

郑丽娜,张子涵,夏金鼎,2019. 山东省“雷打雪”事件分型及其成因分析[J]. 气象,45(8):1075-1084. Zheng L N,Zhang Z H,Xia J D,2019. Classification and cause analysis of “thundersnow” event in Shandong[J]. Meteor Mon,45(8):1075-1084 (in Chinese).

山东省“雷打雪”事件分型及其成因分析*

郑丽娜 张子涵 夏金鼎

山东省东营市气象局,东营 257091

提 要: 利用闪电定位仪、加密地面自动站和常规资料分析了 2006—2015 年发生在山东的 35 次“雷打雪”事件,按照形成机制将其分为暖平流型和海效应型“雷打雪”两类,并细致归纳了两类事件发生时有关要素场及物理量场等方面的特征。主要结论如下:暖平流“雷打雪”事件发生前 24 h 内,对流层中低层是升温的,且越接近地面升温越明显;事件发生在 850 hPa 至地面有强冷空气突然入侵之时,此时上下温差可达 10℃;环流形势也由上下一致的偏南气流调整为低层为冷垫,中高层为暖平流;上升运动中心及不稳定层结集中出现在对流层的中高层。海效应“雷打雪”事件发生前两天,渤海被暖脊控制,海面温度较平时升高 2℃左右;在高空槽后的偏北气流猛然增大横扫渤海时,“雷打雪”事件发生;尽管对流活动也发生在对流层低层,但是其不稳定层结的厚度及上下温差较一般海效应降雪要大。

关键词: “雷打雪”事件,暖平流型,海效应型,条件不稳定

中图分类号: P445

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2019.08.004

Classification and Cause Analysis of “Thundersnow” Event in Shandong

ZHENG Lina ZHANG Zihan XIA Jinding

Dongying Meteorological Office of Shandong Province, Dongying 257091

Abstract: Using the data of lightning locator, densely-obtained automatic station data and conventional data, 35 “thundersnow” events that occurred in Shandong Province from 2006 to 2015 are analyzed. The “thundersnow” can be divided into warm advection type and marine effect type according to the formation mechanism, and the characteristics in related element fields and physical quantity fields for the two kinds of events are summarized in detail. The main conclusions are as follows. Within 24 h before warm advection “thunderstorm” events, the temperature in the middle and lower troposphere is warming up, and the closer it is to the ground, the more obvious the temperature rise is. The events tend to occur when there is a sudden invasion of strong cold air from 850 hPa to the ground, the temperature difference between the upper and lower layers can reach 10℃, and the circulation situation is adjusted from uniform southward airflow to cold cushion in lower layer and the warm advection in the mid-upper layers. The center of ascending motion and the unstable stratification appear in the mid-upper layers. Two days before the marine effect “thunderstorm” events, the Bohai Sea is controlled by warm ridges, and the sea surface temperature is about 2℃ higher than usual. When the northward current behind the upper trough suddenly increases and sweeps across the Bohai Sea, the “thundersnow” events occur. Although convective activity also occurs in the lower troposphere, the thickness of unstable stratification and the temperature difference between upper and lower layers are larger than that in marine effect snowstorm in general.

Key words: “thundersnow” event, warm advection type, marine effect type, conditional instability

* 国家自然科学基金项目(41475038)、中国气象局预报员专项(CMAYBY2018-042)和山东省气象局面上课题(2015sdqxm02)共同资助
2018 年 5 月 19 日收稿; 2019 年 3 月 16 日收修定稿

第一作者:郑丽娜,主要从事中短期天气预报工作. Email:dongyingzln@163.com

引 言

山东有两类降雪,一是系统性降雪,是指上游系统移至山东境内所造成的降雪;二是受特殊海陆地形影响下的海效应降雪。对于这两类降雪本省预报人员均有研究,也取得了许多成果(苗春生等,2010;李丽等,2015;杨成芳等,2015)。近几年,预报实践中发现在这两类降雪中均存在“雷打雪”事件。由于该事件来势迅猛,多伴有大风、冰雹等灾害性天气,常给人们生命财产造成危害(郑丽娜等,2011;张宁等,2013),加之该事件出现概率极少,又是在冬季即打雷又下雪,所以该事件一经出现就引起人们的关注。同时,预报员对于该类事件研究得较少,没有明确的预报指标,对于其形成机制尚不清楚。为了在今后的预报业务中能准确预报该类事件,减少由此事件带来的灾害和损失,对于发生在山东的两类降雪中的“雷打雪”事件进行分析研究就显得迫在眉睫。

“雷打雪”指的是在降雪的同时伴有雷电现象,在冬季,若高空暖湿空气势力较强,当北方有较强冷空气南下之时,冷暖空气相遇,暖空气被迫抬升,对流加剧而产生(何欢等,2014)。一般来说,中纬度地区冬季大气的水汽含量少,没有对流或对流很弱,降雪云多为不带电的层云(苏德斌等,2012;李德俊等,2013;陈羿辰等,2018),即降雪通常出现在大气较稳定的天气条件下(王晓玲和徐双柱,2009;顾佳佳和武威,2015),而雷暴则出现在大气不稳定的对流性天气中,多在对流性积云中产生(罗慧等,2009;何欢等,2014)。郑丽娜和靳军(2012)、周雪松等(2013)、翟亮等(2018)从环流背景和物理机制分析入手,指出有利的大尺度环流背景是“雷打雪”事件产生的有利条件,对流层中层增温、增湿及适宜的触发机制是对流天气产生的关键。王仁乔和宋清翠(1990)则进一步强调了 700 hPa 爆发性增温、增湿对“雷打雪”事件的重要作用;丁栋生和李树林(1993)则指出上干冷、下暖湿是这类事件发生的大气不稳定机制。也有学者从物理量要素分析入手,总结出“雷打雪”事件发生时要素场的演变特征。如赵伟华等(2010)研究指出“雷打雪”事件发生时中低层存在逆温,对流有效位能会明显增加。郭兰(2014)则强调 1 km 以下冷空气的入侵,及在垂直方向上加大的风向与风速切变的作用。尤红等

(2010)通过分析发生在云南省的一次“雷打雪”事件表明垂直速度在对流层中层最强,“雷打雪”发生的高度在对流层中高层。近几年,国内外的许多学者还利用双偏振雷达、多普勒雷达及风廓线雷达探测冬季雷暴云进行多尺度分析,指出“雷打雪”是嵌入在宽广层状云回波之上的高架对流单体所造成的(Trapp et al, 2001; Maesaka et al, 2003)。“雷打雪”事件发生过程中,低层冷空气的入侵与增厚,使得垂直高度上,风向、风速的不连续线高度上升,潜在不稳定层结能量得以释放(张守保等,2009;段丽等,2011;郭兰,2014)。

以上关于“雷打雪”事件的研究,多针对于内陆地区,对于沿海地区的“雷打雪”事件很少涉及。而山东作为一个沿海省份,即有内陆地区“雷打雪”特征,也有特殊地形下海效应“雷打雪”特征。2006年,山东省气象部门在全省范围内安装了多部闪电定位仪,这为捕捉“雷打雪”事件提供了条件,依据该探测数据,建立了本省“雷打雪”事件集。为了细致分析该事件,首先将该事件集按其形成机制分为暖平流型与海效应型“雷打雪”两类,然后分别探寻两类事件发生的机理,掌握其规律和特点,为今后准确预报该类事件提供科学依据。

1 资料选取与研究方法

1.1 资料选取

本文使用资料主要来自中国气象局 MICAPS 下发的数据,具体包括为:(1) 500、700、850、925 和 1000 hPa 等 5 个层次的高空及地面数据。(2) 济南、成山头(2010年4月该站迁至荣成)两站探空数据。(3) ECMWF 和 T639 的数值预报产品数据,涉及的要素有垂直速度、风、温度、比湿等。(4) 山东省闪电定位仪数据,此数据来源于山东省防雷中心。所有数据均为 2006—2015 年冬半年(11月至次年3月)资料。前三类数据是预报业务每日使用的资料,第四类闪电定位仪数据经过质量控制,采用空间 COA 定位算法,解决三维迭代计算极值收敛性快速判断问题,保证探测网定位计算的实效性。

1.2 研究方法

“雷打雪”事件,如果仅以台站人工观测记录为准,那么山东省内平均每年其出现频次不足一次,因

为该事件局地性强 (Holle et al, 1998; Schultz, 1999)。为了尽可能真实地记录该事件,本文采用 Hunter et al(2001)定义的方法,即在某一区域,观测到闪电或雷暴,并在 6 h 内该区域出现降雪,则定义为一次“雷打雪”事件。本文采用闪电定位仪与地面加密观测数据相结合,规定当闪电定位仪记录某地出现了闪电,且持续出现在同一地区或随着时间推移闪电位置连续性移动,本次记录与下次记录之间间隔 5 h 之内,定义为一次闪电过程。在闪电出现的区域如果 6 h 内有对流性云(如积云、浓积云、积雨云等)出现并伴有降雪,则定义该区域出现一次“雷打雪”事件。事件以观测到闪电或听到雷声作为事件的开始,以降雪结束或降雪转为稳定性降水作为该事件的结束。按照此方法统计,10 年期间山东省共发生“雷打雪”天气事件 35 次。

2 “雷打雪”天气事件的统计特征

通过普查 2006—2015 年 35 次“雷打雪”天气事件的高空、地面图发现,暖平流“雷打雪”事件发生了 11 次,海效应“雷打雪”事件发生了 24 次。从年频次分布来看(图 1a),2007 年“雷打雪”事件出现频次最多,达 9 次,其中暖平流事件 2 次,海效应事件 7 次;2006、2011、2013、2014 与 2015 年没有出现过暖平流“雷打雪”事件,且 2015 年也未出现海效应型事件。从日变化频次来看(图 1b),暖平流“雷打雪”事件在一天中任意一个时段均可出现,频次变化没有明显的峰值,而海效应“雷打雪”事件则不同,其发生频次从 08 时开始出现并逐渐增多,14—23 时达最多,23 时之后迅速减少,其频次的变化呈现出日变

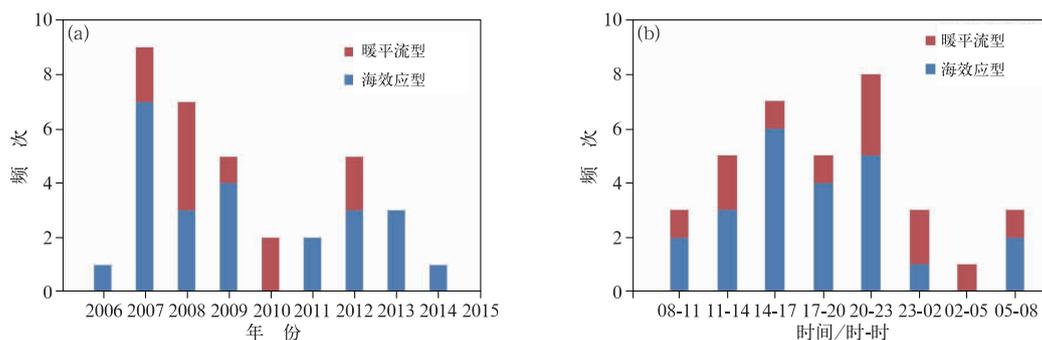


图 1 2006—2015 年山东省冬半年“雷打雪”事件年频次(a)及日变化频次分布(b)

Fig. 1 Frequencies of the annual (a) and diurnal fluctuation (b) of “thundersnow” events in Shandong during cold seasons from 2006 to 2015

化特征。综合来看,“雷打雪”天气事件多出现在白天,约占总事件数的 71%,夜间该事件数明显偏少。

从发生区域(图 2)来看,暖平流“雷打雪”事件发生一般范围广,有近一半的山东气象站点能观测到该现象。雷暴发生区域先从山东西部开始,然后向东移动,伴有中雪或暴雪,持续时间多在 3 h 以上;当西南气流输送路径偏东时,“雷打雪”事件也可仅在山东半岛出现,这时雪量以微量为主,持续时间不足 3 h。而海效应“雷打雪”事件仅发生在山东半岛,尤其是在半岛北部沿岸发生最多,约占总事件数的 70%。这类事件发生的局地性强,闪电或雷暴的移动路径基本沿海岸线运动,发生时间多在下午到前半夜,伴有弱降雪,持续时间约在 3 h 内。

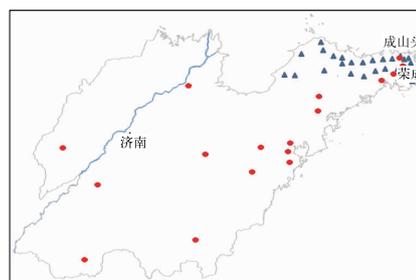


图 2 2006—2015 年山东省“雷打雪”事件发生位置示意图

(三角表示海效应型,圆点表示暖平流型)

Fig. 2 Location diagram of “thundersnow” events in Shandong from 2006 to 2015

(Triangle is for marine effect type, dot is for warm advection type)

3 暖平流“雷打雪”事件形成机制

3.1 大尺度环流背景

将 35 次“雷打雪”事件中的 11 次暖平流事件的高度场、地面场进行合成分析,以平均场来讨论其发生的大尺度环流背景(图 3)。从图 3 中可以看出,暖平流“雷打雪”事件发生的大尺度环流背景有如下特点。

(1) 500 hPa 高纬度地区为宽广的槽区,在贝加尔湖附近有一 10 dagpm 以下的负距平中心,说明该处位势高度偏低,而槽的下游日本海附近却维持一

强盛的正距平中心,中心值可达 10 dagpm 以上,说明该处位势高度偏高。正、负距平中心构成了西北—东南向的“西低东高”形势。这种形势有利于贝加尔湖低槽在东移过程中强度增强、移速减慢(图 3a)。

(2) 700 hPa 的形势(图 3b)与 500 hPa 相似,只是其南支槽更深,当南支槽和来自中高纬的高空槽叠加时,有利于环流的经向度加大,形成高空槽前强的西南气流,向山东输送暖湿空气。

(3) 地面图上,山东半岛处于蒙古高压前沿,风向盛行偏北风(图 3c)。

这类环流形势的配置特点:低层为冷层,对流层中层为暖层,这种“下冷上暖”的形势与造成华北降

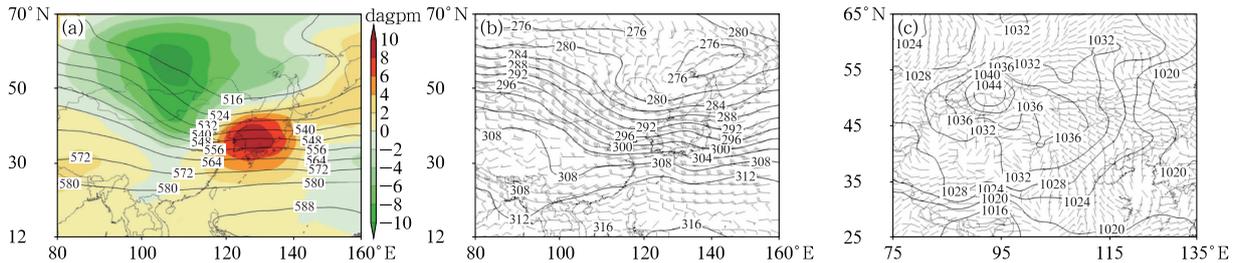


图 3 暖平流型 500 hPa 平均高度场及距平场(填色)(a),700 hPa 平均高度场(单位:dagpm)与风场(b),地面气压场(单位:hPa)及风场(c)

Fig. 3 The 500 hPa mean height and anomaly fields (shadow field), the 700 hPa mean height (unit: dagpm) and wind fields (b), surface pressure (unit: hPa) and wind fields (c) in warm advection type events

水的回流形势类似。但是回流降水发生时,大气层结是极为稳定的(林确略等,2015;李子良,2006),不会产生雷暴。那么,是什么因素导致了这种形势下“雷打雪”事件的发生呢?下面,我们对其环境条件进行分析。

3.2 “雷打雪”事件产生的环境条件分析

3.2.1 对流层低层温度变化特征

山东冬半年的降雪过程,多为低槽、冷锋、江淮气旋、黄河气旋和暖切变线等系统引起(阎丽凤和杨成芳,2014),除了江淮气旋影响前对流层低层温度略有升高,升幅一般在 2~3℃外,其他系统在降雪之前,低层温度起伏不大。但在对暖平流“雷打雪”事件进行普查时发现,对流层低层在 12~24 h 内有温度突增现象(图 4)。

从图 4 中可以看出,在暖平流“雷打雪”事件中,850 hPa 至地面在事件发生之前 24 h 内有温度突增现象,尤其是 925 和 850 hPa 表现得最为明显,温度

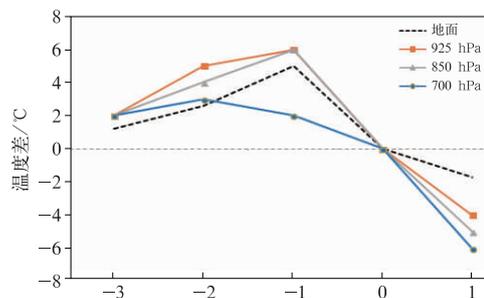


图 4 对流层低层温度的时间演变(横坐标 0 表示雷打雪事件发生时,负值/正值表示事件之前/后几小时,一个间隔代表 12 h)

Fig. 4 Temporal evolution of lower tropospheric temperature (Abscissa 0 indicates the occurrence of “thundersnow” event; negative values/positive values represent hours before/after the event; one time interval is 12 h)

最高增幅可达 6℃,700 hPa 温度也略有升温,但是升幅不大;事件即将发生时,850 hPa 至地面温度剧烈下降,而 700 hPa 以上各层温度变化不大,这样上下温差可达 10℃;事件发生之后,各个层次的温度快速下降,以 925 hPa 为例,事件发生前后温差可达 8~10℃。这说明事件发生之前升温剧烈,事件过后冷空气势力强盛。在 11 次暖平流“雷打雪”事件中,只有 1 次事件是由阵雪转为稳定性降雪而结束的,此次“雷打雪”事件过后 850 hPa 至地面仍然是降温,但 700 hPa 却是升温的,升幅为 1℃。这与造成其稳定性降雪的回流形势有关。

3.2.2 地面气象要素的演变特征

为了了解“雷打雪”事件发生过程中地面要素的演变情况,本文将这 11 个个例的地面要素进行如下分析:风速、风向、温度露点差求其个例平均值,气压计算事件之前(之后)各时次与事件发生时的气压差值,绘图中事件发生时气压定为 0 hPa,统计结果见图 5。

从图 5 中可以看到,在“雷打雪”事件发生之前,地面一直以偏南风为主,风速约为 3~4 m·s⁻¹。事件发生前的 24 h,风速有所增大,可达 6 m·s⁻¹,对应着此时段的地面温度升高明显(图 4),温度露点差则快速下降至 4℃以下,空气趋于饱和。从气压的变化来看,事件发生前 24 h,地面气压开始逐渐下降,到前 6 h 气压降至最低值,说明低值系统正影响该地,然而“雷打雪”事件并未在此时发生。而后气压快速回升,风向也由偏南风转为偏北风,且北风风速迅速增大至 8 m·s⁻¹,这时“雷打雪”事件发生了。随后气压继续升高,温度露点差加大,风速缓慢下降,事件结束。这说明近地层冷空气

入侵对该“雷打雪”事件起到了触发作用。

3.2.3 气层稳定性分析

大气层结不稳定是对流天气发生的必要条件。在暖平流型“雷打雪”事件中,其假相当位温的垂直分布见图 6a。由图可见,地面至 700 hPa 假相当位温随高度升高,即气层稳定;但在 700~400 hPa,假相当位温随高度是降低的,说明此厚度层内气层是不稳定的,对流天气主要发生在这段高度内。而对于回流降水型,尽管环流形势也是低层为冷垫,中高层为暖平流,但是其对流层中高层大气层结多为中性层结或弱的不稳定层结(图 6b),表现为 700~500 hPa 假相当位温不随高度变化,也就不存在对流天气发生的可能,更不会打雷。

3.2.4 动力条件分析

通过分析暖平流型“雷打雪”事件的风场结构(图 7),发现其与回流形势的风场结构有明显不同。

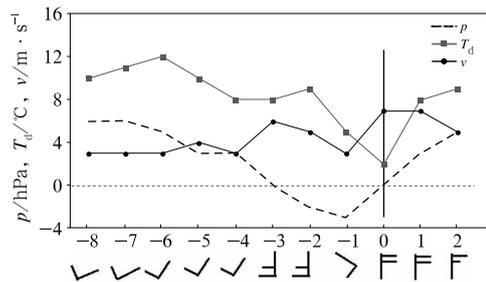


图 5 “雷打雪”事件地面要素的时间演变
(横坐标说明同图 4,只是间隔为 6 h;
竖线表示事件发生时)

Fig. 5 Temporal evolution of surface elements
(Abscissa illustrates the same as in Fig. 4,
but for the interval of 6 h; vertical line
indicates the occurrence of the event)

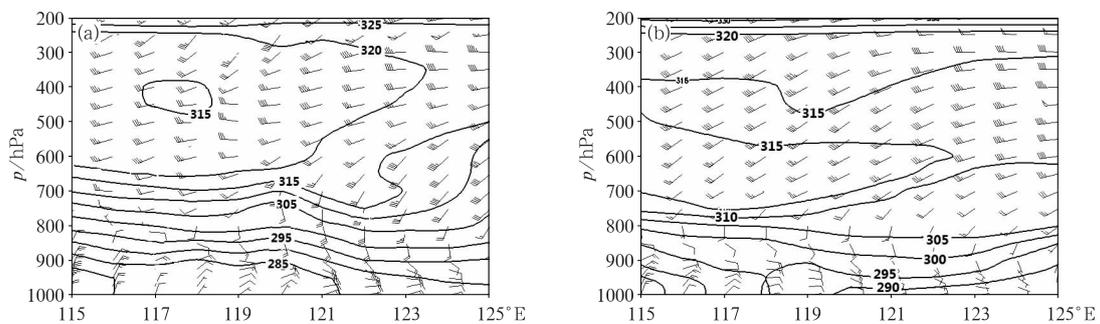


图 6 暖平流“雷打雪”事件(a)与回流降水(b)的假相当位温沿 36°N 的垂直剖面(单位:K)

Fig. 6 Vertical profiles of potential pseudo-equivalent temperatures along 36°N
in warm advection type (a) and return-flow type (b) (unit: K)

在回流形势中,是冷空气先自北路或东北路回流至山东形成冷垫,中层暖湿空气沿冷垫爬升所造成的降水。而从图 7 中可以看到,在事件发生之前 36 h 内,整个对流层以西南风为主,这是对流层低层增温的重要原因。事件发生时,700 hPa 以上西南风持续加大,而在 850 hPa 至地面随着一股强冷空气入侵,风向由偏南风转为偏北风。以 850 hPa 为例,西北风平均风速可达 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,这股强冷空气楔入暖空气的下方,抬升暖空气,触发对流天气。可见这种配置与回流形势是不同的。

结合“雷打雪”事件发生时上升速度的垂直分布可知(图 8),对应着 900 hPa 至地面偏东风的为下

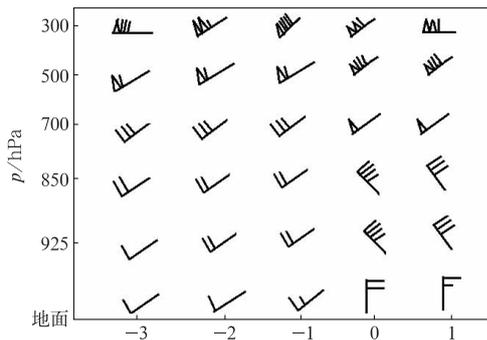


图 7 暖平流“雷打雪”事件对流层风场的演变
(横坐标说明同图 4)

Fig. 7 Evolution of tropospheric wind field in warm advection “thunderstorm” events
(Abscissa illustrates the same as in Fig. 4)

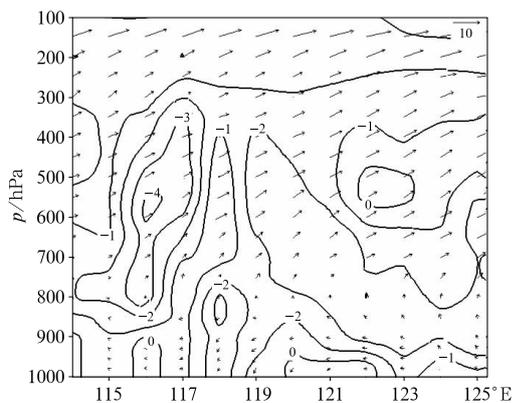


图 8 暖平流“雷打雪”事件风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
和垂直速度(单位: $10^{-1} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)
沿 36°N 的垂直剖面

Fig. 8 Vertical profile of wind field (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
and vertical velocity (unit: $10^{-1} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)
along 36°N in warm advection “thunderstorm” events

沉运动,气层相对稳定;900~700 hPa 是风向由偏东转为偏南的过渡层,风随高度顺转说明此高度层存在暖平流;同时,可以发现在 820 hPa 上下,存在着垂直风切变;700 hPa 以上,西南气流逐渐增强。在 600 hPa 附近可见一上升速度中心,值约 $-4.0 \times 10^{-1} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。可见,有利于对流天气发生的大尺度上升运动中心在对流层中高层。

4 海效应“雷打雪”事件环境条件分析

4.1 大尺度环流背景

海效应“雷打雪”事件的发生和特殊地形有关,所以该类事件的大尺度环流背景有其独特的特征。从该型个例合成的高空、地面图(图 9)可以看出,500 hPa 高纬度地区为一脊一槽型,脊的中心在贝加尔湖附近,脊线呈东北—西南向。脊的下游自东北至渤海有一低槽,低槽的南侧为负距平区,强度不强,约在 -4 dagpm 上下(图 9a)。这种配置有利于贝加尔湖冷空气沿西北路径下滑,进入低槽,推动低槽向南移动,影响山东半岛。其次,虽然 700 hPa 的形势与 500 hPa 的类似,但 700 hPa 贝加尔湖的脊更强,脊线向东北方向伸得更远,这就保证了冷空气堆积以后可快速南下(图 9b)。最后,地面图上(图 9c),山东半岛仍处于冷高压的前沿,分裂的冷高压中心靠近华北,经过山东半岛的等压线较暖平流型的密集,偏北风风速更大。

这类环流形势的配置特点是整个对流层均为偏北气流,对流层下层的偏北风风速偏大且流经暖海面增温增湿,为半岛北部提供了暖湿空气。据统计,在偏北气流影响下,渤海北岸站点的温度露点差约在 12°C 以上,而渤海南岸站点不仅温度较北岸的升高 $3\sim 5^\circ\text{C}$,且温度露点差也在 5°C 以下。这种天气形势归属于山东半岛冬季冷流降雪天气形势的一种(曹钢锋等,1988)。一般来说,冬季冷流降雪虽然雪量有大有小,持续时间也长短不一,但大多不会出现雷暴。那么海效应“雷打雪”是如何产生的呢?

4.2 “雷打雪”事件与海温的关系

杨成芳等(2007)、周淑玲等(2016)研究表明,山东半岛的冷流降雪,在冷空气强度不变的情况下,海

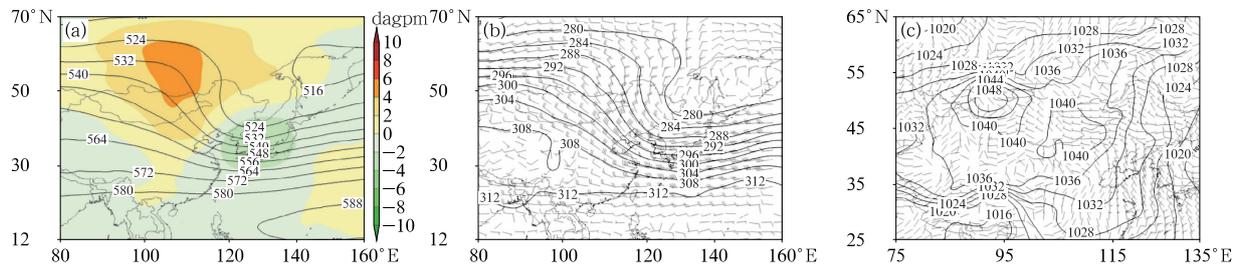


图 9 同图 3, 但为海效应型

Fig. 9 Same as Fig. 3, but for marine effect type events

面温度越高,海气温差越大,越有利于产生冷流降雪。当然,一般在冬半年,海面气温高于陆地气温,对于周围环境来说,渤海冬季是一个相对稳定持久的暖区,尤以 12、1 月最为显著。因此,在研究冷流降雪时,人们更强调对流层低层冷空气的强度(崔晶等,2008;陈雷等,2012)。在研究海效应“雷打雪”事件时发现,对流层低层冷空气强度固然重要,但海面的增温也不容忽视。在“雷打雪”事件发生前两天,对流层低层 700 hPa 以下,渤海上空常常维持一暖脊,势力强盛。在暖脊的作用下,对流层低层至海面的温度呈持续升高态势。以渤海 54646 站(38.43°N、118.41°E)及半岛北部栖霞 54759 站(37.30°N、120.81°E)为例,受暖脊影响,渤海的海面温度可升高 2℃ 以上,其比栖霞站温度高约 3~5℃,说明此时渤海上空是一个暖气团。

随着高空槽东移,渤海转为槽后西北气流控制,迅猛增大的西北大风横扫渤海,54646 站的西北风可由 12 h 前的 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 猛增到 $22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,海面温度陡然下降 4℃ 以上,850 hPa 与渤海海面的温差增大到 11℃ 以上,因而“雷打雪”事件发生。对于一般的海效应降雪,上下温差也可达 11℃(郑丽娜等,2003;杨成芳等,2007),但其要求 850 hPa 温度低于 -12℃(李刚等,2007)。这说明一般海效应降雪关注的是冷空气的强度,而“雷打雪”事件不仅要关注冷空气强度,更要关注渤海区域低层的前期增温,在这类情况下 850 hPa 温度达到 -11~-10℃ 即可。

4.3 大气层结稳定度分析

普查海效应“雷打雪”个例可以发现,海效应“雷打雪”与不伴随雷暴的冷流降雪在水汽方面没有大的差异。水汽都来源于渤海暖海面,湿层浅薄,一般在 850 hPa 以下。对流天气要发生,取决于大气的稳定度。温度直减率是判断大气稳定度的重要指标之一。在“雷打雪”事件发生之前,850 hPa 至海面温差平均在 7℃ 上下,温度直减率约为 $0.46 \text{ }^\circ\text{C} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$,气层非常稳定;在事件发生时,850 hPa 至海面温差可达 11℃,温度直减率约为 $0.73 \text{ }^\circ\text{C} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$,气层转为不稳定;事件发生之后,水汽条件转差,空气未饱和,温度直减率约为 $0.83 \text{ }^\circ\text{C} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$,气层转为稳定(表 1)。这点从假相当位温的垂直分布中(图 10)可以证实,在 121°E 以东半岛北部沿岸的 1000~850 hPa, $\partial\theta_{se}/\partial z < 0$,说明此厚度层内气层是不稳定的,而在 850 hPa 至对流层高层则为稳定层结。由郑丽娜等(2014)的研究可知,虽然一般性海效应降雪的对流层低层也是大气层结不稳定的,但其不稳定层的厚度仅到 900 hPa,假相当位温随高度降低不足 1 K,说明其不稳定的强度不及海效应“雷打雪”型。

4.4 动力条件分析

海效应“雷打雪”事件在风场上最突出的特征就是渤海及其沿岸 850 hPa 至地面偏北风的突然增

表 1 海效应“雷打雪”事件大气层结指标(以 54646 站为准,数值均为事件平均值)

Table 1 Atmospheric stratification index of marine effect “thunderstorm” event (based on mean value at No. 54646 Station)

指标	事件发生前	事件发生时	事件发生后
$T_{\text{地面}} - T_{850} / \text{ }^\circ\text{C}$	7	11	12.5
温度直减率/ $^\circ\text{C} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$	0.46	0.73	0.83

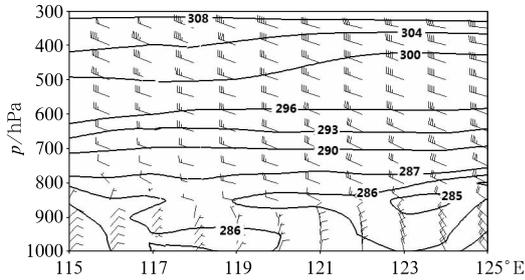


图 10 海效应型假相当位温(单位:K)
沿 36°N 的垂直剖面

Fig. 10 Vertical profile of potential pseudo-equivalent temperature along 36°N in marine effect type events (unit: K)

大。以 54646 站为例,在事件发生时,渤海海面风速一般在 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。从平均风场的垂直分布来看(图 11),在 121°E 以东,风向主要维持西北风,风速的大值区分处两个不同的高度,一是位于 900 hPa 以下,最大风速可达 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,二是位于 400 hPa 上下,最大风速可超过 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。结合垂直速度场,在 870 hPa 高度可见一较强上升速度中心,中心值可达 $-2.0 \times 10^{-1} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$;650 hPa 至对流层高层为下沉气流,说明有利于对流发生的大尺度上升运动集中在对流层中低层。而一般性的海效应降雪,其上升速度中心在 900 hPa,中心值为 $-1.5 \times 10^{-1} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ (郑丽娜等,2014),说明“雷打雪”型对流的高度要稍高于一般性的海效应型,且对流强度要强。

利用加密自动站资料分析地面水平风场,在“雷打雪”事件发生时半岛北部沿海往往存在一弱的风向切变。从渤海吹来的偏北风由于受地形的阻挡和

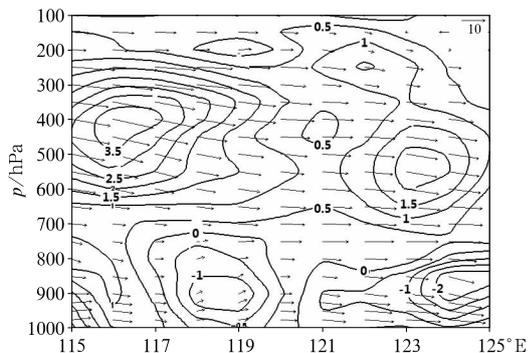


图 11 同图 8,但为海效应型

Fig. 11 Same as Fig. 8, but for marine effect type events

海岸线的摩擦作用,风向会发生偏转,在半岛沿岸地区形成风向辐合。从风速来看,海洋上吹过来的风在半岛北部海面可达 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,但当风进入内陆,由于陆面摩擦作用,使得风速迅速减少到 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下,从而在半岛北部出现了风速辐合。这种风向、风速的辐合对于“海效应”事件的发生起到了触发作用。

5 结 论

本文筛选出 2006—2015 年发生在山东境内的 35 次“雷打雪”天气事件,按其形成机制分为暖平流型与海效应型,并从两类事件发生的环境条件入手进行了分析,主要结论如下。

(1) 暖平流“雷打雪”事件发生的环流形势类似于回流降水型,即事件发生时低层是冷垫,中高层是暖平流。所不同的是“雷打雪”事件发生之前,整个对流层多为偏南气流,随着 850 hPa 以下强冷空气的入侵,爆发对流天气,低层冷垫才逐渐形成。在海效应“雷打雪”事件中,整个对流层均为偏北风。这与一般的海效应降雪并无不同,也可以说该“雷打雪”型是一般海效应降雪中的一种。

(2) 暖平流型在“雷打雪”事件发生之前,对流层低层有温度突增现象,在事件发生时,随着 850 hPa 以下偏北气流的快速入侵,加大了上下层的温差,触发对流天气的发生;而海效应型在事件发生之前,渤海上空是一个暖气团,随着该区域转为槽后偏北气流控制,温度陡降,上下温差达到 11°C 以上,使得对流天气发生。

(3) 暖平流型的对流主要发生在对流层的中高层,而一般的回流降水,对流层中高层多为中性层结或弱的不稳定层结,不足以激发对流;而海效应型对流天气与一般的海效应降雪类似,也发生在对流层中低层,但是其上升运动的强度、不稳定层结的厚度均较一般性海效应降雪要强。

参考文献

- 曹钢锋,张善军,朱官忠,等,1988. 山东天气分析与预报[M]. 北京:气象出版社:292-294. Cao G F, Zhang S J, Zhu G Z, et al, 1988. Weather Analysis and Forecast in Shandong Province[M]. Beijing: China Meteorological Press: 292-294 (in Chinese).
- 陈雷,戴建华,韩雅萍,2012. 上海地区近 10 年冷流降雪天气诊断分析[J]. 气象,38(2): 182-188. Chen L, Dai J H, Han Y P, 2012. Diagnosis analysis of cold airflow snowfall events over Shanghai

- Area in recent 10 years[J]. Meteor Mon, 38(2):182-188(in Chinese).
- 陈羿辰, 金永利, 丁德平, 等, 2018. 毫米波测云雷达在降雪观测中的应用初步分析[J]. 大气科学, 42(1):134-149. Chen Y C, Jin Y L, Ding D P, et al, 2018. Preliminary analysis on the application of millimeter wave cloud radar in snow observation[J]. Chin J Atmos Sci, 42(1):134-149(in Chinese).
- 崔晶, 张丰启, 钱永甫, 等, 2008. 2005年12月威海连续性暴雪的气候背景[J]. 南京气象学院学报, 31(6):844-851. Cui J, Zhang F Q, Qian Y P, et al, 2008. Climate background of heavy snow in Weihai City in December 2005[J]. J Nanjing Inst Meteor, 31(6):844-851(in Chinese).
- 丁栋生, 李树林, 1993. 一次“雷打雪”天气过程的初步分析[J]. 气象, 19(10):52-53. Ding D S, Li S L, 1993. A preliminary analysis of a “thunderstorm” weather process[J]. Meteor Mon, 19(10):52-53(in Chinese).
- 段丽, 张琳娜, 王国荣, 等, 2011. 2009年深秋北京大雪过程的成因分析[J]. 气象, 37(11):1343-1351. Duan L, Zhang L N, Wang G R, et al, 2011. A dynamic diagnosis of the 091031 first snowfall in Beijing with some new intensive soundings[J]. Meteor Mon, 37(11):1343-1351(in Chinese).
- 顾佳佳, 武威, 2015. 2014年2月4-7日河南暴雪过程的环流特征及其持续原因[J]. 暴雨灾害, 34(2):117-125. Gu J J, Wu W, 2015. The circulation features and sustaining mechanism of a snowstorm event occurred in Henan from February 4 to 7 in 2014[J]. Torr Rain Dis, 34(2):117-125(in Chinese).
- 郭兰, 2014. 三门峡市回流形势下“雷打雪”天气的物理成因[J]. 气象与环境科学, 37(2):58-63. Guo L, 2014. Physical causes of snowstorm with lightning cased by reflux in Sanmenxia[J]. Meteor Environ Sci, 37(2):58-63(in Chinese).
- 何欢, 赵碧云, 崔恒立, 等, 2014. 基于风廓线雷达资料的“雷打雪”天气过程分析[J]. 高原山地气象研究, 34(2):13-16. He H, Zhao B Y, Cui H L, et al, 2014. Analysis of a snow weather process with thunder based on wind profiler data[J]. Plateau Mountain Meteor Res, 34(2):13-16(in Chinese).
- 李德俊, 熊守权, 柳草, 等, 2013. 武汉一次短时暴雪过程的地面雨滴谱特征分析[J]. 暴雨灾害, 32(2):188-192. Li D J, Xiong S Q, Liu C, et al, 2013. Characteristic analysis of a short-range snowstorm event in Wuhan based on ground raindrop spectra data[J]. Torr Rain Dis, 32(2):188-192(in Chinese).
- 李刚, 党英娜, 袁海豹, 2007. 烟台冷流强降雪天气预报指标统计分析[J]. 山东气象, 27(3):24-26. Li G, Dang Y N, Yuan H B, 2007. Statistical analysis on the forecast index of cold-air outbreak snow storm in Yantai[J]. J Shandong Meteor, 27(3):24-26(in Chinese).
- 李丽, 张丰启, 施晓晖, 2015. 山东半岛冷流强降雪和非冷流强降雪的对比分析[J]. 气象, 41(5):613-621. Li L, Zhang F Q, Shi X H, 2015. Comparative analysis of cold air snowstorm and non cold air snowstorm in Shandong Peninsula[J]. Meteor Mon, 41(5):613-621(in Chinese).
- 李子良, 2006. 地形降水试验和背风回流降水机制[J]. 气象, 32(5):10-15. Li Z L, 2006. Simulations of precipitation induced by reversal flow in the lee of mountain[J]. Meteor Mon, 32(5):10-15(in Chinese).
- 林确略, 寿绍文, 杨华, 2015. 基于数值模拟对一次广西前汛期回流暴雨形成机制的分析[J]. 气象, 41(7):852-862. Lin Q L, Shou S W, Yang H, 2015. Analysis on formation mechanism of the backflow rainstorm occurring in first rainy season of Guangxi based on numerical simulation[J]. Meteor Mon, 41(7):852-862(in Chinese).
- 罗慧, 刘勇, 冯桂力, 等, 2009. 陕西中部一次超强雷暴天气的中尺度特征及成因分析[J]. 高原气象, 28(4):816-826. Luo H, Liu Y, Feng G L, et al, 2009. Mesoscale characteristics of a super thunderstorm weather in central Shaanxi Province and its cause analysis[J]. Plateau Meteor, 28(4):816-826(in Chinese).
- 苗春生, 谢洁, 王坚红, 等, 2010. 一次山东半岛强冷流暴雪过程的数值模拟和诊断分析[J]. 大气科学学报, 33(3):257-265. Miao C S, Xie J, Wang J H, et al, 2010. Numerical simulation and diagnostic analysis of a cold airflow snowstorm process in Shandong Peninsula[J]. Trans Atmos Sci, 33(3):257-265(in Chinese).
- 苏德斌, 焦热光, 吕达仁, 2012. 一次带有雷电现象的冬季雪暴中尺度探测分析[J]. 气象, 38(2):204-209. Su D B, Jiao R G, Lü D R, 2012. Mesoscale observation analysis of a winter snowstorm with thunder and lightning in Beijing Area[J]. Meteor Mon, 38(2):204-209(in Chinese).
- 王仁乔, 宋清翠, 1990. “雷打雪”现象发生机制初探[J]. 气象, 16(3):45-48. Wang R Q, Song Q C, 1990. A preliminary study on the mechanism of the phenomenon of “thunderstorm”[J]. Meteor Mon, 16(3):45-48(in Chinese).
- 王晓玲, 徐双柱, 2009. 湖北省春季两次雨雪过程的对比分析[J]. 暴雨灾害, 28(2):157-160. Wang X L, Xu S Z, 2009. The comparative analysis of two spring precipitation and snow processes in Hubei Province[J]. Torr Rain Dis, 28(2):157-160(in Chinese).
- 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:223-227. Yan L F, Yang C F, 2014. Technical Manual of Disastrous Weather Forecast in Shandong Province[M]. Beijing:China Meteorological Press:223-227(in Chinese).
- 杨成芳, 李泽峰, 周兵, 等, 2007. 渤海南部沿海冷流暴雪的中尺度特征[J]. 南京气象学院学报, 30(6):857-865. Yang C F, Li Z C, Zhou B, et al, 2007. Mesoscale analysis of ocean-effect snowstorms in the south coastland of Bohai Sea[J]. J Nanjing Inst Meteor, 30(6):857-865(in Chinese).
- 杨成芳, 周淑玲, 刘畅, 等, 2015. 一次入海气旋局地暴雪的结构演变及成因观测分析[J]. 气象学报, 76(3):1039-1051. Yang C F, Zhou S L, Liu C, et al, 2015. Case study of the cause and the dynamic structure for a small-scale snowstorm event associated with a cyclone[J]. Acta Meteor Sic, 76(3):1039-1051(in Chinese).
- 尤红, 肖子牛, 曹中和, 等, 2010. “2.28”云南罕见春季强对流雷达回波特征分析与数值模拟[J]. 高原气象, 29(5):1270-1279. You H, Xiao Z N, Cao Z H, et al, 2010. Characteristic analysis on radar echo and numerical simulation of spring severe convection in

- Yunnan on 28 February 2008[J]. *Plateau Meteor*, 29(5):1270-1279(in Chinese).
- 翟亮,郭淳薇,马新成,等,2018.北京2016年“11·20”初雪预报偏差分析[J]. *气象*, 44(1):151-158. Zhai L, Guo C W, Ma X C, et al, 2018. Forecast deviation analysis of the first snow in Beijing on 20 November 2016[J]. *Meteor Mon*, 44(1):151-158(in Chinese).
- 张宁,张萍萍,龙利民,等,2013.2010年1月鄂东一次暴雪过程中尺度分析[J]. *暴雨灾害*, 32(1):46-52. Zhang N, Zhang P P, Long L M, et al, 2013. Mesoscale analysis of a snowstorm event occurred in east Hubei Province in January 2010[J]. *Torr Rain Dis*, 32(1):46-52(in Chinese).
- 张守保,张迎新,郭品文,2009.华北回流强降水天气过程的中尺度分析[J]. *高原气象*, 28(5):1067-1074. Zhang S B, Zhang Y X, Guo P W, 2009. Mesoscale analysis of a return-flow event with rain storm occurred over North China[J]. *Plateau Meteor*, 28(5):1067-1074(in Chinese).
- 赵伟华,林丽,赵海军,等,2010.一场初冬“雷打雪”天气的中尺度特征分析[J]. *气象与环境科学*, 33(4):59-63. Zhao W H, Lin L, Zhao H J, et al, 2010. Analysis of “thunder in snow” weather process with mesoscale characteristic in early winter[J]. *Meteor Environ Sci*, 33(4):59-63(in Chinese).
- 郑丽娜,靳军,2012.“2.28”山东罕见“雷打雪”现象形成机制分析[J]. *高原气象*, 31(4):1151-1157. Zheng L N, Jin J, 2012. Analysis on formation mechanism of rare “thundersnow” phenomenon in Shandong on 28 February 2010[J]. *Plateau Meteor*, 31(4):1151-1157(in Chinese).
- 郑丽娜,靳军,万文龙,2011.山东一次罕见“雷打雪”天气形成条件分析[J]. *暴雨灾害*, 30(3):247-253. Zheng L N, Jin J, Wan W L, 2011. Analysis of formation and development condition for a rare “thunder-snow” event in Shandong[J]. *Torr Rain Dis*, 30(3):247-253(in Chinese).
- 郑丽娜,石少英,侯淑梅,2003.渤海的特殊地形对冬季冷流降雪的贡献[J]. *气象*, 29(1):49-52. Zheng L N, Shi S Y, Hou S M, 2003. The contribution of the special topography of Bohai Sea to the winter cold current[J]. *Meteor Mon*, 29(1):49-52(in Chinese).
- 郑丽娜,王坚红,杨成芳,等,2014.莱州湾西北与山东半岛北部强海效应降雪个例分析[J]. *气象*, 40(5):605-611. Zheng L N, Wang J H, Yang C F, et al, 2014. Case analysis of marine effect snowstorm in northwestern Laizhou Bay and northern Shandong Peninsula[J]. *Meteor Mon*, 40(5):605-611(in Chinese).
- 周淑玲,王科,杨成芳,等,2016.一次基于综合探测资料的山东半岛冷流暴雪特征分析[J]. *气象*, 42(10):1213-1222. Zhou S L, Wang K, Yang C F, et al, 2016. Characteristics analysis on a snowstorm in Shandong Peninsula by using multiple observation data[J]. *Meteor Mon*, 42(10):1213-1222(in Chinese).
- 周雪松,杨成芳,孙兴池,2013.两次早春暴雪过程的对比分析[J]. *高原气象*, 32(2):446-455. Zhou X S, Yang C F, Sun X C, 2013. Comparative analyses on two early spring snowstorm processes[J]. *Plateau Meteor*, 32(2):446-455(in Chinese).
- Holle R L, Cortinas J V Jr, Robbins C C, 1998. Winter thunderstorms in the United States[C]// *Proceedings of the 16th Conference on Weather Analysis and Forecasting*. Phoenix: Amer Meteor Soc:298-300.
- Hunter S M, Underwood S J, Holle R L, et al, 2001. Winter lightning and heavy frozen precipitation in the southeast United States[J]. *Wea Forecasting*, 16(4):478-490.
- Maesaka T, Uyeda H, Shinoda T, et al, 2003. Detection of graupel in winter thunderclouds using a dual polarization radar in Hokuriku, Japan[C]// *Proceedings of the 31st International Conference on Radar Meteorology*. Boston: Amer Meteor Soc: 53.
- Schultz D M, 1999. Lake-effect snowstorms in northern Utah and western New York with and without lightning[J]. *Wea Forecasting*, 14(6):1023-1031.
- Trapp R J, Schultz D M, Ryzhkov A V, et al, 2001. Multiscale structure and evolution of an Oklahoma winter precipitation event[J]. *Mon Wea Rev*, 129(3):486-501.