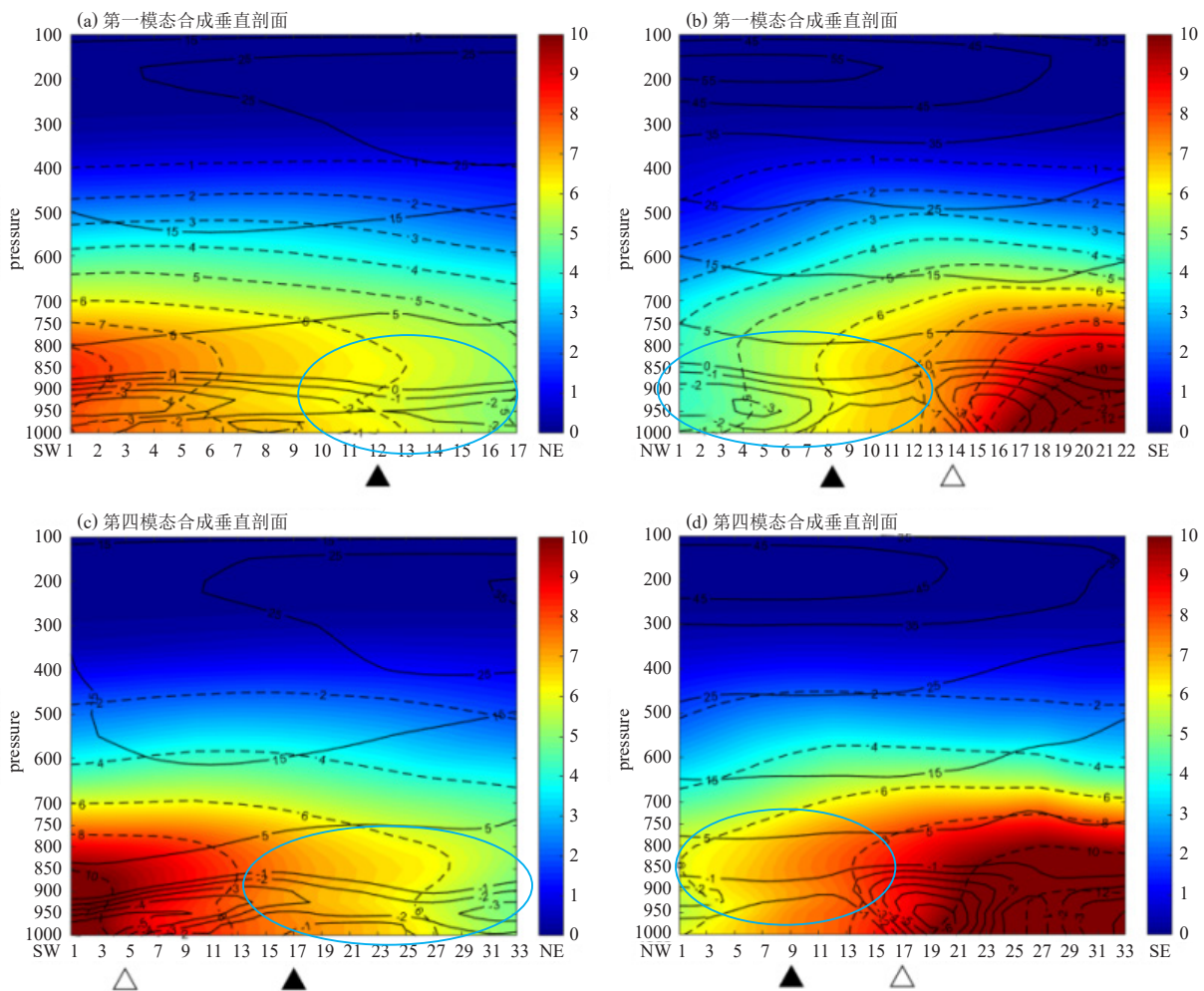


图15 福建地区冬季第1模态和第4模态渐近线形锋生辐合线系统坐标轴比湿垂直剖面(单位: %，蓝色椭圆圈指示干湿交汇处)
(a) 沿第1模态辐合轴线坐标的垂直剖面，(b) 正交于第1模态辐合轴线坐标的垂直剖面，(c) 沿第4模态辐合轴线坐标的垂直剖面，(d) 正交于第4模态辐合轴线坐标的垂直剖面^[20]

Fig. 15 The special humidity Vertical profiles sections of the coordinate axes of the asymptotic linear frontogenetic convergence lines in the first and fourth modes during winter in Fujian^[20] (unit: %, the blue oval circles indicate dry and wet air mass intersections)

(a) Along the coordinate axis of mode 1; (b) Along the orthogonal coordinate axis of mode 1; (c) Along the coordinate axis of mode 4; (d) Along the orthogonal coordinate axis of mode 4

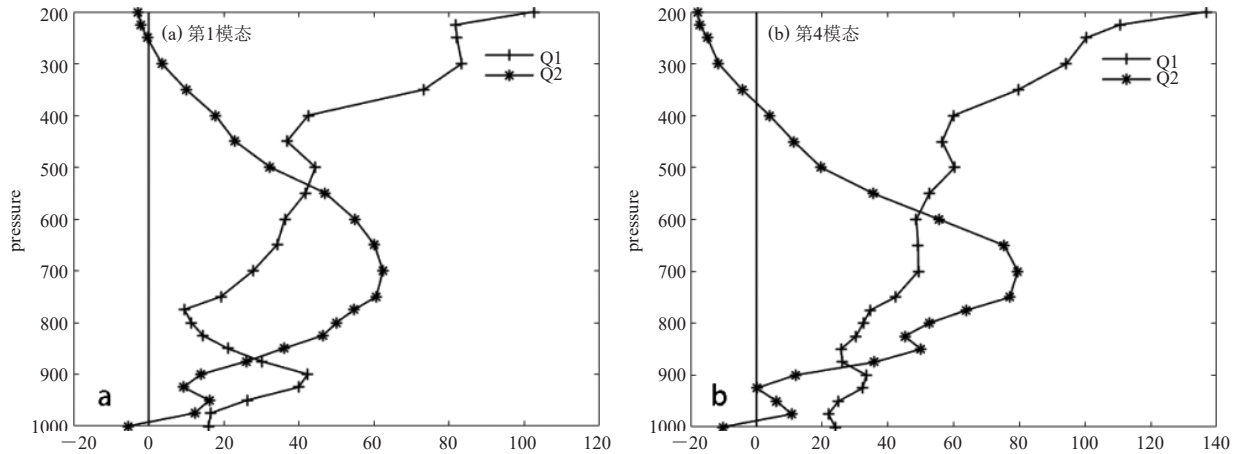


图16 渐近线型锋生辐合线两模态样本合成的雨区中心视热源 Q_1 和视水汽汇 Q_2 ^[11] (廓线 Q_1 为感热 Q_2 为潜热, 单位: $10^{-3}\text{J}/(\text{kg}\cdot\text{s})$)
 Fig. 16 The profiles of the apparent heat source Q_1 and the apparent moisture sink Q_2 ^[11] (Q_1 is the sensitive heat, Q_2 is the latent heat, unit: $10^{-3}\text{J}/(\text{kg}\cdot\text{s})$)

锋生风区作用。而中层900~500 hPa则水汽凝结潜热释放强于平流感热, 这与副高边缘水汽通量自东南向西北登陆有关。因此, 对于渐近线型锋生辐合线的环境, 两模态的非绝热加热, 低层感热大于潜热, 中层凝结潜热加热明显强于平流感热, 由此形成较深厚的热力对流不稳定, 有利于冬季局地强降水。

(4) 综合要素的对流不稳定能量

假相当位温 θ_{sc} 是气压、温度、以及大气湿度综合特征的表达, θ_{sc} 的大小指示着大气潜在能量的大小, 当假相当位温随高度递减时, 该层环境称为环境对流不稳定, 即 $-\frac{\partial\theta_{sc}}{\partial p} < 0$ 。在渐近线型锋生辐合线的强降水辐合中心附近, 在系统坐标轴上, 均有中层对流不稳定层(图略)。对于模态1大约位于800~600 hPa层附近, 有假相当位温等值线随高度增加而递减; 对于模态4大约位于900~700 hPa层次, 具有假相当位温随高度增加而递减。这与系统的锋生结构有直接联系。由于东南沿海冬季低层干冷北风楔入暖气团下方, 形成上暖湿下冷干的对流不稳定层结, 积蓄不稳定能量, 因此有利于强降水的发生发展。

在采用系统坐标系的情况下, 渐近线型锋生辐合线中的要素分布特征更清晰, 系统的结构表现的更为明确, 优于后续的要害常规经纬度垂直剖面分布的表达。

3.2 多地域主雨季强降水渐近线型锋生辐合线系统结构

除了前一节福建省冬季强降水的关键系统渐近线型锋生辐合线, 其余几个地区的渐近线型锋生辐合线均出现在当地的主雨季强降水过程中, 如华南广东前

汛期沿海的粤东与粤西强降水, 东非主雨季峰值月4月的3个强降水中心, 以及福建省夏季年度降水峰值月8月的纬向型和经向型渐近线型锋生辐合线强降水。由于这几类强降水关键系统渐近线型锋生辐合线的经向走向和纬向走向比较清晰, 所以对系统结构的分析, 均直接进行经向和纬向垂直剖面诊断。

(1) 系统的垂直上升运动特征

福建省夏季8月强降水合成过程两类渐近线型锋生辐合线的垂直速度垂直剖面图, 如图17所示。图17a为纬向型辐合线垂直剖面, 图17b为经向型辐合线的垂直剖面。

两个垂直剖面均与渐近线型锋生辐合线正交。在两图的下缘都标注了暴雨中心位置(红色三角)和辐合线轴的位置(绿色三角), 黑色空心箭头指示了垂直运动的方向。标注已经显示暴雨位于渐近线型锋生辐合线的左侧, 即气旋式速度切变一侧。对于纬向型辐合线系统, 辐合轴两侧辐合气流都来自海上, 偏冷气流楔入内陆暖气团下方, 进一步增强中层上升运动。造成垂直速度上升中心强度高, 并且伸展厚度大, 从地面达到300 hPa。对于经向型辐合线, 垂直上升运动强中心高度伸展达到500 hPa, 尤其是底层的强中心, 强度和尺度都显著强于纬向型暴雨区, 这是由于经向型强降水区是福建省西北山区, 辐合线左侧群山地形抬升作用显著强于较为开阔平坦的辐合轴右侧沿海地区。山脉抬升效应随高度减弱, 因此强上升气流水平范围更宽, 垂直高度浅一些。

图18显示了对应东非3个强降水中心的6个强降水个例合成的关键系统, 渐近线型锋生辐合线(位置见图5中的流场)形成的垂直上升运动分布。红色圈指示

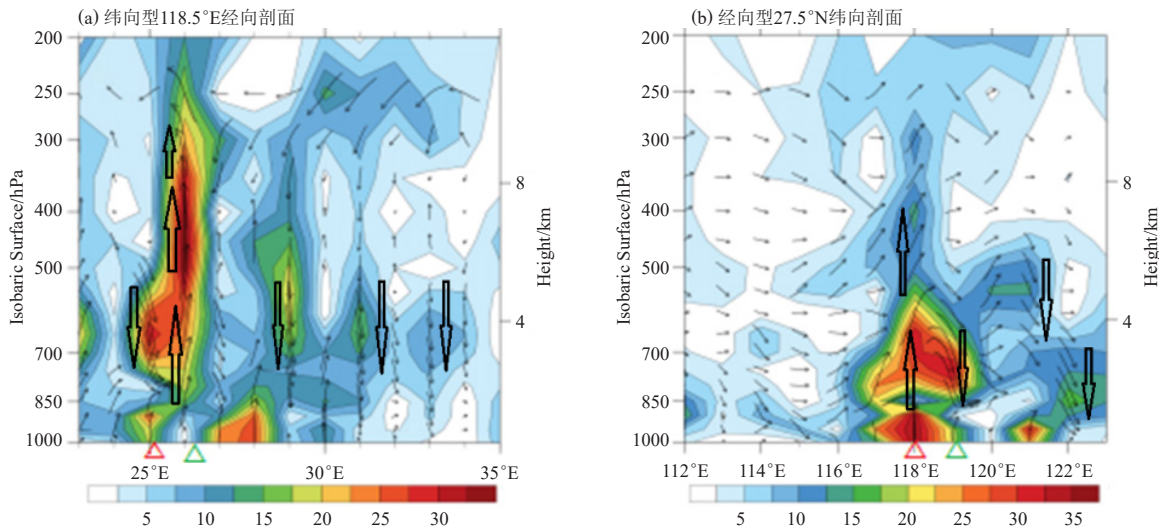


图17 福建夏季经纬向两类辐合线暴雨环流垂直分布与垂直速度剖面图^[16] (阴影区为垂直速度大小, 黑色空心箭矢指示垂直运动方向, 单位: -10^2 cm/s, 红色三角标记为暴雨中心位置, 绿色三角标记位置为辐合轴位置)

Fig. 17 The vertical circulations (v and w) and the vertical velocity profile sections of the two types of Rainstorms with the longitudinal and latitudinal asymptotic linear frontogenetic convergence Lines in Fujian during summer^[16] (the shadow is vertical velocity, the black hollow arrows indicate vertical motion direction, unit: -10^{-2} cm/s; the red triangle indicates the center of rainstorm, the green triangle indicates the axis location of the asymptotic linear frontogenetic convergence lines)

了垂直上升运动区。

图18a和18d显示ACL1渐近线型锋生辐合线位置在38°E附近, 上升运动中心在38°E及以西, 这里有东非高原以及海拔5199 m高的基里尼亚加山峰, 热带辐合带中的渐近线型锋生辐合线受到地形侧向阻挡, 辐合线系统上升运动, 地形强迫抬升, 锋生热力抬升, 共同作用, 形成常年强降水中心。ACL1和ACL2雨区强上升运动中心基本位于山脉东侧辐合线系统西侧(左侧)。而ACL3雨区主要在山脉南面, 因此迎风坡面向南, 形成上升运动范围较宽(图18c和18d), 强降水中心尺度也显著宽大。

图19为华南广东沿海渐近线型锋生辐合线附近的合成个例垂直速度的垂直经向剖面分布。

图19显示了垂直环流, 对照图3a和3b, 在低层西侧辐合线自南向北方向连续伸展, 而东侧辐合线在大约25°N有明显的向东北转向。这样在垂直环流中, 西侧辐合线向北伸展较远, 东侧辐合线在大约25°N附近, 开始有偏北气流向南汇合。于是在锋区配置结构上, 西侧渐近线型锋生辐合线的锋区, 沿着渐近线轴线方向, 梯度比较均匀。而东侧渐近线型锋生辐合线的锋区等值线较为密集, 尤其是具有双锋区, 一个在近25°N处, 由偏北气流汇入偏南气流形成, 另一个在海岸附近, 自海上向陆上汇集。广东沿海东侧的渐近线型锋生辐合线造成的强降水范围大于西侧辐合线。所以渐近线型锋生辐合线环流可形成强的辐合上升运

动中心。

(2) 系统的湿度分布特征

分析福建省夏季多年8月渐近线型锋生辐合线的水汽特征, 如图20所示。

图20a中, 对于纬向型辐合线, 从低层起, 湿对流不稳定 ($\frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p} < 0$) 在1000~500 hPa, 对照图8, 强降水中心在辐合线的左侧25°N处, 这个位置是比湿锋区与是对流不稳定的叠加。再此经度上辐合线的宽度大致从24°—28°N, 所以30°N以北的比湿锋区, 不属于该辐合线系统。在图20b的经向型辐合线, 27.5°N的垂直剖面经过强降水中心, 纬向范围尺度在116°—118°E, 这里也是湿对流不稳定(1000~500 hPa), 以及比湿锋区的叠加。在此纬度上渐近线型锋生辐合线的宽度大约116°—120°E, 120°E以东是海面区域不属于该辐合线系统。这样辐合线系统具有湿动力不稳定与系统环流辐合上升区叠加, 有利于强降水的发生与维持, 对强降水发生位置也有一定指示性。

图21显示了东部非洲3个主要的渐近线型锋生辐合线的湿度特征。

低层比湿锋区, 依照图18d和图5a, ACL1 为在北部的第1个渐近线型锋生辐合线, 南北向剖面(38°E)显示低层赤道北侧有显著比湿锋区(黑色圈指示), 赤道以南不是该辐合线范围。ACL1沿经向的水平辐合造成了比湿锋增强; 对应ACL2在4S纬向剖面显示, 比

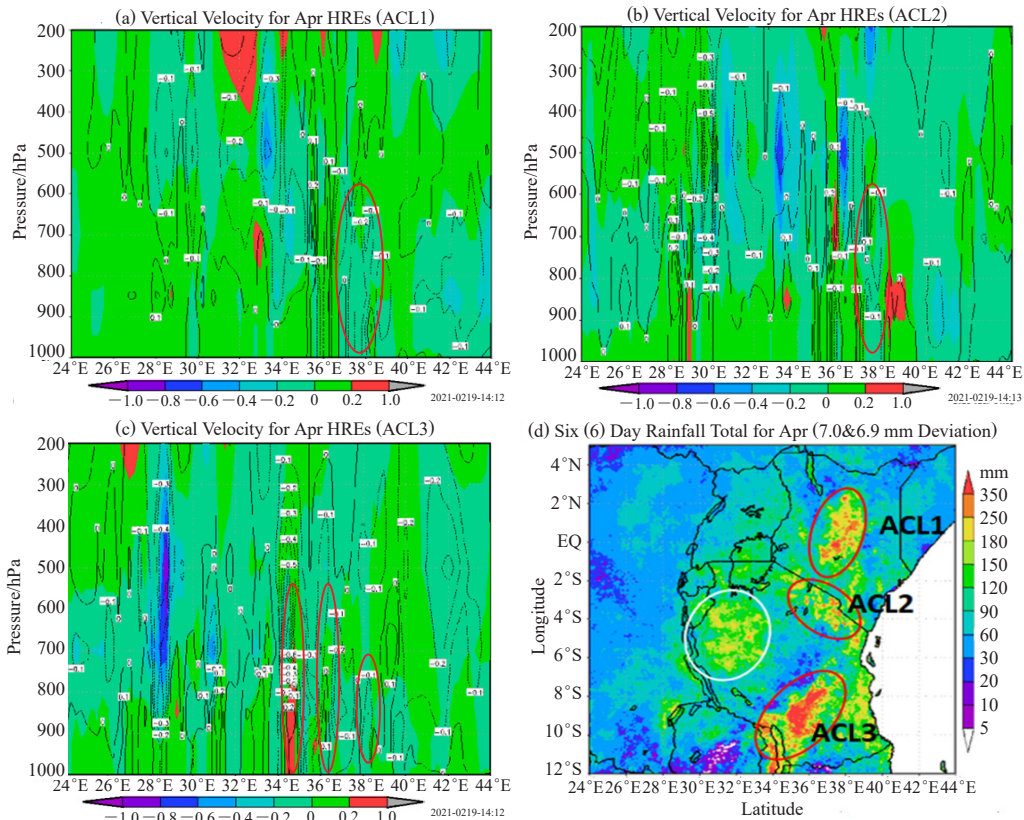


图18 东非主雨季强降水个例合成垂直速度垂直剖面分布 (单位: hPa/s和强降水中心及渐近线型锋生辐合线 (ACLs) 位置)^[8]

(a) 对应 (d) 中降水区ACL1, (b) 对应 (d) 中降水区ACL2, (c) 对应 (d) 中降水区ACL3, (d) 东非强降水位置

Fig. 18 The composed vertical velocity at latitudinal vertical profile sections of heavy rainfall cases in the main rainy season in East Africa (unit: hPa/s), and the positions of the heavy rainfall centers and the asymptotic linear frontogenetic convergence Lines (ACLs)^[18]

(a) Matching to the rainfall center and ACLs1 in (d); (b) Matching to the rainfall center and ACLs2 in (d); (c) Matching to the rainfall center and ACLs3 in (d); (d) Locations of common heavy rainfall in East Africa

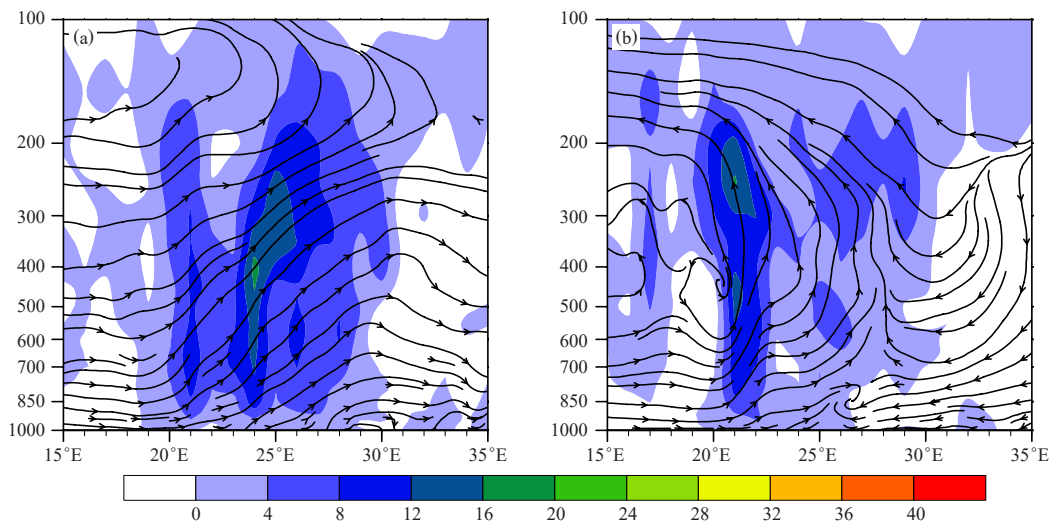


图19 华南粤东粤西两个暴雨环流垂直分布与垂直速度径向剖面—渐近线型锋生辐合线左侧 (a) 粤西111°E剖面, (b) 粤东113°E剖面^[21] (阴影为垂直速度, 单位: -10^2 cm/s, 实线为v与w的合成流线)

Fig. 19 The vertical circulation (v and w) and vertical velocity distribution at the meridional profile sections at the left side of the asymptotic linear frontogenetic convergence lines in the two rainstorm events in eastern and western Guangdong, South China^[21] (the shadow is vertical velocity, unit: -10^2 cm/s, solid lines indicate the composed streamlines of v and w)

(a) Along 111°E at the west Guangdong; (b) Along 113°E at the east Guangdong

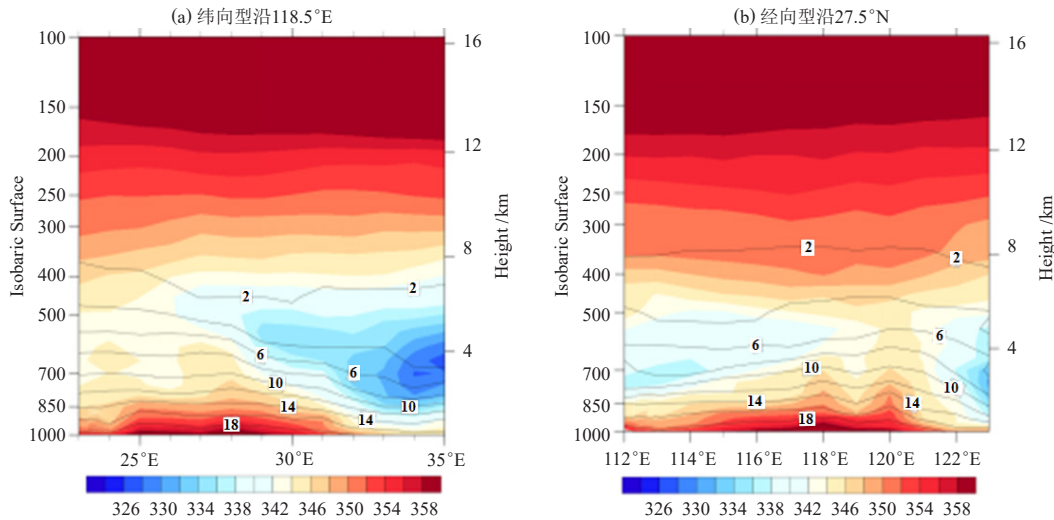


图20 经纬向两类辐合线暴雨中心假相当位温 θ_{se} 和比湿的垂直剖面图^[16] (阴影是假相当位温, 单位: K, 等值线是比湿, 单位: g/kg)

Fig. 20 The vertical profile sections of Pseudo equivalent potential temperature θ_{se} and specific humidity at the storm centers of two kinds of convergence lines of longitude and latitude types^[16] (the shadow shows the θ_{se} , unit: K; the isoline is the special humidity, unit: g/kg)

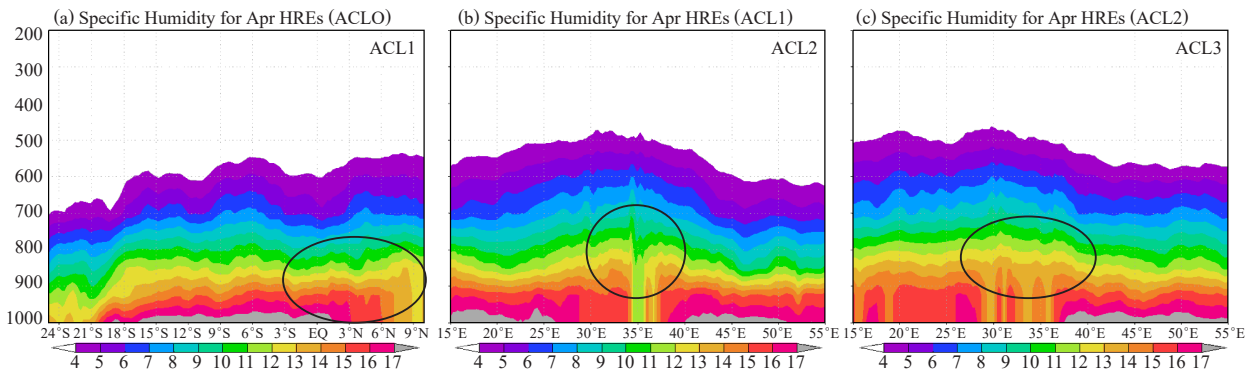


图21 东非低层渐近线型锋生辐合线的比湿分布^[8]

Fig. 21 Specific humidity distribution of the asymptotic linear frontogenetic convergence line at low level in East Africa^[8]

湿锋区在 38°E 附近, 是位于辐合线左侧的强比湿锋区; 对应ACL3则是比较宽阔尺度的比湿锋区, 在 40°E 以西, 也是在辐合线左侧。同时, 比湿锋区对应着相对深厚的高比湿层。

图22显示了华南广东沿海渐近线型锋生辐合线的湿度特征。图22a是广东沿海西部的渐近线型锋生辐合线, 图22b为广东沿海东部的渐近线型辐合线。图22显示西部和东部辐合线, 对流性不稳定层厚均大约为1000~600 hPa, 该层比湿随高度减小。

依据上述分析, 渐近线型锋生辐合线的基本要素结构为系统辐合环流造成强盛垂直上升运动, 当与山脉配合时山脉的强迫抬升将进一步增强垂直上升运动。而锋面坡度的引导, 也将通过热力作用加强和维持上升运动。渐近线型锋生辐合线的水汽条件则形成较深厚的对流不稳定层结以及比湿锋区, 这样进一步

加强了辐合线环境的不稳定以及湿度锋叠加, 这些配置有利于强降水的发生。

4 辐合线系统强降水湿热动力机制

通过区域模式WRF模拟与试验, 调查与分析潜热与感热对渐近线型锋生辐合线强降水的机制与影响。首先进行WRF模拟效果检验, 在效果良好的情况下, 固定所选模拟参数, 包括各种参数化方案。然后开展热力机制试验: 选择不考虑潜热加热和积云对流方案, 其余参数方案均与前述模拟试验相同, 再进行数值模拟, 所得结果与前面的结果对比, 由此揭示考虑感热和潜热, 与排除感热和潜热的效果差异。

4.1 非绝热加热在华南沿海前汛期暴雨作用

对于华南沿海粤东和粤西渐近线型锋生辐合线强降水过程的两个例子, 2013年5月8日和2013年5月21日, 分别进行模拟实验和敏感性试验。去除潜热加热

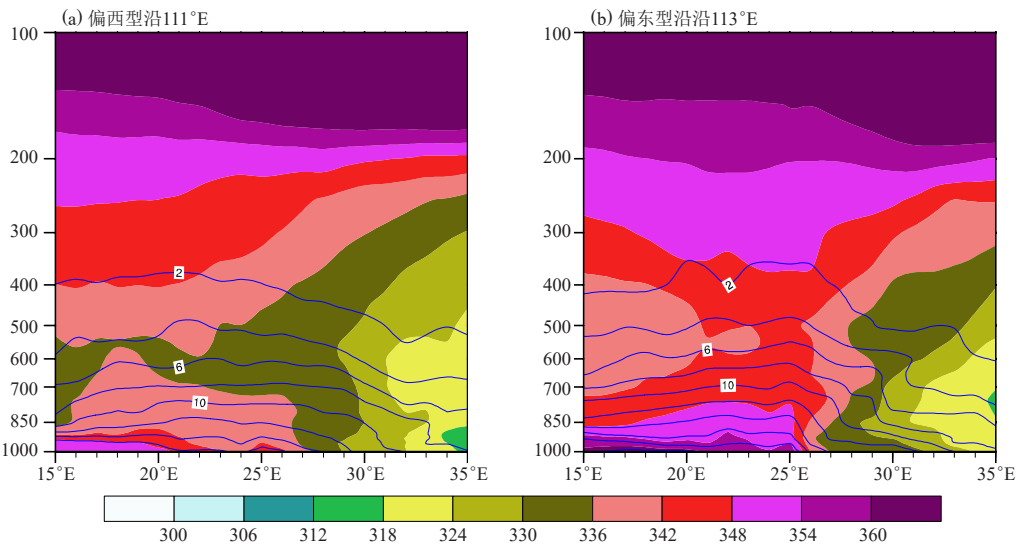


图22 华南粤东粤西两个沿海渐近线型锋生辐合线的暴雨假相当位温和比湿径向垂直剖面图 (阴影为假相当位温^[21], 单位: K, 等值线为比湿, 单位: g/kg)

Fig. 22 The longitudinal vertical profile sections of rainstorm pseudo equivalent potential temperature θ_{se} and specific humidity of two coastal asymptotic linear frontogenetic convergence lines at the east and west Guangdong, in South China^[21] (the shadow shows the θ_{se} , unit: K; the isoline is the special humidity, unit: g/kg)

和积云对流的敏感性试验获得的降水分布十分零散, 强度、范围均明显减小, 且6 h、12 h和24 h的累积降水量都有锐减。

关于降水过程中凝结潜热对暴雨系统气柱的增温作用, 将模拟实验和敏感性试验相减的温度差沿降水最大中心, 做径向垂直剖面, 如图23。可见降水过程凝结潜热释放加热大气(图中显示正温差), 对气柱有

拉伸, 造成降水低值系统在低层的增强与维持, 即有利于下层低气压辐合与高层高气压辐散的深厚系统结构维持, 有利于垂直速度的增强。同时气柱中不同高度的增温中心也有利于气柱中垂直叠置的辐合中心的维持, 其作用相当于台风中的CISK机制。凝结潜热增温垂直伸展最大的位置22°N, 正是强降水发生地: 华南沿海(图中红色箭头指示处)。凝结潜热增温旺盛时

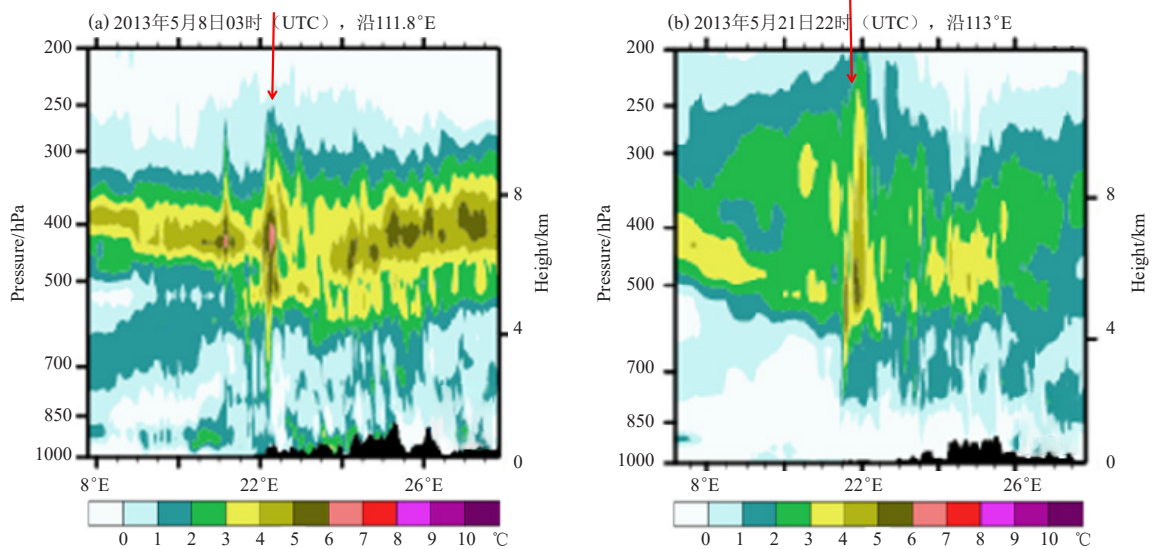


图23 华南沿海前汛期粤东粤西两强降水过程数值模拟与数值试验温度差径向垂直剖面^[21] (图中红色箭头指示潜热增温最强位置和强降水位置)

Fig. 23 The longitudinal vertical profile sections of temperature difference between numerical simulation and sensitive experiment of two heavy precipitation events at the east and the west Guangdong during the first rain season along the coast of South China^[21]

刻正对应降水最强的时刻，当潜热增温减弱时降水也随之减小。这显示了凝结潜热在气柱增温、促进低值系统增强、有利于垂直运动发展等项具正贡献，显示凝结潜热在强降水机制中的重要作用。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%，有力促进暴雨的发展。

4.2 非绝热加热在福建沿海夏季非台风强降水作用

非绝热加热对纬向型和经向型两类福建沿海夏季低层渐近线型锋生辐合线系统的强度，锋区的位置和强度，及其伴随的暴雨降水落区和强度，均有较大影响。非绝热加热是影响两类福建沿海渐近线型锋生辐合线暴雨的重要机制之一。

感热通量的释放维持了冷暖锋区的强度，加强了渐近线型锋生辐合线的强度及维持时间。缺乏感热，将影响锋区的热力抬升。

潜热非绝热加热的效果是促使两类渐近线型锋生

辐合线热力不稳定增强，对纬向型渐近线形冷锋锋生辐合线，凝结潜热是增强温度层结不稳定，对经向型渐近线形暖锋锋生辐合线，凝结潜热的存在增强了对流性不稳定，即对两种类型的渐近线形辐合线，均有利于系统环境中的垂直运动增强和伴随暴雨的加强，缺乏潜热则造成雨量减小。

4.3 非绝热加热对福建沿海冬季强降水作用

对于冬季低纬度强降水，对流性降水仍占有重要地位，由此，尤其是在福建西南沿海少雨地区（如厦门等地）可造成福建冬季强降水灾害。而凝结潜热释放对冬季对流性强降水的发生具有重要贡献。对福建省冬季强降水关键系统冷锋锋生渐近线型锋生辐合线、进行非绝热加热作用的WRF模式数值试验，并对考虑非绝热加热和无非绝热加热之间的差异。结果如图24所示。

图24为两个模态典型个例的模拟试验(a1, b1,

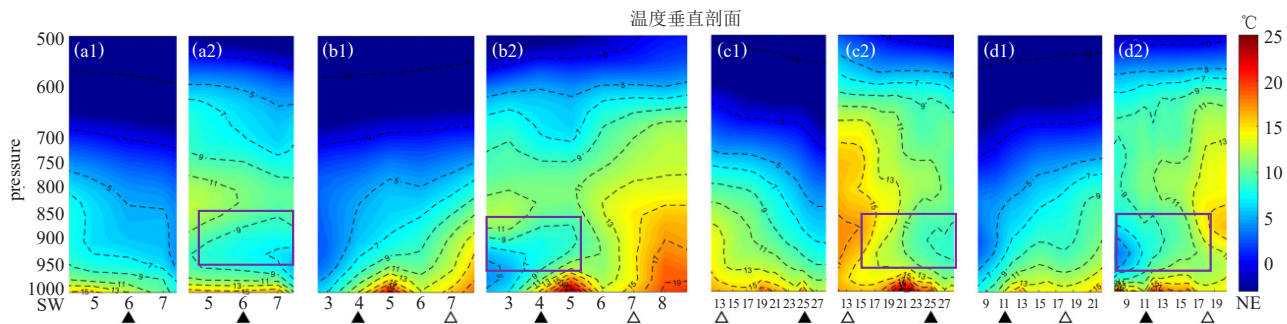


图24 渐近线型锋生辐合线典型个例气温垂直剖面的模拟试验与敏感性试验对比^[11] (单位: °C黑三角形为辐合最强点, 白三角形为海岸线位置, 矩形框指示逆温层)

(a1, a2) 沿第1模态辐合线坐标轴的垂直剖面, (b1, b2) 沿第1模态正交于辐合线的坐标轴垂直剖面, (c1, c2) 沿第4模态辐合线坐标轴的垂直剖面, (d1, d2) 沿第4模态正交于辐合线的坐标轴垂直剖面

Fig. 24 The temperature vertical profile sections of the asymptotic frontogenetic convergence lines of the simulation experiment and sensitive experiment^[11]

(a1, a2) The vertical profile sections along the main axis of the convergence line of the mode one; (b1, b2) The vertical profile sections along the orthogonal axis of the convergence line of the mode one; (c1, c2) The vertical profile sections along the main axis of the convergence line of the mode four; (d1, d2) The vertical profile sections along the orthogonal axis of the convergence line of the mode four

c1, d1) 及敏感性试验(RML)(a2, b2, c2, d2)的数值产品: 温度垂直剖面, 这些剖面均在系统坐标轴上, a, c为沿辐合线轴, b, d为沿辐合线正交轴。a、b为模态1的样本, c、d为模态4的样本。在WRF模式的敏感性试验方案中去除潜热加热和积云对流参数化物理过程, 结果显示, 缺少了中层潜热加热, 平流感热冷却增强, 有冷平流向暖气团输入。如图24中的a2, b2, c2, d2与a1, b1, c1, d1的比较, 模拟试验中的环境均为下暖上冷, 而敏感性试验中则转为有冷平流(蓝色)伸入暖气团中, 见图中矩形黑框指示。这样会造成冷平流与其上层暖气团组成逆温层, 减弱

降雨区的热力不稳定, 影响降水过程, 甚至是抑制降水强度。而潜热与感热叠加, 则增强水平热力梯度与垂直层次的热力梯度, 增强渐近线型锋生辐合线系统的强度

5 结论与讨论

依据前述的细致分析与模拟探讨, 揭示了热带及低纬度非台风强降水的一类关键系统——渐近线型锋生辐合线的特征与发展规律, 尤其是对强降水的热力影响机制。此类系统在常规的气象教科书中尚未有正式介绍, 因此更值得关注。主要结论如下。

(1) 系统的存在: 在热带低纬地区, 有一些常年

强降水中心,落区相对固定,多数为沿海区域,山脉附近,与这些强降水中心密切相关的有一类关键环流系统,根据它的基本状态,定义为渐近线型锋生辐合线。例如在华南广东沿海前汛期有粤东和粤西两种;在福建冬季有EOF模态1和模态4的两种类型;在福建夏季主汛期降水峰值月8月有纬向型和经向型两类;在东部非洲低纬度年度主汛期降水峰值月4月,在热带辐合带ITCZ中主要为多个此类系统伴随多年强降水中心。

(2)系统的形态:通常这类环流系统是浅薄的,存在于850 hPa以下,与850 hPa及以上层次的环流形势走向不相同。渐近线型辐合线与温度锋区具有大交角,其造成的锋生可以是冷锋锋生也可以是暖锋锋生。系统两侧气流向渐近线轴线汇合,形成系统辐合上升区,其上升区中心,多位于渐近线型锋生辐合线轴线左侧气旋式风切变区域。对强降水的发生发展,以及落区分析,可以有实际指导意义。

(3)系统的确定:采用流场强矢量客观追踪方法,可以绘制出渐近线型锋生辐合线的轴线,从而确定轴线左侧的强降水落区。进一步地对渐近线型锋生辐合线采用系统坐标系及客观定量系统坐标系构建方法,可细致分析渐近线型锋生辐合线的系统要素空间分布结构与垂直结构特征。依据系统坐标系结构分析剖面,所显示的要素分布特点更清晰,规律性更明显。

(4)系统的结构:渐近线型锋生辐合线的基本要素结构为系统流线辐合环流造成强盛垂直上升运动。而锋面坡度的引导,将通过热力作用加强和维持深厚的上升运动层。渐近线型锋生辐合线的水汽条件则形成迭置的对流不稳定层结以及比湿锋区,这样进一步加强了辐合线环境的不稳定,这些湿热动力配置将有利于强降水的发生,而系统结构特征对强降水落区也具有指示性参考。

(5)系统的机制:非绝热加热的数值对比试验显示,感热通量的释放维持了冷暖锋区的强度,加强了渐近线型锋生辐合线的强度及维持时间。若缺乏感热,将影响锋区的热力抬升。凝结潜热加热促使渐近线形锋生辐合线热力不稳定增强,可一定程度地影响辐合线的辐合位置与强度、锋生区的位置及强度,进

而影响系统的活跃。潜热非绝热加热的效果对纬向型辐合线是增强温度层结不稳定,对经向型辐合线是增强对流性不稳定,进而均有利于垂直运动增强和暴雨加强。

致谢:本论文的数值计算得到了南京信息工程大学高性能计算中心的计算支持和帮助。

参考文献

- [1] Kshudiram S. The Earth's atmosphere, its physics and dynamics. University Park, 2008.
- [2] Carey R. Atmospheric science, an introductory survey. University of Washington, 2006.
- [3] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.天气学原理与方法(四版).北京:气象出版社,2007.
- [4] 梁必骥,王安宇,梁经萍,等.热带气象学.广州:中山大学出版社,1990.
- [5] 伍荣生主编,王元等编著.现代天气学原理.北京:高等教育出版社,1999.
- [6] 林良勋,冯业荣,黄忠,等.广东省天气预报技术手册.北京:气象出版社,2006:119.
- [7] 周秀骥,薛纪善,陶祖钰,等.1998年华南暴雨科学试验研究.北京:气象出版社,2003.
- [8] Elias J L. The key systems and the mechanisms on heavy precipitation in East Africa during main rainy seasons. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology, 2021.
- [9] 魏凤英.现代气候统计诊断预测技术.北京:气象出版社,1999.
- [10] 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.
- [11] 王坚红,曲梓祎,李洪利,等.中国东南沿海冬季渐近线型锋生辐合线及其强降水的发展机制.大气科学学报,2019,42(6):902-915.
- [12] OSGeo. 中国广东省年降水量在线地图. <https://www.osgeo.cn/map/m813c>.
- [13] 刘京雄.福建气候变化基本特征和指标.2017. <https://wenku.baidu.com/view/fbac78816e1aff00bed5b9f3f90f76c660374c49.html>.
- [14] 杨艺亚.两类华南沿海暖区辐合线暴雨特征与发展机制对比研究.南京:南京信息工程大学,2016.
- [15] 洪伟.福建省5—8月短时强降水的时空分布特征及背景环流分析.中国气象学会第32届中国气象学会年会S1灾害天气监测、分析与预报.中国气象学会,2015:7.
- [16] 张萌.福建沿海夏季渐近线形锋生辐合线暴雨研究.南京:南京信息工程大学,2019.
- [17] 马治国,彭继达,李丽纯,等.2015—2016年福建省冬季气候特征与主要农业气象灾害分析.亚热带农业研究,2016,12(2):108-112.
- [18] 何芬,赖绍钧,池艳珍,等.福建省冬季暴雨过程及其环流特征.气象科技,2010,38(3):306-310.
- [19] 邓文剑,吴乃庚,林良勋,等.2013年冬季广东罕见持续暴雨过程特点及成因.气象科技,2015,43(2):276-282.
- [20] 曲梓祎.福建地区冬季渐近线型锋生辐合线及其强降水热动力机制影响研究.南京:南京信息工程大学,2019.
- [21] 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.
- [22] 王坚红,杨艺亚,苗春生,等.华南沿海暖区暴雨系统研究进展.气象科技进展,2017,7(4):38-46.