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. 气象，39(8)：955-964.

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*

于晓晶[1,2] 辜旭赞[2] 李红莉[2]

1 中国气象科学研究院，北京 100081

2 中国气象局武汉暴雨研究所，暴雨监测预警湖北省重点实验室，武汉 430074

提 要： 本文以 NCEP-FNL 资料作为初始场和边界场，采用 WRF 中尺度模式对 2010 年 12 月 29—30 日发生在山东半岛的一次冷流暴雪过程进行数值模拟，并利用高时空分辨率模拟结果分析此次过程的中尺度特征和云微物理特征。模拟与分析结果表明，此次暴雪过程发生在较强的海气温差背景下，渤海海表对冷空气的增温增湿作用显著，通过湍流交换等作用向低层大气输送大量感热、潜热和水汽；水汽由渤海中部海域输送到山东半岛东北部地区，其上空水汽辐合层比较浅薄，集中在 800 hPa 以下，相对湿度饱和层和比湿高值维持的时间与强降雪时段一致；中尺度海岸锋的生消过程对冷流暴雪过程形成有着重要作用，水平方向上呈现为偏北风和偏西风的强辐合带，局地环流中的上升运动触发不稳定能量释放，直接决定暴雪的落区和强度，这是产生浅对流降雪的主要物理机制；云中水凝物粒子的高度在 600 hPa 以下，最大值出现在 850～900 hPa 之间与浅对流结构相对应；各水凝物粒子含量相差较大，以雪和霰最多。

关键词： 冷流暴雪，数值模拟，中尺度特征，云微物理特征

中图分类号： P458 **文献标志码：** A **doi：** 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.08.002

Mesoscale Numerical Simulation and Cloud Microphysical Characteristics of a Cold-Air Snowstorm in Shandong Peninsula

YU Xiaojing[1,2] GU Xuzan[2] LI Hongli[2]

1 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

2 Hubei Key Laboratory for Heavy Rain Monitoring and Warning Research, Wuhan Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074

Abstract: Based on the NCEP-FNL data, the mesoscale model WRF is used to simulate the process of a cold-air snowstorm occurred in Shandong Peninsula during 29－30 December 2010. High spatiotemporal resolution data from model output are adopted to analyze mesoscale and microphysical characteristics of the cold-air snowstorm. The results indicate that this snowstorm occurs under the background of significant air-sea temperature differences, furthermore heat and moisture are transported from the sea surface of Bohai sea to cold air, which is caused by turbulence. Vapor from the central part of Bohai Sea are transported to the northeast of Shandong Peninsula, where the moisture convergence layer is thin, below 800 hPa. The duration of the maximum value of specific humidity and the saturated layers of relative humidity is corresponding to the heavy snowfall period. The frontogenesis of mesoscale costal front, which shows a strong convergence zone of northerly and westerly winds in the horizontal structure, plays a significant role in the heavy snow process. The ascending motions in the local circumfluence of the costal front directly decide the area and intensity of the snowstorm. In addition, the updraft is the trigger of instable energy and

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906010)资助
2012 年 5 月 10 日收稿； 2012 年 12 月 17 日收修定稿
第一作者：于晓晶，主要从事数值模拟和诊断分析研究. Email：yxj1301@126.com

the mechanism of shallow convective snow. The droplets distribute mainly below 600 hPa and their maximum appears in the 850－900 hPa, respectively, which agrees with the structure of the shallow convection. In addition, the contents of droplets are different from each other, among which the contents of snow and graupel are the most.

Key words: cold-air snowstorm, numerical simulation, mesoscale characteristics, cloud microphysical characteristics

引 言

冬季,我国山东半岛常发生槽后西北气流背景下的冷平流降雪过程(简称为“冷流降雪”)。从降雪机制看,冷流降雪与美国五大湖区的湖效应降雪(Lake-Effect Snow)(Niziol et al,1995;杨成芳等,2009a)类似。当北方冷空气南下经过暖水面时,水面和大气之间形成显著的温差,冷空气低层增温增湿,形成不稳定层结;当不稳定能量释放时,会形成低云进而产生降雪。

早期国内对山东半岛冷流降雪的研究主要是通过天气学和统计学方法,集中于天气尺度环流、气候特征及其成因分析(曹钢锋等,1988;李洪业等,1995;于志良,1997;郑丽娜等,2003)。近十几年来,一些新理论和新型观测资料成为研究冷流降雪的有效方法。杨成芳等(2007a)利用数理统计与小波分析方法,研究了冷流降雪的气候特征及与前期 11 月渤海海温的关系。乔林等(2008)运用湿位涡和锋生理论研究发现,干冷空气的侵入是冷流降雪中锋生和不稳定能量释放的触发机制。杨成芳等(2009b)运用位涡理论分析了冷流暴雪中的位涡演变特征。周淑玲等(2009)和刁秀广等(2011)利用卫星和雷达观测资料分析了冷流降雪过程中的云带变化以及雷达强回波带的变化特征。

随着数值模式的发展,利用中尺度数值模式进行模拟分析成为研究降雪过程发生、发展的重要方法。国外学者曾对湖效应暴雪个例进行过一系列中尺度数值模拟(Ballentine et al,1998;Daryl et al,2001;Neil et al,2001),研究了潜热释放、地形、风速和风向等因素在降雪过程中的作用。国内不少学者也对冷流降雪过程进行过数值模拟研究,杨成芳等(2007b;2010;2011)利用 RAMS 中尺度模式先后分析了冷流暴雪的中尺度特征、三维热力结构特征和三维运动结构及其演变特征。孙建华等(2011)利用 MM5 中尺度模式分析了冷流暴雪中海岸锋的发展过程及三维结构特征。冷流降雪的水平尺度接近于 γ 中尺度(杨成芳,2009b),相对而言,以往数值模拟的分辨率仍较低。

降雪主要是冷云降水,冰相云微物理过程在降雪形成过程中起着十分重要的作用(杨军等,2011)。随着数值模式中云微物理参数方案的日趋完善,数值模拟成为研究云微物理过程的有效方法。国内不少学者对各地降雪过程进行数值模拟,并利用模拟结果对云中粒子的分布及其演变特征进行过研究,如东北降雪(王亮等,2010)、华北降雪(林文实等,2007;2009;吴伟等,2011;林磊等,2011)、南方雨雪冰冻天气(朱坤等,2009;罗海波等,2010;姚蓉等,2012)等。但对于冷流降雪的云微物理过程研究还较少,目前有李建华等(2007)曾利用 WRF 数值模拟结果分析了冷流降雪过程中云水和霰含量的分布特征。

本文采用 WRF 中尺度数值模式对 2010 年 12 月 29—30 日山东半岛冷流暴雪过程进行高分辨率模拟,并利用模拟结果对冷流暴雪的中尺度特征和云微物理特征进行分析。

1 天气实况概述

2010 年 12 月 29 日 18 时至 30 日 08 时(北京时,下同),受东北冷涡东移南下的影响,山东半岛东北部沿海地区出现冷流暴雪过程,烟台市 24 h 降雪量达到 12 mm,积雪深度达 22 cm;最大降雪出现在牟平,24 h 降雪量为 16 mm,积雪深度为 25 cm。这次降雪是烟台近 5 年来的最强降雪,导致烟台交通受到较大影响,市区部分主干道拥堵,多条公交改线,烟台至大连的航线暂停运行。

29 日 18 时,山东半岛受强冷空气侵袭,开始出现大风降温和降雪天气。29 日 20 时,500 hPa 高度场上,萨彦岭西侧存在一个高压脊,东北地区上空存在一个冷涡中心,其低值中心位于 45°N、126°E,强度达 5150 gpm,在冷涡中心和贝加尔湖南侧之间稳

定维持一个深厚横槽；850 hPa 温度场上，贝加尔湖以西出现最低温度超过－24℃的冷中心，山东半岛和渤海湾处于－12℃的等温线内，华北与山东半岛地区均为西北风控制，风场与等温线的交角较大，表明有较强的冷平流。30 日 02 时，500 hPa 高度场上，萨彦岭西侧高压脊强烈发展，极地冷空气沿脊南下，横槽转竖，东北冷涡中心略有南移，山东半岛处于槽后西北气流控制中；贝加尔湖西侧冷中心加强，温度达－30℃以下，山东半岛大部分地区和渤海湾已处于－15℃的等温线内，风场与等温线的交角接近 90°，该地区处于强冷平流控制下。30 日 08 时，500 hPa 高度场上冷涡中心南移，横槽随之南压，此次烟台地区冷流降雪过程基本结束。

2　模拟方案设计与结果检验

2.1　数值模式与降水方案

WRF（Weather Research and Forecasting）中尺度数值模式是美国多个部门联合开发研究的新一代细网格中尺度预报模式和同化系统（章国材，2004）。模式采用非静力全可压动力框架，分为欧拉高度坐标和欧拉质量坐标两种坐标体系，水平格点采用 Arakawa C 格式，网格设计水平分辨率可达到 1～10 km。WRF 模式中云微物理方案中的 Lin 方案是相对比较成熟的方案（Lin et al，1983；闫之辉等，2007）。其预报量有云水、雨水、冰、雪、霰和水汽。当 $T<-40$℃时，云水全部冻结成冰，当 $T>0$℃时，云冰全部融化成水，当温度介于两者之间时，云水、云冰、雨水、雪、霰可以共存；其物理过程包含了雨水、雪和霰的生成，各变量之间（固态水之间、液态水之间、固态水与液态水之间）的碰并过程、碰并后产生的新的类别等也较为复杂。史月琴等（2006）研究表明，当模式水平格距大于 2～3 km 时，采用对流参数化和云微物理方案（即混合降水方案），当模式水平格距小于 2～3 km 时，采用云微物理方案（即显式降水方案），模式最有可能成功模拟出中尺度对流系统的结构及其发展演变过程。作为研究中尺度系统的主要数值模式之一，WRF 模式在我国已得到广泛应用。

2.2　模拟方案设计

本文利用 NCEP/NCAR 逐日 4 次 1°×1°的 FNL 资料作为初始场和边界场，用 WRF 中尺度模式（WRFv3.0.1 版本）对此次冷流暴雪过程进行数值模拟。模拟起始时间为 29 日 08 时，结束时间为 30 日 14 时，积分时间为 30 h。如图 1a 所示，模拟区域中心选在 37.4°N、122°E，区域网格结构采用三层嵌套方案：DOM1、DOM2 和 DOM3，其水平格距分别为 18、6 和 2 km，格点数分别为 151×151、181×181 和 181×181，垂直层数均为 35 层；DOM3 区域的地形分布如图 1b 所示。DOM1 和 DOM2 区域采用 Lin 等的云微物理方案和 Kain-Fritch（new Eta）积云对流参数化方案；DOM3 区域仅采用 Lin 等的云微物理方案，且不采用积云对流参数化方案。另外，短波辐射采用 Dudhia 云辐射方案，长波辐射采用 RRMM 方案，边界层采用 YSU 方案，陆面过程采用 Noah 方案。

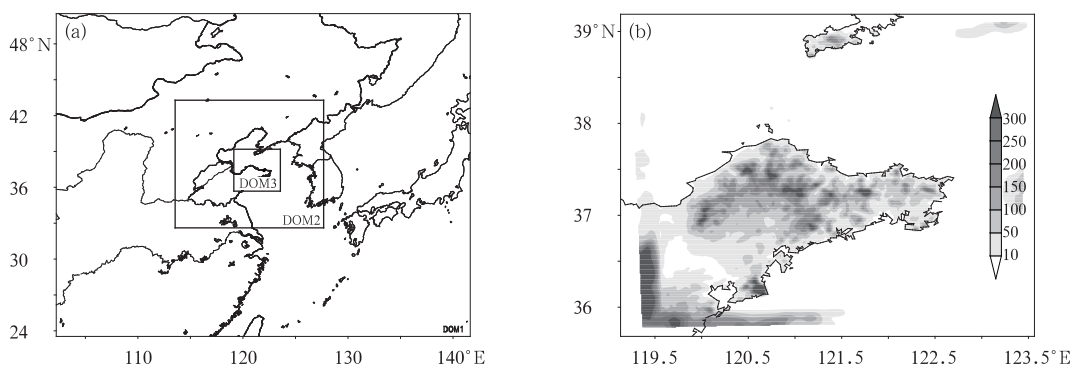


图 1　WRF 模式数值模拟区域（·表示模拟中心）（a）和 DOM3 区域中的地形高度（b，单位：m）

Fig. 1　Simulated areas of WRF model (· denotes the simulation center) (a) and the terrain height in DOM3 region (b, unit: m)

2.3 模拟结果检验

对降水的模拟能力是评价一个中尺度天气模式模拟是否成功的重要标准。图 2 给出山东半岛观测与模拟降水量，由图 2a 可知，此次暴雪过程中降雪区域呈西北—东南向带状分布，长约 100 km，宽约 30 km，属于典型的 β 中尺度天气过程。24 h 累积降水量中心出现在烟台—牟平—文登一线，降水量分别为 12、16 和 13 mm（AB 线附近）；其余地区降水量以 AB 线为轴线向两侧递减。模拟的降雪带也沿 AB 线呈带状分布，与实况基本吻合，只是降雪中心比实况略偏向东南，位于牟平、文登交界地带；模拟的最大降雪量为 17 mm，与实况比较一致。此次降雪集中时段为 30 日 00—06 时，从图 2b 中可以看出，该时段模拟最大降雪量出现在牟平，6 h 累积降水量为 13 mm，降雪中心位于烟台—牟平一带。模拟的降雪带分布与实况基本一致，模拟最大降水量为 15 mm，只是仍比实况略偏向东南。不足的地方是山东半岛西部地区实况仅有微量降水，而模拟的累积降水量比实况偏强。

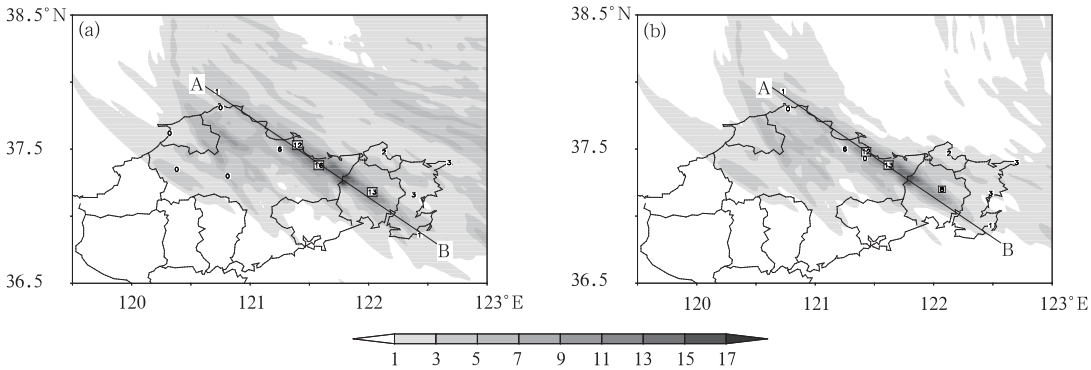


图 2 山东半岛观测（数字）与模拟（阴影）降水量（单位：mm）
（a）24 h：29 日 08 时至 30 日 08 时，（b）6 h：30 日 00—06 时
（沿 AB 线的空心方框依次表示烟台、牟平和文登的位置）

Fig. 2 The observed (numbers) and simulated (shaded) Precipitation over Shandong peninsula (unit: mm)
(a) 24 h: 08:00 BT 29－08:00 BT 30 December 2010, (b) 6 h: 00:00－06:00 BT 30 December 2010
(Hollow squares along AB denote the positions of Yantai, Muping and Wendeng Stations)

总之，模式结果能较好地反映出此次冷流暴雪过程的主要降水特点，可以采用该模拟结果对此次冷流暴雪过程的中尺度与云微物理特征进行分析。

3 中尺度特征和云微物理特征分析

3.1 热力场特征

山东半岛北邻渤海，冬季，渤海海表温度比其上方空气的温度高，故相对于周围陆地来说，渤海是一个相对稳定的暖区。当高空槽后西北气流由内陆移经渤海暖海面时，往往形成较大的海气温差，海表通过湍流交换等作用向大气低层输送热量和水汽，使得空气团低层增温增湿，空气在垂直方向上表现为上干冷下暖湿的对流不稳定层结；当不稳定能量得到释放时，便会产生浅对流降雪。

对以往多次冷流降雪过程的分析（杨成芳等，2008；崔宜少等，2008；周淑玲等，2008）表明：冷流降雪具有低空性，冷流（用 850 hPa 温度表述）与渤海海表温度之差（以下称“海气温差”）可以描述冷流强度，并且海气温差变化曲线与冷流降雪量之间呈现较好的同位相关系，故在天气预报业务中常将这种海气温差作为能否产生冷流降雪的指标。

模拟表明，850 hPa 层冷平流的强弱决定了低空冷流云及降雪的形成。此次冷流暴雪是在较强冷流（偏北气流）与海气温差下产生的（图 3）。29 日 20 时，渤海湾西部和北部海气温差超过 18 K，山东半岛北部地区一般达到 15 K 以上（图略）；随后，冷空气不断输送，海气温差持续增加。在降雪过程中（图 3a），渤海中部和半岛北部的海气温差达到 21 K 以上，半岛东部则一直维持在 18 K 以上；30 日 08 时（图 3b），半岛北部近海地区海气温差降到 15 K 以下，冷流降雪过程基本结束。可见，当有冷流影响时，海气温差须达到一定的阈值（18 K），才能够产

生冷流降雪。

整个冷流降雪过程中,对流层低层气温与海表感热通量、对流层低层比湿与海表潜热通量和水汽通量均呈明显的反位相关系(图 4)。29 日 18 时开始,随着冷空气南下,低层气温迅速降低,相应的感热通量则迅速增加(图 4a);29 日 19 时开始,随着海气之间的潜热通量和水汽通量交换,低层比湿不断增加,在 30 日 00 时达到最大值,之后迅速减少。可见,在冷流暴雪过程中渤海海表通过湍流交换等作用向大气低层输送大量感热、潜热和水汽,对干冷空气的增温增湿作用显著。

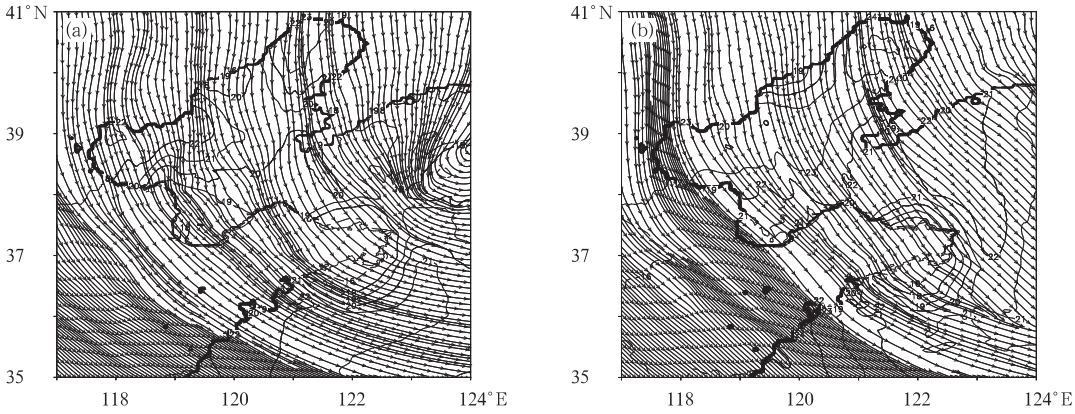


图 3　2010 年 12 月 30 日 DOM2 区域中 850 hPa 流场(虚线;单位:m·s^{-1})与海气温差分布(实线;单位:K)
(a) 02 时,(b) 08 时

Fig. 3　850 hPa streamline field (arrow, unit: m·s^{-1}) and distribution of difference between sea surface temperature and 850 hPa air temperature (solid, unit: K) at (a) 02:00 BT 30 and (b) 08:00 BT 30 December 2010

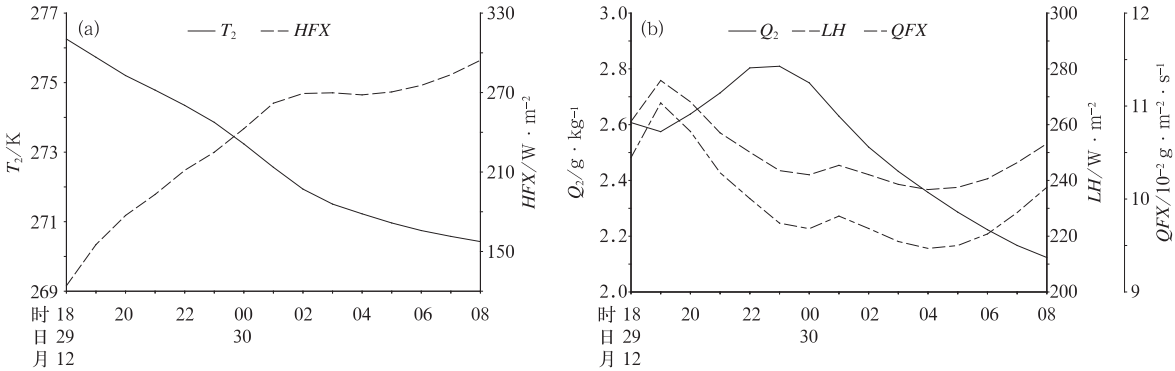


图 4　DOM2 中渤海中部(38°～39°N、120°～122°E)海表物理量的区域平均随时间的变化
(a) 2 m 温度(T_2,单位:K),向上输送的感热通量(HFX,单位:W·m^{-2}),(b) 2 m 比湿(Q_2,单位:g·kg^{-1}),潜热通量(LH,单位:W·m^{-2}),向上输送的水汽通量(QFX,单位:10^{-2} g·m^{-2}·s^{-1})

Fig. 4　The evolvement of simulated variables at the surface area averaged in central Bohai Sea (38°－39°N, 120°－122°E)
(a) temperature at 2 m (T_2, unit: K), upward sensible heat flux (HFX, unit: W·m^{-2}), (b) specific humidity at 2 m (Q_2, unit: g·kg^{-1}), latent heat flux (LH, unit: W·m^{-2}), upward moisture flux (QFX, unit: 10^{-2} g·m^{-2}·s^{-1})

3.2　水汽特征

水汽是发生降水的必要条件,低层的水汽辐合是引发降水(雪)的必要条件。分析 900 hPa 水汽通量分布(图略)可知,水汽主要来源于渤海中部海域,由西北向东南输送到山东半岛东北部。由 900 hPa

水汽通量散度分布(图 5a)可知,水汽通量辐合区在 121.0°～122.5°E 之间山东半岛东北侧呈狭长带状分布,这与暴雪落区分布基本一致。进一步分析沿 AB 线(图 2)的水汽通量散度垂直剖面(图 5b)可知,此次过程水汽辐合区主要集中在对流层低层 850 hPa 以下,其中辐合中心出现在 900 hPa,最大值为 24×10^{-5} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1};850 hPa 以上仅有较弱的水汽通量辐散。可见,此次降雪的水汽辐合范围比较狭窄且比较浅薄,由此也可以看出冷流降雪过程较强的局地性和低空性。

分析 900 hPa 的比湿分布(图略),29 日 18 时山东半岛东北部地区已处于 2.2 g·kg^{-1}的等比湿线内; 30 日 02 时,烟台大部分地区处于 2.0 g·kg^{-1} 的等比湿线内。由图 6a 可以看出,比湿含量由低层向高层递减,水汽主要分布在 800 hPa 以下; 1.6 g·kg^{-1} 的等比湿线从 30 日 00 时维持到 06 时。相对湿度随高度先增大后减小,大于 90%的饱和区主要在 800～900 hPa 之间;饱和区也从 30 日 00 时维持到 06 时。由图 6b 可知,此次降雪过程从 30 日 00 时开始,02 时降雪量达到最大值,至 08 时降雪过程基本结束。可见,水汽饱和层与比湿大值的维持时间基本一致,且都与强降雪时段有较好的对应关系。

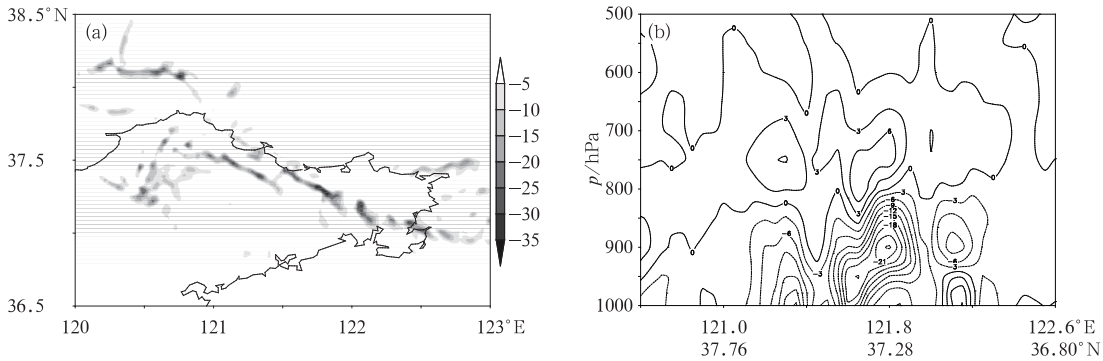


图 5 2010 年 12 月 30 日 02 时(a)900 hPa 水汽通量散度和(b)水汽通量散度沿 AB 线的垂直剖面(单位:10^{-5} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1})

Fig. 5 The simulated moisture flux divergence at 900 hPa (a) and vertical section of moisture flux divergence along line AB (b) at 02:00 BT 30 December 2010 (unit: 10^{-5} g·cm^{-2}·hPa^{-1}·s^{-1})

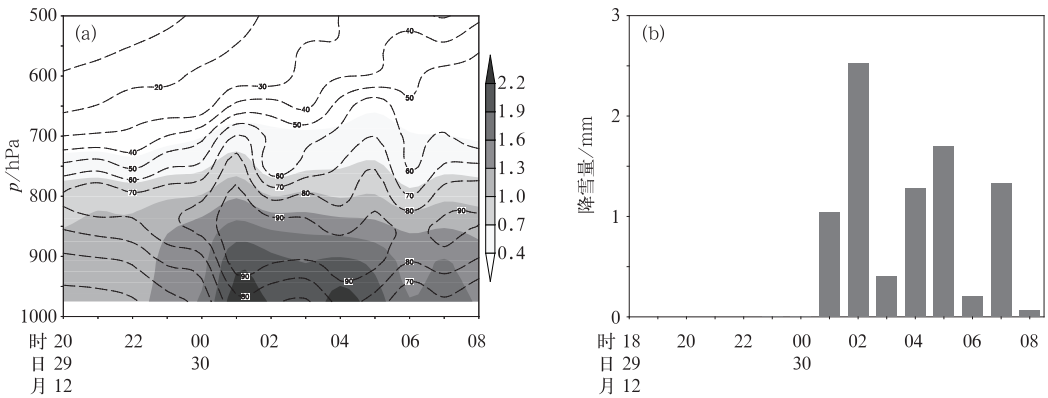


图 6 模拟的烟台站(37.53°N、121.4°E)比湿(阴影,单位:g·kg^{-1})和相对湿度(虚线,单位:%)的高度-时间剖面图(a)与逐小时降雪量(b)

Fig. 6 The simulated time-height distribution of specific humidity (shaded, unit: g·kg^{-1}) and relative humidity (dashed line, unit: %) (a) and hourly snowfall at Yantai Station (37.53°N,121.4°E) (b)

3.3　海岸锋特征

中尺度海岸锋是影响冷流降雪产生和发展的重要局地系统。由近地面 10 m 高度的风场和 2 m 高度的温度场(图 7a)可分析这种局地系统的水平结构。30 日 00 时，山东半岛北部渤海海面以偏北气流为主，到海岸线附近风向开始转为西北风，当到达丘陵地带北侧转为偏西风，出现明显的气旋性风切变。在 121.0～122.7°E 之间偏北气流和偏西气流形成一条强辐合带，长约 120 km，宽约 30 km，走向基本与半岛东北部海岸线平行；同时，温度梯度由海面向海岸线逐渐加大，在辐合带附近达到最大。风场的辐合与温度梯度的加大标志着中尺度海岸锋的成熟。由风场与散度场的剖面图(图 7c)可以看出海岸锋的垂直结构特征，在 37.6°N 附近，气流上升运动强烈，这正是偏西气流与偏北气流交汇的产物；在 37.5°N 附近，气流以下沉运动为主，它们共同形成一个局地垂直环流。同时，在 37.6°N 附近上空 850～650 hPa 之间以辐散运动为主，在 700～650 hPa 之间出现散度中心，其值为 100×10^{-5} s^{-1}；而 850 hPa 以下基本为辐合运动，形成了有利于维持上升运动的低层辐合、高层辐散配置。至 30 日 06 时，山东半岛上空转为偏北气流控制，温度梯度减小(图 7b)，辐合上升区变为辐散下沉区(图 7d)，海岸锋局地环流消失。

假相当位温 θ_{se} 是重要的大气特征参数，是一个包含温度、气压的综合物理量。大气层结稳定度可用 θ_{se} 的高度分布来表征，当 θ_{se} 随高度减小时，表示大气层结对流性不稳定。海岸锋的垂直热力结构可以由假相当位温的经向剖面图(图 8)看出，30 日 00 时，37.5°N 以北 700～900 hPa 之间存在一范围较广的不稳定区域，700 hPa 以上为稳定层，有利于不稳定能量的积累和不稳定层的形成。当海岸锋北侧上升气流触发不稳定能量释放后，形成浅对流。水汽在上升过程中凝结形成雪，主要分布在 700～900 hPa 之间，含量达到 0.10 $g\cdot kg^{-1}$。30 日 06 时，海

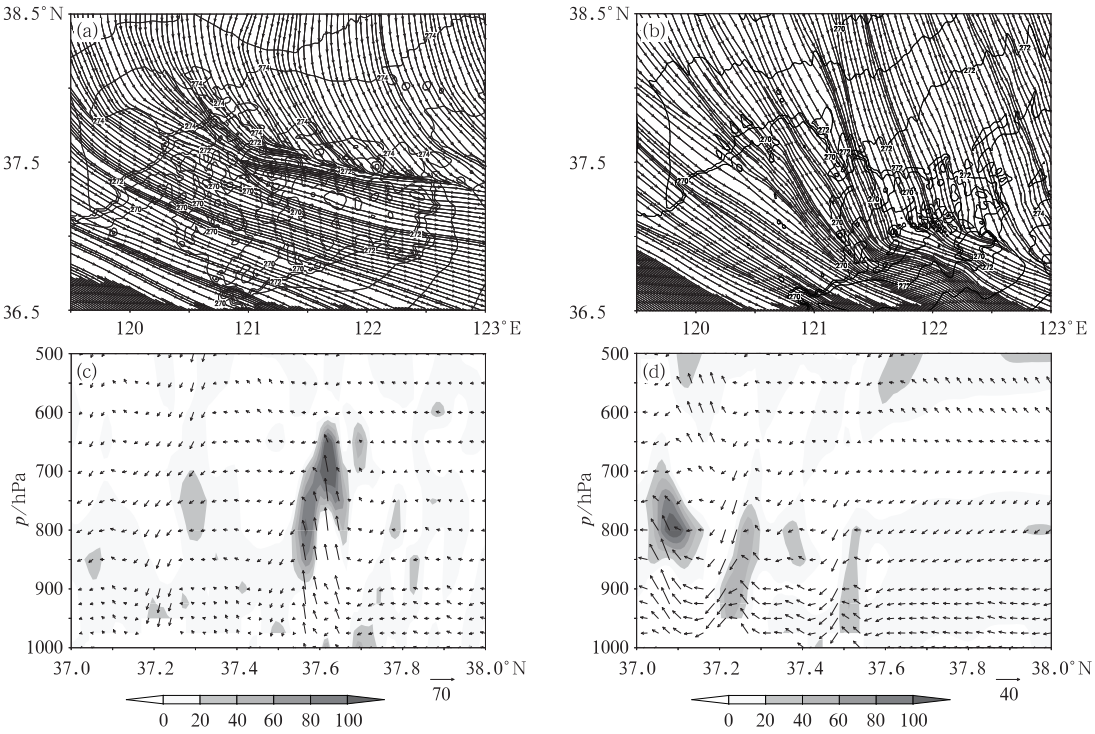


图 7　模拟的近地面 10 m 高度的流场(单位：m·s^{-1})和 2 m 高度的温度场(单位：K)(a,b)与沿烟台站(121.4°E)的 $v-w$ 合成(箭头；$w\times50$，单位：m·s^{-1})以及散度(阴影，单位：10^{-5} s^{-1})的垂直剖面(c,d)：(a,c) 30 日 00 时，(b,d) 30 日 06 时

Fig. 7　The simulated streamline at 10 m height (unit: m·s^{-1}) and temperature fields at 2 m height (unit: K) (a,b) and the vertical cross sections of composite $v-w$ wind (arrow, $w\times50$, unit: m·s^{-1}) and divergence (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}) along Yantai Station (121.4°E) (c,d): (a,c) 00:00 BT 30 December 2010, (b,d) 06:00 BT 30 December 2010

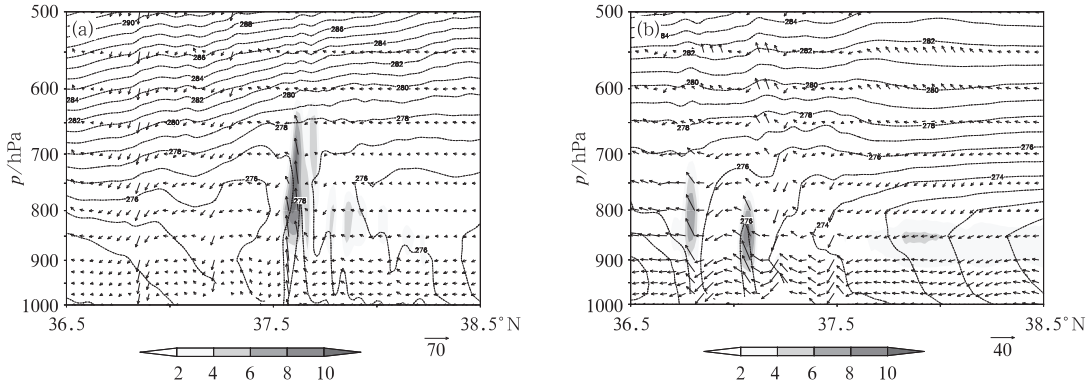


图 8 2010 年 12 月 30 日模拟的过烟台(121.4°E)的假相当位温垂直剖面(虚线,单位:K)和 $v-w$ 的合成(箭头;$w\times50$,单位:m·s^{-1})及雪含量(阴影,单位:0.01 g·kg^{-1})
(a) 00 时,(b) 06 时

Fig. 8 The simulated vertical section of θ_{se} (dashed line, unit: K) and $v-w$ (arrow, $w\times50$, unit: m·s^{-1}) and the content of snow (shaded, unit: 0.01 g·kg^{-1}) passing Yantai along 121.4°E
(a) 00:00 BT 30 December 2010, (b) 06:00 BT 30 December 2010

岸锋北侧空气转为下沉运动,不稳定层范围缩小,雪含量减小至 0.04 g·kg^{-1},高度也随之降低到 800 hPa 以下。

由以上分析可知,中尺度海岸锋的生消过程与此次冷流暴雪过程有着重要作用,其形成的局地环流直接决定暴雪的落区和强度,其上升运动是触发不稳定能量释放、进而产生浅对流降雪的主要物理机制。

3.4 云微物理特征

云微物理场无法进行常规观测,但在模拟结果接近实况的前提下,模拟给出的云微物理场有一定的参考价值。因此,可以利用冷流暴雪模拟结果对冷流暴雪的云微物理特征进行分析。

图 9 是模拟的雪、霰、云水、冰晶和雨水 5 种水凝物粒子区域平均含量随高度的分布图。可以看

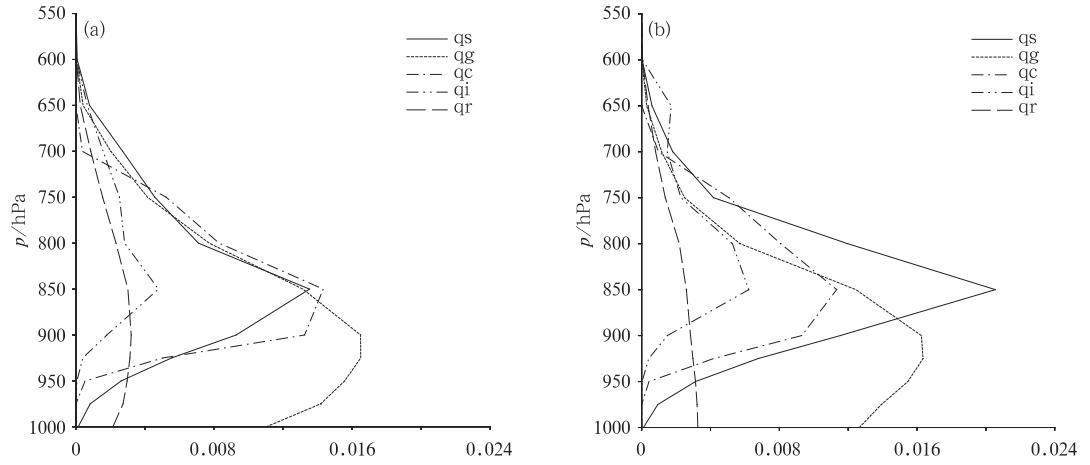


图 9 2010 年 12 月 30 日 02(a)和 08 时(b)(36°~38.5°N、120°~123°E)水凝物粒子区域平均含量随高度的分布
[雪(qs):g·kg^{-1},霰(qg):g·kg^{-1},云水(qc):0.1 g·kg^{-1},冰晶(qi):0.1 g·kg^{-1},雨水(qr):10^{-3} g·kg^{-1}]

Fig. 9 The distribution of area-averaged content of hydrometeor particles in the domain (36°—38.5°N, 120°—123°E) with height
(a) 02:00 BT 30 December 2010, (b) 08:00 BT 30 December 2010
[snow (qs): g·kg^{-1}, graupel (qg): g·kg^{-1}, cloud water (qc): 0.1 g·kg^{-1}, ice crystal (qi): 0.1 g·kg^{-1}, rain (qr): 10^{-3} g·kg^{-1}]

出，5 种水凝物粒子绝大部分分布在 600 hPa 以下，雪和霰的含量最多，云水和冰晶的含量次之，雨水仅有微量。除雨水以外，其余 4 种粒子最大值均在 850～900 hPa 之间。在降雪初期（图 9a），云中霰含量最多，最大值分布在 900 hPa 上；雪含量次之，最大值分布在 850 hPa 上。降雪后期（图 9b），云中霰含量变化不大，雪含量明显增加。另外，在降雪过程中，云水含量减少，云冰变化不大。分析表明，造成冷流暴雪的低云与浅对流不稳定结构相对应，其主要组成水凝物粒子是雪和霰。

为更好地了解冷流暴雪低云中各种水凝物粒子的分布，沿降雪带（图 2 中 AB 线）做一剖面，如图 10 所示。大部分云水分布在－25～－10℃层之间，但分布范围较窄，其高值区分布在－15℃层附近，含量达 0.24 g·kg^{-1}。冰晶分布在－30～－10℃层之间，高值区分布在－20～－15℃层之间，其含量仅为 0.03 g·kg^{-1}。雪水主要分布在－30～－10℃层之间，几乎覆盖整个降雪区域，存在多个高值中心，与强降雪中心相对应；高值区分布在－25～－20℃层之间，其最大值为 0.14 g·kg^{-1}。霰分布在－30℃层以下，且已发展到地面，最大值分布在－15～－5℃ 层之间，其含量为 0.6 g·kg^{-1}。霰粒子中心与高层雪粒子高值区相对应，可能为相对高层雪粒子在下落过程中部分融化所致。

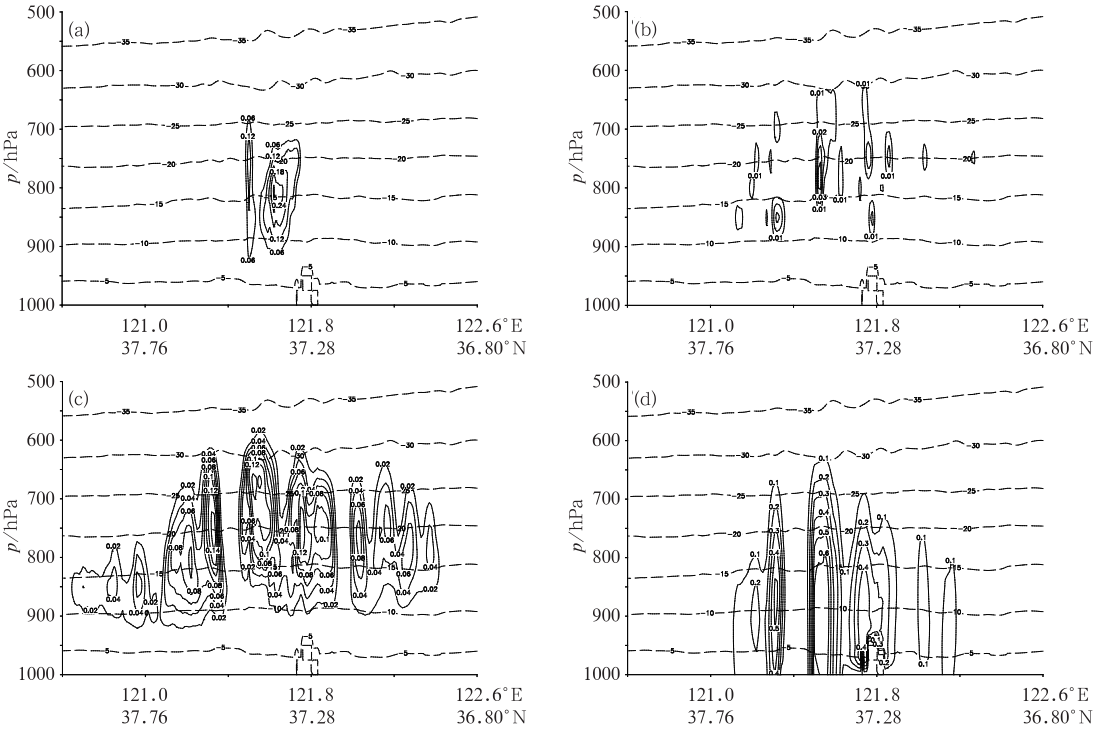


图 10　2010 年 12 月 30 日 02 时 4 种水凝物粒子含量（实线，单位：g·kg^{-1}）及温度（虚线，单位：℃）沿 AB 线的垂直剖面

（a）云水，（b）冰晶，（c）雪，（d）霰

Fig. 10　Vertical section of droplet content (solid line, unit: g·kg^{-1}) and temperature (dashed line, unit: ℃) of four kinds of hydrometeor particles along AB at 02:00 BT 30 December 2010

(a) cloud water, (b) ice crystal, (c) snow, (d) graupel

4　小　结

本文对山东半岛一次冷流暴雪过程进行数值模拟，并利用输出的高分辨率模拟结果对其中尺度特征与云微物理特征进行分析，得出如下结论：

（1）模拟结果中冷流暴雪的落区和强度与实况基本吻合，可明显看出此次暴雪是典型的 β 中尺度过程。

（2）此次冷流暴雪过程中，山东北部渤海海域海气温差一直维持在 21 K 以上，渤海海表对冷空气的增温增湿作用显著，通过湍流交换等作用向低层

大气输送大量感热、潜热和水汽，且低层气温与海表感热通量、低层比湿与海表潜热通量和水汽通量均呈明显的反位相关系。

（3）水汽来源于渤海中部，由西北向东南输送到山东半岛东北部；水汽辐合区比较狭窄且比较浅薄，集中在 800 hPa 以下；比湿高值和相对湿度饱和层维持的时间都与强降雪时段有较好的对应关系。

（4）中尺度海岸锋的生消过程对此次冷流暴雪过程有着重要作用，其水平结构呈现为偏北风和偏西风的气旋性切变，形成的局地垂直环流直接决定暴雪的落区和强度，其上升运动是触发不稳定能量释放、进而产生浅对流降雪的主要物理机制。

（5）冷流暴雪过程中形成的主要是低云，云中水凝物粒子基本分布在 600 hPa 以下，最大值出现在 850～900 hPa 之间，与浅对流结构相对应；云中水凝物粒子含量相差较大，以雪水和霰最多。

参考文献

曹钢锋，张善军，朱官忠，等. 1988. 山东天气分析与预报. 北京：气象出版社，292-297.

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. 气象与环境科学，31(Suppl)：22-26.

刁秀广，孙殿光，符长静，等. 2011. 山东半岛冷流暴雪雷达回波特征. 气象，37(6)：677-686.

李洪业，徐旭然. 1995. 冷流低云降雪成因的分析. 气象，21(12)：12-24.

李建华，崔宜少，单宝臣. 2007. 山东半岛低空冷流降雪分析研究. 气象，33(5)：49-56.

林磊，姚展予. 2011. 华北地区一次积层混合云降水的数值模拟研究. 气象，37(12)：1473-1480.

林文实，李江南，樊绮，等. 2007. 云微物理参数化对华北降雪影响的数值模拟. 高原气象，26(1)：107-115.

林文实，孟金平，蒙伟光，等. 2009. 华北暴雪的云物理参数化方案的比较模拟. 气象科学，29(2)：150-156.

罗海波，李耀东，余政，等. 2010. 2008 年初南方一次雨雪冰冻天气云微物理过程和逆温层结数值模拟. 气象与减灾研究，33(1)：16-22.

乔林，林建. 2008. 干冷空气侵入在 2005 年 12 月山东半岛持续性降雪中的作用. 气象，34(7)：27-33.

史月琴，楼小凤. 2006. 显式云物理方案的研究进展. 气象科技，34(5)：513-520.

孙建华，黄翠银. 2011. 山东半岛一次暴雪过程的海岸锋三维结构特征. 大气科学，35(1)：1-15.

王亮，王春明. 2010. 一次雨夹雪转暴雪天气过程的微物理模拟研究. 气象与环境学报，26(2)：32-40.

吴伟，邓莲堂，王式功. 2011. “0911”华北暴雪的数值模拟及云物理特征分析. 气象，37(8)：991-998.

闫之辉，邓莲堂. 2007. WRF 模式中的微物理过程及其预报对比实验. 沙漠与绿洲气象，1(6)：1-6.

杨成芳. 2010. 渤海海效应暴雪的三维热力结构特征. 中国海洋大学学报，40(2)：17-27.

杨成芳，车军辉，吕庆利，等. 2009a. 位涡在冷流暴雪短时预报中的应用. 中国海洋大学学报，39(3)：361-368.

杨成芳，陶祖珏，李泽椿. 2009b. 海(湖)效应降雪的研究进展. 海洋通报，28(4)：81-88.

杨成芳，高留喜，王方. 2011. 一次异常强渤海效应暴雪的三维运动研究. 高原气象，30(5)：1213-1223.

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. 高原气象，27(2)：442-451.

杨成芳，李泽椿，周兵，等. 2007a. 渤海南部沿海冷流暴雪的中尺度特征. 南京气象学院学报，30(6)：858-865.

杨成芳，周雪松，王业宏. 2007b. 山东半岛冷流降雪的气候特征及其前兆信号. 气象，33(8)：76-82.

杨军，陈宝君，银燕，等. 2011. 云降水物理学. 气象出版社，187-207.

姚蓉，叶成志，田莹，等. 2012. 2011 年初湖南暴雪过程的成因和数值模拟分析. 气象，38(7)：848-857.

于志良. 1997. 海-气感热输送在冷流降雪形成中的作用. 海洋预报，14(1)：17-24.

章国材. 2004. 美国 WRF 模式的进展和应用前景. 气象，30(12)：27-31.

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. 气象，29(1)：49-52.

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. 应用气象学报，19(4)：444-453.

周淑玲，朱先德，符长静，等. 2009. 山东半岛典型冷涡暴雪个例对流云及风场特征的观测与模拟. 高原气象，28(4)：936-945.

朱坤，刘华强，丁守智，等. 2009. 长江中下游一次暴雪冻雨微物理过程模拟研究. 气象与环境学报，25(3)：1-7.

Ballentine R J, Stamm A J, Ochermaock E E, et al. 1998. Mesoscale model simulation of the 4－5 January 1995 lake-effect snowstorm. Wea Forecasting, 13: 893-920.

Daryl J, Onton D J, Steenburgh W J. 2001. Diagnosis and sensitivity studies of the 7 December 1998 Great Salt lake-effect snowstorm. Mon Wea Rev, 129: 1318-1338.

Lin Y L, Farley R D, Orville H D. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. J Climate Appl Meter, 22: 1065-1092.

Neil E L, Walsh J E, David A R. 2001. Model simulation examining the relationship of lake-effect morphology to lake shape, wind direction, and wind speed. Mon Wea Rev, 129: 1318-1338.

Niziol W, Snyder R, Waldstreicher J S. 1995. Winter weather forecasting throughout the eastern United States. Part IV: Lake effect snow. Wea Forecasting, 10: 61-77.