

副高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

摘要: 2015–2018 年陕西关中出现了 4 次副热带高压 (简称副高, 下同) 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, 本文利用 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, 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, 其出流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

The Environmental Characteristics and Trigger Mechanism of Severe Convection under the influence of Subtropical High in Shaanxi Guanzhong Area

*2021年度中国气象局创新发展专项《“十四运”预报预警技术研究及应用》(CXFZ2021Z035)及《2020年灾害性天气预报技术总结分析》(CXFZ2021Z034)、国家自然科学基金《基于稀疏对应和深度神经网络的雷达回波外推短临降水预报研究》(42075007)和中国气象局预报员专项(CMAYBY2020-129)秦岭和黄土高原生态环境气象重点实验室重点课题(2019Z-1、2020K-1)共同资助

2020年12月4日收稿; 2021年6月10日收修订稿

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: zhaog66@sina.com。

28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67

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 Bureau of Shaanxi Province, Tongchuan, 727031

Abstract: Using conventional observation data, doppler radar data of Xi'an station, ground weather station observation data and ERA5 reanalysis data (0.25*0.25), the environmental conditions and triggering mechanism of four severe convection weathers in Guanzhong area under the influence of subtropical high from 2015 to 2018 were comparative analyzed. These four cases resulting in local geological disasters and urban flooding, however, the global model failed to forecast a short-term rainstorm. 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, the atmospheric precipitable water can be more than 50 mm, relative to the systemic rainstorm occurred in the peripheral of the subtropical high, the water vapor transmission is relatively weak, the strength of the water vapor transmission determines the total rainfall in the severe convection process. Convergence center is located on the ground to 800 hPa, compared with the systemic rainstorm, the convergence center position is lower, and the main role of low-level convergence is to overcome convection suppression, release unstable energy. Favorable environmental conditions for the occurrence of severe convection including strong potential unstable layer, low LFC, medium intensity convective available potential energy and thick warm clouds. The trigger mechanism is mainly cold front and low-level wind convergence line, when there is a cold front in the upstream, the cooling effect of precipitation behind the cold front will increase the temperature gradient to enhance the cold front, cold air in the lower layer invades the atmosphere with high temperature and high humidity controlled by subtropical high, triggering severe convection occurs; The convection in warm regions is usually triggered by ground convergence line, convection induced cold pools can form gust front and trigger new convection. Qinling terrain has a significant impact on the movement and spread of the severe convection. The convective that triggers in north of Guanzhong area and move southward can easily cause heavy rain storm because of the rain belt blocked by Qinling. The new convective occurred along the terrain convergence line in the northern Qinling 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, it is easier to produce large-scale thunderstorm and gale weather.

Key words: severe convection; gust front; atmosphere instability; trigger mechanism; frontogenesis; terrain

引言

副高背景下, 大气高温、高湿, 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以上, 即抬升触发机制是对流能否产生的关键。Wilson et al (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,

68 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
69 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
70 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
71 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
72 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
73 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)。

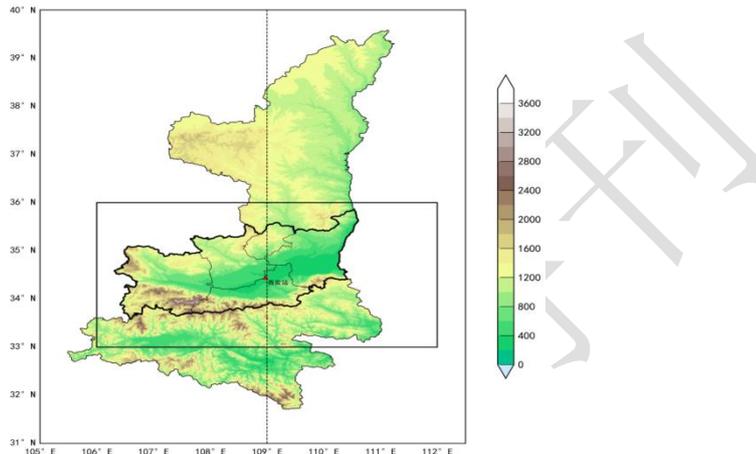
74 中国各地研究表明,夏季副高背景下强对流天气时有发生,尹红萍和曹晓岗(2010)对
75 上海副高控制下的强对流天气进行了总结,指出副高控制下强对流容易出现错报,对流较易
76 在副热带高压的北侧发生,强对流的发生除需要有较好的层结不稳定条件外,对抬升条件也
77 有较高要求。张树民等(2017)发现500 hPa副高脊线附近也会触发强对流天气,强对流发
78 生前大气层结不稳定,呈上干下湿状态分布,925 hPa切变线和地面辐合线附近强动力抬升
79 作用,触发了对流风暴。副高控制下的强对流天气主要以短时强降水为主,有时伴有雷暴大
80 风(尹红萍和曹晓岗,2010;张树民等,2017)。短时强降水主要由深厚湿对流造成,深厚
81 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)。

82 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
83 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
84 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
85 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
86 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
87 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
88 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、
89 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
90 暴雨天气(赵庆云等,2018)。

91 陕西盛夏季节的区域性暴雨主要在低空急流左侧的水汽辐合区,高空槽和副高结合,增
92 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
93 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
94 机制主要是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
95 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
96 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
97 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
98 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,
99 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。
100 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
101 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

102 对流的产生（武麦凤等，2017；张雅斌等，2019）。

103 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。
104 2015-2018 陕西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
105 降水预报能力较弱（肖玉华等，2010；董全等，2016），由于此类天气的突发性和强致灾性给
106 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
107 天气共性及差异性的对比分析，因此本文选取近年来的四次类似天气过程，诊断此类强对流
108 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，
109 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。



110

111 图 1 陕西地形图（黑色粗线范围为关中地区，红色三角为西安探空站和雷达站所在地，虚线为 109° E，图中方框为图
112 2 实况绘图范围）

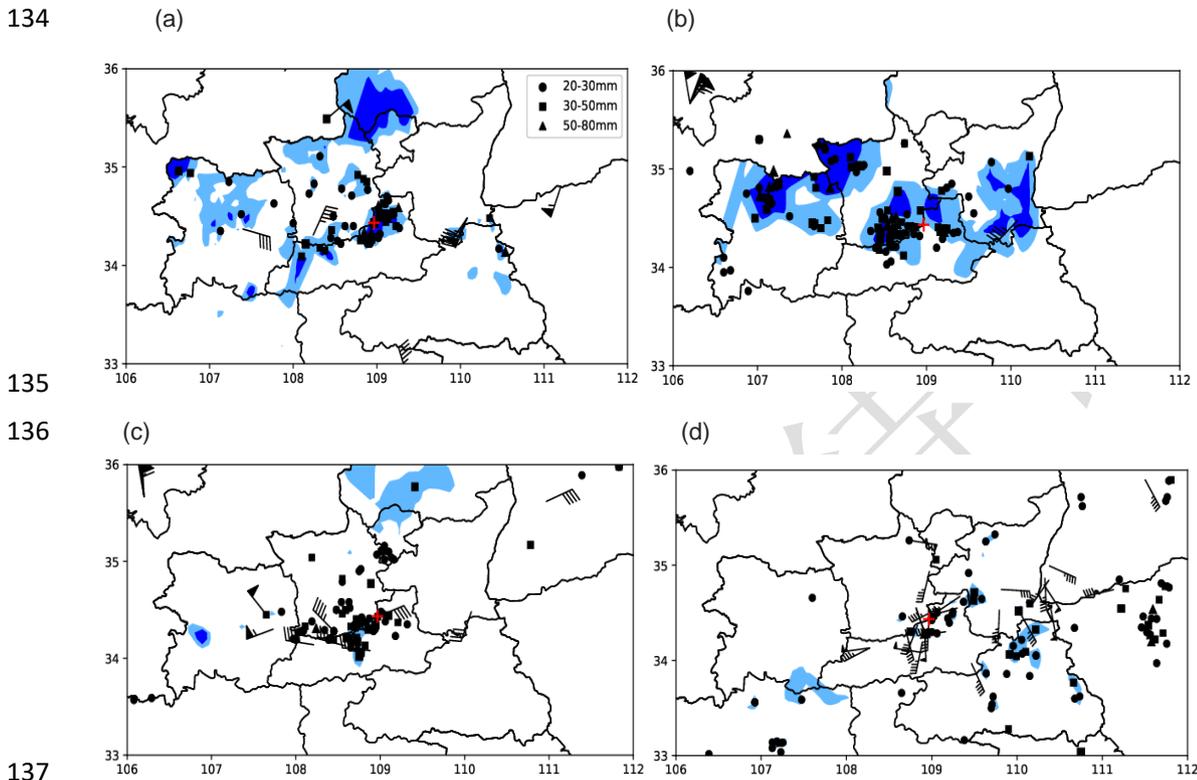
113 Fig.1 Topographic map of Shaanxi Province (thick black line represent Guanzhong area and dash line is 109° E, red star is the
114 sounding station and radar station location of Xi'an, the box shows the drawing range in fig.2)
115

116 1 天气实况

117 2015—2018 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，
118 以下称过程 1）关中的中西部地区出现强降水，主要时段为 2 日 18—23 时，累计 49 站次短
119 时强降水（1 h 降水量大于 20 mm，下同），最大 1 h 降水量高达 65.3 mm，临潼 3 h 降雨量
120 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
121 山站 $26 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。2016 年 8 月 24 日（图 2b，以下称过程 2）强降水呈带状位于关中平原地区，
122 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
123 大雨强 57 mm，12 小时降水量最大长武站 94 mm，期间关中地区出现 1 站 7 级以上大风（华
124 山站 $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ）。2017 年 7 月 27 日（图 2c，以下称过程 3）关中西部出现了雷暴大风和短
125 时强降水天气，主要降水时段为 27 日 14—23 时，累计 41 站次短时强降水，最大小时雨强
126 为 18 时岐山站 35.3 mm，同时出现了 7 站雷暴大风，最大风速为扶风站 $22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。2018 年
127 7 月 26 日（图 2d，以下称过程 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
128 降水主要时段为 26 日 14—18 时，累计 39 站次短时强降水，最大雨强为渭南华阴 16 时 47 mm，

129 12 h 最大降水量渭南官道 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
130 阿房宫站 14: 35 出现极大风速 29 $m \cdot s^{-1}$ 。

131 对比可以看出，四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
132 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
133 水量较小，主要以短时强降水和雷暴大风天气为主。



137
138 图 2 四次强对流天气实况（填色图为 12 h 降水量，浅蓝色 25~50 mm，深蓝色 50~100 mm，点值代表小时降水量>20 mm，风
139 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）（a. 2015 年 8 月 2 日 08—20 时；b. 2016 年 8 月 24 日 20
140 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）

141 Fig.2 Observation of four convection cases (shaded is 12 h cumulative rainfall, light blue for 25-50 mm and dark blue for 50-100
142 mm; spot represent 1h rainfall greater the 20 mm ,wind bar is stand for the station wind speed greater than 7 scale, red cross is the
143 location of Xi'an Jinghe sounding station) (a.from 08 to 20 on 02 August 2015; b.from 20 on 25 August 2016 to 08 on 25 August 2016;
144 c.from 08 to 20 on 27 July 2017; d.from 08 to 20 on 26 July 2018)

145 2 大尺度环境条件分析

146 2.1 环流背景

147 2015 年 8 月 2 日 08 时天气图上（图 3a），东北地区有一冷涡，西太平洋副热带高压（以
148 下简称副高）强盛，呈带状分布，控制我国 35° N 以南的大部分地区，700 hPa 及 850 hPa
149 上甘肃南部存在切变线，14 时 500 hPa 上（图略）陕西中南部仍为副高控制，西安站位势
150 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
151 低压带控制，副高控制之下关中高温、高湿，关中南部气温为 37°C~39°C，露点温度为 22°C

152 ~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
153 合线首先在关中北部触发对流, 随后辐合线东南移动, 触发关中南部的不稳定大气的能量释放,
154 因此产生了短时暴雨天气。

155 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
156 陆大部分地区, 588线北抬至河套地区, 东北到内蒙古有东北西南向的冷槽, 700 hPa 河套
157 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24~28℃暖脊,
158 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
159 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
160 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时冷锋位于关中北部,
161 关中东部气温为 $32\text{℃}\sim 34\text{℃}$, 随着冷空气侵入高温高湿的副高控制区, 使不稳定能量释放,
162 产生强对流天气。

163 2017年7月27日08时天气图上(图3c), 副高东北西南向控制黄河以南、长江中下游
164 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
165 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
166 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
167 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
168 控制, 西安 $T_{850-500}$ 达到 26℃ , 大气不稳定度高, 850 hPa 关中地区存在东西向切变线, 14
169 时关中气温达 $36\text{℃}\sim 38\text{℃}$, 冷锋位于甘肃南部到陕西中部, 随着冷空气南下, 触发不稳定能
170 量释放, 造成关中地区强对流天气。

171 2018年7月26日08时天气图(图3d)上, 副高主体呈东北西南向位于我国东部地区,
172 陕西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 $4\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$
173 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
174 $T_{850-500}$ 达到 27℃ , 大气垂直不稳定度高。26日14时地面图上(图略), 关中地区为低压控制,
175 气温达到了 $37\text{℃}\sim 38\text{℃}$, 露点温度在 $22\text{℃}\sim 24\text{℃}$, 低层温度高, 湿度条件好, 秦岭山区西南
176 风和东北风的辐合线在午后触发对流。

177 通过以上分析发现: 四次天气过程中, 副高强盛控制陕西的中南部地区, 关中地区的最高
178 气温在 $35\sim 39\text{℃}$, 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
179 控制, 不稳定能量强。过程2和过程3强对流过程中, 副高控制关中地区, 而过程1和过程
180 4, 对流发生前副高控制, 之后500 hPa有浅槽向东移动, 副高略有东退。从冷空气强度来
181 看, 过程2和3中冷空气较强, 850 hPa有明显锋区, 地面有冷锋, 关中地区的对流主要由
182 冷锋触发, 过程1和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。

183

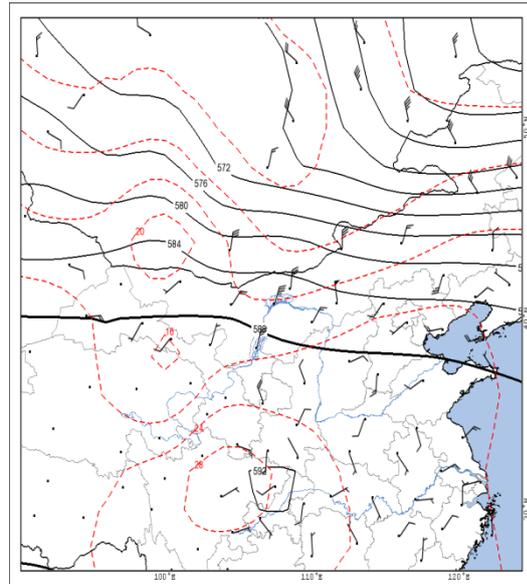
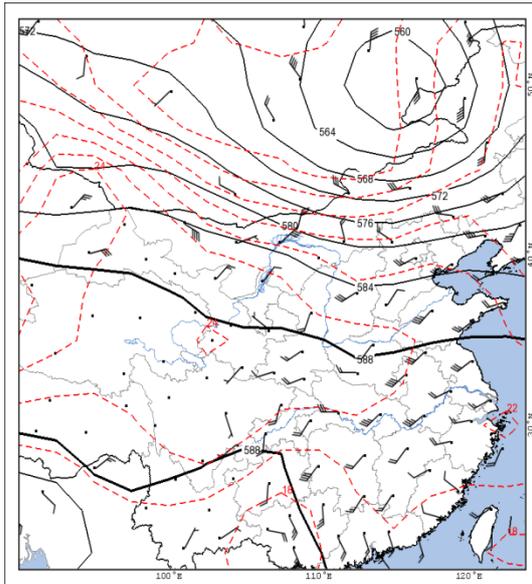
184

185

186

(a)

(b)

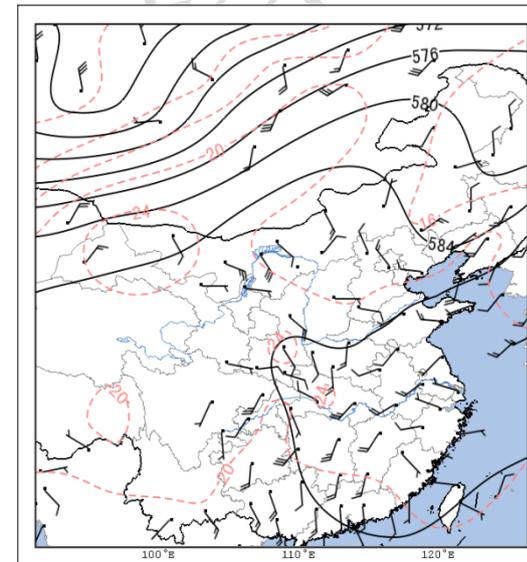
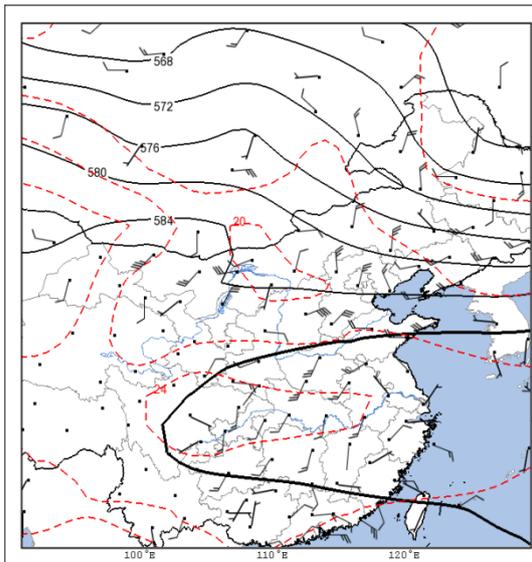


187

188

(c)

(d)



189

190

191

图3 四次过程高空天气形势 (黑色等值线为 500 hPa 位势高度, 红色虚线为 850 hPa 等温线, 风向标为 850 hPa 风场) (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)

192

Fig.3 weather situations of four convection cases (black solid line is 500 hPa geopotential height, red spot line is 850 hPa

193

temperature and wind bar is 850 hPa wind.) (a. at 08 on 02 August 2015; b. at 20 on 24 August 2016; c. at 08 on 27 July 2017; d. at 08 on

194

26 July 2018)

195

2.2 水汽条件

196

197

198

199

以下通过比湿、水汽通量及其散度的垂直变化分析四次过程中水汽特征。2015 年 8 月 2 日 18:00 (图 4a), 暴雨区近地面层到 750 hPa 比湿达到 $14\sim 16 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 700 hPa 比湿为 $10 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 暴雨区低层绝对湿度条件好, 大气可降水量达到 $50\sim 55 \text{ mm}$, 水汽充沛。水汽通量在 850 hPa 到 600 hPa 之间, 有西南风的水汽输送, 最强的在 700 hPa 附近, 值为 $8\sim 10$

200 $g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2}$, 近地面层到 850 hPa 附近有 $-5 \times 10^{-7} g \cdot s^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot cm^{-2}$ 的水汽辐合, 对应天
 201 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
 202 制, 触发不稳定能量释放, 产生对流造成强降水。

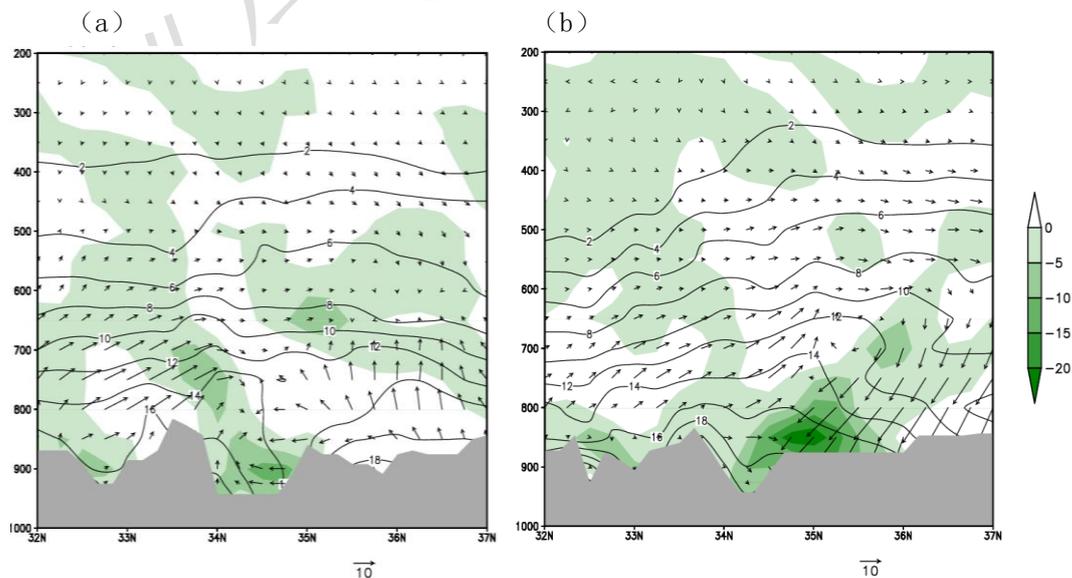
203 2016 年 8 月 25 日 03 时 (图 4b), 关中地区近地面层到 850 hPa 为比湿高值区, 达到了
 204 $16 \sim 18 g \cdot kg^{-1}$, 700 hPa 比湿为 $12 g \cdot kg^{-1}$, 整层水汽含量大, 大气可降水量高达 $55 \sim 60 mm$,
 205 850 到 700 hPa 有西南风水汽输送, 值在 $8 \sim 10 g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2}$, 随着低层冷锋的南压, 在关中北
 206 部地区形成西南风和东北风的水汽辐合, 辐合中心从地面直到 750 hPa, 水汽通量散度最大
 207 值为 $20 g \cdot s^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot cm^{-2}$ 。

208 2017 年 7 月 27 日 18 时 (图 4c), 850 hPa 以下比湿在 $16 \sim 18 g \cdot kg^{-1}$, 700 hPa 比湿
 209 为 $10 g \cdot kg^{-1}$, 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
 210 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, 在关中北部近地面层形成
 211 辐合中心, 中心值为 $20 g \cdot s^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot cm^{-2}$ 。

212 2018 年 7 月 26 日 14 时 (图 4d), 近地层到 850 比湿达 $16 g \cdot kg^{-1}$ 左右, 700 hPa 比湿
 213 为 $10 g \cdot kg^{-1}$, 大气可降水量 $50 \sim 55 mm$ 左右, 近地面层有偏东风水汽输送, 高层有偏南风
 214 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。

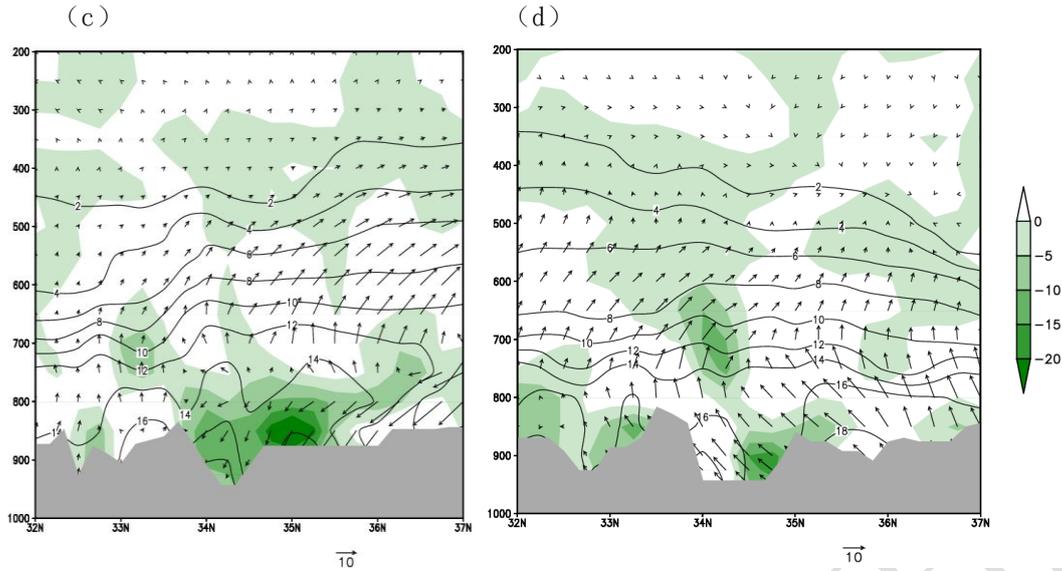
215 四次过程中关中地区绝对水汽含量均较高, 850 hPa 以下比湿可以达到 $16 g \cdot kg^{-1}$ 以上,
 216 700 hPa 比湿在 $10 \sim 12 g/kg$ 之间, 大气可降水量在 50 mm 以上, 过程 2 中更是达到了 60 mm。
 217 水汽输送来看, 过程 1、2 水汽输送较强, 因此过程 1、2 总雨量达到暴雨的范围较大, 过程
 218 3、4 主要是短时强降水, 暴雨很少, 但是相比于副高外围的区域暴雨过程来说, 水汽输送
 219 相对偏弱, 这是由于副高控制下中低层大气的西南风风速较小造成的。从水汽的辐合来看,
 220 强的辐合中心在地面到 800 hPa, 主要由于冷锋和风场辐合线造成, 相对于辐合中心在
 221 $850 \sim 700 hPa$ 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
 222 不稳定能量, 形成强对流天气。

223



224

225



226

227

图4 4次过程水汽垂直分布图(a、d为沿109°E的剖面,b、c为沿108°E的剖面;等值线为比湿,单位: $g \cdot kg^{-1}$;
 228 矢量为水汽通量,单位: $g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2}$;填色为水汽通量散度,单位: $g \cdot s^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot cm^{-2}$;灰色阴影为地形)(a. 2015年8月2日18
 229 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,垂直剖面用ERA5资料制作,下同)

230

Fig.4 The water vapor vertical distribution of four convection cases (a,d along 109°E and b,c along 108°E; The
 231 isoclines represent specific humidity, unit: $g \cdot kg^{-1}$;the vectors represent water vapor flux, unit: $g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2}$;the colors represent dispersion
 232 of water vapor flux, unit: $g \cdot s^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot cm^{-2}$;the gray shadows represent terrain.) (a.at 18 on 02 August 2015; b.at 03 on 25 August 2016;
 233 c.at 18 on 27 July 2017; d.at 14 on 26 July 2018; The vertical profiles is made with ERA5 data, below as the same)

234

2.3 热力条件

235

热力不稳定条件是强对流发生发展的必要条件,下面对四次过程的热力不稳定条件进行
 236 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
 237 地面到850 hPa为假相当位温大值区,达352~356 K,温度平流整层为弱的暖平流,表明在
 238 副高控制之下,关中平原低层环境条件为高温高湿,而在500~600 hPa有低值假相当位温,
 239 中心值336 K,这代表中层有干空气,中低层的假相当位温的差值达12~16 K,说明了大气
 240 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。

241

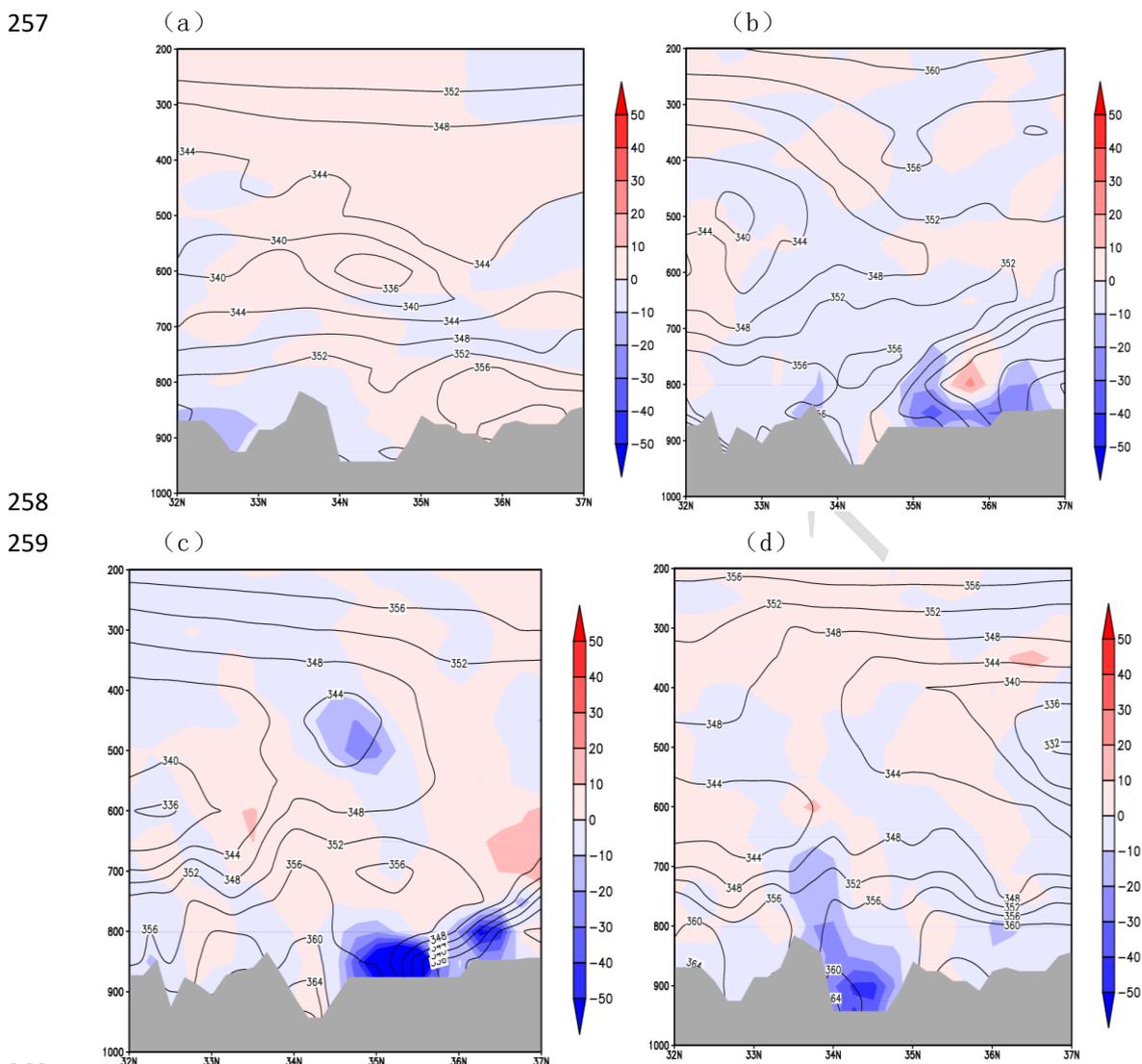
2016年8月25日02时(图5b),假相当位温在关中地区随高度减小,低值中心348 K
 242 位于600 hPa,低层850 hPa为352~356 K,在副高控制下,随着冷空气侵入形成了上干冷、
 243 下暖湿的位势不稳定层结。另外关中北部到陕北(35°~37°N)的低层有冷锋带来明显冷平
 244 流,低层冷空气侵入高温高湿的副高控制区,抬升暖湿空气,有利于对流的发生发展。随着
 245 冷空气从北部侵入关中地区,形成锋区,在假相当位温图上等温线分布密集,锋面附近强的
 246 辐合上升运动有利于对流的触发。

247

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
 248 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,
 249 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800 hPa以下有明
 250 显冷平流,中心值达 $-50 \times 10^{-5} k \cdot s^{-1}$,对应地面冷空气侵入,形成明显的锋区,假相当位温线
 251 密集,冷空气侵入和锋生有利于对流触发。

252 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
 253 360 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
 254 流下山触发不稳定能量释放, 形成强对流天气。

255 以上分析表明, 四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
 256 件, 同时在低层有明显的冷平流, 有利于对流的触发。



260
 261 图5 四次过程假相当位温(黑色实线, 单位: K)、温度平流(填色, 单位: $10^{-5}k \cdot s^{-1}$, 灰色阴影为地形)的垂直剖
 262 面(a、d为沿 $109^{\circ}E$ 的剖面, b、c为沿 $108^{\circ}E$ 的剖面; a. 2015年8月2日14时; b. 2016年8月25日02时; c. 2017年7
 263 月27日18时; d. 2018年7月26日14时)

264 Fig.5 Vertical profiles of pseudo-equivalent potential temperature (black solid line, unit: K) and temperature advection
 265 (colors, unit: $\times 10^{-5}K \cdot s^{-1}$, the gray shadows represent terrain) (a.at 14 on 02 August 2015; b.at 02 on 25 August 2016; c.at 18 on 27 July
 266 2017; d.at 14 on 26 July 2018; a,d along $109^{\circ}E$ and b,c along $108^{\circ}E$.)

267 2.4 探空分析

268 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
 269 到了 $29^{\circ}C$, K指数 $34^{\circ}C$, SI指数 $-1.77^{\circ}C$, 大气的热力不稳定性强, CAPE值达到了2119 J

270 • 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，
271 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到
272 38°C，而 850 hPa 的温度为 23°C，温差达到了 15°C，低层大气接近超绝热状态，对流极易
273 触发。

274 2016 年 8 月 24 日 20 时西安泾河站的探空图（图 6b）呈现上干下湿的层结特征，850
275 与 500hPa 的温差为 25°C，K 指数 40°C，SI 指数 1.4°C，CAPE 值达到了 1292 $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ，不稳
276 定能量强。从相对湿度看，700 hPa 到 500 hPa 为饱和区，近地面到 800 hPa 绝对湿度大，
277 温度高，整层湿度条件好，自由对流高度为 707 hPa。从对流条件分析，整层湿度条件好，
278 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。

279 过程 3、4 的对流主要发生在午后到傍晚，早晨的探空代表性不足，因此利用 ERA5 资料
280 制作对流发生前 2 小时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
281 的 ERA5 资料探空图（图 6c），850 hPa 与 500 hPa 的温差达到了 28°C，K 指数为 39°C，SI
282 指数为-2°C，大气的热力不稳定性强，CAPE 值达到了 1568 $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ，不稳定能量强。近地面
283 到 850 hPa 绝对湿度大，850 hPa 露点为 18°C，从相对湿度看，湿层在 800~700 hPa 附近湿
284 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
285 地面大风天气。

286 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
287 的温差达到了 27°C，K 指数为 42°C，SI 指数为-3°C，大气的热力不稳定性强，CAPE 值达到
288 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 露点为 18°C，
289 总体看中层大气 500 hPa 到 300 hPa 及近地面层到 800 hPa 的相对湿度较低，绝对湿度大，
290 随着午后高温天气的出现，对流热力不稳定性大，中层及近地层干空气有利于对流大风形成。

291 对比四次过程的探空发现其共同点是 850 hPa 和 500 hPa 的温差大，在 25° C 以上，K
292 指数在 35° C 以上，大气热力不稳定性高，低层绝对湿度大，过程 1、4 的地面到 850 hPa
293 的温差很大，接近超绝热状态，对流容易触发，过程 2、3 近低层温差更大一些，对流触发
294 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
295 最大，过程 1、3、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。

296

297

298

299

300

301

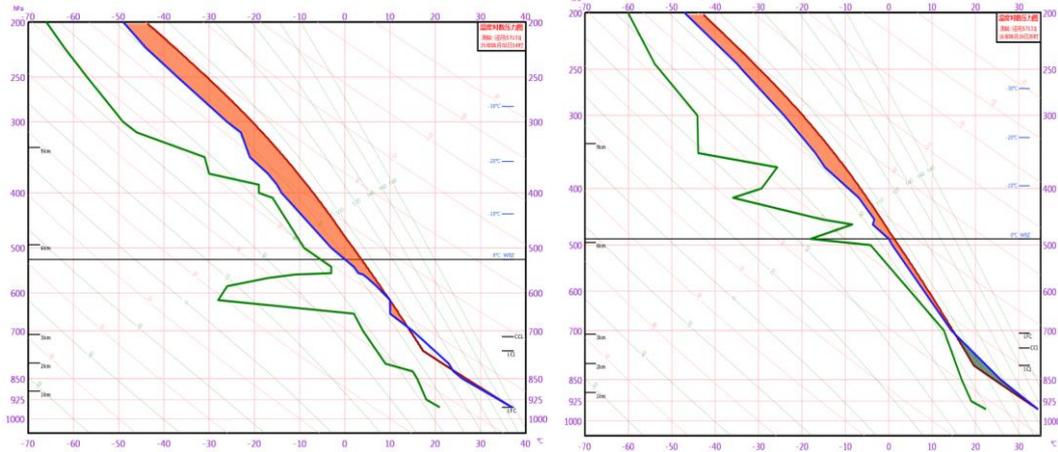
302

303

304

(a)

(b)

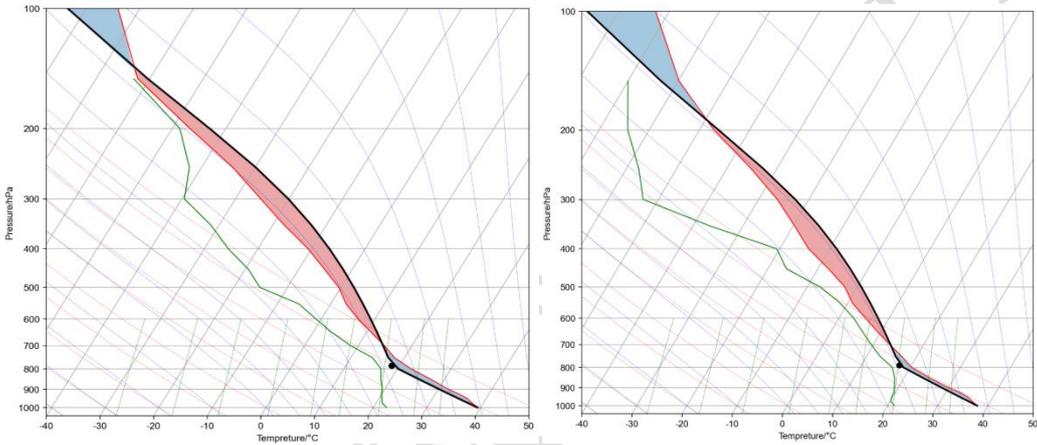


305

306

(c)

(d)



307

308

图6 西安泾河站探空图(a. 2015年8月2日14时;b. 2016年8月24日20时)以及西安泾河的ERA5模式探空
(c. 2017年7月27日16时;d. 2018年7月26日12时)

309

310

Fig.6 The sounding diagrams at Xi'an Station (a.at 14 on 02 August 2015; b.at 20 on 25 August 2016) and ERA5 model
sounding diagrams at Xi'an Station (c.at 16 on 27 July 2017; d.at 12 on 26 July 2018)

311

312

综上所述，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。

316

317 3 强对流触发机制分析

318

3.1 2015年8月2日对流触发机制

319

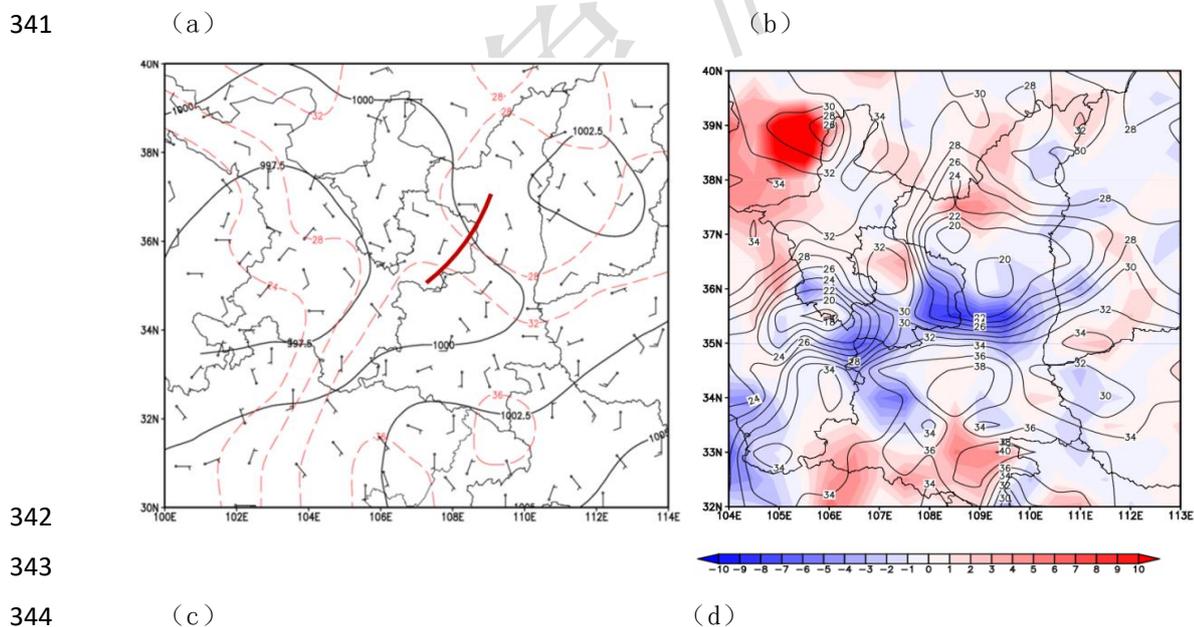
320

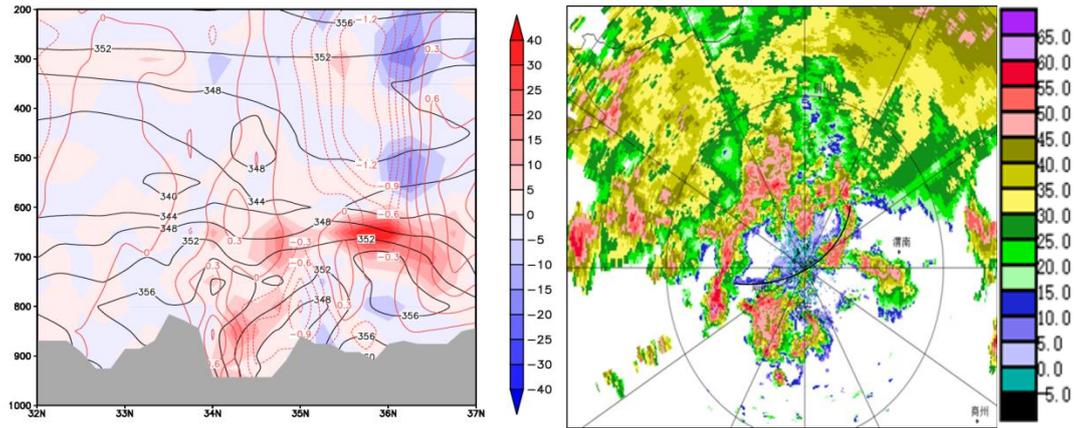
321

322

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，辐合强度值达到 $-30 \times 10^{-6} s^{-1}$ ，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

323 北部出现了冷池，1 h 降温（图 7b）4~6℃，最大降温幅度达 7~8℃，形成等温线密集带，1
 324 个纬距的温差达 14℃，说明冷池很强，而西安地区温度达 38℃，强烈的温差和雷暴出流将
 325 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
 326 现 10~12 m·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
 327 场上关中北部有 8~10 m·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
 328 时的锋生函数、假相当位温及垂直速度沿着 109° E 的剖面图显示（图 7c），35° N 附近的关
 329 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
 330 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 20×10^{-9} K/m/s。地
 331 面到 850 hPa 为上升运动，而中层 500 hPa 为弱下沉运动，说明副高控制下，中层大气稳定，
 332 垂直运动主要由于地面辐合线及 850 hPa 切变线从关中北部向南部移动造成，低层上升运动
 333 触发不稳定能量释放，形成强对流天气。18:02 雷达回波图上（图略），冷池前沿的西安北
 334 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
 335 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
 336 到（图略），50 dBz 以上的强回波主要出现在 5 km 以下，亦即 0℃ 层以下，呈现低质心特点，
 337 主要以降水回波为主，造成高陵 39.6 mm·h⁻¹ 的强降水。19 时冷池控制了关中西部地区，
 338 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 49.3 mm，临潼站
 339 1 h 降水量 34.3 mm（图略）。20 时西安地区为冷空气控制，气温在 24~26℃，雷达回波转为
 340 30~35 dBz 的层状云降水（图略），强降水结束。





345

346

347

348

349

图 7 2015 年 8 月 2 日地面天气图 (a. 14:00; 黑色实线为气压, 单位: hPa; 红色虚线为温度, 单位: $^{\circ}\text{C}$, 棕色粗实线为地面辐合线)、地面温度及 1 h 变温 (b. 16:00; 黑色实线为温度, 填色为 1 h 变温, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、锋生、假相当位温垂直速度沿 109°E 剖面图 (c. 18: 00, 填色为锋生函数值, 黑色实线为 θ_{se} , 单位: K; 红色实线为垂直速度, 单位: Pa/s) 及西安 1.4° 反射率因子 (d. 18:36, 粗黑线为阵风锋位置)

350

351

352

353

354

355

Fig. 7 The ground weather map(a. at 14:00,black solid line represent sea level pressure, units: hPa; red spot line represent 2m temperature, units: $^{\circ}\text{C}$; wind bar is 10m wind , thick brown line represent surface convergence line)、2m temperature (solid line) and one hour temperature change (shaded)(b.at 16:00)、vertical profiles of pseudo-equivalent potential temperature (black solid line, unit: K) 、frontogenesis function (colors, unit: $\times 10^{-10}\text{K}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) and vertical velocity (red line, unit: Pa/s, the gray shadows represent terrain) along 109°E (c.at 18:00) and 1.4° radar reflectivity factor diagrams in Xi'an Station (d. at 18:36;thick black line is gust front) On August 2, 2015

356

3.2 2016 年 8 月 24 日对流触发条件

357

358

359

360

361

362

363

364

365

366

367

368

369

370

371

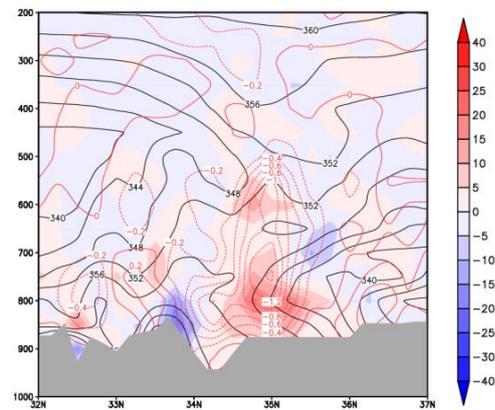
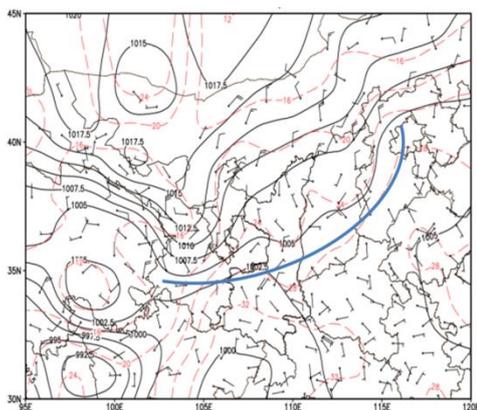
372

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, 有中尺度对流云团的发展。25 日 02 时 (图 8b) 地面到 750 hPa 关中以北为 θ_{se} 低值中心, 值为 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 $30 \times 10^{-9}\text{K}/\text{m}/\text{s}$ 。从垂直速度显示, 关中地区地面到 500 hPa 为上升运动, 最强上升运动在 850 到 750 hPa, 达到 $-1.2\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$, 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 时地面风场上 (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 时有带状对流发展 (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。

373

(a)

(b)

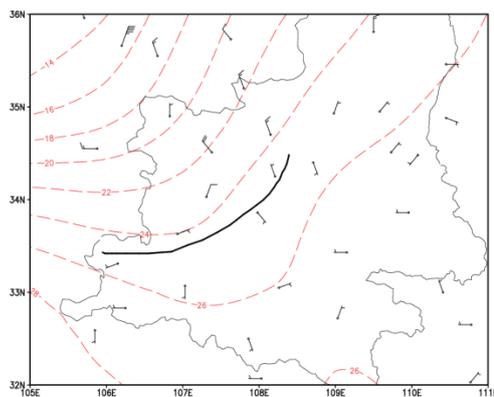


374

375

(c)

(d)



376

377

378

379

380

图 8 2016 年 8 月 24 日 20 时地面天气图 (a. 黑色实线为气压, 单位: hPa; 红色虚线为温度, 单位: $^{\circ}\text{C}$, 蓝色粗实线为地面冷锋)、锋生、假相当位温和垂直速度沿 108°E 剖面图 (b. 25 日 02 时; 填色为锋生函数数值, 黑色实线为 θ_{se} , 单位: K; 红色实线为垂直速度, 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)、地面风场 (c. 25 日 02 时; 风向杆为地面风场; 黑色实线为地面辐合线) 及西安 1.5° 反射率因子 (d. 25 日 02:21; 黑色实线为风场辐合线)

381

382

383

384

385

386

Fig.8 The ground weather map(a. at 20:00 on 24 August 2016,black solid line represent sea level pressure, units: hPa; red spot line represent 2m temperature, units: $^{\circ}\text{C}$; wind bar is 10m wind, thick blue line represent cold front)、vertical profiles of pseudo-equivalent potential temperature (black solid line, unit: K)、frontogenesis function (colors, unit: $\times 10^{-10}\text{K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and vertical velocity along 108°E (b. at 02:00 on 25 August 2016; red line, unit: Pa/s, the gray shadows represent terrain)、10m wind (shaded) and wind convergence line (c. at 02:00 on 25 August 2016) and 1.5° radar reflectivity factor diagrams in Xi'an Station (d. at 02:21 on 25 August 2016; thick black line is wind convergence line)

387

3.3 2017 年 7 月 27 日对流触发机制件

388

389

390

391

392

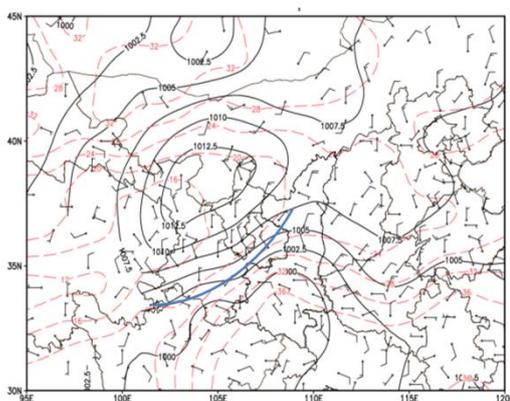
393

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, 在 14 时之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

394 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
 395 800 hPa 附近，中心值达 $40 \times 10^{-9} \text{K/m/s}$ 。关中地区地面到 300 hPa 都为上升运动，最强上升
 396 运动位于 700 hPa 附近，达到 $-2 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ，上升运动区位于最强锋生区域的暖区一侧，说明
 397 对流是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
 398 对流合并增强。27 日 18 时（图 9c）地面偏西风与偏东之间形成辐合线，与该辐合线对应
 399 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
 400 回波后部有入流的西风急流，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
 401 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），
 402 实况显示武功在随后出现了 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大风天气。

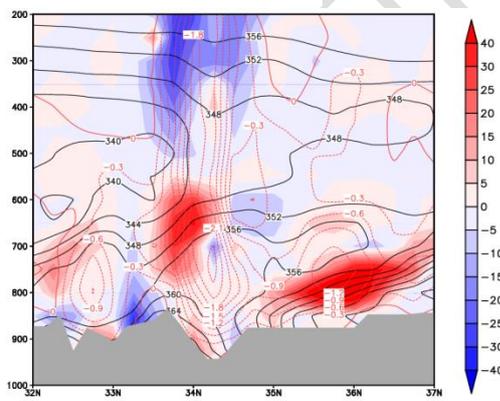
403

(a)



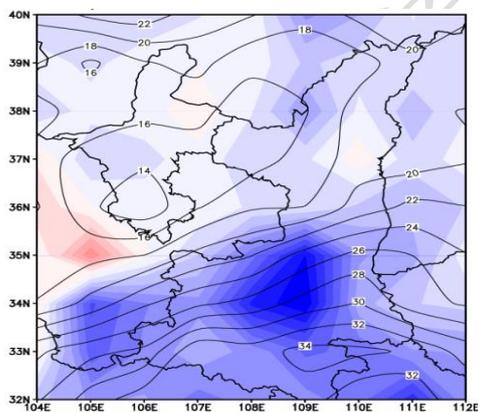
404

(b)



405

(c)



406

(d)

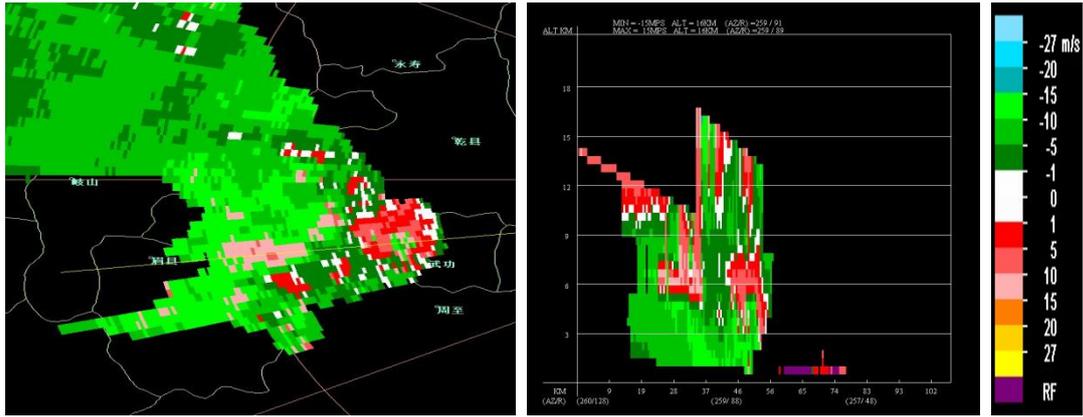


407

(e)

(f)

408



409
 410 图9 2017年7月27日地面天气图 (a. 14时; 黑色实线为气压, 单位: hPa; 红色虚线为温度, 单位: °C; 蓝色实
 411 线为地面冷锋)、锋生、假相当位温垂直速度沿 108° E 剖面图 (b. 18时; 填色为锋生函数值, 黑色实线为 θ_{se} ,
 412 单位: K; 红色实线为垂直速度, 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)、地面温度场及 1h 变温 (c. 18时; 等值线为温度; 填色为变温)、西
 413 安 1.5° 反射率因子 (d. 18:11)、3.4° 径向速度 (e.: 18:11) 及径向速度垂直剖面 (f.: 18:11)

414 Fig. 9 The ground weather map (a. at 14:00, black solid line represent sea level pressure, units: hPa; red spot line represent 2m
 415 temperature, units: °C; wind bar is 10m wind, thick blue line represent cold front)、vertical profiles of pseudo-equivalent
 416 potential temperature (black solid line, unit: K)、frontogenesis function (colors, unit: $\times 10^{-10} \text{K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and vertical velocity
 417 (red line, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}$, the gray shadows represent terrain) along 108°E (c. at 18:00)、2m temperature (solid line) and one hour
 418 temperature change (shaded) (c. at 18:00)、1.5° radar reflectivity factor diagrams (d. at 18:11)、3.4° radar velocity (e. at
 419 18:11) and radial velocity profile (f. at 18:11) in Xi'an Station On 27 July 2017

420 3.4 2018年7月26日对流触发机制

421 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
 422 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
 423 区造成了 4°C~6°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
 424 安城区 37°C~38°C 的暖湿空气交汇, 触发了剧烈的对流天气。14时锋生函数、 θ_{se} 分布可
 425 见(图10b), 关中地区低层为 360~364K 的 θ_{se} 大值区, 中层 500 hPa 上南侧秦岭山区干
 426 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
 427 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
 428 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
 429 1 h 6°C~8°C 的降温, 和西安城区高温区形成很大的温度梯度, 30 km 温差达 8°C~10°C (图
 430 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
 431 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
 432 进, 给西安城区以及关中东部分带来了大范围的对流天气, 由于阵风锋移速较快, 累计雨量不
 433 大, 主要以雷暴大风和短时强降水为主。

434

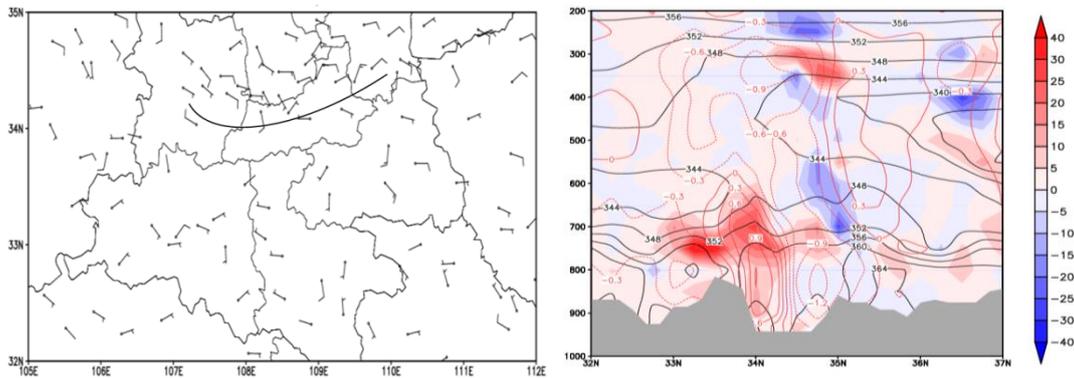
435

436

437

(a)

(b)

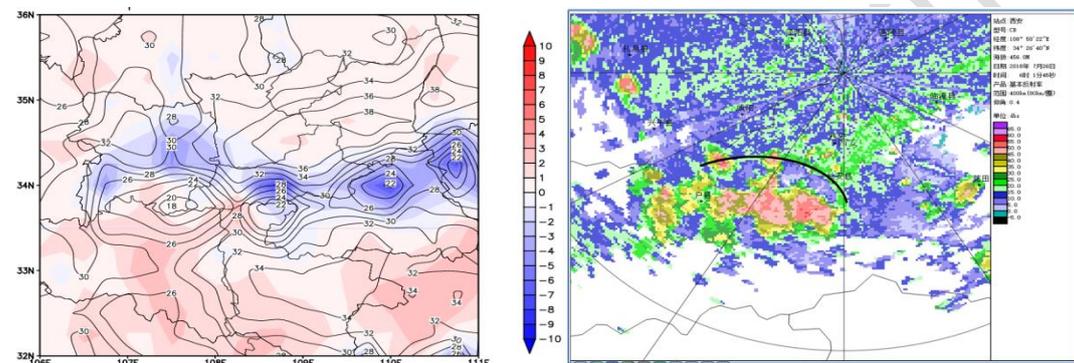


438

439

(c)

(d)



440

441

442

443

444

图 10 2018 年 7 月 26 日地面风场 (a. 13 时, 粗实线为地面辐合线)、锋生、假相当位温和垂直速度沿 109° E 剖面图 (b. 14 时, 填色为锋生函数值, 黑色实线为 θ_{se} , 单位: K; 红色实线为垂直速度, 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)、地面温度及 1 h 变温 (c. 14 时; 黑色实线为温度, 填色为 1h 变温, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、及西安 0.4° 反射率因子 (d. 14:01, 粗黑线为阵风锋)

445

446

447

448

449

450

451

452

453

454

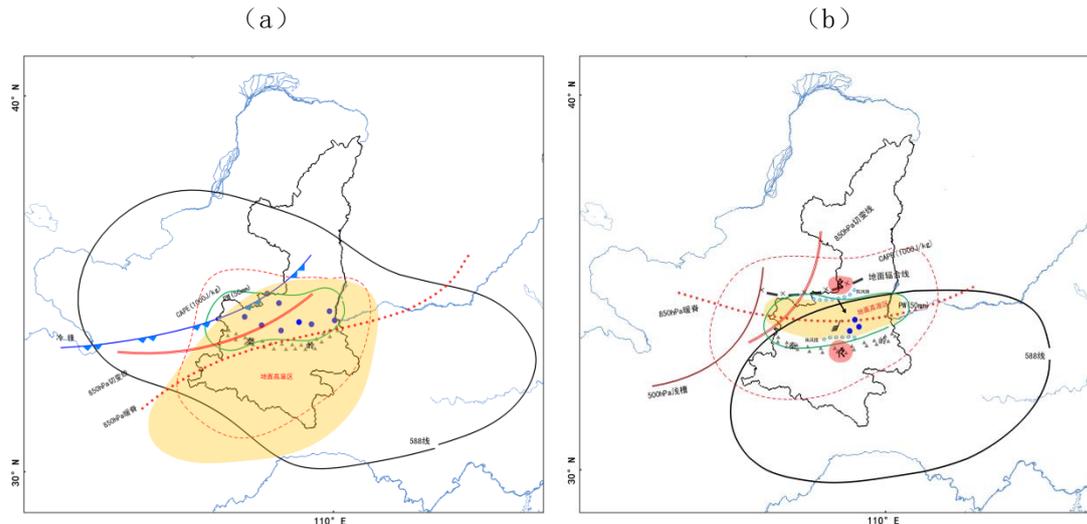
455

456

457

458

Fig.10 10 m wind (a. at 13:00; thick solid line represent surface convergence line)、vertical profiles of pseudo-equivalent potential temperature (black solid line, unit: K) 、 frontogenesis function (colors, unit: $\times 10^{-10} \text{K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and vertical velocity (red line, unit: Pa/s , the gray shadows represent terrain) along 109°E (b. at 14:00)、2m temperature (solid line) and one hour temperature change (shaded; c. at 14:00) and 0.4° radar reflectivity factor diagrams in Xi'an Station (d. at 14:01; thick solid line represent gust front) on 26 July 2018



460 图 11 陕西关中副高影响下由冷锋 (a) 和中尺度辐合线 (b) 触发强对流的环流配置图
 461 Fig.11 Circulation configuration map of severe convection triggered by cold front (a)
 462 and mesoscale convergence line (b) under the influence of subtropical high in Shaanxi
 463 Guanzhong
 464

465 对比 4 次过程的触发条件, 过程 2、3 由冷锋触发对流, 而过程 1、4 的对流由中尺度辐
 466 合线触发, 通过以上的综合分析给出了两种不同触发机制的环流配置图 (图 11)。两类过程
 467 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 , 大气高温、高湿, 能量
 468 充沛, 不同触发机制触发的对流的区别在于影响范围不同以及对流移动方向与秦岭地形的相
 469 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
 470 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
 471 状强降雨带, 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种出现在关中
 472 北部, 一种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
 473 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的总降水量更大,
 474 原因是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
 475 向北移动的对流, 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
 476 容易造成关中地区的大风天气。

477 4 结论

478 通过对陕西关中地区 2015—2018 年间四次发生在副热带高压影响下的强对流天气进行
 479 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:

480 (1) 盛夏陕西关中地区在副高控制时, 地面高温、高湿, 低层大气有触发条件时容易
 481 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,
 482 在预报中值得关注 and 订正。

483 (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 50 mm 以上。相对
 484 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

485 汽输送强弱决定了强对流过程中是否伴有暴雨。

486 (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
487 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。

488 (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,
489 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
490 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
491 锋在高层大气中触发新生对流。

492 (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
493 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
494 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
495 下山过程中势能向动能转化, 造成系统移速加快, 其出流边界触发平原地区对流发展, 强降
496 水持续时间较短, 但更容易造成大范围的雷暴大风天气。

497

498 参考文献

499 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.

500 Chen M X,Wang Y C,2012.Numerical simulation study of interactional effects of the low-level vertical wind shear with the cold pool
501 on a squall line evolution in North China[J]. Acta Meteor Sin,70(3):371-386 (in Chinese).

502 陈明轩,肖现,高峰,2017.出流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

503 X,Gao F,2017.Dynamical effect of outflow boundary on localized initiation and rapid enhancement of severe convection over
504 Beijing-Tianjin-Hebei region[J].Chin J Atmos Sci,41(5): 897-917 (in Chinese).

505 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,
506 2019. Predictability of an extreme heavy rainfall inside the subtropical high pressure in Gansu[J].Arid Land Geogr. 42(5):1029-1037
507 (in Chinese).

508 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
509 modifying trend of the numerical model[J].Meteor Mon,42(12):1483-1497 (in Chinese).

510 范元月,罗剑琴,张家国,等, 2020.宜昌极端短时强降水中小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,
511 et al,2020.Characteristics analysis of mesoscale convective system causing the extreme flash rain in Yichang[J].Meteor Mon,46(6):
512 776-791 (in Chinese).

513 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,
514 et al,2020.Analysis of a rare autumn rainstorm behind cold front in Xi'an[J].Plateau Meteor,39(5):986-996 (in Chinese).

515 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,
516 et al,2019.Analysis and explanation on triggering and maintaining mechanism of a localized severe storm under the influence of

517 subtropical high[J].Meteor Mon,45(2):203-215 (in Chinese).

518 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
519 analysis of characteristics of two typical rainstorm cases in the East of Northwest China[J].Meteor Mon,38(7):804-813 (in Chinese).

520 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,
521 2016.Formation mechanisms of A regional rainstorm under the stable atmospheric stratification[J].Plateau Meteor,35(5):1317-1326
522 (in Chinese).

523 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
524 heavy rain and heavy rainfall[J].Torr Rain Dis,36(6):498-506 (in Chinese).

525 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.
526 Analysis of surface convergence line features in the eastern side of Taihang mountain[J].Meteor Mon,39(11):1445-1451(in Chinese).

527 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,
528 2018.Causation analysis of a short-time strong rainfall triggered by cold front at the northern piedmont of Qinling mountains[J].
529 Plateau Meteor,37(5):1277-1288 (in Chinese).

530 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.
531 MCS classification and characteristic analyses of extreme short-time severe rainfall in Hubei province[J].Meteor Mon,45(7):
532 931-944 (in Chinese).

533 武麦凤,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
534 mesoscale analysis of a gust front weather process caused by fore-trough dry convection[J].Plateau Meteor,36(3):845-851(in
535 Chinese).

536 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.
537 Analysis on geography & physiognomy character of numerical model prediction performance[J].Torr Rain Dis,29(4):322-327 (in
538 Chinese).

539 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
540 subtropical high severe convection during midsummer in Shanghai area[J].Meteor Mon,36(8):19-25 (in Chinese).

541 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.
542 The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection[J].Acta Meteor Sin,70(3):311-327 (in Chinese).

543 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,
544 Zhou J L,et al, 2017.Comparative analysis on two severe convective weather events occurred near the subtropical high ridge in
545 Jiangsu province[J].Torr Rain Dis,36(5):422-430 (in Chinese).

546 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,
547 2019.Characteristics of mesoscale system and dynamic factor index during disastrous short-time rainstorms at Xi'an[J].J Trop
548 Meteor,35(5):614-628 (in Chinese).

549 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,
550 et al,2020.Analysis on causes and prediction deviation of the “8·21” heavy rain in northern and central part of Shaanxi province[J].

-
- 551 J Arid Meteor,38(4):559-568 (in Chinese).
- 552 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.
- 553 Diagnosis of thermal and dynamic mechanisms of two rainstorm processes in northern Shaanxi[J].J Appl Meteor Sci,28(3):340-356
- 554 (in Chinese).
- 555 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
- 556 W,Chen X Y,et al,2018.Propagation characteristics of mesoscale convection system in an event of severe convection rainstorm over
- 557 both sides of Liupanshan mountains[J].Plateau Meteor,37(3):767-776 (in Chinese).
- 558 Wilson J W,Megenhardt D L,1997.Thunderstorm initiation,organization and lifetime associated with Florida boundary layer convergence
- 559 lines[J].Mon Wea Rev,125:1507-1525.