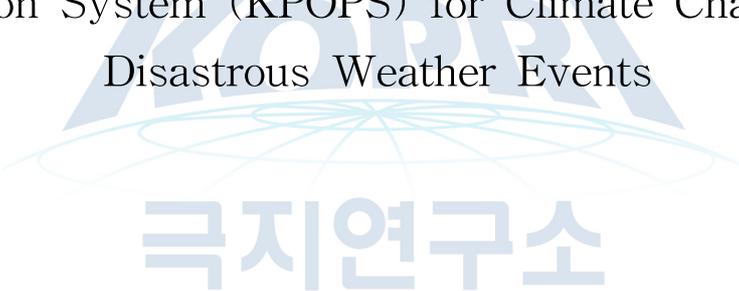


극지 기후변화/기상재해 예측  
시스템(KPOPS)의 개발 및 활용 연구

Development and Application of the Korea Polar  
Prediction System (KPOPS) for Climate Change and  
Disastrous Weather Events



극지연구소

2020. 02. 28

한국해양과학기술원  
부설 극지연구소



# 제 출 문

극지연구소장 귀하

본 보고서를 “극지 기후변화/기상재해 예측 시스템(KPOPS)의 개발 및 활용 연구” 과제의 최종보고서로 제출합니다.

2020. 02. 28

연구책임자 : 김주홍

참여연구원 : 김성중, 박상중, 전상윤, 최용한, 강성호, 김정현, 김다해, 김정훈, 김제원, 남성진, 남승일, 박광규, 박기홍, 박인표, 박준성, 박지수, 손영주, 안영규, 이민희, 이솔지, 이수봉, 이지연, 임창규, 장광철, 정진영, 조경호, 조영진, 조희제, 주영지, 최혜선, 홍자영

위탁연구기관명 : 서울대학교, 서울대학교, 광주과학기술원, 미국플로리다주립대학교, 미국알래스카페어뱅크대학교, 부경대학교

위탁연구책임자 : 김상우, 박성수, 윤진호, 신동욱, Xiangdong Zhang, 김백민



보고서 초록

과제관리번호	BSPE19130-082-12	해당단계 연구기간	2016.01.01. ~ 2019.12.31.	단계 구분	1단계 / 1단계
연구사업명	중 사업명	기본연구사업(고유사업)			
	세부사업명				
연구과제명	중 과제명				
	세부(단위)과제명	극지 기후변화/기상재해 예측 시스템(KPOPS)의 개발 및 활용 연구			
연구책임자	김주홍	해당단계 참여연구원수	총 : 53 명 내부 : 13 명 외부 : 40 명	해당단계 연구비	정부: 10,264,501 천원 기업: 천원 계: 10,264,501 천원
연구기관명 및 소속부서명	한국해양과학기술원 부설 극지 연구소 / 북극해빙예측사업단		참여기업명		
국제공동연구	상대국명 : 일본, 독일, 이태리		상대국연구기관명 : NIPR, AWI, CNR		
위탁연구	연구기관명 : 서울대, GIST, FSU, UAF, 부경대 연구책임자 : 김상우, 박성수, 윤진호, 신동욱, Xiangdong Zhang, 김백민				
요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자 이내)					보고서 면수 525 pp
<p>○ 연구목표</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- 글로벌 기상재해(한파/폭염 등) 원인으로 지목된 북극 소용돌이의 강도 및 진행 경로에 대한 예측기술 개발을 통해 극지역 기후변화에 따른 기상재해 예측능력을 확보한다.</li> </ul> <p>○ 연구내용</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- (관측) 북극 구름/경계층 관측 및 활용 연구 <ul style="list-style-type: none"> <li>· 니알슨/아라온 기반 북극 육/해상 구름-대기경계층 관측 인프라 구축 및 지속운영</li> <li>· 독자 경계층/구름미세물리 프로세스 개발</li> <li>· 에어로졸/구름 상호작용</li> </ul> </li> <li>- (예측) 극지 예측 시스템 (KPOPS) 개발 및 운용 <ul style="list-style-type: none"> <li>· 극지 기상/기후 예측 시스템 개발, 준현업 운영</li> <li>· 독자 물리과정 탑재, 예측성 향상</li> <li>· 2017-2019 극지 예측의 해 (YOPP) KOPRI 주도적 참여</li> <li>· 극지 기후 예측 시스템 초기화/검증 체계 구축</li> </ul> </li> <li>- (후처리 및 분석) KPOPS 활용 플랫폼 구축 및 글로벌-한반도 이상기후 원인 진단 <ul style="list-style-type: none"> <li>· 모델/원격탐사/현장관측 자료 활용 플랫폼 운용</li> <li>· 중위도-극지 이상기후 원인규명</li> </ul> </li> </ul> <p>○ 예상 연구성과</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- 니알슨 (다산기지) 중심 구름 및 기상 관측 핵심역량 확보</li> <li>- 아라온 해상 기상관측 역량 확보</li> <li>- KOPRI 자체 극지역 악기상 및 중위도 계절예측 능력 확보</li> <li>- 글로벌 기상재해 원인 규명에 관한 우수 극지논문 출판</li> </ul> <p>○ 종료후 활용계획</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- 극지 지구 시스템 모델 (KPOPS-Earth) 개발의 기반기술로 활용</li> <li>- 아라온 남/북극해 항해시 선박 안전 운항에 필요한 기초자료로 활용</li> <li>- 기상청과 지속적 협력, 국가 기후변화/기상재해 예측능력 질적 수준 향상</li> <li>- 현장관측 및 모델 자료 공유, 국내 극지 공동연구 활성화에 기여</li> </ul>					
색인어 (각 5개 이상)	한글	극지 예측 시스템, 북극, 구름, 경계층, 계절예측, 기상예측, 기후변화, 기상재해			
	영어	Korea Polar Prediction System, Arctic, Cloud, Boundary layer, Seasonal prediction, Weather prediction, Climate change, Meteorological disaster			

# 요 약 문

## I. 제 목

- 극지 기후변화/기상재해 예측 시스템(KPOPS)의 개발 및 활용 연구

## II. 연구개발의 목적 및 필요성

### ○ 목적

- 글로벌 기상재해(한파/폭염 등) 원인으로 지목된 북극 소용돌이의 강도 및 진행 경로에 대한 예측기술 개발을 통해 극지역 기후변화에 따른 기상재해 예측능력을 확보함

### ○ 필요성

- 최근 북극의 급격한 온난화에 따른 한파, 폭설, 가뭄 등의 극한기상(extreme weather)의 빈번한 출현으로 인해 경제적 산업적으로 피해가 속출하고 있음
- 특히 북극의 기후변동이 이러한 극한 기상 급증의 주요원인으로 최근 지목됨에 따라 극한기상 증가에 대한 국가적 차원에서의 단기 및 중장기 대응능력 확보가 필요함
- 극지역 구름물리에 대한 학술적 이해도가 부족한 관측자료의 한계로 매우 미흡한 실정이어서 컴퓨터 모델링을 통한 미래 예측에 있어서도 극지역의 불확실성이 다른 어떤 지역보다 큼
- 극지-중위도 기후변화/기상재해 예측능력 확보 목표는 극지연구소가 지금까지의 극지 연구활동을 통해 이룩한 우수성과를 예측 분야로 계승, 발전시켜 나갈 수 있는 최적의 주제임

## III. 연구개발의 내용 및 범위

### ○ (관측) 니알슨/아라온 기반 육/해상 북극 구름관측 인프라 구축

- 니알슨/아라온 기반 육/해상 북극 구름 관측 인프라 도입
- 니알슨/아라온 기반 육/해상 북극 구름 관측 인프라 확립

- 극지 인프라에 기반한 경계층/구름물리 관측자료 확보
- 극지 예측 시스템 성능 향상을 위한 극지 인프라 기반 경계층/구름물리 모델코드 개발
- (예측) 극지 예측 시스템 (KPOPS) 개발을 위한 기초작업 및 시스템 원형 개발
  - 극지 예측 시스템 개발을 위한 기초작업 및 원형(prototype) 개발
  - 극지 예측 시스템 개발 및 '2017-19 극지 예측의 해' 미션 주도적 참여
  - 극지 예측 시스템 예측능력 검증 및 보완
  - 극지 예측 시스템 준현업 운용을 통한 북극 소용돌이 및 이상기후/재해기상 예측 정보 생산
- (분석) 북극-중위도 이상기후 관련성 통계 분석
  - 재분석/멀티모델 자료를 활용한 북극-중위도 이상기후 관련성 통계 분석
  - 극지 예측 시스템 활용, 북극-중위도 이상기후 관련성 정량화
  - 극지 예측 시스템 활용, 북극-중위도 이상기후 발생 메커니즘 규명

#### IV. 연구개발결과

- 북극 니알슨 기반 육상 관측망 구축
  - 국제협력을 통한 육상 관측망 구축 준비
    - 2015년과 2016년에 걸쳐 북극 니알슨 대기과학자 커뮤니티와 협의하여 극지연구소가 추구할 최적 관측연구 분야와 사이트 및 활동계획을 마련하였음
    - 이태리 및 노르웨이 연구팀과 니알슨 현장에 설치될 도플러윈드라이다와 구름입자센서에 대한 전력·통신 제공 및 일상점검 협조 체계 구축
  - 니알슨 기반 육상 관측 인프라 확립
    - 독일 및 이태리 연구팀 협조로 2017년 4월 Climate Change Tower 부근에 윈드라이다를 설치하고 스웨덴 및 노르웨이 연구팀 협조로 2017년 9월 제플린관측소에 구름센서를 설치하여 연중 데이터 획득
    - 도플러윈드라이다는 이태리 CCT 타워 및 음파측풍기(SODAR)와 연계하여 지상부터 1km 상공까지 seamless 바람 관측시스템을 구현하고 상호간 자료공유를 진행하고 협력연구 수행
    - 구름입자센서는 연중 제플린관측소에서 저층운 미세물리특성을 관측하여 스웨덴팀과 구름-에어로졸 상호작용 연구에 활용
  - 니알슨 기반 육상 관측 인프라 지속적 운영을 통한 데이터 확보
    - 연구기간에 다산기지 현장활동을 통해 장비 상태를 유지하여 2019년 12월

기준 윈드라이다 자료는 3년, 구름센서 자료는 2년 이상의 데이터를 확보하였고 국내 대학과 협력하여 분석중임

- 2019년 봄철과 가을철에 극지연구소의 구름센서와 이태리의 테더별론을 결합해 니알슨 상공의 저층운 내부로 구름센서를 투입시키고 구름내부 고도별 미세물리특성 직접관측 성과

#### ○ 니알슨 겨울철 복사 플럭스/온도와 구름의 관계

- 관측자료 활용 겨울철 구름, 복사, 지상기온간의 상관성 분석

- 니알슨 지역의 2004-2013년 관측자료를 사용해 구름과 지표면 복사량의 변동성을 분석하고 운량 및 지면 장파복사와 기온에 대한 지역 규모 대기 순환의 영향을 분석하였음

- 월평균 장파복사량과 기온의 상관성 분석을 통해 순장파복사수지가 기온 증가에 영향을 준다는 것을 밝혔음

- 단, 며칠 규모에서는 한랭이류 또는 온난이류 현상이 기온, 운량, 장파복사의 급격한 변화를 유발할 수 있으며 저층운의 경우 지속시간이 길지 않아 이류현상에 의한 기온 변화를 상쇄하기엔 짧음

#### ○ 아라온 기반 해상 관측망 구축

- 선상 기상 관측 체계 수립

- 북극 항해 시 정기적인 라디오존데 풍선 비양으로 상층 기상 프로파일 관측 활동을 강화함

- 전천카메라를 운영하여 하늘의 구름 분포를 모니터링하고, 구름/에어로졸 입자 탐지용 라이다 장비를 구축하여 라디오존데와 함께 선상 구름 모니터링 관측망을 수립함

#### ○ 아라온 관측 여름철 북극 복사 플럭스/온도와 구름의 관계

- 2018년 북극항해 종합 기상 관측 성공적 수행

- 획득한 자료를 활용하여 구름의 복사 효과와 표면 기온의 관계, 해빙농도의 영향에 대해 분석함

- 라이다의 구름 하부 높이와 라디오존데 기온 프로파일 관측을 결합 구름 하부 온도를 추정함. 추울 때 구름 하부 고도가 표면에 근접하게 나타났고 따뜻할 때 높아졌음

- 구름에 의해 조절되는 하방 장파 복사와 표면 기온 간의 양의 선형 관계가

주로 보이거나 따뜻하고 맑은 날의 존재로 인해 전체 자료의 통계적 선형 관계는 크게 약화되었음

#### ○ 극지 예측 시스템(KPOPS)의 통합 대류 방안 탑재 효과

- 유출 적은 모수화 영향
  - 새로운 통합 대류 방안을 이용하여 적은 형성 과정에서 유출 과정을 모수화 개발하고 그 성능을 확인함
  - 유출 적은 모수화 방안은 전지구적으로 하향 단파 구름복사강제력의 모의 성능을 개선하였고, 특히 층적운 모의 성능을 개선하였음
  - 유출 적은 모수화 방안 탑재 후 기존 CAM5 대비 통합 대류 방안은 순증발을 더 약하게 모의하여 해양 층적운이 관측과 유사하게 지면 근처에서부터 확장되는 형태로 모의함
- 극향 열수송을 통한 북극 구름 및 기후 모의 향상
  - GCM에 북극 한랭 편차가 나타나는 원인으로 운량, 구름 수적 질량을 낮게 모의하는 것에 기인함
  - CAM5에 비해 통합 대류 방안을 탑재한 모델은 이러한 문제를 경감시켰는데, 구름 수적에 대해 순응결이 더 강한 것과 평균 자오면 순환과 일시파 에디에 의한 열과 수증기의 극향 수송이 증가한 것에 기인함
  - 기후모델의 대류 모수화 향상을 통한 극향 열/수증기 수송 모의의 향상은 북극 구름과 기후 모의 능력 향상시킬 수 있음

#### ○ 최근 북극 겨울철 구름 변화 모의

- 최근 겨울철 북극의 구름 장기 변화 양상 분석 및 수치모델 재현
  - 30년 이상의 2종의 장기 위성 관측자료, 2종의 재분석자료 분석을 통해 북극지역 겨울철 운량이 1998년부터 증가경향을 보이고 있음을 확인함
  - CAM3 모의실험을 통해 겨울철 해빙의 감소가 북극지역 겨울철 구름 증가의 주요 원인임을 확인함

#### ○ 북극 겨울철 구름/복사량 모의 성능 평가

- 지역대기모델의 북극 겨울철 구름 모의 성능 평가
  - Polar WRF의 두 종류 미세물리과정을 이용하여 2015년 12월부터 2016년 1월까지의 북극 지역 사례 실험을 수행하고 CloudSat, CALIPSO, CERES 위성관측 자료와 비교 분석을 수행함

- Polar WRF는 북극지역 겨울철 사례별 구름 수상의 연직분포 특성을 잘 재현하고 있으며 모의 결과와 동일 기간의 위성관측간의 구름 높이의 상관계수는 0.69에서 0.72로 나타남

- Polar WRF의 WSM6 미세물리과정 모의 결과와 CERES 관측 자료와의 상향장파복사량의 편차는  $-0.4 \text{ W m}^{-2}$  이며, 하향장파복사의 지상관측소 자료와의 일변화간의 상관계수는 0.68에서 0.92로 나타남

### ○ 위성 관측 기반 구름 모의 성능 검증

- NASA MODIS 북극 구름 체계 도출 및 KPOPS 모의 성능 검증

- MODIS에서 산출되는 CTP-COT 공동히스토그램을 클러스터링하여 북극에서 발견되는 특징적인 구름시스템을 잘 대표하는 독자적인 북극 구름 체계를 도출하였음

- CERES 구름 복사 효과, CloudSat/CALPISO의 반사도 히스토그램, 구름 연직 구조 분류, MERRA2 재분석자료를 이용한 ASR 등으로 북극 구름 체계 검증

- 구름 체계의 상대 발생 빈도와 군집중심으로 관측과 모형을 비교한 결과 광학 두께가 두껍고 구름 양이 많지만 상당한 정확도로 북극 구름 시스템을 모의함을 보임

## (2) 극지 예측 시스템 (KPOPS) 개발 및 운용

### ○ 극지 기후 예측 시스템 (KPOPS-Climate) 개발 및 운용

- KPOPS-Climate 개발 및 운용 체계

- 예측요소의 교체 및 확장이 가능한 예측시스템 프레임워크를 개발하고 이 프레임워크와 NCAR CESM1.2을 이용하여 KPOPS-Climate 기후예측시스템의 원형을 개발함

- KPOPS-Climate를 이용하여 2001년부터 2015년까지 겨울철 과거예측실험을 수행하고 이상상관계수를 통해 북극, 북미, 동아시아 지역의 지면온도의 예측성을 평가함

- 예측결과를 웹 및 구체 디스플레이에 표출하는 가시화 기술을 포함하는 후처리 시스템을 개발함

- KPOPS-Climate의 역학 코어 특성 연구

- 기후모델간 상호비교 프로젝트의 최근 기후 실험 결과를 분석하여

유한체적법, 분광법, 분광요소법 역학코어의 북극지역 겨울철 모의성능을 비교 분석함

- 역학코어별 북극지역 겨울철 온도 모의 성능과 해빙감소에 대한 대기반응 모의에 시스템적 차이가 있음을 확인함
- KPOPS-Climate에 유한체적법과 분광요소법 역학코어를 탑재하여 과거예측실험을 수행한 결과 유한체적법 기반 예측시스템이 더 높은 동아시아 지역 지면대기온도의 겨울철 예측성을 보임

## ○ 극지 기상 예측 시스템 (KPOPS-Weather) 개발 및 운용

- KPOPS-Weather 개발 및 운용 체계

- 극지 기상 예측 시스템은 극지방에 특화된 Polar WRF 모형을 기반으로, 민감도 실험을 통해 예측성을 극대화할 수 있는 물리과정 조합을 선택하고, WRFDA 시스템 내 3차원 변분 자료동화 방법을 자료동화체계로 선택함
- 라디오존데, 항공기, 부이, 선박 관측 등 종관관측 외에 위성 복사휘도 자료 동화를 위한 편차보정, 자료 슈아내기, 품질검사 등의 과정을 포함함
- 배경오차공분산은 NMC 방법을 이용하여 계산하며, 아라온호에서 관측한 라디오존데 자료 외에 모든 관측자료를 6시간 간격으로 동화하고 Polar WRF 모형을 이용하여 10일 예측을 수행하는 형태임

- 하계 북극항해 라디오존데 관측 자료동화 예측 실험

- 2015년부터 쇄빙선 아라온호의 하계 북극항해시 라디오존데 관측을 수행하였고, 1,2항차 기간동안 6시간 간격의 관측이 안정화된 2017년부터 극지 기상 예측 시스템을 이용한 실시간 예측을 수행함
- 2017년과 2018년에는 추가된 아라온호 라디오존데 관측자료 동화의 효과를 분석하기 위하여, 실험을 설계하고, 실시간 예측 결과를 그림 형태로 전송하여 아라온호의 현장활동을 위한 참고자료로 활용
- 2019년에는 현업기관에서 운영하는 예측시스템과 유사하게, 6시간 간격으로 자료동화를, 24시간 간격으로 10일 예보를 수행하고, 예측결과를 알래스카대학교, 플로리다주립대학교, 유럽중기예보센터의 예측결과와 비교함

- 극지 예측의 해(YOPP) 참여

- 2017년에 세계기상기구 극지예측프로젝트(Polar Prediction Project, PPP)의 YOPP에 참가 신청서를 내고, 심사 후 통과하여 공식 참여함
- 북극해 아라온호 선상 라디오존데 상층 기상 프로파일 관측의 정기적인 GTS 방송을 성공하여 자료를 공유하여 YOPP 관측 활동을 수행함

- 아라운호 라디오존데 자료를 동화한 북극해 하계 (준)실시간 기상 예측을 수행하고 아라운호로 보내 해빙 탐사 연구 활동을 지원함

○ 추가 극지 관측이 적도 및 중위도 사이클론에 미치는 영향

- 추가된 극지 라디오존데 관측의 영향이 적도와 중위도 저기압에 미칠 수 있는 과정
  - 특정한 기후 상태에서 제트스트림이 중위도로 침투할 경우, 여름철 북극지역 추가적 관측의 효과가 중위도까지 미칠 수 있음
  - 추가적인 라디오존데 관측은 초기조건에 포함된 상층 대류권의 불확실성과 에러를 감소시켜 북반구 예측성을 향상시킬 수 있음

○ 추가 관측자료 동화의 극지 기상 예측 영향 실험

- 아라운 관측 자료 동화에 따른 알래스카 지역 기상 예측성 향상
  - 아라운 항해로 2015년 8월 4일 00 UTC부터 8월 18일 00 UTC까지 관측한 라디오존데 활용하여, 모의 수행 시 해당자료 동화 여부에 따른 알래스카 지역 기상 예측성 평가
  - 초기 3일 정도를 제외하고, 23개의 예측 실험 중 15개 실험의 5일 예측장이 아라운 관측 추가 자료동화로 예측 성능이 향상됨

○ KPOPS 검증 체계 구축 - 예측검증 지수 개발 및 평가 시스템 기술 (3.2.4)

- 기후예측시스템용 예측검증 지수 개발
  - 기후예측시스템의 예측성능 검증을 위하여 편이상관계수, 평균제곱예측성, Brier 예측지수, 상대적운영특성 지수를 이용한 검증 체계를 구축함
  - 구축된 검증 체계를 이용하여 KPOPS-Climate, KPOPS-UNICON의 겨울철 과거예측 성능을 비교 분석함

(3) KPOPS 활용 플랫폼 구축 및 글로벌-한반도 이상기후 원인 진단

○ 모델/원격탐사/현장관측 자료 활용 플랫폼 구축

- 자료 저장소 구축 및 활용
  - KPOPS-Climate와 KPOPS-Weather의 예측 결과, 타 기관 예측 결과, 재분석 자료 저장을 위한 네트워크 저장소를 구축함
- ECMWF 예측 결과 저장소 구축
  - ECMWF 실시간 예측자료 활용을 승인받고 이 자료의 실시간 수집 및

저장시스템을 구축, 활용함

- 웹기반 예측정보 표출 시스템 개발 및 운용
  - 웹 기반 KPOPS-Climate, KPOPS-Weather의 예측 정보 표출시스템을 구축하고 두 예측시스템의 2001년부터 2019년까지의 지면온도, 지면강수, 대기장 등 주요 예측 정보를 제공함

#### ○ 늦가을 북미 추위에 미치는 북극-북태평양의 영향

- 늦가을 PDO와 따뜻한 북극이 미치는 기후적 영향
  - 늦가을철 따뜻한 북극 조건에서, 북미대륙과 북대서양 지역의 PDO 원격상관 패턴이 변형되어 북미 중앙지역의 한랭을 강화시킴
- 따뜻한 북극의 조정 효과에 대한 물리적 이해
  - 북극의 조정효과는 로스비파의 변형을 야기시킴, PDO와 따뜻한 북극 조건이 결합되어 스톱 경로가 적도방향으로 이동할 때 일시적 와도 강제력이 발생하고 이로써 로스비파가 변형됨

#### ○ 기후 모델을 활용한 초겨울 바렌츠-카라 해 지역의 온난화 원인 규명

- 바렌츠-카라 지역의 지표기온 변동성과 대서양 서부 해수면 온도의 연관성 분석
  - 대서양 서부지역의 온난화로 인해 유도된 스톱경로의 변화와 일시에디의 성장이 북대서양과 북극지역을 연결하는 대규모 원격상관 패턴 형성에 기여
  - 서유럽지역의 고기압성 편차의 서쪽 가장자리를 따라 강화된 온난이류에 의해 바렌츠-카라 해 지역의 온난화를 부분적으로 유도
  - 결합모델실험에서 북극 온난화에 있어 북대서양 해수면온도의 중요성이 합리적으로 모의됨을 확인

#### ○ 중위도 이상기후 원인 진단

- 북반구 여름철 원격 상관 현상과 중위도 극한 고온 현상 관련성
  - 1979-2017년의 북반구 200hPa 지위고도장에 자기조직화 지도 (Self-Organizing Map, SOM)를 적용하여, 1990년 후반 이후 급격한 증가를 보인 계절 내 규모 원격 상관 패턴을 찾아냄
  - 이 패턴은 수평적으로 5개의 고기압 중심을 가지는 파동의 형태로 특징지어지며, 최근 극한 고온 현상의 증가가 나타난 지역과 그 중심이 일치함

## ○ 유입 스톱에 의한 북극 고온 유발 현상

- 2016년 1월 북극 극한 온난화에서 대서양 스톱의 중요한 역할
  - 2016년 1월, 북극은 2015년 말 기온이 급격히 상승한 후 비정상적인 온난화 사건을 겪었음. 기간 동안 따뜻하고 습윤한 공기의 강한 유입과 하향 장파 복사의 증가뿐만 아니라 바렌츠해와 카라해의 해빙 감소가 나타났음
  - 2015년 12월 말 강한 대서양 스톱이 북극에 대량의 따뜻하고 습윤한 공기를 유입하여 갑작스러운 온난화가 촉발되었음. 12월 말 그린란드 동부 해안에서 폭풍이 소멸되었지만 2016년 초에는 장기적으로 발생한 블로킹으로 인해 북극의 온난화가 지속되는 기간이 연장되었음
  - 모델 실험에 따르면 해빙 손실로 인한 상승 난류 열 플럭스에 의한 온난화 효과는 상대적으로 작았는데, 극한의 북극 온난화 사건의 주요 원인으로서 북극으로의 중관규모의 따뜻하고 습한 공기 침입의 중요성을 시사함
- 북극 온난화에 강한 대서양 스톱의 중요한 역할
  - 북반구 겨울에 극한의 범주의 대서양 스톱이 북극의 대서양 지역을 향해 명확한 경로를 따르는 경향이 있으며, 이러한 극한 스톱에 의해 운반되는 열과 습기는 북극을 상당히 따뜻하게 함
  - 양의 북대서양 진동(NAO)과 관련된 강화된 대기 상층 대서양 제트류는 향상된 연직 바람 시어를 통해 극한 스톱 발생에 유리한 조건을 제공함
  - 이러한 극한 스톱은 북극으로의 수분 침입에 의한 극지방 에너지 수송을 향상시키고 블로킹 같은 패턴의 발생시키는 두 가지 뚜렷한 영향을 초래함
  - 분석 기간 동안 평균 및 약한 스톱에 비해 10배나 큰 북극 온난화가 나타났음
  - 극한 스톱의 극한 편향과 강한 스톱으로 인한 북극 온난화는 해양 대기 접합 모델을 이용한 수치 실험에서도 잘 모의되었음

## ○ 가스 플레어링 배출 블랙카본의 북극 온난화 증폭 효과 평가

- 지구시스템 모델을 이용한 민감도 실험 수행
  - 북극 인근 가스 플레어링에 의한 블랙카본의 지속적인 배출이 해당 지역에 블랙카본의 침착으로 인한 알베도 감소로 봄철 강한 온난화를 유발함
  - 가스 플레어링에 의한 블랙카본이 겨울철에 순환장의 변화 및 지역 해빙 피드백을 통해 북극해 주변의 온난화를 증폭시킴을 최초로 밝힘
  - 에너지 소비 뿐만 아니라 생산 공정도 북극 온난화를 증폭시킬 수 있음을

밝힘

○ **성층권 돌연승온의 유형분류를 통해 극 소용돌이 이상 거동의 형태별 특징 파악**

- 성층권 돌연승온의 유형을 세분화 할 수 있는 알고리즘 제시
  - 성층권 돌연승온 발생 이전과 이후에 극 소용돌이 형태 변화 차이에 근거하여 세 가지 유형을 분류.
  - 재분석 자료를 활용하여 각 유형별 유의한 차이를 확인.
  - 극지연구소 서버에 설치된 대기모형을 모의하여 자료산출 및 분석. 성층권 돌연승온의 유형별 재현 및 관측 결과에 대한 신뢰성 보완.

○ **북극 대기 순환장과 스톱의 관련성**

- 여름철 북극 대기 순환장 형성에 미치는 중관규모 저기압의 역할
  - 북극 지역 여름철 해면기압장을 SOM 으로 분류하여, 북극 여름철 순환장을 대표하는 세 모드를 탐지하고, 이에 대한 중관 규모 저기압의 기여를 양적으로 평가함
  - 모든 모드의 극지역 여름철 순환장에 대해, 중관 저기압의 시공간 변동이 주요한 조절 인자임을 확인함

**V. 연구개발결과의 활용계획**

- 극지 지구시스템 모델 (KPOPS-Earth) 개발의 기반 기술로 활용
- 아라온호 극지 항해 시 선박 안전 운항에 필요한 기초 자료로 활용
- 기상청과 지속적 협력하여 국가 기후변화/기상재해 예측능력 질적 수준 향상
- 현장관측 및 모델 자료 공유하여 국내 극지 공동연구 활성화에 기여

# S U M M A R Y

## (영 문 요 약 문)

### I. Title

Development and Application of the Korea Polar Prediction System (KPOPS)  
for Climate Change and Disastrous Weather Events

### II. Purpose and Necessity of R&D

Achieve prediction capabilities of Arctic-midlatitude climate change and weather disasters by developing state-of-art modeling tools and research skills, which are essential for the prediction of the strength and direction of Arctic polar vortex known to cause the global weather disasters (cold surges, heat waves)

### III. Contents and Extent of R&D

#### ○ (Observation) Establish Ny-Alesund/Araon based land/ocean Arctic cloud observation infra

- Construction and operation of Ny-Alesund/Araon based Arctic land/ocean cloud-boundary layer observing infrastructures
- Develop unique boundary layer/cloud microphysics
- Studies about interaction between aerosol and cloud

#### ○ (Prediction) Basic studies for developing KOPRI Polar Prediction System (KPOPS) and construct system prototype

- Develop polar climate/weather prediction system, semi-operational system development
- Equip with the uniquely developed physical process code, enhance model predictability
- Contribution to the 2017-2019 Year of Polar Prediction (YOPP) activities
- Construction of initialization/assessment system for the KOPRI Polar Prediction System (KPOPS)

#### ○ (Analysis) Statistical analysis of Arctic-midlatitude climate extremes using multi-model data and remote sensing data

- Studies on the Arctic-mid latitude teleconnection
- Arctic influences about weather extremes over the Korean Peninsula
- Develop the integrated model/observation/remote sensing database

#### IV. R&D Results

##### (1) Arctic cloud/boundary layer observations and applications

###### ○ Construction of land-based observation system at Ny-Alesund, Arctic

- Preparation of the land-based observation system through international cooperation
  - Throughout 2015 and 2016, KOPRI consulted with the relevant atmospheric scientists of Ny-Alesund to prepare the optimal research area, site, and action plan
  - KOPRI planned providing power and communication for the Doppler wind lidar and cloud particle sensors to be installed at Ny-Alesund with Italian and Norwegian research team
- Establishment of the observation system at Ny-Alesund
  - In April 2017, the wind lidar was installed near the Climate Change Tower in cooperation with the German and Italian research teams, and the cloud sensor was installed at the Zeppelin Observatory in September 2017 in cooperation with the Swedish and Norwegian research teams to acquire data throughout the year
  - Doppler wind lidar, in conjunction with the Italian CCT tower and SODAR, implements a seamless wind observation system from the ground up to 1 km enabling data sharing and collaborative research
  - The cloud particle sensor is used to study the cloud-aerosol interaction with the Swedish team by observing the low-level cloud microphysics at the Zeppelin Observatory throughout the year
- Data acquisition through continuous operation of Ny-Alesund land observation network
  - During the research period, the equipments were maintained by on-site activities, and as of December 2019, wind data was obtained for 3 years and cloud droplet data for more than 2 years
  - In the spring and fall of 2019, the cloud sensor of KOPRI and the Italian tether balloon were combined to put the cloud sensor into the cloud over Ny-Alesund, achieving direct observation of microphysical properties within the cloud

○ **Relationships between cloud, radiative flux and surface temperature over the Ny-Alesund, Arctic**

- Analysis of correlation between cloud, radiation, and surface air temperature in winter
  - Using 10-year observation data of Ny-Alesund, we analyzed the variability of cloud, radiation, and air temperature thus evaluated the effects of regional-scale atmospheric circulation on cloud cover, longwave radiation, and temperature
  - The correlation analysis of the monthly average longwave radiation and temperature revealed that the net longwave radiation affects the temperature increase
  - On a scale of several days, cold or warm advection can cause rapid changes in temperature, cloudiness, and longwave radiation. And the duration of low level cloud condition is short to offset the temperature change caused by advection

○ **Construction of ship-borne Arctic upper-air and cloud observations**

- Establishment of the meteorological observation system on the Araon
  - Reinforcing the upper-air observation by regular radiosonde balloon launches during the Arctic cruise
  - Monitoring of sky conditions by the all-sky camera and operating the LIDAR equipment for cloud/aerosol detection to establish the ship-borne cloud monitoring network with radiosonde

○ **Late-summer relationship between radiative flux and surface air temperature in the Arctic Ocean**

- Successful synthetic atmospheric observations during the 2018 Arctic cruise
  - Analysis on the relationship between cloud radiation effect, surface temperature, and sea ice concentration using acquired data
  - Estimating cloud bottom temperature by combining observations of LIDAR cloud base height and radiosonde temperature profile. The altitude

below the cloud appeared close to the surface when it was cold and increased when it was warm

- Although the positive linear relationship between the longwave radiation controlled by the cloud, the presence of warm and sunny days significantly weakens the relationship

#### ○ **Impact of the UNICON scheme on the KPOPS**

- Effect of detrained cumulus parameterization

- The new physics parameterization scheme that simulates the detrainment process in cumulus convection was developed by using a unified convection scheme

- The detrained cumulus parameterization has improved the global performance of shortwave cloud radiative forcing, especially by the stratified cloud

- The CAM5 unified convection scheme with the detrained cumulus parameterization simulates well the marine stratocumulus resembling downstream extension of the observed marine stratocumulus

- **Poleward heat transport impacts on Arctic clouds and climate simulation**

- GCMs suffer from cold bias over the Arctic, which has been speculated to be caused by radiation biases associated with cloud fraction and cloud liquid mass underestimation over the Arctic

- CAM5 underestimates the cloud fraction and cloud liquid mass in the Arctic lower troposphere throughout the year, while UNICON alleviates these problems

- Enhanced poleward heat and moisture transport can improve simulations of Arctic clouds and climate

#### ○ **Simulation of the recent change in winter Arctic cloud**

- Analysis and simulation of the change in the winter Arctic cloud during the recent four decades

- Winter Arctic cloud amount has consistently increased since 1998 in two satellite and two reanalyses datasets

- Sensitivity experiments with atmospheric global circulation model show

that recent reduced Arctic sea ice induces an increase in winter Arctic clouds by enhanced turbulent heat fluxes from open-ocean

○ **Evaluation of the performance of winter Arctic cloud and related radiative fluxes simulated by cloud-microphysics parameterization**

- The temporal evolution of the Arctic cloud from December 2015 to January 2016 was simulated with the two microphysics of Polar WRF, and compared with CloudSat, CALIPSO, and CERES satellite observation data
- Polar WRF well simulates the observed vertical distribution of hydrometeors in the Arctic cloud, resulting in the modeled cloud top heights had a correlation coefficient of 0.69 - 0.72 with those from satellite retrievals

○ **Evaluating Arctic clouds in the KPOPS using satellite observations**

- Deriving NASA MODIS Arctic cloud regimes and Evaluating the KPOPS Arctic cloud simulation
  - Arctic cloud regimes (CRs) based on the classification of joint histograms of cloud top pressure and cloud optical thickness from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) instrument aboard the Aqua and Terra satellites
  - Quantifying the cloud radiative effects of each CR at the surface by compositing radiative fluxes provided by the Clouds and the Earth's Radiant Energy System instrument (CERES) and CloudSat/CALIPSO
  - Comparison of observations and models with the relative occurrence frequency and cluster center of the cloud system shows that the optical thickness is thick and the amount of clouds is large, but it simulates the Arctic cloud system with considerable accuracy

(2) **Developing KOPRI Polar Prediction System (KPOPS) and construct system prototype**

- **Development of operation system of KPOPS-Climate**
  - A flexible framework for climate prediction system was developed and used to construct the prototype of seasonal climate prediction system with

NCAR CESM1.2

- The KPOPS-Climate hindcast simulations for winters from 2001 to 2015 were performed, and its predictability of surface air temperature over the Arctic, East Asia, and North America was evaluated
- Characteristics of dynamical cores in KPOPS-Climate system
  - Characteristics of finite volume, global spectral, spectral element dynamical cores in the CMIP5-AMIP were investigated for the Arctic region
  - Different dynamical model cores can significantly affect simulations of Arctic winter climate and associated teleconnection in midlatitude
  - A spectral element core on cubed-sphere grid simulates a warmer Arctic winter surface than a finite volume core on a latitude-longitude grid
  - Based on predictions with the KPOPS-Climate, finite-volume core shows higher predictability for winter surface air temperature over East Asia compared to spectral element core

#### ○ **Development and operation of KPOPS-Weather**

- Development history and operation system of KPOPS-Weather
  - KPOPS-Weather consists of two components: Polar WRF forecast model and WRFDA 3D-Var data assimilation system. Polar WRF is specialized for prediction over polar regions, and its physics schemes are selected from sensitivity experiments to maximize its predictability
  - KPOPS-Weather can assimilate satellite radiance observations as well as conventional observations, such as radiosonde, aircraft, ship, and buoy observations. KPOPS-Weather includes bias correction, thinning, channel selection, and quality control to assimilate radiance observations
  - Background error covariance is calculated using NMC method. KPOPS-Weather continuously assimilates observations every 6 hours, and at every 00 UTC it performs 10-day deterministic forecast
- Data assimilation and forecast experiments during summer Arctic expedition of IBRV Araon
  - From 2015, radiosonde observations have been conducted during summer Arctic expedition of IBRV Araon. Real-time forecasts with assimilating

6-hourly radiosonde observations from Araon have been carried out using KPOPS-Weather since 2017

- In 2017 and 2018, in order to investigate effects of assimilating radiosonde observations from Araon, data assimilation experiments are conducted. Forecast results are transmitted to Araon, and they are used for outdoor activities of KOPRI scientists

- In 2019, 6-hourly data assimilation cycles are conducted, which are similar to real-time forecast systems of operational centers, and 10-day forecasts are made every 00 UTC. Forecast results are evaluated by comparing them with forecasts from University of Alaska, Fairbanks, Florida State University, and European Centres for Medium-range Weather Forecasts

- Participating the Year Of Polar Prediction (YOPP)

- In 2017, we submitted an application for participation in the YOPP to the World Meteorological Organization's Polar Prediction Project (PPP), passed peer-review, and officially participated in the YOPP

- Conducting YOPP observation activities by sharing the radiosonde upper-air profile observations by successfully transmitting them on-line for GTS broadcasting

- Performing (Semi) real-time Arctic weather forecasting with the assimilation of radiosonde data and sending it to the Araon to support sea ice field activity

○ **Impact on predictability of tropical and mid-latitude cyclones by extra Arctic observations**

- The process that additional radiosonde could impact on tropical and mid-latitude cyclones

- In certain climatic states, the jet stream can intrude remarkably into the mid-latitudes, even in summer, then additional Arctic observations might effect on mid-latitude

- Additional Arctic radiosonde observations during summer sometimes reduce the uncertainty and errors in the initial conditions of upper-level troposphere, and improve the prediction of atmospheric circulations over

the North Hemisphere

○ **Impact of data assimilation using extra observation for Arctic weather forecast**

- Improvement of the short-range predictability over Alaska with the extra radiosonde observations during ARAON cruise
  - Assessment of the impact of the extra radiosonde observation with two sets of ensemble forecast experiments with/without additional data assimilation
  - The results from the ensemble forecast experiments with 30 initial conditions showed that the forecasts from the reanalysis data with extra radiosonde assimilations have an improved 5-day forecast skill in 15 forecasts among the total of 23 initial conditions after 3.5 days

○ **Development of verification system for KPOPS**

- Development of verification scores for the KPOPS
  - The verification system for the KPOPS-Climate was established by using the anomaly correlation coefficient, mean squared skill score, Brier skill score, and relative operating characteristics index
  - Wintertime seasonal forecast performances of hindcast simulation by KPOPS-Climate and KPOPS-UNICON were compared and analyzed by using the verification system

**(3) Constructing KPOPS application platform and diagnosing causes of climate extremes over the globe and Korea**

○ **Development of platform for storing and sharing diverse datasets**

- development of data storage
  - Network data storage system for prediction results of KPOPS-Climate and KPOPS-Weather, other prediction results, and reanalysis data was developed
- development of storage for ECMWF medium-range prediction
  - Requested to use the ECMWF real-time prediction data and received approval

- Storage for ECMWF real-time medium-range prediction data was developed
- Development and operation of the visualization system for KPOPS predictions
  - The web-based KPOPS-Climate and KPOPS-Weather's post-processing system was developed and used to provide semi-operational prediction results by visualizing surface temperature, precipitation, and wind and geopotential height

○ **Arctic-North Pacific coupled impacts on the late autumn cold in North America**

- Climatic impacts of the PDO and the warm arctic during the late autumn
  - Under the warm Arctic condition in the late Autumn, the altered PDO teleconnection pattern over North America and North Atlantic enhances the cold anomaly in the central North American region
- Physical understanding of the modulation effect of a warm arctic
  - The modulation effect of the Arctic manifests itself as an altered Rossby wave response to a transient vorticity forcing that results from an equatorward storm track shift, which is induced collaboratively by the PDO and the warm Arctic

○ **Identifying of cause of the regional Arctic warming over the Barents-Kara Seas during early winter using climate model**

- Analysis of the relation between the surface air temperature over the Barents-Kara Seas (BKSAT) and sea surface temperature over the western North Atlantic Ocean (WNAO)
  - Growth of transient eddy in association with the changes in the storm track accompanied by warming over WNAO region contributing to the formation of the large-scale teleconnection pattern that links the North Atlantic and Arctic regions
  - Warming over the Barents-Kara Seas partly induced by the enhanced warm advection along the western edge of the anticyclonic anomaly over western Europe

- Reasonable reproduction of importance of sea surface temperature over the WNAO for Arctic warming using fully coupled model experiments

○ **Diagnosis of causes of extreme weather/climate in the mid-latitude**

- Relationship between temperature extremes and a subseasonal hemispheric teleconnection pattern over the Northern Hemisphere during boreal summer
  - By applying self-organizing map (SOM) analysis to 200-hPa geopotential fields for the period 1979 - 2012, a teleconnection pattern is identified that increased dramatically in its occurrence after the late 1990s
  - This pattern is characterized by a zonal wavenumber-5 pattern with anomalous high pressure cores, which coincide with regions of increasingly frequent temperature extremes in recent decades

○ **Extreme Arctic warming caused by Atlantic windstorms**

- A role of an Atlantic windstorm in extreme Arctic warming in January 2016
  - In January 2016, the Arctic experienced an extremely anomalous warming event after an extraordinary increase in air temperature at the end of 2015. During this event, a strong intrusion of warm and moist air and an increase in downward longwave radiation, as well as a loss of sea ice in the Barents and Kara Seas, were observed
  - Observational analyses revealed that the abrupt warming was triggered by the entry of a strong Atlantic windstorm into the Arctic in late December 2015, which brought enormous moist and warm air masses to the Arctic. Although the storm terminated at the eastern coast of Greenland in late December, it was followed by a prolonged blocking period in early 2016 that sustained the extreme Arctic warming
  - Numerical experiments indicate that the warming effect of sea ice loss and associated upward turbulent heat fluxes are relatively minor in this event. This result suggests the importance of the synoptically driven warm and moist air intrusion into the Arctic as a primary contributing factor of this extreme Arctic warming event

- A critical role of extreme Atlantic windstorms in Arctic warming
  - The Atlantic windstorms of extreme category in northern winter tend to follow a well-defined route toward the Atlantic sector of Arctic, and that heat and moisture transported by these extreme storms significantly warm the Arctic
  - A positive North Atlantic Oscillation (NAO) condition and the associated intensified upper-level Atlantic jet provide favorable conditions for those extreme storm developments through enhanced vertical wind shear
  - These extreme windstorms lead to two discernible impacts on the Arctic: 1) enhanced poleward energy transport by moisture intrusion to the Arctic, which accompanies increased longwave downward radiation and 2) the occurrence of blocking-like patterns after the storm break-up
  - During these periods, significant Arctic warming was observed of a 10-fold increase versus normal and weak storms. The poleward deflections of extreme storms, and the Arctic warming driven by such storms, are well simulated in numerical experiments with ocean-atmosphere coupled models

○ **Role of black carbon from gas flaring on Arctic warming**

- Sensitivity experiments using an earth system model
  - Continuous emission of black carbon by gas flaring near the Arctic causes strong warming in spring due to reduced albedo by black carbon deposition in the area
  - The increased BC emissions over the pan-Arctic region result in additional sea-ice melting in the Arctic Ocean through changes in circulation and local sea-ice feedback
  - Both energy consumption and production processes can increase Arctic warming

○ **Identifying characteristics of anomalous behaviors of polar vortex by type classification of sudden stratospheric warming (SSW)**

- Algorithms for classifying the types of SSW
  - Three-type classification based on different evolution of polar vortex

during pre- and postwarming periods

- Significant differences among three types identified using reanalysis datasets

- Obtain and analysis of data by simulating atmospheric model installed on the Korea Polar Research Institute server. Reproduction of three types of SSW and support observation evidence

#### ○ **Relationship between Arctic circulations and storms**

- Role of synoptic cyclones for the formation of Arctic summer circulation patterns

- Quantitative contribution of synoptic cyclone activity to the amplitude of seasonal-mean anomalies in individual activity cores of the three dominant Arctic summer circulation patterns as clustered by the SOM method was investigated

- The spatiotemporal distribution of synoptic cyclones in the Arctic domain is a major controlling factor for the Arctic summer circulation patterns

#### V. Application Plans of R&D Results

- Apply as a base technology for the development of the Earth System Model based Korea Polar Prediction System (KPOPS-Earth)

- Use it as basic data for safe operation of ships when sailing the polar oceans

- Continue to cooperate with the Korea Meteorological Administration to improve the quality of national climate change / meteorological disaster prediction capabilities

- Contribute to vitalizing joint research in Korea by sharing field observations and model data

# C O N T E N T S

Chapter 1 Introduction .....	1
Section 1. Background and Necessity .....	3
Section 2. Objective and Research Area .....	6
Chapter 2 Current R&D Status in Korea and Other Nations .....	11
Section 1. Domestic .....	13
Section 2. Abroad .....	14
Chapter 3 R&D Implementation Contents and Results .....	17
Section 1. Arctic cloud/boundary layer observations and applications .....	19
Section 2. Developing KOPRI Polar Prediction System (KPOPS) and construct system prototype .....	187
Section 3. Constructing KPOPS application platform and diagnosing causes of climate extremes over the globe and Korea .....	314
Chapter 4 Degree of R&D Goal Achievement and Degree of Contribution to Outside Research Institute .....	433
Chapter 5 Application Plans of R&D Results .....	443
Chapter 6 References .....	447

# 목 차

제 1 장 서론 .....	1
1.1 배경 및 필요성 .....	3
1.2 목적 및 연구 범위 .....	6
제 2 장 국내외 기술개발 현황 .....	11
2.1 국내 기술개발 현황 .....	13
2.2 국외 기술개발 현황 .....	14
제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과 .....	17
3.1 북극 구름/경계층 관측 및 활용 연구 .....	19
3.2 극지 예측 시스템(KPOPS) 개발 및 운용 .....	187
3.3 KPOPS 활용 플랫폼 구축 및 글로벌-한반도 이상기후 발생 예측 모델링 및 원인 진단 .....	314
제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도 .....	433
4.1 연차별 연구개발 목표 및 달성도 .....	435
4.2 대외 기여도 .....	442
제 5 장 연구개발결과의 활용계획 .....	443
5.1 향후 연구 방향 .....	445
5.2 성과 활용 계획 .....	446
제 6 장 참고문헌 .....	447

The image features a large, light blue watermark of the KOPRI logo in the background. The logo consists of the letters 'KOPRI' in a bold, sans-serif font, with a stylized globe or network pattern below it. The text '제 1 장 서론' is centered over the logo, and '극지연구소' is positioned below it.

제 1 장 서론

극지연구소



# 제 1 장 서론

## 1.1 배경 및 필요성

- 북극은 지구상에서 가장 온도 상승이 급격한 지역임. 산업 혁명 이후로 전지구 평균온도 약 0.7도 상승함에 반해 북극 온도 2.5도 이상 상승, 증가폭이 3배에 달함. 특히 1990년대를 전후하여 북극의 고온 현상은 현저히 가속화되고 있음

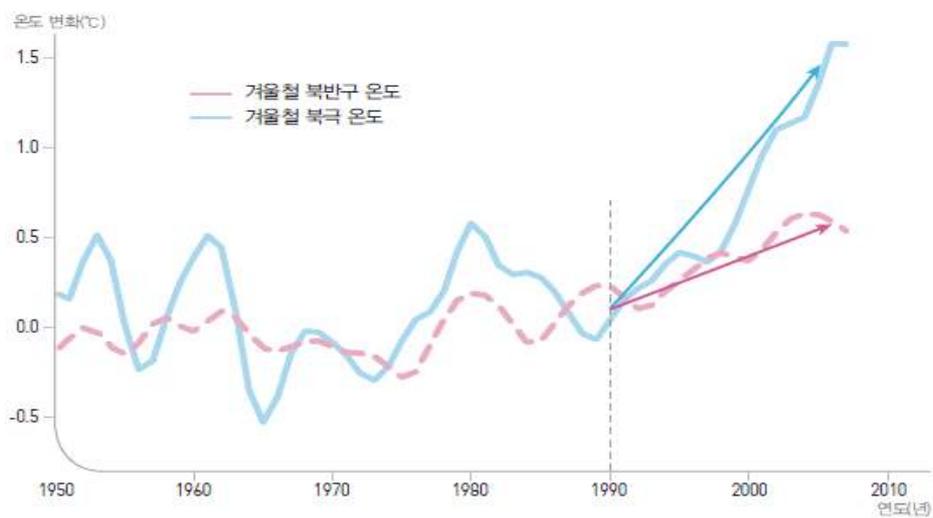


Figure 1.1.1 20세기 중반 이후의 북반구와 북극의 지상 기온 변화

- 최근 한파, 폭설, 가뭄 등의 극한기상(extreme weather)의 빈번한 출현으로 인해 경제적 산업적으로 피해가 속출하고 있음



※ 출처: 극지연구소 제공 (좌) 동아 사이언스, (우)MBC 뉴스방영자료

(좌) 대서양 북극의 기후변화는 북극 소용돌이 약화 및 제트기류의 흐름을 바꿔 유라시아 한파 발생 가능성 증가

(우) 대서양 북극 해빙감소에 따른 북극해상 수증기량 증가로 유라시아 폭설 발생 가능성 증가



Figure 1.1.2 북극에 기인한 이상기후 현상들

- 북극 온난화에 따른 북극 해빙 감소가 이러한 극한 기상 급증의 주요원인으로 최근 지목됨에 따라 극한기상 증가에 대한 국가적 차원에서의 단기 및 중장기 대응능력 확보를 위해 극지연구소가 확보하고 있는 북극 기지 및 쇄빙연구선 인프라를 활용하는 종합 기후변화 감시 및 예측 연구가 필요한 시점임
- 그러나, 현존하는 대부분의 북극관측 프로그램은 여름철 북극 해빙이 녹는 과정 이해에 집중하고 있음. 최근 연구에 따르면, 북극 기후변화 이해에 있어 여름철 해빙과정 뿐만 아니라 겨울철 둔화되는 재결빙 과정 연구 중요성 대두, 겨울철 북극해 연구에 대한 중요성을 강조함
- 이러한 북극 기후변화 연구의 중요성에도 불구하고, 현재까지의 북극에 대한 기후변화 연구는 일부 북극해를 중심으로 한 단발적인 탐사와 지역적으로 제한된 현장 관측을 중심으로 수행되어 왔음
- 특히, 해빙과 극지역 구름물리에 대한 학술적 이해도가 부족한 관측자료의 한계로

매우 미흡한 실정. 이에 따라 컴퓨터 모델링을 통한 미래 예측에 있어서도 극지역의 불확실성이 다른 어떤 지역보다 크게 나타나고 있는 실정임

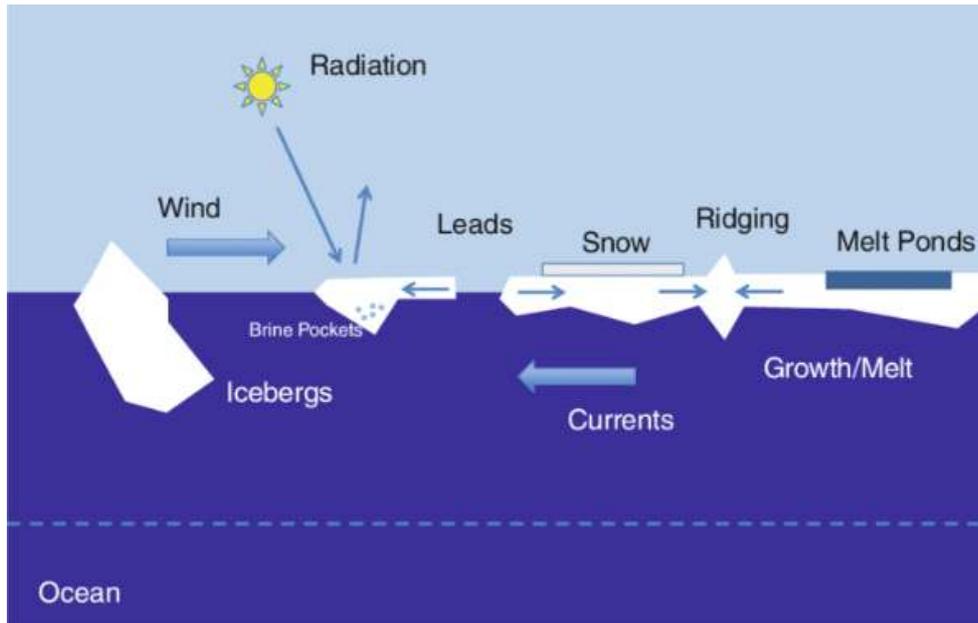


Figure 1.1.3 해빙의 물리 특성 개념도

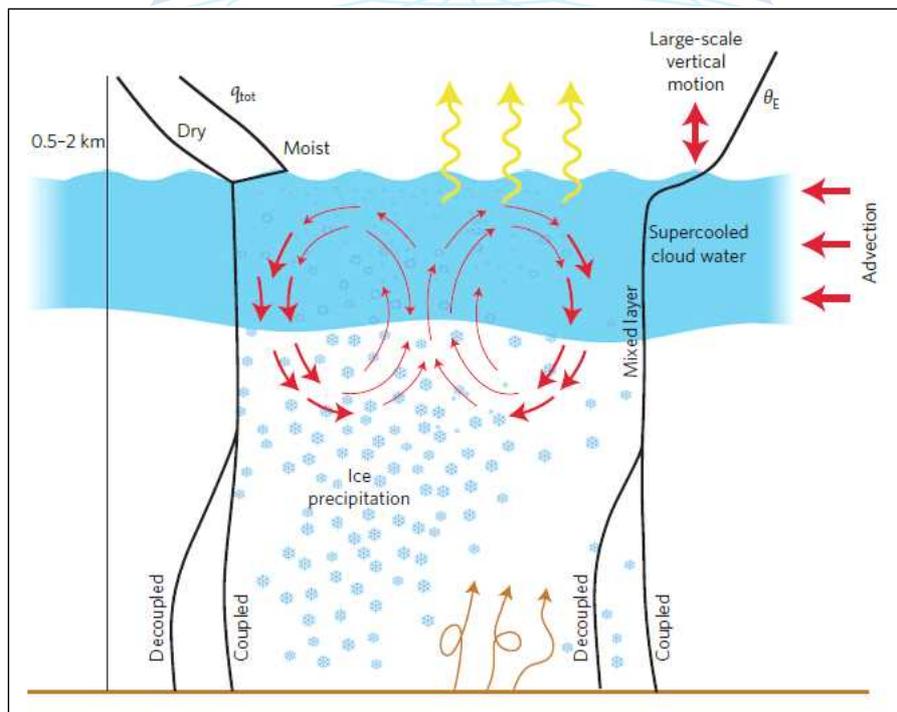


Figure 1.1.4 지속적으로 존재하는 북극 혼합상 구름의 개념 모델 (Morrison et al., 2012, Nature Geosciences)

- 극지 기후를 구성하는 다양한 기후요소의 상호작용 연구, 이에 기반한 지구시스템모델을 활용한 극지역 미래예측, 극지-글로벌 상호작용에 대한 본격적인 연구 역량이 요청되며, 급변하고 있는 극지와 글로벌 기후변화 연동 메커니즘을 규명하기 위해 극지 인프라에 대한 접근이 수월한 극지연구소 중심으로 학계와 함께 추진되어야 할 대형 융복합 과제 필요성 증가, 지구시스템 모델에 기반한 미래예측 역량 확보가 필요함
- 이에 따라, 본 과제가 지향하는 극지-중위도 기후변화/기상재해 예측능력 확보 목표는 극지연구소가 지금까지의 남북극 연구활동을 통해 이룩한 우수성과(‘글로벌 기후변화 연구 및 극지기후와 한반도 연관성 파악’)를 예측 분야로 계승, 발전시켜 나갈 수 있는 최적의 주제임

## 1.2 목적 및 연구 범위

### 1.2.1 연구 개발 목표

- 최종목표: 글로벌 기상재해(한파/폭염 등) 원인으로 지목된 북극 소용돌이의 강도 및 진행 경로에 대한 예측기술 개발을 통해 극지역 기후변화에 따른 기상재해 예측능력을 확보함
- 성과목표
  - (관측) 니알슨/아라온 기반 육/해상 북극 구름관측 인프라 구축
    - 니알슨/아라온 기반 육/해상 북극 구름 관측 인프라 도입
    - 니알슨/아라온 기반 육/해상 북극 구름 관측 인프라 확립
    - 극지 인프라에 기반한 경계층/구름물리 관측자료 확보
    - 극지 예측 시스템 성능 향상을 위한 극지 인프라 기반 경계층/구름물리 모델코드 개발
  - (예측) 극지 예측 시스템 (KPOPS) 개발을 위한 기초작업 및 시스템 원형 개발
    - 극지 예측 시스템 개발을 위한 기초작업 및 원형(prototype) 개발
    - 극지 예측 시스템 개발 및 ‘2017-19 극지 예측의 해’ 미션 주도적 참여

- 극지 예측 시스템 예측능력 검증 및 보완
- 극지 예측 시스템 준현업 운용을 통한 북극 소용돌이 및 이상기후/재해기상 예측 정보 생산
- (분석) 북극-중위도 이상기후 관련성 통계 분석
  - 재분석/멀티모델 자료를 활용한 북극-중위도 이상기후 관련성 통계 분석
  - 극지 예측 시스템 활용, 북극-중위도 이상기후 관련성 정량화
  - 극지 예측 시스템 활용, 북극-중위도 이상기후 발생 메커니즘 규명
  - 극지 예측 시스템 활용, 글로벌-한반도 이상기후 발생 예측 모델링 및 원인 진단

## 1.2.2 연구 개발 내용 및 범위

### ○ 북극 구름/경계층 관측 및 활용 연구

- 니알슨/아라온 기반 육/해상 북극 구름 관측 인프라 도입
  - 니알슨 구름/경계층 최적 사이트 선정
  - 아라온호 상층대기, 운량 관측 인프라 구축
  - 극지구름/에어로졸 모수화를 위한 레퍼런스 모델 도입
  - 육상기반 윈드 프로파일 장비 신규 도입
  - 관측/기후모형 극지역 구름 및 에어로졸 고유 특성 분석
- 니알슨/아라온 기반 육/해상 북극 구름 관측 인프라 확립
  - 아라온호 기반 구름 관측장비 도입
  - 아라온호 해상구름 집중관측 수행
  - 극지구름 관측에 근거한 새로운 구름수농도 분포 제안
  - 니알슨 구름/경계층 최적 사이트 운용 정상화
  - 극지구름 관측에 근거한 에어로졸-구름 고려방안 제안
  - 극지구름 관측에 근거한 개선된 구름미세물리 모수화 방안 제안
- 극지 인프라에 기반한 경계층/구름물리 관측자료 확보
  - 니알슨 구름/경계층 통합 관측망 구축 주도
  - 아라온호 기반 해상 구름/기온/수분 프로파일 통합 생산/운용

- 니알슨 기반 구름 집중관측 프로그램 수행
  - 극지구름 관측에 근거한 에어로졸-구름 모델링 방안 확보
  - 극지구름 관측에 근거한 개선된 구름미세물리 모수화 방안 코드 개발
- 극지 예측 시스템 성능 향상을 위한 극지 인프라 기반 경계층/구름물리 모델코드 개발
- KOPRI 주도 육/해상 구름/경계층 통합 관측망 확장
  - 북극 구름 생성/유지 메커니즘 규명
  - 축적된 관측자료를 바탕으로한 극지 구름분포 계절별 분포 특성 연구
  - 차세대 구름미세물리 모수화 방안의 예측성 검증 및 성과 확산

#### ○ 극지 예측 시스템 (KPOPS) 개발 및 운용

- 극지 예측 시스템 개발을 위한 기초작업 및 원형(prototype) 개발
- KPOPS-Climate 원형 제작(NCAR CAM 기반)
  - KPOPS-Weather 원형 제작(P-WRF 기반)
  - 극지 해수면/해빙 초기화 기법 개발
  - 모델 초기화/예측/검증 체계 원형 제작
  - 극지 관측자료 활용성 및 자료동화 기법 평가 연구
- 극지 예측 시스템 개발 및 '2017-19 극지 예측의 해' 미션 주도적 참여
- KPOPS-Climate 개발(NCAR CAM 기반)
  - 접합모형 기반 극지 기후/기상 예측시스템 개선 방안 수립 연구
  - KPOPS-Weather 개발(P-WRF 기반)
  - 과거사례 모의 수행 및 실험적 예측을 통해 YOPP 참여
  - 자료동화 시스템 활용, 극지관측 자료동화에 따른 기상예측 성능 평가 연구
  - 모델 초기화/예측/검증 체계 시험 운용
- 극지 예측 시스템 예측능력 검증 및 보완
- 극지 기후 예측 시스템 성능평가 및 개선
  - 극지 기상 예측 시스템 성능평가 및 개선

- 극지 기후/기상 예측 시스템 - 성능 검증, 초기화 기술 및 최적화 방안 보완 연구
- 극지 예측 시스템 준현업 운용을 통한 북극 소용돌이 및 이상기후/재해기상 예측 정보 생산
  - 극지 기후 예측 시스템 준현업 운용
  - 극지 기상 예측 시스템 준현업 운용
  - 웹기반 준현업 모델 검증 체계 완성

○ KPOPS 활용 플랫폼 구축 및 글로벌-한반도 이상기후 원인 진단

- 재분석/멀티모델 자료를 활용한 북극-중위도 이상기후 관련성 통계 분석
  - 모델/원격탐사/현장관측 자료 활용 D/B 응용 플랫폼 설계
  - 북극/중위도 이상기후 관련성 멀티모델 통계 분석
  - 대륙 눈덮임 변동과 북극 기후 변동 연관성 분석
  - 북대서양 해양 변동성이 북극-중위도 이상기후에 미치는 영향 분석
- 극지 예측 시스템 활용, 북극-중위도 이상기후 관련성 정량화
  - 모델/원격탐사/현장관측 자료 활용 D/B 응용 플랫폼 제작
  - 해빙감소와 온난화의 정량적 원인 규명
  - 북극-중위도 이상기후 발생 역학 규명
  - 극지역 해빙/적설자료 불확실성 정량화
- 극지 예측 시스템 활용, 북극-중위도 이상기후 발생 메커니즘 규명
  - 모델/원격탐사/현장관측 자료 활용 플랫폼 운용
  - 북극-한반도 이상기후 발생 메커니즘 규명
- 극지 예측 시스템 활용, 글로벌-한반도 이상기후 발생 예측 모델링 및 원인 진단
  - 모델/원격탐사/현장관측 자료 활용 플랫폼 개선
  - 글로벌-한반도 이상기후 발생 예측 모델링 및 원인 진단



# 제 2 장 국내외 기술개발 현황



## 제 2 장 국내외 기술개발 현황

### 2.1 국내 기술개발 현황

- 본 사업 수행되기 전에는 국내 기후변화 예측 연구는 기상청에 의해 주도되었음. 기상청 기상산업진흥원 산하 기후과학연구관리단에서 관리하였던 “기후변화감시 예측 및 국가정책지원사업”이 대표적으로 기후예측, 이상기후 및 기후변화 원인 규명, 예측의 활용 등에서 총 사업비 100억 규모에서 진행됨. 다만 대부분의 과제가 1억 미만의 소액으로 세분화되어 있었음
- 기상지진기술개발 사업에서 2014년 2월 종료된 “빙권요소를 활용한 동아시아 계절 예측기술 개발” 과제는 본 사업과 관련성이 큰 사업으로 이를 통해 개발한 북극발 이상기후 예측 역량으로 극지연구소의 본 주요사업이 시작되었음. 그러나 국내 연구 역량의 한계상 북극 현장 관측 자료와 위성관측 자료의 반영을 못하였던 한계가 있음
- 서울대, 부산대 등에서 기후예측모델을 구축하고 활용하는 연구가 진행되어 왔으나 본 사업이 종료된 2019년 이전에 어떤 모델도 북극 해빙 예측과 결빙 지역 해수면 온도 보정을 기반 요소로 활용하여 겨울철 북극 소용돌이 이상 거동에 의한 한파 유발에 초점을 맞추어 개발된 기후예측 모델은 없었음. 이에 겨울 기후예측의 불확실성을 낮추기 위해 국내 연구 역량으로 개선된 극지 예측 모델의 개발이 시급하였음
- 중국 및 일본의 경우, 자국 기후예측모델 보유하고 있으나, 우리나라의 경우 이러한 예측모델의 부재로 독창적인 과학 연구에 한계가 있었음. 본 과업에서 이러한 국가적 한계를 모두 극복할 수는 없었으나, 우리 고유의 독창적 기술로 기후변화 민감도가 가장 큰 극지역에서 부터 특화하여 개발하는 작업이 시도됨
- 과학기술정보통신부나 해양수산부에서는 극지에 대해 수월하게 접근이 가능한 극지연구소가 학계와 함께 대형 융복합 과제를 추진하면서 급변하는 극지와 글로벌

기후 연동 메커니즘을 규명하는 노력을 위한 연구개발과제를 추진 중임

## 2.2 국외 기술개발 현황

- 북극은 천연의 비오염 과학 실험장이자 기후변화 연구의 최적지라는 점에 근거, 각국은 북극지역 기후변화 연구에 지속적 투자 증대
  - 미국의 경우, 전지구 기후변화 및 환경관련 연구에 투자비중 확대, 대규모 인프라 구축 및 연구활동 투자. 특히 이상기후 원인규명을 위해 전 지구기후변화 및 환경관련 연구에 대한 투자 비중을 확대, 대규모 인프라 구축 및 연구 활동 투자
  - 오바마 정부는 2013년 5월 새로운 북극 국가 정책(US National Strategy for the Arctic Region) 공포. 핵심내용은 북극 해빙 면적이 앞으로 급격히 사라질 것을 확인. 북극 환경에 대한 적응, 자원 개발에 있어 미국의 주도권 확보. 북극권 국가로서의 “책임감 있는 리더쉽(stewardship)”을 바탕으로 주도적 북극 국제협력 연구 강화
  - 영국의 경우, 기후변화 및 환경관련 연구에 투자 비중 확대. 최근 캐나다 등 북극권 국가들과 협력, 북극연구 강화
  - 독일의 경우, 전 세계 극지 연구활동의 중추적 역할 수행 목표, 환경 및 지구과학에 대한 연구와 투자를 확대
  - 중국의 경우, 최근 전 지구적 기후변화 및 환경관련 연구에 투자 비중 급격히 확대. 우주개발계획(창어계획)과 함께 국가적 전략 투자사업으로 추진. 북극의 경우 지정학적 특수성 때문에 점진적 접근 방식을 취하고 있으며 최근 정식 옵저버 자격 취득. “국제극지의 해(IPY2007~2008)”를 계기로 활발한 극지연구활동을 전개. 쇠빙선 “설룡(雪龍)“호의 베링해-베링 해협-서북극해 종단 종합해양 탐사
  - 일본의 경우, 문부과학성을 중심으로 최근 학연산 북극연구 공동체인 북극 연구 콘소시엄 구축, 북극 기후변화 연구 비중 급격히 확대. 일본 JAMSTEC은 “Mirai”호를 활용 서북극해 종합탐사 수행. 북극해 기후변화가 해양순환과 생물시스템 변화에 미치는 연구를 위해 2007년 이후 2년마다 서 북극해 탐사수행. 문부과학성 주관으로 2012년 여름 북극의 온난화 진행과 해빙 상황 등을 조사하기 위한 대규모 답사단 파견. 국립극지연구소(NIPR) 중심으로 연구원 300여명 참가, 4년간 답사 진행. 2011년 북극 이사회 옵저버 자격이 승인됨에 따라 북극의 감시, 보호, 오염 대책 등의 연구활동을 위한 ‘북극 기후변화 연구 프로젝트’ 수립

- 장기간 기획되어 ‘극지 예측의 해(YOPP)’ 마지막 특별 관측으로 북극 기후 다학제 관측 프로그램(Multidisciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate)이 2019년 가을 그 1년간 대장정이 시작되어 대기-해빙-해양 프로세스의 연변화 종합 관측이 시도되고 있음

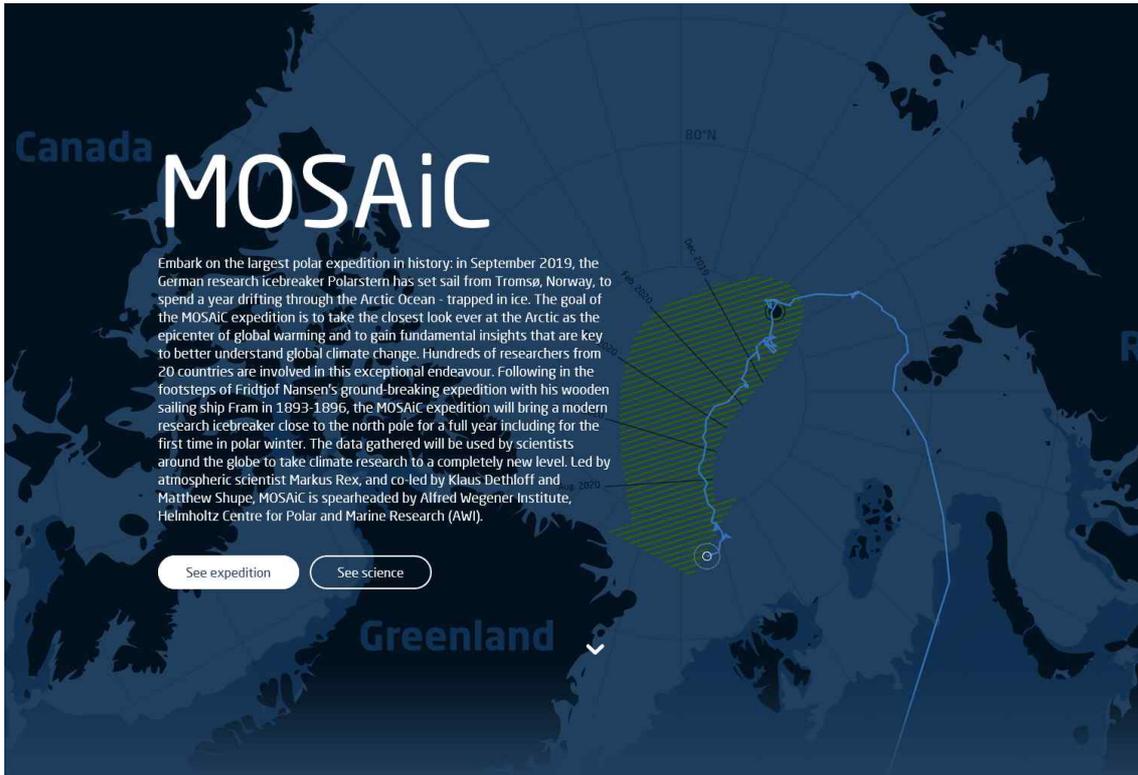


Figure 2.2.1 MOSAiC 북극 기후 다학제 관측 프로그램 타이틀 페이지

- 극한기상의 계절내 예측성이 최근 기후 예측 분야의 주된 관심사로 떠오르고 있는데, 2010년 여름에 거의 동시에 발생한 유라시아 대륙의 두 극한기상 현상 (러시아 열파와 파키스탄 홍수)에 관한 많은 예측 연구들과 두 현상의 연계성에 대한 연구가 있었음
  - 러시아 열파는 9일 전까지 예측이 가능하였고, 파키스탄 홍수는 6-8일 전까지 예측 가능하였으며, 두 극한 현상들 모두 이례적으로 강력하고 오랫동안 지속되는 온대성 폐색 사례, 러시아 서부 지역, 카자흐스탄, 중국 북서부 지역, 티벳 고원 지역에 걸친 대규모 로스비 파동으로 인한 자극, 몬순성 계절내 진동과 관련되어 있었음
- 한파와 폭염은 각각 겨울과 여름을 대표하는 사회적 영향력이 강력한 극한기상

현상으로 이의 발달을 수주일 앞서 예측하는 것은 매우 유용함. 이를 위해 세계기상기구 기후예측프로그램의 계절 내~계절 시간 규모 예측성 향상 프로젝트(sub-seasonal to seasonal prediction project)에서는 기후예측 모델의 계절 내 예측 성능 향상에 연구 우선순위를 부여하고 있음

- 극지의 기후가 통상적으로 모니터링되지 못하기 때문에 계절 내 및 계절 규모에서 극지 기후 시스템의 예측성은 아직 이해해야 할 부분들이 많음. 예측시스템들은 초기화 및 적분 과정에서 극지 핵심 요소들의 물리 과정을 잘 모의하고 있지 못하였기 때문에 전 세계적으로 선도 기후예측연구기관에서는 이에 대해 향상시키는 개발 과제가 주요 순위에 있었음





제 3 장 연구개발 수행  
내용 및 결과



## 제 3 장 연구개발 수행 내용 및 결과

### 3.1 북극 구름/경계층 관측 및 활용 연구

#### 3.1.1 니알슨 기반 육상 관측망 구축

##### 가. 배경 및 목적

본 연구과제는 북극 기후시스템에 대한 보다 정확한 이해를 통해 북극 기후 모의의 정확도를 제고하고 나아가 북극 기후의 영향을 받는 한반도 기상·기후 예측 정확도까지 제고하는 것을 목적으로 하였다. 기후시스템은 대기권 뿐 아니라 해양, 지면, 눈/얼음, 생태계를 아우르는 포괄적인 개념이지만 본 연구팀은 특히 북극 구름이 북극권 대기-해빙-해양 등 상호작용에 있어서 핵심적인 역할을 하면서도 충분히 연구되어 있지 않아 기후모의에 큰 불확실성을 만든다고 판단하였다. 따라서 북극 현장에서 구름 및 구름의 발달에 영향을 미치는 대기경계층에 대한 관측 데이터 확보를 추진하였다. 우리 연구소에서 접근 가능한 곳 중 인프라가 우수하고 다양한 대기관측이 수행되고 있는 니알슨 지역이 적합하였기 때문에 북극 다산과학기지를 기반으로 육상 관측망 구축을 진행하였다.

다산기지가 위치한 니알슨(Ny-Alesund)은 노르웨이가 관할하고 있는 스발바르(Svalbard) 군도의 스피츠베르겐(Spitbergen) 섬의 서안에 위치하고 있으며 북위 약 79도의 고위도 지역이다. 과거 탄광촌이었으나 현재는 10개국 이상의 연구기지가 위치하고 북극권의 기후, 해양, 생물, 지질, 우주 등에 관한 연구가 진행되는 국제적인 연구거점이다. 여러 국가의 수많은 연구팀이 스발바르 및 주변 해역에서 진행되고 있기 때문에 연구활동을 체계화하고 효율화하기 위하여 스발바르 과학포럼(Svalbard Science Forum, SSF)이 조직되어 운영되고 있으며 2010년대 후반 들어서는 스발바르 지역에서 연구를 진행할 때 사전에 관련분야 연구자 네트워크를 통해 협의하도록 권고하고 있다. 이런 과정을 통해 연구자간의 협력을 유도하고 중복성을 줄이되 연구수준을 높일 수 있다. 우리 연구팀 역시 이러한 절차에 따라 2015년 및 2016년에 니알슨 대기과학자 네트워크(Ny-Alesund Atmosphere Flagship) 미팅에서 우리 연구과제를 소개하고 구름 및 대기경계층 관측연구 등 현장연구 계획을 발표하였으며 유사한 연구목적의 가진 독일, 이탈리아, 일본 등 연구팀과의 협

의를 가지게 되었다. 특히 독일 알프레드베게너연구소(Alfred Wegener Institute, AWI)의 Christoph Ritter 박사와 Roland Neuber 박사 등은 큰 관심을 보이며 기존에 독일기지에서 운영중인 윈드라이다와 라이만(Raman) 라이다를 소개하여 주었다. 2016년 3월에 니알슨 현장을 방문했을 때에는 다산기지를 비롯하여 독일기지, 이태리 기지 및 Gruvabadet 실험실과 Climate Change Tower, 노르웨이기지, 노르웨이 지도청 등 다수의 후보지를 방문하여 구름 및 대기경계층 관측 장비를 운영할 수 있는 여건과 협력 가능성을 조사하여 최적의 입지를 선정하기 위해 노력하였다.

2016년 4월 니알슨세미나에서는 독일 연구팀이 적극적으로 후보지를 제안하였는데 (그림 3.1.1. 및 3.1.2) 여기에는 독일 연구팀이 기존에 해오던 대기난류 연구 등과 시너지 효과를 가질 수 있다는 판단을 했기 때문이다. 2016년 10월에 있었던 니알슨 플래그십 미팅과 그 후 연락을 통해 관측환경, 인프라, 자료 획득률, 외국 연구장비와의 시너지 가능성 등을 고려하여 도플러 윈드 라이다 장비의 설치 예정지를 CCT 주변으로 선정하였다. 이 곳은 34미터 높이의 기상타워가 위치한 곳으로 7개 고도에서 기온, 습도, 바람의 연직 분포 측정이 이루어지고 있으며 주변보다 약간 언덕 지형에 위치하여 윈드라이다가 주변을 스캔할 때 장애물이 거의 없는 조건을 갖춘 곳이다. 2016년 10월에 윈드라이다 설치를 위해 니알슨을 방문한 장비 제조사 전문가도 이곳을 매우 적합한 위치라고 확인해주었다.



Figure 3.1.6 Candidate sites for wind lidar suggested by German team.



Figure 3.1.7 Site survey for wind lidar installation (Climate Change Tower).

연구현장 선정과 함께 적합한 연구장비에 대한 조사도 진행하였다. 먼저 니알슨 지역의 대기경계층내 난류 구조에 대한 데이터를 획득하기 위하여 도플러윈드라이더 장비를 도입하기로 우선 순위를 정하였다. 이 장비는 지상부터 최대 3km 정도 고도까지의 고도별 바람 분포를 측정할 수 있는 장비이다. 여러 제조사의 장비가

있기 때문에 먼저 각 장비들의 특징점에 대한 조사를 수행하였다. 조사 결과 도입 가능한 장비들이 약 10여종으로 확인되었다 (그림 3.1.3).

Company	ZephIR 300	Leosphere	SpinRange	DIABREZZA	HAUG Photonics	WindTracer	WindTracer	SpIDAR
Range(H/L/Max)	10-200m	800-3000M (30m maximum) maximum 150m of 2005 (10m), 4000 (100m)	0-4000m	40-200m (typical) 1.5km (Max) 150m (maximum)	typical 80m (max 200m)	0-400m	400-180m	40-200m
Height measured	100m configurable	up to 300 gates		40	4700	custom		30
Mode	vertical 1-D	3D scanning (FMC, 3D) AZIMUTH (30deg) yawless rotation speed: 10deg/s (-30 to +90deg) yawless rotation speed: 10deg/s	3D scanning	3 direction scan (vertical)				
Scanning mode	NA	NA			90D, 180D-vertical, 70-90, 4deg, VERTICAL	NA		
Output		real-time speed CWK (10, 20, 30, 60)			100P 방식 (여러 P 전송 가능)			
Data size (day)	90KB at 10min							
Options		backscatter profile, dual and serial detection, PB, height, ballast SW		compact optical fiber fiber compact wind lidar long range wind lidar	separation			
Sampling rate	50Hz				51-50s			
Data interval	is configurable	0.5-12 sec	0.25-1s	0.25-1s	2s			10min
Lidar Resolution	10m	25, 35, 75, 100m	0.5m, 0.5m	20, 25, 50m	20m		40m	10m
Speed accuracy variation	< 0.1m/s (7), 0.5%	0.1m/s	< 0.1m/s	0.1m/s (10min avg)	0.1m/s	0.3m/s	0.2m/s	2%
Speed range	0-70m/s	-30-100m/s	0-70m/s	0-60m/s	0-70m/s	0-70m/s	0-70m/s	0-70m/s
Direction accuracy variation	< 0.2°	0.2°	0.2°	0.2°	0.2°	0.2°	0.2°	0.2°
Endurance Temp.	-40-60°C	-30-60°C	-10-60°C	-30-60°C	-30-60°C	-40-55°C	-40-60°C	-40-60°C
Power consumption	40W	100-1000W	10W	100W (-30-0°C) 60W (0-30°C) 110W (30-60°C)	100W 200W (0-50°C) 450W (-40-0°C)	40W	40W	40W
Power Input	DC 9.3-11.5 V AC 90 - 264 V	100-240VAC (24VDC)	DC 24V	100V (optional) 110V/120V/220V (optional)	DC 24V 100V AC	100V AC	100-240 VAC	
Size (L-W-H, mm)		1100x1100x1100			600x600x1000			
Weight	55 kg	1.5kg	10kg	10kg	100kg (optional) 100kg (base total)	100kg (optional)	60kg	60kg
Time synchronization	GPS	GPS	GPS	GPS	GPS	GPS	GPS	GPS
IP class	IP 67	IP65	IP65	IP65	IP65	IP65	IP65	IP65
laser safety	1.5mW, Class 2M	1.5mW, Class 2M	1.5mW, Class 2M	1.5mW, Class 2M	1.5mW, Class 2M	1.5mW, Class 2M	1.5mW, Class 2M	1.5mW, Class 2M
vehicle cleaning	wiper	wiper	wiper	wiper	heated blower	wiper	wiper	wiper
vehicle mounting/former	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes



Figure 3.1.8 Survey result on various wind lidar.

여기에는 실내용부터 실외용, 측정고도 약 500m부터 30km, 연직 측정 기능 또는 3차원 스캔 기능, 프로그램 가능 여부 등 다양한 특성이 포함되어 있고 예산까지

고려하여 북극 현장에서 운영하기에 적합한 후보군을 선정해 추가 조사를 수행했고 최종적으로 프랑스 Leosphere사의 Windcube100S 제품을 선정하였다. 장비의 성능은 표 3.1.1에 제시된 바와 같다.

Table 3.1.1 Specifications of the doppler wind lidar (Windcube100S, Leosphere).

A. Major System Requirement	Specification
1) Operating Temperature	-25°C to + 45°C
2) Operating Humidity	10% to 100%
3) Laser Classification	Class 1M
4) Observation Range	50m to 3,000m
5) Wind speed range	-30 ~ +30 m/s
6) Wind speed accuracy	0.1 m/s
7) Wind direction range	0~360°
8) Wind direction accuracy	3°
9) Accumulation Time	0.5 ~ 10 s
10) Scanning head rotation	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Azimuth angle: 0 to 360°.</li> <li>- Elevation angle: 0° to +90°</li> <li>- Continuous scanning of the rotation head with continuous data acquisition.</li> </ul>
11) IP Rating	IP65
12) Data interval	0.5 ~ 10 s
13) Window-cleaning	wiper
B. Power Requirements	
1) Power Supply	200V ~ 240 VAC
2) Power Consumption	typical 500W (1,600W with heater)
C. Software	
1) Data storage	<ul style="list-style-type: none"> <li>- data can be stored in the Lidar system</li> <li>- data can be downloaded from the LIDAR by the user via FTP or email</li> <li>- data can be exported in ASCII</li> <li>- Data storage capacity: 1TB</li> </ul>
2) LIDAR control and data acquisition software	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Instrument configuration</li> <li>- Management of a library of scan patterns</li> <li>- Real-time data acquisition and measurement display</li> <li>- System diagnostics and alarms</li> </ul>
3) Output Data (includes but not limited to the following)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Timestamp</li> <li>- GPS location (latitude and longitude)</li> <li>- Scanner position</li> <li>- Radial wind speed</li> <li>- Signal-to-Noise Ratio</li> </ul>

	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Backscatter profile</li> <li>- Vertical profile of wind in vertical mode</li> <li>- Turbulence statistics</li> </ul>
--	---

장비 구매 결정 후에는 목표한 시기에 니알슨 현장에 운송하여 설치하기 위한 준비가 필요하였다. 장비의 제작기간이 6개월에 이르고 스발바르섬까지 운송하기 위해서는 항공 및 해상운송이 필요하기 때문에 구매절차와 화물운송진행 과정을 지속적으로 모니터링하였다. 장비 제작 후 니알슨(Ny-Alesund)으로 배송하는 과정에서는 제작사측의 실수로 노르웨이 서안에 위치한 알슨(Alesund) 지역으로 잘못 배송되는 에피소드도 있었으나 신속히 조치하여 2016년 9월에 니알슨으로 운송할 수 있었다.

장비를 니알슨으로 운송한 후에는 CCT를 운영하는 이태리 연구팀의 협력을 받았다. 도플러윈드라이다 장비는 100kg을 넘는 무게를 가졌기 때문에 동토에서 안정적으로 운영하기 위해 기반이 튼튼한 플랫폼 설치가 필요하였다. 이를 위해 킹스베이(Kingsbay, 니알슨 기지촌을 운영하는 노르웨이 공영회사)측에 사전에 플랫폼 설치를 요청해두었다. 그러나 윈드라이다 장비를 운송한 뒤 10월에 설치를 위해 니알슨에 방문하였을 때까지 플랫폼 설치가 진행되지 않은 상태였고 부득이하게 임시로 설치할 장소를 마련해야 하였다. 결국 독일 연구팀의 협조를 받아 독일기지 관측소 건물 옥상의 플랫폼에 시험설치를 완료할 수 있었다 (그림 3.1.4). 이후에는 킹스베이에 이듬해 봄까지 플랫폼을 제작해 줄 것을 강하게 요구하고 담당자와 수시로 연락하여 진행과정을 모니터링 하였다.



Figure 3.1.9 Doppler Wind Lidar installed on the roof of German station at Ny-Alesund, Svalbard.

한편 독일기지 옥상에 시험설치한 윈드라이더 장비는 원활하게 작동하여 24시간 연속으로 바람의 수평분포, 연직 단면 분포 등 데이터를 생산하였다 (그림 3.1.5 및 3.1.6). 그러나 2017년 3월에 니알슨 기온이 영하 17도 이하로 내려가는 추위가 지속될 때 레이저 방출 윈도우 내부에 서리가 맺히는 문제가 발생하여 관측이 정상적으로 수행되지 못하였다. 이 때 독일기지에 체류하는 엔지니어 Ms. Christelle에게 협조를 구하여 장비 내부의 서리를 제거하였고 작동을 재개할 수 있었다.

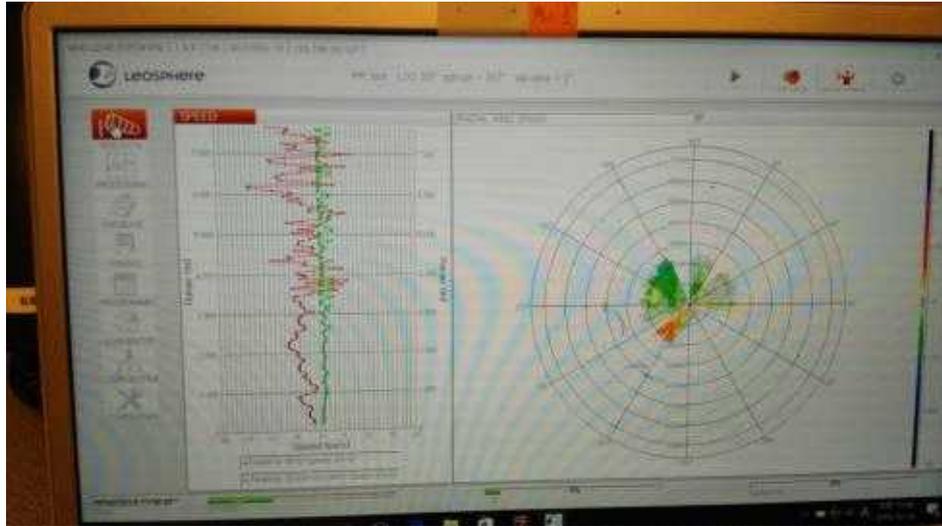


Figure 3.1.10 Realtime data obtained from wind lidar in PPI mode (2016 Oct.).



Figure 3.1.11 Realtime "Status" in the wind lidar operating software (Jan 2017).

## 나. 니알슨 육상 관측기반 구축 완료

2017년 4월에 니알슨에 방문했을 때에도 여전히 윈드라이더 플랫폼이 설치되지 않은 상태였고 이를 해결하기 위해 킹스베이측에 지속적으로 방문 및 요구하여 4월 5일에 5미터 깊이의 파일을 박고 그 위에 사방 2미터의 철제 플랫폼 설치를 완료하

였다 (그림 3.1.7). 4월 7일부터 8일에 걸쳐 독일기지 옥상에 있던 윈드라이다 장비를 CCT 근방 플랫폼으로 이동을 완료하고 전력 및 네트워크를 연결하여 이전설치를 완료하였다 (그림 3.1.8).



Figure 3.1.12 Drilling for the platform of the wind lidar near CCT (5 April 2017).



Figure 3.1.13 System check after relocation of the wind lidar (8 April 2017).

윈드라이다 장비를 CCT 근방 플랫폼으로 이전 설치한 이후에는 30분 주기로 반

복되는 관측프로그램을 설정하였다. 우선 바람의 연직분포를 측정하는 DBS 모드를 4회 반복한 후 수평으로 360도를 스캔하는 PPI 모드, 동-서 및 남-북 단면을 스캔하는 RHI 모드, 연직성분 바람(w)과 난류강도(표준편차,  $\sigma_w$ )를 측정하는 LOS 모드로 설정하여 24시간 연속으로 관측하도록 하였다 (그림 3.1.9-3.1.13).



Figure 3.1.14 Screenshot of DBS-mode of the wind lidar.

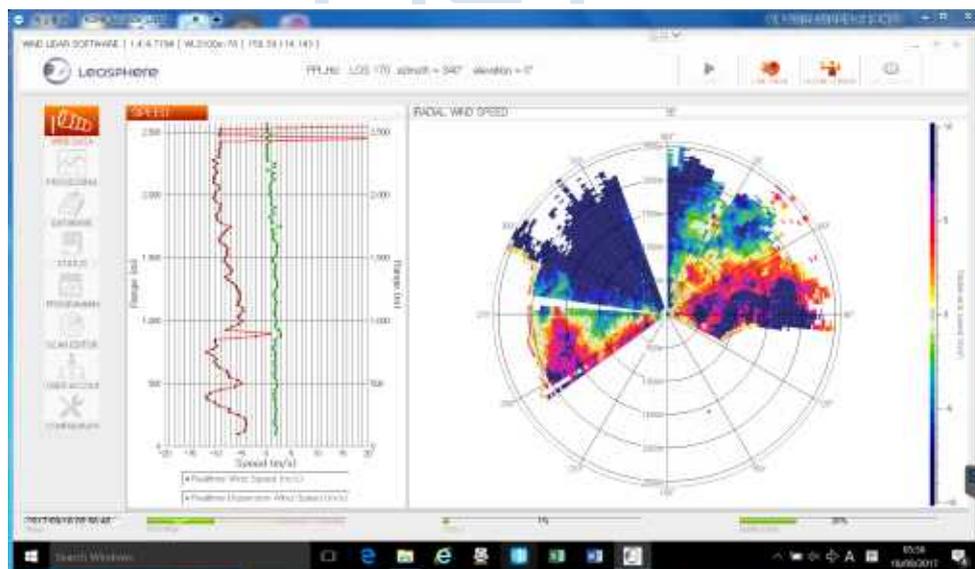


Figure 3.1.15 Screenshot of PPI-mode of the wind lidar.

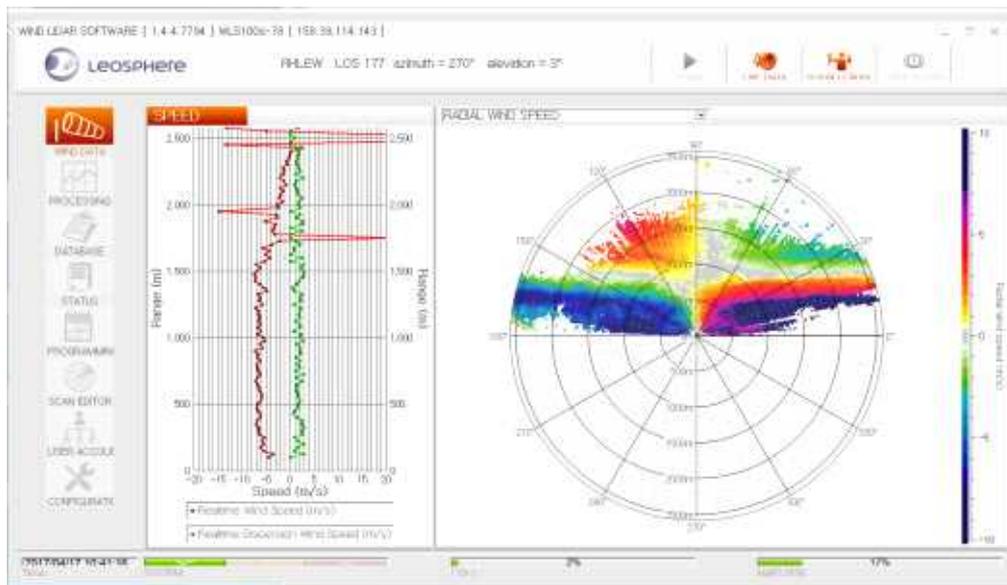


Figure 3.1.16 Screenshot of East-West RHI-mode of the wind lidar.

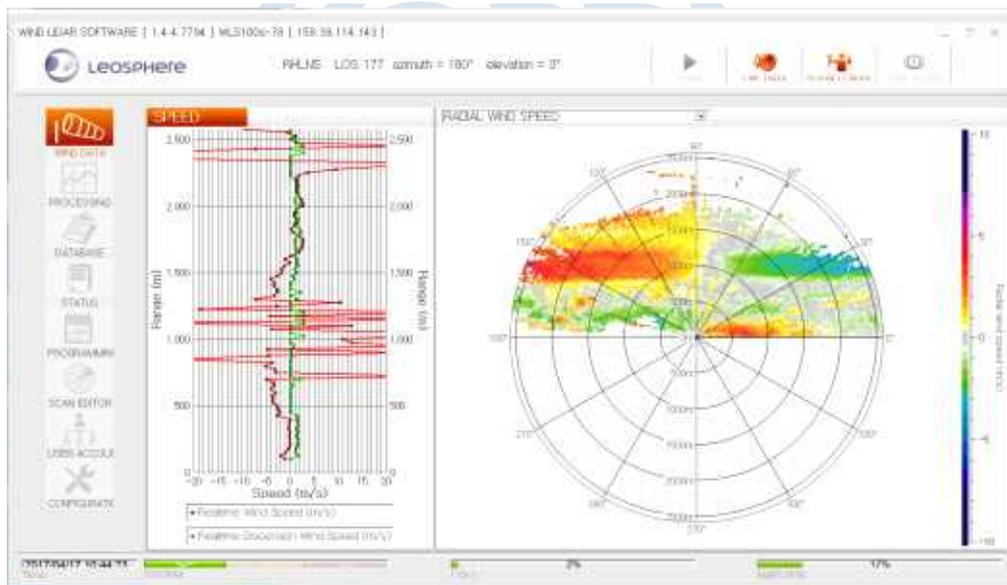


Figure 3.1.17 Screenshot of North-South RHI-mode of the wind lidar.

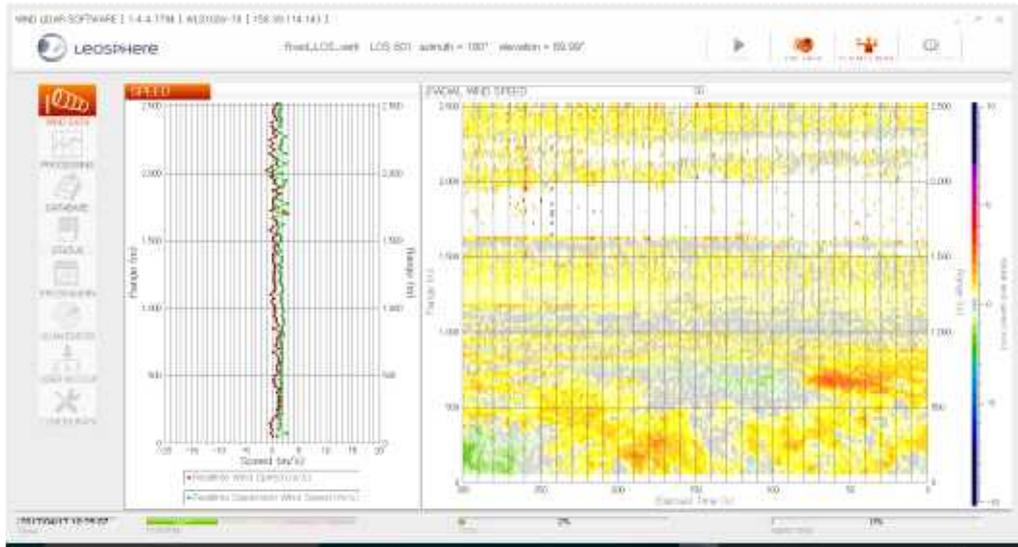


Figure 3.1.18 Screenshot of LOS-mode of the wind lidar.

북극 대기경계층 난류구조 관측을 위한 윈드라이더 장비 설치 이후엔 국내 전문가 및 협력연구자 자문을 통해 구름 미세물리특성을 관측할 수 있는 센서를 선정하였다. 애초 이 구름센서를 테더벌룬에 매달아 니알슨 현장에 저층운이 통과할 때 구름센서를 직접 구름 내부로 진입시켜 구름입자 수와 크기를 직접 관측하고자 목표하였다. 그러나 기존에 니알슨 제플린관측소에서 에어로졸-구름 상호작용 연구를 수행해오고 있던 스톡홀름대학교 연구팀(Dr. Radovan Kreji)으로부터 협력연구를 제의받았고 이에 따라 테더벌룬 캠페인 시기 이외에는 제플린 관측소에 구름입자센서를 설치하여 연중 관측하기로 하였다.

구름입자센서는 미국 DMT사의 CDP-2로 결정하고 2017년 8월말 구름입자센서를 도입하였다 (표 3.1.2). 구름입자를 보다 정확하게 측정하기 위해 불어오는 바람을 마주볼 수 있도록 풍향에 따라 회전하는 구조의 프레임을 제작하여 2017년 9월에 니알슨에 방문했을 때 제플린관측소에 설치하였다 (그림 3.1.14-3.1.16).

Table 3.1.2 Specifications of the cloud probe (CDP-2)

	Specification
Measured Particle Size Range	2~50 $\mu\text{m}$
Number Concentration Range	0~ 2,000 $\#/\text{cm}^3$
Sampling Frequency	0.04 ~ 20 seconds, selectable
Laser	658 nm, max 50 mW
Communication	RS232 or RS-422 serial interface

Power	12VDC or 28VDC
Probe weight	less than 1.4kg
Probe dimension	26.7 cm L * 17.5 cm W * 21.6 cm H
Operating environment	-40 ~ +40 °C, 0~100% RH, 0 ~ 14,000 m



Figure 3.1.19 A cloud droplet probe (CDP-2) on the roof of the Zeppelin observatory (September 2017).



Figure 3.1.20 Data Acquisition System of the CDP-2 in the Zeppelin observatory.

구름입자센서를 제플린관측소 옥상에 설치하고 자료수집장치(Data Acquisition System, DAS) 및 전원공급기는 제플린관측소 1층 실내에 설치하였다. 이 관측소는 노르웨이 극지연구소(Norwegian Polar Institute, NPI)의 직원이 매일 방문하여 여러 장비들을 점검하기 때문에 NPI에 협조를 요청하여 일상 점검시에 구름입자센서 DAS 화면을 확인하여 점검하는 체계를 구축하였다.

극지연구소



Figure 3.1.21 Real-time plot showing LWC and NC during a passage of cloud at the Zeppelin observatory (19 September 2017).

## 다. 니알슨 기반 육상관측시스템 정상 운영

2017년 4월에 니알슨 CCT 근방에 윈드라이다를 설치하여 정상운영해오고 있는데 여기에서 수평바람의 연직분포 등 자료가 30분 간격으로 생산되고 있다. 한편 이태리팀의 CCT 타워에는 지상 1미터부터 34미터에 걸쳐 온습도 및 바람을 측정하는 센서가 다수 운영되고 있어 지표층 대기난류 특성 및 대기-지면 상호작용 연구에 활용되고 있다. 이태리는 이에 더해 기존에 남극 기지에서 운영하던 음파측풍기(SODAR)를 니알슨으로 이전 설치할 계획을 갖고 있었다. 이에 따라 기존의 윈드라이다 플랫폼 면적을 확장하여 같은 플랫폼 상에서 극지연구소의 윈드라이다 장비와 이태리 CNR의 SODAR 장비를 운영하기로 협의하였다.

이렇게 되면 극지연구소는 윈드라이다를 운영하여 지상 100m부터 약 1.5km 범위의 바람분포를 측정하여 대기경계층 내 난류특성을 분석하고, 이태리 CNR 연구팀은 SODAR를 윈드라이다 옆에 설치하여 지상부터 약 500m 범위의 바람분포를 측정함으로써 지면부터 약 1.5km 고도까지의 바람 분포를 연속으로 측정할 수 있게 된다.

이태리 연구팀이 2018년 여름에 SODAR 장비를 윈드라이다 옆에 설치하여 시험

운영을 시작하게 되어 2018년 하계부터 CCT 자료는 지상부터 30미터까지, SODAR 자료는 50미터에서 약 500미터까지, 윈드라이다 자료는 100미터에서 약 1.5km까지의 바람 연직분포를 연속으로 측정할 수 있는 대기경계층 관측시스템 구축이 완성되었다 (그림 3.1.17).



Figure 3.1.22 Wind lidar(left) and SODAR(right) at Ny-Alesund, Svalbard (September 2018).

한편 2017년 9월에 제플린관측소에 구름입자센서(CDP-2)를 설치한 이후 노르웨이 극지연구소(NPI)의 협조를 받아 매일 일상점검을 받아 운영하였으며 제플린관측소 옥상에서 역시 연속관측 중인 스톡홀름 대학교의 CVI (Counter Virtual Impactor) 장비를 이용해 Radovan Kreji 박사팀이 구름내 에어로졸 입자 분포를 측정하고 있어서 에어로졸 및 구름입자를 동시에 측정하는 시스템이 구비되어 북극 구름-에어로졸 상호작용 연구에 공동 활용될 수 있는 기반이 구축되었다.

최초 설치한 구름입자센서 CDP-2는 2018년 3월까지 정상 운영되다가 강풍에 회전프레임이 손상되면서 4월에 임시적으로 철거하게 되었다. 이후 극지연구소 연구원과 서울대학교 연구자가 9월에 다산기지에 방문하여 재설치하고 운영을 재개하였으나 회전프레임이 아니었기 때문에 주풍인 남동풍 계열일 때를 제외하고는 다소 구름입자 측정에 오차가 발생할 수 있는 상황이었다. 회전프레임을 장기간 사용하기 어렵다고 판단되어 CDP-2 제조사에 기술문의를 통해 송풍기(aspirator) 부착을 추진하였다. 송풍기는 CDP2 측정부에서 공기를 빨아들여 통과시키기 때문에 방향

을 수직 방향으로 설치할 경우 풍향에 별 영향을 받지 않고 구름입자를 빨아들여 측정할 수 있는 장점을 갖고 있다.

또한 CDP-2는 액체상 구름입자 만을 측정할 수 있는 한계가 있기 때문에 이를 보완하기 위해 2018년에는 구름입자의 상(phase) 구분이 가능한 후방산란센서(Backscatter Cloud Probe with Depolarization, BCPD)를 도입하였다.

제플린관측소에 설치된 구름입자센서는 저층운이 운저고도 약 400미터 수준으로 통과할 경우 구름 내부를 통과하게 되어 구름내 입자 정보(예: 구름입자 수, 크기, 크기별 분포, 액상량, 유효크기 등)를 생산하게 된다. 하지만 이러한 관측 환경은 구름 내부에서 상대적인 고도를 임의로 조절할 수 없다는 한계를 가진다. 따라서 우리 연구팀은 이태리 연구팀이 보유한 대형 테더벌룬(payload 약 15kg)과 구름입자센서를 결합하여 저층운 내부에 투입하는 집중 관측을 추진하였다.

초기 계획시에는 CDP-2를 테더벌룬과 결합하고자 하였으나 (그림 3.1.18) CDP2 형태로 인해 움직이는 테더벌룬 하부에서 항상 풍상측을 바라보도록 하는 것이 어렵다고 판단되어 BCPD 센서를 테더벌룬과 결합하는 것으로 변경하였다.

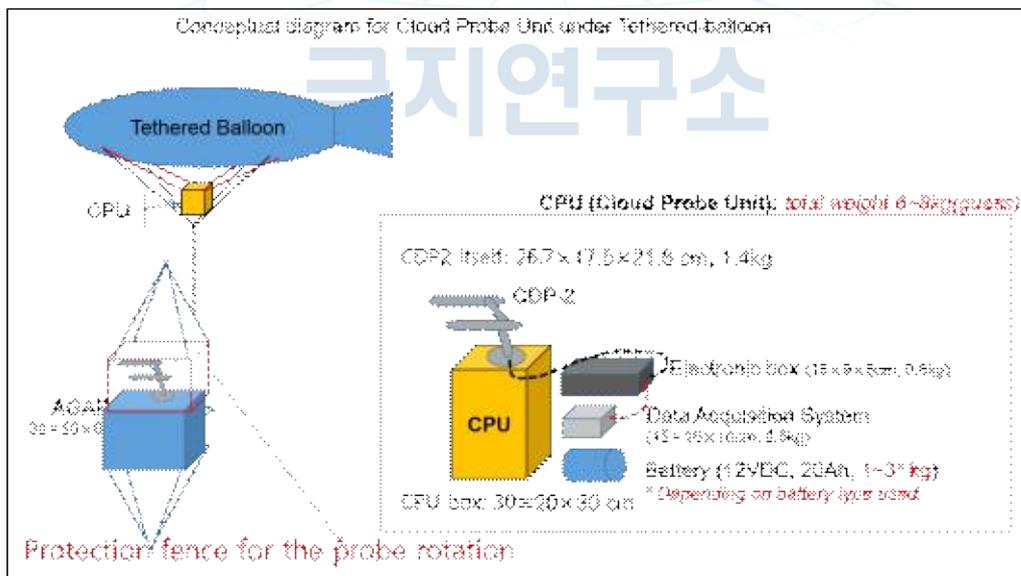


Figure 3.1.23. Initial diagram of tether-balloon CDP-2 system for in-cloud measurement.

과제 초기 계획에서는 2018년에 테더벌룬과 구름센서를 결합한 현장관측을 수행하고자 하였으나 이태리 연구팀의 테더벌룬이 2017년에 파손되어 2018년말에 수리

가 완료된 관계로 2018년에는 별론을 이용한 관측은 수행하지 못하였고 2019년 봄에 이르러 테더별론과 BCPD를 결합한 현장관측이 가능하게 되었다.

## 라. 니알슨 육상 인프라 기반 경계층/구름 관측

연구과제 최종 연도인 2019년에 이르러서는 니알슨 현지의 윈드라이다 장비 및 구름입자센서 시스템의 운영이 안정되었고 테더별론을 이용한 구름내부 직접 관측도 수행되었다.

니알슨과 같은 북극의 극한 환경에서 겨울철을 포함한 연중 내내 야외에 설치된 장비를 운영하기 위해서는 불가피하게 현장에서 점검하고 유지관리할 경우가 발생한다. 그러나 극지연구소 연구팀이 연중 현지에 체류할 수 없기 때문에 이태리 연구팀과 협력관계를 맺고 니알슨 현장에 체류하는 이태리 연구팀의 협조를 받아 윈드라이다 장비에 관한 유지관리를 수행하여 자료 수득율을 제고하였다. 또한 레이저 방출 윈도우에 서리가 맺히는지를 보다 조기에 감지하기 위하여 소형 네트워크 카메라를 윈드라이다 장비 옆에 설치하여 극지연구소에서도 원격으로 모니터링 할 수 있게 하였다 (그림 3.1.19). 이태리 연구팀은 2018년 하계에 시험 설치한 SODAR 장비를 계속 운영하고 있으며 극지연구소와 이태리 CNR 간에 데이터를 실시간 공유하고 활용할 수 있도록 데이터 백업 시스템 구축을 협의하고 있다.

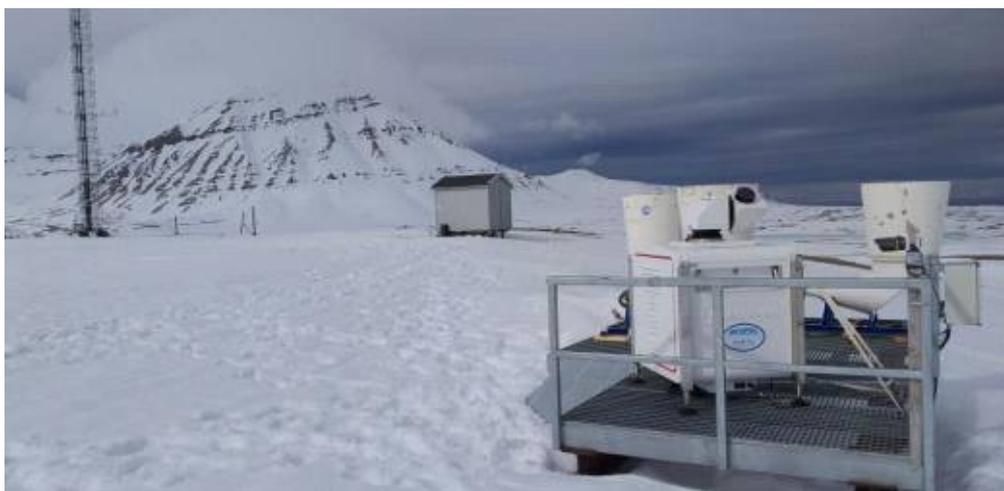


Figure 3.1.24 Doppler wind lidar(DWL, front), SODAR(behind of DWL), and Climate Change Tower (left) at Ny-Alesund, Svalbard.

제플린관측소의 구름입자센서에 대해서도 노르웨이 극지연구소의 협조를 계속 받아서 일상 점검을 하고 극지연구소에서도 주기적인 원격접속 및 상태 확인을 통해 자료 수득율을 높게 유지하고 있다. 2019년 5월에는 2018년에 구입한 송풍기를 CDP-2 센서에 부착하고 하향으로 설치함으로써 회전프레임 없이도 모든 풍향에 대해 보다 정확한 구름입자 측정이 가능하도록 개선하였다. 또한 후방산란 구름입자 센서(BCPD)를 설치하였다. 따라서 북극 저층운(운저 약 400m 수준)이 니알슨 지역을 통과하는 경우 제플린 관측소 옥상에 설치된 구름센서가 구름입자의 크기와 수농도 및 상(phase)을 직접 측정 가능하게 되었다 (그림 3.1.20).



Figure 3.1.25 Cloud probes (CDP-2 and BCPD) on the roof of the Zeppelin observatory (2019.06.)

2019년에는 이태리 테더벌룬 수리가 완료됨에 따라 테더벌룬과 구름센서를 결합한 현장관측을 수행하였다. 이 과정에서 우선 테더벌룬의 구름내부 진입을 위한 비행허가를 받아야 했고 또한 구름센서의 고도 정보를 실시간 무선통신하기 위한 무선주파수 사용허가를 미리 획득해야 했다. 벌룬 운영허가는 이태리 연구팀이 노르

웨이 항공관리기관에 신청하여 획득하였으며 무선주파수 사용허가는 극지연구소에서 노르웨이 킹스베이, 지도제작국 및 통신청에 신청하여 획득하였다 (그림 3.1.21).



Figure 3.1.26 Radio frequency license for cloud observation.

테더벌룬과 구름센서를 결합하기 위해서 별도의 케이스를 제작하였고 이 내부에 BCPD, DAS, 배터리, 고도계 및 무선통신장치를 배치하여 조립하였다 (그림 3.1.22). BCPD를 위한 24VDC 전원공급과 DAS를 위한 12VDC 전원 공급을 위해 총 3개의 6800mAh 배터리를 사용하였고 케이스 전체 무게는 5월에 사용한 케이스가 12kg 내외, 이를 개선하여 9월에 사용한 케이스가 8kg 정도였다.

테더벌룬 비양에 필요한 헬륨가스는 킹스베이를 통해 노르웨이 현지에서 구매하였고 200bar 규격의 50리터들이 실린더 12개로 구성된 랙 단위로 구매하였다. 1차분은 2018년 여름에 요청하여 10월말에 니알슨에 배송되었고 2차분은 2019년 봄에 주문하여 8월말에 배송되었다. 이태리 테더벌룬을 1회 비양시키는데 12개 실린더에서 약 80bar 만큼 소모되고 가스를 채운 후 며칠마다 조금씩 보충을 해주게 된다.

2019년 5월말에 최초로 테더별론을 이용한 구름관측이 시도되었다. 윈치 운영을 위한 전력과 구름정보 디스플레이가 구비된 독일기지 존데 비양동이 최적의 조건을 갖고 있어 독일팀의 협조를 받아 구름관측이 진행되었다. 우선 일기예보와 항공기 운항 스케줄을 감안하여 니알슨 공항 관리자에게 예고를 해두어야 하고, 운고계 정보와 육안관측을 통해 관측에 적합한 저층운이 지속되는 조건이 될 경우 공항에 연락한 뒤 테더별론을 보관창고에서 독일기지 존데 비양동으로 이동한다. 이 때 보통 지상풍속이 5-6 m/s를 넘지 않아야 안전하게 별론을 이동할 수 있으므로 주의가 필요하다. 별론 관측을 준비하다가 바람이 10m/s 가까이로 강해지는 바람에 매우 애를 먹고 결국 관측을 포기한 사례가 있었다.

존데 비양동으로 테더별론을 옮긴 뒤 건물에 고정해두고 (그림 3.1.23) 구름센서에 모니터를 연결하여 작동상태를 최종 확인한 다음 테더별론 하부의 로프에 연결한다 (그림 3.1.24). 이 때 구름센서에서 방출되는 레이저는 눈에 유해하므로 반드시 운영자들은 레이저 보안경을 착용하고 작업하여야 한다. 구름센서를 부착한 후에는 윈치를 가동하여 분당 약 40미터의 속도로 별론과 구름센서를 상승시킨다. 이 때 존데 비양동 내부에 있는 컴퓨터에서 독일 기지 운고계(ceilometer) 자료를 확인하여 현재 구름 분포 고도를 참고하여 상승고도를 조절하면 된다 (그림 3.1.25).



Figure 3.1.27 Backscatter cloud probe (BCPD) under assembly for tether-balloon operation at the Ny-Alesund, Svalbard.



Figure 3.1.28 Italian tether-balloon on the ground before in-cloud measurement.



Figure 3.1.29 Attachment of the cloud probe under the tether-balloon.

2019년 10월 1일 저녁에 수행된 구름관측의 경우 현지 시각으로 저녁 6시경에 준비를 시작하여 7시부터 관측을 수행했으며 최고 도달고도 약 900미터까지 상승하여 약 2시간에 걸쳐 별문 운영을 한 뒤 9시 경에 관측을 종료하였다 (그림 3.1.26). 측정된 자료 중 LWC (liquid water content)를 풍속 보정하여 산출한 자료를 그림 3.1.27에 제시하였다. 구름 내 고도에 따라 변동하였고 최대 약  $0.06 \text{ g/m}^3$  수준의 값이 측정되었다. 이 자료들을 CloudNet 자료(구름레이더, MPL, 운고계 결합)와 연계하여 분석하여 원격탐사 자료의 검증에 활용할 계획이고 또한 북극 구름 내부의 상대적 위치(구름 하부, 중간, 상부)에서의 미세물리적 특성을 세부적으로 연구하는데 활용하게 될 것이다.

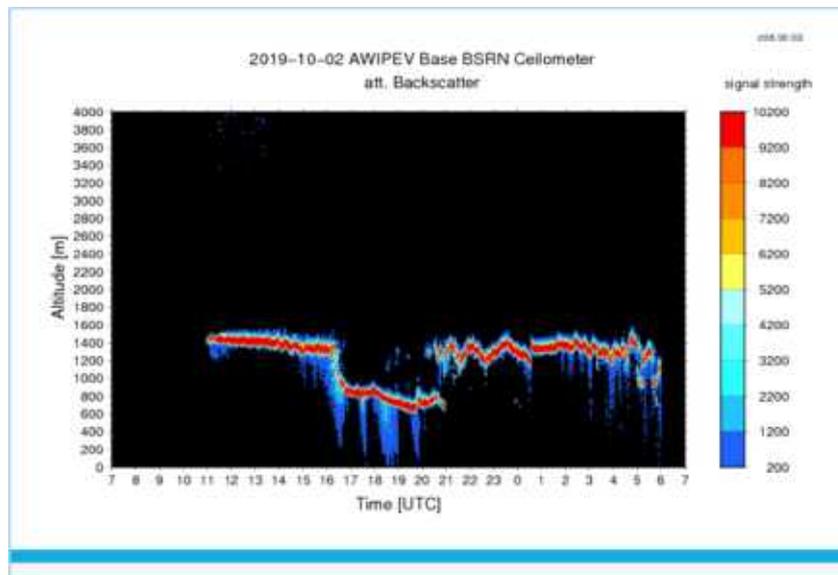


Figure 3.1.30 Temporal variation of cloud observed by ceilometer of German station.

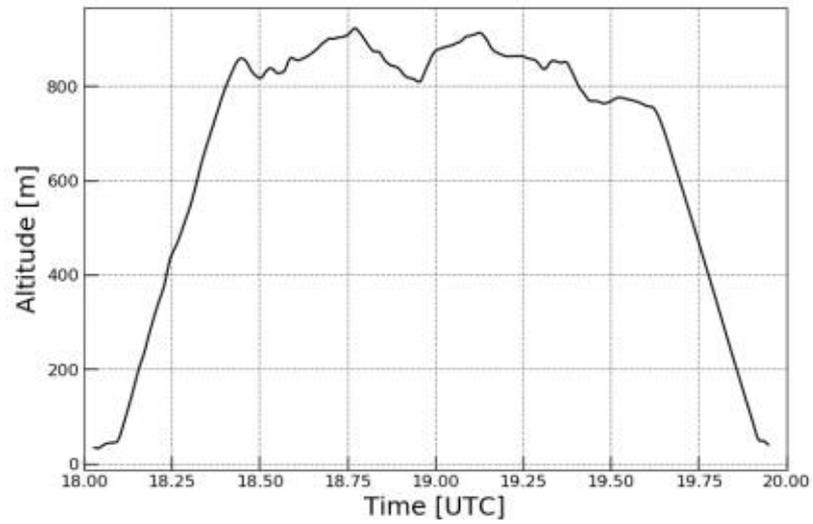


Figure 3.1.31 Variation of altitude of the tethered BCPD (1st Oct 2019).

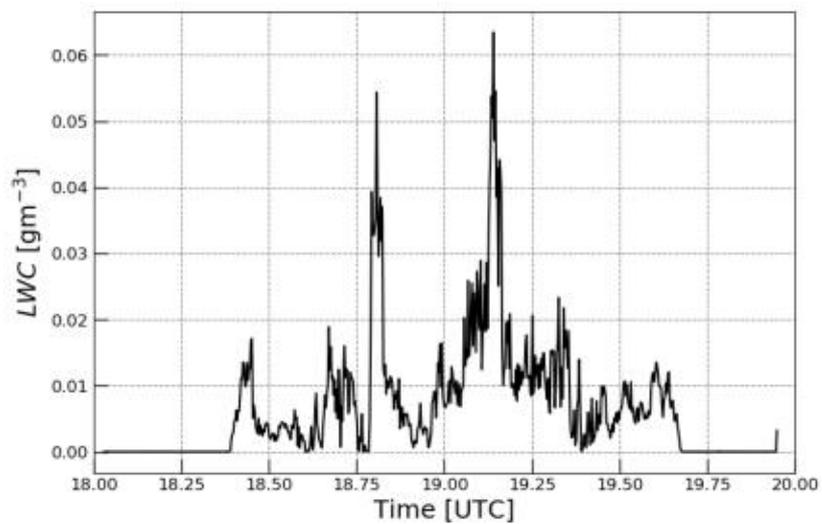


Figure 3.1.32 Temporal variation of cloud droplet number concentration in a low level cloud.

### 3.1.2 니알슨 관측 겨울철 북극 복사 플럭스/온도와 구름의 관계

#### 가. 배경 및 목적

북극 구름은 장파 (LW) 및 단파 (SW) 복사를 변화시킴으로서 지면온도와 해빙 면적 그리고 용설에 영향을 주기 때문에 지면복사수지에서 핵심적인 역할을 한다

(Curry et al., 1996). 북극 구름은 또한 북극 증폭의 주요한 인자 중 하나로 잘 알려져 있다 (Graversen and Wang 2009; Cronin and Tziperman, 2015).

구름은 주로 온난화 효과를 가지지만 지표면 알베도와 관련해서 때로는 냉각 효과를 갖고 있다. 북극해 표면 열수지 실험(SHEBA; Uttal et al., 2002) 및 북극 여름 구름-해양 연구(ASCOS; Tjernström et al., 2014)와 같은 몇 가지 집중실험에서 구름이 연중 대부분 기간에 걸쳐 북극의 지표면을 따뜻하게 하지만 여름 중반에는 지면을 냉각시키는 것으로 밝혀졌다. 여름에는 하향 단파복사의 증가로 인해 이미 해빙이 녹기 시작해서 표면 반사도가 낮기 때문이다 (Intrieri et al., 2002; Shupe and Intrieri, 2004). 여름에 운량이 감소하면 표면에 도달하는 태양 복사의 증가로 인해 해빙면적을 감소시킬 수 있지만 (Kay et al., 2008; Kay and Gettelman, 2009) 겨울 운량이 감소하면 표면 온난화를 약화시킬 수 있어서 그 다음 여름철에 해빙이 복구되는데 영향을 줄 수 있다 (Liu and Key, 2014).

북극의 구름-복사 상호작용을 조사하는 것은 복잡한 환경 조건 (예 : 저온 및 절대 습도, 지속적인 역전층, 반사도가 높고 비균질한 눈/얼음 표면, 다층 구름; Curry et al., 1996; Stamnes et al., 1999)과 구름 미세물리(예 : 액체 또는 고체 입자, 운저 온도; Earle et al., 2011)로 인해 여전히 어려운 과제이다. 구름 복사 효과는 또한 표면 알베도와 태양 천정각에 의해 크게 영향을 받는다 (Shupe et al., 2004; Sedlar et al., 2011).

또한 대기모델들 간에 북극 지표면 복사 플럭스는 특히 흐린 조건에서 큰 불확실성을 보여준다 (Walsh et al., 2002). 북극 지역기후 모델들의 구름 시뮬레이션 결과를 관측자료와 상호 비교하면 운량(CF) 및 구름 미세물리에서 상당한 차이를 보여주고 있다 (Wyser et al., 2008; Tjernström et al., 2008). 또한, 재분석 데이터는 북극에 대한 복사수지 및 운량에 관한 지상관측 및 위성관측과 비교할 때 큰 차이를 보여준다 (Zygmuntowska et al., 2012; Chaudhuri et al., 2014). 이러한 문제로 인해 여전히 북극 구름 복사 효과를 추정 할 때 큰 불확실성이 존재한다.

이 연구에서는 구름의 형태적 특성, 지표면 단파복사 및 장파복사량 및 니알슨 지역의 기상관측 10년 (2004-2013) 관측 자료를 사용하여 운량의 월별 변동을 살펴보고 운량 변동에 따른 지표면 장파복사 수지 및 지상 온도에 미치는 영향을 조사했다. 우리는 또한 겨울철에 지역규모 순환장에 따라 온난하거나 한랭한 기단이 이루어지는 경우 운량, 지표면 장파복사 및 기온에 미치는 영향을 조사했다.

## 나. 구름 및 지표면 복사 자료

2004년 1월부터 2013년 12월까지 노르웨이 스발바르(Svalbard)에 있는 스피츠베르겐 섬의 Ny-Ålesund (78.92 ° N, 11.53 ° E)에서 구름 및 지표 복사 수지에 대한 포괄적인 지상 관측이 이루어졌다.

최저운저고도 (LCBH) 및 운량(CF)은 NASA의 Micro-Pulse Lidar Network (MPLNET)의 일부로서 일본 극지연구소(NIPR)가 운영하는 Micro-Pulse Lidar (MPL; Spinhirne, 1999; Shiobara et al., 2003)의 구름 연직구조 측정으로부터 추정했다. 523 nm의 파장에서 1분 시간 간격 및 30m 수직 해상도에 걸쳐 평균된 표준화된 상대적 후방산란 (NRB) 프로파일을 사용하여 LCBH를 추정하였다. 복사량 자료와 일치시키기 위해, MPL의 30분 관측자료 중 25분 이상 구름이 관찰될 때의 CBH 평균값으로 LCBH를 계산하였다. 이 연구에서 LCBH를 사용한 이유는 구름 내부에서 레이저 신호 감쇠로 인해 광학적으로 두꺼운 구름의 경우에 구름 상부 높이와 다층 구름의 구름 경계에 대한 정확한 정보를 얻을 수 없기 때문이다. Dong et al. (2010)의 방법을 준용하여 우리도 특정 기간 (예: 일 또는 월) 내에서 구름으로 탐지된 라이다 신호의 비율로 운량을 계산했다.

극지연구소(KOPRI)는 Kipp & Zonen Pyranometer를 이용해 하향 및 상향 단파 복사(0.2-2.8  $\mu\text{m}$ ) 및 장파복사(약 5-50  $\mu\text{m}$ )를 측정했다 (모델: CNR). 이 복사관측은 해수에서 약 300미터 떨어졌고 Zeppelin산(해발고도 472m)로부터 약 1.3km 떨어진 위치에서 이루어졌다. 이 논문에 제시된 상향 및 하향 복사 자료는 MPL 측정과 동일한 위치에서 수집되었다. 이 연구에 사용된 지표 SW 및 LW 플럭스는 BSRN (Baseline Surface Radiation Network) 관측과 100미터 이내의 위치에서 얻어졌으며 상호 데이터가 대체로 일치했다. 둘 사이의 평균적 차이 크기는 약 1.25  $\text{W m}^{-2}$  (SWD), 0.71  $\text{W m}^{-2}$  (SWU), 0.99  $\text{W m}^{-2}$  (LWD) 및 1.09  $\text{W m}^{-2}$  (LWU)였으며 RMSE 값은 각각 약 10.49  $\text{W m}^{-2}$  (SWD), 8.32  $\text{W m}^{-2}$  (SWU), 4.44  $\text{W m}^{-2}$  (LWD) 및 4.06  $\text{W m}^{-2}$  (LWU)였다. 또한 온도, 상대 습도, 풍속 및 지상 방향을 포함한 기상 측정은 극지연구소의 자료를 사용하였다.

## 다. 운량 및 지상복사량의 월별 변동

그림 3.1.28a는 2004년부터 2013년까지 MPL 측정에서 얻어진 6개의 LCBH 범주와 함께 CF의 월별 변동을 보여준다. 평균 연간 CF는  $0.84 \pm 0.05$ 이고 2월(0.74)에서 5월(0.88)로 증가했으며 5월부터 9월까지는 약 0.91로 높게 유지되다가 10월에서 2월까지 감소한다. 5월부터 10월까지 Ny-Ålesund의 CF는 알래스카 Barrow의 레이더-라이더 측정에서 보고된 것과 유사하지만 1월부터 4월의 CF는 Barrow에서 관찰된 것보다 약간 높다 (Dong et al., 2010). 이 차이는 Ny-Ålesund 지역이 북대서양 사이클론 트랙의 최북단에 위치하여 대서양 사이클론의 영향을 종종 받기 때문이다.

LCBH가 1km 미만인 경우의 최소 CF는 3월 (0.16)에 나타났으며 최대값은 7월 (0.49)에 나타났다.  $LCBH \leq 1\text{km}$ 에 대한 운량의 비율은 여름철에 증가하는데 그 이유는 여름철에 해양에서 대기로 열 및 수증기의 플럭스가 증가하여 광학적으로 두꺼운 저층운이 생성되기 때문이다 (예: Ganeshan and Wu, 2016). 반면 겨울에는 영하의 낮은 온도로 인해 얼음결정으로 된 구름이 존재하고 이로부터 얼음결정이 더 쉽게 낙하할 수 있으므로 운량이 줄어들 수 있다. 북극 중앙부에서 빙상 위로 건조하고 차가운 기단이 자주 이루어지는 현상 역시 겨울철에  $LCBH \leq 1\text{km}$  조건에서 운량이 낮도록 하는 원인이다.  $LCBH \leq 1\text{km}$ 의 운량과 달리  $LCBH > 2\text{km}$ 의 CF는 여름에 가장 낮았다 (1월: 0.40, 8월: 0.20). 지상 라이더는 신호 감쇠로 인해 광학적으로 두꺼운 구름 위에 존재하는 구름을 올바르게 측정할 수 없다는 점을 감안할 필요가 있다.

그림 3.1.28b는 단파복사량의 월평균 및 표준편차를 보여준다. 하향단파복사(SWD) 플럭스는 일조시간과 태양 고도가 가장 높은 6월 ( $205\text{W m}^{-2}$ )에서 정점에 도달했으며, SWD 플럭스는 11월에서 2월까지 극야 기간에 0을 나타내었다. 반사된 SWD 플럭스인 상향단파복사(SWU) 플럭스는 표면 알베도 및 SWD에 의존한다.

SWD 플럭스가 없는 겨울철에는 SWU 플럭스 역시 0이고 3월 ( $18\text{W m}^{-2}$ )에서 5월 ( $124\text{W m}^{-2}$ )로 증가한 후 6월 ( $64\text{W m}^{-2}$ )에 급격히 감소했다. 6월에 표면 적설이 녹으면서 표면 알베도가 감소하기 때문에 SWD 플럭스와 달리 최대 SWU 플럭스는 5월에 발생했다 (Dong et al., 2010; Maturilli et al., 2015). SWU 플럭스에서 가장 높은 연간 표준편차는 6월 ( $32\text{W m}^{-2}$ )에 나타나는데 이는 지표면의 적설/얼음이 녹기 시작하는 시기가 해마다 약간씩 다르기 때문이다 (Maturilli et al., 2015).

그림 3.1.28c는 지표면 복사량 측정에서 장파 플럭스의 월평균 및 표준편차를 보여준다. 상향장파복사(LWU) 플럭스는 주로 표면온도와 방사율에 의존하기 때문에 LWU 플럭스는 7월에 최대  $355\text{W m}^{-2}$ , 2월에 최소  $247\text{W m}^{-2}$ 를 보여주어 지표면 온도 ( $T_s$ )의 계절적 변화 (7월 최대값:  $6.5^\circ\text{C}$ , 2월 최소값:  $-13.1^\circ\text{C}$ ; 그림 3.1.28d)와 유사한 변동성을 보여준다. LWD 플럭스의 크기는 대기중 수분 및 구름 특성 (구름 광학 두께 및 운저 온도)의 영향을 받는다. 여름에 비해 (7월:  $322\text{W m}^{-2}$ ), 겨울에 (2월:  $210\text{W m}^{-2}$ ) 관측된 LWD 플럭스는 매우 낮는데 이는 겨울철에 Ny-Ålesund에서 대기중 수증기, 기온, 운량이 낮기 때문이다 (Maturilli and Kayser, 2017).

한편 여름철에는 대기중 수분 함유량이 많아서 LWD 플럭스가 저층운의 존재 여부에 덜 민감하게 반응한다. 이로 인해 여름철의 LWD 플럭스의 경년변동이 작게 된다 (JJA 표준편차:  $6.5\text{W m}^{-2}$ ; DJF 표준편차:  $19.0\text{W m}^{-2}$ ). 이 결과는 알래스카 Barrow에서 관찰된 것과 일치한다 (Dong et al., 2010).



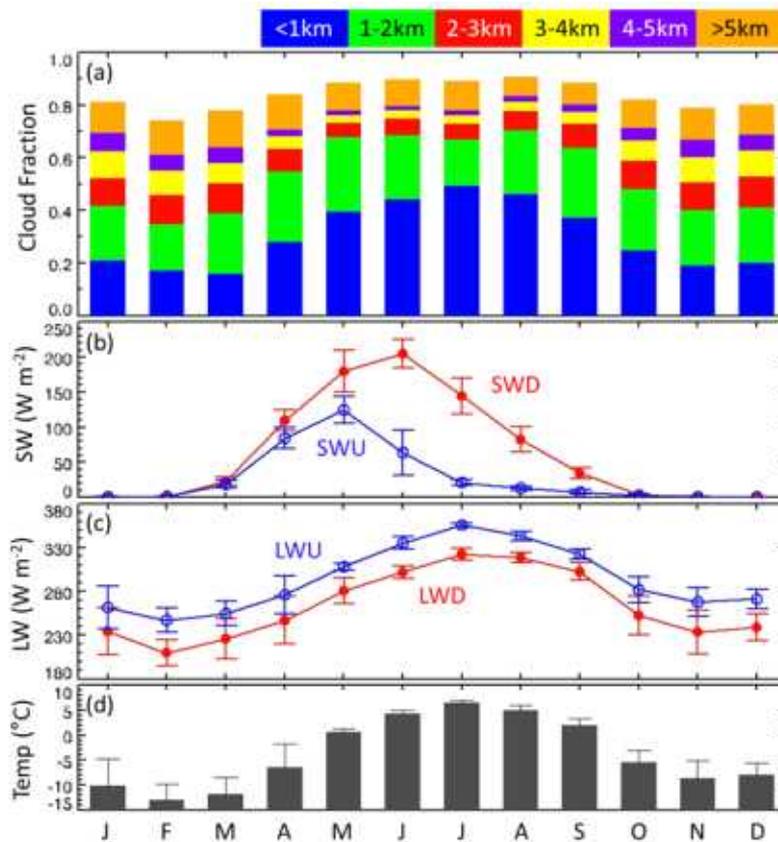


Figure 3.1.33 Variations in monthly averages of (a) cloud fractions with the six-categorized lowest cloud base heights; upward and downward (b) shortwave and (c) longwave fluxes; and (d) near-surface air temperature at Ny-Ålesund, Svalbard from 2004 to 2013.

## 라. 겨울철 구름과 장파복사: 시간규모 의존성

이 절에서는 구름 형태 속성(LCBH, CF)과 표면 LW 플럭스 관계 및 구름 LW 복사 효과와  $T_s$  간의 관계에 대해 분석한다. SW 플럭스가  $T_s$ 에 미치는 영향을 배제하기 위해 분석은 11월에서 2월까지의 겨울을 대상으로 하였다.

그림 3.1.29는 2004년부터 2013년까지의 겨울 동안 LCBH 매 km에 대한 지표면 LWD 및 LWU 플럭스를 보여주고 있다. 지표면에서의 LWD 플럭스는 구름 높이와 양뿐만 아니라 대기 온도와 습도에 따라 달라진다. 반면에 LWU는 전적으로  $T_s$ 의 영향을 받는데 이  $T_s$ 는 LWD 뿐만 아니라 다른 요인들 (예: SWD, 온난 이류)에 의해 영향을 받는다. 구름이 없는 상태에서 LWD와 LWU 플럭스는 모두 흐린 상태

보다 낮은 값을 보인다. LCBH가 감소함에 따라 지표면 LWD 플럭스는 증가하는데 이는 낮은 LCBH 일수록 더 높은 구름 방사 온도를 갖기 때문이다. LWD 플럭스는 구름이 없는 조건에 비해( $182 \pm 26 \text{ W m}^{-2}$ ),  $LCBH \leq 1\text{km}$  경우의 흐린 조건에서 ( $265 \pm 35 \text{ W m}^{-2}$ ) 약  $82 \text{ W m}^{-2}$  큰 값을 보였으며 LCBH가 증가함에 따라 점차 감소했다 (예:  $LCBH \geq 4 \text{ km}$ 에 대해  $208 \pm 35 \text{ W m}^{-2}$ ). 지표면 LWU 플럭스 역시 이와 유사한 변화를 보였지만 LCBH 증가에 따른 크기 변화는 보다 작았다. 구름이 없는 상태와  $LCBH \leq 1 \text{ km}$  (괄호는  $LCBH > 4 \text{ km}$ ) 간의 LWU 플럭스 차이는 대략  $40 \text{ W m}^{-2}$  ( $16 \text{ W m}^{-2}$ ) 인 것으로 추정된다. LWD 플럭스에서 LWU 플럭스를 뺀 순 LW(LWN)는 맑은 하늘의 경우  $-55 \text{ W m}^{-2}$ 에서  $LCBH \leq 1 \text{ km}$ 의 경우  $-12 \text{ W m}^{-2}$ 로 증가했다. 이 결과는 겨울철에 Ny-Ålesund에서 저층운이 복사냉각을 감소 시킴을 의미하여 양의 구름복사강제력(CRF)으로 나타난다.

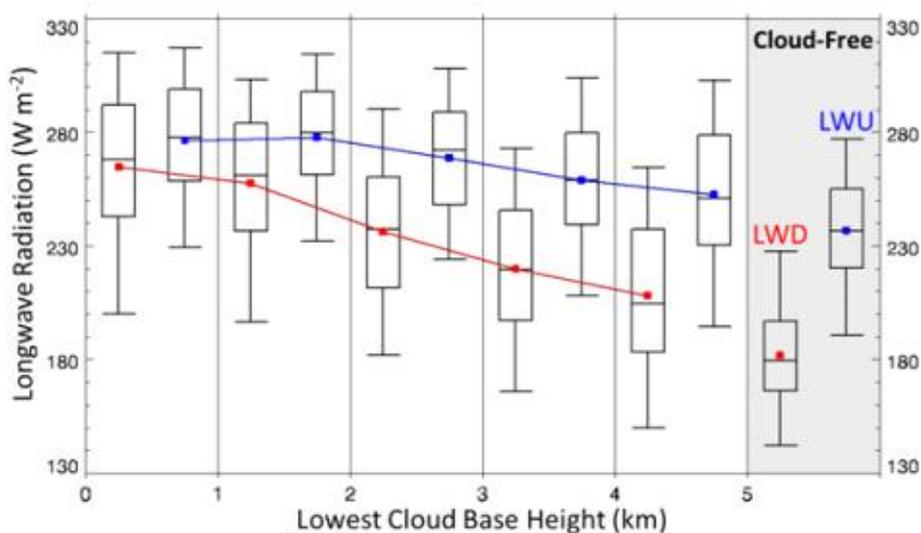


Figure 3.1.34 Relationship between longwave radiation and lowest cloud base height during winter, November - February. The longwave fluxes for wintertime cloud-free conditions are also provided. In the box-whisker plot, the 25th and 75th percentiles bound the centre box with the horizontal line representing the 50<sup>th</sup> percentile, or median, and the dot depicts the mean.

그림 3.1.30은 2004년부터 2013년까지 겨울 기간 동안 Ny-Ålesund 지역 MPL 측정자료 및 지표면 LW 플럭스 자료에서 구한 월평균 CF의 그림이다. 월평균 CF가 증가함에 따라 월평균 LWU 및 LWD 플럭스 모두 증가하고 있다. LWU 플럭스

의 경우 기울기가 약 110 (즉, 단위 CF 당  $110\text{Wm}^{-2}$ )이고 LWD 플럭스의 경우 160 (즉, 단위 CF 당  $160\text{Wm}^{-2}$ )이므로 LWD와 LWU 플럭스의 차이는 CF가 증가함에 따라 단조 감소하고 있다. 그림 3.1.29 및 3.1.30을 통해 우리는 LWN은 LCBH가 감소하고 CF가 증가함에 따라 증가한다는 결론을 내릴 수 있다. Shupe and Intrieri (2004)는 또한 SHEBA에서의 LW 플럭스 측정과 복사 전달 모델에서 도출된 맑은 하늘 복사에 기초하여 LCBH가 감소하고 CF가 증가함에 따라 구름 복사 강제력(CRF)이 증가한다는 것을 발견했다.

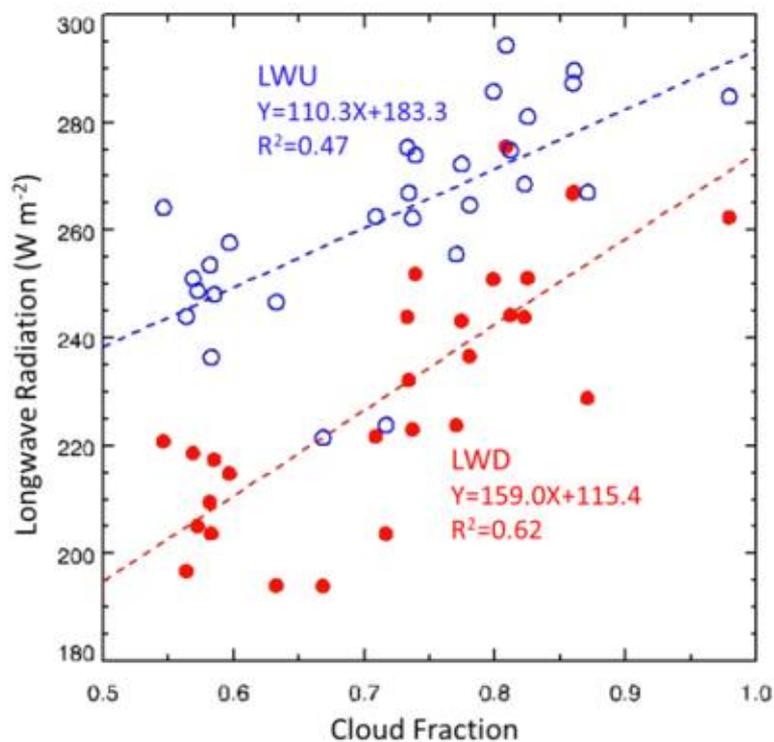


Figure 3.1.35 Scatter plot of monthly mean upward (blue empty circle) and downward (red full circle) longwave fluxes and cloud fraction during the winter periods, November - February, of 2004-2013.

그림 3.1.31은 지상 온도 차이( $\Delta T_s$ )와 하향장파복사 차이( $\Delta LWD$ ) 및 상향장파복사 차이( $\Delta LWU$ ) 간의 관계를 각각 월 평균값과 30분 평균값에 대하여 나타내고 있다. 여기서 차이는 해당 월 기간 중 맑은 날의 LWD, LWU,  $T_s$  값에 대한 차이로 계산되었다 (Ramanathan et al., 1989). 월 평균  $\Delta LWD$ 는  $\Delta T_s$ 와 좋은 양의 상

관 관계를 보였다 ( $R^2 = 0.68$ ; 그림 3.1.31a). 한편 비록 비슷한  $R^2$  값을 가졌더라도 30분 평균  $\Delta T_s$  및  $\Delta LWD$  데이터는 더 광범위하게 산란되었다 ( $R^2 = 0.66$ ). 30분 평균 데이터는 두 그룹으로 명확하게 나뉘어보인다: 한 그룹은  $\pm 5^\circ\text{C}$ 와  $\pm 20\text{Wm}^{-2}$  범위에서 분포하되 그 중심부는 0 주위에 분포한다 ('한랭 그룹'; 검은 색 점선 상자), 다른 그룹은  $5\text{--}15^\circ\text{C}$  및  $40\text{--}120\text{ W m}^{-2}$  ('온난 그룹'; 빨간색 점선 상자)에 분포하고 있다.

월 평균 데이터와 마찬가지로, 온난 그룹의  $\Delta LWD$ 는  $\Delta T_s$ 에 따라 증가한다. 이러한 큰  $\Delta LWD$  및  $\Delta T_s$ 와의 좋은 상관성은 저층운의 존재 때문으로 볼 수 있다. 그러나 한랭 그룹에서  $\Delta LWD$  대비  $\Delta T_s$ 가 크게 변하는 관계는 구름이 없는 조건이거나 혹은 중층운이나 고층운에서 나타났다. 그림 3.1.31b에 나타난 것처럼  $\Delta LWU$  역시  $\Delta T_s$  증가에 따라 선형적으로 증가하는 데 그 이유는 LWU 플럭스가 주로 지표면온도에 의존하기 때문이다.  $\Delta LWD$ 가 증가하면  $T_s$ 가 증가할 수 있고, 이는 다시 LWU의 증가에 기여한다. 본 연구에서 제시한 월 평균  $\Delta LWD$  및  $\Delta LWU$ 는 기존 연구들 (Shupe and Intrieri, 2004; Dong et al. 2010)의 결과와 유사하다. 그러나 CRF는  $\Delta T_s$ 를  $-10^\circ\text{C}$ 에서  $15^\circ\text{C}$ 로 변화시키는 유일한 인자는 아닐 수 있다. 월 평균값에 비해 30분 평균  $\Delta LWD$  및  $\Delta LWU$ 는 각각  $-40 \sim 140\text{ W m}^{-2}$  및  $-40 \sim 100\text{ W m}^{-2}$  범위로 큰 분포범위를 가졌다.  $T_s$  변동에 영향을 주는 요인을 더 파악하기 위해 우리는 CF, LCBH, LW 플럭스 및  $T_s$ 의 변화를 지역규모 순환장의 변화와 연관지어 분석하였다.

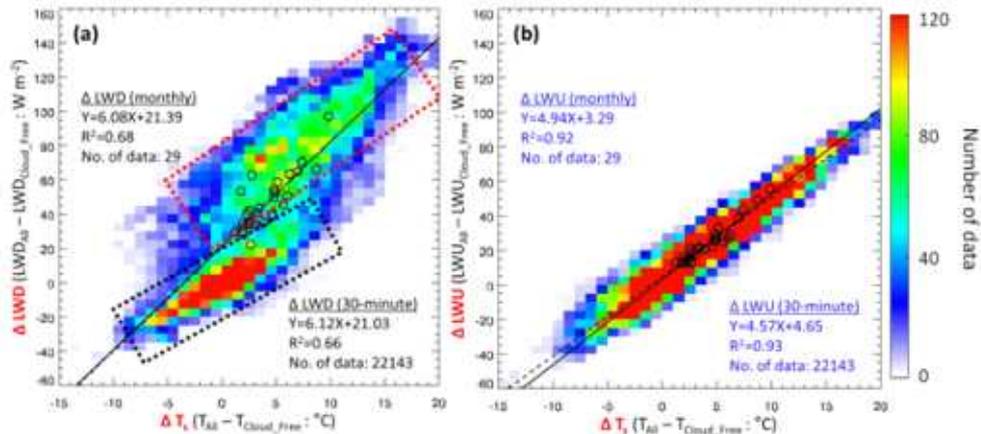


Figure 3.1.36 Relationship between near-surface temperature difference and downward (left panel) and upward (right panel) longwave radiation difference for monthly (black open circle) and 30-min (data points expressed in colour) averaged data during the winter periods, November–February, of 2004–2013. Temperature and downward and upward longwave differences are calculated between all-sky and cloud-free conditions. The solid and dashed lines represent the least-square linear regression for monthly and 30-min averaged data, respectively.

극지연구소

## 라. 수일 규모 이류가 장파복사와 기온에 미치는 영향

지역 규모 순환과 관련된 며칠 시간 규모의 흐림,  $T_s$  및 플럭스의 뚜렷한 변화는 겨울 동안 Ny-Ålesund에서 매우 자주 관찰된다. 예를 들어, 그림 3.1.32는 2010년 2월 1일부터 10일까지 Ny-Ålesund에서 LCBH, 표면 LW 플럭스 및  $T_s$ 의 시간 변화를 보여준다. 이 경우 표면 LWD 플럭스와  $T_s$ 는 2일마다 급격히 변화하였다. 추운 날 ( $T_s$ :  $-8 \sim -10^\circ\text{C}$ ) 구름이 없는 경우 (예: 2월 6-7일)와 고층운이 있는 경우 ( $\text{LCBH} \geq 6 \text{ km}$ ; 2월 3일)에 LWD 플럭스는 약  $220 \sim 230 \text{ W m}^{-2}$ 를 나타내었다. 한편 따뜻한 날 ( $-2 \sim -1^\circ\text{C}$ , 2월 4-5일 및 8-9일) 저층운 ( $\text{LCBH} \leq 2 \text{ km}$ )이 있는 경우에 LWD 플럭스는 약  $300 \text{ W m}^{-2}$ 를 나타내었다. 또한, LWD 플럭스와  $T_s$ 는 2010년 2월 4일 00UTC부터 몇 시간 내에 각각 약  $60 \text{ W m}^{-2}$  및  $4^\circ\text{C}$  만큼 급격히 증가했다. 이와 비슷한 급격한 감소가 2010년 2월 6일에 관측되었다. LWU 플럭스의 변동은 LWD 플럭스의 변동과 유사하지만 좀 더 작은 폭으로 나타났다. 저층운이 있고 따

뜻한 날에는  $T_s$ 가 비교적 일정하고 LWN이 거의 0에 가까운 반면, 구름이 없는 상태에서는  $T_s$ 가 떨어지고 LWN이 약  $-40 \sim -50 \text{ W m}^{-2}$ 로 나타났다. 이러한 LWN의 변화는 겨울 동안 SHEBA 현장에서 맑고 흐린 조건에서 관측된 결과와 일치한다 (Stramler et al., 2011).

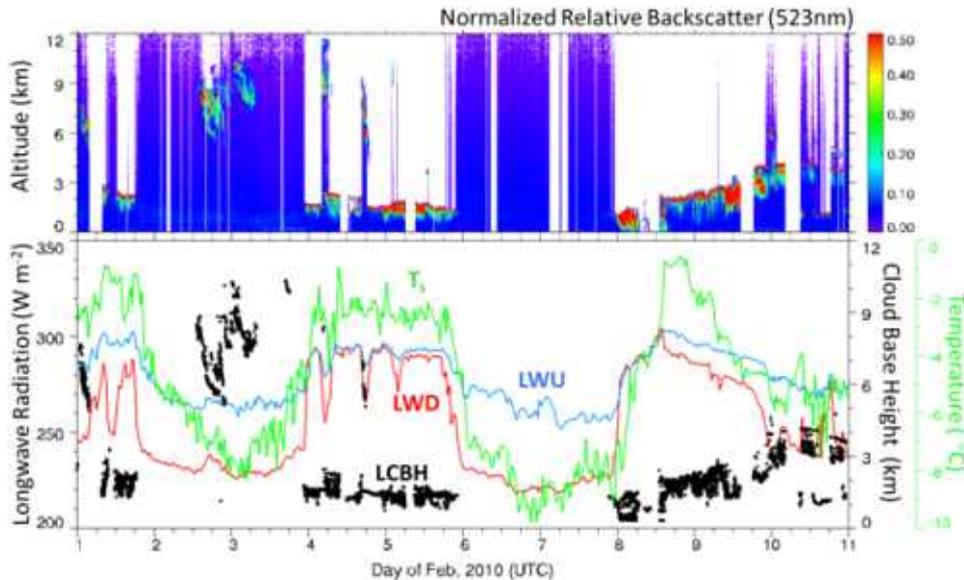


Figure 3.1.37 Cloud, longwave radiation and near-surface temperature measurements at Ny-Ålesund, Svalbard, from 1 to 10 February 2010: (upper panel) Lidar-derived backscattering intensity at 523 nm wavelength, (lower panel) near-surface temperature ( $T_s$ ; green), upward (blue) and downward (red) longwave radiation (LWU, LWD), and cloud base height (LCBH; blackdot) estimated from lidar measurements.

그러나, 약 2일 주기로 따뜻한 공기와 차가운 공기가 전환될 때는, 저층운만의 영향으로 따뜻한 날의 표면 LW 플럭스와  $T_s$ 가 급격히 변화하지는 않는다. 이는 니알슨 지역으로 온난 이류가 발생할 때 LWD 플럭스 및  $T_s$ 의 증가가 동시에 관측되기 때문이다. 구름과 LWD 플럭스 및  $T_s$  간의 관계에 대해 더 정확히 알기 위해 2004년부터 2013년 겨울철 기간에 구름이 없는 조건과 흐린 조건( $LCBH \leq 2\text{km}$ ,  $LCBH > 2\text{km}$ )에 대해  $T_s$ 의 분포를 살펴보았다 (그림 3.1.34). 구름이 없는 조건에서 평균  $T_s$ 는  $-14.5 \pm 5.7^\circ\text{C}$ 의 분포를 보였지만 저층운이 있는 경우에는  $-7.4 \pm 6.1^\circ\text{C}$ 를 나

타내었다. 앞서 보였듯이  $T_s$  변동이 저층운의 분포와 밀접하게 연관되기는 하지만 저층운의 지속시간이 커다란  $T_s$  변화를 이끌어내기엔 짧다. 니알슨 지역에서 저층운 조건 중 75 percentile은 약 2.3일 지속된다. 구름이 없거나 고층운 조건은 각각 0.8일과 0.5일로 분석되었다 (그림 3.1.35).

지역규모 순환장과 니알슨 지역 구름의 변화 사이 관계를 조사하기 위해 겨울철 850hPa 기압면 평균 고도장과 바람장을 분석하였다(그림 3.1.33). 일반적으로 반영구적인 아이슬란드 저기압이 그린란드 남쪽에 자리하고 있어서 겨울철 북극지역에서의 사이클론 경로와 강도에 영향을 준다 (Serreze et al., 1997, 그림 3.1.36). Brümmer et al.(2000)에 따르면 그린란드와 스피츠베르겐 사이의 Fram Strait에서 활발한 사이클론 생성이 자주 관찰된다. 니알슨에서 저층운( $LCBH \leq 2\text{km}$ )이 관찰되었을 때는 북대서양으로부터 따뜻하고 습한 공기가 남풍 또는 남서풍을 타고 스피츠베르겐으로 유입된다. 반면, 니알슨에 구름이 없는 날에는 북동풍에 의해 춥고 건조한 공기가 북극 중앙부에서 니알슨 지역으로 이류해온다. 이러한 기류는 그린란드 지역의 강한 고기압, 노르웨이해 및 바렌츠해 지역의 저기압, 그리고 아이슬란드 저기압의 약화에 따라 형성된다.

월평균 데이터로부터 계산할 경우  $\Delta T_s$ 는 CRF ( $\Delta LWD$ )와 양의 상관관계가 있다. 며칠의 시간 규모에 대한 CRF는 월 평균보다 클 수 있지만 한랭 이류와 연관된 급격한  $T_s$  감소 때문에 지표면 온도 상승을 유도할만큼 충분히 축적되지는 못할 수 있다. 구름이 LW 플럭스와  $T_s$ 에 미치는 영향을 보다 정확히 평가하기 위해서는 니알슨처럼 단기적 온난이류와 한랭이류가 관측되는 지역에서 지역규모 순환장 역시 고려되어야 한다.

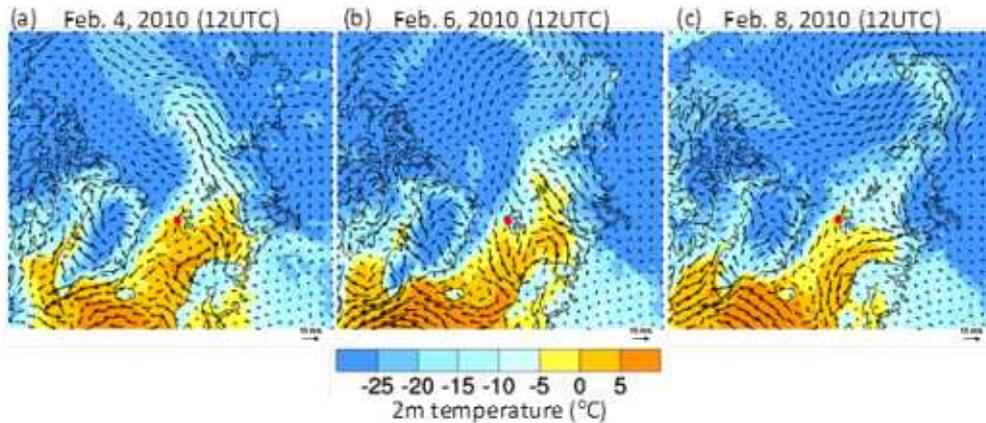


Figure 3.1.38 Near-surface temperature (shaded) and 10 m wind fields (arrow) from Arctic System Reanalysis (ASR) on (a) 4 February, (b) 6 February, (c) 8 February 2010. The red dot in each figure indicates the location of the Ny-Ålesund station. From Figure 5, the weather can be recognized as clear and cold on 6 February, and cloudy and relatively warm on 4 and 8 February.

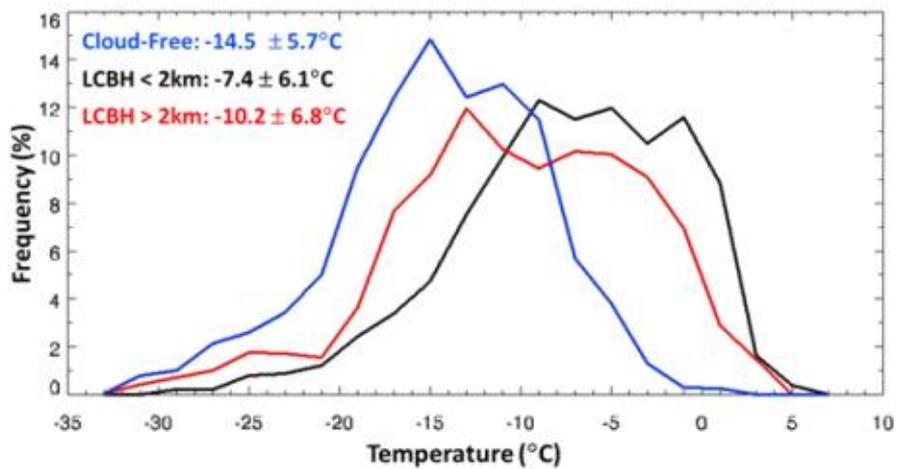


Figure 3.1.39 Frequency distribution (%) of near-surface temperature for cloud-free (blue), LCBH < 2 km (black) and LCBH > 2 km (red) conditions.

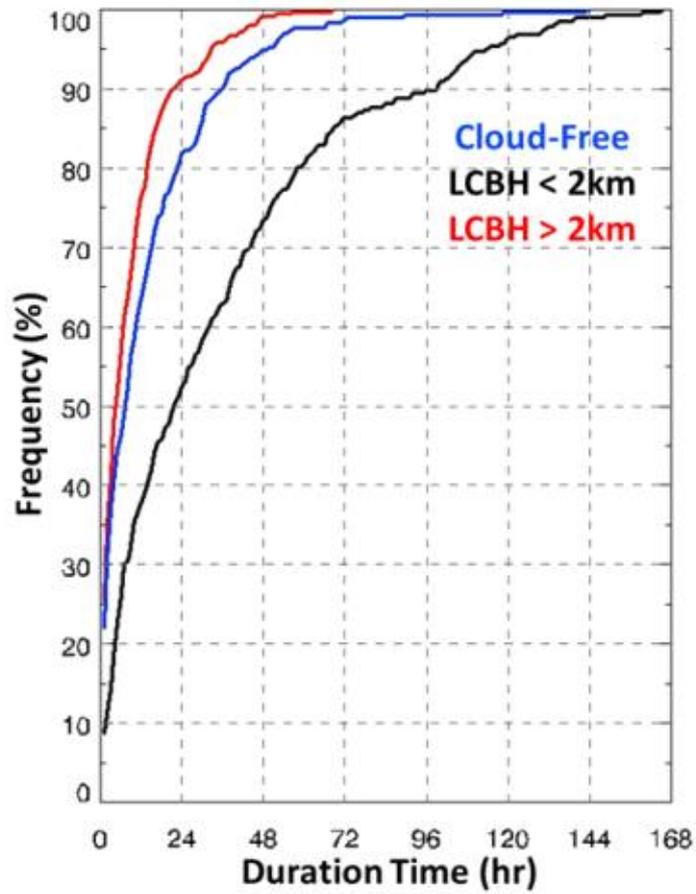


Figure 3.1.40 Cumulative frequency distribution (%) of cloud duration (in hours) for cloud-free (blue), LCBH < 2 km (black) and LCBH > 2 km (red).

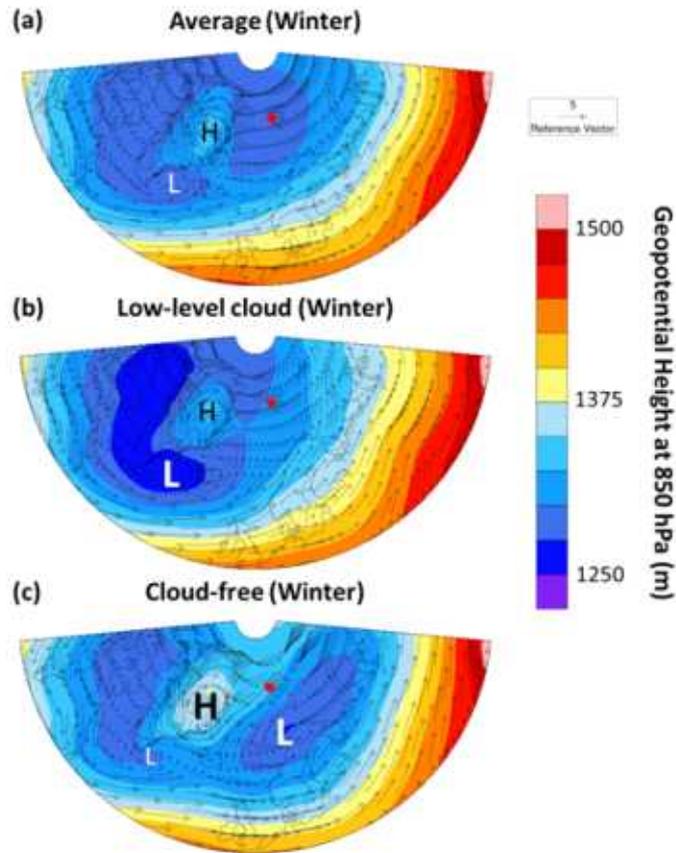


Figure 3.1.41 Geopotential height and wind field at 850 hPa pressure level over North Atlantic sector of Arctic during winter averaged from 2004 to 2013: (a) overall period, (b) low-level cloud conditions and (c) clear conditions at Ny-Ålesund. The red dot indicates the location of Ny-Ålesund station.

## 마. 요약

우리는 스발바르 니알슨 지역에서 관측한 10년(2004-2013) 관측자료를 사용하여 구름과 지표면 SW 및 LW 플럭스의 월별 변동을 분석하였다. 또한 구름과 지표면 LW 플럭스와의 관계, 겨울철 운량, 지표면 LW 플럭스 및 Ts에 대한 지역 규모 대기 순환으로 인한 온난이류 및 한랭이류의 영향을 분석하였고 그 주요 결과는 다음과 같다.

○ MPL 자료로부터 구한 CF는 여름에 더 높은 CF (7월: 0.9)와 겨울에 낮은 CF (2월: 0.79)로 뚜렷한 월별 변동을 보였다. SWD 플럭스는 3월부터 단조증가하여 6월에 최대치(약  $200 \text{ W m}^{-2}$ )를 나타냈다. 반면 LWD 플럭스는 2월에 약  $200 \text{ W m}^{-2}$ 에서 7월에 약  $300 \text{ W m}^{-2}$ 로 점차 증가했다.

○ LWD와 LWU 플럭스 및 그 차이 (LWN)은 겨울철에 LCBH가 낮고 CF가 클수록 증가하였다.

○ 월 평균  $\Delta\text{LWD}$ 는  $\Delta\text{T}_s$ 와  $R^2 = 0.68$ 의 양의 상관관계를 보인 반면, 비슷한 계수를 ( $R^2 = 0.66$ ) 보인 30분 평균  $\Delta\text{T}_s$  및  $\Delta\text{LWD}$ 는 더 크게 산란되어 분포하였다.  $\Delta\text{LWU}$ 는 30분 평균 ( $R^2 = 0.93$ ) 및 월 평균 ( $R^2 = 0.92$ ) 데이터 모두에서  $\Delta\text{T}_s$  증가에 선형적으로 증가하였으며, 이는 LWN 플럭스의 증가가  $\text{T}_s$  증가에 영향을 줄 수 있음을 의미한다.

○ 니알슨 지역에서 며칠 시간 규모로  $\text{T}_s$ , CF 및 LWD 플럭스의 급격한 변화는 한랭이류 및 온난이류와 밀접한 관련이 있다.

○ 저층운 ( $\text{LCBH} \leq 2\text{km}$ ) 조건에서 평균  $\text{T}_s$ 는 북대서양과 바렌츠 해에서 이류 해오는 상대적으로 따뜻한 기단으로 인해  $-7.4 \pm 6.1^\circ\text{C}$ 로 추정되었습니다. 이와 대조적으로, 구름이 없는 날의 평균  $\text{T}_s$ 는 북극으로부터의 한랭이류로 인해  $-14.5 \pm 5.7^\circ\text{C}$ 를 나타냈다. 그러나 니알슨의 한랭이류 및 온난이류 전환으로 인해 저층운의 지속 시간이  $\text{T}_s$  변화를 유발하기에 충분하지 않을 수 있다. 니알슨 지역에서 저층운의 75%는 약 2.3일까지 지속되었으며, 구름이 없는 상태와 고층운은 약 0.8일 및 0.5일 동안 지속되었다. 이는 이 지역에서의 단기적 현상이 월 평균보다 큰 CRF를 가질 수도 있지만 온난이류 조건에서 CRF 축적이 충분하지 않아 한랭이류시의  $\text{T}_s$  급감을 상쇄할 만큼 지면 온도 상승을 유도하지 못할 수 있다는 것을 의미한다. 보다 구체적으로, 지역 규모 순환과 관련된 표면 LW 플럭스 및 T의 변화는 월별 또는 계절별 평균 데이터에 반영되지 않을 수 있다. 따라서 겨울철 북극의 북대서양 섹터에서 구름 LW 효과를 보다 정확하게 추정하기 위해서는 시간적으로 고해상도의 구름 및 LW 플럭스 데이터를 사용해야 한다.

### 3.1.3 아라온 기반 해상 관측망 구축

#### 가. 기존 아라온호 기상 관측 개요 (사업 수행 전)

쇄빙연구선 아라온호는 2009년 진수 후 매년 북반구 하계 북극 연구 항해를 수행해오고 있다. 아라온호에는 연속 기상 관측을 위한 타워가 두 군데 있는데, 하나는 배 앞부분 선수의 타워(foremast)이고 다른 하나는 배 중앙 선교 위의 레이다가 있는 타워(radarmast) 상층부이다. 2016년 이전까지 아라온호에는 선상 종합 기상 관측은 기본 기상변수인 기온, 습도, 풍향, 풍속, 기압, 복사 관측인 태양 복사, 지구 복사, 미기상 관측인 에디 공분산 운동량속 및 난류 열속(현열, 잠열), 라이다의 상층 입자 원격탐사 등이 있었다. 그러나 에디 공분산이나 라이다는 장비가 파고가 높은 해상, 충격이 있는 극지 해빙 환경, 추운 결빙 환경 등에서 잦은 고장이 발생하여 선상 관측 활용성이 낮아 관측기반 연구가 거의 이루어지지 않았다. 그리하여 기존에 있던 에디 공분산과 라이다 장비는 철수되었고 기본 기상 관측과 복사 관측 센서의 노후화로 관측 품질의 저하가 발생하고 있어 본 과제 시작 전에 아라온호 선상 기상 관측은 축소되었던 상태였다 (Fig. 3.1.37). 그러나 어려운 환경에서도 진보된 부분이 있는데, 이전에 수행하지 않았던 라디오존데 상층 기상 관측 활동을 시범적으로 북극해에서 하루 2회(00, 12 UTC) 수행하여 자료 획득에 성공한 것이다. 이에 2015년 8월에는 북극해 해상부터 성층권 하부까지 기온, 습도, 기압, 풍향, 풍속과 같은 기본 기상변수의 연직 프로파일 자료가 처음 획득되었다. 이는 과제 시작한 2016년 이후 극지 예측의 해 (Year of Polar Prediction, YOPP) 활동에 참여하여 꾸준히 라디오존데 관측 활동을 수행할 수 있었던 동기가 되었다.

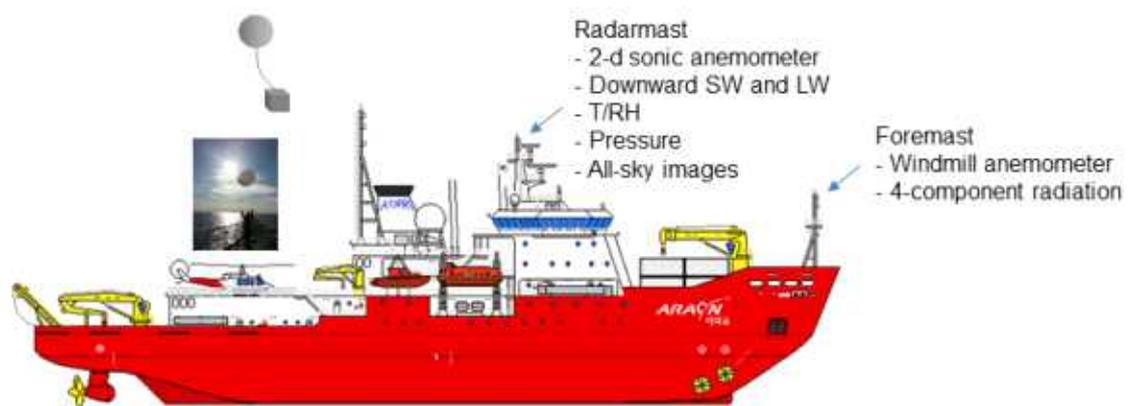


Figure 3.1.42 2015년경의 아라온호 북극 해상 기상 관측 개요

## 나. 선상 기상 관측 체계 수립

노후화되어 유명무실해지고 있는 아라온호의 선상 기상 관측은 2016년 선상 기상 센서들에 대한 대대적인 재정비를 통해 회복되었는데, 선수 타워와 선교 위 레이다 타워에서 기상 요소들을 동시 관측 할 수 있게 하여 한 곳 이상 시에도 다른 곳에서 자료가 나올 수 있도록 환경을 구축하였다 (Figs. 3.1.38, 3.1.39). 아라온호 기상 관측 재정비와 라디오존데 비양과 같은 상층 기상 프로파일 관측 활동을 통해 아라온호 기상 자료의 활용성은 크게 향상되었다. 때마침 2016년 8월 북극항해에서는 강한 스톱 주변 관측을 수행하여 특히 기상 이벤트에 대한 희소성 높은 자료들이 수집되어 해당 이벤트에 대한 연구에 활용될 수 있었다.

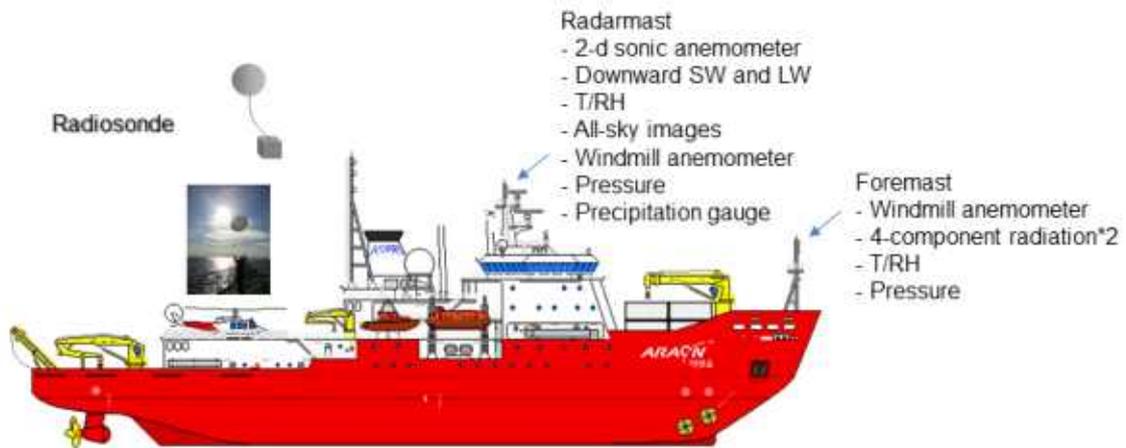


Figure 3.1.43 2016년의 아라온호 북극 해상 기상 관측 개요

상층 기상 관측 활동 강화의 일환으로 라디오존데 관측 수행에 더해 반구 하늘 사진을 찍을 수 있는 독일 Schroeder 사의 모델을 일본 Eko 사가 도입한 Eko SRF-02 모델의 전천카메라를 아라온호에서 운영하기 시작하였다 (Fig. 3.1.40). SRF-02 전천카메라는 가시 영상을 어안 렌즈로 촬영 후 곡면 하늘을 무한 평면 하늘로 투영하여 하늘에 구름이 어디에 얼마나 있는지 분석할 수 있는 기능이 있다. 다만 RGB 영상에서 어둡고 푸른 곳은 맑은 하늘, 하얗고 밝은 곳을 구름으로 인식하는데 고위도 북극에서는 큰 태양 천정각으로 수평선 근처에서 오는 햇빛이 구름에 큰 압력을 만들어 어두운 구름이 많이 생기는 것으로 인해 기본 구름 탐지 프로그램에 오차가 많은 단점이 있다.



Figure 3.1.44 2016년 정비된 아라온호 선수 타워(좌)와 레이더 타워 상부(우) 기상 관측소 모습

2016년에 대대적으로 기상 관측 재정비를 하였으나 재정비 시간이 짧아 고정 방법을 용접이 아닌 봉을 추가로 덧대어 고정하는 방식을 주로 사용하였기 때문에 이후 매년 남극항해 후 장비 유실 등 심한 손상이 있었다. 이에 수리와 재정비가 필요하여 매년 북극항해 전 강화 작업을 수행하였다. 이후 용접으로 고정하고 강화된 고정형 구조물 추가 등을 통해 센서를 설치하는 정비를 하였고, 북극해 기본 선상 기상 연속 관측을 매년 정상적으로 수행하고 자료를 확보할 수 있었다.

앞서 아라온호에 상층 구름/에어로졸 입자 탐지용 라이다 장비가 있었는데 철수되었음을 얘기하였다. 하지만 구름 관측 강화를 위해 라이다 장비가 필수적이었기 때문에 본 사업에서 좀 더 안정적인 소형 장비인 미국 시그마 스페이스 사의 마이크로펄스라이다(micro pulse lidar, MPL)로 결정하여 구축을 준비하였고 2017년 북극항해 전 도입 및 설치를 완료할 수 있었다. 2017년 봄 장비 수입 전 5월에 아라온호 설치 위치를 점검하여 컴파스텍 설치를 잠정 결정하였으나 계획한 위치에 위성수신안테나가 먼저 설치되어 계획을 변경하여 원래 라이다가 있었던 4 Deck 중앙의 열린 공간에 설치하기로 하였다. 장비는 2017년 6월에 국내 수입되어 우선 육상 테스트 및 비교를 위해 다른 라이다 장비가 있는 서울대에 설치하여 6월~7월초 약 2주간 비교 관측을 수행하여 성능 검증을 하였다. 이후 아라온호로 가져와 2017년 7월 중순 설치를 완료하였다 (Fig. 3.1.40). 설치 후 첫 시험 관측은 2017년 북극항해 기간 중 수행되었는데 1항차(8월 7일~8월 25일)와 2항차(8월 27일~9월 15일) 기간에 대해 다양한 날씨 조건, 열린 해양 조건, 해빙 표면 조건 등 다양한 환경에서 연속 관측 수행을 기대하였으나 자료 수집기 작동이 8월 핵심 기간 중 멈춰 해빙이 있는 곳의 표적 관측이 수행되지 못하였다. 다행히도 1항차 후반부에 문제가

해결되어 2항차 알래스카 연안 관측은 모두 수행되었다. 이후 2018년과 2019년 북극항해에서는 2017년의 실패 사례를 거울 삼아 장비 모니터링을 수시로 하여 안정적인 작동을 유지시켜 항해 전 기간 관측 수집을 성공적으로 수행할 수 있었다.

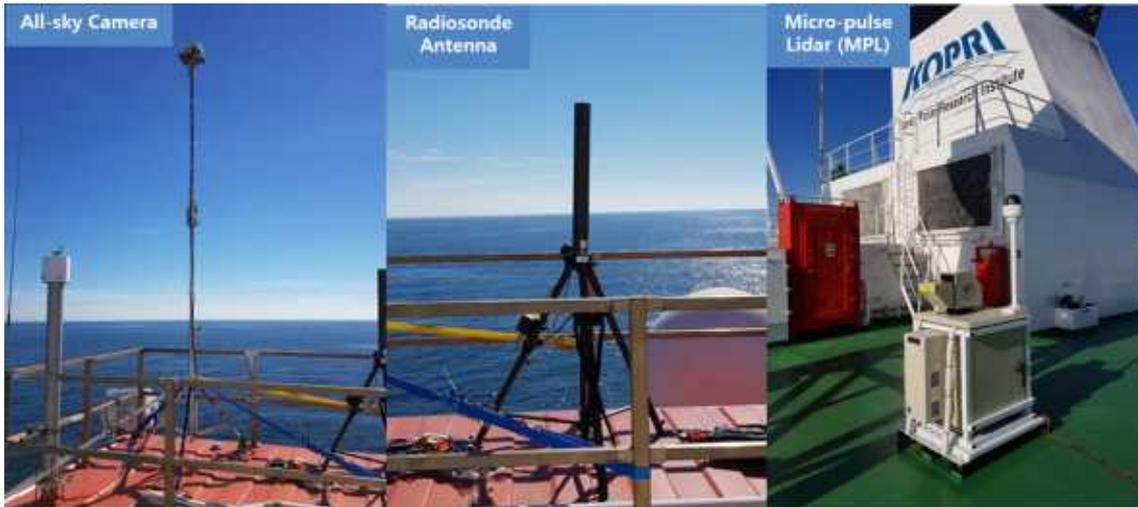


Figure 3.145 아라온호의 상층 대기 관측용 장비들: (좌) 전천카메라, (중) 라디오존데 수신 안테나, (우) 마이크로펄스라이다

이렇게 지난 수년간의 노력으로 아라온호의 해상 표면 연속 관측과 상층 기상 집중 관측이 북극항해 기간 중 정상 수집되는 상태에 이르렀고 수집한 자료를 이용한 연구 활동이 수행될 수 있었다. 해당 연구들은 본 보고서의 3.1.4절, 3.2.2절, 3.2.3절에 수록되어 있다.

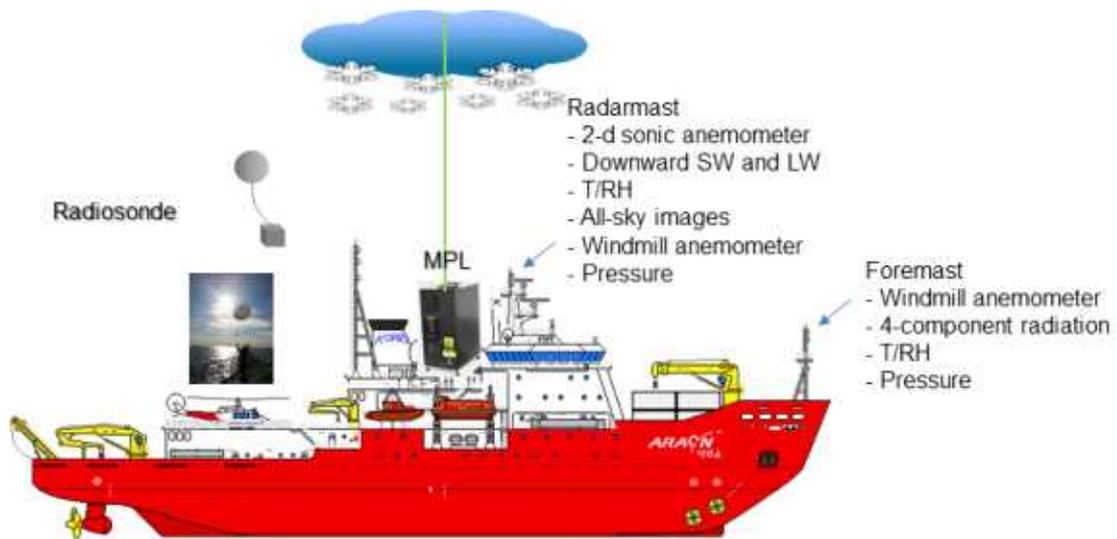


Figure 3.146 2017년 이후 정립된 아라온호의 북극 해상 기상 관측 활동 개요

### 3.1.4 아라온 관측 여름철 북극 복사 플럭스/온도와 구름의 관계

#### 가. 배경 및 목적

3.1.3절에서 아라온호에 강화된 해상과 상층 종합 기상 관측자료는 해상과 상층의 기상 상태, 구름, 복사 등을 포함하고 있다. 이러한 관측 강화의 목적은 북극해 여름철의 구름의 하방 복사 조절 효과와 해면 상태(수온, 해빙농도), 표층 기온 변화의 관계를 연구하고자 함이었다. 구축한 장비를 통한 북극해 종합 기상 관측은 2017년부터 시도하였으나 2018년에 처음으로 성공적으로 수행되었다. 선박의 이동에 따라 6시간 간격의 라디오존데 비양과 MPL 연속 관측이 동시에 생산되어 상층 정보를 산출할 수 있었고, 선상에 있는 센서에서 수집된 해상 기상 연속 관측을 함께 활용하여 여름철 북극 복사 플럭스/온도와 구름의 관계에 대한 연구를 추진할 수 있었다.

그 동안 북극 구름과 지표온도, 해빙 간의 관련성에 대해 많은 연구들이 있었다. Beesley (2000)는 모델링을 통해 구름의 표층 에너지 수지 영향을 연구하였는데, 하층운 증가는 얼음 두께를 두껍게 하고 상층운 증가는 얼음 두께를 얇게 하는 결과를 산출하였다. Francis and Hunter (2006)는 위성의 적외 사운딩 자료 분석하여 해빙이 줄어들어 가는 것은 하방 장파 구름 복사 강제력과 양의 상관성이 있음을 보였는데, 수상 구름이 광학적으로 더 두꺼워 방출율이 크고 하방 장파 복사를 더 많이 내보내기 때문임을 주장하였다. Shupe and Intrieri (2004)는 구름의 위상, 온도, 고도가 구름 복사 강제력에 강한 영향을 미침을 1997-98년 SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic) 프로그램 관측 기반으로 보였다. 연구 수행 결과 장파 복사에 대하여 복사적으로 유의한 구름의 대부분은 4.3 km 보다 낮은 구름 하부 높이와 영하 31도 보다 높은 구름 온도를 가지고 있다고 얘기하였다.

구름의 복사 효과는 계절적으로 바뀌는데, 대부분 연구들은 구름이 여름을 제외하고 따뜻해지게 하는 효과가 있음에 동의하였다. 구름에 의한 장파 방출이 지표를 따뜻하게 하고 입사 단파 복사의 산란이 여름에는 냉각시킨다. 여기서 냉각 효과가 큰 음의 구름 복사 강제력(구름의 존재가 단파 냉각을 더 크게하는 상황)의 시기와 지속 기간에 대해서는 의견이 분분하다. Intrieri et al. (2002)은 SHEBA 자료를 통

해 한여름의 수 주 동안만 구름 복사 강제력이 음임을 보였다. Curry and Ebert (1992)는 한여름 2주 정도만 제외하고 연중 대부분 구름 복사 강제력은 양수임을 주장하였다. 반면, Walsh and Chapman (1998)은 재분석 자료와 러시아 관측소 측정값을 분석한 결과 음의 구름 복사 강제력이 5월부터 7월까지 지속됨을 추론하였고, Vavrus (2004)는 북극 구름을 잘 표현한다고 한 GCM 모의 결과 6월부터 8월까지 음의 구름 복사 강제력이 나타남을 확인하였다. Kay et al. (2008)은 서북극에서 구름이 적은 상황이 2007년의 급격한 해빙 감소를 유발했음을 보고하여 구름이 적은 여름에 더 많은 태양 복사 유입의 효과가 중요함을 뒷받침하였다. Eastman and Warren (2010)은 북극은 낮은 층운에 의해 지배되는 구름 덮임의 계절 변화가 뚜렷함을 얘기하였는데, 여름에 중층 강우 구름이 적어진 해에 9월 해빙면적이 줄어드는 경향이 있고 9월 낮은 해빙면적 이후 가을에 하층운 늘어나는 경향이 있다고 하였다. 해빙이 적은 해에 총 운량이 더 많은 것 같고, 봄과 가을에 구름 덮임과 지상 기온 간에 양의 상관성이 있음을 얘기하였다.

이처럼 구름에 의한 복사 조절과 북극 표면에 나타나는 해빙이나 기온 변화와의 관련성 연구가 되었으나 북극 해상 및 결빙 지역에서 현장 관측 기반 구름, 복사 플럭스, 기온, 해빙농도 등의 관계에 대한 연구는 SHEBA 이후 거의 이루어지지 않았다. 이에 본 사업에서 구축된 아라온호의 선상 기상, 구름, 복사 통합 관측 기반으로 아라온이 주로 항해하는 늦여름-초가을에 대해 처음으로 종합 관측이 성공한 2018년을 대상으로 연구를 진행하였다.

## 나. 연구 자료 및 방법

2018년 선상 연속 관측이 수행된 기간과 배의 경로는 Fig. 3.1.42에 나타내었다. 북극항해 1항차는 8월 5일부터 25일까지 해빙농도가 다양한 구간에서 해상 관측이 진행되었고, 2항차는 8월 28일부터 9월 17일까지 해빙이 거의 없는 해역에서 주로 관측이 진행되었다. 관측은 해상 표면 근처의 연속 기본 기상 관측, MPL의 연직 레이저 투사를 통한 구름/에어로졸 입자 연직 분포 탐측, 그리고 6시간 간격의 정기적인 라디오존데 풍선 비양을 통한 상층 기상 프로파일 관측을 포함한다.

수집한 관측 자료를 종합하여 우선 시계열 비교를 수행하고, 선정된 조건에 따른 관측값의 분포를 박스 플롯을 통해 해석하였다. 조건은 풍향, 기온, 해빙농도 등을 선정하였다. MPL 자료의 NRB(Normalized Relative Backscatter)를 이용하여 구름

하부 고도 (Cloud Base Height, CBH)를 wavelet 방법을 통해 추정하였고, 인접 시간의 라디오존데 온도 프로파일 값을 통해 구름 하부 온도 (Cloud Base Temperature, CBT)를 추정하였다. 다만 라디오존데 관측은 6시간 간격이므로 구름 하부 온도 추정값에는 불확실성이 있다.

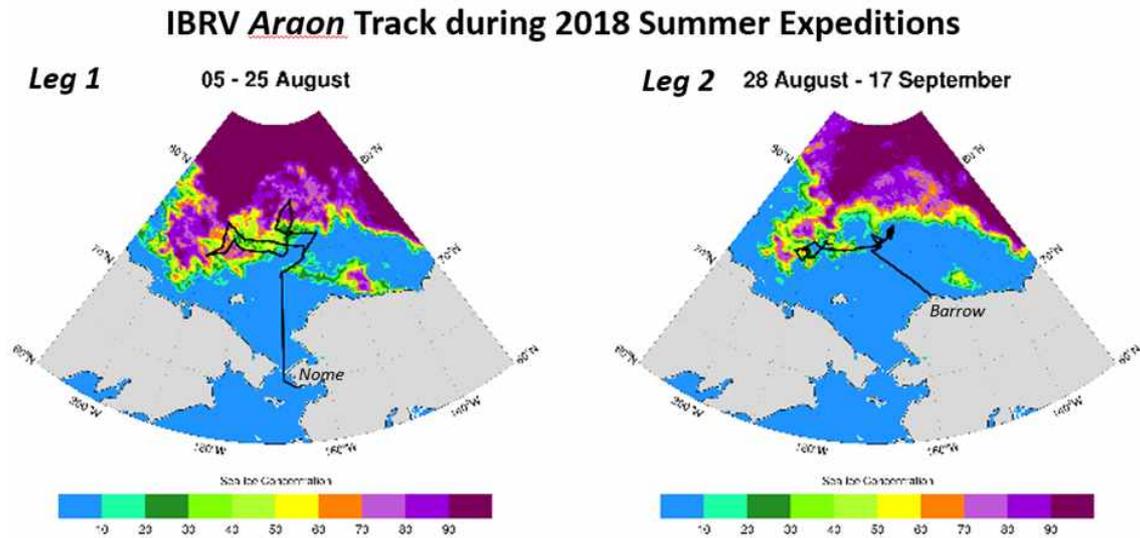


Figure 3.1.47 2018년 하계 아라온호 북극항해 경로 (검은 실선) 및 기간 평균 해빙농도 (단위: %): (좌) 1항차, (우) 2항차

## 다. 결과

Figure 3.1.43은 라디오존데의 기온 연직 프로파일 관측을 온위(potential temperature)로 나타낸 시계열과 풍속 연직 프로파일의 시계열, 그리고 MPL의 NRB 관측값과 CBH 계산 추정값의 시계열을 보여준다. 연직 프로파일은 대류권 상부인 약 8 km 고도까지 표출하였다. 8월 26일부터 28일까지는 항차 전환기로 라디오존데 관측을 수행하지 않았기 때문에 공백이 있다. Figure 3.1.44에는 아라온호의 위치 정보 중 위도와 기상 관측소의 기압, 상대습도, 기온 관측 시계열을 나타내었다. 시계열에서 회색으로 칠해진 기간은 북위 73도 이남 구역으로 선상 관측 자료 분석 결과 북위 73도 이남에서는 기온의 분포가 북극권으로 완전히 접어들지 않았기 때문에 제외하였다. Figure 3.1.45는 하방 단파 및 장파 복사량, MPL에서 추정된 구름 하부 고도(CBH), CBH와 라디오존데 온도 프로파일 관측을 같이 이용한 구름 하부 온도(CBT) 추정치, 그리고 위성자료에서 산출한 선박 주변의 해빙농도를 보여준다.

북극 해상의 기온은 대체로 영하 5도에서 영상 2도 사이에서 움직였고, 8월 중순과 말의 두 건조 이벤트 이외에 상대습도는 대체로 90% 이상이었다. 상대습도 건조 이벤트는 기압이 떨어지기 전, 즉 저기압이 다가올 때 일어나는 경향이 있었다. 관측 기간 중 잦은 전선 동반 저기압 이벤트가 있었는데, 8월 중순의 이벤트는 주목할 만한 점이 있다. 강한 저기압 이벤트 직전 맑고 습도가 낮고 대류권 전체가 따뜻한 후 기압이 내려가면서 구름이 덮이고 기온이 하강하였다. 어떤 풍계에 건조 이벤트가 나타나는지 알아보기 위해 Fig. 3.1.46에 풍향에 따른 상대습도의 통계 분포를 나타내었다. 분석 결과 습도 하강은 서풍 계열(서, 남서, 북서)에서 나타났다. 유추해보면 저기압이 다가올 때 서풍 계열이 나타나는 곳은 저기압의 남쪽 반원이고 이곳에서 건조한 공기의 온난 이류가 나타났던 것으로 판단할 수 있다. 한편, 구름과 복사 분석을 살펴보면 두꺼운 하층운이 있을 때 하방 장파 복사는 일 최고값 기준으로 크게 수백  $W m^{-2}$  정도까지 감소하고, 하방 장파 복사는 대략  $50 W m^{-2}$  정도 증가했음을 알 수 있다.

기온이나 해빙농도 조건에 따라 다른 측정 변수(CBH, CBT, 하방 장파 복사, 풍속, 상대습도)들의 분포가 어떻게 달라지는지 살펴보기 위해 Fig. 3.1.47에 변수마다 해빙과 기온 조건을 달리 두고 통계 분포를 구하여 나타내었다. 기온을 세 구간으로 나뉘었을 때 기온에 따른 CBH의 통계 분포를 보면 추운 구간에서는 CBH가 표면에 매우 근접하게 위치했고, 따뜻한 구간으로 갈수록 CBH가 높아지는 경향이 보였다. 이러한 경향은 해빙농도에 상관없이 나타났으나 해빙농도 70% 이상인 구간에서 뚜렷해지는 특징을 보였다. 열린 해역에서 하방 장파 복사는 기온이 높아짐에 따라 단조 증가하였다. 그러나 해빙 있는 곳에서는 증가 뿐만 아니라 따뜻할 때 낮은 하방 장파 복사 값들이 생기면서 분포가 넓어지는 것이 보였다. 이는 8월 중순과 말의 건조하고 따뜻한 이벤트 때문이었다. 풍속의 분포를 살펴보면 해빙농도에 상관없이 기온 상승에 따라 풍속은 증가하는 특징이 나타났다. 마지막으로 상대습도를 보면 열린 해역에서는 기온 증가에 따라 상대습도가 높아지는 경향이 보였으나 해빙있는 구역에서는 따뜻할 때 낮은 상대습도가 나타난 것으로 인해 낮아졌다. 이는 하방 장파 복사에 보이는 특징과 일맥상통한다.

Fig. 3.1.47의 통계 분포도에 사용된 원 자료의 산포도를 Fig. 3.1.48에 나타내었다. 첫 번째 행은 표면 기온과 하방 장파 복사 간의 산포도를 전체 자료와 각 해빙농도 구간에 대해 나타낸 것이다. 두 번째 행은 표면 기온과 CBH, 세 번째 행은 하

방 장과 복사와 CBH 간의 산포도이다. 산포도를 통해 Fig. 3.147의 통계 분포를 해석할 수 있다. 다수의 관측값에서 표면 기온과 하방 장과 복사 간에 양의 관계를 보이고 있으나 맑고 따뜻한 이벤트가 있었던 것이 이러한 양의 선형 관계를 깨뜨림을 알 수 있다. 늦여름에 날씨에 따라 구름 복사 효과에 의한 표면 기온 영향이 달라지고 있음을 의미한다. 표면 기온과 CBH 간의 산포도를 보면 Fig. 3.147에 나타난 것처럼 기온 증가에 따라 높은 CBH 관측의 증가가 나타났다. 그리고 선형 관계는 뚜렷하지는 않으나 예상대로 낮은 CBH에서 더 높은 하방 장과 복사를 보이는 경향이 보였다.

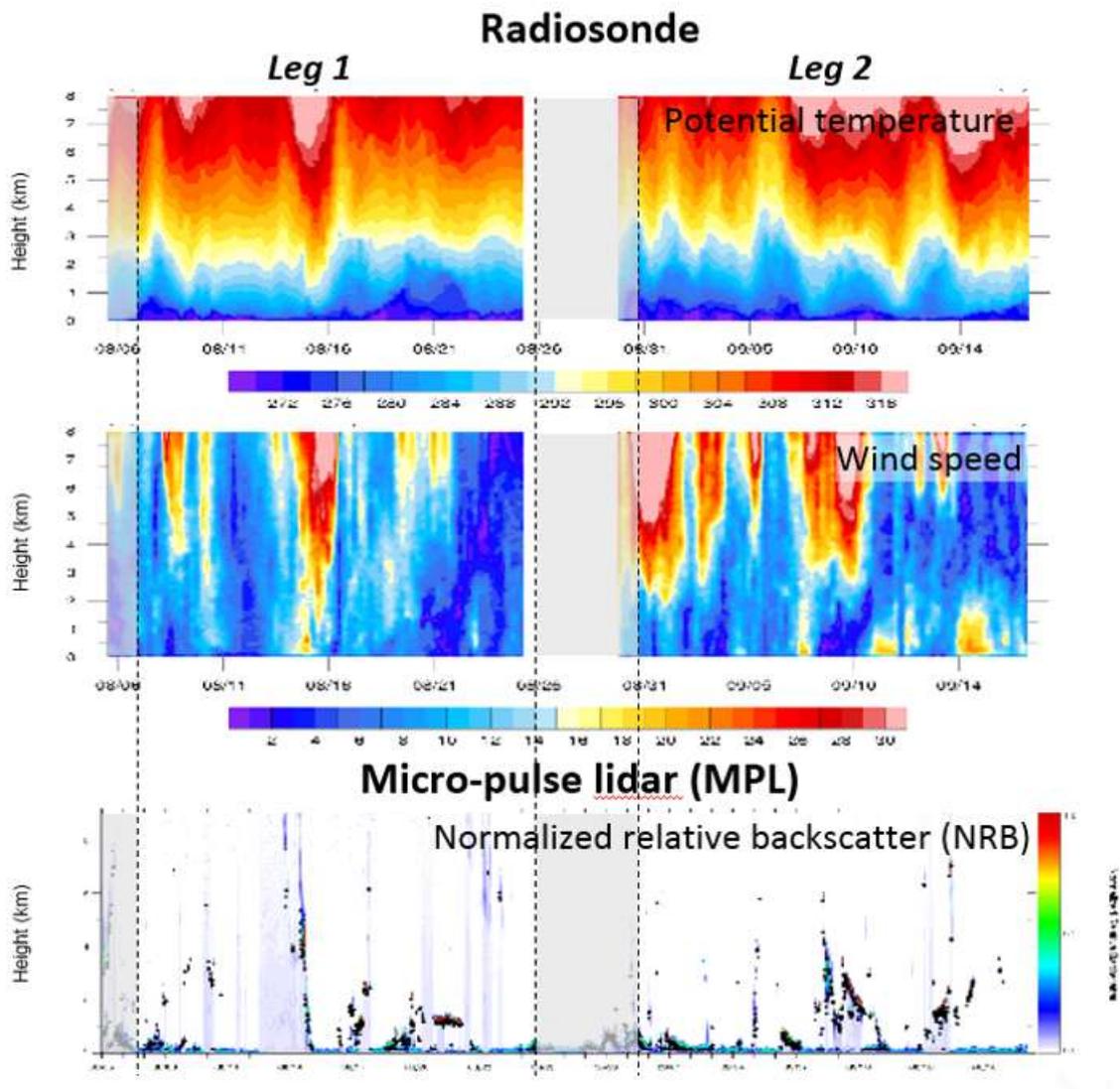


Figure 3.148 기상 관측 시계열: (상) 라디오존데 관측 온도, (중) 라디오존데 관측 풍속, (하) MPL 관측 표준화된 상대 후방산란 (NRB)

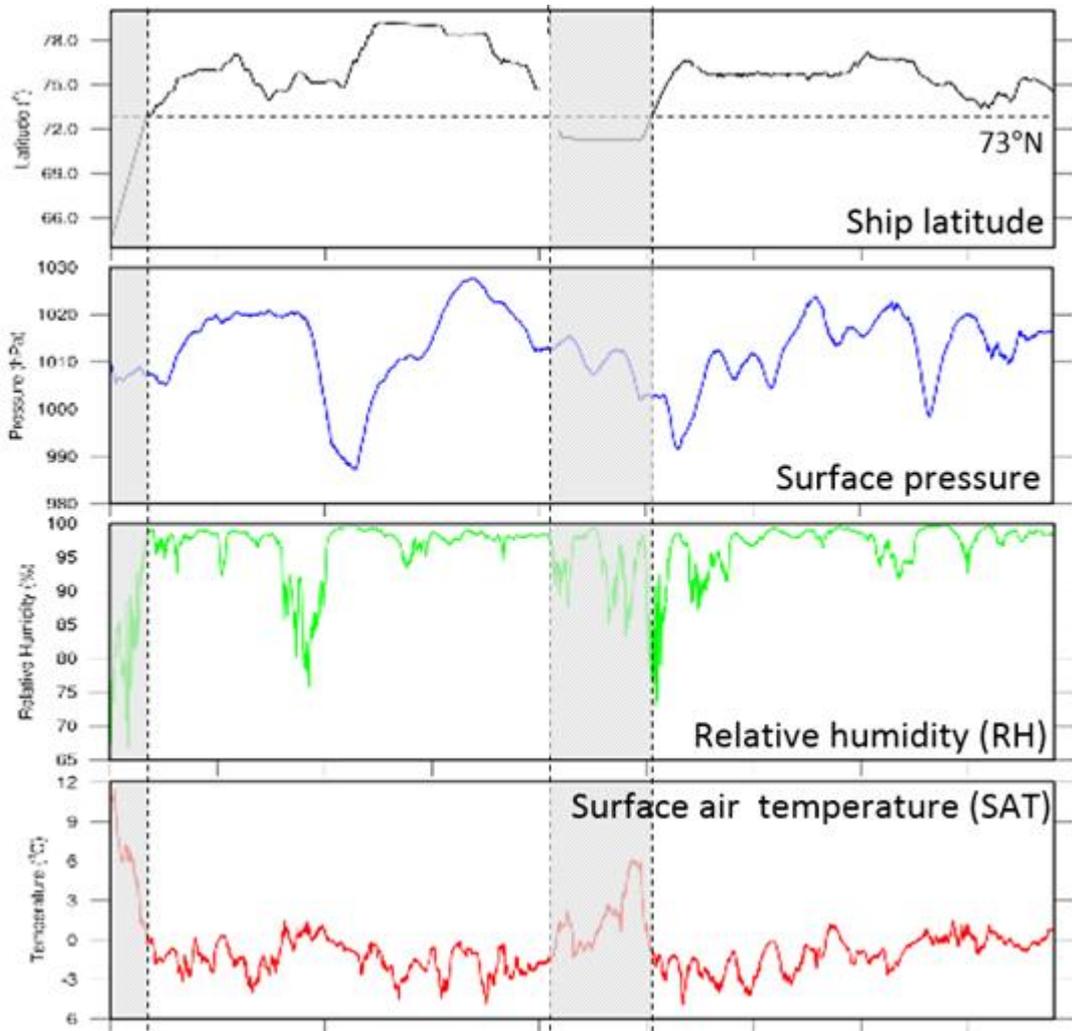


Figure 3.1.49 기상 관측 시계열: 위부터 아래로 각각 위도, 기압, 상대습도, 기온을 나타냄

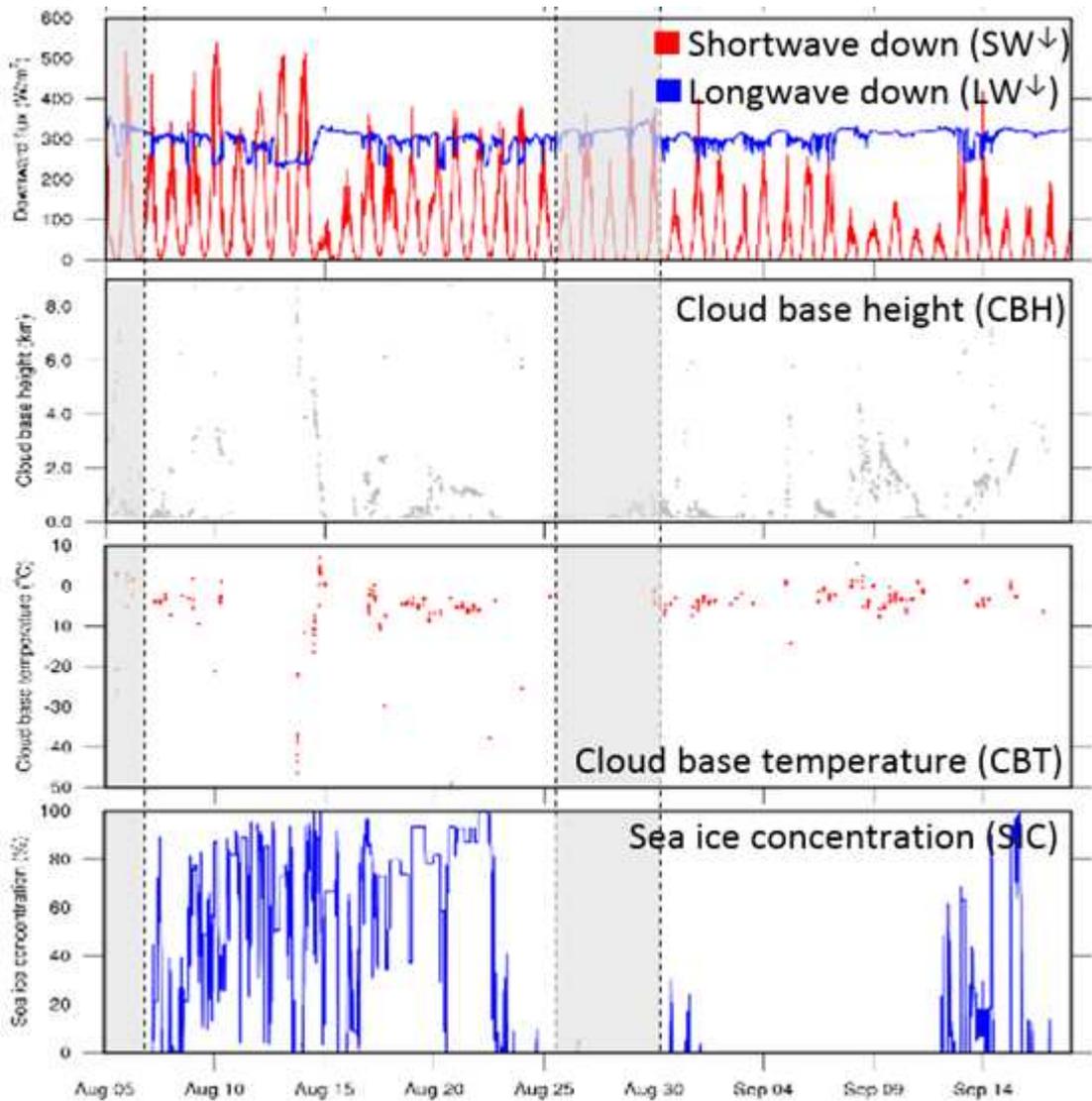


Figure 3.150 기상 관측한 (1행) 하방 복사(단파: 빨간색, 장파: 파란색), (2행) MPL의 NRB 자료로부터 추정된 구름 하부 고도 (CBH), (3행) CBH와 라디오존데 기온 프로파일 관측으로부터 추정된 구름 하부 온도 (CBT)의 시계열. 위성 기반 해빙농도 자료로부터 추출한 선박 경로 상의 해빙농도 변화 시계열

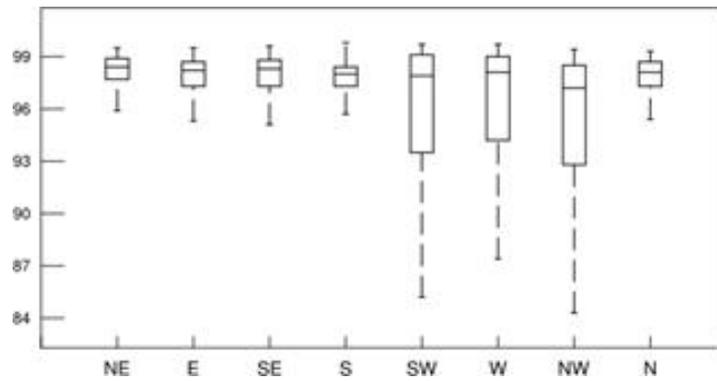


Figure 3.1.51 풍향에 따른 상대습도의 통계 분포도

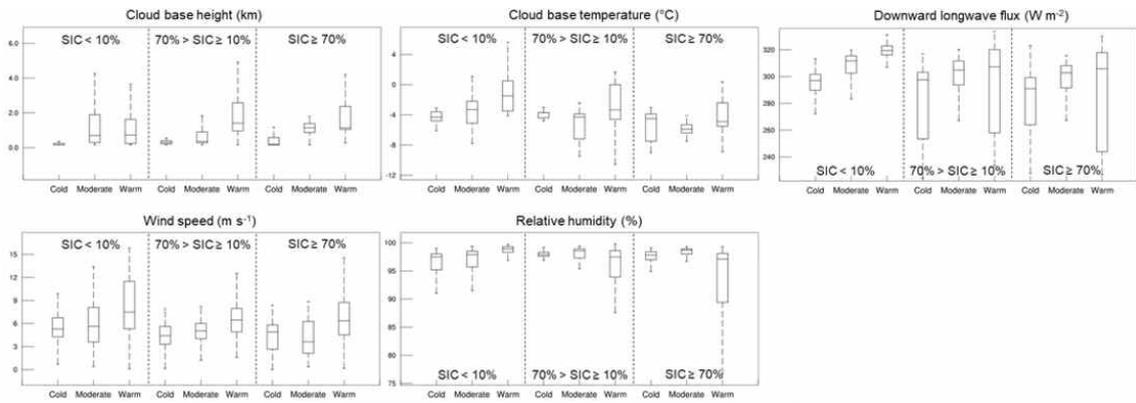


Figure 3.1.52 해빙농도와 기온 조건에 따른 CBH, CBT, 하방 장파 복사, 풍속, 상대습도의 통계 분포도

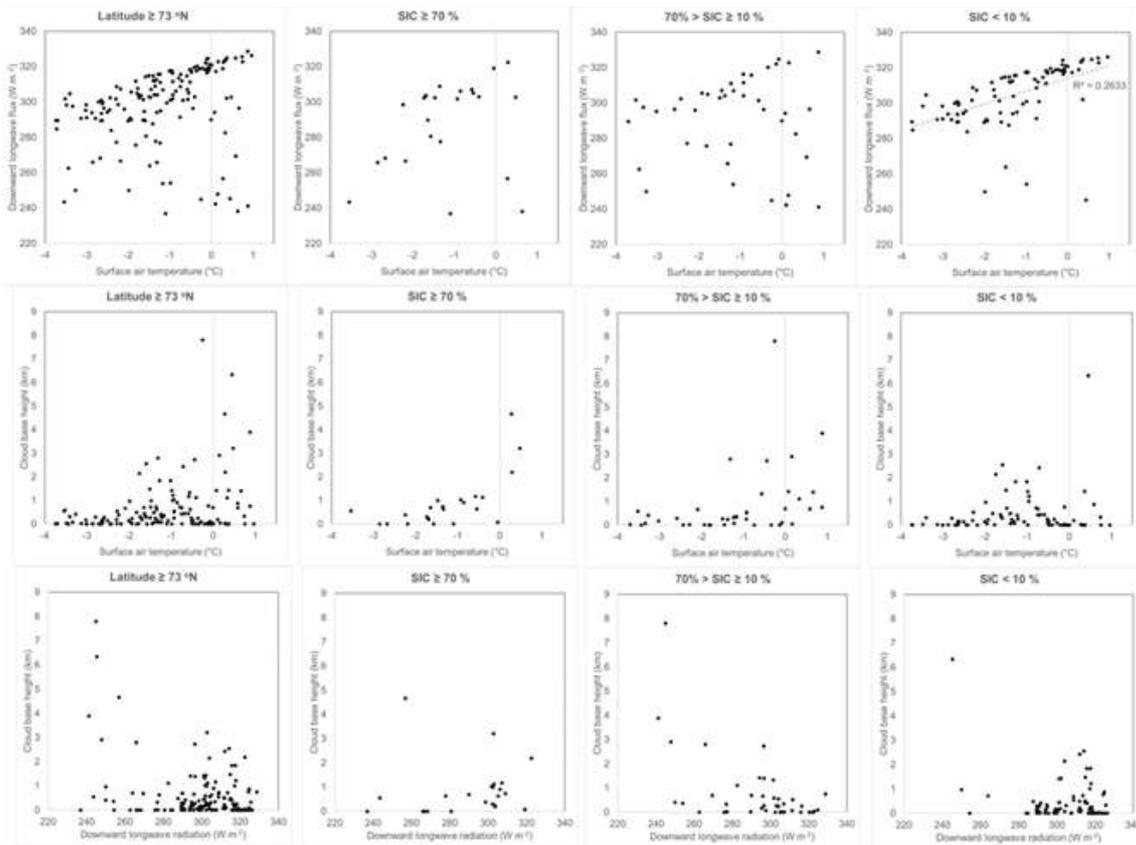


Figure 3.1.53 표면 기온, 하방 장파 복사, CBH 관측 간의 산포도: (1열) 위도 73도 이북 전체 값, (2열) 1열 중 해빙농도 70% 이상으로 높은 지점에 대한 값, (3열) 1열 중 해빙농도가 10%에서 70% 사이에 있는 지점에 대한 값, (4열) 1열 중 해빙농도가 10% 미만인 지점에 대한 값. 점 하나는 6시간 평균 자료임

## 라. 요약 및 결론

2018년 북극항해 시 처음으로 성공한 선상 및 상층 종합 기상 관측자료를 활용하여 구름의 복사 효과와 표면 기온의 관계, 관계에 해빙농도의 영향에 대해 분석해보았다. 획득한 자료들을 라디오존데 비양 간격에 맞춰 6시간 평균 관측 시계열로 변환하여 분석하였고, 특히 마이크로펄스라이다가 측정된 NRB 자료에서 추정된 구름 하부 높이(CBH)와 라디오존데 기온 프로파일 관측을 결합하여 구름 하부 온도(CBT)를 추정하였다. 그 결과 추울 때는 CBH가 표면에 근접하게 낮게 나타났고 따뜻할 때 높아졌다. 구름에 의해 조절되는 하방 장파 복사와 표면 기온 간의 양의 선형 관계가 다수의 자료에서 보이거나 이러한 선형 관계는 따뜻하고 맑은 날의 존재로 인해 전체 자료의 통계적 선형 관계는 크게 약화되었다.

본 연구의 늦여름 초가을 북극 관측에서 나타난 따뜻할수록 CBH가 증가하는 관계는 Sato et al. (2012)에서 보인 일본 연구선 미라이호의 가을철 관측과는 다른 특징이다. 이전 연구에서 가을철에는 해면 수온과 기온과의 차이(해기차)가 커질 때, 즉 해면 수온이 더 따뜻하고 기온은 더 낮을수록 CBH가 높아졌다. 물론 우리는 해면 수온과 기온의 차이를 보이지 않았으나 아라온호의 관측은 해기차가 작아질 때 CBH가 높아지는 특징을 보일 것으로 생각된다. 향후 관측 사례를 증가시켜 이러한 관련성의 통계적 유의성을 높여 늦여름 북극해의 구름 복사 효과를 관측 기반으로 정립할 예정이다.

### 3.1.5 극지 예측 시스템(KPOPS)의 통합 대류 방안 탑재 효과

#### 3.1.5.1 유출 적운 모수화 영향

기후시스템에서의 구름의 중요성에 따라, 최근 수십년간 모델링에서의 구름 모수화의 중요성은 지속적으로 강조되어 왔다 (Ramanathan et al., 1989; Bony and Dufresne, 2005; Park et al., 2014). 그리고 구름 모델링에서는 대류에 의하여 수평 규모는 작으나 연직으로 깊게 성장하는 적운 (cumulus)과 연직 두께는 얇으나 수평적으로 넓게 성장하는 층운 (stratus)을 모수화하기 위해 노력해왔다. 이러한 층운과 적운 중심의 구름 모델링은 각각 다른 방식의 구름 모수화 연구 진행되었으며, 대기모델은 이러한 두 종류의 모수화 방안을 함께 활용하는 형태로 진화되어왔다. 한편 적운이 성장하다가 주위 대기의 안정도에 따라 수평으로 성장하여 형성되는 유출 적운 (detraind cumulus)은 기후 시스템에서의 중요성에도 불구하고 (Lindzen et al., 2001; Medeiros et al., 2008), 기존의 적운-층운 중심의 구름 모델링에서는 층운 모델링에서 다뤄져 왔다 (Tiedtke, 1993). 하지만 이러한 층운 모수화는 유출 적운의 수평적 분포 특성을 모의할 수 있으나, 유출 적운의 연직 발달에 따른 열역학적 특성을 모의하는 데에는 한계가 있다. 이에 따라 새로운 적운 모수화 방안을 이용, 적운 형성과정에서 유출 과정을 모수화하여 유출 적운 모수화 방안을 개발하고 그 성능을 확인하였다.

통합 대류 방안 (Unified Convection Scheme; UNICON)은 전통적인 대류운 모의 방법인 얇은 대류와 깊은 대류를 구분하여 모의하는 방식의 문제를 개선하기 위하여 모든 형태의 대류를 모의하도록 개발된 대류 모수화 방안이다 (Park, 2014).

기존 구름모수화 과정에서는 대류 과정에서 수적이 유출되는 경우 유출이 발생한 연직층에서 구름이 없는 지역으로 수적이 무작위적으로 유출되어 포화될 때까지 즉시 증발함을 가정한다. 층운의 경우 격자의 상대습도 ( $\tilde{U}$ )의 함수인데 상대습도가 임계상대습도 ( $U_c$ )를 넘는 경우 층운이 생성되도록 고안되어 있다. 하지만 대류에 따른 응결이 자주 발생하는 영역의 경우 격자의 상대습도는 임계상대습도보다 매우 낮으며, 이에 따라 유출에 따른 층운 면적의 증가가 잘 발생하지 않는다. 이러한 문제를 해결하기 위하여, Teixeira and Kim (2008)의 방안에 따라, 대류과정에서의 유출에 따른 구름 비율을 다음의 방정식으로 계산하였다.

$$A_{dc} = (1 - A_{cu} - A_{st}) \left[ \frac{M_{det}(q_{l,det} + q_{i,det})}{M_{det}(q_{l,det} + q_{i,det}) + c_{ero}\tilde{q}_s(1 - \tilde{U})(\Delta p/g)} \right]$$

$A_{cu}$ 는 대류운의 격자내 면적 비율이며 대류과정의 상승공기궤의 질량속과 연직속도의 비율의 함수이다.  $A_{st}$ 는 층운의 면적비율로 격자의 상대습도의 함수이며,  $M_{det}$ 는 유출대류질량속 (detrained convective mass flux)이다.  $q_{l,det}$ 와  $q_{i,det}$ 는 대류과정의 유출에 따른 수적과 빙정이다.  $\tilde{q}_s$ 는 격자의 포화비습,  $\Delta p$ 는 격자의 연직 기압두께,  $c_{ero}$ 는 조정가능한 계수이다.

두 방안의 유출적운 모의 방식의 특성은 Fig. 3.1.49과 같다. 앞서 언급한 바와 같이, 기존 층운 모수화방안을 이용한 유출적운 모수화 방안에서는 얇은 대류 ( $A_{sh}$ )와 깊은 대류 ( $A_{dp}$ )에서 발생하는 유출이 모두 층운 ( $A_{st}$ )을 증가시킨다. UNICON을 이용한 유출적운 모수화과정의 경우 통합 대류 과정 ( $A_{cu}$ )에서 발생하는 유출은 유출적운 ( $A_{dc}$ )과 층운 ( $A_{st}$ )을 증가시킨다. 새롭게 고안된 유출적운 모수화과정의 성능을 평가하기 위하여, 기존 층운 모수화방안을 이용한 유출적운 모수화 방안 (CAM5)과 UNICON을 이용한 유출적운 모수화과정 (UNICON)을 적용한 모델의 전지구 실험을 수행하였다. 유출적운 모수화과정이 적용되지 않은 UNICON 실험 (NoAdc) 역시 수행되었고, UNICON의 개선사항을 반영하지 않은 모수화방안을 이용한 실험 (P2014) 역시 수행되었다. 실험은 관측과의 비교를 위하여 대기모델간 상호비교 프로젝트 (Atmospheric Model Inter-comparison Project; AMIP)의 프로토콜을 따라서 1979년부터 2006년까지의 해수면온도 및 해빙 관측자료를 이용하여 실험이 수행되었다. 사용한 모델은 CAM5이며  $1.9^\circ \times 2.5^\circ$  수평해상도, 연직 30층으로 설정되어 있다.

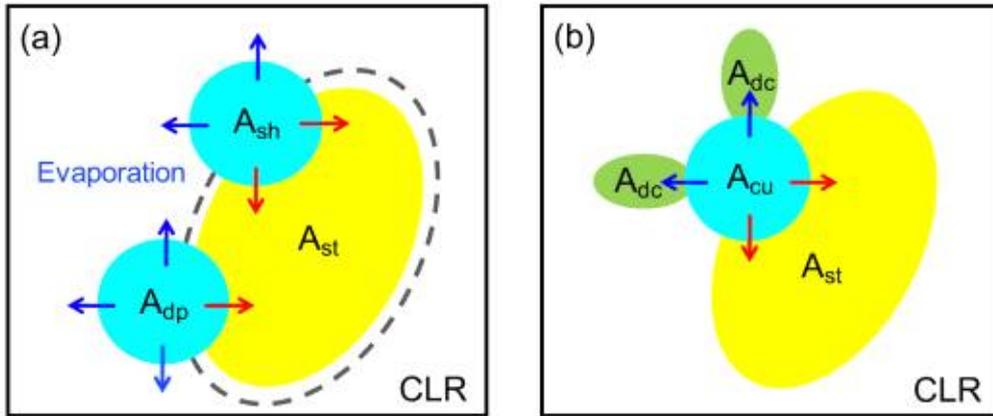


Figure 3.1.54 유출적인 모수화 방안의 비교 모식도. (a) 기존 층운 모수화 방안에서의 유출적운에 따른 운량 분포. (b) 통합대류방안을 이용한 유출적운의 운량 모의 방식

Figure 3.1.50은 실험 결과의 평년값을 관측과 비교한 통계값을 보여주는 테일러 다이어그램이다. UNICON의 CCSM3.5에 대한 제공근 평균 제공오차 (RMSE)는 0.748로, CAM5의 0.754, P2014의 0.786, NoAdc의 0.809로 판단할 때 CAM5, P2014, NoAdc보다 나은 성능을 보인다. CAM5 및 P2014와 비교할 때 UNICON의 가장 큰 개선은 단파구름복사강제력 (Shortwave Cloud Radiative Forcing; SWCF), 지면 강수이다. 열대 지역의 깊은 대류에 의한 LWCF (Longwave Cloud Radiative Forcing)의 양의 오차 역시 감소되었다.

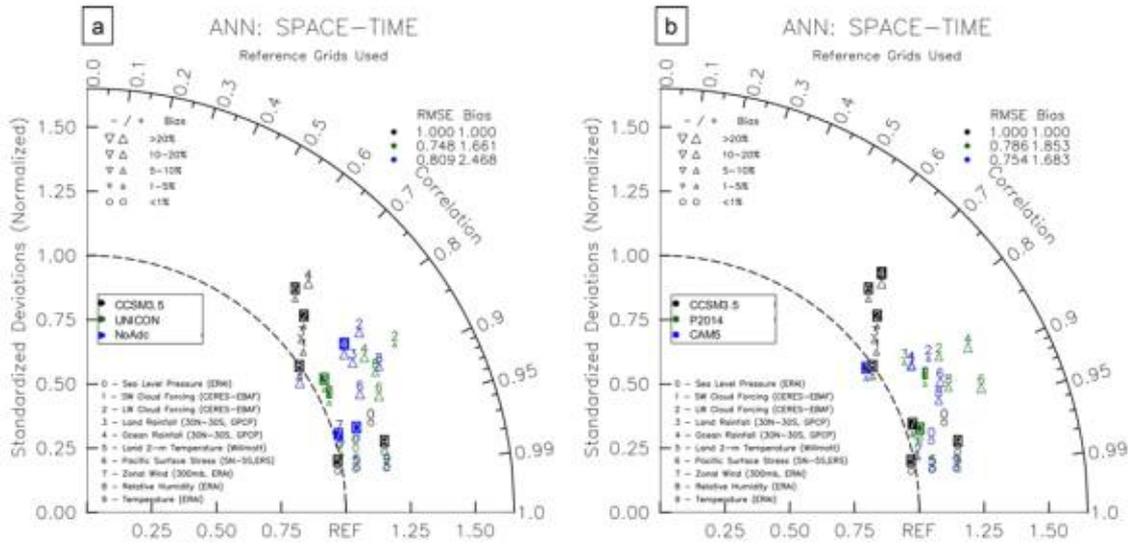


Figure 3.1.55 (a) 유출적인 모수화가 적용되지 않은 통합대류방안, 유출적인모수화가 적용된 통합대류방안, CCSM3.5 결과의 비교와 (b) 통합대류방안, CAM5, CCSM3.5의 변수별 전지구 모의 성능을 비교한 테일러 다이어그램

단과복사강제력과 하층운의 관측에 대한 오차 분포를 살펴보면 Fig. 3.1.51과 같다. CAM5에 비하여 P2014는 적도의 깊은 대류 지역과 남반구 남극순환류 지역에서 단과복사강제력의 모의가 개선되는 결과를 보이며, 이는 P2014에서 해당 지역의 대류운량이 개선되었기 때문이다. 한편 유출적인 모의의 하층운량에의 영향은 그림 3f에서 확인이 가능한데, 유출적인은 아열대 해양 지역의 하층운 증가에 기여하고 있다. 임계상대습도 ( $U_c$ )를 증가시켜서 하층운을 감소시킨 UNICON 실험에서 전구 에너지수지는 P2014와 유사해진다 (Fig. 3.1.51e). 유출적인 모수화에 따른 하층운의 최대 변화는 아열대 무역풍 지역에서 나타나는데, 이 지역은 층적운과 적운이 함께 존재하는 경우나 적운의 유출에 의해 층적운이 존재하는 경우의 빈도가 높은 지역이다. 이는 유출적인 모수화가 관측을 잘 반영하고 있는 것을 암시한다.

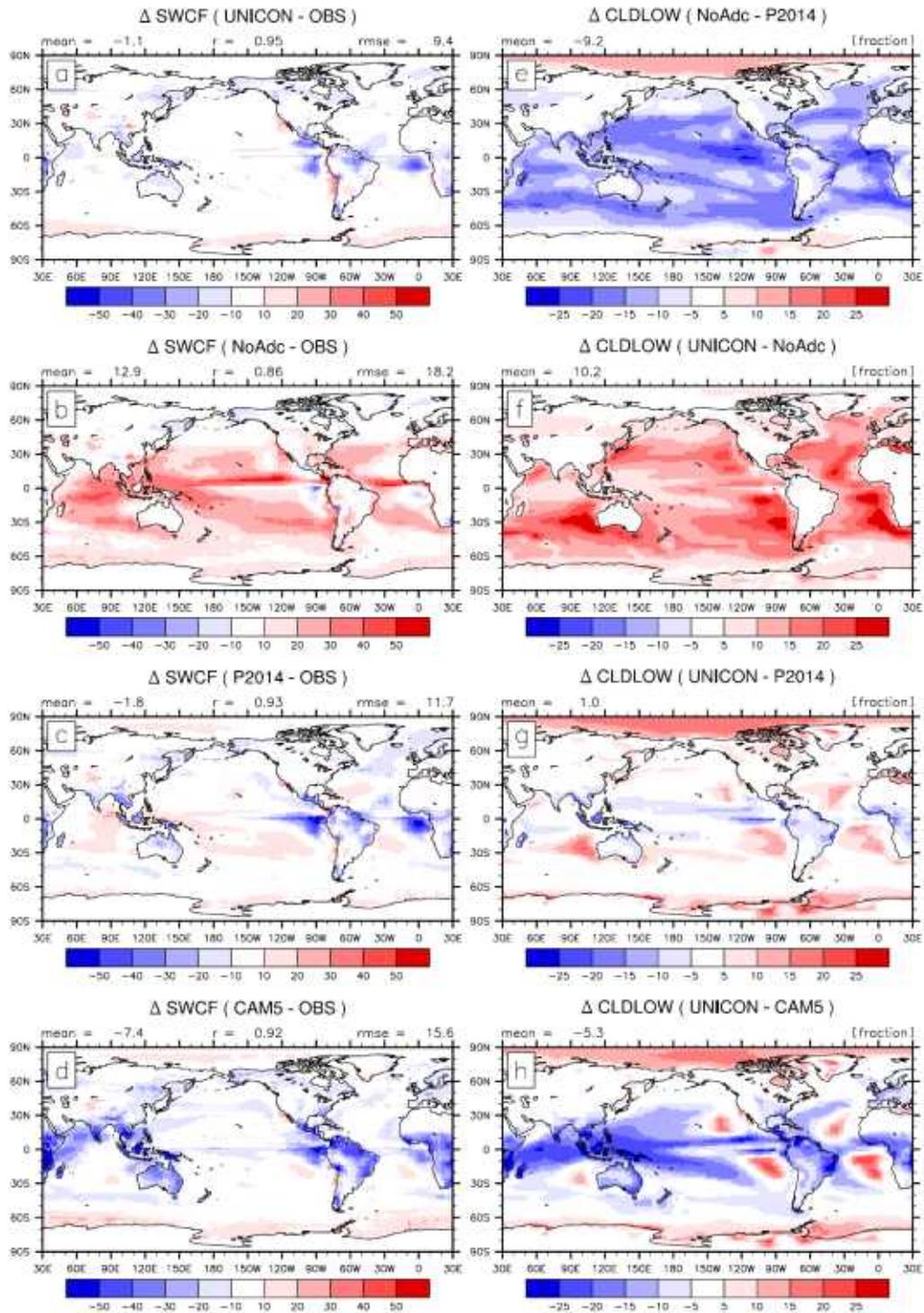


Figure 3.156 각 실험에서 모의된 단파구름복사강제력 (SWCF)의 CERES-EBAF 관측과의 비교와 각 실험의 하층운의 비교

Figure 3.152는 겨울철과 여름철의 층운, 적운, 유출적운의 구름수적량의 기여도

분포이다. 층운의 구름수적량은 중위도 지역에 주로 존재하는데, 여름철의 경우 아열대 동태평양, 중국, 북극지역에 존재한다. 보통 여름 반구가 겨울 반구에 비하여 층운이 더 많이 분포한다. 적운의 구름수적량의 경우 적도 지역의 깊은 대류지역에 주로 존재한다. 유출 적운의 경우, 아열대 동태평양 지역의 층적운과 무역풍의 적운 지역, 중위도 지역에 주로 존재한다. 전지구 평균된 유출적운의 수적량은 층운의 수적량의 약 25%로, 적운의 전지구 구름수적량과 유사하다.

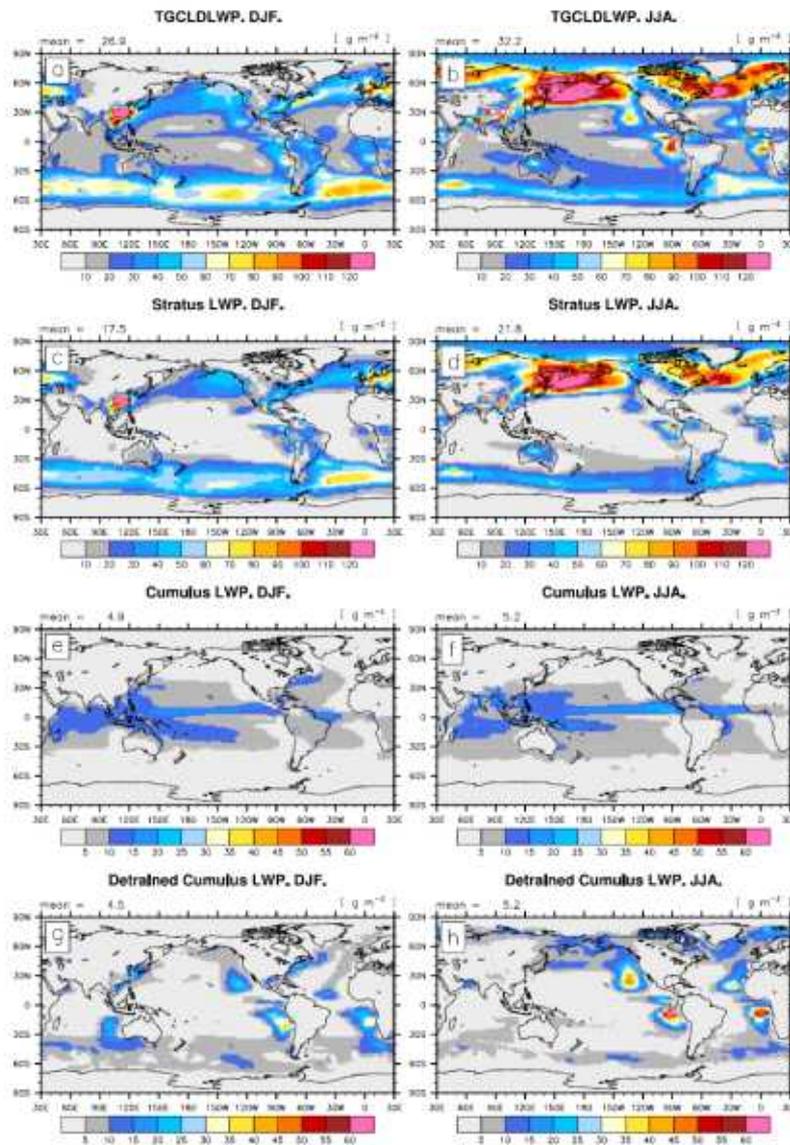


Figure 3.1.57 통합대류방안으로 모의된 겨울철, 여름철의 층구름수적량, 층운, 적운, 유출적운의 구름수적량 분포

Figure 3.153은 겨울철과 여름철의 층운, 적운, 유출적운의 구름빙정량의 기여도 분포이다. 층운의 구름수량 분포와 대조적으로, 중위도 지역의 층운의 구름빙정량은 겨울 반구가 여름 반구보다 더 많이 분포한다. 또한 적도지역의 깊은 대류 지역에서도 층운의 구름빙정량이 많이 분포한다. 한편 적운과 유출적운의 전지구 평균 빙정량은 층운의 전지구 평균 빙정량의 10% 이하이다.

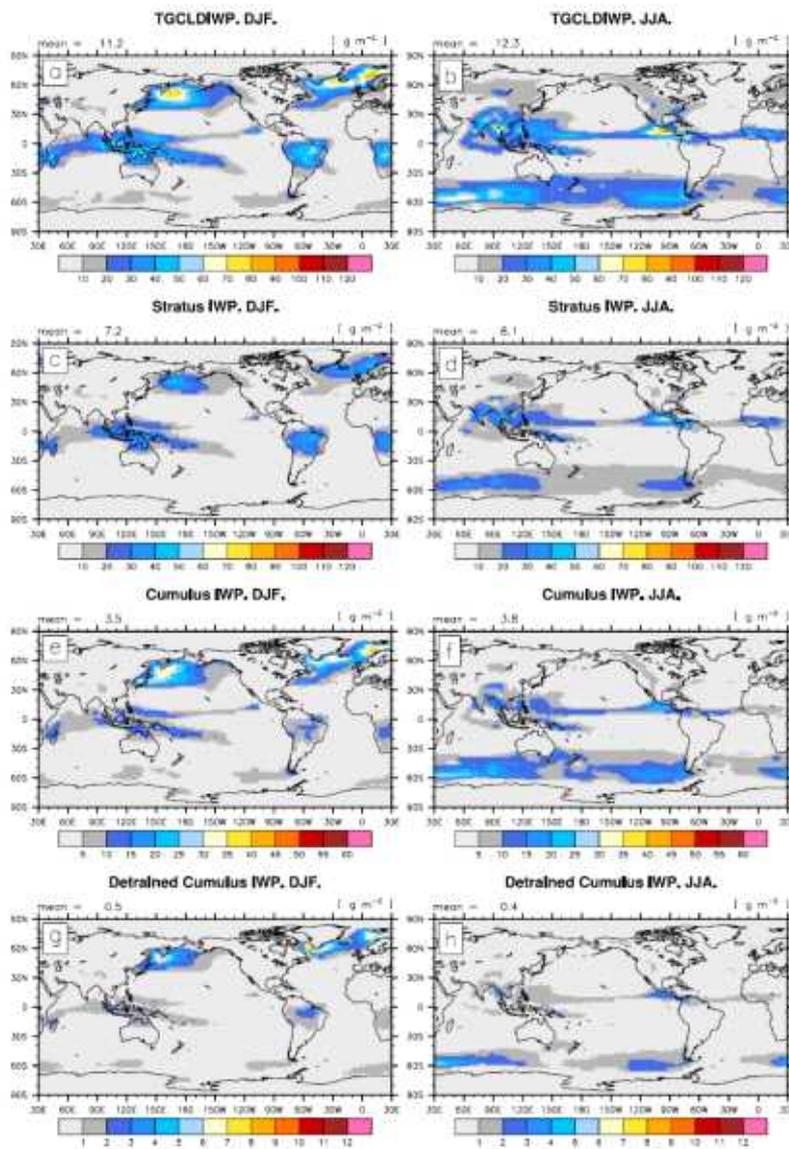


Figure 3.158 통합대류방안으로 모의된 겨울철, 여름철의 총구름빙정량, 층운, 적운, 유출적운의 구름빙정량 분포

Figure 3.154는 동서방향 평균된 총운량 ( $\bar{q}_l$ ), 층운 ( $\bar{q}_{l,st}$ ), 적운( $\bar{q}_{l,cu}$ ), 유출적운 ( $\bar{q}_{l,dc}$ )의 수적량의 연직분포와 격자내 운량 비율이다. CAM5와 UNICON 모두 북위 및 남위 45도 지역의 약 875 hPa 고도에서 최대 층운이 분포한다. 여름철의 경우, 층운이 지면까지 확장하는데 이는 여름철 연무 발생과 연관되어 있을 것으로 보인다.

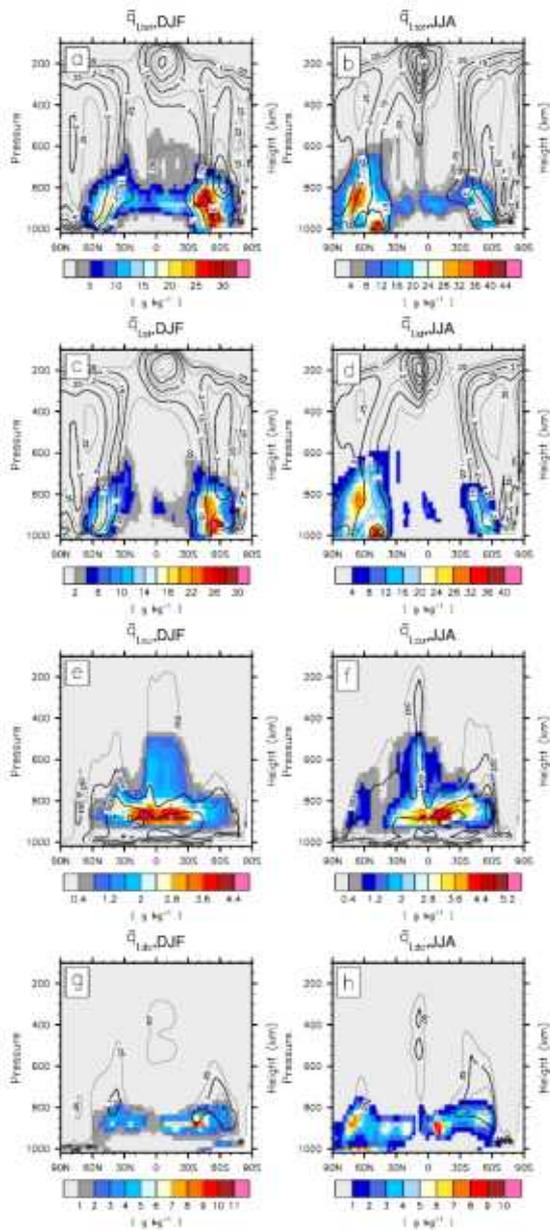


Figure 3.159 통합대류방안으로 모의된 겨울철, 여름철의 응결수적량과 운량의 동서방향 평균 분포

Figure 3.155는 빙정량을 Fig. 3.154와 동일한 구성으로 그린 것이다. UNICON 은 북반구 겨울철의 경우 열대 대류권 상부와 중위도 스톱트랙 지역에 최대 빙정을 모의한다. 적운의 수적이 열대와 아열대 대류권 하부에 분포하는데에 비하여 빙정은 적도 대류권 상층과 정위도 스톱트랙 지역에 분포한다. 유출적운의 경우, 예상한 대로 적운의 분포 형태와 많이 유사하다. 북극 지역의 경우 유출 적운은 겨울철에는 높은 운량을 보이며, 여름철의 경우는 높은 수적량을 보인다.

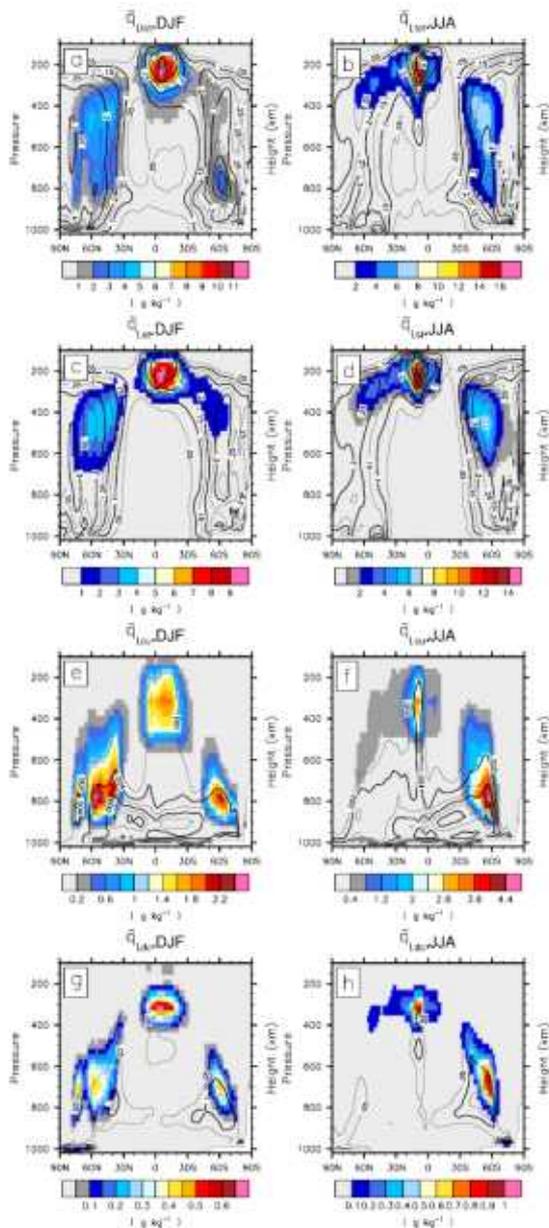


Figure 3.160 통합대류방안으로 모의된 겨울철, 여름철의 응결빙정량과 운량의 동서방향 평균 분포

UNICON을 이용한 유출 적은 모수화 방안은 하향 단파 구름복사강제력의 전구 모의성능, 특히 아열대 해양 지역의 증적운에 대한 모의가 크게 개선되었다. 에너지 수지 분석 결과는 CAM5는 적운유출을 더 강하게 모의하는데 반하여, UNICON은 CAM5보다 순증발을 더 약하게 모의한다. 이 결과로, UNICON은 해양 증적운이 관측과 유사하게 지면 근처에서부터 확장되는 형태로 모의한다. 또한 평균 분포 외에도 다양한 대기 변동성 (일일 강수주기, MJO 및 켈빈 파) 역시 UNICON이 더 나은 모의 성능을 보이며, 열대성 저기압 및 북극 구름 시스템의 여러 특성 역시 UNICON에서 더 개선된 것으로 나타났다.

### 3.1.5.2 극향 열수송을 통한 북극 구름 및 기후 모의 향상

#### 가. 배경 및 목적

북극은 지구상에서 온실가스 증가에 따라 가장 빠른 온난화를 보이고 있다. 지난 수십 년간 북극 지상 기온은 전 지구 평균보다 2~3배 빠르게 증가하였다 (Johannessen et al., 2016; Screen and Simmonds, 2010; Serreze and Barry, 2011). 다양한 기후 성분 간의 양의 피드백 (예: 해빙 알베도 피드백 (Deser et al., 2000), 수증기 및 구름 피드백 (Lu and Cai, 2009), 기온 감률 피드백 (Pithan et al., 2014))에 의해 강제되는 이러한 뚜렷한 북극 온도 증폭은 중위도의 극심한 이상기후의 원인으로 작용한다 (Kug et al., 2015; Screen and Simmonds, 2013; Wu and Smith, 2016). 대부분의 기후모델(General Circulation Models, GCMs)은 북극 기후를 잘 모의하지 못한다 - 가령, 표면 온도를 너무 춥게 모의한다. 온실가스에 의한 온난화의 GCM 간 차이는 북극에서 가장 크다 (Boe et al., 2009; de Boer et al., 2012; Chapman and Walsh, 2007; Karlsson and Svensson, 2013). 여러 연구들에서 GCM의 북극의 추운 표면 온도 편차가 구름 모의와 연관된 복사가 관여되어 있다고 보고했다 (Barton et al., 2014; English et al., 2015; Karlsson and Svensson, 2013; Shupe and Intrieri, 2004).

많은 GCM들은 북극 구름의 양(de Boer et al., 2012; Cesana and Chepfer, 2012; English et al., 2015; Kay et al., 2016)과 구름 수적의 양 (Cesana et al., 2015; English et al., 2014; Kay et al., 2016)을 과소 모의한다. 북극에서 혼합상 구름과

같은 물을 포함하는 구름은 빙정 입자로 이루어진 구름보다 광학두께가 두꺼워서 (King et al., 2004; Shupe and Intrieri, 2004) 구름 수적량을 과소 모의하는 것은 구름 복사 강제력을 약하게 만든다. 중위도와 달리 북극의 혼합상 구름은 며칠간 지속 가능하다 (Morrison et al., 2011; Shupe et al., 2011). 물리과정의 시각으로 보면 혼합상 구름의 구름 수적은 수 시간 내에 구름 빙정으로 바뀌어야 한다. 왜냐하면 Wegener-Bergeron-Findeisen (WBF) 메커니즘으로 물의 포화 수증기압이 얼음의 포화 수증기압보다 높기 때문이다 (Bergeron, 1935; Findeisen, 1938; Wegener, 1911). 그러므로 며칠간 구름 수적이 지속되려면 WBF 메커니즘을 막는 다른 과정이 작동해야 한다. Morrison et al. (2011)은 이의 다양한 후보 과정을 재검토하였는데 구름 수적과 빙정의 형성/성장 간에 보상 피드백 (Jiang et al., 2000; Prenni et al., 2007), 구름 상부 복사 냉각에 의해 생기는 구름 내부의 난류 (Korolev and Field, 2008; Shupe et al., 2008), 대규모 흐름에 의한 수평 이류 (Sedlar and Tjernström, 2009; Solomon et al., 2011) 같은 것들이 있다. 최근에 빙정 핵형성이 북극 혼합상 구름 모의에 중요함이 제시되었다. Liu et al. (2011)은 그들의 수정된 빙정 핵형성 스킴을 썼을 때 2004년 가을 혼합상 북극 구름 실험(Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment, MPACE) 북극 혼합상 총적운의 수적량 모의가 증가했고 연관되어 하방 장파복사가 증가함을 보였다. 후속 민감도 연구에서 다양한 빙정 핵형성 스킴들의 영향이 연구되었는데 비슷한 결론이 도출되었다 (English et al., 2014; Xie et al., 2013). 이러한 향상은 수정된 빙정 핵형성 스킴이 WBF 메커니즘을 늦추기 때문이다. 그러나 구름 수적량이 증가해도 하층 구름양은 여전히 많지 않고 복사의 편차는 여전히 존재한다.

GCM 모의에서 북극 구름 수적량과 구름양의 음의 편차의 원인을 판단하기 위해 통합 대류 방안이 적용된 기후모델(UNICON; Park, 2014a, 2014b; Park et al., 2017; Park et al., 2019)로 북극 기후 모의를 수행하였고 NCAR CAM5 (Community Atmosphere Model version 5; Neale et al., 2012; Park et al., 2014)와 비교하였다. UNICON과 CAM5 간 AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project) 타입 모의를 하여 우리는 북극의 구름 특성의 차이가 나타나는 것, 이러한 차이의 메커니즘, 그리고 북극 기후 모의에 있어 구름 모의의 영향을 확인하였다.

## 나. 방법론

## (1) 모델과 실험 디자인

UNICON은 CAM5를 근거로 얇은 대류 (Park and Bretherton, 2009)와 깊은 대류 방안 (Zhang and McFarlane, 1995) 대신 통합 대류 방안 (Park et al., 2014a, 2014b)과 수정된 구름 거시물리 과정 처방 (Park et al., 2017)을 적용한 모델이다. 이외 다른 역학적, 물리적 특징은 CAM5와 동일하다. UNICON은 CAPE나 CIN 근사와 같은 평형 제약 조건에 얽매이지 않고 다중의 대류 상승, 대류 하강, 콜드풀, 중규모 흐름으로 이루어진 물리과정에 기반한 대류 모수화 방안이다. UNICON은 통합된 프레임 하에서 모든 건조-습윤, 강제-자유, 얇은-깊은 대류를 모사한다. 수정된 구름 거시물리 방안은 적운 응결체의 유출률과 유입 혼합에 의한 유출 응결체의 소산을 간의 정상 상태 균형을 가정함으로써 추가적인 유출 적운을 진단한다. 유출 적운을 추가는 아열대 무역풍 적운 체계에서 하층운과 구름 복사 강제력 모의를 향상시켰다. Park et al. (2019)에서는 UNICON에서 전지구 평균 기후, 20세기 지구온난화, ENSO의 모의가 CAM5-CESM1 (Hurrell et al., 2013)과 유사하나 GCM이 모의하기 매우 까다로운 현상인 MJO (Madden and Julian, 1971), 강수의 일주기, 열대저기압의 모의 능력이 현저히 향상됨을 보였다.

북극 구름 모의 영향을 평가하기 위해 두 모델에 대해 동일하게 다섯 앙상블 실험을  $1.9^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  수평 해상도와 연직 30층으로 1979년 1월부터 2015년 2월까지 36년간 수행하였다. 위성 관측 자료와의 합리적 비교를 위해 모델의 구름양은 CFMIP (Cloud Feedbacks Model Intercomparison Project) Observing Simulator Package (COSP) 진단 모델의 라이더 시뮬레이터를 사용하여 계산하였다 (Kay et al., 2012).

## (2) 관측자료

관측된 북극 구름양과 응결체 위상(condensate phase)의 정보는 2006년 6월부터 2010년 11월 사이가 제공되는 CALIPSO-GOCCP (CALIPSO-GCM Oriented CALIPSO Cloud Product)을 사용하였다 (Chepfer et al., 2010). CALIPSO의 라이더 빔은 감쇄로 인해 광학적으로 두꺼운 층적운 아래의 빙정 결정을 탐지할 수 없기 때문에 CALIPSO-GOCCP는 중위도 하층과 극 지역에서 얼음 구름을 약간 과소추정할 수 있다 (Cesana et al., 2015). 그럼에도 불구하고 CALIPSO-GOCCP는 알베도나 열적 차이에 의존하지 않고 광학적으로 얇은 구름을 탐지할 수 있기 때문에 극 지역 구름을 관측할 수 있는 가장 좋은 위성 관측이다 (Cesana and Chepfer,

2012; Kay et al., 2012). TOA 플럭스 위성 관측은 2000년 3월부터 2013년 2월까지의 CERES-EBAF (Clouds and Earth's Radiant Energy System - Energy Balanced and Filled) 자료 버전 2.8을 수집하였다. CERES-EBAF는 북극에서 눈과 구름 간의 알베도 차이가 적어서 맑은 날 산출값의 불확실성이 전 지구 불확실성 정도보다 높지만 유일한 북극 전체의 TOA 플럭스를 얻을 수 있는 자료 소스이기도 하고, 새로운 버전은 MODIS 구름 복사회도와 NSIDC 해빙농도를 사용하여 얼음과 눈의 높은 알베도로부터 구름을 구별할 수 있는 진보된 기법을 사용하기 때문에 불확실성이 낮아졌다 생각한다 (English et al., 2014). 1998-2010년 기간의 장기간 지상 구름과 복사 관측은 NSA (North Slope of Alaska) Barrow 관측소 (71.38°N, 156.68°W)에서의 ARMBE (Atmospheric Radiation Measurement Best Estimate) 자료 (Xie et al., 2010)를 얻어 사용하였다. 북극의 지상 기온 (T2m), LWP (liquid water path), IWP (ice water path)는 1979년 1월부터 2015년 2월 간 ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts) ERA-Interim 재분석 자료 (Dee et al., 2011)를 얻어 사용하였다.

### (3) CMIP5 모델

북극 구름과 극향 수증기/열 수송의 관계를 알아내기 위해 CMIP5 (Taylor et al., 2012)의 AMIP 모의들을 분석하였다. 웹사이트 <http://pcmdi.llnl.gov/> 에서 얻은 아홉 모델(bcc-csm1-1-m, CanAM4, CNRM-CM5, GFDL-CM3, HadGEM2-A, IPSL-CM5A-MR, IPSL-CM5B-LR, MIROC5, and MPI-ESM-LR)을 사용하였다. 이 모델들은 CALIPSO COSP 진단 모델을 사용해 계산한 월평균 하층 운량 (clcalipso), LWP (clwvi), IWP (clivi), 일평균 남북 방향 바람 (va), 기온 (ta), 비습 (hus)과 같은 모델 아웃풋 변수들이 가용 가능하기 때문에 선택되었다.

## 다. 결과

### (1) 북극 구름의 극향 수증기/열 수송과의 관계

UNICON은 CAM5에 존재하는 구름양과 수적 구름(liquid cloud)의 음의 바이어스를 감소시키는 것으로 나타났다. 그림 3.1.56a는 북극 지역 평균한 총 구름양의 연변화를 CAM5, UNICON, 관측자료에 대해 나타낸 것이다. Kay et al. (2012)와

English et al. (2014)에서 나타난 것처럼, CAM5는 연중 총 구름양을 과소 모의하고 있다. UNICON에서는 이러한 음의 바이어스가 특히 여름철에 줄어드는 것이 보인다. 구름양뿐만 아니라 구름의 위상 특성 모의도 향상되었다. Cesana et al. (2015)는 구름 빙정 질량과 총 구름 응결체 질량의 비(위상비, PR90)가 90% 되는 고도가 구름 위성 모의 성능을 평가하는데 유용한 척도임을 제안하였다. 대부분 GCM에서 PR90은 위성 관측 고도보다 낮았는데, 이는 대부분 GCM이 구름 수적 질량을 과소 모의하거나 구름 빙정 질량을 과대 모의함을 함축한다. CAM5와 UNICON 모두 북극의 구름 수적 질량을 과소 모의하였는데, UNICON이 CAM5보다 더 나은 산출값을 보였다 (Fig. 3.1.56b). UNICON에서 위성 관측에 대한 바이어스뿐만 아니라 지상 관측에 대한 바이어스 모두 감소하였다. Figure 3.1.57는 총 구름양, LWP, 표면 하방 단파 복사, 표면 하방 장파 복사의 연변화를 CAM5, UNICON, Barrow 지점 관측에 대해 보인 것이다. 총 구름양은 7월과 8월을 제외하고 관측보다 CAM5가 더 적었고, LWP는 연간 과소 모의되었다. 이에 따라 하방 단파 복사는 과대 모의, 하방 장파 복사는 과소 모의되었다. 이러한 특징은 가을과 겨울에 특히 뚜렷하다. 비록 UNICON이 총 구름양을 관측에 비해 여름에 과대 모의했지만, 다른 기간에서 UNICON은 CAM5의 바이어스를 감소시켰다. UNICON 모의된 LWP는 CAM5보다 관측에 더 근접하였다. 여름을 제외하고 표면 복사 플럭스의 바이어스도 감소하였다.

Figure 3.1.58은 북극에서의 구름 응결체 질량과 구름양의 연직 프로파일을 UNICON과 CAM5 간의 차이를 나타낸 것이다. CAM5 대비 UNICON은 대류권 하층에서 구름 수적 응결체 질량이 더 큰 반면, 대류권 전체에서 구름 빙정 응결체 질량은 약간 작았다 (Figs. 3.1.58b, 3.1.58c). 이에 따라 UNICON에서 총 구름 응결체 질량은 대류권 하층에서 증가하고 중층 대류권에서는 감소하였다. 이는 구름양의 차이를 만든다 (Figs. 3.1.58a, 3.1.58d). 구름 수적 응결체 질량의 증가는 ERA-interim 재분석 자료에 대한 바이어스를 감소시켰다. CAM5는 ERA-interim 재분석 자료에 비해 구름 수적과 빙정 응결체 모두 과소 모의한다 (Figs. 3.1.59b, 3.1.59e). 그러나 UNICON은 구름 수적 응결체 모의를 재분석과 유사하게 하였다. 다만 구름 빙정 응결체는 CAM5에서 과소 모의된 정도와 유사하게 과소 모의하였다 (Figs. 3.1.59c, 3.1.59f). 이러한 CAM5에서 UNICON으로의 구름 특성 변화는 이전 논문에서 보고된 수정된 빙정핵 스킴의 영향과는 다르다 (English et al., 2014;

Liu et al., 2011; Morrison et al. 2008). 이전 연구들에서는 더 적은 하층 구름양과 더 많은 중층 구름양이 모의되었다. Figure 3.1.56b에서 보인 것처럼 구름 수적 질량의 증가와 빙정 질량 감소는 PR90 고도가 높아진 것과 일맥상통한다.

하층 대류권의 구름양과 구름 수적 질량 증가를 만드는 물리적 과정을 이해하기 위해 북극에서 구름 수적과 빙정 응결체 질량 경향의 연평균 연직 프로파일을 구해 보았다 (Fig. 3.1.60). 두 가지 주요 과정이 북극 구름 수적 응결체를 만드는 것으로 나타났다. 이는 구름 거시물리 스킴에 의한 모의된 수증기에서 구름 수적으로의 순 응결(NCD)과 구름 수적의 대류 유출(DET)이다. 이와 반대로 두 주요 소멸 과정은 구름 미세물리 스킴에 의한 구름 응결체의 강수 낙하(PRS)와 구름 수적의 구름 빙정으로의 WBF 전환(WBF)이다 (Fig. 3.1.60b). 구름 빙정 응결체에 대해 주요 원천은 수증기가 구름 빙정으로 순 침착(NCD), WBF, 그리고 구름 빙정의 대류 유출(DET)이고, 주요 싱크는 PRS이다 (Fig. 3.1.60b). 950 hPa 아래 대기경계층 내를 제외하고 지역 대칭 난류 에디(PBL)와 비지역 비대칭 난류 에디(CON)에 의한 구름 응결체의 아격자 연직 수송에 의한 경향은 다른 경향보다 작다. 표면 근처에서 대기경계층 스킴은 구름층에서 구름 수적 질량의 하방 연직 수송에 의한 구름 수적의 원천으로 강하게 작동한다 (Fig. 3.1.60a).

특히 구름 수적에 대해 CAM5와 UNICON 간의 큰 차이는 NCD와 DTD에 있다. 구름 수적에 대해 UNICON은 CAM5 대비 DET는 약하나 훨씬 강한 NCD를 모의하였다. NCD와 DET의 합은 UNICON이 CAM5보다 큰데, 구름 수적 응결체 질량과 구름양의 차이가 두 모델 간 가장 큰 850 hPa 고도 근처에서 최대 약 0.05 g/kg/day의 차이를 보였다 (Fig. 3.1.58b). 이는 UNICON에서 구름양과 구름 수적 응결체 질량의 증가가 주로 구름 수적에 대해 증가한 NCD 때문임을 의미한다. 반면 PBL과 CON의 두 모델 간 차이는 상대적으로 작다. UNICON의 구름 빙정의 전반적 생산율은 CAM5 보다 작기 때문에 구름 빙정 질량의 감소가 나타났다 (Fig. 3.1.58c). 이는 주로 WBF와 PRS의 증가에 의해 일부 보상되는 NCD와 DET의 감소 때문이다. UNICON이 모의한 WBF 경향은 더 큰 구름 수적 질량으로 인해 CAM5보다 더 크다. 요약하면 Figure 3.1.56과 3.1.58에서 나타난 UNICON의 구름 수적 질량, 구름양, PR90의 증가(모의 향상)는 구름 수적에 대해 증가한 NCD로 인한 것임을 알 수 있다. 수적에 대해 더 강한 NCD에 따라 구름 수적에 대한 포화 평형 제약조건을 만족하기 위해 수적 구름양도 역시 증가한다. 그러나 어떤 물리

과정이 구름 수적에 대해 NCD 증가를 유발했는지에 대한 물제는 여전히 남아있다. 두 모델 모두 구름 수적에 대한 NCD는 구름 거시물리 스킴에서 포화 평형에 의해 계산되는데, 이는 구름 수적에 대한 더 큰 NCD가 더 많은 수증기와 더 낮은 온도에 따라 만들어진다는 것을 의미한다 (Park et al., 2014). 북극이 실린더처럼 생겼다 가정하면 북극의 수증기는 두 가지 방식으로 증가할 수 있다: 하나는 수평 수증기 플럭스의 수렴이고 다른 하나는 표면 수증기 플럭스이다. 두 모델의 표면 수증기 플럭스의 차이는 북극에서의 수평 수증기 플럭스 수렴의 차이보다 훨씬 작기 때문에 (Figs. 3.1.61a, 3.1.61b), 아북극에서 북극으로의 대규모 수증기 이류의 차이가 북극 수증기 원천을 증가시킴을 추론할 수 있다. Figure 3.1.62는 고위도에서의 동서 평균한 열과 수증기의 남북 수송의 차이와 북극에서의 수증기(Q), 기온(T), 상대 습도(RH)의 연직 프로파일을 보여주고 있다. 동서 평균한 남북 플럭스는 다음과 같이 계산할 수 있다:

$$[\overline{vX}] = [\overline{v}] [\overline{X}] + [\overline{v^* X^*}] + [\overline{v' X'}].$$

여기서  $X=Q$ 나  $T$ 이고,  $v$ 는 남북 속도, 상단 바와 프라임은 시간 평균과 이에 대한 편차, 대괄호와 별표는 동서 평균과 이에 대한 편차이다. 우변 첫 번째 항은 평균 자오면 순환에 의한 플럭스, 두 번째 항은 정체파 에디에 의한 플럭스, 세 번째 항은 일시파 에디에 의한 플럭스이다.

중위도와 아북극의 특히 대류권 하층에서 UNICON은 CAM5보다 더 큰 극향 열과 수증기 수송을 모의하는데 (Figs. 3.1.62a, 3.1.62e), 이는 주로 평균 자오면 순환과 일시파 에디에 의한 수송이 증가하기 때문이다 (Figs. 3.1.62b, 3.1.62c, 3.1.62f, 3.1.62g). 두 모델의 극향 수증기 수송의 차이는 기후값 대비 약 10%이고 열 수송의 차이는 약 15%이다. UNICON에서 증가한 극향 수증기와 열 수송은 ERA-interim 재분석에 대한 바이어스를 감소시켰다. CAM5는 중위도에서 수증기와 열속을 모두 과대 모의하나 북위 70도 근방의 북극권 가장자리에서는 과소 모의한다 (Fig. 3.1.63). 비록 중위도에서의 양의 바이어스는 남아있으나 UNICON은 북위 70도 근방 북극권에서 CAM5의 바이어스를 감소시켰다 (Fig. 3.1.64). 북반구에서 UNICON은 저위도 지역에서 높은 기압과 기온을 모의하였고 고위도 지역에서는 낮은 기압과 기온을 모의하여 CAM5의 바이어스로부터 줄어들었다 (Fig. 3.1.65). UNICON의

순환 변화는 평균 자오면 순환과 고위도의 한대 제트기류를 강화시켰다 (Li and Wang, 2003). 중위도에서 동서 평균 자오면 바람의 강화(Figs. 3.1.62b, 3.1.62f)는 표면 근처에서 열과 수증기의 극향 수송을 증가시켰다. 강화된 한대 제트기류 (Figs. 3.1.62c, 3.1.62g)는 북위 60-70도 사이 북극권 가장자리의 스톱 활동을 강화했고 (Figs. 3.1.65c, 3.1.65f), 일시파 에디에 의한 열과 수증기의 극향 수송을 증가시켰다. 이에 더해 UNICON은 열대 해역에서 CAM5보다 대류를 더 강하게 모의하는데 이는 재분석에 대한 바이어스를 감소시켰다 (Fig. 3.1.66). 이전 연구에서는 열대에서 강화된 대류 활동은 중위도에서 북극으로 따뜻하고 습한 이류를 촉진시키는 열대에서 극으로의 로스비 파열을 유도하여 극향 열, 수증기 수송을 증가함을 보였다 (Lee et al., 2014; Fluorny et al., 2015). 이전 연구들처럼 UNICON은 CAM5보다 열대에서 극으로 전파하는 로스비 파열을 잘 잡아내는 것으로 보인다 (Fig. 3.1.65c).

그 결과 UNICON은 북극에서 더 높은 Q, T, RH를 모의한다 (Figs. 3.1.62d, 3.1.62h). UNICON에서 증가한 극향 수증기 수송은 구름 수적에 대한 NCD를 증가시켰다 (Figs. 3.1.58b, 3.1.60a). 수적 구름 비율은 그리드 평균 RH의 함수이므로 구름 비율은 대류권 하층(700 hPa 이하)에서 증가한다 (Figs. 3.1.58d). 그리고 UNICON에서 증가한 극향 열수송과 응결 가열과 연관된 온난화는 구름 얼음 질량의 양을 감소시켰을 것이다 (Fig. 3.1.58c). 그러므로 중층 대류권 (700 hPa 위)에서 모델에서 구름 얼음 응결체 질량의 함수인 얼음 구름의 양을 감소시킨다 (Fig. 3.1.57d).

극향 수증기 수송과 구름 수적에 대한 NCD 간의 관계는 두 모델 모두 계절 및 경년 변동성에 잘 반영되어 있다 (Figs. 3.1.67, 3.1.68). Fig. 3.1.67에서 보이듯이 UNICON이 CAM5보다 북극으로 더 많은 수증기 수송을 모의한다. 두 모델 모두 여름부터 가을까지 북위 65도에서 극향 수증기 수송이 가장 크고 이는 연관된 구름 수적에 대한 NCD의 북극 지역 평균과 거의 잘 일치한다. 구름 수적에 대한 NCD 차이의 계절 변동은 RH의 계절 변동과 거의 동일하게 일어난다. 이는 Fig. 3.1.56에 보인 5월부터 9월 사이의 북극 수적 구름 양의 증가를 설명한다. 극향 수증기 수송과 구름 수적에 대한 NCD의 경년 변동 역시 높은 상관성을 보인다 (Figs. 3.1.68a, 3.1.68b). 그리고 거의 모든 해에서 UNICON은 북극에서 극향 수증기 플럭스와 구름 수적에 대한 NCD가 CAM5보다 더 크고, 모델 간 차이 역시 높은 상관도를 보

인다 (Fig. 3.1.68c).

북극 구름의 양과 열과 수증기의 극향 수송 간의 밀접한 연관성은 다른 기후모델에서도 나타난다. Figure 3.1.69는 CMIP5 모델들의 AMIP 모의에서 얻어진 북위 65도에서 열과 수증기의 연평균 자오면 순환과 북극 구름의 양 및 LWP 비 ( $LWP/(LWP+IWP)$ ) 간의 산포도이다. TCA, LCA(low cloud fraction: 표면부터 700 hPa 까지 구름 덮인 면적 비율), LWP 비, 극향 열/수증기 수송에 큰 모델 간 퍼짐이 보인다. bcc-csm1-1, MPI-ESM-LR과 같이 소수의 이상값 모델들을 제외하면 자오면 수증기 수송, TCA, LCA 간에 뚜렷한 모델 간 비례하는 관계가 나타난다 (Figs. 3.1.69a, 3.1.69b). 모든 모델은 일관되게 양의 극향 수증기 수송을 모의한다. 그러나 몇몇 모델들은 북위 65도에서 열대 방향의 열 수송을 모의하고 상응하는 북극에서의 LWP 비가 극향 열수송을 보이는 모델들과 비교하여 작은 특징이 있다 (Fig. 3.1.69c). 강한 극향 수증기 수송을 보이는 모델들은 강한 극향 열 수송을 보이기도 한다. 다중 모델에 대한 분석은 이 연구의 결론을 지지한다.

## (2) 북극 구름의 기후 영향

구름은 표면 복사 평형에 중요한 역할을 하여 북극 지역에서 기후 조절자로서 작동한다. Figure 3.1.70은 겨울철의 LCA, 상방 장파 복사 플럭스(FLUT), 2m 기온(T2m)의 바이어스를 나타낸다. CAM5는 LCA, FLUT, T2m의 음의 바이어스가 있다 (Fig. 3.1.70 좌측 패널). 북극 겨울에 CAM5의 낮은 LCA는 육지와 해빙 지역에서 하층 대류권의 FLUT를 감소시킨다. 왜냐하면 기온 역전으로 인해 구름 층의 온도가 표면보다 높기 때문이다. 낮은 LCA는 표면의 하방 장파복사(FLDS)도 감소시키는데 이는 지면 근처 공기를 더 차갑게 하여 기온 역전을 강화한다. CAM5와 비교하여 UNICON은 더 큰 LCA, FLUT, T2m을 모의하여 (Fig. 3.1.70 중간 패널) CAM5의 음의 바이어스를 완화시킨다 (Fig. 3.1.70 우측 패널). 기온 역전이 없는 해양에서는 UNICON의 더 큰 LCA가 더 큰 FLUT로 귀결된다 (Fig. 3.1.70e). 그리고 예상대로 UNICON은 더 강한 FLDS를 모의한다.

TCA, TOA에서의 단파 구름 복사 강제력(SWCF), T2m는 겨울철의 바이어스 뿐만 아니라 여름철의 바이어스도 줄어들었다 (Fig. 3.1.71). 북반구 대륙의 일부 지역을 제외하고 대부분의 북극에서 CAM5는 여름철에 음의 TCA 바이어스를 보인다 (Fig. 3.1.71a). UNICON은 CAM5보다 더 큰 TCA를 모의하여 (Fig. 3.1.71b), 북

극 해빙과 열린 해역의 CAM5에 나타난 음의 TCA 바이어스를 상쇄시켰다 (Fig. 3.1.71c). UNICON은 TCA 증가는 SWCF를 감소시켜 (Fig. 3.1.71e) 북극 근처의 양의 SWCF 바이어스를 감소시켰다 (Fig. 3.1.71f). 여름철 북극에서 구름의 존재는 SWCF와 LWCF의 반대 효과를 가진다 (Fig. 3.1.72). 그래서 북극 기후에의 구름의 영향을 결정하는데 표면에서의 단파와 장파 복사의 순 강제력을 조사할 필요가 있다. UNICON의 더 큰 TCA는 더 큰 표면의 순 장파복사(FSNS)를 모의하였다 (Fig. 3.1.73b). 북극 근처의 해빙과 눈의 높은 알베도로 인해 표면 순 단파 복사(FSNS)는 크게 변하지 않는다. 그러나 FSNS는 북극을 둘러싼 지역에서 상당히 감소하였다 (Fig. 3.1.73a). 대체적으로 북극점에서는 FLNS의 증가가 FSNS의 감소보다 지배적이거나 둘러싼 지역에서는 반대이다 (Figs. 3.1.73b, 3.1.73c). 표면에서의 단파와 장파 복사의 순 강제력은 북극점에서 T2m의 증가 주변 육상 지역에서의 감소를 야기하였다 (Fig. 3.1.71h). T2m의 증가는 눈깊이를 감소시킬 수 있으나 다른 요인들(예: 강설 감소)도 이러한 감소에 기여할 수 있다 (Fig. 3.1.73d). 눈깊이 감소는 더 낮은 알베도로 귀결된다 (Fig. 3.1.73e). 북극에서 UNICON의 강화된 SWCF 냉각 (Fig. 3.1.71e)은 증가한 TCA와 감소한 표면 알베도의 복합적 결과이다. 북극 해빙면적이 대기 조건에 따라 변하는 것이 허용된다면 UNICON은 TCA 증가와 더 따뜻한 표면 근처 끼운으로 인해 CAM5보다 더 낮은 해빙면적을 모의할 것이다. 이는 표면 알베도 피드백을 가속화할 수 있다 (Holland and Bitz, 2003). Park et al. (2019)에 따르면 접합 기후모델 모의에서 UNICON이 CESM1(Hurrell et al., 2013)보다 20세기의 북극 해빙면적을 더 낮게 모의하였다.

## 라. 요약 및 논의

많은 GCM들은 북극에서 추운 바이어스가 있는데 이는 운량, 구름 수적 질량을 낮게 모의함으로써 나타나는 복사 바이어스에 의한 것으로 추정되었다. 이 문제를 다루기 위해 이 연구에서는 CAM5와 UNICON 두 모델의 AMIP 모의를 통해 북극 구름과 기후의 다양한 양상들을 비교하였다.

다른 GCM들 그리고 이전 연구와 유사하게 CAM5는 북극 하층 대류권의 운량과 구름 수적 질량을 연중 낮게 모의하였다. 비록 바이어스가 여전히 있으나 UNICON은 이러한 문제를 경감하였다. 이 연구는 북극 구름 모의 능력의 향상은

구름 수적에 대해 더 강한 NCD가 주요 원인인 것, 그리고 이는 평균 자오면 순환과 일시파 에디에 의한 열과 수증기의 극향 수송의 증가로 인한 것임을 밝혔다. UNICON 대류 모델은 동서 평균 자오면 순환, 극 제트기류, 북극권 언저리의 관련된 중관 스톱 활동의 강화와 극향 이동을 일으켰다. 북극 구름과 극향 열/수증기 수송의 비례 관계는 CAM5와 UNICON, 그리고 CMIP5 모델들 모두에 나타난다. 운량과 구름 수적 질량의 모의 결함으로 인해 CAM5는 연중 음의 표면 기온 바이어스를 보인다. 반면 UNICON은 운량과 구름 수적 질량이 늘어나 표면의 하방 장파복사를 증가시켜 북극의 추운 온도 바이어스를 경감하였다. 이러한 모의 결과는 이전 연구들의 가설과 일치한다 (Barton et al., 2014; Chan and Comiso, 2013; Klocke et al., 2011; Pithan and Mauritsen, 2014; Walsh and Chapman, 1998). 이 연구 결과는 극향 열/수증기 수송 모의의 향상이 북극 구름과 기후 모의 능력을 향상시킬 수 있다는 것이다.



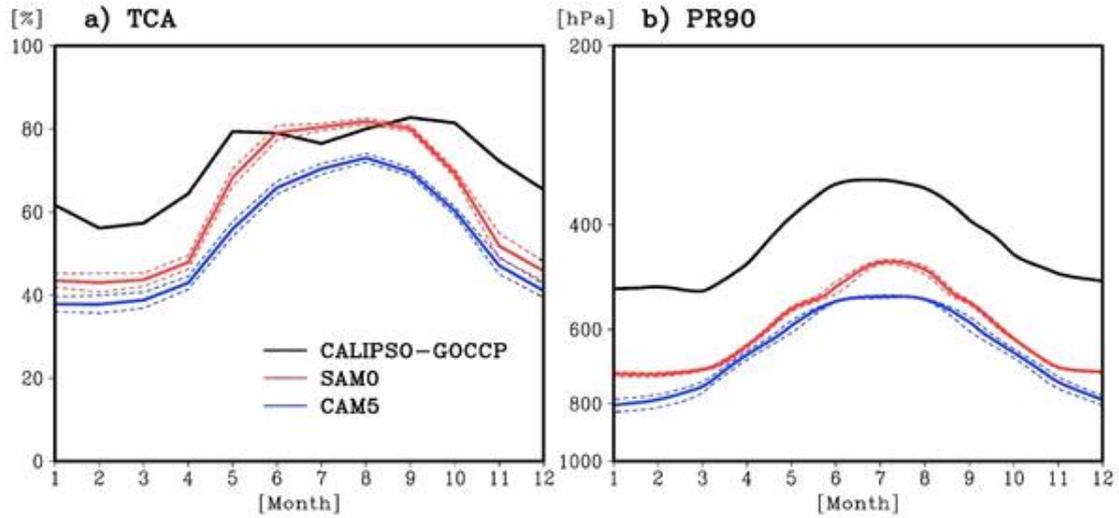


Figure 3.1.61 Annual cycles of the (a) total cloud fraction (TCA) and (b) height at which the ratio of ice condensate mass to total condensate mass is 90% (phase ratio, PR90) averaged over the Arctic area, north of 65°N from CALIPSO-GOCCP observations averaged from June 2006 to November 2010 (black line), UNICON (red line), and CAM5 (blue line). The dashed lines denote the standard deviations of the variables. The CALIPSO-GOCCP observations were averaged from June 2006 to November 2010, and the model results are the means of AMIP simulation results for 36 years from January 1979 to February 2015.

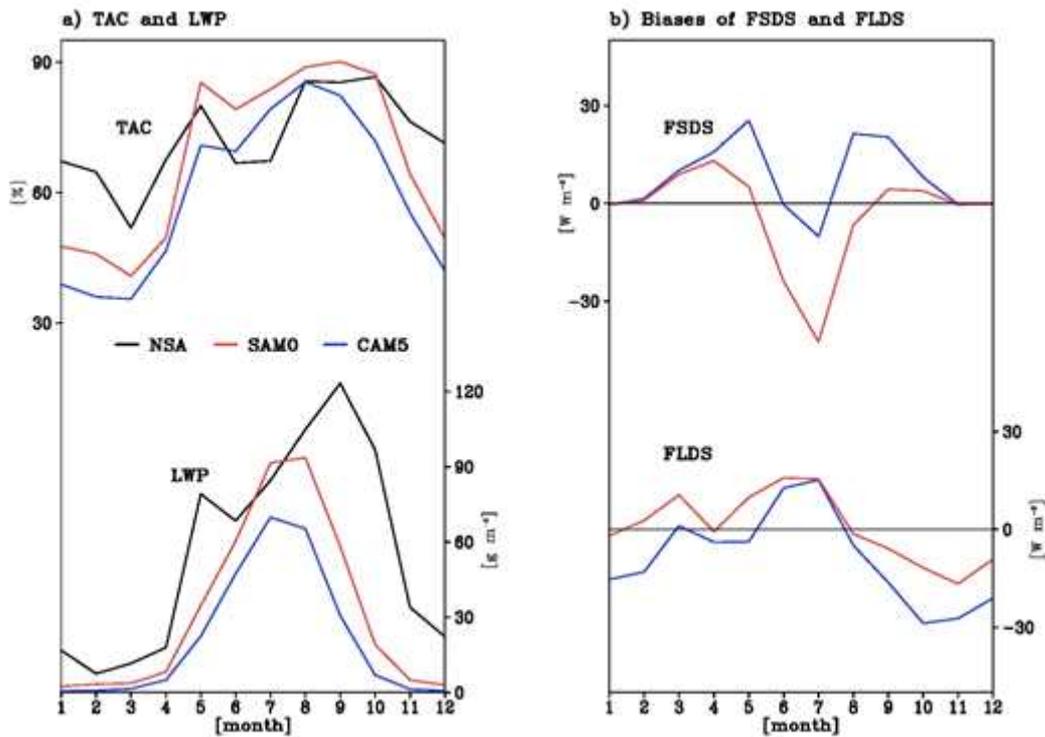


Figure 3.1.62 Annual cycles of total cloud fraction (TAC, upper in (a)) and liquid water path (LWP, bottom in (a)) from the climatology of ground-based cloud and radiation measurements at the North Slope of Alaska (NSA) Barrow site (black line), UNICON (red line), and CAM5 (blue line). Biases of surface downward SW flux (FSDS, upper in (b)) and surface downward longwave flux (FLDS, bottom in (b)) of UNICON (red line) and CAM5 (blue line) against the climatology of ground-based cloud and radiation measurements at NSA Barrow site. The NSA Barrow site observations were averaged from 1998 to 2010, and the model results are the means of AMIP simulation results for 36 years from January 1979 to February 2015.

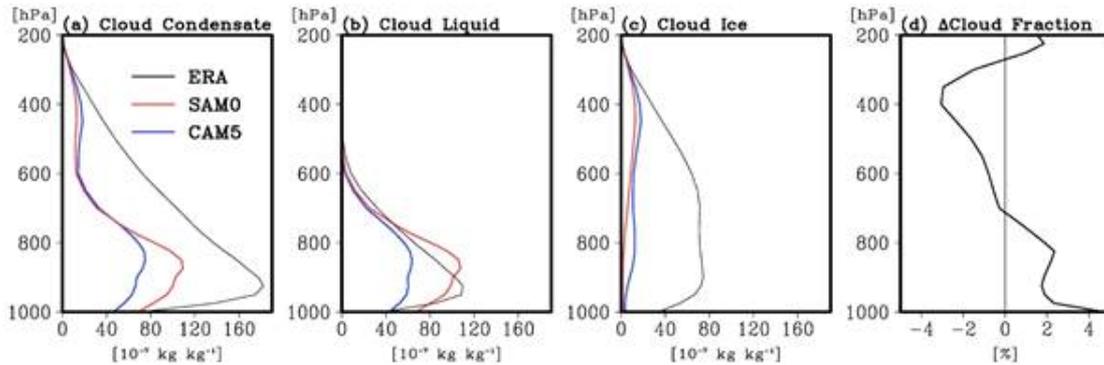


Figure 3.1.63 Annual-mean vertical profiles of grid-mean (a) cloud condensate mass (cloud liquid + cloud ice), (b) cloud liquid mass, and (c) cloud ice mass averaged over the Arctic from ERA-Interim reanalysis (ERA, black lines), UNICON (red lines) and CAM5 (blue lines), and (d) the difference in cloud fraction between UNICON and CAM5. ERA-Interim reanalysis was averaged from January 1979 to February 2015, and the model results are the means of AMIP simulation results for 36 years from January 1979 to February 2015.



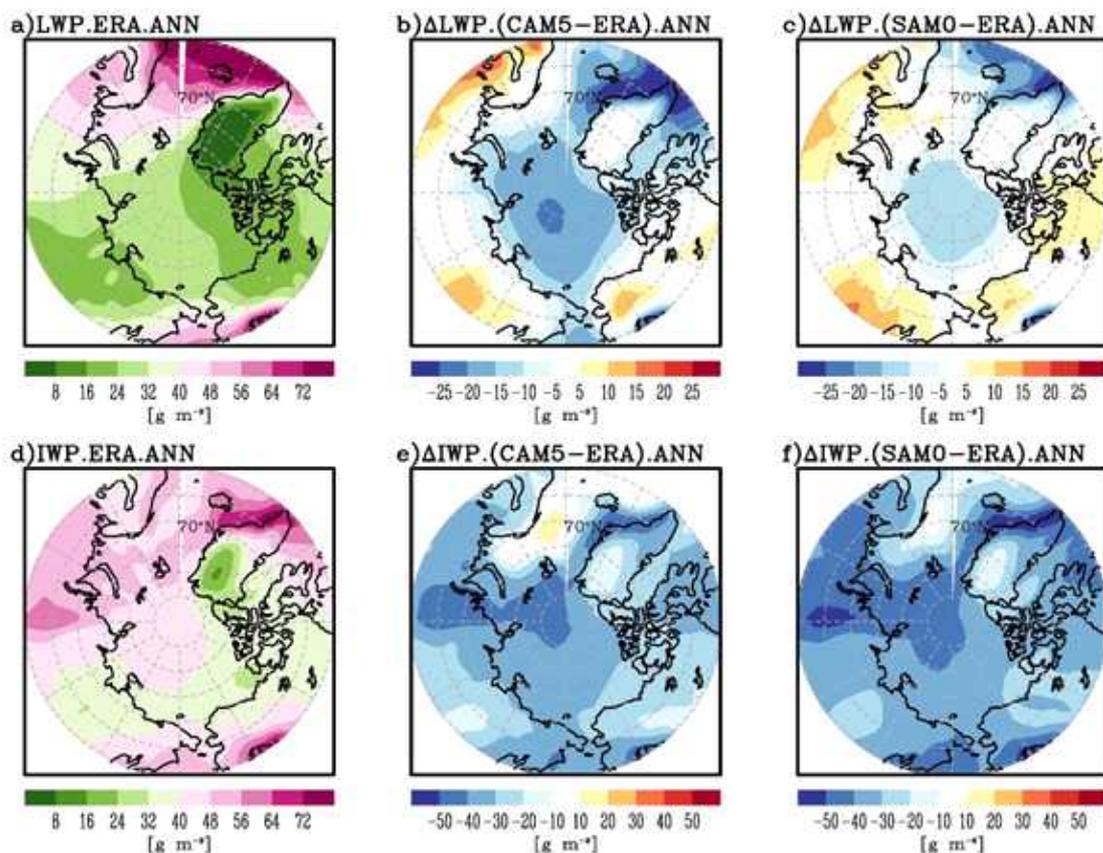


Figure 3.1.64 Annual mean liquid water path (LWP) (upper panel) and ice water path (IWP) (bottom panel) of ERA interim data (left) and the differences of CAM5 (center) and UNICON (right) from ERA interim data. ERA-Interim reanalysis was averaged from January 1979 to February 2015 and the model results are the means of AMIP simulation results for 36 years from January 1979 to February 2015.

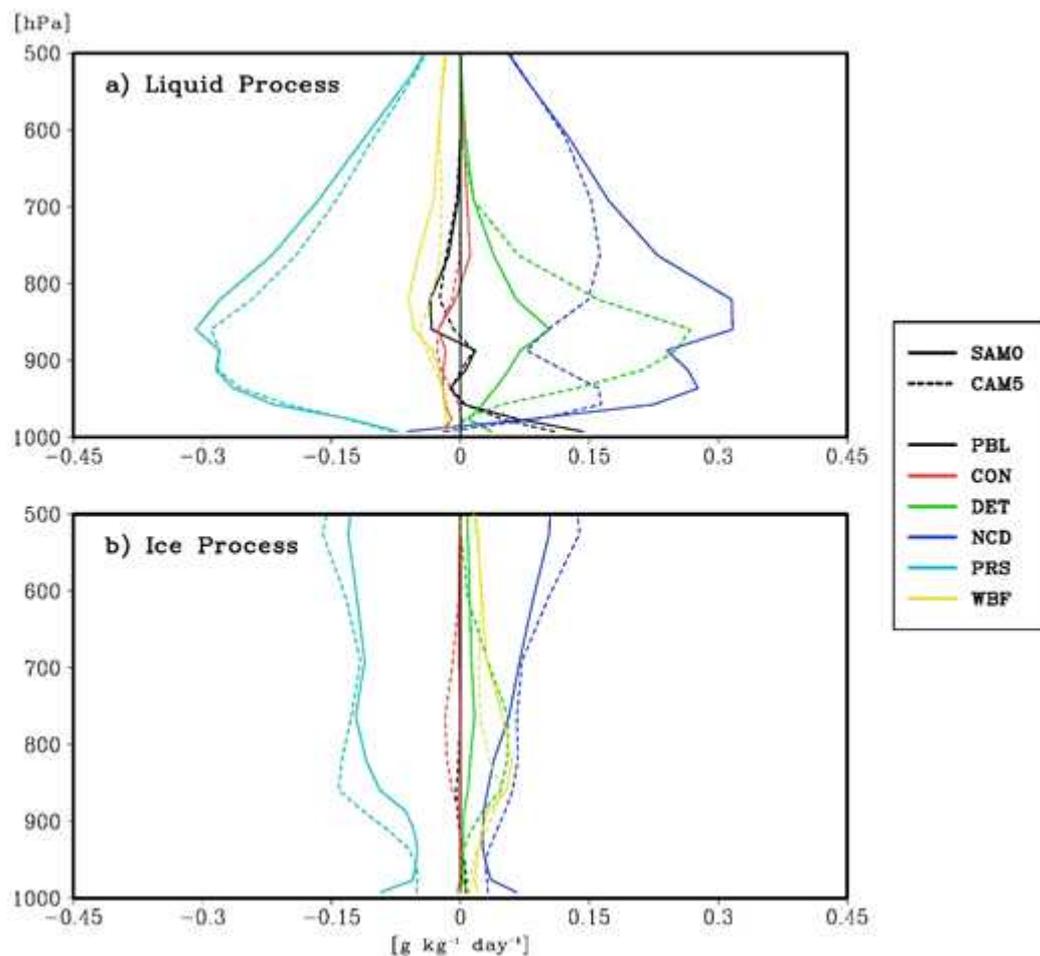


Figure 3.1.65 Annual-mean vertical profiles of the grid-mean tendencies of the (a) cloud liquid mass and (b) cloud ice mass induced by various moist physics processes from UNICON (solid lines) and CAM5 (dotted lines). The processes shown are subgrid vertical transport by local symmetric turbulent eddies (PBL, black), subgrid vertical transport by nonlocal asymmetric turbulent eddies (CON, red), convective detrainment (DET, green), net condensation of water vapor into cloud liquid and net deposition of water vapor into cloud liquid and ice (NCD, blue), precipitation-sedimentation fallout (PRS, cyan), and WBF conversion from cloud liquid mass to cloud ice mass (WBF, yellow).

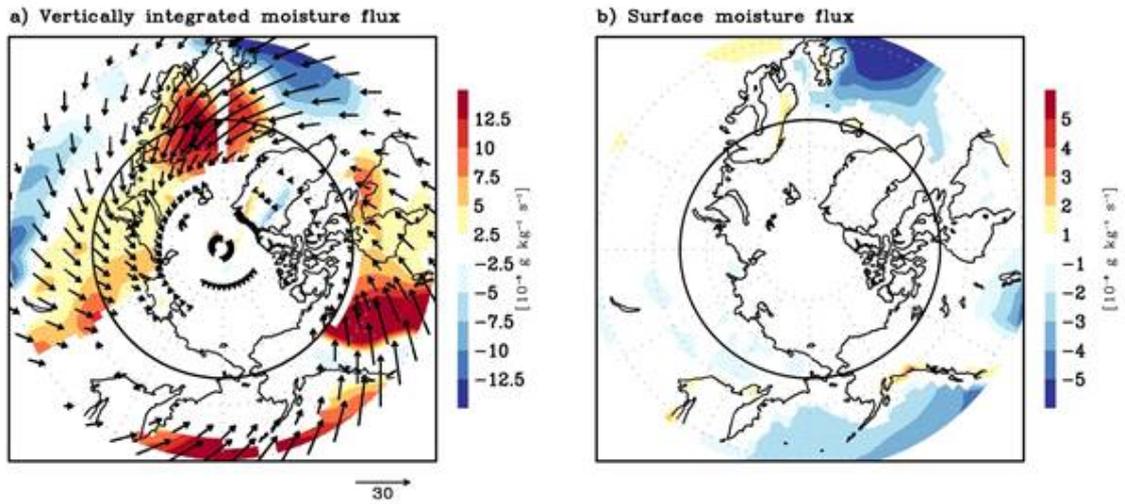
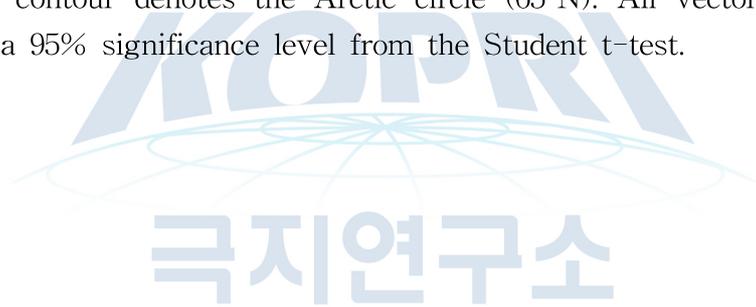


Figure 3.1.66 Differences of (a) vertically-integrated annual-mean horizontal moisture flux in  $\text{g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$  (arrow) and its convergence in  $10^{-6} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$  (shaded) and (b) surface moisture flux in  $10^{-6} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$  between UNICON and CAM5. Black contour denotes the Arctic circle ( $65^{\circ}\text{N}$ ). All vectors and shaded areas exceed a 95% significance level from the Student t-test.



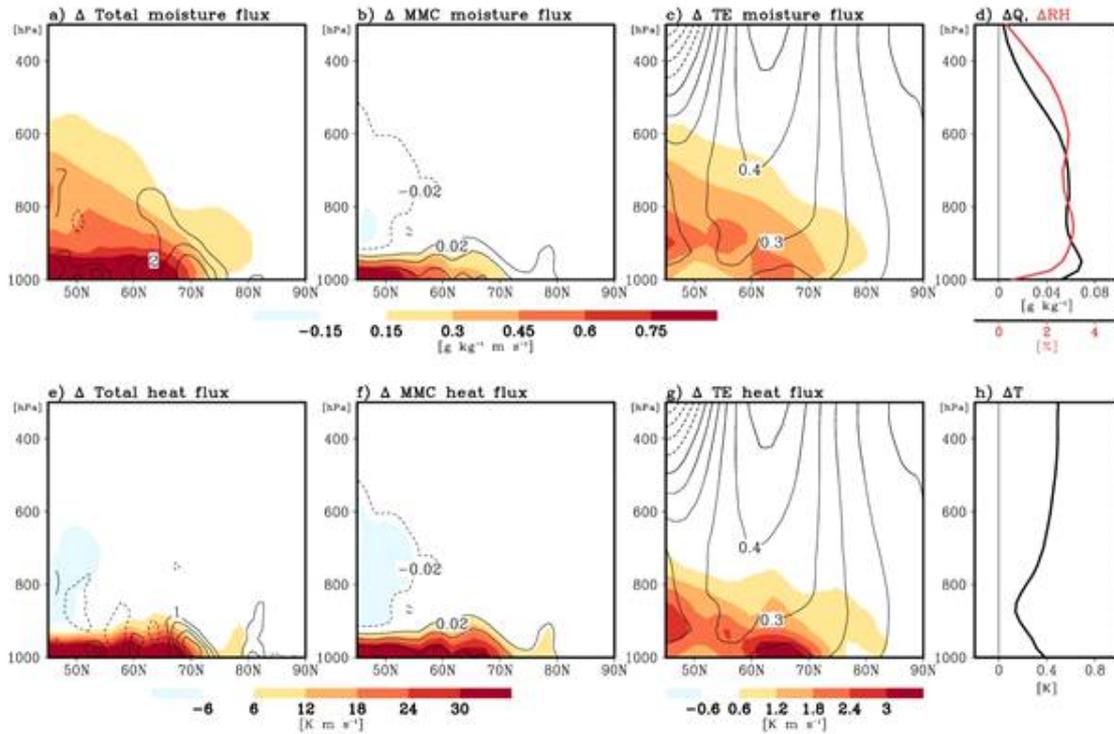


Figure 3.1.67 Differences in zonal-mean meridional fluxes of (a, b, and c) moisture and (e, f, and g) heat due to (a and e) total processes (i.e., the transported sum by mean meridional circulation, stationary eddies, and transient eddies), (b and f) mean meridional circulation (MMC), and (c and g) transient eddies (TE) between UNICON and CAM5. Differences in the annual-mean vertical profiles (d) water vapor ( $Q$ , black) and relative humidity (RH, red), and (h) air temperature ( $T$ ) averaged over the Arctic between UNICON and CAM5. The black lines in (a) and (e) denote the differences in zonal-mean convergence of total moisture flux in  $10^{-7} \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$  and total heat flux in  $10^{-5} \text{ K s}^{-1}$ . The black lines in (b) and (f) denote the differences in zonal mean meridional wind in  $\text{m s}^{-1}$ . The black lines in (c) and (g) denote the differences in zonal-mean zonal wind in  $\text{m s}^{-1}$  between UNICON and CAM5, respectively. Most shaded areas exceed 95% significance level from the Student  $t$ -test.

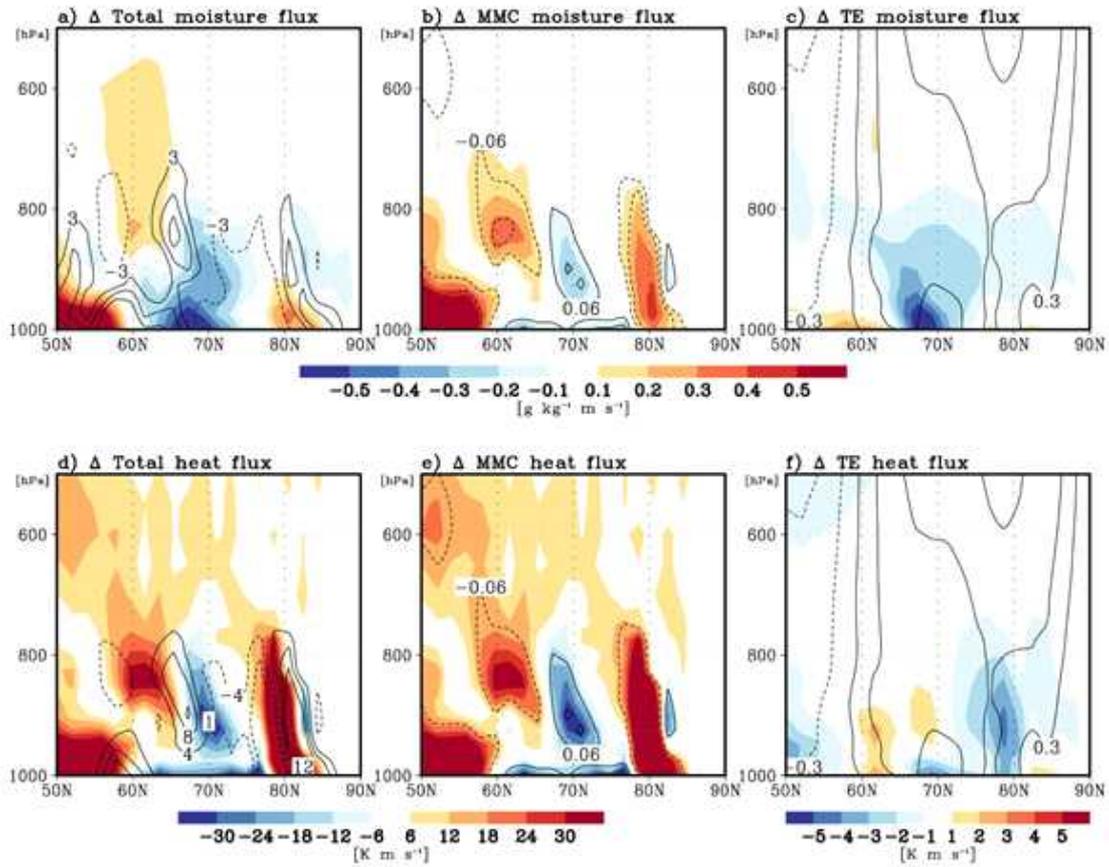


Figure 3.1.68 CAM5 biases of zonal-mean meridional fluxes of (a, b, and c) moisture and (d, e, and f) heat by (a and d) total processes (i.e., the transported sum by mean meridional circulation, stationary eddies, and transient eddies), (b and e) mean meridional circulation (MMC), and (c and f) transient eddies (TE) against the ERA-interim reanalysis. The black lines in (a) and (d) denote the bias of zonal-mean convergence of total moisture flux in  $10^{-7} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$  and total heat flux in  $10^{-5} \text{ K s}^{-1}$ , the black lines in (b) and (e) denote the bias of zonal mean meridional wind in  $\text{m s}^{-1}$ , and the black lines in (c) and (f) denote the bias of zonal-mean zonal wind in  $\text{m s}^{-1}$  against the ERA-interim reanalysis, respectively.

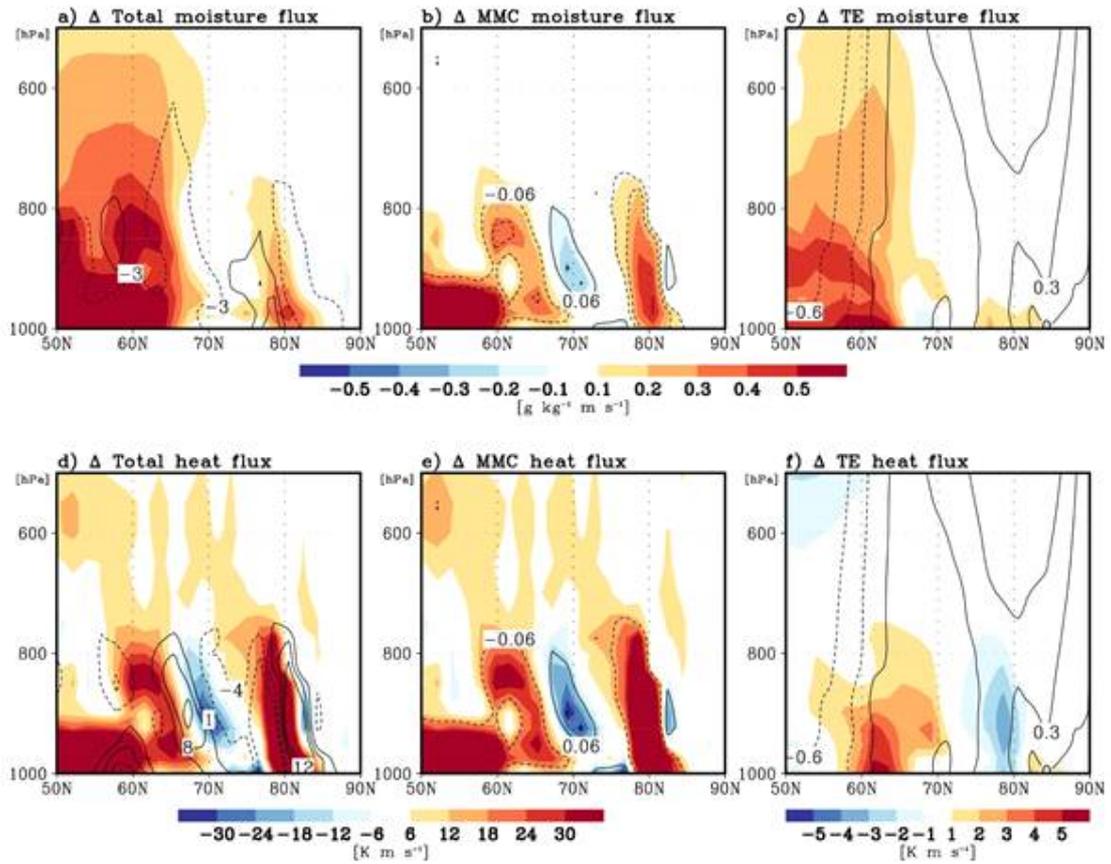


Figure 3.1.69 Identical with Fig. 3.1.63 except for UNICON.

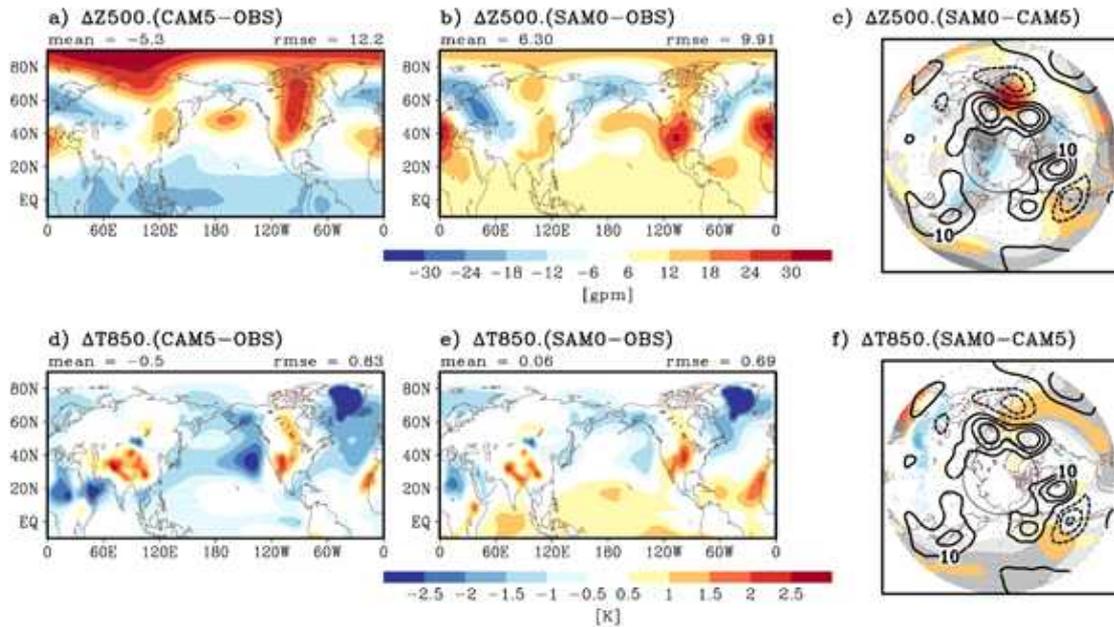


Figure 3.1.70 Differences of annual-mean (upper) 500 hPa geopotential height (Z500) and (lower) 850 hPa air temperature (T850) between (left) CAM5 and ERA-interim reanalysis observation, (center) UNICON and observation, and (right) UNICON and CAM5. ERA-Interim reanalysis was averaged from January 1979 to February 2015 and the model results are the means of AMIP simulation results for 36 years from January 1979 to February 2015. The thick black contours in (c) and (f) denote the difference of storm track activity at 300 hPa defined as the transient meridional velocity variance ( $v'v'$ ) and thin black contours denote the Arctic circle ( $65^\circ$  N). Color shaded and contoured areas in (c), (f), and (i) exceed a 95% significance level from the Student t-test.

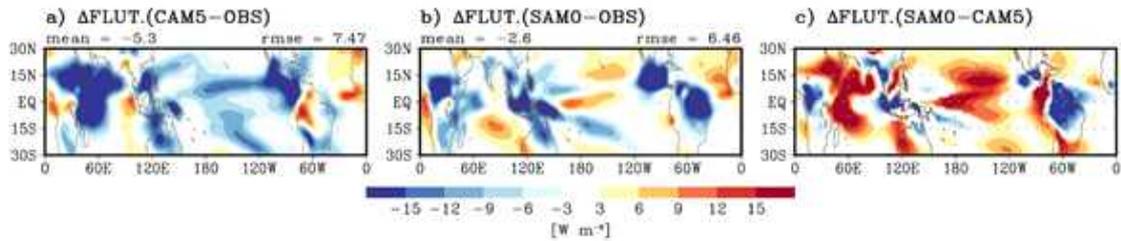


Figure 3.1.71 Biases of annual-mean upward longwave (LW) radiative flux at TOA (FLUT) against the CERES - EBAF observation from (a) CAM5 and (b) UNICON and (c) difference of FLUT between UNICON and CAM5. The CERES-EBAF observations were averaged from 2000 to 2013 and the model results are the means of AMIP simulation results for 36 years from January 1979 to February 2015. Shaded areas in (c) exceed a 95% significance level from the Student t-test.

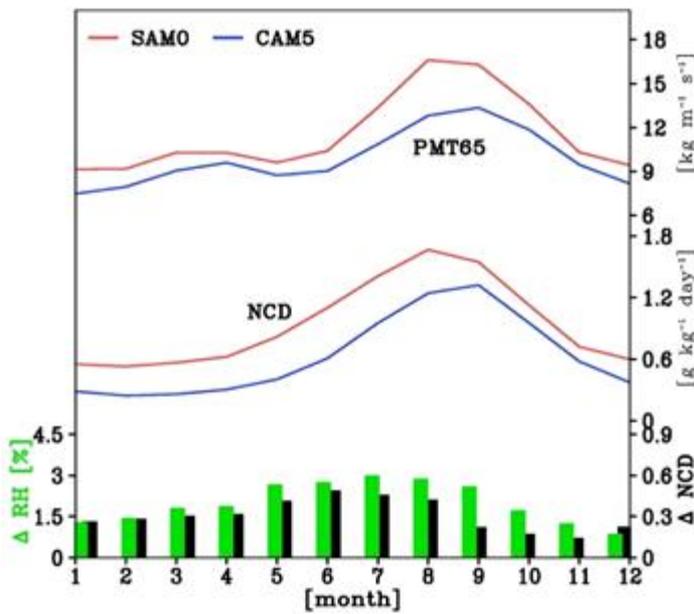


Figure 3.1.72 Annual cycles of vertically integrated zonal-mean poleward moisture transport in  $\text{g kg}^{-1} \text{m s}^{-1}$  at  $65^\circ\text{N}$  (PMT65) and net condensation rate of water vapor into cloud liquid (NCD) in  $\text{g kg}^{-1} \text{day}^{-1}$  averaged over the Arctic from UNICON (red line) and CAM5 (blue line).

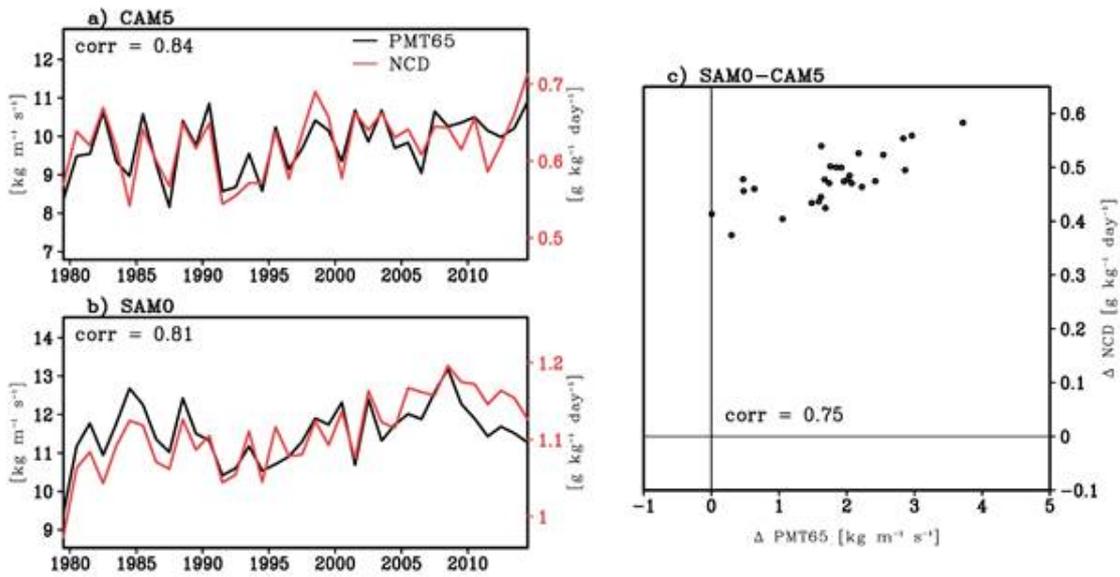


Figure 3.1.73 Interannual time series of the vertically integrated annual-mean poleward moisture flux at  $65^\circ\text{N}$  (PMT65, black line) and net condensation rate of water vapor into cloud liquid (NCD, red line) averaged over the Arctic from (a) CAM5 and (b) UNICON, and (c) scatter plot of the differences in annual-mean PMT65 and NCD between UNICON and CAM5.

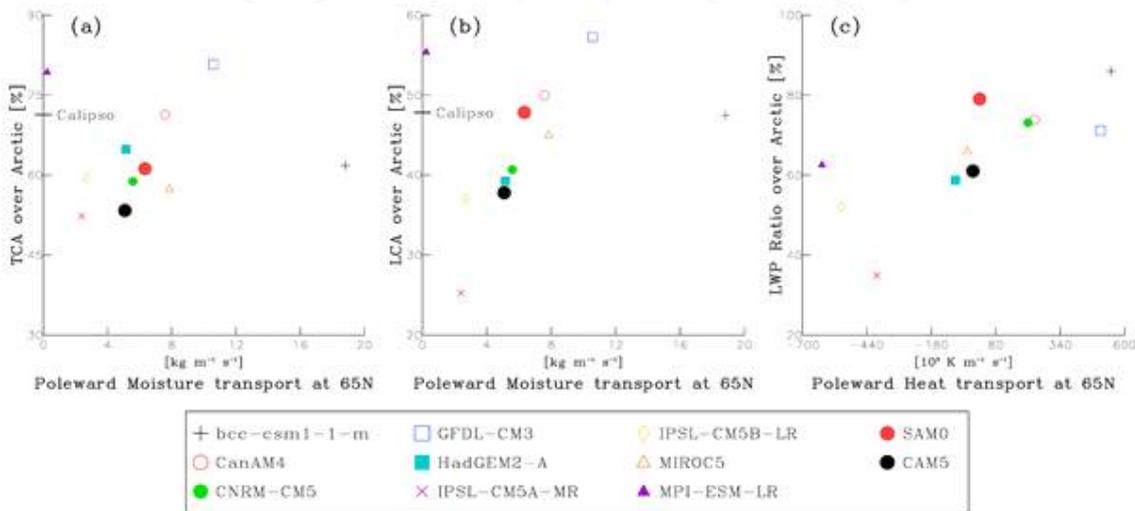


Figure 3.1.74 Scatter plots of the annual mean poleward fluxes of moisture and heat integrated over the vertical layers (100 - 700 hPa) at  $65^\circ\text{N}$ , cloud fractions, and LWP ratio averaged over the Arctic, obtained from various AMIP simulations of CMIP5 models, CAM5, and UNICON. The black lines in (a) and (b) denote the observed TCA and LCA, respectively, obtained from CALIPSO-GOCCP data.

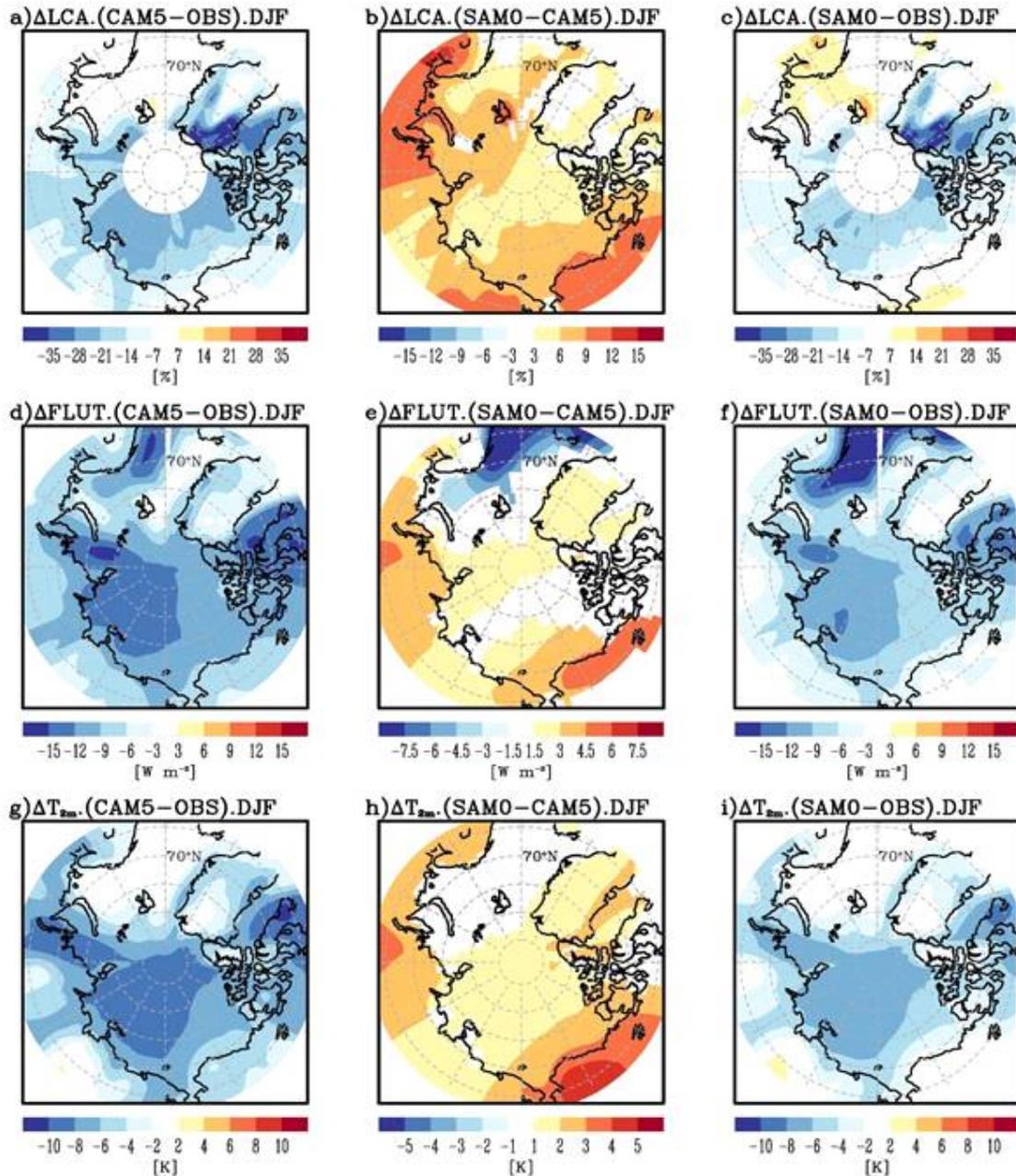


Figure 3.1.75 Biases of (upper) low cloud fraction (LCA) against the CALIPSO - GOCCP observation, (middle) upward longwave (LW) radiative flux at TOA (FLUT) against the CERES - EBAF observation, and (lower) near-surface air temperature at a 2 m height (T2m) against the ERA-Interim reanalysis during DJF obtained from (left) CAM5 and (right) UNICON, and (center) the differences in each variable between UNICON and CAM5. The CERES-EBAF observations were averaged from 2000 to 2013, ERA-Interim reanalysis was averaged from January 1979 to February 2015, and the model results are the means of AMIP simulation results for 36 years from January 1979 to February 2015. Shaded areas in (b), (e), and (h) exceed 95% significance level from the Student t-test.

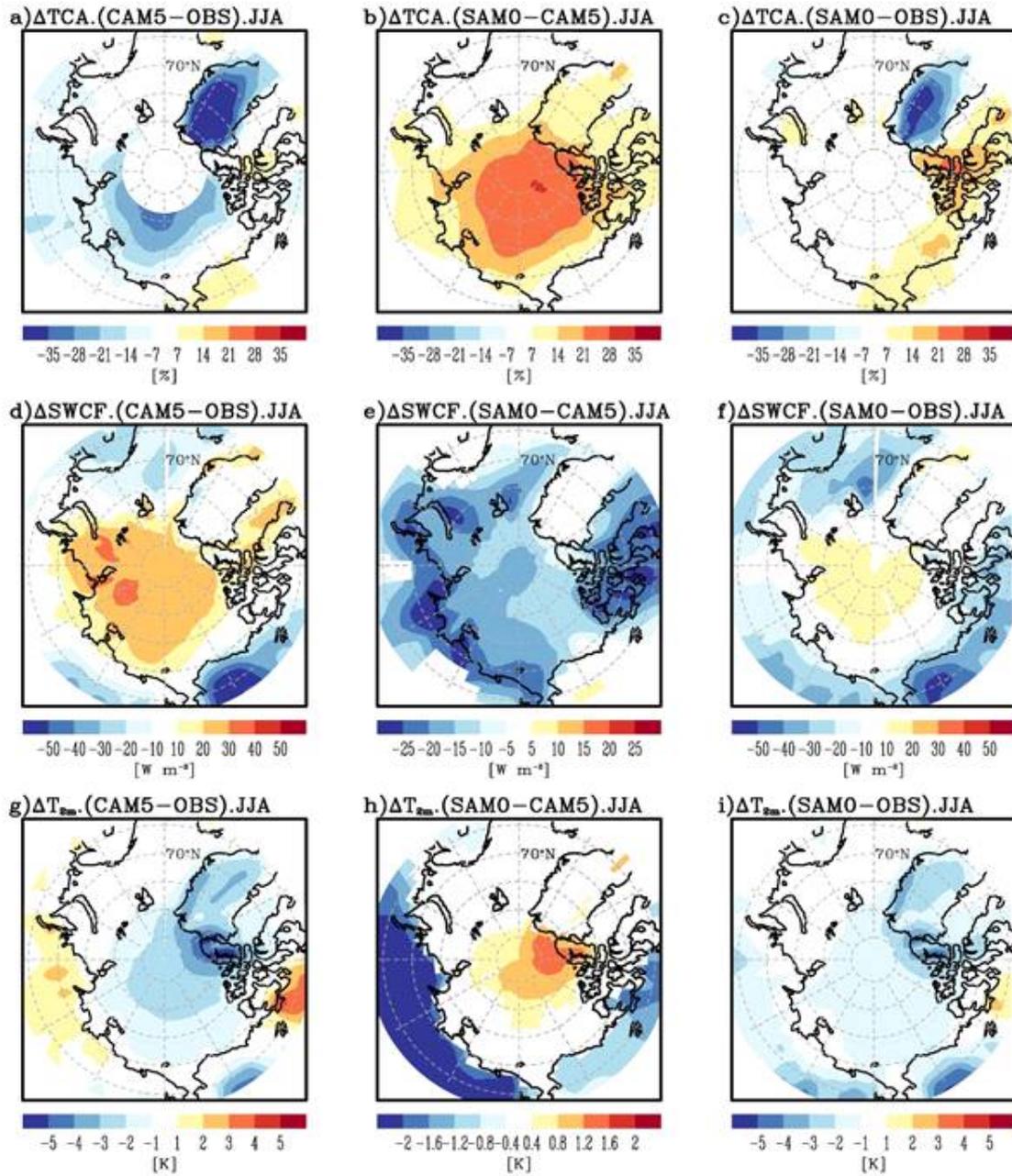


Figure 3.1.76 Identical with Fig. 3.1.69, except for total cloud fraction (TCA) in the upper panel, the SW cloud radiative forcing at TOA (SWCF) in the middle panel, and during JJA.

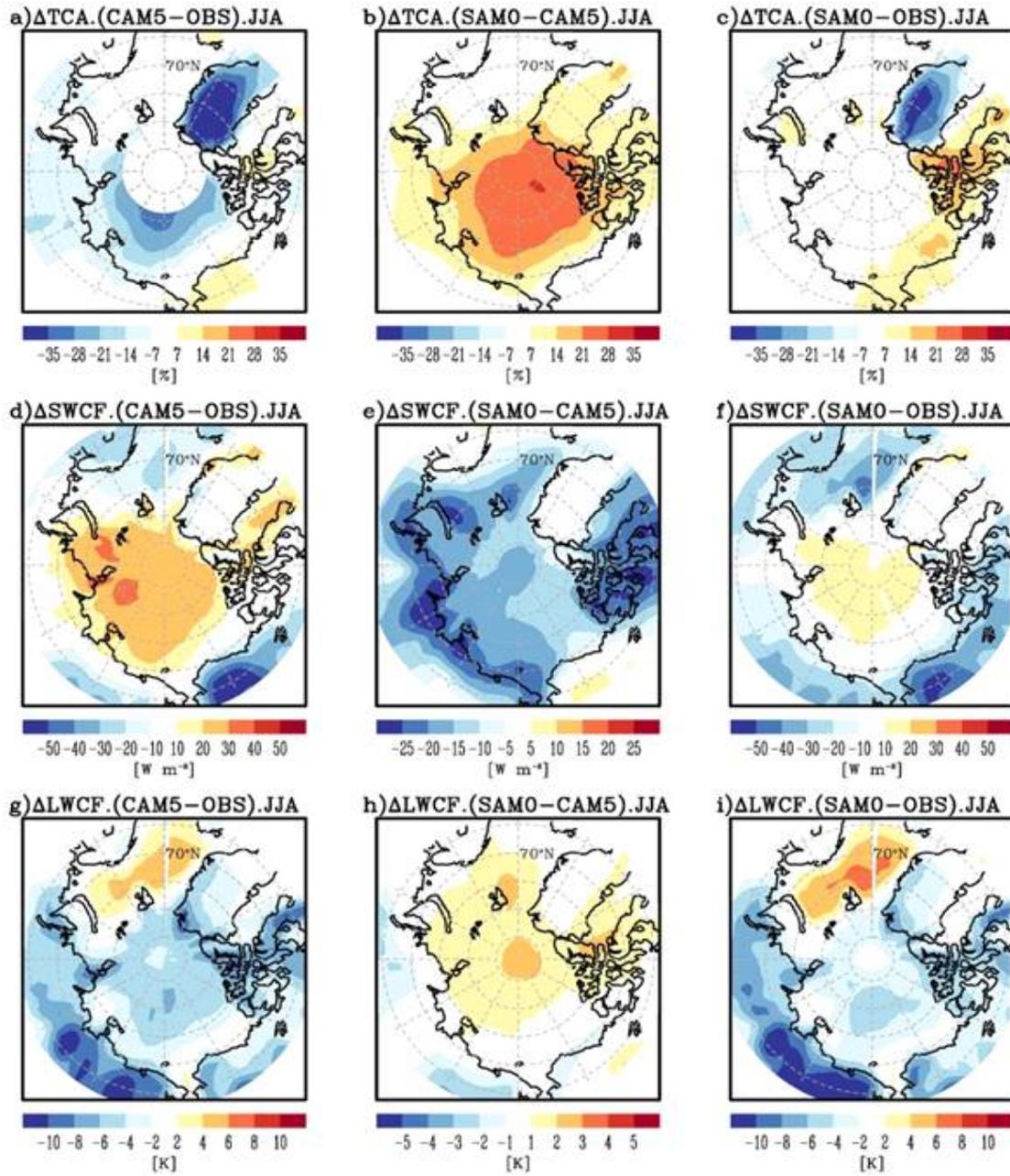


Figure 3.1.77 Identical with Fig. 3.1.71, except for the LW cloud radiative forcing at TOA (LWCF) in the lower panel.

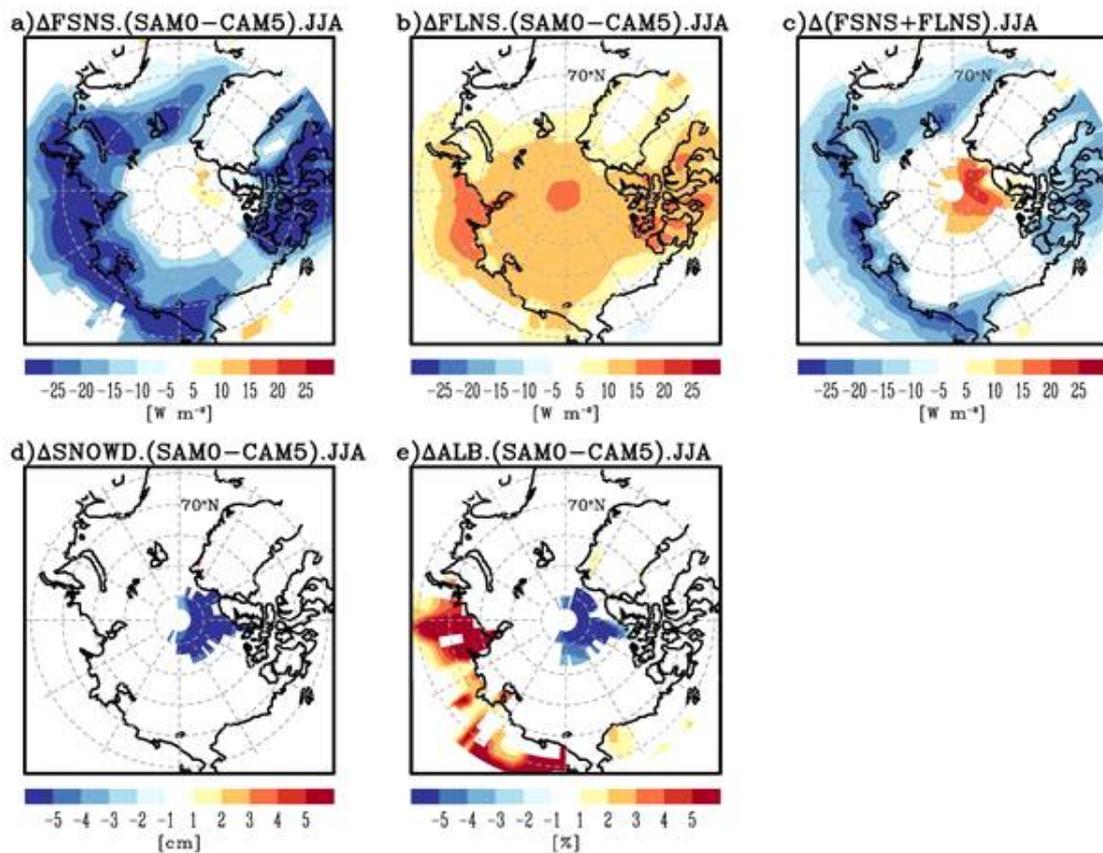


Figure 3.1.78 Differences of (a) net SW flux at the surface (FSNS), (b) net LW flux at the surface (FLNS), (c) sum of FSNS and FLNS, (d) snow depth (SNOWD), and (e) surface albedo (ALB) during JJA between UNICON and CAM5. Shaded areas exceed 95% significance level from the Student t-test.

### 3.1.6 KPOPS 북극 구름 모의 성능 평가

#### 3.1.6.1 최근 북극 겨울철 구름 변화 모의

##### 가. 배경 및 목적

1990년대 후반 이후 겨울철의 북극 운량은 뚜렷한 증가 추세를 보인다. 지구온난화 및 최근 수십 년 동안의 해빙/대기 조건의 변화가 이러한 북극 겨울철 구름 변화에 어떤 영향을 주는지에 대한 조사가 필요하다. 구름의 존재는 지구표면 복사 에너지 수지에 즉각적인 영향을 미친다. 구름은 지구 표면에서 장파 복사를 흡수하고 재방출하는 온난화 효과를 가지는 동시에 우주에서 들어오는 단파 복사를 반사시키는 냉각효과를 가지고 있다. 구름의 복사 특성은 북극 기후와 그 변화에 중요하다 (예: Curry et al., 1996; Choi et al., 2014). 구름은 북극 지역을 연중 50% 이상 덮고 있고 (Eastman과 Warren, 2010a) 다양한 대기 및 해양 변수와 상호작용한다 (Francis와 Hunter, 2006; Schweiger 등, 2008). 북반구 겨울철(12월-2월)에는 북극 지역에 태양광이 거의 영향을 주지 못함에도 불구하고 구름의 복사효과(Cloud radiative forcing: CRF)가 약  $20 \text{ W m}^{-2}$ 의 큰 값을 가지는데, 이는 북극 구름의 강한 장파 복사 효과 때문이다(Shupe and Intrieri, 2004). 따라서, 겨울 동안 북극의 표면 온도는 구름의 영향을 많이 받는다. Wang and Key (2003)는 APP-x 자료 (Extended Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) Polar Pathfinder (APP-x))를 이용, 1982년 - 1999년 동안 북극의 운량과 표면 온도가 각각  $5.7 \text{ \% decade}^{-1}$ ,  $0.34 \text{ K decade}^{-1}$ 의 비율로 감소했다고 보고했다. Liu et al. (2009)은 북극 구름의 변화가 1982년 - 2004년 동안  $0.91 \text{ K decade}^{-1}$ 의 표면 냉각 효과 변화를 유발함을 발견했다.

한편, 북극 구름은 표면 조건의 영향을 많이 받는다. Curry et al. (1996)은 북극 구름의 형성은 표면으로부터의 강화된 난류 열속과 그에 따른 수증기와 에너지의 수평 및 수직 수렴에 의해 증가될 수 있다는 것을 보여주었고, 이는 표면 온도에 대한 양의 피드백 효과를 가짐을 시사했다. Vavrus (2004)는 이러한 양의 피드백 과정이 온실 효과에 따른 북극 온난화를 증폭시키는데 중요한 역할을 한다고 주장했다. 다른 연구들은 최근 수십 년 동안 북극 겨울 구름의 변화가 복사 피드백 효과와 더불어 대규모 대기 순환의 영향을 강하게 받았다고 지적했다. Liu et al. (2007)은 난센 분지와 바렌츠, 카라 해의 대규모 대기 순환 변화에 의해 유도된 수

증기 수렴이 1982-2000년 동안 북극 구름에 상당한 영향을 끼쳤음을 보여주었다. Eastman and Warren (2010b)은 북극의 구름이 북극진동(Arctic Oscillation: AO)의 변화와 강하게 연관되어 있음을 나타냈다.

1990년대 후반부터 북극 기후는 급격한 변화에 노출되어 왔다. 해빙 감소의 가속화와 관련 해빙 피드백이 북극 대류권 전체에 상당한 온난화를 초래했으며(Screen and Simmonds, 2010a) 반구 규모의 대기 순환 변화를 일으켰다(Francis et al., 2009; Overland and Wang, 2010; Kug et al., 2014; Kug et al., 2015). 이러한 변화는 특히 초겨울에 두드러진다(Screen and Simmonds, 2010b). 수많은 연구들이 구름이 양의 장파복사 피드백 때문을 통해 겨울철의 북극 온난화 증폭을 유발했음을 보였다 (Graversen et al., 2008; Graversen and Wang, 2009; Palm et al., 2010).

비록 북극해 빙하의 역할과 해빙이 녹는 결빙기 계절 동안의 북극 구름의 해당 변화들이 집중적으로 조사되었지만(예: Schweiger et al., 2008; Kay and Gettelman, 2009; Palm et al., 2010; Cuzzone and Vavrus, 2011), 결빙기를 고려한 연구는 거의 없다. 대류권 피드백은 지구 온난화 조건과 관련된 해빙 손실 하에서 겨울에도 활성화될 수 있다는 것이 제안되었다 (Abbot and Tziperman, 2009; Leibowicz et al., 2012). 그러나 최근 겨울 동안 구름의 영향과 관련하여 일어난 북극의 변화는 여전히 잘 이해되지 않는다. 예를 들어, 결빙기 동안 구름과 해빙의 관계에 대한 하향 장파 복사속의 역할 등은 최근에 들어서야 이해되기 시작하고 있다 (Park et al., 2015). 북극 겨울의 극도로 춥고 건조하며 바람이 부는 조건은 구름 탐지 오류와 북극 구름의 적절한 수치 모의에 큰 불확실성을 야기한다. 따라서, 특히 결빙기(Eastman과 Warren, 2010a) 동안의 위성 위성 산출물과 관측소 자료간의 큰 차이가 운량의 연간 변동 및 장기 동향 등에서 발생한다.

이전 몇 가지 연구에서는 재분석 자료 내 구름 자료의 특성을 분석하였다. Schweiger et al. (2008) 은 ECMWF 재분석 자료, ERA-40 (Uppala et al., 2005)의 구름 데이터를 사용하여 해빙과 운량 사이의 관계를 조사했다. Walsh et al. (2009) 은 4개의 서로 다른 재분석 자료를 입력으로 한 복사 전달 수치 모의 결과를 Atmospheric Radiation Measurement Program 관측 데이터 세트와 비교했다 (Stokes and Schwartz, 1994). 그들은 재분석 모델이 구름의 양을 적절하게 모의하는 경우에 구름의 복사 효과를 효과적으로 재현할 수 있다는 것을 입증했다. 이에 근거하여, 최근 수십 년 동안 인공위성으로 추정된 북극 구름의 장기적 변화와 온

도와 습도 등 주요 대기 변수의 일관성 있는 변화를 조사하기 위해 재분석 자료들을 사용한다.

재분석과 위성의 결과를 보완하기 위해 대기 대순환 모델(AGCM)을 채택하였다. 북극 구름과 그 구름들이 기후 시스템에 미치는 영향을 조사하기 위해 수치 모델이 널리 사용되어 왔다. 예를 들어 복사-난류 모델은 북극해 하층운의 연내 변동성 (Beesley and Moritz, 1999)을 연구하는 데 사용되며, 대기 대순환 모델은 대기 중 이산화탄소 농도가 높은 조건에서 해빙 용해에 대한 대류운 피드백의 영향 (Abbot et al., 2009) 이나 북극 구름과 관련된 피드백 과정(Vavrus, 2004) 들을 검토하는 목적 등에 사용된다. 또한, 대기-해양 결합 모델 상호 비교 프로젝트(CMIP)의 결과물들은 북극 구름에 대한 우리의 현재 이해의 많은 부분에 기여한다(예: Vavrus et al., 2009; Karlsson and Svensson, 2011; Koenigk et al., 2013; Pithan et al., 2014). 따라서 수치 모델의 결과물은 재분석 데이터 자료의 불확실성을 보완할 수 있다.

최근 북극 구름의 변화와 북극 온난화 및 해빙 감소와의 관계를 조사하기 위해 두 개의 재분석 데이터 자료를 위성 관측과 비교함으로써 최근 30년간의 겨울 동안 북극 구름의 연간 변화를 조사한다. 또한 AGCM 실험은 재분석과 위성 자료의 분석 결과를 뒷받침하기 위해 수행된다. 결과적으로 북극 구름과 대기 조건의 최근 변화에 대한 AGCM 모델링 결과 및 최근 수십 년 동안 이러한 변수들 사이의 관계 변화 및 가능한 기저 메커니즘에 추가하여 구름, 해빙, 표면 온도 및 대기 조건의 장기적 변화를 검토하고자 한다.

## 나. 자료 및 방법

ECMWF에서 생산한 재분석 자료인 ERA-Interim 자료 (Dee et al., 2011)의 기간은 1979년 1월부터 현재까지를 포함한다. ERA-Interim은 ECMWF의 통합 예보 시스템의 수평 분해능 약 80km(T255)와 연직 층 60개를 사용하여 생성되나, 사용자들을 위한 여러가지 분해능의 자료 세트가 제공되는데, 여기서는  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$  및 37개 층의 중간 수평 분해능 데이터 세트를 사용했다. ERA-Interim은 최신의 구름 알고리즘, 대류 알고리즘과 더불어 위성의 마이크로파 복사량의 자료 동화 과정을 추가함으로써 물수지를 모의하는데 있어 주목할 만한 개선이 이루어졌다. 또한, 위성 복사량에 대한 새로운 편향 보정을 통해 북극 대기의 평균 온도와 연직 구조를 라디오존데 관측과 유사하게 향상되었다 (Dee and Uppala, 2009). 이러한 개선사항

은 북극에서 구름의 정확한 양과 특성을 모의하는 데 있어 ERA-Interim의 성능을 향상시킨다 (Walsh et al., 2009; Dee et al., 2011).

미국 국립환경예측센터 (NCEP)가 최근 개발한 새로운 재분석 자료인 기후예측 시스템 재분석 (CFSR; Saha et al., 2010)은 1979년 1월부터 2009년 12월까지의 기간을 포함하여 37개의 연직 층을 가진다. NCEP CFSR은 약 38km (T382)의 수평 분해능과 64층의 하이브리드 시그마 좌표를 갖는 대기-해양 결합 예측 시스템 모델에 의해 생산된다. NCEP CFSR은 새로운 위성 자료 편차 보정 방법, 위성 복사량 자료의 직접 동화, 관측에 근거한 운량 자료에 기반한 구름 모의 등의 개선 사항을 통해 이전 버전의 NCEP 재분석과 비교하여 향상된 데이터 품질을 보여준다 (Saha et al., 2010). NCEP 재분석 자료에서 북극 지역 구름 자료의 개선된 성능은 NCEP 북미 지역 재분석 자료 (NCEP North American Regional Reanalysis: NARR) (Mesinger et al., 2006)에 의해 평가되었다. 이는 32km 수평 해상도를 가지지만 북극의 제한된 영역을 포함한다(Walsh et al., 2009). 본 연구에서는  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  수평 해상도를 사용했다.

재분석 데이터의 유효성 확인을 위해 APP-x (Wang and Key, 2005a)와 Television and Infrared Observation Satellite Operational Vertical Sounder (TOVS) Polar Pathfinder (TPP; Schweiger et al., 2002)의 두 장기 위성 관측에서 얻은 구름과 표면 온도를 사용했다. 이러한 데이터는 긴 관측 기간을 포함하므로 북극 구름에 대한 이전의 많은 연구에서 활용되었다(Wang and Key, 2003; Wang and Key, 2005a; Liu et al., 2006; Liu et al., 2007; Liu et al., 2008; Liu et al., 2009; Eastman and Warren, 2010a). APP-x 합성장은 보정된 위성 채널 데이터와 25km 공간 분해능에서 파생된 파라미터로 구성된 자료로서 북극 및 남극을 모두 포함한 관측 영역을 가진다. 1982~2013년 기간 동안 5개의 AVHRR 채널에서 표면 온도, 구름 유무, 청천 알베도를 제공하고 있다. APP-x는 현지 태양 시간(LST) 04:00과 14:00에 일일 합성물을 제공한다. 매월 구름과 표면 온도 데이터는 04:00 LST와 매우 유사하기 때문에 일일 데이터 세트에서 14:00 LST에서만 평균적으로 사용하였다. TPP 데이터 세트는 대기 온도, 수증기, 표면 온도, 총 유효 운량, 운정 기압, 운정 온도를 포함한 또 다른 장기 위성 관측이다. 데이터는 1980-2005년에 사용할 수 있으며 해상도는 100km이다. 분석을 위해 14:00 LST 일별 값을 기준으로 월별 구름과 표면 온도를 사용했다. 두 재분석 데이터의 평균, 표준 편차 및 선형

추세와 같은 기본 통계를 위성 기반 관측 데이터의 통계와 비교했다.

북극 기후에서 갑작스런 변화가 일어났는지 여부를 조사하기 위해, Tome and Miranda (2004)가 제안한 변화점 분석을 지난 30년간 북반구 겨울 동안 총 운량, 표면 온도, 해빙 면적 등 주요 분석 변수에 적용했다. 변화점 분석은 최소 제곱법을 사용하여 각 변화점의 수와 추세 변화를 최소화하는 조건을 만족하는 연결된 직선들의 조합을 구한다. 따라서 구름-해빙 관계의 연변동은 변화점 전후에 상당히 다를 수 있기 때문에 이 분석이 필요했다. 위성 및 재분석 데이터에서 최근 구름의 변화와 해빙 및 환경 대기 조건과의 관계를 조사하기 위해 부분 상관 분석과 회귀 분석을 실시했다.

통계 분석 외에도 AGCM 실험이 수행되었다. 이러한 실험을 위해, 미국 국립 대기 연구 센터(NCAR) 지역 대기 모델 버전 3(CAM3; Collins et al., 2004)을 사용했는데, 이 버전은 지역 기후 시스템 모델 3(CCSM3; Collins et al., 2006)의 대기 모델 부분이다. 현재의 연구는  $2^\circ \times 2.5^\circ$  수평 분해능의 유한 체적법 역학 코어를 가진 CAM3를 이용했다. 보다 현실적인 구름 모의를 위해, 우리는 현재 CAM의 최신 버전에서 사용되고 있는 Vavrus Waliser (2008)가 제안하는 북극 구름에 대한 수정된 운량 모수화 방법을 채택했다 (Neale et al., 2011; Neale et al., 2012).

극지연구소

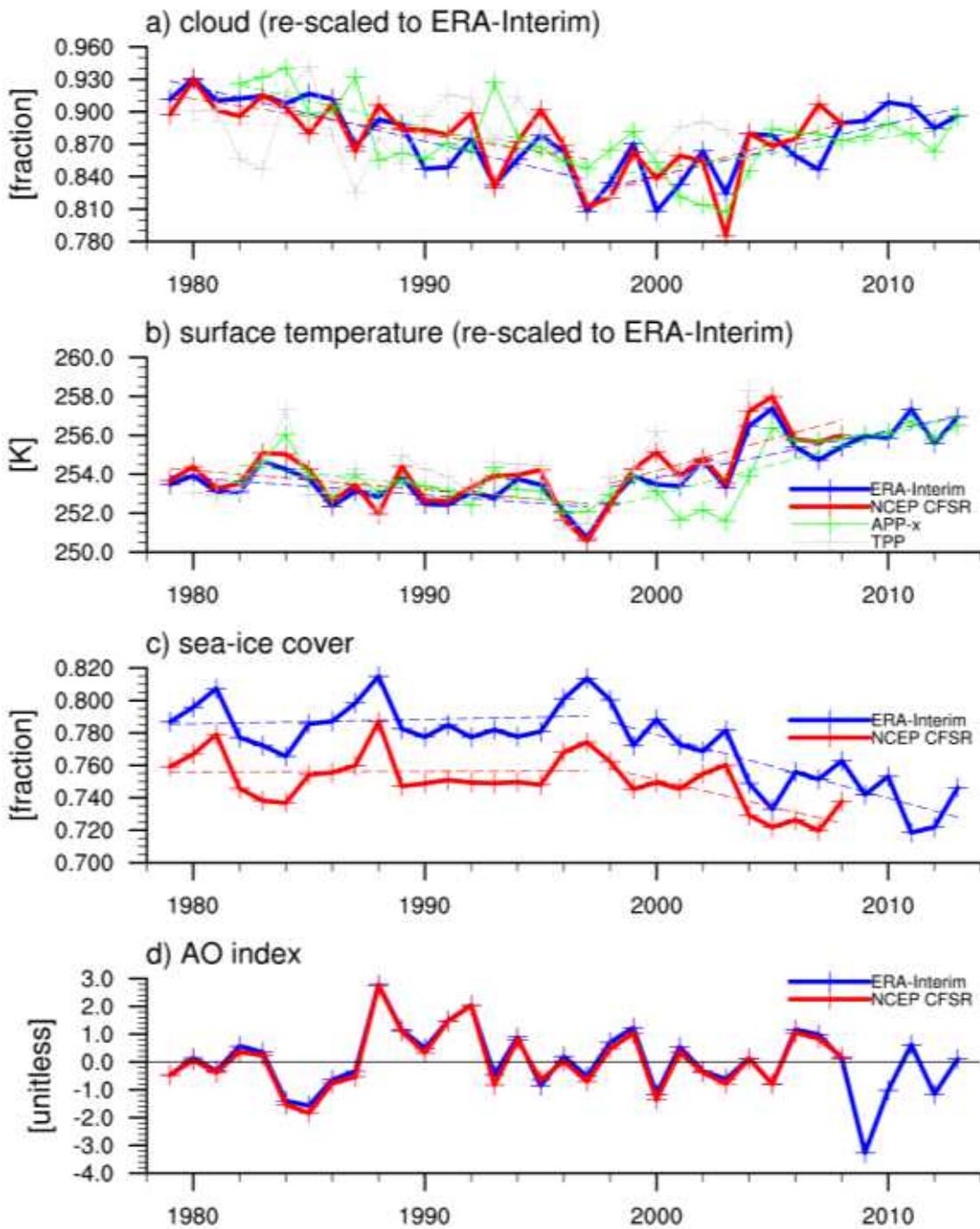


Figure 3.1.79 Time series of (a) cloud amount, (b) surface temperature, (c) sea ice cover over the Arctic Ocean (north of 67°N), and (d) Arctic Oscillation (AO) index in winter (December through February) from ERA-Interim, NCEP CFSR, APP-x, and TPP datasets. Long-term trends are denoted with dashed lines. The time series of cloud amount, surface temperature, and sea ice cover are re-scaled to adopt the mean and standard deviation of ERA-Interim for comparison.

## 다. 결과

### (1) 연간 변동 및 추세

북극해 (위도 67°N 이상에 위치한 해양 및 해빙 포함)와 지난 30년간 AO 지수 (Fig. 3.1.74)에 대한 북반구 겨울 동안의 총 운량, 표면 온도 및 해빙 면적의 전반적인 변화를 조사했다. 운량의 경우 ERA-Interim은 분석장 (Berlifford et al., 2009), NCEP CFSR의 경우는 예측장이다 (Saha et al., 2010). TOVS는 유효 운량을 제공하는데 관측과 계산 사이에 최소 잔차 또는 편차를 가지게 된다 (Schweiger et al., 2002). APP-x는 주어진 달의 구름 발생 빈도를 기준으로 0과 100 사이의 운량을 제공한다. 사용된 모든 데이터 세트의 총 운량 및 표면 온도의 평균, 표준 편차 및 선형 추세를 Table 3.1.1과 Table 3.1.2에 요약하고, 총 운량 간의 상관관계를 Table 3.1.3에 요약하였다.

두 재분석 데이터 세트에서 연간 총 운량의 변화는 서로 상당히 잘 일치하지만 (1982-2004년 기간의 경우 상관 계수  $r = 0.82$ ), 위성 데이터 세트의 경우는 거의 관계가 없어 보인다 ( $r = 0.03$ ). 데이터 세트 (Table 3.1.1)에서 구름과 표면 온도의 평균과 변동성의 큰 차이를 고려하여 Fig. 3.1.74의 각 시계열은 ERA-Interim의 평균 및 표준 편차를 기준으로 변동성의 규모를 재조정된 것이다. 북극 운량 변동의 가장 두드러진 특징은 20세기 말경에 발생한 장기적 추세의 변화로 1980년대와 1990년대에는 감소 추세를 보였지만 그 이후에는 증가 추세를 보인다. 북극 구름의 연변동성은 재분석과 위성 데이터 간의 일관성을 거의 보이지 않지만, 1990년대 후반 이전의 감소 경향은 두 개의 재분석 데이터와 위성 관측치에서 상당히 잘 일치한다. 재분석과 위성 데이터는 TPP 데이터에서 2005년까지 비슷한 증가 추세를 보이는 등 1990년대 후반이나 2000년대 초반 이후 비슷한 경향을 보이고 있다. 표면 온도와 해빙 면적의 변화는 음의 상관관계를 가지는데, ERA-Interim과 NCEP CFSR과  $r = -0.86$ 과  $-0.80$ 의 값을 보였다. 북극의 표면 온도와 해빙 면적은 1990년대 후반 무렵 주목할 만한 추세를 보이기 시작했다는 점에 유의해야 한다. 1990년대 후반부터 2013년까지 급격한 온도 증가와 해빙 감소 경향이 있었지만, 1980년대 후반부터 1990년대 후반까지는 거의 시간적인 추세가 존재하지 않았다. 이러한 결과는 양쪽의 재분석 데이터셋에서 공통적으로 나타났다. TPP 자료는 표면 온도에 있어 유사한 장기 추세를 보였으며, 이는 ERA-Interim에 동화된 TOVS 데이터

때문일 수 있다 (Dee et al., 2011). 표면온도나 구름과는 대조적으로 AO지수는 1990년대 후반 뚜렷한 추세변화를 보이지 않았다.

Table 3.1.1 Winter (December to February) mean, standard deviation, and trends of total cloud fraction over the Arctic Ocean (north of 67°N) in each dataset.

	mean (%)	standard deviation (%)	trend (% decade <sup>-1</sup> )		
			whole period in each data	20th century	21st century
ERA-Interim	87.56	3.28	-1.02* (1979/1980 - 2013/2014)	-5.08** (1979/1980 - 1997/1998)	4.80** (1998/1999 - 2013/2014)
NCEP CFSR	81.85	2.32	-1.29** (1979/1980 - 2008/2009)	-2.32** (1979/1980 - 1997/1998)	4.33** (1998/1999 - 2008/2009)
APP-x	74.07	7.12	-3.07** (1982/1983 - 2013/2014)	-10.54** (1982/1983 - 1997/1998)	6.43** (1998/1999 - 2013/2014)
TPP	72.46	7.46	-2.86 (1980/1981 - 2004/2005)	-3.07 (1980/1981 - 1997/1998)	18.92* (1998/1999 - 2004/2005)

\* significant at the 90% confidence level.

\*\* significant at the 95% confidence level.

Table 3.1.2 Winter (December to February) mean, standard deviation, and trends of surface temperature over the Arctic Ocean (north of 67°N) in each dataset.

	mean (K)	standard deviation (K)	trend (K decade <sup>-1</sup> )		
			whole period	20th century	21st century
ERA-Interim	254.04	1.58	0.96** (1979/1980 - 2013/2014)	-0.88** (1979/1980 - 1997/1998)	2.42** (1998/1999 - 2013/2014)
NCEP CFSR	253.07	1.20	0.55** (1979/1980 - 2008/2009)	-0.76** (1979/1980 - 1997/1998)	2.48** (1998/1999 - 2008/2009)
APP-x	252.50	2.17	1.06** (1982/1983 - 2013/2014)	-1.88** (1982/1983 - 1997/1998)	4.27** (1998/1999 - 2013/2014)
TPP	248.65	0.96	-0.35 (1980/1981 - 2004/2005)	-0.33 (1980/1981 - 1997/1998)	2.76 (1998/1999 - 2004/2005)

\* significant at the 90% confidence level.

\*\* significant at the 95% confidence level.

그런 다음 장기 추세 변화가 실제로 변수에 존재하는지 여부를 판단하기 위해

변화점 분석을 사용했다. 구름의 양, 표면 온도, 그리고 해빙 면적은 1990년대 후반을 기점으로 추세의 변화를 보여주었다. 운량의 경우 NCEP CFSR은 1997년, ERA-Interim은 2000년에, 지표면온도와 해빙면적은 두 재분석 모두 각각 1997년과 1998년에 추세의 변화를 보였다. 이러한 변화를 고려하여, 전체 기간을 20세기 후반(1979년부터 1997년까지: L20C)과 21세기 초(1998년부터 현재까지: E21C)의 두 시기로 나누었다.

Table 3.1.3 Correlation coefficients among datasets used in this study. E, C, A, and T indicate ERA-Interim, NCEP CFSR, APP-x, and TPP, respectively. Detrended correlation coefficients are calculated by removing the least squares quadratic trend (shown in bold at the 95% confidence level).

	whole period (1982 - 2004)						L20C (1982 - 1997)						E21C (1998 - 2008)		
	E-C	E-A	E-T	C-A	C-T	A-T	E-C	E-A	E-T	C-A	C-T	A-T	E-C	E-A	C-A
Corr.	0.82	0.55	0.23	0.45	0.30	-0.03	0.83	0.45	0.22	0.16	0.32	-0.02	0.62	0.41	0.58
	whole period (detrended) (1982 - 2004)						L20C (detrended) (1982 - 1997)						E21C (detrended) (1998 - 2008)		
	E-C	E-A	E-T	C-A	C-T	A-T	E-C	E-A	E-T	C-A	C-T	A-T	E-C	E-A	C-A
Corr.	0.74	-0.09	0.16	-0.16	0.23	-0.31	0.77	-0.30	0.27	-0.40	0.26	-0.05	0.44	0.31	0.47

북극에서 구름의 선형 추세의 공간 분포는 L20C와 E21C 사이에서 뚜렷하게 변화했다 (Figs. 3.1.75a-f). ERA-Interim은 L20C 기간 동안 카라 해, 라프테프 해, 동시베리아 해, 캐나다 북극 군도, 중앙 북극에 걸쳐 구름의 양이 현저히 감소했다. NCEP CFSR은 ERA-Interim보다 전반적으로 낮은 편이지만 유사한 방식으로 구름의 감소를 보였다. 두 위성 데이터 세트 모두 L20C에 대한 대부분의 북극 지역에서의 감소를 나타냈다. E21C에서, 두 재분석 데이터 세트는 북극해의 대부분 지역에 걸쳐 구름의 양이 증가하는 것을 보여주었지만, 큰 증가의 영역은 둘 사이에 약간 달랐다. ERA-Interim은 카라해, 라프테프해, 동시베리아해, 캐나다 북극 군도, 배핀만에서 현저하게 증가하는 추세를 보였다. 이러한 추세는 NCEP CSFR에서 약했다. 두 재분석 데이터 세트 사이의 유의한 영역 차이는 부분적으로 분석 기간의 차이에 기인할 수 있다. 분석 기간은 ERA-Interim의 경우 1998년부터 2013까지, NCEP CFSR의 경우 1998년부터 2008까지이다.

북극해 영역의 표면 부근 기온(SAT, 2m 기온)은 두 기간 사이에 뚜렷한 추세 변화를 보였다. Figure 3.1.75에서는 온량과 SAT의 변화율을 북극해 영역에서 비교할 수 있다. L20C 동안, 두 재분석 데이터는 중앙 북극, 캐나다 북극 군도, 동 시베리아 해, 축치 해에서 상당히 높은 냉각 추세를 보였다. E21C에서 SAT는 대부분의 북극해에서 두드러진 온난화 신호를 보여주었다. 재분석 데이터(Fig 3.1.75d and h)에서 카라, 바렌츠, 동시베리아, 축치 해상에 상당한 온난화 추세가 나타났다. 이들 지역은 대부분 해빙이 크게 감소했다는 점에 유의해야 한다.

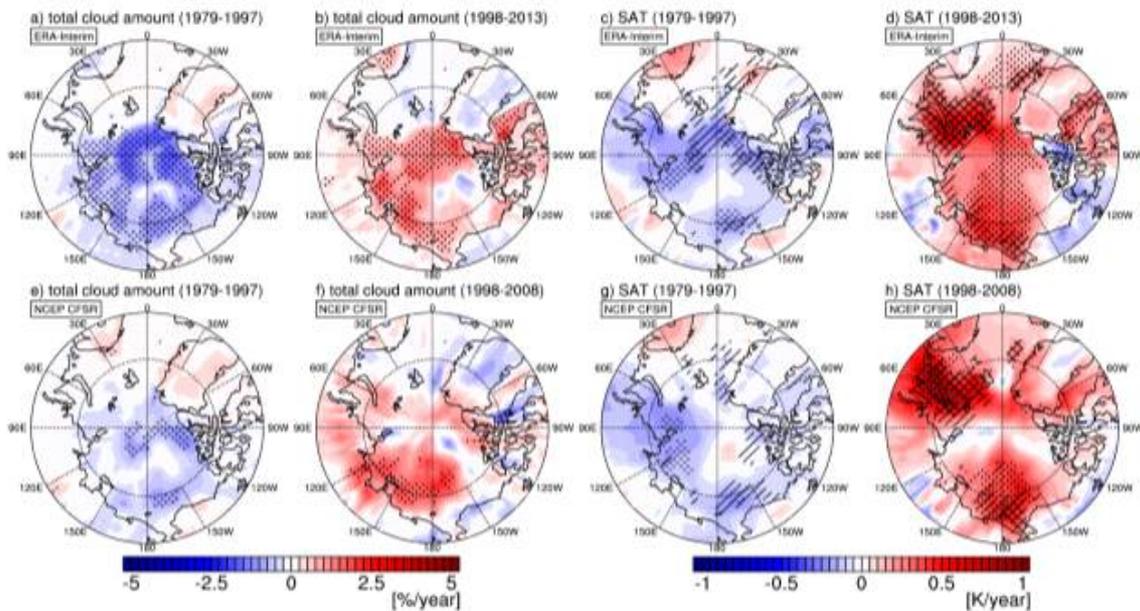


Figure 3.1.80 Trends in wintertime (a, b, e, f) total cloud amount and (c, d, g, h) surface air temperature during the late 20th century (1979 - 1997) and early 21st century (1998 - present) from the ERA-Interim and NCEP CFSR. Stippled region indicates trends significant at the 95% confidence level. Oblique and cross-checked regions in SAT plots indicate regions of increased (decreased) sea ice cover above (below)  $0.2\% \text{ year}^{-1}$  and  $0.5\% \text{ year}^{-1}$ , respectively.

높은 위도에 걸쳐 지역 평균 온도, 습도, 구름 물 함량의 연직 분포는 L20C 동안 점진적으로 감소하는 추세를 보였으며 E21C 동안 큰 증가 추세를 보였다 (Fig. 3.1.76). L20C 기간 동안 두 재분석 자료의 온도 분포는 약간 다르지만, 북극의 하부 대류권에서는 냉각 추세가 우세했다. 이러한 약한 냉각 추세는 상당한 온난화 추세로 바뀌었으며, 특히 E21C 동안 75°N의 지구 표면 부근에서 두드러진다. 습도에 대해서도 강한 증가 경향이 발견되었다. E21C 동안, 고위도와 북극 지역에 걸쳐

하층 및 중층 대류권(~700hPa)에서 강한 습윤화가 일어났다. 구름의 변화는 주로 습도의 변화와 비슷하게 하부 대류권에서 관측되었다. L20C 동안 구름의 물 함량은 표면 근처, 70°N - 90°N 영역에서 감소하였다. E21C 동안, 대부분의 북극 지역에 걸쳐 하부 대류권에서 구름의 물 함량이 폭발적으로 증가했으며, 이는 E21C 겨울에 북극 지역에 대한 수평 이류가 강화된 결과일 수 있다.

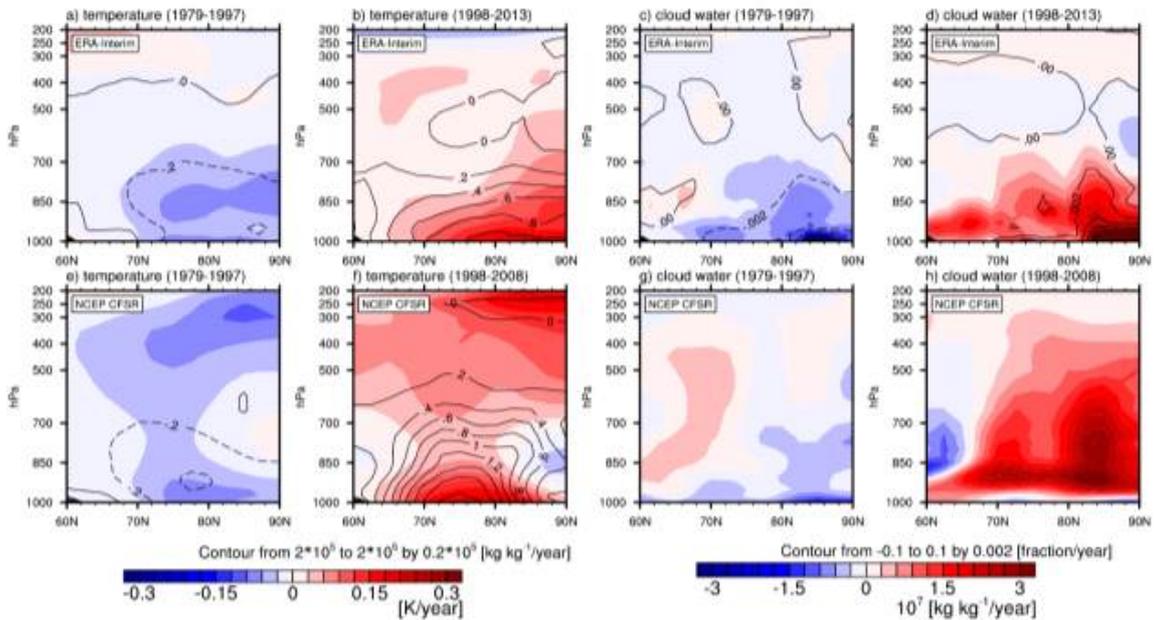


Figure 3.1.81 Trends in zonal-averaged (a, b, e, f) wintertime temperature (shading) and specific humidity (contour), (c, d, g, h) cloud water content (shading) and (c, d) fractional cloud cover (contour) during the late 20th century (1979 - 1997) and early 21st century (1998 - present) from the ERA-Interim and NCEP CFSR. Dashed contour lines indicate negative values.

E21C의 구름 물 함량의 추세는 L20C과는 변화의 방향 및 변화의 연직 범위와 완전히 다르다. 구름의 물 함량의 공간적 패턴은 온도의 그것보다 습도의 그것과 더 흡사하다. 이 결과는 북극으로의 수증기 유입이 주로 구름의 변화에 기인할 수 있다는 것을 주목한 이전의 연구와 일치한다 (Curry et al., 1996; Beesley and Moritz, 1999; Ru et al., 2007). 67°N에서 북극 습도에 대한 북향 수증기 이류의 기여도를 조사하였고, 67°N에서 북극으로 유입되는 총 수증기의 변화가 북극 습도와 유사하다는 것을 확인했다. 분명히, 북쪽으로 향하는 수증기 수송은 1997/1998년 겨울 이후로 크게 강화되었다.

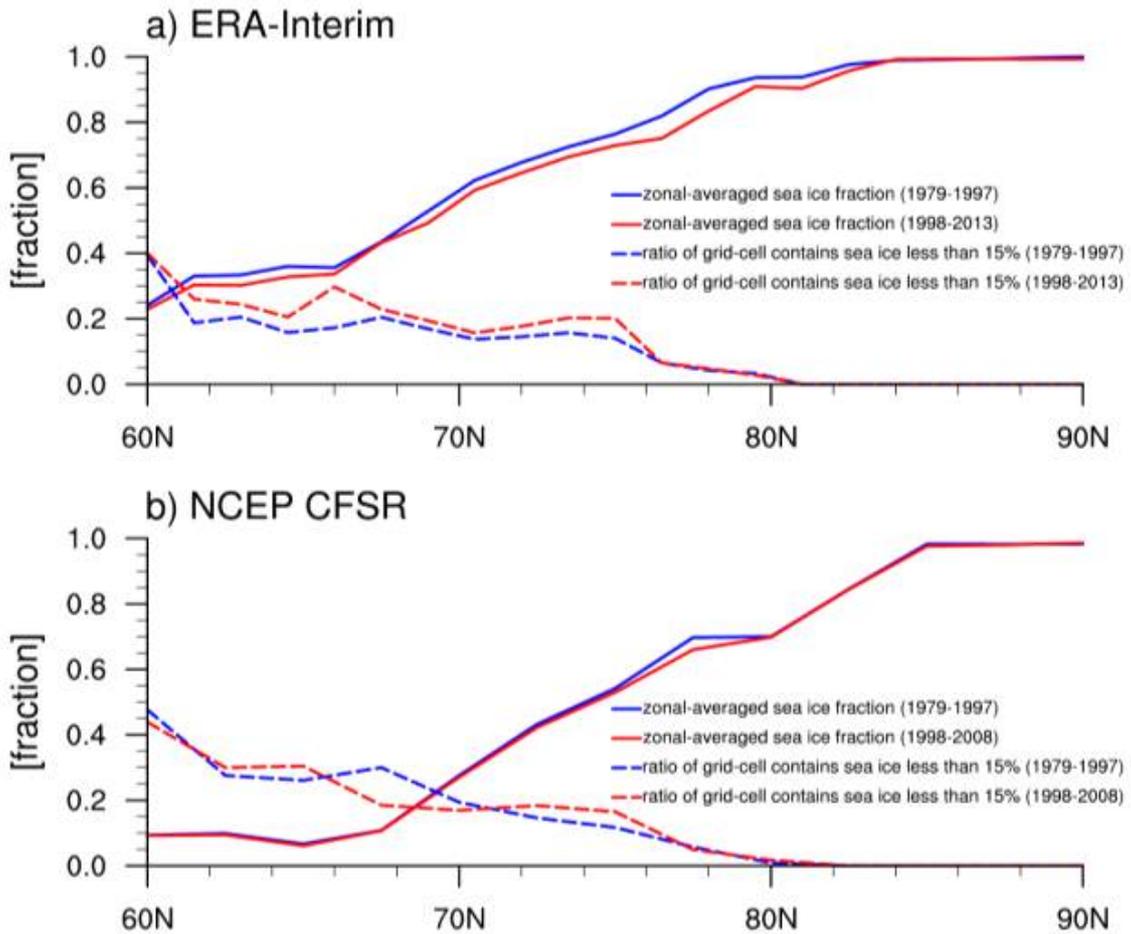


Figure 3.1.82 Wintertime zonal-averaged sea ice cover and ratio of grid cell contains grid-cell that contains sea ice fraction less than 0.15 to grid-cell that contains sea ice in same latitude during the late 20th century (1979 - 1997) and early 21st century (1998 - present) from (a) ERA-Interim and (b) NCEP CFSR.

구름물 함량의 수직적 확장 경향은 층운형이 아닌 운상의 구름 형성이 강화될 수 있음을 암시한다. 해빙 감소와 관련한 비층운형 구름의 증가 가능성은 이전 연구에 의해 제시되었다. Eastman and Warren (2010b)은 북극해 영역에서 적란운과 층운형 구름의 형성이 증가하는 것은 겨울에도 해빙 감소와 관련이 있다고 판단하기 위해 장기적인 표면 관측을 사용했다. 이러한 형태의 구름 증가는 겨울철의 빙하가 줄어들 때 나타난다. 따라서, 최근 해빙의 대폭적인 감소를 고려할 때, E21C 기간 동안 구름의 함량이 증가함에 따라 약 900hPa의 층운과 900hPa보다 높은 고도의 적란운이 증가했을 수 있다.

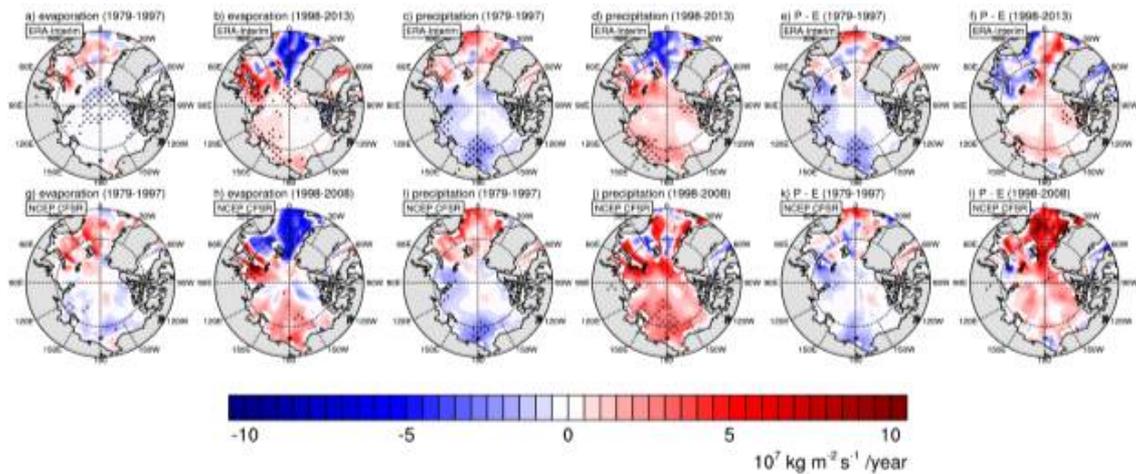


Figure 3.1.83 Trends in wintertime (a, b, g, h) evaporation, (c, d, i, j) precipitation, and (e, f, k, l) their difference (precipitation minus evaporation) during the late 20th century (1979 - 1997) and early 21st century (1998 - present) from the ERA-Interim and NCEP CFSR. Stippled region indicates trends significant at the 95% confidence level.

해수면 격자와 해빙 격자 수의 상대적인 비율은 최근의 온도, 습도, 구름의 변화가 해빙 감소와 밀접한 관련이 있을 수 있음을 보여준다 (Fig. 3.1.77). E21C 동안, 지역 평균 해빙 면적은 L20C와 비교하여 82°N (NCEP CFSR의 80°N) 남쪽 지역에서 감소한다. 특히 해빙 면적 비율이 0.15 미만인 지역의 증가는 70°N - 75°N 위도대에서 나타난다. 이 지역에 걸쳐 해빙이 존재하지 않는 해수면에서 더 많은 열과 수증기가 방출되고, 최근의 기온, 습도, 구름의 변화에 기여할 수 있을 것이다.

Figure 3.1.78는 L20C와 E21C 동안 북극해 표면 증발과 강수량의 선형 추세를 보여준다. 증발(Figs. 3.1.78a, 3.1.78b, 3.1.78g, 3.1.78h)과 강수량(Figs. 3.1.78c, 3.1.78d, 3.1.78i, 3.1.78j) 모두 L20C 동안 감소하는 경향과 대부분의 북극해에서 E21C 동안 증가하는 경향을 보였다. 이 결과는 온도와 구름의 양에 대해 비슷한 결과를 보인다. 두 시기의 강수량 추세는 라프테프와 동시베리아 해(Figs. 3.1.78e, 3.1.78f, 3.1.78k, 3.1.78l)에 대한 증발량보다 더 큰 것으로, 이 지역에 대한 국지적인 증발량 증가와 함께 저위도로부터의 수증기 수송이 강수를 동반하는 구름의 형성에 기여하고 있음을 암시한다. E21C 동안, 증발과 강수량의 추세의 공간 분포는 거의 유사했다. ERA-Interim에서 라프테프와 동시베리아 해역에서 두 변수 모두 현저한

증가를 보였다. 이러한 지역에서 전체 운량이 크게 증가했다 (Fig. 3.1.75). 이러한 대응은 L20C 동안 더 약하여 E21C 동안 지역적인 수문학적 변동성이 강화되었음을 시사한다. 이 과정에서 E21C의 SAT와 구름 사이의 관계와 같이 구름과 표면 조건의 상관 관계는 더 높을 수 있다 (Fig. 3.1.74). 북극해에서 평균 SAT와 운량의 상관 계수는 E21C에서 L20C보다 높았고, ERA-Interim의 경우,  $r = 0.81$ 과  $0.68$ 이었고, CFSR의 경우,  $r = 0.66$ 과  $0.42$ 이었다. 또한 E21C의 전체 운량과 표면 온도의 선형 경향도 L20C (Table 3.1.1과 3.1.2)보다 컸다. SAT와 운량의 동시 상관에 대한 주요 기작은 장파 CRF (Wang and Key, 2005a; Liu et al., 2008)와 표면 난류속 (Curry et al., 1996; Beesley and Moritz, 1999)일 수 있다. 따라서 이러한 메커니즘은 E21C 동안 SAT, 구름, 해빙 및 대규모 순환 간의 관계를 강화하는 데 기여했을 수 있는 지역적 물순환 강화 때문일 수 있다. 또한, 재분석 자료에 사용되는 원시 자료들의 개선도 관계 강화에 기여할 수 있다.

## (2) 해빙 감소가 북극 구름에 미치는 영향과 그 변화

Figure 3.1.74에서 볼 수 있듯이, E21C 동안 AO 지수의 작은 변화와 대조적으로 해빙 면적의 뚜렷한 감소는, 최근의 북극 구름의 변화가 AO보다 해빙 변화와 더 연관될 수 있다는 것을 암시할 수 있다. 해빙의 변화는 표면의 수증기와 열 유출입량을 조절함으로써 구름의 형성에 영향을 미칠 수 있기 때문에, 우선 두 기간 동안 해빙 면적과 관련하여 구름의 물 함량과 상승 수증기 운송의 변화를 조사했다. 해빙 감소 효과를 조사함에 있어 AO 효과를 최소화하기 위해, 북극해 평균의 해빙 면적과 L20C와 E21C 동안 AO 지수와는 무관한 지역 평균의 구름 물 함량/상향 수증기 운송 간의 부분 상관관계를 계산했다.

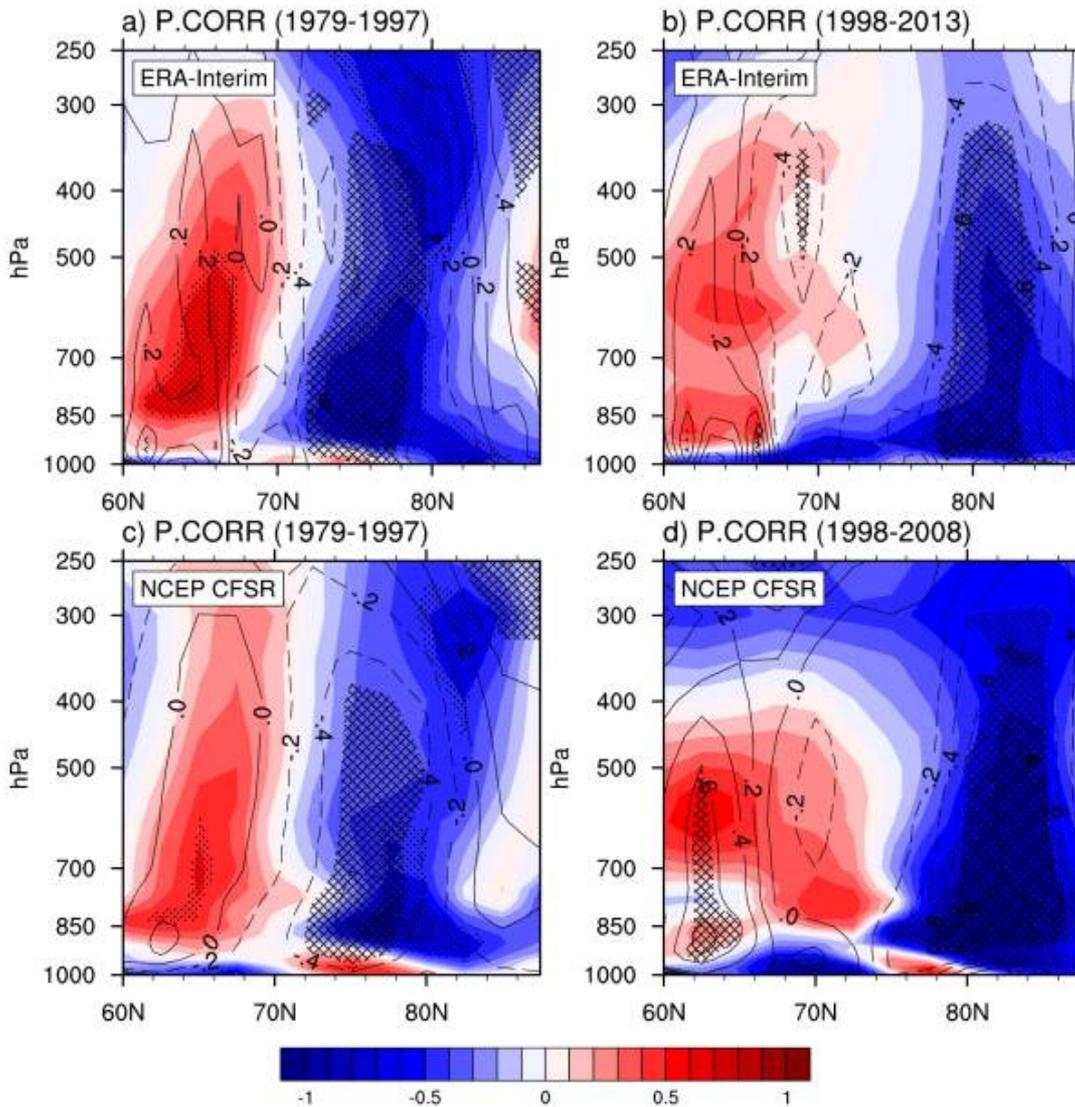


Figure 3.1.79 Partial correlations of sea ice cover averaged over the Arctic Ocean (north of 67°N) with zonal averaged cloud water content (shading) and mean upward moisture transport (contour) independent of the Arctic Oscillation (AO) index during the late 20th century and the early 21st century from the ERA-Interim and NCEP CFSR. Stippled (cross-checked) regions indicate that values with shading (contour) are significant at the 95% confidence level. Dashed contour lines indicate negative values.

대류권의 구름 물 함량은 L20C와 E21C 모두에서 북극해의 해빙 면적과 연관되었다 (Fig. 3.1.79). 특히 700hPa 이하의 구름 물 함량은 표면 조건과 밀접하게 연관되어 있었다. 앞에서 언급한 바와 같이, 표면 증발, 수평 수증기 이류 및 장파 CRF

의 조합은 대류권 하부에서 이러한 상관관계를 설명한다 (Beesley and Moritz, 1999; Shuppe와 Intrieri, 2004). 그러나, 북극해의 해빙과 중앙 북극의 구름 물 함량 (또는 상승 수증기 운송) 사이의 관계는 E21C에 더 강할 수 있다. 낮은 대류권에서는 L20C 기간 동안 북극 지역 주변부에 걸쳐 유의하게 상관된 지역이 E21C 기간 동안 중앙 북극으로 이동했다. 따라서, L20C 동안 북극 주변부 지역 (70°N-80°N)에서 대류권 대부분에 걸쳐 나타났던 구름 물 함량과 해빙 감소 간의 유의미한 상관관계는 E21C에서 사라졌다. 중앙 북극 700hPa 이상의 구름 물 함량 (80°N-90°N)은 L20C (E21C) 동안 해빙과 양(음)의 상관관계가 있었으며 (Figs. 3.1.79a and 3.1.79c), 이는 북극 주변부 (Figs. 3.1.79b and 3.1.79d)의 구름 물 함량과 유사하다. 특히 E21C 동안, 중앙 북극 상공의 낮은 대류권 구름에 대한 해빙의 영향이 강화된 반면, 북극 상층 대류권에 대한 영향은 약해졌다.

연직 수증기 수송은 해빙 면적과 구름의 물 함량 관계에 중요한 역할을 한 것으로 보인다 (Fig. 3.1.79). L20C 동안, 연직 수증기 수송은 북극 주변부에 대한 해빙 감소와 양의 상관 관계가 있고, 중앙 북극에서는 음의 상관 관계가 존재한다. 따라서 해빙 면적이 작은 상태는 상승 수증기 수송을 통한 구름의 물 함량 증가와 관련이 있을 가능성이 있다. 또, 대류권 부근의 해빙 감소, 구름의 물 수량, 습도의 연직 구조 사이의 유의적인 연계는, 이 연계가 대규모의 대기 순환에 의해 제한될 가능성을 시사하고 있다. E21C 동안, 해빙 변화가 수직 수증기 운송에 미치는 영향은 더 높은 위도(75°N - 90°N)로 이동하는 것으로 확인되었다. 상관성이 높은 지역이 북극 쪽으로 확장되는 경향은 구름의 물함량에도 나타난다.

이 지역에 대한 상승 수증기 수송은 북극의 적란운 증가의 원인이 되었을 것이다. 표면적으로는 정적 안정도의 감소와 행성 경계층(PBL)의 강화가 Schweiger et al. (2008) 및 Jaiser et al. (2012) 등이 제안한 대로 이러한 변화의 원인이 될 수 있었다. 특히, Jaiser et al. (2012)은 정적 안정도의 감소와 해빙 감소와 관련된 경압 시스템의 발달은 중앙 북극에서 폭풍 및 저압성 순환의 강화를 촉진할 수 있다고 언급했다. E21C와 L20C 사이의 표면 및 대기 조건의 차이는 이러한 주장을 뒷받침한다 (Fig. 3.1.80). E21C의 850hPa 두께와 PBL 높이는 대부분의 북극해 (Figs. 3.1.80a, 3.1.80b, 3.1.80e, 3.1.80f)에 걸쳐 L20C보다 큰 것으로 나타났다. 특히, 두 데이터 분석 모두 E21C 동안 해빙 면적이 상당히 감소된 바렌츠 해는 PBL 높이에서 상당한 변화가 나타났다. 이러한 결과는 해빙 감소가 겨울에도 PBL 높이 증가와

정적 안정도 감소를 유발하며 상승 수증기 수송을 증가시킬 수 있음을 나타낸다.

두 재분석 자료는 바렌츠 해를 제외하고 북극해에서 약간 다른 특징을 보였다. ERA-Interim은 E21C 동안의 대기 두께 확장이 대부분의 북극해에서 유의미했으며 PBL 높이가 북극해의 유라시아 영역 (Figs. 3.1.80a and 3.1.80b)보다 증가했음을 보여주었다. NCEP CFSR은 그러한 증가가 바렌츠 해 (Figs. 3.1.80e and 3.1.80f) 근처에서 제한적이라는 것을 보여주었다. 비록 해빙 감소는 ERA-Interim이 NCEP CFSR보다 3년 더 오래 지속되었지만, 후자는 L20C 기간 동안 북극 해빙 면적이 더 작았다 (Fig. 3.1.74c). 따라서, 감소된 해빙의 양은 더 적었고, NCEP CFSR의 E21C 동안의 표면 변화는 ERA-Interim보다 더 작았다. 이러한 차이에도 불구하고, 해빙 감소와 지표에 부근 대기 변화 사이의 중요한 관계는 두 데이터 세트에서 모두 일치했다. PBL 높이와 대기 두께의 증가는 각 데이터 세트의 해빙 지역 (Figs. 3.1.80b and 3.1.80f)에서 주로 발견되었다. 따라서 이러한 차이는 주로 해빙에 기인하는 것으로 보인다.

표면 상태와 구름 양의 변화는 표면에 있는 구름의 복사 효과의 변화를 가져올 수 있었다. Figures 3.1.80c와 3.1.80g는 L20C와 E21C 사이의 CRF 차이를 나타낸다. 두 데이터 모두 E21C 동안 바렌츠 해 상공에서 CRF가 크게 증가했음을 보여준다. 이 지역은 또한 해빙 감소로 인해 표면 온난화와 표면 상태 변화를 경험했다. 표면 온난화는 대기로 방출하는 복사량과 CRF가 증가했음을 나타낸다. 또한 구름의 양이 증가하여 장파 복사에서 CRF가 증가하여 표면을 따뜻하게 했을 수도 있다. 반대로 북극해의 CRF에서도 PBL 높이와 대기두께가 비슷한 바렌츠해를 제외하고는 큰 차이가 발견되었다. 이 결과는 또한 두 데이터 세트 사이의 해빙 면적의 변화 차이와도 관련이 있는 것으로 보인다.

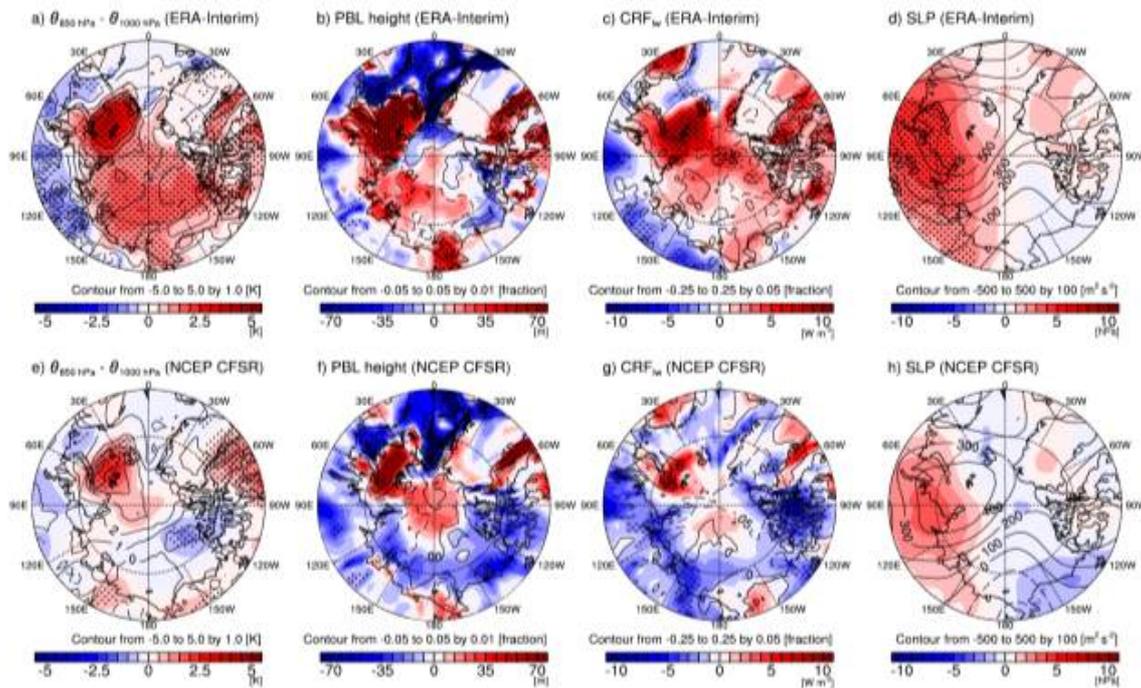


Figure 3.1.80 Differences in (a, e) 850 hPa thickness (shading) and surface air temperature (contour), (b, f) planetary boundary layer (PBL) height (shading) and sea ice fraction (contour), (c, g) longwave cloud radiative forcing (shading) and cloud amount (contour), and (d, h) sea level pressure (shading) and 500 hPa geopotential height (contour) between averages for the early 21st century and the late 20th century. Stippled region indicates differences in shading values significant at the 95% confidence level. Dashed contour lines indicate negative values.

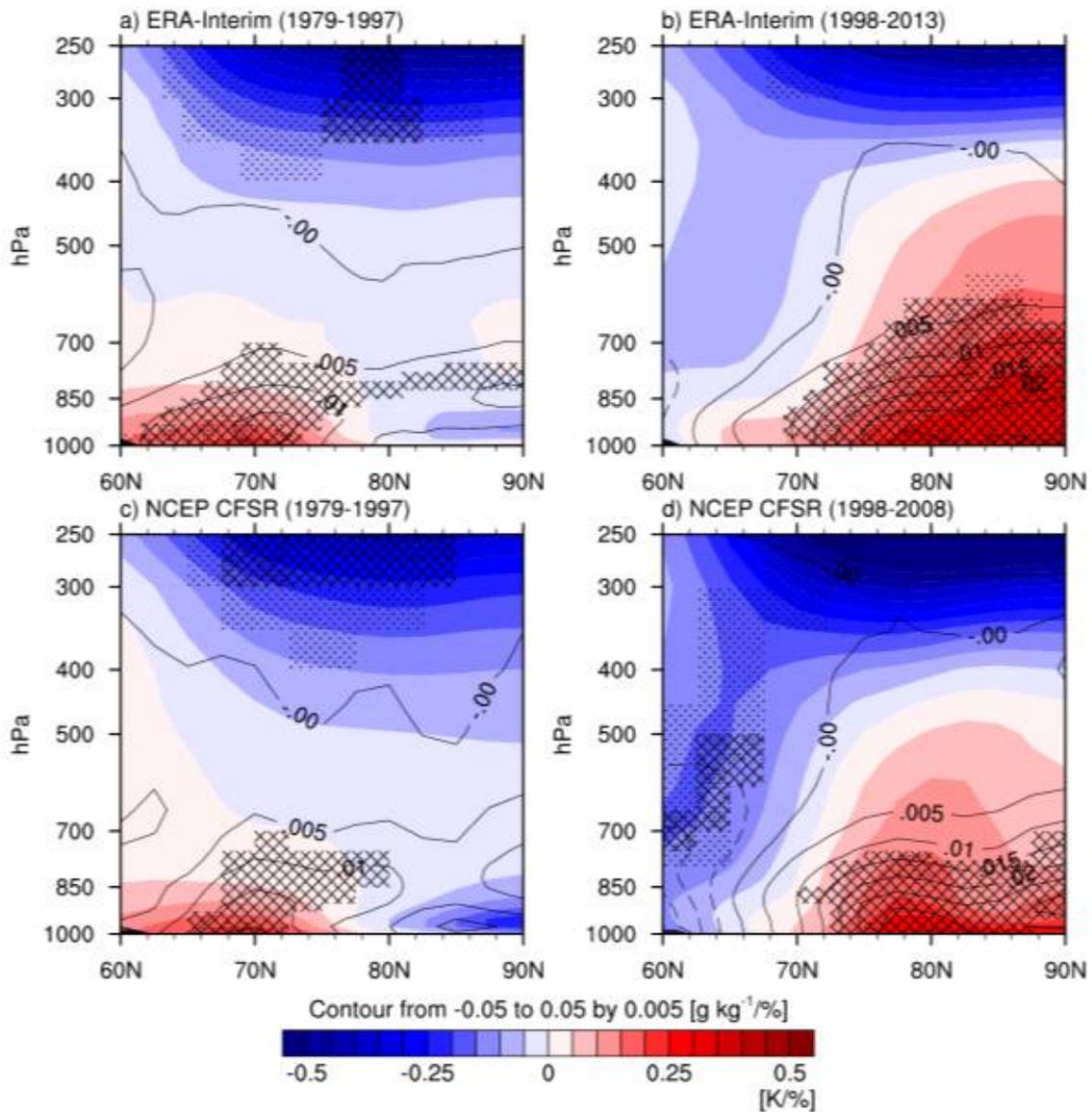


Figure 3.1.81 Regression of winter low-level cloud amount averaged over the Arctic Ocean (north of 67°N) onto zonally averaged temperature (shading) and specific humidity (contour) during the late 20th century (1979 - 1997) and early 21st century (1998 - present) from the ERA-Interim and NCEP CFSR. Trends are removed from the raw data before calculating the regression coefficients. Stippled and cross-checked regions indicate regression significant at the 95% confidence level. Dashed contour lines indicate negative values.

두 시기의 해수면 기압 및 500 hPa 지위고도의 차이는 북극해와 유라시아 대륙 (Figs. 3.1.80d and 3.1.80h)의 유라시아 측을 가로지르는 고기압 시스템의 강화를 반영한다. ERA-Interim에서만 90°E 근처의 유라시아 대륙에 상당한 해수면 기압

변화가 나타났으며, 이 지역 근처의 500hPa 지위고도도 E21C 동안 큰 증가를 보였다. ERA-Interim에서 차이가 더 크게 나타난 것은 두 재분석 간의 평균적인 해빙 면적 차이와 관련이 있을 수 있다. 90°E 부근의 유라시아 대륙에 대한 겨울 고기압의 발달은 해빙 감소와 관련이 있다는 주장이 제기되었다 (Jaiser et al., 2012). 최근 북극의 쌍극자 대기 구조는 대규모 순환 패턴의 변화에 기여했을 수 있다 (Overland and Wang, 2010). 따라서, 연직 수증기 수송의 최근의 변화는 이러한 기압 시스템 변화와 관련이 있을 수 있다.

두 기간 사이의 북극 기후의 전반적인 변화는 구름의 영향의 변화를 유도할 수 있었다. Figure 3.1.81은 북극해에서 약 750hPa 이하 하층 운량에 대한 기온 및 습도의 회귀 계수를 보여준다. 여기서는 전체 운량과 상관성이 높고 표면 복사 효과가 강한 하층운을 선택했다 (Intrieri et al., 2002; Shupe and Intrieri, 2004; Eastman and Warren, 2010b). 전반적으로 두 시기의 구름과 SAT 사이의 양의 관계는 유사한 것으로 밝혀졌다. 그러나 두 기간 사이에 중요한 차이가 있었다. L20C 동안 북극의 하층운은 중앙 북극이 아니라 주로 북극의 남쪽 (60°N - 75°N)에 걸쳐 낮은 대류권(700hPa 이하) 온도와 양의 상관관계가 있었다. E21C 동안 구름과 상관되는 온도 변화의 중심 영역이 70°N의 높은 위도로 이동하여 강화되었다. 대기 중의 습도는 낮은 층의 구름과도 양의 상관관계를 보였다. 게다가, 하층의 구름과 온도 사이의 양의 상관관계는 500 hPa 이상의 중상층 대류권까지 연직으로 확장되었다. 즉, E21C에서는 북극의 구름, 온도, 습도 사이의 지역적 상관성이 현저하게 강화되었다.

L20C에서 하층운과 대기 조건의 관계는 Liu et al. (2007)이 제시한 북극 경계 영역에 대한 북극 구름과 수증기 수렴 사이의 메커니즘을 반영할 수 있다. 북극의 낮은 구름은 아북극의 습도와 온도와 가장 강한 상관관계를 보였다. 이 패턴은 수증기 수송의 영향을 나타내는 것으로 보인다. 그러나 E21C 동안 강화된 지역적 연결 패턴의 변화 (Figs. 3.1.81b and 3.1.81d)는 구름이 해빙 변화의 가속화와 관련된 폭발적 온난화 및 습윤화와 같은 이 기간 동안 북극 기후 시스템의 심각한 변화와 관련이 있을 수 있음을 의미한다. 강력한 표면 온난화는 대류권 온난화의 원인이 되었을 것이고, 해빙 감소는 중앙 북극 지역에 걸쳐 증발을 증가시킴으로써 습윤화를 촉발했을 것이다. 해빙 감소와 관련된 대류권 하부의 온난화와 습윤화는 대기 안정도를 현저히 감소시켰을 수 있다. 따라서 지표에 가까운 대기의 온난화는 난류

혼합과 상승 운동을 강화함으로써 중상층 대류권으로 더 쉽게 전파될 수 있었다. 게다가, 이것은 강수를 형성하는 구름 및 강수량을 증가시켰을 수 있다. 따라서, 구름과 온도/기후 간의 지역적인 연관성은, 북극에서 강하게 나타났는데, 이는 구름이 북극의 낮은 대류권에서 온난화 및 습윤화에 미치는 영향이 감소된 해빙 조건 하에서 강화될 수 있었음을 시사한다.

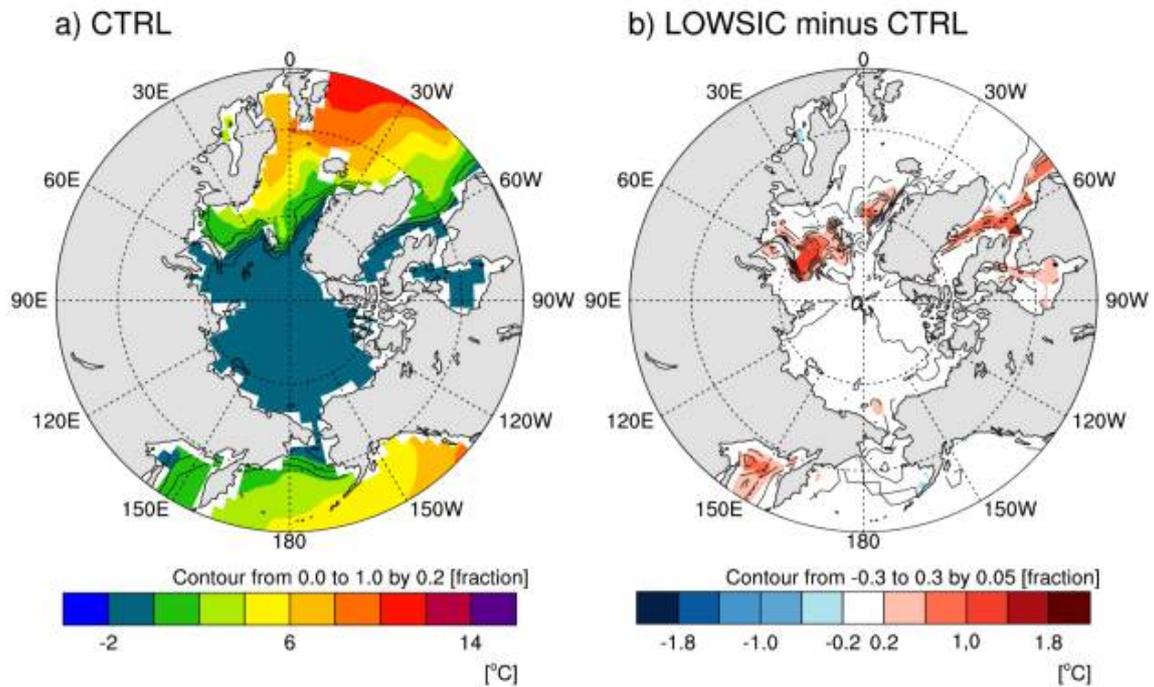


Figure 3.1.82 Winter mean sea surface temperature (shading) and sea ice concentration (contour) boundary conditions for (a) the baseline experiment (CTRL) experiment and (b) differences from the sensitivity experiment (LOWSIC) experiment (LOWSIC minus CTRL). Dashed contour lines indicate negative values.

### (3) AGCM 실험

해빙 감소가 구름의 변화와 환경 대기 조건과의 관계에 있어 중요한 요소인지 여부를 조사하기 위해, 기준 실험 및 민감도 실험을 포함한 두 번의 50년 AGCM 시뮬레이션을 수행했다. 기준 실험(이하 CTRL)은 CO<sub>2</sub> 농도 369ppmv에서 National Oceanic and Atmospheric Administration의 최적 내삽 산출물인 월별 기후 해수면 온도(SST)와 해빙 농도를 1982년-2000년 기간에 대해 사용하였다 (Reynolds et al.,

2002). 민감도 실험(이하 LOWSIC)은 같은 CO2 농도였지만 해빙 농도가 낮아진 상태에서 50년간 진행됐다. LOWSIC 실험은 2006~2010년 동안 북극의 평균 해빙 농도로 수행되었다. 해빙 손실의 영향에 초점을 맞추기 위해 CTRL에 사용된 것과 동일한 SST(즉, 기후 평균)가 LOWSIC에 사용되었다. 그러나, 해빙이 감소된 지역에 대한 SST의 증가를 고려하여, 우리는 Jun et al. (2014)이 제안한 통계 조정 방법을 사용하여 그 지역에 대해 SST를 약간 증가시켰다. Fig. 3.1.82는 CTRL과 LOWSIC에서 1982 - 2000 평균의 겨울철 SST와 해빙 면적 경계 조건을 나타낸다. LOWSIC에서는 바렌츠해, 카라해, 그린란드해, 배핀만, 축치해, 오호츠크해 상공에서 해빙 면적이 축소되었다. 이러한 감소된 해빙 지역의 SST는 CTRL의 SST보다 약 1°C 더 따뜻했다 (Fig. 3.1.82b).

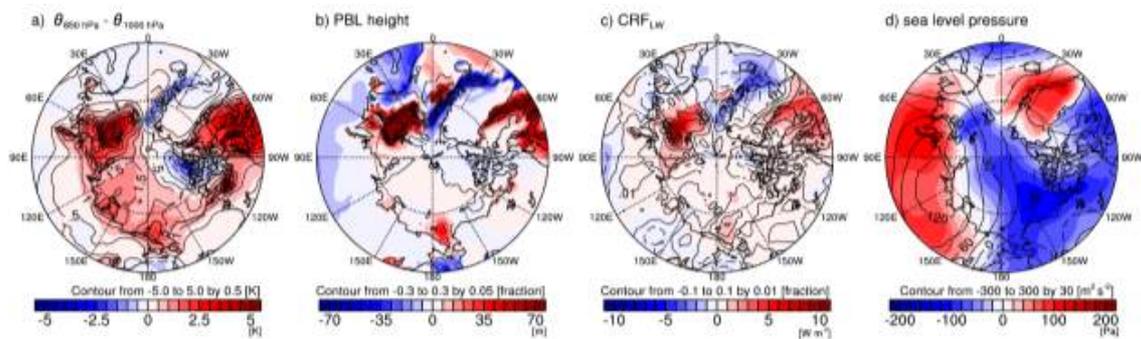


Figure 3.1.83 Changes in (a) surface air temperature (contour) and 850 hPa atmospheric thickness (shading), (b) sea ice cover (contour) and planetary boundary layer height (shading), (c) total cloud amount (contour) and longwave cloud radiative forcing (shading), and (d) 500 hPa geopotential (contour) and sea level pressure (shading) from the sensitivity experiment (LOWSIC) experiment compared with the baseline experiment (CTRL). Dashed contour lines indicate negative values.

모델링 결과에 따른 강제 해빙 감소에 대한 대기 반응은 SAT, 대기 두께, PBL 높이, 총 운량, 장파 CRF가 주로 카라, 바렌츠, 축치해 등 감소된 해빙 지역에 걸쳐 증가했음을 보여주었다 (Fig. 3.1.83). LOWSIC에서는 SAT와 대기 두께의 증가가 대부분의 북극해에서 나타났지만 (Fig. 3.1.83a), PBL 높이는 주로 감소된 해빙 지역에 걸쳐 증가했다 (Fig. 3.1.83b). 총 운량은 북극해 대부분에 걸쳐 증가하였다. 이러한 증가는 장파 CRF의 증가를 보였던 카라, 바렌츠, 축치해보다 상당히 컸다

(Fig. 3.1.83c). 이러한 변화는 재분석 데이터의 E21C와 L20C의 차이와 일치한다 (Fig. 3.1.80). 또한 대기압 시스템은 북극해와 유라시아 대륙의 유라시아측에서 발달한 고기압성 (high pressure system)과 같은 재분석 데이터 자료 간의 차이를 반영하였다 (Fig. 3.1.83d).

모델 실험은 하층에서 중층까지의 강한 온난화와 해빙 감소와 관련된 북극 지역에서의 습윤화를 성공적으로 포착한다 (Fig. 3.1.84a). 두 실험에서 모두 해빙 감소와 관련된 난류속과 수증기 변화에 대한 대기 영향을 조사했다 (Fig. 3.1.84b). 해빙 감소 지역(65°N - 80°N)의 확산 가열은 지표면 가까이 공기를 따뜻하게 했다. 특히 강한 확산 가열은 해빙 면적이 상당히 줄어든 80°N 지역 근처에 일어났다. 이와는 대조적으로 대기 습윤화 의한 온난화는 지표에 가까운 공기를 냉각시키고 위의 공기를 따뜻하게 했다. 습윤화에 의한 온난화는 80°N 근처에서 가장 컸는데, 이는 해빙 감소 지역에서 증발과 연직 대류가 더 자주 발생하여 해수면 상의 더 깊은 대류로 이어질 수 있음을 시사한다. 확산 가열에 의한 PBL 높이 증가와 표면 근처의 정적 안정도 감소가 향상된 대류 활동을 뒷받침했다.

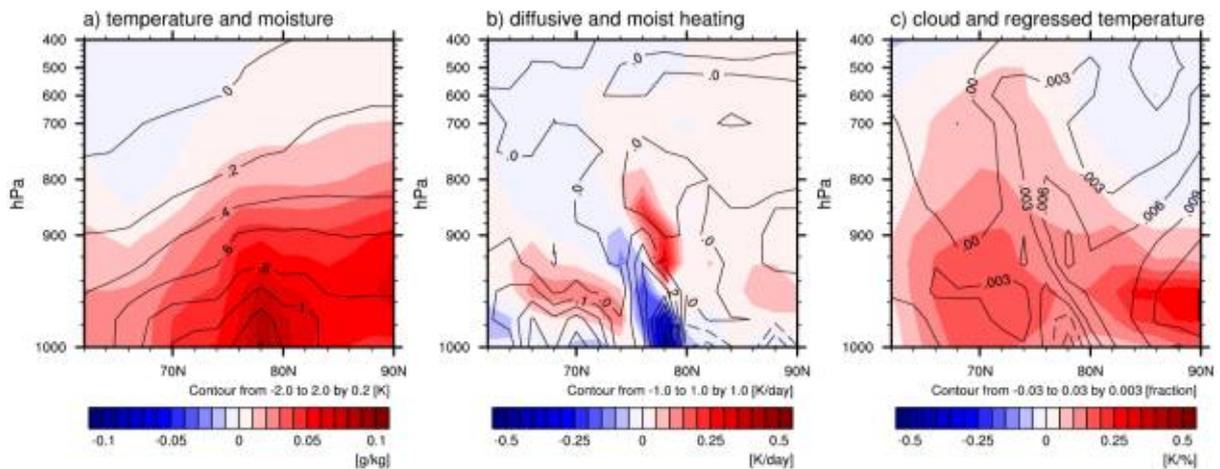


Figure 3.1.84 Changes in (a) zonal-averaged temperature (contour) and specific humidity (shading), (b) heating by diffusion (contour) and moistening processes (shading), and (c) cloud amount (contour) and regressed temperature of low-level cloud amount over the Arctic (shading) from the sensitivity experiment (LOWSIC) experiment compared with the baseline experiment (CTRL). Dashed contour lines indicate negative values.

이러한 강화된 습윤화와 대류 활동은 북극 상공에서 구름의 양을 증가시켰다. LOWSIC에서는, 구름의 양이 대부분의 북극 지역에 걸쳐 증가하였다. LOWSIC에서 구름의 공간적 분포는 Fig. 3.1.84b와 Fig. 3.1.84c의 등고선에 표시된 것처럼 습윤화 과정을 통해 온난화 분포를 매우 유사하게 만들었다. 응결이 강한 지역, 즉 습윤화에 의한 온난화도 상당한 증가세를 보였다. 이 결과는 재분석에서 900hPa 이상 구름의 최근 증가를 뒷받침한다. 한편, 중앙 북극 지역에서는 습윤화 과정이 덜 발생했음에도 불구하고 구름이 크게 증가했다. 이 지역은 기후적으로 온도가 극히 낮고, 수증기의 증가는 온도에 비해 상대적으로 컸다 (Fig. 3.1.84a). 이러한 조건들은 상대 습도의 증가로 이어져 추가 구름을 형성하게 된다.

북극해 하층 운량에 대한 지역 평균 기온의 회귀 계수에서 LOWSIC의 구름과 기온 사이의 관계는 Fig. 3.1.84c의 음영에서 볼 수 있듯이 60°N 북쪽의 북극 지역 대부분에서 CRTL보다 더 강력했다. 재분석 데이터에서는 E21C 동안 구름과 중앙 북극의 온도 사이의 상관성 증가 경향이 더 강했다 (Fig. 3.1.81). 모델 실험 결과는 E21C 동안 북극의 이러한 관계 변화를 효과적으로 재현했다. 이러한 결과는 해빙 감소가 북극의 겨울 기후에 영향을 주기 위해 구름의 양을 증가시킬 수 있었다는 것을 암시한다.

## 극지연구소

### 라. 요약 및 결론

지난 30년 동안 겨울 동안 북극의 대기 조건과 구름의 장기적 변화를 분석한 결과, 해빙 감소가 분명한 21세기 초에 뚜렷한 변화가 드러났다. 두 가지 최신 재분석 자료들은 20세기 후반(L20C) 동안 총 운량이 점차 감소하고 21세기 초(E21C) 동안 크게 증가했으며, 이러한 구름 변화는 주로 대류권 하층에서 발생했음을 나타낸다. E21C에서 하층운의 현저한 증가와 함께, 하층 기온 및 습도와의 일관성도 강화되었다. 이는 최근 감소하고 있는 해빙에 대한 반응으로 나타난 표면 조건의 변화가 주된 원인으로 보인다. AGCM 실험은 E21C에서 관측된 더 높은 상관관계를 보이며 관계를 설명하는데 있어 해빙 면적 감소의 중요성을 나타낸다. 감소된 해빙 면적은 표면 난류속을 증가시키고 대류권 하부의 정적 안정도를 감소시킨다. 구름 복사 효과와 북극의 강수량을 증가시키는 해수면 위의 하층운이 추가로 형성된다.

그러나 이러한 결과는 전체 분석 기간을 두 기간으로 나누는 변화점의 특정 선택에 따라 달라질 수 있다. 실제로, 변화점 분석은 1997년 또는 2000년 중 하나를

변화점으로 선택할 수 있음을 나타냈다. 따라서 2000년을 변화점으로 선택하여 결과의 민감도를 확인하고, 그러한 선택은 구름과 대기 조건의 관계에 대한 결론에 영향을 미치지 않는다는 것을 확인했다.

두 가지 재분석 자료에서 나온 총 운량을 20년 이상 관측된 APP-x와 TPP 관측 자료들과 비교했다. 10년 이상 장기간에 걸친 연간 변동성의 변화에 초점을 맞추기 위해서는 분석 기간의 데이터 일관성이 중요하다. 따라서, 최근의 위성 자료 보다는 20년 이상을 관측한 위성 자료를 사용했다. 이전의 연구는 이러한 재분석 및 위성 관측의 불확실성으로 인해 주의가 필요하다는 것을 시사했다. Zygmontowska et al. (2012)은 2006년부터 2009년까지 4년간의 비교에서 ERA-Interim의 겨울철 구름 자료가 CloudSat 및 CALIPSO와 같은 최근 위성 자료와 큰 차이를 가짐을 보고했으며, 관측적 근거가 빈약한 모델 기반 구름 자료는 특별히 주의하여 처리해야 한다고 주장했다. Eastman and Warren (2010a)은 또한 APP-x와 TPP 데이터의 겨울 구름의 연변화가 공간적 일치성에 의해 크게 영향을 받았으며, 이에 의한 거짓 신호는 겨울철 표면 온도가 북극 구름에 끼치는 영향을 현실과 다르게 보일 수 있다는 것을 보여주었다.

모델과 위성 자료 모두에 내재하는 이러한 큰 불확실성의 원천에 불가피하게 노출되어 있어서, 사용된 서로 다른 자료 간의 일관성과 불일치를 조사하여 그러한 불확실성을 조사하기 위해 우선 1982~1997년 기간 동안 두 개의 재분석과 위성 자료에서 총 운량의 공간 패턴을 확인하였다. 또한 AGCM 모델의 CTRL 실험에 따른 총 운량도 조사하였다 (Fig. 3.1.85). 이전 연구에서 지적한 바와 같이, 여러 데이터 소스의 총 운량은 서로 큰 차이를 보여준다 (Figs. 3.1.85a - 3.1.85e). 예를 들어 ERA-Interim 및 TPP의 구름은 다른 자료들에 비해 북극해의 훨씬 넓은 지역을 차지하는 경향이 있다. 두 자료를 자세히 비교하면 중앙 북극해와 카라/바렌츠해에도 큰 차이가 있음을 알 수 있다. 특히 CAM3 모델은 북극해 대부분의 지역에서 구름의 양이 훨씬 적다 (Fig. 3.1.85e).

Eastman and Warren (2010a)이 지적한 바와 같이 APP-x와 TPP의 겨울 북극 구름에서 비물리적인 시그널이 나타날 수 있으므로 위성 관측으로부터 지역 평균 구름의 분석을 신중하게 처리해야 한다. 이 비물리적 신호는 60°N 북쪽의 바다와 육지 지역에서 발견되었다. 그러나 표면 관측에서 이 두 지역에 대한 연간 편차를 비교한 결과, 비물리적 신호는 북극 육지 영역보다 북극해에서 더 약할 수 있다. 또

한 대양과 육지의 장기적인 경향은 정반대이며, 단순히 함께 해석할 수는 없다. 따라서 67°N의 북쪽에 있는 해양 지역에만 초점을 맞춘 이 연구 결과는 강한 비물리적 신호의 영향을 적게 받을 수 있다.

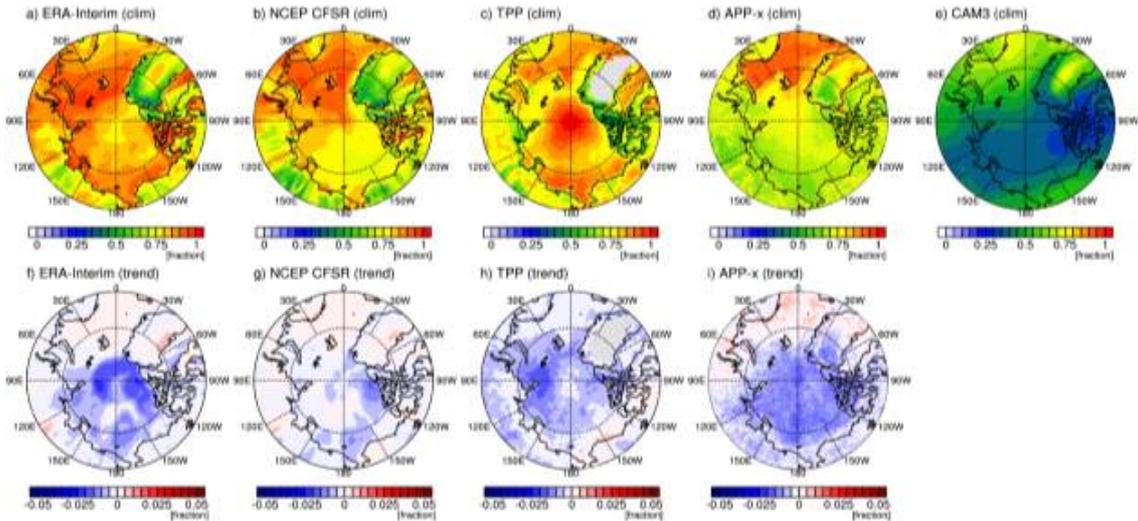


Figure 3.1.85 (a, b, c, d, e) Wintertime total cloud amount averaged over period of 1982 - 1997 from ERA-Interim, NCEP CFSR, TPP, APP-x, and CAM3 baseline experiment, and (f, g, h, i) their trends during the same period except for CAM3 baseline experiment.

또한 2006년~2010년 중첩 기간 동안 재분석 및 APP-x 자료의 운량 분포와 CloudSat 및 CALIPSO (Kay and Gettelman, 2009)의 최근 위성 관측치를 비교했는데 (Fig. 3.1.86). 각 자료에서 2006년 구름의 공간 분포는 큰 불일치를 보여준다 (Figs. 3.1.86a - 3.1.86d). 그러나 모든 자료들에서 바렌츠 해와 그린란드 해상의 큰 운량이 일반적으로 관측되지만, ERA-Interim과 CFSR은 위성에 비해 라프테브와 동시베리아 해상에 더 큰 운량을 생성한다. 전반적으로 자료들 간의 공간 패턴의 불일치는 1982-1997년 (Figs. 3.1.85a - 3.1.85e)의 기후적 비교에서 이미 나타난 결과와 유사하다. 그러나, 2006년 (Figs. 3.1.86e-3.1.86t)과의 차이에서 볼 수 있듯이, 재분석 자료는 위성 관측과 유사한 연간 변화를 보인다. 위성 자료가 누락된 80°N 북쪽 지역을 제외하고, 재분석 자료에 의한 구름의 연간 변화 공간 분포는 APP-x 및 CloudSat 및 CALIPSO의 분포와 잘 일치한다. 특히, 재분석과 위성 자료는 척치와 보퍼트 해와 잘 일치한다. 재분석과 위성 자료 간의 연변동 이러한 일관성은 이 연구에 재분석 자료를 사용하는 신뢰도를 보완한다.

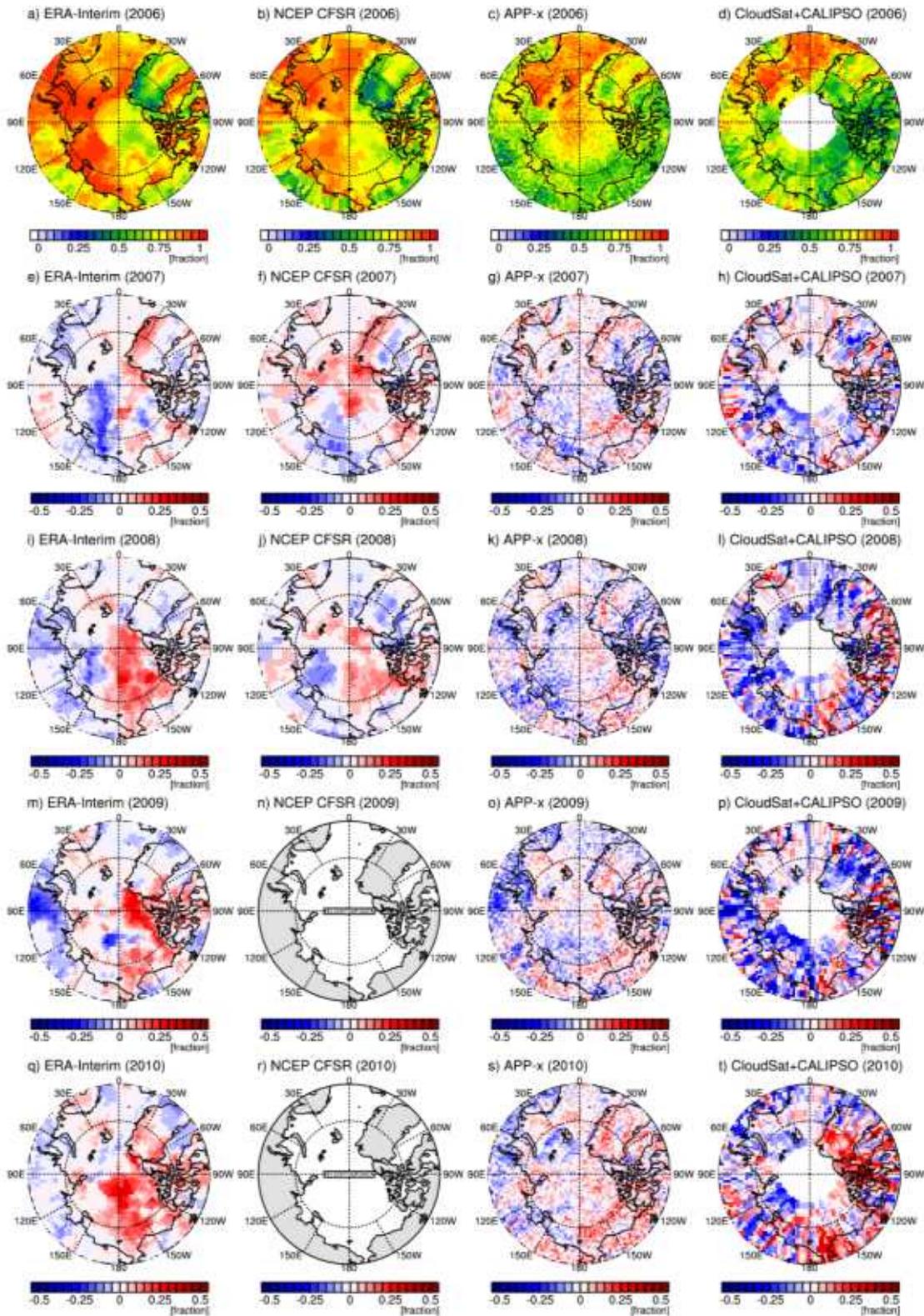


Figure 3.1.86 (a, b, c, d) Total cloud amount averaged over winter (December through February) of 2006 from ERA-Interim, NCEP CFSR, APP-x, and CloudSat+CALIPSO, and differences for winter of (e, f, g, h) 2007, (i, j, k, l) 2008, (m, n, o, p) 2009, and (q, r, s, t) 2010 against 2006 from each dataset.

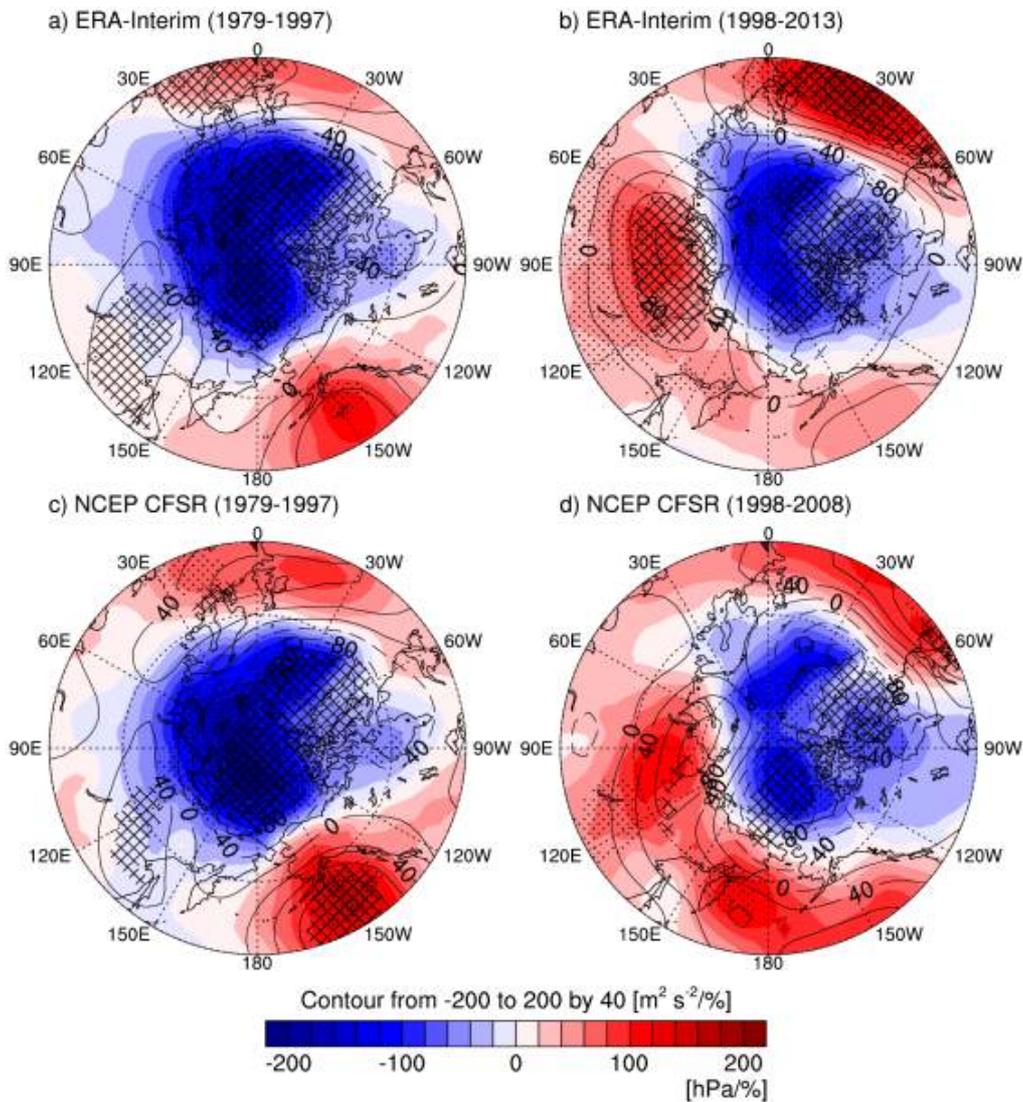


Figure 3.1.87 Regression of winter low-level cloud amount averaged over the Arctic Ocean (north of 67°N) showing mean sea level pressure (shading) and geopotential at 500 hPa (contour) during the late 20th century (1979 - 1997) and the early 21st century (1998 - present) from the ERA-Interim and NCEP CFSR. Linear trends are removed before calculating regression coefficients. Stippled and cross-checked regions indicate regressions significant at the 95% confidence level. Dashed contour lines indicate negative values.

E21C에서 구름과 해빙의 관계가 더 강해진 것과, 북극의 해빙과 대기의 물리적 과정을 통해 관계가 어떻게 강화되는지를 보여주었다. 이러한 지역 피드백 프로세스 외에도 대규모 이류 프로세스는 북극 구름의 변화에 기여하는 것으로 알려져 있

으며 (Wang and Key, 2005b; Liu et al., 2007; Eastman and Warren, 2010b), L20C와 E21C 사이의 구름 변화도 대규모 대기 순환 변화에 영향을 받았을 수 있다. 구름의 물 함량과 AO 지수와의 관계에 대해 간략히 논하기 위해, 두 가지 재분석을 사용하여 대류권 AO 지수 및 구름 물 함량 간의 상관관계를 계산했다. AO 지수는 900hPa 이상의 대류권에서의 구름 물 함량과 양의 상관성을 보였고, 지표면 근처대기와는 음의 상관성을 보였다. 선행 연구들은 이미 대류권 상층부에서 양의 상관관계를, 표면 근처의 음의 상관관계를 보고한 바 있다. 이러한 AO와 하층 대류권 구름 사이의 대조적인 관계는 선택된 기간 (예: L20C 또는 E21C)에 관계없이 유지되며, 이는 구름과 AO 사이의 내재적 관계가 최근 표면 조건의 변화에 의해 크게 영향을 받지 않을 수 있음을 시사한다.

최근의 연구는 해빙 감소가 음의 AO로 이어진다고 제안했다 (Francis et al., 2009; Overland와 Wang, 2010). L20C와 E21C 기간 동안 AO와 구름 사이의 일관성 있는 관계는, 최근 AO와 같은 대기 순환 패턴이 북극에서 900hPa 이상의 구름 물 함량의 감소와 연관될 수 있음을 시사한다. 그러나, 감소된 해빙 상태가 E21C 동안 900 hPa 이상의 대류권 하부에서 구름의 물 함량에 영향을 미친다는 것을 강하게 시사한다. 해빙, 구름, AO 사이에 이러한 관계 사이에는 모순이 있는 것 같다. 이러한 모순은 두 시기 사이에 북극 표면 조건의 큰 변화에서 기인하는 것으로 보인다. Figure 3.1.79는 AO의 영향을 제외한 두 기간 동안 해빙과 구름 간의 부분적 상관관계를 보여준다. E21C에서 해빙과 구름 물 함량의 가장 강한 상관관계가 북극권 내부로 이동한 것은 L20C와 E21C의 주요 차이였다. 이 주요 특징은 AO 영향을 고려하더라도 크게 변하지 않는다. AO 영향은 두 기간 동안 AO-구름 간 관계에서 공간 패턴을 바꾸지 않고 부분 상관관계에 비해 L20C에 대해서만 더 작은 상관 계수로 나타난다. 이는 L20C에서는 AO의 영향이 상대적으로 큰 것에 비해, AO에 의해 제어되는 구름의 양 변화는 E21C에서 작은 역할을 한다는 것을 의미한다. 따라서, 해빙, 구름, AO 사이의 관계가 정적이 아니라고 결론지을 수 있다.

AO-구름 간 관계의 변화는 하층 구름과 관련하여 해수면 압력 및 500hPa 지위 고도의 연간 변화에서도 조사할 수 있다 (Fig. 3.1.87). L20C 동안, 두 분석 모두 하층운의 변화는 주로 양의 상의 AO (Figs. 3.1.87a and 3.1.87c)와 유사하게 북극해 대부분이 저기압성 흐름을 나타낸다. 그러나 E21C 동안 하층 구름의 변동은 북극의 중북미 쪽(Figs. 3.1.87b and 3.1.87d) 저기압 외에 유라시아 해안 지역과 북대서양

지역을 가로지르는 고기압 시스템과 관련이 있었다. 이 공간 패턴은 E21C와 L20C의 차이와 유사하다. 이 패턴은 음의 상의 AO의 전형적인 패턴과는 거리가 멀다는 점에 유의해야 한다.

### 3.1.6.2 북극 겨울철 구름/복사량 모의 성능 평가

#### 가. 배경 및 목적

극지에 최적화된 기상 연구 및 예측 모델, Polar WRF (Weather Research and Forecasting model)의 북극 구름 모의를 CloudSat 및 CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation measurements) 위성 관측 측정을 사용한 산출물과 비교하여, Polar WRF의 겨울 북극 표면 기후에 대한 구름 영향을 연구하는 데 유용할 지를 판단하고자 한다. 특히 모리슨 더블 모멘트 (Morrison double moment)와 WRF 싱글 모멘트 6-class(WSM6)의 두 가지 구름 미세물리 스킴을 시험하고자 한다.

구름은 지구의 열과 물 수지에 필수적인 요소다. 구름의 단파 반사율과 열 방출률은 주변 대기보다 훨씬 높기 때문에 대기 상부 (TOA)와 지표면 모두에서 지구의 복사 수지를 크게 변화시킬 수 있다 (Chou et al., 1998; Harrison et al., 1990; Liou, 2002). 또한, 구름의 생성, 성장, 강수 과정은 강한 온실 가스인 대기 수증기의 생성 및 소멸과 직접적인 관계를 가진다. 구름 물리 과정 중에 방출되는 잠열은 복사속과 균형을 이루며 대기의 평균적 연직 구조를 형성하는 데 중심적인 역할을 한다. 따라서 수치 모델 내에서 구름이 어떤 식으로 모사되고 있는지는 지구의 기후의 모의, 예측 및 이해에 영향을 준다 (Cess et al., 1996; Colman, 2003; Soden and Held, 2006; Webb et al., 2006).

최근 북극 관측 결과 하층 대류권에서 운량의 증가가 계절에 관계없이 나타났다 (Cesana et al., 2012). 지구 표면에 끼치는 복사 강제력의 크기는 높은 구름보다 낮은 구름의 영향을 더 받기 때문에 이는 매우 중요하다 (Kay et al., 2016). 표면 하향 장파 복사(DLR)는 북극 표면 기후에 큰 영향을 미치는 것으로 알려져 있다. 이는 구름의 연직구조에 크게 의존하는 겨울 해빙 변동성의 절반을 설명할 수 있는 크기를 가진다 (Park et al., 2015). 반면, 해빙의 수평적 범위는 표면 증발의 잠재적 양을 결정하여 북극 구름 물의 양을 조절하기 때문에, 해빙에 대한 구름의 영향력

은 다시 구름에 영향을 줄 수 있다. 구름과 해빙 사이의 이 양방향 상호작용은 피드백 과정을 구성한다(Klaus et al., 2016). 북극 날씨와 기후를 더 잘 이해하기 위해서는 이 피드백의 작동 방식을 이해해야 한다 (Curry et al., 1996; Goosse et al., 2018; Overland et al., 2016).

최근에는 특히 북극해의 대서양 지역에 걸쳐 해빙의 양이 감소하는 것과 함께 1990년대 후반부터 겨울철 표면 온난화가 가속화되어 북극 연구자들의 관심을 더욱 끌었다 (Comiso, 2006; Francis and Hunter, 2007). 바렌츠 해의 북극 해빙 농도는 겨울철 유라시아 대륙의 지표면 온도에 대한 예측성을 가진다는 연구 결과가 다수 나왔다 (Kim et al., 2014; Kug et al., 2015). 구름이 표면 열수지에 큰 영향을 미치고 있음을 고려할 때(Graversen et al., 2008), 북극 겨울 구름의 특성과 그 최근 변화(Jun et al., 2016; Liu et al., 2007)를 자세히 조사해야 한다. 그러나 다른 계절에 비해 상대적으로 겨울 북극 구름 연구가 드물게 수행되었는데, 이는 혹독한 기후 조건, 가시성 부족, 북극해 대부분을 덮고 있는 해빙 (Arctic Climate Impact Assessment, 2005; Karlsson and Svensson, 2011)으로 인해 겨울철 북극 관측이 어려웠기 때문이다. 크야 기간 동안에는 MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS)와 같은 인공위성 센서도 구름 검출의 정확도가 떨어질 수 있으며 (Chan and Comiso, 2013), 구름의 광학적 특성 변수 관측은 불가능하다.

모델 기반 북극 연구 역시 관측 부족으로 인해 그 진행이 더딘데 (Kay et al., 2016), 극지방에서는 기후 모델 시뮬레이션이 다른 지역에 비해 모델 간 불확실성의 폭이 큰데, 겨울에는 그 차이가 가장 두드러진다 (Chernokulsky and Mokhov, 2012; Intergovernmental Panel on Climate Change, 2013; Karlsson and Svensson, 2011, 2013). 그러나 북극 겨울철 모의에 있어서 지구 기후 모델의 불확실성은 지역 모델을 활용하여 줄일 수 있다. 지역 모델은 측면 경계 조건이 주어지므로 구름 특성뿐만 아니라 표면 기후의 재현에 더 적합하다. 또한 일반적으로 더 높은 공간 분해능을 허용하기 때문에 더 정확한 시뮬레이션을 기대할 수 있다 (Jung et al., 2006; Pope and Stratton, 2002). Polar WRF 모델은 북극 기후에서의 구름의 역할과 최근의 해빙 변화와의 상호작용을 밝히기 위해 극지 지역의 구름 연구에 사용되어 왔다 (Barton and Veron, 2012). 북극 지상 관측소의 커버리지가 증가하고 더 나은 데이터를 제공하는 많은 현장 관찰 캠페인이 진행됨에 따라 Polar WRF에 의해

시뮬레이션된 구름 속성의 정확도가 증가하였다. 또한 새롭게 개발되고 개선된 구름 미세물리학 스킴은 개선된 시뮬레이션에 상당한 기여를 하였다 (Listowski and Lachlan-Cope, 2017).

위성에 탑재된 능동 관측 센서는 태양 광이 존재하지 않아도 관측 가능하므로 겨울철에 북극 구름 관측을 제공할 수 있으며, 구름의 연직 구조에 대한 정보를 제공할 수 있다. 2개의 위성 기반 능동 센서, 즉 CloudSat 위성(Stephens et al, 2002)에 탑재된 구름 프로파일링 레이더(Cloud Profiling Radar: CPR)와 CALIPSO 위성(Winker et al., 2009)에 탑재된 Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP)의 구름 관측을 활용하고자 한다. 2006년에 발사된 이 두 위성은 이른바 "A-train"이라고 불리는 오후 관측 위성 궤도에 배치되었다. A-train의 일원이기도 한 Aqua 인공위성에 탑재된 MODIS의 구름 관측과 비교함으로써, 겨울철 하층 북극 구름을 탐지하는데 있어 CPR과 CALIOP 구름 산출물의 장점을 알 수 있다(Chan & Comiso, 2011, 2013; Liu et al., 2012).

표면과 TOA의 복사 플럭스는 구름 구조의 영향을 많이 받기 때문에 모델에서의 정확도는 성공적인 구름 시뮬레이션이 필수적이다. 복사 플럭스는 또한 모형 시뮬레이션에서 구름 프로세스에 직접적으로 영향을 미치는 기온 및 습도 프로파일과 밀접하게 연관되어 있다. 따라서 수치 모형에서 정확한 복사 모의를 위해서는 구름의 사실적인 모의가 요구된다. 더욱이 복사 플럭스는 인공위성이나 지상국 기기로 직접 관측되고, 구름 속성은 그러한 플럭스 관측을 통해 산출되므로, 복사 플럭스의 직접 비교-평가는 구름 속성 자체의 비교와 더불어 매우 귀중한 정확도 평가 기준이 될 수 있다. Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES; Wielicki et al., 1996)은 WRF 시뮬레이션과 비교할 수 있는 TOA의 복사량을 직접 측정할 수 있는 위성 센서이다. 겨울철 북극 지상 관측의 어려움에도 불구하고 6개 관측소에서의 복사량 측정은 Baseline Surface Radiation Network (BSRN) 자료에서 접근 가능하다 (Driemel et al., 2018).

우선 겨울 북극 구름의 시뮬레이션과 관련된 모델 성능을 평가하기 위해 선택된 겨울의 Polar WRF 시뮬레이션을 관측치와 비교하고자 한다. 이것은 Polar WRF를 사용하는 향후의 겨울 북극 모델링 연구에 유용한 지침을 제공한다. 특히, 중규모 모델 출력의 시공간적 규모에 상응하는 기준 비교 데이터를 생성하여 적절한 평가를 용이하도록 한다. 이러한 관측 정보는 겨울철 구름 복사 효과와 지표면 및 TOA

에서의 장파 복사량을 결정하는 데 특히 중요한 구름의 연직 구조에 대한 정보를 제공한다. 극지역 연구에 널리 사용되는 2개의 구름 미세물리 스킴을 테스트하여 모형 내 미세물리 과정에 의해 생기는 구름의 불확실성 또한 평가하고자 한다.

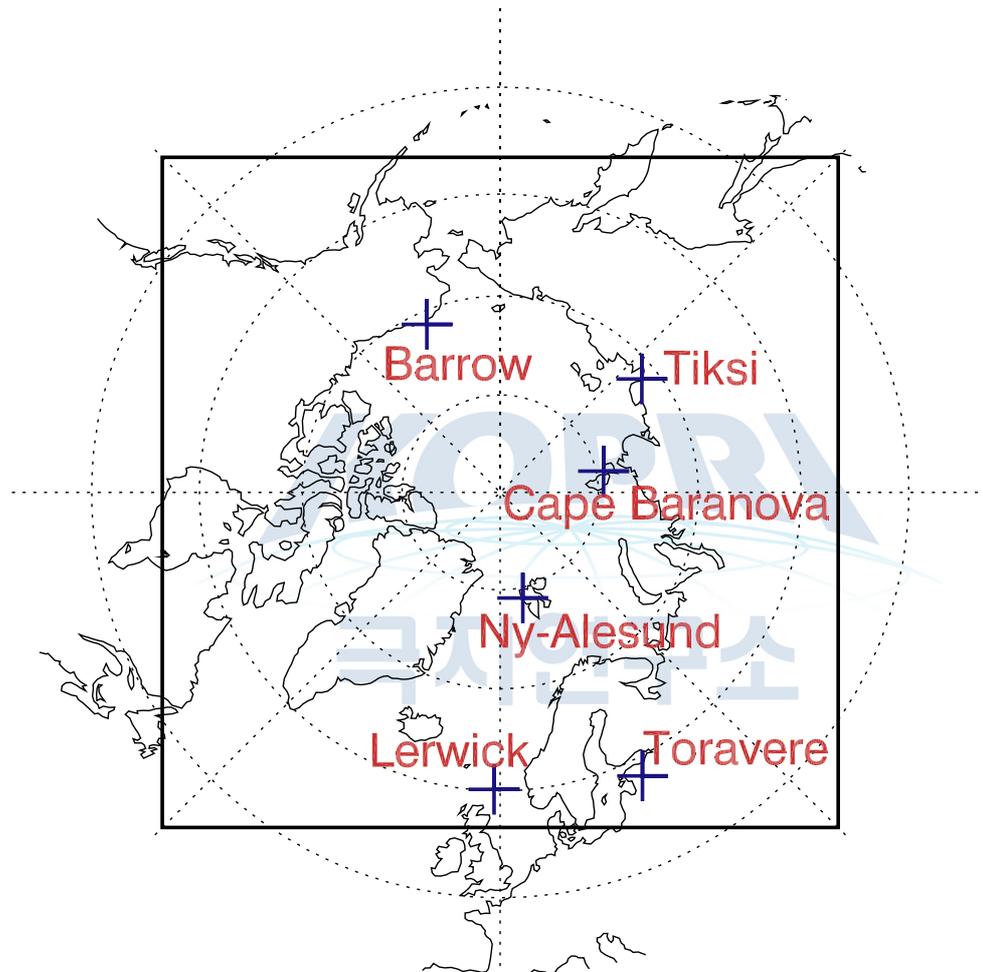


Figure 3.1.88 Model domain used for the Polar WRF simulations. The domain consisted of  $300 \times 300$  grid points with a 24-km horizontal resolution. Crosses indicate the locations of the ground sites used for radiation observations.

## 나. 자료 및 방법

### (1) 모델 시뮬레이션

Polar WRF는 3.7.1 버전이 사용되었고 (Hines and Bromwich, 2017; Skamarock et al., 2008), 북극을 중심으로 한 극-평사 투영법이 사용된다. 지구 표면에서 50hPa까지 30개의 시그마 좌표계의 층이 사용되었다. 수직 해상도는 지표면 가까이 에 약 50m, 3km 높이에서 약 500m, 대류권계면에서 약 1km까지 증가한다. 24km 해상도의  $300 \times 300$  수평 격자 영역은 북위  $56.5^\circ$ 보다 높은 위도를 가진 모든 지역을 포함한다 (Fig. 3.1.88). 모델 실험은 2015-106년 겨울철에 대해 수행되는데, 이 기간 동안에는 조직화 된 눈폭풍의 빈도와 강도가 평년보다 강해서 (McCarthy et al., 2016), 지표면 근처에서 빈번히 관측되는 하층운 뿐 아니라 대류권계면까지 확대된 폭풍우 등을 포함한 다양한 특징의 구름들을 대상으로 분석 가능했다. 또한 2016년 1월 초에 북극해로 유입한 강한 스톰은 북극진동이 양의 상에서 음의 상으로 급격히 변화하게 한 원인으로 지목되기도 하였다 (Kim et al., 2017). 결과적으로, 매우 다양한 환경 조건 하에서 모델 성능을 평가할 수 있다. 2015년 12월 1일부터 2016년 1월 31일까지 매일 00 UTC에 초기화하여 연속 48시간 시뮬레이션이 수행되었다. 6시간 간격의 National Center for Environmental Prediction (NCEP) Final Operational Global Analysis data (NCEP, 2000) 및 NCEP Real Time Global Sea Surface Temperature data (Thiébaux et al., 2003) 자료가 초기 조건 및 경계 조건으로 사용되었다. Wilson et al. (2012) 및 Hines and Bromwich (2017)의 선행 연구와 같이 2일 연속 시뮬레이션 중 초기 24시간을 제외한 매시간 출력을 사용했다. 강수량, 가강수량 및 복사량의 영역 평균 시계열을 분석하여 24시간의 스펀-업이 모델이 안정된 상태에 도달할 수 있을 만큼 충분히 긴지 확인하였다. 북극 구름과 관련한 다양한 프로세스의 중요성을 평가하기 위해, 북극 연구에 널리 사용되는 두 개의 구름 미세물리 스킴, 즉 모리슨 스킴 (Morrison, 2005)과 WSM6 스킴을 사용한 두 세트의 시뮬레이션이 수행되었다. 그 외 WRF 시뮬레이션에서 사용된 물리 과정들은 다음과 같다: 장파복사는 Rapid Radiative Transfer Model (Mlawer et al., 1997), 단파 복사는 Goddard 스킴 (Chou et al., 1998), 행성경계층은 Mellor - Yamada - Janjić 스킴 (Janjić, 1994), 지면 과정은 Unified Noah model (Tewari et al., 2004), 대류 과정은 Grell - Devenyi ensemble scheme (Grell & Dévényi, 2002), 지표면은 Eta similarity scheme (Janjić, 1994)이 사용되었다.

혼동을 피하기 위해 "구름"이라는 용어는 모든 상의 구름을 의미하고, "구름"의 수량은 비, 얼음, 눈, 그리고 그라우펠 (Graupel: 싸락눈) 입자를 포함한 모든 범주

의 합산 값이다. "액체상"은 "비"를 포함하지 않은 액체 상태의 구름을 의미한다. 마찬가지로, "얼음"은 얼음 구름 물을 의미하므로 "눈"이나 "그라우펠" 입자를 포함하지 않는다. "동결" 입자는 얼음, 눈 또는 그라우펠 입자를 집합적으로 가리키는 말이다.

## (2) 위성 데이터

DARDAR(raDAR/liDAR) 구름 자료는 CloudSat 레이더와 CALIPSO 라이다 관측 (DelanoE and Hogan, 2008, 2010)을 동시에 사용하여 산출한 것이다. 이 자료는 다른 구름 관측과 비교하여 정확성을 테스트하지는 않았지만, 물 함량이 작고 하층운의 비율이 높은 겨울철 북극 구름을 관측하는 데 시너지 효과가 있다고 알려져 있다. CPR과 CALIOP 모두 능동 관측 센서로서 극야를 겪는 지역에서 구름의 미세 물리 변수를 광역 산출하는 최선의 방법이다. 북극 구름의 광학적 두께는 극도로 찬 기온으로 인해 구름 물의 양이 제한되고 얼어붙은 바다 표면으로부터의 수증기 공급이 작아서 다른 계절에 비해 작을 것으로 예상된다. 따라서 CALIOP의 라이다 관측은 CPR의 레이더에 잘 잡히지 않는 작은 방울 크기의 구름을 탐지하는 데 도움이 될 수 있다. 반면 CALIOP은 라이다 신호 감쇠로 인해 상층에 두꺼운 구름이 존재하는 경우 하층운의 탐지에 문제를 겪을 수 있으므로 CPR의 하층운 정보가 보완적 역할을 할 수 있다. 이는 북극 겨울 동안 하부 대류권부터 상부 대류권까지 걸쳐 발달한 구름이 빈번하다는 점을 고려할 때 가치가 있다(Oreopoulos et al., 2017). 본 연구에서는 CloudSat 관측과 동일한 수평 약 1km, 연직60m 해상도로 생산된 3차원 구름 탐지 자료와 빙상의 구름 물 함량을 사용했는데 이는 모형 시물레이션의 해상도보다 훨씬 조밀하다. 위성 관측과 모형 시물레이션 사이의 공간 규모 불일치가 서로 간의 비교 분석 결과에 영향을 줄 수 있지만, 유사한 해상도로 진행되는 향후 Polar WRF 연구에 유용한 정보를 제공할 수 있다. 또한 모형 해상도에 대한 구름의 민감도는 대기 연직 대류 과정(예: 브라이언 and 모리슨, 2012)과 대부분 관련이 있는 것으로 알려져 있는데 이는 북극 겨울 구름의 형성에는 큰 영향을 끼치지 않는다.

Aqua 위성에 탑재된 CERES 센서의 관측 자료도 사용되었다. Single scanner footprint (SSF Aqua-FM3 Edition 4A) 자료는 TOA 장파 복사 플럭스의 직접 측정뿐만 아니라 복사 전달 계산을 사용하여 생성된 표면 장파 복사 플럭스의 추정치

를 제공한다. 표면 플럭스는 운저 고도와 대기 온도, 습도 및 오존의 연직 구조에 대한 사전 정보에 기초하여 계산-추정로 지정된다 (Kratz et al., 2010). CERES 지표면 장파 플럭스의 편차과 평균 제곱 오차는 각각  $-0.5 \text{ W m}^{-2}$ 와  $10.3 \text{ W m}^{-2}$ 로 보고되었다. CERES의 관측 풋프린트의 크기는 위성 직하점에서 약 25 km 정도이다.

모델 시뮬레이션과의 통계적 비교는 대부분 각 위성의 레벨-2 관측 산출물을 사용하여 수행되었다. 각 위성 관측 지점은 그것을 둘러싸는 WRF 격자에 할당된다. WRF 시뮬레이션의 격자 크기가 위성 관측치의 관측 면적 크기보다 크기 때문에 위성 관측치의 단순한 평균을 이를 둘러싸는 WRF 그리드의 값과 비교했다. 또한 매시간 WRF 출력에서 위성 관측에 가장 가까운 시뮬레이션이 선택되었다. 따라서, WRF와 위성 간 시공간일치화 된 비교 자료 쌍은 각각 공간적으로 12 km, 시간적으로 30분 이상의 떨어지지 않도록 구성된다. 2개월 동안 125,318개의 WRF 격자가 DARDAR 데이터와 결합 쌍을 이루었고 362,306개의 WRF 격자가 CERES 데이터와 결합 쌍을 이루어, 비교를 위한 충분한 크기의 시공간 일치자료가 확보되었다.

위성 구름 자료의 속성은 모델 시뮬레이션 구름의 그것과는 근본적으로 다르다. 위성 관측 구름과 모델 시뮬레이션 구름 간의 보다 직접적인 비교를 가능하게 하기 위해, Cloud Feedback Model Inter comparison Observational Simulator Package (COSP; Bodas-Salcedo et al., 2011)에 통합된 레이더 시뮬레이터 (Haynes et al., 2007)와 라이더 시뮬레이터 (Checpfer et al., 2008)가 사용되었다. 시뮬레이터는 Diaz et al. (2015)의 오프라인 계산 접근방식에 따라 WRF 결과를 입력자료로 하여 위성 레이더 또는 라이더 신호를 모방한 값을 출력하기 때문에 CloudSat 및 CALIPSO의 원시 관측치와 직접 비교될 수 있었다.

### (3) 표면 장파량 관측

표면의 하향 장파 복사 플럭스의 직접 측정 자료도 모델 시뮬레이션을 평가하는데 사용되었다. 시뮬레이션 기간 동안 BSRN 데이터 세트 내에 6개의 북극 및 고위도 지상 관측소에서 측정된 자료들이 이용 가능하였다 (Fig. 3.1.88). 이 관측소들은 러시아 케이프 바라노바 ( $79.27^{\circ}\text{N}$ ,  $101.75^{\circ}\text{E}$ ), 노르웨이 니알슨 ( $78.93^{\circ}\text{N}$ ,  $11.93^{\circ}\text{E}$ ), 러시아 텍시 ( $71.59^{\circ}\text{N}$ ,  $128.92^{\circ}\text{E}$ ), 미국 배로우 ( $71.32^{\circ}\text{N}$ ,  $156.61^{\circ}\text{W}$ ), 영국 러워 ( $60.14^{\circ}\text{N}$ ,  $1.18^{\circ}\text{W}$ ) 및 에스토니아 토라베레 ( $58.25^{\circ}\text{N}$ ,  $26.46^{\circ}\text{E}$ )에 위치한다. 발트해에

서 약 100km 떨어진 토라베레 관측소를 제외한 모든 관측소는 해안 근처에 위치해 있고, 전체 시뮬레이션 기간 동안 케이프 바라노바, 텍시, 배로우에 면해 있는 북극 해는 해빙으로 뒤덮여 있기 때문에 다양한 환경 조건들이 분석에 고려된다고 볼 수 있다. 연안 지역의 관측소로부터의 관측치를 사용하면 해양-육지 간 대비로 인한 효과가 모델 격자 크기보다 작은 규모에서 발생할 수 있기 때문에 모형 평가에 영향을 미칠 수 있다. 그러나 이는 지표면-해빙 간 또는 해빙-해양 간의 대비효과보다 훨씬 약하기 때문에 구름의 불연속성은 해빙으로 덮인 해안선을 경계로 한 구름의 대비효과는 크기 않음을 재분석 자료를 통해 확인하였다. 참고로 케이프 바라노바 관측은 2016년 1월 1일 이후의 것 만 제공되고 있다.

Table 3.1.4 Mean heights of cloud top in the DARDAR (raDAR/liDAR) cloud data (combined cloud retrievals using CloudSat and CALIPSO) and in the Polar WRF simulations. The values in parentheses denote the correlation coefficients between the DARDAR cloud heights and the modelled cloud heights. The Morrison scheme and the WSM6 scheme were used for the cloud microphysics in the simulations.

	DARDAR	P-WRF (Morrison)	P-WRF (WSM6)
Cloud Top Height (Correlation with DARDAR)	5,590 m (-)	5,880 m (0.72)	5,230 m (0.69)

## 다. 결과

### (1) 거시물리적 특성

Polar WRF 시뮬레이션에서 구름의 거시물리적 특성이 DARDAR 구름 탐지자료와 비교되었는데, 모든 비교 통계는 맑은 지역을 포함하여 위성 경로 아래의 모든 영역에 대해 구한 것이다. 모델링 결과에서 구름의 존재 여부는 모든 구름 입자의 총 혼합비가  $10^{-9} \text{ kg}^{-1}$ 을 초과할 때로 정의된다. Polar WRF 시뮬레이션과 DARDAR 구름 마스크 (Table 3.1.4)를 결합한 시공간 일치 데이터 세트에서, 모리슨 이중 모멘트 스킴을 사용하여 구름 미세물리과정을 모의할 때, 구름의 운고 고도는 위성 관측보다 평균 290m 정도 높았다. 이는 표면에서 3km 높이에서 500m보다 큰 모형 시뮬레이션의 연직 격자 간격보다 작다. WSM6 스킴을 사용한 구름 운

고는 DARDAR 데이터보다 360m 낮았다. DARDAR의 운고 높이와 Polar WRF 구름 운고 사이의 상관 계수는 모리슨 스킴의 경우는 0.72, WSM6 스킴의 경우는 0.69의 값을 보여 모델 프로세스가 구름 상단의 높이를 올바르게 생성함을 확인하였다. DARDAR 데이터 대신 CALIPSO 구름 탐지 자료를 사용했을 때 상관 계수는 비슷했지만 모델링된 운고는 모리슨 및 WSM6 스킴을 사용한 경우 각각 90m와 720m 정도 CALIPSO 산출물보다 낮게 나타났다. Van Weverberg et al. (2013)은 WSM6 스킴은 대류권 상층 얼음 입자의 하강 속도가 모리슨 스킴보다 크다는 것을 발견하였는데, 이것이 모리슨 스킴의 더 높은 운정 고도의 원인일 수 있다.

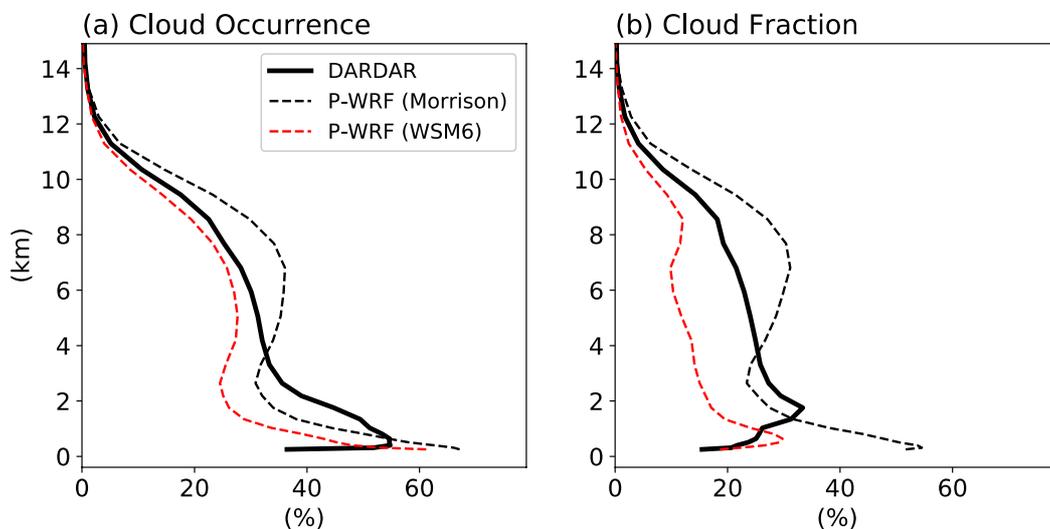


Figure 3.1.89 Mean vertical structures of the cloud amounts in the DARDAR cloud data (solid) and the collocated Polar-WRF simulations (dashed). Different definitions of the cloud amount were used. “Cloud occurrence” is defined as 1 if cloud existed in a WRF grid (a), and “cloud fraction” is defined as the ratio of cloudy pixels within a collocated WRF grid for the DARDAR and the value with the same name for the model output (b). Black dashed lines represent the Polar WRF simulations with the Morrison scheme and red dashed lines for the WSM6 scheme.

서로 다른 운량의 정의가 Fig. 3.1.89a와 Fig. 3.1.89b에서 각각 사용되었다. Fig. 3.1.89a에서 “Cloud occurrence”는 WRF 격자에 구름이 존재하지 않으면 0, 그렇지 않으면 1로 정의된다. DARDAR의 경우, 시공간일치된 WRF 그리드 내의 위성 관

측치에 구름이 전혀 탐지되지 않았으면 0, 그렇지 않으면 1이다. Fig. 3.1.89b에서 “Cloud fraction”은 Polar WRF 시뮬레이션의 경우 WRF의 복사 모듈에 의해 진단된 동일한 이름의 모델 출력 변수다. DARDAR의 경우, 이것은 시공간일치된 WRF 격자 내의 총 관측 포인트 수에 대한 구름 관측 포인트의 비율이다. 비교를 위해 기하학적 높이 단위로 제공되는 DARDAR 자료는 WRF 시뮬레이션의 연직 좌표로 변환되었다. 하부 대류권에서는 모델 시뮬레이션에서 총 격자의 약 60~65%에서 구름이 발견되었는데 (Fig. 3.1.89a), Karlsson and Svensson(2013), Kay et al. (2016)가 보고한 65% 운량과 유사하다. Fig. 3.1.89a는 북극에서 빈번히 관측되는 행성경계층 하층운의 특징을 보여주는데, 모델 결과의 하층에서 구름이 존재할 가능성이 매우 높다는 것을 확인할 수 있다. 따라서 모델링된 구름의 운저 고도의 시간적 또는 공간적 변화는 정량화하기에는 너무 작을 수 있는데, 2km보다 낮은 고도에서 위성 자료와 모형 간의 불일치는 위성 데이터와 모형 시뮬레이션 간의 서로 다른 연직 좌표 때문에 발생할 수 있다. 또, 특히 입자 크기가 큰 두꺼운 구름 아래에 위치할 경우, 하층운의 작은 구름 입자를 CloudSat 레이더가 포착하지 못했을 가능성도 있다. 또한, CloudSat 레이더 관측의 불확실성은 표면으로부터의 신호 반사로 인해 1km 보다 낮은 고도에서 더 큰 경향이 있다. “Cloud occurrence”은, 정의상, 수평 격자의 크기가 커질수록 증가할 수 있다는 점에 유의한다. WSM6 스킴의 경우, 평균 운량은 모든 고도에서 모리슨 스킴의 구름 양보다 작으며, 두 스킴 모두 1.5km 이상의 대류권 전체와 심지어 표면 근처에서도 20% 미만의 작은 운량 (Fig. 3.1.89b)을 보여준다.

## (2) 광학적 특성

Fig. 3.1.90은 DARDAR 구름 데이터 (실선) 및 Polar WRF 시뮬레이션 (파선)의 평균 구름 물 함량의 연직 구조를 보여준다. 극지 WRF 시뮬레이션에서 각 구름상의 구름 물 함량은 파선의 색으로 구분되며, 구름이 존재하지 않는 경우를 포함한 전체 데이터 집합을 사용해서 계산했다. DARDAR의 물 함량 산출에서는 얼음상의 구름 입자 만이 고려된다 (Delanoer and Hogan, 2008, 2010). Polar WRF 시뮬레이션에서 총 구름 물 함량의 크기는 특히 모리슨 스킴이 사용된 경우 (Fig. 3.1.90a의 검은색 파선)에 위성 관측과 잘 일치함을 보여주나, 2km 이하에서는 다소 과대 모의, 2km 이상에서는 과소 모의하는 경향이 있다. Polar WRF 시뮬레이션의 주요 구

름상 카테고리는 얼음, 눈, 액체였다. 차가운 공기 온도에도 불구하고, 액체 상 구름은 약 1.5km 이하의 고도에서 가장 지배적인 구름상라는 것이 주목되었다. DARDAR 데이터 세트의 장면 (scene) 유형 탐지 산출물에서 흔히 과냉각 수적 또는 혼합상 구름이 발견되는데, 많은 모델링 및 관측 연구에서 혼합상 구름 또는 과냉각수적의 형태로 액체 위상을 가진 북극 구름의 존재를 지적한 바 있다 (McFarquhar et al., 2007; Morrison et al., 2003; Pinto, 1998; Shupe et al., 2006). Polar WRF 시뮬레이션에서 2km 이하 고도 (Figs. 3.1.90a and 3.1.90b)의 구름 물 함량이 큰 것은 DARDAR 산출 알고리즘에서 얼음상 구름만 고려되기 때문일 수 있다. 눈은 모리슨 스킴(Fig. 3.1.90a의 적색 점선)을 사용할 때 지배적인 범주이며, WSM6 스킴을 사용할 때 얼음 구름이 지배적이다 (Fig. 3.1.90b의 녹색 점선).

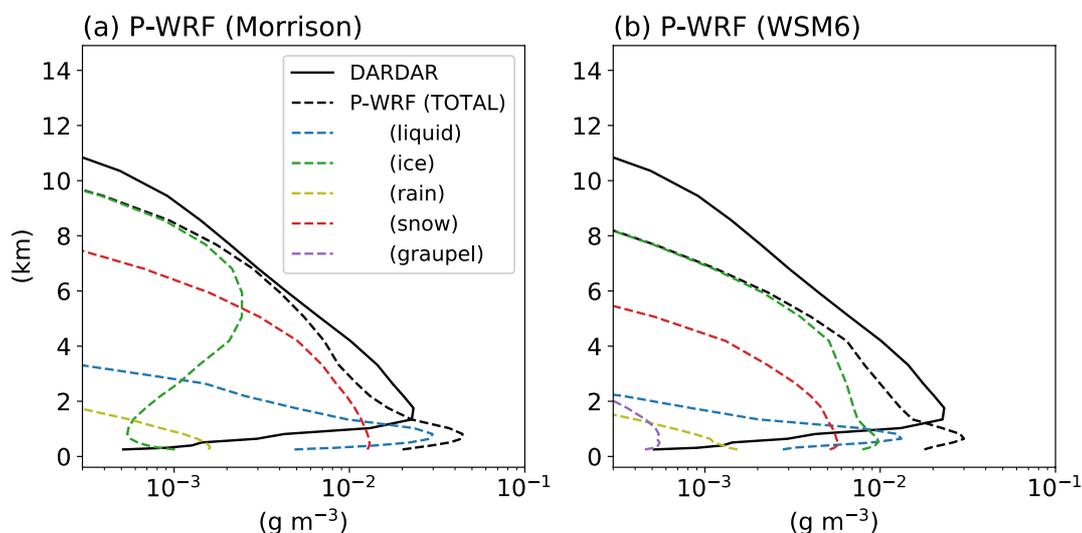


Figure 3.1.90 Mean vertical structures of the ice water content in the DARDAR cloud data (solid) and the cloud water content for each hydrometeor in the collocated Polar-WRF simulations (dashed). The blue, green, yellow, red, and purple dashed lines are for the liquid, ice, rain, snow, and graupel particles, respectively. The black dashed lines are for the total cloud water contents. The Morrison scheme (a) and the WSM6 scheme (b) were used for the cloud microphysics in the Polar-WRF simulations.

각 수성별 구름 물 함량의 전체적인 특성은 대표적인 사례를 살펴봄으로써 보다 면밀하게 밝혀질 수 있다. Fig. 3.1.91와 Fig. 3.1.92는 2015년 12월 25일, 모리슨 스

킴 (Fig. 3.1.91) 및 WSM6 스킴 (Fig. 3.1.92)을 사용한 Polar WRF 시뮬레이션과 비교하여 위성 트랙을 따라 구름 물 함량의 연직 구조를 보여준다. 위 3개의 그림은 눈, 얼음, 액체 등 가장 지배적인 구름상을 나타내고 네 번째는 Polar WRF 시뮬레이션 (Figs. 3.1.91d and 3.1.92d)의 합산된 구름 물 함량이며, 마지막 것은 DARDAR 구름 데이터 (Figs. 3.1.91e and 3.1.92e)의 얼음물 함량 산출물이다. 색깔은 구름이 감지되는 구름의 수분 함량을 보여준다. 회색과 짙은 갈색은 각각 구름이 존재하지 않는 부분과 지표면에 해당한다. 전체 위성 트랙을 따라 DARDAR 관측과 WRF 시뮬레이션 모두에 대해 지표에서 가까운 층운 구름이 발견되었다. DARDAR 관측치에서 층운 구름의 얼음물 함량은 Fig. 3.1.90 (1km 이하의 검은색 선)의 평균 연직 구조에서 보듯이 65° N의 남쪽까지 매우 작았다 (흰색 영역). 이는 또한 해당 지역의 구름이 대부분 액체 상 물로 구성되어 있음을 보여주는 WRF 시뮬레이션에서도 마찬가지로였다 (Figs. 3.1.91c and 3.1.92c). 북위 70도 전후로 연직으로 확장된 구름에서는 지표에 가까운 구름이 액체상이다 (Figs. 3.1.91c and 3.1.92c). 그 위로는 두 구름 미세물리 스킴은 얼음상 구름의 세부 유형을 서로 다르게 진단했다. Fig. 3.1.90의 평균 연직 구조와 일관되게, 모리슨 스킴의 경우 눈 범주는 1-5km 사이에 가장 우세했고 (Fig. 3.1.91b), WSM6의 경우는 얼음 범주가 1km 이상의 모든 고도에서 가장 우세했다 (Figs. 3.1.92a and 3.1.92b). 북위 85도 부근의 높게 발달한 구름은 비슷한 구조를 보였지만 지표면에 가까운 액체상의 층은 보이지 않았다. 북위 75도 부근의 낮은 구름에서 모리슨 스킴은 하층보다 구름 꼭대기에서 더 큰 액체 물 함량을 모의했다 (Fig. 3.1.91c). 얼음상 구름 위에 존재하는 이러한 혼합상 구름 또는 과냉각 수적 층은 DARDAR 데이터의 구름 위상 탐지 자료에서도 발견되는 북극 구름의 알려진 특징이다 (예: McFarquhar et al., 2007). 모리슨 스킴과 달리, WSM6 스킴을 사용한 경우, 얼음 구름의 수분 함량은 위성 트랙을 따라 있는 대부분의 구름에서 눈 함량보다 크다 (Figs. 3.1.92a and 3.1.92b). WSM6 스킴의 액체상 물 (Fig. 3.1.92c)은 지표에 가까운 층에 있는 모리슨 스킴에 비해 우세하지 않다. 북위 약 75°의 얼음상 구름 위에 있는 액체상 구름 층은 WSM6 스킴을 사용한 경우에는 모의되지 않았다. 북위 약 60°의 고도 10km의 상층 얼음 구름은 수평적으로 넓게 확장되어 있다. 모리슨 스킴은 DARDAR 구름 산출물 (Fig. 3.1.91e)보다 더 넓은 영역에서 구름을 진단 하였고 (Fig. 3.1.91d) WSM6 스킴은 더 좁게 진단하였는데 (Fig. 3.1.92d), 평균적인 구름 양의 연직 구조

에서도 이를 확인할 수 있다 (Figs. 3.1.89a and 3.1.89b). 높은 구름의 운량의 이러한 차이는 운상의 높이 차이에 기여할 수 있는데, 결과적으로 모리슨이 가장 높고, DARDAR가 그 다음, WSM6이 가장 낮았다 (Table 3.1.4).

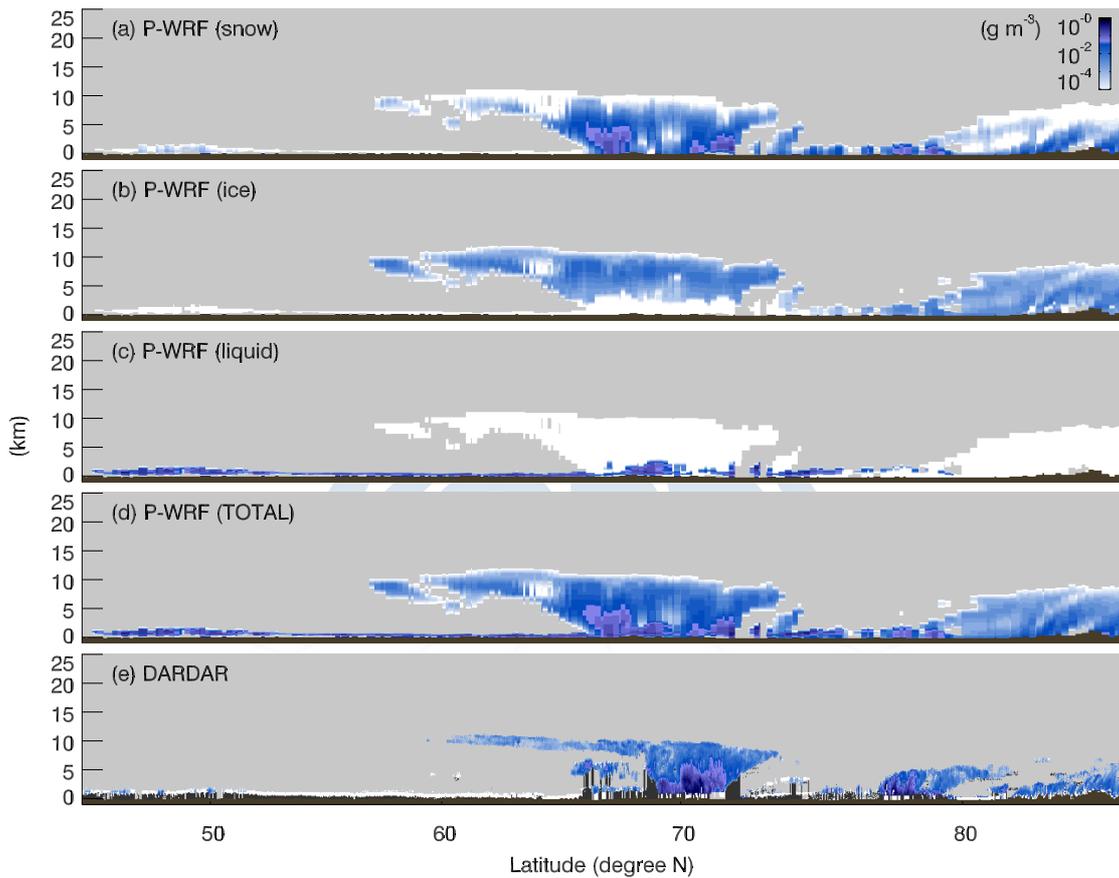


Figure 3.1.91 Cloud water content of snow (a), ice (b), liquid (c), and for all hydrometeors (d) from the Polar WRF simulation with the Morrison scheme, and the ice water content from the DARDAR cloud data (e) along an A-train track around 10 UTC, December 25, 2015. The color scale is the  $\log_{10}$  of the cloud water content.

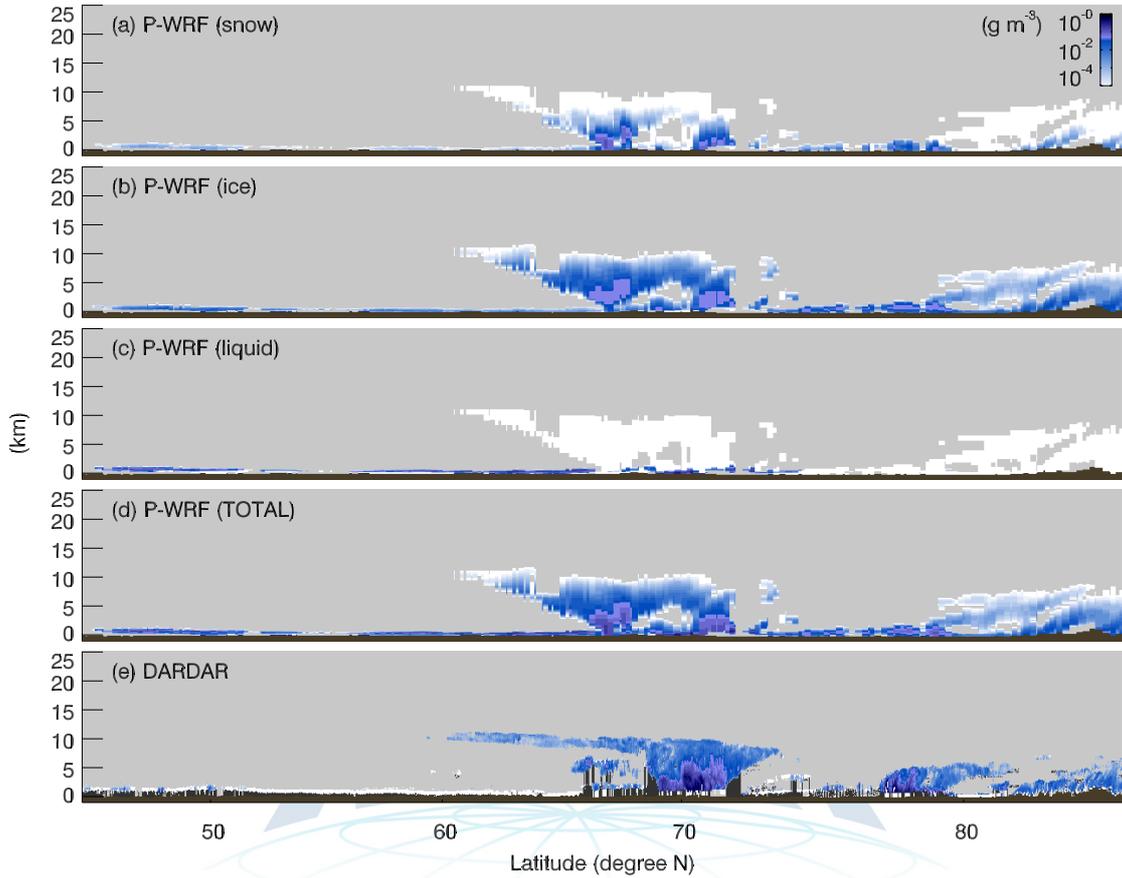


Figure 3.1.92 Cloud water content of snow (a), ice (b), liquid (c), and for all hydrometeors (d) from the Polar WRF simulation with the WSM6 scheme, and the ice water content from the DARDAR cloud data (e) along an A-train track around 10 UTC, December 25, 2015. The color scale is the  $\log_{10}$  of the cloud water content.

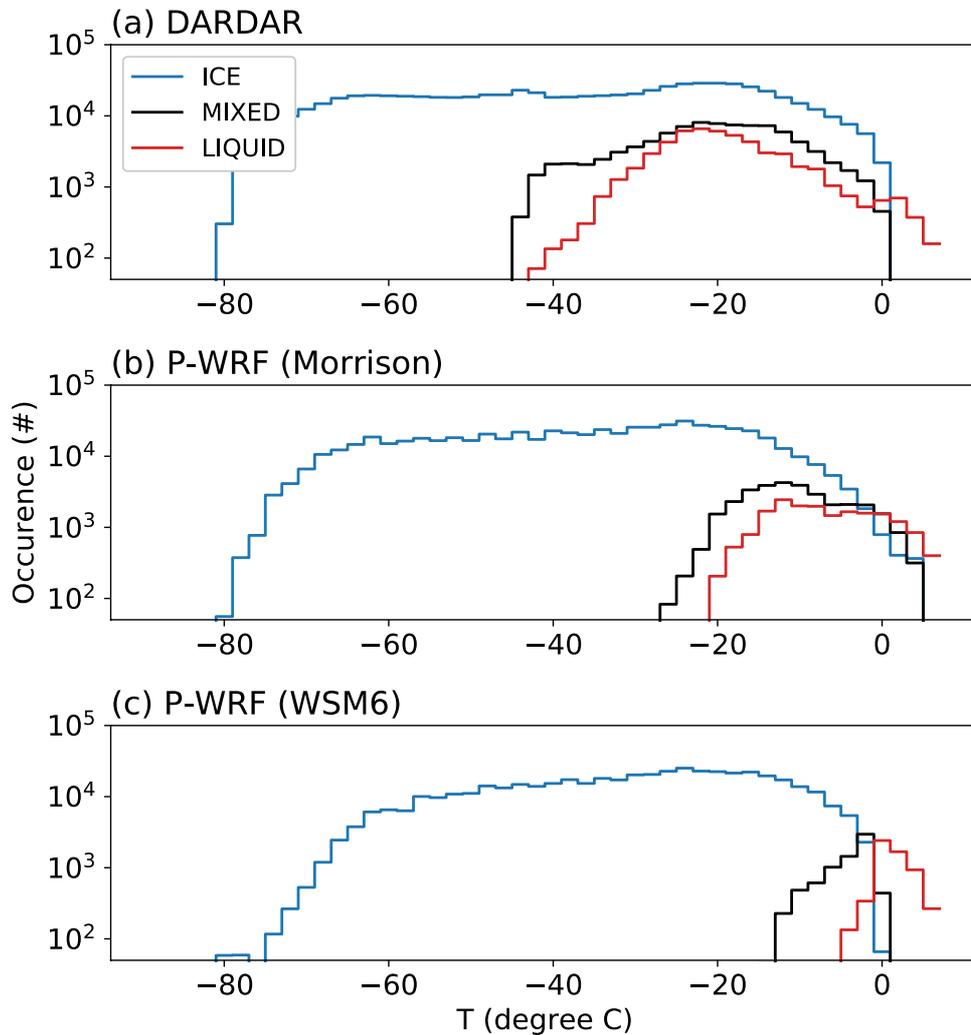


Figure 3.1.93 Number of points for each thermodynamic phase of clouds (liquid- or rain-phase: red, frozen-phase: blue, and mixed-phase: black). The dataset is binned into the air temperature intervals of 2 °C. The numbers are counted for each WRF horizontal grids and are scaled to correspond to the 60-m height resolution of the DARDAR retrievals.

구름의 입자의 상에 대한 정보는 Fig. 3.1.93에 설명되어 있다. DARDAR 구름 자료가 각 층에서 구름을 "얼음", "얼음+과냉각", "액체" 및 "과냉각" 구름 범주의 하나로 할당함에 따라, 각 범주의 층 수를 합산하였다. 그림의 "MIXED"는 "얼음+수퍼쿨링" 범주의 관측점 수를 의미한다. "LIQUID"는 "액체"와 "초냉각" 범주의 총 관측점 수를 의미한다 (Fig. 3.1.93a). Polar WRF 시뮬레이션 (Figs. 3.1.93b와 3.1.93c)의 경우 각 층의 WRF 격자는 액체 또는 비 입자만 포함하면 "LIQUID"로, 얼음 입

자만 있는 경우에는 "ICE"로 계산된다. "MIXED"는 액체 및 얼음상 구름을 모두 포함하고 있음을 의미한다. 시뮬레이션의 연직 해상도를 고려하여 WRF 지점의 관측값수는 DARDAR 연직 해상도에 대응하도록 스케일링되었다. DARDAR 자료에 포함되어 제공되는 기온과 WRF 시뮬레이션의 기온 값을 이용, 자료들을 2°C의 기온 간격으로 분류했다. DARDAR 구름 산출물에서, "LIQUID" 또는 "MIXED" 상 구름 (Fig. 3.1.93a의 빨간색 및 검은색 선)이 자주 탐지되었으며, -20 °C에서 구름 관측치의 약 40%를 차지한다. 북극의 액체상 구름은 영하 40°C 이하의 온도에서도 존재하는 것으로 알려져 있으며 대부분 고도 3km 이하에 존재한다 (Shupe, 2011). 모리슨 스킴 (Fig. 3.1.93b)은 WSM6 스킴 (Fig. 3.1.93c)보다 더 많은 액체상 구름을 시뮬레이션했는데, Fig. 3.1.90의 각 구름상의 평균 연직 구조와 일치하는 결과이다. 모리슨 스킴의 경우 온도가 -10 °C 이상으로 증가함에 따라 혼합상 구름의 양이 유의해지는데, WSM6 스킴은 온도가 0 °C 이상으로 따뜻해져야 유의해진다. -20 °C 미만의 온도에서 모리슨 스킴과 WSM6 스킴 모두 얼음상 입자보다 훨씬 적은 양의 액체상 또는 비 입자를 생성했다.

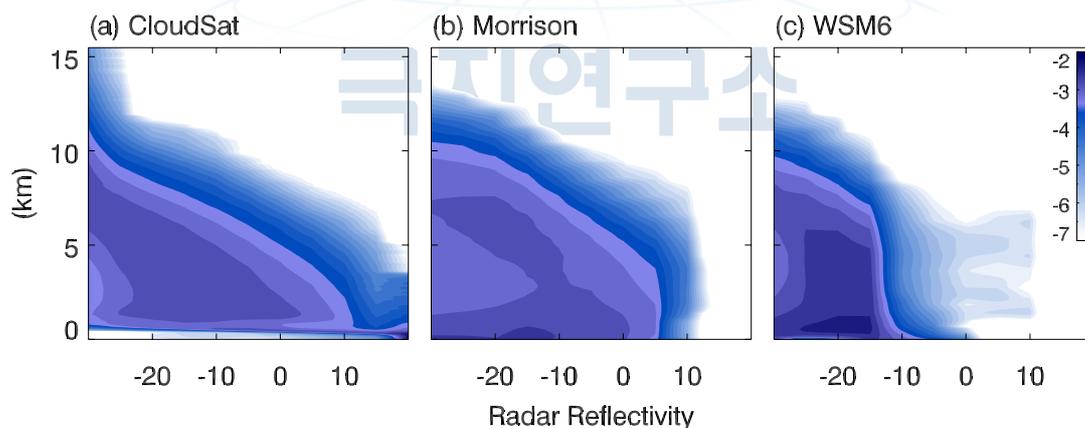


Figure 3.1.94 Joint probability density function (PDF) of the CloudSat radar reflectivity and height (a). Polar WRF simulations with the Morrison scheme (b) and the WSM6 scheme (c) were converted to “satellite-like” radar reflectivity using the COSP package to obtain the joint PDF. The color scale is the log<sub>10</sub> of the joint PDF.

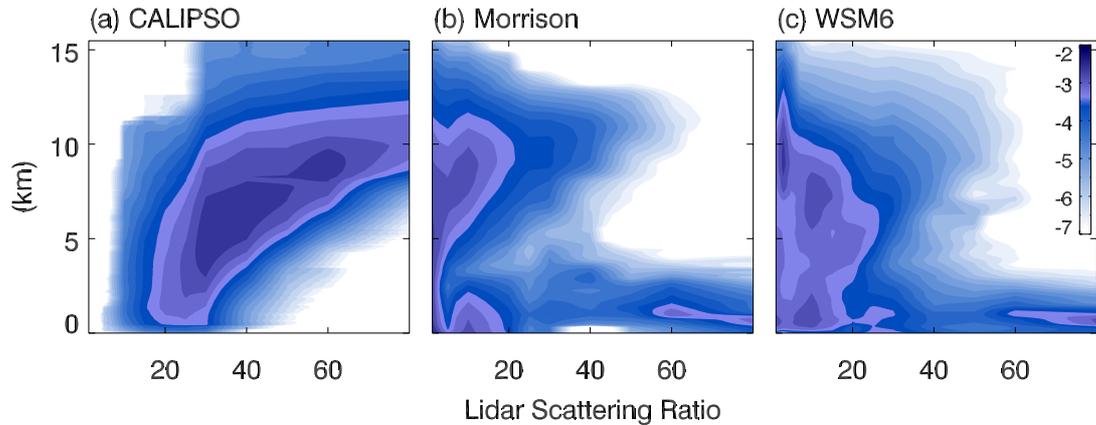


Figure 3.1.95 Joint PDF of the CALIPSO lidar scattering ratio and height (a). Polar WRF simulations with the Morrison scheme (b) and the WSM6 scheme (c) were converted to “satellite-like” lidar scattering ratio using the COSP package to obtain the joint PDF. The color scale is the log<sub>10</sub> of the joint PDF.

Fig. 3.1.94a는 CloudSat 레이더 반사율과 높이의 2차원 확률 밀도 함수(PDF)를 보여준다. Fig. 3.1.94b와 Fig. 3.1.94c는 같은 방법으로 얻었지만, 각각 모리슨 스킴과 WSM6 스킴을 사용한 Polar WRF 모델 결과를 이용하여 COSP로 모의한 레이더 반사율이다. 시뮬레이션된 레이더 신호는 COSP 패키지에 컴파일된 레이더 시뮬레이터에 의해 생성되었다 (Bodas-Salcedo et al., 2011). 관측된 CloudSat 레이더 신호 PDF (Fig. 3.1.94a)는 고도와 함께 반사율의 단조로운 감소를 나타내며 표면 가까이에 구름이 두껍고 위쪽으로 점차 얇아짐을 의미한다. COSP 시뮬레이션 결과 (Figs. 3.1.94b and 3.1.94c)에서는 약 1~3km에서 비교적 강한 레이더 신호가 감지된다. CloudSat와 Polar WRF의 눈에 띄는 차이점은 5km 이하에서 CloudSat에서 10dBZ보다 큰 강한 반사율 신호를 자주 관찰한다는 것이다 (Fig. 3.1.94a). 반면 Polar WRF 시뮬레이션에 기초한 레이더 시뮬레이션 결과는 대부분 훨씬 약한 반사율에서 군집된다 (Figs. 3.1.94b and 3.1.94c). 구름 물 함량의 위성 산출물을 모델링된 구름 물 함량과 직접 비교했을 때 (Fig. 3.1.90), 모리슨 스킴과 WSM6 스킴 모두 약 1km 이하의 표면 근처의 구름 물 함량을 과대모의하는 것처럼 보인다. 그러나 레이더 시뮬레이터를 통해 비교한 결과, 지표면 근처의 CloudSat 관측의 신뢰도는 높지 않을 수 있으며, Polar WRF의 1km 미만 구름 물 함량 과대추정의 정도는 Fig. 3.1.90에서 보이는 것 만큼 크지 않을 수 있다.

라이다 산란 비율과 높이의 2차원 PDF (Fig. 3.1.95)는 관측치와 Polar WRF 시

물레이션 사이의 불일치를 강조한다. 5km 미만의 라이다 신호는 CALIPSO 관측치보다 극지 WRF 출력에 기초한 라이다 시물레이션에서 훨씬 더 두드러진다. CALIPSO 관측치 (Fig. 3.1.95a)의 경우, 큰 빈도수를 보이는 PDF 클러스터는 약 3~7km 높이에서의 약한 신호와 약 8~10km 높이에서의 강한 신호를 중심으로 형성되었다. 반면, Polar WRF 모델 시물레이션의 경우, 두 가지 구름 미세물리 스킴을 사용한 경우 모두 표면 근처에서 강한 라이다 산란 시물레이션 값을 보였다. CALIPSO 관측치에서 하층 신호가 약한 것은 관측 대상과 센서 사이에 존재하는 큰 구름 입자들에 의해 라이다 신호가 쉽게 감쇠되기 때문이다. 두꺼운 하층운은 두꺼운 중-상층운을 동반할 가능성이 높기 때문에 (Oreopoulos et al., 2017) 표면 근처에서 강한 라이다 산란 발생 빈도가 낮은 경향이 있다. 이와는 대조적으로 Polar WRF 시물레이션에서 더 강한 표면 라이다 산란(Figs. 3.1.95b and 3.1.95c)이 모의되었는데 이는 라이다 시물레이터가 실제 CALIPSO 관찰에서 발생하는 감쇠를 충분히 반영하지 못한 결과일 수 있지만, 모델링된 상층 구름은 하층이나 지표면 근처의 라이다 신호를 차단할 만큼 두껍지 않았을 가능성이 더 높다고 보여진다. 중-상층 대류권의 위성 산출물보다 더 작게 모의된 구름 물 함량 (Fig. 3.1.90)의 연직 구조에서도 유사한 특성이 관찰되었다. 따라서 하층의 구름에서 나오는 강력한 라이다 신호는 상층 구름에 의한 감쇠의 영향을 덜 받았을 수 있다. 시물레이션된 라이다 신호의 모리슨 스킴과 WSM6 스킴 간 차이는 평균 구름 양(Fig. 3.1.89)과 구름 물 함량(Fig. 3.1.90)의 차이와 일관성있는 결과이다. 모리슨 스킴의 경우 8km 이상의 강한 라이다 산란 신호를 더 자주 시물레이션했으며, 표면 근처의 강한 라이다 산란 신호의 연직 규모는 WSM6 스킴의 경우보다 높았다.

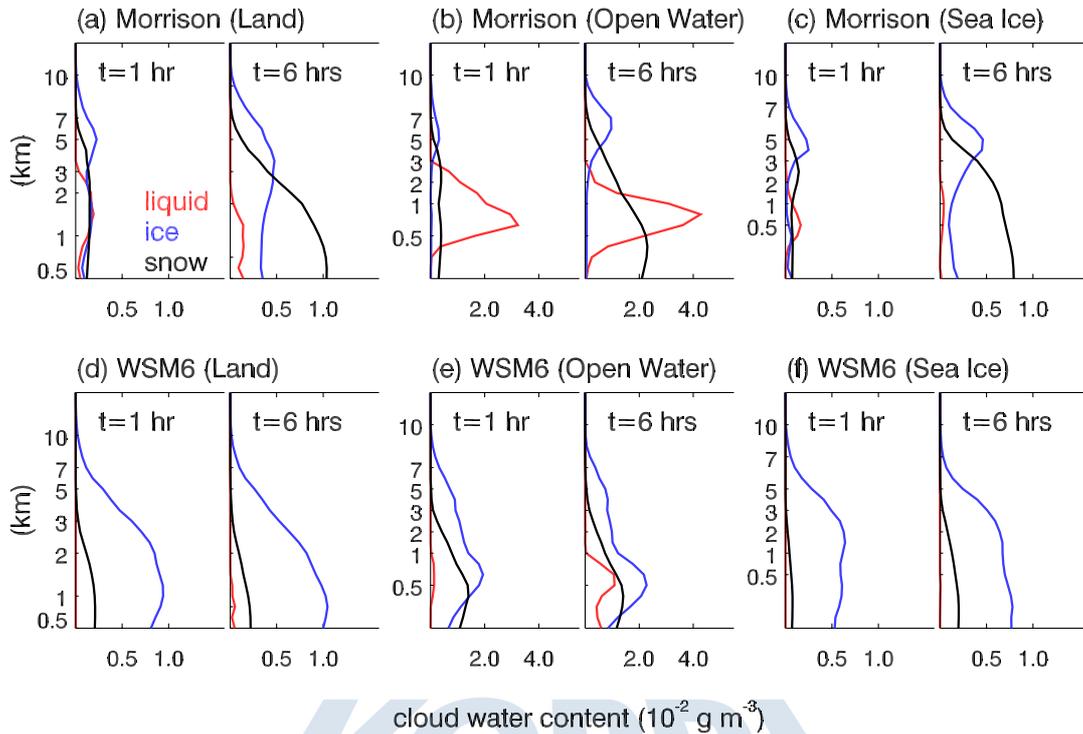


Figure 3.1.96 The mean vertical structures of water contents of liquid (red), ice (blue), and snow (black) clouds with the Morrison scheme (a, b, and c) and the WSM6 scheme (d, e, and f) at 1 hour and 6 hours of model integrations initialized at 00 UTC, 24 December 2015. The areas with latitudes higher than 70° N were used, and divided into land surface (a, d), open water (b, e), and sea-ice area (c, f).

### (3) 미세물리 과정

모리슨 스킴과 WSM6 스킴 사이의 구름 수량의 연직 구조의 차이를 담당하는 미세 물리 과정에는 어떤 것이 있는지 조사하기 위해, 미세 물리 속성 변수들의 시물레이션 초기에 어떤 식으로 변화하는지를 조사했다. Figure 3.1.96은 2015년 12월 24일 00 UTC에 초기화한 후 1시간 및 6시간 경과 후 액체(빨간색), 얼음(파란색), 눈(검은색)에 대한 구름 물 함량의 평균 연직 구조를 보여준다. 모델 시물레이션에서 구름 자료 동화는 초기 조건에 사용되지 않았기 때문에 모든 구름 변수는 0으로 초기화된다. 시물레이션 결과 표면 강수량이 안정적인 값에 도달하는 데 약 4~5시간이 소요된 것으로 나타났기 때문에, 적분 초기의 구름 성장의 결과를 검토할 수

있을 만큼 충분히 길고 기상 조건이 변화하여 생기는 효과를 최소화할 수 있을 만큼 짧은 것으로 간주되었다. 두 스킴 사이의 현저한 차이는 모리슨 스킴(Figs. 3.1.96a - 3.1.96c)이 초기 6시간 동안 구름 상의 구성에 상당한 변화를 보이는 반면, WSM6 스킴 (Figs. 3.1.96d - 3.1.96f)은 얼음상이 지배적인 범주가 되는 매우 초기 단계의 특성을 계속 유지한다는 것이다. 모리슨 스킴의 경우, 액체상 구름은 약 3km 이하에서 빠르게 발달하여 해수면 상에서 (Fig. 3.1.96b) 위에 계속 성장하였으나, 해빙 지역 (Fig. 3.1.96c) 에서는 시간이 지날수록 줄어들었다. 얼음상이 작은 증가(Figs. 3.1.96a - 3.1.96c의 푸른 선)를 보이는 반면, 눈 입자는 크게 증가하여(Figs. 3.1.96a - 3.1.96c의 검은 선) 대류권 하위의 지배적인 범주가 되었다. 또한 WSM6 스킴은 해수면 상에서만 (Fig. 3.1.96e) 하층 대류권에서 충분한 액체상 구름을 생성하여 얼음상 구름에 버금가는 구름의 물 함량을 가지도록 성장할 수 있었다.

Figure 3.1.97은 각 구름상의 성장경향 (tendency)에 기여하는 구름 미세물리 성장률 (process rate) 항들을 보여준다. 이 분석은 Fig. 3.1.96에 사용된 것과 동일한 시뮬레이션 세트를 사용하여 수행되었다. 모리슨 스킴 (Figs. 3.1.97a - 3.1.97c)의 경우, 1시간 적분 후의 성장률 양상은 6시간 적분 후에서와 유사하지 않은 반면, WSM6 스킴 (Figs. 3.1.97d - 3.1.97f)은 처음 6시간 동안 초기 단계의 특징을 유지한다. 이는 Fig. 3.1.96에 표시된 구름 입자 성분의 연직 구조와 일치한다. 평균적으로 1시간 모델 적분 후, 1km 이하의 구름 혼합비는 모리슨 스킴 (Figs. 3.1.96a-3.1.96f)의 왼쪽)보다 WSM6 스킴에서 더 크다. 그런 다음, WSM6의 강수 (Figs. 3.1.97d-3.1.97f의 얇은 점선)가 더 강하기 때문에, 구름 혼합비가 모리슨 스킴 (Figs. 3.1.96a - 3.1.96f의 오른쪽)보다 작아진다.

구름 입자 성장을 위한 가장 지배적인 과정은 대기 수증기와 관련이 있었다. 대기 연직 속도 차이는 두 개의 구름 미세물리 스킴을 사용한 시뮬레이션 사이에 매우 작았다. 모리슨 계획의 경우, 지표면과 해빙 영역에서 얼음/눈 입자 (Figs. 3.1.97a and 3.1.97c)에 의한 수증기 용착은 6시간 적분 후 지배적인 구름 성장 과정이다. 이것은 이 지역의 중층 대류권에 얼음 입자가 많이 모의되는 것을 설명한다 (Figs. 3.1.96a and 3.1.96c). 모리슨 스킴의 경우 해수면 지역(Fig. 3.1.96b)에서 약 1km 고도에 액체상의 구름이 많은데, 액체상 구름을 형성하기 위한 수증기의 응축은 동일한 고도에서 강한 생산률을 보여준다 (Fig. 3.1.97b). 지표와 가까운 고도에서 육지와 해수면 지역에서 구름의 성장은 주로 얼음이나 눈 입자의 강수 (Figs.

3.1.97a, 3.1.97b, 3.1.97d, 3.1.97e)에 기인하는 것으로 보인다. 한편, 해빙 지역에서, 수증기 용착 과정은 모리슨 스킴 (Fig. 3.1.97c)에서는 지표에 가까운 수준에서도 강하게 나타나지만, WSM6 스킴의 경우는 그렇지 않다 (Fig. 3.1.97f). WSM6을 이용한 시뮬레이션은 모든 지표면 유형에 대해서 구름 물 함량의 단순한 연직 구조를 보여주는데, 대부분의 상황에서 얼음상 범주가 지배적이다 (Figs. 3.1.96d - 3.1.96f). WSM6의 경우에는 눈이 아니라 얼음 입자에 의한 용착 과정이라는 점을 제외하고는 모리슨 스킴과 유사한 강력한 용착 과정을 보여주었다. WSM6 스킴의 또 다른 주목할 만한 특징은 약 3km 이하의 고도에서 눈 입자에 의한 얼음의 강력한 집적 과정을 보여주는 반면 (Figs. 3.1.97d - 3.1.97f), 모리슨 스킴의 하층 눈 입자의 생산은 주로 수증기 용착이나 상층부의 용착물의 강수의 결과라는 점이다. 약 1 ~ 2 km 이하의 고도에서 상층부의 강수로 인해 유입된 입자들이 증발하여 대기 습도에 영향을 미치며, 결과적으로 모리슨 스킴이 약간(약 1~2%) 더 큰 습도를 모의한다. 이는 작은 크기의 값이지만 48시간 시뮬레이션에서도 미세물리 스킴 사이의 구름 수 질량의 차이를 더욱 증폭시킬 수 있다. 또 육지와 해빙 지역의 상층 대류권에서는 WSM6 스킴의 얼음/눈 침전물이 용착 과정보다 강했는데, 모리슨 스킴는 그렇지 않았다. 강한 침전물은 모리슨 스킴보다 WSM6 스킴에서 운고의 높이가 더 낮게 모의되는 데 기여할 수 있다. 이는 Hong et al. (2004)가 제안한 수정된 얼음상 물리과정 때문일 수 있는데, 이 과정은 WSM6 스킴에서도 구현되어 있다.

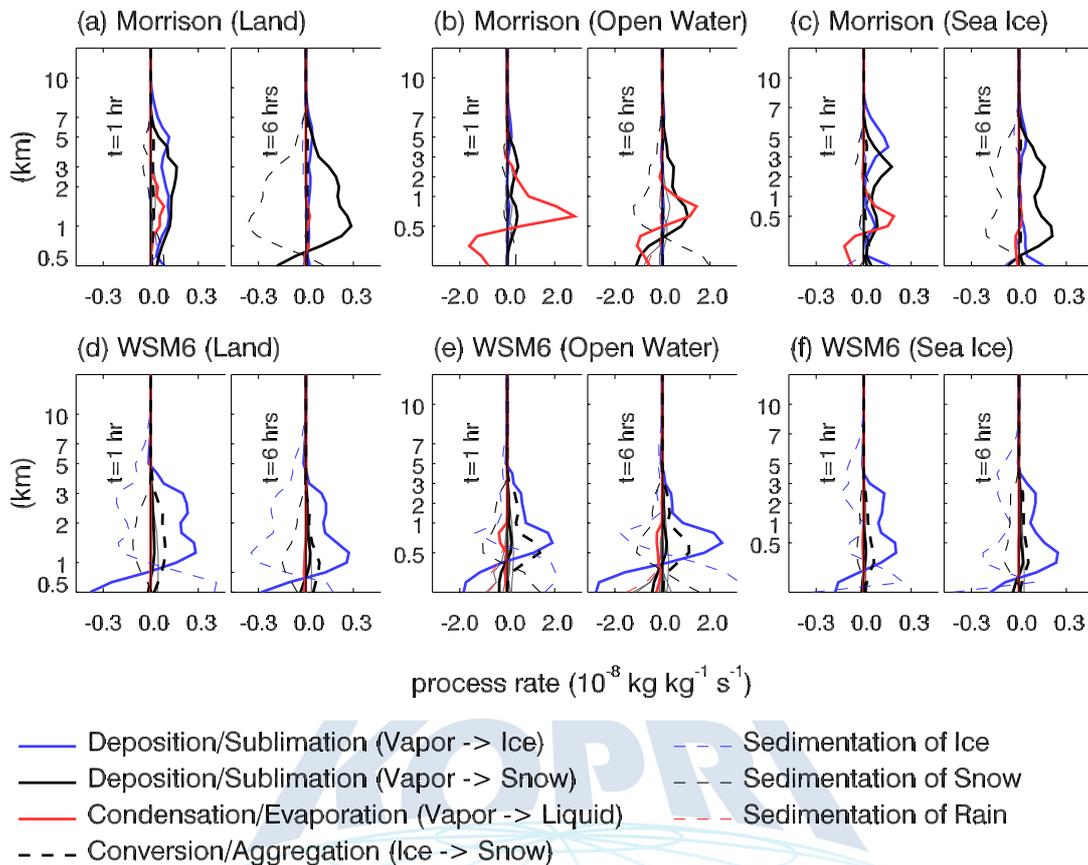


Figure 3.1.97 The mean vertical structures of major cloud microphysics process rate terms at 1 hour and 6 hours of model integrations initialized at 00 UTC, 24 December 2015 when the Morrison scheme (a, b, and c) and the WSM6 scheme (d, e, and f) are used. All the other terms not listed in the legend are plotted in gray lines. The areas with latitudes higher than  $70^\circ \text{ N}$  were used, and divided into land surface (a, d), open water (b, e), and sea-ice area (c, f).

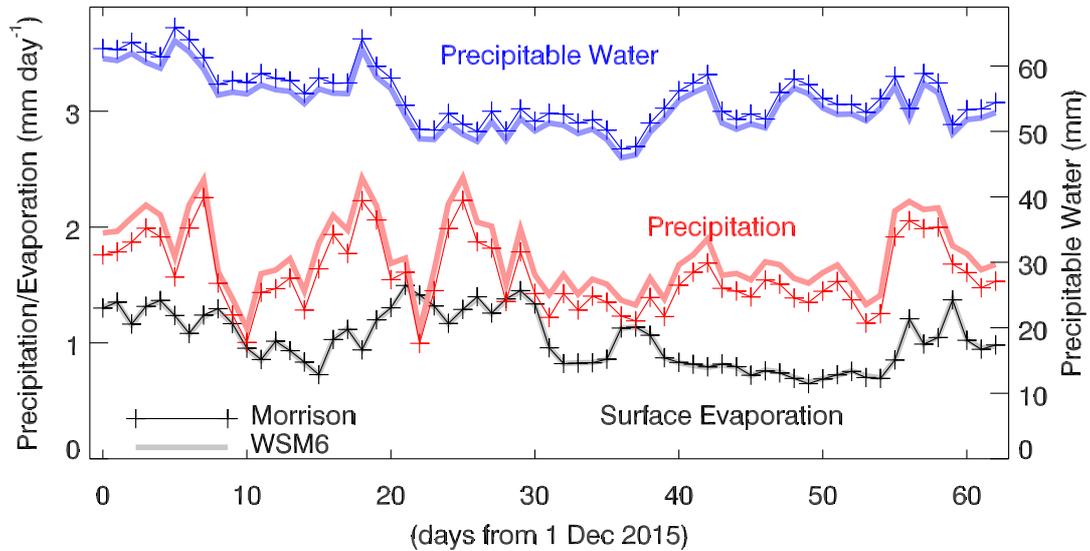


Figure 3.1.98 Time series of the daily mean surface evaporation (black), precipitation (red), and precipitable water (blue) from the Polar WRF simulations. The Morrison scheme (marked thin lines) and the WSM6 scheme (thick lines) were used for the cloud microphysics in the simulations. The values were obtained by averaging over the entire simulation domain.

#### (4) 대기 물수지

두 개의 Polar WRF 시뮬레이션 설정은 구름 미세물리 스킴만을 제외하고 동일하기 때문에, TOA의 장파 복사 (OLR)와 지구 표면의 하향 장파 복사 (DLR) 차이는 대기 중의 물수지와 어느 정도 관련이 있어야 한다. 제한된 영역 내의 물수지는 도메인 내 경향을 무시할 수 있는 상황에서 경계 조건들 즉 측면 경계에서의 플럭스와 표면 강수 사이의 균형이다. Figure 3.1.98은 모리슨 스킴과 WSM6 스킴에 대한 일일 평균 표면 증발, 표면 강수 및 대기 중 가강수량의 시계열을 보여주는데, 전체 시뮬레이션 도메인에 대한 평균을 구했다. 표면 증발은 해수면 온도가 경계조건으로 동일하게 주어지는 상황에서도 두 실험 간 차이가 있을 수 있는데, 이는 지표 부근 대기의 습도나 풍속의 차이가 있을 수 있기 때문이다. 그러나 그 차이는 무시할 수 있는 것으로 확인되었다. 반면, 표면에서의 평균 강수량은 WSM6 스킴의 경우가 10% 정도 강해서 두 스킴 간에 상당한 차이가 있음을 알 수 있다. Figure 3.1.98의 파란색 선은 모델 영역 내 총 가강수량의 시계열인데, WSM6 스킴보다 모리슨 스킴을 사용했을 때 대기가 더 습한 것을 알 수 있다. 이는 모리슨 스킴이

WSM6보다 구름 물 질량이 더 크게 모의된다는 사실과 더불어 모리슨 스킴을 사용했을 때 대기의 열 방출율을 더 크게 하는데 기여하였다. 즉 WSM6 스킴의 강한 강우 과정은 대기가 더 건조해지고 구름이 덜 생성되도록 하는 경향이 있다.

또한 표면 난류 잠열 플럭스는 WSM6보다 모리슨 스킴을 사용했을 때 더 크지만, 그 차이는 해빙이 없는 대서양에서만 나타났고 크기도 작았다. 이는 모리슨 스킴에 비해 WSM6을 이용한 경우 약간 더 습한 지표면 부근 대기를 모의하는 것과 관련이 있다. 모리슨 스킴은 WSM6 계획보다 구름을 더 두껍게 해서 지표면 온난화 영향이 더 크기 때문에 이로 인해 지표면 근처 공기 온도가 더 높아지면 상대 습도가 작아진다. 마찬가지로 모리슨 스킴을 사용한 경우에, 더 두꺼운 구름에 의한 더 강한 표면 온난화 효과는 WSM6 스킴보다 육지 표면 또는 해빙으로부터 더 큰 난류 현열 플럭스를 모의하였다. 그러나, 해수면온도가 표면 경계 조건으로서 미리 정의되어 있어서 강제력에 반응하지 않기 때문에, 그 차이는 매우 작았다.

#### (5) 장파 플럭스

구름의 영향은 특히 연직 대류나 강수량의 영향이 다른 지역이나 다른 계절보다 작은 북극 겨울철에 TOA나 표면의 복사 유량을 변경함으로써 가장 효과적으로 발휘될 수 있다. 표면 과 대류권계면 간의 대기 기온 감율은 적도에서 극까지의 온도 경도를 쉽게 초과하기 때문에 구름은 다른 물리적 요소보다 OLR의 시간적 및 공간적 변형에 가장 큰 영향을 미친다. Figure 3.1.99a는 2개월 동안 CERES 관측치의 평균 OLR 필드를 보여준다. Polar WRF 시뮬레이션 도메인 내에서 그린란드 지역은 가장 작은 OLR을 보였다. 해빙으로 뒤덮인 북극해 지역과 동시베리아 북부 지역은  $180 \text{ W m}^{-2}$ 보다 작은 OLR을 보여주었다. 대서양과 태평양에서 따뜻한 해류가 유입되는 바렌츠-카라 해 북쪽과 축치 해 북쪽의 해빙 가장자리를 가로지르며 OLR의 뚜렷한 대조를 확인할 수 있었다.

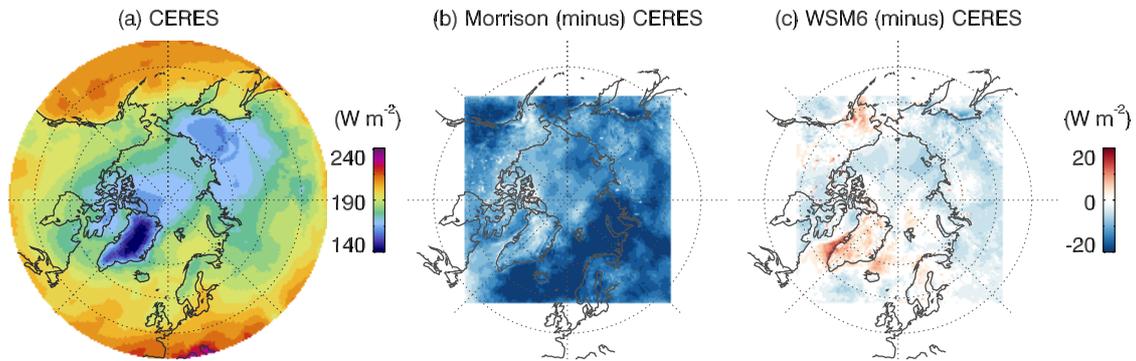


Figure 3.1.99 Mean outgoing longwave radiation at the top-of-atmosphere (OLR) from the CERES observations (a), and the mean differences in the OLR between the Polar WRF simulations and the CERES observation. The Morrison scheme (b) and the WSM6 scheme (c) were used for the cloud microphysics in the simulations.

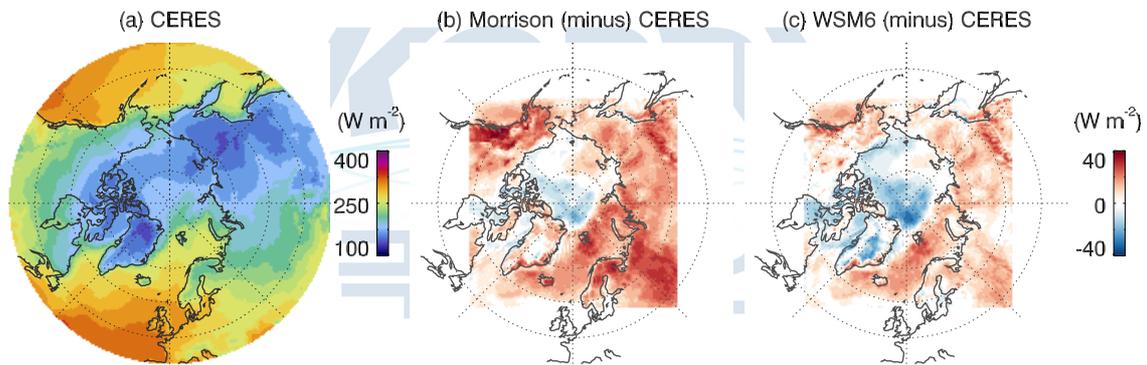


Figure 3.1.105 Mean downward longwave radiation (DLR) at the surface from the CERES dataset (a), and the mean differences in the DLR between the Polar WRF simulations and the CERES dataset. The Morrison scheme (b) and the WSM6 scheme (c) were used for the cloud microphysics in the simulations.

Fig. 3.1.99b와 Fig. 3.1.99c는 모리슨 스킴과 WSM6 스킴을 사용할 때 CERES 관측치에 대한 시뮬레이션 평균 OLR 편차를 나타낸다. 모리슨 스킴의 경우, 시뮬레이션 영역의 거의 모든 곳에서 음의 편차, 즉 과소 모의값을 보여, 지구의 대기과 표면을 실제보다 더 따뜻하게 하는 영향이 있음을 보여주었다. WRF의 해수면 온도는 관측치에 준하여 정해지므로, 모리슨 스킴을 이용한 경우 비교적 두껍고 높은 구름 및 습한 대기가 예상된다. 이러한 편차는 표면이 더 따뜻하고 대기가 더 습한 대서양과 태평양의 해양 지역에 걸쳐 가장 컸다. 한편, WSM6 스킴의 경우 모리슨

스킴에 비해 전체 OLR 편향이 현저히 줄어들었다. 모리슨 스킴을 이용한 시뮬레이션처럼, 북극 해빙 지역의 OLR은 관측에 비해 음의 편차를 보였지만, 그 절대값의 크기는 더 작았다. 그러나 모리슨 스킴이 강한 음의 편차를 보인 북극해의 대서양 지역에 대해서는 양의 편차를 보였다. 해수면 온도가 높은 대서양 영역에서는 두 가지 스킴 사이의 구름 및/또는 대기 수증기의 비교적 작은 차이로 인해 이 지역의 큰 OLR 차이를 일으킬 수 있다. 두 스킴 사이의 OLR의 평균 차이는 대부분의 지역에서 균질하게 WSM6 스킴보다 모리슨 스킴이 약  $10 \text{ W m}^{-2}$  정도 작게 나타났다. 이는 모리슨 스킴이 WSM6 스킴에 비해 더 습한 대기와 더 두꺼운 구름층을 만들어 낸 결과와 일치한다. 모델링된 역학 변수들은 두 가지 방법을 사용한 시뮬레이션 간에 구름이나 복사 유속 영역의 차이를 유발할 수 있는 유의한 차이를 보이지 않았다.

OLR과 비교하여, 표면의 DLR은 북극해의 표면 날씨와 기후에 더 직접적인 영향을 주며, 구름 복사 효과와도 직접적으로 관여한다. DLR은 하향 성분만을 가지고 있으며, 구름과 대기 수증기, 대기 온도 및 열 방출율의 연직 구조에 의해 대부분 결정된다. 지구 표면의 복사 플럭스는 위성에서 측정할 수 없기 때문에 일반적으로 대기 프로필에 대한 사용 가능한 정보를 사용하여 복사 전달 모델을 통해 추정된다. CERES SSF 표면 데이터의 장파 모델에 관한 정보는 Kratz et al. (2010)을 참조한다. Fig. 3.1.100b와 Fig. 3.1.100c는 모리슨 스킴과 WSM6 스킴을 사용했을 때 CERES 데이터에서 추정된 DLR에 대한 평균 편차장을 보여준다. 모리슨과 WSM6 스킴 모두에 대해, 시뮬레이션된 DLR은 해빙 농도가 큰 북극해 지역보다 약한 DLR을 제외하고 대부분의 지역에서 CERES 추정치보다 강했다. 북극해의 대서양 지역에 대한 DLR의 양의 편차는 특히 바렌츠와 카라 해에서 두드러진다. 이것은 해빙 가장자리를 가로질러 표면 온도의 대비를 증폭시키는 작용을 할 수 있다. CERES 데이터에서 알 수 있듯이, 평균 DLR은 해빙이 없는 바다에서 크고 해빙 지역에서 작다. 이것은 해빙이 없는 지역에서 구름이 더 두껍고 대기는 더 따뜻하고 습하다는 것을 반영한다. 해빙 가장자리를 가로지르는 이 대비는 두 개의 구름 미세물리 스킴을 사용한 모형 시뮬레이션에서 과대평가된 것처럼 보인다. 평균 DLR은 시뮬레이션 영역의 모든 곳에서 WSM6 스킴보다 모리슨 스킴에서 체계적으로 더 강했지만, 그 차이의 크기는 해빙이 없는 바다에서는 작았지만 해빙이나 육지 표면에서는 크다는 점에 주목한다.

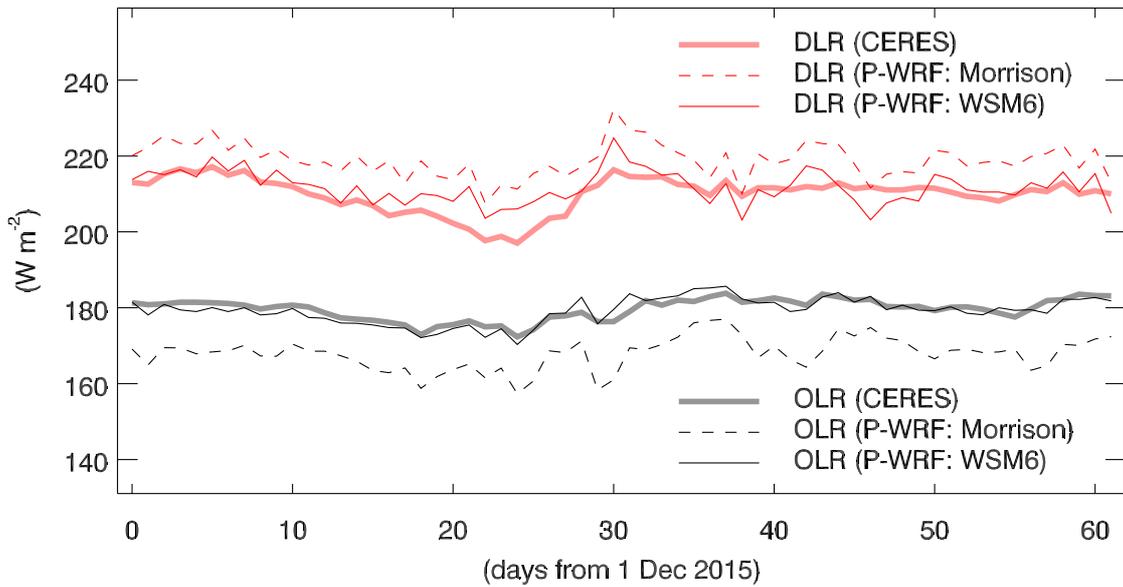


Figure 3.1.101 Time series of the daily mean OLR (black) and DLR (red) from the CERES dataset (thick solid lines), and the Polar WRF simulations with the Morrison scheme (dashed lines) and the WSM6 scheme (thin solid lines). Only values of the Polar WRF at nadir points of the CERES satellite were used.

Table 3.1.5 Correlation coefficients and mean differences (simulation minus satellite retrieval) in the outgoing longwave radiation at the top-of-atmosphere (OLR) and downward longwave radiation at the surface (DLR) between the Polar WRF simulations and the CERES satellite dataset. The Morrison scheme and the WSM6 were used for the cloud microphysics in the simulations.

		P-WRF (Morrison)	P-WRF (WSM6)
OLR	Correlation Coefficient	0.79	0.87
	Mean Difference	$-11.7 \text{ W m}^{-2}$	$-0.4 \text{ W m}^{-2}$
DLR	Correlation Coefficient	0.73	0.67
	Mean Difference	$9.0 \text{ W m}^{-2}$	$1.9 \text{ W m}^{-2}$

Figure 3.1.101는 CERES 위성 데이터와 Polar WRF 시뮬레이션에서 나온 일일 평균 OLR 및 DLR의 시계열을 보여준다. WSM6 스킴의 경우 OLR의 크기와 변화는 CERES 관측치에 매우 근접하고 둘의 상관 계수가 0.87 (Table 3.1.5)인 것은 주목할 만하다. 이에 비해 모리슨 스킴은 OLR의 일별 변화는 약간 더 큰 것으로 나

타났으며 관측치와는 더 작은 상관 계수( $r=0.79$ )를 보여준다. 이것은 모리슨 스킴이 구름을 과대 모의했음을 시사한다. WSM6 스킴의 OLR과 DLR의 평균 크기는 모리슨 스킴의 그것보다 CERES 관찰에 상당히 가까웠다 (Table 3.1.5). 구름 미세물리 스킴만을 바꾸는 것으로 평균 DLR에서  $7 \text{ W m}^{-2}$  정도 차이가 났다는 점은 주목할 만 하다. Karlsson and Svensson (2013)은 현재 대기-해양 결합 기후 모델 중 북극 구름의 복사 의 모델 간 불확실성을 보고하였으며, 겨울에는 모델 간 표면 구름 강제력 차이가  $20 \text{ W m}^{-2}$ 를 넘지 않았다고 보고했다. 즉, 북극 겨울 기후를 모의한 기후 모델 불확실성 중 상당 부분이 서로 다른 구름의 표현에서 비롯될 수 있음을 시사한다.

지면에서 측정된 DLR을 시뮬레이션 DLR과 비교했다. Figure 3.1.102는 6개의 BSRN 관측소와 Polar WRF 시뮬레이션의 일일 평균 DLR 시계열을 보여준다. 각 관측소의 측정은 관측소가 위치한 모델 격자의 시계열과 비교되었다 (Fig. 3.1.88). BSRN 플릭스는 CERES DLR의 추정값과 달리 직접 관측이지만, 공간적 대표성이 제한적이다. 토라베레 관측소를 제외한 모든 관측소는 해안 근처에 위치해 있었다. 일반적으로 연안 지역 주변의 시뮬레이션은 해수면 온도 경계 조건의 강한 영향을 받을 것으로 예상된다. 또한 격자 크기보다 작은 규모, 특히 바다와 접하는 해안선에서는 강한 대비 효과가 발생할 수 있다. 모리슨 스킴을 사용한 Polar WRF 시뮬레이션에서 DLR은 각 관측소의 관측치보다 큰 경향이 있었다. 그러나 지상 관측치에 대한 평균 편차는 CERES 추정치보다 작았다. 한편, WSM6 스킴이 사용되었을 때, DLR 값은 러워 및 배로우 관측소를 제외하고 지상 관측치보다 작았다. 이것은 DLR이 얼음으로 덮인 바다 표면을 제외한 모든 곳에서 CERES 추정치보다 일관되게 크다는 사실과 대조적이다. 그럼에도 불구하고, CERES 데이터에 대한 DLR 시뮬레이션의 평균 바이어스 필드와 마찬가지로, DLR 값은 모든 관측소에서, 모리슨 스킴을 사용했을 때가 WSM6 스킴을 사용했을 때에 비해 상당히 컸다.

얼음으로 덮인 북극해에 접해 있는 해안 근처에 위치한 6개 관측소 중 4개 관측소에서 CERES 추정치에 대한 평균 DLR 편향이 양에서 음으로 바뀐다는 점에 주목한다 (Figs. 3.1.100b and 3.1.100c). 이는 CERES 데이터 또는 지상 관측소 관측치 중 어떤 자료를 신뢰하는 것이 좋을지에 대한 문제를 어렵게 한다. 그러나, 바다로 둘러싸인 러워 관측소에서 DLR 값은 지상 관측치 및 CERES 추정치보다 상당히 컸다. 해수면 온도 경계조건의 강한 영향을 고려할 때, 편차는 부분적으로 구름

두께의 과대평가와 관련 구름 복사력 때문일 가능성이 있다.

대부분의 도메인에서 WSM6 스킴보다 Morrison 스킴에서 OLR이 약하고 DLR이 강했다는 사실은 대기의 열 방출률이 모리슨 스킴의 경우에서 더 크다는 것을 암시한다. 구름의 더 큰 혼합비 (Fig. 3.1.90)뿐만 아니라 액체상 입자의 증가된 양은 두 시뮬레이션 사이의 큰 복사 플럭스 차이에 기여한다. 이것은 TOA에서 나가는 복사량을 감소시키고 지표로 내려가는 복사량을 증가시킴으로써 지구 시스템에 온난화 효과를 가져온다. 두 실험 사이의 OLR과 DLR의 도메인 평균 차이는 각각  $W m^{-2}$ 와  $W m^{-2}$  정도였으며, 크기는 전체 시뮬레이션 기간 동안 크게 변하지 않았다. 그러나, 해빙이 없는 해양에서는 OLR의 차이가 더 크지만, DLR의 차이는 해수면이나 육지 표면보다 작았다. 해빙이나 지표면보다 개방된 해양 지역에서 운량이 기후적으로 크다는 점을 고려하면, 구름 및/또는 습도 변화의 영향은 OLR에서 증폭되고 오히려 DLR에서 감쇄될 수 있다. 이는 OLR이 표면 온도가 상당히 큰 열린 바다 위의 구름의 변화에 더 민감하게 반응하고, DLR에 강한 영향을 미치는 표면 온도는 개방된 해양 지역 위에서 규정된 해수면 온도에 구속되지만, 반면 이것은 해빙이나 육지 지역에서는 그렇지 않기 때문이다.

극지연구소

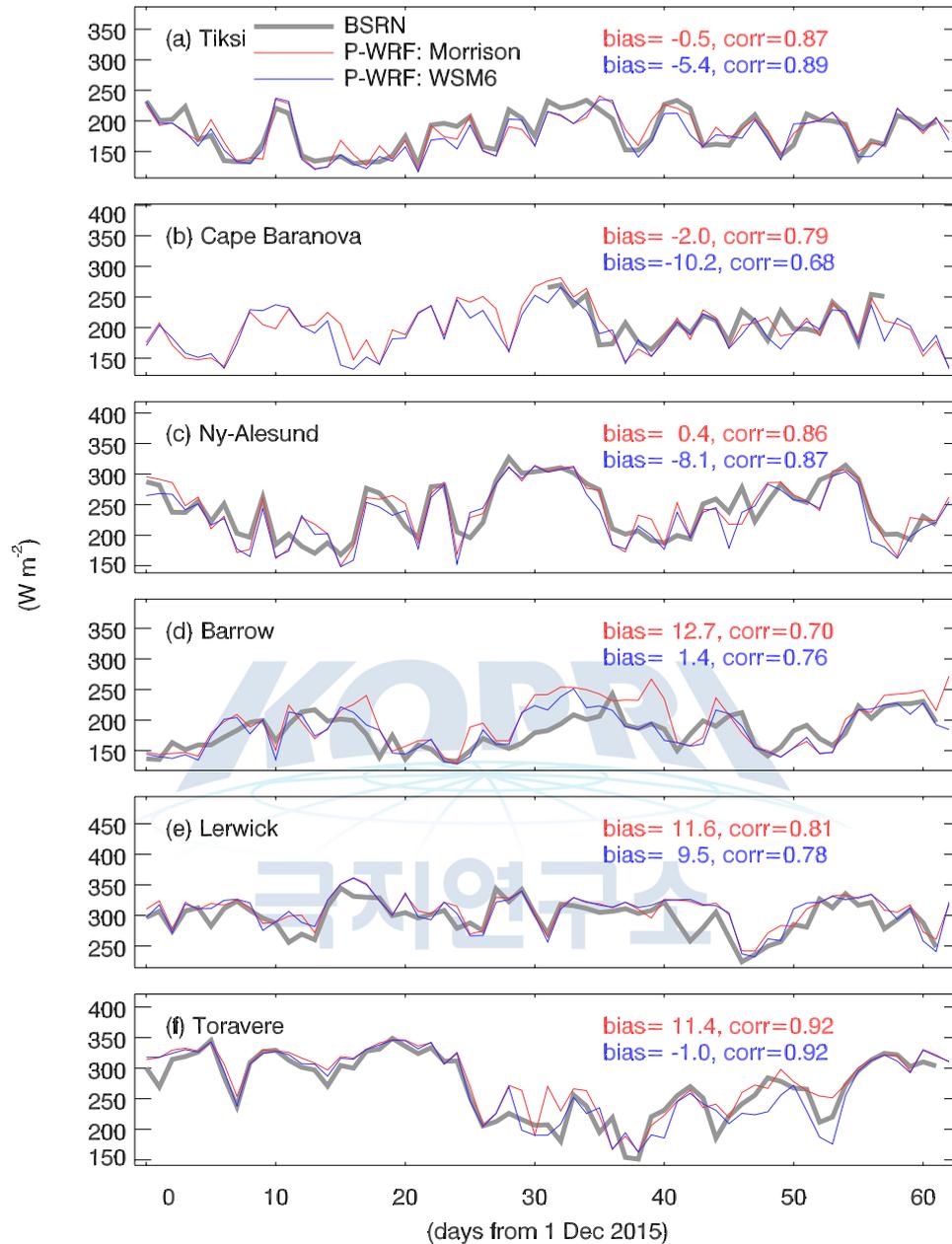


Figure 3.1.102 Daily mean time series of the observed DLR (gray) at six BSRN stations: Tiksi (a), Cape Baranova (b), Ny-Ålesund (c), Barrow (d), Lerwick (e), and Tõravere (f); and the simulated DLR with the Morrison scheme (red) and the WSM6 scheme (blue) at the grid where each station was located.

## 라. 요약 및 결론

북극 구름 시뮬레이션에서 Polar WRF 모델의 성능이 향후 북극 기후 연구에 적합한지, 특히 구름 관측이 힘들어 구름의 특성을 잘 파악하지 못하는 겨울철의 연구에 적합한지를 조사했다. 이를 위해 CloudSat 및 CALIPSO 위성에 탑재된 능동형 위성 계측기에서 얻은 구름 산출물을 활용했다. Polar WRF 시뮬레이션에서 구름이 위성 구름의 물리적 특성과 강한 유사성을 보인 것으로 나타났다. 구름의 수평 및 연직 구조는 1시간의 시간 규모와 24km 공간 규모 내에서 이루어진 관측과의 비교에서도 높은 정확도를 보임을 확인하였다. 이 것은 빈번히 관측되는 북극 하층운 뿐 아니라 중-상층운 및 스템을 동반한 구름의 경우에도 그러하였다. 또한 구름 물 함량의 연직 구조는 위성 데이터의 신뢰도가 떨어지는 1km 이하 고도에서 과대 모의된 것을 제외하고 위성과 잘 일치했다.

두 가지 구름 미세물리 스킴, 모리슨 더블 모멘트(Morrison double moment)와 WSM6가 테스트되었다. 결과적으로 모리슨 스킴이 WSM6 스킴보다 더 큰 운량과 구름 물 함량을 모의하였고 이 차이는 시공간적으로 체계적이고 유의미했다. 이는 WSM6 스킴의 강수량이 강하기 때문에 모리슨 스킴과 비교하여 대기 중의 수증기가 감소하기 때문일 가능성이 높다. 이러한 분명한 차이는 장파 복사 플럭스의 모의에도 큰 차이를 유발한다. 모리슨 스킴의 경우 WSM6보다 OLR이 작았고 DLR이 크게 모의되었는데, 이는 모리슨 스킴이 WSM6 스킴에 비해 두꺼운 구름의 모의하여 더 강한 온난화 효과를 가지고 있음을 나타낸다. 두 미세물리 스킴의 우위를 가리기는 쉽지 않은데, 모리슨 스킴은 하층의 액체상 구름의 시뮬레이션에서 관측과 더 일관성을 보였으며, 운량과 구름 혼합비의 연직 구조에서 위성 자료 더 잘 일치한다는 것을 보여주었다. 반면, OLR과 DLR 값은 모두 WSM6 체계를 사용한 경우가 CERES 관측에 더 가까웠다. 두 스킴은 구름상의 세부 구성에 차이가 났지만, 구름을 생성하는 주요한 미세물리 프로세스는 공히 수증기의 용착이었다. 평균 DLR 차이는 현재 널리 사용되는 기후 모델들의 구름 복사 효과 간 편차 중 1/3 이상을 설명할 수 있다는 점에 주목한다. 구름 미세물리 스킴에 따라 구름상의 세부 구성에 큰 차이를 보이는 만큼, 모델링된 구름 물리과정 개선에 대한 추가 연구는 구름 입자 모양, 크기, 위상 등에 대한 정보를 제공할 수 있는 현장 관측의 뒷받침이 필요할 것이다.

요약하자면, Polar WRF는 겨울 북극 구름의 공간 패턴과 광학적 특성을 성공적

으로 재현했다. 또한 하향 장파 복사량의 시간적 변화는 지상 관측소의 관측과 높은 상관성을 보였다. 그러나 구름의 복사 온난화 효과가 과대모의 되는 경향이 있으며, 그 정도는 구름 미세물리 스킴의 선택에 민감하다는 것을 확인하였는데, 그 영향이 해빙을 변화시킬 만큼 충분히 강할 수 있기 때문에 신중하게 고려되어야 한다.

### 3.1.6.3 위성 관측 기반 구름 모의 성능 검증

#### 가. 배경 및 목적

지구 온난화로 인해 전 지구적인 온도 상승이 일어나는 가운데 북극 지역의 기온 상승은 전 지구 평균을 통계적으로 유의하게 상회하는데 이는 30년 이상 동안 전지구 기후 모형 모의의 큰 특징이었고 (Manabe and Wetherald, 1975; Manabe and Stouffer, 1980; Rind, 1987; Lu and Cai, 2010; Cai and Tung, 2012) 기후 시스템의 고유한 특성으로 간주되어왔다. 결합 모형 상호 비교 프로젝트(CMIP3)의 3단계의 최신 일반 순환 모형(GCM)은 극지방이 지구 평균의 2배 이상 따뜻해질 가능성이 있음을 나타냈다(Knutti et al., 2010). CMIP3 모형에서 북극 온난화 증폭 현상의 예측의 여러 모형에서 나타남에도 불구하고, 지역 온난화 규모에서 가장 큰 모형 간 분산은 극지방에서 발견된다(Bony et al., 2006). 또한, 북극 온난화의 크기는 해빙 예측, 해수면 상승, 지구 기후 민감도에 있어 중요한 제약조건이다.

극지방, 특히 북극 지역은 지구상에서 가장 기후적으로 민감한 지역이다 (Solomon et al., 2007). 외부 강제력에 대한 높은 위도의 민감도는 몇 가지 복사 및 비복사 피드백 프로세스와 연계된다(Rind et al., 1995; Holland and Bitz, 2003; Hall, 2004; Cai, 2005, 2006; Cai and Lu, 2007; Winton, 2006; Lu and Cai, 2010; Hwang et al., 2011; Alexeev and Jackson, 2013). 지표 반사도 피드백은 북극 온난화 증폭의 가장 중요한 기저로 꼽힌다. (Manabe and Wetherald, 1975; Hall, 2004; Winton, 2006; Serreze and Barry, 2011) 하지만, Winton (2006)은 대기 꼭대기 (TOA)에서의 관점을 이용해서 북극 온난화 증폭에 지표 반사도 피드백이 가장 중요한 요소가 아닐 수도 있다고 결론을 내리고 있다. 이상적인 기후 모의에서 지표 반사도 피드백 없이 북극 온난화 증폭이 발생하였기 때문이다. (Cai, 2005, 2006; Cai and Lu, 2007; Graverson and Wang, 2009; Lu and Cai, 2010; Langen et al.,

2012; Cai and Tung, 2012) Graverson and Wang (2009)는 지표 반사도 피드백이 있을 때 북극 온난화 증폭이 15%만 일어났다는 것을 보였다.

최근 북극 온난화 증폭과 바다 얼음의 변동성에 구름의 역할에 더 많은 관심이 몰리고 있다. (Vavrus, 2004; Holland and Bitz, 2003; Kay and Gettelman, 2009) Holland and Bitz (2003)는 구름 피드백이 북극 온난화 증폭의 모형 간 분산에 기여한다는 것을 보였고, 구름 양이 모형에서 모의된 북극 온난화 증폭과 양의 상관관계가 있음을 알렸다. Vavrus (2004)는 CO<sub>2</sub> 증가 시 북극 구름 피드백이 전체 북극 온난화의 최대 40%를 차지한다고 제안하였다. TOA 복사 피드백 관점에서 추론된 북극 온난화 증폭에 대한 구름의 영향은 표면 에너지 총합 관점에서 본 결과와 모순된다. CMIP3 모형의 TOA 순 구름 피드백은 열대지방에서는 양의 값, 고위도에서는 음의 값인 경향이 있어, 구름이 북극 온난화 증폭에 역행한다는 것을 시사한다. (Soden et al., 2008; Taylor et al., 2011; Zelinka and Hartmann, 2012) Lu and Cai (2009)는 구름에 의한 지표면 하향 장파 복사의 증가 때문에 구름이 극지 온난화에 상당한 기여를 하고 있음을 나타내는 등 최근의 여러 연구에서 북극 온난화 제안 기작 중 북극 표면 복사 강제력의 영향이 크고, 특히 구름에 의한 복사 강제력은 그 불확실성이 크다고 알려졌다.

최근 연구 (Tan et al., 2013; Oreopoulos et al., 2014; 2016)에 따르면 체계적인 구름 분류 방법이 잠재적으로 더 유용하기 때문에, NASA의 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) 위성의 구름 광학 두께 (Cloud Optical Thickness, COT)와 구름 꼭대기 높이 (Cloud Top Pressure, CTP)의 공동 히스토그램을 이용한 구름 체계 (Cloud Regime, CR)를 CloudSat/CALIPSO 위성과 함께 분석하는 연구를 진행하였다. 특히, 북극 지역 구름의 고유한 특성으로 인해 북극 지역에 국한한 k 평균 군집 분석으로 북극의 복사 열역학 동적 특성을 지닌 NASA 북극 구름 체계 (Arctic Cloud Regime, ACR)를 개발하고 위성 관측으로 유도된 독자적인 북극 구름 체계를 도입하여 북극 기상/기후 예측 시스템의 구름 모의 결과 검증에 활용하여야 하며, 향상된 북극 기상/기후 시스템 모의를 통해 궁극적으로 북극 온난화의 중요한 구름 복사 강제력 기작의 불확실성을 감소시킬 수 있으리라 기대된다.

이 과제는 MODIS ACR을 도출하고 이를 이용하여 북극 기상/기후 예측 시스템 (KPOPS) 구름 모의의 성능을 검증하는 것을 목표로 한다. MODIS ACR은 NASA

의 Terra와 Aqua위성이 탑재되어 있는 MODIS Level 2 (L2) Cloud Optical Thickness (구름 광학 두께, COT)와 Cloud Top Pressure (운정 기압, CTP) 관측 자료를 이용한 Level 3 (L3) CTP-COT 공동 히스토그램을 최소 유클리드 거리를 이용하는 k-means clustering 하여 구한 것이다. 관측 구름을 복사, 열역학, 동적 특성을 지닌 CR로 분류하여 각 CR의 물리 역학적 과정을 조사하고 이를 모형 검증에 이용한다.

## 나. 자료 및 방법

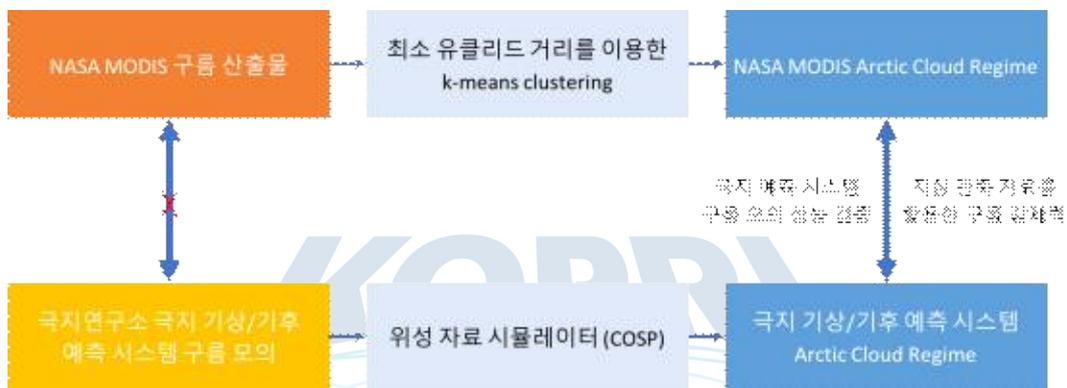


Figure 3.1.103 Cloud Simulation Verification Flowchart using NASA MODIS Cloud retrieval in Weather/Climate Prediction System

Figure 3.1.103은 과제에서 다루게 되는 극지 기상/기후 예측 시스템의 ACR을 구하는 단계를 표현하고 있다. 위성 관측 자료와 모형 자료를 직접 비교하게 되면 구름의 고도, 광학 두께, 반사도 등의 특징이 서로 다른 구름들에 의해 희석되어 올바른 비교가 되지 않는다. Clustering을 통한 특징적인 CR을 만들어 관측과 모형이 서로 같은 특징을 갖는 구름 시스템을 비교하는 방법을 통해 모형 구름의 올바른 검증을 할 수 있다. 이를 위해 관측자료를 이용한 북극 CR과 모형 자료를 이용한 북극 CR을 만들어 비교한다. 모형 CR을 만들기 위해서 모형에는 위성 자료 시뮬레이터가 필요하다. 모형 구름 자료가 모형의 구름 위성 자료 시뮬레이터를 통과해서 MODIS에서 산출되는 CTP-COT 공동 히스토그램 형태로 만든 후에 모형 CR을 만들어 MODIS CR과 검증한다.

MODIS CR을 도출하기 위해 MODIS Aqua (MYD08\_D3, Collection 6.1) 와 MODIS Terra (MOD08\_D3, Collection 6.1) 의 Daily L3 1° CTP-COT 공동 히스

토그램을 사용하였다. 자료의 기간은 2002년 12월부터 15년간의 기간을 이용하였다. CTP-COT 공동 히스토그램은 COT가 산출되는 모든 MODIS 픽셀에서 만들어지는데 COT는 태양광이 반사되는 시간 동안에만 MODIS 에서 산출되기 때문에 낮 시간에만 공동 히스토그램을 사용할 수 있다. CTP-COT 공동 히스토그램은 수평 해상도 1km의 CTP, COT가 산출되는 픽셀의 개수 즉 구름이 있는 픽셀의 개수로 계산이 되고 수평 해상도 1°의 전체 픽셀 개수로 나뉘어서 각 격자의 값은 Cloud Fraction (CF)가 된다. ISCCP와 유사한 MODIS CTP-COT 공동 히스토그램은 원래 7 개의 COT 격자와 7 개의 CTP 격자로 구성되었지만 처음 두 개의 COT 격자를 하나로 (0에서 1.3)로 결합하여 총 42 개의 격자를 사용한다.

MODIS 전 지구 CR (Oreopoulos et al., 2014)을 도출하는데 사용된 방법론에 따라 Anderberg (1973)의 k-means clustering 알고리즘을 Fortran 코드에 구현하였다. CTP-COT 공동 히스토그램은 해가 떠 있는 시간에만 사용할 수 있기 때문에 도출된 CR도 낮에만 사용할 수 있다.

북극에서 대기 해빙 상호 작용 중에 중요한 부분을 기여하는 것이 북극 구름에 의한 지표 장파 복사 가열이다. 본 과제에서는 각 CR이 어떤 구름 복사 효과를 나타내는지 분석하기 위해서 CERES (Earth 's Radiant Energy System) SYN1deg Edition 3A 에서 얻은 구름 복사 효과 (Cloud Radiative Effect, CRE)를 이용하였다. CERES SYN1deg는 1° 격자의 자료이고 하루 24시간 평균 자료인 SYN1deg-Daily 와 3 시간 평균 SYN1deg-3Hour가 있다. 본 과제에서는 Terra에서 얻은 공동 히스토그램을 할당했을 때 얻는 Terra CR과 Aqua에서 얻은 공동 히스토그램을 할당했을 때 얻는 Aqua CR 모두 24시간 평균인 SYN1deg-Daily 자료를 이용해 합성 분석을 하였다. CERES SYN1deg 자료는 3 시간의 정지궤도 위성 복사 및 구름의 광학 특성을 사용하여 CERES (Terra 및 Aqua) 관측치 간의 일내 변동성을 보다 정확하게 계산한다. 지표 복사량은 MODIS와 정지궤도 위성, Goddard Modeling and Assimilation Office (GMAO)에서 제공하는 대기 프로파일 및 MODIS 에어로졸로 사용하는 광대역 복사 모형에서 나온다 (Rutan et al., 2015).

이렇게 얻은 북극 구름 체계를 모형에 적용한다. 모형의 구름을 관측과 비교하기 위해서는 위성 자료 시뮬레이터가 필요하다. MODIS 시뮬레이터는 COSP(CFMP Observation Simulator Package)의 구성 요소이며 모델 구름에서 관측 변수를 생성

하기 위해 구름 관련 모델 변수에 적용되는 진단 코드로 구성된다 (Bodas-Salcedo et al., 2011). 시뮬레이터는 모델의 구름 변수를 처리 할 때 MODIS의 위성 검색 과정을 모방 하므로 시뮬레이터 자료를 사용하면 MODIS 관측과 모형 CR 간의 일관성 없는 정의로 인한 모호성이 상당 부분 줄어든다 (Fig. 3.1.104).

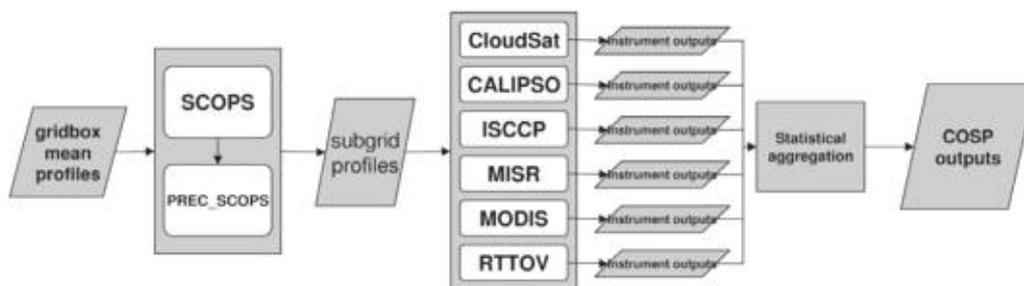


Figure 3.1.104 CFMIP Observation Simulator Package (COSP) schematic

모형의 관측과 일관된 평가를 위해서는 모형 자료의 MODIS 자료와 수평 분해능을 동일하게 유지해야 한다. 따라서 선형 보간법을 사용하여 모형 자료의 수평 공간 분포를 MODIS의  $1^\circ \times 1^\circ$  격자 ( $360 \times 50$  격자)로 변환하여 구름 공동 히스토그램 값이 전환된 격자에서 유지되도록 한다. 이후의 분석 단계에서는 CR 기반 모형 평가를 수행하기 위한 목적으로 모형 구름 자료를 CR로 만든다. 이는 MODIS 시뮬레이터에서 모형 격자의 2차원 공동 히스토그램을 MODIS CR 중 하나에 할당하는 방식으로 수행된다. 구체적으로 모형 각 격자의 공동 히스토그램이 최소 유클리드 거리를 산출하는 CR에 할당된다. 이러한 할당은 각 공동 히스토그램을 MODIS 를 CR에 강제 하는 것으로 생각할 수 있지만 이 접근 방식은 모형의 공동 히스토그램을 이용해 제한되지 않은 k means clustering CR을 만드는 방법 보다 모형 검증에 용이하다.

## 다. 결과

### (1) NASA MODIS 북극 구름 체계 도출

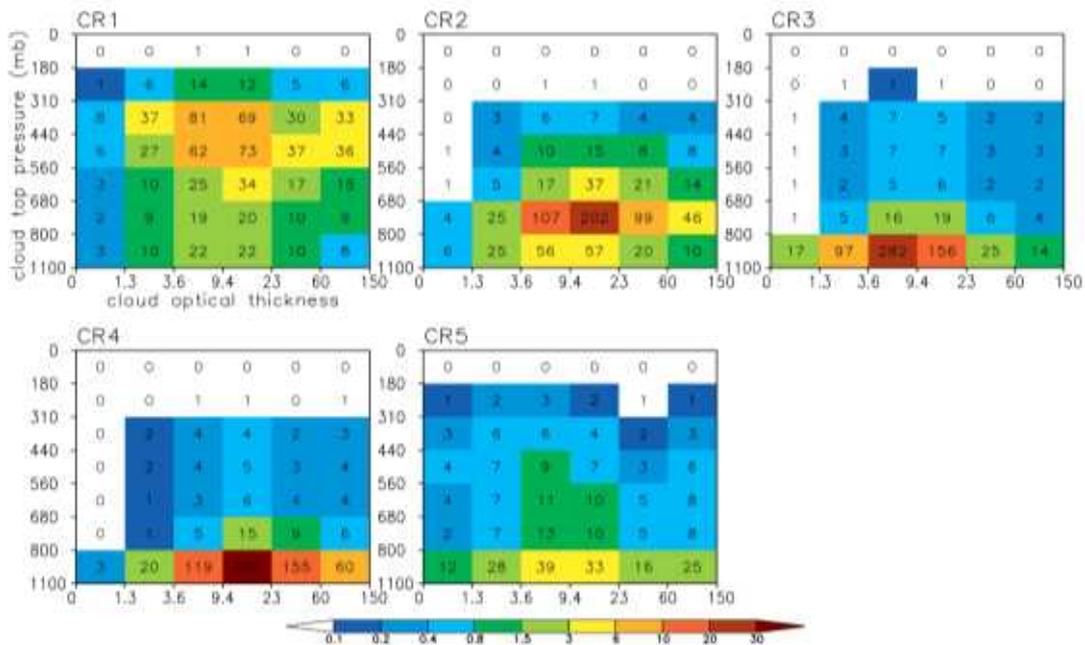


Figure 3.1.105 Centroids (mean histograms) of the 5 cloud regimes (CRs) derived from k means clustering analysis (Numbers: 10\*CF%)

MODIS CR을 도출하기 위해 MODIS Aqua (MYD08\_D3, Collection 6.1) 와 MODIS Terra (MOD08\_D3, Collection 6.1) 의 Daily L3 1° CTP-COT 공동 히스토그램을 사용하였다 (Fig. 3.1.105). 자료의 기간은 2002년 12월부터 15년간의 기간을 이용하였다. CTP-COT 공동 히스토그램은 COT가 산출되는 모든 MODIS 픽셀에서 만들어지는데 COT는 태양광이 반사되는 시간 동안에만 MODIS 에서 산출되기 때문에 낮 시간에만 사용할 수 있다. CTP-COT 공동 히스토그램은 수평 해상도 1km의 CTP, COT가 산출되는 픽셀의 개수 즉 구름이 있는 픽셀의 개수로 계산이 되고 수평 해상도 1°의 전체 픽셀 개수로 나눠서 각 격자의 값은 Cloud Fraction (CF)가 된다. ISCCP와 유사한 MODIS CTP-COT 공동 히스토그램은 원래 7 개의 COT 격자와 7 개의 CTP 격자로 구성되었지만 처음 두 개의 COT 격자를 하나로 (0에서 1.3) 결합하여 총 42 개의 격자를 사용한다. MODIS 전 지구 CR (Oreopoulos et al., 2014)을 도출하는데 사용된 방법론에 따라 Anderberg (1973)의 k-means clustering 알고리즘을 Fortran 코드에 구현하였다. CTP-COT 공동 히스토그램은 해가 떠 있는 시간에만 사용할 수 있기 때문에 도출된 CR도 낮에만 사용할 수 있다.

북극 지역(70N-90N)의 Aqua 및 Terra의 daily 공동 히스토그램을 단일 자료로

결합하여 Anderberg (1973)의 clustering 알고리즘으로 전달하였다. 이때 CR의 개수가 되는 k가 중요한 변수가 된다. 이 k를 3부터 8까지 실험하여 기존 연구 (Tselioudis et al., 2013, Oreopoulos et al., 2014 and 2016) 에 설명된 테스트 (알고리즘 수렴, 알고리즘 초기화에 대한 민감도, 군집 중심 패턴 간의 교차 상관 및 할당된 중심에서 벡터의 분산)를 적용하여 특정 군집 수가 최적인지 여부를 조사하였다. 분석 결과 5와 6 군집이 고유성 요구 사항을 잘 충족시키는 것으로 나타났다. 알고리즘 초기화에 대한 민감도 실험을 할 때 지속적으로 출현하는 초기 벡터를 없애는데 중점을 두었다. 결국 각 군집 중심 주위에서 가장 작은 분산 합계를 가진 군집 세트를 선택하였다. 이러한 군집 중심을 MODIS CR이라 정의 하고 다른 자료들과 비교 분석하여 최종적으로 군집 5 (k=5)가 군집 6이 갖고 있던 해빙 지역의 COT 불확실성을 줄일 수 있어서 군집 5를 선택하였다. 이렇게 도출된 MODIS CR을 기준으로 각 격자의 공동 히스토그램을 최소 유클리드 거리를 기준으로 가장 가까운 CR에 할당하였다. 다음 Fig. 3.1.106은 그렇게 할당된 MODIS CR의 공간 분포이다.

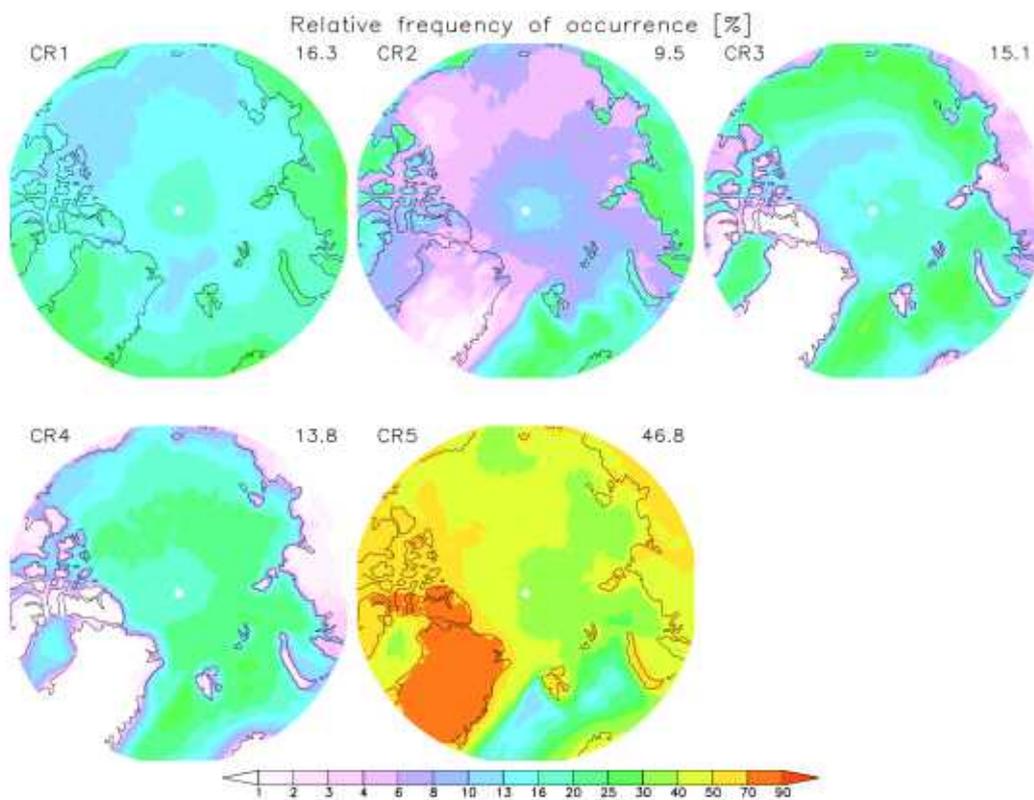


Figure 3.1.106 The geographical multiannual mean RFOs of each of the 5 MODIS CRs

CR1 군집 중심은 COT가 9.4, CTP가 440 hPa인 격자 근처에서 높은 CF를 보이고 있다. 그리고 역시 CTP가 560 hPa부터 310 hPa에 이르는 상대적으로 높은 고도에서 COT가 23보다 큰 광학적으로 두꺼운 구름이 나타난다. 이는 적운 대류형 구름에서 나타나는 구름 고도와 구름 광학 두께로 CR1이 북극에서 나타나는 폭풍으로 인해 발생하는 구름인 것을 보여준다. CR1 공간 분포를 보면 바깥쪽 즉 위도가 낮은 곳에서 상대 발생 빈도가 높는데 이러한 적운 대류 구름이 중위도 지방 대륙과 대서양에서 발생하여 올라온다는 것을 알려 준다. CR1과는 달리 CR2부터 CR5는 전부 고도가 680 hPa 보다 낮은 곳에 가장 큰 CF가 있다. 특히 CR2를 제외한 나머지는 가장 고도가 낮은 구간인 800 hPa에서 1000 hPa 구간에 대부분의 CF가 위치한다. CR2의 경우 그린란드를 제외한 지도의 바깥쪽 부분인 육지와 대서양으로부터 연결되는 그린란드 해 바렌츠해에서 많이 보인다. 그래서 CR2도 육지에서 발생하거나 대서양에서 올라오는 흐름과 관련된 구름으로 생각된다. CR3과 CR4 역시 그린란드해와 바렌츠해에서 많이 나타나는데 CR3은 척치 해, 보포트해에서 다른 피크가 나타나는 반면 CR4는 극 쪽에 가까운 분포를 보인다. CR5은 CF가 작고 형태가 분명하지 않은 공동 히스토그램들이 모이는 곳으로 육지 특히 그린란드에 많이 분포한다.

## (2) 지표 구름 복사 효과 분석

북극에서 대기 해빙 상호 작용 중에 중요한 부분을 기여하는 것이 북극 구름에 의한 지표 장파 복사 가열이다. 본 과제에서는 각 CR이 어떤 구름 복사 효과를 나타내는지 분석하기 위해서 CERES (Earth's Radiant Energy System) SYN1deg Edition 3A 에서 얻은 구름 복사 효과 (Cloud Radiative Effect, CRE)를 이용하였다. CERES SYN1deg는 1° 격자의 자료이고 하루 24시간 평균 자료인 SYN1deg-Daily 와 3 시간 평균 SYN1deg-3Hour가 있다. 본 과제에서는 Terra에서 얻은 공동 히스토그램을 할당했을 때 얻는 Terra CR과 Aqua에서 얻은 공동 히스토그램을 할당했을 때 얻는 Aqua CR 모두 24시간 평균인 SYN1deg-Daily 를 이용해 합성 분석을 하였다. CERES SYN1deg 자료는 3 시간의 정지궤도 위성 복사 및 구름의 광학 특성을 사용하여 CERES (Terra 및 Aqua) 관측치 간의 일내 변동성을 보다 정확하게 계산한다. 지표 복사량은 MODIS 와 정지궤도 위성,

Goddard Modeling and Assimilation Office (GMAO)에서 제공하는 대기 프로파일 및 MODIS 에어로졸로 사용하는 광대역 복사 모형에서 나온다 (Rutan et al., 2015).

여기서 보여지는 구름 복사 효과는 다음과 같은 식으로 정의된다.

$$F_{CRE} = F_{all\ sky} - F_{clear\ sky}, F = F_{downward} - F_{upward}$$

구름 복사 효과는 아래쪽으로 향하는 복사속을 양의 방향으로 정의 했을 때 전체 하늘의 복사속에서 구름 없는 하늘의 복사속을 뺀 값으로 정의된다. 단파 복사의 경우 구름이 복사속을 반사하여 구름 복사 효과는 음의 값이 되며, 장파 복사의 경우 구름이 복사속을 배출하여 지표를 가열시키므로 양의 값을 보인다. CR에 의한 CERES 구름 복사 효과는 각 복사속을 주어진 CR 발생과 시공간적으로 일치하는 모든 복사속 값을 면적 가중치를 두어서 평균을 계산한다. CERES 자료의 길이는 2002 년 12 월 1 일부터 2017 년 11 월 30 일까지 MODIS CR의 길이와 동일하다.

각 CR의 지표 단파 구름 복사 효과 그림(Fig. 3.1.107)을 보면 각 지도의 오른쪽 위 숫자는 각 CR의 북극지역 전체 구름 복사 효과를 계산한 것이다. 그래서 북극 전체의 구름에 의한 단파 구름 복사 효과는 43.7 W/m<sup>2</sup>이 된다. 이 과제의 분석에서는 해가 떠 있는 기간 만에 한정해서 MODIS CR을 구할 수 있기 때문에 구름 복사 효과 역시 해가 떠 있는 기간에 한정해서 계산된다.

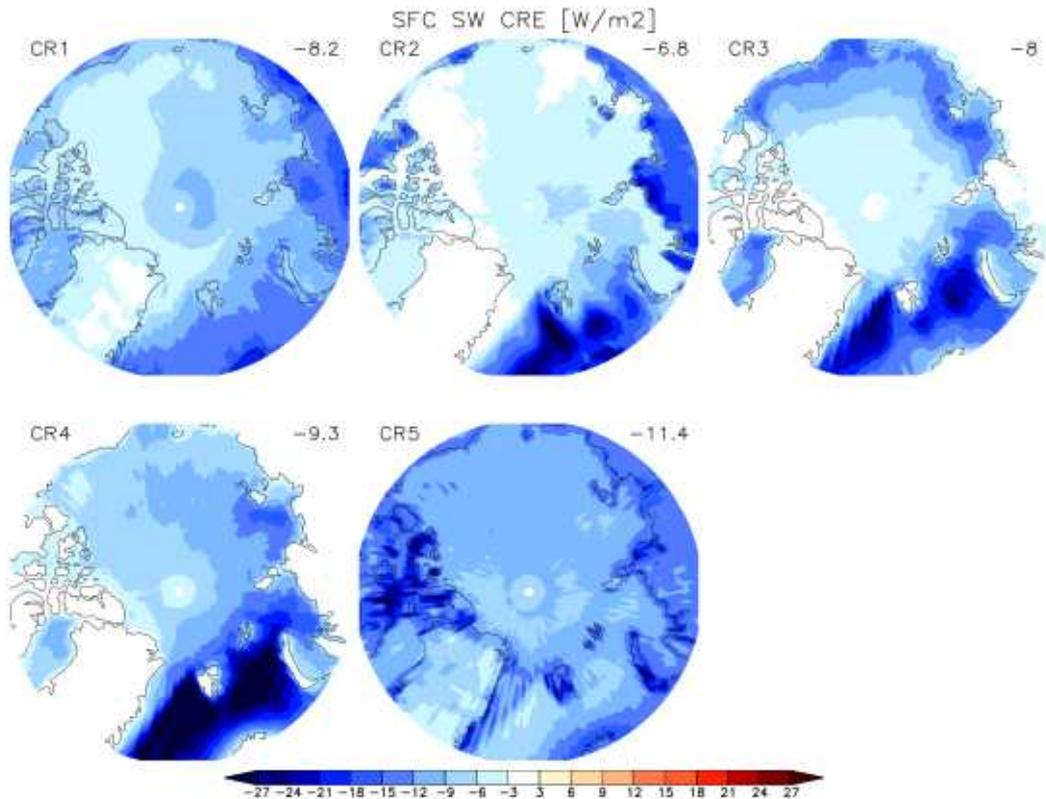


Figure 3.1.107 Cloud regime composite results of shortwave cloud radiative effect at surface from CERES dataset

단파 구름 복사 효과는 CR의 공간 분포와 어느 정도 유사한 모습을 가지게 된다. CR1은 대서양과 중위도 육지 지역에 CR2는 그린란드 해, 노르웨이 해 지역과 유라시아 대륙 북쪽, CR3는 그보다 더 북쪽인 그린란드 해와 카라 해, 동시베리아 해, 척치 해, 보포트 해 등 대륙에 가까운 바다에서 큰 값이 나타난다. CR4는 CR3에 비해 COT가 크기 때문에 대서양 북쪽에서 보이는 음의 값이 더 강하다. 역시 카라 해, 랍테프 해에서 큰 값이 보인다. CR5는 그 상대적으로 많은 분포에도 불구하고 COT가 크지 않아 지도상에서는 그리 큰 값이 보이지 않지만 전 지역에 고르게 분포하고 상대 분포가 크기 때문에 전체 단파 구름 복사의 크기가 CR중에 가장 크다.

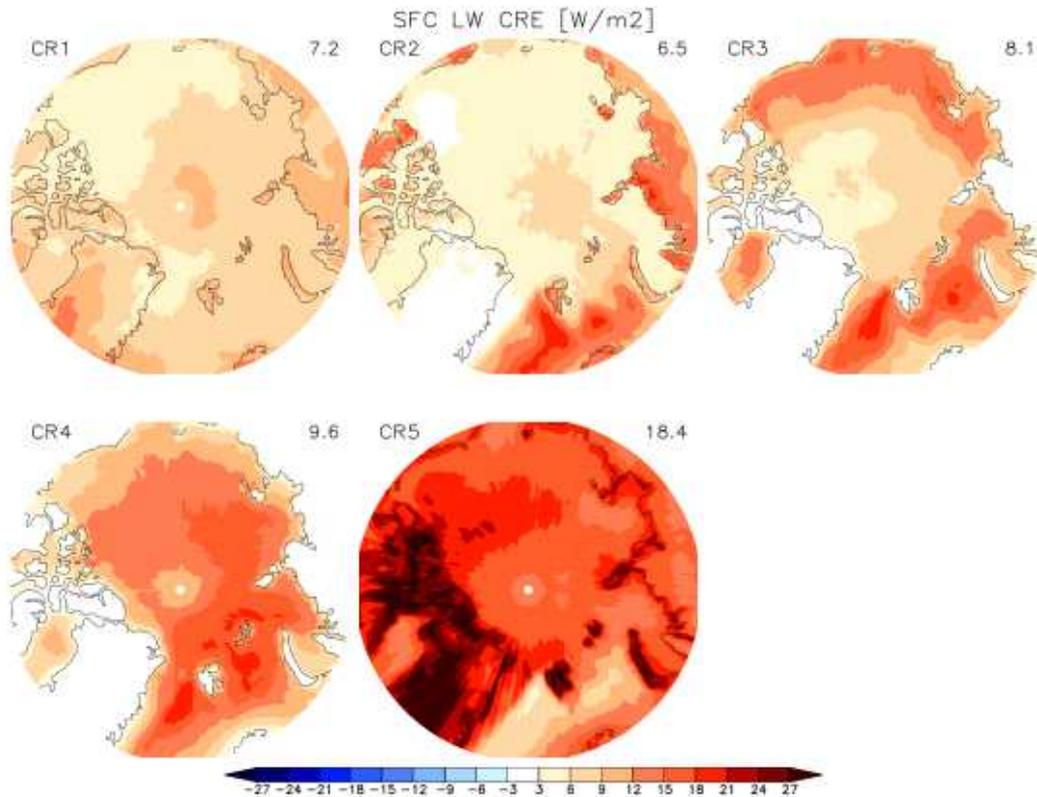


Figure 3.1.108 Cloud regime composite results of longwave cloud radiative effect at surface from CERES dataset

장파 구름 복사 효과는 역시 공간 분포와 단파 복사 효과 공간 분포와 어느 정도 유사한 모습을 가지게 된다 (Fig. 3.1.108). CR1은 대서양과 중위도 육지 지역에 CR2는 그린란드 해, 노르웨이 해 지역과 유라시아 대륙 북쪽, CR3는 그보다 더 북쪽인 그린란드 해와 카라 해, 동시베리아 해, 척치 해, 보퍼트 해 등 대륙에 가까운 바다에서 큰 값이 나타난다. 단파 복사와 달라지는 부분은 CR4와 CR5이다. 장파 복사에는 COT의 값의 중요도가 떨어지기 때문에 CR3에 비해 값이 크긴 하지만 단파에서처럼 많이 강하지는 않다. 그리고 단파가 닿지 않는 북극과 가까운 지역에서 구름 단파 복사 효과는 많이 나타나지 않았지만 장파 복사 효과는 북극과 가까운 지역에서도 나타난다. CR5는 COT가 크지 않아 단파 구름 복사에서는 그 값이 눈에 띄지 않았지만 장파 복사에서는 다른 CR보다 월등히 큰 값을 보인다.

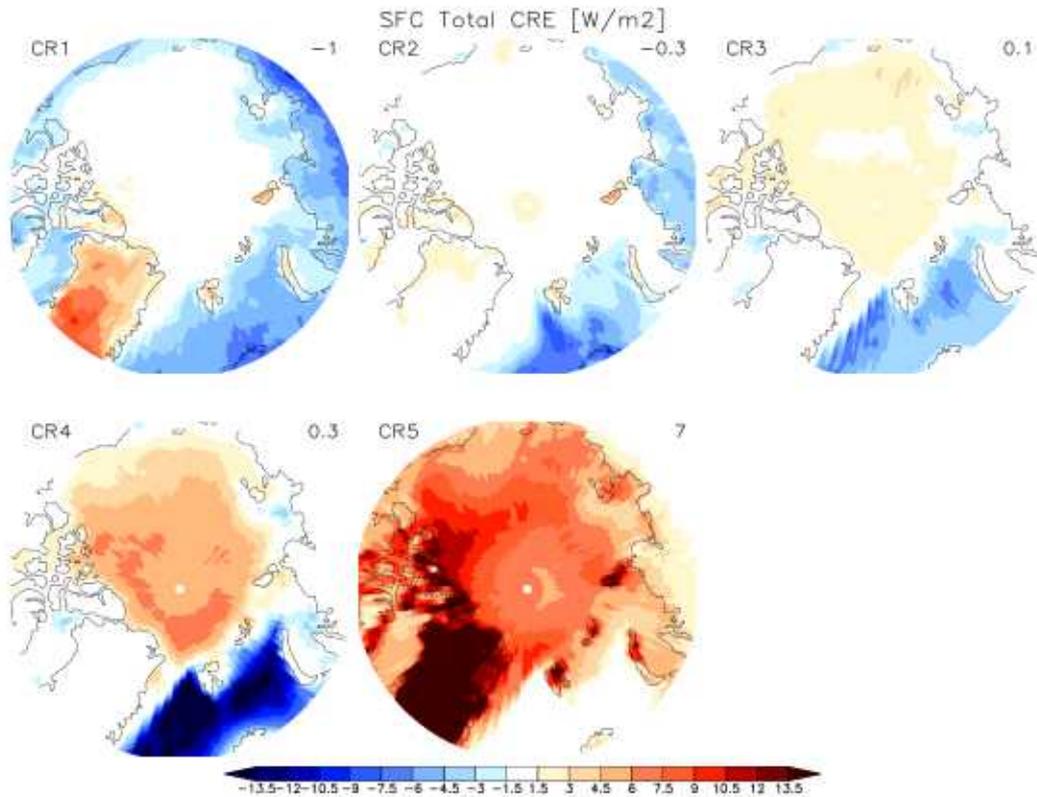


Figure 3.1.109 Cloud regime composite results of total cloud radiative effect at surface from CERES dataset

단파 구름 복사 효과와 장파 구름 복사 효과를 합하면 Fig. 3.1.109와 같은 분포를 보이게 된다. CR1의 경우 대서양과 유라시아 대륙 북쪽, 배핀 만 등에서는 단파 구름 효과가 우선하여 음의 값을 보이지만 그린란드에서는 양의 값을 나타낸다. CR2는 상대적으로 구름 고도가 높았기 때문에 지표 장파 구름 복사 효과 보다는 단파 구름 복사 효과가 더 커서 전체적으로 음의 값을 나타낸다. CR3과 CR4의 경우 바렌츠 해, 그린란드 해에서 음의 값을, 북극해 전체적으로 양의 값을 보인다. CR4의 경우 CR3보다 절대값이 더 크다. CR3과 CR4의 경우 북극 지역 해빙이 있는 지역에서 구름에 의한 복사 지표 가열이 나타난다. CR5는 COT가 작아 크지 않았던 단파 구름 효과보다 장파 구름 복사 효과가 훨씬 우선하기 때문에 그린란드 지역, 나머지 북극해 지역에서 전체적으로 강한 지표 가열 효과를 보인다.

공간 분포로 보였던 지표 구름 복사 효과를 평균하여 시계열 분석을 하였다 (Fig. 3.1.110). 다음 그림 에서 각 CR의 그림에 검은색 선은 북극 지역 평균 상대 분포, 나머지 색깔 선들은 각각 단파, 장파, 총 구름 복사 효과 평균이다. 모든 CR

들에 공통적인 내용은 상대 분포가 늘어나면 단파 구름 복사 효과는 음의 방향으로 증가하고, 장파 구름 복사 효과는 양의 방향으로 증가한다. 그리고 태양의 고도가 높을 때 단파 구름 효과가 더 커지게 된다. 그에 따라 그 크기의 정도가 다르지만 여름에는 단파 구름 복사 효과가 우세하여 총 구름 복사 효과가 음수가 된다. 즉 봄, 가을에는 각 CR들의 장파 구름 복사 효과가 우세하여 지표를 가열시키고, 여름에는 단파 구름 복사 효과가 우세하여 지표를 냉각시킨다. CR1의 경우 봄에는 값이 작았다가 여름을 지나면서 값이 커지는 시즌의 변화가 뚜렷하다. 그래서 8월에 단파 구름 복사 효과가 커지고, 총 구름 복사 효과는 모든 CR에서 발생하는 8월 구름 복사 효과 중에 가장 많이 지표를 냉각시킨다. CR2는 봄에서 가을이 되면서 점진적으로 증가한다. 그와 비슷하게 장, 단파 구름 복사 효과가 동시에 반대방향으로 증가하고 총 구름 복사 효과는 미미한 변화를 보인다. CR3은 여름에 피크가 나타나고 그에 따라 여름에 총 구름 복사 효과로 지표를 냉각시키는 효과가 크다. CR4는 5,6월에 크게 증가하고 여름이 되면서 줄어든다. 그 결과 봄의 장파 복사 효과가 상대적으로 늦게까지 지표를 가열시키는 효과가 있다. CR5는 지표를 가열시키는 효과가 훨씬 우세한 CR이다. 봄에 가장 많이 나타나고 여름, 가을이 되면 줄어드는데 총 구름 복사 효과는 7월 한달을 제외하고는 항상 지표를 가열시킨다.

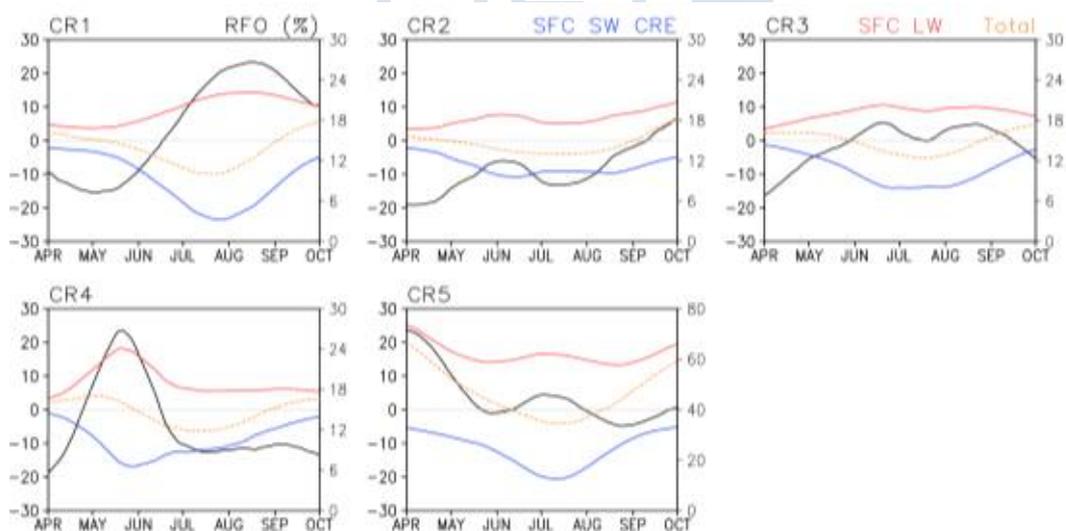


Figure 3.1.110 Seasonal changes of RFO (%), surface SW CRE ( $W/m^2$ ), LW CRE, and total CRE.

Figure 3.1.111은 연 변동 아노말리 시계열 분석이다. 통계적 유의성을 구하는 과

정이 더 필요하지만 CR1, CR2, CR3, CR5에서 전체 구름 복사 효과가 해가 지날수록 줄어드는 것을 볼 수 있다. 그에 반해 뚜렷한 증가세나 하락세는 CR5에서만 볼 수 있다. CR의 전체 발생 빈도가 변하지 않는데 구름 복사 효과의 추세선이 나타나는 것은 각 CR의 복사 특성이 변해서 그런 것이라고 추정할 수 있지만 추가적인 분석이 요구된다. CR3의 경우 북극해가 열리는 2012년 등에서 크게 증가한다 하지만 전체 지표 구름 복사는 다른 연도에 비해 크게 달라지는 것이 없고 역시 단지 감소하는 추세를 보인다. 이때 지표 총 구름 복사가 줄어드는 것은 원래 지표를 냉각시켰던 CR (CR1, CR2) 에 의해서는 지표의 냉각이 더욱 심해지는 것이고, 지표를 가열시켰던 CR5의 경우 지표 가열이 줄어드는 것을 의미한다.

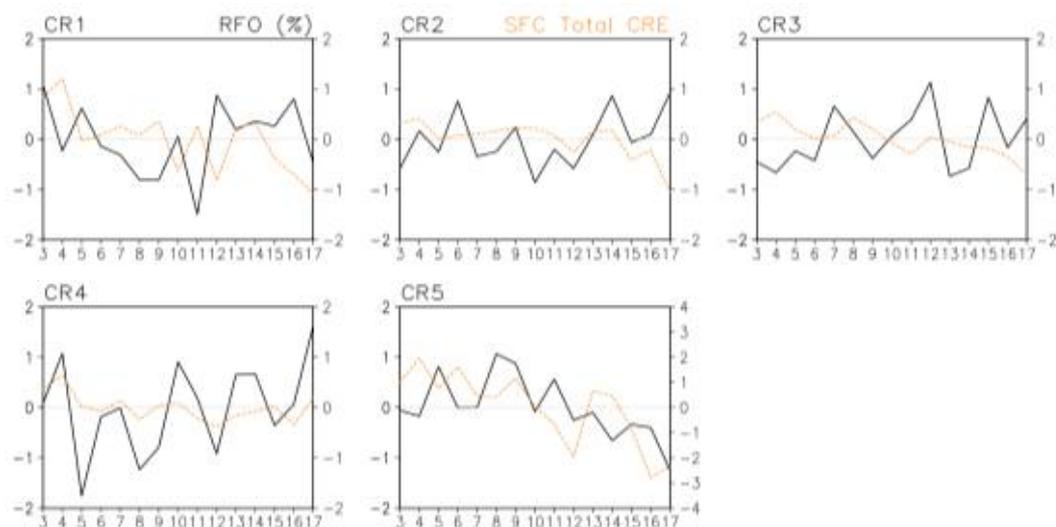


Figure 3.1.116 Year-to-year (from Dec 2002 onward) anomalies of RFO (% , solid black), and surface total CRE ( $Wm^{-2}$ , dotted, orange)

### (3) 다른 위성 자료와 재분석 자료를 이용한 MODIS CR 검증

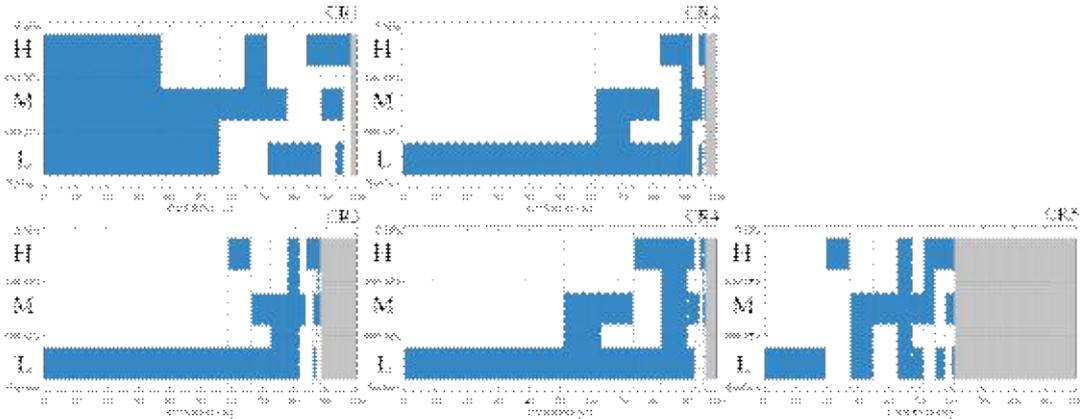


Figure 3.1.112 Area-weighted RFOs of the various CVS classes plotted in cumulative form using bars that occupy the standard ayers relevant to each class and have widths corresponding to each CVS class RFO in %. The CVS classes are ordered from the largest to the smallest RFO. The gray bar indicates clear skies To achieve spatiotemporal matching, only Aqua CR occurrences and daytime CVS data were used.

현재까지 북극 지역의 구름 관측 중 위성 자료 중에 가장 널리 쓰이고 있는 위성은 CloudSat과 CALIPSO 혹은 두 위성의 혼합 자료이다. 그래서 CloudSat/CALIPSO 자료를 MODIS 시공간 격자에 맞춰서 평균하여 도출된 MODIS CR을 검증한다. Figure 3.1.112는 각 북극 CR의 CloudSat/CALIPSO에서 얻은 Cloud Vertical Structure (CVS) 자료이다. (Oreopoulos et al., 2017) CVS는 CloudSat/CALIPSO의 2B-CLDCLASS-Lidar 자료에서 얻은 구름 꼭대기 높이와 구름 바닥 높이를 비교해서 구름이 H (0~440 hPa), M (440~680 hPa), L (680 hPa~지표) 세 층 중에 어디에 위치하는지 어떻게 걸쳐 있는 지를 분석한 자료이다. CR1은 앞에서 설명했던 바와 같이 연직으로 발달한 적운 형의 구름이 많이 섞여 있는 것을 볼 수 있다. 그리고 CR5는 여러가지 종류의 구름이 섞여있고 전체 CF가 작다. 그 외의 CR들은 모두 가장 낮은 구름인 L구름이 대부분을 차지하고 있다. 이때 CR3과 CR4의 차이는 구름의 광학 두께인데 CloudSat/CALIPSO에서는 구름의 실제 두께는 구할 수 있지만 구름 물의 양에 따라 달라지는 광학 두께의 차이점은 구할 수 없다. 그래서 CloudSat/CALIPSO에서는 CR3과 CR4가 거의 차이를 보이지 않는다. 북극 지역 구름 연구에 지금까지 가장 많이 이용된 위성 자료이지만 광학 두께를 얻기 힘들다는 측면에서 MODIS 자료가 더 유용한 부분도 있다.

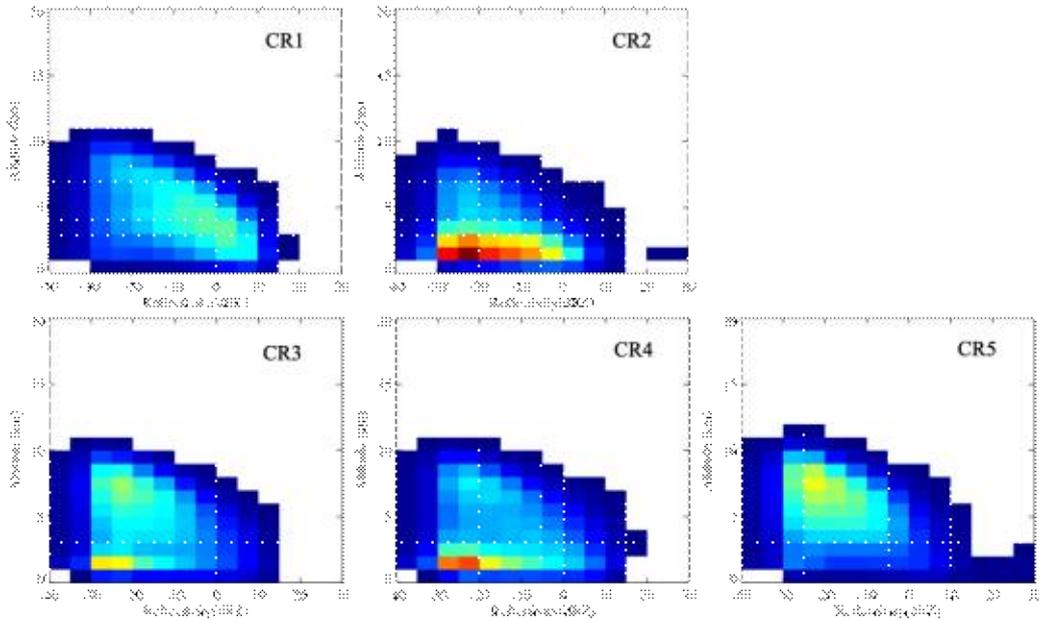


Figure 3.1.113 Contoured Frequency by Altitude Diagram (CFAD) of CloudSat/CALIPSO reflectivity profiles classified as MODIS Arctic CRs. Normalized by cloud fractions.

CloudSat에서 얻어진 반사도와 고도 이차원 히스토그램(Fig. 3.1.113)을 보면 역시 CR1은 적은 형 구름이 많이 보이고 CR5는 여러 구름이 섞여 있는 모습이다. CR2, CR3, CR4의 경우 낮은 구름이 대부분을 차지하는데 CR3의 경우 상대적으로 높은 고도의 구름이 많이 보인다. 하지만 이것은 실제로 CR3에서 높은 고도의 구름이 많기 때문에 그렇게 나타나는 것이 아니라 CloudSat이 지표 근처의 구름을 관측할 수 없기 때문에 나타나는 현상으로 보인다.

Taylor et al, (2015)은 북극 구름과 해빙 농도 사이의 관계를 조사하기 위해 대류권 안정성과 중간 대류권 수직 속도의 임계 값을 사용하여 4개의 Atmospheric State Regime (ASR)을 구하였다. 그 연구에서는 북극을 high stability (HS), stable (S), very high stability (VHS), 그리고 uplift (UL) ASR로 나누었다. 이에 MODIS CR과 ASR을 비교하기 위하여 ASR을 구하고 각 CR에 나타나는 ASR의 양을 보았다 (Fig. 3.1.114).

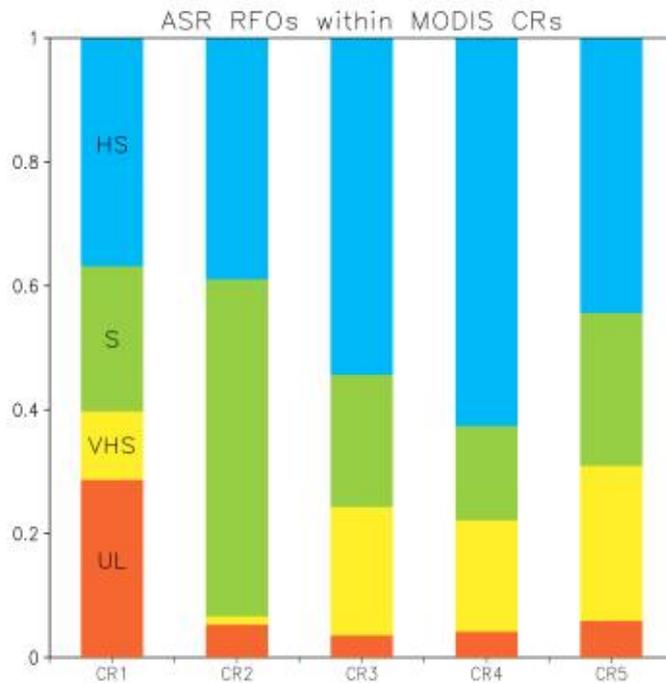


Figure 3.1.114 Relative frequency of occurrences of Atmospheric State Regimes by MODIS CR (%)

이전의 분석과 일치하는 결과로 CR1에만 UL이 많이 나타난다. 그리고 상대적으로 높은 고도에 구름이 존재하는 CR2의 경우 상대적으로 덜 안정적인 S가 많이 보인다. 그리고 가장 낮은 구름인 CR3과 CR4에서는 가장 안정적인 HS가 가장 많다. 이 결과로 Taylor et al. 에서 보였던 ASR과 MODIS CR의 결과는 상당부분 일치함을 알 수 있다.

#### (4) MODIS CR을 이용한 모형 CR 검증

모형의 관측과 일관된 평가를 위해서는 모형의 자료의 MODIS 자료와 수평 분해능을 동일하게 유지해야 한다. 따라서 선형 보간법을 사용하여 모형 자료의 수평 공간 분포를 MODIS의  $1^\circ \times 1^\circ$  격자 ( $360 \times 50$  격자)로 변환하여 구름 공동 히스토그램값이 전환된 격자에서 유지되도록 한다. 이후의 분석 단계에서는 CR 기반 모형 평가를 수행하기 위한 목적으로 모형 구름 자료를 CR로 만든다. 이는 MODIS 시뮬레이터에서 모형 격자의 2차원 공동 히스토그램을 MODIS CR 중 하나에 할당하는 방식으로 수행된다. 구체적으로 모형 각 격자의 공동 히스토그램이 최소 유클리드 거리를 산출하는 CR에 할당된다. 이러한 할당은 각 공동 히스토그램을

MODIS CR에 강제 하는 것으로 생각할 수 있지만 이 접근 방식은 모형의 공동 히스토그램을 이용해 제한되지 않은 k means clustering CR을 만드는 방법 보다 모형 검증에 용이하다.

2012년 5월부터 10월까지 수행한 모형 결과를 이용해서 각 격자 당 공동 히스토그램을 CR에 할당 시킨 후 공간 분포를 그렸다 (Fig. 3.1.115). CR1의 경우 MODIS에서는 보퍼트, 척치, 그린란드 해에서 다른 CR이 상대 분포를 가져갔었는데 모형의 경우 CR1이 이런 지역을 포함하여 거의 균일하게 나타나고 있다. 이는 MODIS와는 달리 모형에서는 북극해 지역에서 적운형 구름이 발생할 수도 있다는 것을 의미한다.

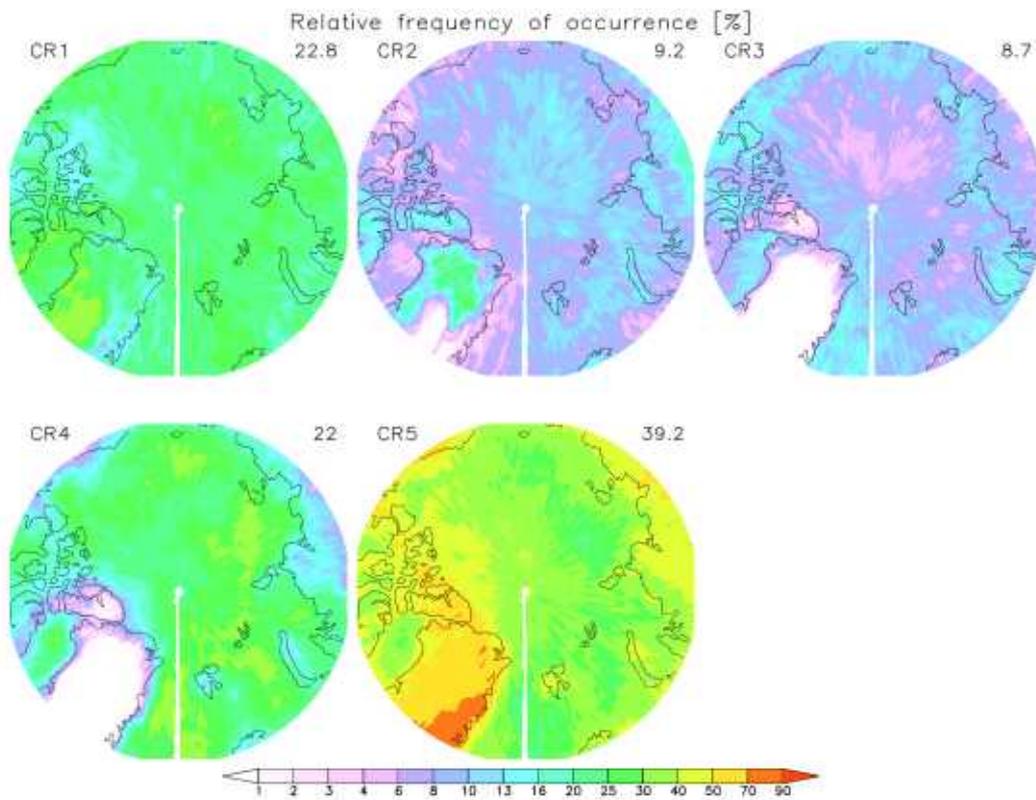


Figure 3.1.115 The geographical multiannual mean RFOs of each of the 5 MODIS CRs.

MODIS CR2는 그린란드를 제외한 육지와 바렌츠, 그린란드 해에서 많이 보였었는데 모형 CR2는 우선 그 발생 빈도가 크지 않고 그린란드에서도 나타난다는 점이 다르다. 모형 CR3 역시 육지 해안가에서 많이 발생한다는 점은 MODIS CR3와 일치하나 그 빈도가 작다. 모형 CR4는 MODIS와 달리 북극해 전 지역에서 고르게 발

생한다. CR4가 CR3와 구분 되는 점은 구름의 광학 두께인데, MODIS에서는 구름의 광학 두께가 두꺼운 곳과 상대적으로 얇은 곳이 지역적으로 구분되지만 모형의 경우에는 구분이 되지 않고 광학 두께가 두꺼운 CR4가 많이 발생한다. CR5의 경우 그린란드에서 많이 나타난다는 점 등은 MODIS와 모형을 일치한다. MODIS CR과 모형 CR의 경우 상대 발생 빈도의 공간 분포는 다른 모형 (NASA GEOS5, 보이지 않음) 보다 잘 모의하고 있다.

모형 CR의 군집 중심은 MODIS CR을 구할 때와는 반대의 과정으로 구하게 된다. 위 과정에서 각 격자의 공동 히스토그램을 이용해서 각 격자에 CR 번호를 매기고 그 번호를 이용해서 합성 분석을 하면 모형 CR 군집 중심을 계산할 수 있다.

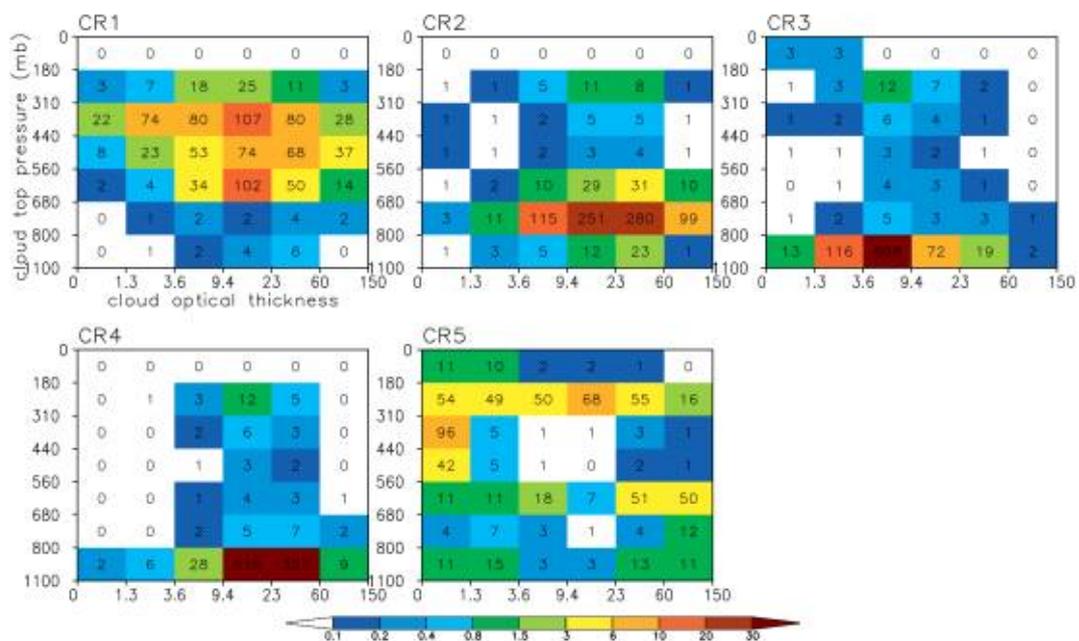


Figure 3.1.116 Centroids (mean histograms) of the 5 cloud regimes (CRs) derived from k means clustering analysis (Numbers: 10\*CF%)

이렇게 얻어진 CR은 MODIS CR과 크게 다르지 않다 (Fig. 3.1.116). 하지만 전체적으로 모형 CR의 광학 두께가 크다는 것을 볼 수 있다. CR1의 경우 MODIS CR1보다 COT 9.4 ~ 23 구간과 23 ~ 60구간의 CF가 더 크다. 그리고 CR2의 경우 MODIS CR2에서는 COT 23 ~ 60 구간의 CF가 많이 없지만 모형에서는 60 ~ 150 구간까지 나타난다. CR3 과 CR4는 비슷한데 CF의 크기가 더 크다. 모형과 MODIS에서 가장 다른 CR은 CR5이다. 모형에서는 CF가 작은 구름들이 모이는 CR5가 높

은 구름으로 주로 이루어져 있다.

## 라. 요약 및 결론

MODIS 위성에서 산출되는 CTP-COT 공동 히스토그램을 클러스터링하여 MODIS 북극 CR을 도출하였다. 각 CR들은 북극에서 발견되는 특징적인 구름 시스템을 잘 대표하는 것으로 보인다. 특히 북극 지역 연구에 중요한 지표 구름 복사 효과와 CR의 상대 분포의 변화를 보면 CR2는 북극해의 얼림과 관련이 있고, 북극 지역 장파 구름 복사 효과로 지표를 가열하는 CR5의 경우 전체 구름 복사 효과가 작아지는 경향이 있다. MODIS CR을 검증하기 위하여 CloudSat/CALIPSO 자료를 합성 분석하였을 때 CR의 특징이 잘 나타나고 오히려 기존 연구에 많이 이용되었던 CloudSat/CALIPSO보다 MODIS CR이 구름의 광학 두께에 관련된 특징을 더 잘 보였다. 마지막으로 기존 북극의 Regime으로 알려져 있는 ASR과의 교차 검증을 통해 MODIS CR의 신뢰도를 더 높였다.

MODIS 위성 구름 산출물을 이용한 관측과 모형에서 모의된 CR의 상대 발생 빈도의 공간 분포와 CR 군집 중심으로 비교해 보았을 때 모형이 어느 정도의 정확도를 가지고 북극 구름 시스템을 모의한다고 할 수 있었다. 하지만 상대 발생 빈도의 공간 분포에 약간의 차이가 보이고 있다. 그리고 군집 중심 합성 분석 결과를 보면 모형 CR이 MODIS CR에 비해 구름의 광학 두께가 두껍고 CF가 크기 때문에 구름 복사 효과를 크게 모의할 가능성이 크다. 거기에 MODIS의 CR5의 경우 CF가 작고 낮은 구름이 많아서 단파 구름 복사 효과보다 장파 구름 복사 효과가 더 커서 지표 가열 효과가 컸던 반면에 모형 CR은 구름이 높고 CF가 크고 구름의 광학 두께가 더 두꺼워서 지표 가열 효과가 작을 수 있다. 전체적으로 구름의 단파 구름 복사 효과가 (지표 냉각) 장파 구름 복사 효과 (지표 가열) 보다 커질 것으로 예상되어 북극 봄부터 가을까지 실제 구름 복사 효과보다 더 지표를 냉각 시킬 수 있다. 이는 모형의 구름 복사 효과 합성 분석을 통해 확인해야 하는 부분이다.

## 3.2 극지 예측 시스템(KPOPS) 개발 및 운용

### 3.2.1 극지 기후 예측 시스템(KPOPS-Climate) 개발 및 운용

#### 3.2.1.1 KPOPS-Climate 개발 및 운용 체계

극지역의 기후 예측에서 극지 기후 시스템을 구성하는 다양한 기후요소간의 상호작용과 북반구 전지역에 미치는 영향을 고려할 때 대기, 해양, 해빙, 지면 등 여러 기후요소의 전지구 영역 모의가 가능한 지구시스템모델링은 필수적이다. 특히 계절 이상의 시간 규모의 예측의 경우 해양, 해빙, 지면 등에 장기간 예측성을 갖는 기후 요소가 존재하기 때문에 지구시스템모델을 활용한 예측시스템의 개발과 개선 연구가 지속적으로 수행되어 왔다.

한편 지구시스템모델의 경우, 구성 모델에 내재한 불확실성과 모델간 결합과정에서 발생하는 추가적인 불확실성은 이러한 지구시스템모델을 이용한 예측시스템 구축을 어렵게 해왔다. 특히 대기, 지면, 해양 등 각 구성모델이 개별적으로 개발됨에 따라 구성모델의 결합 과정에서는 교환 에너지의 불균형이 존재하며, 이러한 에너지의 불균형은 작은 규모로 발생하더라도 장기 예측 결과에서 큰 오차를 발생시킬 수 있다. 또한 접합모델의 상대적으로 높은 복잡성에 따라 접합모델의 정확한 초기조건 생성에도 많은 어려움이 있는 것으로 알려져 있다.

KPOPS-Climate는 북극지역과 중위도 지역의 기후 예측, 특히 계절 규모의 예측을 대상으로 개발되었다. 북극지역의 급격한 기후 변화와 그에 따른 대기 반응의 모의 정확도를 개선하고, 이를 통하여 북극 기원 중위도 지역의 기후/기상 재해 현상의 계절 규모에서의 예측을 목표로 한다. 앞서 언급한 바와 같이 기후규모의 예측에는 대기-해양-해빙-지면모델이 포함되는 접합 기후모델이 일반적으로 활용되지만, 이러한 접합모델의 활용에는 다양한 어려움이 존재한다. 앞서 언급한 초기조건 생성의 어려움, 에너지 불균형에 따른 드리프트 이외에도 실제 운영 과정에서 접합모델 운용을 위한 많은 연산자원을 확보해야하는 등의 현실적인 문제들도 고려하여야 한다.

이러한 이유로, KPOPS-Climate의 개발을 위한 중장기 전략을 수립하고 이에 따라 단계별 개발을 진행하였다. KPOPS-Climate는 최종적으로는 북극 및 고위도 지역에 존재한 해빙, 적설 등의 기후예측요소를 고려할 때 개별 기후 요소가 모의되는 구성모델들이 접합된 접합모델의 활용된 예측시스템의 구축을 목표로 한다. 하

지만 앞서 언급한 여러 불확실성, 극지연구소의 가용한 연산 자원을 고려할 때 현상 예측에 가장 큰 중요도를 가지는 대기모델 중심의 예측시스템을 먼저 개발하고 대기모델의 예측성을 평가, 개선하는 과정을 먼저 진행하는 것이 유리하다. 이 대기모델 기반의 예측시스템에서는 해빙, 해양 요소는 대기모델의 경계 요소인 해빙 농도와 해수면온도만이 필요하다. 그리고 해빙농도와 해수면온도의 경우 초기 개발단계에서는 통계 기반 예측이나 타기관 제공 자료의 사용 등의 방법으로 예측 결과를 확보할 수 있다.

이러한 대기모델 기반에서 최종적 접합모델 기반으로 진행되는 예측 시스템의 개발을 위하여 향후 기후요소의 대체 및 확장이 가능한 모델링모듈과 이를 운용하는 유연성 및 확장성이 고려된 프레임워크의 개발을 먼저 진행하였다 (Fig. 3.2.1). 예측 과정에는 초기조건 생성, 경계조건 생성, 앙상블 생산, 가시화를 위한 후처리, 가시화 등의 다양한 운영 과정이 필요하다. 이러한 각 운영과정을 수행 역시 모델링의 수행 수준에 따라 상세 기능 요소가 다르게 된다. 이러한 부분을 고려하여 대기모델 기반의 모델링모듈과 이와 연관된 예측기능 구성 모듈, 이를 담는 모듈 기반 프레임워크 형태의 기후예측시스템 원형을 먼저 개발하였다.



Figure 3.2.1 모듈구조의 기후예측시스템 원형

이러한 단계별 기후예측시스템 개발 과정에서의 협업과 개발 소스코드의 버전 관리를 위하여 subversion (SVN) 코드형상관리 시스템을 이용한 코드저장소와, TRAC-wiki 기반 개발환경을 구축하여 극지연구소, 서울대학교, Florida State University, 전남대학교, 광주과학기술원 등의 연구진이 공동으로 활용하였다 (Fig.

3.2.2).

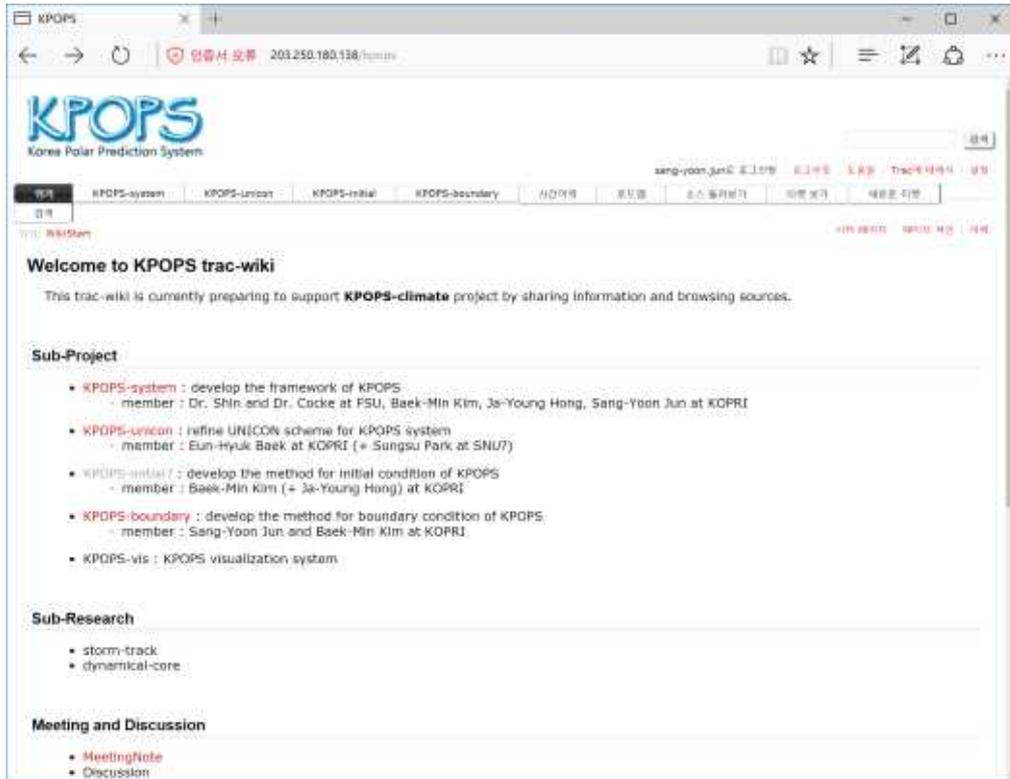


Figure 3.2.2 KPOPS-Climate의 공동 개발과 활용을 위해 구축된 trac-wiki 사이트 화면

극지연구소

CESM (Community Earth System Model)은 미국 국립대기과학연구소 (National Center for Atmosphere Research; NCAR)에서 개발한 지구시스템모델이다. 이 모델은 소스코드가 공개되어 다양한 기관에서 공동 활용, 개발을 수행하는 Community 형태의 모델이다. 이 모델은 대기, 지면, 해양, 해빙, 대기화학, 생지화학 등의 여러 지구시스템모델의 구성요소들을 포함하고 있으며, 각 구성모델들의 수정, 대체, 추가가 가능한 형태로 개발되어 왔다. 특히, 이 모델은 동일한 버전 상에서 대기모델, 대기 및 지면모델, 대기, 해양, 해빙 및 지면 모델 등 여러 집합 설정의 운용이 가능하다. 즉 KPOPS-Climate에서 기후예측시스템의 개발에 활용하기 위한 여러 조건에 부합한다.

CESM version 1.2는 2014년에 공개된 CESM1의 마지막 버전이며 다양한 CMIP5 실험에 참여하였다. 대기모델은 CAM4, CAM5 물리모수화 패키지의 선택과, 유한체적법, 오일러-분광법, 분광요소법 역학코어의 선택을 통해 여러 설정의

실험이 가능하다. CMIP5에도 CAM4 물리모수화패키지를 활용한 CCSM4와, CAM5 물리모수화 패키지를 활용한 설정, 대기모델의 연직 고도를 중간권까지 높은 WACCM 등 다양한 구성으로 참여한 바 있다. 지면 모델은 CLM4와 CLM4.5가 선택이 가능하며, 해빙모델은 CSIM4, 해양모델은 POP2의 선택이 가능하다. 또한 모든 구성 모델은 데이터모델이라는 형태가 존재하는데, 이는 해당 구성모델의 변수 중에 다른 모델의 경계조건으로 활용되는 변수들의 자료를 입력자료로 제공하면, 이 자료를 시간 내삽을 이용하여 결합자 (coupler)를 통해 필요한 모델에 제공하는 방식이다. 예를 들어 대기모델-지면모델-해양데이터모델-해빙데이터모델을 구성하는 경우, 대기모델에서 필요로 하는 해수면온도와 해빙농도를 해양데이터모델과 해빙데이터모델에 입력하면, 결합자의 경계조건 교환 시점에 내삽을 통해 각 격자의 해수면온도와 해빙농도가 대기모델에 제공된다. Figure 3.2.3은 이러한 NCAR CESM1.2를 대기-지면모델만을 갖는 모델링 모듈형태로 구성한 예이다. 이 경우 예측에 필요한 해수면온도와 해빙농도는 경계조건 생성모듈에서 생성되어 해양데이터모형과 해빙데이터모형의 입력자료로 제공된다.



Figure 3.2.3 NCAR CESM / CAM 기반의 모델링 모듈 구성도

KPOPS-Climate는 NCAR CESM 1.2 모델링 모듈과, 대기장 초기화, 전지구 해수면온도 및 해빙조건 생성, 후처리 모듈들이 추가되었다. 대기장 초기화의 경우, 약 3일로 재분석장 제공 시간 지연이 가장 짧은 JRA-55 재분석자료를 이용한 초기장 생성 모듈과, 유럽중기예측센터 (European Center for Medium-Range Weather Forecast; ECMWF) 예보장을 이용하여 초기장 생성모듈이 추가되어 있다. 해수면

온도와 해빙조건인 경우, 미국 환경예측센터 (National Centers for Environmental Prediction; NCEP)에서 제공하는 기후예측 시스템 (Climate Forecast System; CFS)의 전지구 해수면온도와 해빙농도 예측 결과를 이용하여 예측 기간의 해수면 온도와 해빙농도 예측자료를 생성하였다. 해빙농도의 경우 추가적으로 전남대학교에서 개발한 해빙 농도 변화의 계절별 변동 모드 분석을 통해 주요 계절 변동 모드를 추출하고 이를 이용하여 해빙의 계절규모 예측결과를 생산하는 Season-reliant Empirical Orthogonal Function analysis (S-EOF) 기법 예측 모듈 역시 추가되어있다 (Fig. 3.2.4).

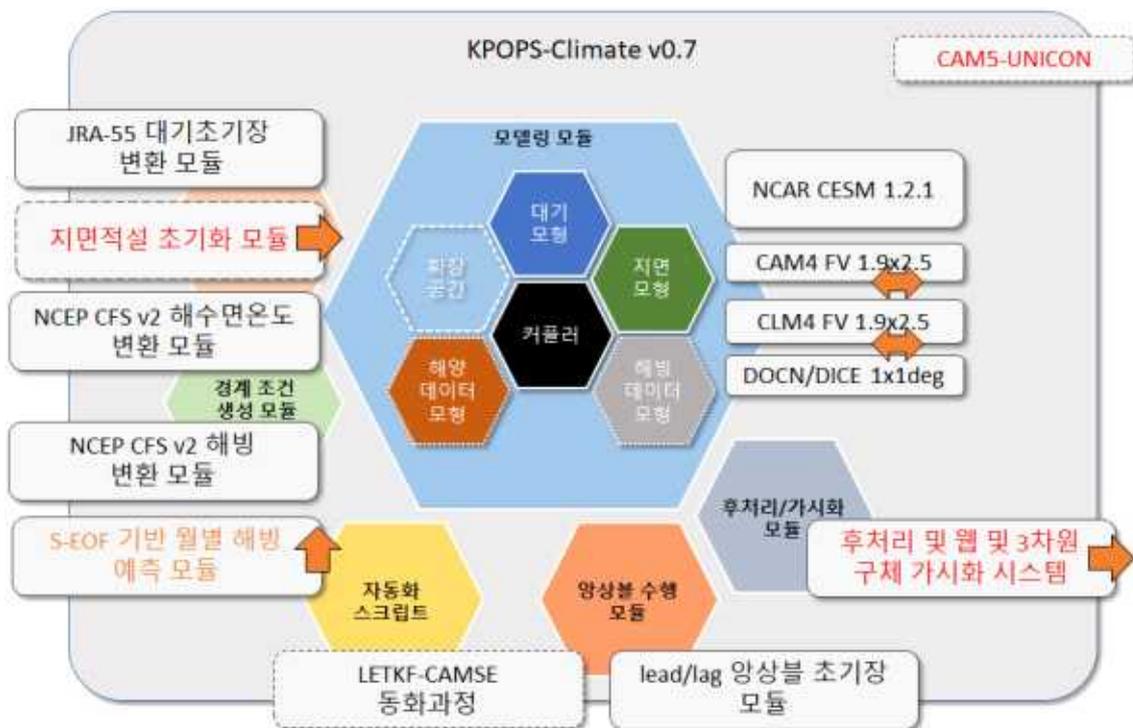


Figure 3.2.4 KPOPS-Climate의 모듈 구성도

Figure 3.2.4에서 살펴볼 수 있듯이 각각의 모듈들은 시스템 내에서 수행해야하는 기능이 명확하게 구분되도록 고안되고, UNIX의 커맨드라인 사용자 환경 (Command-line user interface; CUI)에서 실행되도록 작성되었다. 예측시스템의 프레임워크는 각각의 모듈들이 CUI와 파일 입출력, 환경 설정 파일을 통해 실행 환경 변수 및 실행을 위한 데이터를 공유하도록 설계되었다. 이러한 모듈들은 예측을 위한 초기자료의 준비부터 예측을 위한 모델 실험을 수행하는 단일 스크립트를 통해 제어된다. 현재 예측 결과의 처리는 별도의 과정을 통해 수행된다. Table 3.2.1은

KPOPS-Climate의 예측 수행을 담당하는 csh 기반 단일 실행 스크립트의 예제이다.

Table 3.2.1 KPOPS-Climate 예측 실행 스크립트

```
#!/bin/csh -f
#
# Script for running ensemble season prediction with KPOPS-Climate system
#
# Pre-defined environments are located at ${KPOPS_BASE}/conf/csh/env.csh
# User should set these environments with proper values
#
# Author : Sang-Yoon Jun, KOPRI
#
if ( $#argv != 1 ) then
    echo "please enter prediction time with format of [YYYYMMDDHH]"
    echo "usage : run_KPOPS_system_ens.csh [case_time]"
    exit -1
endif

#
# set prediction time from argument
#
set case_time = $1

#
# set KPOPS_BASE directory from execution script
#
set curr_dir = `pwd`
set script_file_path = `readlink -f $0`
set script_name = `basename ${script_file_path}`
set script_path = `dirname ${script_file_path}`
set KPOPS_BASE = `echo ${script_path} | sed 's/\/script$//`

set pr_day = 100
@ bc_day = ${pr_day} + 1

#
# load values of total ensemble number and working directory
# from pre-defined environments
#
source $KPOPS_BASE/conf/csh/env.csh

#
# prepare whole ensemble names with following format
# 001 002 003 ...
#
set ens_num = 1
set ensname = `printf "%3.3i" ${ens_num}`
while(${ens_num} < ${NENS})
    @ ens_num++
```

```

set new_el = `printf "%3.3i" ${ens_num}`
set ensname = (${ensname} ${new_el})
end

#
# prepare case directory
#
set case_dir = ${KPOPS_WORKING_DIR}/${case_time}
#if (! -d ${case_dir}) then
  echo "make directories for prediction case : $case_time"
  mkdir -p ${case_dir}
  mkdir ${case_dir}/bc
  mkdir ${case_dir}/ic
  mkdir ${case_dir}/script
  foreach ens_str (${ensname})
    mkdir ${case_dir}/run.${ens_str}
  end
#endif

#
# prepare case variables
#
setenv KPOPS_BASE ${KPOPS_BASE}
setenv KPOPS_CASE_DIR ${case_dir}

#
# prepare case variables
#
setenv KPOPS_BASE ${KPOPS_BASE}
setenv KPOPS_CASE_DIR ${case_dir}

#
# copy basic environment file into case directory
# and put additional values to the env. file in case directory
# the env. file in case directory is aiming to record setting for this case.
#
echo "make environment file in ${KPOPS_CASE_DIR}/script ..."
cp -f ${KPOPS_BASE}/conf/csh/env.csh ${KPOPS_CASE_DIR}/script/env.csh

cat <<EOF >> ${KPOPS_CASE_DIR}/script/env.csh
set CASE_TIME = ${case_time}
set CAM5_BUILD_DIR = ${KPOPS_WORKING_DIR}/build
set BC_WORKING_DIR = ${KPOPS_CASE_DIR}/bc
set IC_WORKING_DIR = ${KPOPS_CASE_DIR}/ic
set PR_DAY = ${pr_day}
set BC_DAY = ${bc_day}
EOF

#
# copy run script files into case directory
#

```

```

echo "copy scripts to ${KPOPS_CASE_DIR}/script ..."
#cp -f ${KPOPS_BASE}/script/build_cam5_fv_0.9x1.25.csh ${KPOPS_CASE_DIR}/script
#cp -f ${KPOPS_BASE}/script/build_cam5_se_ne30np4.csh ${KPOPS_CASE_DIR}/script
cp -f ${KPOPS_BASE}/script/build_cam4_fv_1.9x2.5.csh ${KPOPS_CASE_DIR}/script/
cp -f ${KPOPS_BASE}/script/build_namelist_f19.csh ${KPOPS_CASE_DIR}/script/
cp -f ${KPOPS_BASE}/script/run_prediction.csh ${KPOPS_CASE_DIR}/script/

source ${KPOPS_CASE_DIR}/script/env.csh

#
# configure and build CAM5
# - script for FV 0.9x1.25 is prepared
# CAM build directory can be shared with other predictions.
#
echo "configure and build CAM executable ..."
# ${KPOPS_CASE_DIR}/script/build_cam5_se_ne30np4.csh || echo "failure in building
model" && exit -1
${KPOPS_CASE_DIR}/script/build_cam4_fv_1.9x2.5.csh || echo "failure in building model"
&& exit -1

#
# prepare boundary condition
# - 20160711: SST/SEA-ICE boundary condition is prepared using NCEP-CFSv2
#
echo "prepare boundary conditions ..."
cd ${BC_WORKING_DIR}
# ${KPOPS_BASE}/bc_util/script/gen_SEAICE_by_SE0F.csh || echo "failure in boundary
condition process" && exit -1
${KPOPS_BASE}/bc_util/script/gen_SST_and_SEAICE.csh || echo "failure in boundary
condition process" && exit -1

#
# prepare IC
# - 20160711: Initial condition is prepared using JRA-55
#
echo "prepare initial conditions ..."
# download JRA
cd ${IC_WORKING_DIR}
${KPOPS_BASE}/ic_util/script/make_ens_initial_ll_jra.csh ${case_time} || echo
"failure in initial condition process" && exit -1

#
# set namelist
#
echo "build namelist ..."
foreach ens_str (${ensname})
    setenv KPOPS_RUN_DIR ${KPOPS_CASE_DIR}/run.${ens_str}
    setenv CASE_NAME ${case_time}.${ens_str}
    ${KPOPS_CASE_DIR}/script/build_namelist_f19.csh ${ens_str}
end

```

```

#
# run CAM
#
echo "submit CAM5 prediction to queue ..."
foreach ens_str (${ensname})
  setenv KPOPS_RUN_DIR ${KPOPS_CASE_DIR}/run.${ens_str}
  setenv CASE_NAME ${case_time}.${ens_str}
  cd ${KPOPS_RUN_DIR}
  qsub ${KPOPS_CASE_DIR}/script/run_prediction.csh
end
exit 0

```

예측은 지정한 경로에 예측을 위한 디렉토리를 생성하고, 사용 모델을 컴파일하여 모델 실행 파일을 예측 디렉토리에 생성한 뒤, 지정한 앙상블 규모에 따른 모델 실행 디렉토리들을 생성한다. 그리고 실험을 위한 지정한 형식의 대기 재분석자료를 이용하여 지정한 앙상블 규모의 대기 초기장을 생성한다. 그리고 CFS에서 전지구 규모의 예측기간에 맞는 해수면온도/해빙농도의 예측장을 가져온 뒤에 모델 해상도로의 내삽을 수행한다. S-EOF 기반 해빙농도 예측 기법을 사용하는 경우, 해들리 센터의 해빙농도 자료를 이용하여 지정한 기간의 북극 지역 해빙농도 예측장을 생성한 뒤 CFS 기반 해빙농도 예측장에서 북극지역의 해빙농도를 대체한다. 해빙이 대체된 지역의 해수면온도는 Jun et al. (2014)에서 제시된 3차방정식 계수 기반 보정을 이용하여 해수면온도를 보정한다. 그리고 실행을 위한 스크립트들을 예측 실행 디렉토리에 생성한 후에 병렬 클러스터의 스케줄러 (현재 PBS)를 통해 지정한 앙상블 규모의 실험을 수행한다. Table 3.2.2은 이러한 과정에서 공유되는 예측 환경 변수들을 담은 env.csh 파일의 예시이다. 활용하는 CESM의 모델 소스코드의 위치, 모델 입력자료의 위치, 사용하는 코어의 개수, 사용하는 재분석자료의 위치, 예측 실행 디렉토리, 앙상블 개수 등을 공유하도록 작성되어 있다.

Table 3.2.2 KPOPS-Climate의 환경변수 설정 파일 예시

```

#!/bin/csh -f

set CAM_ROOT = /home/windless/KPOPS-CLIMATE/e13b7u3.5d
set CAM_EXE_NAME = cesm.exe
set CAM_INPUT = /home/windless/cesm1/inputdata_amip
set NTASK = 96

```

```

#set NTASK = 32

set JRA55_REPO_ROOT = /Reanalysis/JRA55/grb/Hist/daily
set CFS_PRD_REPO_ROOT = /data4/kpops/CFS_refor/sst_sic

set KPOPS_WORKING_DIR = /data2/windless/KPOPSU-RUN-V0.76

set NENS = 15
#set NENS = 15 # for hindcast
#set NENS = 11 # for realtime

```

예측의 시간 규모는 환경변수로 설정이 가능하지만, 100일 예측이 가능하도록 개발되었다. Figure 3.2.5와 3.2.6은 KPOPS-Climate 0.3 버전의 CESM1.2 CAM4, S-EOF, JRA55 재분석자료 초기장 세팅을 이용하여 수행한 5개 앙상블 과거 예측 실험 (hindcast forecast)의 북극지역, 동아시아 지역의 지면대기온도 예측과 동일 기간의 ERA-Interim 자료와의 비교 결과이다. 예측은 9월부터 12월까지 매 1일과 16일에 수행되었으며 예측 결과의 평균은 해당 기간에 생산된 모든 예측 자료를 이용하여 계산되었다. 북극지역의 지면대기온도의 수십일 정도 평균된 어노말리의 경향을 잘 모의하는 것으로 나타나며, 동아시아 지역의 경우도 한달 정도 규모로 지속되는 음/양의 경향을 어느 정도 모의하는 것으로 보인다. 이는 예측시스템의 초기 예측성이 약 1개월 정도까지는 유지됨에 따라 이 시간 규모의 예측성능이 나타난 것으로 판단된다.

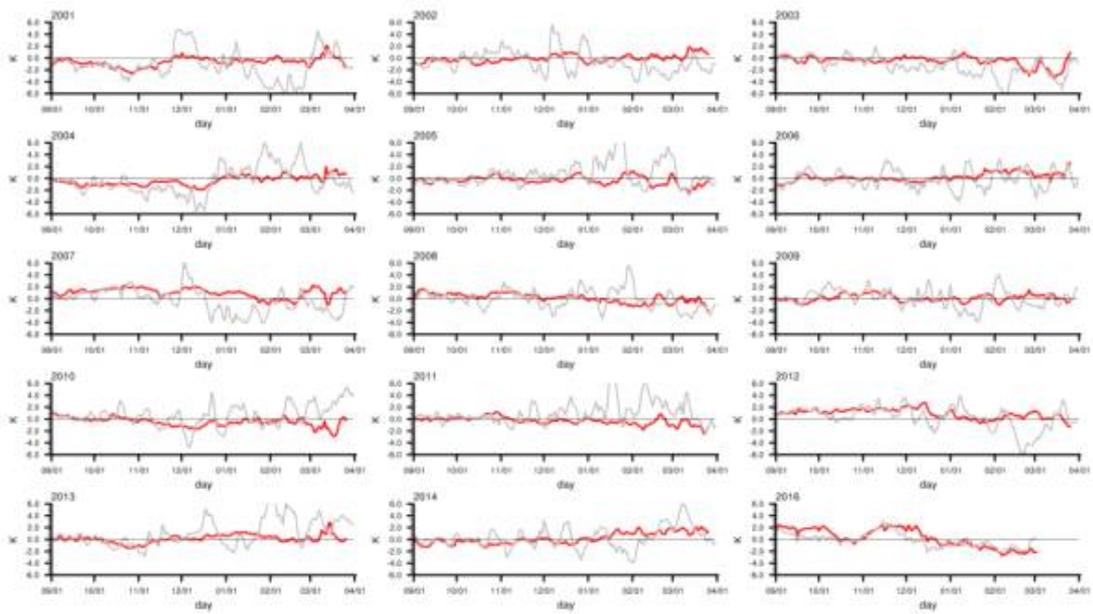


Figure 3.2.5 KPOPS-Climate 과거예측실험의 북극지역 지면대기온도 결과

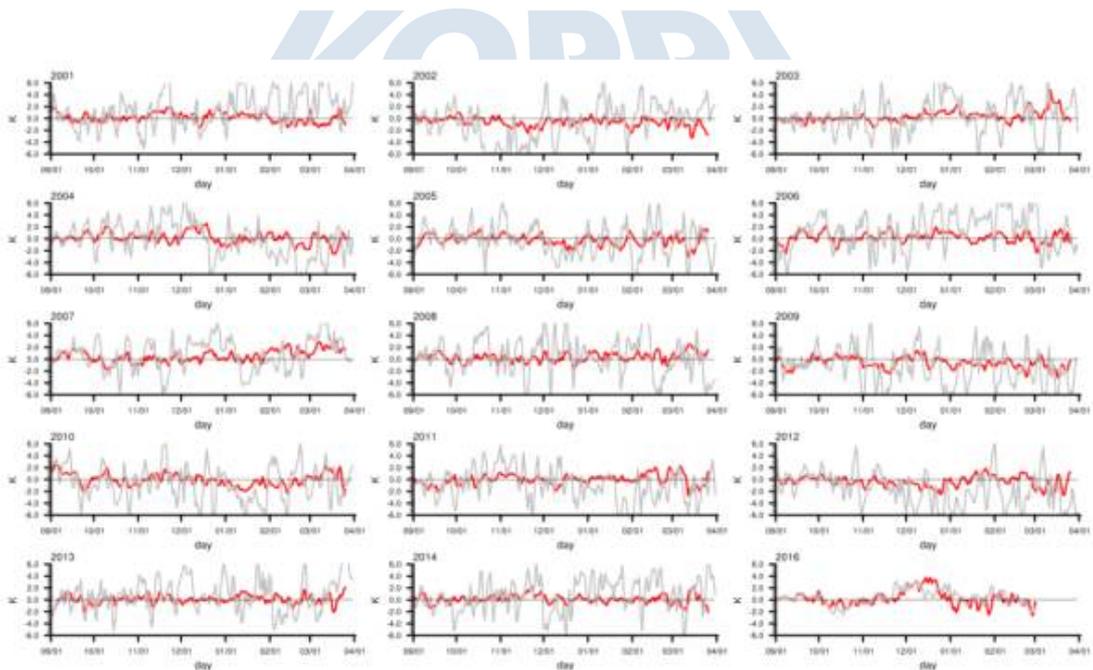


Figure 3.2.6 KPOPS-Climate의 과거예측실험의 동아시아 지면대기온도 예측 결과

본 과제에서 위탁과제로 수행된 유출적운, 구름연직결집 등이 개선된 UNICON 구름모수화방안을 기후예측시스템에 탑재하여 과거 예측실험을 수행하고, CAM4 물리모수화방안을 활용한 과거예측결과와 비교 분석을 수행하였다. 실험은 2001년

부터 2015년까지 15년간 10월 1일에 수행한 초겨울 예측실험과, 12월 1일에 수행한 늦겨울 예측 두 종류의 예측 실험이 수행되었다. 두 실험에는 앙상블 개수는 총 15개, 초기조건은 JRA-55, 해수면온도 및 해빙 농도는 NCEP CFS 예측자료를 동일하게 사용하였고, 물리모수화 과정 외에는 조건이 동일하다.

Figure 3.2.7은 ERA-Interim 재분석 자료의 10월, 11월, 12월의 평균장과, CAM4 실험 (KPOPS)와 UNICON 실험 (UNICON)의 초겨울 예측 결과의 동일한 기간의 앙상블 개수별 평균 지면대기온도의 분포이다. ERA-Interim와 비교하였을 때 CAM4 실험은 북극 지역과 고위도 지역에서 한랭편차가 나타난다. 이러한 한랭편차는 중위도 북미지역과 동아시아 지역까지 확산되는 형태를 보인다. 한편 UNICON에서는 북극지역의 한랭편차가 더 크게 나타나는데 동아시아와 북미 중위도 지역에서는 반대로 온난 편차가 나타난다. UNICON과 KPOPS의 차이를 살펴보면 앙상블 개수와 상관없이 UNICON이 북극 및 고위도 지역에서 더 낮은 지면대기온도를 모의하며, 중위도 지역은 반대로 더 높은 지면대기온도를 모의한다.



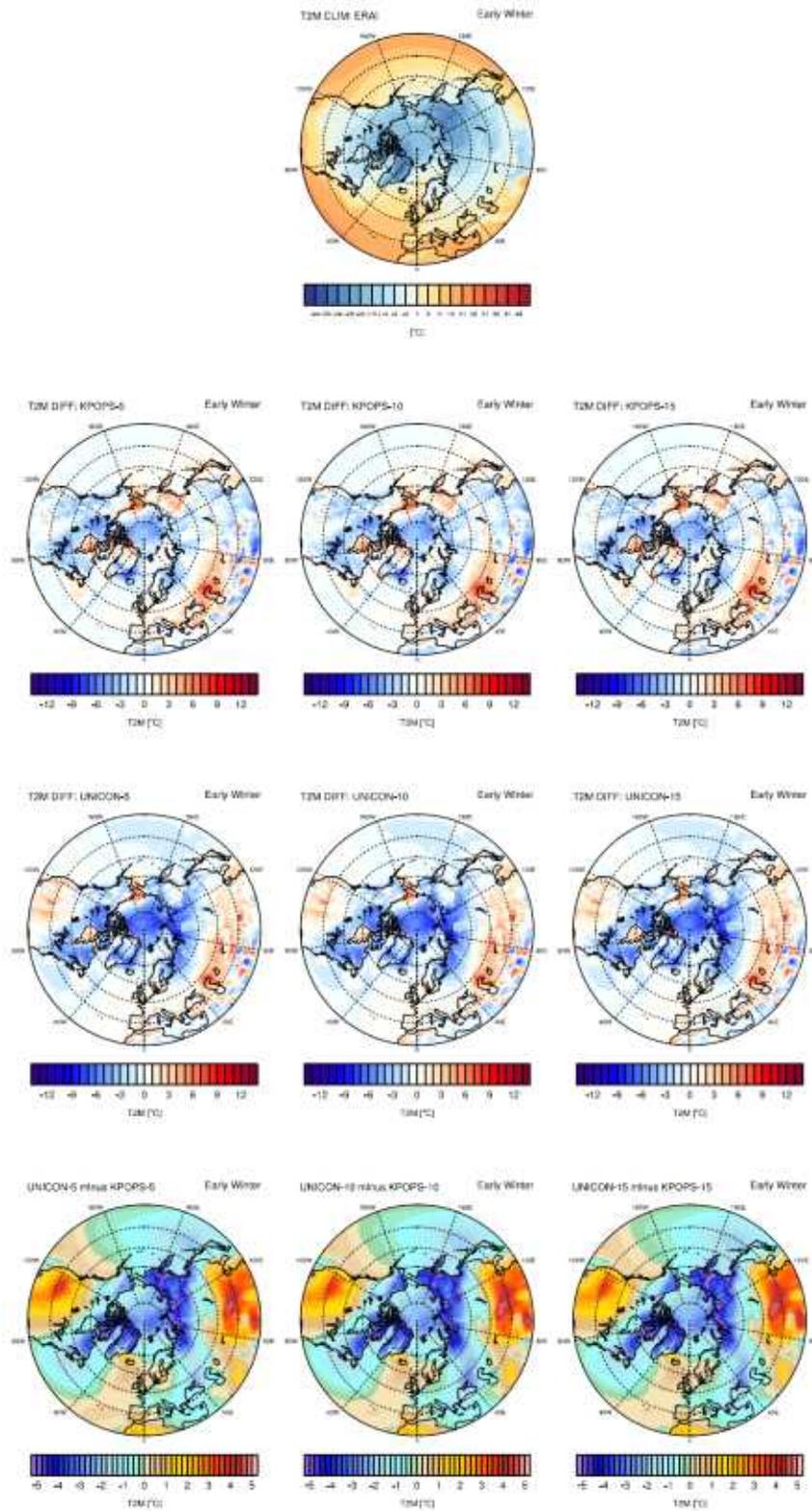


Figure 3.2.7 ERA-Interim의 2001년부터 2014년까지의 이른 겨울철 (OND) 지면대기온도 평균 분포와 KPOPS-Climate, KPOPS-UNICON의 동일기간 과거예측실험 결과의 ERA-Interim과의 차이

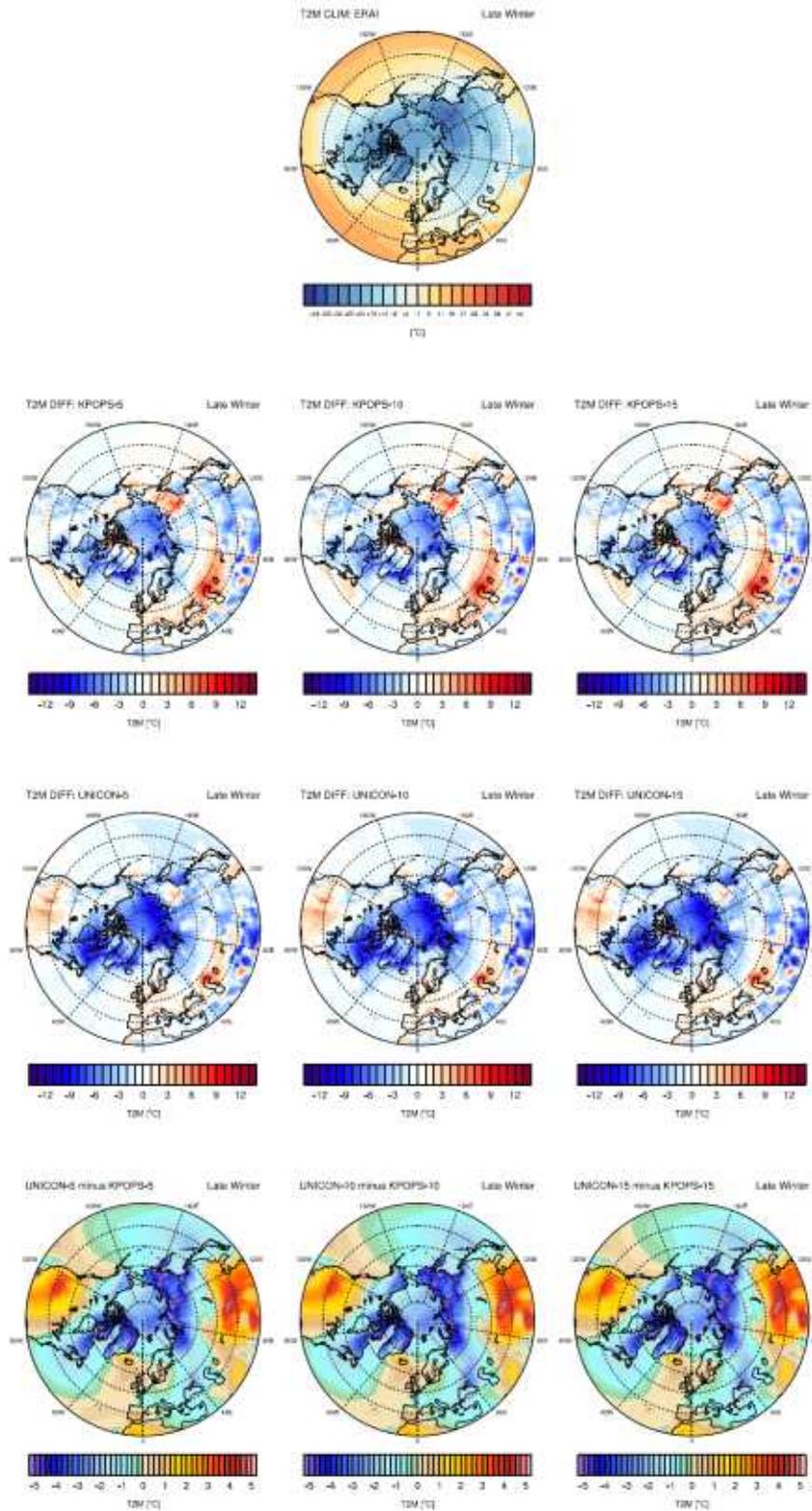


Figure 3.2.8 ERA-Interim의 2001년부터 2014년까지의 늦은 겨울철 (DJF) 지면대기온도 평균 분포와 KPOPS-Climate, KPOPS-UNICON의 동일기간 과거예측실험 결과의 ERA-Interim과의 차이

Figure 3.2.8은 ERA-Interim 재분석 자료의 12월, 1월, 2월의 평균장과, CAM4 실험 (KPOPS)와 UNICON 실험 (UNICON)의 늦겨울 예측 결과의 동일한 기간의 앙상블 개수별 평균 지면대기온도의 분포이다. ERA-Interim와 비교하였을 때 CAM4 실험은 초겨울 시리험과 마찬가지로 북극 지역과 고위도 지역에서 한랭편차가 나타난다. 이러한 한랭편차는 유라시아 고위도 지역에서는 약화되나, 동아시아 지역에는 다시 강해진다. 한편 UNICON에서는 북극지역의 한랭편차가 더 크게 나타나는데 북미 중위도 지역에서는 반대로 온난 편차가 나타난다. 앞서 초겨울 결과와는 다르게 동아시아 지역에는 한랭편차가 존재한다. 하지만 UNICON과 KPOPS의 차이를 살펴보면 앙상블 개수와 상관없이 UNICON이 북극 및 고위도 지역에서 더 낮은 지면대기온도를 모의하며, 중위도 지역은 반대로 더 높은 지면대기온도를 모의하는데, 이러한 특성은 앞서 초겨울 실험에서 나타난 차이와 동일하다. 즉 CAM4와 UNICON은 초겨울, 늦겨울에 동일한 편차 특성을 보이는 구조적 차이가 존재한다.

앙상블 개수에 따른 예측성의 변화가 있는지를 확인하기 위하여 초겨울 및 늦겨울 실험 결과의 북극, 동아시아, 북미, 북반구 대륙 지역의 지면대기온도의 평균의 연별 변화를 동일 기간의 ERA-Interim의 연별 변화에 대한 상관계수를 앙상블 개수별로 구하였다 (Fig. 3.2.9). 지역에 따라 조금씩 차이가 나타나긴 하지만, 대체적으로 초겨울과 늦겨울 모두, 약 10개 전후의 정도의 앙상블부터 앙상블 개수가 증가하더라도 상관계수의 변화가 크게 나타나지 않는다. 초겨울의 동아시아 지역의 경우는 조금 다른 특성을 보이는데, KPOPS의 경우 지속적으로 증가하여 15개 정도의 앙상블에서는 약 0.5 정도의 특성을 보인다.

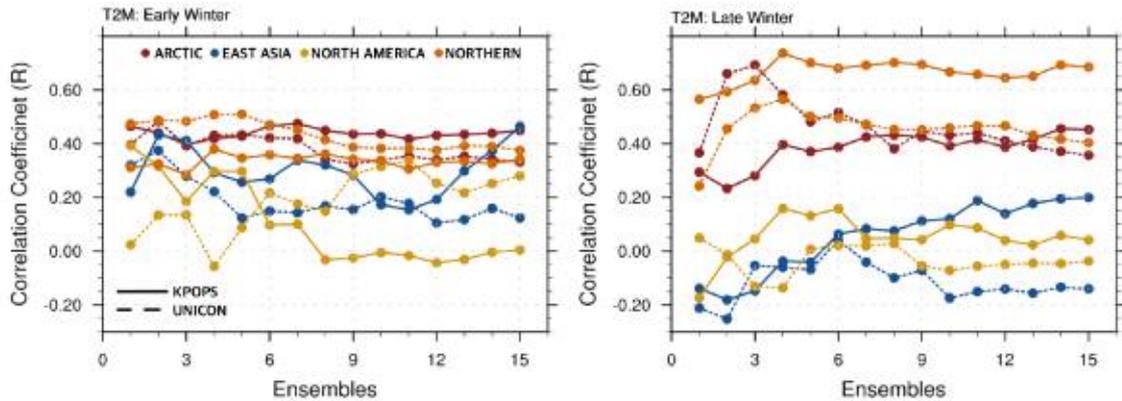


Figure 3.2.9 KPOPS-CAM4와 KPOPS-UNICON의 초겨울, 늦겨울 예측실험의 앙상블 개수별 ERA-Interim과의 상관계수 변화

지역별 상관계수를 통해 KPOPS-CAM4와 UNICON의 예측성능을 살펴보면, 북극의 경우 두 모델이 거의 유사한 예측성을 보인다. 초겨울의 경우는 KPOPS가 약간 높고, 늦겨울의 경우는 뚜렷히 구분되지 않는다. 북반구 지역의 경우 초겨울은 두 모델이 거의 같은 상관계수를 보이나 늦겨울의 경우 KPOPS가 약 0.2 정도 높은 상관계수를 보인다. 동아시아와 북미 지역의 경우 예측성의 차이가 상대적으로 뚜렷하다. 먼저 초겨울의 경우 15개 앙상블에서는 동아시아 지역에서 KPOPS의 상관계수가 0.3 이상 높게 나타나고 북미지역은 반대로 UNICON의 성능이 0.2 이상 높게 나타난다. 동아시아의 예측성이 KPOPS에서 높게 나타나는 경향은 늦겨울에도 동일하게 유지되지만, 북미지역의 예측성은 초겨울과 반대로 KPOPS가 약간 높아진다.

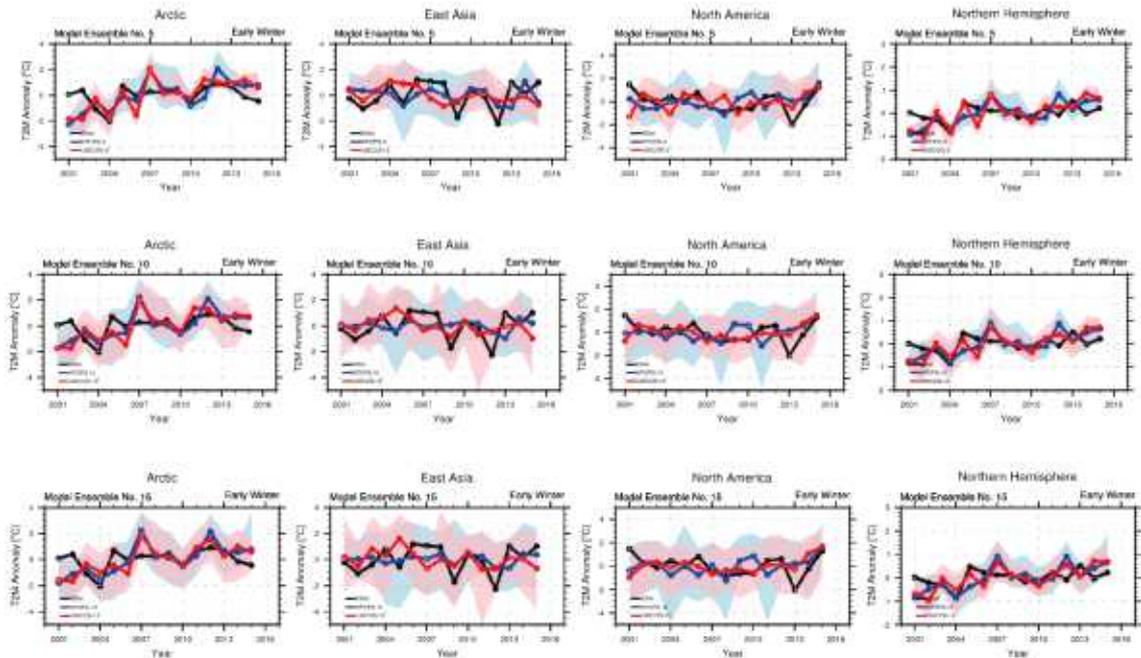


Figure 3.2.10 ERA-Interim 재분석자료의 초겨울 지면대기온도의 변화와 KPOPS-CAM4와 KPOPS-UNICON의 초겨울 예측실험의 북극, 동아시아, 북미, 북반구 지역 평균 지면대기온도의 연별 변화

두 예측시스템에서 나타나는 지역별 평균 예측값의 연별 변화와 ERA-Interim을 비교해보면, 이러한 지역별 상관계수의 원인을 추정할 수 있다. 먼저 초겨울의 경우 북극 지역과 북반구 지역의 경우 2001년부터 2015년까지 지면대기온도의 증가 경향이 나타나고 두 예측모델은 이러한 증가 경향을 잘 모의하고 있다. 한편 동아시아와 북미의 경우 특정한 경향은 나타나지 않고 경년변동성이 나타나는데, 예측모델들에도 이러한 경년변동 특성이 잘 나타나고 있다 (Fig. 3.2.10).

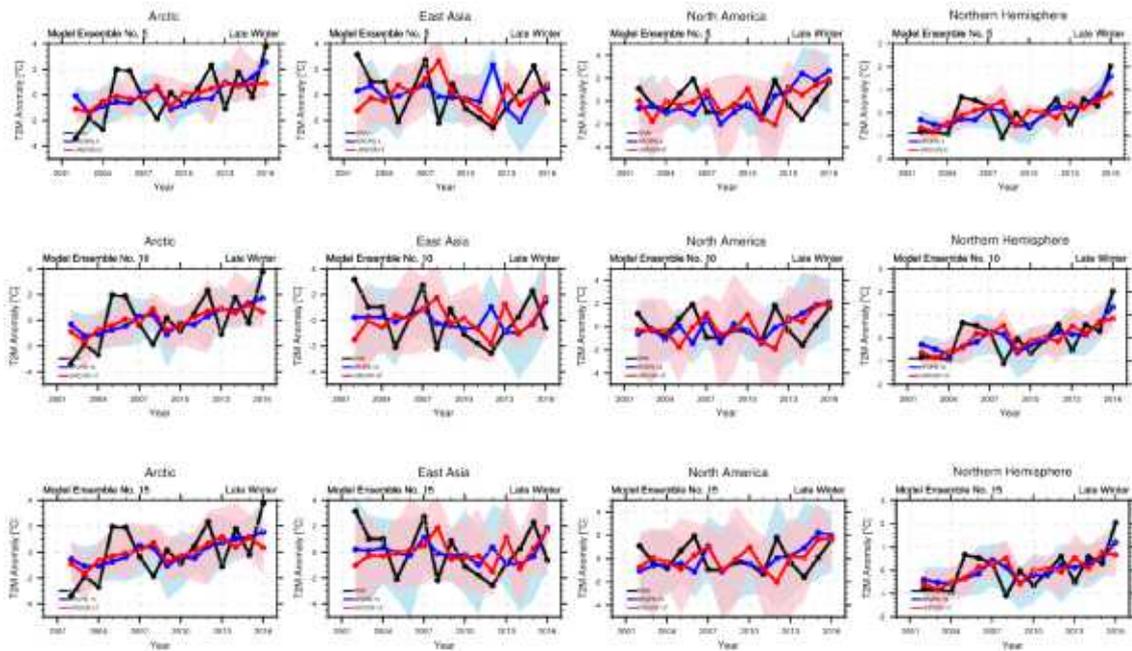
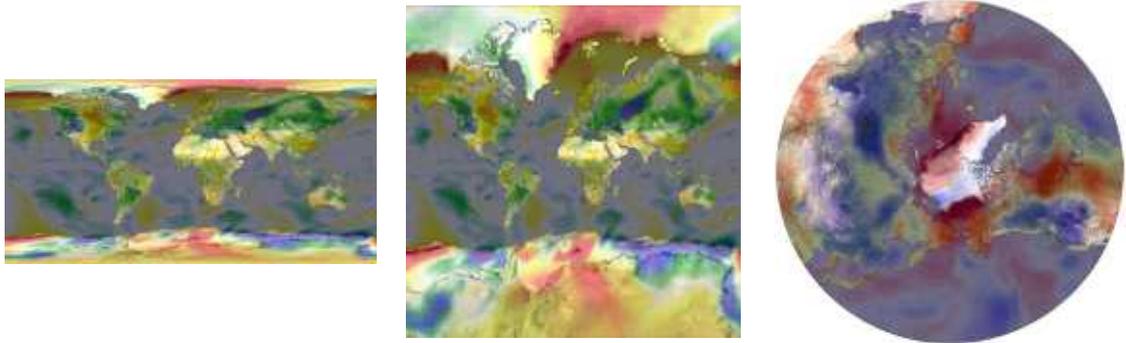


Figure 3.2.11 ERA-Interim 재분석자료의 초겨울 지면대기온도의 변화와 KPOPS-CAM4와 KPOPS-UNICON의 초겨울 예측실험의 북극, 동아시아, 북미, 북반구 지역 평균 지면대기온도의 연별 변화

늦겨울의 경우 초겨울에 나타났던 경향성과 경년변동성이 더욱 크게 나타난다. 북극 지역과 북반구 지역의 경우 2001년부터 2015년까지 지면대기온도의 증가 경향이 더 크게 나타나고, 두 예측모델은 이러한 증가 경향을 마찬가지로 잘 모의하고 있다. 한편 동아시아와 북미의 경우 경년변동성이 더욱 크게 나타나는데, 예측모델 역시 이러한 경년변동 특성이 잘 나타나고 있다. 한편 북미의 경우 초겨울과 달리 최근 10년간 지면대기온도의 증가 경향성이 나타난다. 예측결과에서도 역시 이러한 최근의 증가 경향성이 잘 나타나고 있다 (Fig. 3.2.11).

예측 결과의 사용성 강화를 위하여 문서, 웹, 구체 디스플레이 등 다양한 사용자 인터페이스를 위한 가시화 방안이 개발되었다. 후처리 시스템은 먼저 예측결과를 다른 3종의 투영방식인 cylindrical equidistance, mercator, polar stereographic으로 작성된 이미지를 생산한다. cylindrical equidistance 평면도는 일반적으로 사용되는 2차원 지구 위경도 격자 가시화 방안으로, 지구 예측결과 분석에 적합하다. 또한 소내에 도입된 구체 디스플레이에서 사용하는 형식이다. 다음으로 지구 mercator 평면도는 마찬가지로 지구 예측결과 분석에 널리 활용되나 특히 WebGL-Earth 라이브러리를 이용한 3차원 가시화 방안이 활용되기 위하여 필요하다. polar

stereographic 평면도는 북극점을 중심으로 북극지역을 조망하기 위해 적합한 평면도로 북극지역과 동아시아 지역의 예측결과를 살펴보는데 널리 사용된다 (Fig. 3.2.12).



(a) cylindrical equidistance

(b) mercator

(c) polar stereographic

Figure 3.2.12 cylindrical equidistance, mercator, polar stereographic의 투영 방식의 가시화 결과 예제

후처리 시스템에서 생산된 3종의 이미지를 이용하여 최종 사용자 인터페이스별 가시화 기능을 개발하였다. 먼저 생성된 cylindrical equidistance 평면도를 활용하여 구체 디스플레이에 예측 결과를 전시하는 기능이 개발되었다. OmniGlobe 구체 디스플레이는 cylindrical equidistance 투영방식으로 제작된 이미지를 구체에 투사해주는 자체 라이브러리를 가지고 있다. 이 라이브러리를 이용하여 cylindrical equidistance 방식으로 가공된 예측 결과 이미지를 구체에 투영한다 (Fig. 3.2.13).



Figure 3.2.13 연구소에 설치된 3차원 구체 디스플레이 OmniGlobe 전경

다음으로 mercator 방식으로 투영된 이미지를 웹 브라우저 인터페이스로 사용자가 직접 조작이 가능한 3차원 가시화 기능을 개발하였다. WebGL은 HTML4에서 제공되는 기능으로, 특별한 추가 라이브러리 설치 없이 사용자가 조작가능한 3차원 가시화 기능을 제공한다. WebGL-Earth 라이브러리는 이러한 HTML4에서 제공되는 3차원 가시화 기능을 이용하여 지구과학쪽의 데이터를 가시화하도록 개발된 라이브러리이다. 이 라이브러리는 mercator 방식의 이미지를 사용자가 이동, 확대, 축소가 가능한 3차원 구체에 가시화해주는 기능을 제공한다. 이 라이브러리를 이용하여 사용자가 조작가능한 웹브라우저용 가시화 기능이 개발되었다 (Fig. 3.2.14).

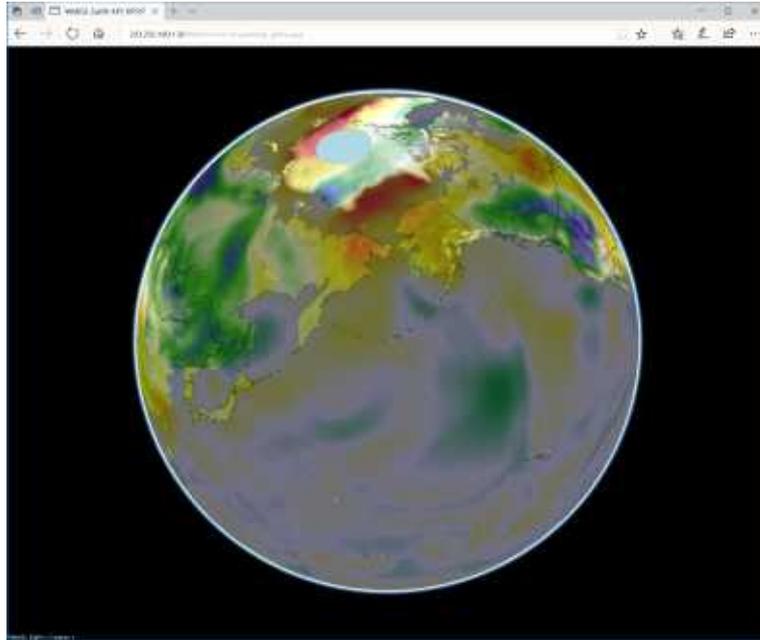


Figure 3.2.14 WebGL-Earth를 이용하여 개발된 웹브라우저 기반 3차원 인터랙티브 3차원 구체에 투영된 지면 대기온도 편차

기후예측 기술은 지속적으로 발전하고 있으며, 특히 최근 급격하게 변화하는 전 지구 기후에 따라 다양한 사회/경제적 상황에 대한 대비의 필요성이 대두되고 있으며, 이에 따른 추가적인 과학적 기능들이 요구되고 있다. KPOPS-Climate의 개발은 이러한 향후 기후예측기술의 개발을 고려하여, 지속적인 시스템의 개선과 확장이 가능한 형태로의 개발이 최우선적으로 고려되었다.

### 3.2.1.2 KPOPS-Climate의 역학 코어 특성 연구

기후모델을 이용한 북극지역의 기후 재현결과가 관측에 비교하여 큰 차이가 있으며, 또한 여러 모델 모의 결과간에 넓은 다양성이 존재함은 오래전부터 보고되어 왔다 (Randall et al., 1998; Walsh et al., 2002). 이러한 북극 기후 수치재현의 불확실성은 북극 지역의 가혹한 환경에 따른 관측 자료의 부족함에 기인하여 왔다 (Arctic Climate Impact Assessment, 2005; Hodson et al., 2013). 타 지역에 비하여 부족한 관측 자료는 북극 지역 기상 현상에 대한 물리적 이해를 어렵게 하며, 이에 따라 수치모델의 물리모수화 과정 역시 극지역에서 큰 불확실성을 가진다. 원격탐사와 현장 관측 기술 개선 등에 따른 원격탐사 자료, 현장 관측 자료 등의 증가는 이러한 극지역의 수치모의의 불확실성을 개선시켜 왔으나, 가장 최근 기후모델간 상호비교 프로젝트인 CMIP5에서 역시 북극지역은 여러 모델간 가장 큰 다양성을 보이는 지역으로 여전히 불확실성이 남아있다.

이러한 북극 기후모의에서 모델간 불확실성은 최근 발생하고 있는 온난한 북극, 한랭한 대륙 (Warm Arctic, Cold Continents; WACC)이라 불리는 현상의 원인에 대한 논쟁에도 기여하고 있다. 일부 수치모델을 이용한 재현실험에서는 북극 지역의 해빙 감소가 중위도 한파 발생과 직접적 관련되어 있으나, 일부 실험 결과에서는 이러한 상관관계가 재현되지 않는다. 여러 기후모델이 모의하는 북극 평균온도의 큰 다양성은 온난의 정도와 이에 대한 반응 기작에도 영향을 미칠 수 있다 (Deser et al., 2016; Overland et al., 2016).

이렇듯 북극 지역 기후모의에 여전히 남아있는 불확실성에는 물리모수화과정 이외에도 대기모델의 역학코어가 크게 기여할 수 있다. 전지구 규모의 대기대순환 모의를 통해 전구 기후 재현을 수행하는 모델 (General Circulation Model or Global Climate Model; GCM)은 필수적으로 지구의 전 지역을 이산화 (discretization)하고, 이 이산화된 격자시스템에서 유체의 대규모 흐름을 묘사하는 지배방정식 (governing equation)의 수치해를 얻는다. 또한 이러한 GCM들의 수치적분에는 위경도 격자시스템의 특성인 두 격자축의 격자점에서의 직교성이 유용하기 때문에 위경도 격자시스템이 이러한 전지구 이산화 과정에서 널리 사용되어 왔다. 하지만 위경도기반 좌표계는 해상도로 사용되는 격자간의 경도 차이가 실제 지구상의 거리와 다른 특성이 있으며 이러한 특성은 위도가 높아짐에 따라 경도간 격자점의 거리가 점점 줄어드는 특성이 존재한다. 위경도 격자 기반 유한차분법을 채용한 수치모델

의 경우 고위도 지역에서의 경도간 격자점의 거리 감소에 따라 고위도 지역의 흐름이 불안정해지는데, 이러한 문제를 해소하기 위하여 고위도 및 극지역의 흐름을 안정화시키는 특수한 필터를 사용하고 있다 (Williamson, 2007).

최근 위경도 이외의 격자시스템을 사용하는 역학코어를 채용한 수치모델들이 개발되면서, 이러한 위경도 격자 기반 유한차분법 역학코어의 극지역 모의 특성의 비교연구가 가능하게 되었다. KPOPS-Climate에서 활용하는 모델인 CESM의 대기모델인 CAM에서도 오일러 기반 분광법 (eulerian spectral), 유한체적법 (finite volume; FV), 분광요소법 (spectral element; SE) 등을 사용하는 여러 종류의 역학코어의 선택적 활용이 가능하다. 이중 분광요소법의 경우 위경도 격자 시스템이 아닌 육면체구 (cubed-sphere) 격자를 사용하고 있다. 이에 북극지역 모의 성능의 비교를 위하여 위경도격자 기반 유한체적법 역학코어와 육면체구 격자 기반 분광요소법 역학코어를 이용한 두 종의 기후실험을 수행하고 북극 지역의 기후 모의 성능을 비교하였다.

실험의 해상도는 해상도의 차이에 대한 영향을 최소화하기 위하여 적도 지역 2도 정도의 해상도를 선택하였다. 유한체적법 역학코어의 경우 위도방향으로 약 1.9도, 경도 방향 2.5도 해상도를 채택하였고, 분광요소법 역학코어의 경우 한 면에 256개의 요소와 요소당 16개 격자점을 갖는 ne16np4 격자를 사용하였다. 물리모수화패키지는 두 역학코어 실험에서 공통적으로 CAM4 물리모수화패키지를 사용하였고, 물리과정의 주요 계수들은 모두 동일하게 세팅하였다. 지형의 경우 분광요소법 역학코어가 더 많이 평탄화된 지형을 사용함에 따라, 유한체적법 실험에서 분광요소법에서 사용하는 지형조건을 사용하였다. 실험은 대기모델과 지면모델만을 사용하여 총 100년간 수행되었으며, 해수면온도와 해빙 조건은 1982년부터 2001년까지 평년 조건을 사용하였다. 실험 결과는 현재 기후예측시스템의 주요 모의 계절이며 북극지역의 모델간 편차가 가장 크게 나타나는 계절인 북반구 겨울철을 분석하였다.

현재 기후 실험 결과의 동서방향 평균된 온도의 연직분포 차이를 살펴보면 분광요소법 역학코어가 유한체적법 역학코어에 비하여 열대 지역 대류권 상층을 한랭하게, 북극지역 대류권 하층을 온난하게 모의하는 것을 보여준다 (Fig. 3.2.15). 특히, 북위 60도 이상의 850 hPa 대류권 하층 대기 온도는 분광요소법 역학코어에서 약 3K 이상 온난하게 나타난다. 이러한 북극지역 온도 차이의 물리적 원인을 살펴보기

위하여 에디 운동량 수송, 에디 열수송, 연직속도, 비습, 운량 등의 차이를 살펴보았다.

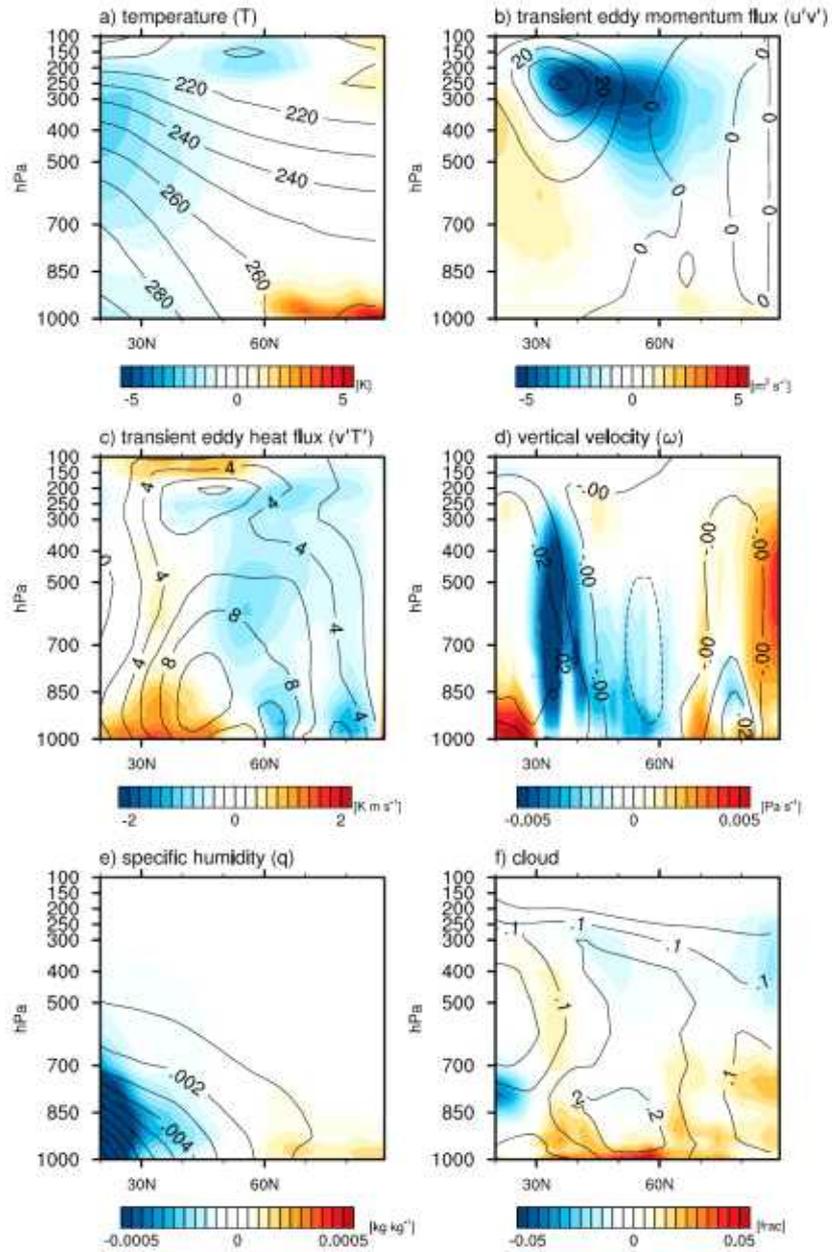


Figure 3.2.15 유한체적법 역학코어와 분광요소법 역학코어 실험의 겨울철 북반구 지역 동서방향 평균된 온도, 에디운동량속, 에디열속, 연직속도, 비습, 운량의 차이

에디 운동량 수송의 경우 북반구 중위도 상부대류권에 가장 큰 차이가 존재하는데, 분광요소법 역학코어에서 이 지역의 에디 운동량 수송을 더 약하게 모의한다.

이는 해당 지역의 운동량 수렴의 약화와 이에 따른 적도방향의 자오면 순환의 약화를 유도한다. 이는 해당 고도에서 중위도-극지역간 에디 운동량 속의 경도 증가에 따라 중위도에서 극지역으로의 자오면 순환이 더 강해짐을 의미한다. 대류권 하부의 에디 열속은 분광요소법 역학코어에서 60도 남쪽의 중위도에서 강해지고, 북극 지역에서는 약화된다. 이러한 에디 속들의 차이는 에디 속에 의한 2차 순환을 변화시키는데, 중위도 지역의 경우 에디 발산에 따른 상승운동이 강해지며, 북극 지역의 경우 자오면 순환의 강화에 따라 하강운동이 강화된다. 이러한 2차 순환에 따른 북극 지역의 하강기류의 강화는 대류권 하층에서 비단열 가열을 강화시켜 대류권 하부의 온난화를 유발한다. 분광요소법 역학코어 실험에서 나타나는 대류권 하층에서의 북극 지역으로의 에디 열속의 증가는 이 지역으로의 수증기와 열이 북극지역으로 더 수송되는 것을 의미한다. 두 역학코어 실험에서 차이에서 나타나는 비습과 운동량의 차이는 이러한 북향수송의 차이가 기여한 결과이다.

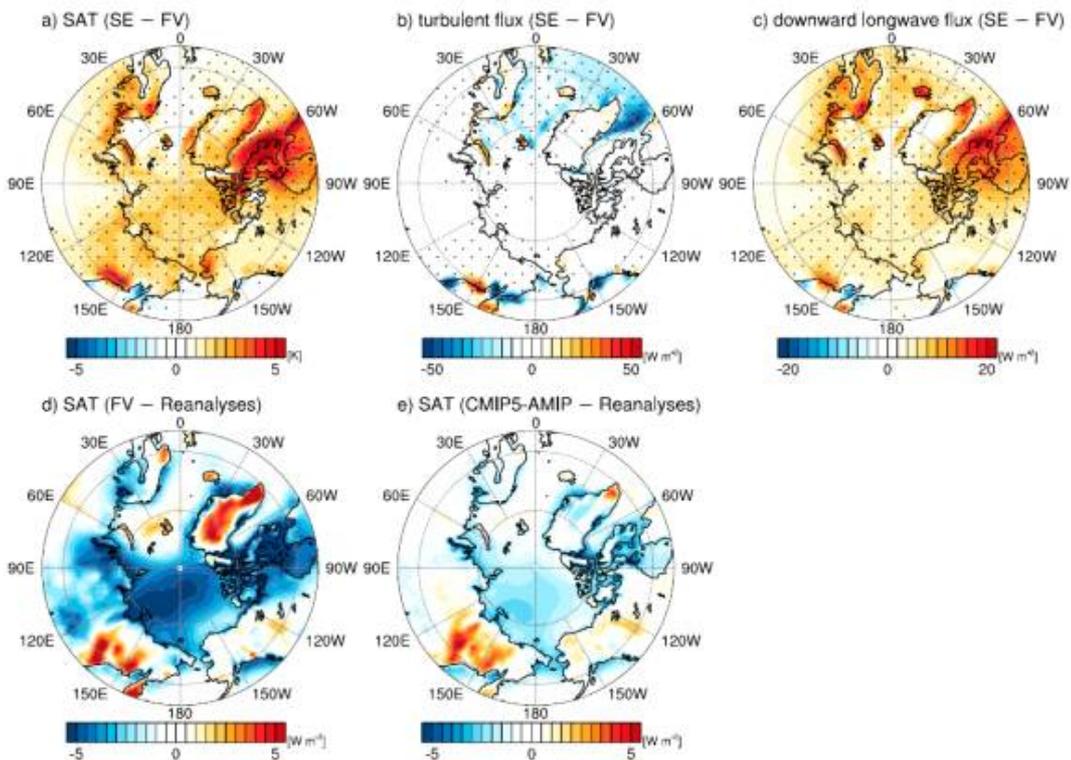


Figure 3.2.16 분광요소법 역학코어, 유한체적법 역학코어 실험에서 나타나는 겨울철 지면대기온도, 지면난류속, 하향장파복사의 차이와, 재분석자료, CMIP5-AMIP 실험 평균과의 지면대기온도의 차이

이러한 두 역학코어에서의 대기순환장의 차이에 따라 북극지역 겨울철 지면대기

온도 분광요소법 역학코어에서 더 온난하게 나타난다. Figure 3.2.16에서 살펴볼 수 있듯이 북반구 고위도의 대부분 지역에서 더 온난하게 나타난다. 두 실험에서 사용한 동일한 해수면온도/해빙면적 조건에 따라 이러한 차이는 해빙과 대륙지역에서 뚜렷하게 나타난다. 또한 잠열과 현열의 합인 난류속의 두 실험에서의 차이에서 이러한 지면대기온도의 차이가 지면조건에서 발현된 것이 아니라는 것을 확인할 수 있다. 하향장파복사량의 차이의 분포는 대륙 및 해빙 지역에서의 두 실험의 온도 차이의 분포와 거의 일치하는데, 이는 분광요소법 역학코어 실험에서 대기순환의 변화에 따른 대류권 하부의 온난화가 하향장파복사의 증가를 통해 지면대기온도의 증가에 기여하고 있음을 의미한다.

이러한 역학코어 실험에서 나타나는 북극지역 온도 차이의 특성을 확인하기 위하여 모델의 해수면온도/해빙 조건의 기간인 1982년부터 2001년까지의 재분석자료의 지면대기온도와 비교하였다. ERA-Interim, CFSR, MERRA의 북극지역 겨울철 평균 지면대기온도에 비교하였을 때, 유한체적코어가 모의한 북극지역 겨울철 평균 지면대기온도는 매우 강한 한랭 편차가 나타난다. 그린랜드 지역의 경우는 온난 편차가 나타나는데 이는 재분석자료와 유한체적코어의 그린랜드 지역 지형 조건의 차이에서 발생하였을 것으로 추정된다. 북위 65도 이상의 북극해 지역에서 평균된 겨울철 평균 지면온도는 분광요소법 코어에서 249.44 K, 유한체적법 코어에서 247.56 K, 3종의 재분석자료 평균은 250.11 K 이다.

분광요소법 역학코어와 유한체적법 역학코어 모두 재분석자료에 비하여 상대적으로 북극 지역의 온도가 낮게 나타나는 특성을 보이는데, 이러한 특성이 기후모델에서 공통적으로 나타나는 특성인지를 확인하기 위하여 CMIP5에 참여한 대기모델 간 상호비교 프로젝트 (AMIP) 실험 결과를 확인하였다. AMIP에 참여한 23개 모델의 겨울철 평균 지면대기온도는 유한체적법 역학코어와 재분석자료 3종 평균의 차이와 마찬가지로 북극 랩테프해를 중심으로 재분석자료에 비하여 북극 전지역에 한랭 편차가 나타난다. 23종의 북극해 지역의 평균온도는 248.95 K로, 재분석자료에 비하여 1.16 K가 낮게 나타난다.

23종의 AMIP 실험에 참여한 모델들에서 역학코어에 따른 북극 지면온도 모의 특성이 나타나는지를 확인하였다. Table 3.2.3은 AMIP 실험에 참여한 23개의 모델들의 이름, 모델링 센터, 참고문헌, 이산화화방안, 수평 및 연직해상도, 극특성 필터의 사용여부를 정리하였다. 23종의 모델의 역학코어의 특성을 살펴보면 9종의 모델

이 위경도격자에서 유한차분법이나 유한체적법을 사용하며, 3종의 모델은 육면체구격자에서 유한체적법을 사용한다. 나머지 11종의 모델은 위경도 격자 기반 분광법을 사용한다. 한편 앞서 언급한 바와 위경도격자 기반의 유한차분법이나 유한체적법의 모델들은 고위도 및 극지역 흐름의 안정화를 위하여 추가적인 극 필터 (polar filter)를 사용하여야 한다. 9종의 모델 중 inmcm4를 제외한 8종의 모델이 이러한 고위도 지역의 극필터를 사용하고 있음을 밝히고 있다.



Table 3.2.3 CMIP5-AMIP 실험에 참여한 대기모델들과 역학코어의 특성

Name	Modeling Center	Reference	Discretization method / Atmosphere model	Horizontal Grid System / Horizontal Resolution / Vertical Resolution	Whether to use the filter for polar regions / Reference
ACCESS1.0	CSIRO-BOM	Bi et al. (2013)	Finite Difference / HadGEM2	Latitude-Longitude / 1.25°×1.875° / L38	Yes Davies et al. (2005)
CanAM4	CCCma	von Salzen et al. (2013)	Global Spectral / -	Latitude-Longitude T63 / L31	
CCSM4	NCAR	Meehl et al. (2012)	Finite Volume / CAM4	Latitude-Longitude 0.9°×1.25° / L26	Yes Neale et al. (2012)
CESM1-CAM5	NSF-DOE-NCAR	Meehl et al. (2013)	Finite Volume / CAM5	Latitude-Longitude 0.9°×1.25° / L30	Yes Neale et al. (2012)
CMCC-CM	CMCC	Scoccimarro et al. (2011)	Global Spectral / ECHAM5	Latitude-Longitude T159 / L31	
CNRM-CM5	CNRM-CERFACS	Voltaire et al. (2013)	Global Spectral / ARPEGE-Climate	Latitude-Longitude T127 / L31	
FGOALS-s2	LASG-IAP	Bao et al. (2013)	Global Spectral / SAMIL2	Latitude-Longitude R42 / L26	
GFDL-CM3	NOAA GFDL	Donner et al. (2011)	Finite Volume / AM3	Cubed Sphere 48×48 grid on face / L48	No Putman & Lin (2007)
GFDL-HIRAM-C180	NOAA GFDL	Zhao et al. (2009)	Finite Volume / AM2.1	Cubed Sphere 180×180 grid on face / L32	No Putman & Lin (2007)
GFDL-HIRAM-C360	NOAA GFDL	Chen & Lin (2013)	Finite Volume / AM2.1	Cubed Sphere 360×360 grid on face / L32	No Putman & Lin (2007)
GISS-E2-R	NASA GISS	Schmidt et al. (2014)	Finite Volume / ModelE	Latitude-Longitude 2°×2.5° / L40	Yes Hansen et al. (1983)
HadGEM2-A	MOHC	Martin et al. (2011)	Finite Difference / HadGEM2	Latitude-Longitude 1.25°×1.875° / L38	Yes Davies et al. (2005)
inmcm4	INM	Volodin et al. (2010)	Finite Difference / -	Latitude-Longitude 1.5°×2° / L21	
IPSL-CM5A-MR	IPSL	Dufresne et al. (2013)	Finite Difference / LMDz	Latitude-Longitude 1.25°×2.5° / L39	Yes Forget et al. (1999)
IPSL-CM5B-LR	IPSL	Dufresne et al. (2013)	Finite Difference / LMDz	Latitude-Longitude 1.875°×3.75° / L39	Yes Forget et al. (1999)
MIROC5	MIROC	Watanabe et al. (2010)	Global Spectral / -	Latitude-Longitude T85 / L40	
MIROC-ESM	MIROC	Watanabe et al. (2011)	Global Spectral / MIROC-AGCM	Latitude-Longitude T42 / L80	
MPI-ESM-LR	MPI-M	Stevens et al. (2013)	Global Spectral / ECHAM6	Latitude-Longitude T63 / L47	
MPI-ESM-MR	MPI-M	Stevens et al. (2013)	Global Spectral / ECHAM6	Latitude-Longitude T63 / L95	
MRI-AGCM3-2H	MRI	Endo et al. (2012)	Global Spectral / MRI-AGCM3	Latitude-Longitude TL319 / L60	
MRI-AGCM3-2S	MRI	Mizuta et al. (2012)	Global Spectral / MRI-AGCM3	Latitude-Longitude TL959 / L60	
MRI-CGCM3	MRI	Yukimoto et al. (2012)	Global Spectral / MRI-AGCM3	Latitude-Longitude TL159 / L48	
NorESM1-M	NCC	Bentsen et al. (2013)	Finite Volume / CAM4-Oslo	Latitude-Longitude 1.9°×2.5° / L26	Yes Neale et al. (2012)

23종의 AMIP 실험에 참여한 모델이 모의한 겨울철 북극지역 지면온도의 평균분포를 살펴보면 역학코어의 특성에 따른 온도 모의 특성이 나타난다. 먼저 위경도격자 기반 유한법 기반 모델들인 ACCESS1-0, CCSM4, CESM1-CAM5, GISS-E2-R, HadGEM2-A, inmcm4, IPSL-CM5B-LR, NorESM1-M은 북극지역 겨울철 지면대기온도를 재분석자료의 평균, AMIP의 평균보다 낮게 모의한다. 이에 반해 위경도격자 기반 유한차분법 모델인 IPSL-CM5A-MR의 경우 재분석자료에 비하여 북극지역 지면대기온도를 높게 모의한다. 육면체구 기반 유한체적법 모델인 GFDL-CM3, GFDL-HIRAM-C180, GFDL-HIRAM-C360의 경우, CMIP5 평균이나 재분석자료 평균과 유사한 지면대기온도를 모의한다. 위경도 기반 분광법 모델들은 CanAM4, CNRM-CM5를 제외하고 AMIP 모델 평균보다 높은 지면대기온도를 모의한다. CanAM4와 CNRM-CM5 역시 대부분의 위경도격자 기반 유한법 사용 모델들보다 지면대기온도를 높게 모의한다 (Fig. 3.2.17).

이러한 AMIP 대기모델 실험에서 나타나는 역학코어별 겨울철 북극 지면대기온도 모의 경향은 분광요소법 역학코어와 유한체적법 역학코어 실험 결과와 일관된 결과이다. 특히 위경도격자 기반 유한법 기반 역학코어들의 일관적인 한랭한 북극 지면대기온도 모의 경향은 이 역학코어들이 공통적으로 사용하는 극지 필터의 고주파 흐름에 대한 소산 효과가 극지역 지면온도의 한랭화에 영향을 줄 수 있음을 시사한다. 특히 AMIP 실험의 GFDL 모델들은 육면체구 격자 기반 유한체적법을 사용함에 따라 극지 필터를 사용하지 않는다. 이 모델들과 다른 위경도격자 기반 유한법 기반 역학코어의 북극 평균 지면대기온도의 모의 결과의 차이는, KPOPS-Climate에서 수행한 육면체구 격자 기반 분광요소법과 위경도격자 기반 유한체적법의 차이와 유사하다. 이러한 사실 역시 극지 필터의 북극 지면온도 모의에 미치는 영향을 시사한다.

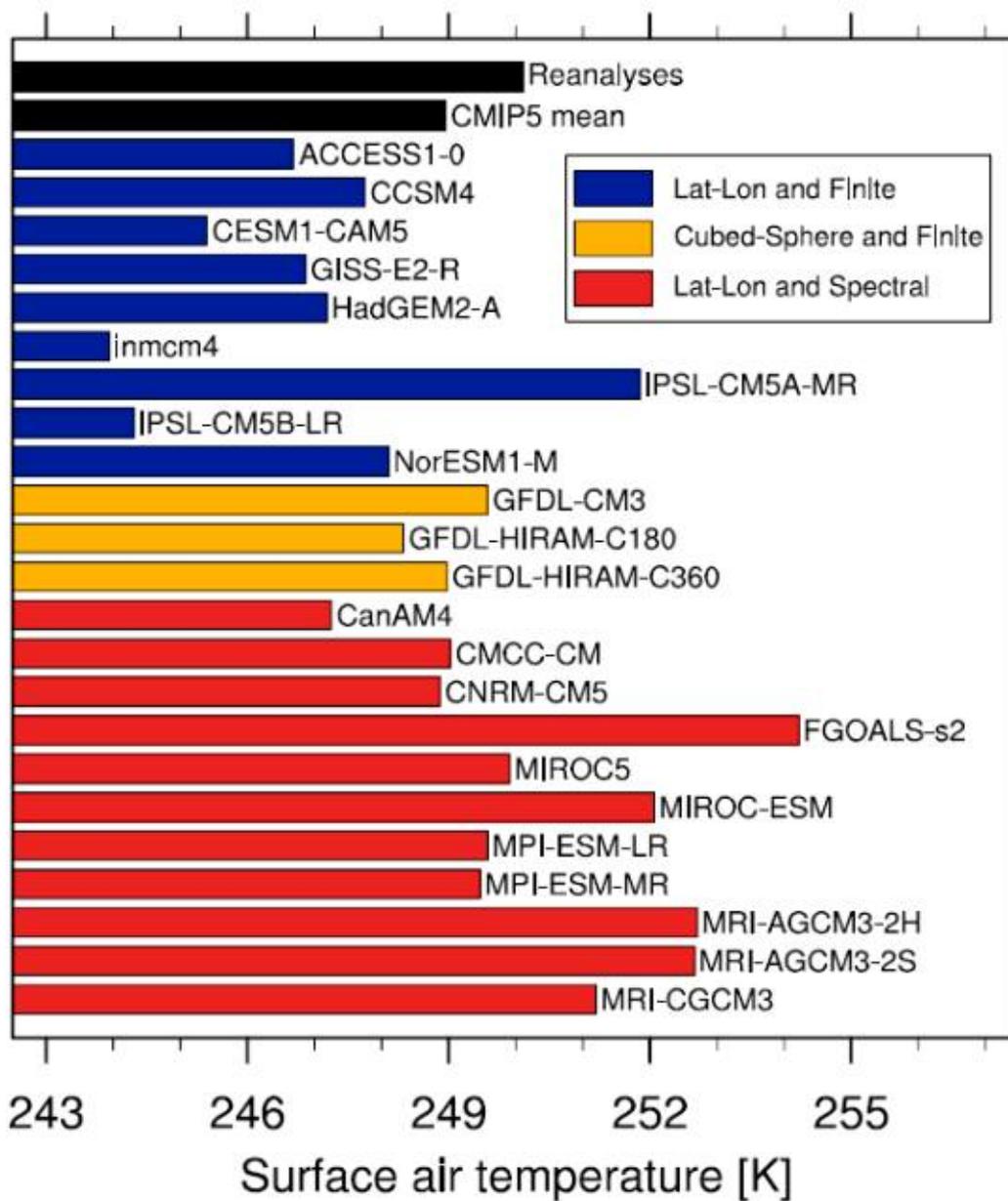


Figure 3.2.17 북위 67도 이상의 북극해 지역에서 평균된 지면대기온도의 3종 재분석자료 평균, CMIP5-AMIP 모델 평균과 각각 모델들의 분포

북극지역 겨울철 지면온도의 모의 차이는 북극 대류권 하부의 대기 안정도를 포함하는 대기의 특성에 영향을 미친다. 이에 따른 북극 지역 하부의 특성 변화는 해빙 감소에 대한 모델의 대기 반응에 영향을 미칠 수 있다. 이를 확인하기 위하여 분광요소법 역학코어와 유한체적법 역학코어를 이용한 해빙 감소 실험을 수행하고 두 실험에서 나타나는 대기의 반응을 살펴보았다. 1982년부터 2001년까지의 북극

지역 해빙 조건에 대한 2001년부터 2010년까지 해빙의 변화를 반영하고, 해빙이 변화된 지역의 해수면온도를 해빙면적과의 해수면온도의 통계적 관련성을 이용하여 보정하였다. 이러한 북극지역의 해빙면적이 변화된 100년의 실험을 수행하고 두 실험에서 나타나는 지면온도의 차이를 살펴보았다.

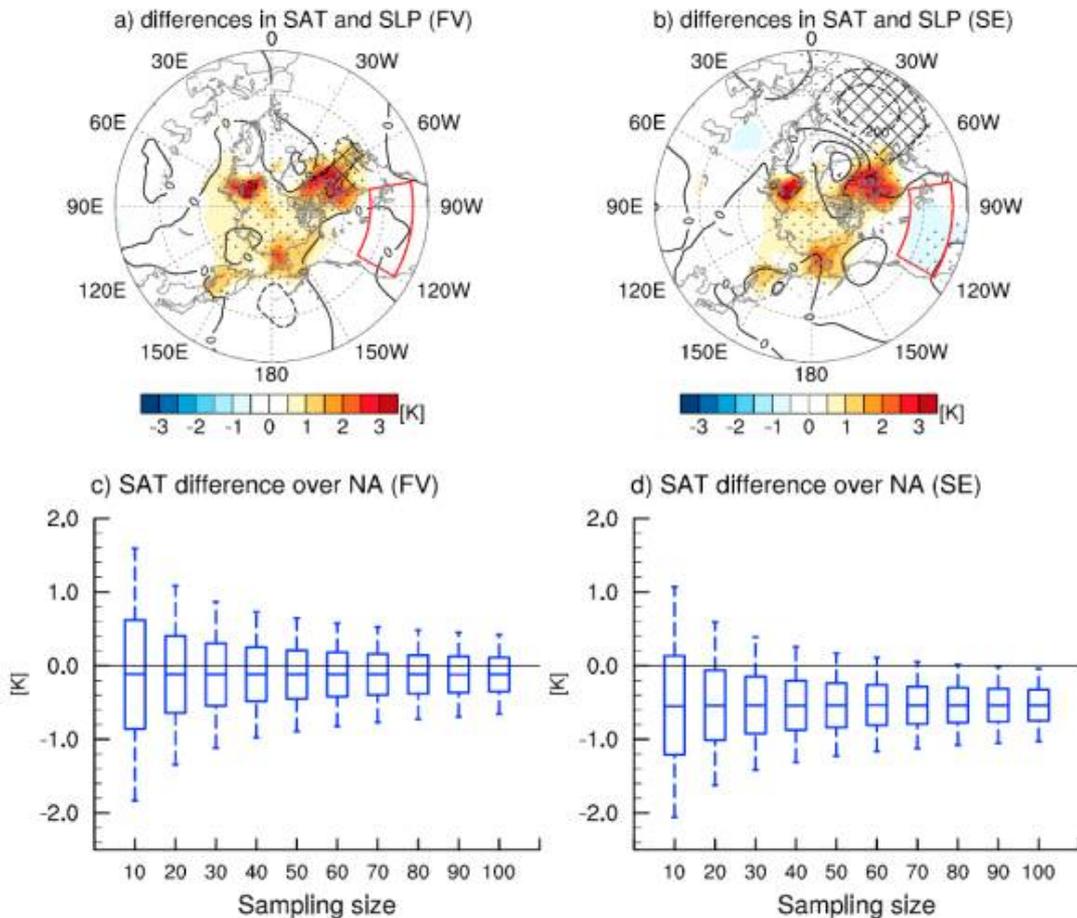


Figure 3.2.18 분광요소법 역학코어, 유한체적법 역학코어 실험에서 나타나는 북극지역 해빙 감소에 대한 겨울철 북반구 지면대기온도의 반응과 bootstrap sampling을 통해 살펴본 북미지역 반응의 통계적 차이

해빙 감소에 대한 두 역학코어의 지면온도 반응을 살펴보면 북극 지역의 강한 온난 반응은 두 역학코어에서 공통적으로 나타난다. 중위도 지역의 경우 유한체적법 역학코어에서는 특별한 반응이 나타나지 않는데 반하여, 분광요소법 역학코어에서는 북아메리카 대륙지역 동쪽에 한랭한 반응이 나타난다. 이와 관련하여 두 코어에서 나타나는 해면기압 반응의 차이를 살펴보면 분광요소법 코어에서만 알래스카

지역에 고기압 반응이 나타난다. 이는 Kug et al. (2015)에서 척치해 지역의 해빙 감소와 북미 동안의 한랭반응에서 나타났던 순환장 형태이다. 북미 동안의 한랭 반응의 통계적 유의성을 100,000회의 Bootstrap 샘플링으로 검토한 결과 이 반응은 99% 수준에서 통계적으로 유의하게 나타난다 (Fig. 3.2.18).

분광요소법과 유한체적법 역학코어 실험의 비교결과는 북극 지역의 기후 모의에서 물리모수화과정 이외에도 역학코어의 선택이 북극 지역의 순환장 및 하부대류권 온도 모의에 큰 영향을 미칠 수 있음을 시사한다. 또한 CMIP5에 참여한 AMIP 실험 결과에서 나타나는 역학코어별 북극지역 지면대기온도 모의 경향은 이러한 역학코어가 북극 지역 기후모의에 미치는 영향의 가능성을 뒷받침한다. 또한 역학코어별 해빙 감소에 따른 대기 반응에서 중위도의 반응이 다르게 나타나는 것, 특히 북미 지역에 한랭 반응이 나타나는 것에서 북극-중위도 기후/기상재난 예측을 위한 기후예측시스템 개발에서 역학코어의 선정에 주의를 기울여야 함을 알 수 있다.

이에 따라 KPOPS-Climate를 이용하여 분광요소법과 유한체적법 역학코어를 이용하여 예측시스템을 구성하고 2001년부터 2014년까지의 과거예측실험을 수행하여 결과를 살펴보았다. 예측실험은 CAM4 물리모수화패키지, NCEP CFS 해수면온도 및 해빙농도, JRA55 재분석장의 대기초기장을 사용하였다. 예측실험은 각해의 10월 1일에 시작하는 초겨울 예측실험과, 12월 1일에 시작하는 늦겨울 예측실험을 수행하였다. 먼저 10월, 11월, 12월의 초겨울 예측 결과를 살펴보면 역학코어 비교실험 결과와 마찬가지로 ERA-Interim 재분석자료에 비교하였을 때 두 코어에서 모두 한랭 편차가 나타난다. 역학코어 기후실험 결과와 동일하게 유한체적법 코어에서 이러한 한랭편차가 더 크게 나타난다. 북반구 고위도 대륙지역에서도 마찬가지로의 한랭편차가 나타나며 이러한 한랭편차는 북미지역이 상대적으로 큰 편이다. 유럽 남부와 흑해 부근에서는 반대로 약한 온난 편차가 나타난다. 초겨울의 경우 유한체적법 역학코어에서 북반구 대륙 전지역의 편차가 분광요소법 역학코어의 예측결과에 비하여 크게 나타난다 (Fig. 3.2.19).

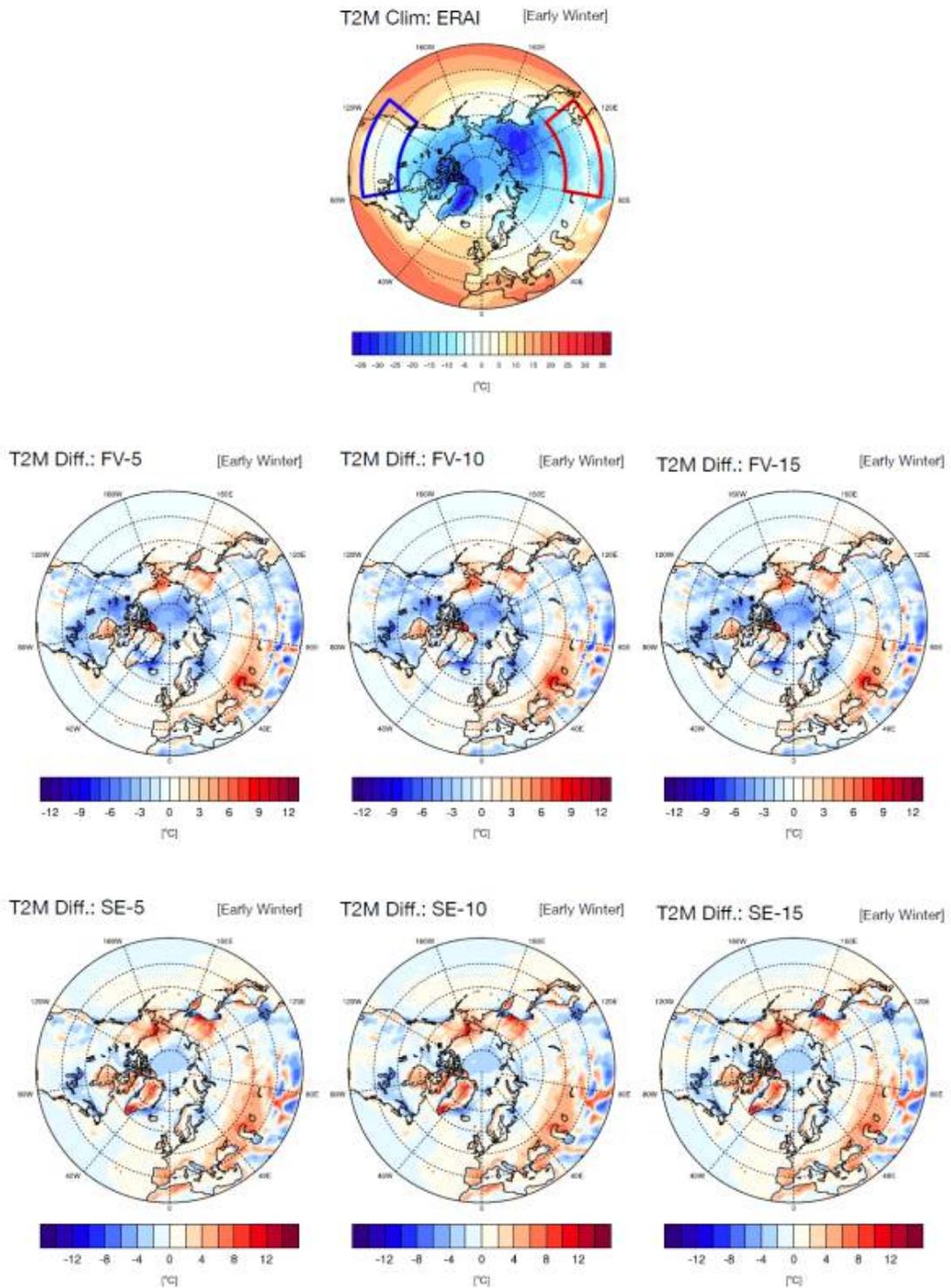


Figure 3.2.19 ERA-Interim의 2001년부터 2014년까지의 이른 겨울철 (OND) 지면대기온도 평균 분포와 유한체적법 (FV), 분광요소법 (SE)의 동일기간 과거에 측실험 결과의 ERA-Interim과의 차이

12월, 1월, 2월의 늦겨울 예측 결과를 살펴보면 초겨울과 마찬가지로 북극지역의

한랭편차가 동일하게 나타나나 유한체적법 역학코어에서 편차가 더 크게 나타난다. 북반구 고위도 대륙 지역의 편차는 상대적으로 약해지는데, 분광요소법 코어가 유한체적법 코어보다 더 온난하게 모의하는 경향이 유지되어, 분광요소법 코어에서는 북미 중위도 동부 지역의 경우 반대로 온난 편차가 나타난다. 한편 동아시아 지역의 경우 두 코어 모두 한랭편차가 나타나는데 이는 분광요소법 역학코어에서 더 크게 나타난다 (Fig. 3.2.20).



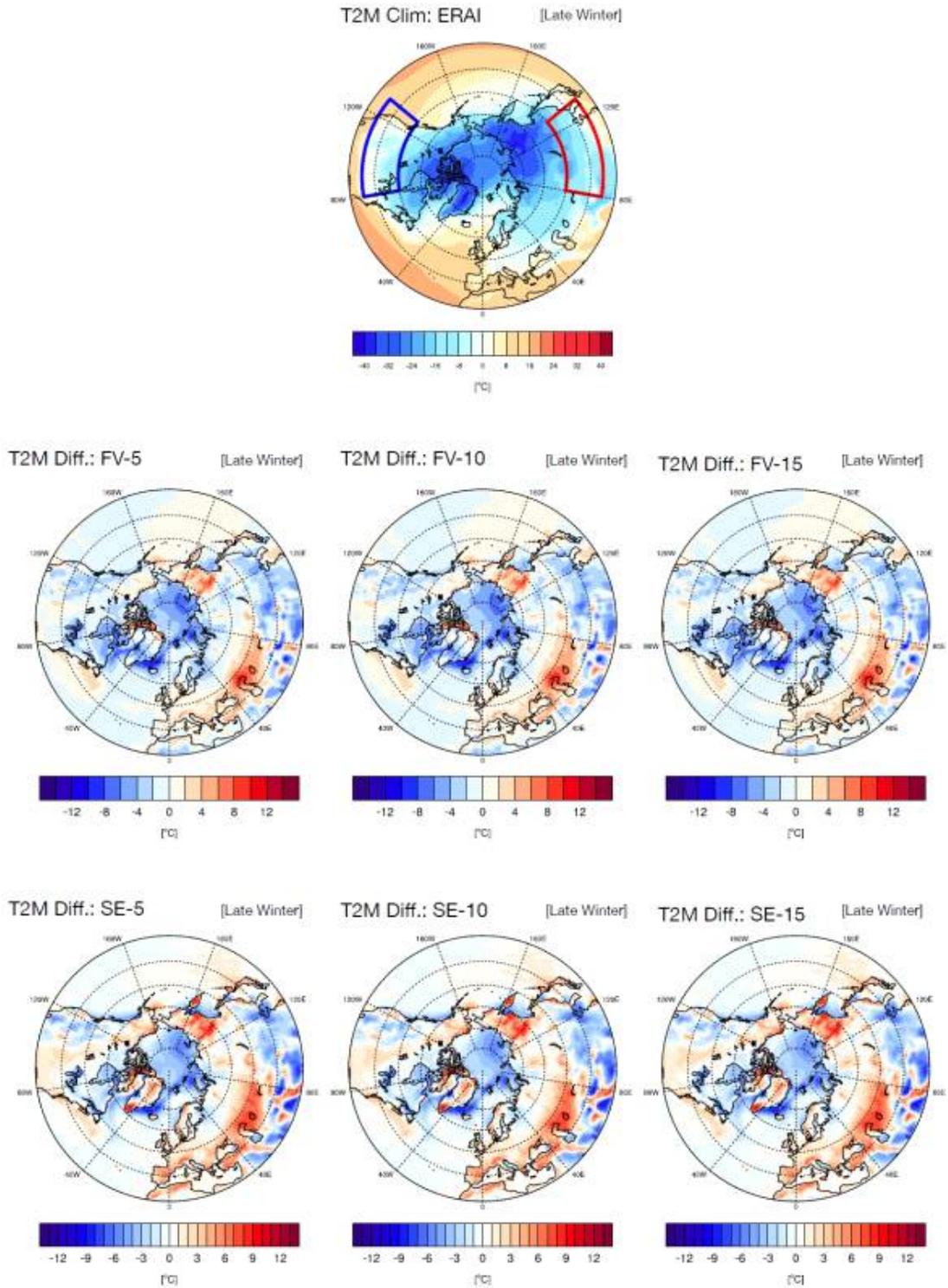


Figure 3.2.20 ERA-Interim의 2001년부터 2014년까지의 늦은 겨울철 (DJF) 지면 대기온도 평균 분포와 유한체적법 (FV), 분광요소법 (SE)의 동일기간 과거예측 실험 결과의 ERA-Interim과의 차이

이상상관계수 (Anomaly Correlation Coefficient; ACC)를 이용하여 초겨울과 늦겨울 지면대기온도의 예측 성능을 살펴보았다. ACC는 14년간의 경년 변동을 이용하여 계산되었다. 초겨울의 경우 두 역학코어 모두 해빙변화가 큰 바렌츠-카라 해와 척치해에서 높은 상관계수를 보인다. 동아시아 지역의 경우 유한체적코어에서 유의한 높은 상관계수를 보이나, 분광요소법에서는 양의 값을 보이나 유한체적법에 비하여 낮게 나타난다. 북미 동부 지역의 경우 두 역학코어에서 음의 값이 나타나지만, 동아시아와는 반대로 유한체적법 역학코어의 상관계수가 더 낮게 나타난다. 이는 기후모델을 이용한 역학코어 비교 실험 결과와 일관적인 결과이다 (Fig. 3.2.21).

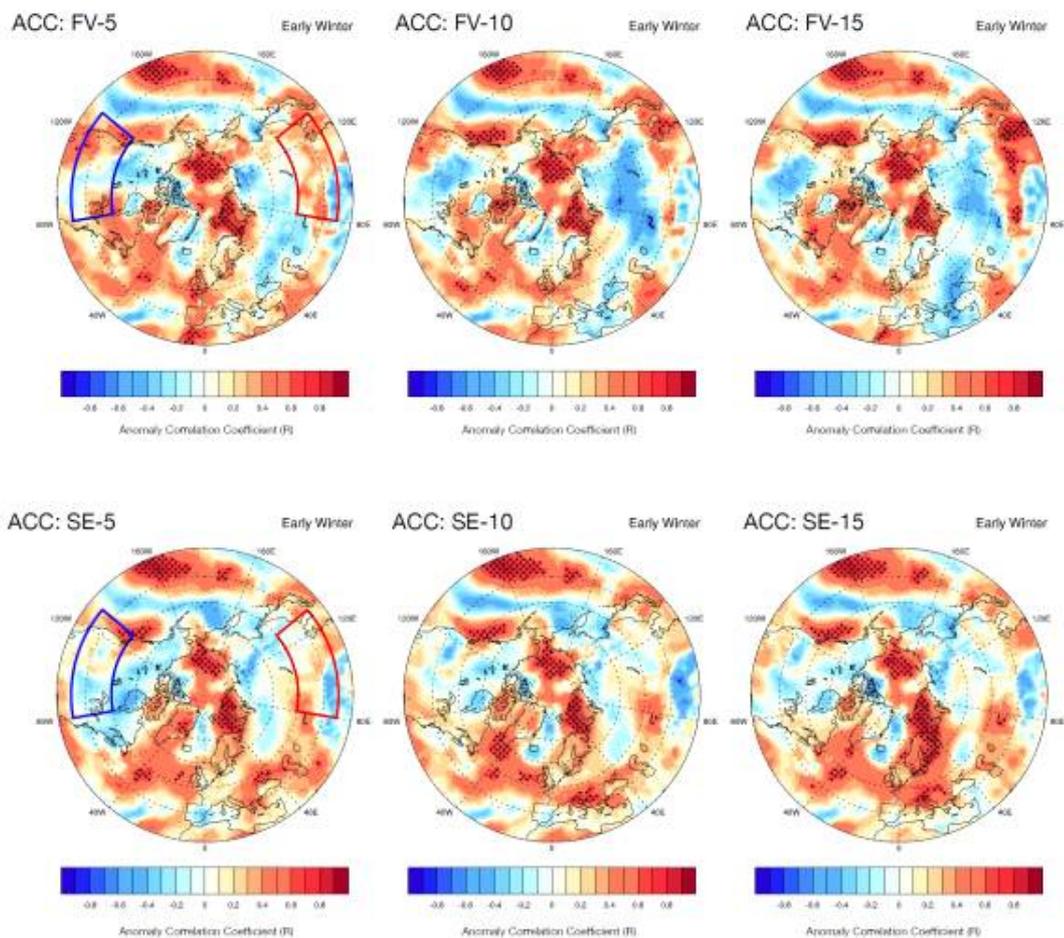


Figure 3.2.21 유한체적법 (FV), 분광요소법 (SE)의 이른 겨울철 (OND) 실험 결과의 ERA-Interim과의 이상상관계수의 양상불 개수별 북반구 지역 분포

늦겨울의 경우 초겨울의 높았던 북극 내부 지역의 예측성이 거의 사라지는데, 이

는 북극지역의 해빙의 경년변동성이 늦겨울에 매우 약하기 때문이다. 이러한 점은 이상상관계수가 높아지는 지역이 베링해협에서 나타나는 것에서도 확인된다. 중위도 지역의 예측성을 살펴보면, 동아시아 한반도 주변 지역의 경우는 두 코어 모두 유의한 양의 상관성이 나타난다. 그리고 이러한 상관관계는 유한체적법 코어에서 더 넓은 지역에서 더 높게 나타난다. 북미 동안의 경우, 유한체적법 코어는 음의 상관성이 나타나며, 이는 실제 경년변동을 거의 예측하지 못하는 것이다. 이에 반해 분광요소법 결과에서는 상대적으로 음의 상관성이 약화되고 일부 지역에서는 양의 상관관계가 나타난다. 이러한 예측에서 나타나는 분광요소법 코어의 양의 상관관계에는 기후모델의 해빙 감소에 대한 대기의 반응에서 나타났던 북미 동안의 한랭 반응이 기여하였을 것으로 판단된다 (Fig. 3.2.22).

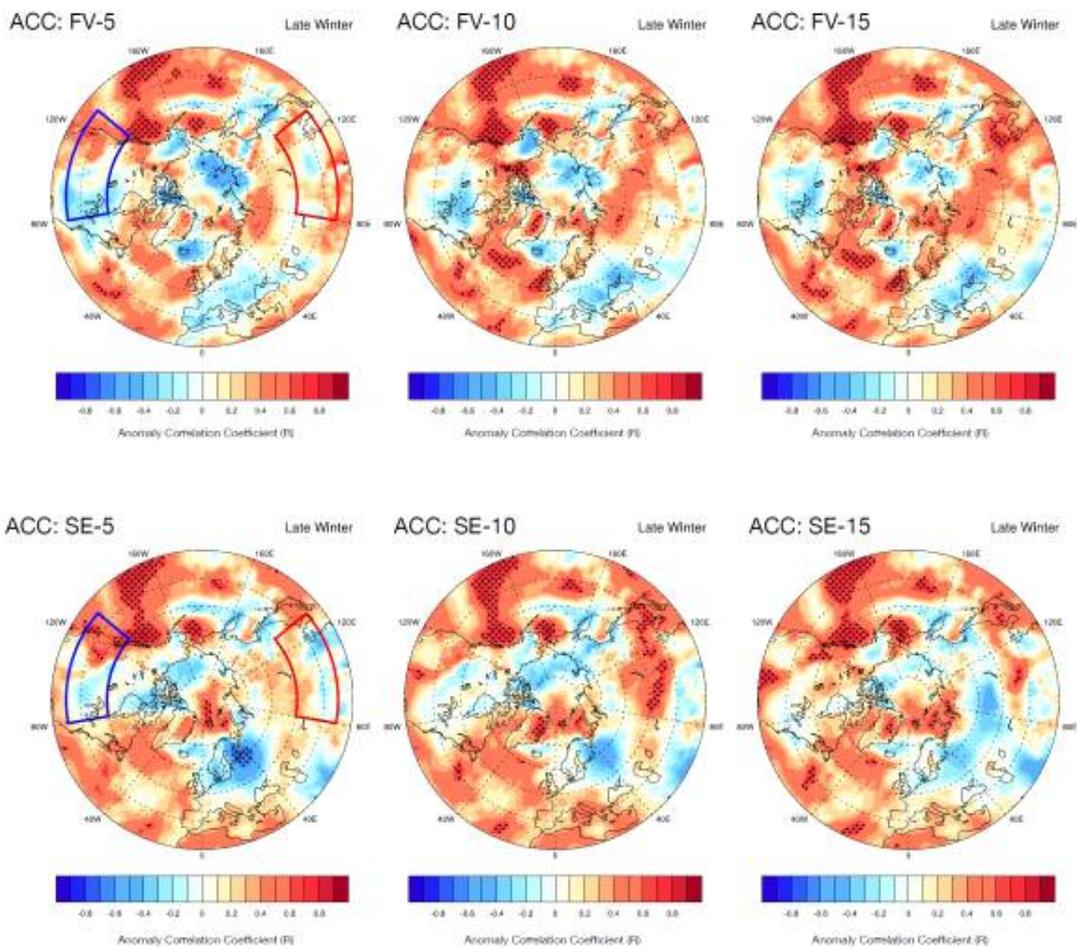


Figure 3.2.22 유한체적법 (FV), 분광요소법 (SE)의 이른 겨울철 (OND) 실험 결과의 ERA-Interim과의 이상상관계수의 양상별 개수별 북반구 지역 분포

이러한 지역별 예측성을 경년변동에 대한 상관 계수를 통해 살펴보았다. 앞서 살펴본 것과 같이 북극 지역의 예측성은 초겨울에 유한체적코어에서 약간 높게 나타나며, 늦겨울의 경우 두 역학코어는 거의 같게 나타난다. 동아시아의 경우 초겨울, 늦겨울 모두 유한체적법 코어에서 상관계수가 높게 나타나지만, 이러한 차이는 초겨울이 더 크다. 북미지역의 경우 초겨울과 늦겨울 모두 분광요소법 코어가 더 높게 나타나며, 다른 지역에 비하여 차이가 가장 뚜렷하게 나타난다 (Fig. 3.2.23).

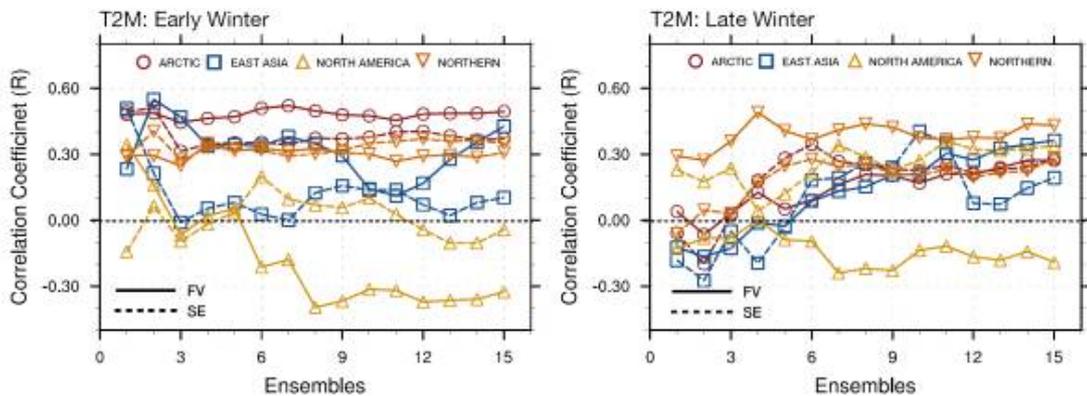


Figure 3.2.23 유한체적법 (FV), 분광요소법 (SE)의 이른 겨울철 (OND)과 늦은 겨울철 (DJF) 실험 결과의 북극, 동아시아, 북미, 북반구 지역별 지면대기온도 연평균 변화의 ERA-Interim과의 상관계수의 앙상블 개수별 분포

역학코어별 기후실험과 예측실험 수행결과는 두 역학코어에 따라 중위도 지역의 예측성이 유의하게 다르게 나타나는 것이 확인된다. 동아시아 지역의 경우 유한체적코어의 성능이 상대적으로 좋은 편이나, 이러한 성능 차이는 초겨울에 뚜렷하게 나타난다. 북미 지역의 경우, 두 역학 코어의 차이가 가장 크게 나타나며, 유한요소법 코어가 상대적으로 높은 성능을 보인다. 특히 유한체적법 코어는 해당 지역의 경년변동성의 예측성이 거의 없는 것으로 나타났다.

### 3.2.2 극지 기상 예측 시스템(KPOPS-Weather) 개발 및 운용

#### 3.2.2.1 KPOPS-Weather 개발 및 운용 체계

가. 1차년도(2016년)

2016년에는 극지 기상 예측 시스템 (KPOPS-Weather; Korea Polar Prediction System-Weather)의 원형 (prototype)을 구축하였다. 극지 기상 예측 시스템은 미국 국립대기과학연구소 (NCAR; National Center for Atmospheric Research)에서 개발한 WRF (Weather Research and Forecasting) 모형을 기반으로, 미국 오하이오 주립 대학교에서 극 지역의 예측성을 높이기 위하여 개선한 Polar-optimized WRF 모형을 이용하여 구축되었다. 모의 영역은, 북극과 유라시아 대륙을 포함하는 1개의 어미 격자 (mother domain)와 동계 북극-유라시아 원격상관, 그리고 하계 아라온호 항해를 고려한 2개의 등지 격자 (nested domains)로 이루어져 있다 (Fig. 3.2.24). 미국 오하이오 주립 대학교의 예측 시스템, 그리고 알래스카 대학교의 재분석자료 생산 시스템을 참고하여, 극지 기상 예측 시스템을 구축하였다. 물리과정으로는 Goddard GCE 미세물리과정, Kain-Fritsch 적운모수화과정, MYNN 대기경계층과정, RRTMG 장파/단파복사과정, 그리고 Noah 지면모형을 선택하여 극지 기상 예측 시스템의 원형을 구축하였다.



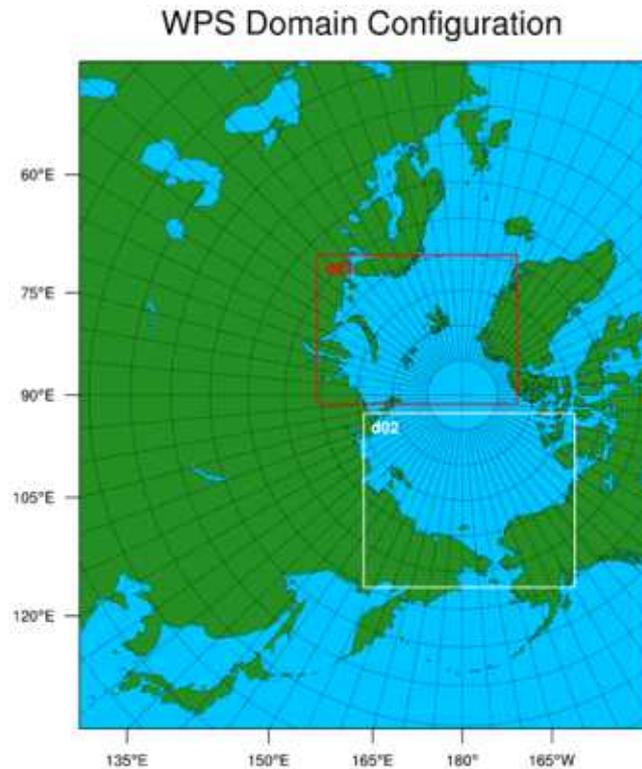


Figure 3.2.24 Geographical areas of domain 1 (30 km), domain 2 (10 km), and domain 3 (10 km) for Korea Polar Prediction System-Weather (KPOPS-Weather) prototype

## 나. 2차년도(2017년)

2017년에는 전년도 구축한 극지 기상 예측 시스템의 원형에 자료동화체계를 추가하였다. 극지 기상 예측 시스템은 Polar WRF 모형을 기반으로 하고, 실시간 예측시 계산시간을 고려하여 27 km 해상도의 단일 모의영역을 갖는 것으로 확정하였다. 연직 방향의 층수는 44개, 그리고 모형 최상층의 고도는 10 hPa이다. 극지 기상 예측 시스템에서 사용하는 물리과정은 선행 연구결과를 참고하여 다음과 같이 결정하였다. Morrison double-moment 미세물리과정, MYJ 대기경계층과정, Kain-Fritsch 적운모수화과정, RRTMG 장파/단파복사물리과정, 그리고 Noah 지면 모형을 선택하였다. 모형의 초기조건 및 측면경계조건으로는 NCEP GFS (National Centers for Environmental Prediction Global Forecast System) 예보장을 사용하고 초기조건을 불확실성을 줄이기 위하여 자료동화과정을 추가하였다. WRF 모형을 위한 자료동화체계인 WRFDA (WRF Data Assimilation) 내 3차원 변분 자료동화 방

법을 기반으로, 우선 쇄빙선 아라온호에서 관측한 라디오존데 자료를 동화할 수 있는 시스템을 구축하였다 (Fig. 3.2.25).

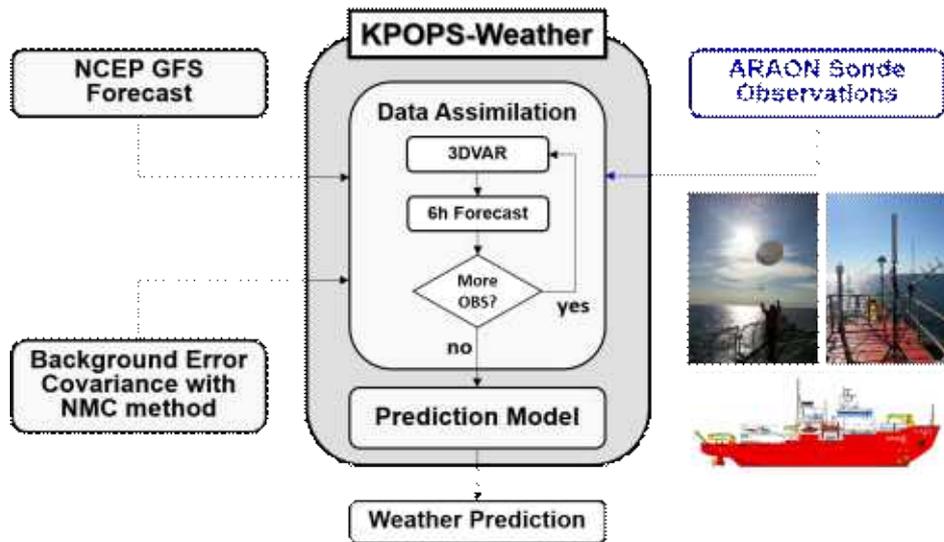


Figure 3.2.25 Schematic diagram for KPOPS-Weather in 2017

배경오차공분산은 자료동화 시, 관측의 효과가 수평방향, 연직방향, 그리고 다른 변수로 어떻게 영향을 줄 것인가를 결정하는 역할을 한다. WRFDA 시스템은 전구 모형결과 기반의 배경오차공분산 (cv\_option=3)을 제공하나, 이를 지역규모 모형에 적용할 경우, 대기흐름이나 관측자료의 특성을 적절하게 반영하기 어렵다. WRFDA 시스템에 포함되어 있는 배경오차공분산 계산을 위한 모듈, gen\_be를 이용하여 배경오차공분산을 계산하고 이를 극지 기상 예측 시스템에서 활용하였다. 구체적으로, NMC (National Meteorological Center) 방법을 이용하여 배경오차공분산을 계산하는데, NMC 방법에서는 24시간 예측과 12시간 예측의 차이 (혹은 48시간 예측과 24시간 예측의 차이)를 배경오차라 정의하고 한 달 이상의 기간에 대하여, 배경오차의 기후학적인 값을 산출한다. 단일 관측 동화 실험 (PSOT; Pseudo Single Observation Test)을 통해, 산출한 배경오차공분산의 구조를 가시화하고 적절성을 평가하였다 (Fig. 3.2.26).

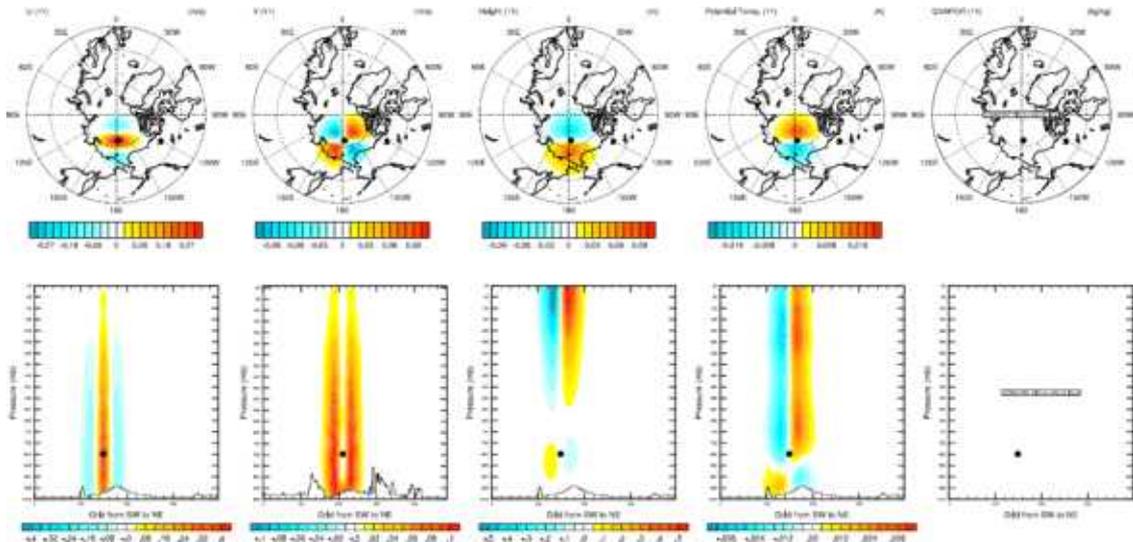


Figure 3.2.26 Horizontal distributions (upper panel) and vertical cross sections (lower panel) of analysis increment of zonal wind, meridional wind, geopotential height, potential temperature, and water vapor mixing ratio (from left to right) for pseudo single observation test with a single zonal wind observation at model level 11

2017년 아라온호의 하계 북극항해 기간 동안에, 극지 연구소 병렬 클러스터를 이용하여 분석-예보의 사이클을 통해 실시간 예측을 수행하고, 실시간 예측결과를 아라온호에 제공하여 이를 현장활동을 위한 참고자료로 활용하였다. 이때 자료동화를 하지 않은 기준실험을 추가로 수행하여, 아라온호에서 관측한 라디오존데 자료의 추가 동화 효과에 대한 분석을 진행하였다.

### 다. 3차년도(2018년)

2018년에는 아라온호에서 관측한 라디오존데 자료 외에 전통적인 종관관측 (conventional observation), GPS RO (Global Positioning System Radio Occultation), 그리고 위성 기반 바람 (satellite-derived wind) 관측자료를 동화할 수 있도록 극지 기상 예측 시스템 내 자료동화체계를 개선하였다 (Fig. 3.2.27). 즉, 3차원 변분 자료동화 방법을 이용하여 라디오존데, 항공기, 부이, 선박, 윈드프로파일러, 지상 관측 등 종관관측자료, 위성 바람 자료, GPS RO 자료, 그리고 아라온호에서 관측한 라디오존데자료를 동화할 수 있는 시스템을 구축하였다. 2018년 하계 아라온호의 북극 항해 기간에 극지 기상 예측 시스템을 실시간으로 운영하여, 아라온

호에서 관측한 라디오존데 자료를 전송받아 자료동화에 활용하고, 예측 시스템의 예측결과를 아라온호로 전송하여 현장활동을 위한 참고자료로 활용하였다. 주 3회 (월, 수, 금) 분석-예보의 사이클을 수행한 자료동화실험과 자료동화를 하지 않고 GFS 예측장을 다운스케일링한 기준실험을 동시에 수행하여, 아라온호 라디오존데 관측의 추가 동화 효과를 분석하였다.

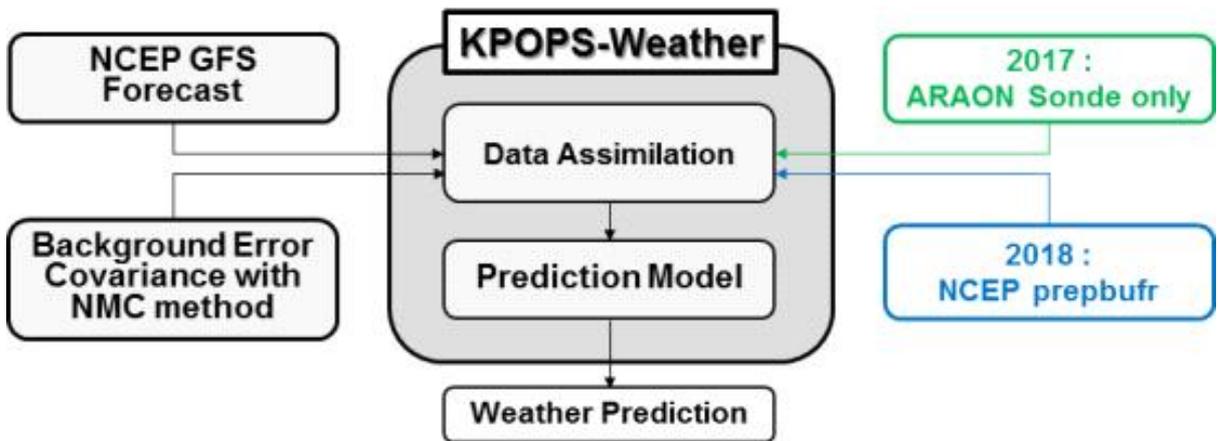


Figure 3.2.27 Schematic diagram for KPOPS-Weather in 2018

#### 라. 4차년도(2019년)

2017년과 2018년에는 아라온호에서 관측한 라디오존데 자료의 추가 동화 효과를 알아보기 위하여, 사례를 중심으로 자료동화실험을 수행하고 이를 자료동화를 수행하지 않은 기준실험과 비교하였다. 2019년에는 현업기관의 예측시스템과 유사하게, 분석-예보의 사이클을 6시간 간격으로, 연속적으로 수행하고, 매일 00 UTC에는 10일 예보를 수행하였다 (Fig. 3.2.28). 이를 위해, 3차원 변분 자료동화 방법을 이용하여 NCEP에서 PrepBUFR 형식으로 제공하는 종관관측, 아라온호 라디오존데 관측 외에 위성 복사휘도 관측 (satellite radiance observation)을 동화할 수 있는 시스템을 구축하였다. 위성 자료의 동화를 위해, 품질검사 (quality control), 관측자료 솜아내기 (thinning), 동화에 사용할 채널 선택 (channel selection), 복사모형 적용, 그리고 편차 보정 (bias correction) 등의 과정이 요구된다. 이 가운데 편차 보정은, WRFDA 시스템 내 변분 편차 보정 (VarBC; Variational Bias Correction)을 이용하여 수행하였는데, 편차 보정 계수 (bias correction coefficient)는 오프라인 계산을 통해 초기값을 결정하였다. 배경오차공분산으로는 NMC 방법으로 계산한 기후학적

인 값을 사용하였다.

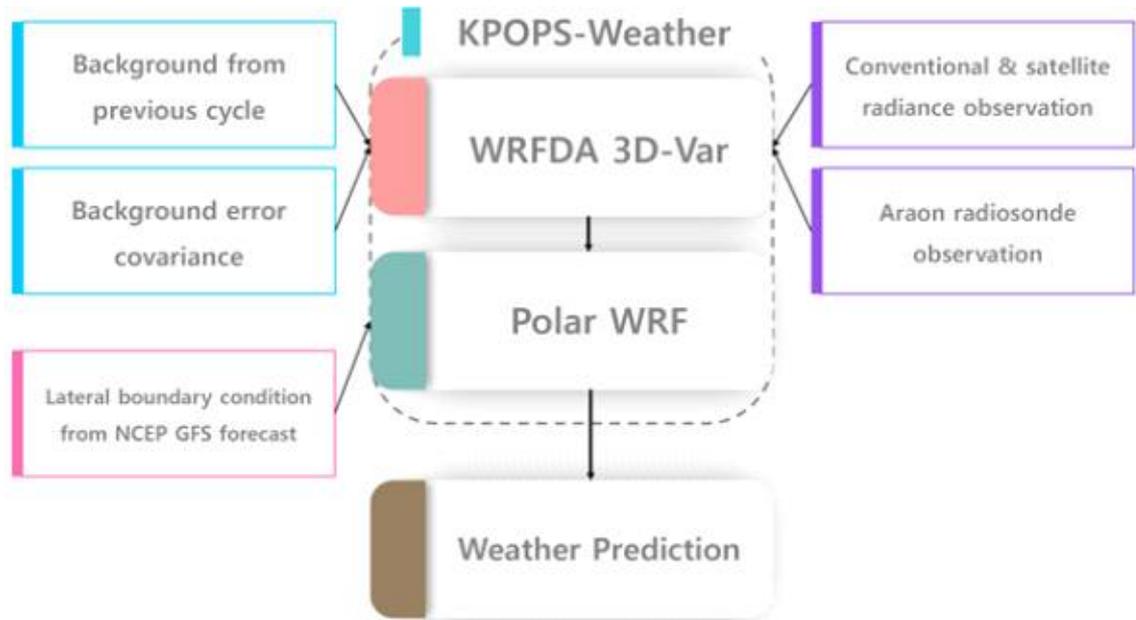


Figure 3.2.28 Final schematic diagram for KPOPS-Weather

2019년 아라온호의 북극항해 2항차와 3항차 기간 동안, 6시간 간격으로, 아라온호에서 관측한 라디오존데 자료를 포함하는 관측 자료를 동화하고 매일 00 UTC에는 10일 예측을 수행하였다. 실시간 예측결과는 그림의 형태로 아라온호에 전송되어 현장활동을 위한 참고자료로 활용되었다. 극지 기상 예측 시스템의 예측결과는, 알래스카 대학교에서 운영중인 WRF 모형 기반의 예측시스템의 예측결과, 플로리다 주립 대학교에서 운영중인 전구모형 기반의 예측시스템의 예측결과, 그리고 ECMWF 앙상블예측시스템의 예측결과와 비교하여, 예측성을 평가하였다.

### 3.2.2.2 하계 북극항해 라디오존데 관측 자료동화 예측 실험 가. 배경 및 목적

수치모형을 이용한 날씨 예측의 예측성은 초기조건의 불확실성, 모형 역학/물리 과정의 불완전성 등에 의해 제한된다. 초기조건의 불확실성을 줄이기 위해서는 관측자료의 확보 및 효과적인 활용이 중요한데, 제한적인 관측자료를 효과적으로 활용하기 위해서 자료동화 방법의 지속적인 개선이 요구된다. 현재 대부분의 현업 예

보기관에서는 변분 자료동화 방법 (variational data assimilation)과 앙상블 기반 자료동화 방법 (ensemble-based data assimilation)을 결합한, 하이브리드 자료동화 방법 (hybrid data assimilation)을 이용하여 관측자료를 동화하고 수치모형 수행을 위한 초기조건을 생산한다. 관측자료의 경우, 라디오존데 등 전통적인 관측 (conventional observation)과 위성관측 (satellite radiance observation)으로 나눌 수 있는데, 라디오존데, 항공기, 선박, 부이, 지상 관측 등 전통적인 관측은 인구밀도가 높은 북반구 중위도 지역에 밀집되어 있다. 위성관측은 시공간적으로 전통적인 관측의 관측범위를 보완해 주지만, 표면조건 (예, 해빙), 구름이나 강수 여부 등에 따라 사용이 제한되는 한계가 있다.

북극 지역, 특히 북극해는 라디오존데 등 전통적인 관측 자료의 양이 부족하고 해빙 표면조건으로 위성 자료의 동화에도 한계가 있다. 쇄빙선 아라온호는 매년 여름 북극항해를 통해 다양한 분야의 연구활동을 지원한다. 2015년부터 아라온 북극항해시 라디오존데 관측을 수행하였고, 관측된 자료는 GTS (Global Telecommunication System)를 통해 공유되어 전세계 현업 예보기관에서 활용되었다. 2015년에는 12시간 간격으로 2항차 기간에만 관측을 수행하였으나, 점차 관측기간을 늘리고 관측 간격을 줄여, 2017년부터는 1항차와 2항차 기간에 대해 6시간 간격의 관측을 수행하고 있다 (Fig. 3.2.29). 아라온호에서 관측한 라디오존데 관측자료는 관측자료의 양이 부족한 북극해 지역에서 대기의 바람, 온도, 습도 변수를 제공하는 의의가 있으며, 2018년에는 북극 관측의 해 (YOPP; Year of Polar Prediction) 북반구 특별관측 프로그램에 기여하였다. 또한 구축한 극지 날씨 예측 시스템 내 자료동화에 활용되어, 북극해 라디오존데 추가관측의 효과를 평가하는 연구에 활용되었다.

### Radiosonde observations from IBRV Araon

	1 <sup>st</sup> Leg	2 <sup>nd</sup> Leg
2019	August 5 ~ September 18 (6-hourly)	
2018 (YOPP-NH)	August 6 ~ September 17 (6-hourly)	
2017	August 8 ~ September 13 (6-hourly)	
2016	August 7 ~ September 8 (12-hourly for 1 <sup>st</sup> leg & 6-hourly for the 2 <sup>nd</sup> leg)	
2015	August 2 ~ August 20 (12-hourly)	

Figure 3.2.29 Radiosonde observations conducted during IBRV Araon's summer Arctic expedition from 2015 to 2019

## 나. 자료 및 방법

### (1) 2017년

쇄빙선 아라온호에서의 라디오존데 관측은 2015년부터 수행되었으나, 6시간 간격의 라디오존데 관측과 관측된 자료의 전송이 안정화된 2017년부터 극지 날씨 예측 시스템 (KPOPS-Weather)을 이용한 자료동화 및 예측 실험을 수행하였다. 2017년에는 아라온호 라디오존데 관측자료의 동화 효과를 분석하기 위하여, 두 개의 실험 (CTL, DA)을 수행하고 두 실험을 비교·분석하였다. 2017년 아라온호 북극항해 1항차와 2항차 기간 (2017년 8월 8일 ~ 9월 13일)에 대하여, 주 3회, 총 14번의 자료동화·예측 실험을 수행하였다 (Fig. 3.2.30). DA 실험에서는 12시간 간격으로 2번의 자료동화를 연속적으로 수행하고, 마지막 사이클의 분석장을 모형의 초기조건으로 5일 예보를 수행한다. CTL 실험에서는 NCEP GFS (National Centers for Environmental Prediction Global Forecast System) 전구 예보장을 초기조건으로 6일 예보를 수행하고, 2일부터 6일 예보를 DA 실험과의 비교에 이용하였다. 아라온호 라디오존데 관측자료 추가 동화의 단기 예측에의 영향을 분석하기 위한 실험이므로, DA 실험에서는 아라온호에서 관측한 라디오존데 관측자료만을 3차원 변분 자료동화 방법을 이용하여 동화하였다.

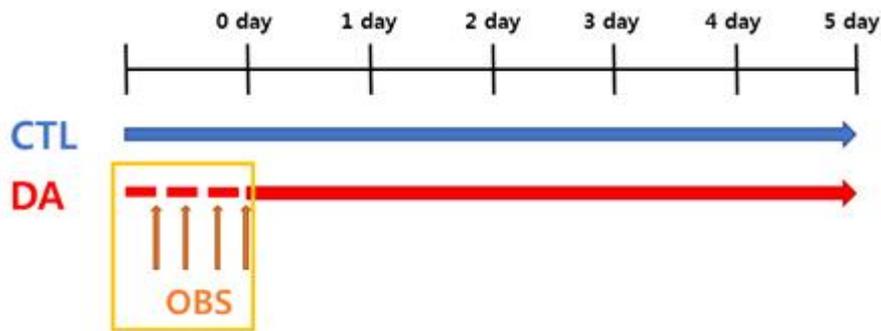


Figure 3.2.30 Data assimilation (vertical arrows) and forecast (horizontal arrows) schedule for CTL and DA experiments in 2017

## (2) 2018년

2018년에도 2017년과 같이, 아라온호에서 관측한 라디오존데 관측자료의 동화 효과를 분석하기 위하여 CTL과 DA 실험을 수행하였다. 2018년 아라온호 북극항해 1항차와 2항차 기간 (2018년 8월 6일 ~ 9월 17일)에 대하여, 총 16번의 자료동화·예측 실험을 수행하였다. 2018년에는 2017년과 달리 6시간 간격으로, 아라온호에서 관측한 라디오존데 관측 외에 NCEP GDAS (Global Data Assimilation System)에서 제공하는 PrepBUFR (Binary Universal Form for the Representation of meteorological data) 형태의 종관관측 (conventional observation)도 함께 동화하였다.

## (3) 2019년

2019년에는 현업기관에서 운영중인 예측시스템과 유사하게, 분석-예측의 사이클을 연속적으로 수행하였다. 아라온호 북극항해 2항차와 3항차 기간 (2019년 8월 5일 ~ 9월 18일, 2017년, 2018년과 달리 2019년에는 7월에 1항차)에 대하여, 6시간 간격으로 관측자료를 연속적으로 동화하고 매 00 UTC에는 10일 예보를 수행하였다 (Fig. 3.2.31). 이 때, 3차원 변분 자료동화 방법을 이용하여 종관관측, 위성 복사휘도 (radiance) 관측, 그리고 아라온호에서 관측한 라디오존데 관측을 동화하였다. 극지 날씨 예측 시스템을 이용한 예측결과를 알래스카 대학교에서 운영중인 WRF (Weather Research and Forecast) 모형 기반 예측결과, 플로리다 대학교에서 운영

중인 전구 모형 기반 예측결과, 그리고 ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts)의 전구예측결과와 비교하여, 구축된 실시간 예측 시스템의 예측 성능을 평가하였다.

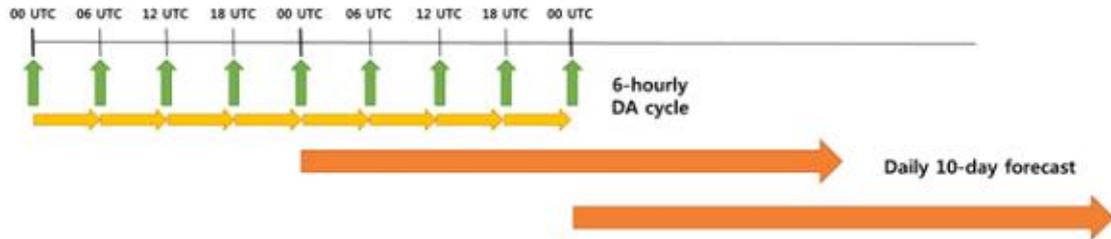


Figure 3.2.31 Continuous 6-hourly data assimilation (vertical arrows) and 10-day forecast (horizontal arrows) for KPOPS-Weather system

## 다. 결과

### (1) 2017년과 2018년에 수행한 기상예측 결과 검증

#### (가) 전구예보시스템의 분석장을 이용한 검증

자료동화·예측 실험의 결과를 검증하기 위해서는, 기준값 (참값, truth)에 대한 오차를 계산해야 하는데 북극 지역과 같이 관측의 양이 적은 곳에서는 자료동화에 사용되지 않은 독립된 관측자료를 찾기가 어렵다. 2017년과 2018년에 수행한 기상 예측의 결과를 검증하기 위하여, NCEP GFS의 분석장을 기준값으로 이용하였다.

앞서 언급한 바와 같이, 2017년과 2018년에는 아라운호 북극항해 1항차와 2항차 기간에 대해 각각 13번 (8월 11일, 14일, 16일, 18일, 21일, 23일, 30일, 9월 1일, 4일, 6일, 8일, 11일, 13일)과 16번 (8월 6일, 8일, 10일, 13일, 15일, 17일, 20일, 22일, 24일, 31일, 9월 3일, 5일, 7일, 10일, 12일, 14일)의 5일 예측을 수행하였다. CTL 실험은 어떠한 관측자료도 동화하지 않은 실험이고, FCST 실험에서는 2017년에는 아라운호 라디오존데 관측자료만을, 그리고 2018년에는 종관관측 자료를 3차원 변분 자료동화 방법을 이용하여 동화하였다.

극지 기상 예측 시스템 (KPOPS-Weather)을 이용한 CTL 실험과 DA 실험 외에, NCEP GFS 예보장을 NCEP GFS 분석장과 비교하여 공간 상관 계수 (pattern correlation)와 근제곱평균오차 (RMSE, Root Mean Square Error)를 계산하였다

(Figs. 3.2.32, 3.2.33). 이 때, 검증 영역은 북위 70도 이상의 지역으로 제한하였다.

참고로, NCEP GFS 예보장은 NCEP GFS 분석장과 동일한 시스템에서 생산되어 다른 예측결과에 비해 유리한 면이 있다. FCST 실험에서 아라온호 라디오존데 관측자료만을 동화한, 2017년 예측에서는 CTL 실험에 비해 FCST 실험의 예측 성능이 비슷하거나 오히려 나빠지는 경우도 있었다. 반면, FCST 실험에서 종관관측 자료를 동화한 2018년 예측에서는, 공간 상관 계수와 근제곱평균오차 두 가지 측면에서, CTL 실험과 비교하여 FCST 실험의 예측 성능이 뚜렷하게 향상되었다. 이는 측면경계자료로 사용된 NCEP GFS 예보장에 이미 종관관측 자료 동화 효과가 포함되어 있음에도, 지역 규모 모형과 자료동화 시스템을 이용하여 종관관측 자료를 동화하는 것이 예측성 향상에 효과가 있음을 보여준다.

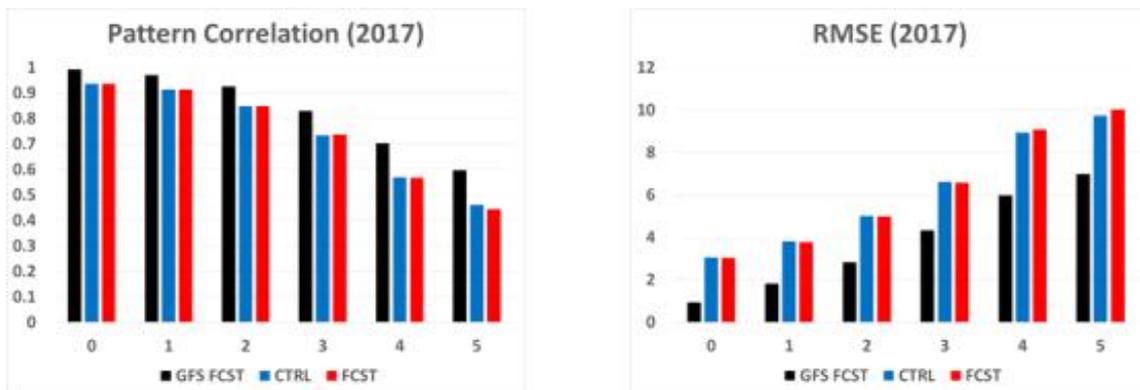


Figure 3.2.32 Pattern correlation and Root Mean Square Error (RMSE) of MSLP (Mean Sea Level Pressure) for GFS forecast (black), CTRL (blue), and FCST (red) experiments as a function of forecast length. All statistics are calculated against GFS analysis, using 13 cases in 2017

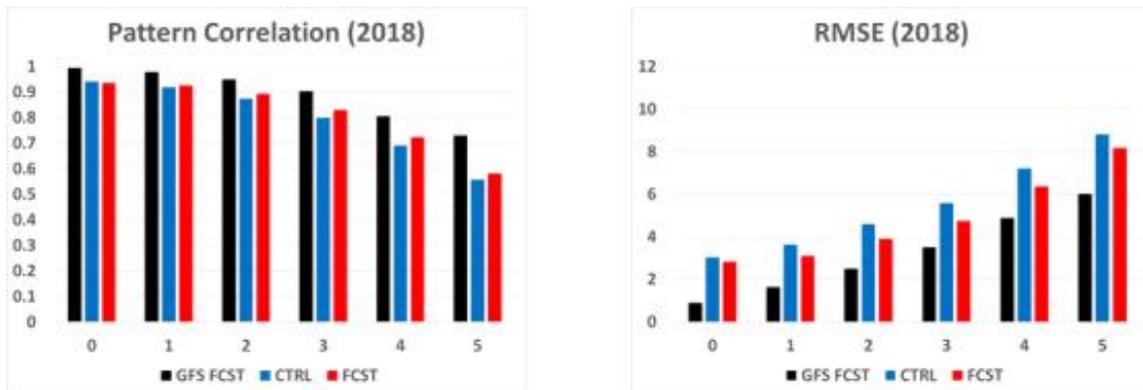


Figure 3.2.33 Same as Fig. 3.2.32 except using 16 cases in 2018

(나) 아라운호 기상 관측을 이용한 검증

쇄빙선 아라운호에서는 라디오존데 관측 외에, 기압, 온도, 습도, 바람 등 기상요소에 대한 관측을 추가적으로 수행한다. 이러한 기상 관측은 공간적인 범위에 있어 한계가 있지만, 자료동화에 사용되지 않은 독립된 관측으로 검증에 활용될 수 있다. 아라운호 기상 관측 가운데, 해면기압과 2-m 온도를 이용하여 2017년과 2018년에 수행한 날씨 예측 결과를 검증하였다. 아라운호 기상 관측의 연속성을 고려하여, 2017년에는 9개의 예측 결과, 그리고 2018년에는 15개의 예측 결과를 선택하여 검증하였다. 평가를 위한 통계량으로는 근제곱평균오차와 오차의 확률분포함수 (PDF, Probability Density Function)을 이용하였다. 앞의 경우와 마찬가지로, NCEP GFS 예측, 자료동화를 수행하지 않은 CTL 실험, 그리고 자료동화를 수행한 DA 실험에 대해 검증 통계량을 계산하여 비교하였다. 2017년 9개의 결과, 그리고 2018년 15개의 결과에 대한 검증 통계량을 평균하여 예보 길이 (forecast length)의 함수로 나타내었다.

2017년과 2018년 예보 결과에서, 예보 선행 시간이 짧은 경우, 자료동화를 수행하지 않은 CTL 실험의 근제곱평균오차는 GFS 예측결과의 근제곱평균오차와 비슷하게 나타나는데, 이는 CTL 실험의 측면경계조건으로 GFS 예보장이 사용되었기 때문인 것으로 보인다. DA 실험에서 아라운호에서 관측한 라디오존데 자료만을 동화한 2017년 예보에서는, DA 실험과 CTL 실험의 근제곱평균오차가 예보 선행 시간과 관계없이 비슷하게 나타난다. CTL 실험과 DA 실험 모두, 예보 초기에는 GFS 예측결과와 비슷한 근제곱평균오차를 갖으나 예보 시간이 길어질수록 GFS 예측결과와의 차이가 커진다. 그러나 DA 실험에서 종관관측 자료를 동화한 2018년 예측

에서는, 예보 초기에 DA 실험의 근제곱평균오차가 CTL 실험에 비해 작은 것을 확인할 수 있다. 2018년 예측의 경우에도 예보 시간이 길어지면서 CTL 실험과 DA 실험의 근제곱평균오차 차이가 줄어드는 것을 확인할 수 있다 (Figs. 3.2.34, 3.2.35).

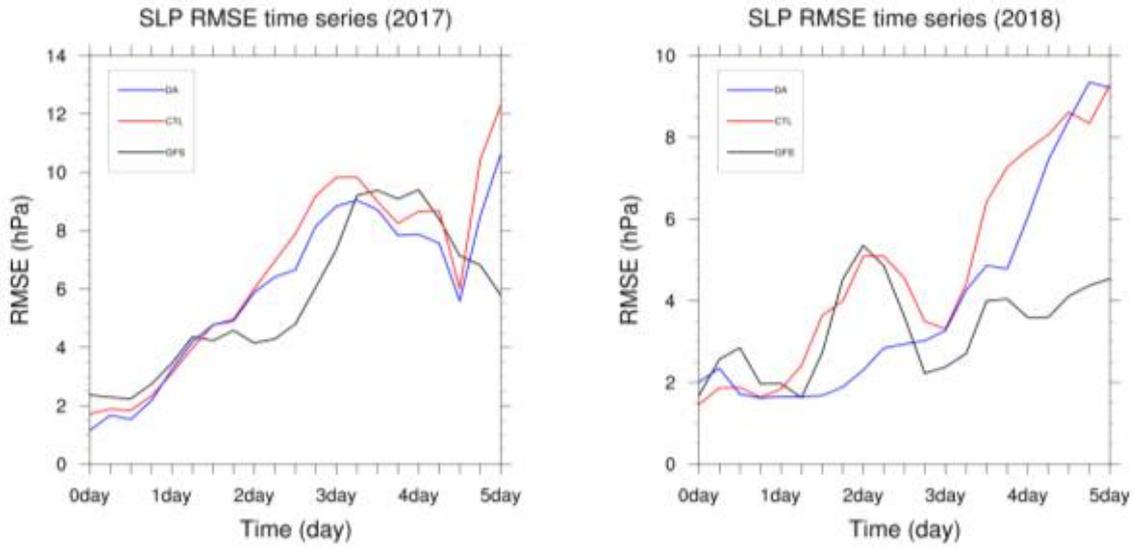


Figure 3.2.34 RMSEs of MSLP for GFS forecast (black), CTL (red), and DA (blue) experiments as a function of forecast length. Errors are calculated against ship observations from IBRV Araon, using 9 and 15 cases in 2017 (left) and 2018 (right), respectively

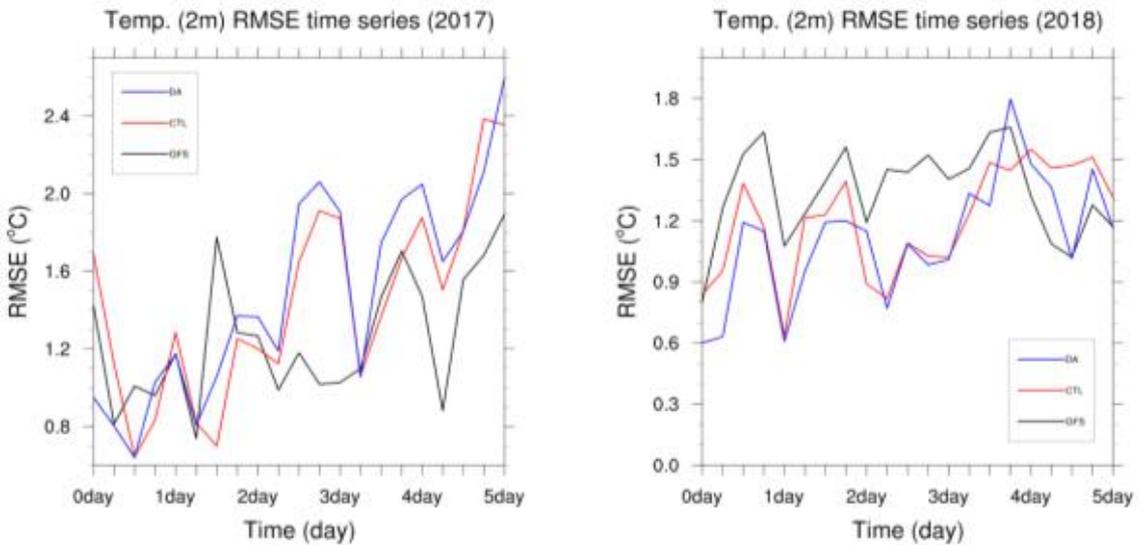


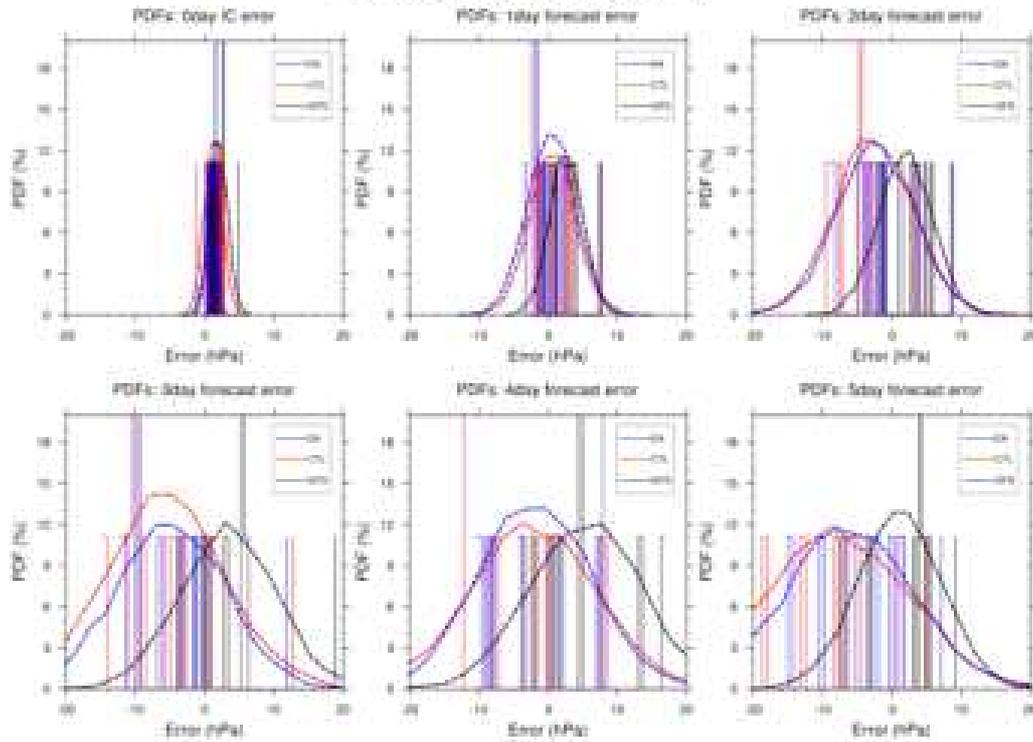
Figure 3.2.35 Same as Fig. 3.2.34 except for 2-m temperature

정리하면, 해면기압과 2-m 온도의 근제곱평균오차에서, 아라온호 라디오존데 관측자료 동화의 효과는 크지 않고 (즉, 2017년 CTL 실험과 DA 실험의 차이가 작음), 종관관측 자료 동화의 효과는 비교적 뚜렷하여 (즉, 2018년 CTL 실험과 DA 실험 사이의 차이가 존재함) 약 2~3일 예보에까지 긍정적인 영향을 준다.

극지 날씨 예측 시스템에 사용된 수치모형 (WRF 모형)의 특성을 살펴보기 위하여 오차의 확률밀도함수를 분석하였다. 2018년 예측에서 자료동화의 효과가 유지되는 예보 초·중반까지는 DA 실험의 편차 (bias)가 GFS 예측결과에 비해 작으나 (즉, 0에 가까우나), 자료동화의 효과가 사라지는 예보 후반부로 갈수록, 해면기압이나 2-m 온도 변수 모두에서 DA 실험은 음의 편차가 뚜렷하게 나타난다. 상대적으로 GFS 예측결과는 비교적 크기가 작은 양의 편차가 나타난다 (Figs. 3.2.36, 3.2.37). 이는 자료동화로 초기조건 불확실성이 줄어들어 예보 초반의 오차가 줄어들지만, 예보 시간이 길어지면서 모형의 오차 (model error)가 우세해져 자료동화의 효과가 미미해지는 것을 설명해준다.



### SLP error distributions (2017)



### SLP error distributions (2018)

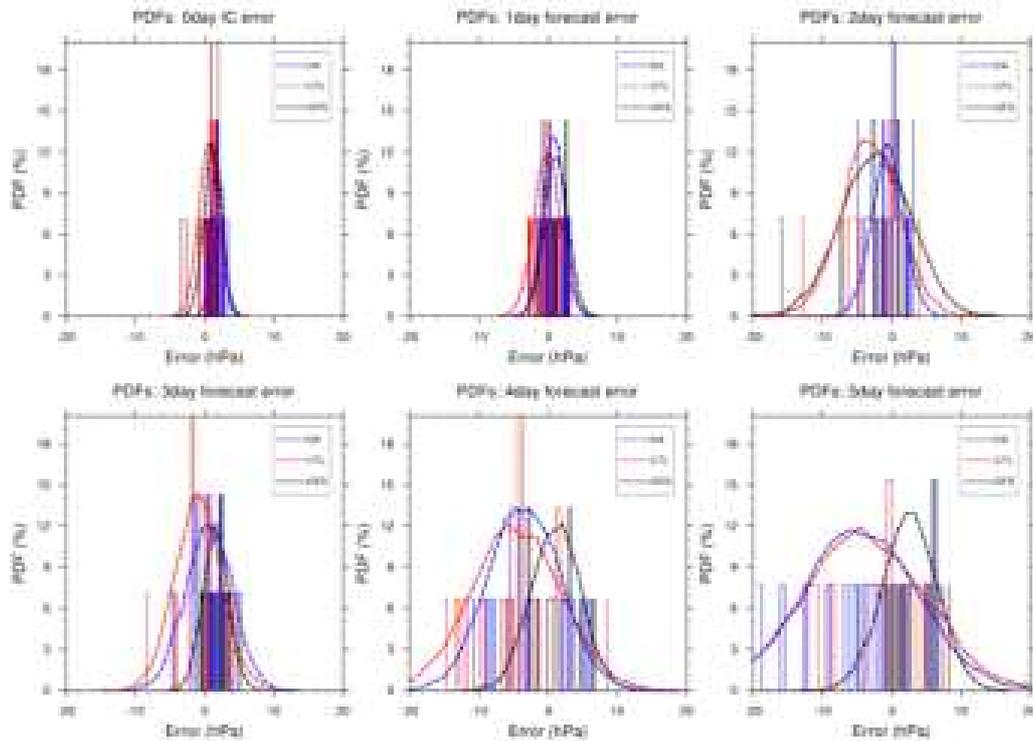


Figure 3.2.36 Probability density functions of SLP error for 0-, 1-, 2-, 3-, 4-, and 5-day forecasts in 2017 (top) and 2018 (bottom). PDFs for GFS forecast (black), CTL (red), and DA (blue) experiments are shown.

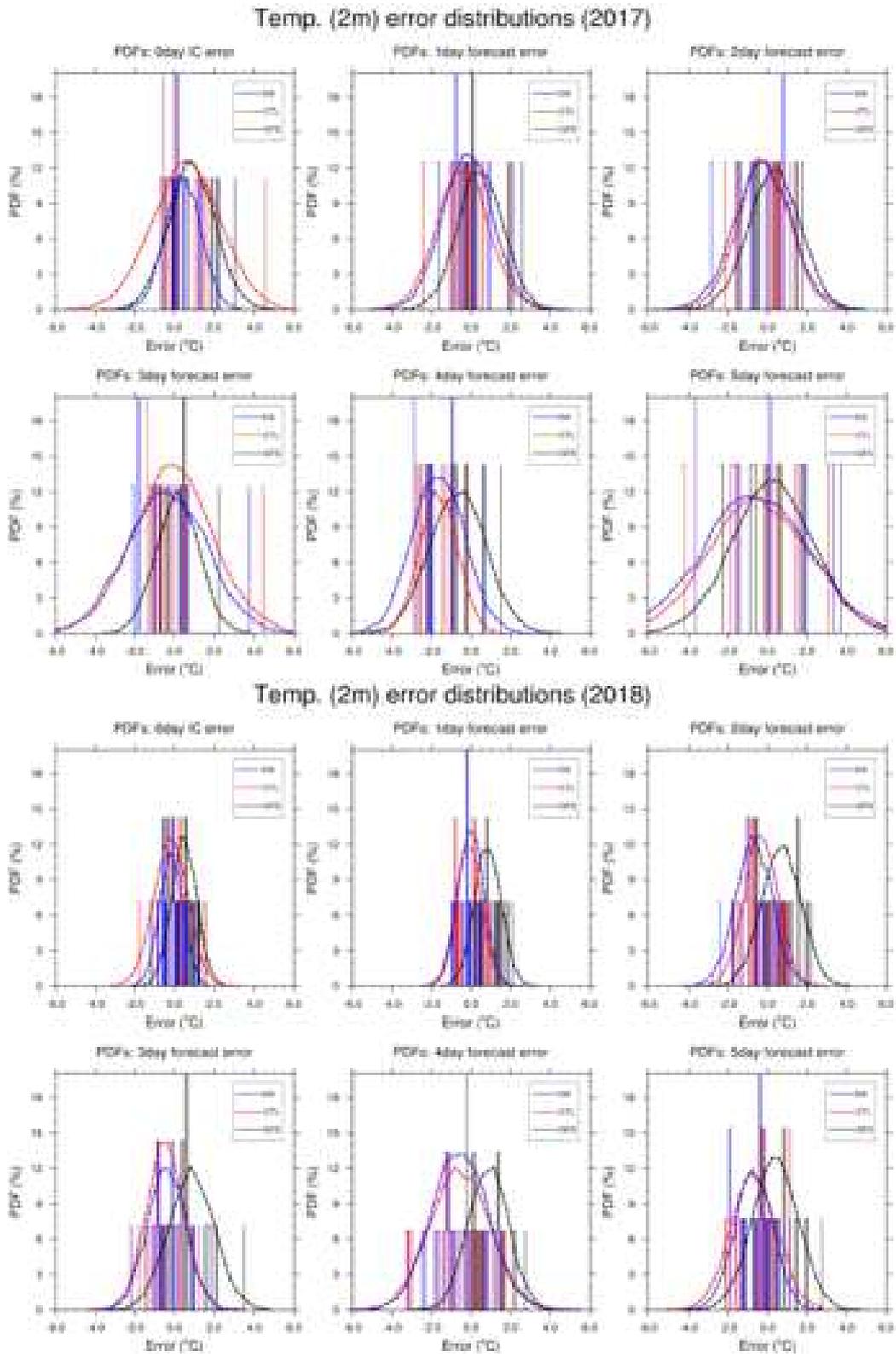


Figure 3.2.37 Same as Fig. 3.2.36 except for 2-m temperature error

#### (다) 2018년 예측결과의 예측성 평가

2018년 쇄빙선 아라온호의 북극항해 시 수행했던 실시간 예측결과를 아라온호 라디오존데 관측 자료의 동화 효과에 초점을 맞추어 분석하였다. 이를 위해 자료동화를 수행하지 않고 NCEP GFS 전구 예보장을 다운스케일링 (downscaling)한 실험, CTL 실험과 아라온호 라디오존데 관측 자료를 6시간 간격으로 4번 동화한 후 예측한 실험, DA 실험의 예측성을 비교하였다. 예측결과의 검증에 있어, ECMWF의 ERA Interim 재분석자료, 아라온호 선상 관측 자료 외에, IABP (International Arctic Buoy Program) 부이 관측 자료와 고위도 육상 라디오존데 관측 자료를 이용하고, 검증 통계량으로는 근제곱평균오차와 편차 외에 확률밀도함수와 공간 상관계수를 이용하였다.

먼저 ERA Interim 재분석자료를 이용하여 검증한 결과를 비교해 보면, 자료동화를 수행하지 않은 실험 (CTL 실험)과 수행한 실험 (DA 실험) 사이의 차이가 크지는 않지만, 해면기압의 근제곱평균오차가 DA 실험에서 줄어든 것을 확인할 수 있다. CTL 실험에 비해 DA 실험에서 예측성이 향상된 사례 (전체 사례의 약 63%)만을 고려할 경우, 아라온호 라디오존데 관측 자료 동화의 효과가 72시간 이후에 크게 나타나는 것을 확인할 수 있다 (Fig. 3.2.38). 아라온호 선상 관측 자료를 이용하여 계산한 해면기압의 근제곱평균오차를 비교해 보면, CTL 실험과의 차이가 크지는 않지만 DA 실험의 오차가 줄어든 것을 확인할 수 있고, 이러한 경향은 예측성이 향상된 사례만을 고려했을 때 더 뚜렷하게 나타난다 (Fig. 3.2.39). 마지막으로 IABP 부이 관측 자료를 이용하여 검증한 경우, 예보 시간과 관계없이 해면기압의 근제곱평균오차가 CTL 실험에 비해 DA 실험에서 줄어들고, 특히 72시간 이후 예측에서 예측성 향상이 뚜렷하게 나타난다. 예측성이 향상된 사례만을 고려한 경우, 아라온호 라디오존데 관측 자료의 동화로 96시간 예측에서 해면기압의 오차가 약 1.5 hPa 정도 줄어든 것을 확인할 수 있다 (Fig. 3.2.40).

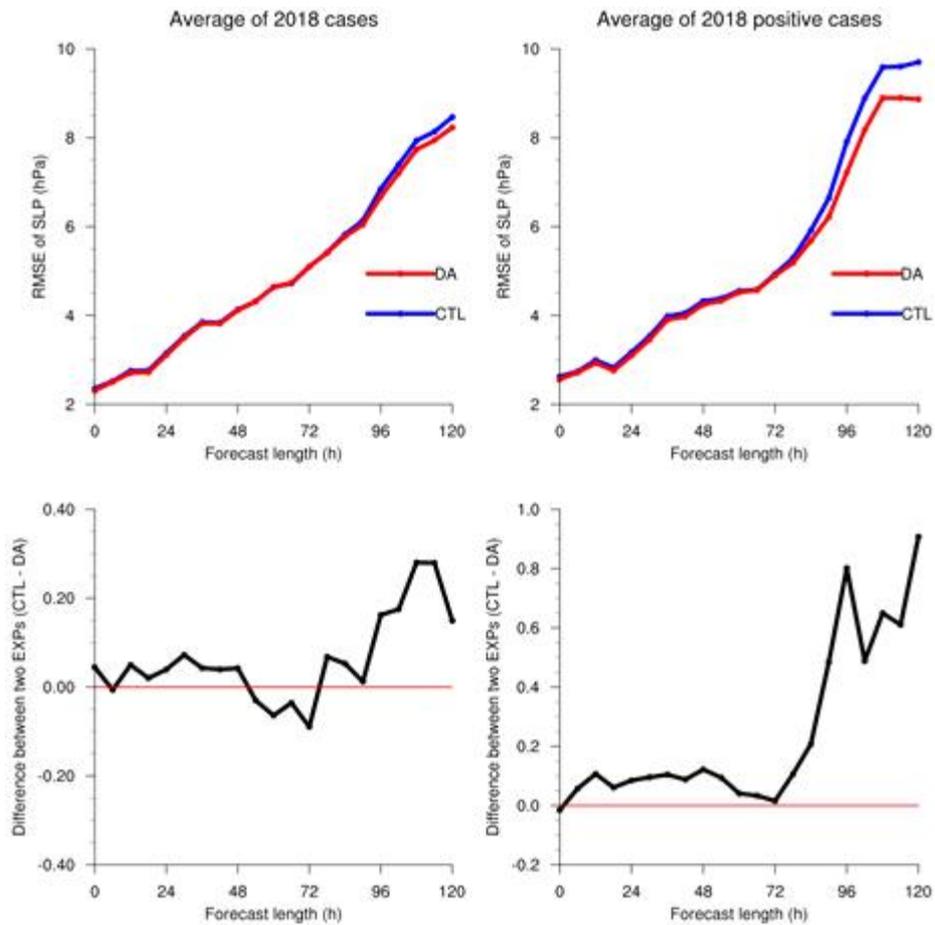


Figure 3.2.38 RMSE of MSLP for CTL (blue) and DA (red) experiments (upper panel), and difference between the two (CTL minus DA; lower panel) as a function of forecast length. Errors are calculated against ECMWF ERA Interim reanalysis, averaging all cases (left) and only positive cases (right) in 2018.

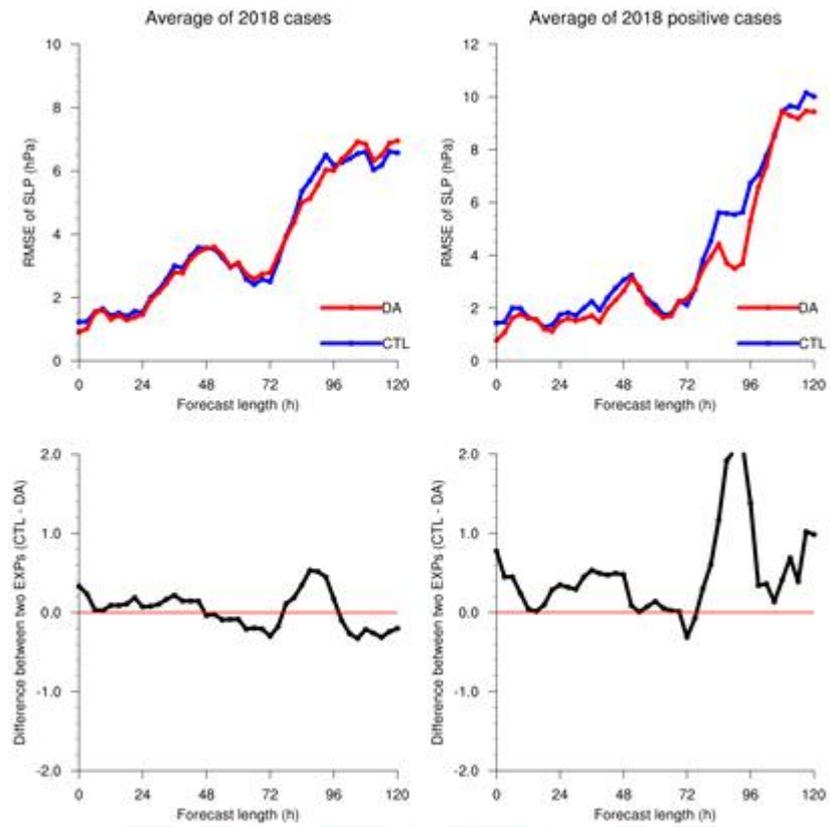


Figure 3.2.39 Same as Fig. 3.2.38 except being verified against ship observations from IBRV Araon

극지연구소

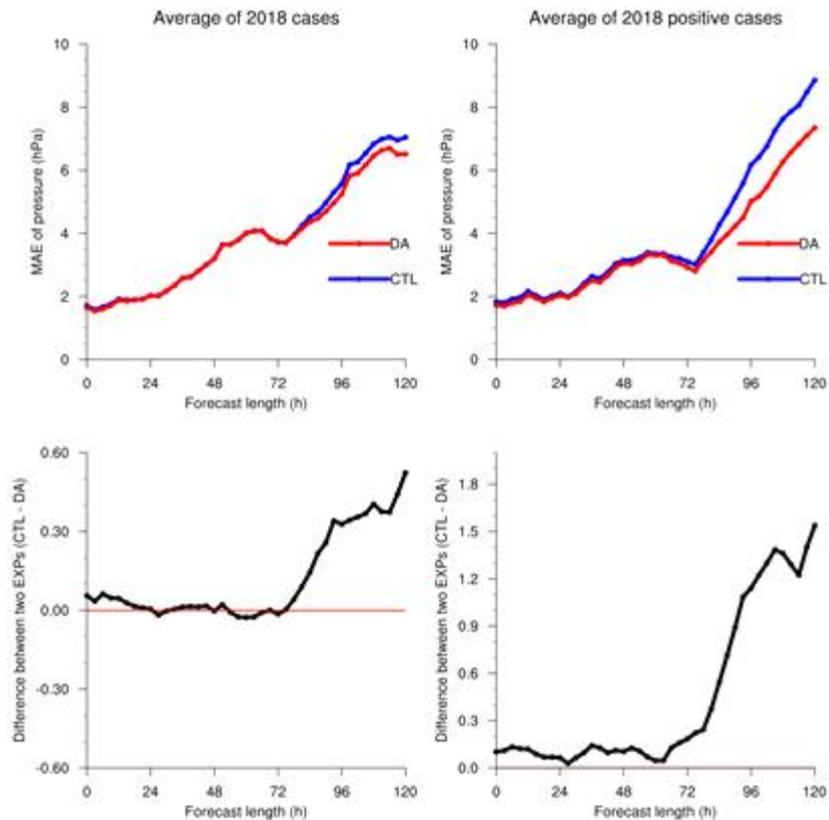


Figure 3.2.40 Same as Fig. 3.2.38 except being verified against buoy observations from International Arctic Buoy Program (IABP) program

## (2) 2019년 실시간 예측 결과의 타기관 예측 결과와의 비교·검증

2019년에는 쇄빙선 아라온호의 2항차와 3항차 기간 (2019년 8월 5일부터 9월 17일까지)에 대하여, WRFDA (Weather Research and Forecasting Data Assimilation) 내 3차원 변분 자료동화 방법 (3D-Var, three dimensional variational)을 이용하여 6시간 간격으로 관측 자료를 동화하고, 매일 00 UTC에는 Polar-optimized WRF 모형을 이용하여 10일 예측을 수행하였다. 라디오존데, 항공기, 부이, 선박, 지상 관측 등 전통적인 종관관측, 위성 복사휘도 관측, 그리고 아라온호 라디오존데 관측을 동화하였고, 배경오차공분산은 NMC (National Meteorological Center) 방법을 이용하여 계산하였다. 2017년과 2018년에 사용된 아라온호 라디오존데 관측자료 동화의 효과 분석을 위한 실험 방법과 달리, 2019년에는 분석-예보의 사이클 (data assimilation cycle)을 끊임 없이 연속적으로 수행하여 현업기관과 유사한 형태의 극지 기상 예측 시스템을 구축하였다.

극지 기상 예측 시스템의 예측결과 (자료동화를 수행하지 않은 실험과 수행한 실험)를 알래스카 대학교 (University of Alaska, Fairbanks)에서 운영 중인 열역학 해빙모형과 접합된 WRF 모형 기반 실시간 예측 시스템의 예측결과, 플로리다 주립 대학교 (Florida State University)에서 운영 중인 전구대기예측시스템의 예측결과 (초기조건으로 ECMWF, NCEP, 그리고 JMA의 분석장 이용), 그리고 ECMWF 앙상블예측시스템의 예측결과 (control forecast 만 이용)와 비교, 분석하였다. 예측결과에 대한 검증은 위하여, 일본기상청에서 제공하는 JRA55 재분석자료와 아라온호 선상 관측 자료를 이용하였다. 정리하면, 자료동화를 수행하지 않은 극지 기상 예측 시스템의 예측결과 (KPOPS\_CTL), 자료동화를 수행한 극지 기상 예측 시스템의 예측결과 (KPOPS\_DA), 초기조건으로 각각 ECMWF, NCEP, JMA 분석장을 이용한 플로리다 주립 대학교 예측시스템의 예측결과 (FSU\_ECMWF, FSU\_NCEP, FSU\_JMA), ECMWF 앙상블예측시스템의 예측결과 (YOPP), 그리고 알래스카 대학교 예측시스템의 예측결과 (UAF), 총 7개의 예측결과에 대한 검증 통계량을 계산한 후, 비교, 분석하였다. 전구모형의 예측결과와 재분석자료는 지역모형인 WRF 모형에서 사용되는 polar stereographic map projection으로 내삽한 후, WRF 모형의 예측결과와 비교하였고, 아라온호 선상 관측자료와의 비교는, 관측지점과 가장 가까운 전구 혹은 지역모형의 격자점 값을 이용하여 이루어졌다.

아라온호 선상 관측 자료를 이용하여 각 기관의 예측결과를 검증하면, 해면기압, 10-m 동서 방향의 바람, 그리고 10-m 남북 방향의 바람은 지역예측시스템 (KPOPS, UAF)에 비해 전구예측시스템 (FSU, YOPP)에서 근제곱평균오차가 크게 나타난다. 이는 지역예측시스템의 해상도 (KPOPS: 27 km, UAF: 20 km)에 비해 전구예측시스템의 해상도 (FSU: 약 50 km, YOPP: 약 100 km)가 상대적으로 낮기 때문인 것으로 보인다 (Fig. 3.2.41). 해상도의 영향을 상대적으로 적게 받을 것으로 예상되는 2-m 온도의 근제곱평균오차도 지역예측시스템 (KPOPS, UAF)에서 전구예측시스템 (FSU, YOPP)에 비해 작게 나타난다 (Fig. 3.2.41). 2-m 온도 편차의 경우, 지역예측시스템에서는 음의 편차 (cold bias)가 나타나는 데 반해, 전구예측시스템에서는 양의 편차 (warm bias)가 나타나 향후 이에 대한 분석이 필요하다 (Fig. 3.2.42). 자료동화를 수행한 극지 날씨 예측 시스템의 예측결과 (KPOPS\_DA)를 자료동화를 수행하지 않고 NCEP GFS 예보장을 다운스케일링한 극지 날씨 예측 시스템의 예측결과 (KPOPS\_CTL), 그리고 알래스카 대학교 예측시스템의 예측결과

(UAF)와 비교하면, 해면기압, 2-m 온도, 10-m 동서 방향 바람, 그리고 10-m 남북 방향 바람의 예측성에 있어 비슷한 수준을 나타냄을 확인할 수 있다 (Fig. 3.2.41).

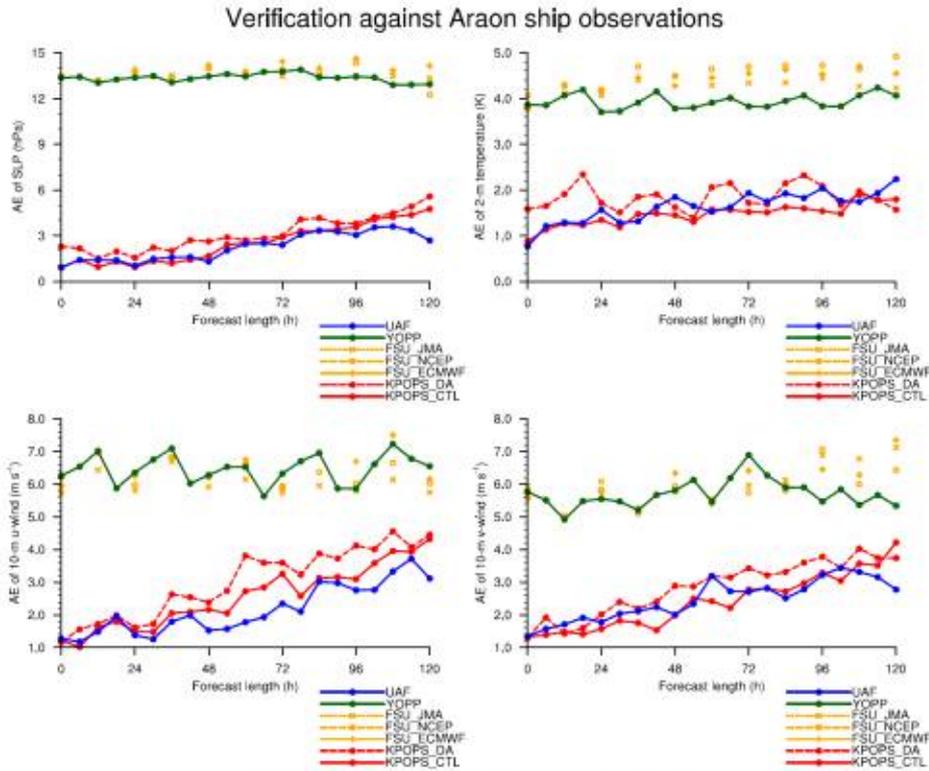


Figure 3.2.41 Mean Absolute Errors (MAEs) of SLP, 2-m temperature, 10-m zonal wind, and 10-m meridional wind for KPOPS\_CTL (red solid), KPOPS\_DA (red dashed), FSU\_ECMWF (orange solid), FSU\_NCEP (orange dashed), FSU\_JMA (orange dotted), YOPP (green solid), and UAF (blue solid) experiments as a function of forecast length. Errors are calculated against ship observations from IBRV Araon.

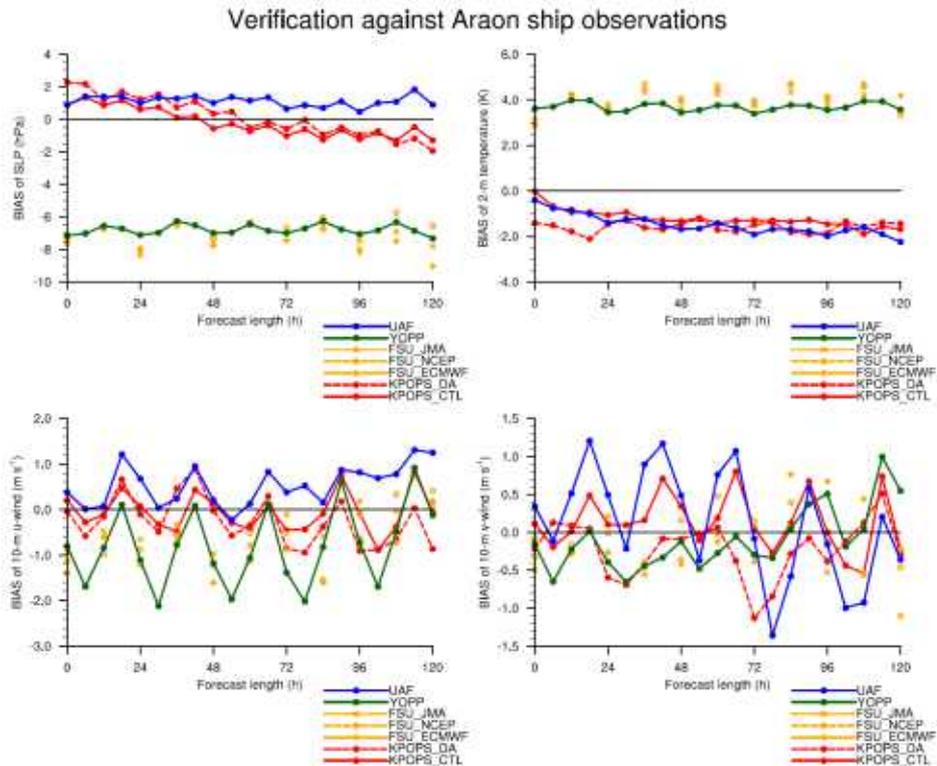


Figure 3.2.42 Same as Fig. 3.2.41 but for biases instead of MAEs

JRA55 재분석자료를 이용하여 계산한 근제곱평균오차를 비교해 보면, 해면기압, 10-m 동서 방향의 바람, 그리고 10-m 남북 방향의 바람의 예측에 있어, 아라온호 선상 관측 자료를 이용하여 검증했을 때와 달리 전구예측시스템 (FSU, YOPP)의 오차가 지역예측시스템 (KPOPS, UAF)의 오차에 비해 작은 것을 확인할 수 있다 (Fig. 3.2.43). 이는 재분석자료가 갖고 있는 불확실성과 검증 영역 (아라온호 향해 경로/동시베리아해, 적치해, 버포트해를 포함하는 영역)의 차이에서 기인한 것으로 보인다. 전구예측시스템 가운데 ECMWF 앙상블예측시스템 (YOPP)의 오차가 가장 작고, 플로리다 주립 대학교 예측시스템 내에서도 사용된 초기조건 (ECMWF, NCEP, JMA 순)에 따라 오차가 달라지는 것을 확인할 수 있다 (Fig. 3.2.43). 2-m 온도의 근제곱평균오차의 경우에도 전구예측시스템 (FSU, YOPP)에서 지역예측시스템 (KPOPS, UAF)에 비해 오차가 작게 나타나는데 (Fig. 3.2.43), 향후 다른 재분석자료 (예, ERA5, MERRA 등) 및 관측과의 비교를 통해 JRA55 재분석자료의 불확실성에 대한 분석이 필요하다.

850, 500, 200 hPa 고도에서의 바람, 기압, 온도 변수에 대한 근제곱평균오차를

비교해 보면, 지면에서와 마찬가지로 전구예측시스템 (FSU, YOPP)의 오차가 지역 예측시스템 (KPOPS, UAF)의 오차보다 전반적으로 작게 나타나고 (Figs. 3.2.44-46), 이러한 경향은 근제곱평균오차 외에 편차나 공간 상관 계수에서도 동일하게 나타난다.

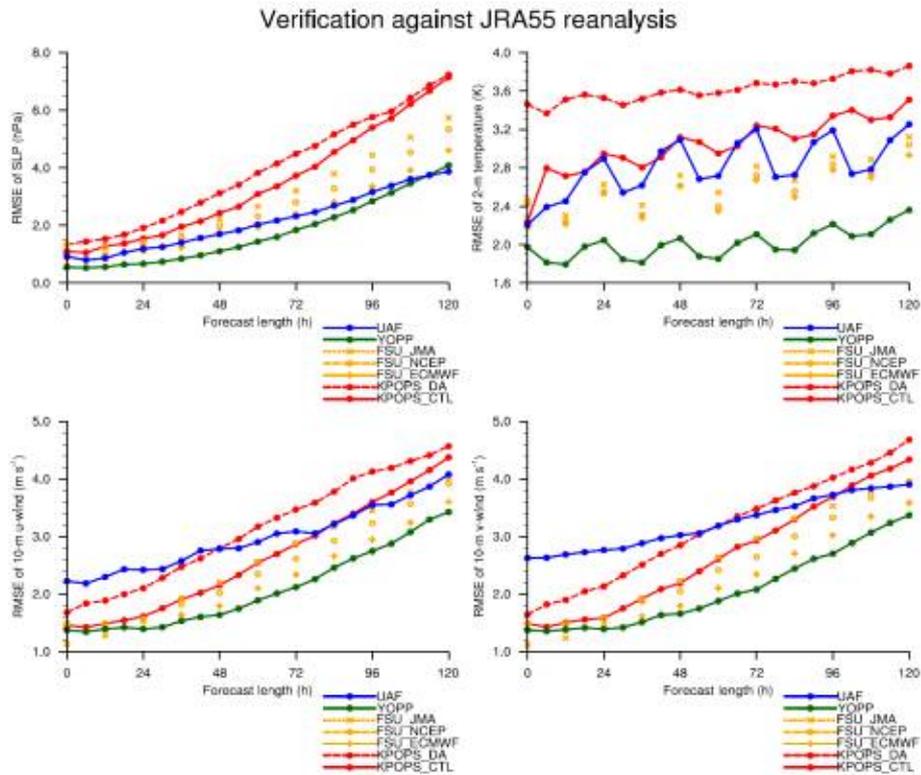


Figure 3.2.43 Root Mean Square Errors (RMSEs) of SLP, 2-m temperature, 10-m zonal wind, and 10-m meridional wind for KPOPS\_CTL (red solid), KPOPS\_DA (red dashed), FSU\_ECMWF (orange solid), FSU\_NCEP (orange dashed), FSU\_JMA (orange dotted), YOPP (green solid), and UAF (blue solid) experiments as a function of forecast length. Errors are calculated against JMA JRA55 reanalysis.

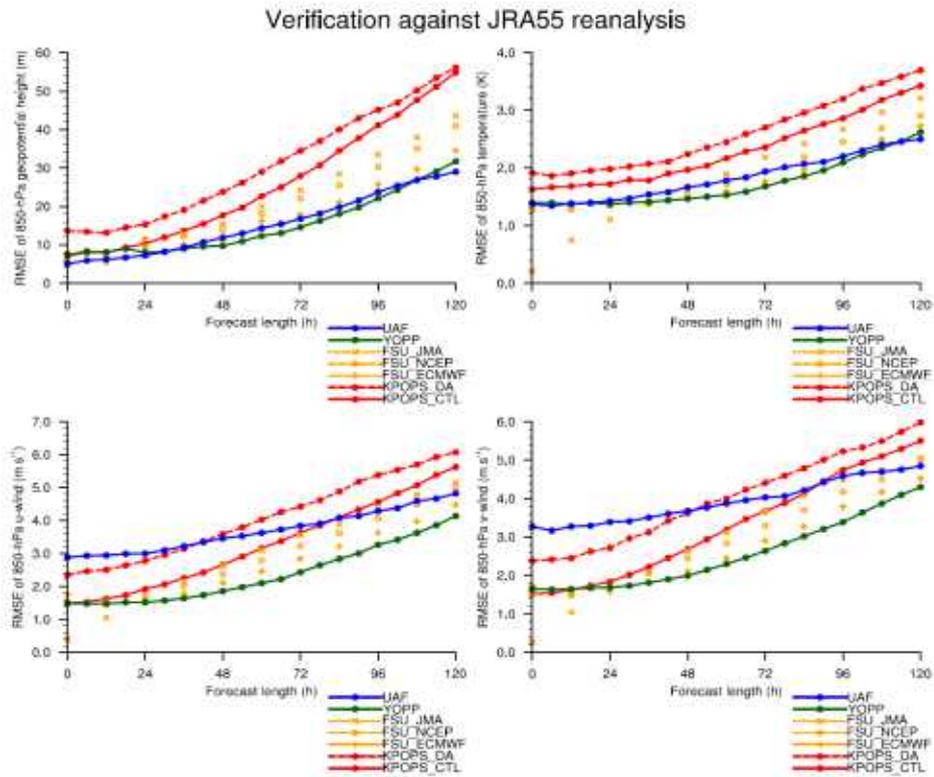


Figure 3.2.44 Same as Fig. 3.2.43 except for geopotential height, temperature, zonal wind, and meridional wind at 850 hPa

극지연구소

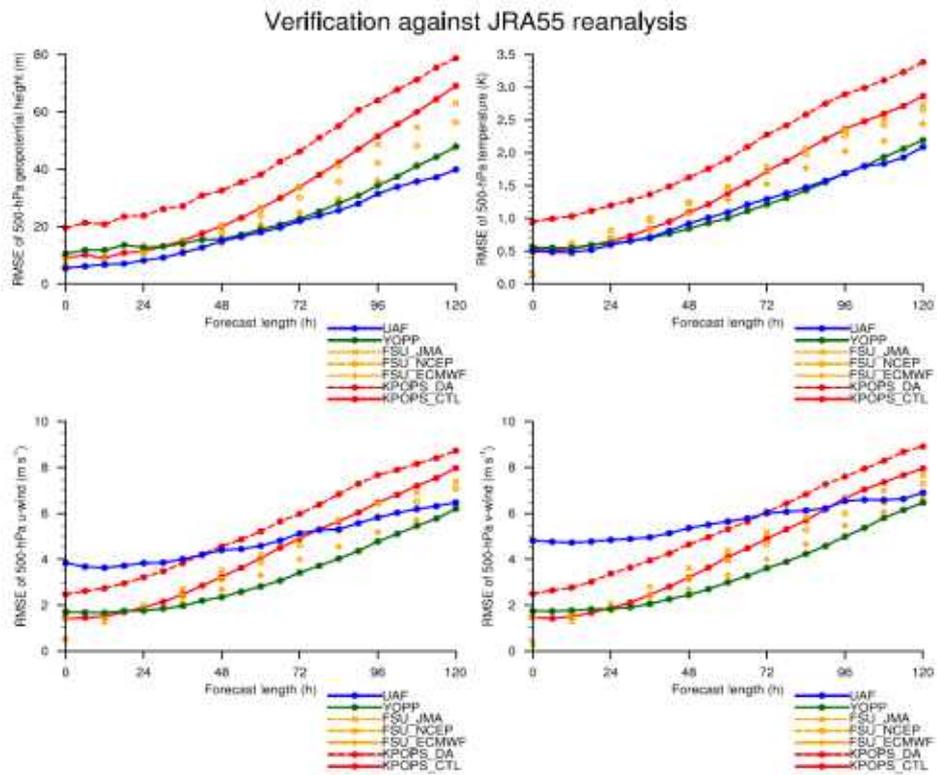


Figure 3.2.45 Same as Fig. 3.2.43 except for geopotential height, temperature, zonal wind, and meridional wind at 500 hPa

극지연구소

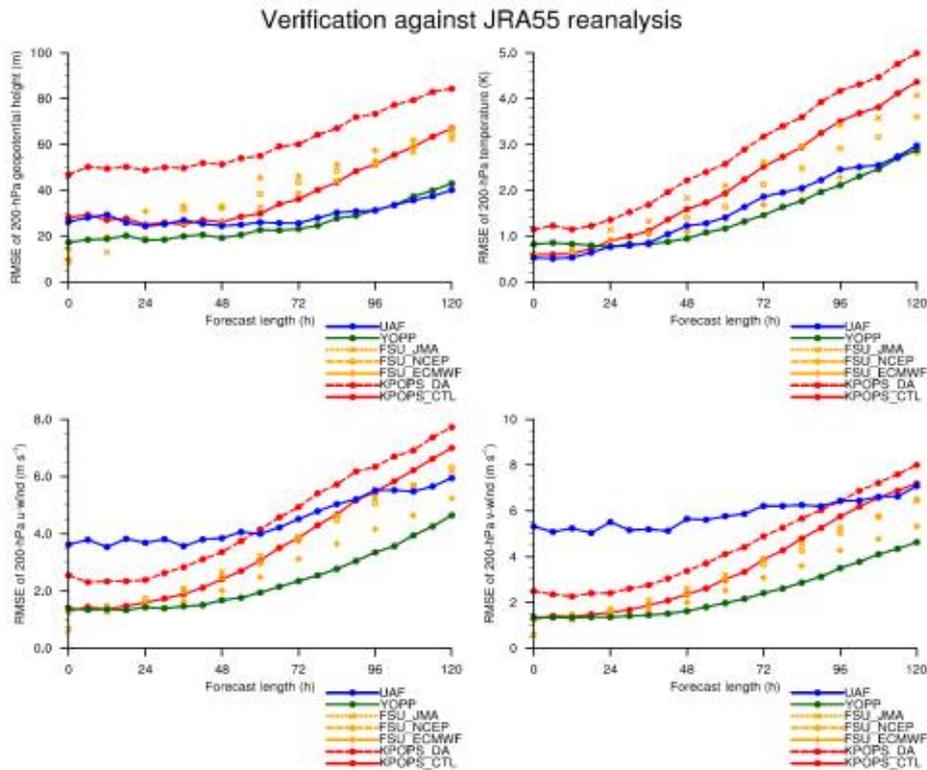


Figure 3.2.46 Same as Fig. 3.2.43 except for geopotential height, temperature, zonal wind, and meridional wind at 200 hPa

### (3) 2017년 이후 아라온호 북극 항해시 실시간 예측결과의 전송

2017년부터 현재까지 쇄빙선 아라온호의 북극 항해시, 연구소 계산서버를 이용하여 북극 지역 실시간 예측을 수행하고 있다. 아라온호에서 관측한 라디오존데 자료를 전송받아, 극지 날씨 예측 시스템 내에서 자료동화에 활용하고, 극지 날씨 예측 시스템을 이용한 예측결과를 그림 형태로 표출하여 아라온호에 전송하는 방식을 취한다. 이렇게 전송된 예측결과는 아라온호 외부 연구활동을 위한 참고자료로 활용되었다. 극지 날씨 예측 시스템을 이용한 예측결과 외에 NCEP GFS의 전구 예측결과와 NCEP GFS 분석장을 전송하였다. 매주 월요일, 수요일, 금요일에 2-m 온도, 해면기압, 10-m 바람, 해빙의 농도 (분석장에만 해당), 500-hPa 지위고도, 200-hPa 바람, 해빙표면온도 (분석장에만 해당), 누적 강우/강설량, 그리고 구름에 대한 정보를 용량이 작은 그림파일 형태로 아라온호로 전송하였다. 아라온호에 전송한 예측결과의 예시를 Fig. 3.2.47에 제시하였다.

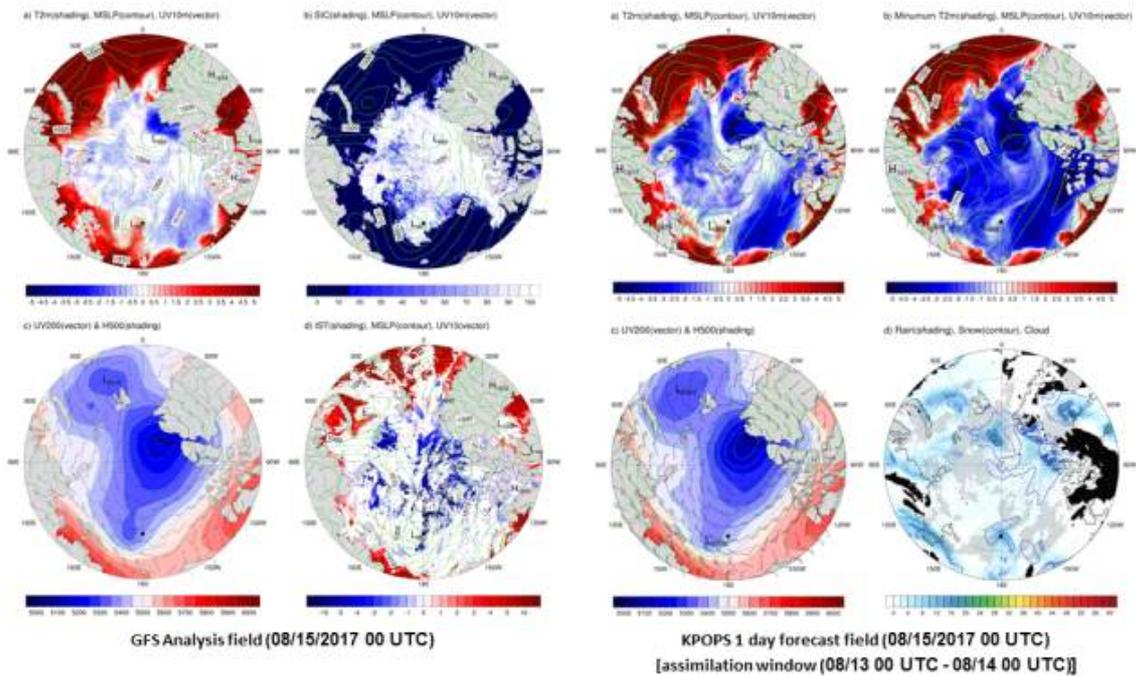


Figure 3.2.47 (Left) (a) 2-m temperature (shading), MSLP (contour), and 10-m wind (vector), (b) sea ice concentration (shading), MSLP (contour), and 10-m wind (vector), (c) 500-hPa geopotential height (shading), 200-hPa wind (vector), (d) ice surface temperature (shading), MSLP (contour), 10-m wind (vector) at 00 UTC 15 August 2017 from GFS analysis. (Right) (a) 2-m temperature (shading), MSLP (contour), and 10-m wind (vector), (b) minimum 2-m temperature (shading), MSLP (contour), and 10-m wind (vector), (c) 500-hPa geopotential height (shading), 200-hPa wind (vector), (d) accumulated rainfall (shading), snow (contour), and cloud at 00 UTC 15 August 2017 from 1-day KPOPS-Weather forecast.

#### (4) 물리과정에 대한 민감도 실험 수행

대기 모형의 예측성은 초기조건과 불확실성과 모형의 역학/물리과정의 불완전성에 의해 제한된다. 물리과정의 불완전성을 보완하기 위하여, 아격자 규모 (sub-grid scale)의 대기현상에 대한 서로 다른 가정을 바탕으로 하는 여러 가지 모수화 (parameterization) 방법이 제안되었다. 극지 날씨 예측 시스템의 WRF 모형도 하나의 물리과정에 대해 여러 가지 옵션을 갖고 있어, 모의하고자 하는 지역이나 현상에 맞는 최적의 물리과정 조합을 찾는 것이 필요하다. 최적의 물리과정 조합을 찾기 위하여, 북극 지역 날씨 예측에 큰 영향을 줄 것으로 예상되는 미세물리과정

(microphysics), 대기경계층과정 (planetary boundary layer), 그리고 적운모수화과정 (cumulus parameterization)에 대한 민감도 실험을 수행하였다.

WRF 모형 내, 위 물리과정에 대한 여러 옵션들 가운데 물리과정의 특성을 고려하여, 물리과정 조합을 선정하고 민감도 실험을 수행하였다. 선행 연구 결과를 바탕으로, 미세물리 과정의 경우, 단일 모멘트 (single moment) 방식이 아닌 이중 모멘트 (double moment) 방식을 이용하는 옵션들 가운데 WDM6 (mp16)와 Milbrandt 2-moment (mp9) 옵션을, 대기경계층 과정의 경우, non-local 방식의 ACM2 (bl7)와 대기난류에너지 (turbulent kinetic energy) 기반의 MYNN2 (bl5) 옵션을, 그리고 적운모수화 과정의 경우, Grell-Freitas 옵션을 선택하였다. 선택된 미세물리과정, 대기경계층과정, 그리고 적운모수화과정을 조합하여, 총 5개의 민감도 실험 (CTL, mp9bl5, mp9bl7, mp16bl5, mp16bl7)을 수행하였다. 여기서 CTL 실험은 기존의 물리과정 조합 즉, Morrison 2-moment 미세물리과정, MYJ 대기경계층과정, 그리고 Kain-Fritsch 적운모수화과정을 사용한 실험을 나타낸다. 2017년 14개, 그리고 2018년 16개의 사례에 대해 물리과정 민감도 실험을 수행한 후, 결과를 비교·분석하였다. 물리과정 조합에 따른 예측성을 평가하기 위하여, ERA Interim 재분석자료, 아라온호 선상 관측 자료, 그리고 IABP 부이 관측 자료를 이용하여 검증 통계량을 계산하였다.

아라온호 선상 관측 자료를 이용하여 검증했을 때, 해면기압의 예측성은 대기경계층정보보다는 미세물리과정에 대한 의존성이 큰 것으로 나타났으며, 2-m 온도의 경우 모든 실험에서 음의 편차가 나타났다. 10-m 바람의 경우, 다른 변수에 비해 물리과정 조합에 따라 예측성이 크게 달라지지 않는 것으로 나타났다 (Fig. 3.2.48). 각각의 민감도 실험에서 모의된 지면에서의 복사 플럭스 (radiative flux)를 아라온호에서 관측한 복사 플럭스와 비교하면, 단파 복사 플럭스의 경우 일변화가 나타나고, 하향 단파 복사의 경우 사용된 미세물리과정에 따라 편차의 부호가 달라지는 것을 확인하였다. 상향 장파 복사의 경우 실험간 차이가 거의 없고, 하향 장파 복사의 경우 예보 선행 시간에 관계없이 모든 실험에서 음의 편차가 나타났다 (Fig. 3.2.49). 아라온호 선상 관측 자료를 이용하여 계산한 근제곱평균오차를 비교해 보면, 해면기압, 10-m 동서 방향 바람, 그리고 10-m 남북 방향 바람의 오차는 민감도 실험간 차이가 크지 않지만, 2-m 온도의 경우, 현재 극지 기상 예측 시스템에서 사용하고 있는 물리과정 조합에 대한 오차가 가장 작은 것을 확인하였다 (Fig.

3.2.50). 아라온호 기상 관측 자료를 이용하여 복사 변수에 대한 근제곱평균오차를 계산한 결과를 보면, 물리과정의 조합에 따른 변화가 하향 장파 복사에서 가장 크게 나타나고 이는 2-m 온도의 오차와도 연관되어 있을 것으로 예상된다 (Fig. 3.2.51).

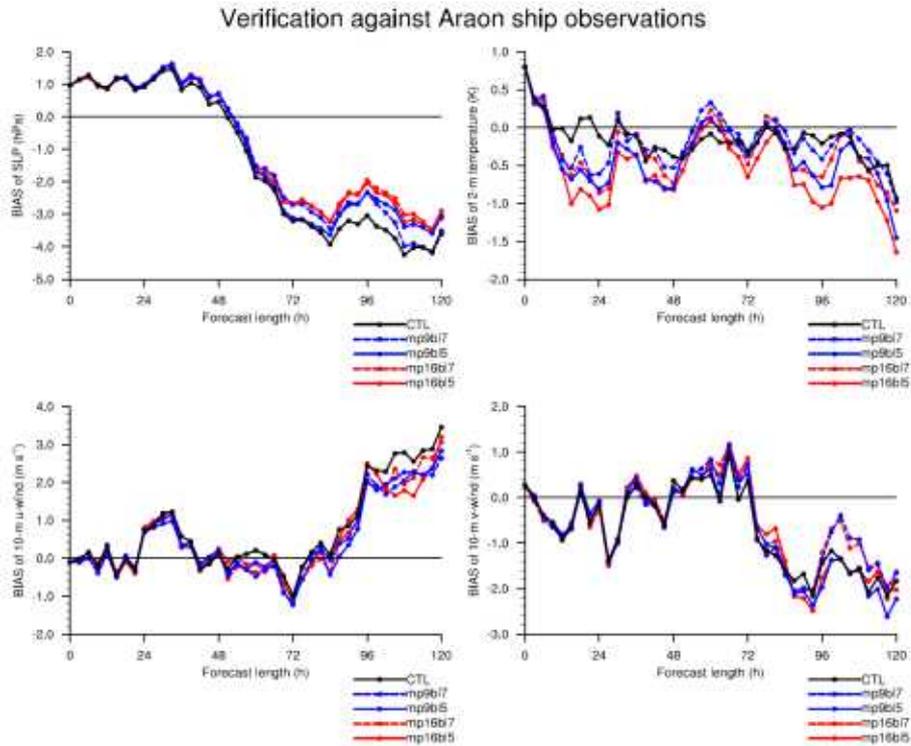


Figure 3.2.48 Biases of SLP, 2-m temperature, 10-m zonal wind, and 10-m meridional wind for CTL (black), mp16b15 (red solid), mp16b17 (red dashed), mp9b15 (blue solid), mp9b17 (blue dashed) experiments as a function of forecast length. Errors are calculated against ship observations from IBRV Araon.

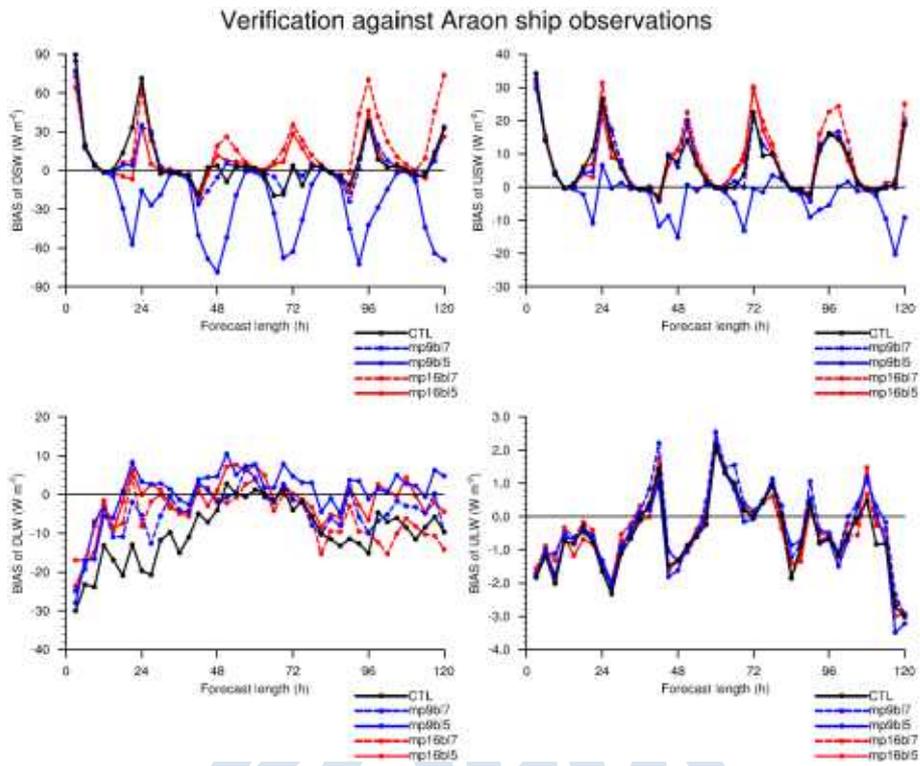


Figure 3.2.49 Same as Fig. 3.2.48 except for downward shortwave radiative flux, upward shortwave radiative flux, downward longwave radiative flux, and upward longwave radiative flux

극지연구소

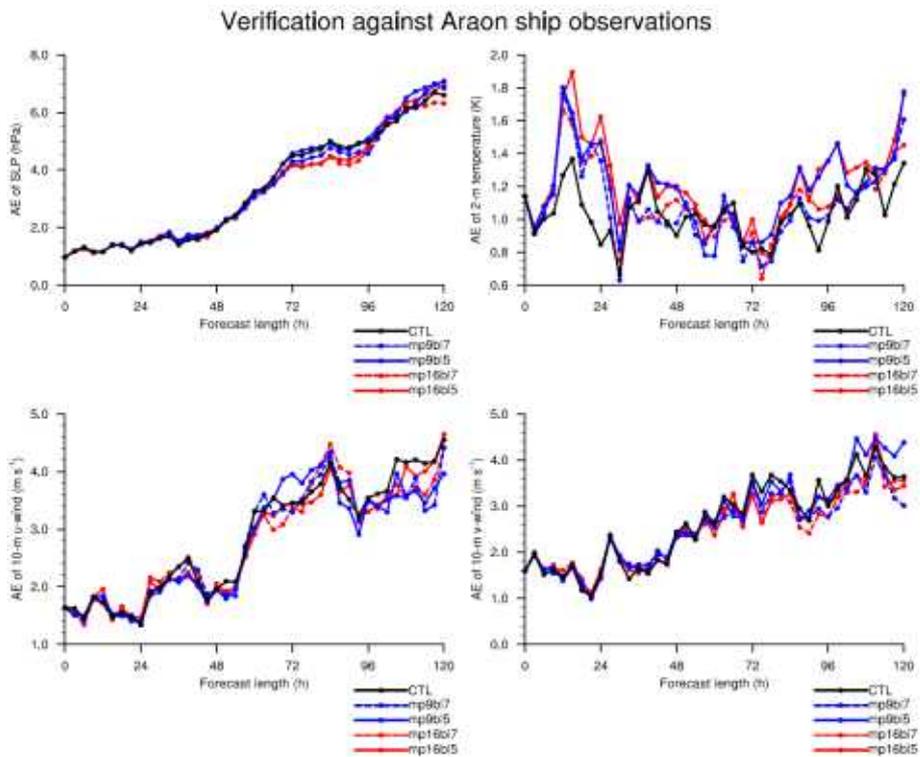


Figure 3.2.50 Same as Fig. 3.2.48 except MAEs instead of biases

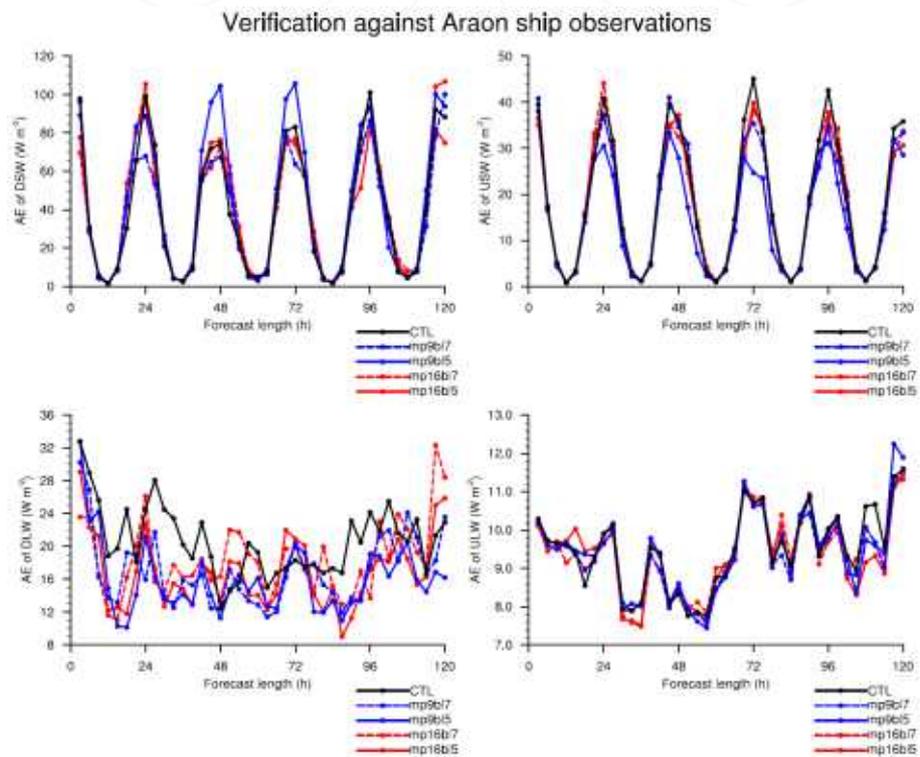


Figure 3.2.51 Same as Fig. 3.2.49 except MAEs instead of biases

IABP 부이 관측 자료를 이용하여 민감도 실험의 예측성을 평가하면, 지면기압의 경우 모든 실험에서 관측에 비해 기압을 낮게 모의하는 경향을 보인다. 지면온도와 2-m 온도의 경우, 모든 실험에서 음의 편차가 나타나고, 미세물리과정에 따라 예측성이 달라지는 것을 확인할 수 있다 (Fig. 3.2.52). 근제곱평균오차를 비교했을 때, 현재의 물리과정 조합에 대한 온도의 예측성이 다른 민감도 실험에 비해 나쁘지 않음을 확인하였다. 이는 아라운호 선상 관측 자료를 이용한 검증 결과와도 일치하는 것이다 (Fig. 3.2.53). 마지막으로, ERA Interim 재분석자료를 이용하여 민감도 실험의 예측결과를 검증하면, 하층에서 상층으로 올라갈수록 민감도 실험간 예측성 차이가 줄어들고 2-m 온도를 제외한 대부분의 변수에 대한 오차가 물리과정 조합에 관계없이 비슷하게 나타남을 확인하였다 (그림 없음). 물리과정 조합에 대한 민감도 실험 결과를 바탕으로, 극지 날씨 예측 시스템의 기존 물리과정 조합을 그대로 사용하는 것으로 결정하였다.



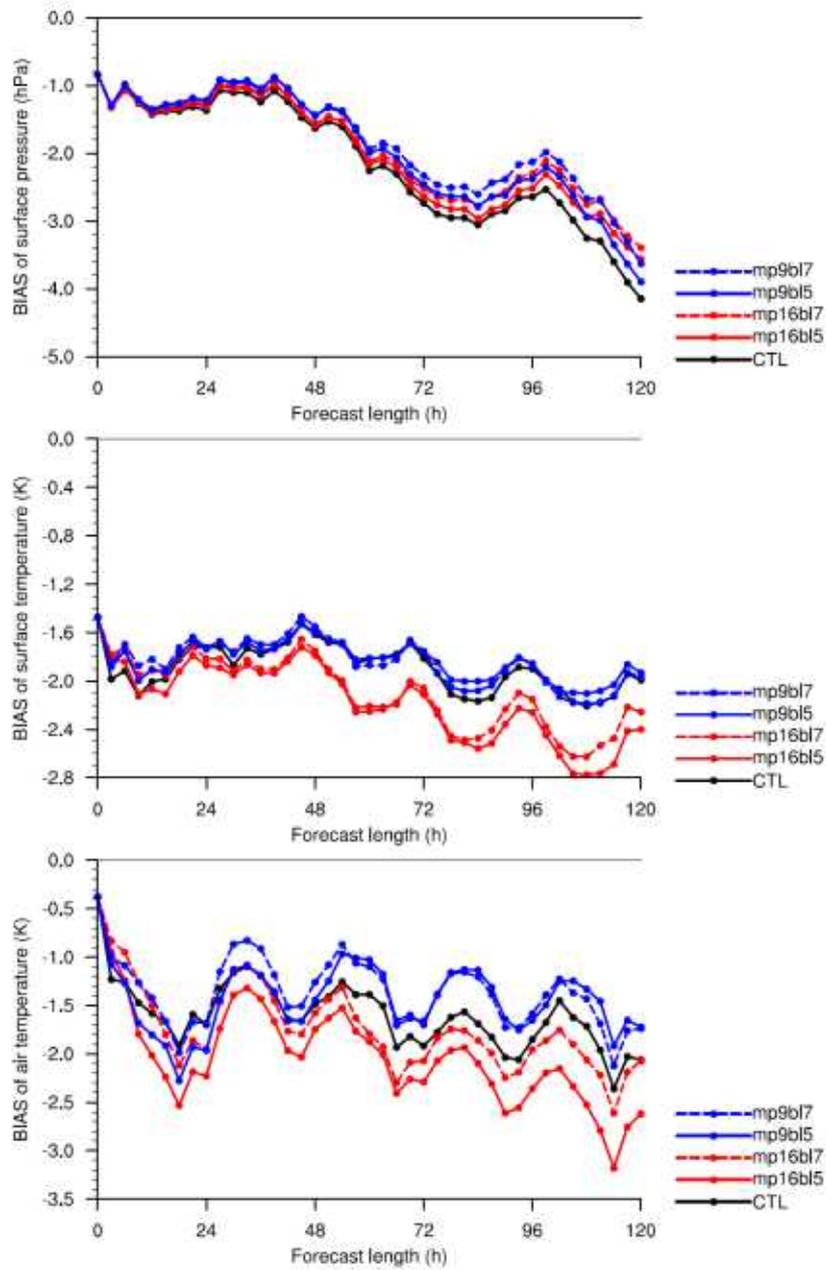


Fig. 3.2.52 Biases of surface pressure, surface temperature, and air temperature for CTL (black), mp16bl5 (red solid), mp16bl7 (red dashed), mp9bl5 (blue solid), mp9bl7 (blue dashed) experiments as a function of forecast length. Errors are calculated against buoy observations from IABP program.

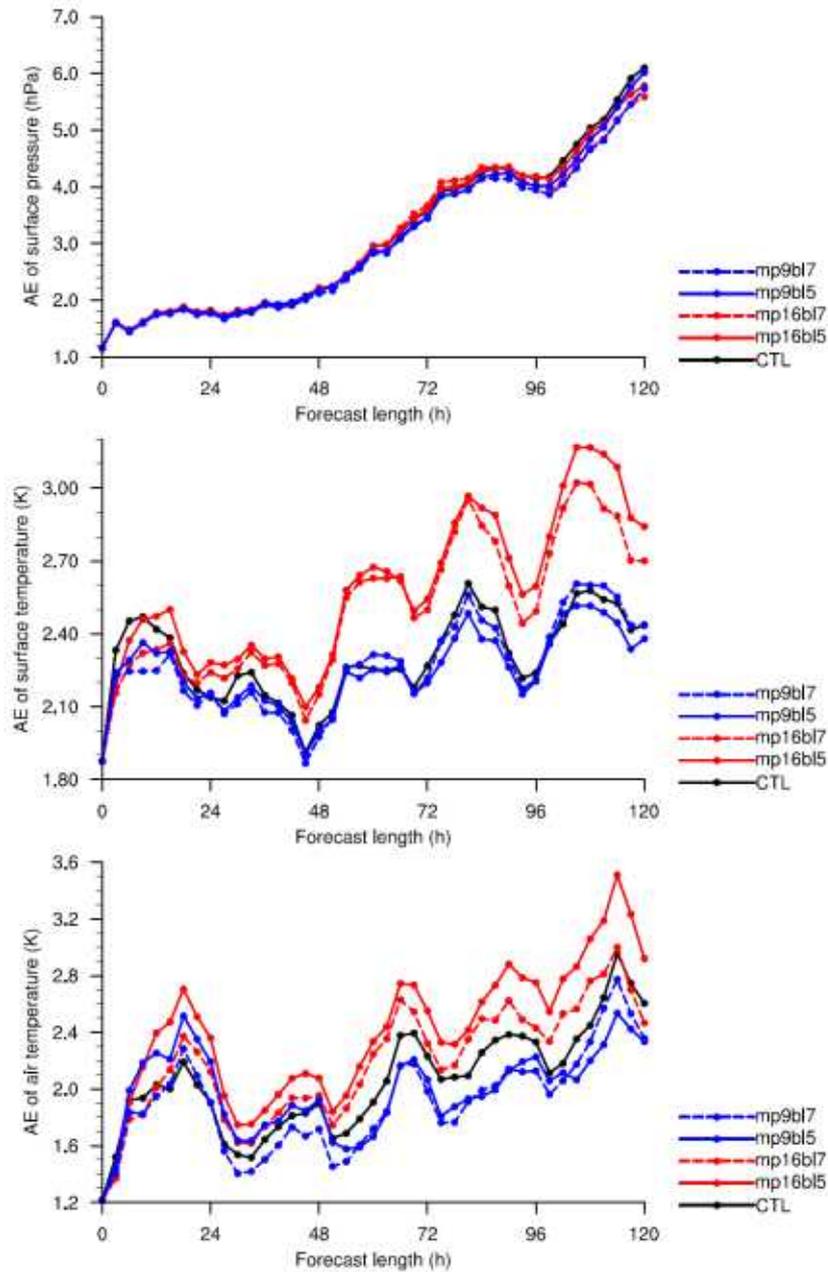


Figure 3.2.53 Same as Fig. 3.2.52 except MAEs instead of biases

(5) 지면 온도 예측에서 나타나는 음의 편차 분석

2017년 아라온호 북극항해시 수행한 실시간 예측결과를 NCEP GFS 분석장과 비교하면, 대기 하층에서 음의 편차 (cold temperature bias)가 뚜렷하게 나타난다. 2018년 아라온호 북극항해시 수행한 예측결과에서도 이러한 특성은 동일하게 나타났으며, 해빙이 존재하는 곳에서 음의 편차가 더욱 크게 나타났다. 즉, 실시간 예보

에 사용된 극지 기상 예측 시스템은 NCEP GFS에 비해 대기 하층의 기온을 낮게 모의하는 경향이 있다고 할 수 있다.

오차를 계산하는 과정에서 기준으로 사용한 NCEP GFS 분석장도 불확실성을 갖고 있기 때문에, 2017년 9개의 사례, 2018년 15개의 사례에 대해 아라운호 선상 관측 자료를 NCEP GFS 예보장, 극지 기상 예측 시스템의 예측결과와 비교하였다. 평균적으로 NCEP GFS 예보장 대기 하층 기온이 극지 기상 예측 시스템의 예측결과보다 높은 것을 확인할 수 있고, 이러한 경향은 2018년 예측결과에서 더욱 뚜렷하게 나타난다 (Figs. 3.2.54-55). NCEP GFS 분석장을 기준으로 생각하면, 극지 기상 예측 시스템의 예측결과는 대기 하층 기온 모의에 있어 음의 편차를 갖지만, 아라운호 선상 관측 자료를 기준으로 보면, NCEP GFS 예보장과 극지 기상 예측 시스템의 예측결과는 각각 양과 음의 편차를 갖고 있어 어느 한쪽의 모의 성능이 더 우수하다고 판단하기 어렵다.

실시간 예측에 사용된 극지 기상 예측 시스템과 달리, NCEP GFS는 대기 모형에 지면, 해양, 해빙 모형이 결합된 시스템으로, 해빙 모형으로는 열역학 해빙 모형이 사용된다. 해빙 모형이 접합된 NCEP CFS (Climate Forecast System)를 이용하여 생산한 재분석자료인 CFSR (Climate Forecast System Reanalysis)에서는, 해빙의 효과를 고려하지 않은 NCEP-NCAR (National Center for Atmospheric Research; R1) 재분석자료나 NCEP-DOE (Department of Energy; R2) 재분석자료에서 나타난 지면 온도의 음의 편차가 개선되는 것으로 알려져 있다. 이는 현열속 (sensible heat flux), 잠열속 (latent heat flux), 알베도 (albedo) 등이 다르게 모의되면서, 대기와 해빙 표면간 에너지 교환 등이 더 실제와 가깝게 모의되어 나타난 결과로 보인다.

### Temp. (2m) Error time series (2017)

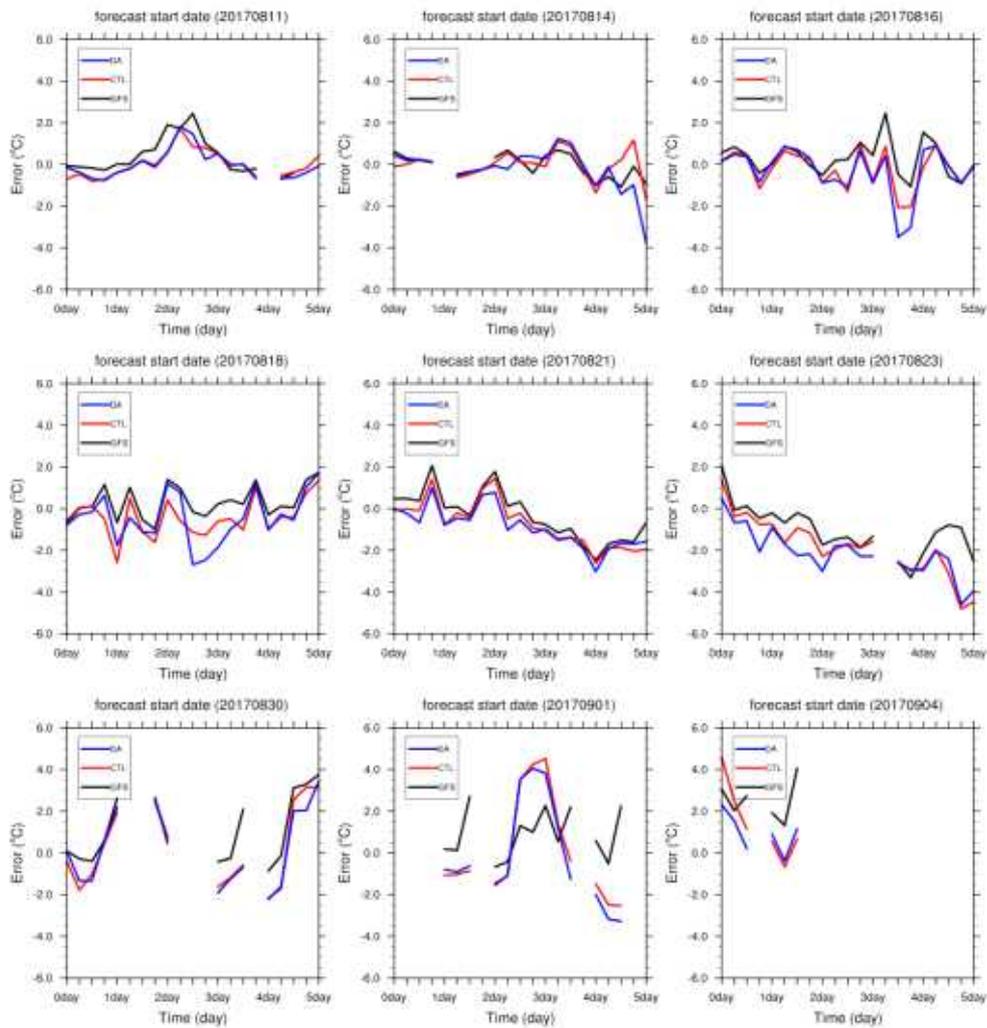


Figure 3.2.54 Biases of 2-m temperature for GFS forecast (black), CTL (red), and DA (blue) experiments as a function of forecast length. Errors are calculated against ship observations from IBRV Araon, using a total of 9 cases in 2017.

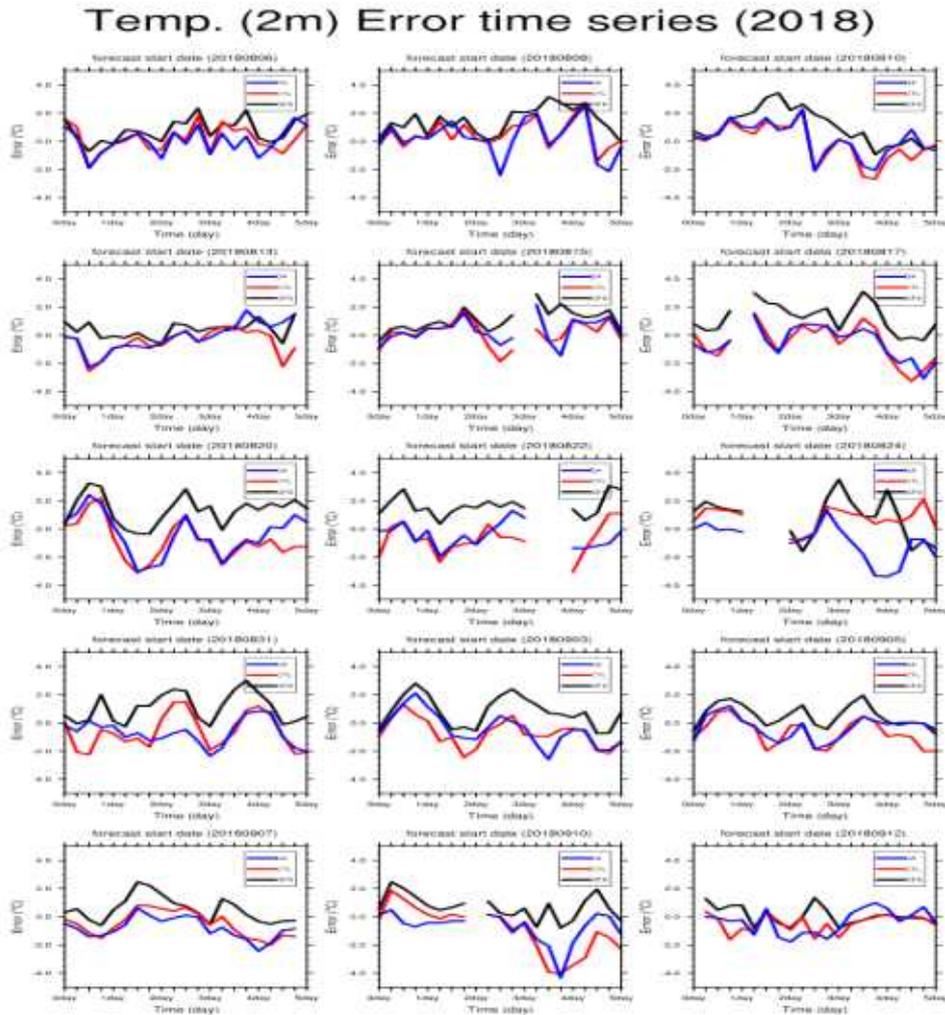


Figure 3.2.55 Same as Fig. 3.2.54 except for 15 cases in 2018

(6) 배경 오차 공분산의 수평 방향 규모 길이 조절 실험

3차원 변분 자료동화 방법에서 사용되는 배경 오차 공분산 (background error covariance)은 일반적으로 NMC 방법을 이용하여 계산된다. NMC 방법에서는 장기간 (예, 한달 이상)에 대하여, 24시간 예보와 12시간 예보 (혹은 48시간 예보와 24시간 예보)의 차이를 배경 오차로 정의하고 배경 오차의 평균적인 값을 계산한다. NMC 방법을 통해 얻은 배경 오차 공분산은 일종의 기후학적인 값 (climatological value)이므로, 상황에 맞게 조절 (tuning)하는 것이 필요하다. 배경 오차 공분산은 관측 자료의 효과가 수평 방향, 연직 방향, 그리고 다른 변수로 어떻게 퍼져 나갈지를 결정한다. 극지 날씨 예측 시스템 내 WRFDA 시스템에서는 수평 방향의 상관

관계를 회귀필터 (recursive filter), 연직 방향의 상관관계를 EOF (empirical orthogonal function) 모드, 그리고 변수간의 상관관계를 회귀계수 (regression coefficient)를 이용하여 표현한다. 구체적으로, 수평 방향의 상관관계는 회귀필터의 적용 회수와 규모 길이에 의해 결정된다.

NMC 방법으로 계산한 배경 오차 공분산의 수평 방향 규모 길이 (length scale)의 기준 변수 (control variable)별 연직 분포를 살펴보면, 유선 함수 (streamfunction)와 속도 포텐셜 (velocity potential)의 경우, 제트기류 (jet stream)가 나타나는 대기 상층에서 큰 값을 갖고 하층으로 갈수록 그 값이 줄어드는 것을 확인할 수 있다. 상대 습도의 경우 변수 자체의 값이 작은 대기 상층보다는 하층에서 규모 길이의 값이 크고, 온도의 경우 유선 함수나 속도 포텐셜과 비슷하게 하층에 비해 상층에서 큰 값을 갖으나 그 크기는 바람 관련 변수의 약 20% 정도로 나타난다 (Fig. 3.2.56)

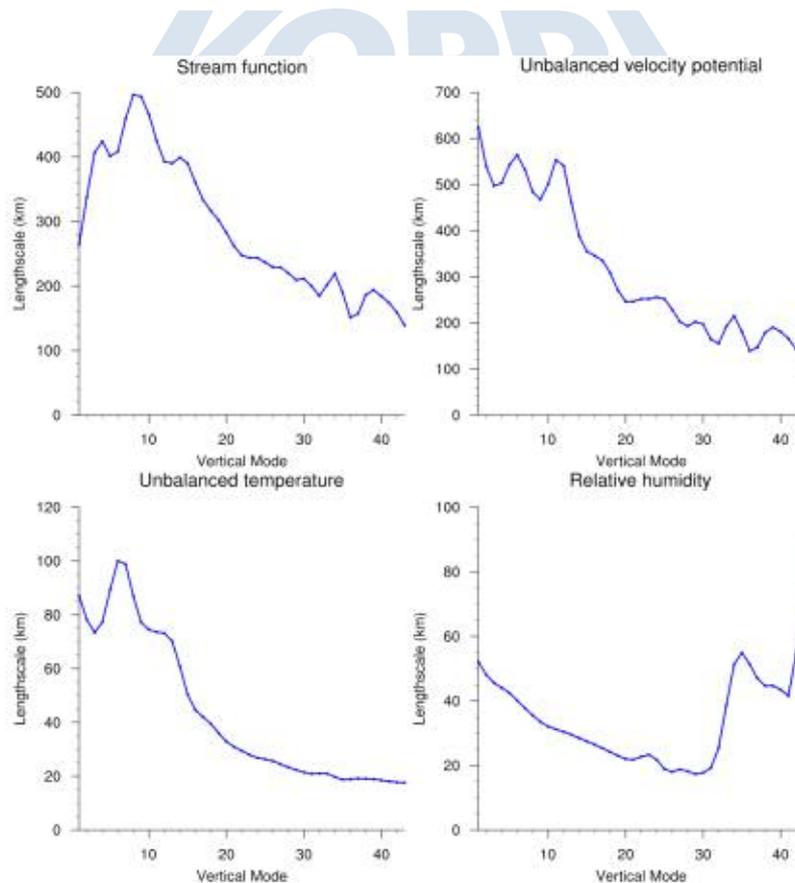


Figure 3.2.56 Length scales for streamfunction, unbalanced velocity potential, unbalanced temperature, and relative humidity control variables as a function of vertical mode

수평 방향 규모 길이의 조절이 분석 증분 (analysis increment; 분석장과 배경장의 차이)에 미치는 영향을 살펴보기 위하여, 가상의 단일 관측을 동화하는 실험 (pseudo single observation test)을 수행하였다. 대기 중층, 모의 영역 중앙에 가상의 온도 관측을 동화하면, 관측의 위치에서 양의 온도 증분이 나타나고 온도와 바람 사이의 균형 관계에 의해 관측 위치를 중심으로 시계 방향의 바람 증분이 나타난다. 이 때, 온도와 상대 습도 사이의 관계는 배경 오차 공분산에 포함되어 있지 않아 상대 습도의 증분은 나타나지 않는다 (Fig. 3.2.57). 수평 방향 규모 길이를 원래의 값의 두 배로 증가시켜 같은 관측을 동화하면, 온도 및 바람 증분이 나타나는 영역의 크기가 두 배로 증가한 것을 확인할 수 있다. 즉, 관측의 동화 효과가 영향을 미치는 수평 방향의 범위가 증가하였다 (Fig. 3.2.58).



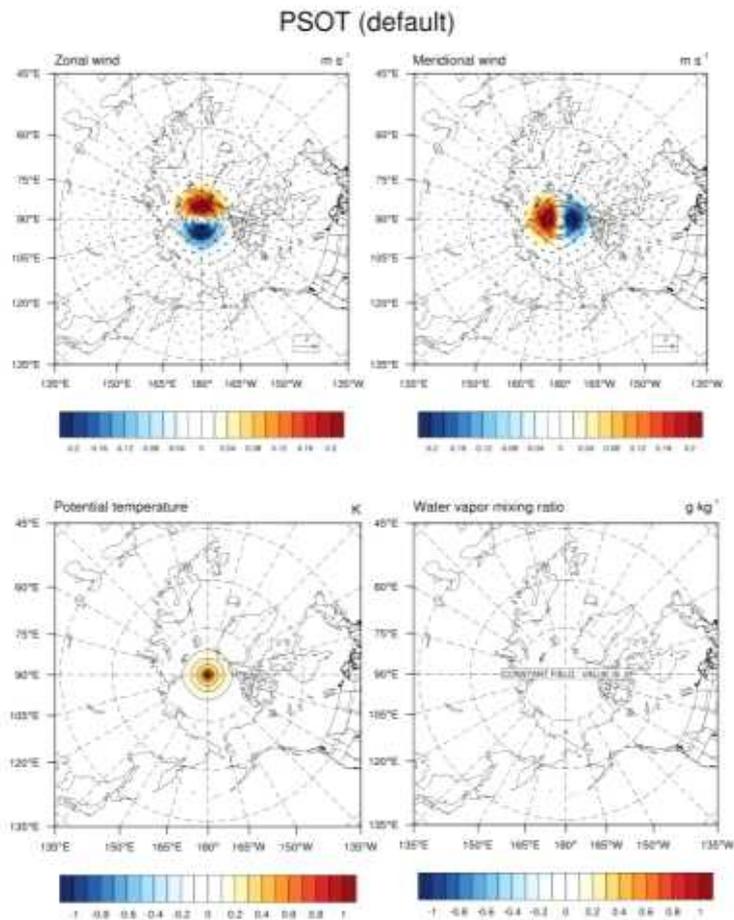


Figure 3.2.57 Analysis increments of zonal wind, meridional wind, potential temperature, and water vapor mixing ratio from pseudo single observation test with a single temperature observation at domain center

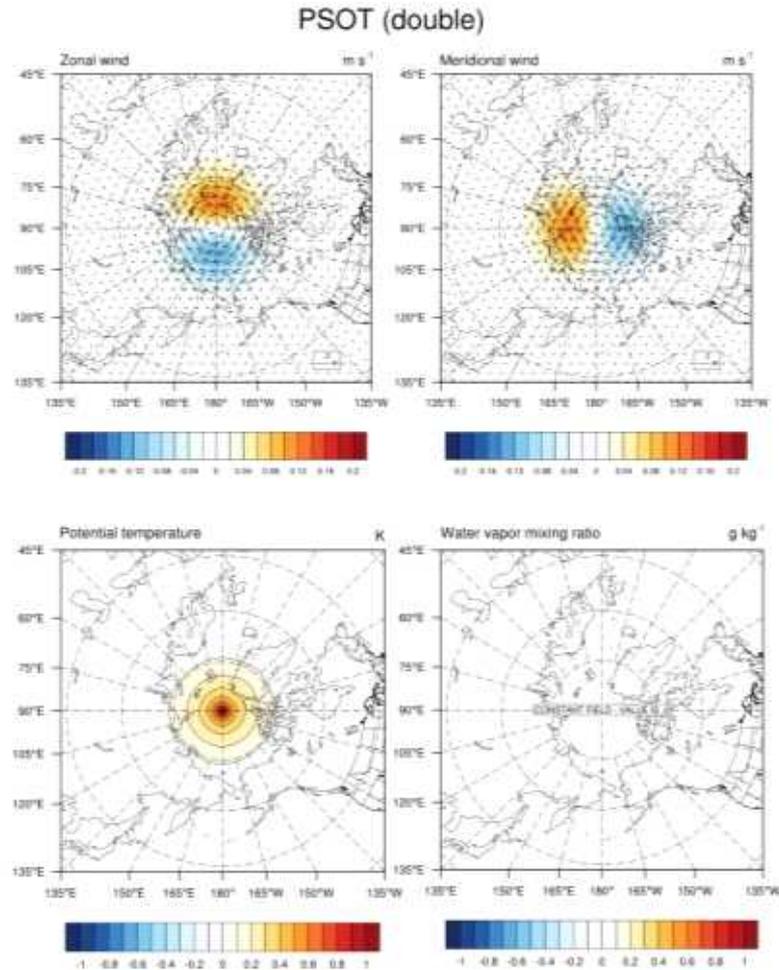


Figure 3.2.58 Same as Fig. 3.2.57 except with doubled length scales for all control variables

(7) 2016년 8월 중순 발생한 극 저기압 예측에 미치는 아라온호 라디오존데 관측 자료 동화 효과 분석

여름철 극지역에서 발생하는 극한 기상 현상인 극 저기압 (Arctic cyclone) 예측에 대한 아라온호 라디오존데 관측 자료 동화의 효과를 평가하기 위하여, 극지 기상 예측 시스템과 일본 JAMSTEC의 전구예측시스템을 이용하여, 아라온호 라디오존데 관측 자료 동화 실험을 수행하고 2016년 8월 발생한 극 저기압의 경로 및 중심 기압 변화에 미치는 영향을 분석하였다.

우선 극지 기상 예측 시스템을 이용하여 2016년 8월 중순 북극해를 뒤덮은 강한 극 저기압 사례에 대한 자료동화 및 예측 실험을 수행하였다. 배경장으로는 GFS

분석장을 이용하였고, 배경 오차 공분산은 NMC 방법을 이용하여 계산하였으며, 아라온호에서 관측한 라디오존데 자료를 3차원 변분 자료동화 방법을 이용하여 동화하였다. 자료동화를 수행하지 않은 DA\_NO 실험, 8월 10일 00 UTC에 한 번 자료동화를 수행한 DA\_10 실험, 그리고 8월 10일부터 13일까지 연속적으로 자료동화를 수행한 DA\_13 실험, 총 3개의 실험을 수행하였다 (Fig. 3.2.59).

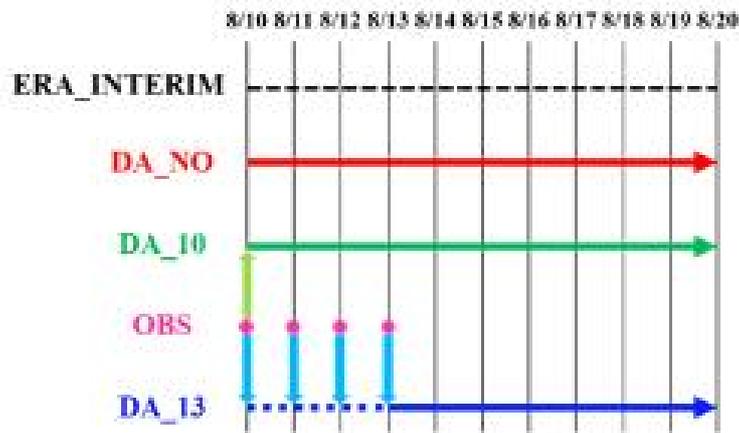


Figure 3.2.59 Experiment design for DA\_NO, DA\_10, DA\_13 experiments

각 실험으로부터 모의하고자 하는 극 저기압의 중심 기압 (강도) 변화와 저기압의 이동 경로를 산출하여, ERA Interim 재분석자료와 비교하였다. DA\_NO 실험과 DA\_10 실험은 재분석자료에 비해 저기압의 강도를 과다 모의하였고, 8월 16일 이후에 나타나는 저기압의 약화를 잘 모의하지 못하였다. 이에 비해 DA\_13 실험에서는 저기압 강도 과다 모의가 다소 개선되었고, 8월 15일 12 UTC 이후로 저기압의 약화가 상대적으로 뚜렷하게 모의되었다 (Fig. 3.2.60). 저기압 중심의 이동 경로는 DA\_NO, DA\_10 실험에서 저기압이 북극해 중심으로 이동한 후 재분석자료에 비해 북동쪽으로 치우쳐 모의되었으나, DA\_13 실험에서는 북극해 중심 부근에서 상대적으로 크게 선회하여 재분석자료와 유사한 경로가 모의되었다 (Fig. 3.2.60). 다만 재분석자료에 비해 DA\_13 실험에서 저기압이 약화되는 시점이 12시간 정도 먼저 나타나고 이 때의 이동 속도도 더 빠르게 모의되었다.

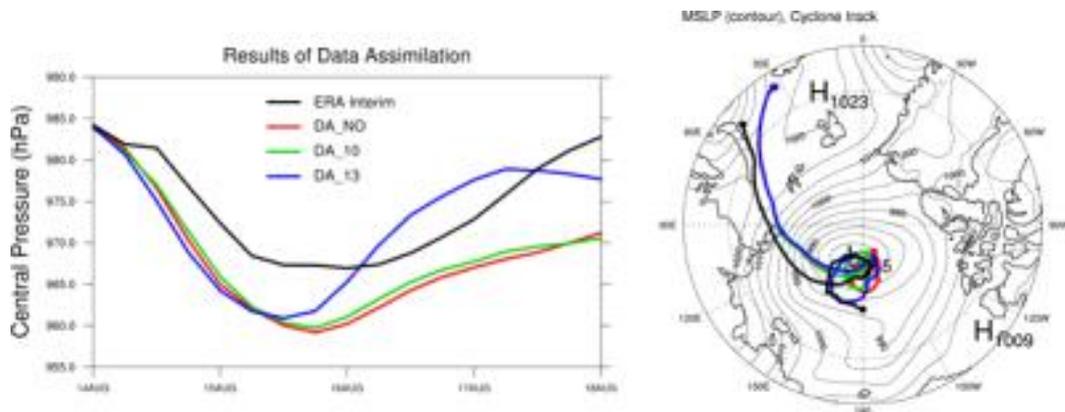


Figure 3.2.60 (Left) Temporal variation of central pressure for ERA Interim reanalysis (black), DA\_NO (red), DA\_10 (green), and DA\_13 (blue) experiments. (Right) Cyclone tracks from ERA Interim reanalysis (black), DA\_NO (red), DA\_10 (green), and DA\_13 (blue) experiments

일본 JAMSTEC에서 운영하는, 전구대기모형 기반 기상예측시스템 (ALEDAS)를 이용하여 극 저기압 사례를 모의하였다. 종관 관측 자료만을 동화하여 생산한 재분석장 (CTL)을 초기조건으로 수행한 예측을 CTL\_f, 아라운호 라디오존데 관측 자료를 추가로 동화하여 생산한 재분석장을 (OSE\_A) 초기조건으로 수행한 예측을 OSE\_A\_f로 정의하고 각각의 실험을 진행하였다. ERA Interim 재분석자료에서 극 저기압은 8월 13일 스발바르 근처에서 생성되어 북극해 중심으로 이동하며 강도가 강해진다. 8월 16일 00 UTC에 중심기압이 968 hPa까지 낮아지면서 최고 강도를 보이고, 이후 약화되다가 18일 무렵부터 척치해 근방에서 발달해오는 저기압의 영향으로 재강화되는 모습을 보인다. CTL과 OSE\_A 재분석장에서 나타나는 저기압의 경로는 OSE\_A가 좀 더 남쪽까지 내려온 것을 제외하면 차이가 크지 않다. CTL\_f와 OSE\_A\_f 예측결과를 비교해보면, OSE\_A\_f 실험에서 저기압의 생성 위치나 최대 강도를 보이는 시점까지의 이동 경로가 재분석자료와 유사하게 모의된다. 각각의 실험에 대해 초기시각을 다르게 하여 여러 개의 앙상블을 구성하였는데, 11일 12 UTC와 12일 00 UTC 시작 앙상블을 제외하면, 전반적으로 OSE\_A\_f의 예측 결과가 CTL\_f의 예측결과보다 재분석자료에 가깝다 (Fig. 3.2.61).

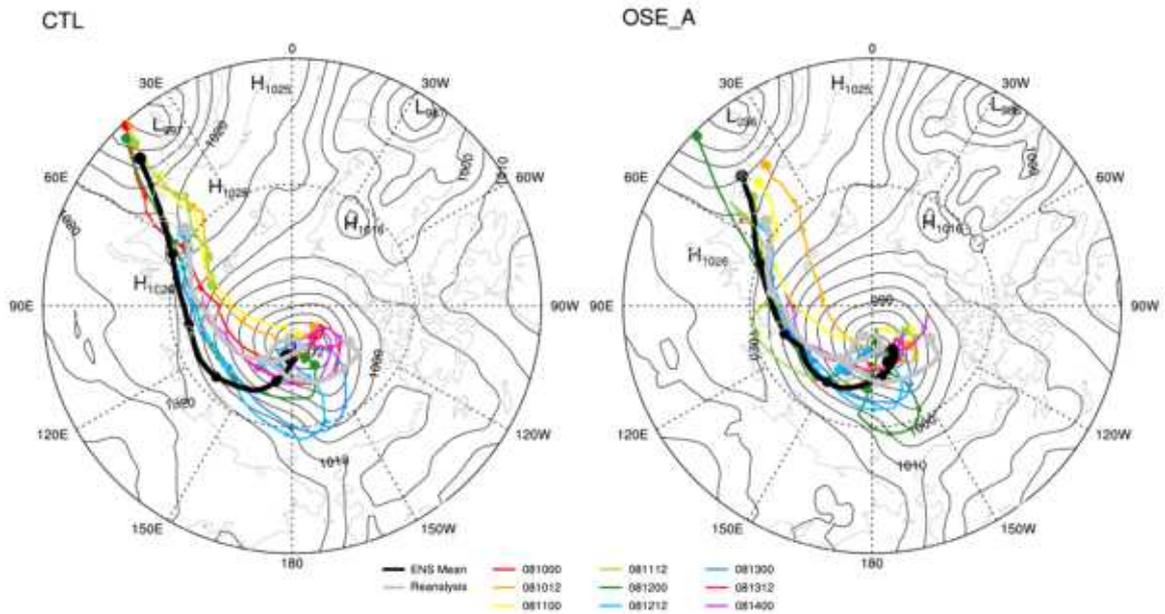


Figure 3.2.61 Simulated cyclone tracks from CTL (left) and OSE\_A (right) experiments. Cyclone tracks from reanalyses of two experiments (grey), forecasts of two experiments with different initial times, and mean of ensemble forecasts (black) are shown.

저기압의 발달에 따른 중심 기압의 변동, 즉, 13일 이후 발달하던 극 저기압이 16일 최대 강도를 보인 후, 점점 쇠퇴하다가 18일 이후 재강화되는 변동 추이가 CTL, OSE\_A 분석장에서 적절하게 나타난다. 이동 경로에서와 마찬가지로, OSE\_A\_f의 예측결과가 앙상블 스프레드 (spread)는 더 크게 나타나나, 16일 저기압이 최대로 발달하는 시점에서의 중심 기압을 더 강하게 모의하고, 특히 13일 00 UTC 이후의 초기시각 앙상블에서는 18일 근처에 나타나는 저기압의 재강화도 모의된다. 전반적인 모의 성능이 OSE\_A\_f 실험에서 CTL\_f 실험에 비해 향상된 것을 확인할 수 있고, 이러한 경향은 13일 이후의 초기시각 앙상블에서 더욱 뚜렷하게 나타난다 (Fig. 3.2.62).

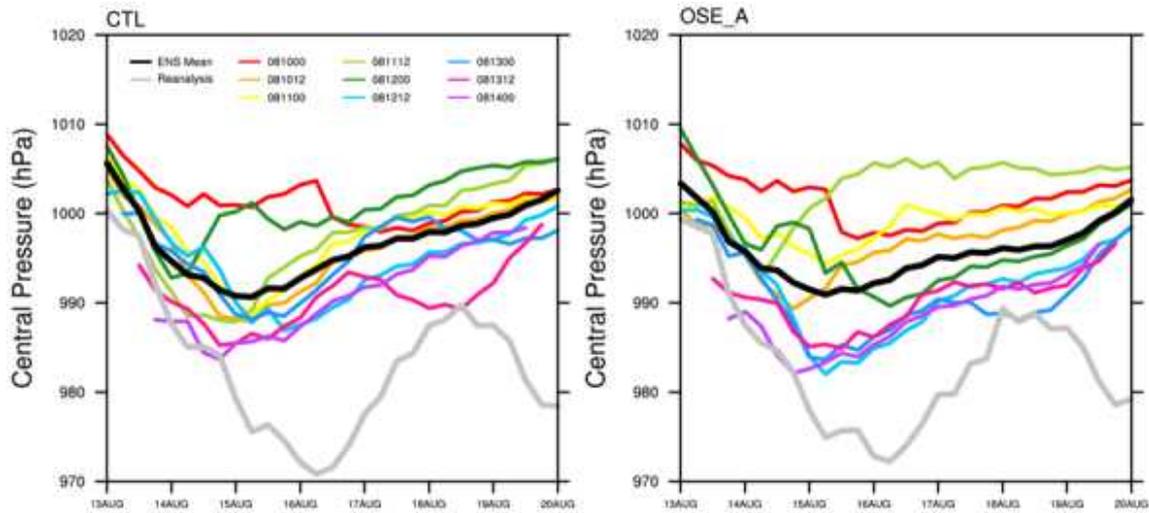


Figure 3.2.62 Temporal variation of central pressure from CTL (left) and OSE\_A (right) experiments. Central pressure variations from reanalyses of two experiments (grey), forecasts of two experiments with different initial times, and mean of ensemble forecasts (black) are shown.

## 라. 요약 및 결론

쇄빙선 아라온호의 북극항해 시 2015년부터 라디오존데 관측을 수행하고 있으며, 2017년부터는 6시간 간격으로 8월부터 9월 중순까지 (연구항차 1항차와 2항차 기간) 라디오존데 관측을 수행하고 GTS로 전송함으로써, 관측자료의 수가 부족한 북극해 지역의 대기 관측에 기여하고 있다. 2017년부터는 극지 기상 예측 시스템을 이용하여, 아라온호에서 관측한 라디오존데 자료의 동화를 포함하는 실시간 예측을 수행하고, 예측결과를 그림의 형태로 아라온호에 전송하여 연구자들의 현장활동을 위한 참고자료로 활용되고 있다.

2017년과 2018년에는 아라온호 라디오존데 관측자료 동화의 효과를 알아보기 위하여, 아라온호 라디오존데 관측자료만을 동화한 실험과 자료동화를 수행하지 않은 실험을 수행하고, 두 실험을 비교·분석함으로써 추가 라디오존데 관측자료의 동화가 북극 지역 날씨 예측성에 미치는 영향을 살펴보았다. 추가 라디오존데 관측자료의 동화가 날씨 예측성에 미치는 영향은 사례에 따라 다르지만, 평균적으로 예측성에 긍정적인 영향을 주는 것으로 확인되었다. 아라온호의 이동경로를 따라 6시간 간격으로 대기의 연직 프로파일이 동화되어, 추가로 자료동화에 사용되는 관측의 양이 많지 않음에도 예측성에 긍정적인 영향을 준 것은, 향후 북극해 지역에서의

관측 플랫폼이 추가되고 자료동화방법이 고도화되면 북극 지역 날씨 예측성이 유의미하게 향상될 수 있는 가능성을 시사한다.

2019년에는 현업기관에서 운영중인 예측시스템과 유사하게, 극지 기상 예측 시스템을 기반으로, 6시간 간격으로 모든 사용가능한 관측자료를 동화하고 1일 간격으로 10일 예보를 수행하는 실시간 예측시스템을 구축하였다. 3차원 변분 자료동화 방법으로, 종관관측, 위성 복사휘도 관측, 그리고 아라온호 라디오존데 관측을 동화하는 시스템을 구축하였다. 극지 기상 예측시스템의 예측결과를 알래스카 대학교에서 운영중인 열역학 해빙 모형과 결합된 지역규모 대기모형 기반 예측시스템, 플로리다 주립 대학교에서 운영중인 전구대기모형 기반 예측시스템, 그리고 ECMWF 앙상블예측시스템의 예측결과와 비교·평가하였다. 지면기온의 한랭편차 등 아직까지 개선해야 할 부분이 존재하지만, 극지 기상 예측 시스템 기반 실시간 예측시스템의 예측성은 타기관 예측시스템의 예측성과 유사한 수준으로 확인되었다. 향후, 물리과정의 개선, 자료동화 방법의 고도화 등을 통해 실시간 예측 시스템의 예측성을 더욱 향상시키고, 예측시스템의 예측결과를 연구자들의 북극·남극 현장활동을 위한 참고자료로 활용할 수 있을 것으로 기대된다.

### 3.2.2.3 극지 예측의 해(YOPP) 참여

#### 가. 배경

2011년 세계기상회의에서 장기간의 노력으로 전지구 통합 극지 예측 시스템을 만들기로 결정하였는데, 이러한 시스템을 만들기 전에 우선 극지역의 과정들과 상호작용에 대한 과학적 이해를 향상시키는 연구를 먼저할 필요성이 있었다. 이에 세계기상기구 산하의 두 주요 프로그램인 세계기상연구프로그램(WWRP)와 세계기후연구프로그램(WCRP)에서 필요한 연구 개발을 조직하는 노력이 이어졌다. WWRP에서는 극지 예측 프로젝트(Polar Prediction Project, PPP)를 조직하고 초단기부터 계절 시간 규모에서 극지역의 기상과 환경 예측 서비스를 향상시키고자 하는 협력 국제 연구 활동을 촉진하였고, WCRP에서는 이와 비슷하지만 계절부터 그 이상 시간 규모에 대해 집중하는 극지 기후 예측성 이니셔티브(Polar Climate Predictability Initiative, PCPI)를 조직하였다. 이중 WWRP-PPP는 이행 계획과 과학 부문 계획을 준비하여 10년 계획을 수립하였고, 이의 핵심 요소들을 ‘극지 예측의 해(Year Of

Polar Prediction, YOPP)’로 명명하였다. YOPP의 목표는 관측, 모델링, 예측, 검증, 사용자 참여, 교육 활동을 집중적으로 하는 기간을 세워 극과 주변 지역의 환경 예측 능력의 획기적 향상을 이룩하는 것이었다.

YOPP 이행은 Fig. 3.2.63과 같이 세 단계의 활동으로 계획되었다. 특히 중심 기간인 2017년부터 2019년은 집중 관측 기간이 있어 양극에서 이를 수행하는 국제적 노력이 필요하였다. 이러한 국제 환경이 조성되고 있는 와중 극지연구소에서는 본 연구 사업이 기획되고 있었다. 본 연구 사업은 극지 대기관측을 강화하고 극지 예측 시스템(Korea Polar Prediction System) 개발을 목표로 하고 있어 그 목적과 연구 수행 방법에 있어 YOPP과 일맥상통하는 측면이 있었고, 시작이 2016년이었기 때문에 사업 기간도 YOPP의 중심 기간과 잘 맞았다. 이러한 최적의 환경으로 사업 구상부터 YOPP 참여를 결정하였고 이후 3년간 관련 성과를 이룩할 수 있었다.

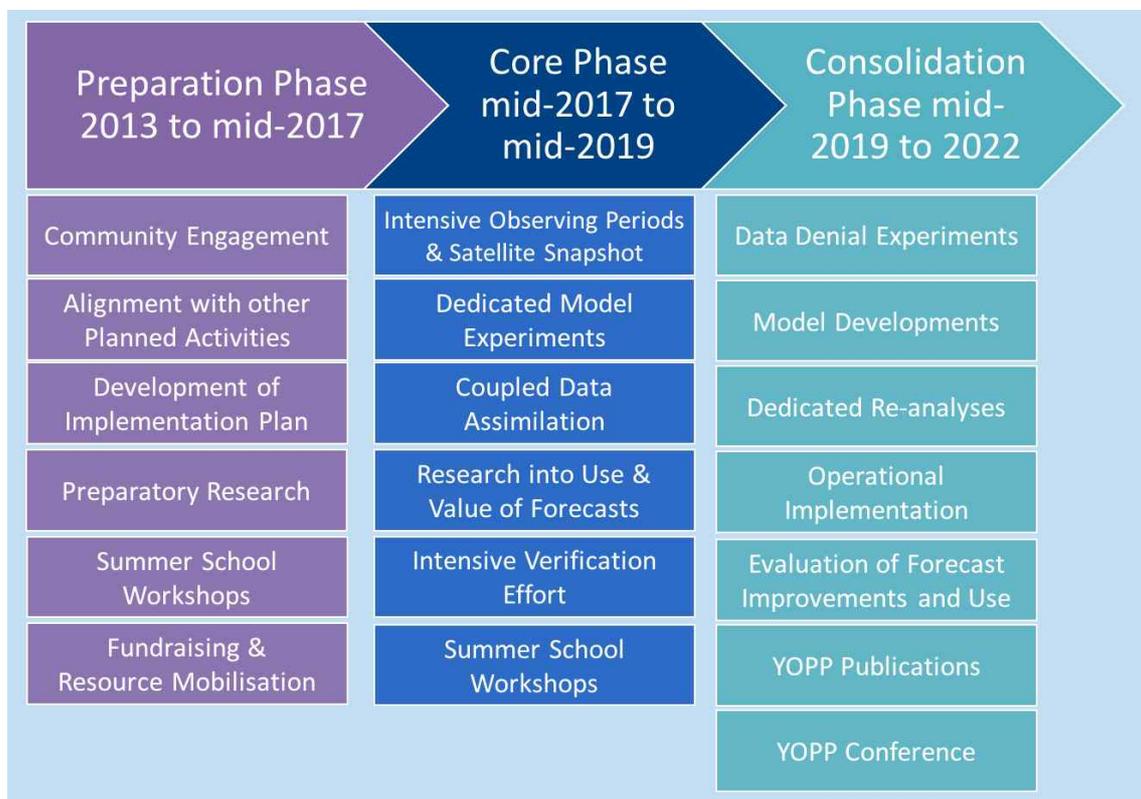


Figure 3.2.63 Three stages of YOPP, including the main activities for each stage

## 나. 참여 경과

본 KPOPS 프로젝트는 2017년 3월초에 프로젝트의 YOPP 승인을 위해 승인 요청서를 제출하였다 (Fig. 3.2.64). 과제 개요와 YOPP 기간 동안 어떤 기여를 할지

작성하였는데 주요한 계획에 아라운호에서의 라디오존데 비양과 선상 관측 강화, 극지 예측 시스템 개발 및 예측 수행을 담았다. 제출 신청서는 심사 과정을 통한 승인이 필요하여 심사 결과를 기다렸고, 4월 중순경 두 심사자의 검토 결과가 도착하였고 심사 의견은 프로젝트가 YOPP 승인되기에 적합하다는 긍정적 의견이었다.

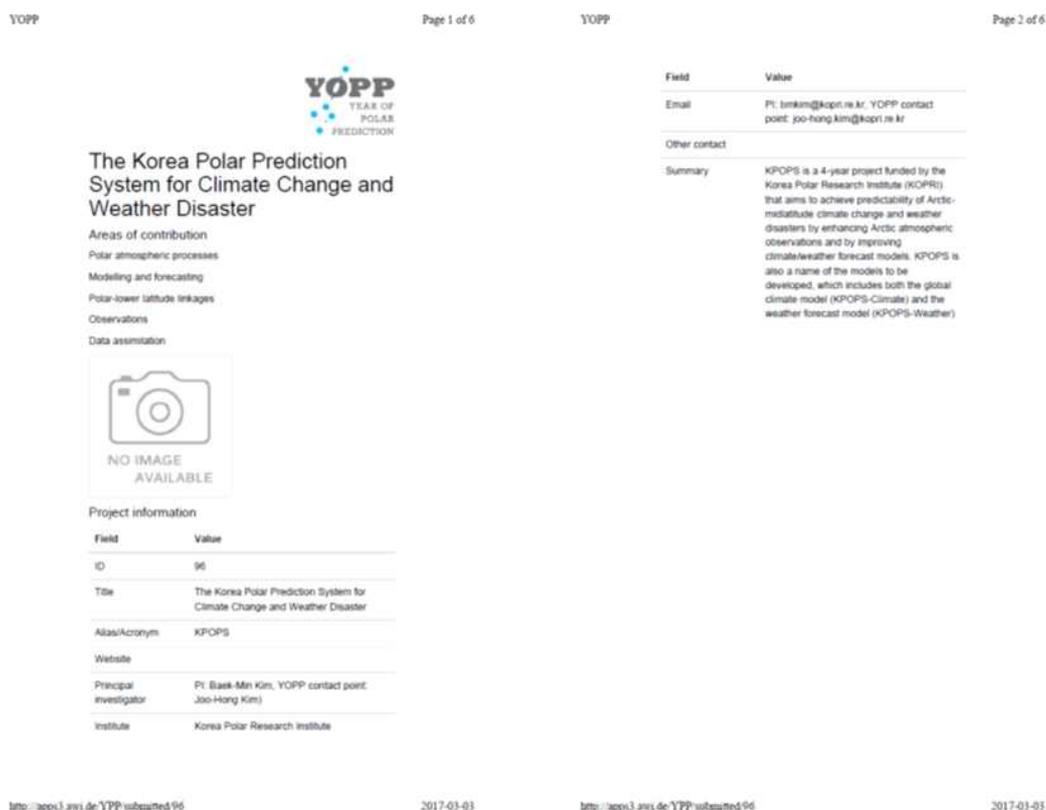


Figure 3.2.64 Head pages of the submitted YOPP endorsement request (as of March 3, 2017)

심사 의견에 대한 답변서를 제출하고 약 2주 후인 5월 8일에 YOPP을 추진하는 WWRP-PPP의 의장인 AWI의 Thomas Jung으로부터 공식 승인 레터가 도착하였다 (Fig. 3.2.65). 그리고 2017년 하계 아라운호 북극항해부터 북극해에서 6시간 간격의 라디오존데 비양 관측 활동을 하였고, 수집 자료를 실시간으로 극지연구소 서버-기상청을 통해 전 세계에 GTS(Global Telecommunication System) 방송(broadcasting)을 성공하였다. 이후 2018-19년까지 매년 집중 관측 및 실시간 자료 방송이 지속되었다. 북극해상의 회소성 큰 상층 기상 프로파일 집중 관측과 이의 실시간 전송 활동은 YOPP 뉴스레터에도 소개되어 국제 활동에 기여를 인정받았다 (Fig. 3.2.66).

Alfred-Wegener-Institut, Postfach 12 01 61, 27515 Bremerhaven

Dr Baek-Min Kim and Dr Joo-Hong Kim  
Korea Polar Research Institute  
Get-pearl Tower  
12 Gaetbeol-ro, Yeonsu-gu  
Incheon 406-408  
Korea

Via E-Mail: [bmkim@kopri.re.kr](mailto:bmkim@kopri.re.kr) and [joo-hong.kim@kopri.re.kr](mailto:joo-hong.kim@kopri.re.kr)

08.05.17

YOPP Endorsement for *The Korea Polar Prediction System for Climate Change and Weather Disaster (KPOPS)*

Dear Dr Baek-Min Kim and Dr Joo-Hong Kim,

Following your application for YOPP endorsement, the PPP steering group has reviewed your request taking into account the following criteria:

- The project addresses or contributes to the general YOPP objectives as outlined in the YOPP Implementation Plan.
- The project acknowledges the importance of close coordination of all planned YOPP activities.
- There is agreement that a summary of the planned activities of the endorsed projects/programmes/initiatives (including their logos, if applicable) will be made public through the website of the International Coordination Office (ICO) and other appropriate means.
- Open data sharing is an important element of the project and the project data relevant to YOPP will be made available in alignment with the YOPP data strategy as outlined in the YOPP Summit report (see <http://www.polarprediction.net/yopp/yopp-summit/>).
- The project researchers agree to support the work of the PPP Societal and Economic Research Applications (SERA) subcommittee, e.g., by interviews, discussions, surveys or other means of communication should they be contacted by PPP-SERA.
- There is agreement that points of contact have the obligation to inform the ICO about possible changes to the project.

It is my pleasure to let you know that the PPP steering group unanimously agreed to endorse *KPOPS*. The activities make substantial contributions to YOPP.

Please note that the endorsement will be made public through the website of the International Coordination Office (<http://www.polarprediction.net>).

Yours sincerely,



(Thomas Jung, Chair of the Polar Prediction Project)



World  
Meteorological  
Organization  
Weather · Climate · Water



Prof. Dr. Thomas Jung  
International Coordination  
Office for Polar Prediction  
Bussestraße 24  
D-27570 Bremerhaven  
T +49 471 4831 1761  
F +49 471 4831 1797  
[thomas.jung@awi.de](mailto:thomas.jung@awi.de)

Alfred-Wegener-Institut  
Helmholtz-Zentrum für  
Polar- und Meeresforschung  
BREMERHAVEN

Am Handelshafen 12  
27570 Bremerhaven  
Telefon 0471 4831-0  
Telefax 0471 4831-1149  
[www.awi.de](http://www.awi.de)

Stiftung des öffentlichen Rechts

Sitz der Stiftung:  
Am Handelshafen 12  
27570 Bremerhaven  
Telefon 0471 4831-0  
Telefax 0471 4831-1149  
[www.awi.de](http://www.awi.de)

Vorsitzender des Kuratoriums:  
MinDir Dr. Karl Eugen Huthmacher  
Direktorium:  
Prof. Dr. Dr. h.c. Karin Lochte  
(Direktorin)  
Dr. Karsten Wurr  
(Verwaltungsdirektor)  
Dr. Uwe Nixdorf  
(Stellvertretender Direktor)  
Prof. Dr. Karen H. Wiltshire  
(Stellvertretende Direktorin)

Bankverbindung:  
Commerzbank AG,  
Bremerhaven  
BIC/Swift COBADEFF292  
IBAN DE12292400240349192500  
UST-Id-Nr. DE 114707273

Figure 3.2.65 The YOPP endorsement letter for the KPOPS project



Figure 3.2.66 Introduction in the YOPP Newsletter about the radiosonde observation activity on the Araon (August 2017)

## 다. 의의

YOPP의 참여는 북극에서 수행하는 관측의 실시간 GTS 방송을 통한 모델링 및 예측 활용성 극대화한 것과 예측모델을 구축하고 실제 예측을 수행하는 경험을 축적할 수 있었다는 측면에서 그 의의를 찾을 수 있다. 특히 통신 환경이 열악한 북극해상에서 매 6시간 집중 관측을 위성 통신을 통해 바로 전송하는 것은 자동화되어 있지 않아 상당한 노력이 요구되는 활동이었다. 3년간 매년 통신 및 전송 환경을 향상시켜 자료 전송률을 높이는 기술적 노력을 하여 모든 자료가 실시간 전송되

는 높은 전송률을 이룩할 수 있었다. 또한 북극해 현장 관측 활동은 안전한 선박을 떠나 해빙 상 연구 활동이 필요하여 날씨 변화에 매우 취약하였다. 그러나 이전에는 아라온호에서 기상 예측 자료를 받을 수 없어 위험성이 컸고 활동의 제약이 컸다. 특히 매년 배가 운항하는 척치-동시베리아 해 구역은 스톱 활동, 눈보라, 안개 등 악기상 현상이 활발하여 현장 활동이 날씨에 영향을 많이 받을 수 밖에 없었는데, YOPP 활동으로 예측을 수행하고 예측 자료를 아라온호로 전송하여 현장의 날씨 변화를 미리 알 수 있게 하여 큰 기여를 할 수 있었다.

이렇게 극지연구소에서는 YOPP 활동을 통해 북극해 선박의 기상 관측 및 예측 활동을 정립할 수 있었는데, 이를 기반으로 향후 이를 지속하여 날씨에 영향을 받는 현장 활동 지원을 지속할 수 있을 것으로 기대한다.

### 3.2.3 추가 관측자료 동화의 극지 기상 예측 영향 실험

#### 3.2.3.1 추가 극지 관측이 적도 및 중위도 사이클론에 미치는 영향

##### 가. 배경 및 목적

최근 수치모델 개선 및 자료동화 기술의 발달로 인해 열대 저기압 (tropical cyclone, TC) 의 경로 예측성이 향상되고 있다. 선행연구에 따르면 TC의 중심부 근처의 대류권 상층에서 추가적으로 관측한 드롭존데(dropsonde) 자료를 동화함으로써 재분석의 불확실성이 감소하고 TC 경로 예측성이 향상된 바 있다(Weissman et al., 2011; Yamaguchi et al., 2009; Yamashita et al., 2009). Observing System Experiments(OSEs)는 특정한 위치에서 수행한 드롭존데 관측이 그 외 지역보다 TC 위치 예보에 강한 영향을 미친다는 것을 보여주었다(Palmer et al., 1998). 그러나 TC가 중위도에 도달하면 대류권상층 순환에 민감하게 반응한다(Ito and Wu 2013).

수치 예보 시스템의 초기조건으로 사용되는 분석장에는 북극해 영역의 재분석, 위성관측 등의 에러와 불확실성이 포함되어있다(Jung and Matsueda, 2016). 추가적인 라디오존데 관측은 분석에서의 불확실성과 에러를 감소시켜 북극 대기순환 예측성을 향상시킬 수 있다. 지역화된 잠재와도(potential vorticity, PV) 아노말리는 북

극해에서 지표 사이클론 발달에 기여하며(Cavallo and Hakim, 2013; Simmonds and Rudeva, 2014), 이 아노말리는 때때로 제트스트림의 사행때문에 중위도까지 확장한다(Yao et al., 2017). 고위도에서 대기 순환 재현능력이 향상된다는 것은 여름철에도 중위도에서의 극한 기상현상 예측의 정확성을 향상시키는 데 기여할 수 있다.

## 나. 자료 및 방법

본 연구에서는 2016년 8월과 9월의 선박 관측, 지상관측소 자료, NASA Global Hawk 항공기의 드롭존데 자료를 초기조건을 생산하는 자료동화의 입력자료로 사용하였다. 2016년 8월에는 Polarstern 연구선의 라디오존데 관측 (Fram Strait, 1일 2회)과 Araon 연구선의 라디오존데 관측 (버포트해, 1일 2회), 러시아 Cape Baranova 지상관측소의 자료를 사용하였다. 2016년 9월에는 Mirai 연구선의 라디오존데 관측 (1일 4회), NASA Global Hawk 항공기의 드롭존데 관측 (9월 20일-9월 25일, Storm Karl 추적)과 North Atlantic Waveguide and Downstream Impact Experiment가 Canada 지상관측소의 라디오존데 관측 자료를 사용하였다.

양상블 자료동화 시스템 ALEDAS2 (Enomoto et al., 2013)을 통해 예측실험의 초기자료를 생산하였다. ALEDAS2는 대기대순환모델 (Earth simulator, AFES (Ohfuchi et al., 2004; Enomoto et al., 2008))과 LETKF로 구성되어있어 재분석 자료세트(ALERA2)를 생산한다. 63개의 양상블 예측이 AFES를 통해 생산된다. NCEP PREBUFR 전지구 관측 자료 세트(위성 radiance 자료 제외)가 양상블 모델에 LETKF 방법으로 동화되는 데 입력자료로 사용되었다. 가용한 모든 관측을 포함시킨 실험이 CTL 이며, 초기조건 생산 시 동화되는 자료를 종류별로 제거하는 실험으로 OSE가 진행되었다. 2016년 8월과 9월에 대해 동화 예측 사이클이 수행되었다.

이렇게 생산된 양상블 재분석을 초기조건으로 예측모델 AFES를 사용하여 CTL과 OSE 실험을 수행하였다. 3개의 케이스- 8월 25일 0000 UTC (Lionrock), 9월 14일 0000 UTC (Ian), 9월 24일 0000 UTC (Karl)에 대하여 4.5일 예측을 수행하였다.

## 다. 결과

### (1) 2016년 8월과 9월의 관측자료와 사이클론

추가된 관측이 중위도 날씨 예측성에 미치는 영향을 평가하기 위해 2016년 8월부터 9월 사이의 선박 관측, 지상관측소의 라디오존데 자료를 이용하였다 (Fig. 3.2.67). Araon (척치해, 동시베리아해), Mirai (척치와 버포트해 지역), 캐나다 육지 관측소, NASA global Hawk 무인 항공기 드롭존데(북대서양), Polarstern (Fram Strait), 러시아 육지관측소 (Cape Baranova) 관측을 사용하였다. 추가된 라디오존데자료를 종류별로 자료동화에서 제외시키는 방법으로 실험 수행하였다. 6시간 동화창으로 LETKF 방법을 사용하여 초기조건을 생산하였다.

Table 3.2.4 Radiosonde data used(circles) and not used(crosses) in reanalyses and forecasts. Members in gray column indicate experiments for Karl case.

	Mirai (24 AUG-27 SEP)	Canadian Stations (18SEP-10OCT)	Global Hawk (20-25 SEP)	Mid-latitude stations (01-31 AUG)	Tropical stations (01-31 AUG)	Araon (06-22 AUG)	Baranova (01-31 AUG)	Polarstern (01-31 AUG)
CTL <sub>1</sub>	○	○	○	○	○			
OSE <sub>MCC</sub>	×	×	×	○	○			
OSE <sub>M</sub>	×	○	○	○	○			
OSE <sub>G</sub>	○	○	×	○	○			
OSE <sub>C</sub>	○	×	○	○	○			
CTL <sub>2</sub>	○			○	○	○	○	○
OSE <sub>RAF</sub>	○			○	○	×	×	×
OSE <sub>A</sub>	○			○	○	×	○	○
OSE <sub>II</sub>	○			○	○	○	×	○
OSE <sub>U</sub>	○			○	○	○	○	×
OSE <sub>MID</sub>	○			×	○	○	○	○
OSE <sub>TRO</sub>	○			○	×	○	○	○

2016년 여름철 북대서양과 동아시아에서 강한 바람을 가진 대류권 극소용돌이와 관련된 상층 trough가 중위도 TC 위치에 영향을 미쳤다. 2016년 9월 12일에 발생한 북대서양 기원의 열대 폭풍 Ian이 온대 저기압으로 흡수(9월 16일)되면서 9월 18일에 그린란드에 당도한다. 2016년 9월 15일에 서아프리카 기원의 열대 폭풍 Karl이 발생하여 북미대륙으로 진출하다가 9월 26일 온대저기압으로 흡수되고 9월 28일에 노르웨이 서부해안으로 도달한다. 북대서양의 강한 잠재와도 아노말리의 trough가 Ian과 Karl의 merger stage 위치에 영향을 미쳤다. 강한 바람의 trough는 척치해 부근 서북극의 강한 잠재와도의 남쪽 침투(southward intrusion)와 일치한다. 이 공기가 북대서양 섹터에 도달하기까지 약 일주일이 걸린다. 2016년 8월 17일에 태풍 Lionrock이 일본 남동쪽에서 발달하여 남서로 이동하였다. 8월 25일에는

북쪽으로 움직이기 시작해서 8월 30일에 일본북부를 관통했다. 8월 29일 1200 UTC에 강한 바람의 300hPa trough가 Lionrock의 서북쪽으로 확장되어 태풍의 북쪽 이동에 영향을 미쳤을 가능성이 있다. 8월 22일 북극해에서 기원한 강한 잠재와도 아노말리를 가진 trough가 동아시아에 도착하기까지 일주일 정도 걸렸다.

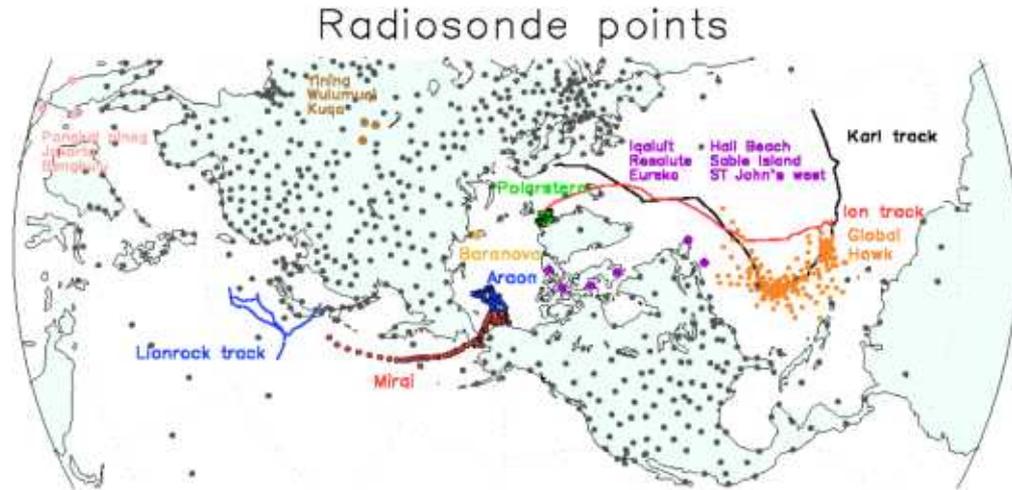


Figure 3.2.67 Radiosonde observation sites during August and September 2016. Dots show radiosonde observation sites at land stations (gray), Cape Baranovo (yellow), NASA Global Hawk (orange), RVs Araon (blue), Polarstern (green), and Mirai (red), Sable Island, Resolute, Iqaluit, Hall Beach, ST John's west, and Eureka (purple), Yining, Wulumuqi, and Kuqa (brown), and Pangkal Pinang, Jakarta, and Bengkulu (pink). Blue, red and black lines show tracks of Typhoon Lionrock, Tropical Storms Ian and Karl.

(2) 적도와 중위도 cyclone에 미치는 추가적인 북극 라디오존데 관측의 영향

2016년 8월과 9월에 발생한 Karl 이벤트, Ian 이벤트, Lionrock 이벤트에 대하여 CTLf(forecast)와 OSE의 예측성 평가를 수행하였다. 4.5일 앙상블 예보 분석 결과 CTL<sub>1f</sub> 예측은 관측된 Karl의 위치를 잘 모사한 반면, OSE<sub>M</sub>은 동진 속도를 좀 더 느리게 예측한다(Fig. 3.2.68a, d). 예측시간이 길어질수록 merge 된 후 두 실험의 TC 경로 차이는 커진다. 그 결과 OSE<sub>M</sub>은 뉴펀들랜드에 걸친 trough의 남쪽 돌출을 예측하지 못했다. Karl의 중심기압 감소를 CTL<sub>1f</sub> 예측이 OSE<sub>Mf</sub> 보다 더 잘 모사하였다. 드롭존데 관측은 Karl의 위치에 대한 앙상블 스프레드를 감소시키고 중

심기압 예측성을 높이는 역할을 했다.

Ian 이벤트는 CTL<sub>1f</sub>과 OSE<sub>Mf</sub> 모두 그 위치와 중심기압의 시간적 진행을 잘 묘사하지 못했다 (Fig. 3.2.68b). 각 실험이 묘사하는 merging stage에서의 Ian 위치 차이가 최종적인 Ian의 위치를 만들어낸다. OSE<sub>Mf</sub>은 trough 주변의 남서풍을 과소 모의하여 marginal stage에서 Ian이 동쪽으로 천천히 움직이도록 만들었다. 추가적인 라디오존데 관측은 Ian의 위치 예보에 영향을 주었다.

CTL<sub>2f</sub>과 OSE<sub>BAP</sub> 모두 Lionrock의 중심이 일본을 관통하는 앙상블 멤버가 있다. 이 멤버들은 trough의 동쪽 끝에서 강하게 남쪽으로 휘는 바람이 특징적이다(Fig. 3.2.68f, i). OSE<sub>BAP</sub>보다 많은 수의 CTL<sub>2f</sub> 멤버들이 일본 남부에 머물러 있었다. OSE<sub>BAP</sub>에서는 trough에 의해 야기된 과도하게 강한 일본 남부 바다에 부는 남풍이 상대적으로 동쪽 shift를 야기시켰고, 이는 대부분의 멤버에서 태풍을 북쪽으로 빨리 움직이게 만들었다. 일본 남부에서 나타나는 CTL<sub>2f</sub>과 OSE<sub>BAP</sub>의 지균풍속 차이는 300hPa trough 위치의 예측성능에 따른 것이다. CTL과 OSE<sub>BAP</sub>의 아노말리 상관관계수(ACC)는 스프레드가 크며 4.5일 예보에도 거의 그대로 유지된다. OSE는 CTL과 비교하여 Lionrock의 중심기압을 과대모의하는 경향이 있다. 다른 민감도 실험 (OSE<sub>MID,TRO</sub>)-중위도나 적도 관측소의 라디오존데 관측을 사용하지 않고 초기화된 분석 자료들-에서도 Lionrock의 경로 예측에 대한 에러와 불확실성이 발견되었다. 특히 OSE<sub>MID</sub>에서, 대류권 상층 순환 에러가 커서 야기된 과도하게 모의된 남풍이 29일 1200UTC에 Lionrock의 빠른 북쪽 움직임을 야기시켰다. 이것은 극지역 라디오존데 관측이 중위도나 적도의 라디오존데와 유사하게 Lionrock 경로 예측에 영향을 주었음을 나타낸다. 2016년 8월의 다른 동아시아 태풍 사례 - Chanthu, Mindulle, Komoasu를 살펴보았으나 추가적인 라디오존데 관측의 효과를 찾지 못했다. Lionrock 케이스에서 중심기압 위치의 스프레드가 작은 CTL실험이 Z300의 ACC가 크게 나타났다. 이는 추가적인 북극 관측이 Lionrock 경로 예측에 긍정적인 영향을 주었으나 강도 예측은 잘 하지 못함을 의미한다.

### (3) 상층에서의 순환에 종속된(flow-dependent) 에러

세 케이스 실험에서 대류권 상층 순환 예측 에러가 사이클론 예측의 진행 에러의 원천으로 보인다. 블로킹 및 원격 상관 패턴과 관련된 대기 순환 아노말리가 고위도에서 중위도로의 대규모 흐름을 야기시킨다. 중위도 대류권 상층의 에러 근원

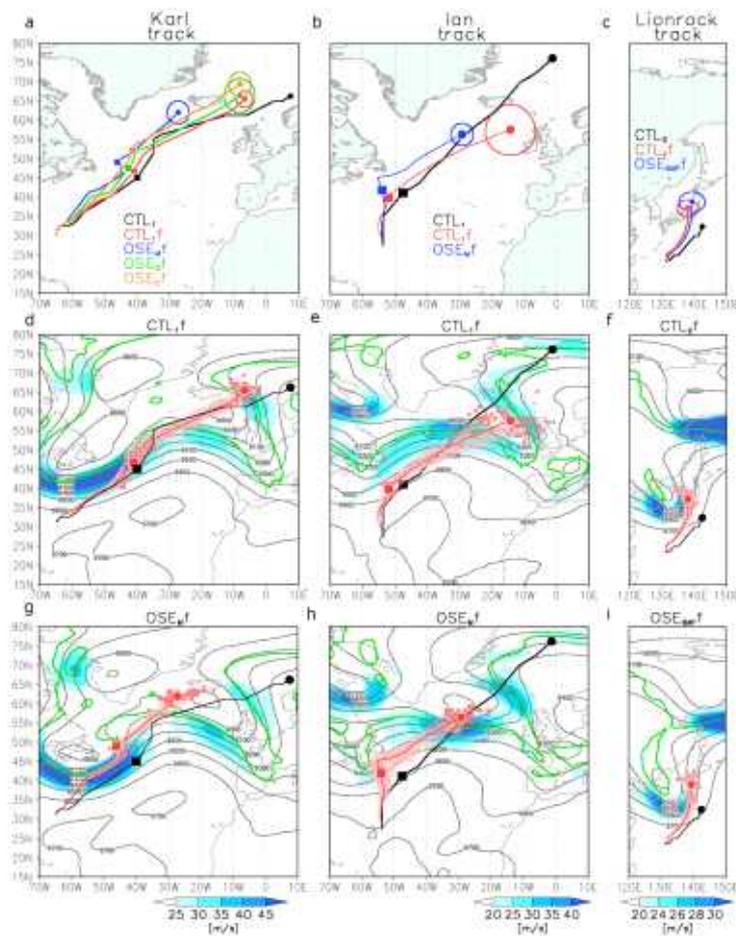


Figure 3.2.68 Karl, Ian, and Lionrock track forecasts. (a) Black line shows track of Karl from 0000 UTC 24 September through 1200 UTC 28 September in CTL<sub>1</sub>. Lines show ensemble mean TC tracks predicted by CTL<sub>1</sub>f (red line), OSE<sub>M</sub>f (blue line), OSE<sub>C</sub>f (orange line), and OSE<sub>G</sub>f (green line). Squares show location of Karl in merging stage with extratropical cyclone at 0000 UTC 26 September (day 2.0 forecast). (b) As in (a), but Ian tracks from 0000 UTC 14 September through 1200 UTC 18 September by CTL<sub>1</sub> (black line), CTL<sub>1</sub>f (red line), and OSE<sub>M</sub>f (blue line). Squares show location of Ian in merging stage with extratropical cyclone at 0000 UTC 16 September (day 2.0 forecast). (c) As in (a), but Lionrock tracks from 0000 UTC 25 August through 1200 UTC 29 August by CTL<sub>2</sub> (black line), CTL<sub>2</sub>f (red line), and OSE<sub>BAP</sub>f (blue line). Circles indicate ensemble spread. The centres of circles show locations of ensemble mean. Circle radius indicates average difference in distance between locations of ensemble mean and of each member. Predicted upper-level geostrophic wind speed (300–500 hPa), Z300 (black contour), and PV on 330 K surface (green line) at 0000 UTC 26 September 2016 in CTL<sub>1</sub>f (d), OSE<sub>M</sub>f (g), at 0000 UTC 16 September 2016 in CTL<sub>1</sub>f (e), OSE<sub>M</sub>f (h) and at 1200 UTC 29 August 2016 in CTL<sub>2</sub>f (f), OSE<sub>BAP</sub>f (i). Black and red lines show tracks of Karl from 0000 UTC 24 September through 1200 UTC 28 September in CTL<sub>1</sub>f (d) and OSE<sub>M</sub>f (g), tracks of Ian from 0000 UTC 14 September through 1200 UTC 18 September in CTL<sub>1</sub>f (e) and OSE<sub>M</sub>f (h), and tracks of Lionrock from 0000 UTC 25 August through 1200 UTC 29 August in CTL<sub>2</sub>f (f) and OSE<sub>BAP</sub>f (i) for all ensemble member.

을 이해하기 위해서는 강한 잠재와도와 양상블 평균 Z300 차이(CTL과 OSE의 차이,  $\Delta Z300$ )의 최대 지점을 추적하는 것이 도움된다. 이는 에러와 불확실성이 상층 등엔트로피면을 따르는 잠재와도와 관련있기 때문이다.

Karl 의 경우  $OSE_M$ 은 초기 시간 (9월 24일)에 북미 동부 해안에서 상당한  $\Delta Z300$ 이 있었으며, 거슬러 올라가면 9월20일에 Mirai 연구선이 그 부근에 있었다. Karl은 북대서양을 향해 강한 잠재와도로 움직였다 (Fig. 3.2.69a). 이 커다란  $\Delta Z300$ 는 중위도에 도달해서도 큰 값을 유지한다 (~30m). 이는 북미 동부 해안에서 온대저기압이 Karl과 결합되는 단계(2.0일 예측)의 예측성에 영향을 주었다.

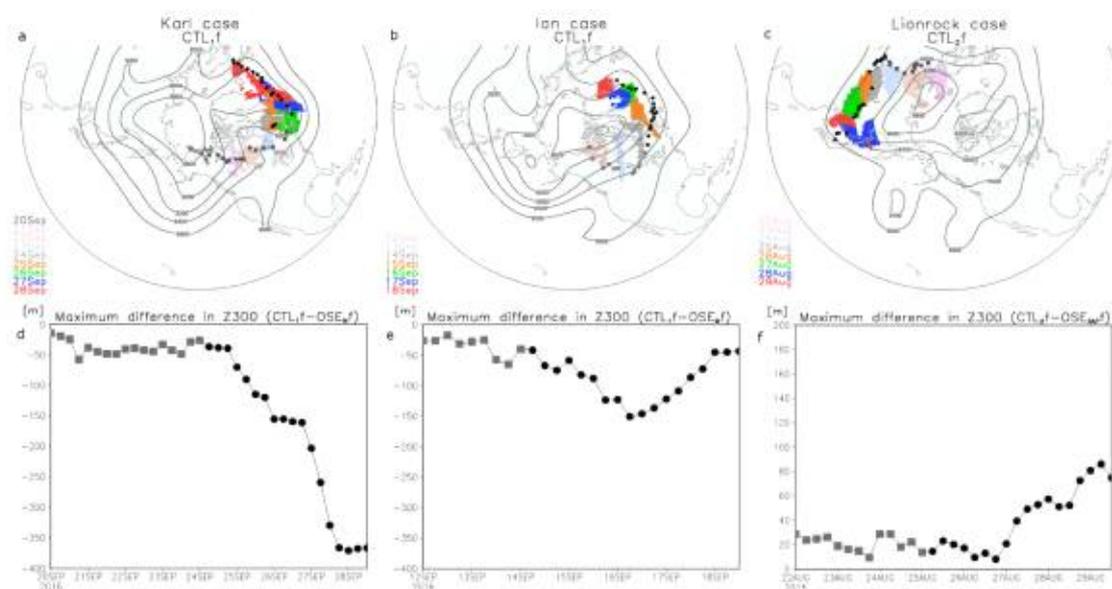


Figure 3.2.69 Ensemble mean difference of Z300 between CTLs and OSEs and trajectories of potential vorticity (PV) features. (a) Time - mean geopotential height on 300-hPa level (Z300: contour interval 200 m) for 24 - 28 September with regions where PV exceeds 8 PVU on the 330 K surface shown with colour corresponding to location at 0000 UTC on each day (colour shading: PVU) for 20 - 28 September. (b) As in (a), but Z300 for 14 - 18 September with surface where PV exceeds 8 PVU shown with colour corresponding to location at 0000 UTC on each day for 11 - 18 September. (c) As in (a), but Z300 for 25 - 29 August with surface where PV exceeds 4 PVU shown with colour corresponding to location at 0000 UTC on each day for 22 - 29 August. Some PV fields are masked to highlight temporal evolution of targeted PV. Temporal evolution of maximum value of Z300 difference between CTLs and OSEs for Karl case (d), Ian case (e), and Lionrock case (f) before forecast (squares) and during forecast (dots) period. Black squares and dots in (a), (b), and (c) correspond to the location of the maximum Z300 difference at each time. Grid Analysis and Display System (GrADS) version 2.0.2

Ian의 경우, 척치해 근처에 상당한  $\Delta Z300$ 이 남아있고 (9월 12일) 북미 동부 해

안에 도달하여 강력한 잠재와도를 보인다 (9월 14일, Fig. 3.2.69b, e). 이는 CTL과 OSE<sub>M</sub>이 예측하는 Ian의 위치를 다르게 모사하도록 만든다.

태풍 Lionrock 케이스에서 상당한  $\Delta Z300$ 이 바렌츠해에서 발견되었고(8월 22일), 예측 초기 시간(8월 25일)까지 중부 유라시아를 통과하였다. 마지막으로 예측된  $\Delta Z300$  (8월 29일)는 동아시아에 도달한다 (Fig. 3.2.69c). 이 케이스에서는 다른 케이스들과 달리, 초기화 시간(8월 25일)에  $\Delta Z300$ 이 작다. 4.5 예측일에는 70m까지 증가한다. 그 결과 Karl과 Ian 케이스보다 CTL과 OSE의 TC 경로의 차이가 작다. 일반적으로 초기 조건의 대기 불확실성은 상대적으로 관측소가 많은 북반구 중위도에 서 작아진다. 그러나 관측 네트워크가 부족한 극지역에서 시작된 강한 잠재와도가 남쪽으로 침투한 경우 불확실성이 크게 남아있을 때도 있다.

이 연구 결과는 대류권 상층 순환 예측성 향상이 지표 순환에 영향을 주고 때로는 TC 경로 예측 정확도도 향상시키는 것을 보여준다. 추가적인 라디오존데 관측은 초기조건에 포함된 상층 대류권 불확실성과 에러를 줄여서 중위도 여름철 날씨 예측성을 향상시킨다.

2016년 8월(태평양)과 9월(대서양)에서 나타난 제트 사행의 크기 (zonal index로 계산)가 특별한 케이스는 아니다(1979-2016년 기준). 이는 추가적인 극지 라디오존데 관측이 여름에도 적도와 중위도 사이클론에 영향을 미친다는 것을 의미한다. 최근 해빙 감소로 인해 제트의 사행 크기가 커지고 있으며 이는 극지에서 중위도로 큰 불확실성이 전달되는 빈도를 증가시킬 수 있다.

## 라. 요약 및 결론

이 연구는 추가적인 여름철 북극 관측이 적도 및 중위도 사이클론 예측성에 미치는 효과를 살펴보기 위해 2016년 발생한 북대서양과 북태평양의 TC 케이스 중 극지의 여름철 제트류가 중위도로 침범한 경우를 선택하여 TC의 강도와 경로측면에서 예측성을 평가하였다.

분석 결과 세 TC의 예측성은 추가적인 극지 관측에 영향을 받는 것으로 나타났다. 자료 밀도가 낮은 극지에서의 큰 에러가 큰 잠재와도를 가진 공기와 함께 중위도로 전파되는 것으로 나타났다. 추가적인 극지 관측이 상층 대류권 순환의 초기 조건을 때때로 향상시킴을 확인하였다.

### 3.2.3.2 아라온 관측 자료 동화에 따른 알래스카 지역 기상 예측성 향상

#### 가. 배경 및 목적

북극은 최근 급격한 기후 변화에 따라 대중 및 과학계로부터 상당한 관심을 받고 있다. 지난 수십 년 동안 가속화된 북극 온난화로 인해, 북극은 더 이상 지구의 에너지를 흡수하는 수동적 역할만 하는 것이 아니라, 인접 지역과의 비선형적 상호작용에 있어 적극적인 역할도 하게 되었다 (Overland et al., 2016). 예를 들어, 기후 변화와 북극 소용돌이의 약화로 인한 북극 온난화는 북반구 중위도 지역 겨울철 혹한 현상과 밀접한 관련이 있음이 보고된 바 있다 (Cohen et al., 2014; Kim et al., 2014; Mori et al., 2014; Overland et al., 2016). 겨울철 뿐만 아니라, 폭염과 같은 극한 기상 현상을 야기하는 북반구 중위도 여름철 기상장 역시 최근의 북극 온난화와 관련이 있음이 관측이나 모델 연구를 통해 밝혀진 바 있다 (Coumou et al., 2015).

북반구 지역의 기상이나 기후에 미치는 북극의 역할이 커지고 있는 것을 감안할 때, 북극에서의 지속가능한 관측 네트워크의 부족은 큰 이슈였고, 이것은 북반구 중위도 지역의 예측성에 제한을 가해 해당 지역 기상이나 기후 예측에 있어 불확실성의 요소로 작용해왔다. 이를 해결하기 위한 국제적인 노력의 일환으로 2017년부터 2019년까지 “Year of polar prediction (YOPP)”란 이름으로 북극의 예측 가능성의 원인들을 광범위하게 평가해 오고 있다. YOPP 이전에도 몇몇 연구에서 수치모델을 이용하여 넓은 범위의 기상이나 해빙 예측에 북극 지역 추가 관측이 끼치는 긍정적인 효과에 대해 보고한 바 있다 (Inoue et al., 2015; Ono et al., 2016; Sato et al., 2017; Yamazaki et al., 2015). 또 자료가 희박한 북극해에서 한국의 아라온, 일본의 미라이, 독일의 폴라스턴, 노르웨이 랜스 등 연구용 선박을 통해 추가적으로 관측한 라디오존데 대기 연직 프로파일은 큰 관심을 받고 있다. 이전 연구에서는, 이같은 추가 관측 자료들의 포함 여부에 따른 Observing system experiment (OSE)을 수행하였고, 이로 인해 추가 관측 자료가 극한 기상 이벤트나 해빙 분포의 예측 성능에 미치는 영향을 평가하였다.

한국의 쇄빙연구선 아라온은 2010년 이후 8월 및 9월 초에 태평양 북극 지역을 정기적으로 순항해 오고 있다. 특히 2015년 이래로는 자료가 부족한 북극해역으로

부터 라디오존데 대기 프로파일을 관측해 오고 있다. 2015년에는 8월 5일부터 18일 까지 매일 하루에 두 번 00/12 UTC에, 8월 11일 12 UTC부터 8월 14일 00 UTC까지는 하루에 4번 관측을 진행했다. 이 관측 자료들을 전구 앙상블 자료동화에 처음 적용한 것은 ALEDAS2 (The second-generation JAMSTEC global ensemble data assimilation system)라고 불리는 JAMSTEC (Japan Agency for Marine Earth Science and Technology)의 시스템으로, AFES (The atmospheric general circulation model for the Earth Simulator; Ohfuchi et al., 2004) 와 4차원 LETKF (Four dimensional local ensemble transform Kalman filter; Enomoto et al., 2014; Miyoshi and Ymane, 2007)로 구성된 시스템이다. ALEDAS2에 의해 생성된 두 세트의 앙상블 예측 실험 (즉, 아라온 라디오존데 자료의 추가동화를 실시한 것과 그렇지 않은 것)의 비교를 통해 추가 관측의 영향을 조사하였다. 본 연구에서, 우리는 주로 알래스카에 대한 예측 성능 확인에 중점을 두는데, 이 지역은 관측 지역에서 가장 가까운 풍하측 거주 지역이기 때문이다. 우리의 연구는 관측 자료가 희박한 북극해에 대한 추가 관측의 유용성에 대한 기존 의견을 보강해 줄 것이다.

## 나. 자료 및 방법

### (1) 관측 자료

2015 아라온 여름 북극 항해의 첫항차는 8월 1일에 Nome에서 출발하여, 8월 22일에 Barrow에서 끝났다. 라디오존데는 8월 2일부터 18일까지 대부분 00 UTC와 12 UTC에 한 번씩 하루에 두 번, 8월 11일 12 UTC부터 14일 00 UTC까지는 하루에 4번 관측되었다. 전체 항해 경로와 라디오존데 관측 지점은 Fig. 3.2.2a에 나타나 있다. 자료는 GTS를 통해 송신되지 않았으므로, 일상적인 일기예보에는 사용되지 않았다. 라디오존데 관측은 대기 온도, 상대 습도 및 수평방향 풍향과 풍속의 연직 프로파일을 성층권 높이까지 제공한다. 대기 온도 자료는 선박이 북극권으로 진입한 시점인 72°N을 지나치던 8월 4일 12 UTC에 가장 큰 변화를 보인다.

6시간 단위의 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) PREPBUFR 자료는 전세계 관측의 소스로 사용된다. 지구 관측 자료는 기본적으로 예측의 초기 조건으로 사용되는 재분석장을 생성하는 데에 필요하다. NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)에서 제공하는 0.25° 해상도의

OISST.v2 (Optimum interpolated sea surface temperature version 2)의 일별 자료는 해양 및 얼음 표면의 경계 조건으로 사용된다. 예측성 검증을 위한 참고 자료로는 ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecasts)의 ERA-Interim (ECMWF's interim reanalysis; Dee et al., 2011) 6시간 자료를 사용하였다.

## (2) 예측 실험

ALEDAS2를 사용하는 앙상블 재분석 버전 2는 6시간마다 NCEP PREPBUFR 전구 관측 자료의 동화를 통해 ALERA2 (The second generation ensemble reanalysis data from AFES with ALEDAS2) 자료를 생산한다. ALEDAS2 앙상블 예측 (63개 멤버)의 분석 사이클에서 ALERA2 자료는 시간적으로 6시간, 수평적으로 T119 (약  $1^\circ$ ), 수직적으로 L48 (3hPa 까지의 시그마레벨)의 해상도를 갖는다. 또한 다른 실험적 앙상블 재분석 자료 세트는 모든 아라운 라디오존데 관측을 추가한 OSE에 의해 만들어진다. 앞으로, 원래의 ALERA2 자료 세트를 CTL이라 하고, 후자의 실험적 재분석 자료 세트를 OSE\_A로 명명한다.

추가적인 라디오존데의 관측이 ALEDAS2 예측에 미치는 영향을 조사하기 위해, NOAA OISST.v2의 해양과 해빙의 하층 경계조건을 동일하게 사용하여 63개 앙상블 예측 실험을 수행하지만, 초기조건은 두 개의 서로 다른 재분석 자료 (CTL과 OSE\_A)를 이용하였다. 이렇게 만들어진 두 개의 실험세트는 각각 CTL<sub>f</sub>와 OSE\_A<sub>f</sub>라고 한다. 하층 경계 조건을 사용하기 때문에, 우리의 예측 실험은 실제 예측이라기보다는 실험적 예측이라 봐야한다. 하지만, 그 결과들은 본 연구의 목적을 충족시키기 위한 자료가 희박한 북극해에서 추가적인 라디오존데 관측이 동화하여 개선된 초기 조건의 영향을 평가하는 데 있어 잠재적으로 유용하다 하겠다. 8월 4일 00 UTC에서 8월 18일 12 UTC까지 12시간 간격의 초기조건마다 총 10일 앙상블 예측 적분이 실시되었고, 따라서 CTL<sub>f</sub>와 OSE\_A<sub>f</sub> 모두 15일에 2번씩 총 30개의 예측 실험이 생산된다. 재분석 및 예측 자료의 생산 과정은 Fig. 3.2.70에 개략적으로 제시되어 있다.

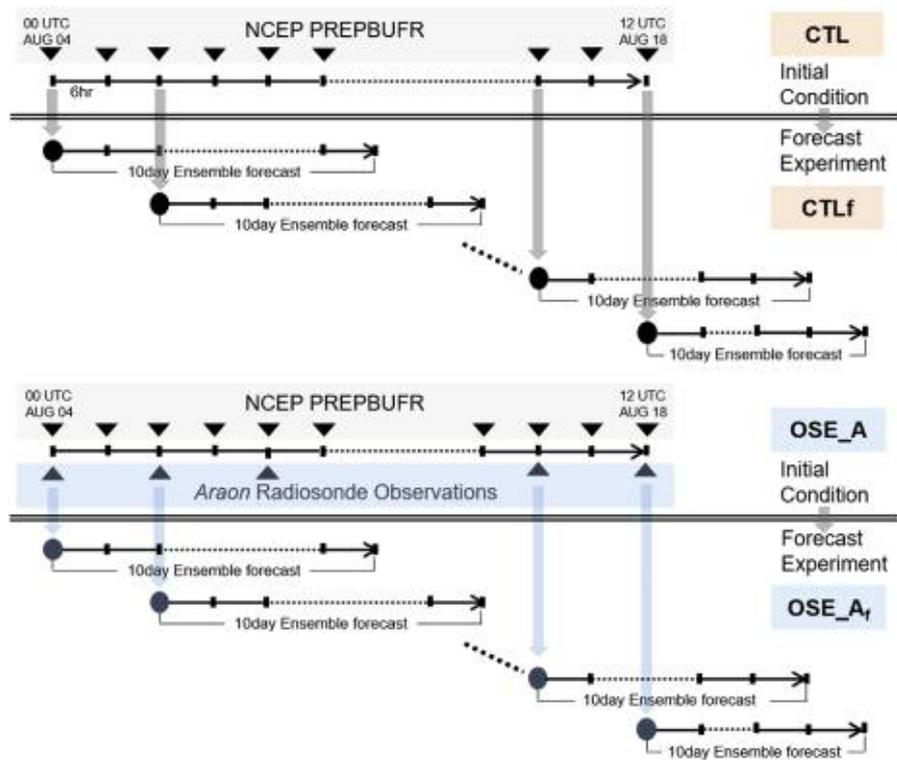


Figure 3.2.70 Schematic processes to produce the ensemble reanalysis (ALERA2) and forecast using the ALEDAS2. CTL is the original ALERA2 ensemble reanalysis with the assimilation of the 6-hourly NCEP PREPBUFR data (inverted triangles); CTL<sub>f</sub> is the ALEDAS2 ensemble forecast initialized by the CTL reanalysis; OSE\_A is the same as CTL, except with the addition of extra radiosonde observations on the R/V Araon (triangles); OSE\_A<sub>f</sub> is the same as CTL<sub>f</sub>, except initialized by the OSE\_A reanalysis.

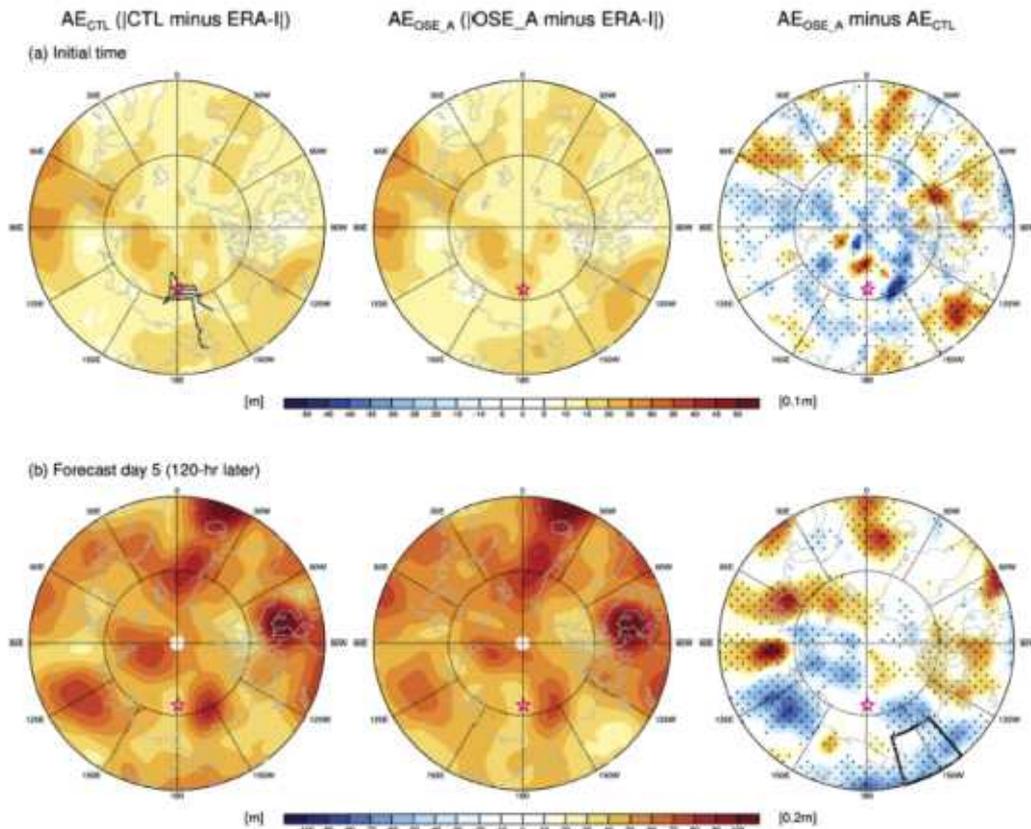


Figure 3.2.71 The average AEs of H500 for both  $CTL_f$  (left column,  $AE_{CTL}$ ) and  $OSE_A_f$  (middle column,  $AE_{OSE_A}$ ) (a) at the initial time and (b) 5-day (120-hr) later in comparison with the ERA-I, as well as their differences (right column; i.e.,  $AE_{OSE_A}$  minus  $AE_{CTL}$ ). Here the CTL and OSE\_A reanalysis data are used at the initial time. The cruise track of the R/V *Araon* is overlaid in (a) and the average position is marked with a red star symbol. In the rightmost panels, the dots represent the statistically significant grid points ( $p < 0.05$ ) based on bootstrap resampling and the box denotes the Alaska domain. The difference plots use the color bar with scaled units (multiplied by 0.2).

## 다. 결과

### (1) 추가 자료동화 효과에 대한 일반적 평가

재분석 및 5일 예측장의 평균적인 성능은 운영 예측 모델의 일반적인 기술지표인 H500을 기준으로 비교한다. 이 연구에서는 또한 평가 기준이 되는 관측장으로서 ERA-I 재분석장을 사용하였다. Figure 3.2.71은 ERA-I 와 비교하여  $CTL_f$  및

OSE\_A<sub>f</sub>의 평균적인 (즉, 각각 30개의 초기 조건에 대해 각각 평균 64개의 앙상블 멤버의 평균) 절대 오차와 두 오차 사이의 차이를 보여준다. 여기에서 절대 오차란 CTL<sub>f</sub>나 OSE\_A<sub>f</sub>와 같은 예측치와 관측으로 여겨지는 ERA-I 사이의 차이에 절대값을 취한 것을 가리킨다. OSE\_A<sub>f</sub>와 CTL<sub>f</sub>의 절대 오차 간 차이에 대해서는 bootstrapping 방법 (Hesterberg et al., 2003)을 적용하여 10000번의 임의샘플링을 통해 통계학적 유의성을 구하였다. 이 외에도 30개 초기조건별 예측값에 대한 앙상블 스프레드의 평균값도 CTL<sub>f</sub>와 OSE\_A<sub>f</sub> 사이의 예측 에러를 표현하기 위해 Fig. 3.2.72에 나타내었다. 여기서 앙상블 스프레드란 각 격자에서 나타나는 63개 앙상블 값 중 최대값과 최소값의 차이로 정의한다.

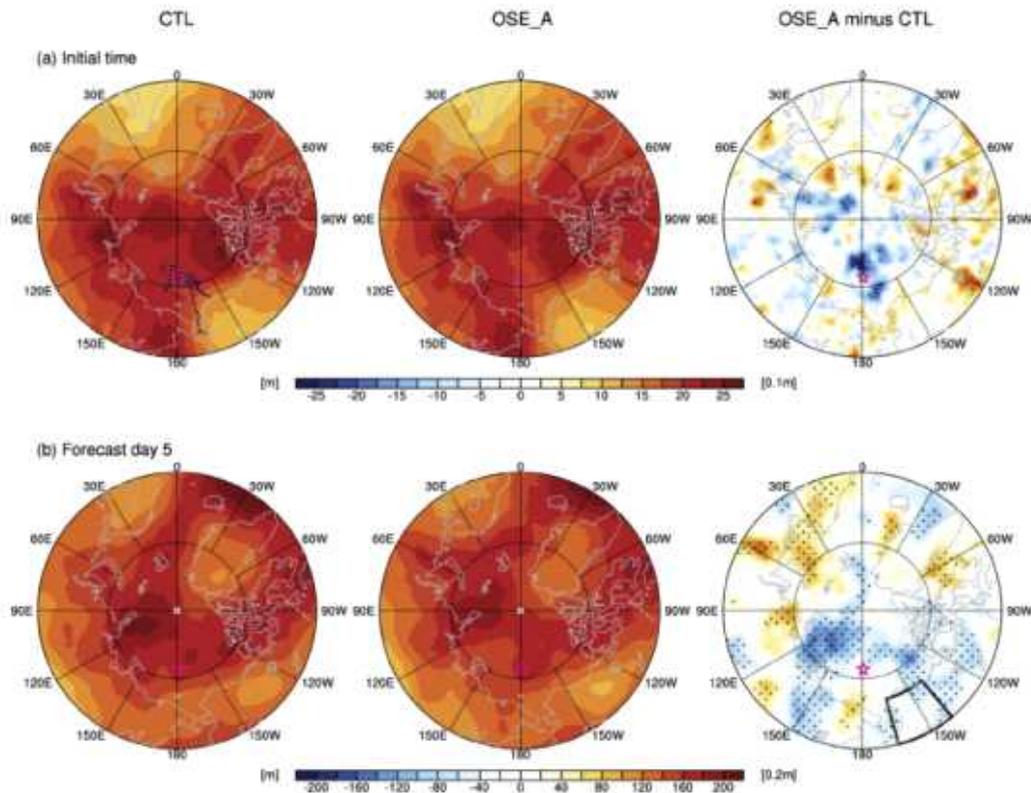


Figure 3.2.72 Same as Figure 3.2.71, except for the average ensemble “spreads” (or uncertainty) of CTL<sub>f</sub> and OSE\_A<sub>f</sub>

절대오차와 앙상블 스프레드의 개별 총 패턴은 주로 예측 시스템이 고유한 성능에 의해 결정되기 때문에, CTL<sub>f</sub>와 OSE\_A<sub>f</sub> (왼쪽 패널 대 중간 패널) 사이에 유사성이 있다. 그러나 차이의 경우 (오른쪽 패널), 예측 시스템에 대해 서로 다르게 처방된 관측 입력 자료의 영향이 반영되어 나타난다. 초기 시간에는, OSE\_A에서 북

극해 지역과 북러시아 및 서알래스카 지역에 걸친 60°E-150°W 지역을 중심으로 절대오차가 줄어들지만 나머지 지역에서는 오히려 큰 절대오차를 보이기도 한다 (Fig. 3.2.71a의 오른쪽 패널). 5일 예측장의 절대오차 역시 감소된 영역과 증가된 영역이 공존하지만 (Fig. 3.2.71b의 오른쪽 패널), 초기 시간과 비교할 때 오류 패턴이 동쪽으로 회전하는 것을 볼 수 있다. 다시 말해, 동부 북극해, 시베리아 중심 지역, 베링해 및 버포트해, 알래스카 지역에서  $OSE_{A_f}$ 의 감소가 나타난다. 앙상블 스프레드와 관련하여  $OSE_{A_f}$ 에서의 감소는, 초기 시점에는 관측 위치 주변에서 발견되며 (Fig. 3.2.72a의 오른쪽 패널), 5일 예측장에서는 태평양 지역의 반원 영역에서 나타난다 (90°E-180-90°W, Fig. 3.2.72b의 오른쪽 패널). 이러한 결과는 추가적 라디오존데 관측에 의해 줄어든 예측 오차의 전과 방향에 대해 알려준다. 예측 오차가 줄어든 곳과 늘어난 곳이 동시에 존재한다는 사실은 추가 관측의 이점이 어디에나 반영되는 것이 아니라 공간에 제한되어 있음을 의미한다. 운영 예측 관점에서는 이와 같이 오차가 늘어나는 영역이 심각한 문제로 작용하지만, 적어도 본 연구과 같은 연구적 관점에서는 긍정적인 효과로 평가할 만하다. 이 점을 염두에 두면, 미주 중 상당히 많은 사람들이 거주하는 알래스카 지역에 추가적인 관측의 효과를 살펴보는 것이 의미있다 하겠다.

알래스카 지역 (60° - 70°N, 140° - 165°W)에 초점을 맞추어, 30개의 초기 조건을 가진 예측 실험 세트  $CTL_f$ 와  $OSE_{A_f}$ 에 대해 5일 예측치의 지역 평균된 앙상블 평균 예측 오차 (RMSD)의 변화를 살펴보았다 (Fig. 3.2.73). 여기에서 RMSD란 다음의 식으로 표현된다.

$$RMSD = \sqrt{1/N \sum_i \overline{\Delta_i^2}} \quad (1)$$

$N$ 은 알래스카 영역으로 정한 지역에 속하는 격자의 개수이고  $\Delta_i$ 는  $i$  번째 격자에서의 예측 증분, 즉, 예측값인  $OSE_{A_f}$ 나  $CTL_f$ 와 관측값으로 사용된 ERA-I의 차이,  $\overline{(\quad)}$ 는 앙상블 평균을 의미한다. 아라온 관측 초기 (8월 4일-8월 7일)의 초기조건을 사용한 예측에서는 두 개의 예측 세트 간 예측 성능의 차이가 뚜렷하지 않다. 이 초기 스핀업 기간에는 추가 자료동화의 효과가 풍하측인 알래스카 영역에 영향을 끼칠 만큼 자료동화의 효과가 남동쪽으로 충분히 확산되지 않았다. 그러나 8월 8일 이후에는 추가 사운딩 자료 동화의 효과가 누적됨에 따라  $OSE_{A_f}$ 의 예측성이 전반적으로 향상되는 결과가 나타난다. 8월 7일 12 UTC 이후 관측된 총 23개의 초

기 조건을 이용한 실험 중 15개의 실험에서 OSE<sub>A<sub>f</sub></sub>의 예측성이 향상되었으며, 이 중 14개의 실험이 통계적으로 5% 신뢰 수준에서 유의하게 나타났다. 특히, 8월 12일 00 UTC (F12)와 8월 14일 00 UTC (F14)의 초기조건을 이용한 실험 세트가 OSE<sub>A<sub>f</sub></sub>에서의 가장 큰 예측성 향상을 보였고, 뒤따르는 섹션에서는 이에 대해 자세히 살펴보려고 한다.

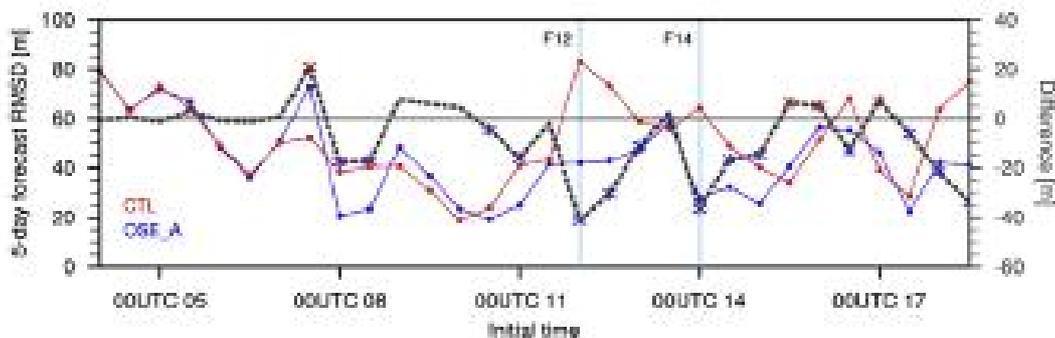


Figure 3.2.73 The root mean square distances (RMSDs) of CTL<sub>f</sub> (red line) and OSE<sub>A<sub>f</sub></sub> (blue line) from ERA-I for H500, at forecast day 5, averaged over the Alaska domain, with the difference of the RMSDs (dotted line; OSE<sub>A<sub>f</sub></sub> minus CTL<sub>f</sub>). The asterisks denote the statistically significant differences ( $p < 0.05$ ) based on bootstrap resampling. F12 and F14 refer to the forecast experiments with initial conditions of 00:00 UTC 12 August and 00:00 UTC 14 August, respectively, which show the largest improvement in OSE<sub>A<sub>f</sub></sub>.

## (2) 예측 성능 우수 사례

F12와 F14로 표현된 우수한 성능을 보인 예측 사례에 대해, 알래스카 영역 위에서 지역 평균된 H500 (CTL<sub>f</sub> 붉은 색 실선, OSE<sub>A<sub>f</sub></sub> 파란 색 실선)의 예측장을 Fig. 3.2.74에 나타내었다. OSE<sub>A<sub>f</sub></sub>에서의 예측 성능 향상은 F12에서는 예측 시작 후 3.5일, F14에서는 2.5일 뒤에 나타나기 시작하여, 5일 후가 되면 모두 좋은 성능을 보인다. 두 예측 사례는 모두 예측 성능의 격차가 확대되는 타이밍이 8월 16일로 유사하게 나타났다. 나중에 Figs. 3.2.76과 3.2.78에서 살펴보겠지만, 이때 해당 지역에서 주요하게 나타난 중관 현상으로는 베링해에서 알래스카로 이동하는 저기압 시스템을 들 수 있다.

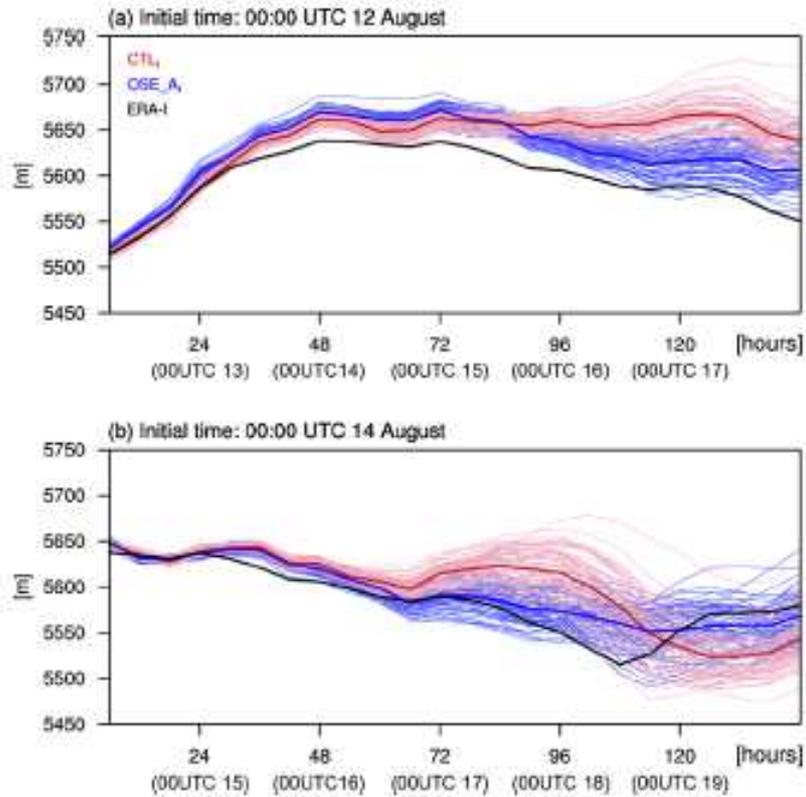


Figure 3.2.74 The forecast time evolutions of area-mean H500 over Alaska for (a) F12 and (b) F14: individual ensemble members (thin line) and ensemble-mean (thick line) of CTL<sub>f</sub> (red) and OSE<sub>A<sub>f</sub></sub> (blue). The ERA-I (black thick line) reanalysis is presented as a reference value.

예측 성능의 격차가 넓어지는 효과가 지연되어 나타나는 이유는 무엇인가? 그것들은 추가적인 라디오존데 관측이 상당한 영향을 미치는 상류 지역으로부터 전달되어 오는 오차의 전파와 관련이 있는가? 이러한 질문에 답하기 위해, ERA-I에 대한 CTL<sub>f</sub>와 OSE<sub>A<sub>f</sub></sub>의 예측 오차의 시공간 진화과정을 초기시간부터 5일 예측 (120시간 후) 결과에 이르기까지 살펴보았다. F12 사례에 대해, T500이나 H500과 같은 상층장은 Fig. 3.2.75에, PT850이나 MSLP와 같은 하층장은 Fig. 3.2.76에 나타내었다. 두 그림 모두 ERA-I의 값을 비교기준으로 왼쪽 패널에, ERA-I에 대한 CTL<sub>f</sub>의 오차를 가운데 패널에, CTL<sub>f</sub>에 대한 OSE<sub>A<sub>f</sub></sub>의 상대적 오차를 오른쪽 패널에 나타내었다.

8월 12일 00 UTC에 시작된 F12의 예측 기간 동안, 전반적인 중관 기상장의 특

정은 베링해 위의 상층 기압골-하층 저기압 형태의 시스템의 발달과 기존의 기압능의 알래스카로의 이동이라 하겠다 (Figs. 3.2.75a-f, 3.2.76a-f). 알래스카 위의 기압능은 8월 15일부터 점차적으로 저기압 시스템으로 교체된다. 알래스카 지역에서 평균된 H500의 시계열은 이와 같은 중관 규모장의 변화를 잘 나타낸다 (Fig. 3.2.74). Figure 3.2.74에서 알 수 있듯이 알래스카에 대한  $CTL_f$ 의 예측 오차는 예측한 지 3.5일 쯤인 8월 15일 00 UTC부터 점점 상승하기 시작한다. 이 오차의 진행 과정을 보기 위해, Fig. 3.2.75g의 H500에서 오차 중심을 잡아내고, 이후 해당 오차가 예측 맵에서 이동하는 것을 살펴보았다 (Figs. 3.2.75h-l). 진화하는 오차의 중심은 시간이 지남에 따라 나뉘지기도 하고, 합쳐지기도 하는 등 복잡한 양상을 띠기 때문에, 5일 예측치에서 알래스카에서 나타나는 오차 최대치의 중심을 기준으로 매 6시간 간격으로 역으로 거슬러 가면 수동으로 그 중심을 추적하였다 (Magnusson, 2017). 알래스카 5일 예보에 기여하는 오차의 전파 속도와 그 결과로 추적된 오차 중심은 ERA-I 그림에서 노란색 알파벳 (A, B, C, D, D, F)과 함께 24시간 간격으로 표시하였다 (Figs. 3.2.75a-f).  $CTL_f$ 의 오차 진화지도 (Figs. 3.2.75g-l;  $CTL_f - ERA-I$ )는 재분석장의 시베리아와 러시아 (F) 에서의 초기 오차가 며칠만에 더 큰 예측 오차로 성장하여 5일 차에는 알래스카 지역에 양형을 준다는 것을 보여준다 (E→D→C→B→A).

이 오차는 중위도 지역의 경압성 로스비 파동의 그룹속도와 함께 전파된다는 것은 잘 알려져 있다 (Kelly et al., 2007). 전파되는 오차는 베링해 위의 기압골을 따라 예측 시간이 지나면서 본질적으로 증가하여 풍하측인 알래스카 지역에 예측 파열을 초래한다. 대조적으로,  $CTL_f$ 에 대한  $OSE_A_f$ 의 상대 오차의 공간 패턴은 관측 위치 근처의  $OSE_A$ 에서 분석 오차 (Figs. 3.2.75m, 3.2.76m)나 예측 진행 과정에서의 예측 오차까지 감소시키는 방향으로 작용함을 알 수 있다 (Figs. 3.2.75n-r, 3.2.76n-r, 즉,  $CTL_f$ 의 오차와 반대 패턴). 초기 예측 단계에서 풍상측 지역에서의 사소한 오차 감소는 결국 다음날에 동쪽으로 증폭되어 전파되면서 풍하 지역에 위치한 알래스카 지역의 5일 예측을 개선시키는 효과를 낳는다.

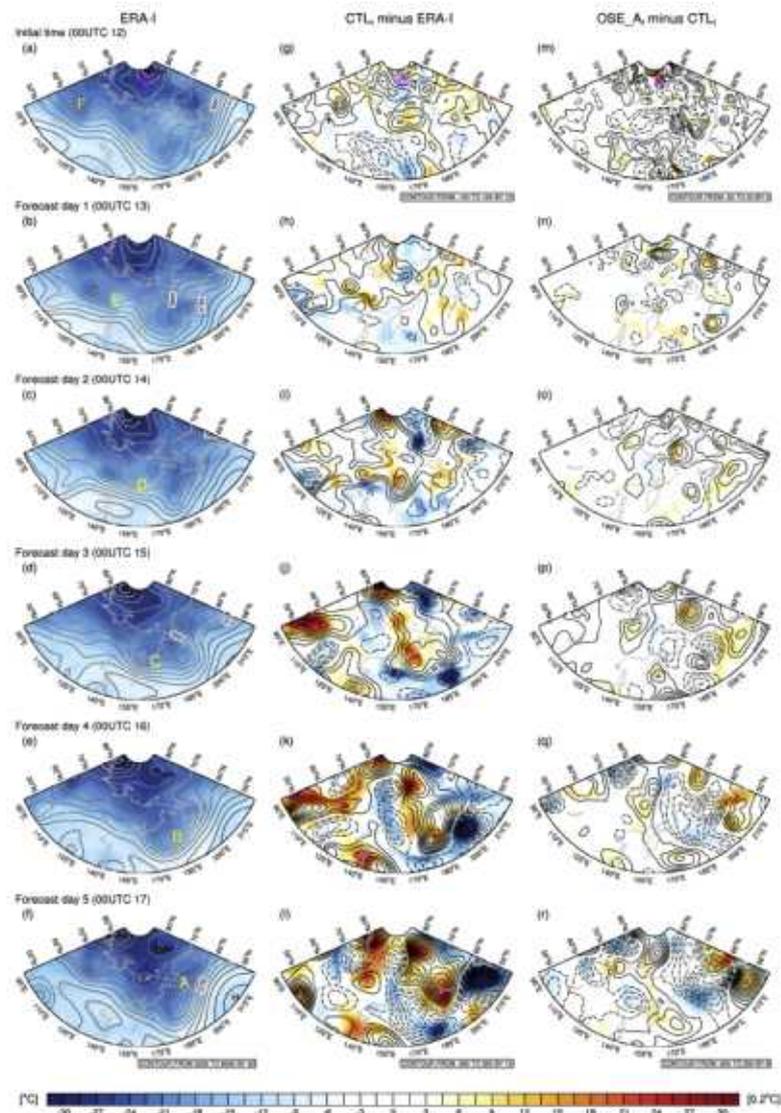


Figure 3.2.75 Air temperature (shading) and geopotential height (contour) at 500 hPa from the initial time to forecast day 5 for the F12 case: (a-f) ERA-I, (g-l) CTL<sub>f</sub> minus ERA-I, and (m-r) OSE\_A<sub>f</sub> minus CTL<sub>f</sub>. The alphabet symbols in (a-f) indicate the back-tracked centers contributing to the positive height errors over Alaska at forecast day 5 which is detected from the difference fields of CTL<sub>f</sub> minus ERA-I (g-l). Note the differing shading and contour intervals at the initial time for the difference fields (g, m). At the top panels, the location of the R/V Araon at the initial time is depicted by a pink star. The plot of difference uses rescaled units at the right side of the color bar.

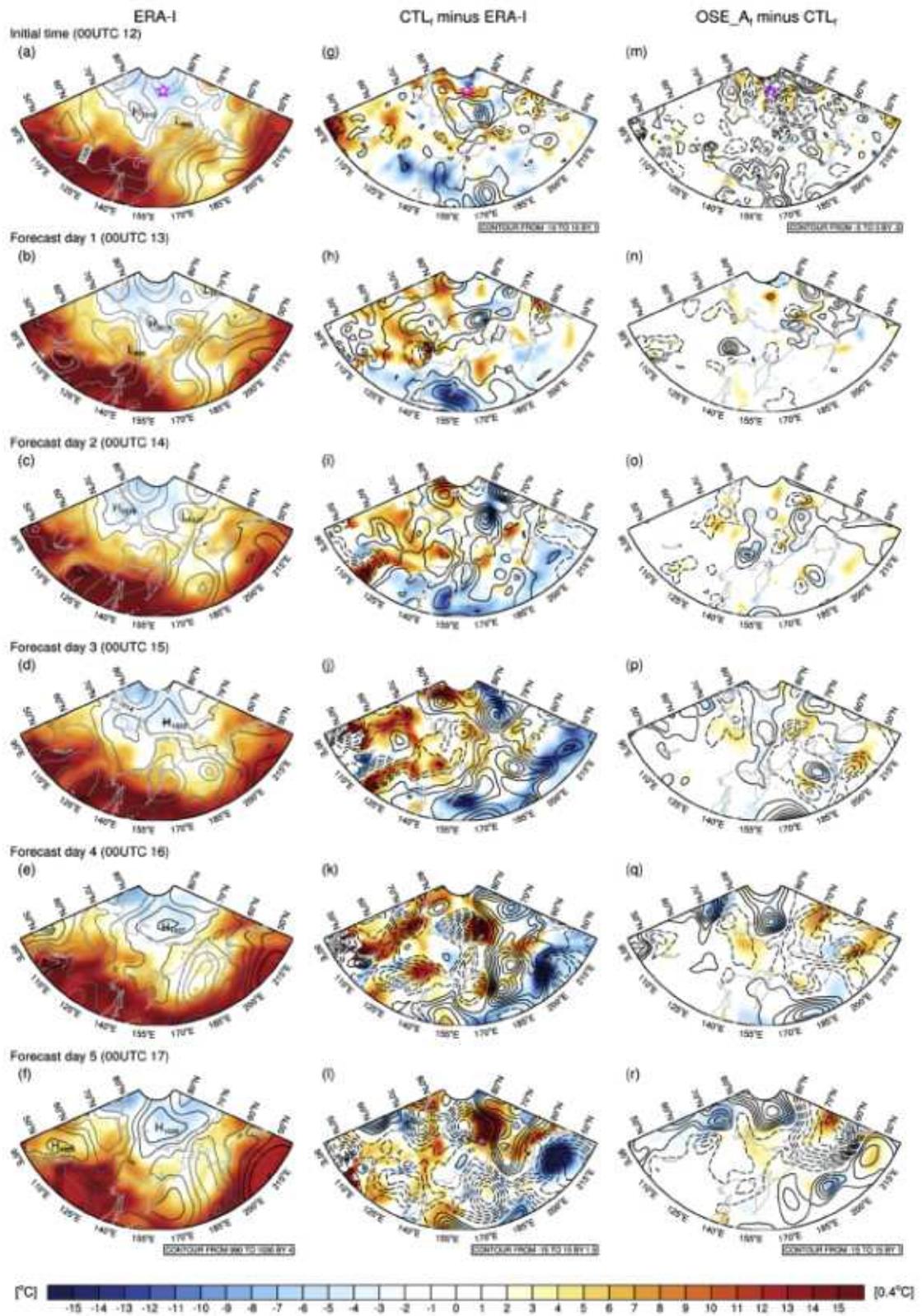


Figure 3.2.76 Same as Fig. 3.2.75, except for potential temperature at 850 hPa (shading) and mean sea level pressure (contour)

Figures 3.2.75와 3.2.76에서처럼, 또다른 사례인 F14에 대해서도 동일하게 Figs. 3.2.77과 3.2.78로 나타내었다. 예측 초기 시간이 F12에 비해 2일 뒤이기 때문에, 예측 초기 3일은 F12의 예측 2일차부터 5일차까지가 겹치게 된다. Figure 3.2.75에서처럼, 오차의 중심은 ERA-I 지도 위에 노란색 알파벳 (A, B, C, D1-D3, E1-E3, F1-F3) 으로 표현되어 있고, 이 중심들 역시 수동적으로 선택되었다 (Magnusson, 2017). F12 사례와 달리 F14 사례의 예측 5일 차에 알래스카에 나타난 큰 오차에 기여한 궤도는 초기시간부터 예측 3일 차까지는 3개 정도가 확인된다. 오차의 진화 지도를 보면, 아라온 존데 관측 지역 부근에서 하나 (F1), 북동 러시아 지역에서 하나 (F2), 두 개의 사이에서 마지막 하나 (F3)가 발생하여, 점차 동진하면서 베링해를 지나며 상층 기압골 하층 저기압 시스템의 이동과 함께 좀더 큰 관측 오차로 병합 및 성장하는 것을 볼 수 있다. 이 오차가 결국 예측 3-5일 차에 풍하측인 알래스카 지역 예측에 영향을 준 것으로 보인다 (Figs. 3.2.77h-l). F12와 반대로, 초기 예측일에서 하층 오차의 전파는 예측 후기에 나타나는 것만큼 뚜렷하지 않다. F12 사례의  $OSE_{A_f}$ 에서 나타난 알래스카 지역의 예측 오차 감소 현상의 중심이었던 기압골-저기압 시스템에 대한 다른 예측 양상은 F14의  $OSE_{A_f}$ 에서의 예측 성능 향상에 대해서도 중요한 원인이 된다.  $CTL_f$ 와 비교하여  $OSE_{A_f}$ 의 상대 오차의 공간 분포를 살펴보면, 중북부 러시아에서 예측 4일 차에 발달한 블로킹 시스템을 제외하면,  $OSE_{A_f}$ 의 오차가 예측 스텝이 증가함에 따라  $CTL_f$ 의 오차를 상쇄시켜주는 역할을 함을 알 수 있다.

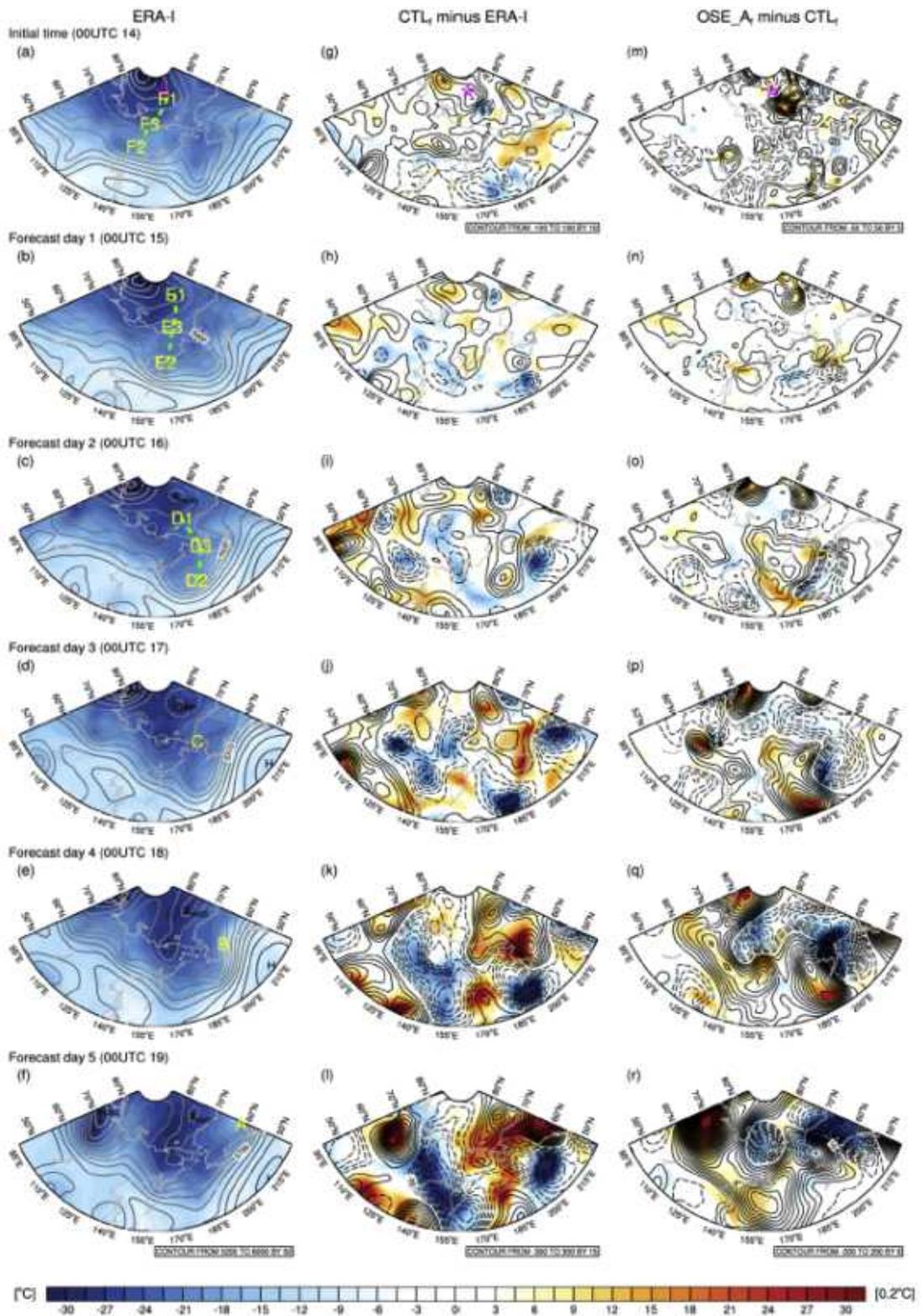


Figure 3.2.77 Same as Fig. 3.2.75, except for the F14 case

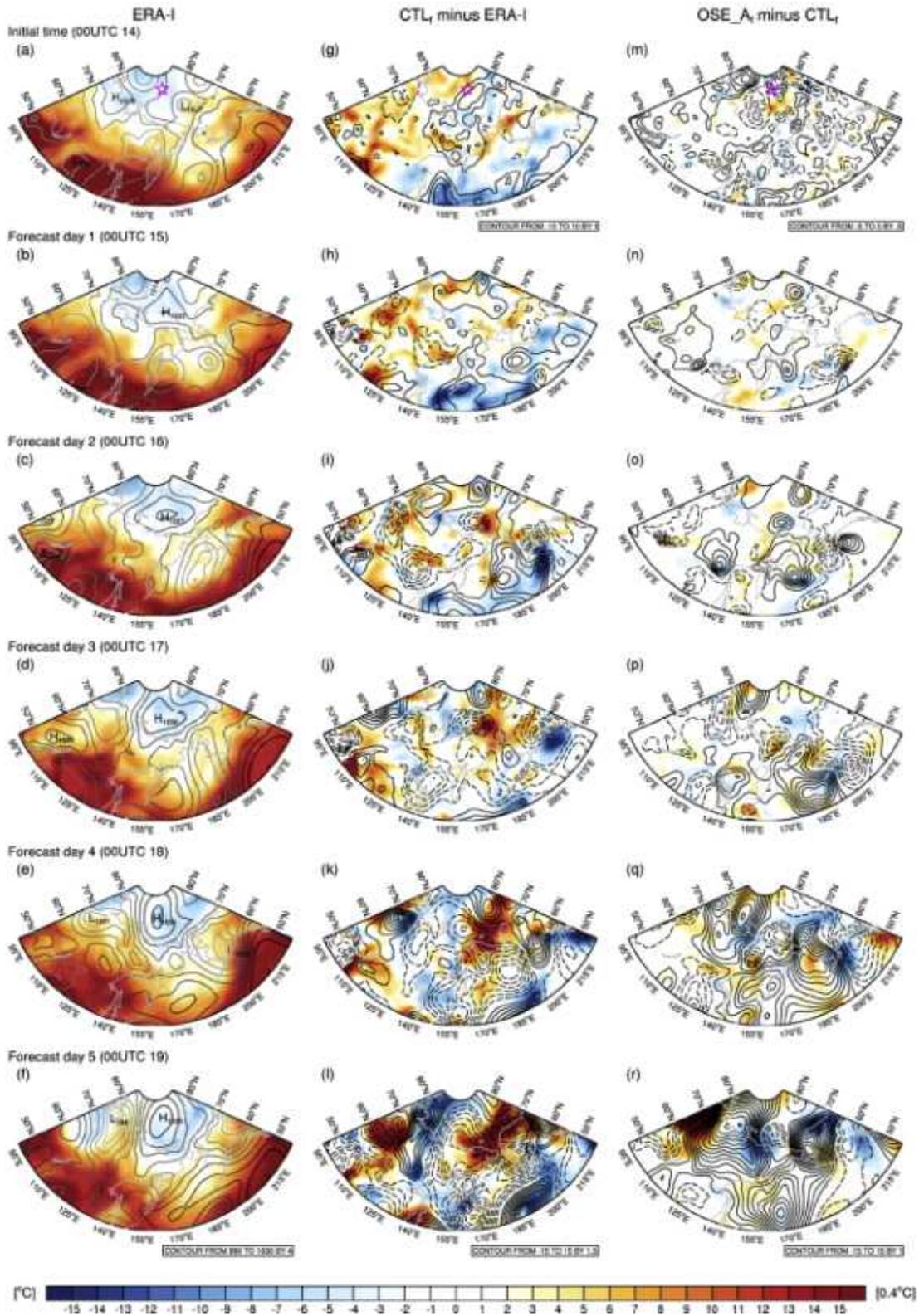


Figure 3.2.78 Same as Fig. 3.2.76, except for the F14 case

위에서 살펴봤듯이, F12 및 F14 사례의 경우, 알래스카에 대한 CTL<sub>f</sub>의 큰 고기압성 오차를 발생시키는 핵심 종관장이 바로 상층 기압골-하층 저기압 시스템의 배령해를 거친 이동이라 할 수 있다. 이 시스템의 서로 다른 진화 양상을 비교하기 위해, 우리는 각 예측일마다 노란색으로 표시되었던 오차의 중심 지역에서 나타난 상층 (200-500hPa)의 잠재와도 (Potential Vorticity, PV)의 시간-고도별 단면도를 살펴보았다 (Fig. 3.2.79). 수동적으로 트래킹되었던 오차 중심의 위치는 Fig. 3.2.79b에 다시 정리하여 나타내었다. 이 루트를 따른 상층 PV의 분포는 ERA-I와 비교하여 CTL<sub>f</sub>와 OSE\_A<sub>f</sub> 사이의 상층 동적 흐름의 오차 발생의 형태와 대조된다. 예측된 PV 장 모두 ERA-I와 비교했을 때 낮은 바이어스를 갖지만, OSE\_A<sub>f</sub>에서 좀더 감소되는 형태가 보인다 (Figs. 3.2.79b-c, f-g). F12 사례의 경우, 시베리아, 러시아에서 출발한 단일 경로가 존재하는데, 이 경로를 따라 CTL<sub>f</sub>의 낮은 PV에 대한 상쇄 신호가 동쪽으로 전파되며 이것이 ERA-I의 값에 비해 상층에 높은 PV 예측치를 만든다 (Fig. 3.2.79d). 반면에 상층의 예측된 PV는 F14 사례에서는 C지점부터 증가하는 것으로 보인다. 실제로 ERA-I에서 나타나는 B 지점에서의 급격한 PV 증가 (Fig. 3.2.79h)는 CTL<sub>f</sub>에서는 나타나지 않는 반면 (Fig. 3.2.79f), OSE\_A<sub>f</sub>에서는 나타나고 있다 (Fig. 3.2.79g). 이것이 CTL<sub>f</sub>에서 알래스카로 향하는 기압골-저기압 시스템의 이동을 느리게 하고, 알래스카 지역에는 상대적으로 고기압성 오차를 발생시키는 것으로 해석된다 (Fig. 3.2.74b).

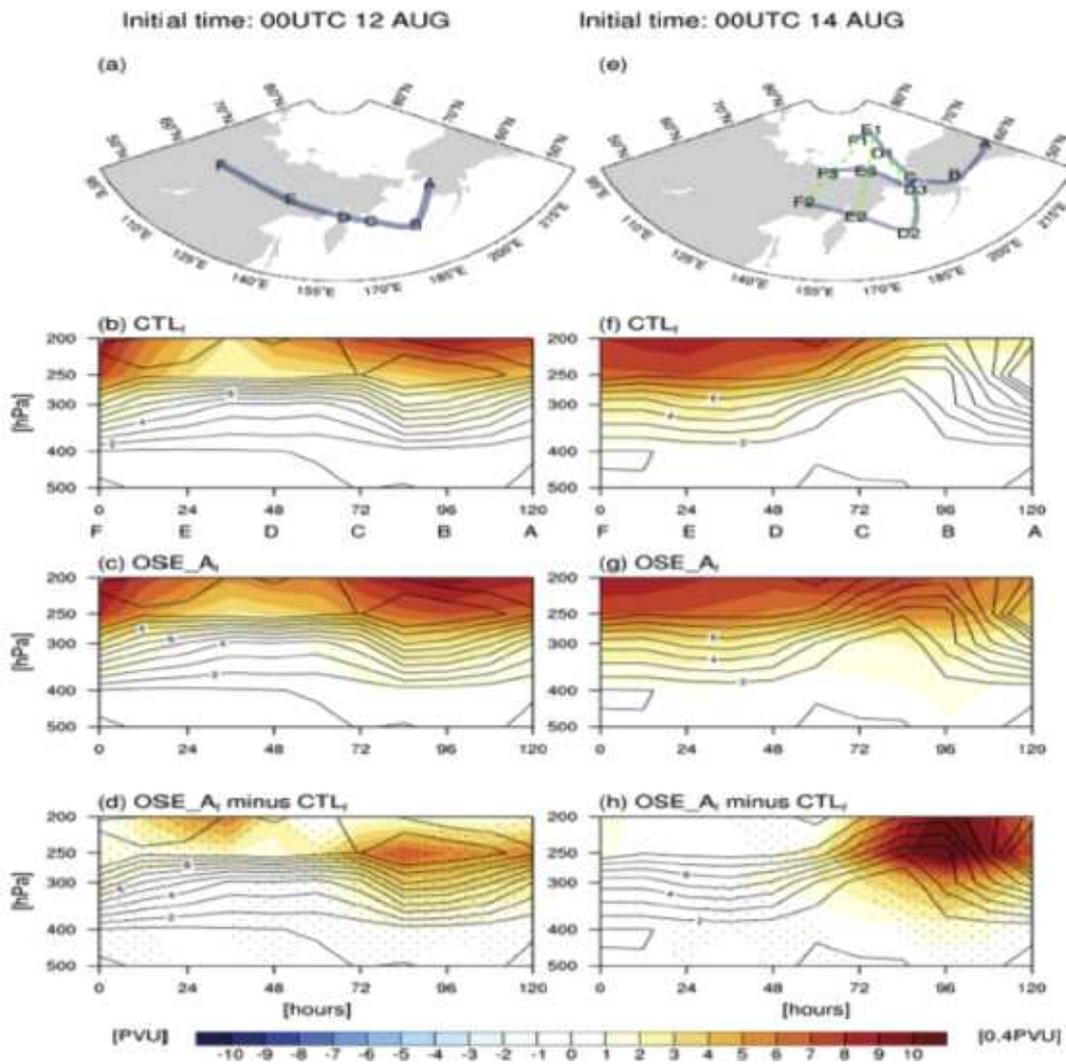


Figure 3.2.79 The propagation routes of the errors manually tracked backward from North America at forecast day 5 (mark ‘A’) for (a) the F12 case and (e) the F14 case, where the daily centers are marked with alphabets as in Figs. 3.2.75 and 3.2.77. For the F14 case, three routes are detected contributing to the positive height error over the western coast of Alaska at forecast day 3 (mark ‘C’). For the F12 case, the vertical cross sections of upper-level total PV along the routes of error evolution are displayed in (b) for CTL<sub>f</sub> and in (c) for OSE<sub>A<sub>f</sub></sub>. Their difference field (i.e., OSE<sub>A<sub>f</sub></sub> minus CTL<sub>f</sub>) is placed in (d). Corresponding plots for the F14 case are shown in (f) for CTL<sub>f</sub>, in (g) for OSE<sub>A<sub>f</sub></sub> and in (h) for OSE<sub>A<sub>f</sub></sub> minus CTL<sub>f</sub>, where the average PV fields over the three routes are used. For a comparison, the corresponding PV fields from the ERA-I (contour) are overlaid in all vertical cross section plots. In (d) and (h), the dots represent the points where the difference is statistically significant ( $p < 0.05$ ) based on bootstrap resampling.

## 라. 요약 및 결론

2015년 8월 쇄빙연구선 아라온의 북극 탐사 기간 동안, 척치해 주변에서 정기적인 라디오존데 관측이 수행되었다. 자료가 희박한 북극해 상에서 이러한 특수한 선박을 이용하여 대기 연직 프로파일을 관측을 하고, 이를 앙상블 예측 시스템에 추가 자료동화함으로써 풍하측 거주지인 알래스카 지역 예측 가능성에 대해 평가해보았다.

8월 4일 00 UTC부터 8월 18일 00 UTC까지 실시된 12시간 단위 30개의 관측 자료를 초기 조건으로 하는 앙상블 예측 결과를 살펴보면, 초기 3일 정도를 제외하고, 8월 7일 12 UTC 이후 자료를 동화한 23개의 예측 실험 중 15개 실험의 5일 예측장에서 아라온 관측을 추가 자료동화한 예측 성능이 향상된 것으로 나타났다. 이처럼 자료동화의 사이클을 몇 번 거친 후 예측 성능의 효과가 나타나기 시작하는 것은 이전 분석 주기에서 배경장의 수정을 위해서는 추가 관측 자료의 누적 필요함을 의미한다.

알래스카에 초점을 맞춘 우리의 실험예측 연구는 척치해 주변의 라디오존데 추가 관측이 대기장 흐름의 예측을 향상시켰음을 보여준다. 그러나 절대 오차나 앙상블 스프레드의 공간 분포를 고려할 때, 이와 같은 예측의 향상 여부는 지역에 따라 제한적이며, 이는 결국 대기 흐름에 의존하는 오차의 진화와 관련있다 하겠다.

추가 관측 동화에도 불구하고 예측 오차가 증가하는 지역이 존재한다는 것은 아라온 관측처럼 지역적으로 제한이 큰 관측의 경우 현업 시스템에 적용할 때 주의가 필요하다는 것을 말해준다. ALEDAS2에서 관측 지역 주변의 분석증분을 지역화시켰음에도 분석 증분에 대한 동적 조정의 스핀업 효과로 인해 흐름에 대기 흐름에 대한 악영향이 발생할 수 밖에 없다. 따라서, 현업 운영 예측 관점에서는, 제한적 영역의 관측이 가지는 부정적 효과를 줄이기 위해 좀더 넓은 범위의 관측이 필요하다. 더불어, 모델 적분에 대해 분석 증분을 점차적으로 통합시키는 IAU (Incremental analysis updating) 과정처럼 (Bloom et al, 1996) 자료동화 기술을 향상시키거나 다른 자료동화 기법의 사용을 통해 모델에서 나타나는 바람직하지 않은 반응을 줄여나갈 수 있다.

중위도 지역의 연직 구조에 대한 현업의 앙상블 분석의 분석 오차와 예측 오차를 분석한 후, Hakim (2005)은 예측 오차가 상부 대류권의 분석 오차로부터 기인함을 밝힌 바 있다. 이와 관련하여 자료 부족 영역인 북극해 지역의 상부 대류권에

대한 라디오존데 사운드링 관측은 초기의 분석 오차를 줄여, 예측 오차의 성장을 억제하는 역할을 할 수 있다 (Inoue et al., 2013, 2015; Sato et al., 2017, Yamazaki et al., 2015).

YOPP는 2017년부터 2019년까지 진행되었다. YOPP 기간 동안, 북극 지역에서 더 많은 실시간 관측을 전세계의 현업 예측 센터에서 이용할 수 있었다. ECMWF와 같은 주요 예측센터들은 현업 운영 예측 관점에서 추가적인 극지 관측이 기상 및 기후 예측에 미치는 영향을 평가할 것이다. 이후 지속가능한 극지역 관측 네트워크에 대한 국제적인 노력이 장려될 것이라 기대한다.

### 3.2.4 KPOPS 검증 체계 구축

예측의 검증은 예측 결과의 정확도를 평가하는 과정으로 이 검증을 통해 예측 프로세스들에서 개선하여야 할 사항이 도출되며, 또한 예측 결과의 신뢰도가 정량적으로 평가되기 때문에 예측에서 생산된 정보의 활용을 위하여 필수적이다. 이러한 검증 과정을 통해 생산된 다양한 예측 결과는 각각의 고유의 가치를 평가받게 되고, 이러한 검증 정보를 이용하여 다양한 실제 업무에 활용될 수 있다.

이렇듯 예측 검증을 수행하는 데에는 여러 가지 목적이 있을 수 있으나, 크게 다음 세 가지 정도로 정리된다. 먼저 예측시스템 개발과 개선을 위한 과학적인 목적으로 검증을 수행하는 경우, 다음으로 예측 성능을 지속적으로 관리하여 연산자원의 필요 여부 등을 평가하기 위한 관리적 목적으로 검증을 수행하는 것, 그리고 예측의 실사용자가 예측정보를 더 유용하게 사용하도록 하는 사용자-기반의 목적 등이 있다.

이러한 검증을 수행하고자 하는 목표에 따라 서로 다른 방식의 검증 방법이 필요하다. 예를 들어 관리 목적으로 수행하는 경우, 검증 과정은 얼마나 연산자원을 활용하였는가, 병렬 자원의 확장성 등은 어떠한가, 연산시간과 총 수행시간은 어떠한가 등 실제 자원의 효율적 활용과 관련된 검증 지수가 필요하다. 한편 과학적 목적으로 검증이 수행되는 경우, 다양한 상황에서의 예측 성능을 평가할 수 있는 진단 과정을 수행하고, 각 과정에서 도출된 지수를 통해 예측 프로세스의 개선점들을 도출하게 된다. 사용자 측면에서 검증을 수행하는 경우, 보다 의미있는 정보를 생산하기 위한 지수를 만들게 될 것이다.

이러한 검증 지수들은 이러한 검증의 목적, 혹은 예측의 특성, 진단하고자 하는

현상에 따라 다르나, 일반적으로 예측과 관측과의 연관성, 관측현상의 모의 정확도, 관측과의 차이, 관측현상의 구분정확도, 정량적인 신뢰도, 현상의 시공간적인 해상도 등을 담고 있다. 즉 검증을 통해 확인하려 하는 정보들은 매우 다양하며, 복잡한 시공간적인 특성을 가진다. 이러한 예측 검증의 특성은 검증 지수의 개발 및 활용에서 대상 예측시스템에 맞는 고유한 검증지수를 활용해야 함을 시사한다.

현재 활용되는 검증 지수는 보통 다음과 같이 구분될 수 있다. 결정론적 지수 (deterministic variables)는 온도 등의 물리적 단위로 표현되는 지수로, 시계열로 제공되거나, 특정 임계치 기준으로 나뉜 구분 지수 (예: 강수 유무 여부)로 제공된다. 확률 예측 지수 (probabilistic forecast)는 사전 결정된 현상들의 발생 확률을 하거나, 가능한 변수값의 확률 분포를 제공한다. 이러한 확률 예측 지수는 보통 관측치를 통해 검증되어 제공된다. 공간 검증 지수 (spatial verification metrics)는 관측과 예측 변수의 공간적인 특성 검증을 정량화하기 위해 고안되었다. 대상은 구름밴드 등이 있으며 확률론적 예측과 결정론적 예측에 둘다 사용되거나 보통 결정론적 예측에서 널리 사용되고 있다.

KPOPS-Climate에서는 시계열 결정론적 기반 지수로 편이상관계수 (Anomaly Correlation Coefficient; ACC)와, 평균제곱근예측성 (Mean Squared Skill Score; MSSS), 확률론 기반 예측지수로 Brier 예측지수 (Brier Skill Score; BSS), 상대적 운영 특성 지수 (Relative Operating Characteristic; ROC)를 이용한 검증체계를 구축하였다.

이상상관계수는 관측과 예측결과의 직접 비교시에 계절성에 따라 상관성이 높게 나오는 문제를 고려하여, 계절성을 제거한 뒤 상관계수를 구하는 방법이다. 즉 관측과 예측의 각각의 기후값에 대한 편이 (anomaly)를 이용하여 예측성을 평가한다. ECMWF에서 제안하는 계산 방법은 아래와 같다.

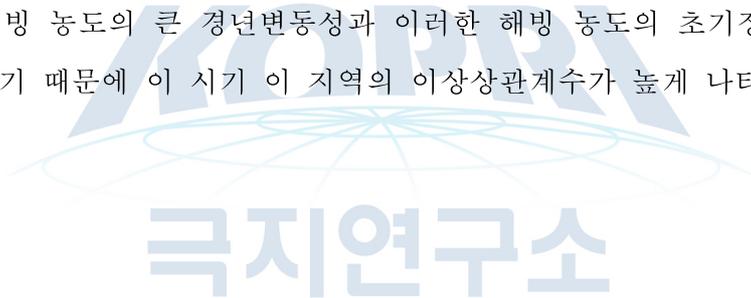
$$ACC = \frac{\overline{(f-c)(a-c)}}{\sqrt{\overline{(f-c)^2} \overline{(a-c)^2}}}$$

f는 예측, a는 대상 관측이다. 한편 세계기상기구 (World Meteorological Organization; WMO)에서는 평균 에러를 고려하여 다음과 같은 계산방법을 제시하였다.

$$ACC = \frac{\overline{[(f-c) - \overline{(f-c)}][\overline{(a-c)} - (a-c)]}}{\sqrt{((f-c) - \overline{(f-c)})^2 + ((a-c) - \overline{(a-c)})^2}}$$

ACC는 기후값에 대한 예측성 평가 지수로 이해할 수 있으며, 양의 상관관계를 보일 때 성공적인 예측으로 평가한다. 경험적으로 약 0.6 정도의 값에서 대규모 순환장에 따른 중관 규모 현상의 예측에 성공적이라고 알려지고 있다.

Figures 3.2.80과 3.2.81은 CAM4 물리모수화과정 기반 KPOPS-Climate 예측시스템과 UNICON 기반 KPOPS-Climate 예측 시스템의 14년 간의 초겨울, 늦겨울 지면대기온도 예측 결과를 이용하여 지역별 이상상관계수를 계산한 것이다. 초겨울 북극 지역 카라-바렌츠해와 척치해 지역에서 양의 이상상관계수가 나타나는데, 이 지역은 해빙의 높은 변동성에 따라 지면대기온도의 경년변동성이 높은 지역이다. 즉 이 지역 해빙 농도의 큰 경년변동성과 이러한 해빙 농도의 초기장의 영향이 초겨울에 지속되기 때문에 이 시기 이 지역의 이상상관계수가 높게 나타난다.



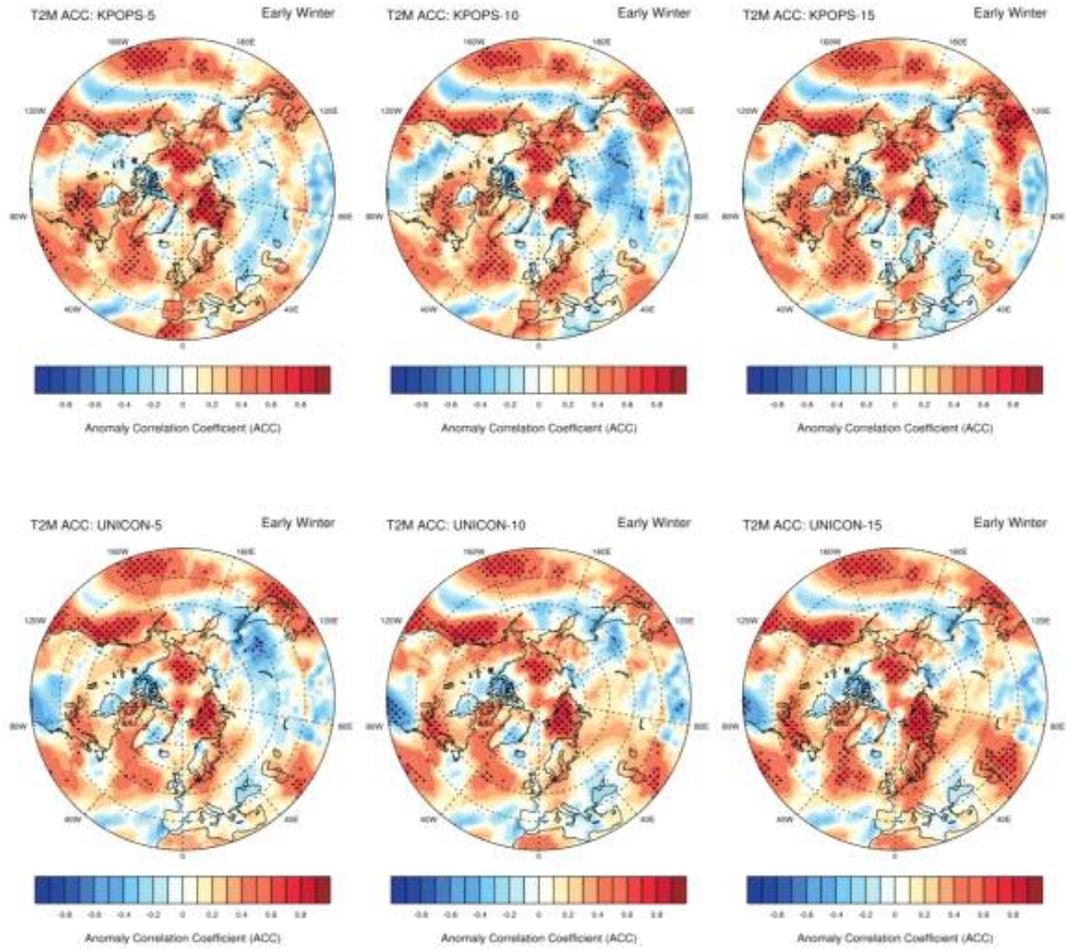


Figure 3.2.80 KPOPS-CAM4, KPOPS-UNICON의 2001년부터 2014년까지의 이른 겨울철 실험과 ERA-Interim 재분석자료와의 이상상관계수의 분포

늦겨울의 경우 초겨울에 비하여 북극 내부 지역의 해빙 변동성이 약화됨에 따라 북극지역의 이상상관계수는 낮아진다. 베링해, 바렌츠해 등 태평양과 대서양의 북극 인접지역에서는 초겨울보다 높은 이상상관계수를 보이는데 해빙의 높은 변동 지역이 북극 외부로 이동함에 따른 것으로 보인다.

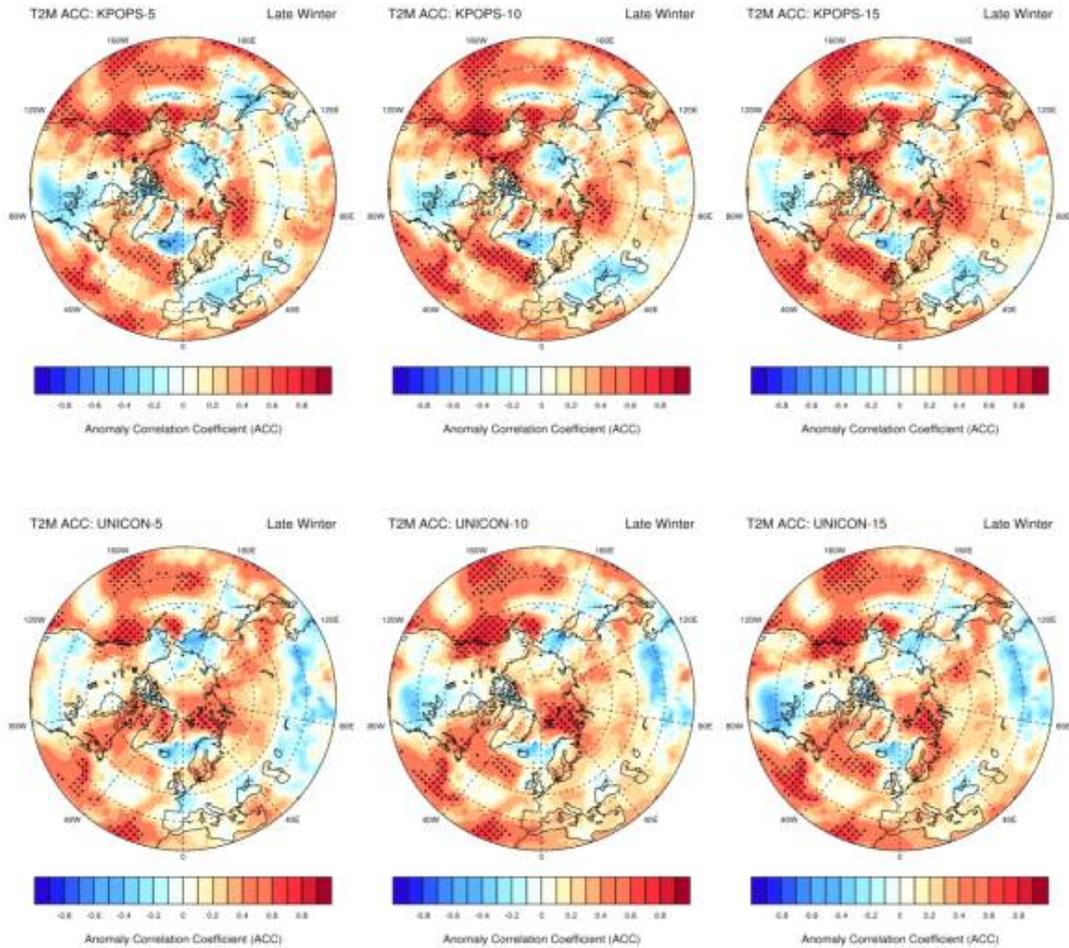


Figure 3.2.81 KPOPS-CAM4, KPOPS-UNICON의 2001년부터 2014년까지의 늦은 겨울철 실험과 ERA-Interim 재분석자료와의 이상상관계수의 분포

한편 지면대기온도 이상상관계수의 기반으로, KPOPS-CAM4와 UNICON의 구조적 모의 특성을 파악할 수 있다. KPOPS-CAM4의 경우 초겨울 동아시아 지역 지면온도의 경년변동특성의 예측성이 높게 나타나며, 늦겨울 우랄 지역의 지면대기온도의 예측성이 높게 나타난다. 한편 UNICON의 경우 초겨울 흑해 주변의 지면대기온도의 예측성이 좋고, 늦겨울의 경우 시베리아 북부 지역의 예측성이 상대적으로 높다.

평균 제곱 예측지수는 평균 제곱 오차 (Mean Squared Error; MSE)를 이용한 결정론적 예측지수로, 특정 지점의 관측에서의 기후값에 대한 평균 제곱 오차와 예측에서의 기후값에 대한 평균 제곱 오차의 비율을 이용하여 계산된다. 즉 이상상관계수는 관측과 예측 결과가 정규화됨에 따라 두 자료의 변동특성의 차이를 고려하

지 못하지만, 평균 제곱 예측 지수는 이러한 두 자료의 분산차이를 고려할 수 있다. 특정 지점  $j$ 에서의 평균 제곱 오차는 예측  $f$ 와 관측  $x$ 에 대하여 다음과 같이 계산된다.

$$MSE_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (f_{ij} - x_{ij})^2$$

한편 각 지점 관측자료의 분산은 다음과 같이 계산된다.

$$s_{xj}^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{ij} - \bar{x}_j)^2$$

각 지점의 관측의 기후값에 대한 평균 제곱 오차의 합은 분산을 다음과 같이 평가될 수 있다.

$$MSE_{cj} = \left( \frac{n}{n-1} \right)^2 s_{xj}^2$$

각 지점에서의 평균 제곱 예측지수는 최대 1에서 관측과 모델의 평균제곱오차의 비율을 뺀 값으로 정의된다.

$$MSSS_j = 1 - \frac{MSE_j}{MSE_{cj}}$$

한편, ACC와 모델과 관측의 분산을 이용하여 다음과 같은 방법으로도 계산할 수 있다.

$$MSSS_j = ACC_j^2 - \left( ACC_j - \frac{s_{fj}}{s_{xj}} \right)^2$$

이 식의 오른쪽 괄호항은 조건부 오차 (conditional bias)인데, 모형과 관측의 변동성의 크기가 다를 때 커지게 되어 있다. 즉 변동성이 일치한다면 이 값은 ACC와 동일하게 되고 MSSS는 1이 된다. 즉 조건부 오차가 커지면 MSSS는 ACC보다 작아지고 점점 낮아지게 된다.

Figures 3.2.82와 3.2.83은 KPOPS-CAM4, KPOPS-UNICON 실험 결과의 지면대

기온도를 이 평균 제곱 오차를 이용하여 평가한 결과이다. 앞서 언급한 대로 평균 제곱 오차가 1인 경우 관측을 완벽하게 예측하는 것이며, 값은 오차가 커질수록 지속적으로 점점 낮아지며 음의 무한대까지 낮아질 수 있다. 초겨울의 경우, 높은 예측성은 바렌츠-카라해 지역에서 나타나며, KPOPS-CAM4의 경우 동아시아의 예측성이 상대적으로 높게 나타난다. KPOPS-UNICON의 경우 북미와 고위도 유라시아 지역의 예측성이 KPOPS-CAM4에 비하여 약간 높게 나타나는데, 이는 ACC와는 조금 다른 결과이다. KPOPS-CAM4가 어노말리의 방향성은 잘 모의하지만, 변동의 크기를 고려하는 경우 KPOPS-UNICON이 더 나은 예측성을 보인다.

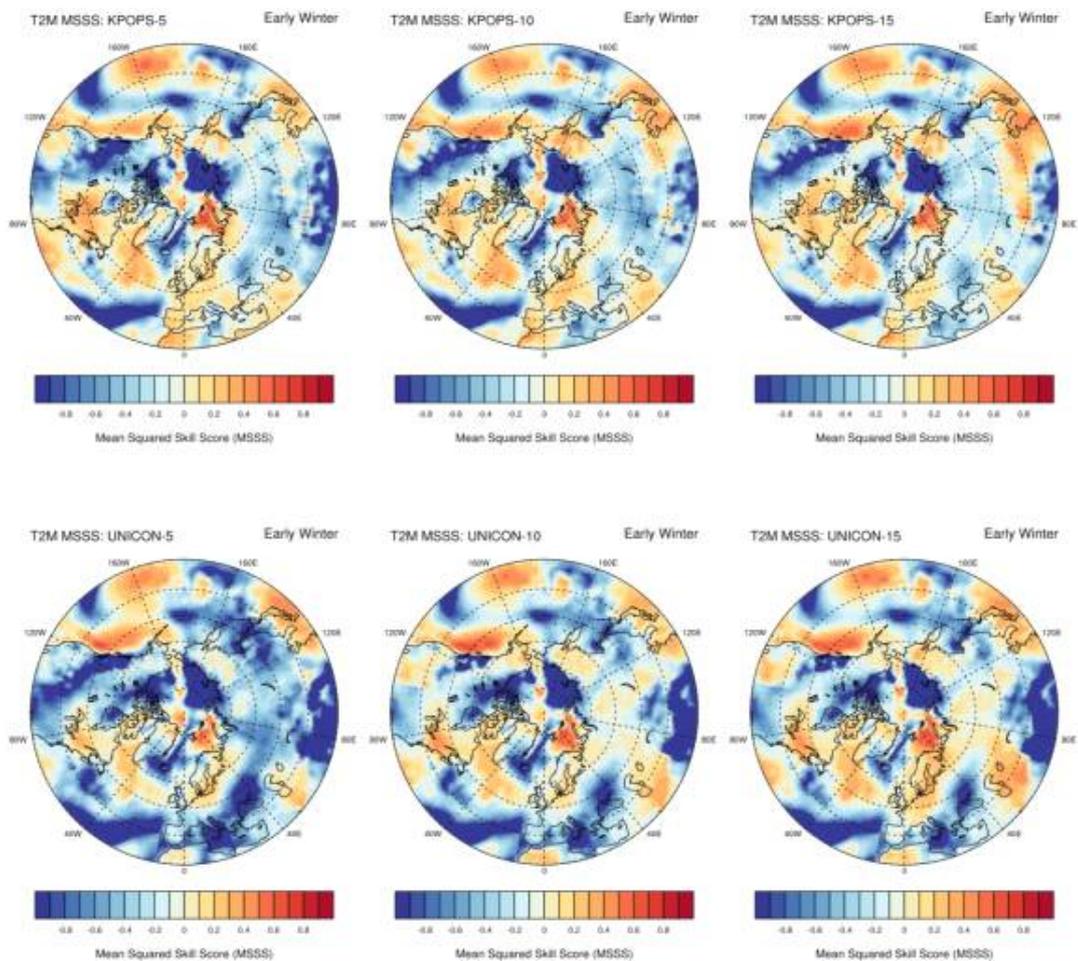


Figure 3.2.82 KPOPS-CAM4, KPOPS-UNICON의 2001년부터 2014년까지의 이른 겨울철 실험과 ERA-Interim 재분석자료와의 평균 제곱 예측성의 분포

늦겨울의 경우 북극지역의 낮은 지면대기온도의 예측성이 늦겨울에는 더 높아진다. 이는 이 지역의 해빙의 변동성이 이시기 낮아지면서 지면대기온도의 경년변동

성이 약화되기 때문으로 추정된다. KPOPS-CAM4의 경우 유라시아 전지역에서 양의 값을 보인다. 한편 KPOPS-UNICON의 경우 북미와 동아시아 중위도 지역의 예측성이 KPOPS-CAM4에 비하여 매우 낮아진다. 이는 초겨울과 다르게 KPOPS-UNICON이 늦겨울의 이 지역의 지면온도의 변동성의 크기를 관측보다 더 크게 모의하기 때문이다.

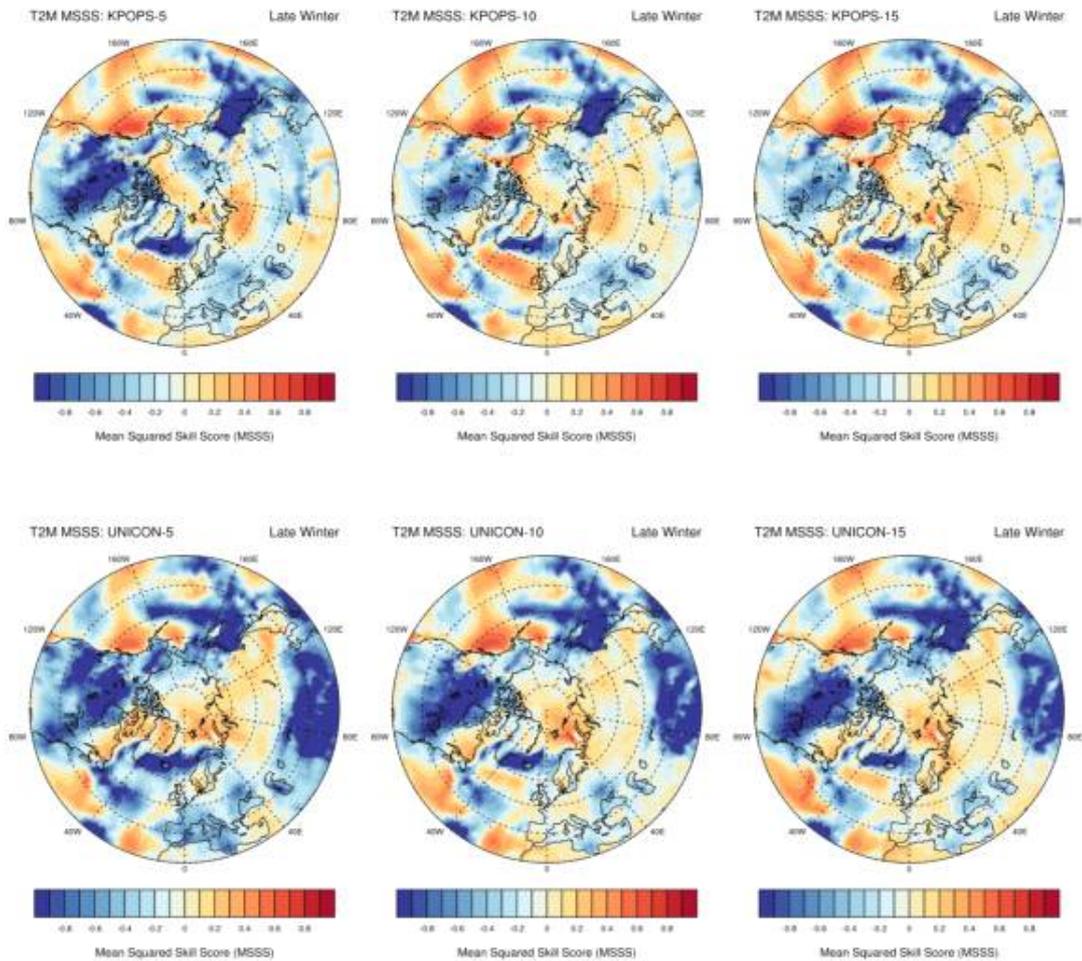


Figure 3.2.83 KPOPS-CAM4, KPOPS-UNICON의 2001년부터 2014년까지의 늦은 겨울철 실험과 ERA-Interim 재분석자료와의 평균 제곱 예측성의 분포

숙련도 기반 예측지수 (Skill Score) 들은, 다음과 같이 숙련도를 관측에 대한 숙련 비율을 1에서 빼는 방식으로 계산된다.

$$SS = \frac{s_j - s_r}{s_p - s_r} = \frac{s_r - s_f}{s_r} = 1 - \frac{s_f}{s_r}$$

이러한 특성에 따라 앞서 평균 제곱 예측 지수에서 살펴본 바와 같이, 예측이 완벽한 경우 1의 값을 가지며, 예측이 부정확한 경우 점점 낮아져서 이론상 음의 무한대까지 낮아진다. Brier Skill Score는 Brier score를 이용한 숙련 지수이다. Brier score는 다음과 같이 예측 확률  $p$ 에 대하여 관측에서의 0 혹은 1로 평가되는 빈도의 차이를 이용한 평균 제곱 확률 오차를 평가하는 지수이다.

$$BS = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (p_i - o_i)^2$$

Brier Score는 현상의 기후적인 빈도에 따른 지수이며, Brier Skill Score는 이러한 Brier Score의 기후값에 대한 예측의 비율을 이용한 숙련지수이다.

$$BSS = 1 - \frac{BS}{BS_{dim}}$$

Brier Score는, 다음과 같은 3개의 항으로 구분할 수 있다.

$$BS = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^K n_k (p_k - \bar{o}_k)^2 - \frac{1}{n} \sum_{k=1}^K n_k (\bar{o}_k - \bar{o})^2 + \bar{o}(1 - \bar{o})$$

첫 번째 항  $\frac{1}{n} \sum_{k=1}^K n_k (p_k - \bar{o}_k)^2$  은 신뢰도를, 두 번째 항  $\frac{1}{n} \sum_{k=1}^K n_k (\bar{o}_k - \bar{o})^2$  은 해상도를, 세 번째 항  $\bar{o}(1 - \bar{o})$  은 불확실도를 나타낸다. 이 항들을 이용하면 Brier Skill Score는 다음과 같이 기술할 수 있다.

$$BSS = \frac{BS_{\text{해상도}} - BS_{\text{신뢰도}}}{BS_{\text{불확실도}}}$$

이러한 Brier Skill Score를 이용하여 KPOPS-CAM4와 KPOPS-UNICON의 지면대기온도의 현상의 예측성을 평가하였다 (Fig. 3.2.84). 먼저 월평균 지면대기온도의 값이 기후값보다 높거나 (+Average), 낮은 (-Average) 사례에 대한 예측성에 대한 BSS는 전지구 평균의 경우, KPOPS-CAM4의 경우 0.538, KPOPS-UNICON에서 0.548로 나타난다. 북반구 지역 평균의 경우 0.513와 0.504, 동아시아 지역 평균

의 경우 0.618, 0.588, 북미지역 평균의 경우 0.610, 0.578로 나타난다. 즉 전지구 평균을 제외하고는, KPOPS-CAM4의 예측성이 KPOPS-UNICON에 비하여 좋게 나타난다. 늦겨울의 경우 이러한 두 예측모델의 차이가 조금 달라지는데, 전지구 평균의 경우 0.538, 0.551로 KPOPS-UNICON이 조금 더 높게 나타나고, 동아시아, 북미의 경우 초겨울과 다르게 KPOPS-UNICON의 예측성능이 약간 높게 나타난다. 북극 지역의 경우, KPOPS-CAM4의 두 계절 모두 BSS가 더 높게 나타난다.

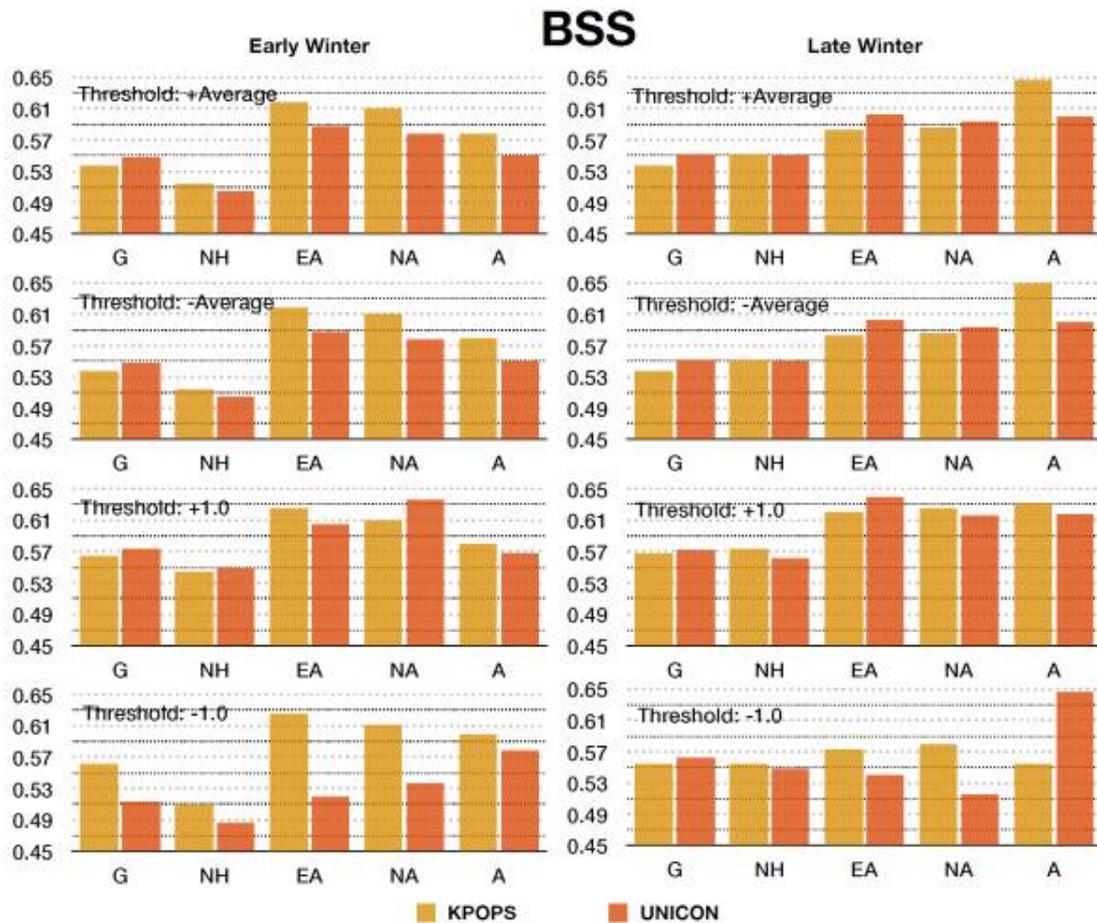


Figure 3.2.84 KPOPS-CAM4, KPOPS-UNICON의 2001년부터 2014년까지의 이른 겨울철 실험과 늦은 겨울철 실험 결과의 ERA-Interim 재분석자료에 대한 전지구, 북반구, 동아시아, 북미, 북극지역의 Brier Skill Score

다음으로 임계값을 +1도와 -1도인 경우의 BSS를 살펴보면 지역별 값의 분포는 평년값이 임계치인 경우와 거의 유사한 분포를 보인다. 하지만 초겨울, 늦겨울 모두 1도를 기준으로 한 경우가 -1도를 기준으로 한 경우보다 전체적으로 숙련 지수가

높게 나타난다.

상대적 운영 특성 곡선 (ROC)은 예측에서 현상의 발생유무가 명확하게 구분되는지를 평가하는 예측지수이다. 이 지수는 기상/기후 재해의 영향을 최소화하기 위한 대응을 해야하는지를 결정하는 데에 많이 사용된다. 상대적 운영 특성 곡선은 x축이 0에서 1까지의 현상 발생 비율 (False alarm rate), y축이 0에서 1까지의 예측율인 평면에 곡선으로 나타나며, 상대적 운영 특성 면적 (Relative Operating Characteristic Area; ROCA)은 이 곡선을 적분한 면적이다. 상대적 운영 특성 곡선은 다음과 같은 과정으로 구해진다. 먼저 검증할 현상을 결정한 뒤 예측 변수의 크기대로 배열한다. 관측에서 예측에 대한 실제 현상은 발생 유무에 따라 정리한다. 각각의 사례에 사례표 (contingency table)를 정리하여 탐지 비율 (H; probability of detection)과 미탐지 비율 (F; false alarm rate; probability of false detection), False alarm ratio (FAR)을 계산한다. 이렇게 구해진 H와 FAR를 주어진 평면에 기입한뒤 연결하면 상대적 운영 특성 곡선이 구해진다. 곡선은 보통 왼쪽 상단으로 부풀은 형태로 나타는데, 왼쪽 상단 모서리에 가까울수록 예측성이 높다. 따라서 ROCA 예측성이 좋을수록 높게 나타나며, 완벽한 예측을 수행하는 경우 1이 된다. 경우에 따라  $2ROCA - 1$ 로 정의되는 ROC 지수를 사용하기도 한다.

Figure 3.2.85는 KPOPS-CAM4와 KPOPS-UNICON의 초겨울, 늦겨울 예측결과 의 월평균 지면온도를 이용한 계산한 ROC 지수를 나타낸 것이다. 평년온도보다 높고 낮음 여부에 대한 예측에서는 두 모델 모두 0.9 이상의 ROC 지수를 보인다. 전구 평균과 북반구 평균보다, 북극, 동아시아, 북미 지역의 ROC 지수가 약간 더 높게 나타난다. +1도와 -1도를 기준으로 사용한 ROC 지수에서도 0.9 이상의 값이 유지된다. 온도가 높은 사례에 대한 ROC 지수가 온도가 낮은 사례의 ROC 지수보다 더 높게 나타나며, 지역별 지수에서 더 높게 나타나는 것은 평년에서의 결과와 동일하다. 또한 두 경우 모두, 늦겨울의 ROC가 더 높게 나타나고 있다.

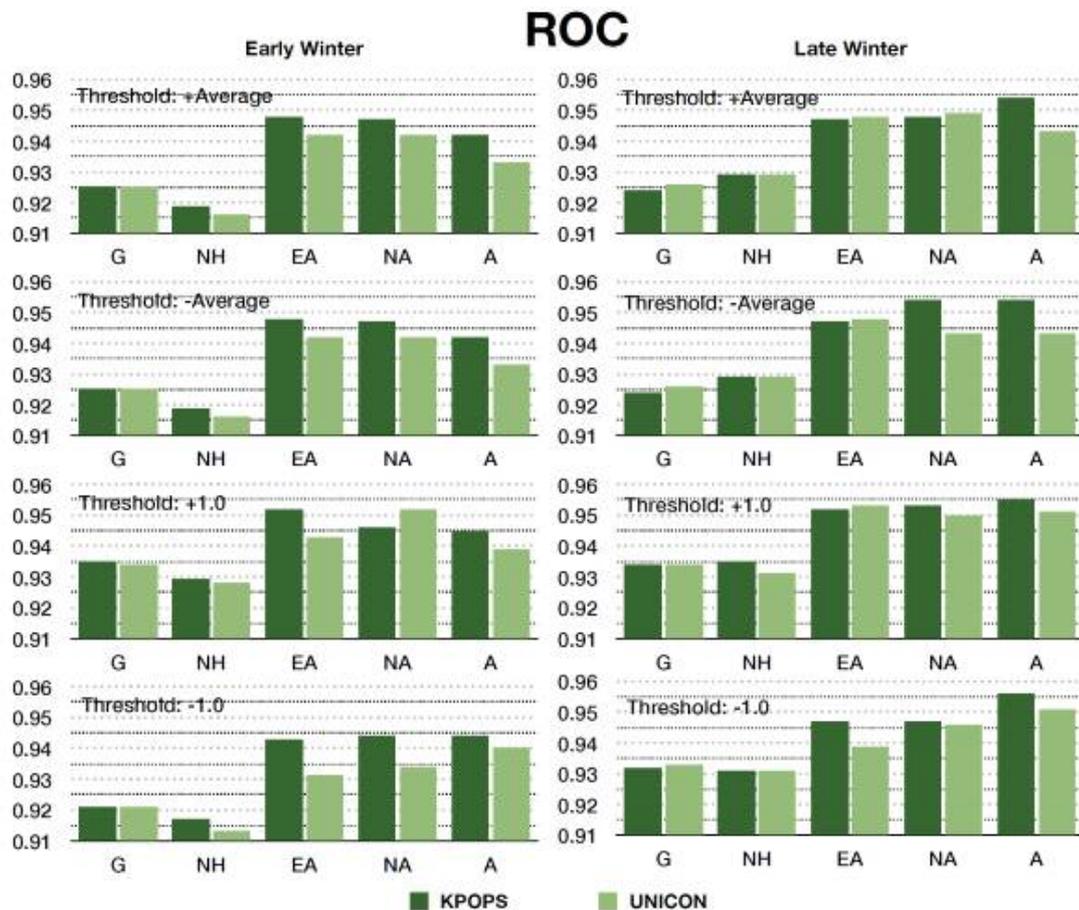


Figure 3.2.85 KPOPS-CAM4, KPOPS-UNICON의 2001년부터 2014년까지의 이른 겨울철 실험과 늦은 겨울철 실험 결과의 ERA-Interim 재분석자료에 대한 전구, 북반구, 동아시아, 북미, 북극지역의 ROC

본 과제에서는 KPOPS-Climate를 위한 이상상관계수, 평균 제곱 숙련 지수, Brier 예측 지수, 상대적 운영 특성 지수를 이용한 검증체계를 구축하였다. 이러한 지수는 과학적 측면과 사용자 측면을 모두 고려하여 선정되었으며, 실제 이상상관계수와 평균 제곱 숙련 지수는 과제 수행 기간동안 예측성 향상을 위해 사용되었다. Brier 예측 지수 ROC 지수의 경우, 사용자 활용성의 강화를 주목적으로 개발되었으나, 기상/기후 재난을 목적으로 하는 KPOPS-Climate 예측시스템의 특성에 따라 과학적 측면의 활용도 역시 높다.

### 3.3 KPOPS 활용 플랫폼 구축 및 글로벌-한반도 이상기후 발생 예측 모델링 및 원인 진단

#### 3.3.1 모델/원격탐사/현장관측 자료 활용 플랫폼 구축

##### 3.3.1.1 자료 저장소 구축 및 활용

기상/기후규모의 예측 과정에서는 다양한 형태의 자료가 필요하며, 예측 수행을 통해 다양한 예측자료가 생산된다. 예측의 과정에 따른 자료의 흐름을 살펴보면 현장관측자료, 원격탐사 자료 등의 원시자료 자료부터, 다른 현업 모델을 통해 이러한 관측자료를 포함하여 재가공된 재분석자료, 이러한 자료들을 종합, 가공하여 모델에서 필요로 하는 형식으로 변환된 자료 들이 필요하다. 또한 이러한 자료를 입력자료로 사용하여, 구축된 예측시스템에서 예측을 수행하면 모델은 예측을 통해 얻어야 할 정보 들을 위한 다양한 변수들을 출력한다. Table 3.3.1에는 이러한 현재 KPOPS-Climate이 100일의 예측을 수행할 때 생산되는 일 간격의 출력변수 목록이 정리되어 있다.

Table 3.3.1 KPOPS-Climate에서 생산되는 일 단위 출력 변수 목록

FIELD NAME	LONG NAME	UNIT	R
CLDHGH	Vertically-integrated high cloud	fraction	A
CLDLOW	Vertically-integrated low cloud	fraction	A
CLDMED	Vertically-integrated mid-level cloud	fraction	A
CLDTOT	Vertically-integrated total cloud	fraction	A
CMFDQ	QV tendency - shallow convection	kg/kg/s	A
CMFDT	T tendency - shallow convection	K/s	A
CMFMC	Moist shallow convection mass flux	kg/m2/s	A
LWCF	Longwave cloud forcing	W/m2	A
SWCF	Shortwave cloud forcing	W/m2	A
FLUT	Upwelling longwave flux at top of model	W/m2	A
FLUTC	Clearsky upwelling longwave flux at top of model	W/m2	A
FSNTC	Clearsky net solar flux at top of model	W/m2	A
FSNT	Net solar flux at top of model	W/m2	A
FSNS	Net solar flux at surface	W/m2	A
FSNSC	Clearsky net solar flux at surface	W/m2	A
ICLDIWP	In-cloud ice water path	kg/m2	A
CLDICE	Grid box averaged cloud ice amount	kg/kg	A
CLDLIQ	Grid box averaged cloud liquid amount	kg/kg	A

CLD_CAL			A
CLD_CAL_NOTCS			A
CLOUD	Cloud fraction	fraction	A
DCQ	tendency due to moist processes	kg/kg/s	A
FICE	Fractional ice content within cloud	fraction	A
ICWMR	Prognostic in-cloud water mixing ratio	kg/kg	A
ICIMR	Prognostic in-cloud ice mixing ratio	kg/kg	A
NUMICE	Grid box averaged cloud ice number	1/kg	A
NUMLIQ	Grid box averaged cloud liquid number	1/kg	A
CLDHGH_CAL			A
CLDLOW_CAL			A
CLDMED_CAL			A
CLDTOT_CAL			A
OMEGA500	Vertical velocity at 500 mbar pressure surface	Pa/s	A
OMEGA850	Vertical velocity at 850 mbar pressure surface	Pa/s	A
PRECC	Convective precipitation rate (liq + ice)	m/s	A
PRECT	Total (convective and large-scale) precipitation rate (liq + ice)	m/s	A
PRECSC	Convective snow rate (water equivalent)	m/s	A
PRECSL	Large-scale (stable) snow rate (water equivalent)	m/s	A
PS	Surface pressure	Pa	A
PSL	Sea level pressure	Pa	A
PBLH	PBL height	m/s	A
Q	Specific humidity	kg/kg	A
T	Temperature	K	A
TREFHT	Reference height temperature	K	A
TMQ	Total (vertically integrated) precipitable water	kg/m2	A
TS	Surface temperature (radiative)	K	A
U	Zonal wind	m/s	A
V	Meridional wind	m/s	A
OMEGA	Vertical velocity (pressure)	m/s	A
Z3	Geopotential height (above sea level)	m/s	A
SHFLX	Surface sensible heat flux	W/m2	A
LHFLX	Surface latent heat flux	W/m2	A
TREFHTMN	Minimum reference height temperature over output period	K	M
TREFHTMX	Maximum reference height temperature over output period	K	X
ICEFRAC	Sea ice concentration	fraction	A
SST	Sea surface temperature	K	A

예측에서 생산되는 자료는 보통 4 byte의 실수형, 8 byte의 실수형으로 생산된

다. 4 byte 실수형 출력 변수의 경우, 수평해상도 약 2도, 연직 26층의 경우 한 변수의 한 타임스텝 출력결과의 저장 시에 1,326,816 byte (약 1.3 Mb)가 필요하다. 15개 앙상블, 100일 실험의 경우 한 변수당 2 Gb 정도의 공간이 필요하다. 따라서 이러한 예측결과의 저장과 활용을 위해서는 저장소의 구축과 활용이 필수적이다. 한편 현장관측자료와 재분석자료는 예측 이외에도 북극-중위도 원격상관성 분석 등의 이상기후 원인 진단에도 활용된다. 따라서 이러한 자료는 다른 사용자가 활용가능하도록 별도의 저장소가 구축되고, 여러 클라이언트와 서버에서 접속이 가능하여야 한다.

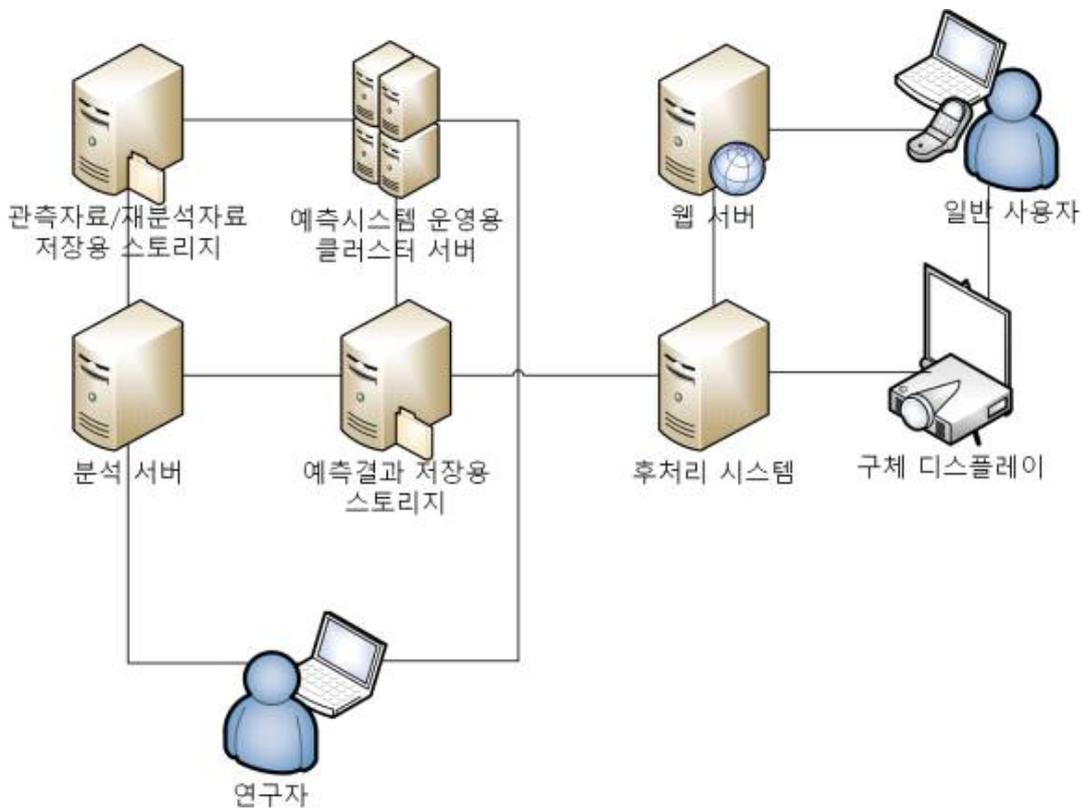


Figure 3.3.1 저장소 구축 및 관련 시스템 구성도

다양한 종류의 자료를 위한 저장소 구축 필요성에 따라, Fig. 3.3.1과 같은 구성의 저장용 스토리지를 구축하고 관련 네트워크를 구성하였다. 먼저 관측자료/재분석 자료를 위한 저장소를 구축하고, 예측에서 사용되는 재분석자료와 타 기관에서 생산한 예측 결과 등을 저장하였다. 다음으로 KPOPS-Climate와 KPOPS-Weather에서 생산되는 예측결과를 위한 저장소를 구축하여 예측 결과를 저장하도록 하였다. 예측시스템 운영 클러스터에서는 두 저장소에 모두 접근이 가능하다. 한편 관측자

료 및 재분석자료 저장용 스토리지의 경우 예측 운영용 클러스터 이외에, 연구자가 사용하는 분석 서버에서도 접근이 가능하다.

### 3.3.1.2 ECMWF 예측 결과 저장소 구축

기상 예측에서 초기장은 예측의 품질을 결정하며, 기후 예측에서도 초기장의 품질이 초기 예측성에 지대한 영향을 미친다. 즉 기상/기후 예측에서 전지구 영역의 고품질의 실시간 예측자료는 매우 중요한 가치를 지닌다. 이러한 전지구 영역의 실시간 예측에서 유럽중기예보센터 (ECMWF)의 예측자료는 전 세계에서 가장 예측성이 높은 자료로 알려져 있으며 기상청을 포함한 세계 각국의 일기예보 현업 기관에서 이 자료를 활용하여 일기예보를 생산한다. ECMWF는 이러한 실시간 예측 결과를 연구용으로는 무상으로 제공하며 다른 목적의 경우 유상으로 제공한다.

본 과제에서는 ECMWF의 실시간 예측 자료의 초기 조건 및 평가 자료로의 활용을 위하여 과제 수행기간인 2016년 1월부터 2019년 12월 31일까지 ECMWF에 연구를 위한 실시간 자료를 요청하여 실시간 자료의 무상 사용을 승인 받았다 (Fig. 3.3.2). 실시간 자료는 수평 0.5도 해상도의 연직 25개층 (1000, 950, 925, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1 hPa)의 온도, 지위고도, 비습, 동서방향 바람, 남북방향 바람장이며, 지면의 2m 최대/최소/평균 대기온도, 해면기압, 10m 바람장, 강수 자료를 제공받고 있다. 또한 이 자료들을 위한 별도의 전용 네트워크 기반 저장소 (NAS)를 구축하여 활용하고 있다.

## Real-time Data for Research Projects

Project Information	
<b>Project name</b>	Development and Application of the Korea Polar Prediction System (KPOPS) for Climate Change and Disastrous Weather Events
<b>Duration</b>	January 01 2016 – December 31 2019
<b>Description</b> Including aim of the project and how ECMWF products will be used	<p>KPOPS is a 4-year project funded by the Korea Polar Research Institute (KOPRI) that aims to achieve predictability of Arctic-midlatitude climate change and weather disasters by enhancing Arctic atmospheric observations and by improving climate/weather forecast models. KPOPS is also a name of the models to be developed, which includes both the global climate model (KPOPS-Climate) and the weather forecast model (KPOPS-Weather).</p> <p>The current version of the KPOPS-Climate is based on NCAR CAM5 and CLM4 with a land initialization module and a statistical sea-ice prediction model. Currently NCEP CFS seasonal forecasts are used to prescribe sea-surface temperatures, the statistical sea-ice prediction model forecasts Arctic sea-ice concentration to provide the sea ice boundary condition, and CFS analysis data provide an initial condition. Now, we would like to use ECMWF realtime analysis as an initial condition. We are planning to publish research papers regarding the impact of different initial conditions on the subseasonal forecast using the KPOPS-Climate.</p> <p>The current version of the KPOPS-Weather is based on a polar WRF model and WRF data assimilation. The NCEP GFS forecast data are used to force this model. Exceptionally, the data assimilation system produces an updated analysis when the extra off-line (i.e., not used by the NCEP GFS forecast) radiosonde observations in the polar oceans are made by the Korean ice-breaking research vessel Araon. We are planning to replace GFS with ECMWF realtime analysis to test whether this change leads KPOPS-Weather to achieve better predictability.</p>
<b>Please tell us how you heard about ECMWF</b>	We all are research scientists who have meteorological background. We always appreciate large efforts done by ECMWF staffs because we have published a number of papers for more than 10 yrs using ECMWF reanalysis including ERA-40 and ERA-Interim.
<b>ICD reference</b> (if applicable)	

Organisation requesting the data & contact details					
Organisation's name	Legal address	Contact name	Role (contracts, technical, etc.)	Email	Telephone
Korea Polar Research Institute	26 Songdomirae-ro Yeonsu-gu, Incheon 21990, Korea	Baek-Min Kim	Principal Investigator	bmkim@kopri.re.kr	+821041949404
<b>Website</b>	kopri.re.kr				

Data access	
<b>Unique Email Address</b>	<a href="mailto:bmkim@kopri.re.kr">bmkim@kopri.re.kr</a>

Figure 3.3.2 ECMWF 실시간 예측자료 사용 신청서

### 3.3.1.3 웹기반 예측정보 표출 시스템 개발 및 운용

기상/기후 예측시스템을 통해 생산된 예측 결과는 최종적으로 예측정보가 필요한 사용자에게 적절하게 제공되어야 한다. 즉 예측시스템의 개발에서 생산된 예측을 어떠한 사용자에게 어떠한 형태로 제공할 것인지는 예측의 가치와 직결된 매우 중요한 문제이다. 하지만 기상/기후 예측에서 생산되는 정보가 다양하고 복잡함에 따라 예측 정보를 필요로 하는 모든 사용자의 요구사항을 만족하는 단일 사용자 환경을 제작하는 것은 매우 어려운 일이다. 이러한 이유로 현업 예보 기관과 연구기관에서 생산된 예보/예측 정보들은 보고서, 웹브라우저, 우편, 디지털 데이터 전송 등 다양한 방법을 통해 해당 정보가 필요한 사용자에게 제공되고 있다.

보고서나 우편 등과 달리 웹브라우저 사용자 환경의 경우 일방향 정보 제공이 아닌 양방향의 정보 교환이 가능하다. 즉 사용자는 예측 정보 제공자가 허용하는 범위에서 자신이 원하는 정보를 요청하고 해당 정보를 제공받을 수 있다. 이러한 이유로 기상청, APCC 등 국내 여러 기상/기후 예보 생산기관 및 ECMWF 등 해외 예보 기관에서는 웹브라우저 사용자 환경에 기반한 예측정보 제공 시스템을 개발, 운영하고 있다. 본 과제에서도 KPOPS 예측시스템의 예측 결과의 활용성 증대를 위해 예측정보의 웹 표출시스템을 개발하였다.

예측 과정에서 생산되는 예측시스템의 정보들은 출력 변수 목록에서 살펴볼 수 있듯이 지면의 온도, 습도, 강수부터 대기 하층, 중층 상층의 온도, 압력, 습도까지 매우 다양하다. 이러한 자료는 원시 자료 형태로도 유용한 정보이나, 모든 자료가 모든 사용자에게 제공되는 경우 각 사용자가 자신이 필요한 정보를 얻기 위해서는 검색, 획득, 후처리 등의 또 다른 처리를 수행하여야하기 때문에 비효율적이다. 따라서 보통 여러 기관들은 예측정보를 필요로 하는 사용자층을 고려하여 제공 정보의 범위와 표출 방법을 결정하고 이를 반영한 시스템을 개발하고 있다. KPOPS 예측 결과의 웹기반 표출 시스템은 다른 기관의 시스템과 마찬가지로 모든 데이터를 단순히 제공하는 것이 아닌, 소내 및 소외에서 예측 정보를 필요로 하는 사람을 대상으로 개발되었다. KPOPS 예측 시스템이 북극지역과의 원격상관 등 과학적 근거에 기반하여 개발됨에 따라, 이 정보를 필요로 하는 사용자는 일반인보다는 예측정보의 해석을 위한 사전 지식이 있는 사용자인 경우가 많기 때문에 이러한 사용자를 주 대상으로 하여 주로 활용되는 자료를 가공, 표출하는 방식으로 개발되었다.

KPOPS 웹표출 시스템은 KPOPS-Climate과 KPOPS-Weather에서 생산된 예측

정보를 제공한다. Figure 3.3.3은 KPOPS 웹 표출 페이지의 첫 번째 화면으로, 기본 화면은 KPOPS-Climate에서 생산한 해당 월의 예측정보를 요약하여 제공한다. 여기서 제공되는 정보는 최근 예측 시작일로부터 100일까지의 북극/동아시아 지역별 지면대기온도 전망 (Fig. 3.3.4)과 북극지역 지위고도의 연직분포의 변화 전망 (Fig. 3.3.5), 그리고 지면대기온도, 500 hPa 지위고도의 예측시작일부터 3개월간의 북반구 지역의 월평균 분포 (Fig. 3.3.6)이다.

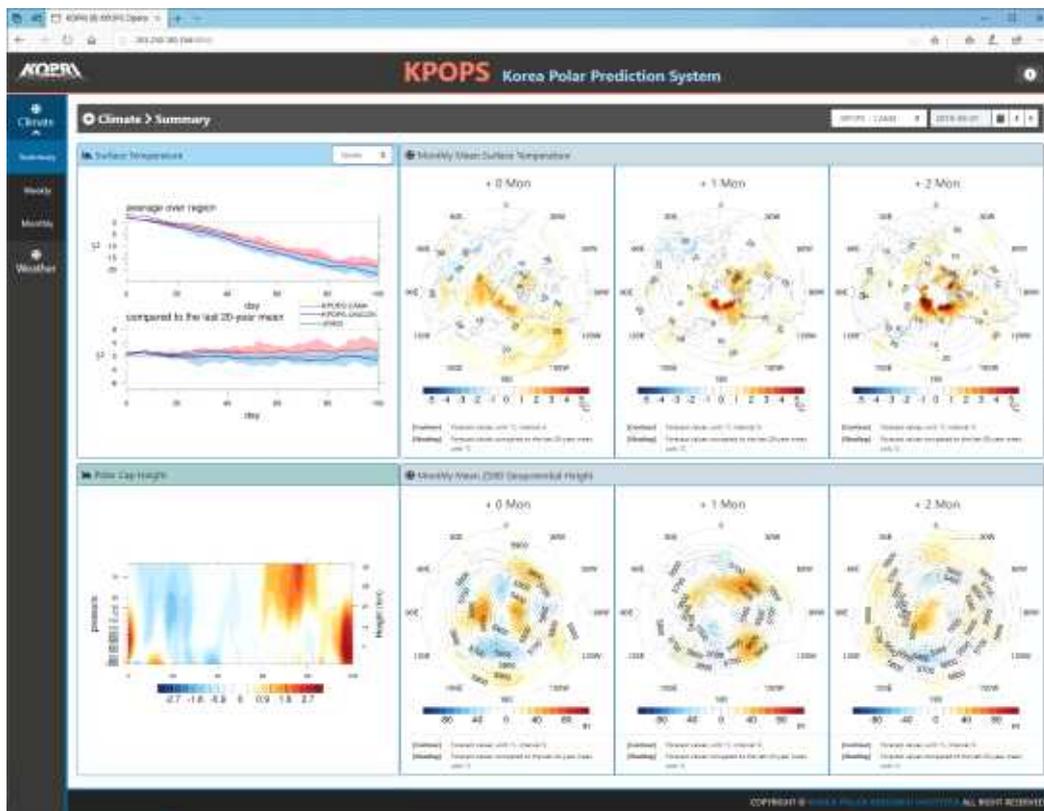


Figure 3.3.3 KPOPS 웹표출 시스템의 메인화면

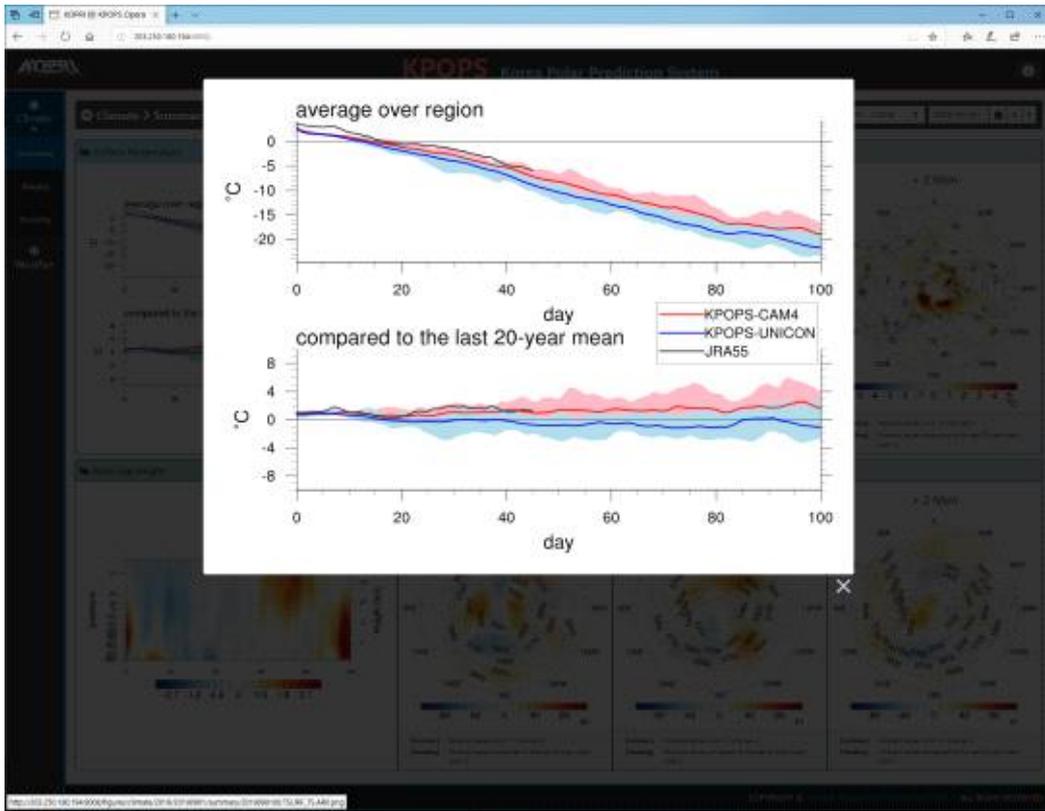


Figure 3.3.4 KPOPS 웹표출 시스템에서 제공하는 지역별 지면대기온도 변화 전망

극지연구소

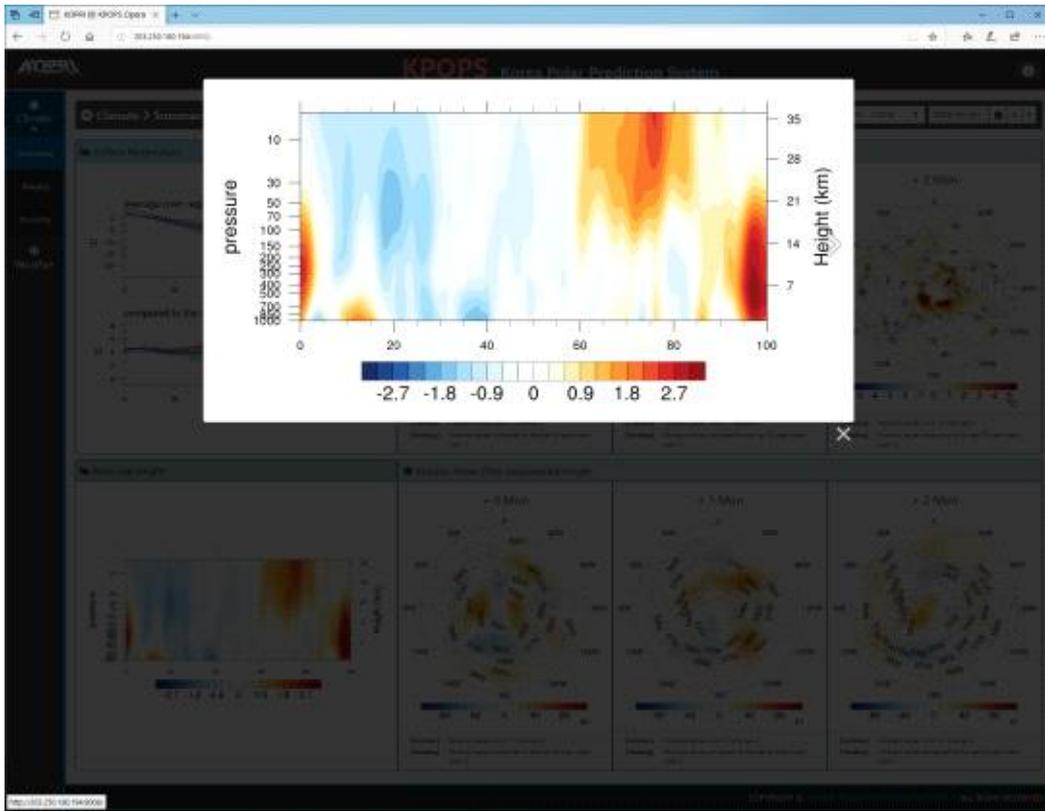


Figure 3.3.5 KPOPS 웹표출 시스템에서 제공하는 북극지역 지위고도의 연직 변화 전망

극지연구소

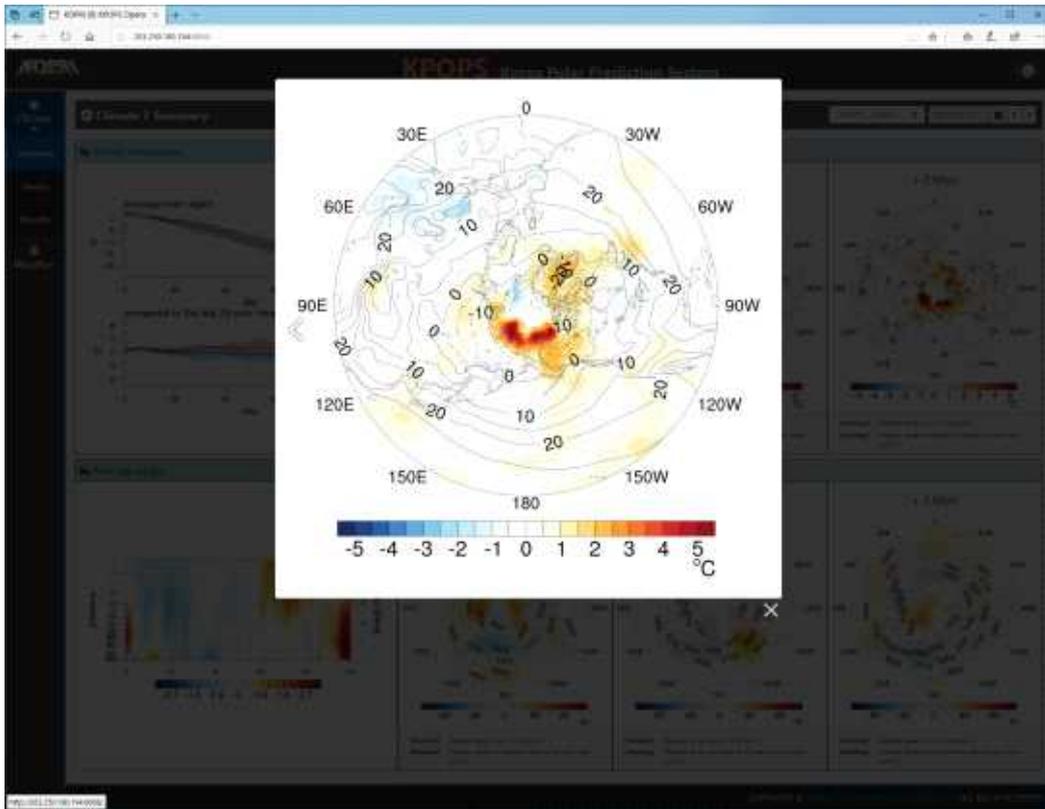


Figure 3.3.6 KPOPS 웹표출 시스템에서 제공하는 북반구 지역의 지면대기온도의 3개월 평균 예측 결과

좌측메뉴에서 KPOPS-Climate과 KPOPS-Weather의 예측시스템별 표출 정보의 선택이 가능하다. 먼저 KPOPS-Climate는 요약 정보 (summary), 북반구 및 동아시아 지역의 지면대기온도, 해면기압, 500 hPa 지위고도의 주별 변화 분포도를 볼 수 있는 주별 정보 (Weekly), 그리고 같은 변수의 월별 변화 분포도를 볼 수 있는 월별 정보 (Monthly)가 제공된다 (Fig. 3.3.7). 우측상단에 정보 페이지에서 각 시스템의 요약정보와 예측 성능에 대한 ACC, MSSS, BSS, ROC를 확인할 수 있다 (Fig. 3.3.8).

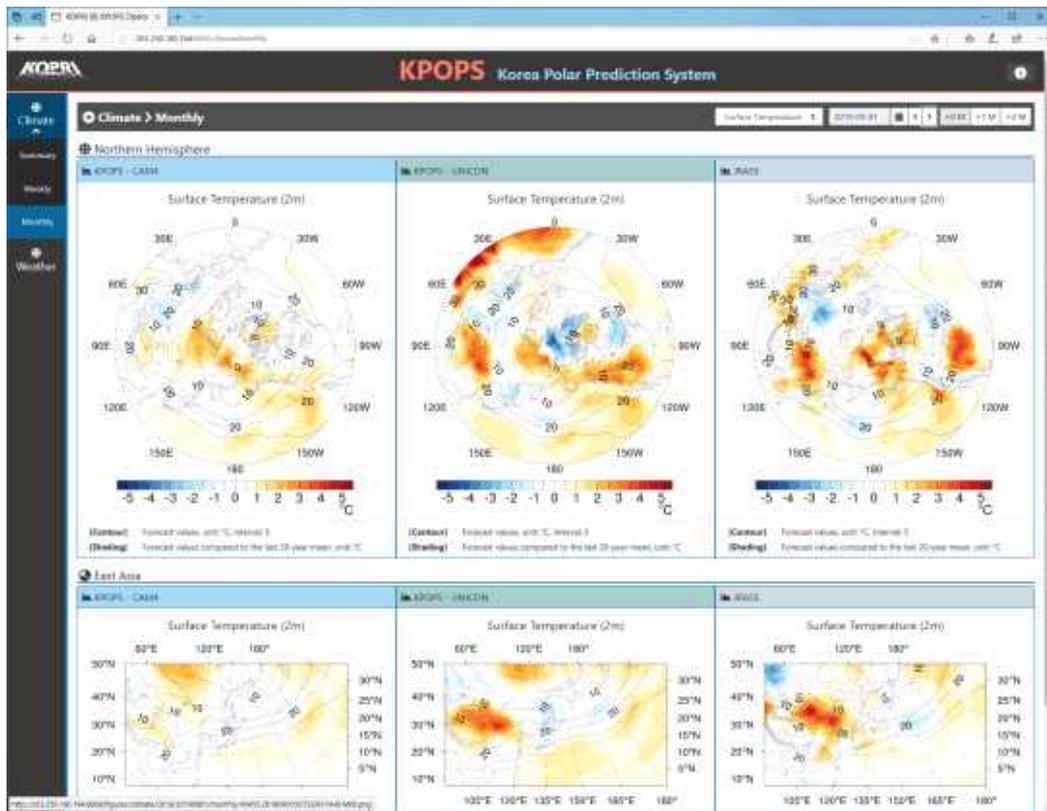


Figure 3.3.7 KPOPS 웹표출 시스템에서 제공하는 북반구 및 동아시아 지역의 지면대기온도의 월별 평균 예측 결과

극지연구소



Figure 3.3.8 KPOPS 웹표출 시스템에서 제공하는 예측시스템 정보와 예측 검증 지수

KPOPS-Weather의 결과는 단일 페이지에서 제공되는데 KPOPS-Weather, FSU, ECMWF YOPP, 알래스카 대학 예측 결과와, JRA55 재분석장의 비교가 가능하다. 표출되는 변수는 척치해를 중심으로 하는 북극 지역에 대하여 지면 온도, 지면 강수, 850 hPa/500 hPa/200 hPa의 지위고도, 대기온도, 바람장이 표출된다 (Fig. 3.3.9).

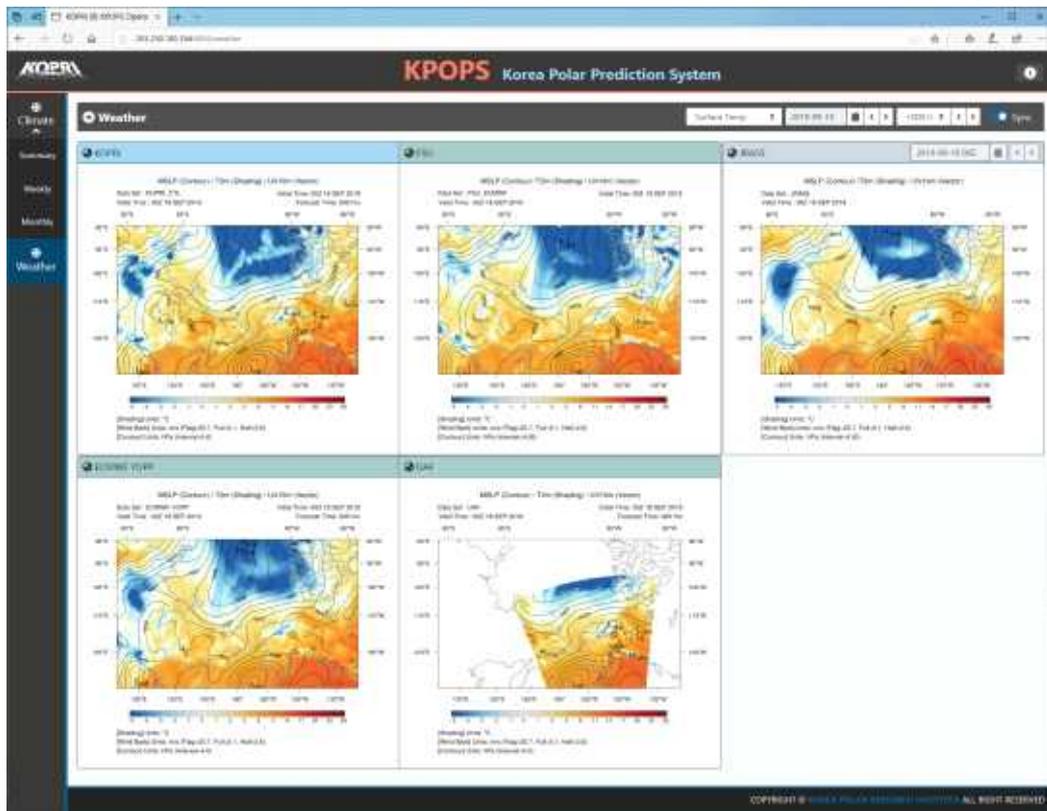


Figure 3.3.9 KPOPS 웹표출 시스템에서 제공하는 KPOPS-Weather의 주요 화면

### 3.3.2 늦가을 북미 추위에 미치는 북극-북태평양의 영향

#### 가. 배경 및 목적

2009/10, 2010/11, 2013/14, 2014/15년 겨울 북미에서 반복하여 발생하는 극한 겨울의 원인은 (1) 북극 해빙 감소로 인한 파의 특성 변화 (Stroeve et al, 2012; Francis and Vavrus, 2015; Kug et al., 2015; Overland and Wang, 2015; Simmonds, 2015)와 (2) 적도 태평양의 온난화 (Palmer, 2014; Hartmann, 2015)로 생각되어왔다. 반면, 북태평양 지역은 북미의 극한기상에 대한 잠재적인 영향력에 비해 적은 관심을 받고 있다. 최근 연구들은 온대 SST의 물리적인 역할 (Sato et al., 2014; Simmonds and Govekar, 2014)을 찾기 시작했고, 2013/14 겨울철 아북극 북태평양과 북미 서부해안의 이례적인 SST가 예외적으로 추운 겨울에 무시할 수 없는 역할을 한다고 제안하였다 (Lee et al., 2015).

온대 SST가 극한의 추운 겨울이 나타나는데 기여하는지에 대한 물리적 메커니

증은 아직 명확하지 않다. 이 연구에서는 해양의 경압성의 역할과 그 지역 대기에 미치는 영향을 강조한다. 중위도 SST가 쿠로시오-오야시오 확장역과 같은 해양 전선 구역 근처의 태평양 스톱 경로를 견인하는 역할을 한다는 관측과 모델 기반 연구가 나온 바 있다 (Sampe et al., 2010; Frankignoul et al., 2011; Sung et al., 2014). 고주파(high frequency) 에디는 저주파 대기 변동성을 강화시키는 역할을 하기 때문에 (Kug and Jin, 2009) 고주파 에디에 대한 해양의 역할은 대규모 파동 활동에 중요한 의미를 가진다.

이 연구는 해빙 관련 북극 온난화가 최대일 때인 늦가을 북미지역에 추운 날씨를 가져오는 북태평양 SST 변동성, 북극 온도, 대기 순환의 물리적 고리를 연구하였다. 이 연구에서는 북태평양의 대규모 온대 SST 변동성 중, 북미 기상에 근본적으로 영향을 미친다고 알려진 PDO (Bond and Harrison, 2000; Sung et al., 2014)에 집중하였다. 알류산 저기압, 온대 해양 전선, 적도 기원의 대기 wave bridge가 PDO 변동성에 주요한 기여를 하기 때문에 (Schneider and Cornuelle, 2005), PDO 인덱스를 사용하는 것은 온대와 적도 변동성 모두를 반영하는 장점이 있다.

## 나. 자료 및 방법

NCEP/NCAR 의 월평균 대기 재분석자료 (Kalnay et al., 1996)를 이용하여 1950-2011년, 늦가을 (10월-11월)에 대하여 분석하였다. PDO 인덱스는 JISAO (the Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean) website (<http://jisao.washington.edu/pdo>)로부터 내려받아 사용했다.

관측에서 발견한 온난 및 한랭 북극의 영향을 뒷받침하기 위하여 GFDL CM2.1 접합 모델 (Delworth et al., 2006)과 stationary wave model (SWM) (Ting and Yu, 1998)을 사용하였다. 모델 실험에서 온난한 북극과 한랭한 북극을 분리시키기 위해 고위도는 extended reconstructed SST v3 historical reconstruction (Smith et al., 2008)을 이용하여 5일 시간 규모로 복원된다. 그 외 다른 지역들은 완전히 접합되어 랜덤하게 선택된 초기조건으로 5개 앙상블 시뮬레이션이 수행되었다 (Kug et al., 2015). 모델의 PDO 인덱스는 북태평양 유역(120°E - 110°W, 20°N - 60°N)의 SST 아노말리로부터 EOF을 계산하였다. 극지역 SST 복원을 제외하고는 자유 적분했으므로 PDO는 모델의 내부 역학에 따라 진행된다. CM2.1의 공간 해상도가 상대적으로 낮음에도 불구하고 (2.5° × 2°) 관측된 평균 스톱 강도의 공간 패턴을 잘

나타낸다.

SWM은 서로 다른 근원지에 대한 대기의 파(wave) 반응을 살피기 위해 사용하였다. SWM은 완전 비선형 경압 모델로써 건조역학코어 (dry dynamical core), 시그마 좌표계로 구성되어있으며 연직 해상도는 14층, 수평 해상도는 Rhomboidal 30 (R30) 이다. 모델 실험은 사인 제곱 함수 형태를 가진 일시적 와도 (transient vorticity, Liu et al., 1998; Schubert et al., 2011)에 해당하는 이상화된 강제력 함수를 사용하는 것으로 디자인되었다. SWM의 배경장은 재분석 자료의 10월-11월 전체 3차원 기후장에서 가져왔다.

## 다. 결과

### (1) 늦가을 PDO와 따뜻한 북극이 미치는 기후적 영향

+PDO일 때, 즉, 북미 서부해안의 온난 아노말리와 북태평양 중심에 한랭 아노말리가 존재할 때, 북미는 이례적인 온난한(한랭한) 북서부(남동부) 기온 패턴이 나타난다 (Mantua and Hare, 2002; Wang et al., 2013).

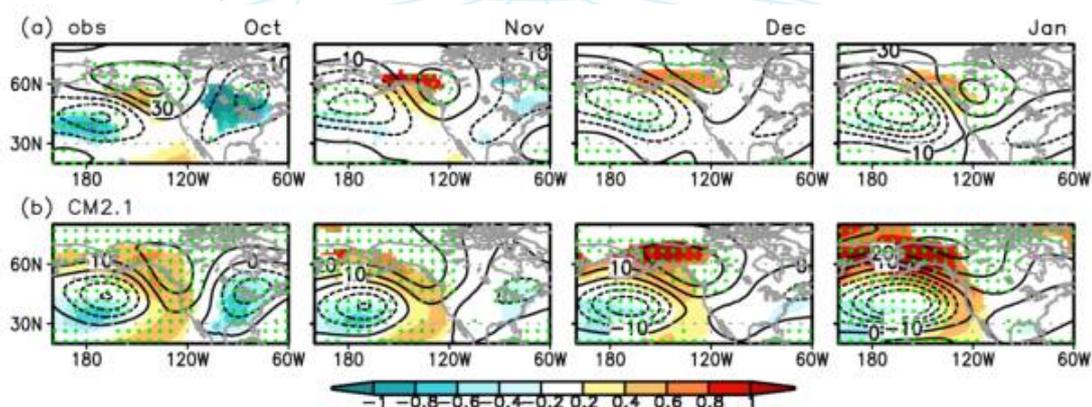


Figure 3.3.10 Monthly surface air temperature (shading) and geopotential height at 300 hPa (contour) anomalies regressed onto the PDO index from October to January in (a) observation and (b) CM2.1 output. Contour intervals are 20 m(10 m) for the observation (the model), and the temperature anomalies, which are significant at a 95%confidence level, were shaded only. Stippled areas indicate a significant deviation of Z300 at 99%confidence level.

관측에서는 10월에 북미 중부지역에 강한 한랭 아노말리가 지배적이다가 점차 약해져서 겨울동안 동쪽으로 이동하는 PDO와 관련된 지표기온의 계절적 진행을 보

인다 (Fig. 3.3.10). CM2.1 모델에서도 이례적으로 깊은 알루산 저기압, 북미 지역 북서부에서 나타나는 강화된 ridge, downstream trough 를 포함하는 PNA패턴과 유사한 대기 순환이 SAT의 변화와 함께 나타난다 (Wallace and Gutzler, 1981). 이 패턴은 북미 남동부에 한랭 아노말리를 가져다주는 북극의 찬공기가 남쪽으로 진행하는 것을 완화시키는 증폭된 기후적 정상과 패턴으로 알려져있다. 10월과 11월의 북미지역에 나타나는 강한 온도 반응을 고려하여 본 연구는 늦가을에 집중하였다.

PDO에 해당하는 대기 순환에 미치는 북극 온도 조건의 기후적 영향을 살펴보았다. 북극 태평양 섹터의 온도 변동성은 북미 기후와 밀접한 관련이 있기 때문에 (Kug et al., 2015) 태평양 섹터의 북극 온도 인덱스(Arctic temperature index, ART2, 동시베리아-척치해 지역 160°E - 160°W, 65°N - 80°N 평균된 지표기온)를 선택했다.

+PDO이면서 한랭한 북극일 때, ( $PDO > 0$ ,  $ART2 < 0$ ), 북미지역 온도와 기압 아노말리는 전형적인 +PDO 패턴을 보이며, 온난한 북서부와 한랭한 남동부 패턴을 보인다 (Fig. 3.3.11a). 반면, 북극이 따뜻할 때 ( $ART2 > 0$ ) 패턴은 상당히 다르다. 북미 북서부의 ridge가 서쪽으로 이동하여 북미 해안과 아북극 해안까지 위치하며, downstream trough가 내륙 깊숙하게 이동한다 (Fig. 3.3.11b). 변경된 기압계는 중앙 북미 지역의 한랭 아노말리를 강화시킨다. 이 따뜻한 북극에 의한 PDO 원격상관의 변형된 특징은 모델에서도 일관성 있게 발견된다 (Fig. 3.3.11d).

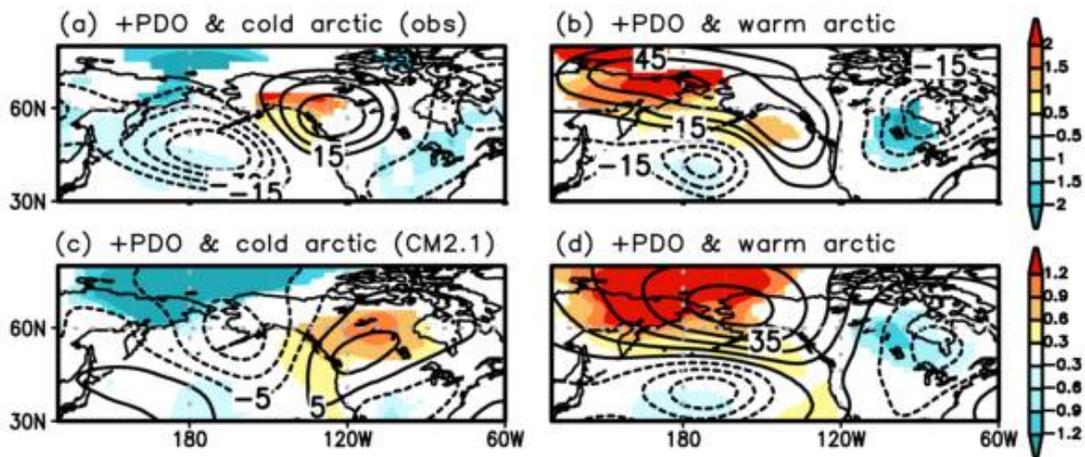


Figure 3.3.11 Observed Z300 (contour) and SAT (shading) anomalies during +PDO years accompanied by (a) cold (15 years) and (b) warm (8 years) arctic conditions, respectively. (c) and (d) Same as (a) and (b) except for CM2.1 model output, which considers 64 (79) cold (warm) arctic years. Contour intervals are 15 m(10 m) for the observation (the model), and the temperature anomalies, which are significant at a 95% confidence level, were shaded only. Note that the scales are different between observation and model.

## (2) 따뜻한 북극의 조정 효과에 대한 물리적 이해

겨울철과 달리 늦가을 따뜻한 북극에 대하여 북미지역에서는 두드러진 downstream 반응이 없음에도 불구하고, PDO 반응의 downstream branch가 강화된다. 결과적으로 따뜻한 북극 상태에서 더 추운 북미가 된다 (Fig. 3.3.11). 이런 비선형적인 조정(rectification) 영향을 정의하기 위해 온난과 한랭한 북극해 시기의 PDO 원격상관 패턴을 비교해보았다 (Fig. 3.3.12). 여기서 극지의 지표 상태의 직접적 대기 영향은 제거되었다. ART2 인덱스의 부호로 온난한 북극과 한랭한 북극으로 나누어서 PDO 인덱스에 대해 선형회귀를 적용하였다.

북극의 온도 조건에 따라 북미 북서지역의 ridge와 downstream trough는 모양과 위치 측면에서 현저한 차이를 보인다 (Figs. 3.3.12a, b). 따뜻한 북극 조건에서 ridge가 서쪽으로 확장되고 downstream trough의 중심 역시 서쪽으로 이동되었다. Figure 3.3.12b에서 ridge와 downstream trough 사이의 급격한 기울기는 더 강한 북풍이 중부 북미에 colder advection 되도록 했다. 모델 결과는 또한 관측과 유사한 대기 순환 특성을 보인다 (Figs. 3.3.12d, e). 알래스카 지역의 온난 아노말리는 온난한 북극과 한랭한 북극 조건 사이에 뚜렷한 차이를 보이며 모델 아웃풋도 꽤

일치한다. 온난한 북극과 한랭한 북극 조건일 경우의 차이 (Figs. 3.3.12c, f)는 온난한 북극일 때의 비선형적인 조정이 +PDO와 관련된 원격패턴에 미치는 영향으로 해석할 수 있다. 관측과 모델의 일치성은 중위도 원격상관 패턴에 미치는 온난한 북극 조절이 북극 지표 온난화와 PDO의 직접 대기 반응의 단순한 선형 조합이 아님을 뒷받침한다.

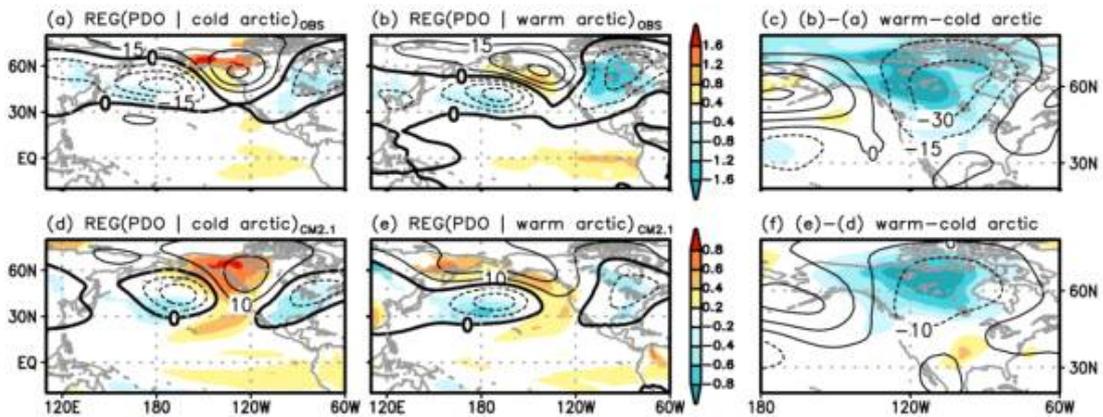


Figure 3.3.12 Observed Z300 (contour) and SAT (shading) anomalies regressed onto PDO index for (a) cold arctic (40 years) and (b) warm arctic (22 years) years, respectively. Temperature anomalies, which are significant at a 95% confidence level, were shaded only. (c) Difference between (a) and (b). (d) - (f) are same as (a) - (c) except for the CM2.1 output with 149 cold and 151 warm arctic years. The thick black contour denotes the zero line, and contour intervals are 15 m(10 m) for the observations (the model). Note that the scales are different between observation and model.

Figure 3.3.12의 변형된 로스비파 패턴은 적도 태평양 기원(origin)이 서로 다르기 때문일 수 있다. 그러나 Fig. 3.3.12에 나타난 지표기온 아노말리처럼 적도 태평양에는 주목할 만한 특성이 없다. 관측의 따뜻한 북극조건 아래의 선형회귀에서 엘니뇨와 유사한 아노말리가 더 강한 반면 모델은 이와 다르게 모사했다. 적도에서 그 기원(source)을 찾기보다, 북극 조건에 따른 다른 반응들이 온대의 대기 내부 프 로세스와 더 연관이 있을 수 있다. 온대 저주파 변동성의 큰 부분은 순압 불안정과 일시적 에디(transient eddy) 강제력(Hoskins and Karoly, 1981; Held, 1983; Luo et al., 2016)과 같은 내부 메커니즘과 관련이 있다. 스톱 경로에서의 일시적 와도 플럭스(transient vorticity flux)는 온대 SST 아노말리와 관련된 대기의 순압 반응을 이

끄는 데 매우 중요한 역할을 한다(Ting and Peng, 1995; Peng and Whitaker, 1999; Li, 2004; Lim 2015).

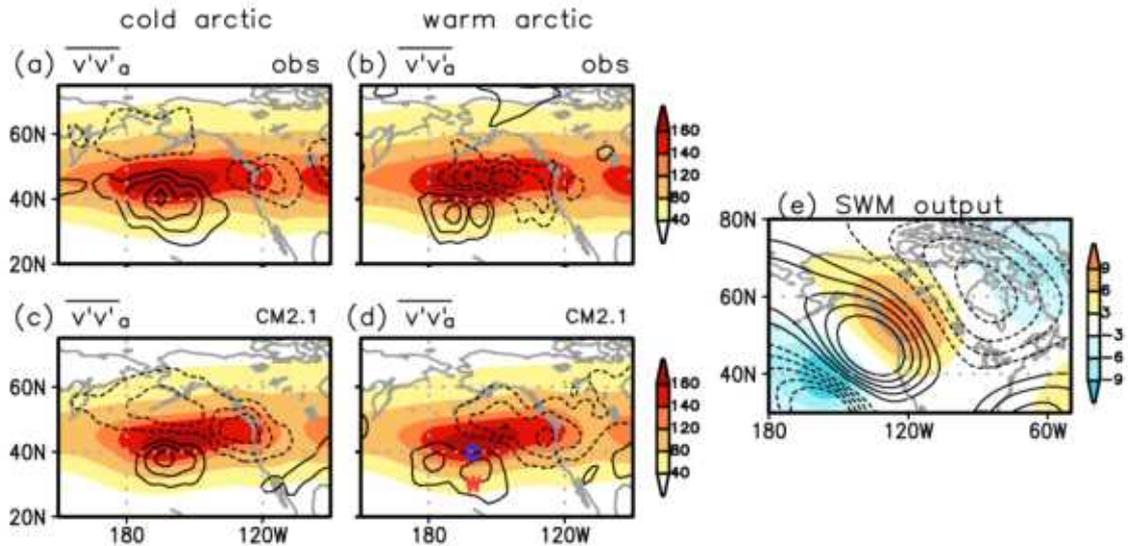


Figure 3.3.13 Storm track activity (contour) regressed onto the PDOindex for (a) cold and (b) warm arctic years for the observations. Shading denotes climatological storm track activity. (c) and (d) are same as (a) and (b), but for the CM2.1 output. Contour intervals are  $6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  ( $3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ) for the observations (the model), and the zero line is omitted. (e) Average streamfunction response integrated for  $\sim 30$  days (divided by  $10^5$ ) of the stationary wave model to the transient vorticity forcing located over  $160^\circ\text{W}$ ,  $40^\circ\text{N}$  (shading) and  $160^\circ \text{W}$ ,  $30^\circ\text{N}$ (contour)), where are denoted by characters C and W in (d), respectively.

PDO와 북극 조건에 따라 조정된 파(wave)의 반응 간 물리적인 고리를 이해하기 위해 태평양 스톰 경로의 행태를 살펴보았다. 2-8일 밴드 패스 필터를 300hPa 남북바람에 적용하여 일시적(transient) 요소만 남긴 후 이것의 변동성을 북태평양 지역 스톰 경로 활동(storm track activity)이라고 정의한다. PDO에 의한 해양 아노말리가 태평양을 가로지르는 행성경계층에서의 남북온도 경도를 바꾸어 스톰 경로가 북태평양에 정박하도록 영향을 준다고 알려져있다 (Bond and Harrison, 2000; Sung et al., 2014). 북태평양 스톰 경로 기후값과 비교하여, +PDO에 대한 아노말리는  $160^\circ\text{W}$ ,  $40^\circ\text{N}$  으로 적도방향에 중심이 쏠려있는 경향이 있다 (Figs. 3.3.13a, c). +PDO에 수반되는 스톰 경로의 이동은 따뜻한 북극 지표온도 조건일 때 더욱 적도 방향으로 두드러지게 쏠려있다 (Figs. 3.3.13b, d). 이는 따뜻한 북극이 대기 경압성

을 조절해서 PDO와 관련된 SST 아노말리가 스톱 경로를 크게 이동하도록 만들었음을 암시한다.

북극 지표의 온난화가 스톱 경로의 적도방향 이동과 관련이 있다는 선행연구들이 있으며(Butler et al., 2010; Inoue et al., 2012) 대기 경압성에 따뜻한 북극이 미치는 영향에 대해 설득력있는 증거를 제시하였다. Yim et al (2015)에 의하면 CMIP5 시뮬레이션에서 지구 온난화 상태에서 중위도 제트의 활동에 대해 모델 간 다양성이 크며 이 차이는 각 모델이 모의하는 북극 지표 온난화의 강도와 크게 관련이 있다고 밝혔다. 즉, 강한 북극 지표 온난화 경향을 가진 모델에서 중위도 제트가 적도방향으로 옮겨진다.

대규모 순환에서 변형된 스톱 경로의 영향을 서로 다른 북극 조건에 해당하는 일시적 와도(transient vorticity) 강제력을 처방한 SWM 실험을 통해 살펴보았다. 이례적인 와도 강제력(한랭 북극조건과 온난 북극조건)의 순환 아노말리 패턴과 유사)에 대한 SWM 반응과 관측 순환 아노말리는 일치하며, 이는 조절된 스톱 경로로 인한 일시적 와도강제력이 서로 다른 로스비파열 (Rossby wave train) 패턴을 만드는 데 결정적일 수 있다는 것을 의미한다. 이것은 중위도 스톱 경로 근처에 존재하는 이례적인 일시적 와도가 비단열 가열보다 특정 대기 원격상관 패턴을 만드는 데 더 중요할 수 있다는 선행연구들(Lim, 2015; Franzke and Feldstein, 2005)과 좋은 일치를 보인다. 이 결과는 따뜻한 북극이 대기 원격상관을 조절함으로써 이례적인 북미중부지역의 추위를 야기시킨다는 데 신빙성을 더한다.

## 라. 논의

추운 북미지역 겨울이 재발하는 기원에 대해서 논쟁이 존재한다. 따뜻한 북극의 역할을 강조하는 연구자들은 그 이유를 남북방향 층후 차이가 약해져서 온도풍(thermal wind)이 약해지고 그 결과 중위도 대기 행성파가 증폭되기 때문이라고 하였다(Overland and Wang, 2010; Francis and Vavrus, 2015). 그러나 따뜻한 북극이 정말 굴곡진 (wavier) 북반구 순환의 원인인지는 아직도 논의의 대상이다(Barnes, 2013; Screen et al., 2013; Wallace et al., 2014). 본 연구 결과는 남북방향 층후 경도의 감소가 일시적 와도 강제력과 관련된 저주파 대기 파에 미치는 영향을 제안한다.

Lee et al. (2015)는 극한 겨울 중 하나였던 2013/14년 겨울철 북미에 대해 다양

한 하층 경계 강제력으로 수치 실험한 결과, 2013/14년 겨울의 북태평양 지역의 이례적인 SST와 감소된 해빙이 NPO와 같은 내부 변동성을 강화시켜서 북미지역에 예외적으로 추운 겨울을 야기시켰다고 제안하였다. 이 내용은 추운 날씨의 기원을 북태평양 SST와 따뜻한 북극에 둔다는 점에서 본 논문과 연결된다. 스톱 경로의 행태는 이례적 SST 구조 및 북극 조건과 합쳐져서 2013/14 겨울의 NPO 변동성의 강화와 관계가 있을 수 있다. PDO와 관련된 원격상관의 영향은 겨울철에 약화되기 때문에, 겨울철 추운 북미에 대한 북태평양 SST의 가능한 기여와 스톱 경로 변화를 PDO 인덱스 대신 NPGO 인덱스로 체크해보았다. 같은 조건에서 늦가을 스톱 경로 활동은 따뜻한 북극 상태에서 더 강한 차이를 나타내고, SWM 모델 실험도 2013/14 겨울철에 대해 유사한 대기 반응을 만들어내었다. 이 결과는 증폭된 NPO 변동성이, 스톱 경로가 이례적으로 움직인 결과로 발생한 따뜻한 북극 조건 아래에서의 이례적인 일시적 와도에 해당할 수 있음을 의미한다.

Lu et al. (2007)에 따르면, 해들리 세포의 확장 때문에 야기된 아열대 정적 안정도의 증가는 경압 불안정 구역을 극방향으로 밀어낸다. 경압 불안정 구역은 PDO와 같은 지표 경계 조건에도 민감하다 (Bond and Harrison, 2000; Sung et al., 2014). 관측과 모델 실험으로 일관된 결과를 얻었음에도 불구하고, 북극의 어떤 지역에서의 지표 온난화가 넓은 북태평양에 걸친 중위도 대기 경압을 바꾸는지 여전히 명확하지 않다. Kidston et al. (2011)은 해빙 가장자리의 위도가 남반구 중위도 제트스트림에 영향을 준다고 하였다. 이와 같이, 동시베리아-척치 해의 해빙 감소도 남북 온도 경도의 감소를 통해 늦가을 대기 경압성에 영향을 줄 수 있다. 오히려 해빙 변동성으로도 이와 유사한 영향이 나타날 수 있다 (Honda et al., 1999).

북극이 중위도 내부 프로세스에 미치는 잠재적 영향을 이해하는 것은 북미의 추운 겨울을 이해하는 데 열쇠를 가졌을 뿐 아니라, 태평양 스톱 경로의 downstream 지역인 캘리포니아에서 최근 일어난 극심한 가뭄과도 관련 있기 때문에 (Griffin and Anchukaitis, 2014) 중요한 문제이다. 북극과 아북극 순환의 상호작용에 대한 추가 연구가 필요하다.

### 3.3.3 대서양 서부지역 해수면 온도 변동성과 관련된 바렌츠-카라해 온난화 요인 규명

## 가. 배경 및 목적

북극 기온의 급격한 상승과 해빙 감소는 주요하게 논의되고 있는 안전이며 (Comiso et al., 2008; Stroeve et al., 2012; Vihma, 2014) 카라-바렌츠해는 초겨울 북극 기온의 상승을 주도하는 지역 중 하나로서 (Screen and Simmonds, 2010), 해당 지역의 온난화는 중위도 냉각화에 기여할 수 있다 (Kim et al., 2014).

Sato et al. (2014)는 북대서양 서부와 카라-바렌츠 해 사이의 밀접한 연관성을 확인하고 멕시코만류의 극향 이동과 관련된 국지적인 비단열가열의 변화가 상당한 북극 온난화를 유도하는 대규모 순환패턴을 유도할 수 있음을 제안하였다. 그러나 그들의 연구에서 선형 경압 모델 실험의 반응은 뚜렷하지 않으며 대규모 경압과 활동의 영향을 간과하였다. 북대서양의 일시파 강제력이 북대서양과 북극지역에서 이동하는 스칸디나비아 패턴으로 알려진 대규모 원격상관 패턴을 유도하는 경향이 있으므로 경압과 활동의 고려는 중요하다. 이 연구에서는 북대서양 서부의 온난한 해수면온도 편차가 유라시아 원격상관 패턴 조절과 북극 온난화, 특히 초겨울 바렌츠-카라 해 지역의 온난화에 미치는 영향을 Sato et al. (2014)에서 고려하지 않은 일시파 강제력의 역할에 집중하여 설명하고자 하였다.

## 나. 자료 및 방법

해들리 센터의 해수면 온도 자료(Rayner et al., 2003)와 National Center Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) 재분석 자료 (Kalnay et al., 1996)를 1979년부터 2013년 까지 사용하였다. 개별적인 북대서양 해수면 변동모드를 분리하기 위해서 경험적 직교 함수 분석 (Empirical Orthogonal Function, EOF)을 북대서양 지역 ( $95^{\circ}\text{W}$ - $15^{\circ}\text{E}$ ,  $20.5^{\circ}\text{N}$ - $88^{\circ}\text{N}$ )에 대해서 평균한 초겨울(10월-12월) 해수면 편차에 적용하였다. 계산된 EOF 주성분 (Principal Component, PC) 시계열을 사용하여 각 모드와 관련된 순환패턴을 조사하기 위해 회귀분석을 수행하였다. 이 연구에서 초겨울 북극지역 대서양 부근의 지표기온 경년변동성은 바렌츠-카라 해 지역 ( $30^{\circ}\text{E}$ - $70^{\circ}\text{E}$ ,  $70^{\circ}\text{N}$ - $80^{\circ}\text{N}$ )에서 면적 평균된 지표기온의 시계열을 경향 제거하여 나타내었다.

정체파모델(Stationary Wave Model, SWM) (Ting and Yu, 1988)이 정체 로스비파의 주요 강제 기작을 검토하기 위해 사용되었다. 해당모형의 주요 강제력은 비

단열가열, 일시에디 소용돌이도속의 수렴과 일시에디 열속이다. 현실적인 상태가 구현된 모형제재 하에서 대서양 서부 해수면온도 상승의 영향을 조사하기 위해서 Geophysical Fluid Dynamical Laboratory (Delworth et al., 2006)에서 개발된 완전 결합 대순환모형인 Climate Model Version 2.1 (CM2.1)을 사용하였다. 제어실험으로 100년 동안 400 ppm CO<sub>2</sub> 조건에서 기후학적 평형 시뮬레이션을 수행하고, 강제력 실험으로서 서부 북대서양 지역 (38°N-48°N, 55°W-75°W)의 해수면 온도가 미리 규정된 따뜻한 해수면 조건으로 5일의 시간 규모에서 복원되도록 설계하였다. 제어 실험의 해수면온도 기후값에 2004년부터 2014년까지 관측된 해수면온도 경향성을 추가함으로써 서부 대서양 지역의 해수면 온도 상승 상태를 구성하였다. 해수면온도 강제력 차이의 영향을 비교하기 위해서 제어실험과 강제력 실험결과의 차이를 분석하였다.

## 다. 결과

### (1) 바렌츠-카라 지역의 온난화와 스칸디나비아안 원격패턴

Sato et al.(2014)에서 확인된 바와 같이 초겨울 북극해 대서양 지역의 바렌츠-카라 해 지역의 지표기온의 변화는 대서양 서부 지역의 해수면 온도 변동성과 밀접하게 관련되어 있다 (Fig. 3.3.14a). 바렌츠-카라 해 지역의 온난한 지표기온과 관련하여 대서양 서부지역의 온난화와 래브라도 해 지역의 낮은 해수면 온도 편차가 북극해의 북대서양과 유럽지역에서 온난-한랭-온난의 삼극 패턴을 구성한다. 바렌츠-카라 해의 온난화는 스칸디나비아안 패턴과 유사한 상부 순환 패턴을 동반한다 (Fig. 3.3.14b). 실제로 National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/NCEP/Climate Prediction Center (CPC)에서 제공하는 스칸디나비아안 지수와 바렌츠-카라 지역의 지표기온 지수의 상관분석에서 95% 신뢰수준의 유의한 양의 관계가(0.4) 확인되었다 (Fig. 3.3.14c). Fig. 3.3.14b의 파동벡터 (Plumb, 1986)는 파동의 발생원이 해빙감소가 두드러지는 바렌츠-카라 해 지역이 아닌 북대서양 서부 지역임을 가리킨다. 대서양 서부에서 양의 상층 고도장 편차는 해당 지역에서 양의 해수면온도 편차와 일치한다. 그러므로 Fig. 3.3.14a에서 북대서양 서부의 온난한 해수면 온도는 원격상관에 중요한 역할을 하는 것으로 보인다. 또한 Fig. 3.3.14a에서 확인되는 래브라도 해의 차가운 해수면온도 편차와 바렌츠-카라 해 지역의 온

난한 해수면 온도 편차는 Fig. 3.3.14b의 고도장 편차와 일관성 있는 패턴을 보인다. Fig. 3.3.14에서 확인된 특징을 근거로 간단한 수치실험을 통해 확인 할 수 있는 가설을 설정하였다. (1) 바렌츠-카라 해 지역의 지표기온의 경년 변동성이 대서양 서부 지역에 기원한다. (2) 대서양 서부의 온난한 해수면온도 편차가 스칸디나비아 패턴과 유사한 상층 행성과 전파 및 관련된 온난 이류를 통해서 바렌츠-카라 해 지역을 온난하게 만든다.

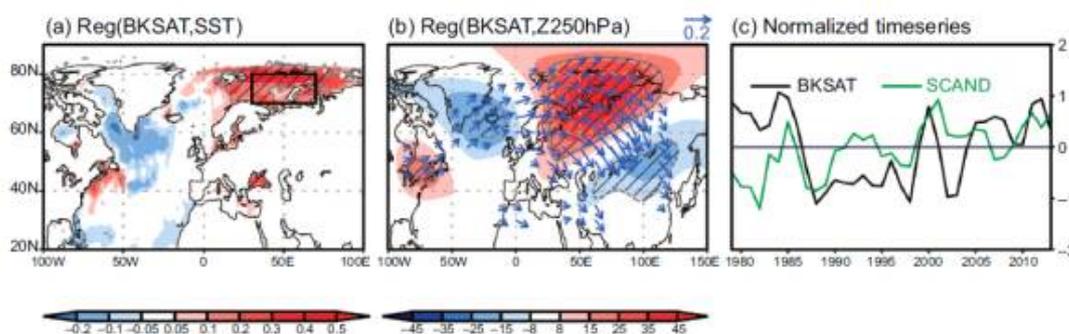


Figure 3.3.14 Regression of early winter mean (October–December, OND mean) (a) Sea surface temperature (SST) and (b) 250 hPa geopotential height and wave activity on the detrended surface air temperature over the Barents–Kara Seas (BKSAT) region (30°~70°E, 70°~80°N), denoted by the black box in Fig. 3.3.14(a). (c) Normalized time series of Scandinavian teleconnection index (SCAND, green line) and detrended BKSAT (black line). Hatch represents significance at 95% level of confidence.

## (2) 북대서양 해수면 온도 변동성

가설 검증에 앞서 바렌츠-카라 해 지역의 온난화와 관련된 북대서양 해수면 온도 변동성을 확인하기 위해 EOF 분석을 수행하였다. 1979년부터 2013년까지 초겨울 해수면 온도 편차는 세 개의 주요 모드로 분리 된다. 첫 번째 모드(EOF1)는 전체 변동성의 36.6%를 설명하며 강한 선형 경향성을 보인다 (Fig. 3.3.15a). EOF1의 공간패턴은 북대서양 지역의 전반에 걸친 온난화를 보여준다. 비록 바렌츠-카라 해 지역에서 유의한 해수면 온도의 온난화를 포함하고 있으나 PC1과 바렌츠-카라 해 지표기온과의 연관성은(0.07) 낮다 (Fig. 3.3.15b). 두 번째 모드는 전체 변동성의 14.5%를 설명하며 북대서양 서부, 북부 및 동부에 세 개의 중심이 위치한다 (Fig. 3.3.15c). 두 번째 모드의 PC와 바렌츠-카라 해 지역의 지표기온과의 관련성(0.03)도

상당히 낮다 (Fig. 3.3.15d). Fig. 3.3.14a에서 기술된 특징과 가장 유사한 패턴은 EOF3에서 확인된다. Fig. 3.3.15e는 북대서양 서부지역의 온난한 해수면 온도 편차, 그린란드 남부와 레브라도 해 지역에서의 냉각화, 그리고 바렌츠-카라 해 지역의 온난화로 구성되는 삼극 패턴을 보여준다. 세 번째 모드의 PC(PC3)는 바렌츠-카라 해 지표기온과 99% 신뢰수준에서 유의한 양의 상관관계(0.4)를 보이며, 스칸디나비아 반도와 높은 상관성(0.57)이 확인되었다. 대서양 서부의 해수면온도 편차는 강한 해수면 온도 경도가 확인되는 멕시코만류의 북쪽 가장자리에 위치한다. 해당 지역의 온난한 해수면 온도 편차는 멕시코만류의 극방향 이동과 강한 경압대를 나타낼 수 있다. 서쪽 경계류와 관련된 해수면온도 편차는 경압성의 상당한 원천인 것으로 잘 알려져 있기 때문에 (Minobe et al., 2008) 일시에디의 성장을 위한 가용잠재 에너지가 될 수 있다.



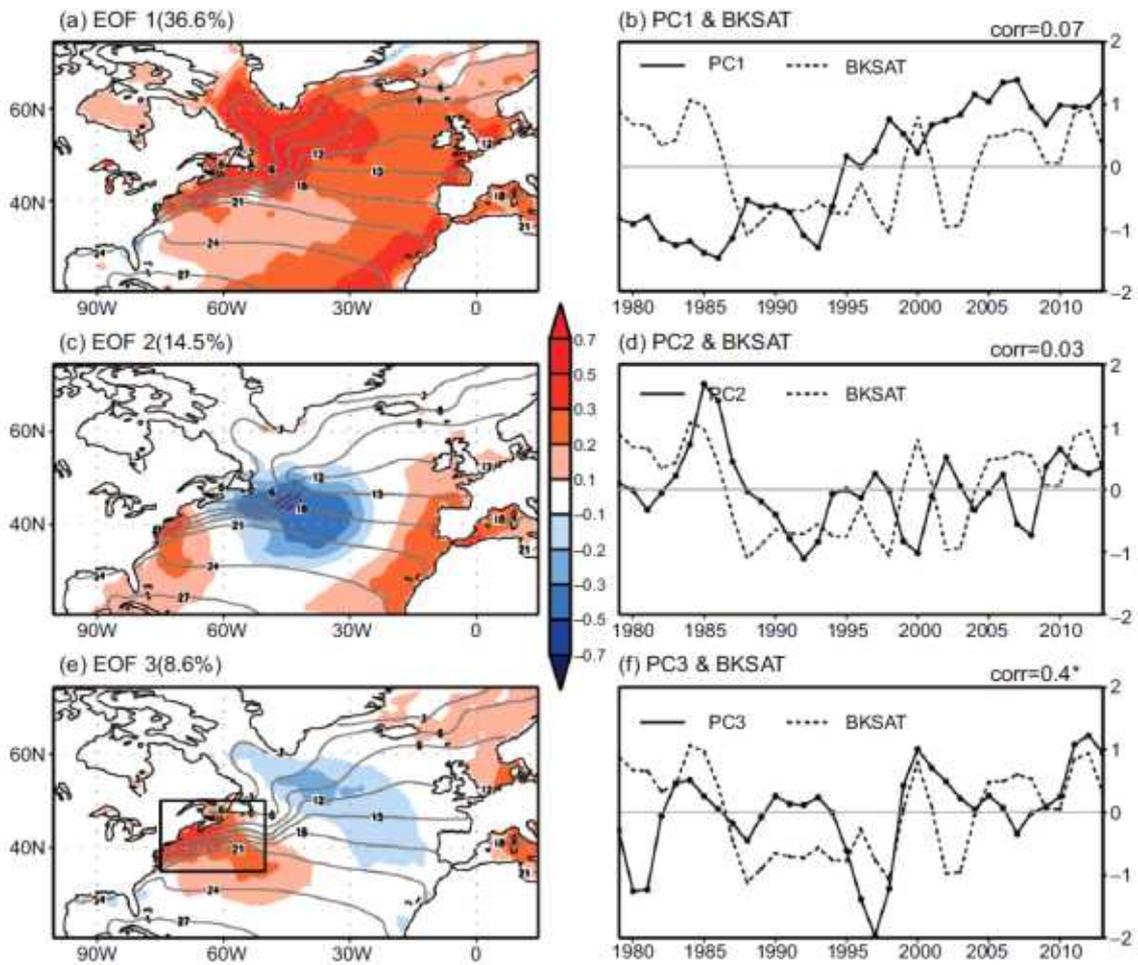


Figure 3.3.15 EOF analysis applied to SST anomalies over the North Atlantic Ocean. (a) First EOF mode (EOF1) of the early winter mean (OND mean) SST anomaly (shading) and its climatology (contour). (c) and (e) are the same as (a) except for the second and third EOF modes. (b) The corresponding PC1 time series for EOF1 (solid line). (d) and (f) are the same as (a) except for the PC time series corresponding to the second and third EOFs. Dashed line in (b), (d) and (f) denotes the time series of detrended BKSAT. Temporal correlation between each PC time series and BKSAT is provided in each panel at the upper-right corner. Box region ( $75^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{W}$ ,  $35^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ ) indicates the western North Atlantic Ocean (WNAO) region.

### (3) 북극온난화의 대서양 기원 메커니즘

북대서양과 북극지역을 연결하는 대규모 원격상관 패턴 형성에 있어서 일시에디의 역할을 조사하였다. 해수면 온도 변동성의 세 번째 모드인 EOF3와 관련된 대기

순환 특징을 Fig. 3.3.16에 보였다. 상부 순환 특징을 나타내는 250 hPa 등압면 상의 고도장 편차는 북대서양 서부에서 북동부 대서양과 바렌츠-카라 해를 가로질러 유라시아 지역을 향하는 파동열 패턴을 보여준다 (Fig. 3.3.16a). 해당 분포는 Fig. 3.3.14b의 스칸디나비아 패턴과 유사하며, 상하부 대류권 고도장 분포로부터 (Figs. 3.3.16a and b) 상당순압 반응이 확인된다. 그러므로 회귀분석된 지표기온 (Fig. 3.3.16a)은 전반적으로 상부고도장 편차와 동일 위상을 갖는다. 이러한 하층 순압성의 대규모 편차에 의해서 유도된 서부 유럽지역의 고기압성 편차의 서쪽 가장장리를 따라 강화된 온난이류에 의해 바렌츠-카라 해 지역의 상당한 온난화는 설명된다 (Fig. 3.3.16b).

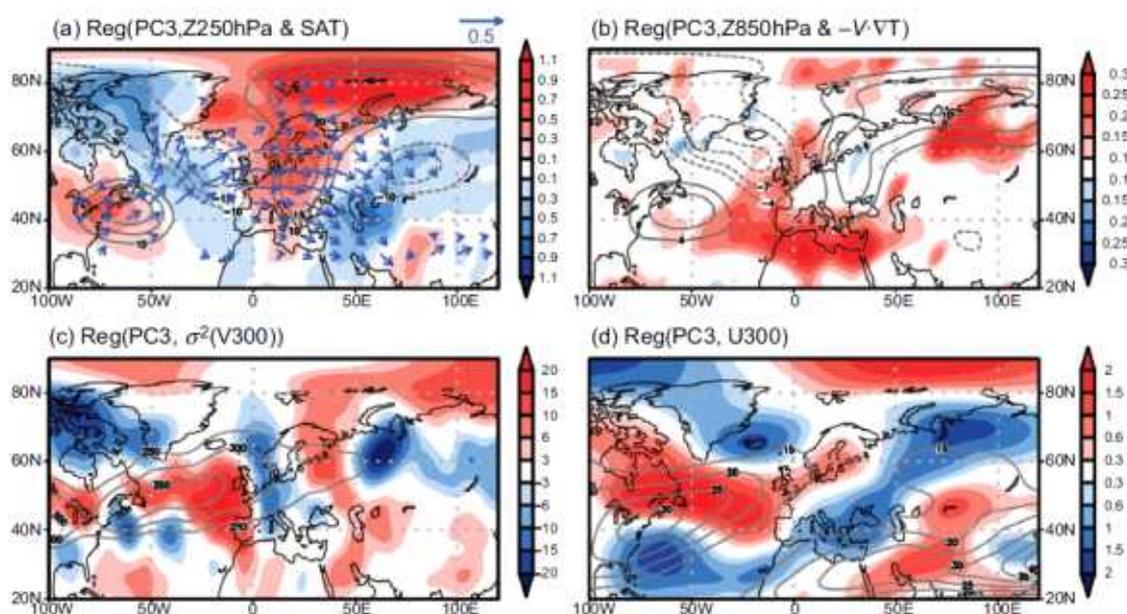


Figure 3.3.16 Regression maps constructed using PC3 time series for (a) surface air temperature (shading), geopotential height at 250 hPa (contour) and wave activity flux (vector), (b) low-level temperature advection anomaly (1000 hPa - 850 hPa) (shading) and geopotential height at 850 hPa (contour), (c) variance of meridional wind at 300 hPa (shading) and its climatology (contour) and (d) zonal wind at 300 hPa (shading) and its climatology (contour).

동아시아를 향하는 스칸디나비아 패턴의 풍하층 전파와 관련하여 중앙 및 동부 아시아 지역에서 낮은 기온 편차가 확인되며, 해당 지역의 상부대류권에서는 저기압성 패턴이 우세하다 (Fig. 3.3.14b). 상층의 저기압성 패턴은 동아시아 지역의 공

기동들의 두께를 감소시키고 기온은 낮아진다. 해당 지역에서 기후학적으로 강한 북풍의 효과와 결합하여 강한 한랭 이류가 유도된다. 온난하고 차가운 기온 편차는 “Warm Arctic-Cold Continents’ 또는 ”Warm Arctic-Cold Siberia’ 패턴과 비슷하다.(Overland et al., 2011; Inoue et al., 2012; Kim et al., 2014; Mori et al., 2014; Kug et al., 2015).

과동열의 발원지역은 대서양 서부에 위치한 것으로 보여진다 (Fig. 3.3.15e). Fig. 3.3.15e와 비교했을 때 과활동의 발원지역은 대서양 서부의 온난한 해수면온도 편차와 일치한다. 대서양 서부의 온난한 해수면온도 편차는 해양전선의 북쪽 이동을 의미하는 멕시코만류의 북쪽 방향 확장으로서 해석 될 수 있다(Wu et al., 2012). 온난한 해수면 온도 편차는 온도경도와 비단열 열원에 민감한 중관규모 일시 에디의 활동을 변경시킬 수 있다 (Brayshaw et al., 2008; Nakamura et al., 2008). EOF3와 회귀분석 한 300 hPa 등압면에서의 일별 남북풍 편차의 변동성에 의해 추정되는 일시 에디 활동은 기후학적인 위치에 비하여 동쪽으로 이동했으며 (Fig. 3.3.16c) 대서양 아극 제트의 북쪽방향 이동이 확인된다 (Fig. 3.3.16d). 이 결과는 일시 에디 활동 변경에 있어서 해수면온도 편차의 중요성을 조사한 기존 연구의 결과와 일치한다 (Sampe et al., 2010; Frankignoul et al., 2011; Sung et al., 2014).

대서양 서부지역의 해수면 온도 변동성과 관련된 일시 에디 활동과 아극 제트의 결합된 변화는 일시 에디 활동의 대규모 원격상관 패턴에 대한 잠재적 역할을 시사한다 (Bueh and Nakamura, 2007; Lim and Kim, 2016). 북대서양 서부지역의 해수면 온도 변동성과 연관된 일시 에디의 상대적 역할을 조사하기 위해서 비단열 가열과 일시에디 강제력에 의해 강제된 SWM을 사용하여 개별 강제력의 상대적 중요성을 측정하였다.

SWM 실험에서 주어진 강제력과 관련된 반응을 Fig. 3.3.17에 나타내었다. 북대서양 서부지역에서 음의 비선형 일시 에디 소용돌이속의 수렴은 (Fig. 3.3.17a) Fig. 3.3.14b에서 보여진 양의 고도장과 일관성 있다. Fig. 3.3.17c의 비단열 강제력과 일시에디 열속의 수렴성분은 서로 상쇄 시키며 균형을 이루고 있다.

앞에서 언급하였듯이 북대서양 서부지역은 강한 해수면 변동성이 존재하는 주요 지역이며 해수면온도 경도와 스톱경로의 상당한 변화와 관련되어 있다. 위의 세 가지 강제력이 대규모 순환 패턴을 발생시키는데 있어서 상대적 중요성을 확인하였다. Fig. 3.3.17a에서 보여진 바와 같이, 일시 에디 소용돌이 강제력에 의해서 주요

반응이 발생하며, 스칸디나비아안 파동과 유사한 구조가 모의되었다. 모델에서 모의된 파동 형태의 구조는 스칸디나비아안 패턴과 높은 상관성을 보였다 (0.62). 반면에 일시 에디 온도 강제력과 총 비단열 가열 강제력으로부터의 기여는 상대적으로 약하다. 이 결과는 대규모 원격상관 패턴에 있어서 스톱 활동의 중요성을 확인해 준다. 또한 대서양 서부지역의 해수면온도의 경년 변동성과 관련된 일시 소용돌이 속이 스칸디나비아안 원격 상관 패턴에 있어 핵심 인자임을 증명한다.

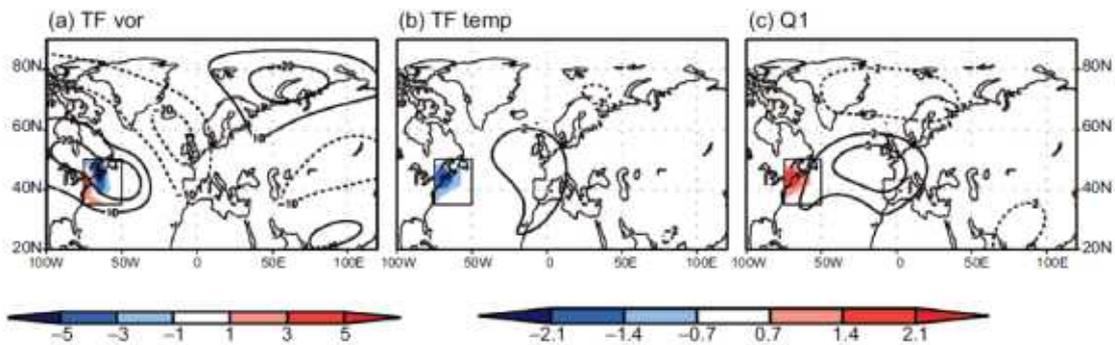


Figure 3.3.17 Model response of geopotential height at 300 hPa forced by (a) transient eddy vorticity forcing, (b) transient temperature forcing and (c) diabatic heat source. Forcing is only applied to the boxed region ( $75^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{W}$ ,  $35^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ ). In (a), transient eddy vorticity forcing at 300 hPa is represented. Values are normalized by  $10^{11}$ . In (b) and (c), vertically integrated forcing terms from 925 hPa to 300 hPa are represented and again normalized by  $10^6$ . Model streamfunction response is converted to geopotential height by multiplying  $10^{-5}$  divided by gravity.

북극 온난화에 있어 북대서양 지역의 해수면온도의 중요성은 결합모델실험을 통해서도 확인된다 (Fig. 3.3.18). 수치 실험 결과는 관측자료 분석에서 확인된 특징들을 대부분 모의하였다. Fig. 3.3.18a에서 모의된 해수면온도는 EOF3 (Fig. 3.3.15e) 패턴과 유사한 온난-한랭-온난 해수면온도 패턴을 보여준다. 그러므로 바렌츠-카라해 지역의 온난한 해수면 온도편차는 결합모델에 의해 내부적으로 생성되며, 상층 고도장 패턴도 합리적으로 모의 되었다 (Fig. 3.3.18b).

## 라. 요약 및 결론

바렌츠-카라 해 지역의 북극온난화와 중위도 순환에 미치는 영향이 다양하게 논의되는 것에 비하여 온난화를 유도하는 기작에 관한 연구는 여전히 미흡한 실정이

다. 초겨울 동안 바렌츠-카라 지역에서 국지적 규모의 북극 온난화는 해빙농도 감소 이외에도 대서양 서부지역의 해수면 온도의 온난화와 연관되어 있음을 관측과 수치실험을 통해 확인하였다. 대서양 서부 지역 온난화에 의해서 변화된 일시 에디 소용돌이속이 로스비파를 발생시키고, 온난 이류가 유도 되었다. 이는 결과적으로 유라시안 지역과 북극해 지역의 지표기온 상승으로 이어졌다.

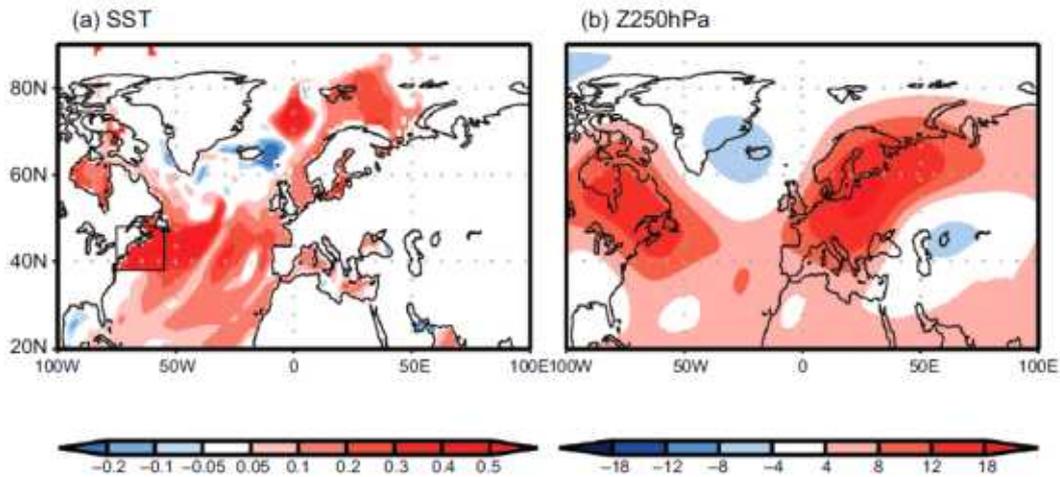


Figure 3.3.18 General circulation model (CM2.1) response of (a) SST, (b) 250 hPa geopotential height during early winter (October - December). The model response is defined as difference between early winter mean of forced run and control run. In forced run, SST is nudged only in the boxed region in (a) ( $75^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{W}$ ,  $38^{\circ}\sim 48^{\circ}\text{N}$ ).

### 3.3.4 최근 북반구 여름철 원격 상관 빈도 증가와 중위도 극한 고온 현상의 관련성

#### 가. 배경 및 목적

최근 수십 년 동안 전 세계의 극심한 기상 현상이 증가하는 경향이 보고되고 있다 (Alexander et al., 2006; Peterson and Manton, 2008; Hansen et al., 2010; Rahmstorf and Coumou, 2011; IPCC, 2012; Seneviratne et al., 2014). 2010년 여름에는 미국 동부, 중동, 동유럽, 러시아 및 중국 북동부를 포함한 많은 지역에서 기록적인 고온이 나타났으며, 파키스탄, 미국 남부 및 호주의 많은 지역에서는 극심한 폭우 및 홍수가 발생했다. 이와 같은 극한 기상 및 이상 기후 현상은 인간의 삶, 경제는 물론 생태계에 영향을 미치는 재앙을 야기한다는 점에서 점점 그에 대한 우려

가 커지고 있다 (Trenberth et al., 2007; Lee et al., 2012). 특정 극한 기상이 증가하는 양상은 주로 지구온난화와 관련이 깊은 것으로 보고되어 왔으나 (Alexander et al., 2006; Rahmstorf and Coumou, 2011; IPCC, 2012), El Nino Southern Oscillation (ENSO)와 같은 자연 변동성의 효과를 배제하기는 어렵다 (Lau, 1997; Arblaster and Alexander, 2012; Cai et al., 2014, 2015).

근본 원인이 무엇이나와 관계없이, 열파나 가뭄과 같은 지속되는 극한 기상의 경우, 대규모 대기 순환이 중요한 역할을 하는 것으로 보인다. 예를 들어, 대기의 블로킹 현상은 기압능과 골의 풍하층 방향 이동을 방해함으로써 열파와 가뭄, 홍수 등을 유발할 수 있다 (Dole et al., 2011; Hong et al., 2011; Lau and Kim, 2011). Circumglobal teleconnection (CGT; Branstator, 2002, Ding and Wang, 2005) 나 Silk Road 패턴 (Enomoto et al., 2003; Wang et al., 2012) 등과 같은 반구 규모의 원격 상관 패턴은 그들의 느린 위상 속도로 인해 극한 기상 현상에 영향을 미칠 수 있다. 실제로 Teng et al. (2013)은 CGT의 준정상파적 특성을 이용하여 미국 열파를 예측하는 시도를 하였다.

대규모 대기 순환장과 관련된 극한 기상 현상의 발생이 증가함에 따라, 6월부터 8월 (JJA)에 걸친 북반구 여름 동안 특정 대규모 대기 순환 패턴의 변화의 존재 여부를 확인해 보는 것이 중요하다. 자기조직화지도 (Self-Organizing Map; SOM) 방법으로 알려진 군집 분석을 사용하여 경험적 직교 함수 (EOF)로 분리하기에는 서로 너무 유사한 대기의 제트기류 이동 패턴을 식별한 사례가 있다 (Lee and Feldstien, 2013; Feldstein and Lee, 2014). 동일한 방법을 사용하여 Johnson (2013)은 ENSO와 관련된 해수면 온도장들의 연속체를 구별해 낸 바 있다. 이러한 결과들은 SOM으로 얻은 패턴들이 EOF보다 실제로 관측된 현상들을 보다 정확하게 나타낼 수 있다는 사실에서 가능한 일이다 (Liu, 2006; Johnson et al., 2008).

이러한 결과들과 일치하게, Bao and Wallace (2015)는 500 hPa 지위도고장을 분석하고 SOM을 통해 얻어진 군집들이 흔히 사용되는 계층적 군집분석 방법으로 얻어진 군집보다 더 선형적으로 독립적이라고 결론내린 바 있다. 그들은 북반구 겨울철 북미와 유럽 지역 기후를 대표하는 총 네 개의 패턴을 SOM 방법을 통해 얻었고, 이 패턴들이 1930/31, 2019/10, 2013/14 해에 일어난 비정상적인 겨울동안 발생한 대기장을 해석하는 데에 유용함을 확인했다. 우리는 이와 같은 극한 기상 현상에 관심이 있기 때문에, 이러한 발견은 우리의 분석 방법으로 SOM을 도입하는

데에 동기가 되었다.

## 나. 자료 및 방법

### (1) 관측 자료

본 연구는 1979년부터 2012년 여름철 기간의 ECMWF에서 제공하는 일별 재분석 자료인 ERA-Interim (Dee et al., 2011)을 사용하였다. 분석에 사용된 변수는 200 hPa의 지위장 (Z200)과 여러 층의 동서방향 바람, 남북방향 바람, 2m 온도, 일별최고온도이다. 여름철 원경 상관 현상을 보기 위해 Z200을 선택한 것은 기존 연구들 (Ding and Wang, 2005; Lee et al., 2011; Ha et al., 2012; Saeed et al., 2014)에 따른 것이다. SOM 분석은 계절 성분을 제외하고 Z200 장에 적용되었고, 지연 합성장 분석을 위해서는 각 해마다의 평균도 제거되었다.

### (2) 극한 기상 지수

다양한 극한 지수중에서 기후 변화 감지, 모니터링 및 지표 전문가 팀 (Expert Team on Climate Change Detection, Monitoring and Indices; ETCCDMI)에서 극한 기상의 변화를 감지할 때 사용하는 지수 중 두 가지 온도 지수를 채택하였다 (Alexander et al., 2006; Peterson and Manton, 2008). 첫 번째 지수는 일최고기온의 연간 (이 연구에서는 JJA에만 해당) 최댓값 (maxTX)으로, 극한 기상 현상의 강도를 보여준다. 두 번째 지수는 워스펠지속지수 (Warm Spell Duration Index; WSDI)로 전체 기간의 일최고기온 기록 중 상위 10%에 해당하는 값보다 높은 온도가 연속하여 6일 이상 지속된 경우 그 날들의 수를 의미한다. 이 지수는 극한 고온 현상의 지속성을 보여준다고 하겠다.

### (3) 자기조직화지도 (Self-Organizing Map; SOM)

SOM 분석은 신경망 기반의 군집분류 방법이다. K-means 군집화와 유사하게 데이터를 지정된 수의 군집으로 분류한다. SOM 분석은 이전 단계의 군집을 병합하여 새로운 군집을 생성하는 계층적 군집분류 (Ward's method, Ward, 1963)와 비교할 때, 훈련기간 동안 모든 자료를 동시에 분석에 사용한다. 패턴 학습 후, SOM 분석은 인접 SOM 패턴끼리 기하학적 유사성을 갖도록 군집 패턴을 1차원 혹은 2차

원 격자 상에 재배치하여 군집들을 재정렬한다 (Kohonen, 2001). 이러한 이유로, 이전 연구는 SOM을 사용하여 대기 원격 현상의 연속체를 설명한 바 있다 (Leloup et al., 2007; Johnson et al., 2008, 2013). Yuan et al. (2015)는 대서양의 겨울 동안 SOM 패턴이 EOF 자료보다 관측된 일자료와 더 유사하다는 것을 보여주었다. SOM 분석의 적용에 대한 자세한 내용은 Johnson et al. (2008)의 부록을 참고하기 바란다.

SOM 패턴은 SOM 패턴과 일자료 사이의 유클리드 거리를 최소화하는 형태로 결정된다. 본 연구에서 일자료는 Z200 장이 되겠다. 각 일일 Z200 장에 대해 가장 일치하는 SOM 패턴을 최소유클리드 거리를 가지는 것으로 정의하였다. SOM 패턴의 수가 증가할수록, 대표 SOM패턴과 일자료 사이의 유클리드 거리는 줄어든다. 따라서 SOM 패턴의 수는 (1) 일자료의 현상을 정확하게 표현할 수 있을 만큼 충분히 많아야 하고, (2) 분리된 SOM 패턴끼리는 충분히 구별될 수 있을 만큼 적어야 한다. 이 두 기준을 모두 만족시키는 SOM 패턴의 수를 찾기 위해 우리는 Lee and Feldstein (2013)의 방법을 따라 각 SOM 패턴과 해당 패턴으로 분류된 실제 일별 자료 사이의 공간 상관 계수의 평균을 구하였다. 또한 다음의 정의에 따라 서로 다른 군집들 간의 상이성을 보여주기 위해 다음과 같은 식을 따라 군집 간 거리를 구하였다.

$$d(r, s) = \sqrt{\frac{2n_r n_s}{(n_r + n_s)} \|\bar{x}_r - \bar{x}_s\|_2} \quad (1)$$

여기에서  $n_r$  과  $n_s$ 는 군집  $r$ 과  $s$ 에 속하는 일별 자료의 수이고,  $\bar{x}_r$ 과  $\bar{x}_s$ 는 각 군집  $r$ 과  $s$ 의 대표 패턴을 의미한다. 이 수식은 Ward's 방법에서 두 군집을 병합할 때 발생하는 비용을 계산하는 컨셉을 차용한 것이다. SOM이 Ward's 방법과 같은 계층적 군집 분류 방법은 아니지만, 이 같은 병합비용지수는 특정 두 군집 사이의 상이성을 측정하는 인자로 사용될 수 있다고 보고된 바 있다 (Xu et al, 2013). 이후에 자세히 설명하겠지만, 결과적으로 (5x1), 즉 5행 1열의 SOM 패턴들이 패턴 내 일자료들의 비교적 높은 공간 상관 및 패턴 간 비교적 큰 거리를 만족시키는 것으로 나타났다.

## 다. 결과

### (1) 극한 온도 현상과 원격 상관

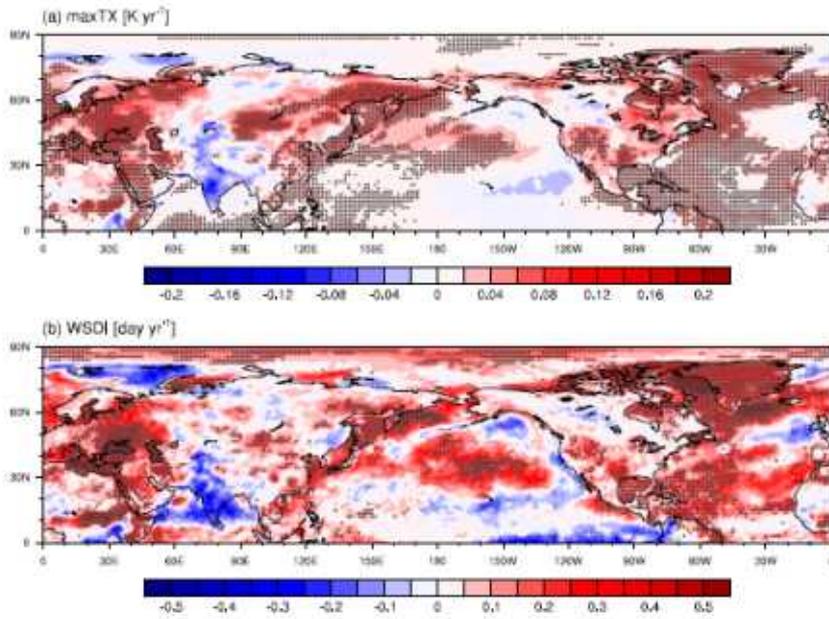


Figure 3.3.19 Trends of (a) the maximum of daily maximum temperature (maxTX) and (b) the warm spell day index (WSDI) for 1979-2012. The dots denote regions in which the trends exceed the 95% confidence level, as determined by the two-sided t-test.

Figure 3.3.19는 1979년부터 2012년의 연구기간 동안의 극한 온도 현상의 경향성을 보여준다. 북반구, 특히 동유럽, 중앙아시아, 동북아시아, 러시아, 미국 중부 및 그린란드의 많은 지역은 최근 몇 년 동안 극한 고온 현상의 증가를 경험했으며, 이 결과는 이전의 보고와도 일치한다 (Seneviratne et al., 2014). Fig. 3.3.19a와 b를 비교해 보면, 극한 기상의 연속성이란 측면에서 WSDI로 표현된 변수는 온도 자체로 표현되는 지수에 비해 좀 더 제한적으로 유의한 증가가 나타났다. 그러나 동유럽, 미국 중부 및 그린란드 지역에서는 WSDI 역시 강한 증가 현상을 보이고 있다. 이와 같은 증가 현상의 중심 지역들은 파동 형태의 패턴을 형성하는 것으로 보이며, 이 같은 극한 현상의 변화는 반구 규모의 로스비 웨이브 파동의 원격 상관과 관련이 있을 것으로 예상된다.

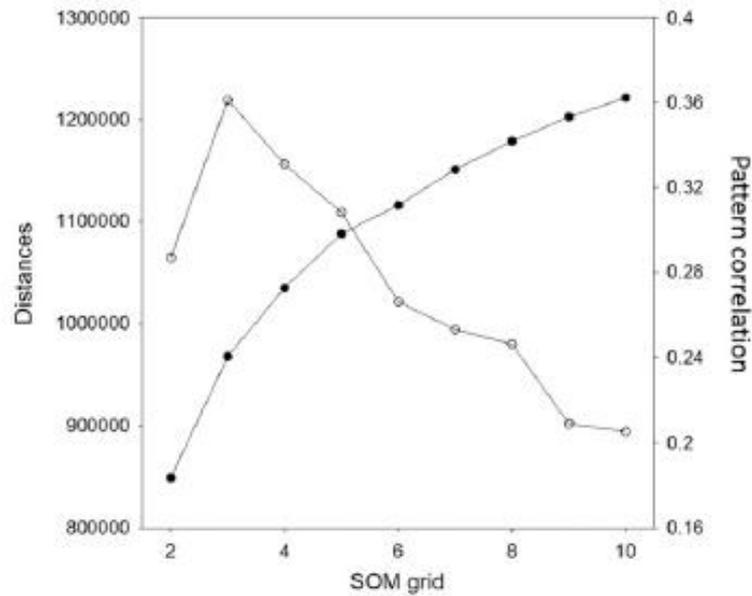


Figure 3.3.20 Mean pattern correlation among the 200-hPa geopotential field, the best-matching self-organizing map (SOM) pattern (closed circle, right axis), and the Euclidean distances between SOM patterns (open circle, left axis; units: gpm) as a function of a single-column SOM grid.

이러한 가능성을 확인하기 위해, 북반구의 열대 이외 지역 Z200에 대해 SOM 분석을 적용하였다. 수평 영역은 20°N-90° 사이 위도로 제한하였다. 일자료를 정확하게 묘사하기 충분히 큰 SOM 패턴의 수를 결정하기 위해, 우리는 SOM 격자수를 (2x1)부터 (10x1)까지 증가시키면서 SOM 분석을 반복하여 실시하였다. 그리고 SOM 패턴의 수가 달라짐에 따라 분류된 일자료와 대표 패턴 사이의 평균 공간 상관계수를 계산하였다. 이 결과는 Fig. 3.3.20에 닫힌 원으로 표현되었다. 다음으로, SOM 패턴들 간의 구분이 뚜렷할 정도로 충분히 작은 수의 SOM 패턴 수를 결정하기 위해, SOM의 각 패턴 쌍들 간의 유클리드 거리를 계산하고, 그것들을 평균하여 Fig. 3.3.20에 열린 원으로 나타내었다. 예를 들어, (2x1)로 분류된 격자의 경우, 비교 가능한 쌍은 하나이다. (3x1)로 분류된 SOM의 경우, 상호 비교한 쌍은 총 2쌍이 된다. Fig. 3.3.20에서 볼 수 있듯이, 우리는 0.31의 통계적으로 유의한 공간상관계수를 가지고, SOM 패턴 사이의 거리가 급격하게 줄어드는 (5x1) 격자를 최종 SOM의 패턴 수로 정하였다. 공간상관계수의 통계적 유의성은 Monte Carlo 방법을

통해 수행되었고, 1000개의 임의 표본을 통해 평균 상관계수의 부트스트랩 샘플을 생성하였다. 각각의 샘플 상관계수는 N개의 무작위로 선택된 일별 아노말리를 가지고 계산이 되고, 여기서 N은 특정 SOM 패턴에 해당하는 일자료 개수와 일치하는 수이다 (SOM1-5에 대해 각각 582, 623, 634, 671, 618).

결과적인 SOM 분석의 공간 패턴과 해당 SOM 패턴이 매해 JJA마다 나타난 일수의 시계열이 Fig. 3.3.21에 나타나 있다. 기존의 대기의 원격 상관에 관한 연구와 마찬가지로, 각 SOM 패턴의 시간 규모는 짧으며, SOM1-5에 대한 e-folding 시간은 각각 4.7, 4.5, 4.2, 4.4, 그리고 4.8일 정도로 나타났다. 각 SOM에 대한 e-folding 시간은 SOM 패턴  $\Phi^*$ 에 대해 매일의 200 hPa 지위장의 편차인  $\Phi'$ 를 투사하여 얻은 투사시계열을 사용하여 계산하였다 (Johnson and Feldstein, 2010; Goss et al., 2016) :

$$P(t) = \frac{\sum_i \sum_j \Phi'(\lambda_i, \theta_j, t) \Phi^*(\lambda_i, \theta_j) \cos \theta_j}{\sum_i \sum_j [\Phi^*(\lambda_i, \theta_j)]^2 \cos \theta_j} \quad (2)$$

여기서  $\lambda_i$ 는 동서방향 격자점  $i$ 의 경도,  $\theta_j$ 는 남북방향 격자점  $j$ 의 위도를 의미한다. 짧은 e-folding 시간을 가지는 원격 상관 패턴도 종종 경년 규모 이상의 변동성을 갖는다. ENSO와 같은 본질적인 장기 변동성은 더 장주기의 변동을 설명하는데 도움이 될 수 있지만, 많은 경우가 기후 노이즈로부터 발생하기도 한다 (Leith, 1973; Madden, 1976, Feldstien, 2000).

SOM 방법의 구성적 특징 상, 서로 이웃하는 격자에 위치한 SOM 패턴은 서로 유사한 특성을 보이며, 멀리 떨어진 격자에 위치할수록 서로 다른 형태를 보인다. 따라서 SOM1과 SOM5로 표현되는 첫 번째 패턴과 다섯 번째 패턴은 서로 반대되는 위상을 보여준다. SOM1 (Fig. 3.3.21a)은 2009년에 음의 아노말리를 가지는 지역, 즉, 북대서양, 중앙아시아, 동아시아, 북태평양 및 미국 북동부에서 나타난 한랭 현상과 관련된 것으로 Ha et al. (2012)에서 보고된 CGT 패턴의 음의 위상과 유사한 형태를 보인다. SOM1의 발생 빈도는 2009년을 제외하고는 감소하고 있다. SOM1 패턴은 SOM5 패턴과 거의 반대이므로, SOM1의 이 같은 감소 경향은 SOM5의 증가 경향과 일치한다 볼 수 있다. 두 번째 패턴인 SOM2의 경우 (Fig. 3.3.21b), 대서양 영역은 SOM1과 다르지만, 유라시아 대륙의 순환장은 SOM1의 것과 유사하다. 세 번째 패턴인 SOM3 (Fig. 3.3.21c)는 전체적으로 극지역에서는 음

의 아노말리가, 중위도에는 양의 아노말리가 나타나는 것으로 특징지을 수 있다. 네 번째 패턴인 SOM4 (Fig. 3.3.21d) 는 구조적으로 SOM2와 거의 유사하지만 반대 부호를 띠고 있다. 1979년과 2012년 사이의 SOM1-SOM4의 발생 빈도에는 주목할 만한 변화가 없다.

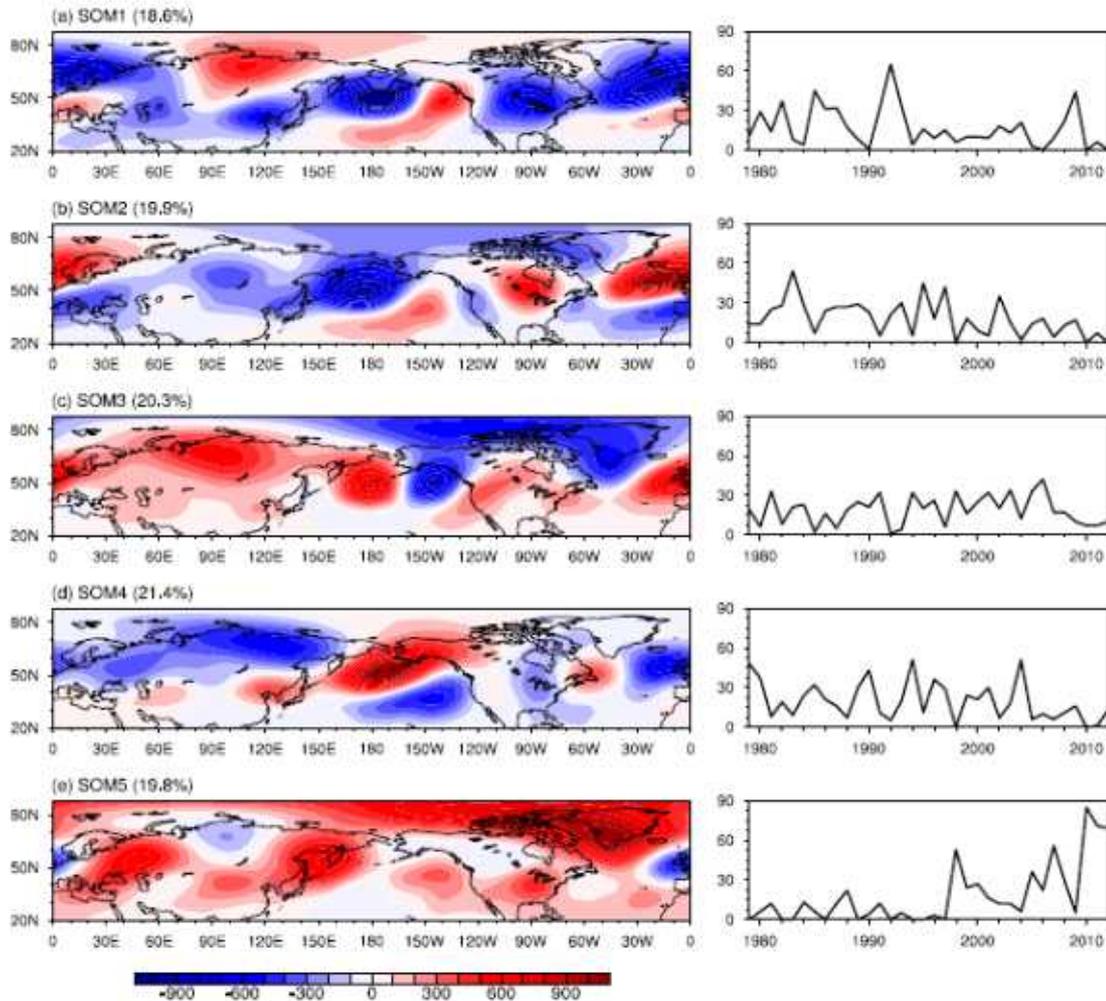


Figure 3.3.21 The 200-hPa geopotential ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) self-organizing map (SOM) patterns (left) and their annual frequency of occurrence (right) indicated by the number of days per each June - July - August (JJA) season. The percentage for each set indicates the frequency of occurrence of the corresponding pattern for 1979-2012 boreal summers.

마지막 패턴인 SOM5는 1990년대 후반에 발생 빈도가 급격히 증가한 것으로 나타났다 (Fig. 3.3.21e). 2010년 북반구의 많은 지역에서 다양한 극한 기상 현상이 나타났다 (Barriopedro et al., 2011; Huber et al., 2011; Lau and Kim, 2011;

Schneidereit et al., 2012), 여름철 총 92일 중 85일이 SOM5로 분류되었다. 공간 패턴의 경우 영국과 시베리아 북부를 중심으로 하는 고립된 지역을 제외하고 대부분의 지역에서 양의 아노말리를 보이는 것이 특징이다. Fig. 3.3.21e와 Fig. 3.3.19를 비교해 보면, 그린란드, 동유럽, 동북아시아 및 미국 중동부에 있는 양의 아노말리 중심이 극한 고온 현상의 변화가 큰 지역과 일치한다는 사실은 매우 흥미롭다. SOM5가 지표가 아닌 Z200의 편차를 나타냄에도 불구하고, 지표의 고온 현상인 maxTX 변화 경향과 0.63의 통계적으로 95% 수준에서 유의하게 높은 상관관계를 보인다. 물론 이 같은 공간 간 일치에 예외도 존재한다. 알래스카만에 존재하는 고압성 아노말리에 비해 극한 고온 현상은 나타나지 않은 것이나, 북태평양과 멕시코만에 나타난 극한 고온 현상에 비해 SOM에서의 고압성 아노말리는 존재하지 않는 것이 그 예이다. 이러한 예외는 주로 해양에서 발생하기 때문에, 이 같은 불일치는 아마 ENSO나 PDO와 같이 해수면 온도 변동에 기여하는 자연 변동성의 존재에 기인한다고 추측할 수 있다.



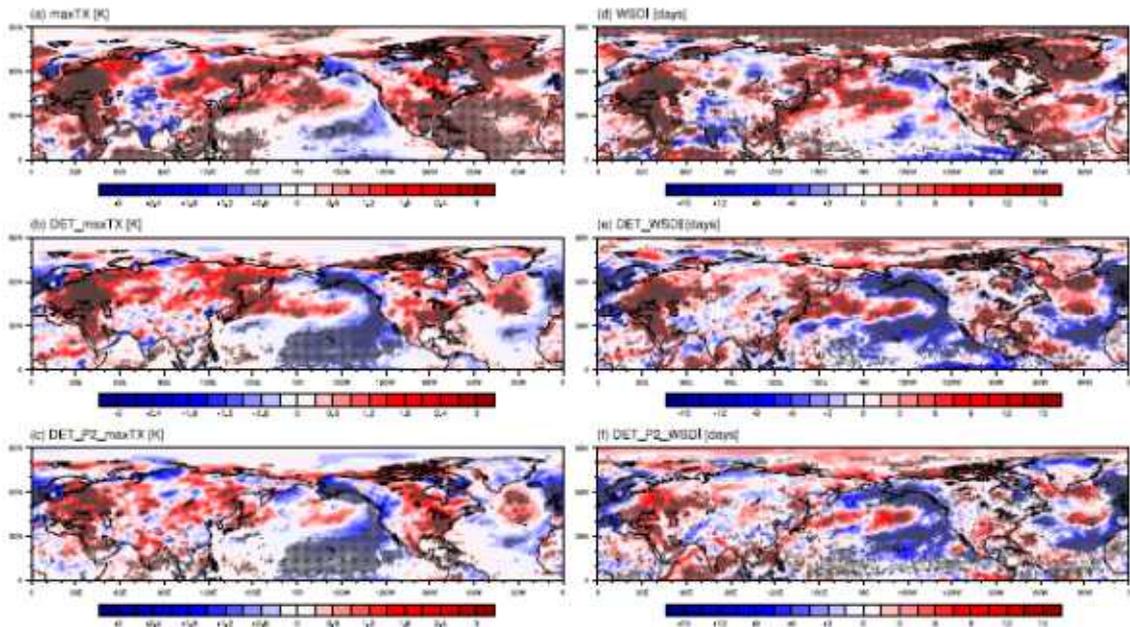


Figure 3.3.22 Composite difference among the highest and lowest five years in the fifth self-organizing map (SOM5) frequencies for (a) the maximum of daily maximum temperature (maxTX), (b) the detrended maxTX, (c) the detrended maxTX for the period of 1998–2012 (P2), (d) the warm spell day index (WSDI), (e) the detrended WSDI, and (f) the detrended WSDI for P2. The dots denote regions in which the differences exceed the 95 % confidence level by the Monte Carlo method.

추가적인 테스트로서, 우리는 대기 순환장이 SOM5로 분류된 날들에 실제로 극한 고온 현상들이 얼마나 나타났는지 계산했다. SOM5가 거의 발생하지 않은 초기 기간에 비해 1998년부터 2012년까지 SOM5의 고기압이 위치한 영역을 중심으로 SOM5로 분류된 날 동안 극한 기상 현상일 중 약 70 % 가량 발생하는 것을 확인하였다. 따라서 여름철 극한 고온 현상에 영향을 미치는 여러 가지 요인이 있지만, SOM5와 관련된 대기 순환장과 극한 고온 현상의 관계도 확실하다 하겠다. 대기 순환장과 극한 고온 현상 사이의 밀접한 관계는 maxTX (Fig. 3.3.22)와 SOM5와 연관된 2m 온도 장 사이에 나타나는 0.74의 높은 상관관계로 설명된다. 수평 파동 수 5를 가지고 동아시아와 동북미 지역에 고기압 코어를 가지는 SOM5의 공간 패턴은 기존 연구에서 온도나 강수 아노말리 (Ding and Wang, 2005)와 관련이 깊은 것으로 보고된 CGT 패턴 (Branstator, 2002) 과도 유사한 형태를 보인다.

## (2) SOM5 발생 빈도와 관련된 극한 고온 현상의 추세 및 경년 변동

앞선 섹션에서 제시된 결과는 SOM5에 의해 기술된 원격 상관이 최근 여름이 극한 고온 현상의 상승 추세와 밀접한 관련이 있음을 시사한다 (Fig. 3.3.14; Alexander et al., 2006; Peterson and Manton, 2008; Hansen et al., 2010; Rahmstorf and Coumou, 2011; IPCC, 2012; Seneviratne et al., 2014). 이러한 가능성을 탐색하기 위해, SOM5의 발생 빈도 기준 상위 5년 (2010, 2011, 2012, 2008, 1998) 과 하위 5년 (1979, 1982, 1983, 1986, 1989) 사이의 maxTX와 WSDI의 합성도 차이를 분석하였다. 이때 합성을 위해 선택된 5년이라는 기간은 총 분석기간 34년 중 15%에 해당하는 값이다. 상/하위 4, 6, 7년 분석값의 차이도 5년으로 한 것보다 크게 차이가 나지 않았다. 합성 분석의 유의성은 Monte-Carlo 방법을 사용하여 평가되었으며, 총 34년에서 5년씩 2개 세트를 무작위로 추출하여, 이 2개 세트의 합성장 사이의 차이를 계산하는 것을 1000회 반복하고, 그 값들을 토대로 95% 신뢰수준을 결정하였다.

SOM5의 흐름 패턴과 유사한 패턴을 보이는 해에, 고기압의 위치한 지역 (Fig. 3.3.21e)을 중심으로 maxTX의 값이 높게 나타났다 (Fig. 3.3.22a). 극한 고온의 지속성을 보여주는 WSDI의 경우, 비정상적으로 높은 값이 동유럽과 그린란드에 한정되어 나타났다 (Fig. 3.3.22c). 이와 같은 극한 고온 현상의 공간적 분포는 1979-2012년까지 나타난 그들의 추세와 일치하는 형태를 보여준다. Fig. 3.3.19에서 보여준 극한 고온 현상의 추세와 Fig. 3.3.22a의 합성 분석 패턴 사이 상관관계는 0.89이다. 이 결과는 SOM5의 고기압 중심과 극한 고온 현상이 서로 관련이 있으며, SOM5의 발생 빈도가 증가한 것이 극한 고온 현상의 상승 추세에 기여했음을 나타낸다.

실제로 SOM5의 계절 내 규모와 장주기 규모 변동 사이의 관련성은 Fig. 3.3.23a의 전반기(P1: 1979-1997)와 후반기(P2: 1998-2012)에 나타난 Z200의 차이로부터 확인된다. 이러한 장주기 규모 변화는 SOM5의 패턴을 밀접하게 반영하고 있는데 둘 사이의 공간상관계수는 0.84이다. 이 같은 결과는 SOM의 발생빈도를 나타내는 시계열 (Fig. 3.3.21e)과 일치되는 것인데, 왜냐하면 SOM5가 1998년 이후 큰 변화를 겪은 유일한 패턴이기 때문이다. P2 과 P1 사이의 2m 온도 (T2m; Fig. 3.3.23a 속 shading) 유선함수 (stream function; Fig. 3.3.23b 속 shading), 파동활동속 (wave activity flux; Fig. 3.3.23b 속 화살표) 차이 역시 SOM5 와 관련된 합성장과 유사한

형태를 보인다. 이러한 비교는 Z200의 장주기 변화가 계절 내 규모로 나타나는 현상인 SOM5의 발생 빈도의 장주기적 변화를 통해 실현된다는 추측을 가능하게 한다.

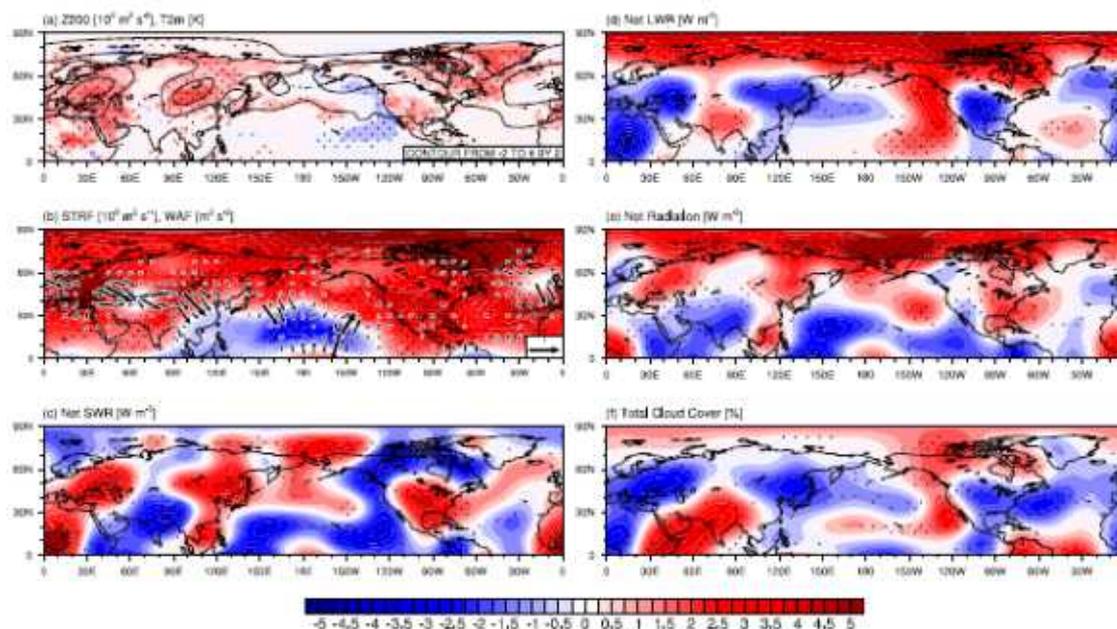


Figure 3.3.23 Differences in (a) geopotential (contour) at 200 hPa, and 2-m temperature, (b) streamfunction (shading), and wave activity flux (vectors of magnitudes larger than  $0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ) at 200 hPa, (c) surface net solar radiation, (d) surface net infrared radiation, (e) surface net radiation and (f) total cloud cover during 1998–2012 (P2) from those in 1979–1997 (P1). The dots denote regions in which the differences exceed the 95% confidence level as determined by the two-sided t-test.

이러한 장주기적 변화와 동일한 관점이 다른 원격 상관 패턴 (Johnson and Feldstein, 201)이나 제트스트림의 수평 변화 (Lee and Feldstein, 2013; Feldstein and Lee, 2014), 북극 해빙 변화 추세 (Park et al., 2015)의 관점에 적용된 바 있다. 그러나 이런 관점들이 느리게 변화하는 배경장의 변화가 만든 계절 내 변동의 빈도 변화의 가능성을 배제하는 것은 아니다. Feldstein and Lee (2014)에서 논의한 것처럼, 수십 년 주기의 강제력이 저주파 배경장의 변화를 야기하고 이것이 역학적으로 고주파의 계절 내 현상에 영향을 주어서 SOM5와 같은 현상의 빈도를 증가시킬 수도 있다. 고주파 현상의 결과적인 변화는 느리게 변하는 배경장의 흐름을 추가적으로 바꿀 수도 있다 (Wang and Lee, 2016). 대안적으로, 계절 내 SOM5의 발생 증

가는 장기적인 온난화 경향에 의해 야기되는 부가 효과의 징후로도 볼 수 있겠다. 이러한 부가 효과는 SOM5 패턴 및 그와 관련된 극한 온도 현상이 최근인 P2 (1998-2012) 기간에 더 빈번해진 이유가 될 수 있다.

복사 에너지속과 구름의 아노말리는 지표면의 극한 온도 현상이 어떻게 상층의 대기 순환장과 연결될 수 있는지 설명하는 데에 도움을 준다. Fig. 3.3.23c에서 중위도의 주요 고기압 지역에서 하향단과 복사가 양의 아노말리로 나타난다. 이와 일관되게 같은 지역에서 구름 면적은 감소하고 있다 (Fig. 3.3.23f). 장파에 의한 냉각 현상도 동일한 지역에서 관찰되지만, 하향과 상향 복사를 함께 고려한 순복사에너지 (하향에서 상향을 뺀 값)는 고기압 중심 지역에서 양의 값을 보인다 (Fig. 3.3.23e). 이는 SOM5에 의해 나타나는 전 지구적 파동 행렬 중 고기압 중심 지역의 표면에서 단파 복사 에너지속이 많이 흡수됨에 따라 온도의 증가가 나타나는 물리적 과정을 시사한다. 수평 방향 온도의 이류나 단열로 인한 온도 상승, 혹은 지표면 열속 교환 등과 같은 다른 열역학적 요소의 기여는 상대적으로 작은 것으로 나타났다. 그러나 북극에서는 하향 장파 복사의 영향이 더 크게 나타났다. 북극의 역학 과정에서 적외선(IR)의 기여가 우세하게 나타난 것은 Walsh and Chapman (1998)의 발견과 일치한다. 계절 내 규모에서 북극으로의 습윤 공기 유입은 북극 지역의 하향 IR을 증가시키는 데 중요한 역할을 한다는 증거가 최근 여러 연구를 통해 제시되고 있다 (Doyle et al., 2011; Lee et al., 2011; Yoo et al., 2012a, b; Woods and Caballero, 2016). 또한 지난 수십 년 동안의 북극온난화와 그로 인한 해빙 감소는 상당 부분 습윤 공기 유입의 증가와 관련이 깊다는 연구도 있다 (Park et al., 2015; Gong et al., 2017; Ding et al. 2017). 이 연구는 그린란드에서 나타난 고온 현상이 그린란드 남쪽으로부터 유입되는 중위도 순환에 영향을 받을 수 있음을 시사한다.

SOM5로 표현되는 원격 상관 현상은 또한 극한 기상 이벤트의 경년 변동을 설명하는 데에 도움이 될 수 있다. 이 가능성을 조사하기 위해, 우리는 Fig 3.3.21a와 3.3.21d와 같은 합성장 분석과 동일한 분석을 선형 추세를 제거한 상태로 반복해 보았다. Fig. 3.3.22a와 3.3.22b는 선형 추세를 제거한 것으로 원래 자료에서 고빈도 다섯 해는 추세 제거 전이나 후가 동일하지만, 저빈도 다섯 해는 원래는 1979, 1982, 1983, 1986, 1989년이던 것이 2009, 2004, 1997, 2003, 1995년으로 바뀐다. 추세가 제거된 maxTX의 합성장 (Fig. 3.3.22b)의 경우 동유럽, 아시아, 미국 중부 및 그린란드 서해안과 같은 SOM5의 주요 고기압 지역의 일부에서 양의 아노말리를 보인다.

추세가 제거된 WSDI의 합성장에서는 동유럽의 양의 아노말리가 지속적으로 나타나고 있지만 다른 지역의 아노말리는 다소 약해진 것을 볼 수 있다 (Fig. 3.3.22e). SOM5는 전반기인 P1 (1979-1997)에는 거의 발생하지 않기 때문에 후반기 P2 (1998-2012) 자료만 사용하여 새로운 극한 온도 지수를 만들고 추세를 제거하여 동일한 합성 분석을 실시하였다. 이 결과는 SOM5 중심 지역에서 극한 고온 현상의 증가를 다시 한 번 보여주며 (Fig. 3.3.22c와 3.3.22f), SOM5 중심 지역의 극한 고온 현상이 SOM5 빈도에서 나타나는 경년 변화에 영향을 받을 수 있음을 보여준다.

## (2) SOM5와 관련된 원격 상관 현상의 계절 내 진화

SOM5로 표현되는 원격 상관 패턴은 공간 패턴뿐만 아니라 빈도의 경년 변화나 상승 추세에 있어서도 북반구의 여름철 극한 온도 현상과 깊게 연관되어 있다. 이 점을 고려할 때 자연스러운 질문은 그와 같은 계절 내 원격 상관이 어떻게 발생하느냐는 것이다. 이 문제를 다루는 것은 이 연구의 범위를 벗어나지만, 대기 순환장이나 파동에너지속의 시간적 변화로부터 관련된 물리 과정들을 유추해 볼 수 있다. 이를 위해 SOM5로 분류된 날들의 아노말리로 합성 분석을 실시하는데, 지연 상관 관계 분석을 위해 인접한 15일 이내에 SOM5가 이틀 이상 나타났을 경우에는 Z200과 SOM5 패턴 사이의 RMSE (root mean square errors)가 최소인 하루만 SOM5 날인 것으로 정했다. 이 날을 0 일로 지정한 결과 총 57개의 이벤트가 식별되었고, 계절 내 변동성만 남기기 위해 매년 JJA의 평균값은 제거하였다. Fig. 3.3.24에서 보이는 대로, 0일에 Z200의 합성장은 어떤 필터링도 하지 않은 채 분류된 SOM5의 공간 패턴과 유사하게 나타났고 (Fig. 3.3.21e), 이러한 유사성은 SOM5의 e-folding 시간이 4.8 일로 짧기 때문에 가능한 것으로 보인다. 계절적 변동만 남긴 분석에서도 대기 순환장의 대표 패턴이 유지된다는 것은 우리의 주장을 재확증하는 결과라 하겠다.

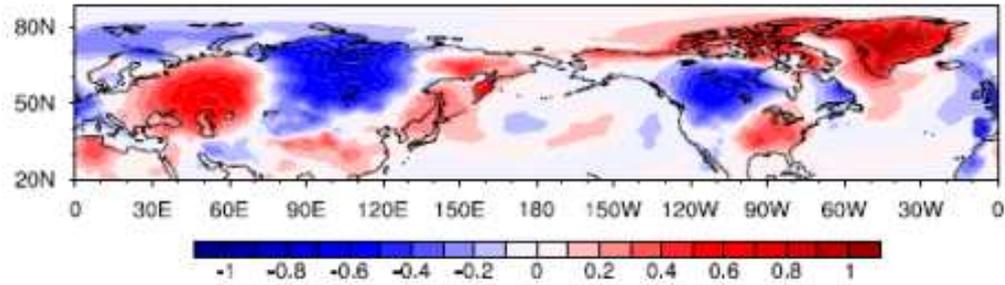


Figure 3.3.24 The 200-hPa geopotential (shading;  $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) anomaly composite of all matching days for SOM5. Prior to the composite, each year's JJA mean was subtracted. This procedure removes variability at both interannual and the long-term (1979–2012) time scales.

합성도의 진화과정은 10일 전에 아열대 동태평양 지역에서 극지역으로 전파되는 파동과 중위도 서태평양에서 적도지방으로 향하는 파동이 존재함을 보여준다 (Fig. 3.3.25a). 5일 전에 북아메리카의 북동쪽으로 전파된(Fig. 3.3.25b) 극방향 파동에너지는 그린란드까지 전파된다 (Fig. 3.3.25c). 0일이 되면 극방향 파동에너지의 전파는 약해지고 캐나다 북극 및 그린란드 지역에 비정상적 고기압 시스템이 확고하게 자리 잡는다 (Fig. 3.3.25c). 이러한 이상 아노말리는 5일 이후까지 지속된 후 점차 약화된다 (Fig. 3.3.25d-e).

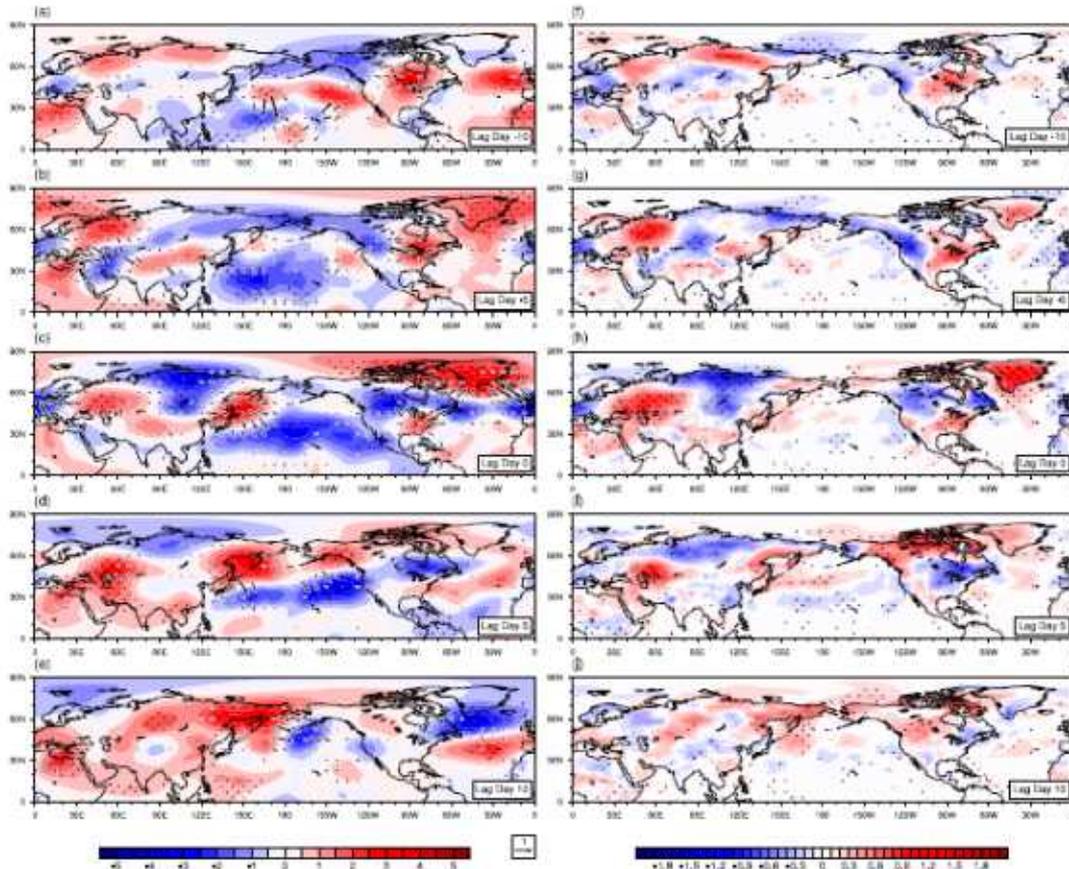


Figure 3.3.25 Pentad evolutions of (a) - (e) streamfunction (shading;  $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) and wave activity flux (vector;  $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$ ) at 200 hPa and (f) - (j) 2-m temperatures (T2m; K) centering on -10, -5, 0, 5, and +10 days for fifth self-organizing map (SOM5) events. The vectors of magnitude larger than  $0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  are displayed. The dots denote regions in which the differences exceed the 95% confidence level as determined by the two-sided t-test.

열대 태평양의 극방향 파동 에너지속과 북극 지역의 고기압성 아노말리의 시간 순서는 열대 지방의 강제력이 태평양과 북아메리카의 파동 행렬을 자극하는 역할을 할 수 있음을 시사한다. 실제로, SOM5와 Ding et al. (2014) 에 의해 제시된 Z200의 변화 추세는 밀접한 유사성을 지니고 있다. Ding et al. (2014)는 관측된 열대 태평양의 해수면 온도 추세가 강제된 기후 모델로부터 열대 태평양에서 캐나다 북극 군도 및 그린란드로 향하는 파동 행렬을 모의할 수 있음을 보였다. 그들의 연구에 따르면, 이와 같은 파동 행렬은 북극 지역의 지표면 온난화와 연관된 것으로 나타났다. 이러한 결과는 열대 지역의 강제력이 태평양 및 북미 지역의 Rossby 파동 행

렬의 자극에 기여할 수 있음을 종합적으로 제안한다. 이 가능성은 후속 연구에서 모델 모의를 통해 테스트할 계획이다.

이와 관련된 2m 온도장 (T2m)은 maxTX의 아노말리와 WSDI의 아노말리 사이의 차이를 이해하는 데에 통찰력을 제공한다. Fig. 3.3.25f에서 보면, 10일 전부터 동유럽 지역에는 양의 아노말리가 존재하여 지속적으로 더워지는 데에 반해, 그린란드 지역은 5일 전부터 0일까지 급속도로 따뜻해지는 것을 볼 수 있다 (Figs. 3.3.25g-h). 이러한 양의 아노말리는 5일이 지나면 점차 약화된다 (Figs. 3.3.25i-j). Fig. 3.3.22e에서 볼 수 있듯이, 추세를 제거한 maxTX 아노말리는 몇몇 지역에서 통계적 유의성이 사라지지만 (Fig. 3.3.22b), 동유럽에서는 여전히 유의한 수준의 고온을 보이고 있다. 여기에서 살펴본 시간적 변화는 유럽에서의 고온 아노말리가 실제로도 더 오래 지속되었음을 보여준다.

## 라. 결론

점차 빈번해지고 있는 기상 이변이 대규모 대기 순환장과 관련이 있다는 관측에 동기를 얻어 (Horton et al., 2015), 과거 몇십 년 동안 특정 대기 순환장에서 나타난 변화가 존재하는지, 그렇다면 그러한 순환장의 변화는 극한 기상 현상과 어떻게 연관되는지에 대해 살펴보았다. 일별 지위장에 대한 군집분류와 극한 고온 현상에 대한 분석을 바탕으로, 우리는 그와 같은 관계가 존재하는지 확인하였다. 우리가 분류해서 SOM5로 명명한 대기 순환 패턴은 반구 규모의 원격 상관으로 기존에 알려진 CGT와 부분적으로 유사하다 (Branstator, 2002). 극한 기상 현상들은 공간이나 시간적으로 복잡한 변화를 보이는 경향이 있는데, 그래서 이전 연구들은 작은 지역에 한정하여 극한 기상의 변화를 살펴보았다 (미국, DeGaeto et al., 1996; 유럽, Heino et al., 1999 ; 영국, Osborn and Jones, 2000; 중국, Zhai and Pan, 2003). 이러한 결과는 SOM5로 대표되는 반구 규모의 대기 순환장이 여러 육지 지역에서 나타나는 여름철 극한 기상의 변화와 관련이 깊음을 보여준다.

일별 대규모 순환장의 군집 분류 중 하나가 극한 고온 현상의 주요 중심 (유럽, 북동아시아, 북극 캐나다, 그린란드)과 밀접한 관련이 있다는 사실에서 몇 가지 유용한 점을 도출할 수 있다. 다양한 지역에 나타나는 극한 온도 현상은 Rossby 파동과 관련된 원격 상관의 징후이며, 극한 고온 현상의 상승 추세는 이와 같은 패턴의

잡은 출현에 기인한 결과라는 사실이다. 이러한 해석은 10일 이내에 원격 상관 패턴이 커지거나 쇠퇴한다는 사실에 의해 뒷받침되고, 또한 수십 년의 시간 규모 내에서 계절 내 규모 현상이 나타나는 빈도의 극적인 증가를 통해 다시 장주기 변화에 영향을 미칠 수 있음을 의미하기도 한다. 그러나 이것이 수십 년 규모의 장주기 강제력이 아무 역할을 하지 않는다고 하는 것은 아니다. 느리게 변화하는 배경장에 대한 영향이 또한 원격 상관 패턴의 강도나 빈도를 변화시킬 수 있다. 마찬가지로, 온실가스에 의해 야기된 지구온난화 역시 이 같은 패턴의 강도나 빈도에 영향을 미칠 수 있다 (Corti et al., 1999). 이와 같은 조절은 또한 단순히 계절 내 순환 패턴에 추가되는 배경장의 온난화 효과까지 포함한다. 따라서 이 원격 상관 패턴들이 어떻게 야기되는지에 대해 이해하면 극한 고온 현상이 좀 더 빈번해지는 이유에 대해서도 잘 알 수 있게 될 것이다.

### 3.3.5 유입 스톰에 의한 북극 고온 유발 현상

#### 3.3.5.1 2016년 1월 북극 극한 온난화에서 대서양 스톰의 중요한 역할

##### 가. 배경 및 목적

북극은 최근 수십 년 동안 증폭된 방식으로 온난화되어 왔으며 이 온난화는 전례 없는 해빙 감소와 위도 눈덮임을 동반하여 양의 피드백 루프를 만든다 (Cohen et al., 2014). 그러나 북극 온난화의 영향은 북극 지역에 국한되지 않는다. 최근의 연구는 따뜻한 북극의 실질적인 원격 영향에 대한 확실한 증거를 제공했다. 특히 바렌츠해와 카라해 같은 대서양 북극 지역의 정상 해빙 상태는 최근 연속 추운 겨울에 유라시아 대륙 냉각과 관련이 있는 것으로 알려져 있다 (Jaiser et al., 2012; Jung et al., 2015; Kim et al., 2014; Kug et al., 2015; Mori et al., 2014; Overland et al., 2015).

북극 온난화의 주요 원인은 논란의 여지가 남아 있으며 눈과 얼음의 표면 반사율, 난류 열 플럭스에 의한 해양 열 손실, 수증기와 구름에서 방출되는 장파 복사, 지표면 열전도, 대기 기온 감율, 북극으로의 수분 유입에 의한 에너지 수송과 같은 중요한 북극 온난화 요인이 제안되었다 (Arrhenius, 1896; Bintanja et al., 2011;

Carmack and Melling, 2011; Francis and Hunter, 2007; Graversen and Burtu, 2016; Graversen and Wang, 2009; Park et al., 2015a; Park et al., 2015b; Pithan and Mauritsen, 2014; Woods and Caballero, 2016). 이러한 지역적 요인과 원격 요인은 서로 밀접하게 연관되어 있으며 종합적으로 북극 온난화에 기여한다.

온난화 요인들은 중규모에서 대규모에 이르는 다중 규모 내부 변동성과 상호 작용을 한다. 단일 스톰 또는 블로킹 및 대기 원격상관 패턴과 같은 대규모 변동과 관련된 일련의 현상은 지표면 난류 과정을 통해 인접한 바다를 휘젓고 낮은 위도에서 높은 위도까지 따뜻하고 습한 공기를 가져올 수 있다(Lau, 1988; Rogers, 1997). 이러한 현상은 북극의 표면 온도 역전을 약화시키고 기온 감율의 변화에 의해 열역학적 안정성을 감소시키며 수분과 구름에 의한 장파 복사를 증가시킨다. 따라서 북극으로 유입되는 스톰을 분석하여 여러 단계의 북극 온난화 과정을 조사할 수 있다.

2015/16년 겨울 시즌, 강한 대서양 스톰이 2015년 12월 말 북극권에 진입 한 후 북극 지표면 기온이 현저히 증가했었다. 이 스톰은 영국 기상청에 의해 '프랭크(Frank)'라고 불렸고, 2015년 12월 30일에 최소 중심 기압 928 hPa을 기록했다(Ocean Prediction Center, 2015). 스톰이 소멸 후 1월 1~2일에 평년보다 7° ~ 8°C의 높은 북극 평균 지표면 기온이 기록되었다. 비정상적인 따뜻한 온도는 1월 한 달 내내 유지되었으며, 이는 기록적인 북극 평균 지표면 기온 아노말로리로 기록되었다(Overland and Wang, 2016). 특히, 기온은 유라시아 북극 지역에서 1월 일반 지표면 기온 보다 약 30°C 높은 극한값으로 극부적으로 증가했다. 이전 온난화가 이 현상만큼 빠르게 발달하지 않았거나 오랜 기간 동안 유지되지 않았다는 점에서 매우 극단적인 것처럼 보였다 (Table 3.3.2). 이 사례는 사용 가능한 현대 자료 기간 동안 전례 없는 것이며 북극에서 극한의 온난화를 면밀히 조사 할 수 있는 귀중한 기회를 제공한다.

따라서 극한 스톰 현상이 북극으로의 큰 열과 습한 공기 유입을 야기하고 여러 피드백 구조로 인한 대기 현상을 유발하여 기록적인 북극 온난화 사건이 발생하였음을 보여주고자 한다.

## 나. 자료 및 방법

Table 3.3.2 Top four extreme Arctic warming events for 58 winter seasons of 1958–2015. Normalized daily polar cap temperature (PCT) is used to define extreme Arctic warming events. The Arctic warming events are identified by the consecutive period during which the normalized PCT exceeds one standard deviation. The extreme Arctic warming events are identified by the consecutive period during which the normalized PCT exceeds two standard deviations.

Rank	Start	End	Duration (days)
1	29 December 2015	6 February 2016	40
2	25 January 2014	17 February 2014	24
3	30 January 2012	20 February 2012	22
4	2 January 1977	20 January 1977	19
	28 November 2007	16 December 2007	

#### (1) 자료 및 주요 변수의 정의

기상 변수는 Japanese 55-year Reanalysis (JRA55) 자료 (Kobayashi et al., 2015)를 이용하고, 고해상도 해수면온도는 National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) optimum interpolation SST version 2 (OISST v2) 자료 (Reynolds et al., 2007)를 사용했다. 이 자료들은 관측 분석 뿐만 아니라 모델의 경계 자료에도 이용되었다. 2015/16년 겨울에 대한 주요 분석기간은 2015년 11월 1일부터 2016년 2월 28일까지이며, 이 기간의 아노말리는 1981년부터 2010년 기간의 30년 평균값으로부터 계산되었다. National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Final Operational Global Analysis (FNL) 자료 (NCEP/NOAA, 2000)는 모델의 초기화 및 경계장에 처방하기 위해 사용되었다.

북극 온난화는 북극 지표면 온도 (polar cap temperature, PCT)를 사용하여 정량적으로 측정하는데, 이는 북극 내(북위 65°N 이상)에서 평균 지표면 온도 아노말리로 정의된다. 대규모 기상 체제는 북극 지위고도 (polar cap height, PCH)에 의해 정의되며, PCH는 북위 65°N 이상 지역에 대한 지위고도 아노말리를 평균하고 각 기압면에 대한 표준 편차 아노말리로 정규화하여 구한다. 이는 정의상 Northern Hemisphere annular mode (NAM)과 음의 상관관계를 보인다. Eady 성장률 (Eady growth rate, EGR)은

$$\sigma_E = 0.3098 \frac{f}{N} \frac{\partial U}{\partial z}$$

으로 계산되었다. 여기서  $f$ 는 코리올리 파라미터,  $N$ 는 Brunt-Vaisala 주파수,  $U$ 는 동서 바람,  $z$ 는 지위고도를 의미하고 (Lindzen and Farrell, 1980), 본 연구에서는 중층 대류권(200 hPa와 850 hPa의 차이) EGR을 분석하였다.

## (2) 블로킹 감지 알고리즘

블로킹 감지는 Dole and Gordon (1983)과 Tibaldi and Molteni (1990)를 결합하여 최근에 개발된 하이브리드 알고리즘 (Dunn-Sigouin et al., 2013)을 이용하였다. 이는 500 hPa 지위고도의 남북방향 반전이 발생하고, 이 지위고도 아노말리가 지속되는 연속 영역을 탐색하는 방법이다. 블로킹을 감지하는데 필요한 임계점은 다음과 같다.

- ① 진폭 임계값은 주어진 달을 중심으로 3개월 동안  $30^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{N}$  이상의 지위고도 아노말리의 1.5 표준편차로 설정된다.
- ② 지위고도 아노말리에 대한 최소 진폭 임계값을 만족하는 폐곡선의 공간 스케일 임계값은  $2.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ 로 설정된다.
- ③ 오버랩 임계값은 이들 내에 블로킹 영역에서 영역 겹침의 50%로 설정되어 준 정지 시스템만 감지한다.
- ④ 기간 기준은 연속 5일로 설정된다.

## (3) 모델 실험 방법

해빙 조건에 대한 북극 온난화의 민감도를 조사하기 위해 북극 및 인접 북대서양 지역 전체를 포괄하는 36 km 수평 해상도의 Polar Weather Research and Forecast model (Hines and Bromwich, 2008)을 사용하여 두 세트의 앙상블 실험을 수행하였다 (Fig. 3.3.26). NCEP FNL 데이터는 모든 실험에 대한 초기 및 측면 경계 조건을 제공하는 데 사용되었다. 각 실험 세트는 5개의 앙상블 멤버로 구성되며 각 멤버는 2015년 12월 23일 00 UTC에서 27일 00 UTC로 매일의 초기 시간으로 구성된다. 모든 실험은 2016년 1월 20일까지 수행하였다. 이러한 유형의 앙상블 생성은 충분하지 않지만 모든 가능성을 샘플링하기 위한 방법이며, 이는 NCEP의 기후 예측 시스템의 앙상블 생성 운영 방법 (Saha et al., 2014)과 동일하다. 물론 매

일의 초기 시간에 큰 차이는 없지만 모든 실험이 12월 말에 극단적인 대서양 스톱을 유사한 방식으로 모의해야 하기 때문에 이 방법을 선택하였다. 초기 기간에 북극으로 유입되는 유사한 대서양 스톱으로 해빙 감소에 대한 민감도는 스톱 소멸 이후 지속되는 북극 온난화 사건에 대해 유의하게 평가할 수 있다.

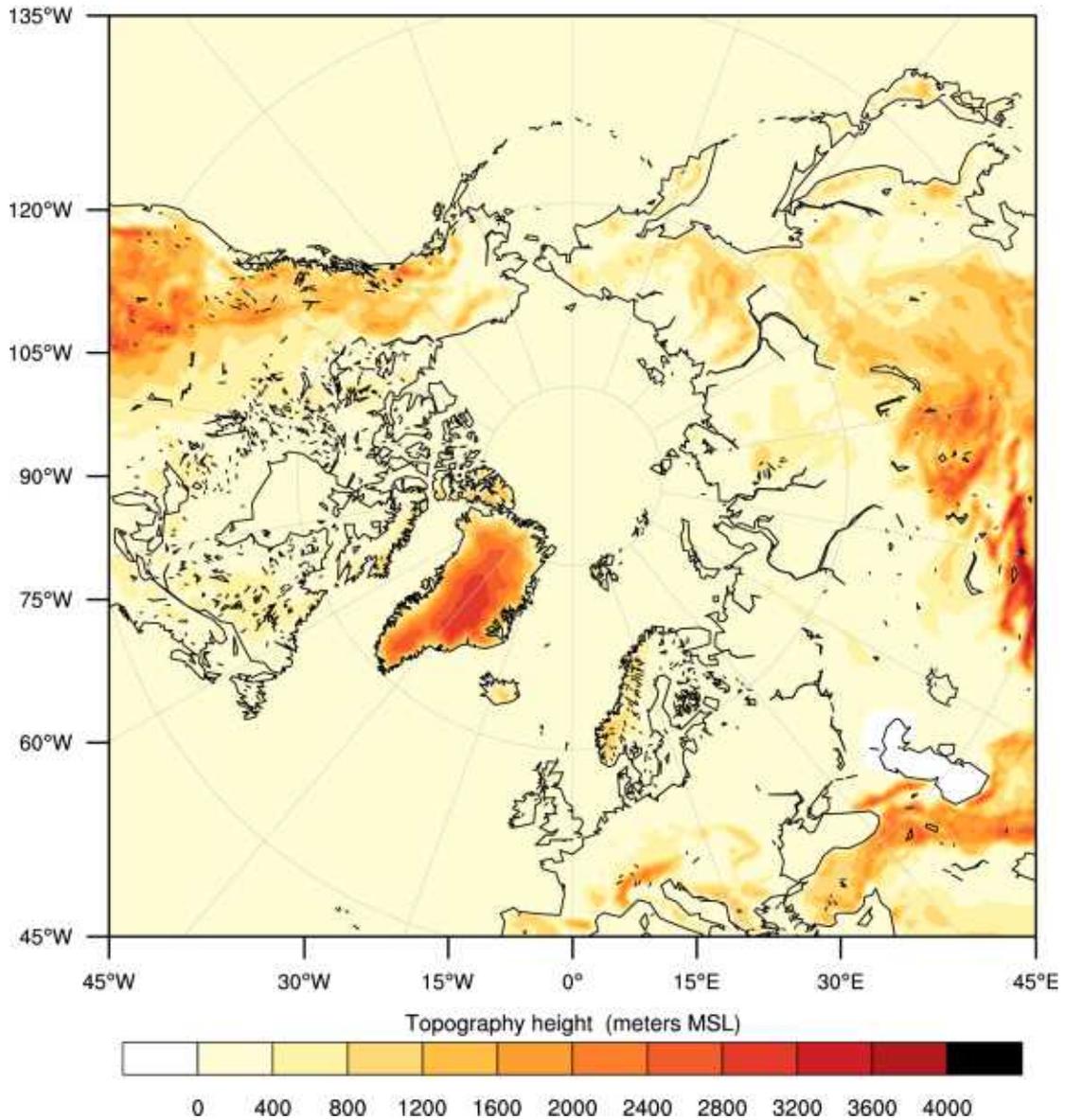


Figure 3.3.26 WRF domain for the sea ice sensitivity experiments. The shading denotes the height of the topography on 36 km horizontal resolution.

두 실험 세트의 유일한 차이점은 전체 모의 기간 동안 처방된 지표면 경계 조건이다. 대조 실험(LICE)은 매일 다양한 해수면 온도 및 해빙 자료를 활용한다. 민감도 실험(HICE)의 경우 바렌츠해와 카라해(67°~82°N, 10°~80°E; Fig. 3.3.27) 영역에

서 1980년대 초의 평균 상태를 제외하고 2015/16 기간의 일상적인 변동성을 최대한 유지하는 재구성된 매일의 해빙 자료를 생성한다. 이 방법은 시공간에서 부드럽게 변화하는 높은 해빙 농도를 생성하는 것을 목표로 한다. 이 해빙 상태를 만들기 위해 바렌츠 및 카라 해역의 모든 격자에 대해 지난 수십 년(1981/82에서 2013/14) 동안의 해빙의 추세를 계산한다. 재구성 계수는 각 격자의 시간 역전 추세에 총 년수(즉, 33)를 곱하여 생성되며, 이는 2015년 12월 23일부터 2016년 1월 20일까지 해당 격자의 일일 해빙 농도에 추가된다. 만약 재구성 된 해빙 농도가 각 격자에서 1보다 큰 경우 해당 값은 1로 설정된다. Figure 3.3.27은 LICE와 HICE에 대해 각각 1월 1일~20일의 평균 해빙 농도의 평균 공간 패턴을 면적-평균 시간 변화와 함께 나타낸 것이다. 해빙 증가 격자에 대한 해수면 온도는 해빙 농도와 해수면 온도 사이의 통계적 관계에 의해 변경된 해빙 분율에 맞게 조정되었다. 통계적 관계는 1981-2000년 기간 1월의 OISST v2를 사용하여 재구성되었다.

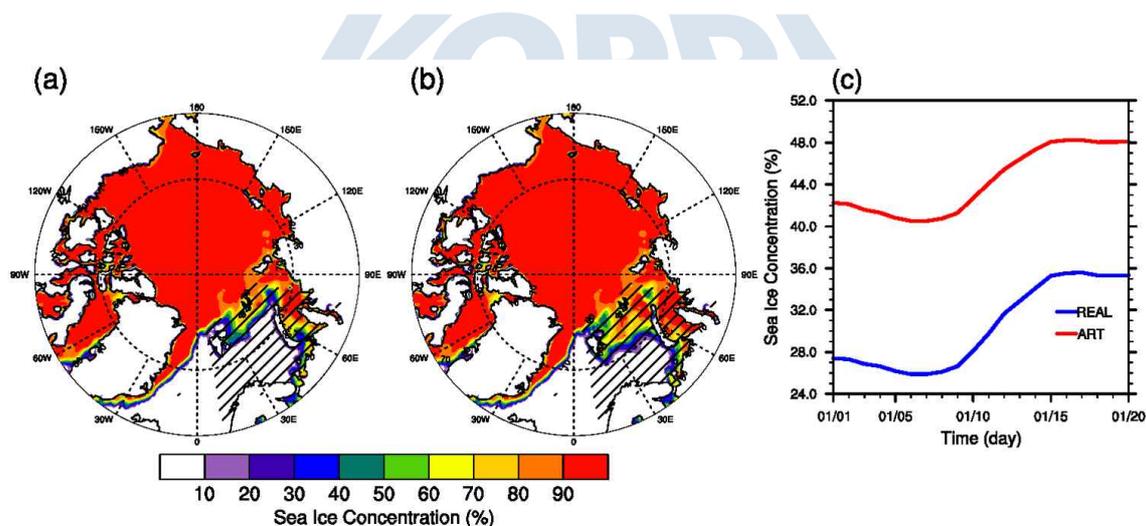


Figure 3.3.27 Maps of the sea ice boundary conditions averaged for 1 - 20 January and the area-mean sea ice concentration over the Barents and Kara seas. (a) real sea ice concentration and (b) artificially increased sea ice concentration (refer to Methods). (c) The area-mean time series of sea ice concentration (blue: real, red: artificially increased) over the domain of the Barents and Kara seas (hatched in (a) and (b)).

## 다. 결과

### (1) 2016년 1월의 북극 온난화

2016년 1월에 발생한 북극 온난화 사건이 여러 측면에서 기록적인 것으로 확인되었다 (Fig. 3.3.28). 스톰이 발생한 이후 PCT로 측정된 북극 전체 온도 증가가 3일 동안 약 6°C 증가한 것으로 갑자기 시작되었다. 이 증가는 역사적인 기록이며 3.5 표준 편차 수준을 초과하는 수준에 해당한다. PCT는 연속 15일 이상 동안 레코드 레벨에서 값을 유지했다. 기록적인 북극 온난화가 시작될 무렵, 대서양 스톰 Frank는 북극권에 진입했다. Table 3.3.3은 1958년 이래 북대서양에서 발생한 가장 강력한 5 개의 스톰을 나타낸다. 이 표에 따르면, 1993년 1월에 발생한 스톰은 913 hPa의 최저 중심 기압이 기록되었고, Frank는 네 번째 순위에 달하며 가장 낮은 중심 기압은 928 hPa에 도달했다.

스톰 프랭크의 소멸 이후 북반구의 대규모 기상 체제의 갑작스런 변화가 발생했다 (Fig. 3.3.28b). 표준화된 PCH의 시간-높이 섹션은 북반구 및 남반구의 진동 모드 지표와 잘 관련되어 있기 때문에 대규모 기상 체제의 지표로 간주되는 경우가 많다 (Baldwin and Thompson, 2009). 2015년 말까지 대류권과 성층권의 모든 연직 레벨에서 PCH는 일반적으로 음의 값을 나타냈으며, 이는 날씨가 2015/16년 초겨울에 양의 NAM (Thompson and Wallace, 2000)의 통제하에 있었으며, 그동안 기상 시스템은 빠르게 움직인다. 블로킹 활동은 일반적으로 억제된다. 날씨 체제는 1월 2일에 음의 NAM로 크게 바뀌었다. 음의 NAM의 전형적인 지표면 기온 조건은 북반구의 여러 곳에서 관찰되었다. 예를 들어, 중앙아시아와 중국의 더 차가운 상태와 러시아 북부와 동부의 일부 지역은 매우 따뜻한 상태이며 일부 지역은 기록적으로 온도가 높다. 1월 22일부터 24일까지 미국 북동부에 심한 겨울 스톰이 발생했으며 뉴욕을 포함한 여러 도시에 대해 새로운 강설 기록을 세웠다 (NOAA National Centers for Environmental Information, 2016). 이러한 현상은 일반적으로 음의 NAM에 포함되는 기상 조건이다. 반구형 순환 관점에서 2015/16년 겨울(2015년 11월부터 2016년 2월까지)은 기후 변화의 극적인 변화로 특징된다 (Fig. 3.3.28b). 기상 체제의 변화, 북극으로의 강한 대서양 스톰의 유입 및 극한의 북극 온난화가 동시에 일어났다. 다음 섹션에서 논의한 바와 같이, 이러한 사건의 동시 발생은 우연의 일치라 아니라 물리적 연결이었다.

Table 3.3.3 List of the top five strongest windstorms that occurred in the North Atlantic during the winter seasons of 1979–2015.

Rank	Name	Date	Minimum central pressure (hPa)
------	------	------	--------------------------------

1	Braer	11 January 1993	913
2	Noname	15 December 1986	916
3	Dirk	24 December 2013	927
4	Frank	30 December 2015	928
5	Vivian	26 February 1990	940

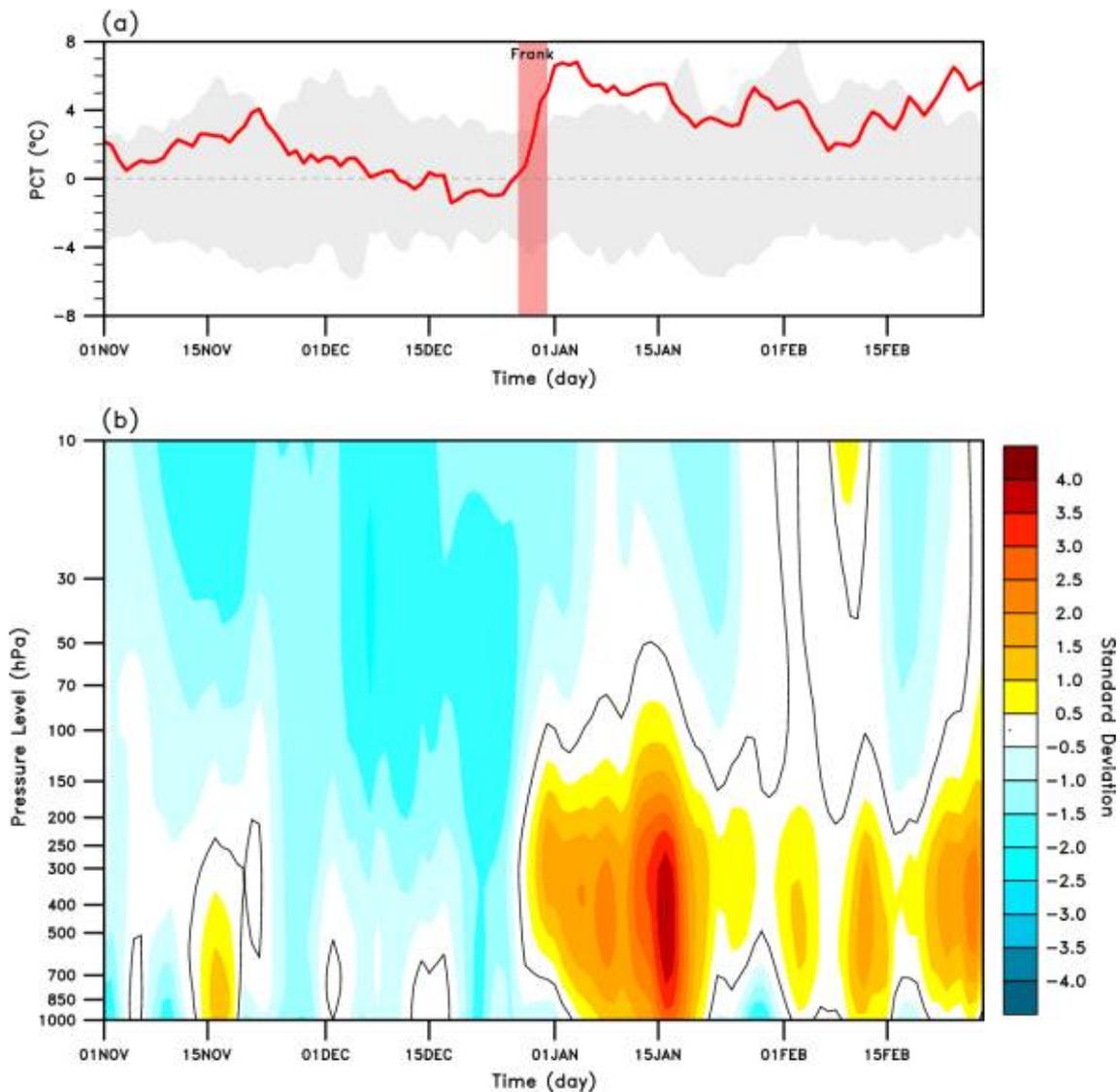


Figure 3.3.28 Observed anomalies of surface air temperature (SAT) and normalized geopotential height over the polar cap: (a) Polar cap (north of 65°N) SAT anomalies (red line) and (b) normalized polar cap geopotential height anomalies (shading) at 32 pressure levels from 1 November 2015 to 28 February 2016. In (a), the range of historical daily SAT anomalies are shaded using the data from 1979–80 to 2014–15 and the transparent red bar indicates the lifetime of Storm Frank. The black solid lines in (b) show zero anomalies.

## (2) 스톰 프랭크와 북극 순환의 변화

스톰 프랭크는 12월 27일, 열대 지방의 저기압이 북아메리카 동해안 근처에 위치하면서 스톰으로 발달하였다 (Fig. 3.3.29의 - 3일). 그리고 북대서양을 가로질러 12월 29일에 북극을 향해 북쪽으로 향하였으며 12월 30일에 최저 기압이 928 hPa로 강력한 스톰으로 급격히 강화되었다. 그 후 덴마크 해협에 대한 기존의 정지 저기압과 합쳐져 점차 약해졌다. 12월 27일 대서양 해수면 온도 경도가 가장 큰 북아메리카 동해 연안에서 스톰이 시작되었다 (Fig. 3.3.29a). 스톰 초기일에 강한 300 hPa 동서 바람 아노말리가 스톰 발생 지역을 통과했음을 볼 수 있다 (Fig. 3.3.29b). 상층 바람 아노말리의 패턴과 일치하여, Eady 성장률 또한 스톰 발생 영역에서 최대를 나타냈으며, 이는 향상된 경압 불안정성을 나타낸다 (Fig. 3.3.29c). NAM의 상태는 대서양 스톰의 빈도, 강도 및 트랙과 밀접한 관련이 있다 (Magnusdottir et al., 2004). 강한 스톰은 일반적으로 강한 대규모 서쪽 흐름이 존재할 때 잘 발생된다 (Hanley and Caballero, 2012). 양의 NAM은 음의 NAM과 비교하여 북대서양에서 강한 강도로 빈번한 스톰을 일으킨다. Figure 3.3.29c에서 알 수 있듯이, 이 발견은 양의 NAM 기간(day-3) 동안 강화된 서부 제트 지역에 따른 긍정적인 성장률에 기인한다. 따라서 비정상적인 해수면 온도 (Fig. 3.3.29a)와 대규모 흐름 (Fig. 3.3.29b)은 북미 동부 해안 지역의 발생에 유리한 조건을 제공했다.

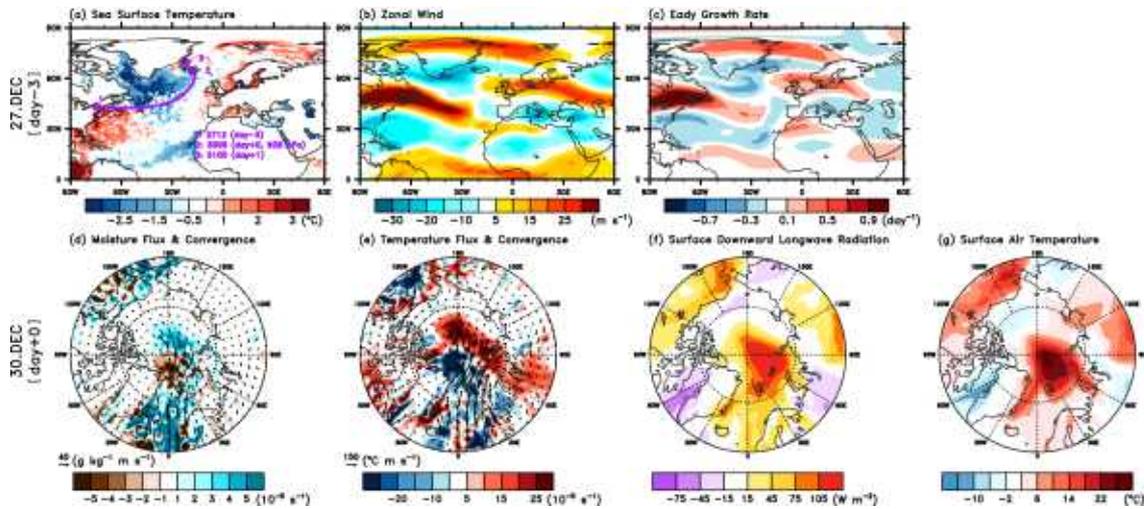


Figure 3.3.29 Anomalous atmospheric and sea surface temperature (SST) conditions for the initial date (day -3) and the peak date (day 0) of Storm Frank: (a) SST (shading) and storm trajectory (purple line), (b) 300-hPa zonal wind, (c) Eady growth rate between 200 and 850 hPa, (d) 850-hPa moisture flux (arrows) and its convergence (shading), (e) 850-hPa temperature flux (arrows) and its convergence (shading), (f) surface downward longwave radiation (downward positive), and (g) SAT.

스톰 프랭크의 최대 강도일 (Fig. 3.3.29의 day 0)에 스톰과 관련하여 가장 두드러진 특징은 북대서양의 비정상적인 극지방으로 향하는 저층의 수분 및 열 플럭스이다 (Figs. 3.3.29d, e). 북극으로의 수분과 열의 엄청난 유입과 관련하여 하향 장파 복사는 실질적으로 강화되었으며 (Fig. 3.3.29f) 지표면 온도는 매우 따뜻했다 (Fig. 3.3.29g). 북아메리카 북서부(60°~70°N, 110°~170°W)에 걸쳐 다른 북극 온난화 지역이 존재했지만, 스톰 프랭크와 관련된 대서양 북극 지역의 온난화는 전체 북극에 온도 상승을 보인다. 지표면 온도 아노말리의 일반적인 패턴은 하향 장파 복사 아노말리의 일반적인 패턴과 매우 유사하며 두 변수 사이의 공간 상관 계수는 0.87이다.

Figure 3.3.28에도 나타낸 바와 같이 PCT는 급격히 증가하였고 PCH 또한 스톰 프랭크가 북극으로 진입하는 동안 대류권에서 양의 값으로 변화하였다. 북극에서 온도와 순환의 변화가 갑자기 발생했으며 비정상적인 양의 값이 한 달 이상 유지되었다. Figure 3.3.29는 강한 스톰의 소멸로 인해 발생한 주요 변수를 요약한 것이다. 첫 7일 동안 (1월 1일에서 7일까지) 시베리아 중심을 향한 북부 바렌츠해와 카라해

에서 지표면 기온의 아노말리가 두드러졌으며, 최대 23°C까지 지역적으로 증가했다 (Fig. 3.3.29a). 또한 알래스카와 캐나다 북부 지역에서 온난화 정도가 대서양과 유라시아 지역의 온난화 정도보다 상대적으로 작지만 명백한 온난한 이상 현상을 볼 수 있다. 이 2개의 온난화 중심은 Fig. 3.3.27b에 묘사된 PCH에 기여했다. 그림으로 나타내지는 않았지만 태평양 지역의 온난화는 북태평양에서 발생한 스톰 발생으로 인한 것이었다.

비정상적인 온난화 현상 중 주목할 만한 순환 특징 중 이 기간에 여러 블로킹이 발생했다. 스톰 프랭크 소멸 전후에 블로킹 활동에서 큰 차이가 나타났다. 스톰 프랭크의 소멸일(2015년 12월 31일) 전에 블로킹 감지 알고리즘은 2015년 12월 25일부터 12월 31일까지 북반구에서 블로킹 현상이 나타나지 않았지만, 2016년 1월 1일 이후 블로킹 현상을 스칸디나비아와 러시아 북서부에서 감지했다 (Fig. 3.3.30a). 스톰 소멸 후 첫 주 동안 유럽지역에서 블로킹 현상이 시작되었다. 대서양 스톰 소멸 이후 유럽 블로킹 (또는 스칸디나비아 블로킹)의 발생은 드문 일이 아니다. 350K 등엔트로피에서 낮은 잠재 소용돌이의 북동쪽 침입이 서유럽에서 관찰되었으며 스톰 프랭크는 2015년 12월 29일부터 31일까지 그린란드와 유럽 사이의 대양을 가로지르고 있었다 (그림 없음). 500hPa 지위고도 아노말리의 평균 패턴 또한 스칸디나비아와 러시아 북서부의 블로킹 특징을 반영하고 (Fig. 3.3.30b), 블로킹에 의해 유발된 고기압성 흐름은 따뜻한 해상 공기가 북극으로 유입되는 것을 도왔다.

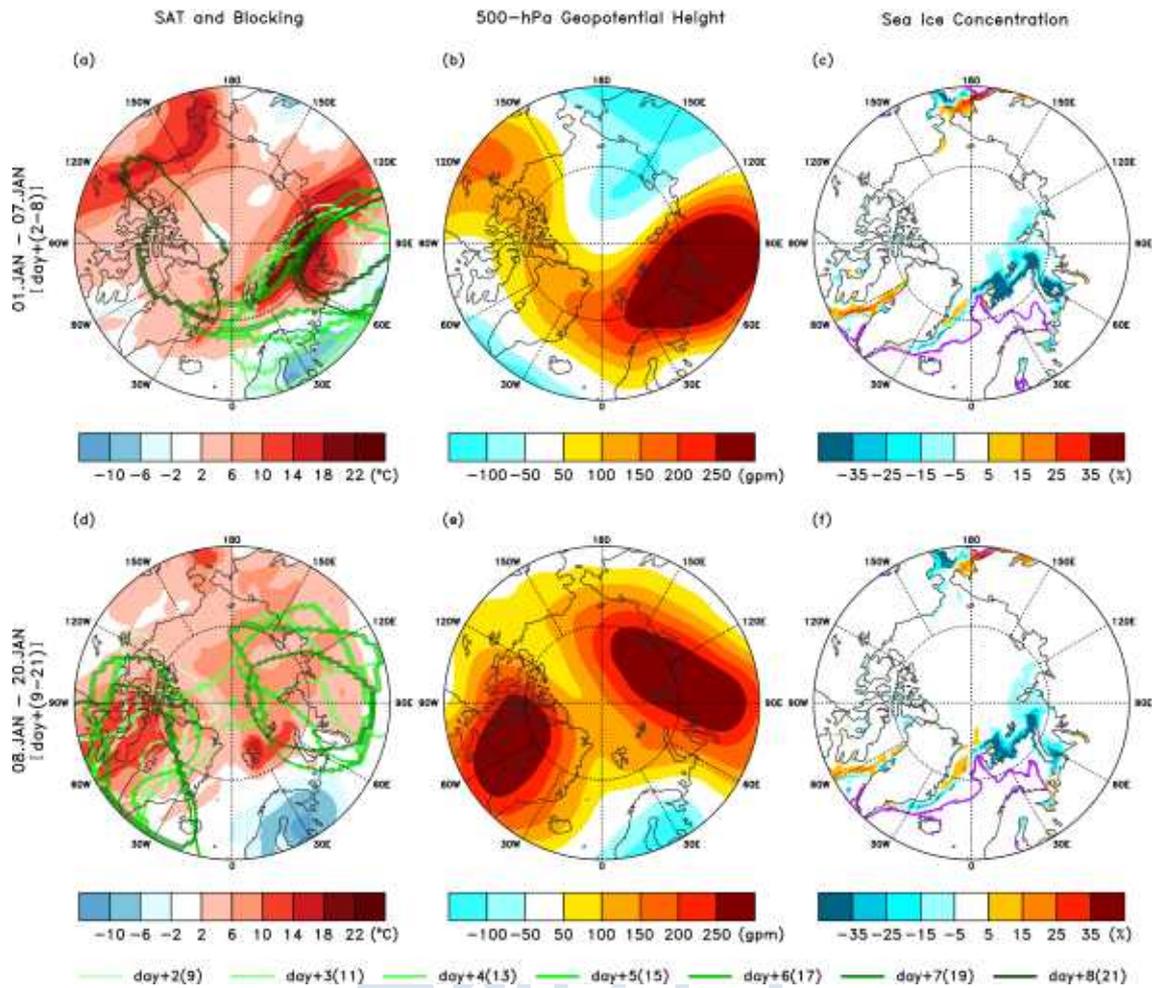


Figure 3.3.30 Atmospheric and sea ice responses after the termination of Storm Frank: (a, d) averaged SAT anomalies (shading) and individual blocking areas (coloured closed curves; refer to Methods), (b, e) averaged 500-hPa geopotential height anomalies, and (c, f) sea ice concentration anomalies. Upper rows and lower rows contain the first seven days (1-7 January) and the next 13 days (8-20 January), respectively. In (a) and (d), the coloured curves denote the timing of the blocking event with brighter colours for earlier dates and darker colours for later dates. In (c) and (f), the purple coloured lines depict climatological sea ice edge boundaries (sea ice concentration of 15%). As with previous figures, 30 December is defined as day 0.

다음 2주 동안(1월 8일~20일) 주목할만한 순환 변화가 나타났다. Figure 3.3.30d에 나타낸 바와 같이 이 기간에 두 가지 주요 블로킹 활동이 발생하였다. 유럽 지역에 대한 블로킹 활동은 약간 동쪽으로 이동하여 북동쪽으로 변경했으며 그린란드 주변의 블로킹 활동이 상당히 향상되었다(Fig. 3.3.30e). 북극권의 대류권에서 두 개

의 블로킹 고기압은 Fig. 3.3.28b에 묘사된 것처럼 1월 중순에 PCH의 큰 증가에 기여했다. Figures 3.3.30a 및 3.3.30d는 지위고도 아노말리와 일치하며, 이는 순환 아노말리에 의해 온난화가 크게 지속되었음을 나타낸다. 그러나 그린란드 블로킹의 강화와 유럽 블로킹의 동쪽으로의 이동은 북대서양으로부터의 습하고 따뜻한 공기의 북극으로의 수송을 역전시켰다. 따라서 지표면 온도 아노말리는 더 작아졌지만 양의 값으로 남아있다 (Fig. 3.3.28a).

북극의 극한 온난화 외에도 바렌츠해와 카라해의 해빙 농도는 상당히 감소했다 (Figs. 3.3.30c 및 3.3.30f). 첫 번째주에 비해 해빙은 1월 8일에서 20일 사이에 순환 기능이 변화되어 약간 회복되었지만 평균보다 낮게 유지되었다. 해빙 감소로 인해 평균 20일 동안 해빙면을 따라  $70 \text{ W m}^{-2}$  (최대 열 플럭스 아노말리는  $141 \text{ W m}^{-2}$ ) 이상으로 상승하는 난류 열 플럭스 아노말리에 의해 해양 열 방출이 증가했다 (그림 없음).

관측 결과에 기반하여 북극의 극한 온난화에 대한 습하고 따뜻한 공기 유입의 역할은 뚜렷하지만 이 사건 동안 해빙 상태가 감소된 경우 난류 열 플럭스에 의한 대기 하층 가열의 추가적인 기여를 고려해야 한다. 많은 이전 연구에서 북극 증폭의 대기 하층 온난화 특성이 해빙 손실에 의한 상향 난류 열 플럭스 증가로 인한 것으로 나타났다. 그러나 낮은 위도로부터의 종관적으로 수분 유입 및 하향 장파 복사의 증가와 함께 대기 하층 온난화 연직구조를 설명하기 위한 대안적인 물리적 메커니즘이 최근에 제안되었다 (Stramler et al., 2011). 수평 수분 및 열 전달은 장파 가열을 증가시켜 지표면을 따뜻하게 하고 역전 강도를 약화시키며, 이는 최근의 관측 및 모델링 연구와 일치한다. 이 메커니즘을 사용하면 해빙 손실이 없는 경우에도 북극에서 대기 하층의 온난화를 설명할 수 있다.

### (3) 모델 실험 결과

수평 수분 및 열 수송과 비교하여 해빙 감소의 상대적 중요성을 평가하기 위해, 낮은 해빙 상태(LICE)와 높은 해빙 상태(HICE)로 구성된 두 가지 앙상블 수치 실험을 설계하였다. 해빙 자료가 수정된 해빙 경계 조건 및 관련 해수면 온도 보정 (Jun et al., 2013)을 제외하고, 두 세트의 해당 실험은 동일한 초기 및 측면 경계 조건을 사용했기 때문에 두 세트의 앙상블 평균 차이는 다른 해빙 조건의 영향으로 해석될 수 있다. 간단한 체계에서 관측과 모델 결과를 비교하기 위해 모델 결과를

사용하여 앙상블 평균 PCH 및 PCT를 계산하였다 (Figs. 3.3.31). 두 실험을 비교한 결과, 해빙 변형 지역의 하층 경계 조건의 실질적인 차이에도 불구하고 북극 온난화 현상은 관측보다 규모는 약하지만 유사하게 모의되었다. HICE와 LICE의 앙상블 평균 차이는 내부 변동성에 비해 상대적으로 작으며 양측 Student's t-test에 따르면 10% 수준에서 유의미한 것은 없다. 비록 1월 중순에 연직 구조와 앙상블 평균 차이가 있는 것처럼 보이지만 (Figs. 3.3.31c) 앙상블 멤버들의 큰 확산으로 인해 그 차이는 통계적으로 의미가 없다. 따라서 모델 결과는 1월 중순 극한의 북극 온난화 사건을 지배하는 요인으로 습윤하고 따뜻한 공기의 종관적인 수평 이동의 중요성을 시사한다.



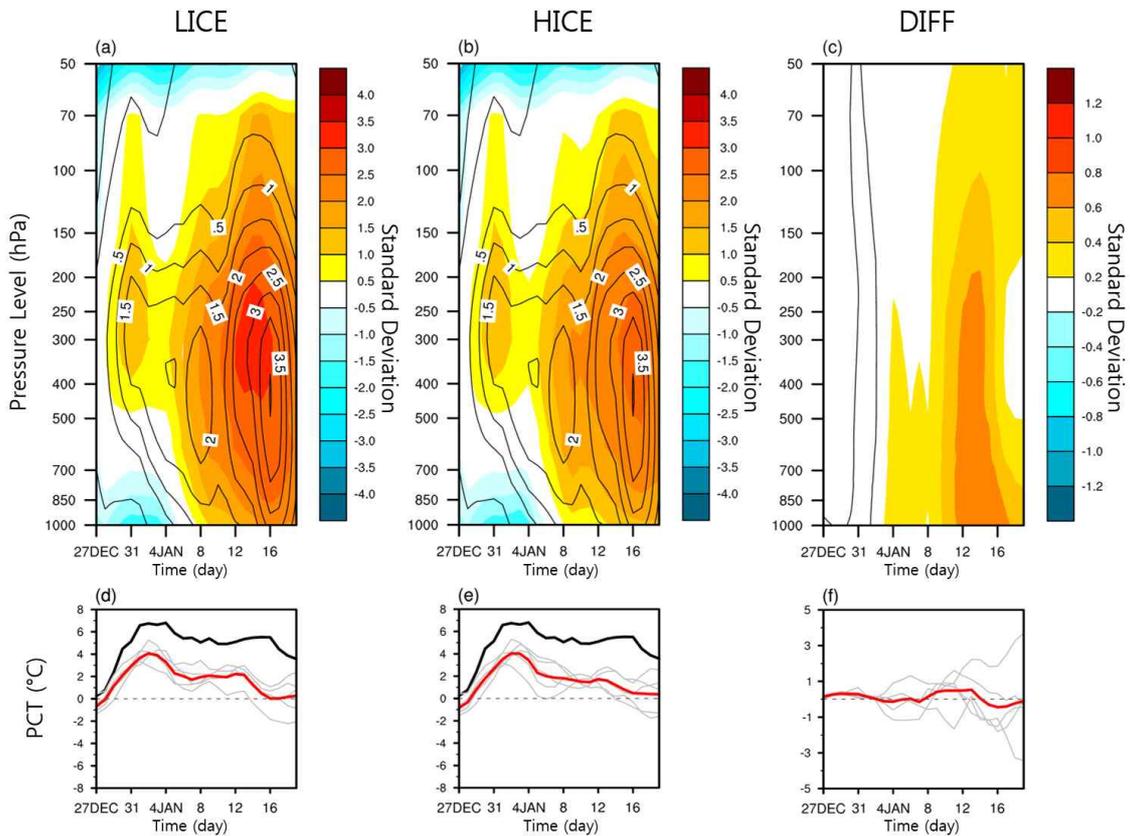


Figure 3.3.31 Model-simulated anomalies of SAT and normalized geopotential height over the polar cap: Ensemble mean of (a, b) the normalized polar cap geopotential height anomalies (shading) and (d, e) the polar cap SAT anomalies (red line) from 27 December 2015 through 23 January 2016 from the Polar WRF ensemble experiments. The corresponding variables from the JRA55 data are overlaid with black contours for the geopotential height anomalies and a black line for the polar cap SAT anomalies. The geopotential height anomalies in (a) and (b) are normalized by the standard deviation for the period of 1981–2010. The left column and middle column correspond to “LICE” and “HICE”, respectively, and the right column (c, f) contains their differences (LICE minus HICE). The black solid lines in (c) show the zero anomalies. The gray lines for the bottom panels indicate the results from individual ensemble members.

## 라. 요약 및 결론

2015/16년 겨울에 극심한 북극 온난화 현상이 발생했다. 여러 가지 특별한 특성이 이전에 발생했던 온난화와 구별된다. 2015년 마지막 4일 동안 북극 전체 온도 상승이 6°C가 넘었으며, 정규화된 PCT의 표준 편차 2 이상의 매우 따뜻한 온도가

거의 40일 동안 유지되었다.

먼저, 이 현상의 초기 폭발적인 발달에 주의를 기울이고 북극에 들어간 대서양 스톰 '프랭크'의 역할을 발견했다. 이 스톰을 극한까지 이끈 에너지원은 매우 따뜻한 걸프만 해류와 제트 스트림을 따르는 강한 상층 동서 바람이 초기 열파동의 조합이었다. 후자의 특징은 전형적인 양의 NAM 패턴이다. 스톰이 북극에 가까워지면서 북극은 습윤 공기가 극지방으로 유입되고 북극해로의 수렴으로 인해 장파 복사로 불투명한 기상 상태로 전환되었다. 따라서 북극해에 유입된 강한 스톰은 극한의 북극 온난화 현상을 발생시킨 주요 요인이었다. 강한 스톰이 이 현상을 발생시킨 후, 큰 하향 장파 복사는 온난화를 유지하는 데 도움이 되는 몇 가지 다른 메커니즘을 유발했다. 양의 기온 감율 피드백이 활성화되고 향상된 연직 혼합이 지표면 역전을 약화시켜 장파 냉각을 줄였다. 이러한 열역학적으로 구동되는 과정 외에 온난화 유지 메커니즘에는 유라시아 및 그린란드 지역에서 역학적으로 유지되는 블로킹 흐름의 생성이 포함된다. 블로킹 영역에서 따뜻한 대류와 두꺼워진 지위고도 높이는 지표면의 따뜻한 온도를 유지하는 데 도움이 된다 (Luo et al., 2014; Yao et al., 2016). 따라서 열역학적 과정과 역학적 과정 모두가 북극 온난화를 유지하는데 도움이 되었다.

바렌츠해와 카라해의 해빙 농도 또한 북극 온난화 현상 동안 상당히 감소했었다. 그러나 이 경우 해빙 감소의 원인을 정량화하는 것은 어려운 일인데, 이는 대기 복사 강제력과 해양의 따뜻한 해수 유입이 강한 스톰에 의한 강제력과 결합되었기 때문이다. 북극 온난화에 대한 해빙 감소 영역에 대한 상향 난류 열 플럭스의 역할을 정량화하는 것이 더 적합하다. 두 가지 모델 실험은 극한의 온난화 사건이 두 실험 모두에서 유사하게 모의됨을 나타내었다. 이 결과는 2016년 1월 북극의 극한 온난화에 대해 북극으로의 열과 습윤 공기의 대기 수평 이동이 지배적인 요소가 됨을 의미한다.

이 단일 현상이 북극 온난화 증폭의 개념과 직접적으로 연결될 수는 없지만, 북극에서 극도로 이례적인 온도 증가 현상은 느리게 변하는 해빙과 해양에 영향을 미쳐 최근의 온난화 추세에 대한 북극 증폭에 기여할 수 있었다. 그러나 이 사건이 최근 북극 온난화 추세에서 벌어지고 있는 사건의 원형인지는 알려져 있지 않았다. 북극으로 들어가는 강렬한 종관규모 스톰에 의해 북극 온난화의 시작을 촉발하고 이 경우와 같이 행성 규모의 블로킹 흐름의 발달이 북극 온난화에 기여했는지 여부

를 조사해야 한다.

### 3.3.5.2 북극 온난화에 강한 대서양 스톱의 중요한 역할

#### 가. 배경 및 목적

1950년대 이후 북극 지표면과 대기 하층 온도는 전지구 평균의 약 두 배(약 10년에 약  $0.12^{\circ}\text{C}$ )로 증가했으며 이는 북극 증폭으로 알려진 현상이다 (IPCC, 2007a; 2013). 북극의 온난화는 겨울 동안 가장 두드러지며 (IPCC, 2007b) 온실 가스 농도 증가 (Gillett et al., 2008; Stroeve et al., 2012)와 눈과 해빙과 관련된 양의 피드백 (Winton, 2006; Screen et al., 2012), 에어로졸 및 블랙 카본 (Shindell and Faluvegi, 2009), 운량 및 수증기 (Francis and Hunter, 2006; Graversen and Wang, 2009), 지표면 열전도 (Bintanja et al. al., 2011), 대기 기온 감율 (Pithan and Mauritsen, 2014)을 포함하여 몇 가지 중요한 요소의 조합으로 인해 발생한다 (IPCC, 2007b). 이러한 지역 공급원 외에도 북극 온난화는 행성 규모와 종관 규모 모두에서 파동으로 유도된 극지방 에너지 수송과 밀접한 관련이 있다 (Graversen et al., 2008; Lee, 2014; Park et al., 2015; Woods and Caballero, 2016; Baggett and Lee, 2017; Luo et al., 2017).

눈 또는 얼음-알베도 피드백이 없는 시스템에서도 북극 증폭을 설명하는 극지방으로의 대기 에너지 수송의 중요성은 위에서 언급한 바와 같이 제안되었다 (Flannery, 1984; Alexeev et al., 2005; Alexeev and Jackson, 2013). 낮은 위도로부터의 대기 열은 대규모 순환 또는 종관 규모의 스톱을 통해 북극으로 전달된다. 이전 연구들은 북극 유역 내부에서 생성된 스톱에 중점을 두고 북극 저기압의 수가 증가하고 있으며 북극 온난화에 중요한 역할을 한다는 것을 발견하였다 (Zhang et al., 2004; Orsolini and Sorteberg, 2009; Simmonds 및 Rudeva, 2014; Rinke et al., 2017). 그러나 북극 온난화에서 중위도 종관 규모의 스톱의 역할은 여전히 불분명하다. 이러한 상황에서, 2016년의 전례없는 북극 온난화에 크게 기여한 최근 대서양 겨울 스톱 유입 사건은 우리에게 종관 규모 스톱과 북극 온난화의 관계를 조사할 수 있는 귀중한 기회를 제공하였다 (Kim et al., 2017). 최근의 연구에 따르면 스톱과 상당히 관련이 있는 종관 에디는 수분이 북극으로 이동하는 데 약 90%의 책임이 있음을 보여주었다 (Dufour et al., 2016).

반면에 북극 온난화는 북극 유역보다 낮고 유라시아 북부에서 높은 체계적인 발달 패턴을 보여 북극으로 습기가 침투하기에 유리한 경로를 생성하도록 도와준다 (Overland and Wang, 2010; Zhang et al., 2013; Messori et al., 2018). 70°N 위도를 가로지르는 강한 습윤 공기 유입은 극지방 온도를 상당히 통제하며, 습윤 공기의 궤도는 대서양 지역에 집중되어 있다 (Woods et al., 2013; Woods and Caballero, 2016).

몇몇 이전 연구에서 최근 북극 증폭을 위해 극지방으로의 극심한 열 및 습윤 공기 유입의 중요한 역할을 제안했지만, 대기과가 어떻게 외부에서 큰 에너지를 북극으로 운반하는지에 대한 구체적인 물리적 메커니즘을 지적하는 연구는 아직 없다. 따라서 이 연구를 위해 중위도 스톰의 역할에 초점을 맞추고 스톰 탐색 및 추적 기술로 수십 년 동안 대서양에서 발생한 모든 단일 스톰을 감지했다. 이를 위해, 북대서양 스톰을 스톰 강도(즉, 최저 중심 기압)에 따라 분류하고 특히 북극해의 대서양 쪽에서 북극 온도 및 대기 순환 변화와의 관계를 분석하였다.

## 나. 자료 및 방법

본 연구에 사용된 자료는 1981년부터 2017년까지 36개의 겨울철(12월에서 2월까지) JRA55 자료 (Kobayashi et al., 2015)이고, 이 자료는 6시간의 시간 해상도와 1.25°의 수평 해상도를 가진다. 아노말리는 1981년 부터 2010년 기간의 30년 평균을 기준으로 계산된다. 관측 및 모델 자료의 유의성은 Student's t-test를 기반으로 평가되며 신뢰 구간은 그림 캡션에 따로 설명하였다. 200 hPa과 850 hPa 사이의 Eady 성장률은 경압 불안정성의 지표로 사용하고, 자세한 설명은 위 3.3.5.1 섹션의 자료 및 방법에 제시되었다. 습윤 공기 수송을 분석하기 위해 연직으로 적분된 수분 플럭스는 다음과 같이 계산되었다.

$$Q = -\frac{1}{g} \int_{P_{sfc}}^{P_{top}} q \mathbf{V} dp$$

여기서  $g$ 는 중력 상수,  $q$ 는 비습,  $\mathbf{V}$ 는 동서바람 벡터,  $dp$ 는 기압의 변화,  $P_{sfc}$ 는 지표면 기압,  $P_{top}$ 는 대기 최상층 기압을 나타낸다. 300 hPa 이상 높이의 수증기 양은 무시할 수 있는 것으로 간주되기 때문에 (Kobayashi et al., 2015) 본 연구에서는 300 hPa을 대기의 최상층으로 계산하였다.

이 연구에 사용된 스톰 탐색 및 추적 방법은 Vitart et al. (1997)의 수정된 버전이다. 열대성 스톰 탐지에 적용되는 예전 기준을 북반구 중위도 스톰을 가장 잘 포착 할 수 있도록 850 hPa 상대 소용돌이도와 평균 해수면 기압에 근거하여 수정하였다. 이 방법은 스톰 중심 후보를 탐지하고 주어진 스톰의 이동 중심을 시간이 지남에 따라 추적하는 절차로 구성된다. 자세한 탐색 및 추적 방법은 자료 및 방법에 제시하였다.

## 다. 결과

### (1) 관측 자료 결과

스톰 강도(최저 중심 기압으로 정의)에 따라 스톰 트랙에 체계적인 차이가 있는지 조사하기 위해 중심 기압이 낮은 순부터 높은 순으로 순위를 정하고 분석을 수행하였다. 각 대서양 스톰은 10개의 그룹으로 나뉘 36개의 겨울철 동안 상위 10% (a; 빨간색 곡선) 및 하위 10%(b; 파란색 곡선)의 모든 스톰 트랙을 나타내었다 (Fig. 3.3.32).

Figure 3.3.32a에서 분명히 보이듯이, 상위 10% 스톰은 하위 10% 스톰 보다 서로 유사한 트랙을 나타내어 대서양 북극 지역을 향해 더 극쪽을 향한다. 스톰의 상위 10%에서 트랙은 소멸 전에 그린란드 해에 국한되는 경향이 있다. 반면, 하위 10% 범주에서는 스톰이 대부분 낮은 위도( $30^{\circ}$ - $60^{\circ}$ N)에 걸쳐 퍼져 있으며 평균 트랙은 서유럽 전역으로 분포한다. 각 스톰의 개별 경로도 서로 크게 다르다. 상위 10%의 강한 스톰은 극지방의 멕시코 만류의 따뜻한 해수와 적도 래브라도 냉수 흐름에 의해 생성된 강한 해양 전선이 있는 북아메리카 해안의 동쪽에 있는 북대서양 서부에서 발생하는 경향이 있다. 반대로 Fig. 3.3.32b에 묘사된 가장 약한 10%의 스톰은 대서양 한가운데서 발생한다. 강한(약한) 스톰의 평균 위치는 최대 강도 및 사이클론이 약화되고 종료되는 과정인 소멸 단계 (Figs. 3.3.32a, b에서 가운데 및 가장 오른쪽 검은색 점)에서 북극(서유럽)을 향하여 좀 더 북쪽(동쪽)으로 향한다.

강한 스톰의 발생 날짜에 대한 대기 변수의 합성장 분석은 Fig. 3.3.33에 나타내었다. 해수면 기압의 아노말리 (Fig. 3.3.33a)가 아이슬란드와 남부 그린란드에서는 음의 값을 보이고 북아메리카 동부에서는 양의 값을 보이는데 이는 각각 아이슬란

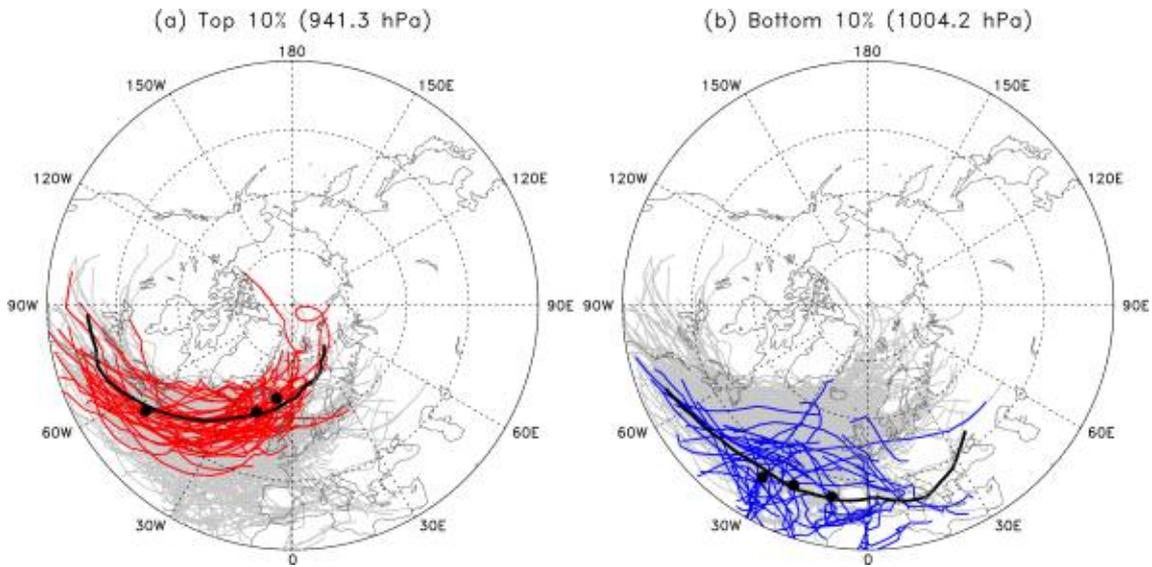


Figure 3.3.32 Atlantic windstorm tracks classified according to maximum intensity (i.e., minimum central pressure) of each windstorm. In total, there are 591 Atlantic windstorms detected in the winters of 1981–2016, and each extreme (top 10% and bottom 10%) storm case includes 59 of these storms. The gray, red, blue, and black lines, respectively, indicate the tracks of total, (a) strong, (b) weak storms, and their mean paths. The black dots in sequence from left to right are the mean locations of cyclogenesis, the maximum intensity step, and cyclolysis, respectively. The numbers in parentheses above each figure are the averaged minimum central pressures.

드 저기압이 심화되고 아조레스 고기압이 강화됨을 나타낸다. 이 패턴은 양의 북대서양 진동 (North Atlantic Oscillation, NAO)과 일치한다. 추가 분석에 따르면 강한 스톰은 일반적으로 양의 NAO 패턴에서 발생한다 (Fig. 3.3.34). 강한 스톰 발생 초기 단계에서 NAO 같은 패턴은 순압 구조를 보였다 (그림 없음). 이 패턴은 아이슬란드 저기압 지역과 아조레스 고지역 사이의 남북 기압 경도를 증가시킨다. 따라서 북대서양 지역 중 특히 스톰 발생 지역에서 최대 약 14 m/s의 300 hPa 동서 바람 아노말리가 발생한다 (Fig. 3.3.33b). 이러한 기압 및 동서바람 아노말리 패턴과 관련하여, 강화된 경압 불안정성을 나타내는 양의 Eady 성장률 (Fig. 3.3.33c)은 강화된 서쪽 제트 지역에 집중되어 있다. 또한 북서 대서양에서 가장 큰 지표면 온도 경도를 보여준다 (Fig. 3.3.33d). 따라서 이러한 지표면 열 조건과 대규모 순환 설정은 북서 대서양 연안의 스톰 발생에 매우 유리하다 (Chang et al., 2002).

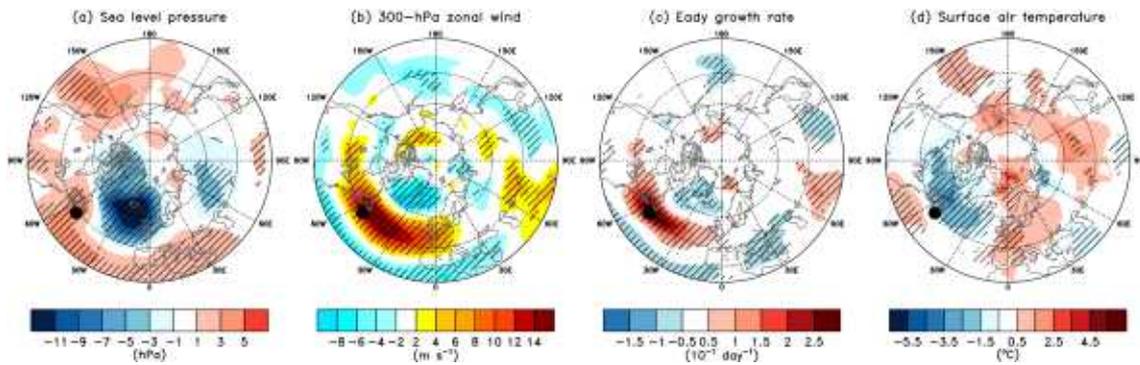


Figure 3.3.33 Atmospheric states at the initial stage of the strong storms. Daily composites of anomalous (a) sea level pressure, (b) 300-hPa zonal wind, (c) Eady growth rate between 200 and 850 hPa, and (d) surface air temperature on the cyclogenesis dates of the top 10% of storms. The black dots are mean cyclogenesis locations for the top 10% strong storms. Only values exceeding the 10% significance level of a  $t$  test are hatched.



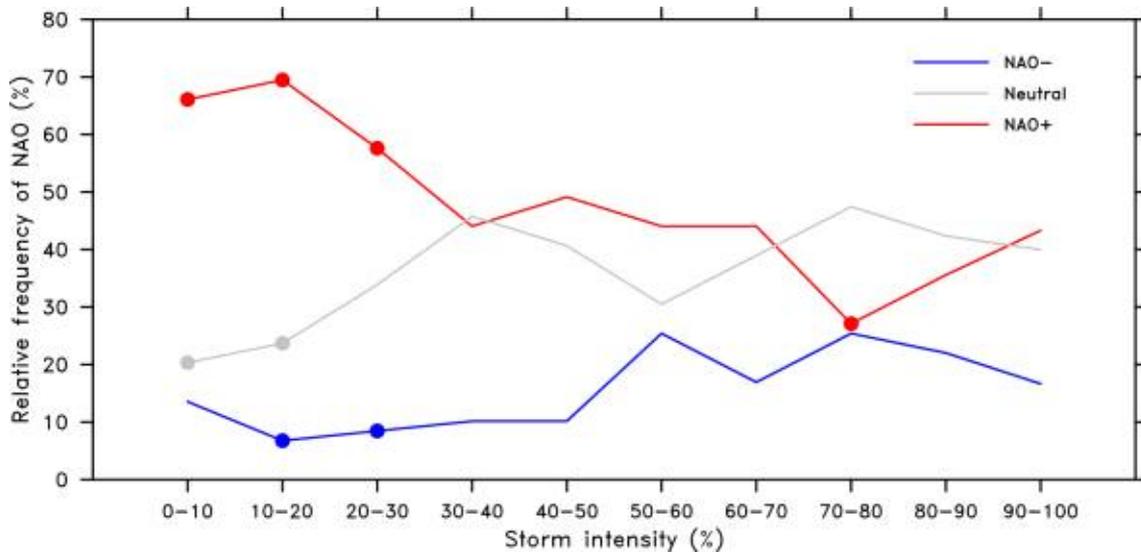


Figure 3.3.34 Relative NAO frequency (in % of days) of each storm intensity at the storm genesis date. A daily NAO index (NAOI) provided by the National Oceanic Atmospheric Administration Climate Prediction Center (<ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/cwlinks/>). The index is constructed by projecting daily 500-hPa geopotential height anomalies onto the NAO loading pattern (Barnston and Livezey, 1987) obtained for analyzing NAO variability. The NAO phases are divided into three subsets: (1) NAO+ (NAOI  $\geq +0.5$ ); (2) Neutral ( $-0.5 < \text{NAOI} < +0.5$ ); and (3) NAO- (NAOI  $\leq -0.5$ ). The colored dots indicate statistical significant at the 5% significance level of a Monte Carlo test that generated bootstrapped samples of composite patterns from 10,000 random samples. Each sample composite was calculated with N randomly selected daily anomalies, where N is the number of matching days for a particular storm case (N = 59 for the top 10% to 80-90% case and 60 for the bottom 10% (90-100%)).

대서양 지역의 수분 유입은 겨울 북극 증폭의 중요한 원천이다 (Woods et al., 2013; Park et al., 2015; Woods and Caballero, 2016; Kim et al., 2017). 강한 스톰의 최고 강도일에 강화된 연직 적분 수분 플럭스 (Fig. 3.3.35a의 화살표)는 북대서양에서 북극까지 강하게 진입하고 시계 반대 방향으로 회전하고 북대서양에서는 시계방향으로 회전하는 순환이 나타난다. 이 플럭스 아노말리 패턴과 일치하여 수분 수렴 (Fig. 3.3.35a의 음영)은 북유럽에서 0°E (북대서양 330°E)를 따라 양(음)의 값을 보인다. 강한 스톰에 의한 북극으로의 이러한 강력한 수분 유입은 특히 바렌츠-카라해에서 3°C 정도의 온도 증가에 기여한다 (Fig. 3.3.35b). 이것은 북극해 표면

온도 역전을 약화시키고 기온 감율의 변화에 의해 열역학적 불안정성을 촉진시킨다 (Woods and Caballero, 2016; Kim et al., 2017). 지표면 하향 장파 복사는 수분과 구름에 의해 지표면 온난화가 증가하는 지역에서 양의 값을 보인다 (Fig. 3.3.35c). 하향 장파 복사 아노말리의 공간적 패턴은 지표면 온도 아노말리 패턴은 서로 유사한 패턴을 나타내며 0.90의 공간 상관 관계를 갖는다. 수분 수렴의 아노말리의 변화에 대응하여 북유럽과 바렌츠-카라해(그린란드)에서 500 hPa 지위고도 (Fig. 3.3.35d)의 양(음)의 아노말리를 보인다. 양의 패턴은 강한 스톰이 소멸된 후 유럽의 블로킹이 발생했음을 나타낸다 (Michel et al., 2012; Luo et al., 2014; Kim et al., 2017). 스톰의 소멸일과 발생일 사이의 지표면 온도의 변화는 북유럽과 바렌츠-카라해에서 뚜렷하게 증가한다 (Fig. 3.3.35e). 따라서 강한 스톰은 수분 수렴을 유도하고, 결과적으로 지표면 하향 장파 복사의 증가로 북극 온난화에 기여 함을 시사한다. 바렌츠-카라해의 면적 평균 온도 변화는 약 2.0°C이며 이 값은 통계적으로 1% 유의 수준에서 유의하다.



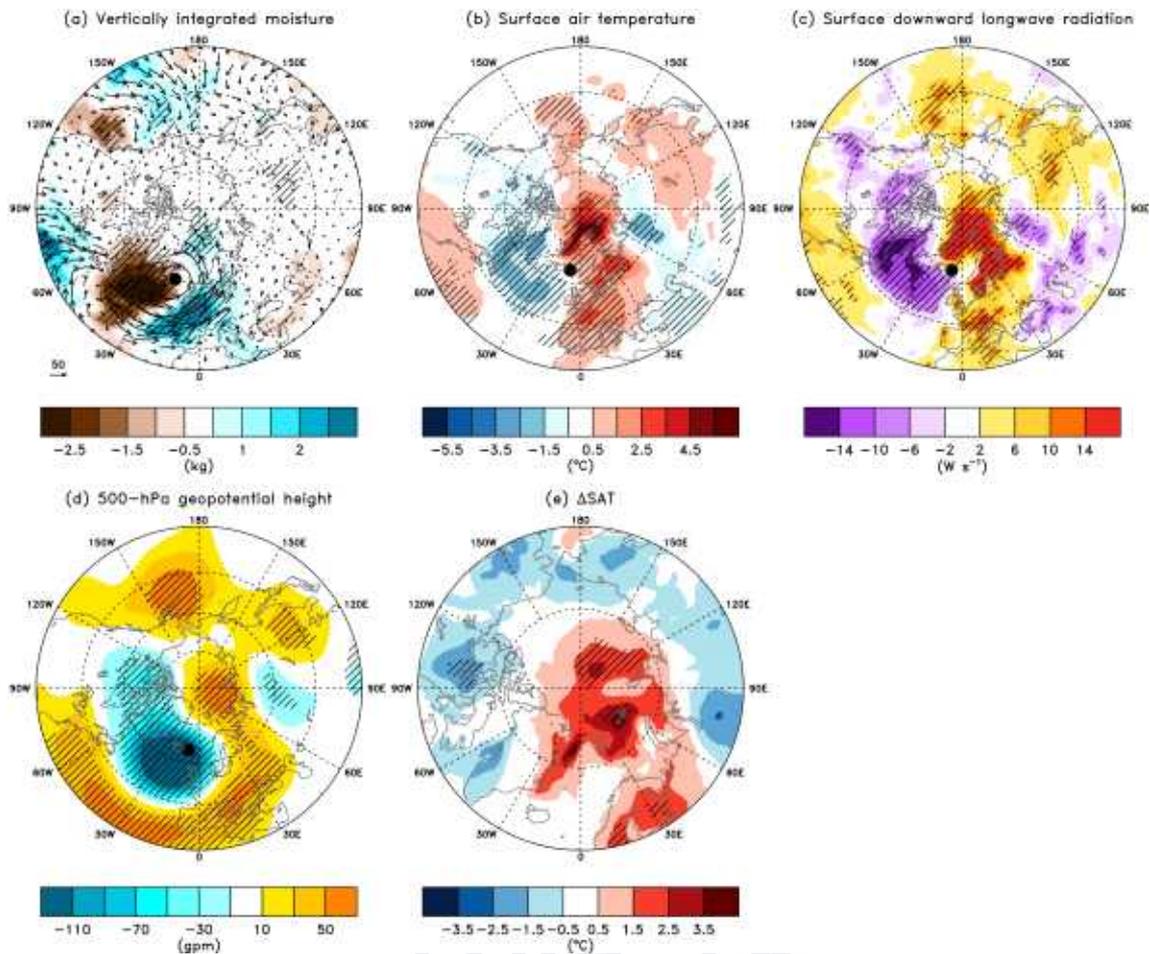


Figure 3.3.35 Atmospheric states at peak and dissipation stages of the strong storms. The same as Fig. 3.3.33, but for (a) vertically integrated horizontal moisture flux (arrows) and its convergence (shading) on the peak dates of strong storms; (b) surface air temperature, (c) surface downward longwave radiation, and (d) 500-hPa geopotential height on cyclolysis dates of strong storms; and (e) temperature difference (tendency) between cyclolysis and cyclogenesis dates. The black dots are average locations of cyclolysis.

## (2) 모델 모의 결과

상위 10% 스톰의 특성과 북극 온난화에 대한 기여도는 두 개의 서로 다른 접합 기후 모델의 결과를 사용하여 분석하였으며, 이 두 모델의 실험은 현재 에어로졸 배출 강제 및 초기 조건으로 강제되었다. CM2.1 (Fig. 3.3.36a) 및 CESM (Fig. 3.3.36d) 모의 결과에서 100년의 겨울 동안 10%의 강한 스톰의 수는 각각 91과 92이다. 그들의 평균 중심 기압은 관측 스톰과 대략 같은 값을 가진다. CM2.1에서

60°N을 가로지르는 폭풍은 CESM의 폭풍보다 더 널리 퍼져 있지만 두 모델 결과에서 대서양 스톰의 트랙은 북극을 향해 북동쪽으로 분명히 기울어진 모습이다. 관측 분석에 의하면 수분 유입은 바렌츠-카라해에서 온난화의 중요한 요인임을 시사한다. 상위 10%의 스톰의 최대 강도일에는 북대서양의 따뜻한 습한 공기 유입이 그린란드와 스발바르 (Figs. 3.3.36b, e의 화살표) 사이에서 수분 수렴이 최대에 도달하는 곳 (Fig. 3.3.36b의 음영) 사이에서 분명하다. 이것은 Fig. 3.3.35a에 나타낸 관측 결과와 일치한다. 증가된 수분 수렴에 따라 온도 변화는 북극의 대서양 지역과 바렌츠-카라해에서 증가한다 (Figs. 3.3.36c, f). 이것은 관측 분석과 동일하다. 정량 분석 결과 CM2.1 (CESM)에서 상위 10 % 스톰에 의해 유도된 온도 증가는 2.5°C (1.3°C)이며 1% (5%) 이는 유의 수준에서 유의하다. 따라서 모델 결과는 강한 스톰의 표본 수를 크게 늘임으로써 관측 분석 결과를 뒷받침하여 대서양 스톰에 의한 습윤 공기 수송이 대서양의 바렌츠-카라해에서 극심한 온도 증가에 중요한 요소임을 시사한다.



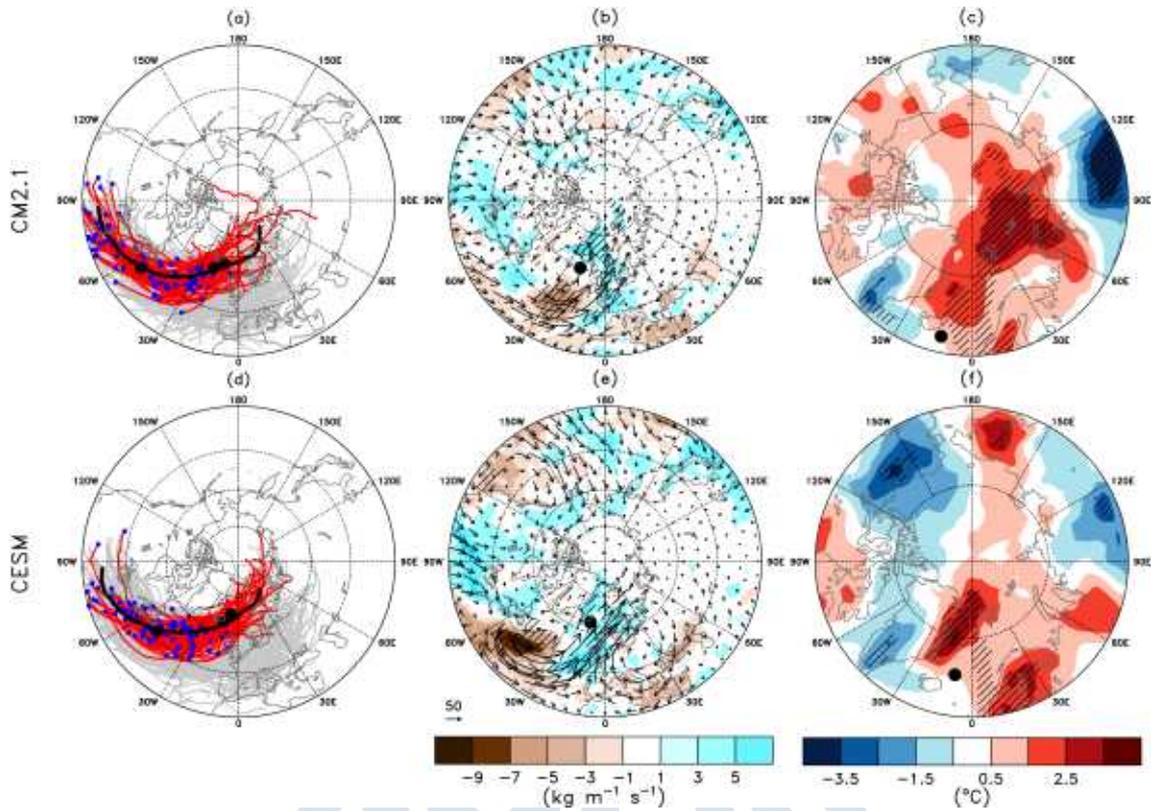


Figure 3.3.36 Simulated characteristics of the top 10% of Atlantic windstorms. The same as in Fig. 3.3.32a, but for (a) CM2.1 and (d) CESM. The detected number of Atlantic windstorms for 100 winters of CM2.1 and CESM is 911 and 922, respectively. The averaged minimum central pressures of the top of 10% storms of CM2.1 and CESM are 944.4 hPa and 939.7 hPa, respectively. The same as in Fig. 3.3.35a, but for (b) CM2.1 and (e) CESM. The same as in Fig. 3.3.35e, but for (c) CM2.1 and (f) CESM.

## 라. 요약 및 결론

이 연구에서 북극 온난화 사건과 강한 대서양 스톰 사이의 통계적 관계는 6시간 간격의 자료를 이용하여 생산된 36년 겨울 동안의 중위도 스톰을 사용하여 자세히 조사하였다. 스톰의 강도에 따른 스톰 트랙의 특징을 보면 강한 대서양 스톰은 북극해 대서양 지역으로 북동쪽으로 이동하는 반면, 약한 스톰은 서유럽쪽을 향해 동쪽으로 이동하는 경향이 있음을 발견했다. 이 경향은 강한 대서양 스톰(상위 10% 스톰)에서 강하게 나타나고 이는 강한 대서양 스톰의 북극 온난화에 대한 역할에 대한 자세한 분석을 위한 충분한 동기 부여를 제공했다. 강한 스톰의 극 방향 편향에 대한 역학적 메커니즘은 일반적으로 대기 상하층 사이의 잠재 소용돌이도 상호

작용 및 잠열 방출에 의한 비단열 가열 (Tamarin and Kaspi, 2016)에 의한 스톱 발달의 메커니즘과 유사하다. 대기 하층 스톱의 서쪽에 위치한 대기 상층 기압골의 높은 잠재 소용돌이도는 주로 비선형 이류에 의해 대기 하층 스톱의 북극으로 향하는 남북 방향 속도를 유도한다. 스톱의 북동쪽에서 극 방향으로 이동하고 상승하는 따뜻하고 습윤한 공기에 의한 비단열 가열은 또한 대기 하층 스톱의 극 방향 운동에 영향을 미친다. 따라서 이전 연구에 따르면, 우리는 강한 대서양 스톱의 발달 단계에 나타나는 높은 경압성 환경이 강한 대서양 스톱의 극지방 운동을 위한 전제 조건임을 알 수 있다.

합성장 분석 결과 상위 10% 스톱은 강화된 제트류와 경압 불안정성, 북대서양 지역에서 증가된 남북방향 온도 경도, 양의 NAO 패턴 하에서 발달하는 특징을 보였다 (Luo et al., 2017; Donat et al., 2010; Pinto and Raible, 2012; Gómara et al., 2014). 이전 연구 결과들과 동일하게 스톱의 일생 동안 북극으로의 수분 수송은 특히 바렌츠-카라해 지역의 북극 온난화에 중요하다는 것을 발견하였다. 상위 10% 스톱이 소멸된 후, 북극의 대서양 부분과 바렌츠-카라해에서 지표면 하향 장과 복사가 증가하는 것이 관찰되었다. 스톱 침입에 의한 북극 온도의 급격한 증가 후, 유럽 및 우랄 산맥 근처의 중층 대류권 지위고도 아노말리의 강화가 나타나 강한 스톱으로 인한 블로킹 발생을 반영한다. 이러한 메커니즘은 북극 특히 바렌츠-카라해의 온난화 유지에 더 오래 기여한다.

CM2.1과 CESM을 이용하여 현재 기후 조건을 처방한 접합 모델 모의 결과를 통해 상위 10% 스톱 트랙의 특성이 관측 결과와 상당히 유사함을 보였다. 이것은 강한 대서양 스톱의 극지방 에너지 수송으로 인한 북극의 온도 증가가 현재 기후 모델의 의해 쉽게 모의되는 내부 프로세스의 결과라는 것을 의미한다.

### 3.3.6 가스 플레어링 배출 블랙카본의 북극 온난화 증폭 효과 평가

#### 가. 배경 및 목적

중동과 미국 등의 주요 산유국 외에도 북극 지역에 방대한 양의 미개발 석유가 있다 (Gautier et al., 2009). 급진적인 북극 지역의 온난화는 이전에는 얼어 붙어 있던 지역에 대한 접근성을 좋게 만들고 있으며 (Serreze et al., 2009), 주요 석유 회

사는 지속적으로 가장 북쪽에 있는 석유 저장고를 찾고 있다 (Howard, 2009; Harsem et al., 2011). 북극 지역의 석유등의 에너지 추출 관련 연구들은 관련된 가스 플레어링 (gas flaring)이 환경에 미치는 영향이 명백히 크다고 보고하고 있다 (Ødemark et al., 2012; Stohl et al., 2013; Sand et al., 2016). 가스 플레어링은 파이프 라인 및 기타 가스 운송 인프라의 부족으로 인해 석유/가스 생산 및 처리 현장에서 연소를 통해 가스 및 액체 탄화수소를 처리하는 일반적인 방법으로, 과압식 산업 플랜트 장비의 위험으로부터 보호하는 방식이다 (Huang and Fu, 2016, hereafter HF16). 기후 변화의 관점에서, 가스 연소로 인한 입자상 물질은 주로 블랙카본의 형태를 취하는데 (HF16), 이는 태양 복사 흡수를 통해 대기를 가열해 북극 온난화 정도를 변화시킬 수 있는 강력한 잠재력을 가지고 있다 (Ramanathan and Carmichael, 2008; Bond et al., 2013). 특히 블랙카본이 눈과 얼음에 퇴적 될 때 알베도를 감소시켜 태양 복사 흡수를 통해 온난화를 증폭시킬 수 있다 (Flanner et al., 2007, 2009; Hadley and Kirchstetter, 2012; Stohl et al., 2013). 또한 해빙이 녹는 지역에서 석유 추출의 추세가 증가할 가능성이 크기 때문에 (Peters et al., 2011) 가스 플레어링으로 인한 블랙카본 배출은 현재 예상보다 더 클 수 있다.

그러나 블랙카본이 북극 기후에 미치는 영향에 대한 우리의 이해는 제한적이다. 또한 기후변화에 관한 정부간 패널 (IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change)의 5차 평가 보고서 (AR5; Stocker et al., 2013)를 포함한 대부분의 배출 인벤토리는 가스 플레어링에 의한 블랙카본을 고려하지 않고 있다. 따라서 현재의 북극 기후와 미래의 전 세계 기후 전망을 위해서는 가스 플레어링이 초래하는 블랙카본이 북극 기후에 미치는 영향에 대한 정량적 평가가 필요하다. 이 연구에서는 수치 모델을 사용한 민감도 실험을 통해 가스 플레어링 관련 블랙카본 배출에 대한 북극 기후의 반응을 조사하였다.

## 나. 위성 자료로 본 가스 플레어링

가스 플레어링 활동은 우주 비행 시스템에서 측정한 야간 발광체 (NTL, nighttime lights) 자료를 사용하여 감지할 수 있다. 예를 들어, DMSP-OLS (Defense Meteorological Satellite Program / Operation Line Scanner)의 NTL 데이터는 도시화 정도 (Huang et al., 2014), 산불 (Cahoon et al., 1992) 및 가스 연소

(Croft, 1973) 모니터링에 자주 사용된다. 우리는 NOAA에서 제공 한 DMSP / OLS 의 야간 발광체에서 평균 가시광선 자료를 사용했다 (<https://ngdc.noaa.gov/eog/dmsp/downloadV4composites.html>에서 온라인으로 제공). 야간 가시광선 자료는 평균 가시 대역 디지털 번호로 추출된다. 디지털 번호는 야간 관측 단위를 나타내며, 물체의 관측된 밝기에 해당하는 0에서 63까지의 범위이다. 일시적인 빛과 배경 노이즈가 제거되었기 때문에 디지털 넘버는 물질이 방출하는 물리적 빛의 양에 완벽히 비례하지는 않는다는 점을 (Henderson et al., 2012; Elvidge et al., 2013) 밝혀두고자 한다. 예비 조사로서, 우리는 러시아의 경제 쇠퇴 기간 (1990년대)과 성장 기간 (2000년대) 사이의 NTL 밝기 차이를 계산하였다 (Fig. 3.3.37). NTL 밝기의 전반적인 주파수와 범위는 러시아의 많은 지역에서 1990년대 대비 2000년대에 증가하였으며, 특히 러시아의 최대 석유 및 가스 생산 지역인 Khanty-Mansiysk 및 Yamalo-Nenets 지역에서 크게 증가하였다. 러시아가 전 세계 가스 플레어링 블랙카본 배출량의 약 57 % (HF16) 이상임을 감안할 때, NTL의 주파수와 밝기의 증가는 러시아의 경제 성장기인 2000년대에 가스 플레어링 활동이 증가하였다는 강력한 증거를 제시한다.

## 다. 연구 방법

### (1) 모델

북반구 고위도 지역의 가스 플레어링과 관련된 블랙카본의 영향에 관한 실험은 Community Land Model 4와 결합된 Community Atmospheric Model 5 (CAM5), sea-ice 모델 CICE4 및 빠른 평형을 촉진하는 SOM (Slab Ocean Model)으로 구성된 미국 국립기상연구센터의 CESM ver. 1.2 (Vertenstein et al., 2013)를 사용하였다. CAM5는 보다 정교한 에어로졸 혼합, 에어로졸-구름 상호 작용 및 에어로졸 침착을 제공하고 (Liu et al., 2012), 눈에서 블랙카본의 크기를 관측에 부합하게 모의한다 (Qian et al., 2014). 또한 CESM1은 북극 표면 온도와 해빙 범위의 변화를 비교적 잘 모의한다 (Meehl et al., 2013).

### (2) 실험

가스 플레어링에 의한 블랙카본 배출의 증가가 북극 기후에 미치는 영향을 평가

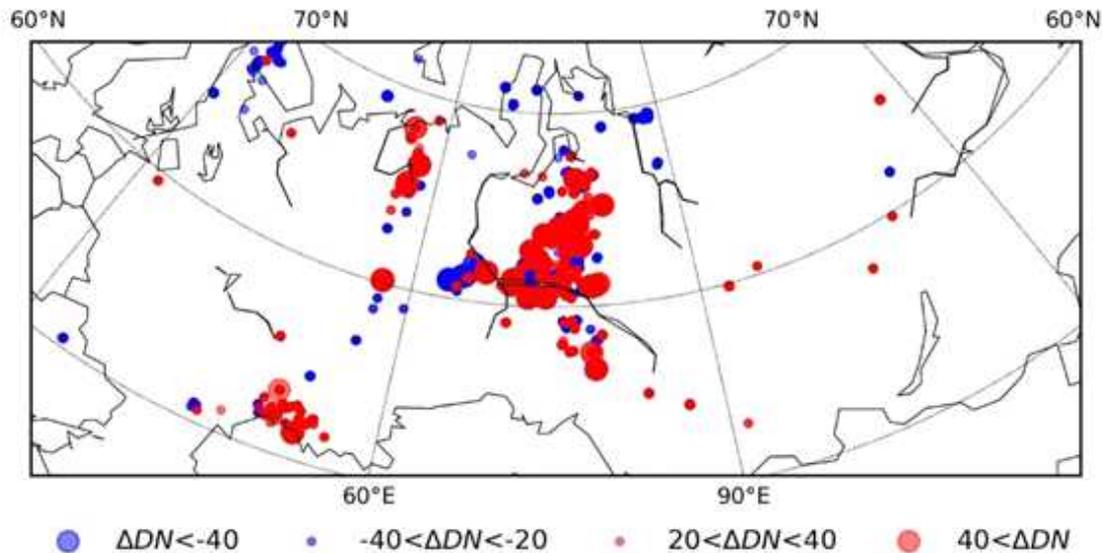


Figure 3.3.37  $\Delta DN$  stands for differences in Digital Number (DN) of nighttime lights (NTL) brightness from the DMSP/OLS satellite between the 1990s and 2000s. Positive (red) values denote an increase in brightness over time and negative (blue) values represent a decrease over time. The NTL signal from urban centers and surrounding regions are masked in this figure.

하기 위해서 우리는 두 가지 실험을 수행하였다: 1. IPCC AR5의 블랙카본 배출 (Lamarque et al., 2010)을 사용한 제어 실험 CONT, 2. 북극 지역에 가스 플레어링과 관련된 블랙카본이 추가된 FLARE 실험. 지면에서 배출된 블랙카본의 투입을 제외하고, 현재  $CO_2$  농도 (367 ppmv)를 포함한 모든 요소들은 CONT 및 FLARE 실험에서 동일하게 처방하였다. 대기 조건은 1982-2001의 월별 기후 조건을 처방하였다. 평형 실험은 변화하는 기후에 대한 큰 통계적 표본을 제공한다는 이점이 있다 (Cubasch et al., 1995). 수치 실험은 230년 적분을 수행했으며, 마지막 200년이 평형 상태에서 블랙카본 배출의 변화에 대한 모델의 반응을 평가하는데 사용하였다. CONT와 FLARE의 평균 차이의 통계적 유의성을 평가하기 위해서 양측 Student's t-test를 수행하였다.

또한 우리는 추가적으로 해양 모델과 결합되지 않은 대기 모델만 사용한 동일한 실험을 수행하여 해양 및 관련 해빙의 역할을 조사하였다. A\_FLARE (A\_CONT)는 규정된 해수면 온도와 해빙 범위를 제외하고 FLARE (CONT)와 동일한 조건을 주었다.

### (3) 가스 플레어링 관련 블랙카본 배출 자료

우리는 북반구 북위 60도 북쪽 지역에 대해서 평균적인 가스 플레어링 관련 블랙카본 배출율 (HF16, <https://www.nature.com/articles/sdata2016104> 에서 이용 가능)을 사용했다. HF16에서 가스 플레어링 관련 블랙카본 배출량은 위성 이미지에서 검색된 플레어 량과 배출 계수 데이터베이스로부터 추정되어진다. 또한 얻은 데이터는 러시아 가스 플레어링 지역의 MISR (Multiangle Imaging SpectroRadiometer) 및 스발바르 (Svalbard)의 지면 기반 블랙카본 측정에서 얻은 흡수 에어로졸 광학 두께와 비교하여 검증하였다 (HF16의 Figs. 3 및 4 참조). 60°N 북쪽의 북극 지역에서 블랙카본 배출량은 CONT에서 19 Gg/yr, FLARE에서 80 Gg/yr이다. 다른 모든 배출 목록은 IPCC를 근거로 한다 (Lamarque et al., 2010). 참고로 최근의 ECLIPSE (Evaluating the CLimate and Air Quality ImPacts of Short-livEd Pollutants) 배출 인벤토리는 가스 플레어링 관련 BC 배출을 고려하고 있다 (Stohl et al., 2015).

## 라. 결과

### (1) 봄철의 지역적 영향

Figure 3.3.38d는 Fig. 3.3.37에 보여진 서시베리아 석유 생산지에 대해 평균한 FLARE와 CONT간의 월별 평균된 기온의 차이를 나타낸다. 지면에서 배출된 블랙카본이 상당한 북극 온난화를 야기한다는 Flanner et al. (2009)의 선행 연구와 같이 3월에서 4월에 이르는 봄철에 가장 강한 온난화 반응이 보였다. 가스상, 액상의 탄화수소의 연소 즉, 가스 플레어링은 계절에 따라 변화하지 않지만 (HF16), 증가된 블랙카본에 대한 반응은 봄철에 가장 강하게 나타났다 (Fig. 3.3.38d). Figure 3.3.38a는 북위 50도 북쪽의 봄철 평균된 기온의 변화를 보여준다. 예상한 바와 같이, 가스 플레어링에 의한 블랙카본이 추가로 주어진 지역에서 그 반응이 뚜렷하게 보인다. 또한 대서양과 척치해에서도 강한 온난화가 관측된다. 하지만, 북극 지역의 평균적인 연직 기온 프로파일은 상당히 안정된 구조이기 때문에 (Hansen and Rosen, 1984; Hansen and Novakov, 1989) 이러한 온난화 반응의 상층으로의 전파는 제한적이다 (Fig. 3.3.38c). 반대로, 중위도에서 수송된 블랙카본에 의해 유도된 온난화는 대기 중층에서 발생한다 (Sand et al., 2013). 또한, 우리의 결과는 증가된

블랙카본 농도 또한 900 hPa 이하로 제한됨을 확인시켜준다.

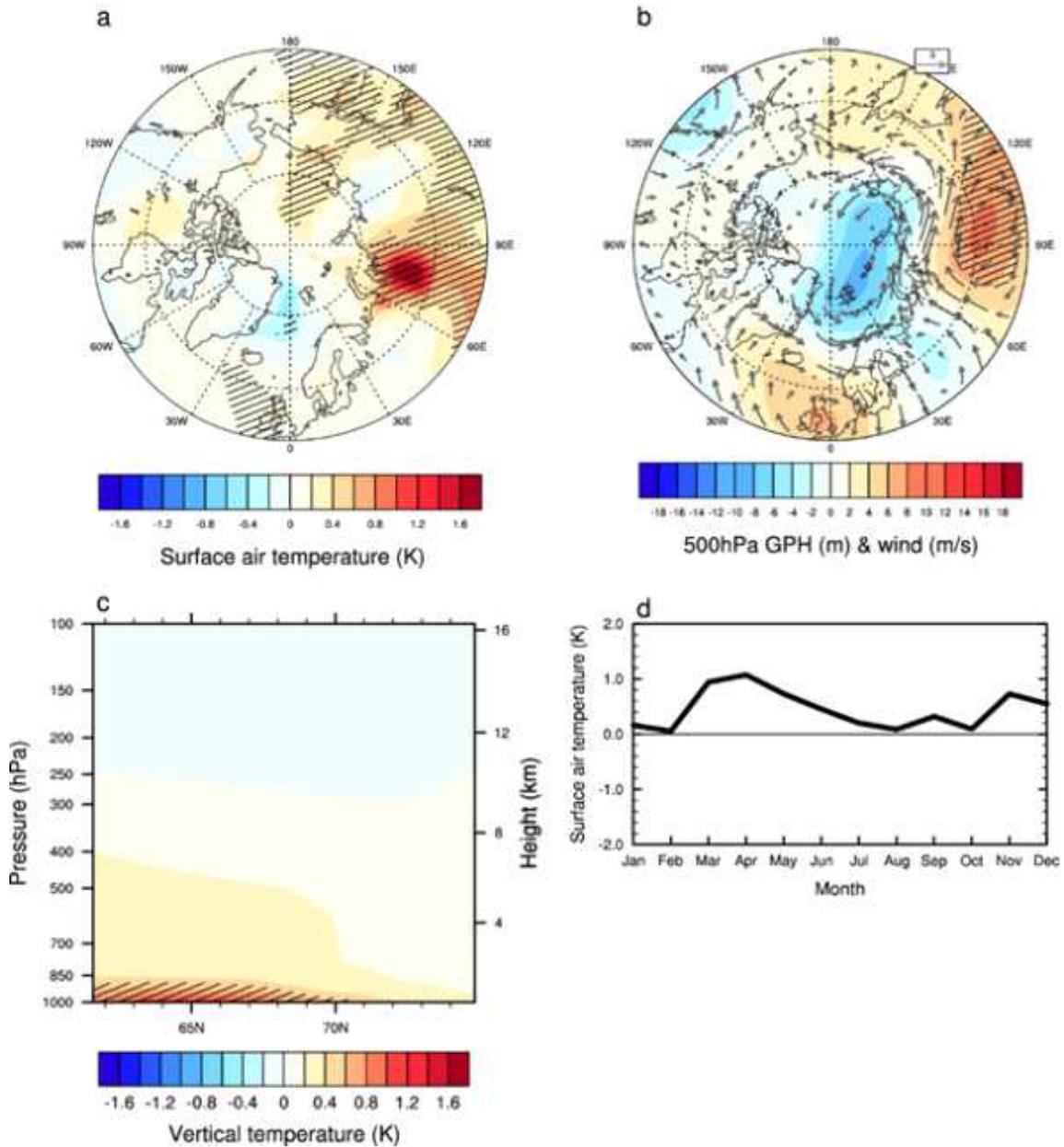


Figure 3.3.38 Response of SAT to updated flaring-related BC during spring. (b) Responses of geopotential height (GPH) and wind at 500 hPa. (c) Vertical structure of the temperature response, as defined by the green box in (b) (60 - 90°E, 60 - 75°N). (d) Monthly response of surface air temperature (SAT) to updated flaring-related black carbon (BC), as defined by the area (60 - 90°E, 60 - 75°N). Hatched regions in (b - d) indicate significant differences at the 95% confidence level.

블랙카본의 변화된 양은 에어로졸의 직접 효과로 인해 지면 에너지 수지를 변화시킬 수 있다. 추가로 가스 플레어링 블랙카본이 주어진 영역에 대해 평균된 지면 에너지 수지 변화의 각 항을 Table 3.3.4에 요약하였다. 봄철에 대한 지배적인 반응은 지표면에서 순 단파복사의 증가 ( $4.9 \text{ W/m}^2$ )이다. 지면 에너지 수지는 장파복사와 지표 에너지 플럭스의 합이 순 단파복사를 상쇄한다는 것을 보여준다. 지면에서의 순 단파복사의 상당한 증가는 감소된 알베도(-4%; Fig. 3.3.39a)와 관련이 있다. 이 연구에서 사용된 지면 모델 Community Land Model에 있는 Snow Ice and Aerosol Radiation 모델 (Lawrence et al., 2011)이 블랙카본, 유기 카본, 먼지와 같은 에어로졸의 눈에 대한 침착을 효과적으로 잘 포착함 (Hadley and Kirchstetter, 2012)을 밝혀두고자 한다.

Table 3.3.4 Surface energy changes according to flaring-related black carbon emissions over the forcing region

Variables ( $\text{W/m}^2$ )	Spring	Summer	Autumn	Winter
Net shortwave radiation	<b>4.9</b>	1.5	-0.2	0.1
Net longwave radiation	<b>1.0</b>	0.7	-0.2	-0.1
Latent heat	<b>1.5</b>	<b>1.2</b>	0.3	0.0
Sensible heat	<b>1.2</b>	0.5	-0.1	0.1

Note: Bold font indicates statistical significance at the 95% confidence level.

블랙카본은 태양복사를 강력하게 흡수하는 에어로졸이기 때문에 (Bond et al., 2003), 우리는 더 많은 양의 태양 복사가 더 강한 반응을 유도할 것이라고 생각할 수 있다. 하지만, 입사 태양 복사량이 가장 많은 여름철이 아닌 봄철에 그 반응이 가장 크게 나타났다. 이것은 관측된 지표면 알베도 변화와 관련이 있는 것으로 밝혀졌다. 가스 플레어링에 의한 블랙카본이 배출되는 지역의 지면 알베도는 평균적으로 40~70% 이고, 해당 지역에서 가스플레어링 블랙카본으로 인한 알베도 감소는

20%이다 (Fig. 3.3.39a). 이 값은 선행 연구의 실험실에서 이루어진 실험에서 측정된 블랙카본이 함유된 눈의 알베도 감소 범위 안에 속한다 (Hadley and Kirchstetter, 2012). 이러한 지면의 알베도 감소는 주로 하얀 눈을 덮은 검은 블랙카본의 침착에 (Fig. 3.3.39b) 의한다. 가스 플레어링에 의한 블랙카본의 양은 연중 일정하기 때문에, 총 침착의 양과 분포도 연중 거의 일정하다. 하지만, 그 반응은 계절적으로 다르게 나타났는데, 이것은 배경이 되는 지표면의 알베도 차이 때문이다. 즉, 봄철에는 해당 지역이 눈으로 덮여있기 때문에 알베도 효과가 가장 크다. 비록 블랙카본이 여름에 지표면에 똑같이 침착된다하더라도, 지표면이 눈으로 많이 덮여 있지 않기 때문에 눈-알베도 효과는 상대적으로 작다 (Fig. 3.3.39c). 반대로 입사 태양 복사가  $100 \text{ W/m}^2$  이하로 적은 추운 계절(10월~2월) (Fig. 3.3.39c의 검은 실선은 입사 태양 복사를 나타냄)에는 침착된 블랙카본으로 인한 알베도 효과는 매우 작다.

가스 플레어링 블랙카본이 유도하는 순환장의 변화는 500 hPa 지위고도장의 변화를 통해 살펴볼 수 있다 (Fig. 3.3.38b). 북위 70도 북쪽의 북극해 상의 음의 어노말리 기압장 중심이 위치하고 있는 반면에 아북극 지역에는 양의 어노말리 기압장이 위치하고 있다. 이러한 북극 저기압/아북극 고기압 패턴은 바람이 서시베리아 석유 생산지에서 북극해 쪽으로 불게 한다. 흥미롭게도 이러한 가스 플레어링에 의한 순환장의 변화는 북극의 온난화와 북극으로의 수증기 수송의 관련성 연구에서 드러나는 순환장의 모습(Luo et al., 2017; Zhong et al., 2018)과 유사하다. 극으로의 수증기 수송은 하향 장파복사의 증가를 가져오고 이것은 카라-바렌츠해 주변의 온난화를 유발한다 (Luo et al., 2017; Woods et al., 2017; Zhong et al., 2018).

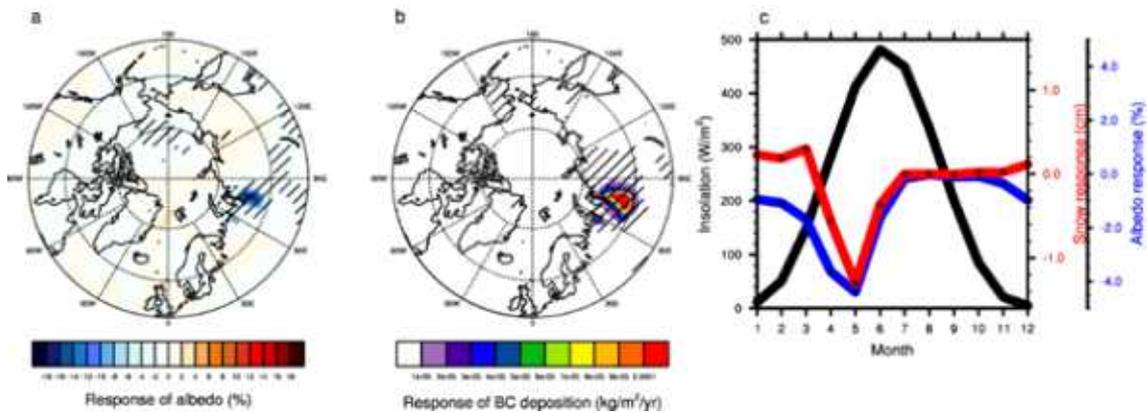


Figure 3.3.39 Responses of (a) albedo and (b) total (dry + wet) deposition rate of black carbon (BC) to updated flaring-related BC emissions during boreal spring. (c) Climatological seasonal cycle of insolation (black), and responses of snow depth (red) and albedo (blue) to updated flaring over the West Siberian petroleum basin. Hatched regions in (a-b) indicate significant differences at the 95% confidence level.

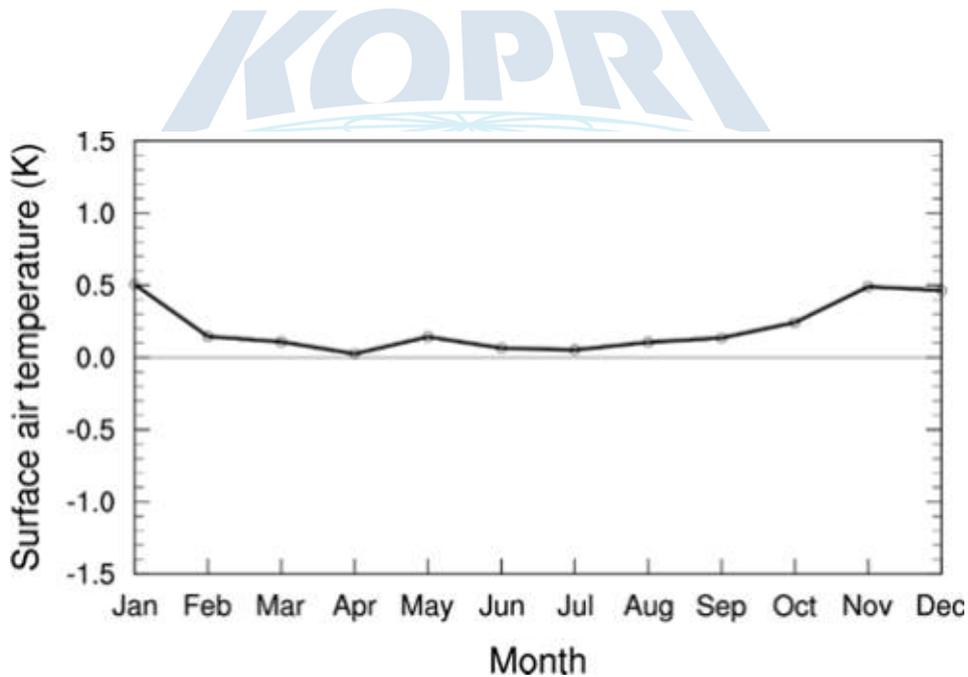


Figure 3.3.40 Area averaged responses in surface air temperature over the Arctic Ocean in response to additional gas flaring-related black carbon

## (2) 원격 지연 반응

Figure 3.3.40는 북극해의 월별 평균 기온차이를 보여준다. 가스 플레어링 블랙카본의 배출지역에서는 봄철에 가장 두드러지는 온난화 반응이 나타나는 (Fig. 3.3.38a) 반면에, 북극해상의 기온은 추운 계절(10월~2월)에 가장 크게 나타났다 (Fig. 3.3.40; Fig. 3.3.42a). 북극 지역에는 겨울철에 입사 태양 복사가 매우 작기 때문에 블랙카본 에어로졸의 직접적인 효과는 무시할 수 있기 때문에, 이 반응은 역학적 반응이라 추론할 수 있다.

가스 플레어링 관련 블랙카본을 고려한 실험에서 자오선 열 및 수분 전달이 증가했다 (보이지 않음). 북극해로 수송된 에너지는 주로 여름철 동안 북극 해빙 (7월: -1.8%)의 용해를 촉진하기 위해 사용되었다 (Fig. 3.3.41a). 결과적으로, 더 많은 태양 복사가 얼음이 덜 덮인 바다에 침투할 수 있게 되었다. 북극에 추운 계절이 도래하면서, 북극해는 덜 해빙이 덮인 바다를 통해 상대적으로 더 차가운 대기로 해수면 난류 열 플럭스 (11월:  $1.8 \text{ W/m}^2$ )의 형태로 에너지를 방출하기 시작했다 (Fig. 3.3.41a) (Serreze et al., 2009). 해수면을 통한 표면 난류 플럭스의 증가는 수증기를 증가시키고 장파 복사를 증가시켰다. 또한 이것은 온난화 및 해빙의 용융이라는 양의 피드백을 발생시켜 북극 온난화를 증폭시킬 수 있었다. 북극 해빙의 감소는 11월에 가장 컸다 (-2.7 %; Fig. 3.3.41a).

가스 플레어링 블랙카본에 대한 반응의 강력한 특징은 대기의 수증기 증가 (Fig. 3.3.42b), 지표 하향 장파복사의 증가 (Fig. 3.3.42c), 해빙 면적의 감소 (Fig. 3.3.42d)를 포함한다. 지표면 하향 장파복사의 증가는 증가된 수증기와 온난화의 결과이다. 북극의 추운 계절 동안에, 하향 장파복사의 변화는 북극 지표 온도를 조절하는 주요 요소이다 (Kim and Kim, 2017). 특히 추운 계절에 북극해 (북위 75도 북쪽)의 월별 기온 반응은 총 가강수량 및 하향 장파복사와 매우 밀접하게 관련되어 있다 (Fig. 3.3.41b). 북극해의 태평양 부분 (척치해, 베링해)의 가강수량의 증가는 북극해에 위치한 고기압성 아노말리로 극으로의 수증기 수송을 증가시켰기 때문인 (Fig. 3.3.42e) 것으로 보인다.

다음으로, 우리는 추가 실험을 수행하여 북극해 온난화에 대한 해빙 피드백의 기여에 대한 확인하고자 하였다. 동일한 실험을 수행하되, 해빙 피드백을 제거하기 위하여 해양/해빙 모델과 결합하지 않은 대기 모델만 사용하여 실험을 수행하였다. 그 결과, 봄철에는 가스 플레어링 관련 블랙카본이 유도하는 온난화가 모의되었지만,

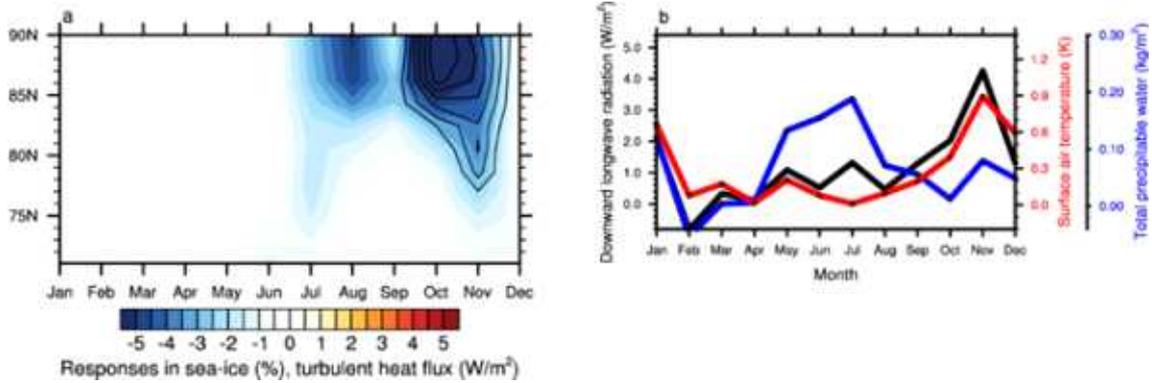


Figure 3.3.41 Zonally averaged responses to gas flaring-related black carbon. (a) Response of the sea-ice fraction (shaded) and surface turbulent (sensible + latent) heat flux (contour). (b) Response of the Arctic Ocean in downward longwave radiation (DLR) (black), surface air temperature (SAT) (red), and total precipitable water (blue).

추운 계절에 북극해의 온난화는 모의되지 않았다 (보이지 않음). 이러한 결과는 Fig. 3.3.42에 나타난 추운 계절의 온난화 반응에 있어서 지역적인 해빙 피드백의 역할을 확인시켜준다.

한편, 블랙카본은 다양하고 복잡한 과정을 통해 얼음과 액상 구름의 특성에 영향을 미친다 (Yoon et al., 2016). 우리는 가스 플레어링 관련 블랙카본 에어로졸의 간접 효과를 조사하기 위하여 FLARE와 CONT 간의 구름 응결핵의 차이를 계산하였다. 두 실험 간에 구름 응결핵의 차이가 거의 없음을 고려할 때, 우리는 가스 플레어링 관련 블랙카본의 에어로졸 간접효과는 무시할 수 있다고 결론 내렸다.

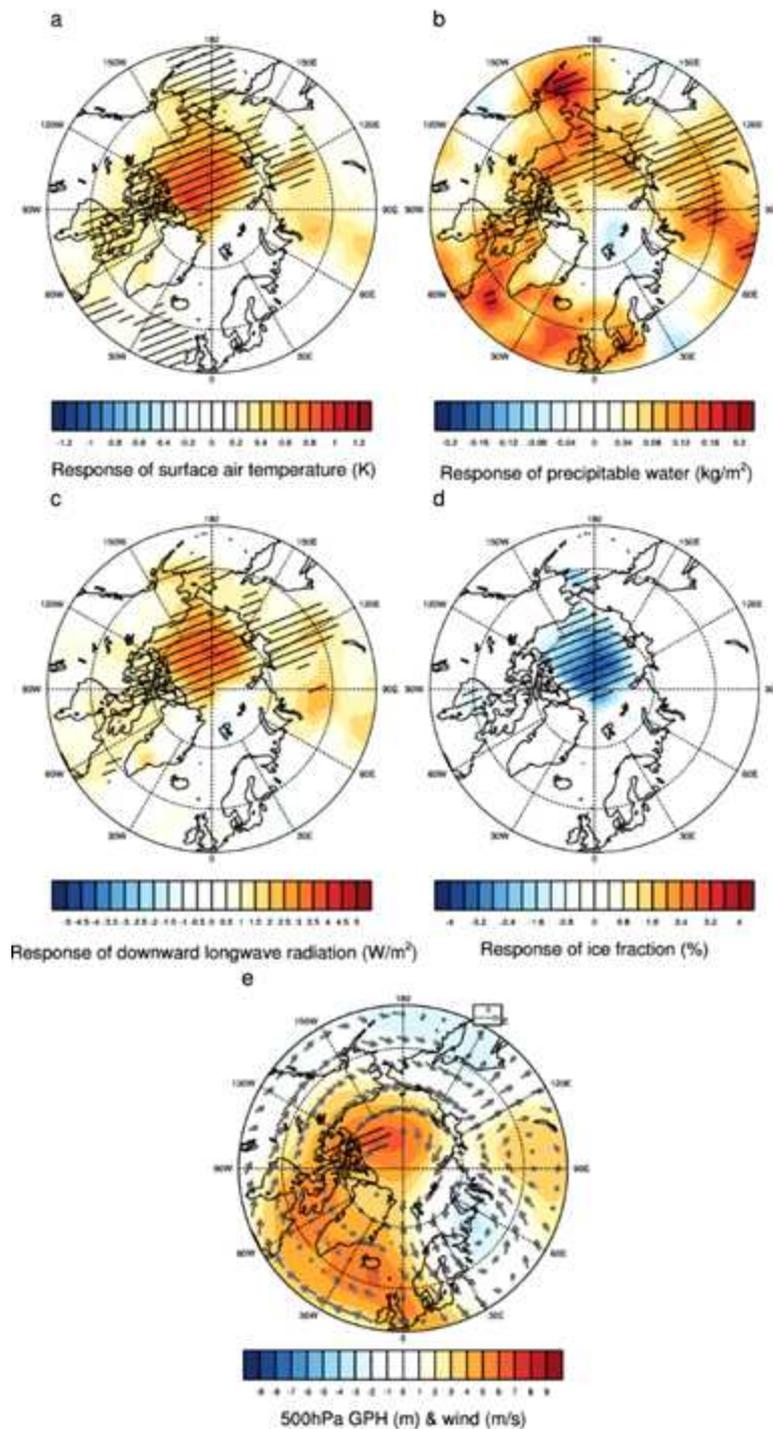


Figure 3.3.42 Response of (a) surface air temperature (SAT) (unit: K), (b) total precipitable water (PW) (unit: kg/m<sup>2</sup>) and (c) downwelling longwave radiation flux (DLR) (unit: W/m<sup>2</sup>), and (d) sea ice fraction (unit: %) (e) geopotential height (GPH) and wind at 500 hPa to updated flaring-related black carbon emissions during the cold season (October to February). Hatched regions indicate significant differences at the 95% confidence level.

## 라. 결론 및 토론

본 연구의 결과는 인위적인 에어로졸 강제력의 지역적 변화가 시간 지연으로 에어로졸 발생원에서 멀리 떨어진 지역에서 북극해 얼음을 조절할 수 있음을 보여준다. 우리는 아북극 지역에서 블랙카본의 증가는 순환장의 변화 및 지역 해빙 피드백을 통해 북극해의 해빙을 더 늦출 수 있음을 밝혔다. 블랙카본은 일반적으로 며칠에서 몇 주 동안 대기에 머무르므로 단기 기후 문제로 간주된다. 그렇기 때문에 블랙카본의 배출 감소는 대기 질과 북극 온난화에 즉각적인 이점이 있을 것이다. 따라서 2030년까지 석유 산업에서 잉여 가스 연소를 중단하려는 세계 은행의 목표(Hildén et al., 2017)는 매우 적절해 보인다. 본 연구의 결과는 에너지 소비뿐만 아니라 생산 공정이 북극 온난화를 증폭시킬 수 있음을 시사한다. 따라서 가스 플레어에 의한 블랙카본 배출을 모델의 배출 인벤토리에 통합하면, 북극 기후 모의의 정확도를 개선하여 보다 안정적인 예측에 기여할 수 있을 것이라 결론내릴 수 있다. 따라서 본 연구는 향후 기후 예측에 가스 플레어링 블랙카본을 모델링에 구현할 것을 권장한다.

### 3.3.7 성층권 돌연승온의 세 가지 유형 분류

#### 가. 배경 및 목적

성층권 돌연승온 (sudden stratospheric warming, SSW)은 북극 한가운데 자리잡은 기온과 기압이 낮은 공기덩어리의 경계면을 따라 반시계 방향으로 부는 강한 바람인 극 소용돌이가 약해지면서 성층권의 온도가 급격히 상승하는 현상이다. 극 소용돌이가 약해지는 과정에서 형태의 변형이 동반되며 기존문헌에서는 이러한 형태 변화 차이에 근거하여 SSW 유형이 두 가지로 분류되어 왔다. 극 소용돌이가 극점에서 벗어나 저위도 방향으로 이동하는 경우를 이동 유형, 두 개의 작은 조각으로 분리되는 경우를 분리유형으로 구분하고 각 유형은 파수-1유형 및 파수-2 유형과 동일시 되어 왔다.

SSW 유형 분류에 있어 중요한 요소는 극 소용돌이의 형태를 규정하는 시점이다. 그러나 연구마다 SSW 유형을 규정하는 시점에 차이가 있어서 (Bancalá et al., 2012; Barriopedro and Calvo, 2014, hereafter BC14; Charlton and Polvani, 2007,

hereafter CP07) 극 소용돌이의 형태가 SSW 발생 이전과 이후에 변화되는 사례들은 혼성 유형 (O'Neill, 2003) 또는 혼합 유형 (Mitchell et al., 2013) 등의 이름으로 불리어져 왔으나 개별적으로는 분리되지 않았으며, 해당 유형이 합성연구 등에 미치는 연구는 상세히 조사된 바가 없다.

기존의 두 가지 유형 분류 방법에 근거하여 SSW의 역학적 특징을 분석하는 과정에서 분리유형 안에 서로 다른 두 개의 그룹이 존재함을 확인하였다. 이 연구에서는 기존연구와 달리 SSW 발생 이전과 이후시기의 극 소용돌이 형태 변화를 고려하여 SSW를 세 가지 유형으로 분류하고 재분석과 모델실험을 통하여 각 유형이 유의하게 다르다는 것을 보여주고자 한다. 이를 통해 SSW의 세 가지 유형 분류의 당위성을 제안하고 극 소용돌이 변동성 및 영향 등을 구체적으로 이해할 수 있는 기반을 마련함으로써 SSW 발생으로 인한 대류권 날씨 예측 능력의 향상에 기여하고자 한다 (Baldwin and Dunkerton, 1999, 2001; Thompson et al., 2002).

## 나. 자료 및 모델

### (1) 자료

기상변수 자료는 Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA) (Rienecker et al., 2011)와 National Centers for Environmental Prediction - National Center for Atmospheric Research (NCEP - NCAR) 재분석 자료 (Kalnay et al., 1996)가 사용되었다. MERRA 자료는 1979년 1월 1일부터 2014년 12월 31일까지 1000 hPa에서 0.1 hPa의 연직범위에서 42개 기압고도 및 1.25° 위도 x 1.25° 경도 수평 해상도를 갖는 동서풍, 남북풍, 기온 및 고도장의 일별 전구자료를 이용하였다. 1000 hPa에서 10 hPa의 연직범위를 갖는 NCEP-NCAR 자료는 1957년 1월 1일부터 2014년 12월 31일 까지 17개의 기압고도에서 2.5°위도 x 2.5° 경도 수평 해상도의 동서풍, 남북풍, 기온 및 고도장 일별 자료와 해수면 기압 자료가 사용되었다. 두 자료간 분석 결과의 차이는 크지 않았다. 각 변수의 기후값 계산에는 MERRA 자료에 대해서는 1979년부터 2011년 자료가 이용되었으며 NCEP-NCAR 자료에서 대해서는 1981년부터 2010년의 자료가 사용되었다. 최종 계산 된 기후 값은 31일 이동 평균 된 값이며, 이 연구에서 기상변수의 편차는 해당 기후 값으로 부터의 차이로서 정의된다.

## (2) 모델

재분석 자료의 분석 결과를 보완하기 위해 미국립기상연구소에 개발한 대기모형인 Whole Atmosphere Community Climate Model (WACCM)을 활용하였다. 엘니뇨와 같은 열대지역 해수면 온도의 변동성 및 해빙 감소 등의 대류권 기원 경년변동성을 제거하고 성층권의 내부역학특성에 집중하기 위해서 해수면 온도와 해빙 농도의 기후 평균치를 경계조건으로 설정하였다. 기후 평균치는 1981년부터 2010년까지 월별 Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature dataset (Rayner et al., 2003)으로부터 계산되었다. WACCM은 지표에서 140 km까지 연직으로 hybrid-sigma 좌표계의 66개 고도에서 수평해상도 1.9° 위도 x 2.5° 경도 별로 결과치를 산출한다. 산출된 모델 결과는 재분석 자료와의 비교 용이성을 위해서 1000 hPa부터 0.0001 hPa까지 43개의 기압고도 좌표계로 전환하였다. 총 211년의 적분결과를 산출하였으며 마지막 201년이 분석에 이용되었다. 통계적 유의성은 Student's t-test를 통해 검증하였다.

## 다. 결과

SSW는 극 소용돌이의 흐름이 약해지는 특징을 근거로 하여 정의된다. 북반구 겨울철 (10월 1일부터 다음해 3월 31일) 동안에 10 hPa 고도의 북위 60도 지역에서 동서방향에 대해서 평균된 동서풍의 풍향이 서풍에서 동풍으로 바뀌는 날을 중심날

Table 3.3.5 SSW events identified from NCEP - NCAR (columns 2 and 3) and MERRA (columns 4 and 5) datasets and from CJ11 (columns 6 and 7) and CP07 (column 8). Letters in italics indicate SSWs found in only one dataset. Bold letters denote different classification among the studies.

No.	NCEP-NCAR		MERRA		CJ11		CP07
	Central date	Type	Central date	Type	Central date	Type	Type Subjective
1	30 Jan 1958	SS			30 Jan 1958	S	S
2	30 Nov 1958	DD			30 Nov 1958	D	D
3	16 Jan 1960	DD			16 Jan 1960	D	D
4	-	-			<i>23 Mar 1965</i>	S	S
5	8 Dec 1965	DD			8 Dec 1965	D	D
6	24 Feb 1966	DS			24 Feb 1966	S	S
7	-	-			<i>8 Jan 1968</i>	S	S
8	27 Nov 1968	DD			27 Nov 1968	D	D
9	14 Mar 1969	DD			13 Mar 1969	D	D
10	2 Jan 1970	DD			2 Jan 1970	D	D
11	17 Jan 1971	DS			17 Jan 1971	S	S
12	20 Mar 1971	DD			20 Mar 1971	D	D

13	2 Feb 1973	DS			2 Feb 1973	S	S
14	13 Mar 1974	DD			-	-	-
15	15 Mar 1975	DD			-	-	-
16	12 Mar 1978	DS			-	-	-
17	22 Feb 1979	SS			22 Feb 1979	S	S
18	29 Feb 1980	DD	29 Feb 1980	DD	29 Feb 1980	D	D
19			4 Mar 1981	DS			
20	4 Dec 1981	DD	4 Dec 1981	DD	4 Dec 1981	D	D
21	24 Feb 1984	DD	24 Feb 1984	DD	24 Feb 1984	D	D
22	2 Jan 1985	SS	1 Jan 1985	SS	2 Jan 1985	S	S
23	23 Jan 1987	DD	23 Jan 1987	DD	23 Jan 1987	D	D
24	8 Dec 1987	DS	8 Dec 1987	DS	8 Dec 1987	S	S
25	14 Mar 1988	SS	14 Mar 1988	SS	14 Mar 1988	S	S
26	22 Feb 1989	SS	21 Feb 1989	SS	22 Feb 1989	S	S
27			5 Feb 1995	DD			
28	15 Dec 1998	<b>DS</b>	15 Dec 1998	<b>DS</b>	15 Dec 1998	<b>D</b>	<b>D</b>
29	25 Feb 1999	<b>DD</b>	26 Feb 1999	<b>DD</b>	25 Feb 1999	<b>S</b>	<b>S</b>
30	20 Mar 2000	DD	20 Mar 2000	DD	20 Mar 2000	D	D
31					16 Dec 2000	D	
32	11 Feb 2001	DS	11 Feb 2001	DS	11 Feb 2001	S	S
33	2 Jan 2002	DD	30 Dec 2001	DD	2 Jan 2002	D	D
34			17 Feb 2002	DD			
35	18 Jan 2003	DS	18 Jan 2003	DS	18 Jan 2003	S	
36	7 Jan 2004	DD	4 Jan 2004	DD	7 Jan 2004	D	
37	12 Mar 2005	DD	12 Mar 2005	DD			
38	21 Jan 2006	<b>DD</b>	21 Jan 2006	<b>DD</b>	21 Jan 2006	<b>S</b>	
39	24 Feb 2007	<b>SD</b>	24 Feb 2007	<b>SD</b>	24 Feb 2007	<b>D</b>	
40	22 Feb 2008	DD	22 Feb 2008	DD	22 Feb 2008	D	
41	24 Jan 2009	SS	24 Jan 2009	SS	24 Jan 2009	S	
42	9 Feb 2010	DS	9 Feb 2010	DS	9 Feb 2010	S	
43	7 Jan 2013	DS	6 Jan 2013	DS			

짜(day=0)로 정의하였다. SSW와 성층권 최종 승온(stratospheric final warming)과의 구별을 위해서 중심날짜는 적어도 3월 말을 기준으로 10일 전에는 시작되어야 하며 3월 말까지는 동서풍의 풍향이 서풍으로 돌아오는 제한 조건을 설정하였다. 1957년부터 2014년까지 NCEP-NCAR 재분석 자료에서 확인된 SSW는 37번이며 1979년부터 2014년까지 MERRA 자료에서 확인된 SSW는 25번이다. 연간 SSW의 발생 빈도는 NCEP-NCAR에 대해서는 0.65, MERRA에 대해서는 0.7로서, CP07에서 확인된 결과(0.62)와 비슷하다.

### (1) 분류 알고리즘

CP07에 의해서 제안된 2차원 상에서 극 소용돌이 형태변화를 근거로 한 SSW 유형분류 방법은 널리 받아들여지고 있으며 지속적으로 사용되며 개선되고 있으나 (Cohen and Jones, 2011, hereafter CJ11; Mitchell et al., 2013; Lawrence and Manney, 2018) 복잡한 계산 과정을 요구한다. 이러한 복잡성을 제거하기 위해 CP07과 유사한 결과를 얻을 수 있는 간단한 조화분석을 수행하였다. SSW의 이동 유형과 분리 유형이 파수 1과 2의 패턴이 우세한 특징을 근거로 조화분석을 통해 계산된 동서파수 1과 2의 진폭을 비교하여 유형분리를 수행하였다. 상세한 진행과

정은 다음과 같다.

- 정의된 개별 SSW 사례들에 대해서 10 hPa 등압면 상에서 55°N-65°N에 대해 평균된 일별 고도장 자료를 조화분석하여 동서파수 1과 2 진폭을 계산하였다. 북위 45도부터 북위 75도까지 10도 간격으로 위도범위를 5도씩 옮겨 가면서 SSW의 유형별 발생 빈도를 확인 한 결과 55°N-65°N 위도대가 CP07에서 확인된 결과와 가장 근접 하였기에 선정되었다.

- 위의 과정을 중심날짜 10일 이전부터 이후까지 총 21일에 대해서 수행한다. 해당 기간 동안에 파수 2의 진폭이 파수 1에 비하여 큰 경우가 하루 이상 확인되면 파수-2 유형으로 간주하고 그렇지 않은 경우 파수-1 유형으로 분류한다. “파수-1” 과 “파수-2”는 편의를 위한 임시적인 용어이며 각각 이동 유형과 분리 유형 사례로 간주 할 수 있다. (Table 3.3.5).

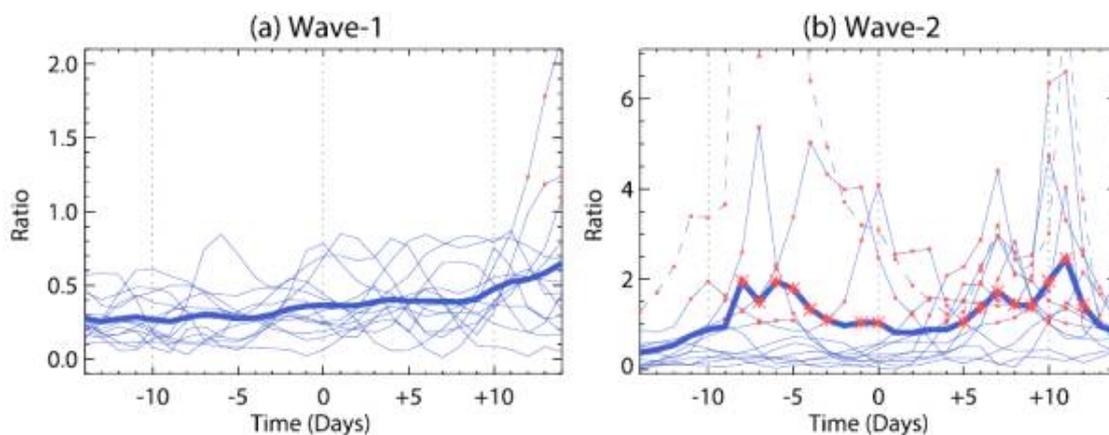


Figure 3.3.43 Temporal evolution of the amplitude ratio of wave 2 to wave 1. Thin lines represent individual SSW events, and the thick line shows their composite mean. Ratios larger than 1.0 are shown with a red asterisk. (a) The 13 wave-1 type SSW events; (b) the 12 wave-2 type SSW events. The dashed line in (b) corresponds to an SSW event occurring on 24 Jan 2009 with maximum ratios of 14.9 on day 28 and 8.3 on day 111. It should be noted that the range of the vertical axis is different between (a) and (b).

MERRA 고도장 자료에 해당 분류 알고리즘을 적용하였을 때 13개의 파수-1 유형과 12개의 파수-2 유형 사례가 확인된다 (Fig. 3.3.43). 파수-2 진폭에 대한 파수-1 진폭의 상대적 크기 변화를 각 유형의 사례별로 비교하였다. 파수-1 유형은 비율의 시간 변화가 크지 않으며 예상대로 중심날짜 10일 전부터 10일 이후까지 비율의 크기는 1.0 미만으로 작은 값을 보인다. 이는 파수-2의 진폭이 파수-1 진폭에 비

하여 작음을 의미한다 (Fig. 3.3.43a). 반면에 파수-2 유형의 사례별 비율 평균값은 (Fig. 3.3.43b) 1.0 이상인 구간, 즉 파수-2의 진폭이 파수-1에 비하여 큰 시기가 중심날짜 전후에 각각 확인된다. 이러한 더블피크는 파수-2의 진폭이 중심날짜 이전과 이후, 또는 전후 모든 기간에 대해 크다는 것을 의미한다.

## (2) 이동-분리 유형의 정의

파수-2 유형 사례들의 (Fig. 3.3.43b) 진폭 비율 특성을 자세히 확인하기 위해서 1.0 이상의 비율이 중심날짜 이후 (days 0 to +10)에 확인되는 사례와 이전에 (days -10 to -1) 확인되는 사례로 각각 분리하였다 (Fig. 3.3.44). Figure 3.3.44a는 중심날짜 이전에는 파수-1 유형과 (Fig. 3.3.43a) 유사한 비율 변화 패턴을 보여주는 반면 중심날짜 이후에 비율이 점차 증가하여 약 5일 이후에 1.0 이상을 초과한다. Figure 3.3.44b에서는 2007년 SSW 사례를 제외하고는 중심날짜 이전과 이후 모두 파수-2 진폭이 파수-1의 진폭 이상인 시기가 확인된다. 이러한 SSW 발생 전과 후에 비율의 시간 변화를 근거로 전자의 사례를 (Fig. 3.3.44a) 이동-분리 유형 (Displacement-Split, DS type), 후자의 사례를 (Fig. 3.3.44b) 분리-분리 (Split-Split, SS type) 유형으로 분류하였다. 이 연구에서 이동-분리 유형으로 분류되기는 하였으나 해당 사례들은 앞서 언급하였듯이 기존 연구에서 다양한 이름으로 표현됐다. 각 유형의 이름에서 첫 번째와 두 번째 글자는 중심날짜 이전과 이후에 우세한 파수와 극 소용돌이의 형태를 나타낸다. 파수-1 유형 (Fig. 3.3.43a)의 경우 중심날짜 이전과 이후 모두 파수-1이 우세하기 때문에, 동일한 이름 방식을 부여하여 이동-이동 유형 (Displacement-Displacement, DD type)으로 명명하였다.

파동 진폭의 상대적 크기 비교에 근거한 유형 분류 결과가 극 소용돌이의 형태 변화와 실제로 일치하는지 검토하기 위해서 각 유형별로 대표적인 사례를 선정하여 중부성층권 고도장의 수평 패턴 변화를 확인하였다 (Fig. 3.3.45). 이동-이동 유형의 경우 (Fig. 3.3.45a)에는 극에서 벗어난 하나의 극 소용돌이가 지속적으로 확인된다. 이동-분리 유형 (Fig. 3.3.45b)은 하나의 극 소용돌이가 중심날짜 이전에 확인되지만, 중심날짜 이후에 두 개의 조각으로 분리된다. 분리-분리 유형 (Fig. 3.3.45c)은 day +5일 경에 파수-2의 활동이 일시적으로 약해지기는 하지만 두 조각의 극 소용돌이가 중심날짜 전과 후에 모두 확인된다. 이는 우세한 파수가 극 소용돌이의 형태와 일치함을 보여준다.

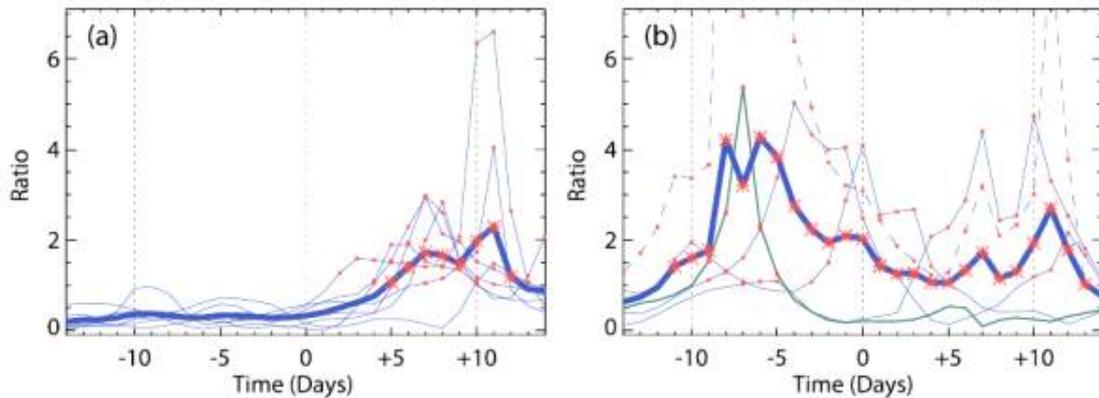


Figure 3.3.44 As in Fig. 3.3.43 but for (a) seven DS types and (b) five SS types. The dashed line and the green line in (b) correspond to SSW events occurring on 24 Jan 2009 and on 24 Feb 2007, respectively. DS and SS types are defined in the manuscript.

이동-이동 유형과 분리-분리 유형간의 유의한 차이를 확인하기 위해서 동서방향에 대해 평균한 동서풍 편차를 비교하였다 (Fig. 3.3.46). Fig. 3.3.46a와 Fig. 3.3.46b는 서로 다른 기간에 대해 NCEP-NCAR 자료를 사용하였으며 Fig. 3.3.46c는 MERRA 자료를 분석한 결과이다. 다른 기간과 자료가 사용되었음에도 고위도 지역에서는 음의 차이가 중위도 지역에서는 양의 차이가 지표에서 성층권에 걸쳐 확인된다.

이동-분리 유형이 합성분석에 미치는 영향을 조사하기 위해서 이동-분리 유형과 분리-분리 유형을 하나의 그룹으로 묶어서 이동-이동 유형과의 차이를 계산하였다 (Fig. 3.3.47). NCEP-NCAR 자료를 서로 다른 시기에 대해 각각 분석한 결과 극 지역 음의 차이는 Fig. 3.3.47b에서는 확인되지 않는다. 또한 Fig. 3.3.46에 비하여 Fig. 3.3.47에서 확인되는 차이의 정도는 상대적으로 약하다. 이러한 차이의 강도 및 구조적 측면에서의 일관성 부족은 이동-분리 유형의 포함으로 발생한다. 이 결과는 이동-분리 유형을 자체적으로 분리하지 않는 기존의 SSW의 두 가지 유형 기반의 결과들이 분석 기간에 따라 유동적일 수 있음을 시사한다. 이 이유 중 하나로 이동-분리 유형과 분리-분리 유형이 서로 다른 역학적 특징을 가지고 있음에도 불구하고 적절하게 분류되지 않았을 가능성을 고려할 수 있으며, 이 경우 이동-분리 유형은 기존의 분리 유형과는 독립적으로 구별될 필요가 있다.

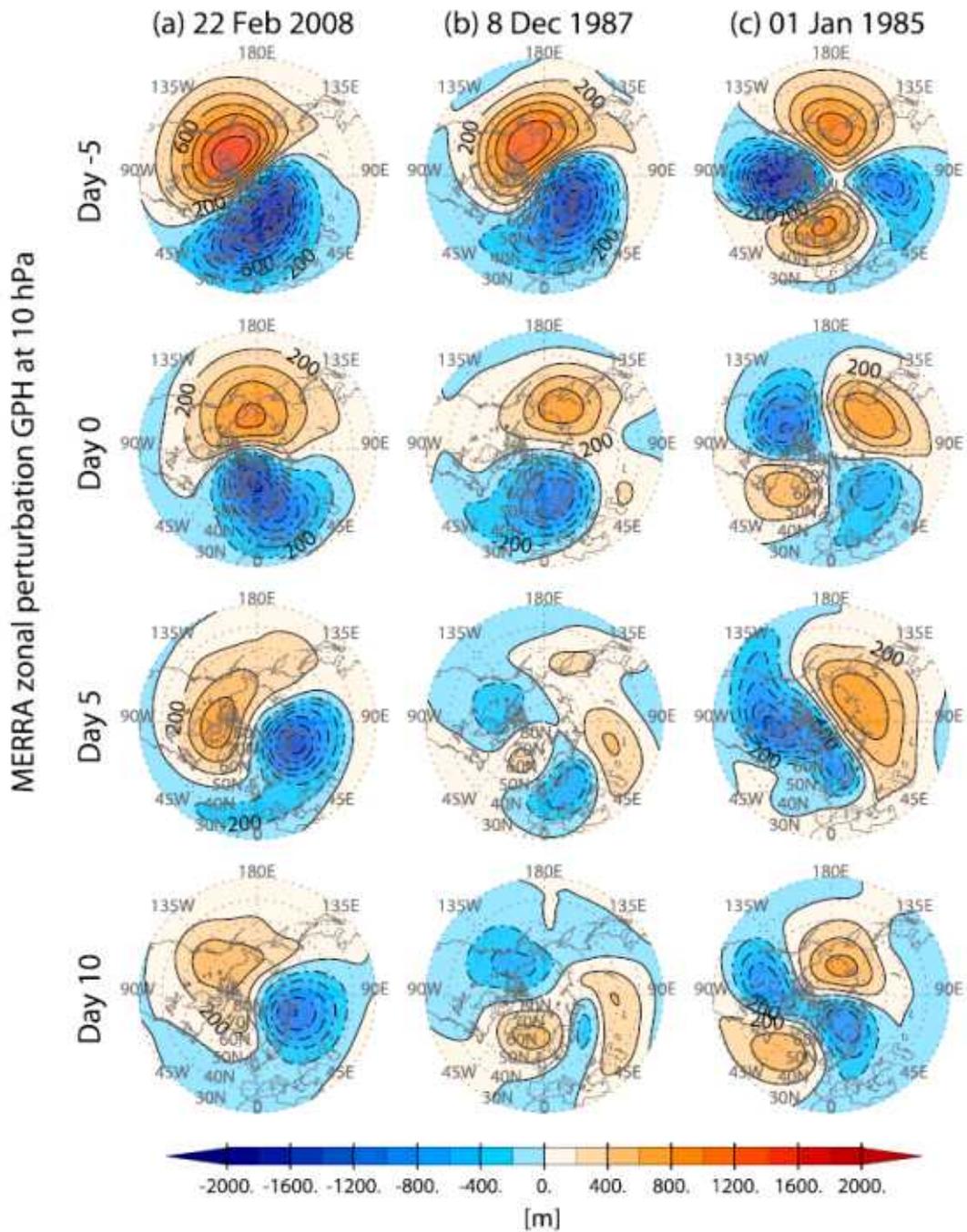


Figure 3.3.45 Zonal perturbation GPH at 10 hPa with a 5-day interval based on MERRA data. (a) DD-type warming on 22 Feb 2008; (b) DS-type warming on 8 Dec 1987; (c) SS-type warming on 1 Jan 1985. The contour interval is 200 m.

### (3) 기존 연구와의 비교

유형 분류 알고리즘을 두 재분석 자료에 적용하면 NCEP-NCAR (1957-2014) 자료에서는 20개의 이동-이동 유형, 10개의 이동-분리 유형, 7개의 분리-분리 유형

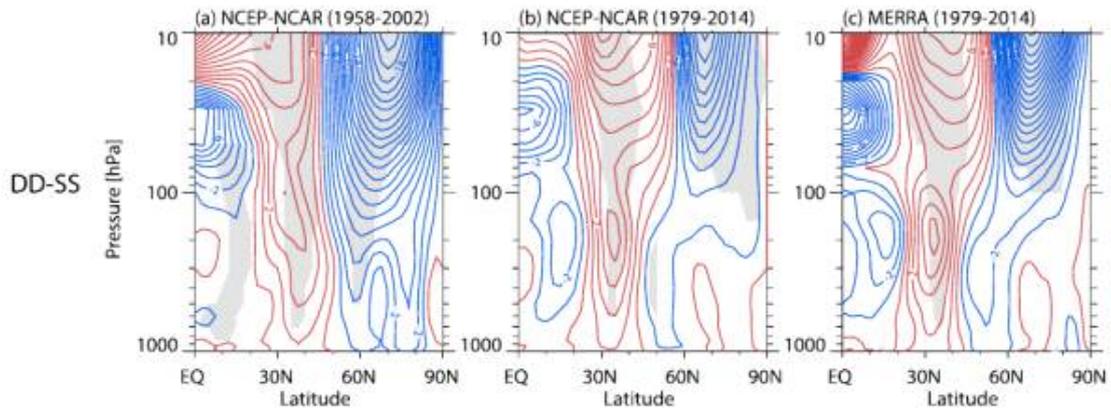


Figure 3.3.46 Differences in zonal-mean zonal wind anomalies averaged from days -20 to -5 between DD and SS types for (a) 1958 - 2002 based on NCEP - NCAR data, (b) 1979 - 2014 based on NCEP - NCAR data, and (c) 1979 - 2014 based on MERRA data. The numbers of DD- and SS-type events are 16 and 5 in (a), 11 and 5 in (b), and 13 and 5 in (c), respectively. The contour interval is  $1.0 \text{ m s}^{-1}$ . The blue and red contours indicate negative and positive differences, respectively. Gray shading indicates the region of statistical significance at the 90% confidence level.

사례가 확인된다. MERRA (1979-2014)에서는 13개의 이동-이동 유형, 7개의 이동-분리 유형, 5개의 분리-분리 유형 사례가 확인된다. 이동-이동 유형과 분리 유형 (이동-이동 유형+이동-분리 유형)의 발생 비율은 NCEP-NCAR와 MERRA에 대해서 각각 1.18과 1.08이며 이는 1957년부터 2002년까지의 자료를 이용하여 CP07에서 확인한 1.18과 거의 유사하다. 이는 파수 진폭 크기에 근거한 SSW 유형 분류법의 결과가 CP07의 결과와 매우 비슷하다는 것을 보여준다. Table 3.3.5에 개별 SSW의 유형과 중심날짜가 수록되어 있다. CP07과 CP07의 방법을 기반으로 장기간의 자료를 분석한 CJ11 결과와의 비교를 통해 현재 연구의 분류알고리즘의 결과와 다르게 분류된 4개의 사례가 확인 되었다 (Number 28, 29, 38, 39). 그러나 해당 사례들에 대해 기존에 보고된 사례 연구 결과 (Kodera et al., 2016; Manney et al., 2008; Manney et al., 2009; Mitchell et al., 2013) 및 자체적인 고도장 분석 등을 통해서 현재 연구에서 고안한 알고리즘이 대체로 적절하게 SSW의 유형을 분류하고 있음을 확인하였다.

#### (4) 세 가지 SSW 유형의 특징

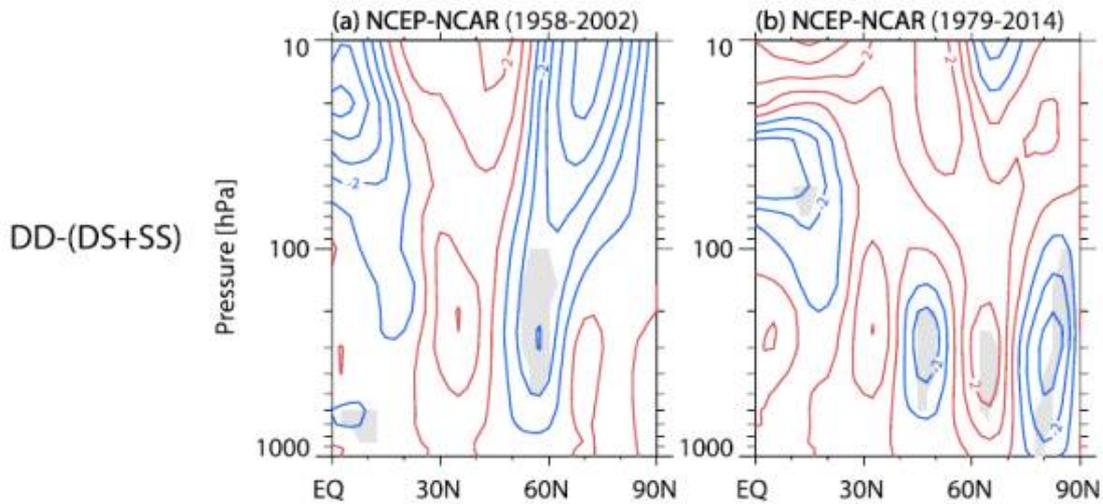


Figure 3.3.47 As in Fig. 3.3.46, but for differences between DD and DS+SS types. The numbers of DD- and DS+SS-type events are 16 and 12 in (a) and 11 and 11 in (b), respectively.

유형별 극 소용돌이 강도 변화를 확인하기 위해 극지역 (65°N-90°N)에 대해 면적 평균한 고도장 편차인 polar cap height (PCH) 편차의 시간-고도 분포를 SSW 유형에 따라 비교하였다 (Fig. 3.3.48). 양의 값은 극 소용돌이의 약화를 음의 값은 그 반대를 의미한다. 이동-이동 유형의 경우 (Fig. 3.3.48a), 중심날짜 약 20일 전부터 확인되는 상부 성층권에서 양의 값이 시간이 지나면서 하층으로 이어져 내려온다. 이동-분리 유형 (Fig. 3.3.48b)에서도 중심날짜 이전에 확인된 양의 값이 점차적으로 하향 전파한다. 반면 분리-분리 유형(Fig. 3.3.48c)에서는 상당한 음의 값이 지표에서 하부 중간권에 걸쳐서 중심날짜 15일 전까지 확인되며, 중심날짜 5일 전부터 양의 값이 대기 전 영역에 나타나고 급격히 하향 전파한다. 이외에 대류권에서 성층권의 양의 PCH 편차가 상층으로 전파되는 것처럼 보이는 특징이 중심날짜 10일전과 5일전에 이동-분리 및 분리-분리 유형에서 각각 확인되나 이동-이동 유형에서는 발생하지 않는다.

Figure 3.3.49은 SSW의 발생 전과 이후를 세 개의 기간으로 구분하여 나타낸 동서 방향에 대해 평균한 동서풍 편차이다. SSW 발생 전에 이동-분리 유형과 분리-분리 유형은 상당한 차이를 보인다. 이동-분리 유형 (Fig. 3.3.49b)의 경우 극지역 성층권에서 음의 편차가 우세한 반면에 분리-분리 유형 (Fig. 3.3.49c)은 중위도 지역을 중심으로 쌍극자 구조가 성층권 전체에서 확인된다. 두 유형의 사례를 함께

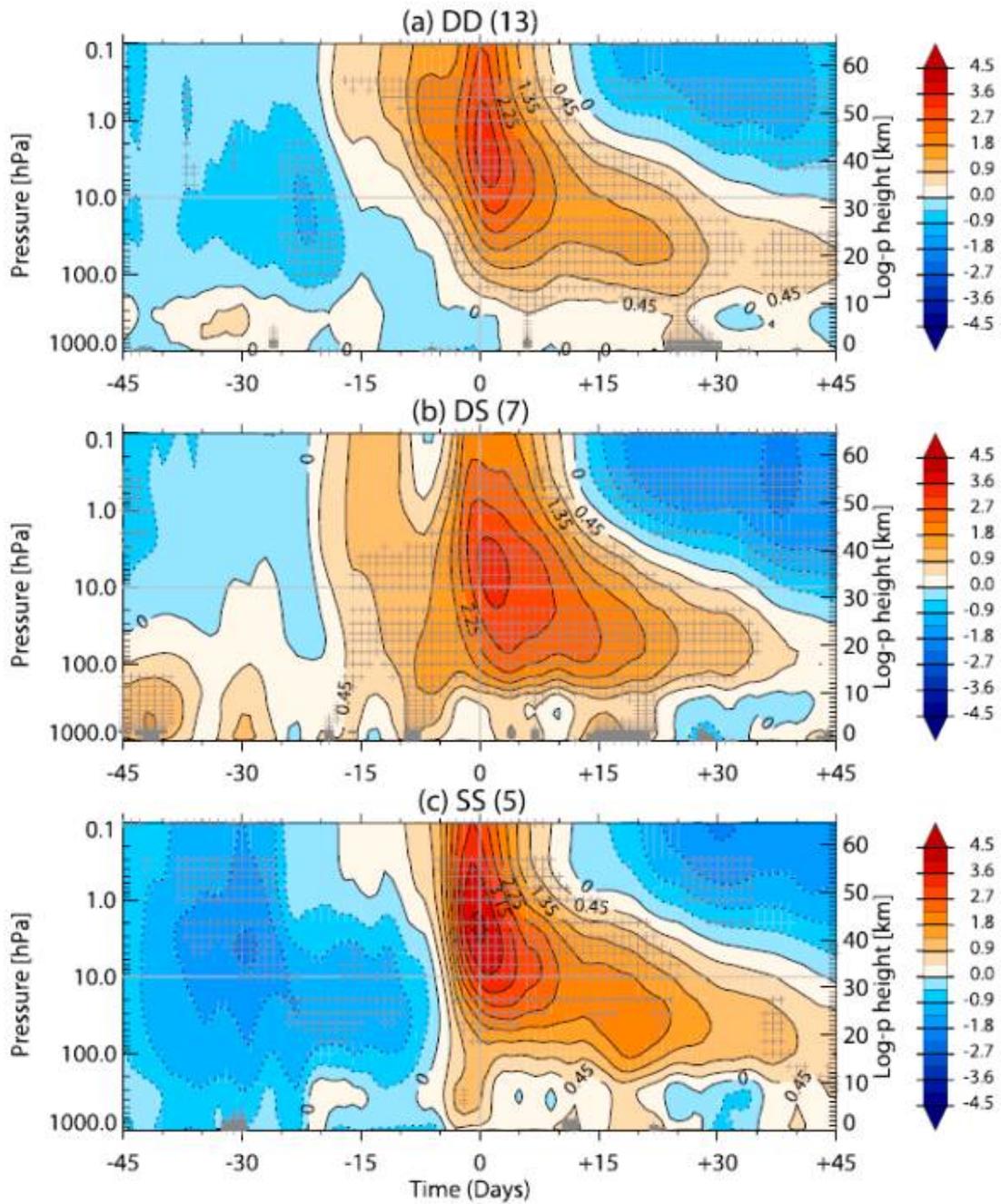


Figure 3.3.48 PCH anomaly based on the MERRA GPH anomaly averaged over  $65^{\circ} - 90^{\circ}\text{N}$  for (a) 13 DD events, (b) 7 DS events, and (c) 5 SS events of SSW. Crosses indicate statistically significant regions at the 90% confidence level.

묶어서 분석한 경우의 편차를 녹색 등치선으로 표시하였다. 해당 등치선의 분포는 이동-분리 유형과 분리-분리 유형의 극지역 중부 성층권 편차의 구조 중 어느 하나와도 유사하지 않다. 나머지 두 기간 동안에 편차의 SSW 유형별 차이는 상대적으

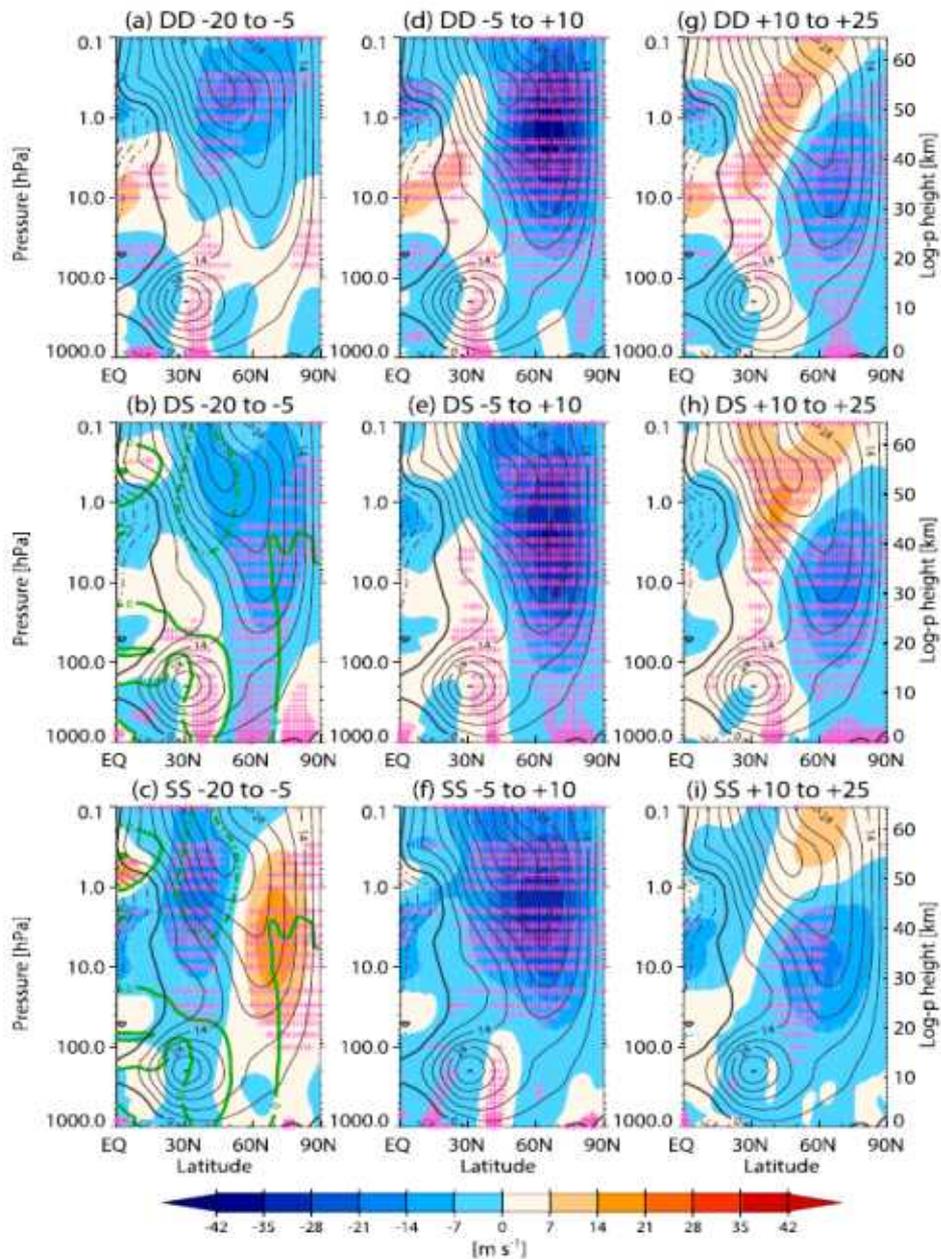


Figure 3.3.49 Zonal-mean zonal wind anomaly (shading) and climatological December - February (DJF) mean and zonal-mean zonal wind (contours) based on MERRA data. The results are shown for (top) DD, (middle) DS, and (bottom) SS types, averaged (a) - (c) from days -20 to -5, (d) - (f) from days -5 to +10, and (g) - (i) from days +10 to +25. The thick solid and dashed - dotted contours denote zero and negative wind speeds, respectively. The contour interval is  $7 \text{ m s}^{-1}$ . Crosses indicate the statistically significant region at the 90% confidence level. The green contour (b) and (c) shows the wind anomaly using the combined DS+SS type.

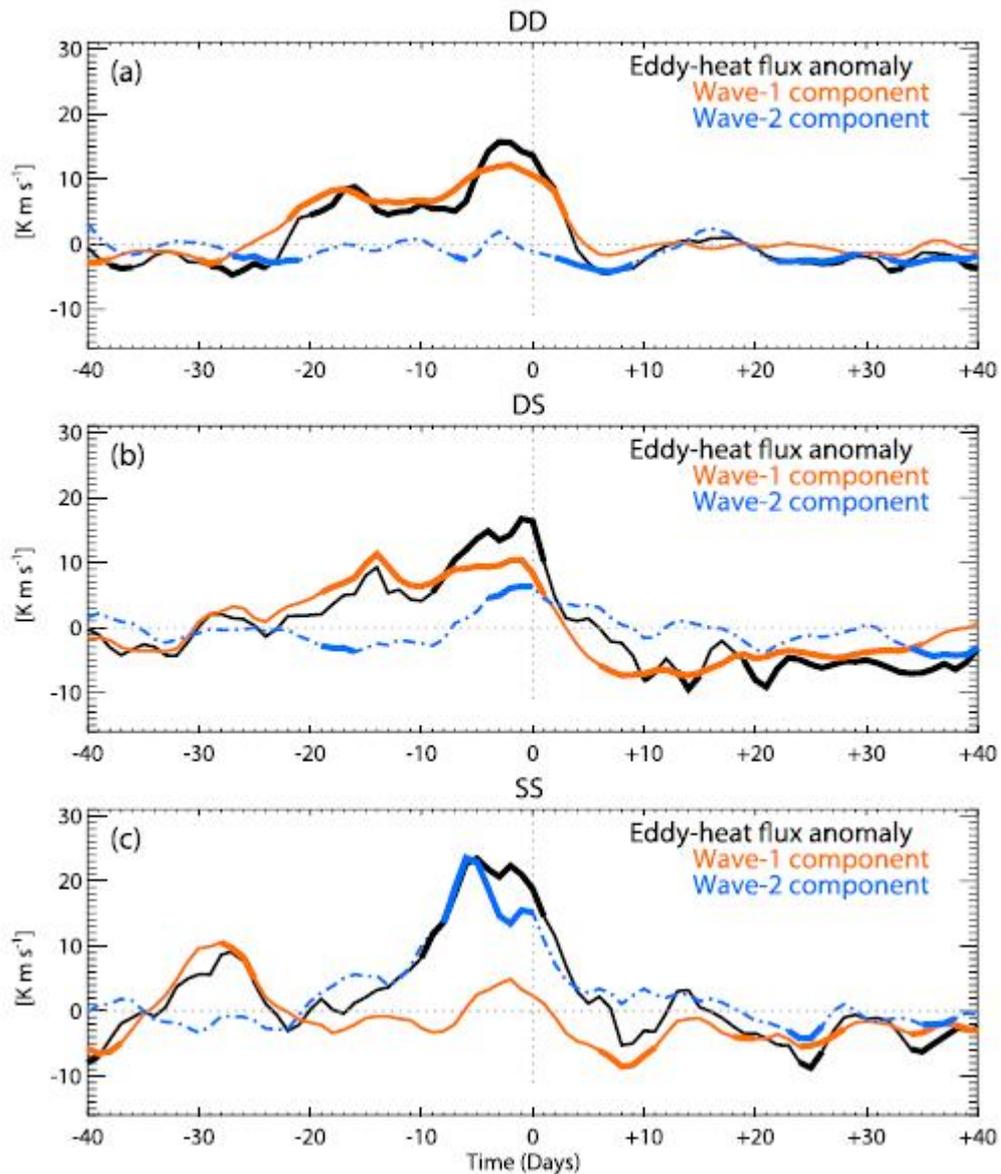


Figure 3.3.50 Anomalies of meridional eddy heat flux averaged over  $45^{\circ} - 75^{\circ}\text{N}$  at 100 hPa based on NCEP - NCAR data for (a) DD, (b) DS, and (c) SS types. The black line denotes anomalies from the total eddies, and the orange and blue lines denote contributions by zonal waves 1 and 2, respectively. The thick solid part of each line indicates that the heat flux anomaly is significantly different from zero at the 90% confidence level.

로 크지 않아서, 온난화가 진행되는 시기에는 (Figs. 3.3.49e-f) 음의 편차가 극지역 전체 대기 영역에 걸쳐서 확인되며 온난화의 쇠퇴시기 (Figs. 3.3.49g-i)에는 중부 성층권의 양의 값이 고위도 상부 성층권까지 연결되어 나타난다.

남북 에디 열속 편차는 Eliassen-Palm 속의 연직 성분을 나타내며 대류권에서 성층권으로 전파하는 연직 파동활동의 정도를 진단하는 지시자로 사용된다. 연직 전파되는 행성과 활동의 유형별 차이를 검토하기 위해서 면적평균된 남북 에디 열속 편차의 시계열을 Fig. 3.3.50에 나타내었다. 모든 유형에서 양의 값이 중심날짜 약 3주전부터 증가하기 시작한다. 그러나 총성분에 기여하는 주요파동 성분에는 유형별 차이가 확인된다. 이동-이동 유형과 이동-분리 유형은 중심날짜 이전에 주황색으로 표시된 파수-1 성분이 검은색으로 표시된 총성분의 대부분을 설명한다 (Figs. 3.3.50a and b). 파란색으로 표시된 파수-2 성분은 이동-이동 유형 (Fig. 3.3.50a)에 대해서는 전 기간 동안 크지 않으나 이동-분리 유형 (Fig. 3.3.50b)의 경우에는 중심날짜 며칠 전에 증가하기 시작하며, 분리-분리 유형 (Fig. 3.3.50c)에서는 파수-2 성분이 총 성분의 대부분을 설명한다. 또한 중심날짜 약 30일 이전에 파수-1 성분에 의한 양의 값이 확인 된다 이동-분리 유형에서는 상대적으로 분명하지는 않으나 이러한 전조증상은 분리 유형의 특징 중 하나로 보고된 바 있다 (CP07).

성층권으로 전파하는 행성과 발달에 대한 대류권의 영향을 조사하기 위해서 해수면 기압편차를 SSW 유형별로 확인하였다 (Fig. 3.3.51). 이동-이동 유형 및 이동-분리 유형의 경우, 비록 유라시아 지역의 양의 해수면 기압 편차 값의 위치가 다소 차이가 있으나 시베리아 고기압의 북서쪽에 위치하며 알류산 저기압과 관련한 음의 값과 함께 파수-1 편차 형성에 기여할 수 있다. 반면에 분리-분리 유형에 대해서는 시베리아 고기압과 관련된 양의 편차는 약하고 북태평양 지역에서 양의 편차과 관측된다. 이는 파수-2 편차가 생성되기에 용이한 구조이다. 이러한 해수면 기압편차 구조는 성층권으로 전파하는 주요 파동(Fig. 3.3.50)과 일관성 있는 분포를 보여준다. 중심날짜 이후에 세 유형의 해수면 기압 패턴은 대규모 관점에서는 유사하다.

##### (5) 모델 결과

모의된 수치자료의 분석기간 동안 총 103번의 SSW 사례가 확인되었으며 연간 빈도는(0.52) 재분석 자료의 결과에 비하여 다소 낮다. 유형별로는 64개의 이동-이동 유형, 31개의 이동-분리 유형, 8개의 분리-분리 유형 사례가 확인되었다. 이동-분리 유형과 분리-분리 유형 사례를 함께 고려해도 이동-이동 유형 사례수의 약 절반 수준이다. 모델 분리-분리 유형 사례 수는 이동-분리 유형의 약 1/4 수준으로,

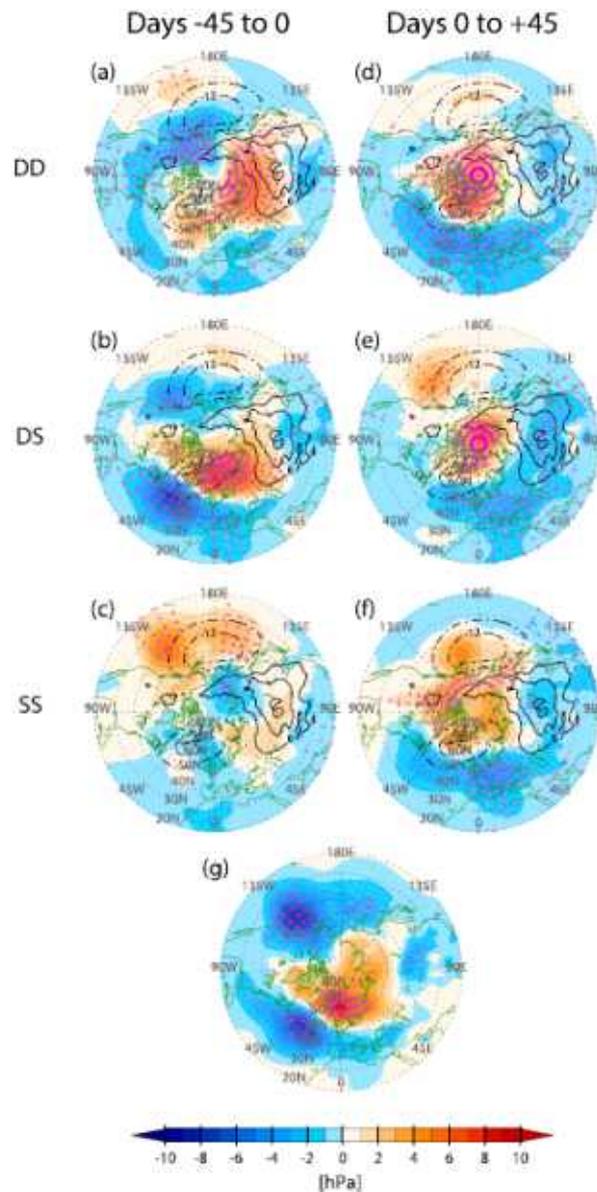


Figure 3.3.51 SLP anomaly (shading) and zonal perturbation of DJF mean climatological values (contours) based on NCEP - NCAR data. Features averaged (left) from days -45 to 0 and (right) from days 0 to +45. Shown are (a),(d) DD, (b),(e) DS, and (c),(f) SS types. (g) Difference between (b) and (c). The dashed - dotted contour denotes negative values. The contour interval is 6 hPa, and the zero contour is omitted. Crosses indicate statistically significant regions at the 90% confidence level.

재분석 자료에서 두 유형의 발생 빈도가 거의 유사했던 것과는 차이가 있다. 파수 -2의 발달로 인한 SSW의 발생은 태평양 지역의 블로킹과 관련되어 있는 것으로 알려져 있으나 (Martius et al., 2009; Nishii et al., 2011; BC14) 북태평양 블로킹은

모델에서 쉽게 모의되지 않는 것으로 보고되고 있다 (de la Torre et al., 2012). 이러한 모의 능력의 부족이 모델 분리-분리 유형의 낮은 발생 빈도와 관련 있을 수 있다. 또한 해수면 온도와 해빙 감소 등의 대류권 경년 변동성을 제거한 모델의 경계조건도 분리-분리 유형의 발생 빈도에 영향을 미칠 수 있다. 다른 요인으로는 유형분류 알고리즘에서 과동의 진폭을 계산하기 위한 선택한 위도대이다. 관측과 모델자료에서 북위 45도부터 75도까지 5도 간격으로 10도씩 평균한 5개의 위도대에 대해서 SSW 유형의 빈도수를 조사하였다. 관측에 비하여 모델에서는 선택된 위도대에 대한 빈도수의 민감도가 상대적으로 크다. 저위도 지역으로 갈수록 분리유형의 발생 횟수가 증가한다. 예를 들어 50°N-60°N 위도대를 선택한 경우 이동 유형과 분리 유형의 발생 비율을 1.15로 MERRA 재분석 자료에서 확인된 비율(1.08)과 유사하다. 그러나 모델 분리 유형의 증가는 주로 이동-분리 유형 증가에 기인하며 분리-분리 유형의 발생 빈도는 여전히 낮다. 또한 위도대 선택에 따른 결과의 민감도는 크지 않았다.

관측 결과와의 비교를 위해서 재분석 자료를 이용하여 수행된 모든 분석작업을 모델산출 결과를 사용해서 수행하였으며 대표적으로 PCH 편차와 동서방향에 대해 평균한 동서풍 편차의 분석결과를 Fig. 3.3.52와 Fig. 3.3.53에 나타내었다. 이동-이동 유형의 PCH 편차의 분포 (Fig. 3.3.52a)는 전반적으로 이동-분리 유형 (Fig. 3.3.52b)과 유사하다. 이동-이동 유형과 이동-분리 유형의 경우 중심날짜 기준 약 20일 전부터 상부성층권에서 발달하기 시작하는 양의 값이 시간이 지나면서 점진적으로 하향 전파한다. 모델 이동-분리 유형은 관측에서 확인된 중심날짜 기준 10일 전부터 상향 전파하는 양의 값이 보이지 않는다 (Fig. 3.3.48b). 모델 분리-분리 유형은 중심날짜 35일전부터 20일 전까지 음의 편차 값이 상부성층권에서 우세하며, 중심날짜 몇 일 전에 양의 값이 대기 전영역에서 거의 동시에 확인된다. 그러나 PCH 편차의 부호가 음에서 양으로 급격히 바뀌던 관측에서의 특징 (Fig. 3.3.48c)은 상대적으로 뚜렷하지 않다.

SSW가 발생되기 이전에 모델 동서풍 편차의 유형별 분포를 Fig. 3.3.53에 나타내었다. 관측과 동일하게 해당기간 동안 유형별 차이가 가장 뚜렷하며, 이동-이동 유형 (Fig. 3.3.53a)과 이동-분리 유형 (Fig. 3.3.53b)의 구조가 상대적으로 분리-분리 유형 (Fig. 3.3.53c)에 비하여 유사하다. 그러나 모델 이동-이동 유형의 경우 관측에서 확인된 쌍극자 구조 (Fig. 3.3.48c)에 비하여 복잡한 패턴을 보인다.

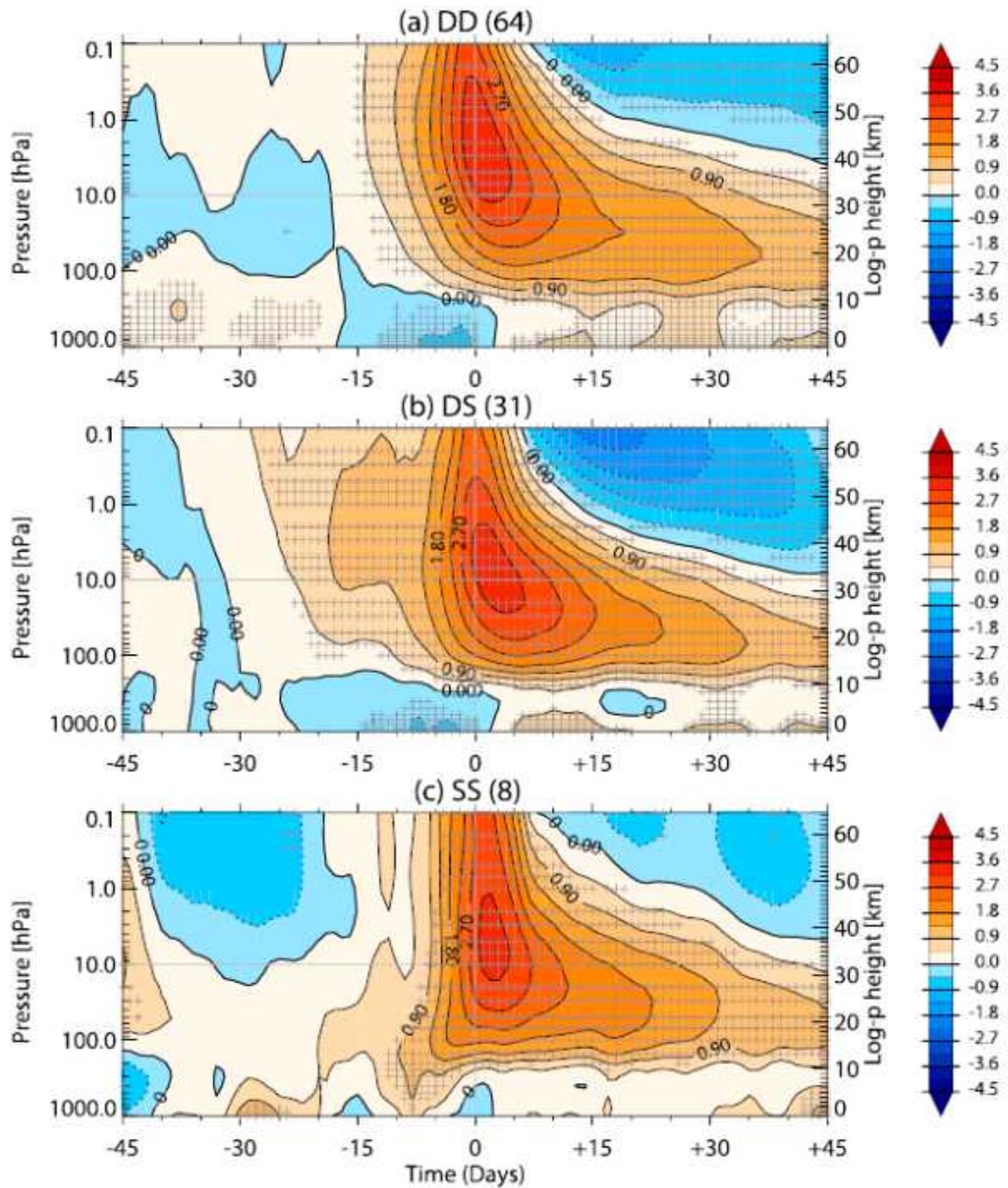


Figure 3.3.52 As in Fig. 3.3.48, but for the PCH anomaly calculated by using the WACCM results for (a) 64 DD types, (b) 31 DS types, and (c) 8 SS types.

## 라. 요약 및 결론

SSW는 극지역 성층권의 대표적인 기상 현상 중 하나로서 북반구 겨울철 극지

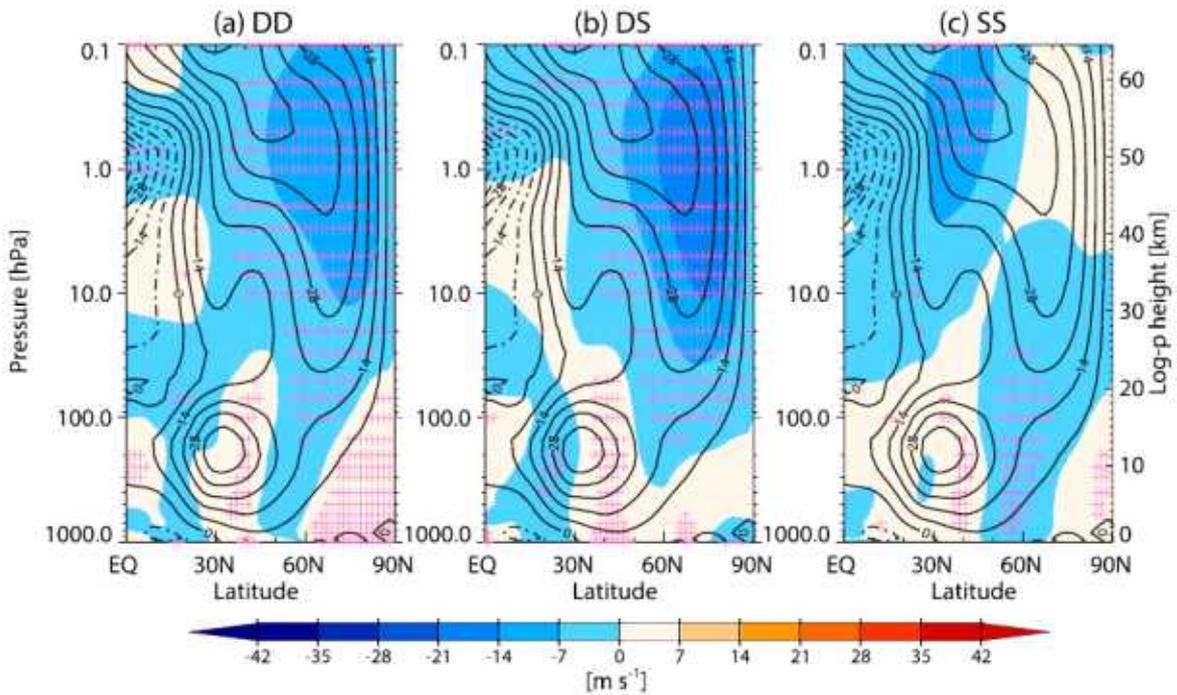


Figure 3.3.53 As in Figs. 3.3.49a - c, but for WACCM data.

역 성층권의 온도가 급격히 상승하면서 발생한다. 기존 문헌에서 SSW 현상은 일반적으로 이동 또는 분리 유형으로 정의된다. 이동 유형은 극 소용돌이가 극지역에서 벗어나 저위도 방향으로 이동하는 형태이며, 분리 유형은 크기와 강도가 비슷한 두 개의 극 소용돌이로 나누어지는 사례이다. SSW의 발달 과정의 상세한 재검토 결과, SSW의 일부 사례에서 중심날짜 전후로 그 유형이 변경되는 것으로 밝혀졌다. 관측에서 확인되는 특징을 기반으로, 파동 진폭을 사용하여 세 가지 유형의 SSW, 즉 이동-이동 유형, 이동-분리 유형 및 분리-분리 유형을 객관적으로 정의하였다. 10 hPa 고도의 55°N-65°N 지역에 대해서 평균한 고도장의 동서과수 1과 2의 진폭이 분류 기준으로 사용되었다. 동서과수 1의 진폭이 성층권 돌연승온의 중심날짜 전과 후에 동서과수 2의 진폭보다 큰 경우, 해당 사례는 이동-이동 유형으로 간주되며, 그 반대의 경우는 분리-분리 유형으로 분류된다. 중심날짜 이전에는 동서과수 1의 진폭이 동서과수 2의 진폭보다 크지만 중심날짜 이후에는 더 작은 경우, 해당 SSW 사례는 이동-분리 유형으로 간주된다. 분류 알고리즘은 재분석 자료 및 모델 결과에 각각 적용되었다. 이전 연구들에 의해서 확인된 기존의 분리유형의 SSW 사례들은 이동-분리, 또는 분리-분리 유형으로서 구분 될 수 있고, 각각의 유형은 SSW이 발생 하기 이전에 상대적으로 상이한 특성을 보였다. 분리-분리 유형은 기

존의 분리유형의 특징이 보다 명확하며 이동-이동 유형과의 차이가 뚜렷하다. 모델 결과는 전반적으로, 특히 이동-이동 사례에서, 재분석 자료의 분석결과와 유사하다.

### 3.3.8 여름철 북극 대기 순환장 형성에 대한 종관규모 스톱의 역할 규명

#### 가. 배경 및 목적

북극에서 북극진동 (Arctic Oscillation, AO)이나 쌍극모드 (Dipole Anomaly, DA)와 같은 저주파 대기 순환 모드는 해빙의 시공간 변동에 영향을 주는 요인으로 많은 관심을 끌어왔다 (Rigor et al., 2002; Rigor and Wallace, 2004; Wang et al., 2009). 특히, 해빙의 시공간 변동에 영향을 줄 수 있는 해양 순환 패턴 등에 비해, 상대적으로 풍부한 대기 관측 자료를 바탕으로 다양한 연구가 시도될 수 있었다. 다양한 계절 중, 여름철의 대기 순환장은 해빙 최솟값이 나타나는 9월과 가까운 계절이라는 점 때문에 여러 연구가 진행되었다 (Ogi and Wallace, 2007; Ogi and Yamazaki, 2010; Ogi and Wallace, 2012; Screen et al., 2011; Knudsen et al., 2015; Ding et al., 2017). 그러나 좀 더 이른 기간에 이루어지는 계절 예측의 중요성 때문에, 이전 봄이나 더 이른 겨울철에 먼저 갖춰지는 조건이 무엇인가에 대한 연구도 많이 이루어졌다 (Kapsh et al., 2013; Park et al., 2015; Williams et al., 2016).

여름철은 북극해에서 종관규모 활동이 가장 강해지는 계절로 알려져 있다 (Zhang et al., 2004; Serreze and Barrett, 2008; Orsolini and Sorteberg, 2009). 계절적으로 따뜻해짐에 따라 고위도대의 해빙이나 육지의 눈이 서서히 사라짐에 따라 해양과 육지 사이의 남북 방향의 온도 경도가 커지면서 해안선을 따라 경압전선대가 생성된다 (Crawford and Serreze, 2015). 그 결과 북극해의 여름은 겨울보다 스톱이 활동하기 좋은 환경이 되고, 이는 결국 중위도에서 유입되는 저압성 스톱뿐만 아니라 북극해 지역에서 생성되는 스톱도 증가시킨다 (Serreze and Barrett, 2008). 그러므로 북극의 여름철을 이해하는 데 있어 북극 저기압과 그것이 해빙에 미치는 영향에 대해 이해하는 것은 중요한 주제가 되었다 (Mesquita et al., 2008; Simmonds and Rudeva, 2012; Semenov et al., 2019).

대기 중 서로 다른 규모 현상들 간의 상호작용 관점에서, 북극은 경도 간 거리가 점점 줄어드는 데에 위치해 수평 규모가 종관 규모부터 행성 규모까지 병합되는 단

일 영역이라는 특징을 가진다. 만약 강한 종관 규모의 저기압/고기압이 지속되거나 극점 근처를 자주 지나간다면, 이것은 그 자체로 해당 지역 저주파 대규모 순환장(월 혹은 계절 규모) 패턴에 직접적으로 기여하게 된다 (Zhang et al. 2004; Seereze and Barrett, 2008; Wernli and Papritz, 2018). Serreze and Barrett (2007)는 합성장 분석과 사례 분석을 통해 여름철 해면기압장이 저압성 흐름을 보인 해에는 저기압 활동이 우세했던 것을 보인 바 있다. 한편, Wernli and Papritz (2018)은 여름철 해빙을 녹이는 호조건으로 알려진 북극 여름철 고압성 흐름을 이 지역에 진입하는 기록적인 종관규모 고기압이 지배한다고 밝혔다.

앞에 적은 바와 같이, 기존 연구들이 종관 규모의 현상이 누적됨에 따라 극지역의 계절 규모 순환장의 특정 형태가 생성될 수 있다고 제안하였으나, 실제로 종관 규모 저기압의 활동이 여름철 대기 평균 순환장에 어떻게 영향을 미치는지 양적으로 자세히 살펴보려는 시도는 부족했다. 따라서 본 연구에서는 열대 이북 지역의 종관 규모 저기압을 탐지하고 추적하여 저기압 활동성 및 그것이 극지 여름철 평균 순환장에 어떤 영향을 미치는지 정량화해 보았다. 또한 여름철 북극 평균 순환장의 패턴을 분류하기 위해 다양한 방법들 중, 방대한 기후 자료를 효과적으로 분류하는 것으로 알려진 자기조직화지도 (SOM) 방법을 채택하였다 (Johnson, 2013; Lee and Feldstein, 2013; Feldstein and Lee, 2014). Johnson (2013)은 ENSO와 관련된 해면기압 패턴의 연속체를 분류하였고, Lee and Feldstein (2013)과 Feldstein and Lee (2014)은 SOM을 사용하여 일반적인 EOF로는 구별되지 않는 북반구와 남반구의 수평 제트 기류의 위도대 이동을 구분해 낸 바 있다. Reush et al. (2005) 역시 잘 알려진 북대서양진동 (North Atlantic Oscillation, NAO) 의 공간적인 패턴이나 상대적인 빈도를 연구함에 있어 EOF보다 SOM의 이점이 많음을 보인 바 있다. 게다가 SOM은 북아메리카와 유럽 지역의 겨울철 극한 저온 현상이나 (Bao and Wallace, 2015), 북반구 전역의 여름철 극한 고온 형상과 관련된 대기 변동성 (Lee et al., 2017) 등을 구분해 내는 데에도 이용되었다. 이러한 연구들은 SOM으로부터 분류된 군집들은 기존의 계층적 군집 분류 방법을 통해 얻은 것보다 좀더 정확하게 선형적으로 독립적이라고 결론짓고 있다.

## 나. 자료 및 방법

## (1) 관측 자료

우리는 주로 1979년부터 2017년까지 북반구 여름철에 대해 ECMWF에서 제공하는  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$  수평해상도를 가진 ERA-Interim (Dee et al., 2011) 대기장 자료를 사용하였다. SOM 군집분류에 사용된 변수는 일별해면기압장에서 기후학적 계절평균을 제거한 아노말리장이다. 여기서 기후학적 계절 평균은 일별 기후값을 1-2-1 필터를 도입하여 이동 평균하여 부드럽게 하였다. SOM과 관련된 추가적인 대기장 분석을 위해 850 hPa부터 200 hPa 사이의 수평 바람장, 온도장, 지위고도장 등이 사용되었고, 저기압의 탐지 및 추적을 위해 해면기압과 850 hPa 상대와도의 6시간 자료가 추가적으로 이용되었다.

## (2) 자기조직화지도 방법 (SOM)

이 연구에서 SOM 군집분류 방법은 1979년부터 2017년까지 북극 도메인 ( $60^{\circ}\text{N}$  이북)의 여름철 MSLP 일자료에 적용되었다. SOM은 신경망에서 시작하는 군집 분류 방법 중 하나로 K-평균 군집화를 기반으로 하기 때문에 기계학습을 통해 많은 자료를 지정된 수의 군집들로 분류한다. 최종적으로 분류된 군집 패턴들을 그 패턴들 간의 유사성에 따라 1차원, 혹은 2차원의 격자로 재배치한다는 점에서 다른 군집과 차이를 가진다 (kohonen, 2001). 이와 같은 재배치는 대기 순환 체제의 연속체를 잘 설명할 수 있게 한다 (Johnson, 2013; Johnson et al., 2008; Leloup et al., 2007).

패턴 학습을 위한 훈련 기간 동안, 개별 자료는 특정 SOM 패턴으로 나뉘고, 이때 할당된 SOM 패턴과 일자료 사이의 유클리드 거리는 다른 패턴과의 거리에 비해 최소가 된다. 군집 분류 방법의 특성 상, SOM 방법 역시 사전 정의된 SOM의 패턴 수가 증가할수록 대표 패턴과 일자료 간의 유사성은 증가한다. 하지만 동시에 대표 패턴들 간의 상이성은 줄어들어 서로 다른 물리적 모드를 명확하게 식별하는데에 어려움을 만든다. 따라서 다음의 두 가지 조건을 고려하여 최적의 SOM 패턴 수를 결정하는 것이 합리적이다. SOM의 수는 (1) 자료들의 물리적 특성을 잘 반영할 수 있을 만큼 충분히 커야 하고, (2) 서로 다른 군집 간에 구분이 뚜렷할 만큼 충분히 작아야 한다. 이 두 가지 조건을 동시에 만족시키는 방법을 찾기 위해 우리는 Lee et al. (2017)에서 제안한 방법을 따라 (1) 일자료와 대표 패턴 사이의 공간

상관계수가 충분히 크고, (2) 대표 패턴 간 상이성으로 표현할 수 있는 패턴 쌍들 사이의 Ward' linkage 거리 (Xu et al., 2013)는 충분히 작은 SOM의 수를 구해 보았다. SOM의 격자를 (2×1)부터 (10×1)까지 증가시키면서, 각 SOM 수에 따른 상관 계수 (회색 실선)와 Ward's linkage 거리 (검정 실선)를 구해 Fig. 3.3.54에 나타내었다. 공간 상관 계수의 경우 패턴의 수가 늘어날수록 점점 커지긴 하지만, (2×1) 일때부터 통계적으로 유의한 값을 보이고 있는 반면, Ward's linkage의 감소율은 SOM의 수가 (3×1)에서 (4×1)로 증가할 때 감소율이 줄어드는 것을 볼 수 있다. 따라서 우리는 극지역의 여름철 순환장을 분류하는 데에 있어 최적의 SOM 패턴 수로 (3×1) 격자를 선택하였다.

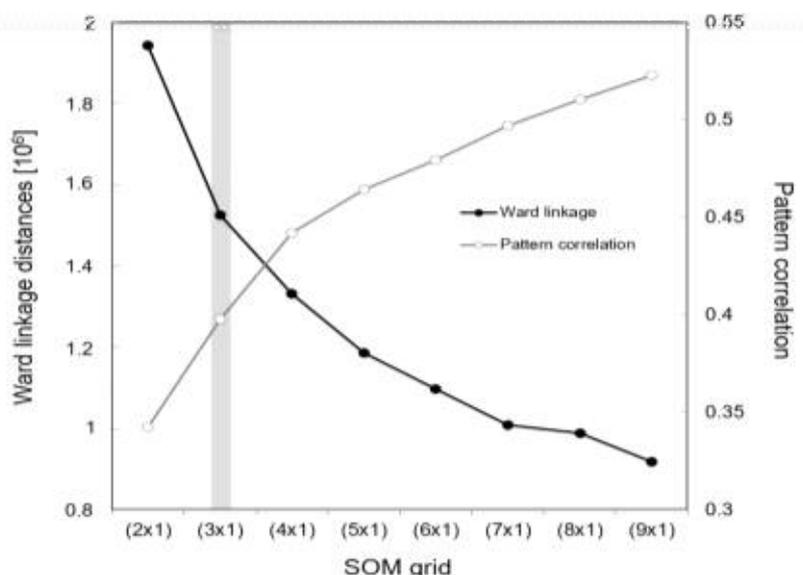


Figure 3.3.54 Ward linkage distances between the self-organizing maps (SOM) patterns (open circle, left y-axis) and mean pattern correlations between the daily mean sea-level pressure (MSLP) fields and their best-matching SOM pattern (closed circle, right y-axis) as a function of SOM grid from (2 × 1) to (9 × 1).

SOM 패턴을 단지 3개의 패턴에 한정짓는 것은 해당 지역의 종관적 특징에서의 지리적 변화에 대한 충분한 해상도를 허용하지 않는데, 이는 좀 더 많은 SOM으로 종관 패턴의 연속체적 성격을 보고한 다른 연구들 (Reusch et al., 2005; Hewitson and Crane, 2002)과의 차이점이다. 좀 더 많은 패턴들은 종관 규모의 진화를 좀 더 상세히 묘사할 수 있는 장점이 있지만, 너무 많은 수의 종관 패턴을 분류하는 것은

중관-고주파 현상과 대규모-저주파 현상 사이의 상호작용을 보고자 하는 이 연구의 목적에 부합하지 않다. 따라서 우리는 앞서 선택한 (3×1) 격자로 분류된 SOM 패턴으로 이후 연구를 진행하였다.

### (3) 저기압 추적 및 격자화

중-고위도 저기압의 탐지와 추적을 위해, Vitart et al. (1997) 에서 기술한 방법 중 열대성 저기압의 특성을 나타내는 검출 기준을 제외하고 이용하였다. 북반구의 중-고위도 지역 (30°N 이북) 에서 저기압 중심을 탐지하는 것은 다음 세 가지 기준으로 구성된다. (1) 각각의 11×11 격자 창 내에서  $2.0 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$  이상의 850 hPa 상대와도를 가지는 값 중 국부 최댓값을 구하고, (2) 이 최댓값을 중심으로 400 km 반경 내에서 가장 인접한 MSLP의 국부 최솟값을 찾는다. (3) 이 국부 최솟값으로부터 500 km 거리 내에서 모든 방향으로 적어도 15 Pa 이상의 해면기압 상승이 나타나면 이것을 저기압 중심으로 여긴다. 이렇게 모든 저기압 중심이 찾아지고 나면, 이 저기압 중심이 다음 단계에 이동할 가능성이 높은 위치를 결정하는 기술을 바탕으로 저기압 중심의 추적을 진행하는데 그 절차는 다음과 같다. (1) 탐지된 저기압 중심은 이전 단계의 저기압 중심으로부터 순환 추적 경계 (반경 750 km) 내에서 선택된다. (2) 경계 내에서 중심을 선택할 경우, 이는 이동 이후의 저기압 위치로 여겨진다. 만약 중심이 여러 개로 나타날 때는 저기압이 움직이는 방향을 향한 앞쪽 반원에 가장 가까운 중심으로 결정된다. 만약 해당 반원에 중심이 하나도 없을 경우에는 방향과 관계없이 가장 가까운 지점이 중심으로 정해진다. 만약 경계 내에 탐지되는 저기압이 하나도 없을 때에는 추적 알고리즘은 종료된다. (3) 저기압 추적 결과로 나온 자료들 중, 생애주기가 1.5일 이내인 저기압들은 폐기되며, 남은 저기압과 추적값들은 데이터베이스에 보관된다.

저기압 추적 경로를 격자화하는 것은 저기압의 활동성 분포를 명확하게 제시하는 장점이 있다 (Crawford and Serreze, 2016). 극 근처의 특이점으로 인해, 우리는 기존의 위-경도 격자가 아닌 극점을 기준으로 500 km × 500 km의 등거리 격자를 구성하였다. 매해 여름마다 격자화된 저기압 공간 분포를 구하였고, 이렇게 격자화된 자료는 기후학적 혹은 합성장 분석은 위해 사용하였다. 이 연구에서는 각 격자에 처음 진입한 저기압의 수를 세어 격자화된 저기압 빈도로 표현하였고, 이는 저기압 활동성의 공간 분포를 보여준다.

## 다. 결과

### (1) 북극 여름철 해면기압장에 대한 SOM 분석

Figure 3.3.55 는 여름철 북극 해면기압장에 SOM 분석을 적용했을 때 도출되는 결과로서 3가지 대표 공간 패턴과 매해 여름에 해당 패턴으로 분류된 날의 수를 시계열로 나타낸 것이다. 세 개의 SOM으로 분류된 총 일수는 거의 비슷하게 분류되었고, 이 패턴들은 북극 여름철 해면기압장에서 나타나는 주요한 패턴으로 볼 수 있다. SOM1은 북유럽 지역을 제외하고 북극해 전반에 걸쳐 음의 아노말리가 우세한 패턴을 보이는데, 발생 빈도는 전체 연구 기간에 걸쳐 비슷하게 나타남을 볼 수 있다 (Fig. 3.3.55a). 이 공간 패턴은 AO 가 양의 위상을 가질 때 극지역의 패턴과 유사하다 (Rigor and Wallace, 2004; Ogi and Yamazaki, 2010).

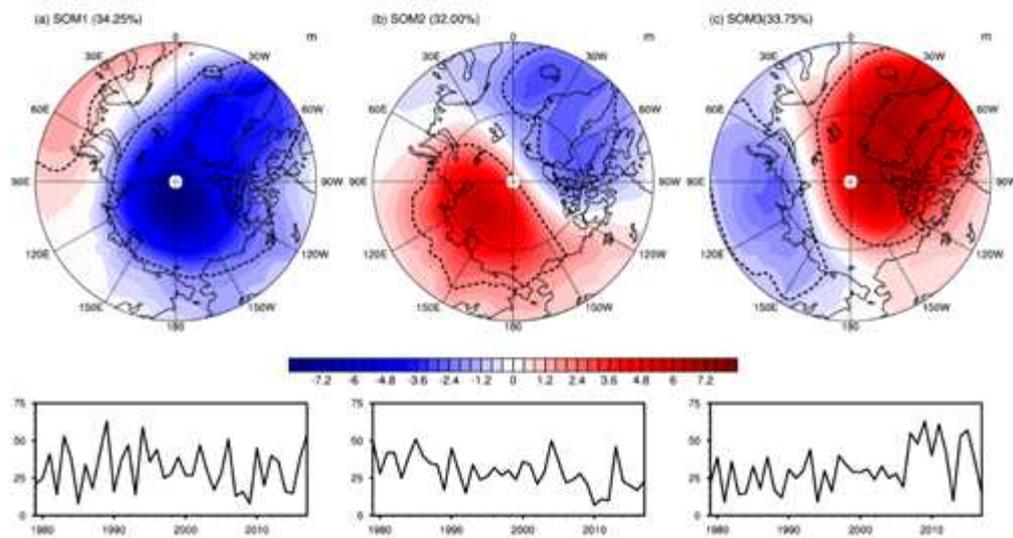


Figure 3.3.55 The SOM patterns of MSLP anomalies (hPa, top) and the time series of the seasonal frequency of occurrences of SOM (day number, bottom) per summer for SOM1 - SOM3 (a) - (c). The percentage of each SOM indicates the occurrence frequency of that SOM pattern for 3588 days of boreal summers over the period from 1979 to 2017. The dotted lines delineated the selected core areas for yielding the cyclone activity indices used in Table 3.3.6 (SOM1: Positive core  $\geq 1$  hPa, negative core  $\leq -2$  hPa, SOM2: Positive core  $\geq 2$  hPa, negative core  $\leq -2$  hPa, SOM3: Positive core  $\geq 2$  hPa, negative core  $\leq -1$  hPa).

SOM2는 대서양 북극 지역과 유라시아 북극-캐나다 분지 사이의 양극자 모드 (DA) 형태를 보인다. SOM2의 여름철 DA 패턴은 Wang et al (2009)의 연구에서 EOF를 통해 도출된 DA 모드 공간 패턴에 비해 반시계 방향으로 회전한 형태를 띠고 있지만, Wang et al. (2009)에서 말하고 있는 DA 모드의 음의 위상과 정성적으로 유사하다고 볼 수 있겠다. 다른 SOM 패턴에 비해 SOM2는 약간 감소하는 추세와 함께 상대적으로 낮은 경년 변동성을 보인다.

대조적으로, SOM3는 SOM2와 반대 형태를 띠는 DA와 유사한 패턴을 갖는 것으로 보이지만, DA의 노드는 유라시아 북극해를 따라 나타난다 (Fig. 3.3.55c). 이것은 Wang et al. (2009)에서 보고된 북극해 해빙의 감소와 관련이 깊은 형태로, 캐나다 북극을 중심으로 고기압성 흐름을 보이는 양의 DA와 정성적으로 유사하다. 흥미롭게도, SOM3의 빈도가 2007년 이후에 급격한 증가하는 것은 해빙의 감소가 급격히 나타난 시점과 일치한다.

북극 지역 해면 기압을 SOM을 통해 분류한 패턴들은 이전의 EOF 기반으로 구분한 순환장 패턴과 비교했을 때 모양의 차이나 유사점 모두 발견되었다. SOM 분석은 EOF에 비해 비대칭적인 형상이나 복잡한 패턴을 추출하는 데 장점을 가진 것으로 알려져 있다 (Liu and Weisberg, 2011). 따라서 이 연구에서 분류한 3개의 패턴은 북극의 여름철 표면 대기 순환에서 나타나는 기후 모드를 잘 반영하는 것으로 추측된다.

## (2) SOM 패턴과 관련된 저기압 활동성

3가지 형태의 북극 표면 순환장 형태에 기초하여, 우리는 각 순환장 형태를 형성하는 데 있어 종관 규모 저기압의 역할을 확인해 보고자 한다. 먼저, 격자 내 저기압 빈도의 합성장은 각 SOM의 빈도가 높은 5해의 값으로 구성되었다. 북극 지역 저기압 활동성과 관련된 해면기압의 경년 변동성에 초점을 맞추기 위해, 합성장 분석을 할 때 추세는 제거되었다. Table 3.3.1은 합성장 분석에 이용된 각 SOM의 빈도가 높게 나타나는 상위 다섯 해를 보여준다. 여기서 5년을 선택한 것은 1979년부터 2017년까지의 39년 동안 상위 12.5%에 해당하는 값이며, 4년이나 6년을 선택해도 합성장 결과는 크게 달라지지 않음을 확인하였다.

Figure 3.3.56은 1979년부터 2017년까지의 기간 동안 중-고위도 저기압의 기후학적 분포 (Fig. 3.3.56a)와 각 SOM마다 높은 빈도를 보인 다섯 해에 나타난 저기압

Table 3.3.6 The first five years used for composite analysis after selection from the detrended time series of occurrence frequencies for each SOM.

SOM	Top Five Years
1	2006, 1983, 2017, 1994, 1989
2	1979, 1990, 1985, 2004, 2013
3	2015, 1980, 2007, 2011, 2009

활동성의 합성도 (Figs. 3.3.56b-d)를 보여준다. Serreze and Barrett (2008)에 따르면, 북극의 여름철 저기압은 육지와 북극해 사이의 열적 차이가 증가하면서 발생할 수 있다. 그들의 연구 결과와 마찬가지로, 북태평양과 북대서양에 위치한 중위도 중심 외에 북극해에 나타나는 저기압 활동성의 중심이 명확히 나타났다 (Fig. 3.3.56a).

SOM1의 빈도가 높았던 해 동안의 격자화된 저기압 활동성의 합성도는 중앙 북극해와 그린란드-노르웨이해 지역에서의 눈에 띄는 증가가 보인다 (Fig. 3.3.56b). 한편, 저기압 활동이 기후학적으로 높은 것으로 알려진 중위도 북대서양 지역과 베링해 지역의 저기압 빈도는 SOM1의 빈도가 높은 해에는 오히려 낮게 나타나는 것을 확인하였다. 저기압 빈도의 분포를 고려할 때, SOM1과 같은 순환장의 계절적 형성은 중앙 북극해와 그린란드-노르웨이 해에서의 높은 저기압 활동성과 관련이 깊다. SOM2와 관련된 해면기압의 아노말리는 유라시아 북극-캐나다 분지 구역과 북대서양-북극 구역 사이의 양극자 패턴으로 특징지을 수 있었다 (Fig. 3.3.55c). 그러한 순환 패턴과 일치하게, 격자화된 저기압 빈도는 SOM2의 빈도가 높은 해에 그린란드와 캐나다 북극 군도 주변에서 양의 아노말리를, 유라시아 북극 쪽에서는 음의 아노말리를 보이는 것으로 나타났다 (Fig. 3.3.56c). SOM3의 빈도가 높은 해에는 북극해 지역의 전체적인 저기압 활동이 유의미하게 감소된다 (Fig. 3.3.56d). 중위도 북대서양 지역이나 베링해에서의 저기압 활동성은 증가한 것으로 나타났고, 이 중 북극해로 유입되는 저기압은 거의 없는 것으로 보인다. SOM3 패턴의 양극자 모드에서 북극해는 주로 고압성 아노말리가 지배적인 것 (Fig. 3.3.55c)은 해당 지역 격자화된 저기압 활동성의 변화와 잘 일치한다.

각 SOM 모드와 관련된 대기 순환장과 저기압 활동성의 공간 분포가 유사하게 나타나는 것은, 여름철 북극 지역의 평균 순환장을 형성하는 데에 있어 종관 규모

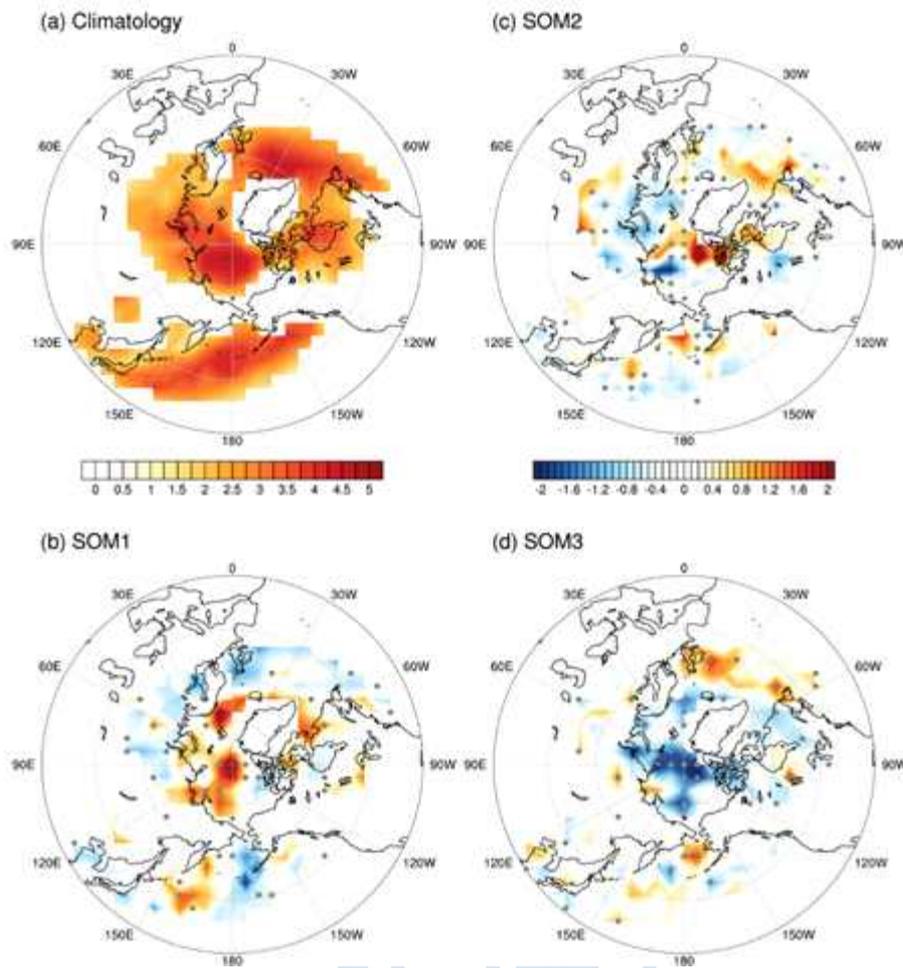


Figure 3.3.56 Climatological map of cyclone frequencies ( $\# \text{ year}^{-1}$ ) for June - July - August (JJA) in the period from 1979 to 2017 (a) and their composite anomalies in the first five years with the highest occurrence frequencies selected from the detrended time series of each SOM (b - d). The dots denote the grids, where the anomaly was observed to be statistically significant at a 10% level by the Monte Carlo test.

저기압 활동성의 역할을 정성적으로 보여준다 할 수 있다. 전체 분석 기간에 걸쳐 저기압 활동의 기여도를 통계적으로 정량화하기 위해, 저기압의 활동성을 보여주는 다양한 지표로 빈도, 유지일수, 중심기압, 누적에너지 (Accumulated cyclone energy, ACE; Bell et al., 2000; Camargo and Sobel, 2005)들의 시계열과 여름철 평균 해면기압의 시계열 사이의 시간 상관계수를 구해 보았다. 시계열은 각 SOM의 대표 패턴 (Fig. 3.3.54)에서 나타난 양과 음의 아노말리의 중심 지역에서 평균하여

계산하였다. 빈도는 해당 코어 지역을 지나간 저기압의 수를 한 번씩만 세어 나타내었고, 유지 시간은 각 격자에서 나타난 6시간마다의 저기압 위치를 센 후 4로 나누어 유지일수로 단위를 바꿔 주었다. 이 평균 강도는 코어 지역에서 6시간 간격의 모든 저기압 위치에 대해 중심 기압을 평균한 값이라 하겠다.

결과적으로 나타난 모든 지표들 간의 상관계수 중 저기압의 강도로 여길 수 있는 중심 기압의 상관계수가 모든 코어에서 가장 높은 값을 보였고, 이는 5% 통계 수준에서 유의한 값이다 (Table 3.3.7). 저기압 중심기압 자체가 해면기압과 동등한 변수이기 때문에 이와 같은 결과가 나온 것으로 볼 수 있다. 따라서 전체 저기압의 강도는 북극에서 계절 평균된 해면기압의 패턴을 결정하는 데 가장 효과적인 인자라 하겠다. 저기압의 강도를 나타내는 또 다른 지표로서 ACE는 저기압이 코어 지역에 머무는 동안의 최대 풍속의 제곱의 합으로 계산된다. ACE 또한 SOM3의 음의 중심 지역을 제외하고는 상당히 높은 상관관계를 보여주고 있다. 몇몇 사례에서 ACE의 상관계수가 좀 더 높기는 하지만, 전반적으로 유지일수는 여름철 평균 패턴 형성에 두 번째로 효율적인 인자로 여겨진다. 빈도 역시 유지일수와 거의 유사한 상관관계를 보이고 있다. SOM3의 음의 영역에서는 중심기압을 제외한 모든 지수가 여름철 평균 해면 기압 패턴 형성에 효과적이지 않은 것으로 나타났다. 이는 해당 지역이 사실 SOM3의 주요 지역이라기보다는 가장자리에 위치한 지역이라 나타나는 결과로 보인다.

Table 3.3.7 Correlation coefficients of the time series of summer-mean MSLP anomalies with three cyclone activity indices (i.e., frequency, duration, central pressure, and accumulated cyclonic energy (ACE)) for the positive and negative core areas of each SOM (dotted lines in Fig. 3.3.54). All the time series were obtained by averaging within the individual core area. The significant correlations are denoted by one (\* for  $p$ -value: 0.05) and two asterisks (\*\* for  $p$ -value: 0.01) as per the two-sided Student's  $t$ -test.

SOM	Activity core	Central Pressure	Duration	Frequency	ACE
1	Positive	0.61 **	-0.32 *	-0.24	-0.36 *
	Negative	0.88 **	-0.72 **	-0.6 **	-0.58 **
2	Positive	0.75 **	-0.58 **	-0.45 **	-0.43 **
	Negative	0.68 **	-0.43 **	-0.43 **	-0.51 **
3	Positive	0.84 **	-0.70 **	-0.67 **	-0.50 **
	Negative	0.50 **	-0.28	-0.24	-0.30

### (3) 각 SOM 패턴을 형성하는 저기압 활동과 관련된 대규모 순환장

우리는 지금까지 중-고위도 지역의 저기압의 시공간 변동이 북극 지역의 여름철 평균 순환장이 형성에 영향을 미친다는 것을 보여줬다. 이제는 그와 같은 시공간 변동성에 대한 배경을 제공하기 위해 대규모 대기 순환장에 대해 이해할 필요가 있다. 열대 외 지역의 저기압의 주요 에너지원은 남북방향 온도 경도 (수평바람의 연직 시어)의 변화로 인해 야기되는 경압 불안정성에 있다. 그래서 우리는 각 SOM이 높은 해에 대해 U200, 지표 온도 ( $T_s$ )의 합성도를 분석해 보았다 (Fig. 3.3.57). 경압 불안정성의 지표로, Eady 성장률과 수평 바람의 연직 시어 (200 hPa 바람과 850 hPa 바람의 차이) 또한 조사하였지만, U200은 두 가지 지표 모두에 기여하므로 여기에는 U200의 결과만 나타내었다. 먼저 기후적 패턴을 살펴보면, 북극권 근처의 여름철  $T_s$ 는 육지와 해양 사이에서 큰 경도를 보이고, 중위도 제트 기류를 따라 U200이 큰 값을 보인다 (Fig. 3.3.57a). SOM1의 빈도가 높았던 해에, 서유럽과 우랄 산맥, 캐나다 북부 영토 및 극동 러시아 지역에  $T_s$ 의 양의 아노말리가 나타나고, 약 하지만 음의 아노말리가 양의 아노말리 지역의 북쪽에 위치함을 볼 수 있다. 이는 강한 남북 온도 경도를 의미하며, 온도풍 관계에 따라 U200에서도 양의 아노말리를 생산한다. 북극해 경계 지역과 북대서양에서 우세해진 U200은 북대서양 지역으로부터 북극해로의 저기압 이동은 물론 북극해에서의 저기압 생성에 영향을 미친다. 이러한 결과는 SOM1이 높은 해에 자주 나타났고, U200이 좀더 빠른 지역은 러시아 북부 해안, 캐나다 북극 군도 및 북대서양과 같이 기후학적으로도 빈번한 저기압 활동이 나타나는 지역이라 나타나는 결과이다 (Fig. 3.3.57b).

또한 SOM2의 빈도가 높았던 해에는  $T_s$ 의 양의 아노말리가 나타나는 북극 지역이 두 군데이다 (Fig. 3.3.57c). 하나는 바렌츠해에서 러시아 최북단의 테이미르 반도로 이어지는 영역과 다른 하나는 알래스카 지역이다. 음의 아노말리 역시 러시아 북동부 지역과 캐나다 북극 제도에 나타나는데, 유의성을 따져 보면, 바렌츠해와 러시아 북동부 지역의 양의 아노말리만 통계적으로 유의한 값을 보였다. 마찬가지로, 통계적으로 유의한 U200의 아노말리도 해당 지역에서 잘 나타난다. SOM1의 빈도가 높은 해의 합성도만큼 확실하지는 않지만, 유라시아 북극 주변의 U200의 약화 효과는 저기압의 활동성 감소에 기여할 수 있다 (Fig. 3.3.56c).

마지막으로 SOM3의 빈도가 높았던 해의 합성도에서는 SOM1이 높았던 해와 반대되는 형태가 나타난다 (Fig. 3.3.57d). 이것은 북극해의 가장자리와 북대서양을 둘

러싼 남북 방향 온도 경도가 감소함에 따라 약화된 U200 아노말리와 관련 깊으며, 결과적으로 북대서양으로부터의 저기압 이동은 물론 북극해 전체에서 저기압 생성을 저해하는 결과를 초래한다 (Fig. 3.3.56d).

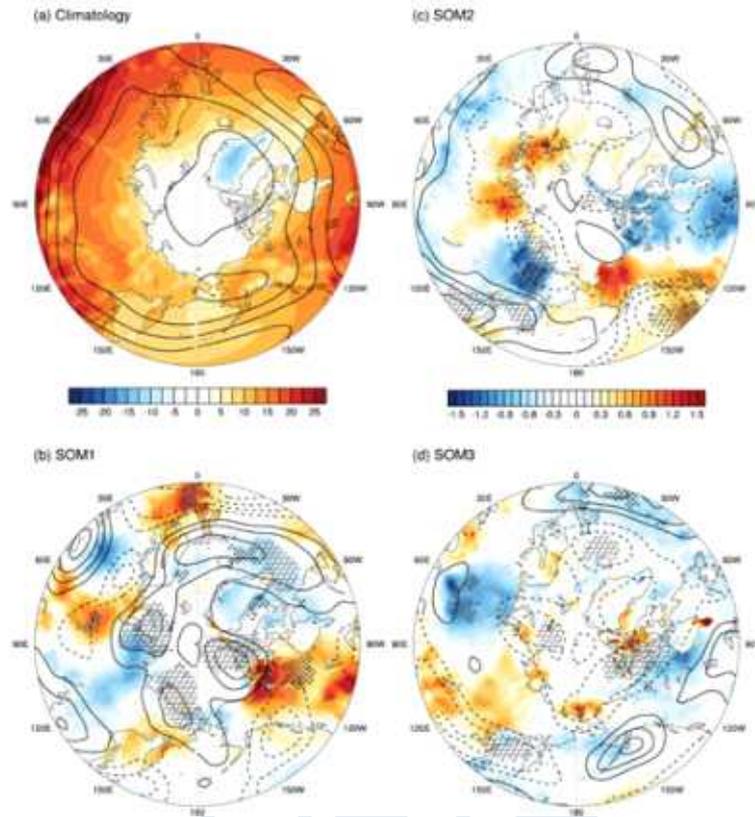


Figure 3.3.57 Climatological map of skin temperature ( $T_s$ ) (shading,  $^{\circ}\text{C}$ ) and 200-hPa zonal wind (U200) (contour,  $\text{m s}^{-1}$ ) for June - July - August (JJA) in the period from 1979 to 2017 (a) and their composite anomalies in the first five years with the highest occurrence frequencies selected from the detrended time series of each SOM (b - d). The dots denote the grids, where the anomaly was observed to be statistically significant at a 10% level by the Monte Carlo test.

#### (4) SOM과 관련된 종관 현상의 진화

SOM에 의해 군집 분류된 여름철 평균 북극 순환장 패턴의 형성에 기여하는 저기압의 유의미한 역할로 인해, 각 SOM에 대해 종관장의 일반화된 일별 진화 형태를 lead-lag 합성장 분석을 통해 특성화하는 것은 유익하다. 각 SOM 군집으로 분

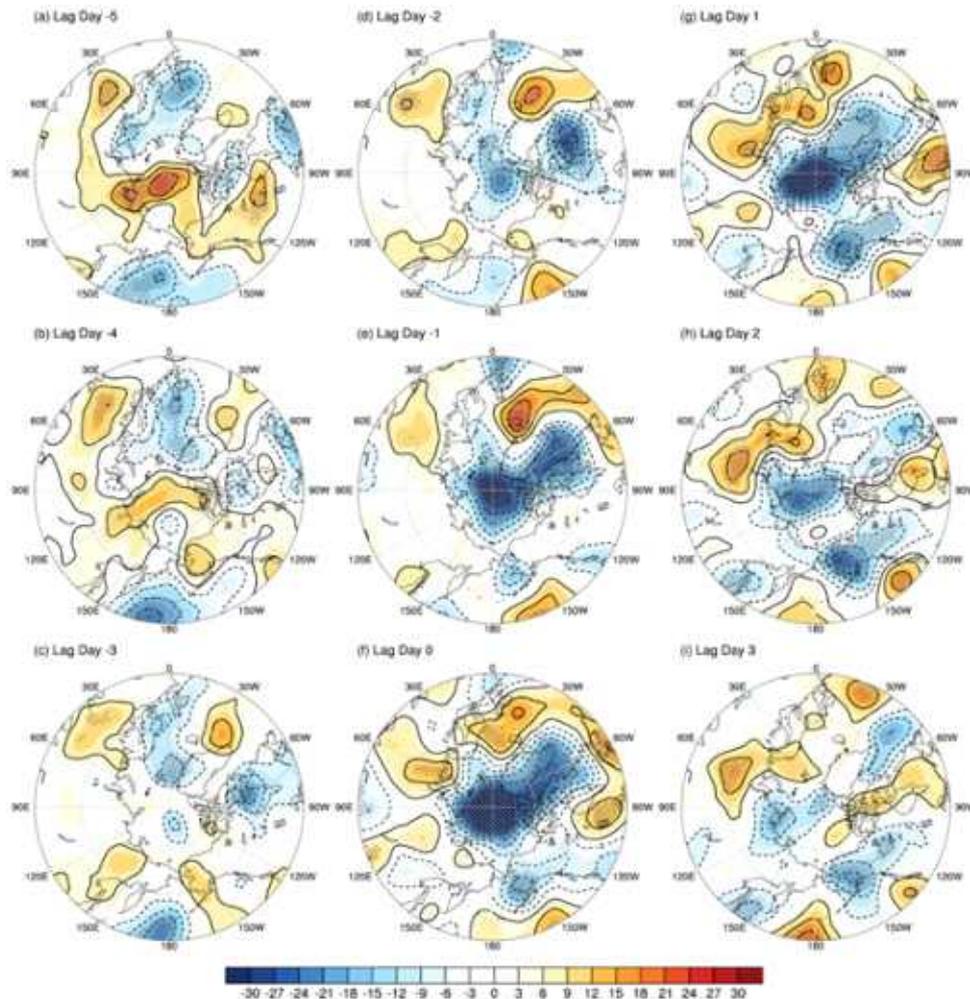


Figure 3.3.58 Composite daily evolutions in the synoptic-scale 500-hPa geopotential height (H500) anomalies (gpm) from  $-5$  to  $+3$  days (a - i) for 109 best-matching events of SOM1. The dots denote the grids, where the anomalies were statistically significant at a 5% level as per the two-sided Student's  $t$ -test.

류된 총 일수는 39년간 3588일이지만, 실제 일별 아노말리와 SOM 대표 패턴 간의 유사성은 날마다 달라진다. 그래서 만약 같은 SOM 군집에 속한 날들이 인접해서 있으면, 그 중에 어떤 날이 좀 더 SOM 대표 패턴과 가까운 형태인지 결정하여 lag 0 일을 결정해 줄 필요가 있다. 이 연구에서는 15일 내에 동일한 SOM으로 분류된 날이 있으면, 그 날의 실제 아노말리와 SOM 패턴 사이의 RMSE가 가장 작은 날만 lag 0 일로 정의하였다. 이 과정을 통해 1979년부터 2017년까지 SOM1은 109개, SOM2의 경우 112개, SOM3는 114개의 사례가 선정되었고, lead-lag 합성장을 계산

하기 전에 일자료에서 15일 이동 평균된 값을 제거하여 중관 규모의 변동성에만 초점을 맞추었다. Figures 3.3.58-60는 각 SOM에 대한 500 hPa 지위고도의 lead-lag 합성장을 보여준다.

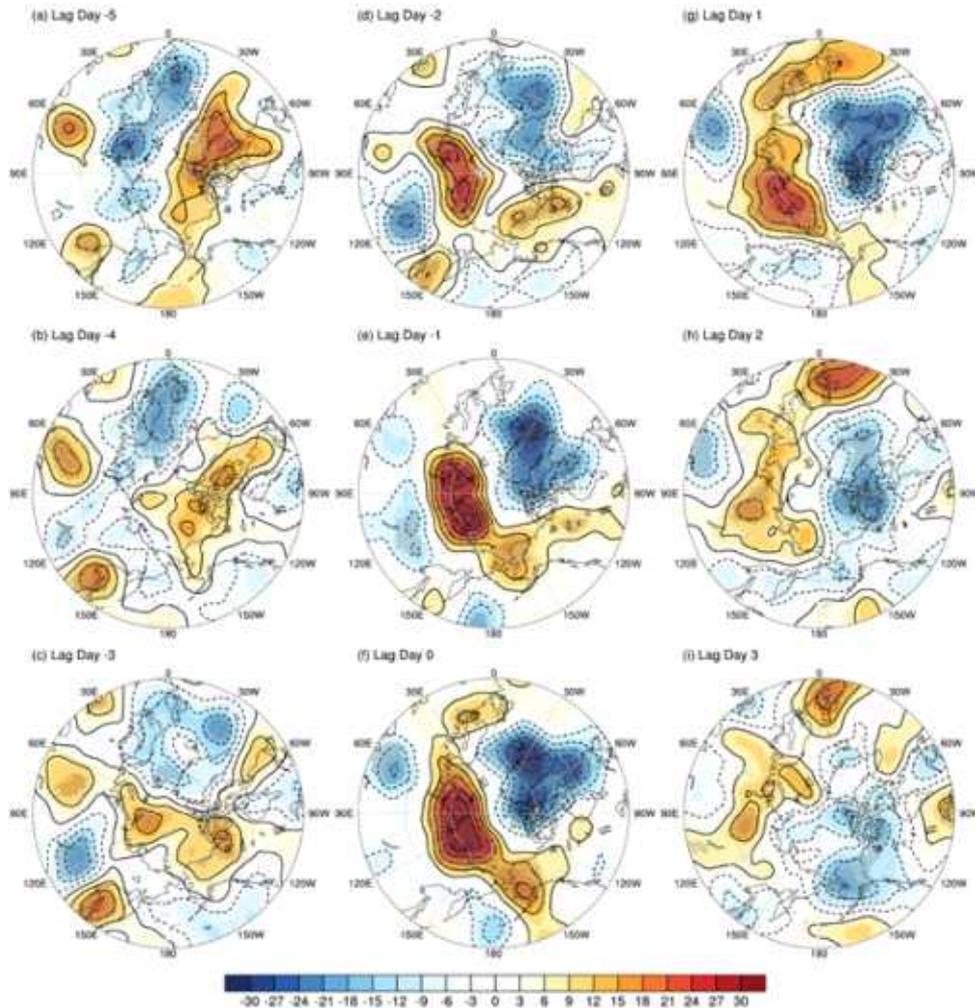


Figure 3.3.59 Same as Fig. 3.3.58 except for SOM2

109개의 SOM1 사례와 관련된 H500이 lead-lag 합성장을 나타낸 Fig. 3.3.58은 우세한 저기압 시스템이 어떻게 북극해 전체를 차지하는지 보여준다 (Fig. 3.3.58f). lag -5일부터 lag -2일까지 북쪽으로 이동하는 저기압이 노르웨이해와 동시베리아해에서 탐지되었고 (Fig. 3.3.58a-c), 이 중 전자만 통계적으로 유의했다. 이 저기압들은 북극해에 진입하면서 기존에 자리잡고 있던 고기압을 빠르게 대체하고 lag 0일까지 강해진다. 한편, 캐나다 퀘벡 주에서 발달한 또 다른 저기압은 북극 쪽으로 확장하여 결국 북극해를 점령하는 거대한 시스템으로 자리 잡는다 (Fig. 3.3.58f). 이

저기압은 lag 2일 까지 유의미하게 지속되다가 lag 3일 이후 약화된다.

Fig. 3.3.59은 SOM2와 가장 잘 매칭되는 112개의 사례에 대한 합성도를 보여준다. lag -5일에 SOM3의 패턴과 유사하지만 반대 부호인 양극자 패턴이 존재한다 (Fig. 3.3.59a). 이 패턴은 lag -4일부터 -3일까지 테이머르 반도와 랍테프해의 고기압과 그린란드 주변의 저기압의 발달과 함께 SOM2의 초기 형태로 빠르게 변형된다 (Figs. 3.3.59b-c). 이 두 가지 상반된 형태의 시스템은 점점 발달하여 lag -2일부터 1일까지 북극 지역에서는 SOM2와 유사한 양극자 모드가 우세하게 된다. SOM2의 사례 이후에는 저기압이 점차 북극해 지역에서 우세해 지는 경향이 나타난다 (Figs. 3.3.59h-i). 앞선 SOM1과 SOM2를 비교해 보면, SOM2의 사례가 SOM1에 비해 짧게 나타나며, 이는 앞서 구한 e-folding 시간이 SOM1과 SOM2에 대해 각각 4.4일, 3.6일인 것과 일치하는 결과이다.

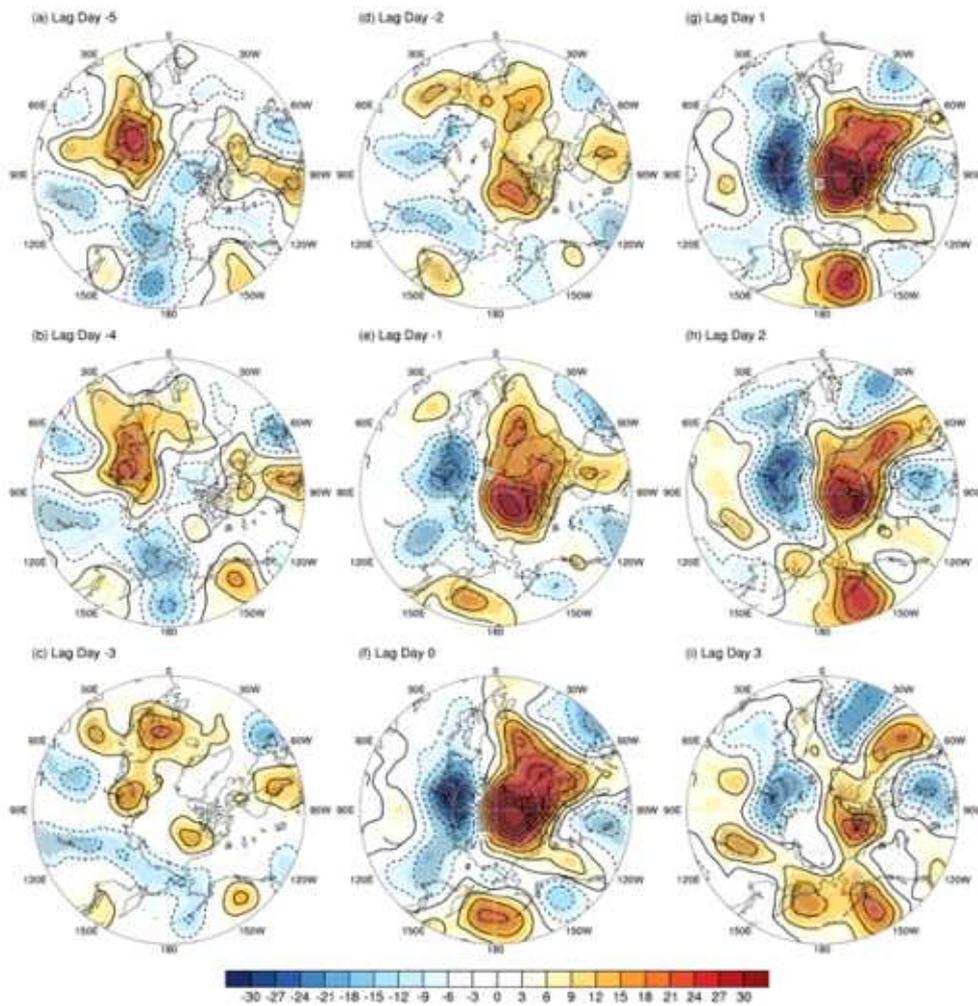


Figure 3.3.60 Same as Fig. 3.3.58 except for SOM3

마지막으로, SOM3의 114개 사례에 대한 lead-lag 합성장이 Fig. 3.3.60에 나타나 있다. SOM2와 유사하게, lag -5일에 SOM3 패턴과 반대되는 부호의 양극자 모드가 존재한다 (Fig. 3.3.60a). 바렌츠-카라해에서 두드러지게 나타나던 고압성 흐름은 3일 이내에 약화된다 (Figs. 3.3.60b-d). 저기압은 점차 성장하여 카라-랍테프해 주변의 극동 러시아 지역에서 고기압으로 대체되는 (Figs. 3.3.60d-f) 반면, 버포트해와 노르웨이해에서는 고압성 아노말리가 lag -2일에 구분되어 발달하다가 lag 0일에 거대한 시스템으로 병합된 후 북극해 중앙까지 확장된다 (Figs. 3.3.60c-f). 이후 이 시스템은 lag 3일까지 지속된다 (Figs. 3.3.60g-i).

위에서 논의된 일별 종관 현상의 진화과정은 반드시 모든 개별적 사례가 이와 같이 단순화된 개념적 진화 과정을 따른다는 것을 의미하지 않는다. 중-고위도 지역에서 종관 시스템의 일별 변화가 잡음이 많음을 고려할 때, 앞서 제시한 정보는 통계적 관점에서 보는 것이 합리적이다. lag 0일 주변에 북극권에서 나타나는 주요 시스템을 제외하고, 가장자리 지역에서 나타나는 통계적으로 유의한 아노말리들은 실제 일별 종관 현상에서 나타나는 개별 아노말리와는 차이가 있을 수 있다. 그럼에도 불구하고, 통계적으로 유의하다는 것은 유사한 형태의 아노말리가 해당 지역에 자주 나타남을 의미한다. 따라서 특정 SOM과 관련된 일별 종관장의 진화 과정은 중-고위도 지역에서의 종관 시스템들의 대표적인 배열이라 간주할 수 있다.

## 라. 요약 및 결론

북극 지역에 존재하는 저주파 변동성을 이용하여 관측되는 월부터 계절에 이르는 다양한 규모의 대기 순환장 패턴의 형성에 대한 연구는 북극 기후와 해빙에 미치는 영향의 관점에서 광범위하게 진행되어 왔다 (Rigor et al. 2002; Rigor and Wallace, 2004; Wang et al. 2009; Ogi and Wallace, 2007; Ogi and Yamazaki, 2010; Ogi and Wallace, 2012; Screen et al., 2011, Knudsen et al., 2015; Ding et al., 2017). 북극 해의 여름 동안 종관성 저기압의 활동이 강화되는 것을 보인 연구도 있다 (Zhang et al., 2004; Serreze and Barrett, 2008; Orsolini and Sorteberg, 2009). 그리고 이 연구들은 이러한 저기압들이 잠재적으로 계절 평균된 북극 기후에 기여할 수 있음을 제시한 바 있다 (Zhang et al. 2004; Serreze and Barrett, 2008; Wernli and Papritz, 2018). 여기에 더해, 본 연구의 결과들은 SOM 군집 분류 방법을 이용하여 북극 지역 여름철 순환장을 주요한 세 가지의 패턴으로 나누고, 이 패

턴의 중심들에서 형성되는 계절 평균 아노말리의 강도에 미치는 종관 저기압의 정량적 기여를 살펴보았다 (Table 3.3.7). 우리는 또한 북극 지역에서 종관 저기압의 시공간 분포가 북극의 여름철 대기 순환장을 조절하는 주요인자임을 확인했다 (Figs. 3.3.55-56). 또한 북극해 중앙의 여름철 저기압 활동은 주로 육지와 북극해 사이에서 발생하는 경압 불안정과 관련된 형태 (SOM1)에 의해 강화되고, 이 위치는 또한 저기압들의 기후학적 주요 통로와 일치함을 보였다 (Fig. 3.3.56-57).

일별 종관장의 진화 합성도는 대기 순환장의 주요 모드인 세 가지 SOM 패턴의 일반화된 형성 과정과 시간 규모를 잘 보여준다 (Fig. 3.3.58-60). 이 진화 과정은 종관 규모의 변동성만 남기기 위해 고주파 통과 필터링을 거친 것이지만, 필터링하지 않은 일별 자료에서도 거의 유사한 형태가 나타날 것으로 예상된다. 왜냐하면, 모든 SOM의 e-folding 시간이 4.4, 3.6, 3.6일로 짧아서 종관규모 내에 속하기 때문이다. 이전 연구에 따르면, 이와 같은 짧은 시간 규모의 기상 변화는 기후적인 노이즈를 넘어서 경년 변동 이상의 시간 규모에서도 상당한 변동성을 가진다 (Leith, 1973; Madden, 1976; Feldstein, 2000). 그러므로 여름철의 북극 순환 패턴은 종관 저기압이나 (Wernli and Papritz, 2018)에서 다루었던 종관 고기압과 같은 짧은 규모의 이벤트들의 누적된 효과를 반영한다고 보는 것이 합리적이다.

북극은 고립된 지역이 아니고, 실제로 지구 기후 시스템의 고위도 구성 요소로서 저위도 구성 요소와 적극적으로 상호작용하고 있다 (Cohen et al., 2014; Overland et al., 2015; Coumou et al., 2018). 따라서 북극 순환 패턴의 경년 및 장기 변화는 지구 기후 변동성의 맥락에서 함께 이해되어야 한다. 북극의 각기 다른 여름 기후 상태에 대한 원격 상관을 야기할 수 있는 다양한 형태의 지구 기후 변동성을 조사하기 위한 추가 연구가 필요한 이유이다.

제 4 장 연구개발  
목표 달성도 및  
대외 기여도



## 제 4 장 연구개발 목표 달성도 및 대외 기여도

### 4.1 연차별 연구개발 목표 및 달성도

구분	연차별 달성내용		달성도
	세부연구목표	달성내용	
1차년도 (2016)	1. 니알슨/아라온 기반 육/해상 북극 구름 관측 인프라 구축	1-1. 국제협력을 통한 니알슨 최적 관측 사이트 선정	100%
		1-2. 아라온 상층대기, 운량 관측 인프라 구축	
		1-3. 극지구름/에어로졸 모수화를 위한 레퍼런스 모델 도입	
		1-4. 육상기반 윈드 프로파일 장비 신규 도입	
		1-5. 관측/기후모형 극지역 구름 및 에어로졸 고유 특성 분석	
	2. 극지 예측 시스템 개발을 위한 기초작업 및 원형(prototype) 개발	2-1. KPOPS-Climate 원형 제작(NCAR CAM 기반)	100%
		2-2. KPOPS-Weather 원형 제작(P-WRF 기반)	
		2-3. 극지 해수면/해빙 초기화 기법 개발	
		2-4. 모델 초기화/예측/검증 체계 원형 제작	
		2-5. 극지 관측자료 활용성 및 자료동화 기법 평가 연구	
	3. 멀티모델 자료 분석 및 원격탐사 자료 활용을 통한 북극-중위도 이상 기후 관련성 통계 분석	3-1. 모델/원탐/현장자료 융합연구 활성화를 위한 종합 D/B구축	100%
		3-2. 북극-중위도 이상기후 발생 메커니즘 규명	
2차년도 (2017)	1. 니알슨/아라온 기반 육/해상 북 극 구름 관측 인프라 확인	1-1. 아라온호 기반 구름 관측장비 도입	100%
		1-2. 아라온호 해상구름 집중 관측 수행	
		1-3. 극지구름 관측에 근거한 새로운 구름수농도 분포 제안	
		1-4. 니알슨 구름/경계층 최적 사이트 운용 정상화	
		1-5. 극지구름 관측에 근거한 에어로졸-구름 고려방안 제안	
		1-6. 극지구름 관측에 근거한 개선된 구름물리 모수화 방안 제안	
	2. 극지 예측 시스템 개발 및 '2017-19 극지 예측의 해' 미션 주도적 참여	2-1. KPOPS-Climate 개발(NCAR CAM 기반)	100%
		2-2. 접합모형 기반 극지 기후/기상 예측시스템 개선 방안 수립 연구	
		2-3. KPOPS-Weather 개발(P-WRF 기반)	
		2-4. 과거사례 모의 수행 및 실험적 예측을 통해 YOPP 참여	
		2-5. 자료동화 시스템 활용, 극지관측 자료동화에 따른 기상예측 성능 평가 연구	

		2-6. 모델 초기화/예측/검증 체계 시험 운용	
	3. 극지 예측 시스템 활용, 북극-중위도 이상기후 관련성 정량화	3-1. 모델/원격탐사/현장관측 자료 활용 D/B 응용 플랫폼 제작	
		3-2. 북극-중위도 이상기후 발생 역학 규명	
3차년도 (2018)	1. 극지 인프라에 기반한 경계층/구름물리 관측 자료 확보	1-1. 니알슨 구름/경계층 통합 관측망 구축 주도	100%
		1-2. 아라온호 기반 해상 구름/기온/수분 프로파일 통합 생산/운용	
		1-3. 니알슨 기반 구름 집중관측 프로그램 수행	
		1-4. 극지구름 관측에 근거한 에어로졸-구름 모델링 방안 확보	
		1-5. 극지구름 관측에 근거한 개선된 구름미세물리 모수화 방안 코드 개발	
	2. 극지 예측 시스템 예측능력 검증 및 보완	2-1. 극지 기후 예측 시스템 성능 평가 및 개선	100%
		2-2. 극지 기상 예측 시스템 성능 평가 및 개선	
		2-3. 극지 기후/기상 예측 시스템 성능 검증, 초기화 기술 및 최적화 방안 보완 연구	
	3. 극지 예측 시스템 활용, 북극-중위도 이상기후 발생 메커니즘 규명	3-1. 모델/원격탐사/현장관측 자료 활용 플랫폼 운용	100%
		3-2. 북극-한반도 이상기후 발생 메커니즘 규명	
		3-3. 모델 비교/검증을 위한 해빙분포 복원 프록시 개발 기반 구축	
	4차년도 (2019)	1. 극지 예측 시스템 성능 향상을 위한 극지 인프라 기반 경계층/구름물리 모델코드 개발	1-1. KOPRI 주도 육/해상 구름/경계층 통합 관측망 확장
1-2. 북극 구름-에어로졸 모수화 방안 적합성 평가			
1-3. 축적된 관측자료를 바탕으로 한 극지 구름분포 계절별 분포 특성 연구			
1-4. 차세대 구름미세물리 모수화 방안의 예측성 검증 및 성과 확산			
2. 극지 예측 시스템 준현업 운용을 통한 북극 소용돌이 및 이상기후/재해기상 예측 정보 생산		2-1. 극지 기후 예측 시스템 준현업 운용	100%
		2-2. 극지 기상 예측 시스템 준현업 운용	
		2-3. 웹기반 준현업 모델 검증 체계 완성	
3. 극지 예측 시스템 활용, 글로벌-한반도 이상기후 발생 예측 모델링 및 원인 진단		3-1. 모델/원격탐사/현장관측 자료 활용 플랫폼 개선	100%
		3-2. 글로벌-한반도 이상기후 발생 예측 모델링 및 원인 진단	
		3-3. 모델과 비교/검증을 위한 해빙분포 복원기술 확보	

## 4.1.1 총괄 목표 달성 내용

### ○ 북극 육·해상 관측 인프라 구축 성과

- 극지연구소가 구축한 윈드라이더, 구름입자 수농도 관측 센서, 후방산란 구름입자 센서는 타 국가 장비에서 불가능한 상호 보완적 관측을 수행하여 니알슨 과학기지 내 구름-대기경계층 관측 분야에 극지연구소가 핵심적 역할을 담당할 수 있게 함
- 니알슨 과학기지에서 한-이태리-스웨덴 간 구름-에어로졸 상호작용 연구 국제협력 네트워크 구축을 통해 자료 공유가 활성화되어 관련 분야 연구 데이터 확보가 용이해짐
- 북극 해상 아라온호에서 6시간 간격 라디오존데 상층대기 프로파일 집중 관측을 꾸준히 수행하고 매 수행 관측을 바로 연구소-기상청으로 전송하여 세계기상기구 자료전송망(GTS)에 실시간 공유함으로써 현업 예보기관에서 활용할 수 있게 하여 ‘2017-19 극지 예측의 해(YOPP)’ 미션을 성공적으로 수행함
- 상층기상관측이 희귀한 북극 공해상의 추가 관측 및 이의 실시간 공유는 기상예측성, 재분석 자료의 극지방 품질 향상 등에 기여하였음
- 아라온호에 구축한 상층대기 프로파일, 구름층 분포 프로파일, 전천 광학영상 관측 인프라를 통해 선상 기상관측의 수준이 획기적으로 향상되어 북극 구름의 온난화 역할 연구가 가능해짐

### ○ 극지 예측 시스템(KPOPS)의 개발 및 준현업 운용 성과

- 새로운 구름물리 모수화를 탑재한 극지 기후 예측 시스템(KPOPS-Climate)을 극지연구소 소내 계산 서버에 구축하고 준현업 앙상블 예측을 운용중임
- 관측 자료동화로 6시간 간격 분석장을 만들고 10일 예측을 수행하는 북극해 지역규모 극지 기상 예측 시스템(KPOPS-Weather)을 극지연구소 소내 계산 서버에 구축하고 아라온호 북극항해 기간 중 운용하여 기상예측 정보를 제공함
- 예측 결과를 모바일/웹 통합 가시화 가능한 표출 시스템에 표출하여 제공하는 서비스 시작함

### ○ 북극-중위도 이상기후 발생 모델링을 통한 원인 분석

- 북극 유입 스톰이 북극의 급격한 온도 상승 유발의 원인임을

입증하였음(Scientific Reports, 2017.01. & Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences, 2019.05.)

- 북극 기후 모의에 있어 모델의 대규모 순환을 담당하는 역학코어 선택이 중요할 수 있음을 입증하였음(Geophysical Research Letters, 2018.03.)
- 홀로세 중기 여름의 강한 입사 태양복사로 인한 북극 해빙 감소는 대류권-성층권 플라보텍스 반응을 통해 동아시아에 기온 하강을 유발하였음을 보임(Nature Communications, 2018.11.)

#### ○ 국제협력 성과

- 한-이태리-스웨덴 협력을 통해 니알슨 과학기지에 구름-대기경계층 관측 네트워크 구축함
- YOPP 미션의 공식적 참여를 통해 북극해 아라온호 상층기상 관측 및 기상예측 수행함
- 북극 온난화와 동아시아 기상 연계성 국제 워크숍 개최하여 분야의 주요한 이슈를 확인하고 이를 EOS(2019.07.)에 리포트함

#### ○ 4개년 정량적 연구실적 달성 수준

- 4년간 국내·외 논문 총 29편 중 실적인정 SCI/SCIE 논문 21편 달성함. 이중 mrmIF 80 이상 논문 14편(NSC 차매지 논문 4편)으로 우수한 연구 다수 출판함
- 정량실적 기준으로 책정한 우수 연구성과 생산지수나 국제협력 연구성과 생산지수를 4개년 간 모두 100% 기준을 충족하였음

### 4.1.2 연차별 목표 달성 내용

#### ○ 1차년도(2016)

- 북극 니알슨 과학기지과 쇠빙연구선 아라온호에 대기관측 인프라 도입
  - 니알슨 과학기지의 이태리, 독일 연구팀과 협력하여 최적 관측사이트를 선정하였고 도플러 윈드라이다를 설치 후 운영을 개시함
  - 하계 아라온호 북극항해에서 라디오존데를 활용 상층대기 관측 수행 후 세계기상기구 통신망(GTS)을 통해 전세계 실시간 공유하였고 전천카메라를 통해 운량 관측을 수행함
  - 북극 구름, 대기경계층, 상층대기 관측 인프라를 구축하여 자료를 생산하기 시작함

- 극지 예측 시스템(KPOPS)의 원형(prototype) 개발
  - 전구 기후모형 기반 초기화/예측/검증/가시화를 포함하는 극지 기후 예측 시스템(KPOPS-Climate)의 원형을 제작하여 겨울철 계절예측에 활용하기 시작함
  - 지역 기상모델 기반 극지 기상 예측 시스템(KPOPS-Weather)의 원형을 제작하고 특이 기상사례에 활용함
  
- 북극과 중위도의 이상기후 발생 원인을 밝히는 관련 학문 분야 JCR 상위권 논문 게재
  - 북극 고온현상을 유발하는 대서양 북극해 스톱의 역할 규명하여 네이처 자매지 Scientific Reports에 게재하였고, 이 논문은 2017년 1월 출판 후 2년 10개월 간 39회 인용(구글 스칼라 기준)되어 북극 기후변화 분야에 영향력을 보이고 있음
  - 북미 지역의 한파가 북태평양의 스톱 활동에 크게 좌우됨을 밝혀 대기과학 분야 JCR 상위 10% 이내 저널인 Environmental Research Letters에 게재함

## ○ 2차년도(2017)

- 북극 니알슨 과학기지와 쇄빙연구선 아라온호에 추가 장비 도입하여 구름관측 인프라 확충
  - 니알슨 제플린 관측소에 구름입자분포 관측 장비 설치하여 구름 통과 시 입자분포 관측을 시작함
  - 아라온호에 마이크로펄스 라이다(MPL)를 도입하여 운향 중 상층 구름 분포 관측을 시작함
  
- 극지 예측 시스템(KPOPS) 초기 버전 제작
  - 북극 및 중위도 지역 기후 예측에 적합한 역학코어와 물리모수화 패키지를 선정하고 극지 기후 예측 시스템(KPOPS-Climate) 시작품 개발하고 2017년 겨울 계절 예측 실험을 수행함
  - 아라온호의 북극해 라디오존데 상층 대기관측의 준실시간 자료동화를 포함하는 극지 기상 예측 시스템(KPOPS-Weather) 제작함. 라디오존데 관측 실시간 GTS 전송과 실험적 예측을 통해 프로젝트의 공식적 승인 과정을 거쳐 ‘2017-19 극지 예측의 해(YOPP)’ 미션에 참여함
  - 모델 초기화와 예측 자동 수행 체계를 구축하고 예측 결과 후처리 과정 및 초기 버전의 가시화 시스템 구축함

- 새로운 구름물리 모수화와 북극-중위도 원격상관에 대한 학문 분야 JCR 상위권 논문 게재
  - 대류 스킵에 적운 유출 과정(cumulus detrainment process)을 탑재하여 극지 구름 모의에 미치는 영향을 평가하여 대기과학 분야 JCR 상위 5% 이내 저널인 Journal of Advances in Modeling Earth Systems에 게재함
  - 북대서양의 해수면 온도 변동이 북대서양과 바렌츠-카라해 원격상관 패턴을 유도하는데 중요한 역할을 함을 입증하여 Environmental Research Letters에 게재함

### ○ 3차년도(2018)

- 북극 니알슨 과학기지과 쇄빙연구선 아라온호에 구축한 관측 인프라 기반 종합 관측자료 확보
  - 니알슨 과학기지의 구름-대기경계층 관측망 정상 운영을 통해 종합 관측자료를 획득함
  - 북극항해 전기간 해상 구름, 기온, 수분, 바람 프로파일 통합 생산하여 ‘2017-19 극지 예측의 해(YOPP)’ 2차 특별 관측 기간(SOP2, 2018.07.01.-2018.09.30.) 활동 성공적으로 수행함
  - 북극 육·해상 구름 복사효과의 표면 기온 변화에의 영향을 겨울철(니알슨)과 여름철(아라온호 경로, 척치-동시베리아해)에 대해 분석 연구를 수행함 (니알슨 연구: Tellus B에 게재, 아라온호 연구: YOPP Science Workshop 발표(2019.01.))
  
- 극지 예측 시스템(KPOPS)의 예측능력 검증 및 보완
  - 적운과 층운의 연직 구름겹침 모수화 추가 적용하여 기후 예측 시스템을 보완함
  - 고위도 적설량 관측을 모델에 맞게 훈련하는 초기화 과정 적용하여 기후 예측 시스템을 보완함
  - 기존 재분석자료 기반 해양/해빙 초기화를 위성자료 기반 초기화로 개선함
  - 대기모델의 큰 규모 순환을 계산하는 역학코어 구현 방식으로 극지역 한랭 편차 개선하여 관련 연구를 지구과학 분야 JCR 상위 10% 이내 저널인 Geophysical Research Letters에 게재함
  - ‘2017-19 극지 예측의 해(YOPP)’ 활동으로 북극해 준실시간 기상예측을 수행함
  - 2018년 한반도 겨울철 기후전망을 작성하여 유관기관(기상청)과 공유하여 겨울 계절전망에 활용함

○ 4차년도(2019)

- 북극 육·해상 관측 인프라 안정화 및 신규 개발된 구름물리 모수화 방안 탑재 예측 검증
  - 니알슨 과학기지 윈드라이다 관측을 이태리 CCT 타워, SODAR 관측과 함께 연중 공동 운영을 위해 한-이태리 장비 유지관리 협력관계 강화
  - 한-스웨덴 협력 제플린 관측소 구름입자 관측 장비 설치 및 운영을 시작하여 구름-에어로졸 상호작용에 대한 선도적 국제공동연구 기반 구축
  - 한-이태리 협력으로 테더벌룬과 구름입자센서를 결합하여 구름내부 관측 성공함
  - 차세대 구름물리 모수화 방안을 탑재한 극지 기후 예측 시스템의 과거 예측성을 평가함
  
- 극지 예측 시스템(KPOPS)의 준현업 운용 및 웹기반 예측 결과 가시화 시스템 개발
  - 극지 기후 예측 시스템을 준현업으로 운용하여 2주마다 정기적으로 주 및 월단위 앙상블 예측결과를 생산함
  - 아라온호 북극항해 전기간 실시간 북극해 기상예측을 연속 수행하고 예측결과를 아라온호에 전송하여 현장 활동을 지원함
  - 극지 기상/기후 예측 시스템의 예측 성능을 타기관 예측 시스템과 비교 평가함
  - 기상/기후 예측 결과를 모바일과 웹 공용 가시화 가능한 표출 시스템 정식 운영 시작
  
- 극지 예측 시스템을 활용하여 글로벌-한반도 이상기후 발생 예측 모델링 및 원인 진단
  - 극지 예측 시스템의 과거 예측 성능을 검증함
  - 해빙/적설 초기화 후 중위도 극한 한파 사례 재현실험 수행
  - 토양수분 초기화 후 한반도 극한 폭염 사례 재현실험 수행

## 4.2 대외 기여도

- 구축한 니알슨 구름-대기경계층 관측 인프라는 타 국가 장비에서 불가능한 상호 보완적 관측을 수행하여 니알슨 과학기지에서 극지연구소의 위상이 높아짐
  - 한-이태리-스웨덴 국제협력 네트워크 구축을 통해 자료 공유 활성화함
  
- 북극 해상 상층 기상 관측 역량을 확대하고 자료를 실시간으로 전 세계에 공유하여 전 세계의 기상 예측 기관에서 하계 아라온호의 북극해 관측이 예보 시스템에 입력자료로 활용될 수 있게 함
  - 국제적으로 약속한 '2017-19 극지 예측의 해(YOPP)' 미션을 성공적으로 수행함
  
- 새로운 구름 물리 모수화를 탑재한 극지 기후 예측 시스템(KPOPS-Climate)과 하계 북극해 라디오존데 관측 자료를 추가 동화하여 기상예측을 담당하는 극지 기상 예측 시스템(KPOPS-Weather)을 구축하고 웹/모바일 통합 가시화 가능한 표출 시스템을 통해 제공하는 준현업 예측 서비스를 시작하였음
  - 특히 겨울 계절 예측 정보는 기상청이 주관하는 기후예측전문가 회의를 통해 유관 기관에 제공되고 있음
  
- 북극-중위도 이상기후 발생의 모델링을 통한 원인을 분석하여 수월성 있는 연구 성과를 다수 창출하여 관련 분야에 학술적 공헌함
  - 북극 유입 스톰이 북극의 급격한 온도 상승 유발의 원인임을 입증하였음(Scientific Reports, 2017.01. & Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences, 2019.05.)
  - 북극 기후 모의에 있어 모델의 대규모 순환을 담당하는 역학코어 선택이 중요할 수 있음을 입증하였음(Geophysical Research Letters, 2018.03.)
  - 홀로세 중기 여름의 강한 입사 태양복사로 인한 북극 해빙 감소는 대류권-성층권 플라보텍스 반응을 통해 동아시아에 기온 하강을 유발하였음을 보임(Nature Communications, 2018.11.)
  - 북극 온난화와 동아시아 기상 연계성 국제 워크숍 개최하여 분야의 주요한 이슈를 확인하고 이를 EOS(2019.07.)에 리포트함

제 5 장  
연구개발결과의  
활용계획



## 제 5 장 연구개발결과의 활용계획

### 5.1 향후 연구 방향

- 북극 육·해양 관측자료 (준)실시간 전송 체계 수립 및 안정적 운용 관리
  - 1단계 구축한 구름, 대기경계층, 상층기상 관측 인프라로부터 획득하는 자료를 (준)실시간 전송하는 체계를 마련하여 예측시스템의 입력자료로 활용성 강화함
  - (준)실시간 전송된 관측자료를 모델 입력자료로 포함하는 진보된 자료동화 시스템을 개발함(양상블 칼만 필터 기반 자료동화, 결합 자료동화)
  - 북극 해상의 에어로졸 관측을 강화하여 에어로졸-구름 상호작용에 대한 관측과 모델링 융합 연구 수행함
  
- 지구시스템모델 기반 극지 기후·해양·대기환경 통합 예측시스템 개발
  - 화학모델이 결합된 대기모델로 전환하여 대기질 예측을 포함하도록 추가 개발함
  - 역학 해양-해빙모델이 결합된 최신 지구시스템모델을 구축하고 자료동화 시스템을 접목하여 극지 기후·해양·대기환경 통합 예측시스템을 개발함
  - 모바일/웹 통합 예측 표출 시스템을 통한 지속적인 준현업 예측 결과 표출 및 기후·해양·대기환경 통합 예측시스템 예측 자료를 추가함
  
- 수치예측에 머신러닝을 접목하여 예측성 추가 향상 도모
  - 수치예측자료 빅데이터 D/B를 입력자료로 머신러닝 훈련을 통해 한반도 지역의 수치모델 기반 중장기 예측의 한계를 극복함
  - 관측자료 기반 머신러닝 통계 예측과 수치예측자료를 포함한 머신러닝 역학-통계 예측 성능 간 비교 연구 수행
  
- 북극에 기인한 극한기상 및 대기환경 변화에 대한 미래전망 시나리오 생산
  - 북극 해양-해빙의 변동과 동아시아-한반도 극한기상 및 대기질 변동 간의 원격상관 미래변화 메커니즘을 연구함
  - 북극권 발생 및 유입 에어로졸의 직·간접 효과에 의한 미래 기후변화 영향을

## 5.2 성과 활용 계획

- 북극 육·해상 관측 인프라 구축 성과의 활용
  - 니알슨 관측 인프라의 안정적 운영을 통해 연중 장기 관측자료를 획득하여 현장관측 기반 북극 구름-에어로졸 상호작용 연구에 활용하고 기후모델의 관련 과정 평가를 위한 북극 지역의 기준자료로 활용함
  - 아라온호 선상 관측 인프라의 안정적 운영을 통해 하계 장기 관측자료를 획득하여 북극해 온난화에 구름복사의 역할에 대해 기존 원격탐사 및 모델 기반 연구결과를 검증함
  
- 극지 예측 시스템 개발 성과의 활용
  - 준현업 계절예측을 지속적으로 수행하고 유관기관과의 공유를 통해 국가적 계절예측 능력 향상에 기여함
  - 북극해 현장 연구 활동이 시작할 때마다 북극해 준현업 기상예측을 수행하고 현장으로 전송하여 악기상으로부터 현장 활동의 안전성 담보에 기여함
  - 모바일 및 웹기반 표출 시스템 구축 성과에 기반하여 후속 과제에서 예측 표출 정보를 이해하기 쉽도록 지속적으로 서비스를 개선함
  - 기상/기후예측 자료를 해양-해빙 모델의 경계자료로 사용하여 해양-해빙 변동의 예측에 활용함
  
- 북극-중위도 이상기후 메커니즘 규명 연구성과의 활용
  - 본 연구에서 밝힌 북극의 급격한 온난화와 북극-중위도 연계성 메커니즘은 향후 계절예측이나 미래전망 양상에 대한 해석 시 이론적 근거를 제공할 수 있음
  - 신뢰성 있는 북극해빙 예측정보, 유라시아 지면 토양수분 및 적설에 대한 초기 정보를 예측 시스템이 적절히 활용할 때 계절예측 성능이 향상될 수 있음을 확인하여 향후 예측 시스템 개발에 있어 현 단계 성과에 근거하여 계획 수립에 활용할 것임



제 6 장 참고문헌



## 제 6 장 참고문헌

- Abbot, D. S. and E. Tziperman (2009), Controls on the activation and strength of a high-latitude convective cloud feedback, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66, 519-529.
- Abbot, D. S., C. C. Walker, and E. Tziperman (2009), Can a convective cloud feedback help to eliminate winter sea ice at high CO<sub>2</sub> concentrations?, *Journal of Climate*, 22, 5719-5731.
- Alexander, L. V., and Co-authors (2006), Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, *Journal of Geophysical Research*, 111, D05109.
- Alexeev, V. and C. Jackson (2013), Polar amplification: is atmospheric heat transport important?, *Climate Dynamics*, 41, 533-547, doi:10.1007/s00382-012-1601-z.
- Alexeev, V. A., P. L. Langen, and J. R. Bates (2005), Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in ghost forcing experiments without sea ice feedbacks, *Climate Dynamics*, 24, 655-666.
- Arblaster, J. M., and L. V. Alexander (2010), The impact of the El Niño-Southern Oscillation on maximum temperature extremes, *Geophysical Research Letters*, 39, L20702, doi:10.1029/2012GL053409.
- Arctic Climate Impact Assessment (2005), Arctic: Arctic Climate Impact Assessment (ACIA), New York, NY: Cambridge University Press.
- Arrhenius, S. (1896), On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground, *Philosophical Magazine and Journal of Science Series*, 5, 237-276.
- Baggett, C. and S. Lee (2017), An identification of the mechanisms that lead to Arctic warming during planetary-scale and synoptic-scale wave life cycles, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74, 1859-1877.
- Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton (1999), Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere, *Journal of Geophysical Research*, 104, 30 937 - 30 946, <https://doi.org/10.1029/1999JD900445>.

- Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton (2001), Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, *Science*, 294, 581 - 584, <https://doi.org/10.1126/science.1063315>.
- Baldwin, M. P. and D. W. J. Thompson (2009), A critical comparison of stratosphere-troposphere coupling indices, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135, 1661-1672.
- Bancalá, S., K. Krüger, and M. Giorgetta (2012), The preconditioning of major sudden stratospheric warmings, *Journal of Geophysical Research*, 117, D04101, <https://doi.org/10.1029/2011JD016769>.
- Bao, M. and J. M. Wallace (2015), Cluster analysis of Northern hemisphere wintertime 500-hPa flow regimes during 1920-2014, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72, 3597-3608.
- Bao, Q., P. Lin, T. Zhou, Y. Liu, Y. Yu, G. Wu, et al. (2013), The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land system model, spectral version 2: FGOALS-s2, *Advances in Atmospheric Sciences*, 30(3), 561 - 576.
- Barnes, E. A. (2013), Revisiting the evidence linking Arctic amplification to extreme weather in midlatitudes, *Geophysical Research Letters*, 40, 4734 - 9, doi:10.1002/grl.50880.
- Barnston, A. G. and R. E. Livezey (1987), Classification, seasonality, and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns, *Monthly Weather Review*, 115, 1083-1126.
- Barriopedro, D., and N. Calvo (2014), On the relationship between ENSO, stratospheric sudden warmings, and blocking, *Journal of Climate*, 27, 4704 - 4720, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00770.1>.
- Barriopedro, D. B. D., E. M. Fischer, J. Luterbacher, R. Trigo, and R. Garcia-Herrera (2011), The hot summer of 2010: Redrawing the temperature record map of Europe, *Science*, 332, 220-224.
- Barton, N. P., S. A. Klein, J. S. Boyle (2014), On the contribution of longwave radiation to global climate model biases in Arctic lower tropospheric stability, *Journal of Climate*, 27, 7250-7269, doi:10.1175/JCLI-D-14-00126.1.
- Barton, N. P. and D. E. Veron (2012), Response of clouds and surface energy fluxes

- to changes in sea-ice cover over the Laptev Sea (Arctic Ocean), *Climate Research*, 54, 69 - 84, <https://doi.org/10.3354/cr01101>.
- Beesley, J. A. (2000), Estimating the effect of clouds on the arctic surface energy budget, *Journal of Geophysical Research*, 105(D8), 10103–10117.
- Beesley, J. A. and R. E. Moritz (1999), Toward an explanation of the annual cycle of cloudiness over the Arctic ocean, *Journal of Climate*, 12, 395–415.
- Bell, G. D., M. S. Halpert, R. C. Schnell, R. W. Higgins, J. Lawrimore, V. E. Kousky, R. Tinker, W. Thiaw, M. Chelliah, and A. Artusa (2000), Climate assessment for 1999. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81, S1 - S50, doi:10.1175/JCLI3659.1.
- Bentsen, M., I. Bethke, J. B. Debernard, T. Iversen, A. Kirkevåg, Ø. Seland, et al. (2013), The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M—Part 1: Description and basic evaluation of the physical climate, *Geoscientific Model Development*, 6(3), 687 - 720.
- Bergeron, T. (1935), Procès verbaux de l'Association de Meteorologie (ed. Duport, P.), International Union of Geodesy and Geophysics.
- Berrisford, P., D. Dee, K. Fielding, M. Fuentes, P. Kallberg, and Co-authors (2009), The ERA-Interim Archive, ERA report series, 1-16.
- Bi, D., M. Dix, S. J. Marsland, S. O'Farrell, H. A. Rashid, P. Uotila, (2013), The ACCESS coupled model: Description, control climate and evaluation, *Australian Meteorological and Oceanographic Journal*, 63, 41 - 64.
- Bintanja, R., R. G. Graverson, and W. Hazeleger (2011), Arctic winter warming amplified by the thermal inversion and consequent low infrared cooling to space, *Nature Geoscience*, 4, 758–761, doi:10.1038/ngeo1285.
- Bloom, S. C., L. L. Takacs, A. M. Silva, and D. Ledvina (1996), Data assimilation using incremental analysis updates, *Monthly Weather Review*, 124, 1256 - 1271.
- Bodas-Salcedo, A., M. J. Webb, S. Bony, H. Chepfer, J.-L. Dufresne, S. A. Klein, et al. (2011), COSP: Satellite simulation software for model assessment, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92, 1023 - 1043, <https://doi.org/10.1175/2011bams2856.1>.

- Boe, J., A. Hall, and X. Qu (2009), Current GCMs' unrealistic negative feedback in the Arctic, *Journal of Climate*, 22(17), 4682–4695, doi:10.1175/2009JCLI2885.1.
- Bond, N. A. and D. Harrison (2000), The Pacific decadal oscillation, air sea interaction and central North Pacific winter atmospheric regimes, *Geophysical Research Letters*, 27, 731 - 4, doi:10.1029/1999GL010847.
- Bond, T. C., et al. (2013), Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment, *Journal of Geophysical Research*, 118, 5380 - 5552.
- Bony, S., R. Colman, V. Kattsov, R. Allan, C. Bretherton, J. Dufresne, A. Hall, S. Hallegatte, M. Holland, W. Ingram, D. Randall, B. Soden, G. Tselioudis, and M. Webb (2006), How well do we understand and evaluate climate change feedback processes?, *Journal of Climate*, 19, 3445–3482, doi:10.1175/JCLI3819.1.
- Bony, S. and J.-L. Dufresne (2005), Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models, *Geophysical Research Letters*, 32, L20806, doi:10.1029/2005GL023851.
- Branstator, G. (2002), Circumglobal teleconnections, the jet stream waveguide, and the North Atlantic Oscillation, *Journal of Climate*, 15, 1893–1910.
- Brayshaw, D. J., B. Hoskins, and M. Blackburn (2008), The storm track response to idealized SST perturbations in an Aquaplanet GCM, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65, 2842 - 60.
- Brümmer, B., S. Thiemann, and A. Kirchgäßner (2000), A cyclone statistics for the Arctic based on European Centre re-analysis data, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 75, 233–250.
- Bryan, G. H. and H. Morrison (2012), Sensitivity of a simulated squall line to horizontal resolution and parameterization of microphysics, *Monthly Weather Review*, 140, 202 - 225, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00046.1>.
- Bueh, C. and H. Nakamura (2007), Scandinavian pattern and its climatic impact, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133, 2117 - 31.
- Butler, A. H., D. W. Thompson and R. Heikes (2010), The steady-state atmospheric circulation response to climate change-like thermal forcings in a simple general circulation model, *Journal of Climate*, 23, 3474 - 96, doi:10.1175/2010JCLI3228.1.

- Cahoon Jr., D. R., B. J. Stocks, J. S. Levine, W. R. Cofer III, and K. P. O'Neill (1992), Seasonal distribution of African savanna fires, *Nature*, 359, 812 - 815.
- Cai, M. (2005), Dynamical amplification of polar warming, *Geophysical Research Letters*, 32, 10.1029/2005GL024481.
- Cai, M. (2006), Dynamical greenhouse-plus feedback and polar warming amplification. Part I: A dry radiative-transportive climate model, *Climate Dynamics*, 26, 661-675, doi:10.1007/s00382-005-0104-6.
- Cai, M. and J. Lu (2007), Dynamical greenhouse-plus feedback and polar warming amplification. Part II: meridional and vertical asymmetries of the global warming, *Climate Dynamics*, 29, 375-391, doi:10.1007/s00382-007-0238-9.
- Cai, M. and K. Tung (2012), Robustness of Dynamical Feedbacks from Radiative Forcing: 2% Solar versus 2 x CO<sub>2</sub> Experiments in an Idealized GCM, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69, 2256-2271, doi:10.1175/JAS-D-11-0117.1.
- Cai, W., and Co-authors (2014), Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming, *Nature Climate Change*, 4, 111-116.
- Cai, W., and Co-authors (2015) Increased frequency of extreme La Niña events under greenhouse warming, *Nature Climate Change*, 5, 132-137.
- Camargo, S. J. and A. H. Sobel (2005), Western North Pacific tropical cyclone intensity and ENSO, *Journal of Climate*, 18, 2996 - 3006, doi:10.1175/JCLI3457.1.
- Carmack, E. and H. Melling (2011), Warmth from the deep, *Nature Geoscience*, 4, 7-8.
- Cavallo, S. M. and G. J. Hakim (2013), Physical mechanisms of tropopause polar vortex intensity change, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70, 3359 - 3373, doi:10.1175/JAS-D-13-088.1.
- Cesana, G. and H. Chepfer (2012), How well do climate models simulate cloud vertical structure? A comparison between CALIPSO-GOCCP satellite observations and CMIP5 models, *Geophysical Research Letters*, 39(20), 1 - 6, doi:10.1029/2012GL053153.
- Cesana, G., J. E. Kay, H. Chepfer, J. M. English, and G. Boer (2012), Ubiquitous low level liquid containing Arctic clouds: New observations and climate model

- constraints from CALIPSO GOCCP, *Geophysical Research Letters*, 39, L20804, <https://doi.org/10.1029/2012GL053385>.
- Cesana, G., D. E. Waliser, X. Jiang, and J.-L. F. Li (2015), Multi-model evaluation of cloud phase transition using satellite and reanalysis data, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(15), 7871–7892, doi:10.1002/2014JD022932.
- Cess, R. D., M. H. Zhang, W. J. Ingram, G. L. Potter, V. Alekseev, H. W. Barker, et al. (1996), Cloud feedback in atmospheric general circulation models: An update, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D8), 12791 - 12794, <https://doi.org/10.1029/96JD00822>.
- Chan, M. A. and J. C. Comiso (2011), Cloud features detected by MODIS but not by CloudSat and CALIOP, *Geophysical Research Letters*, 38, L24813, <https://doi.org/10.1029/2011GL050063>.
- Chan, M. A. and J. C. Comiso (2013), Arctic cloud characteristics as derived from MODIS, CALIPSO, and CloudSat, *Journal of Climate*, 26(10), 3285 - 3306, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00204.1>.
- Chang, E. K. M., S. Lee, and K. L. Swanson (2002), Storm track dynamics, *Journal of Climate*, 15, 2163–2183, doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<02163:STD>2.0.CO;2.
- Chapman, W. L. and J. E. Walsh (2007), Simulations of Arctic temperature and pressure by global coupled models, *Journal of Climate*, 20(4), 609–632, doi:10.1175/JCLI4026.1.
- Charlton, A. J. and L. M. Polvani (2007), A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks, *Journal of Climate*, 20, 449 - 469, <https://doi.org/10.1175/JCLI3996.1>.
- Chaudhuri, A. H., R. M. Ponte, and A. T. Nguyen (2014), A comparison of atmospheric reanalysis products for the Arctic Ocean and implications for uncertainties in air - sea fluxes, *Journal of Climate*, 27, 5411–5421.
- Chen, J.-H. and S.-J. Lin (2013), Seasonal predictions of tropical cyclones using a 25-km-resolution general circulation model, *Journal of Climate*, 26(2), 380 - 398.
- Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, G. Cesana, J. L. Dufresne, P. Minnis, C. J. Stubenrauch, and S. Zeng (2010), The GCM-oriented CALIPSO cloud product

- (CALIPSO-GOCCP), *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(5), 1 - 13, doi:10.1029/2009JD012251.
- Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, M. Chiriaco, J.-L. Dufresne, and G. Sèze (2008), Use of CALIPSO lidar observations to evaluate the cloudiness simulated by a climate model, *Geophysical Research Letters*, 35, L15704, <https://doi.org/10.1029/2008GL034207>.
- Chernokulsky, A. and I. I. Mokhov (2012), Climatology of total cloudiness in the Arctic: An intercomparison of observations and reanalyses, *Advances in Meteorology*, 2012, 542093, <https://doi.org/10.1155/2012/542093>.
- Choi, Y.-S., B.-M. Kim, S.-K. Hur, S.-J. Kim, J.-H. Kim, and Co-authors (2014), Connecting early summer cloud-controlled sunlight and late summer sea ice in the Arctic, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119, 11087–11099.
- Chou, M.-D., M. J. Suarez, C.-H. Ho, M. M.-H. Yan, and K.-T. Lee (1998), Parameterizations for cloud overlapping and shortwave single-scattering properties for use in general circulation and cloud ensemble models, *Journal of Climate*, 11, 202 - 214, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<0202:PFCOAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<0202:PFCOAS>2.0.CO;2).
- Cohen, J. and J. Jones (2011), Tropospheric precursors and stratospheric warmings, *Journal of Climate*, 24, 6562 - 6572, <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4160.1>; Corrigendum, 25, 1779 - 1790, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00701.1>.
- Cohen, J., J. A. Screen, J. C. Furtado, M. Barlow, D. Whittleston, D. Coumou, J. Francis, K. Dethloff, D. Entekhabi, J. Overland, and J. Jones (2014), Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather, *Nature Geoscience*, 7, 627–637, doi:10.1038/s41467-018-05256-8.
- Collins, W. D., C. M. Bitz, M. L. Blackmon, G. B. Bonan, C. S. Bretherton, and Co-authors (2006), The Community Climate System Model version 3 (CCSM3), *Journal of Climate*, 19, 2122–2143.
- Collins, W. D., P. Rasch, B. Boville, J. Hack, J. McCaa, and Co-authors (2004), Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 3.0): NCAR/TN-464+STR NCAR TECHNICAL NOTE, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 226.

- Colman, R. (2003), A comparison of climate feedbacks in general circulation models, *Climate Dynamics*, 20, 865 - 873, <https://doi.org/10.1007/s00382-003-0310-z>.
- Comiso, J. C. (2006), Abrupt decline in the Arctic winter sea ice cover, *Geophysical Research Letters*, 33, L18504, <https://doi.org/10.1029/2006GL027341>.
- Comiso, J. C., C. L. Parkinson, R. Gersten, and L. Stock (2008), Accelerated decline in the Arctic sea ice cover, *Geophysical Research Letters*, 35, L01703.
- Corti, S., F. Molteni, and T. N. Palmer (1999), Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes, *Nature*, 398, 799-802.
- Coumou, D., G. D. Capua, S. Vavrus, L. Wang, and S. Wang (2018), The influence of Arctic amplification on mid-latitude summer circulation. *Nature Communications*, 9, 2959, doi:10.1038/s41467-018-05256-8.
- Coumou, D., J. Lehmann, and J. Beckmann (2015), The weakening summer circulation in the Northern Hemisphere mid-latitudes, *Science*, 348, 324 - 326.
- Crawford, A. D. and M. C. Serreze (2015), A new look at the summer Arctic frontal zone, *Journal of Climate*, 28, 737 - 754, doi:10.1175/JCLI-D-14-00447.1.
- Crawford, A. D. and M. C. Serreze (2016), Does the summer Arctic frontal zone influence Arctic ocean cyclone activity? *Journal of Climate*, 29, 4977 - 4992, doi:10.1175/JCLI-D-15-0755.1.
- Croft, T. A. (1973), Burning waste gas in oil fields, *Nature*, 245, 375 - 376.
- Cronin, T. W. and E. Tziperman (2015), Low clouds suppress Arctic air formation and amplify high-latitude continental winter warming, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112, 11490-11495.
- Cubasch, U., J. Waszkewitz, G. Hegerl, and J. Perlwitz (1995), Regional climate changes as simulated in time-slice experiments, *Climatic Change*, 31, 273 - 304.
- Curry, J. A. and E. E. Ebert (1992), Annual cycle of radiation fluxes over the Arctic Ocean: Sensitivity to cloud optical properties, *Journal of Climate*, 5, 1267-1280.
- Curry, J. A., J. L. Schramm, W. B. Rossow, and D. Randall (1996), Overview of Arctic cloud and radiation characteristics, *Journal of Climate*, 9, 1731-1764.
- Cuzzone, J. and S. Vavrus, (2011), The relationships between Arctic sea ice and cloud-related variables in the ERA-Interim reanalysis and CCSM3, *Environmental*

*Research Letters*. 6, 014016.

- Davies, T., M. J. P. Cullen, A. J. Malcolm, M. H. Mawson, A. Staniforth, A. A. White, and N. Wood (2005), A new dynamical core for the Met Office's global and regional modelling of the atmosphere, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(608), 1759 - 1782.
- de Boer, G., W. L. Chapman, J. E. Kay, B. Medeiros, M. D. Shupe, S. Vavrus, and J. E. Walsh (2012), A characterization of the present-day Arctic atmosphere in CCSM4, *Journal of Climate*, 25, 2676-2695, doi:10.1175/JCLI-D-11-00228.1.
- de la Torre, L., R. R. Garcia, D. Barriopedro, and A. Chandran (2012), Climatology and characteristics of stratospheric sudden warmings in the Whole Atmosphere Community Climate Model, *Journal of Geophysical Research*, 117, D04110, <https://doi.org/10.1029/2011JD016840>.
- Dee, D. P. and S. M. Uppala (2009), Variational bias correction of satellite radiance data in the ERA-Interim reanalysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135, 1830-1841.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, and Co-authors (2011), The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553-597, doi:10.1002/qj.828.
- DeGaetano, A. T. (1996), Recent trends in maximum and minimum temperature threshold exceedences in the northeastern United States, *Journal of Climate*, 9, 1646-1660.
- Delanoë, J. and R. J. Hogan (2008), A variational scheme for retrieving ice cloud properties from combined radar, lidar, and infrared radiometer, *Journal of Geophysical Research*, 113, D07204. <https://doi.org/10.1029/2007JD009000>.
- Delanoë, J. and R. J. Hogan (2010), Combined CloudSat-CALIPSO-MODIS retrievals of the properties of ice clouds, *Journal of Geophysical Research*, 115, D00H29, <https://doi.org/10.1029/2009JD012346>.
- Delworth, T. L., A. J. Broccoli, A. Rosati, R. J. Stouffer, V. Balaji, J. A. Beesley, W. F. Cooke, K. W. Dixon, J. Dunne, K. A. Dunne, J. W. Durachta, K. L. Findell, P.

- Ginoux, A. Gnanadesikan, C. T. Gordon, S. M. Griffies, R. Gudgel, M. J. Harrison, I. M. Held, R. S. Hemler, L.W. Horowitz, S. A. Klein, T. R. Knutson, P. J. Kushner, A. R. Langenhorst, H. Lee, S. Lin, J. Lu, S. L. Malyshev, P. C. Milly, V. Ramaswamy, J. Russell, M. D. Schwarzkopf, E. Shevliakova, J. J. Sirutis, M. J. Spelman, W. F. Stern, M. Winton, A. T. Wittenberg, B. Wyman, F. Zeng, and R. Zhang (2006), GFDL's CM2 Global Coupled Climate Models. Part I: Formulation and simulation characteristics, *Journal of Climate*, 19, 643 - 674, doi:10.1175/JCLI3629.1.
- Deser, C., L. Terray, and A. S. Phillips (2016), Forced and internal components of winter air temperature trends over North America during the past 50 years: Mechanisms and implications, *Journal of Climate*, 29(6), 2237 - 2258.
- Deser, C., J. E. Walsh, and M. S. Timlin (2000), Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends, *Journal of Climate*, 13, 617 - 633.
- Diaz, J. P., A. González, F. J. Expósito, J. C. Pérez, J. Fernández, M. García-Díez, and D. Taima (2015), WRF multi-physics simulation of clouds in the African region, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(692), 2737 - 2749, <https://doi.org/10.1002/qj.2560>.
- Ding, Q. and B. Wang (2005), Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer, *Journal of Climate*, 18, 3483-3505.
- Ding, Q., J. M. Wallace, D. S. Battisti, E. J. Steig, A. J. E. Gallant, H.-J. Kim, and L. Geng (2014), Tropical forcing of the recent rapid Arctic warming in northeastern Canada and Greenland, *Nature*, 509, 209 - 212.
- Ding, Q., and Co-authors (2017), Influence of high-latitude atmospheric circulation changes on summertime Arctic sea ice, *Nature Climate Change*, 7, 289 - 295, doi:10.1038/NCLIMATE3241.
- Dole, R. and N. Gordon (1983), Persistent anomalies of the extratropical northern hemisphere wintertime circulation - geographical-distribution and regional persistence characteristics, *Monthly Weather Review*, 111, 1567-1586.
- Dole, R. and Co-authors (2011), Was there a basis for anticipating the 2010 Russian heat wave? *Geophysical Research Letters*, 38, L06702.

- Donat, M. G., G. C. Leckebusch, J. G. Pinto, and U. Ulbrich (2010), Examination of wind storms over Central Europe with respect to circulation weather types and NAO phases, *International Journal of Climatology*, 30, 1289–1300.
- Dong, X., B. Xi, K. Crosby, C. N. Long, R. S. Stone, and M. D. Shupe (2010), A 10 year climatology of Arctic cloud fraction and radiative forcing at Barrow, Alaska, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115, D17212.
- Donner, L. J., B. L. Wyman, R. S. Hemler, L. W. Horowitz, Y. Ming, M. Zhao, et al. (2011), The dynamical core, physical parameterizations, and basic simulation characteristics of the atmospheric component AM3 of the GFDL global coupled model CM3, *Journal of Climate*, 24(13), 3484 - 3519.
- Doyle, J. G. G. Lesins, C. P. Thackray, C. Perro, G. J. Nott, T. J. Duck, R. Damoah, and J. R. Drummond (2011), Water vapor intrusions into the High Arctic during winter, *Geophysical Research Letters*, 38, L12806, doi:10.1029/2011GL047493.
- Driemel, A., J. Augustine, K. Behrens, S. Colle, C. Cox, E. Cuevas-Agulló, et al. (2018), Baseline Surface Radiation Network (BSRN): structure and data description (1992 - 2017), *Earth System Science Data*, 10, 1491 - 1501, <https://doi.org/10.5194/essd-10-1491-2018>.
- Dufour, A., O. Zolina, and S. K. Gulev (2016), Atmospheric moisture transport to the Arctic: Assessment of reanalyses and analysis of transport components, *Journal of Climate*, 29, 5061–5081, doi:10.1175/JCLI-D-15-0559.1.
- Dufresne, J.-L., M.-A. Foujols, S. Denvil, A. Caubel, O. Marti, O. Aumont, et al. (2013), Climate change projections using the IPSL–CM5 Earth system model: From CMIP3 to CMIP5, *Climate Dynamics*, 40(9–10), 2123 - 2165.
- Dunn–Sigouin, E., S.-W. Son, and H. Lin (2013), Evaluation of Northern Hemisphere blocking climatology in the global environment multiscale model, *Monthly Weather Review*, 141, 707–727.
- Earle, M. E., P. S. K. Liu, J. W. Strapp, A. Zelenyuk, D. Imre, G. M. McFarquhar, N. C. Shantz, and W. R. Leitch (2011), Factors influencing the microphysics and radiative properties of liquid dominated Arctic clouds: Insight from observations of aerosol and clouds during ISDAC, *Journal of Geophysical Research*, 116,

D00T09. doi:10.1029/2011JD015887

- Eastman, R. and S. G. Warren (2010a), Arctic cloud changes from surface and satellite observations, *Journal of Climate*, 23, 4233–4242.
- Eastman, R. and S. G. Warren (2010b), Interannual variations of Arctic cloud types in relation to sea ice, *Journal of Climate*, 23, 4216–4232.
- Elvidge, C. D., F. C. Hsu, K. E. Baugh, and T. Ghosh (2014), National trends in satellite-observed lighting, *Global Urban Monitoring and Assessment through Earth Observation*, 23, 97–118.
- Endo, H., A. Kitoh, T. Ose, R. Mizuta, and S. Kusunoki (2012), Future changes and uncertainties in Asian precipitation simulated by multiphysics and multi-sea surface temperature ensemble experiments with high-resolution Meteorological Research Institute atmospheric general circulation models (MRI-AGCMs), *Journal of Geophysical Research*, 117, D16118.
- English, J. M., J. E. Kay, A. Gettelman, X. Liu, Y. Wang, Y. Zhang, and H. Chepfer (2014), Contributions of clouds, surface albedos, and mixed-phase ice nucleation schemes to Arctic radiation biases in CAM5, *Journal of Climate*, 27(13), 5174 - 5197, doi:10.1175/JCLI-D-13-00608.1.
- English, J. M., A. Gettelman, and G. R. Henderson (2015), Arctic radiative fluxes: Present-day biases and future projections in CMIP5 models, *Journal of Climate*, 28(15), 6019 - 6038, doi:10.1175/JCLI-D-14-00801.1.
- Enomoto, T., T. Miyoshi, Q. Moteki, J. Inoue, M. Hattori, A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, and S. Yamane (2013), Observing-system research and ensemble data assimilation at JAMSTEC, in: Park, S. K., and L. Xu, (Eds.), *Data Assimilation for Atmospheric, Oceanic and Hydrologic Applications*, Springer, Berlin, pp. 509 - 526.
- Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda (2003), The formation mechanism of the Bonin high in August, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129, 157 - 178.
- Enomoto, T., A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, and W. Ohfuchi (2008), In *High Resolution Numerical Modelling of the Atmosphere and Ocean* (eds Hamilton, K.

- & Ohfuchi, W.) Ch. 5, 77 - 97, Springer.
- Eyring, V., S. Bony, G. A. Meehl, C. A. Senior, B. Stevens, R. J. Stouffer, and K. E. Taylor (2016), Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization, *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937 - 1958, doi:10.5194/gmd-9-1937-2016.
- Feldstein, S. B. (2000), Teleconnections and ENSO: The timescales, power spectra, and climate noise properties, *Journal of Climate*, 13, 4430 - 4440.
- Feldstein, S. B. (2002), Fundamental mechanisms of the growth and decay of the PNA teleconnection pattern, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128, 775-796, doi:10.1256/0035900021643683.
- Feldstein, S. B. and S. Lee (2014), Intraseasonal and interdecadal jet shifts in the Northern Hemisphere: The role of warm pool tropical convection and sea ice, *Journal of Climate*, 27, 6497-6518.
- Findeisen, W. (1938), *Kolloid-Meteorologische*, 2nd ed., American Meteorological Society, Boston, MA.
- Flanner, M. G., et al. (2009), Springtime warming and reduced snow cover from carbonaceous particles *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, 2481 - 2497.
- Flanner, M. G., C. S. Zender, J. T. Randerson, and P. J. Rasch (2007), Present day climate forcing and response from black carbon in snow, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D11).
- Flannery, B. P. (1984), Energy-balance models incorporating transport of thermal and latent energy, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41, 414-421, doi:10.1175/1520-0469(1984)041<0414:EBMITO>2.0.CO;2.
- Flournoy, M. D., S. B. Feldstein, S. Lee, and E. E. Clothiaux (2016), Exploring the tropically excited Arctic warming mechanism with station data: Links between tropical convection and Arctic downward infrared radiation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(3), 1143 - 1158, doi:10.1175/JAS-D-14-0271.1.
- Forget, F., F. Hourdin, R. Fournier, C. Hourdin, O. Talagrand, M. Collins, et al. (1999), Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km, *Journal of Geophysical Research*, 104(E10),

24,155 - 24,175.

- Francis, J. A., W. H. Chan, D. J. Leathers, J. R. Miller, and D. E. Veron (2009), Winter Northern Hemisphere weather patterns remember summer Arctic sea-ice extent, *Geophysical Research Letters*, 36, L07503.
- Francis, J. A. and E. Hunter (2006), New insight into the disappearing Arctic sea ice, *Eos Transactions*, AGU 87, 509–511, doi:10.1029/2006EO460001.
- Francis, J. A., and E. Hunter (2007), Changes in the fabric of the Arctic's greenhouse blanket, *Environmental Research Letters*, 2, 045011, doi:10.1088/1748-9326/2/4/045011.
- Francis, J. A. and E. Hunter (2007), Drivers of declining sea ice in the Arctic winter: A tale of two seas, *Geophysical Research Letters*, 34, L17503, <https://doi.org/10.1029/2007GL030995>.
- Francis, J. A. and S. J. Vavrus (2015), Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming, *Environmental Research Letters*, 10014005, doi:10.1088/1748-9326/10/1/014005.
- Frankignoul, C., N. Sennéchal, Y.-O. Kwon and M. A. Alexander (2011), Influence of the meridional shifts of the Kuroshio and the Oyashio extensions on the atmospheric circulation, *Journal of Climate*, 24, 762 - 77, doi:10.1175/2010JCLI3731.1.
- Franzke, C. and S. B. Feldstein (2005), The continuum and dynamics of Northern Hemisphere teleconnection patterns, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 3250 - 67, doi:10.1175/JAS3536.1.
- Ganeshan, M. and D. L. Wu (2016), The open-ocean sensible heat flux and its significance for Arctic boundary layer mixing during early fall, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16, 13173–13184.
- Gautier, D. L., et al. (2009), Assessment of undiscovered oil and gas in the Arctic *Science*, 324(5931), 1175–1179.
- Gillett, N. P., D. A. Stone, P. A. Stott, T. Nozawa, A. Y. Karpechko, G. C. Hegerl, M. F. Wehner, and P. D. Jones (2008), Attribution of polar warming to human influence, *Nature Geoscience*, 1, 750–754, doi:10.1038/ngeo338.
- Gómara, I., J. G. Pinto, T. Woollings, G. Masato, P. Zurita-Gotor, and B.

- Rodríguez-Fonseca (2014), Rossby wave-breaking analysis of explosive cyclones in the Euro-Atlantic sector, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140, 738–753, doi:10.1002/qj.2190.
- Gong, T., S. B. Feldstein, and S. Lee (2017), The role of downward infrared radiation in the recent Arctic winter warming trend, *Journal of Climate*, 30, 4937–4949, doi:10.1175/JCLI-D-16-0180.1.
- Goosse, H., J. E. Kay, K. C. Armour, A. Bodas-Salcedo, H. Chepfer, D. Docquier, et al. (2018), Quantifying climate feedbacks in polar regions, *Nature Communications*, 9, 1919, <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04173-0>.
- Goss, M., S. B. Feldstein, and S. Lee (2016), Stationary wave interference and its relation to tropical convection and Arctic warming, *Journal of Climate*, 29, 1369–1389.
- Graversen, R. G. and M. Burtu (2016), Arctic amplification enhanced by latent energy transport of atmospheric planetary waves, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142, 2046–2054.
- Graversen, R. G., T. Mauritsen, M. Tjernstrom, E. Kallen, and G. Svensson (2008), Vertical structure of recent Arctic warming, *Nature* 451, 53–56, <https://doi.org/10.1038/nature06502>.
- Graversen, R. G. and M. Wang (2009), Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo, *Climate Dynamics*, 33, 629–643, doi:10.1007/s00382-009-0535-6.
- Grell, G. A. and D. Dévényi (2002), A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques, *Geophysical Research Letters*, 29(14), <https://doi.org/10.1029/2002GL015311>.
- Griffin, D. and K. J. Anchukaitis (2014), How unusual is the 2012–2014 California drought?, *Geophysical Research Letters*, 41, 9017–23, doi:10.1002/2014GL062433.
- Ha, K.-J., J.-E., Chu, J.-Y. Lee, B. Wang. S. N. Hameed, and M. Watanabe (2012), What caused the cool summer over northern Central Asia, East Asia and central North America during 2009?, *Environmental Research Letters*, 7, 044015.
- Hadley, O. L. and T. W. Kirchstetter (2012), Black-carbon reduction of snow albedo, *Nature Climate Change*, 2, 437.

- Hakim, G. J. (2005), Vertical structure of midlatitude analysis and forecast errors, *Monthly Weather Review*, 133, 567–578.
- Hall, A. (2004), The role of surface albedo feedback in climate, *Journal of Climate*, 17, 1550–1568, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<1550:TROSAF>2.0.CO;2.
- Hanley, J. and R. Caballero (2012), The role of large-scale atmospheric flow and Rossby wave breaking in the evolution of extreme windstorms over Europe, *Geophysical Research Letters*, 39, 2–7.
- Hansen, A. D. A. and T. Novakov (1989), Aerosol black carbon measurements in the Arctic haze during AGASP-II, *Journal of Atmospheric Chemistry*, 9, 347 - 361.
- Hansen, A. D. A. and H. Rosen (1984), Vertical distributions of particulate carbon, sulfur, and bromine in the Arctic haze and comparison with ground level measurements at Barrow, Alaska, *Geophysical Research Letters*, 11, 381 - 384.
- Hansen, J., R. Ruedy, M. Sato, and K. Lo (2010), Global surface temperature change, *Reviews of Geophysics*, 48, RG4004.
- Harrison, E. F., P. Minnis, B. R. Barkstrom, V. Ramanathan, R. D. Cess, and G. G. Gibson (1990), Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment, *Journal of Geophysical Research*, 95(D11), 18687 - 18703, <https://doi.org/10.1029/JD095iD11p18687>.
- Harsem, Ø., A. Eide, and K. Heen (2011), Factors influencing future oil and gas prospects in the Arctic, *Energy Policy*, 39(12), 8037–8045.
- Hartmann, D. L. (2015), Pacific sea surface temperature and the winter of 2014, *Geophysical Research Letters*, 42 1894 - 902, doi:10.1002/2015GL063083.
- Haynes, J. M., R. T. Marchand, Z. Luo, A. Bodas-Salcedo, and G. L. Stephens (2007), A multipurpose radar simulation package: QuickBeam, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(11), 1723 - 1728, <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-11-1723>.
- Heino, R., R. Brazdil, E. Forland, H. Tuomenvirta, H. Alexandersson, M. Beniston, C. Pfister, M. Rebetz , R. Rosenhagen, S. Rosner, and J. Wibig (1999), Progress in the study of climate extremes in northern and central Europe, *Climatic Change*, 42, 151–181.

- Held, I. M. (1983), Stationary and quasi-stationary eddies in the extratropical troposphere: theory large-scale dynamical processes in the atmosphere, New York: Academic.
- Henderson, J. V., Storeygard, A., and Weil, D. N. (2012), Measuring economic growth from outer space, *American Economic Review*, 102(2), 994-1028.
- Hesterberg, T., D. S. Moore, S. Monaghan, A. Clipson, and R. Epstein (2003), Bootstrap methods and permutation tests, in: Moore, D. S., and G. P. McCabe (Eds.), *Introduction to the Practice of Statistics*, W. H. Freeman & Co., New York, pp. 14.1 - 14.70.
- Hewitson, B. C., and R. G. Crane (2002), Self-organizing maps: Applications to synoptic climatology, *Climate Research*, 22, 13 - 26, doi:10.3354/cr022013.
- Hildén, M., K. Kupiainen, M. Forsius, and R. O. Salonen (2017), Curbing black carbon emissions slows warming in the Arctic, *SYKE POLICY BRIEF* (Finnish Environment Institute SYKE, Helsinki).
- Hines, K. M., and D. H. Bromwich (2008), Development and testing of Polar WRF. Part I. Greenland ice sheet meteorology, *Monthly Weather Review*, 136, 1971-1989.
- Hines, K. M. and D. H. Bromwich (2017), Simulation of late summer Arctic clouds during ASCOS with Polar WRF, *Monthly Weather Review*, 145, 521 - 541, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0079.1>.
- Hodson, D. L. R., S. P. E. Keeley, A. West, J. Ridley, E. Hawkins, and H. T. Hewitt (2013), Identifying uncertainties in Arctic climate change projections, *Climate Dynamics*, 40(11 - 12), 2849 - 2865.
- Holland, M. and C. Bitz (2003), Polar amplification of climate change in coupled models, *Climate Dynamics*, 21, 221-232, doi:10.1007/s00382-003-0332-6.
- Honda, M., K. Yamazaki, H. Nakamura and K. Takeuchi (1999), Dynamic and thermodynamic characteristics of atmospheric response to anomalous sea-ice extent in the Sea of Okhotsk, *Journal of Climate*, 12, 3347 - 58, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<3347:DATCOA>2.0.CO;2.
- Hong, C.-C., H.-H. Hsu, N.-H. Lin, and H. Chiu (2011), Role of European blocking and tropical-extratropical interaction in the 2010 Pakistan flooding, *Geophysical*

*Research Letters*, 38, L13806.

- Hong, J.-Y., B.-M. Kim, E.-H. Baek, J.-H. Kim, X. Zhang, and S.-J. Kim (2019), A critical role of extreme Atlantic windstorms in Arctic warming, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, doi: 10.1007/s13143-019-00123-y.
- Hong, S.-Y. and J.-O. J. Lim (2006), The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6), *Journal of the Korean Meteorological Society*, 42(2), 129 - 151.
- Hong, S.-Y., J. Dudhia, and S.-H. Chen (2004), A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation, *Monthly Weather Review*, 132, 103 - 120, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2).
- Horton, D. E., N. C. Johnson, D. Singh, D. L. Swain, B. Rajaratnam, and N. S. Diffenbaugh (2015), Contribution of changes in atmospheric circulation patterns to extreme temperature trends, *Nature*, 522, 465-469.
- Hoskins, B. J. and D. J. Karoly (1981), The steady linear response of spherical atmosphere to thermal and orographic forcing, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, 1179 - 96, doi:10.1175/1520-0469(1981)038<1179:TSLROA>2.0.CO;2.
- Howard, R. (2009), *The Arctic gold rush: the new race for tomorrow's natural resources*, Bloomsbury Publishing.
- Huang, K. and J. S. Fu (2016), A global gas flaring black carbon emission rate dataset from 1994 to 2012, *Scientific Data*, 3, 160104.
- Huang, Q., X. Yang, B. Gao, Y. Yang, and Y. Zhao (2014), Application of DMSP/OLS nighttime light images: A meta-analysis and a systematic literature review, *Remote Sensing*, 6, 6844 - 6866.
- Huber, D. G. and J. Gullede (2011), "Extreme weather and climate change: Understanding the link and managing the risk" *Science and Impacts Program. Center for Climate and Energy Solutions* Arlington, VA. Available at: <http://www.c2es.org/publications/extreme-weather-and-climate-change>.
- Hurrell, J. W., M. M. Holland, P. R. Gent, S. Ghan, J. E. Kay, P. J. Kushner, J. F., and Co-authors (2013), The Community Earth System Model: A framework for collaborative research, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(9),

- 1339 - 1360, doi:10.1175/BAMS-D-12-00121.1.
- Hwang, Y., D. Frierson, and J. Kay (2011), Coupling between Arctic feedbacks and changes in poleward energy transport, *Geophysical Research Letters*, 38, doi:10.1029/2011GL048546.
- Inoue, J., T. Enomoto, and M. E. Hori (2013), The impact of radiosonde data over the ice-free Arctic Ocean on the atmospheric circulation in the Northern Hemisphere, *Geophysical Research Letters*, 40, 864 - 869, doi:10.1002/grl.50207.
- Inoue, J., M. E. Hori, and K. Takaya (2012), The role of Barents sea ice in the wintertime cyclone track and emergence of a warm-Arctic cold-Siberian anomaly, *Journal of Climate*, 25, 2561 - 8, doi:10.1175/JCLI-D-11-00449.1.
- Inoue, J., A. Yamazaki, J. Ono, K. Dethloff, M. Maturilli, R. Neuber, P. Edwards, and H. Yamaguchi (2015), Additional Arctic observations improve weather and sea-ice forecasts for the Northern Sea Route, *Scientific Reports*, 5, 16868, doi:10.1038/srep16868.
- IPCC (2007a), Climate change 2007: the physical science basis Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change ed S Solomon, D Qin, M Manning, Z Chen, M Marquis, K B Averyt, M Tignor, and H L Miller (*Cambridge and New York: Cambridge University Press*).
- IPCC (2007b), Climate change 2007: impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change ed M L Parry, O F Canziani, J P Palutikof, P J van der Linden and C E Hanson (*Cambridge and New York: Cambridge University Press*).
- IPCC (2012), Summary for Policymakers, In: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation, Field, C. B., et al. eds., *A Special Report of Working Group I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 1-19.
- IPCC (2013), Climate change 2013: the physical science basis Contribution of Working

- Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change ed T F Stocker, D Qin, G-K Plattner, M Tignor, S K Allen, J Boschung, A Nauels, Y Xia, V Bex and P M Midgley (*Cambridge and New York: Cambridge University Press*)
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2013), Evaluation of Climate Models, In T. F. Stocker, et al. (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 741 - 866), Cambridge, UK, & New York, NY: Cambridge University Press, doi:10.1017/CBO9781107415324.020.
- Intrieri, J. M., C. W. Fairall, M. D. Shupe, P. O. G. Persson, F. L. Andreas, and Co-authors (2002), An annual cycle of Arctic surface cloud forcing at SHEBA, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107, 8039.
- Jaiser, R., K. Dethloff, D. Handorf, A. Rinke, and J. Cohen (2012), Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation, *Tellus A* 64, 11595, doi:10.3402/tellusa.v64i0.11595.
- Janjić, Z. I. (1994), The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes, *Monthly Weather Review*, 122(5), 927 - 945. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<0927:TSMECM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<0927:TSMECM>2.0.CO;2).
- Jiang, H., W. R. Cotton, J. O. Pinto, J. A. Curry, and M. J. Weissbluth (2000), Cloud resolving simulations of mixed-phase Arctic stratus observed during BASE: Sensitivity to concentration of ice crystals and large-scale heat and moisture advection, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57(13), 2105 - 2117, doi:10.1175/1520-0469(2000)057<2105:CRSOMP>2.0.CO;2.
- Johannessen, O. M., S. I. Kuzmina, L. P. Bobylev, and M. W. Miles (2016), Surface air temperature variability and trends in the Arctic: New amplification assessment and regionalisation, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 68, 1, doi:10.3402/tellusa.v68.28234.
- Johnson, N. C., S. B. Feldstein, and B. Tremblay (2008), The continuum of Northern Hemisphere teleconnection patterns and a description of the NAO shift with the

- use of self-organizing maps, *Journal of Climate*, 21, 6354–6371.
- Johnson, N. C. and S. B. Feldstein (2010), The continuum of North Pacific sea level pressure patterns: Intraseasonal, interannual, and interdecadal variability, *Journal of Climate*, 23, 851–867.
- Johnson, N. C. (2013), How many ENSO flavors can we distinguish? *Journal of Climate*, 26, 4816–4827.
- Jun, S.-Y., C.-H. Ho, B.-M. Kim, and J.-H. Jeong (2014), Sensitivity of Arctic warming to sea surface temperature distribution over melted sea-ice region in atmospheric general circulation model experiments, *Climate Dynamics*, 42, 941–955.
- Jun, S.-Y., C.-H. Ho, J.-H. Jeong, Y.-S. Choi, and B.-M. Kim (2016), Recent changes in winter Arctic clouds and their relationships with sea ice and atmospheric conditions, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 68, 29130, <https://doi.org/10.3402/tellusa.v68.29130>.
- Jung, T., and Co-authors (2015), Polar lower-latitude linkages and their role in weather and climate prediction, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96, ES197–ES200.
- Jung, T., and Co-authors (2016), Advancing polar prediction capabilities on daily to seasonal time scales, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97, 1631 - 1647.
- Jung, T., S. K. Gulev, I. Rudeva, and V. Soloviov (2006), Sensitivity of extratropical cyclone characteristics to horizontal resolution in the ECMWF model, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132, 1839 - 1857, <https://doi.org/10.1256/qj.05.212>.
- Jung, T. and M. Matsueda (2016), Verification of global numerical weather forecasting systems in polar regions using TIGGE data, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142, 574 - 582, doi:10.1002/qj.2437.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, and J. Woollen (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437 - 71, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.

- Kapsch, M., R. G. Graversen, and M. Tjernström (2013), Springtime atmospheric energy transport and the control of Arctic summer sea-ice extent, *Nature Climate Change*, 3, 744 - 748, doi:10.1038/nclimate1884.
- Karlsson, J., G. and Svensson (2011), The simulation of Arctic clouds and their influence on the winter surface temperature in present-day climate in the CMIP3 multi-model dataset, *Climate Dynamics*, 36, 623-635, <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0758-6>.
- Karlsson, J. and G. Svensson (2013), Consequences of poor representation of Arctic sea-ice albedo and cloud-radiation interactions in the CMIP5 model ensemble, *Geophysical Research Letters*, 40, 4374 - 4379, <https://doi.org/10.1002/grl.50768>.
- Kay, J. E., L. Bourdages, N. B. Miller, A. Morrison, V. Yettella, H. Chepfer, and B. Eaton (2016), Evaluating and improving cloud phase in the Community Atmosphere Model version 5 using spaceborne lidar observations, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(8), 4162 - 4176, doi:10.1002/2015JD024699.
- Kay, J. E., T. L'Ecuyer, H. Chepfer, N. Loeb, A. Morrison, and G. Cesana (2016), Recent advances in Arctic cloud and climate research, *Current Climate Change Reports*, 2, 159 - 169, <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0051-9>.
- Kay, J. E., T. L'Ecuyer, A. Gettelman, G. Stephens, and C. O'Dell (2008), The contribution of cloud and radiation anomalies to the 2007 Arctic sea ice extent minimum, *Geophysical Research Letters*, 35, L08503.
- Kay, J. E. and A. Gettelman (2009), Cloud influence on and response to seasonal Arctic sea ice loss, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114, D18204.
- Kay, J. E., B. R. Hillman, S. A. Klein, Y. Zhang, B. Medeiros, R. Pincus, A. Gettelman, B. Eaton, J. Boyle, R. Marchand, and T. P. Ackerman (2012), Exposing global cloud biases in the Community Atmosphere Model (CAM) using satellite observations and their corresponding instrument simulators, *Journal of Climate*, 25(15), 5190 - 5207, doi:10.1175/JCLI-D-11-00469.1.
- Kelly, G., J.-N. Thepaut, R. Buizza, C. Cardinali (2007), The value of observations. I: Data denial experiments for the Atlantic and the Pacific, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133, 1803 - 1815.

- Kidston, J., A. S. Taschetto, D. W. J. Thompson, and M. H. England (2011), The influence of Southern Hemisphere sea ice extent on the latitude of the midlatitude jet stream, *Geophysical Research Letters*, 38, L15804, doi:10.1029/2011GL048056.
- Kim, B.-M., J.-Y. Hong, S.-Y. Jun, X. Zhang, H. Kwon, S.-J. Kim, J.-H. Kim, S.-W. Kim, and H.-K. Kim (2017), Major cause of unprecedented Arctic warming in January 2016: Critical role of an Atlantic windstorm, *Scientific Reports*, 7, 40051, doi:10.1038/srep40051.
- Kim, B.-M., S.-W. Son, S.-K. Min, J.-H. Jeong, S.-J. Kim, X. Zhang, X., et al. (2014), Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss, *Nature Communications*, 5(1), 4646, <https://doi.org/10.1038/ncomms5646>.
- Kim, H.-M. and B.-M. Kim (2017), Relative contributions of atmospheric energy transport and sea ice loss to the recent warm Arctic winter, *Journal of Climate*, 30(18), 7441-7450.
- King, M. D., S. Platnick, P. Yang, G. T. Arnold, M. A. Gray, J. C. Riedi, S. A. Ackerman, and K.-N. Liou (2004), Remote sensing of liquid water and ice cloud optical thickness and effective radius in the Arctic: Application of airborne multispectral MAS data, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21, 857 - 875.
- Klaus, D., K. Dethloff, W. Dorn, A. Rinke, and D. L. Wu (2016), New insight of Arctic cloud parameterization from regional climate model simulations, satellite based, and drifting station data, *Geophysical Research Letters*, 43, 5450 - 5459, <https://doi.org/10.1002/2015GL067530>.
- Klocke, D., R. Pincus, and J. Quaas (2011), On constraining estimates of climate sensitivity with present-day observations through model weighting, *Journal of Climate*, 24(23), 6092 - 6099, doi:10.1175/2011JCLI4193.1.
- Knudsen, E. M., Y. J. Orsolini, T. Furevik, and K. I. Hodges (2015), Observed anomalous atmospheric patterns in summers of unusual Arctic sea ice melt, *Journal of Geophysical Research*, 120, 2595 - 2611, doi:10.1002/2014JD022608.
- Knutti, R., R. Furrer, C. Tebaldi, J. Cermak, and G. Meehl (2010), Challenges in

- combining projections from multiple climate models, *Journal of Climate*, 23, 2739–2758, doi:10.1175/2009JCLI3361.1.
- Kobayashi, Y., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi (2015), The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics, *Journal of the Meteorological Society of Japan Ser. II*, 93, 5–48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.
- Kodera, K., B. M. Funatsu, C. Claud, and N. Eguchi (2015), The role of convective overshooting clouds in tropical stratosphere - troposphere dynamical coupling, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, 6767 - 6774, <https://doi.org/10.5194/acp-15-6767-2015>.
- Koenigk, T., L. Brodeau, R. Graversen, J. Karlsson, G. Svensson, and co-authors (2013), Arctic climate change in 21st century CMIP5 simulations with EC-Earth, *Climate Dynamics*, 40, 2719–2743.
- Kohonen, T. (2001), *Self-Organizing Maps*. 3rd ed. Springer, 521 pp.
- Korolev, A. and P. R. Field (2008), The effect of dynamics on mixed-phase clouds: Theoretical considerations, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(1), 66 - 86, doi:10.1175/2007JAS2355.1.
- Kratz, D. P., S. K. Gupta, A. C. Wilber, and V. W. Sothcott (2010), Validation of the CERES Edition 2B surface-only flux algorithms, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49, 164 - 180, <https://doi.org/10.1175/2009JAMC2246.1>.
- Kug, J.-S., J.-H. Jeong, Y.-S. Jang, B.-M. Kim, C. K. Folland, S.-K. Min, and S.-W. Son (2015), Two distinct influences of Arctic warming on cold winters over North America and East Asia, *Nature Geoscience*, 8, 759 - 762, <https://doi.org/10.1038/ngeo2517>.
- Kug, J. S. and F. F. Jin (2009), Left-hand rule for synoptic eddy feedback on low-frequency flow, *Geophysical Research Letters*, 36, L05709, doi:10.1029/2008GL036435.
- Lamarque, J. F., et al. (2010), Historical (1850 - 2000) gridded anthropogenic and biomass burning emissions of reactive gases and aerosols: methodology and application, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 7017 - 7039.

- Langen, P., R. Graversen, and T. Mauritsen (2012), Separation of contributions from radiative feedbacks to polar amplification on an aquaplanet, *Journal of Climate*, 25, 3010-3024, doi:10.1175/JCLI-D-11-00246.1.
- Lau, N.-C (1988), Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45, 2718-2743.
- Lau, N. C. (1997), Interaction between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 21-33.
- Lau, W. K. M. and K.-M. Kim (2012), The 2010 Pakistan flood and Russian heat wave: Teleconnection of hydrometeorology extremes, *Journal of Hydrometeorology*, 13, 392-403.
- Lawrence, D. M., et al. (2011), Parameterization improvements and functional and structural advances in version 4 of the Community Land Model, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 3.
- Lawrence, Z. D. and G. L. Manney (2018), Characterizing stratospheric polar vortex variability with computer vision techniques, *Journal of Geophysical Research*, 123, 1510 - 1535, <https://doi.org/10.1002/2017JD027556>.
- Lee, M.-H., C.-H. Ho, J. Kim, and C.-K. Song (2012), Assessment of the changes in extreme vulnerability over East Asia due to global warming, *Climatic Change*, 113, 301-321.
- Lee, M.-H., S. Lee, H.-J. Song, and C.-H. Ho (2017) The recent increase in the occurrence of a boreal summer teleconnection and its relationship with temperature extremes, *Journal of Climate*, 30, 7493 - 7504, doi:10.1175/JCLI-D-16-0094.1.
- Lee, M.-Y., C.-C Hong, and H.-H. Hsu (2015), Compounding effects of warm sea surface temperature and reduced sea ice on the extreme circulation over the extratropical North Pacific and North America during the 2013 - 2014 boreal winter, *Geophysical Research Letters*, 42, 1612 - 8, doi:10.1002/2014GL062956.
- Lee, S. (2014), A theory for polar amplification from a general circulation perspective, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 50, 31-43.

- Lee, S., T. Gong, N. Johnson, S. B. Feldstein, and D. Pollar (2011), On the possible link between tropical convection and the Northern Hemisphere Arctic surface air temperature change between 1958 and 2001, *Journal of Climate*, 25, 4350–4367.
- Lee, S., and S. B. Feldstein (2013), Detecting ozone- and greenhouse-gas-driven wind trends with observational data, *Science*, 339, 563–567.
- Lee, S. and C. Yoo (2014), On the causal relationship between poleward heat flux and the equator-to-pole temperature gradient: A cautionary tale, *Journal of Climate*, 27(17), 6519 – 6525, doi:10.1175/JCLI-D-14-00236.1.
- Leibowicz, B. D., D. S. Abbot, K. Emanuel, and E. Tziperman (2012), Correlation between present-day model simulation of Arctic cloud radiative forcing and sea ice consistent with positive winter convective cloud feedback, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 4, M07002.
- Leinonen, J., M. Lebsock, L. Oreopoulos, and N. Cho (2016), Interregional differences in MODIS-derived cloud regimes, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121, 11648–11665, doi:10.1002/2016JD025193.
- Leith, C. E. (1973), The standard error of time-averaged estimates of climatic means, *Journal of Applied Meteorology*, 12, 1066 – 1069.
- Leloup, J., Z. Lachkar, J.-P. Boulanger, and S. Thiria (2007), Detecting decadal changes in ENSO using neural networks, *Climate Dynamics*, 28, 147 – 162.
- Li, J. and J. X. L. Wang (2003), A modified zonal index and its physical sense, *Geophysical Research Letters*, 30(12), 1 – 4, doi:10.1029/2003GL017441.
- Li, S. (2004), Impact of Northwest Atlantic SST anomalies on the circulation over the Ural Mountains during early winter, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 82, 971 – 88, doi:10.2151/jmsj.2004.971.
- Lim, Y.-K. (2015), The East Atlantic/West Russia (EA/WR) teleconnection in the North Atlantic: climate impact and relation to Rossby wave propagation, *Climate Dynamics*, 44, 3211 – 22, doi:10.1007/s00382-014-2381-4.
- Lim, Y. K. and H. D. Kim (2016), Comparison of the impact of the Arctic Oscillation and Eurasian teleconnection on interannual variation in East Asian winter temperatures and monsoon, *Theoretical and Applied Climatology*, 124, 267 – 79.

- Lindzen, R. S., M.-D. Chou, and A. Y. Hou (2001), Does the earth have an adaptive infrared iris?, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(3), 417 - 432.
- Lindzen, R. S. and B. A. Farrell (1980) A simple approximate result for the maximum growth rate of baroclinic instabilities, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37, 1648-1654.
- Liou, K. N. (2002), An Introduction to Atmospheric Radiation (2nd ed.), New York, NY: Elsevier.
- Listowski, C. and T. Lachlan-Cope (2017), The microphysics of clouds over the Antarctic Peninsula - Part 2: Modelling aspects within Polar WRF, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(17), 10195 - 10221, <https://doi.org/10.5194/acp-17-10195-2017>.
- Liu, A. Z., M. Ting, and H. Wang (1998), Maintenance of circulation anomalies during the 1988 drought and 1993 floods over the United States, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55, 2810 - 32, doi:10.1175/1520-0469(1998)055<2810:MOCADT>2.0.CO;2.
- Liu, X., et al. (2012), Toward a minimal representation of aerosols in climate models: Description and evaluation in the Community Atmosphere Model CAM5, *Geoscientific Model Development*, 5, 709.
- Liu, X., S. Xie, J. Boyle, S. A. Klein, X. Shi, Z. Wang, W. Lin, S. J. Ghan, M. Earle, P. S. K. Liu, and A. Zelenyuk (2011) Testing cloud microphysics parameterizations in NCAR CAM5 with ISDAC and M-PACE observations, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(24), 1 - 18, doi:10.1029/2011JD015889.
- Liu, Y. and J. R. Key (2014), Less winter cloud aids summer 2013 Arctic sea ice return from 2012 minimum, *Environmental Research Letters*, 9, 044002.
- Liu, Y. H., J. R. Key, S. A. Ackerman, G. G. Mace, and Q. Zhang (2012), Arctic cloud macrophysical characteristics from CloudSat and CALIPSO, *Remote Sensing of Environment*, 124, 159 - 173, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.05.006>.
- Liu, Y. H., J. R. Key, J. A. Francis, and X. Wang (2007), Possible causes of decreasing cloud cover in the Arctic winter, 1982-2000, *Geophysical Research Letters*, 34, L14705, <https://doi.org/10.1029/2007GL030042>.

- Liu, Y. H., J. R. Key, A. Schweiger, and J. Francis (2006), Characteristics of satellite-derived clear-sky atmospheric temperature inversion strength in the Arctic, 1980–96, *Journal of Climate*, 19, 4902–4913.
- Liu, Y., H., J. R. Key, and X. J. Wang (2008), The influence of changes in cloud cover on recent surface temperature trends in the Arctic, *Journal of Climate*, 21, 705–715.
- Liu, Y. H., J. R. Key, and X. J. Wang (2009), Influence of changes in sea ice concentration and cloud cover on recent Arctic surface temperature trends, *Geophysical Research Letters*, 36, L20710.
- Liu, Y., R. H. Weisberg, and C. N. K. Mooers (2006), Performance evaluation of the self-organizing map for feature extraction, *Journal of Geophysical Research*, 111, C05018.
- Loeb, N. G., B. A. Wielicki, D. R. Doelling, G. L. Smith, D. F. Keyes, S. Kato, N. Manalo-Smith, and T. Wong (2009), Toward optimal closure of the earth's top-of-atmosphere radiation budget, *Journal of Climate*, 22(3), 748 - 766, doi:10.1175/2008JCLI2637.1.
- Lu, J. and M. Cai (2009), Seasonality of polar surface warming amplification in climate simulations, *Geophysical Research Letters*, 36, doi:10.1029/2009GL040133.
- Lu, J. and M. Cai (2010), Quantifying contributions to polar warming amplification in an idealized coupled general circulation model, *Climate Dynamics*, 34, 669–687, doi:10.1007/s00382-009-0673-x.
- Luo, B., D. Luo, L. Wu, L. Zhong, and I. Simmonds (2017), Atmospheric circulation patterns which promote winter Arctic sea ice decline, *Environmental Research Letters*, 12, 054017, doi:10.1088/1748-9326/aa69d0.
- Luo, D., Y. Xiao, Y. Diao, A. Dai, C. L. E. Franzke, and I. Simmonds (2016), Impacts of Ural blocking on winter warm Arctic-cold Eurasian anomalies: II. The link to the North Atlantic oscillation, *Journal of Climate*, 29, 3949 - 71, doi:10.1175/JCLI-D-15-0612.1.
- Luo, D., Y. Yao, and S. B. Feldstein (2014), Regime transition of the North Atlantic Oscillation and the extreme cold event over Europe in January–February 2012,

- Monthly Weather Review*, 142, 4735-4757, doi:10.1175/MWR-D-13-00234.1.
- Madden, R. A. (1976), Estimates of the natural variability of time averaged sea-level pressure, *Monthly Weather Review*, 104, 942 - 952.
- Madden, R. A. and P. R. Julian (1971), Detection of a 40 -50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(5), 702 - 708, doi:10.1175/1520-0469(1971)028<0702:DOADOI>2.0.CO;2.
- Magnusdottir, G., C. Deser, and R. Saravanan (2004), The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part I: Main features and storm track characteristics of the response, *Journal of Climate*, 17, 857-876.
- Magnusson, L. (2017), Diagnostic methods for understanding the origin of forecast error, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143, 2129 - 2142.
- Manabe, S. and R. Wetherald (1975), Effects of doubling CO2 concentration on climate of a general circulation model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 32, 3-15, 10.1175/1520-0469(1975)032<0003:TEODTC>2.0.CO;2.
- Manabe, S. and R. Stouffer (1980), Sensitivity of a global climate model to an increase of CO2 concentration in the atmosphere, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 85, 5529-5554, 10.1029/JC085iC10p05529.
- Manney, G. L., et al. (2008), The evolution of the stratopause during the 2006 major warming: Satellite data and assimilated meteorological analyses, *Journal of Geophysical Research*, 113, D11115, <https://doi.org/10.1029/2007JD009097>.
- Manney, G. L., et al. (2009), Aura Microwave Limb Sounder observations of dynamics and transport during the recordbreaking 2009 Arctic stratospheric major warming, *Geophysical Research Letters*, 36, L12815, <https://doi.org/10.1029/2009GL038586>.
- Mantua, N. J. and S. R. Hare (2002), The Pacific decadal oscillation, *Journal of Oceanography*, 58, 35 - 44, doi:10.1023/A:1015820616384.
- Martin, G. M., N. Bellouin, W. J. Collins, I. D. Culverwell, P. R. Halloran, S. C. Hardiman, et al. (2011), The HadGEM2 family of Met Office Unified Model climate configurations, *Geoscientific Model Development*, 4(3), 723 - 757.

- Martius, O., L. M. Polvani, and H. C. Davies (2009), Blocking precursors to stratospheric sudden warming events, *Geophysical Research Letters*, 36, L14806, <https://doi.org/10.1029/2009GL038776>.
- Maturilli, M., A. Herber, and G. König-Langlo (2015), Surface radiation climatology for Ny-Ålesund, Svalbard (78.9N), basic observations for trend detection, *Theoretical and Applied Climatology*, 120, 331-339.
- Maturilli, M. and M. Kayser (2016), Arctic warming, moisture increase and circulation changes observed in the Ny-Ålesund homogenized radiosonde record, *Theoretical and Applied Climatology*, 1-17.
- McCarthy, M., S. Spillane, S. Walsh, and M. Kendon (2016), The meteorology of the exceptional winter of 2015/2016 across the UK and Ireland, *Weather*, 71(12), 305 - 313. <https://doi.org/10.1002/wea.2823>.
- McFarquhar, G. M., G. Zhang, M. R. Poellot, G. L. Kok, R. McCoy, T. Tooman, et al. (2007), Ice properties of single-layer stratocumulus during the Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment: 1. Observations, *Journal of Geophysical Research*, 112, D24201, <https://doi.org/10.1029/2007JD008633>.
- Medeiros, B., B. Stevens, I. M. Held, M. Zhao, D. L. Williamson, J. G. Olson, and C. S. Bretherton (2008), Aquaplanets, climate sensitivity, and low clouds, *Journal of Climate*, 21(19), 4974 - 4991.
- Meehl, G. A., W. M. Washington, J. M. Arblaster, A. Hu, H. Teng, J. E. Kay, et al. (2013), Climate change projections in CESM1(CAM5) compared to CCSM4, *Journal of Climate*, 26(17), 6287 - 6308.
- Meehl, G. A., W. M. Washington, J. M. Arblaster, A. Hu, H. Teng, C. Tebaldi, et al. (2012), Climate system response to external forcings and climate change projections in CCSM4, *Journal of Climate*, 25(11), 3661 - 3683.
- Mesinger, F., G. DiMego, E. Kalnay, K. Mitchell, P. C. Shafran, and co-authors (2006), North American regional reanalysis, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87, 343-360.
- Mesquita, M., N. G. Kvamstø, A. Sorteberg, and D. E. Atkinson (2008), Climatological properties of summertime extra-tropical storm track in the Northern Hemisphere,

- Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 60, 557 - 569, doi:10.1111/j.1600-0820.2008.00305.x.
- Messori, G., C. Woods, and R. Caballero (2018), On the drivers of wintertime temperature extremes in the high Arctic, *Journal of Climate*, 31, 1597-1618, doi:10.1175/JCLI-D-17-0386.1.
- Michel, C., G. Rivière, L. Terray, and B. Joly (2012), The dynamical link between surface cyclones, upper-tropospheric Rossby wave breaking and the life cycle of the Scandinavian blocking, *Geophysical Research Letters*, 39, L10806, doi:10.1029/2012GL051682.
- Minobe, S., A. Yoshida-Kuwano, N. Komori, S. P. Xie, and R. J. Small (2008), Influence of the Gulf Stream on the troposphere, *Nature*, 452, 206 - 9.
- Mitchell, D. M., L. J. Gray, J. Anstey, M. P. Baldwin, and A. J. Charlton-Perez (2013), The influence of stratospheric vortex displacements and splits on surface climate, *Journal of Climate*, 26, 2668 - 2682, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00030.1>.
- Miyoshi, T. and S. Yamane (2007), Local ensemble transform Kalman filtering with an AGCM at a T159/L48 resolution, *Monthly Weather Review*, 135, 3841 - 3861.
- Mizuta, R., H. Yoshimura, H. Murakami, M. Matsueda, H. Endo, T. Ose, et al. (2012), Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 90A, 233 - 258.
- 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, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16663 - 16682, <https://doi.org/10.1029/97JD00237>.
- Mori, M., M. Watanabe, H. Shiogama, J. Inoue, and M. Kimoto (2014), Robust arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades, *Nature Geoscience*, 7, 869 - 873, doi:10.1038/ngeo2277.
- Morrison, H., G. de Boer, G. Feingold, J. Harrington, M. D. Shupe, and K. Sulia (2011), Resilience of persistent Arctic mixed-phase clouds, *Nature Geoscience*, 5(1), 11 - 17, doi:10.1038/ngeo1332.

- Morrison, H., J. A. Curry, and V. I. Khvorostyanov (2005), A new double-moment microphysics parameterization for application in cloud and climate models. Part I: Description, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 1665 - 1677, <https://doi.org/10.1175/JAS3446.1>.
- Morrison, H., J. O. Pinto, J. A. Curry, and G. M. McFarquhar (2008), Sensitivity of modeled arctic mixed-phase stratocumulus to cloud condensation and ice nuclei over regionally varying surface conditions, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(5), 1 - 16, doi:10.1029/2007JD008729.
- Morrison, H., M. D. Shupe, and J. A. Curry (2003), Modeling clouds observed at SHEBA using a bulk microphysics parameterization implemented into a single-column model, *Journal of Geophysical Research*, 108(D8), 4255, <https://doi.org/10.1029/2002JD002229>.
- Nakamura, H., T., Sampe, A. Goto, W. Ohfuchi, and S. P. Xie (2008), On the importance of midlatitude oceanic frontal zones for the mean state and dominant variability in the tropospheric circulation, *Geophysical Research Letters*, 35, L15709.
- NCEP (2000), NCEP FNL Operational model global tropospheric analyses, continuing from July 1999, Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory, Boulder, CO, <https://doi.org/10.5065/D6M043C6>.
- Neale, R. B., C.-C. Chen, P. H. Lauritzen, A. Gettelman, S. Park, and Co-authors (2012), Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 5.0), In: NCAR Tech. Note NCAR/TN-486+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 274.
- Neale, R. B., J. H. Richter, A. J. Conley, S. Park, P. H. Lauritzen, and Co-authors (2011), Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM4), In: NCAR Tech. Note NCAR/TN-4851STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 212.
- Nishii, K., H. Nakamura, and Y. J. Orsolini (2011), Geographical dependence observed in blocking high influence on the stratospheric variability through enhancement

- and suppression of upward planetary-wave propagation, *Journal of Climate*, 24, 6408 - 6423, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-10-05021.1>.
- NOAA National Centers for Environmental Information (2016), State of the Climate: Global Analysis for January 2016, <http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/201601>.
- Ocean Prediction Center (2015), East Atlantic surface analysis 06Z 30 December 2015, NOAA.
- Ødemark, K., et al. (2012), Short-lived climate forcers from current shipping and petroleum activities in the Arctic, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12, 1979 - 1993.
- Ohfuchi, W., H. Nakamura, M. K. Yoshioka, T. Enomoto, K. Takaya, X. Peng, S. Yamane, T. Nishimura, Y. Kurihara, and K. Ninomiya (2004), 10-km mesh meso-scale resolving simulations of the global atmosphere on the Earth Simulator - Preliminary outcomes of AFES (AGCM for the Earth Simulator), *Journal of the Earth Simulator*, 1, 8 - 34.
- Ogi, M. and J. M. Wallace (2007), Summer minimum Arctic sea ice extent and the associated summer atmospheric circulation, *Geophysical Research Letters*, 109, D20114, doi:10.1029/2004JD004514.
- Ogi, M. and J. M. Wallace (2012), The role of summer surface wind anomalies in the summer Arctic sea ice extent in 2010 and 2011, *Geophysical Research Letters*, 39, L09704, doi:10.1029/2012GL051330.
- Ogi, M. and K. Yamazaki (2010), Trends in the summer northern annular mode and Arctic sea ice, *SOLA*, 6, 41 - 44, doi:10.2151/sola.2010-011.
- O'Neill, A. (2003), Stratospheric sudden warmings, Encyclopedia of Atmospheric Sciences, J. R. Holton, J. A. Pyle, and J. A. Curry, Eds., Elsevier, 1342 - 1353.
- Ono, J., J. Inoue, A. Yamazaki, K. Dethloff, and H. Yamaguchi (2016), The impact of radiosonde data on forecasting sea-ice distribution along the Northern Sea Route during an extremely developed cyclone, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 8, 292 - 303, doi:10.1002/2015MS000552.
- Oreopoulos, L., N. Cho, and D. Lee (2017), New insights about cloud vertical structure from CloudSat and CALIPSO observations, *Journal of Geophysical*

- Research: Atmospheres*, 122, 9280–9300, <https://doi.org/10.1002/2017JD026629>.
- Oreopoulos, L., N. Cho, D. Lee, and S. Kato (2016), Radiative effects of global MODIS cloud regimes, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121, 2299–2317, doi:10.1002/2015JD024502.
- Oreopoulos, L., N. Cho, D. Lee, S. Kato, and G. Huffman (2014), An examination of the nature of global MODIS cloud regimes, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119, doi:10.1002/2013JD021409.
- Orsolini, Y. J. and A. Sorteberg (2009), Projected changes in Eurasian and Arctic summer cyclones under global warming in the Bergen climate model, *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 2, 62–67, doi:10.1080/16742834.2009.11446776.
- Osborn, T. J. and P. D. Jones (2000), Airflow influences on local climates: Observed United Kingdom climate variations, *Atmospheric Science Letters*, 1, 62–74.
- Overland, J. E., K. Dethloff, J. A. Francis, R. J. Hall, E. Hanna, S.-J. Kim, et al. (2016), Nonlinear response of mid-latitude weather to the changing Arctic, *Nature Climate Change*, 6, 992–999, <https://doi.org/10.1038/nclimate3121>.
- Overland, J., J. A. Francis, R. Hall, E. Hanna, S.-J. Kim, and T. Vihma (2015), The melting Arctic and midlatitude weather pattern: Are they connected?, *Journal of Climate*, 28, 7917–7932, doi:10.1175/JCLI-D-14-00822.1.
- Overland, J. E. and M. Y. Wang (2010), Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice, *Tellus A*, 62, 1–9, doi:10.1111/j.1600-0870.2009.00421.x.
- Overland, J. E. and M. Y. Wang (2015), Increased variability in the early winter subarctic North American atmospheric circulation, *Journal of Climate*, 28, 7297–305, doi:10.1175/JCLI-D-15-0395.1.
- Overland, J. E. and M. Y. Wang (2016), Recent extreme Arctic temperatures are due to a split polar vortex, *Journal of Climate*, 29, 5609–5616.
- Palm, S. P., S. T. Strey, J. Spinhirne, and T. Markus (2010), Influence of Arctic sea ice extent on polar cloud fraction and vertical structure and implications for regional climate, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115, D21209.
- Palmer, T. (2014), Record-breaking winters and global climate change, *Science*, 344,

803 - 4, doi:10.1126/science.1255147.

- Palmer, T. N., R. Gelaro, J. Barkmeijer, and R. Buizza (1998), Singular vectors, metrics and adaptive observations, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55, 633 - 655, doi:10.1175/1520-0469(1998)055<0633:SVMAAO>2.0.CO;2.
- Park, D.-S. R., S. Lee, and S. B. Feldstein (2015), Attribution of the recent winter sea ice decline over the Atlantic sector of the Arctic Ocean, *Journal of Climate*, 28, 4027 - 4033, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0042.1>.
- Park, H.-S., S. Lee, S.-W. Son, S. B. Feldstein, and Y. Kosaka (2015), The impact of poleward moisture and sensible heat flux on Arctic winter sea ice variability, *Journal of Climate*, 28, 5030-5040.
- Park, H.-S., S. Lee, Y. Kosaka, S.-W. Son, and S.-W. Kim (2015), The impact of Arctic winter infrared radiation on early summer sea ice, *Journal of Climate*, 28, 6281 - 6296, doi:10.1175/JCLI-D-14-00773.1.
- Park, S. (2014), A unified convection scheme (UNICON). Part I: Formulation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(11), 3902 - 3930.
- Park, S. (2014), A unified convection scheme (UNICON). Part II: Simulation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(11), 3931 - 3973.
- Park, S., E.-H. Baek, B.-M. Kim, and S.-J. Kim (2017), Impact of detrained cumulus on climate simulated by the Community Atmosphere Model Version 5 with a unified convection scheme, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 6, 513 - 526, doi:10.1002/2016MS000877.
- Park, S. and C. S. Bretherton (2009), The University of Washington shallow convection and moist turbulence schemes and their impact on climate simulations with the community atmosphere model, *Journal of Climate*, 22(12), 3449 - 3469, doi:10.1175/2008JCLI2557.1.
- Park, S., C. S. Bretherton, and P. J. Rasch (2014), Integrating cloud processes in the Community Atmosphere Model, Version 5, *Journal of Climate*, 27(18), 6821 - 6856, doi:10.1175/JCLI-D-14-00087.1.
- Park, S., J. Shin, S. Kim, E. Oh, and Y. Kim (2019), Global climate simulated by the Seoul National University Atmosphere Model Version 0 with a Unified Convection

- Scheme (SAM0-UNICON), *Journal of Climate*, 32(10), 2917 - 2949.
- Peng, S. and J. S. Whitaker (1999), Mechanisms determining the atmospheric response to midlatitude SST anomalies, *Journal of Climate*, 12, 1393 - 408, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1393:MDTART>2.0.CO;2.
- Peters, G. P., et al. (2011), Future emissions from shipping and petroleum activities in the Arctic, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 5305 - 5320.
- Peterson, T. C., and M. J. Manton (2008), Monitoring changes in climate extremes: A tale of international collaboration, *Bulletin of American Meteorological Society*, 89, 1266 - 1271.
- Pinto, J. O. (1998), Autumnal mixed-phase cloudy boundary layers in the Arctic, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55, 2016 - 2038, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1998\)055<2016:AMPCBL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1998)055<2016:AMPCBL>2.0.CO;2).
- Pinto, J. G. and C. C. Raible (2012), Past and recent changes in the North Atlantic Oscillation, *WIREs Climate Change*, 3, 79-90, doi:10.1002/wcc.150.
- Pithan, F. and T. Mauritsen (2014), Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models, *Nature Geoscience*, 7, 181-184, doi:10.1038/ngeo2071.
- Pithan, F., B. Medeiros, and T. Mauritsen (2014), Mixed-phase clouds cause climate model biases in Arctic wintertime temperature inversions, *Climate Dynamics*, 43, 289-303.
- Plumb, R. A. (1986), Three-dimensional propagation of transient quasi-geostrophic eddies and its relationship with the eddy forcing of the time mean flow, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43, 1657 - 78.
- Pope, V. D. and R. A. Stratton (2002), The processes governing horizontal resolution sensitivity in a climate model, *Climate Dynamics*, 19, 211 - 236, <https://doi.org/10.1007/s00382-001-0222-8>.
- Prenni, A. J., P. J. DeMott, S. M. Kreidenweis, J. Y. Harrington, A. Avramov, J. Verlinde, M. Tjernström, C. N. Long, and P. Q. Olsson (2007), Can ice-nucleating aerosols affect Arctic seasonal climate?, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(4), 541 - 550, doi:10.1175/BAMS-88-4-541.

- Putman, W. M., and S.-J. Lin (2007), Finite-volume transport on various cubed-sphere grids, *Journal of Computational Physics*, 227(1), 55 - 78.
- Qian, Y., H. Wang, R. Zhang, M. G. Flanner, and P. J. Rasch (2014), A sensitivity study on modeling black carbon in snow and its radiative forcing over the Arctic and Northern China, *Environmental Research Letters*, 9(6), 064001.
- Rahmstorf, S. and D. Coumou (2011), Increase of extreme events in a warming world, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 108, 17905-17909.
- Ramanathan, V. and G. Carmichael (2008), Global and regional climate changes due to black carbon, *Nature Geoscience*, 1(4), 221.
- Ramanathan, V., R. Cess, E. Harrison, P. Minnis, and B. Barkstrom (1989), Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment, *Science*, 243, 57-63.
- Randall, D., J. Curry, D. Battisti, G. Flato, R. Grumbine, S. Hakkinen (1998), Status of and outlook for large-scale modeling of atmosphere-ice-ocean interactions in the Arctic, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(2), 197 - 219.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan (2003), Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *Journal of Geophysical Research*, 108, 002670.
- Reusch, D. B., R. B. Alley, and B. C. Hewitson (2005), Relative performance of self-organizing maps and principal component analysis in pattern extraction from synthetic climatological data, *Polar Geography*, 29, 188 - 212, doi:10.1080/789610199.
- Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, and W. Q. Wang (2002), An improved in situ and satellite SST analysis for climate, *Journal of Climate*, 15, 1609-1625.
- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, and M. G. Schlax (2007), Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature, *Journal of Climate*, 20, 5473-5496.
- Rienecker, M. M., and Co-authors (2011), MERRA: NASA's Modern-Era

- Retrospective Analysis for Research and Applications, *Journal of Climate*, 24, 3624 - 3648, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00015.1>.
- Rigor, I. G., and J. M. Wallace, R. L. Colony (2002), Response of sea-ice to the Arctic oscillation, *Journal of Climate*, 15, 2648 - 2663, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<2648:ROSITT>2.0.CO;2.
- Rigor, I. G., and J. M. Wallace (2004), Variations in the age of Arctic sea-ice and summer sea-ice extent, *Geophysical Research Letters*, 31, L09401, doi:10.1029/2004GL019492.
- Rind, D. (1987), The doubled CO<sub>2</sub> climate - Impact of the sea-surface temperature-gradient, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44, 3235-3268, 10.1175/1520-0469(1987)044<3235:TDCICIO>2.0.CO;2.
- Rind, D., R. Healy, C. Parkinson, and D. Martinson (1995), The pole of sea-ice in 2X CO<sub>2</sub> climate model sensitivity. Part 1. The total influence of sea-ice thickness and extent, *Journal of Climate*, 8, 449-463, doi:10.1175/1520-0442(1995)008<0449:TROSII>2.0.CO;2.
- Rogers, J. C. (1997), North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe, *Journal of Climate*, 10, 1635-1647.
- Rutan, D., S. Kato, D. Doelling, F. Rose, L. Nguyen, T. Caldwell, and N. Loeb (2015), CERES synoptic product: Methodology and validation of surface radiant flux, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 32, 1121-1143, doi:10.1175/JTECH-D-14-00165.1.
- Saeed, S., N. V. Lipzig, W. A. Muller, F. Saeed, D. Zanchettin (2014), Influence of the circumglobal wave-train on European summer precipitation, *Climate Dynamics*, 43, 503-515.
- Saha, S., S. Moorthi, H. L. Pan, X. R. Wu, J. D. Wang, and Co-authors (2010), The NCEP Climate Forecast System Reanalysis, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91, 1015-1057.
- Saha, S. and Co-authors (2014), The NCEP Climate Forecast System version 2, *Journal of Climate*, 27, 2185-2208.

- Sampe, T., H. Nakamura, A. Goto, and W. Ohfuchi (2010), Significance of a midlatitude SST frontal zone in the formation of a storm track and an eddy-driven westerly jet, *Journal of Climate*, 23, 1793 - 814, doi:10.1175/2009JCLI3163.1.
- Sand, M., et al. (2013), Arctic surface temperature change to emissions of black carbon within Arctic or midlatitudes, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 7788 - 7798.
- Sand, M., et al. (2016), Response of Arctic temperature to changes in emissions of short-lived climate forcers, *Nature Climate Change*, 6(3), 286.
- Sato, K., J. Inoue, Y.-M. Kodama, and J. E. Overland (2012), Impact of Arctic sea-ice retreat on the recent change in cloud-base height during autumn, *Geophysical Research Letters*, 39, L10503, doi:10.1029/2012GL051850.
- Sato, K., J. Inoue, and M. Watanabe (2014), Influence of the Gulf Stream on the Barents sea ice retreat and Eurasian coldness during early winter, *Environmental Research Letters*, 9, 084009, doi:10.1088/1748-9326/9/8/084009.
- Sato, K., J. Inoue, A. Yamazaki, J.-H. Kim, M. Maturilli, K. Dethloff, S. R. Hudson, and M. A. Granskog (2017), Improved forecasts of winter weather extremes over midlatitudes with extra Arctic observations, *Journal of Geophysical Research Oceans*, 122, doi:10.1002/2016JC012197.
- Schmidt, G. A., M. Kelley, L. Nazarenko, R. Ruedy, G. L. Russell, I. Aleinov, et al. (2014), Configuration and assessment of the GISS ModelE2 contributions to the CMIP5 archive, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 6, 141 - 184.
- Schneider, N. and B. D. Cornuelle (2005), The forcing of the Pacific decadal oscillation, *Journal of Climate*, 18, 4355 - 73, doi:10.1175/JCLI3527.1.
- Schneidereit, A., S. Schubert, P. Vargin, F. Lunkeit, X. Zhu, D. H. W. Peters, and K. Fraedrich (2012), Large-scale flow and the long-lasting blocking high over Russia: Summer 2010, *Monthly Weather Review*, 140, 2967-2980.
- Schubert S, H. Wang, and M. Suarez (2011), Warm season subseasonal variability and climate extremes in the Northern Hemisphere: the role of stationary Rossby waves, *Journal of Climate*, 24, 4773 - 92, doi:10.1175/JCLI-D-10-05035.1.

- Schweiger, A. J., R. W. Lindsay, J. A. Francis, J. Key, J. M. Intrieri, and co-authors (2002), Validation of TOVS Path-P data during SHEBA, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107, SHE 17-11-SHE 17-20.
- Schweiger, A. J., R. W. Lindsay, S. Vavrus, and J. A. Francis (2008), Relationships between Arctic sea ice and clouds during autumn, *Journal of Climate*, 21, 4799-4810.
- Scoccimarro, E., S. Gualdi, A. Bellucci, A. Sanna, P. Giuseppe Fogli, E. Manzini, et al. (2011), Effects of tropical cyclones on ocean heat transport in a high-resolution coupled general circulation model, *Journal of Climate*, 24(16), 4368 - 4384.
- Screen, J. A., C. Deser, and I. Simmonds (2012), Local and remote controls on observed Arctic warming, *Geophysical Research Letters*, 39, L10709, doi:10.1029/2012GL051598.
- Screen, J. A. and I. Simmonds (2010a), The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification, *Nature*, 464, 1334-1337.
- Screen, J. A. and I. Simmonds (2010b), Increasing fall-winter energy loss from the Arctic Ocean and its role in Arctic temperature amplification, *Geophysical Research Letters*, 37, L16707.
- Screen, J. A. and I. Simmonds (2013), Exploring links between Arctic amplification and mid-latitude weather, *Geophysical Research Letters*, 40(5), 959 - 964, doi:10.1002/grl.50174.
- Screen, J. A., I. Simmonds, C. Deser, and R. Tomas (2013), The atmospheric response to three decades of observed Arctic sea ice loss, *Journal of Climate*, 26, 1230 - 48, doi:10.1175/JCLI-D-12-00063.1.
- Screen, J. A., I. Simmonds, and K. Keay (2011), Dramatic interannual changes of perennial Arctic sea ice linked to abnormal summer storm activity, *Journal of Geophysical Research*, 116, D15105, doi:10.1029/2011JD015847.
- Sedlar, J. and M. Tjernström (2009), Stratiform cloud-inversion characterization during the Arctic melt season, *Boundary-Layer Meteorology*, 132(3), 455 - 474, doi:10.1007/s10546-009-9407-1.
- Sedlar, J., M. Tjernström, T. Mauritsen, M. D. Shupe, I. M. Brooks, P. O. G. Persson,

- C. E. Birch, C. Leck, A. Sirevaag, and M. Nicolaus (2011), A transitioning Arctic surface energy budget: the impacts of solar zenith angle, surface albedo and cloud radiative forcing, *Climate Dynamics*, 37, 1643–1660.
- Semenov, A., X. Zhang, A. Rinke, A., W. Dorn, and K. Dethloff (2019), Arctic intense summer storms and their impacts on sea ice—A regional climate modeling study, *Atmosphere*, 10, 218, doi:10.3390/atmos10040218.
- Seneviratne, S. I., M. G. Donat, B. Mueller, and L. V. Alexander (2014), No pause in the increase of hot temperature extremes, *Nature Climate Change*, 4, 161–163.
- Serreze, M. C. and A. P. Barrett. (2008), The summer cyclone maximum over the central Arctic ocean, *Journal of Climate*, 21, 1048 - 1065, doi:10.1175/2007JCLI1810.1.
- Serreze, M. C., A. P. Barrett, J. C. Stroeve, D. N. Kindig, and M. M. Holland (2009), The emergence of surface-based Arctic amplification, *Cryosphere*, 3, 11 - 19.
- Serreze, M. and R. Barry (2011), Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis, *Global and Planetary Change*, 77, 85–96, doi:10.1016/j.gloplacha.2011.03.004.
- Serreze, M. C., F. Carse, R. G. Barry, and J. C. Rogers (1997), Icelandic low cyclone activity: Climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation, *Journal of Climate*, 10, 453–464.
- Shindell, D. and G. Faluvegi (2009), Climate response to regional radiative forcing during the twentieth century, *Nature Geoscience*, 2, 294–300, doi:10.1038/ngeo473.
- Shiobara, M., M. Yabuki, and H. Kobayashi (2003), A polar cloud analysis based on micro-pulse lidar measurements at Ny-Alesund, Svalbard and Syowa, Antarctica, *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28, 1205–1212.
- Shupe, M. D. and J. M. Intrieri (2004), Cloud radiative forcing of the Arctic surface: The influence of cloud properties, surface albedo, and solar zenith angle, *Journal of Climate*, 17, 616–628.
- Shupe, M. D., P. Kollias, P. O. G. Persson, and G. M. McFarquhar (2008), Vertical motions in Arctic mixed-phase stratiform clouds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(4), 1304 - 1322, doi:10.1175/2007JAS2479.1.

- Shupe, M. D., S. Y. Matrosov, and T. Uttal (2006), Arctic mixed-phase cloud properties derived from surface-based sensors at SHEBA, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63, 697 - 711, <https://doi.org/10.1175/JAS3659.1>.
- Shupe, M. D., V. P. Walden, E. Eloranta, T. Uttal, J. R. Campbell, S. M. Starkweather, and M. Shiobara (2011), Clouds at Arctic atmospheric observatories. Part I: Occurrence and macrophysical properties, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(3), 626 - 644, doi:10.1175/2010JAMC2467.1.
- Simmonds, I. (2015), Comparing and contrasting the behaviour of Arctic and Antarctic sea ice over the 35-year period 1979 - 2013, *Annals of Glaciology*, 56, 18 - 28, doi:10.3189/2015AoG69A909.
- Simmonds, I. and P. D. Govekar (2014), What are the physical links between Arctic sea ice loss and Eurasian winter climate, *Environmental Research Letters*, 9, 101003, doi:10.1088/1748-9326/9/10/101003.
- Simmonds, I., and I. Rudeva, (2012), The great Arctic cyclone of August 2012. *Geophysical Research Letters*, 39, L23709, doi:10.1029/2012GL054259.
- Simmonds, I. and I. Rudeva (2014), A comparison of tracking methods for extreme cyclones in the Arctic basin, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 66, 25252, doi:10.3402/tellusa.v66.25252.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, et al. (2008), A Description of the Advanced Research WRF Version 3, In NCAR Technical Note (NCAR/TN-4751STR, pp. 113), <http://dx.doi.org/10.5065/D68S4MVH>.
- Smith, T. M., R. W. Reynolds, T. C. Peterson, and J. Lawrimore (2008), Improvements to NOAA's historical merged land - ocean temperature analysis (1880 - 2006), *Journal of Climate*, 21, 2283 - 96, doi:10.1175/2007JCLI2100.1.
- Soden, B. J., and I. M. Held (2006), An assessment of climate feedbacks in coupled ocean - atmosphere models, *Journal of Climate*, 19, 3354 - 3360, <https://doi.org/10.1175/JCLI3799.1>.
- Soden, B., I. Held, R. Colman, K. Shell, J. Kiehl, and C. Shields (2008), Quantifying climate feedbacks using radiative kernels, *Journal of Climate*, 21, 3504-3520,

doi:10.1175/2007JCLI2110.1.

- Solomon, A., M. D. Shupe, P. O. G. Persson, and H. Morrison (2011), Moisture and dynamical interactions maintaining decoupled Arctic mixed-phase stratocumulus in the presence of a humidity inversion, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(19), 10127 - 10148, doi:10.5194/acp-11-10127-2011.
- Spinhirne, J. D. (1993), Micro pulse lidar, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 31, 48-55.
- Stamnes, K., R. G. Ellingson, J. A. Curry, J. E. Walsh, and B. D. Zak (1999), Review of science issues, deployment strategy, and status for the ARM North Slope of Alaska - Adjacent Arctic Ocean climate research site, *Journal of Climate*, 12, 46-63.
- Stephens, G. L., D. G. Vane, R. J. Boain, G. G. Mace, K. Sassen, Z. Wang, et al. (2002), The CloudSat mission and the A-Train: A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, 1771 - 1790, <https://doi.org/10.1175/BAMS-83-12-1771>.
- Stevens, B., M. Giorgetta, M. Esch, T. Mauritsen, T. Crueger, S. Rast, et al. (2013), Atmospheric component of the MPI-M Earth System Model: ECHAM6, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5, 146 - 172.
- Stocker, T. F., et al. (2013), Summary for policymakers: Climate Change (2013) The Physical Science Basis, *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Cambridge UK: Cambridge University Press).
- Stohl, A., Z. Klimont, S. Eckhardt, K. Kupiainen, V. P. Shevchenko, V. M. Kopeikin, and A. N. Novigatsky (2013), Black carbon in the Arctic: the underestimated role of gas flaring and residential combustion emissions, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 8833-8855.
- Stohl, A., et al. (2015), Evaluating the climate and air quality impacts of short-lived pollutants, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, 10529 - 10566.
- Stokes, G. M., and S. E. Schwartz (1994), The Atmospheric Radiation - Measurement (Arm) Program - Programmatic background and design of the cloud and radiation

- test-bed, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 75, 1201–1221.
- Stramler, K., A. D. Del Genio, and W. B. Rossow (2011), Synoptically driven Arctic winter states, *Journal of Climate*, 24, 1747–1762.
- Stroeve, J. C., V. Kattsov, A. Barrett, M. Serreze, T. Pavlova, M. Holland, and W. N. Meier (2012), Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations, *Geophysical Research Letters*, 39, L16502, doi:10.1029/2012GL052676.
- Stroeve, J. C., M. C. Serreze, M. M. Holland, J. E. Kay, J. Malanik, and A. P. Barrett (2012), The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis, *Climatic Change*, 110, 1005–1027, doi:10.1007/s10584-011-0101-1.
- Sung, M. K., S. I. An, B. M. Kim, and S. H. Woo (2014), A physical mechanism of the precipitation dipole in the western United States based on PDO–storm track relationship, *Geophysical Research Letters*, 41, 4719–26, doi:10.1002/2014GL060711.
- Takaya, K. and H. Nakamura (2001), A formation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasi-geostrophic eddies on a zonally varying basic flow, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58, 608–627.
- Tamarin, T. and Y. Kapsi (2016), The poleward motion of extratropical cyclones from a potential vorticity tendency analysis, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73, 1687–1707.
- Tan, J., C. Jakob, and T. Lane (2013), On the identification of the large-scale properties of tropical convection using cloud regimes, *Journal of Climate*, 26, 6618–6632, doi:10.1175/JCLI-D-12-00624.1.
- Taylor, P., R. Ellingson, and M. Cai (2011), Geographical distribution of climate feedbacks in the NCAR CCSM3.0, *Journal of Climate*, 24, 2737–2753, doi:10.1175/2010JCLI3788.1.
- Taylor, P., S. Kato, K. Xu, and M. Cai (2015), Covariance between Arctic sea ice and clouds within atmospheric state regimes at the satellite footprint level, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120, 12656–12678, doi:10.1002/2015JD023520.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl (2012), An overview of CMIP5 and the experiment design, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.

- Teixeira, J. and Y.-J. Kim (2008), On a simple parameterization of convective cloud fraction, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 44(2), 191 - 199.
- Teng, H., G. Branstator, H. Wang, G. A. Meehl, and W. M. Washington (2013), Probability of US heat waves affected by a subseasonal planetary wave pattern, *Nature Geoscience*, 6, 1056-1061.
- Tewari, M., F. Chen, W. Wang, J. Dudhia, M. A. LeMone, K. Mitchell, et al. (2004), Implementation and verification of the unified Noah land-surface model in the WRF model, Paper presented in 20th Conference on Weather Analysis and Forecasting/16th Conference on Numerical Weather Prediction, American Meteorological Society, Seattle, WA.
- Thiébaux, J., E. Rogers, W. Wang, and B. Katz (2003), A new high-resolution blended real-time global sea surface temperature analysis, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(5), 645 - 656, <https://doi.org/10.1175/BAMS-84-5-645>.
- Thompson, D. W. J., M. P. Baldwin, and J. M. Wallace (2002), Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for predictions, *Journal of Climate*, 15, 1421 - 1428.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace (2000), Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability, *Journal of Climate*, 13, 1000-1016.
- Tibaldi, S. and F. Molteni (1990), On the operational predictability of blocking, *Tellus*, 42, 343-365.
- Ting, M. and S. Peng (1995), Dynamics of the early and middle winter atmospheric responses to the Northwest Atlantic SST anomalies, *Journal of Climate*, 8, 2239 - 54, doi:10.1175/1520-0442(1995)008<2239:DOTTEAM>2.0.CO;2.
- Ting, M. and L. Yu (1998), Steady response to tropical heating in wavy linear and nonlinear baroclinic models, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55 3565 - 82, doi:10.1175/1520-0469(1998)055<3565:SRTTHI>2.0.CO;2.
- Trenberth, K. E. and Co-authors (2007), Observations: Surface and atmospheric climate change. In: *Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental*

- Panel on Climate Change* [S. Solomon et al. (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA, 235–336.
- Tselioudis, G., E. Tromeur, W. Rossow, and C. Zerefos (2010), Decadal changes in tropical convection suggest effects on stratospheric water vapor, *Geophysical Research Letters*, 37, doi:10.1029/2010GL044092.
- Tiedtke, M. (1993), Representation of clouds in large-scale models, *Monthly Weather Review*, 121(11), 3040 - 3061.
- Tjernström, M., C. Leck, C. E. Birch, J. W. Bottenheim, B. J. Brooks, I. M. Brooks, I. M., et al. (2014), The Arctic summer cloud ocean study (ASCOS): Overview and experimental design, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, 2823–2869.
- Tjernström, M., J. Sedlar, and M. D. Shupe (2008), How well do regional climate models reproduce radiation and clouds in the Arctic? An evaluation of ARCMIP simulations, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, 2405–2421.
- Tomé, A. R. and P. M. A. Miranda (2004), Piecewise linear fitting and trend changing points of climate parameters, *Geophysical Research Letters*, 31, L02207.
- Uppala, S. M., P. W. Kallberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. D. Bechtold, and co-authors (2005), The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 2961–3012.
- Uttal, T., J. A. Curry, M. G. McPhee, D. K. Perovich, R. E. Moritz, J. A. Maslanik, et al. (2002), Surface heat budget of the Arctic Ocean, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, 255–275.
- Van Weverberg, K., A. M. Vogelmann, W. Lin, E. P. Luke, A. Cialella, P. Minnis, et al. (2013), The role of cloud microphysics parameterization in the simulation of mesoscale convective system clouds and precipitation in the tropical western Pacific, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70, 1104 - 1128, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0104.1>.
- Vavrus, S. (2004), The impact of cloud feedbacks on Arctic climate under greenhouse forcing, *Journal of Climate*, 17, 603–615.
- Vavrus, S. and D. Waliser (2008), An improved parametrization for simulating Arctic cloud amount in the CCSM3 Climate Model, *Journal of Climate*, 21, 5673–5687.

- Vavrus, S., M. M. Holland, and D. A. Bailey (2011), Changes in Arctic clouds during intervals of rapid sea ice loss, *Climate Dynamics*, 36, 1475–1489.
- Vavrus, S., D. Waliser, A. Schweiger, and J. Francis (2009), Simulations of 20th and 21st century Arctic cloud amount in the global climate models assessed in the IPCC AR4, *Climate Dynamics*, 33, 1099–1115.
- Vertenstein, M., A. Bertini, T. Craig, J. Edwards, M. Levy, A. Mai, and J. Schollenberger (2013), CESM user's guide (cesm1. 2 release series user's guide), *NCAR Technical Note*.
- Vihma, T. (2014), Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: a review, *Survey Geophysics*, 35, 1175 - 214.
- Vitart, F, J. L. Anderson, and W. F. Stern (1997), Simulation of interannual variability of tropical storm frequency in an ensemble of GCM integrations, *Journal of Climate*, 10, 745 - 760, doi:10.1175/1520-0442(1997)010<0745:SOIVOT>2.0.CO;2.
- Voldoire, A., E. Sanchez-Gomez, D. y Méliá, B. Decharme, C. Cassou, S. Sénési, et al. (2013), The CNRM-CM5.1 global climate model: Description and basic evaluation, *Climate Dynamics*, 40(9-10), 2091 - 2121.
- Volodin, E. M., N. A. Dianskii, and A. V. Gusev (2010), Simulating present-day climate with the INMCM4.0 coupled model of the atmospheric and oceanic general circulations, *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*, 46(4), 414 - 431.
- Von Salzen, K., J. F. Scinocca, N. A. McFarlane, J. Li, J. N. S. Cole, D. Plummer (2013), The Canadian fourth generation atmospheric global climate model (CanAM4). Part I: Representation of physical processes, *Atmosphere-Ocean*, 51(1), 104 - 125.
- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler (1981), Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Monthly Weather Review*, 109, 784 - 812, doi:10.1175/1520-0493(1981)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2.
- Wallace, J. M., I. M. Held, D. W. J. Thompson, K. E. Trenberth, and J. E. Walsh (2014), Global warming and winter weather, *Science*, 343, 729 - 30, doi:10.1126/science.343.6172.729.
- Walsh J. E. and W. L. Chapman (1998), Arctic cloud-radiation-temperature

- associations in observational data and atmospheric reanalyses, *Journal of Climate*, 11, 3030–3045.
- Walsh, J. E., W. L. Chapman, and D. H. Portis (2009), Arctic cloud fraction and radiative fluxes in atmospheric reanalyses, *Journal of Climate*, 22, 2316–2334.
- Walsh, J. E., V. M. Kattsov, W. L. Chapman, V. Govorkova, and T. Pavlova (2002), Comparison of Arctic climate simulations by uncoupled and coupled global models, *Journal of Climate*, 15, 1429–1446.
- Wang, F., Z. Liu, and M. Notaro (2013), Extracting the dominant SST modes impacting North America's observed climate, *Journal of Climate*, 26, 5434–52, doi:10.1175/JCLI-D-12-00583.1.
- Wang, H., B. Wang, F. Huang, Q. Ding, and J.-Y. Lee (2012), Interdecadal change of the boreal summer circumglobal teleconnection (1958–2010), *Geophysical Research Letters*, 39, L12704.
- Wang, J., J. Zhang, J., E. Watanabe, M. Ikeda, K. Mizobata, J. E. Walsh, X. Bai, and B. Wu (2009), Is the dipole anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent?, *Geophysical Research Letters*, 36, L05706, doi:10.1029/2008GL036706.
- Wang, L. and S. Lee (2016). The role of eddy diffusivity on poleward jet shift. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73, 4945–4958.
- Wang, X. J. and J. R. Key (2003), Recent trends in arctic surface, cloud, and radiation properties from space, *Science*, 299, 1725–1728.
- Wang, X. J. and J. R. Key (2005a), Arctic surface, cloud, and radiation properties based on the AVHRR Polar Pathfinder dataset. Part I: Spatial and temporal characteristics, *Journal of Climate*, 18, 2558–2574.
- Wang, X. J. and J. R. Key (2005b), Arctic surface, cloud, and radiation properties based on the AVHRR Polar Pathfinder dataset. Part II: Recent trends, *Journal of Climate*, 18, 2575–2593.
- Ward, J. H. Jr. (1963), Hierarchical Grouping to optimize an objective function, *Journal of the American Statistical Association*, 58, 236–244.
- Watanabe, S., T. Hajima, K. Sudo, T. Nagashima, T. Takemura, H. Okajima, et al.

- (2011), MIROC-ESM 2010: Model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments, *Geoscientific Model Development*, 4(4), 845 - 872.
- Webb, M. J., C. A. Senior, D. M. H. Sexton, W. J. Ingram, K. D. Williams, M. A. Ringer, et al. (2006), On the contribution of local feedback mechanisms to the range of climate sensitivity in two GCM ensembles, *Climate Dynamics*, 27, 17 - 38, <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0111-2>.
- Wegener, A. (1911), *Thermodynamik der Atmosphäre*, Barth., edited by J. A. Barth, Leipzig, Germany.
- Weissmann, M., F. Harnisch, C. Wu, P. Lin, Y. Ohta, K. Yamashita, Y. Kim, E. Jeon, T. Nakazawa, and S. Aberson (2011), The Influence of assimilating dropsonde data on typhoon track and midlatitude forecasts, *Monthly Weather Review*, 139, 908 - 920, doi:10.1175/2010MWR3377.1.
- Wernli, H. and L. Papritz (2018), Role of polar anticyclones and mid-latitude cyclones for Arctic summertime sea-ice melting, *Nature Geoscience*, 11, 108 - 113, doi:10.1038/s41561-017-0041-0.
- Wielicki, B. A., B. R. Barkstrom, E. F. Harrison, R. B. Lee, G. Louis Smith, and J. E. Cooper (1996), Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An earth observing system experiment, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 853 - 868, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0853:CATERE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0853:CATERE>2.0.CO;2).
- Williamson, D. L. (2007), The evolution of dynamical cores for global atmospheric models, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 85B, 241 - 269.
- Williams, J., B. Tremblay, R. Newton, and R. Allard (2016), Dynamic preconditioning of the minimum September sea-ice extent, *Journal of Climate*, 29, 5879 - 5891, doi:10.1175/JCLI-D-15-0515.1.
- Wilson, A. B., D. H. Bromwich, and K. M. Hines (2012), Evaluation of Polar WRF forecasts on the Arctic System Reanalysis domain: 2. Atmospheric hydrologic cycle, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117, D04107, <https://doi.org/10.1029/2011JD016765>.
- Winker, D. M., M. A. Vaughan, A. Omar, Y. Hu, K. A. Powell, Z. Liu, et al. (2009), Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms,

- Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26, 2310 - 2323, <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1281.1>.
- Winton, M. (2006), Amplified Arctic climate change: What does surface albedo feedback have to do with it?, *Geophysical Research Letters*, 33, L03701, doi:10.1029/2005GL025244.
- Woods, C. and R. Caballero (2016), The role of moist intrusions in winter Arctic warming and sea ice decline, *Journal of Climate*, 29, 4473-4485, doi:10.1175/JCLI-D-15-0773.1.
- Woods, C., R. Caballero, and G. Svensson (2013), Large-scale circulation associated with moisture intrusions into the Arctic during winter, *Geophysical Research Letters*, 40, 4717-4721, doi:10.1002/grl.50912.
- Wyser, K., C. G. Jones, P. Du, E. Girard, U. Willén, J. Cassano, et al. (2008), An evaluation of Arctic cloud and radiation processes during the SHEBA year: simulation results from eight Arctic regional climate models, *Climate Dynamics*, 30, 203-223.
- Wu, L., and Co-authors. (2012), Enhanced warming over the global subtropical western boundary currents, *Nature Climate Change*, 2, 161 - 6.
- Wu, Y. and K. L. Smith (2016), Response of Northern hemisphere midlatitude circulation to Arctic amplification in a simple atmospheric general circulation model, *Journal of Climate*, 29(6), 2041 - 2058, doi:10.1175/JCLI-D-15-0602.1.
- Xie, S., X. Liu, C. Zhao, and Y. Zhang (2013), Sensitivity of CAM5-simulated Arctic clouds and radiation to ice nucleation parameterization, *Journal of Climate*, 26, 5981 - 5999, doi:10.1175/JCLI-D-12-00517.1.
- Xie, S., R. B. McCoy, S. A. Klein, R. T. Cederwall, W. J. Wiscombe, E. E. Clothiaux, K. L. Gaustad, J. C. Golaz, S. D. Hall, M. P. Jensen, K. L. Johnson, Y. Lin, C. N. Long, J. H. Mather, R. A. McCord, S. A. McFarlane, G. Palanisamy, Y. Shi, and D. D. Turner (2010), ARM climate modeling best estimate data: A new data product for climate studies, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(1), 13 - 20, doi:10.1175/2009BAMS2891.1.
- Xu, G., Y. Zong, and Z. Yang (2013), *Applied data mining*. CRC press, 284 pp.

- Yamaguchi, M., T. Iriguchi, T. Nakazawa, and C.-C. Wu (2009), An observing system experiment for typhoon conson (2004) using a singular vector method and DOTSTAR data, *Monthly Weather Review*, 137, 2801 - 2816, doi:10.1175/2009MWR2683.1.
- Yamashita, K., Y. Ohta, K. Sato, and T. Nakazawa (2009), Observing-system experiments using the operational NWP system of JMA, *RSMC Tokyo Typhoon Center Technical Review*, 12, 29 - 44.
- Yamazaki, A., J. Inoue, K. Dethloff, M. Maturilli, and G. König-Langlo (2015), Impact of radiosonde observations on forecasting summertime Arctic cyclone formation, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120, 3249 - 3273.
- Yao, Y., E. Luo, A. Dai, and S. B. Feldstein (2016), The positive North Atlantic Oscillation with downstream blocking and Middle East snowstorms: Impacts of the North Atlantic Jet, *Journal of Climate*, 29, 1853-1876.
- Yao, Y., D. Luo, A. Dai, and I. Simmonds (2017), Increased quasi stationarity and persistence of winter Ural blocking and Eurasian extreme cold events in response to Arctic warming. Part I: Insights from observational analyses, *Journal of Climate*, 30, 3549 - 3568, doi:10.1175/JCLI-D-16-0261.1.
- Yim, B. Y., H. S. Min, and J.-S. Kug (2015), Inter-model diversity in jet stream changes and its relation to Arctic climate in CMIP5, *Climate Dynamics*, 47, 235 - 48, doi:10.1007/s00382-015-2833-5.
- Yoo, C., S. Lee, and S. B. Feldstein (2012a), Arctic response to an MJO-like tropical heating in an idealized GCM, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69, 2379-2393.
- Yoo, C., S. Lee, and S. B. Feldstein (2012b), Mechanisms of extratropical surface air temperature change in response to the Madden-Julian oscillation, *Journal of Climate*, 25, 5777-5790.
- Yoon, J.-H., P. J. Rasch, H. Wang, V. Vinoj, and D. Ganguly (2016), The role of carbonaceous aerosols on short term variations of precipitation over North Africa, *Atmospheric Science Letters*, 17(7), 407-414.
- Yuan, J., B. Tan, S. B. Feldstein, and S. Lee (2015), Wintertime North Pacific teleconnection patterns: Seasonal and interannual variability, *Journal of Climate*, 28,

8247-8263.

- Yukimoto, S., Y. Adachi, M. Hosaka, T. Sakami, H. Yoshimura, M. Hirabara, et al. (2012), A new global climate model of the meteorological research institute: MRI-CGCM3-Model description and basic performance, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 90A(0), 23 - 64.
- Zelinka, M., and D. Hartmann (2012), Climate feedbacks and their implications for poleward energy flux changes in a warming climate, *Journal of Climate*, 25, 608-624, doi:10.1175/JCLI-D-11-00096.1.
- Zhai, P. M., and X. H. Pan (2003), Trends in temperature extremes during 1951-1999 in China, *Geophysical Research Letters*, 30, 1913. doi: 10.1029/2003GL018004.
- Zhang, G. J. and N. A. McFarlane (1995), Role of convective scale momentum transport in climate simulation, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 100(D1), 1417 - 1426, doi:10.1029/94JD02519.
- Zhang, X., J. He, J. Zhang, I. Polyakov, R. Gerdes, J. Inoue, and P. Wu (2013), Enhanced poleward moisture transport and amplified northern high-latitude wetting trend, *Nature Climate Change*, 3, 47-51, doi:10.1038/nclimate1631.
- Zhang, X., J. E. Walsh, J. Zhang, U. S. Bhatt, and M. Ikeda (2004), Climatology and interannual variability of Arctic cyclone activity: 1948 - 2002, *Journal of Climate*, 17, 2300 - 2317, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2300:CAIVOA>2.0.CO;2.
- Zhao, M., I. M. Held, S.-J. Lin, and G. A. Vecchi (2009), Simulations of global hurricane climatology, interannual variability, and response to global warming using a 50-km resolution GCM, *Journal of Climate*, 22(24), 6653 - 6678.
- Zhong, L., L. Hua, and D. Luo (2018), Local and external moisture sources for the Arctic warming over the Barents - Kara seas, *Journal of Climate*, 31(5) 1963-1982.
- Zygmuntowska, M., T. Mauritsen, J. Quaas, and L. Kaleschke (2012), Arctic clouds and surface radiation - A critical comparison of satellite retrievals and the ERA-Interim reanalysis, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12, 6667-6677.

## 주 의

1. 이 보고서는 극지연구소에서 수행한 기본연구사업의 연구결과보고서입니다.
2. 이 보고서 내용을 발표할 때에는 반드시 극지연구소에서 수행한 기본연구사업의 연구결과임을 밝혀야 합니다.
3. 국가과학기술 기밀유지에 필요한 내용은 대외적으로 발표 또는 공개하여서는 안 됩니다.