杨明鑫，覃皓，翟丽萍，等，2026. 广西一次区域性暴雨前后阶段的热力和动力及地形作用差异[J]. 气象，52(11)：1322-1334.
Yang M X，Qin H，Zhai L P，et al，2026. Differences in thermodynamic and dynamic mechanisms and topographic effects between the early and late stages of a regional torrential rain event in Guangxi[J]. Meteor Mon，52(11)：1322-1334(in Chinese).

广西一次区域性暴雨前后阶段的热力和动力及地形作用差异*

杨明鑫[1,2] 覃 皓[1,2] 翟丽萍[1] 农孟松[1] 胡 桃[3] 韦春霞[1]

1 广西壮族自治区气象台，南宁 530022
2 北部湾国家气候观象台开放实验室，南宁 530022
3 广西壮族自治区气象科学研究所，南宁 530022

提 要： 2024 年 7 月 1—2 日，广西出现了一次区域性暴雨天气过程，其具有强降水范围广、累计降水量大、前后阶段特征差异明显等特点。利用多源观测资料、ERA5 再分析资料对过程前后阶段的环流形势、热力和动力条件及地形作用等进行对比分析。结果表明：此次过程分为锋面暴雨和暖区暴雨两个阶段。第一阶段为锋面暴雨，发生在受高空槽、低层切变线和西南低空急流共同影响的广西北部和中部地区；该阶段锋生强迫明显，且边界层锋生对雨带移动具有主导作用，东西向飑线由贵州进入广西，对流系统组织性强、东西跨度大。第二阶段为暖区暴雨，发生在低空急流持续影响的广西南部地区，对流系统在沿海不断触发后途经桂南形成“列车效应”。该阶段边界层与对流层低层的急流形成双急流耦合，同时边界层偏南急流脉动增强引起低空扰动加强，两者共同为对流触发提供有利条件。两个阶段对流触发前，中低层大气均呈现条件性不稳定层结，并具有充足的对流有效位能，利于对流系统的发生与维持。地形强迫也发挥着重要作用，第一阶段主要以山前迎风坡地形抬升作用下爬流产生的上升运动为主；第二阶段主要以十万大山山前边界层摩擦辐合产生的上升运动为主。

关键词： 锋面暴雨，暖区暴雨，低空急流，地形作用

中图分类号： P458 **文献标志码：** A **DOI：** 10.7519/j.issn.1000-0526.2026.073001

Differences in Thermodynamic and Dynamic Mechanisms and Topographic Effects Between the Early and Late Stages of a Regional Torrential Rain Event in Guangxi

YANG Mingxin[1,2] QIN Hao[1,2] ZHAI Liping[1] NONG Mengsong[1] HU Tao[3] WEI Chunxia[1]

1 Guangxi Meteorological Observatory, Nanning 530022
2 Open Laboratory of Guangxi Beibu Gulf National Climate Observatory, Nanning 530022
3 Guangxi Institute of Meteorological Sciences, Nanning 530022

Abstract: During 1—2 July 2024, a regional torrential rain event occurred in Guangxi, characterized by extensive coverage, large accumulated precipitation, and obvious differences in its early and late stages. Using multi-source observation data and ERA5 reanalysis data, this paper conducts a comparative analysis on the circulation patterns, thermodynamic and dynamic conditions, and topographic effects during the two stages of the event. The results show that this torrential rain event comprised two stages: frontal torrential

* 广西重点研发计划(桂科 AB22035016)、珠江流域(华南区域)气象科研开放基金项目(ZJLY202303)和广西气象科研计划项目(桂气科 2025ZL01、2024M03、2024QN03)共同资助
2025 年 9 月 6 日收稿； 2026 年 7 月 12 日收修定稿
第一作者：杨明鑫，主要从事天气预报和天气机理研究. E-mail：827445384@qq.com
通讯作者：覃皓，主要从事天气、气候诊断及机理研究. E-mail：289055112@qq.com

rain and warm-sector torrential rain. In the first stage, it was frontal torrential rain and occurred over northern and central Guangxi under the joint influence of an upper-level trough, a low-level shear line and a southwest low-level jet. In this stage, frontogenetic forcing was pronounced, with boundary layer frontogenesis playing a dominant role in steering the rainband's movement. An east-west squall line entered Guangxi from Guizhou, featuring a well-organized convective system with a large east-west extent. In the second stage, warm-sector torrential rain occurred over southern Guangxi under the persistent influence of the low-level jet. Convective systems were continuously triggered along the coast and then propagated through southern Guangxi, producing a train effect. In this stage, a dual-jet coupling formed between the boundary-layer jet and the lower-tropospheric jet, and, at the same time, the enhanced pulsations of the southerly boundary-layer jet generated low-level disturbances. These two conditions jointly provided favorable conditions for convective initiation. Before convective initiation in both stages, the mid-to-lower troposphere exhibited conditional instability and abundant convective available potential energy (CAPE), which favored both the development and maintenance of convective systems. In addition, terrain forcing also played a significant role. In the first stage, upward motion was mainly generated by orographic lifting of climbing flow in the windward slopes, while in the second stage it was primarily produced by frictional convergence in the boundary layer in front of the Shiwan Dashan Mountains.

Key words: frontal torrential rain, warm-sector torrential rain, low-level jet, terrain effect

引　言

华南前汛期是持续性暴雨的多发期，也是大范围洪涝灾害发生的主要时段。该时期的暴雨通常由副热带高压西北侧的西风带系统与来自低纬度地区的西南或偏南暖湿气流共同作用导致，其锋面系统具有梅雨锋结构特征，同时也表现出一定的地域性特征，如常在锋前产生暖区暴雨（史学丽和丁一汇，2000；陈红和赵思雄，2000；郑彬等，2006；王黎娟等，2007；何立富等，2016）。针对华南暖区暴雨的触发机制，罗建英等（2009）、蒲义良等（2023）、覃皓等（2023a；2024）认为主要与低空急流、地面辐合线以及地形抬升等有关。Du and Chen（2018；2019）则强调了双低空急流在华南强降水中的耦合作用，低层辐合与中层辐散共同为对流触发提供有利的中尺度抬升条件。此外，林确略等（2015）通过数值模拟，指出华南地区还存在回流暖区暴雨，其形成机制与传统暖区暴雨和典型锋面暴雨存在差异。

需指出的是，当华南地区暴雨范围由局地扩展至区域时，其物理过程将更复杂，预报也常有偏差。一方面，影响系统常在暴雨前后阶段具有明显差异，高低层系统呈现不同的组合配置（林确略等，2020；覃皓等，2023b；Guo et al，2024）；另一方面，强降水的不稳定机制也常随冷空气过境或降雨潜热释放而改变（Zhao，2012；覃皓等，2024）。同时，华南地区的地形与海陆热力差异也是导致物理过程复杂化的重要因子。Chen et al（2016）、Bai et al（2020）指出，夜间华南沿海地形产生的山地-平原热力环流可与陆风结合，增强离岸辐合，触发对流。边界层低空急流遇到地形差异或海陆摩擦差异时，将提供有利于初生对流抬升的动力条件（Su et al，2023）；同时沿海局地小尺度地形还可以通过扰动低层向岸气流，进而影响初生对流的分布（Du et al，2020；Bai et al，2021）。沿海地形除直接抬升影响迎风坡降水形成外，其侧向摩擦作用还能增强辐合线及上升运动强度，从而维持降雨时长及雨带范围（王坚红等，2017）。

广西位于华南西部、云贵高原东南边缘，境内多山地丘陵地形，既有桂东北大地形，又存在十万大山等中尺度地形。受复杂下垫面强迫作用，区域性暴雨的诊断分析及预报难度较大，丰富暴雨个例研究，对深入理解与认识广西区域性暴雨具有重要意义。

2024 年 7 月 1—2 日，广西出现了一次区域性暴雨过程，冷空气逐渐南下过程中，锋面附近及锋前暖区均出现了明显强降水，由于过程的复杂性，各类全球模式（ECMWF、CMA-GFS、GERMAN）以及中尺度模式（CMA-MESO、CMA-GD）均存在明显的空报、漏报。为深入了解此次过程的形成机制，提高对广西区域性暴雨的认识和预报准确率，本文利用

多源实况资料及再分析资料，诊断分析该过程的多尺度天气系统演变、热动力过程和地形影响，进一步探究广西强降水的机制，为本地极端降水预报提供参考。

1 资料与方法

1.1 资 料

本文使用资料包括：(1)欧洲中期天气预报中心(ECMWF)提供的 ERA5 再分析资料，空间分辨率为 0.25°×0.25°，时间分辨率为 1 h，1000～100 hPa 垂直方向上分为 19 层，时段为 2024 年 7 月 1—2 日；(2)中国气象局提供的 2024 年 7 月 1—2 日常规地面自动气象站观测资料、三源融合降水资料(潘旸等，2015)、天气雷达拼图基本反射率资料以及桂林、河池、百色、北海站探空资料；(3)美国国家海洋与大气管理局(NOAA)发布的全球无线电探空数据集(IGRA2)，选取了越南河内站的探空资料；(4)地形数据采用 NOAA 发布的 ETOPO2 全球地形高度数据集。本文地图底图基于审图号 GS(2024)0650 标准地图制作，底图无修改。

1.2 方 法

动量方程可用于定量诊断各因素对边界层急流发展的贡献(Du et al，2014；Kong et al，2020)。因此，本文利用动量方程分析边界层急流演变过程中各因子的相对贡献，重点考察水平平流、垂直输送、非地转科氏力及湍流摩擦等作用。为定量评估地形对本次降水过程的作用，首先采用张耀存和钱永甫(1999)提出的方法，将水平风场分解为沿地形等高线方向的绕流分量和沿地形梯度方向的爬流分量。爬流分量与地形坡度相结合，可用于计算由地形强迫直接引起的垂直速度，从而表征地形对气流的直接爬升效应。其次，参考岳彩军等(2008)的做法，将地形引起的垂直速度分解为两部分：一是气流受地形机械抬升直接产生的垂直速度；二是边界层摩擦辐合所诱发的垂直速度(Miller et al，1972)。通过该分解，可区分地形动力抬升与边界层摩擦过程对垂直运动的贡献。

2 过程概况

2024 年 7 月 1 日 20:00 至 2 日 20:00(北京时，下同)，广西出现了一次范围广、强度大的区域性暴雨天气过程(图 1a)，暴雨站数为 33 个，占总站数的 37.1%。该过程前后阶段降雨落区明显不同，夜间降水主要出现在广西北部和中部地区(图 1b)，降水于 1 日 20:00 左右开始至 2 日 07:00 逐渐减弱，12 h(1 日 20:00 至 2 日 08:00)最大累计降水量为 177.7 mm，最大小时降水量为 84.3 mm；白天降水主要位于广西南部地区(图 1c)，降水于 2 日 09:00 开始至 19:00 左右减弱，12 h(08:00—20:00)最大累计降水量为 207.2 mm，最大小时降水量为 95.7 mm。全球模式(ECMWF、CMA-GFS)和区域模式(CMA-GD、CMA-MESO)对此次降水过程的落区预报均出现了明显的空报和漏报(图略)，前 12 h，ECMWF、CMA-GFS 模式预报降水落区较实况明显偏北，导致广西中部地区强降水漏报；CMA-GD、CMA-MESO 模式虽对广西中部地区强降水有所体

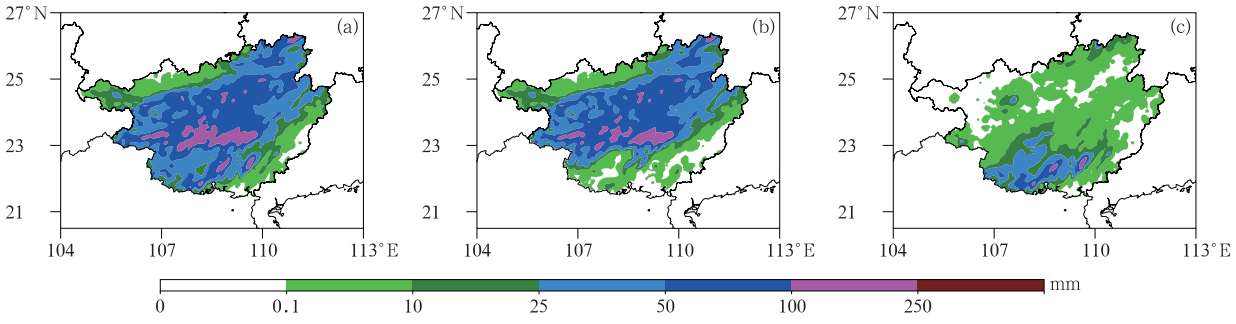


图 1 2024 年 7 月 1—2 日广西暴雨过程(a)1 日 20:00 至 2 日 20:00，(b)1 日 20:00 至 2 日 11:00，(c) 2 日 11:00—20:00 累计降水量的空间分布

Fig. 1 Spatial distribution of accumulated precipitation during the torrential rain event in Guangxi from (a) 20:00 BT 1 to 20:00 BT 2, (b) 20:00 BT 1 to 11:00 BT 2 and (c) 11:00 BT to 20:00 BT 2 July 2024

现,但落区仍较实况偏北。后 12 h,ECMWF、CMA-GFS 模式预报强降水主要位于广西东部地区,降水实况则出现在广西南部,因此造成了广西东部的空报和南部地区的漏报;CMA-MESO、CMA-GD 模式对广西南部强降水有所体现,但预报的强降水主要在广西东南部,因此广西西南部仍出现明显空报。下文将该次降水过程分为夜间和白天两部分,对暴雨前后阶段的成因进行对比分析。

3　影响系统与对流潜势

3.1　大尺度环流形势

2024 年 7 月 1—2 日广西暴雨过程期间,广西地区位于 200 hPa 南亚高压东侧的西风和西北风组成的辐散气流中(图略)。1 日 20:00(图 2a,2b),500 hPa 中高纬度环流经向度大,低压槽分别位于巴尔喀什湖及内蒙古东北部,其中内蒙古低压槽东移发展,低槽延伸至广西西北部地区。槽前天气尺度抬升为强降水提供有利的动力条件,同时 850 hPa 切变线由贵州南压至广西北部,切变线南侧偏南急流强盛,急流轴在广西东北部至湖南西部,强度达到 20 m·s^{-1}以上。广西北部位于切变线南侧与低空急流左侧的辐合上升区中。地面冷空气位于贵州和广西交界处,降水主要位于锋面附近。2 日 08:00,850 hPa 切变线仍在广西中部地区维持,但强度明显减弱,降水落区位于切变线影响下的广西中部地区(图 2f)。对比 1 日 20:00 与 2 日08:00 两个时次的实况观测与 ERA5 数据,发现 ERA5 数据能较好地再现此次过程的实际环流形势(图略),其适用于后续无实况观测时段的环流分析。2 日 11:00(图 2d,2e),500 hPa 高空槽底移至广西中部,广西东部和南部仍位于高空槽前的辐合上升区中。850 hPa 急流轴沿东北方向移动,广西南部为西南气流控制,与 1 日 20:00 相比,风速减弱为 6～8 m·s^{-1}。925 hPa 在崇左西北侧有弱的气旋性辐合,广西南部位于925 hPa 急流出口区,崇左北部虽仍有降水产生,但强度偏弱,强降水落区主要位于偏南风控制下的广西南部地区。环流形势表明,本次天气过程夜间(第一阶段)、白天(第二阶段)降水性质及

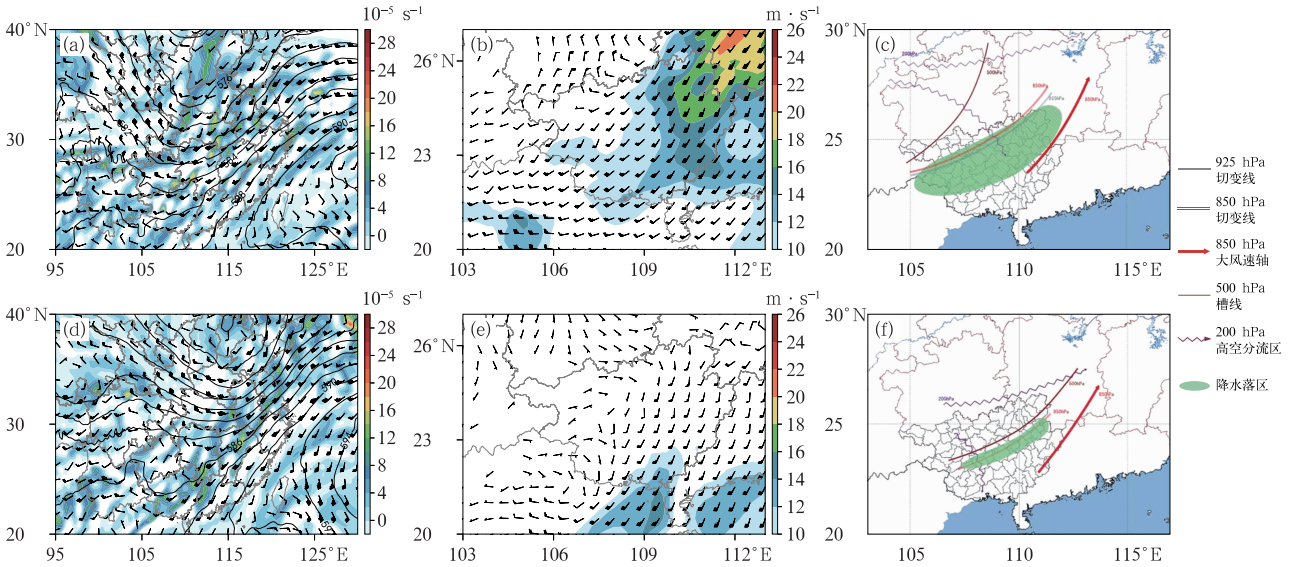


图 2　2024 年 7 月 1—2 日广西暴雨过程期间 1 日 20:00(a)200 hPa 散度场(填色)、500 hPa 位势高度场(等值线,单位:dagpm)和风场(风羽),(b)850 hPa 风场(风羽和填色)和(c)流型配置;2 日 11:00 (d)200 hPa 散度场(填色,单位:10^{-5} s^{-1})、500 hPa 位势高度场(等值线,单位:dagpm)和风场(风羽),(e)925 hPa 风场(风羽和填色),(f)2 日 08:00 流型配置

Fig. 2　(a) Divergence field (colored) at 200 hPa, geopotential height field (contour, unit: dagpm) and wind field (barb) at 500 hPa, (b) wind field (barb and colored) at 850 hPa and (c) flow configuration at 20:00 BT 1, and (d) divergence field (colored, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 200 hPa, geopotential height field (contour, unit: dagpm) and wind field (barb) at 500 hPa, and (e) wind field (barb and colored) at 925 hPa at 11:00 BT 2, and (f) flow configuration at 08:00 BT 2 during the torrential rain event in Guangxi from 1 to 2 July 2024

影响系统均不同，夜间为高空槽、冷空气和低空急流共同作用导致的锋面暴雨（图 2c），白天为高空槽和偏南气流影响下的暖区暴雨。

3.2 对流潜势

根据降水的空间分布，选取桂林、河池、百色站作为第一阶段代表站，北海和河内站作为第二阶段代表站。表 1 列出了 7 月 1 日 14:00 和 2 日 08:00 暴雨发生前 5 个探空站的物理量参数。1 日 14:00，桂林、河池、百色等桂北 3 个站 CAPE 值分别为 1650.7、3163.3、5885.6 J·kg^{-1}，能量条件较好；$\theta^*_{se925-500}$（925 hPa 与 500 hPa 饱和假相当位温差）均大于 0℃，从饱和假相当位温的变化可以看出，从边界层至 500 hPa 附近这 3 个站的饱和假相当位温随高度升高递减（图 3f），表明大气层结是处于条件不稳定状态。0～3 km 垂直风切变（SHR3）强，为 11.2～18.9 m·s^{-1}，其有利于对流的组织化发展。桂林站探空呈现典型的“上干下湿”的层结特征（图 3a），对流层中层有明显的干层存在（700～400 hPa 的单层最大温度露点差为 11.4℃），使下沉气流中的水凝物粒子强烈蒸发而产生较大负浮力，有利于地面雷暴大风的产生。河池、百色站探空呈“狭长型”（图 3b，3c），整层的水汽相较于桂林站更好，更有利于短时强降水的产生。2 日 08:00，北海和河内站探空显示 CAPE 均在 1600 J·kg^{-1}以上，$\theta^*_{se925-500}$同样从边界层至 500 hPa 附近随高度递减，大气层结亦处于条件不稳定状态。同时，两个阶段暴雨发生前暖云层厚度（H_{warm}）均超过 4000 m。与北部不同的是，南部垂直风切变相对较小，SHR3 最大仅为 3.9 m·s^{-1}，且对流发生上游区域的河内站探空显示中层无明显的干层，整体呈“狭长型”（图 3e）。北海站在对流层中高层虽有明显的干层（图 3d），但处于对流触发区域下游，在整个过程中未受对流影响。上述结果表明，广西北部的对流潜

表 1 2024 年 7 月 1 日 14:00 桂林、河池、百色站和 2 日 08:00 北海、河内站的探空物理量

Table 1 Sounding physical parameters at Guilin, Hechi and Baise stations at 14:00 BT 1 and Beihai and Hanoi stations at 08:00 BT 2 July 2024

站名	时间(BT)	CAPE/(J·kg^{-1})	SHR3/(m·s^{-1})	$\theta^*_{se925-500}$/℃	H_{warm}/m	700～400 hPa 最大温度露点差/℃
桂林	1 日 14:00	1650.7	18.9	14.2	4026.1	11.4
河池	1 日 14:00	3163.3	16.1	27.5	4253.7	5.2
百色	1 日 14:00	5885.6	11.2	25.2	4397.1	5.1
北海	2 日 08:00	1896.6	3.9	17.0	4409.2	15.3
河内	2 日 08:00	1653.0	0.9	25.0	4651.2	2.8

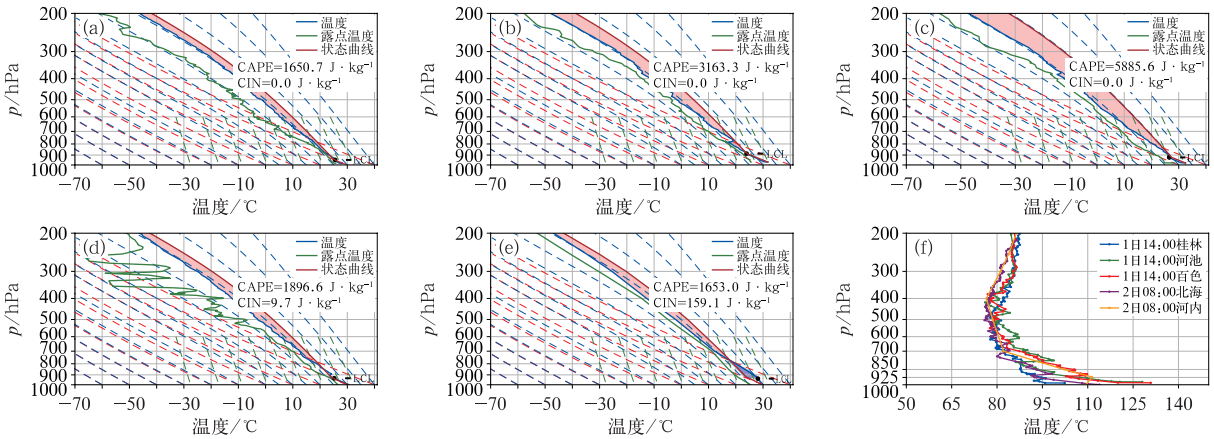


图 3 2024 年 7 月 1 日 14:00(a)桂林，(b)河池，(c)百色站和 2 日 08:00(d)北海，(e)河内站的 T-lg$p$ 图及(f)对应站点的饱和假相当位温垂直廓线

Fig. 3 The T-lg$p$ diagrams of (a) Guilin, (b) Hechi and (c) Baise stations at 14:00 BT 1, and (d) Beihai and (e) Hanoi stations at 08:00 BT 2, along with (f) vertical profiles of saturated pseudo-equivalent potential temperature for the corresponding stations in July 2024

势有利于第一阶段出现短时强降水和雷暴大风等强对流发生;第二阶段广西南部的对流潜势更有利于短时强降水发生。

3.3　中尺度系统演变

组合反射率因子产品显示,对流于 2024 年 7 月 1 日上午在贵州北部被触发,约 11:00 逐渐组织化发展为东西向飑线系统。20:00 飑线系统进入广西北部地区,回波东西跨度大,约 500 km,回波中心强度达 55 dBz 以上(图 4a)。在飑线南移过程中,其后方有冷池产生,1 h 变温达到−4℃以上。由于对流降水使冷空气不断下沉,从而导致冷池快速加强,冷池出流与暖湿空气交汇,促进了中尺度对流系统(MCS)的高度组织化和强降水的持续。同时低层有较强垂直风切变(表 1),有利于对流的组织化,因此在低层较强垂直风切变和冷池的共同作用下使得飑线在进入广西后发展维持,飑线影响区域均出现雷暴大风和短时强降水。2 日 08:00(图 4b),地面冷池明显减弱,飑线结构也逐渐消散,但仍有强度达 50 dBz 以上的对流单体持续影响广西中部地区,系统整体移向也转为偏东方向。

2 日 09:00 广西中部地区回波仍然维持,但在原飑线系统南侧的桂南沿海一带有新生对流(图 4c),两者相距约 150 km。11:00 桂南沿海一带的新生对流迅速发展加强,强度达到 50 dBz 以上(图 4d)。13:00 崇左西侧回波向东南移动,与桂南沿海一带的回波合并(图 4e),回波面积增大,强度增强。14:00—18:00(图 4f～4h)不断有对流在广西沿海地区被触发,并在西南风引导下持续影响广西南部地区,形成“列车效应”(图 5),导致降水持续时间长、累计降水量大。该阶段降水的蒸发冷却作用引起地面弱冷池形成,进而维持了对流和降水的发展(徐珺等,2018;吴亚丽等,2018;汪瑛等,2021),但冷池强度及范围明显不及前一阶段,且由于桂南一带垂直风切变较小,对流层中层无明显干层存在(表 1),对流系统组织性较差,层状云回波中镶嵌个别强单体回波,因此主要产生短时强降水,无明显雷暴大风。

4　各阶段暴雨发展、维持机制及其差异

4.1　动力条件

第一阶段伴有明显冷空气影响,因此对该阶段强降水发生前后锋面特征进行分析。锋生函数时间剖面(图 6a,6b)显示,锋生带影响广西的最强时段集中在夜间。850 hPa 锋生带在 7 月 2 日 02:00 前稳定于 24°～25°N 的桂北地区,02:00—06:00 快速南移至 22°N 并维持至 10:00。相较之下,925 hPa 锋生强度更强且位置偏南(23°～24°N),持续至 06:00 后逐渐消散。垂直结构上(图 6c),1 日 23:00

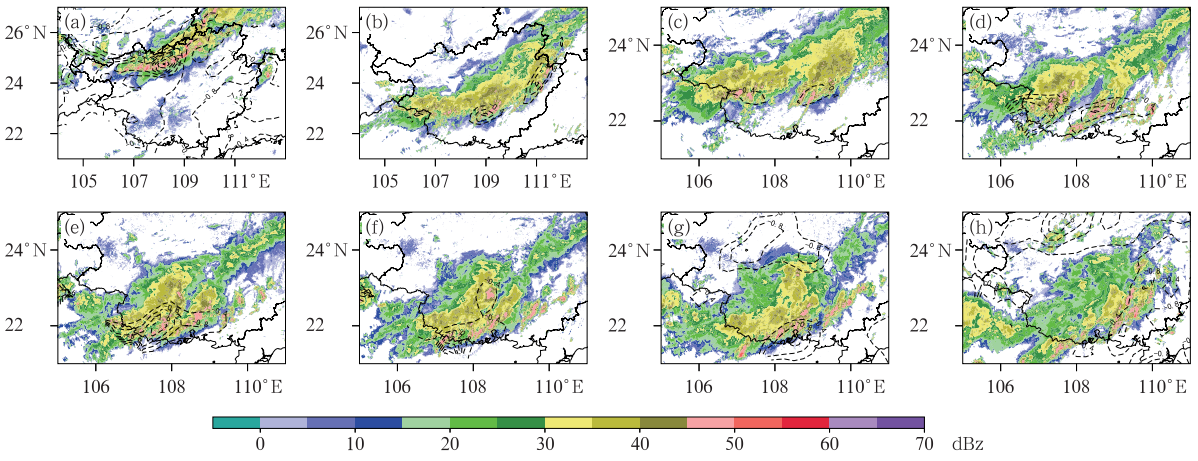
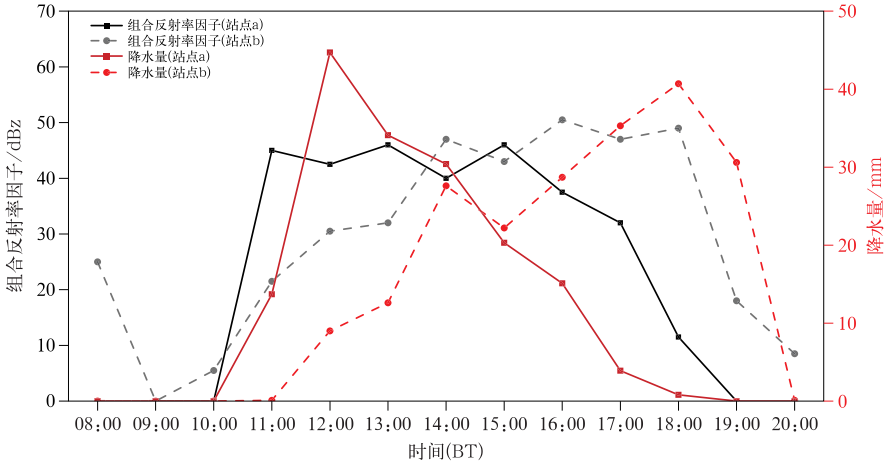


图 4　2024 年 7 月 1—2 日广西暴雨过程期间(a)1 日 20:00,(b)2 日 08:00,(c)2 日 09:00,(d)2 日 11:00,(e)2 日 13:00,(f)2 日 14:00,(g)2 日 16:00,(h)2 日 18:00 组合反射率因子(填色)和地面 1 h 变温(等值线,单位:℃)

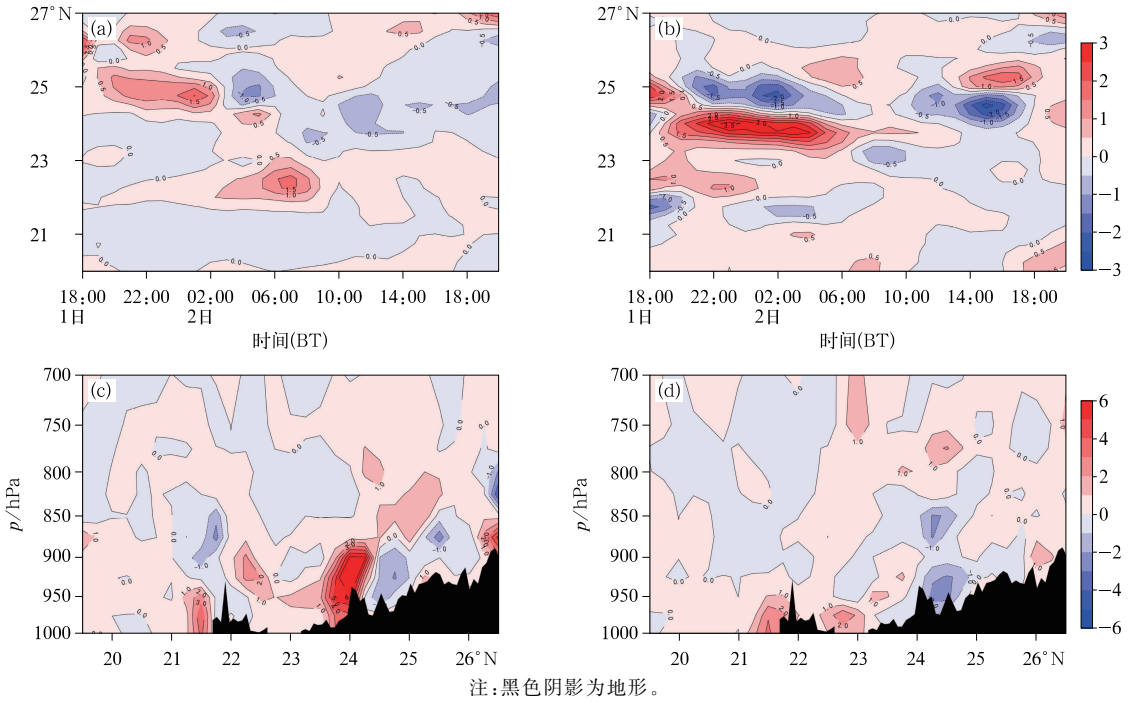
Fig. 4　Composite reflectivity factor (colored) and 1 h surface temperature change (contour, unit: ℃) during the torrential rain event in Guangxi at (a) 20:00 BT 1, (b) 08:00 BT 2, (c) 09:00 BT 2, (d) 11:00 BT 2, (e) 13:00 BT 2, (f) 14:00 BT 2, (g) 16:00 BT 2 and (h) 18:00 BT 2 July 2024



注:站点 a 位置为 22.34°N、108.74°E;站点 b 位置为 22.36°N、109.56°E。

图 5 2024 年 7 月 2 日 08:00—20:00 广西南部区域两个站点组合反射率因子和降水量随时间的变化

Fig. 5 Temporal variation of composite reflectivity factor and precipitation at two stations in southern Guangxi from 08:00 BT to 20:00 BT 2 July 2024

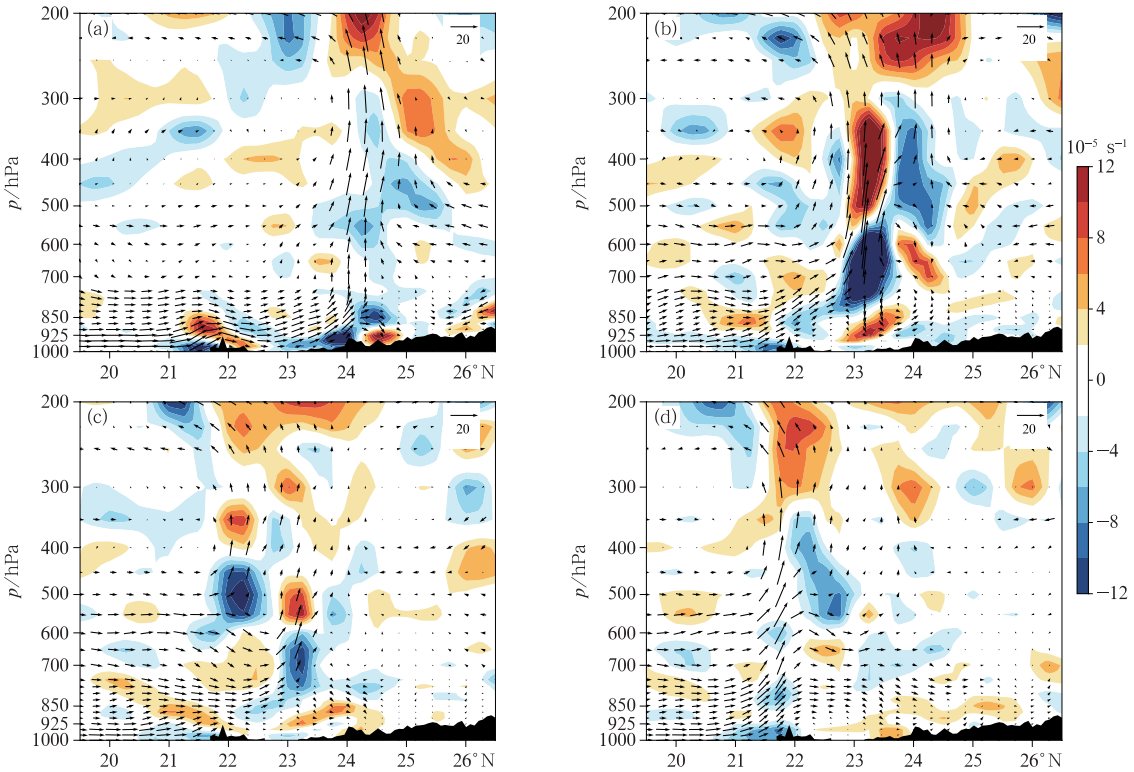


注:黑色阴影为地形。

图 6 2024 年 7 月 1—2 日沿 108°E 经广西南、北两条雨带中心的锋生函数(a)850 hPa、(b)925 hPa 的随时间变化和(c)1 日 23:00、(d)2 日 11:00 的垂直剖面(填色和等值线,单位:10^{-9} K·m^{-1}·s^{-1})

Fig. 6 Temporal variation at (a) 850 hPa and (b) 925 hPa, and vertical cross-section at (c) 23:00 BT 1 and (d) 11:00 BT 2 of the frontogenesis function along 108°E through the centers of the northern and southern rainbands over Guangxi in 1—2 July 2024 (colored and contour, unit: 10^{-9} K·m^{-1}·s^{-1})

在 24°N 附近存在强度超过 6×10^{-9} K·m^{-1}·s^{-1} 的强锋生区,其主体位于 900 hPa 以下,锋生区随高度向北倾斜,表明低层锋面具有较强的斜压性;2 日 11:00,锋生强度已显著减弱(图 6d)。由沿 108°E 的经向环流垂直剖面(图 7)可知,1 日 23:00 低层切变线南压至 24°N,配合高空槽影响,在对流层中低层



注：黑色阴影为地形。

图 7　2024 年 7 月 1—2 日广西暴雨过程期间(a)1 日 23:00,(b)2 日 08:00,(c)2 日 11:00,(d)2 日 14:00 经向环流(垂直速度-10ω与风场经向分量v的合成)(箭矢,v的单位为 m·s^{-1},ω的单位为 Pa·s^{-1})和散度(填色)沿 108°E 的垂直剖面

Fig. 7　Vertical cross-section along 108°E of meridional circulation (v, -10ω) (vector, unit of v: m·s^{-1}, unit of ω: Pa·s^{-1}) and divergence (colored) at (a) 23:00 BT 1, (b) 08:00 BT 2, (c)11:00 BT 2, and (d)14:00 BT 2 during the torrential rain event over Guangxi in 1—2 July 2024

形成强烈上升运动;同时迎风坡一侧有较强的上升运动,表明降水受地形作用影响。2 日 08:00,伴随锋生带南移,上升运动核心区移至 23°N,700～600 hPa 层出现强度达-20×10^{-5} s^{-1}的强辐合中心,500 hPa 以上转为辐散区,形成低层辐合-高层辐散的垂直环流结构,为强降水维持提供有利的条件。2 日 11:00—14:00,偏北气流进一步减弱、消失,广西南部低层转为偏南暖湿气流控制。由上述可知,第一阶段降水过程与锋生带演变密切相关,强降水落区与中低层锋生区分布一致,且雨带移动与 925 hPa 锋生带同步,表明边界层锋生对雨带移动具有主导作用。

低空急流是华南暖区暴雨的主要影响系统之一(赵玉春和王叶红,2009;何立富等,2016),急流的中小尺度脉动对强降水出现具有指示意义,尤其是超低空急流脉动突然增强,引起低空扰动加强,是暖区暴雨最常见的触发机制之一(刘淑媛等,2003;胡雅君等,2020)。以下分析低空急流对第二阶段广西南部暖区暴雨的影响。从低空急流分布可知(图 8),2 日 11:00,950 hPa 边界层急流主体位于北部湾海面上,广西南部地区为急流出口区;700 hPa 低空急流主体仍位于陆地上,广西南部地区为急流的入口区。对流触发和持续影响区域正好位于边界层急流出口区与 700 hPa 低空急流入口区附近,边界层辐合和对流层中低层辐散造成中尺度抬升,进一步加剧了大气不稳定性,有利于对流的触发,其结果与 Du and Chen(2018;2019)、Zhang and Meng(2019)、Li et al(2020)研究一致。

由于 700 hPa 急流随时间变化不大(图略),对流触发区域一直位于其入口区,且对流触发时刻与边界层急流发展阶段一致,因此边界层急流是导致该阶段对流及强降水发生发展更为关键的系统。以下利用水平动量方程对对流触发南侧区域(20.5°～21.5°N、107°E～108°E)950 hPa 经向风演变进行诊断,分析边界层急流发展成因。如图 9 所示,2 日 11:00—14:00 经向风为正趋势,该阶段边界层经向

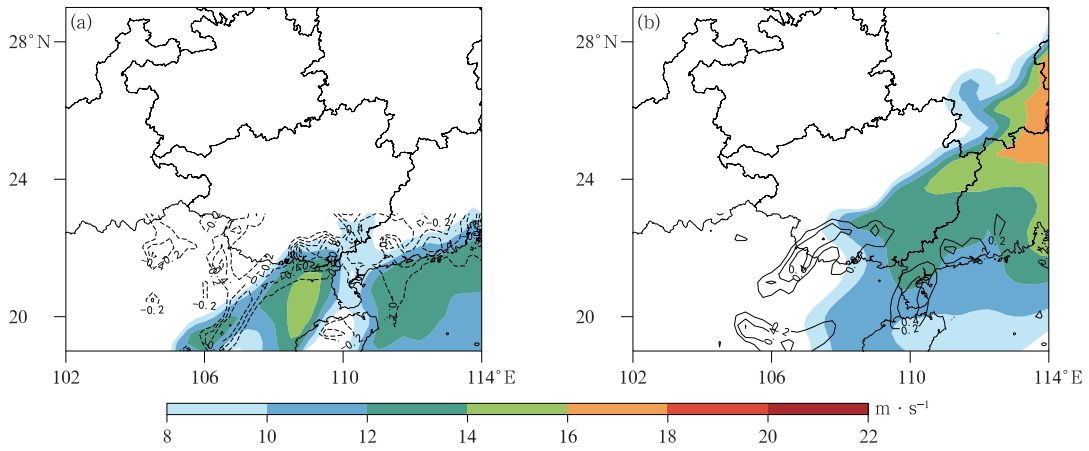


图 8 2024 年 7 月 2 日 11:00 广西地区(a)950 hPa 和(b)700 hPa 风速(填色)及其散度(等值线,单位:10^{-4} s^{-1})

Fig. 8 Wind speed (colored) and its divergence (contour, unit: 10^{-4} s^{-1}) at (a) 950 hPa and (b) 700 hPa in Guangxi at 11:00 BT 2 July 2024

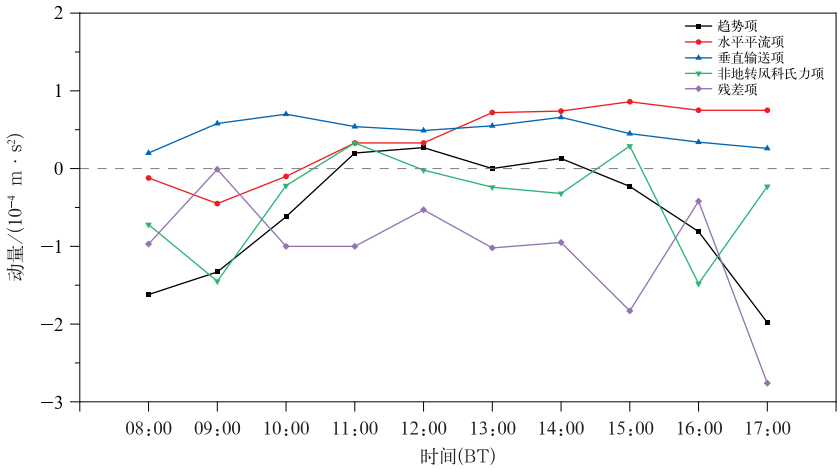


图 9 2024 年 7 月 2 日 08:00—17:00 广西沿海对流区域南侧(20.5°～21.5°N、107°～108°E)950 hPa 经向风的水平动量方程各项的时间演变

Fig. 9 Temporal evolution of each term in horizontal momentum equation of meridional wind at 950 hPa over the region (20.5°—21.5°N, 107°—108°E) to the south side of the convection along the coastal area of Guangxi from 08:00 BT to 17:00 BT 2 July 2024

风不断增大,增加趋势与广西南部对流发展演变一致。其中,趋势变化的主要贡献项为水平平流项,这与北部湾上游地区风速更强有关,强风速动量由偏南风向研究区域输送;整个阶段垂直输送项基本为弱正贡献,表明上升运动将更低层的较大动量在垂直方向上均匀输送,但影响相对较小;残差项主要为负贡献,说明其余贡献项已足以解释急流动量的增长,也表明还存在湍流摩擦等过程耗散动量。

4.2 地形作用

地形是影响局地暴雨产生的重要因素,其对气流主要产生摩擦、阻挡、爬流和绕流作用,从而改变局地环流场(李国平和陈佳,2018;李毅和李国平,2023)。图 10 为暴雨过程两个阶段爬流产生的垂直速度与绕流的散度(广西北部平均地形高度高于南部,因此计算时广西北部取 900 hPa,南部取 950 hPa)。7 月 1 日 23:00,爬流作用产生明显的垂直速度,且主要出现在迎风坡一侧;绕流作用主要体现在走向与气流方向一致的山脉附近。2 日 11:00,地形作用产生的垂直速度较夜间明显减弱,且主要位于广西东部山脉附近,并以爬流作用为主。

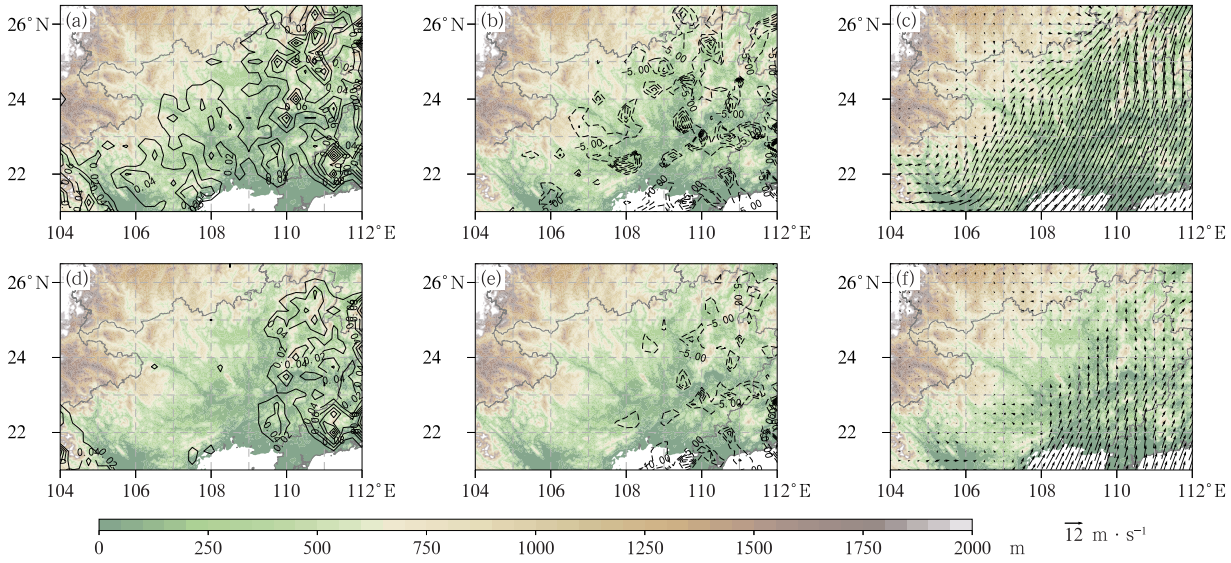
从地形因子总强迫所产生的垂直速度可知(图 11a),强上升运动区主要位于广西十万大山前的沿海地区,与 2 日 11:00 雷达组合反射率因子中

的对流触发位置一致(图 4d),表明地形因子对沿海地区对流触发有明显作用。图 11b 和 11c 分别为地形抬升作用和边界层摩擦辐合所造成的垂直速度,可以看出,广西沿海地区边界层摩擦作用明显强于地形抬升作用。由地形抬升强迫产生的垂直速度出现在广西东南部的迎风坡前,由边界层摩擦辐合所造成的垂直速度出现在西南部十万大山前的沿海地区,并表现为强上升运动区,其分布与十万大山山脉走向平行。结合风场可知,950 hPa 主要以西南风为主,风向与十万大山走向平行,气流由北部湾海面吹向陆地,摩擦增大。因此,地形强迫产生的垂直速度主要由边界层摩擦辐合导致,十万大山的地形抬升作用不明显。

上述结果表明,此次降水过程中广西南、北区域降水均受到地形作用的影响,北部地区以地形抬升作用下爬流产生的上升运动为主,南部则由边界层摩擦辐合产生的上升运动为主。

5　过程概念模型

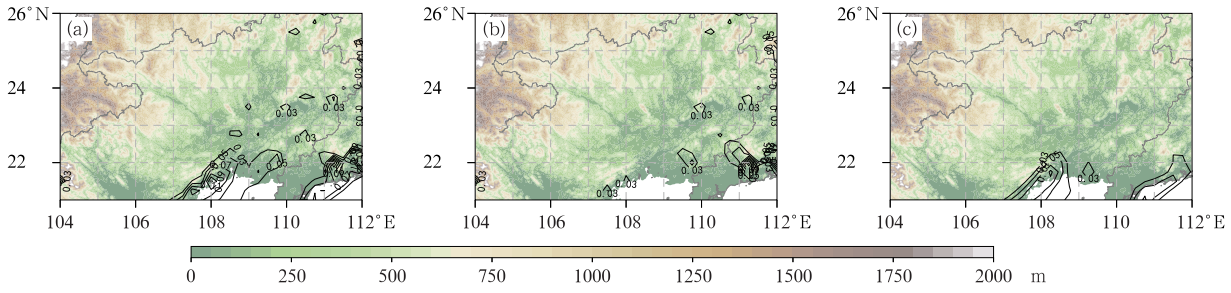
第一和第二阶段的暴雨概念模型如图 12 所示,两个阶段暴雨的成因存在显著差异。第一阶段为常



注:填色为海拔高度。

图 10　2024 年 7 月 1—2 日广西暴雨过程期间(a～c)1 日 23:00 900 hPa 和(d～f)2 日 11:00 950 hPa 的(a,d)爬流垂直速度(等值线,单位:m·s^{-1}),(b,e)绕流散度(等值线,单位:10^{-5} s^{-1})和(c,f)风场(箭矢)

Fig. 10　(a, d) Vertical velocity of climbing flow (contour, unit: m·s^{-1}), (b, e) divergence of flow around (contour, unit: 10^{-5} s^{-1}), and (c, f) wind field (vector) at (a—c) 900 hPa at 23:00 BT 1 and (d—f) 950 hPa at 11:00 BT 2 during the torrential rain event over Guangxi in 1—2 July 2024



注:填色为海拔高度。

图 11　2024 年 7 月 2 日 11:00 广西地区(a)地形因子强迫,(b)地形抬升作用及(c)边界层摩擦作用的垂直速度(等值线,单位:m·s^{-1})

Fig. 11　Vertical velocities (contour, unit: m·s^{-1}) of (a) topographic forcing, (b) topographic lifting, and (c) boundary-layer friction in Guangxi at 11:00 BT 2 July 2024

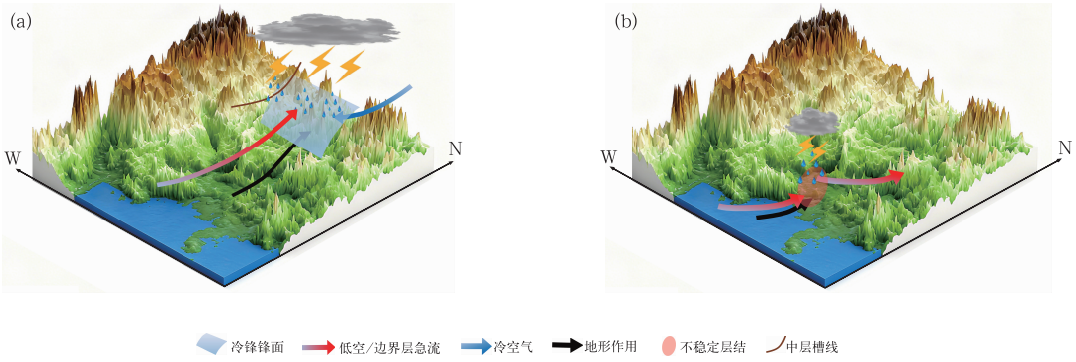


图 12 2024 年 7 月 1—2 日广西暴雨过程(a)第一阶段和(b)第二阶段概念模型

Fig. 12 Conceptual models for the (a) first and (b) second stages of the torrential rain event in Guangxi in 1—2 July 2024

见的锋面暴雨,在高空槽、低层切变线与西南低空急流的配置下,进入广西北部的飑线继续发展、南移,过程中伴有地形抬升的影响,造成北部强降水。第二阶段为暖区型暴雨,在条件不稳定层结下,边界层急流与 700 hPa 急流耦合产生中尺度抬升、海陆下垫面差异导致边界层摩擦辐合,共同使得对流单体在沿海不断触发,并在西南环境气流引导下途经广西南部形成“列车效应”。

6 结论和讨论

2024 年 7 月 1—2 日广西出现了持续强降雨过程,其前后阶段降水性质和落区等均存在显著差异。本文利用多源观测资料和再分析资料,对比分析了此次强降水的发展及维持机制,主要结论如下。

(1)本次过程主要由夜间锋面降水(第一阶段)和白天暖区降水(第二阶段)构成。第一阶段天气尺度强迫背景显著,高空槽东移,低层切变线南压以及强盛的西南低空急流共同为广西北部暴雨提供有利条件;雨带位于低层切变线南侧以及低空急流左侧,并随切变线移动。第二阶段天气尺度强迫相对较弱,低层切变线北抬、低空急流减弱,广西南部暖区暴雨主要与边界层急流和地形有关。

(2)前后阶段中尺度系统发展环境及演变形式不同。第一阶段垂直风切变强、层结上干下湿,有利于贵州南压入境广西北部的飑线发展维持,并造成强降雨;第二阶段垂直风切变弱且无明显干层,对流以单体的形式在沿海地区不断触发,在西南风引导下途经广西南部地区,产生“列车效应”,造成南部暴雨。

(3)前后阶段降水发展与维持的热动力机制不同。在动力方面,第一阶段降水伴有明显的低层斜压锋生强迫,锋生区随高度向北倾斜,在边界层锋生强迫下上升运动发展增强,造成锋面降水;第二阶段无锋生强迫,对流触发和持续影响区域位于边界层急流出口区与 700 hPa 低空急流入口区,边界层辐合和对流层中低层辐散造成的中尺度抬升为主要动力机制。该阶段双低空急流的耦合增强主要与边界层急流在动量平流输送作用下发展增强有关。在热力方面,过程前后阶段对流触发前均处于饱和假相当位温随高度减小的条件不稳定层结下,其配合低层较高的露点,形成显著的对流有效位能,利于对流发展和维持。

(4)前后阶段地形强迫作用不同。第一阶段以地形抬升为主,广西北部山区迎风坡一侧的爬流强迫产生上升运动;第二阶段以边界层摩擦作用为主,西南气流由海面吹向陆地,在十万大山前形成边界层摩擦辐合,造成较强上升运动。

此次过程存在性质不同的南、北两条雨带。北部锋面降水主要依赖低层切变线与西南急流耦合提供的动力抬升和水汽输送;南部暖区对流的触发则与不稳定层结下双低空急流的耦合作用及边界层摩擦引发的辐合抬升密切相关。本文研究结果为理解广西强降雨形成机制提供了参考,但很多问题仍需进一步深入研究,如预报提前量的确定、地形作用的量化等,这些因素对降水预报的准确性具有重要影响。因此,下一步研究将针对更多相似个例展开分析,并采用数值模式进行模拟,以期得到更准确的预报提前量和地形作用指标,从而为广西地区强降水过程的预报、预警提供科学参考。

参考文献

陈红，赵思雄，2000. 第一次全球大气研究计划试验期间华南前汛期暴雨过程及其环流特征的诊断研究[J]. 大气科学，24(2)：238-252. Chen H，Zhao S X，2000. Heavy rainfalls in South China and related circulation during first GARP global experiment period[J]. Chin J Atmos Sci，24(2)：238-252(in Chinese).

何立富，陈涛，孔期，2016. 华南暖区暴雨研究进展[J]. 应用气象学报，27(5)：559-569. He L F，Chen T，Kong Q，2016. A review of studies on prefrontal torrential rain in South China[J]. J Appl Meteor Sci，27(5)：559-569(in Chinese).

胡雅君，张伟，赵玉春，等，2020. “5·7”闽南沿海暖区特大暴雨中尺度特征分析[J]. 气象，46(5)：629-642. Hu Y J，Zhang W，Zhao Y C，et al，2020. Mesoscale feature analysis on a warm-sector torrential rain event in southeastern coast of Fujian on 7 May 2018[J]. Meteor Mon，46(5)：629-642(in Chinese).

李国平，陈佳，2018. 西南涡及其暴雨研究新进展[J]. 暴雨灾害，37(4)：293-302. Li G P，Chen J，2018. New progresses in the research of heavy rain vortices formed over the southwest China[J]. Torr Rain Dis，37(4)：293-302(in Chinese).

李毅，李国平，2023. 四川盆地东北部山地夜间暴雨特征的合成分析[J]. 高原山地气象研究，43(3)：21-31. Li Y，Li G P，2023. Composite analysis of nocturnal rainstorm characteristics in northeastern Sichuan Basin[J]. Plateau Mountain Meteor Res，43(3)：21-31(in Chinese).

林确略，寿绍文，杨华，2015. 基于数值模拟对一次广西前汛期回流暴雨形成机制的分析[J]. 气象，41(7)：852-862. Lin Q L，Shou S W，Yang H，2015. Analysis on formation mechanism of the backflow rainstorm occurring in first rainy season of Guangxi based on numerical simulation[J]. Meteor Mon，41(7)：852-862(in Chinese).

林确略，赵华生，林宝亭，2020. 双雨带过程中的回流暖区暴雨个例对比研究[J]. 热带气象学报，36(6)：721-733. Lin Q L，Zhao H S，Lin B T，2020. Comparative analysis on backflow warm-sector rainstorm cases in double rain belts process[J]. J Trop Meteor，36(6)：721-733(in Chinese).

刘淑媛，郑永光，陶祖钰，2003. 利用风廓线雷达资料分析低空急流的脉动与暴雨关系[J]. 热带气象学报，19(3)：285-290. Liu S Y，Zheng Y G，Tao Z Y，2003. The analysis of the relationship between pulse of LLJ and heavy rain using wind profiler data[J]. J Trop Meteor，19(3)：285-290(in Chinese).

罗建英，廖胜石，黄归兰，等，2009. 广西前汛期锋前暖区暴雨过程的模拟与分析[J]. 气象，35(10)：50-57. Luo J Y，Liao S S，Huang G L，et al，2009. Numerical simulation and analysis on a heavy rain process in the warm sector in Guangxi[J]. Meteor Mon，35(10)：50-57(in Chinese).

潘旸，沈艳，宇婧婧，等，2015. 基于贝叶斯融合方法的高分辨率地面-卫星-雷达三源降水融合试验[J]. 气象学报，73(1)：177-186. Pan Y，Shen Y，Yu J J，et al，2015. An experiment of high-resolution gauge-radar-satellite combined precipitation retrieval based on the Bayesian merging method[J]. Acta Meteor Sin，73(1)：177-186(in Chinese).

蒲义良，卢栩诗，胡胜，等，2023. 华南沿海一次暖区特大暴雨的对流特征和发展机制分析[J]. 气象，49(2)：201-212. Pu Y L，Lu Y S，Hu S，et al，2023. Convective characteristics and development mechanisms of an extreme warm-sector rainfall in the coastal area of South China[J]. Meteor Mon，49(2)：201-212(in Chinese).

覃皓，范娇，农孟松，等，2024. 广西初春双对流强降水带过程诊断分析[J]. 气象，50(8)：917-928. Qin H，Fan J，Nong M S，et al，2024. Diagnostic analysis of a process of double-convective heavy precipitation bands in Guangxi in early spring[J]. Meteor Mon，50(8)：917-928(in Chinese).

覃皓，刘乐，农孟松，等，2023a. 广西一次持续性暴雨过程中低空急流的作用及其特征[J]. 暴雨灾害，42(6)：640-647. Qin H，Liu L，Nong M S，et al，2023a. The role and characteristics of low-level jet during a persistent rainstorm in Guangxi[J]. Torr Rain Dis，42(6)：640-647(in Chinese).

覃皓，伍丽泉，石怡宁，等，2023b. 能量转化视角下一次引发冬季区域强对流的南支槽研究[J]. 气象，49(3)：304-317. Qin H，Wu L Q，Shi Y N，et al，2023b. Study on the southern branch trough inducing a winter regional severe convection from the perspective of energy conversion[J]. Meteor Mon，49(3)：304-317(in Chinese).

史学丽，丁一汇，2000. 1994 年中国华南大范围暴雨过程的形成与夏季风活动的研究[J]. 气象学报，58(6)：666-678. Shi X L，Ding Y H，2000. A study on extensive heavy rain processes in South China and the summer monsoon activity in 1994[J]. Acta Meteor Sin，58(6)：666-678(in Chinese).

王坚红，杨艺亚，苗春生，等，2017. 华南沿海暖区辐合线暴雨地形动力机制数值模拟研究[J]. 大气科学，41(4)：784-796. Wang J H，Yang Y Y，Miao C S，et al，2017. The numerical study of terrain dynamic influence on warm area heavy rainfall of convergence lines in South China Coast[J]. Chin J Atmos Sci，41(4)：784-796(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[J]. 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]. Trans Atmos Sci，30(2)：145-152(in Chinese).

汪瑛，胡胜，涂静，等，2021. 2016—2020 年广东省定量降水预报检验评估[J]. 热带气象学报，37(2)：154-165. Wang Y，Hu S，Tu J，et al，2021. Verification and evaluation of quantitative precipitation forecast for Guangdong Province during 2016－2020[J]. J Trop Meteor，37(2)：154-165(in Chinese).

吴亚丽，蒙伟光，陈德辉，等，2018. 一次华南暖区暴雨过程可预报性的初值影响研究[J]. 气象学报，76(3)：323-342. Wu Y L，Meng W G，Chen D H，et al，2018. A study of the impact of initial conditions on the predict-ability of a warm-sector torrential rain over South China[J]. Acta Meteor Sin，76(3)：323-342(in Chinese).

徐珺,毕宝贵,谌芸,等,2018."5.7"广州局地突发特大暴雨中尺度特征及成因分析[J].气象学报,76(4):511-524. Xu J,Bi B G,Chen Y,et al,2018. Mesoscale characteristics and mechanism analysis of the unexpected local torrential rain in Guangzhou on 7 May 2017[J]. Acta Meteor Sin,76(4):511-524(in Chinese).

岳彩军,寿绍文,曾刚,等,2008."海棠"(Haitang)台风降水非对称分布成因初步研究[J].高原气象,27(6):1333-1342. Yue C J,Shou S W,Zeng G,et al,2008. Preliminary study on asymmetric cause of formation of precipitation associated with Typhoon Haitang[J]. Plateau Meteor,27(6):1333-1342(in Chinese).

张耀存,钱永甫,1999.青藏高原隆升作用于大气临界高度的数值研究[J].气象学报,57(2):157-167. Zhang Y C,Qian Y F,1999. Numerical studies on the effects of the critical height of Qinghai Xizang Plateau uplift on the atmosphere[J]. Acta Meteor Sin,57(2):157-167(in Chinese).

赵玉春,王叶红,2009.近30年华南前汛期暴雨研究概述[J].暴雨灾害,28(3):193-202,228. Zhao Y C,Wang Y H,2009. A review of studies on torrential rain during pre-summer flood season in south China Since the 1980's[J]. Torr Rain Dis,28(3):193-202,228(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[J].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[J]. Chin J Atmos Sci,30(6):1207-1216(in Chinese).

Bai L Q,Chen G X,Huang L,2020. Convection initiation in monsoon coastal areas (South China)[J]. Geophys Res Lett,47(11):e2020GL087035.

Bai L Q,Chen G X,Huang Y P,et al,2021. Convection initiation at a coastal rainfall hotspot in South China:synoptic patterns and orographic effects[J]. J Geophys Res:Atmos,126(24):e2021JD034642.

Chen X C,Zhang F Q,Zhao K,2016. Diurnal variations of the land-sea breeze and its related precipitation over South China[J]. J Atmos Sci,73(12):4793-4815.

Du Y,Chen G X,2018. Heavy rainfall associated with double low-level jets over southern China. Part Ⅰ:ensemble-based analysis[J]. Mon Wea Rev,146(11):3827-3844.

Du Y,Chen G X,2019. Heavy rainfall associated with double low-level jets over southern China. Part Ⅱ:convection initiation[J]. Mon Wea Rev,147(2):543-565.

Du Y,Chen G X,Han B,et al,2020. Convection initiation and growth at the coast of South China. Part Ⅱ:effects of the terrain,coastline,and cold pools[J]. Mon Wea Rev,148(9):3871-3892.

Du Y,Zhang Q H,Chen Y L,et al,2014. Numerical simulations of spatial distributions and diurnal variations of low-level jets in China during early summer[J]. J Climate,27(15):5747-5767.

Guo Z H,Chen Y,Xiao T G,et al,2024. Mesoscale and microphysical characteristics of a double rain belt event in South China on May 10—13,2022[J]. J Trop Meteor,30(1):61-75.

Kong H,Zhang Q H,Du Y,et al,2020. Characteristics of coastal low-level jets over Beibu Gulf,China,during the early warm season[J]. J Geophys Res:Atmos,125(14):e2019JD031918.

Li Z H,Luo Y L,Du Y,et al,2020. Statistical characteristics of pre-summer rainfall over South China and associated synoptic conditions[J]. J Meteor Soc Japan Ser. II,98(1):213-233.

Miller B I,Chase P P,Jarvinen B R,1972. Numerical prediction of tropical weather systems[J]. Mon Wea Rev,100(12):825-835.

Su L,Sun X,Du Y,et al,2023. The roles of local convergences in the convection initiation of a record-breaking rainfall event at the coastal Pearl River Delta in South China[J]. J Geophys Res:Atmosp,128(3):e2022JD037234.

Zhang M R,Meng Z Y,2019. Warm-sector heavy rainfall in southern China and its WRF simulation evaluation:a low-level-jet perspective[J]. Mon Wea Rev,147(12):4461-4480.

Zhao Y C,2012. Numerical investigation of a localized extremely heavy rainfall event in complex topographic area during midsummer[J]. Atmos Res,113:22-39.

(本文责编:侯翠梅 王婷波)