

赵强, 陈小婷, 王楠, 等, 2022. 副热带高压影响下陕西关中强对流发生的环境场特征及触发机制[J]. 气象, 48(1): 28-43. Zhao Q., Chen X. T., Wang N., et al., 2022. Environmental characteristics and trigger mechanism of severe convection under the influence of subtropical high in Guanzhong Area of Shaanxi Province[J]. Meteor Mon, 48(1): 28-43 (in Chinese).

副热带高压影响下陕西关中强对流发生的环境场特征及触发机制*

赵 强^{1,2} 陈小婷¹ 王 楠^{1,2} 彭 力^{2,3}

1 陕西省气象台, 西安 710014

2 秦岭和黄土高原生态环境重点实验室灾害性天气研究与应用中心, 西安 710016

3 陕西省铜川市气象局, 铜川 727031

提 要: 2015—2018 年陕西关中出现了 4 次副热带高压(以下简称副高)影响下的强对流天气, 造成局部地质灾害和城市内涝, 全球模式对短时暴雨出现了漏报。利用 ERA5 再分析资料(0.25°×0.25°)、地面加密自动站和西安站多普勒天气雷达等资料, 分析此类强对流的环境场特征和触发机制, 为预报预警提供思路。分析结果表明: 陕西关中副高控制下的强对流往往与高温天气并存。对流发生时低层水汽含量大, 可降水量在 50 mm 以上; 相对于副高外围的系统性暴雨, 此类天气水汽输送较弱; 水汽输送强弱决定了过程总雨量大小。此类强对流强辐合中心位于地面到 800 hPa, 相对于系统性暴雨辐合中心位置更低, 低层的辐合主要作用是克服对流抑制, 释放不稳定能量。对流发生有利的环境条件包括: 强的位势不稳定层结、低自由对流高度、中等强度对流有效位能、较厚的暖云层。触发机制主要是地面冷锋和低层风场辐合线, 上游冷锋后的降水降温效应会加大温度梯度使冷锋增强, 锋面侵入副高内部高温、高湿大气, 从而触发对流; 暖区对流一般由地面中尺度辐合线触发, 对流产生的冷池前沿阵风锋触发新生对流。秦岭地形对对流的移动和传播有明显影响, 在关中北部新生对流南移过程中容易在秦岭北麓沿山维持, 造成暴雨天气。而在秦岭北麓的地形辐合线上新生的对流系统, 下山过程中由于势能向动能转化, 对流系统移速加快, 其流出边界触发平原地区对流发展, 强降水持续时间较短, 更容易产生大范围雷暴大风天气。

关键词: 强对流, 阵风锋, 大气不稳定, 触发机制, 锋生, 地形

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2021.061001

Environmental Characteristics and Trigger Mechanism of Severe Convection Under the Influence of Subtropical High in Guanzhong Area of Shaanxi Province

ZHAO Qiang^{1,2} CHEN Xiaoting¹ WANG Nan^{1,2} PENG Li^{2,3}

1 Shaanxi Meteorological Observatory, Xi'an 710014

2 Research and Application Center of Disastrous Weather in Key Laboratory of Eco-Environment and Meteorology for the Qinling Mountains and Loess Plateau, Xi'an 710016

3 Tongchuan Meteorological Office of Shaanxi Province, Tongchuan 727031

Abstract: Using conventional observation data, Doppler radar data of Xi'an Station, surface densely observed weather data and ERA5 reanalysis data (0.25°×0.25°), the environmental conditions and triggering mechanism of four severe convection weather processes in Guanzhong Area of Shaanxi Province, under

* 中国气象局创新发展专项(CXFZ2021Z035、CXFZ2021Z034)、国家自然科学基金项目(42075007)、秦岭和黄土高原生态环境气象重点实验室重点项目(2019Z-1、2020K-1)共同资助

2020 年 12 月 4 日收稿; 2021 年 6 月 10 日收修定稿

第一作者: 赵强, 主要从事灾害天气机理及预报方法研究. E-mail: zhaoq66@sina.com

the influence of subtropical high from 2015 to 2018 are comparatively analyzed. These four cases resulted in local geological disasters and urban flooding, but the global model failed to forecast the short-term rainstorms. Results show that the severe convection in Guanzhong Area under the control of subtropical high often coexists with the hot weather. When severe convection occurs, low-level atmospheric water vapor content is large and the atmospheric precipitable water can be more than 50 mm. Relative to the systemic rainstorm that occurs in the peripheral of the subtropical high, the water vapor transmission in such weather is relatively weak. The strength of the water vapor transmission determines the total rainfall in the severe convection process. The convergence center is located at the height from the surface to 800 hPa. Compared with the systemic rainstorm, the convergence center position is lower. The main role of low-level convergence is to overcome convection suppression, and to release unstable energy. Favorable environmental conditions for the occurrence of severe convection including intense geopotential unstable layer, low level of free convection, medium intensity of convective available potential energy and thick warm clouds. The triggering mechanism is mainly cold front and low-level wind convergence line. When there is a cold front in the upwind, the cooling effect of precipitation behind the cold front increases the temperature gradient to enhance the cold front, and cold air in the lower layer invades the atmosphere with high temperature and high humidity controlled by subtropical high, triggering severe convection. The convection in warm sectors is usually triggered by ground convergence line. The convection induced cold pools can form gusty front and trigger new convection. The terrain of Qinling Mountains has a significant impact on the movement and spread of the severe convection. The convection that occurs in north of Guanzhong Area and moves southward can easily cause rainstorm because of the rain belt blocked by Qinling Mountains. The new convection along the terrain convergence line in the northern Qinling Mountains triggers new convective development in Guanzhong Area, as the potential energy is converted to kinetic energy during the descending process. The convection system moves faster and the duration of heavy precipitation is shorter, which is easier to produce large-scale thunderstorm and gale weather.

Key words: severe convection, gusty front, atmosphere instability, trigger mechanism, frontogenesis, terrain

引 言

副热带高压(以下简称副高)背景下,大气处于高温、高湿状态,水汽和能量条件充沛,对流发生需要有抬升力使地面气块克服对流抑制能量上升到自由对流高度(level of free convection, LFC)以上,即抬升触发机制是对流能否产生的关键。Wilson and Megenhardt(1997)指出,触发对流的中尺度系统主要包括中尺度辐合线、地形和重力波,其中,特别重要的是边界层中尺度辐合线。同时,地面中尺度辐合线形成物理过程及其对雷暴活动的影响亦非常复杂,辐合线可以触发对流,对流系统也可以激发新的地面辐合线(陈明轩和王迎春,2012;李强等,2019)。王丽荣等(2013)研究指出,有利的天气系统配合下,地面辐合线才会产生较为强烈的对流天气,且无论

何种类型的辐合线,对流天气首先出现在辐合线附近。近地面冷池是对流风暴另一个重要的边界层特征,其出流边界作为边界层内的不稳定触发因子,在对流风暴的局地新生及快速演变中扮演重要角色(陈明轩等,2017)。

研究表明,夏季副高背景下强对流天气时有发生,尹红萍和曹晓岗(2010)对上海地区副高控制下的强对流天气进行了总结,指出副高控制下强对流容易出现错报,对流较易在副高北侧发生,强对流的发生除需有较好的层结不稳定条件外,对抬升条件也有较高要求。张树民等(2017)发现 500 hPa 副高脊线附近也会触发强对流天气,强对流发生前大气层结不稳定,呈上干下湿状态分布,925 hPa 切变线和地面辐合线附近的强动力抬升作用触发了对流风暴。副高控制下的强对流天气主要以短时强降水为主,有时伴有雷暴大风(尹红萍和曹晓岗,2010;张树

民等,2017)。短时强降水主要由深厚湿对流造成,深厚湿对流的产生需要考虑静力不稳定、水汽、抬升触发机制三个基本条件(俞小鼎等,2012)。对于天气尺度系统造成的大范围稳定性降水过程,降水的持续时间取决于天气系统的移动速度,即降水区域上空水汽辐合维持时间的长短;而对于对流降水过程,降水持续时间则取决于对流系统的尺度、移动速度和传播特征(孙继松,2017)。极端短时强降水产生在降水效率高的地区,可以通过环境场大致判断出来,环境场极高的水汽含量、能量充沛、暖云异常深厚、大的边界层露点温度、极低的 LFC 及垂直风切变小对应的低夹卷率等均有利于提高对流云的降水效率(王珏等,2019;范元月等,2020,狄潇泓等,2019)。对西北地区六盘山两侧的强对流暴雨研究发现,强对流出现在副高 588 dagpm 线控制范围内,大气高温高湿、层结不稳定的环境条件非常有利于强对流天气发生,地面中尺度辐合线触发对流,产生短时暴雨天气(赵庆云等,2018)。

陕西盛夏季节的区域性暴雨主要发生在低空急流左侧的水汽辐合区,高空槽和副高结合,增强气压梯度,在副高外围形成了一条宽而强的西南风水汽输送通道,将大量的水汽和能量直接输送到陕西,并在低涡、切变线的辐合作用下形成暴雨,此类天气水汽输送强,其不稳定机制主要包括斜压不稳定及条件对称不稳定(梁生俊和马晓华,2012;赵强等,2017)。而对流性强降水过程中水汽输送弱,本地水汽含量大,比湿垂直梯度大,雨强大,不稳定机制主要是位势不稳定(郭大梅等,2020;刘勇等,2016;赵强等,2020)。副高背景下,大气高温、高湿,水汽和能量条件充沛,对流在何时、何地、何种机制下触发是副高控制下强对流天气预报的难点。现有研究显示,地面冷锋是陕西短时强降水的重要触发机制之一(王楠等,2018;赵强等,2017),冷锋侵入不稳定区域,造成不稳定能量的释放,形成短时暴雨天气。关中地区短时强降水的垂直环境配置为“上干下湿”的不稳定层结,850 hPa 的切变线为强对流提供了初始扰动,地面辐合线触发了强对流天气的发生,对流产生的阵风锋又触发了新对流的产生(武麦凤等,2017;张雅斌等,2019)。

关中地区位于陕西中部(图 1),北为黄土高原,南为秦岭山区,三面环山,地形复杂。2015—2018 年关中地区都出现了副高背景下的强对流天气,全球数值模式对此类对流性强降水预报能力较弱(肖

玉华等,2010;董全等,2016),由于其突发性和强致灾性,给社会经济及人民生命财产带来重大威胁。现有工作多针对短时暴雨的个例分析,缺乏对此类天气共性及差异性的对比分析,因此本文选取近年来的 4 次类似天气过程,诊断此类强对流天气产生的环境条件及触发机制,分析环境场及触发条件差异对强天气范围及类型的影响,以期为此类天气的短期潜势预报和临近预警提供更多参考依据。

1 天气实况

2015—2018 年陕西关中地区出现 4 次副高控制下的强对流天气。2015 年 8 月 2 日(图 2a,以下称为过程 1)关中的中西部地区出现强降水,主要时段为 18—23 时(北京时,下同),累计出现 49 站次短时强降水(1 h 降水量 > 20 mm,下同),最大 1 h 降水量高达 65.3 mm,临潼 3 h 降雨量达 80 mm,高陵 1 h 降水量达 47.3 mm,同时出现 2 站次 7 级以上大风天气,最大风力为华山站($26 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。2016 年 8 月 24 日(图 2b,以下称为过程 2)强降水呈带状位于关中平原地区,主要降水时段为 25 日 01—08 时,累计出现 95 站次短时强降水,高陵站 25 日 05 时出现最大雨强($57 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$),12 h 降水量最大为长武站(94 mm),期间关中地区华山站出现 7 级以上大风($18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。2017 年 7 月 27 日(图 2c,以下称为过程 3)关中西部出现了雷暴大风和短时强降水天气,主要降水时段为 14—23 时,累计出现 41 站次短时强降水,最大小时雨强为 18 时的岐山站($35.3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$),同时出现了 7 站次雷暴大风,最大风速为扶风站($22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。2018 年 7 月 26 日(图 2d,以下称为过程 4)关中东部地区出现大范围雷暴大风和短时强降水天气,强降水主要时段为 14—18 时,累计出现 39 站次短时强降水,最大小时雨强为渭南华阴 16 时的 $47 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,12 h 最大降水量出现在渭南官道(60.6 mm),关中地区共出现 18 站次 8 级以上大风天气,西安三桥阿房宫站 14:35 出现极大风速($29 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。

对比可以看出,4 次过程关中地区均出现了大范围短时强降水,过程 1 和过程 2 降水持续时间更长,累计降水量大,关中地区出现了较大范围的暴雨天气,过程 3 和过程 4 累计降水量较小,主要以短时强降水和雷暴大风天气为主。

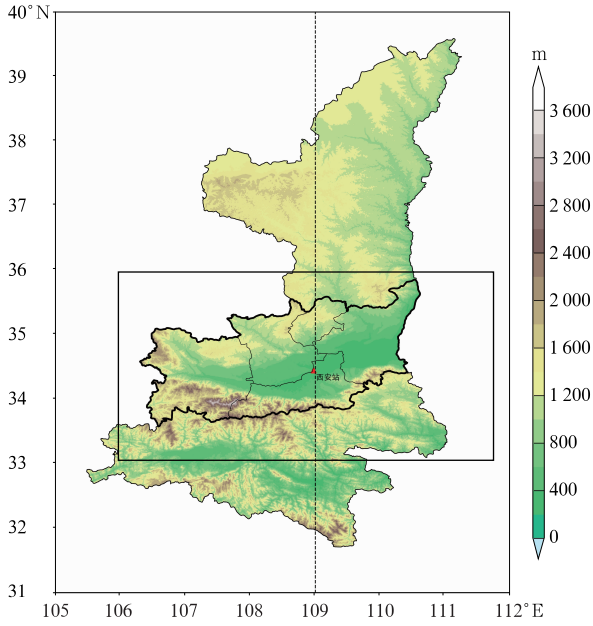


图 1 陕西省地形图

(填色为海拔高度,黑色粗线范围为关中地区,红色三角形为西安探空站和雷达站所在地,虚线为 109°E,方框为图 2 实况绘图范围)

Fig. 1 Topographic map of Shaanxi Province

(Colored is sea level, thick black line represents Guanzhong Area and dashed line is 109°E, red triangle is the location of sounding station and radar station of Xi'an, box shows the drawing range in Fig. 2)

2 大尺度环境条件分析

2.1 环流背景

在 2015 年 8 月 2 日 08 时天气图上(图 3a),东北地区有一个冷涡,副高强盛并呈带状分布,控制中国 35°N 以南的大部分地区,700 hPa 及 850 hPa 上甘肃南部存在切变线,在 14 时 500 hPa 上(图略)陕西中南部仍为副高所控制,西安站位势高度达到 590 dagpm,850 hPa 上在甘肃东部到关中西部有切变线东移,地面上关中地区为低压带控制,副高控制之下的关中高温、高湿,关中南部气温为 37~39℃,露点温度为 22~24℃,大气不稳定能量大,关中西北部风场有东北风和西南风的辐合线,地面到低层的辐合线首先在关中北部触发对流,随后辐合线东南移动,触发关中南部不稳定大气的能量释放,因此产生了短时暴雨天气。

在 2016 年 8 月 24 日 20 时天气图上(图 3b),副高强盛呈东西带状,控制河套以南中国大陆大部分地区,588 dagpm 线北抬至河套地区,东北到内蒙

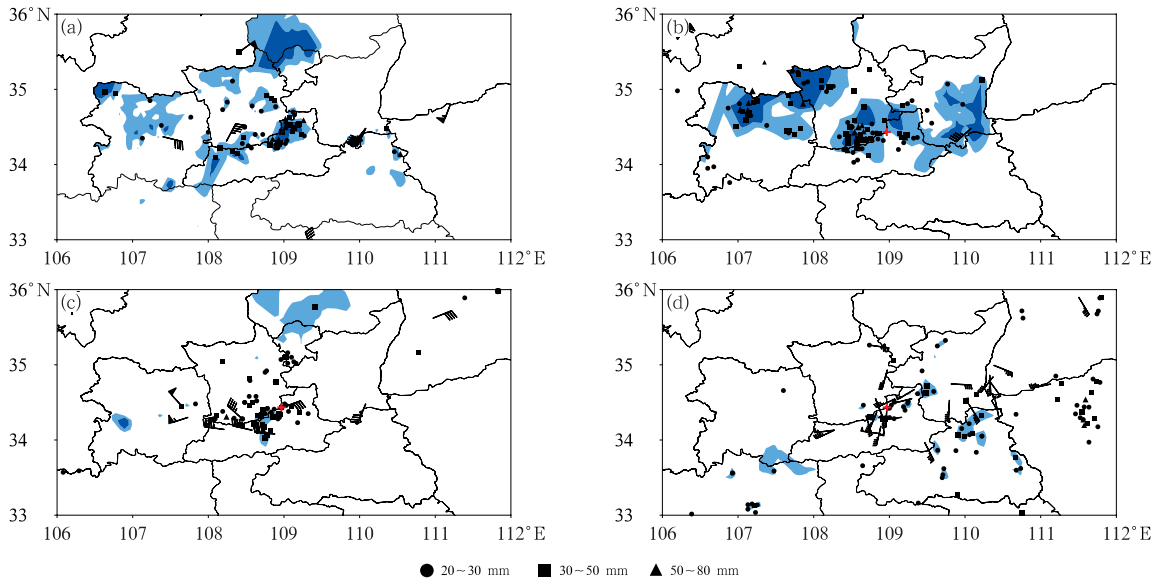


图 2 4 次强对流天气实况

(a)2015 年 8 月 2 日 08—20 时,(b)2016 年 8 月 24 日 20 时至 25 日 08 时,
(c)2017 年 7 月 27 日 08—20 时,(d)2018 年 7 月 26 日 08—20 时
(填色为 12 h 降水量,浅蓝色为 25~50 mm,深蓝色为 50~100 mm,点值代表小时降水量>20 mm,
风向标为出现 7 级以上大风的站点,红色十字为西安泾河探空站位置)

Fig. 2 Observation of four convection cases

(a) 08:00—20:00 BT 2 August 2015, (b) 20:00 BT 24 to 08:00 BT 25 August 2016,
(c) 08:00—20:00 BT 27 July 2017, (d) 08:00—20:00 BT 26 July 2018
(Colored is 12 h accumulated rainfall, light blue is for 25—50 mm and dark blue for 50—100 mm;
spot represents 1 h rainfall >20 mm, wind barb is for the station wind speed >17.1 m · s⁻¹,
red cross is the location of Xi'an Jinghe Sounding Station)

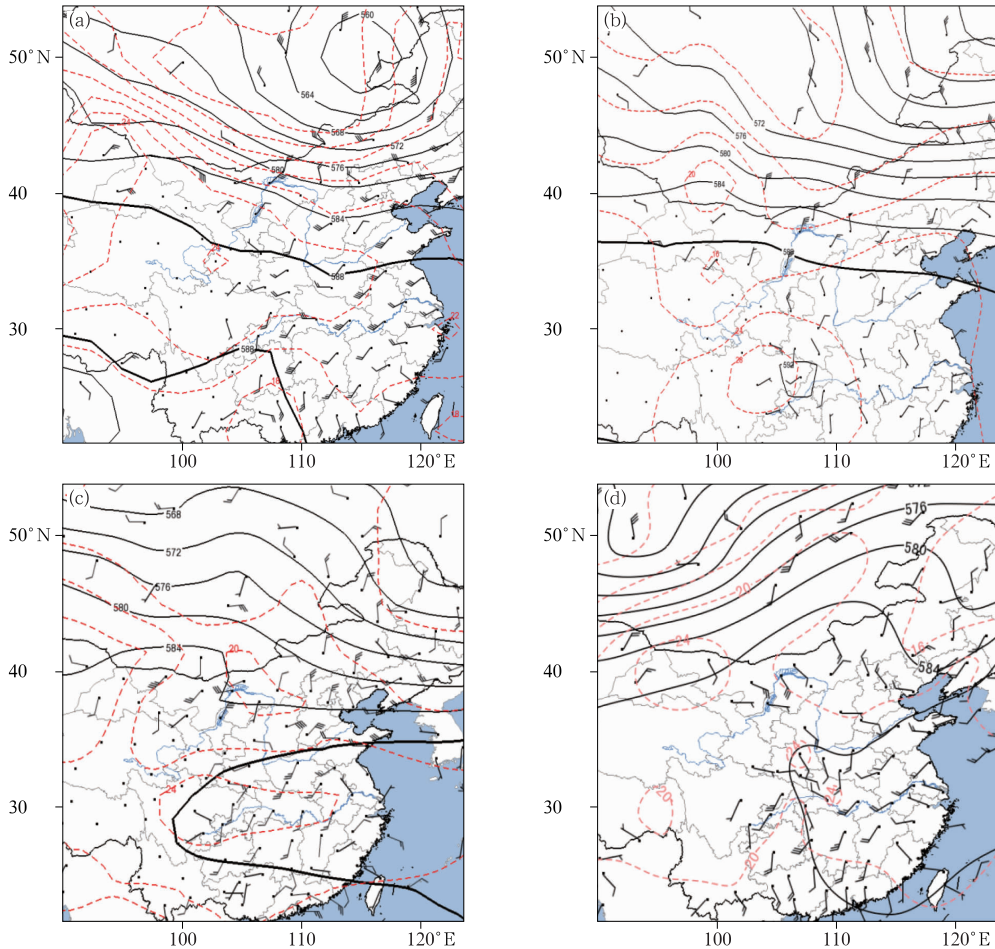


图 3 4 次过程的高空天气形势

(a)2015 年 8 月 2 日 08 时,(b)2016 年 8 月 24 日 20 时,

(c)2017 年 7 月 27 日 08 时,(d)2018 年 7 月 26 日 08 时

(黑色等值线为 500 hPa 位势高度,单位:dagpm;红色虚线为 850 hPa 等温线,单位:℃;风向标为 850 hPa 风场,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 3 Weather conditions of four convection cases at 08:00 BT 2 August 2015 (a),

20:00 BT 24 August 2016 (b), 08:00 BT 27 July 2017 (c), 08:00 BT 26 July 2018 (d)

(Black solid line is 500 hPa geopotential height, unit: dagpm; red dashed line

is 850 hPa isotherm, unit: $^{\circ}\text{C}$; wind barb is 850 hPa wind, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

古有东北西南向的冷槽,700 hPa 河套东部暖脊发展,陕北地区存在东北—西南向切变线;850 hPa 四川到陕西中部为 $24 \sim 28^{\circ}\text{C}$ 暖脊,内蒙古到河套地区等温线密集,风速达到 $8 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,河套地区有显著冷平流输送,延安站 08 时 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 西南风在 20 时转为 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 西北风,说明河套北部有较强的冷空气向南影响陕西地区,关中地区有南风 and 偏北风形成的切变线。地面图上 20 时冷锋位于于关中北部,关中东部气温为 $32 \sim 34^{\circ}\text{C}$,随着冷空气侵入高温高湿的副高控制区,不稳定能量释放,产生强对流天气。

在 2017 年 7 月 27 日 08 时天气图上(图 3c),副

高呈东北—西南向控制黄河以南、长江中下游大部分地区,脊线位于 30°N ,西伸脊点达 100°E ,陕西中南部地区处于副高控制中。上游西风槽东北—西南向位于河套至青海一线,700 hPa 陕北至甘南存在东北—西南向的切变线,后部东北风和前部西南风最大风速均可达 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,中层大气的水汽辐合和冷暖交汇主要位于陕北地区,使该地区出现区域性暴雨天气,副高在 27 日 20 时西伸北抬,关中地区为副高控制,西安 $T_{850-500}$ 达到 26°C ,大气不稳定度高,850 hPa 关中地区存在东西向切变线,14 时关中气温达 $36 \sim 38^{\circ}\text{C}$,冷锋位于于甘肃南部到陕西中部,随着冷空气南下,触发不稳定能量释放,造成关中地

区强对流天气。

在 2018 年 7 月 26 日 08 时天气图上(图 3d),副高主体呈东北—西南向位于我国东部地区,陕西东南部地区受副高控制,副高外围东北—西南向存在浅槽。700 hPa 副高外围有 $4\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的西南风,850 hPa 陕南至关中有 $4\sim 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的东南风,向陕西地区输送水汽和能量。西安 $T_{850-500}$ 达到 27°C ,大气垂直不稳定度高。在 26 日 14 时地面图上(图略),关中地区为低压控制,气温达到了 $37\sim 38^\circ\text{C}$,露点温度在 $22\sim 24^\circ\text{C}$,低层温度高,湿度条件好,秦岭山区西南风和东北风的辐合线在午后触发对流。

通过以上 4 次天气过程分析发现:副高控制陕西的中南部地区,关中地区的最高气温在 $35\sim 39^\circ\text{C}$,表现出高温天气和强对流天气共存的特点,850 hPa 陕西中南部为暖脊控制,不稳定能量强。过程 2 和过程 3 的强对流过程中,副高控制关中地区;而过程 1 和过程 4,对流发生前受副高控制,之后 500 hPa 有浅槽向东移动,副高略有东退。从冷空气强度来看,过程 2 和过程 3 的冷空气较强,850 hPa 有明显锋区,地面有冷锋,关中地区的对流主要由冷锋触发,过程 1 和过程 4 冷空气弱,关中地区为低压控制,地面的中尺度辐合触发对流。

2.2 水汽条件

以下通过比湿、水汽通量及水汽通量散度的垂直变化分析 4 次过程中水汽特征。2015 年 8 月 2 日 18 时(图 4a),暴雨区近地面层到 750 hPa 比湿达 $14\sim 16\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,700 hPa 比湿为 $10\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,暴雨区低层绝对湿度条件好,大气可降水量达 $50\sim 55\text{ mm}$,水汽充沛。在 $850\sim 600\text{ hPa}$ 有西南风的水汽输送,水汽通量最强值在 700 hPa 附近,为 $8\sim 10\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,近地面层到 850 hPa 附近有 $-5\times 10^{-7}\text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ 的水汽辐合,对照天气图可以发现,这是 850 hPa 切变线和地面辐合线对水汽的辐合抬升,使得气块克服对流抑制,触发不稳定能量释放,产生对流,从而造成强降水。

2016 年 8 月 25 日 03 时(图 4b),关中地区近地面层到 850 hPa 为比湿高值区,达到 $16\sim 18\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,700 hPa 比湿为 $12\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,整层水汽含量大,大气可降水量高达 $55\sim 60\text{ mm}$,850~700 hPa 有西南风水汽输送,水汽通量为 $8\sim 10\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,随着低层冷锋的南压,在关中北部地区形成西南风和东北风的水汽辐合,辐合中心从地面

直到 750 hPa,水汽通量散度最大值为 $-2\times 10^{-6}\text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ 。

2017 年 7 月 27 日 18 时(图 4c),850 hPa 以下比湿在 $16\sim 18\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,700 hPa 比湿为 $10\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,水汽含量较大,大气可降水量在 55 mm 左右。中低层大气的水汽输送弱,低层受西北路冷锋东南移动影响,偏东风和偏西风在关中地区辐合,在关中部近地面层形成辐合中心,水汽通量散度为 $-2\times 10^{-6}\text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ 。

2018 年 7 月 26 日 14 时(图 4d),近地层到 850 hPa 比湿达 $16\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 左右,700 hPa 比湿为 $10\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,大气可降水量在 $50\sim 55\text{ mm}$,近地面层有偏东风水汽输送,高层有偏南风水汽输送,关中地区水汽通量辐合中心主要位于近地面层,由地面辐合线造成。

在 4 次过程中关中地区绝对水汽含量均较高,850 hPa 以下比湿可达 $16\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以上,700 hPa 比湿在 $10\sim 12\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,大气可降水量在 50 mm 以上,过程 2 中更是达到了 60 mm。从水汽输送来看,过程 1、过程 2 水汽输送较强,因此这 2 次过程总雨量达到暴雨的范围较大,过程 3、过程 4 主要为短时强降水,暴雨很少,但是相比于副高外围的区域暴雨过程来说,水汽输送相对偏弱,这是由于副高控制下中低层大气的西南风风速较小造成的。从水汽的辐合来看,强的辐合中心在地面到 800 hPa,主要由冷锋和风场辐合线造成,相对于辐合中心在 850~700 hPa 的区域性暴雨来说,辐合中心位置更低,这种低层的辐合克服对流抑制,释放不稳定能量,形成强对流天气。

2.3 热力条件

热力不稳定条件是强对流发生发展的必要条件,下面对 4 次过程的热力不稳定条件进行对比分析。2015 年 8 月 2 日 14 时(图 5a),关中平原为“上低下高”的对流不稳定区,近地面到 850 hPa 为假相当位温大值区,达 $352\sim 356\text{ K}$,温度平流整层为弱的暖平流,表明在副高控制之下,关中平原低层环境条件为高温高湿,而在 $600\sim 500\text{ hPa}$ 有低值假相当位温,中心值为 336 K ,这代表中层有干空气,中低层假相当位温的差值达 $12\sim 16\text{ K}$,说明了大气层结具有强的位势不稳定,为对流的发生提供了有利的热力环境。

2016 年 8 月 25 日 02 时(图 5b),假相当位温在

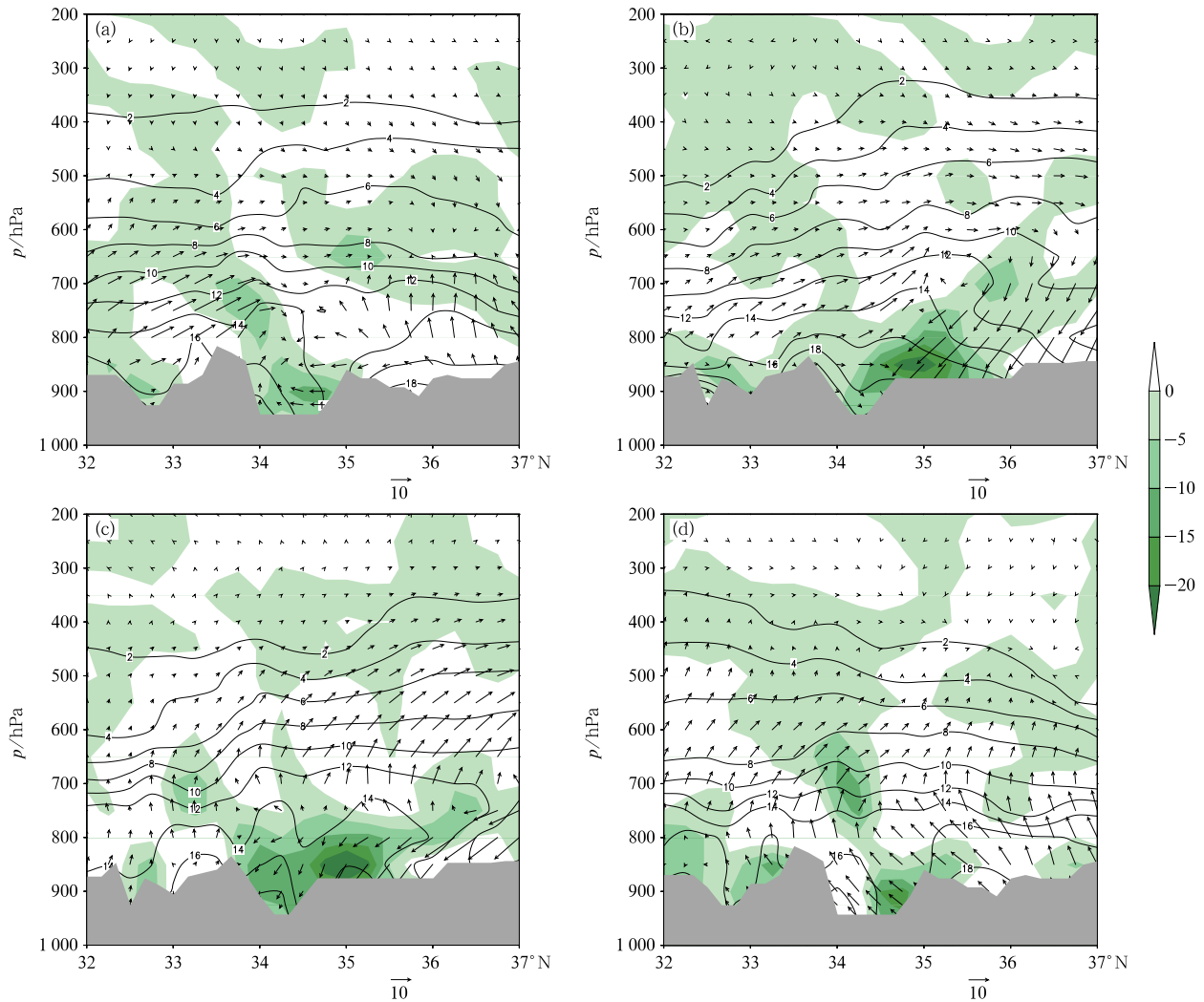


图 4 4 次过程水汽垂直分布

(a)2015 年 8 月 2 日 18 时,(b)2016 年 8 月 25 日 03 时,(c)2017 年 7 月 27 日 18 时,(d)2018 年 7 月 26 日 14 时

(图 4a、4d 为沿 109°E,图 4b、4c 为沿 108°E 的剖面;等值线为比湿,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$;

矢量为水汽通量,单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$;填色为水汽通量散度,

单位: $10^{-7} \text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$;灰色阴影为地形,垂直剖面用 ERA5 资料制作,下同)

Fig. 4 The water vapor vertical distribution of four convection cases at 18:00 BT 2 August 2015 (a), 03:00 BT 25 August 2016 (b), 18:00 BT 27 July 2017 (c), 14:00 BT 26 July 2018 (d)

(Vertical sections are along 109°E in Figs. 4a, 4d and along 108°E in Figs. 4b, 4c; isoclines represent specific humidity,

unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$; vectors represent water vapor flux, unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$;

colored represent divergence of water vapor flux, unit: $10^{-7} \text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$;

gray shadows represent terrain, vertical profiles is made with ERA5 data, the same as below)

关中地区随高度变化而减小,低值中心(348 K)位于 600 hPa,低层 850 hPa 为 352~356 K,在副高控制下,随着冷空气侵入形成了“上干冷、下暖湿”的位势不稳定层结。另外关中北部到陕北(35°~37°N)的低层有冷锋带来明显冷平流,低层冷空气侵入高温高湿的副高控制区,抬升暖湿空气,有利于对流的发生发展。随着冷空气从北部侵入关中地区,形成

锋区,在假相当位温图上等温线分布密集,锋面附近强的辐合上升运动有利于对流的触发。

2017 年 7 月 27 日 18 时(图 5c),关中上空存在明显的假相当位温“上低下高”的对流不稳定,低值中心位于 550 hPa,值为 344 K,高值中心位于地面到 850 hPa,值为 360 K,上下层间假相当位温差值达 12 K,表明强的位势不稳定,同时关中北部在

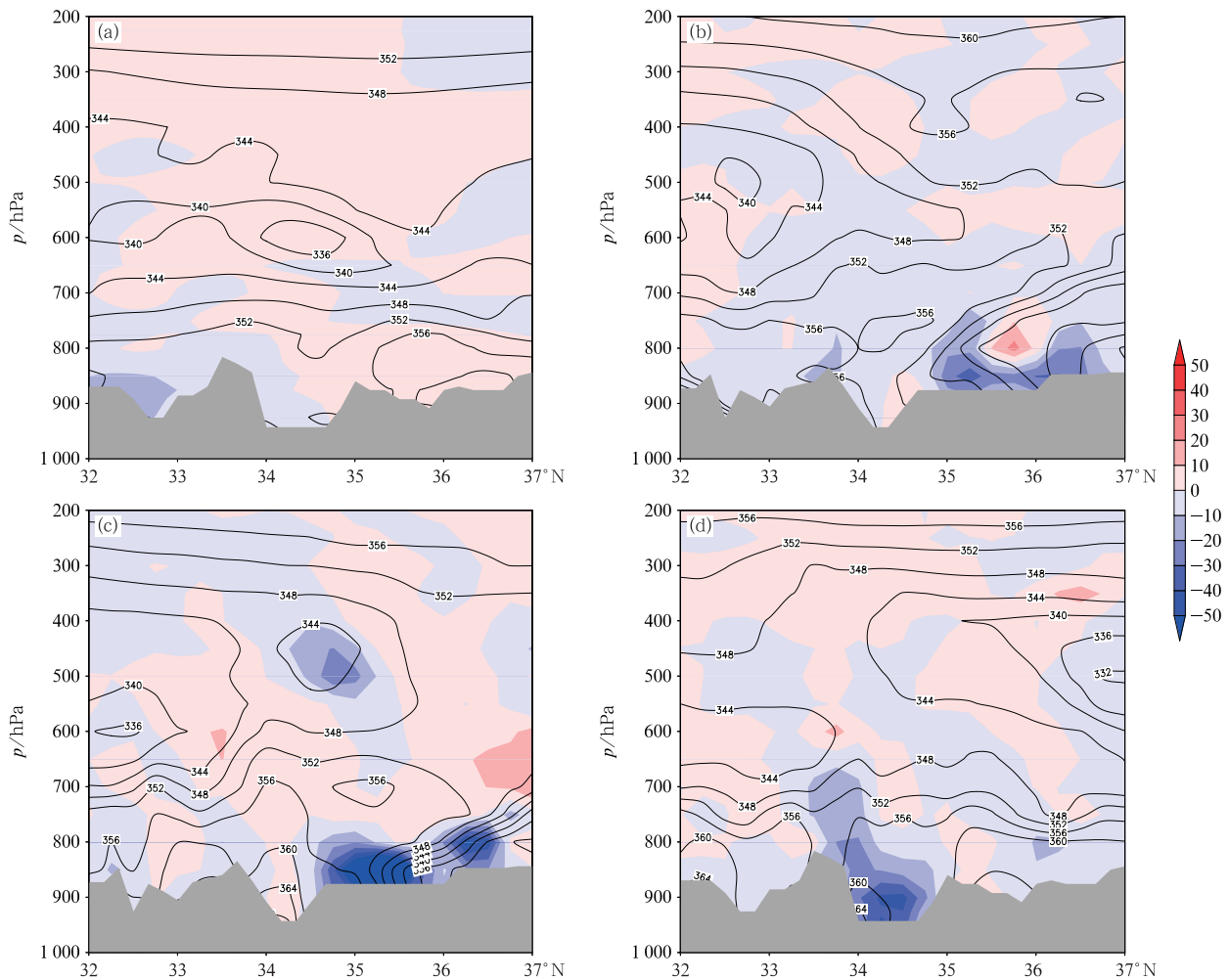


图5 同图4,但为假相当位温(黑色实线,单位:K)、温度平流(填色,单位: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a)2015年8月2日14时,(b)2016年8月25日02时,(c)2017年7月27日18时,(d)2018年7月26日14时

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for pseudo-equivalent potential temperature (black solid line, unit: K) and temperature advection (colored, unit: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a) 14:00 BT 2 August 2015, (b) 02:00 BT 25 August 2016, (c) 18:00 BT 27 July 2017, (d) 14:00 BT 26 July 2018

800 hPa 以下有明显冷平流,中心值达 $-50 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$,对应地面冷空气侵入,形成明显的锋区,假相当位温线密集,冷空气侵入和锋生有利于对流触发。

2018年7月26日14时(图5d),500 hPa 假相当位温为 344 K,近地面到 850 hPa 为 360 K,差值达到 16 K,大气不稳定性高,从冷平流看,在秦岭北麓有明显的冷平流,冷平流下山触发不稳定能量释放,形成强对流天气。

以上分析表明,4次过程均存在明显的位势层结不稳定,满足强对流天气发生的能量条件,同时在低层有明显的冷平流,有利于对流的触发。

2.4 探空分析

2015年8月2日14时西安泾河站的探空图上(图6a),850 hPa 与 500 hPa 的温差达 29°C ,K 指数为 34°C ,SI 指数为 -1.77°C ,大气的热力不稳定性强,CAPE 值达 $2119 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,不稳定能量强。近地面到 800 hPa 绝对湿度大,温度高,从相对湿度看,饱和层较薄,而 500 hPa 附近有干空气层,对应 500 hPa 高原槽后的干空气,14 时西安站地面温度达 38°C ,而 850 hPa 的温度为 23°C ,温差达 15°C ,低层大气接近超绝热状态,极易触发对流。

2016年8月24日20时西安泾河站探空图(图6b)呈现上干下湿的层结特征,850 hPa 与 500 hPa

的温差为 25°C , K 指数为 40°C , SI 指数为 1.4°C , CAPE 值达 $1292 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 不稳定能量强。从相对湿度看, 700~500 hPa 为饱和区, 近地面到 800 hPa 绝对湿度大, 温度高, 整层湿度条件好, LFC 为 707 hPa。从对流条件分析, 整层湿度条件好, 抬升凝结高度低, 有利于强降水的发生, SI 较大, 需要较大的抬升力来触发对流。

过程 3、过程 4 的对流活动主要发生在午后至傍晚, 早晨的探空代表性不足, 因此利用 ERA5 资料制作对流发生前 2 h 西安泾河位置的探空图做分析。2017 年 7 月 27 日 16 时西安泾河站的 ERA5 资料探空图(图 6c), 850 hPa 与 500 hPa 的温差达 28°C , K 指数为 39°C , SI 指数为 -2°C , 大气的热力不稳定度强, CAPE 值达 $1568 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 不稳定能量强。近地面到 850 hPa 绝对湿度大, 850 hPa 露点温

度为 18°C , 从相对湿度看, 湿层在 800~700 hPa 附近湿层浅薄, 中层大气和低层大气都存在干空气, 有利于夹卷作用及降水粒子的蒸发吸热而形成地面大风天气。

2018 年 7 月 26 日 12 时西安泾河站的 ERA5 资料探空图(图 6d), 850 hPa 与 500 hPa 的温差达到了 27°C , K 指数为 42°C , SI 指数为 -3°C , 大气热力不稳定度强, CAPE 值达到了 $1172 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 不稳定能量较强, 近地面到 850 hPa 绝对湿度大, 850 hPa 露点温度为 18°C , 总体看中层大气 500~300 hPa 及近地面层到 800 hPa 的相对湿度较低, 绝对湿度大, 随着午后高温天气的出现, 对流热力不稳定度大, 中层及近地层干空气有利于对流大风形成。

对比 4 次过程的探空发现其共同点是 850 hPa 和 500 hPa 的温差大, 均在 25°C 以上, K 指数在 35°C

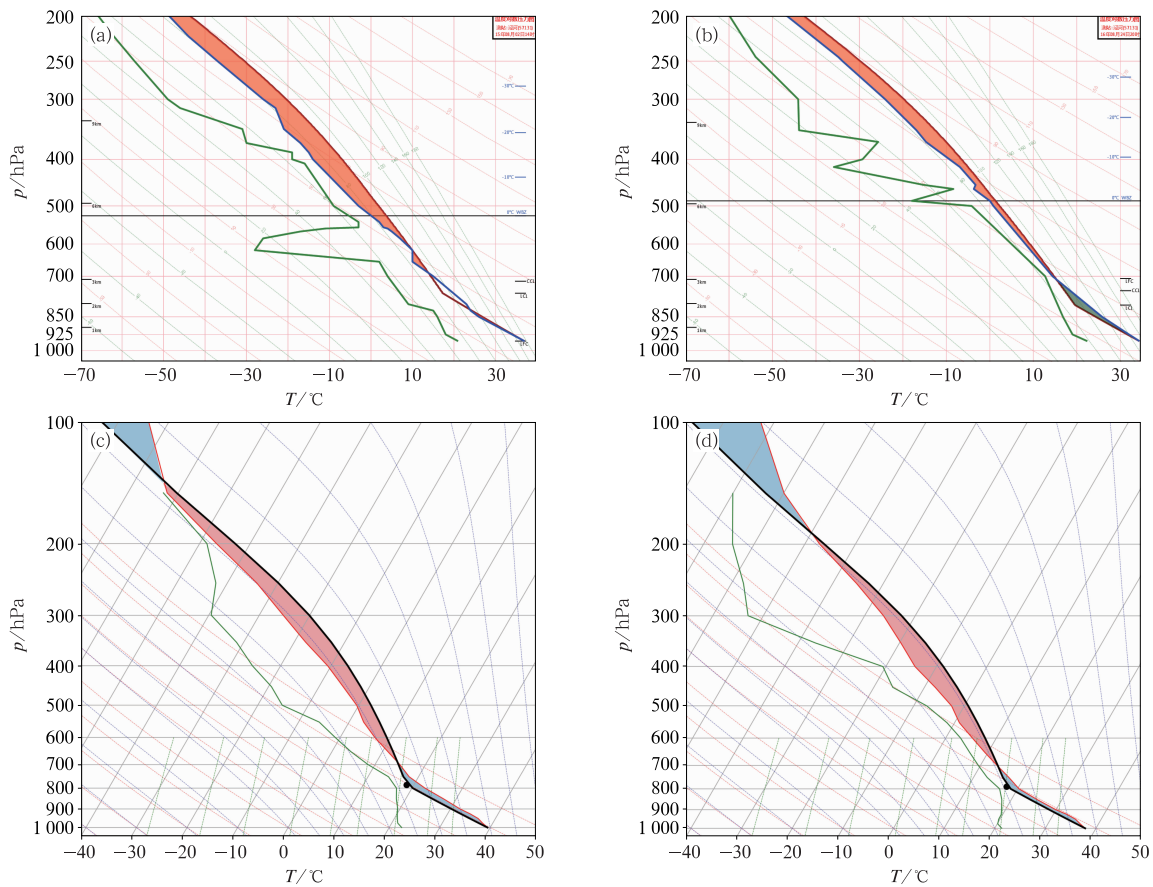


图 6 2015 年 8 月 2 日 14 时(a)和 2016 年 8 月 24 日 20 时(b)西安泾河站探空图
以及 2017 年 7 月 27 日 16 时(c)和 2018 年 7 月 26 日 12 时(d)西安泾河的 ERA5 模式探空
(绿线:层结露点温度线,黑线:层结温度线,红线:状态曲线)

Fig. 6 Sounding diagrams at 14:00 BT 2 August 2015 (a), 20:00 BT 24 August 2016 (b) and ERA5 model sounding diagrams at 16:00 BT 27 July 2017 (c), 12:00 BT 26 July 2018 (d) at Xi'an Jinghe Station
(green curve: dew point line of atmospheric stratification, black curve: temperature line of atmospheric stratification, red polyline: state curve)

以上,大气热力不稳定度高,低层绝对湿度大,过程 1、过程 4 的地面到 850 hPa 的温差很大,接近超绝热状态,容易触发对流,过程 2、过程 3 近低层温差更小一些,对流触发需要的抬升更强。过程 2 中层大气存在饱和层,湿层深厚,因此总降水量更大,暴雨的范围最大,过程 1、过程 3、过程 4 中层存在干空气层,中层干空气的夹卷作用有利于雷暴大风的产生。

综合以上分析,副高控制下的关中强对流天气,表现出高温和对流共存的特点,低层水汽条件好,大气可降水量在 50 mm 以上,可降水量越大、湿层越深厚、水汽输送越强则总降水量越强。从水汽的辐合来看,强的辐合中心在地面到 800 hPa,较区域性暴雨的辐合更低,在此类对流暴雨过程中低层辐合的作用主要是触发对流、释放不稳定能量。中层干空气则有利于产生雷暴大风天气。

3 强对流触发机制分析

3.1 2015 年 8 月 2 日对流触发机制

在 2015 年 8 月 2 日 14 时(图 7a)地面图上,延安到甘肃南部有中尺度风场辐合线,辐合强度值达 $-30 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,14:10(图略)沿着辐合线,在延安中部有对流回波的初生,随后带状对流回波随着辐合线向南移动。16 时辐合线南压,辐合强度增强且中心南移,延安南部到关中北部雷达回波增强,最强回波可达 55 dBz。随着对流的增强,在延安南部到关中北部出现了冷池,1 h 降温(图 7b)达 $4 \sim 6^\circ\text{C}$,最大降温幅度达 $7 \sim 8^\circ\text{C}$,形成等温线密集带,1 个纬距的温差达 14°C ,说明冷池很强,而西安地区温度达 38°C ,强烈的温差和雷暴出流将触发新生对流,地面风场同样显示(图略),辐合中心进一步南移,关中北部风力加大,出现 $10 \sim 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏北风。18 时冷中心进一步南压,等温线密集带位于西安北部地区,风场上关中北部有 $8 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏北风。强的变温及等温线密集带,表明雷暴冷池很强。18 时的锋生函数、假相当位温及垂直速度沿 109°E 的剖面图显示(图 7c), 35°N 附近的关中北部山区低层为 θ_{se} 低值中心,关中南部为 θ_{se} 高值中心,低层冷池南压和关中南部的高温、高湿空气交汇,造成近地面到 800 hPa 西安附近锋生,中心值为 $2 \times 10^{-8} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。地面到 850 hPa 为上升运动,而中层 500 hPa 为

弱下沉运动,说明在副高控制下,中层大气稳定,垂直运动主要由于地面辐合线及 850 hPa 切变线从关中部向南部移动造成,低层上升运动触发不稳定能量释放,形成强对流天气。在 18:02 的雷达回波图上(图略),冷池前沿的西安北部有阵风锋出现,18:36(图 7d)阵风锋移动到雷达站附近,西安北方的弧状对流云线特征清楚,其东段在西安东北方向触发了强对流,回波强度达 60 dBz,从回波剖面图上可以看到(图略),50 dBz 以上的强回波主要出现在 5 km 以下,即 0°C 层以下,呈现低质心特点,主要以降水回波为主,造成高陵出现 $39.6 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的强降水。19 时冷池控制了关中西部地区,强回波在冷池后部偏北风的推动下继续东南移动,造成泾河站 1 h 降水量达 49.3 mm,临潼站 1 h 降水量达 34.3 mm(图略)。20 时西安地区为冷空气控制,气温在 $24 \sim 26^\circ\text{C}$,雷达回波转为 $30 \sim 35 \text{ dBz}$ 的层状云降水(图略),强降水过程结束。

3.2 2016 年 8 月 24 日对流触发条件

在 2016 年 8 月 24 日 20 时地面图上(图 8a),冷锋位于山西到甘肃南部一线,甘肃南部地区有较强降水出现,降水造成的降温进一步增强了甘肃与陕西西部之间的温度梯度,使锋区进一步增强并向东南方向移动,到 8 月 25 日 02 时(图略),甘肃南部的锋区向东移动至关中西部,锋后的偏北风增强,关中西部位于偏北风和东南风的强辐合区,有中尺度对流云团发展。25 日 02 时(图 8b)地面到 750 hPa,关中以北为 θ_{se} 低值中心,为 340 K,关中南部 θ_{se} 高值中心达 352 K,说明低层冷暖空气在关中地区交汇,造成关中地区锋生加强,近地面到 750 hPa 为锋生区,最强锋生在 850 hPa 附近,中心值达 $3 \times 10^{-8} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。从垂直速度显示,关中地区地面至 500 hPa 为上升运动,最强上升运动在 850~750 hPa,达 $-1.2 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,上升运动大值中心与锋生最强区域重叠,说明冷锋锋生造成的垂直运动是主要的触发机制。25 日 02 时的地面风场(图 8c),冷锋后部的偏北风与关中地区的东南风之间形成辐合线,与辐合线对应 25 日 02:21 有带状对流发展(图 8d),冷锋后部也有层状云回波,此后偏北风进入关中地区,受秦岭地形的阻挡,逐渐转为西北到偏西风,偏西风推动带状对流自西向东移动,给关中地区带来强降水天气。

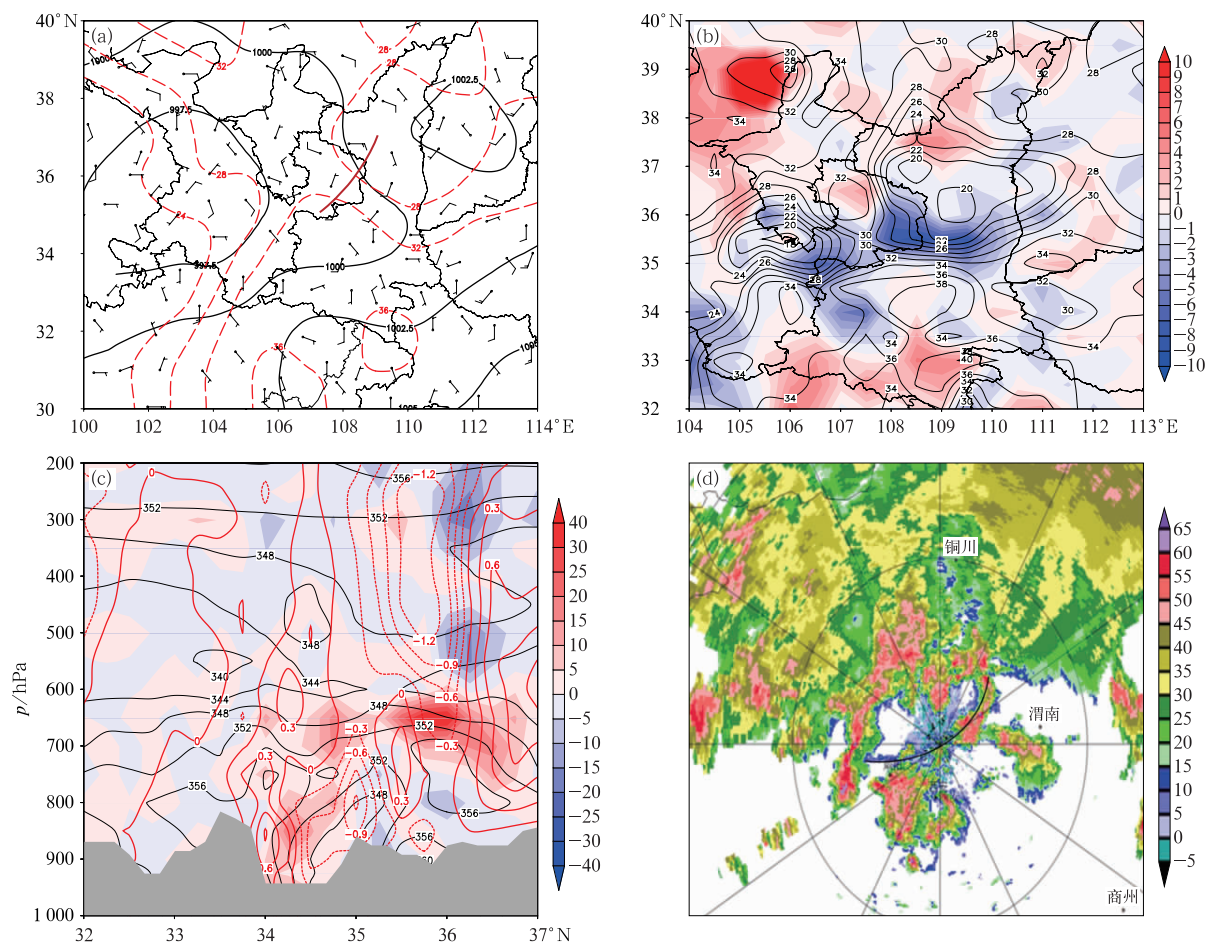


图 7 2015 年 8 月 2 日 (a)14:00 地面天气图(黑色实线为气压,单位:hPa;红色虚线为温度,单位:°C;红色粗实线为地面辐合线), (b)16:00 地面温度(黑色实线,单位:°C)及 1 h 变温(填色,单位:°C), (c)18:00 锋生(填色,单位: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)、假相当位温(黑色实线,单位:K)和垂直速度(红色实线,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)沿 109°E 剖面及 (d)18:36 西安 1.4° 反射率因子(填色,单位:dBz;粗黑线为阵风锋)

Fig. 7 (a) The ground synoptic chart at 14:00 BT (black solid line: sea level pressure, unit: hPa; red dashed line: 2 m temperature, unit: °C; red solid line: surface convergence line), (b) 2 m temperature (solid line) and 1 h temperature change (colored, unit: °C) at 16:00 BT, (c) vertical profiles of pseudo-equivalent potential temperature (black solid line, unit: K), frontogenesis function (colored, unit: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and vertical velocity (red solid line, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) along 109°E at 18:00 BT and (d) 1.4° radar reflectivity factor (colored, unit: dBz; black solid line: gust front) at Xi'an Station at 18:36 BT 2 August 2015

3.3 2017 年 7 月 27 日对流触发机制

2017 年 7 月 27 日 14 时(图 9a)冷锋位于甘肃南部到陕西西部地区,锋后的偏北风进入关中后受到秦岭阻挡转为偏西风,关中东部位于低压顶端的偏东气流中,偏西风和偏东风在关中西部地区交汇,辐合强度增大,14 时后关中西部首先出现了孤立的对流单体(图略),随后随着冷锋后部偏北风的加强,

辐合增强,零散的对流单体逐步合并,形成带状对流自西向东移动。18 时锋生函数、 θ_{se} 及垂直速度分布显示(图 9b),关中以北地区地面到 750 hPa 为 θ_{se} 低值中心,最小值为 340 K,关中南部为高值中心达 360 K,低层冷暖空气在关中地区交汇,强的锋生位于关中北部,近地面到 750 hPa 为锋生区,最强锋生位于 800 hPa 附近,中心值达 $4 \times 10^{-8} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。关中地区地面到 300 hPa 都为上升运动,最强

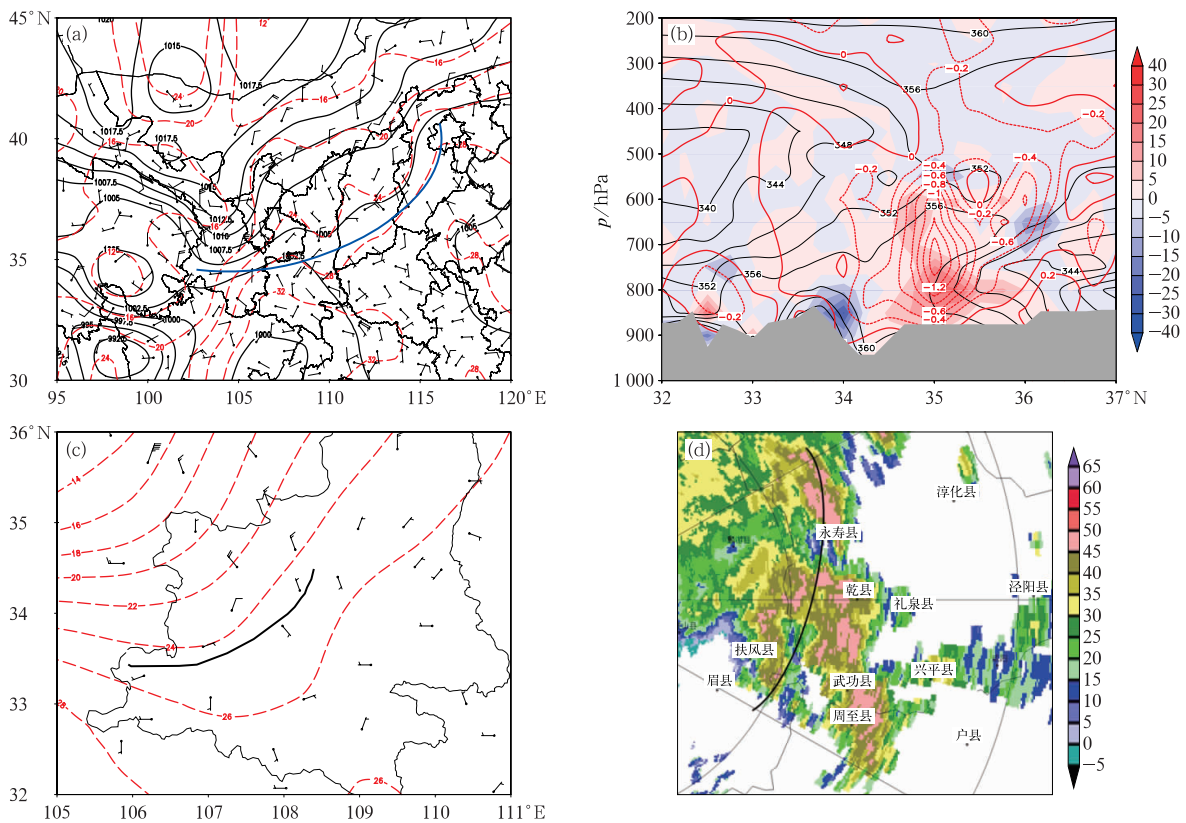


图 8 2016 年 8 月(a)24 日 20:00 地面天气图(黑色实线为气压,单位:hPa;红色虚线为温度,单位:℃;蓝色粗实线为地面冷锋),(b)25 日 02:00 锋生(填色,单位: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)、假相当位温(黑色实线,单位:K)和垂直速度(红色实线,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)沿 108°E 剖面,(c)25 日 02:00 10 m 风场(风向杆为地面风场,黑色实线为地面辐合线)及(d)25 日 02:21 西安 1.5° 反射率因子(填色,单位:dBz;黑色实线为风场辐合线)

Fig. 8 (a) The ground synoptic chart at 20:00 BT 24 (black solid line: sea level pressure, unit: hPa; red dashed line: 2 m temperature, unit: $^\circ\text{C}$; blue solid line: cold front), (b) vertical profiles of pseudo-equivalent potential temperature (black solid line, unit: K), frontogenesis function (colored, unit: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and vertical velocity (red solid line, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) along 108°E at 02:00 BT 25, (c) 10 m wind (barb) and wind convergence line (thick black line) at 02:00 BT 25 and (d) 1.5° radar reflectivity factor (colored, unit: dBz; black solid line: convergence line) at Xi'an Station at 02:21 BT 25 August 2016

上升运动位于 700 hPa 附近,达 $-2 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,上升运动区位于最强锋生区域的暖区一侧,说明对流首先在暖区的辐合线触发,随后冷锋锋生带来的上升运动在锋面附近触发对流,随后对流合并增强。27 日 18 时(图 9c)地面偏西风与偏东风之间形成辐合线,与该辐合线对应的 18:11(图 9d)雷达回波显示有带状对流发展,呈弓形特征,对应的径向速度图显示带状回波后有入流的西风急流,速度图上出现了速度模糊(图 9e),风速达 $12 \sim 14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,前部为偏东风入流,在弓形回波的顶点,径向速度的垂直剖

面上存在中层径向辐合(图 9f),实况显示武功在随后出现了 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大风天气。

3.4 2018 年 7 月 26 日对流触发机制

在 2018 年 7 月 26 日 13 时(图 10a)地面图上,关中地区为低压控制,西安南部有东北风和偏南风的辐合线,辐合线南侧秦岭山区开始有对流新生,对流产生的冷空气在西安南部山区造成了 $4 \sim 6^\circ\text{C}$ 的降温,冷池下山过程中,势能转化为动能,移动速度加快,冷空气与西安城区 $37 \sim 38^\circ\text{C}$ 的暖湿空气交

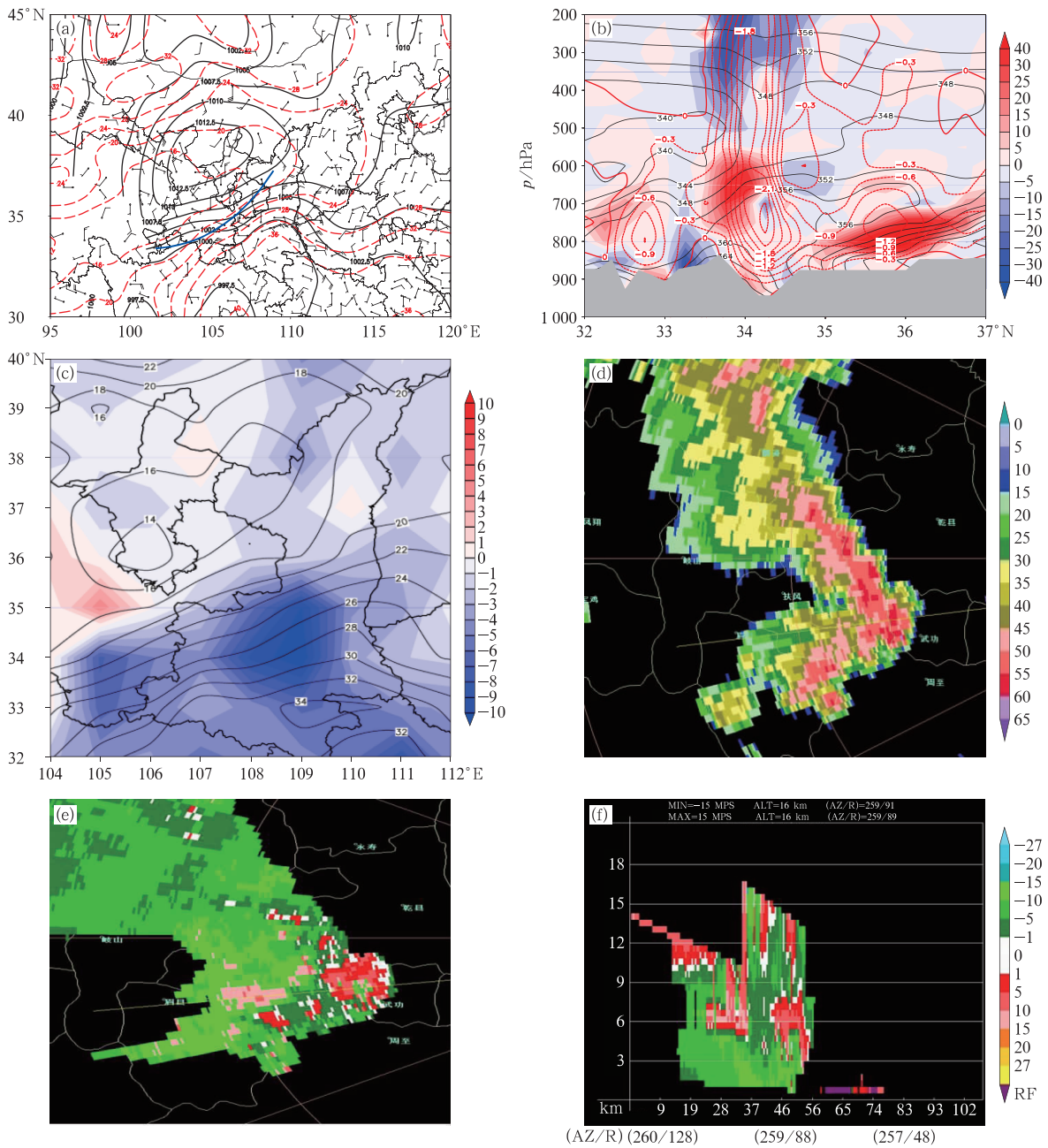


图 9 2017 年 7 月 27 日 (a) 14:00 地面天气图 (黑色实线为气压, 单位: hPa; 红色虚线为温度, 单位: $^{\circ}\text{C}$; 蓝色实线为地面冷锋), (b) 18:00 锋生 (填色, 单位: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)、假相当位温 (黑色实线, 单位: K) 和垂直速度 (红色实线, 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) 沿 108°E 剖面, (c) 18:00 地面温度场 (等值线, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 及 1 h 变温 (填色, 单位: $^{\circ}\text{C}$), (d) 18:11 西安 1.5° 反射率因子 (单位: dBz), (e) 18:00 3.4° 径向速度 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 及 (f) 18:11 径向速度垂直剖面 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 9 (a) The ground synoptic chart at 14:00 BT (black solid line: sea level pressure, unit: hPa; red dashed line: 2 m temperature, unit: $^{\circ}\text{C}$; blue solid line: cold front), (b) vertical profiles of pseudo-equivalent potential temperature (black solid line, unit: K), frontogenesis function (colored, unit: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and vertical velocity (red line, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) along 108°E at 18:00 BT, (c) 2 m temperature (solid line, unit: $^{\circ}\text{C}$) and 1 h temperature change (colored, unit: $^{\circ}\text{C}$) at 18:00 BT, (d) 1.5° radar reflectivity factor (colored, unit: dBz) at 18:11 BT, (e) 3.4° radar velocity (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 18:00 BT and (f) radial velocity profile at 18:11 BT in Xi'an Station on 27 July 2017

汇,触发了剧烈的对流天气。由 14 时锋生函数、 θ_{se} 分布可见(图 10b),关中地区低层为 360~364 K 的 θ_{se} 大值区,中层 500 hPa 上南侧秦岭山区干冷空气与关中平原上空的暖空气造成弱锋生,中层干冷空气有利雷暴大风的形成。从垂直速度上(图 10b)看,西南风和东北风的辐合线产生上升运动主要在近地面到 850 hPa,最强达到 $-1.2 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,秦岭北坡有下沉运动。对流产生的冷池加速下滑,冷空气造成城区南部 1 h 降温 $6 \sim 8^\circ\text{C}$,和西安城区高温区形成很大的温度梯度,30 km 温差达 $8 \sim 10^\circ\text{C}$ (图 10c)。14:01(图 10d)强回波外围有阵风锋向西安城区扩散,随后触发新的对流,同时刻的速度图上,阵风锋后侧的西南风最大速度达到 $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图略),随后阵风锋快速向北推进,给西安城区以及

关中东部带来了大范围的对流天气,由于阵风锋移速较快,累积雨量不大,主要以雷暴大风和短时强降水为主。

对比 4 次过程的触发条件,过程 2、过程 3 由冷锋触发对流,而过程 1、过程 4 的对流由中尺度辐合线触发,通过以上的综合分析给出了 2 种不同触发机制的环流配置图(图 11)。2 类过程中,关中地区地面最高气温在 35°C 以上,大气可降水量为 50 mm,大气处于高温、高湿状态,能量充沛,不同触发机制触发的对流的差别在于影响范围不同以及对流移动方向与秦岭地形的相互作用有所区别。由西北路冷锋触发的对流过程,低层大气锋生最强的区域对应大尺度最强上升运动区,西北路冷锋进入关中后,受秦岭阻挡转为东西向移动,造成关中地区东西向的带状

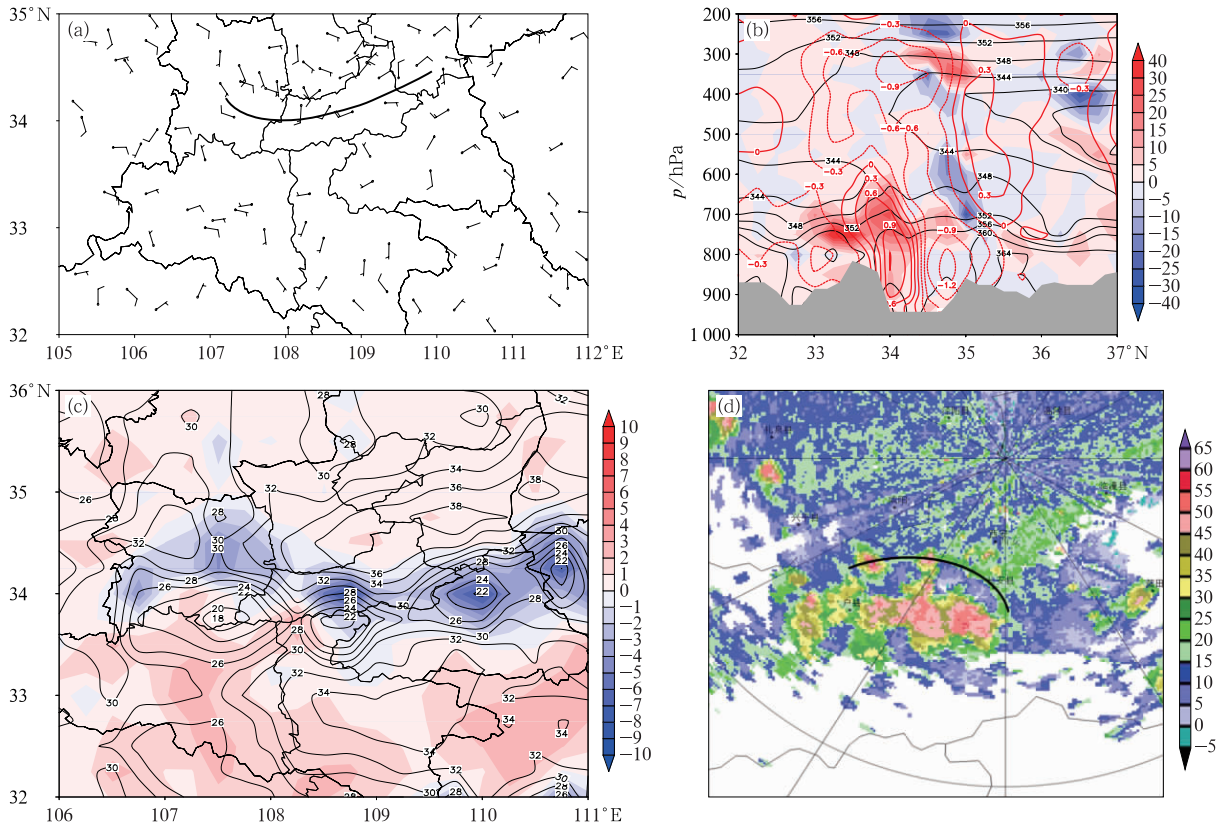


图 10 2018 年 7 月 26 日(a)13:00 地面风场(粗实线为地面辐合线), (b)14:00 锋生(填色, 单位: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)、假相当位温(黑色实线, 单位: K)和垂直速度(红色实线, 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)沿 109°E 剖面, (c)14:00 地面温度(黑色实线, 单位: $^\circ\text{C}$)及 1 h 变温(填色, 单位: $^\circ\text{C}$) 及(d)14:01 西安 0.4° 反射率因子(填色, 单位: dBz; 粗黑线为阵风锋)

Fig. 10 (a) The 10 m wind at 13:00 BT (thick solid line; surface convergence line), (b) vertical profiles of pseudo-equivalent potential temperature (black solid line, unit: K), frontogenesis function (colored, unit: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and vertical velocity (red solid line, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) along 109°E at 14:00 BT, (c) 2 m temperature (black solid line, unit: $^\circ\text{C}$) and 1 h temperature change (colored, unit: $^\circ\text{C}$) at 14:00 BT and (d) 0.4° radar reflectivity factor (colored, unit: dBz; thick solid line; gust front) at Xi'an Station at 14:01 BT 26 July 2018

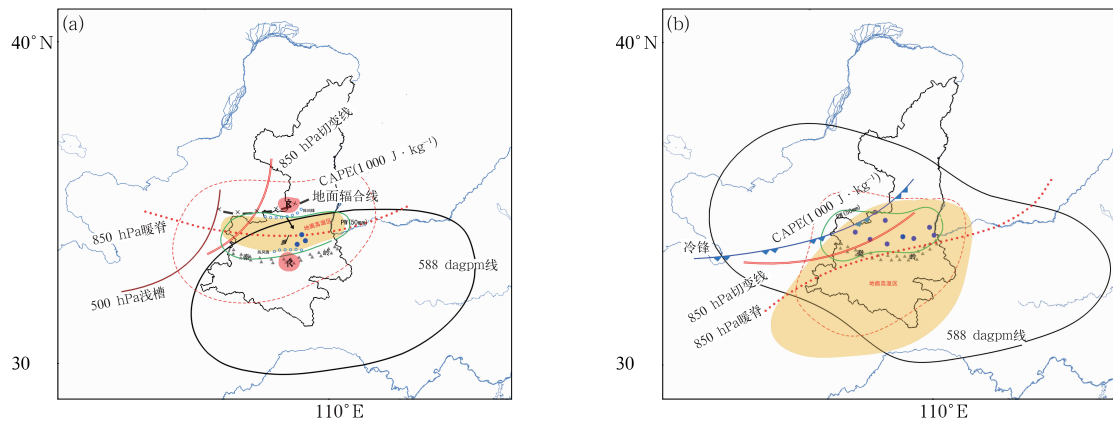


图 11 陕西关中在副高影响下由(a)冷锋触发和(b)中尺度辐合线触发强对流的环流配置示意图

Fig. 11 Circulation configuration map of severe convection triggered by (a) cold front and (b) mesoscale convergence line under the influence of subtropical high in Guanzhong of Shaanxi

强降雨带,对流范围大,持续时间更长。而由中尺度辐合线触发的对流新生一类出现在关中北部,另一类有偏东风与秦岭地形辐合触发出现在秦岭山区,对流产生后冷池前沿的阵风锋触发关中南部高温、高湿大气的新生对流,从关中北部触发随后向南移动造成总降水量更大,原因是受秦岭地形的阻挡作用,使系统移动缓慢,造成总的降水量更大;而秦岭山区触发下山向北移动的对流,其移动速度更快,由于冷池在下山过程中势能向动能转化造成移速加快,更容易造成关中地区的大风天气。

4 结 论

通过对 2015—2018 年陕西关中地区 4 次发生在副高影响下的强对流天气进行对比分析,探讨此类强对流发生的环境特征、触发机制的异同,得出以下主要结论:

(1)盛夏陕西关中地区在受副高控制时,地面高温、高湿,低层大气有触发条件时容易产生强对流,导致高温与强对流并存,而大尺度模式预报对此类过程强降水的预报能力有限,在预报中值得被关注和订正。

(2)副高控制下的对流发生时低层大气水汽含量大,大气可降水量达 50 mm 以上。相对于副高外围的系统性暴雨,此类天气中低层大气的西南风风速较小,水汽输送相对较弱。水汽输送强弱决定了强对流过程中是否伴有暴雨。

(3)此类强对流天气水汽辐合中心位于地面到 800 hPa,相对于系统性暴雨来说,辐合中心位置更低,其主要作用是克服对流抑制,释放不稳定能量。

(4)对流主要是由地面冷锋和低层大气的风场辐合线触发,冷锋后的降水降温效应会加大温度梯度使得冷锋增强,锋面在低层侵入副高内部高温、高湿大气,触发强对流天气发生;没有明显冷平流的暖区对流一般由地面中尺度辐合线触发,对流产生的冷池形成阵风锋在高层大气中触发新生对流。

(5)秦岭地形对对流的移动和传播有明显影响,西北路冷锋进入关中,锋后偏西风由于质量的堆积,风速增大,造成的雨带在秦岭北麓沿山维持,形成暴雨。关中北部触发对流云团向南移动时受到秦岭阻挡,移速变慢,总雨量增大;而在秦岭北麓的新生的对流系统,在下山过程中势能向动能转化,造成系统移速加快,其流出边界触发平原地区对流发展,强降水持续时间较短,但更容易造成大范围的雷暴大风天气。

参考文献

- 陈明轩,肖现,高峰,2017. 流出边界对京津冀地区强对流局地新生及快速增强的动力效应[J]. 大气科学,41(5):897-917. Chen M X, Xiao X, Gao F, 2017. Dynamical effect of outflow boundary on localized initiation and rapid enhancement of severe convection over Beijing-Tianjin-Hebei Region[J]. Chin J Atmos Sci, 41(5): 897-917(in Chinese).
- 陈明轩,王迎春,2012. 低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飑线过程发展维持的数值模拟[J]. 气象学报,70(3):371-386. Chen M X, Wang Y C, 2012. Numerical simulation study of interactional effects of the low-level vertical wind shear with the cold pool on a squall line evolution in North China[J]. Acta Meteor Sin, 70(3):371-386(in Chinese).
- 狄潇泓,王小勇,肖玮,2019. 甘肃一次副高内部极端强降水可预报性思考[J]. 干旱区地理,42(5):1029-1037. Di X H, Wang X Y,

- Xiao W, 2019. Predictability of an extreme heavy rainfall inside the subtropical high pressure in Gansu[J]. *Arid Land Geogr*, 42(5):1029-1037(in Chinese).
- 董全,胡海川,代刊,2016. 数值模式预报调整趋势分析[J]. *气象*, 42(12):1483-1497. Dong Q, Hu H C, Dai K, 2016. Analysis of forecast modifying trend of the numerical model[J]. *Meteor Mon*, 42(12):1483-1497(in Chinese).
- 范元月,罗剑琴,张家国,等, 2020. 宜昌极端短时强降水尺度对流系统特征分析[J]. *气象*, 46(6):776-791. Fan Y Y, Luo J Q, Zhang J G, et al, 2020. Characteristics analysis of mesoscale convective system causing the extreme flash rain in Yichang[J]. *Meteor Mon*, 46(6):776-791(in Chinese).
- 郭大梅,潘留杰,史月琴,等,2020. 西安地区一次罕见秋季冷锋后暴雨过程分析[J]. *高原气象*, 39(5):986-996. Guo D M, Pan L J, Shi Y Q, et al, 2020. Analysis of a rare autumn rainstorm behind cold front in Xi'an[J]. *Plateau Meteor*, 39(5):986-996(in Chinese).
- 李强,王秀明,张亚萍,等,2019. 一次副高影响下的局地强风暴触发及维持机制探析[J]. *气象*, 45(2):203-215. Li Q, Wang X M, Zhang Y P, et al, 2019. Analysis and explanation on triggering and maintaining mechanism of a localized severe storm under the influence of subtropical high[J]. *Meteor Mon*, 45(2):203-215(in Chinese).
- 梁生俊,马晓华,2012. 西北地区东部两次典型大暴雨个例对比分析[J]. *气象*, 38(7):804-813. Liang S J, Ma X H, 2012. Comparative analysis of characteristics of two typical rainstorm cases in the east of Northwest China[J]. *Meteor Mon*, 38(7):804-813(in Chinese).
- 刘勇,袁媛,潘留杰,等,2016. 大气层结对流稳定条件下一次区域性暴雨的成因[J]. *高原气象*, 35(5):1317-1326. Liu Y, Yuan Y, Pan L J, et al, 2016. Formation mechanisms of a regional rainstorm under the stable atmospheric stratification[J]. *Plateau Meteor*, 35(5):1317-1326(in Chinese).
- 孙继松,2017. 短时强降水和暴雨的区别与联系[J]. *暴雨灾害*, 36(6):498-506. Sun J S, 2017. Differences and relationship between flash heavy rain and heavy rainfall[J]. *Torr Rain Dis*, 36(6):498-506(in Chinese).
- 王丽荣,刘黎平,王立荣,等,2013. 太行山东麓地面辐合线特征分析[J]. *气象*, 39(11):1445-1451. Wang L R, Liu L P, Wang L R, et al, 2013. Analysis of surface convergence line features in the eastern side of Taihang Mountain[J]. *Meteor Mon*, 39(11):1445-1451(in Chinese).
- 王楠,赵强,井宇,等,2018. 秦岭北麓一次冷锋触发的短时强降水成因分析[J]. *高原气象*, 37(5):1277-1288. Wang N, Zhao Q, Jing Y, et al, 2018. Causation analysis of a short-time strong rainfall triggered by cold front at the northern piedmont of Qinling Mountains[J]. *Plateau Meteor*, 37(5):1277-1288(in Chinese).
- 王珏,张家国,吴涛,等,2019. 湖北省极端短时强降水 MCS 类型及特征分析[J]. *气象*, 45(7):931-944. Wang J, Zhang J G, Wu T, et al, 2019. MCS classification and characteristic analyses of extreme short-time severe rainfall in Hubei Province[J]. *Meteor Mon*, 45(7):931-944(in Chinese).
- 武麦风,吉庆,武维刚, 2017. 一次槽前“干”对流背景下阵风锋天气过程分析[J]. *高原气象*, 36(3):845-851. Wu M F, Ji Q, Wu W G, 2017. A mesoscale analysis of a gust front weather process caused by fore-trough dry convection[J]. *Plateau Meteor*, 36(3):845-851(in Chinese).
- 肖玉华,赵静,蒋丽娟,2010. 数值模式预报性能的地域性特点初步分析[J]. *暴雨灾害*, 29(4):322-327. Xiao Y H, Zhao J, Jiang L J, 2010. Analysis on geography & physiognomy character of numerical model prediction performance[J]. *Torr Rain Dis*, 29(4):322-327(in Chinese).
- 尹红萍,曹晓岗,2010. 盛夏上海地区副热带高压型强对流特点分析[J]. *气象*, 36(8):19-25. Yin H P, Cao X G, 2010. Summary on subtropical high severe convection during midsummer in Shanghai Area[J]. *Meteor Mon*, 36(8):19-25(in Chinese).
- 俞小鼎,周小刚,王秀明,2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J]. *气象学报*, 70(3):311-327. Yu X D, Zhou X G, Wang X M, 2012. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection[J]. *Acta Meteor Sin*, 70(3):311-327(in Chinese).
- 张树民,缪燕,周金磊,等,2017. 副热带高压脊线附近江苏两次强对流天气对比分析[J]. *暴雨灾害*, 36(5):422-430. Zhang S M, Miao Y, Zhou J L, et al, 2017. Comparative analysis on two severe convective weather events occurred near the subtropical high ridge in Jiangsu Province[J]. *Torr Rain Dis*, 36(5):422-430(in Chinese).
- 张雅斌,罗慧,赵荣,等,2019. 西安致灾短时暴雨中尺度与动力指数特征[J]. *热带气象学报*, 35(5):614-628. Zhang Y B, Luo H, Zhao R, et al, 2019. Characteristics of mesoscale system and dynamic factor index during disastrous short-time rainstorms at Xi'an[J]. *J Trop Meteor*, 35(5):614-628(in Chinese).
- 赵强,王楠,陈小婷,等,2020. “8·21”陕西中北部暴雨成因对比及预报偏差分析[J]. *干旱气象*, 38(4):559-568. Zhao Q, Wang N, Chen X T, et al, 2020. Analysis on causes and prediction deviation of the “8·21” heavy rain in northern and central part of Shaanxi Province[J]. *J Arid Meteor*, 38(4):559-568(in Chinese).
- 赵强,王楠,李萍云,等,2017. 两次陕北暴雨过程热力动力机制诊断[J]. *应用气象学报*, 28(3):340-356. Zhao Q, Wang N, Li P Y, et al, 2017. Diagnosis of thermal and dynamic mechanisms of two rainstorm processes in northern Shaanxi[J]. *J Appl Meteor Sci*, 28(3):340-356(in Chinese).
- 赵庆云,张武,陈晓燕,等,2018. 一次六盘山两侧强对流暴雨中尺度对流系统的传播特征[J]. *高原气象*, 37(3):767-776. Zhao Q Y, Zhang W, Chen X Y, et al, 2018. Propagation characteristics of mesoscale convection system in an event of severe convection rainstorm over both sides of Liupanshan Mountains[J]. *Plateau Meteor*, 37(3):767-776(in Chinese).
- Wilson J W, Megenhardt D L, 1997. Thunderstorm initiation, organization and lifetime associated with Florida boundary layer convergence lines[J]. *Mon Wea Rev*, 125:1507-1525.

(本文责编:王婷波)