

冷涡背景下 山东省 5.17 极端强对流天气环境条件分析*

侯淑梅^{1,2} 朱晓清² 史茜² 唐巧玲³ 孟宪贵²

刘畅² 高荣珍⁴ 刁秀广²

1 山东省气象防灾减灾重点实验室, 山东 济南 250031

2 山东省气象台, 山东 济南 250031

3 山东省气象工程技术中心, 济南, 250031

4 山东省青岛市气象局, 青岛, 266003

提 要: 2020 年 5 月 17 日, 山东省出现大范围强对流天气, 冰雹范围之广为近 10 年之首, 称其为“5.17”强对流。对流风暴高度组织化, 区域性的超级单体群以及一条长度超过 500km 的强飑线造成此次极端强对流天气。本文利用 ERA5 再分析、加密自动气象观测站、多普勒天气雷达等资料, 剖析了此次极端强对流天气的环境条件。结果表明: (1) 冷涡位于最有利于山东出现强对流的关键区, 大尺度天气系统强迫强, 对流层中层异常强的冷空气南下影响前期异常增暖的山东地区, 造成“5.17”极端强对流。(2) 天气系统的异常程度更能代表动热力强迫的强度, 异常程度达到 2σ 以上有可能造成极端强对流天气。当冷涡南下过程中强度减弱, 但异常程度增加时, 其东南象限仍能产生极端强对流天气。(3) 强的深层垂直风切变有利于对流风暴组织化发展, 飑线的长轴走向与 0-6km 垂直风切变矢量方向相同, 新单体发生、发展、合并的区域位于风矢量差大值中心前沿。(4) 低层暖湿平流源源不断地向山东输送暖湿空气, 是 CAPE 重建的机制, 是超级单体群和长飑线得以长时间维持的主要能量来源。

关键词: 极端强对流, 高度组织化, 天气尺度系统异常, CAPE 重建

中图法分类号: P458

Analysis of the environmental conditions of 5.17 extremely severe convective weather in Shandong Province under the background of cold vortex

HOU Shumei^{1,2} ZHU Xiaqing² SHI Qian² TANG Qiaoling³ MENG Xianguai²
LIU Chang² GAO Rongzhen⁴ DIAO Xiuguang²

1 Key Laboratory for Meteorological Disaster Prevention and Mitigation of Shandong, Jinan 250031, Shandong

2 Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031, Shandong

3 Shandong Technology Center of Meteorological Engineering, Jinan 250031, Shandong

4 Qingdao Meteorological Bureau, Qingdao 266003, Shandong

Abstract: A large-scale extremely severe convective weather named “5.17” severe convection occurred in Shandong Province on May 17, 2020, the hail coverage is the 10-year largest. Convective storms were highly organized, the regional supercell clusters and a strong squall line over 500km in length caused this extremely severe convection. Based on ERA5 reanalysis, encrypted automatic meteorological observation station, Doppler

基金项目: 山东省自然科学基金项目 (ZR2021MD010、ZR2022MD088)、山东省气象局精准预报技术创新团队 (SDCXTD2021-1)、中国气象局预报员专项 (CMAYBY2018-041)、山东省气象局科研项目 (2016sdqxz01)、环渤海区域科技协同基金项目 (QYXM202105)

通信作者: 侯淑梅, 研究方向为强对流等灾害性天气预报及机理分析, shmh0808@163.com.

35 weather radar data, the environmental conditions of this extremely severe convective weather are analyzed. The
36 results show that: (1) The cold vortex was located in the key area which is most conducive to Shandong severe
37 convection, the large-scale weather system forcing was strong, and the unusually strong cold air in the middle
38 troposphere moved southward to affect the previously abnormally warm Shandong Province, resulting in the
39 "5.17" extremely severe convection weather. (2) The anomaly of weather system is more representative of the
40 intensity of dynamic and thermal forcing, with an anomaly level above 2σ the extremely severe convection would
41 be caused. When the intensity of the cold vortex weakened during its southward moving, but the degree of
42 anomaly was increasing, it may still cause extremely severe convective weather in its southeast quadrant. (3) The
43 strong deep vertical wind shear was conducive to storms organization, the long axis of the squall line orientated
44 the same direction as the 0-6km vertical wind shear vector. The area where new cells initiated, developed and
45 merged was located in the front of the large value center of the wind vector difference. (4) The low-level warm
46 and moist advection continuously transported warm and humid air to Shandong, which was the mechanism of
47 CAPE reconstruction and the main energy source for the long-term maintenance of supercell groups and long
48 squall lines.

49
50 **Key words:** extremely severe convection, highly organized, synoptic weather system anomaly, CAPE
51 reconstruction

52 引言

53 极端强对流天气是指直径 5cm 或以上冰雹、 $32 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 或以上对流性直线阵风以及 $80 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 或 180
54 $\text{mm}\cdot\text{3h}^{-1}$ 以上短时强降水 (俞小鼎等, 2020)。冰雹成灾的程度与冰雹大小密切相关, 冰雹越大, 成灾的可
55 能性越大。通常将落到地面上直径超过 2cm 的冰雹称为大冰雹或强冰雹 (俞小鼎等, 2020), 2021 年 7 月
56 9 日济南市章丘区发现直径 6.8cm 的大冰雹, 该冰雹样本有幸被保存下来, 供科学研究。近年来, 随着加
57 密自动气象观测站资料的广泛应用, 极端雷暴大风和极端短时强降水的记录不断被刷新。2012 年北京“7.21”
58 大暴雨过程最大降水量 460.0mm, 最大小时降水量 100.3mm (湛芸等, 2012)。2017 年 5 月 7 日广州则出
59 现小时雨强超过 180mm、3h 降水量超过 330mm 的极端强降水事件 (田付友等, 2018)。2021 年“7.20”
60 郑州特大暴雨过程, 郑州站日降水量 552.5mm, 最大小时降水量高达 201.9mm, 皆打破建站以来历史记录,
61 造成严重的人员伤亡和经济损失 (史文茹等, 2021; 冉令坤等, 2021)。雷暴大风亦是如此, 2009 年“6.3”
62 致灾雷暴大风过程观测到 $30 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (11 级) 的大风 (王秀明等, 2012a)。2019 年 3 月 21 日广西省临桂站
63 监测到 $60.3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (17 级) 的大风 (李彩玲等, 2021; 蔡康龙等, 2021)。强对流天气具有突发性、局地性、
64 灾害性等特点, 预报难度大, 而极端强对流的预报更是难上加难。

65 山东省地处中纬度地区, 极端强对流事件时有发生。2016 年 6 月 13~14 日, 受东北冷涡影响, 山东
66 连续 2 天出现大范围强对流天气, 淄博、潍坊等地出现鸡蛋大的冰雹, 淄博龙泉站极大风为 $36.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (12
67 级) (朱义青等, 2020; 张琴等, 2017; 张婷婷等, 2017)。2018 年 6 月 13 日, 受东北冷涡影响, 山东再
68 次出现大范围强对流天气, 最大冰雹直径为 4cm, 青岛奥帆基地的极大风高达 $39.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (13 级) (简称“6.13”
69 强对流)。2016 年 6 月 30 日, 在高空槽与副热带高压相互作用的大环流背景条件下, 山东多地出现冰雹及
70 10 级以上雷暴大风 (高晓梅等, 2018), 寿光极大风速 $33 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (12 级), 并出现直径 4cm 的大冰雹 (公衍
71 铎等, 2019) (简称“6.30”强对流)。

72 本文关注的强对流天气发生在 2020 年 5 月 17 日, 受东北冷涡影响, 山东出现一次大范围强对流天气
73 (简称“5.17”强对流), 冰雹范围之广、对流强度之强、产生灾害之重, 为近年来之最。当日天气形势与
74 “6.13”强对流相似, 但“5.17”强对流的冰雹范围大于“6.13”。统计表明, 同一冷涡背景下, 华北地区
75 的东北部易出现多单体风暴引发的以短时强降水为主的强对流天气, 黄淮地区易出现飚线系统引发的短时
76 强降水、冰雹和雷暴大风天气 (蔡雪薇等, 2019), “5.17”、“6.13”强对流山东均出现了飚线引发的冰雹、

77 雷暴大风和局地短时强降水，与上述统计特征一致，均属于盛杰等（2020）定义的极端雷暴大风类线状对
78 流系统。从气候特征的分布上，山东的强对流天气是6月强度最强、次数最多、影响范围最大（阎丽风和
79 杨成芳，2014），前文提到的“6.13”、“6.30”强对流都发生在6月。那么，是什么原因导致5月份出现了
80 如此强的对流？本文试图从环境条件异常的角度，分析产生此次极端强对流的原因，加强对春季极端强对
81 流形成机理的认识，提高极端强对流的预报能力。

82 1 资料和方法

83 1.1 资料

84 （1）空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 、时间分辨率为1h的ERA5再分析资料（ECMWF第五代全球大气再
85 分析资料，<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>）。

86 （2）山东省加密自动气象观测站逐小时资料。

87 （3）多普勒天气雷达拼图产品。

88 1.2 方法

89 1.2.1 气候平均值

90 由于ERA5再分析资料只有气象要素每年的月平均格点场，因此利用公式（1），计算了1981—2010
91 年5月、6月气象要素格点的30年气候平均值。

$$92 \quad \overline{x_{(i,j)}} = \frac{\sum_{k=1}^{30} X_{(i,j,k)}}{30} \quad \text{公式 (1)}$$

93 公式（1）中， $\overline{x_{(i,j)}}$ 代表气象要素x在1981—2010年30年的5月、6月格点气候平均值（5月和6
94 月分别计算）， $x_{(i,j,k)}$ 代表该要素1981—2010年第k年5月、6月的格点月平均值，i和j分别表示格点的
95 纬向和经向位置。对关注区域内每个格点分别计算海平面气压、2m气温以及500hPa和850hPa位势高度、
96 温度的5月份、6月份格点气候平均值。

97 1.2.2 标准化距平

$$98 \quad x_{\sigma(i,j)} = \frac{(x_{(i,j)} - \overline{x_{(i,j)}})}{\sigma} = \frac{(x_{(i,j)} - \overline{x_{(i,j)}})}{\sqrt{\frac{1}{30} \sum_{k=1}^{30} (x_{(i,j,k)} - \overline{x_{(i,j)}})^2}} \quad \text{公式 (2)}$$

100 其中， $x_{\sigma(i,j)}$ 代表气象要素x的格点标准化距平， σ 代表该要素该格点的标准差， $x_{(i,j)}$ 代表该要素某
101 一时刻的格点值， $x_{(i,j)}$ 、 $x_{(i,j,k)}$ 含义与公式（1）相同。 $x_{\sigma(i,j)}$ 是一个无量纲数，可以去除气象要素的季
102 节差异，反映了气象要素x偏离气候平均值的异常程度，绝对值越大，异常越明显（肖安和许爱华，2018；
103 张霞等，2021）。利用公式（2）对2020年5月16日08时至18日07时、2018年6月13日12时（本文
104 所用时间均为北京时）计算海平面气压、2m气温以及500hPa和850hPa位势高度、温度的逐小时格点标
105 准化距平。对于2020年5月16日08时至18日07时，每一个格点得到一个48小时的时间序列，用于3.2.1
106 节时间演变分析。

107 1.2.3 冷涡的强度和异常程度

108 挑选关注区域内500hPa位势高度最低值作为冷涡中心位置及中心强度，以冷涡中心周围 $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ 网格

109 范围作为冷涡区域，计算冷涡区域内所有格点位势高度和标准化距平的平均值。分别用冷涡中心位势高度
110 最低值和冷涡区域内所有格点位势高度的平均值，分析冷涡强度的变化趋势，确定哪个量更能代表冷涡的
111 强度。

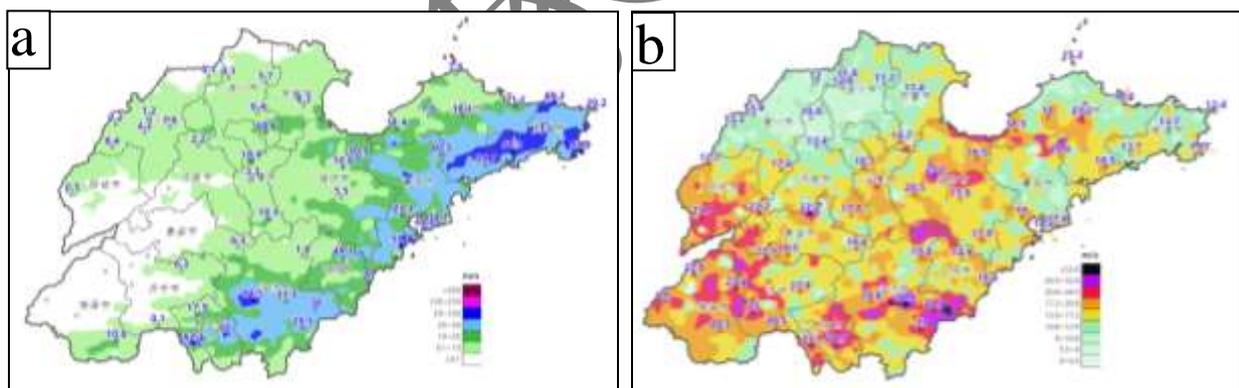
112 位势高度标准化距平负值的绝对值越大，说明冷涡相对于气候平均值异常偏强的程度越高。在冷涡区
113 域内挑选位势高度标准化距平负值绝对值最大的格点值，简称最大标准化距平，计算冷涡区域内所有格点
114 标准化距平的平均值，称为平均标准化距平。分别利用最大标准化距平和平均标准化距平分析冷涡异常程
115 度的变化趋势，确定哪个量更能代表冷涡相对于气候平均值的异常程度。

116 与位势高度相同，挑选冷涡中心附近 500hPa 温度的冷中心位置及温度值，计算其周围 $10^{\circ}\times 10^{\circ}$ 网格范
117 围的温度平均以及标准化距平平均（简称平均标准化距平）、标准化距平负值绝对值最大格点值（简称最
118 大标准化距平）。用温度冷中心值和区域平均值分析冷空气强度的变化趋势，确定哪个量更能代表冷涡携
119 带冷空气的强度，用温度的平均标准化距平和最大标准化距平分析冷空气异常程度的变化趋势，确定哪个
120 量更能代表冷涡携带冷空气的异常程度。

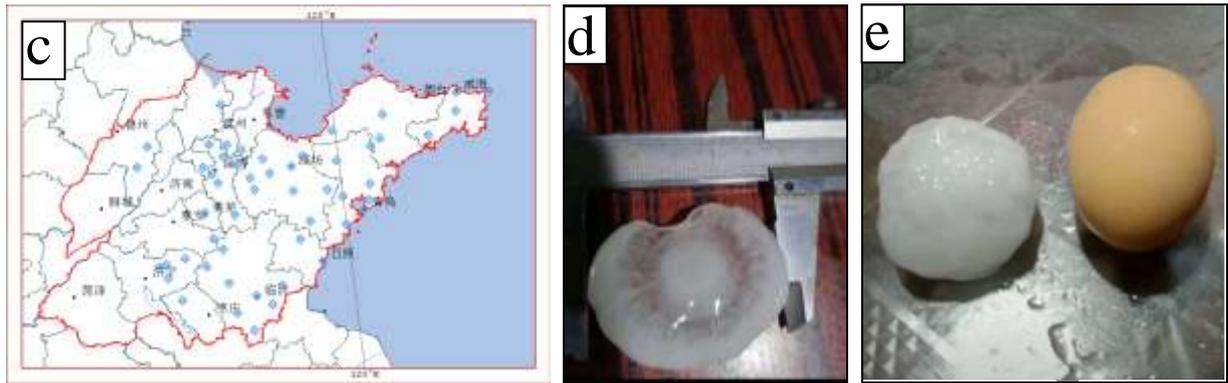
121 2 极端强对流天气实况

122 2.1 天气实况

123 2020 年 5 月 17 日下午到夜间，除了鲁西南的部分地区外，山东出现大范围的强对流天气，鲁南和半
124 岛的部分地区出现暴雨（图 1a），最大降水量 88.2mm 出现在乳山市育黎站，最大小时雨强 56.9mm 出现在
125 荣城市城西站，上述两站均隶属于威海市。除鲁西北的部分地区外，全省大部地区出现 8 级以上雷暴大风
126 （图 1b），最大风 $36.6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ （12 级）于 22:29 出现在日照市岚山岗站，次大值 $34.6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ （12 级）于 21:25
127 出现在临沂市临沂站。全省共有 5 个测站出现 12 级雷暴大风，35 站出现 10 级以上雷暴大风。全省 16 地
128 市中有 14 地市观测到冰雹（图 1c），对比（图 1a）和（图 1c）可以发现，几乎有对流降水的地区均出现
129 了冰雹，降雹范围之广非常罕见。当日青岛市即墨区和城阳区分别观测到直径 4.5cm（图 1d）和 4cm 的大
130 冰雹，多地发现鸡蛋大小的冰雹（图 1e）。本次过程最大冰雹直径接近 5cm，有 5 个测站出现 12 级雷暴大
131 风，达到极端强对流天气标准（俞小鼎等，2020）。此次过程全省受灾人口 64.4 万人，直接经济损失 23.62
132 亿元，仅青岛的直接经济损失就超过 11 亿元。



133



134

135

136

137

138

139

图1 2020年5月17日16时—18日08时山东省累积降水量(a, 单位: mm)、极大风风速(b, 单位: $m \cdot s^{-1}$)、冰雹落区(c)和青岛市即墨区(d)、烟台市莱阳市(e)大冰雹

Fig.1 Accumulation precipitation(a, unit: mm), extreme wind speed(b, unit: $m \cdot s^{-1}$), hailstorm area(c) from 16BJT on 17 to 08BJT on 18 May 2020 in Shandong Province, large hailstorm in Jimo District, Qingdao(d) and Laiyang county city, Yantai(e)

2.2 雷达回波

140

141

142

143

144

145

146

17日17:00(图略)在鲁西北有一条东北—西南向的云带,其中在德州境内有分散的30~40dBZ的降水回波,将此云带称为回波带A。之后回波带A内部及其前侧(东南方向)不断有新单体快速发展并东移,同时在山东中南部到鲁东南一带有分散的新单体发展,称其为回波带B。20:00(图2a),回波带A的后部(西北侧)逐渐减弱,其前部强度增强,多个单体的最大反射率因子高达65dBZ。回波带B主要位于青岛、日照一带,为多个超级单体组成的多单体风暴。位于莱芜、临沂和济宁交界处的多单体风暴C为东北—西南方向并呈现后向传播特征,中心最大强度65dBZ。回波带A向东移的同时向东南方向发展,其南界与回波带B距离逐渐缩短。

147

148

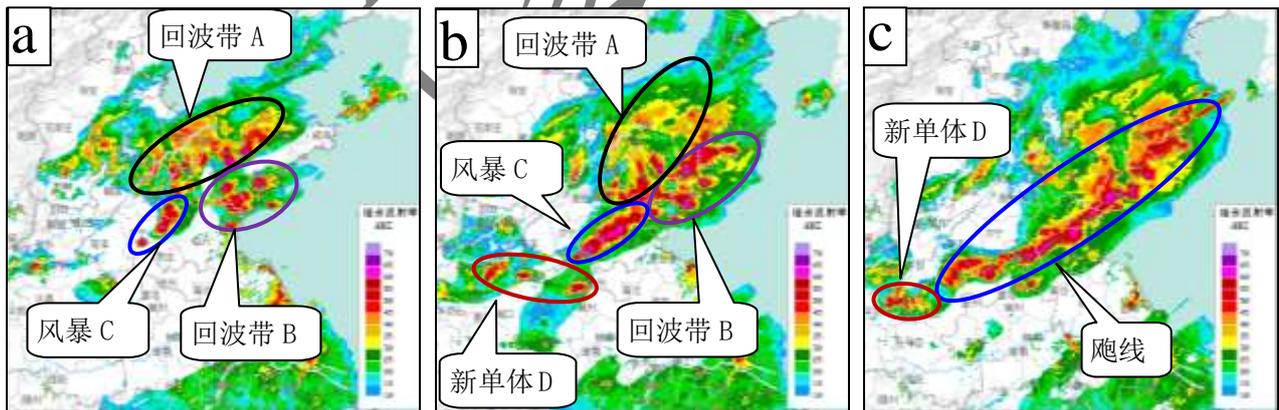
149

150

151

152

21:00(图2b),风暴C已发展为一条东北—西南向的爬线,其北界与回波带A的前沿连接,其西南方向在鲁西南到河南省境内仍不断有新单体发展,称其为新单体D。回波带B仍位于青岛、日照一带,部分单体之间发生合并,仍以强度高达60~65dBZ的超级单体为主。回波带A前沿单体较强,后部减弱较快。三部分回波之间距离缩短,逐渐靠近。22:00(图2c)回波带A的后部继续减弱,其前沿的单体、回波带B和风暴C三部分已完全合并,形成一条长度超过500km的长爬线。爬线内仍然包含强度超过60dBZ的超级单体,爬线的尾部仍有新单体发展,称其为新单体D。



153

154

155

156

157

158

159

图2 2020年5月17日雷达组合反射率因子拼图(单位: dBZ)

a, 20:00, b, 21:00, c, 22:00

Fig.2 Radar reflectivity mosaic on 17 May 2020(unit: dBZ)

a, 20:00 BJT, b, 21:00 BJT, c, 22:00 BJT,

由此可见,多个内嵌超级单体的多单体风暴发展、合并、加强,逐渐组织化为一条东北—西南向、长

160 度超过 500km 的强爬线，造成山东省出现大范围冰雹、雷暴大风和局地短时强降水等极端强对流天气。

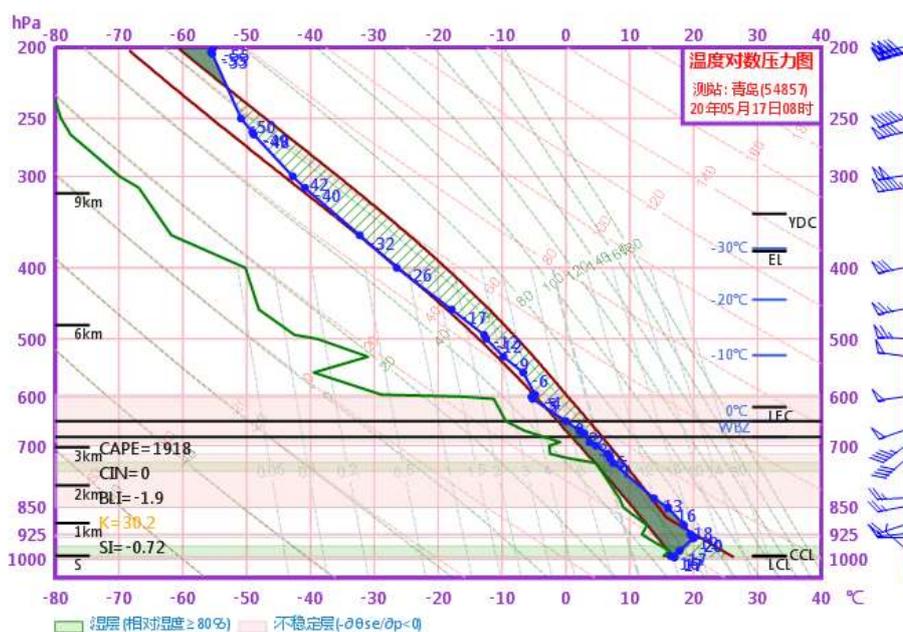
161 3 环境条件

162 3.1 探空特征

163 从图 2 可知，5.17 对流较强的区域主要分布在山东的中东部地区，因此采用青岛站探空资料分析对流
164 发生的环境条件。

165 由于青岛站位于黄海之滨，白天受海风影响气温较低，近地面有逆温层。17 日初始对流单体是在 16:00
166 之后出现的，因此用潍坊 16:00 气温 26.3℃、露点 17.7℃订正青岛 08 时探空（图 3）。订正后对流有效位
167 能（convective available potential energy，简称 CAPE）为 1918J•kg⁻¹，对流抑制能量 CIN 为 0 J•kg⁻¹，露点
168 廓线呈现上干下湿的形态，抬升凝结高度只有 114.9m，在适当的抬升条件下非常有利于出现强对流天气。
169 0-6km 风矢量差（用上下层风矢量差代表重直风切变）为 25.3 m•s⁻¹，0-3km 风矢量差为 16.6 m•s⁻¹，达到强
170 垂直风切变标准（俞小鼎等，2020），有利于对流风暴的组织化发展。0℃层高度为 3.6km，-20℃层高度为
171 6.6km，有利于出现冰雹。下沉对流有效位能 DCAPE₆₀₀ 为 963.3 J•kg⁻¹，订正后 850hPa 以下温度直减率接
172 近干绝热递减率，有利于出现雷暴大风。K 指数 30.2℃，925hPa 和 850hPa 比湿分别为 19.5 g•kg⁻¹、16.0 g•kg⁻¹，
173 水汽充沛，有利于出现短时强降水天气。

174 综上，山东省境内无论是水汽、大气层结，还是垂直风切变、各特性层的高度等环境条件，不仅有利于
175 于当天出现强对流天气，而且有利于对流风暴的组织化发展，具备产生冰雹、雷暴大风和短时强降水的潜
176 势。



177 图 3 2020 年 5 月 17 日 08 时青岛站订正后 t-lnp 图

178 Fig.3 Revised t-lnp of Qingdao at 8:00 BJT on 17 May 2020

179 3.2 天气尺度系统强迫强

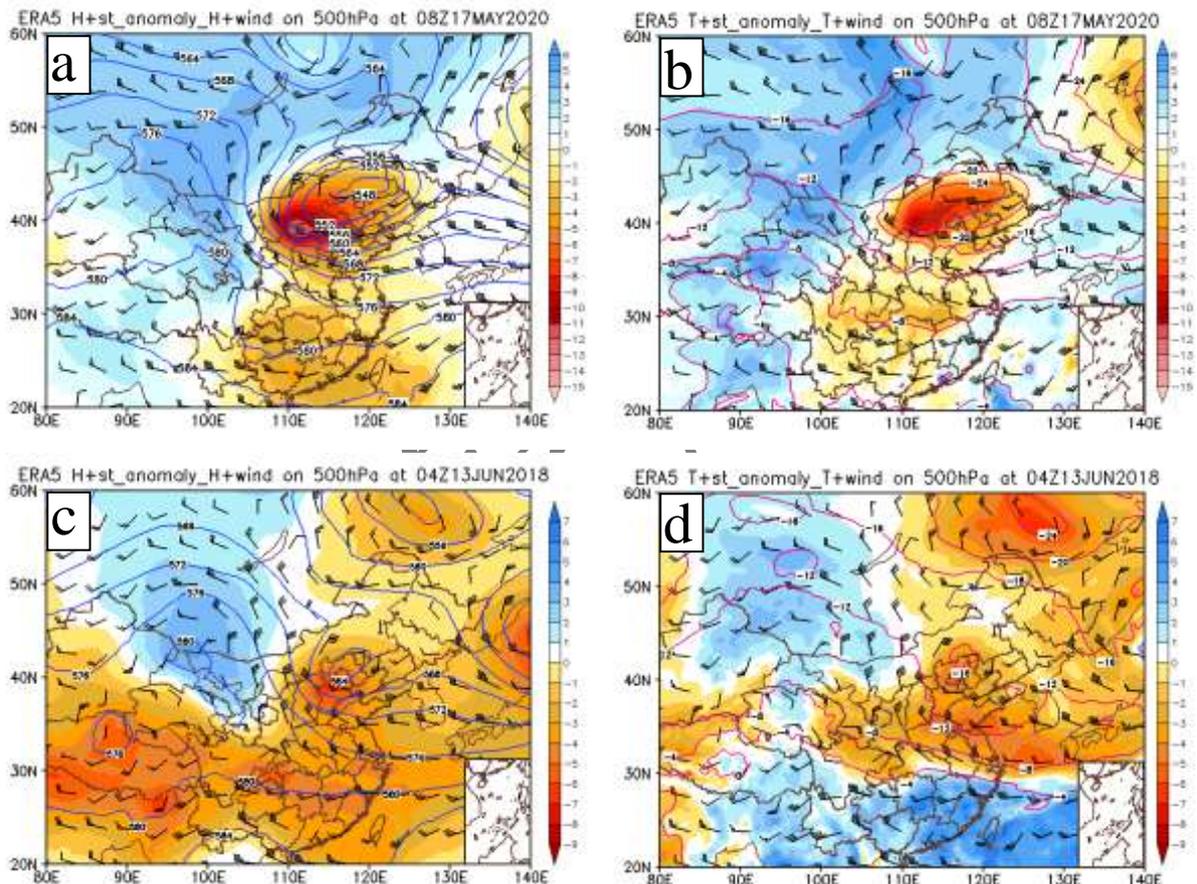
181 5 月份能产生如此强的极端强对流事件，可能与天气系统的动力、热力条件的异常有关。本节采用标
182 准化距平来代表天气系统相对于气候平均值的异常程度，分析天气尺度系统强迫与极端强对流事件的关
183 系。

184 3.2.1 高空冷涡异常

185 5 月 17 日鲁西北的初始对流单体于 16 时以后开始，因此利用 16 时天气形势作为对流发生前的环境条
186 件。从 16 时 500hPa 高度场（图 4a）可以看出，中国大陆受西高东低的环流控制，东北冷涡中心位于内蒙

187 古东部，长轴为东北—西南方向，冷涡后有明显横槽。从新疆北部向东北方向伸到贝加尔湖东侧的高压
 188 脊有暖温度脊配合（图 4b），且高度场和温度场的异常程度分别为 4 倍（以下简称 4σ ）、5 倍标准差（ 5σ ），
 189 说明该暖高压脊异常偏强。此种形势是造成山东大范围冰雹的 500hPa 经典环流配置（曹钢锋等，1988）。
 190 冷涡中心位势高度为 548dagpm，西南部异常程度高达 -11σ ，该冷涡系统深厚，850hPa 冷涡中心异常程度
 191 达 -9σ （图略）。一般情况下标准化距平绝对值达到 2.5σ （张萍萍等，2018）或 3σ （孙军等，2012）即可视
 192 为异常。夏阳等（2016）根据经验正交函数第 1 模态时间系数的标准差，选取绝对值大于 1σ 的年作为西
 193 南地区春季降水的典型异常年，而低层水汽输送强度大，850hPa 水汽通量达到 6σ 造成了北京 7.21 特大暴
 194 雨（孙军等，2012）。山东“5.17”强对流的冷涡中心标准化距平达到 -11σ ，异常程度非常罕见。该冷涡中
 195 心与 -24°C 的冷中心相配合（图 4b），该冷中心的异常程度高达 -8σ ，并且位势高度最大标准化距平与温度
 196 最大标准化距平的位置重合，均位于冷涡的西南方向。同时，冷涡后部的西北风高达 $28\sim 32\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，远远
 197 超过一般中空急流的强度。在横槽转竖过程中，强劲的西北风携带强冷空气入侵山东，动力、热力强迫迫
 198 造成山东大范围强对流天气。2020 年 6 月 25 日冷涡后部西北气流为 $20\sim 24\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，弓形回波造成华北地区
 199 出现大范围的雷暴大风，天津西青站最强阵风达 $41.4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ （13 级）（许长义等，2023），说明对流层中层
 200 强盛的西北气流在极端强对流天气过程中的作用非常重要。

201



202

203 图 4 2020 年 5 月 17 日 16 时 (a-b)、2018 年 6 月 13 日 12 时 (c-d) 500Pa 位势高度 (a, c, 单位: dagpm)、温度 (b, d, 单位: $^{\circ}\text{C}$) (等值线)、标准化距平 (填色) 及水平风 (风向杆)

205 Fig.4 Isoline and standardized anomaly (shaded) of geopotential height (a, c, unit: dagpm), temperature (b, d, unit: $^{\circ}\text{C}$), horizontal
 206 wind (wind barb) on 500hPa at 16:00BJT on 17 May 2020(a-b), at 12:00BJT on 13 June 2018(c-d)

207 从冷涡中心位势高度的时间变化（图 5a）可以发现，冷涡中心位势高度最低值（图 5a 蓝线，简称中
 208 心值）与冷涡区域位势高度平均值（图 5a 黑线，简称区域平均值）的变化趋势相同，二者均能代表冷涡
 209 的强度。16 日 08 时冷涡强度最强，中心值为 539.2dagpm。随着冷涡逐渐向东南方向移动，强度逐渐减弱，
 210 17 日 21 时最弱，中心值为 549.7dagpm，之后逐渐加强，18 日 05 时达到最强，中心值为 546.3dagpm。

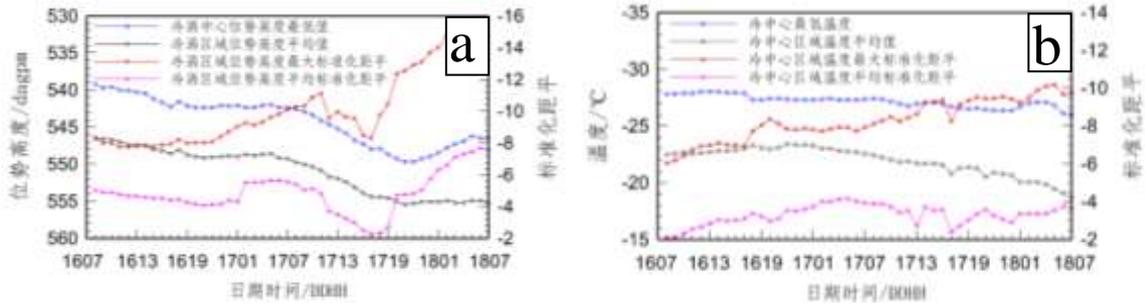


图 5 2020 年 5 月 16 日 08 时—18 日 07 时 500Pa 冷涡 (a)、冷涡附近冷温度中心 (b) 强度及异常程度时序图
(单位: 位势高度, dagpm; 温度, °C)

Fig.5 Sequence diagram of intensity and anomaly degree of 500Pa cold vortex (a) and cold temperature center near the cold vortex (b) from 08:00BJT on May 16 to 07:00BJT on May 18, 2020
(unit: geopotential height, dagpm; temperature, °C)

冷涡区域位势高度最大标准化距平 (图 5a 红线) 与平均标准化距平 (图 5a 粉线) 的变化趋势相似, 二者均能代表冷涡的异常程度。最大标准化距平从 16 日 09 时至 17 日 11 时处于增强趋势, 17 日 11 时达到最强, 最大标准化距平达到-11.09, 11—16 时略有下降, 16 时之后再次增强, 18 日 03 时达到最强, 最大标准化距平高达-15.14。

从冷涡中心冷空气强度的时间变化可见, 冷中心最低气温 (图 5b 蓝线, 简称冷中心值) 与冷中心区域平均值 (图 5b 黑线, 区域平均值) 的变化趋势相似, 但冷中心值变化趋势较为平缓, 说明冷中心强度变化较小, 而冷中心区域因与暖空气交绥, 区域平均值上升幅度大于冷中心值, 因此冷中心值更能代表冷空气的强度。冷中心值从 16 日 08 时开始逐渐下降, 16 日 13 时达到最强, 冷中心值为-28.04°C。之后略有上升, 并在-27°C 附近波动。冷中心区域的最大标准化距平 (图 5b 红线) 和平均标准化距平 (图 5b 粉线) 的变化趋势相似, 但与温度相同, 平均标准化距平的变化幅度大于最大标准化距平, 故最大标准化距平更能代表冷空气的异常程度。最大标准化距平从 16 日 08 时开始逐渐增大, 16 日 20 时为-8.36, 达到第一个高峰。之后略有减弱, 17 日 06 时开始再次增强, 16 时为-9.37, 达到第二个高峰。17 时短暂下降, 18 时以后呈现波动上升趋势, 18 日 05 时达到-10.15, 为本阶段最强。

山东发生强对流的时间为 17 日 16 时—18 日 03 时, 对比冷涡的强度和异常程度的变化趋势可见, 这段时间冷涡的强度呈现先减弱再增强的趋势, 而冷涡的异常程度则处于一直增强的趋势。对比同时段冷空气的变化可知, 冷中心强度变化较小, 但随着冷中心逐渐南移, 冷空气的异常程度呈现波动增强的趋势。尤其是山东发生强对流的时间段, 冷空气的异常程度呈现上升趋势。因为冷空气是移动的, 其中心位置逐渐向南移动, 冷空气的强度虽然出现减弱的趋势, 但由于纬度逐渐降低, 相同的冷空气对于低纬度地区来说, 其异常程度大于高纬地区, 冷空气的异常程度仍然是增强的。17 日冷涡的位置正好处于容易造成山东强对流最有利的关键区 (曹钢锋等, 1988), 其异常程度处于增强阶段, 因此造成了山东省大范围的极端强对流天气。

近 10 年来, 冰雹范围和雷暴大风的强度能与“5.17”强对流相当的是 2018 年 6 月 13 日大范围强对流, 简称“6.13”强对流。两次强对流过程有很多相似之处, 均是东北冷涡背景下造成山东大范围冰雹、12 级雷暴大风和局部暴雨的强对流天气过程, 二者的差异是出现的月份不同。“6.13”强对流主要发生时段为 13 日下午到前半夜, 青岛、日照一带出现局地暴雨, 青岛站 17:08 出现 $34.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (12 级) 的雷暴大风。因此利用 13 日 12 时天气形势作为“6.13”强对流发生前的环境条件, 与“5.17”强对流过程进行对比。

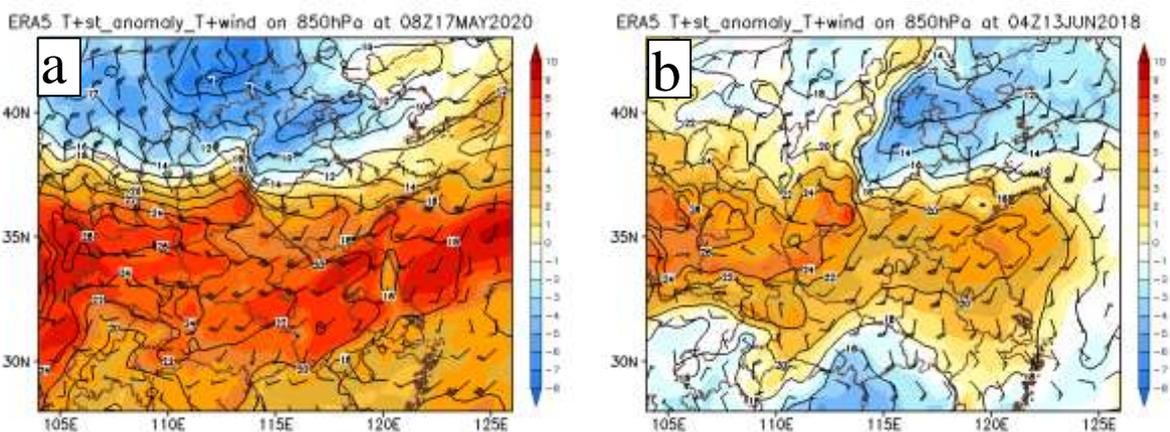
12 时 500hPa 高度场 (图 4c) 可以看到冷涡中心位于京津冀一带, 冷涡中心位势高度为 564dagpm, 其西南侧异常程度为-6 σ , 与其相伴的冷空气异常程度为-5 σ (图 4d)。冷涡中心位置比“5.17”略偏南, 后部有横槽, 西北风最大风速为 $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。冷涡后部暖高压脊的长轴为南北向, 并未像“5.17” (图 4a) 暖脊的长轴向东北方向伸展的趋势, 脊的异常程度为 4 σ 。与高压脊相伴的暖温度脊也是南北走向 (图 4d), 40°N 以南的脊区内正、负距平交错, 正距平区没有向东北方向伸展。而“5.17”强对流由于暖高压脊向东北伸

248 展, 东北冷涡的西部、北部、东部均被正距平区所包围, 冷涡被切断为一团孤立的冷气团, 有利于该气团
249 长时间维持。并且暖脊自南向北从 20~60°N 均为正距平区, 说明该暖脊异常程度大于“6.13”, 且有继续
250 发展的趋势。事实上该冷涡造成山东 5 月 16~18 日连续三天出现强对流天气。

251 综上所述, “5.17”强对流过程, 500hPa 冷涡后部暖高压脊异常程度为 4σ , 并向东北方向伸展, 形成
252 阻塞形势。冷涡中心高度场和温度场的异常程度分别高达 -11σ 、 -8σ , 且二者最强处均位于冷涡西南侧。冷
253 涡后部西北风速高达 $28\sim 32\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 携带强冷空气入侵山东。“6.13”强对流天气过程, 虽然冷涡 (-6σ) 也
254 异常偏强, 但异常程度弱于“5.17”。两次过程冷涡中心位势高度相差 16dagpm , 异常程度相差 5σ , 冷涡
255 后部西北风风速相差 $8\sim 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 冷中心最低气温异常程度相差 3σ 。通过二者的对比分析发现, 造成“5.17”
256 强对流的冷涡异常程度为“6.13”强对流的 1.5~2 倍。

257 3.2.2 低层暖温度脊异常

258 从图 6a 可见, 2020 年 5 月 17 日 16 时 850hPa 暖温度脊从河南省中部向东北方向伸到山东省中部地区,
259 18°C 暖温度脊的顶端位于鲁中地区, 异常程度高达 6σ 。冷涡后部冷空气势力较强, 京津一带的冷温度中心
260 为 8°C , 异常程度为 -6σ 。冷暖中心之间锋区梯度在河北省中南部达到最大, 为 $3.7^\circ\text{C}\cdot 100\text{km}^{-1}$ 。冷涡后部横
261 槽南下转竖过程中, 将冷涡西北象限强冷空气带到东南象限暖温度脊异常区, 异常偏强的冷暖空气在山东
262 交绥, 造成大范围强对流天气过程。



263 图 6 2020 年 5 月 17 日 16 时 (a)、2018 年 6 月 13 日 12 时 (b) 850Pa 气温 (等值线)、标准化距平 (填色) 及水平风 (风
264 向杆) (单位: 同图 4)

266 Fig.6 Isoline and standardized anomaly (shaded) of temperature, horizontal wind (wind barb) on 850hPa at 16:00BJT on 17 May
267 2020(a), 12:00BJT on 13 Jun 2018(a) (units as those in fig.4)

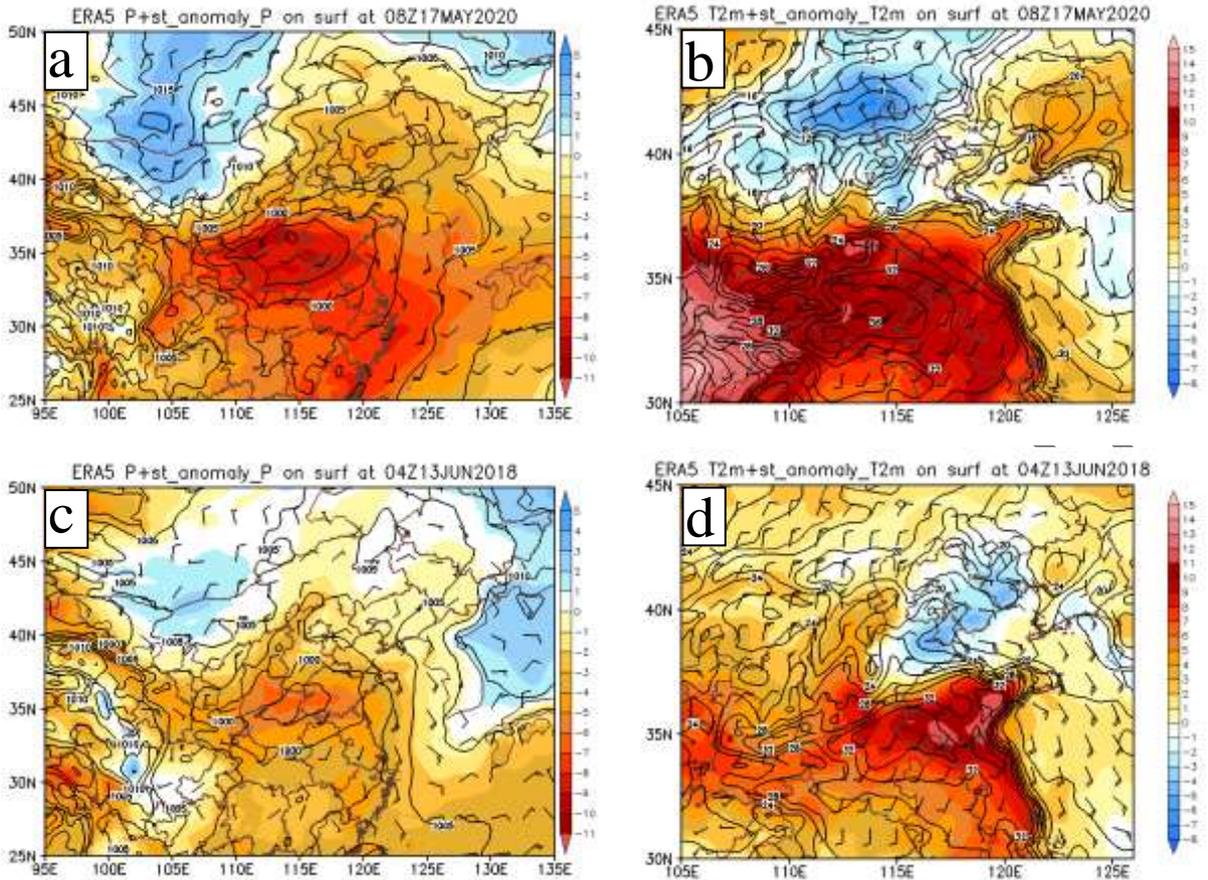
268 2018 年 6 月 13 日 12 时 850hPa 暖中心 24°C 位于山西省南部到河南省西部 (图 6b), 山东境内暖温度
269 脊异常程度为 4σ , 略弱于“5.17”。冷涡后部的冷中心气温为 $10\sim 12^\circ\text{C}$, 位于河北省北部, 异常程度高达
270 -5σ , 与“5.17”相当。冷暖中心之间锋区梯度在鲁西北到河北省中南部达到最大, 为 $3.0^\circ\text{C}\cdot 100\text{km}^{-1}$, 比“5.17”
271 弱。

272 通过上述分析可知, “6.13”强对流天气过程 850hPa 的暖温度脊及冷涡后部的冷空气异常程度分别为
273 4σ 和 -5σ , “5.17”强对流天气过程分别为 6σ 和 -6σ , 略强于“6.13”强对流。

274 3.2.3 地面气旋异常

275 2020 年 5 月 17 日 16 时 (图 7a), 我国中东部地区受低压带控制, 地面气旋中心位于鲁西南到河南省
276 中北部一带, 中心最低气压 995.0hPa 位于河南、河北交界处, 中心最大异常程度高达 -8σ 。冷高压位于蒙
277 古中部, 中心最高气压为 1015.0hPa , 最大异常程度为 4σ 。锋区最大梯度 $3.5\text{hPa}\cdot 100\text{km}^{-1}$ 位于山西省境内。
278 从 2m 气温的分布可见 (图 7b), 气旋南侧在河南省是一个 36°C 的高温中心, 其异常程度高达 10σ 。暖温
279 度脊从暖中心向北伸到河北省南部, 此处正好与其北侧冷高压的前锋相遇, 在河北省南部形成强度高达
280 $12.5^\circ\text{C}\cdot 100\text{km}^{-1}$ 的锋区。蒙古中部冷高压中心为 8°C 的低温中心, 中心最大异常程度为 -6σ 。

281



282

283

284

285

286

287

288

289

290

291

292

293

294

295

296

297

298

299

300

301

302

303

304

图7 2020年5月17日16时(a-b)、2018年6月13日12时(c-d)海平面气压(a, c, 单位: hPa)、2m气温(b, d, 单位: °C) (等值线)、标准化距平(填色)及10m风(风向杆)

Fig.7 Isoline and standardized anomaly (shaded) of sea-level pressure (a, c, unit: hPa), 2m temperature (b, d, unit: °C), 10m horizontal wind (wind barb) at 16:00BJT on 17 May 2020(a-b), 12:00BJT on 13 Jun 2018(c-d)

2018年6月13日12时海平面气压场的分布(图7c)与图7a相似,我国中东部地区也受低压带控制,气旋中心位于冀鲁豫三省交界处,中心最低气压为997.5hPa,最大异常程度为 -6σ 。蒙古中部高压中心气压为1005.0hPa,最大异常程度为 2σ 。二者之间的锋区也是位于山西到河北,但最大梯度只有 $1.7\text{hPa}\cdot 100\text{km}^{-1}$,强度明显比“5.17”弱。从2m气温的分布可以看出(图7d), 34°C 的高温中心有两个,一个位于鲁西南到河南省东北部地区,另一个则位于潍坊到青岛西部,异常程度高达 11σ 。冷温度中心 16°C 位于河北省东北部,最大标准化距平位于河北省东部与天津交界处,为 -4σ ,锋区最大梯度为 $8^\circ\text{C}\cdot 100\text{km}^{-1}$,比“5.17”弱。可见,“5.17”强对流地面气旋及锋后冷高压的异常程度均大于“6.13”(高 2σ),尤其是锋区梯度是“6.13”的两倍。2m气温暖中心的强度“6.13”略高于“5.17”,但锋后冷空气,无论是范围还是强度,均是“5.17”更胜一筹。

综上所述,造成山东大范围极端强对流的天气系统,从高层、低层到地面,从动力到热力,均呈现出极端异常的特征。总体来说(表1),造成“5.17”强对流的天气系统异常程度为 $\pm 4\sigma\sim\pm 11\sigma$,造成“6.13”强对流的天气系统异常程度为 $\pm 2\sigma\sim\pm 11\sigma$,说明天气系统异常偏强是造成山东大范围极端强对流天气的重要原因,异常程度达到 2σ 以上可能产生极端强对流天气。相对而言,“5.17”强对流的天气系统比“6.13”更强,可能在5月份要造成极端强对流天气需要的动力和热力条件比6月份更高,这需要更多的案例进行验证。

表1 “5.17”与“6.13”强对流天气系统异常程度

Table 1 The anomalies of weather systems during the "5.17" and "6.13" severe convection

天气系统			“5.17”强对流	“6.13”强对流
500hPa	冷涡	高度场异常	-11 σ	-6 σ
		温度场异常	-8 σ	-5 σ
	高压脊	高度场异常	4 σ	4 σ
		温度场异常	5 σ	3 σ
	西北气流($m\cdot s^{-1}$)		28~32	20
850hPa	暖温度脊异常		6 σ	4 σ
	上游冷空气异常		-6 σ	-5 σ
	锋区梯度($^{\circ}C\cdot 100km^{-1}$)		3.7	3.0
地面	气旋异常		-8 σ	-6 σ
	冷高压异常		4 σ	2 σ
	海平面气压锋区梯度($hPa\cdot 100km^{-1}$)		3.5	1.7
	2m 气温暖脊异常		10 σ	11 σ
	2m 气温冷中心异常		-6 σ	-4 σ
	2m 气温锋区梯度($^{\circ}C\cdot 100km^{-1}$)		12.5	8

305

306

3.3 对流风暴组织化发展的有利条件

307

3.3.1 垂直风切变

308

产生对流天气的三要素是一定的水汽、不稳定的大气层结和抬升触发条件(朱乾根等, 2007; 俞小鼎等, 2006)。大的 CAPE 和较大的垂直风切变是产生大冰雹的有利条件, 对流风暴是否能发展成为组织化程度高的强风暴(超级单体或飑线), 与 0-6km 深层垂直风切变密切相关(俞小鼎等, 2006)。即使初始为弱垂直风切变环境, 飑线发展过程中与环境之间的正反馈作用也会导致垂直风切变增大(雷蕾等, 2021)。本文利用 0-6km 的风矢量差表示 0-6km 垂直风切变(以下简称风矢量差)。18:00(图 8a)对流刚刚开始发生时, 山东全省的风矢量差均大于 $20 m\cdot s^{-1}$, 达到强垂直风切变等级。在鲁西北回波带 A 所在地区风矢量差高达 $30\sim 34 m\cdot s^{-1}$, $34 m\cdot s^{-1}$ 的强切变区域呈准东西向分布在鲁中地区。随着冷涡旋转南压, 强垂直风切变区域逐渐东移南压并增强。20:00(图 8b), 风矢量差大于 $34 m\cdot s^{-1}$ 的强垂直风切变区呈东北-西南向从莱州湾经过鲁中向西南伸到山东西部。对比图 2a 可以发现, 回波带 A 的主体主要分布在风矢量差 $34 m\cdot s^{-1}$ 的带状区域及其前沿, 其前侧回波带 B 主要分布在风矢量差大值中心前沿 $26\sim 30 m\cdot s^{-1}$ 的区域内。21:00(图 8c)风矢量差 $34 m\cdot s^{-1}$ 以上的风切变区域与图 8b 相似, 仍呈东北-西南向位于莱州湾到鲁西南, 但范围有所增大, 强度略有增强。对比图 2b 可见, 回波带 A 主体位于风矢量差为 $34 m\cdot s^{-1}$ 的区域, 回波带 B、风暴 C 和新单体 D 均位于风矢量差大值中心前沿 $26\sim 30 m\cdot s^{-1}$ 的区域内, 飑线的走向与风切变的矢量方向相同。

322

由此可见, 在内嵌超级单体的多单体风暴逐渐组织化为飑线的过程中, 回波带主体主要位于 0-6km 风矢量差高达 $34 m\cdot s^{-1}$ 的大值中心附近, 新单体发生、发展、合并的区域为风矢量差大值中心前沿 $26\sim 30 m\cdot s^{-1}$ 的区域, 初始回波带与新生的单体合并, 逐渐组织化为一条尺度大、强度强的飑线, 飑线的走向与 0-6km 垂直风切变矢量方向相同。

323

324

325

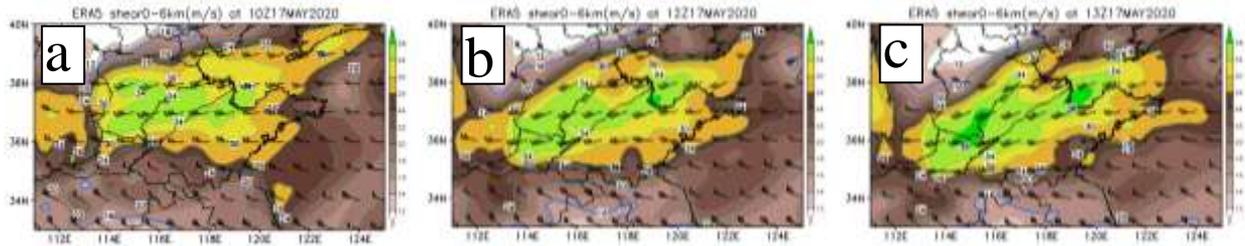


图 8 2020 年 5 月 17 日 18:00(a)、20:00(b)、21:00(c) 0-6km 风矢量差 (单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig.8 0-6km wind vector difference at 18:00BJT(a), 20:00BJT(b), 21:00BJT(c) on 17 May 2020(unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

3.3.2 CAPE 重建

从 2.2 节的分析可知, 18:00 以后对流单体开始在山东中东部到山东半岛一带发展, 直到 20:00 仍然处于发展旺盛阶段 (图 2a)。对流发展过程中, CAPE 是被消耗掉的, 那么是什么机制能让强对流长时间维持发展?

ERA5 再分析资料提供逐小时最大 CAPE, 本节利用该资料分析 CAPE 的重建机制, 用当前时次与上一时次的 CAPE 差表示当前时次 CAPE 的 1h 变化量, 以下简称 Delta_CAPE。18:00 (图 9a) 在鲁中到半岛地区 Delta_CAPE 均为负值, 并且分别在淄博到潍坊、青岛到烟台出现 $-500 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的大值中心。但从 19:00 (图 9b) Delta_CAPE 的分布发现, 18:00 的负值区域此时变为正值, 且分别在泰安东部和青岛南部出现大于 $500 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的大值中心。说明在此次强对流过程中, CAPE 在被消耗后, 又重新建立, 造成强对流长时间持续。那么, 是什么机制导致鲁中到半岛一带的 CAPE 重建?

CAPE 是气块在给定的环境中绝热上升时的正浮力所产生能量的垂直积分, 在 $t-\ln P$ 图上, CAPE 正比于气块上升曲线与环境温度曲线从自由对流高度至平衡高度所围成区域的正面积 (刘健文等, 2011)。统计表明 (王秀明等, 2012b), 抬升气块的温度升高 1°C , CAPE 值平均增加 $194 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, 露点增加 1°C , CAPE 平均增加 $459 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。因此低层环境越暖湿, 气块所具有的 CAPE 越大, 分析 CAPE 重建机制要从低层温度和湿度平流入手。从对流风暴与天气系统的配置关系可知 (图略), 对流风暴主要与 850hPa 的天气系统对应较好。假相当位温 θ_{se} 是一个能综合表达温度与湿度的物理量, 因此本节主要从 850hPa 的假相当位温平流 (以下简称暖湿平流) 来分析 CAPE 的重建机制。

中午 12:00 (图略) 山东境内有两个正暖湿平流区, 一个在淄博到潍坊西部出现, 中心最大值为 $10\times 10^4 \text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$, 另一个在鲁南, 中心最大值为 $14\times 10^4 \text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$ 。之后正暖湿平流区逐渐向北偏东方向移动, 强度逐渐增强, 范围增大。18:00 (图 9c), 山东省大部地区均处于正暖湿平流区控制, 有三个大值中心: 原位于淄博、潍坊一带的正暖湿平流区移到潍坊北部, 中心最大值为 $10\times 10^4 \text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$, 原位于鲁南的正暖湿平流区移到泰安、临沂北部一带, 中心最大值为 $16\times 10^4 \text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$, 在青岛西南部沿海一带形成一个新的正暖湿平流区, 中心最大值高达 $22\times 10^4 \text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$ 。对比图 9b 和图 9c 发现, Delta_CAPE 的三个大值中心与正暖湿平流区的三个大值中心位置吻合, 说明低层暖湿平流对于 CAPE 的重建起到非常重要的作用。

19 时 (图 9d), 青岛西南部的正暖湿平流区移到青岛东南部, 中心强度虽略有减弱, 但中心最大值仍然达到 $18\times 10^4 \text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$ 。另外两处正暖湿平流区的中心位置变化不大, 但中心强度均明显减弱。因此 20 时 (图 9e) 青岛东南部的 Delta_CAPE 仍然为 $600 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的增量, 而在鲁中和鲁南地区 Delta_CAPE 为负值。但从 20 时的 CAPE 分布可见 (图 9f), 鲁中到鲁南地区虽然 Delta_CAPE 为负值, 但仍具有 $100\sim 1800 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的不稳定能量, 能维持对流风暴的发展。从鲁东南到半岛南部一带的 CAPE 高达 $1000\sim 1800 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, 与 21:00~22:00 形成飚线的位置 (图 2b-c) 吻合。

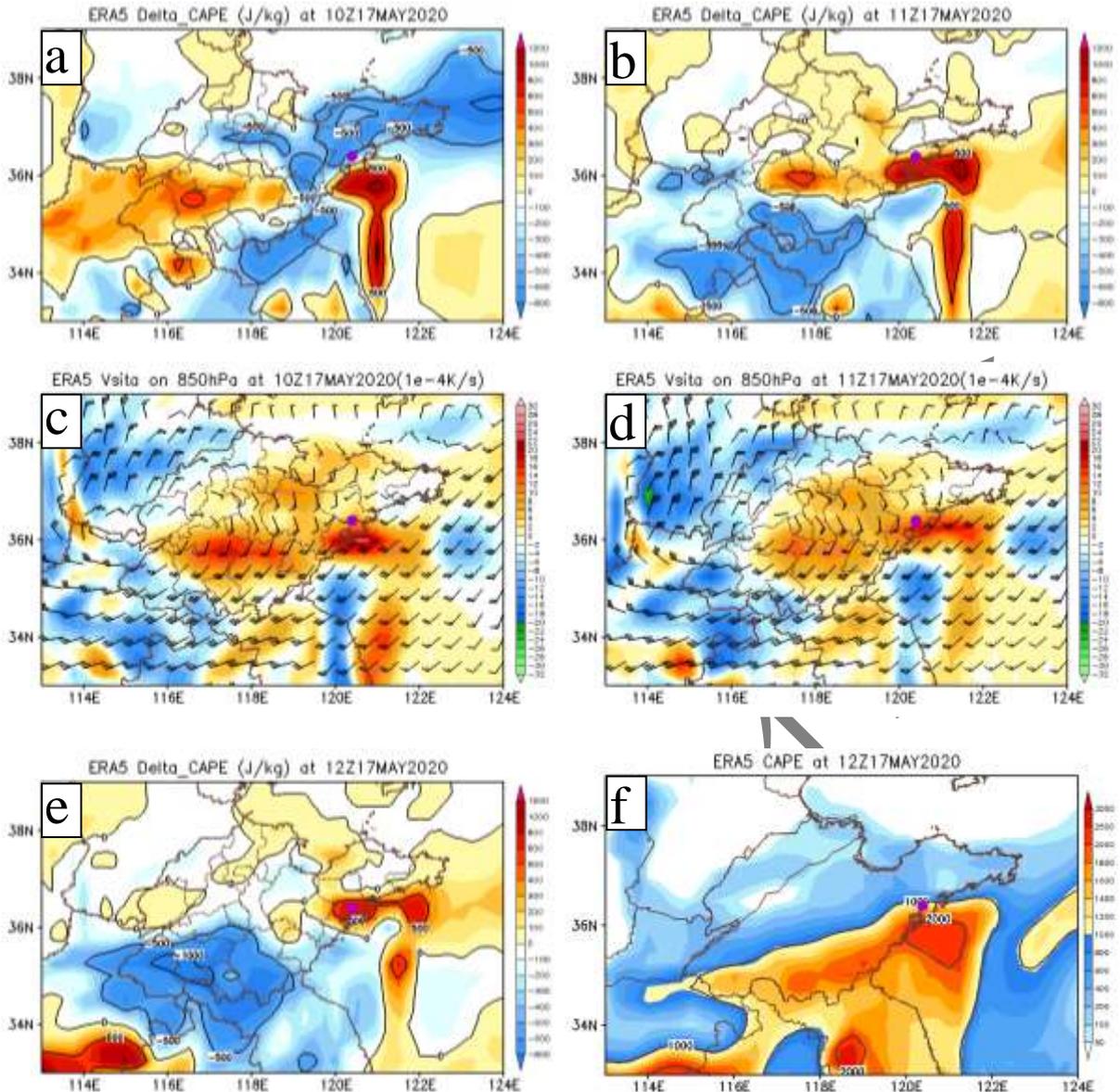
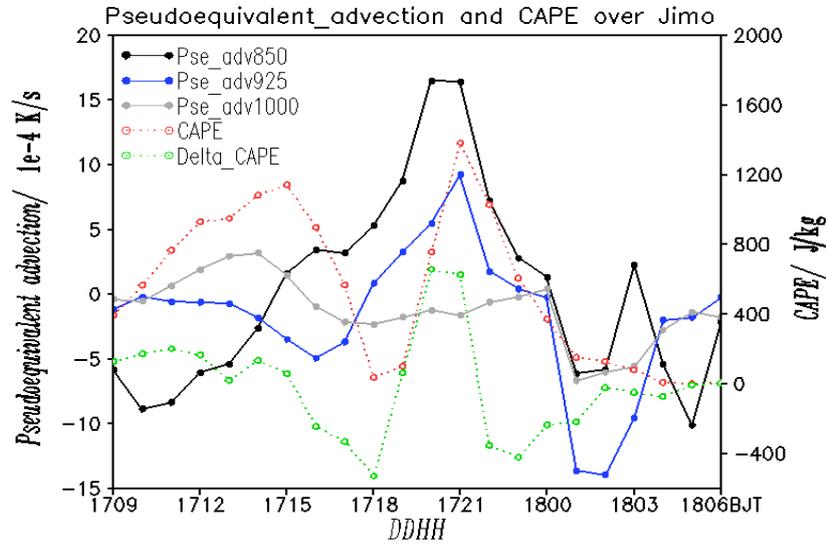


图9 Delta_CAPE (a-b, e, 单位 $J \cdot kg^{-1}$), CAPE (f, 单位 $J \cdot kg^{-1}$), 850hPa 假相当位温平流 (c-d, 单位 $10^{-4} K \cdot s^{-1}$), 紫色圆点为青岛市即墨站
a,c, 18:00BJT, b,d, 19:00BJT, e-f, 20:00BJT

Fig.9 Delta_CAPE (a-b, e, unit: $J \cdot kg^{-1}$), CAPE (f, unit: $J \cdot kg^{-1}$), pseudoequivalent potential temperature advection over 850hPa (c-d, unit: $10^{-4} K \cdot s^{-1}$), Jimo station in Qingdao (purple dot)
a,c, 18:00BJT, b,d, 19:00BJT, e-f, 20:00BJT

从青岛市即墨站（即墨区观测到 4.5cm 大冰雹，图 1d）上空各层暖湿平流、CAPE、Delta_CAPE 的演变趋势（图 10）可以发现，CAPE 在 17 日 09—15 时一直处于上升趋势，15 时到达第一个高峰。此阶段 925hPa 暖湿平流维持在 $0 K \cdot s^{-1}$ 附近波动，1000hPa 和 850hPa 的暖湿平流均呈上升趋势，但 850hPa 上升幅度更大，说明此阶段 CAPE 增长受到 850hPa 以下暖湿平流的作用明显，850hPa 起主要作用。15—18 时 CAPE 呈下降趋势，18 时达到第一个波谷。此阶段 850hPa 暖湿平流仍然呈现上升趋势，但上升幅度减小，925hPa 和 1000hPa 的暖湿平流均呈下降趋势，故此阶段 CAPE 下降主要是由于低层暖湿平流减弱造成的，这可能与气温的日变化有关。18—21 时 CAPE 再次快速上升，上升幅度很大，由 18 时的 $0 J \cdot kg^{-1}$ 到 21 时升到最高峰 $1400 J \cdot kg^{-1}$ ，即墨区的大冰雹主要出现在 20 时前后。此阶段 1000hPa 的暖湿平流在 $0 K \cdot s^{-1}$ 附近波动，850hPa 和 925hPa 的暖湿平流呈明显的上升趋势，说明此阶段 CAPE 的重建主要是 850hPa 和 925hPa

377 的暖湿平流增强造成的。随着强对流的消耗，21 时之后 CAPE 呈现下降趋势。21 时之后虽然各层暖湿平流
 378 流的强度逐渐减弱，但在 18 日 01 时之前各层的暖湿平流仍然是正值，说明仍然有能量向即墨区输送。该
 379 站上空虽然 CAPE 值在下降，但从 Delta_CAPE 的变化趋势可以发现，CAPE 下降的幅度在减小，该站上
 380 空一直具有一定的 CAPE，保证对流风暴的维持。



381
 382 图 10 2020 年 5 月 17 日 09 时至 18 日 06 时即墨站低层假相当位温平流 (单位: $10^{-4}K \cdot s^{-1}$)、CAPE、Delta_CAPE (单位 $J \cdot kg^{-1}$)
 383 时序图

384 Fig.10 Sequence diagram of low-level pseudoequivalent potential temperature advection (unit: $10^{-4}K \cdot s^{-1}$), CAPE and
 385 Delta_CAPE (unit $J \cdot kg^{-1}$) over Jimo Station from 09:00BJT May 17, 2020 to 06:00BJT May 18, 2020

386
 387 可见，低层暖湿平流源源不断地向山东输送暖湿空气，是 CAPE 重建的重要机制。暖湿平流的输送强
 388 度是波动性的，整个过程中 850hPa 一直源源不断的有暖湿平流向山东输送，对山东强对流区域的 CAPE
 389 重建起主要作用。在对流发生前，1000hPa 的暖湿平流起到一定的正作用；在对流发生过程中，850hPa 和
 390 925hPa 的暖湿平流对 CAPE 的重建起主要作用。

391 4 结论与讨论

392 2020 年 5 月 17 日，500hPa 冷涡后部异常偏强暖高压脊向东北方向伸展形成阻塞形势，冷空气在华北
 393 地区切断，有利于冷涡在华北长时间维持。冷涡中心位于最有利于山东出现强对流的关键区，其西南象限
 394 异常偏强 (图 11a)。涡后强盛的西北气流，一方面携带强冷空气南下叠加在低层异常偏强的暖湿空气之上
 395 形成强烈不稳定的大气层结，另一方面造成山东上空 0-6km 风矢量差超过 $34 m \cdot s^{-1}$ ，有利于对流风暴组织
 396 化发展。地面气旋异常偏强，山东中部的地面辐合线触发产生新的对流单体。850hPa 以下暖湿平流源源不
 397 断地向山东输送暖湿空气，导致山东对流区域 CAPE 被消耗后重新建立，一方面促使对流风暴后向传播尺
 398 度增大、生命史延长，另一方面在强垂直风切变、水汽输送等有利条件下组织化为一条长度超过 500km 的
 399 强飏线 (图 11b)。

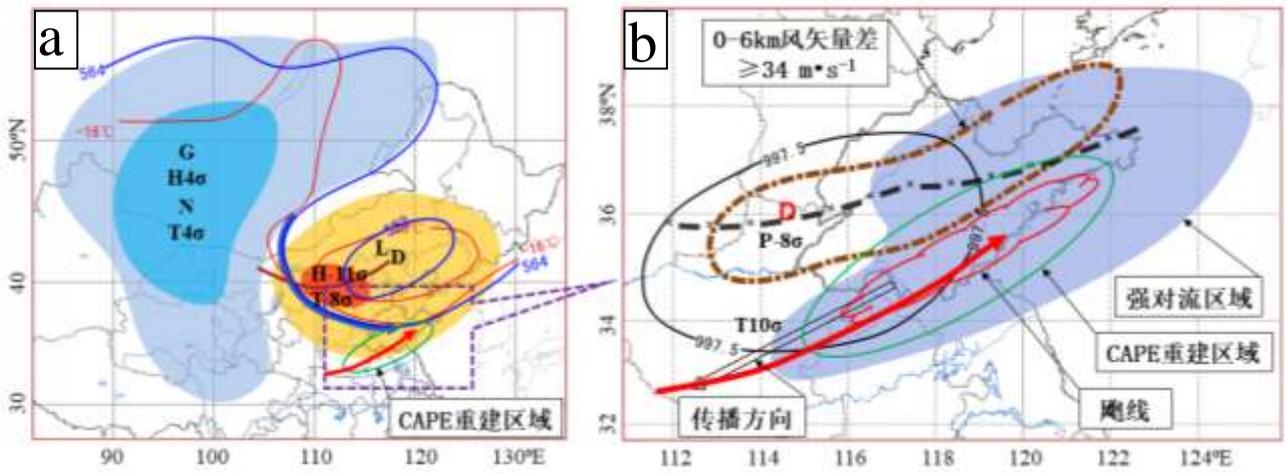


图 11 山东“5.17”极端强对流天气概念模型图

400
401

402 (— 等高线, — 高空槽, — 500hPa 中空急流, — 等温线, — 850hPa 暖
403 湿平流, — 等压线, — × — × 地面辐合线, - - - 0-6km 风矢量差 $\geq 34 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, — CAPE 重建
404 区域, 正标准化距平, 负标准化距平, 强对流区域, 对流风暴的传播方向,
405 飏线, 图 11b 区域, G 高压中心, D 低压中心, L 冷中心, N 暖中心, 4σ 最大标准化距平,
406 前面的字母 H、T、P 分别代表位势高度、温度、海平面气压)

Fig.11 Conceptual model of “5.17” extremely severe convective weather in Shandong Province

408 (— isoheight, — upper trough, — 500hPa middle level jet, — isotherm, —
409 850hPa warm and moist advection, — isobar, — × — × surface convergence line, - - - 0-6km wind vector
410 difference greater than $34 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, — CAPE reconstruction area, positive standardized anomaly,
411 negative standardized anomaly, severe convective area, the convective storms propagation direction,
412 squall line, region in fig 11b, G high pressure center, D low pressure center, L cold center, N
413 warm center, 4σ maximum standardized anomaly, the front letters H, T, and P stand for geopotential height, temperature, and sea
414 level pressure respectively)

415 通过对比“5.17”和“6.13”两次极端强对流天气过程,发现造成山东大范围极端强对流的环境条件
416 有以下几个方面特点:

- 417 (1) 动力、热力强迫为极端强对流天气提供了有利的环境条件。500hPa 冷涡及其上游高压脊的
418 异常程度分别高达 -6σ 和 4σ 以上,冷涡后部有横槽。冷涡中心异常冷且位置有利于对流层中
419 层异常强的冷空气南下影响前期异常增暖的山东地区,锋区梯度大。地面气旋控制,辐合抬
420 升触发产生对流。
421 (2) 冷涡的西南象限异常偏强,极端强对流天气位于东南象限。
422 (3) 强的深层垂直风切变有利于对流风暴组织化发展,飏线的走向与 0-6km 垂直风切变矢量方向

423 相同。回波带主体位于垂直风切变大值中心附近，新单体发生、发展、合并的区域位于风矢
424 量差大值中心前沿 $26\sim 30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的区域。

425 (4) CAPE 重建是导致极端强对流天气持续时间长、影响范围广的重要因素。低层暖湿平流源源不
426 断地向山东输送暖湿空气，是 CAPE 重建的机制。850hPa 暖湿平流在 CAPE 重建过程中起最
427 主要的作用，在对流发生前和发生过程中，1000hPa 和 925hPa 的暖湿平流也起到一定的正作
428 用。暖湿平流的输送强度是波动性的，但持续的输送是保证山东强对流得以维持和发展的能
429 量来源。

430
431 通过对造成山东“5.17”、“6.13”两次极端强对流的天气系统异常、垂直风切变、不稳定等环境条件
432 进行定量计算，发现天气系统的异常程度更能代表动热力强迫的强度。对于冷涡区域，位势高度最低值与
433 平均值均能代表冷涡的强度，最大标准化距平与平均标准化距平均能代表冷涡的异常程度。对于冷中心区
434 域，温度的最低值和最大标准化距平分别代表冷空气的强度和异常程度，区域平均值和平均标准化距平的
435 代表性较差。当冷涡南下过程中强度减弱，但异常程度增加时，仍能造成其东南象限产生极端强对流天气。
436 本文只有两个个例的分析，表 1 所列出的天气系统异常程度尚不能作为产生极端强对流天气的预报指标，
437 “5.17”强对流的天气系统异常程度高于“6.13”，也不能说明 5 月份产生极端强对流的天气系统异常程度
438 大于 6 月份。后序将对更多的案例进行统计，获得能造成极端强对流的天气系统异常程度的预报指标。

439
440
441
442 致谢：感谢中央气象台牛若芸和周宁芳两位首席及山东省人民政府人工影响天气办公室王俊正研级高
443 工的指导和帮助！感谢天津市气象台尉英华首席提供的大冰雹照片！

444
445
446

447 参考文献

- 448 蔡康龙, 俞小鼎, 李彩玲, 等, 2021. 2019 年广西临桂微下击暴流和广东湛江龙卷现场灾情调查对比分析[J].
449 气象, 47(2): 230-241. Cai K L, Yu X D, Li C L, et al, 2021. Comparative analysis of damage survey of
450 microburst in Lingui of Guangxi and tornado in Zhanjiang of Guangdong in 2019[J]. Meteor Mon, 47(2):
451 230-241 (in Chinese).
- 452 蔡雪薇, 谌芸, 沈新勇, 等, 2019. 冷涡背景下不同类型强对流天气的成因对比分析[J]. 气象, 45(5): 621-631.
453 Cai X W, Chen Y, Shen X Y, et al, 2019. Cause analysis of different types of severe convective weather under
454 cold vortex background[J]. Meteor Mon, 45(5): 621-631 (in Chinese).
- 455 曹钢锋, 张善君, 朱官忠, 等, 1988. 山东天气分析与预报[M]. 北京: 气象出版社: 161-162. Cao G F, Zhang
456 S J, Zhu G Z, et al, 1998. Weather Analysis and Forecast in Shandong Province[M]. Beijing: China
457 Meteorological Press: 161-162 (in Chinese).
- 458 谌芸, 孙军, 徐珺, 等, 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析及思考[J]. 气象, 38(10):
459 1255-1266. Chen Y, Sun J, Xu J, et al, 2012. Analysis and thinking on the extremes of the 21 July 2012
460 torrential rain in Beijing part I: observation and thinking[J]. Meteor Mon, 38(10): 1255-1266 (in Chinese).
- 461 高晓梅, 王世杰, 王文波, 等, 2018. 2016 年山东一次阵风锋触发的强对流天气分析[J]. 海洋气象学报, 38(2):
462 67-75. Gao X M, Wang S J, Wang W B, et al, 2018. Analysis of the severe convective weather caused by a
463 gust front in Shandong in 2016[J]. J Mar Meteor, 38(2): 67-75 (in Chinese).
- 464 公衍铎, 郑永光, 罗琪, 2019. 冷涡底部一次弓状强爬线的演变和机理[J]. 气象, 45(4): 483-495. Gong Y D,
465 Zheng Y G, Luo Q, 2019. Evolution and development mechanisms of an arc-shaped strong squall line

466 occurring along the south side of a cold vortex[J]. Meteor Mon, 45(4): 483-495 (in Chinese).

467 雷蕾, 孙继松, 陈明轩, 等, 2021. 北京地区一次飑线的组织化过程及热动力结构特征[J]. 大气科学, 45(2):

468 287-299. Lei L, Sun J S, Chen M X, et al, 2021. Organization process and thermal dynamic structure of a

469 squall line in Beijing[J]. Chin J Atmos Sci, 45(2): 287-299 (in Chinese).

470 李彩玲, 蔡康龙, 黄先香, 等, 2021. 桂林一次强下击暴流成因分析[J]. 气象, 47(2): 242-252. Li C L, Cai K L,

471 Huang X X, et al, 2021. Cause analysis of a severe downburst in Guilin[J]. Meteor Mon, 47(2): 242-252 (in

472 Chinese).

473 刘健文, 郭虎, 李耀东, 等, 2011. 天气分析预报物理量计算基础[M]. 北京: 气象出版社: 91-93. Liu J W,

474 Guo H, Li Y D, et al, 2011. Physical Quantity Calculation Basis for Weather Analysis and Forecast[M].

475 Beijing: China Meteorological Press: 91-93 (in Chinese). (查阅网上资料, 未找到对应的英文翻译, 请

476 确认)

477 冉令坤, 李舒文, 周玉淑, 等, 2021. 2021年河南“7.20”极端暴雨动、热力和水汽特征观测分析[J]. 大气科

478 学, 45(6): 1366-1383. Ran L K, Li S W, Zhou Y S, et al, 2021. Observational analysis of the dynamic,

479 thermal, and water vapor characteristics of the “7.20” extreme rainstorm event in Henan Province, 2021[J].

480 Chin J Atmos Sci, 45(6): 1366-1383 (in Chinese).

481 盛杰, 郑永光, 沈新勇, 2020. 华北两类产生极端强天气的线状对流系统分布特征与环境条件[J]. 气象学报,

482 78(6): 877-898. Sheng J, Zheng Y G, Shen X Y, 2020. Climatology and environmental conditions of two

483 types of quasi-linear convective systems with extremely intense weather in North China[J]. Acta Meteor Sin,

484 78(6): 877-898 (in Chinese).

485 史文茹, 李昕, 曾明剑, 等, 2021. “7.20”郑州特大暴雨的多模式对比及高分辨率区域模式预报分析[J]. 大气

486 科学学报, 44(5): 688-702. Shi W R, Li X, Zeng M J, et al, 2021. Multi-model comparison and

487 high-resolution regional model forecast analysis for the “7.20” Zhengzhou severe heavy rain[J]. Trans

488 Atmos Sci, 44(5): 688-702 (in Chinese).

489 孙军, 谌芸, 杨舒楠, 等, 2012. 北京721特大暴雨极端性分析及思考(二)极端性降水成因初探及思考[J]. 气

490 象, 38(10): 1267-1277. Sun J, Chen Y, Yang S N, et al, 2012. Analysis and thinking on the extremes of the 21

491 July 2012 torrential rain in Beijing part II: preliminary causation analysis and thinking[J]. Meteor Mon,

492 38(10): 1267-1277 (in Chinese).

493 田付友, 郑永光, 张小玲, 等, 2018. 2017年5月7日广州极端强降水对流系统结构、触发和维持机制[J]. 气

494 象, 44(4): 469-484. Tian F Y, Zheng Y G, Zhang X L, et al, 2018. Structure, triggering and maintenance

495 mechanism of convective systems during the Guangzhou extreme rainfall on 7 May 2017[J]. Meteor Mon,

496 44(4): 469-484 (in Chinese).

497 王秀明, 俞小鼎, 周小刚, 等, 2012a. “6.3”区域致灾雷暴大风形成及维持原因分析[J]. 高原气象, 31(2):

498 504-514. Wang X M, Yu X D, Zhou X G, et al, 2012a. Study on the formation and evolution of ‘6.3’

499 damage wind[J]. Plateau Meteor, 31(2): 504-514 (in Chinese).

500 王秀明, 俞小鼎, 朱禾, 2012b. NCEP再分析资料在强对流环境分析中的应用. 应用气象学报, 23(2):

501 139-146. Wang X M, Yu X D, Zhu H, 2012b. The applicability of NCEP reanalysis data to severe convection

502 environment analysis[J]. J Appl Meteor Sci, 23(2): 139-146 (in Chinese).

503 夏阳, 万雪丽, 严小冬, 等, 2016. 中国西南地区春季降水的时空变化及其异常的环流特征[J]. 气象学报,

504 74(4): 510-524. Xia Y, Wan X L, Yan X D, et al, 2016. Variations of spring precipitation over southwest

505 China and characteristic circulations for precipitation anomalies[J]. Acta Meteor Sin, 74(4): 510-524 (in

506 Chinese).

507 肖安, 许爱华, 2018. 三小时负变压异常指数及对强对流天气的预报意义[J]. 气象学报, 76(1): 78-91. Xiao A,

508 Xu A H, 2018. Three hours negative pressure anomaly index and its significance in severe convective

509 weather forecast[J]. Acta Meteor Sin, 76(1): 78-91 (in Chinese).

510 许长义, 章丽娜, 肖现, 等, 2023. 冷涡背景下华北平原一次弓形回波致灾大风过程分析[J]. 气象学报,
511 81(1): 40-57. Xu C Y, Zhang L N, Xiao X, et al, 2023. Case analysis of damaging high winds generated by
512 bow echoes in the presence of a cold vortex over the North China Plain[J]. Acta Meteor Sin, 81(1): 40-57 (in
513 Chinese).

514 许焕斌, 2012. 强对流云物理及其应用[M]. 北京: 气象出版社: 95-103. Xu H B, 2012. The Physics of Severe
515 Convective Storms and its Application[M]. Beijing: China Meteorological Press: 95-103 (in Chinese).

516 阎丽凤, 杨成芳, 2014. 山东省灾害性天气预报技术手册[M]. 北京: 气象出版社: 111-114. Yan L F, Yang C F,
517 2014. Disastrous Weather Forecast Technical Manual in Shandong Province[M]. Beijing: China
518 Meteorological Press: 111-114 (in Chinese).

519 俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南, 等, 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用[M]. 北京: 气象出版社: 91-92,
520 102-122, 145. Yu X D, Yao X P, Xiong T N, et al, 2006. Doppler Weather Radar Principle and
521 Application[M]. Beijing: China Meteorological Press: 91-92, 102-122, 145 (in Chinese). (查阅网上资料,
522 未找到对应的英文翻译, 请确认)

523 俞小鼎, 王秀明, 李万莉, 等, 2020. 雷暴与强对流临近预报[M]. 北京: 气象出版社: 224, 58. Yu X D, Wang
524 X M, Li W L, et al, 2020. Thunderstorm and Severe Convection Nowcasting[M]. Beijing: China
525 Meteorological Press: 224, 58 (in Chinese). (查阅网上资料, 未找到对应的英文翻译, 请确认)

526 张萍萍, 孙军, 车钦, 等, 2018. 2016 年湖北梅汛期一次极端强降雨的气象因子异常特征分析[J]. 气象,
527 44(11): 1424-1433. Zhang P P, Sun J, Che Q, et al, 2018. Analysis on abnormal characteristics of
528 meteorological factors during an extremely heavy rainfall in 2016[J]. Meteor Mon, 44(11): 1424-1433 (in
529 Chinese).

530 张琴, 孟伟, 朱敏, 等, 2017. 2016 年 6 月 13-14 日山东强对流天气过程的中尺度特征及成因分析[J]. 海洋气
531 象学报, 37(4): 101-112. Zhang Q, Meng W, Zhu M, et al, 2017. Characteristics and cause analysis of the
532 strong convection weather processes in Shandong during 13-14 June 2016[J]. J Mar Meteor, 37(4): 101-112
533 (in Chinese).

534 张霞, 杨慧, 王新敏, 等, 2021. “21·7”河南极端强降水特征及环流异常性分析[J]. 大气科学学报, 44(5):
535 672-687. Zhang X, Yang H, Wang X M, et al, 2021. Analysis on characteristic and abnormality of
536 atmospheric circulations of the July 2021 extreme precipitation in Henan[J]. Trans Atmos Sci, 44(5): 672-687
537 (in Chinese).

538 张婷婷, 王培涛, 王凤娇, 2017. 一次长寿命超级单体风暴雷达回波特征分析[J]. 海洋气象学报, 37(1):
539 98-103. Zhang T T, Wang P T, Wang F J, 2017. Analysis of radar echo characteristics of a long-life super
540 monomer storm[J]. J Mar Meteor, 37(1): 98-103 (in Chinese).

541 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等, 2007. 天气学原理和方法: 第 4 版[M]. 北京: 气象出版社: 426. Zhu Q G, Lin J
542 R, Shou S W, et al, 2007. Principles and Methods of Synoptic Meteorology[M]. 4th ed. Beijing: China
543 Meteorological Press: 426 (in Chinese). (查阅网上资料, 未找到对应的英文翻译, 请确认)

544 朱义青, 管叶莉, 王玉亮, 2020. 山东中西部一次超级单体分裂过程的雷达回波结构和环境条件分析[J]. 气
545 候与环境研究, 25(3): 320-332. Zhu Y Q, Guan Y L, Wang Y L, 2020. Analysis of environmental conditions
546 and the structure of radar echo for a supercell splitting process in the midwestern Shandong Province[J].
547 Climatic Environ Res, 25(3): 320-332 (in Chinese).

548