

田珊儒, 段安民, 王子谦, 等. 2015. 地面加热与高原低涡和对流系统相互作用的一个个例研究 [J]. 大气科学, 39 (1): 125–136, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1404.13311. Tian Shanru, Duan Anmin, Wang Ziqian, et al. 2015. Interaction of surface heating, the Tibetan Plateau vortex, and a convective system: A case study [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (1): 125–136.

地面加热与高原低涡和对流系统 相互作用的一个个例研究

田珊儒^{1,2} 段安民¹ 王子谦¹ 巩远发²

¹ 中国科学院大气物理研究所大气科学与地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG), 北京 100029

² 成都信息工程学院大气科学学院, 成都 610225

摘 要 本文利用 NCEP-FNL 再分析资料、FY-2E 卫星 TBB 数据、CMORPH 降水资料, 通过热力学和动力学诊断分析并结合中尺度天气模式 WRF 的数值模拟试验, 研究了 2012 年 6 月下旬青藏高原一次东移对流系统的生成发展机制以及与地面加热相互作用的物理过程。结果表明, 高原中西部地面感热加热是高原低涡生成、发展和东移的主导因子。而东移的高原低涡通过加强偏北、偏南气流形成的辐合带, 进而触发高原东部对流系统的生成。同时, 高原对流系统降水产生的凝结潜热释放也加强了东移高原低涡的强度, 这表明地面加热与高原低涡和对流系统之间存在一种正反馈机制。数值试验结果进一步表明, 除了适当的背景环流外, 高原地面潜热通量能够增强中低层大气的不稳定性, 为对流系统的发生发展积累能量, 造成有利于对流降水的热力环境。

关键词 地面加热 高原低涡 高原对流系统 数值模拟

文章编号 1006-9895(2015)01-0125-12

中图分类号 P447

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1404.13311

Interaction of Surface Heating, the Tibetan Plateau Vortex, and a Convective System: A Case Study

TIAN Shanru^{1,2}, DUAN Anmin¹, WANG Ziqian¹, and GONG Yuanfa²

¹ State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

² College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

Abstract Using the National Centers for Environmental Prediction Final Analyses (NCEP-FNL) reanalysis data, the temperature of black body (TBB) data from the Fengyun-2E (FY-2E) satellite, and the Climate Prediction Center morphing technique (CMORPH) precipitation data, the effects of surface heating on the genesis and development of a convective system over the Tibetan Plateau (TP) in late June 2012 are analyzed on the basis of thermodynamic and dynamic diagnosis and numerical simulation by employing the WRF model. Results indicate that surface heating over the western and central Tibetan Plateau plays an important role in the genesis, enhancement, and eastward propagation of the TP Vortex (TPV). During the development phase, the TPV triggers the genesis of a convective system over the eastern TP by strengthening the convergence belt between the northerly and southerly flows. Meanwhile, strong condensation heating,

收稿日期 2013-11-05; **网络预出版日期** 2014-04-15

资助项目 国家自然科学基金项目 41175070, 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 91337216, 财政部/科技部公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201006014

作者简介 田珊儒, 男, 1989 年出生, 硕士研究生, 主要从事天气动力学和中尺度数值模拟研究的研究。E-mail: tianshanru104@163.com

通讯作者 段安民, E-mail: amduan@lasg.iap.ac.cn

released by the convective precipitation, reinforces the TPV. Therefore, a positive feedback mechanism exists between the surface heating, the TPV, and the convective system. Results from numerical simulations further reveal that, in addition to the appropriate background circulation, the surface latent heat flux over the eastern TP can induce an unstable state in the low level atmosphere. This provides energy for the development of convective systems, which can then generate a suitable thermal environment for organized convective precipitation.

Keywords The surface heating, Tibetan Plateau vortex, Convective system, Numerical simulation

1 引言

青藏高原是世界海拔最高的高原, 具有纬度低, 空气密度小, 太阳辐射强, 日照时间长, 气温年较差小, 日较差大等复杂而又独特的高原气候特征。青藏高原的动力和热力作用使其成为北半球同纬度地区气压系统出现最频繁的地区 (叶笃正, 1979)。夏季, 高原上大气层结结构经常处于强烈的位势不稳定, 加之高原上有许多山峰, 每个山峰都类似热带海洋上的一个“热岛”, 而海洋上的“热岛”是对流的源地, 再加上高原切变线和低涡的活动, 就更使得高原在夏季成为强烈对流活动区域 (叶笃正, 1979; Ye, 1981)。对流系统不仅会给高原地区带来明显降水过程, 时常还会移出高原, 在下游地区形成极端降水事件 (Tao and Ding, 1981; Wang et al., 2013)。例如, 有研究表明 20 世纪 90 年代长江中下游 3 次致洪暴雨都跟青藏高原中尺度对流系统的东移有关 (张顺利等, 2002)。

关于高原对流系统的研究, Zhu and Chen (2003a, 2003b) 结合个例分析和数值模拟指出高原中尺度对流系统有着不同的发展机制 (高原热力作用和西风槽斜压性)。Yasunari and Miwa (2006) 也基于个例分析指出东移高原对流系统可通过触发西南低涡生成来影响下游地区的降水过程。Li et al. (2008) 使用 ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) 1998~2001 年的深对流资料对高原对流系统的特征进行了分析, 指出夏季高原对流系统生成的两个高频区分别位于青藏高原中南部和东部地区, 高原对流系统包括只在高原主体活动、东移出高原和南移出高原三类, 其中, 1/2 以上的夏季高原对流系统会在高原主体生消, 但东移出的青藏高原对流系统能影响长江流域、中国东部、甚至朝鲜半岛和日本地区的降水, 南移出的青藏高原对流系统则会影响中国西南、中南半岛和孟加拉湾地区的降水。Sugimoto and Ueno (2010) 通过数值模拟指出高原热力差异和地面潜热通量会影响高原东部中尺度对流系统的形成。傅慎明等

(2011) 对比分析了 2003 和 2007 年梅雨期内的青藏高原东移对流系统, 指出夏季风的水汽输送和高原热源作用的结合才能促进高原对流系统的发展, 二者缺一不可。

夏季青藏高原是强大的热源, 高原低涡和对流系统的生成发展与地面加热密切相关。然而, 地面加热与高原低涡和高原对流系统之间相互作用的机理迄今尚不清楚。本文将利用资料诊断分析和数值模拟, 通过个例分析研究地面加热影响高原低涡和对流系统以及它们之间相互作用的物理过程, 相关结果可为揭示高原低涡以及对流系统的东移发展机制和预报我国东部夏季降水过程提供有益借鉴。

2 资料、模式和数值试验介绍

本文所用的资料包括: (1) 由中国气象局国家卫星气象中心提供的时间分辨率为 1 小时, 水平分辨率为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 的 FY-2E 卫星 TBB 数据 “<http://satellite.cma.gov.cn/portalsite/default.aspx> [2013-11-10]”; (2) 时间分辨率为 6 小时, 水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 NCEP-FNL 再分析资料 (Kalnay et al., 1996); (3) 每 3 小时一次, 水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的 CMORPH 卫星反演降水资料 “http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph_description.html [2013-11-10]”。

本文采用中尺度天气模式 WRF (3.4.1 版本), 模拟时间为 2012 年 6 月 23 日 00 时 (协调世界时, UTC, 下同)~26 日 00 时, 模拟的初始驱动条件和边界条件为 NCEP-FNL 每 6 小时 1 次的再分析资料。模拟区域选用两层嵌套形式, 外层模拟区域为 ($12.5^\circ \sim 50^\circ \text{N}$, $55^\circ \sim 125^\circ \text{E}$), 水平分辨率为 30 km; 内层模拟区域为 ($20^\circ \sim 46^\circ \text{N}$, $75^\circ \sim 115^\circ \text{E}$), 水平分辨率为 10 km。经过多组参数化方案的对比评估, 最后确定 WSM6 微物理方案 (Hong and Lim, 2006)、KF 积云对流参数化方案 (Kain and Fritsch, 1990)、Noah 陆面方案 (Chen et al., 1996)、YSU 边界层方案 (Hong et al., 2006)、RRTM 长波辐射

方案 (Mlawer et al., 1997) 和 Dudhia 短波辐射方案 (Dudhia, 1989) 为本文模拟研究的组合方案。为了进一步探讨高原地面感热、潜热通量对高原低涡以及对流系统的影响, 这里使用 WRF 进行了感热、潜热的敏感性试验, 两个敏感性试验方案设置如下: 方案一, 将整个模拟时间段内 3000 m 高度以上的高原地面感热通量设置为 0, 用 “NoHFX” 表示; 方案二, 将整个模拟时间段内 3000 m 高度以上的高原地面潜热通量设置为 0, 用 “NoQFX” 表示。

3 2012 年 6 月下旬高原东部对流云带特征和高低空环流场

TBB (黑体亮温) 代表云顶温度, 可以作为对流活动强弱的判据, 高原上对流云的云顶亮温多在 220~250 K 之间, 强对流云很少 (江吉喜和范梅珠, 2002)。综合对比分析, 这里选用 TBB 为 240 K 值作为研究 2012 年 6 月下旬高原对流系统的对流判别标准。2012 年 6 月 23~27 日, 高原上有两条明显的连续东传对流云带; 其中, 第一条东传对流云带在 6 月 23 日 12 时生成于高原中部 90°E 附近, 并于 6 月 24 日 12 时在 110°E 附近减弱消亡, 前后一共在高原上的东传活动时间接近 24 小时; 与此同时, 24 日 12 时, 高原东部 95°E 附近有一条新的对流云带生成, 并持续东传至江淮流域, 然后于 27 日 12 时东移出海减弱消亡, 此对流云带生命史接近 72 小时 (图 1a)。Li et al. (2008) 指出降水是夏季高原对流系统的一个特征, 由图 1b 中可知, 2012 年 6 月 23~27 日, 有两条自高原向东传播的连续雨带, 此雨带的分布、强度变化特征与对流云带的两次东传过程有着很好的一致对应性。另外, 在 2012 年 6 月 25~27 日, 中国东部江淮流域发生了一次明显的大暴雨强降水过程, 此次天气过程跟高原天气系统的东传有关 (曹勇, 2012)。因而, 本文选用 2012 年 6 月 24 日 12 时在高原东部生成的第二条东传对流云带作为研究东移高原对流系统生成机制的典型个例。

夏季, 南亚高压作为对流层上部平流层底部强大而又稳定的半永久性大气活动中心, 对我国夏季天气气候变化有着重要的影响 (王斌和李跃清, 2011)。高原低涡是活动于高原主体的重要天气系统之一 (向朔育和李跃清, 2011)。由图 2 可看出, 2012 年 6 月 24 日 12 时, 高原上空 200 hPa 高度上

受南亚高压控制, 其中心位于高原南部, 高原对流云带处于南亚高压东北部偏北辐散气流的正下方; 相应地, 高原东部 500 hPa 高度上存在一显著的经向低压槽, 高原低涡嵌套在此槽内, 高原对流云带处于高原低涡后部偏南、偏北气流形成的辐合带中。这种高层辐散、低层辐合的高低空环流场配置为高原对流系统的生成提供了十分有利的环境条件。

关于高原对流系统的空间结构状况, 由图 3 可知, 高原东部沿着 33°N 高原对流中心在 500 hPa 高度以下近地层为东西风的辐合区, 上升运动从高原近地层一直向上延伸至 300 hPa 高度, 负的位势高度距平区主要位于 400 hPa 高度以下的高原近地层, 高空正的位势高度距平等值线偏东偏强; 此外, 沿着 96°E 高原对流系统中心, 南北气流交绥区发生在高原中部 32°~34°N 区域, 上升运动区在高原中部 34°N 附近, 400 hPa 高度以下的负距平区也主要位于高原中部 34°N 附近, 而高空则为偏北偏强的位势高度正距平区。综上可知, 高原对流系统生成时, 其中心区域对流发展旺盛, 高原低层盛行强烈的气流辐合区, 且伴有高原低涡的发展。这说明高原对流系统的强烈生成发展与高原低空气流辐合带、高原低涡之间可能有着某种十分密切的联系。

4 影响高原对流系统生成的高原低涡涡源分析

高原低涡是青藏高原夏季主要的降水系统, 水平尺度约 500 km, 垂直厚度约 2~3 km, 少数高原低涡在有利环流形势下会东移出高原给下游地区带来灾害性天气过程 (叶笃正, 1979; 青藏高原气象科研拉萨会战组, 1981; 郁淑华和高文良, 2006; 郁淑华等, 2007; 陈功等, 2012; Zhang et al., 2014)。2012 年 6 月 24 日 12 时, 高原低涡在高原东部 100°E 附近发展显著, 其空间分布主要从高原近地层向上延伸到 400 hPa 高度, 涡度中心位于 500 hPa 高度上 (图 4a); 与此同时, 在高原东部对流系统生成区域 (图 2 紫色虚线框), 相当位温 θ_e 在 500~350 hPa 高度层之间随着高度是递减 (图 4b), 这说明高原东部对流层中下层存在大气的对流不稳定能量。而空气的这种对流不稳定性特征十分有利于高原对流系统的发生、发展和维持 (卢萍等, 2009)。

为了解释产生高原低涡涡源的因子, 我们对此

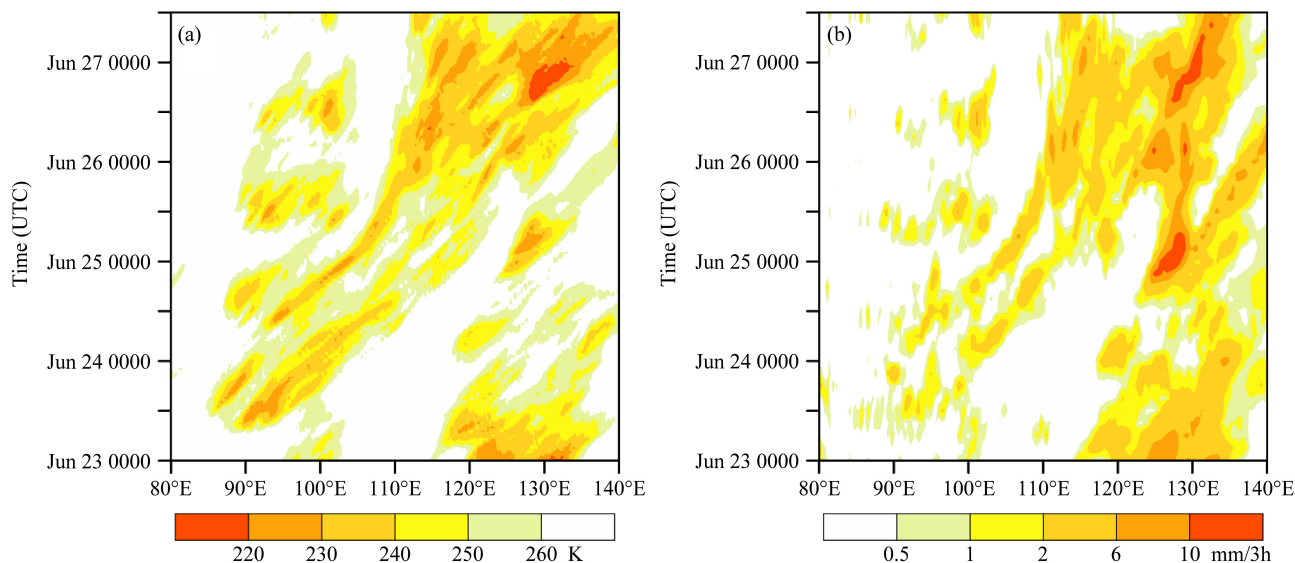


图1 2012年6月23日00时~27日12时沿28.5°~32.5°N平均的经度—时间剖面图:(a) TBB(单位: K); (b) CMORPH累积降水量(单位: mm/3h)

Fig. 1 Longitude-time section averaged along 28.5°–32.5°N from 0000 UTC 23 to 1200 UTC 27 June 2012: (a) TBB (K); (b) CMORPH accumulated precipitation (mm/3h)

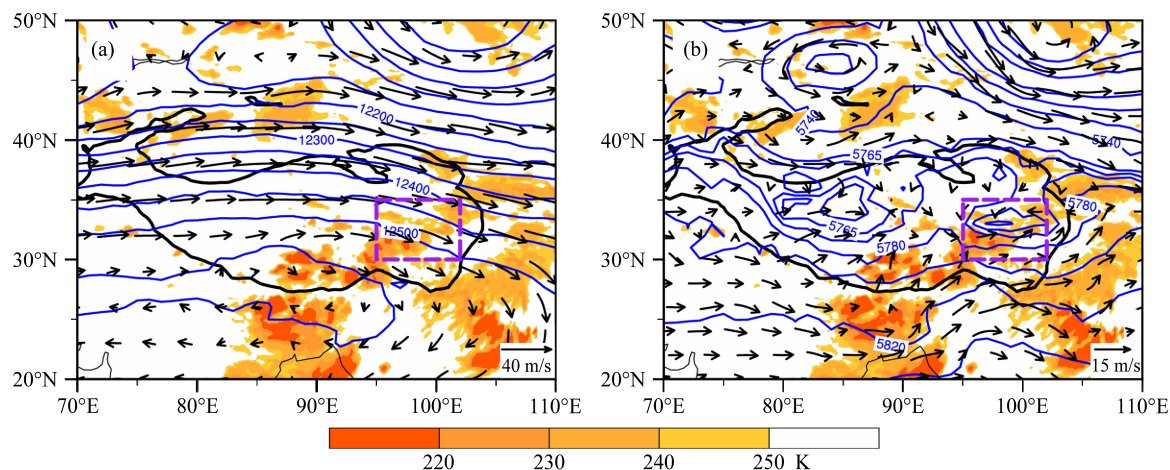


图2 2013年6月24日12时位势高度(单位: gpm)和风矢量场(单位: m/s): (a) 200 hPa; (b) 500 hPa. 阴影表示TBB(单位: K), 黑色实线为3000 m高原地形等值线, 紫色虚线框表示高原对流系统的位置

Fig. 2 Geopotential height (contour, in unit of gpm), wind vector (m/s), and TBB (shading, in unit of K) at 1200 UTC 24 June 2012: (a) 200 hPa; (b) 500 hPa. The black solid line represents Tibetan Plateau topography with height above 3000 m, the purple dash line box denotes the location of Tibetan Plateau convective system

次低涡过程的等熵位涡变化进行了诊断分析。由图5可知, 2012年6月24日06时(图5a), 高原东部在330 K等熵面上有等熵位涡值为0.5 PVU ($1\text{PVU}=10^{-6}\text{m}^2\text{K s}^{-1}\text{kg}^{-1}$)的闭合等值线, 但在此区域并未发现TBB对流云带的分布; 然而, 在24日12时(图5b), 高原东部330 K等熵面上则出现了等熵位涡值大于1.0 PVU的孤立位涡高值带(打点区域), 且该区域与TBB对流云带位置相对应。

这说明高原低涡的位涡源是新生成发展起来的, 与上一个时次(6月24日06时)并无直接的联系。另外, 还从高原500 hPa水汽通量场上看出, 24日12时, 有来自孟加拉湾的暖湿水汽与来自中纬度西风环流输送的水汽在高原东部交绥, 此水汽交绥区为TBB对流云带的发展提供了充足的水汽条件。

根据位涡理论(Hoskins et al., 1985; Hoskins, 1997), 高层正值高位涡的扰动能够激发低层气旋

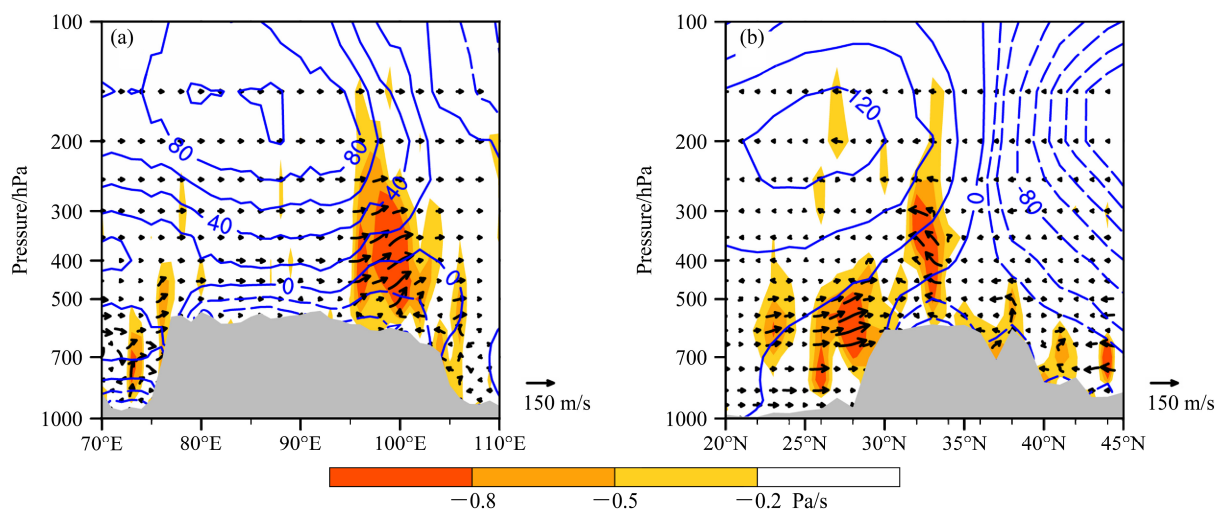


图3 2012年6月24日12时高原地区 (a) 沿33°N的经度—高度剖面图和 (b) 沿96°E的纬度—高度剖面图。(a) 和 (b) 矢量分别表示 $u \times (-100 \omega)$ 和 $v \times (-100 \omega)$; 蓝色等值线表示相对于该时次高原平均 (25°~40°N, 70°~110°E) 的位势高度距平 (单位: gpm), 实线表示正距平, 虚线为负距平; 阴影表示垂直速度 ω , 单位为 Pa/s; 水平风速单位为 m/s; 灰色填充区表示高原地形

Fig. 3 (a) Longitude-height section along 33°N and (b) latitude-height section along 96°E over the Tibetan Plateau at 1200 UTC 24 June 2012. Vector represents $u \times (-100 \omega)$, $v \times (-100 \omega)$ respectively. The blue contour denotes geopotential height anomaly relative to the average of the TP domain (25°~40°N, 70°~110°E); the vertical velocity ω is shaded, the unit is Pa/s; the unit of horizontal wind is m/s. Tibetan Plateau topography is filled with the grey color

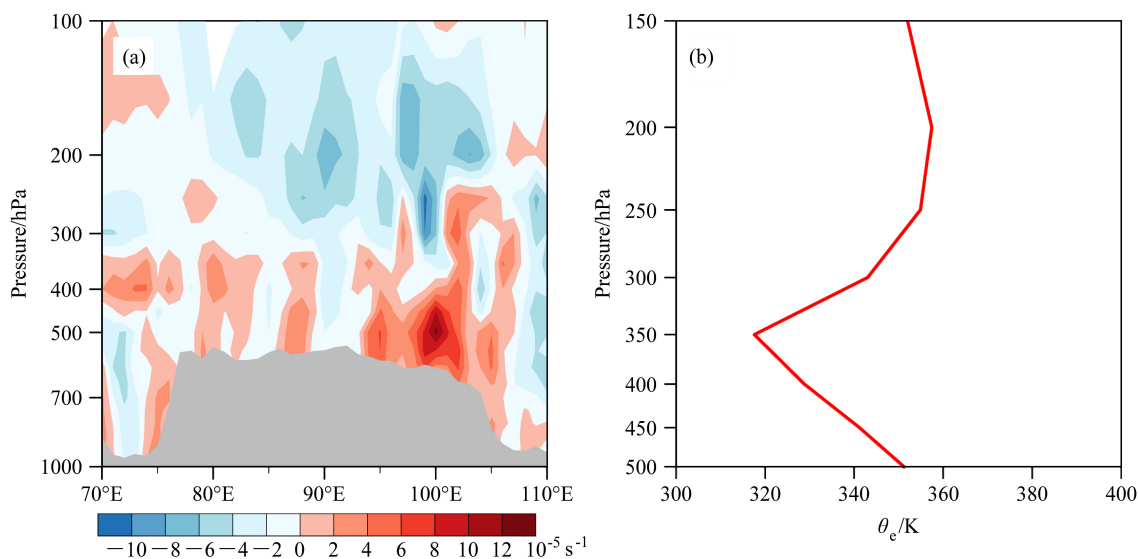


图4 2013年6月24日12时要素场: (a) 沿33°N高原涡中心相对涡度 (单位: 10^{-5} s^{-1}) 的经度—高度剖面图; (b) 青藏高原东部对流区相当位温 θ_e (单位: K) 平均垂直廓线 (图2紫色虚线方框区域)。灰色填充区表示高原地形

Fig. 4 (a) Longitude-height section of relative vorticity (10^{-5} s^{-1}) along 33°N, and (b) vertical profile of equivalent temperature θ_e (K) averaged over the convective area in eastern Tibetan Plateau (the purple dash line box of Fig. 2) at 1200 UTC 24 June 2012. Tibetan Plateau topography is filled with the grey color

式环流的发展和加强。吴海英和寿绍文 (2002) 对江淮流域的一次气旋发生发展进行分析指出, 潜热释放将促使高层的高位涡向下传输, 进而导致低层气旋加深发展。2012年6月24日06时 (图6a), 沿着33°N, 高原西部 (75°E) 和东部 (105°E) 分别在400 hPa和500 hPa高度上存在一个位涡高值

中心带, 其中, 高原西部的位涡高值中心上方存在高低空正位涡带的上下打通, 而高原东部则是一个孤立的低层位涡高值中心。24日12时 (图6b), 高原西部高空继续有高低空正位涡带的上下打通, 其低层的高值正位涡中心强度较上一时次 (24日06时) 有所增强, 这说明低层位涡的加强与否可能

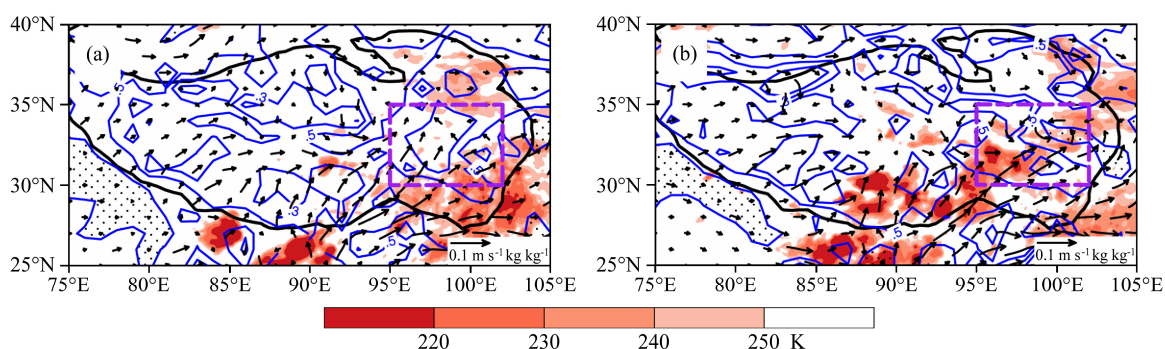


图5 2012年6月24日(a)06时和(b)12时500 hPa水汽通量 $q\mathbf{v}$ (矢量)、330 K等熵位涡(蓝色实线)和TBB(阴影)。打点区域表示等熵位涡值大于1.0 PVU以上的区域,黑色实线为3000 m高原地形等值线, $q\mathbf{v}$ 单位为 $\text{m s}^{-1} \text{kg kg}^{-1}$,等熵位涡单位为PVU,TBB单位为K
Fig. 5 Water vapour flux $q\mathbf{v}$ at 500 hPa (vector), the 330 K isentropic potential vorticity (IPV, blue solid line) and TBB (shading), the dotted area denotes the value of IPV more than 1.0 PVU. (a) 0600 UTC 24 June 2012; (b) 1200 UTC 24 June 2012. The black solid line represents Tibetan Plateau topography with height above 3000 m, the units of $q\mathbf{v}$, IPV and TBB are $\text{m s}^{-1} \text{kg kg}^{-1}$, PVU and K, respectively

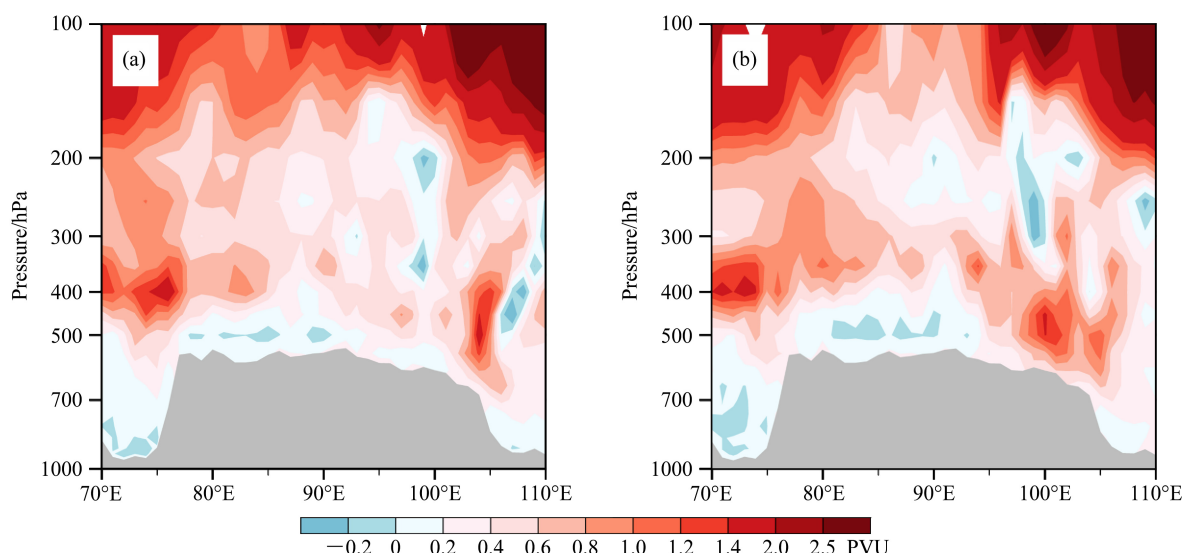


图6 沿33°N位涡经度—高度剖面图:(a)2012年6月24日06时;(b)2012年6月24日12时。位涡单位为PVU,灰色填充区表示高原地形
Fig. 6 Longitude-height section of potential vorticity (PV) along 33°N for (a) 0600 UTC and (b) 1200 UTC 24 June 2012, PVU denotes the unit of PV; Tibetan Plateau topography is filled with the grey color

跟高低空正位涡带的上下打通有关;与之相反,高原东部的正位涡中心强度则显著减弱,同时也并未出现高低空正位涡带的上下打通现象。值得注意的是,在高原东部100°E附近,高原低层有一新的孤立正位涡高值中心生成发展,位涡中心位于500 hPa高度上,此高值正位涡中心与图4b中的高原低涡涡度中心有着很好的一致对应性。因而可知,此高原低涡的涡源是局地新生成发展起来的,跟高低空正位涡带的上下打通现象无关。这与前面提到的江淮气旋的发生发展过程有所区别。

根据Wang et al. (1993),由非绝热加热(冷却)所引起的位涡变化可用如下公式表示:

$$\frac{D(\text{PV})}{Dt} \approx -g(f+\zeta) \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial p}, \quad (1)$$

式中 $\dot{\theta}$ 表示非绝热加热率。通常情况下, $g(f+\zeta) > 0$,从(1)式可知,当非绝热加热随高度向上增大(减小)时,位涡PV将随时间增加(减少)。因而,在最大加热层以上,位涡随时间减少,而在最大加热层以下,位涡则随时间增加。

高原东部雨季降水丰沛,由于海拔高,高原降水所产生的凝结潜热可直接释放到大气对流层中部,加热大气,并通过大气环流进而影响中国的天气气候(李栋梁等,2008)。夏季潜热加热是高原非

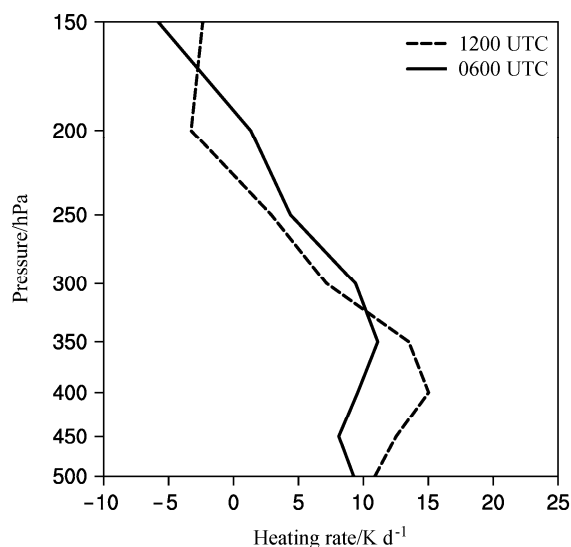


图7 2012年6月24日06时(黑色实线)和12时(黑色虚线)青藏高原东部对流区非绝热加热率平均垂直廓线(图5紫色虚线框),单位: K/day

Fig. 7 Vertical profile of diabatic heating (K/day) for 0600 UTC (the black solid line) and 1200 UTC (the black dash line) 24 June 2012, averaged over the area of purple dash line box (Fig. 5)

绝热加热的主要形式(叶笃正, 1979; 段安民和吴国雄, 2003)。图7为高原非绝热率(Yanai et al., 1973)垂直廓线分布图,从中可看出,2012年6月24日06时(实线),高原东部500~450 hPa高度层之间,非绝热加热率随高度向上递减;然而,在24日12时,高原东部低层非绝热加热率则随高度向上递增,且强度有着显著的增强,最大值为15 K/d,最大加热层也向上抬升到400 hPa高度上。根据公式(1)可知,在24日12时,高原东部400 hPa高度下低层则有由非绝热加热引起的局地正位涡制造;另外,还从图5中可知,24日12时,高原对流系统在高原东部生成(图5b紫色虚线框),而在前一个时刻(6月24日06时),此区域并不存在高原对流系统的分布(图5a紫色虚线框)。这说明此高原低涡的局地正位涡制造可能主要跟高原对流降水产生的潜热释放有关。

5 高原地面感热、潜热通量对高原东部对流系统的影响

上述结果说明了高原东部对流系统的生成跟高原低空气流辐合带和高原低涡有关,并且高原东部对流系统的潜热释放是局地正位涡制造的主要因子。那么,此高原低涡的生成源地在哪里?影响

它生成的主要因子又是什么?以及此高原低涡对高原东部对流系统的生成有着怎样的影响?针对这些问题,我们利用WRF模式开展了数值模拟试验。

由图8可知,2012年6月23日12时~25日12时高原上有一次正涡度东传过程。此东传涡度带在23日12时左右生成于高原西部80°E附近,东传至25日12时在高原东部105°E附近减弱消亡。期间,东传涡度的涡度值在6月24日12时~25日00时有着显著的加强(大于 $1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)。然而,高原对流系统在6月24日12时生成于高原东部95°E附近(图1a),并通过释放潜热进而加强了东移高原低涡的强度(图7)。由此可知,高原低涡先于高原对流系统前一天在高原西部80°E附近生成,然后继续东移并在高原东部减弱消亡。在此期间,高原对流系统通过降水产生的潜热加强了东移高原低涡的强度。

夏季高原地区,西部以感热为主,东部以潜热为主(叶笃正, 1979; Duan and Wu, 2008; 竺夏英等, 2012; 王美蓉等, 2012)。2012年6月23日09时为高原低涡初始时刻,此时地面感热通量大于 100 W/m^2 的区域主要集中在90°E以西的高原西部(图9a)。6月24日06时,高原东部对流系统生成时,地面潜热通量大于 100 W/m^2 的区域则主要分布在90°E以东的高原东部(图9b)。

为了进一步探讨高原地面感热和潜热对高原低涡和高原对流系统的影响机理。这里使用WRF分别对高原地面感热,潜热进行了敏感性试验。由NCEP-FNL分析场(图10a)可看出,2012年6月23日12时,高原西部(90°E以西)500 hPa风场上为一闭合性的气旋性环流(高原低涡),环流中心大致在(33°N, 90°E);图10b、c、d为该时次WRF模拟的500 hPa风场分布,从中可以看出,参考试验(Ctl)能很好地模拟出NCEP-FNL再分析资料中500 hPa上的闭合性气旋环流,但是强度偏强,这可能与WRF模式参数化方案有关。同时,通过对参考试验(Ctl)、敏感性试验一(NoHFX)和敏感性试验二(NoQFX)进行对比分析,可以看出,在去掉高原地面感热通量后(NoHFX),与参考试验(Ctl)相比,NoHFX方案中高原西部(90°E以西)500 hPa高度上闭合性气旋环流显著减弱,没有出现显著的闭合性环流中心。然而,在敏感性试验二(NoQFX)中,去掉高原地面潜热通量之后,

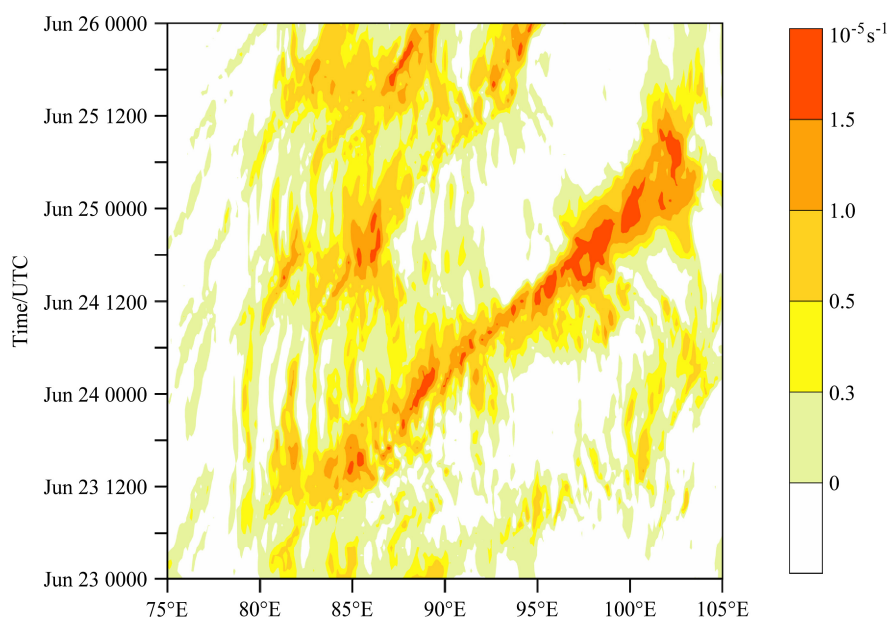


图 8 2012 年 6 月 23 日 00 时~27 日 12 时沿 33°~35°N 涡度平均的经度—时间剖面, 涡度单位: 10^{-5} s^{-1}

Fig. 8 Longitude-time section of relative vorticity (10^{-5} s^{-1}) averaged along 33°–35°N at 500 hPa from 0000 UTC 23 to 1200 UTC 27 June 2012

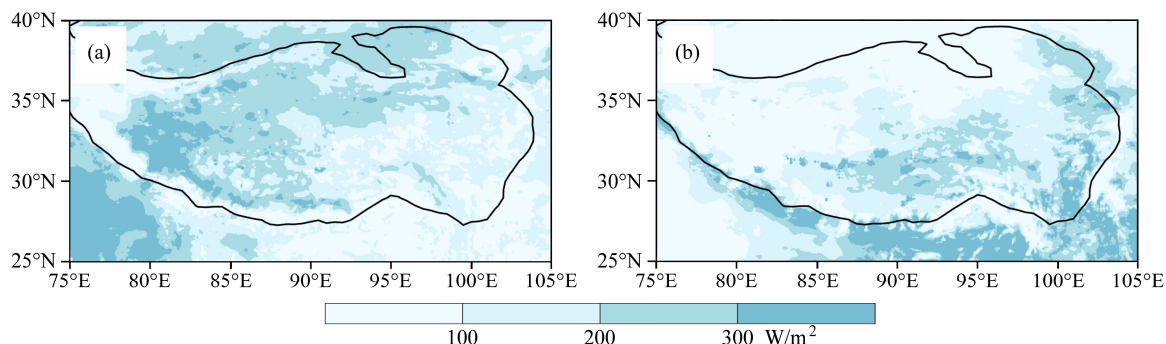


图 9 (a) 2012 年 6 月 23 日 09 时地面感热通量 (单位: W/m^2); (b) 2012 年 6 月 24 日 06 时地面潜热通量 (单位: W/m^2)。黑色实线为 3000 m 高原地形等值线

Fig. 9 (a) Surface sensible heat flux (W/m^2) at 0900 UTC 23 June 2012, (b) surface latent heat flux (W/m^2) at 0600 UTC 24 June 2012. The black solid line represents Tibetan Plateau topography with height above 3000 m

高原西部 (90°E 以西) 500 hPa 上闭合性气旋环流分布与参考试验 (Ctl) 比较起来, 并无显著的变化。以上的对比分析表明, WRF 参考试验 (Ctl) 能够很好地模拟出高原西部低涡的生成; 高原地面感热通量对高原西部低涡的生成影响较大, 而高原地面潜热通量对其则无明显作用。

根据前文, 高原低涡生成于高原西部, 主要受高原地面感热通量的影响; 同时, 高原东部对流系统释放的凝结潜热也加强了东移高原低涡的强度。那么, 东移高原低涡影响高原东部对流系统生成的主要机制是什么? 从 NCEP-FNL 分析场中可看出 (图 11a), 在 2012 年 6 月 24 日 12 时, 高原低涡已东移到高原东部, 高原对流系统生成于高原低涡

后部偏北、偏南气流形成的辐合带中, 且对流系统区域内对应着 6 小时累积水量超过 5 mm 的雨带分布。结合 WRF 模拟结果 (图 11b) 对比分析可知, WRF 模拟出的东移高原低涡位置、强度与再分析资料中的东移高原低涡较为相似, 且模拟的对流雨带位置、强度与 CMORPH 降水带较为一致。这说明 WRF 能较为成功地模拟出高原低涡的东移和高原对流雨带的形成, 以及此次高原东部的降水过程主要跟对流降水有关。然而, 在去掉高原地面感热通量 (图 11c) 后, 东移高原低涡位置明显偏北偏西, 沿着 33°N 偏北、偏南气流形成的辐合带也大幅减弱, 高原东部也没有出现明显的高原对流雨带分布。以上说明东移高原低涡可能通过加强偏北、偏

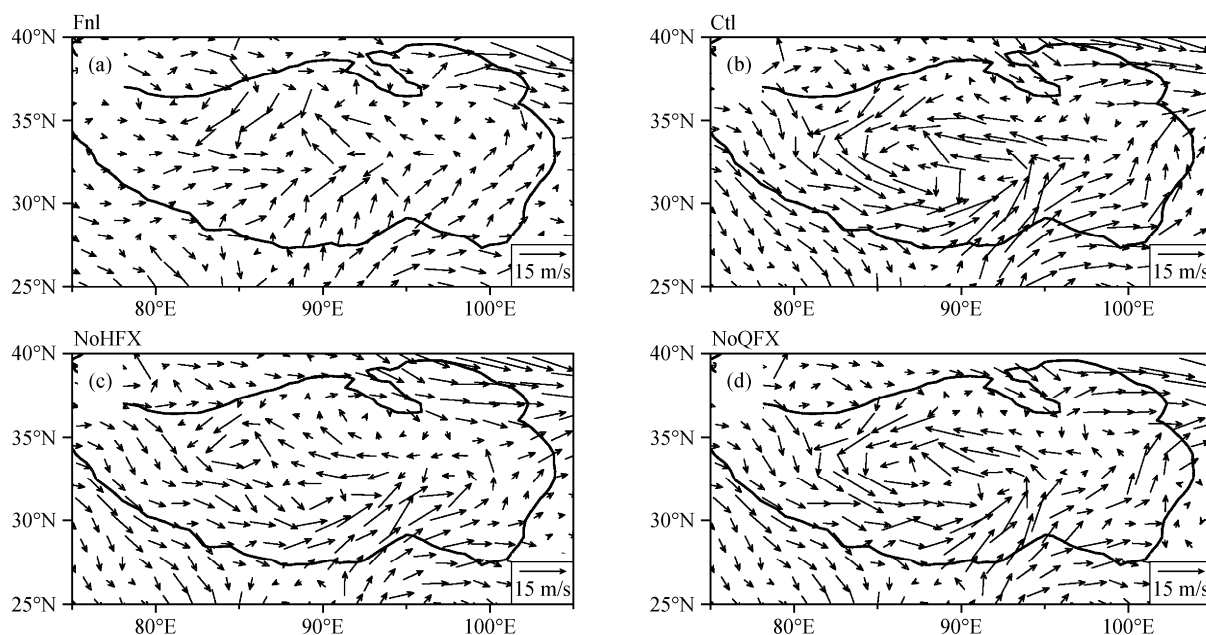


图 10 2012 年 6 月 23 日 18 时 500 hPa 风场 (单位: m/s): (a) NCEP-FNL 数据; (b) 参考试验 (Ctl); (c) 敏感性试验一 (NoHFX); (d) 敏感性试验二 (NoQFX)。等值线为高原 3000 m 地形等高线

Fig. 10 Wind vector (m/s) at 500 hPa at 1800 UTC 23 June 2012: (a) NCEP-FNL data; (b) control run (Ctl); (c) sensitive run 1 (NoHFX); (d) sensitive run 2 (NoQFX). The black solid line represents Tibetan Plateau topography with height above 3000 m

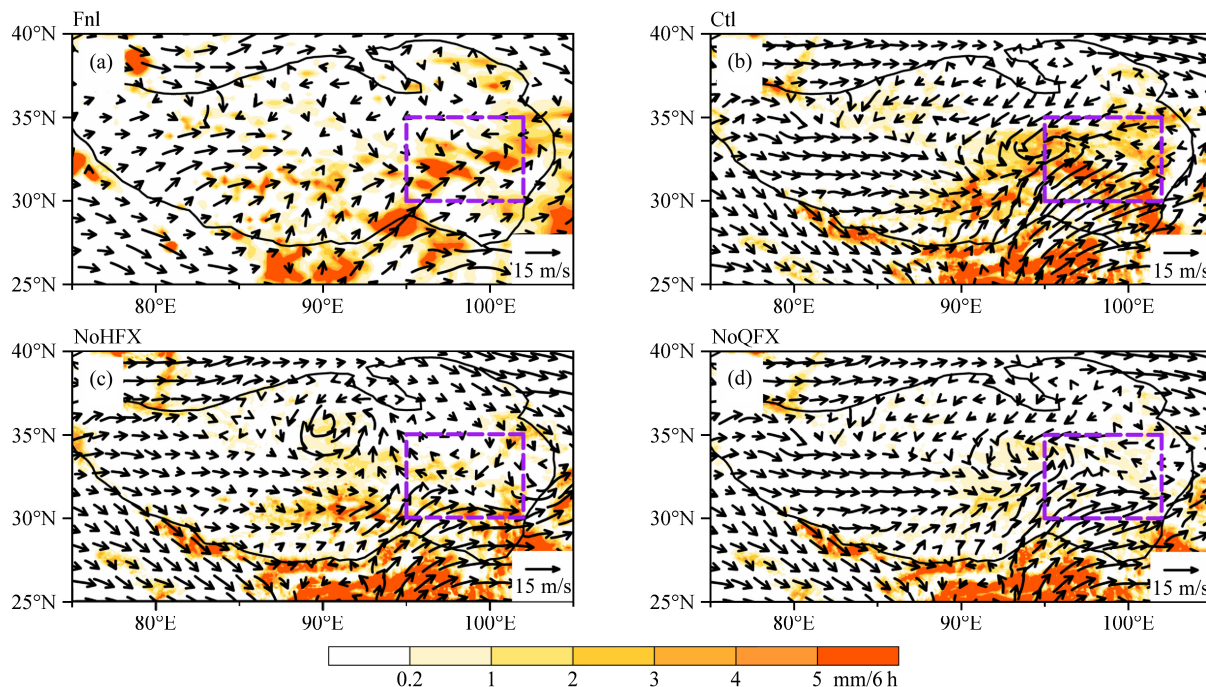


图 11 2012 年 6 月 24 日 12 时 500 hPa 风场 (单位: m/s): (a) NCEP-FNL 数据; (b) 参考试验 (Ctl); (c) 敏感性试验一 (NoHFX); (d) 敏感性试验二 (NoQFX)。 (a) 中阴影表示 CMORPH 累积降水量 (单位: mm/6 h); (b) - (d) 中阴影表示 WRF 模拟累积对流降水量 (单位: mm/6 h); 等值线为高原 3000 m 地形等高线; 紫色虚线框同图 2

Fig. 11 Wind vector at 500 hPa (m/s) at 1200 UTC 24 June 2012: (a) NCEP-FNL data; (b) Ctl run; (c) NoHFX run; (d) NoQFX run. Shading in (a) denotes CMORPH accumulated precipitation; (b)-(d) WRF accumulated convective precipitation, units: mm/6 h. The black solid line represents Tibetan Plateau topography with height above 3000 m, the purple dash line box is the same as Fig. 2

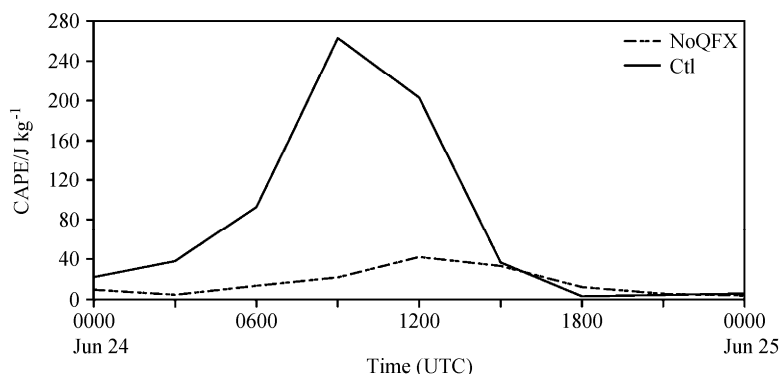


图 12 2012 年 6 月 24 日 00 时~25 日 00 时对流有效位能 (CAPE) 的平均演变序列 (图 5 紫色虚线框)。黑色实线表示参考试验 (Ctl), 黑色点线表示敏感性试验二 (NoQFX)

Fig. 12 Time series of convective available potential energy (CAPE) averaged over the area of purple dash line box (Fig. 5) from 0000 UTC 24 to 0000 UTC 25 June 2012. The black solid line denotes Ctl run, and the black dot line represents NoQFX run, and the unit of CAPE is J kg^{-1}

南气流形成的辐合带, 进而触发高原东部对流系统的生成。而高原地面感热通量对高原低涡的生成、发展和东移都有着十分重要的作用, 这与罗四维等 (1991); 罗四维和杨洋 (1992), 李国平等 (2002); 李国平和刘红武 (2006) 的结论一致。

另外, 在去掉高原地面潜热通量 (图 11d) 后, 东移高原低涡强度和位置并无明显的变化, 沿着 33°N 形成的偏北、偏南气流辐合带也无显著改变, 但高原东部则未出现高原对流雨带的分布。这说明高原地面潜热通量是影响高原东部对流系统生成的一个重要因子, 而对高原低涡东移并无显著作用。卢萍和宇如聪 (2008) 指出, 地面潜热通量对大气稳定度的影响可以通过对流有效位能的变化来说明。图 12 为此次天气过程中对流有效位能的演变过程, 从中可以看出, 在参考试验 (Ctl) 中, 大气中的对流有效位能在 6 月 24 日 06~15 时有着一次急剧的变化过程, 大约在 24 日 09 时达到极值, 约 260 J/kg , 然后开始迅速减弱; 在无高原地面潜热通量的试验中 (NoQFX), 大气中的对流有效位能值偏小, 最大值不超过 40 J/kg , 且无明显变化。这说明地面潜热通量能够增强中低层大气的不稳定性, 为对流系统的发生发展积累能量, 造成有利于对流降水的热力环境。

综上, 高原地面感热通量对高原低涡的生成、发展和东移都有着十分重要的作用, 而东移高原低涡通过加强偏北、偏南气流形成的辐合带, 进而触发了高原东部对流系统的生成。同时, 高原地面潜热通量能够增强中低层大气的不稳定性, 为对流系统的发生发展积累能量, 造成有利于对流降水的热

力环境, 但对高原低涡则无显著的影响。高原地面感热、潜热通量是高原东部对流系统生成发展过程中必不可少的因子。

6 结论与讨论

本文利用 NCEP-FNL 再分析资料、FY-2E 卫星 TBB 数据、CMORPH 降水资料, 通过热力学和动力学诊断分析并结合区域天气气候模式 WRF 的数值模拟试验, 研究了 2012 年 6 月下旬青藏高原一次东移对流系统的生成发展机制以及与地面加热相互作用的物理过程, 得出的结论如下:

(1) 高原地面感热通量对高原低涡的生成、发展和东移都有着十分重要的作用, 而东移高原低涡通过加强偏北、偏南气流形成的辐合带, 进而触发了高原东部对流系统的生成。

(2) 高原地面潜热通量能够增强中低层大气的不稳定性, 为对流系统的发生发展积累能量, 造成有利于对流降水的热力环境, 但对高原低涡则无显著的影响。高原地面感热、潜热通量是高原东部对流系统生成发展过程中必不可少的因子。

(3) 东移高原低涡的加强主要跟高原对流系统降水产生的凝结潜热释放有关, 跟高低空正位涡带的上下打通并无直接关系。东移高原低涡与高原对流之间存在一种正反馈机制, 即东移高原低涡触发高原对流系统的生成, 而高原对流系统生成后, 通过降水所释放的凝结潜热加热, 又进一步加强了高原低涡的强度。

本文所得结论仅是基于个例分析的结果, 今后还需要通过更多的个例分析验证地面加热与高原

低涡和对流系统之间相互作用的物理过程。此外, 对流系统移出高原并影响下游地区降水天气过程中的地面加热与环流系统的相互作用的机制还有待深入研究。

参考文献 (References)

- 曹勇. 2012. 2012 年 6 月大气环流和天气分析 [J]. 气象, 38 (9): 1155–1160. Cao Yong. 2012. Analysis of the June 2012 atmospheric circulation and weather [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 38(9): 1155–1160.
- Chen F, Mitchell K, Schaake J, et al. 1996. Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations [J]. J. Geophys. Res., 101 (D3): 7251–7268.
- 陈功, 李国平, 李跃清. 2012. 近 20 年来青藏高原低涡的研究进展 [J]. 气象科技进展, 2 (2): 6–12. Chen Gong, Li Guoping, Li Yueqing. 2012. The research progress of the Tibetan Plateau vortex in recent twenty years [J]. Advances in Meteorological Science and Technology (in Chinese), 2 (2): 6–12.
- Duan A M, Wu G X. 2008. Weakening trend in the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau during recent decades. Part I: Observations [J]. J. Climate, 21: 3149–3164.
- 段安民, 吴国雄. 2003. 7 月青藏高原大气热源空间型及其与东亚大气环流和降水的相关研究 [J]. 气象学报, 61 (4): 447–456. Daun Anmin, Wu Guoxiong. 2003. The main spatial heating patterns over the Tibetan Plateau in July and the corresponding distributions of circulation and precipitation over Eastern Asia [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 61 (4): 447–456.
- Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. J. Atmos. Sci., 46 (20): 3077–3107.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77 (3): 437–470.
- 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 (4): 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 (4): 581–600.
- Hong S Y, Lim J J. 2006. The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6) [J]. J. Korean Meteor. Soc., 42: 129–151.
- Hong Song-You, Noh Yign, Duhia Jimy. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes [J]. Mon. Wea. Rev., 134: 2318–2341.
- Hoskins B J. 1997. A potential vorticity view of synoptic development [J]. Meteor. Appl., 4 (4): 325–334.
- 江吉喜, 范梅珠. 2002. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统 [J]. 大气科学, 26 (2): 263–270. Jiang Jixi, Fan Meizhu. 2002. Convective clouds and mesoscale convective systems over the Tibetan Plateau in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (2): 263–270.
- Kain J S, Fritsch J M. 1990. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization [J]. J. Atmos. Sci., 47: 2784–2802.
- Li Y D, Wang Y, Song Y, et al. 2008. Characteristics of summer convective systems initiated over the Tibetan Plateau. Part I: Origin, track, development, and precipitation [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 47 (10): 2769–2965.
- 李栋梁, 柳苗, 王慧. 2008. 高原东部凝结潜热及其对北半球 500 hPa 高度场和我国汛期降水的影响 [J]. 高原气象, 27 (4): 713–718. Li Dongliang, Liu Miao, Wang Hui. 2008. Latent heat series over the east part of QXP in rainy season and its impact on 500hPa height fields of northern hemisphere and precipitation in China flood season [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27 (4): 713–718.
- 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): 559–525. Li Guoping, Zhao Bangjie, Yang Jinjing. 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): 559–525.
- 李国平, 刘红武. 2006. 地面热源强迫对青藏高原低涡作用的动力学分析 [J]. 热带气象学报, 22 (6): 632–637. Li Guoping, Liu Hongwu. 2006. A dynamical study of the role of surface heating on the Tibetan Plateau vortices [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 22 (6): 632–637.
- 卢萍, 宇如聪. 2008. 地表潜热通量对四川地区降水影响的数值分析 [J]. 高原山地气象研究, 28 (3): 1–7. Lu Ping, Yu Rucong. 2008. Numerical analysis on the impacts of surface latent heat flux transport on Sichuan rainfall process [J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 28 (3): 1–7.
- 卢萍, 宇如聪, 周天军. 2009. 四川盆地西部暴雨对初始水汽条件敏感性的模拟研究 [J]. 大气科学, 33 (2): 241–250. Lu Ping, Yu Rucong, Zhou Tianjun. 2009. Numerical simulation on the sensitivity of heavy rainfall over the western Sichuan basin to initial water vapor condition [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (2): 241–250.
- 罗四维, 杨洋, 吕世华. 1991. 一次青藏高原夏季低涡的诊断分析研究 [J]. 高原气象, 10 (1): 1–12. Luo Siwei, Yangyang, Lü Shihua. 1991. Diagnostic analyses of a summer vortex over Qinghai–Xizang plateau for 29–30 June 1979 [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 10 (1): 1–12.
- 罗四维, 杨洋. 1992. 一次青藏高原夏季低涡的数值模拟研究 [J]. 高原气象, 11 (1): 39–48. Luo Siwei, Yangyang. 1992. A case study on numerical simulation of summer vortex over Qinghai–Xizang (Tibetan) plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 11 (1): 39–48.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated- k model for the longwave [J]. J. Geophys. Res., 102 (D14): 16663–16682.
- Zhang P F, Li G P, Fu X H, et al. 2014. Clustering of Tibetan Plateau vortices by 10–30-day intraseasonal oscillation* [J]. Mon. Wea. Rev., 142: 290–300.
- 青藏高原气象科研拉萨会战组. 1981. 夏半年青藏高原 500 hPa 低涡切变线研究 [M]. 北京: 科学出版社, 120–155. Lhasa Group for Tibetan Plateau Meteorology Research. 1981. Research of 500 hPa Shear Lines over the Tibetan Plateau in Summer (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 120–155.
- Sugimoto S, Ueno K. 2010. Formation of mesoscale convective systems

- over the eastern Tibetan Plateau affected by plateau-scale heating contrasts [J]. *J. Geophys. Res.*, 115 (D16), doi:10.1029/2009JD013609.
- 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: 23–30.
- Wang W, Kou Y-H, Warner T T. 1993. A diabatically driven mesoscale vortex in the Lee of the Tibetan Plateau [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121: 2542–2561.
- 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.
- 王斌, 李跃清. 2011. 近 10 多年南亚高压活动特征及其影响的研究进展 [J]. *高原山地气象研究*, 31 (2): 75–80. Wang Bin, Li Yueqing. 2011. Advances in researches of South Asia High activities and its influences on summer drought and flood in China in recent More than 10 years [J]. *Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese)*, 31 (2): 75–80.
- 王美蓉, 周顺武, 段安民. 2012. 近 30 年青藏高原中东部大气热源变化趋势: 观测与再分析资料对比 [J]. *科学通报*, 57 (2–3): 178–188. Wang Meirong, Zhou Shunwu, Duan Anmin. 2012. Trend in the atmospheric heat source over the central and eastern Tibetan Plateau during recent decades: Comparison of observations and reanalysis data [J]. *Chin. Sci. Bull.*, 57 (5): 548–557.
- Wang Z Q, Duan A M, Wu G X. 2013. Time-lagged impact of spring sensible heat over the Tibetan Plateau on the summer rainfall anomaly in East China: Case studies using the WRF model [J]. *Climate Dyn.*, 42 (11–12): 2885–2898.
- 吴海英, 寿绍文. 2002. 位涡扰动与气旋的发展 [J]. *南京气象学院学报*, 25 (4): 510–518. Wu Haiying, Shou Shaowen. 2002. Potential vorticity disturbance and cyclone development [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology*, 25 (4): 510–518.
- 向朔育, 李跃清. 2011. 高原低涡研究和 TRMM 卫星资料应用的相关进展 [J]. *高原山地气象研究*, 31 (1): 74–78. Xiang Shuoyu, Li Yueqing. 2011. Progress in Plateau low vortex and applications of TRMM satellite [J]. *Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese)*, 31 (1): 74–78.
- Yanai M, Esbensen S, Chu J H. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budget [J]. *J. Atmos. Sci.*, 30 (4): 611–627.
- Ye T Z. 1981. Some characteristics of the summer circulation over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its neighborhood [J]. *Bulletin American Meteorological Society*, 62: 14–19.
- 叶笃正. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 7–8. Ye Duzheng. 1979. *Tibetan Plateau Meteorology (in Chinese)*[M]. Beijing: Science Press, 7–8.
- 郁淑华, 高文良. 2006. 高原低涡移出高原的观测事实分析 [J]. *气象学报*, 64 (3): 393–399. Yu Shuhua, Gao Wenliang. 2006. Observational analysis on the movement of vortices before/after moving out the Tibetan Plateau [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 64 (3): 393–399.
- 郁淑华, 高文良, 顾清源. 2007. 近年来影响我国东部洪涝的高原东移涡环流场特征分析 [J]. *高原气象*, 26 (3): 466–475. Yu Shuhua, Gao Wenliang, Gu Qingyuan. 2007. The middle-upper circulation analyses of the plateau vortex moving out of plateau and influencing flood in East China in recent years [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 26 (3): 466–475.
- 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 (6): 467–473. Zhang Shunli, Tao Shiyan, Zhang Qingyun, et al. 2002. Multiple-dimension weather condition of heavy rain over the middle and lower reaches of the Yangtze River [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 47 (6): 467–473.
- Zhu G F, Chen S J. 2003a. Analysis and comparison of mesoscale convective systems over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 20 (3): 311–322.
- Zhu G F, Chen S J. 2003b. A numerical case study on a mesoscale convective system over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 20 (3): 385–397.
- 竺夏英, 刘屹岷, 吴国雄. 2012. 夏季青藏高原多种地表感热通量资料的评估 [J]. *中国科学: 地球科学*, 42 (7): 1104–1112. Zhu Xiaying, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2012. An assessment of summer sensible heat flux on the Tibetan Plateau from eight data sets [J]. *Science China Earth Sciences*, 55 (5): 779–786.