

张武龙,康岚,杨康权,等,2021. 四川盆地不同强度短时强降水物理量特征对比分析[J]. 气象,47(4):439-449. Zhang W L, Kang L, Yang K Q, et al, 2021. Comparative analysis on characteristics of physical quantity of flash-rain under different intensities in Sichuan Basin[J]. Meteor Mon, 47(4):439-449(in Chinese).

## 四川盆地不同强度短时强降水物理量特征对比分析\*

张武龙<sup>1,2</sup> 康 岚<sup>1,2</sup> 杨康权<sup>1,2</sup> 银 航<sup>1,2</sup>

1 四川省气象台,成都 610072

2 高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室,成都 610072

**提 要:** 利用 2007—2017 年 5—9 月四川盆地 84 个国家自动站逐小时观测资料和时间间隔 6 h 的 ERA-Interim 再分析资料,分析了四川盆地不同强度短时强降水发生发展所需的热力、水汽和垂直风切变等条件,并对不同强度短时强降水的环境物理量特征进行了对比。结果表明,极端短时强降水的抬升凝结高度、自由对流高度和平衡高度(EL)均高于普通短时强降水,EL 可以较好地地区分极端短时强降水和普通短时强降水,约 75% 的极端短时强降水和普通短时强降水分别发生在 EL 高于 258.6 和 658.2 hPa 的环境下。极端短时强降水的对流有效位能(CAPE)和对流抑制能量值同样高于普通短时强降水,约 50% 的极端短时强降水和普通短时强降水的 CAPE 值分别高于 792.5 和 451.9 J·kg<sup>-1</sup>。不同强度短时强降水的 850 和 500 hPa 假相当位温差( $\theta_{se850} - \theta_{se500}$ )差异显著,极端短时强降水的  $\theta_{se850} - \theta_{se500}$  数值明显高于普通短时强降水,10℃ 可做为区分二者的参考阈值。约 50% 的短时强降水大气整层可降水量(PW)超过 58 mm,不同强度短时强降水的 PW 差异不明显,但极端短时强降水具有较为明显的上干下湿垂直分布特征。垂直风切变和上升运动对四川盆地不同强度短时强降水的区分没有明确的指示意义。

**关键词:** 短时强降水,物理量特征,四川盆地

**中图分类号:** P456, P457

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2021.04.005

## Comparative Analysis on Characteristics of Physical Quantity of Flash-Rain Under Different Intensities in Sichuan Basin

ZHANG Wulong<sup>1,2</sup> KANG Lan<sup>1,2</sup> YANG Kangquan<sup>1,2</sup> YIN Hang<sup>1,2</sup>

1 Sichuan Meteorological Observatory, Chengdu 610072

2 Heavy Rain and Drought-Flood Disaster in Plateau and Basin Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu 610072

**Abstract:** Based on hourly observational datasets from 84 national automatic weather stations and 6 h ERA-Interim reanalysis data at Sichuan Basin between May and September during 2007—2017, this study investigates the ambient conditions, such as thermodynamic variables, water vapor and vertical wind shear, and contrasts characteristics of convective parameters of the occurrence and development of flash-rain under different intensities. Compared with ordinary short-time severe precipitation, extreme flash-rain has relatively higher lifting condensation level (LCL), higher level of free convection (LFC) and higher equilibrium level (EL), which can be used to effectively distinguish extreme and ordinary flash-rain. About 75% of extreme and ordinary flash-rain events occur in the ambient background with EL higher than 258.6 hPa and 658.2 hPa, respectively. The values of convective available potential energy (CAPE) and convective inhibition

\* 中国气象局预报员专项(CMAYBY2020-110)、四川强对流预报创新团队(川气函[2017]313号)、高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室科技发展基金项目(SCQXKJQN2019001)和全国强对流预报专家团队建设共同资助

2019 年 9 月 3 日收稿; 2021 年 1 月 25 日收修定稿

第一作者:张武龙,主要从事强对流天气预报研究. E-mail: zwl\_scqx@163.com

通讯作者:康岚,主要从事天气预报及相关研究. E-mail: kanglan\_330@163.com

(CIN) are larger in extreme flash-rain events. About 50% of extreme and ordinary flash-rain occurrence needs CAPE values greater than  $792.5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  and  $451.9 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , respectively. The bigger difference of potential pseudo-equivalent temperature between 850 hPa and 500 hPa ( $\theta_{se850} - \theta_{se500}$ ) is better for extreme flash-rain, and  $10^\circ\text{C}$  can be the threshold value to judge extreme and ordinary flash-rain. The precipitable water (PW) value of about 50% of all flash-rain events is greater than 58 mm. The difference of PW between extreme and ordinary flash-rain is not obvious, but the vertical distribution characteristic of a dry upper level associated with a wet low level of extreme flash-rain is significant. The vertical wind shear can not act as a potential predictor to distinguish flash-rain under different intensities in Sichuan Basin, and the ascending motion can not either.

**Key words:** flash-rain, physical quantity characteristic, Sichuan Basin

## 引 言

短时强降水又称短历时强降水,主要指发生时间短、降水效率高的对流性降雨,1 h 降水量达到或超过 20 mm(孙继松等,2014)。短时强降水作为我国经常发生的强对流天气之一,它导致的主要灾害包括暴洪、地质灾害、城市内涝等。四川盆地位于我国西南地区,受其地理位置、地形特征以及冬夏季风环流的影响,降水季节差异大,干湿季分明,降水主要集中在暖季 5—9 月(张武龙等,2014;2015)。短时强降水是四川盆地 5—9 月主要的灾害性天气之一(陈永仁和李跃清,2013;王佳津等,2015;陈贝等,2016)。例如,2013 年 6 月 29 日至 7 月 1 日,遂宁市普降大暴雨,部分地方出现特大暴雨,强降水持续两天三夜,过程雨量最大达 623.5 mm,小时最大雨量为 95.1 mm,这使得城市低洼地段积水严重,城市内涝、山地滑坡、道路中断等灾情突出,造成 8 人因灾死亡,直接经济损失高达 28.49 亿元(孙俊等,2014)。2018 年 7 月 2 日,成都蒲江县境内出现了短时暴雨,04—08 时 4 h 内最大降水量达 241.1 mm,最大小时雨量为 107.8 mm。受暴雨和洪水影响,蒲江县大量果树、农田、民房等进水被淹,灾害致 14082 人受灾,紧急转移被困民众 9565 人,直接经济损失约达 3426.46 万元[<http://news.163.com/>(2018-07-03)]。短时强降水的预报对于社会生产生活、防灾减灾、政府部门的应急决策都是十分重要的,它一直是短时临近预报业务中的重点和难点(孙继松和陶祖钰,2012;俞小鼎,2013)。

短时强降水是由中小尺度系统激发产生的,但以大尺度环境场为背景,大尺度环境参数配置影响

或制约着中小尺度系统的发展演变过程(Doswell III,1987;张京英等,2010;郝莹等,2012)。一般认为,短时强降水的发生发展需要热力不稳定层结、充足的水汽、较强的抬升运动和适当的垂直风切变条件(孙继松等,2014),然而不同地区所需环境条件以及各类对流参数阈值不尽相同(郑媛媛等,2011)。近年来,许多国内外专家和学者对此进行了研究(Brenner,2004;Bhowmik et al,2008;Dimitrova et al,2009;Myoung and Nielsen-Gammon,2010;Raymond and Flores,2016)。樊李苗和俞小鼎(2013)研究了中国短时强降水、强冰雹、雷暴大风以及混合型强对流天气的环境参数特征并进行对比分析,对不同类型强对流天气进行了区分。郁珍艳等(2011)指出在华北冷涡背景下,最大抬升指数和抬升凝结高度对京津冀地区短时强降水的发生有很好的表征。韩宁和苗春生(2012)对陕甘宁三省(自治区)短时强降水的物理量特征进行了研究,并总结了天气学概念模型。沈澄等(2016)利用江苏省三个探空站的资料分析了不同类型的物理量参数对短时强降水的指示意义。仇娟娟和何立富(2013)的研究表明在苏浙沪地区  $0^\circ\text{C}$  层高度、850 与 500 hPa 温差、K 指数、可降水量和高空风切变等参数可较好区分短时强降水和冰雹天气。庞古乾等(2012)和陈元昭等(2016)就珠江三角洲地区短时强降水的关键环境参数进行了细致的分析,为珠三角地区的短时强降水预报提供了有意义的参考。前人的研究成果多集中在华东、华南等地,对于西南地区或四川盆地的研究尚不多见。

为了分析短时强降水的极端性,俞小鼎(2013)将 1 h 雨量  $\geq 50 \text{ mm}$  的降水事件称为极端短时强降水,它较普通的短时强降水(1 h 雨量介于 20~50 mm)更

具有持续时间短、突发性强、可预报性低等特点(王丛梅等,2018)。然而,目前针对极端短时强降水(如1 h雨量 $\geq 50$  mm,甚至超过80 mm)的环境物理量特征的系统性研究仍较为缺乏(田付友等,2017)。本文通过分析四川盆地不同强度短时强降水发生发展所需的热力、水汽和垂直风切变等条件,对比不同强度短时强降水的环境物理量特征,为四川盆地短时强降水潜势预报提供一定的参考。

## 1 数据和方法

### 1.1 数据来源

本文所用观测资料包括四川省156个国家自动站的逐小时降水量、本站气压、风场、相对湿度、气温和露点资料。其中,位于盆地内的站点有84个,平均海拔为417.5 m,如图1所示。此外,还用到了欧洲数值预报中心(ECWMF)再分析资料 ERA-Interim,包括纬向风、经向风、气温、露点、位势高度等信息,时间分辨率为6 h,水平空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ,垂直方向从1000~10 hPa共32个气压层。所有资料长度为2007—2017年的5—9月。

前人的研究多使用探空观测资料计算环境物理量(樊李苗和俞小鼎,2013;庞古乾等,2012;沈澄等,2016;陈元昭等,2016),而我国探空站的空间分辨率为200~300 km,探空观测时间间隔为12 h,分别为08时和20时(北京时,下同),仅用两个时次的观测探空很难代表短时强降水发生时的环境物理量特征。并且,如果出现短时强降水的地点距探空站较远,用其附近或者上游的探空代替当地探空,也可能存在较大的误差。为了解决常规探空资料时空分辨率太粗的问题,在计算物理量时使用了更高时空分辨率的 ERA-Interim 资料,其时间间隔为6 h,分别为02、08、14和20时。

### 1.2 样本选取

在四川天气预报业务中,按照中央气象台的业务规定,将四川盆地单站1 h降水量 $> 20$  mm的降水事件定义为短时强降水。本文短时强降水样本的筛选遵循以下原则:①为了配合 ERA-Interim 资料的时间分辨率,分四个时段(即为02—08时、08—14时、14—20时和20时至次日02时)统计样本,以匹配样本发生前一刻的 ERA-Interim 资料;②如同

一时段内同一自动站出现多次1 h降水量在20 mm及以上的降水,则只记为一个样本,并以最大小时降水量为准;③将前两步筛选出来的样本按照不同强度划分为三种类型,即T型(1 h降水量介于20~50 mm)、F型(1 h降水量介于50~80 mm)和E型(1 h降水量 $> 80$  mm)。需要说明的是,气候统计表明四川盆地单站1 h降水量 $> 20$  mm的降水事件年均发生次数约为3~6次(Zhang and Zhai,2011;毛冬艳等,2018);1 h降水量 $> 50$  mm的降水事件发生概率较低(毛冬艳等,2018),四川盆地大部分地方五年一遇的小时降水量为50 mm左右(李建等,2013);1 h降水量 $> 80$  mm的降水事件发生概率更低,Zheng et al(2016)统计显示四川盆地大多数测站五十年一遇的小时降水量为80 mm左右。据此,本文以50 mm为界区分普通短时强降水和极端短时强降水,将T型短时强降水亦称为普通短时强降水,将1 h降水量 $> 50$  mm的短时强降水称为极端短时强降水,并以80 mm为界将极端短时强降水细分为F型和E型。

根据上述筛选原则,统计得到的2007—2017年5—9月四川盆地发生短时强降水事件的空间分布。如图1所示,四川盆地大多数测站短时强降水事件年平均发生频次为3~6次,与前人研究一致。其中,单站频次最高为8次,出现在盆地西南部。

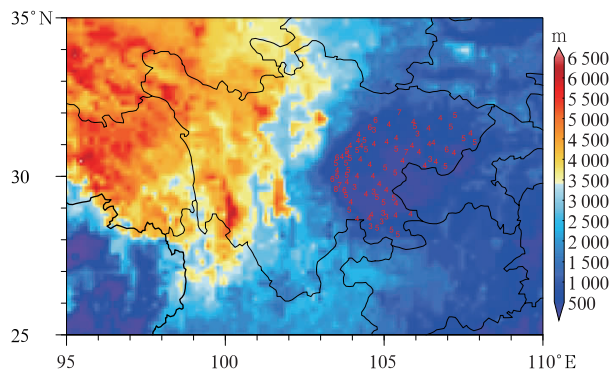


图1 2007—2017年5—9月四川盆地短时强降水事件年平均发生频次分布  
(红色数字代表站点位置和发生短时强降水事件的次数,填色代表海拔高度)

Fig. 1 Distribution of annual mean frequency of flash-rain events in Sichuan Basin between May and September during 2007—2017  
(Red number denotes the location of meteorological stations and the occurrence times of flash-rain, colored shows altitude)

2007—2017 年 5—9 月四川盆地 T 型、F 型、E 型短时强降水样本总数分别为 3358、192 和 14 个。利用三种类型短时强降水在每个月和每个时间段发生的次数,分别除以各自的样本总数,可得到三种类型短时强降水相对频率的月变化、日变化特征(图 2)。图 2a 表明,四川盆地 T 型短时强降水主要发生在 7、8 月,相对频率合计超过 70%,尤其在 7 月最高。同样的,超过 75% 的 F 型和 80% 的 E 型短时强降水也主要发生在 7、8 月。对于日变化而言(图 2b),约 65% 左右的 T 型短时强降水主要出现在 02—08 时和 20 时至次日 02 时两个时间段。在这两个时间段,出现 F 型和 E 型短时强降水的相对频率分别超过 70% 和 85%,表明四川盆地三种类型短时强降水均主要出现在夜间。

### 1.3 物理量计算

研究表明,ECWMF 再分析资料 ERA-40 对于中高层的温度、位势高度、风场都有较好的再现能力,而对于中低层的描述能力一般(赵天保和符淙斌,2009a;2009b;支星和徐海明,2013a;2013b;赵佳莹和徐海明,2014a;2014b)。ERA-Interim 资料作为 ECMWF 最新的大气再分析资料,相较于 ERA-40 在许多方面都有了稳步的提高(赵天保等,2010;Dee et al,2011)。本文以 ERA-Interim 资料为基础,利用地面自动站的观测资料对其辅以修正,重构探空数据。修正的算法参考 Johnson and Bresch (1991)。举例说明重构探空的过程,假设某一样本发生的时间为 16 时,那么对应的 ERA-Interim 资

料时间为该样本发生前一刻 14 时,再取离样本最近一个格点的 1000~10 hPa 共 32 层的探空信息,删除低于站点海拔高度的层次,并利用出现该样本站点 14 时的温压湿风地面观测资料对探空资料进行修正,得到重构的探空数据,最后利用重构的探空数据来计算相关物理量。大气环境物理量特征研究有助于了解强对流发生的物理过程,许多参数在天气预报中有很好的指示意义。本研究通过对比诸多物理量参数在不同强度短时强降水样本中的值域分布特征,最终选取了表 1 中 16 个对短时强降水发生发展所需的热力、水汽和垂直风切变等条件有代表性的、对不同强度短时强降水的区分有重要意义的物理量进行着重分析。

表 1 物理量列表

物理量	单位
抬升凝结高度(LCL)	hPa
自由对流高度(LFC)	hPa
平衡高度(EL)	hPa
湿对流有效位能(CAPE)	$J \cdot kg^{-1}$
对流抑制能量(CIN)	$J \cdot kg^{-1}$
抬升指数(LI)	$^{\circ}C$
850 和 500 hPa 的温差( $T_{850} - T_{500}$ )	$^{\circ}C$
850 hPa 假相当位温( $\theta_{se850}$ )	$^{\circ}C$
850 和 500 hPa 的假相当位温差( $\theta_{se850} - \theta_{se500}$ )	$^{\circ}C$
大气整层可降水量(PW)	mm
700 hPa 温度露点差[ $(T - T_d)_{700}$ ]	$^{\circ}C$
500 hPa 温度露点差[ $(T - T_d)_{500}$ ]	$^{\circ}C$
700 与 500 hPa 的相对湿度差( $RH_{700} - RH_{500}$ )	%
0~3 km 的垂直风切变( $SHR_3$ )	$m \cdot s^{-1}$
0~6 km 的垂直风切变( $SHR_6$ )	$m \cdot s^{-1}$
700 hPa 垂直速度( $\omega_{700}$ )	$10^{-2} Pa \cdot s^{-1}$

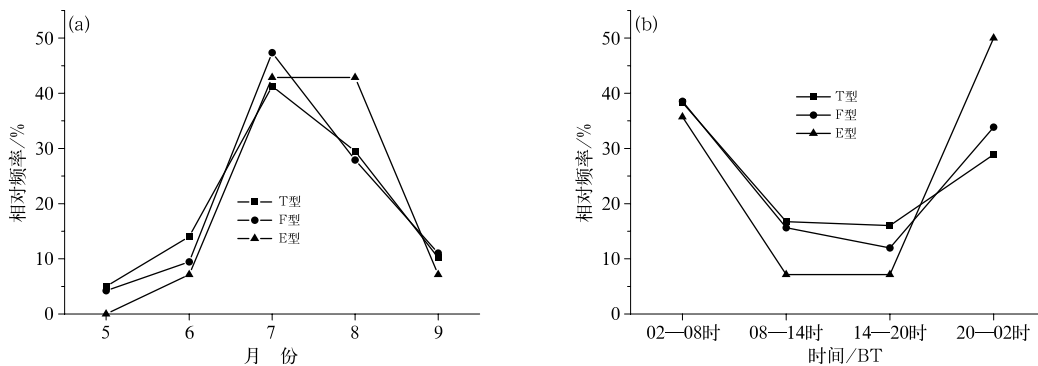


图 2 2007—2017 年 5—9 月四川盆地三种类型短时强降水相对频率的月变化(a)和日变化(b)

Fig. 2 Monthly (a) and diurnal (b) variations of relative frequency for three types of flash-rain in Sichuan Basin between May and September during 2007—2017

## 2 物理量特征分析

### 2.1 抬升凝结、自由对流和平衡高度

图 3a 给出了四川盆地短时强降水 LCL 的盒须图分布,统计结果差异明显,同一百分位点的 LCL 值随小时雨强增大而减小,T 型、F 型、E 型短时强降水 LCL 的中值分别为 926.4、918.0 和 900.3 hPa。LCL 是未饱和湿空气块干绝热上升达到饱和的高度,它与近地层的相对湿度有关。高的 LCL 更容易发生极端强对流天气,雷暴大风和冰雹的 LCL 高度就明显高于短时强降水。T 型、F 型、E 型短时强降水 LFC 的值域分布(图 3b)与 LCL 相似。三种类型 LFC 的第 25%分位值较为接近,75%的短时强降水发生在 LFC 高于 952.6 hPa 的环境下。F 型、E 型的 LFC 中值分别为 772.6 和 758.1 hPa,明显高于 T 型的 827.3 hPa。LFC 和 LCL 都是受外力抬升达到的高度,LFC 和 LCL 越高,说明空气块需要的外力抬升就越强,即极端短时强降水的发生需要更强的多尺度天气系统共同抬升作用。T 型、F 型、E 型短时强降水 EL 的差异较 LCL 和 LFC 更加显著,可以较好地区分极端短时强降水和普通短时强降水(图 3c)。F 型、E 型 EL 的第 25%分位值分别为 258.6 和 257.2 hPa,远高于 T 型的 658.2 hPa。EL 越高,对流发展的

高度越高,当对流发展高度达到 258.6 hPa 左右的时候,配合其他环境物理量条件,可考虑极端短时强降水发生的可能。

### 2.2 热力条件

本文主要选取了 CAPE、CIN、LI、 $T_{850} - T_{500}$ 、 $\theta_{se850}$ 、 $\theta_{se850} - \theta_{se500}$  6 种表征热力条件的对流参数。为了便于对比,分析中也给出了利用 1979—2017 年 5—9 月 ERA-Interim 再分析月平均资料计算所得的四川盆地所有站点气候平均态的统计结果。

CAPE 是强对流天气分析预报中最常用的一个环境参数。在发生深厚湿对流的环境里,CAPE 是与环境联系最密切的热力学变量(Doswell III and Rasmussen, 1994; DeMott and Randall, 2004)。T 型、F 型、E 型短时强降水 CAPE 的中值分别为 451.9、792.5、1525.6  $J \cdot kg^{-1}$ (图 4a),均高于气候平均态( $127.5 J \cdot kg^{-1}$ )。并且,极端短时强降水的 CAPE 值明显高于普通短时强降水,E 型也显著高于 F 型。华东、华南发生  $50 mm \cdot h^{-1}$  以上短时强降水的 CAPE 值分别在 1300 和 1500  $J \cdot kg^{-1}$  左右(仇娟娟和何立富,2013;陈元昭等,2016),高于四川盆地 F 型,与 E 型的 CAPE 中值相当,这可能与沿海地区低层有更暖湿气流的输送有关。CIN 是起始抬升高度与 LFC 之间的层结曲线与状态曲线所围的面积。它的存在一方面能抑制对流,另一方

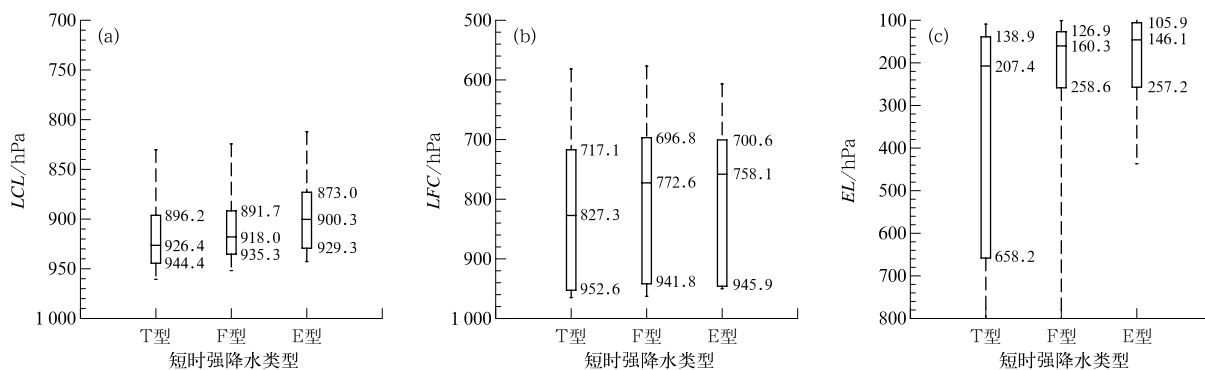


图 3 2007—2017 年 5—9 月四川盆地三种类型短时强降水的 LCL(a)、LFC(b)和 EL(c)的盒须图分布 (下端和上端的短横线分别表示第 5%和第 95%分位值,盒子表示有 50%的该类事件出现在这一范围内,盒子自下而上的三条横线分别表示第 25%、第 50%和第 75%分位值)

Fig. 3 Box and whiskers graph of LCL (a), LFC (b), and EL (c) for three types of flash-rain in Sichuan Basin between May and September during 2007—2017 (Symbols “—” located at the lower and upper positions represent the 5th and 95th percentiles, respectively; boxes denote scope of 50% of the events emerged; three horizontal lines from lower to upper positions in the box denote the 25th, 50th and 75th percentiles, respectively)

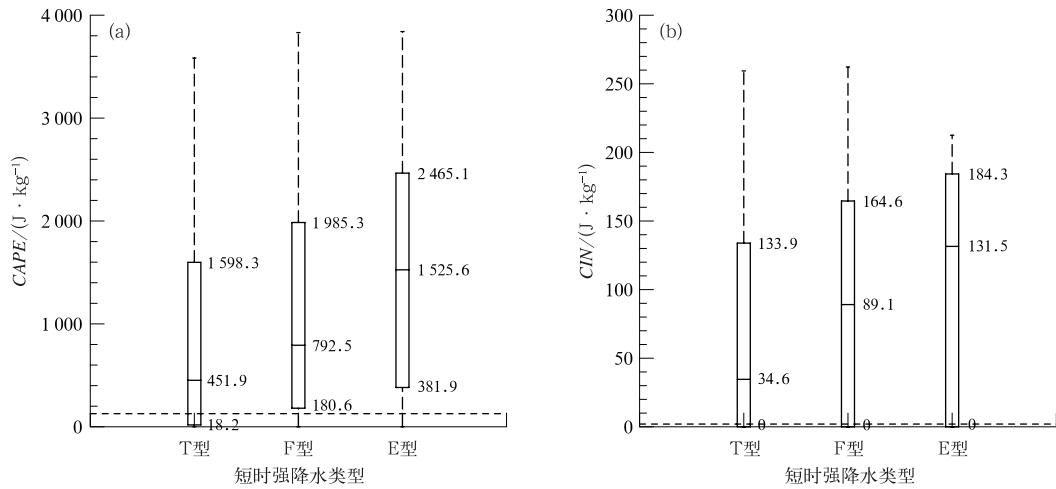


图 4 同图 3, 但为 CAPE(a) 和 CIN(b)

(横虚线表示 1979—2017 年 5—9 月的气候平均态, 下同)

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for CAPE (a) and CIN (b)

(The horizontal dashed line denotes climatology between May and September during 1979—2017, same as below)

面也是对低层不稳定能量进行储存和积累。前文提到空气块要达到 LFC 需要一定的外力抬升, 即是需要克服 CIN 做功。图 4b 表明, CIN 的气候平均态接近于  $0 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , E 型短时强降水 CIN 的中值高于 F 型, F 型高于 T 型。对于普通短时强降水而言, CIN 值较小, 对流抑制作用较小, 不稳定能量不容易在低层聚集, 从而使对流不能发展到较强的程度; 相反的, 极端短时强降水 CIN 值较大, 不稳定能量在低层大量聚集, 虽然对流抑制作用较大, 但一旦冲破抑制, 对流便能得到充分发展。

$LI < 0^\circ\text{C}$  表示中低层大气层结不稳定, LI 指数越小则越不稳定。由于大气常处在一个相对稳定的状态, 四川盆地 LI 指数的气候平均态为  $1.9^\circ\text{C}$  (图 5a)。T 型、F 型、E 型短时强降水 LI 指数的中值分别为  $-1.2$ 、 $-2$  和  $-3.5^\circ\text{C}$ , LI 指数负值越大, 发生极端短时强降水的可能性就越大。三种类型 LI 指数的第 25% 分位值分别为  $0.5$ 、 $-0.6$  和  $-1.1^\circ\text{C}$ 。这说明 T 型短时强降水发生时, LI 指数可能为正值; 而超过 75% 的 F 型短时强降水发生时, LI 指数需要低于  $-0.6^\circ\text{C}$ , 超过 75% 的 E 型短时强降水发生时, LI 指数需要低于  $-1.1^\circ\text{C}$ 。图 5a 还表明几乎所有的 E 型都发生在 LI 指数低于  $0^\circ\text{C}$  的环境下。LI 指数的正负无法决定有无普通短时强降水出现, 却能在一定程度上反映有无极端短时强降水发生的可能。T 型、F 型、E 型短时强降水

$T_{850} - T_{500}$  的盒须图分布与 LI 指数相似, 同一百分位点的  $T_{850} - T_{500}$  值随小时雨强增大而增大 (图 5b)。樊李苗和俞小鼎 (2012) 研究表明, 雷暴大风、冰雹的  $T_{850} - T_{500}$  明显大于短时强降水。F 型、E 型  $T_{850} - T_{500}$  的中值分别为  $23.6$ 、 $24.1^\circ\text{C}$ , 大于 T 型的中值 ( $23.2^\circ\text{C}$ ), 更大于气候平均态 ( $22.2^\circ\text{C}$ ), 说明温度递减率越大, 越有利于极端强对流天气的发生。四川盆地三种类型短时强降水 K 指数的中值都在  $40^\circ\text{C}$  左右, 75% 的短时强降水发生在 K 指数大于  $37.7^\circ\text{C}$  的环境下, 三者差别不大 (图略)。

图 6 给出了四川盆地短时强降水的  $\theta_{se850}$ 、 $\theta_{se850} - \theta_{se500}$  盒须图分布。假相当位温是综合反映湿温状况的物理量,  $\theta_{se850}$  通常被看作是低层能量的积累。图 6a 表明, T 型、F 型、E 型短时强降水  $\theta_{se500}$  的中值分别为  $83.3$ 、 $85.4$  和  $87.5^\circ\text{C}$ ,  $\theta_{se850}$  的气候平均态为  $69.3^\circ\text{C}$ 。明显的, E 型高于 F 型, F 型高于 T 型, 说明极端短时强降水的发生需要更大的低层能量积累。 $\theta_{se850} - \theta_{se500}$  表征的是中低层的潜在热力不稳定。T 型、F 型、E 型短时强降水的  $\theta_{se850} - \theta_{se500}$  的值域分布特征 (图 6b) 与  $\theta_{se850}$  类似, 但三种类型短时降水的差异更加显著, 三者的  $\theta_{se850} - \theta_{se500}$  中值分别为  $10.1$ 、 $13.6$  和  $16.0^\circ\text{C}$ , 均明显高于气候平均态 ( $1^\circ\text{C}$ )。75% 的 F 型短时强降水发生在  $\theta_{se850} - \theta_{se500} > 10^\circ\text{C}$  的环境下, 75% 的 E 型发生在  $\theta_{se850} - \theta_{se500} > 11.2^\circ\text{C}$  情况下, 50% 的 T 型发生在  $\theta_{se850} - \theta_{se500} < 10.1^\circ\text{C}$  情况下。 $\theta_{se850} - \theta_{se500}$  不仅可以判别

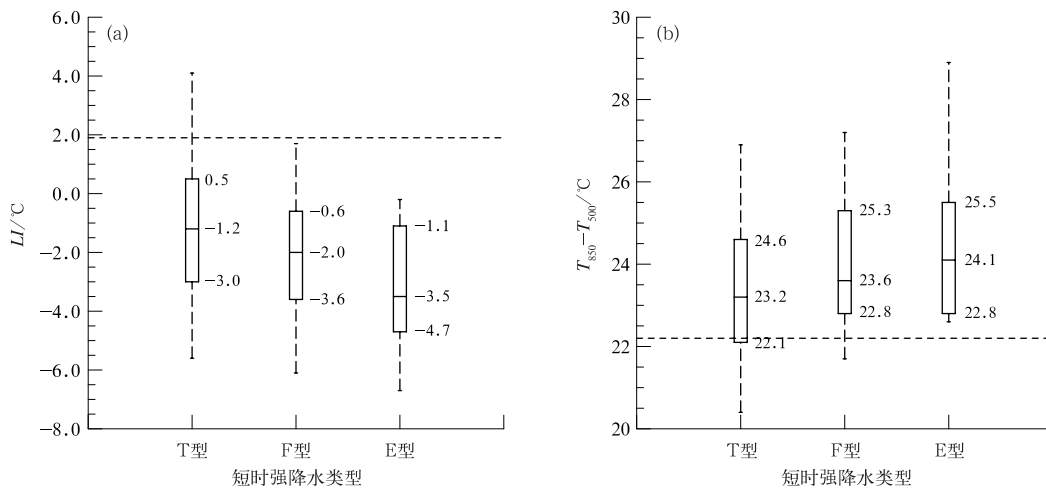


图 5 同图 3, 但为 LI(a) 和  $T_{850} - T_{500}$  (b)  
 Fig. 5 Same as Fig. 3, but for LI (a) and  $T_{850} - T_{500}$  (b)

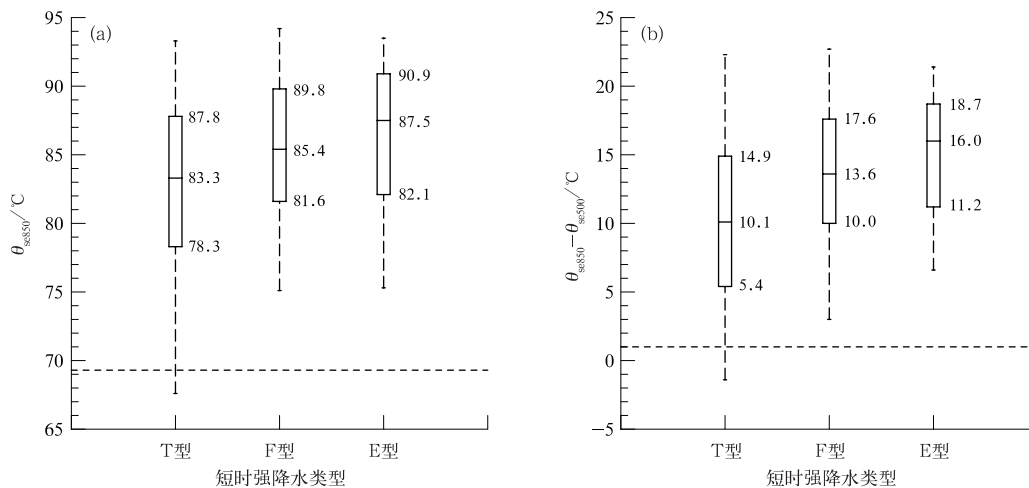


图 6 同图 3, 但为  $\theta_{se850}$  (a) 和  $\theta_{se850} - \theta_{se500}$  (b)  
 Fig. 6 Same as Fig. 3, but for  $\theta_{se850}$  (a) and  $\theta_{se850} - \theta_{se500}$  (b)

有无短时强降水天气的出现, 还可以作为区分不同强度短时强降水的参考。

### 2.3 水汽条件

水汽是短时强降水发生的基本条件之一。本文主要分析以下 4 种表征水汽条件的对流参数:  $PW$ 、 $(T - T_d)_{700}$ 、 $(T - T_d)_{500}$ 、 $RH_{700} - RH_{500}$ 。

图 7a 给出了四川盆地短时强降水  $PW$  的盒须图分布, T 型、F 型、E 型短时强降水  $PW$  的中值分别为 58、58 和 57 mm。虽然三种类型短时强降水的  $PW$  统计结果差异不明显, 但均显著高于气候平均态 24.6 mm。这说明潮湿的大气环境非常有利于短时强降水的发生, 但无法决定短时强降水的强度。地面比湿的盒须图表现出 E 型普遍高于 F 型,

F 型高于 T 型的值域分布特征, 但实际上三者差别不大, 75% 的短时强降水都发生在地面比湿大于  $16.7 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  的环境下(图略)。

$(T - T_d)_{700}$  和  $(T - T_d)_{500}$  的盒须图分布如图 7b、7c 所示。T 型、F 型、E 型短时强降水的  $(T - T_d)_{700}$  和  $(T - T_d)_{500}$  的值域分布特征为第 25%、第 50%、第 75% 分位值随小时雨强增大而增大。地面的温度露点差也表现出相同的特征(图略)。温度露点差表征的是空气中水汽的饱和程度, 即干湿程度。对于气候平均态而言, 整层温度露点差较大, 空气处于不饱和的状态, 不易形成降水; 对于稳定性降水而言, 整层温度露点差越小, 空气越饱和, 水汽越容易凝结, 从而成云致雨, 这样产生的小时雨强通常偏小; 而对于对流性降水而言, 需要的是下层较湿、中

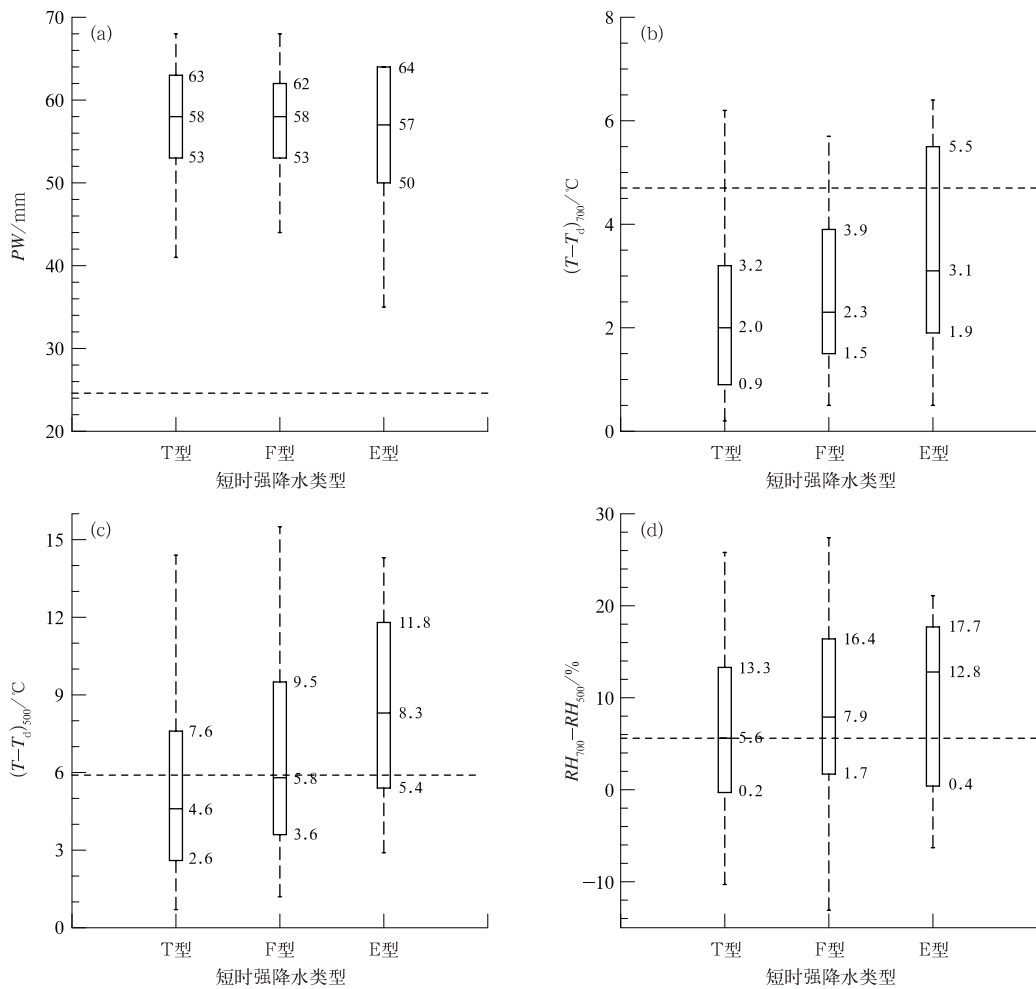


图 7 同图 3, 但为  $PW$ (a)、 $(T-T_d)_{700}$ (b)、 $(T-T_d)_{500}$ (c)、 $RH_{700} - RH_{500}$ (d)

Fig. 7 Same as Fig. 3, but for  $PW$  (a),  $(T-T_d)_{700}$  (b),  $(T-T_d)_{500}$  (c),  $RH_{700} - RH_{500}$  (d)

上层较干的水汽垂直分布,即上干下湿的不稳定层结特征,这样产生的小时雨强通常偏大。从近地层到中高层,极端短时强降水的温度露点差与普通短时强降水的差距随着高度的增加而增大,这使得极端短时强降水具有较为明显的上干下湿垂直分布特征。如图 7d 所示, T 型、F 型、E 型短时强降水  $RH_{700} - RH_{500}$  的中值分别为 5.6%、7.9% 和 12.8%。

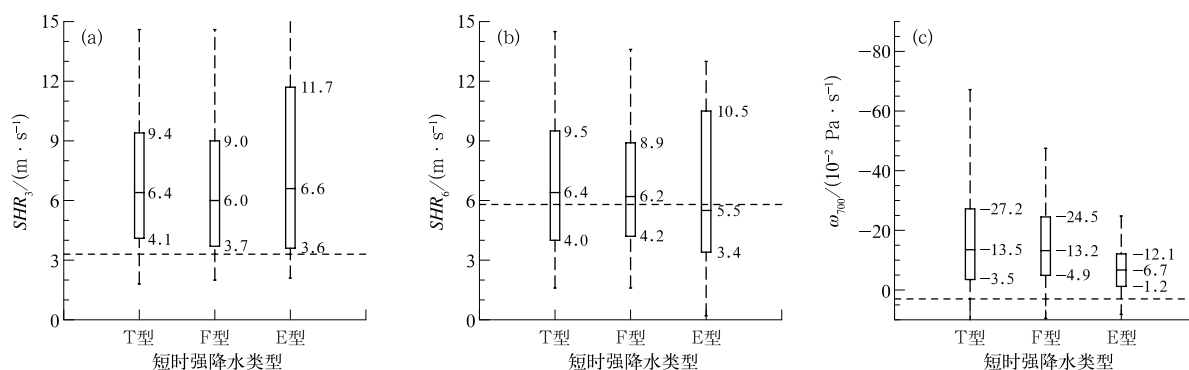
#### 2.4 垂直风切变和上升运动

垂直风切变是影响对流发生发展的重要因子。与雷暴大风、冰雹等强对流天气不同,短时强降水一般发生在适当的垂直风切变条件下。T 型、F 型、E 型短时强降水  $SHR_3$  的中值较为接近,分别为 6.4、6.0 和 6.6  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 8a), 大于气候态平均值(3.3  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )。T 型、F 型、E 型短时强降水  $SHR_6$  的中值分别为 6.4、6.2 和 5.5  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 随小时雨量增大

而减小(图 8b)。  $SHR_3$  和  $SHR_6$  对不同强度短时强降水的区分均没有明显的指示意义。田付友等(2017)在对我国中东部短时强降水的研究中,得到了相同的结论。

在平时预报中,常使用 700 hPa 垂直速度( $\omega_{700}$ )表征中低层垂直上升运动的强弱,负值越大,垂直上升运动越强;反之,若  $\omega_{700}$  为正值,则为下沉运动。从图 8c 中可以看到,  $\omega_{700}$  的气候平均态值为  $3.0 \times 10^{-2} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ , 表明大气常处于下沉运动中; T 型和 F 型短时强降水  $\omega_{700}$  的值域分布接近, 强于 E 型短时强降水。T 型、F 型、E 型短时强降水 850 hPa 垂直速度的盒须图分布与  $\omega_{700}$  类似, 850 hPa 垂直速度中值均在  $14 \times 10^{-2} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$  左右, 差异较小(图略)。这说明垂直上升运动对极端短时强降水和普通短时强降水的区分并不显著。造成这样的原因可能有两个, 一是极端短时强降水是由中小尺度, 或者更小尺



图 8 同图 3, 但为  $SHR_3$  (a)、 $SHR_6$  (b)、 $\omega_{700}$  (c)Fig. 8 Same as Fig. 3, but for  $SHR_3$  (a),  $SHR_6$  (b),  $\omega_{700}$  (c)

度系统激发产生的,大尺度上升运动无法反映出小尺度系统的抬升作用,二是 ERA-Interim 资料的时间分辨率对于产生极端短时强降水的小尺度系统的生命周期而言还是不够的。

### 3 结论与讨论

本文利用 2007—2017 年 5—9 月四川盆地 84 个国家自动站逐小时观测资料和时间间隔 6 h 的 ERA-Interim 再分析资料,分析了四川盆地不同强度短时强降水发生发展所需的热力、水汽和垂直风切变等条件,并对不同强度短时强降水的环境物理量特征进行了对比。结果表明:

(1) 四川盆地大多数测站短时强降水事件年平均发生次数为 3~6 次,主要发生在 7、8 月,且多集中在夜间。

(2) 不同强度短时强降水的 LCL 差异明显,同一百分位点的 LCL 值随小时雨强增大而减小,LFC 也表现出类似的特征。EL 较 LCL 和 LFC 的差异更加显著,可以较好地地区分极端短时强降水和普通短时强降水,约 75% 的极端短时强降水和普通短时强降水分别发生在 EL 高于 258.6 和 658.2 hPa 的环境下。

(3) 极端短时强降水的 CAPE 和 CIN 值同样高于普通短时强降水,约 50% 的极端短时强降水和普通短时强降水的 CAPE 值分别高于 792.5 和 451.9  $J \cdot kg^{-1}$ 。不同强度短时强降水的  $\theta_{se850} - \theta_{se500}$  差异显著,极端短时强降水的  $\theta_{se850} - \theta_{se500}$  明显高于普通短时强降水,10℃ 可作为区分二者的参考阈值。

(4) 约 50% 的短时强降水 PW 值大于 58 mm,不同强度短时强降水的 PW 差异不明显。绝对湿

度的大小无法决定短时强降水的强度,但湿层的垂直分布却对不同强度短时强降水的区分有较好的指示意义,极端短时强降水具有较为明显的上干下湿垂直分布特征。垂直风切变和上升运动对不同强度短时强降水的区分没有明确的指示意义。

从以上分析可以看出,大尺度的环境物理量特征可以在一定程度上对四川盆地不同强度短时强降水加以区分,为短时强降水的潜势预报提供参考依据。在中短期预报业务中,短时强降水等强对流天气的客观化预报产品也多是基于环境物理量值域分布特征,并利用指标叠套法、配料法、隶属函数转换法等方法进行研发(郝莹和鲁俊,2011;陈永仁等,2017;沈澄等,2016)。但需要说明的是,短时强降水是多尺度系统相互作用的结果,在了解大尺度环境物理量特征的基础上,还需结合卫星、雷达、地面自动站气象要素等资料综合分析中小尺度系统的发生发展过程,才能做好短时强降水预报,特别是对极端短时强降水的临近预报(郝莹等,2012;俞小鼎,2013;段鹤等,2014)。

### 参考文献

- 陈贝,高文良,周学云,2016. 四川盆地西南部短时强降水天气特征分析[J]. 高原山地气象研究, 36(3): 14-20. Chen B, Gao W L, Zhou X Y, 2016. Synoptic characteristic analysis of short-time hard rain in Southwest Sichuan Basin[J]. Plateau Mt Meteor Res, 36(3): 14-20 (in Chinese).
- 陈永仁,康岚,李跃清,2017. 基于 EC025 配料的短时强降水概率预报产品及应用[J]. 高原山地气象研究, 37(4): 1-7. Chen Y R, Kang L, Li Y Q, 2017. The product and application of short-time strong precipitation probability forecast based on the ingredient of EC025 model data[J]. Plateau Mt Meteor Res, 37(4): 1-7 (in Chinese).
- 陈永仁,李跃清,2013. “12.7.22”四川暴雨的 MCS 特征及对短时强

- 降雨的影响[J]. 气象, 39(7):848-860. Chen Y R, Li Y Q, 2013. Characteristics of mesoscale convective system and its effects on short-time severe rainfall in Sichuan Basin during 21-22 July 2012[J]. Meteor Mon, 39(7):848-860(in Chinese).
- 陈元昭, 俞小鼎, 陈训来, 2016. 珠江三角洲地区重大短时强降水的基本流型与环境参量特征[J]. 气象, 42(2):144-155. Chen Y Z, Yu X D, Chen X L, 2016. Characteristics of short-time severe rainfall events based on weather flow and key environmental parameters in Pearl River Delta[J]. Meteor Mon, 42(2):144-155(in Chinese).
- 段鹤, 夏文梅, 苏晓力, 等, 2014. 短时强降水特征统计及临近预警[J]. 气象, 40(10):1194-1206. Duan H, Xia W M, Su X L, et al, 2014. Features statistics and warning of flash heavy rains[J]. Meteor Mon, 40(10):1194-1206(in Chinese).
- 樊李苗, 俞小鼎, 2013. 中国短时强对流天气的若干环境参数特征分析[J]. 高原气象, 32(1):156-165. Fan L M, Yu X D, 2013. Characteristic analyses on environmental parameters in short-term severe convective weather in China[J]. Plateau Meteor, 32(1):156-165(in Chinese).
- 韩宁, 苗春生, 2012. 近 6 年陕甘宁三省 5—9 月短时强降水统计特征[J]. 应用气象学报, 23(6):691-701. Han N, Miao C S, 2012. Statistical characteristics of short-time heavy precipitation in Shan-Gan-Ning Region from May to September in recent 6 Years[J]. J Appl Meteor Sci, 23(6):691-701(in Chinese).
- 郝莹, 鲁俊, 2011. 雷暴大风、冰雹天气的预报方法研究[J]. 中国农学通报, 27(26):299-304. Hao Y, Lu J, 2011. Research on forecast method of thunderstorm wind and hail[J]. Chin Agric Sci Bull, 27(26):299-304(in Chinese).
- 郝莹, 姚叶青, 郑媛媛, 等, 2012. 短时强降水的多尺度分析及临近预警[J]. 气象, 38(8):903-912. Hao Y, Yao Y Q, Zheng Y Y, et al, 2012. Multi-scale analysis and nowcasting of short-time heavy rainfall[J]. Meteor Mon, 38(8):903-912(in Chinese).
- 李建, 宇如聪, 孙薇, 2013. 从小时尺度考察中国中东部极端降水的持续性和季节特征[J]. 气象学报, 71(4):652-659. Li J, Yu R C, Sun W, 2013. Duration and seasonality of the hourly extreme rainfall in the central-eastern part of China[J]. Acta Meteor Sin, 71(4):652-659(in Chinese).
- 毛冬艳, 曹艳察, 朱文剑, 等, 2018. 西南地区短时强降水的气候特征分析[J]. 气象, 44(8):1042-1050. Mao D Y, Cao Y C, Zhu W J, et al, 2018. Climatic characteristics of short-time severe precipitation in Southwest China[J]. Meteor Mon, 44(8):1042-1050(in Chinese).
- 庞古乾, 伍志方, 叶爱芬, 等, 2012. 珠三角地区前后汛期强对流过程物理量指数对比分析及阈值选取[J]. 热带气象学报, 28(6):919-923. Pang G Q, Wu Z F, Ye A F, et al, 2012. Comparative analysis of indices of severe convective cases in the annually first and second flooding seasons of the Pearl River Delta and the choice of thresholds[J]. J Trop Meteor, 28(6):919-923(in Chinese).
- 仇娟娟, 何立富, 2013. 苏沪浙地区短时强降水与冰雹天气分布及物理量特征对比分析[J]. 气象, 39(5):577-584. Qiu J J, He L F, 2013. Comparative analysis on weather characteristics and convective parameters of torrential rain and hail in Yangtze River Delta[J]. Meteor Mon, 39(5):577-584(in Chinese).
- 沈澄, 孙燕, 魏晓奕, 等, 2016. 基于物理量参数的江苏短时强降水预报模型的研究[J]. 气象, 42(5):557-566. Shen C, Sun Y, Wei X Y, et al, 2016. Research of flash-heavy-rain forecast model in Jiangsu based on physical parameters[J]. Meteor Mon, 42(5):557-566(in Chinese).
- 孙继松, 戴建华, 何立富, 等, 2014. 强对流天气预报的基本原理与技术方法: 中国强对流天气预报手册[M]. 北京: 气象出版社: 1-158. Sun J S, Dai J H, He L F, et al, 2014. The Basic Principles and Technical Methods of Severe Convective Weather[M]. Beijing: China Meteorological Press: 1-158(in Chinese).
- 孙继松, 陶祖钰, 2012. 强对流天气分析与预报中的若干基本问题[J]. 气象, 38(2):164-173. Sun J S, Tao Z Y, 2012. Some essential issue connected with severe convective weather analysis and forecast[J]. Meteor Mon, 38(2):164-173(in Chinese).
- 孙俊, 邓国卫, 张渝杰, 等, 2014. “13·6·30”遂宁市特大暴雨成因的初探[J]. 气象, 40(10):1174-1182. Sun J, Deng G W, Zhang Y J, et al, 2014. Primary study of the extreme rainfall event in Suining City on 30 June 2013[J]. Meteor Mon, 40(10):1174-1182(in Chinese).
- 田付友, 郑永光, 张涛, 等, 2017. 我国中东部不同级别短时强降水天气的环境物理量分布特征[J]. 暴雨灾害, 36(6):518-526. Tian F Y, Zheng Y G, Zhang T, et al, 2017. Characteristics of environmental parameters for multi-intensity short-duration heavy rainfalls over East China[J]. Torr Rain Dis, 36(6):518-526(in Chinese).
- 王丛梅, 俞小鼎, 刘瑾, 等, 2018. 弱天气尺度背景下太行山极短强降雨预报失败案例剖析[J]. 气象, 44(1):107-117. Wang C M, Yu X D, Liu J, et al, 2018. Analysis of a forecast failure case of extreme flash-rain under weak synoptic-scale background in Taihang Mountain[J]. Meteor Mon, 44(1):107-117(in Chinese).
- 王佳津, 陈朝平, 龙柯吉, 等, 2015. 四川区域暴雨过程中短时强降水时空分布特征[J]. 高原山地气象研究, 35(1):16-20. Wang J J, Chen C P, Long K J, et al, 2015. Temporal and spatial distribution of short-time heavy rain of Sichuan Basin in summer[J]. Plateau Mt Meteor Res, 35(1):16-20(in Chinese).
- 俞小鼎, 2013. 短时强降水临近预报的思路与方法[J]. 暴雨灾害, 32(3):202-209. Yu X D, 2013. Nowcasting thinking and method of flash heavy rain[J]. Torr Rain Dis, 32(3):202-209(in Chinese).
- 郁珍艳, 何立富, 范广洲, 等, 2011. 华北冷涡背景下强对流天气的基本特征分析[J]. 热带气象学报, 27(1):89-94. Yu Z Y, He L F, Fan G Z, et al, 2011. The basic features of the severe convection at the background of cold vortex over North China[J]. J Trop Meteor, 27(1):89-94(in Chinese).
- 张京英, 陈金敏, 刘英杰, 等, 2010. 大暴雨过程中短时强降水机制分析[J]. 气象科学, 30(3):407-413. Zhang J Y, Chen J M, Liu Y J, et al, 2010. Analysis of mechanisms of short-time rainfall in the process of strong rainfall[J]. J Meteor Sci, 30(3):407-413

- (in Chinese).
- 张武龙,张井勇,范广洲,2014.我国西南地区干湿季降水的主模态分析[J].大气科学,38(3):590-602. Zhang W L, Zhang J Y, Fan G Z, 2014. Dominant modes of dry- and wet-season precipitation in southwestern China[J]. Chin J Atmos Sci, 38(3): 590-602 (in Chinese).
- 张武龙,张井勇,范广洲,2015. CMIP5 模式对我国西南地区干湿季降水的模拟和预估[J].大气科学,39(3):559-570. Zhang W L, Zhang J Y, Fan G Z, 2015. Evaluation and projection of dry- and wet-season precipitation in Southwestern China using CMIP5 Models[J]. Chin J Atmos Sci, 39(3): 559-570 (in Chinese).
- 赵佳莹,徐海明,2014a. 中国区域探空资料与再分析资料风速场的对比分析[J]. 气候与环境研究,19(5):587-600. Zhao J Y, Xu H M, 2014a. Comparison of wind velocity among reanalysis and radiosonde datasets over China[J]. Climatic Environ Res, 19(5): 587-600 (in Chinese).
- 赵佳莹,徐海明,2014b. 中国区域位势高度场探空与再分析资料的对比分析[J]. 气象科学,34(2):128-138. Zhao J Y, Xu H M, 2014b. Comparison of geopotential height between reanalysis and radiosonde data over China[J]. J Meteor Sci, 34(2): 128-138 (in Chinese).
- 赵天保,符淙斌,2009a. 几种再分析地表气温资料在中国区域的适用性评估[J]. 高原气象,28(3):594-606. Zhao T B, Fu C B, 2009a. Applicability evaluation of surface air temperature from several reanalysis datasets in China[J]. Plateau Meteor, 28(3): 594-606 (in Chinese).
- 赵天保,符淙斌,2009b. 应用探空观测资料评估几类再分析资料在中国区域的适用性[J]. 大气科学,33(3):634-648. Zhao T B, Fu C B, 2009b. Applicability evaluation for several reanalysis datasets using the upper-air observations over China[J]. Chin J Atmos Sci, 33(3): 634-648 (in Chinese).
- 赵天保,符淙斌,柯宗建,等,2010. 全球大气再分析资料的研究现状与进展[J]. 地球科学进展,25(3):242-254. Zhao T B, Fu C B, Ke Z J, et al, 2010. Global atmosphere reanalysis datasets: current status and recent advances[J]. Adv Earth Sci, 25(3): 242-254 (in Chinese).
- 郑媛媛,姚晨,郝莹,等,2011. 不同类型大尺度环流背景下强对流天气的短时临近预报预警研究[J]. 气象,37(7):795-801. Zheng Y Y, Yao C, Hao Y, et al, 2011. The short-time forecasting and early-warning research on severe convective weather under different types of large-scale circulation background[J]. Meteor Mon, 37(7): 795-801 (in Chinese).
- 支星,徐海明,2013a. 三种再分析资料的高空温度与中国探空温度资料的季节平均特征对比分析[J]. 高原气象,32(1):97-109. Zhi X, Xu H M, 2013a. Comparative analysis on monthly mean characteristic of free atmospheric temperature between three reanalysis datasets and radiosonde dataset in China[J]. Plateau Meteor, 32(1): 97-109 (in Chinese).
- 支星,徐海明,2013b. 3种再分析资料的高空温度与中国探空温度资料的对比:年平均特征[J]. 大气科学学报,36(1):77-87. Zhi X, Xu H M, 2013b. Comparative analysis of free atmospheric temperature between three reanalysis datasets and radiosonde dataset in China: annual mean characteristic[J]. Trans Atmos Sci, 36(1): 77-87 (in Chinese).
- Bhowmik S K R, Roy S S, Kundu P K, 2008. Analysis of large-scale conditions associated with convection over the Indian monsoon region[J]. Int J Climatol, 28(6): 797-821.
- Brenner I S, 2004. The relationship between meteorological parameters and daily summer rainfall amount and coverage in West-Central Florida[J]. Wea Forecasting, 19(2): 286-300.
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al, 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system[J]. Quar J Royal Meteor Soc, 137(656): 553-597.
- DeMott C A, Randall D A, 2004. Observed variations of tropical convective available potential energy[J]. J Geophys Res: Atmos, 109(D2): D02102. DOI:10.1029/2003JD003784.
- Dimitrova T, Mitzeva R, Savtchenko A, 2009. Environmental conditions responsible for the type of precipitation in summer convective storms over Bulgaria[J]. Atmos Res, 93(1/2/3): 30-38.
- Doswell III C A, 1987. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection; a case study example [J]. Wea Forecasting, 2(1): 3-16.
- Doswell III C A, Rasmussen E N, 1994. The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations [J]. Wea Forecasting, 9(4): 625-629.
- Johnson R H, Bresch J F, 1991. Diagnosed characteristics of precipitation systems over Taiwan during the May - June 1987 TAMEX [J]. Mon Wea Rev, 119(11): 2540-2557.
- Myoung B, Nielsen-Gammon J W, 2010. Sensitivity of monthly convective precipitation to environmental conditions [J]. J Clim, 23(1): 166-188.
- Raymond D J, Flores M M, 2016. Predicting convective rainfall over tropical oceans from environmental conditions [J]. J Adv Model Earth Syst, 8(2): 703-718.
- Zhang H, Zhai P M, 2011. Temporal and spatial characteristics of extreme hourly precipitation over eastern China in the warm season [J]. Adv Atmos Sci, 28(5): 1177-1183.
- Zheng Y G, Xue M, Li B, et al, 2016. Spatial characteristics of extreme rainfall over China with hourly through 24-hour accumulation periods based on national-level hourly rain gauge data [J]. Adv Atmos Sci, 33(11): 1218-1232.