

2006年9月4—5日四川暴雨过程分析

屠妮妮¹ 段 玮²

(1. 中国气象局成都高原气象研究所, 610071; 2. 云南气象科学研究所)

提 要: 2006年夏季川渝地区旱灾严重,入秋第一场暴雨过程迅速减弱了川渝地区的高温灾害,同时初步缓解了该地区的旱情,由于雨势强劲亦造成不少地区重大经济损失。采用 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ NCEP再分析资料对2006年9月4—5日发生在高原东侧的一次暴雨过程进行物理量的诊断分析。结果表明:本次过程中低空急流的位置与以往的过程不同,它出现在低压的北侧,加快了北方冷空气和水汽的输送,此外低空急流出现和消失都早于风场辐合区,是低压发生发展的动力条件。从视热源和视水汽汇分析表明本次降水积云对流活跃,以对流性降水为主。

关键词: 大暴雨 偏东北风低空急流 视热源和视水汽汇

The Heavy Rainfall Event over Sichuan Basin During 4—5 September 2006

Tu Nini¹ Duan Wei²

(1. Institute of Plateau Meteorology, CMA, Chengdu 610071; 2. Institute of Yunnan Meteorology)

Abstract: A severe drought occurred in Sichuan-Chongqing region in 2006 summer. The high temperature disaster was rapidly weakened by the first rainstorm of autumn and the local drought situation was simultaneously alleviated. However, the strong rain also caused significant economic loss in many areas. To better understand the causes of the heavy rain, diagnostic analyses are given by using daily $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ grid reanalyzed data from NCEP/NCAR at 00:00(UTC), 06:00, 12:00, and 18:00. The findings show that the position of low level jet is different with other process, it appears in the north side of the vortex, which sped the transfer of cold air and water vapor coming from the north. Furthermore, both the appearance and disappearance of low level jet are early to the wind convergence region, which is dynamical condition of the occurrence and development of low pressure. Analysis of apparent heat source and apparent moist sink suggest that cumulus convection activities were active, and the convective rainfall dominated.

Key Words: heavy rain northeasterly low level jet apparent heat source and apparent moist sink

引 言

四川盆地是强降水的多发区,每年直接的强降水灾害和间接的衍生地质灾害给当地造成重大经济损失,甚至人员伤亡。气象工作者对造成川渝强降水的机制进行了很多研究。郁淑华^[1]将 1959—1982 年四川盆地大范围强暴雨过程按暴雨区的位置分为川西、川东以及全川移动三类,各类大暴雨的合成形势背景主要是由副高和西风带低槽的相对位置所决定。肖洪郁等^[2]通过对 1980—1998 年副高特征与四川暴雨关系分析指出,影响四川暴雨的副高有不连续西伸北抬和突然加强西伸或北抬与突然东撤现象。已有研究多采用 Q 矢量、湿位涡、螺旋度、水汽源和水汽聚散、具有高时空分辨率的雷达资料和卫星反演资料等对暴雨过程进行分析研究,刘运成^[3]对 2005 年 7 月 18—19 日出现在青藏高原东侧的一次区域性大暴雨天气过程进行了非地转湿 Q 矢量诊断分析,揭示暴雨天气的物理成因,湿 Q 矢量散度负值中心激发非地转上升气流与暴雨区对应较好。张小玲等^[4]分析了 1981 年 7 月 9—14 日川渝持续

性暴雨过程,对我们了解和认识持续性暴雨发生、机制有重要意义。许多专家在对四川盆地内触发暴雨过程的机制进行深入研究基础上,认为西南低涡的强烈发展对四川盆地暴雨的产生至关重要^[5-6]。但多数研究针对的是夏季川渝强降水,入秋川渝强降水研究较少,特别是夏季川渝伏旱后入秋后的强降水分析研究少见。

2006 年夏季川渝地区出现严重的旱灾,夏季持续晴热高温,降水过程极少,图 1 是 2005 年和 2006 年 7 月 1 日至 9 月 10 日的四川省和重庆市 185 个站(包括 16 个观象台、54 个一级站、115 个二级站)日总降水量,由图可见 2006 年川渝地区日总降水量小于 2005 年同期,以 7 月下旬至 8 月中旬降水量偏少最为显著,在该时段持续高温酷暑,部分地区出现人畜饮水困难,严重影响人们的生产生活。9 月 2—5 日随着副高减弱,一股弱冷空气南下并在四川省中东部地区、重庆部分地区和贵州北部地区出现暴雨天气,在四川省南部地区出现大暴雨(图 2),雨带呈东北西南向,暴雨主要集中在四川盆地和重庆部分地区,此次降水过程结束了川渝地区罕见的夏季高温灾害,重庆等地的旱情得到初

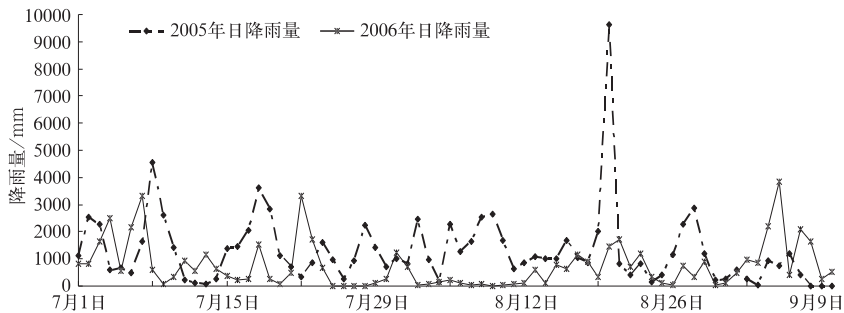


图 1 2005 年和 2006 年 7 月 1 日至 9 月 10 日四川省和重庆市 185 个站日总降水量

步缓解,亦造成重大的损失。

本文中采用 2006 年 9 月 1—7 日每日

4 次的分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的 NCEP 再分析格点资料,每日 8 次的常规雨量观测资料以及 24

小时加密雨量观测资料对该次过程进行大尺度天气分析。

1 过程概况和天气形势

1.1 过程概况

2006年9月3日00时至5日00时(UTC,文中所用时间均为世界时)通江县8个乡镇受灾,造成交通断道、民房损失、粮食作物受灾,9月4日下午07时33分至5日00时,通江县普降大到暴雨,局部大暴雨,其中西宁雨量达154.0mm,这次暴雨过程造成直接经济损失总计约270万元。9月4日00

时至5日00时,24小时雨量大于100mm共有6站,威远109.8mm、沐川140.4mm、宜宾县117.0mm、安岳100.9mm、蓬安108.8mm、仪陇107.8mm。这次暴雨过程可分为两个阶段:2006年9月2、3日在川渝地区出现大~暴雨天气,4、5日在川渝地区出现一次区域大暴雨过程。这次降雨过程雨势强、强度大,但大降水持续时间不长,暴雨集中在4日12时至5日00时内。从中低层流场形势看,暴雨过程的两个阶段是由不同的系统造成。本文主要针对9月4日00时至5日00时入秋川渝强降水进行诊断研究,分析此次降水的物理量特征及其变化,并给出降水的概念模型。

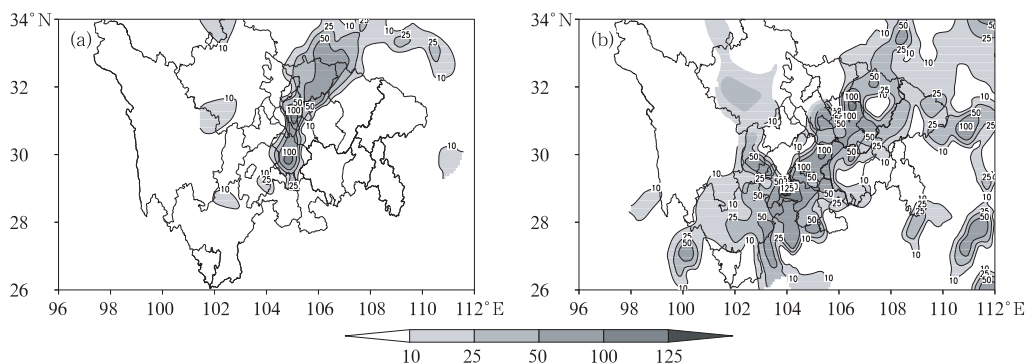


图2 2006年9月3日00时至5日00时(UTC)24小时累积降水(mm)
(a) 9月3日00时至4日00时; (b) 9月4日00时至5日00时

1.2 天气形势

4日00时(大暴雨开始前),青藏高压控制四川省和重庆地区(图3a),高空急流在 35°N 以北, 44°N 附近有两个急流核,一个位于蒙古国阿塔斯山,另一个位于内蒙的浑善达克沙地附近,在盆地和重庆上空是东北—西南向辐散带;暴雨强盛阶段(图3b),中纬高空急流东移,阿塔斯山急流核东移到内蒙

古西部,由东西向转为西北—东南向,青藏高压范围扩大,高空辐散区的强度和范围也相应扩大。南亚高压在我国东部上空一方面可使高压外围的高空急流加强,另一方面造成辐散为低层的降水提供动力条件^[7-8]。9月上旬,亚洲中高纬度500hPa基本为两槽一脊型,高压脊位于贝加尔湖附近,槽区分别位于新疆以西和远东西南部地区,在中低纬度副高减弱(图3d),9月1、2日大陆高压强盛,

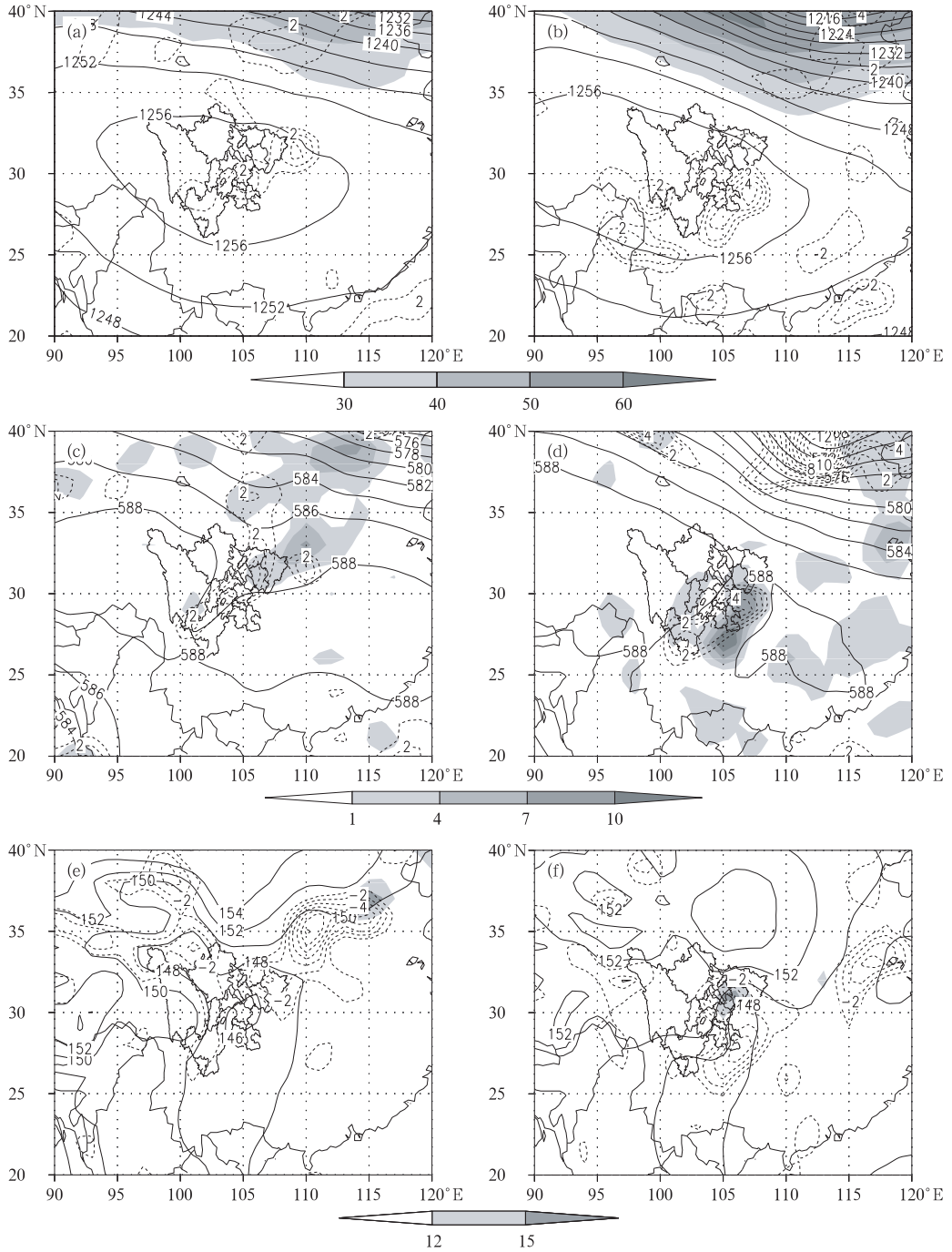


图 3 2006 年 9 月 4 日 00 时(左)和 5 日 00 时(右)200hPa(a,b)、500hPa(c,d)和 850hPa(e,f)天气形势
 200hPa 图上实线为位势高度(单位:10gpm),阴影为水平风速 $\geq 30\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,虚线为散度 $\geq 1\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$;500hPa 图上
 实线为位势高度(单位:10gpm),虚线为涡度 $\geq 1\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$,阴影为垂直速度(单位: $-1\times 10^{-3}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$);
 50hPa 图上实线为位势高度(单位:10gpm),阴影为风速 $\geq 12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,虚线为散度 $\leq -1\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$

控制我国 35°N 以南大部分地区,四川处在高压控制范围内,3 日 18 时高压在四川盆地上空出现断裂,4 日 18 时四川盆地处在高压边缘东侧,高压的不连续西退为暴雨的出现提供有利的条件。对应低层,在 4 日 12 时到 5 日 06 时在四川盆地东部有低空急流,风速达 $16\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,急流核在四川盆地东北部,从图 3e、f 还可看出在 850hPa 低层辐合,5 日 00 时辐合区位于盆地东部和重庆上空,该区也是主要的高空辐散区、正涡度区和强上升运动区。从 700hPa 流场特征可以看出在暴雨前(4 日 00 时)四川东部、重庆等地主要在槽前西南气流控制下(图略),4 日 18 时在四川盆地东部重庆西部出现气旋性低压(位置 30°N 、 106°E),中心强度 3120gpm,受低压影响在雅安、西昌、宜宾、泸州以及贵州省北部等地区为西北偏北风,5 日 18 时该低压在原

地消失,四川东部重庆地区又为西南气流控制。高空环流形势分析表明,在对流低层风场出现辐合和气旋性涡度场,副高减弱配合一股弱冷空气南下,这些都是有利于中尺度天气系统发生的一些基本条件。

图 4 是 2006 年 9 月 5 日 00 时各物理量沿 105°E 的纬向剖面图。5 日 00 时暴雨强盛阶段, 30°N 以南对流层内存在强烈的上升运动,最大中心位于 550hPa(图 4a), $27 \sim 30^\circ\text{N}$ 范围有正涡度柱上升至 400hPa(图 4b), 600hPa 以下为辐合区,高层为辐散区(图 4c),动力条件分析表明该区域内具备中尺度系统和低空急流形成和维持发展的条件,因此低压位置较 4 日 18 时偏南偏西。相当位温 θ_e 分布表明锋区以南的低层空气是位势不稳定的, 27.5°N 有高温高湿的大值区与水汽辐合中心以及低压位置相叠加,高空

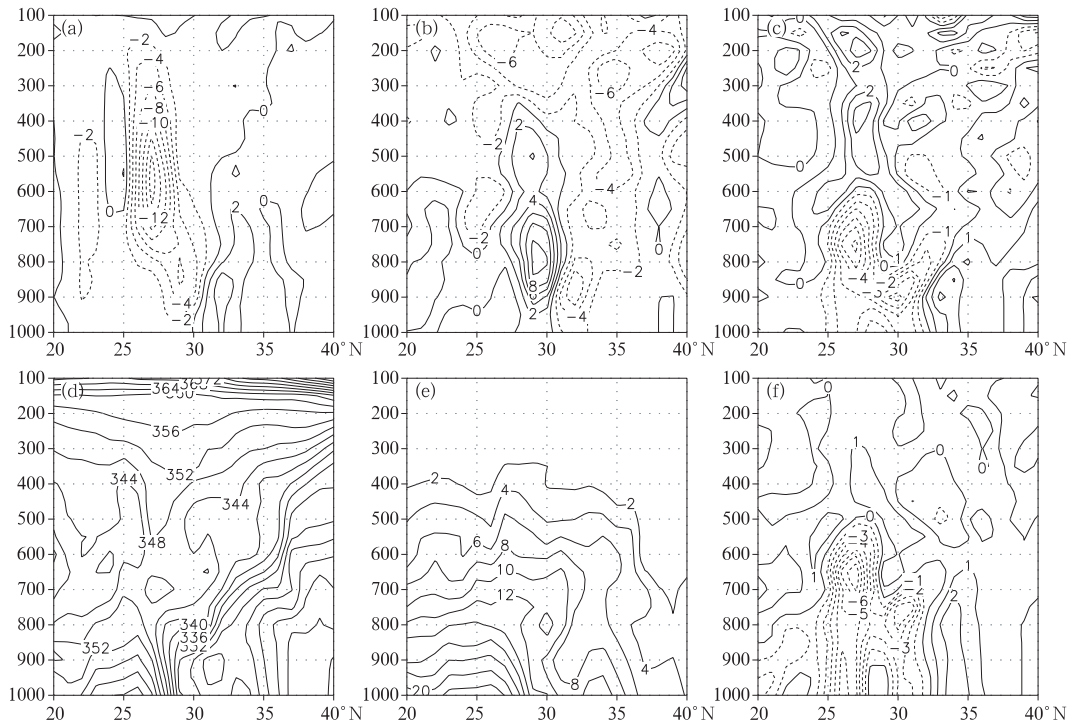


图 4 2006 年 9 月 5 日 00 时沿 105°E 的各物理量的垂直剖面图

- (a) 垂直速度 $\omega(10^{-3} \text{ hPa s}^{-1})$, (b) 涡度 $\zeta(10^{-5} \text{ s}^{-1})$, (c) 散度 $D(10^{-5} \text{ s}^{-1})$,
- (d) 相当位温 $\theta_e(\text{K})$, (e) 比湿 $q(\text{g kg}^{-1})$, (f) 水汽通量散度 $\nabla \cdot qV(10^{-7} \text{ s}^{-1})$

有冷空气向南输送使得 30°N 开始高空锋区随高度向北倾斜(图 4d),对应的湿度分布显示湿层厚度达 400 hPa(图 4e),暴雨区水汽较为集中,位势不稳定的空气是高温高湿,雨区以北是干冷空气, $29\sim 31^{\circ}\text{N}$ 是干湿空气的交叠过渡区。水汽条件分析表明在贵州北部到四川北部的区域内存在水汽通量的强辐合(图 4f),强烈的上升运动和较长的持续时间,将湿空气块抬升到对流层中层,易发生不稳定能量释放造成强烈的对流活动。

进一步分析 700 和 850hPa 上温度场和 wind 的变化特征显示(见图 5),在本次暴雨过程前期对流层中低层温度较高,受西南暖

湿气流输送的影响 700hPa 上以南风为主(最大风力超过 $6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$);4 日开始温度逐渐降低,南风强度减弱, $28\sim 30^{\circ}\text{N}$ 范围内逐渐受北风控制并在 5 日 06 时北风强度达到最强。北风对南下冷空气的输送作用在 850hPa 上表现更为显著,3 日 12 时至 5 日 06 时降温幅度超过 13°C ,4 日 00 时至 5 日 18 时北风为主。该时段对应该区域的 700hPa 上出现风场的辐合,可见冷空气对低层产生辐合起到增强的作用,冷暖空气交汇触发锋生作用(在四川盆地西北部有位温的密集带),可见对流层中低层的动力条件和热力条件都是有利的本次暴雨的。

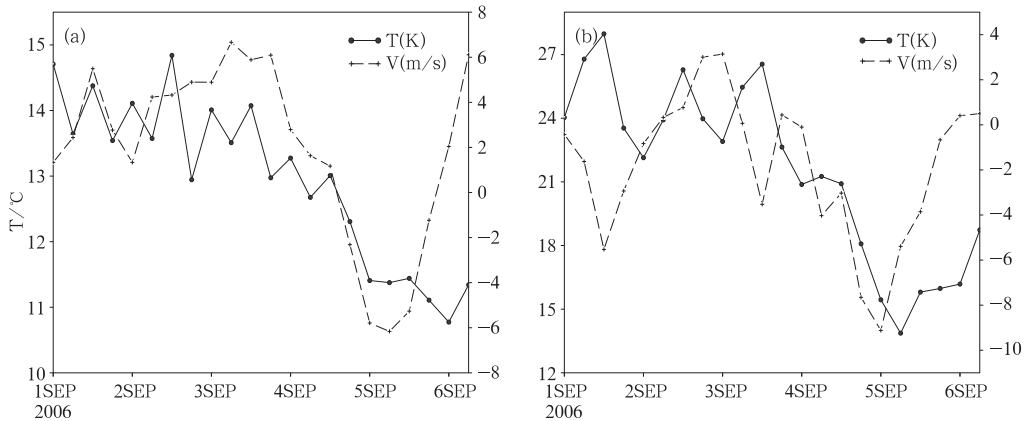


图 5 700(a)和 850(b)hPa 沿 105°E 做区域平均 ($28\sim 30^{\circ}\text{N}$) 的温度场和南北风分量随时间演变图

2 急流的作用

在西南地区降水机制的概念模型中,低空急流既能输送水汽,同时又能引起低层风场的辐合。已有研究指出高层辐散低层辐合的耦合发展十分有利于低涡和低空急流的形成和维持发展,高低空急流不需要出现在雨区上空,其影响作用是急流轴出口区右侧的辐散。低空急流中存在很强的辐合上升运动。低空急流本身处在不稳定的状态中,低层条件不稳定,非地转风大,容易产生和传播

中尺度扰动,它在急流所提供的水汽、层结,和动力环境条件下容易得到猛烈发展,造成暴雨及强对流天气发生。孙淑清^[11]指出低空急流与西南涡关系密切,在西南涡东南象限往往有一支较强的西南低空急流维持,低空急流对西南涡的发展和暴雨的产生有重要的动力和热力作用,为低层带来潜在不稳定的暖湿空气。

分析 850hPa 全风速可见(图 6),3 日 18 时在辐合区以东有一支南北向的低空急流(定义为 A,风速大于等于 $12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$),最大风速为 $13\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,该支急流以南风为主有利

于输送暖湿气流,4 日 00 时该支急流减弱消失。4 日 06 时至 12 时之间在四川盆地北部再次出现低空急流(定义为 B,图 6a),该支急流以东北风为主,随后中心风力和范围略有增大,到 5 日 06 时四川盆地渠江与嘉陵江之间的低空急流消失(图 6b),与孙淑清^[11]分析的过程不同,本次过程中低空急流 A 位于低值系统以东,B 位于低值系统以北,持续时间都很短。沿 105°E 分析中纬度地区低空急流 B 与该层涡度散度随时间演变可以看出(图略),随着低空急流 B 出现和增强,低层辐合逐渐增强。

分析低空急流与 850 hPa 水汽通量和水汽通量散度关系可以看出(图 6c、d),川渝地

区水汽供应充足,来自北部湾的水汽和渤海海域的水汽输送到川渝地区,正是来于东北向西南倒灌的湿冷空气加强了南北温差,在四川盆地东部形成冷的温度槽,倒灌的湿冷空气与南上的暖湿空气在四川盆地交汇,加强水汽在雨区的堆积,对暴雨产生提供了有利的动力和热力条件。从水汽通量散度的分布来看,4 日 12 时在(31°N、105°E)东北西南向的水汽通量辐合大值区,该区也是低空急流所在区域,有利于水汽和能量输送;5 日 00 时 33°N 以南,106°E 附近低涡以及低空急流所在区域是水汽辐合较大的区域,这对低涡的发生发展提供了有利的条件。

分别计算水平辐散 $\partial u/\partial x$ 、 $\partial v/\partial y$ 与两

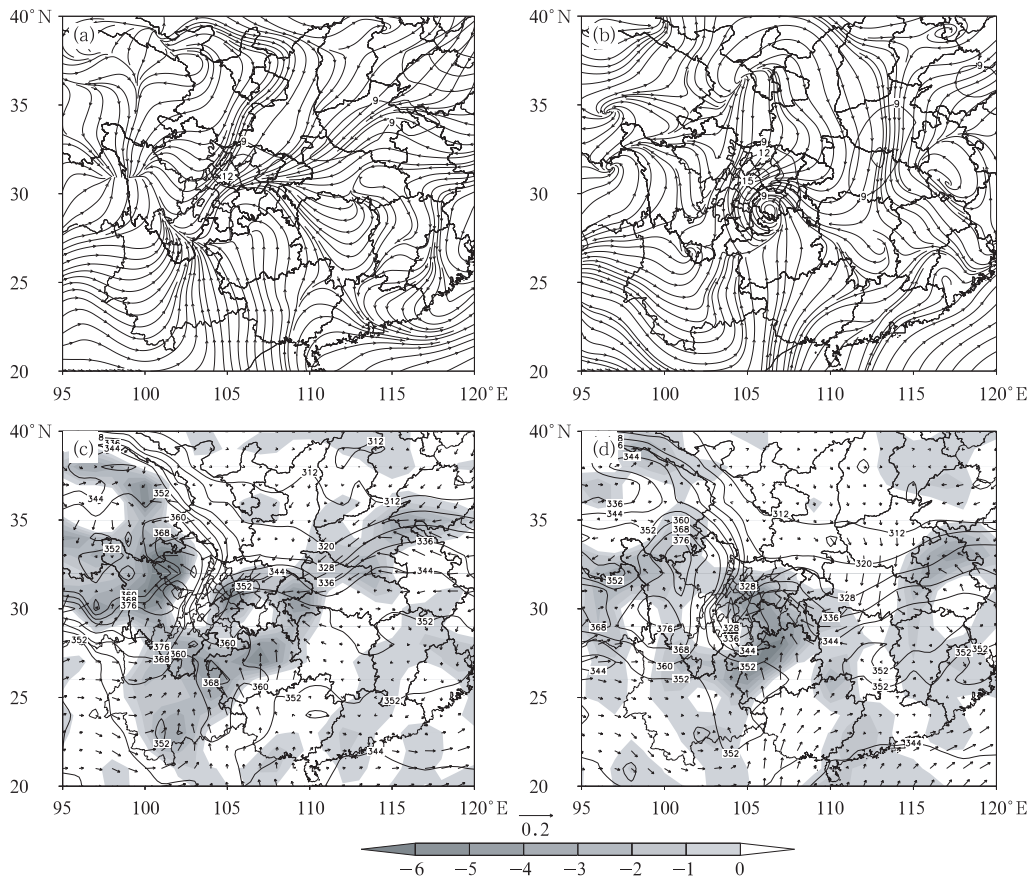


图 6 2006 年 9 月 4 日 12 时(a)和 5 日 00 时(b)850hPa 流线与全风速(单位: $m \cdot s^{-1}$),4 日 12 时(c)和 5 日 00 时(d)850 hPa 水汽通量散度(阴影)、水汽通量和假相当位温(实线,单位:K)

者之和的总散度场关系,比较结果得知 v 风场是总散度场的主要贡献项,正是 v 风场引起低层辐合高层辐散。沿 106°E 做 v 场剖面图以进一步分析 v 风在大暴雨中的作用(图略),可以看出在 9 月初对流层中高层为南风,低层为北风,且高层南风大于低层北风。3 日 12 时起 28°N 以北 600hPa 以上和 850hPa 以下北风迅速增强,北风的增强对应 3 日的暴雨过程。4 日 00 时对流层低层川渝地区 v 风小于 $4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,4 日 06 时开始,北风再次加强,表现在对流层低层北风不断增大并与高层北风打通,最大北风中心出现在 4 日 18 时的 900hPa 达 $12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,该大值中心是与低空急流的发生发展相关,此时 28°N 以北对流层内基本为北风, 28°N 以南 700hPa 以下为南风。5 日 00 时开始,低层北风减小,高层北风风力增强,同时南风逐渐控制了对流层中低层,对应偏东北风低空急流减弱消失。4 日后低空急流其出现的位置与以往的情况大为不同,从前面分析可知,其主要作用是将我国华北的弱冷空气引至川渝地区,造成该区温度大幅下降,缓解高温旱情,同时也使得该地区的水汽通量散度增大,南北两支不同性质气流交汇在低压区促使该区大气层结不稳定、水汽输送作用使得该区域水汽充沛,配合强烈的上升运动有利暴雨的发生发展。

在降水过程前后,中纬度地区有南风和东北风急流交替,急流 A 使雨区水汽充沛,急流 B 的出现则有利于南北温差对比加大,提供低层辐合并携带北方有限水汽向西南地区输送。从时间上看,低空急流 B 的产生和加强是与暴雨同步,暴雨最强时,即不稳定能量释放的时候,潜热和位能向动能转换,引起风加大,风的加大有利于冷湿空气向雨区输送,二者相辅相成,低空急流 B 的出现时间和消失时间皆早于低压 6 小时,该支低空急流风力加大引起低层风场的辐合是低压产生

的原因之一,反映急流是暴雨产生的必要动力学条件,急流的发展又受到暴雨潜热的反馈作用^[9]。通过分析可见正是低空急流使得低层气旋性切变增强,大量的能量和水汽的输送和积聚,以及强烈的上升运动,该低压和低空急流配合低层位势不稳定和高湿的特征,给暴雨的发生提供基本的条件。

3 视热源、视水汽汇分析

大气热源(Q_1)、热汇(Q_2)是强迫大气环流的重要因子,水汽收支不但对空气含水量和地表湿度有影响,由于水汽变相可放出或吸收大量的凝结潜热而使大气增热或冷却,因此,水汽辐合区常与大气热源区重合^[12]。 Q_1 和 Q_2 可以了解大气加热情况,降水的性质和积云对流在暴雨形成中的作用,下面通过分析 Q_1 和 Q_2 的垂直分布情况以了解大气热源的结构。

梁必骥^[13]指出,利用 Q_1 和 Q_2 可以判断是否有积云垂直输送的影响和降水性质,如没有积云对流存在,降水是层状云造成的,则 Q_1 、 Q_2 的垂直廓线很相似;反之,当它们的差异很大, Q_1 和 Q_2 的峰值位置不一致,则反映出积云降水区的特征。从 Q_1 和 Q_2 的垂直分布图(图 7)可见两者外形较为接近,4 日 12 时和 5 日 00 时 Q_1 、 Q_2 的垂直分布呈微弱的双峰结构。在大暴雨即将开始时整层 Q_1 和 Q_2 值都很小(图 7a、d),没有超过 $5\text{K}/6\text{h}$, 600hPa 以下 $Q_1 - Q_2$ 小于 0,在对流层顶的相对冷层为暴雨区上空对流提供了热力不稳定条件。当下暴雨时由于空气中水汽凝结释放大量凝结潜热(图 7b、e),使得对流层内增温显著,直接表现在 Q_2 和 Q_1 都明显增大, Q_2 最大值($17\text{K}/6\text{h}$)出现在 650hPa ,次峰值出现在 450hPa , Q_1 峰值分别出现在 550hPa 和 750hPa ,分别是 $12.5\text{K}/6\text{h}$ 和 $9\text{K}/6\text{h}$,对流层中层出现深厚的加热层,这是积云对流

活跃的重要热力学特征,在对流层上部 Q_2 变小,这为暴雨区上空的积云对流提供有利的层结不稳定条件。暴雨区的积云对流,在中低空凝结潜热的释放不仅加热对流层中层的大气,而且向高层输送,在对流层上部向四周扩散,加热高层的环境大气^[12],正是积云对流的作用使得大暴雨阶段 Q_1 明显增大。在暴雨过程中对流层中层以上 Q_1 大于 Q_2 ,在对流层中下层不完全是 Q_1 小于 Q_2 ,这与陶诗言等^[12]分析的长江流域梅雨锋暴雨不完全相同。若 Q_1 、 Q_2 峰值位置重叠,表明降水过程中以非对流性降水为主,具有相对的稳定性^[14],但在本次个例中 Q_1 、 Q_2 峰值发生

偏离,量值上 Q_2 略大于 Q_1 ,反映本次暴雨过程为对流性降水,凝结高度较低,潜热释放与对流活动关系密切。在暴雨结束后(图7c、f),对流层中上层 Q_1 小于 Q_2 与暴雨开始前情况相反,其原因可能是地面蒸发作用使得低层温度降低。

降水过程中对流内有潜热释放(4日12时至5日00时),空气被加热上升,需要(低层)空气补充,即有更强的辐合,这个辐合使低空急流加速加强,而后低空急流提供降水所需的水汽和能量;5日06时暴雨区层结已经趋于稳定,上升运动减弱, Q_1 和 Q_2 迅速减小,降水维持机制不存在后,低空急流减

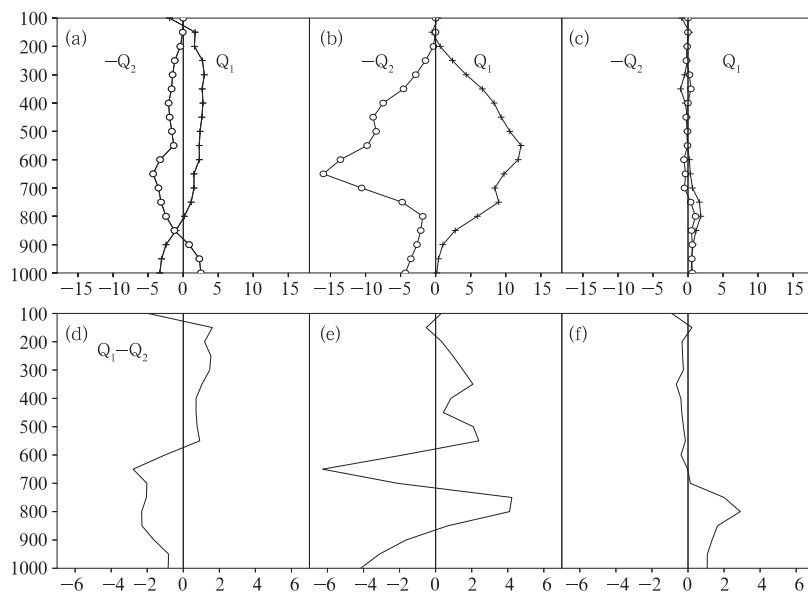


图7 2006年9月4日12时(a、d)、5日00时(b、e)、5日12时(c、f)区域(27~29°N、104~106°E)平均的视热源 Q_1 (单位:K/6h)、视水汽汇 Q_2 (同 Q_1) 以及两者之差 $Q_1 - Q_2$ (同 Q_1) 的垂直分布

弱,降水逐渐结束。

4 小结

2006年9月3日00时至5日00时暴雨

过程可分为两个阶段,本文主要针对9月4日00时至5日00时区域大暴雨过程进行分析,得出结论如下:

(1) 本次暴雨过程影响系统是低值系统和低空急流(图8),副高在川渝地区上空断

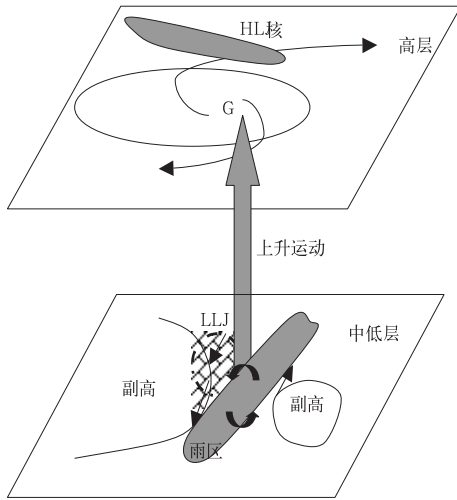


图 8 本次暴雨过程概念模型

裂,偏东北风低空急流是副高断裂的响应,与暴雨强盛阶段相伴,一方面不稳定能量释放有助于低空急流的维持和发展,而低空急流的发展进一步引导北方冷湿空气快速南下与南来的暖湿气流交汇同时加强低层风场辐合,在四川盆地以北形成锋区加剧低层大气不稳定,配合强烈的上升运动将水汽输送到高空,为本次大暴雨提供动力和热力条件。

(2) v 风是低空偏东北风急流以及引起高层辐合低层辐散的主要贡献项,偏东北风低空急流出现和消失时间早于低压,是低压生成和维持的因子之一。

(3) 视热源和视水汽汇分析表明本次过程中暴雨区上空对流层中层出现深厚的加热层,这是积云对流活跃的重要热力学特征,同时 Q_1 、 Q_2 峰值发生偏离,反映本次暴雨过程为对流性降水。

参考文献

- [1] 郁淑华. 四川盆地大范围强暴雨过程的合成分析, 青藏高原气象学研究文集[M]. 北京: 气象出版社, 2004:180-187.
- [2] 中国气象局国家气候中心. 98 中国洪水与气候异常[M]. 北京: 气象出版社, 1998:81-85.
- [3] 刘运成. 青藏高原东侧一次连续大暴雨过程湿 Q 分量分析[J]. 气象, 2006, 32(12): 43-49.
- [4] 张小玲, 张建忠. 1981 年 7 月 9—14 日四川持续性暴雨分析[J]. 应用气象学报, 2006, 17(增刊): 78-87.
- [5] 宗志平, 张小玲. 2004 年 9 月 2~6 日川渝持续性暴雨过程初步分析[J]. 气象, 2005, 31(5): 37-41.
- [6] 陈忠明. 四川盆地西南低涡形成的天气动力学模型[J]. 低纬高原天气, 1991, 4: 47-54.
- [7] 丁洽英, 张兴强, 寿绍文. 南亚高压与偏北风急流出口区的暴雨生成机制[J]. 应用气象学报, 2002, 13(6): 671-678.
- [8] 李延香, 刘震坤, 马学款. 高低空急流与 98·7 长江流域大暴雨. 见: 1998 长江嫩江流域特大暴雨的成因及预报应用研究[M]. 北京: 气象出版社, 2001: 119-120.
- [9] 陶诗言, 等. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 1980:1-32.
- [10] 徐双柱, 沈玉伟, 王仁乔, 等. 长江中游一次大暴雨的中尺度分析[J]. 气象, 2005, 31(9): 24-29.
- [11] 孙淑清. 低空急流及其与暴雨的关系, 大连暴雨会议文集[C]. 长春: 吉林人民出版社, 1980:40-46.
- [12] 陶诗言, 等. 长江流域梅雨锋暴雨灾害研究[M]. 北京: 气象出版社, 2004:50-127.
- [13] 梁必骥, 等. 热带气象学[M]. 广州: 中山大学出版社, 1989:309-316.
- [14] 周兵, 文继芬. 2004 年渝北川东大暴雨环流及其非绝热加热特征[J]. 应用气象学报, 2006, 17(增刊): 71-78.