

长江流域梅雨期大范围持续性强降水事件的自维持机制：2020 年一次暴雨过程的个例分析

马骞^{1, 2}, 魏科^{1*}, 陈文¹

1. 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心 (CMSR), 北京 100029

2. 中国科学院大学, 北京 100049

摘要 长江流域梅雨期降水强度大, 范围广, 持续时间长, 经常导致大范围严重洪涝灾害, 其维持的内动力学过程值得深入讨论。本文以 2020 年 7 月 5 日-7 月 9 日长江流域一次大范围持续性降水为例, 通过 WRF 数值试验分析了降水过程中的凝结潜热与环流系统的相互作用过程。结果表明: 在此次大范围持续性强降水事件中, 由于凝结潜热的释放, 在高层形成高压异常, 有利于南亚高压 (SAH) 加强东伸, SAH 东伸的同时与西太平洋副热带高压 (WPSH) 相互作用, 加强 WPSH 西伸。在潜热释放中心的中低层形成低压异常, 该系统有助于阻挡 WPSH 北上, 从而形成稳定的 WPSH, 有利于降雨系统在长江流域的维持。东亚夏季风演变表现为明显的停滞与北跳特征, 其中 WPSH 的活动是季风雨带演变的核心, 本文研究表明, 大尺度凝结潜热释放可以通过调节天气系统形成稳定的环流系统, 从而有利于雨带加强和维持, 这种大尺度雨带凝结潜热释放与环流的相互作用机制可能是夏季风雨带停滞的重要过程。

关键词 暴雨 梅雨 凝结潜热 东亚夏季风

文章编号 2021082B

中图分类号

文献标识码

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2201.21082

收稿日期 2022-01-04

网络预出版日期

作者简介 马骞, 女, 1993 年出生, 博士在读, 主要从事极端降水, 暴雨事件研究。E-mail:15611531586@163.com

通讯作者 魏科, E-mail:weike@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金委 NSFC-ISF 国际合作与交流项 41961144025

Funded by National Natural Science Foundation of China, International cooperation and exchange projects (Grant 41961144025)

Self-maintaining mechanism of a large-scale persistent heavy rainfall event in Mei-yu period: case study of Yangtze River heavy rainfall in 2020

Jiao Ma^{1, 2}, Ke Wei^{1*}, Wen Chen¹

1. Center for Monsoon System Research (CMSR), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing

100029

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract During the Mei-yu period in the Yangtze River Basin, the precipitation is usually strong, persistent, and impacts a large region. It often leads to severe large-scale flood disasters. The internal dynamic process of its persistency is worthy of further discussion. In this study, a case study is conducted on the large-scale persistent rainfall event in the Yangtze River Basin from July 5 to July 9, 2020, focusing on the interaction process between the latent heating and the circulation system during the rainfall event using the WRF model. The results show that an anticyclone anomaly is formed in the upper layers due to latent heating in the middle levels, favoring the eastward extension of the South Asian High (SAH). The eastward-extending SAH interacts with the Western Pacific Subtropical High (WPSH), resulting in WPSH westward extension, which modulates the wind and water vapor fields at the lower levels, providing a favorable background field for heavy rainfall. Under the center of the condensation latent heating, a cyclone anomaly forms in the lower levels. This system helps to obstruct the northward migration of WPSH, thereby forming a stable WPSH, which is beneficial to maintaining the rainfall system in the Yangtze River Basin. The evolution of the East Asian summer monsoon is characterized by apparent stagnation and northward jump, which is dominated by the activity of WPSH. This study shows that the release of large-scale condensation latent heat can help to form a more stable WPSH, which is beneficial to the Mei-yu persistency and may provide a possible self-maintaining mechanism of stagnation of the East Asian summer monsoon during the Mei-yu period.

Keywords: heavy rainfall, Mei-yu, latent heating, East Asian summer monsoon

49 1 引言

50 潜热加热是大气非绝热加热的重要组成部分,对于维持和调节大气的宏观和微观过
51 程有着重要的作用。冬季全球潜热热源主要位于热带西太平洋、非洲中部和南美亚马孙
52 雨林地区,夏季全球潜热热源主要位于亚洲季风区、赤道太平洋和非洲中部,是驱动全
53 球大尺度环流的主要热源 (Rao, 1969; Li and Yanai, 1996; Bhide et al., 1997; Ishizaki and
54 Ueda, 2006)。潜热加热还可以通过波-流相互作用产生遥相关的环流影响 (Rao, 1969;
55 Subrahmanyam and Kumar, 2016),对北太平洋风暴轴和中高纬天气形成有重要影响
56 (Nakamura et al., 2002; Chang and Guo, 2007; Steinfeld and Pfahl, 2019)。东亚季风区强
57 降水产生的凝结潜热在长时间尺度上有利于加强其高层西侧的南亚高压 (SAH)和中层
58 东侧的西太平洋副热带高压 (WPSH) (Liu, 1998; 刘屹岷等, 1999a; 刘屹岷等, 1999b),
59 是形成稳定季风的重要因子 (Jin et al., 2013; Steinfeld and Pfahl, 2019)。

60 潜热加热还会决定天气系统能否维持和加强 (Nasuno and Yamasaki, 2001; Sugimoto
61 and Ueno, 2010; Li et al., 2016)。例如,根据第二类条件不稳定理论,台风的能量来自对
62 流凝结潜热的释放,台风中凝结潜热的释放不仅可以影响其自身的强度和结构,对自身
63 的移动路径也有重要的作用 (李崇银和钮学新, 1988; Yue et al., 2009; Li et al., 2013a; Li
64 et al., 2013b)。潜热加热对中小尺度涡旋发展和增强的影响,也有类似于台风中的正反
65 馈机制 (Luo et al., 2006)。

66 我国处于著名的亚洲季风雨带上,夏季风期间极易发生强降水事件 (Richard et al.,
67 2015; Chen and Zhai, 2016; Chen et al., 2019)。降水的潜热释放不仅维持和加强了季风雨
68 带上小尺度系统 (Rao, 1969),同时对夏季风中的大尺度系统也有调制作用 (温敏和施
69 晓晖, 2006; 姚秀萍等, 2019)。当梅雨期发生大范围长时间的降水过程时,其降水的空
70 间尺度和量级可与台风期相比,因此梅雨雨带上大范围持续强降水所释放的凝结潜热
71 对于环流的反馈和调制作用需要更加深入的讨论。

72 2020 年长江流域中下游出现了超长的“暴力梅”和严重洪涝灾害。梅雨区平均降水
73 量为 753.9mm (王永光等, 2020)。其中 7 月 5 日-7 月 9 日的长江中下游地区降水过程
74 持续性时间长、强度大,暴雨站次和区域平均雨量均为 2020 年度最强的梅雨暴雨过程
75 (陈涛等, 2020)。6 日,荆州 3 小时累积降水达 178.5mm, 24 小时累积降水达 502mm;
76 武汉 6 小时累积降水量 309.4mm, 24 小时累积降水量 436mm; 黄冈 24 小时累积降水

量 993.9mm，三站的累积降水量都突破了建站以来的历史记录（Cui et al., 2021）。本次大尺度持续性降水过程的灾害性极强，需要对其维持机制进行深入的讨论。

因此，本文以 2020 年夏季长江流域最强的一次大范围持续性强降水过程为例，通过数值模拟分析凝结潜热释放对于降水过程和环流系统演变的作用。第二部分介绍数据、数值模式以及试验设计，第三部分简述本次降水事件，第四部分验证试验模拟效果，第五部分介绍试验的对比结果，并提出一个梅雨期大范围持续性强降水事件的自维持机制。第六部分为总结和讨论。

2 资料方法与试验设计

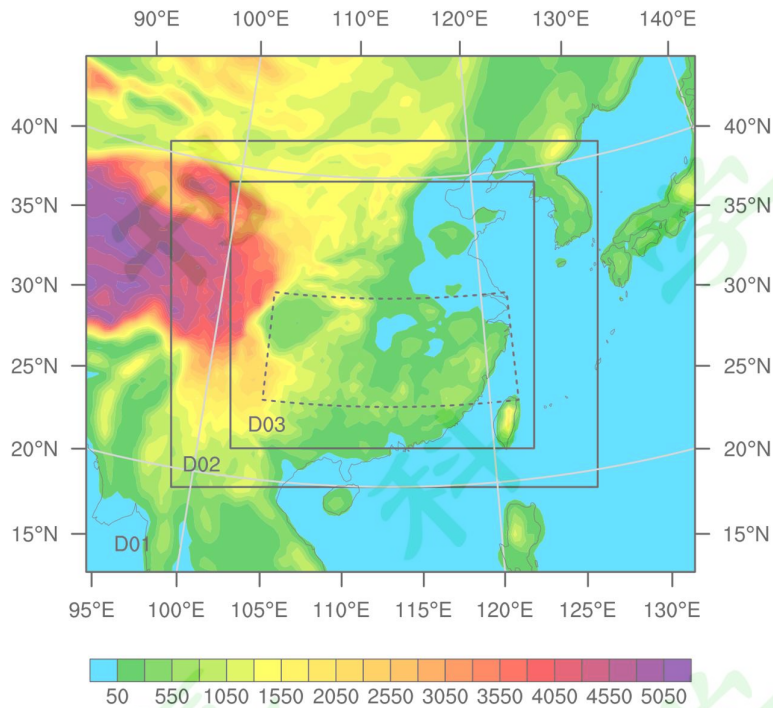
2.1 数据

日降水量数据使用中国地面降水日值 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 格点数据集 (DGPC) (赵煜飞等, 2014; 赵煜飞和朱江, 2015)，该数据集整编了中国地面高密度台站（2472 个国家级气象观测站）的降水资料，引入数字高程资料以尽可能消除中国区域复杂地形对降水空间插值精度的影响，DGPC 数据对江淮地区梅雨降水的日变化特征有很好的描述（肖志祥和谭江红, 2018; 车彦军等, 2020）。

本文使用欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 的第五代全球大气再分析数据 (ERA5) 分析本次降水的环流形势和水汽条件并驱动 WRF (Weather Research and Forecast) 模式进行数值模拟。该数据集提供水平分辨率 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 、时间分辨率逐小时、垂直 38 层、从 1979 年至今的多个气象变量场，可以替换由该中心提供的 ERA-interim 再分析数据集。ERA5 数据已经被众多的学者应用于国内外各个地区的降水事件的分析 and 数值模拟 (Gevorgyan A, 2018; Varga et al., 2020; Yun et al., 2020)。

2.2 模式和潜热释放试验设计

WRF 模式由美国国家海洋和大气管理局、美国空军、美国海军研究实验室、俄克拉荷马大学和联邦航空管理局共同研发，广泛地用于科学研究和数值天气预报中，该模式对我国降水的模拟有较好的适用性 (Li et al., 2020; Ragi et al., 2020; Zhou et al., 2020)。本文使用 WRF 模式的最新 4.2 版本，WRF4.2 对多个参数化方案做了改善和更新 (Valmassoi et al., 2020)。



104

105 图 1 数值模拟嵌套区域图和地形高度图（填色，单位：m）。D01 格距为 45km，格点数为 100×
106 85；D02 格距为 15km，格点数为 208×169；D03 格距为 5km，格点数为 442×388。虚线区域为本
107 研究关注区域。

108 Fig. 1 The nested mode grid domains with topography (shaded, units:m). The D01grid resolution is 45km
109 and grid number is 100×85. The D02 grid resolution is 15km and grid number is 208×169. And the D03
110 grid resolution is 5km with grid number of 442×388. The dotted box denotes the study area of the middle
111 and lower reaches of the Yangtze River.

112 本次降水过程中日降水量大于 25mm 的连续面积超过 $13.9 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，相邻两天的降
113 水型重合率超过 20%（汪汇杰，2014），降水过程持续 5 天。所有试验采用双向三层嵌
114 套，模拟区域如图 1 所示。模拟时间范围设为 2020 年 7 月 4 日 00 时（世界时）至 2020
115 年 7 月 10 日 00 时（世界时）。为说明凝结潜热释放对于天气系统的作用，设计潜热敏
116 感性试验：LH 试验和 noLH 试验。LH 试验设计如表 1，其中 D01 和 D02 区域中使用
117 Kain-Fritsch 积云参数化方案。D03 由于分辨率较高（格距小于 10km）不使用积云参数
118 化方案（Molinari and Dudek, 1992; Li et al., 2016）。noLH 试验关闭微物理参数化方案中的
119 的凝结潜热释放，同时关闭积云参数化方案，即关闭了凝结潜热释放对于环流的影响，
120 其他参数化方案和试验设置与 LH 试验完全相同。

121 表 1 LH 试验方案设置表。

122 Table 1 Details of the LH experiment setup.

Domain	D01	D02	D03
水平格点数	100×85	208×169	442×388

格距	45km	15km	5km
积分步长	270s	90s	30s
积云参数化方案	Kain-Fritsch	Kain-Fritsch	/
微物理参数化方案	Goddard	Goddard	Goddard
长波辐射参数化方案	RRTM	RRTM	RRTM
短波辐射参数化方案	Dudhia	Dudhia	Dudhia
边界层参数化方案	YSU	YSU	YSU
陆面过程参数化方案	Noah	Noah	Noah

123

124 **3 2020 年 7 月持续性暴雨过程**

125 **3.1 降水过程**

126 2020 年梅雨季的特点是入梅时间偏早，出梅时间偏晚，梅雨期长，降水量大（Liu

127 et al., 2020; 蔡芾宁等, 2020; 陈涛等, 2020; 刘芸芸和丁一汇, 2020; 杨梦兮等, 2020）。

128 梅雨季江淮流域累积降水量普遍达到 500mm 以上，梅雨持续时间长达 62 天，其中安

129 徽中南部、浙江西部、江西北部、湖北东部等地降水量达到 800-1200mm，局部地区甚

130 至超过 1400mm（蔡芾宁等, 2020）。长期维持的雨带可以分为两个阶段：第一阶段为 6

131 月 12 日-6 月 25 日，长江流域北侧降水量异常偏多；第二阶段为 6 月 30 日-7 月 13 日，

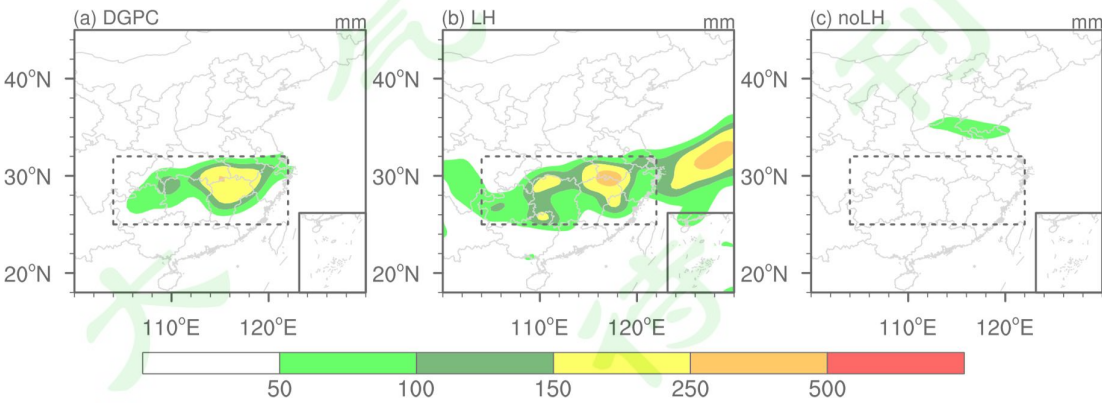
132 长江流域南侧降水量异常偏多。在 7 月末，梅雨减弱并维持在长江流域以北的位置（Liu

133 et al., 2020）。第二阶段最强的两次过程出现在 7 月 4 日-7 月 9 日和 7 月 15 日-7 月 19

134 日，分别对应长江中下游和淮河流域的最强降水过程（陈涛等, 2020）。本文模拟试验讨

135 论的是 7 月 5 日-7 月 9 日的降水过程，雨带维持在长江中下游，降水结束后雨带由长

136 江流域北跳到沿淮河到淮河以北。



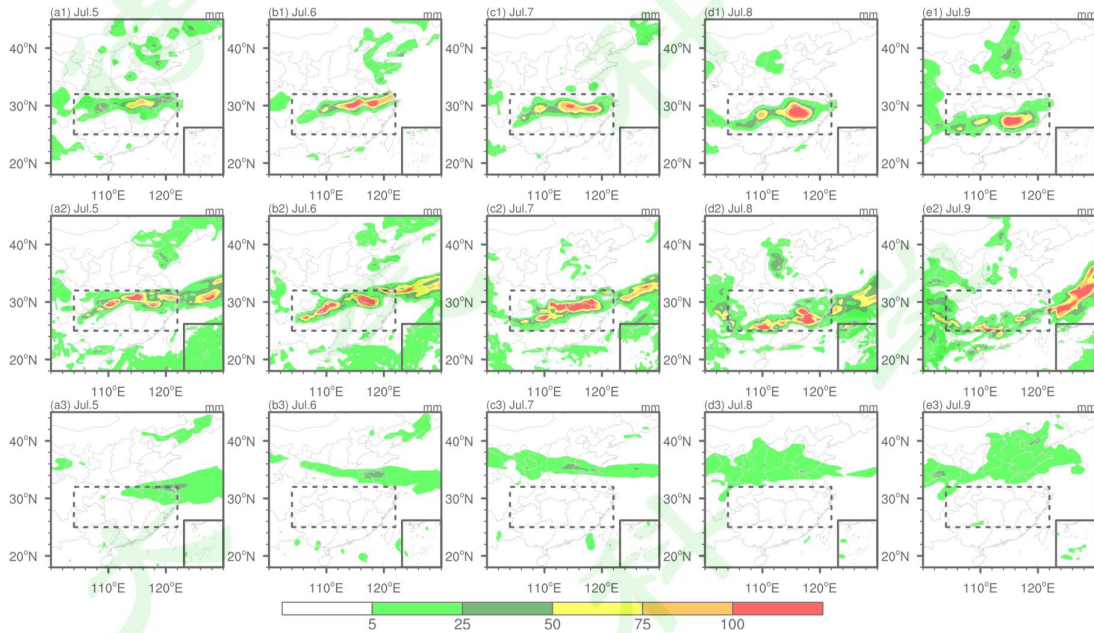
137

138 图 2 2020 年 7 月 5 日-7 月 9 日中国东部区域的过程总降水量(单位: mm): (a) DGPC 数据, (b) LH

139 试验和(c) noLH 试验。虚线区域为本研究关注区域。

140 Fig. 2 The accumulated precipitation (units: mm) from 5th to 9th July 2020: (a) DGPC, (b) LH simulation
141 and (c) noLH simulation. The dotted boxes denote the study area of the middle and lower reaches of the
142 Yangtze River.

143 分析 7 月 5 日-7 月 9 日的过程总降水量，DGPC 数据在湖北东南部有一过程总降
144 水量大值中心，与湖北的极端降水位置对应；另一个中心位于贵州东北和湘鄂渝交界
145 处（图 2a）。根据日降水量可以将此降水过程分为两个阶段：5 日-7 日降水维持在长
146 江流域（图 3a1-3c1），降水中心位于安徽与江西交界处以及湖北和湖南交界处；8 日-
147 9 日降水从长江流域略向南移动，中心位置移动到江西境内（图 3d1-3e1）。



148
149 图 3 2020 年 7 月 5 日-2020 年 7 月 9 日的日降水量（单位：mm）：DGPC 观测数据（a1-e1），LH 试
150 验（a2-e2）和 noLH 试验（a3-e3）。虚线区域为本研究关注区域。

151 Fig. 3 Daily precipitation (units: mm) from 5th to 9th July 2020 for DGPC(a1-e1), LH (a2-e3) and noLH (a3-
152 e3) simulations. The dotted boxes denote the study area of the middle and lower reaches of the Yangtze
153 River.

154 3.2 环流系统演变

155 在 2020 年梅雨季，6 月份环流特征以中高纬双阻型为主，而 7 月则多短波活动，7
156 月中高纬冷空气活动频繁，冷涡中心位于我国北方（杨梦兮等, 2020）。WPSH 发生了两
157 次显著的准双周振荡，分别发生在 7 月 9 日-7 月 13 日和 7 月 17 日-7 月 29 日，7 月 3
158 日-7 月 4 日、7 月 6 日-7 月 7 日有两次小振荡过程（刘芸芸和丁一汇, 2020）。7 月在长
159 江中下游地区出现明显的水汽通量辐合，存在孟加拉湾-中南半岛和南海的两条水汽通
160 道，在华北高压和副高之间形成稳定的东西向江淮低空切变线（陈涛等, 2020）。

在 7 月 5 日-7 月 9 日的强降水过程中：高层 SAH 东伸，高空急流经向度加深，中层 WPSH 西伸；东北到华北存在槽区，西南地区为浅槽（图 4a1-4c1）；长江流域为气流辐合区，有利于该地区的上升运动（图 4a2-4b2）。南海的水汽被西南气流输送到长江流域及其以南区域（图 4a3-4c3），使得长江流域及其以南地区成为比湿大值区（图 4a2-4e2），为降水系统提供了充足的水汽。8 日-9 日 SAH 西退，高空急流断裂，WPSH 东退（图 4d1-4e1），低层低涡从长江流域中游向下游移动（图 4d2-4e2）、水汽来源逐步转移到孟加拉湾-中南半岛水汽通道，长江流域水汽辐合减弱（图 4d3-4e3）。

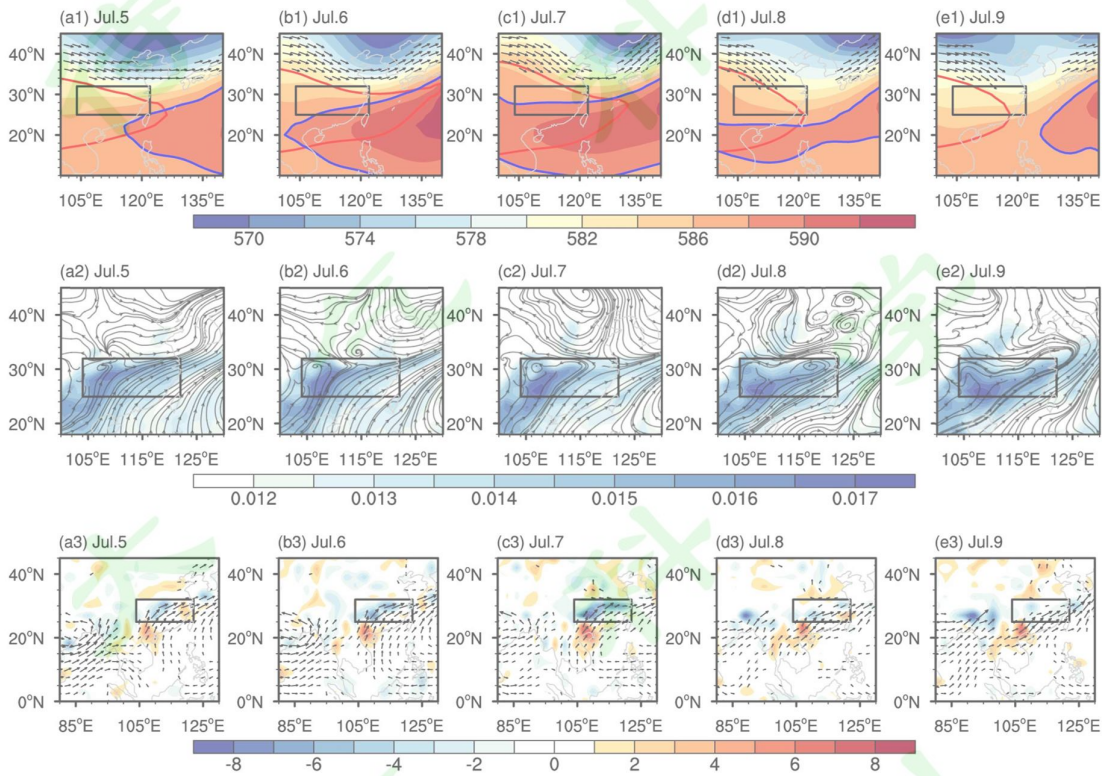
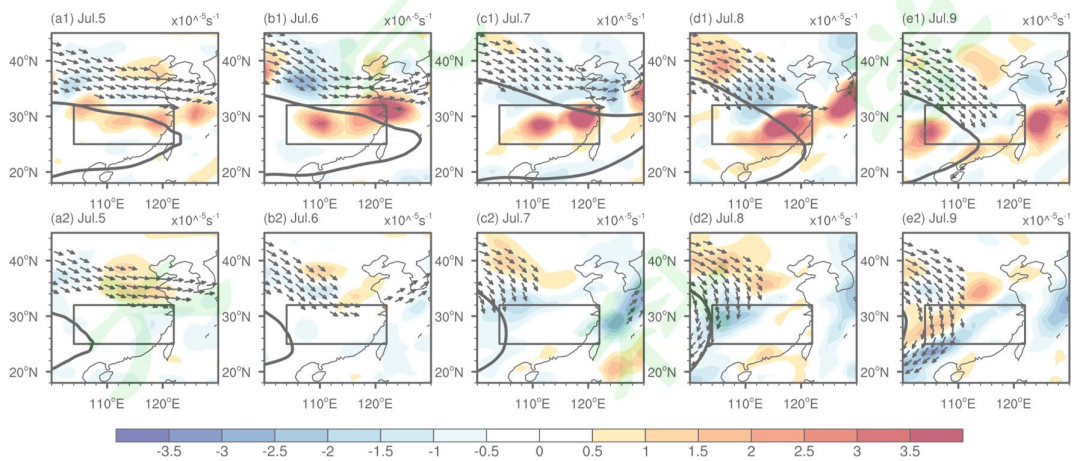


图 4 2020 年 7 月 5 日-7 月 9 日环流场和水汽场配置。“a1-e1”为 500hPa 等压面上的位势高度场（填色，单位：dagpm），西太平洋副热带高压（500hPa，588dagpm 蓝色实线），高空西风急流（矢量，200hPa， $U \geq 32\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）和南亚高压（200hPa，1252dagpm 红色实线）。“a2-e2”为 850hPa 的比湿场（填色图，单位： $\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$ ）和流场。“a3-e3”为 850hPa 水汽通量散度（填色图，单位： $\times 10^{-7}\text{s}^{-1}\cdot(\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1})$ ）和水汽通量（矢量 $\geq 0.05\text{QUV}$ ；单位：QUV； $1\text{QUV}=1\times(\text{m}\cdot\text{s}^{-1})\cdot(\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1})$ ）。长方形区域为本研究关注区域。

Fig. 4 Configuration of the atmospheric circulation and water vapor transports from 5th to 9th July 2020. a1-e1: geopotential height at 500hPa (shaded, units: dagpm), WPSH (blue lines, 500hPa, 588dagpm), the high-level jet at 200hPa (vector, $U \geq 32\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) and SAH (red lines, 200hPa, 1252dagpm). a2-e2: specific humidity (contour, units: $\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$) and streamlines at 850hPa. a3-e3: divergence of water vapor flux (contour, units: $\times 10^{-7}\text{s}^{-1}\cdot(\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1})$) and water vapor flux (vector $\geq 0.05\text{QUV}$; units: QUV; $1\text{QUV}=1\times(\text{m}\cdot\text{s}^{-1})\cdot(\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1})$) at 850hPa. The boxes denote the study area of the middle and lower reaches of the Yangtze River.

182 **4 模式模拟能力的验证**

183 LH 试验的日降水量演变和降水空间分布特征与观测基本一致（对比图 3a1-3e1 与
184 图 3a2-3e2）。在降水事件的两个阶段，5 日-7 日雨带维持在长江流域中下游（图 3a1-
185 3c1，图 3a2-3c2），8 日-9 日降水带从长江流域中下游向南移动（图 3d1-3e1，图 3d2-
186 3e2）。LH 试验的环流特征与 ERA5 再分析资料的环流特征也基本一致，并与雨带的移
187 动特征对应，降水的两个阶段特征比较明显。在 LH 试验结果中，5 日-7 日 SAH 东伸，
188 高空急流经向度加深，且长江流域上空有较强的辐散（图 5a1-5c1）；WPSH 西伸，110°E，
189 30°N 附近有低涡存在（图 6b1），低层水汽主要来自于我国南海，并在长江流域上空辐
190 合（图 7a1-7c1）。8 日-9 日 SAH 西退，高空西风急流断裂（图 5d1-5e1）；WPSH 东退，
191 同时低涡东移（图 6d1-6e1）；水汽主要来自孟加拉湾，水汽辐合区也减弱南移（图 7d1-
192 7e1）。



193 图 5 2020 年 7 月 5 日-2020 年 7 月 9 日期间 200hPa 上散度场（填色，单位 $\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ）和风场（矢
194 量， $U \geq 32 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ）图：LH 试验（a1-e1）和 noLH 试验（a2-e2）。图中黑色粗实线为 SAH（1258dagpm）。
195 长方形区域为本研究关注区域。

197 Fig. 5 The daily divergence (contour, units: $\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) and high-level jet (vector, $U \geq 32 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 200hPa from
198 5th to 9th July 2020 for LH (a1-e1) and noLH (a2-e2) simulations. The black solid lines present the SAH
199 (200hPa, 1258dagpm). The boxes denote the study area of the middle and lower reaches of the Yangtze
200 River.

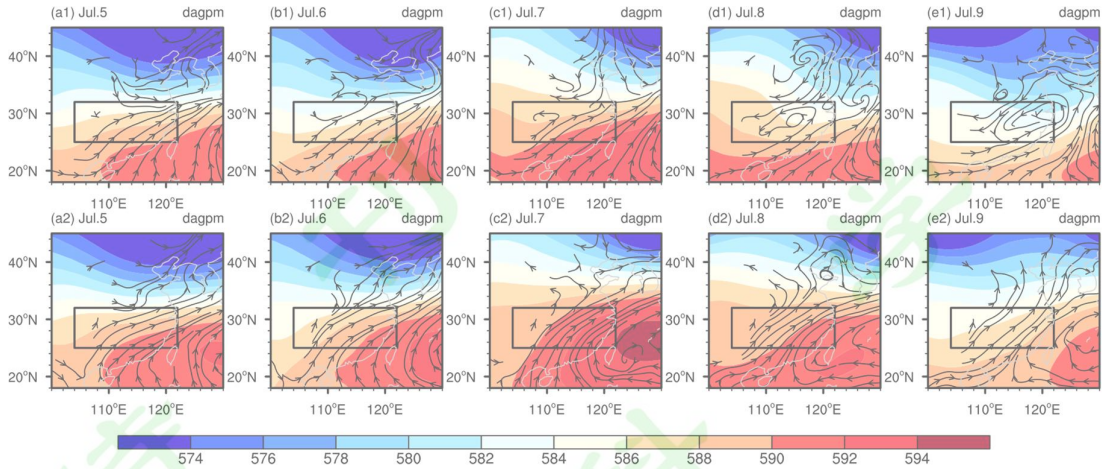


图 6 2020 年 7 月 5 日-7 月 9 日期间 500hPa 位势高度场（填色，单位:dagpm）和 850hPa 流场（流线）：LH 试验（a1-e1）和 noLH 试验（a2-e2）。长方形区域为本研究关注区域。

Fig. 6 The geopotential height (shaded, units: dagpm) at 500hPa and the streamlines at 850hPa from 5th to 9th July 2020 for LH (a1-e1) and noLH (a2-e2) simulations. The boxes denote the study area of the middle and lower reaches of the Yangtze River.

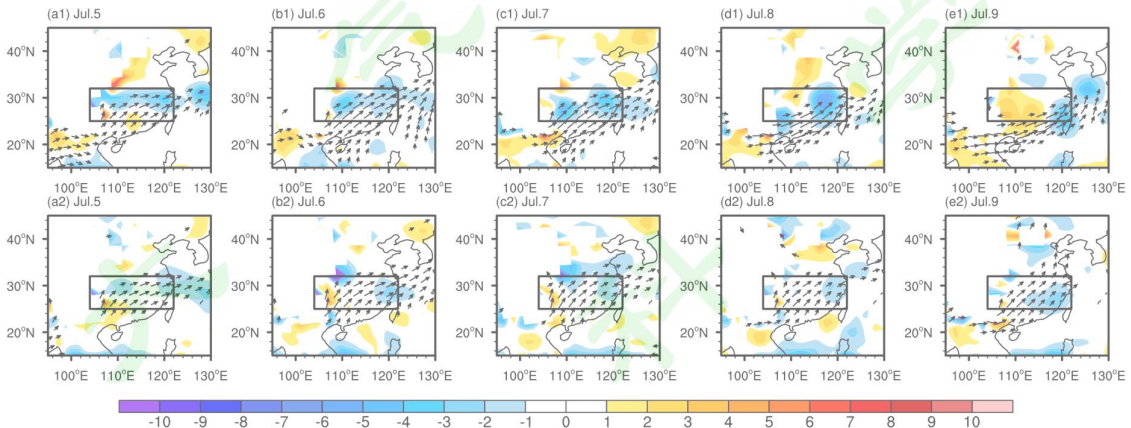


图 7 2020 年 7 月 5 日-7 月 9 日期间 850hPa 水汽通量散度（填色，单位： $\times 10^{-7} \text{s}^{-1} \cdot (\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1})$ ）和水汽通量（矢量 $\geq 0.1 \text{QUV}$ ；单位：QUV； $1 \text{QUV} = 1 \times (\text{m} \cdot \text{s}^{-1}) \cdot (\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1})$ ）：LH 试验（a1-e1）和 noLH 试验（a2-e2）。长方形区域为本研究关注区域。

Fig. 7 The water vapor flux (vector $\geq 0.1 \text{QUV}$; units: QUV; $1 \text{QUV} = 1 \times (\text{m} \cdot \text{s}^{-1}) \cdot (\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1})$) and its divergence (shaded, units: $\times 10^{-7} \text{s}^{-1} \cdot (\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1})$) at 850hPa from 5th to 9th July 2020 for LH (a1-e1) and noLH (a2-e2) simulations. The boxes denote the study area of the middle and lower reaches of the Yangtze River.

5 凝结潜热释放对环流的影响

5.1 凝结潜热与降水强度

锋面降水过程中存在水汽正反馈过程：潜热释放会产生正位涡异常，增强局地的上升运动，继而导致或者增强积云对流，积云对流则进一步产生潜热释放(Cho and George, 1995; Luo et al., 2018)。本研究选择此次过程最大降水点（30°N，115°E）的经向垂直剖

面来说明雨带上的凝结潜热特征和垂直环流特征。LH 试验中凝结潜热释放强且深厚
 (图 8), 大值区分布于 850hPa-300hPa, 加热中心位于 500hPa-400hPa 附近 (图 8b)。
 垂直速度中心位于凝结潜热加热大值中心的上空 400hPa-200hPa 处, 与强凝结潜热释
 放和强上升运动对应 (图 9a) 有较强的过程总降水量 (图 2b)。雨带的其他经度上也有
 相同的特征 (如 112.5°E, 图略)。而 noLH 试验中雨带上的垂直速度较小 (图 9b), 过
 程降水量也很小 (图 2c), 表明雨带上强的凝结潜热释放可以增强雨带的强度。

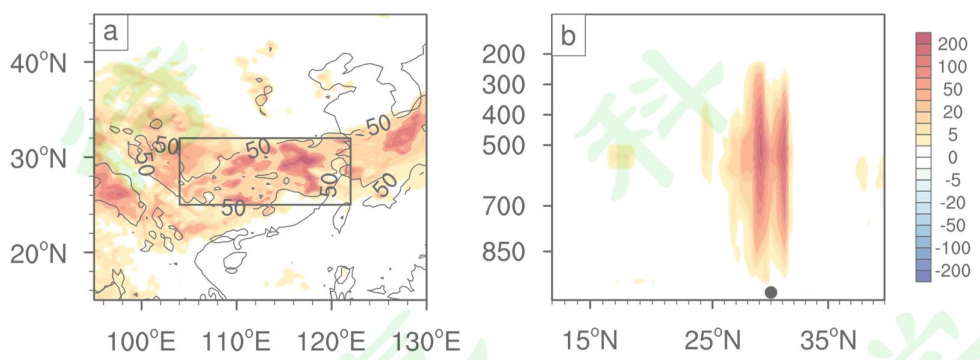


图 8 (a) LH 试验中 2020 年 7 月 5 日-7 月 9 日期间过程累积降水量 (实线, 单位: mm) 与 500hPa 凝结潜热加热 (填色, 单位: K)。沿着 115°E (b) 累积凝结潜热加热量垂直剖面图。长方形区域为
 本研究关注区域, 黑色点为过程最大降水量的纬度, 30°N。

Fig. 8 (a) the accumulated precipitation (contours, units: mm) and condensation latent heat (shading, units: K) during 5th-9th July 2020 for LH simulation. The accumulated condensation latent heat (shading, units: K) along 115°E (b) over 5th - 9th July 2020. The boxes in Fig.8a denote the study area of the middle and lower reaches of the Yangtze River, the dot in Fig.8b is the latitude (30°N) of the maximum process precipitation.

5.2 凝结潜热释放与雨带位置

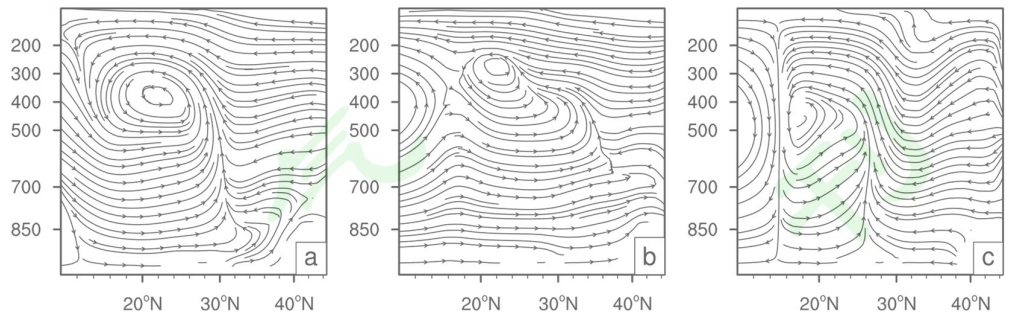


图 9 2020 年 7 月 5 日-7 月 9 日期间平均 LH 试验 (a) 和 noLH 试验 (b) 沿着 115°E 垂直环流场 ($v \cdot w \times 5000 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), 以及两者的差值 (c)。

Fig. 9 The average meridional cross section of vertical circulation ($v \cdot w \times 5000 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) along 115°E for LH (a) and noLH (b) simulations and their differences (c) from 5th to 9th July 2020.

从试验结果来看, LH 试验和 noLH 试验不仅雨带强度不同, 雨带的位置也有不同。
 在 LH 试验中, 降水带 5 日-7 日位于长江流域 (图 3a2-3c2), 8 日-9 日降水带从长江流

域向南移动（图 3d2-3e2）。而 noLH 试验中的降水雨带不仅弱，而且持续向北移动（图 3a3-3e3），雨带北移的速度较大，5 日雨带在长江流域，7 日-9 日向北推动到黄河中下游区域，雨带中心达到 35°N 附近（图 3d3）。因此，在实际降雨过程中，因为凝结潜热释放对环流的反馈作用，有利于降水系统的稳定和维持，从而迟滞了夏季风演变过程中的雨带北推的过程。

5.3 凝结潜热释放与大尺度环流

LH 试验中 SAH 东伸，WPSH 西伸（图 5a1-5c1,图 6a1-6c1）；而 noLH 试验中 SAH 稳定，WPSH 增强西伸（图 5a2-5c2,图 6a2-6c2）。LH 试验与 noLH 试验差值场中显示长江流域高层存在正位势高度场异常，呈反气旋式环流异常（图 10a1-10e1）；中低层存在负位势高度场异常，呈气旋式异常，华南西部地区中低层存在正位势高度场异常（图 10a2-10e2）。垂直环流差值场显示降水区上空有强上升异常（200hPa-400hPa），15°N 左右有下沉异常（200hPa-850hPa）（图 9c）。

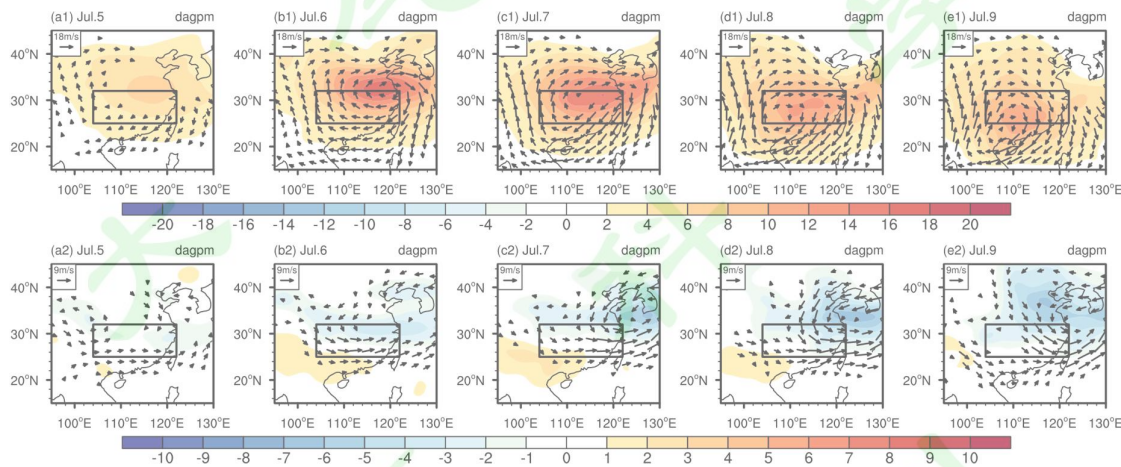


图 10 2020 年 7 月 5 日-7 月 9 日 200hPa (a1-e1) 和 500hPa (a2-e2) 环流差值场（LH 试验与 noLH 试验之差）。填色为位势高度场差值（单位：dagpm），矢量箭头为风场差值（单位：m·s⁻¹）。长方形区域为本研究关注区域。

Fig. 10 The daily geopotential height (contour, units: dagpm) and wind differences (vector, units: m·s⁻¹) at 200 hPa (a1-e1) and 500 hPa (a2-e2) between LH and noLH simulations from 5th to 9th July 2020. The boxes denote the study area of the middle and lower reaches of the Yangtze River.

本文使用全型垂直涡度方程来讨论凝结潜热对于环流场的影响，其表达式如下（刘屹岷，1999b）：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta + \beta v = (1 - \kappa) (f + \zeta) \cdot \omega / p + [(f + \zeta) \cdot \partial Q / \partial z - \partial v / \partial z \cdot \partial Q / \partial x + \partial u / \partial z \cdot \partial Q / \partial y] / \theta_z \quad (1)$$

其中 ζ 表示相对涡度的垂直分量， $\mathbf{V}$ 为水平风速， β 为地转参数随纬度的变化， v 表

示纬向风, f 表示地转参数, ω 表示垂直速度 (单位: pa/s), p 为气压, $\theta_z = \partial\theta/\partial z$ 。其中 Q 表示非绝热加热率, 本文两个数值试验的差别主要体现为非绝热加热中凝结潜热释放 (Q_{CU}) 的作用。等式左端与传统的涡度方程相似, 等式右端第一项是对流运动的作用, 第二项为热源强迫的作用。由于水平非均匀加热的影响要比垂直非均匀加热的影响小一个量级以上 (刘屹岷, 1999b), 因此着重考虑凝结潜热释放在垂直方向上的分布, 即 $(f + \xi_z)/\theta_z \cdot \partial(Q_{CU})/\partial z$ 项的影响。

深对流系统凝结潜热 (Q_{CU}) 加热中心的特征尺度在 7km 左右, LH 试验的凝结潜热加热区深厚, 加热中心位于 400hPa-500hPa 左右 (图 8)。在加热中心以上, $(\partial\xi_z/\partial t)_{CU} \propto (f + \xi_z)/\theta_z \cdot \partial(Q_{CU})/\partial z < 0$, 将产生负涡度异常, 导致反气旋环流异常 (图 10a1-10e1)。从而有助于 LH 试验中 SAH 加强东伸, 使 1258dagpm 东界超过 130°E (图 5c1)。而 noLH 试验中 SAH 稳定偏弱, 1258dagpm 东界没有超过 106°E (图 5a2-5e2)。因此, 由于凝结潜热的作用, 高层在高空急流和 SAH 的配合下, 长江流域高空形成有利于降水的高空辐散 (5a1-5e1), 而在缺乏凝结潜热时, 在长江流域缺乏有利于降水的辐散形势 (图 5a2-d2)。

南亚高压通过下沉运动在中层副高区产生辐散, 同时下沉运动伴随的绝热加热效应将加强 WPSH (任荣彩等, 2007), LH 试验中在 20°N 以南中高层的下沉运动与此南亚高压有关。LH 试验中 SAH 东伸 (图 5a1-5c1), WPSH 西伸 (图 6a1-6c1); 而 noLH 试验中 SAH 没有东伸 (图 5a2-5c2), WPSH 也出现了增强西伸的特征 (图 6a2-6c2), 这一特征说明本次天气过程中 WPSH 本身存在增强西伸, LH 试验中 SAH 东伸的作用使得我国华南西部地区位势高度场出现正异常 (图 10b2-10c2), 对 WPSH 西伸起到加强作用。

在凝结潜热加热中心下方, $(\partial\xi/\partial t)_{CU} \propto (f + \xi)/\theta_z \cdot \partial(Q_{CU})/\partial z > 0$, 会产生正涡度异常, 从而在凝结潜热中心下方加强气旋环流的发展。LH 试验中, 长江流域及其以北的区域处于凝结潜热释放的下层, 低层位置有正涡度异常, 产生气旋式环流异常和位势高度场负异常 (图 10a2-10e2)。该气旋式环流异常位于 WPSH 北侧, 不利于 WPSH 发展和北上。这也解释了为什么 WPSH 在 LH 试验中西伸但没有北推 (图 6a1-6e1)。LH 试验中 WPSH 脊线较为稳定, 位于长江流域以南 (图 6a1-6e1); 而 noLH 试验中 WPSH 北界 5 日位于长江流域南侧 (图 6a2), 7 日位于黄淮地区 (图 6c2)。西伸 WPSH 初期将加

294 强西侧南风，也为雨带提供充足的水汽（图 7a1-7c1），后期过度西伸的 WPSH 切断南
295 海的水汽通道，水汽辐合中心南移（图 7d1-7e1），雨带也南移。

296 将凝结潜热与环流系统的相互作用总结为以下过程：强降水发生后凝结潜热使得中
297 高层凝结潜热强而深厚，在凝结潜热加热中心上空 $(\partial \xi_z / \partial t)_{CU} \propto (f + \xi_z) / \theta_z \cdot \partial(Q_{CU}) / \partial z <$
298 0 。在高层形成反气旋式环流异常，SAH 加强东伸，降水区上空的辐散加强，有利于雨
299 带中的上升运动。东伸的 SAH 通过负涡度平流的动力强迫，在中层副高区域西侧导致
300 下沉运动，并通过下沉运动的绝热加热效应加强 WPSH 西伸。凝结潜热加热中心的下
301 方 $(\partial \xi_z / \partial t)_{CU} \propto (f + \xi_z) / \theta_z \cdot \partial(Q_{CU}) / \partial z > 0$ ，形成气旋式环流异常阻碍 WPSH 北推，从而
302 使得 WPSH 相对稳定地维持在长江流域以南。LH 试验中加强西伸的 WPSH 初期有利
303 于来自南海的水汽辐合到长江流域中下游，后期由于 WPSH 的过度西伸，南海的水汽
304 通道被切断。水汽辐合区向南移动，最终大范围持续性强降水结束。

305

306 6 总结与讨论

307 2020 年 7 月 5 日-7 月 9 日长江流域降水覆盖范围大、强度强、持续时间长。降水
308 初期，由于凝结潜热释放，使得高层 SAH 增强东伸，从而在高空产生有利于降水的辐
309 散异常。东伸的 SAH 通过下沉运动增强 WPSH，有助于 WPSH 西伸。在凝结潜热加热
310 中心的下方，WPSH 北侧有气旋式异常，该异常阻挡了 WPSH 北推，因此，WPSH 较
311 为稳定地维持在长江流域以南并增强西伸。稳定的 WPSH 使得雨带的位置也相对稳定，
312 增强的 WPSH 西侧南风为长江流域的降水提供有利的水汽条件。凝结潜热的释放通过
313 调节环流本身，以及环流之间的相互作用为雨带提供稳定而有利于降水的背景场。因
314 此，在有利的背景场下，雨带可以通过大尺度凝结潜热释放与大尺度环流相互作用，从
315 而形成正反馈机制，形成一种自维持机制（图 11）。

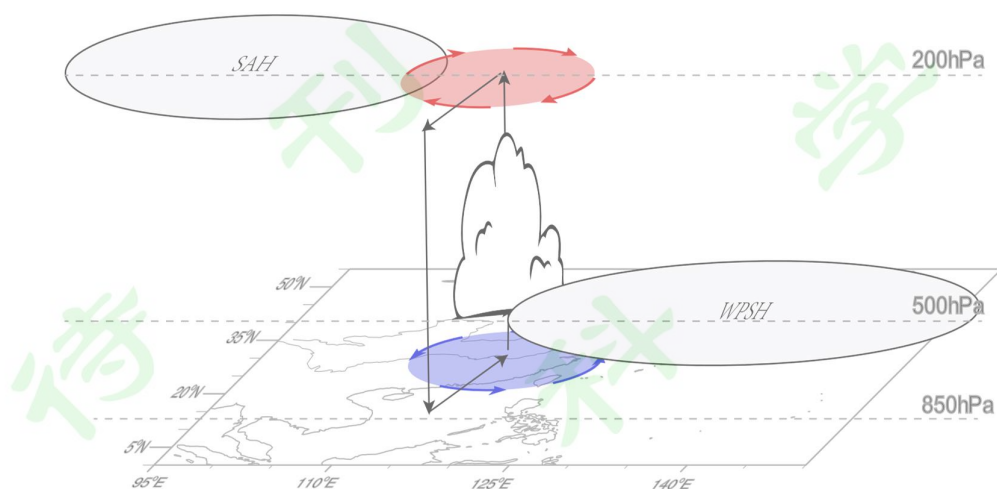


图 11 大尺度梅雨雨带的自我维持机理图。红色区域为反气旋异常，蓝色区域为气旋异常。SAH 为南亚高压，WPSH 为西太副高。

Fig. 11 Self-maintain mechanism of heavy rainfall system in the Mei-yu rainbelt. The red and blue circles are the anti-cyclonic anomaly in the higher levels and cyclonic anomaly in the lower levels, respectively. SAH denotes the South Asian High, and WPSH is the Western Pacific Subtropical High.

以往的研究中多将 SAH，WPSH，高低空急流和西南气流等因素作为影响雨带的外部条件研究其对于雨带的作用。本文认为对于此次大范围持续性强降水事件而言，其内部强大而深厚的凝结潜热释放足以影响到环流系统，从而在短期内通过调节环流系统形成一个有利于降水的环流场，并通过潜热释放—环流的正反馈机制增加自身强度。

大范围持续性强降水事件形成后，该自维持机制有可能是使得该类事件能强而稳定地维持在一个相对固定位置的重要原因。在本次试验中雨带上强而深厚的凝结潜热的释放在短时间尺度上阻挡了季风雨带的北跳。而当缺乏凝结潜热释放时，雨带会迅速北跳。因此梅雨雨带上大范围持续性强降水所释放的潜热可能是梅雨雨带稳定维持的一个重要因素。在研究持续时间长、洪涝严重的“暴力梅”过程时，也应当关注大范围持续性强降水事件对于大尺度环流系统的反馈作用，尤其在临近雨带北跳前，大范围强降水通过潜热释放的自维持会推迟东亚雨带的北进过程，使得洪涝更为严重。

334 参考文献

- 335
- 336 Bhide U V, Mujamdar V R, Ghanekar S P, et al. 1997. A diagnostic study on heat sources and
- 337 moisture sinks in the monsoon trough area during active break phases of the Indian
- 338 summer monsoon, 1979 [J]. *Tellus Series a Dynamic Meteorology and Oceanography*,
- 339 49(4): 455-473. doi:10.1034/j.1600-0870.1997.t01-2-00004.x
- 340 蔡芎宁, 宗志平, 马杰, 等. 2020. 2020 年梅雨特征分析及模式中期预报性能检验 [J].
- 341 暴雨灾害, 39(6):629-636. Cai X N, Zhang Z P, Ma J, et al. 2020. Analysis of Mei-yu
- 342 characteristics and performance verification of the medium range forecasting models in
- 343 2020 [J]. *Torrential Rain and Disasters (in Chinese)*, 39(6): 629-636.
- 344 doi:CNKI:SUN:HBQX.0.2020-06-011
- 345 Chang E K M, Guo Y J. 2007. Dynamics of the stationary anomalies associated with the
- 346 interannual variability of the midwinter pacific storm track -The roles of tropical
- 347 heating and remote eddy forcing [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(7): 2442-
- 348 2461. doi: 10.1175/Jas3986.1
- 349 车彦军, 管小春, 王世金. 2020. 中国东部季风区 800 mm 等降水量线的空间变化分析
- 350 [J]. *高原气象*, 39(5): 997-1006. Che Y J, Guan X C, Wang S J. 2020. Spatial Analysis
- 351 of Annual Precipitation Lines of 800mm in the Eastern Monsoon of China [J]. *Plateau*
- 352 *Meteorology (in Chinese)*, 39(5): 997-1006. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2019.00094
- 353 陈涛, 张芳华, 于超, 等. 2020. 2020 年 6—7 月长江中下游极端梅雨天气特征分析 [J].
- 354 *气象*, 46(11): 1415-1426. Chen T, Zhang F H, Yu C, et al. 2020. Synoptic analysis of
- 355 extreme Mei-yu precipitation over Yangtze River Basin during June-July 2020 [J].
- 356 *Meteorology Monthly (in Chinese)*, 46(11): 1415-1426. doi:CNKI:SUN:QXXX.0.2020-
- 357 11-003
- 358 Chen Y, Zhai P M. 2016. Mechanisms for concurrent low-latitude circulation anomalies
- 359 responsible for persistent extreme precipitation in the Yangtze River Valley [J]. *Climate*
- 360 *Dynamics*, 47(3-4): 989-1006. doi:10.1007/s00382-015-2885-6
- 361 Chen Y, Zhai P M, Liao Z, et al. 2019. Persistent precipitation extremes in the Yangtze River
- 362 Valley prolonged by opportune configuration among atmospheric teleconnections [J].
- 363 *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145(723): 2603-2626.
- 364 doi:10.1002/qj.3581
- 365 Cho H R, George T J. 1995. Mei-yu Frontogenesis [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*,
- 366 52(11): 2109-2120. doi:10.1175/1520-0469(1995)0522.0.CO;2
- 367 Cui C G, Dong X Q, Wang B, et al. 2021. Phase Two of the Integrative Monsoon Frontal
- 368 Rainfall Experiment (IMFRE-II) over the Middle and Lower Reaches of the Yangtze
- 369 River in 2020 [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 38(3): 346-356.
- 370 doi:10.1007/s00376-020-0262-9
- 371 Gevorgyan A. 2018. Convection-Permitting Simulation of a Heavy Rainfall Event in
- 372 Armenia Using the WRF Model [J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*,
- 373 123(19): 11008-11029. doi: 10.1029/2017jd028247
- 374 Ishizaki N, Ueda H. 2006. Seasonal heating processes over the Indochina Peninsula and the

375 Bay of Bengal prior to the monsoon onset in 1998 [J]. Journal of the Meteorological
 376 Society of Japan, 84(2): 375-387. doi:10.2151/jmsj.84.375
 377 Jin Q, Yang X Q, Sun X G, et al. 2013. East Asian summer monsoon circulation structure
 378 controlled by feedback of condensational heating [J]. Climate Dynamics, 41(7-8): 1885-
 379 1897. doi:10.1007/s00382-012-1620-9
 380 Li C, Deng Y, Cui C G, et al. 2020. Hydrometeor Budget of the Mei-yu Frontal Rainstorms
 381 Associated With Two Different Atmospheric Circulation Patterns [J]. Journal of
 382 Geophysical Research Atmospheres, 125(16): e2019JD031955.
 383 doi:10.1029/2019JD031955
 384 Li C F, Yanai M. 1996. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon
 385 in relation to land sea thermal contrast [J]. Journal of Climate, 9(2): 358-375.
 386 doi:10.1175/1520-0442(1996)009<0358:Toaivo>2.0.Co;2
 387 李崇银, 钮学新. 1988. 台风自身动力学过程(CISK)对其移动的影响 [J]. 气象学报,
 388 46(4): 497-501. Li C Y, Niu X X. 1988. The effect of the typhoon dynamics process
 389 (CISK) to its moving [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 46(4): 497-501.
 390 doi:10.11676/qxxb1988.064
 391 Li J N, Wang G, Lin W S, et al. 2013a. Cloud-scale simulation study of Typhoon
 392 Hagupit(2008)Part I: Microphysical processes of the inner core and three dimensional
 393 structure of the latent heat budget [J]. Atmospheric Research, 120(2013a): 170-180.
 394 doi:10.1016/j.atmosres.2012.08.015
 395 Li J N, Wang G, Lin W S, et al. 2013b. Cloud-scale simulation study of Typhoon Hagupit
 396 (2008) Part II: Impact of cloud microphysical latent heat processes on typhoon intensity
 397 [J]. Atmospheric Research, 120(2013b): 202-215. doi:10.1016/j.atmosres.2012.08.018
 398 Li J N, Wu K L, Li F Z, et al. 2016. Cloud-scale simulation study on the evolution of latent
 399 heat processes of mesoscale convective system accompanying heavy rainfall: The
 400 Hainan case [J]. Atmospheric Research, 169(2016): 331-339.
 401 doi:10.1016/j.atmosres.2015.10.014
 402 Liu B Q, Yan Y H, Zhu C Q, et al. 2020. Record-Breaking Mei-yu Rainfall Around the
 403 Yangtze River in 2020 Regulated by the Subseasonal Phase Transition of the North
 404 Atlantic Oscillation [J]. Geophysical Research Letters, 47(22): e2020GL090342.
 405 doi:10.1029/2020GL090342
 406 Liu Y M. 1998. Impacts of spatially Non-uniform Diabatic Heating on the Formation of
 407 Subtropical Anticyclone in Boreal Summer [D]. Ph.D. dissertation, Institute of
 408 Atmospheric Physics, University of Chinese Academy of Sciences
 409 刘屹岷, 刘辉, 刘平, 等. 1999a. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 II:陆
 410 面感热与东太平洋副高 [J]. 气象学报, 57(4): 385-396. Liu Y M, Liu H, Liu P, et al.
 411 1999. The Effect Of Spatially Nonuniform Heatingon The Formation And Variation Of
 412 Subtropical High Part II: Land Surface Sensible Heating And East Pacific Subtropical
 413 High [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57(4): 385-396.
 414 doi:10.11676/qxxb1999.037
 415 刘屹岷, 吴国雄, 刘辉, 等. 1999b. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响—
 416 —III:凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副高 [J]. 气象学报, 57(5): 525-538. Liu

417 Y M, Wu G X, Liu H, et al. 1999. The Effect Of Spatial Nonuniform Heating On The
 418 Formation And Variation Of Subtropical High PartIII: Condensation Heating And South
 419 Asia High And Western Pacific [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 57(5): 525-
 420 538. doi:10.11676/qxxb1999.051
 421 刘芸芸, 丁一汇. 2020. 2020 年超强梅雨特征及其成因分析 [J]. *气象*, 46(11): 1393-
 422 1404. Liu Y Y, Ding Y H. 2020. Characteristics and possible causes for the extreme
 423 Mei-yu in 2020 [J]. *Meteorology Monthly* (in Chinese), 46(11): 1393-1404.
 424 doi:CNKI:SUN:QXXX.0.2020-11-001
 425 Luo X, Fei J F, Huang X G, et al. 2018. Relative roles of dry intrusion, latent heat and
 426 instabilities in the Mei-yu rainband life cycle: A case study [J]. *Atmospheric Research*,
 427 214(1): 10-20. doi:10.1016/j.atmosres.2018.07.007
 428 Luo Z X, Zhou X J, Gao S T. 2006. Two possible mechanisms for vortex self-organization
 429 [J]. *Science in China: Series D Earth Sciences*, 49(2): 202-211. doi:10.1007/s11430-
 430 005-0092-8
 431 Molinari J, Dudek M. 1992. Parameterization of Convective Precipitation in Mesoscale
 432 Numerical Models a Critical Review [J]. *Monthly Weather Review*, 120(2): 326-344.
 433 doi:10.1175/1520-0493(1992)120<0326:Pocpim>2.0.Co;2
 434 Nakamura H, Izumi T, Sampe T. 2002. Interannual and decadal modulations recently
 435 observed in the Pacific storm track activity and east Asian winter monsoon [J]. *Journal*
 436 *of Climate*, 15(14): 1855-1874. doi:10.1175/1520-
 437 0442(2002)015<1855:Iadmro>2.0.Co;2
 438 Nasuno T, Yamasaki M. 2001. A representation of cumulus-scale effects in a mesoscale
 439 convection resolving model for tropical cyclones [J]. *Journal of the Meteorological*
 440 *Society of Japan*, 79(5): 1035-1057. doi:10.2151/jmsj.79.1035
 441 Ragi A R, Sharan M, Haddad Z S. 2020. Investigation of WRF's ability to simulate the
 442 monsoon-related seasonal variability in the thermodynamics and precipitation over
 443 southern peninsular India [J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 141(3-4): 1025-
 444 1043. doi:10.1007/s00704-020-03240-1
 445 Rao V B. 1969. On Large Scale Motion in Tropics with Latent Heat Due to Condensation [J].
 446 *Pure and Applied Geophysics*, 77(6): 168. doi:10.1007/Bf00876011
 447 任荣彩, 刘屹岷, 吴国雄. 2007. 1998 年 7 月南亚高压影响西太平洋副热带高压短期变
 448 异的过程和机制 [J]. *气象学报*, 65(2): 47-61. Ren R C, Liu Y M, Wu G X. 2007.
 449 Impact Of South Asia Highon The Short-Term Variation Of The Subtropical
 450 Anticyclone Over Western Pacific In July 1998 [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in
 451 Chinese), 65(2): 47-61. doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2007.02.005
 452 Richard C, Li Y, Zhou W. 2015. Multiscale control of summertime persistent heavy
 453 precipitation events over South China in association with synoptic, intraseasonal, and
 454 low-frequency background [J]. *Climate Dynamics*, 45(3-4): 1043-1057.
 455 doi:10.1007/s00382-014-2347-6
 456 Steinfeld D, Pfahl S. 2019. The role of latent heating in atmospheric blocking dynamics: a
 457 global climatology [J]. *Climate Dynamics*, 53(2019): 6159-6180. doi:10.1007/s00382-
 458 019-04919-6

459 Subrahmanyam K, Kumar K K. 2016. TRMM observations of Latent heat distribution over
460 the Indian summer monsoon region and associated dynamics [C]// Remote Sensing of
461 the Atmosphere, Clouds, and Precipitation Vi. Delhi: SPIE press, 98762W.

462 Sugimoto S, Ueno K. 2010. Formation of mesoscale convective systems over the eastern
463 Tibetan Plateau affected by plateau-scale heating contrasts [J]. Journal of Geophysical
464 Research-Atmospheres, 115(D16). doi:10.1029/2009jd013609.

465 Valmassoi A, Dudhia J, Sabatino S D, et al. 2020. Evaluation of three new surface irrigation
466 parameterizations in the WRF-ARW v3.8.1 model: the Po Valley(Italy)case study [J].
467 Geoscientific Model Development, 13(7): 3179-3201. doi:10.5194/gmd-13-3179-2020

468 Varga A J, Breuer H. 2020. Sensitivity of simulated temperature, precipitation, and global
469 radiation to different WRF configurations over the Carpathian Basin for regional
470 climate applications [J]. Climate Dynamics, 55(9-10): 2849-2866. doi: 10.1007/s00382-
471 020-05416-x

472 温敏, 施晓晖. 2006. 1998 年夏季西太副高活动与凝结潜热加热的关系 [J]. 高原气象,
473 25(4): 616-623. Wen M, Shi X H. 2006. Relationship between Activity of West Pacific
474 Subtropical High and Condensation Latent Heating in Summer of 1998 [J]. Plateau
475 Meteorology (in Chinese), 25(4): 616-623. doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2006.04.008

476 肖志祥, 谭江红. 2018. 长江流域夏季降水异常主模态变化特征及其成因分析 [J]. 高原
477 气象, 37(5): 1304-1312. Xiao Z X, Tan J H. 2018. The leading modes of summertime
478 precipitation anomalies over the Yangtze River basin and possible causes [J]. Plateau
479 Meteorology (in Chinese), 37(5): 1304-1312. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2018.00019

480 杨梦兮, 刘梅, 柯丹, 等. 2020. 2020 年江淮地区梅雨异常的成因分析 [J]. 暴雨灾害,
481 39(6): 555-563. Yang M X, Liu M, Ke D, et al. 2020. Cause analysis of Mei-yu
482 anomaly in Jianghuai region in 2020 [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese),
483 39(6): 555-563. doi:CNKI:SUN:HBQX.0.2020-06-002

484 姚秀萍, 闫丽朱, 张硕. 2019. 大气非绝热加热作用的研究进展与展望 [J]. 气象, 45(1):
485 1-16. Yao X P, Yan L Z, Zhang S. 2019. Research progresses and prospects of
486 atmospheric diabatic heating [J]. Meteorogoy Monthly (in Chinese), 45(1): 1-16.
487 doi:CNKI:SUN:QXXX.0.2019-01-001

488 Yue C J, Shou S W, Li X F. 2009. Water Vapor, Cloud, and Surface Rainfall Budgets
489 Associated with the Landfall of Typhoon Krosa (2007): A Two Dimensional Cloud-
490 Resolving Modeling Study [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 26(6): 1198-1208.
491 doi:10.1007/s00376-009-8135-2

492 Yun Y, Liu C, Luo Y, et al. 2020. Correction to: Convection-permitting regional climate
493 simulation of warm-season precipitation over Eastern China [J]. Climate Dynamics,
494 54(5): 3227-3227.

495 汪汇杰, 孙建华, 卫捷, 等. 2014. 近 30 年我国南方区域持续性暴雨过程的分类研究
496 [J]. 气候与环境, 19(6): 713-725. Wang H J, Sun J H, Wei J, et al. 2014.
497 Classification of persistent heavy rainfall events over southern China during recent 30
498 years [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 19(6) 713-725. doi:
499 10.3878/j.issn.1006-9585.2013.13143.

500 王永光, 娄德君, 刘芸芸. 2020. 2020 年长江中下游梅汛期降水异常特征及其成因分析

501 [J]. 暴雨灾害, 39(06): 549-554. Wang Y G, Lou D J, Liu Y Y. 2020. Characteristics
502 and causes analysis of abnormal Mei-yu rainfall in the middle and lower reaches of
503 Yangtze River Valley in 2020 [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 39(6):
504 549-554. doi:CNKI:SUN:HBQX.0.2020-06-001
505 赵煜飞, 朱江, 许艳. 2014. 近 50a 中国降水格点数据集的建立及质量评估 [J]. 气象科
506 学, 34(4): 414-420. Zhao Y F, Zhu J, Xu Y. 2014. Establishment and assessment of the
507 grid precipitation datasets in China for recent 50 years [J]. Journal of the Meteorological
508 Sciences (in Chinese), 34(4): 414-420. doi:10.3969/2013jms.0008
509 赵煜飞, 朱江. 2015. 近 50 年中国降水格点日值数据集精度及评估 [J]. 高原气象,
510 34(1): 50-58. Zhao Y F, Zhu J. 2015. Assessing Quality of Grid Daily Precipitation
511 Datasets in China in Recent 50 Years [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 34(1): 50-
512 58. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00141
513 Zhou Z M, Deng Y, Hu Y, et al. 2020. Simulating Heavy Mei-yu Rainfall: A Note on the
514 Choice of the Model Microphysics Scheme [J]. Advances in Meteorology, 2020(5): 1-
515 17. doi:10.1155/2020/8827071
516