

马婷, 刘屹岷, 吴国雄, 等. 2020. 青藏高原低涡形成、发展和东移影响下游暴雨天气个例的位涡分析 [J]. 大气科学, 44(3): 472–486. MA Ting, LIU Yimin, WU Guoxiong, et al. 2020. Effect of Potential Vorticity on the Formation, Development, and Eastward Movement of a Tibetan Plateau Vortex and Its Influence on Downstream Precipitation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(3): 472–486. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1904.18275

青藏高原低涡形成、发展和东移影响下游 暴雨天气个例的位涡分析

马婷^{1,2} 刘屹岷^{2,3} 吴国雄^{1,2,3} 毛江玉² 张冠舜^{2,3}

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室 (KLME), 南京 210044

2 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG), 北京 100029

3 中国科学院大学, 北京 100049

摘 要 2016 年 6 月 28 日至 7 月 1 日在我国副热带地区发生了一次青藏高原低涡形成、发展及东传引发长江中下游地区暴雨天气的过程。本文利用 MERRA2 (Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications) 再分析资料和 TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission) 降水资料对该过程进行位涡诊断分析。结果表明, 夏季青藏高原地表加热具有强烈的日变化。高原地表加热由白天感热加热源到夜间辐射冷却源的转变直接影响高原上空非绝热加热率的垂直梯度, 使高原近地层白天有位涡耗散, 夜间有位涡制造, 呈现明显的昼夜循环。当夜间的位涡制造异常强, 以至不为白天的耗散所抵消时, 通常位涡制造的昼夜循环被破坏, 高原低涡形成, 低涡周围随之出现降水。当低涡中心移动至高原东部时, 中心附近伴有强烈的降水, 显著的凝结潜热加热使位涡中心增强, 高原低涡进一步发展。随着低涡系统继续向东移出高原, 长江中下游地区中高层出现位涡平流随高度增加的大尺度动力背景, 上升运动发展, 最终导致强降水发生。

关键词 青藏高原 非绝热加热日变化 位涡制造和平流 低涡形成和发展

文章编号 1006-9895(2020)03-0472-15

中图分类号 P447

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1904.18275

Effect of Potential Vorticity on the Formation, Development, and Eastward Movement of a Tibetan Plateau Vortex and Its Influence on Downstream Precipitation

MA Ting^{1,2}, LIU Yimin^{2,3}, WU Guoxiong^{1,2,3}, MAO Jiangyu², and ZHANG Guanshun^{2,3}

1 Key laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education (KLME), College of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 State Key Laboratory of Numerical Modelling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics (IAP), Chinese Academy of Sciences (CAS), Beijing 100029

3 College of Earth Science, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

收稿日期 2018-12-26; 网络预出版日期 2019-06-20

作者简介 马婷, 女, 1992 年出生, 硕士研究生, 主要从事天气气候动力学研究。E-mail: mating@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 刘屹岷, E-mail: lym@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41730963、91637312、91937302, 中国科学院前沿科学重点研究项目 QYZDY-SSW-DQC018

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41730963, 91637312, 91937302), Key Research Program of Frontier Sciences, Chinese Academy of Sciences (Grant QYZDY-SSW-DQC018)

Abstract During the period of June 28 to July 1, 2016, a Tibetan Plateau (TP) vortex was generated, which developed and moved eastward to the subtropical region of China, resulting in precipitation in the lower reaches of the Yangtze River. In this study, we used the potential vorticity (PV) to understand this process based on data from the second Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications (MERRA-2) and precipitation data from the Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM). The results indicate that surface heating over the TP causes obvious diurnal variation, changing from a heat source in the daytime to a source of cold at night and directly influencing the vertical gradient of diabatic heating. Negative PV is generated near the surface in the daytime and positive PV is generated at night, which reflects a prominent diurnal cycle. When the nighttime generation of positive PV becomes very strong and cannot be compensated for by the daytime generation of negative PV, a low-vortex forms over the TP. By the time this low-vortex system moves to the eastern TP, diabatic heating associated with strong precipitation reinforces this vortex. As the low-vortex system continues to propagate eastward, the PV advection increases with height and serves as a large circulation background over the middle and lower reaches of the Yangtze River, which favors the development of rising air and results in the occurrence of heavy precipitation.

Keywords Tibetan Plateau, Diurnal change of surface diabatic heating, Generation and advection of Potential Vorticity, Formation and development of plateau vortex

1 引言

青藏高原占我国陆地面积约四分之一, 平均海拔在 4000 米以上, 是世界上海拔最高、地形最复杂的高原。研究表明, 青藏高原对我国降水具有重要影响 (Chen and Dell'osso, 1984; 张顺利等, 2002; Liu et al., 2007; Duan et al., 2013; Wan et al., 2017; Wu et al., 2018)。我国东部位于东亚季风区, 具有典型的季风气候特征, 夏季多雨、炎热。在引发我国东部夏季降水的天气系统中, 高原低值天气系统扮演着十分重要的角色。夏季生成于高原上的低气压系统称为高原低值系统 (包括高原低涡和高原切变线)。高原低涡的形成和发展有很强的日变化。Li et al. (2014, 2018) 的研究表明, 高原涡生成频次最高出现在高原地区当地时间夜间 (18:00~00:00; 本文时间均为当地时间), 主要发生在高原西部和中部; 最低出现在白天 (06:00~12:00)。他们的研究也表明, 非绝热加热对高原涡的生成具有重要作用。这些天气系统不仅是高原地区夏季的降水系统, 在一定的环境条件还能够发展加强东移出高原, 导致高原下游我国东部地区出现暴雨等天气过程 (叶笃正和高由禧, 1979; Tao and Ding, 1981; 李国平等, 2002; 郁淑华等, 2012)。如 1998 年长江流域出现了罕见的持续性暴雨和洪涝灾害过程, 其间先后有 8 次低压系统自高原向东移动, 引起一次次强降水, 并造成长江流域 8 次洪峰 (陶诗言等, 1998; 杨克明等, 2001; 张顺利等, 2002)。除低值系统外, 青藏高原由于其

特殊的动力和热力作用, 在夏季也是对流天气系统的活跃区 (叶笃正和高由禧, 1979; Ye, 1981; 卢志贤等, 2016)。在有利的环流条件下, 这些对流系统也可移出高原, 并在下游地区形成降水 (卓嘎等, 2002; 陈忠明等, 2003; Yasunari and Miwa, 2006)。

位涡 (Potential Vorticity, 简称 PV) 为单位质量气块的绝对涡度矢量与位温梯度的点乘积 (Ertel, 1942), 是一种能够综合反映大气热力性质和动力性质的物理量。它具有两个重要的特性——守恒性和可反演性, 被广泛应用于天气系统的诊断和分析中 (Hoskins et al., 1985; Hoskins, 1997; Huo et al., 1999; Griffiths et al., 2000; Bracegirdle and Gray, 2009)。吴国雄等 (1995)、吴国雄和蔡雅萍 (1997) 从严格的原始方程出发, 在导出湿位涡方程的基础上, 证明绝热无摩擦的饱和大气具有湿位涡守恒的特性, 并由此研究湿斜压过程中涡旋垂直涡度的发展, 提出倾斜涡度发展理论 (Slantwise Vorticity Development, 简称 SVD)。赵兵科等 (2008) 通过位涡诊断分析, 对 2003 年夏季梅雨期间一次强江淮气旋的发展过程进行了研究, 揭示了非绝热加热过程会通过气旋中心的东侧制造正位涡促使气旋发展。Haynes and McIntyre (1987, 1990) 引入位涡密度 PVD (W) 概念, 定义 $W = \rho P$, 其中 ρ 表示单位质量气块的密度, P 表示位涡。由于位涡的分布具有由低纬向高纬、由低层向高层增大的特征, 对位涡异常的研究多集中在对流层中高层。而位涡密度概念的引入, 去除了高低

层大气之间因比容差别造成的影响,使位涡诊断分析适用于低层大气。马婷婷等(2018)以2008年初南方低温雨雪冰冻灾害为例,指出青藏高原东部地表大气的辐合能引起正位涡密度强迫增加,伴随正位涡密度强迫东传,南方地区高低空形成绝对涡度平流随高度增加的环流背景,有利于上升运动发展。于佳卉等(2018)则通过数值模拟进一步证实了2008年初高原东部位涡强迫激发下游极端天气发展的过程。

2016年夏季我国长江流域降水明显偏多,中下游出现严重汛情,部分地区洪涝灾害严重(袁媛等, 2017; 高辉等, 2017)。此期间6月30日至7月6日,我国西南至长江中下游地区遭遇多次暴雨过程,导致了1998年以来中国最严重的洪涝灾害,共造成3391万人受灾,直接经济损失1061亿元(孙劭等, 2017)。本文将2016年6月28日至7月1日长江中下游地区一次暴雨天气过程为例,利用位涡方程来定量诊断分析夏季青藏高原低涡的形成、发展及其对下游暴雨天气的影响。

文章章节安排如下:第二节介绍使用的资料、等压面坐标下的位涡和位涡方程、以及位涡平流和垂直运动的关系。第三节利用位涡理论分析青藏高原低涡的发生和发展过程,重点研究陆气耦合过程对高原低涡形成和演化的贡献。第四节聚焦高原低涡移出高原后位涡平流的变化对垂直运动演变的影响。结论和讨论在第五节给出。

2 资料和方法

2.1 资料

本文所使用的资料包括:(1)美国国家航空和宇宙航行局(NASA)提供的MERRA-2(the second Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications)再分析资料(Rienecker et al., 2011; Lucchesi, 2012),空间分辨率为 $(2/3)^\circ \times (1/2)^\circ$,时间分辨率为3小时;(2)热带测雨卫星(TRMM)提供的空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$,时间分辨率为3小时的降水资料(Huffman et al., 2007)。

2.2 方法

2.2.1 位涡局地变化方程

描述大气运动的位涡方程形式如下(Ertel, 1942; Hoskins et al., 1985; Hoskins, 1991, 1997, 2015):

$$\frac{dP}{dt} = \alpha(\xi_a \cdot \nabla \theta + \nabla \times \mathbf{F} \cdot \nabla \theta), \quad (1)$$

其中,位涡 P 是单位质量气块绝对涡度矢量与位温梯度的点乘积: $P = \alpha \xi_a \cdot \nabla \theta$, α 为气块的比容, ξ_a 为三维绝对涡度, θ 为位温, $\dot{\theta}$ 为非绝热加热($\dot{\theta} = \frac{d\theta}{dt}$), \mathbf{F} 为摩擦力。

不同坐标系下位涡 P 的形式不同,本文将采用等压坐标系下的位涡分析,根据质量(M)守恒原理有:

$$\delta M = \rho \delta x \delta y \delta z = -\frac{1}{g} \delta x \delta y \Delta p = \rho_p \delta x \delta y \delta p, \quad (2)$$

其中, δ 表示沿坐标轴的增量, $\Delta p = -\delta p$ 为笛卡尔坐标系下气压沿 z 坐标轴的垂直增量, ρ 和 ρ_p 分别为笛卡尔坐标系和等压坐标系下的大气密度,由此可得等压坐标系下大气密度为 $\rho_p = g^{-1}$ 。则有等压坐标系下位涡的形式为

$$P = -g \xi_{ap} \cdot \nabla_p \theta = -g[\mathbf{k} \times \frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial p} \cdot \nabla_p \theta + (f + \xi_p) \frac{\partial \theta}{\partial p}]. \quad (3)$$

将公式(3)代入位涡方程(1)中可得等压坐标系下的位涡局地变化方程:

$$\frac{\partial P}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla_p P - g(\xi_{ap} \cdot \nabla_p \dot{\theta} + \nabla_p \theta \cdot \nabla_p \times \mathbf{F}). \quad (4)$$

上式表明,等压坐标系下,位涡的局地变化与位涡平流、非绝热加热和摩擦作用有关。

2.2.2 位涡与垂直运动的关系

Hoskins et al. (2003)将垂直运动分解为伴随系统的沿等熵面滑动的分量($\omega_{IU} = -\frac{1}{N^2} \mathbf{V}_g \cdot \nabla_h b$)和伴随系统发展的离开等熵面位移的分量($\omega_{ID} = -\frac{1}{N^2} \frac{\partial b}{\partial t}$),其中 $b = g(\theta/\theta_0)$ 是浮力项, θ_0 是大气标准位温,并证明垂直速度中偏离等熵面位移的分量 ω_{ID} 满足如下的垂直运动方程:

$$\left(N^2 \nabla^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial z^2}\right) \omega_{ID} = f \frac{\partial}{\partial z} ((\mathbf{V}_g - \mathbf{C}) \cdot \nabla q), \quad (5)$$

其中, N 为基准态的浮力频率; f 为科氏参数; \mathbf{V}_g 为地转风; \mathbf{C} 为系统的移动速度; q 为准地转位涡QPV,计算公式为

$$q = f + \nabla_h^2 \Psi + f^2 \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{1}{N^2} \frac{\partial \Psi}{\partial p} \right), \quad (6)$$

式中, Ψ 为流函数, ∇_h^2 为水平拉普拉斯算子。

公式(5)表明当大气中有位涡平流随高度增

加时有上升运动。Wu et al. (2020) 将公式 (5) 推广到等压坐标系下, 有:

$$\left(\Sigma^2 \nabla_h^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right) \omega_{ID} = f \frac{\partial}{\partial p} \{(\mathbf{V}_g - \mathbf{C}) \cdot \nabla_h q\}, \quad (7)$$

其中, ω_{ID} 为等压坐标系下偏离等熵面位移的垂直运动发展分量;

$$\begin{cases} \Sigma^2 = \Sigma^2(p) = -\Pi(p)\Theta_p, \\ \Pi(p) = \frac{R}{p} \left(\frac{p}{p_0}\right)^\kappa. \end{cases} \quad (8)$$

由于在一级近似下 Ertel 位涡 P 和准地转位涡 q 满足如下关系 (Nielsen-Gammon and Gold, 2008):

$$P/[-g\Theta_p(p)] = q, \quad (9)$$

其中, g 为重力加速度; $\Theta_p(p)$ 是基本态的静力稳定度参数, 为水平和时间平均的变量。于是方程 (7) 可以改写为

$$\left(\Sigma^2 \nabla_h^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right) \omega_{ID} = f \frac{\partial}{\partial p} \{[-g\Theta_p(p)]^{-1} (\mathbf{V}_g - \mathbf{C}) \cdot \nabla_h P\}, \quad (10)$$

公式 (10) 表明在系统的移动速度较背景风速小的场合, Ertel 位涡平流随高度增加时有上升运动发展。

3 青藏高原低涡的发生发展过程

图 1 给出了 2016 年 6 月 27 日 18:00 至 7 月 2 日 18:00 沿 $29^\circ\text{N} \sim 33^\circ\text{N}$ 平均的 500 hPa 等压面上位涡、纬向位涡平流和降水随时间的演变。从位涡的分布 (图 1a) 中可以看出, 2016 年 6 月 29 日至 7 月 1 日, 有一条明显连续东传的位涡大值带。位涡大值中心于 6 月 29 日 18:00 出现在高原东部地区, 30 日移出青藏高原。随后持续东传至长江中下游地区, 最后于 7 月 1 日 18:00 减弱消亡。对应降水场上 (图 1b), 2016 年 6 月 29 日至 7 月 1 日, 有一条自高原向东移动的连续雨带, 该雨带的分布与位涡的东传过程有着很好的对应: 雨带随时间向下游传播的同时, 伴随有较强的纬向正位涡平流, 表明这次降水过程与青藏高原位涡制造和尔后的东传之间可能有着密切的联系。

3.1 青藏高原低涡中心的发生发展过程

造成我国东部地区暴雨、雷暴等灾害性天气过程的初始扰动, 常可追溯到青藏高原上空。由图 1a 中不仅可以看出 500 hPa 位涡大值中心于 29 日 18:00 开始离开高原后向我国东部地区传播的过

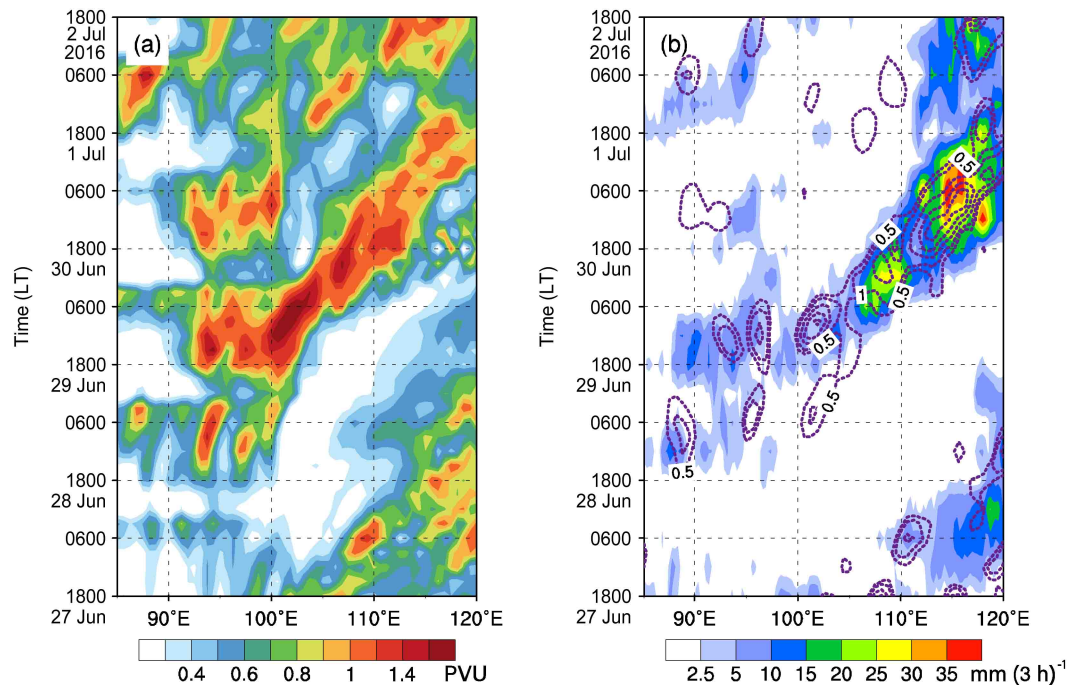


图 1 2016 年 6 月 27 日 18:00 (当地时间, 下同) 至 7 月 2 日 18:00 沿 $29^\circ\text{N} \sim 33^\circ\text{N}$ 平均的 500 hPa 等压面 (a) 位涡 (单位: PVU, 1 PVU = $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$) 和 (b) 纬向位涡平流 (等值线, 单位: $10^{-5} \text{ PVU s}^{-1}$)、降水量 [阴影, 单位: mm (3 h)^{-1}] 的时间—经度剖面

Fig. 1 Time-longitude cross sections of (a) potential vorticity (PV) (units: PVU, 1 PVU = $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), (b) zonal PV advection (contours, units: $10^{-5} \text{ PVU s}^{-1}$) and precipitation [shaded, units: mm (3 h)^{-1}] at 500 hPa averaged over $29^\circ\text{N} \sim 33^\circ\text{N}$ for the period 1800 LT (Local time) 27 June to 1800 LT 2 July, 2016

程, 还可以看到在此之前高原中西部已经出现位涡的大值中心。该位涡大值中心是如何产生及发展的? 图 2a-h 给出了 2016 年 6 月 27 日 12:00 至 6 月 30 日 12:00 500 hPa 等压面位涡中心 (图 2 中“△”和“○”表示) 在青藏高原主体上的发展演变过程。6 月 27 日 12:00 (图 2a), 高原西部 500 hPa 等压面上无明显的位涡中心, 以 33°N 为界, 北侧为弱的负位涡, 南侧为弱的正位涡分布。28 日

00:00 (图 2b), 高原西部 (35°N, 86°E) 附近出现了强度大于 0.4 PVU 的位涡中心, 中心附近出现气旋性环流, 高原低涡形成。随后, 该位涡中心与高原低涡相对应在青藏高原上空缓慢东移 (图 2b-e)。到 29 日 18:00 (图 2f) 已移动到青藏高原东部, 此时位涡中心的强度超过 2.0 PVU, 中心位置附近伴随有明显的降水, 气旋性环流增强。30 日 00:00 起 (图 2g), 低涡中心开始移出高原并不断东移,

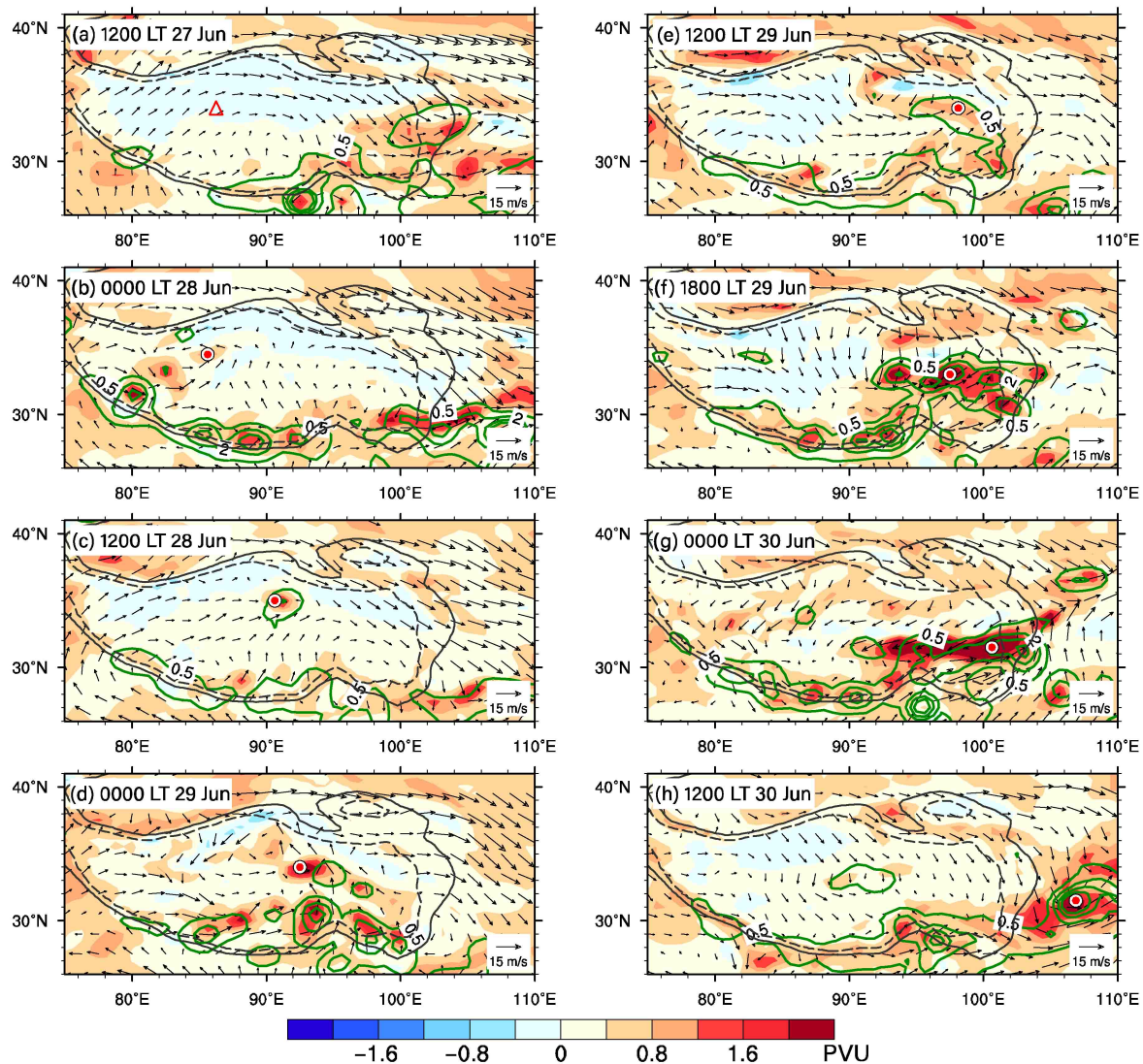


图 2 2016 年 6 月 500 hPa 位涡 (阴影, 单位: PVU, $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$)、风场 (矢量, 单位: m s^{-1}) 和降水量 (绿色等值线, 单位: mm h^{-1}) 的演变: (a) 27 日 12:00; (b) 28 日 00:00; (c) 28 日 12:00; (d) 29 日 00:00; (e) 29 日 12:00; (f) 29 日 18:00; (g) 30 日 00:00; (h) 30 日 12:00。红色空心“△”代表原始位涡中心形成的位置, 红色实心“○”代表位涡中心的位置, 黑色实线和虚线分别为 3000 m 和 4000 m 的地形等高线 (下同)

Fig. 2 Evolution of PV process (shading, units: PVU, $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), wind (vectors, units: m s^{-1}) at 500 hPa, and precipitation (green lines, units: mm h^{-1}): (a) 1200 LT 27 June, (b) 0000 LT 28 June, (c) 1200 LT 28 June, (d) 0000 LT 29 June, (e) 1200 LT 29 June, (f) 1800 LT 29 June, (g) 0000 LT 30 June, and (h) 1200 LT 30 June, 2016. “△” is the location of the original PV center and “○” is the location of the PV center. The black solid and dashed lines indicate elevations of 3000 m and 4000 m, respectively

给中国东部地区带来强降水过程。

图 3a、b 分别给出了 500 hPa 低涡中心在高原上的移动路径和中心所在位置的位涡强度及其附近 $1^\circ \times 1^\circ$ 面积平均逐小时降水量的时间序列。从移动路径上看 (图 3a), 位涡中心生成于高原西部地区。由于该地区背景气流为偏西风 (图 2), 平流作用使位涡中心随之东移。29 日 12:00 中心移动至高原东部 (图 2e)。随后在偏北风气流的影响下向南折行。29 日 21:00 起向东南偏东方向移动并于 30 日 06:00 移出高原。从位涡中心强度随时间的变化上可以看出 (图 3b), 在发展的初期位涡中心强度增加缓慢, 后期迅速增强。6 月 27 日白天 (12:00~18:00), 低涡原始中心所在的位置位

涡强度接近为零。27 日夜间自 18:00 开始, 500 hPa 位涡中心强度开始增加, 6 h 后 28 日 00:00 强度增加到 1.0 PVU, 气旋式风场出现 (图 2b), 青藏高原低涡形成。因此 6 月 27 日 12:00 至 28 日 00:00 为青藏高原位涡中心位涡制造和高原低涡形成阶段。此时中心位置附近无明显的降水。

高原低涡形成后, 在低涡西部偏西气流的作用下向东移动 (图 2c-e)。低涡中心周边出现降水, 中心的位涡强度也随之增强, 由 28 日 00:00 的 1 PVU 左右增加到 29 日夜间的 3 PVU (图 3b)。6 月 29 日 12:00 以后位涡中心移动到高原东部 (图 2e 和图 3a), 中心强度进一步增强, 从 6 月 29 日 12:00 的 1.2 PVU 增加到在 30 日午夜大于 5 PVU; 中心

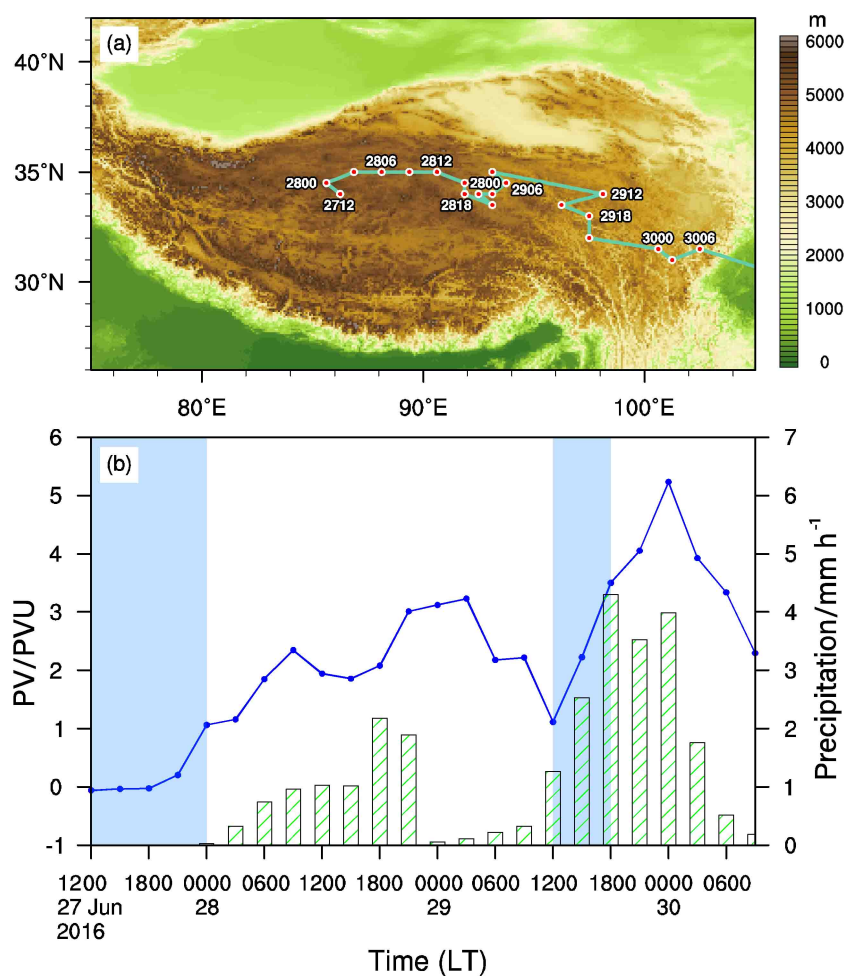


图 3 2016 年 6 月 27 日 12:00 至 30 日 09:00 500 hPa 低涡中心的 (a) 移动路径以及 (b) 500 hPa 低涡中心位涡强度 (折线, 单位: PVU)、中心附近 $1^\circ \times 1^\circ$ 面积平均降水量 (直方图, 单位: mm h^{-1}) 随时间的演变。(b) 中两个蓝色阴影区分别表示高原低涡形成阶段和低涡中心的快速发展阶段

Fig. 3 (a) Track of the vortex center at 500 hPa, (b) PV time series of the vortex center at 500 hPa (solid line, units: PVU) and the $1^\circ \times 1^\circ$ area average precipitation surrounding the vortex center (column, units: mm h^{-1}) from 1200 LT 27 June to 0900 LT 30 June, 2016. The two blue shaded columns indicate the generation period of the TP vortex and its rapid development period, respectively

附近降水强度也有明显增加,并于 29 日 18:00 达到最大 (4.3 mm h^{-1})。6 月 29 日 12:00~18:00 为低涡中心的快速发展阶段。究竟是什么原因引起了 500 hPa 低涡在这两个阶段中的发展?降水在这个过程中扮演了怎样的角色?为了回答这个问题,下面将利用等压面下的位涡局地变化方程来诊断不同阶段大气位涡的变化。

3.2 高原低涡的发生发展机制分析

由于自由大气中的摩擦力较小,忽略摩擦项的贡献后, p 坐标下的位涡局地变化方程可以写成:

$$\frac{\partial P}{\partial t} \approx -V \cdot \nabla_p P - g \xi_{ap} \cdot \nabla_p \theta. \quad (11)$$

应用方程 (11) 可以分析不同因子在位涡局地变化中的不同贡献。针对高原低涡的形成阶段和快速发展阶段,图 4 展示了 2016 年 6 月 27 日 12:00、28 日 00:00 和 29 日 18:00 500 hPa 位涡局地变化、位涡平流项及非绝热加热项的分布。图 4a、b、c 为三个时次 500 hPa 等压面上位涡的分布,“○”表示追踪的高原低涡中心,“△”代表原始位涡中心形成的位置。图 4d、e、f 和图 4g、h、i 均为位涡局地变化,不同的是图 4d、e、f 为利用 500 hPa

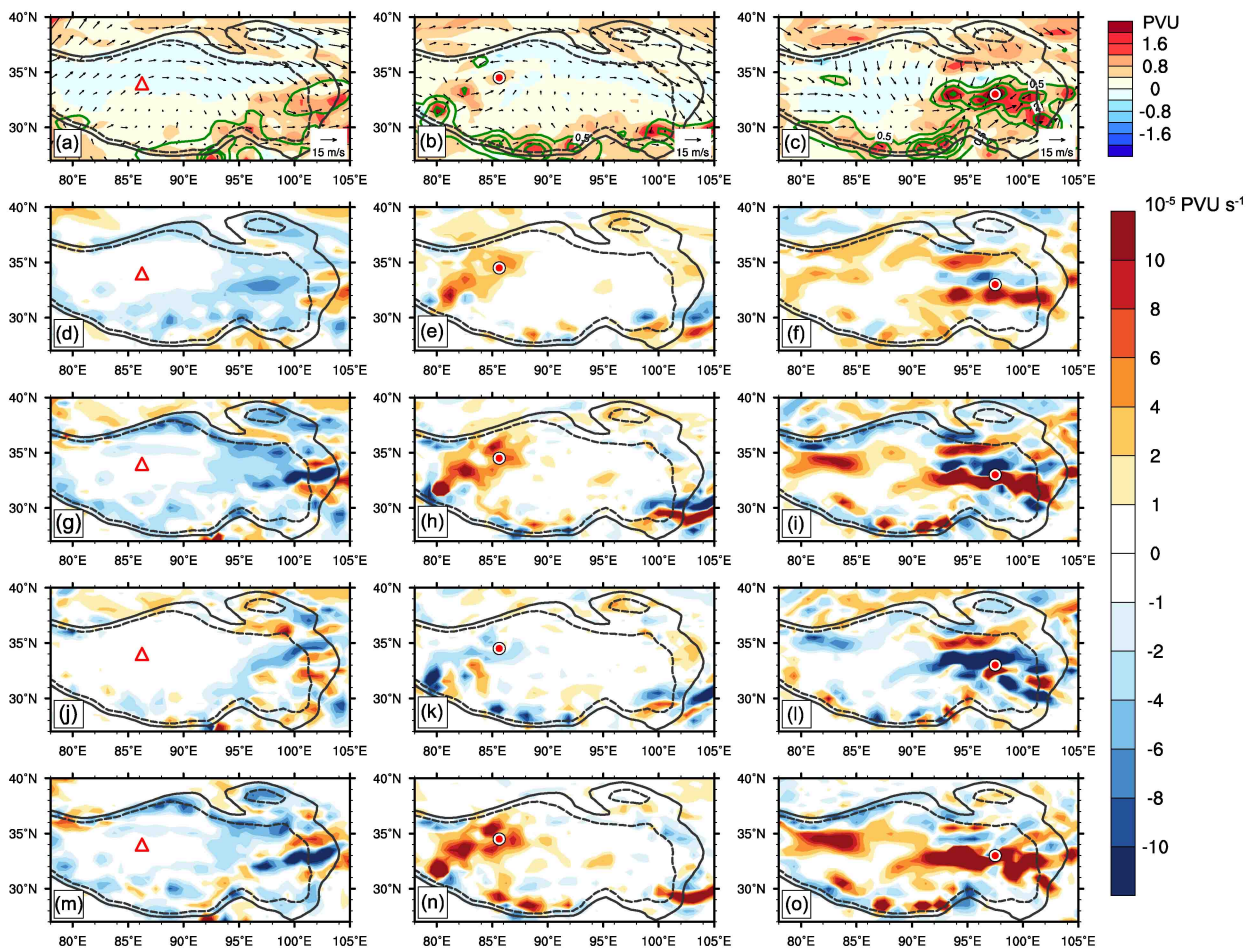


图 4 2016 年 6 月 27 日 12:00 (左列)、28 日 00:00 (中间列) 和 29 日 18:00 (右列) 500 hPa 等压面上的 (a-c) 位涡 (单位: PVU)、(d-f) 直接计算的局地位涡变化、(g-i) 方程计算得到的局地位涡变化、(j-l) 平流项和 (m-o) 非绝热加热项 (单位: $10^{-5} \text{ PVU s}^{-1}$) 的分布。红色空心 “△” 指示原始位涡中心形成的位置 (左列); 红色实心 “○” 指示高原低涡形成 (中间列) 和发展 (右列) 时所处的位置

Fig. 4 Distribution of (a-c) PV (units: PVU), (d-f) the local change of the PV calculated based directly on data, (g-i) the local change of the PV calculated based on the equation, (j-l) advection term in PV equation and (m-o) diabatic term in PV equation (units: $10^{-5} \text{ PVU s}^{-1}$) at 500 hPa at 1200 LT 27 June (left column), 0000 LT 28 June (middle column), and 1800 LT 29 June (right column), 2016. “△” is the location of the original PV center (left column), “○” is the location of the PV center during its generation (middle column) and development (right column) stages

位涡本身对时间求偏导数计算得到的位涡局地变化, 图 4g、h、i 为利用位涡局地变化方程 [公式 (11)] 计算得到的位涡局地变化。对比两种算法计算得到的结果, 虽然利用方程计算得到的位涡局地变化的强度由于略去了耗散而大于直接计算得到的位涡局地变化, 但是直接计算和方程计算得到的 500 hPa 位涡局地变化具有十分相似的分布形态。6 月 28 日 00:00 (图 4e、h), 高原西部低涡中心位置附近均可见明显的正的局地位涡变化, 表示此处有局地位涡的增长, 对应着高原低涡的形成。29 日 18:00 (图 4f、i), 高原东部低涡中心位置的南侧均有一条东西走向的正的局地位涡变化带, 北侧有一条东西走向的负的局地位涡变化带。以上分析表明等压坐标系下位涡局地变化方程的计算具有较高的可靠性, 其结果能够较为真实的反映实际情况中位涡的局地变化主要分量。

进一步分析发现, 在高原低涡的形成阶段, 位涡平流项 (图 4k) 对总位涡局地变化的贡献 (图 4e、h) 起弱的负贡献, 非绝热加热项 (图 4n) 此时起到主要的正贡献, 表明非绝热加热项对该时刻大气位涡中心的产生和高原低涡的形成起了重要的作用。到 29 日 18:00, 高原低涡已移动至高原东部 (图 4c), 低涡中心处于快速发展阶段, 不论是总的位涡局地变化项 (图 4f、i)、位涡平流项 (图 4l), 还是非绝热加热项 (图 4o) 都明显增大。此时正的局地位涡变化带位于位涡中心所处位置的偏南方向, 负的局地位涡变化带位于其北方 (图 4f、i)。逐项分析可以看出, 上述负的局地位涡变化带主要是由位涡平流项所致 (图 4l); 而正的局地位涡变化带则主要是由非绝热加热项造成的 (图 4o)。位涡中心南侧正的局地变化意味着位涡中心向南方向移动, 这与图 3a 所示高原上位涡中心的移动路径相吻合。

上述分析表明, 对于与高原低涡相联系的位涡中心而言, 不论是形成阶段还是在其快速发展阶段, 对总的位涡局地变化起到主要正贡献的都是非绝热加热项。

根据位涡局地变化方程, 由非绝热加热所引起的位涡的变化可用下式表示:

$$\left(\frac{\partial P}{\partial t} \right)_Q = -g \xi_{ap} \cdot \nabla_p \theta, \quad (12)$$

由于非绝热加热项受其垂直分量的影响最大, 因此

公式 (12) 可简化为

$$\left(\frac{\partial P}{\partial t} \right)_Q \propto -g(f+\xi) \frac{\partial \theta}{\partial p}, \quad (13)$$

其中, θ 表示非绝热加热率。通常情况下有 $(f+\xi) > 0$, 于是由公式 (13) 可知, 当非绝热加热率随高度向上增大 (减小) 时, 位涡将随时间增加 (减少), 出现局地位涡的正 (负) 制造。图 5 给出了 2016 年 6 月与该高原低涡形成前、形成时以及发展阶段相对应的 27 日 00:00 和 12:00、28 日 00:00 以及 29 日 18:00 位涡中心附近非绝热加热率垂直廓线分布图。从图 5 中可以看出, 在高原低涡形成前, 2016 年 6 月 27 日夜间 00:00 (蓝线), 近地层的长波辐射冷却随高度减小不显著, 位涡制造有限; 白天 12:00 (黄线), 受地表感热加热影响, 位涡中心所处位置处高原上空最大加热层较低, 接近高原表面, 强度达 20 K d^{-1} , 越向上加热越弱, 此时高原非绝热加热率随高度向上递减, 位涡制造为负。然而到了 28 日夜间 00:00 (绿线), 高原近地表加热率转变为负值, 强度接近 -20 K d^{-1} , 而在 400 hPa 左右存在一明显的最大加热层, 此时在最大加热层以下非绝热加热率随高度向上显著递增。根据公式 (13) 可知, 28 日 00:00, 位涡中心位置附近有由非绝热加热引起的局地正位涡制造, 高原低涡于是形成。由此看来, 夏季高原地面热源强烈的日变化特征 (李国平, 2002; 刘新等, 2006; 张恬月和李国平, 2016) 对高原低涡的形成具有重要影响。白天由于地表感热加热强烈, 高原是强热源, 近地层

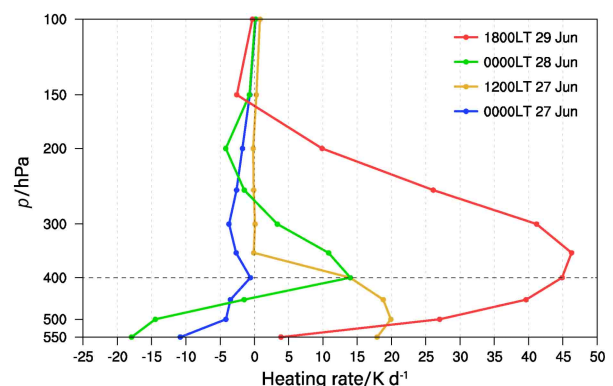


图 5 2016 年 6 月 27 日 00:00 和 12:00、28 日 00:00 以及 29 日 18:00 位涡中心位置附近非绝热加热率的垂直廓线 (单位: K d^{-1})
Fig. 5 Vertical profiles of diabatic heating for 0000 LT June 27, 1200 LT 27 June, 0000 LT 28 June, and 1800 LT 29 June, 2016 over the position of the associated vorticity center (units: K d^{-1})

加热随高度减少,不利于正位涡生成;而夜间,由于地表感热加热很弱,辐射冷却作用强,高原转变为冷源,辐射冷却随高度减少,有利于正位涡形成。通常情况下,如2016年6月27日00:00~12:00的情况,夜间单纯由辐射冷却形成的正位涡强度有限,到白天即为低层的负位涡制造抵消,不会形成高原低涡。但是在28日夜间00:00,虽然在高原低涡源地附近无降水所致的潜热释放(图3b),然而400 hPa处有云形成,出现 13 K d^{-1} 的加热中心,其下方出现非绝热加热率随高度显著增加,导致位涡迅速增长,高原低涡形成。说明云物理过程在青藏高原低涡形成中起着不可忽视的作用,详细结果将另文发表。

在高原低涡的快速发展阶段(29日18:00),在低涡中心350 hPa高度处有一明显的强非绝热加热中心,中心强度超过 45 K d^{-1} (图5红线)。此时最大加热层不仅强度更大,而且最大加热层所在的高度也抬升至350 hPa高度上。由图3b可知,29日18:00,位涡中心位置附近已有强烈的降水生成,局地强烈的正位涡制造主要与该降水产生的潜热释放有关。

4 高原低涡东移对长江中下游地区降水的影响

4.1 降水过程的划分

由图1可知,伴随着位涡中心的持续东传,我国南方长江中下游地区经历了一次明显的降水过程。图6a给出了6月29日18:00至7月1日18:00 48 h累计降水量的空间分布。这次过程中显著的降水区呈东西向带状,降水极值中心出现在湖北东部至安徽中部地区($29.5^{\circ}\text{N}\sim 33^{\circ}\text{N}$, $112^{\circ}\text{E}\sim 119^{\circ}\text{E}$),向东西两侧逐渐递减。图6b给出了上述降水极值中心区域平均的3 h累计降水量随时间的演变。从图中可以看出,降水首先出现在6月30日12:00,之后迅速发展,在7月1日06:00达到峰值,随后降水强度开始减弱。根据降水随时间的演变,整个降水过程可以划分为三个阶段:降水发展期(6月30日12:00~18:00)、降水峰值期(7月1日00:00~06:00)以及降水衰减期(7月1日12:00~18:00)。

图7给出3 h累计降水量同500 hPa位涡随时间演变的平面图。由图7a可以看出,2016年6月

30日00:00带状位涡大值中心位于高原东南—东边缘,降水位于位涡大值中心的东南部。30日06:00起位涡大值中心开始移出高原。在30日12:00~18:00的降水发展期,来自高原东移的强位涡开始进入长江中下游的降水中心区域,区域中的降水显著增加(图6b)。在7月1日00:00~06:00的降水峰值期,位涡大值中心已完全进入降水目标区域;最大降水时刻7月1日06:00,位于降水中心区域的最大位涡值超过了 1.6 PVU 。7月1日12:00~18:00,随着位涡的减弱和东移入海,长江中下游地区的降水减弱,本次降水过程趋于结束。

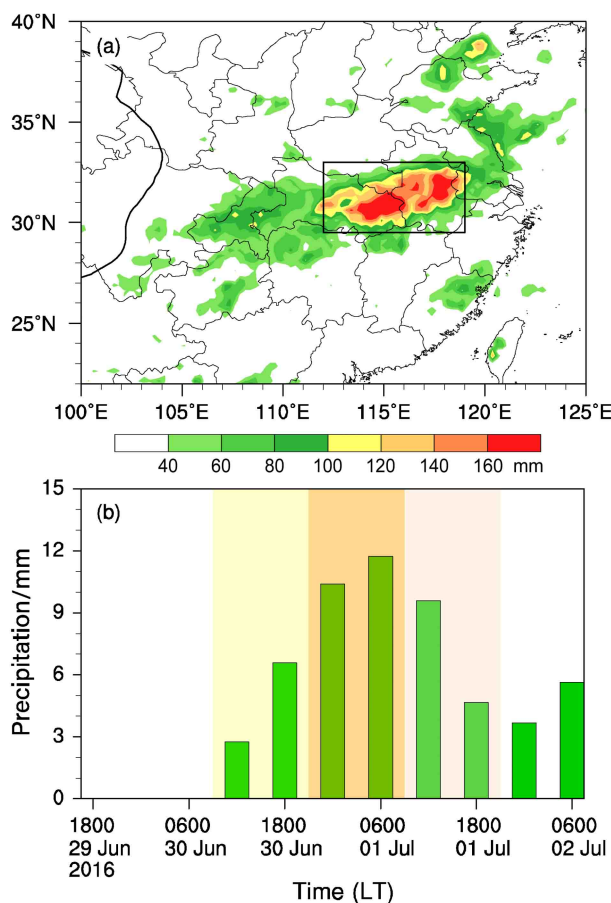


图6 2016年6月29日18:00至7月1日18:00 (a) 48 h累计降水量(单位: mm)分布以及 (b) 长江中下游地区($29.5^{\circ}\text{N}\sim 33^{\circ}\text{N}$, $112^{\circ}\text{E}\sim 119^{\circ}\text{E}$; 图6a黑色方框所示区域)区域平均的3 h累积降水量(单位: mm)随时间的演变, (a)中黑色粗实线为3000 m地形等高线

Fig. 6 (a) Distribution of 48-h accumulated precipitation (units: mm), (b) the evolution of the area-averaged ($29.5^{\circ}\text{N}\sim 33^{\circ}\text{N}$, $112^{\circ}\text{E}\sim 119^{\circ}\text{E}$; box area shown in Fig. 6a) 3-h accumulated precipitation (units: mm) from 1800 LT 29 June to 1800 LT 1 July, 2016. The thick black solid line indicate elevations of 3000 m

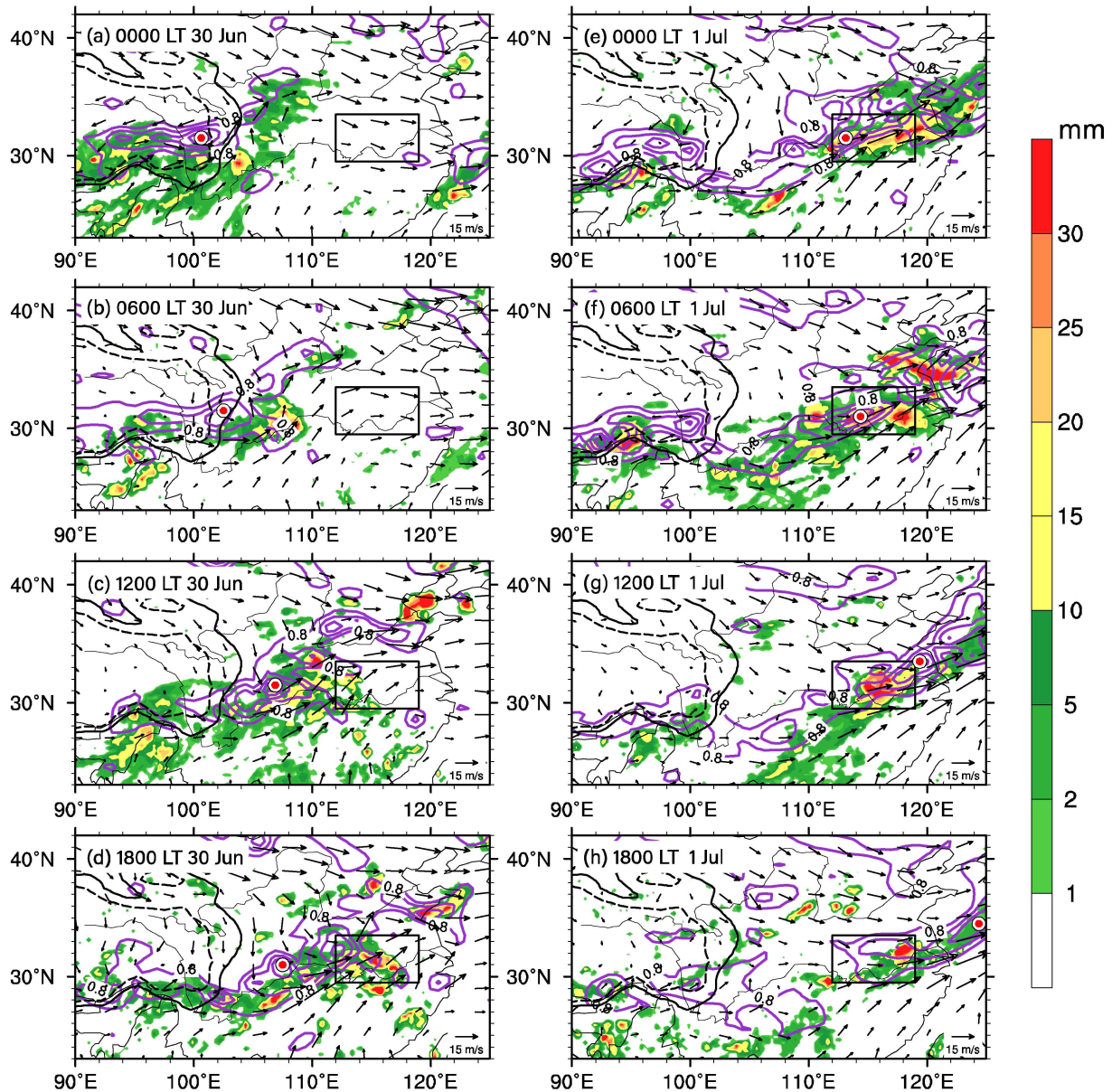


图7 2016年6月30日00:00至7月1日18:00 3 h 累计降水量（阴影，单位：mm）、500 hPa 位涡（等值线，间隔为 0.4 PVU）和风场（矢量，单位： m s^{-1} ）。红色实心“O”代表位涡中心的位置，黑色方框所示区域为长江中下游地区（29.5°N~33°N，112°E~119°E）。

Fig. 7 Evolution of the 3-hour accumulated precipitation (shading, units: mm), PV (contours, interval 0.4 PVU) and wind (vectors, units: m s^{-1}) at 500 hPa from 0000 LT 30 June to 1800 LT 1 July, 2016. “O” is the location of the PV center, and the black box indicates the location of the area shown in Fig. 6a.

4.2 位涡平流对上升运动和降水的影响

以上分析可以看出，这次长江中下游地区降水过程的发生和演变与自青藏高原东移的位涡有密切的联系：来自青藏高原东移的位涡强迫会通过平流作用引起下游地区局地位涡的改变，从而影响下游地区的大气环流和降水过程的发展。由等压坐标系下的位涡局地变化方程知，在不考虑摩擦项的贡献下大气位涡的局地变化受位涡平流项和非绝热加热

项影响[公式(11)]。将位涡平流项改写为纬向位涡平流项、经向位涡平流项和垂直方向位涡平流项之和：

$$\frac{\partial P}{\partial t} = -u \frac{\partial P}{\partial x} - v \frac{\partial P}{\partial y} - \omega \frac{\partial P}{\partial p} - g \xi_{ap} \cdot \nabla \theta. \quad (14)$$

应用等压坐标下的 ω 方程(10)，并利用公式(14)就可以诊断不同分量的位涡平流对大气环流的不同影响。注意到低涡从29日18:00于100°E

移出高原到 7 月 1 日 18:00 抵达降水中心区的 115°E , 其传播速 $|C|$ 约为 8 ms^{-1} , 小于风速 $|V|$ 。根据公式 (10), 位涡平流随高度增加将会激发上升运动发展。

图 8 给出了 2016 年 6 月 30 日 12:00 至 7 月 1 日 18:00 降水发生前期 (图 8a、b)、降水峰值期 (图 8c、d) 和降水衰减期 (图 8e、f) 沿 $112^{\circ}\text{E}\sim 119^{\circ}\text{E}$ 平均的对流层纬向位涡平流、经向位涡平流和风场的分布。从图中可以看出, 从 6 月 30 日 12:00 至 18:00 $30^{\circ}\text{N}\sim 32^{\circ}\text{N}$ 附近对流层中层 400~500 hPa 之间出现了较弱的正纬向位涡平流中心 (图 8a、b), 意味着来自高原的位涡强迫已传到长江中下游地区。根据位涡理论 (Hoskins et al., 1985), 以及相关的个例分析 (马婷婷等, 2018) 和数值模拟 (于佳卉等, 2018), 对流层中层位涡的不断增强会激发其下方相对涡度的发展, 导致对流层中层气旋式环流的增强。气旋式环流的增强引起 32°N 以南对流层中、下低层有偏南风加强, 有利于将低纬度的低位涡空气向较高纬度输送, 因此在 32°N 以南地区对流层下层出现经向负位涡平流 (图 8b、c)。7 月 1 日 06:00 (图 8d), $30^{\circ}\text{N}\sim 32^{\circ}\text{N}$ 附近对流层中层的纬向位涡平流中心强度达到最大值。此时降水区域附近 500 hPa 高度以下的对流层低层均受负经向位涡平流控制。在偏南风上升气流的作用下, 其下方负经向位涡平流中心向上发展, 逐渐靠近位于其上方的正的纬向平流中心, 强度也趋于最大值。上升运动强烈发展, 降水达到峰值 (图 6b 和图 7f)。7 月 1 日 12:00 (图 8e), 由于位涡中心向东北方向移动并开始移出降水中心区域, 位于对流层中层的纬向位涡平流中心开始减弱, 中心位置下移至对流层低层 700 hPa 以下。6 h 后, 纬向位涡平流显著减弱, 本次降水过程趋于结束。

图 9 是同期间沿 $112^{\circ}\text{E}\sim 119^{\circ}\text{E}$ 平均的位涡平流随高度的变化和垂直速度的高度—纬度剖面图。上面分析已指出, 当大气中有位涡平流随高度增加时有上升运动。从图中可以看出, 从 6 月 30 日 12:00~18:00 (图 9a、b), 副热带地区位涡平流随高度增加逐渐明显。到 7 月 1 日 00:00 (图 9c), $30^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$ 附近 500 hPa 高度上位涡平流随高度增加, 上升运动迅速发展。随后, 7 月 1 日 06:00 (图 9d), 伴随着 31°N 附近对流层中层正纬向位涡平流中心及其下方强负经向位涡平流中心的进一步增强 (图 8d), 位涡平流在 31°N 附近随高度明显增加,

上升运动达到最强。7 月 1 日 12:00 起 (图 9e、f), 对流层中层的纬向位涡平流中心减弱, 位涡平流随高度增加也大大减弱, 上升运动随之减弱, 降水趋于结束。

注意降水过程对位涡平流会存在反馈作用。马婷婷等 (2018) 在分析 2008 年 1 月江南的冻雨个例时发现强降水发生时, 降水区上空的凝结潜热导致高空负位涡制造, 从而加强其上游地区“东负西正”的纬向位涡梯度, 进而增强雨区的上升运动。不过在本个例中, 虽然在 7 月 1 日 06:00 以前正的位涡中心一直在大雨区西面 (图 7a-f), 但是正的纬向位涡平流中心一直与大/暴雨中心基本重合 (图 1b)。由此看来, 上游地区正位涡中心的存在及其向东的正位涡平流对下游上升运动和降水的激发作用还是主要的。

5 结论与讨论

本文利用 MERRA2 再分析资料和 TRMM 降水资料, 采用等压坐标系下位涡局地变化方程对 2016 年 6 月 28 日至 7 月 1 日一次青藏高原低涡的形成和发展机制及其移出高原后对长江中下游地区暴雨过程的影响进行了分析, 结果表明:

(1) 等压坐标系下位涡局地变化方程的计算具有较高的可靠性, 其结果能够较为真实的反映实际情况中位涡的局地变化。

(2) 高原上低涡的形成和快速发展阶段, 非绝热加热项均对局地位涡的增长起主要贡献。其中在低涡中心的形成阶段, 非绝热加热项中近地表加热场的日变化对位涡的制造/耗散有重要影响。白天近地层加热率随高度减少有利于局地负的位涡制造; 夜间近地层加热率随高度增加或冷却率随高度减少有利于局地正的位涡制造; 从而形成显著的日变化特征。在适当的背景下当夜间正的位涡制造显著超过白天负的位涡制造时, 高原低涡形成。而在高原低涡的快速发展阶段, 由于降水凝结潜热加热随高度急剧增加造成低空位涡剧烈增长, 导致高原涡迅速发展, 地表加热场的日变化对其影响较小。

(3) 东移出高原的位涡中心可导致长江中下游地区对流层中层出现正的纬向位涡平流、低层出现负的经向位涡平流, 降水中心附近位涡平流随高度增加, 有利于垂直运动的发展。

需要指出的是, 本文所得结论是基于个例分析的结果, 今后还需要通过更多的场地观测和个例分

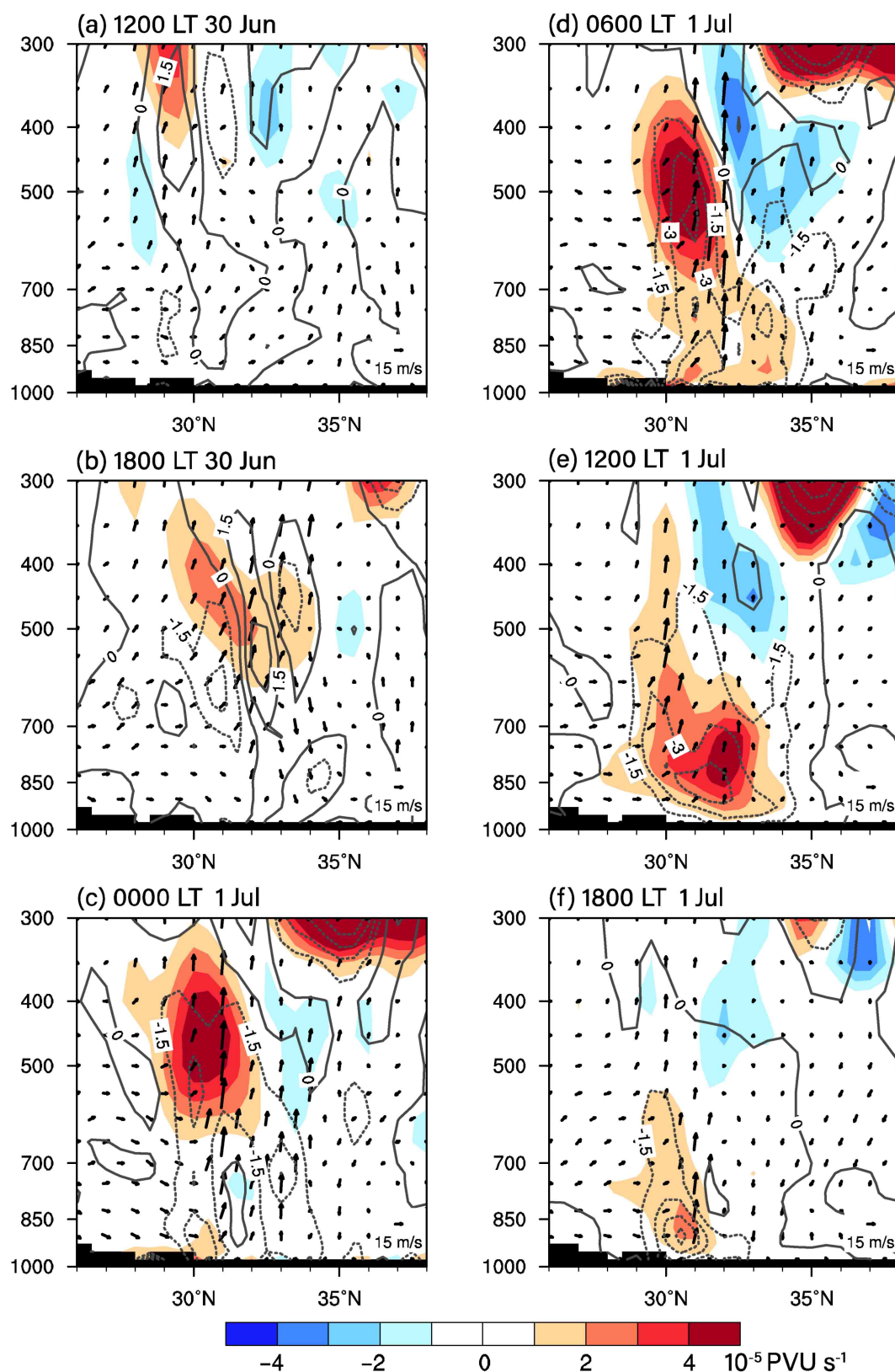


图 8 2016 年 6 月 30 日 12:00 至 7 月 1 日 18:00 沿 112°E~119°E 平均的纬向位涡平流 (阴影, 单位: $10^{-5} \text{ PVU s}^{-1}$)、经向位涡平流 (等值线, 单位: $10^{-5} \text{ PVU s}^{-1}$) 和风场 (矢量, 单位: m s^{-1}) 的高度—纬度剖面

Fig. 8 Vertical cross sections of zonal PV advection (shading, units: $10^{-5} \text{ PVU s}^{-1}$), meridional PV advection (contours, unit: $10^{-5} \text{ PVU s}^{-1}$), and wind (vectors, units: m s^{-1}) averaged over 112°E~119°E from 1200 LT 30 June to 1800 LT 1 July, 2016

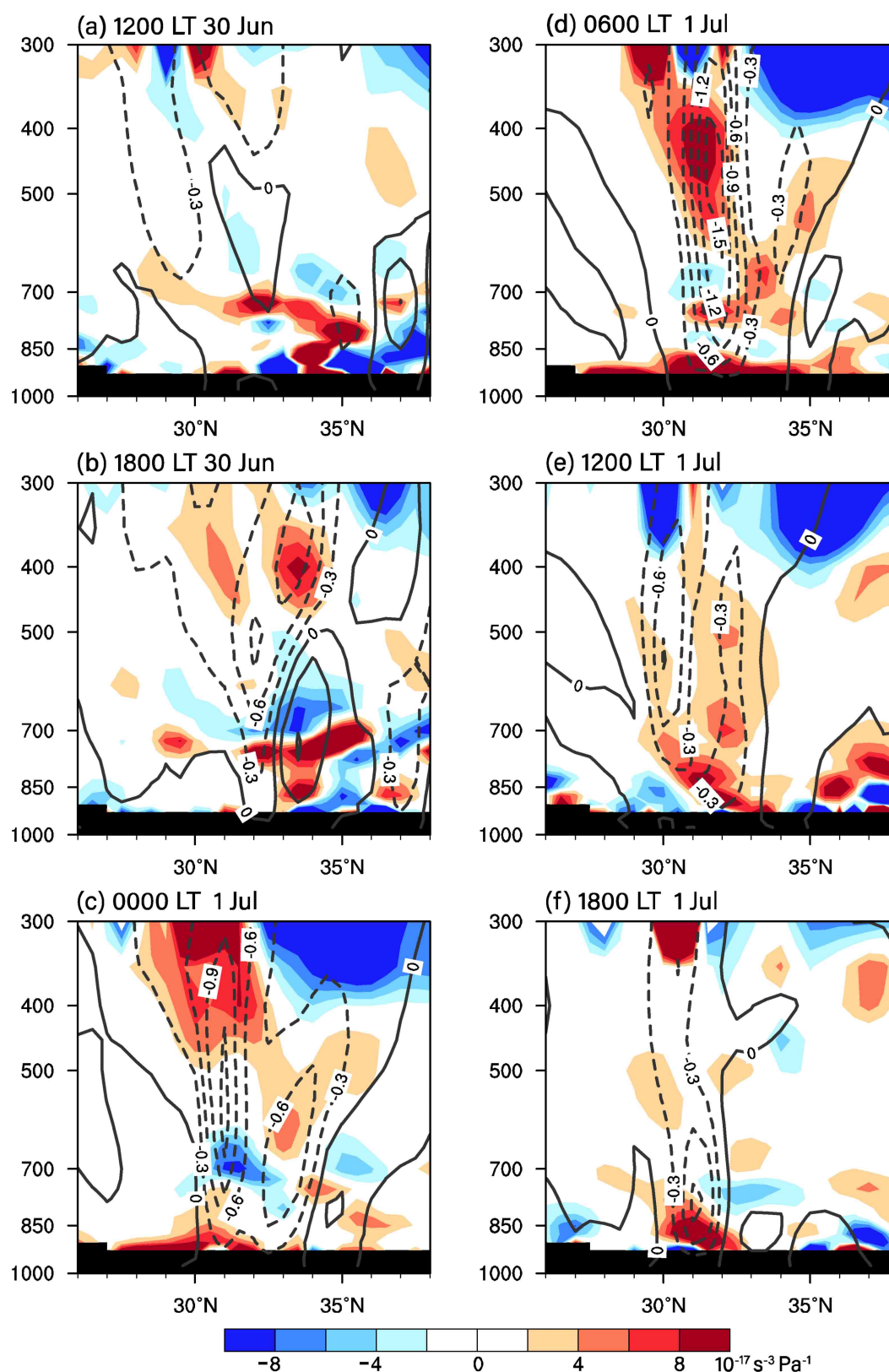


图9 2016年6月30日12:00至7月1日18:00沿112°E~119°E平均的位涡平流随高度的变化项(阴影, 单位: $10^{-17} \text{ s}^{-3} \text{ Pa}^{-1}$)和垂直速度(等值线, 单位: Pa s^{-1})的高度—纬度剖面

Fig. 9 Vertical cross sections of vertical differential PV advection (shading, units: $10^{-17} \text{ s}^{-3} \text{ Pa}^{-1}$) and vertical velocity (contour, units: Pa s^{-1}) averaged over 112°E~119°E from 1200 LT 30 June to 1800 LT 1 July, 2016

析验证高原低涡中心的发生发展机制及其东移出高原后对下游地区降水天气过程的影响。另外, 造成高原夜间低层位涡强烈发展及相关的物理过程、以及高原地表特殊的动力和热力性质对位涡制造的影响需要在未来的工作中予以进一步研究。

参考文献 (References)

- Bracegirdle T J, Gray S L. 2009. The dynamics of a polar low assessed using potential vorticity inversion [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135(641): 880–893. doi:10.1002/qj.411
- Chen S J, Dell’Osso L. 1984. Numerical prediction of the heavy rainfall vortex over Eastern Asia monsoon region [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62(5): 730–747. doi:10.2151/jmsj1965.62.5_730
- 陈忠明, 徐茂良, 闵文彬, 等. 2003. 1998 年夏季西南低涡活动与长江上游暴雨 [J]. *高原气象*, 22(2): 162–167. Chen Zhongming, Xu Maoliang, Min Wenbing, et al. 2003. Relationship between abnormal activities of Southwest Vortex and heavy rain the upper reach of Yangtze River during summer of 1998 [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 22(2): 162–167. doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2003.02.010
- Duan A M, Wang M R, Lei Y H, et al. 2013. Trends in summer rainfall over China associated with the Tibetan Plateau sensible heat source during 1980–2008 [J]. *J. Climate*, 26(1): 261–275. doi:10.1175/JCLI-D-11-00669.1
- Ertel H. 1942. Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz [J]. *Meteorologische Zeitschrift*, 59: 277–281.
- 高辉, 袁媛, 洪洁莉, 等. 2017. 2016 年汛期气候预测效果评述及主要先兆信号与应用 [J]. *气象*, 43(4): 486–494. Gao Hui, Yuan Yuan, Hong Jieli, et al. 2017. Overview of climate prediction of the Summer 2016 and the precursory signals [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 43(4): 486–494. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2017.04.011
- Griffiths M, Thorpe A J, Browning K A. 2000. Convective destabilization by a tropopause fold diagnosed using potential-vorticity inversion [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126(562): 125–144. doi:10.1002/qj.49712656207
- Haynes P H, McIntyre M E. 1987. On the evolution of vorticity and potential vorticity in the presence of diabatic heating and frictional or other forces [J]. *J. Atmos. Sci.*, 44(5): 828–841. doi:10.1175/1520-0469(1987)044<0828:OTEOVA>2.0.CO;2
- Haynes P H, McIntyre M E. 1990. On the conservation and impermeability theorems for potential vorticity [J]. *J. Atmos. Sci.*, 47(16): 2021–2031. doi:10.1175/1520-0469(1990)047<2021:OTCAIT>2.0.CO;2
- Hoskins B. 1997. A potential vorticity view of synoptic development [J]. *Meteorological Applications*, 4(4): 325–334. doi:10.1017/S1350482797000716
- Hoskins B, Pedder M, Jones D W. 2003. The omega equation and potential vorticity [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129(595): 3277–3303. doi:10.1256/qj.02.135
- Hoskins B. 2015. Potential vorticity and the PV perspective [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 32(1): 2–9. doi:10.1007/s00376-014-0007-8
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111(470): 877–946. doi:10.1002/qj.49711147002
- Hoskins B J. 1991. Towards a PV- θ view of the general circulation [J]. *Tellus A: Dyn. Meteor. Oceanogr.*, 43(4): 27–35. doi:10.3402/tellusa.v43i4.11936
- Huffman G J, Bolvin D T, Nelkin E J, et al. 2007. The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales [J]. *Hydrometeor.*, 8(1): 38–55. doi:10.1175/JHM560.1
- Huo Z H, Zhang D L, Gyakum J R. 1999. Interaction of potential vorticity anomalies in extratropical cyclogenesis. Part I: Static piecewise inversion [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 127(11): 2546–2562. doi:10.1175/1520-0493(1999)127<2546:IOPVAI>2.0.CO;2
- 李国平. 2002. 青藏高原动力气象学 [M]. 北京: 气象出版社, 78–79. Li Guoping. 2002. Dynamic Meteorology of the Tibetan Plateau (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 78–79.
- 李国平, 赵邦杰, 杨锦青. 2002. 地面感热对青藏高原低涡流场结构及发展的作用 [J]. *大气科学*, 26(4): 519–525. Li Guoping, Zhao Bangjie, Yang Jinqing. 2002. A dynamical study of the role of surface sensible heating in the structure and intensification of the Tibetan Plateau vortices [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 26(4): 519–525. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2002.04.09
- Li L, Zhang R H, Wen M. 2014. Diurnal variation in the occurrence frequency of the Tibetan Plateau vortices [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 125(3–4): 135–144. doi:10.1007/s00703-014-0325-5
- Li L, Zhang R H, Wen M. 2018. Diurnal variation in the intensity of nascent Tibetan Plateau vortices [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 144(717): 2524–2536. doi:10.1002/qj.3343
- 刘新, 吴国雄, 李伟平. 2006. 夏季青藏高原加热和环流场的日变化 [J]. *地球科学进展*, 21(12): 1273–1282. Liu Xin, Wu Guoxiong, Li Weiping. 2006. The diurnal variation of the atmospheric circulation and diabatic heating over the Tibetan Plateau [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 21(12): 1273–1282. doi:10.11867/j.issn.1001-8166.2006.12.1273
- Liu Y M, Bao Q, Duan A M, et al. 2007. Recent Progress in the impact of the Tibetan Plateau on climate in China [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 24(6): 1060–1076. doi:10.1007/s00376-007-1060-3
- 卢志贤, 李昀英, 方乐铨. 2016. 中国及周边海域对流云团的水平和垂直尺度 [J]. *气象学报*, 74(6): 935–946. Lu Zhixian, Li Yunying, Fang Lexin. 2016. Horizontal and vertical scales of convective clouds over China and the surrounding oceans [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 74(6): 935–946. doi:10.11676/qxxb2016.074
- Lucchesi R. 2012. File specification for MERRA products [EB/OL]. GMAO Office Note, <http://www.oalib.com/references/18902048>.
- 马婷婷, 吴国雄, 刘屹岷, 等. 2018. 青藏高原地表位涡密度强迫对 2008 年 1 月中国南方降水过程的影响 I: 资料分析 [J]. *气象学报*, 76(6): 870–886. Ma Tingting, Wu Guoxiong, Liu Yimin, et al. 2018. Impacts of surface potential vorticity density forcing over the Tibetan Plateau on the evolution of precipitation over Southern China in January 2008. Part I: Data analysis [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 76(6): 870–886. doi:10.11676/qxxb2018.052

- Wu Guoxiong, Ma Tingting, Liu Yimin, et al. 2020. PV-Q Perspective of cyclogenesis and vertical Velocity Development Downstream of the Tibetan Plateau [J]. *J. Geophys. Res.*
- Nielsen-Gammon J W, Gold D A. 2008. Dynamical diagnosis: A comparison of quasigeostrophy and Ertel potential vorticity [J]. *Meteor. Monogr.*, 33(55): 183–202. doi:10.1175/0065-9401-33.55.183
- Rienecker M M, Suarez M J, Gelaro R, et al. 2011. MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications [J]. *J. Climate*, 24(12): 3624–3648. doi:10.1175/JCLI-D-11-00015.1
- 孙劭, 李多, 刘绿柳, 等. 2017. 2016 年全球重大天气气候事件及其成因 [J]. *气象*, 43(4): 477–485. Sun Shao, Li Duo, Liu Lülü, et al. 2017. Global major weather and climate events in 2016 and the possible causes [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 43(4): 477–485. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2017.04.010
- Tao S Y, Ding Y H. 1981. Observational evidence of the influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 62(1): 23–30. doi:10.1175/1520-0477(1981)062<0023:OEOTIO>2.0.CO;2
- 陶诗言, 张庆云, 张顺利. 1998. 1998 年长江流域洪涝灾害的气候背景和大尺度环流条件 [J]. *气候与环境研究*, 3(4): 290–299. Tao Shiyan, Zhang Qingyun, Zhang Shunli. 1998. The great floods in the Changjiang River valley in 1998 [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 3(4): 290–299. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.1998.04.01
- Wan B C, Gao Z Q, Chen F, et al. 2017. Impact of Tibetan Plateau surface heating on persistent extreme precipitation events in southeastern China [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 145(9): 3485–3505. doi:10.1175/MWR-D-17-0061.1
- Wu C H, Chou M D, Fong Y H. 2018. Impact of the Himalayas on the Meiyu-Baiu Migration [J]. *Climate Dyn.*, 50(3–4): 1307–1319. doi:10.1007/s00382-017-3686-x
- 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓簪. 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展 [J]. *气象学报*, 53(4): 387–405. Wu Guoxiong, Cai Yaping, Tang Xiaojing. 1995. Moist potential vorticity and slantwise vorticity development [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 53(4): 387–405. doi:10.11676/qxxb1995.045
- 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*, 21(3): 273–282. Wu Guoxiong, Cai Yaping. 1997. Vertical wind shear and down-sliding slantwise vorticity development [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 21(3): 273–282. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1997.03.03
- 杨克明, 毕宝贵, 李月安, 等. 2001. 1998 年长江上游致洪暴雨的分析研究 [J]. *气象*, 27(8): 9–14. Yang Keming, Bi Baogui, Li Yuean, et al. 2001. On flood-causing torrential rainfall in the upstream district of Changjiang River in 1998 [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 27(8): 9–14. doi:10.3969/j.issn.1000-0526.2001.08.002
- Yasunari T, Miwa T. 2006. Convective cloud systems over the Tibetan Plateau and their impact on meso-scale disturbances in the Meiyu/Baiu frontal zone [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 84(4): 783–803. doi:10.2151/jmsj.84.783
- Ye D Z. 1981. Some characteristics of the summer circulation over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its neighborhood [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 62(1): 14–19. doi:10.1175/1520-0477(1981)062<0014:SCOTSC>2.0.CO;2
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 115–126. Ye Duzheng, Gao Youxi. 1979. Meteorology of the Tibetan Plateau (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 115–126.
- 于佳卉, 刘屹岷, 马婷婷, 等. 2018. 青藏高原地表位涡密度强迫对 2008 年 1 月中国南方降水过程的影响 II: 数值模拟 [J]. *气象学报*, 76(6): 887–903. Yu Jiahui, Liu Yimin, Ma Tingting, et al. 2018. The influence of surface potential vorticity density forcing over the Tibetan Plateau in the 2008 winter storm. Part II: Numerical Simulation [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 76(6): 887–903. doi:10.11676/qxxb2018.043
- 郁淑华, 高文良, 彭骏. 2012. 青藏高原低涡活动对降水影响的统计分析 [J]. *高原气象*, 31(3): 592–604. Yu Shuhua, Gao Wenliang, Peng Jun. 2012. Statistical analysis on influence of Qinghai-Xizang Plateau vortex activity on precipitation in China [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 31(3): 592–604.
- 袁媛, 高辉, 李维京, 等. 2017. 2016 年和 1998 年汛期降水特征及物理机制对比分析 [J]. *气象学报*, 75(1): 19–38. Yuan Yuan, Gao Hui, Li Weijing, et al. 2017. Analysis and comparison of summer precipitation features and physical mechanisms between 2016 and 1998 [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 75(1): 19–38. doi:10.11676/qxxb2017.019
- 张顺利, 陶诗言, 张庆云, 等. 2002. 长江中下游致洪暴雨的多尺度条件 [J]. *科学通报*, 47(9): 779–786. Zhang Shunli, Tao Shiyan, Zhang Qingyun, et al. 2002. Large and meso- α scale characteristics of intense rainfall in the mid- and lower reaches of the Yangtze River [J]. *Chinese Science Bulletin*, 47(9): 779–786. doi:10.3321/j.issn:0023-074X.2002.06.017
- 张恬月, 李国平. 2016. 夏季青藏高原地面热源和高原低涡生成频数的日变化 [J]. *沙漠与绿洲气象*, 10(2): 70–76. Zhang Tianyue, Li Guoping. 2016. The diurnal variation of the surface heat source on the Tibetan Plateau and the generating frequency of Tibetan Plateau vortex in summer [J]. *Desert and Oasis Meteorology (in Chinese)*, 10(2): 70–76. doi:10.3969/j.issn.1002-0799.2016.02.011
- 赵兵科, 吴国雄, 姚秀萍. 2008. 2003 年夏季梅雨期一次强气旋发展的位涡诊断分析 [J]. *大气科学*, 32(6): 1241–1255. Zhao Bingke, Wu Guoxiong, Yao Xiuping. 2008. A diagnostic analysis of potential vorticity associated with development of a strong cyclone during the Meiyu period of 2003 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32(6): 1241–1255. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.06.02
- 卓嘎, 徐祥德, 陈联寿. 2002. 青藏高原对流云团东移发展的不稳定特征 [J]. *应用气象学报*, 13(4): 447–456. Zhuo Ga, Xu Xiangde, Chen Lianshou. 2002. Instability of eastward movement and development of convective cloud clusters over Tibetan Plateau [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 13(4): 447–456. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2002.04.008