

赵玉春, 许小峰, 崔春光. 2012. 川西高原东坡地形对流暴雨的研究 [J]. 气候与环境研究, 17 (5): 607–616, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2011.11056.
Zhao Yuchun, Xu Xiaofeng, Cui Chunguang. 2012. A study of convective rainstorms along the east slope of western Sichuan Plateau [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 17 (5): 607–616.

川西高原东坡地形对流暴雨的研究

赵玉春¹ 许小峰^{1,2} 崔春光¹

1 中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉 430074

2 中国气象局, 北京 100081

摘要 利用地面常规雨量站和探空资料以及 NCEP 1° (纬度) $\times 1^{\circ}$ (经度) 再分析资料, 对 2004~2010 年川西高原东坡地形过渡带的 12 次暴雨过程进行了分析, 研究了高原东坡地形对流暴雨发生发展过程中的天气背景和环境场特征, 并对高原东坡地形在对流暴雨形成中的作用进行了初步诊断, 在此基础上利用 WRF 中尺度数值模式和地形上游探空 12 次暴雨过程的平均垂直廓线在模式真实地形下开展理想数值试验, 验证了观测诊断分析的推断。结果发现: 高原低值系统移入盆地是地形对流暴雨发生发展的天气背景条件。随着高原低值系统移入盆地上空, 盆地低层气流从西南(偏南)气流逐渐发展成东南(偏东)气流, 它的出现是地形对流暴雨形成的重要原因。地形对流暴雨发生发展过程中, 盆地大气柱含有充足的水汽, 存在明显的对流有效位能 (CAPE)。CAPE 存在着明显的日变化, 它在 14:00 (北京时间, 下同) 至 20:00 的峰值位相有利于地形对流暴雨的形成和发展。低层东南(偏东)气流的地形费劳德数略小于 1, 气流遇到高原东坡地形后爬坡和阻滞绕流同时存在, 它在地形缓冲带的爬升和向南绕流形成的气旋性切变皆有利于对流暴雨的启动和发展。最后归纳总结了川西高原东坡地形过渡带对流暴雨形成的物理概念模型。

关键词 暴雨 对流 地形 日变化

文章编号 1006-9585 (2012) 05-0607-10

中图分类号 P463.21+3

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2011.11056

A Study of Convective Rainstorms along the East Slope of Western Sichuan Plateau

ZHAO Yuchun¹, XU Xiaofeng^{1,2}, and CUI Chunguang¹

1 Wuhan Institute of Heavy Rain of China Meteorological Administration, Wuhan 430074

2 China Meteorological Administration, Beijing 100081

Abstract With conventional rain gauge data, radio-soundings, and NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ reanalysis data, 12 rainstorm events along the east slope of the western Sichuan Plateau during 2004–2010 were analyzed. The weather patterns and environmental parameters during the formation and development of the convective rainstorms were investigated and the role of the western Sichuan Plateau in the formation of the convective rainstorms was evaluated. A set of idealized numerical simulations of the area's topography were carried out to verify the results based on observations and the WRF mesoscale numerical model and the mean vertical profile calculated from plateau-upstream radio-soundings of the 12 convective rainstorms. The results are as follows: The plateau low pressure system moving into the Sichuan Basin is the

收稿日期 2011-04-14 收到, 2012-07-15 收到修定稿

资助项目 国家自然科学基金项目 40975025、41075038、40930951, 科技部公益性行业科研专项 GYHY 200906010、GYHY201106003、GYHY201206003,
中国气象局武汉暴雨研究所科研业务专项 0901、1001、1101、1201

作者简介 赵玉春, 男, 1972 年出生, 博士, 副研究员, 主要从事暴雨形成机理与预测方法、中尺度动力学和中尺度数值模拟研究。

E-mail: zhaoych@cma.gov.cn

main weather occurrence affecting the topographically convective rainstorm formation and development. With a low system moving into the Sichuan Basin, the southwest (south) flow in the lower troposphere evolves into a southeast (east) flow, the occurrence of which is the main cause of the topographically convective rainstorm formation. The air column contains sufficient moisture and convective available potential energy (CAPE) for the formation and development of the topographically convective rainstorm. The CAPE shows a clear diurnal variation with a peak phase during 1400LST to 2000LST, which is beneficial to the convective rainstorm formation and development. Due to the topographic Fr of the lower southeast (east) flow being slightly less than 1, the forced ascent and blocking of the around-flow may coexist when the air flows up the plateau. The air flow climbing in the topographical buffer zone and the cyclonic shear induced from the around-flow are both favorable for the initiation and development of the convective rainstorms. Lastly, a physical concept model is developed for the convective rainstorm formation in the buffer zone of the western Sichuan Plateau.

Key words rainstorms, convection, topography, diurnal variation

1 引言

我国西南地区地形地貌极为复杂，每年汛期是暴雨频发和多发的地区之一。气象学家们对高原低涡、高原槽、高原切变线（章基嘉等，1988；罗四维，1992；郁淑华等，1997）、高原上的中尺度对流系统（朱国富和陈受钧，1999；江吉喜和范梅珠，2002）以及西南涡（Kuo et al., 1988；钱正安等，1990；陈栋等，2007；于波和林永辉，2008；潘旸等，2011）等暴雨天气系统的动力热力结构、形成和发展及其引发暴雨的物理机制等进行了细致深入的研究，取得了大量的研究成果，并应用于暴雨业务预报。研究发现，高原低值系统如高原低涡在高原上形成后（郁淑华和高文良，2006），在有利的大气环流形势下移出高原影响下游地区，给高原下游地区带来强烈的降水天气（高文良和郁淑华，2007；郁淑华和高文良，2008）。高原低值系统和西南涡的形成和发展与高原大地形的动力和热力作用关系密切（程麟生和郭英华，1990；郑庆林等，1997），高原上的地面潜热和感热在高原低值系统和西南涡的形成中起到了重要作用（段海霞等，2008），高原低值系统在引发暴雨过程中受降水凝结潜热加热反馈的影响，往往伴有西南涡的形成和发展（Wang and Orlanski, 1987; Wang et al., 1993; Chang et al., 2000）。高原低涡在沿高原东坡下滑的过程中可诱生出西南低涡，在高原东坡地形山脚处引发对流形成强降水（赵玉春和王叶红，2010），其在移出高原的过程中还与已存在的西南低涡相互耦合发展产生强烈的暴雨天气（陈忠明等，2004）。西南涡在盆地及其邻近地区形成和东移的过程中，也往往给盆地及其下游地区带来暴雨甚至

特大暴雨天气（王晓芳等，2007；屠妮妮等，2008）。因此，高原低值系统以及高原地形的动力和热力强迫在高原及其周边地区对流暴雨的形成和发展中起到了极为重要的作用（Tao and Ding, 1981；李川等，2006；何光碧，2006）。

然而，高原地形的动力和热力效应在高原低值系统引发不同地区暴雨中的作用存在着明显的差异。业务预报和研究中发现，高原低值系统东移引发暴雨一般可分为3种情形：（1）高原低值系统东移沿高原下滑的过程中，往往在川西高原东坡地形过渡带引发暴雨；（2）当高原低值系统移入盆地上空，盆地低层往往有明显的切变线（或西南涡）形成，在盆地中部产生大范围的暴雨天气；（3）当高原低值系统进一步东移，往往给盆地下游地区带来强降水天气。在第一种情形下，高原地形至少起到了两方面的作用。首先，高原地形的热力和动力作用影响高原低值系统的形成和发展（赵玉春和王叶红，2010）；其次高原东坡地形对盆地低层东南（偏东）气流的强迫抬升和气流受高原地形阻挡形成的绕流（气旋性切变）在对流暴雨的形成中有着重要的作用（程麟生和郭英华，1990；郑庆林等，1997）。在第二种情形下，盆地周边不同高度、不同尺度地形的热力和动力作用对暴雨系统产生不同的影响，使情况变得更加复杂，一方面高原地形可能通过地形性热力环流影响暴雨系统（简茂球和罗会邦，2002），另一方面高原地形阻挡在下游形成的汇流可能影响暴雨天气系统的发展。在第三种情形下，高原地形可能通过间接的途径影响下游暴雨天气系统。因此，有必要对高原低值系统在不同地域引发暴雨的物理机制进行分类研究，弄清高原地形对其周边邻近和下游地区暴雨天气系统发生发展影响的主要物理机制。对于第一种情形，一些个例

研究和数值模拟(程麟生和郭英华, 1990; 郑庆林等, 1997; 赵玉春和王叶红, 2010)指出了高原地形的动力热力作用对高原低值系统、西南涡和对流暴雨形成和发展的影响, 但对于高原低值系统东移沿高原下滑引发川西高原东坡山脚对流暴雨带的成因尚未给出清晰的物理图像。本文通过对2004~2010年四川省的主要暴雨天气过程进行普查, 挑选出高原东坡地形过渡带发生的12次暴雨天气过程(暴雨带主要位于平武—都江堰—雅安一带), 对第一种情形下暴雨发生发展的天气背景和环境场的共性特征进行分析, 并对高原地形的动力效应在对流暴雨形成中的作用进行估计和初步诊断, 在此基础上利用WRF中尺度数值模式进行模式真实地形的理想数值试验, 对观测事实和诊断分析的结果进行模拟验证, 最后归纳总结出川西高原东坡地形过渡带暴雨形成的物理概念模型, 以期为深入认识高原东坡地形对流暴雨发生发展的主要成因以及提高我国西南地区暴雨预报水平提供一点有益的线索和依据。

2 川西高原东坡暴雨的观测事实

2.1 暴雨个例

利用国家气象中心下发的MICAPS地面常规站点08:00(北京时间, 下同)24 h累积雨量资料, 普查了2004~2010年6~8月四川省的主要暴雨天气过程, 其中8个以上地面常规站08:00 24 h降水量 $\geq 50 \text{ mm}$ 记为一次区域性暴雨过程, 可看到川西高原东坡地形过渡带为暴雨频发地区之一, 其中暴雨带沿着地形呈东北—西南向带状分布的暴雨个例共12个, 主要暴雨过程为: 2004年6月29日(即29日08:00至30日08:00, 24 h累积雨量为30日08:00的记录, 29日为暴雨日, 以下依此类推)、2005年6月29日、2005年7月2日、2006年7月22日、2007年7月27日、2007年8月30日、2008年7月20日、2009年6月27日、2009年7月30日、2009年8月16日、2009年8月25日以及2010年7月24日。图1给出了12次暴雨过程24 h降水量的平均分布, 可以发现:(1)暴雨带沿川西高原东坡地形呈东北—西南向分布, 主要位于平武—都江堰—雅安一带, 暴雨带长约300~400 km, 宽约100 km, 具有明显的中尺度特征;(2)暴雨主要位于500~1000 m地形缓冲带, 但雨区延展至川西高

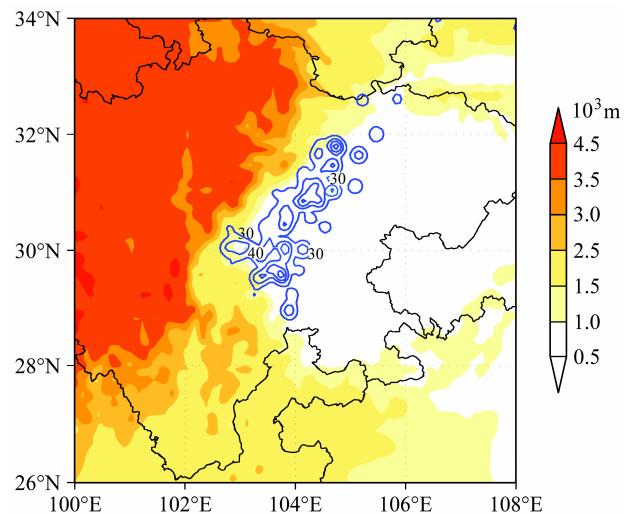


图1 川西高原东坡地形过渡带12次暴雨过程的24 h降水量平均分布(等值线, 单位: mm), 阴影为地形高度

Fig. 1 The mean 24-h rainfall (contours, units: mm) of 12 rainstorms in the east slope of the western Sichuan Plateau, the shaded areas indicate topographic height

原东坡2000~3000 m的地形剧烈过渡带。

2.2 天气背景和环境场特征

对川西高原东坡12次暴雨过程发生发展期间的主要天气影响系统进行普查分析发现, 其中11次暴雨过程由川西高原上空东移下滑的高原低值系统(高原槽、高原涡或者高原切变线)造成, 1次(2010年7月24日暴雨)由东移的高原低涡系统回溯造成。图2是12次暴雨过程的天气形势和物理量要素的平均演变图。可以发现:暴雨日08:00, 500 hPa川西高原上空等值线平直, 有弱的短波槽活动; 700 hPa盆地上空为西南气流, 天气图上可看到高原切变线的北端伸至甘肃南部; 盆地上空大气已具备一定的对流有效位能(CAPE)(Ye et al., 1998)(图2a); 850 hPa盆地上空为弱的暖切变线, 盆地北部至秦岭一带为弱的偏东气流, 武陵山大娄山至盆地东部为弱的偏南气流; 100 hPa南亚高压脊线位于32°N~33°N附近; 盆地整层大气可降水量达到50 mm(图2b)。暴雨日20:00, 500 hPa川西高原短波槽东移且明显增强; 700 hPa高原切变线进一步东移, 盆地上空的西南风逐渐转变为偏南风; CAPE的范围快速增加至盆地及周边地区, 盆地的CAPE值明显增大(图2c); 850 hPa暖切变线也进一步增强, 切变线东侧的西南风转变为东南风; 100 hPa南亚高压脊线稳定少动; 盆地整层大气可降水量进一步增大至55 mm(图2d)。暴雨次日08:00, 500 hPa短波槽移至盆地上空, 700 hPa

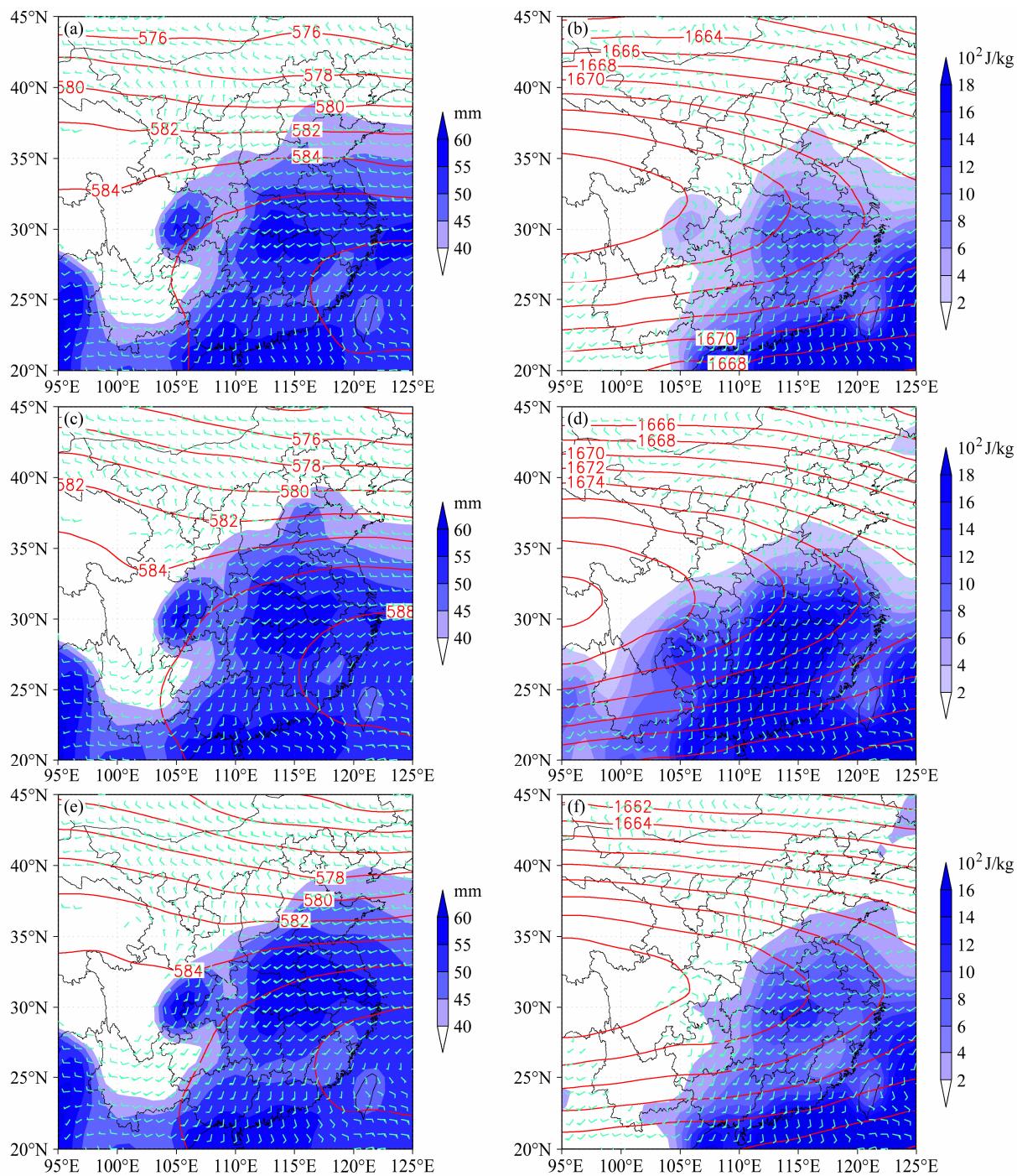


图2 川西高原东坡12次暴雨过程不同时段的(a、c、e)500 hPa位势高度(等值线, 单位: dagpm)、700 hPa风场(风标)和整层大气可降水量(阴影)以及(b、d、f)100 hPa位势高度(等值线, 单位: dagpm)、850 hPa风场(风标)和CAPE(阴影)平均图: (a、b)暴雨日08:00; (c、d)暴雨日20:00; (e、f)暴雨次日08:00

Fig. 2 (a, c, e) The mean 500-hPa geopotential height (contours, units: dagpm), 700-hPa wind field (barbs), and air-column integrated water vapor (shaded), and (b, d, f) the mean 100-hPa geopotential height (contours, units: dagpm), 850-hPa winds, and CAPE (Convective Available Potential Energy) (shaded): (a, b) 0800 LST on the rainstorm day; (c, d) 2000 LST on the rainstorm day; (e, f) 0800 LST on the next day of rainstorm

切变线移至川西高原东坡山脚, 盆地上空的西南风明显增强; CAPE 范围快速减小, 盆地 CAPE 明显减弱(图 2e); 850 hPa 暖切变线进一步增强移至川渝交接地带, 100 hPa 南亚高压脊线位置仍稳定维

持在 $32^{\circ}\text{N} \sim 33^{\circ}\text{N}$ 附近; 盆地整层大气可降水量进一步增大(图 2f)。

分析发现, 川西高原东坡暴雨发生发展过程中往往具有一些共同特征: (1) 500 hPa 川西高原(甚

至以西地区)上空的短波槽东移中逐渐加强影响四川盆地, 700 hPa 川西高原切变线在高原东侧下滑过程中逐渐清晰, 盆地上空西南风也逐渐加强; 850 hPa 暖切变线形成后逐渐增强, 盆地东部往往从西南(偏南)气流逐渐演变成东南(偏东)气流, 偏东气流遇到高原地形后出现绕流, 暴雨过后盆地上空切变线明显增强(或形成气旋性涡旋甚至西南低涡), 武陵山大娄山至盆地东部上空形成一支低空急流。(2) 盆地上空从低层到高层往往由多支不同气流构成, 即 850 hPa 附近为一支偏东(东南)气流, 700 hPa 为一支西南气流, 一直伸展至 400 hPa 附近, 300~100 hPa 从西北气流逐渐转为东北(偏北)气流。(3) 盆地上空大气具有较明显的 CAPE, CAPE 具有明显日变化特征, 14:00 至 20:00CAPE 快速增大有利于强对流暴雨的形成; 另外盆地上空的整层大气可降水量逐渐增加, 水汽条件也有利于暴雨的形成。(4) 高原地形在暴雨带的形成中可能起到了重要作用。首先, 随着高原低值系统向东移动, 低层盛行气流从西南(偏南)气流逐渐转为东南(偏东)气流, 气流遇到高原地形后, 一方面在高原东坡地形过渡带较低地形处被强迫抬升, 另一方面受高原地形阻挡出现绕流, 地形强迫抬升有利于沿着地形过渡带激发对流, 地形绕流则有利于低层切变线(低涡)的形成和加强。其次, 500 hPa 高原低值系统在东移的过程中逐渐加强, 高原地形的动力和热力效应可能同时作用于低值系统, 一方

面位于高原大气边界层附近的低值系统受高原热力作用后增强(简茂球和罗会邦, 2002), 另一方面高原低值系统移出高原后气柱拉长, 有利于高原低值系统的涡度加大。下面主要对高原地形动力效应在对流暴雨形成中的作用进行分析。

2.3 川西高原东坡地形在对流暴雨形成中作用

为了估计川西高原地形动力效应在对流暴雨形成中的作用, 利用暴雨带上游的达川探空站资料

(盆地东部重庆站探空资料在 12 次暴雨过程中存在缺测, 盆地中部无探空站点, 故选用达川站探空资料进行分析) 计算了 12 次暴雨过程发生发展中与对流有关的物理量以及地形费劳德数 Fr (见表 1), 发现: (1) 暴雨日 08:00 大气已具备一定的对流不稳定能量, 但个别暴雨过程的 CAPE 值较低, 至暴雨日 20:00CAPE 明显增大(仅 1 例减小), 最大 CAPE 达到 3875 J/kg, 非常有利于对流暴雨的发生。

(2) 暴雨日 08:00 大气抬升凝结高度(LCL)较低, 一般在 850 m 以下, 自由对流高度(LFC)较高, 至暴雨日 20:00LCL 明显增高, 而 LFC 则大大降低

(仅 1 例升高)。LCL 的增大需大气抬升更高才有凝结降水的形成, 但 LFC 的降低有利于对流的形成。(3) 暴雨日 08:00 至 20:00, 2000 m 以下大气湿浮力频率 N_w [$N_w = g \cdot (\partial \bar{\theta}_v / \partial z) / \bar{\theta}_v$, 其中 $\bar{\theta}_v$ 为虚温, g 为重力加速度]明显减小, 即大气层结稳定性明显降低, 有利于对流的启动和发展。(4) 暴雨日 20:00, 2000 m 以下气流的盛行方向为东南风或

表 1 暴雨日 08:00 和 20:00 达川探空站计算的对流有效位能(CAPE)、抬升凝结高度(LCL)、自由对流高度(LFC)和 2000 m 以下平均湿空气浮力频率(N_w)以及 20:00 2000 m 以下平均速度(U)和地形费劳德数(Fr)

Table 1 The convective CAPE, lifting condensation level (LCL), level of free convection (LFC), and mean moist air buoyant frequency (N_w) below 2000 m at 0800 LST/2000 LST on rainstorm day, and the mean wind velocity below 2000 m and topographic Froude number (Fr) at 2000 LST on rainstorm day

| 时间 | CAPE (J/kg) | | LCL (m) | | LFC (m) | | N_w (s ⁻¹) | | U (m/s) | Fr |
|-----------------|-------------|-------|---------|-------|---------|-------|--------------------------|-------|--------------|-------|
| | 08:00 | 20:00 | 08:00 | 20:00 | 08:00 | 20:00 | 08:00 | 20:00 | | |
| 2004 年 6 月 29 日 | 527 | 360 | 845 | 1779 | 3041 | 3771 | 0.010 | 0.002 | 2.3 | 0.599 |
| 2005 年 6 月 29 日 | 202 | 613 | 703 | 1506 | 8176 | 5349 | 0.010 | 0.005 | 3.3 | 0.305 |
| 2005 年 7 月 2 日 | 213 | 2281 | 849 | 993 | 3920 | 2112 | 0.006 | 0.004 | 4.0 | 0.453 |
| 2006 年 7 月 22 日 | 1927 | 3401 | 708 | 1369 | 2025 | 1533 | 0.006 | 0.006 | 5.4 | 0.483 |
| 2007 年 7 月 27 日 | 25 | 1701 | 567 | 1359 | 9025 | 2079 | 0.008 | 0.006 | 5.9 | 0.487 |
| 2007 年 8 月 30 日 | 85 | 2164 | 843 | 1626 | 3897 | 2125 | 0.008 | 0.006 | 4.0 | 0.353 |
| 2008 年 7 月 20 日 | 276 | 3856 | 575 | 1367 | 3002 | 1874 | 0.009 | 0.005 | 3.5 | 0.338 |
| 2009 年 6 月 27 日 | 1924 | 3721 | 434 | 859 | 2280 | 1536 | 0.009 | 0.008 | 3.0 | 0.191 |
| 2009 年 7 月 30 日 | 147 | 1884 | 705 | 1102 | 8680 | 1570 | 0.009 | 0.010 | 7.3 | 0.375 |
| 2009 年 8 月 16 日 | 1641 | 2398 | 578 | 1235 | 2322 | 1932 | 0.010 | 0.007 | 4.1 | 0.304 |
| 2009 年 8 月 25 日 | 654 | 2237 | 571 | 1624 | 2741 | 2111 | 0.008 | 0.005 | 5.2 | 0.496 |
| 2010 年 7 月 24 日 | 1485 | 1181 | 570 | 978 | 1629 | 2216 | 0.009 | 0.007 | 6.4 | 0.477 |

偏东风，与高原东坡的地形梯度近乎平行，根据地形强迫上升速度的估计公式 $w = \mathbf{U} \cdot \nabla h$ ，其中 w 为地形强迫的上升速度， \mathbf{U} 为垂直于山体的水平风速， h 为山脉高度 (Lin et al., 2001)，这有利于在高原东坡山脚处产生地形性上升气流（强迫抬升），但东南风（偏东风）的速度并不大，为 $2.3\sim7.3$ m/s。湿大气地形费劳德数 Fr ($Fr=U/N_w h$, U 为上游气流速度) 估计发现，12 次暴雨过程中 $Fr < 1$ (一般为 $0.191\sim0.599$)，根据地形线性理论 (Pierrehumbert, 1984; Smith and Bastard, 2004)，低层气流遇到地形后会受到阻滞而产生一定的绕流，由于 Fr 并非远远小于 1，气流遇到山脉后爬升和绕流应同时存在。而实际情形是盆地低层 2000 m 以下以东南(或偏东)气流为主， 2000 m 左右逐渐转为西南风，低层气流遇到 4000 m 以上的川西高原时，气流必定受到阻滞产生绕流产生气旋性切变(气流向北受到大巴山的阻滞)，同时气流在地形过渡区会受到地形动力强迫抬升，这两者皆有利于对流在地形过渡带启动。

3 数值试验

为了单纯地分析川西高原的动力强迫在其东坡地形过渡带对流暴雨发生发展中的作用，不考虑高原低值系统自身的动力强迫和大气内部的其它动力机制，下面利用地形上游 12 次暴雨过程的大气探空平均垂直廓线和模式真实地形进行理想数值试验。

3.1 模式简介和试验设计

利用美国大气科学研究中心 (NCAR) 研发的新一代天气研究和预报模式 WRF 进行数值试验，来探讨川西高原东坡地形在对流暴雨形成中的作用，模拟中使用 WRF 模式最近版本 (V3.1.1) 的非静力方案，其中三维区域的水平方向为 303×249 个格点，水平分辨率为 5 km，垂直方向上共 41 层，模式层顶为 20 km，平均垂直分辨率约 500 m。模式云微物理过程采用 Lin 方案，其中云水物质包括云水、雨水、云冰、雪、霰等，不考虑积云对流参数化。忽略旋转效应 ($f=0$) 的作用。模拟中侧边界采用开放侧边界条件，以避免扰动返回模式区域影响模拟结果。为了主要分析川西高原地形的动力效应在对流暴雨发生发展中的作用，模式积分中忽略近地面、边界层和辐射等物理过程。模式积分时

间步长为 12 s，模式积分时间设置为 12 h。模拟中采用 $10'$ 模式真实地形。

由于 12 次暴雨过程中盆地低层气流在当日 20:00 发展成与川西高原地形梯度近乎平行的东南或偏东气流，且暴雨的形成 (5 次) 和增强 (7 次) 主要发生在 20:00 后，故利用 12 次暴雨过程当日 20:00 达川的探空资料计算出温、压、湿、风等要素的平均垂直廓线作为模式探空进行数值试验。图 3 给出了达川站的平均探空曲线。由图可见，相对湿度最大值位于 700 hPa 附近，近地面层相对湿度较低， 400 hPa 以上多为干层 (相对湿度 $<50\%$)。CAPE 为 2254 J/kg，对流抑制能量 (CIN) 为 2 J/kg，整层大气可降水量为 55 mm，抬升凝结高度位于 824 hPa 附近。低层为东南风或偏东风， 700 hPa 转为西南风， 200 hPa 转为西北风或偏北风。为了更好地探讨盆地低层东风以及气流方向随高度变化在川西高原地形对流暴雨带形成中的作用，设计了以下两个数值试验：(1) 试验 1，模式温、压、湿要素采用 12 次暴雨过程达川站的平均垂直廓线，采用 $U=10$ m/s 的均匀东风；(2) 试验 2，模式温、压、湿、风要素皆采用 12 次暴雨过程达川站的平均垂直廓线。

3.2 结果分析

利用 12 次暴雨过程达川探空站的温、压、湿平均垂直廓线和均匀东风进行的数值试验 (试验 1) 发现，模式积分 12 h 沿着川西高原地形模拟出了一条暴雨带，雨带的走向与地形一致，暴雨主要发生在地形剧烈过渡带，其中雅安及其周边地区的暴雨最强，甘洛—盐津一带次之，平武—都江堰—雅安一带的暴雨最弱 (图 4a)。模拟的暴雨带强弱分布与气流和地形的交角大小有关，雅安及其周边地区地形走向与偏东气流近乎垂直，其南北两侧地形走向与偏东气流皆存在一定的夹角，且北侧夹角大南侧夹角小，使暴雨呈现出中间多两侧少的分布特征，这从侧面说明低层东风气流是雅安及其周边地区暴雨形成的重要原因。从试验的设计可知，模拟中除地形动力强迫外无其它动力抬升机制，因而对流的激发和暴雨带的形成由川西高原东坡地形的动力强迫造成。对模拟的逐小时对流雨带活动分析发现，对流沿着地形过渡带形成后近乎维持在生成地 (图 4b)。对流雨带的准静止维持与两个因素有关，即偏东气流的平流效应为对流雨带的维持提供水汽和能量输送，而川西高原东坡地形将低层水

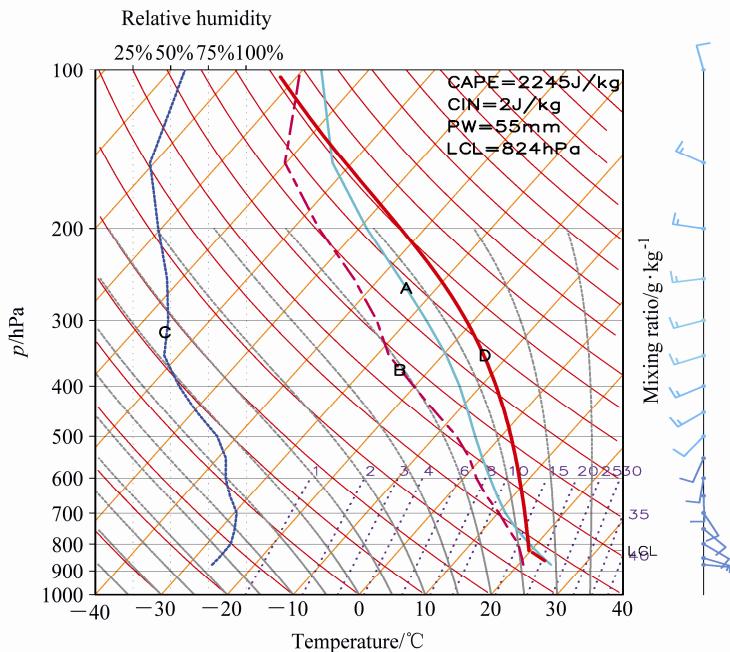


图3 12次暴雨过程当日20:00达川站的平均探空曲线（青色粗实线A为探空温度，洋红色粗虚线B为探空露点温度，蓝色粗点线C线为探空相对湿度，红色粗实线D为气块温度，紫色线和数字为混合比）

Fig. 3 The mean soundings of the 12 rainstorms at Dachuan station at 2000 LST (Thick cyan line A, thick dashed magenta line B, thick dotted blue line C, and thick red line D show the sounding temperature, dew-point temperature, relative humidity, and air parcel temperature, respectively; purple lines and numbers show the mixing ratio)

汽输送阻挡在地形过渡带，导致对流雨带并没有沿着东风气流向下游移动。

川西高原东坡地形过渡带在均匀偏东气流下模拟的暴雨带分布并不能很好地解释观测事实——暴雨带主要位于平武—都江堰—雅安一带。进一步利用达川探空站的温、压、湿和风的平均垂直廓线进行的数值试验发现（试验2），模拟的暴雨带不仅主要位于平武—都江堰—雅安一带，沿着高原东坡地形呈东北—西南向分布，而且暴雨区从地形剧烈过渡带延伸至川西高原东坡山脚处（500~1000 m 地形缓冲带）（图4c），这与观测的雨带分布一致。对模拟的逐小时对流雨带活动分析发现，对流雨带在地形剧烈过渡带形成后向下游传播（图4d），因而在川西高原东坡地形剧烈过渡区至山脚处形成一条暴雨带。试验2模拟的暴雨带的分布和落区与观测基本一致，这说明川西高原东坡地形的动力强迫在对流暴雨带形成中有着重要作用。

4 结论和讨论

高原低值系统和西南涡在高原周边邻近及其下游地区对流暴雨的形成和发展中起到了重要作

用（Tao and Ding, 1981）。高原大地形的动力、热力效应影响高原低值系统和西南涡的形成和发展（程麟生和郭英华, 1990；简茂球和罗会邦, 2002）。高原低值系统在东移引发不同地域的暴雨过程中，高原地形的动力、热力效应对暴雨影响的物理机制存在着一定的差异。高原东坡地形暴雨带的形成一般处于高原低值系统东移沿高原下滑的过程中，也往往是西南涡的初生阶段（赵玉春和王叶红, 2010），对流暴雨产生的凝结潜热加热反馈在高原低值系统东移中的加强和西南涡的形成起着重要的作用（Chang et al., 2000）。在暴雨形成过程中，盆地边界层气旋式偏东流场的维持是长江上游产生暴雨的关键（李跃清, 2000）。本文研究发现盆地偏东气流的发展和地形动力强迫是川西高原东坡对流暴雨形成的重要原因，其主要结论如下：

(1) 川西高原东坡地形过渡带的12次暴雨过程中，高原低值系统（高原槽、高原涡或者高原切变线）移入盆地上空是暴雨形成的主要天气背景，它的移入有利于盆地低层气流从西南（偏南）风逐渐发展成东南（偏东）风。暴雨带位于南亚高压脊线附近的辐散气流中。高原东坡地形暴雨的形成过程中，盆地上空从低层到高层往往由多支不同气流

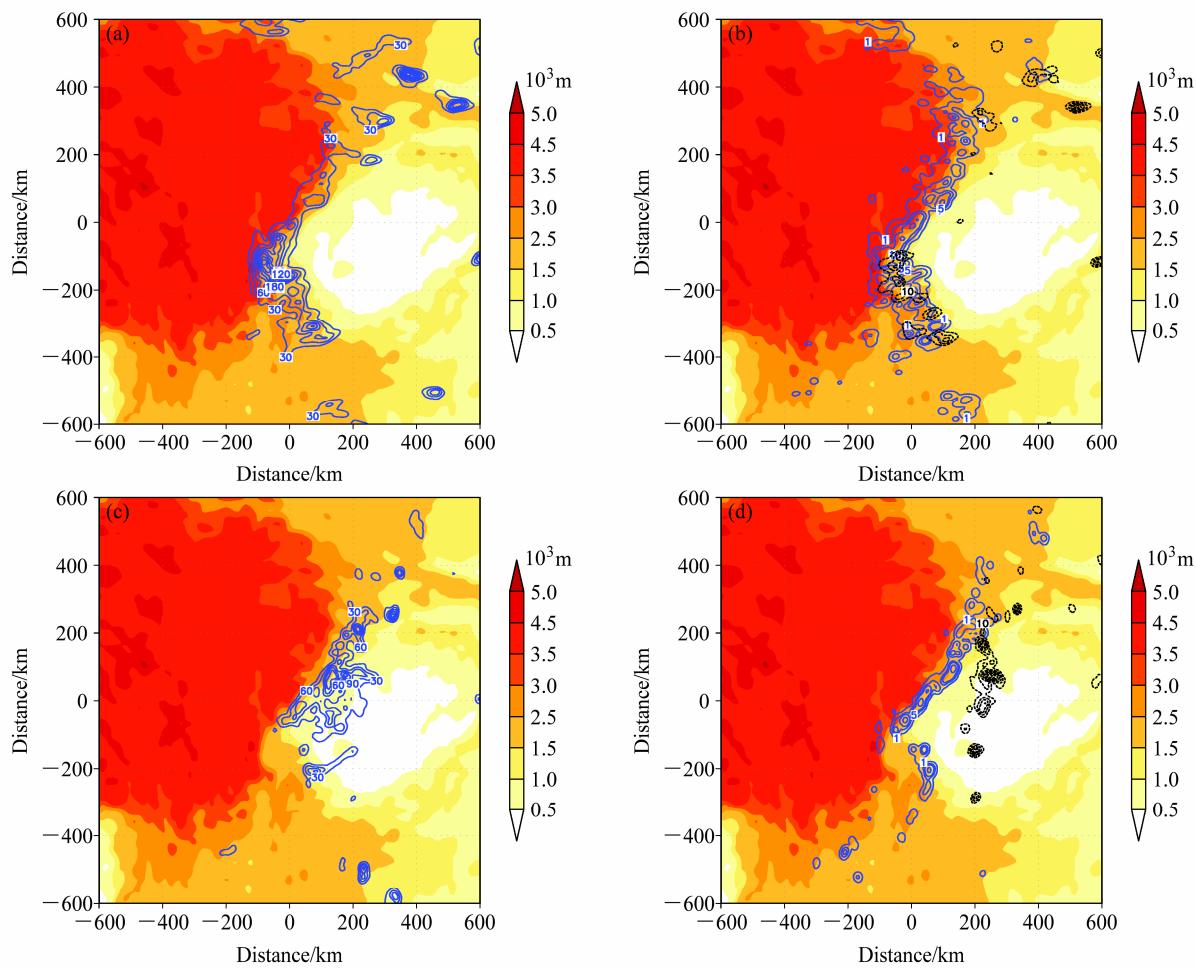


图 4 (a, b) 试验 1、(c, d) 试验 2 模拟的 (a, c) 12 h 累积降水量 (蓝实线, 单位: mm) 及 (b, d) 积分 3 h (蓝实线) 和 12 h (黑虚线) 模拟的 1 h 降水量 (单位: mm) (图中阴影为地形高度)

Fig. 4 The simulated (a, c) 12-h accumulated rainfall (mm), (b, d) 1-h rainfall at model integration 3 h (blue solid line) and 12 h respectively (black dashed line) by (a, b) Expt 1 and (c, d) Expt 2 (the shaded area is topographic height)

构成, 即近地层至 850 hPa 附近为一支偏东 (东南) 气流, 700 hPa 为一支西南气流, 一直伸展至 400 hPa 附近, 300~100 hPa 从西北气流逐渐转为东北 (偏北) 气流。

(2) 高原东坡地形暴雨发生发展的过程中, 低层偏南气流为盆地输送水汽, 盆地上空大气柱含有充足的水汽, 并具备一定的 CAPE。由于太阳辐射对地面加热的影响, CAPE 具有明显的日变化特征, 14:00 至 20:00 为其峰值时段。低层偏东气流的发展和 CAPE 日变化峰值时段的配合为地形对流暴雨的形成准备了有利的动力和热力条件。

(3) 高原东坡地形的动力强迫在对流暴雨带的形成中起到了重要作用。低层东南 (偏东) 气流的 F_r 略小于 1, 气流遇到高原地形后一方面沿着地形缓冲带抬升, 另一方面受到地形阻挡出现向南绕流

形成气旋性切变, 这两者皆有利于地形对流暴雨的形成。盆地低层气流方向与高原东坡地形梯度间的夹角在很大程度上影响对流暴雨的落区, 而低层气流的强弱、大气柱水汽含量和 CAPE 的大小等在很大程度上决定地形对流暴雨的强度。

(4) 高原东坡地形对流暴雨形成的物理概念模型可以总结如下: 高原低值系统逐渐移入盆地的过程中, 盆地低层从西南 (偏南) 气流演变成东南 (偏东) 气流, 为暴雨区输送充足的水汽; 盆地大气在太阳辐射加热作用下, 低层大气稳定性降低, CAPE 存在明显的日变化, 14:00 至 20:00 达到峰值, 它为对流暴雨的形成准备充足的能量条件; 低层偏东气流遇到高原地形后, 一方面在高原东坡地形过渡带爬升, 另一方面受到地形阻滞后向南绕流形成气旋性切变, 这两种动力效应 (前者作用占主导) 将低

层大气抬升至自由对流高度释放对流不稳定能量而触发对流产生强烈的降水; 对流系统在中层偏西气流的引导下向下游缓慢移动, 在高原地形缓冲带形成暴雨。

本文仅对高原东坡地形动力效应在对流暴雨形成中的作用进行了探讨, 但12次暴雨过程天气影响系统的分析发现, 高原低值系统(东移系统)往往在移入盆地过程中逐渐加强, 这可能与高原地形的动力和热力作用有关, 而高原低值系统的形成则可能由高原地形上空大气日变化造成。高原地形自身的动力热力效应在高原低值系统的形成和发展中究竟起到何种作用, 高原低值系统自身的动力强迫对地形对流暴雨的形成和发展又有何影响等并不十分清楚。同时, 分析发现实际大气中盆地低层东南(偏东)气流的形成与地形对流暴雨的启动似乎并不完全一致, 地形对流暴雨的启动可能还受到其它因子的影响, 这些都有待进一步的研究。

参考文献 (References)

- Chang C P, Yi L, Chen G T J. 2000. A numerical simulation of vortex development during the 1992 East Asian summer monsoon onset using the Navy's regional model [J]. Mon. Wea. Rev., 128: 1604–1631.
- 陈栋, 李跃清, 黄荣辉. 2007. 在“鞍”型大尺度环流背景下西南低涡发展的物理过程分析及其对川东暴雨发生的作用 [J]. 大气科学, 31 (2): 185–200. Chen Dong, Li Yueqing, Huang Ronghui. 2007. The physical process analyses of the southwest vortex development and its effect on heavy rainfall in eastern Sichuan under the saddle pattern background of large-scale circulations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (2): 185–200.
- 陈忠明, 闵文彬, 缪强, 等. 2004. 高原涡与西南涡耦合作用的个例诊断 [J]. 高原气象, 23 (1): 75–80. Chen Zhongming, Min Wenbin, Miao Qiang, et al. 2004. A case study on coupling interaction between plateau and southwest vortices [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 23 (1): 75–80.
- 程麟生, 郭英华. 1990. 初始条件和大地形对西南涡演变的中尺度模拟影响 [J]. 兰州大学学报(自然科学版), 26 (4): 140–147. Cheng Linsheng, Kuo Yinghua. 1990. Influence of initial conditions and large-scale topography on mesoscale simulation of the SW vortex evolution [J]. Journal of Lanzhou University (Natural Sciences) (in Chinese), 1990, 26 (4): 140–147.
- 段海霞, 陆维松, 毕宝贵. 2008. 凝结潜热与地表热通量对一次西南低涡暴雨影响分析 [J]. 高原气象, 27 (6): 1315–1323. Duan Haixia, Lu Weisong, Bi Baogui. 2008. Impact of the condensation heating and surface heat flux on a rainstorm event of southwest vortex [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27 (6): 1315–1323.
- 高文良, 郁淑华. 2007. 高原低涡东移出高原的平均环流场分析 [J]. 高原气象, 26 (1): 206–212. Gao Wenliang, Yu Shuhua. Analyses on mean circulation field of the plateau low vortex moving out of Tibetan Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 26 (1): 206–212.
- 何光碧. 2006. 高原东侧陡峭地形对一次盆地中尺度涡旋及暴雨的数值试验 [J]. 高原气象, 25 (3): 430–441. He Guangbi. 2006. Simulation of impact of steep terrain on east side of Qinghai-Xizang Plateau on mesoscale vortex and rain storm over the basin [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 25 (3): 430–441.
- 简茂球, 罗会邦. 2002. 1998年5~8月青藏高原东部和邻近地区大气热源日变化特征及其与高原环流的关系 [J]. 高原气象, 21 (1): 25–30. Jian Maoqiu, Luo Huibang. 2002. Daily variation of heat sources over the eastern Qinghai-Xizang Plateau and surrounding areas and their relationship to the circulation over the Tibetan Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 21 (1): 25–30.
- 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.
- Kuo Y H, Cheng L S, Bao J W. 1988. Numerical simulation of the 1981 Sichuan flood. Part I: Evolution of a mesoscale southwest vortex [J]. Mon. Wea. Rev., 116: 2481–2504.
- 李川, 陈静, 何光碧. 2006. 青藏高原东侧陡峭地形对一次强降水天气过程的影响 [J]. 高原气象, 25 (3): 442–450. Li Chuan, Chen Jing, He Guangbi. 2006. Impact of the steep terrain of eastern Qinghai-Xizang Plateau on the genesis and development of extreme heavy rainfall event [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 25 (3): 442–450.
- 李跃清. 2000. 1998年青藏高原东侧边界层风场与长江暴雨洪水的关系 [J]. 大气科学, 24 (5): 641–647. Li Yueqing. The PBL wind field at the eastern edge of the Tibetan Plateau and its relations with heavy rain-flood of the Changjiang River in 1998 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 2000, 24 (5): 641–746.
- Lin Yuhang, Chiao S, Wang Ting'an, et al. 2001. Some common ingredients for heavy orographic rainfall [J]. Wea. Forecasting, 16: 633–660.
- 罗四维. 1992. 青藏高原及其邻近地区几类天气系统的研究 [M]. 北京: 气象出版社, 205pp. Luo Siwei. 1992. Study on Some Kinds of Weather Systems Over and Around the Qinghai-Xizang Plateau (in Chinese) [M]. Beijing: Meteorology Press, 205pp.
- 潘阳, 李建, 宇如聪. 2011. 东移西南低涡空间结构的气候学特征 [J]. 气候与环境研究, 16 (1): 60–70. Pan Yang, Li Jian, Yu Rucong. 2011. Climatic characteristics of the spatial structure of the eastward-moving Southwest Vortex [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 16 (1): 60–70.
- Pierrehumbert R T. 1984. Linear results on the barrier effects of mesoscale mountains [J]. J. Atmos. Sci., 41: 1356–1367.
- 钱正安, 顾弘道, 颜宏, 等. 1990. 四川“81·7”特大暴雨和西南涡的数值模拟 [J]. 气象学报, 48 (4): 415–423. Qian Zhengan, Gu Hongdao, Yan Hong, et al. 1990. Numerical simulations of extremely intense rainstorm and southwest vortex over Sichuan in July of 1981 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 48 (4): 415–423.
- Smith R B, Barstad I. 2004. A linear theory of orographic precipitation [J]. J.

- Atmos. Sci., 61 (12): 1377–1391.
- Tao Shiyuan, Ding Yihui. 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.
- 屠妮妮, 陈静, 何光碧. 2008. 高原东侧一次大暴雨过程动力热力特征分析 [J]. 高原气象, 27 (4): 796–806. Tu Nini, Chen Jing, He Guangbi. 2008. Dynamical and thermal character analyses of a heavy rain on the east side of Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27 (4): 796–806.
- Wang Bin, Orlanski I. 1987. Study of a heavy rain vortex formed over the eastern flank of the Tibetan Plateau [J]. Mon. Wea. Rev., 115: 1370–1393.
- Wang Wei, Kuo 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.
- 王晓芳, 廖移山, 闵爱荣, 等. 2007. 影响“05.06.25”长江流域暴雨的西南低涡特征 [J]. 高原气象, 26 (1): 197–205. Wang Xiaofang, Liao Yishan, Min Airong, et al. 2007. Characteristics of southwest vortex of influencing “05.06.25” Yangtze River rainstorm [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 26 (1): 197–205.
- Ye Bing, Del Genio A D, Lo K K W. 1998. CAPE variations in the current climate and in a climate change [J]. J. Climate, 11: 1997–2015.
- 于波, 林永辉. 2008. 引发川东暴雨的西南低涡演变特征个例分析[J]. 大气科学, 32 (1): 141–153. Yu Bo, Lin Yonghui. 2008. A case study of southwest vortex causing heavy rainfall in eastern Sichuan basin [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (1): 141–153.
- 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]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 64 (3): 393–399.
- 郁淑华, 高文良. 2008. 青藏高原低涡移出高原的大尺度条件 [J]. 高原气象, 27 (6): 1276–1287. Yu Shuhua, Gao Wenliang. 2008. The large-scale conditions of the vortex moving out of Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27 (6): 1276–1287.
- 郁淑华, 何光碧, 滕家漠. 1997. 青藏高原切变线对四川盆地西部突发性暴雨影响的数值试验 [J]. 高原气象, 16 (3): 306–311. Yu Shuhua, He Guangbi, Teng Jiamo. 1997. The numerical experiments of influence of shear line over Qinhai-Xizang Plateau on a sharp heavy rain in west Sichuan basin [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 16 (3): 306–311.
- 章基嘉, 朱抱真, 朱福康, 等. 1988. 青藏高原气象学进展 [M]. 北京: 科学出版社, 268pp. Zhang Jijia, Zhu Baozhen, Zhu Fukang, et al. 1988. Advances in the Qinghai-Xizang Plateau Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 268pp.
- 赵玉春, 王叶红. 2010. 高原涡诱发西南涡特大暴雨成因的个例研究 [J]. 高原气象, 29 (4): 819–831. Zhao Yuchun, Wang Yehong. 2010. A case study on Plateau Vortex inducing Southwest Vortex and producing extremely heavy rain [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 29 (4): 819–831.
- 郑庆林, 王必正, 宋青丽. 1997. 青藏高原背风坡地形对西南涡过程影响的数值试验 [J]. 高原气象, 16 (3): 225–234. Zheng Qinglin, Wang Buzheng, Song Qingli. 1997. Numerical study on the leeward side orographic effects of Qinghai-Xizang Plateau on a southwest vortex process [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 16 (3): 225–234.
- 朱国富, 陈受钧. 1999. 1995年夏季青藏高原上及其邻域的对流活动 [J]. 高原气象, 18 (1): 9–19. Zhu Guofu, Chen Shoujun. 1999. Convective activities over the Qinghai-Xizang Plateau and adjacent regions in summer of 1995 [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 18 (1): 9–19.