

# 1 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

2 马婷<sup>1,2</sup>, 刘屹岷<sup>\*2,3</sup>, 吴国雄<sup>1,2,3</sup>, 毛江玉<sup>2</sup>, 张冠舜<sup>2,3</sup>

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

4 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

5 3 中国科学院大学, 北京, 100049

6 **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  
7 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 再分  
8 析资料和 TRMM 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  
9 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  
10 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  
11 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  
12 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  
13 周围随之出现降水。当低涡中心移动至高原东部时, 中心附近伴随有强烈的降水,  
14 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  
15 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  
16 景, 上升运动发展, 最终导致强降水发生。

17 **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

## 19 **Potential Vorticity diagnosis on the formation, development and** 20 **eastward movement of a Tibetan Plateau Vortex and it's influence on** 21 **the downstream precipitation**

22 MA Ting<sup>1,2</sup>, LIU Yimin<sup>\*2,3</sup>, WU Guoxiong<sup>1,2,3</sup>, MAO Jiangyu<sup>2</sup>, and ZHANG  
23 Guanshun<sup>2,3</sup>

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

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

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

29 **Abstract** During the period of 28 June to 1 July, 2016, a Tibetan Plateau(TP) Vortex  
30 was generated, which then developed and moved eastward to subtropical region of  
31 China, resulting in precipitation in the lower reaches of the Yangtze River. The

收稿日期: 2018-12-26; 网络预出版日期:

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](mailto:mating@lasg.iap.ac.cn)

通讯作者: 刘屹岷, 女, 研究员, 主要从事副热带天气气候动力学、青藏高原天气气候动力学研究。E-mail :  
[lym@lasg.iap.ac.cn](mailto:lym@lasg.iap.ac.cn)

文章编号: 2018275B

DOI: 10.3878/j.issn.1006-9895.1904.18275

32 potential vorticity (PV) is used to diagnose the process by using the second  
33 Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications (MERRA-2) data  
34 and the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation data. Results  
35 indicate that surface heating over the TP processes obvious diurnal variation. It  
36 changes from heat source in the daytime to cold source in the night and directly  
37 influences the vertical gradient of diabatic heating. Negative PV is generated near the  
38 surface in daytime and positive PV is generated in night, demonstrating a prominent  
39 diurnal cycle. When the night-time positive PV generation becomes very strong and  
40 cannot be compensated for by the daytime negative PV generation, the TP low vortex  
41 is formed. By the time the low vortex system moves to the eastern TP, diabatic  
42 heating associated with strong precipitation reinforces the vortex. As the low vortex  
43 system continues to propagate eastward, the PV advection increasing with height acts  
44 as the large circulation background over the middle and lower reaches of the Yangtze  
45 River, which is in favor of the development of air ascent, resulting in occurrence of  
46 heavy precipitation.

47 **Key words** Tibetan Plateau, diurnal change of surface diabatic heating, generation  
48 and advection of PV, formation and development of Plateau Vortex

49

## 50 1 引言

51 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  
52 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  
53 (Chen and Dell'osso, 1984; 张顺利等, 2002; Liu et al., 2007; Duan et al., 2013;  
54 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  
55 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  
56 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  
57 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。  
58 Li et al. (2014, 2018) 的研究表明，高原涡生成频次最高出现在当地夜间(18 时  
59 至 00 时)，主要发生在高原西部和中部；最低出现在白天(06 时至 12 时)。  
60 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  
61 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，  
62 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  
63 and Ding, 1981; 李国平等, 2002; 郁淑华等, 2012)。如 1998 年长江流域出现  
64 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，  
65 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;  
66 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

67 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,  
68 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  
69 降水(卓嘎等, 2002; 陈忠明等, 2003; Yasunari, et al, 2006)。

70 位涡(Potential Vorticity, PV)为单位质量气块的绝对涡度矢量与位温梯度的  
71 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。  
72 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  
73 分析中(Hoskins et al., 1985; Hoskins, 1997; Huo et al., 1999; Griffiths et al.,  
74 2000; Bracegirdle and Gray, 2009)。吴国雄等(1995, 1997)从严格的原始方程出  
75 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  
76 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  
77 (Slantwise Vorticity Development, SVD)。赵兵科等(2008)通过位涡诊断分析, 对  
78 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  
79 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 和 McIntyre  
80 (1987, 1990)引入位涡密度 PVD(W)的概念, 定义 $W = \rho P$ , 其中 $\rho$ 为单位质量气  
81 块的密度, P 为位涡。由于位涡的分布具有由低纬向高纬、由低层向高层增大的  
82 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  
83 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  
84 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  
85 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  
86 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  
87 (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  
88 天气发展的过程。

89 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  
90 涝灾害严重(袁媛等, 2017; 高辉等, 2017)。期间 6 月 30 日至 7 月 6 日, 我国  
91 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  
92 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  
93 将以 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  
94 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  
95 影响。

96 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  
97 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  
98 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  
99 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  
100 第五节给出。

101

## 102 2 资料和方法

### 103 2.1 资料

104 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  
105 the second Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications  
106 (MERRA-2)再分析资料(Rienecker et al., 2011; Lucchesi, 2012)，空间分辨率为  
107  $2/3^\circ \times 1/2^\circ$ ，时间分辨率为 3 小时；(2) 热带测雨卫星（TRMM）提供的空间分辨  
108 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)。

109

### 110 2.2 方法

#### 111 2.2.1 位涡局地变化方程

112 描述大气运动的位涡方程形式如下(Ertel, 1942; Hoskins et al., 1985; Hoskins,  
113 1991, 1997, 2015):

$$114 \quad \frac{dP}{dt} = \alpha(\vec{\zeta}_a \cdot \nabla \dot{\theta} + \nabla \times \vec{F} \cdot \nabla \theta) \quad (1)$$

115 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： $P = \alpha \vec{\zeta}_a \cdot \nabla \theta$ ，  
116  $\alpha$ 为气块的比容， $\vec{\zeta}_a$ 为三维绝对涡度， $\theta$ 为位温， $\dot{\theta}$ 为非绝热加热( $\dot{\theta} = \frac{d\theta}{dt}$ )， $\vec{F}$ 为摩  
117 擦力。

118 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  
119 据质量（ $M$ ）守恒原理有：

$$120 \quad \delta M = \rho \delta x \delta y \delta z = -\frac{1}{g} \delta x \delta y dp = \rho_p \delta x \delta y \delta p$$

121 其中“ $\delta$ ”表示沿坐标轴的增量， $dp = -\delta p$ 为笛卡尔坐标系下气压沿坐标轴“ $z$ ”的  
122 垂直增量， $\rho$ 和 $\rho_p$ 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  
123 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：

$$124 \quad P = -g \vec{\zeta}_{ap} \cdot \nabla_p \theta = -g [\vec{k} \times \frac{\partial \vec{v}_h}{\partial p} \cdot \nabla_{ph} \theta + (f + \zeta_p) \frac{\partial \theta}{\partial p}] \quad (2)$$

125 将(2)式代入位涡方程(1)中可得等压坐标系下的位涡局地变化方程：

$$126 \quad \frac{\partial P}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla_p P - g(\vec{\zeta}_{ap} \cdot \nabla_p \dot{\theta} + \nabla_p \theta \cdot \nabla_p \times \vec{F}) \quad (3)$$

127 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  
128 有关。

129

#### 130 2.2.2 位涡与垂直运动的关系

131 Hoskins 等(2003)将垂直运动分解为伴随系统的沿等熵面滑动的分量( $w_{IU} =$

132  $-\frac{1}{N^2} \vec{V}_g \cdot \nabla_h b$  和伴随系统发展的离开等熵面位移的分量 ( $w_{ID} = -\frac{1}{N^2} \frac{\partial b}{\partial t}$ ), 其中  $b =$   
 133  $g \theta / \theta_0$  是浮力项,  $\theta_0$  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  
 134  $w_{ID}$  满足如下的垂直运动方程:

$$135 \quad \left( N^2 \nabla^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) w_{ID} = f \frac{\partial}{\partial z} \left( (\vec{V}_g - \vec{C}) \cdot \nabla q \right) \quad (4)$$

136 其中  $N$  为基准态的浮力频率,  $f$  为科氏参数,  $\vec{V}_g$  为地转风,  $\vec{C}$  为系统的移动速度,  
 137  $q$  为准地转位涡 QPV:

$$138 \quad q = f + \nabla_h^2 \Psi + f^2 \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{1}{N^2} \frac{\partial \Psi}{\partial p} \right)$$

139 其中 " $\Psi$ " 为流函数, " $\nabla_h^2$ " 为水平拉普拉斯算子。式 (4) 表明当大气中有位涡平流  
 140 随高度增加时有上升运动。将上式推广到等压坐标系下有<sup>2</sup>:

$$141 \quad \left( \Sigma^2 \nabla_h^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega_{ID} = f \frac{\partial}{\partial p} \{ (\vec{V}_g - \vec{C}) \cdot \nabla_h q \} \quad (5)$$

142 其中

$$143 \quad \Sigma^2 = \Sigma^2(p) = -\frac{R}{p} \left( \frac{p}{p_0} \right)^\kappa \Theta_p = \left( \frac{\theta_0}{g} \right)^2 \left[ \frac{R}{p} \left( \frac{p}{p_0} \right)^\kappa \right]^2 N^2$$

144 式 (5) 中  $\omega_{ID}$  为等压坐标系下偏离等熵面位移的垂直运动发展分量。由于在一级近  
 145 似下 Ertel 位涡  $P$  和准地转位涡  $q$  满足如下关系 (Gammon and Gold, 2006) :

$$146 \quad P / [-g \Theta_p(p)] = q \quad (6)$$

147 式中  $g$  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  
 148 变量, 于是式 (5) 可以改写为:

$$149 \quad \left( \Sigma^2 \nabla_h^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega_{ID} = f \frac{\partial}{\partial p} \{ [-g \Theta_p(p)]^{-1} (\vec{V}_g - \vec{C}) \cdot \nabla_h P \} \quad (7)$$

150 式 (7) 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  
 151 有上升运动发展。

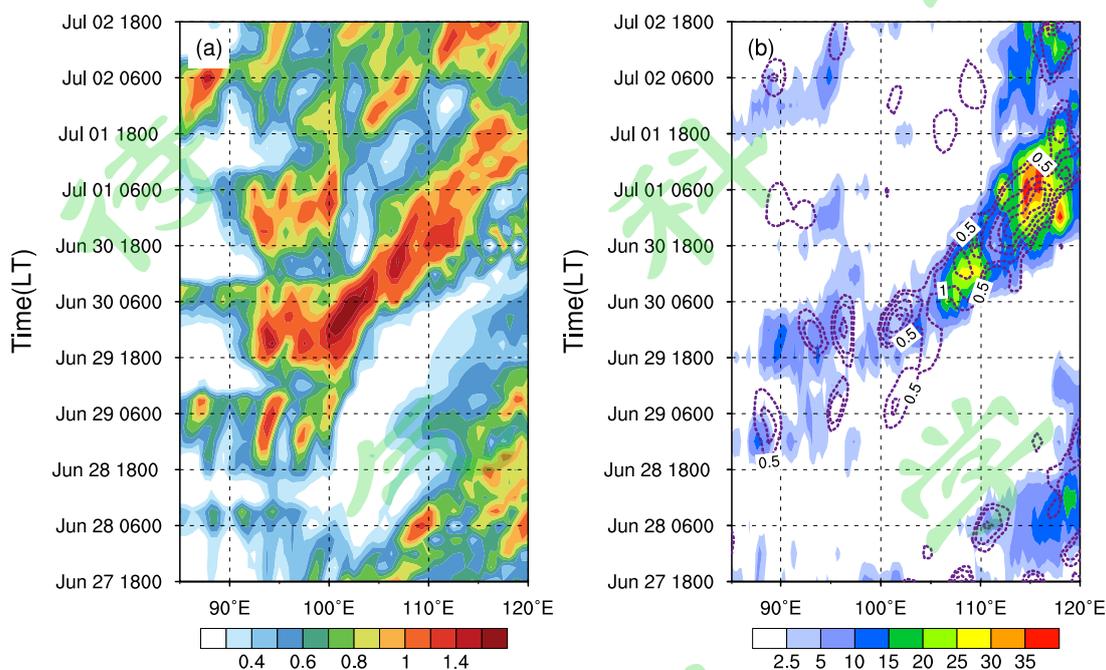
152

### 153 3 青藏高原低涡的发生发展过程

154 图 1 给出了 2016 年 6 月 27 日 18 时 (90°E 地方时, 下同) 至 7 月 2 日 18 时沿  
 155 29°N-33°N 平均的 500hPa 等压面上位涡、纬向位涡平流和降水随时间的演变。  
 156 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

<sup>2</sup> Wu et al. 2019. 已投 Monthly Weather Review

157 续东传的位涡大值带。位涡大值中心于6月29日18时出现在高原东部地区，30  
 158 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时减弱  
 159 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  
 160 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  
 161 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  
 162 原位涡制造和尔后的东传之间可能有着密切的联系。



163

164 图1 2016年6月27日18时-7月2日18时沿29°N-33°N平均的时间-经度剖  
 165 面图：(a) 500hPa等压面的位涡(单位：PVU, 1PVU=10<sup>-6</sup> K m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup> kg<sup>-1</sup>), (b) 500hPa  
 166 等压面的纬向位涡平流(等值线, 单位：10<sup>-5</sup> PVU s<sup>-1</sup>)和降水(阴影, 单位：mm 3h<sup>-1</sup>)。

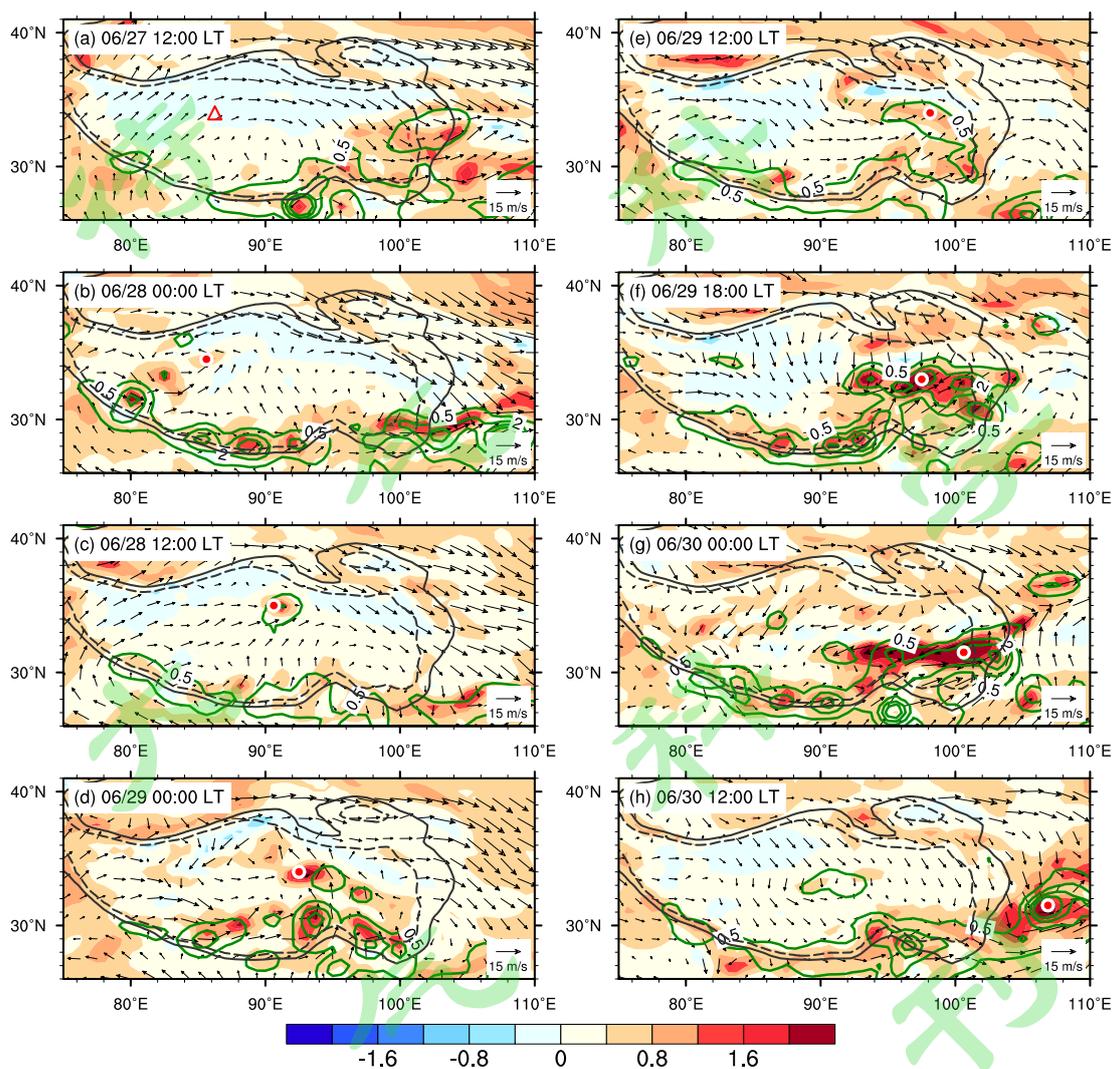
167 **Fig.1** Time-longitude cross-section averaged over 29°N-33°N for the period 18 LT 27  
 168 June to 18 LT 2 July 2016 of (a) potential vorticity (PV) (unit: PVU, 1PVU=10<sup>-6</sup> K m<sup>2</sup>  
 169 s<sup>-1</sup> kg<sup>-1</sup>) and (b) zonal PV advection(contour, unit: 10<sup>-5</sup> PVU s<sup>-1</sup>) on 500hPa. The  
 170 shading in (b) indicates precipitation (mm 3h<sup>-1</sup>).

171

### 172 3.1 青藏高原低涡中心的发生发展过程

173 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  
 174 藏高原上空。由图1a中不仅可以看出500hPa位涡大值中心于29日18时开始离  
 175 开高原后向我国东部地区传播的过程，还可以看到在此之前高原中西部已经出现  
 176 位涡的大值中心。该位涡大值中心是如何产生及发展的？图2(a-h)给出了2016  
 177 年6月27日12时至6月30日12时500hPa等压面位涡中心(“△”和“○”表示)  
 178 在青藏高原主体上的发展演变过程。6月27日12时(图2a)，高原西部500hPa  
 179 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

180 位涡分布。28日00时(图2b),高原西部(35°N, 86°E)附近出现了强度大于  
 181 0.4PVU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  
 182 中心与高原低涡相对应在青藏高原上空缓慢东移(图2b-图2e)。到29日18时(图  
 183 2f)已移动到青藏高原东部,此时位涡中心的强度超过2.0PVU,中心位置附近伴  
 184 随有明显的降水,气旋性环流增强。30日00起(图2g),低涡中心开始移出高原  
 185 并不断东移,给中国东部地区带来强降水过程。

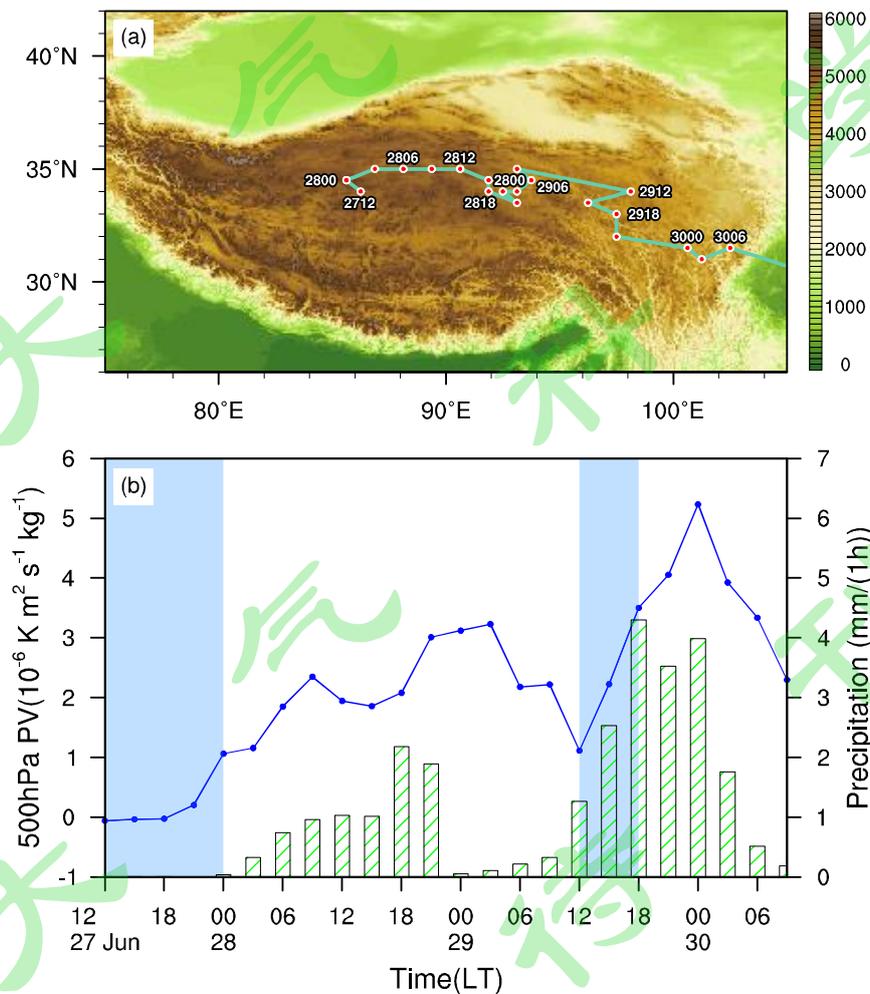


186  
 187 **图2** 2016年6月27日12时-30日12时500hPa位涡(阴影,单位:PVU,  $1\text{PVU}=10^{-6}$   
 188  $\text{K m}^2 \text{s}^{-1} \text{kg}^{-1}$ )、风场(矢量,单位:  $\text{m s}^{-1}$ )和降水(绿色等值线,单位:  $\text{mm h}^{-1}$ )的演  
 189 变。“ $\Delta$ ”代表原始位涡中心形成的位置,红白色“ $\bigcirc$ ”代表位涡中心的位置,  
 190 黑色实线和虚线分别为3000米和4000米的地形等高度线。  
 191 **Fig.2** The evolution process of PV (shading, unit: PVU,  $1\text{PVU}=10^{-6}$   $\text{K m}^2 \text{s}^{-1} \text{kg}^{-1}$ ),  
 192 wind (vector, unit:  $\text{m s}^{-1}$ ) at 500hPa and precipitation (green lines, unit:  $\text{mm h}^{-1}$ ) from  
 193 12 LT 27 June to 12 LT 30 June. “ $\Delta$ ” is the location of original PV center and “ $\bigcirc$ ” is  
 194 the location of PV center. The black solid and dashed line indicate the elevation of

195 3000m and 4000m respectively.

196

197 图 3(a)、(b)分别给出了 500hPa 低涡中心在高原上的移动路径和中心所在位  
198 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  
199 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),  
200 平流作用使位涡中心随之东移。29 日 12 时中心移动至高原东部(图 2e)。随后  
201 在偏北风气流的影响下向南折行。29 日 21 时起向东南偏东方向移动并于 30 日  
202 06 时移出高原。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  
203 期位涡中心强度增加缓慢, 后期迅速增强。6 月 27 日白天(12 时至 18 时), 低  
204 涡原始中心所在的位置位涡强度接近为零。27 日夜间自 18 时开始, 500hPa 位  
205 涡中心强度开始增加, 6 小时后 28 日 00 时强度增加到 1.0PVU, 气旋式风场出现  
206 (图 2b), 青藏高原低涡形成。因此 6 月 27 日 12 时至 28 日 00 时为青藏高原位  
207 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。



208

209 图 3 2016 年 6 月 27 日 12 时-30 日 09 时(a) 500hPa 低涡中心的移动路径;(b) 500hPa  
210 低涡中心的位涡强度(折线, 单位: PVU,  $1\text{PVU}=10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ) 和中心附近  $1^\circ$

211  $\times 1^\circ$ 面积平均降水 (直方图, 单位:  $\text{mm h}^{-1}$ )。两个蓝色阴影区分别表示高原低涡  
212 形成阶段和低涡中心的快速发展阶段。

213 **Fig.3** (a)Track of the vortex center on 500hPa ; (b) PV time series of the vortex center  
214 on 500hPa(solid line, unit: PVU,  $1\text{PVU}=10^{-6}\text{K m}^2\text{ s}^{-1}\text{ kg}^{-1}$ ) and the  $1^\circ\times 1^\circ$  area  
215 averaged precipitation surrounding the vortex center (column, unit:  $\text{mm h}^{-1}$ ) The two  
216 blue shading columns indicate the generation period of the TP vortex and its rapid  
217 development period, respectively.

218

219 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-2e)。低  
220 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 时的 1PVU 左右  
221 增加到 29 日夜间的 3PVU (图 3b)。6 月 29 日 12 时以后位涡中心移动到高原东  
222 部(图 2e, 3a), 中心强度进一步增强, 从 6 月 29 日 12 时的 1.2PVU 增加到在 30  
223 日午夜大于 5PVU; 中心附近降水强度也有明显增加, 并于 29 日 18 时达到最大  
224 ( $4.3\text{mmh}^{-1}$ )。6 月 29 日 12 时至 18 时为低涡中心的快速发展阶段。究竟是什么  
225 原因引起了 500hPa 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  
226 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  
227 同阶段大气位涡的变化。

228

### 229 3.2 高原低涡的发生发展机制分析

230 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  
231 变化方程可以写成:

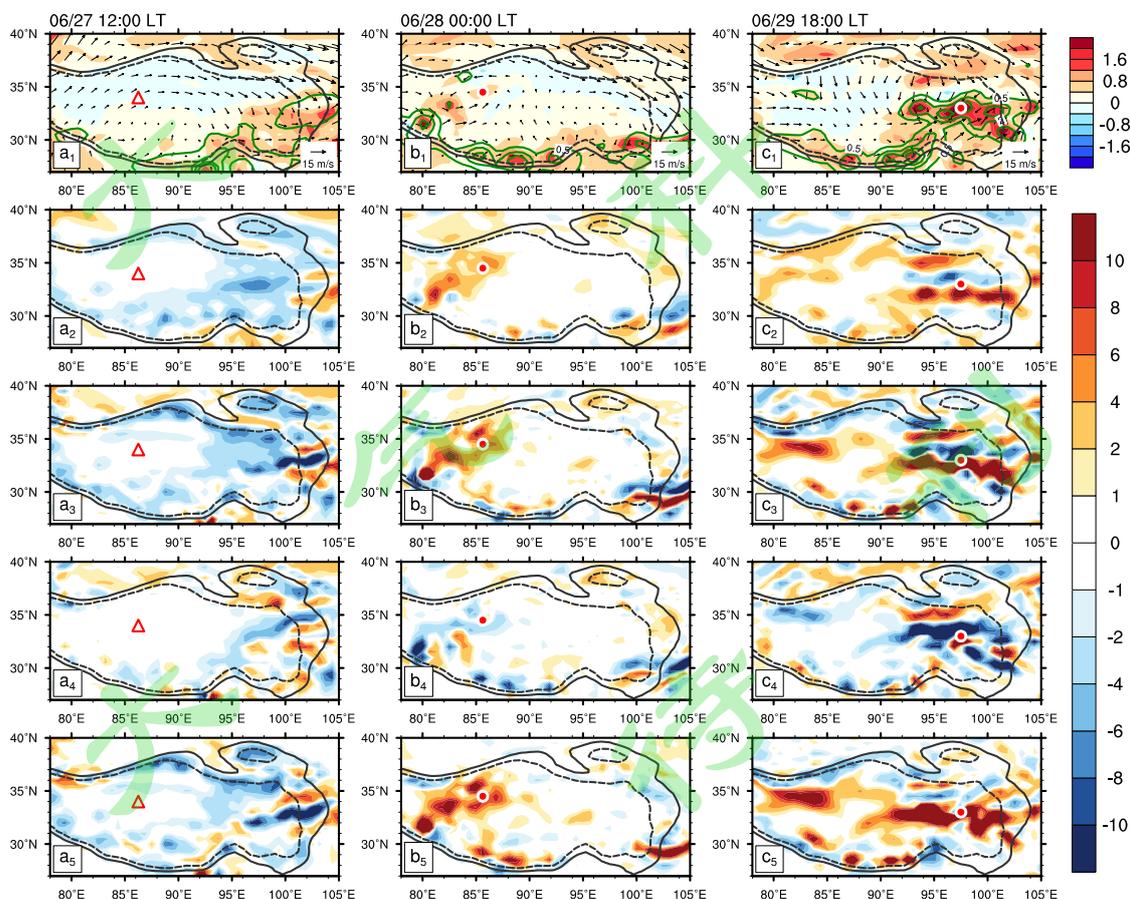
$$232 \quad \frac{\partial P}{\partial t} \approx -\vec{V} \cdot \nabla_p P - g\vec{\zeta}_{ap} \cdot \nabla_p \theta \quad (8)$$

233 应用上述方程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  
234 形成阶段和快速发展阶段, 图 4 展示了 2016 年 6 月 27 日 12 时、28 日 00 时和  
235 29 日 18 时 500hPa 位涡局地变化、位涡平流项及非绝热加热项的分布。图 4(a<sub>1</sub>-c<sub>1</sub>)  
236 为三个时次 500hPa 等压面上位涡的分布, “O” 表示追踪的高原低涡中心, “Δ”  
237 代表原始位涡中心形成的位置。图 4(a<sub>2</sub>-c<sub>2</sub>)和图 4(a<sub>3</sub>-c<sub>3</sub>)均为位涡局地变化, 不  
238 同的是图 4(a<sub>2</sub>-c<sub>2</sub>)为利用 500hPa 位涡本身对时间求偏导数计算得到的位涡局地  
239 变化, 图 4(a<sub>3</sub>-c<sub>3</sub>)为利用位涡局地变化方程(式 8)计算得到的位涡局地变化。对  
240 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  
241 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  
242 的 500hPa 位涡局地变化具有十分相似的分布形态。6 月 28 日 00 时(图 4b<sub>2</sub> 和图  
243 4b<sub>3</sub>), 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  
244 局地位涡的增长, 对应着高原低涡的形成。29 日 18 时(图 4c<sub>2</sub> 和图 4c<sub>3</sub>), 高原东

245 部低涡中心位置的南侧均有一条东西走向的正的局地涡变化带，北侧有一条东  
 246 西走向的负的局地涡变化带。以上分析表明等压坐标系下位涡局地变化方程的  
 247 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  
 248 主要分量。

249 进一步分析发现，在高原低涡的形成阶段，位涡平流项(图 4 b<sub>4</sub>)对总位涡局  
 250 地变化的贡献 (图 4b<sub>2</sub>和图 4b<sub>3</sub>)起弱的负贡献，非绝热加热项(图 4 b<sub>5</sub>)此时起到主  
 251 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  
 252 起了重要的作用。到 29 日 18 时，高原低涡已移动至高原东部(图 4 c<sub>1</sub>)，低涡中  
 253 心处于快速发展阶段，不论是总的位涡局地变化项(图 4c<sub>2</sub>和图 4c<sub>3</sub>)、位涡平流项  
 254 (图 4 c<sub>4</sub>)，还是非绝热加热项(图 4 c<sub>5</sub>)都明显增大。此时正的局地涡变化带位于  
 255 位涡中心所处位置的偏南方向，负的局地涡变化带位于其北方(图 4 c<sub>2</sub>-c<sub>3</sub>)。逐  
 256 项分析可以看出，上述负的局地涡变化带主要是由位涡平流项所致(图 4 c<sub>4</sub>)；  
 257 而正的局地涡变化带则主要是由非绝热加热项造成的(图 4 c<sub>5</sub>)。位涡中心南侧  
 258 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  
 259 移动路径相吻合。

260 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  
 261 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。



262  
 263 图 4 2016 年 6 月 27 日 12 时(a<sub>1</sub>-a<sub>5</sub>)、28 日 00 时(b<sub>1</sub>-b<sub>5</sub>)和 29 日 18 时(c<sub>1</sub>-c<sub>5</sub>)，500hPa

264 等压面上的位涡( $a_1-c_1$ ) (单位: PVU,  $1\text{PVU}=10^{-6}\text{K m}^2\text{ s}^{-1}\text{ kg}^{-1}$ )、直接计算的局地  
 265 位涡变化( $a_2-c_2$ )、方程计算得到的局地位涡变化( $a_3-c_3$ )、平流项( $a_4-c_4$ )和非绝热  
 266 加热项( $a_5-c_5$ ) (单位:  $10^{-5}\text{PVU s}^{-1}$ )的分布。“ $\Delta$ ”指示原始位涡中心形成的位置  
 267 (a); 红白色“ $\circ$ ”指示高原低涡形成 (b) 和发展 (c) 时所处的位置; 黑色实  
 268 线和虚线分别代表 3000 米和 4000 米的地形等高度线。

269 **Fig.4** Distribution at 500 hPa of PV( $a_1-c_1$ ) (Unit: PVU,  $1\text{PVU}=10^{-6}\text{K m}^2\text{ s}^{-1}\text{ kg}^{-1}$ ),  
 270 the local change of PV calculated based on data directly( $a_2-c_2$ ), the local change of  
 271 PV calculated based on equation( $a_3-c_3$ ), advection term in PV equation ( $a_4-c_4$ ) and  
 272 diabatic term in PV equation ( $a_5-c_5$ ) (Unit:  $10^{-5}\text{PVU s}^{-1}$ ) at 12 LT 27 June( $a_1-a_5$ ), 00  
 273 LT 28 June( $b_1-b_5$ ) and 18 LT 29 June( $c_1-c_5$ ). “ $\Delta$ ” is the location of original PV  
 274 center(a); “ $\circ$ ” is the location of PV center during it’s generation (b) and  
 275 development (c) stage. The black solid and dashed line indicate the elevation of  
 276 3000m and 4000m, respectively.

277

278 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:

$$279 \left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_Q = -g\zeta_{ap} \cdot \nabla_p \dot{\theta} \quad (9)$$

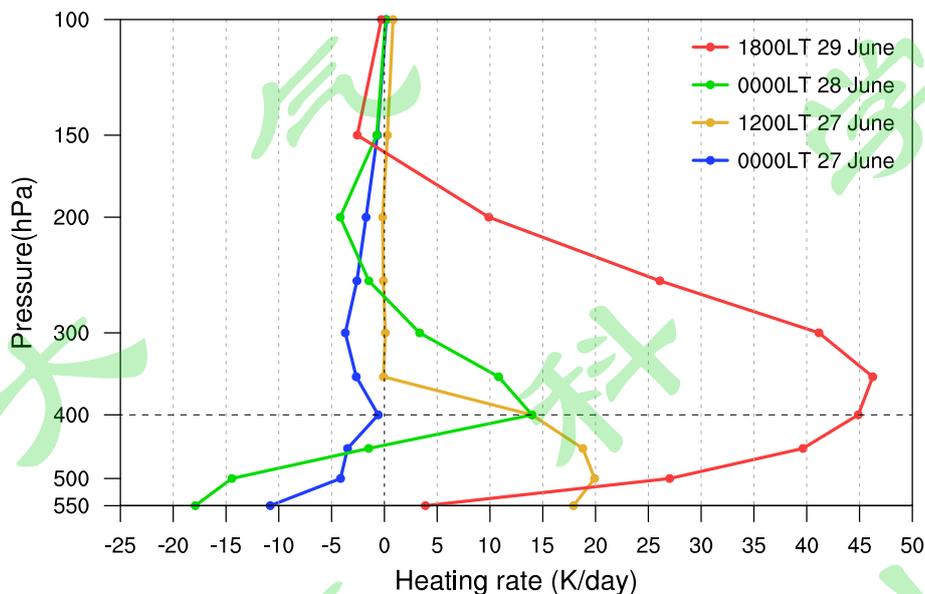
280 而非绝热加热项受其垂直分量的影响最大, 因此 (9)式可化简为:

$$281 \left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_Q \propto -g(f + \zeta) \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial p} \quad (10)$$

282 式中 $\dot{\theta}$ 表示非绝热加热率。通常情况下有 $(f + \zeta) > 0$ , 于是由(10)式可知, 当非  
 283 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  
 284 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  
 285 展阶段相对应的 27 日 00 时和 12 时、28 日 00 时以及 29 日 18 时位涡中心附近  
 286 非绝热加热率垂直廓线分布图。从中可以看出, 在高原低涡形成前, 2016 年 6  
 287 月 27 日夜间 00 时(蓝线), 近地层的长波辐射冷却随高度减小不显著, 位涡制  
 288 造有限; 白天 12 时(黄线), 受地表感热加热影响, 位涡中心所处位置处高原上  
 289 空最大加热层较低, 接近高原表面, 强度达 20K/day, 越向上加热越弱, 此时高  
 290 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 时(绿  
 291 线), 高原近地表加热率转变为负值, 强度接近-20K/day, 而在 400hPa 左右存在  
 292 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。  
 293 根据(10)式可知, 28 日 00 时, 位涡中心位置附近有由非绝热加热引起的局地正  
 294 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  
 295 (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  
 296 重要影响。白天由于地表感热加热强烈, 高原是强热源, 近地层加热随高度减少,

297 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  
 298 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  
 299 6 月 27 日 00 时至 12 时的情况，夜间单纯由辐射冷却形成的正位涡强度有限，  
 300 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  
 301 时，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 400hPa 处  
 302 有云形成，出现  $13 \text{ K day}^{-1}$  的加热中心，其下方出现非绝热加热率随高度显著增  
 303 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  
 304 起着不可忽视的作用，详细结果将另文发表。

305 在高原低涡的快速发展阶段（29 日 18 时），在低涡中心 350hPa 高度处有一  
 306 明显的强非绝热加热中心，中心强度超过  $45 \text{ K day}^{-1}$ （红线）。此时最大加热层不  
 307 仅强度更大，而且最大加热层所在的高度也抬升至 350hPa 高度上。由图 3b 可知，  
 308 29 日 18 时，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  
 309 要与该降水产生的潜热释放有关。



310  
 311 **图5** 2016年6月27日00时和12时、28日00时以及29日18时位涡中心位置附近非绝  
 312 热加热率的垂直廓线(单位:  $\text{K day}^{-1}$ )

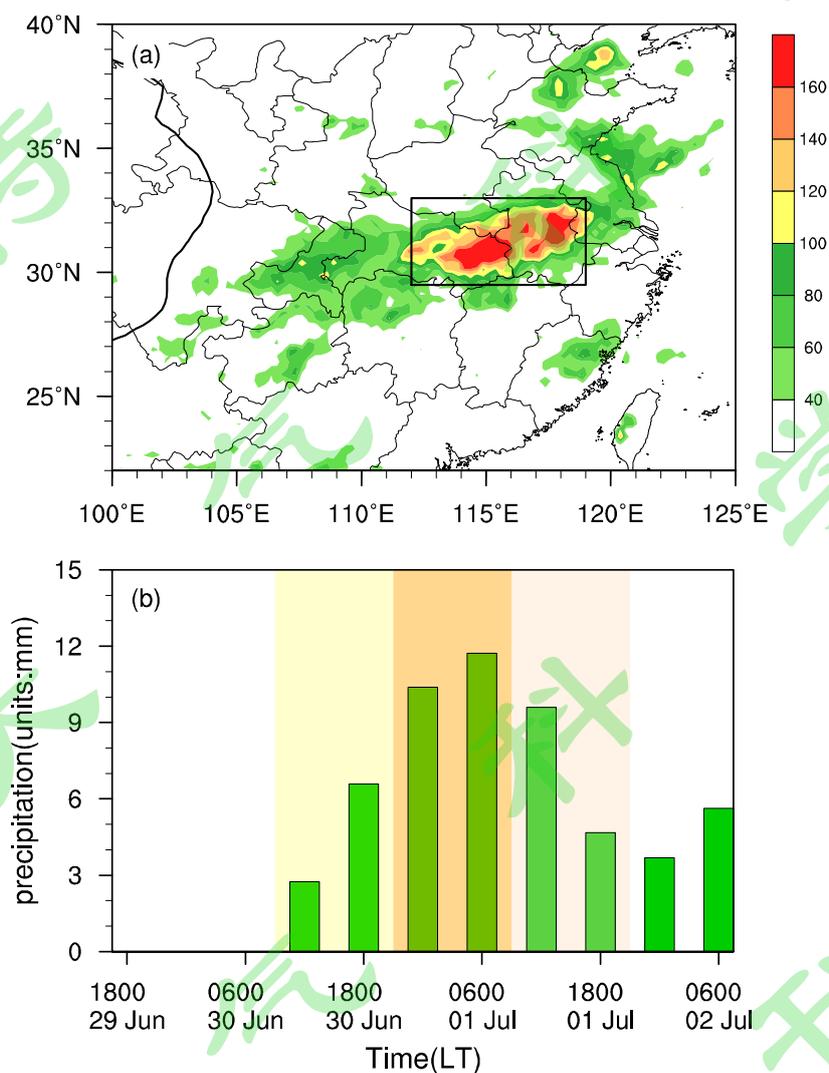
313 **Fig.5** Vertical profile of diabatic heating for 00 LT and 12 LT 27 June, 00 LT 28 June  
 314 and 18 LT 29 June, over the center position of associated vorticity center (unit:  $\text{K}$   
 315  $\text{day}^{-1}$ )

## 316 4 高原低涡东移对长江中下游地区降水的影响

### 317 4.1 降水过程的划分

318  
 319 由图 1 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  
 320 明显的降水过程。图 6a 给出了 6 月 29 日 18 时-7 月 1 日 18 时 48 小时累计降  
 321 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

322 湖北东部至安徽中部地区(112°E-119°E, 29.5°N-33°N), 向东西两侧逐渐递减。图  
 323 6b 给出了上述降水极值中心区域平均的 3 小时累计降水量随时间的演变。从图  
 324 中可以看出, 降水首先出现在 6 月 30 日 12 时, 之后迅速发展, 在 7 月 1 日 06  
 325 时达到峰值, 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  
 326 以划分为三个阶段: 降水发展期(6 月 30 日 12 时-18 时)、降水峰值期(7 月 1 日  
 327 00 时-06 时)以及降水衰减期(7 月 1 日 12 时-18 时)。

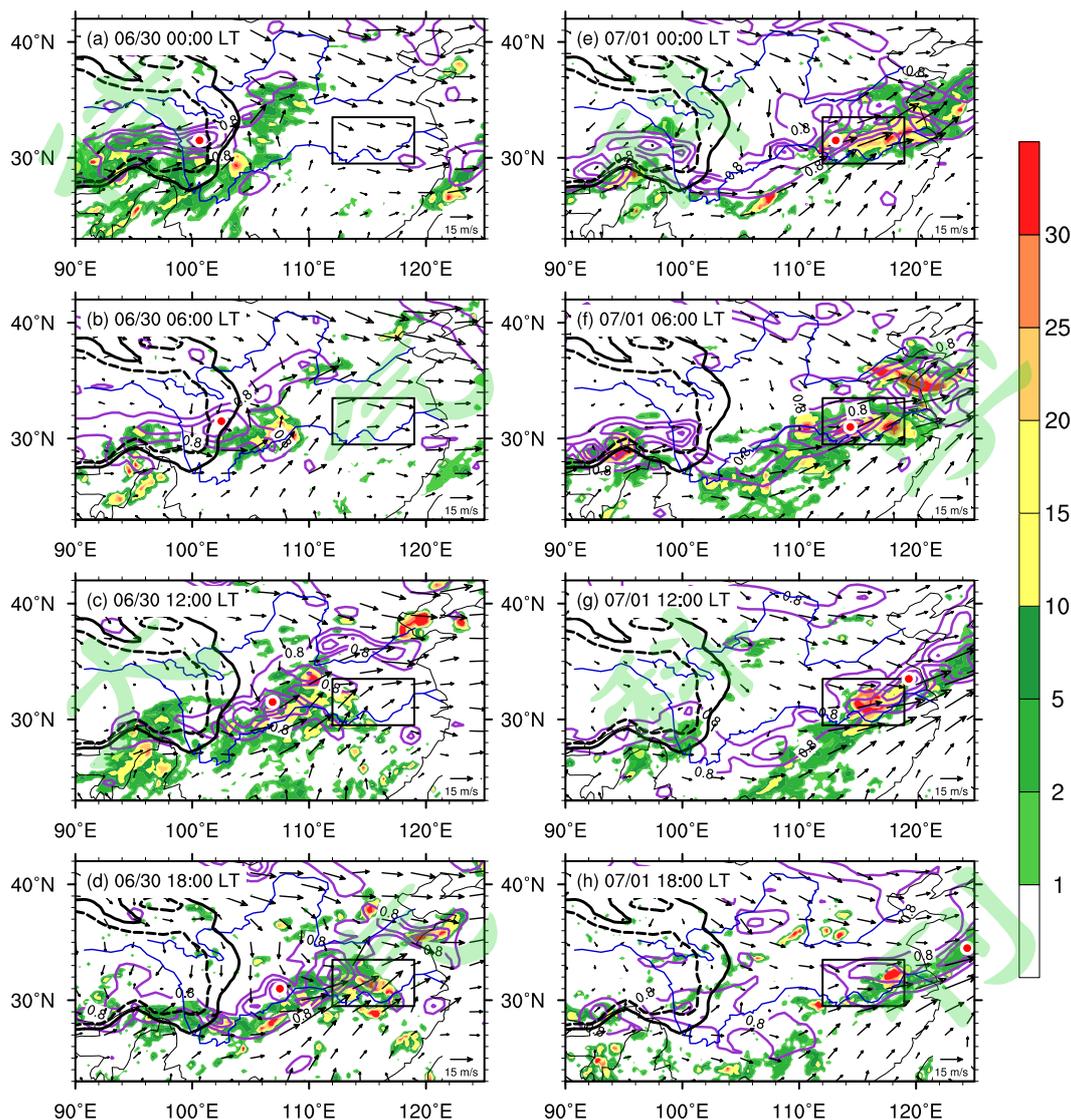


328  
 329 **图 6** (a)2016 年 6 月 29 日 18 时至 7 月 1 日 18 时 48 小时累计降水量(单位: mm)  
 330 分布, (b)长江中下游地区(112°E-119°E, 29.5°N-33°N,图 6 (a)黑色方框所示区域)  
 331 区域平均的 3 小时累积降水量(单位: mm)随时间的演变

332 **Fig.6** (a) 48h accumulated precipitation from 18 LT 29 June to 18 LT 01 July 2016  
 333 (unit: mm), (b) The evolution of area-averaged (112°E-119°E, 29.5°N-33°N, box  
 334 area shown in Fig.6a) 3-hour accumulated precipitation (unit: mm) during the episode.

335  
 336 图 7 给出 3 小时累计降水量同 500hPa 位涡随时间演变的平面图。由图 7 (a)

337 可以看出, 2016 年 6 月 30 日 00 时带状位涡大值中心位于高原东南-东边缘, 降  
 338 水位于位涡大值中心的东南部。30 日 06 时起位涡大值中心开始移出高原。在 30  
 339 日 12-18 时的降水发展期, 来自高原东移的强位涡开始进入长江中下游的降水  
 340 中心区域, 区域中的降水显著增加(图 6b)。在 7 月 1 日 00 时-06 时的降水峰值期,  
 341 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 时, 位于降  
 342 水中心区域的最大位涡值超过了 1.6PVU。7 月 1 日 12 时至 18 时, 随着位涡的减  
 343 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。



344  
 345 **图 7** 2016 年 6 月 30 日 00 时-7 月 1 日 18 时 3 小时累计降水量(阴影, 单位: mm)、  
 346 500hPa 位涡 (等值线, 间隔为  $0.4 \times \text{PVU}$ ) 和风场 (矢量, 单位  $\text{m s}^{-1}$ )。红白色“O”  
 347 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( $112^{\circ}\text{E}-119^{\circ}\text{E}$ ,  
 348  $29.5^{\circ}\text{N}-33^{\circ}\text{N}$ )。黑色实线和虚线分别代表 3000 米和 4000 米地形等高度线。  
 349 **Fig.7** The evolution of 3- hour accumulated precipitation (shading, unit: mm), PV  
 350 (contour, interval  $0.4 \times \text{PVU}$ ) and wind (vector,  $\text{m s}^{-1}$ ) at 500hPa from 00 LT 30 June to

351 18 LT 01 July 2016. “O” is the location of PV center, the black box denotes the  
352 location of the area shown in Fig.6a. The black solid and dashed line indicate the  
353 elevation of 3000m and 4000m.

354

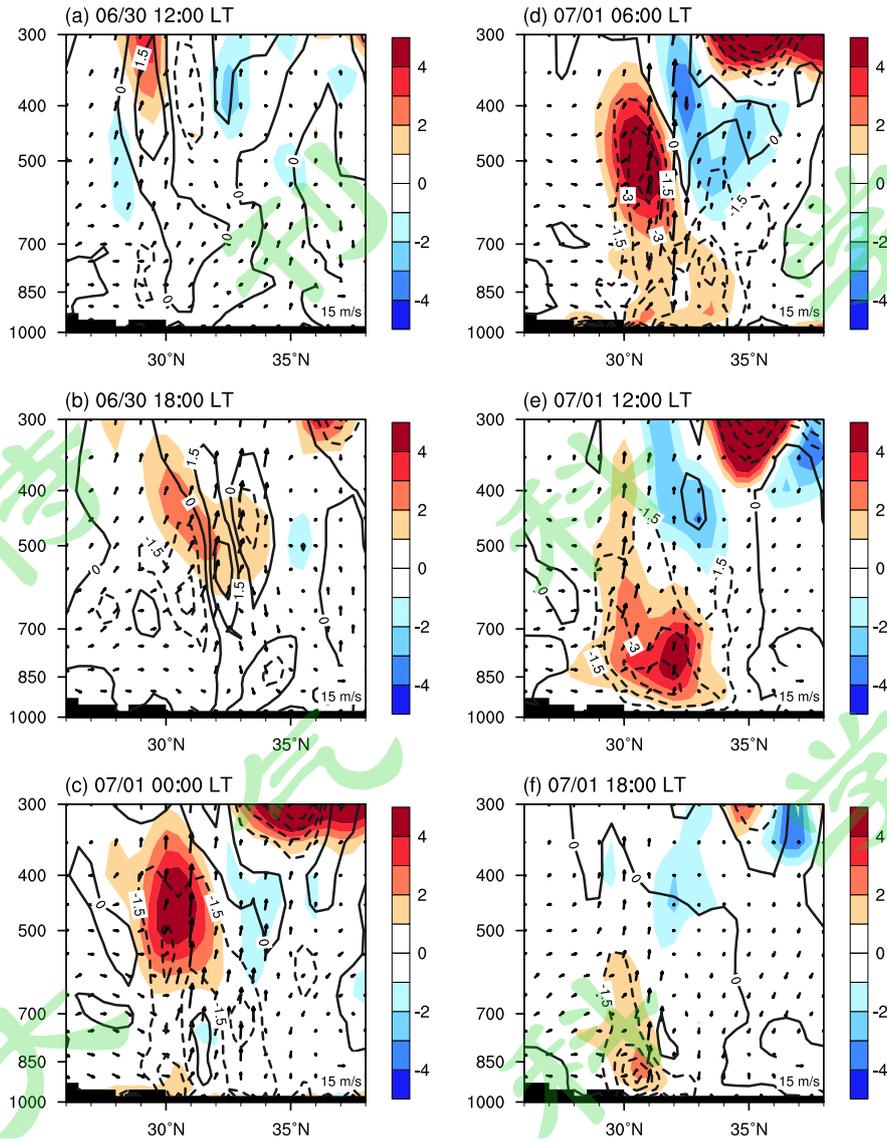
#### 355 4.2 位涡平流对上升运动和降水的影响

356 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  
357 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  
358 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  
359 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  
360 变化受位涡平流项和非绝热加热项影响（式 8）。将位涡平流项改写为纬向位涡  
361 平流项、经向位涡平流项和垂直方向位涡平流项之和，得到式(11)。

$$362 \quad \frac{\partial P}{\partial t} = -u \frac{\partial P}{\partial x} - v \frac{\partial P}{\partial y} - \omega \frac{\partial P}{\partial p} - g \zeta_{ap} \cdot \nabla \theta \quad (11)$$

363 应用等压坐标下的  $\omega$ -方程（7），并利用式(11)就可以诊断不同分量的位涡平  
364 流对大气环流的不同影响。注意到低涡从 29 日 18 时于  $100^\circ\text{E}$  移出高原到 7 月 1  
365 日 18 时抵达降水中心区的  $115^\circ\text{E}$ ，其传播速  $|\vec{C}|$  约为  $8 \text{ ms}^{-1}$ ，小于风速  $|\vec{V}|$ 。根据  
366 式（7），位涡平流随高度增加将会激发上升运动发展。

367 图 8(a-f)给出了 2016 年 6 月 30 日 12 时至 7 月 1 日 18 时降水发生前期(a-b)、  
368 降水峰值期 (c--d) 和降水衰减期 (e-f) 沿  $112^\circ\text{E} - 119^\circ\text{E}$  平均的对流层纬向位  
369 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 时至  
370  $18^\circ\text{N} - 32^\circ\text{N}$  附近对流层中层 400–500hPa 之间出现了较弱的正纬向位涡平流  
371 中心(图 8a, 8b)，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  
372 涡理论 (Hoskins et al., 1985)，以及相关的个例分析 (马婷婷等, 2018) 和  
373 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  
374 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  $32^\circ\text{N}$  以  
375 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  
376 送，因此在  $32^\circ\text{N}$  以南地区对流层下层出现经向负位涡平流 (图 8b、8c)。7 月 1  
377 日 06 时(图 8d)， $30^\circ\text{N} - 32^\circ\text{N}$  附近对流层中层的纬向位涡平流中心强度达到最大值。  
378 此时降水区域附近 500hPa 高度以下的对流层低层均受负经向位涡平流控制。在  
379 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  
380 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  
381 峰值 (图 6b, 7f)。7 月 1 日 12 时 (图 8e)，由于位涡中心向东北方向移动并开始  
382 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  
383 移至对流层低层 700hPa 以下。6 小时后，纬向位涡平流显著减弱，本次降水过  
384 程趋于结束。



385

386 **图 8** 2016 年 6 月 30 日 12 时至 7 月 1 日 18 时沿 112°E -119°E 平均的纬向位涡平  
 387 流(阴影, 单位:  $10^{-5}$  PVU  $s^{-1}$ )、经向位涡平流(等值线,  $10^{-5}$  PVU  $s^{-1}$ )和风场(矢量,  
 388 单位:  $m s^{-1}$ )的高度-纬度剖面图

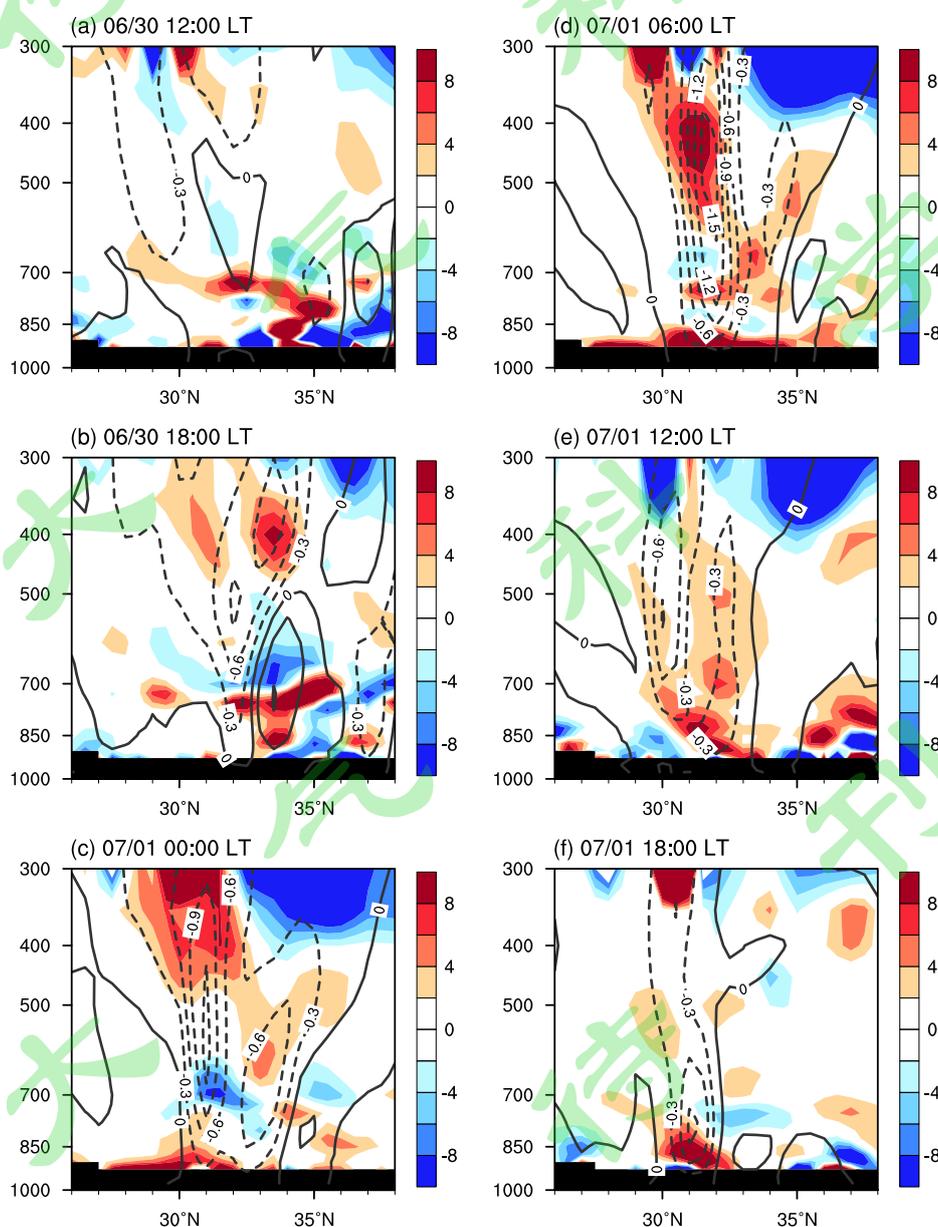
389 **Fig.8** Vertical cross-section of zonal PV advection (shading, unit:  $10^{-5}$  PVU  $s^{-1}$ ),  
 390 meridional PV advection (contour, unit:  $10^{-5}$  PVU  $s^{-1}$ ) and wind (vector,  $m s^{-1}$ ) from  
 391 12 LT 30 June to 18 LT 01 July.

392

393 图 9 是同期间沿 112°E-119°E 平均的位涡平流随高度的变化和垂直速度的高  
 394 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  
 395 动。从图中可以看出, 从 6 月 30 日 12 时至 18 时(图 9a, 9b), 副热带地区位  
 396 涡平流随高度增加逐渐明显。到 7 月 1 日 00 时(图 9c), 30-32°N 附近 500hPa  
 397 高度以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 时(图 9d),  
 398 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

399 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  
 400 最强。7月1日12时起(图 9e、9f), 对流层中层的纬向位涡平流中心减弱, 位涡  
 401 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。

402 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  
 403 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  
 404 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  
 405 运动。不过在本个例中, 虽然在 7月1日06时以前正的位涡中心一直在大雨区  
 406 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  
 407 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  
 408 运动和降水的激发作用还是主要的。



409  
 410 图 9 2016 年 6 月 30 日 12 时至 7 月 1 日 18 时沿 112°E -119°E 平均的位涡平流随

411 高度的变化项 (阴影, 单位:  $10^{-16} \text{ s}^{-3} \text{ Pa}^{-1}$ )和垂直速度(等值线, 单位:  $\text{Pa s}^{-1}$ )的高  
412 度-纬度剖面图

413 **Fig.9** Vertical cross-section of vertical differential PV advection (shading, unit:  $10^{-16}$   
414  $\text{ s}^{-3} \text{ Pa}^{-1}$ ) and vertical velocity (contour, unit:  $\text{Pa s}^{-1}$ ) from 12 LT 30 June to 18 LT 01  
415 July.

416

## 417 5 结论与讨论

418 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  
419 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  
420 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:

421 (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  
422 较为真实的反映实际情况中位涡的局地变化。

423 (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  
424 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  
425 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  
426 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  
427 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  
428 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  
429 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,  
430 地表加热场的日变化对其影响较小。

431 (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  
432 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  
433 利于垂直运动的发展。

434 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  
435 的个例分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  
436 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、  
437 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  
438 以进一步研究。

439

## 440 参考文献

441 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  
442 原气象, 22(2): 162-167. Chen Zhongming, Xu Maoliang, Min Wenbing, et al. 2003.  
443 Relationship between Abnormal Activites of Southwest Vortex and Heavy Rain the  
444 Upper Reach of Yangtze River during Summer of 1998 [J]. Plateau Meteorology (in  
445 Chinese), 22(2):162-167.

446 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].  
447 气象, 43(4):486-494. Gao Hui, Yuan Yuan, Hong Jieli, et al. 2017. Overview of Climate  
448 Prediction of the Summer 2016 and the Precursory Signals [J]. Meteorological Monthly  
449 (in Chinese), 43(4):486-494, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2017.04.011.

450 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  
451 气科学, 26 (4): 519-525. Li Guoping, Zhao Bangjie, Yang Jinqing. 2002. A dynamical  
452 study of the role of surface sensible heating in the structure and intensification of the  
453 Tibetan Plateau vortices [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26  
454 (4):519-525, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2002.04.09.

455 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.  
456 Dynamic Meteorology of the Tibetan Plateau (in Chinese) [M]. Beijing:China  
457 Meteorological Press, 78-79.

458 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, 2  
459 1(12):1273-1282. Liu Xin, Wu Guoxiong, Li weiping. 2006. The Diurnal Variatio  
460 n of the Atmospheric Circulation and Diabatic Heating over the Tibetan Plateau  
461 [J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 21(12):1273-1282, doi:10.11867/j.issn.  
462 1001-8166.2006.12.1273.

463 卢志贤,李昀英,方乐铎. 2016. 中国及周边海域对流云团的水平和垂直尺度 [J]. 气象  
464 学报, 74(6):935-946. Lu Zhixian, Li Yunying, Fang Lexin. 2016. Horizontal and vertical  
465 scales of convective clouds over China and the surrounding oceans [J]. Acta  
466 Meteorologica Sinica (in Chinese), 74(6):935-946, doi:10.11676/qxxb2016.074.

467 马婷婷,吴国雄,刘屹岷,等. 2018. 青藏高原地表位涡强迫对我国2008年1月南方降水  
468 过程的影响 I: 资料分析 [J]. 气象学报, 76(6):870-886. Ma Tingting, Wu Guoxion  
469 g, Liu Yimin, et al. 2018. Impacts of surface potential vorticity density forcing o  
470 ver the Tibetan Plateau on evolution of precipitation over Southern China in Janu  
471 ary 2008 I data analysis [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 76(6):870-88  
472 6, doi:10.11676/qxxb2018.052.

473 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  
474 (4):477-485. Sun Shao, Li Duo, Liu Lüliu, et al. 2017. Global Major Weather an  
475 d Climate Events in 2016 and the Possible Causes [J]. Meteorological Monthly (i  
476 n Chinese), 43(4):477-485, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2017.04.010.

477 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  
478 [J]. 气候与环境研究, 3(4):290-299. Tao Shiyan, Zhang Qingyun, Zhang Shunli. 1998.  
479 The great floods in the Changjiang River valley in 1998 [J]. Climatic and Environmental  
480 Research (in Chinese), 3(4):290-299, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.1998.04.01.

481 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.  
482 Wu Guoxiong, Cai Yaping. 1997. Vertical Wind Shear and Down-Sliding Slantwise

483 Vorticity Development [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 21(3):  
484 273-282, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1997.03.03.

485 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓箐. 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展 [J]. 气象学报, 53(4): 387-405.  
486 Wu Guoxiong, Cai Yaping, Tang Xiaojing. 1995. Moist potential vorticity and slantwise  
487 vorticity development [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 53(4):387-405,  
488 doi:10.11676/qxxb1995.045.

489 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,  
490 27(8):9-14. Yang Keming, Bi Baogui, Li Yuean, et al. 2001. On flood-causing To  
491 rrential Rainfall in the Upstream District of Changjiang River in 1998 [J]. Meteor  
492 ological Monthly (in Chinese), 27(8):9-14, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2001.8.002.

493 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,  
494 Gao Youxi. 1979. Meteorology of the Qinghai-Xizang Plateau (in Chinese) [M]. Beijing:  
495 Science Press, 115-126.

496 于佳卉, 刘屹岷, 马婷婷, 等. 2018. 青藏高原地表位涡强迫影响我国 2008 年 1 月南方  
497 雨雪天气的一种新机制 II: 数值模拟 [J]. 气象学报, 76(6):887-903, doi:10.11676/q  
498 xxb2018.043. Yu Jiahui, Liu Yimin, Ma Tingting, et al. 2018. The Influence of S  
499 urface Potential Vorticity Density Forcing over Tibetan Plateau in 2008 Winter St  
500 orm II Numerical Simulation [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 76(6):88  
501 7-903, doi:10.11676/qxxb2018.043.

502 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,  
503 31(3):592-604. Yu Shuhua, Gao Wenliang, Peng Jun. 2012. Statistical analysis on  
504 influence of Qinghai-Xizang Plateau Vortex Activity on Precipitation in China [J].  
505 Plateau Meteorology (in Chinese), 31(3):592-604.

506 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  
507 [J]. 气象学报, 75(1): 19-38. Yuan Yuan, Gao Hui, Li Weijing, et al. 2017. Anal  
508 ysis and comparison of summer precipitation features and physical mechanisms be  
509 tween 2016 and 1998 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 75(1):19-38, do  
510 i:10.11676/qxxb2017.019.

511 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,  
512 47(6):467-473. Zhang Shunli, Tao Shiyan, Zhang Qingyun, et al. 2002.  
513 Multiple-domension weather condition of heavy rain over the middle and lower reaches  
514 of the Yangtze River [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 47(6):467-473,  
515 doi:10.3321/j.issn:0023-074X.2002.06.017.

516 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  
517 与绿洲气象, 10(2):70-76. Zhang Tianyue, Li Guoping. 2016. The Diurnal Variation of

518 the Surface Heat Source on the Tibetan Plateau and the Generating Frequency of Tibetan  
519 Plateau Vortex in summer [J]. *Desert and Oasis Meteorology* (in Chinese), 10(2):70-76,  
520 doi:10.3969/j.issn.1002-0799.2016.02.011.

521 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].  
522 大气科学, 32(6):1241-1255. Zhao Bingke, Wu Guoxiong, Yao Xiuping. 2008. A  
523 diagnostic analysis of potential vorticity associated with development of a strong cyclone  
524 during the Meiyu period of 2003 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in  
525 Chinese), 32(6):1241-1255, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.06.02.

526 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*  
527 *学报*, 13(4):447-456. Zhuo Ga, Xu Xiangde, Chen Lianshou. 2002. Instability of  
528 eastward movement and development of convective cloud clusters over Tibetan Plateau  
529 [J]. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 13(4): 447-456.

530 Bracegirdle T J, and Gray S L. 2009. The dynamics of a polar low assessed using p  
531 otential vorticity inversion [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Socie*  
532 *ty*, 135(641):880-893, doi:10.1002/qj.411.

533 Chen S J, Dell'osso L. 1984. Numerical prediction of the heavy rainfall vortex over Eastern  
534 Asia monsoon region [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 62(5):730-747,  
535 doi:10.2151/jmsj1965.62.5\_730.

536 Duan A M, Wang M R, Lei Y H, et al. 2013. Trends in summer rainfall over China associated  
537 with the Tibetan Plateau sensible heat source during 1980-2008 [J]. *Journal of Climate*,  
538 26(1): 261-275, doi:10.1175/JCLI-D-11-00669.1.

539 Ertel, H., 1942. Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz [J]. *Meteorologische Zeitschrif*,  
540 59:271-281.

541 Gammon J W N and Gold D A. 2006. Dynamical Diagnosis: A Comparison of Quasi  
542 geostrophy and Ertel Potential Vorticity [J]. *Meteorological Magazine*, 33(55):183-2  
543 02, doi:10.1175/0065-9401-33.55.183.

544 Griffiths M, Thorpe A J, and Browning K A. 2000. Convective destabilization by a tropopause  
545 fold diagnosed using potential vorticity inversion [J]. *Quarterly Journal of the Royal*  
546 *Meteorological Society*, 126(562):125-144, doi:10.1002/qj.49712656207.

547 Haynes P H, McIntyre M E. 1987. On the evolution of vorticity and potential vorticity in the  
548 presence of diabatic heating and frictional or other forces [J]. *Journal of the Atmospheric*  
549 *Sciences*, 44(5):828-841, doi:10.1175/1520-0469(1987)044<0828:OTEOVA>2.0.CO;2.

550 Haynes P H, McIntyre M E. 1990. On the conservation and impermeability theorems  
551 for potential vorticity [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(16):2021-2031,  
552 doi:10.1175/1520-0469(1990)047<2021:OTCAIT>2.0.CO;2.

553 Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of is

554 entropic potential vorticity maps [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorologica  
555 l Society, 111:877-946, doi:10.1002/qj.49711147002.

556 Hoskins B J. 1991. Towards a PV- $\theta$  view of the general circulation. Tellus A Dyn Meteor  
557 Oceanogr, 43(4):27-35, doi:10.1034/j.1600-0870.1991.t01-3-00005.x.

558 Hoskins B J. 1997. A potential vorticity view of synoptic development [J]. Metrological  
559 Applications, 4(4): 325-334, doi:10.1017/S1350482797000716.

560 Hoskins B J, Pedder M, and Jones D W. 2003. The omega equation and potential vor  
561 ticity [J], Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 129(595):3277-33  
562 03, doi:10.1256/qj.02.135.

563 Hoskins B J. 2015. Potential vorticity and the PV perspective [J]. Advances in Atmospheric  
564 Sciences, 32(1):2–9, doi:10.1007/s00376-014-0007-8.

565 Huffman G J, Bolvin D T, Nelkin E J, et al. 2007. The TRMM multi-satellite precipitation  
566 analysis: Quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scales  
567 [J]. Hydrometeor, 8:38–55, doi:10.1175/JHM560.1.

568 Huo Z, Zhang D L, and Gyakum J R. 1999. Interaction of potential vorticity anomali  
569 es in extratropical cyclogenesis. Part I: Static piecewise inversion [J]. Monthly We  
570 ather Review, 127(11): 2546-2661, doi:10.1175/1520-0493(1999)127<2546:IOPVAI>2.  
571 0.CO;2.

572 Li L, Zhang R H, and Wen M. 2014. Diurnal variation in the occurrence frequency o  
573 f the Tibetan Plateau vortices [J]. Meteorology and Atmospheric Physics, 125:135–  
574 144, doi:10.1007/s00703-014-0325-5.

575 Li L, Zhang R H, and Wen M. 2018. Diurnal variation in the intensity of nascent Ti  
576 betan Plateau vortices [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society,  
577 144: 2524–2536, doi:10.1007/s00376-018-8057-y.

578 Liu Y M, Bao Q, Duan A M, et al. 2007. Recent Progress in the Study in China of the Impact  
579 of Tibetan Plateau on the Climate [J]. Advances in Atmospheric Sciences,  
580 24(6):1060-1076, doi: 10.1007/s00376-007-1060-3.

581 Lucchesi, R. 2012. File Specification for MERRA Products. GMAO Office Note No. 1 564  
582 (Version 2.3), 82 pp, available from [http://gmao.gsfc.nasa.gov/pubs/office\\_notes](http://gmao.gsfc.nasa.gov/pubs/office_notes).

583 Rienecker M M, Suarez M J, Gelaro R, et al. 2011. MERRA: NASA’s Modern-Era R  
584 etrospective Analysis for Research and Applications [J]. Journal of Climate, 24:36  
585 24–3648, doi:10.1175/JCLI-D-11-00015.1.

586 Tao S Y, Ding Y H. 1981. Observational evidence of the influence of the Qinghai-Xi  
587 zang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms  
588 in China [J]. Bulletin American Meteorological Society, 62(1):23-30, doi:10.1175/  
589 1520-0477(1981)062<0023:OEOTIO>2.0.CO;2.

- 590 Wan B, Gao Z, Chen F, et al. 2017. Impact of Tibetan Plateau Surface Heating on Persistent  
591 Extreme Precipitation Events in Southeastern China [J]. Monthly Weather Review,  
592 145(9):3485-3505, doi:10.1175/MWR-D-17-0061.1.
- 593 Wu C H, Chou M D, Fong Y H. 2018. Impact of the Himalayas on the Meiyu-Baiu Migration  
594 [J]. Climate Dynamics, 50:1307-1319, doi:10.1007/s00382-017-3686-x.
- 595 Yasunari T, Miwa T. 2006. Convective cloud systems over the Tibetan Plateau and their  
596 impact on meso-scale disturbances in the Meiyu/Baiu frontal zone [J]. Journal of the  
597 Meteorological Society of Japan, 84(4):783–803, doi:10.2151/jmsj.84.783.
- 598 Ye T Z. 1981. Some characteristics of the summer circulation over the Qinghai-Xizang (Tibet)  
599 Plateau and its neighborhood [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 62(1):  
600 14-19, doi:10.1175/1520-0477(1981)062<0014:SCOTSC>2.0.CO;2.

601  
602 **致谢**

603 本研究得到如下单位的联合资助：国家自然科学基金项目(批准号：41730963, 91437219,  
604 91637312)、中国科学院前沿科学重点研究项目(QYZDY-SSW-DQC018).