四川盆地一次暴雨过程中的穿透性对流形成机理分析

赖子洋 1,2, 周玉淑 2,3, 葛旭阳 1,4, 邓国 5,6

- 1. 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室,南京 210044
- 2. 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029
- 3. 中国科学院大学, 北京 100049
- 4. 安阳国家气候观象台,河南安阳 455003
- 5. 中国气象局地球系统数值预报中心,北京100081
- 6. 灾害天气国家重点实验室,北京 100081

摘要: 2019年8月18日至22日, 高原东侧到四川盆地西部发生的一次暴雨过程与穿透性 对流的发生发展密切相关。为揭示此次穿透性对流的形成机理和过程,本文利用欧洲中心 再分析资料 ERA5 以及高分辨数值模式 (WRF) 的模拟结果进行了分析。结果表明,此次 穿透性对流过程发生在中国沿海地区大范围对流层顶折叠导致盆地以东的上空出现平流层 位涡(PV)下传的特殊天气背景下。穿透性对流的形成主要分为三个阶段:(1)中低层对 流的触发。由于大陆高压西伸,四川盆地附近气压梯度加强引起低空急流发展,在其左侧 产生气旋性切变,同时引起与高原东南侧大地形正交的抬升气流分量增强。地形动力抬升 叠加气流辐合抬升在不稳定层结下触发对流。(2)对流层高层上升运动发展。这主要与湍 流扩散导致的平流层持续下传的 PV 气团在非绝热加热作用下的发展有关。盆地西侧对流 发展引起的非绝热加热作用导致高层净增温垂直梯度增强,进而导致了高层局地正 PV 的 加强。高层东风气流背景下,正 PV 异常的右侧为上升运动,使得 300 hPa 以上至下平流层 出上升运动的发展增强。(3)盆地附近的高中低层上升运动垂直耦合叠加,形成穿透性对 流。中尺度对流系统层状模态的发展以及干燥环境下水汽的蒸发冷却导致 300 hPa 至 600 hPa 出现下沉运动。下沉运动造成的局地干冷侵入,既加强了上空"下湿上干"的不稳定 层结,也加强了中低层的气流辐合,导致原中层 300-600 hPa 附近的下沉运动转为上升运 动。低层由于正涡度倾斜发展,上升运动得以维持。由此,四川盆地上空的上升运动出现 整层的垂直叠加耦合,表现为从对流层低层到平流层底的一致性上升运动,穿透性对流形 成,导致后期降水增强。

关键词:四川盆地、穿透性对流、位涡思想、非绝热加热、暴雨 **文章编号:**

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2112.21174

收稿日期: 2021-09-11 网络预出版时间:

项目资助:中国科学院战略性先导科技专项(XDA17010105),国家自然科学基金项目(42175012,41975137,42175003),国家重点研发计划项目(2017YFC1502002)

Analysis about the Formation Mechanism of Overshooting Convection during a Rainstorm in Sichuan Basin

Ziyang Lai^{1,2}, Yushu Zhou^{2,3}, Xuyang Ge^{1,4}, Deng Guo^{5,6}

- Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education (KLME)/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC), Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China
- Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics,
 Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China
- 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China
- 4. Anyang National Climate Observatory, Anyang 455003, China
- 5. CMA Earth System Modeling and Prediction Centre (CEMC), Beijing 100081, China
- 6. State Key Laboratory of Severe Weather (LaSW) , Beijing 100081, China

Abstract: A rainstorm in the west of Sichuan Basin was closely related to the occurrence and development of overshooting convection on August 19, 2019. This paper used the ERA5 reanalysis data and high-resolution numerical simulation results of WRF to reveal the formation mechanism of this overshooting convection. The results indicate that this overshooting convection process occurred under a special background that the large-scale tropopause folding in the coastal areas of China resulted in the downward of stratospheric potential vorticity (PV) over the east of Sichuan Basin. Meanwhile, there was a Tibetan plateau vortex on the Tibet Plateau and a Southwest China vortex in the basin. The overshooting convection process can be divided into three stages. (1) The convective initiation. The continental high extended westward, which led to the enhancement of pressure gradient near Sichuan Basin and then caused the low-level jet (LLJ). The cyclonic shear produced by LLJ made the airflow orthogonal to the southeast of the Tibet Plateau strengthen. In the case of the atmospheric instability, the dynamic uplift of terrain and the convergence uplift of airflow triggered the convection. (2) The development of ascending motion in the upper troposphere. The ascending motion in this case mainly related to the PV air-block developing with the diabatic heating. And the generation of PV air-block is from downward transferring of the stratospheric PV persistently resulting from the turbulent activity. The diabatic heating caused by convective development in the west of Sichuan Basin led to the enhancement of

Founds: Supported by the Strategic Priority Research Program of Chinese Academy of Sciences (Grant XDA17010105), National Natural Science Foundation of China (Grant 42175012, 41975137, 42175003), National Key Research and Development Program of China (Grant 2017YFC1502002)

作者简介: 赖子洋,女,1997年11月生,硕士研究生,研究领域:暴雨诊断及机理分析。E-mail: 809913613@qq.com

通讯作者: 葛旭阳, E-mail: xuyang@nuist.edu.cn

the vertical gradient of temperature net increase in the upper level, and then led to the enhancement of upper-level local positive PV. The right side of the positive PV anomaly under the easterly flow is usually upward movement, which led to the development and enhancement of ascending motion from 300 hPa to the bottom of stratosphere. (3) The updraft of upper-middlelower level near the basin was coupled and superimposed to form overshooting convection. The stratiform pattern of Mesoscale Convective System (MCS) and evaporative cooling of water vapor in dry environment caused the downdraft from 300 hPa to 600 hPa. The atmosphere maintained the ascending motion in the upper troposphere, at the same time, dry intrusion occurred in the middle troposphere, which not only intensified the unstable stratification of " upper-layer dry and lower-layer wet " over the basin, but also enhanced the convergence of air flow in the middle and low troposphere, resulting in the downdraft near 300-600 hPa in the middle troposphere turning into updraft. Due to the slantwise vorticity development in the lower layer, the ascending motion can be maintained. As a result, the ascending motion over Sichuan basin appears vertical superposition and coupling, which shows the consistent ascending motion from the lower troposphere to the lower stratosphere and means the formation of overshooting convection and the enhancement of precipitation.

Key words: Sichuan Basin, overshooting convection, PV thinking, diabatic heating, rainstorm

1. 引言

穿透性对流是比对流层中的深对流强度还要强的一种对流,其对流高度能够穿过对流层顶到达平流层底(Highwood and Hoskins, 1998; 王旻燕和吕仁达, 2007; 刘鹏等, 2012)。早期由于数据分辨率较粗,探测技术也不够先进,穿透性对流无法被观测到。目前,随着观测手段日益先进,数值模式的快速发展,穿透性对流也逐渐进入气象研究者的视线(Alcala and Dessler, 2002; Liu and Zipser, 2005, 刘鹏等, 2012; 杨冰韵等, 2019)。

穿透性对流能够引起平流层与对流层之间的物质和能量交换(STE),同时还会引发暴雨等恶劣天气。虽然与全球尺度的缓慢上升运动造成的 STE 相比,局地性的穿透性对流的贡献相对小,但是仍有许多研究强调了穿透性对流对 STE 过程有重要作用(Dauhut et al., 2018),特别是对于平流层水汽变化的影响(Wang et al., 2003; Grosvenor et al., 2007; Corti et al., 2008; Avery et al., 2017)。孙宁等(2020)选取穿透性对流个例,分析了副热带东亚季风区中穿透性对流活动对对流层和平流层之间的物质和能量交换的重要影响。Dauhut et al.

(2018) 利用 100 m 分辨率的数值试验模拟结果分析揭示穿透性对流对平流层水合作用的影响机制。Hu et al. (2021) 研究了对流层上层的层结与云辐射间的相互作用对热带穿透性对流的影响。目前,对于穿透性对流的分析主要集中于热带、副热带地区(Sherwood and Dessle, 2001; Hassim and Lane, 2010; Frey W et al, 2015), 这主要是由于热带、副热带地区的对流层顶厚度较薄,且对流通常较为活跃,对流强度普遍较强,穿透性对流更容易形成(冯沙,2012)。此外,以往对穿透性对流的研究重点主要在其所引起的 STE 过程,少有研究局地穿透性对流的形成过程和机理的分析。

四川盆地(以下简称"盆地")是我国对流活动较为频繁的地区之一,在高 原涡和西南涡作用下时有暴雨发生(陶诗言等,1980;何光碧,2012;李琴 等,2016;李国平等,2018;周秋雪等,2019)。而对四川盆地暴雨过程的研 究,主要是关注西南涡与高原涡的生成、发展和相互作用以及高原涡和西南涡 引起的对流单体的发生发展和合并过程等(陈忠明等,2004;傅慎明等, 2011;李超等,2015;高文良和郁淑华,2018;周玉淑等,2019;李强等, 2020)。夏季,青藏高原热力作用增强,对流活动加剧,暴雨等灾害性天气频 发,但是在四川盆地中从平流层与对流层交换的角度研究深厚对流的研究相对 较少。同时,早在上世纪就有气象学者将位涡应用于中尺度对流系统(MCS) 的研究。Fritsch et al. (1994) 从位涡角度解释了 MCS 中的中尺度暖核涡旋的结 构和推动新对流发展的机制。Zhang(1992)认为 MCS 中的中涡旋是蒸发冷却 和融化冷却导致的冷核结构。Huo et al. (1995) 利用位涡对超级风暴进行了诊 断,发现超级风暴中的中层槽的增强与对流层顶低压导致的带有平流层中高位 涡的空气块下沉有关。故本文选取 2019 年 8 月 19 日盆地西部暴雨事件, 试图 也从位涡角度对此次暴雨中的穿透性对流形成过程进行研究,以揭示穿透性对 流的发生发展机理。

穿透性对流涉及到对流层顶的高度问题,目前,对于对流层顶的定义有很多,可分为热力学对流层顶、动力学对流层顶和化学对流层顶。当有对流层顶折叠现象出现时,一般使用动力学对流层顶进行定义(Shapiro, 1980)。动力学对流层顶高度可由位涡(Potential Vorticity, $PV=\alpha$ $\zeta_a \cdot \nabla \theta$, α 为比容, ζ_a 为绝对涡度, θ 为位温,单位: 1 $PVU=10^{-6}$ m^2 K s^{-1} kg^{-1})决定(Danielsen、

1968; Shapiro, 1978),阈值一般为 1.5-3.5 PVU(Holton et al., 1995; Wernli and Bourqui,2002)。Holton et al. (1995)及随后的研究采用的是 2 PVU 的等位涡面为动力学对流层项。 Škerlak et al. (2015)改善了复杂地形下的 3-D 标签检验算法,最后也以 2 PVU 为阈值。因此,本文选取 2 PVU 的位涡高度为对流层项。

2. 资料和模拟方案介绍

本文使用欧洲中期天气预报中心(the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)提供的第五代再分析资料(ERA5, Hersbach et al., 2018)对此次过程进行环流背景分析,以及作为高分辨模式模拟的初始场和边界条件,其空间分辨率为 0.25°×0.25°, 时间分辨率为 1h, 垂直方向为 37层,从 1000 hPa 到 1 hPa。使用的降水资料是中国气象局提供的中国区域融合降水分析产品,水平分辨率为 0.05°, 时间分辨率为 1 h。

本文在再分析资料的环流分析基础上,主要利用 WRF(Weather Research and Forecasting Model, V4.0)模式对 2019 年 8 月 19 日-21 日盆地西部的暴雨过程进行了高分辨率的数值模拟。嵌套区域见图 1,试验方案设计如表 1,模式区域采用双层嵌套网格,水平分辨率分别为 9 km 和 3 km,垂直层数 55 层,模式层顶为 50 hPa。模式初始时刻为 2019 年 8 月 19 日 00 时(世界协调时,下同),积分时长为 60h,积分步长为 48s。

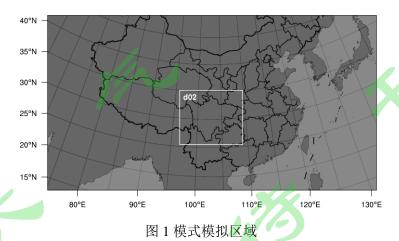


Fig. 1 Model domains

表 1 模式各参数设置

Table 1 Model configuration for simulation

区域	d01	d02
水平分辨率	9km	3km
垂直层数	55	55
格点数	733×388	421×361
微物理过程	New Thompson et al. (Thompson et al., 2008)	Morrison double-moment (Morrison et al., 2009)
辐射方案	RRTMG (Iacono et al., 2008)	RRTMG
边界层方案	YSU (Hong et al., 2006)	YSU
陆面过程方案	Noah (Tewari et al., 2004)	Noah

3. 降水过程和天气背景分析

3.1. 降水过程

2019年8月18日至22日发生的持续性降水过程中,18日的降水主要发生在高原上,主要由高原涡引起。本文分析的是19日的过程,分析该时段主要考虑高原东部斜坡地形与盆地西侧附近的对流触发引起暴雨发生的机制,而不涉及18日高原涡引发的高原上的降水过程。从24h累积降水上看,本时段降水过程局地性强,降水区域主要沿地形分布,有三个降水中心,分为北段、中段和南段,最强的降水中心出现在中段,超过120 mm。降水的最强时段为14-20时,最大降水强度为6h累积降水大于60 mm(图2b)。

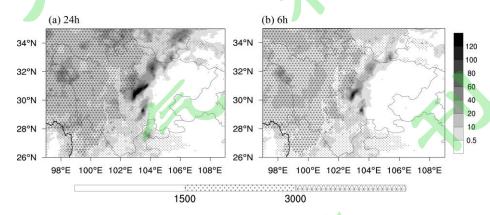


图 2 降水实况分布 (a) 2019 年 8 月 19 日 08 时至 20 日 08 时累积 24 小时降水 (b) 2019 年 8 月 19 日 14 时至 20 时的 6 小时累积降水 (垂直色标,单位: mm),水平色标为地形 (单位: m,下同)

Fig. 2 Actual Precipitation distribution. (a) 24-h accumulative precipitation from 08: 00 UTC 19 to 08: 00 UTC 20 August 2019 (b) 6-h accumulative precipitation from 14: 00 UTC 19 to 20: 00

UTC 20 August 2019 (Vertical bar, units: mm), the horizontal bar denotes terrain (unit: m, similarly hereinafter)

3.2. 天气环流背景分析

由图 3a 可见,200 hPa 上,南亚高压主体偏东,四川地区东侧上空的南亚高压环流经向发展明显,向东发展趋势也很显著(图 3b),对流层高层气流东风分量逐渐加强。同时,在东部沿海地区,南亚高压东北侧的东北气流与洋面上空高压的西南气流之间有强切变,两高压之间强迫发展出一个很深厚的大槽,这个天气尺度大槽的发展,加强了东部沿海上空的对流层顶折叠过程,并造成对流层高层甚至平流层的高 PV 空气下传,引起对流层中高层环境场的变化。500 hPa 上(图 3),内蒙以南的中国大部分地区受大陆高压控制,大陆高压主体位于四川省东部地区,在四川西北部有一高原涡发展,由于大陆高压的阻挡,高原涡维持在四川西北部上空稳定少动。随着大陆高压逐渐西伸加强,高原涡与大陆高压之间的气压梯度力增强,雨带就出现在此区域。四川以东地区的 700 hPa(图略)和 850 hPa(图 3)上都存在明显的反气旋性环流,在盆地东部则是以东南暖湿气流为主的局地大风区,将东部反气旋南侧的高温高湿气流输送进入四川盆地。

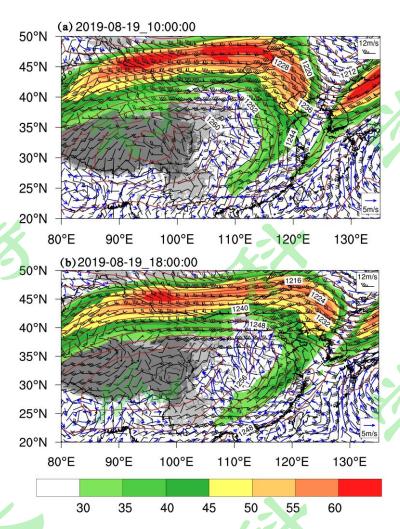


图 3 2019 年 8 月 19 日 10 时(a)和 18 时(b)的 200 hPa 位势高度场 (棕色实线,单位: dgpm)、500 hPa 风场 (风羽箭头,单位: m/s)和 850 hPa 风场 (矢量箭头: 水平风场,单位: m/s),灰阶为地形 (单位: m)

Fig. 3 Geopotential height at 200 hPa (brown solid line, units: dgpm), wind at 500 hPa (windbar, units: m/s) and 850 hPa (arrow vector, units: m/s) and terrain (Grey shaded, units: m) at (a)10:00 UTC 19 August 2019 (b) 18:00 UTC 19 August 2019

从 ERA5 再分析资料的 PV、位温以及比湿的纬向剖面(沿 29°N 的)分布可见(图 4a),120°E 附近对流层中上层出现了较为深厚且范围较大的对流层顶折叠。受此对流层顶折叠的影响,106°E 附近上空对流层顶也出现小范围强度较弱的正位涡异常。上层正位涡异常使等熵面斜率增加,空气沿等熵面运动(Hoskins et al., 2003),四川盆地正好位于此次位涡异常区的后部,从大尺度背景上看,正位涡异常区后部的下沉运动将干冷的平流层空气带到盆地上空对流

层中上层,造成干冷侵入,改变了盆地上空对流层内的大气稳定性,增强了该区域的不稳定层结。如果低层有对流触发,则容易形成深对流(Browning et al., 1996)。在盆地上空的对流层顶和平流层底,PV 波动较大,说明在对流层顶与平流层底之间存在湍流扩散,盆地上空的对流层高层存在有 PV 小扰动,会对局地上升运动产生影响。

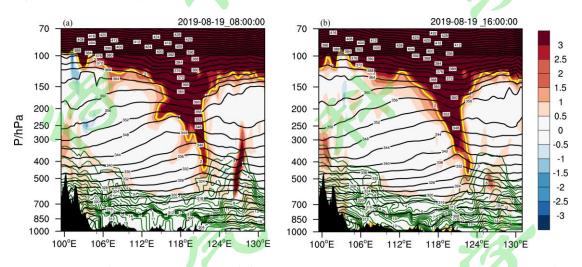


图 4 沿 29 °N 在 100 °E-130 °E 的纬向剖面 (a) 19 日 08 时 (b)19 日 16 时 (填色: 位涡,单位: PVU; 黑色实线: 位温,单位: K; 绿色实线: 水汽混合比,单位: g/kg; 黄色粗实线: 对流层项, 2 PVU)

Fig. 4 The zonal-verrical cross section at 29 °N from 100 °E to 130 °E.(a) 08:00 UTC 19 August (b) 16:00 UTC 19 August (shaded: potential vorticity (PV), units: PVU; black line: potential temperature, units: K; green line: water vapor mixing ratio, units: g/kg; yellow thick solid line: tropopause, 2 PVU)

3.3. 穿透性对流验证

TBB 是云顶的黑体亮温,能够反映对流发展的强度,TBB 越小则对流越强盛。Maddox (1980) 将 TBB 满足低于-32℃(或-53℃) 时冷云罩面积大于等于 10⁵ km² (或 10⁴ km²),同时冷云罩偏心率达 0.7 及以上、维持时间达 6 h 及以上的巨大云团,作为成熟阶段的中尺度对流复合体(MCC)的标准和物理特征。郑永光等(2008)以 TBB 低于-52℃为标准,对中国及周边地区的中尺度对流系统(MCS)进行统计。FY-2G 的 TBB 分布显示,2019年 8 月 19 日 14 时至 20 日 04 时的时段内在四川盆地西部有一尺度较大的 MCS 的生消过程(图略),图 5a 给出其生消过程中的最强时刻。此次过程中,风暴发展最强时的

TBB 低于-80 ℃,且低于-55℃的冷云罩水平覆盖面积约为 4×10⁴ km²,冷云罩偏心率约为 0.7,虽在之后几小时内 TBB 值出现波动,但低值中心均低于-75 ℃,冷云罩水平覆盖面积虽然有所减小,但基本维持在 10⁴ km² 左右。上述状态持续时间较长,满足 MCC 的定义和物理特征描述,也表明此次过程的对流发展强盛。图 5b 给出的温度异常廓线上可知,此次过程中的强对流风暴在高层主要以冷心结构为主,冷中心位于 250 hPa 附近。本次过程中 TBB 发展演变过程明显,可排除高云影响,极低的 TBB 值(低于-80 ℃)反映了此次过程中对流发展高度基本上已经达到平流层底。且从图 5b 的垂直速度的廓线上也能够看到上升运动虽在 200 hPa 以上强度有所减弱,但对流能够一直向上发展至 100 hPa 以上的平流层底。所以,可认为此次 MCS 发展过程中出现了穿透性对流过程。

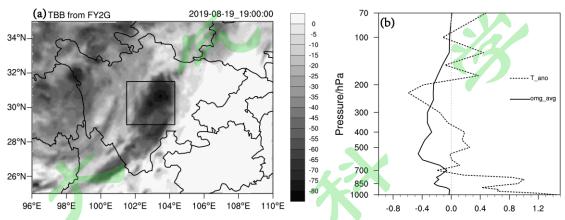


图 5 2019 年 8 月 19 日 19 时 (a) FY-2G 卫星的 TBB (单位: ℃) 分布和 (b) ERA5 再分析资料在 (30.5° N, 103.75° E) 处的垂直速度廓线 (实线,单位: Pa/s) 和温度异常 (虚线,单位: ℃),黑框表示计算温度异常时使用的区域范围

Fig.5 (a) The image of Black Body Temperature from FY-2G (units: K) and (b) the profiles of vertical velocity (units: Pa/s) and temperature anomaly (units: K) at the point (30.5°N, 103.75°E) from ERA5 data at 19: 00 UTC 19 August 2019 (The red line represents the domain of calculating temperature anomaly)

4. 模式模拟验证

从 WRF 模拟的 24 h 和 6 h 累积降水(图 6)与实况降水资料(图 2)进行

对比,可以看到,虽然在四川西南部出现了降水的虚报情况,但盆地西部的降水模拟结果与实况较为接近,6 h 累积降水大于 60 mm,三个强降水中心的位置、范围和强度都与实况较为一致,四川以北的雨带以及降水中心也与实况有较好对应。

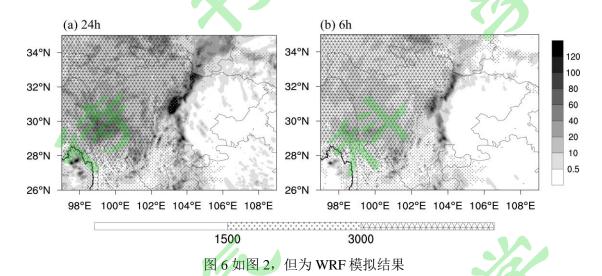


Fig 6 The same as Fig. 2, but for the WRF simulation

对比 ERA5 和模式的纬向剖面(图 7 a,b),可以看到模式较好地模拟出此次沿海地区上空的对流层顶折叠过程,且 PV 分布的形态和位置都与再分析资料结果(图 4)几乎相同,在 106 °E 附近也出现了 PV 下传过程。同时,模拟结果与 ERA5 资料的大尺度水汽分布也有较好的一致性,在沿海地区和盆地、高原地区均出现了水汽的大值区。与再分析资料不同,模式结果在高原和盆地附近出现较强的 PV 扰动,这是由于模式水平分辨率较高,能够抓住更小尺度气象要素的变化。从模式的结果上能够更加明显地看到盆地上空出现的 PV 异常,及其在对流层顶和平流层底的 PV 交换。

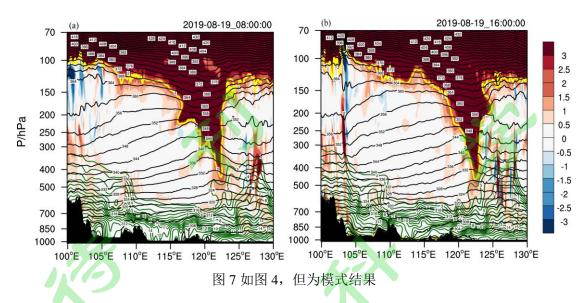


Fig 7 The same as Fig. 4, but for the WRF simulation

综合降水和对流层顶折叠造成的 PV 下传过程对比,此次穿透性对流过程的降水和特殊背景场的模拟效果均较好,可利用模式结果对穿透性对流和降水发生进行细致的动热力过程分析。

5. 穿透性对流形成机制

穿透性对流的形成,关键在于其上升运动是如何向上发展并突破对流层顶,所以对于穿透性对流的形成主要是要研究高层的上升运动如何发展加强。根据扰动垂直速度的发展过程,此次穿透性对流的形成可分三个阶段:第一阶段是对流层中对流的触发和发展阶段,主要在 13-14 时。第一阶段的对流发展至 200 hPa 时,对流引起的上升运动正好位于高空波动的波谷区,上升运动被抑制,无法突破 200 hPa。第二阶段是对流层上层的上升运动发展阶段,主要为14-15 时。该阶段东风扰动上升支与对流的上升支同位相,表现为对流层高层上升运动发展,突破了对流层顶(图 8 b-c)。同时,对流层中层(300-600 hPa)为下沉运动,而对流层低层还维持较弱上升运动。第三个阶段是穿透性对流形成阶段,主要为 15-16 时。对流突破对流层顶,且整层基本为上升运动。因此,图 8 体现了此次降水过程中有不同层次上垂直运动的叠加耦合,最终造成穿透性对流发生发展的过程。

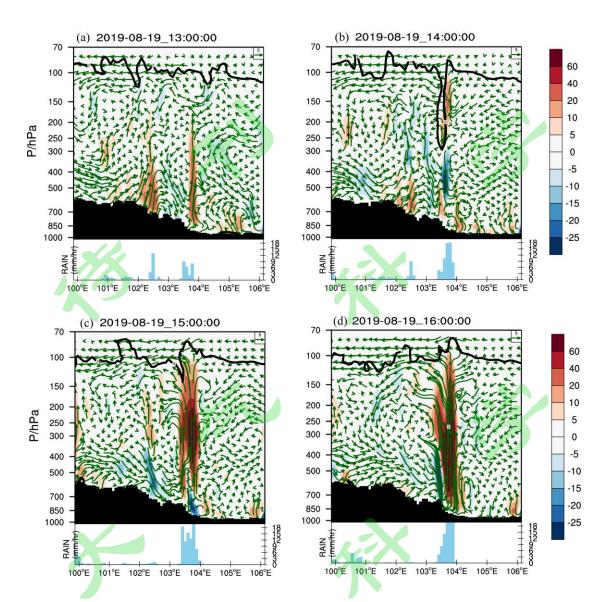


图 8 沿 29 °N 不同时刻的扰动垂直速度(填色),单位: Pa/s (a) 19 日 13 时 (对流触发时刻); (b) 19 日 14 时 (高层上升运动发展时刻); (c) 19 日 15 时 (穿透性对流形成);

(d) 19 日 16 时 (穿透性对流最强) (黑色粗实线:对流层顶,2 PVU)

Fig. 8 The zonal and vertical cross section of disturbance vertical velocity along 29 °N at different times (units: Pa/s). (a) 1300 UTC 19 August (The time of convection triggering) (b) 1400 UTC 19 August (The time of ascending motion developing at upper level) (c) 1500 UTC 19 August (The time of overshooting convection formatted) (d) 1600 UTC 19 August (The strongest time of overshooting convection) (Black thick solid line: tropopause, 2 PVU)

5.1. 对流触发和发展

本节利用高分辨率的 WRF 模式结果对此次穿透性对流的触发机制进行分

析,主要研究区域为(24-34°N,100-110°E)。在降水前(19日08时,图略)盆地附近850 hPa和700 hPa主要以东南风为主。从降水区附近的环流场和PV场的演变可知(图9),随着东部大陆高压逐渐加强西伸,盆地内南风分量逐渐加强,由于气压梯度增加导致风速逐渐增强,因此盆地内逐渐有低空急流形成并发展。急流最开始出现在四川盆地东南侧的大娄山、汀山一带(图9a),随后向盆地内部发展。500 hPa上大陆高压的西伸使盆地上空出现正变压(图略),高空的正变压导致中层气流辐散,加强了盆地上空的抽吸作用,有利于低层气流的辐合,在地转偏向力作用下使低层气旋性环流增强。在低空急流左侧有气旋性曲率加大,急流加强后其左侧的气旋性环流也加强,加大了垂直于高原东部大地形的东北风分量(图9a-c)。气旋性环流发展有利于暖湿的空气直接输送至地形边缘,产生堆积,使得原本上干冷下暖湿的层结更加不稳定,再加上高原地形抬升与低层气流辐合抬升共同作用,垂直速度迅速增强,对流触发。北段降水与此相类似,急流的发展改变了降水区域附近的风向,使得垂直于地形的气流分量增加,地形对气流的抬升作用加强,触发对流(图略)。

对比 1 小时降水(图 9)可见,降水北段落区与地形走向一致,而南段降水的落区则与 700 hPa 的风速辐合带更为一致。700 hPa 的风速辐合主要是大陆高压产生的东南气流和爬坡过山的偏西南气流在盆地西南部的小地形上空辐合造成。降水在前期主要集中于南段,随着低空急流向北向西发展,中段、北段降水也逐渐加强。尤其是 16 时,北段降水的地形带上风速加强明显(图 9e),水平风速增强后,地形抬升作用使得迎风坡上的风速增强,对流迅速发展。

对流层低层低空急流发展和气旋性涡度的增强,导致气流与高原大地形相交的角度逐渐正交,且垂直于地形的风速也得到增强(图 9)。气流遇山后大部分由于地形抬升作用产生上升运动,但仍有小股气流沿地形回流,最终在盆地西部形成完整的气旋性环流,促进了西南涡的形成。故西南涡的生成与低空急流发展、大陆高压西伸密切相关。西南涡的生成加强了盆地西部的低层空气质量和水汽的辐合,维持对流层中低层的上升运动,有利于降水发生发展,另一方面,上升运动加强其抽吸作用也能使低层气旋性环流增强,进而影响西南涡的发展,进而促进低层上升运动加强。

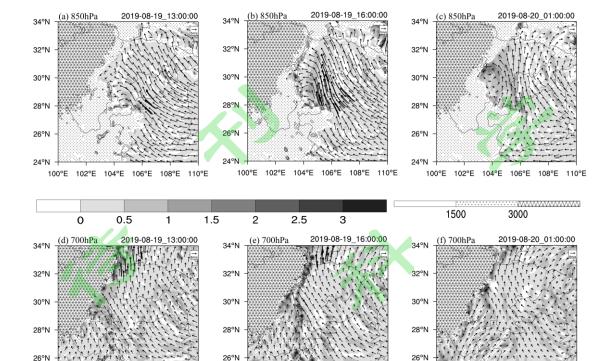


图 9 850 hPa(a-c)和 700 hPa(d-f)的风场(矢量箭头,单位: m/s)、位涡(左侧色标,单位: PVU)、急流(加粗矢量箭头,单位: m/s)、地形(右侧色标,单位: m)、一小时累积降水(实线,单位: mm),(a, d)19 日 13 时,(b, e)19 日 16 时,(c, f)20 日 01 时 Fig. 9 The wind (vector, units: m/s), the potential vorticity (left color bar, units: PVU), the low-

102°E 104°E 106°E

level jet (bold vector, units: m/s) , the topography (left color bar, units: m) and the 1-h accumulative precipitation at (a, d) 1300 UTC , (b, e) 1400 UTC and (c, f) 1500 UTC 19 August

5.2. 对流层高层上升运动的发展

从前面的分析中可知,13 时近地面对流触发,上升运动发展到200 hPa,15 时后,上升运动在垂直方向继续发展,高度超过100 hPa,且对流层高低空的上升运动区出现了垂直叠加,从近地面到高层100hPa以上表现为一致性的上升运动,穿透性对流形成。因此,本节重点对13-15 时穿透性对流生成的阶段进行详细分析。

从 PV 的演变可见 (图 10),由于对流层顶的东风扰动,造成高原和盆地上空一直存在尺度较小强度较弱的湍流扩散。对流层顶的小尺度湍流扩散将平流层中的大 PV 气团输送进入对流层,13 时,下传的 PV 在对流区上空略偏东的位置形成相对独立的 PV 气块,且平流层还不断有新的正 PV 逐渐注入到该 PV

气块中。在高层偏东风作用下,盆地东部的 PV 异常区逐渐向西移动,此正 PV 气块逐渐增强并移动至盆地上空 200 hPa 左右,恰位于低层对流区上空。15时,对流层高层正 PV 区继续迅速发展,这可能有两个原因。一个是由于湍流活动造成平流层不断有新的正 PV 下传至对流层(如 14 时有 200 hPa 的 PV 块与平流层相连),使 200 hPa 上的正 PV 气块逐渐增强。另一个原因在于高层非绝热加热使高层 PV 增强(图 11)。

高层非绝热加热与中尺度对流系统(MCS)的发展有关。中尺度对流系统 (MCS)包括对流区和层状区两种(寿绍文等,2016)。由于层状模态和对流 模态垂直上升运动的分布和强度均存在差异,故二者的粒子相变过程会导致不 同的非绝热加热廓线(Houze et al., 1982)。从南段降水中心区域平均的非绝热 加热率垂直廓线(图 11)可见,降水发生后,850 hPa 以下非绝热加热率为负 值,且非绝热加热最开始出现在对流层低层。随时间发展,高层非绝热加热逐 渐增强,13时至14时高层非绝热加热增长速度明显加快,分别在高低层共两 个非绝热加热中心。穿透性对流形成以后,高层的非绝热加热率明显高于低 层,且高层的非绝热加热中心随时间不断增高,最高时超过300 hPa。非绝热加 热中心位置越高越强,说明其在对流层高层造成的净升温垂直梯度越大,越有 利于正 PV 异常的生成或发展(寿绍文等, 2016)。在本次过程中, 高层非绝热 加热率迅速增长与 200 hPa 的 PV 块迅速增强时段相一致,可以认为非绝热加强 导致了该处 PV 的迅速增强。正 PV 发展以后,在东风气流背景下,正 PV 中心 的右下侧会出现上升运动,负 PV 中心则相反。因此,在此次过程中,在正负 PV 之间有上升运动的发展。前文提到对流层顶折叠导致的 PV 下传在四川盆地 上空造成干侵入,从图 12 上,能够清楚的看到水汽主要集中在 500 hPa 以下的 对流层中低层, 500 hPa 以上至 250 hPa 为明显干区, 250-100 hPa 上有明显"上 干下湿"的层结状况。当高层 PV 迅速发展, 300 hPa 附近的上升运动扰动在这 样的不稳定层结条件下得以发展,在 300-100 hPa 之间的对流层高层形成明显上 升运动。

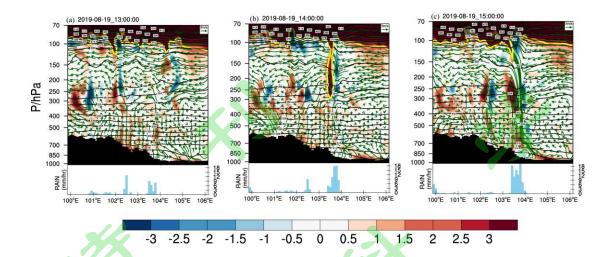


图 10 沿 29°N不同时刻的位涡(填色,单位: PVU)、位温(等值线,单位: K)和垂直风场(a) 19 日 13 时(对流触发时刻)(b) 19 日 14 时(高层上升运动发展时刻)(c) 19 日 15 时(穿透性对流形成时刻)(黄色粗实线:对流层顶,2 PVU)

Fig. 10 The zonal and vertical cross section of potential vorticity (shaded, unites: PVU), potential temperature (black line, units: K) and vertical-zonal wind along 29 °N at different times. (a) 1300 UTC 19 August (The time of convection triggering) (b) 1400 UTC 19 August (The time of ascending motion developping at upper level) (c) 1500 UTC 19 August (The time of overshooting convection formatted) (Yellow thick solid line: tropopause, 2 PVU)

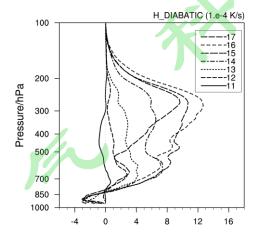


图 11 区域平均的非绝热加热率垂直廓线,单位: 1.e-4 K/s(实线: 11 时、短虚线: 12 时、点线: 13 时、点虚线: 14 时、双线虚线: 15 时、双点线: 16 时、长虚线: 17 时) Fig. 11 Vertical profile of regional average diabatic heating rate at different times (units: 1.e-4 K/s) (solid line: 11:00 UTC, short-dash line: 12:00 UTC, dot line: 13:00 UTC, dash-dot line: 14:00 UTC, double-line dash line: 15:00 UTC, double-dot line: 16:00 UTC and long-dash line: 17:00 UTC 19 August)

5.3. 穿透性对流的形成

MCS 中具有两种模态,且两种模态的上升运动情况截然不同(Houze et al., 1982)。通过对比发现,此次穿透性对流的非绝热加热廓线与 Schumacher 等(2004)提出的理想化非绝热加热廓线的层状模态相似,且在高度和强度上均大于 70%的理想化廓线,说明此次过程中以层状模态的加热贡献为主。14 时(图 12c),在 300 hPa 以下,降水区上空为强下沉运动,并且在对流区附近相对湿度和水汽混合比出现明显波动(下沉区干通道),这意味着层状云正在发展。层状云的发展造成了东侧的干空气以及更高层的干冷空气在中高层辐合,向上有上升运动产生,向下则主要是下沉运动。而盆地上空 500 hPa 以上的干燥环境使得水汽容易发生蒸发相变过程,蒸发过程则以吸热冷却为主,这也有利于下沉运动的产生。在非绝热加热的廓线(图 11)中也能看到,非绝热加热率在 14 时的 400 hPa 附近迅速减小,也说明此时非绝热过程中,有部分非绝热冷却抵消了上升运动产生的非绝热加热过程。

高层出现 PV 正异常,可引起低层气旋性环流加强(Hoskins et al., 1985),也利于低层对流的发展,因此,高层的正 PV 发展在盆地与高原之间的 850 hPa 至 500 hPa 上会引起弱的气流性环流发展,在图 11 c 中表现为对流层中低层有正 PV 增强,低层气旋性环流的发展,进一步引起上升运动的形成和加强。14时的下沉运动将干冷空气带入对流层低层,与低层的暖湿气流相互作用,进而在 15 时激发出更强的对流,使得低层上升运动与中高层上升运动在垂直方向叠加打通,对流区上空整层基本均为上升运动,穿透性深对流初步形成(图 12d)。

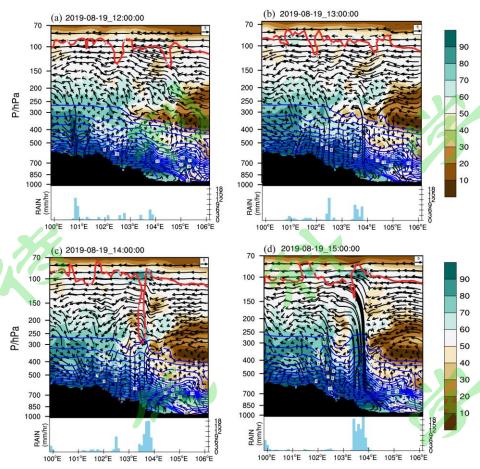


图 12 沿 29°N 不同时刻的纬向剖面(填色: 相对湿度,单位: %;蓝色等值线:水汽混合比,单位:g/kg;红色粗实线:对流层顶,2 PVU;其他同上)(a)19 日 12 时 (b)19 日 13 时 (c)19 日 14 时 (d)19 日 15 时

Fig. 12 The zonal and vertical cross section of relative humidity (shaded, unites: %),water vapor mixing ratio (blue line, units: g/kg) along 29 °N at (a) 1200 UTC (b) 1300 UTC (c) 1400 UTC (d) 1500 UTC (Red thick solid line: tropopause, 2 PVU)

纵观整个穿透性对流的形成过程,盆地西侧的对流层低层始终维持有上升运动,除了有 850 hPa 上浅薄西南涡形成的正反馈之外,在对流层低层还存在有涡度的倾斜发展(图略)。盆地西部有正涡度自下而上倾斜发展,且涡度发展高度不高,基本在 700 hPa 以下(图 13)。垂直涡度向上发展的高度与此次穿透性对流形成过程中对流层低层保持上升运动的高度相一致,可以认为是涡度的倾斜发展维持了低层的上升运动。中低层的下沉运动逐渐减小后,在近地面仍然有较弱的下沉运动(图 8),这个下沉运动与负位涡相对应(图 10),是地面冷池作用的结果。而冷池产生的偏西辐散气流与低层的偏东风在对流区前部产

生辐合,有利于低层的上升气流的维持和加强。

从相当位温(θ 。)演变上可见(图 13),08 时,在盆地内 700 hPa 以下存在一个类似" Ω "型的暖湿高能舌,暖湿舌随时间向西伸展,呈倾斜状态,这是由于低空急流向盆地内发展加强,将暖湿空气带入盆地西部,增暖增湿了盆地西部低层空气,使得大气的不稳定度增加。在 850-700 hPa 之间, θ 。随高度减小,盆地内气流沿湿等熵面倾斜爬升。盆地内经向风、纬向风以及全风速随高度的变化能够反映对流层中低层水平风垂直切变的情况(图 14)。如图 14,纬向风的垂直切变随时间略有减小,但经向风垂直切变变化很大。700 hPa 以上的对流层中低层各类风速大小基本保持不变,700 hPa 以下的经向风随时间增强,使得对流层中低层的水平风垂直切变增强。对流层低层垂直风切的变化主要与低空急流发展有关。湿位涡与绝对涡度和 θ 。的梯度密切相关,在 θ 。面倾斜时,湿位涡守恒可表示为 α ζ 。 $| \nabla \theta$ 。| =常数(吴国雄等,1995,1997), ζ 。为绝对涡度在 θ 。梯度方向的投影。在对流不稳定情况下,若有低空急流发展向西北方向发展,则在急流上空 θ 。的梯度($| \nabla \theta$ 。|) 增大,若要使得湿位涡守恒,则有涡度沿 θ 。面倾斜发展,导致了垂直涡度分量的加强。

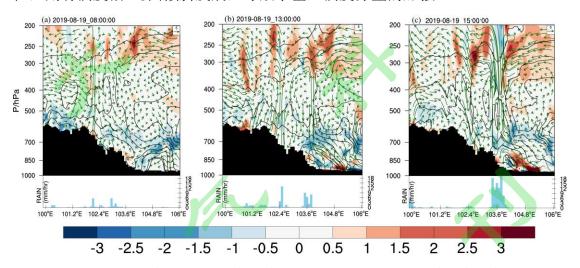


图 13 如图 10, 但是为湿位涡(填色,单位: PVU)和相当位温(等值线,单位: K)

Fig. 13 The same as Fig.10, but for moist potential vorticity (shaded, units: PVU) and equivalent potential temperature (black line, units: K)

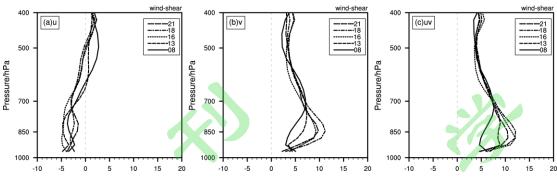


图 14 1000 hPa 到 400 hPa 区域平均(28.5-29.5°N, 103-104°E,下同)的垂直风切变(a)纬向风场(b)经向风场(c)全风速(单位: m/s)(实线: 08 时、虚线: 13 时、点线: 16 时、点虚线: 18 时、双线虚线: 21 时)

Fig. 14 The regional average vertical wind shear from 1000 hPa to 400 hPa (a) zonal wind (b) meridional wind (c) wind speed (solid line: 08:00 UTC, dash line: 13:00 UTC, dot line: 16:00 UTC, dash-dot line: 18:00 UTC, double-line dash line: 21:00 UTC)

对三个降水中心(29°N、30.5°N 和 31°N)的纬向剖面(图略)分析均表明,三个降水区上空都出现了穿透性对流或者造成对流层顶与平流层底之间湍流运动的深对流,且对流的发生有时间上的滞后,位置也随着降水中心发生移动。南段降水区(29°N 剖面)的穿透性对流出现在 15 时,最强为 16 时;中段降水区(30.5°N 剖面)的穿透性对流在 17 时,最强为 19 时,该位置的穿透性对流最强、范围最广、维持的时间也最长的,所以中间的降水强度和范围都最大;北段降水区(31°N 剖面)在 17-19 时基本为强对流强度,对流高度未超过100 hPa,对流最强时为 20 时。所以,本文基于以上分析选取了 29°N 的穿透性对流形成过程进行研究,主要是由于南段的对流最先触发,穿透性对流最先形成并随着 MCS 移动而移动,导致的降水也最强。

6. 结论和讨论

基于 ERA5 再分析资料,借助 WRF 高分辨模拟输出结果,本文探讨了 2019年8月19日高原东部斜坡地形和四川盆地西侧暴雨过程中的穿透性对流发 生发展的可能机制,总结给出如图 15 的概念模型。

(1) 此次穿透性对流形成前的特殊天气背景场(图 15 a),为沿海地区对流层中高层由于大陆上高压与海上高压的强切变,形成了大范围的对流层顶折叠,造成明显的 PV 下传,而四川盆地位于 PV 下传的左侧下沉支,等熵面倾

- 斜,有大量的来自于平流层的干冷空气向对流层中层输送,造成四川盆地上空强烈的"上干下湿"的不稳定层结。在此特殊背景下,加上高原涡和西南涡以及四川盆地西部复杂地形相互作用,形成了穿透性对流。穿透性对流的发生发展可分为三个过程:
- (2)对流层低层对流的触发(图 15 a)。中国东部大陆高压发展西伸,加强盆地内的气压梯度,使盆地内水平风速增强,盆地内有低空急流发展,为对流层低层带来暖湿空气,增强了低层的对流不稳定度,为对流的触发提供了有利的不稳定层结条件。西伸的大陆高压使得盆地上空出现正变压扰动,导致了低层气旋性环流增强,低空急流左侧也会产生气旋性切变,改变了气流与地形的交角。当气流与地形正交,且风速足够大时,在对流不稳定背景下,地形抬升加剧了上升运动发展,容易触发对流。低层气流遇地形大部分被向上抬升,小部分沿地形回流在盆地西部形成闭合气旋性环流,850 hPa 上生成浅薄西南涡。而西南涡的生成加剧了低层辐合,进而加强了低层上升运动。
- (3) 对流层高层上升运动的发展(图 15 b)。湍流扩散作用下,平流层 PV 持续下传,在 200 hPa 附近形成相对独立的 PV 气块。同时,盆地西侧对流发展引起的非绝热加热作用增强,导致对流层高层的净增温垂直梯度增强,引起高层局地正 PV 异常的迅速加强。在东风气流中,正 PV 中心右下侧将产生上升运动,左下侧产生下沉运动,而负 PV 异常区则相反,正负 PV 异常区的上升运动相叠加,在高层的弱"上干下湿"情况下,高层上升运动得到发展。
- (4)高低空的上升运动垂直耦合叠加引起穿透性对流发生(图 15 b-c)。此次过程的 MCS 以层状云模态为主,MCS 发展过程中,会出现层状云底的中层辐合区。高层对流发展后,辐合区位于对流中心上空 200 hPa 左右,对流区东侧不断有来自平流层 PV 下传导致的干冷空气进入对流区中高层。同时,在干燥环境下的粒子蒸发过程以非绝热冷却为主,引起 500-700 hPa 的下沉气流,中层下沉气流将高层干冷空气带入异常暖湿的对流层中低层,形成干侵入,加剧了大气层结的不稳定。而 700 hPa 以下由于气旋性环流加强,西南涡生成,对流触发后盆地西侧空气沿湿等熵面倾斜爬升,低空急流的发展使得对流层低层水平风垂直切变增大,700 hPa 以下有正涡度倾斜发展,引起垂直涡度增强。同时,地面冷池引起向东的辐散出流与低层向西的偏东气流辐合,维持了对流层

低层的上升运动。高低空的强上升运动打通后形成穿透性对流,对暴雨的发生 发展极为有利。

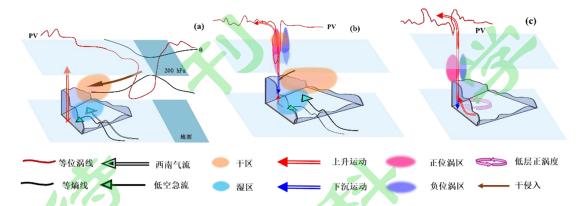


图 15 本次穿透性对流形成过程概念图 (a) 背景场及对流触发 (b) 穿透性对流 形成过程 (c) 穿透性形成

Fig. 15 Conceptual diagram of the formation process of this overshooting convection (a) Special background and the stage of convection triggering (b)The process of formatting the overshooting convection (c) The overshooting convection formatted

本文重点分析了 19 日降水加强前的穿透性对流发生的原因,尚未涉及其发展加强后引起的对流层平流层交换的影响以及对降水的作用,这部分内容的分析是本研究后续关注的重点。

参考文献 (References)

Alcala C M. Dessler A E. 2002. Observations of deep convection in the tropics using the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 107(D24): AAC 17-1-AAC17-7.

Avery et al.. 2017. Large anomalies in lower stratospheric water vapour and ice during the 2015-2016 E1 Nino[J]. Nat. Geosci., 10: 405-409.

Brian, Hoskins. 1997. A potential vorticity view of synoptic development[J]. Meteorological Applications, 4, 325–334.

Browning K. A., Roberts N. M., Sim C. S. 1996. A mesoscale vortex diagnosed from combined satellite and model data[J]. Meteorological Applications, 3(1): 1-4.

Corti T, Luo B P, de Reus M, et al. 2008. Unprecedented evidence for deep convection hydrating

- the tropical stratosphere [J]. Geophys.Res. Lett., 35: L10810. doi:10.1029/2008GL033641.
- Danielsen, Edwin F. 1968. Stratospheric-Tropospheric Exchange Based on Radioactivity, Ozone and Potential Vorticity[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 25(3): 502-518.
- Dauhut T. et al.. 2018. The Mechanisms Leading to a Stratospheric Hydration by Overshooting Convection, Journal of the Atmospheric Sciences, 75(12), 4383-4398.
- Frey W., Schofield R., Hoor P. et al. 2015. The impact of overshooting deep convection on local transport and mixing in the tropical upper troposphere/lower stratosphere (UTLS)[J]. Atmospheric Chemistry & Physics, 15(11): 1041-1091.
- Fritsch, J. M., Murphy, J. D., & Kain, J. S. (1994). Warm Core Vortex Amplification over Land, Journal of Atmospheric Sciences, 51(13), 1780-1807.
- Grosvenor D P, Choularton T W, Coe H, et al. 2007. A study of the effect of overshooting deep convection on the water content of the TTL and lower stratosphere from Cloud Resolving Model simulations[J]. ATMOSPHERIC CHEMISTRY AND PHYSICS, 7(3): 4977–5002.
- Hassim Mee, Lane T. P. 2010. A model study on the influence of overshooting convection on TTL water vapour[J]. ATMOSPHERIC CHEMISTRY AND PHYSICS, 10(20): 16969-17007.
- Hersbach H, et al. 2020. The ERA5 global reanalysis, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Socity,146:1999-2049. https://doi.org/10.1002/qgj.3803.
- Highwood E J, Hoskins B J. 1998. The tropical tropopause [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 124:1579-1604.
- Holton James R., Haynes Peter H., Mcintyre Michael E. et al. 1995. Stratosphere-Troposphere Exchange[J]. Reviews of Geophysics, 33(4): 403-439.
- Hong, Song–You, Yign Noh et al.. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318-2341. doi:10.1175/MWR3199.1
- Hoskins B. J., Mcintyre M. E., Robertson A. W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps Hoskins 2007 Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society Wiley Online Library[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 111.
- Hoskins, M. Pedder, and D. W. Jones, 2003: The omega equation and potential vorticity. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 129, 3277–3303.

- Hoskins B., Pedder M., Jones D. W. 2010. The omega equation and potential vorticity[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 129(595): 3277-3303.
- Houze R. A., Hobbs P. V. 1982. Organization and Structure of Precipitating Cloud Systems[J]. Advances in Geophysics. 24: 225-300
- Hu, Z., Lamraoui, F., & Kuang, Z. 2021. Influence of Upper-Troposphere Stratification and Cloud–Radiation Interaction on Convective Overshoots in the Tropical Tropopause Layer[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 78(8), 2493-2509.
- Huo, Zonghui, Zhang, et al. 1995. A Diagnostic Analysis of the Superstorm of March 1993[J]. Mon.wea.rev, 123(6), 1740-1761.
- Iacono, M. J., J. S. Delamere et al. 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models[J]. Geophys. Res., 113, D13103-13110. doi:10.1029/2008JD009944
- Liu C T, Zipser E J. 2005. Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause[J].

 Journal of Geophysical Research Atmospheres, 110(D23):D23104.
- Maddox R A. 1980. Mesoscale convective complexes[J]. Bull Amer Soc ,61 (11):1374-1387.
- Schumacher C., Houze R. A., Kraucunas I. 2004. The Tropical Dynamical Response to Latent Heating Estimates Derived from the TRMM Precipitation Radar[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 61(12): 1341-1358.
- Shapiro M. A. 1978. Further Evidence of the Mesoscale and Turbulent Structure of Upper Level Jet Stream–Frontal Zone Systems[J]. Monthly Weather Review, 106(8), 1100-1111.
- Shapiro M. A. 1980. Turbulent Mixing within Tropopause Folds as a Mechanism for the Exchange of Chemical Constituents between the Stratosphere and Troposphere[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 37(5): 994-1004.
- Sherwood S. C., Dessler A. E. 2001. A Model for Transport across the Tropical Tropopause[J]. J.atmos, 58(7): 765-779.
- Škerlak B, Sprenger M, Pfahl S, et al. Tropopause folds in ERA-Interim: Global climatology and relation to extreme weather events[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2015, 120(10): 4860-4877.
- Tewari, M., F. Chen, W. Wang et al.. 2004. Implementation and verification of the unified NOAH

- land surface model in the WRF model[C]. 20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction, 11–15.
- Thompson, Gregory, Paul R. Field. et al.. 2008. Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization. Mon. Wea. Rev., 136, 5095–5115. doi:10.1175/2008MWR2387.1
- Wang, P. K.. 2003. Moisture plumes above thunderstorm anvils and their contributions to cross-tropopause transport of watervapor in midlatitudes[J]. J. Geophys. Res., 108: 4194-4208.
- Wernli H., Bourqui M. 2002. A Lagrangian "1-year climatology" of (deep) cross-tropopause exchange in the extratropical Northern Hemisphere[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 107(D2): 4021-4036.
- Zhang, D. 1992. The Formation of a Cooling-induced Mesovortex in the Trailing Stratiform Region of a Midlatitude Squall Line, Monthly Weather Review, 120(12), 2763-2785.
- 白爱娟, 刘晓东, 刘长海. 2011. 青藏高原与四川盆地夏季降水日变化的对比分析[J]. 高原气象, 30(04): 852-859. Bai Aijuan, Liu Xiaodong, Liu Zhanghai. 2011. Contrast of Diurnal Variations of Summer Precipitation between the Tibetan Plateau and Sichuan Basin [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 30(04): 852-859.
- 陈忠明, 闵文彬, 缪强,等. 2004. 高原涡与西南涡耦合作用的个例诊断[J]. 高原气象, (01): 75-80. Chen Zhongming, Min Wenbin, Mou Qiang et al.. 2004. A Case Study on Coupling Interaction between Plateau and Southwest Vortexes[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), (01): 75-80.
- 冯沙. 2012 . 副热带高压中心云和降水及热带和副热带穿透性对流活动分布特征 [D]. 中国科学技术大学, 67-68pp. Feng Sha. 2012. Clouds and Precipitation in Subtropical Highs and Overshooting Convection in Tropics and Subtropics[D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 67-68pp
- 傅慎明, 孙建华, 赵思雄,等. 2011. 梅雨期青藏高原东移对流系统影响江淮流域降水的研究[J]. 气象学报, 69(04): 581-600. Fu Shenming, Sun Jianhua, Zhao Sixiong et al.. 2011. A study of the impacts of the eastward propagation of convective cloud systems over the Tibetan Plateau on the rainfall of the Yangtze-Huai River basin [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 69(04): 581-600.
- 高文良, 郁淑华. 2018. 高原涡诱发西南涡伴行个例的环境场与成因分析[J]. 高原气象, 37(01):

- 54-67. Gao Wenliang, Yu Shuhua. 2018. The Case Study in Causes and Environmental Fields Analysis of Departure Plateau Vortex Accompanying with Induced Southwest Vortex[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 37(01): 54-67.
- 何光碧. 2012. 西南低涡研究综述[J]. 气象, 38(02): 155-163. He Guangbi. 2012. Review of the Southwest Vortex Research [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 38(02): 155-163.
- 李超, 李跃清, 蒋兴文. 2015. 四川盆地低涡的月际变化及其日降水分布统计特征[J]. 大气科学, 39(06): 1191-1203. Li Chao, Li Yueqing, Jiang Xingwen. 2015. Statistical Characteristics of the Inter-monthly Variation of the Sichuan Basin Vortex and the Distribution of Daily Precipitation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39(06): 1191-1203.
- 李国平, 陈佳. 2018. 西南涡及其暴雨研究新进展[J]. 暴雨灾害, 37(04): 293-302. Li Guoping, Chen Jia. 2018. New progresses in the research of heavy rain vortices formed over the southwest China [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 37(04): 293-302.
- 李国平, 等. 2016. 低涡降水学[M]. 北京: 气象出版社, 496. Li Guoping et al.. 2016. Precipitation Science of the Vortex (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 496.
- 李娟, 孙建华, 张元春,等. 2016. 四川盆地西部与东部持续性暴雨过程的对比分析[J]. 高原气象, 35(01): 64-76. Li Juan, Sun Jianhua, Zhang Yuanchun et al.. 2016. Comparative Analysis of Persistent Heavy Rainfall Events in West and East Sichuan Basin [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 35(01): 64-76.
- 李强, 王秀明, 周国兵,等. 2020. 四川盆地西南低涡暴雨过程的短时强降水时空分布特征研究 [J]. 高原气象, 39(05): 960-972. Li Qiang, Wang Xiuming, Zhou Guobing et al.. 2020. Temporal and Spatial Distribution Characteristics of Short-time Heavy Rainfall during Southwest Vortex Rainstorm in Sichuan Basin [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 39(05): 960-972.
- 李琴, 杨帅, 崔晓鹏,等. 2016. 四川暴雨过程动力因子指示意义与预报意义研究[J]. 大气科学, 40(02): 341-356. Li Qin, Yang Shuai, Cui Xiaopeng et al.. 2016. Diagnosis and Forecasting of Dynamical Parameters for a Heavy Rainfall Event in Sichuan Province [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40(02): 341-356.
- 刘鹏,王雨, 冯沙, 等. 2012. 冬、夏季热带及副热带穿透性对流气候特征分析[J]. 大气科学, 36(3):579-589, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895. 2011. 11109. Liu Peng, Wang Yu, Feng Sha,

- et al. 2012. Climatological characteristics of overshooting convective precipitation in summer and winter over the tropical and subtropical regions [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36(3): 579-589.
- 钱正安, 顾弘道, 颜宏,等. 1990. 四川 "81.7" 特大暴雨和西南涡的数值模拟[J]. 气象学报,(04): 415-423. Qian Zheng'an, Gu Hongdao, Yan Hong et al.. 1990. Numerical Simulations of Extremely Intense Rainstorm and Southwest Vortex over Sichuan in July of 1981[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese),(04): 415-423.
- 寿绍文,等. 2016. 中尺度气象学(第三版)[M]. 北京: 气象出版社, 210-211. Shou Shaowen et al.. 2016. Mesoscale Meteorology (3rd Edition)(in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 210-211.
- 孙宁,周天军,郭准, 等.2020.副热带东亚季风区一次穿透性对流过程影响下平流层成分变化的个例分析[J.大气科学,44(6):1155-1166.SUN Ning, ZHOU Tinjun, CUO Zhun, et al. 2020.lmpacts of An Oveshooting Deep Convection Process over Subropical Asian Monsoon Regionon the Variation of the Lower Stratospheric Atmospherie Composition [J].Chinese Jlournal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(6):1155-1166. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.19148
- 唐红玉, 顾建峰, 俞胜宾,等. 2011. 西南地区降水日变化特征分析[J]. 高原气象, 30(02): 376-384. Tang Hongyu, Gu Jianfeng, Yu Shengbin et al.. 2011. Analysis on Diurnal Variation of Precipitation in Southwest China [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 30(02): 376-384.
- 陶诗言,等. 1980. 中国之暴雨(第一版)[M]. 北京: 科学出版社, 139pp. Tao Shiyan et al.. 1980. Rainstorm in China (1st Edition)(in Chinese) [M].Beijing: China Science Publishimg & Media Ltd(CSPM), 139pp.
- 王旻燕,吕达仁.2007.东亚强对流云的季节变化及其与对流层顶关系初探[J].大气科学,31(5):937-949. Wang Minyan, Lü Daren.2007. Preliminary analysis on seasonal variation of deep convective clouds and its association with the tropopause in East Asia[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31(5):937-949.
- 王智, 高坤, 翟国庆. 2003. 一次与西南低涡相联系的低空急流的数值研究[J]. 大气科学,(01): 75-67+76-85. Wang Zhi, Gao Kun, Zhai Guoqing. 2003. A Mesoscale Numerical Simulation of Low Level Jet Realted with the Southwest Vortex [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), (01): 75-67+76-85.

- 王中, 白莹莹, 杜钦,等. 2008. 一次无地面冷空气触发的西南涡特大暴雨分析[J]. 气象, 34(12): 63-71. Wang Zhong, Bai Yingying, Du Qin et al.. 2008. Analysis of a Torrential Southwest Vortex Rainstorm Without Surface Cold Air Intrusion [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 34(12): 63-71.
- 吴国雄, 蔡雅萍. 1997. 风垂直切变和下滑倾斜涡度发展[J]. 大气科学,(03): 18-27. Wu Guoxiong, Cai Yaping. 1997. Vertical Wind Shear and Down-Sliding Slantwise Vorticity Development [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese),(03): 18-27.
- 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁. 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展[J]. 气象学报,(04): 387-405. Wu Guoxiong, Cai Yaping, Tang Xiaojing. 1995. Moist Potential Vorticity And Slantwise Vorticity Development [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), (04): 387-405.
- 杨冰韵, 吴晓京, 王曦. 2019. 基于CloudSat, FY-2E资料的中国海域及周边地区深对流和穿透性对流特征[J]. 气象学报, 77(2):256-267. Yang Bingyun, Wu Xiaojing, Wang Xi. 2019. The sea land characteristics of deep convections and convective overshootings over China sea and surrounding areas based on the CloudSat and FY-2E datasets[J]. Acta Meteorologica Sinica, 77(2): 256-267
- 张秀年, 段旭. 2005. 低纬高原西南涡暴雨分析[J]. 高原气象,(06): 941-947. Zhang Xiunian, Duan Xu. 2005. Analysis on Southwest Vortex Rainstorm in Lower Latitude Plateau of China [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), (06): 941-947.
- 郑永光,陈炯,朱佩君.2008. 中国及周边地区夏季中尺度对流系统分布及其日变化特征[J].科学通报, (04): 471-481. Zheng Yongguang, Chen Jiong, Zhu Peijun. 2008. The distribution and diurnal variation of mesoscale convective system in summer in China and its surrounding areas[J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), (04): 471-481.
- 周秋雪, 康岚, 蒋兴文,等. 2019. 四川盆地边缘山地强降水与海拔的关系[J]. 气象, 45(06): 811-819. Zhou Qiuxue, Kang Lan, Jiang Xingwen et al.. 2019. A Case Study on Plateau Vortex Inducing Southwest Vortex and Producing Extremely Heavy Rain [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 45(06): 811-819.
- 周玉淑, 颜玲, 吴天贻,等. 2019. 高原涡和西南涡影响的两次四川暴雨过程的对比分析[J]. 大气科学, 43(04): 813-830. Zhou Yushu, Yan Ling, Wu Tianyi et al.. 2019. Comparative Analysis of Two Rainstorm Processes in Sichuan Province Affected by the Tibetan Plateau Vortex and Southwest Vortex [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese),

43(04): 813-830.

朱禾, 邓北胜, 吴洪. 2002. 湿位涡守恒条件下西南涡的发展[J]. 气象学报,(03): 343-351. Zhu He, Deng Beisheng, Wu Hong. 2002. The Development of Southwest Vorte in Conservation of Moist Potential Vorticity [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), (03): 343-351.

