

# 鲁中地区分类强对流天气环境参量特征分析\*

高晓梅<sup>1</sup> 俞小鼎<sup>2</sup> 王令军<sup>1</sup> 王文波<sup>1</sup> 王世杰<sup>1</sup> 王新红<sup>1</sup> 韩晓<sup>1</sup>

GAO Xiaomei<sup>1</sup> YU Xiaoding<sup>2</sup> WANG Lingjun<sup>1</sup> WANG Wenbo<sup>1</sup> WANG Shijie<sup>1</sup> WANG Xinhong<sup>1</sup> HAN Xiao<sup>1</sup>

1. 潍坊市气象局, 潍坊, 261011

2. 中国气象局气象干部培训学院, 北京, 100081

1. *Weifang Meteorological Bureau, Weifang 261011, China*

2. *China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081, China*

2017-05-23 收稿, 2017-12-09 改回.

高晓梅, 俞小鼎, 王令军, 王文波, 王世杰, 王新红, 韩晓. 2018. 鲁中地区分类强对流天气环境参量特征分析. 气象学报, 76(2):196-212

**Gao Xiaomei, Yu Xiaoding, Wang Lingjun, Wang Wenbo, Wang Shijie, Wang Xinhong, Han Xiao. 2018. Characteristics of environmental parameters for classified severe convective weather in central area of Shandong Province. *Acta Meteorologica Sinica*, 76(2):196-212**

**Abstract** In this paper, 106 strong convective cases accompanied with instantaneous winds at or exceeding the scale 8 in the central region of Shandong Province in 16 years are classified into three types: Thunderstorm, hail thunderstorm and mixed type of heavy rainfall. Using conventional sounding data and ground observation data, distributions of several key environmental parameters and thresholds corresponding to the three types are discussed respectively by the form of box and whisker plots. Furthermore, significantly severe convection cases among the 106 cases, including significant thunderstorm and strong wind cases with instantaneous wind speed exceeding 25 m/s, significant hail cases with the diameter of hails equal to or larger than 20 mm, and significant short-term heavy rainfall cases with the intensity about 50 mm/h or above, are extracted to form a subset. Distributions and forecast thresholds for significantly severe convection cases mentioned above are discussed and compared with the corresponding key environmental parameters for the total cases. Finally, the triggering mechanism for the strong convective system is briefly described and discussed. Results suggest that the minimum threshold of temperature difference between 850 and 500 hPa is 25°C for the development of thunderstorms, hail thunderstorms and mixed type of heavy rainfall, while their corresponding minimum thresholds of ground dew point temperature are 13, 16 and 24°C, the atmospheric precipitation thresholds are 20, 24 and 32 mm, the thresholds of CAPE are 300, 900 and 1300 J/kg, thresholds of 0–6 km wind vector difference are 12, 12.5 and 8 m/s, respectively. The distributions of ground dew point temperature, atmospheric precipitation and warm cloud thickness can be used to distinguish the above mentioned three types of strong convective weather, but it is difficult to distinguish thunderstorms and hail thunderstorms through the distributions of these key parameters. For the strong convective weather associated with hail, the appropriate melting layer height is 3.0–3.9 km. Compared with the three types of all strong convection cases, the conditional instability for significant thunderstorms, significant hail thunderstorms and significant mixed type of heavy rainfall significantly increases, which is reflected in the fact that the temperature difference between 850 and 500 hPa, the water vapor condition, and the CAPE all increase. Corresponding to the above mentioned three types, the minimum thresholds of CAPE are 1000, 1100 and 2000 J/kg, and the 0–6 km wind vector shears are 16, 12 and 11 m/s,

\* 资助课题: 国家自然科学基金项目(41775044、41675046)、中国气象局核心业务发展专项(YBGJXM2017-02)、中国气象局预报员专项(CMAYBY2016-041)、山东省气象局课题(2014sdqxm14)、山东省气象局预报员专项(sdyby2017-10)。

作者简介: 高晓梅, 主要从事短期及短时临近天气预报研究。E-mail: wfmeizi@126.com

通讯作者: 俞小鼎, 主要从事多普勒天气雷达应用和临近预报技术研究。E-mail: xdyu1962@126.com

respectively. The thresholds of vertical wind shear for significant thunderstorms and significant mixed type of heavy rainfall increase obviously. The above work forms a basis for the short-term forecast of strong convective weather. Combined with the climatological occurrence probability, a short-term forecasting system for classified strong convective weather can be established for regional meteorological stations by means of decision tree or fuzzy logic method.

**Key words** Classified severe convection, Short-term forecast, Key environmental parameters, Forecast threshold

**摘 要** 将山东中部地区 16 a 暖季(4—9 月)106 次伴随瞬时风力不低于 8 级的强对流个例划分为雷暴大风、冰雹雷暴大风和强降水混合型等 3 种类型,利用常规探空资料和地面观测资料,通过箱须图的形式分别讨论 3 种类型对应的一系列关键环境参数的分布特征和预报阈值。进一步,又将上述 106 次个例中的特强对流个例,包括产生 25 m/s 以上瞬时大风的特强雷暴大风个例、产生不小于 20 mm 直径冰雹的特强冰雹个例以及 50 mm/h 或以上强度的特强短时强降水个例提取出来构成一个子集,讨论其关键环境参数分布特征和预报阈值,并与全部对流个例的相应关键环境参数进行比较。最后,对鲁中地区强对流系统的触发机制进行了简要阐述和讨论。结果表明:(1)雷暴大风型、冰雹雷暴大风型和强降水混合型对应的 850 和 500 hPa 温差的最低阈值为 25℃;3 种类型对应的地面露点最低阈值分别为 13、16 和 24℃;相应的大气可降水量最低阈值分别为 20、24 和 32 mm;相应对流有效位能的最低阈值分别为 300、900 和 1300 J/kg;相应的 0—6 km 风垂直切变最低阈值分别为 12.0、12.5 和 8.0 m/s。(2)通过地面露点、大气可降水量以及暖云层厚度等关键参数的分布特征可以将上述 3 种类型的前两种与第 3 种类型即强降水混合型进行一定程度的区分,但要通过各个关键参数的分布特征区分前两种强对流天气是困难的。(3)对于伴随冰雹的强对流天气,适宜的融化层高度为 3.0—3.9 km;(4)特强雷暴大风、特强冰雹和特强短时强降水等 3 种特强对流类型与全部强对流个例的 3 种类型相比,其条件不稳定性明显增大,体现为 850 和 500 hPa 温差的增大、水汽条件有所加强、对流有效位能明显增大,3 种类型特强对流天气对应的对流有效位能最低阈值分别为 1000、1100 和 2000 J/kg;相应的 0—6 km 风垂直切变最低阈值分别为 16、12 和 11 m/s,即特强雷暴大风型和特强短时强降水型的风垂直切变阈值明显增大。上述工作构成了山东中部伴随雷暴大风的强对流天气短时预报的一个基础,结合各类强对流天气发生的气候概率,可以通过决策树或模糊逻辑方法制作成适合于地、市气象台的分类强对流天气短时预报系统。

**关键词** 分类强对流天气,短时预报,关键环境参数,预报阈值

**中图法分类号** P458

## 1 引 言

强对流天气主要包括冰雹、雷暴大风、短时强降水和龙卷(俞小鼎等,2006,2012),是山东省主要灾害性天气之一,所造成的人员伤亡和财产损失在所有气象灾害中是最大的。强对流天气一直是天气预报业务中的难点,也是气象工作者的研究重点之一。多年来,许多专家和学者做了大量总结和归纳(Polston,1996;张小玲等,2012;俞小鼎等,2016;王秀明等,2015)。强对流天气预报主要有流型辨识方法(Maddox,et al,1979)和基于构成要素的预报方法(Doswell,et al,1996),后者通常被称为“配料法”,两者之间具有很强的互补性(俞小鼎,2011)。孙继松等(2012)从预报实践的角度澄清和讨论了与强对流有关的基本概念、基础理论以及它们在实际强对流预报中的应用问题。孙继松等(2014)和许爱华等(2014)从强对流的不稳定条件和主要触发条件的角度,提出中国强对流天气 5 种基本类别:冷平流强迫类、暖平流强迫类、斜压锋生类、准正压类和高架对

流类,并给出了基本解释。张小玲等(2010)提出利用“配料法”制作暴雨预报。吴蓁等(2011)利用“配料法”对河南一次产生大冰雹和极端雷暴大风强对流天气进行了分析,将流型辨识法与“配料法”结合起来。郑媛媛等(2011)将安徽省强对流的天气形势分为冷涡槽后类和槽前类,并给出两类物理量的对比分析。张一平等(2013)研究了各流型下河南强对流天气的物理量特征和参考阈值。陈元昭等(2016)分析了珠江三角洲地区极端短时强降水的天气流型配置和关键环境参数范围。

强对流天气预报中的一大挑战是分类强对流天气预报。雷蕾等(2011)利用探空资料计算的 18 个物理参数和其中几个物理参数的 6 h 变化来区分强对流天气中的冰雹、雷暴大风和强降水,发现可以大致区分冰雹雷暴大风天气与强降水天气,而冰雹和雷暴大风两种强天气的区分在相当多情况下有困难。樊李苗等(2013)将强对流天气分为以强冰雹为主不伴随短时强降水、以雷暴大风为主不伴随短时强降水、雷暴大风或冰雹伴随短时强降水以及纯粹

短时强降水 4 种类型,计算 850 和 500 hPa(或 700 和 500 hPa)温差、地面露点、对流有效位能(CAPE)、可降水量、0—6 km 风垂直切变、0℃和 -20℃层高度以及暖云层厚度、低层湿层厚度等,同时考虑探空曲线形态。他们发现纯粹短时强降水最容易与其他类型强对流天气区分,而伴随短时强降水的冰雹和雷暴大风与不伴随短时强降水的冰雹和/或雷暴大风也有一定的区分度,最难区分的两类天气是不伴随短时强降水的以强冰雹为主的天气和不伴随短时强降水的以雷暴大风为主的天气。樊李苗等(2013)的强对流天气关键参数分类统计工作使用了来自全中国的个例,但样本数不够多,相应的参数只统计了平均值,没有给出相应关键参数分布范围,并且中国各地参数因为地域不同应该具有不同的特征值,统一处理抹去了地域差异,因此所得结论有相当大的局限性。文中将只使用山东省中部地区 2001—2016 年伴随有瞬时风力不低于 8 级的强对流天气个例进行分类强对流天气统计分析,包括 3 种类型:(1)雷暴大风型——纯粹雷暴大风,不伴随

冰雹和短时强降水;(2)冰雹雷暴大风型——雷暴大风伴随冰雹但不伴随短时强降水;(3)强降水混合型——短时强降水伴随纯雷暴大风或冰雹雷暴大风。计划分析和探讨的问题是:①上述所有伴随雷暴大风的强对流天气个例对应的关键环境参数特征和范围;②在雷暴大风都出现情况下,不同类型的强对流天气,包括雷暴大风型、冰雹雷暴大风型和强降水混合型对应的环境关键参数之间有无明显差异?有无可能对这几种不同的强对流天气加以区分?③在雷暴大风出现情况下,不同类型的特强对流天气,包括特强雷暴大风型(25 m/s 以上瞬时大风)、特强冰雹型(不小于 20 mm 直径冰雹)和特强短时强降水型之间有无更显著差异?有无可能对这几种不同特强对流天气进行区分?最终目的是为建立鲁中地区分类强对流天气短时潜势预报(在获得 08 时高空与地面常规资料后制作当天强对流潜势短时预报)技术方法(包括客观和/或主观方法或二者结合)打下部分基础。

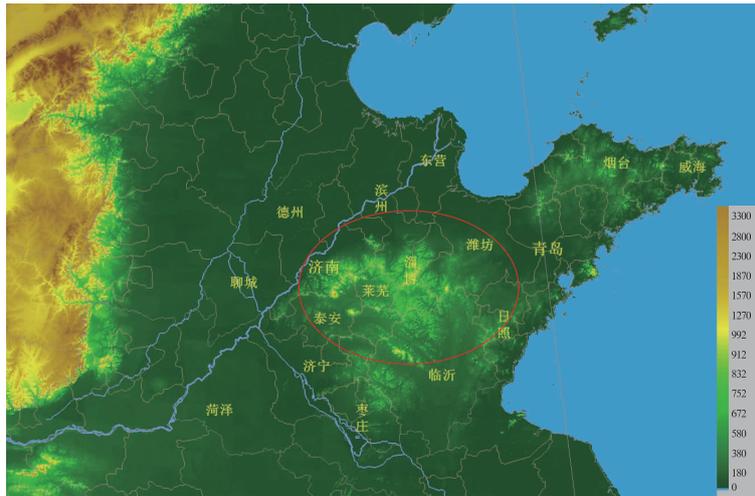


图 1 山东及周边地区地形  
(红色椭圆所框区域大致为鲁中地区)

Fig. 1 Terrain of Shandong and its surrounding area  
(The red oval framed area roughly denotes central region of Shandong Province)

鲁中地区包括济南、淄博、泰安、潍坊和莱芜等市(图 1 中红色椭圆所框大致区域),地处泰沂山区,丘陵较多,是山东强对流灾害多发和易发区。因此,对强对流天气的研究越来越引起山东气象工作者的重视,但过去对影响山东强对流天气的研究多集中在强对流天气的天气学特征、多普勒雷达反演

参数特征、某一种强对流天气的分析上(杨晓霞等, 2000;刁秀广等, 2009;侯淑梅等, 2015;高晓梅等, 2016),对其进行全面系统的分析研究工作很少。如上所述,文中将对鲁中地区伴随瞬时不低于 8 级雷暴大风的强对流天气及 3 个类型进行较为系统全面的分析和研究。其中雷暴大风天气是指不少于 5 个

测站出现风速 $>17$  m/s的成片大风区,但观测站及其附近没有冰雹和短时强降水;冰雹雷暴大风天气指不少于5个测站出现冰雹雷暴大风或冰雹雷暴或冰雹大风天气,但无短时强降水;强降水混合型天气指不少于2个测站出现短时强降水(小时雨量 $\geq 20$  mm)且伴随雷暴大风或冰雹等。需要说明的是,由大尺度系统造成的山东暴雨发生期间的短时强降水近几年已经有研究者统计分析过,所以文中对系统性暴雨中的短时强降水不做统计,所统计的短时强降水为在伴随17 m/s瞬时雷暴大风前提下局地对流系统或中小尺度系统造成的局地强降水。2001—2016年鲁中地区伴随17 m/s以上雷暴大风包括上述3个类型的强对流总计106次,年平均6.6次。

## 2 鲁中地区强对流天气关键环境参数特征分析

### 2.1 方法介绍

选取资料为每天08和20时(北京时,下同)的探空数据,选取时次为强对流天气发生前最近时次或最接近的时间,所选探空站为最接近对流天气发生地的探空站(或者上游探空站)。对于鲁中地区而言,主要包括济南(章丘)、青岛、邢台和郑州几个探空站,以济南(章丘)探空站为主。根据探空资料计算与强对流天气紧密联系的关键环境参数。由于大多数对流发生在午后,则计算对流有效位能和对流抑制(CIN)时,采用08时探空,以及午后最高地面气温预报和边界层平均露点对对流有效位能和对流抑制做订正。其他时间出现的对流,也采用类似方法对对流有效位能和对流抑制的计算做订正。需要指出的是,即便根据午后最高地面气温预报和边界层平均露点对对流有效位能和对流抑制做了订正,但并没有考虑平流过程的影响,因此,仍然存在订正后的探空也不能很好代表对流发生前的环境的情况,对于非常不具有代表性的探空,将予以剔除,尽管如此,统计中还是会包括一些代表性不算好的探空样本,这是无法避免的瑕疵和缺陷。

在强对流天气关键环境参数选取方面,主要参照基于构成要素的预报方法(配料法)的主要思路(Doswell,1996;俞小鼎,2011)。如果是一般性深厚湿对流,通常需要静力不稳定、水汽和抬升触发3个要素,而对于强对流天气则需要考虑深层风垂直切

变和对流层中层是否存在干层(对于雷暴大风和冰雹都很重要)等。触发机制很难通过某些关键环境参数来代表,只有通过分析每次强对流过程的主要触发机制(地形触发或边界层辐合线触发,如果是边界层辐合线触发,那么是冷锋、干线、阵风锋、海风锋还是其他类型辐合线,或者是触发机制不明)得到一些定性的结论,为最终短时对流天气潜势预报提供重要参考。涉及静力不稳定,使用850和500 hPa温差来表示。暖季850和500 hPa的假绝热线温差在 $20-21^{\circ}\text{C}$ ,只要上述温差大于 $20-21^{\circ}\text{C}$ ,就表示存在条件不稳定。水汽条件主要是指绝对湿度,因此使用地面露点 $T_d$ (或比湿)和大气可降水量(PW)来表示。将条件不稳定和水汽条件结合起来,可以得到对流有效位能和对流抑制表示深厚湿对流(雷暴)发生的潜势(可能性);对流有效位能越大,对流抑制越小,深厚湿对流(雷暴)发生的潜势或可能性就越大(假定触发条件相同)。而深层风垂直切变采用0—6 km的风矢量差来代表,风垂直切变越大,一般而言风暴组织程度越高,生命史越长,强度也会越强(Johns, et al,1992;俞小鼎等,2012)。对于不同类型的强对流天气,还有各自的关键参数,例如强冰雹天气的关键环境参数,除了对流有效位能和0—6 km风垂直切变大小,还有融化层高度,对应于湿球温度 $0^{\circ}\text{C}$ 层的高度;雷暴大风除了对流有效位能和0—6 km风垂直风切变,还有对流层中层或中上层是否存在明显干空气层,以及相应的下沉对流有效位能(DCAPE)等,这里就不一一列举了。

通过箱须图给出各种关键参数的分布,其中需要给出某种类型强对流天气发生对应的某种关键参数的最低阈值。如果采用箱须图中该参数的最低值作为预报阈值,则可能出现大量的虚警,因此决定采用某关键参数分布的25百分位作为预报最低阈值的初猜值,确定之后可以在今后预报实践中根据实际效果进行调整,这样虽然会有漏报,但必须在虚警率和漏报率之间确定一个折中,25百分位的选择总体上看还是比较合理的。

下面首先对涉及静力稳定度、水汽和风垂直切变等的基本关键参数进行分析,然后再对涉及3种分类的附加关键参数进行分析。

### 2.2 基本关键环境参数分析

#### 2.2.1 静力不稳定

深厚湿对流基本要素之一的大气静力稳定度可

以用 850 和 500 hPa 温差 ( $\Delta T_{85}$ ) 来表示, 暖季湿中性层结(假绝热曲线) 850 和 500 hPa 温差为 20—21°C, 干绝热层结 850 和 500 hPa 温差约为 40°C, 所以对应对流性天气 850 和 500 hPa 温差 ( $\Delta T_{85}$ ) 应该在 21—40°C, 其值越大, 代表条件不稳定性越强。箱须图(图 2) 显示 3 种类型强对流天气  $\Delta T_{85}$  中位数分别为 26(雷暴大风型)、28(冰雹雷暴大风型) 和 27°C(强降水混合型), 而平均值分别为 28、29 和 29°C, 三者之间差异不大, 都明显高于湿中性层结下的 20—21°C, 呈现为明显的条件不稳定层结, 其中冰雹雷暴大风型的中位值最大, 为 28°C, 雷暴大风最小, 为 26°C。考虑最小值和最大值, 全部强对流天气个例  $\Delta T_{85}$  最小值为 21°C, 最大值为 38°C, 3 种类型强对流天气的最小到最大值范围分别是 21—36(雷暴大风型)、22—38(冰雹雷暴大风型) 和 23—33°C(强降水混合型); 而 3 种类型天气的  $\Delta T_{85}$  的 25 到 75 百分位值分别为 24—29、26—31 和 25—30°C, 都具有明显的条件不稳定。从上面分析可以看出, 对于上述伴随雷暴大风的各类强对流天气的大多数个例(75%以上), 850—500 hPa 都具有明显的条件不稳定层结, 3 种类型各自对应的  $\Delta T_{85}$  的分布特征类似, 很难通过  $\Delta T_{85}$  加以区分。如果要选择

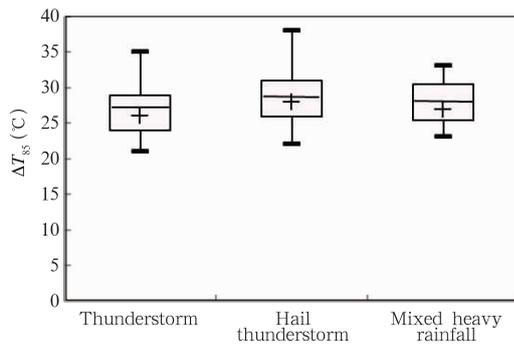


图 2 鲁中地区强对流个例 3 个类型 850 与 500 hPa 温差 ( $\Delta T_{85}$ ) 分布的箱须图 (线段的最高点为统计最大值, 最低点为统计最小值, 箱形上部框线为 75% 上四分位值, 下部框线为 25% 下四分位值, 箱内线为平均值, + 为中位值)

Fig. 2 Box and whisker plot of temperature difference between 850 hPa and 500 hPa ( $\Delta T_{85}$ ) for three types of strong convection cases (the highest point of the line is the statistical maximum, the lowest point is the statistical minimum, the box upper frame line is the upper quartile, the lower frame line is the lower quartile, line inside box indicates the average, + is for the median)

$\Delta T_{85}$  的一个阈值作为鲁中地区强对流天气预警指标之一, 则选择上述 3 个类型对应的 25 百分位值中最低的 24°C 作为阈值较为合适, 很难选择能将几种类型对流天气区别开来的 3 个不同阈值, 因为图中对应 3 个类型的  $\Delta T_{85}$  箱体范围是高度重合的。

### 2.2.2 水汽

深厚湿对流(雷暴)生成的另一个要素是水汽。水汽是雷暴或深厚湿对流的燃料, 当水汽随云底上升气流进入雷暴云中, 在凝结成云滴或冰晶时, 潜热释放出来, 驱动了雷暴内的上升气流。在强对流多发的暖季, 大气水汽主要集中在大气低层, 这里用地面露点和大气可降水量代表水汽的绝对量(图 3)。在上述 3 种强对流类型中, 雷暴大风类型对应的地面露点( $T_d$ )和大气可降水量范围最宽: 地面露点从最低 2°C 到高达 27°C, 而可降水量从低至 2 mm 到高达 65 mm。之所以在这样弱的水汽条件下会出现雷暴大风, 往往是由于春天冷空气大风与弱对流的下沉气流辐散风叠加在一起。相对于雷暴大风型, 冰雹雷暴大风型和强降水混合型对应的水汽绝对量范围要小很多, 其中强降水混合型对应的水汽量范围最窄, 露点范围为 13—27°C, 可降水量范围为 30—62 mm, 而冰雹雷暴大风类型对应的水汽范围露点为 9—28°C, 可降水量为 12—65 mm。3 种类型强对流对应的地面露点中位数的值分别为 19.0(雷暴大风型)、18.3(冰雹雷暴大风型) 和 22.5°C(强降水混合型)。类似地, 3 种类型对应的可降水量的中位数值分别为 31、36 和 40 mm。因此, 从雷暴大风型、冰雹雷暴大风型到强降水混合型, 对水汽条件的要求是逐渐升高的。3 种类型强对流对应的地面露点( $T_d$ )箱须图中 25 百分位到 75 百分位的范围分别为 13—24(雷暴大风型)、16—22(冰雹雷暴大风型) 和 20—24°C(强降水混合型), 而可降水量对应的相应值范围分别为 19—46、24—42 和 32—50 mm。如果将地面露点和可降水量结合起来, 可以在相当程度上将强降水混合型与雷暴大风型和/或冰雹雷暴大风型加以区分, 而雷暴大风型和冰雹雷暴大风型难以通过露点和可降水量进行区分。如果要针对上述所有强对流天气选择一个水汽条件阈值, 则选择 3 个类型对应 25 百分位的 3 个值中最小的作为阈值, 也就是雷暴大风型对应 13°C 地面露点和 19 mm 可降水量。而如果针对 3 个类型强对流分别选择水汽条件阈值, 则雷暴大风型对应

的是 13℃ 地面露点和 19 mm 可降水量,冰雹雷暴大风型对应 16℃ 地面露点和 24 mm 可降水量,强

降水混合型对应 20℃ 地面露点和 32 mm 可降水量。

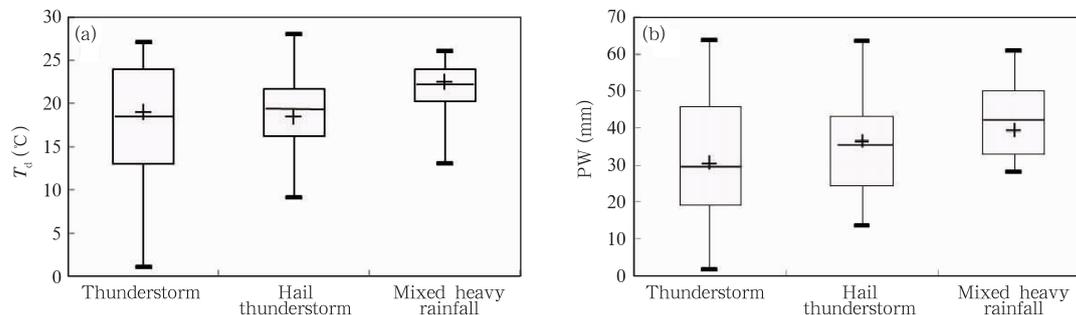


图3 鲁中地区强对流个例的3个类型对应的地面露点(a)和大气可降水量(b)分布的箱须图  
(箱线图解释同图2,下同)

Fig. 3 Box and whisker plots of ground dew point (a) and atmospheric precipitable water (b) corresponding to three types of strong convection cases

(the explanation of the box and whisker plot is the same as in Fig. 2. The same hereafter)

### 2.2.3 对流有效位能和对流抑制

虽然静力稳定度和水汽条件是相对独立的,静力不稳定(条件不稳定)与水汽条件结合可以构建各种表征深厚湿对流(雷暴)潜势的对流参数,最具综合性的对流指数是对流有效位能和对流抑制(Johns, et al, 1992; 俞小鼎等, 2012; 王秀明等, 2013)。对流有效位能是一个能定量反映大气环境中是否能发生深厚对流的热力变量,它比传统意义上的对流不稳定参数更能恰当地表示出对流发展的潜势和一旦对流产生可能达到的强度,与对流抑制一起是深厚湿对流发生潜势和潜在强度的一个重要指标。从对流有效位能分布箱须图(图4a)可知,各类型之间对流有效位能差别较大,中位值按照雷暴

大风、冰雹雷暴大风和强降水混合型依次增大,分别为 1250、1500 和 2000 J/kg。3 种类型强对流对应的对流有效位能分布 25% 到 75% 的范围分别为 300—2300、900—1900 和 1300—2600 J/kg,对应的极大值分别为 4250、3750 和 3700 J/kg;其中雷暴大风型箱体宽,对流有效位能分布较分散,冰雹雷暴大风型对应的箱体是 3 类对流对应的箱体中最窄的一个,对流有效位能分布比较集中,强降水混合型对应的箱体位置明显偏高,说明其对应的对流有效位能比其他两种类型明显偏大。因此就对流有效位能分布而言,强降水混合型与其他两种类型之间具有一定可区分性,而其他两种类型之间无法通过对流有效位能分布加以区分,这与地面露点和可降水量的

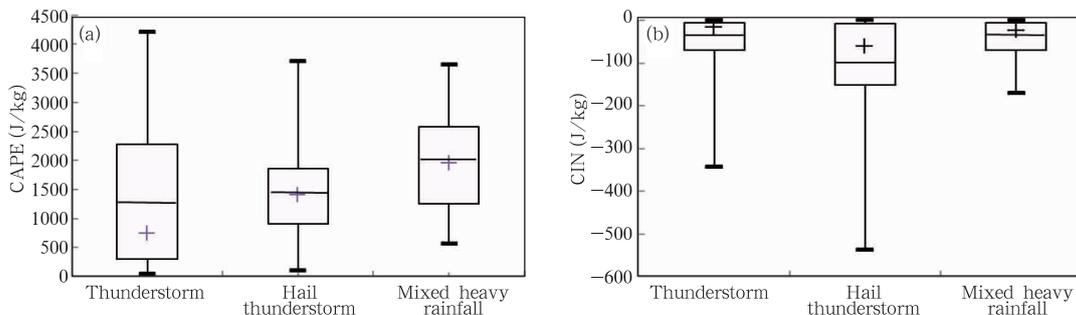


图4 鲁中地区强对流个例3个类型对应的对流有效位能(a)和对流抑制(b)分布的箱须图

Fig. 4 Box and whisker plot of convective available potential energy (a) and CIN (b) corresponding to three types of strong convection cases

情况类似。如果要对上述伴随雷暴大风的所有强对流天气给出一个对流有效位能的最低阈值,则采用3种类型中25百分位对应的对流有效位能中最小的一个值,即雷暴大风型对流有效位能的25百分位值300 J/kg作为该最低阈值。对于3种类型强对流分别的对流有效位能最低阈值,取相应的25百分位对应值,即300、900和1300 J/kg。

抬升力必须克服对流抑制大小的负浮力才能将气块抬升到自由对流高度,即深厚湿对流形成需要的抬升触发强度由对流抑制决定。3种类型雷暴大风型、冰雹雷暴大风型和强降水混合型的对流抑制从25到75百分位的范围分别为-70~-5、-150~-10和-70~-5 J/kg,相应的中位数值分别为-20、-70和-30 J/kg。如果针对上述3种类型的所有天气,则对流抑制的阈值可以设定为对流抑制绝对值 $\leq 150$  J/kg,对应3种类型强对流对流抑制分布中25百分位的最大值(冰雹雷暴大风型);而对3种对流天气分别的对流抑制阈值可以设定为对流抑制绝对值分别不大于70、150和70 J/kg,分别对应3种类型对流抑制分布的25百分位值。

#### 2.2.4 深层风垂直切变

风向、风速随高度的变化,即风垂直切变极大地影响着对流风暴的组织、结构和演变,它与对流有效位能结合,在很大程度上可以确定对流风暴的类型(Weisman, et al,1982)。在给定水汽、静力不稳定性及抬升触发的情况下,风垂直切变对流性风暴组织和特征的影响最大,是强对流天气预报的重要参数。通常用地面到地面以上6 km高度的风矢量差来表示深层风垂直切变(Moller,2001;俞小鼎等,2006,2012;Markowski, et al,2010)。通常将0—6 km风垂直切变分为弱、中和强3挡(Johns, et al,1992;俞小鼎等,2012)。0—6 km风垂直切变 $< 12$  m/s为弱的深层风垂直切变,12—20 m/s为中等强度深层风垂直切变, $\geq 20$  m/s为强的深层风垂直切变。图5显示,0—6 km风垂直切变分布的中位数值分别为16.0(雷暴大风型)、16.0(冰雹雷暴大风型)和13.0 m/s(强降水混合型),其中,雷暴大风型中值与冰雹雷暴大风型中值相当,均为16 m/s,属于中等偏上的深层风垂直切变,而强降水混合型的中值最小,为13 m/s,属于中等偏下的深层风垂直切变。在弱的风垂直切变情况下,仍有

少量的雷暴大风型和冰雹雷暴大风型发生,多数由弱风垂直切变情况下的脉冲风暴所产生(Johns, et al,1992;Moller,2001;俞小鼎等,2012),局地雷暴大风主要是通过脉冲风暴产生下击暴流导致局地地面大风,有时最大瞬时风速可以超过40 m/s(陶岚等,2011);而弱的垂直风切变下脉冲风暴产生的冰雹主要以小冰雹为主,偶尔也会有接近20 mm直径的冰雹产生。从图5中注意到,对应于雷暴大风型,少量个例的深层风垂直切变很大,0—6 km风垂直切变可以超过35 m/s,这类雷暴大风环境通常发生在晚春或初夏,大气斜压性仍然很强。中国华南地区3—4月出现的部分飚线就属于这种类型,而华东和华北有时也会有这样极强风垂直切变情况下的对流型大风,时常是冷空气大风和对流性大风的叠加。3种类型的0—6 km风垂直切变分布的25到75百分位值对应的范围分别为12.0—20.0(雷暴大风型)、12.5—19.0(冰雹雷暴大风型)和8.0—16.0 m/s(强降水混合型)。从图5可以判定,要想通过0—6 km风垂直切变分布特征区分3种类型强对流是困难的。采用25百分位值作为预报鲁中地区对流的阈值,则对于所有类型对流,采用8.0 m/s为最低阈值,而分别考虑雷暴大风、冰雹雷暴大风和强降水混合型,相应的0—6 km风垂直切变阈值分别为12.0、12.5和8.0 m/s。

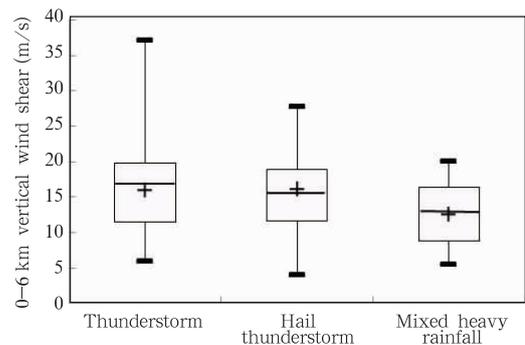


图5 鲁中地区强对流个例的3个类型分别对应的0—6 km风垂直切变箱须图

Fig. 5 Box and whisker plot of 0—6 km vertical wind shear corresponding to three types of strong convection cases

#### 2.2.5 强对流天气主要环境参数的季节变化

分析鲁中地区强对流天气关键环境参数的各月平均值发现(表1),在日常业务中判断是否出现强

对流天气的各月主要环境参数指标是不同的。从表1可知,5、6月强对流天气的条件不稳定程度最大,850和500 hPa温差为29—30℃,其他月份均为26—27℃,即5、6月发生的强对流天气对应的大气条件不稳定程度最高。大气可降水量是随着月份的递进呈先增大后逐渐减小的趋势。4月最小,5、6月逐渐增大,7月达到最高值,8月逐渐减小,但相比其他月份仍然较大,9月比8月又略有减小。说明7、8月大气可降水量最大,水汽条件较充足。分析各月份的地面露点温度发现它与大气可降水量趋势一致,也是呈先增大后逐渐减小的趋势。4、5、6月逐渐依次增大,7、8月达到最高值,9月逐渐减小。这

说明鲁中地区7、8月发生的强对流天气对应的低层水汽条件最好。对流有效位能的平均值在4月最小,只有500 J/kg,5和6月逐渐增大,到7月达到最大,为2100 J/kg,8、9月逐渐减小,但高于6月。对流抑制分布略有不同,但其绝对值总体趋势也是呈先增大后减小的趋势。其绝对值4月较大,5月略有下降,6月达到最大值,然后7、8、9月逐渐减小。0—6 km风垂直切变在4月为最大值,那时正值春天,大气斜压性仍然很强,0—6 km风垂直切变平均值为24 m/s;该平均值随着月份递增逐渐减小,9月达到最小,为9 m/s。因此9月出现大冰雹和极端雷暴大风的几率很小,远小于4—5月。

表1 鲁中地区强对流天气关键环境参数的季节变化

Table 1 Seasonal variations of key environmental parameters for strong convective weather

月份	CAPE(J/kg)	CIN(J/kg)	$T_d$ (℃)	$\Delta T_{85}$ (℃)	0—6 km风垂直切变(m/s)	PW(mm)
4	500	-117	8	27	24	17
5	900	-73	14	30	16	21
6	1400	-136	18	29	16	31
7	2100	-51	23	26	15	48
8	1800	-49	23	26	13	45
9	1700	-10	19	27	9	36

## 2.3 与具体强对流天气种类相关的环境参数

### 2.3.1 冰雹融化层高度

对于强冰雹而言,上升气流越强,持续时间越长,越有利于较大冰雹的形成。因此,较大的对流有效位能和较强的0—6 km风垂直切变是较大冰雹形成的两个有利环境条件。除了这两个条件,第3个有利条件是合适的融化层高度。冰雹的融化层高度近似为湿球温度0℃层的高度(Johns, et al, 1992; 俞小鼎, 2014)。为了对比起见,图6给出了上述3类强对流天气对应的干球温度0℃层和湿球温度0℃层高度分布的箱须图。干球温度0℃层高度分布(到地面高度)对应3个类型强对流的中位数值分别为4.4(雷暴大风型)、4.1(冰雹雷暴大风型)和4.7 km(强降水混合型),而相应湿球温度0℃层(近似为冰雹融化层)的高度(到地面高度)分布中位数值分别为3.5、3.4和4.0 km,比相应的干球温度0℃层高度分布的中位数的值分别下降了0.9、0.7和0.7 km。由于绝大部分强冰雹个例都包括在冰雹雷暴大风类型内(强降水混合型也包括部分冰雹个例,多为伴随强降水的小冰雹个例),该类型中冰雹融化层高度分布范围从1.8(山区)到5.1 km,而

该类型对应的冰雹融化层高度25到75百分位的范围并不很大,为3.0—3.9 km。可以认为3.0—3.9 km的冰雹融化层高度是鲁中平原地区强冰雹发生的比较适宜的高度,而山区的适宜高度要适当降低。

实际上,只有环境大气在干球温度0℃层高度附近存在明显干层时,相应的湿球温度0℃层高度才会相对干球温度0℃层高度有明显降低。上述强对流天气的3种类型都对应湿球温度0℃层明显低于干球温度0℃层,说明上述强对流个例的大多数都对应环境大气在干球温度0℃层附近存在明显干层。当冰雹通过干球温度0℃层时,冰雹开始融化,冰雹外表面出现一层水膜,而由于附近环境大气较干,干空气夹卷进来使得冰雹表面水膜迅速蒸发降温而冻结(蒸发潜热远大于融化潜热),直到冰雹降落到湿球温度0℃层以下,冰雹才真正开始有效地失去质量。同时,冰雹和伴随冰雹的雨滴的剧烈蒸发使得对流风暴内下沉气流迅速降温,温度明显低于环境温度,形成向下的负浮力,导致强烈下沉气流,触地后产生雷暴大风。因此,强冰雹天气往往伴随雷暴大风。

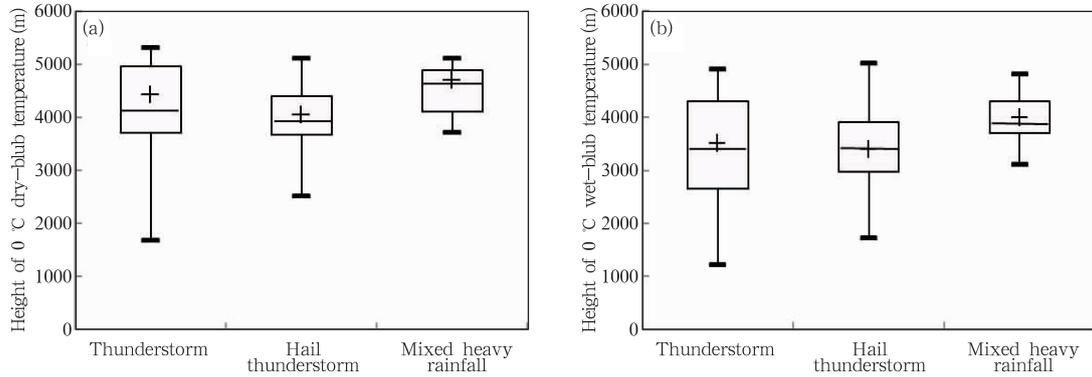


图6 鲁中地区强对流天气对应的干球温度0℃层高度(a)和湿球0℃层高度(b)箱须图

Fig. 6 Box and whisker plots of heights corresponding to 0°C dry-bulb temperature (a) and 0°C wet-bulb temperature (b) for the three subtypes of strong convection case

### 2.3.2 干空气层强度和风暴承载层平均风

雷暴大风是由深厚湿对流产生的,因此形成深厚湿对流的3个要素(静力不稳定、水汽和抬升触发机制)自然也是雷暴大风的构成要素,除了这3个要素,雷暴大风的形成还与另外两个机制有关(Johns, et al, 1992; 俞小鼎等, 2012): (1)强烈的下沉气流: 要求环境条件有利于在雷暴内产生下沉气流,触地后强烈辐散导致雷暴大风,这样的环境条件包括对流层中层具有明显干层,一旦降水拖曳作用触发下沉气流,如果周围干空气被夹卷进入下沉气流,雨滴迅速蒸发促使下沉气流降温,其温度明显低于环境温度,如果环境温度递减率相对较大,这明显的温差在下沉气流下降过程中能够保持甚至扩大;因此有利于强烈下沉气流的环境背景是对流层中层存在干层以及对流层中低层大气温度廓线直减率较大; (2)动量下传: 一般而言,在对应于下沉气流夹卷区的环境水平风越强,动量下传对于地面大风的贡献就越大;考虑到下沉气流夹卷区的高度和范围随着个例不同有明显变化,使用风暴承载层的平均风来表达下沉气流夹卷区的水平风大小。

用700、500、400 hPa 3层的平均温度露点差代表对流层中层的干空气层强度,该值越大表示干空气越干或干层越深厚,对于雷暴内强烈下沉气流发展越有利。分析3层平均温度露点差发现(图7a), 3种强对流天气类型的干空气强度的中位值在10.0—13.0℃,其中强降水混合型平均温度露点差最小,为10.0℃,说明强降水混合型对流天气对流层中层相对湿度稍大,干空气层稍弱,雷暴大风型和

冰雹雷暴大风型对应的中值稍大,分别为13.0和12.2℃,说明此两类对流天气对流层中层的干空气强度更强,具有更明显干层。即雷暴大风型和冰雹雷暴大风型通常发生在对流层中层具有更明显干层情况下,相对干的环境空气被夹卷进入由降水粒子拖曳启动的雷暴内下沉气流中时会使雨滴或冰雹粒子产生剧烈蒸发或升华,导致下沉气流剧烈降温,密度增大,向下运动加速度增大,接近地面时会导致较强的辐散性大风。强降水混合型对应的干层强度只是略低于另外两种类型,因为所选的个例都伴随有17 m/s以上瞬时雷暴大风。从图7a可以判断,利用上述干层强度参数分布是无法将3种强对流天气型加以区分的。

为了定量描述干空气夹卷进入雷暴内使得下沉气流增强的潜势大小,定义了下沉对流有效位能(DCAPE),目的是用它来表示雷暴内产生强烈下沉气流的潜势。下沉对流有效位能分布箱须图(图7b)显示雷暴大风、冰雹雷暴大风和强降水混合型的平均值依次为450、455和430 J/kg。3种天气的箱须图分布也较类似,这说明3种天气中雷暴大风和冰雹雷暴大风下沉气流强度潜势略强些,强降水混合型略弱些。3种类型下沉对流有效位能分布25到75百分位的范围分别是240—600、260—610和260—560 J/kg,表明利用下沉对流有效位能也很难区分鲁中地区强对流天气的3种类型,只是为雷暴大风天气对应的干层强度和下沉对流有效位能设置下限阈值提供了有价值的参考。另外,就下沉对流有效位能的最大值而言,雷暴大风型的相应值最大,

为 1070 J/kg,其次为冰雹雷暴大风型,为 950 J/kg,而强降水混合型最小,为 930 J/kg。需要指出的是,上述下沉对流有效位能计算是假定干空气强烈夹卷层位于 600 hPa 高度,有些个例地面—600 hPa 层没

有明显干空气,相对湿度较大,而干空气层位于 600 hPa 等压面高度以上,这样按照上述假定计算的下沉对流有效位能不能真实反映雷暴内强烈下沉气流潜势。

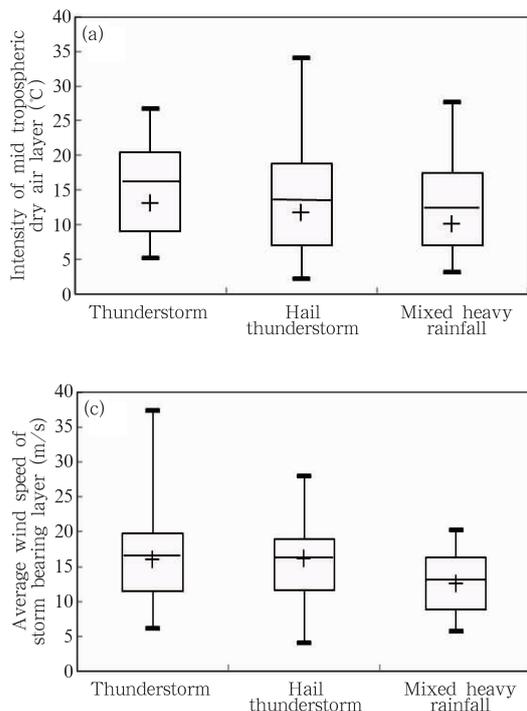


图 7 有利于雷暴大风的环境要素分布箱须图

- (a. 对流层中层干空气层强度,  
b. DCAPE,  
c. 风暴承载层平均风)

Fig. 7 Box and whisker plot of environmental factors favorable for the development of thunderstorms

- (a. intensity of the mid tropospheric dry air layer,  
b. DCAPE, c. average wind speed in the storm bearing layer)

当夹卷层风速较大时,动量下传对于地面大风会有相当贡献。利用风暴承载层平均风表示动量下传的潜势大小。为简单起见,风暴承载层的平均风用 850、700、500 和 300 hPa 4 层的平均风矢量的绝对值表示。分析风暴承载层的平均风发现,3 种对流类型的风速分布特征具有一定差异(图 7c),尤其是前两种类型与第 3 种类型差异明显。雷暴大风型和冰雹雷暴大风型相应的中位数值分别为 16.0 和 17.0 m/s,相差不大,而强降水混合型对应的中位数值只有 12.0 m/s,明显低于前两种类型。对应于雷暴大风型、冰雹雷暴大风型和强降水混合型的风暴承载层平均风分布的 25 到 75 百分位的范围分别是 12.0—20.0,12.0—19.5 和 8.0—16.0 m/s,相应的最大值分别为 37.5、28.0 和 20.0 m/s。可见,强降水混合型对应的风暴承载层平均风包括中位值、25 和 75 百分位值以及最大值明显低于雷暴大风型和冰雹雷暴大风型的相应值。移动缓慢意味着生命史相同的对流风暴在固定地点停留时间较长,有利于强降水产生;而前两种类型对流风暴移动速度相对

较快,动量下传效率高,有助于雷暴大风产生和增强。从图 7c 可以看出,风暴承载层平均风对于强降水混合型与雷暴大风型和/或冰雹雷暴大风型具有一定的区分能力,但无法区分雷暴大风型和冰雹雷暴大风型。

### 2.3.3 暖云层厚度

对于强降水混合型,有利环境条件除了具备深厚湿对流三要素(静力不稳定、水汽和抬升触发)外,上面谈及的风暴承载层平均风相对较小也是有利条件之一。另外,还有一个条件是暖云层厚度。暖云层厚度是抬升凝结高度与 0°C 层高度的高度差。暖云层厚度越大,降水效率越高,越有利于强降水的产生(Davis,2001;俞小鼎等,2012)。分析 3 种类型强对流对应的暖云层厚度分布的箱须图(图 8)显示,强降水混合型对应的中位数值最大,为 3.7 km,其他两种类型对应的暖云层厚度中位数分别为 2.7 (雷暴大风型)和 2.9 km(冰雹雷暴大风型),明显低于强降水混合型;3 种类型暖云层厚度分布对应的 25 到 75 百分位范围分别为 1.7—4.0、2.3—3.4 和

3.0—4.6 km, 强降水混合型对应的暖云层厚度明显高于另外两种类型。因此, 暖云层厚度可以作为区分强降水混合型与其他两种强对流类型的重要指标之一。

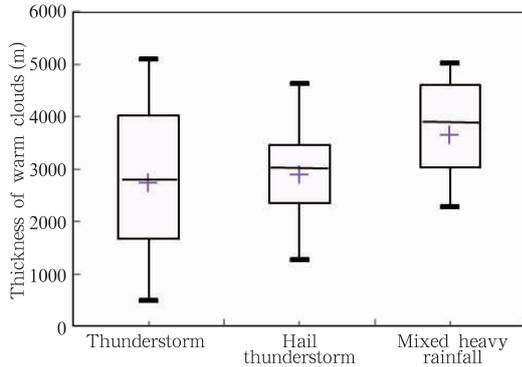


图8 鲁中地区强对流个例的3个类型对应的暖云层厚度箱须图

Fig. 8 Box and whisker plot of warm cloud thickness corresponding to three types of strong convection cases

## 2.4 特强对流天气关键参数分析

文中将强对流天气中天气比较剧烈的称为特强对流天气, 包括不低于 25 m/s 瞬时对流性大风、直径不小于 20 mm 冰雹和不低于 50 mm/h 的强降水。此 3 种特强对流天气导致灾害的潜势要更大, 下面主要通过关键环境参数对上述 3 种特强对流天气的环境背景特征加以区分, 从而可以实现对这 3 种特强对流天气潜势进行短时分类预报。另外, 通

过关键环境参数对 3 种特强对流天气(作为本文讨论的全部 106 个强对流天气个例的一个特殊子集)与前面讨论的包括了所有 106 个个例的强对流天气整体环境统计特征进行区分。

### 2.4.1 静力不稳定、水汽和对流有效位能

850 和 500 hPa 温差( $\Delta T_{85}$ )箱须图(图 9a)显示特强雷暴大风、特强冰雹和特强短时强降水天气对应的  $\Delta T_{85}$  中位数值分别为 31、30 和 31 $^{\circ}\text{C}$ , 都明显高于全部强对流天气(包括非强烈和强烈对流)对应的  $\Delta T_{85}$  中位数值(27 $^{\circ}\text{C}$ ), 而上述 3 种特强强对流对应的  $\Delta T_{85}$  箱须图 25 到 75 百分位值分别为 28.5—32.0、27.2—31.0、28.0—32.0 $^{\circ}\text{C}$ , 而全部强对流个例总体对应的  $\Delta T_{85}$  箱须图 25 到 75 百分位值 24.5—30.5 $^{\circ}\text{C}$ 。因此, 整体而言, 3 种特强对流天气通常都发生在较显著的条件不稳定条件下, 明显高于一般强对流天气对应的条件不稳定度, 3 种特强对流天气之间条件不稳定大小类似, 没有明显差异。

地面露点( $T_d$ )分布箱须图(图 9b)显示特强雷暴大风、特强冰雹和特强短时强降水天气对应的中位数值分别为 18.5、19.5 和 20.5 $^{\circ}\text{C}$ , 与全部强对流个例对应的地面露点分布的中位数值 19.0 $^{\circ}\text{C}$  相差不大。上述 3 种特强对流天气地面露点分布 25 到 75 百分位数值范围分别为 17.0—22.3、18.0—22.0 和 18.5—22.5 $^{\circ}\text{C}$ , 对应全部强对流个例露点分布的 25 到 75 百分位数值为 16.0—23.0 $^{\circ}\text{C}$ 。因此, 通过地面露点无法将上述 3 种特强对流从强对流个例整体中区分出来, 而且也无法对 3 种特强对流类

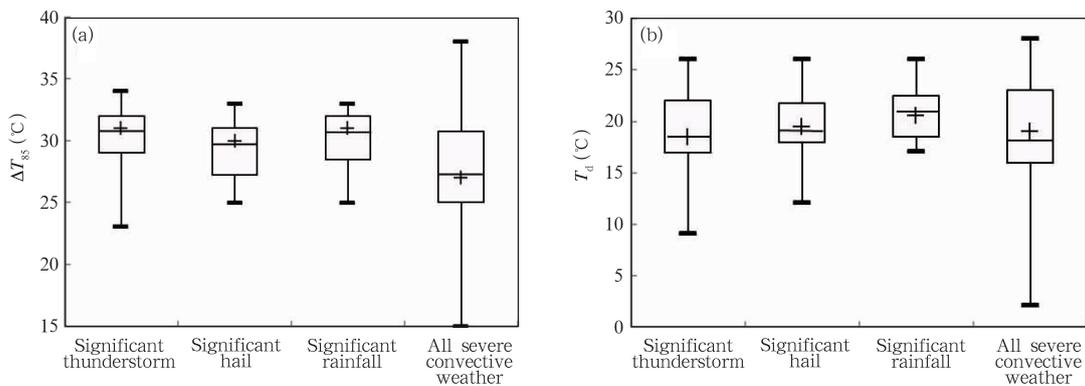


图9 鲁中地区 3 种特强对流天气和全部强对流天气的  $\Delta T_{85}$  (a) 和地面露点(b)箱须图

Fig. 9 Box and whisker plots of temperature difference between 850 and 500 hPa (a) and surface dew point (b) for three types of significantly strong convective weather and all severe convective weather

型进行区分。就3种特强对流对应的地面露点最低值而言,分别为9.0、12.0和17.0℃,即特强雷暴大风的相应值最低,只有9.0℃,其次为特强冰雹,为12℃,最高为特强短时强降水,高达17.0℃。

图10给出了上述3种特强对流天气和全部鲁中地区强对流天气对流有效位能分布的箱须图。特强雷暴大风、特强冰雹和特强短时强降水相应的对流有效位能分布的中位值分别为1500、1500和2800 J/kg,而鲁中地区全部强对流的对流有效位能中位数值为1300 J/kg,特强短时强降水对应的对流有效位能中位数值明显偏高。3种特强对流天气和全部强对流天气对流有效位能值对应的25到75百分位值分别为1000—2500、1100—2100、2000—3200和600—2100 J/kg。通过对流有效位能的分布,特强短时强降水相对于其他两种特强对流天气和全部强对流天气具有一定可区分度,特强雷暴大风和特强冰雹天气很难通过对流有效位能的分布特征加以区分。相对于全部强对流,3种特强对流天气对应对流有效位能分布的最小阈值,采用25百分位对应的值,分别为1000、1100和2000 J/kg,明显高于全部强对流个例对流有效位能分布对应的25百分位值600 J/kg,这是合理的和意料之中的结果。

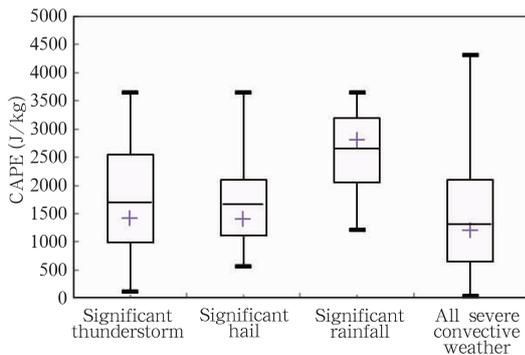


图10 鲁中地区3种特强对流天气和全部强对流天气对应的对流有效位能箱须图  
Fig. 10 Box and whisker plot of convective available potential energy for three types of significantly strong convective weather and all severe convective weather

### 2.4.2 风垂直切变

图11给出了上述3种特强对流天气和鲁中地区全部强对流天气0—6 km风垂直切变分布的箱须图。特强雷暴大风、特强冰雹和特强短时强降水

相应的0—6 km风垂直切变分布的最小值分别为12.6和8 m/s,明显高于所有强对流天气相应的最小值3 m/s。尤其是特强雷暴大风,其0—6 km风垂直切变的最小值已经高达12 m/s,达到中等强度风垂直切变的下限值。3种特强强对流天气的0—6 km风垂直切变对应的25百分位值分别为15.0、12.3和12.0 m/s,而全部强对流0—6 km风垂直切变分布对应的25百分位为12.0 m/s。即除了特强雷暴大风,其他两种特强对流天气对应的0—6 km风垂直切变阈值(25百分位值)并不比全部强对流对应的风垂直切变阈值大。特强雷暴大风、特强冰雹和特强短时强降水0—6 km风垂直切变分布的中位数分别为17.2、16.0、15.0 m/s,而全部强对流对应的相应值为16.0 m/s,特强雷暴大风对应的0—6 km风垂直切变分布的中值最大,3种特强对流的风垂直切变分布的中值与全部强对流的相应值大小基本相当,都属于中等强度风垂直切变。从图11可看出,很难通过0—6 km风垂直切变将3种特强对流中任何一种与其他两种相互区分,也无法从全部强对流中通过0—6 km风垂直切变将3种特强对流天气中的任何一种凸显出来。

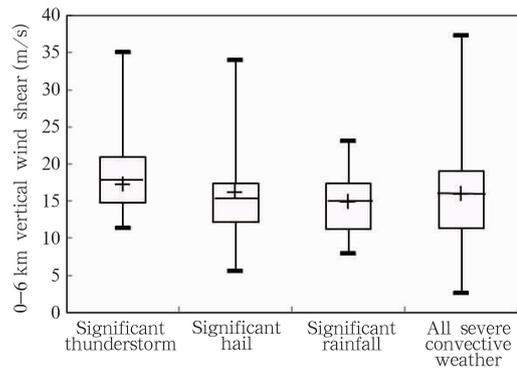


图11 鲁中地区3种特强对流天气和全部强对流天气对应的0—6 km风垂直切变箱须图

Fig. 11 Box and whisker plot of 0-6 km vertical wind shear for three types of significantly strong convective weather and all severe convective weather

### 2.5 相应的关键参数阈值列表

#### 2.5.1 全部强对流个例关键参数阈值列表

表2列出了鲁中地区16年间106次瞬时风力不低于8级的对流性天气850和500 hPa温差、地

面露点、对流有效位能和 0—6 km 风垂直切变的最低值、25 百分位值、中位数、75 百分位值和最大值分布。如前所述,如果以各项参数的最小值作为预报上述对流天气的阈值,一定会有很高的虚警率,用

25 百分位值作为预报阈值相对合理,对应的 850 和 500 hPa 温差、地面露点、对流有效位能和 0—6 km 风垂直切变的相应值分别为 25°C、16°C、600 J/kg 和 12 m/s。

表 2 鲁中地区所有 8 级瞬时风以上强对流个例关键环境参数分布特征

Table 2 Distribution characteristics of key environmental parameters for all strong convection cases with instantaneous wind speed at/above scale 8 in central region of Shandong Province

关键参数	$\Delta T_{85}$ (°C)	$T_d$ (°C)	CAPE(J/kg)	0—6 km 风垂直切变(m/s)
最小值	15	2	0	3
25 百分位	25	16	600	12
中位数	27	19	1300	16
75 百分位	31	23	2100	20
最大值	35	28	4400	37

### 2.5.2 分类强对流天气对应的关键参数阈值

表 3 列出了将上述 106 个强对流个例分成雷暴大风型、冰雹雷暴大风型和强降水混合型后,每种强对流类型对应的 850 和 500 hPa 温差、地面露点、对流有效位能和 0—6 km 风垂直切变等关键参数的预报阈值(对应于相应参数分布的 25 百分位)。

从表 3 看出,3 种强对流天气对应的 850 和 500 hPa 温差的阈值都是 25°C,而地面露点阈值雷暴大风型最小,只有 13°C,强降水混合型最大,为

20°C,冰雹雷暴大风型位于中间,为 16°C。雷暴大风、冰雹雷暴大风和强降水混合型对应的对流有效位能阈值分别为 300、900 和 1300 J/kg;相应地,3 种天气类型对应的 0—6 km 风垂直切变阈值分别为 11、12 和 8 m/s。对于冰雹雷暴大风型,适宜的冰雹融化层高度为 3.0—3.9 km(对应 25—75 百分位);对于雷暴大风和冰雹雷暴大风型,干层强度的阈值分别是 9.0 和 7.0°C;对于强降水混合型,暖云层厚度的阈值为 3.1 km。

表 3 鲁中地区强对流天气主要关键环境参数预报阈值表(以 25 百分位作为预报阈值)

Table 3 Forecasting thresholds of major key environmental parameters for severe convective weather (with 25 percentile as the forecasting threshold)

类型	$\Delta T_{85}$ (°C)	地面露点 (°C)	CAPE (J/kg)	0—6 km 风垂 直切变(m/s)	融化层高度 (km)	干层强度 (°C)	风暴承载层 平均风速(m/s)	暖云层 厚度(km)
雷暴大风	$\geq 25$	$\geq 13$	$\geq 300$	$\geq 11$	—	9.0	$\geq 12$	—
冰雹大风	$\geq 25$	$\geq 16$	$\geq 900$	$\geq 12$	3.0—3.9	7.0	$\geq 12$	—
强降水混合	$\geq 25$	$\geq 20$	$\geq 1300$	$\geq 8$	—	—	—	$\geq 3.1$

### 2.5.3 三种特强对流天气关键参数阈值

表 4 给出了 3 种特强对流天气,即特强雷暴大风、特强冰雹和特强短时强降水天气对应的几个关键环境参数的阈值。

从表 4 可见,特强雷暴大风、特强冰雹和特强短时强降水对应的代表大气条件不稳定程度的 850 和 500 hPa 温差阈值分别为 29、27 和 28°C,明显高于全部对流个例的相应阈值 25°C;3 种特强对流型对应的地面露点阈值分别为 17、18 和 20°C,特强雷暴大风型和特强冰雹型对应的露点阈值(17 和 18°C)

高于全部强对流个例中的雷暴大风型和冰雹雷暴大风型对应的地面露点阈值(13 和 16°C),而特强短时强降水型对应的地面露点与全部强对流中的强降水混合型的露点阈值持平(20°C)。3 种特强对流类型对应的对流有效位能的阈值分别为 1000、1100 和 2000 J/kg,明显高于对应于全部强对流个例的 3 种类型的相应阈值 300、900 和 1300 J/kg;而 3 种特强对流型对应的 0—6 km 风垂直切变阈值分别为 16、12 和 11 m/s,其中特强雷暴大风和特强短时强降水的风垂直切变阈值(16 和 11 m/s)也明显高于

对应全部强对流个例的雷暴大风型和强降水混合型的相应阈值(11 和 8 m/s);而特强冰雹型对应的

0—6 km 风垂直切变阈值与全部对流个例的冰雹雷暴大风型相应的阈值相等,均为 12 m/s。

表 4 鲁中地区特强对流天气主要关键环境参数阈值表

Table 4 Thresholds of major key environmental parameters for significant severe convective weather

类型	$\Delta T_{85}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	地面露点( $^{\circ}\text{C}$ )	CAPE(J/kg)	0—6 km 风垂直切变(m/s)
特强雷暴大风	$\geq 29$	$\geq 17$	$\geq 1000$	$\geq 16$
特强冰雹大风	$\geq 27$	$\geq 18$	$\geq 1100$	$\geq 12$
特强降水	$\geq 28$	$\geq 20$	$\geq 2000$	$\geq 11$

### 3 抬升触发机制

要想使雷暴生成,需要把地面附近的气块抬升到自由对流高度(LFC)以上,这需要克服对流抑制能量。因此,雷暴的触发需要持续一定时间的位于大气低层的一定强度的上升气流,根据 Doswell (1987)的分析,这种触发雷暴的上升气流绝大多数情况下是由中尺度系统提供的,天气尺度的上升气流通常不会直接触发雷暴,而是使得大气变得更加有利于对流的发生。在地面附近触发雷暴的中尺度上升气流可以分为两大类类型:(1)边界层辐合线,(2)地形抬升。其中边界层辐合线又包括冷锋、干线、阵风锋、海陆风环流形成的海风锋和其他原因导致的地面辐合线等。

触发机制是深厚湿对流(雷暴)形成不可缺少的三要素之一,在静力稳定度、水汽和抬升触发三要素中(对于强对流还需要包括风垂直切变),它往往是最不容易确定的要素。上面讨论的对流和强对流的关键环境参数即使满足给定的阈值,如果抬升触发机制不充分,仍然可能不产生深厚湿对流(雷暴)。而触发条件是否充分,是很难判断的条件,构成了深厚湿对流(雷暴)潜势预报中最不确定的部分,而且只能采取主观判断,无法像静力稳定度、水汽和风垂直切变等条件那样,进行客观化处理。

鲁中地区强对流天气的触发情况可以分为两大类:(1)外来型,(2)内部生成型。外来型指的是初始深厚湿对流(雷暴)是在鲁中地区以外生成的,然后移入鲁中地区。多数情况下,外来对流系统在鲁中地区又会触发新的对流。内部生成型是指深厚湿对流(雷暴)在鲁中地区范围内生成,然后发展、消散,其发展消散过程可以发生在鲁中地区范围内,也可以发生在鲁中地区范围以外。其中外来型占了大多数,尤其是比较剧烈的对流,大部分都是外来型;内

部生成型中,也有剧烈对流例子,相对而言比例较低。

2007年7月18日,河北、山东、江苏部分地区出现对流性强降水,其中济南和周边地区出现极端强降水,小时雨量达到 151 mm,导致空前严重的城市暴洪。主要天气背景是一个位置相对靠北的东北冷涡,与冷涡相联系的西风槽和地面冷锋,副高位于华南东部。18日08时经过地面14时气温和露点订正的邢台探空和周边地面观测显示其850和500 hPa 温差为  $27^{\circ}\text{C}$ ,地面露点高达  $28^{\circ}\text{C}$ ,可降水量为 67 mm,对流有效位能和对流抑制分别为 4800 和 7 J/kg,0—6 km 风垂直切变为 16 m/s,暖云层厚度为 4.2 km,整层相对湿度都很大。类似地,济南(章丘)探空显示850和500 hPa 温差为  $23^{\circ}\text{C}$ ,地面露点  $26^{\circ}\text{C}$ ,可降水量 67 mm,对流有效位能和对流抑制分别为 3600 J/kg 和 0,0—6 km 风垂直切变为 10 m/s,暖云层厚度为 4.1 km,相对湿度层结特征为下湿上干,450 hPa 以上存在明显干层。上述天气形势和探空特征表明有利于对流性强降水事件发生,并可能伴随局地雷暴大风。

对流最初是由上述冷锋触发的,图 12 给出了 2007年7月18日14时地面风和温度观测,叠加了同时的红外云图。对流最初于17日夜间在上述冷锋东北段形成,到了18日上午,上述冷锋触发的对流开始影响天津、唐山和天津附近渤海海域。同时,由于山西地形的上坡风效应(俞小鼎等,2012),18日10时以后一些对流在山西被地形触发,随着高空偏西气流向东移动,下太行山进入河北平原(图 12)。而随着冷锋在河北平原向南移动,在原来位于冷锋东北部的雷暴群,由于阵风锋和冷锋的共同触发作用,在其西侧不断有新的雷暴生成,不断向西扩展,最终在18日15时前后与从山西高原下到平原的雷暴群合并,形成一条东西向的沿着冷锋的强对

流带,该对流带前沿的阵风锋与原天气尺度冷锋合为一体,使冷锋加强,移动速度加快,在冷锋(阵风锋)前沿,在随后过程中不断有新的雷暴生成,经过

济南时,其强度达到最强,导致 151 mm/h 的极端强降水。

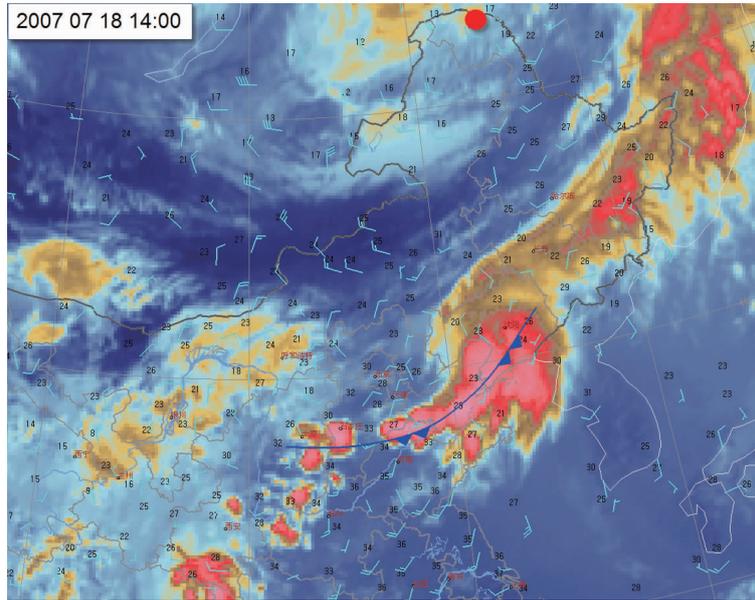


图 12 2007 年 7 月 18 日 14 时地面风和温度观测叠加同时红外云图  
(图中位于黑龙江最北端的红色圆点代表冷涡 500 hPa 环流中心位置)

Fig. 12 Ground wind and temperature observations superimposed on infrared cloud image at the same time at 14:00 BT on 18 July 2007  
(The red dot at the northernmost end of Heilongjiang Province in the figure represents the circulation center of cold vortex at 500 hPa)

#### 4 结论与讨论

文中主要讨论强对流天气的一个子集:伴随不低于 8 级风力的瞬时雷暴大风的强对流天气的分类关键环境参数特征。利用 2001—2016 年鲁中地区 106 次伴有 8 级以上瞬时雷暴大风强对流天气个例资料进行分析,首先将上述 106 次个例分为纯雷暴大风型、冰雹雷暴大风型和强降水混合型,讨论各自的关键环境参数分布特征以及各子类型之间的可区分性;然后从上述 106 个例子中选取特强对流个例,即瞬时风超过 25 m/s(10 级)的特强雷暴大风天气、冰雹直径超过 20 mm 的特强冰雹天气和小时雨量超过 50 mm 的特强短时强降水天气,进一步讨论各自的关键环境参数特征、各类型的可区分性以及与全部 106 个对流个例相应关键参数特征的对比。所得结果小结如下:

(1) 全部对流个例的 3 种类型(雷暴大风型、冰雹雷暴大风型和强降水混合型)强对流对应的 850

和 500 hPa 温差的最低阈值的建议值(25 百分位值)为 25℃,这与当地预报员的局地经验也是高度符合的;3 种类型强对流对应的地面露点的最低阈值的建议值(25 百分位)分别为 13、16 和 24℃;相应的可降水量的最低阈值的建议值(25 百分位)分别为 20、24 和 32 mm。

(2) 3 种类型强对流天气的对流有效位能的最低阈值的建议值(25 百分位)分别为 300、900 和 1300 J/kg;相应的 0—6 km 风垂直切变的最低阈值的建议值(25 百分位值)分别为 12.0(雷暴大风型)、12.5(冰雹雷暴大风型)和 8.0 m/s(强降水混合型)。

(3) 850 和 500 hPa 温差( $\Delta T_{85}$ )、地面露点( $T_d$ )、可降水量以及对流有效位能的季节分布都是随着月份增长呈先增大后减小的趋势。 $\Delta T_{85}$  在 5、6 月最高,呈现的条件不稳定性最大,为 29—30℃,其他月份均为 26—27℃。地面露点、可降水量和对流有效位能在 7 月最大,4 月最小。0—6 km 风垂直

切变是随着月份增长逐渐减小的,其分布的中值4月最大为24 m/s,9月最小为9 m/s,4—5月大气斜压性仍然较强,对应较强的深层风垂直切变。

(4) 较强的冰雹个例大都属于冰雹雷暴大风型,融化层(湿球温度 $^{\circ}\text{C}$ 层高度)高度分布25和75百分位对应的值分别为3.0和3.9 km,建议这两个值作为冰雹雷暴大风型强对流天气对应的冰雹融化层高度的最佳区间;雷暴大风型和冰雹雷暴大风型中层干空气强度的最低阈值建议为(25百分位值)9和 $7^{\circ}\text{C}$ ;对于强降水混合型强对流天气,暖云层厚度最低阈值的建议值(25百分位)为3.1 km。

(5) 通过地面露点、大气可降水量以及暖云层厚度等关键参数的分布特征可以将上述3种类型强对流天气的前两种,即雷暴大风型和冰雹雷暴大风型,与第3种即强降水混合型进行一定程度的区分,但要通过各个关键参数的分布特征区分前两种强对流天气是困难的。此外,鲁中地区强降水混合型在4—5月发生概率很低,这对分类强对流预报也有一定帮助。

(6) 从上述106个强对流个例中选出子集;特强强对流子集也分为3种类型:特强雷暴大风、特强冰雹和特强短时强降水;与全部强对流个例的3种类型比较,特强对流的3种类型条件不稳定性有明显增大,体现为850和500 hPa温差的增大;水汽条件有所加强,对流有效位能也明显增大,3种类型特强对流天气对应的对流有效位能最低阈值的建议值(25百分位)分别为1000、1100和2000 J/kg;相应的0—6 km风垂直切变最小阈值的建议值分别为16、12和11 m/s,特强雷暴大风型和特强短时强降水型比全部强对流个例中的雷暴大风型和强降水混合型对应的风垂直切变阈值明显增大。

上述工作构成了山东中部强对流天气短时预报的一个基础,可以通过决策树的方式将上述结果制作成强对流天气短时预报系统。或许更好的一个选择是采用模糊逻辑技术(Mueller, et al, 2003),对于上述阈值可以设置一个过渡区域,最终得到一个代表各类强对流天气可能性的指数,根据指数大小,可将强对流发生潜势分为轻度风险、中度风险和高度风险。

在对各类强对流潜势阈值的讨论中,没有考虑气候概率,对触发机制也只进行了简短的讨论。在今后研发山东中部地区各类强对流潜势预报中,应

该将各种强对流天气的气候概率包括进去,例如强冰雹,在山东中部主要发生在整个6月和7月初,5月、7月中旬到整个8月强冰雹发生的几率不大。触发机制很难客观化表达,因此不会包括进上述强对流分类预报系统中,当预报系统给出强对流发生可能性的指数后,预报员还需要结合抬升触发机制情况,给出最终判断。

## 参考文献

- 陈元昭,俞小鼎,陈训来. 2016. 珠江三角洲地区重大短时强降水的基本流型与环境参量特征. *气象*, 42(2): 144-155. Chen Y Z, Yu X D, Chen X L. 2016. Characteristics of short-time severe rainfall events based on weather flow and key environmental parameters in Pearl River Delta. *Meteor Mon*, 42(2): 144-155 (in Chinese)
- 刁秀广,朱君鉴,刘志红. 2009. 三次超级单体风暴雷达产品特征及气流结构差异性分析. *气象学报*, 2009, 67(1): 133-146. Diao X G, Zhu J J, Liu Z H. 2009. Analysis of three supercell storms with Doppler weather radar data. *Acta Meteor Sinica*, 67(1): 133-146 (in Chinese)
- 樊李苗,俞小鼎. 2013. 中国短时强对流天气的若干环境参数特征分析. *高原气象*, 32(1): 156-165. Fan L M, Yu X D. 2013. Characteristic analyses on environmental parameters in short-term severe convective weather in China. *Plateau Meteor*, 32(1): 156-165 (in Chinese)
- 高晓梅,王令军,王世杰等. 2016. 1952—2012年潍坊地区冰雹时空分布特征. *气象与环境学报*, 32(3): 77-82. Gao X M, Wang L J, Wang S J, et al. 2016. Temporal-spatial distributions of hail disaster from 1952 to 2012 in Weifang of Shandong province. *J Meteor Environ*, 32(3): 77-82 (in Chinese)
- 侯淑梅,俞小鼎,张少林等. 2015. 山东中西部后向发展雷暴初步研究. *气象学报*, 73(5): 819-836. Hou S M, Yu X D, Zhang S L, et al. 2015. A preliminary investigation into the back-development thunderstorms in midwestern Shandong Province. *Acta Meteor Sinica*, 73(5): 819-836 (in Chinese)
- 雷蕾,孙继松,魏东. 2011. 利用探空资料判别北京地区夏季强对流的天气类别. *气象*, 37(2): 136-141. Lei L, Sun J S, Wei D. 2011. Distinguishing the category of the summer convective weather by sounding data in Beijing. *Meteor Mon*, 37(2): 136-141 (in Chinese)
- 孙继松,陶祖钰. 2012. 强对流天气分析与预报中的若干基本问题. *气象*, 38(2): 164-173. Sun J S, Tao Z Y. 2012. Some essential issues connected with severe convective weather analysis and forecast. *Meteor Mon*, 38(2): 164-173 (in Chinese)
- 孙继松,戴建华,何立富等. 2014. 强对流天气预报的基本原理与技术方法——中国强对流天气预报手册. 北京:气象出版社, 282pp. Sun J S, Dai J H, He L F, et al. 2014. The Basic Principle and Technical Method of Severe Convective Weather Fore-

- cast. Beijing: China Meteorological Press, 282pp (in Chinese)
- 陶岚, 戴建华. 2011. 下击暴流自动识别算法研究. 高原气象, 30(3): 784-797. Tao L, Dai J H. 2011. Research on automatic detection algorithm of downburst. Plateau Meteor, 30(3): 784-797 (in Chinese)
- 王秀明, 俞小鼎, 周小刚. 2015. 中国东北龙卷研究: 环境特征分析. 气象学报, 73(3): 425-441. Wang X M, Yu X D, Zhou X G. 2015. Study of Northeast China tornadoes: The environmental characteristics. Acta Meteor Sinica, 73(3): 425-441 (in Chinese)
- 王秀明, 周小刚, 俞小鼎. 2013. 雷暴大风环境特征及其对风暴结构影响的对比研究. 气象学报, 71(5): 839-852. Wang X M, Zhou X G, Yu X D. 2013. Comparative study of environmental characteristics of a windstorm and their impacts on storm structures. Acta Meteor Sinica, 71(5): 839-852 (in Chinese)
- 吴秦, 俞小鼎, 席世平等. 2011. 基于配料法的“08.6.3”河南强对流天气分析和短时预报. 气象, 37(1): 48-58. Wu Z, Yu X D, Xi S P, et al. 2011. Analysis of the 3 June 2008 Henan severe convection event with ingredients based method. Meteor Mon, 37(1): 48-58 (in Chinese)
- 许爱华, 孙继松, 许东蓓等. 2014. 中国中东部强对流天气的天气形势分类和基本要素配置特征. 气象, 40(4): 400-411. Xu A H, Sun J S, Xu D B, et al. 2014. Basic synoptic situation classification and element character of severe convection in China. Meteor Mon, 40(4): 400-411 (in Chinese)
- 杨晓霞, 张爱华, 贺业坤. 2000. 连续冰雹天气的物理量场特征分析. 气象, 26(4): 50-54. Yang X X, Zhang A H, He Y K. 2000. The physical features of a continued hail shooting weather process. Meteor Mon, 26(4): 50-54 (in Chinese)
- 俞小鼎. 2011. 基于构成要素的预报方法——配料法. 气象, 37(8): 913-918. Yu X D. 2011. Ingredients based forecasting methodology. Meteor Mon, 37(8): 913-918 (in Chinese)
- 俞小鼎. 2014. 关于冰雹的融化层高度. 气象, 40(6): 649-654. Yu X D. 2014. A note on the melting level of hail. Meteor Mon, 40(6): 649-654 (in Chinese)
- 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. 北京: 气象出版社, 314pp. Yu X D, Yao X P, Xiong T N, et al. 2006. The Principles and Business Applications of Doppler Weather Radar. Beijing: China Meteorological Press, 314pp (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. 气象学报, 70(3): 311-337. Yu X D, Zhou X G, Wang X M. 2012. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection. Acta Meteor Sinica, 70(3): 311-337 (in Chinese)
- 俞小鼎, 周小刚, 王秀明. 2016. 中国冷季高架对流个例初步分析. 气象学报, 74(6): 902-918. Yu X D, Zhou X G, Wang X M. 2016. A preliminary case study of elevated convection in China. Acta Meteor Sinica, 74(6): 902-918 (in Chinese)
- 张小玲, 谌芸, 张涛. 2012. 对流天气预报中的环境场条件分析. 气象学报, 70(4): 642-654. Zhang X L, Chen Y, Zhang T. 2012. Meso-scale convective weather analysis and severe convective weather forecasting. Acta Meteor Sinica, 70(4): 642-654 (in Chinese)
- 张小玲, 陶诗言, 孙建华. 2010. 基于“配料”的暴雨预报. 大气科学, 34(4): 754-766. Zhang X L, Tao S Y, Sun J H. 2010. Ingredients-based heavy rainfall forecasting. Chinese J Atmos Sci, 34(4): 754-766 (in Chinese)
- 张一平, 吴秦, 苏爱芳等. 2013. 基于流型识别和物理量要素分析河南强对流天气特征. 高原气象, 32(5): 1492-1502. Zhang Y P, Wu Z, Su A F, et al. 2013. Analysis on severe convective weather characteristic in Henan based on flow pattern identification and physical elements. Plateau Meteor, 32(5): 1492-1502 (in Chinese)
- 郑媛媛, 姚晨, 郝莹等. 2011. 不同类型大尺度环流背景下强对流天气的短时临近预报预警研究. 气象, 37(7): 795-801. Zheng Y Y, Yao C, Hao Y, et al. 2011. The short time forecasting and early warning reasearch on severe convective weather under different types of large scale circulation background. Meteor Mon, 37(7): 795-801 (in Chinese)
- Davis R S. 2001. Flash flood forecast and detection methods// Doswell III C A. Severe Convective Storms. Boston, MA: American Meteorological Society, 481-526
- Doswell III C A. 1987. Distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. Wea Forecasting, 2(1): 3-16
- Doswell III C A, Brooks H E, Maddox R A. 1996. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. Wea Forecasting, 11(4): 560-581
- Johns R H, Doswell III C A. 1992. Severe local storms forecasting. Wea Forecasting, 7(4): 588-612
- Maddox R A, Chappell C F, Hoxit L R. 1979. Synoptic and Mesoscale of flash flooding events. Bull Amer Meteor Soc, 60(2): 115-123
- Markowski P, Richardson Y. 2010. Mesoscale Meteorology in Mid-latitudes. Chichester, West Sussex, UK: Wiley-Blackwell Publication, 27-31
- Moller A R. 2001. Severe local storms forecasting// Doswell III C A. Severe Convective Storms. Boston, MA: American Meteorological Society, 433-480
- Mueller C, Saxen T, Roberts R, et al. 2003. NCAR auto-nowcast system. Wea Forecasting, 18(4): 545-561
- Polston K L. 1996. Synoptic patterns and environmental conditions associated with very large hail events// Proceedings of the 18th Conference on Severe Local Storms. Denver: American Meteorological Society, 349-355
- Weisman M L, Klemp J B. 1982. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. Mon Wea Rev, 110(6): 504-520