

梅雨期青藏高原东移对流系统影响 江淮流域降水的研究^{*}

傅慎明^{1,2} 孙建华¹ 赵思雄¹ 李万莉^{2,3} 李 博^{1,2}

FU Shenming^{1,2} SUN Jianhua¹ ZHAO Sixiong¹ LI Wanli^{2,3} LI Bo^{1,2}

1. 中国科学院大气物理研究所,北京,100029

2. 中国科学院研究生院,北京,100049

3. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州, 730000

1. Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. Cold and Arid Regions Environment and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China

2009-06-29 收稿,2009-09-10 改回.

Fu Shenming, Sun Jianhua, Zhao Sixiong, Li Wanli, Li Bo. 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. *Acta Meteorologica Sinica*, 69(4): 581-600

Abstract Based on the TBB (temperature of black body) data from the GOES-9(2003) and FY-2C(2007), the station observed data and the NCEP reanalysis data with the resolution of $1^\circ \times 1^\circ$ (four times a day), the impacts of the eastward propagation of convective cloud systems over the Tibetan Plateau on the rainfall of downstream areas during the Meiyu periods of 2003 and 2007 are analyzed in the present paper. The results show that, there mainly are 4 kinds of influencing patterns: (1) convergence centers over the Tibetan Plateau with convective systems move eastward and influence the rainfall of downstream areas in which the convective systems could last for a long time and influence large areas; (2) convective systems over the Tibetan plateau move eastwards out of the plateau and trigger a quasi-stationary southwest vortex in the Sichuan Basin in which the southwest vortex can last for a long time, and produce a series of heavy rainfalls in Sichuan and Chongqing, which sometimes cause severe floods there; if there is strong southwest winds to the east of the southwest vortex, positive kinetic energy transportation to the Meiyu zone is able to occur, which would enhance the convective activities and rainfall there; (3) convective systems over the Tibetan Plateau move eastwards and cause the formation of the southwest vortex moved along the Meiyu front with the eastward propagation of a small leading trough to the north; Under this condition, the southwest vortex will induce a series of convective systems and heavy rainfalls along Meiyu front, which always cause severe floods in the Yangtze River valley, and, as a result, in this pattern, the convective systems influence downstream areas most intensively; and (4) convective systems over the Tibetan Plateau move eastward out of the plateau and influence downstream areas directly in which the convective systems decay quickly and only influence downstream areas slightly (the influencing area is smallest, and the influencing time is shortest). The results of background circulation analysis show that, when the high jet at 200 hPa is located equatorward and at the same time the influencing trough (at 500 hPa) over the east part of the Tibetan Plateau moves eastward, the convective systems over the plateau are easy to move out.

Key words Tibetan Plateau, Southwest vortex, Meiyu front, Convective system, TBB

* 资助课题:国家重点基础研究发展计划项目(2009CB421401)、国家自然科学基金资助项目(40875021、40930951)。

作者简介:傅慎明,主要从事中尺度气象学、灾害天气动力学及数值模拟研究。E-mail:fusm@mail.iap.ac.cn

摘要 利用 GOES-9 和 FY-2C 卫星 TBB 资料、 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 NCEP 再分析资料以及常规地面观测资料对 2003 和 2007 年梅雨期内青藏高原东移对流系统影响重庆、四川以及江淮梅雨锋地区降水的主要方式作了研究。结果表明, 2003 和 2007 年梅雨期内, 青藏高原东移对流系统影响下游地区降水主要存在 4 种方式:(1)高原上的动力辐合中心伴随高原对流系统东移, 影响所经地区的降水, 该种影响方式较为常见, 持续时间较长, 影响范围较广。(2)高原对流系统移出高原后在四川盆地引发稳定少动的西南低涡, 触发一系列暴雨过程, 此种影响方式持续时间较长, 主要影响地区为四川和重庆(往往会造成强度很大的暴雨), 当西南低涡以东盛行较强西南风时, 向梅雨锋的动能输送较强, 这十分有利于梅雨锋地区对流活动和降水的加强。(3)高原东移对流系统在四川盆地触发西南低涡, 西南低涡生成后, 在引导槽的作用下沿梅雨锋东移, 沿途引发一系列暴雨, 此种影响方式持续时间最长, 波及范围最广。(4)对流系统东移出青藏高原后直接影响下游地区, 此种影响方式最为常见, 但其影响时间最短, 强度最小。对环境场的分析表明, 高原强对流往往发生在 500 hPa 影响槽槽区附近的上升运动区, 当 200 hPa 高空急流位置偏南且青藏高原东侧 500 hPa 上有低槽向东移出时, 高原对流系统较易移出高原。

关键词 青藏高原, 西南低涡, 梅雨锋, 对流系统, 亮度温度

中图法分类号 P468. 0⁺²⁴ P467

1 引言

青藏高原平均海拔在 4000 m 以上, 是世界上海拔最高的高原, 它的存在对东亚乃至全球的天气、气候都有显著的影响。首先, 青藏高原的动力作用: 西风带气流在高原西部开始爬坡, 并在高原的北部和南部产生绕流, 产生高原南侧的槽, 高原北侧的脊, 以及高原东部的背风槽, 很多学者对此做过研究(叶笃正等, 1979; 杨伟愚等, 1987; 章基嘉等, 1988; Wang, et al, 1993; 李国平等, 2005)。其次, 青藏高原的热力作用: 冬季高原是冷源, 夏季青藏高原是热源, 随着南亚夏季风的爆发, 青藏高原上往往激发很强烈的对流系统, 这些对流系统在有利的天气形势配合下会东移出青藏高原, 沿途引发一系列的中尺度对流活动, 影响长江上游的四川、重庆地区以及江淮梅雨锋的降水, 这些降水往往强度大, 持续时间长, 常常会造成很严重的洪涝灾害(陶诗言等, 1980; Kato, 1985; 陆汉城等, 2002; 江吉喜等, 2002; 张顺利等, 2002; 卓嘎等, 2002; 孙建华等, 2003; 陈忠明等, 2003; 倪允琪等, 2004; 方宗义等, 2005; Yasunari, et al, 2006; 赵思雄等, 2007; 朱玉祥等, 2007; 李生辰等, 2009; 赵勇等, 2009)。特别是张顺利等(2002)对 20 世纪 90 年代江淮流域 3 次致洪暴雨的分析指出, 青藏高原 α 中尺度对流系统东传到江淮流域, 促进了梅雨锋上 α 中尺度对流系统的形成、发展, 为大暴雨的形成创造了有利条件。由此可知, 对青藏高原移出的对流系统的研究是十分必要的, 很多学者做了这方面的工作, 并取得了一系列的成果(Kato, 1995; Li, et al, 2001; Yasunari, et al,

2006)。需要指出的是, 高原上空的对流系统移出高原后, 有时可以与四川盆地内有利的形势相结合从而触发西南低涡。西南低涡是中国夏季一种常见的降水系统, 多数西南低涡产生后稳定少动, 在四川和重庆造成很强的暴雨; 有一些西南低涡在引导气流的作用下可以沿低空切变线(梅雨锋)东移发展, 当与有利的水汽条件相配合时, 极易造成强度很大的暴雨, 引发洪涝灾害。

2003 和 2007 年梅雨期的降水特点比较相似。通过对这两年青藏高原上对流系统的分析发现, 梅雨期高原上对流很强, 经常有对流系统移出高原进入四川盆地。其中, 有一部分对流系统能够继续东移到达梅雨锋上空, 高原对流系统东移过程中常常引发暴雨, 造成严重的洪涝灾害, 因而对比研究 2003 和 2007 年梅雨期内高原对流系统对四川、重庆地区和江淮梅雨锋降水的影响很有意义。本文对 2003 和 2007 年梅雨期内各次高原对流东移过程均做了分析, 在此基础之上, 针对各类不同的高原东移过程选取典型个例, 通过对典型个例的研究, 探讨高原上对流系统影响下游地区降水的主要机制, 并且对 2003 和 2007 年梅雨期内高原对流系统东移的大尺度环境场也做了研究, 找出有利于高原对流系统发展和东移的大尺度环境场条件。

2 资料和方法

黑体亮温(TBB)代表了云顶温度, 可以作为对流运动强弱的判据。本文采用了卫星 TBB 资料研究 2003 和 2007 年的对流活动, 其中, 2003 年的 TBB 资料来自 GOES-9 卫星, 时间分辨率为 1 h, 空

间分辨率为 $0.05^{\circ}\times 0.05^{\circ}$;2007年的TBB资料则来自中国的FY-2C卫星,时间分辨率为1 h,空间分辨率为 $0.1^{\circ}\times 0.1^{\circ}$ 。此外,本文还用到了NCEP的 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 的再分析资料(时间分辨率为6 h)以及加密的降水资料。

研究的具体方法是:①利用卫星TBB资料研究青藏高原以及江淮流域的对流活动的演变过程,首先通过TBB分析对流系统的活动,之后,分析造成强对流的系统;②利用NCEP的资料和常规地面观测资料研究环境场,以及对流影响系统的发生、发展和演变过程。由于2003和2007年的卫星资料来源不同,因而需要针对两个卫星TBB资料的具体情况并结合观测来选择其判别对流的标准,经大量分析和对比,选定2003年的对流判别标准为250 K,而2007年的对流判别标准为260 K。

3 2003和2007年梅雨期的特征

2003年的梅雨期为6月21日—7月11日,梅雨期降水中心偏北,淮河流域持续性暴雨多,降水集中,淮河流域出现了自1954年以来最强的大洪水。2007年的梅雨期为6月19日—7月26日,暴雨次数多,降水强度大,主要降雨带同样位于淮河流域,局部地区出现较为严重的洪涝。综上可知,2003和2007年梅雨期降水均主要集中于淮河流域,暴雨强度大,造成了较大的洪涝灾害,因而利用2003和2007年梅雨期做对比研究是很有意义的。

青藏高原(高原)主要位于 $(25^{\circ}\text{--}40^{\circ}\text{N}, 74^{\circ}\text{--}104^{\circ}\text{E})$ (图1),其平均海拔高度在4000 m以上,高原东边界约位于 104°E 附近,高原的热力动力作用十分显著。夏季,随着南亚夏季风的爆发,偏南气流对高原上空的水汽输送大大加强,特别是西风带气流对高原上的水汽输送有着十分重要的作用(李万莉等,2008),高原上的水汽收入增多,在高原的热力作用影响下,会激发出较强的局地热对流,某些时候,云团可以向东移出高原进入四川盆地,甚至会进一步东移并入江淮梅雨锋,对江淮流域产生影响。

由于青藏高原上 $29^{\circ}\text{--}35^{\circ}\text{N}$ 的高原云团较易发生东移,图2给出了2003、2007年6、7月TBB的时间-经度($29^{\circ}\text{--}35^{\circ}\text{N}$ 的平均)剖面。由图2a、b可知,2003年夏季存在2个主要的对流云带,以青藏高原

的东边缘(104°E)为界,以西为高原上的对流云带,以东为江淮流域上空的对流云带,在梅雨期内,此对流云带与梅雨锋紧密联系。自6月16日始,对流云带从高原东部向西伸到高原西部约 80°E 附近,活跃对流带的西伸是与青藏高原上夏季风的西进紧密联系的(Yasunari, et al, 2006),高原上对流活动的日变化特征明显。2003年高原的热源作用从6月初就很明显了(图略),但是那时的对流云活动并不明显,夏季风的水汽输送和高原热力作用的结合才能促进高原对流云团的发展,二者缺一不可。自6月17日起,高原上的对流活动有约为2周的周期变化,这种振荡在亚洲季风区是很明显的(Fujinami, et al, 2001)。梅雨期内(6月21日—7月11日),长江流域上空的对流云带对应了梅雨锋的平均位置,梅雨锋上的对流活动存在一定的日变化特征,但不如高原上的日变化特征明显,这可能与 α 中尺度云团的产生有关(Fujinami, et al, 2001)。高原上的对流系统偶尔会向东移动,影响中国江淮流域,不难发现,一般是高原上的对流活动加强的时候,对流系统易东移影响下游,其中高原东部的对流云区更易东移影响下游。由图2a和b,2003年梅雨期内青藏高原上有4次主要的对流东移过程,江淮流域主要的降雨过程有5次,2003年各次高原对流系统东移影响下游的方式归结如表1。对比降雨与高原对流东移情况,只有7月3—7日降雨过程没有明显高原对流影响。

2007年对流云带自6月15日从高原东部向西

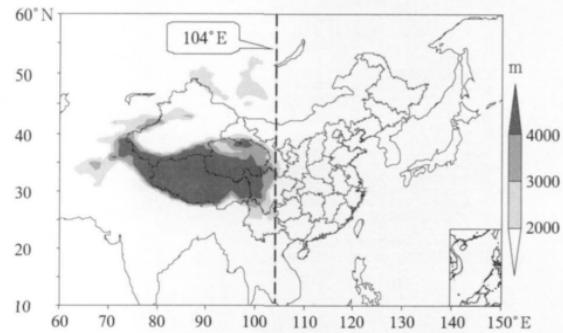


图1 青藏高原的地形特征

(图片中黑虚线为高原东边界,约为 104°E)

Fig. 1 Topography of the Tibetan Plateau, the bold dashed line denotes the east boundary meridinal line (104°E) of the Tibetan Plateau

伸到高原西部约 80°E 附近,对流强度增强,高原上的对流活动有约1—2周的周期性变化特征(图2c和d),但这种周期变化不如2003年明显。与2003年相同,高原上的对流活动加强的时候,对流系统东移进入梅雨锋。2007年江淮梅雨期为6月19日—7月26日,高原对流东移过程主要有8次(表1),江淮流域的主要降雨过程有11次,其中有3次过程没有明显的高原东移对流影响。

本文研究了2003和2007年梅雨期内各次高原对流活动东移影响下游暴雨的过程,并将其具体影响方式总结如表1。结果表明,高原动力辐合中心

和对流系统配合东移;高原对流系统东移在四川盆地内引发稳定少动的西南低涡;以及高原对流系统东移诱生沿梅雨锋东移的西南低涡,是2003和2007年梅雨期内高原东移对流系统影响下游降水的主要方式,其他影响方式则持续时间很短,对下游降水的影响不显著。根据上述3种最主要的影响方式,以及东移对流云团的强度、持续时间和对下游影响的强弱,本文选取了2003年6月28—30日(个例1);2003年7月6—9日(个例2)和2007年7月4—6日(个例3)3个个例作详细分析,这3个例子的持续时间都在24 h以上,且降雨强度都达到暴雨。

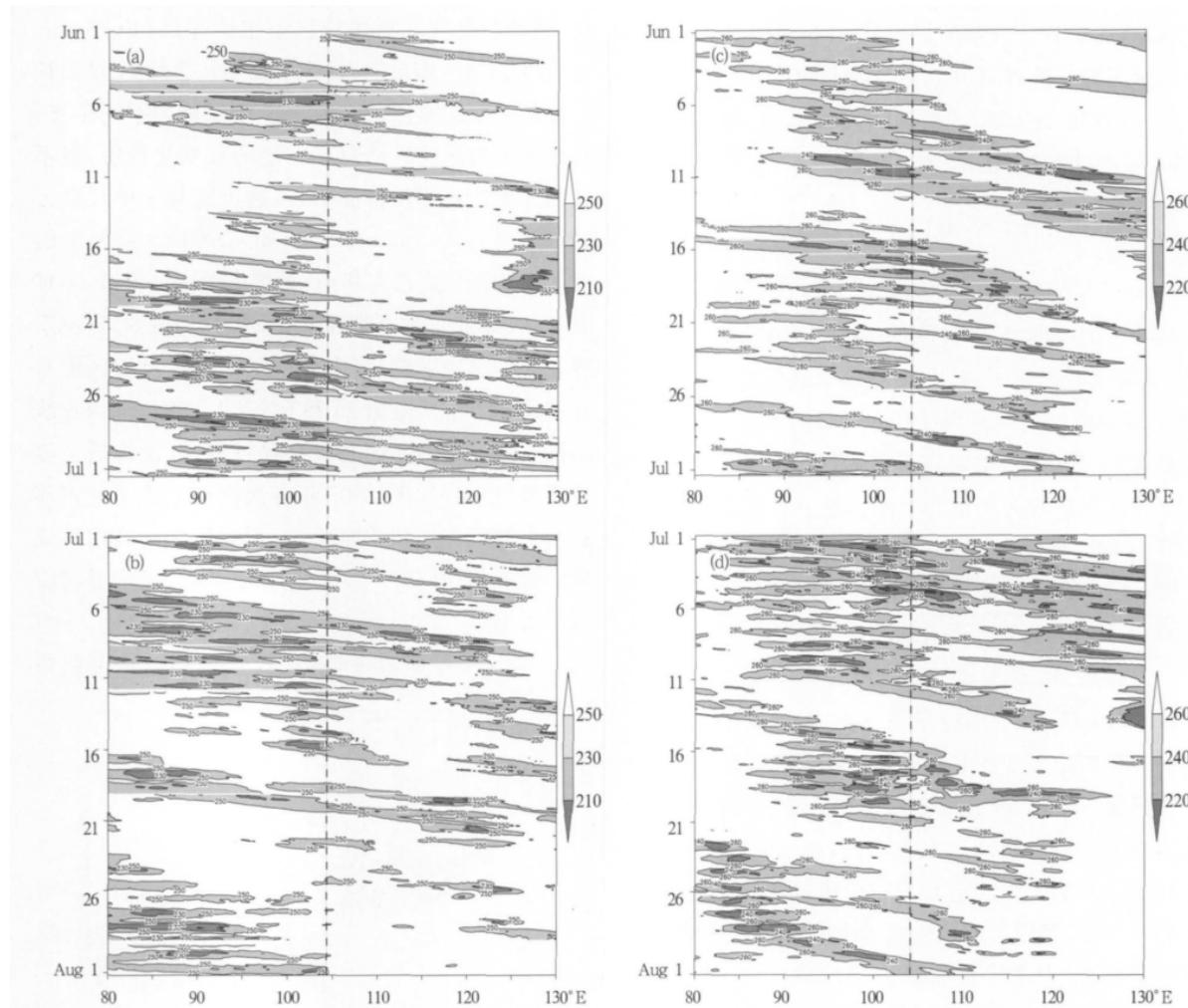


图2 2003、2007年6、7月 29° — 35°N 内平均的TBB时间经度剖面
(单位:K;a. 2003年6月,b. 2003年7月,阴影小于250 K;c. 2007年6月,
d. 2007年7月,阴影小于260 K;虚线 104°E 为高原的东边界)

Fig. 2 Time-longitude sections of the TBB (averaged over 29° — 35°N) (unit: K): (a) in June and (b) in July 2003 (the areas below 250 K are shaded); (c) in June and (d) in July 2007 (the areas below 260 K are shaded); the dashed line is the east boundary meridinal line (104°E) of the Tibetan Plateau

表 1 2003、2007 年江淮主要降雨过程与高原东移对流系统的关系

Table 1 The relationship between heavy rainfalls in the Yangtze-Huai River basin and the eastward propagation of convective cloud systems for the years of 2003 and 2007

江淮流域降雨过程		东移高原对流系统	主要影响方式
2003 年	6月 22—23 日	6月 19—23 日	高原对流系统进入四川盆地后消亡
	6月 24—27 日	6月 22—27 日	高原对流系统东移后 2 次触发西南低涡, 前一次稳定少动, 后一次沿梅雨锋东移
	6月 29 日—7月 2 日	6月 28 日—7月 2 日	辐合中心伴随对流系统移出, 触发稳定少动的西南低涡
	7月 3—7 日	无	无显著影响
	7月 8—11 日	7月 6—11 日	高原移出的辐合中心伴随西南低涡沿梅雨锋东移
2007 年	6月 19—20 日	6月 15—20 日	高原对流系统进入四川盆地后消亡
	6月 21—23 日	6月 20—23 日	辐合中心伴随高原对流系统东移影响下游
	6月 26—28 日	6月 22—28 日	高原对流系统进入四川盆地后消亡
	6月 29 日—7月 1 日	6月 26—30 日	强对流系统伴随辐合中心东移触发稳定少动的西南低涡
	7月 2—3 日	6月 30 日—7月 5 日	高原对流系统伴随辐合中心东移触发西南低涡(稳定少动)
	7月 4—6 日	7月 4—6 日	强对流系统伴随辐合中心东移触发稳定少动的西南低涡
	7月 7—9 日	无	无显著影响
	7月 13—15 日	7月 8—15 日	高原对流系统伴有辐合中心东移触发西南低涡, 西南低涡生成后沿梅雨锋东移
	7月 19—20 日	7月 16—20 日	高原对流系统东移触发稳定少动的西南低涡
	7月 22—23 日	无	无显著影响
	7月 24—25 日	无	无显著影响

4 高原东移的对流系统影响下游降水

由表 1 可知, 高原上动力辐合中心伴随对流系统东移是一种比较常见的影响方式, 结合 2003 和 2007 年的各个具体东移过程(图略)可知, 高原上的动力辐合中心在西风气流的作用下可以移出高原影响下游, 其主要路径有东北路径和偏东路经, 东移的辐合中心可以维持较长时间(24 h 以上), 并且可以与移动路径上的辐合中心合并而加强, 但是, 若没有较强的对流系统(如西南低涡)与之相配合, 其自身产生的降水量不大(降水图略)。高原上的强对流云团(其对流中心 $TBB < 225 K$)由于生命史较短(小于 24 h)东移后很难直接影响下游地区, 其最主要的影响方式是移出高原后, 触发出新的对流系统, 然后由新的对流系统继续影响下游的降水。在 2003 和 2007 年梅雨期内, 高原对流系统东移后数次在四川盆地触发西南低涡, 西南低涡引发了多次强降水, 因而这是一种很重要的影响方式, 由 2003、2007 年梅雨期综合分析的结果可知, 长江上游的最强暴雨过程几乎都与西南低涡密切相关。

本文利用 TBB 来捕捉对流云区, TBB 低值区代表云区, 但是, 云区与系统(如低涡、辐合中心等)不一定重合。因此, 确定并研究与对流云团相配合

的影响系统是很有意义的。本文主要概括高原对流系统移出高原后影响江淮流域降水的具体方式以及研究在何种条件下高原对流系统会产生东移。

4.1 高原对流系统东移影响下游降水的主要方式

利用尽可能收集到的资料, 对 2003 和 2007 年梅雨期内青藏高原东移对流系统影响下游的主要方式做了研究, 以下是典型个例 1—3 的过程概述。

个例 1(2003 年 6 月 28—30 日)中, 高原对流有 3 次东移过程, 第 1 次向东北方向移出, 第 2 次进入梅雨锋, 但维持的时间都不长, 第 3 次触发了稳定少动的西南低涡, 造成了局地强对流降水(最大 6 h 降雨量超过 50 mm), 由于没有明显的引导气流, 西南低涡稳定少动, 直接影响范围主要在四川和重庆地区, 低涡边缘西南风的水平动能输送使得梅雨锋上切变加强, 有利于梅雨锋上对流发展。个例 2(2003 年 7 月 6—9 日)中, 高原对流系统主要有一次东移过程, 该次东移触发了沿梅雨锋东移的西南低涡, 引发了梅雨锋地区一系列的强降水(最大 6 h 降雨量超过 50 mm)。个例 3(2007 年 7 月 4—6 日)中, 高原对流系统主要有 2 次东移过程, 第 1 次东移过程触发了稳定少动的西南低涡, 造成了局地强对流降水, 西南低涡边缘的西南风动能输送使得梅雨锋上切变加强, 有利于梅雨锋上强降水的产生。进一步

的分析表明,高原对流系统移出均对应高空 200 hPa 附近的辐散中心移出高原,该辐散中心由水汽的凝结潜热加热而成,移出后会使低层减压,从而有利于对流发生;在高空辐散中心的移动过程中,若有

新的对流发生,则该辐散中心能维持较长时间,反之则很快消亡。综合归纳 2003 和 2007 年青藏高原上空的对流系统东移影响下游地区降水的方式如表 2。

表 2 青藏高原上空的对流系统东移影响下游地区降水的主要方式

Table 2 The main ways of influencing the rainfall downstream by the eastward propagation of convective cloud systems over the Tibetan Plateau

个例	主要影响方式
个例 1 (2003 年 6 月 28—30 日)	辐合中心伴随对流系统东移影响下游 对流系统移出后引发西南低涡直接影响四川和重庆降水 西南低涡以东的西南风正动能输送影响梅雨锋地区的降水
个例 2 (2003 年 7 月 6—9 日)	辐合中心伴随对流系统东移影响下游 对流系统移出高原后引发西南低涡,西南低涡与辐合中心相配合沿梅雨锋东移,影响梅雨锋降水
个例 3 (2007 年 7 月 4—6 日)	辐合中心伴随对流系统东移影响下游 对流系统移出高原后引发西南低涡直接影响四川和重庆降水 西南低涡以东的西南风正动能输送影响梅雨锋地区的降水

4.1.1 高原动力辐合中心伴随高原对流系统东移,影响所经地区的降水

东移的高原对流系统中低层对应的辐合中心有利于上升运动的进一步发展和加强,从而有利于其影响地区降水的发生和加强,当动力辐合中心沿梅雨锋移动时,其对梅雨锋上的降水有较大影响。

由图 3(个例 1),2003 年 6 月 28 日 06 时(世界时,下同)青藏高原东北部 500 hPa 存在一辐合中心 A,该中心处于很强的西南风气流中,其附近的对流运动不是很强;28 日 06—12 时,中心 A 向东北方向移动了约 200 km,移到高原的边缘,仍处于西南风气流中,对流活动不强;28 日 12—18 时,辐合中心 A 向东北方向移动,开始移出高原,其周围盛行很强的西南风,对流活动不强;29 日 00 时后,辐合中心 A 继续向东北移动。综上,辐合中心 A 是东北路径,其整个生命史中对降水影响不大(降水图略)。6 月 28 日 18 时,青藏高原东侧出现辐合中心 B,伴有较强的对流运动,该中心位于很强的西南风气流中;29 日 00 时,辐合中心 B 由东北方向移出高原,到 29 日 12 时,辐合中心 B 有所东移,强度很快减弱。辐合中心 B 与 A 相似,也是东北路径,其整个生命史中对降水影响不大。

由图 4(个例 2),2003 年 7 月 6 日 18 时在高原东部边界附近出现了一个辐合中心 A,7 日 00 时,A 大部分移出高原,强度加强,附近的对流活动亦加强;7 日 06—12 时,A 东移了约 200 km,附近的对

流活动有所发展,7 日 18 时辐合中心 A 东移并与东移路径上的辐合中心合并,范围变大,其附近的对流活动并不强,这个合并后的辐合中心称为辐合中心 B。7 日 18 时—8 日 00 时,B 东移了约 200 km,强度加强,其西南部的对流活动发展显著;8 日 00—06 时,辐合中心沿梅雨锋向东北方向移动约 200 km,强度及范围均加强;8 日 06—12 时,中心 B 位置变化不大,强度范围均变小,但其中心有很强的对流发展,12 h 后辐合中心东移出海。由上述分析可知,由高原移出的辐合中心可能会沿着梅雨锋东移(西南低涡于 7 日 18 时生成,并位于该辐合中心以西约 600 km 处),并与移动路径上的辐合中心合并加强,其对梅雨锋的降水有较大的影响。

4.1.2 高原对流系统移出后在四川盆地引发稳定少动的西南低涡,影响四川和重庆

从高原东移的强对流系统经常会在四川盆地触发西南低涡,在引导气流较弱的情况下,西南低涡稳定维持在四川和重庆地区。当水汽充沛时,西南低涡往往引发暴雨甚至大暴雨,造成四川和重庆地区的洪涝灾害。个例 1 和 3 便是这种情况。

2003 年 6 月 29 日 12 时(个例 1 的第 3 次东移过程;图 3f—i),青藏高原东南部出现一强对流云团 C($TBB < 210 K$),该云团对应的 500 hPa 风速不大;29 日 18 时,云团 C 向东南方向移动,开始移出高原;30 日 00 时,云团 C 继续向东北方向移动,几乎全部移出高原,此时,云团 C 所在区域的 500 hPa

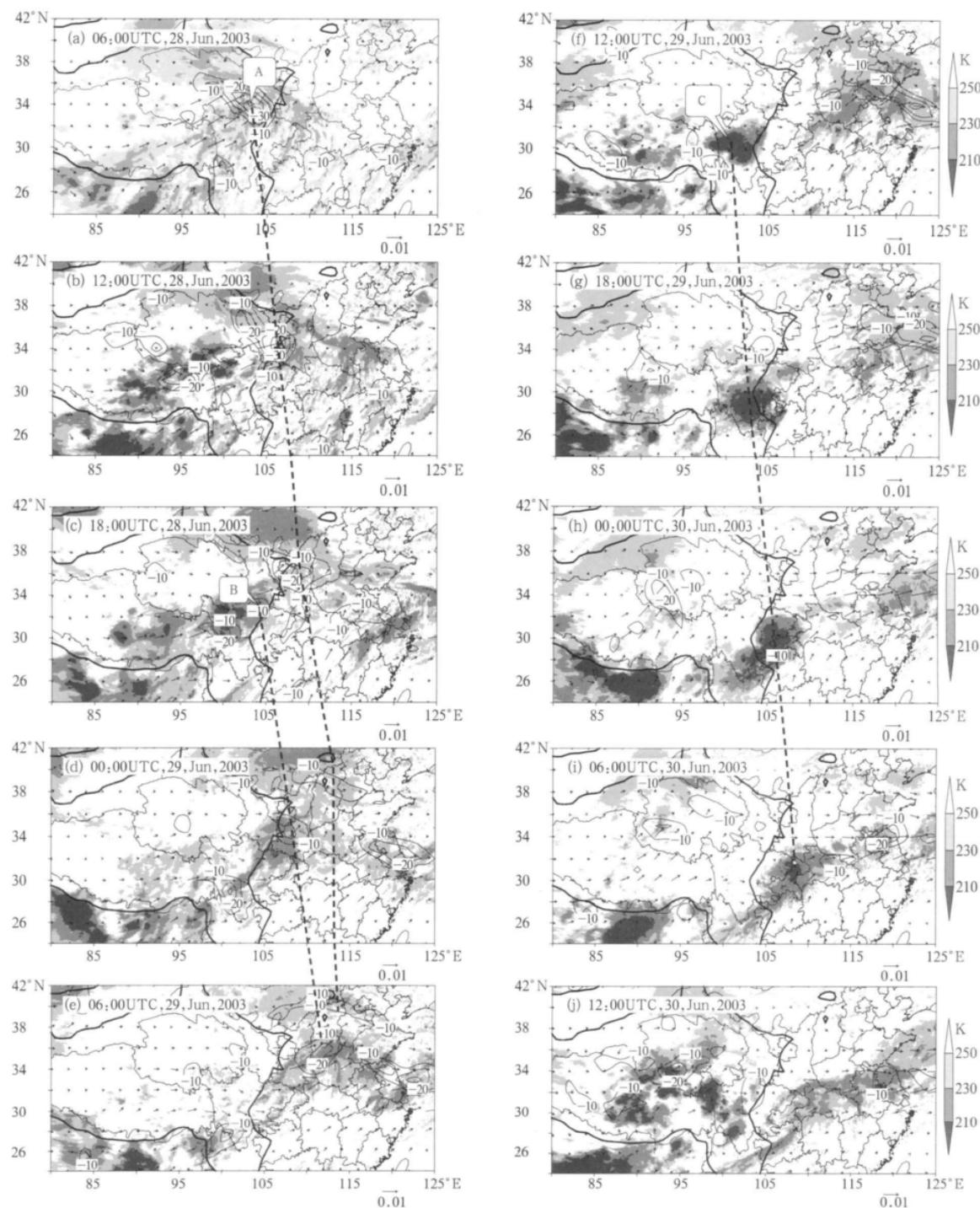


图 3 2003 年 6 月 28 日 06 时—30 日 12 时(个例 1)的 TBB 及水汽收支(a—j)

(阴影区为 TBB, 单位: K; 实线为 500 hPa 水汽通量辐合线, 箭头为 500 hPa 水汽通量, 单位: $10^{-9} \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{hPa})$;
高原外围较粗实线为 1500 m 外围线, 粗虚线代表系统移动, 图中的字母 A、B、C 代表系统)

Fig. 3 Moisture budgets and the TBB from 06:00 UTC 28 to 12:00 UTC 30 June 2003 for Case 1 (a—j)
(Shaded areas represent the TBB (unit: K); solid line is for moisture flux convergence at 500 hPa, arrows are for moisture flux
(unit: $10^{-9} \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{hPa})$); the thick black dashed lines represent the propagation of influencing system; and topographic
contour for 1500 m is also shown by the thickest solid line. A, B, C represents the systems)

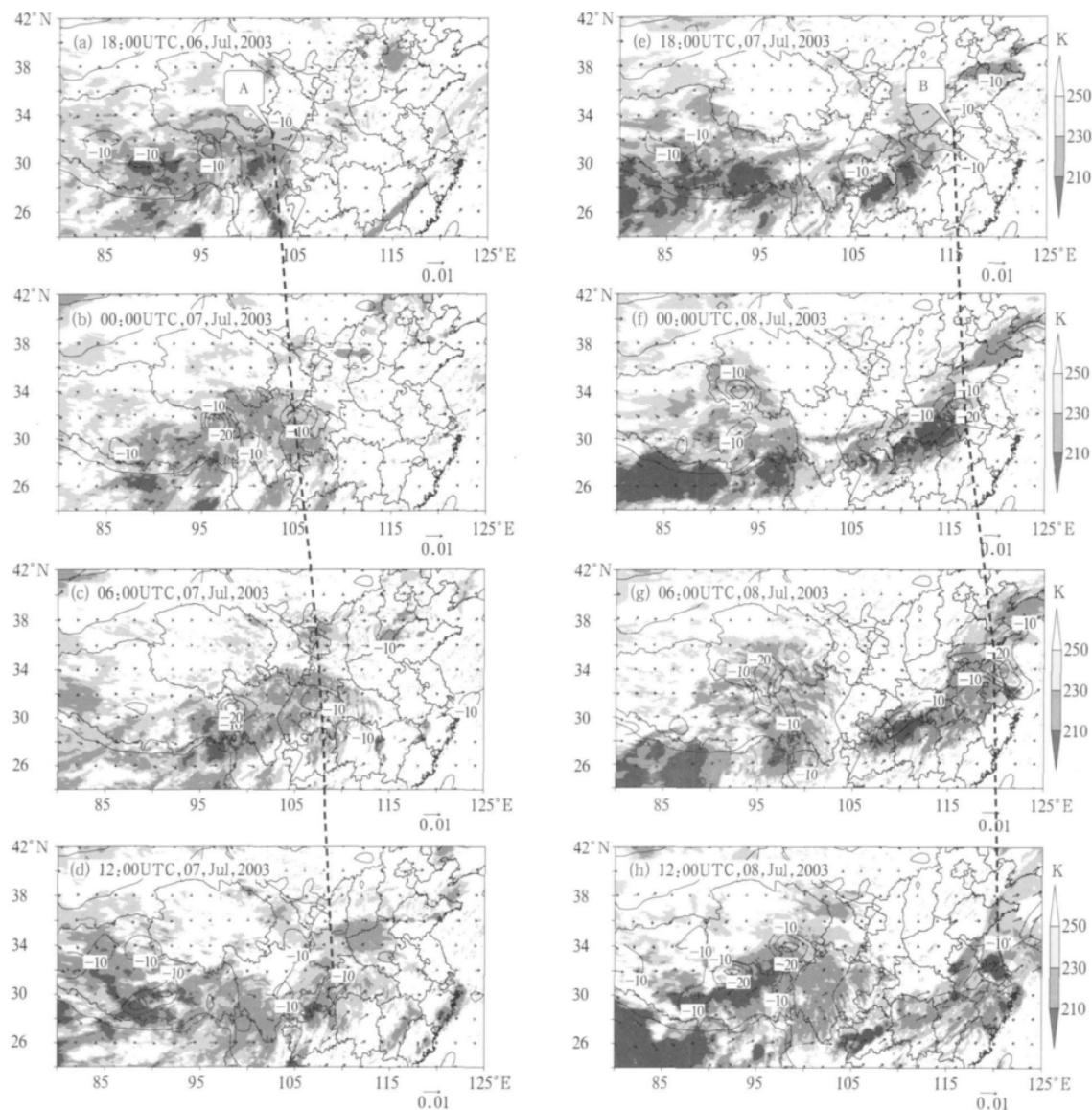


图 4 同图 3,但为 2003 年 7 月 6 日 18 时—7 月 8 日 12 时(个例 2)的 TBB 及水汽收支(a—h)

Fig. 4 As in Fig. 3 but for the moisture budget and the TBB from
18:00 UTC 06 to 12:00 UTC 08 July 2003 for Case 2 (a—h)

上西南风较强; 30 日 06 时, 云团 C 继续向东北方向移动, 进入梅雨锋, 但对流活动明显减弱, 30 日 12 时, 云团 C 的强对流中心消失。由此时段的降水(图略)可以看出, 强对流云团 C 东移出高原后在四川和重庆产生很强的降水过程, 其最大 6 h 降水量在 60 mm 以上。

个例 1 中, 辐合中心 A、B(图 3)移出高原后, 850 hPa 上并没有低涡出现, 而强对流云团 C 移出高原后, 直接在四川盆地导致高原边缘气旋产生, 西南低涡出现后与对流云团相配合(图 5a₁—d₁)。西

南低涡维持期内, 强对流中心也维持存在, 由于 850 hPa 没有明显的引导气流, 本次西南低涡稳定少动, 西南低涡消失时, 强对流云团也消失。

进一步的分析发现: 2003 年 6 月 29 日 12 时高原东部上空约 200 hPa 附近存在一高空辐散中心 E(图 5a₂—d₂), 该辐散中心与此时高原东部的强对流云团 C 有很密切的关系, 对流云团移出高原后进入四川盆地, 云团产生降水后有大量的凝结潜热释放, 凝结潜热的非绝热加热作用使得中高层辐散加强, 产生辐散中心, 致使地面减压, 这十分有利于西南低

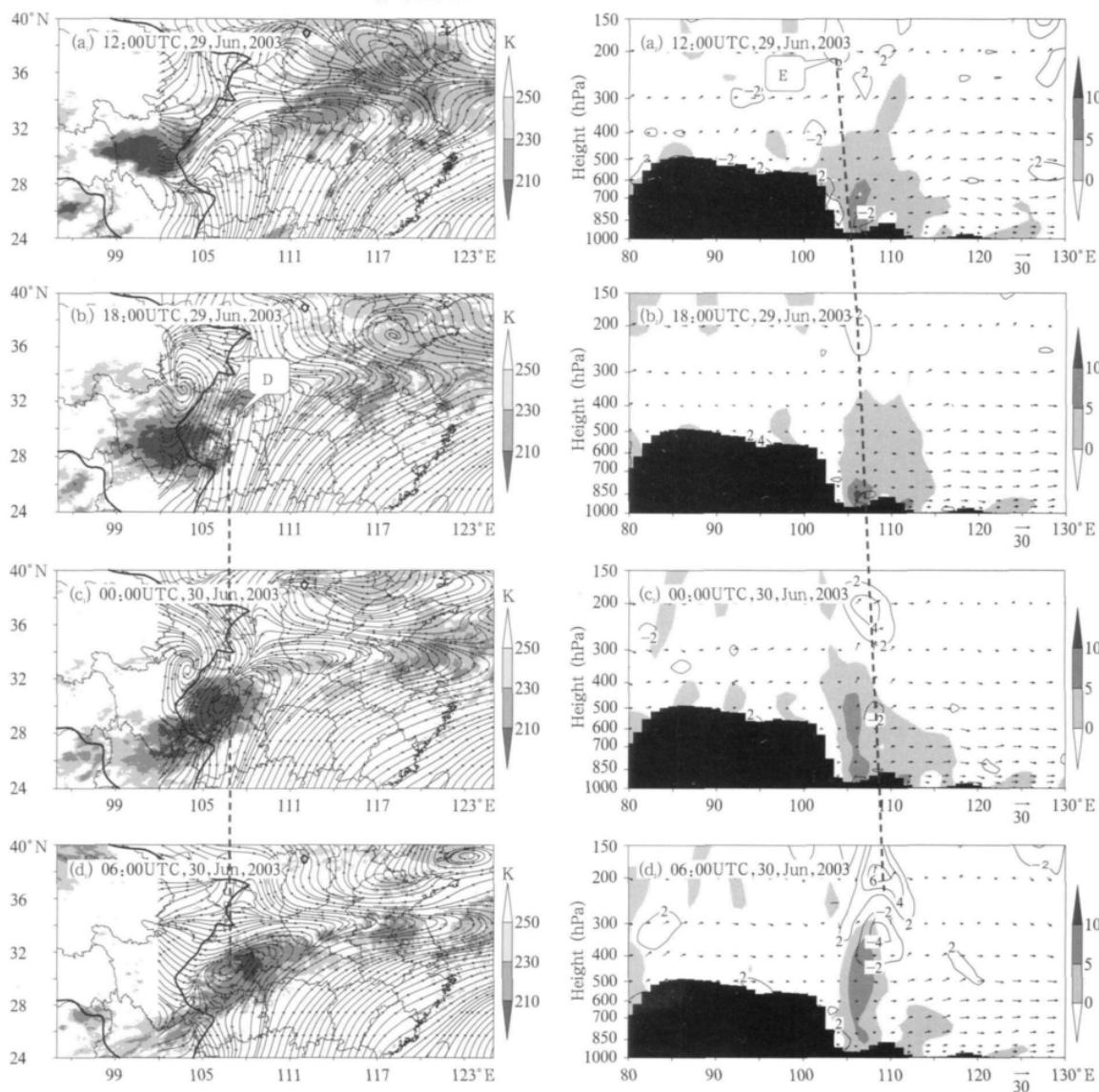


图 5 2003 年 6 月 29 日 12 时—30 日 06 时 850 hPa 流场以及涡度沿 30°N 的剖面(a—d)

(a_1-d_1 中阴影是 TBB, 单位: K; 实线是 850 hPa 流场, 高原外围较粗实线是 1500 m 外围线,

粗虚线代表系统的移动, a_2-d_2 为涡度剖面, 其中阴影区为涡度, 单位: 10^{-5} s^{-1} ; 实线是风场水平散度,

单位: 10^{-5} s^{-1} ; 箭头是纬向风和 $200 \times$ 垂直速度的矢量图, 单位: m/s; 黑色区为高原地形)

Fig. 5 Stream fields at 850 hPa and the zonal (30°N) sections of the vorticity from 12:00 UTC 29—06:00 UTC 30 2003

In the (a_1-d_1), shaded areas are for the TBB (unit: K); the thick black dashed line stands for propagation of the southwest

vortex, and the solid black line stands for the topographic contour for 1500 m, and in the (a_2-b_2), shaded areas are for the

vorticity (unit: 10^{-5} s^{-1}), solid line is for the convergence (unit: 10^{-5} s^{-1}), arrows stand for the wind vectors

with the zonal velocity and the vertical velocity $\times 200$ (unit: m/s) scaled. In the (a_2-d_2), black areas are for the Tibetan Plateau

涡的生成。而西南低涡生成后, 又加强了地面的辐合和整层内的上升运动, 从而更有利强对流的发生, 定量分析将在今后的论文中给出。29 日 12—18 时, 辐散中心 E 东移约 100 km, 高度有所下降, 强度变化不大, 此时四川盆地低层出现了很强的正涡度

中心, 西南低涡生成。30 日 00 时, 高空辐散中心 E 位置变化不大, 强度增强, 此时降水最强(图略), 在其下方, 500 hPa 附近出现了辐合中心, 这种低层辐合、高层辐散的配置使得两个中心间的垂直运动大大增强, 四川盆地内正涡度也加强。30 日 06 时, 辐

散中心E加强(此时降水依然较强)向东略有移动,其下方仍对应辐合中心,但辐合中心的高度升高,约到达300 hPa,辐合中心与辐散中心间存在很强的上升运动,四川盆地500 hPa以下出现了辐散中心,涡度开始减弱,西南低涡和对流活动同时减弱。

由图5a₁—d₁,29日12时,(28°—31°N,106°—120°E)区域内维持低空急流(对应梅雨锋以南),29日18时,西南低涡生成后该急流显著增强,中心值在18 m/s以上,为了计算低空急流对水平动能的输

送,引入下述公式:

$$\frac{\partial K_h}{\partial t} = -\mathbf{V}_h \cdot \nabla_h K_h - \mathbf{V}_h \cdot \nabla_h \varphi + \epsilon \quad (1)$$

式中, $K_h = \frac{u^2 + v^2}{2}$ 为水平动能; $\mathbf{V}_h = u\mathbf{i} + v\mathbf{j}$ 为水平速度; φ 为位势; ϵ 为摩擦耗散。

计算结果(图6)表明,西南低涡生成后,低涡以东的西南气流显著加强(图5),加强的西南风对江淮流域(本例的范围大约是(28°—32°N,106°—120°E))进行正动能输送(参照式(1)),使得此处风速显著加

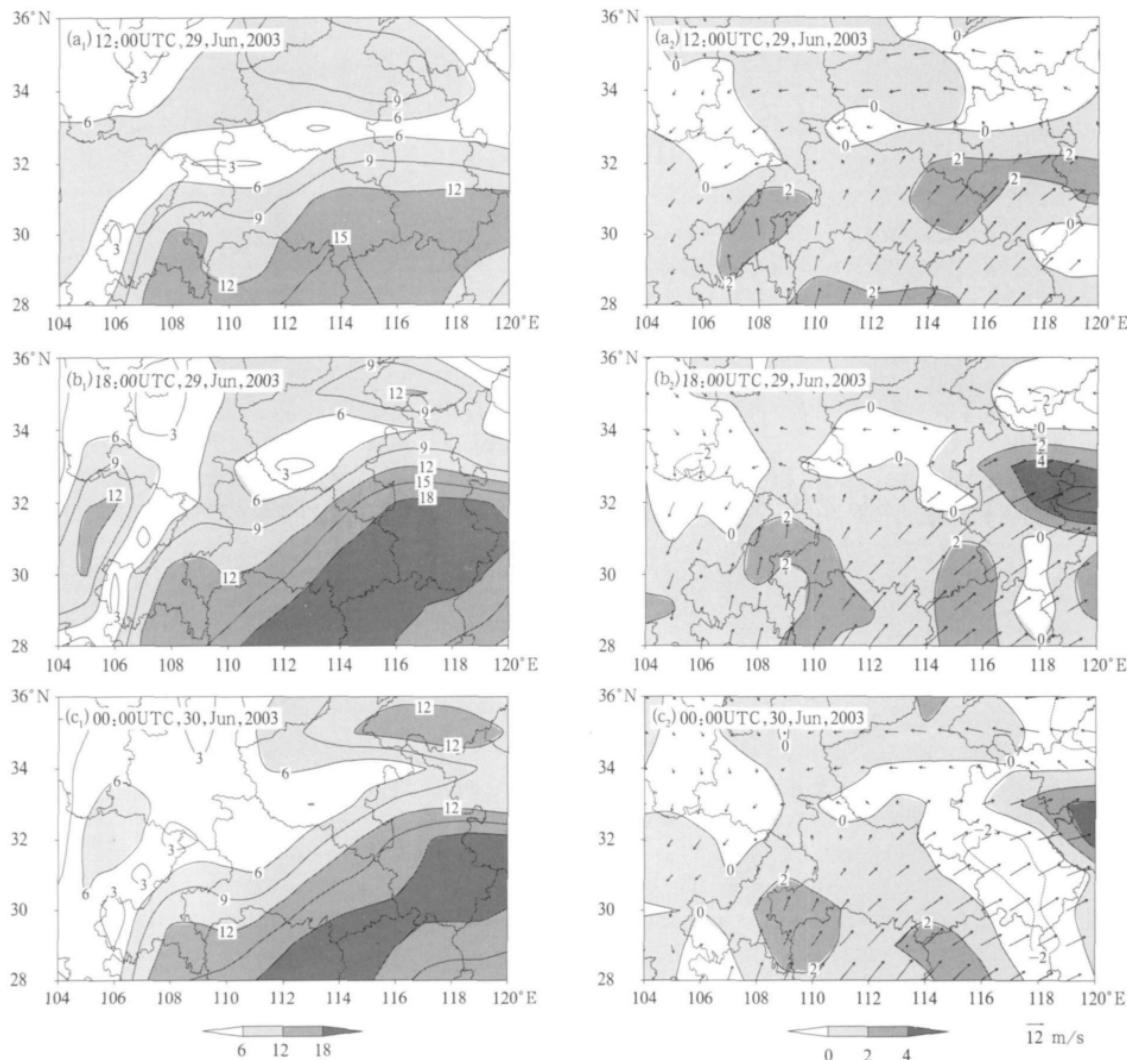


图6 江淮流域850 hPa风速场及同时刻动能输送图(个例1)

(a₁—c₁为风速大小(单位:m/s),阴影区风速大于6 m/s;a₂—c₂为动能输送(单位:10⁻³J/(kg·m)),其中箭头为水平风场,实线代表动能输送,阴影区为正动能输送)

Fig. 6 Wind fields and the kinematic energy transport at 850 hPa in the Yangtze-Huai River basin for Case 1. The panels (a₁—c₁) are for the wind field (unit:m/s), in which the areas higher than 6 m/s are shaded; the panels (a₂—c₂) are for kinematic energy transportation (unit:10⁻³J/(kg·m)), in which vectors are for the horizontal wind field and the solid lines are for the transport (positive areas are shaded)

大。30日00时,西南低涡以东的西南气流的能量输送有所减弱,范围减小,梅雨锋以南的急流依然维持,中心范围减小。综上可知,西南涡发展过程中其东部边缘的西南风源源不断地将动能向梅雨锋南部地区输送,从而加强了梅雨锋上的气旋性切变(图5),使得梅雨锋上对流活动有所加强(降水图略),有利于6月29日—7月2日强降雨过程的发生。

2007年7月4日12时(个例3的第1次东移过程)(图7),高原上空有一“准东西”走向的云系,其对应的500 hPa上西南风较强,云团A正是处于该云系的东部,开始移出高原;4日18时(图7b),云团A完全移出高原进入四川盆地,此时对流活动很强,

范围也有所增大;5日00时(图7c),对流云团向东方向移动;5日06—12时对流云团A位置少动(图7d,e),强度减弱;5日18时,云团A再次增强(图7f);6日00时云团A减弱(图7g);6日06时(图7h),强对流完全消失。7月5日12时(个例3的第2次东移过程)(图7e),高原东南部再次出现对流活动,其中位于高原东南部的云团B在6 h后再次伸展出高原(图7f);6日00时后,云团B强度减弱,强对流区仅维持在高原东南部;5日06时产生于高原东部的水汽辐合中心P随西风气流东移,于6日06时到达湖北中部,6 h后消亡。

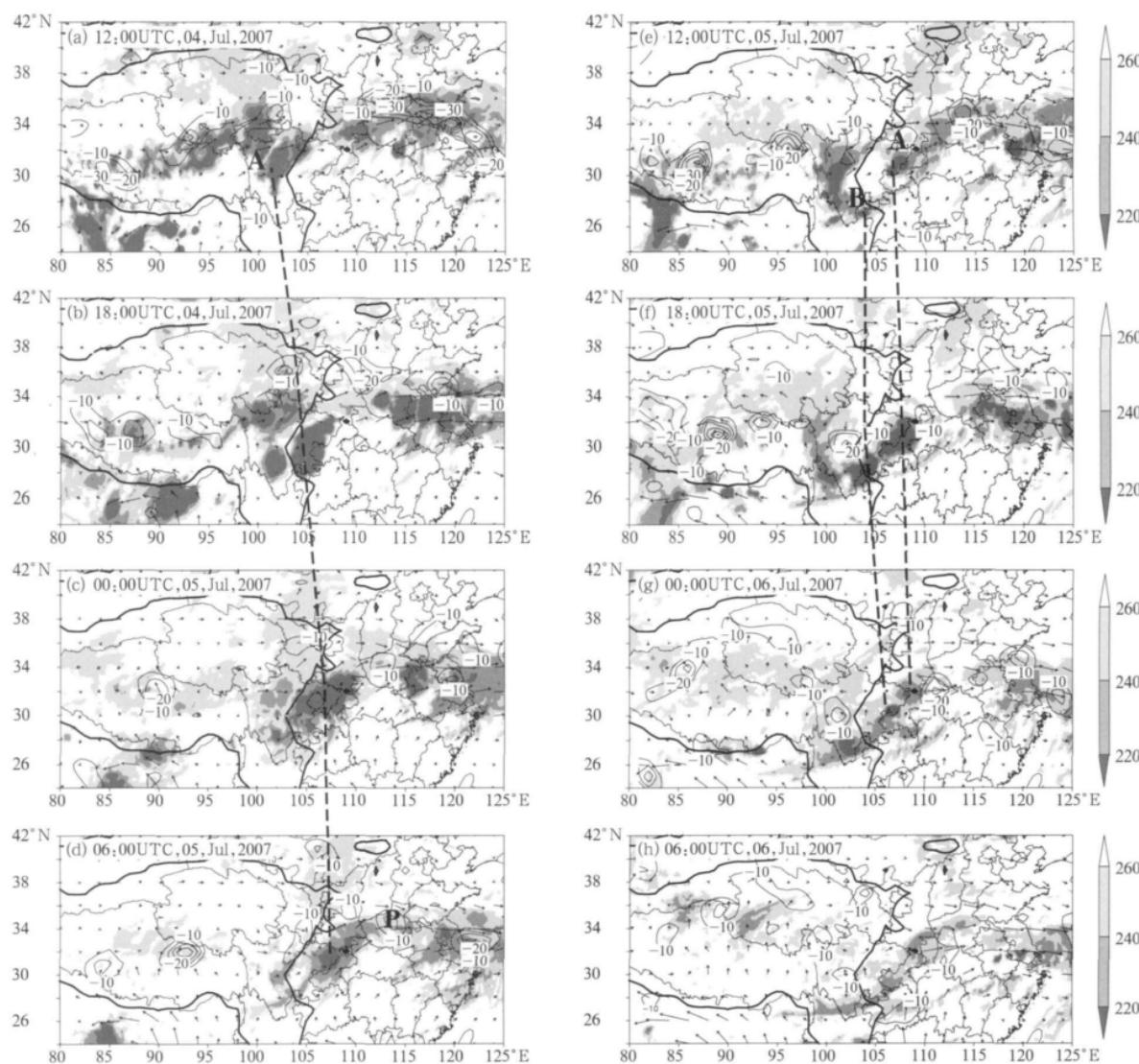


图7 同图3,但为2007年7月4日12时—7月6日06时(个例3)

Fig. 7 As in Fig. 3 but for 12:00 UTC 4—06:00 UTC 6 July 2007 for Case 3

深入分析发现,2007年7月4日12时(图8a),高空200 hPa附近有一辐散中心E移出高原,该辐散中心与此时高原上的强对流相联系(图7和8),

此时四川盆地内有大片的正涡度区,700 hPa以下有辐合区,垂直运动不显著;4日18时(图8b),高空辐散中心E东移,此时降水增强(图略),四川盆地

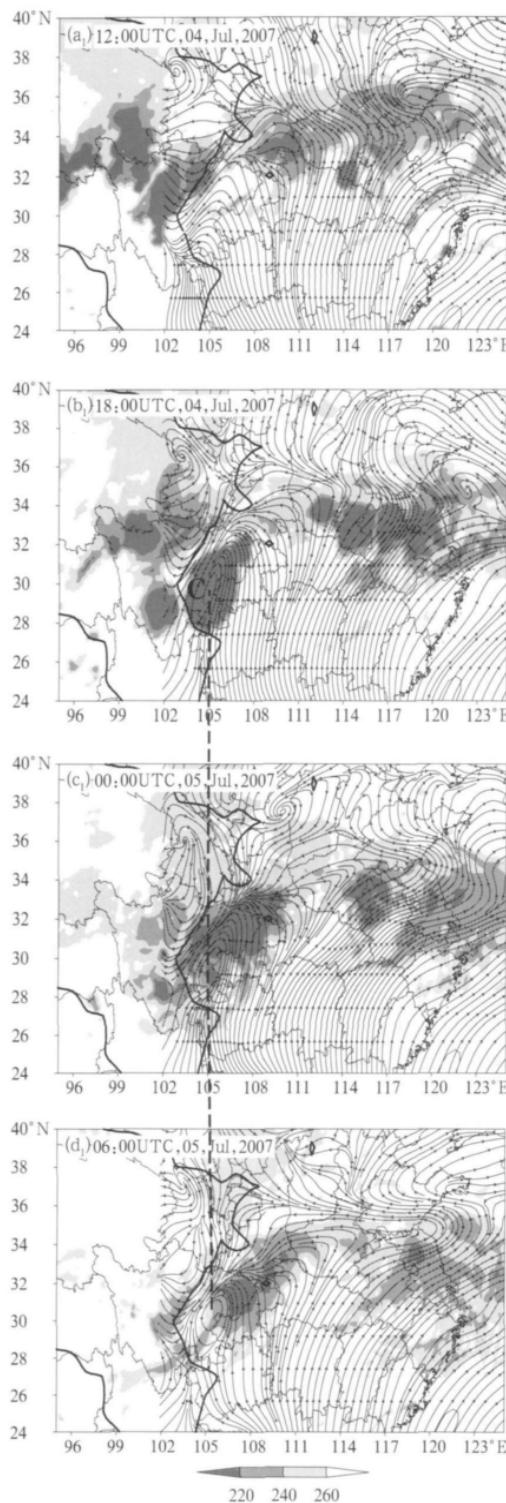
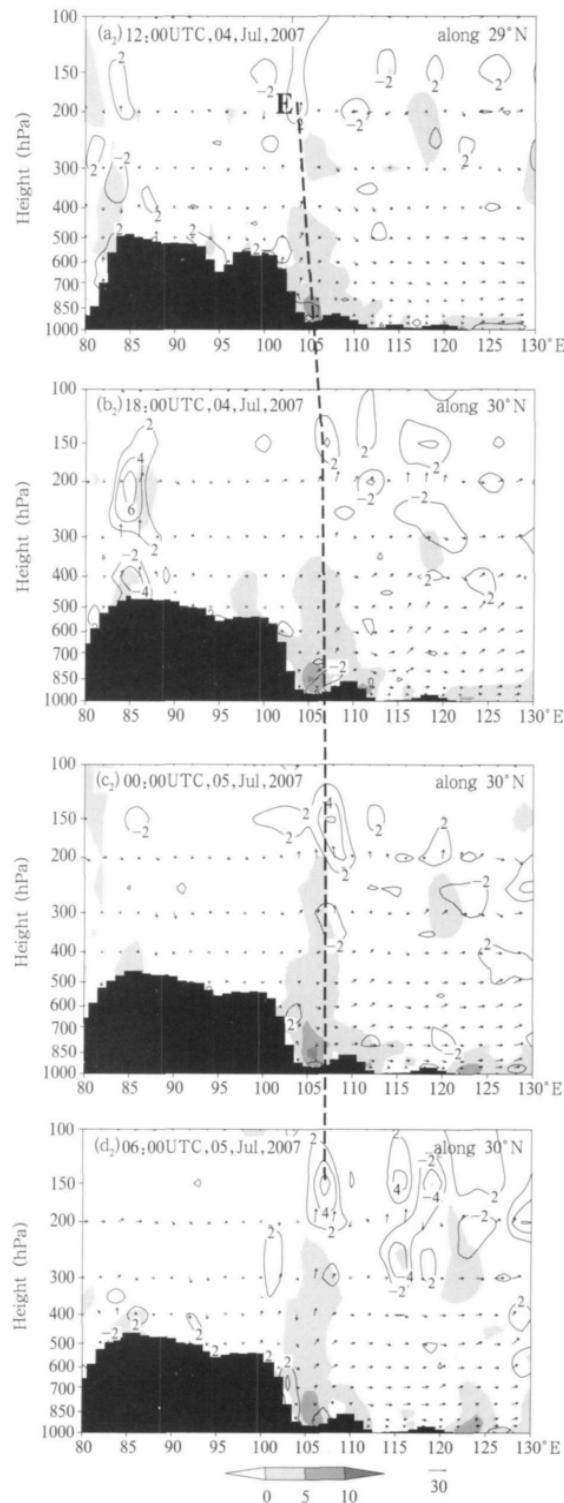


图8 同图5,但为2007年7月4日12时—5日06时(个例3)
Fig. 8 As in Fig. 5 but for 12:00 UTC 4—06:00 UTC 5 July 2007 for Case 3



内 700 hPa 以下辐合中心加强,该辐合中心与高层的辐散中心 E 间产生对流活动,强度不大,四川盆地内涡度增强,此时西南低涡形成;5 日 00 时(图 8c),辐散中心 E 加强,此时对流加强,中层 400 hPa 附近出现辐合中心,该中心与辐散中心 E 相配合,对流活动很旺盛,而 500 hPa 以下对流活动较弱,由于水汽大多集中在低层,因而,此时的降水不是很强(图略);5 日 06 时(图 8d),盆地低层与高层辐散中心 E 间的对流加强,此时降水加强(图略),高空辐散中心也加强。

由图 8a₁—d₁ 可见,西南低涡 C 形成后,34°N 以南的区域风速加大,维持存在低空急流(与梅雨锋南部的偏西风相对应),由图 9 可见,西南低涡形成

后,其东部边缘的西南风源源不断地将动能输送到梅雨锋地区,加大了梅雨锋以南的风速,使得梅雨锋上的气旋性切变加大,从而更有利对流活动和降水的发生。

综上所述,高原上的强对流东移出高原后与四川盆地内的扰动(低层的辐合中心和中低层的正涡度区)相配合触发了西南低涡,西南低涡出现后对流加强,凝结潜热释放增强,高空辐散中心加强,从而进一步加强垂直运动促使对流加强。由于不存在明显的引导气流,西南低涡稳定少动,其直接影响范围主要集中在川东和重庆地区,然而西南低涡形成后,西南低涡边缘以东的气流维持向梅雨锋的强动能输送,使得梅雨锋以南维持低空急流,这有利于梅雨锋

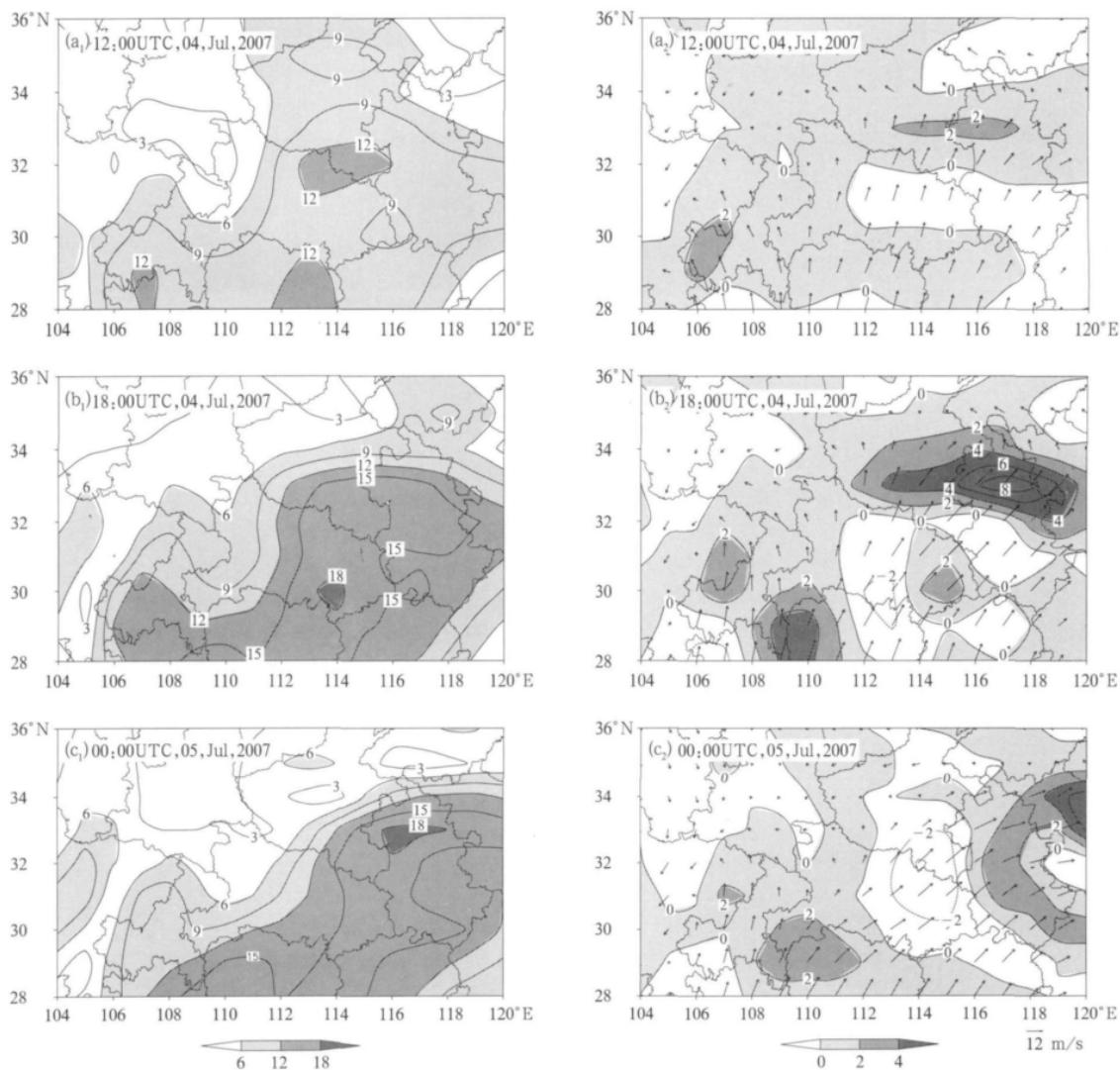


图 9 江淮流域 850 hPa 风速场及同时刻动能输送(个例 3),图中各量均同图 6

Fig. 9 As in Fig. 6 but for Case 3

上气旋性切变的加强,从而对梅雨锋上的降水产生一定影响。

4.1.3 高原东移对流系统诱发沿梅雨锋东移的西

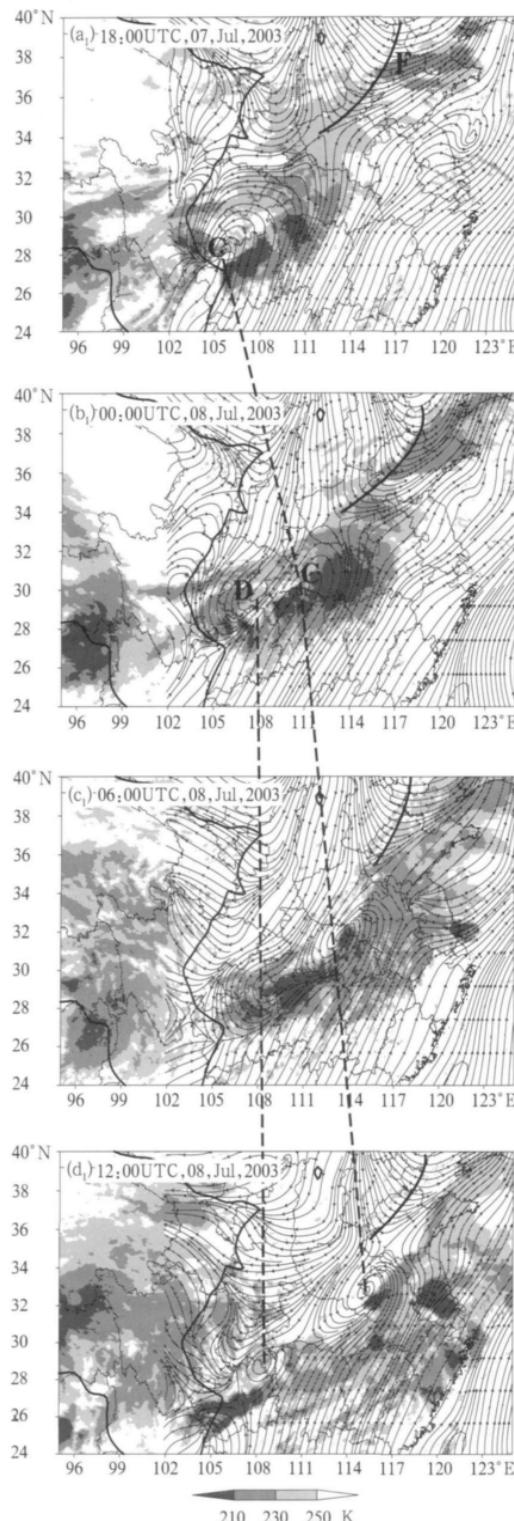
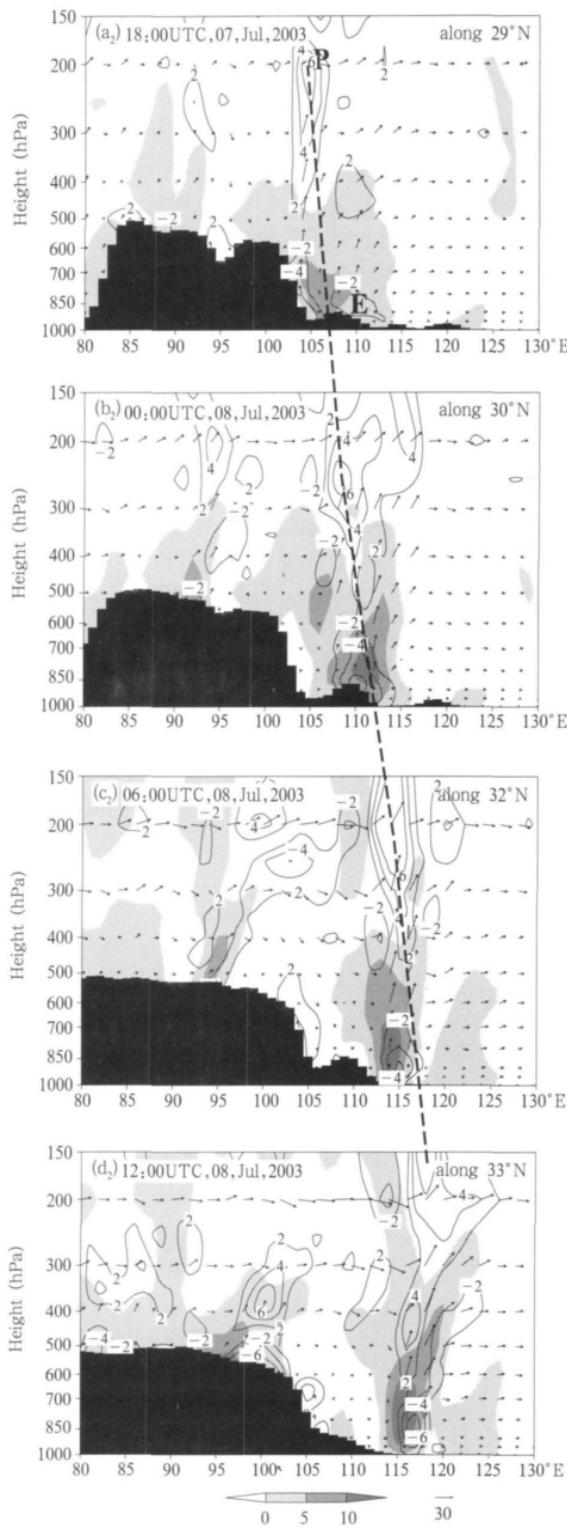


图 10 同图 5,2003 年 7 月 7 日 18 时—8 日 12 时(a—d)(个例 2)850 hPa 流场以及同时刻涡度剖面
Fig. 10 As in Fig. 5 but for 18:00 UTC 7–12:00 8 July 2003 for Case 2

南低涡引发一系列暴雨

2003 年 7 月 7 日 18 时(图 10a₁),四川盆地内出现西南低涡 C,此时,四川盆地低层存在正涡度中



心(此中心对应西南低涡)和辐合区,高原上的正涡度区处于西风气流中不断移出高原进入四川盆地,110°E附近低层存在辐合中心E,500—400 hPa存在辐散中心,两中心间维持上升运动(这种配置的存在有利于西南低涡C的东移和发展)。8日00时,西南低涡C东移至111°E附近,其对应的低层辐合中心和高层辐散中心加强,上升运动加强,四川盆地内又有新生的西南低涡出现,中心约位于(29°N,107°E);8日06时,西南低涡C东移至114°E附近,其对应的低层辐合中心和高层辐散中心以及上升运动继续加强;8日12时,西南低涡C东移至117°E附近,高空移来的正涡度柱与低层的正涡度区合并,高层的辐散区有所减弱;此后西南低涡继续东移、入海。综合分析图10可知,西南低涡移动的前方总是伴有较强的上升运动,大多数时间在低层(500 hPa以下)维持辐合,这种空间配置使得低涡移动前方维持上升运动和辐合,十分有利于西南低涡移动和维持,结合图7可知,由高原移出的辐合中心A以及后来合并而成的中心B是与西南低涡伴随东移的,其东移过程中真正造成强对流的是西南低涡。由图10a₁—c₁,低涡C东北方存在一个小槽F,此小槽为西南低涡的东移提供了引导气流(槽前的西南风气流),低涡C随小槽F沿梅雨锋东移,小槽与西南低涡呈现一种“北槽南涡”的形势。

综上可知,高原上的正涡度区,高空的辐散中心以及中层的辐合中心移出后,与有利的形势配合在四川盆地引发西南低涡,西南低涡生成后,在850 hPa小槽的引导气流作用下沿梅雨锋不断东移发展(高原上移出的辐合中心A以及合并而成的辐合中心B均随西南低涡东移),引发强对流降水,影响范围广,维持时间长(48 h左右),造成了7月8—11日淮河流域的强降雨。

4.1.4 高原对流系统直接东移影响下游

对2003和2007年梅雨期各次高原对流东移过程的分析(表1)表明,高原对流系统直接移出影响下游是一种最常见的影响方式,然而,由于对流系统的生命史较短,如果没有触发新的对流系统其影响时间、范围、强度往往不大。

由图11a可见,2007年7月8日00时,青藏高原东部有对流云团W1东移,此时,重庆西北部有局地对流中心W2存在,6 h后,对流中心W1消亡,W2则由于梅雨锋的加强而有所加强。由图11b可

见,对流中心W1对应高空辐散中心D1,6 h后,辐散中心D1随对流中心W1而消亡,而对流中心W2对应的高空辐散中心D2则随梅雨锋的对流活动而加强。由图11c,高原东移对流中心W1引发的6 h降水仅为6 mm,7月8日06时对流中心W1引发的降水结束。综上可知,在没有其他系统(如辐合中心等)配合的情况下,高原对流系统移出后如果没有引发新的对流系统,那么其影响的时间、范围、强度均不大。

4.2 高原对流系统形成与东移的环境场条件

如前所述,高原对流系统的发生发展是与夏季风的水汽输送和夏季高原的热力作用紧密相关的,一定的环流形势是高原对流系统产生的必要条件,环流形势对高原对流系统的移动也有不容忽视的作用。

4.2.1 对个例1(2003年6月28—30日)的分析

由图12a可知,个例1中,高原对流系统东移时,南亚高压中心稳定维持在青藏高原南部,200 hPa的高空急流位置偏南,高原对流系统主要位于南亚高压北侧的偏西气流里,引导气流有利于高原对流系统东移。由图12b可知,辐合中心东移时,高原上500 hPa维持一小槽,水汽辐合中心A位于槽前,辐合中心随500 hPa小槽东移。由图4可见,500—200 hPa的平均风场方向与辐合中心A的移向大体一致,辐合中心B的情况与A类似,此处不再赘述。29日12时,500 hPa小槽槽区附近有强对流云团C发展,此强对流云团跟随小槽东移而出,对比强对流云团C的移动方向和500—200 hPa的平均风场方向(图12)可见,强对流云团大致沿500—200 hPa的平均风场方向移动(云的高度位于500—200 hPa)。此外,由图12b可知,强高原对流系统往往出现在500 hPa影响槽的槽区附近,与此处的上升气流相配合(图略)。

4.2.2 对个例2(2003年7月6—9日)的分析

由图13a可见,个例2中高原对流系统东移时,南亚高压中心稳定维持在青藏高原南部,200 hPa高空急流的位置偏南,南亚高压北部边缘的偏西气流有利于高原对流系统东移。由图13b可见,2003年7月6日18时高原东部存在小槽,辐合中心A位于槽前,处于偏西气流控制下;7日00时,高原东部有低压中心出现,中心A位于低压中心以东,小槽槽前,在较强的偏西气流引导下,辐合中心A和

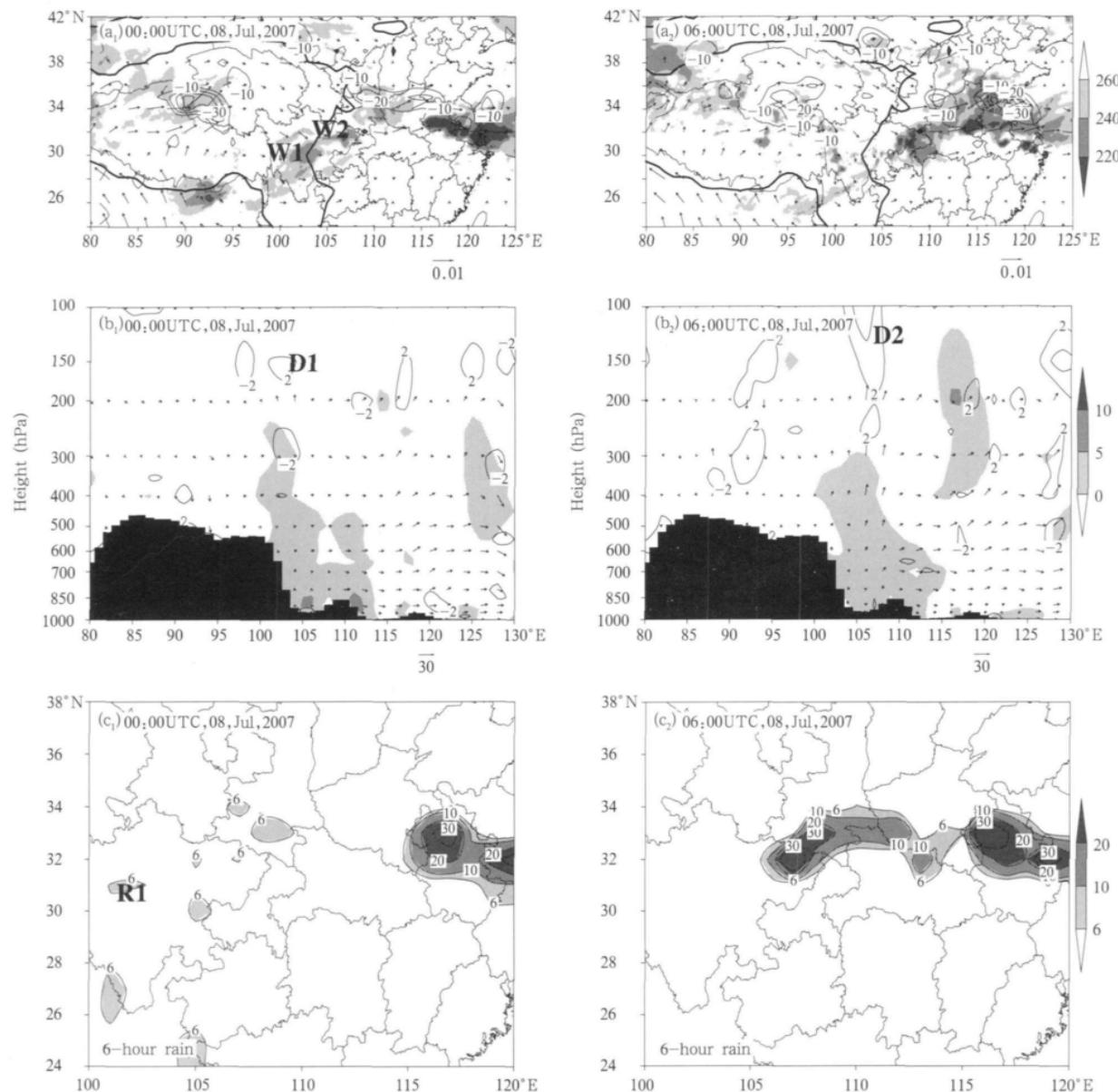


图 11 高原对流系统东移影响下游

((a)中阴影区为TBB(单位:K),实线为500 hPa水汽通量辐合线(单位: $10^{-9} \text{g}/(\text{s} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{hPa})$),箭头为500 hPa水汽通量,高原外围较粗实线为1500 m外围线,(b)中阴影区为涡度(单位: 10^{-5}s^{-1}),实线是风场水平散度(单位: 10^{-5}s^{-1});箭头是纬向风和200×垂直速度的矢量图(单位:m/s),黑色阴影区为地形,(c)为对应6 h降水(单位:mm);W1和W2代表对流系统,D1和D2代表高空辐散中心,R1代表对流系统W1对应的降水)

Fig. 11 Influences of the eastward-moving convective system

(In Fig(a), shaded areas represent the TBB (unit: K); solid line is for the moisture flux convergence at 500 hPa (unit: $10^{-9} \text{g}/(\text{s} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{hPa})$); arrows are for the moisture flux; and the topographic contour for 1500 m is shown by the thickest solid line. In Fig(b), shaded areas are vorticity (unit: 10^{-5}s^{-1}), solid line is for the convergence (unit: 10^{-5}s^{-1}), arrows stand for the wind vectors with the zonal velocity and the vertical velocity $\times 200$ (unit: m/s) scaled; dark areas are for the Tibetan Plateau. Fig(c) is the 6-hour accumulative rainfall (unit: mm); W1, W2 stand for the convective system; D1, D2 represent the divergence at high level, and R1 stands for the rainfall caused by W1)

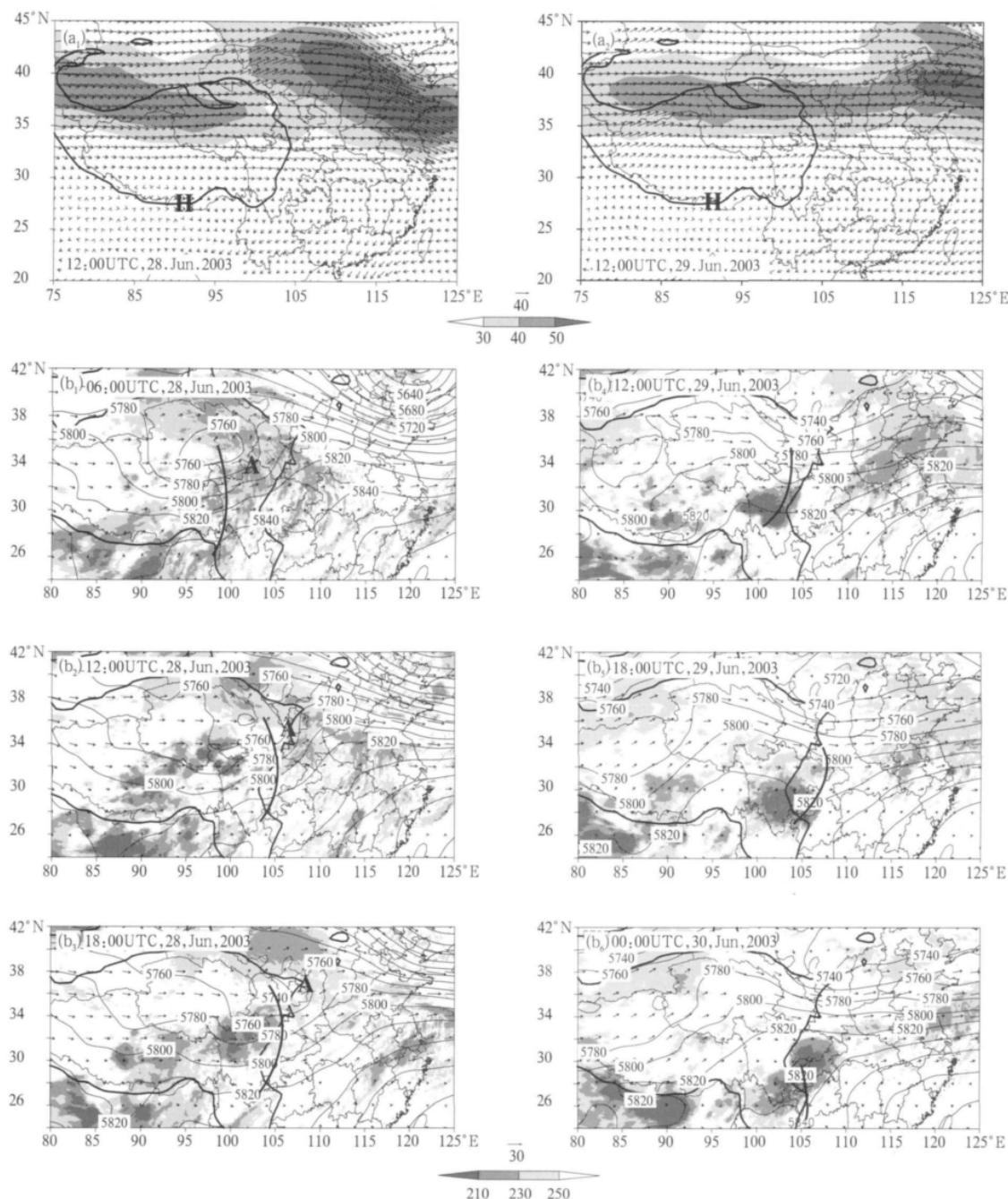


图 12 个例 1 高原系统东移形势

(a) 为 200 hPa 风场图, 其中箭头为风场、阴影为风速大小, 黑粗实线为 3000 m 外围线, H 代表南亚高压中心位置; (b₁—b₃) 为辐合中心移出形势图, 时段为: 28 日 06—18 时, (b₄—b₆) 为强对流云团移出形势图, 时段为: 29 日 12 时—30 日 00 时, 图中阴影区为 TBB(单位: K), 实线为 500 hPa 位势高度场(单位:gpm), 箭头为 500—200 hPa 高度平均的风场(单位:m/s), A 的位置代表图 3 中辐合中心 A

Fig. 12 Weather patterns for Case 1

Fig. (a) are for the wind field at 200 hPa, where vectors stand for the wind, shaded areas are for the velocity of the horizontal wind, the thick black lines represent the terrain height of 3000 m and H stands for the South Asian High, a₁ and a₂ are for 12:00 UTC 28 and 12:00 UTC 20 June 2003, respectively. In the Fig. (b₁—b₃) are the weather patterns when the convergence center moves out (28 06:00—18:00 UTC); the Fig. (b₄—b₆) are for the period 29 12:00 UTC—30 00:00 UTC, solid line is for the geopotential height in gpm at 500 hPa, shaded areas are for the TBB (K); and the vector is for the wind field averaged over 200 hPa and 500 hPa (unit: m/s); the character A represents the convective center in Fig. 3

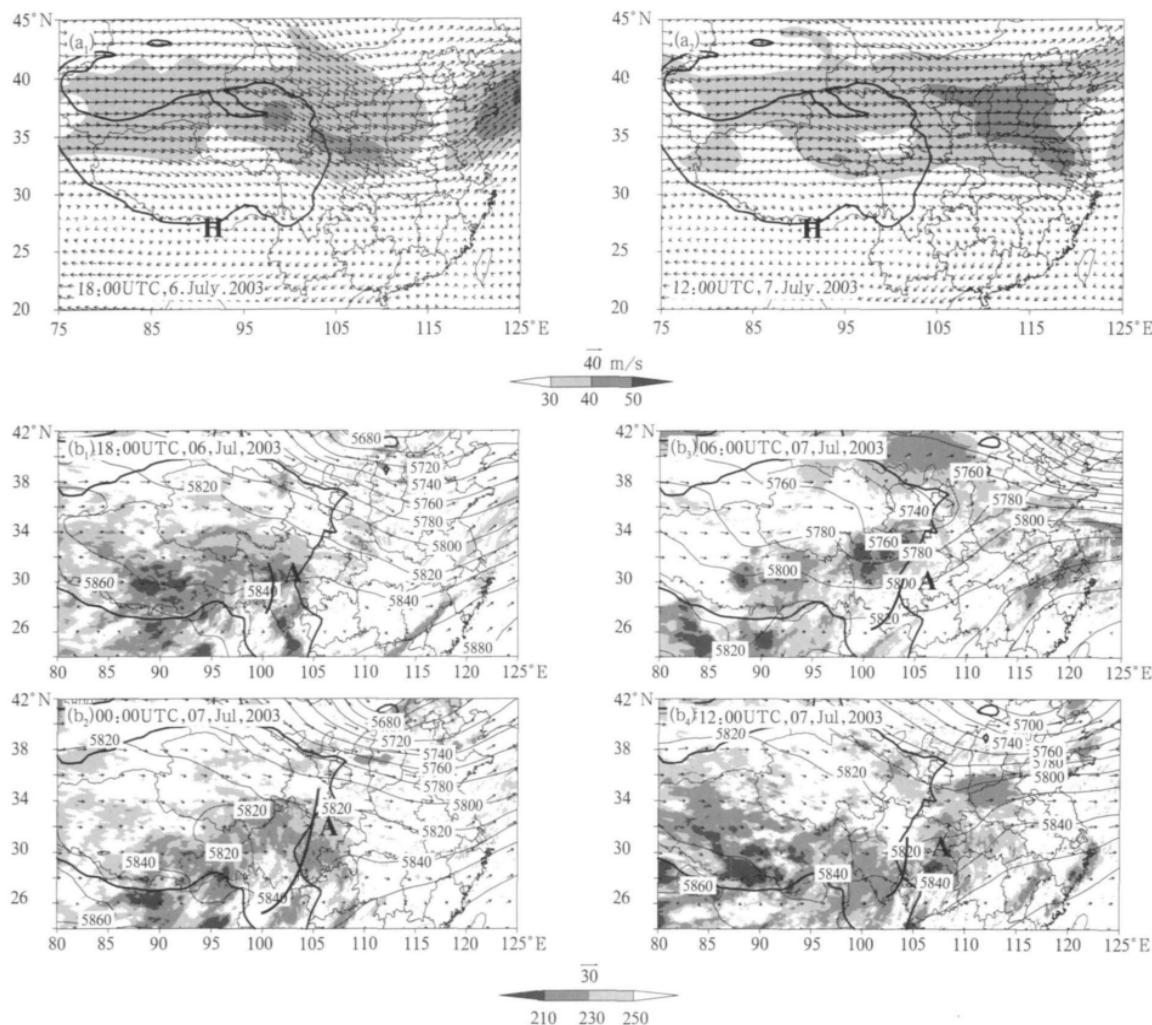


图 13 同图 12,但为 2003 年 7 月 6 日 18 时—7 日 12 时(个例 2)的高原系统东移形势,A 代表图 4 中辐合中心

Fig. 13 As in Fig. 12 but for 18:00 UTC 06—12:00 UTC 07 July 2003 in Case 2,
the character A represents the convective center in Fig. 4

其对应的对流云带东移出高原;7 日 06 时,高原东边界出现 500 hPa 小槽,在槽前的引导气流作用下,辐合中心 A 和其对应的对流云带继续东移;7 日 12 时辐合中心仍处于 500 hPa 小槽槽前,继续东移,强对流云团大致沿 500—200 hPa 的平均风场方向移动。此外,由图 13b 可知,强高原对流系统往往出现在 500 hPa 影响槽的槽区附近,与此处的上升气流相配合(图略)。

4.2.3 对个例 3(2007 年 7 月 4—6 日)的分析

个例 3 中高原对流系统东移时,南亚高压中心稳定维持在青藏高原东南部,200 hPa 高空急流的位置偏南,高空急流南部边缘的西风气流十分有利于高原对流系统的东移(图 14a)。由图 14b 可见,7

月 4 日 12 时,高原东部 500 hPa 存在一小槽,小槽槽前有强对流云团 A 发展,6 h 后小槽东移到高原东边界,槽前的强对流云团移出高原进入四川盆地,此时该小槽以西又有很小的西风带短波槽出现;6 h 后即 5 日 00 时,西风带小槽强度加大,槽前的强对流云团东移;5 日 06 时,槽前有辐合中心发展、东移;5 日 12 时高原东部再次有西风带小槽发展,槽前有很强的对流发展,此时辐合中心位于槽前,移出高原;6 h 后对流云团 B 随小槽东移出高原。综上可见,高原东部有小槽移出时,高原对流系统易于移出,此外,经对比发现,对流系统的移出方向与 500—200 hPa 的平均风场大体一致。由图 14b 可知,强高原对流系统往往出现在 500 hPa 影响槽的

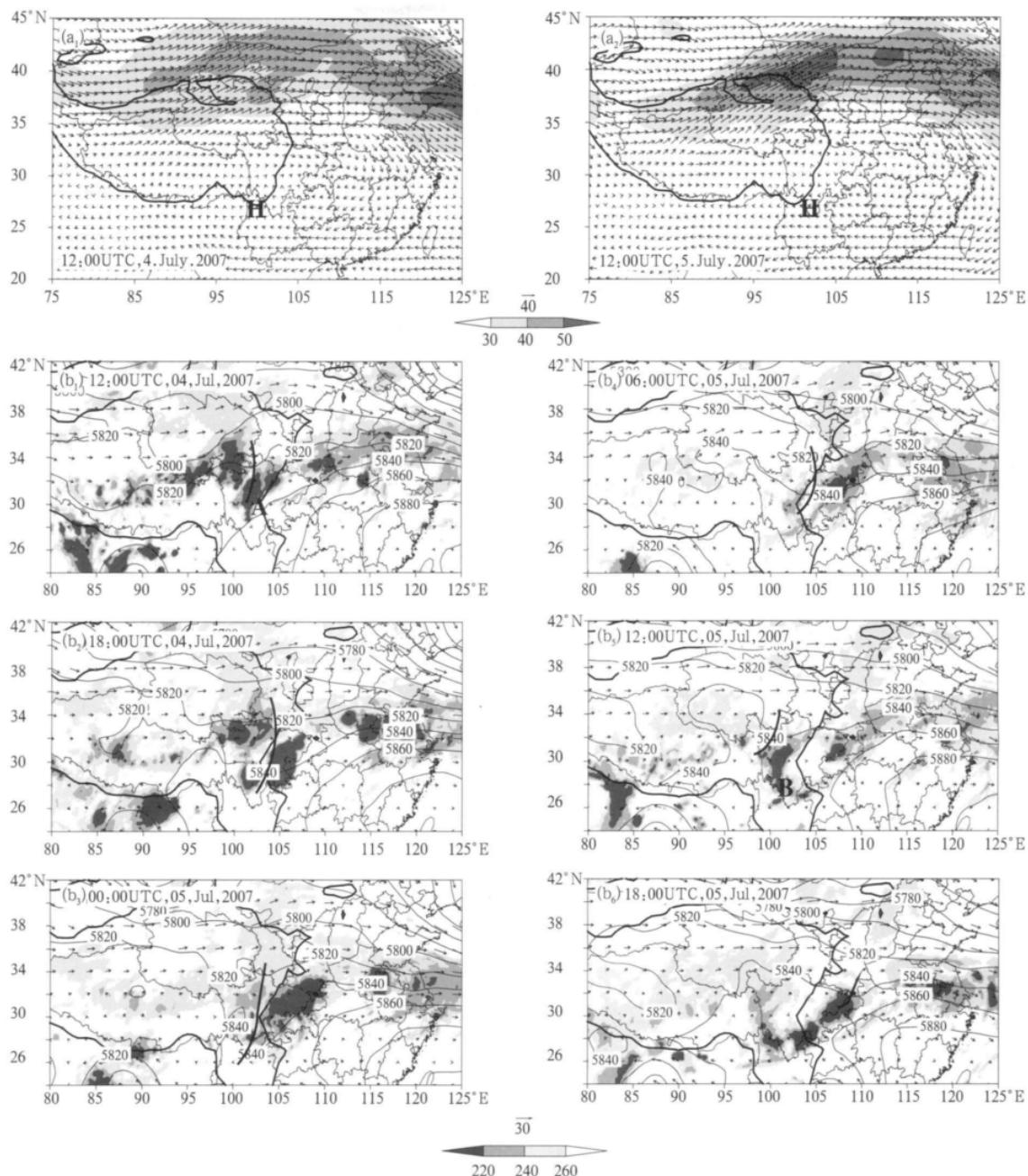


图 14 同图 12,但为 2007 年 7 月 4 日 12 时—5 日 18 时(个例 3),A 和 B 对应图 7 中对流中心 A 和 B

Fig. 14 As in Fig. 11 but for 12:00 UTC 4–18:00 UTC 5 July 2007 in Case 3,
and A and B are the same convective centers as those in Fig. 7

槽区附近,与此处的上升气流相配合(图略)。

5 结论和讨论

对 2003、2007 年 6、7 月的高原对流系统活动情况及其东移对四川、重庆和江淮流域降雨的影响进行了较细致的分析,所得主要结论如下:

(1) 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;强高原对流系统往往出现在 500 hPa 影响槽区附近,这可能是高原热力作用与影响槽动力作用叠加的结果。高原上的对流活动加强时,对流系统可东移至梅雨锋上空,高原东部和东南部的对流系统更容易

移出高原影响下游。

(2) 高原上的对流系统东移影响下游降水主要存在4种情况:(1)高原动力辐合中心伴随对流系统东移,影响所经地区的降水(如个例1的辐合中心B);(2)高原对流系统东移在四川盆地内引发西南低涡,西南低涡稳定少动,直接影响四川和重庆地区,当西南低涡以东盛行较强西南风时,则存在向梅雨锋的较强的动能输送,从而加大梅雨锋切变,有利于梅雨锋上的对流活动的发生,使梅雨锋地区的降水加强(如个例1中的西南低涡D和个例3中的西南低涡C);(3)高原对流系统东移在四川盆地内诱发的西南低涡在引导槽作用下沿梅雨锋东移,引发一系列暴雨,对整个梅雨区降水都有较大影响(如个例2中的西南低涡C);(4)高原对流系统东移直接影响下游。

(3) 对高原对流系统移出时的环境场分析表明:高原对流系统东移时,200 hPa高空急流的位置偏南,高原对流系统位于其边缘的西风气流中;高原东侧500 hPa对应低槽向东移出,高原上的动力辐合中心以及强对流云团一般位于槽前,高原对流系统的移动方向大致与500—200 hPa的平均风场方向一致。

(4) 高原强对流系统东移对应200 hPa上辐散中心的东移,高原对流系统移出后会触发西南低涡,西南低涡是产生降水的一种重要影响系统,它若与有利的水汽条件相配合,会造成强度很大的暴雨,高原上的对流系统东移后有时在四川盆地引发西南低涡,而每次过程中西南低涡的形成机制也不完全相同,有的以高原热力因素为主,有的以高原动力作用为主。

参考文献

- 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. *高原气象*, 22(2): 162-167
- 方宗义,项续康,方翔等. 2005. 2003年7月3日梅雨锋切变线上的 β -中尺度暴雨云团分析. *应用气象学报*, 16(5): 569-575
- 方宗义,覃丹宇. 2006. 暴雨云团的卫星监测和研究进展. *应用气象学报*, 17(5): 583-593
- 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. *大气科学*, 26(2): 263-270
- 李国平,徐琪. 2005. 边界层动力“抽吸泵”对青藏高原低涡的作用. *大气科学*, 29(6): 965-972
- 李生辰,李栋梁,赵平等. 2009. 青藏高原“三江源地区”雨季水汽输送特征. *气象学报*, 67(4): 591-598
- 李万莉,王可丽,傅慎明等. 2008. 区域西风指数对西北地区水汽输送及收支的指示性. *冰川冻土*, 30(1): 28-34
- 陆汉城,成巍,朱民等. 2002. 梅雨锋致洪暴雨的 β 中尺度涡旋机理的分析. *解放军理工大学学报(自然科学版)*, 3(4): 70-76
- 倪允琪,周秀骥. 2004. 中国长江中下游梅雨锋暴雨形成机理以及监测与预测理论和方法研究. *气象学报*, 62(5): 647-662
- 覃丹宇,江吉喜,方宗义. 2004. 2002年6月21—24日梅雨锋暴雨过程中的水汽与特征. *气象学报*, 62(3): 329-337
- 孙建华,赵思雄. 2003. 1998年夏季长江流域梅雨期环流演变的特殊性探讨. *气候与环境研究*, 8(3): 52-67
- 陶诗言等. 1980. 中国之暴雨. 北京:科学出版社, 225pp
- 叶笃正,高由禧. 1979. 青藏高原气象学. 北京:科学出版社, 122-126
- 杨伟惠,杨大升. 1987. 正压大气中青藏高原地形影响的数值试验. *高原气象*, 6(2): 117-128
- 章基嘉,朱抱真,朱福康等. 1988. 青藏高原气象学进展. 北京:科学出版社, 181-183
- 张顺利,陶诗言,张庆云等. 2002. 长江中下游致洪暴雨的多尺度特征. *科学通报*, 47(6): 467-473
- 赵思雄,傅慎明. 2007. 2004年9月川渝大暴雨期间西南低涡结构及其环境场的分析. *大气科学*, 31(6): 1059-1075
- 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. *应用气象学报*, 13(4): 448-456
- 朱玉祥,丁一汇,徐怀刚. 2007. 青藏高原大气热源和冬春积雪与中东部降水的年代际变化关系. *气象学报*, 65(6): 946-958
- 赵勇,钱永甫. 2009. 青藏高原地区地表热力异常与夏季东亚环流和江淮降水的关系. *气象学报*, 67(3): 397-406
- Fujinami H, Yasunari T. 2001. The seasonal and intraseasonal variability of diurnal cloud activity over the Tibetan Plateau. *J Meteor Soc Japan*, 79(6): 1207-1227
- Kato K. 1985. On the abrupt change in the structure of the Baiu Front over the China continent in late May of 1979. *J Meteor Soc Japan*, 63(1): 20-36
- Kato K, Matsumoto J, Iwasaki H. 1995. Diurnal variation of Cb cluster over China and its Relationship to large-scale conditions in the summer of 1979. *J Meteor Soc Japan*, 73(6): 1219-1234
- Yasunari T, Miwa T. 2006. Convective cloud systems over the Tibetan Plateau and their impact on meso-scale disturbance in the Meiyu/Baiu frontal zone. *J Meteor Soc Japan*, 84(4): 783-803