

刘自牧, 文雯, 喻伟, 等. 成飞飞行区域短时强降水时空分布特征及强降水指数分析[J]. 中低纬山地气象, 2023, 47(2): 53–58.

成飞飞行区域短时强降水时空分布特征 及强降水指数分析

刘自牧^{1,2}, 文雯^{1,2}, 喻伟³, 王俊骅^{1,4}

(1. 高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室, 四川 成都 610072; 2. 四川省气象服务中心, 四川 成都 610000;
3. 成都飞机工业(集团)有限责任公司, 四川 成都 610000; 4. 四川省荣经县气象局, 四川 雅安 625000)

摘要:成飞飞行空域包含高原、盆地、山区等多种地形, 局地气候显著, 短时强降水频发。该文使用国家气象信息中心 2017—2021 年多资料融合逐小时降水数据、国家自动站探空观测数据。统计分析发现, 盆地周围沿山地区为盆地短时强降水高发区; 101°~102°E, 31°~32°N 区域为高原短时强降水高发区。利用百分位法得到高原地区强对流指数阈值: $CAPE \geq 1930.5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, $BCAPE \geq 1974.7 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 抬升指数 $\geq 2.6 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 大气可降水量 $\geq 86.1 \text{ mm}$, K 指数 $\geq 37.2 \text{ }^{\circ}\text{C}$, SI 指数 $\leq -0.9 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。盆地地区强对流指数阈值: $CAPE \geq 2230.6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, $BCAPE \geq 2264.4 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 抬升指数 $\geq 1.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 大气可降水量 $\geq 93.0 \text{ mm}$, K 指数 $\geq 40.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$, SI 指数 $\leq -1.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。建立短时强降水不同下垫面强对流指数阈值, 为今后短时强降雨客观预报提供新的思路 and 方向。

关键词:短时强降水; 强对流指数; 百分位法

中图分类号:P426.6 **文献标识码:**A

Temporal and Spatial Distribution Characteristics of Short-term Heavy Precipitation in the Flight Area and Analysis of Heavy Precipitation Index

LIU Zimu^{1,2}, WEN Wen^{1,2}, YU Wei³, WANG Junyi^{1,4}

(1. Sichuan Provincial Key Laboratory of Heavy Rain, Drought and Flood Disasters in Plateaus and Basins, Chengdu 610072, China; 2. Sichuan Meteorological Service Center, Chengdu 610000, China;
3. Chengdu Aircraft Industry (Group) Co., Ltd, Chengdu 610000, China;
4. Yingjing Meteorological Bureau of Sichuan Province, Ya'an 625000, China)

Abstract: The flight airspace of Chengdu flight includes plateau, basin, mountainous area and other terrains. The local climate is significant and short-term heavy rainfall occurs frequently. This paper uses the multi data fusion hourly precipitation data of the National Meteorological Information Center from 2017 to 2021, and the sounding observation data of the national automatic station. It is concluded that Mountain area around Sichuan Basin are the high incidence areas of short-term heavy rainfall in the basin; 101°~102°E, and 31°~32°N are the high incidence areas of short-term heavy precipitation on the plateau. The results show that the threshold values of severe convective index in plateau area are: $CAPE \geq 1930.5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, $BCAPE \geq 1974.7 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, $LI \geq 2.6 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $PW \geq 86.1 \text{ mm}$, $K \geq 37.2 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $SI \leq -0.9 \text{ }^{\circ}\text{C}$. The threshold values of severe convective index in the basin are:

收稿日期: 2022-06-09

第一作者简介: 刘自牧(1991—), 男, 工程师, 主要从事专业气象服务、高原气象研究, E-mail: 495067026@qq.com。

通讯作者简介: 文雯(1991—), 女, 工程师, 主要从事高原气象、环境气象研究, E-mail: 453891568@qq.com。

资助项目: 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青年专项(SCQXKJQN2020032); 影响成飞机场与航线的强对流天气预报; 成都飞机工业(集团)有限责任公司科研课题(21-1-B11-0022); 飞行空域、航线气象保障及危险天气自动报警技术研究。

$CAPE \geq 2230.6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, $BCAPE \geq 2264.4 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, $LI \geq 1.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $PW \geq 93.0 \text{ mm}$, $K \geq 40.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $SI \leq -1.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$. By establishing the threshold value of strong convective index of different underlying surface of short-term heavy rainfall, a new idea and direction is provided for the prediction method of short-term heavy rainfall in the future.

Key words: short-term heavy precipitation; strong convection index; percentile threshold

0 引言

随着我国航空事业的飞速发展,尤其是航空工业的不断强大,航空事业对气象服务的内容和水平提出了更高要求。据统计,全球在不利于飞行的气象条件下造成飞行事故占总飞行事故的 30%^[1]。短时强降水作为强对流天气中的一员,具有出现频率高、天气变化剧烈、局地性强等特点。短时强降水的出现往往伴有下击暴流、雷暴、大风等天气现象^[2],对飞机的飞行安全有着重大影响。

目前已有不少学者基于不同资料和方法开展短时强降水的预报研究。郑媛媛等^[3]基于中尺度分析方法,开展不同环流背景下强对流天气预警研究;孔祥伟等^[4]根据雷达回波不同特征对甘肃河东区域短时强降水特点进行研究;何钰等^[5]利用“配料法”建立强对流天气预报概念模型;还有一些学者利用物理量阈值对短时强对流天气进行指标预报,如张一萍等^[6]利用物理量分析强对流天气特征,将大气稳定性和大气能量指标作为强对流天气预报指标。许多这方面的研究较快提升了我国短时强降水预报准确性^[7-9]。目前学者大多以不同大

尺度环流背景为基础,对短时强降水进行分型研究,较少针对不同下垫面地形或海拔高度,对短时强降水预报指标进行研究。对位于青藏高原东侧的四川而言,强对流降水天气频发,且川西高原与四川盆地气候及降水条件迥异。本文对成飞飞行区域短时强降水时空分布特征进行统计,利用表征水汽条件、不稳定条件、抬升条件等强对流指数,分别构建高原和盆地短时强降水发生阈值,并通过检验分析,总结出具有指示意义的预报指标,以期提高成飞飞行区域短时强降水预报预警准确性。

1 数据和方法

1.1 数据

本文所研究的成飞飞行区域为 $28^{\circ} \sim 34^{\circ}\text{N}$ 、 $101^{\circ} \sim 107^{\circ}\text{E}$,地处青藏高原与四川盆地的交汇地带,如图 1 所示,飞行区域海拔差异较大,包含了川西高原、四川盆地、攀西山区等多种地形。传统观测资料受限于地形复杂、观测数据不稳定、观测时间空间分布稀疏等因素^[10],难以对出现范围小、持续时间短的短时强降水天气系统时空分布进行研究^[11]。

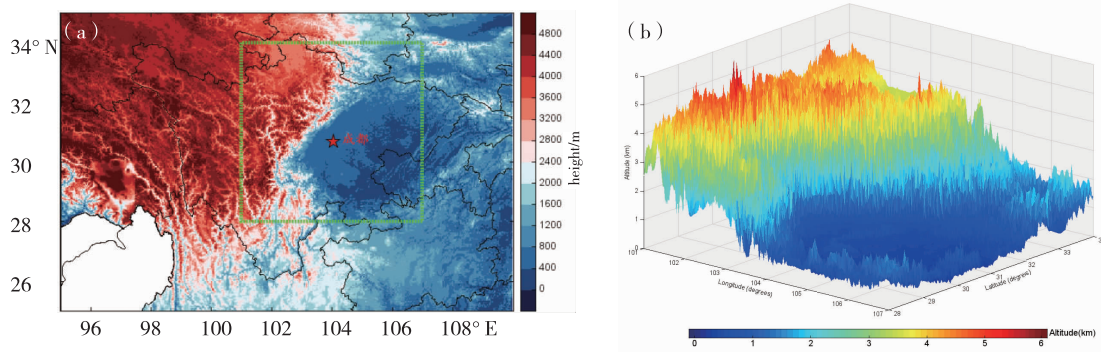


图 1 成飞飞行区域及地形图(a. 成飞飞行区域;b. 飞行区域三维地形)

Fig. 1 Flight area and terrain map (a. flight area; b. 3D terrain of flight area)

本文使用近 5 a(2017—2021 年)国家气象信息中心的卫星、加密自动站、CFSR 模式多资料融合逐小时降水数据,该数据空间分辨率为 $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ 。物理量及气象指数的计算采用国家自动站探空观测数据,时间间隔为每 12 h 1 次。

1.2 研究方法

短时强降水是指 1 h 内某地降雨量 $> 20 \text{ mm}$ 的

天气现象,常伴有大风、雷暴、冰雹甚至龙卷等恶劣天气。此类天气一般持续时间较短,天气变化剧烈。本文引入能够较好地表征大气热力、动力、水汽条件的强对流指数,通过分析强对流指数,分别得出高原、盆地强降水发生的客观判断条件。

1.2.1 短时强降水统计方法 将空域内 1 h 降水 $\geq 20 \text{ mm}$ 记录为该位置的 1 次短时强降水。国家气

象信息中心对加密探空观测数据与国家气象站探空数据进行融合并插值,得到分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 强对流指数数据。本文将短时强降水出现前 12 h 或 24 h 最近插值点各强对流指数的最大值作为代表值^[12]。

1.2.2 强对流指数计算 K 指数^[13]:也叫做气团指数,能够反映大气的层结稳定状况, K 指数越大,表明大气不稳定能量越大。

SI 指数^[13]:也叫做稳定指数(沙氏指数),通常是用来判断大气稳定度的一种判据。 $SI > 0$ 表示气层较稳定, $SI < 0$ 则表示气层不稳定,负值绝对值越大,气层越不稳定。

$CAPE$ 值^[14]:对流有效位能,是能较好评估垂直大气是否稳定、对流是否容易发展的指标之一。

LI 指数^[13]:抬升指数,如式(1)所示, T_L 为气块的抬升温度,是指 1 个气块从自由对流高度出发,沿湿绝热线上升到 500 hPa 处所示的温度与 500 hPa 实际温度之间的差。 LI 为正时,其值越大,正的不稳定能量面积也越大,爆发对流的可能性也越大。

$$LI = T_L - T_{500} \quad (1)$$

PW 值^[13]:指单位面积空气柱里含有的水汽的总数量,也称为可降水量。

1.2.3 强对流指数阈值的确定 利用逐小时降水数据,统计出 2017—2021 年强降水高发区出现短时强降水时各强对流指数,分析高原、盆地强降水发生时对应的强对流指数阈值。本文参考谌志刚等^[15]、杨霞等^[16]引入百分数概念,筛选短时强降水阈值的方法。即将 1 组数据从小到大排序(由于 SI 指数为负值时表征气层不稳定,并且越小越有利于短时强降水的发生,因此,按照从大到小排列),并计算相应的累计百分位,则某一百分位所对应数据的值就称为这一百分位的百分位数。谌志刚等^[15]将第 30 百分位数作为初始阈值,即个例中有 70% 以上个例相应的强对流指数大于该阈值,将各个强对流指数初始阈值带入多年降水数据中进行统计检验,结果显示:30 百分位数作为强对流指数阈值是稳定可用的。因此,本文也采用第 30 百分位数作为强对流指数阈值的方法,使用 2018 年 8 月 1—2 日 1 次短时强降水天气过程,对区域内短时强降水预报指标阈值进行检验。

2 短时强降水的时空分布特征

统计成飞飞行区域内 2017—2021 年短时强降水发生位置(图 2)。短时强降水发生位置呈现明显的局地性分布,盆地、高原短时强降水均有发生,盆

地内短时强降水发生频次明显高于高原地区。其中,四川盆地西南部、西部、西北部周围沿山地区、阿坝州西部为强降水高发区,发生短时强降水达 20 次以上;四川盆地中部、东部等地发生短时强降水频率明显降低,为 5 ~ 13 次;飞行区域内攀西地区、甘孜州东南部出现短时强降水较少,均低于 5 次。为进一步分析短时强降水与强对流指数的关系,选取 $106^{\circ} \sim 106.5^{\circ}E$ 、 $31.5^{\circ} \sim 32^{\circ}N$ 范围作为盆地短时强降水高发研究区; $101^{\circ} \sim 102^{\circ}E$ 、 $31^{\circ} \sim 32^{\circ}N$ 区域作为高原短时强降水高发研究区。

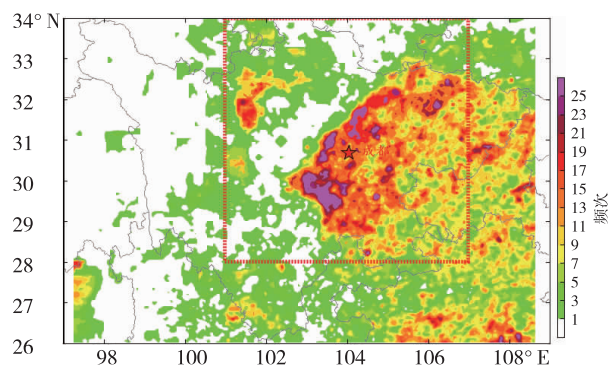


图 2 2017—2021 年短时强降水发生频数分布

Fig. 2 Frequency distribution of short-term heavy rainfall from 2017 to 2021

对成飞区域内 2017—2021 年发生短时强降水最大强度进行统计(图 3)。高原区域内发生短时强降水的最大强度均低于四川盆地,盆地内短时强降水强度的局地性分布明显,总体而言,四川盆地西部、西南部、西北部短时强降水最大雨强达到 $50 \sim 70 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,盆地中部到东部最大雨强为 $40 \sim 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,川西高原最大雨强为 $20 \sim 40 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。

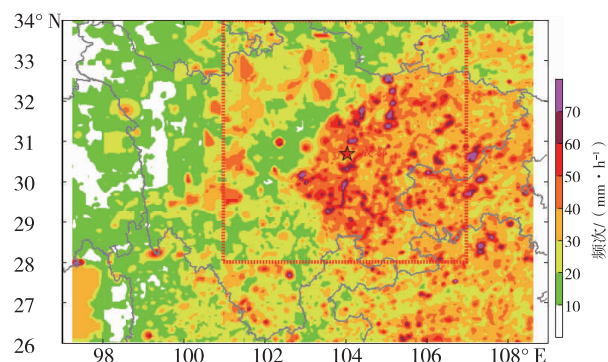


图 3 2017—2021 年短时强降水强度分布

Fig. 3 Intensity distribution of short-term heavy rainfall from 2017 to 2021

进一步分析短时强降水出现的时间规律(图 4),飞行区域内一天当中的任意时刻均有短时强降水发生,发生时间基本呈“正弦”分布:03 时为短时强降水的生成高峰;13 时为短时强降水生成的低谷;03—13 时短时强降水发生次数逐渐下降,13—次日 03 时频数增加,其中 16—18 时为午后相对高发时段。夜间 23—次日 06 时为短时强降水的高发期,这 8 h 内发生短时强降水占 24 h 短时强降水总数的 69.5%;11—15 时为短时强降水的低发时段,与苏锦兰等^[17]研究结论较为一致。

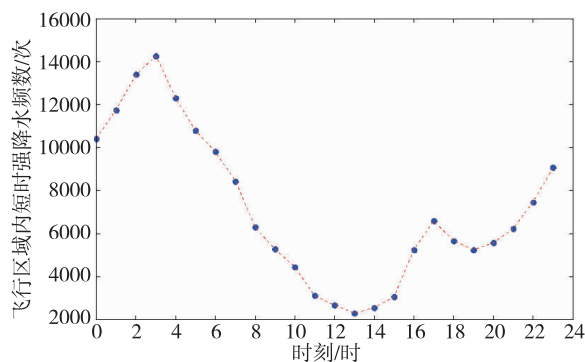


图 4 短时强降水发生时间分布图

Fig. 4 Time distribution of short-term heavy rainfall

3 强对流指数阈值分析

高原与盆地的短时强降水无论降水强度、频次均存在较大差异^[18]。高原地区海拔较高,大气环流背景及对流发展动力、热力条件与盆地存在差异^[19],对 2017—2021 年短时强降水高发的 6—9 月的整层大气总能量进行垂直积分^[20],如图 5 所示。四川盆地内大气总能量均达到 $2.6 \times 10^6 \text{ kJ} \cdot \text{m}^{-2}$,川西高原大气总能量普遍为 $1.8 \times 10^6 \text{ kJ} \cdot \text{m}^{-2}$,高

原范围内总能量仅为盆地的 7 成左右。田雨润等^[21]研究表明,高原与四川盆地的大气热力作用也存在差异。因此,研究强对流指数对短时强降水预报的指示意义,计算强对流指数阈值,将高原、盆地区分研究是有必要的。

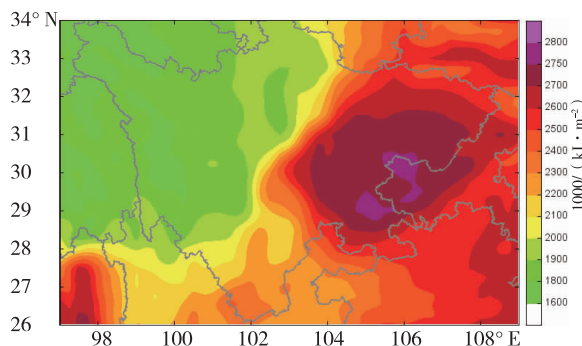
图 5 2017—2021 年 6—9 月
大气总能量垂直积分的水平分布

Fig. 5 Horizontal distribution of vertical integration of total atmospheric energy from June to September, 2017—2021

根据短时强降水生成频次空间分布,分别对高原和盆地 2017—2021 年出现小时降水 $\geq 20 \text{ mm}$ 的日数进行统计,并计算短时强降水发生前 12 h 或 24 h 内,对流有效位能(CAPE)、最大对流有效位能(BCAPE)、抬升指数(LI)、K 指数、SI 指数、大气可降水量(PW)等强对流指数的最大值。高原短时强降水高发区出现 66 次短时强降水天气过程,盆地高发区出现 129 次短时强降水天气过程,引入百分位数的概念^[15],CAPE、BCAPE、LI、K、PW 等指数按从小到大排序,SI 指数按从大到小排序,计算各强对流指数第 30 百分位数,作为该强对流指数对短时强降水的预报阈值(表 1)。

表 1 2017—2021 年高原、盆地强对流指数对短时强降水天气预报阈值(第 30 百分位数)

Tab. 1 Prediction threshold of short-term heavy precipitation by strong convection
index of basin and plateau in 2017—2021 (30th percentile)

	CAPE/(J · kg ⁻¹)	BCAPE/(J · kg ⁻¹)	LI/℃	PW/mm	K/℃	SI/℃
高原	≥1930.5	≥1974.7	≥2.6	≥86.1	≥37.2	≤-0.9
盆地	≥2230.6	≥2264.4	≥1.8	≥93.0	≥40.8	≤-1.8

通过多个强对流指数共同判定,对比高原与盆地强对流指数阈值可知,盆地地区强对流指数中 CAPE 值、BCAPE 值、可降水量、K 指数、SI 指数(越小越有利于强对流发生)的阈值条件高于高原地区;高原地区 LI 指数短时强降水阈值高于四川盆地。

4 短时强降水阈值检验

为进一步检验强对流指数对于高原和盆地强

降水的预报阈值,选取 2018 年 8 月 1—2 日四川的 1 次区域性暴雨天气过程进行验证。本次降雨呈现出范围广、降水量大、强度强的特点,降水实况如图 6 所示。暴雨区出现在四川盆地中部、西部和北部,累计降水量为 60 ~ 100 mm,最大降水量超过 120 mm,川西高原 101 ~ 102°E、31 ~ 32°N 区域降水量为 60 ~ 80 mm。

计算 2018 年 8 月 1 日 20 时研究区域探空观测

资料对流有效位能、最大对流有效位能、 K 指数、可降水量 4 个强对流指数,如图 7 所示。 $BCAPE$ 大值区与此次强降水落区基本吻合,但 $BCAPE$ 大值区强度为 $1500\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, 未能达到短时强降水阈值。 $CAPE$ 分布对此次降水过程指示性较差。 K 指数对本次短时强降水指示较好,此次过程 K 指数大值区与暴雨落区基本完全吻合, K 指数强度为 $40\sim 45\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。高原区域 K 指数超过 $37\text{ }^{\circ}\text{C}$, 盆地东部 K 指数为 $30\sim 35\text{ }^{\circ}\text{C}$, 均达到预报阈值,盆地东部 K 指数为 $30\sim 35\text{ }^{\circ}\text{C}$, 本次强降水过程在该区域的降水量也较小。对于此次降水过程大气可降水量大值区位置较实况降水位置偏东,可降水量大值区为 90 mm , 达到预报阈值。

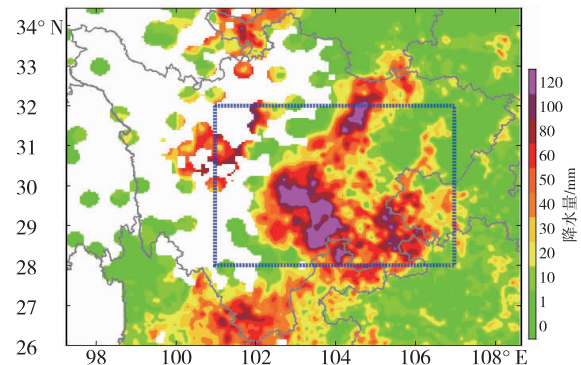


图 6 2018 年 8 月 1—2 日区域性暴雨降水实况
Fig. 6 Regional rainstorm and precipitation on August 1 -2, 2018

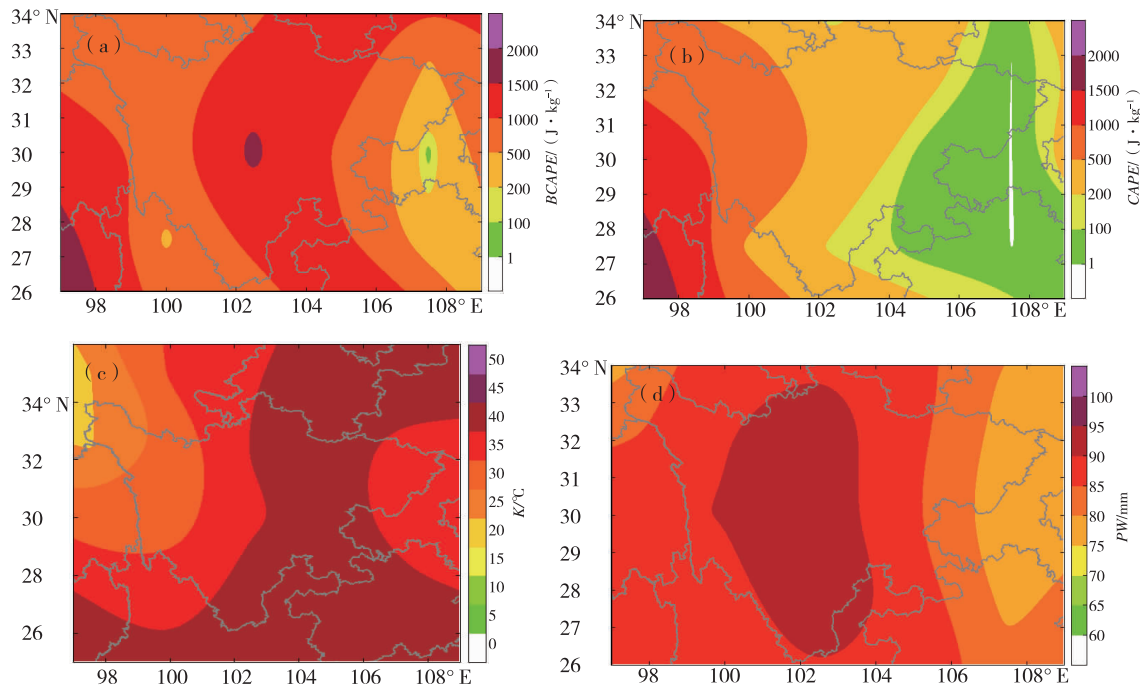


图 7 2018 年 8 月 1 日 20 时强对流指数强度分布: $BCAPE$ 值(a); $CAPE$ 值(b); K 指数(c); PW 值(d)
Fig. 7 Intensity distribution of strong convection index at 20:00 on August 1, 2018 ($BCAPE$ value(a); $CAPE$ value(b); K index(c); PW value(d))

通过分析 2018 年 8 月 1—2 日四川区域性暴雨过程,对本文计算的强对流指数预报阈值进行检验。 K 指数对于此次过程无论是强度还是短时强降水落区均有较好的预报指示; $BCAPE$ 对于短时强降水落区的指示性较好,但 $BCAPE$ 的强度未能达到预报阈值;可降水量指数对本次过程短时强降水落区预报偏西,可降水量达到预报阈值。因此,对于短时强降水的预报,需综合判定多个强对流指数,随着达到阈值的强对流指数数量的增多,发生短时强对流的概率相应增加。

5 结论

本文使用国家气象信息中心高时空分辨率气象融合资料,对成飞飞行区域的短时强降水进行统计,发现四川盆地西南部、西部、西北部周围沿山地区为盆地短时强降水高发区; $101\sim 102^{\circ}\text{E}$, $31\sim 32^{\circ}\text{N}$ 区域为高原短时强降水高发区。在一天中的任意时段短时强降水均有发生,发生时间呈“正弦”型分布; 03 时短时强降水达峰值; 13 时短时强降水最少。

运用百分位法,得到高原地区强对流指数阈

值: $CAPE$ 值 $\geq 1930.5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, $BCAPE$ 值 $\geq 1974.7 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 抬升指数 $\geq 2.6 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 大气可降水量 $\geq 86.1 \text{ mm}$, K 指数 $\geq 37.2 \text{ }^{\circ}\text{C}$, SI 指数 $\leq -0.9 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。盆地地区强对流指数阈值: $CAPE$ 值 $\geq 2230.6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, $BCAPE$ 值 $\geq 2264.4 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 抬升指数 $\geq 1.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 大气可降水量 $\geq 93.0 \text{ mm}$, K 指数 $\geq 40.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$, SI 指数 $\leq -1.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。盆地地区强对流指数中 $CAPE$ 值、 $BCAPE$ 值、可降水量、 K 指数、 SI 指数(越小越有利于强对流发生)的阈值条件高于高原地区;高原地区 LI 指数短时强降水阈值高于四川盆地。

参考文献

- [1] 高兵, 毕波, 杨航. 云南高原山地机场强对流短临预报系统研究[J]. 中低纬山地气象, 2022, 46(2): 109–113.
- [2] 安承德, 杜小玲, 郎贵英, 等. 石阡 2020—05—20 强降水天气气象服务经验总结和思考[J]. 中低纬山地气象, 2021, 45(6): 94–98.
- [3] 郑媛媛, 姚晨, 郝莹, 等. 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, 2011, 37(7): 795–801.
- [4] 孔祥伟, 杨建才, 李红, 等. 甘肃河东地区不同环流形势下短时强降水的雷达回波特征分析[J]. 高原气象, 2021, 40(5): 1057–1070.
- [5] 何钰, 陈小华, 杨素雨, 等. 基于“配料法”的云南短时强降水预报概念模型建立[J]. 气象, 2018, 44(12): 1542–1554.
- [6] 张一平, 吴蓁, 苏爱芳, 等. 基于流型识别和物理量要素分析河南强对流天气特征[J]. 高原气象, 2013, 32(5): 1492–1502.
- [7] 王君军, 周林, 王彪. 贵阳市汛期短时强降水时空分布特征[J]. 中低纬山地气象, 2022, 46(2): 39–45.
- [8] 施倩雯, 柯莉萍, 聂祥, 等. 织金县短时强降水时空分布特征分析[J]. 气象水文海洋仪器, 2022, 39(2): 49–52.
- [9] 杨涛, 张云惠, 杨莲梅. 新疆短时强降水时空分布精细化特征[J]. 气象水文海洋仪器, 2022, 39(3): 34–37.
- [10] 田晓阳. 近十年气象数据处理和再分析主题文献计量分析[J]. 气象科技进展, 2018, 8(1): 294–295.
- [11] 李耀东, 刘健文, 高守亭. 动力和能量参数在强对流天气预报中的应用研究[J]. 气象学报, 2004, 62(4): 401–409.
- [12] 王咏薇, 寿绍文, 阎凤霞. ECAP 等环境参数在强对流天气分析中的应用[J]. 南京气象学院学报, 2005(6): 847–854.
- [13] 高守亭, 冉令坤, 李小凡. 大气中尺度动力学基础及暴雨动力预报方法[M]. 北京: 气象出版社, 2015.
- [14] 寿绍文. 天气学分析[M]. 北京: 气象出版社, 2002: 50–51.
- [15] 湛志刚, 张羽, 刘云香, 等. 基于天气形势分型的珠江三角洲强对流潜势预报方法[J]. 气象科技, 2017, 45(3): 460–468.
- [16] 杨霞, 周鸿奎, 赵克明, 等. 1991—2018 年新疆夏季小时极端强降水特征[J]. 高原气象, 2020, 39(4): 762–773.
- [17] 苏锦兰, 宋金梅. 横断山脉纵向岭谷地区短时强降水时空分布特征[J]. 高原山地气象研究, 2020, 40(1): 23–29.
- [18] 梅静, 王建, 何亮, 等. 川西甘孜州 1961—2015 年气温和降水时空变化特征研究[J]. 山地学报, 2019, 37(2): 161–172.
- [19] 景慧, 赵林, 孟宪红, 等. 那曲地区浅薄残余层对对流边界层发展的影响. 高原气象, 2020, 39(6): 1318–1328.
- [20] 孙赫, 苏凤阁, 黄敬恒, 等. 第三极西风和季风主导流域源区降水呈现不同梯度特征[J]. 科学通报, 2020, 65(1): 91–104.
- [21] 田雨润, 李国平, 刘云丰. 三种再分析资料计算青藏高原大气热源的比较[J]. 沙漠与绿洲气象, 2017, 11(4): 1–8.