

董元昌, 李国平. 2015. 大气能量学揭示的高原低涡个例结构及降水特征 [J]. 大气科学, 39 (6): 1136–1148. Dong Yuanchang, Li Guoping. 2015. The structure and precipitation characteristics of typical Tibetan Plateau vortices as revealed by energy analysis [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (6): 1136–1148, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1502.14263.

# 大气能量学揭示的高原低涡个例 结构及降水特征

董元昌 李国平

成都信息工程大学大气科学学院, 成都 610225

**摘 要** 从能量角度分析了发生于 2010 年 7 月 21~25 日的一次高原低涡天气过程及降水特征。定量讨论了高原低涡发展不同阶段显热能、潜热能和对流有效位能 (CAPE) 的时空分布特征以及各能量分量变化的原因。发现:

(1) 显热能在高原低涡生成初期是总能量变化的主导因素, 潜热能则在高原低涡东移下坡之后对总能量的变化起主要作用; (2) 潜热能的空间分布证实高原低涡在成熟阶段出现与台风类似的螺旋结构; (3) 标准化对流有效位能 (NCAPE) 在高原低涡发展最强盛时呈现明显的空心结构; (4) 高原低涡的降水主要分布在低涡中心的东南侧或南侧, 这与高原低涡的环流以及能量分布特征有密切关系。

**关键词** 高原低涡 能量分析 降水分布 螺旋带 空心结构

文章编号 1006-9895(2015)06-1136-13

中图分类号 P443

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1502.14263

## The Structure and Precipitation Characteristics of Typical Tibetan Plateau Vortices as Revealed by Energy Analysis

DONG Yuanchang and LI Guoping

School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

**Abstract** A precipitation case caused by the Tibetan Plateau Vortex (TPV) process that occurred during 21–25 July 2010 is investigated by means of energy analysis. This paper focuses on the characteristics of distribution and the reasons for the changes of apparent energy, latent energy, and Convective Available Potential Energy (CAPE) during the TPV's different development periods. The main results are as follows: (1) Apparent energy is responsible for the changes of total energy at the beginning, while latent energy is the main reason in the later development period; (2) The spiral structure of latent energy in the mature stage of the TPV is very clear, which can indicate the degree of development of the TPV; (3) Normalizing the CAPE values by the depth over which the integration takes place provides an index (NCAPE) that presents a clear hollow structure during the TPV's strong period; (4) Precipitation related to the TPV is mainly distributed in the southeast or south of the vortex center, which has a close relationship with the TPV's circulation and energy distribution characteristics.

**Keywords** Tibetan Plateau vortex, Energy analysis, Precipitation distribution, Spiral band, Hollow structure

收稿日期 2014-09-11; 网络预出版日期 2015-02-06

资助项目 国家自然科学基金项目 91337215、41175045, 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2012CB417202, 公益性行业 (气象) 科研专项项目 GYHY201206042

作者简介 董元昌, 男, 1989 年出生, 主要从事天气动力学、高原气象研究。E-mail: 627967828@qq.com

通讯作者 李国平, E-mail: liguoping@cuit.edu.cn

## 1 引言

高原低涡是青藏高原地区特有的浅薄涡旋系统。常给高原及下游地区带来暴雨等灾害性天气。刘富明和湫梅娟(1986)统计研究发现高原低涡全年均可发生、发展,但夏半年尤其在6~9月多发。虽然能够移出青藏高原的高原低涡数量很少,但一旦移出高原,将会给高原周边地区带来明显的降水过程(罗四维,1989;杨伟愚等,1990;罗四维等,1993;钱正安和焦彦军,1997)。与热带气旋不同,高原低涡是比较浅薄的能量系统。孙国武等(1989)提出高原低涡是一动能的“准封闭系统”,且原地生消和东移发展的高原低涡具有不同的动能收支过程。杨洋和罗四维(1992)定量分析指出积云和乱流造成总能量的垂直输送对高原低涡的发展极为重要。同时,高原低涡的生命过程对大尺度环境场、下垫面等外部因素具有很强的依赖性(孙国武等,1987;丁治英等,1994)。此外,罗四维和杨洋(1992)、陈伯民等(1996),宋雯雯和李国平(2011)对高原低涡过程的数值模拟表明:感热在高原低涡初生阶段起主要作用,潜热则在其后的发展过程中起主导作用。

本文选取2010年7月21日到25日的高原低涡个例(以下简称“7.21”高原低涡),并选取2005年5月1日到4日的高原低涡个例(以下简称“5.1”高原低涡)作为验证个例,以过去高原低涡研究中不多见的能量分析视角,计算了此次高原低涡不同发展阶段各能量分量的时空分布特征,讨论了能量变化原因及其对高原低涡演变的影响,进一步揭示了高原低涡在不同发展阶段能量的分布及变化特点,并探讨了能量分布影响高原低涡降水的可能机制。

## 2 数据和方法

根据青藏高原气象科学研究拉萨会战组(1981)对高原低涡的定义,并参考李跃清等(2012)青藏高原低涡切变线年鉴以确定“7.21”高原低涡的中心位置、强度以及东移路径,进而计算高原低涡东移过程中不同阶段的能量变化。

资料主要有:(1)美国NCEP FNL  $1^\circ \times 1^\circ 6$ 小时一次再分析资料;(2)中国气象科学数据共享服务网提供的中国地面降水日值  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 格点数据集(V2.0)(以下简称格点降水资料);(3)中国国

家级地面气象站逐小时降水数据集(以下简称站点降水资料);(4)欧洲中心ERA-Interim  $1^\circ \times 1^\circ 6$ 小时一次温度、位势高度、相对湿度资料;(5)2010年7月24日新一代天气雷达每6分钟的反射率拼图资料;(6)FY-2E逐小时红外黑体辐射亮温(Temperature of Black Body,简称TBB)资料。

单位质量湿空气总能量(也称总比能)的计算公式(雷雨顺,1986)为

$$E = c_p T + gZ + qL + \frac{1}{2}V^2, \quad (1)$$

其中, $c_p$ 为干空气定压比热, $T$ 为绝对温度, $g$ 为重力加速度, $Z$ 为海拔高度, $L$ 为凝结潜热, $q$ 为比湿。公式右端分别为显热比能(下简称显热能)、位能、潜热比能(下简称潜热能)和动能。

视水汽汇  $Q_2$  表示单位时间内单位质量水汽凝结释放热量引起的大气增温率,计算公式为

$$Q_2 = -L\left(\frac{\partial q}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p}\right) = Q_{2t} + Q_{2h} + Q_{2\omega}, \quad (2)$$

式中,下标  $t$ 、 $h$  和  $\omega$  分别代表时间变化项、平流项和垂直输送项, $Q_2/c_p$  为干燥率。

## 3 “7.21”高原低涡的环流形势与温湿场

### 3.1 低涡概况

“7.21”高原低涡于2010年7月21日(协调世界时,下同)生成于青海曲麻莱地区。生成后向东北方向移出高原,后又迂回移入高原。先后经过青海、甘肃、宁夏、陕西、四川、西藏,于7月26日消亡于青海南部地区(图1a)。高原低涡生成初期中心强度为5810 gpm,在向东北移出高原时,中心强度减弱。22日00时移到甘肃,中心强度降低为5830 gpm,并转向东南方向移动,在23日12时低涡转向西南移动,25日00时低涡重新进入高原。在低涡向西南移过程中,低涡中心强度先增强,24日00时最低为5800 gpm,随后减弱,25日00时进入高原时中心强度为5830 gpm。26日00时中心强度减弱为5850 gpm,随后消失。受其影响,四川、湖北、湖南、陕西、河南、甘肃、宁夏地区降暴雨到大暴雨,降水日数2~5天。有4处(图1a中标注A、B、C、D)100 mm以上大暴雨区域(图1a),其中1个400 mm以上的特大暴雨中心。西藏、青海、安徽、山东、山西、重庆、贵州等部分地区也降了小到中雨。四大降水区降水的出现有明显先后

次序，且与高原低涡东移过程中位置远近有关。

### 3.2 500 hPa 环流场及低涡温湿场

#### 3.2.1 500 hPa 环流

7 月 21 日 00 时 (图 2a), 高原低涡生成初期,

环境温度较高, 但没有明显的暖中心结构。由于地面感热对大气的加热作用与气团距离下垫面高度的关系以及“西高东低”的地形特点, 使得同样在 500 hPa 等压面上, 高原主体地区要比高原东部大

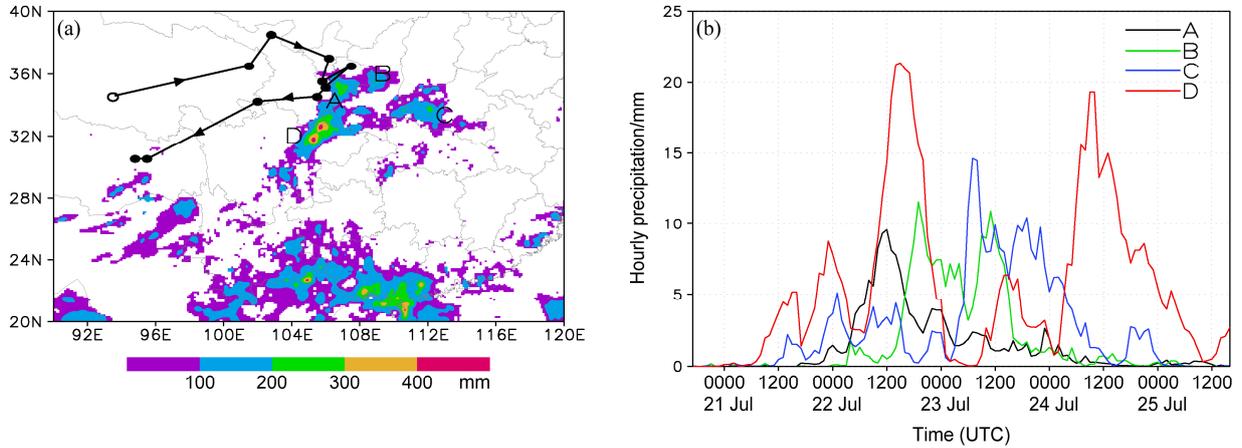


图 1 (a) “7.21” 高原低涡路径 (空心圆为生成位置, 时间间隔为 12 小时) 及 4 个降水量超过 100 mm 的大值区 (标注为 A、B、C、D); (b) 四个降水大值中心逐小时降水量 (单位: mm)

Fig. 1 (a) Track of the Tibetan Plateau vortex (TPV) named “7.21” (hollow circle: generation location, refreshed every 12 hours) and four extreme precipitation centers (>100 mm); (b) hourly precipitation in the four special regions (units: mm)

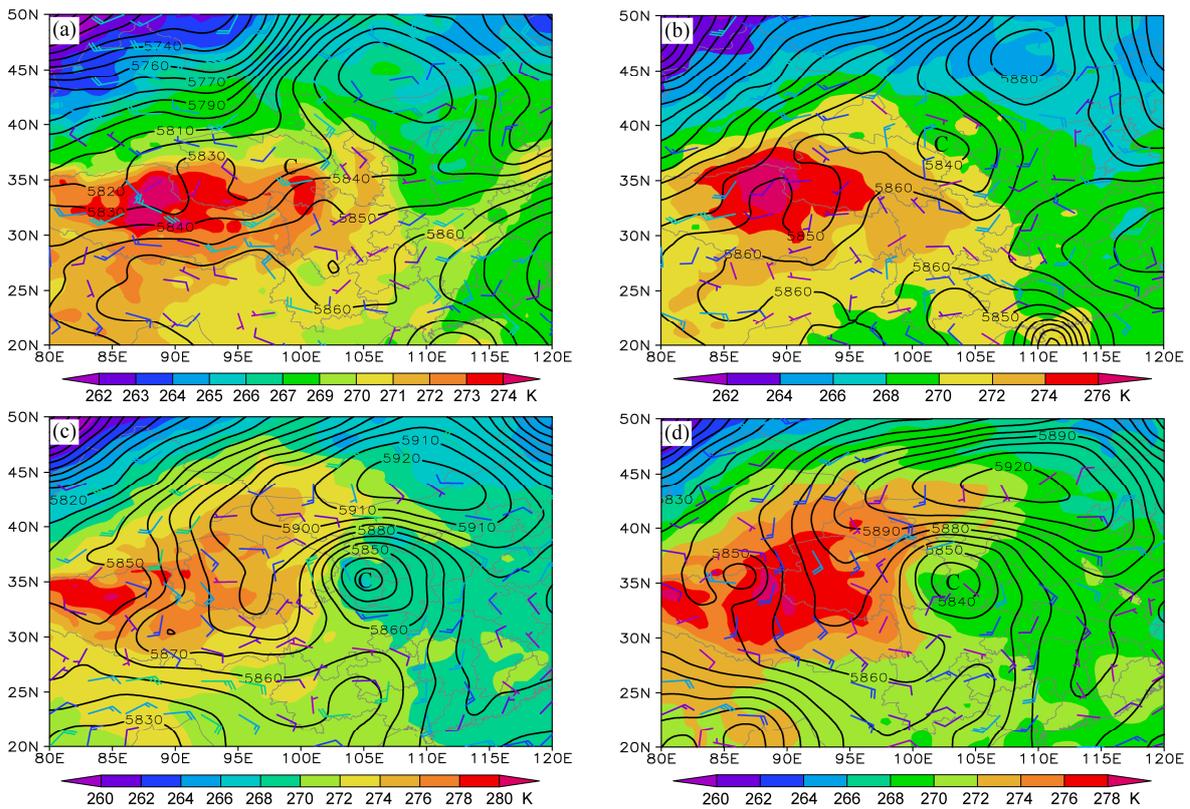


图 2 500 hPa 高度、温度、风场: (a) 7 月 21 日 00 时; (b) 7 月 22 日 00 时; (c) 7 月 24 日 06 时; (d) 7 月 24 日 18 时。实线为等高线, 单位: gpm; 阴影为气温, 单位: K; 风速单位: m s<sup>-1</sup>; “C” 为高原低涡中心位置

Fig. 2 The isohypse, temperature, and wind at 500 hPa: (a) 0000 UTC 21 July 2010; (b) 0000 UTC 22 July 2010; (c) 0600 UTC 24 July 2010; (d) 1800 UTC 24 July 2010. Solid line: isohypse (units: gpm); shading: temperature (units: K); units of wind speed: m s<sup>-1</sup>; “C” represents the center of the Tibetan Plateau vortex (TPV)

气温度高出 2~4 K。高原低涡形成初期高度场没有闭合中心，环境风速较小，呈气旋性切变。说明在高原低涡生成初期，由于其尺度较小、强度较弱，根据地转适应理论风场是判别其存在的主要依据。高原低涡东北部为阻塞高压，中心强度 5860 gpm，高原低涡则处于阻塞高压西南侧的横槽中。随着此次高原低涡的东移发展，7 月 22 日 00 时（图 2b）A 区大范围降水开始前，高原低涡已东移到甘肃省境内，中心强度下降，但已出现闭合等高线。同时，阻塞高压北移加强，西太平洋副热带高压（简称西太副高）较高原低涡初生时刻位置更西，来自南海的水汽沿着西太副高的西部边缘北伸到高原低涡

环流以北地区。两处高压的存在同时也影响低涡东移的速度，7 月 22 日 00 时至 7 月 25 日 00 时，由于阻塞高压和西太副高的影响，高原低涡在甘肃、宁夏、陕西、四川北部地区活动，移速缓慢。四大暴雨区的降水主要发生在此时段。

### 3.2.2 低涡温湿场

东移型高原低涡的移动路径有较大的海拔落差，因此高原低涡所处的环境（特别是温、湿环境）将发生很大变化。显热能和潜热能与大气的温度、湿度关系密切。为了更好地揭示高原低涡的能量变化原因，给出了高原低涡不同发展阶段温度、湿度距平剖面图（图 3）。距平的计算方法为：每层各点

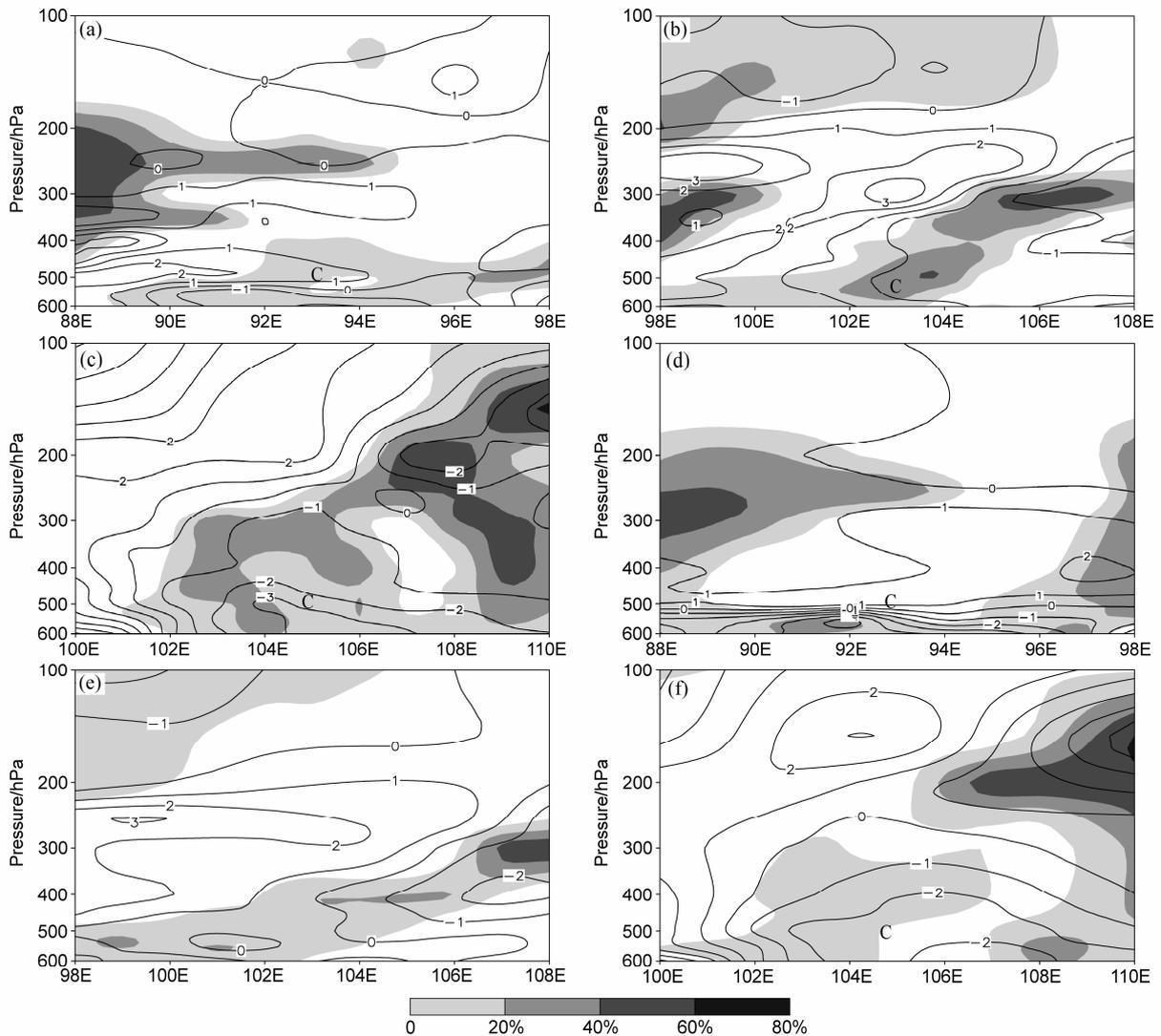


图 3 基于 NCEP FNL 数据的高原低涡中心的温度、湿度距平纬向—垂直剖面：(a) 7 月 21 日 00 时（沿 34.5°N）；(b) 7 月 22 日 00 时（沿 38°N）；(c) 7 月 24 日 12 时（沿 34°N）；(d)、(e)、(f) 同 (a)、(b)、(c)，但为欧洲中心 ERA-Interim 数据。等值线为温度距平，单位：K；“C”高原低涡中心位置

Fig. 3 Vertical cross section of temperature anomalies (contours: units: K) and relative humidity positive anomalies for NCEP (National Centers for Environmental Prediction) FNL (Final) data: (a) 0000 UTC 21 July 2010 (34.5°N); (b) 0000 UTC 22 July 2010 (38°N); (c) 1200 UTC 24 July 2010 (34°N). Panels (d–f) are the same as (a–c), but for ERA-Interim data. “C” represents the center of the TPV

减去与其同层同一要素场的平均值。由图 3 可看出,高原低涡生成初期(图 3a、d)在距离地面较近的层中高原低涡中心附近有比较浅薄的大湿度层,经向湿度呈“南湿北干”的梯度分布,大湿度层对应的区域温度较低(图略)。可见初生时刻的高原低涡区域温度略低于或等于环境温度,纬向湿度分布均匀但湿层浅薄。这种温湿结构使得高原低涡区域对流较弱,湿层的水汽不易凝结释放潜热。值得注意的是:在浅薄的湿度层上方有相当厚度的干暖层,干暖层的存在一方面限制了高原低涡的垂直发展,另一方面又有利于低层能量的集聚,从而在合适的时间爆发。

22 日 00 时,高原低涡东移到甘肃省中部。大湿度区向东倾斜,且厚度加大,上层的干暖层也随之倾斜加厚(图 3b、e),此时干暖层对高原低涡温湿垂直结构的抑制作用较为明显。经向剖面图上,较低层(特别是 500 hPa)经向的湿度梯度大幅增加,且大湿度区处在温度正距平区域,表明在接下来的时间内低层的湿空气将开始上升,这与 A 区开始降水的时间比较一致。24 日 12 时,高原低涡发展处于成熟时期,经向和纬向的大湿度区明显增厚,大湿度中心的湿度比平均值高出 20%~40%,高原低涡后部的干侵入将其在纬向方向上的湿度中心切割成相对孤立的区域(图 3c、f),这种现象在经向方向上表现得也较为明显。之后高原低涡重新移入高原,湿度层明显变薄(图略)。纵观全程,大湿度区的强弱与高原低涡的发展比较一致。大湿度区温度负距平区与其上层的干暖层相互配合可能是抑制高原低涡垂直发展的重要因素。

#### 4 能量分布与演变

从数值上看,显热能比潜热能大一个量级,占总比能的绝大部分。因为高原低涡在 500 hPa 上表现得最明显,故选取 500 hPa 等压面对各能量进行分析。由表 1 可看出高原低涡在移出高原前后总能量的维持与显热能、潜热能的关系:21 日 00 时到 12 时高原低涡未移出高原,显热能的变化量占总比能变化量的主要部分。相比之下,潜热能处于相对稳定的状态,即使有变化也与总比能变化趋势不一致。可以认为在高原低涡发展初期,显热能是影响高原低涡能量系统的主要因素,而潜热能作用微小。22 日 00 时,高原低涡完全移出高原,至 24 日 12 时,高原低涡都在高原以东缓慢移动。可明显看

出这期间潜热能的变化占据主导地位,在近 50 小时的发展过程中,显热能几乎未发生变化,潜热能的变化量成了引起总比能变化的主要因素。对比“5.1”高原低涡过程可以得出相同结论(表 2)。

表 1 “7.21”高原低涡过程 21 日 00 时到 24 日 12 时高原低涡中心各能量分量的变化量(单位:  $\text{J kg}^{-1}$ )

Table 1 The energy changes in the central area of the TPV named “7.21” during 0000 UTC 21 July to 1200 UTC 24 July 2010 (units:  $\text{J kg}^{-1}$ )

时间	总比能变化	显热能变化	潜热能变化
21 日 00 时	347000	274500	18000
21 日 06 时	-3000	-1500	0
21 日 12 时	+1000	+1000	-2000
21 日 18 时	0	-1000	0
22 日 00 时	-5000	-1000	-4000
22 日 06 时	-10000	-1000	-2000
22 日 12 时	+15000	+1000	+7000
22 日 18 时	-5000	0	-3000
23 日 00 时	-1000	0	-2000
23 日 06 时	+1000	-1000	+3000
23 日 12 时	-5000	0	-3000
23 日 18 时	-1000	0	-1000
24 日 00 时	+3500	0	+3000
24 日 06 时	+1500	0	0
24 日 12 时	-3000	-1000	-1000

表 2 “5.1”高原低涡过程 2005 年 1 日 12 时到 4 日 00 时高原低涡中心各能量分量的变化量(单位:  $\text{J kg}^{-1}$ )

Table 2 The energy changes in the central area of the TPV named “5.1” during 1200 UTC 1 May to 0000 UTC 4 May 2005 (units:  $\text{J kg}^{-1}$ )

时间	总比能变化	显热能变化	潜热能变化
1 日 12 时	525000	267000	10000
1 日 18 时	-3000	-1000	0
2 日 00 时	-2000	-1000	0
2 日 06 时	-1000	0	-500
2 日 12 时	+4000	+2000	-500
2 日 18 时	-7000	-1500	-4500
3 日 00 时	+6000	-500	+5500
3 日 06 时	-2000	+1000	-1500
3 日 12 时	+1000	+0	+1000
3 日 18 时	-1000	+1000	-1000
4 日 00 时	-5000	-2000	-1500

#### 4.1 显热能

显热能主要体现的是空气团的温度和湿度,因此可以认为显热能的大值区是暖或湿的气流比较强盛的地区,其小值区的空气团则比较干燥或低温。在高原低涡生成初期(图 4a),高原低涡中心处于显热能脊区。高原地形对显热能的分布影响较

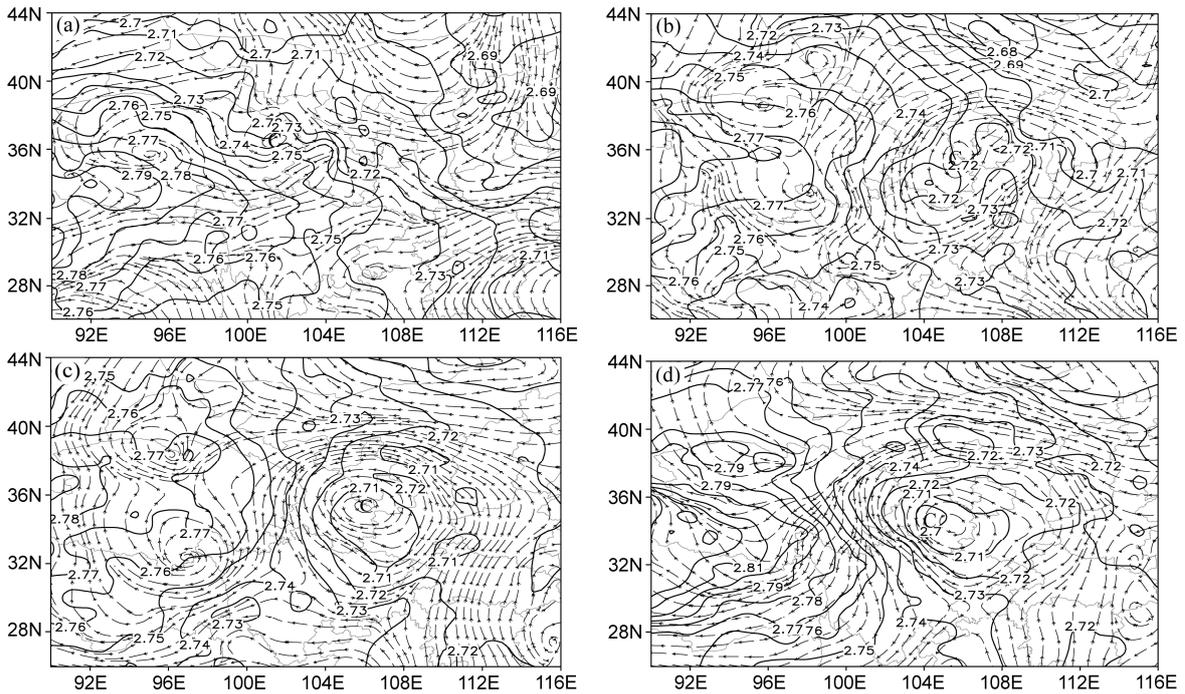


图 4 500 hPa 显热能场、流场：(a) 7 月 21 日 12 时；(b) 7 月 23 日 00 时；(c) 7 月 24 日 00 时；(d) 7 月 24 日 12 时。实线为等显热能，单位： $10^5 \text{ J kg}^{-1}$ ；“C”为高原低涡中心位置

Fig. 4 The apparent heat energy and flow field at 500 hPa (contours, units:  $10^5 \text{ J kg}^{-1}$ ): (a) 1200 UTC 21 July 2010; (b) 0000 UTC 23 Jul 2010; (c) 0000 UTC 24 July 2010; (d) 1200 UTC 24 July 2010. “C” represents the center of the TPV

大，高原主体为高能区，高原边缘则有明显的能量梯度。这说明在生成初期，高原大地形为高原低涡提供了高温高湿的环境。23 日 00 时，低涡中心处于宁夏南部（图 4b），显热能首次在低涡中心的西南部出现明显的低值中心。24 日 00 时至 24 日 12 时，高原低涡中心区显热能闭合中心进一步扩大，直至发展到中心值最低，近似圆形的对称分布结构（图 4c、d）。本文第 3 节曾指出，高原低涡在东移发展过程中，湿度场和温度场分布是不同步的：低涡以东“低温高湿”，低涡以西“高温低湿”。这种温湿场配置是形成显热能场围绕低涡中心形成对称分布的主要原因。

#### 4.2 潜热能

宋雯雯和李国平（2011）研究表明：潜热是影响高原低涡维持和结构演变的主导因素。潜热能的大值区表明相关区域易发生水汽凝结。自高原低涡移出高原起，低涡中心一直处于潜热能经向梯度大值区，其东南部一直是潜热能的大值地带，这与高原低涡的主要降水方位吻合（图略）。

前面分析指出，潜热能在高原低涡下高原之后主导了其总比能的变化趋势。同时高原低涡的主要

降水时段也发生在低涡下高原之后。与显热能的对称分布不同，潜热能在高原低涡下高原初期一直呈“南高北低”分布，并在高原低涡发展的强盛时期，出现了类似台风云系的螺旋分布结构（图 5）。由图可看出：24 日 00 时（图 5a）高原低涡东南方向的潜热能大值区开始随低涡环流向高纬度延伸，形成一条潜热能大值带，有围绕高原低涡中心呈气旋式向内旋入态势。24 日 06 时，潜热能大值带变长变窄，前端也更靠近低涡中心。同时低涡的西南部出现潜热能低值区。24 日 12 时，潜热能大值带断开，呈现多个椭圆状大值中心，但螺旋结构明显，大值中心的最前端已旋入到低涡中心的西南方向。之前出现的潜热能低值区在大潜热能带的内侧同时向低涡中心旋入，呈现一大值一小值的双层潜热能螺旋分布结构。24 日 18 时，螺旋结构上的大、小值中心开始缩小、断裂，螺旋结构逐渐消失（图 5d）。至此，潜热能的螺旋结构从开始形成到消失前后大约历时 18 小时。这一时段也是高原低涡从最强盛逐渐减弱的时段。李玉兰（1982）、韩瑛和伍荣生（2007）分析了台风螺旋云系的形成过程并指出这种螺旋结构可以指示其发展到成熟阶段，而高原低

涡也可以呈现与台风类似的螺旋结构 (Chen and Li, 2014)。因此, 与台风的螺旋云系预示台风发展到强盛阶段类似, 潜热能的螺旋结构在一定程度上也可以表示高原低涡的发展达到成熟状态。对比“5.1”高原低涡过程 (图 5e-h), 发现由于缺乏相

应流场和高度场环境, 其潜热能的螺旋结构形成过程不太明显, 仅在发展的最旺盛时期有类似的结构 (图 5h), 且持续时间较短, 本文将在第 5 节详细说明潜热能螺旋结构形成的特殊条件。

潜热能螺旋带并未出现与之对应分布的降水

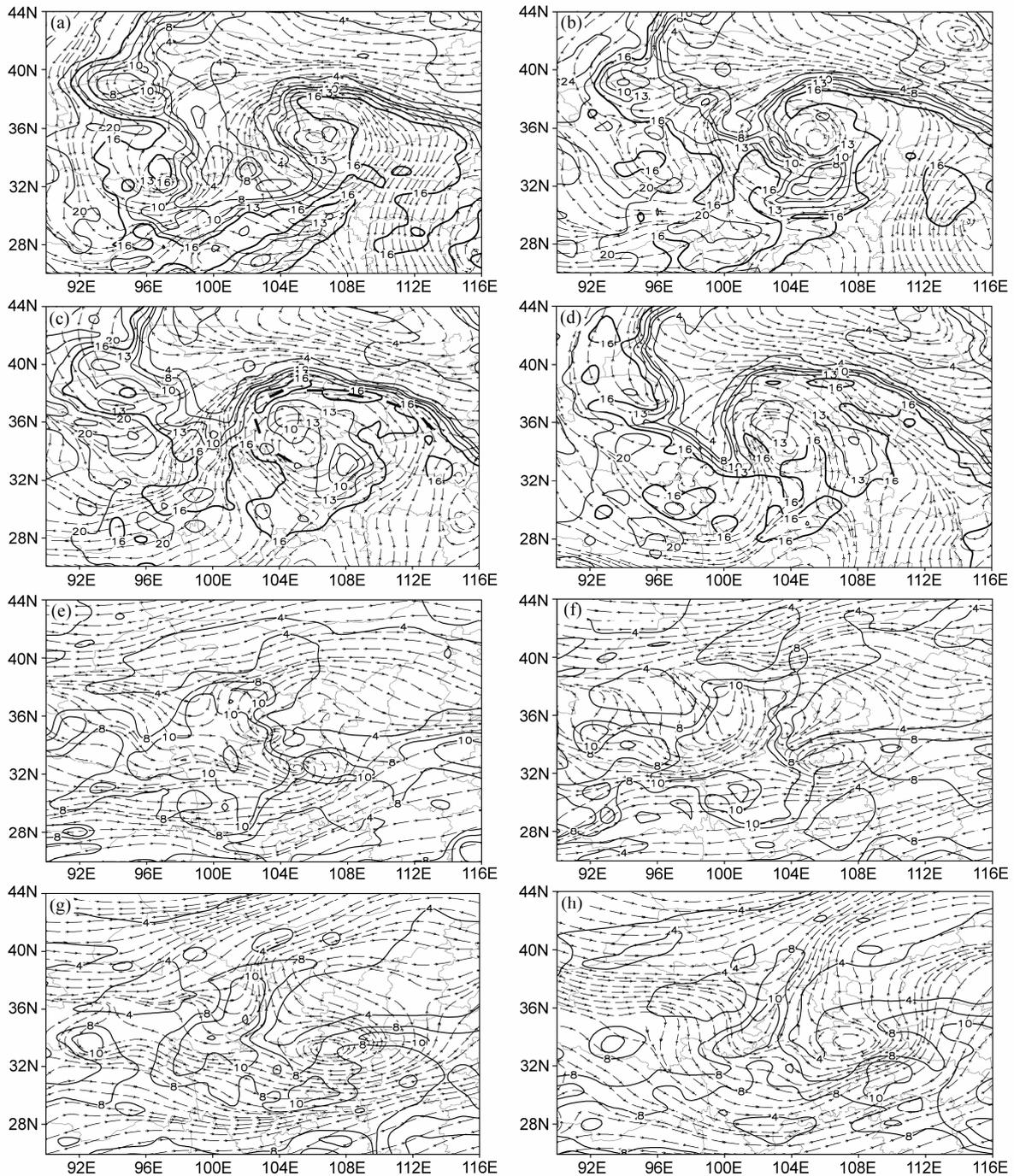


图 5 500 hPa 潜热能场、流场: (a) 2010 年 7 月 24 日 00 时; (b) 2010 年 7 月 24 日 06 时; (c) 2010 年 7 月 24 日 12 时; (d) 2010 年 7 月 24 日 18 时; (e) 2005 年 5 月 3 日 06 时; (f) 2005 年 5 月 3 日 12 时; (g) 2005 年 5 月 3 日 18 时; (h) 2005 年 5 月 4 日 00 时。实线为等潜热能, 单位:  $10^3 \text{ J kg}^{-1}$

Fig. 5 The latent heat energy (contours, units:  $10^3 \text{ J kg}^{-1}$ ) and flow field at 500 hPa: (a) 0000 UTC 24 July 2010; (b) 0600 UTC 24 July 2010; (c) 1200 UTC 24 July 2010; (d) 1800 UTC 24 July 2010; (e) 0600 UTC 3 May 2005; (f) 1200 UTC 3 May 2005; (g) 1800 UTC 3 May 2005; (h) 0000 UTC 4 May 2005

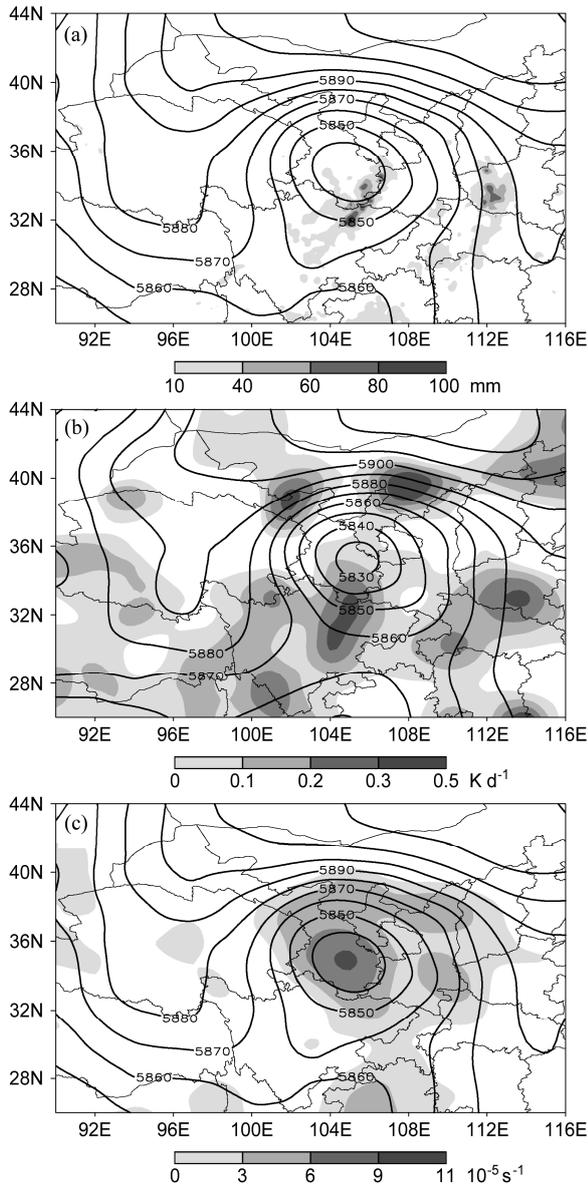


图 6 (a) 24 日 12 时前后共 10 小时累计降水 (单位: mm); (b) 24 日 12 时 500 hPa 上干燥率 ( $Q_2/c_p$ ) 分布 (单位:  $K d^{-1}$ ); (c) 24 日 12 时 500 hPa 相对涡度 (单位:  $10^{-5} s^{-1}$ )。实线为 500 hPa 的等高线 (单位: gpm)

Fig. 6 (a) Accumulated precipitation during 0800–1800 UTC 24 July 2010 (units: mm); (b) distribution of aridity index ( $Q_2/c_p$ ) at 500 hPa at 1200 UTC 24 July 2010 (units:  $K d^{-1}$ ); (c) relative vorticity at 500 hPa at 1200 UTC 24 July 2010 (units:  $10^{-5} s^{-1}$ ). Solid lines represent 500-hPa isohypse (units: gpm)

带 (图 6a), 反而有些区域的降水偏少且均匀, 但有明显的  $Q_2$  大值区域 (图 6b) 且分布与螺旋带较为相似。这说明螺旋区存在明显的水汽凝结现象, 同时涡度图上也有类似螺旋状的分布 (图 6c)。综上, 潜热能螺旋结构可能是由动力作用引起的旋转

上升运动导致一定区域内水汽凝结, 释放潜热加热大气而形成。

影响 500 hPa 高度上潜热能大小的因素很多, 与垂直运动关系尤为密切。24 日 00 时, 由过低涡中心的纬向剖面图可以看出, 低涡中心 ( $106^{\circ}E$ ) 东侧潜热能等值线在垂直方向上有明显的隆起特征 (图 7a), 对应区域大气则呈现一致的上升运动, 水汽凝结使潜热能增大。随着高原低涡的发展, 潜热能隆起区域的上升气流不再呈现一致上升, 而是部分上升, 部分下沉的分布且对流大值区上移 (图 7b、c)。后期高原低涡的潜热能隆起区明显变“瘦”, 同时对应区域的垂直运动明显变弱 (图 7d)。这进一步证实了垂直运动对潜热能变化的作用, 也印证了上文潜热能螺旋结构形成的原因分析。

### 4.3 对流有效位能 (CAPE)

Blanchard (1998) 指出: 标准化对流有效位能 (NCAPE) 能更准确地衡量浅薄对流系统气团的上升能力。所谓标准化对流有效位能即将 CAPE 除以其积分厚度 (图 8a、b), 由图可看出: 24 日 00 时, 低涡中心位于 ( $37^{\circ}N, 106^{\circ}E$ ) 附近, NCAPE 的分布围绕高原低涡中心呈近乎圆形的对称分布, 且有明显的圆形“空心”结构 (图 8a), 低涡中心周围出现环状多云区 (图 8c), 与 NCAPE 分布类似, 都在低涡中心东北侧出现“缺口”, 但全云量图上的西北侧和南侧 (NCAPE 大值区) 出现了与 NCAPE 不匹配的缺口, 这说明部分地区并没有合适的触发条件使得 CAPE 得以释放, 从 TBB 图 (图 8d) 可以看出: 低涡中心东侧的云垂直发展较为旺盛, 云顶温度普遍低于  $-20^{\circ}C$ , 西侧云层则较低, 这可能与低涡中心东西两侧干湿程度不同有关。以上发现从能量角度印证了 Li and Lu (1996)、李国平等 (2011) 提出的高原低涡在一定发展阶段会出现“涡眼或空心”结构的结论, 同时说明由热力作用主导的垂直运动是高原低涡动力结构得以维持的重要因素。之后高原低涡逐渐移入高原, 中心强度开始下降, NCAPE 比之前时次出现更大面积的大值区, 但高原低涡中心的 NCAPE 分布变得松散, 虽中心仍为 NCAPE 低值, 但较之前已没有明显的圆形“空心”结构 (图 8b)。由 CAPE 的剖面图可知 (图略), NCAPE 的大小主要是由低层的 CAPE 决定。随着高原低涡继续西移, 高原低涡环流西部下垫面逐渐抬升。因此高原低涡西部的 NCAPE 首先大幅减小, 随着高原低涡逐渐移上高原, 整个高

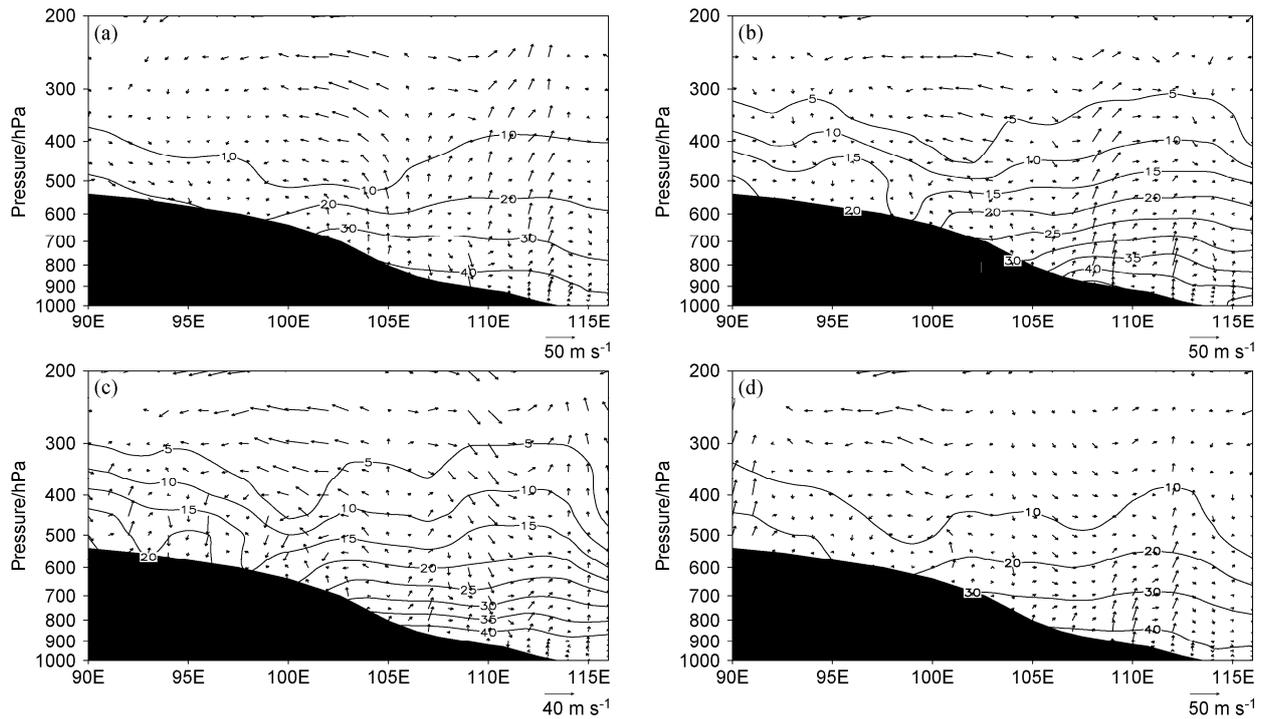


图7 过低涡中心潜热能纬向剖面图: (a) 7月24日00时(沿36.5°N); (b) 7月24日06时(沿36°N); (c) 7月24日12时(沿34.5°N); (d) 7月24日18时(沿34°N)。实线为等潜热能, 单位:  $10^3 \text{ J kg}^{-1}$ ; 风矢量为纬向风与50倍垂直风速的合成量; 黑色阴影表示地形

Fig. 7 Distribution of latent heat energy in the TPV region: (a) 0000 UTC 24 July 2010 (36.5°N); (b) 0600 UTC 24 July 2010 (36°N); (c) 1200 UTC 24 July 2010 (34.5°N); (d) 1800 UTC 24 July 2010 (34°N). The solid line indicates latent heat energy (units:  $10^3 \text{ J kg}^{-1}$ ); the wind vector is a resultant of zonal wind speed and 50 times vertical wind speed; the black shaded indicates the topography

原低涡环流区域 NCAPE 开始变小, 空心结构消失。

## 5 降水与能量分布的关系

高原低涡环流通过加强偏南气流在低涡中心东南方向形成的辐合带是降水形成的重要触发条件(田珊儒等, 2015)。因此低涡初期的降水落区主要分布在离低涡中心较近的东南侧, 这是低涡降水通常出现的区域。低涡降水后期(7月24日12时)降水区出现双弧形分布。通过对比不同资料来源后期降水图(图9d1、d2; 图9e1、e2)发现, 虽然因为分辨率关系两种数据反映的降水量有一定差别, 但都能较好地反映出不同时段降水落区的典型特征。

此次高原低涡降水过程较为复杂, 牵涉到至少三个天气系统之间的相互作用。7月24日12时, 由图9a可看出500 hPa高度场上, 西太副高绕过低涡北部, 其前端(5880 gpm线)已接近低涡的西南侧, 形成半包围态势, 阻碍了高原低涡继续东移, 为低涡在陕甘地区长期停留进而引发持续性降水创造了条件。同时, 随着位于低涡东北侧阻塞高压的发展加强, 它与低涡之间的气压梯度不断加大, 图9a

中低涡北侧已出现明显的动能大值中心。局地的高动能通过低涡环流的平流作用扩散至整个低涡环流圈, 强化了低涡环流中层风速大于两侧的环流特点。副高的半包围分布加上环流中部圈层风速的加大, 使得副高控制区的干暖空气侵入到高原低涡环流中形成干暖侵入。由5.5 km雷达组网得到的反射率图(图9b)可见干暖侵入对强回波区的分割十分明显: 靠近低涡中心的回波区位于川陕甘交界, 强回波中心比较细碎; 远离低涡中心的回波主要分布在河南、湖北交界处, 强回波区面积较大且完整。两处回波之间约有400 km的无回波区。同时, 干暖侵入与副高前沿将来自南方的湿空气限制在低涡环流外层一狭长带内, 河南西南部正是水汽带由宽变窄的过渡区, 湿空气强烈的辐合抬升使得此区域水汽大量凝结, 因此形成了“喇叭口”形状的强回波区。相同时刻的TBB图上(图9c)也可以看出, 此区域对流发展十分旺盛, 出现了大片云顶温度低于 $-70^\circ\text{C}$ 的区域。TBB低值中心边缘有较大的水平温度梯度, 说明此处存在较强的风切变(杨祖芳和李伟华, 1999), 强烈的风切变是此区

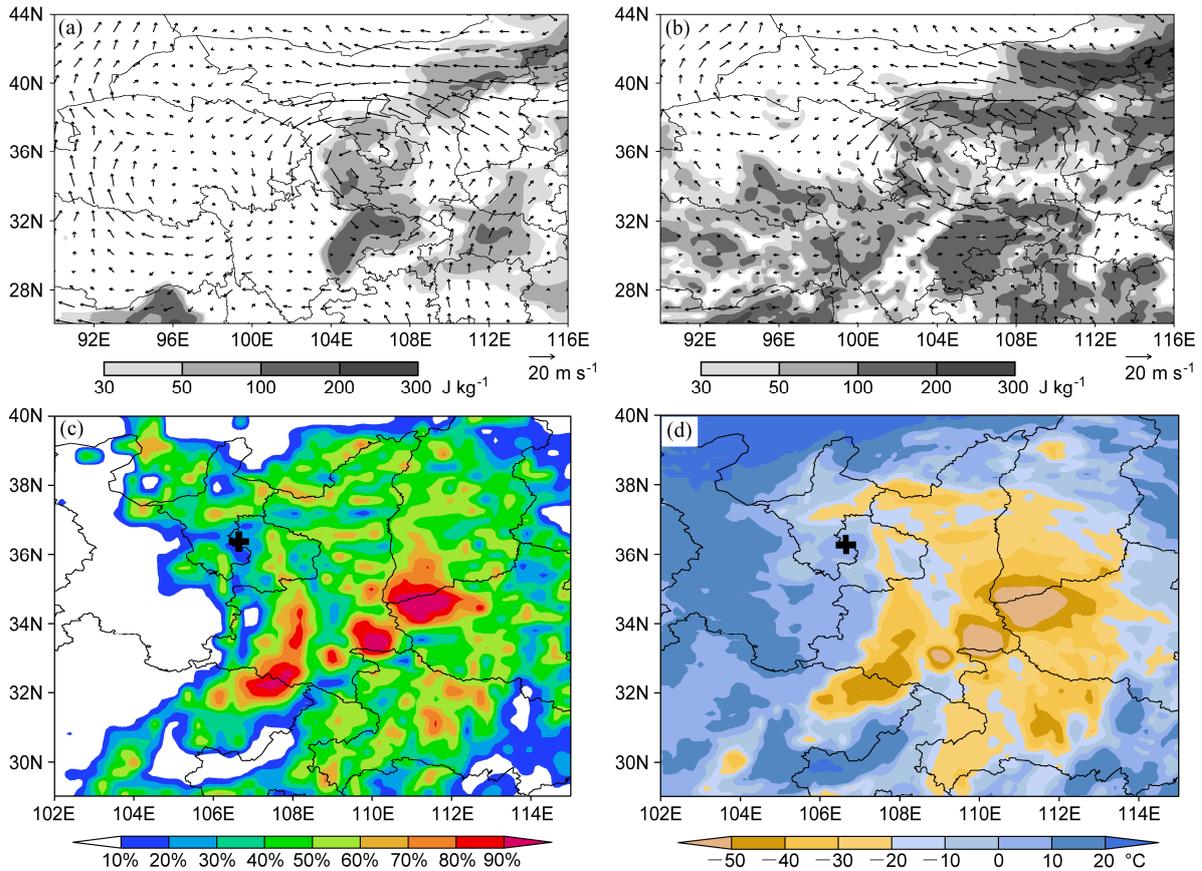


图 8 (a) 7 月 24 日 00 时高原低涡区 NCAPE 分布 (单位:  $\text{J kg}^{-1}$ ) 及 500 hPa 风矢量 (单位:  $\text{m s}^{-1}$ ); (b) 同 (a), 但为 7 月 24 日 06 时; (c) 7 月 24 日 00 时 FY-2E 卫星资料全云量 (单位: %), “+” 号为低涡中心位置; (d) 同 (c), 但为红外黑体辐射亮温 (单位:  $^{\circ}\text{C}$ )

Fig. 8 (a) Distribution of NCAPE (Normalizing the CAPE values by the depth over which the integration takes place) in the TPV region (units:  $\text{J kg}^{-1}$ ) and the wind vector at 500 hPa (units:  $\text{m s}^{-1}$ ) at 0000 UTC 24 July 2010. (b) As (a) but for 0600 UTC 24 July 2010. (c) Cloud cover at 0000 UTC 24 July 2010 (units: %), the sign “+” represents the center of the TPV. (d) As (c) but for TBB (Temperature of Black Body) (units:  $^{\circ}\text{C}$ )

域大范围降水的重要触发条件。

潜热能与水汽的凝结放热过程紧密相关, 干暖侵入和副高将湿空气挤压在低涡环流外圈的狭长带内, 从而为潜热能螺旋结构的形成提供了有利的水汽分布条件, 这是此次高原低涡过程中潜热能出现明显螺旋结构的必要条件, 也是其他高原低涡过程不易出现这种结构的重要因素。

Hoskins et al. (1985) 的研究表明: 在绝热无摩擦的条件下, 大气有沿等熵面做二维运动的趋势。相比于等高面或等压面, 在绝热情况下, 等熵面能更好地反映气流的三维运动特征。刘英等 (2012) 通过等熵面诊断东北冷涡冷空气的三维运动, 指出干冷空气的侵入是东北冷涡发展的关键因素。由此分析出高原低涡在发展旺盛阶段 (24 日 00 时至 24 日 18 时) 328 K 等熵面上气压场、风场、相对湿度场 (图 10) 的特征: 24 日 00 时, 高原低

涡北侧是一东西向的低压槽, 干暖气流由东向西倾泻而下, 并在高原东侧、高原低涡西北侧分为南北两支, 其中向南一支顺着高原主体与高原低涡之间密集的等压线迅速从低层 (540 hPa) 上升到 495 hPa 高度, 并由高原低涡的西南侧侵入高原低涡主体。需注意, 与高原低涡中心及东部比较, 这股空气干且暖。同时, 在高原低涡的西南方向, 干暖空气侵入的前方, 有比较深厚的湿润带, 干暖空气不断爬升, 造成此区域大气的位势不稳定, 这也是此区域出现 CAPE 大值区的主要原因。随着时间的推移, 高原低涡与高原主体间的等熵面变得陡峭 (图 10b、c), 由图 10b 可见, 在一股干暖空气从高原低涡的西南方侵入之后, 并没有强盛的干暖空气继续侵入。高原低涡有明显的低压中心, 且等压线呈现近似东西向长轴的椭圆分布, 这种气压分布使得南方北进的高湿气流在河南西南部, 陕西南部呈大

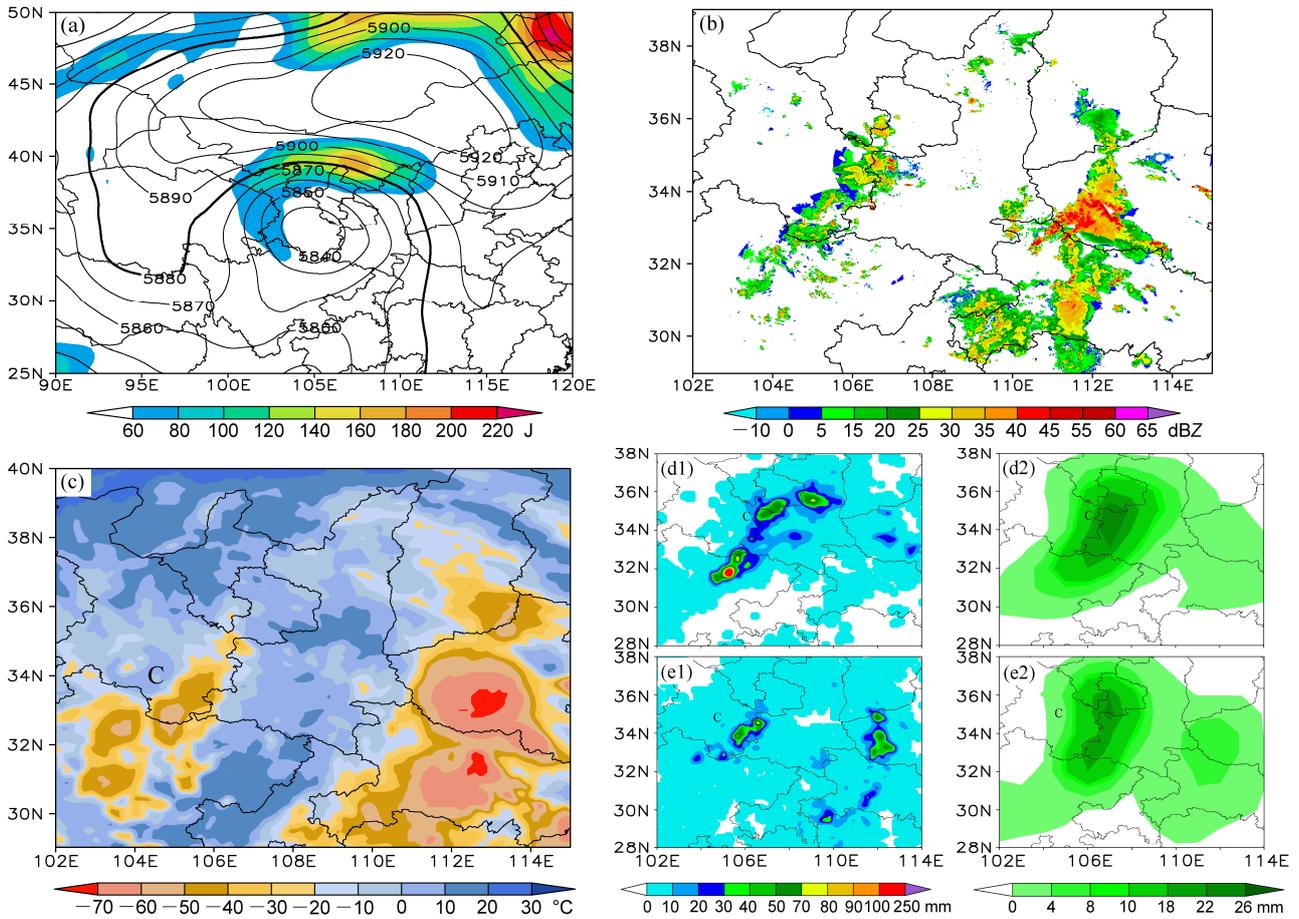


图9 2010年7月24日12时 (a) 500 hPa 动能 (彩色阴影; 单位: J) 和位势高度 (等值线; 单位: gpm); (b) 2010年7月24日12时地基雷达组网在5.5 km高度的反射率因子 (单位: dBZ); (c) 2010年7月24日12时FY-2E卫星资料500 hPa红外黑体辐射亮温 (TBB) (单位: °C)。 (d1) 格点降水资料2010年7月23日00~06时累计降水量 (单位: mm); (d2) 同 (d1), 但为站点降水资料; (e1) 格点降水资料2010年7月24日07~12时累计降水量 (单位: mm); (e2) 同 (e1), 但为站点降水资料

Fig. 9 (a) The kinetic energy (units: J) and the geopotential height (units: gpm) at 500 hPa at 1200 UTC 24 July 2010. (b) Mosaic reflectivity image (units: dBZ) at 5.5 km-height at the same time as (a). (c) The TBB at 500 hPa at the same time as (a). (d1) The accumulated precipitation (units: mm) for the grid precipitation data during 0000–0600 UTC 23 July 2010. (d2) As in (d1) but for the site precipitation data. (e1) The accumulated precipitation (units: mm) for the grid precipitation data during 0700–1200 UTC 24 July 2010. (e2) As in (e1) but for the site precipitation data

面积上升运动, 促成离高原低涡中心较远的河南局部地区的强降水。充沛的高湿空气沿高原低涡环流的外侧呈气旋性向高原低涡中心迅速旋入, 这样外层高湿气流和内层的干暖空气相伴旋入 (图 10c), 加之风、压、湿场的相互作用, 涡区从内到外呈现“冷湿—干暖—冷湿”的结构, 这与 4.2 节得出的高原低涡潜热能具有螺旋结构相一致。

### 6 结论与讨论

对 2010 年 7 月 21~25 日发生的一次高原低涡发展过程中的能量分布特征及变化原因进行了分析研究, 并探讨了能量分布与降水的关系, 并辅以

一次经典个例进行了验证。主要结论如下:

(1) 高原低涡生成初期, 显热能是影响总比能变化的主导因素; 高原低涡移出高原之后, 总比能的变化则主要取决于潜热能。这种差异可能与青藏高原大地形造就的特殊温湿场以及低涡生成初期冷湿区和干暖层的配置限制了高原低涡的垂直发展有关。

(2) 在高原低涡发展的强盛期, 潜热能会出现螺旋结构, 这与台风云系类似。螺旋结构的形成既得益于高原低涡环流对水汽的输送方式, 又与涡区大气的垂直运动有密切关系。

(3) 高原低涡发展强盛时期, 标准化对流有效

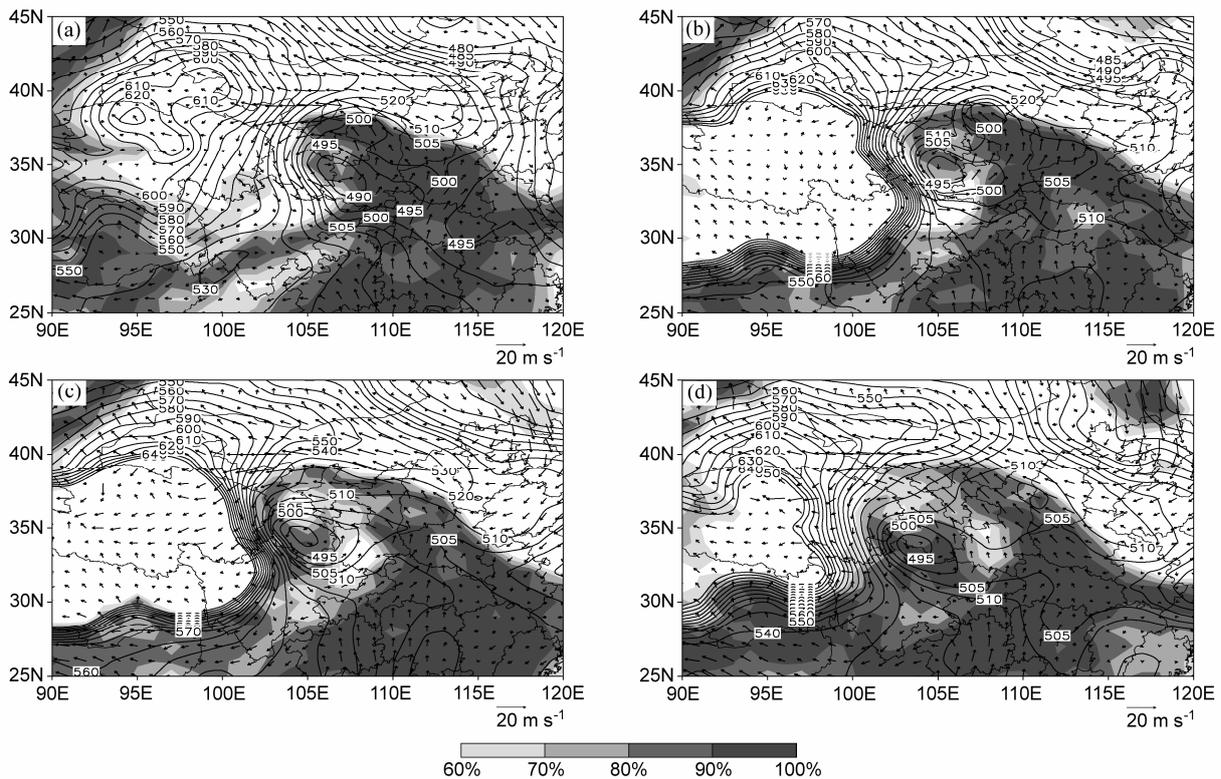


图 10 等熵面气压 (等值线; 单位: hPa)、相对湿度 (阴影; 单位: %)、风 (箭头; 单位:  $m s^{-1}$ ) 场分布: (a) 7月24日 00时; (b) 7月24日 06时; (c) 7月24日 12时; (d) 7月24日 18时  
Fig. 10 Pressure (contours, units: hPa), relative humidity (shaded; units: %), and horizontal wind vector (arrows, units:  $m s^{-1}$ ): (a) 0000 UTC 24 July 2010; (b) 0600 UTC 24 July 2010; (c) 1200 UTC 24 July 2010; (d) 1800 UTC 24 July 2010

位能 (NCAPE) 场呈现明显的“空心”结构, 且与低涡环流圈十分吻合。这印证了前人对高原低涡垂直结构的动力学分析结果, 从能量角度证明了高原低涡“涡眼”结构的存在。

(4) 高原低涡降水区主要分布在低涡中心的正南或东南方向, 低涡环流东南方向的风切变和南侧的 NCAPE 大值区是导致这种分布的主要原因, 干侵入对高原低涡的降水分布也有影响。

本文的结论仍是由有限高原低涡个例分析得出的。由于高原低涡本身的一些特点 (如强度低, 系统浅薄, 多发生在高原水汽不充沛地区, 云系结构松散等), 以及目前观测条件和资料分辨率的限制, 低涡的一些特性并不易在每次过程中都被观测到或分析出, 因此高原低涡的能量结构与降水特征的关系值得更深入地研究。

参考文献 (References)

Blanchard D O. 1998. Assessing the vertical distribution of convective available potential energy [J]. *Wea. Forecasting*, 13 (3): 870–877.

陈伯民, 钱正安, 张立盛. 1996. 夏季青藏高原低涡形成和发展的数值模拟 [J]. *大气科学*, 20 (4): 491–502. Chen Bomim, Qian Zhengang, Zhang Lisheng. 1996. Numerical simulation of the formation and development of vortices over the Qinghai-Xizang Plateau in summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 20 (4): 491–502.

Chen Gong, Li Guoping. 2014. Dynamic and numerical study of waves in the Tibetan Plateau vortex [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 31 (1): 131–138.

丁治英, 刘京雷, 吕君宁. 1994. 600 hPa 高原低涡生成机制的个例探讨 [J]. *高原气象*, 13 (4): 411–418. Ding Zhiying, Liu Jinglei, Lü Junning. 1994. The study for the mechanism of forming QXP-vortex on 600 hPa [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 13 (4): 411–418.

韩瑛, 伍荣生. 2007. 台风螺旋结构的分析 [J]. *南京大学学报 (自然科学版)*, 43 (6): 572–580. Han Ying, Wu Rongsheng. 2007. On the spiral structure of typhoon [J]. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences) (in Chinese)*, 43 (6): 572–580.

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.

雷雨顺. 1986. 能量天气学 [M]. 北京: 气象出版社. 24–34. Lei Yushun. 1986. *Energy Synoptic Meteorology* [M]. Beijing: China Meteorological Press, 24–34.

李国平, 刘晓冉, 黄楚惠, 等. 2011. 夏季青藏高原低涡结构的动力学研

- 究 [J]. 成都信息工程学院学报, 26 (5): 461–469. Li Guoping, Liu Xiaoran, Huang Chuhui, et al. 2011. Dynamics study of low vortex structure over Tibetan Plateau in summer [J]. Journal of Chengdu University of Information Technology (in Chinese), 26 (5): 461–469.
- 李玉兰. 1982. 7909 号台风螺旋云带的分析 [J]. 大气科学, 6 (4): 460–466. Li Yulan. 1982. Analysis of the spiral cloud band of the typhoon Mac (1979) [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 6 (4): 460–466.
- 李跃清, 郁淑华, 彭骏, 等. 2012. 青藏高原低涡切变线年鉴 (2005) [M]. 北京: 科学出版社, 113. Li Yueqing, Yu Shuhua, Peng Jun, et al. 2012. Yearbook of Tibet Plateau Vortex and Shear Line in Qinghai-Xizang Plateau (2005) [M]. Beijing: Science Press, 113.
- Li Guoping, Lu Jinghua. 1996. Some possible solutions of nonlinear internal inertial gravity wave equations in the atmosphere [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 13 (2): 244–252.
- 刘富明, 洪梅娟. 1986. 东移的青藏高原低涡的研究 [J]. 高原气象, 5 (2): 125–134. Liu Fuming, Fu Meijuan. 1986. A study on the moving eastward lows over Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 5 (2): 125–134.
- 刘英, 王东海, 张中锋, 等. 2012. 东北冷涡的结构及其演变特征的个例综合分析 [J]. 气象学报, 70 (3): 354–370. Liu Ying, Wang Donghai, Zhang Zhongfeng, et al. 2012. A comprehensive analysis of the structure of a Northeast China-cold-vortex and its characteristics of evolution [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 70 (3): 354–370.
- 罗四维. 1989. 有关青藏高原天气和环流研究工作的回顾 [J]. 高原气象, 8 (2): 121–126. Luo Siwei. 1989. Review of studies on weather and circulation in Qinghai-Xizang Plateau area [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 8 (2): 121–126.
- 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, Yang Yang. 1992. A case study on numerical simulation of summer vortex over Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 11 (1): 39–48.
- 罗四维, 何梅兰, 刘晓东. 1993. 关于夏季青藏高原低涡的研究 [J]. 中国科学 (B 辑), 23 (7): 778–784. Luo Siwei, He Meilan, Liu Xiaodong. 1993. Study on summer vortex over Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau [J]. Science in China (Series B) (in Chinese), 23 (7): 778–784.
- 钱正安, 焦彦军. 1997. 青藏高原气象学的研究进展和问题 [J]. 地球科学进展, 12 (3): 207–216. Qian Zheng'an, Jiao Yanjun. 1997. Advances and problems on Qinghai-Xizang Plateau meteorology research [J]. Advance in Earth Sciences (in Chinese), 12 (3): 207–216.
- 青藏高原气象科学研究拉萨会战组. 1981. 夏半年青藏高原 500 hPa 低涡切变线的研究 [M]. 北京: 科学出版社. Lhasa Group for Tibetan Plateau Meteorology Research. 1981. Research of 500hPa Shear Lines over the Tibetan Plateau in Summer (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press.
- 宋雯雯, 李国平. 2011. 一次高原低涡过程的数值模拟与结构特征分析 [J]. 高原气象, 30 (2): 267–276. Song Wenwen, Li Guoping. 2011. Numerical simulation and structure characteristic analysis of a plateau vortex process [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 30 (2): 267–276.
- 孙国武, 陈葆德, 吴继成, 等. 1987. 大尺度环境场对青藏高原低涡发展东移的动力作用 [J]. 高原气象, 6 (3): 225–233. Sun Guowu, Chen Baode, Wu Jicheng, et al. 1987. Dynamic effects of large scale environment field on eastward moving and development of lows over the Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 6 (3): 225–233.
- 孙国武, 陈葆德, 吴继成, 等. 1989. 盛夏青藏高原低涡发展东移的动能收支过程 [J]. 高原气象, 8 (4): 313–320. Sun Guowu, Chen Baode, Wu Jicheng, et al. 1989. Kinetic energy budget of the moving eastwards and developing lows on the Qinghai-Xizang Plateau in high summer [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 8 (4): 313–320.
- 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, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1404.13311.
- 杨伟愚, 叶笃正, 吴国雄. 1990. 夏季青藏高原气象学若干问题的研究 [J]. 中国科学 (B 辑), 10: 1100–1111. Yang Weiyu, Ye Duzheng, Wu Guoxiong. 1990. Research of some issues of the Qinghai-Xizang Plateau meteorology in summer [J]. Science in China (Series B) (in Chinese), 10: 1100–1111.
- 杨洋, 罗四维. 1992. 夏季青藏高原低涡的能量场分析 [J]. 应用气象学报, 3 (2): 198–205. Yang Yang, Luo Siwei. 1992. Energy analyses of vortices over the Qingzang Plateau in summer [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 3 (2): 198–205.
- 杨祖芳, 李伟华. 1999. 一种运用云顶亮温确定热带气旋海面大风区的方法 [J]. 热带气象学报, 15 (1): 71–75. Yang Zufang, Li Weihua. 1999. A method for locating gale wind region of tropical cyclones over ocean using GMS TBB [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 15 (1): 71–75.