

肖递祥, 杨康权, 祁生秀. 2011 年 7 月四川盆地两次突发性暴雨过程的对比分析[J]. 气象, 2012, 38(12): 1482-1491.

2011 年 7 月四川盆地两次突发性暴雨过程的对比分析^{* 1}

肖递祥¹ 杨康权¹ 祁生秀²

1 四川省气象台, 成都 610072

2 四川省气象局观测与网络处, 成都 610072

提 要: 本文利用常规观测资料、多普勒雷达产品和 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料, 对 2011 年 7 月 3 日和 7 月 23 日四川盆地出现的两次突发性暴雨过程的雷达回波特征、环境条件和动力触发机制进行了对比分析。结果表明: “7.3”暴雨出现在典型东高西低环流背景下, 水汽输送条件好, 强降雨持续时间更长, 而“7.23”暴雨出现在高空冷涡后部, 对流不稳定能量大, 垂直风切变较强, 因此伴有冰雹、大风等强对流天气, 其回波强度比“7.3”暴雨要强 5 dBz 左右, 并具有低层弱回波和中高层回波悬垂等强风暴特征; 大气非静力平衡强迫激发低层辐合是两次突发性暴雨的动力触发机制, 大气非平衡值能提前 6 h 左右反应暴雨的启动和演变趋势, 暴雨中心出现在非平衡负值中心附近。

关键词: 突发性暴雨, 雷达回波, 环境条件, 动力机制

Comparative Analysis of Two Abrupt Heavy Rain Processes in Sichuan Basin in July 2011

XIAO Dixiang¹ YANG Kangquan¹ QI Shengxiu²

1 Sichuan Meteorological Observatory, Chengdu 610072

2 Sichuan Meteorological Observation and Network Office, Chengdu 610072

Abstract: By using the conventional meteorological data, Doppler radar data and NCEP/NCAR reanalysis data, the characteristics of Doppler radar's reflectivity, environmental condition and trigger mechanism of the heavy rain are analyzed and compared between two abrupt heavy rain processes occurring in Sichuan Basin on 3 July (7.3) and 23 July (7.23) 2011. The results show that: the “7.3” heavy rain happened under a typical circulation background, and moisture transporting to the heavy rain area from the South China Sea was smoothly, thus the heavy rainfall maintained so long, but the “7.23” heavy rain occurred behind the upper cold-vortex, and convective unstable energy was abundant and vertical wind shear was strong, thus this heavy rain process happened with hail and thunderstorm weather accompanied, its radar reflectivity was 5 dBz stronger than “7.3” case and had the characteristics of severe storms such as the low-level weak-reflectivity and the upper echo-overhang. As a whole, the non-equilibrium force is contributed to the occurrence of heavy rain and it is the excited mechanism of the two heavy rainfalls, and the change of the divergence evolvement is consistent with the strength and the position of the heavy rain which would happen 6 hours later.

Key words: abrupt heavy rain, radar reflectivity, environmental condition, dynamic mechanism

* 国家自然科学基金项目(40930951)和中国气象局成都高原气象开放实验室基金(LPM2010008)共同资助

2011 年 11 月 9 日收稿; 2012 年 3 月 12 日收修定稿

第一作者: 肖递祥, 主要从事天气预报及相关研究. Email: nq408xq@tom.com

引言

暴雨是我国最为主要的灾害性天气,一直是广大气象工作者关注和研究的重点。近年来,随着各种新探测资料和诊断方法的运用,广大气象工作者加强了对突发性暴雨过程的研究及不同类型暴雨过程之间的对比分析^[1-7],得到了很多对实际预报业务十分有益的结论。四川盆地地处青藏高原东侧,是我国暴雨多发区之一,对四川盆地系统性和持续性的暴雨过程,已有不少研究^[8-10],而对于突发性的暴雨过程及不同类型暴雨过程之间的对比分析相对较少。2011 年 7 月 3 日,四川盆地西部出现了一次副高边缘的突发性暴雨过程(以下简称“7.3”暴雨),成都市区在 3 日 15—18 时(本文所有时间均为北京时间)的 3 小时累计雨量普遍达 100 mm 以上;7 月 23 日,四川盆地西部又出现了一次高空冷涡后部的突发性暴雨过程(以下简称“7.23”暴雨),德阳市区最大雨强达 $94.8 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,并伴有局地性的大风、冰雹等强对流天气。“7.3”暴雨和“7.23”暴雨都具有来势猛、雨强大的特点,均造成了较严重的气象灾

害。尽管都发生在 7 月份,但两次过程环流形势迥异,所产生的对流性天气也不完全相同,为分析两次过程不同对流性天气的雷达回波特征、所处的环流背景条件及其差异以及突发性暴雨的动力触发机制,本文利用多普勒雷达回波资料、高空实况资料和 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料,对两次过程进行了对比分析,以期今后四川盆地突发性暴雨天气的预报提供有益的参考。

1 两次过程概况

“7.3”暴雨:3 日 12 时在成都市西部出现了一个尺度为 10 km 左右的对流云团,随后该对流云团迅速发展,到 14 时 30 分,水平尺度增大至 100 km,云团覆盖地区开始出现 $25 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上的强降雨。16 时 30 分,该对流云团与盆地西南部生成的对流云团合并,形成了一中尺度对流系统(MCS),该 MCS 稳定少动,直至 4 日 06 时后才减弱消失,致使盆地西部的成都、雅安、眉山、乐山和宜宾 5 市普降暴雨(图 1a),共有 197 个站(含区域自动站,下同)雨量超过 50 mm,65 个站超过 100 mm,其中

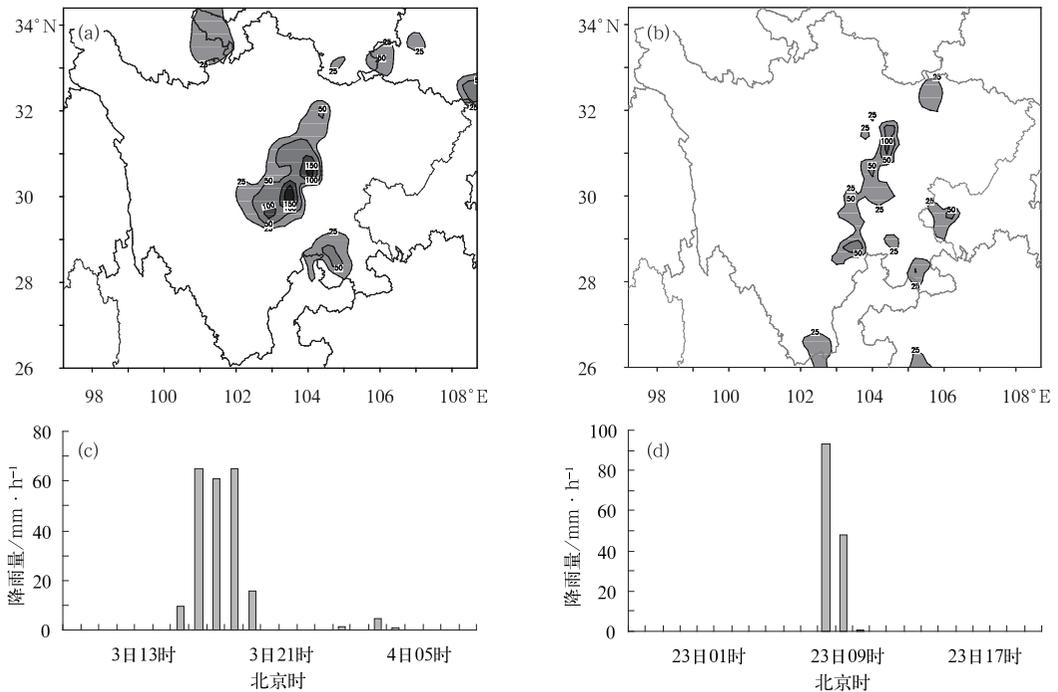


图 1 2011 年 7 月 3 日 08 时至 4 日 08 时(a)与 22 日 20 时至 23 日 20 时(b)24 h 累计雨量(单位:mm)及暴雨中心成都(c)和德阳(d)逐小时雨量(单位: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)
 Fig. 1 Observed 24 h accumulated rainfalls (unit:mm) from 08:00 BT 3 to 08:00 BT 4 July 2011 (a) and 20:00 BT 22 to 20:00 BT 23 July 2011 (b) and the hourly rainfall (unit: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$) of Chengdu (c) and Deyang (d)

成都市区在15—18时的3小时累计雨量普遍达100 mm以上,武侯地税局自动观测站连续3小时雨强均在 $60 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上,14—20时的6小时雨量达215.8 mm(图1c)。持续性的强降雨使成都市区出现严重内涝,交通陷入瘫痪,此外,此次强降雨过程还导致成都、雅安和眉山等市出现了房屋倒塌和面积的农作物受灾,西部山区还出现了山洪和地质灾害。

“7.23”暴雨:23日01时,在盆地西北部的广元市开始有对流云团生成并逐渐向南发展,23日06时,在绵阳附近形成了一尺度为100 km左右的中尺度对流云团,随后该对流云团继续向南移动,23日18时南压至川、渝、黔三省(市)交界处,对盆地影响结束。此对流云团在南移过程中造成了绵阳、德阳、成都、眉山、乐山和宜宾6市的部分地方降了暴雨(图1b),超过50 mm的共有55个站,超过100 mm的共有3个站,雨量分布不均,最大降雨出现在德阳市旌东开发区,为142.4 mm,但强降雨只持续了两个小时,08时和09时的小时降雨量分别为93.4 mm和48.0 mm(图1d),突如其来的强降雨给德阳市区造成了严重的城市内涝。在出现强降雨的同时,此次过程还伴有局地性的大风和冰雹等强对流天气,广元、成都和眉山等市出现了风雹灾害,瞬时最大风速达 $20.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,冰雹直径为2~3 cm。

从两次过程的云图演变及降雨实况来看,两次暴雨都是由中尺度对流云团快速发展所造成,降雨都具有来势猛、强度大的特点,所不同的是,“7.3”暴雨对流云团持续时间更长,暴雨和大暴雨出现的站数更多,“7.23”暴雨对流云团移动更快,暴雨和大暴雨站数少,且比较分散,但伴有局地性的大风和冰雹天气。

2 两次过程的雷达回波特征对比

“7.3”过程以强降雨为主,“7.23”过程所产生的对流天气则更加剧烈,不仅雨强大,而且还伴有大风、冰雹等强对流天气,为比较两次不同对流性质过程的雷达回波特征,本文对两次过程暴雨中心成都和德阳强降雨时段的雷达反射率因子及垂直剖面进行了对比。

从两次过程成都和绵阳多普勒雷达 2.4° 仰角

反射率因子来看:“7.3”暴雨过程期间,在3日11时左右,在成都市区就开始有零散的对流回波生成,12时以后,成都市西部和南部的对流回波开始发展,结构逐渐变得密实,到14时,成都市西部和南部出现成片35~50 dBz强度的强回波区,15:30左右(图2a),成都市上空完全被对流回波所覆盖,其强度维持在35~50 dBz,在随后的3个小时,强回波移动缓慢,到17:33(图2b),成都市上空仍有一大半被35~50 dBz的强回波所覆盖,直至18:30以后,成都市上空的强回波才逐渐消散。“7.23”暴雨过程期间,在23日02时左右,在广元剑阁就有零散对流回波生成,到03时最强回波强度达到55 dBz以上,此后对流回波逐渐发展和南压,强回波中心一直维持在50 dBz以上,07时左右(图2c),强回波到达德阳主城区,到08时(图2d),德阳市区上空完全被45~55 dBz强度的强回波所覆盖,09时,强回波移至德阳以南,德阳市区的强降雨结束。

图3为两次过程降雨强盛时刻SWAN雷达拼图经暴雨中心的反射率因子垂直剖面,由图可见:“7.3”暴雨45 dBz以上强回波位于6 km高度以下,质心较低,而“7.23”暴雨45 dBz以上强回波顶达到了9 km高度,高于 -20°C 所在高度,而且具有低层弱回波和中高层回波悬垂的“穹窿”特征,强对流风暴结构明显。

通过以上对两次过程的雷达回波演变和垂直结构的对比发现:“7.23”暴雨的雷达回波强度较“7.3”暴雨要强5 dBz左右,而且在垂直高度上,45 dBz以上强度的回波达到了9 km,高于 -20°C 所在高度,并具有低层弱回波区和中高层回波悬垂等强对流风暴的结构特征,因此出现了冰雹和大风;而“7.3”暴雨过程强回波移动较“7.23”暴雨慢,因此强降雨时间更长。

3 两次过程的环境条件对比

3.1 环流背景

“7.3”暴雨过程期间:500 hPa环流形势为典型的东高西低型,副高控制华南和华东地区,2日08时,588 dagpm线位于阳江-南昌-杭州一线,四川盆地处于副高584 dagpm线边缘,青藏高原到四川盆

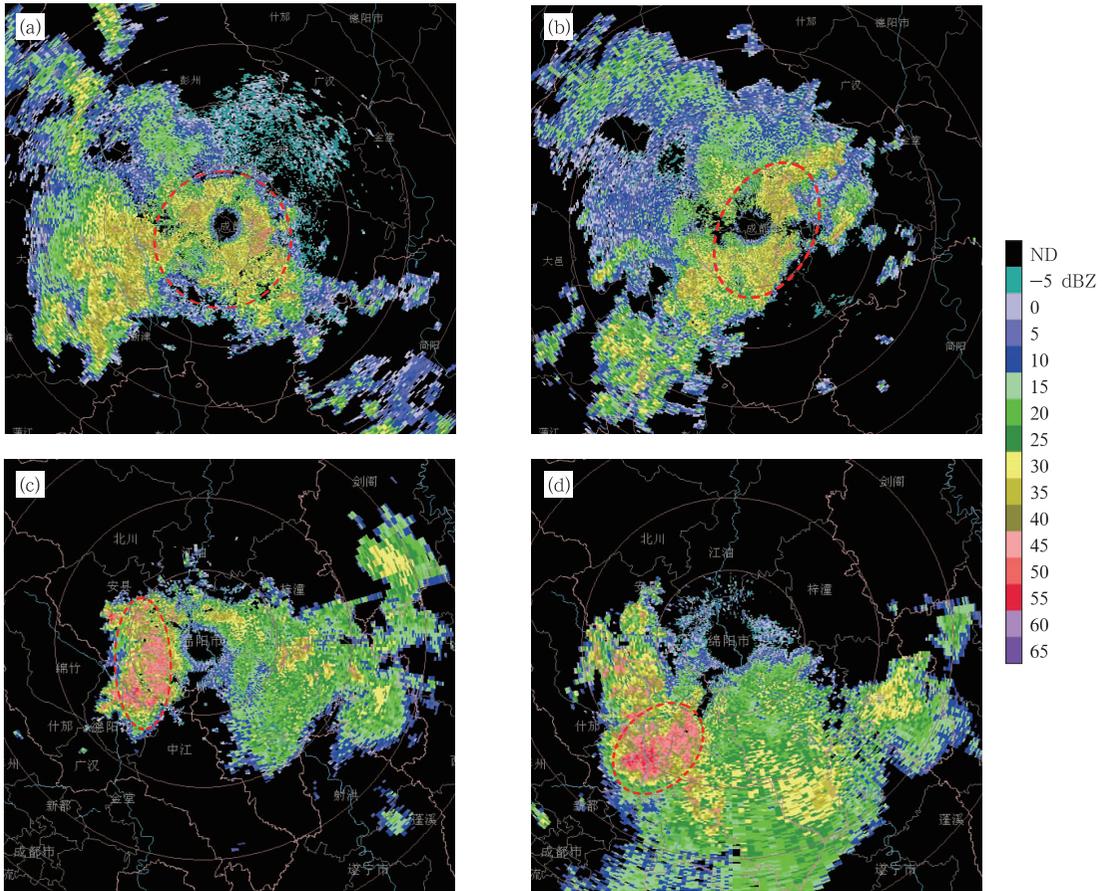


图 2 2011 年 7 月成都(a:3 日 15 时 33 分;b:3 日 17 时 33 分)和绵阳(c:23 日 07 时 03 分;
d:23 日 08 时 02 分)多普勒雷达(CINRAD-SA)2.4°仰角反射率因子

Fig.2 The reflectivity images by Doppler radar (CINRAD-SA) at 2.4° elevation in Chengdu
at 15:33 BT (a) and 17:33 BT (b) 3 July 2011, and Mianyang at 07:03 BT (c)
and 08:02 BT (d) 23 July 2011

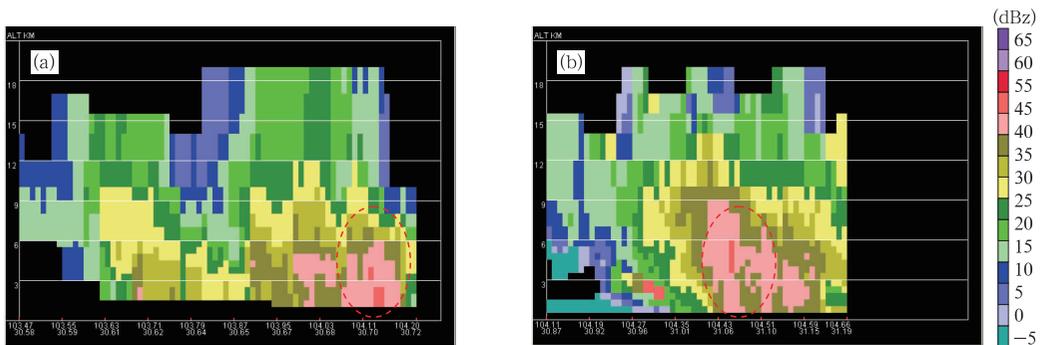


图 3 2011 年 7 月 3 日 16 时 40 分(a)和 23 日 08 时 18 分(b)SWAN 雷达拼图
经暴雨中心(虚线)反射率因子垂直剖面

Fig.3 The cross sections of reflectivity along heavy rain center (dashed line)
at 16:40 BT 3(a)and 08:18 BT 23(b)July 2011

地为西风波动气流,3 日 08 时(图 4a),副高稳定少动,在川西高原的北部有一小的高原涡生成,低涡中心位于壤塘附近。3 日 20 时至 4 日 08 时,副高加

强西伸,壤塘附近的高原低涡原地减弱消失,盆地西部强降雨过程结束。

“7.23”暴雨过程期间:22 日 08 时,西藏东部至

川西高原、河西走廊一带为青藏高压控制,华南和华东地区受副高控制,588 dagpm 线位于河源—邵武—杭州一线,在两个高压之间为一冷性低涡,冷涡中心位于陕西礼泉附近,陕西南部经重庆至贵州西部为一切变,四川盆地为青藏高压东侧和冷涡后部的偏北气流控制。23 日 08 时(图 4b),青藏高压减弱,副高 588 dagpm 线西伸至阳江—郴州—南京一线,较 22 日 08 时西伸了 4 个经度左右,青藏高压的减弱和副高的加强西伸使得 22 日 08 时位于陕西的

冷涡随之西退至四川盆地上空,出现暴雨和强对流天气的盆地西部处于冷涡后部,23 日 20 时,盆地上空的冷涡原地减弱,过程结束。

从上述分析可见:“7.3”暴雨过程发生在典型东高西低环流背景下,四川盆地位于副高 584 dagpm 边缘,青藏高原有低值系统东移;“7.23”暴雨由高空冷涡西退所触发,是盆地不多见的强降雨类型,暴雨和风雹天气出现在冷涡后部。

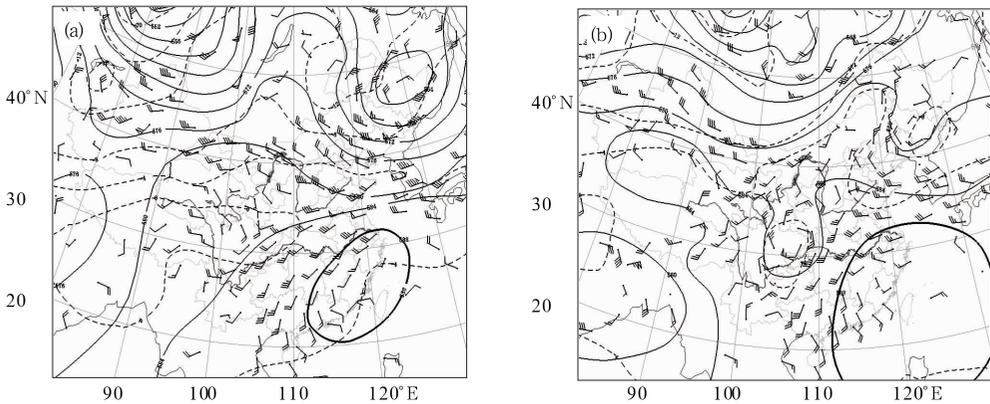


图 4 2011 年 7 月 3 日 08 时(a)和 23 日 08 时(b)500 hPa 高度场(实线,单位:dagpm), 温度场(虚线,单位:°C)和风场

Fig. 4 The 500 hPa wind, height (solid line, unit:dagpm) and temperature fields (dashed line, unit:°C) at 08:00 BT 3 (a) and 08:00 BT 23 (b) July 2011

3.2 水汽条件

“7.3”暴雨期间:7 月 1 日 08 时,700 和 850 hPa 广西经云贵至四川盆地形成了一支 $8\sim 16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的偏南气流,自孟加拉湾和南海至四川盆地的水汽输送通道建立,2—3 日这支较强的偏南气流维持。“7.23”暴雨期间:700 hPa 缅甸东部至我国云南西部为一高压脊,孟加拉湾至盆地的水汽输送通道未打通,850 hPa 与“7.3”暴雨类似,在广西至贵州也有一支偏南气流,但风速只有 $4\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。图 5 为两次暴雨过程临近时 850 hPa 的风场和水汽通量,由图可见:2 日 20 时广西至贵州东部的偏南风达 $12\sim 16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,水汽通量达 $16\sim 20\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,盆地东南部和重庆的风速为 $6\sim 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,水汽通量也达到了 $8\sim 12\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,这支偏南气流将源自南海的水汽向盆地西部上空输送;22 日 20 时广西至贵州东部为 $6\sim 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的偏南风,水汽通量为 $12\sim 16\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$

$\cdot\text{s}^{-1}$,比 2 日 20 时要小 $4\sim 8\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,重庆和四川盆地为 $2\sim 4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的偏东风,水汽通量小于 $4\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,不足 2 日 20 时的一半。上述分析表明,“7.3”暴雨的水汽输送通道畅通,有充沛的水汽向暴雨区上空输送,这也是“7.3”暴雨过程对流云团持续时间更长、强降雨范围更大的一个重要原因,而“7.23”暴雨期间 850 hPa 偏南风弱,向暴雨区上空输送的水汽不足“7.3”暴雨的一半,因此不利于持续产生强降雨。

3.3 层结条件

由于“7.3”暴雨过程成都的强降雨开始于中午 12 时左右,“7.23”暴雨成都的强降雨出现在上午 9 时左右,因此,可以用当日 08 时的成都探空资料来分析两次过程的能量和层结条件。图 6 和表 1 分别为 3 日 08 时和 23 日 08 时成都的 $T-\ln p$ 图和表征对流条件的物理量(CAPE 和 CIN 均指从地面起始抬升),可以看出两次过程的能量和层结条件具有以

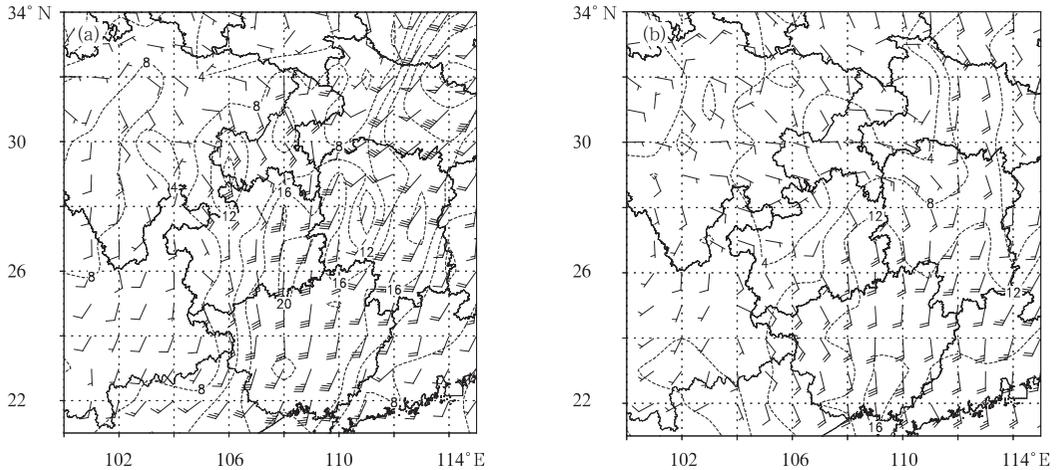


图 5 2011 年 7 月 2 日 20 时(a)和 22 日 20 时(b)850 hPa 风场
及水汽通量(单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 5 The wind and moisture flux fields (unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) on 850 hPa
at 20:00 BT 2 (a) and 20:00 BT 22 (b) July 2011

下异同点:

(1)两次过程的 K 指数高达 44 和 43 $^{\circ}\text{C}$, SI 指数均低于 -3°C , 分别为 -4.1 和 -3.9°C , 反映大气层结很不稳定。850 hPa 的 θ_{se} (假相当位温)分别为 88 和 83 $^{\circ}\text{C}$, 500 与 850 hPa 的 θ_{se} 差值分别为 -22 和 -17°C , $\partial\theta_{se}/\partial z < 0$, 反映大气高能且为对流不稳定, 其中 3 日 08 时的 850 hPa θ_{se} 比 23 日 08 时要高 5 $^{\circ}\text{C}$, θ_{se} 是综合反映大气温度和湿度条件的一个物理量, 这表明由于水汽通道畅通, 3 日 08 时低层的温湿条件好于 23 日 08 时。

(2)从温度曲线的垂直结构来看, 23 日 08 时在中高层的温度明显低于 3 日 08 时, 300 hPa 的温度

为 -30°C , 比 3 日 08 时低 7 $^{\circ}\text{C}$, 由于高层更冷, 使 $T-\ln p$ 图上层结曲线和状态曲线所围成的面积增大, 即对流有效位能 (CAPE) 增大, 23 日 08 时的 CAPE 值达到 1604.1 $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 较 3 日 08 时的 1038.5 $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 要高 600 $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。单纯的对流性暴雨对垂直风切变要求不高, 冰雹和雷暴大风等强对流天气则需要一定强度的垂直风切变, 从风场的垂直结构来看, 3 日 08 时垂直风切变较弱, 23 日 08 时则存在明显的垂直风切变, 925 至 500 hPa (近似 0~6 km) 的风切变值为 $2.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, 接近中等强度。可见 23 日 08 时较 3 日 08 时具有更高的 CAPE 值和更强的垂直风切变, 对对流风暴的发展

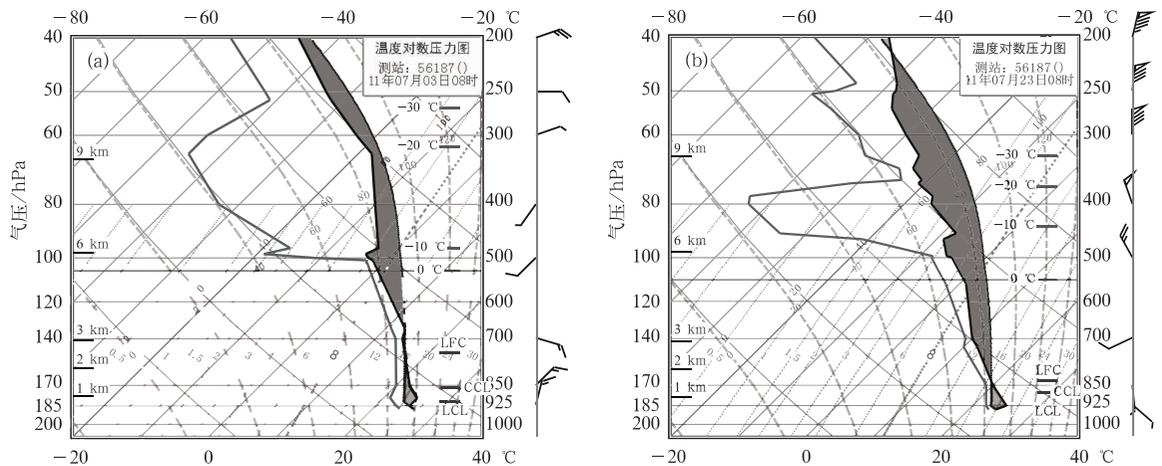


图 6 2011 年 7 月 3 日 08 时(a)和 23 日 08 时(b)成都 $T-\ln p$ 图

Fig. 6 $T-\ln p$ diagrams in Chengdu at 08:00 BT 3 (a) and 08:00 BT 23 (b) July 2011

表 1 两次过程成都对流条件参数

Table 1 The physical parameters of convective condition in Chengdu

物理量	850 hPa $\theta_{se}/^{\circ}\text{C}$	(500~850)hPa $\theta_{se}/^{\circ}\text{C}$	K 指数 / $^{\circ}\text{C}$	SI 指数 / $^{\circ}\text{C}$	CAPE / $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$	CIN / $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$	925~500 hPa 风切变/ S^{-1}
3 日 08 时	88	-22	44	-3.9	1038.5	48.9	1.5×10^{-3}
23 日 08 时	83	-17	43	-4.1	1604.1	38.5	2.3×10^{-3}

更为有利。

(3)两次过程的对流抑制能量(CIN)均较小,抬升凝结高度均较低,表明在高能不稳定状态下,气块很容易出现对流上升运动,但 23 日 08 时的对流自由高度比 3 日 08 时要低很多,也反映对对流发展更加有利。

4 突发性暴雨的动力触发机制

暴雨天气的发生发展必然伴随着对流层中低层较强的气流辐合,陈忠明等^[11-14]通过对散度方程的推导指出:“引起散度变化的因子可以分为两个,一个是正压非平衡强迫(即大气非平衡值 U),其机制是中尺度地转适应,一个是斜压强迫,其机制是次级环流与基本流的相互作用,在暴雨的启动方面,正压非平衡强迫作用大,而在暴雨的持续方面,斜压强迫的作用大。”其中大气非平衡值 U 的表达式为 $\frac{\partial D}{\partial t} = -\nabla^2 E + \mathbf{k} \cdot [\nabla \times (f + \zeta)\mathbf{V}] = U$, 式中 D 为散度, $E = (\phi + \frac{\mathbf{V} \cdot \mathbf{V}}{2})$ 为压力能, ϕ 为位势, \mathbf{V} 为二维风矢量, f 为黏性力, ζ 为涡度, U 表示大气运动非平衡强迫值。其物理意义为:当能量场 $-\nabla^2 E$ 与涡度通量场 $\mathbf{k} \cdot [\nabla \times (f + \zeta)\mathbf{V}]$ 之间不满足准平衡关系时, $\partial D / \partial t \neq 0$, 必然将激发散度场发生变化;当低层大气 $-\nabla^2 E + \mathbf{k} \cdot [\nabla \times (f + \zeta)\mathbf{V}] < 0$ 时, $\partial D / \partial t < 0$, 大气运动非平衡强迫低层辐合迅速增长,从而激发暴雨天气发生;相反,当低层大气 $-\nabla^2 E + \mathbf{k} \cdot [\nabla \times (f + \zeta)\mathbf{V}] > 0$ 时, $\partial D / \partial t > 0$, 大气运动非平衡强迫将激发低层辐散增长,不利于强降雨产生。因此可以用 $-\nabla^2 E + \mathbf{k} \cdot [\nabla \times (f + \zeta)\mathbf{V}]$ 的正负,即大气非平衡值 U 来诊断暴雨天气的发生区域。陈忠明^[13]通过对中低层气柱总体散度演化影响因子的分析,进一步提出了“正压非平衡强迫是强降雨天气过程启动机制,而湿斜压热动力耦合强迫是强降雨天气维持动力机制”的新观点,指出大气非平衡强迫对暴雨天气的启动至关重要。文献^[15-17]通过实

例分析,证实了大气内部非平衡强迫运动是激发暴雨天气的动力机制,但主要是根据大气非平衡值与强降雨的对应关系来反应大气非平衡强迫作用,根据文献^[11-14]的理论,大气非平衡强迫是通过激发散度变化,从而形成对降雨有利或不利的形势,因此有必要结合散度场的演变来分析大气非平衡强迫对强降雨的动力触发作用。下面对“7.3”和“7.23”两次突发性暴雨过程期间 850 hPa 的大气非平衡值和散度场与暴雨启动和演变趋势的相互关系进行分析。

图 7 和图 8 分别给出了两次暴雨过程期间 850 hPa 的大气非平衡强迫值和散度场。由图可见:两次过程在暴雨发生前 6 h 左右(3 日 08 时和 23 日 02 时),四川盆地西部已为一片非平衡值的负值区(图 7a 和 7b),负值中心为 $(-40 \sim -20) \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$,而且暴雨中心成都和德阳均位于负值中心附近,而同时次的 850 hPa 散度却均为正值(图 8a 和 8c),表明低层大气还处于辐散状态,但由于此时盆地西部的非平衡值已为较强的负值,大气运动处于强烈的不平衡状态,必将导致地转适应过程的发生,激发辐合的快速增长,因此在 6 小时之后(3 日 14 时和 23 日 08 时),散度开始由正值转为负值,3 日 14 时(图 8b)成都的强降雨刚开始,散度还处于正负转换阶段,而 23 日 08 时(图 8d)处于暴雨强盛时刻的德阳已处于 $-10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 的负散度区内。在暴雨过程中(3 日 14—20 时和 23 日 08—14 时),“7.3”暴雨在 3 日 14 时和 20 时盆地西部仍为大气非平衡强迫的负值区,并且其强度较 3 日 08 时也没有明显减弱,负值中心仍达到了 $(-40 \sim -20) \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ (图 7c),表明此时的大气仍处于较强的非平衡状态,利于强降雨持续,实况是 3 日 20 时至 4 日 08 时大气非平衡负值区仍出现了 50 mm 以上的强降雨,而“7.23”暴雨在 23 日 08 时德阳的非平衡值由 23 日 02 时的 $-30 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ 减弱为 $-10 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ (图 7d 和 7e),表明该地区的辐合将减弱,不利于暴雨的持续,实况是德阳的强降雨在 23 日 09 时后就

基本结束。23 日 14 时(图 7f)整个盆地西部大气非平衡值基本都转为了正值,仅盆地西南部有一片负值区,表明盆地的辐合将进一步受到抑制,实况是盆地的强降雨在 14 时后逐渐减弱并趋于结束。

上述分析表明:大气非平衡强迫是激发两次突

发性暴雨天气的动力机制,850 hPa 大气非平衡值演变与暴雨的对应关系较好,并且先于散度场的变化,对突发性暴雨过程的启动和演变趋势都具有 6 h 左右的提前指示意义。在暴雨发生前 6 h 左右大气非平衡值就为明显的负值,而且负值中心将成为

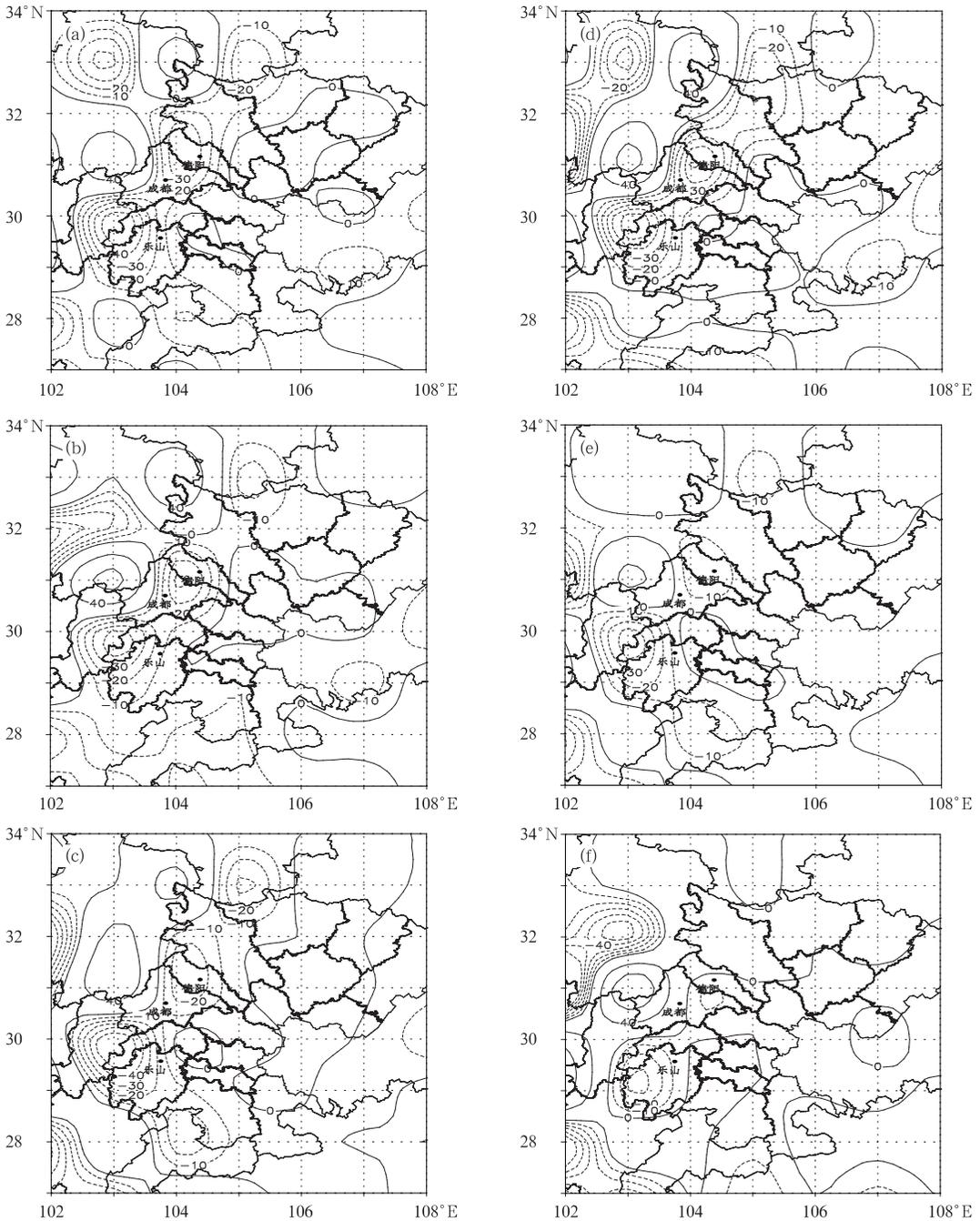


图 7 2011 年 7 月两次过程期间 850 hPa 非平衡值(单位: 10^{-9} s^{-2})

(a)3 日 08 时,(b)3 日 14 时,(c)3 日 20 时,(d)23 日 02 时,(e)23 日 08 时,(f)23 日 14 时

Fig. 7 Temporal evolutions of the non-equilibrium force (unit: 10^{-9} s^{-2})

at (a) 08 BT 3, (b) 14 BT 3, (c) 20 BT 3, (d) 02 BT 23, (e) 08 BT 23,

and (f) 14 BT 23 July 2011

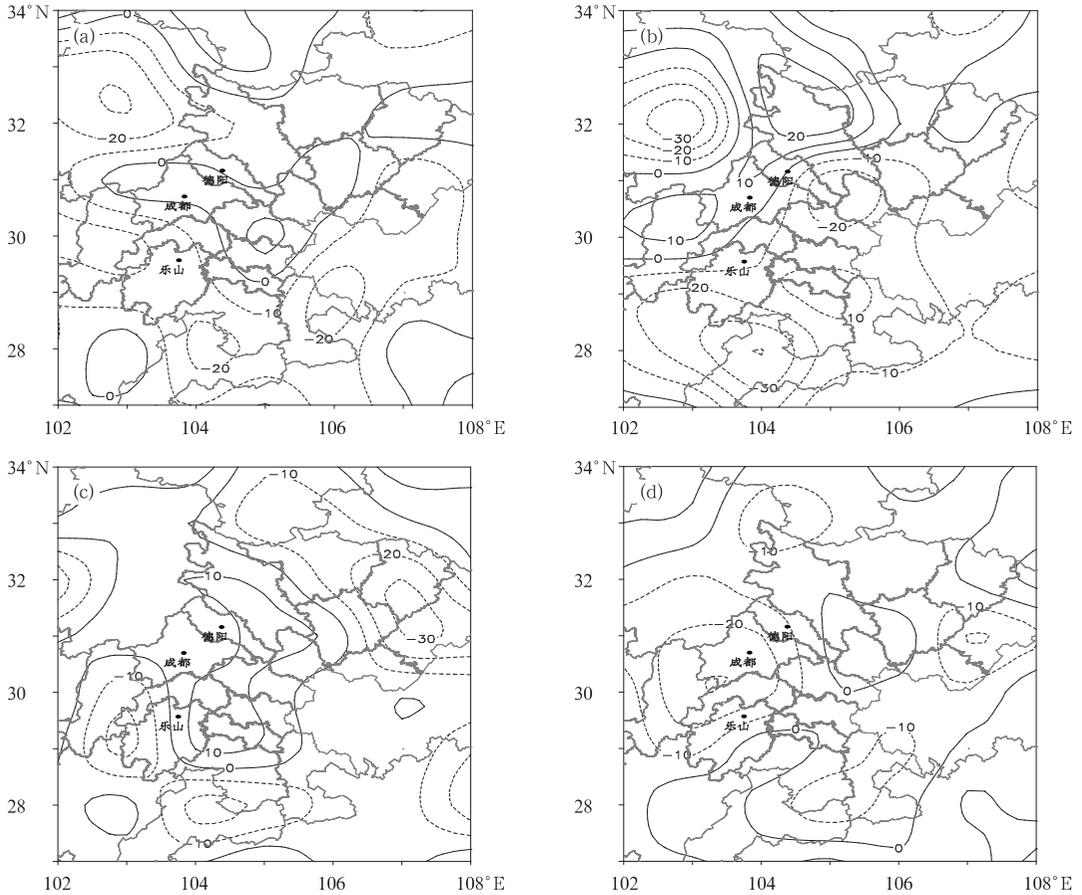


图8 2011年7月两次过程期间850 hPa散度(单位: 10^{-6} s^{-1})

(a)3日08时,(b)3日14时,(c)23日02时,(d)23日08时

Fig. 8 Temporal evolutions of the divergence (unit: 10^{-6} s^{-1}) on 850 hPa at (a) 08 BT 3 July, (b) 14 BT 3 July, (c) 02 BT 23 July, and (d) 08 BT 23 July 2011

暴雨中心,大气非平衡负值的维持、减小和由负转正预示着强降雨将维持、减弱和趋于结束。

5 小 结

通过对2011年“7.3”暴雨和“7.23”暴雨的雷达回波特征、环境条件及动力触发机制的对比分析,得出了如下结论:

(1)伴有冰雹和大风天气的“7.23”强对流暴雨雷达回波强度比“7.3”暴雨要高5 dBz左右,并且45 dBz以上强回波达到了9 km高度,高于 -20°C 所在高度,垂直剖面具有低层弱回波和中高层回波悬垂等强风暴特征。

(2)两次突发性暴雨过程均发生在大气层结处于高能不稳定的状态下,但有所不同的是,“7.3”暴雨发生在典型东高西低环流背景下,水汽输送通道畅通,有充沛的水汽向暴雨区上空输送,因此更利于

强降雨的持续,“7.23”暴雨发生在高空冷涡后部,高层干冷空气叠加在低层暖湿气流之上,加大了对流不稳定能量,并且具有中等强度的垂直风切变,因而对对流风暴的发展更为有利。

(3)大气非平衡强迫是激发两次突发性暴雨天气的动力机制,大气非平衡值对突发性暴雨过程的启动和演变趋势都有6 h左右的提前指示意义。在暴雨发生前6 h左右大气非平衡值就有明显的负值,而且负值中心将成为暴雨中心,大气非平衡值负值的维持、减小和由负转正预示强降雨将维持、减弱和趋于结束。

参考文献

- [1] 何群英,东高红,贾慧珍,等.天津一次突发性局地大暴雨的中尺度分析[J].气象,2009,35(7):16-22.
- [2] 东高红,解以扬,于莉莉.一次局地大暴雨的落区分析与预报[J].气象,2010,36(6):50-58.

- [3] 林建. 2009 年 8 月 29 日黄淮和西南地区不同性质暴雨特征分析[J]. 气象, 2009, 37(3): 276-284.
- [4] 姚晨, 张雪晨, 毛冬艳. 滁州地区不同类型特大暴雨过程的对比分析[J]. 气象, 2010, 36(11): 18-25.
- [5] 伍志方, 曾沁, 吴乃庚, 等. 广州“5. 7”高空槽后和“5. 14”槽前大暴雨过程对比分析[J]. 气象, 2011, 37(7): 838-846.
- [6] 王晓芳, 黄华丽, 黄治勇. 2010 年 5—6 月南方持续性暴雨的成因分析[J]. 气象, 2011, 37(10): 1206-1215.
- [7] 周雪松, 阎丽凤, 孙兴池, 等. “2007. 8. 17”山东大暴雨的数值模拟和诊断分析[J]. 气象, 2012, 38(8): 960-970.
- [8] 郁淑华. 诱发泥石流灾害的四川盆地大暴雨过程分析[J]. 气象, 2002, 28(8): 251-288.
- [9] 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.
- [10] 顾清源, 肖递祥, 黄楚惠, 等. 低空急流在副高西北侧连续性暴雨中的触发作用[J]. 气象, 2009, 35(4): 59-67.
- [11] 陈忠明. 大气内部非平衡强迫激发暴雨的动力诊断[J]. 科学通报, 1992, 37: 1342-1343.
- [12] 陈忠明. 散度方程简化及其应用研究的若干问题[J]. 大气科学, 1993, 17(5): 540-547.
- [13] 陈忠明. 暴雨激发和维持的正、斜压强迫机制的理论研究[J]. 大气科学, 2007, 31(2): 291-297.
- [14] 陈忠明, 杨康权, 伍红雨. 湿斜压热动力耦合强迫激发辐合增长和暴雨维持的一种机制[J]. 物理学报, 58(6): 4362-4371.
- [15] 陈忠明, 徐茂良, 闵文彬, 等. 大气运动非平衡强迫与“98. 7”突发性特大暴雨诊断分析[J]. 气象, 2003, 29(12): 1-9.
- [16] 邹波, 陈忠明. 一次西南低涡发生发展的中尺度诊断[J]. 高原气象, 2000, 19(2): 141-149.
- [17] 闵文彬, 陈忠明, 高文良, 等. “2001. 9. 18”华西突发性强暴雨的中尺度分析[J]. 高原气象, 2003, 22(增刊): 110-118.
- [18] 顾清源, 周春花, 青泉, 等. 一次西南低涡特大暴雨过程的中尺度特征分析[J]. 气象, 2008, 34(4): 39-47.