

李刚,刘畅,曹玥瑶,等,2020.一次1月山东半岛东部极端海效应暴雪的发生机制分析[J].气象,46(8):1074-1088. Li G, Liu C, Cao Y Y, et al, 2020. Case study on generation mechanism of extreme ocean-effect snowstorm in the east of Shandong Peninsula in January[J]. Meteor Mon, 46(8):1074-1088(in Chinese).

# 一次1月山东半岛东部极端海效应暴雪的发生机制分析\*

李刚<sup>1</sup> 刘畅<sup>2</sup> 曹玥瑶<sup>2</sup> 孟宪贵<sup>2</sup>

1 山东省气象局, 济南 250031

2 山东省气象台, 济南 250031

**提 要:** 利用海上浮标站、自动站、多普勒天气雷达、L波段雷达探空、NCEP/NCAR再分析逐6h和降水等观测资料,结合EVAP雷达风场反演获得的水平风场资料,对2018年1月9—11日一次渤海海效应暴雪过程的产生机制进行了分析。结果表明:此次海效应暴雪过程是一次极端降雪事件,具有强降雪持续时间长、降雪量大、暴雪分布近 $\gamma$ 中尺度等特征。暴雪发生前后受两次强冷空气影响,渤海和山东半岛地区持续降温,850 hPa温度降至 $-18\sim-16\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,是产生强海效应降雪的良好条件;此次冷空气明显强于12月渤海海效应暴雪,1月产生海效应暴雪的850 hPa温度中位数较12月低约 $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。受强冷空气影响时,海气温差明显增大,海洋向低层大气输送的最大感热通量可达 $226.8\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ,低层大气高湿饱和,导致大气层结不稳定,不稳定局限于850 hPa以下,为浅层对流。雷达反射率因子图上具有明显的“列车效应”。造成窄带回波的原因在于出现了低层切变线,即在山东半岛北部沿海的小范围区域内出现了东北风及西西南风,形成了西北风与东北风、西西南风与东北风的切变线,触发暴雪产生。而东北风达到的高度不超过1.2 km,多在0.6 km以下。通过此次极端暴雪过程的综合观测资料分析,揭示了较少出现的1月海效应暴雪的特征,其形成的环流形势、热力不稳定、动力条件等与常见的12月海效应暴雪基本类似,主要差异在于冷空气强度较12月偏强,这可成为1月海效应暴雪的首要预报着眼点;海上浮标站、雷达风场反演技术是定量揭示海效应暴雪中尺度特征的良好资料和方法。

**关键词:** 海效应暴雪,产生机制,强冷空气,反演风场

**中图分类号:** P458, P445

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.08.007

## Case Study on Generation Mechanism of Extreme Ocean-Effect Snowstorm in the East of Shandong Peninsula in January

LI Gang<sup>1</sup> LIU Chang<sup>2</sup> CAO Yueyao<sup>2</sup> MENG Xiangu<sup>2</sup>

1 Shandong Meteorological Service, Jinan 250031

2 Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031

**Abstract:** Analysis is conducted on the generation mechanism of ocean-effect snowstorm in Bohai which occurred from 9 to 11 January 2018, based on multiple observation data of buoy station, automatic weather station, Doppler weather radar, L-band radar, NCEP/NCAR 6 h reanalysis and precipitation, combined with horizontal wind data retrieved from EVAP technology. The results are as follows: This ocean-effect snowstorm process was an extreme snowfall event, characterized by long duration of heavy snowfall, large snowfall amount and near meso- $\gamma$  scale distribution of snowstorm. The temperature of Bohai Sea and Shandong Peninsula decreased continuously caused by two strong cold air effect before and after the snowstorm.

\* 国家自然科学基金面上项目(41475038)和中国气象局预报员专项(CMAYBY2018-042)共同资助

2019年5月17日收稿; 2020年3月4日收修定稿

第一作者:李刚,主要从事天气预报研究. E-mail: yantailigang@126.com

The 850 hPa temperature dropped to  $-18$  to  $-16^{\circ}\text{C}$ , which was helpful to the strong ocean-effect snowstorm generation. The cold air strength of this process was obviously stronger than December ocean-effect snowstorm. It was found that the median cold air strength of January ocean-effect snowstorm was about  $5^{\circ}\text{C}$  lower than in December. Obvious difference of air and SST led to prominent sense heat flux with maximum  $226.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  when strong cold air was active, and convective instability occurred over Bohai Sea and the coastal areas of northern Shandong Peninsula. It was a thin convection limited below 850 hPa. There was an obvious thermal ridge of pseudo-equivalent potential temperature during the snowstorm. The radar reflectivity factor graphs show up the obvious “train effect”. NE and WSW winds appeared over a small coastal area of northern Shandong Peninsula, causing wind direction shear lines of NW and NE, WSW and NE. The lower shear line led to the narrow-band echo which triggered the snowstorm. And the NE wind reached the height of less than 1.2 km, mostly under 0.6 km. Characteristics of the January ocean-effect snowstorm that less appeared are revealed though the study of this extreme snowstorm process. Its characteristics such as the circulation pattern, thermal instability and dynamical condition are similar to those of the December ocean-effect snowstorm. The major difference is that the cold air strength is stronger than in December, which could be the primary forecasting focus of January ocean-effect snowstorm. Buoy data and EVAP radar retrieved wind can quantitatively reflect the mesoscale feature of ocean-effect snowstorm.

**Key words:** ocean-effect snowstorm, generation mechanism, strong cold air, wind field retrieval

## 引 言

山东半岛地处渤海东南部沿海,冬季受渤海暖海面的影响,加之特殊的低山丘陵地形,当有冷空气影响时会产生海效应降雪,使得半岛北部沿海成为著名的“雪窝子”,也是我国唯一的海效应暴雪发生地。海效应暴雪发生在强冷平流作用下,我国习惯上称之为冷流暴雪。与内陆地区的降雪产生机制不同,渤海海效应暴雪水汽来源于渤海,暴雪发生在高空槽后的西北气流下。海效应降雪在冬季各月差异较大。杨成芳(2010)研究显示,1971—2008年,山东半岛1月、11月和12月的海效应降雪总日数分别为:404、184和408 d,海效应降雪总日数分别为:4、20和22 d,暴雪集中出现在12月和11月的中下旬,1月暴雪仅占总日数的8.7%。由此可见,1月海效应降雪总频次与12月相当,但1月暴雪频次却明显低于12月,以一般性降雪为主。这是因为1月海温已经下降,虽然冷空气强且频率高,但海表向大气输送的感热减小,不易产生强降雪(阎丽凤和杨成芳,2014)。

由于12月渤海海效应暴雪在降雪量、降雪日数等方面都最为显著,尤其是近年来海效应暴雪主要

发生在12月,学者们从不同的角度对其开展过研究,认识比较全面。渤海海效应暴雪存在多尺度作用机制,这已形成共识。(1)在天气尺度方面,海效应暴雪的典型环流形势为:500 hPa在贝加尔湖以东的中纬度地区为低压区,有低槽或冷涡,大范围海效应暴雪一般发生在冷涡影响下;850 hPa及其以下层次渤海及山东半岛上空为低槽后西北气流,存在强冷平流;地面气压场上,渤海和山东半岛处在庞大的冷高压控制之下,冷锋已经越过山东半岛(孙兴池等,2007;杨成芳等,2008;周淑玲等,2008;崔宜少等,2008;王琪等,2014)。偏北风输送来自渤海暖海面的水汽和热量(于群等,2009;李丽等,2015)。500 hPa冷涡中心或低槽的位置决定了暴雪的落区和范围(阎丽凤和杨成芳,2014;李建华等,2015),且500 hPa低槽过境前后,上升运动最强且层结最不稳定,造成海效应降雪增强,高空槽是否过境为强降雪时段的预报着眼点(李刚等,2007;杨成芳等,2011)。(2)在中尺度方面,研究认为浅层对流是渤海海效应暴雪的重要热力特征(李鹏远等,2009;杨成芳,2010)。数值模拟、雷达反演风场和地面自动站风场都表明了渤海海效应暴雪过程在对流层下层存在东北风与西北风之间的切变线,低层切变线的存在,产生了强上升运动,导致强降雪产生,而低层

切变线的位置与强降雪带的位置和强度密切相关(杨成芳等,2011;2015;郑丽娜等,2014;杨成芳和王俊,2009)。另外,在渤海海效应暴雪过程中存在“播撒-反馈”机制和有利冰相过程,使得降雪增幅;降水云中的温度有利于树枝状冰晶的增长(杨成芳和周雪松,2012;于晓晶等,2013)。

中国诸多暴雪天气得到深入研究(赵宇等,2018;熊秋芬等,2019;罗布坚参等,2019;杨成芳和刘畅,2019)。而作为小概率事件,1月海效应暴雪在研究领域的关注度极低,导致预报员对此类暴雪事件缺乏足够的认识,实际业务中预报员对1月的海效应降雪预报偏于保守,总是表现为暴雪漏报。2018年1月9日夜间至11日,山东半岛北部沿海地区出现了一次海效应暴雪过程,降雪量突破了历史同期纪录。本文利用多源观测资料,分析了此次罕见暴雪过程的形成机制,并与12月海效应暴雪进行对比,以期加深对1月海效应暴雪的认识。

## 1 资料与方法

本文所用资料包括:2018年1月5—15日鸡鸣岛浮标站的海温、3 m气温、风速、比湿、气压,9—11日山东自动站、荣成 CINRAD/SA 多普勒天气雷达、常规高空、地面观测、NCEP/NCAR 逐6 h再分析资料以及1951—2018年1月逐日降水资料。其中,荣成多普勒天气雷达海拔高度为0.129 km,处于荣成国家气象观测站西南方向,此次暴雪过程中雷达的体扫模式为VCP21,有9个仰角扫描。

研究采用了EVAP雷达反演风场方法。EVAP法是在忽略上升速度而考虑粒子下落速度影响的条件下,导出不同高度上的水平径向速度计算公式,然后利用VAP方法来反演等高面上二维水平风场。该方法充分利用了多普勒天气雷达的多个仰角径向速度资料并能反演出不同等高面上的风场(王俊,2004)。近年来,杨成芳和王俊(2009)、杨成芳等(2010a)、王琪等(2015)、周淑玲等(2016)采用EVAP法对12月不同的渤海海效应暴雪过程进行雷达风场反演,并以此分析海效应暴雪的中尺度特征。杨成芳和王俊(2009)、杨成芳等(2010)分别对强风和弱风的两次冷流暴雪(海效应暴雪)过程进行了EVAP反演,并利用雷达的径向速度、反射率

因子、地面自动站风场、高空风场等观测资料进行对比,发现反演风场与实况资料相符。王琪等(2015)对一次大范围渤海海效应暴雪过程的反演风场进行了检验分析,认为EVAP方法反演的水平风场具有合理性和可靠性,可以较好地反映出海效应暴雪的中尺度特征,能够从观测的角度揭示暴雪产生的动力机制。因此,本文采用EVAP雷达反演风场分析此次海效应暴雪过程对对流层低层的风场结构。反演的格距为 $0.0096^\circ$ ,X、Y方向各为351个格点,垂直分层间隔为0.2 km。

## 2 降雪实况

2018年1月9日19时至11日19时(北京时,下同),山东半岛地区出现海效应强降雪天气。有3个国家观测站出现暴雪,均集中在半岛东部的威海地区,其中,文登站过程累积降雪量最大为24.7 mm,荣成站为19.1 mm,威海市区为14.0 mm,其他地区降雪量不足5.0 mm(图1a),表明此次暴雪分布具有显著的中尺度特征。9日20时至10日20时文登站和荣成站的24 h降雪量分别达到了19.9和16.2 mm,2个站均突破了当地自建站以来1月的最大日降雪量观测记录。3个暴雪站的逐5 min和逐1 h降雪量显示,山东半岛的强降雪时段集中在9日23时至10日14时,但各站的降雪强度和强降雪时段略有差异。降雪量最大的文登站的强降雪时段集中在10日08—13时,1 h降雪量超过3 mm的有两个时次,小时降雪量最大为3.5 mm,发生在11—12时,其次是3.2 mm,发生在09—10时;5 min降雪量最大为0.5 mm(图1b);荣成的降雪强度相对较小,最大小时降雪量为2.1 mm,出现在10日03—04时;威海的最大小时降雪量为2.4 mm,出现在10日06—07时。可见,从整体来看,此次暴雪的强降雪持续时间比较长。强降雪造成文登和荣成11日08时的积雪深度达到了28 cm,荣成的积雪深度为该站1月历史极值。

普查1951—2018年山东半岛各测站的降雪过程,67年中1月共出现了5次海效应暴雪过程,平均每年约为0.07次。可见,1月海效应暴雪发生概率很低。与历史同期的海效应降雪相比,此次暴雪过程从降雪发生频次、日降雪量和积雪深度三个方

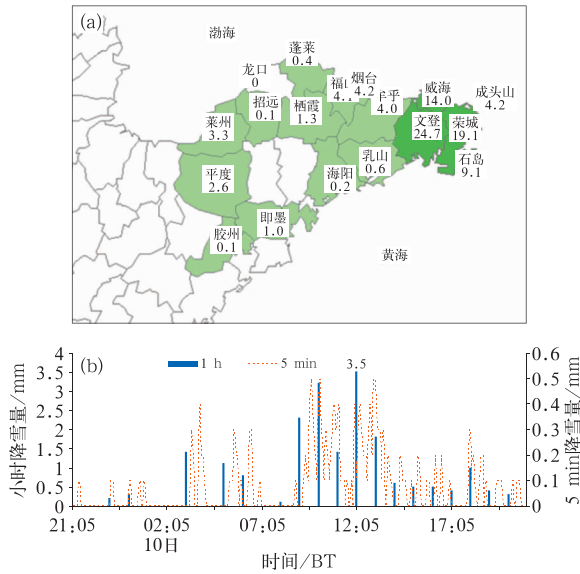


图 1 2018 年 1 月 9 日 20 时至 11 日 20 时山东半岛降雪量分布(a,单位:mm)和 9 日 20 时至 10 日 20 时文登逐 1 h、逐 5 min 降雪量演变(b)  
 Fig.1 Snowfall distribution in Shandong Peninsula from 20:00 BT 9 to 20:00 BT 11 January 2018 (a,unit: mm) and 1 h and 5 min snowfall amount evolution in Wendeng from 20:00 BT 9 to 20:00 BT 10 (b) January 2018

面,均可称为一次极端暴雪事件。

### 3 环流背景

图 2a~2c 给出了 2018 年 1 月 10 日 08 时的天气形势图,该时次是文登强降雪开始阶段。500 hPa 上(图 2a),欧亚大陆为两槽一脊形势,呈现明显的“Ω”形状,宽广的高压脊呈东北—西南向,从中南半岛向北延伸,穿过乌拉尔山至贝加尔湖地区到达 70°N;我国东北地区至鄂霍次克海之间为低压区,低压中心位于日本海以北,低槽位于 120°~130°E,槽后冷中心为 -44℃。850 hPa 上(图 2b),低槽已过朝鲜半岛,我国东部沿海地区至黄海处在槽后西北气流中,渤海至山东半岛等高线与等温线近乎垂直, -20~-16℃等温线穿过渤海海峡至山东半岛,表明冷平流很强。地面图上(图 2c),我国大部地区受庞大的冷高压控制,日本海附近为低压区,海平面气压场在山东半岛东部表现为气旋性弯曲。这种高

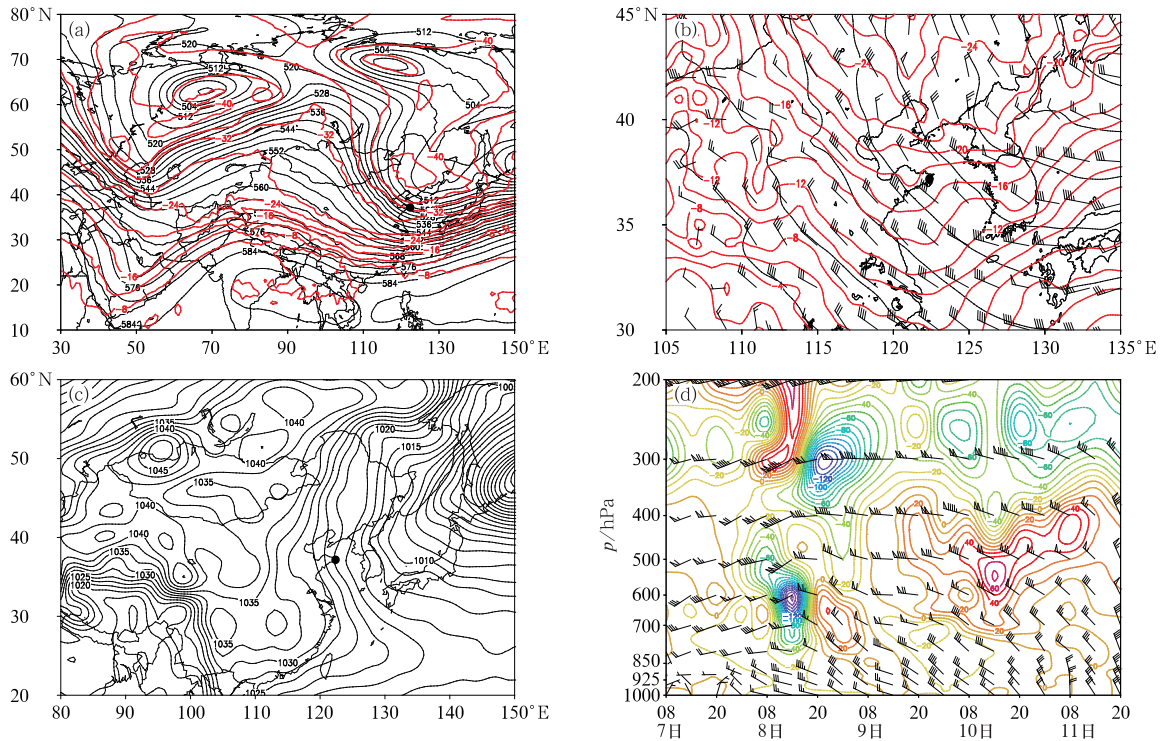


图 2 2018 年 1 月 10 日 08 时天气图(a,b,c)和过荣成站的温度平流及水平风场的时空演变(d)  
 (a)500 hPa 位势高度(黑线,单位:dagpm)和温度(红线,单位:℃), (b)850 hPa 位势高度(黑线,单位:dagpm)、温度(红线,单位:℃)和 wind 场, (c)地面气压场(单位:hPa)  
 (图 2a~2c 中圆点所示位置为荣成;图 2d 中等值线为温度平流,单位:10<sup>-6</sup>℃·s<sup>-1</sup>)  
 Fig.2 Synoptic chart at 08:00 BT 10 January 2008 (a, b, c) and spatio-temporal evolution of temperature advection and horizontal wind at Rongcheng Station (d)

(a) 500 hPa geopotential height (black lines, unit:dagpm) and temperature (red lines, unit:℃), (b) 850 hPa geopotential height (black lines, unit:dagpm), temperature (red lines, unit:℃) and wind field, (c) surface pressure field (In Figs. 2a~2c, round dot denotes Rongcheng Station; In Fig. 2d, isoline denotes temperature advection, unit: 10<sup>-6</sup>℃·s<sup>-1</sup>)

低空配置有利于强冷空气影响,来自于泰梅尔半岛附近的强冷空气从贝加尔湖以东南下,经我国东北地区入侵渤海和山东半岛。其环流形势与典型的 12 月渤海海效应暴雪过程类似(阎丽凤和杨成芳, 2014)。

从过山东半岛东部荣成探空站的温度平流和水平风场的时空演变来看(图 2d),在 10 日强降雪发生前,先后有两次强冷空气影响山东半岛。8 日 08—20 时,有高空槽过境,400 hPa 以下存在强冷平流,位于 600 hPa 附近的冷平流中心值达到了  $-170 \times 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ ,表明对流层中低层有强冷空气入侵,这是第一次冷空气影响。9 日白天,600 hPa 以下转为暖平流,对流层低层有短暂升温;9 日 20 时至 10 日 08 时,500 hPa 由偏西风转为西北风且为暖平流,而 700 hPa 以下则再次转为冷平流,700~850 hPa 的冷平流中心达到  $-20 \times 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ ,意味着对流层低层出现第二次强冷空气。从温度变化来看,受第一次冷空气影响,荣成 850 hPa 的降温幅度达  $9 \text{ } ^\circ\text{C}$ ,在第二次冷空气影响时,荣成 850 hPa 的降温幅度为  $7 \text{ } ^\circ\text{C}$ 。可见,两次冷空气造成对流层低层温度持续下降,且第一次冷空气强于第二次,为第二次冷空气影响时产生强降雪奠定了良好的降温基础。

在两次强冷空气先后作用下,渤海上空的冷气团势力明显加强,冷空气与暖海面向上蒸发的水汽相互作用,导致山东半岛东部地区产生罕见强降雪。最强降雪发生在 9 日夜间至 10 日上午对流层低层冷平流维持时段,降雪随着冷平流的减弱而减小,当中低层均转为暖平流时,降雪结束。

## 4 热力特征

海效应降雪是冷空气和暖海面共同作用的结果。根据热力学第二定律,暖空气总是向较冷的空气输送热量,海面通过湍流交换作用向低层大气输送感热(于志良,1998),当强冷空气经过一段显著的暖海面之后,通过热量交换,近水面的空气温度升高、湿度更大,和上空干冷的空气形成不稳定大气层结。冷空气越强,海面温度与上层的温度差异越大,暖海面向上输送的热量和水汽就越多,大气层结越不稳定。海效应降雪能否发生主要取决于对流层低层的热力不稳定。在短期时段内,海温一般变化很小,故冷空气的强度起决定性作用,热力不稳定主要取决于温度随高度的变化。业务上通常以 850 hPa

的温度( $T_{850}$ )代表冷空气强度,以海温(SST)与  $T_{850}$  之差(海气温差)作为海效应降雪能否形成的标志(Lavoie,1972;李刚等,2007)。近年来,随着海上浮标站的建设,能够获得更丰富的海温、气温、风速、比湿等资料,用以计算热量通量,也可以采用海温与海面气温之差计算海气温差。海气温差越大越有利于产生强海效应降雪。

### 4.1 海气温差及感热通量

图 3a 给出了 1 月 10 日 08 时的海洋和陆地的表面温度。从中可以看出,黄海的海温较高,为  $6 \sim 10 \text{ } ^\circ\text{C}$ ,渤海海峡至渤海中部的海温为  $4 \sim 6 \text{ } ^\circ\text{C}$ ,从黄海至渤海形成了一个明显的海温暖舌,这是对马暖流西分支输送暖海水的结果。山东半岛陆地的温度均在  $0 \text{ } ^\circ\text{C}$  以下,较海温明显偏低。

图 3b 给出了强降雪前后各 5 d 的荣成鸡鸣岛浮标站海温、荣成探空  $T_{850}$  及二者之差,以此考察此次暴雪过程的温度变化情况。如图所示,鸡鸣岛 1 月 5 日 08 时的海温为  $4.8 \text{ } ^\circ\text{C}$ ,10 日 08 时为  $3.9 \text{ } ^\circ\text{C}$ ,15 日 08 时为  $3.0 \text{ } ^\circ\text{C}$ ,在降雪前后的 10 d 内海温仅下降了  $1.8 \text{ } ^\circ\text{C}$ ,说明海温的变化极为缓慢,在短时间内近乎稳定。相比较而言,气温的变化幅度很大。7 日 20 时荣成  $T_{850}$  为  $-6 \text{ } ^\circ\text{C}$ ,海气温差为  $10.4 \text{ } ^\circ\text{C}$ 。受第一股冷空气影响,荣成  $T_{850}$  自 7 日夜间开始下降,9 日 08 时降至  $-15 \text{ } ^\circ\text{C}$ 。9 日白天温度略有回升。9 日夜间当第二股冷空气影响时,荣成温度再次下降,10 日 08 时和 20 时  $T_{850}$  分别降至  $-16$  和  $-18 \text{ } ^\circ\text{C}$ ,使得海气温差剧增至  $19.9 \sim 21.5 \text{ } ^\circ\text{C}$ ,在此期间正是文登和荣成强降雪时段,文登 12 h 内的降雪量达到了 16 mm。

为了进一步分析海洋向大气输送感热的情况,利用荣成鸡鸣岛浮标站的逐时海温、3 m 气温和风速观测资料,计算了强降雪前后各 5 d 的海温和 3 m 气温之差,并采用海气感热通量公式(王坚红等,2018)计算暴雪发生前后的感热通量(图 3c)。感热通量计算公式如下:

$$Q_s = \rho_a c_p c_h (T_s - T_a) u_{10}$$

式中: $\rho_a$  为空气密度,由湿空气状态方式计算得出; $c_p$  为定压比热,取其平均值为  $1004.67 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ; $c_h$  为感热交换系数,取其平均值为  $1261 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ; $u_{10}$  为海面 10 m 风速,单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ;

$T_s$  为海表温度,  $T_a$  为近海表气温(本文研究中为浮标站所观测的 3 m 气温), 单位:  $^{\circ}\text{C}$ 。

从图 3c 中可以看出, 在 1 月 5—15 日, 鸡鸣岛近海面上的海气温差和感热通量变化趋势基本一致, 海温与 3 m 气温的逐时温差更为细致地刻画出了强冷空气影响前后的海气变化。

自 8 日 11 时开始, 海气温差和热量通量开始逐渐增大, 9 日 08 时达到第一个峰值, 其中海气温差为  $3.7^{\circ}\text{C}$ , 感热通量为  $49.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。9 日 09—17 时, 海气温差和感热通量略有下降, 9 日 18 时以后, 二者又逐渐回升。3 m 气温自 10 日 23 时的  $-1^{\circ}\text{C}$  至 11 日 00 时剧降为  $-5.4^{\circ}\text{C}$ , 由此导致海气温差和感热通量分别剧增至  $9^{\circ}\text{C}$ 、 $165.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。感热通量在 11 日 22 时达到了此次暴雪过程的第二个峰值 ( $226.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ), 而海气温差在 11 日 23 时达到最大值 ( $10.7^{\circ}\text{C}$ )。此后, 海气温差和感热通量逐渐下降。从前面的分析可以看到, 此次降雪过程发生在 9 日 19 时至 11 日 19 时, 小时降雪量在 1 mm 以上的强降雪集中在 9 日 23 时至 10 日 14 时。对比逐时降雪量与感热通量的关系, 可以发现鸡鸣岛浮标站附近海面 9 日 19 时的感热通量为  $52.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 此时山东半岛海效应降雪开始, 降雪量随着海气温差、感热通量的升高而增大, 但是最强降雪并非发生在感热通量的峰值时刻, 当感热通量剧增时, 降雪强度明显减弱。这说明暖海面向大气输送的感热通量与降雪量并不一定呈正比, 海效应降雪还受到其他因素的影响。

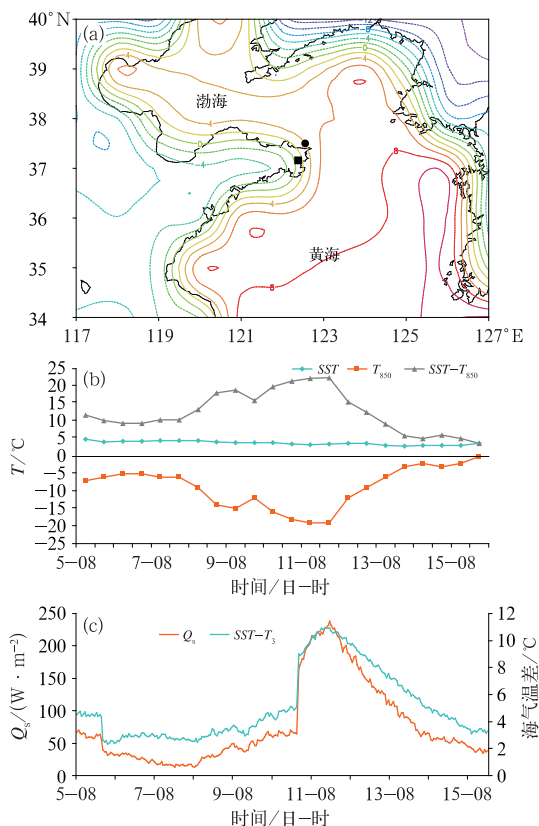


图 3 2018 年 1 月 10 日海效应暴雪过程海温、海气温差 (单位:  $^{\circ}\text{C}$ ) 及感热通量 (单位:  $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ) (a) 10 日 08 时再分析资料海洋和陆地表面温度 (圆点为鸡鸣岛浮标站, 方形为荣成探空站), (b) 5—15 日 08 时和 20 时鸡鸣岛浮标站 SST、荣成探空站  $T_{850}$  及其温差 ( $SST - T_{850}$ ), (c) 5—15 日鸡鸣岛浮标站海温与 3 m 气温之差 ( $SST - T_3$ ) 和感热通量 ( $Q_s$ ) 的逐时变化

Fig. 3 (a) Land and sea surface temperature at 08:00 BT 10 January 2018 (Dot denotes the position of Jiming Island Buoy Station, square frame denotes Rongcheng Radiosonde Station), (b) Jiming Island Buoy Station SST, Rongcheng radiosonde  $T_{850}$  and the temperature difference at 08:00 BT and 20:00 BT in 5—15 January, and (c) Jiming Island Buoy Station SST, the 3 m temperature difference and hourly sensible heat flux in 5—15 January 2018

### 4.2 大气层结不稳定

从图 2d 温度平流时间演变可以看出, 1 月 9 日 14 时, 山东半岛东部在对流层低层为暖平流, 表明此时低层冷空气尚未影响到山东半岛, 9 日 20 时至 10 日 14 时低层为冷平流, 为冷空气影响山东半岛的强盛时段, 而 10 日 20 时冷平流已明显减弱。威海、文登和荣成的降雪显示, 9 日 19 时降雪开始, 10 日上午为主要强降雪时段, 10 日 20 时各地降雪已明显减弱。因此, 为分析降雪过程不稳定层结的演变及其对降雪的影响, 图 4 分别给出了 10 日 08 时的荣成秒探空  $T - \log p$  图及 9 日 14 时、10 日 08 和 20 时 3 个时次的水汽通量矢量及假相当位温  $\theta_{se}$ 。

925 hPa 水汽通量矢量显示 (图 4b~4d), 无论在哪个降雪阶段, 从渤海西海岸至渤海海峡水汽通量均逐渐增大, 表明当强冷空气流经渤海暖海面时, 有水汽向东南方向输送, 威海地区降雪的水汽来源于渤海和渤海海峡暖海面。9 日 14 时, 在冷空气影响山东半岛之前, 水汽通量矢量的方向为西西北, 10 日 08—20 时, 在强冷空气影响山东半岛期间, 水汽

输送方向为西北—东南向。

随着冷空气入侵渤海暖海面,通过湍流交换作用,海面上空的对流层低层增温增湿,而对流层中上层的干冷空气温度逐渐下降,由此形成不稳定层结。从 925 hPa 的假相当位温及过文登的假相当位温的纬向垂直剖面来看,9 日 14 时,山东半岛还没有产

生降雪,在山东半岛东北部附近 925 hPa 的假相当位温等值线稀疏且较为平直,38°N 以北的海域上空约 850 hPa 以下假相当位温值随着高度的升高而减小,表明该海域有对流不稳定层结,只是不稳定海域距离文登北部沿海较远(图 4b,4e),对应雷达反射率因子图(图略)在渤海海峡中部有弱的降雪回波。

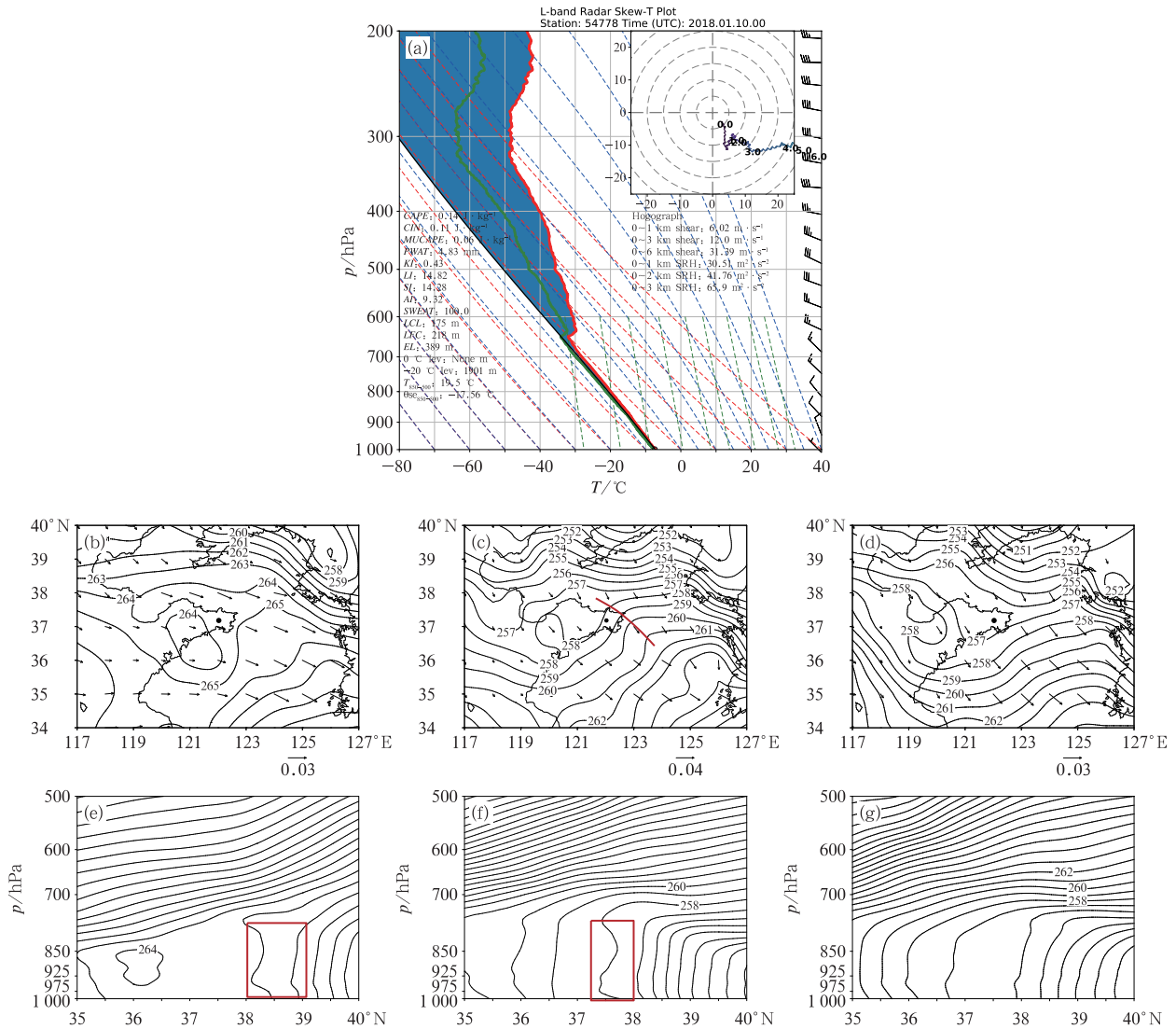


图 4 2018 年 1 月(a)10 日 08 时荣成秒探空  $T\text{-log}p$  图、(b,c,d)各时次 925 hPa  $\theta_{se}$ (等值线,单位:K)和水汽通量矢量(单位: $10^{-2} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )和(e,f,g) $\theta_{se}$ 沿 122.03°E(过文登)纬向垂直剖面(单位:K)

(b,e)9 日 14 时,(c,f)10 日 08 时,(d,g)10 日 20 时

(图 4b~4d 中圆点为文登,图 4c 中红线为  $\theta_{se}$  脊线,图 4e 和 4f 中方框为层结不稳定区域)

Fig. 4 (a)  $T\text{-log}p$  chart for Rongcheng at 08:00 BT 10 January 2018, (b, c, d) 925 hPa pseudo-equivalent potential temperature (isoline, unit: K) and water vapor flux (unit:  $10^{-2} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ), and (e, f, g)vertical cross-section of pseudo-equivalent potential temperature (unit: K) passing Wendeng along 122.03°E in January 2018

(b, e) 14:00 BT 9, (c, f) 08:00 BT 10, (d, g) 20:00 BT 10

(Dot in Figs. 4b~4d denotes the position of Wendeng, red lines in Fig. 4c is pseudo-equivalent potential temperature ridges, boxes in Figs. 4e and 4f denote unstable stratification area)

10 日 08 时(图 4c,4f),在威海—荣成海域附近 925 hPa 面上假相当位温线密集,出现了明显的西北—东南向假相当位温脊线,不稳定层结在 850 hPa 以下,不稳定区域位置南移至 38°N 以南,最不稳定区域在山东半岛东北部沿海,此时威海、荣成等地出现强降雪,雷达反射率因子强度达到了 35~40 dBz 时(图 6a,6c,6e)。从 10 日 08 时荣成 30 m 间隔的 L 波段秒探空雷达  $T$ - $\log p$  图来看(图 4a),荣成从低空到高空均为西北风,近 700 hPa 以下状态曲线和层结曲线接近重合,CAPE 值为  $0.14 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,湿度近乎饱和,在 600~700 hPa 有很薄的逆温层;荣成在 925 hPa 以下假相当位温随着高度的升高而降低,为不稳定层,700~850 hPa 接近等温。这表明在西北风的吹送下,来自暖海面的感热导致荣成一带在低层出现了不稳定层结。

明显的假相当位温脊在山东半岛东北部沿海自 9 日 20 时开始至 10 日 14 时维持近 18 h,期间自北向南缓慢推进,使得该地区始终维持高能量,处于对流不稳定状态下。当假相当位温脊不明显、不稳定减弱(图 4d,4g),降雪强度也相应减弱。在强降雪期间,不稳定层结的高度始终维持在 800 hPa 以下,表明对流较浅。李鹏远等(2009)、杨成芳和王俊(2009)分别对 2005 年 12 月和 2008 年 12 月的山东半岛冷流暴雪(海效应暴雪)的热力特征进行了分析,均认为冷流暴雪为浅对流过程,主要集中在对流层低层。相比较而言,2018 年 1 月 10 日前后的暴雪过程与李鹏远等(2009)和杨成芳(2010)所研究的 12 月渤海海效应暴雪的层结特征基本类似,均为浅层对流,只是此次暴雪过程的对流高度更低一些,这与 1 月的海温较 12 月已明显下降有关。

### 4.3 冷空气强度与 12 月对比

李刚等(2007)研究认为,烟台各月大雪及其以上( $\geq 5 \text{ mm}$ )海效应降雪产生的冷空气强度有差异,11—12 月半岛北部  $T_{850} \leq -12^\circ\text{C}$ ,1 月则  $\leq -15^\circ\text{C}$ 。从上文分析可以看到,此次渤海海效应暴雪过程的强降雪时段,荣成  $T_{850}$  在  $-18 \sim -16^\circ\text{C}$ ,那么,此次过程冷空气的强度与最易发生海效应暴雪的 12 月相比处于什么状况?为此普查了 1999—2018 年的山东降雪天气,20 年共发生了 17 次渤海海效应暴雪过程,其中 12 月有 13 次,1 月有 4 次。因一次海

效应暴雪过程的降雪强盛时段(小时降雪强度在  $1.5 \text{ mm}$  以上)多集中在 6 h 内,一般不超过 10 h,故取距离强盛时段最近的 08—20 时荣成探空站  $T_{850}$ ,以此分析强降雪期间的冷空气强度特征。如图 5 所示,12 月和 1 月的海效应暴雪过程中最强降雪时段的荣成  $T_{850}$  有明显差异。在 1 月的 4 次暴雪过程中,暴雪最强降雪时段的温度均低于  $-16^\circ\text{C}$ ,最低温度为  $-23^\circ\text{C}$ (2004 年 1 月 21 日 08 时),箱须图的中位数为  $-20^\circ\text{C}$ 。12 月的 13 次过程中,暴雪最强降雪时段的温度在  $-18 \sim -11^\circ\text{C}$ ,在强降雪时段内的最低温度为  $-18^\circ\text{C}$ (2008 年 12 月 5 日 20 时),箱须图的中位数为  $-15^\circ\text{C}$ 。由此可见,两个月份强降雪时段的  $T_{850}$  中位数之差达到了  $5^\circ\text{C}$ ,1 月产生海效应暴雪的 850 hPa 温度较 12 月明显偏低。这表明,在 1 月,由于海温下降,冷空气的强度需要更强才能达到暴雪的降雪条件。2018 年 1 月 9—11 日暴雪过程中,强降雪时段荣成  $T_{850}$  在  $-18 \sim -16^\circ\text{C}$ ,虽然比 1 月其他 3 次暴雪过程的温度高,但均低于历年 12 月海效应暴雪的温度,表明冷空气偏强是此次极端暴雪过程的重要条件。

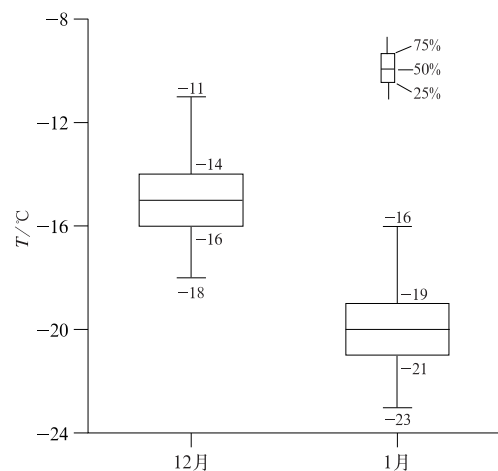


图 5 1999—2018 年 1 月和 12 月渤海海效应暴雪过程强降雪时段的荣成探空站  $T_{850}$  对比

Fig. 5 Heavy snowfall period 850 hPa temperature comparison at Rongcheng radiosonde Station Bohai Sea ocean-effect snowstorm process between January and December from 1999 to 2018



## 5 动力特征

在合适的热力条件下,海效应降雪一旦形成,决定降雪空间分布和降雪量大小的主要是动力因素,以风的影响为主。从上文降雪实况分析中得到,此次强降雪过程中文登、荣成和威海 3 个国家观测站出现了暴雪,暴雪集中在 40 km 范围以内,具有明显的近  $\gamma$  中尺度特征。下面主要通过荣成多普勒天气雷达资料分析暴雪区的三维风场结构,以揭示暴雪发生的动力机制。

### 5.1 雷达反射率因子强度和径向速度特征

#### 5.1.1 反射率因子

从荣成多普勒天气雷达的组合反射率因子演变来看,降雪回波形成于渤海海峡上空,移动方向始终为西北—东南向,反射率因子到达山东半岛东部以后增强。降雪强度为  $1.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  及其以上的强降雪时段,回波在陆地上呈明显的西北—东南向带状,最大反射率因子可达  $40 \sim 45 \text{ dBz}$ ,  $30 \sim 40 \text{ dBz}$  反射率因子的带状宽度约在 30 km 左右。回波带的后方不断有新的单体生成,强反射率因子带穿过文登和荣成向东南方向传播,形成明显的“列车效应”(图 6a, 6c, 6e)。强带状回波自 1 月 9 日 22 时形成至 10 日 14 时,长达 16 h 维持在威海、文登和荣成之间且略有摆动,因此,强降雪在狭窄的区域内持续时间长,累积降雪量大,也是威海地区产生极端暴雪的重要原因。而在弱降雪阶段,回波以分散、点块状为主,反射率因子强度一般低于  $30 \text{ dBz}$ ,多在  $10 \sim 25 \text{ dBz}$  (图 6g)。可见,带状回波和“列车效应”是此次海效应暴雪雷达反射率因子的基本特征。

#### 5.1.2 径向速度

从雷达的径向速度演变分析可见,强降雪阶段和弱降雪阶段的径向速度有明显差异。选取 1 月 10 日上午强降雪阶段的 3 个时次和 10 日下午降雪减弱后的 1 个时次为代表,对  $1.5^\circ$  仰角径向速度反映出的风场进行定性分析(图 6b, 6d, 6f, 6h)。当降雪强度达到  $1.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  及其以上时,径向速度的零速度线呈现显著折线状,表明存在风向切变。08:39(图 6b)和 11:02(图 6f)的径向速度类似,荣成雷达站北侧的低层风场为东北风,西南侧有西西南

风,而中高层为西北风;09:50(图 6d),雷达站北侧的低层东北风更为明显,西南侧则以西北风为主。虽然强降雪阶段径向速度的零速度线折线形状在不断变化,但其共同特征均表现出了山东半岛东北部沿海对流层低层风场有东北风存在,中高层普遍为西北风。15:29(图 6h),径向速度图上零速度线平直,折线消失,各层风向表现为一致的西北风,不再有风向切变出现,这也是 10 日 14 时以后雷达径向速度图上的共同表现,对应降雪强度已明显减弱。

### 5.2 雷达反演风场

下文利用雷达基数据反演各等高面的风场,通过反演的风场定量分析暴雪过程的三维风场结构。

#### 5.2.1 风场的水平特征

图 7 给出了 1 月 10 日 11:02 的 1.4 km 高度以下的反演水平风场,从低到高分别对应于图 6f 中径向速度图上自内向外黄色圆圈的高度。从中可以看出,0.4 km(图 7a)和 0.6 km(图 7b)两个等高面上的风场类似,分别与图 6f 中第一、第二个黄色圆圈对应的径向速度定性分析出的风场一致,可见在文登东侧有西西南风,从北部沿海至荣成雷达站的西北侧区域,存在明显的东北风,两种风向构成了明显的风切变,在切变线附近有  $30 \text{ dBz}$  以上的强反射率因子带;在雷达站的东南方强反射率附近,有西北风和弱东北风之间的切变。0.8 km 等高面上的风场有所变化(图 7c),西西南风消失,强反射率因子带附近存在西北风与东北风之间的切变线,且与 0.4 和 0.6 km 等高面类似,在雷达站西北方向区域的较东南方向的更为明显。随着高度的升高,风向逐渐发生转变,从 1.4 km 高度开始,东北风基本消失,表现出一致的西北风,反射率因子强度也明显减弱。

通过 1 月 10 日上午逐 1 h 间隔的 0.6 km 高度的反射率因子和水平风场(图 8)可以进一步揭示强降雪时段内对流层低层风场的演变情况。在 10 日上午的不同时刻,0.6 km 高度上  $30 \text{ dBz}$  以上强反射率因子的区域略有变化,强反射率因子带有时候穿过文登,有时候穿过威海至荣成一线,大部分时段在文登附近。相应地,各地的小时降雪量也有变化,如 07 时最大降雪量出现在威海(2.4 mm),12 时最大降雪量出现在文登(3.5 mm)。无论强反射率因

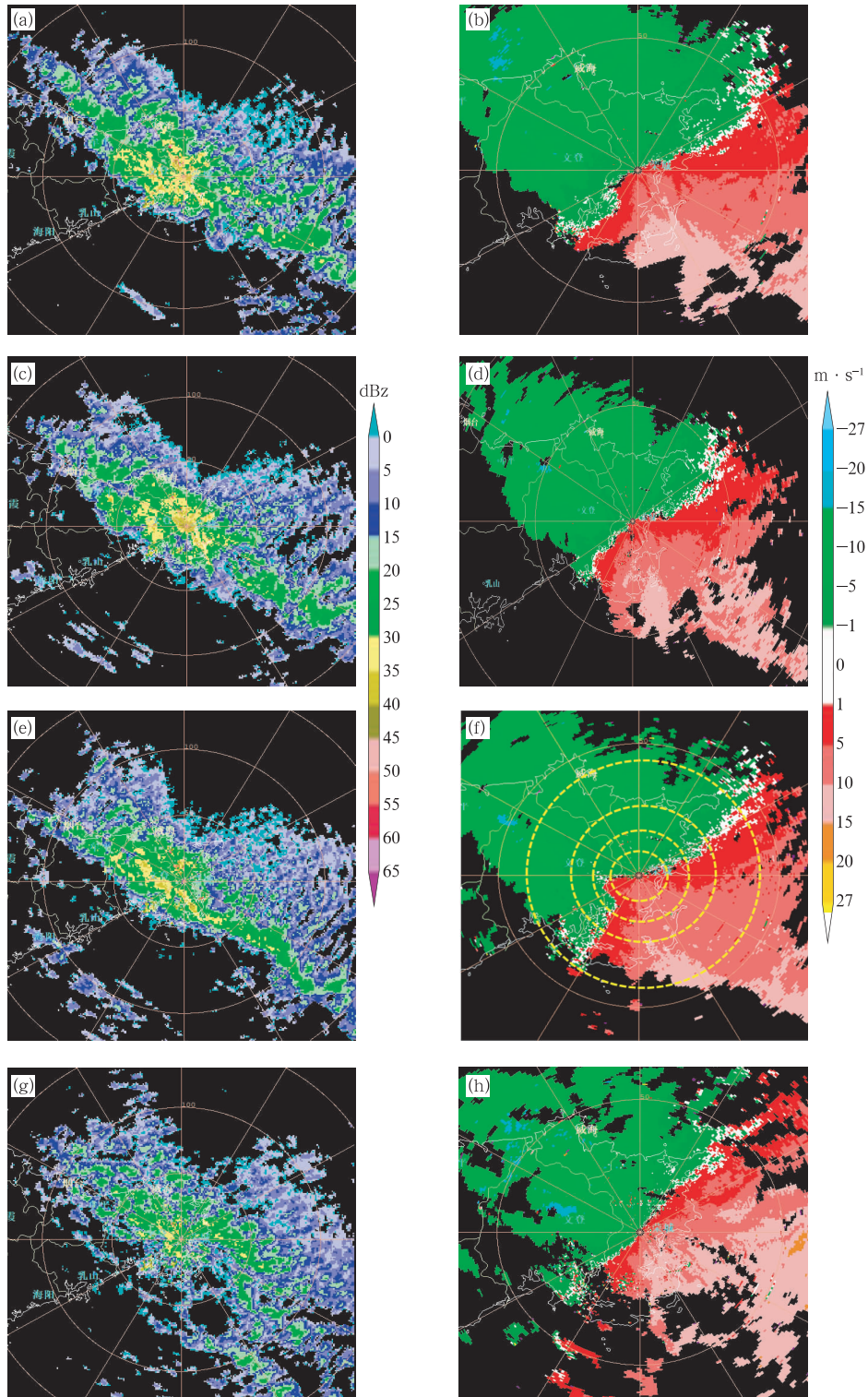


图 6 2018 年 1 月 10 日荣成雷达组合反射率因子(a,c,e,g)和 1.5°仰角径向速度(b,d,f,h)  
 (a,b)08:39,(c,d)09:50,(e,f)11:02,(g,h)15:29  
 (图 6f 中黄色圆圈自内而外分别对应于图 7a~7d 高度)

Fig. 6 The composite reflectivity factor (a, c, e, g) and radial velocity (b, d, f, h) at 1.5° elevation angle from Rongcheng Doppler Radar on 10 January 2018  
 (a, b) 08:39 BT, (c, d) 09:50 BT, (e, f) 11:02 BT, (g, h) 15:29 BT  
 (Yellow circle from inside to outside in Fig. 6f denotes equivalent altitude corresponding to Figs. 7a–7d)

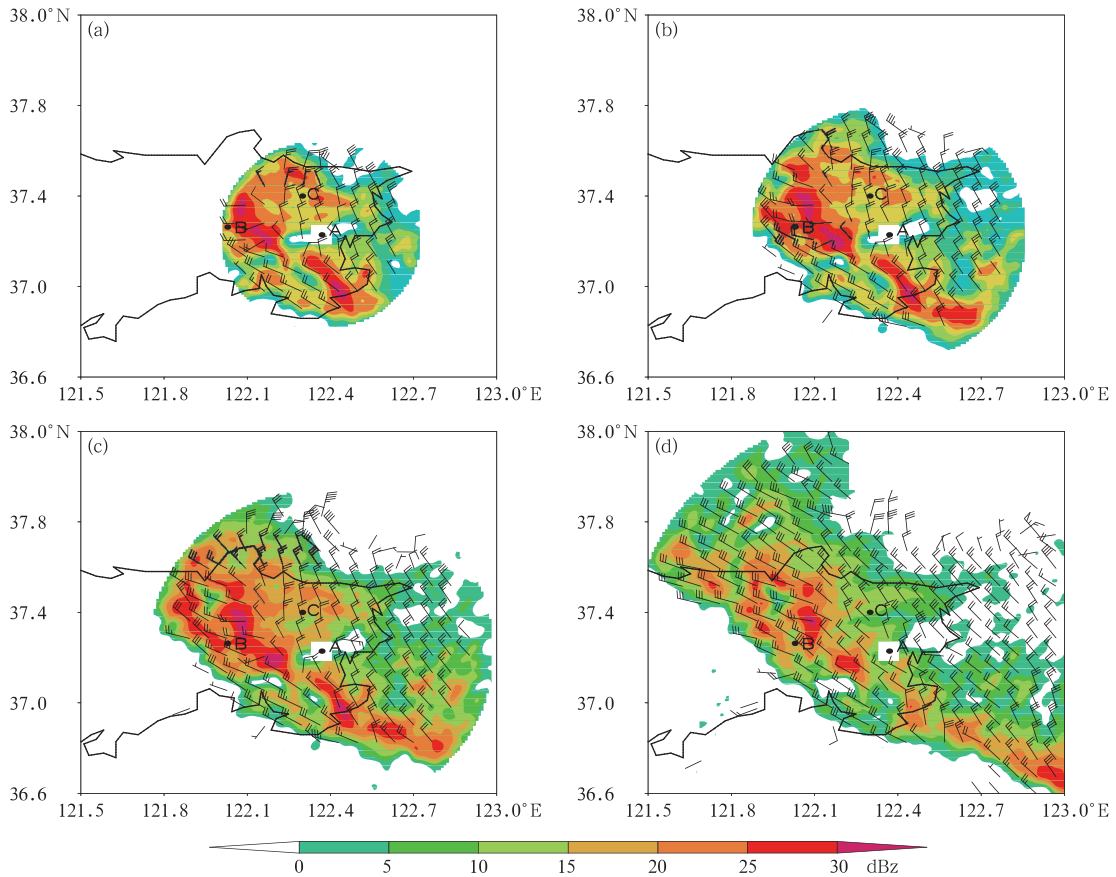


图 7 2018 年 1 月 10 日 11:02 各等高面水平风场(单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )和反射率因子  
(a)0.4 km, (b)0.6 km, (c)0.8 km, (d)1.4 km

(填色为反射率因子;黑线为切变线;A 为荣成雷达站, B 为文登, C 点对应图 9b 中位置,下同)

Fig. 7 Horizontal wind field (unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and reflectivity in various  
equivalent altitudes at 11:02 BT 10 January 2018

(a) 0.4 km, (b) 0.6 km, (c) 0.8 km, (d) 1.4 km

(colored: reflectivity; black isoline: shear line; A denotes Rongcheng Radar Station,  
B denotes Wendeng, C corresponds to position in Fig. 9b, same as below)

子带的位置怎样变化,其附近总是存在西北风与东北风的切变线,且在 11 时之前,文登东侧还出现过西西南风与东北风之间的切变。纵观各时次东北风所覆盖的区域,在东西方向上均不超过 20 km,故切变线产生上升运动的区域较小,在雷达反射率因子上表现为窄带回波,使得强降雪集中在近  $\gamma$  中尺度范围内。

以上分析表明,当强冷空气影响渤海和山东半岛时,对流层低层的环境风场为西北风,而在半岛东北部沿海的狭窄区域内出现了东北风,文登附近还出现了西西南风,东北风或西西南风与西北风构成了切变线,风向辐合将产生明显上升运动,是强降雪产生的有利动力机制。在过去对渤海海效应暴雪的

研究中,以数值模式、雷达径向速度定性分析或雷达风场反演分析方法,均发现了带状回波的暴雪区域普遍存在在东北风与西北风之间的切变(杨成芳和王俊,2009;杨成芳等,2011;周淑玲等,2016);当雷达径向速度上有明显逆风区存在时,会出现明显的西南风,表现出西北风、东北风和西南风共存的现象(杨成芳,2010)。在此次暴雪过程中,径向速度上没有明显的逆风区,反演的风场显示出了小范围的西西南风。这表明渤海海效应暴雪过程动力结构的复杂性,当强冷空气自西北向东南影响渤海和山东半岛时,可能受海洋、山地地形的影响,在山东半岛的东北部沿海对流层低层产生了东北风或者西南风,由此构成了与西北风的切变,而东北风或西南风产

生的区域、范围则决定了暴雪的落区。

### 5.2.2 风场的垂直变化特征

从上文风场分析得出山东半岛北部沿海低层有东北风或西西南风出现,那么这种风场变化能够达到的高度如何?在强降雪区域低层切变线的东西两

侧分别选取 B 点和 C 点,其中 B 点为文登站,C 点位于 37.30°N、122.30°E(图 7,图 8),过 B 和 C 分别做 10 日 07:03—12:31 的 2 km 高度以下风场的时空剖面(图 9),以此分析切变线两侧的垂直风廓线。

因文登距离荣成雷达站的距离较远,反演的风

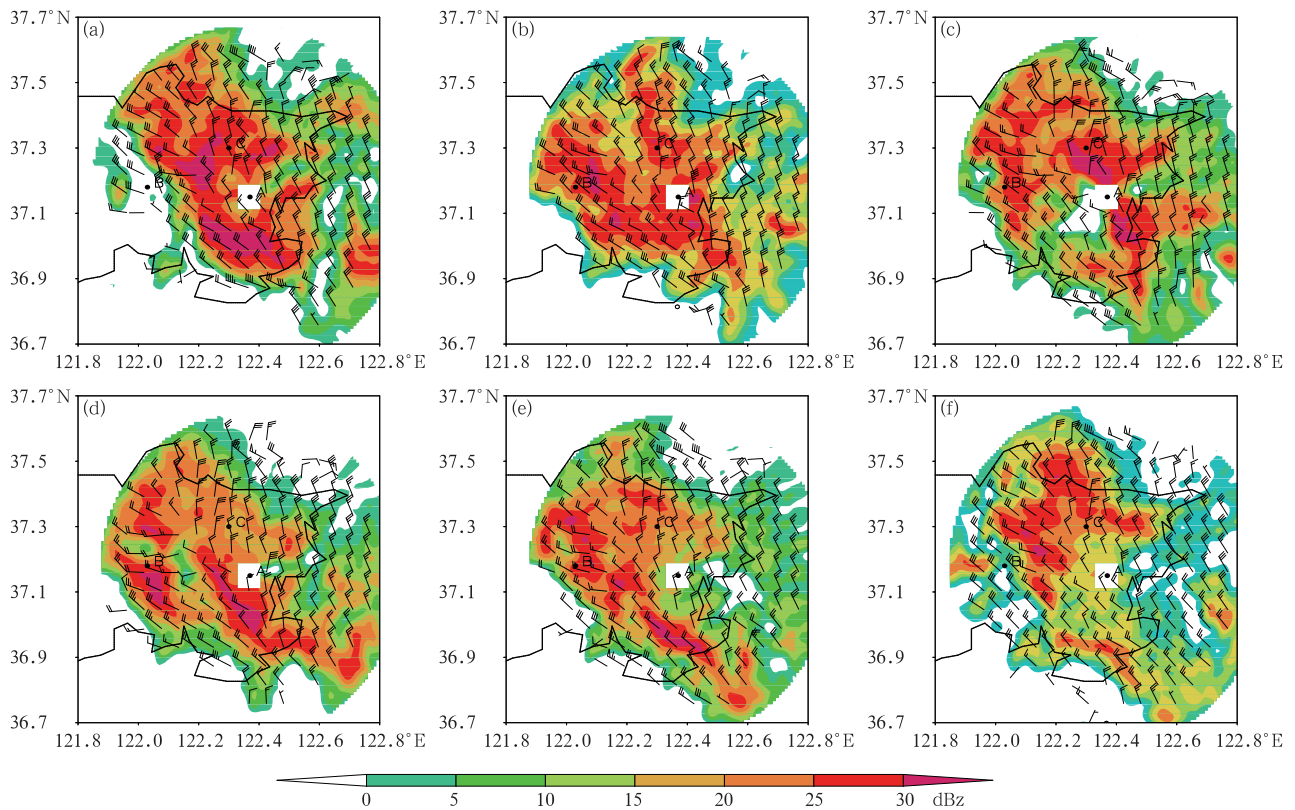


图 8 2018 年 1 月 10 日 07:33(a)、08:33(b)、09:38(c)、10:32(d)、11:31(e)和 12:31(f)的强降雪时段 0.6 km 等高面水平风场(单位:  $m \cdot s^{-1}$ )和反射率因子(填色)

Fig. 8 Horizontal wind field (unit:  $m \cdot s^{-1}$ ) and reflectivity (colored) at 0.6 km height in heavy snowfall period on 10 January 2018

(a) 07:33 BT, (b) 08:33 BT, (c) 09:38 BT, (d) 10:32 BT, (e) 11:31 BT, (f) 12:31 BT

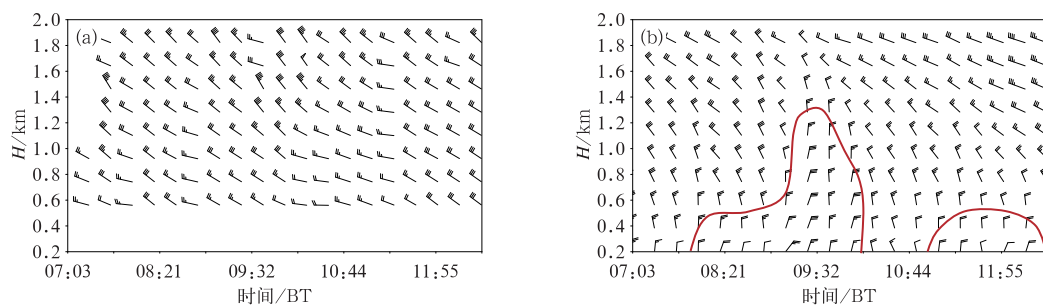


图 9 2018 年 1 月 10 日 B 点(a)和 C 点(b)2 km 以下风场的时空演变(单位:  $m \cdot s^{-1}$ ) (红色线为东北风和西北风的分界线)

Fig. 9 Spatio-temporal evolution of wind field (unit:  $m \cdot s^{-1}$ ) below 2 km height at dot B (a) and C (b) on 10 January 2018 (Red line denotes boundary between NE and NW winds)

场只能得到文登上空 0.6 km 高度以上的水平风(图 9a)。由此可以看出文登上空以西北风为主,在 1.0 km 以下,08:00 前后和 10:00—10:44 之间出现了西风。

图 9b 显示,在 C 点所在区域,低层风场经历了几个变化阶段。对比文登的逐 1 h 和逐 5 min 降雪量(图 1b),发现自 07:24 起,0.2 km 高度上出现了东北风,文登的反射率因子强度开始增大,强降雪开始;08—09 时东北风从 0.2 km 延伸到 0.4 km 高度,这 1 h 内文登的降雪量达到了 2.4 mm;09:00—10:08,东北风伸展的高度明显增大,最高达到了 1.2 km,09—10 时文登的降雪量增强到 3.2 mm;10:08—10:56,东北风消失,C 区域 2.0 km 高度以下均为西北风,降雪强度明显减小,该时段文登降雪量仅为 0.7 mm;11:02 之后,0.6 km 高度以下再次出现东北风,文登的降雪强度也随之增强,11—12 时的降雪量达到了本次降雪过程的最大值 3.5 mm。从东北风达到的最大高度来看,除了 09:30 前后的约半小时内伸展到了 0.8~1.2 km,其他时段内多在 0.2~0.6 km 高度存在东北风。10 日 08 时,荣成探空站 925 hPa 的高度为 0.77 km。这说明东北风出现在 925 hPa 等压面以下,东北风层次较为浅薄。

由此可见,C 区域低层风向的变化与文登降雪强度密切相关,当 C 区域低层至少在 0.2~0.6 km 高度上出现东北风时,文登附近出现明显的东北风与西北风或东北风与西西南风之间的切变线,有风向辐合,会产生较强的上升运动,使得文登产生强降雪,如果该区域没有出现东北风,意味着在文登附近不会有明显的上升运动,降雪强度会显著减弱。

进一步对比分析东北风能够达到的最大高度与降雪强度的关系,可以发现,09—10 时的 C 区域东北风伸展的高度达到了 1.2 km,而 11—12 时达到的最大高度为 0.6 km,虽然从伸展高度上后者低于前者,但降雪强度却略高。这表明降雪强度与切变线的高度并非呈正比。

## 6 结 论

本文利用浮标站、自动站、多普勒天气雷达、NCEP/NCAR 再分析逐 6 h、探空和降水等观测资料,结合 EVAP 雷达风场反演获得的不同高度水平风场资料,对 2018 年 1 月 9—11 日山东半岛东部一次极端海效应暴雪过程的产生机制进行了分析,并

与 12 月的暴雪进行了对比,得出的主要结论如下:

(1)此次海效应暴雪过程发生在威海地区,强降雪持续时间长,暴雪分布具有显著的近  $\gamma$  中尺度特征。暴雪发生前后有两次强冷空气影响,造成渤海和山东半岛地区持续降温,山东半岛东部 850 hPa 温度降至  $-18\sim-16\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,有强冷平流,是产生强海效应降雪的有力条件。此次冷空气明显强于 12 月渤海海效应暴雪。多个例统计表明,1 月产生海效应暴雪的 850 hPa 温度中位数较 12 月低约  $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

(2)利用荣成探空及鸡鸣岛浮标站观测资料计算表明,发生强冷空气影响时海气温差明显增大,海洋向低层大气输送的最大感热通量为  $226.8\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ,低层大气高湿饱和,导致在海面低层大气层结不稳定,不稳定局限于 850 hPa 以下,为浅层对流。山东半岛东北部沿海的强降雪发生在明显的假相当位温脊内。值得注意的是,降雪量随着海气温差、感热通量的升高而增大,但是最强降雪并非发生在海气温差和感热通量的峰值时刻,当感热通量剧增时,降雪强度明显减弱。

(3)雷达反射率因子上出现“列车效应”,造成窄带回波的原因在于出现了低层切变线。多普勒天气雷达径向速度及反演风场揭示了山东半岛北部沿海的小范围区域内出现了东北风及西西南风,形成了西北风与东北风、西西南风与东北风的切变线,产生上升运动,这是暴雪产生有利的动力条件。东北风达到的高度不超过 1.2 km,多在 0.6 km 以下。

(4)此次极端海效应暴雪过程在环流形势、热力不稳定、动力条件等方面与 12 月的山东半岛海效应暴雪基本类似,主要差异在于冷空气强度较 12 月偏强。这可成为 1 月海效应暴雪预报的主要着眼点。1 月海效应暴雪发生概率较低,但当有连续两次强冷空气影响时,气温会持续下降,海气温差和海面感热输送明显增强,则可能造成海效应暴雪。通过本次海效应暴雪过程的综合观测资料分析还表明,海上浮标站资料能够反映海洋向大气的热量输送,从而定量地表征海效应降雪的热力条件;对于近  $\gamma$  中尺度的海效应暴雪过程,雷达风场反演技术则是揭示三维风场结构的良好表现方式。

## 参考文献

- 崔宜少,李建华,张丰启,等,2008. 山东半岛冷流降雪过程的统计分析[J]. 气象与环境科学,31(s1):22-26. Cui Y S, Li J H, Zhang F Q, et al, 2008. Statistical analysis of cold air outbreak on

- Shandong Byland[J]. Meteor Environ Sci, 31(s1): 22-26 (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).
- 李建华, 崔宜少, 杨成芳, 2015. 不同中心位置的山东半岛冷流暴雪天气分析[J]. 中国海洋大学学报, 45(8): 10-18. Li J H, Cui Y S, Yang C F, 2015. Analyses of ocean-effect snowstorms with different center over Shandong Peninsula[J]. Period Ocean Univ China, 45(8): 10-18 (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).
- 李鹏远, 傅刚, 郭敬天, 等, 2009. 2005 年 12 月上旬山东半岛暴雪的观测与数值模拟研究[J]. 中国海洋大学学报, 39(2): 173-180. Li P Y, Fu G, Guo J T, et al, 2009. An analysis and numerical modeling of a snowstorm event over Shandong Peninsula in December, 2005[J]. Period Ocean Univ China, 39(2): 173-180 (in Chinese).
- 罗布坚参, 假拉, 德庆, 等, 2019. 南支槽影响下西藏高原南部 3 次暴雪天气特征分析[J]. 气象, 45(6): 862-870. Luobu J C, Jia L, De Q, et al, 2019. Analysis of three snowstorms in southern Tibetan Plateau affected by southern branch trough[J]. Meteor Mon, 45(6): 862-870 (in Chinese).
- 孙兴池, 王文毅, 闫丽凤, 等, 2007. 2005 年山东半岛特大暴风雪分析[J]. 中国海洋大学学报, 37(6): 879-884. Sun X C, Wang W Y, Yan L F, et al, 2007. Analysis of the Shandong Peninsula particularly heavy snowstorm in 2005[J]. Period Ocean Univ China, 37(6): 879-884 (in Chinese).
- 王坚红, 史嘉琳, 彭模, 等, 2018. 寒潮过程中风浪对黄海海气热量通量和动量通量影响研究[J]. 大气科学学报, 41(4): 541-553. Wang J H, Shi J L, Peng M, et al, 2018. Numerical study of the wind waves effect on air-sea fluxes in the Yellow Sea during the cold wave events[J]. Trans Atmos Sci, 41(4): 541-553 (in Chinese).
- 王俊, 2004. 单多普勒天气雷达反演二维风场的方法研究[D]. 青岛: 中国海洋大学. Wang J, 2004. A retrieval study of two-dimensional wind field from single-Doppler radar data[D]. Qingdao: Ocean University of China (in Chinese).
- 王琪, 杨成芳, 王俊, 2015. 一次大范围海效应暴雪的雷达反演风场分析[J]. 气象科学, 35(5): 653-661. Wang Q, Yang C F, Wang J, 2015. Analysis on radar wind field retrieval of a snowstorm derived from ocean-effect[J]. J Meteor Sci, 35(5): 653-661 (in Chinese).
- 王琪, 杨成芳, 张苏平, 等, 2014. 一次典型大范围冷流暴雪个例的诊断分析[J]. 中国海洋大学学报, 44(6): 18-27. Wang Q, Yang C F, Zhang S P, et al, 2014. A diagnosis analysis of an ocean-effect snow in Shandong Peninsula on 30 December, 2010[J]. Period Ocean Univ China, 44(6): 18-27 (in Chinese).
- 熊秋芬, 张玉婷, 姜晓飞, 等, 2019. 锢囚气旋钩状云区暴雪过程的水汽源地及输送分析[J]. 气象, 45(10): 1267-1274. Xiong Q F, Zhang Y T, Jiang X F, et al, 2019. Analysis of moisture source and transport of snowstorm in hooked cloud area of an occluded cyclone[J]. Meteor Mon, 45(10): 1267-1274 (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, 195. Yan L F, Yang C F, 2014. Handbook of Forecasting Technique of Disastrous Weather in Shandong Province [M]. Beijing: China Meteorological Press, 195 (in Chinese).
- 杨成芳, 2010. 渤海海效应暴雪的多尺度研究[D]. 南京: 南京信息工程大学. Yang C F, 2010. Multiscale analysis of Bohai ocean-effect snowstorm[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology (in Chinese).
- 杨成芳, 高留喜, 王方, 2011. 一次异常强渤海海效应暴雪的三维运动研究[J]. 高原气象, 30(5): 1213-1223. Yang C F, Gao L X, Wang F, 2011. Analysis on three-dimensional motion of an intense anomaly ocean-effect snowstorm in Bohai[J]. Plateau Meteor, 30(5): 1213-1223 (in Chinese).
- 杨成芳, 李泽椿, 李静, 等, 2008. 山东半岛一次持续性强冷流降雪过程的成因分析[J]. 高原气象, 27(2): 442-451. Yang C F, Li Z C, Li J, et al, 2008. A diagnostic analyses on peculiar persistent cold airflow snowstorm process in Shandong Peninsula[J]. Plateau Meteor, 27(2): 442-451 (in Chinese).
- 杨成芳, 李泽椿, 王俊, 2010. 用 EVAP 方法反演冷流暴雪的风场及检验[J]. 气象学报, 68(4): 577-583. Yang C F, Li Z C, Wang J, 2010. Wind retrieval and its verification for the ocean effect snowstorms using the EVAP method[J]. Acta Meteor Sin, 68(4): 577-583 (in Chinese).
- 杨成芳, 刘畅, 2019. 一次江淮气旋暴雪的积雪特征及气象影响因子分析[J]. 气象, 45(2): 191-202. Yang C F, Liu C, 2019. Study on snow cover and its meteorological influence factors of Jianghuai cyclone snowstorm[J]. Meteor Mon, 45(2): 191-202 (in Chinese).
- 杨成芳, 王俊, 2009. 利用单多普勒雷达资料做冷流暴雪的中尺度分析[J]. 高原气象, 28(5): 1034-1043. Yang C F, Wang J, 2009. Analysis on mesoscale character to ocean-effect snowstorm using single-doppler radar data[J]. Plateau Meteor, 28(5): 1034-1043 (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, 73(6): 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 Sin, 73(6): 1039-1051 (in Chinese).
- 杨成芳, 周雪松, 2012. 渤海海效应暴雪微物理过程的数值模拟[J]. 中国海洋大学学报, 42(s1): 10-17. Yang C F, Zhou X S, 2012. Numerical study of microphysical processes of a snowstorm related to ocean-effect over the Bohai Sea[J]. Period Ocean Univ China, 42(s1): 10-17 (in Chinese).

- 于群,周发秀,王启,2009. 海洋影响下的山东半岛冷流降雪[J]. 华东师范大学学报(自然科学版), (3): 160-169. Yu Q, Zhou F X, Wang Q, 2009. Sea effects on local snows at Shandong Peninsula [J]. J East China Normal Univ (Nat Sci), (3): 160-169 (in Chinese).
- 于晓晶,辜旭赞,李红莉,2013. 山东半岛一次冷流暴雪过程的中尺度模拟与云微物理特征分析[J]. 气象, 39(8): 955-964. Yu X J, Gu X Z, Li H L, 2013. Mesoscale numerical simulation and cloud microphysical characteristics of a cold-air snowstorm in Shandong Peninsula[J]. Meteor Mon, 39(8): 955-964 (in Chinese).
- 于志良. 1998. 胶东半岛冷流降雪与海气湍流感热输送的关系[J]. 气象学报, 56(1): 120-127. Yu Z L, 1998. The relation between cold flow snowfall and sea-air sensible heat transportation in Jiaodong Peninsula[J]. Acta Meteor Sin, 56(1): 120-127 (in Chinese).
- 赵宇,蓝欣,杨成芳,2018. 一次冬季江淮气旋逗点云区的雷达回波和气流结构分析[J]. 气象学报, 76(5): 726-741. Zhao Y, Lan X, Yang C F, 2018. Radar echo and airmass structure of the comma head within a Jiang-Huai cyclone in winter[J]. Acta Meteor Sin, 76(5): 726-741 (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,丛美环,吴增茂,等,2008. 2005年12月3—21日山东半岛持续性暴雪特征及维持机制[J]. 应用气象学报, 19(4): 444-453. Zhou S L, Cong M H, Wu Z M, et al, 2008. Characteristics and maintaining mechanisms of sustained cold-air outbreak snowstorm processes in Shandong Peninsula during December 3—21, 2005[J]. J Appl Meteor Sci, 19(4): 444-453 (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).
- Lavoie R L, 1972. A mesoscale numerical model of lake-effect storms [J]. J Atmos Sci, 29(6): 1025-1040.