

## 대기 안정도에 따른 인공증설 항공실험 효과 분석: IJCO-WCE 2019 캠페인 사례 연구

고아름<sup>1)</sup> · 김부요<sup>1)</sup> · 정운선<sup>1)</sup> · 김지형<sup>2)</sup> · 구정모<sup>3)</sup> · 장기호<sup>1)\*</sup> ·  
차주완<sup>1)</sup> · 이철규<sup>4)</sup> · 이용희<sup>5)</sup>

<sup>1)</sup>국립기상과학원 기상응용연구부, <sup>2)</sup>피터슨프로젝트앤솔루션,  
<sup>3)</sup>환경부 한강홍수통제소 수자원정보센터, <sup>4)</sup>국립기상과학원 관측연구부,  
<sup>5)</sup>수치모델링센터 수치자료응용과

(접수일: 2024년 6월 25일, 수정일: 2024년 9월 3일, 게재확정일: 2024년 10월 16일)

## Analysis of the Effects of Airborne Snowfall Enhancement Experiments Based on Atmospheric Stability: A Case Study of the IJCO-WCE 2019 Campaign

A-Reum Ko<sup>1)</sup>, Bu-Yo Kim<sup>1)</sup>, Woonseon Jung<sup>1)</sup>, Ji-Hyoung Kim<sup>2)</sup>, Jung Mo Ku<sup>3)</sup>,  
Ki-Ho Chang<sup>1)\*</sup>, Joo Wan Cha<sup>1)</sup>, Chulkyu Lee<sup>4)</sup>, and Yong Hee Lee<sup>5)</sup>

<sup>1)</sup>Research Applications Department, National Institute of Meteorological Sciences,  
Korea Meteorological Administration, Jeju, Korea

<sup>2)</sup>Peterson Projects & Solutions Korea, Seoul, Korea

<sup>3)</sup>Water Resource Information Center of Han River Flood Control Office, Ministry of Environment, Seoul, Korea

<sup>4)</sup>Observation Research Department, National Institute of Meteorological Sciences, Jeju, Korea

<sup>5)</sup>Numerical Data Application Division, Numerical Modeling Center,  
Korea Meteorological Administration, Daejeon, Korea

(Manuscript received 25 June 2024; revised 3 September 2024; accepted 16 October 2024)

**Abstract** This study analyzes and compares the results of airborne snowfall enhancement experiments conducted on November 25 and 28, 2019, as part of the International Joint Cloud Observation and Weather Control Experiment (IJCO-WCE) 2019 campaign. The objective was to assess the effects of experimental interventions on cloud precipitation patterns. To address the challenges in verifying artificial snowfall enhancement, this study proposes an innovative approach, utilizing a post-experiment zigzag flight path for in-situ observations. This approach allowed for detailed comparisons between affected and unaffected cloud regions. Precipitation was observed in the target area on the leeward side on November 25, whereas no precipitation was recorded during the November 28 experiment. We concluded that airborne snowfall enhancement is more effective when the lower atmosphere is unstable at the rear of a trough, as confirmed by changes in the distribution of precipitation particles in the clouds and on the ground. Two identical flight experiments were conducted using the KMA/NIMS atmospheric research aircraft, allowing detailed observations. Data collected from onboard cloud observation instruments and six ground stations facilitated detailed analyses of changes in the concentration and size distribution of cloud particles (e.g., supercooled droplets, ice crystals, and snow parti-

\*Corresponding Author: Ki-Ho Chang, Research Applications Department, National Institute of Meteorological Sciences, 33, Seohobuk-ro, Seogwipo-si, Jeju-do 63568, Korea.  
Phone: +82-64-780-6664, Fax: +82-64-738-6515  
E-mail: khchang@korea.kr

cles). The method of comparing particle sizes between clouds affected and unaffected by the experiments is used to verify the effectiveness of artificial snowfall enhancement techniques. This methodology could be widely adopted in future studies to improve our understanding of weather modification strategies.

**Key words:** Orographically-forced clouds, IJCO-WCE 2019 campaign, Snowfall enhancement, Cloud particle characteristics, Droplet size distribution

## 1. 서 론

최근 기후변화가 가속화되면서 고온과 건조한 날씨가 지속됨에 따라, 전세계적으로 가뭄, 폭염, 산불 등 극한 기상현상이 빈번하게 발생하고 있다. 이로 인해 사회·경제적 손실뿐만 아니라 인명피해도 증가하고 있다(Kim et al., 2020a). 국제사회는 기후변화와 물 순환 사이의 관계를 주요 이슈로 삼고 있으며, 물 부족에 대비한 안정적인 수자원 공급 대책 마련이 시급한 과제로 인식되고 있다(WWDR, 2020). 댐과 여과장치 같은 전통적 수자원 확보 방안은 높은 초기 투자 비용과 유지관리 비용이 들어간다는 단점이 있다(Petheram and McMahon, 2019). 반면, 인공강우 기술은 환경에 미치는 부정적 영향을 최소화하며 비교적 저렴한 비용으로 수자원을 확보하고 가뭄 피해를 줄일 수 있는 방안이 될 수 있다(Kim et al., 2020b). 세계기상기구(World Meteorological Organization, WMO)는 이 기술을 물 부족 문제에 대응하기 위한 주요 기술로 인정하고, 현재 및 미래의 수자원 확보 방안으로 제안하고 있다(Flossmann et al., 2018).

인공강우는 비를 내릴 만큼 성장하지 못한 구름에 응결핵 또는 빙정핵을 추가하여 강수를 발생 또는 증가시키는 기술로, 주로 여름철 대류성 구름과 겨울철 지형성 구름을 대상으로 연구되어 왔다(Silverman, 2001). 여름철 대류성 구름은 지표 가열로 인해 국지적으로 자연 강수가 발생하기 쉬워, 이 기술의 효과를 입증하기 어렵다. 반면, 겨울철 지형성 구름은 대기 상층의 찬 공기와 지형의 상호작용에 의해 강수가 발생하므로, 구름 내 대류 에너지가 낮을 때 강수량의 시공간적 분포를 비교적 정확히 추정할 수 있다(French et al., 2018). 겨울철 산악지역에서 빈번히 발생하는 이 구름들은 과냉각 수적이 많아 요오드화은을 사용한 빙정핵 시딩에 적합하다(David et al., 2019). 이 기술은 특히 하층 구름이 지형을 따라 상승하며 강수를 발달시키지 못하는 경우에 효과적이다(Rosenfeld et al., 2010). 빙정핵 시딩은 미국 서부 지역에서 수자원을 확보하는 전략 중 하나로(Khatri et al., 2021; Mazzetti et al., 2021), 이는 전체 물 공급량을 5%에서 최대 15%까지 증가시킬 수 있다(DeFelice et al.,

2014; Rasmussen et al., 2018).

한반도 지역은 여름과 가을에 연 강수량의 약 70% 이상이 집중되며, 겨울과 봄에는 상대적으로 강수량이 적다(Kim et al., 2020b). 이로 인해 여름과 가을의 장마 및 태풍 시즌에 충분한 수자원을 확보하지 못할 경우, 다음 봄에 심각한 물 부족이 발생할 수 있다(Bae et al., 2019; Jang et al., 2019). 특히 강원도와 같은 삼림 지역에서는 겨울철 적설량이 부족하면 다음 해 봄철 수자원 부족과 가뭄 및 산불 위험이 증가할 수 있다. 이 문제를 해결하기 위해, 기상청 국립기상과학원은 2006년부터 2017년까지 겨울철 강원도 대관령 지역의 지형성 구름을 대상으로 지상 연소기 및 소형 항공기(Cessna 206)를 이용하여 강설량을 증가시켜 봄철 가뭄 피해를 줄이는 데 노력하였다(Lee et al., 2009; Yang et al., 2018; Cha et al., 2019; Jung et al., 2022).

인공강우 실험의 효과 검증을 위해 수치모의를 통한 시딩 물질의 확산 분석, 강수 변화장 분석, 그리고 지상기반 관측자료를 이용한 반사도 변화 등 물리적 분석이 주로 사용되었다(Kim et al., 2020b). 그러나 수치 모델의 불확실성과 소형 항공기의 비행 조건 제약(예: 비행 시간 3시간 이하, 고도 3 km 이하, 강풍 200 km hr<sup>-1</sup> 이하)으로 인해 2008년부터 2016년까지 연간 평균 5회의 항공 실험에 그쳤다(Cha et al., 2019). 또한 실험 지역 상공에서 구름 미세 물리 자료가 직접 관측되지 않아, 시딩에 적합한 대기 조건 및 구름의 특성 변화를 분석하는 데 한계가 있었다. 이러한 문제를 해결하기 위해 기상청은 2017년 11월에 King Air 350HW를 개조한 쌍발 터보 플롭 기상항공기(KMA/NIMS Atmospheric Research Aircraft, NARA)를 도입했다. 이 항공기는 최대 10 km의 고도와 최대 7시간의 비행 시간을 가능하게 하여 항공 실험 여건을 크게 개선하였다(Kim et al., 2020a).

나라호 도입으로 국내 인공강우 기술에 대한 국민적 요구가 증가함에 따라 기상청 국립기상과학원은 선진 인공강우 기술을 확보하기 위해 2019년 11월부터 12월까지 국내외 연구진과 함께 International Joint Cloud Observation and Weather Control Experiment (IJCO-WCE) 2019 캠페인을 수행하였다. 기존의 항공

실험은 시딩과 시딩라인에 수직인 방향으로 실험 전·후의 직선 관측을 수행하였다(Cha et al., 2019). 이 과정에서 시딩은 연소탄 24발 기준 약 1시간 이상이 소요되며, 실험 전과 후의 구름이 동일한 구름이라는 가정 하에 분석이 이루어졌다. 이는 시간 경과에 따른 다른 구름의 유입이나 변화가 고려되지 않았다는 점에서 제한적이었다. 반면 IJCO-WCE 2019 캠페인에서 수행된 지그재그 패턴 비행은 이러한 제한을 극복하고자 새로운 접근 방식을 제공하였다(Ku et al., 2020). 지그재그 패턴 비행은 시딩이 이루어진 후에 풍상측(시딩이 영향을 미치지 않는 지역)과 풍하측(시딩이 영향을 미친 지역)을 교차로 비행하며 관측을 수행하며, 이 방법은 시간에 따른 다른 구름의 유입을 최소화하고, 같은 구름 시스템 내에서 일어나는 변화를 분석할 수 있게 하였다.

본 연구에서는 IJCO-WCE 2019 캠페인 중 대관령 산악지역의 지형성 구름을 대상으로 지그재그 패턴 비행 방법을 수행한 두 개의 실험 및 관측 사례를 비교 분석하였다. 2장에서는 IJCO-WCE 2019 캠페인 소개, 산악 지역에서의 비행 방법, 기상 특성, 그리고 사용된 항공 및 지상 구름 물리 관측 자료에 대해 설명하였다. 3장에서는 비행 개요, 항공 관측된 빙정 입자의 분포 및 모양 특징, 그리고 풍상·하측 구름의 입자 크기 분포(Droplet Size Distribution, DSD) 및 지상 강수 입자크기분포 차이를 분석하였다. 이 연구는 인공 증설 항공 실험의 효과를 증명하고 한국의 기상 조건과 지형 특성에 맞는 항공 실험 방안을 수립하는 데 기여하고자 한다.

## 2. 자료 및 방법

### 2.1 IJCO-WCE 2019 캠페인 소개

기상청 국립기상과학원은 2019년 11월 18일부터 12월 20일까지 5주 동안 미국 Droplet Measurement Technologies (DMT)사와 공동으로 IJCO-WCE 2019 캠페인을 수행하였다. 이 캠페인은 인공증설 항공 실험 전략, 실험/항공 관측 결과 분석 및 평가, 항공 관측장비 검·교정 등 국외 선진기술을 공유할 목적으로 수행되었다. IJCO-WCE 2019 캠페인에는 나라호, Cessna 항공기가 사용되었고, 해양성 층운과 층적운, 지형성 구름을 대상으로 빙정핵 시딩 9회, 흡습성 에어로졸 시딩 1회, 구름-에어로졸 상호작용 관측 1회로 총 11회의 비행 관측을 수행하였다(Appendix 1). 본 연구에서는 IJCO-WCE 2019 캠페인 중 지형성 구름에 초점을 맞추어 나라호로 수행한 2019년 11월 25일과 11월 28일의 빙정핵 시딩 두 사례를 분석하였다(Appendix 1의 RF 04는 Cessna 항공기로 수행된 실험으로 본 연구에서는 제외하였다.).

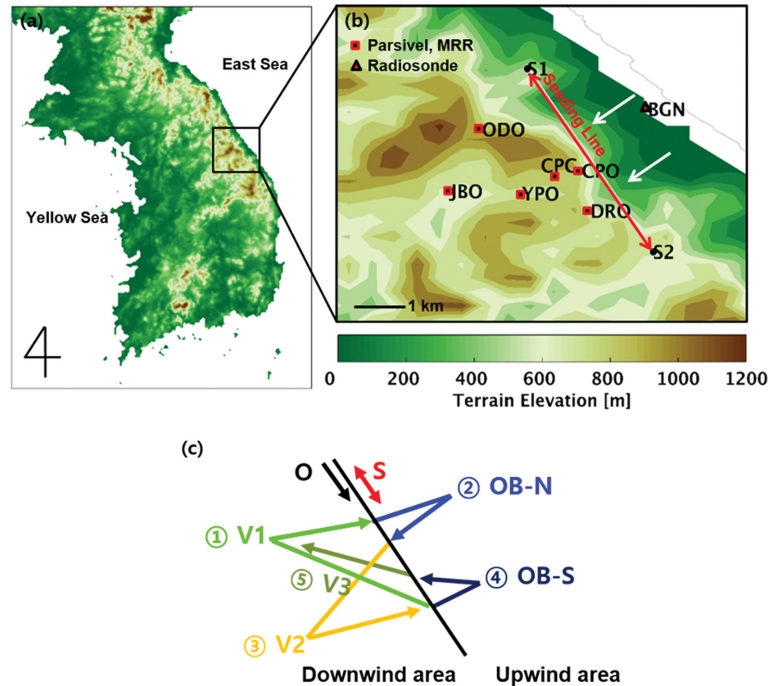
### 2.2 항공 실험 및 관측 방법

실험 지역은 강원도 용평 일대로, 이 지역은 동쪽으로 동해가 인접하고 서쪽으로는 남북으로 고도 1 km 내외의 급격한 경사를 가진 태백산맥이 위치한다(Fig. 1a). 항공안전법상 1.9 km 고도 아래는 산악 지역 비행제한으로 실험 및 관측을 수행할 수 없다. 따라서, 시딩라인(S1-S2)은 태백산맥 동쪽 경계면 위의 약 1.9 km 고도에서 지상에서부터 고도 2.2 km까지의 평균 바람 방향에 수직이 되도록 설정하였다(Fig. 1b). 시딩(Seeding, S)은 구름에 빙정핵을 계속 공급하기 위해 2분 간격으로 각 날개의 2개의 연소탄을 동시에 연소하는 방식을 채택하였다. 실험 대상 구름의 미세물리 특성을 관찰하기 위해, 비행기가 시딩고도와 동일한 높이에서 시딩 전에는 시딩라인을 따라 직선으로 비행하며 관측하고(Observation, O), 시딩 후에는 풍상측(즉, 시딩 비 영향 지역; OB-N, OB-S)과 풍하측(즉, 시딩 영향 지역; Verification, V1-V3)을 교차하며 구름을 비교 관찰하도록 설계하였다(Fig. 1c).

실제 비행에서 시딩고도(약 1.9 km)는 11월 25일(이하 Case 1)에는 운정, 11월 28일(이하 Case 2)에는 운중에 해당하였다. 시딩은 시딩라인을 따라 Case 1에서는 편도 2회, Case 2에서는 편도 3회를 비행하며 살포하였다. 시딩 물질은 ICE 사의 점화 형식의 요오드화은 연소탄을 사용하였고, Case 1과 Case 2에 각각 21발(총 340.2 g)과 14발(총 226.8 g)을 살포하였다. 상세한 비행 및 시딩 시간, 구름 상태는 Table 1에 나타내었다.

### 2.3 항공관측자료

나라호에는 구름 및 강수 입자의 개수 또는 모양을 관측하는 구름 입자 측정기[Cloud Combination Probe (CCP): Cloud Droplet Probe (CDP)와 Cloud Imaging Probe (CIP)]와 강수 입자 측정기(Precipitation Imaging Probe, PIP)가 탑재되어 있다. 일반적으로 빙정의 크기 50  $\mu\text{m}$ 을 기준으로 작은 빙정들은 전방산란기기(forward scattering probe), 큰 빙정들은 광학배열관측기기(Optical Array Probe: CIP, PIP)를 통해 입자의 수 농도, 크기, 또는 모양을 관측한다. 본래 전방산란기기는 작은 구형의 액체상의 입자를 관측하기 위해 개발되었으나, 현재 빙정 관측에도 사용되고 있다. 다만, 전방산란기기에 사용하고 있는 이론은 미 이론으로서 구형의 액체상 구름 입자를 가정하고 있기 때문에 비구형 고체상 물로 이루어진 빙정 관측 시 크기 결정의 오차가 발생할 수 있다(Um et al., 2020). 실제 본 연구에서 분석한 구름은 혼합상 구름으로 액체상 구름입자들과 빙정들이 함께 존재하며, CDP로 관측된 입자들 중 과냉각수적 뿐만 아니라 작은 크기의 빙정



**Fig. 1.** (a) Location of Taebaek mountain area in the Korean Peninsula. (b) The conceptual illustration of the terrain map indicates the sites of ground-based instrument locations as well as an example flight track for the seeding aircraft, assuming conditions with northeasterly wind. Here, the five red squares indicate the locations of sites installed by MRR and Parsivels. The black triangle indicates a radiosonde site. The abbreviations are as follows: Cloud Physics Observation (CPO), Cloud Physics Center (CPC), Yongpyeong Observatory (YPO), O-dae Mt. Observatory (ODO), Daegi-ri Observatory (DRO), and Bukgangeung sonde site (BGN), respectively. (c) The sequence of airborne observations, where O indicates the pre-seeding observation line, S indicates the seeding, and the post-seeding phase includes the upwind side (i.e., the seeding unaffected area; OB-N, OB-S) and the downwind side (i.e., the seeding affected area; Verification, V1-V3).

**Table 1.** A summary of each research flight and scientific objectives for two flights.

Cases Classification	Case 1	Case 2
Flight Date	November 25, 2019	November 28, 2019
Flight Time (KST)	10:12~12:43 (Seeding, 11:02~11:37, 35 min; V1, 11:37~11:47, 10 min; V2, 11:55~12:03, 8 min; V3, 12:08~12:12, 4 min)	10:44~12:49 (Seeding, 11:24~11:52, 28 min; V1, 11:52~11:59, 7 min; V2, 12:09~12:17, 8 min; V3, 12:23~12:27, 4 min)
Flight Height	1.9 km (near the cloud top, $-7^{\circ}\text{C}$ )	1.9 km (in cloud, $-7^{\circ}\text{C}$ )
Flight Objectives	Glaciogenic seeding of orographic clouds with top temperature around $-7^{\circ}\text{C}$ .	Glaciogenic seeding of orographic clouds with top temperatures around $-10^{\circ}\text{C}$ .
Cloud Status	Clouds top height decreased throughout the flight, with clouds generally deeper further away from the clouds.	Multilayered Cloud near the coast of East Sea. The heaviest clouds were along the seeding track and east.
Flares	21 flares ignited	14 flares ignited
# of passed completed	Completed 2 seeding passes	Completed 3 seeding passes

**Table 2.** Instruments deployed at the King Air 350HW.

Sensor Name	Basic Parameter Measured	Derived Parameters
AIMMS-20	Ambient Temperature (Celsius), Relative Humidity (%), Altitude (m), Latitude (degrees), longitude (degrees), Aircraft orientation (pitch, roll, yaw) (degrees), Airspeed ( $m s^{-1}$ )	3-D winds ( $m s^{-1}$ )
CCN-200	Cloud Condensation Nuclei (CCN) at various supersaturations	Number concentration ( $cm^{-3}$ ) and size ( $\mu m$ ) distribution of activated droplets in 20 channels from 0.75~10 $\mu m$ (SS: 0.6%)
CCP-CDP	Single particle light scattering	Number concentration ( $cm^{-3}$ ) and mass concentration (LWC; $g m^{-3}$ ), size ( $\mu m$ ) distributions in 30 channels from 2~50 $\mu m$
CCP-CIP	Single particle imaging	Number concentration ( $cm^{-3}$ ) and mass concentration (LWC; $g m^{-3}$ ), size ( $\mu m$ ) distributions in 62 channels from 15~930 $\mu m$ , 15 $\mu m$ resolution
PIP	Single particle imaging, monoscale	Number concentration ( $cm^{-3}$ ) and size ( $\mu m$ ) distributions in 62 channels from 100~6,200 $\mu m$ , 100 $\mu m$ resolution
Wing Flare Racks	Burn-In-Place 24 flares ( $AgI$ or $CaCl_2$ )	-

을 포함할 수 있다.

항공기에 탑재된 관측기기 별 기본 관측 요소와 주요 산출 변수는 Table 2와 같다. 항공 관측자료 처리는 미국 노스다코다 대학에서 개발한 Airborne Data Processing and Analysis (ADPAA; Delene, 2011)를 활용하였고, 입자 직경 별 수농도는 ADPAA로 산출된 1초 간격의 Level 1 자료(counts)를 사용해 계산하였다. 입자 수농도(Number Concentration, Nc), 중앙부피 직경(Median Volume Diameter, MVD)과 같은 벌크 파라미터들은 CDP (직경 2~50  $\mu m$ ), CIP (직경 75~500  $\mu m$ ), PIP (직경 500~6,200  $\mu m$ )로 산출한 입자직경 별 수농도를 이용해 계산하였다.

#### 2.4 지상관측자료

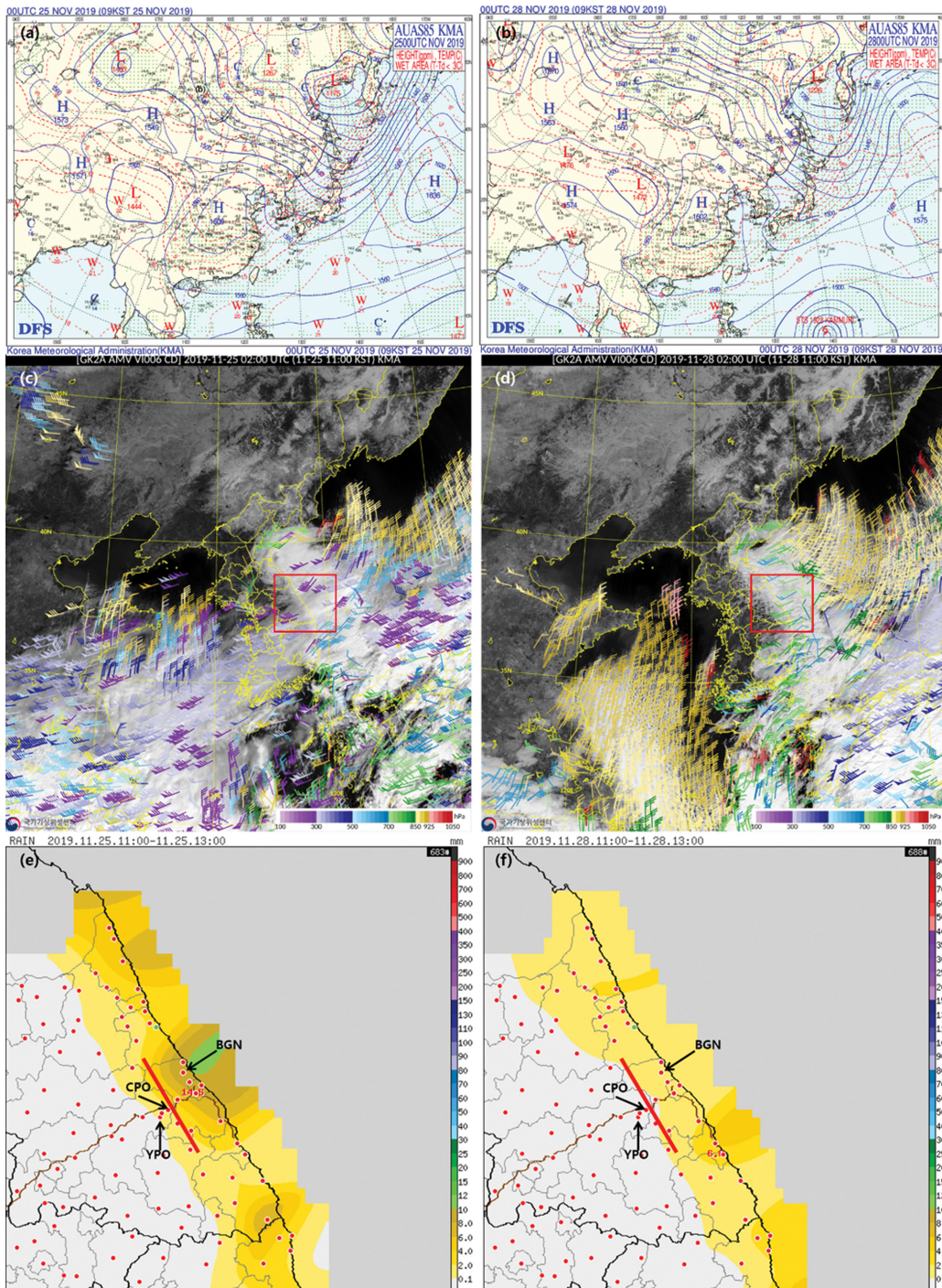
지상의 구름물리 관측망은 2003년부터 2018년까지 대관령 산악 지역에 지상 및 항공 실험 효과 검증을 위해 총 6개 사이트가 구축되었다. 각 관측소 별 고도(Above Mean Sea Level, AMSL)는 CPO는 850 m, CPC는 770 m, YPO는 800 m, JBO는 540 m이며, 이 관측소들은 동에서 서쪽 방향으로 위치한다. 또한 ODO 관측소가 북쪽 960 m에, DRO 관측소가 남쪽 690 m 고도에 위치한다(Fig. 1b). 각 관측소에는 독일 METEK사의 연직 강우 레이더(Micro Rain Rader, MRR), 독일 OTT사의 광학우적계(Particle Size and

Velocity Disdrometer, PASIVEL)가 설치되어 있다. 연직 강우 레이더의 반사도는 150 m 간격으로 측정된 자료를 사용하였으며, 풍측측의 구름 및 강수 시스템의 이동과 발달 경향을 분석하는데 활용하였다. 광학우적계는 직경이 0.3 mm에서 24.5 mm 크기의 강수 입자에 대해 입자 크기 별 수농도와 낙하속도를 측정하며 이를 이용해 강우강도를 계산한다. 이 자료를 통해 지상에서 수집된 강수 입자와 나라호로 관측한 강수 입자의 특성을 비교 분석하였다.

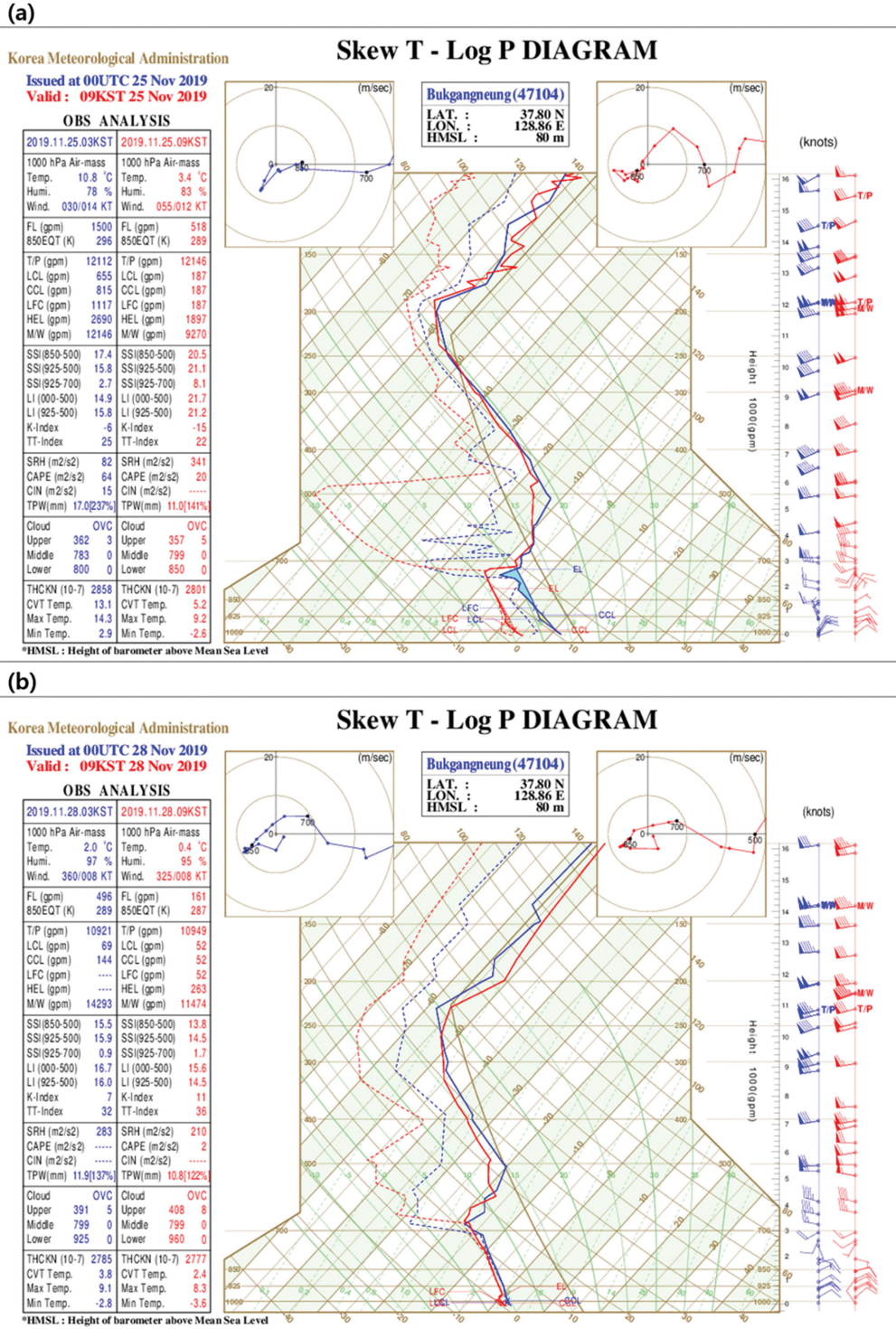
다음으로, 풍상측 북강릉 고층대기관측소(84 m AMSL, 수평거리: CPO로부터 동쪽으로 약 20 km)의 라디오존데 자료를 활용하여, 실험 당일 0300 KST와 0900 KST의 기온, 풍향, 풍속 등의 대기상태 변화를 분석하였다. 또한, 프라우드 수(Froude number, Fr)를 통해 지형성 강설의 위치를 예측하는데 사용하였다. Fr은 바람과 대기안정도 역수의 곱으로 식(1)과 식(2)로부터 계산할 수 있다(Forbes et al., 1987).

$$Fr = \frac{U}{NH} \tag{1}$$

여기서, U는 산맥을 향하여 직각으로 부는 바람의 풍속이고, H는 산의 높이(태백산맥의 평균 높이: 1 km AMSL)이며, N은 Brunt-Väisälä 진동수이다. 이 진동수는 식(2)와 같이 계산할 수 있다.



**Fig. 2.** (a, b) 850 hPa synoptic diagrams, and (c, d) GK2A satellite atmospheric motion vector images (visible channel) for Case 1 and Case 2. (e) 2-hour cumulative precipitation distributions for Case 1 (November 25, 2019, 11:00~13:00 KST) and (f) for Case 2 (November 28, 2019, 11:00~13:00 KST). The red box in the satellite images (c, d) indicates the area corresponding to the 2-hour cumulative precipitation distribution maps, and the red line in the precipitation distributions (e, f) represents the seeding line. Source: Cloud Disaster Prevention Meteorological Information System (<http://afso.kma.go.kr>).



**Fig. 3.** Vertical profiles by radiosonde at the Bukgangneung site for (a) Case 1 and (b) Case 2. Here, the blue line indicates 0300 KST, and the red line represents 0900 KST. Source: Cloud Disaster Prevention Meteorological Information System (<http://afso.kma.go.kr>).

$$N = \sqrt{\left(\frac{g \partial \theta}{\theta \partial z}\right)} \quad (2)$$

여기서  $g$ 는 중력가속도( $9.8 \text{ m s}^{-2}$ ),  $\theta$ 는 온위,  $z$ 는 고도를 나타낸다.

일반적으로  $Fr$ 이 큰 경우( $Fr > 1$ )에는 공기의 흐름이 크게 변화하지 않고 산 정상에 넘어가는데 반면,  $Fr$ 이 작은 경우( $Fr < 1$ )에는 지형적 저지 효과로 인해 공기의 흐름이 산의 풍상측에서 저지되는 것으로 알려져 있다(Mason and Sykes, 1978; Baines, 1979). 또한, Smith (1982)에 따르면, 산맥에 의해 기류가 저지되면서 전향력이 감소하게 되고, 이로 인해 기류의 방향이 왼쪽으로 전환되어 산맥의 등고선과 평행하게 흐르게 된다.

### 3. 분석결과

#### 3.1 실험 일의 종관 기상상태

Figure 2는 Case 1과 Case 2의 850 hPa 일기도(a, b)와 위성영상(c, d), 2 시간 누적 강수분포(e, f)를 나타낸 것이다. 850 hPa 일기도의 수평 기압은 두 사례 모두 중국 대륙에 고기압 중심이, 오토츠크해 북단에 저기압 중심이 위치하였다. 차이점은 Case 1의 경우 한반도는 기압골 후면의 영향을 받는 상황이었으며(Fig. 2a), Case 2는 기압골이 빠져나간 이후의 상황이었다(Fig. 2b).

천리안위성 2A호(GEO-KOMPSAT-2A, GK2A)의 대기운동벡터 가시채널 영상을 보면, Case 1은 동해상의 발달한 구름대가 강원도 영서 지역으로 확장하는 경향을 보이거나, 강수에 영향을 주고 있는 하층운은 동해안을 중심으로 분포하였다. Case 2에서는 동해상의 적운열이 내륙으로 유입 후 산맥을 따라 발달하는 경향을 보였다. 강수는 Case 1과 Case 2 모두 동쪽 해안가에서부터 시딩 라인(빨간색 실선)까지 약 10 mm 이하의 강수가 관측되었다(단, 북강릉 14.5 mm 제외; Fig. 2e). 차이점은 Case 1의 경우(Fig. 2e), 일부 강수가 산사면을 넘어 풍하측까지 관측되었고, Case 2에서는 풍상측에만 관측되었다(Fig. 2f). 얇은 산악형 구

름은 때때로 연안 위(e.g., Hobbs, 1975; Heggli et al., 1983; Rauber and Grant, 1987; Ikeda et al., 2007) 또는 해안지역(e.g., Geerts et al., 2015a; Kumjian et al., 2017)에 주로 관측되는데, Case 1의 경우 내륙 산악 지역까지 강수가 확대되어 나타났다.

북강릉 고층대기관측소에서 라디오존데로 관측한 두 사례의 기상 상태는 700 hPa 고도를 중심으로 하층은 습윤한 반면, 상층은 건조하고 특히 이것은 Case 1에서 더 뚜렷했다(Fig. 3a). 1,000~850 hPa의 기온은 Case 1의 경우, 0300 KST(파란색 실선) 대비 0900 KST(빨간색 실선)에 약  $-7^{\circ}\text{C}$ 의 뚜렷한 기온 하강이 있었고(Fig. 3a), Case 2의 경우 약  $-1.5^{\circ}\text{C}$ 의 약한 기온 하강이 있었다(Fig. 3b). 두 사례의 빙결 고도(FL)는 각각 약 518 gpm, 약 161 gpm으로, 대관령 산악 지역의 평균 해발고도(약 1 km) 보다 낮았다. 공기의 온도와 노점온도 차이로 추정된 구름 두께는 Case 1의 경우 약 2.3 km (925~740 hPa), Case 2의 경우 약 3 km (1,000~690 hPa) 였다.

지상(관측소 고도: 약 84 m)에서 태백산맥 평균 해발고도(1 km)까지 평균한 부력진동수( $N$ ),  $Fr$ , 풍향 및 풍속을 Table 3에 나타내었다. 실험 당일 0900 KST의 지상에서 산 정상까지의 기층의 평균 풍향 및 풍속은 Case 1에서 동북동( $66^{\circ}$ ), 약  $7 \text{ m s}^{-1}$ 였고, Case 2에서는 북북동( $30^{\circ}$ ), 약  $5 \text{ m s}^{-1}$ 였다. 기층의 안정도( $N$ )는 Case 1에서 상대적으로 낮았고( $0.01 \text{ s}^{-1}$  미만), Case 2에서는 높게 나타났으며( $0.01 \text{ s}^{-1}$  이상), 이는 0300 KST에도 유사하였다. 한편,  $Fr$ 은 Case 1에서 0.8, Case 2에서 0.4로 Case 1에서 비교적 높았다. Kim et al. (2019)에 따르면, 구름대의 가장자리가 해안선에 약간 걸쳐져 있는 사례의 경우 영동 해안에서의 평균  $Fr$ 은 0.9로, 본 사례의 Case 1의  $Fr$ 과 유사하였고, 단순히  $Fr$ 만을 이용하여 판단하기 보단 풍상측에서 유입되는 기류의 크기 및 안정도에 따라 강수의 유무 및 유형, 구름대의 위치가 대부분 결정된다고 하였다. 따라서, 두 사례의  $Fr$ 이 모두 1 미만이었다도 Case 1의 경우 상대적으로 불안정한 상태를 고려했을 때, 산악지역의 풍하측에도 강설을 내리게 할 수 있었던 것으로 사료된다.

**Table 3.** The Brunt-Väisälä frequency ( $N$ ,  $\text{s}^{-1}$ ), Froude number ( $Fr$ ), wind direction, and wind speed averaged from the surface to mean height of the Taebaek mountain (1 km AMSL) for Case 1 and Case 2.

Average values from the surface to mean mountain top (1 km)	Case 1		Case 2	
	0300 KST	0900 KST	0300 KST	0900 KST
$N$ ( $10^{-2} \text{ s}^{-1}$ )	0.7	0.9	1.1	1.2
$Fr$	0.6	0.8	0.6	0.4
Wind direction ( $^{\circ}$ )	20	66	41	30
Wind speed ( $\text{m s}^{-1}$ )	4	7	6	5



### 3.2 항공관측결과

#### 3.2.1 실험기상환경

나라호의 AIMMS-20으로 관측한 시딩 전, 중, 후의 각 관측 기간에 대한 고도(AMSL), 기온, 풍향 및 풍속, 연직 속도의 평균과 표준편차를 Table 4에 나타내었다. 시딩 중 온도는  $-7^{\circ}\text{C}$  내외로 두 사례 모두 요오드화은이 빙정핵으로 활성화 되기에 충분한 온도였다( $-6\sim-8^{\circ}\text{C}$ ; DeMott, 1995, 1997). 시딩 중 바람은 Case 1에서 평균 약  $7\text{ m s}^{-1}$ 의 동풍이, Case 2에서 평균 약  $5\text{ m s}^{-1}$ 의 남동풍이 관측되었다. 시딩 중 상승 속도는 두 사례 모두 약  $0.2\text{ m s}^{-1}$ 이며 5% 미만으로

관측되었다.

대기 중에 있는 빙정핵이나 과냉각 수적의 동결에 의해 형성되는 1차 빙정은 얇은 산악 구름에서 생성될 수 있지만 적은 농도일 수 있다(Geerts et al., 2011; Vali et al., 2012; Geerts et al., 2015b). 따라서 시딩 전 실험 지역 상공의 빙정 입자 관측을 통해 시딩이 강수를 향상시킬 수 있는 조건인지 확인하는 것은 중요하다. Table 5에 각 관측 구간별 CDP, CIP, PIP로부터 얻은  $N_c$ 와 MVD의 평균 값을 나타내었다. 여기서 나타낸 값들은 CDP로 계산한 LWC가  $0.01\text{ g m}^{-3}$  이상인 구간만을 평균한 값이다.

**Table 4.** Average values of altitude, temperature, wind direction, wind speed, and vertical velocity for each flight observation section before, during, and after seeding for Case 1 and Case 2. Here, the vertical velocity represents the average value in the section where the calculated LWC from the CDP is  $0.01\text{ g m}^{-3}$  or more.

Cases	Variables	Before seeding	Seeding	After seeding	
				Upwind	Downwind
Case 1	Altitude (m)	2,208 ( $\pm 164$ )	1,946	1,943~1,944	1,942~1,943
	Temperature ( $^{\circ}\text{C}$ )	$-7.6 (\pm 0.7)$	$-6.5 (\pm 0.4)$	$-6.3\sim-6.5 (\pm 0.1\sim 0.2)$	$-6.0\sim-6.4 (\pm 0.2\sim 0.5)$
	Wind direction ( $^{\circ}$ )	76	84	65~76	63~67
	Wind speed ( $\text{m s}^{-1}$ )	6.6	7.2	4.9~6.3	7.6~8.1
	$W > 0$ [%]/ $W < 0$ ( $\text{m s}^{-1}$ )	0.15 [4%]/-0.33	0.16 [3%]/-0.54	OB-N: 0.56 [32%]/-0.38, OB-S: 0.39 [1%]/-0.55	0.16~0.34 [0~5%]/-0.14~-0.42
Case 2	Altitude (m)	2,001 ( $\pm 135$ )	1,931	1,926~1,929	1,927~1,931
	Temperature ( $^{\circ}\text{C}$ )	$-8.3 (\pm 0.7)$	$-7.5 (\pm 0.3)$	$-7.1\sim-7.5 (\pm 0.1\sim 0.2)$	$-7.0\sim-7.2 (\pm 0.1\sim 0.2)$
	Wind direction ( $^{\circ}$ )	144	122	108~130	143~153
	Wind speed ( $\text{m s}^{-1}$ )	4.4	4.8	4.0~4.3	4.1~4.8
	$W > 0$ [%]/ $W < 0$ ( $\text{m s}^{-1}$ )	0.11 [5%]/-0.38	0.19 [4%]/-0.41	OB-N: 0.36 [11%]/-0.33, OB-S: 0.19 [5%]/-0.45	0.21~0.36 [3~9%]/-0.32~-0.41

**Table 5.** Average value of particle number concentration ( $N_c, \text{cm}^{-3}$ ) and median volume diameter (MVD,  $\mu\text{m}$ ) observed from CDP, CIP, and PIP for each observation section.

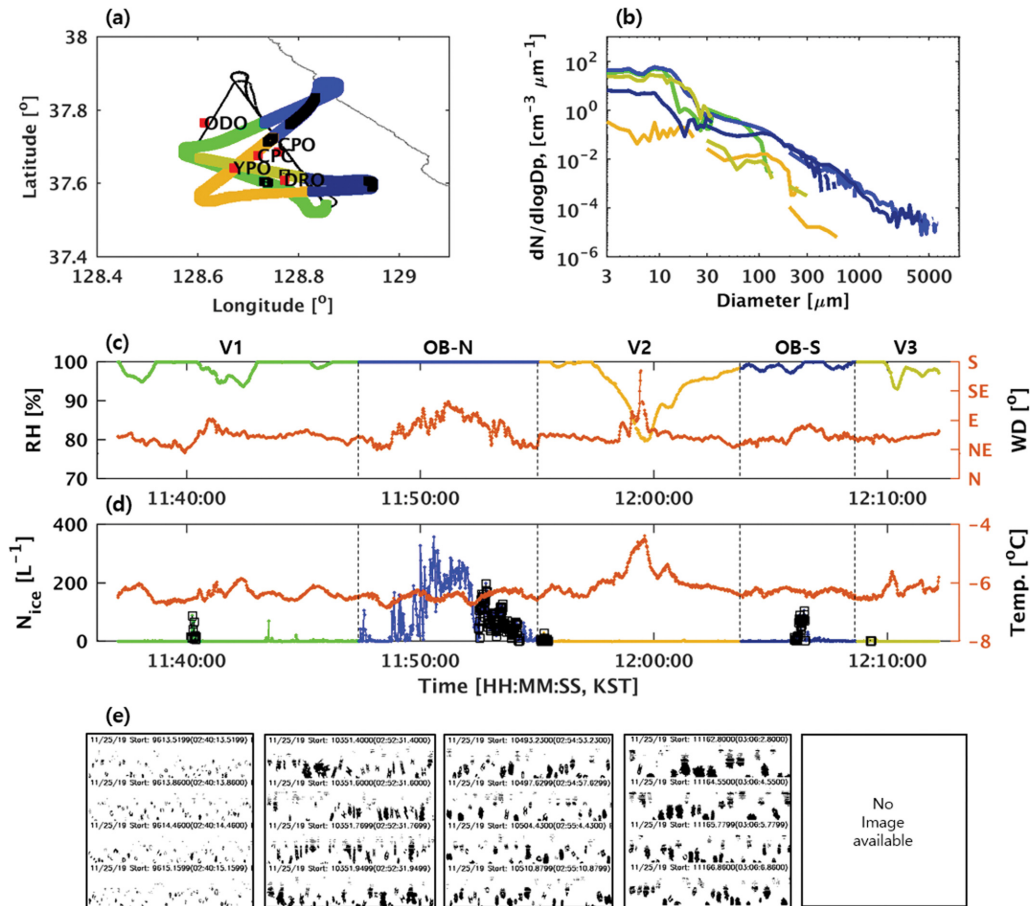
Cases	Area	Classification	CDP		CIP		PIP	
			$N_c$	MVD	$N_c \cdot 10^{-3}$	MVD	$N_c \cdot 10^{-3}$	MVD
Case 1	Upwind	O	119.82	10.42	2.68	71.74	0	-
		OB-N	98.88	15.33	92.14	197.51	3.36	2,014.63
		OB-S	95.02	10.78	1.30	65.28	0	-
	Downwind	S	83.42	13.85	12.98	152.43	0	-
		V1	103.84	12.70	0.88	66.94	0	-
Case 2	Upwind	V2	98.70	10.89	0	-	0	-
		V3	90.78	13.10	0.65	95.84	0.01	769.61
		O	63.61	20.44	1.25	197.57	0.20	2,080.46
	Downwind	OB-N	104.18	13.15	1.14	208.24	0.20	2,671.74
		OB-S	80.47	15.00	0.62	117.19	0.13	1,499.02
	Downwind	S	87.13	14.85	0.80	170.93	0.17	1,920.21
		V1	76.86	15.08	1.55	195.08	0.23	2,344.63
		V2	96.51	14.08	0.96	213.53	0.17	1,394.57
		V3	99.44	9.65	1.32	188.58	0.24	1,996.64

Case 1의 O (Observation) 기간에 CDP로 관측한 입자의 평균  $N_c$ 는 약  $120 \text{ cm}^{-3}$  (MVD는 약  $10 \mu\text{m}$ )이었고, S (Seeding) 기간의 평균  $N_c$ 는 약  $83 \text{ cm}^{-3}$ 으로 O 기간과 비교해 약 0.7배로 감소하였다. 한편, CIP로 관측한 입자의  $N_c$ 는 O 기간( $2.68 \text{ L}^{-1}$ ) 대비 S 기간( $12.98 \text{ L}^{-1}$ )에 약 4.8배 증가하였고, MVD는 약 2배 ( $71.74 \mu\text{m} \rightarrow 152.43 \mu\text{m}$ ) 증가하였다. Case 2의 경우 CDP로 관측한 입자의 평균  $N_c$ 는 O 기간( $63.61 \text{ cm}^{-3}$ ) 대비 S 기간( $87.13 \text{ cm}^{-3}$ )에 약 1.4배 증가하였고, CIP로 관측한 입자의 평균  $N_c$ 는  $1.25 \text{ L}^{-1}$ 에서  $0.8 \text{ L}^{-1}$ 로 약 0.6배 감소하였다. 산 경계면 위의 같은 경로로 관측한 것을 고려할 때, 두 사례의 CIP로 관측한 눈 결정 입자가 O 기간에 비슷한 농도임에도 불

구하고 S 기간에 Case 1에서 약 16배 높았다.

### 3.2.2 풍상측과 풍하측의 구름 미세물리특성 비교

Figure 4a는 풍상측은 파란색 계열(OB-N, OB-S), 풍하측은 연두색 계열(V1, V2, V3)로 구분한 비행경로, Fig. 4b는 각 관측 구간별 CDP, CIP, PIP로 관측한 입자크기분포(눈 결정 입자의 수가  $1 \text{ L}^{-1}$  이상인 구간의 평균 값), Fig. 4c는 AIMMS-20로 관측한 상대습도 및 풍향의 시계열, Fig. 4d는 CIP와 PIP로 관측한 눈 결정 개수 및 AIMMS-20로 관측한 온도의 시계열을 나타낸 것이다. 여기서 검정색 사각형으로 표시한 부분은 눈 결정 입자의 수가  $1 \text{ L}^{-1}$  이상인 구간을 표시한 것이다. Figure 4e는 Fig. 4d의 검정색 사각형으



**Fig. 4.** (a) Flight observation paths with upwind regions shown in blue tones and downwind region in green tones. (b) Particle size distributions observed by CDP, CIP, and PIP, with average values for sections where the ice crystal concentration exceeds  $1 \text{ L}^{-1}$ . (c) Time series of relative humidity and wind direction observed by AIMMS-20. (d) Time series of ice crystal number concentration (D: 75~6,200  $\mu\text{m}$ ) observed by CIP and PIP, along with temperature observed by AIMMS-20. The sections marked with black rectangles indicate regions where the ice crystal concentration exceeds  $1 \text{ L}^{-1}$ . (e) Ice crystal images observed by CIP in sections where the concentration exceeds  $1 \text{ L}^{-1}$  for Case 1.

로 표시한 구간에서 CIP로 관측된 눈 결정 이미지이다. Case 1은 구름 층 상부에서 관측하였고(Appendix 2 참고), 비행 관측 고도의 상대습도는 풍하측 V2(노란색 실선) 구간을 제외한 나머지 관측 구간에서 90% 이상이었다. V2 구간에서 상대습도가 80%까지 낮아진 것은 기온 상승(-6°C에서 -4°C)과 풍계 변화(동에서 남동)에 따른 따뜻하고 건조한 공기의 유입으로 일부 구름이 소산되었기 때문으로 추정된다. 비행기로 관측된 눈 결정의 수농도는 풍상측 OB-N 관측 구간에서 가장 높았고[최대 350 L<sup>-1</sup>, 평균 약 95 L<sup>-1</sup> (Table 5)], 그 외에 풍상측 OB-S와 풍하측 관측구간(V1, V2, V3)에서 평균 1 L<sup>-1</sup> 내외로 관측되었다(Table 5). 각 관측 구간 별 눈 결정의 모양(Fig. 4e)은 풍상측(OB-N, OB-S)에서 속 빈 기둥 모양, 바늘 모양, 결착된 기둥 모양의 입자가 관측되었고, 풍하측(V1과 V2; V3은 관측된 CIP 이미지가 없어 분석에서 제외함)에서는 풍상측(OB-N, OB-S)과 비교해 입자크기가 작고

결착(Riming)이 덜 이루어진 상태의 입자가 관측되었다. 입자크기분포(Fig. 4b)는 풍상측에서 직경 약 6,000 μm까지의 입자가 관측되었으나, 풍하측에서는 직경 500 μm 이하의 작은 입자만이 관측되었다. 특히 V1은 다른 관측 구간과 비교해 원형에 가까운 직경 100 μm 이하의 작은 입자가 주로 관측되었다. 눈 결정 개수가 가장 많았던 OB-N과 구름이 소산된 것으로 추정되는 V2를 제외하고 직경 30 μm 이하의 작은 입자는 풍상측 대비 풍하측에서 많이 관측되었다. 또한 직경 10 μm 이하의 더 작은 입자들은 풍하측의 시딩 라인으로부터 상대적으로 더 멀리서 관측된 V1(연두색)이 V3(풀색) 보다 높게 나타났다.

한편, Case 2는 구름층 중간(Appendix 2 참고)에서 관측한 사례로, 관측 구간 별 상대습도는 풍상측과 풍하측 모두 90% 이상이었고, 풍향은 동~남풍이 관측되었다(Fig. 5c). 풍상측과 풍하측의 관측 구간 별 눈 결정 입자의 개수는 평균 약 1~2 L<sup>-1</sup>으로 고르게 분

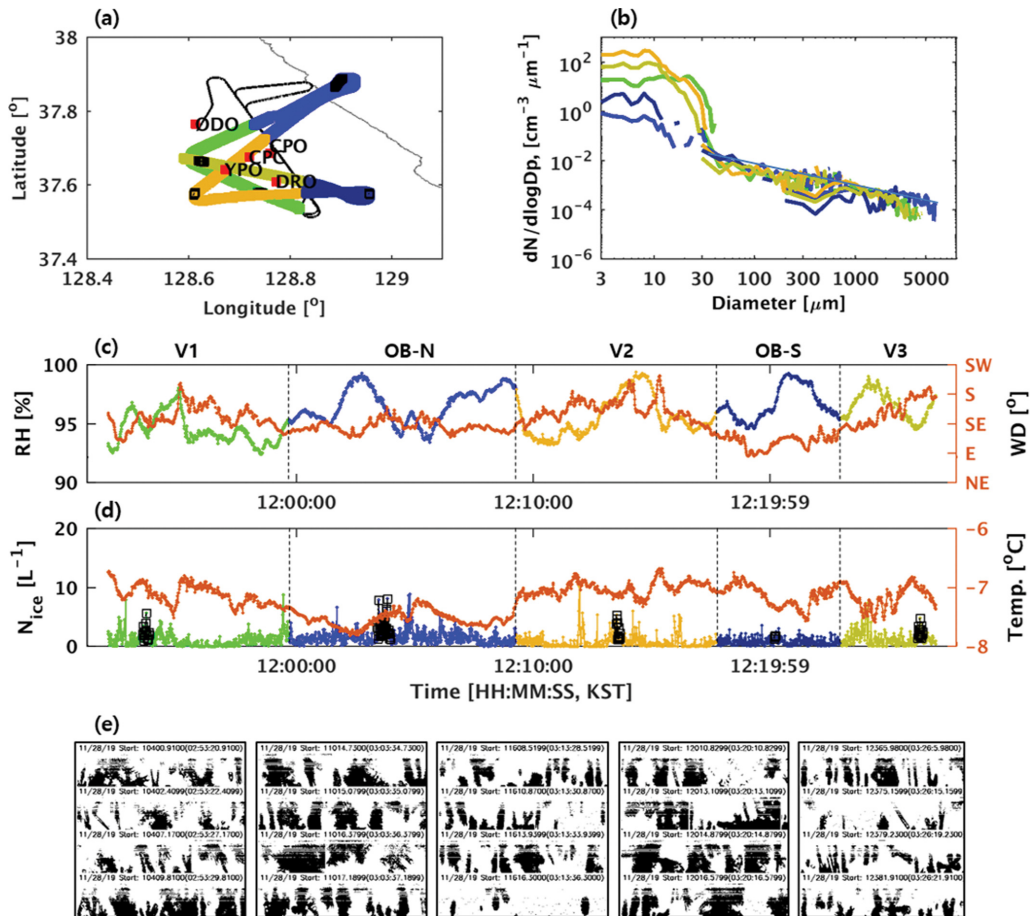
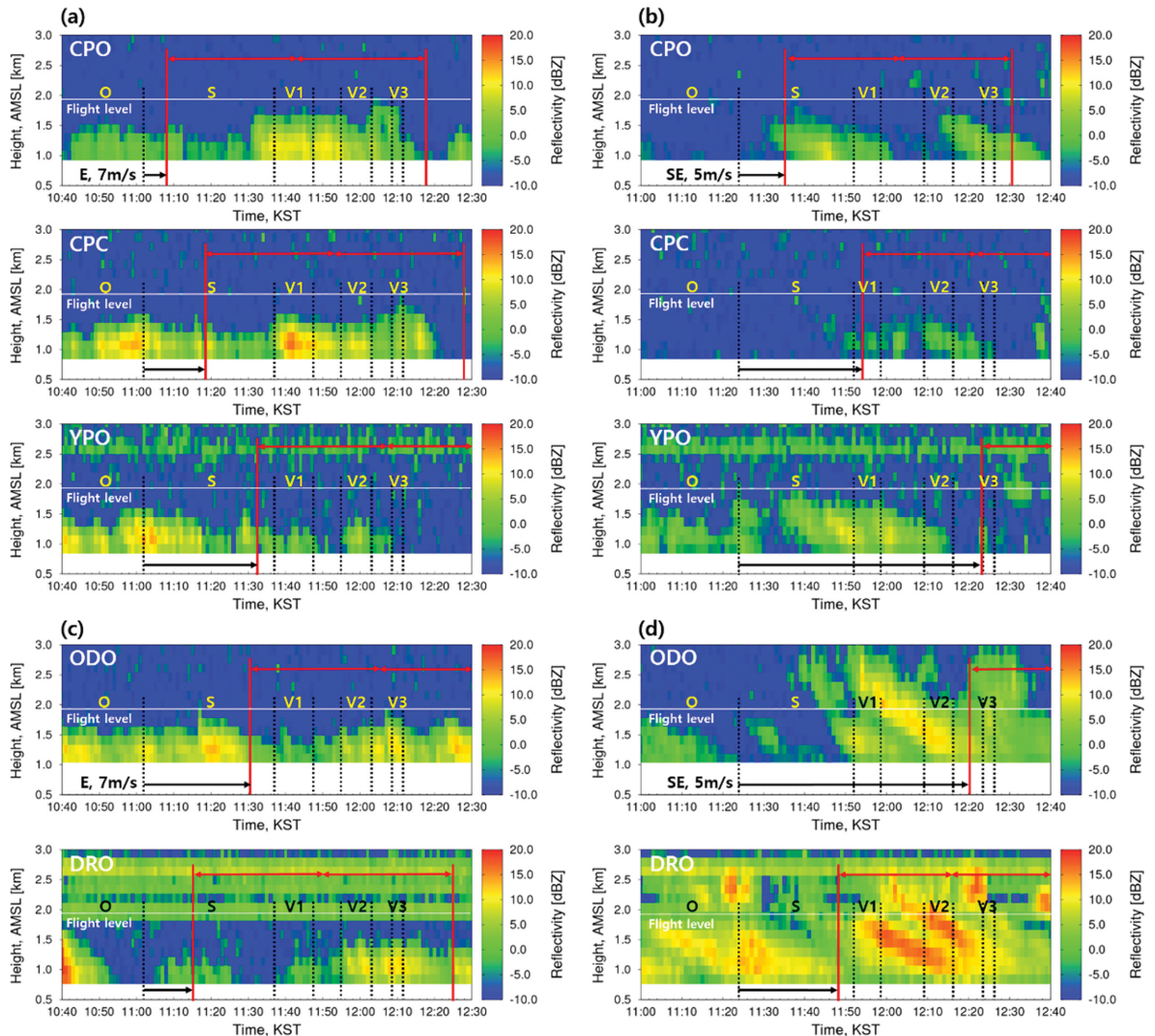


Fig. 5. The same as Fig. 4 but for Case 2.

포하였다(Fig. 5d). 관측된 눈 결정 입자는 직경 1 mm 이상(4칸의 이미지에서 1칸의 세로 길이가 0.93 mm 를 감안하여 산정)의 나뭇가지 모양, 결합된 나뭇가지 모양의 평판형 입자가 주로 관측되었다(Fig. 5e). 다만, 풍하측 대비 온도가 상대적으로 더 낮은 풍상측의 눈 결정이 서로 부착(Aggregation)되거나 결합되어 표면적이 상대적으로 더 큰 입자들이 관측되었다. 구름의 입자크기분포(Fig. 5b)는 CIP와 PIP로 관측한 직경

30~6,000  $\mu\text{m}$ 에서 풍상측과 풍하측이 유사하였다. 반면, CDP로 관측한 직경 30  $\mu\text{m}$  이하의 작은 입자의 경우 풍상측 대비 풍하측에 뚜렷하게 많았다. 흥미로운 점은 Case 1과 동일하게 시딩 라인으로부터 멀수록(Fig. 5a 참조, 검정색 사각형 표시 구역) 즉, V2(노랑색), V3(푸른색), V1(연두색)의 순으로 약 10  $\mu\text{m}$  이하의 입자가 많은 것으로 나타났다. 이는 시딩물질의 확산에 의해 서쪽으로 구름이 이동하면서 작은 빙정



**Fig. 6.** Time series of vertical reflectivity measured by MRR for Case 1 (a, c) and Case 2 (b, d). The five observatories were divided into east-west direction and north-south direction based on their installation locations. The solid white line represents the altitude observed by the aircraft (i.e., the seeding altitude), and the periods O, S, V1, V2, and V3 observed by the aircraft are indicated by a dashed black line. The red section indicates the average wind direction observed by the aircraft during seeding. The timing of the first and last seeding material arrival at each observation station is considered based on the wind speed and wind direction.

입자의 수를 증가시킨 것으로 추정된다.

두 사례의 풍하측에서 관측된 입자 이미지를 비교해 보면, Case 1에서는 기둥형 입자가 관측되었고 일부 결착된 형태가 관찰되었다(Fig. 4e). 한편, Case 2에서는 평판형 입자가 관측되었고 결착 및 부착에 의해 크기가 커진(약 1 mm 이상) 눈 입자가 관찰되었다(Fig. 5e). 여기서 결착(Riming)은 빙정과 과냉각수적이 충돌·동결하여 얼음 입자가 성장하는 과정을 말하는데, 이 경우 얼음 입자의 크기가 100 μm 이상이 되어야 얼음 입자가 수적을 포함할 수 있다(Pruppacher and Klett, 1998). 직경 100 μm을 기준으로 Case 1에서는 입자수농도가 풍상측의 경우 약 10<sup>-1</sup> cm<sup>-3</sup> μm<sup>-1</sup>, 풍하측에서는 10<sup>-2</sup>~10<sup>-1</sup> cm<sup>-3</sup> μm<sup>-1</sup>이었고(Fig. 4b), Case 2에서는 풍상측과 풍하측 모두 10<sup>-3</sup>~10<sup>-2</sup> cm<sup>-3</sup> μm<sup>-1</sup>으로(Fig. 5b) Case 1 사례의 구름이 결착이 가능한 입자가 더 많았던 것으로 판단된다. 한편, 부착(Aggregation)은 얼음 입자로 이루어진 구름 속에서 얼음 입자간의 충돌 시 포집에 의해 눈송이를 만드는 과정을 말한다. Case 1의 큰 눈 입자가 관측된 풍상측 입자크기분포(OB-N, OB-S)와 비교해 볼 때, Case 2의 사례는 부착에 의해 직경 1,000 μm 이상의 큰 입자 수농도가 높고, 직경 약 100~1,000 μm 사이의 작은 입자의 수밀도가 낮은 것으로 판단된다.

### 3.3 지상관측결과

#### 3.3.1 지상 연직 반사도 변화

풍하측으로의 구름 유입 및 발달을 확인하기 위해 지상 연직강우레이더의 연직 반사도를 Fig. 6에 나타내었다. 그림의 O, S, V1, V2, V3는 항공기가 관측한 시간을 참고하기 위해 나타내었고, OB-N와 OB-S는 풍상측을 관측한 구간으로 연직 반사도에서는 따로 표기 하지 않았다. 관측소 별 빨간색 구간은 시딩 고도의 평균 풍향과 풍속을 통해 시딩 플룸이 이동한 거리를 계산한 결과로, 시딩 물질의 영향을 받는 기

간을 나타내었다. Case 1의 반사도는 5개 관측소에서 0~20 dBZ으로 약한 강수 세포가 약 1.5 km 고도 이하에서 관측되었다(Figs. 6a, c). 동쪽에서 유입된 약한 강수 세포가 CPO에서 CPC로 이동하면서 10 dBZ에서 15 dBZ로 다소 강해졌고, YPO까지는 이동하지 않고 소산되는 것으로 나타났다. 북쪽과 남쪽 관측소에서는 동-서 방향의 관측소와 비교해 강수 세포가 다소 늦게 유입되며, V3로 갈수록 점차 반사도가 강해지는 경향을 보였다.

Case 2의 반사도는 동-서 방향의 관측소에서는 약하고 남-북 방향의 관측소에서 강하게 나타났고(특히 DRO), 5개 관측소에서 역 슬래시 모양으로 관측되었다. 이 모양의 반사도는 강우나 강설 강도의 변화로 나타나는데, 일반적으로 강수가 하강하면서 약해질 때 나타난다. 동-서 방향의 경우, 반사도는 실험 고도 이하에서 5 dBZ 내외로 이슬비 수준의 약한 강수 세포가 관측되었고(Fig. 6b), 남-북 방향의 경우 반사도는 DRO 지점에서 약 20 dBZ로 보통 비 수준의 강수 세포가 관측되었다(Fig. 6d). 이 세포들은 시간에 따라 지상으로 낙하하며 일부 고도에서 반사도가 강해졌다가 지상과 가까운 곳에서 약 0 dBZ로 약해지는 경향을 보였다. 이는 구름 속의 눈 또는 얼음 입자에 의해 강한 반사도를 보이다가 지표면에 가까워질수록 눈이 녹아 비로 변하거나 증발하면서 약해진 것으로 추정된다(Xie et al., 2016). 결과적으로 강수 입자의 크기를 감소시켜 지상에 매우 약한 강수 또는 강수 감지를 야기시킨 것으로 판단된다.

#### 3.3.2 풍하측 지상의 DSD

광학우적계로 관측된 강수 강도, 낙하 속도, Nc, 그리고 MVD의 평균 값을 Table 6에 나타내었다. 강수 강도는 두 사례 모두 CPO에서 가장 강하게 나타났다. 특히 Case 1의 경우 강수 강도는 2.5 mm hr<sup>-1</sup> 이상이 관측되었고, 이는 Case 2 (RR ≤ 0.3 mm hr<sup>-1</sup>)와

**Table 6.** Average values of the number concentration of precipitation particles (Nc), median volume diameter (MVD), fall velocity (FV), and rain rate (RR) observed with Parsivel disdrometer at ground observation stations during and after seeding.

Cases	Site	Direction	RR, mm hr <sup>-1</sup>				FV, m s <sup>-1</sup>				Nc, L <sup>-1</sup>				MVD, mm			
			S	V1	V2	V3	S	V1	V2	V3	S	V1	V2	V3	S	V1	V2	V3
Case 1	CPO	From E to W	2.5	4.8	4.3	2.5	2.1	2.0	2.0	2.0	13.2	16.3	18.1	18.6	1.8	2.9	2.0	1.3
	CPC		0.7	1.4	1.0	0.8	1.2	1.3	1.1	1.1	12.6	19.0	20.5	22.6	1.7	2.0	2.0	1.4
	YPO		0.3	0.2	0.3	0.3	1.1	1.0	1.1	1.1	6.5	5.3	8.0	9.3	1.8	1.7	1.0	0.9
	DRO	S	0.1	0.1	0.1	0.1	0.9	0.9	1.0	0.9	4.4	2.6	3.2	4.4	1.1	1.0	1.2	1.6
	ODO	N	0.6	0.4	1.1	1.1	1.1	1.2	1.3	1.3	10.3	8.0	15.8	14.8	2.3	1.3	1.6	2.1
Case 2	CPO	From E to W	0.3	0.2	0.1	0.3	1.7	1.8	1.6	1.5	2.3	1.2	1.0	4.2	1.4	1.6	1.1	1.1
	CPC		0.01	0.03	0.03	0.03	0.9	0.9	0.8	0.8	1.1	2.5	2.7	2.1	1.2	1.2	1.2	1.8
	DRO	S	0.1	0.02	0.02	0.1	0.8	0.8	0.7	0.8	3.8	2.9	1.5	3.2	2.0	1.8	3.0	2.4

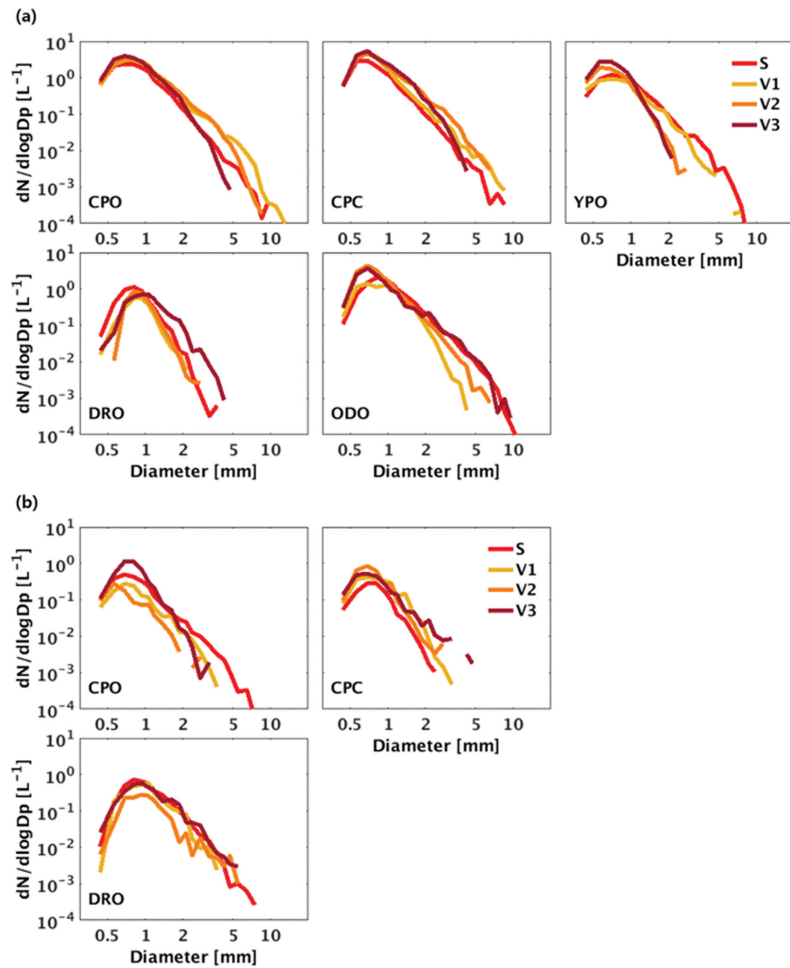


Fig. 7. Droplet size distributions measured by Parsivel disdrometers for (a) Case 1 and (b) Case 2.

비교해 약 8배 이상 강했다. Case 1의 시간에 따른 강수 강도는 CPO와 CPC에서 시딩 중(S) 대비 시딩 후 약 7분 이내(V1)에 약 2배로 증가하였고(각각  $2.5 \rightarrow 4.8 \text{ mm hr}^{-1}$ ,  $0.7 \rightarrow 1.4 \text{ mm hr}^{-1}$ ), ODO에서는 약 15분 이후(V2~V3)에 약 2배로 증가하였다. CPO와 CPC의 평균 Nc는 S에서 V3로 갈수록 약  $13 \text{ L}^{-1}$ 에서  $20 \text{ L}^{-1}$  내외로 증가하였고, MVD는 V3 기간을 제외하고 2~3 mm로 관측되었다. 지상에서 관측된 DSD 평균 분포는 Case 1의 경우(Fig. 7a), DRO를 제외한 나머지 관측소에서 시딩 후 35분 이내에(~V3)에 직경 1 mm 이하의 작은 강수 입자의 수농도가 증가하였다(최대  $5\sim 10 \text{ L}^{-1}$ ). Case 2에서는 전 관측소의 강수 입자 수농도가  $1 \text{ L}^{-1}$  미만으로 낮았고, 시간에 따른(V1  $\rightarrow$  V3) 뚜렷한 변화는 없었다(Fig. 7b). 항공기를 통해 상층에서 관측된 빙정 입자와 비교해 볼 때, Case 1은 지상으로 낙하하는 동안 강수 입자가 성장한 것으로 판

단되며 약  $2 \text{ m s}^{-1}$ 의 낙하 속도와 약 2~3 mm의 MVD를 고려할 때 결정된 씨락눈으로 추정된다(Lee et al., 2015). 한편 Case 2는 시딩에 의해 상공에서는 강수 입자가 증가하였으나, 대기 안정으로 인해 구름이 더 발달하기 어려웠고 이로 인해 지상 강수로 연결되지 못한 것으로 판단된다.

#### 4. 논의 및 결론

본 연구는 IJCO-WCE 2019 캠페인 중 대관령 산악 지역에서 수행된 지그재그 패턴 비행을 통해 관측된 자료를 분석하여 시딩 후 풍상측과 풍하측의 구름 변화를 정밀하게 비교하였다. 또한, 항공 및 지상에서 관측된 구름 입자 크기 분포 자료를 활용하여 인공증설 실험의 효과를 평가하고, 증설량 확보를 위한 최적의 기상 조건을 제시하고자 하였다.

첫 번째 실험 사례(2019년 11월 25일)는 기압골 통과 직후 기압골 후면의 찬 공기의 유입으로 인해 하층 대기가 두 번째 실험 사례보다 불안정한 상태( $N < 0.01 \text{ s}^{-1}$ ,  $Fr = 0.8$ )로, 해안지역에 두께 약 2.3 km의 구름이 북동 기류에 의해 내륙으로 유입되었다. 시딩 고도의 온도는 시딩 물질이 빙정핵으로 활성화되기 적합한 온도였으며, 산 경계면에서 나라호로 관측한 시딩 전 대비 시딩 중의 CDP로 관측한 과냉각수적/빙정입자의 평균 수농도가 0.7배 감소하였고, CIP로 관측한 눈 결정 입자는 4.8배 증가하였다. 시딩 효과 검증에 위해 시딩 후 풍상측과 풍하측을 비교한 결과(눈 결정 수농도가  $1 \text{ L}^{-1}$  이상인 구간), 풍하측에 직경  $30 \mu\text{m}$  이하의 입자가 증가하였다. 또한 결착(Riming) 과정에 필요한  $100 \mu\text{m}$  이상의 입자가  $10^{-2} \sim 10^{-1} \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$ 으로 두 번째 사례와 비교해 많았다. 지상관측소에서는 시딩 완료 후 10분 이내에 약 10 dBZ 이상의 반사도 증가와 지상 강우강도 증가가 관찰되었고, 특히 시딩 후 35분 이내에 지상에 직경 1 mm 이하의 작은 눈 입자가 뚜렷하게 증가하였다. 이 사례에서는 시딩에 의해 증가된 작은 크기의 빙정과 주변의 과냉각 수적과의 접촉 냉각에 의해 눈 결정 입자가 증가 및 성장했을 가능성이 있다.

두 번째 실험 사례(2019년 11월 28일)는 기압골이 통과한 이후 상태로 첫 번째 사례보다 하층 대기가 안정한 상태( $N \geq 0.01 \text{ s}^{-1}$ ,  $Fr = 0.4$ )였다. 해안가에는 두께 약 3 km의 구름이 동풍 기류에 의해 내륙으로 유입되었다. 시딩 고도의 온도는 빙정핵이 활성화되기 적합한 온도였으며, 첫 번째 사례와 비교하여 상공의 구름 입자 크기 분포가 넓었다. 시딩 전 대비 시딩 중의 CDP로 관측한 과냉각수적/빙정입자의 평균 수농도가 1.4배 증가하였고, CIP로 관측한 눈 결정 입자는 0.6배 감소하였다. 첫 번째 사례와 동일하게 시딩 후 풍하측(눈 결정 수농도가  $1 \text{ L}^{-1}$  이상인 구간)에 직경  $30 \mu\text{m}$  이하의 입자가 뚜렷하게 증가하였다. 지상 관측소에서는 시딩 후 풍하측의 일부 고도에서 반사도가 증가했으나 시간에 따른 뚜렷한 변화가 나타나지 않았고, 지상에는 강수 감지 수준의 매우 약한 강설량이 관측되었다. 이 사례의 경우 상대적으로 안정한 대기 상태에서 시딩에 의해 작은 크기의 빙정 입자가 증가하였으나, 주변의 과냉각 수적과의 접촉 냉각에 의해 성장하기에  $100 \mu\text{m}$  이상의 눈 결정 입자가 적었다. 즉, 눈 결정의 수가 증가하거나 성장하기에 부족했던 것으로 판단되며, 지상 강수량 증가에 영향을 주지 못한 것으로 보인다.

본 연구는 지상 및 항공 관측자료를 활용하여 대기 안정도에 따른 인공증설 항공실험의 효과를 비교 분석하였다. 연구 결과, 인공증설 항공실험의 효과는 기압골 후면에서 하층 대기의 불안정도가 높을 경우 상

대적으로 크며, 이는 구름 및 지상의 강수 입자 분포 변화를 통해 확인할 수 있었다. 다만 본 연구에서 강조한 풍상측과 풍하측 구름의 거의 동시 관측에도 불구하고, 항공기로 관측한 직경 1 mm 이상의 눈 입자 형성 또는 증가가 나타나지 않은 점은 연구의 한계로 남아 있다. 또한, 풍상측과 풍하측 구름에서 나타나는 차이가 시딩에 의한 것이라고 단정할 수 없고, 자연적인 구름의 발달에 의한 것일 가능성을 배제할 수 없다. 또한 본 연구에서 제시된 결과는 지상 레이더 관측에 기반하고 있으며, 항공기 관측 결과만으로는 구름 시딩 효과를 충분히 증명하기에는 한계가 있다. 비록 사례 1에서 풍하측의 강설이 강화된 양상을 관측하였지만, 이는 인과관계를 확립하기에 충분하지 않을 수 있으며, 향후 다중 항공기를 활용한 실험을 통해 이 효과를 보다 명확히 규명할 필요가 있다.

본 연구에서 새롭게 제시된 실험 영향 및 비 영향 지역의 구름 변화 관측 및 비교 방법은 인공증설 시작 단계의 구름 변화 검증 방법 중 하나로 활용될 수 있다. 향후 기상 조건의 차이를 고려한 시딩 위치, 높이, 절차 등을 보완한 비행 실험 기술 개발을 통해 산악지역의 강설량을 보다 많이 확보할 수 있을 것으로 기대된다.

## 감사의 글

본 연구는 기상청 국립기상과학원 「기상조절 및 구름물리 연구(KMA2018-00224)」 사업의 지원으로 수행되었습니다. 또한, IJCO-WCE 2019 캠페인에 공동으로 참여하여 항공 관측 및 실험 노하우, 항공관측 장비 검·교정에 도움을 주신 DMT사의 Dr. Duncan Axisa, Dr. Darrel Baumgardner, Dr. Greg Kok, Mr. Spencer Faber, Ms. Nicole Savage, Mr. Vinayaka Ruge, (주)APM, (주)SPECORE의 과학자 및 기술자분들께 감사드립니다. 또한 본 연구의 개선을 위해 좋은 의견을 제시해 주신 두 분의 심사위원님께 감사를 드립니다.

## REFERENCES

- Bae, H., H. Ji, Y.-J. Lim, Y. Ryu, M.-H. Kim, and B.-J. Kim, 2019: Characteristics of drought propagation in South Korea: relationship between meteorological, agricultural, and hydrological droughts. *Nat. Hazards*, **99**, 1-16, doi:10.1007/s11069-019-03676-3.
- Baines, P. G., 1979: Observations of stratified flow past Three-dimensional barriers. *J. Geophys. Res. Oceans*, **84**, 7834-7838, doi:10.1029/JC084iC12p07834.
- Cha, J. W., and Coauthors, 2019: Analysis of results and techniques about precipitation enhancement by air-

- craft seeding in Korea. *Atmosphere*, **29**, 481-499, doi:10.14191/Atmos.2019.29.4.481.
- \_\_\_\_\_, and Coauthors, 2024: Study on weather modification hybrid rocket experimental design and application. *Atmosphere*, **34**, 203-216, doi:10.14191/Atmos.2024.34.2.203.
- Chang, A. T. C., J. L. Foster, P. Gloersen, W. J. Campbell, E. G. Josberger, A. Rango, and Z. F. Danes, 1987: Estimating snowpack parameters in the Colorado River basin. Proc. Large scale effects of seasonal snow cover. *Int. Assoc. Hydrol. Sci.*, Wallingford, Oxfordshire UK, 166 pp.
- David, R. O., and Coauthors, 2019: Development of the DRoplet Ice Nuclei Counter Zurich (DRINCZ): validation and application to field-collected snow samples. *Atmos. Meas. Tech.*, **12**, 6865-6888, doi:10.5194/amt-12-6865-2019.
- DeFelice, T. P., J. Golden, D. Griffith, W. Woodley, D. Rosenfeld, D. Breed, M. Solak, and B. Boe, 2014: Extra area effects of cloud seeding—An updated assessment. *Atmos. Res.*, **135**, 193-203, doi:10.1016/j.atmosres.2013.08.014.
- Delene, D. J., 2011: Airborne data processing and analysis software package. *Earth Sci. Inform.*, **4**, 29-44, doi:10.1007/s12145-010-0061-4.
- DeMott, P. J., 1995: Quantitative descriptions of ice formation mechanisms of silver iodide-type aerosols. *Atmos. Res.*, **38**, 63-99, doi:10.1016/0169-8095(94)00088-U.
- \_\_\_\_\_, 1997: Report to North Dakota Atmospheric Resource Board and Weather Modification Incorporated on tests of the ice nucleating ability of aerosols produced by the Lohse Airborne Generator. *Colorado State University Dept. Atmos. Sci. Rep.*, 15 pp.
- Flossmann, A. I., M. J. Manton, A. Abshaev, R. Bruintjet, M. Murakami, T. Prabhakaran, and Z. Yao, 2018: Peer review report on global precipitation enhancement activities. WMO, hal-01917801f.
- Forbes, G. S., D. W. Thomson, and R. A. Anthes, 1987: Synoptic and mesoscale aspects of an appalachian ice storm associated with cold-air damming. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 564-591, doi:10.1175/1520-0493(1987)115<0564>2.0.CO;2.
- French, J. R., K. Friedrich, S. A. Tessendorf, R. M. Rauber, B. Geerts, R. M. Rasmussen, L. Xue, M. L. Kunkel, and D. R. Blestrud, 2018: Precipitation formation from orographic cloud seeding. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **115**, 1168-1173, doi:10.1073/pnas.1716995115.
- Geerts, B., Q. Miao, and Y. Yang, 2011: Boundary-layer turbulence and orographic precipitation growth in cold clouds: Evidence from profiling airborne radar data. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 2344-2365, doi:10.1175/JAS-D-10-05009.1.
- \_\_\_\_\_, Y. Yang, R. Rasmussen, S. Haimov, and B. Pokharel, 2015a: Snow growth and transport patterns in orographic storms as estimated from airborne vertical-plane dual-Doppler radar data. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 644-665, doi:10.1175/MWR-D-14-00199.1.
- \_\_\_\_\_, B. Pokharel, and D. A. R. Kristovich, 2015b: Blowing snow as a natural glaciogenic cloud seeding mechanism. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 5017-5033, doi:10.1175/mwr-d-15-0241.1.
- Hallett, J., and S. C. Mossop, 1974: Production of secondary ice particles during the riming process. *Nature*, **249**, 26-28, doi:10.1038/249026a0.
- Heggli, M. F., L. Vardiman, R. E. Stewart, and A. Huggins, 1983: Supercooled liquid water and ice crystal distributions within Sierra Nevada winter storms. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **22**, 1875-1886, doi:10.1175/1520-0450(1983)022<1875:slwaic>2.0.co;2.
- Hobbs, P. V., 1975: The nature of winter clouds and precipitation in the Cascade Mountains and their modification by artificial seeding. Part I: Natural conditions. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **14**, 783-804, doi:10.1175/1520-0450(1975)014<0783:TNOWCA>2.0.CO;2.
- Yang, H. Y., K.-H. Chang, S. Chae, E. Jung, S. Seo, J.-Y. Jeong, J.-H. Lee, Y. Ro, and B.-J. Kim, 2018: Case study of ground-based glaciogenic seeding of clouds over the Pyeongchang region. *Adv. Meteor.*, **2018**, 16, doi:10.1155/2018/9465923.
- Ikeda, K., R. M. Rasmussen, W. D. Hall, and G. Thompson, 2007: Observations of freezing drizzle in extratropical cyclonic storms during IMPROVE-2. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3016-3043, doi:10.1175/JAS3999.1.
- Jang, S. H., J.-K. Lee, J. H. Oh, J. W. Jo, and Y. Cho, 2019: The probabilistic drought prediction using the improved surface water supply index in the Korean peninsula. *Hydrol. Res.*, **50**, 393-415, doi:10.2166/nh.2018.045.
- Jung, W., and Coauthors, 2022: Progressive and prospective technology for cloud seeding experiment by unmanned aerial vehicle and atmospheric research aircraft in Korea. *Adv. Meteor.*, **2022**, 14, doi:10.1155/2022/3128657.
- Khatri, K. B., B. Pokharel, and C. Strong, 2021: Development of hydrologically-based cloud seeding suspension criteria in the Western United States. *Atmos. Res.*, **262**, 105768, doi:10.1016/j.atmosres.2021.105768.
- Kim, Y.-J., M.-K. Kim, and J. G. Lee, 2019: The relationship of froude number and developed cloud band



- locations near Yeongdong region under the siberian high pressure system. *Atmosphere*, **29**, 325-342, doi: 10.14191/ATMOS.2019.29.3.325.
- Kim, B.-Y., J.-W. Cha, A.-R. Ko, W. S. Jung, and J.-C. Ha, 2020a: Analysis of the occurrence frequency of seedable clouds on the Korean Peninsula for precipitation enhancement experiments. *Remote Sens.*, **12**, 1487, doi:10.3390/rs12091487.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, W. S. Jung, and A.-R. Ko, 2020b: Precipitation enhancement experiments in catchment areas of dams: Evaluation of water resource augmentation and economic benefits. *Remote Sens.*, **12**, 3730, doi: 10.3390/rs12223730.
- Koo, H.-J., and Coauthors, 2024: Development and case study of unmanned aerial vehicles (UAVs) for weather modification experiments. *Atmosphere*, **34**, 35-53, doi:10.14191/Atmos.2024.34.1.035.
- Ku, J. M., A.-R. Ko, S. Chae, H. J. Hwang, Y. Ro, and W. S. Jung, 2020: Analysis of cloud seeding experiment by aircraft: A case study of an international joint experiment in 2019. *J. Korean Soc. Hazard Mitig.*, **20**, 67-78, doi:10.9798/KOSHAM.2020.20.6.67.
- Kumjian, M. R., and K. A. Lombardo, 2017: Insights into the evolving microphysical and kinematic structure of Northeastern U.S. winter storms from dual-polarization Doppler radar. *Mon. Wea. Rev.*, **145**, 1033-1061, doi:10.1175/MWR-D-15-0451.1.
- Lee, M. J., and Coauthors, 2009: Preliminary results of the ground-based orographic snow enhancement experiment for the easterly cold fog (cloud) at Daegwallyeong during the 2006 winter. *Adv. Atmos. Sci.*, **26**, 222-228, doi:10.1007/s00376-009-0222-x.
- Lee, J.-E., S.-H. Jung, H.-M. Park, S. Kwon, P.-L. Lin, and G. Lee, 2015: Classification of precipitation types using fall velocity-diameter relationships from 2D-video distrometer measurements. *Adv. Atmos. Sci.*, **32**, 1277-1290, doi:10.1007/s00376-015-4234-4.
- Mason, P. J., and R. I. Sykes, 1978: On the interaction of topography and Ekman boundary layer pumping in a stratified atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104**, 475-490, doi:10.1256/smsqj.44017.
- Mazzetti, T. O., B. Geerts, L. Xue, S. Tessendorf, C. Weeks, and Y. Wang, 2021: Potential for ground-based glaciogenic cloud seeding over mountains in the interior Western United States and anticipated changes in a warmer climate. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **60**, 1245-1263, doi:10.1175/JAMC-D-20-0288.1.
- Petheram, C., and T. A. McMahon, 2019: Dams, dam costs and damnable cost overruns. *J. Hydrol. X*, **3**, 100026, doi:10.1016/j.hydroa.2019.100026.
- Pruppacher, H. R., J. D. Klett, and P. K. Wang, 1998: Microphysics of clouds and precipitation. *Kluwer Academic Publishers*, 954 pp, doi:10.1080/02786829808965531.
- Rauber, R. M., and L. O. Grant, 1987: Supercooled liquid water structure of a shallow orographic cloud system in Southern Utah. *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 8 pp [Available online at <http://www.jstor.org/stable/26183177>].
- Rasmussen, R. M., S. A. Tessendorf, L. Xue, C. Weeks, K. Ikeda, S. Landolt, D. Breed, T. Deshler, and B. Lawrence, 2018: Evaluation of the Wyoming Weather Modification Pilot Project (WWMPP) using two approaches: Traditional statistics and ensemble modeling. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **57**, 2639-2660, doi: 10.1175/JAMC-D-17-0335.1.
- Rosenfeld, D., D. Axisa, W. L. Woodley, and R. Lahav, 2010: A quest for effective hygroscopic cloud seeding. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 1548-1562, doi: 10.1175/2010JAMC2307.1.
- Silverman, B. A., 2001: A critical assessment of glaciogenic seeding of convective clouds for rainfall enhancement. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 903-924, doi:10.1175/1520-0477(2001)082<0903:ACAOGS>2.3.CO;2.
- Smith, R. B., 1982: Synoptic observations and theory of orographically disturbed wind and pressure. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 60-70, doi:10.1175/1520-0469(1982)039<0060:SOATOO>2.0.CO;2.
- Um, J., 2020: Calculations of optical properties of cloud particles to improve the accuracy of forward scattering probes for In-Situ aircraft cloud measurements. *Atmosphere*, **30**, 75-89, doi:10.14191/ATMOS.2020.30.1.075.
- Vali, G., D. Leon, and J. R. Snider, 2012: Ground-layer snow clouds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **138**, 1507-1525, doi:10.1002/qj.1882.
- WWDR., 2020: The united nations world water development report 2020: water and climate change. *UNESCO Publishing: Paris, France*, World Water Development Report, 219 pp [Available online at <https://www.unwater.org/publications/un-world-water-development-report-2020>].
- Xie, X., R. Evaristo, S. Troemel, P. Saavedra, C. Simmer, and A. Ryzhkov, 2016: Radar observation of evaporation and implications for quantitative precipitation and cooling rate estimation. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **33**, 1779-1792, doi:10.1175/JTECH-D-15-0244.1.

## Appendix

**Appendix 1.** Summary of each research flight and scientific objectives for each flight. Each flight has been designated a research flight (RF) number. This table was written by DMT.

Flight Number	Flight Date	Flight Time (KST)	Seeding Occur?	Flight Objectives
RF01	Nov. 24, 2019	13:31-16:22	Y (-5 °C)	Glaciogenic seeding of layered marine stratus cloud with temperatures of 0 to -5 °C.
RF02	Nov. 25, 2019	10:12-12:43	Y (-7 °C)	Glaciogenic seeding of orographically-forced cloud with cloud top temperature around -7 °C.
RF03/RF04	Nov. 28, 2019	10:44-12:49	Y (-7 °C); King Air and Cessna (-1°C)	Glaciogenic seeding of orographically-forced cloud with top temperatures of -10 °C. Seeding at -7 °C level.
RF05	Dec. 01, 2019	10:02-13:51	Y (-3 °C)	Glaciogenic seeding of marine stratocumulus with lines of embedded convection. Convective elements seeded at -3 °C level with material lofted to colder temperatures.
RF06	Dec. 02, 2019	11:19-13:17	Y (-8 °C)	Glaciogenic seeding of multi-layered marine stratocumulus. Seeded at -8 °C level. Cloud top heights variable, some as cold as -12 °C.
RF07	Dec. 03, 2019	11:31-13:47	Y (-6 °C)	Glaciogenic seeding of marine stratus deck with embedded convection and drizzle. Seeding at -6 °C level.
RF08	Dec. 07, 2019	10:59-14:35	Y (-6 °C)	Glaciogenic seeding of multi-layered marine stratus. Seeded upper deck in temperatures of -6 °C.
RF09	Dec. 12, 2019	09:20-11:54	N	Study of cloud aerosol interactions. Characterized marine open-cell cumulus in presence of pollution.
RF10	Dec. 17, 2019	10:58-14:10	Y (1 °C)	Hygroscopic seeding of liquid-phase marine stratus at 1°C.
RF11	Dec 18, 2019	12:11-15:38	Y (-3 °C)	Glaciogenic seeding of stratocumulus formed in instability in shear layer.

**Appendix 2.** Vertical profiles of temperature, wind direction, wind speed observed by AIMMS-20, and total water content calculated by CDP, CIP, and PIP for Case 1 and Case 2.

