

## 뇌전을 동반한 영동지역 대설 사례연구

김해민\* · 정승필 · 인소라 · 최병철

국립기상과학원 관측예보연구과 재해기상연구센터

(접수일: 2018년 3월 30일, 수정일: 2018년 5월 14일, 게재확정일: 2018년 6월 2일)

### A Case Study of Heavy Snowfall with Thunder and Lightning in Yeongdong Area

Hae-Min Kim\*, Sueng-Pill Jung, So-Ra In, and Byoung-Choel Choi

*Hig-Impact Weather Research Center, Observational and Forecast Research Division,  
National Institute of Meteorological Sciences, Gangneung, Korea*

(Manuscript received 30 March 2018; revised 14 May 2018; accepted 2 June 2018)

**Abstract** The heavy snowfall phenomenon with thunder and lightning occurred in Yeongdong coastal region on 20 January 2017. Amount of snow on that day was a maximum of 47 cm and was concentrated in a short time (2 hours) at the Yeongdong coastal area. The mechanism of thundersnow was investigated to describe in detail using observational data and numerical simulation (Weather Research and Forecast, WRF) applied lightning option. The results show that a convective cloud occurred at the Yeongdong coastal area. The east wind flow was generated and the pressure gradient force was maximized by the rapidly developed cyclone. The cold and dry air in the upper atmosphere has descended (so called tropopause folding) atmospheric lower layer at precipitation peak time (1200 LST). In addition, latent heat in the lower atmosphere layer and warm sea surface temperature caused thermal instability. The convective cloud caused by the strong thermal instability was developed up to 6 km at that time. And the backdoor cold front was determined by the change characteristics of meteorological elements and shear line in the east sea. Instability indexes such as Total totals Index (TT) and Lightning Potential Index (LPI) are also confirmed as one of good predictability indicates for the explosive precipitation of convective rainfall.

**Key words:** Convective cloud, snowfall, lightning, thundersnow, WRF

## 1. 서 론

영동지역은 지형 환경으로 인하여 동풍기류가 유입 되면 산 경사면을 따라 기류가 강제 상승하게 된다. 이로 인하여 겨울철에는 강설이 발생하게 되는데, 영동지역의 강설 구름높이는 평균적으로 약 1~2 km 고

도로 주로 하층운으로 관측된다(Seo et al., 2016; Ko et al., 2016). 이런 하층운에서 발생하는 강설에 대한 연구는 현재까지 많이 진행 되어 왔다(Lee and Kim, 2008; Kwon et al., 2015). 그러나 영동지역의 강설은 하층운 뿐만 아니라 대류운에서 발생하기도 한다(Cho and Kwon, 2014; Kwon et al., 2015).

지난 2017년 1월 20일 사례가 운정온도가  $-40^{\circ}\text{C}$  이상의 대류운(Cho and Kwon, 2014)에 의해 발생한 강설이다. 강원 영동 지역에서 최대 47 cm(간성)의 강설이 내렸고, 속초와 북강릉에는 각각 46 cm와 32.2 cm가 관측되었다. 특히, 이전의 영동지역에서 발생하였던 사례와 다르게 뇌전을 동반하였다. 이처럼 뇌전을

\*Corresponding Author: Hae-Min Kim, Hig-Impact Weather Research Center, Observational and Forecast Research Division, National Institute of Meteorological Sciences, N10-707, 7, Jukheon-gil, Gangneung-si, Gangwon-do 25457, Korea  
Phone: +82-33-640-2322, Fax: +82-33-640-2320  
E-mail: haemin@korea.kr

동반하는 강설을 뇌설이라 하며, 일반적으로 짧은 시간에 좁은 영역에서 발생하여 국지적인 강설량을 증가시킬 수 있으며(Market, 2002), 눈보라를 동반하는 경우 15 cm/24 hr 이상의 강설이 유발될 수 있다(Crowe et al., 2006). 뇌설은 주로 대류 불안정에 의해 발생하며, 고온 습윤한 하층 공기 위로 한랭 건조한 중·상층 공기가 이류 될 때 발생하기도 한다. 그리고 강한 경압성 대기에서 발생되며, 강한 연직 시어와 전선 상에서 발생한다(Moore and Blakley, 1988; Nicosia and Grumm, 1999).

뇌설과 관련된 국외 연구의 결과를 보면, Market et al. (2004)은 1961년부터 1990년까지 미국 중서부에서 발생한 뇌설 사례를 조사하여 총 97건의 사례를 분석하였다. 그 결과 분석된 모든 사례에서 뇌설은 강설과 천둥을 동반하여 발생함을 보였다. Steiger et al. (2009)은 북아메리카의 Great 호수에서 뇌설 발생 시 저기압과 전선이 형성됨을 보였고, 호수 효과가 뇌설과 관련이 있음을 밝혔다. 또한 뇌설 사례의 75%는 11월과 12월에 발생하였으며, 호수의 평균 표면온도는 번개가 발생한 경우가 번개가 발생하지 않았던 사례보다 16% 더 높음을 보였다. 그리고 몇몇 선행연구에서는 동해안이 콜로라도 주, 올프 크릭 패스와 온테리오 호와 더불어 뇌설 연구에 적합한 곳이라고 하였다(Schultz, 1999; Steenburgh et al., 2000; Halsey and Patton, 1999). 그러나 국내에서 뇌설에 대해 진행된 연구는 부족한 실정이다.

이에 본 연구에서는 2017년 1월 20일 영동지역에서 발생한 뇌설 사례의 분석을 통하여 한반도 뇌설 발생 메커니즘을 분석하고자 하였다. 뇌전에 대한 분석을 위하여 낙뢰 잠재 지수(Lightning potential index, LPI, 단위:  $J kg^{-1}$ )를 활용하는 뇌전옵션을 추가한 수치모의 실험을 수행하였다. 그 결과를 통하여 대류성 강설이 발생한 원인과 강설과 함께 뇌전이 동반될 수 있었던 원인을 파악하고 뇌전에 대한 예측가능성에 대해 언급하고자 한다. 이 논문의 2장에서는 연구에 사용된 관측 자료와 WRF 수치모델 설정 방법에 대하여 기술하였고, 3장에서는 관측 자료를 통한 종관 분석 결과와 수치 실험을 통한 분석 내용을 기술하였다. 마지막으로 4장에서 결과를 요약하고 토의하여 마무리하였다.

## 2. 자료 및 WRF 수치모델 설정

### 2.1 자료

영동지역에서 뇌전을 동반한 대설 현상을 유발한 종관시스템에 대한 이해를 위하여 기상청에서 제공하는 지상, 850 hPa 그리고 500 hPa 일기도를 사용하였다. UKMO 해수면 온도 자료를 통해 평년과 비교하

여 해수면 온도의 특징을 분석하였다. 그리고 종관기상관측장비(Automated Synoptic Observing System, ASOS)의 기압, 기온, 풍향, 풍속, 1시간 강수량, 그리고 1시간 적설량을 사용하여 주요 지점의 기상 변화의 특징을 살펴보았다. 북강릉 지점의 연직바람관측장비 자료와 강릉원주대학교의 레윈존데 자료를 사용하여 강한 강설이 시작되는 시간의 연직 바람 특징을 분석하였다. 구름의 발달 정도를 분석하기 위해 COMS (Communication, Ocean and Meteorological Satellites)의 CTT (Cloud Top Temperature) 영상 자료를 사용하였다. 또한 낙뢰 관측자료를 통해 낙뢰의 특징을 살펴보았다.

### 2.2 WRF 수치모델 설정

뇌설은 meso- $\beta$  규모(20~200 km)의 국지적인 현상이기(Market et al., 2002) 때문에 수치모의 실험을 통해 분석하고자 한다. 이 실험에는 WRF (Weather Research and Forecasting) V3.8 중규모 수치모델(Skamarock et al., 2008)이 사용된다. Figure 1은 강설과 뇌전 현상이 나타난 강원 지역 중심(132.0°E, 40.0°N)의 도메인 영역(D1)을 보여 준다. 도메인의 연직 층수는 31층으로 구성되었고, 모델 상한은 50 hPa로 설정하였다. 수평 격자 수는 401(동서)×418(남북)으로 구성하였고, 격자 간격은 900 m이다. 모델의 초기·경계 자료는 UM (Unified Model)의 LDAPS (Local Data Assimilation and Prediction System)를 사용하였다. 해수면 자료는 0.05°의 공간해상도, 1일의 시간해상도를 가지는 OSTIA (Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis)를 사용하였다. 그리고 환경부에서 제공하는 3 s(약 100 m) 해상도의 지형자료와 USGS (United States Geological Survey)에서 제공되는 위경도 30 s(약 900 m) 해상도의 식생자료를 사용하였다.

적분 시간은 2017년 1월 19일 1800 LST부터 2017년 1월 20일 1800 LST까지 24시간이다. 수치모의에서 사용된 물리과정은 다음과 같다. 구름 미세 물리 모수화는 WDM (WRF Double Moment) 6 Class 기법(Lim and Hong, 2010)을 사용하였고, 행성경계층은 PBL (Planetary Boundary Layer) 꼭대기에 entrainment layer를 취급하는 YSU (Yonsei University scheme) PBL (Hong et al., 2006)을 사용하였다. 그리고 지표 모델은 Noah Land Surface Model을 사용하였으며, 복사 모수화 방안으로는 장파복사의 경우 RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) (Mlawer et al., 1997), 단파복사는 simple shortwave radiation 방안(Dudhia, 1989)을 사용하였다. 적운모수화 방안은 적용하지 않았으며, 낙뢰와 관련된 옵션을 사용하였다. WRF에서도 lightning option을 적용하여 구동하였다. Lightning option은 잠재적인 번개의 활동 가능성에 대해 예측하는 옵션

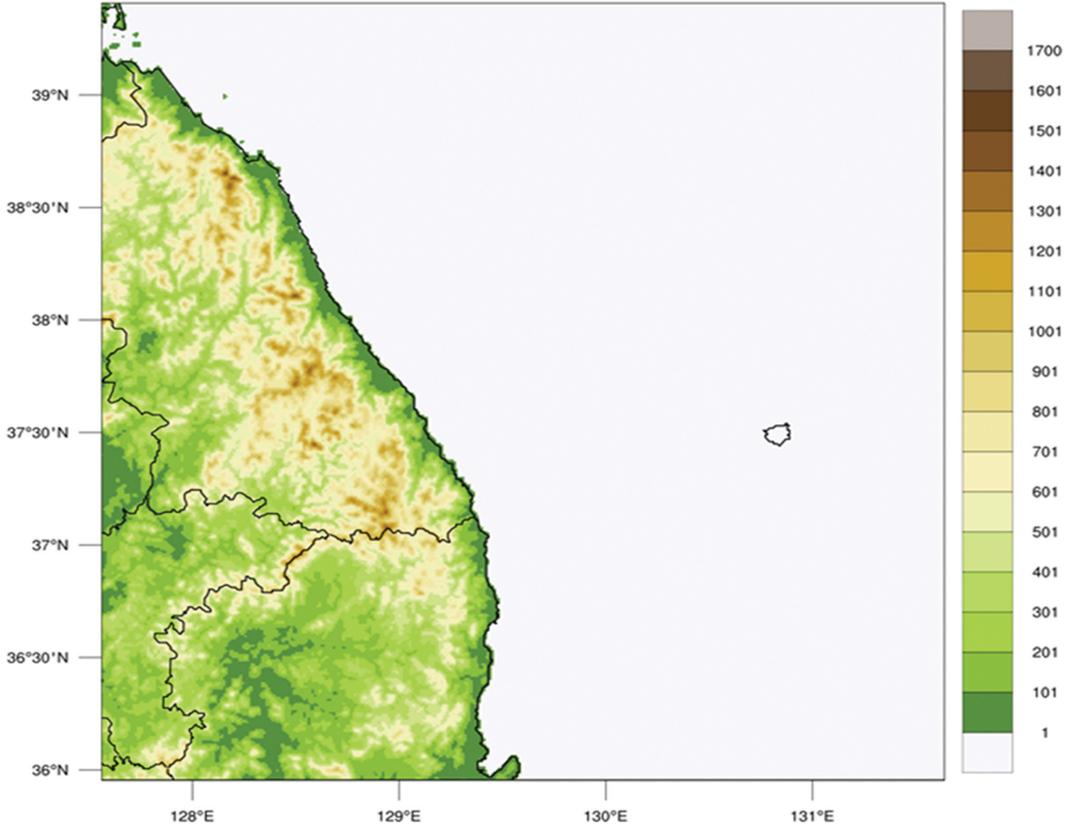


Fig. 1. Model domain and topography, domain 1 (dx = 900 m).

Table 1. Detail setting for WRF.

	Domain 1
Horizontal grid spacing	900 m (401 × 418)
Time steps	6 s
Forecast time	2017/1/20/0300 LST (24 hrs)
IC & BC	KMA LDAPS (UM 1.5 km L70)
Vertical layer/Model top	31 vertical layer/50 hPa
Micro physics	WDM, 6-class scheme
Radiation	SW: Dudhia, LW: RRTM
Surface physics	Unified Noah land-surface model
PBL	YSU scheme
Cumulus	Not used
Lightning option	On

선으로 Yair et al. (2010)에 기초를 둔 방법을 사용하였다. 번개 변수의 계산 빈도를 결정하는 것으로 lightning\_dt 옵션은 모델 적분시간(6 s)과 같게 적용하였다. 그리고 lightning\_start\_second 옵션은 번개변수를 시작하는 시간으로 스피업 타임이 요구된다. 따라서 최소한의 스피업 타임인 10분을 제공하였다.

flashrate\_factor 옵션은 예측된 플래시수를 조정하는 옵션으로 3.5의 임계치를 주었다. 번개가 치는 위치를 결정해주는 iccg\_mehod 옵션은 Boccippio et al. (2001)의 방법을 기반으로 하였다. 실험 설계에 대한 내용은 Table 1에 정리하였다.

### 3. 종관 분석 및 수치모의 결과 분석

#### 3.1 종관 분석

Figure 2는 2017년 1월 20일 0900 LST의 지상, 500 hPa 일기도 그리고 UKMO 해수면 온도 분포도이다. 먼저, 지상일기도를 보면(Fig. 2a), 화북지역의 고기압이 화남지역과 중국 동북지역으로 확장하고, 한반도 동해 남부 먼 해상으로 저기압이 위치한다. 저기압이 중부지방을 지나 동해상에 위치하면서 서고동저형의 기압배치를 형성하였으며, 동해상의 저기압과 중국내륙에서의 시베리아 고기압의 확장으로 인하여 강원영동지역에 기압경도력이 강화되었다. 이를 따라 동풍 계열의 바람이 강하게 유입될 수 있었다. 850 hPa 일기도(그림 생략)에서는 한반도에 등온선과 등고도선

Weather Chart (2017/ 1/ 20/ 0900 LST)

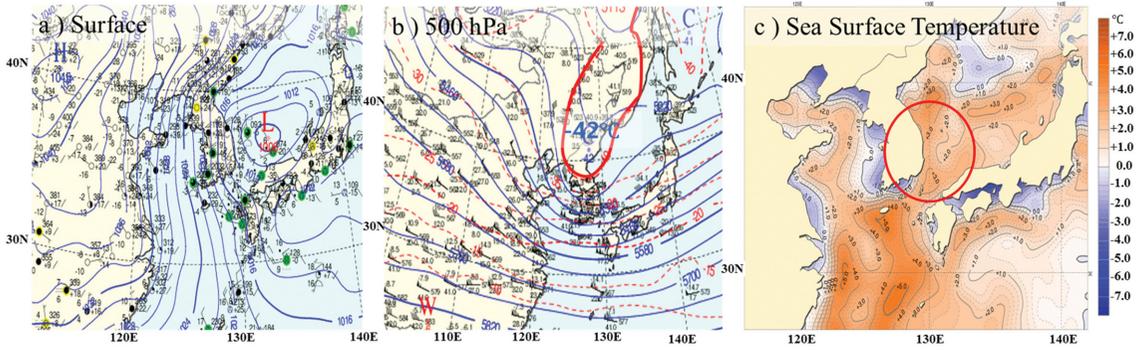


Fig. 2. (a) Surface, (b) 500 hPa synoptic weather chart, (c) UKMO Sea surface temperature at 0900 LST 20 January 2017.

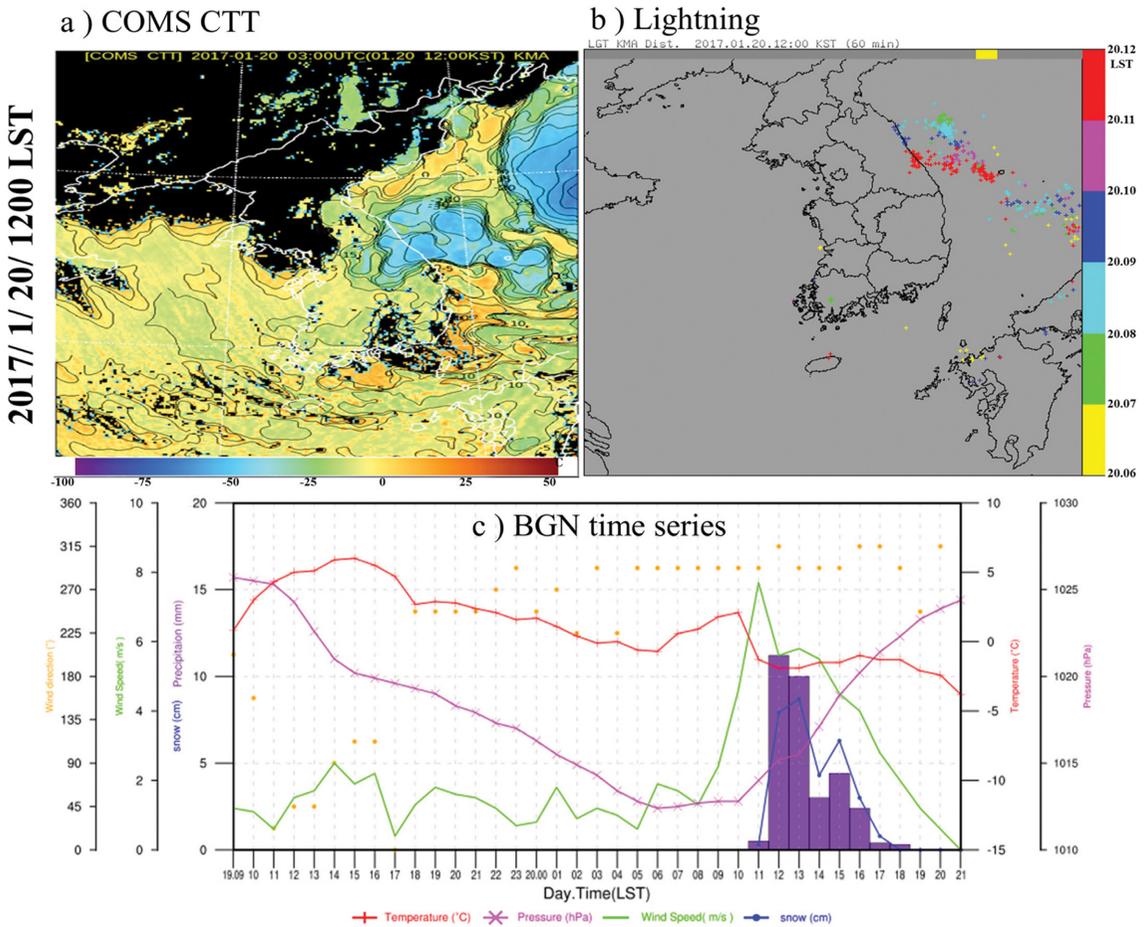


Fig. 3. (a) COMS satellite cloud top temperature (CTT) image, (b) Distribution of lightning at 1200 LST 20 January 2017 (c) Time series of temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ; curves with symbols; red), sea level pressure (hPa; curves with symbols; pink), 1-hour accumulated precipitation (mm; bar; purple), 1-hour accumulated snow (cm; curves with symbols; blue), wind speed ( $\text{m s}^{-1}$ ; curves with symbols; green) and wind direction (degree; scatters; orange) at Bukgangneung (BGN) from 0900 LST 19 January to 2100 LST 20 January 2017.

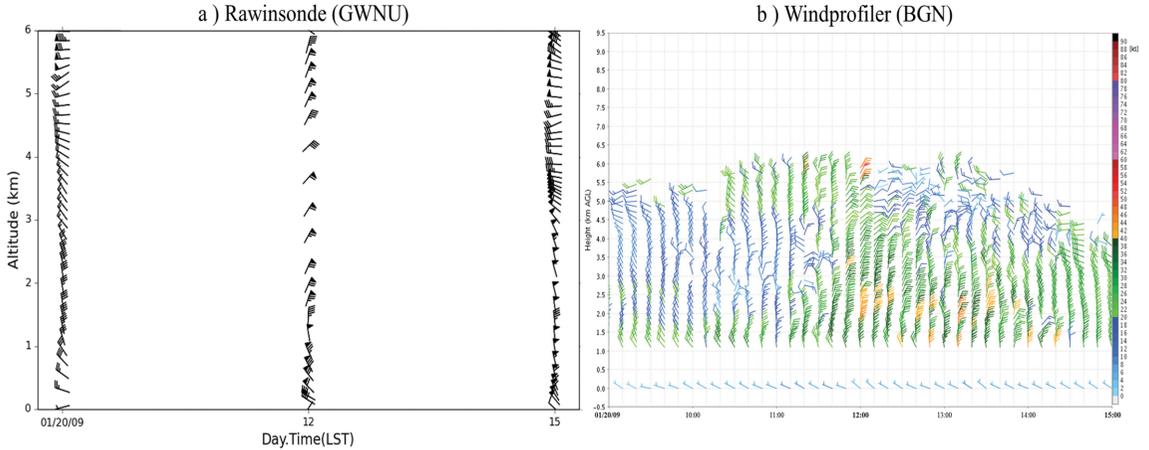


Fig. 4. (a) Time series of vertical profile sounding at Gangneung-Wonju National University (GWNU), (b) Vertical wind profile at BGN from 0900 to 1500 LST 20 January 2017.

의 교각이 커서 한반도에 강한 한랭이류가 있으며, 지상과의 기압배치가 상하 커플링을 이루면서 발달이 최고조에 이르렀다. 또한 500 hPa 일기도(Fig. 2b)를 보면 절리 저기압으로부터 뻗어져 나온 기압골과 약 -42°C의 한랭 온도골이 한반도 상공에 위치하고 있다. 그리고 기압골의 전면에서 일어나는 발산으로 인해 하층의 저기압이 보다 발달할 수 있었다. 또한 UKMO의 해수면 온도 자료를 보면(Fig. 2c), 영동 해안 지역에서 해수면 온도는 평년보다 3°C 정도 더 높았던 것으로 대기 상·하층간의 온도차가 커 불안정한 대기 환경이었다. 이로 보아 지상의 저기압이 발달하기 용이한 종관 환경이었다.

2017년 1월 20일 사례의 강수 전성기에 해당하는 1200 LST의 천리안 운영 온도 위성영상(Fig. 3a)에서 대류운 중심부는 -42°C 이하의 운영 온도를 보였다. 이는 선행 연구결과를 통해 대류성 구름이라 정의할 수 있다(Cho and Kwon, 2014; Kwon et al., 2015). 그리고 Fig. 3b를 보면 낙뢰가 20일 0600 LST에 산발적으로 발생하기 시작하여 0900 LST에 동해상에서 북서-남동으로 위치하였다. 1000 LST에는 강원영동해안 지역의 북부지역인 속초와 해상에서 발생하였다. 특히, 1200 LST에 영동 지역부근으로 북서-남동으로 선형의 낙뢰 분포를 보이며 북강릉 부근과 해상에서 낙뢰가 관측되었으며 개수도 가장 많았다(Fig. 3b). 그리고 북강릉 ASOS 시계열을 보면, 강수시작 전부터 북서풍계열의 바람이 불었으며, 강수가 시작되는 1100 LST부터 풍속이 증가하였다. 그리고 강수와 강설이 1100 LST부터 1800 LST의 8시간 동안 나타났으며, 시간당 가장 많은 강설이 관측된 1200 LST와 1300 LST의 2시간 동안 전체 강설(32.2 cm)의 약 65.8% (21.2

cm)가 내렸다(Fig. 3c). 이러한 특징은 북강릉뿐만 아니라 영동 해안 지역의 다른 관측 지점들에서도 유사한 특징을 보였다.

위의 결과들을 종합하면, 강한 기압경도력으로 인해 영동지역으로 동풍이 유입되었고, 대기 하층, 상층의 기압배치에 의해 저기압의 발달이 최고조를 도달하였다. 한반도의 상공에 차가운 공기를 가진 절리 저기압과 한랭 온도골 전면에서 발생한 발산에 의해 동해상의 저기압이 더 강하게 발달하였고, 또한 평년보다 3°C 높은 해수면온도로 인해 해기차가 커지면서 하층 대기의 불안정도가 증가하였다. 본 사례의 동해에서 발달한 대류성 구름은 약 1~2 km의 높이를 보이는 기존의 영동대설 구름(Seo et al., 2016; Ko et al., 2016)보다 4 km 정도 더 높게 발달(약 6 km)하였고 이로 인하여 뇌전을 동반하여 강설이 단시간에 집중되었다. 이에 따라 동해상에서 발달한 대류성 구름은 뇌전을 동반하며 강설이 단시간 내에 집중된 뇌설 사례였다. 동해상의 뇌설 사례에 대해 발생 메커니즘과, 예측 가능성을 알아보기 위해 수치모의를 통한 발생 기작 분석을 하고자 한다.

### 3.2 수치모의 실험 결과 분석

수치모의 실험의 결과를 강설과 뇌전 현상의 특성 분석에 신뢰성 있게 사용 가능한지 확인하기 위해 관측과 모의결과를 비교하였다. 북강릉에 강한 강설이 시작되는 시간인 20일 1200 LST의 연직바람관측장비(북강릉)와 레윈존데(강릉원주대학교)의 바람 자료, ASOS의 강수분포, 그리고 COMS 자료의 운영 온도를 각각 수치모의 결과와 비교/분석하였다.

먼저, Fig. 4는 북강릉 지점의 연직바람관측장비와

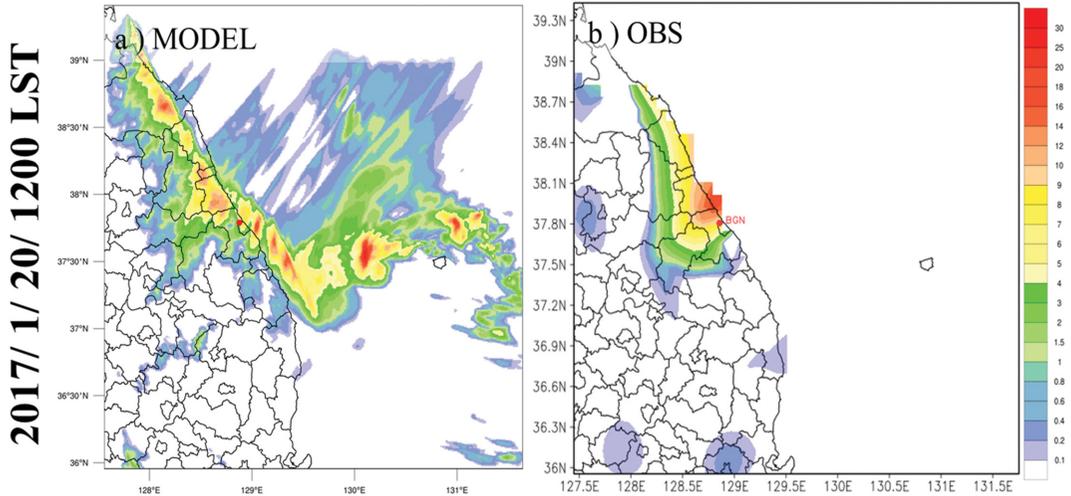


Fig. 5. 1-hr accumulated precipitation ( $\text{mmhr}^{-1}$ : shaded) image (a) simulated of WRF (left), (b) Observed (right) from 1200 LST 20 January 2017.

북강릉에서 남남동쪽으로 약 4 km 거리에 위치한 강릉원주대학교의 레윈존데 자료의 연직 바람을 나타내었다. 연직바람관측장비(Fig. 4a)의 High mode 바람 자료를 보면 1 km 이하에서는 북서풍이, 약 2~6 km는 강한 북동풍이 관측되었다. 레윈존데(Fig. 4b)의 경우, 1.5 km 이하에서는 북서풍이, 약 1.5~6 km 사이에서는 강한 북동풍이 나타난다. 즉, 레윈존데와 연직바람관측장비 모두 약 2 km 이하에서는 북서풍이, 약 2 km 이상에서는 북동풍이 관측되었다. 이러한 특징은 수치모의 결과의 연직단면도를 살펴본 결과 유사하게 나타났다(Fig. 6b 참조). 수치모의 결과에서 강수대가 위치한 128.8~128.9°E 부근의 2 km 이하에서는 서풍 계열의 바람이 2~6 km에서는 동풍계열의 바람을 보였다. Figure 5은 1월 20일 1200 LST의 WRF 누적강수 예측장과 ASOS 누적강수 분포도를 나타낸 것이다. 본 실험에서 모의된 강수(Fig. 5a)를 보면 실제 관측된 강수(Fig. 5b)와 비교하였을 때 해안지역의 강수량을 과소모의 하였으나, 산악지역보다 영동 해안지역으로 집중된 누적강수 분포를 보여, 관측과 유사한 분포를 보인다. 영동지역으로 집중된 강수의 양과 분포를 잘 모의하였다. 또한 강설의 경우에도 WRF 모의 결과가 실제 관측량과 유사하게 모의하였다(그림 생략). 그리고 본 연구에서 중요한 대류운의 모의정도를 보기 위해 운정 온도 위성영상(Fig. 3a)과 모델의 운정 온도(그림 생략) 결과를 비교하였다. 모델의 결과도 운정의 온도가 최대 약  $-42^{\circ}\text{C}$ 로 관측결과와 유사함을 보였다. 즉, 본 연구에서 수행한 수치모의 실험의 결과가 관측을 통해 얻어진 연직 바람, 강수 분포, 그리고 운정 온도의 특징과 유사함을 확인하였다.

따라서 이 수치모의 결과를 통한 메커니즘 분석이 용이할 것으로 판단되었다. 이 WRF 수치모의 결과는 강릉에서 집중적으로 많은 눈을 내린 전성기이자 낙뢰가 발생한 1월 20일 1200 LST를 중심으로 분석하였다.

### 3.2.1 열·역학적 특성

영동 해안 지역의 뇌설 현상을 유발하게 한 대기의 연직 구조를 확인 하기 위하여 북강릉( $37.80456^{\circ}\text{N}$ )을 기준으로 동( $129.8^{\circ}\text{E}$ )에서 서( $127.8^{\circ}\text{E}$ )를 지나는 단면도를 분석하였다. 단면도에서 사용된 선은 Fig. 6a에 검정색 선으로 표시하였고, 이는 본 연구에서 연직단면도를 활용한 분석에서 기준선으로 사용하였다.

Figure 6은 1.5 km 반사도의 수평 분포와 연직단면도를 나타낸 것이다. 1.5 km 반사도(Fig. 6a)를 통해 약 35 dBZ 이상의 대류성 구름이 영동해안지역과 동해상에 위치함을 알 수 있다. 또한 예코의 분포 및 강도가 관측(그림 생략)과 유사하게 잘 모의되었다. 반사도 연직단면도(Fig. 6b)를 보면 영동해안에서 강한 상승기류와 함께 최대 약 6 km까지 발달함을 알 수 있다. 동해안에서 불어들어오는 동풍이 내륙까지 유입되고있다. 또한 산악지형을 따라 하층(2 km 이하)에서 서풍 기류가 있어, 북강릉 해안선 부근에서 하층 대기의 공기가 수렴하는 것을 볼 수 있다.

대기의 역학적인 구조를 보기 위해 위치 소용돌이도와 수렴·발산, 그리고 상승속도에 대한 연직단면도(Fig. 7)를 분석하였다. 위치 소용돌이도 연직단면도(Figs. 7a-c)의 보라색 선은 세계기상기구의 정의를 따라 역학적 대류권계면 고도인 1.6 PVU (Potential Vorticity

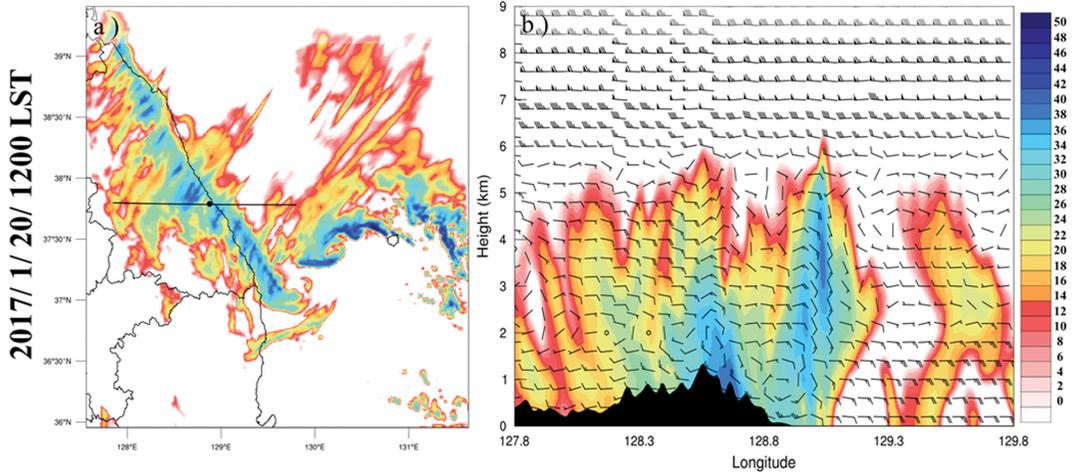


Fig. 6. (a) Distribution of reflectivity at 1.5 km (dBZ, left) (b) Vertical cross section of reflectivity (dBZ, right) form 1200 LST 20 January 2017. The Bold Straight Line Black, Stand for the Path of the Cross-section in Fig. 6 and Fig. 9, Respectively.

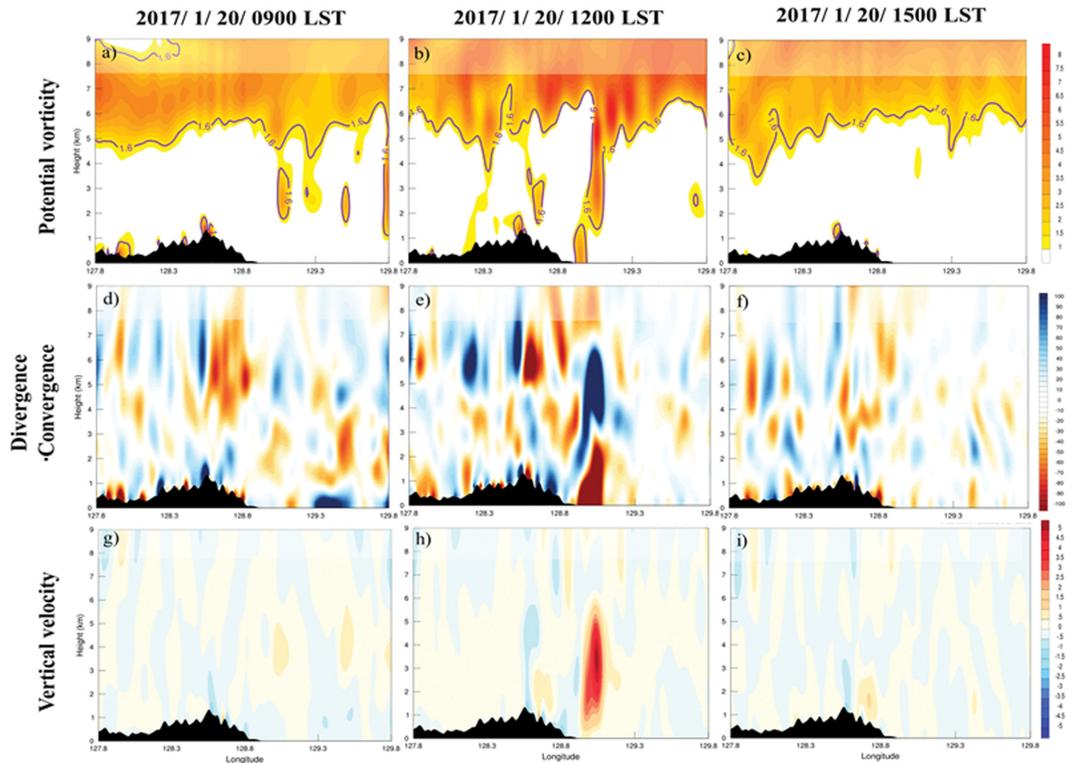


Fig. 7. The vertical cross section of (a)-(c) potential vorticity (PVU), (d)-(f) Divergence-Convergence ( $10^{-6} s^{-1}$ ), and (g)-(i) Vertical velocity ( $m s^{-1}$ ). Result shown are for (a, d, g) 0900 LST 20, (b, e, h) 1200 LST 20, (c, f, i) 1500 LST 20 January 2017.

Unit,  $10^{-6} Km^{-2}s^{-1}kg^{-1}$ )를 나타낸다(WMO, 1986). 강설이 발생하기 3시간 이전의 위치 소용돌이도(Fig. 7a)의 모습을 보면 북강릉(128.86°E)의 상공에서는 역학

적 대류권계면 고도(1.6 PVU)가 약 5.5 km 부근에 위치한다. 또한 동해상에서는 2-4 km 고도에서 1.6 PVU가 부분적으로 나타나 불안정한 모습을 보이고 있다.

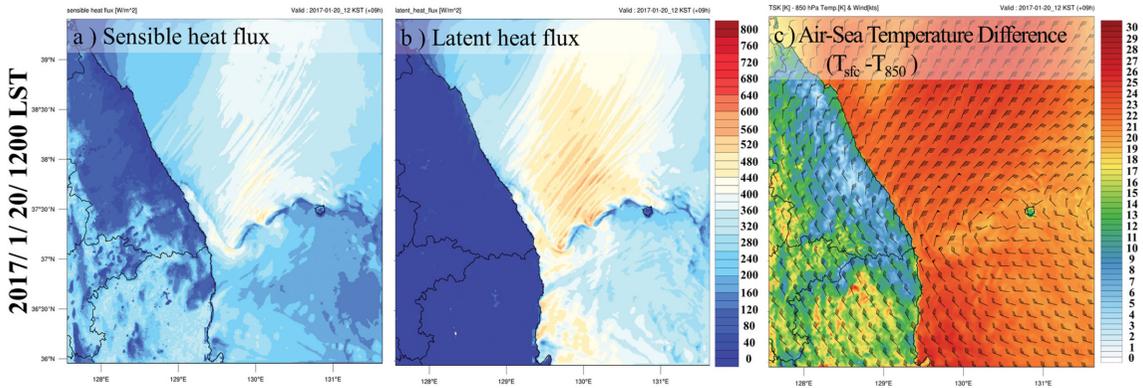


Fig. 8. The Simulated (a) sensible heat flux ( $J kg^{-1}$ ) (b) Latent heat flux ( $J kg^{-1}$ ) and (c) Air-Sea temperature difference ( $^{\circ}C$ ) from 1200 LST 20 January 2017.

이후, 강수의 전성기인 1200 LST (Fig. 7b)에는 역학적 대류권계면 고도가 약 1.3 km까지 하강한 것을 볼 수 있다. 그러나 해소되어 15시에는(Fig. 7c) 대류권계면 고도가 약 5 km로 급격히 상승하여 시스템이 약화되었다. 대류권계면 접힘(tropopause folding) 현상은 큰 IPV (Isentropic Potential Vorticity) 값이 상대적으로 정적 안정도가 낮은 대류권으로 침투하여 위치 소용돌이도 보존에 의해 절대 소용돌이도가 증가하게 된다. 이에 따라 지상 저기압이 급격하게 발달된다(Roebber, 1993). 낮아진 대류권 계면 고도는 지상과 큰 기온차이가 발생한다. 이로 인해 강한 연직불안정을 만들고, 결국 저기압성 소용돌이도를 하루로 증폭시켜 지상 저기압의 발달에 영향을 주었다(Uccellini et al., 1987).

그리고 수렴·발산에 대한 연직단면도(Figs. 7d-f)의 빨간색은 수렴, 파란색은 발산을 의미한다. 강수가 가장 강한 1200 LST (Fig. 7e)에는, 다른 시기들에 비하여 급격하게 대기 하층에서는 강한 수렴이 일어나고, 이는 Fig. 6b에서 보인 바람이 수렴하는 위치와 동일하다. 그리고 상층에서는 강한 발산이 일어나는 모습을 볼 수 있다. 상승속도에 대한 연직단면도(Figs. 7g-i)를 보면, 강수 전성기(Fig. 7h)에 급격하게 상승속도가 강해졌다. 위의 결과로 보아 상층대기의 대류권 계면 접힘 현상, 하층에 강한 수렴, 상층 발산, 강한 연직 상승속도가 발생하는 위치가 북강릉 앞바다에서 연직적으로 위치하고 있다. 즉, 역학적으로 최성기의 구조로 판단된다. 이러한 최성기의 저기압상태에서 많은 눈을 내렸던 것으로 사료된다.

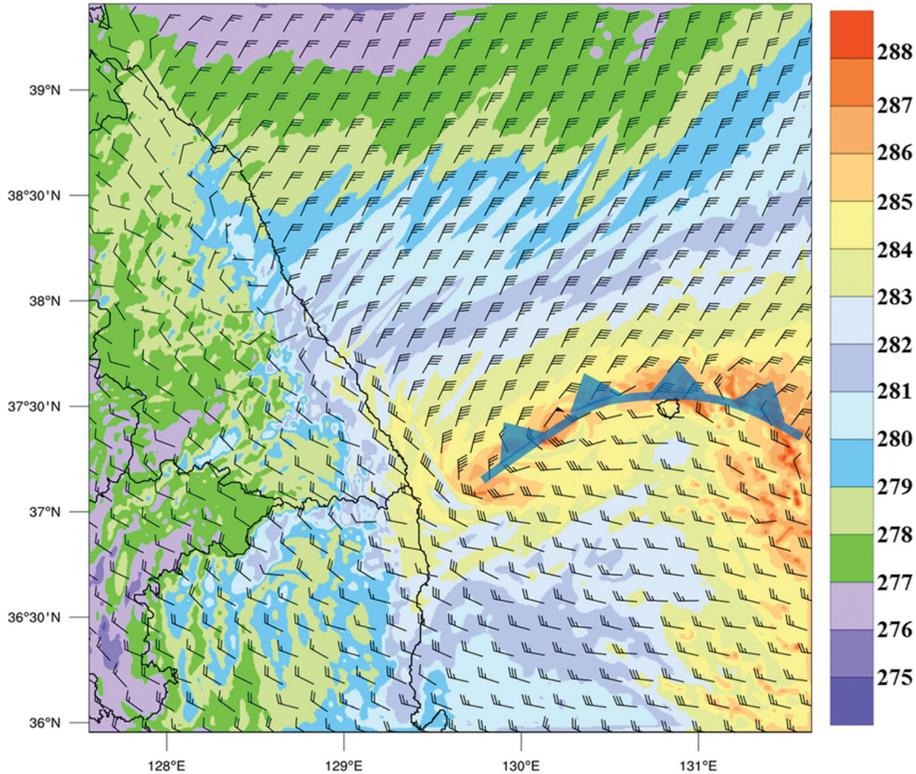
대기의 열적인 특성을 보기 위해 다양한 열적 요인에 대한 분포도를 분석하였다(Fig. 8). 대류성 강수와 관련된 현열 속(flux) 분포(Fig. 8a)와 잠열 속(Fig. 8b) 분포를 비교하고자 한다. 현열 속은 대부분  $440 Jkg^{-1}$  이하의 값을 보이며 최대  $510.74 Jkg^{-1}$ 의 열을 공급하

였다. 잠열 속은 대부분의 영역에서  $440 Jkg^{-1}$  이상의 분포를 보이고, 최대  $602.20 Jkg^{-1}$ 의 열을 공급하였다. 따라서 대기 중에 열을 공급하는데 잠열 속이 더 큰 기여를 한 것을 볼 수 있다. 따뜻한 해수면으로부터 잠열의 방출과 상층에 한기를 동반한 저기압으로 인해 큰 기온차이가 발생한다. 이러한 불안정으로 인해 동해상에서 강한 상승기류와 대류 발달이 발생하여 하층의 공기기둥을 저기압방향으로 회전을 유도한다. 즉, 지상의 저기압을 발달시키는데 기여하는 에너지 원이 되었다(Gyakum, 1983; Chen and Osso, 1987; Kuo et al., 1995). 또한 방출된 잠열에 의해 국지적으로 대류성 강수가 증가하는데 영향을 미쳤으며 이는 Minobe et al. (2008)의 선행연구 결과와 일치하였다. Figure 8c는 동해상의 해기차(Air-Sea Temperature Diffrence)를 보기 위한 것이다. 모델 결과에는 해수면 온도 변수를 활용하여 계산하였다. 해기차( $T_{slc} - T_{850hPa}$ )는 최대  $25.56^{\circ}C$ 으로 강설을 유발하는 구름이 발생한다는 선행 결과의 기준치( $15^{\circ}C$  이상)를 훨씬 초과하였다(Nam et al., 2014).

즉, 대류권계면 접힘 현상에 따라 발생한 상층 한기의 지원과 잠열 속에 의해 저기압은 급격하게 발달하여 최성기 상태였다. 동해상은 해기차(상·하층 기단의 성질 차이)에 의해 대류불안정이 발생하여 강설을 유발하는 구름이 발달하기 좋은 환경이었다. 열·역학적으로 대류운이 발생할 수 있었으며, 북동풍 기류가 강원 영동지역으로 유입됨에 따라, 영동 지역에서 대류운은 중층(약 6 km)까지 발달하였다.

### 3.2.2 한랭전선과 낙뢰 발생

한랭전선에 의해 대류성의 적운구름이 발달하며 기온, 기압 그리고 바람의 불연속면이 발생하는 특징이



**Fig. 9.** The Distribution of the simulated equivalent potential temperature at 850 hPa (K, shaded) and surface wind field at 1200 LST 20 January 2017. Display an blue icon is backdoor cold front.

있다. 한랭전선이 접근함에 따라 기압이 하강하고, 통과 후 기압이 급격히 상승하는 특징이 있으며, 한랭전선의 전면에서 남서 계열의 바람이 불고, 후면에서는 북서풍-서풍계열의 바람이 부는 특징이 있다(KMA, 2012a). 북강릉 시계열 자료(Fig. 3c)를 보면 기압의 경우 22시간 동안(19일 0900 LST~20일 0600 LST) 약 13.3 hPa (1025.7 hPa~1012.4 hPa) 하강하였다. 이후(그림 생략), 21시간 동안(20일 0600 LST~21일 0300 LST) 13.5 hPa (1012.4 hPa~1025.9 hPa)이 상승하였다. 단시간내의 큰 기압 변화는 기상청에서 제시하고 있는 우리나라 부근에서 발생한 급격히 발달한 저기압의 최소 기준인  $-12 \text{ hPa}/24 \text{ hr}$ 를 충족한다(KMA, 2012b). 따라서, 본 사례는 급격히 발달하는 저기압으로 사료된다. 그리고 강수 기간 동안은 한랭전선 후면의 특징인 북서풍계열의 바람이 불다가 강수종료 이후에는 한랭전선 전면의 특징인 남풍계열의 바람으로 바뀌었다. 한편, 기압과 온도에 대한 정보가 적은 해양과 관측소가 부족한 지역에서의 전선의 위치추정은 바람의 변화를 통해서 파악할 수 있다(KMA, 2012a). 일반적으로 북동진하는 한랭전선과 달리, 본 연구에서 판단된 한랭

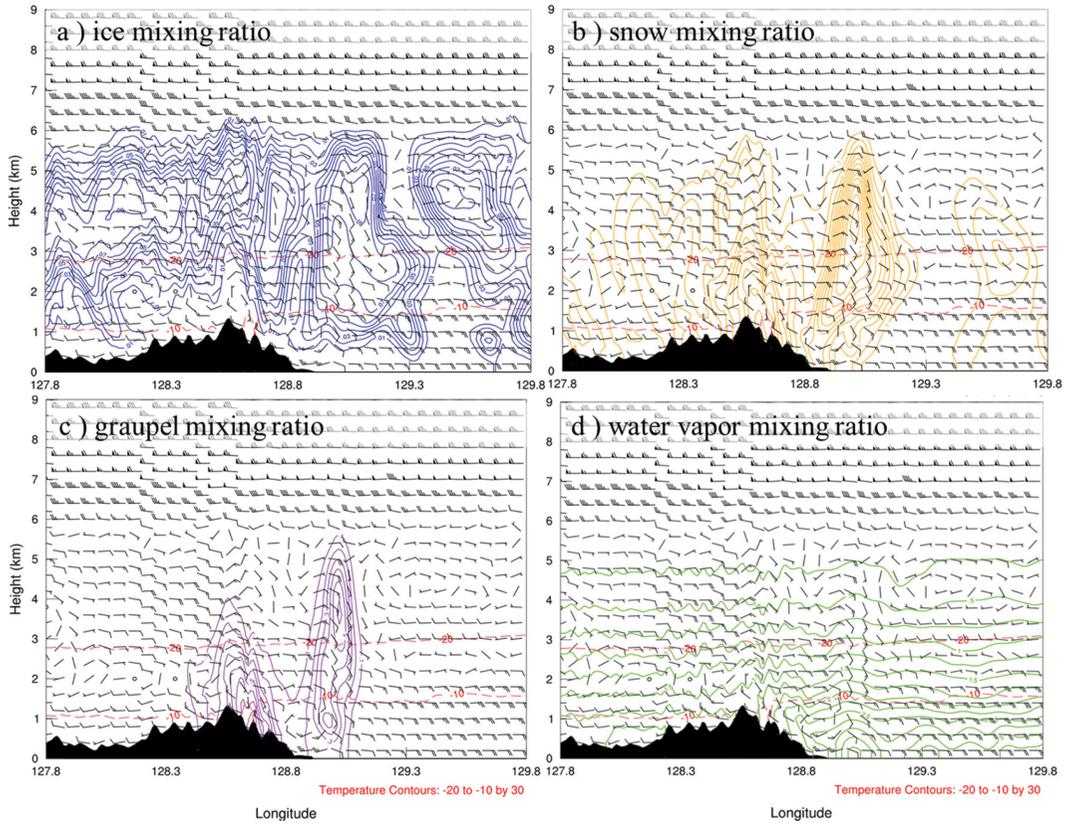
전선은 남서진하였다. 이는 Carr (1951)에 의해 정의된 뒷문한랭전선(backdoor cold front)에 해당한다.

Figure 9는 850 hPa 고도의 상당 온위와 지상 바람을 나타내었다. 강수 이전인 0300 LST(그림 생략)에 288 K 이상의 온난한 기단이 동해상에 위치한다. 시스템이 북에서 남으로 남서진하면서 280 K 이하의 비교적 차고 건조한 북쪽의 한대 공기를 동해상으로 이동시켰다. 이에 따라 동해상에 불연속면(파란 아이콘: 한랭 전선)을 형성 하였고, 이는 지상 바람의 불연속면과 일치함을 확인 하였다. 즉, 동해상의 불연속면 부근으로 뒷문한랭전선이 위치하였다고 사료된다. 뒷문한랭전선이 형성됨에 따라 대류 불안정한 환경에서 대류성 구름이 형성되었다(Martin, 1999).

겨울철에 한랭전선이 통과할 때 냉각, 응축에 의해 형성된 대류성 구름(National Severe Storms Laboratory, 2006)은 상부에 빙정(ice)이 많이 존재하였으므로(Fig. 10 참조) 적란운이라 판단된다(AMS, 2000). 적란운에서 뇌전이 발생할 수 있었던 원인을 분석해 보고자 하였다. Figure 10는 20일 1200 LST의 대기수상체 및 바람의 연직분포도이다. 빨간색 점선은  $-20 \sim -10^\circ\text{C}$ 의

2017/ 1/ 20/ 1200 LST

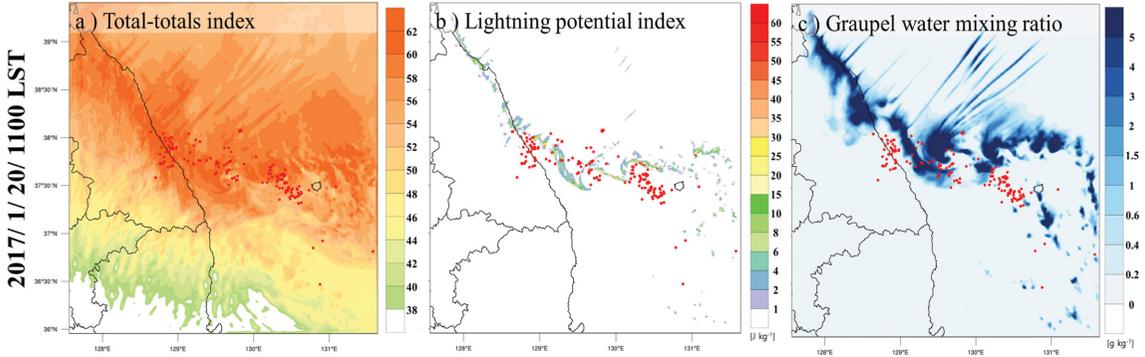
(10<sup>3</sup>kg kg<sup>-1</sup>)



**Fig. 10.** Vertical cross-section (a) Ice mixing ratio (blue contour), (b) Snow mixing ratio (orange contour), (c) Graupel mixing ratio (purple contour), (d) Water vapor mixing ratio (green contour), and wind field (vector,  $u^*w$ ,  $m s^{-1}$ ) at 1200 LST 20 January 2017. The red dotted line contour is Main charging zone.

Main charging zone 구역을 표시하였다(Saunders, 2008). Figure 10a의 파란색 선은 빙정(QICE), Fig. 10b의 오렌지색 선은 눈(QSNOW), Fig. 10c의 보라색 선은 싹락눈(QGRAUPEL)을 의미한다. Figure 10d의 초록색 선의 경우 수증기(QVAPOR)를 나타내었다. 북강릉 앞 바다 상공에 형성된 구름에서 가장 많은 양의 수적성분(Ice, Snow, Graupel, Rain, 그리고 Vapor)을 보이며 (Fig. 10), 이 구름은 연직으로 약 6 km까지 성장하였다(Fig. 6b 참조). 빙정이 강한 상승류에 의해 구름속에서 머무르면서 -20°C보다 높은 기온에서 빙정알갱이 주위로 과냉각수적(Vapor)과 결합하여(rimed)하여 싹락눈이 된다. 이때 수적은 상변화 과정을 통해 잠열을 방출하여 수적들 간의 온도 차이가 발생한다. 이 수적들의 접촉을 통해 따뜻한 물체에서 찬 물체로 양(+전하가 이동을 한다. 따라서 응결되어 상대적으로 따뜻한 물체인 빙정의 주변은 음(-전기를 띠며, 무거우므로 구름내부와 하부로 내려온다. 한편, 응결된 빙

정으로부터 전달된 양(+전하로 인해 상대적으로 차가운 물체인 빙정과편이나 크기가 작은 빙정은 양(+전하를 띤다. 또한 이들은 부피가 작고 가벼우므로 상승기류를 타고 구름상부로 이동한다. 이와 같은 메커니즘을 통해 구름의 상부는 양(+전기, 하부는 음(-전기를 나타내기도 한다(Hobbs, 1974; Dwyer and Uman, 2014; MacGorman and Rust, 1998). 본 연구사례에서도 양(+전하역인 Ice (Fig. 10a)는 전층에 고르게 분포하고 있으며 주로 3~5 km 부근에서 위치했다. Figures. 10b, c의 Snow와 싹락눈은 북강릉 앞바다 부근에서 최대 6 km까지 분포하고, dBZ가 강한 곳에서 많이 있었다(Fig. 6 참조). 음(-전하역인 Rain(그림 생략)은 북강릉 앞바다 부근에서만 위치하였다. Vapor (Fig. 10d)의 경우 강우가 많이 왔던 북강릉 앞바다 부분의 하층에 4 kg kg<sup>-1</sup> 정도로 가장 많았고 상층으로 갈수록 양이 줄어들었다. 즉, 하층의 공기가 6 km까지 발달한 대류형 구름에서 상승하면서 대기 중층과



**Fig. 11.** The Simulated (a) Total-totals index (b) Lightning potential index and (c) Graupel water mixing ratio from 1100 LST 20 January 2017.

상층에 존재하는 과냉각 수적과 충돌하면서 음전하와 양전하가 충분히 만들어질 수 있는 연직구조를 보였고 이는 선행연구의 결과와 일치한다(Dwyer and Uman, 2014). 이에 따라 번개가 생성되고, 땅으로 쳐 낙뢰가 관측된 것으로 판단된다.

천둥과 번개가 동반되면 강설량이 증가 할 가능성이 있으며, 사회·경제적 피해를 입히기도 한다(Schultz et al., 2009). 이와 같이 낙뢰와 강설 현상의 예측된 단변수로 활용하고자 전성기의 1시간 전인 1100 LST 분포도를 Fig. 11에 제시하였다. Figure 11의 a는 Total Totals index (TT) 분포도, b는 LPI 분포도, c는 쌍라 눈 분포도로 각 그림의 빨간색 점은 실제로 낙뢰가 관측된 위치를 의미한다. 먼저, TT는 하층대기(850 hPa)의 기온을 고려된 불안정 지수로 중상층의 한기핵을 가진 저기압(기압골)의 영향을 받을 때 높은 정확도를 보인다. 본 사례에서도 뇌우의 범위와 강도를 높은 정확도로 예측할 수 있으므로 분석에 사용하였다. 식은 다음과 같다.

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{850} - T_{500}) \quad (1)$$

여기서  $T_{850}$ 은 850 hPa의 기온,  $T_{850}$ 은 850 hPa의 노점온도,  $T_{500}$ 은 500 hPa의 기온이다. TT (Fig. 11a)는 최대 65.5°C으로 뇌우 발생 가능성이 높은 기준인 55°C를 초과하여 뇌우가 발생할 수 있는 환경이었다 (Miller, 1972; KMA, 2015). 뇌전에 대한 예측 가능성을 분석을 하기 위해 낙뢰 잠재 지수(Lightning potential index, LPI, 단위:  $J \text{ kg}^{-1}$ )를 활용하였다. 이는 Yair et al. (2010)에 의해 도입된 것으로 대류 뇌우에서 낙뢰를 유발하는 전하의 생성 및 전하의 분리에 대한 가능성의 척도를 나타내는 지수이다. 이 지수는 과냉각 수적이 존재하는 곳에서 빙정과 쌍라눈입자의 충돌을 포함하는 메커니즘으로(Takahashi, 1978; Saunders and Peck, 1998; Caranti et al., 1991), 온도의 차이가 있는

여러 수적들이 서로 충돌하여 전하가 분리되는 영역인  $-20 \sim -10^\circ\text{C}$ 의 Main charging zone (or charge reversal zone)에서 계산된다(Saunders, 2008). 관측된 번개와 높은 상관관계를 보인 바 있다. 식은 다음과 같다.

$$LPI = \frac{1}{V} \iiint \epsilon W^2 dx dy dz \quad (2)$$

$$\epsilon = 2(Q_i Q_j)^{0.5} / (Q_i + Q_j) \quad (3)$$

여기서  $V$ 는  $0^\circ\text{C} \sim -20^\circ\text{C}$  사이의 공기 부피를 의미하고,  $\epsilon$ 은 구름의 상승기류에 대한 척도로  $Q_i$ (총 액체 질량 혼합비)와  $Q_j$ (빙정 혼합비)를 통해 계산된다.  $W$ 는 연직 상승속도( $\text{m s}^{-1}$ )이다. 적분은 빙결고도에서  $-20^\circ\text{C}$  등온선의 높이까지의 구름 부피에서 계산된다. Figure 11b를 살펴보면 실제 뇌전이 관측된 곳의 부근에서 LPI를 모의하고 있는 모습을 볼 수 있다. 따라서, LPI 지수의 강도와 위치를 통해 번개의 예측에 사용할 수 있을 것으로 판단된다. 또한 LPI 지수가 높은 구역(Fig. 11b)과 쌍라눈이 많이 존재하였던 영역(Fig. 11c)이 유사한 것을 알 수 있었다. 이렇게 낙뢰의 발생에 대한 예상값인 LPI는 쌍라눈양의 증가와 관련이 있는 것처럼 보였으며, 이는 Kumjian and Deierling (2015)의 선행연구 결과와 일치하였다. 또한 번개는 강한 대류 영역과도 관련이 있다(Schultz et al., 2011; Rudlosky and Fuelberg, 2013). 따라서 급격히 발달한 낙뢰를 동반한 대류성 강수를 예단할 수 있는 가능성을 보았다.

#### 4. 종합 및 결론

이 연구에서는 2017년 1월 19~20일 동안 발생한 강설에 대해 종관일기도 및 수치모의 결과를 이용하여 발생 메커니즘과 예측 가능성에 대해 알아보았다. 2017

년 1월 20일 사례의 경우, 2~3 km까지 성장한 층운형 구름에 의해 발생한 기존의 강원 영동지역의 강설 사례들(Seo et al., 2016; Ko et al., 2016)과 달리 영동 지역과 그 앞 해상에서  $-40^{\circ}\text{C}$  이상의 온정 온도를 보이며, 약 6 km까지 발달한 대류성 구름에 의해 강설 현상이 발생했다. 또한 사례기간의 북강릉 지점은 강설(32.2 cm)의 65.8% (21.2 cm)가 짧은 시간(2시간)에 왔으며, 뇌전현상을 동반한 뇌설 사례였다.

종관 일기도와 ASOS 관측, COMS 위성영상 그리고 뇌전읍선을 추가한 수치모의 실험 등을 이용하여 2017년 1월 20일 뇌설 사례 연구를 수행하여 다음과 같은 결론을 얻었다. 동해상에 최대 약 6 km까지 발달한 대류운에 의해 영동해안 지역에 대설이 발생하였으며 동풍계열의 바람이 강하게 유입되는 환경이었다. 상층의 한기 남하와 하부성층권공기의 유입(대류권계면 접합현상)과 최대  $25.56^{\circ}\text{C}$ 의 해기차, 그리고 잠열의 방출로 인한 응결열(condensational heating)에 의해 강한 대기 불안정상태에서 저기압의 발달을 촉진 시켰다. 강설의 전성기인 1200 LST에 하층대기에서 강한 바람에 의한 수렴, 강한 상승운동 그리고 상층 발산의 역이 연직적으로 위치한 역학적으로 가장 발달한 저기압이었다. 단시간내의 큰 기압의 변화를 보였으며, 강수 기간 동안은 북서풍계열의 바람(한랭전선 후면)이 불다가 강수종료 이후에는 남풍계열의 바람(한랭전선 전면)으로 바뀌었다. 이와 같이 기상현상과 풍향의 관계, 그리고 단기간의 기압의 상승과 하강, 바람의 불연속면과 따뜻하고 차가운 공기의 불연속면의 위치를 통해 뒷문한랭전선(backdoor cold front)이 동해상에 위치하였음을 판단한다. 본 사례는 전선에 의해 뇌설이 발생하였다고 사료된다(Market et al., 2004).

겨울철에 한랭전선에 의해 형성된 적란운에서 빙정이 강한 상승류에 의해 구름내부에 머물면서  $-20^{\circ}\text{C}$  보다 높은 기온에서 빙정알갱이 주위로 과냉각수적과 결합하여(rimed)하여 싹눈이 된다. 이때 수적은 상변화 과정을 통해 잠열을 방출하고 빙정표면의 온도와 작은 빙정조각과의 온도 차이가 발생한다. 이에 따라 전하의 이동이 발생하고 충돌로 인하여 번개가 형성된다. 형성된 번개는 열·역학적으로 불안정한 대기 상태에서 땅으로 쳐 뇌전현상이 발생하였다. 불안정지수(TT, LPI)를 통해 뇌설이 발생할 가능성이 높은 환경으로 실제 뇌전이 관측된 곳과 모의된 구간이 일치하였으며 LPI와 싹눈이 관련이 있는 모습을 보였다. 이를 통해 대류성 구름에 의한 뇌전을 동반한 강설을 예단할 수 있는 가능성을 보았다.

본 연구는 동해상에서 대류성 구름에 의해 발생한 뇌설 사례의 종관적, 열·역학적, 수적분포를 조사하였다. 이를 통해 동해상에서 발생한 뇌설 사례에 대한

이해를 높이고, 폭발적인 강수의 예측에 도움이 될 수 있길 기대한다. 한편, 한반도에서 발생한 뇌설 사례에 대한 연구는 하나의 사례에 대해서만 분석되었으므로 추가적인 연구가 필요하다.

## 감사의 글

이 연구는 기상청 국립기상과학원 「기상업무지원 기술개발연구」 “재해기상 감시·분석·예측기술 개발 및 활용연구(KMA2018-00123)”의 지원으로 수행되었습니다. 또한 본 논문의 개선을 위해 좋은 의견을 제시해 주신 심사위원분들께 깊은 감사를 드립니다.

## REFERENCES

- AMS (American Meteorological Society) Glossary, 2000: AMS Glossary of Weather [[http://glossary.ametsoc.org/wiki/Main\\_Page](http://glossary.ametsoc.org/wiki/Main_Page)].
- Boccippio, D. J., K. L. Cummins, H. J. Christian, and S. J. Goodman, 2001: Combined satellite- and surface-based estimation of the intracloud-cloud-to-ground lightning ratio over the continental united states. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 108-129.
- Caranti, G. M., E. E. Avila, and M. A. Ré, 1991: Charge transfer during individual collisions in ice growing from vapor deposition. *J. Geophys. Res.*, **96**, 15365-15375.
- Carr, J. A., 1951: The East Coast “Backdoor” front of May 16-20, 1951. *Mon. Wea. Rev.*, **79**, 100-105.
- Chen, S.-J., and L. Dell’osso, 1987: A numerical case study of East Asian coastal cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 477-487.
- Cho, Y.-J., and T.-Y. Kwon, 2014: Cloud-cell tracking analysis using satellite image of extreme heavy snowfall in the Yeongdong region. *Korean J. Remote Sens.*, **30**, 83-107 (in Korean with English abstract).
- Crowe, C., P. Market, B. Pettegrew, C. Melick, and J. Podzimek, 2006: An investigation of thundersnow and deep snow accumulations. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L24812.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a meso-scale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077-3107.
- Dwyer, J. R., and M. A. Uman, 2014: The physics of lightning. *Physics Reports*, **534**, 147-241, doi:10.1016/j.physrep.2013.09.004.
- Gyakum, J. R., 1983: On the evolution of the QE II storm. II: Dynamic and thermodynamic structure. *Mon. Wea.*

- Rev.*, **111**, 1156-1173.
- Halsey, N. G. J., and R. Patton, 1999: Investigation into lightning strikes to helicopters operating over the North Sea. Preprints, *8th Conf. on Aviation, Range, and Aerospace Meteorology*, Dallas, TX, Amer. Meteor. Soc., 259-263.
- Hobbs, P. V., 1974: *Ice Physics*, Clarendon Press, Oxford, 836 pp.
- Hong, S. Y., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of the entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318-2341.
- KMA, 2012a: Forecaster Intermediate Training Materials. *Korea Meteorological Administration*, 418 pp.
- \_\_\_\_\_, 2012b: Rapidly developed cyclone. *Korea Meteorological Administration*, 8 pp.
- \_\_\_\_\_, 2015: Thunder & lightning occur cause and prediction. *Korea Meteorological Administration*, 12 pp.
- Ko, A.-R., B.-G. Kim, S.-H. Eun, Y.-S. Park, and B.-C. Choi, 2016: Analysis of the relationship of water vapor with precipitation for the winter ESSAY (Experiment on Snow Storms At Yeongdong) period. *Atmosphere*, **26**, 19-33 (in Korean with English abstract).
- Kumjian, M. R., and W. Deierling, 2015: Analysis of thundersnow storms over northern Colorado. *Wea. Forecasting*, **30**, 1469-1490, doi:10.1175/WAF-D-15-0007.1.
- Kuo, Y.-H., J. R. Gyakum, and Z. Guo, 1995: A case of rapid continental mesoscale cyclogenesis. part 1: Model sensitivity experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 970-997.
- Kwon, T.-Y., J.-Y. Park, B.-C. Choi, and S.-O. Han, 2015: Satellite image analysis of low-level stratiform cloud related with the heavy snowfall events in the Yeongdong region. *Atmosphere*, **25**, 577-589 (in Korean with English abstract).
- Lee, J. G., and Y.-J. Kim, 2008: A numerical case study examining the orographic effect of the taebaek mountains on snowfall distribution over the Yeongdong area. *Atmosphere*, **18**, 367-386 (in Korean with English abstract).
- Lim, K.-S. S., and S.-Y. Hong, 2010: Development of and effective Double-Moment cloud microphysics scheme with prognostic Cloud Condensation Nuclei (CCN) for weather and climate models. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1587-1612, doi:10.1175/2009MWR2968.1.
- MacGorman, D. R., and W. D. Rust, 1998: *The Electrical Nature of Storms*. Oxford University Press, 422 pp.
- Market, P. S., C. E. Halcomb, and R. L. Ebert, 2002: A climatology of thundersnow events over the contiguous United States. *Wea. Forecasting*, **17**, 1290-1295.
- \_\_\_\_\_, A. M. Oravetz, D. Gaede, E. Bookbinder, R. Ebert, and C. Melick, 2004: Upper air constant pressure composites of midwestern thundersnow events, *20th Conference on Weather Analysis and Forecasting*, Seattle, WA, Amer. Meteor. Soc., P4.6 [https://ams.confex.com/ams/84Annual/webprogram/20WAF16NW.html].
- Martin, J. E., 1999: Quasigeostrophic forcing of ascent in the occluded sector of cyclones and the trowal airstream. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 70-88.
- Miller, R. C., 1972: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. AWS Tech. Rep. 200 (rev.). Headquarters, Air Weather Service, Scott Air Force Base, IL, 190 pp.
- Minobe, S., A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, S. P. Xie, and R. J. Small, 2008: Influence of the Gulf Stream on the troposphere. *Nature*, **452**, 206-209.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16663-16682.
- Moore, J. T., and P. D. Blakley, 1988: The role of frontogenetical forcing and conditional symmetric instability in the Midwest snowstorm of 30-31 January 1982. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2155-2171.
- Nam, H.-G., B.-G. Kim, S.-O. Han, C. Lee, and S.-S. Lee, 2014: Characteristics of easterly-induced snowfall in Yeongdong and its relationship to air-sea temperature difference. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, **50**, 541-552, doi:10.1007/s13143-014-0044-3.
- National Severe Storms Laboratory, 2006: *A Severe Weather Primer: Questions and Answers about Thunderstorms*. National Oceanic and Atmospheric Administration. Retrieved, 2009-09-01.
- Nicosia, D. J., and R. H. Grumm, 1999: Mesoscale band formation in three major northeastern United States snowstorms. *Wea. Forecasting*, **14**, 346-368.
- Roebber, P. J., 1993: A diagnostic case study of self-development as an antecedent conditioning process in explosive cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 976-1006.
- Rudlosky, S. D., and H. E. Fuelberg, 2013: Documenting storm severity in the mid-Atlantic region using lightning and radar information. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 3186-3202, doi:10.1175/MWR-D-12-00287.1.
- Saunders, C. P. R., 2008: Charge separation mechanisms in

- clouds, *Space Sci. Rev.*, **137**, 335-353.
- \_\_\_\_\_, and S. L. Peck, 1998: Laboratory studies of the influence of the rime accretion rate on charge transfer during crystal/graupel collisions. *J. Geophys. Res.*, **103**, 13949-13956.
- Schultz, C. J., W. A. Petersen, and L. D. Carey, 2009: Preliminary development and evaluation of lightning jump algorithms for the real-time detection of severe weather. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **48**, 2543-2563.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, and \_\_\_\_\_, 2011: Lightning and severe weather: A comparison between total and cloud-to-ground lightning trends. *Wea. Forecasting*, **26**, 744-755, doi:10.1175/WAF-D-10-05026.1.
- Schultz, D. M., 1999: Lake-effect snowstorms in northern Utah and western New York with and without lightning. *Wea. Forecasting*, **14**, 1023-1031.
- Seo, W.-S., and Coauthors, 2016: Intercomparison between temperature and humidity sensors of radiosonde by different manufactures in the ESSAY (Experiment on Snow Storms At Yeongdong) campaign. *Atmosphere*, **26**, 347-356, doi:10.14191/Atmos.2016.26.2.347 (in Korean with English abstract).
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers, 2008: A description of the advanced research WRF version 3. NCAR Tech. Note TN-475+STR, 125 pp.
- Steenburgh, W. J., S. F. Halvorson, and D. J. Onton, 2000: Climatology of lake-effect snowstorms of the Great Salt Lake. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 709-727.
- Steiger, S. M., R. Hamilton, J. Keeler, and R. E. Orville, 2009: Lake-effect thunderstorms in the lower Great Lakes. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **48**, 889-902.
- Takahashi, T., 1978: Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1536-1548.
- Uccellini, L. W., R. A. Petersen, P. J. Kocin, K. F. Brill, and J. J. Tuccillo, 1987: Synergistic interactions between an upper-level jet streak and diabatic processes that influence the development of a low-level jet and a secondary coastal cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2227-2261.
- WMO (World Meteorological Organization), 1986: *Atmospheric Ozone 1985: Global Ozone Research and Monitoring Report*. Rep. No. 16, WMO, Geneva, Switzerland, 392 pp.
- Yair, Y., B. Lynn, C. Price, V. Kotroni, K. Lagouvardos, E. Morin, A. Mugnai, and M. d. C. Llasat, 2010: Predicting the potential for lightning activity in Mediterranean storms based on the Weather Research and Forecasting (WRF) model dynamic and microphysical fields. *J. Geophys. Res.*, **115**, D04205, doi:10.1029/2008JD010868.