



집중관측 및 재분석자료를 활용한 수치모델 물리과정 진단 및 개선

Diagnosis and Improvement of Physical Process of Numerical Model Using Intensive Observation and Reanalysis Data

2022 년도

기 상 청

집중관측 및 재분석자료를 활용한 수치모델 물리과정 진단 및 개선

Diagnosis and Improvement of Physical Process of Numerical Model Using Intensive Observation and Reanalysis Data

2022 년도

기 상 청

	최	종 보 고 서	
세부사업명 (주관연구과제명)	집중관측 및 재분석	자료를 활용한 수치모델 물리과정	진단 및 개선
	(한글) 집중관측 및	재분석자료를 활용한 수치모델 물	리과정 진단 및 개선
연구용역과제명	(영문) Diagnosis a	nd Improvement of Physical Pr	ocess of Numerical Model
	Using Intensive Obs	servation and Reanalysis Data	
	기 관 명	소재지	대 표
연구용역기관명	(사)한국기상학회	서울특별시 마포구 만리재로 14, 르네상스타워 1510호	하 경 자
	성 명	소속 및 부서	전 공
연구용역책임자	임 교 선	경북대학교 지구시스템과학부	대기과학
사업구분		□ 단년	ᅨ속계약
총연구기간	2022	년 5 월 16 일 ~ 2024 년 11 월 30)일(3년)
(해당년도)	(2022년 5 월 16 일 ~ 2022 년 12 월 15 일(7 개월)		일(7개월)
총연구비	일금 십이억삼백만원정 (₩ 1,203,000,000)		03,000,000)
(해당년도)	(일금	사억백만원정 (₩ 401	1,000,000))
참여연구원	33 명(책임: 5 명, 연구원: 9 명, 연구보조원: 18 명 보조원: 1 명)		18 명 보조원: 1 명)
2022년도 용역과제에 의하여 수행중인 연구과제의 최종보고서를 붙임과 같이 제출합니다. 붙임 : 최종보고서 1 부. 2022 년 12 월 15 일			
		연구용역최	백임자 임교선
기상청장 귀하		연구용역기	

210mm×297mm(일반용지60g/m^{*}(재활용품))

집중관측 및 재분석 자료를 활용한 수치모델 물리과정 진단 및 개선 연구에 관한 용역과제의 최종보고서를 별첨과 같이 제출합니다.

2022 년 12 월 15 일

임 교 선

연구용역책임자



연구용역기관장

제 출 문

기상청장 귀하

본 보고서를 "집중관측 및 재분석자료를 활용한 수치모델 물리과정 진단 및 개 선" 최종보고서로 제출합니다.

2022 년 12 월 15 일

- 연구용역기관명 : 기상청 수치모델링센터 수치자료응용과
- ○연구기간

총 연구기간 : 2022년 5월 16일 ~ 2024년 11월 30일 해당연도 연구기간 : 2022년 5월 16일 ~ 2022년 12월 15일

○ 연구용역책임자 : 임 교 선

○ 참여연구원

.제 1 세부과제 책임자 : 김 백 민	.제 2 세부과제 책임자 : 임 교 선
.연 구 원:백은혁	.연 구 원:최우열
.연 구 원 : 정 지 훈	.연 구 원 : 송 환 진
.연 구 원 : 김 형 준	.연구보조원 : 김 기 병
.연구보조원 : 성 현 준	.연구보조원 : 박 선 영
.연구보조원 : 양 군 환	.연구보조원 : 이 현 지
.연구보조원 : 정 의 현	.연구보조원 : 도 유 정
.연구보조원 : 이 주 행	.연구보조원 : 정 유 진
	.연구보조원 : 고 정 수
	.연구보조원 : 장 성 빈
	.보 조 원 : 조 중 현

.제 3 세부과제 책임자 : 송 인 선 .제 4 세부과제 책임자 : 박 상 훈

- .연 구 원 : 신 우 주
- .연구보조원 : 박 준 성
- .연구보조원 : 유 승 민
- .연 구 원 : 심 자 순
- .연 구 원 : 이 원 석
- .연구보조원 : 어 회 진
- .연구보조원 : 천 정 우
- .제 5 세부과제 책임자 : 홍 진 규
- .연 구 원 : 이 재 원
- .연구보조원 : 김 정 원
- .연구보조원 : 권 도 윤
- .연구보조원 : 이 상 대

목 차

목차	i
표 목차	V
그림 목차	····· vi
요약문 ······	… xvii
제 1 세부과제 극, 중위도 오차 및 지면-대기 상호작용 개선을 위한 물리과정 모의 특성 진단 및 개·	선…1
제 1 장 서 론	2
제 2 장 KIM의 극지역 오차 개선에 주요한 물리과정 진단	3
제 1 절 KIM의 극지역 및 중위도 기후인자 예측성능 평가	3
1. KIM 전지구 모델 예측 결과 수집	3
2. 기후인자 재분석 자료 수집	3
3. KIM의 극지역 및 중위도 기후인자 예측성능 평가	4
제 2 절 KIM의 극지역 모의성능 평가 및 문제점 진단	9
제 3 장 KIM 극지역 물리과정 진단을 위한 오프라인 모델 구축 및 실험	11
제 1 절 KIM에 내재된 해빙역 지표 온도 물리과정 진단	11
1. KIM 내부 ICE3LAY 모듈 분리 및 오프라인 모델 구축	11
2. ICE3LAY 오프라인 모델 기준 실험구성 및 검증	14
제 2 절 ICE3LAY 오프라인 모델 민감도 실험 수행	15
1. 민감도 실험을 위한 변수 및 계수 선정	15
2. 결과 및 분석	21
제 4 장 개선된 물리과정의 극지역 오차 개선에 미치는 영향 분석 및 성능 평가	29
제 1 절 한국형 모델 구축	29
1. 규준 실험의 북극 지역 겨울철 모의 특성 비교	29
제 2 절 개선된 해빙 지표 기온 물리과정에 따른 극지역 기후인자 및 해빙-대기상호작용 모의성	능 평
가	30
1. 민감도 실험 방법	31
2. 결과 및 분석	32
3. 민감도 실험별 예측성능 평가	42
제 5 장 결론	50
참 고 문 헌	51
제 2 세부과제 단일/이중모멘트 구름미세물리과정 진단 및 집중관측자료 기반 코드 개선	53
제 1 장 서 론	54
제 2 장 WSM5 구름미세물리 모수화 방안 내 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확실성의 주요 요 서	-인 분 55
ㄱ 제 1 전 저지그 하구혀모덴이 WSM5 그르미세무리 모스하 바아내 벼겨 가느하 미세므리 ㅇㅅ ㅠ	,1012
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
1. 파이페이 F 마이케อ의 포구자 이근데 이제 비제물의자 이 파크 2. 대기스사이 트서의 저이하느 매개벼스아 사세 미세무리과저에서 중으서과 과려되 마스	57
제 2 적 변경 가능하 미세묵리 요소 및 북화식선은 주요 요이 부선	60
	00

1. WSM5 구름미세물리 모수화 방안 내 불확실성 요인	60
제 3 장 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확실성을 가지는 요인을 분리한 WSM5 모듈 재작성	63
제 1 절 계산되어 있거나 생략되어 있는 요소들을 표현한 WSM5 모듈 작성	63
1. 상세 미세물리과정 수식 재유도	63
2. 수농도 크기분포의 기울기, 침강과정 수식 재유도	···· 65
제 2 절 경험 값 관측자료를 활용하여 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확실성을 가지는 요인을	모듈
상단으로 분리한 WSM5 모듈 재작성	66
1. WSM5 모듈 재작성	66
2. 이상화된 2D 스콜라인 실험 수행	···· 67
3. KIM WSM5에 적용 및 테스트	68
제 4 장 강수예측 성능 등 개선을 위한 구름미세물리과정의 경험 값 및 관측자료 기반 개선요소의	최적
화 기술 개발	69
제 1 절 불확실성을 가지는 요소들을 구름미세물리과정의 경험 값 및 관측자료를 기반으로 다양한	한 사
례실험에 대해서 수행	69
1. 관측자료 기반 실험 설정 및 수행	69
2. 특정 불확실성을 가지는 매개변수를 변경한 실험 수행	···· 77
제 2 절 각 요소들이 강수예측성능에 미치는 영향을 분석함으로 불확실성 정량화하고 개선 요소의	긔 최
적화 기술 개발	···· 79
1. 불확실성을 가지는 매개변수의 영향 및 범위	79
2. 불확실성 정량화와 최적화 개선 기술	80
제 5 장 결론	85
참 고 문 헌	87
제 3 세부과제 선지구모넬의 숭증대기 규모별 파농 모의특성 분석 및 신난	88
제 1 상 서 론 ~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	89
제 2 상 KIM에서 분해되는 파동의 규모별 모의특성 신난 및 재분석자료와 비교, 신난	90
세 1 절 기상청 선지구 모델 예측상, 타 기관 새문석상 왁보	90
1. KIM 및 새문적 사료 ~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	90
Z. KIM에서 모의 된 공서평균상의 특징 문식 및 세문식상과의 비교 ···································	91
제 Z 잘 격자에서 문해되는 파종의 규모별 특징 문작을 위해 구면 도말 모드 문작을 수행 1. Clebel normal mode 보려요 이라 MODEC A 파트에이 하님, 그는 미 저요	· 101
1. GIODAI HOTHIAI HIODE 문식을 위한 MODES 오프트웨어 획보, 구종 및 작용	• 101
제 3 상 KIM에서 눈에되는 중덕파와 오수되는 중덕파의 눈일 및 송중덕파 경제덕의 타당상 신년… 제 1 전 그며 나마 마트크 비서티 거지 그며 핏도와 조서핏 했어핏 미 조러핏크 그비키고 조려?	- 108
제 1 실 구먼 도밀 모드도 문식된 격자 규모 파종을 조직파, 앵상파 및 중턱파도 구분하고 중턱1	다 오 100
드 수술 1. 가 모두번 모기전 고가에서이 모스	· 108
1. 즉 모드얼 굴러적 중간에서의 모급 ···································	יוח ו-י נים ויי
제 Z 실 TEM 방장적 계를 이용한 격자 규모 파동의 경제덕 계산, 모구와된 궁덕파 경제덕 문적 다 기과 재미서자 거기이 있기	식 및 101
다 기편 새눈직장 결과와 미교 ~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	• 131
1. 영상퍼의 산퍼 및 경제의 군식 ···································	· 131
2. 모구Ÿ컨 궁덕팩 경제덕 (UWD) 미과 """""""""""""""""""""""""""""""""""	. 130
에 4 경 NIM 궁중네가 딱중 모의 군세점 신던 및 가증안 군세 원인과 방안 세지	יור וב וור וב
에 1 결 NIM 에슥싱 결퍼퍼 다기판 새눈식싱 결과 미교를 동안 NIM의 슥싱 이해, 군세점 파악 등 서아 궤지	홋 /¶ 100
신한 세지 제 5 자 경로	130
에 이경 결존 차 그 묘 칭	· 14Z
김 ㅗ 군 원	143

제 4 세부과제 역학/물리과정의 상호작용에 따른 예측성능 진단 및 수치기법 고도화	144
제 1 장 서 론	145
제 2 장 한국형 모델 초기화 과정 중규모 운동 기술 능력 진단	146
제 1 절 한국형 수치모형의 초기화 과정에서 중규모 운동의 시/공간적 특성 분석	148
1. 자료 및 방법	148
2. 강수의 시공간적 특성	151
제 2 절 한국형 수치모형에서 초기자료의 중규모 운동 모의 능력과 예측성능 비교	157
제 3 장 한국형 모델 중규모 필수 강제력 구현 기술 분석	175
제 1 절 한국형 수치모형에서 복잡지형 구현기술 분석	175
제 2 절 한국형 수치모형에서 대류과정에 의한 비단열 과정 구현 기술 분석	177
제 4 장 한국형 모델 역학과정 효율성 확대를 위한 개선 방안 고찰	181
제 1 절 역학과정의 효율성 개선 방안 설계	183
1. 역학과정 효율성 확대화 방안 조사	183
1.1 Implicit-Explicit Vertical Advection scheme	183
1.2 실험 설계	186
2. 계산 효율성 분석	186
2.1 여름 기간 분석	186
2.2 겨울 기간 분석	188
제 2 절 역학과정 효율성 확대화와 연관된 대류계 발달과정 차이 분석	191
1. IEVA 적용에 따른 중규모 운동의 항상성 조사	191
1.1 사례 분석	191
1.1.1 여름철 사례	191
1.1.2 수치 모의 실험 내 대류계 발달 분석	192
1.2.1 겨울철 사례	195
1.2.2 수치 모의 실험 내 대류계 발달 분석	196
1.2 기간 내 강수량 통계	199
제 3 절 역학과정 효율화에 따른 중규모 예측성능 비교	201
제 5 장 결론	206
참 고 문 헌	207
제 5 세부과제 한국형 모델을 위한 새로운 지표층 모수화 방안 개발 및 접합	208
제 1 장 서 론	209
제 2 장 새로운 지표층 모수화 개발 및 중규모 기상 예보 모델(WRF)의 대기경계층 모수화의 접합…·	210
제 1 절 거칠기 아층 난류 이론	210
제 2 절 새로운 지표층 모수화 코드 개발	211
제 3 절 1차원 기둥 모델 구축 및 사례 실험	211
제 3 장 지표의 불균질성을 고려하는 데이터 베이스 구축	214
제 1 절 식생캐노피 높이를 현실적으로 고려하는 데이터베이스 구축	214
제 2 절 아격자 산악 효과 및 태양 복사에 대한 지형의 경사 효과와 그림자 효과	214
1. 아격자 산악 효과	214
2. 태양 복사에 대한 지형의 경사 효과와 그림자 효과	215
제 4 장 개발한 모수화 검증을 위한 미기상학적 관측 설계	217
제 1 절 미기상학적 관측 이슈	217
제 2 절 미기상학적 관측 설계	218

	010
1. 문고게(Cellometer) 판속 ······	
2. 라이다(Lidar) 관측	
제 5 장 개발한 모수화 및 불균질성을 고려한 데이터베이스를 활용한 강수 사례 실험	220
제 1 절 실험 설계	220
1. 사례 1 (2021년 9월 22일 강수)	220
2. 사례 2 (2022년 6월 27일 강수)	222
3. 사례 3 (2022년 8월 8일 - 10일 강수)	223
제 2 절 실험 결과	225
1. 사례 1 (2021년 9월 22일 강수)	225
2. 사례 2 (2022년 6월 27일 강수)	229
3. 사례 3 (2022년 8월 8일 - 10일 강수)	
제 6 장 결론	
참 고 문 헌	

제	1 세부과제	
丑	2.1.1. 기후인자 분석에 활용할 재분석 자료	3
丑	3.1.1. ICE3LAY 오프라인 모델 수행을 위한 초기 조건, 경계조건 및 상수	·· 12
丑	3.2.1. ICE3LAY 모듈 내 계수 목록 ~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	19
Ŧ	3.2.2. ICE3LAY 오프라인 모델 민감도 실험 목록	. 19
표	4.2.1. KIM 수행 실험 정보	31
제	2 세브과제	
파	2 1 1 WSM5 내 산세 구르미세묻리 과정벽 부루안 이미	56
퓨	2.1.2. 대기수상의 특성을 정의하는 매개변수	57
퓨	2.1.3 HI (2000)에서 제안한 단억 촉악 억을형의 특성을 정의하는 매개변수 값	59
Ŧ.	2.1.4. 상세 미세물리과정에서 효율성과 관련된 매개변수	59
亜	2.2.1. WRF 구름미세물리 방안 내 규정된 대기수상의 특성을 정의하는 모수 값	60
표	2.2.2. ICE-POP 2018 관측기간에 관측된 대기수상의 특성을 정의하는 10, 50(median) 그리고 90	%에
	서의 매개변수 값	·· 61
Ŧ	4.1.1. 경험 값 및 관측자료 기반으로 설계한 실험명과 의미	69
丑	4.1.2. 실험 사례 및 기간	69
亜	4.1.3. 특정 불확실성을 가지는 매개변수를 변경한 실험명과 의미	·· 77
Ŧ	4.2.1. ICE-POP 2018 관측기간에 관측된 비상과 눈상의 대기수상의 특성 중 변경가능한 매개변·	수의
	최대, 최소 범위	79
Ŧ	4.2.2. HI00에서 제안한 얼음상의 특성을 정의하는 매개변수의 최대, 최소 범위	79
丑	4.2.3. WDM7 내 대기수상의 특성을 정의하는 13개 매개변수를 각각이 가지는 특정 범위에 대해 I	LHS
	을 이용 15개 세트를 샘플링한 결과 (2021년 연구결과)	81
제		
丑	2.1.1. KIM과 MERRA2 자료 정보 ······	90
제	4 세부과제	
Ŧ	4.1. RDAPS-KIM의 주요 설정 ······	182
亜	4.1.1. IEVA 적용 수치 실험 설정 ~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	186
丑	4.3.1. Contingency table.	201
제	5 세부과제	
丑	2.3.1. SCM 모의실험 설계	212
丑	5.1.1. WRF 새로운 모수화 및 복잡지형 모의 실험 설계(사례1)	221
표	5.1.2. WRF 새로운 모수화 및 복잡지형 모의 실험 설계(사례2) ~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	222
丑	5.1.3. WRF 새로운 모수화 및 복잡지형 모의 실험 설계(사례3)	224

그림 목차

제 1 세부과제

그림 2.1.1. 2021년 11월 ~2022년 2월 월평균 지상 기온. KIM3.7 결과(상단), ERA5 (중단), KIM3.7과
ERA5의 차이(하단) (unit : °C) ·······4
그림 2.1.2. 2021년 11월 ~ 2022년 2월 월평균 하향 장파복사량. KIM3.7 결과(상단), ERA5 (중단),
KIM3.7과 ERA5의 자이(하단) (unit : w/m²) ····································
그림 2.1.3. 2021년 11월 ~ 2022년 2월 700hPa 고도 이하의 구름 내 수적(cloud liquid). KIM3.7
결과(상단), ERA5 (중단), KIM3.7과 ERA5의 차이 (unit: mg/kg)6
그림 2.1.4. 2021년 11월 ~ 2022년 2월 700hPa 고도 이하의 구름 내 빙정. KIM3.7 결과(상단), ERA5
(중단), KIM3.7과 ERA5의 차이 (unit: mg/kg) ~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~
그림 2.1.5. 2021년 11월 ~ 2022년 2월 계절 평균의 해수면 온도. KIM3.7 결과(좌), ERA5 (우),
KIM3.7과 ERA5 차이(중앙) (unit: °C)
그림 2.2.1. 2021년 겨울(DJF)의 KIM3.7(좌)과 ERA5(우)의 하향 장파복사(상단), 지상 기온(하단) 모의
특성 차이(중앙) (unit: DLR-, SAT-°C)9
그림 3.1.1. ICE3LAY 모듈 연직 모식도(Winton 2000)
그림 3.1.2. ICE3LAY 모듈 오프라인 수행을 위해 분리한 코드 모식도. 주황색 점선 상자 안에 있는 모듈
및 코드를 활용하여 오프라인 모델을 구성하였음
그림 3.1.3. ICE3LAY 오프라인 모델과 ERA5의 2021년도 11월 월평균 지표온도 편차
그림 3.2.1. (a) KIM3.7 모델에 처방된 11월 월평균 해빙 두께(Sea ice thickness) 기후값, (b) PIOMAS
11월 월평균 해빙 두께 기후값을 나타냄. (c) (a)와 (b)의 차이, (d) (a)와 (b)의 비율을 나타냄.
오른쪽은 PIMOAS 자료의 기후값을 1991-2010년 평균으로 사용하였으며, 왼쪽은
2001-2020년 평균으로 사용함. 검은색 실선은 KIM3.7 모델에 처방된 해빙 두께가 0m 이상인
구역을 나타냄
그림 3.2.2. 그림 3.2.1과 동일. 12월 평균
그림 3.2.3. 그림 3.2.1과 동일. 1월 평균
그림 3.2.4. ICE3LAY 오프라인 눈 열 전도율 2배 민감도 실험(2Ks) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b)
해빙 첫 번째 층 온도 편차
그리 2.0 E ICE21 AV 이파리에 느 여 저도의 10배 미가도 시험(10Kg) 11의 펴그 (g) 지파 이도 편한 (b)
그님 5.2.5. ICESLAT 오프다인 군 걸 신도귤 10배 인감도 결임(10KS) 11월 평균 (a) 지표 곤도 편지 (b)
· 그님 5.2.5. ICESLAT 오프리인 군 일 신도율 10대 인감도 절업(IOKS) IT둴 평균 (a) 지표 곤도 편지 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차
그림 3.2.5. ICESLAT 오프리인 군 일 전도율 10대 인감도 설립(10Ks) 11월 평균 (a) 지표 온도 편지 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차
그림 3.2.5. ICESLAT 오프디인 군 일 전도율 10대 인검도 절업(10Ks) 11월 평균 (a) 지표 곤도 편지 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차
그림 3.2.5. ICE3LAT 오프디인 군 일 전도율 10대 인검도 설업(10Ks) 11월 평균 (a) 지표 곤도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차
 그림 3.2.5. ICESLAT 오프리인 군 일 전도율 10대 인감도 실험(10Ks) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차 ···································
 그림 3.2.5. ICE3LAT 오프리인 군 일 전도율 10대 인감도 설업(10Ks) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차
 그림 3.2.5. ICE3LAT 오프리인 군 일 전도율 10대 인감도 실험(10Ks) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차 ···································
 그림 3.2.5. ICE3LAT 오프라인 군 일 전도율 10대 인감도 실험(10Ks) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차
 그림 3.2.5. ICE3LAT 오프리인 군 일 전도율 10대 인감도 실험(10Ks) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차
 그림 3.2.5. ICESLAT 오프다인 눈 덜 전도달 10대 인감도 설업(10KS) 11덜 당균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차
그림 3.2.5. ICESLAT 오프라인 군 일 신도을 10대 인감도 실험(10Ks) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차
그림 3.2.5. ICE3LAY 오프라인 한 달 전도율 10배 인감도 설업(I0Ks) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차
그림 3.2.3. ICE3LAY 오프라인 군 일 신모물 10대 인감도 실험(10K3) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차

그림 3.2.13 ICE3LAY 오프라인 민감도 실험(2Ks_2Ki) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 그림 3.2.14. ICE3LAY 오프라인 민감도 실험(2Ks_2Ki_05SIT) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 그림 3.2.15. ICE3LAY 오프라인 민감도 실험(5Ks_5Ki) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 그림 3.2.16. ICE3LAY 오프라인 민감도 실험(5Ks_5Ki_05SIT) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 그림 3.2.17. ICE3LAY 오프라인 민감도 실험(10Ks_10Ki) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 그림 3.2.18. ICE3LAY 오프라인 민감도 실험(10Ks_10Ki_05SIT) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 그림 3.2.19. ICE3LAY 오프라인 민감도 실험(10Ks_10Ki_05SIT_MAX1) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 그림 4.2.1. 2021년 11월 ~ 2022년 2월 CTRL 실험과 재분석 자료(ERA5)의 지상 기온(shaded), 4.2.2. 2021년 11월 ~ 2022년 2월 KiKs2 실험과 CTRL 실험의 지상 기온(shaded), 그림 그림 4.2.3. 2021년 11월 ~ 2022년 2월 KiKs2 실험과 CTRL 실험의 하향 장파복사량(shaded) 차이 그림 4.2.4. 2021년 11월 ~ 2022년 2월 KiKs2 실험과 CTRL 실험의 현열 속(shaded) 차이 (units : 그림 4.2.5. 2021년 11월 ~ 2022년 2월 KiKs2 실험과 CTRL 실험의 잠열 속(shaded) 차이 (units 그림 4.2.6. 2021년 11월 ~ 2022년 2월의 월평균 북극의 연직 기온 프로파일(검정색:재분석 자료, 갈색: 그림 4.2.7. 2021년 11월 ~ 2022년 2월의 월평균 북극의 연직 기온 프로파일(갈색: CTRL과 재분석자료 차이, 초록색: KiKs2과 CTRL 차이, units: K) ~~~~ 37 그림 4.2.8. 2021년 11월 ~ 2022년 2월의 월평균 북극의 연직 비습 프로파일(검정색:재분석 자료, 갈색: 그림 4.2.9. 2021년 11월 ~ 2022년 2월의 월평균 북극의 연직 비습 프로파일(갈색: CTRL과 재분석자료 그림 4.2.10. 2021년 11월의 규준 실험(CTRL)과 재분석 자료(ERA5), 민감도 실험(KiKs2, SIT05, SIT05 KiKs2)과 규준 실험의 월평균 850hPa(좌), 500hPa(중앙), 300hPa(우)의 온도(shaded), 지위고도(contour) 차이(units : 온도 - K, 지위고도 - m). 39 그림 4.2.11. 2021년 12월의 규준 실험(CTRL)과 재분석 자료(ERA5), 민감도 실험(KiKs2)과 규준 실험의 월평균 850hPa(좌), 500hPa(중앙), 300hPa(우)의 온도(shaded), 지위고도(contour) 그림 4.2.12. 2022년 1월의 규준 실험(CTRL)과 재분석 자료(ERA5), 민감도 실험(KiKs2)과 규준 실험의 500hPa(중앙), 300hPa(우)의 온도(shaded), 지위고도(contour) 850hPa(좌), 월평균

그림 4.2.13. 2022년 2월의 규준 실험(CTRL)과 재분석 자료(ERA5), 민감도 실험(KiKs2)과 규준 실험의 월평균 850hPa(좌), 500hPa(중앙), 300hPa(우)의 온도(shaded), 지위고도(contour) 그림 4.2.14. 2021년 11월 ~ 2022년 2월의 월평균 북극의 연직 기온 프로파일(갈색: CTRL, 초록색: KiKs2, units: K) ------ 42 그림 4.2.15. 2021년 11월 ~ 2022년 2월의 월평균 북극의 연직 비습 프로파일(갈색: CTRL, 초록색: 그림 4.2.16. 2021년 11월의 규준 실험(CTRL)과 민감도 실험(KiKs2)의 재분석자료와의 월평균 지상(Surface), 하층 (850hPa), 중층 (500hPa), 상층 (300hPa) 의 온도(shaded), 그림 4.2.17. 2021년 12월의 규준 실험(CTRL)과 민감도 실험(KiKs2)의 재분석자료와의 월평균 지상(Surface), 하층 (850hPa), 중층 (500hPa), 상층 (300hPa) 의 온도(shaded), 4.2.18. 2022년 1월의 규준 실험(CTRL)과 민감도 실험(KiKs2)의 재분석자료와의 월평균 그림 지상(Surface), 하층 (850hPa), 중층 (500hPa), 상층 (300hPa) 의 온도(shaded), 그림 4.2.19. 2022년 2월의 규준 실험(CTRL)과 민감도 실험(KiKs2)의 재분석자료와의 월평균 지상(Surface), 하층 (850hPa), 중층 (500hPa), 상층 (300hPa) 의 온도(shaded), 그림 4.2.20. 2021년 11월 평균 지상기온. (상단) 규준 실험(CTRL)과 재분석자료와의 차이, (중단) 해빙 농도 절반 적용 실험(SIT05)과 재분석자료의 차이, (하단) SIT05와 CTRL의 차이 …………… 46 그림 4.2.21. 2021년 11월 평균 하향 장파복사. (상단) 규준 실험(CTRL)과 재분석자료와의 차이, (중단) 해빙 농도 절반 적용 실험(SIT05)과 재분석자료의 차이, (하단) SIT05와 CTRL의 차이 …… 47 그림 4.2.22. 2021년 11월 평균 장파복사. (상단) 규준 실험(CTRL)과 재분석자료와의 차이, (중단) 해빙 농도 절반 적용 실험(SIT05)과 재분석자료의 차이, (하단) SIT05와 CTRL의 차이 …………… 48 그림 4.2.23. 2021년 11월 평균 북극 (좌) 연직 기온. (우) 연직 비습의 실험별 재분석 자료와의 차이 그림 4.2.24. 2021년 11월 경도 평균 연직 온도와 지위고도. (좌) CTRL과 재분석 자료의 차이, (중앙) KiKs2 와 재분석 자료의 차이 (우) SIT05와 재분석 자료와의 차이 (음영: 온도, 선: 지위고도). 49

제 2 세부과제

그림 2.1.1. WSM5 구름미세물리 방안의 대기수상의 혼합비 예단과 관련된 상세 구름미세물리 과정의
흐름도(Zhang et al., 2021)55
그림 2.1.2. WSM5 모듈의 미세물리과정 연산 순서
그림 2.1.3. Gunn and Kinzer (1949)에 따른 KIM-WSM5, WRF 내 4가지 구름미세물리 모수화 방안 내
처방된 비상의 낙하속도와 크기 관계(Kim et al., 2020)
그림 2.2.1. WSM5 구름미세물리 방안 내 처방된 대기수상의 특성과 ICE-POP 2018에서 관측된
대기수상의 특성을 통해 표출한 (a) 비상의 낙하속도와 크기, (b) 눈상의 낙하속도와 크기,
그리고 (c) 눈상의 잘량과 크기 관계
그림 2.2.2. Zhou and Chen (2022)에서 제시한 효율성 관련 모수62
그림 2.2.3. P3 (Predicted particle properties) 방안과 SB (Seifert and Beheng two-moment)
방안에서 사용하는 부착 효율(Karrer, 2018)62
그림 3.2.1. 비상에서 눈상으로 어는 과정에 의한 혼합비 생성과정의 기존 코드와 새로운 코드 66

그림 3.2.4. (a) KIM WSM5와 동일한 설정에서의 이상화된 2D 스콜라인 실험 결과와 (b) 새로운 WSM5 결과. 순서대로 최대, 최소 연직풍속과 강수량의 시간변화, 강수량과 최대반사도, +4h에서의 풍향과 반사도의 연직분포, 그리고 +5-6h 평균한 대기수상 혼합비의 연직분포………………………67 그림 3.2.5. 기존 KIM WSM5로 수행한 2021년 8월 4일 사례 실험 +5일 예측장의 (a, c) 공간분포와 (b, d) 새로운 WSM5와 기존 KIM WSM5간의 차이장. 각각 (a-b) 2-m 기온, (c-d) 지표강수에 그림 4.1.1. Casel 실험의 +120h 예측장의 2-m 기온 공간 분포와 각 실험과 CTL 실험간의 차이장. 각각 (a) CTL의 공간분포, (b) 10p-CTL, (c) 50p-CTL, 그리고 (d) 90p-CTL 간의 차이장·70 그림 4.1.3. Case1 실험의 +120h 예측장의 해면기압 공간 분포와 각 실험과 CTL 실험간의 차이장. 각각 (a) CTL의 공간분포, (b) 10p-CTL, (c) 50p-CTL, 그리고 (d) 90p-CTL 간의 차이장 ……… 71 그림 4.1.5. Casel 실험의 +120h 예측장의 6시간 누적강수 공간 분포와 각 실험과 CTL 실험간의 차이장. 각각 (a) CTL의 공간분포, (b) 10p-CTL, (c) 50p-CTL, 그리고 (d) 90p-CTL 간의 그림 4.1.7. Casel 실험의 +120h 예측장의 전체기간 누적강수 공간 분포와 각 실험과 CTL 실험간의 차이장. 각각 (a) CTL의 공간분포, (b) 10p-CTL, (c) 50p-CTL, 그리고 (d) 90p-CTL 간의 그림 4.1.9. Case1에 대해 수행한 실험의 +120h 예측장의 관측값을 처방한 실험과 CTL 실험간의 동아시아 영역에서의 차이장. 각각 (a) 10p-CTL, (b) 50p-CTL, 그리고 (c) 90p-CTL 간의 그림 4.1.11. 7월 한달 중기예측실험 결과에서 나타난 +120h 동서평균 기온의 IFS 분석장 대비 오차(수치모델링 센터 결과)와 Case2에서 나타난 관측값을 처방한 실험과 CTL 실험간의 차이. 각각 (a) KIM-IFS, (b) 10p-CTL, (c) 50p-CTL, 그리고 (d) 90p-CTL 간의 차이장75 그림 4.1.14. CTL 실험의 +120h 동서평균 (a) 얼음상 혼합비와 (e) 얼음과 구름상 혼합비 합의 분포와 관측값을 처방한 실험과 CTL 실험간의 차이. 각각 (b, f) 10p-CTL, (c, g) 50p-CTL, 그리고 (d, h) 90p-CTL 간의 차이장 ~~~~~ 76 그림 4.1.15. 특정 불확실성을 가지는 매개변수를 조정한 실험과 CTL 실험간의 +120h 동서평균 기온의 차이. 각각 (a) Dimax-CTL, (b) alphaT-CTL, (c) alpha7-CTL, 그리고 (d) Rosett-CTL 그림 4.1.16. 특정 불확실성을 가지는 매개변수를 조정한 실험과 CTL 실험간의 +120h 동서평균 (a-d) 얼음상 혼합비와 (e-h) 얼음과 구름상 혼합비 합의 차이. 각각 (a, e) Dimax-CTL, (b, f) 그림 4.2.1. Latin Hypercube Sampling 모식도(Stein, 1987) 80 그림 4.2.2. (a) 비상, (b) 싸라기상, 그리고 (c) 눈상 낙하속도-크기의 구름 미세물리모수화 방안내 규정된 관계(붉은색)과 관측에서 나타난 관계(검은색), 그리고 15개 LHS 샘플링 세트가 가지는

샘플들이 보이는 AWS 관측과의 Bais, RMSE (2021년 연구결과). 82 그림 4.2.4. Morris One-At-a-Time (MOAT) 기법의 수식, 매개변수의 민감도 중요성(μ)과 분산(σ) 계산식(Chinta et al., 2021) ······· 82 4.2.5. 전지구모델의 예측성능에 영향을 미칠수 있을 것으로 판단한 물리과정내 매개변수와 그림 그림 4.2.6. 전지구모델의 예측성능에 영향을 미칠수 있을 것으로 판단한 물리과정내 매개변수와 강수와의 민감도 중요성(MOAT-Mean)과 분산(MOAT-Standard Deviation) (Chinta et al., 2021)…84 제 3 세부과제 그림 2.1.1. 기상청 전지구 모델 분석장 (ft000) vs. MERRA2 (NASA) 재분석장 (동서바람; 7월). 92 그림 2.1.2. 기상청 전지구 모델 분석장 (ft000) vs. MERRA2 (NASA) 재분석장 (동서바람; 12월).93 그림 2.1.5. 2020년 7월 1일에 대한 동서바람 기상청 전지구 모델 예측장 (ft006) vs. MERRA2 (NASA) 재분석장. ~~~~ 95 그림 2.1.6. 그림 2.1.5.와 같지만 기상청 전지구 모델 12시간 예측장에 대한 그림. …………………………………………………………… 95 그림 2.1.8. 2020년 12월 16일에 대한 동서바람 기상청 전지구 모델 예측장 (ft006) vs. MERRA2 그림 2.1.11. 2021년 7월에 대한 동서바람 기상청 전지구 모델 분석장 (ft000) vs. MERRA2 (NASA) 그림 2.1.12. 2021년 7월 1일에 대한 동서 평균 온도 기상청 전지구 모델 분석장 (ft000) vs. MERRA2 그림 2.2.1. 2020년 7월 1일 KIM (파란색)과 MERRA2 (빨간색) 자료로부터 계산된 전지구 평균 안정도 (왼쪽)과 온도 (오른쪽) 프로파일. 102 그림 2.2.2. vertical structure equation의 해로서 각 vertical mode들에 대한 equivalent depth (왼쪽: KIM, 오른쪽: MERRA2). ~~~ 103 그림 2.2.3. KIM에 대한 vertical structure function. 103 그림 2.2.4. MERRA2에 대한 vertical structure function.104 그림 2.2.5. Balanced mode에 대한 Hough function의 위도에 따른 형태. k와 m은 각각 zonal wavenumber와 vertical mode를 의미한다.105 그림 2.2.6. Balanced mode (vertical mode = 1)에 대한 zonal wavenumber와 meridional index 평면에서의 Hough coefficient (왼쪽: KIM, 중간: MERRA2, 오른쪽: KIM-MERRA2). …… 105 그림 2.2.7. Balanced mode (vertical mode = 30)에 대한 zonal wavenumber와 meridional index 평면에서의 Hough coefficient (왼쪽: KIM, 중간: MERRA2, 오른쪽: KIM-MERRA2). …… 106 2.2.8. EIG mode (vertical mode = 1)에 대한 Zonal wavenumber와 meridional index 그림 평면에서의 Hough coefficient (왼쪽: KIM, 중간: MERRA2, 오른쪽: KIM-MERRA2). 106 그림 2.2.9. EIG mode (vertical mode = 30)에 대한 zonal wavenumber와 meridional index 평면에서의 Hough coefficient (위쪽: KIM, 중간: MERRA2, 오른쪽: KIM-MERRA2). …… 106 그림 2.2.10. WIG mode (vertical mode = 1)에 대한 zonal wavenumber와 meridional index 평면에서의 Hough coefficient (왼쪽: KIM, 중간: MERRA2, 오른쪽: KIM-MERRA2). 106

그림 4.2.3. 기존 매개변수를 처방한 cntl 실험, 관측된 50% 값을 처방한 median, 그리고 LHS 15개

그림 2.2.11. WIG mode (vertical mode = 30)에 대한 zonal wavenumber와 meridional index 평면에서의 Hough coefficient (왼쪽: KIM, 중간: MERRA2, 오른쪽: KIM-MERRA2). …… 107 그림 3.1.1. Modified geopotential height 필드에서 ROT wave의 모습을 ~2 km, ~6 km, ~9 km, ~26 km, ~42 km, ~69 km에서 위도-경도 평면에 나타낸 모습이다. 왼쪽 세 열이 7월, 오른쪽 세 열이 12월의 형태로 각 그림의 왼쪽은 KIM 3.5a, 가운데는 MERRA2, 오른쪽은 KIM과 그림 3.1.2. 그림 3.1.1과 같지만 zonal wind에 대한 그림.111 그림 3.1.3. 그림 3.1.1과 같지만 meridional wind에 대한 그림. 112 그림 3.1.4. Modified geopotential height 필드에서 WIG wave의 모습을 ~2 km, ~6 km, ~9 km, ~26 km, ~42 km, ~69 km에서 위도-경도 평면에 나타낸 모습이다. 왼쪽 세 열이 7월, 오른쪽 세 열이 12월의 형태로 각 그림의 왼쪽은 KIM 3.5a, 가운데는 MERRA2, 오른쪽은 KIM과 MERRA2의 차이를 나타낸다. 114 그림 3.1.5. 그림 3.1.4와 같지만 zonal wind에 대한 그림.115 그림 3.1.6. 그림 3.1.4와 같지만 meridional wind에 대한 그림. 116 그림 3.1.7. Modified geopotential height 필드에서 EIG wave의 모습을 ~2 km, ~6 km, ~9 km, ~26 km, ~42 km, ~69 km에서 위도-경도 평면에 나타낸 모습이다. 왼쪽 세 열이 7월, 오른쪽 세 열이 12월의 형태로 각 그림의 왼쪽은 KIM 3.5a, 가운데는 MERRA2, 오른쪽은 KIM과 MERRA2의 차이를 나타낸다. 118 그림 3.1.8. 그림 3.1.7과 같지만 zonal wind에 대한 그림.119 그림 3.1.9. 그림 3.1.7과 같지만 meridional wind에 대한 그림. 120 그림 3.1.10. Modified geopotential height 필드에서 Kelvin wave의 모습을 ~2 km, ~6 km, ~9 km, ~26 km, ~42 km, ~69 km에서 위도-경도 평면에 나타낸 모습이다. 왼쪽 세 열이 7월, 오른쪽 세 열이 12월의 형태로 각 그림의 왼쪽은 KIM 3.5a, 가운데는 MERRA2, 오른쪽은 KIM과 MERRA2의 차이를 나타낸다.122 그림 3.1.11. 그림 3.1.10과 같지만 zonal wind에 대한 그림. 123 그림 3.1.12. 그림 3.1.10과 같지만 meridional wind에 대한 그림. 124 그림 3.1.13. Modified geopotential height 필드에서 Kelvin wave의 모습을 ~2 km, ~6 km, ~9 km, ~26 km, ~42 km, ~69 km에서 위도-경도 평면에 나타낸 모습이다. 왼쪽 세 열이 7월, 오른쪽 세 열이 12월의 형태로 각 그림의 왼쪽은 KIM 3.5a, 가운데는 MERRA2, 오른쪽은 그림 3.1.14. 그림 3.1.13과 같지만 zonal wind에 대한 그림. 127 그림 3.1.15. 그림 3.1.13과 같지만 meridional wind에 대한 그림. 128 그림 3.1.16. 2020년 7월 동서 평균 동서 바람장에서의 ROT mode. 왼쪽부터 차례로 KIM 3.5a, MERRA2, KIM과 MERRA2의 차이를 나타낸다. 129 그림 3.1.17. 2020년 12월 동서 평균 동서 바람장에서의 ROT mode. 왼쪽부터 차례로 KIM 3.5a, 그림 3.1.18. 2020년 7월 동서 평균 동서 바람장에서의 WIG mode. 왼쪽부터 차례로 KIM 3.5a, 3.1.19. 2020년 7월 동서 평균 동서 바람장에서의 WIG mode. 왼쪽부터 차례로 KIM 3.5a, 그림 MERRA2, KIM과 MERRA2의 차이를 나타낸다.130 그림 3.2.1. KIM의 분석장과 MERRA2 재분석장에서 모의된 2020년 7월의 10일 평균 EP flux (벡터)와 그림 3.2.2. KIM 3.5a (왼쪽)의 분석장과 MERRA2 (가운데) 재분석장에서 모의된 2020년 7월의 10일

그림 3.2.3. KIM 3.5a (왼쪽)의 분석장과 MERRA2 (가운데) 재분석장에서 모의된 2020년 7월의 10일 평균 EPZ. 오른쪽은 KIM과 MERRA2의 차이를 나타냄.133 그림 3.2.5. KIM 3.5a (왼쪽)의 분석장과 MERRA2 (가운데) 재분석장에서 모의된 2020년 12월의 10일 평균 EPY. 오른쪽은 KIM과 MERRA2의 차이를 나타냄.134 그림 3.2.6. KIM 3.5a (왼쪽)의 분석장과 MERRA2 (가운데) 재분석장에서 모의된 2020년 7월의 10일 평균 EPZ. 오른쪽은 KIM과 MERRA2의 차이를 나타냄.135 그림 3.2.7. 2020년 7월의 KIM(왼쪽), MERRA2(오른쪽)의 10일 평균 및 동서 평균 동서 방향 GWD의 그림 3.2.8. 그림 3.2.7과 같지만 2020년 12월에 대한 그림.137 그림 4.1.1 지상 2m 온도의 저해상도 (ne180) KIM의 ECMWF IFS 예측 장과의 차이 비교. 139 그림 4.1.2. 지상 10m 바람의 저해상도 (ne180) KIM의 ECMWF IFS 예측 장과의 차이 비교. 140 그림 4.1.3. MERRA2에 사용되는 NASA GEOS6 모델에 장착된 비산악 중력파 모수화에서 사용되는 400hPa 중력파 운동량 속 크기의 남북 분포.141 제 4 세부과제

- 사이의 12시간 누적 강수량. 각각 (a, b) 12 시간, (c, d) 18 시간, (e, f) 24 시간의 선행시간 결과에 해당.
- 그림 2.1.6. (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM에서 모의된 2022년 6월 27일 00UTC의 시간당 강수량. 각각 (a, b) 12 시간, (c, d) 18 시간, (e, f) 24 시간의 선행시간 결과에 해당. …… 156

그림 2.2.5. 2022년 6월 14일 06UTC를 초기시간으로 하는 (Left) UM_RDAPS, (Right) KIM_RDAPS 의

적분 18 시간 (15일 00UTC) 등압면 별 연직 속도 (m/s). 그림의 아래에서부터 위로 925hPa. 그림 2.2.6. 2022년 6월 14일 06UTC를 초기시간으로 하는 (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM 의 적분 6 시간 (14일 12UTC) 발산장. 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 그림 2.2.7. 2022년 6월 14일 06UTC를 초기시간으로 하는 (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM 의 적분 12 시간 (14일 18UTC) 발산장. 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 그림 2.2.8. 2022년 6월 14일 06UTC를 초기시간으로 하는 (Left) UM_RDAPS, (Right) KIM_RDAPS 의 적분 18시간 (15일 00UTC) 발산장. 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 200hPa 등압면을 나타냄. 165 그림 2.2.9. 2022년 6월 26일 12UTC를 초기시간으로 하는 (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM 925 hPa 모의 결과. 벡터는 moisture flux, contour는 moisture divergence에 해당. (a, b) 초기 시간, (c, d) 6 시간, (e, f) 12시간의 적분 결과. 166 그림 2.2.10. 2022년 6월 26일 12UTC를 초기시간으로 하는 (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM 의 적분 6 시간 (26일 18UTC) 등압면 별 연직 속도 (m/s). 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 200hPa 등압면을 나타냄.167 그림 2.2.11. 2022년 6월 26일 12UTC를 초기시간으로 하는 (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM 의 적분 12 시간 (27일 00UTC) 등압면 별 연직 속도 (m/s). 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 200hPa 등압면을 나타냄.169 그림 2.2.12. 2022년 6월 26일 12UTC를 초기시간으로 하는 (Left) UM_RDAPS, (Right) KIM_RDAPS 의 적분 18 시간 (27일 06UTC) 등압면 별 연직 속도 (m/s). 그림의 아래에서부터 위로 925hPa. 700hPa, 500hPa, 200hPa 등압면을 나타냄.170 그림 2.2.13. 2022년 6월 26일 12UTC를 초기시간으로 하는 (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM 의 적분 6 시간 (26일 18UTC) 발산장. 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 200hPa 등압면을 나타냄. 171 그림 2.2.14. 2022년 6월 26일 12UTC를 초기시간으로 하는 (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM 의 적분 12 시간 (27일 00UTC) 발산장. 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 200hPa 등압면을 나타냄. 172 그림 2.2.15. 2022년 6월 26일 12UTC를 초기시간으로 하는 (Left) UM_RDAPS, (Right) KIM_RDAPS 의 적분 18 시간 (27일 06UTC) 발산장. 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 200hPa 등압면을 나타냄. 173 그림 2.2.16. 2022년 6월 26일 12UTC를 초기시간으로 하는 (Left) UM_RDAPS, (Right) KIM_RDAPS 의 적분 18 시간 (27일 06UTC) 발산장. 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 그림 3.1.1. 전구 모형에서 사용 중인 지형 자료의 에너지 스펙트럼 분석 결과. (검은색) MPAS, (분홍색) 그림 3.2.1. 2022년 6월 27일 00 UTC (좌측)와 12 UTC (우측)의 850 hPa 등압면 일기도. 그림에서 검은 실선은 지위고도 벡터는 수평 바람을 나타내고, (a, b)는 재분석 자료, (c, d)는 KIM-RDAPS, 그리고 (e, f)는 UM-RDAPS의 결과를 나타낸 그림임. 179 그림 3.2.2. 2022년 6월 27일 00 UTC부터 12 UTC까지 12 시간 누적 강수량을 나타낸 그림. 각각의 그림은 (a) KIM-WRF, (b) FNL-WRF, (c) KIM-WRF-1km, 그리고 (d) KIM-WRF-noCP 그림 4.1.1. 5차의 flux를 사용한 2차원 이류에 대한 선형 안정성 분석. 흰색 영역은 RK3와 RK3-IEVA가 모두 안정적인 영역, 회색 음영은 RK3가 불안정하지만 RK3-IEVA는 안정적인 영역, 빗금친 회색음영 영역은 RK3, RK3-IEVA 둘 모두 불안정한 영역을 나타냄 (Wicker and Skamarock 그림 4.1.2. 2011년 4월 27일 0300 UTC의 미 중부 지역의 1 km 고도의 연직 반사도를 나타낸 그림. (a)는 time step이 12초인 일반적인 RK3결과, (b)는 IEVA를 적용하여 time step을 24초를 적용한 RK3결과를 나타냄 (Wicker and Skamarock (2020)의 Fig. 9). 185 그림 4.1.3. 2020년 여름철 사례 기간의 역학(빨간색), 물리(파란색) 과정의 적분 소요시간. 좌측부터 Δt가 18, 22.5, 25, 28.125초인 실험 결과이며 각 막대 위의 숫자는 소요 시간과 역학, 물리 그림 4.1.4. 여름철 사례 기간의 물리과정의 세부 항목별 계산 시간 비율을 나타낸 파이 차트. (a) ~ (d)는 그림 4.1.5. 2022년 겨울철 사례 기간의 역학(빨간색), 물리(파란색) 과정의 적분 소요시간. 좌측부터 Δt가 18, 22.5, 25, 28.125초인 실험 결과이며 각 막대 위의 숫자는 소요 시간과 역학, 물리 그림 4.1.6. 겨울철 사례 기간의 물리과정 세부 항목별 계산 시간 비율을 나타낸 파이 차트. (a) ~ (d)는 그림 4.1.7. WRF-ARW의 적분 과정 모식도.190 그림 4.2.1. (a) 2020년 7월 15일 00UTC 부터 12시간 간격의 24시간 누적 강수량. (b) 7월 24일 00UTC 그림 4.2.2. 7월 24일 00UTC (a) HSR 레이더 자료 기반 시간당 강수량, (b) 12시간 누적 강수. 192 그림 4.2.3. 2020년 7월 22일 00UTC를 초기 시간으로 48시간 모의 실험 결과의 시간당 강수량 (mm/h). 그림 4.2.4. 2020년 7월 22일 00UTC를 초기 시간으로 48시간 모의 실험 결과. 850hPa 수평 바람 (vector), 지위 고도 (contour), 12시간 누적 강수 (shade)를 나타냄. (a) ~ (d)는 각각 CTRL, dt18, dt22.5, dt28.125에 해당. 194 그림 4.2.5. (a) 2022년 1월 1일 00UTC 부터 12시간 간격의 24시간 누적 강수량. (b) 1월 17일 12UTC 편집 일기도. ~~~~~ 195 그림 4.2.6. 2022년 1월 17일 12UTC (a) HSR 레이더 자료 기반 시간당 강수량, (b) 12시간 누적 강수. 그림 4.2.7. 2022년 1월 17일 12UTC를 초기 시간으로 48시간 모의 실험 결과의 시간당 강수량 (mm/h). 그림 4.2.8. 2022년 1월 11일 00UTC를 초기 시간으로 48시간 모의 실험 결과. 850hPa 수평 바람 (vector), 지위 고도 (contour), 12시간 누적 강수 (shade)를 나타냄. (a) ~ (d)는 각각 CTRL, dt18, dt22.5, dt28.125에 해당. 198 그림 4.2.9. (Left) 여름철, (Right) 겨울철 수치 실험 사례에서 모의된 12시간 누적 강수량 분포 그래프. 위에서부터 (Top) 12 ~ 24시간, (middle) 24 ~ 36시간, (bottom) 36 ~ 48시간의 누적 강수 분포 결과. 모든 결과는 AWS 지점으로 내삽하여 산출함. 막대 색깔 별로 (갈색) CTRL, (밤색) dt22.5, (청록색) dt25, (연두색) dt28.125 실험. 200 그림 4.3.1. 2020년 7월 15일 00UTC ~ 8월 5일 00UTC 기간 수치 예측실험의 적분 시간 별 ETS. 막대 그림 4.3.2. 2020년 7월 15일 00UTC ~ 8월 5일 00UTC 기간 수치 예측실험의 적분 시간 별 BIAS. 막대 색깔 별로 (갈색) CTRL, (밤색) dt22.5, (청록색) dt25, (연두색) dt28.125 실험. 203

제 5 세부과제

그림	2.1.1 캐노피 위, 아래에서의 연속적인 바람의 구조, 식과 좌표계(Harman and Finnigan (2007))
		·210
그림	2.3.1. SCM 실험을 통해 산출된 10-m 풍속 값(좌측; ASOS 창원지점, 우측: ASOS 태백지	점 /
	x-dotted: ASOS 관측, black line: MOST, red line: RSL)	·213
그림	2.3.2. SCM 실험을 통해 산출된 2022.06.30. 태백 케이스의 여러 기상변수(하향 단파복사,	현열,
	잠열, PBL 고도, 시간당 강수 순)	·213
그림	3.1.1. WRF 모델 기본 캐노피 높이 입력 자료(좌), Lidar 관측 캐노피 높이(우)	·214
그림	3.2.1. WRF 모델에서의 아격자 복잡 지형 모식도(Jimenez and Dudhia, 2012)	·215
그림	3.2.2. WRF 모델에서의 단파 복사 경사 및 그림자 효과 모식도(Lee et al., 2011)	216
그림	3.2.3. WRF 모델 내의 지형 경사 효과와 그림자 효과 반영 결과(예시). (좌) 하향 단파복사 및	(우)
	효과를 반영하지 않은 기본 설정과의 하향 단파복사 차이	216
그림	4.1.1. 자료동화 자료 별 토양수분 분포	·217
그림	4.2.1. 운고계(CL-31) 설치 모습	·219
그림	4.2.2. (좌) 라이다 설치 모습, (우) VAD 스캔의 좌표계(Yim, 2020)	·219
그림	5.1.1. 사례1 도메인 설정	·221
그림	5.1.2. 사례2 도메인 설정	• 223
그림	5.1.3. 사례3 도메인 설정	· 224
그림	5.2.1. 도메인 3에서 AWS 누적 강수량(사례1) ~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	· 225
그림	5.2.2. 도메인 3에서 누적 강수량 모의 결과(사례1)	· 226
그림	5.2.3. 도메인 4에서 AWS 누적 강수량(사례1) ~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	· 226
그림	5.2.4. 도메인 4에서 누적 강수량 모의 결과(사례1)	· 226
그림	5.2.5. 모의 기간 전체 누적 강수량의 관측값과 모의 값의 편차	· 227
그림	5.2.6. 모의 간의 누적 강수량 편차(도메인 3)	· 227
그림	5.2.7. 모의 간의 누적 강수량 편차(도메인 4)	· 228
그림	5.2.8. AWS(서울(108), 도봉(406))에서의 시간당 강수량 관측값 및 모의 결과	· 228
그림	5.2.9. 도메인 3에서 AWS 누적 강수량(사례2) ~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	· 229
그림	5.2.10. 도메인 3에서 누적 강수량 모의 결과(사례2)	· 229
그림	5.2.11. 도메인 4에서 AWS 누적 강수량(사례2)	· 230
그림	5.2.12. 도메인 4에서 누적 강수량 모의 결과(사례2)	·230
그림	5.2.13. 모의 기간 전체 누적 강수량의 관측값과 모의 값의 편차	·231
그림	5.2.14. 모의 간의 누적 강수량 편차(도메인 3)	·231
그림	5.2.15. 모의 간의 누적 강수량 편차(도메인 4)	·232
그림	5.2.16. AWS(원동(922), 송백(927))에서의 시간당 강수량 관측값 및 모의 결과	· 232
그림	5.2.17. 도메인 3에서 AWS 누적 강수량(사례3)	· 233

그림 5	5.2.18.	도메인 3에서 누적 강수량 모의 결과(사례3)	234
그림 5	5.2.19.	도메인 4에서 AWS 누적 강수량(사례3)	234
그림 5	5.2.20.	도메인 4에서 누적 강수량 모의 결과(사례3)	234
그림 5	5.2.21.	모의 기간 전체 누적 강수량의 관측값과 모의 값의 편차	235
그림 5	5.2.22.	모의 간의 누적 강수량 편차(도메인3)	235
그림 5	5.2.23.	모의 간의 누적 강수량 편차(도메인3)	236
그림 5	5.2.24.	AWS(서초(401), 기상청(410))에서의 시간당 강수량 관측값 및 모의 결과	236

I. 제목

집중관측 및 재분석 자료를 활용한 수치모델 물리과정 진단 및 개선

(제 1 세부과제 : 극, 중위도 오차 및 지면-대기 상호작용 개선을 위한 물리과정 모의특성 진단 및 개선)

II. 연구의 필요성

기상청은 현업 기상 예측을 위해 2020년 4월부터 전지구 한국형모델(KIM)을 운영하며, 지속 적인 모델 버전 업데이트를 통해 모델의 예측성능을 향상시켜오고 있다. 최근 단·중기 예보뿐만 아니라 연장중기 예보의 중요성이 증가함에 따라 수치모델의 예측기간이 길어지고 있는데, 연장 중기 예측에는 예측 모델의 초기장 뿐만 아니라, 해양과 해빙, 지면이 가지는 메모리 효과의 영 향이 매우 중요하며, 이러한 경계조건과 대기와의 되먹임 작용 또한 매우 중요한 영향을 미친다. 특히, 기후변화가 진행되면서 극-고위도 지역에서의 기온 변동성 확대가 중위도 이상기후에 직접 적인 영향을 미치는 것으로 보고되고 있으며, 육지지역에서는 지면-대기 상호작용이 중-장기 예 측성능에 매우 중요한 영향을 미치는 것으로 알려져 있다. 그러나 지면, 해빙 등 경계조건에서 발생하는 오차, 다양한 물리과정의 이해 부족, 관측 자료의 부족과 같은 복합적인 요인들로 인 해, 아직까지 연장중기 예측에 많은 어려움이 있으며, 수치모델의 지면-대기 상호작용, 해빙-대 기 상호작용에 관여하는 물리과정 개선을 위해 많은 노력을 필요로 한다.

기상청은 수치모델링센터에서 진행하였던 "전지구예측시스템의 지면대기 상호작용 진단(I)", "전지구예측시스템의 지면대기 상호작용 진단(II)" 용역과제를 통해, KIM의 북극과 중위도 지역 의 다양한 예측 오차를 확인한 바 있다. 먼저 KIM(버전 3.6)은 겨울철 극지역 지표 대기 온도를 관측에 비해 차갑게 모의하는 고정오차가 나타났으며, 이는 KIM의 극지역 해빙 모수화에 의한 오차 및 구름에 의한 하향 장파복사가 중요한 영항을 미치는 것으로 알려져있다(Baek et al., 2020). 따라서 KIM의 해빙 물리과정 및 구름물리과정을 면밀히 진단하고, 개선할 필요가 있다. 또한 KIM은 겨울철 중앙아시아에서는 온난 편차를 한반도를 포함한 동아시아 지역에서는 한랭 편차를 보이는 고정오차를 가지고 있는데, 이는 지면-대기 상호작용 과정이 중요한 영향을 미친 다. 따라서 KIM 지면모델의 모의 특성 진단 및 개선이 필요하다.

본 연구는 KIM의 극지역 및 중위도지역의 예측성능 향상을 위해 해당 지역의 예측 오차를 발생시키는 물리과정을 진단하고 개선하고자 한다. 1차년도에는 극지역 모의성능 개선을 위해 해 빙 물리과정을 진단 및 개선 방안을 도출하고, 2차년도에는 중-고위도 모의성능 향상을 위해 구 름물리과정의 문제점을 파악하여 개선 방향을 도출하고자 한다. 3차년도에는 한반도를 포함한 동 아시아 지역 예측성능 향상을 위해 지면-대기 상호작용을 진단하고, 지면 모델의 물리과정 개선

xvii

및 그 영향을 평가하고자 한다.

III. 연구개발 목표

당해연도(2022년)는 본 연구의 1차년도로서, 한국형 모델의 극지역 및 중위도에 영향을 끼치 는 기후요소를 분석하고, 극지역 오차 개선에 주요한 해빙 물리과정을 진단하고자 한다. 또한 해 빙 물리과정 내에서 해빙의 표면온도를 결정하는 모수 값을 조절함으로써, 해빙의 특성에 따라 나타나는 극지역의 해빙-대기 반응을 분석하고, 개선되는 해빙의 특성이 극지역 및 중위도 예측 성능에 어떠한 영향을 미치는지 살펴보고자 한다.

IV. 연구 내용 및 결과

KIM의 겨울철 극지역 예측 성능을 파악하고, 영역별 지상 기온 오차가 발생하는 원인을 제 시하였다. KIM은 겨울동안 내내 북극해에서 한랭 편차가 존재하였고, 북대서양, 바렌츠해, 동시 베리아에서는 온난 편차가 존재하였다. 북극해의 경우 예측 기간 내내 한랭 편차로 존재하는데, 이는 구름과 함께 해빙 물리과정에 의해 모의되는 해빙 표면 온도의 영향이 큰 것으로 추정된다. 한편 북대서양과 바렌츠해의 경우 구름과 해수면 온도의 영향으로 편차가 발생할 수 있는 지역 으로, 해당 지역에서 구름을 구성하는 구름 내 수적과 빙정을 과대 모의하면서 하향 장파복사 또 한 과대 모의됨을 확인하였다. 동시베리아의 경우 하향 장파 복사가 과소 모의됨에도 예측 기간 내 온난 편차를 유지하였다. 이러한 특징은 지면모델의 모의 특성과 관련이 있을 것으로 추정된 다.

KIM의 해빙역 한랭 편차의 원인 분석 및 개선 방향성 제시를 위해 KIM 해빙 물리과정 내 해빙 지표 온도 계산을 진행하는 ICE3LAY 모듈에 대한 오차 분석 및 민감도 실험을 진행하였 다. 이를 위해, 재분석 관측 대기 강제력 자료와 해빙 농도 및 두께를 외부 변수로 처방하여 지 표 온도를 계산할 수 있도록 오프라인 형태의 모델을 구성하였다. KIM의 ICE3LAY 모듈은 관측 자료 강제력을 처방했음에도 불구하고, 북극 해빙 표면 온도의 한랭 편차를 모의하였다. 이를 개 선하기 위해, 해빙 열 전도율, 눈 열 전도율, 해빙 두께를 통제요인으로 하는 민감도 실험을 수 행하였다. 민감도 실험 결과, 각 통제요인들에 따라 해빙 표면 온도 및 해빙온도가 상승하는 것 을 확인하였으며, 해빙 열 전도율과 눈 열 전도율을 10배로 높이고, 해빙 두께를 0.5배 및 최대 높이 1미터로 제한한 실험에서 가장 관측과 가까운 결과를 보였다.

해빙 물리과정 오프라인 민감도 실험을 통해 개선한 해빙 물리과정을 KIM 모델에 적용하 여, 대기모델과 결합하였을 때 효과를 살펴보았다. 개선된 해빙 물리과정이 결합모델에 적용되었 을 때, 해빙-대기 상호작용에 의해 그 효과가 매우 크게 나타났으며, 해빙 열 전도율과 눈 열 전 도율을 2배만 처방한 실험이 북극 지역 지표 대기 온도 모의에서 관측과 가장 가깝게 모의되었

xviii

다. 이러한 해빙역 지표 모의성능 향상은 KIM의 북극 지역 상층 대기의 편차를 줄였으며, 북극 주변에 인접한 러시아, 북미의 기온 편차를 감소시키는 효과를 보였다.

V. 연구성과

- KIM모델의 북극 및 중위도 장기예측 성능 평가 및 문제점 진단

- KIM모델의 해빙 물리과정 오프라인 모델 구축 및 개선 모듈 구축
- 해빙 물리과정 민감도 실험을 통한 KIM 개선 방향성 제시
- KIM 해빙 위 한랭 편차 감소를 통한 극지역 모의성능 향상 및 중위도 연관성 제시

VI. 기대 효과 및 활용 방안

KIM의 해빙 물리과정 오프라인 모델 구축으로, 해빙 물리과정의 독립적인 민감도 실험 수행
을 가능하게 하였으며, 결합모델 적용 효과를 통해 KIM의 극지역 예측성 향상에 기여할 수 있다.
KIM 해빙 위 한랭 편차 개선을 통한 극지역 모의성능 향상이 중위도 오차 개선에도 중요함
을 보였으며, 이는 북극-중위도 원격상관 연구 기반으로 활용될 수 있다.

I. 제목

집중관측 및 재분석 자료를 활용한 수치모델 물리과정 진단 및 개선

(제 2 세부과제 : 단일/이중모멘트 구름미세물리과정 진단 및 집중관측자료 기반 코드 개선)

Ⅱ. 연구의 필요성

수치모델에서 구름 및 강수과정은 적운 모수화 및 구름미세물리 모수화에 의해 표현된다. 격 자에서 분해 가능한 구름 및 구름으로부터 동반되는 강수과정은 구름미세물리 모수화 방안에 의 해 모수화된다. 고해상도의 수치모델일수록 구름미세물리 모수화 방안은 지표 강수의 예측성에 직접적으로 영향을 준다. 전구 모델에서 강수 예측의 정확도를 향상시키기 위해 다양한 미세물리 방안의 개발 및 성능 평가에 대한 많은 연구들이 수행되고 있지만 구름미세물리 모수화 내 개선 가능한 요소들에 대한 총체적 평가는 이루어지지 않은 실정이다. 또한, 개선 가능한 요소들이 상 세 구름미세물리 모수화식에 내재되어 있어서 구름미세물리 모수화 모듈에 익숙하지 않은 연구 자가 개선하기에는 어려움이 존재한다.

기상청에서는 여름철 장마 호우 예측성 향상을 위해 다양한 여름철 집중관측을 수행하고 있 으며, 최근 평창 동계올림픽 기상지원을 위한 평창 국제공동연구 사업(ICE-POP 2018: International Collaborative Experiments for Pyeongchang Olympic and Paralympic at 2018)의 일환으로 국제공동 집중관측을 수행하였다. ICE-POP 2018을 통해 구름미세물리 모수화 방안 내 강수물리과정의 오차를 발생시킬 수 있는 요소 및 불확실성을 갖는 요소의 일부가 관측 되었다. 이러한 관측 자료를 활용하여 구름미세물리 모수화 방안의 개선 및 강수 예측성 향상을 꾀할 수 있을 것이라 사료된다.

Ⅲ. 연구개발 목표

전지구 한국형모델의 단일모멘트 구름미세물리 모수화 방안 내 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확실성의 주요 요인을 분석하고, 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확실성을 가지는 요인을 분리한 WSM5 모듈을 재작성, 그리고 강수 예측성능 등 개선을 위한 구름 미세물리과정의 경험 값 및 관측자료 기반 개선요소의 최적화 기술을 개발하고자 한다.

IV. 연구 내용 및 결과

Weather Research and Forecasting (WRF) Single-Moment 5-class (WSM5) 방안은 한국

ΧХ

형 전지구 모델인 Korean Integrated Model (KIM) 모델의 구름미세물리 과정을 모수화한다. WSM5 내 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확실성의 주요요인을 파악하고자 대기수상의 혼합비만 을 예단하는 단일 모멘트 방안인 WSM5 구름미세물리 모수화 방안의 혼합비 예단과 관련된 상세 구름미세물리 과정을 파악하고 각 과정에서 쓰이는 대기수상의 특성을 정의하는 매개변수와 상세 미세물리 과정에서 효율성과 관련된 모수를 확인하였다. 구름미세물리 모수화 방안 내 규정된 대기 수상의 특성을 정의하는 매개변수와 ICE-POP 2018 관측 기간에 관측된 매개변수의 비교를 통해 현재 WSM5에서 사용 중인 매개변수와 관측값의 차이가 있음을 분석하였다. 효율성 관련 매개변수 의 경우 참고문헌에서 제시하고 있는 값과 비교함으로써, 이러한 매개변수들의 불확실성을 확인하 였다.

앞서 정의한 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확실성을 가지는 요인이 WSM5 내 미리 계산되거 나 생략되어 있기 때문에 WSM5 모듈의 재작성을 수행하였다. 16개 상세 구름미세물리 과정의 수 식들을 새롭게 유도하고 이외 수농도 크기분포의 기울기, 침강 과정 수식을 재유도하였다. 해당 수 식을 바탕으로 기존 WSM5 코드에서 새로운 WSM5 코드를 작성하였다. WRF에서 이상화된 2D 스 콜라인 실험을 통해 새로운 WSM5 코드가 정상적으로 작동함을 확인하고 최종적으로 KIM WSM5 에 수정된 코드를 적용하여 코드 변경의 적절성을 평가하였다.

강수 예측 성능 등의 개선을 위해 구름미세물리과정의 매개변수를 관측자료 기반으로 최적화 를 수행하였다. 즉 관측 자료에서 나타난 대기수상의 특성을 WSM5에 적용한 KIM 모델의 전구 실 험을 수행하였다. ICE-POP 2018 관측에서 나타난 대기수상의 특성 중 비상과 눈상의 낙하속도와 크기, 눈상의 질량과 크기 관계를 정의하는 매개변수를 관측의 10, 50, 90% 값으로 조정한 사례 실험을 통해 민감도를 분석하였다. 이를 통해 대기수상의 특성의 변화가 북아프리카 지역과 고위도 지역에 특히 영향을 주며 중위도 이상에서 상층의 기온, 풍속, 그리고 비습에 영향을 주는 것을 확 인하였다. 동서 평균한 혼합비의 연직분포를 통해 전구적으로 대기수상의 혼합비양에 영향을 주는 것을 알 수 있었다. 추가적으로 특정 불확실성을 가지는 매개변수를 변경한 실험을 수행하였다. 얼 음상의 최대 크기를 정의하는 매개변수 dimax와 얼음상의 특성과 관련된 매개변수를 단일 총알에 서 꽃 형태의 얼음상이 가지는 매개변수로 변경했을 때 기온의 변화와 혼합비의 변화가 크게 나타 났다. 이러한 결과는 모듈 내 처방된 매개변수, 즉 찬구름 미세물리과정의 매개변수가 예측 기상변 수를 크게 변화시킬 수 있음을 의미한다. 반면 얼음상에서 눈상으로의 자동 변환 (Psaut) 과정의 효 율성을 변경한 실험에서는 모의된 기상장의 변화가 크기 않았는대 이는 해당 미세물리과정의 효율 성 매개변수의 역할이 크지 않음을 말한다.

최종적으로 ICE-POP 2018 관측기간에 관측된 비상과 눈상의 대기수상의 특성 중 변경 가능한 매개변수의 최대, 최소 범위를 제안하였으며 이는 고위도 지역에서의 변화를 상대적으로 많이 가져 오며 특히 육지에서 성능 변화를 가져올 수 있다. 또한 모듈 내에 처방된 임계 값의 불확실성 및 강수 예측에 미치는 영향이 크며, 특히 얼음상의 특성을 정의하는 매개변수의 변화에 예측된 기상 장이 민감하게 반응함을 확인하였다. 추가적으로 선행연구에서 제안한 얼음상 특성을 정의하는 매 개변수의 최대, 최소 범위를 제안하였다. 불확실성 정량화와 최적화를 위한 다양한 기법에 대한 조

xxi

사를 수행하였으며 향후 다양한 사례에 대한 실험, 계절 실험을 통해 일반적인 예측 성능 변화를 살펴볼 필요가 있다.

V. 연구 성과

프로그램

- 대기수상의 특성을 정의하는 모수 및 상세 미세물리과정의 효율성 관련 모수를 표현한 WRF WSM5 모듈
- 대기수상의 특성을 정의하는 모수 및 상세 미세물리과정의 효율성 관련 모수를 표현한 KIM WSM5 모듈

VI. 기대 효과 및 활용 방안

본 연구에서 분석한 구름 미세물리모수화 방안 내 변경 가능한 상세 미세물리 및 대기수상의 특성 매개변수의 최적화를 통해 전구 규모의 강수 예측을 향상시킬 수 있다. 개선 및 관측이 필요 한 미세물리 관련 매개변수를 추적하여 향후 연구 방향 설립에 도움을 줄 수 있다. 수행한 민감도 실험 분석 결과를 통해 강수 예측성능 변화에 큰 영향을 주는 매개변수는 개발 우선 순위 설정의 지표가 될 수 있다. 새로운 WSM5 모듈은 구름 미세물리모수화 방안 내 변경 가능한 미세물리 요 소에 대한 수정 및 관측, 경험 값 처방을 통해 강수 예측성능에 대한 민감도 실험 수행이 가능하 다. I. 제목

집중관측 및 재분석 자료를 활용한 수치모델 물리과정 진단 및 개선 (제 3 세부과제 : 전지구모델의 중층대기 규모별 파동 모의특성 분석 및 진단)

II. 연구의 필요성

최근, 기상 예측 (weather forecast)에서 통상적으로 관심을 두는 15일 중기 예측을 넘어서, 계절 예측과 같은 장기 예측에 관한 관심이 높아지고 있다. 장기 예측에서 중요한 요소는 지면 근처 기압장 공간 구조의 장기적 변동에 대한 이해이며, 성공적인 장기 예측을 위해 성층권-중간 권의 중층대기를 포함하는 기상 예측이 점차 중요한 것으로 인식되고 있다.

열적 불균형이 순환(대기의 운동)을 주로 유도하는 대류권과 달리, 중층대기에서는 복사에 의 한 가열-냉각과 다양한 파동 현상이 유도하는 힘 (force)을 통해 주순환 (primary circulation) 의 구조가 결정된다. 파동이 유도하는 힘은 자오면 질량 순환을 동반하며, 자오면 순환과 연관된 단열 팽창 및 압축을 통한 온도 변화는 복사 가열-냉각에 의한 온도 변화를 능가할 정도의 크기 를 보일 수 있다. 따라서 파동에 의한 자오면 순환은 중층대기 기본 온도 구조를 결정하는 데 매 우 중요하다. 또한, 대기 파동이 일으키는 자오면 질량 순환은 컬럼 대기 질량의 변화를 일으키 고, 그에 따라 해수면 기압(컬럼 대기의 총 무게)의 변화를 유도할 수 있다.

성층권은 전체 지구 대기 질량의 약 17% 정도를 차지한다(Balndwin et al. 2019). 성층권에 서 발생하는 자오면 질량 순환을 통해 대기 질량의 남북 재배치가 일어날 수 있으며, 이러한 질 량 재배치는 특히 극지에서 장기적인 해수면 기압의 변화에 무시할 수 없는 영향을 줄 수 있다. 자오면 질량 재배치를 일으키는 성층권 질량 순환으로 브루어-돕슨 순환이나 성층권 돌연 승온 과 연관된 극향 질량 수송을 들 수 있다.

중간권은 성층권에 비해 대기의 밀도가 낮기는 하지만, 중간권에서 행성파에 비해 더 중요한 역할을 하는 대기 중력파가 순환에 전달하는 힘이 중간권뿐만 아니라 성층권 중상부의 바람 세 기 및 구조에까지 영향을 줄 수 있다. 성층권 중상부 바람 구조의 변화는 대류권에서 성층권으로 전파하는 행성파의 전파 특성을 변화시켜 행성파가 주로 일으킬 성층권 질량 재배치 형태에 영 향을 줄 수 있다.

기상청 전지구 수치 예측 모델 KIM을 계절 예측 등 장기 예측에 활용하기 위해서는 모델의 중층대기 모의 능력 향상을 도모해야 한다. 중층대기 순환에 있어 다양한 파동에 의한 강제력은 필수적인 요소로서, 기상청 모델 내 파동 현상 모의에 대한 분석 및 평가는 선행되어야 할 과정 이다.

xxiii

III. 연구개발 목표

한국형 전지구 수치예측 모델 KIM의 중층대기에서 모의되는 격자 규모 파동(조석파, 행성파, 중력파)과 파동 강제력의 크기 및 시공간적 구조를 정량적으로 분석하고, NASA의 MERRA2 재 분석 자료와 비교하여 평가를 하려한다.

모델에서 모수화로 계산되는 아격자 중력파 강제력의 크기와 시공간적 구조를 분석하고, 타 기관 재분석 자료 (혹은 예측장)에서 제공되는 아격자 중력파 강제력 (혹은 모수화에 의한 중층 대기 바람 강제력)과 비교하여 평가하고자 한다.

대규모-중규모 파동의 구조 및 파동 강제력 분석을 통해, 한국형 모델의 중층대기 모의 성능 개선을 위한 제안점을 제시하고자 한다.

IV. 연구 내용 및 결과

본 연구는 한국형 수치 예보 모델 (KIM)과 해외 기관의 재분석장 (MERRA2)을 비교하여 KIM 에서 모의된 파동의 규모별 모의 특성을 진단하였다. 이를 위하여, Global normal mode 분석 프로 그램인 MODES를 이용하였고, KIM과 MERRA2에 적용시켜 파동의 규모별 특성 분석을 진행했다. 또한, KIM에서 모의된 행성파와 모수화 된 중력파의 특성을 분석하고, 이를 재분석장과 비교하여 파동 관점에서 KIM의 중층대기 모의 오차를 확인하였다.

중위도 지역 제트 지역의 대류권계면 근처에서 u'v'와 관련된 오차가 7월에 상당함을 알았다. 12월에는 중위도 제트와 관련된 오차가 전반적으로 작았으나, 7월에만 중위도 제트 오차가 상당 한 것은 의문점이었다. 모델에서 계절에 의존하는 모수화 (예를 들어, 복사과정)에 대한 점검이 필요해 보인다. 이러한 7월 오차가 계산의 오류에 의한 것이 아니라면, 바다위 거칠기의 변화를 통한 u'v'의 개선을 도모해 볼 수도 있을 것이다.

열대지역 하부 성층권에 준2년 주기 진동이 모의되지 않음으로 인해 열대지역 성층권 상부 및 중간권에 상당한 균형 모드 (Balanced rotational mode)에서 오차가 발생함을 알 수 있었다. 열 대지역에서 모수화된 중력파는 준2년주기 진동이 내부적으로 모의되는 GEOS5 모델의 경우와 유 사한 크기의 값을 갖는 것으로 보이나, 열대지역 캘빈파나 혼합-로쓰비파의 크기나 위상에 있어 서는 모델이 MERRA2와 상당한 차이를 열대지역 하층에서 보이는 것을 확인하였다. 열대지역 경 계층 부근에서는 MERRA2와 비교하여 KIM은 지속적인 warm bias, 열대지역 상부에는 cold bias와 같은 문제를 보이고 있어, 제대로된 구름-강수 과정 뿐만 아니라, 낮은 고도에서 캘빈파 혹은 혼 합-로쓰비파의 생성 및 모의를 위해서는 열대 지역 경계층 부근의 bias를 해결하려는 노력이 필 요할 것으로 보인다.

xxiv

V. 연구성과

프로그램

- Global nornal mode 분석 프로그램인 MODES에 KIM 데이터 적용

VI. 기대 효과 및 활용 방안

KIM과 MERRA2에서 모의된 다양한 규모의 파동들을 정량적으로 비교함으로써 파동 관점에서 KIM의 중층대기 모의 오차를 확인하였다. 비교 결과, 대류권계면 부근 중위도 제트 지역에서 비교를 통해 KIM에서의 파동 관점에서의 문제점들을 파악하였고 uv 과 관련된 오차가 큰 것을 확인했고, 이를 통해 복사과정에 대한 점검의 필요성을 제시하였다. 또한 열대지역 하부 성 층권에서 준 2년 주기 진동이 모의되지 않음으로 인해 성층권 상부 및 중간권에서 상당한 균형 모드에서의 오차가 발생함을 확인하였고, 열대지역의 캘빈파나 혼합-로쓰비파에서도 문제가 있음 을 확인했다. 이를 통해, 구름-강수 과정을 검토해볼 뿐 아니라, 낮은 고도에서 캘빈파 및 혼합-로스비파의 생성 과정도 확인해볼 필요성을 제시했다.

I. 제목

집중관측 및 재분석 자료를 활용한 수치모델 물리과정 진단 및 개선 (제 4 세부과제 : 역학/물리과정의 상호작용에 따른 예측성능 진단 및 수치기법 고도화)

II. 연구의 필요성

고해상도 수치실험은 수치모델이 대기의 중규모 운동 모의 능력 향상을 위해 관련한 강제력 모의의 특성을 파악, 개선하는데 그 목적을 두고 있다. 이는 최종적으로 보다 향상된 중규모 운 동 모의를 통해 수치모델에서 집중 호우 및 국지적 기상현상의 보다 정확한 예측이 가능하도록 한다. 그러나, KIM은 아직까지 중규모 모의능력의 관점에서 평가된 사례가 많지 않으므로, 해당 분야에 대한 연구가 필요하다. 정확성 측면 뿐만 아니라 현업 모델이기에 그 특성상, 효율적인 수치모형의 얼개를 구축하여 제한적인 계산 자원에서 빠른 계산을 수행해야할 필요가 있다. KIM 은 병렬화 과정에서 계산속도를 개선할 수 있는 방안이 있으나, KIM-meso의 경우, 고해상도 수 치실험의 효율적인 활용방안이 많이 알려져 있지 않아 관련된 기초연구가 요구된다.

III. 연구개발 목표

한국형 수치모형에서 모의되는 중규모 운동의 시공간적 특성을 파악하고 이와 관련된 모형 내 중규모 필수 강제력 기술 구현 기술을 파악한다. 특히 예보의 초기시간 중규모 운동 모의능력 과 예측성을 진단할 것이다. 앞서 분석한 내용을 기반으로 역학과정 효율성 확대화 방안을 제언 하고 적용에 따른 역학/물리과정 상호작용에 따른 중규모 운동 모의 능력을 평가하고자 한다.

IV. 연구 내용 및 결과

KIM과 UM을 경계장으로 한국형 지역 수치예보 모델의 고해상도 수치실험 결과를 분석했다. 두 개의 강수 사례를 선정하여 각 강수 사례들의 시공간 특성 분석과 이와 연관된 중규모 운동 모의 능력을 진단하였다. 적분이 진행될수록 RDAPS-KIM의 모의 결과는 하층에서 중규모 운동 을 RDAPS-UM에 비해 크게 모의하였다. 또한 격자 규모를 포함하는 중규모 보다 작은 규모에서 도 강한 연직 운동과 발산 패턴을 보였는데 이는 역학적으로 구현된 결과가 아닌 수치적 현상인 것으로 판단된다.

중규모 운동 모의 능력과 직접적으로 연관이 있는 중규모 운동의 필수 강제력에 대해 분석했다. 크게 복잡 지형, 비단열 강제력에 두 가지 사안에 대해 집중적으로 분석했다. 그 결과 KIM의 하층 강제력, 특히 지형과 연관된 작은 규모의 운동들이 많은 것을 확인했다. 이 때 KIM 내부에 표현된 복잡 지형이 다른 모형에 비해 상대적으로 많이 평활되어 있다는 분석 내용을 바탕으로 현재의 KIM 은 하층 강제력에 민감하게 반응하는 것으로 분석했다.

앞서 분석하였던 중규모 운동 모의 능력을 유지하면서 KIM-meso의 역학과정 효율화 방안을 조사하였다. 연직 수송 방정식을 푸는데 있어 수치적 안정성을 확보할 수 있는 IEVA를 제언하고 KIM-meso에서 적용한 고해상도 수치실험을 진행하였다. 기존에 권장되었던 6Δ(18초)의 time step을 최대 28.125초까지 증가한 실험을 수행하였으며 최대 25%대의 계산 시간 감소를 이끌어냈 다. 이 때 time step과 감소한 계산 시간 사이의 관계는 비선형적이었는데 이는 수치 모형 내에서 역학/물리 상호작용에 의한 것으로 판단된다.

IEVA 적용에 따른 효율성 증가를 확인한 후 IEVA를 사용한 수치실험에서 생성한 대류계의 일 관성 및 예측성을 분석하였다. 겨울 모의에서는 Δ*t*를 28.125초까지 증가시켜도 일관성이 확보됐으 며 IEVA를 적용하지 않은 기존의 18초 Δ*t*의 결과와 비슷한 예측성을 보였다. 단, 연직 대류 활동이 강한 여름 기간은 Δ*t*가 28.125초인 실험에서부터 시간당 강수량, 12시간 누적 강수량, 그리고 누적 강수량의 기간 통계에서 유의미한 차이가 발생했다. 따라서 IEVA 적용에 있어 보다 다양한 사례에 대한 적용 실험이 요구된다.

V. 기대 효과 및 활용 방안

한국형 수치모형의 중규모 운동 필수 강제력 구현 기술 능력 평가를 통해 향후 개선점으로 고려할 사안을 제시할 수 있다. 주로 고해상도 모의에 있어 국지적 기상현상 모의 능력 향상에 일조할 수 있을 것으로 여겨진다.

역학과정 효율성 확대 연구는 현업에서 한정된 계산 자원 내에서 보다 빠른 수치 예측실험 결과 자료를 산출, 예보 시간 확보에 기여할 것이다. I. 제목

집중관측 및 재분석 자료를 활용한 수치모델 물리과정 진단 및 개선 (제 5 세부과제 : 한국형 모델을 위한 새로운 지표층 모수화 방안 개발 및 접합)

II. 연구의 필요성

컴퓨터 성능의 향상에 따라 수치 모델의 해상도가 좋아지면서 대기경계층 모수화 과정에서 gray zone 이슈가 등장하기 시작하였다. 수평 해상도가 증가하고 마찬가지로 연직 해상도가 증 가함에 따라 지표에서 건물이나 나무와 같은 소용돌이 발생체(bluff body) 인근에서의 대기층 모 의 또한 가능해 지고 있다. 그러나 수치 모델에서는 대기 경계층의 연직 격자수와 최하층 높이에 따른 차이를 보이고 있는데, 이를 이론적 접근 없이 경험적인 접근방식으로 처리를 하고 있다. 지표면 근처에서의 관성 아층에 대해 이론적 근거에 기반하여 모형의 대기 경계층과 지면 과정 을 개선할 필요가 있다.

기존 수치 모델에서는 식생의 높이나 지면의 불균질성과 같은 지면의 특성이 단순화되어 있 거나 값으로 처리하고 있고, 풍속이 과대모의 되어 나타나는 문제가 있다. 모델이 고해상도화에 따라 지표면의 복잡성 및 불균질성을 개선하여 예보성능을 개선하려는 다양한 시도가 이루어지 고 있다. 이러한 노력을 통해 가뭄 예측이나 중장기 예보에서 성능 개선을 시도하고자 하는 연구 가 국외에서는 활발하게 수행되고 있다.

우리나라는 좁은 영토임에도 불구하고 지표 피복, 지표의 사용, 산악지형의 분포 등 매우 복 잡하게 구성이 되어 있어 이러한 효과를 잘 반영하는 기술의 개발은 수치예보 성능 향상에 기여 할 수 있을 것으로 기대할 수 있다.

III. 연구개발 목표

- 고해상도 수치 예보 모델에 적합하고 이론적 근거에 기반한 지표충 모수화 개발을 하여 대기
 경계층 모수화 및 지면 모수화 과정을 개발하여 한국형 수치 모델 성능 향상.
- 새로운 지표층 모수화 방안을 검증하기 위한 관측프로그램을 설계하고, 이를 바탕으로 대기경
 계층 관측 수행, 모델 검증 자료 데이터베이스 구축.
- 지표의 불균질성을 고려하는 다양한 자료를 구축하고 이를 기반으로 하여 지표의 불균질성을 고려하기 위한 방안 개발 및 검증
IV. 연구 내용 및 결과

본 연구에서는 Harman and Finnigan(2007, 2008)이 제시한 이론을 근거로 한 거칠기 아 층(Roughness sublayer)에서의 모수화를 개선하는 새로운 모수화 방법을 개발하였다. 기존 풍 속 모의는 캐노피 높이의 풍속이 0이 되는 현실과 다른 문제가 있었으나 개발한 지표 모수화 방 법을 통해 캐노피 아래에서 관측된 풍속의 profile의 형태를 잘 따를 수 있도록 개선하였다. 그 리고 1차원 기둥 모델(Single column model) 모의를 통해 완전하지는 않았지만 개발한 모수화 방법을 검증하였고, 캐노피 높이가 높은 지역에서 풍속이 개선되는 경향성을 확인하였다.

다음으로는 지표의 불균질성을 고려하는 데이터 베이스를 구축하였다. 위성 자료를 활용하여 단순화되어 처방되어 있던 식생 캐노피 높이를 개선하였고, WRF내의 산악 및 경사 효과 옵션을 고려하도록 설정하여 지표의 불균질성을 고려한 데이터 베이스를 구축하여 지면-대기 경계층 모 의의 개선 방안을 제시하였다. 개발한 지표 모수화 방법과 불균질성을 고려한 데이터 베이스를 한국형 수치예보 모델에 적용하기에 앞서 먼저 중규모 수치예보 모델 WRF 모델에 접합하여 구 동 테스트 및 모의 실험을 수행하였다.

WRF 모델에 개발한 모수화 방법과 불균질성을 고려한 데이터 베이스를 접합하고 구동 확인 및 검증을 위해 3번의 강수 사례를 모의 실험을 수행하였다. 수도권에서의 강수 사례(사례1, 사 례3), 경남 지역에서의 강수 사례(사례2)에서 기본적인 CTL 실험과 불균질성을 고려한 데이터베 이스만을 추가한 CANO실험, CANO실험에 개발한 모수화 방법까지 포함한 RSL 실험을 수행하 였다. 각 모의 결과에서 모의에 따라 강수 범위에는 특별한 경향성을 찾을 수 없었으나, 강한 강 수가 나타나는 강수 밴드에서는 RSL 모의에서 다른 모의 대비 낮게 나오는 경향이 나타났다. 이 번 사례 실험에서는 캐노피 높은 지역에서의 강수 사례 실험만이 이뤄졌고, 캐노피 높이가 높은 지역과 같은 다른 지역에서의 사례에서도 모의 실험이 추가적으로 진행이 되어야 한다.

1차 년도 연구에서는 중규모 모델 WRF에서 먼저 실험이 이루어졌으나, 차후에는 한국형 수 치예보 모델에도 접합하고 구동 확인 및 모의가 진행이 되어야 한다. 그리고 지표 피복 자료, 미 물리 모수화, 대기 경계층 모수화 방법에 따른 민감도 실험을 진행하고, 관측자료와의 비교 검증 을 수행하여 한국형 수치예보 모델의 최선의 모의 성과를 찾는 모수화 및 환경설정 조건을 파악 할 예정이다.

한국형 수치예보 모델의 검증을 위해서는 대기경계층 내에서의 관측자료가 필요하기 때문에 검증을 위해 미기상학적 관측 설계를 수행하고, 운고계, lidar 관측 업무를 수행하고 있다. 차후 에 운고계와 lidar 관측 자료와 대기 경계층 내에서의 관측자료를 활용하여 한국형 수치예보 모 델에서의 검증을 진행할 예정이다.

xxix

V. 연구성과

프로그램

- 이론적 근거에 기반하여 개발한 새로운 지표층 모수화 코드

- 지표의 불균질성을 고려하는 데이터베이스

VI. 기대 효과 및 활용 방안

한국형 수치예보 모델에 적용할 수 있는 지면, 대기경계층에서의 개선된 새로운 모수화 방안 을 개발하여, 해당 모수화의 적용을 통해 한반도의 지면, 대기경계층에 대한 이해를 높힐 수 있 다.

새로운 모수화 방안과 불균질한 지면을 고려한 데이터베이스의 적용을 통해 개선된 경계층 내에서의 모의와 한국형 수치 예보 모델의 개선을 기대할 수 있다.

제 1 세부과제

극, 중위도 오차 및 지면-대기 상호작용 개선을 위한 물리과정 모의특성 진단 및 개선

제1장 서론

최근 이상기상현상의 발생 빈도가 증감함에 따라 위험 기상에 대한 사전대비 뿐만 아니라 사 회·경제적인 측면에서 기상예보에 대한 정확도를 요구하고 있다(Johnson et al., 2018). 따라서 기상청은 자체적인 기상예보 시스템 구축을 위해 2020년 4월부터 전지구 한국형모델(KIM)을 운영 하며, 지속적인 모델 버전 업데이트를 통해 모델의 예측성능을 향상시켜오고 있다(Hong et al., 2018). 또한 KIM을 사용한 현업 예측은 단-중기 기상예측에서 연장중기, 계절예보로 이어지는 예 측 성능 향상을 목표로 하고 있다.

기상청 현업 계절예측 모델인 GloSea5에서 GloSea6로 변경되며 해빙 지역 열역학 방정식 계 산을 위한 연직층의 개수를 늘리고 계수를 조절한 반면(김혜리 등., 2021), KIM의 경우 KIM2.1에서 채택한 ICE3LAY 모듈을 현재까지 사용하고 있으며(Hong et al., 2018), KIM3.6의 단·중기 예측성 능 평가에서 북극 지역에 지속적인 한랭 편차를 확인하였다(Kim et al., 2021).

국지역의 한랭 편차에 대해 많은 모델에서 극지역 구름양과 구름 내 수적이 과소 모의 되었 으며 (Cesana and Chepfer, 2012; English et al., 2015; Kay et al., 2016), 여러 연구에서 모델에서 나타나는 극지역의 한랭 편차는 구름을 잘못 모의하여 나타난 복사 균형의 차이가 관련이 있으며 (Shupe and Intrieri, 2004; English et al., 2015), 극지역 구름뿐만 아니라 북극 지역 해빙과 기후 변화와 중위도 지역의 한파와 같은 이상기상현상과의 원격상관성 및 모델의 모의성능에 대한 연 구는 최근까지 진행되고 있다(Kim et al., 2014; Henderson et al., 2018; Cohen et al., 2020). 특히 중단기 예측에서 연장중기의 기간으로 예측시간이 길어지면서 북극에 위치한 빙권 초기상태 및 예측성이 중요하며(Robertson et al., 2018), 북극의 해빙 농도의 경우 약 1~2달 정도의 예측 지속 성에 관여하고(Lang et al., 2020), 해빙 두께 오차의 경우 해빙역 지표 온도 모의 오차를 유발한다 (Labe et al., 2018).

북극 지역의 모의성능 저하는 고위도 하층 지역 뿐만 아니라 제트의 사행, 극소용돌이도 약 화, 상층 지위고도 패턴의 변화를 통해 중위도 예측에 어려움을 유발한다(Moon et al., 2022; Hell et al., 2019; Polvani et al 2004; Jung et al., 2020). 따라서 본 연구에서는 KIM3.7 북극지역 예측 오차 분석 및 해빙 물리과정에 대한 분석 및 이해를 통해 단·중기 뿐만 아니라 연장중기에서 계 절예보로 이어지는 예측성 개선 대한 방향성을 제시하고자 한다.

2

제 2 장 KIM의 극지역 오차 개선에 주요한 물리과정 진단

제 1 절 KIM의 극지역 및 중위도 기후인자 예측성능 평가

1. KIM 전지구 모델 예측 결과 수집

본 연구의 주관기관인 수치모델링센터에서 KIM의 계절 예측자료를 제공받았고, 2021.11.01.00UTC ~ 2021.11.05.00UTC 초기장을 이용한 5개의 앙상블 예측자료의 평균 결과를 사 용하여 기후인자의 예측성능을 파악하였다.

2. 기후인자 재분석 자료 수집

분석 기간은 2021년 11월부터 2022년 2월까지이며, 예측성능 비교 자료로 고해상도 (0.25x0.25) 재분석자료인 ERA5(ECMWF Reanalysis V5)의 월별자료를 수집하였다(표 2.1.1.).

표 2.1.1. 기후인자 분석에 활용할 재분석 자료

ERA5 (ECMWF Reanalysis version 5)				
기관	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts(ECMWF)			
자료 정보	https://cds.climate.copernicus.eu/			
SAT(Surface air temperature)				
	DLR(Downward Longwave Radiation)			
변수명 Cloud liquid(Cloud liquid content)				
	Cloud ice(Cloud ice content)			
	SST(Sea Surface Temperature)			
기간	2021.11 2022.02. (월별 자료, 4개월)			
해상도	0.25 x 0.25			

3. KIM의 극지역 및 중위도 기후인자 예측성능 평가

기후인자의 경우 하층 온도장을 대표하는 지상 기온과 겨울철 지상 기온(SAT)을 결정하는 구 름 요소(Cloud liquid, Cloud ice)와 하향 장파복사(DLR)에 대해 분석을 진행하였다.



그림 2.1.1. 2021년 11월 ~2022년 2월 월평균 지상 기온. KIM3.7 결과(상단), ERA5 (중단), KIM3.7과 ERA5의 차이(하단) (unit : ℃)

KIM3.7과 ERA5의 2021년 11월부터 2022년 2월까지 월평균 지상 기온의 원값 그리고 두 자료 의 차이를 나타내었다(그림 2.1.1).

2021년 11월, KIM의 월평균 지상 기온은 북극해 중심에서 영하 28도 이하까지 내려가며, ERA5 보다 6도 이상 작게 모의한다. 이러한 한랭 편차 특징은 그 크기는 다르지만, 예측 기간이 늘어남과 상관없이 고정적인 편차로 나타났다. 북극해 뿐만 아니라 고정적으로 오차가 나타나는 영역으로, 북대서양과, 바렌츠해가 있으며, 두 지역은 온난 편차가 나타났다. 또한 예측 1개월 이 후인 12월부터 2월까지 동시베리아에서 온난 편차가 지속적으로 나타났으며, 예측 2개월 이후인 1월부터 2월까지 서시베리아에서 한랭 편차가 지속적으로 나타남을 확인하였다.



그림 2.1.2. 2021년 11월 ~ 2022년 2월 월평균 하향 장파복사량. KIM3.7 결과(상단), ERA5 (중단), KIM3.7과 ERA5의 차이(하단) (unit : w/m^2)

그림 2.1.2 는 KIM3.7과 ERA5의 2021년 11월부터 2022년 2월까지 월평균 하향 장파 복사의 원값 그리고 두 자료의 차이를 나타내었다.

KIM3.7은 그림 2.1.2의 지상 기온과 동일하게 북극해에서는 하향 장파 복사를 과소 모의하며, 북대서양과 바렌츠해에서는 고정적으로 과대 모의하였다. 겨울철 극지역의 복사량은 구름에 의 해 큰 영향을 받으며, 이는 북대서양, 바렌츠해에서는 구름을 과대 모의, 나머지 지역에서는 구름 을 과소 모의했음을 의미한다.

유라시아 지역에서는 지상 기온의 패턴과 다르게 전반적으로 하향 장파복사가 작게 모의되었으며, 이는 유라시아 지역에서는 구름 뿐 아니라, 지표의 영향이 클 수 있음을 의미한다.



그림 2.1.3. 2021년 11월 ~ 2022년 2월 700hPa 고도 이하의 구름 내 수적(cloud liquid). KIM3.7 결과(상 단), ERA5 (중단), KIM3.7과 ERA5의 차이 (unit: mg/kg)

극지역의 구름 내 수적은 대부분 하층에 분포하여 700hPa 고도 이하의 하층에 대해서 평균하 여 분석을 진행하였고, KIM3.7과 ERA5의 2021년 11월부터 2022년 2월까지 월평균 구름 내 수적 의 원값과 두 자료의 차이를 분석하였다(그림 2.1.3).

KIM3.7과 ERA5의 구름 내 수적의 분포는 매우 상이하였다. 11월 북극해에서 KIM3.7의 구름 내 수적은 0.01mg/kg 이 채 되지 않는 반면, ERA5에서는 4mg/kg 이상 분포했고, 이러한 과소 모 의 특징은 2월까지 지속되었다. 시베리아, 북미 지역 등 북극 주변 육지 지역에서도 마찬가지로 과소 모의하였으나, 북대서양, 바렌츠해에서는 구름 내 수적을 과대 모의하는 특징을 보였다.



그림 2.1.4. 2021년 11월 ~ 2022년 2월 700hPa 고도 이하의 구름 내 빙정. KIM3.7 결과(상단), ERA5 (중 단), KIM3.7과 ERA5의 차이 (unit: mg/kg)

그림 2.1.4 는 KIM3.7과 ERA5의 2021년 11월부터 2022년 2월까지 월평균 구름 내 빙정의 원 값과 두 자료의 차이를 나타내었고, 하층 구름의 특성을 파악하기 위해 700hPa 고도 이하의 하층 에 대해서 평균하여 분석을 진행하였다.

구름 내 수적과 반대로 구름 내 빙정은 재분석 자료의 경우 평균적으로 3.5mg/kg 정도 모의 하지만, KIM3.7에서는 5.7mg/kg 이상으로 많이 모의되며, 북극 전체적으로 구름 내 빙정이 과대 모의되었다. 특히 북대서양, 바렌츠해에서는 구름 내 수적과 더불어 가장 크게 과대 모의되었다.

그림 2.1.2의 하향 장파 복사는 구름 내 수적과 빙정 모두 과대 모의된 북대서양, 바렌츠해에 서만 과대 모의 되었고 다른 지역에서는 북극 전체적으로 구름 내 빙정이 과대 모의 되었지만, 구름 내 수적의 복사 효과가 구름 내 빙정보다 크게 작용하며, 하향 장파 복사가 과소 모의 되었 다.

7



그림 2.1.5. 2021년 11월 ~ 2022년 2월 계절 평균의 해수면 온도. KIM3.7 결과(좌), ERA5 (우), KIM3.7과 ERA5 차이(중앙) (unit: °C)

그림 2.1.5는 KIM3.7과 ERA5의 분석기간 전체의 평균 해수면 온도의 원값 그리고 두 자료의 차이를 나타내었다. 해수면 온도(SST)의 차이는 거의 나타나지 않으며, 북대서양, 바렌츠해에서의 지상 기온의 온난 편차는 구름의 과대 모의에서 비롯된 것으로 추정하였다. 제 2 절 KIM의 극지역 모의성능 평가 및 문제점 진단

그림 2.3.1은 겨울철 12월, 1월, 2월 평균(DJF) 하향 장파복사 및 지상기온에 대해, ERA5에 대 한 KIM모델의 편차를 나타낸 그림이다. KIM3.7의 지역별 모의 특징 및 영향 요소를 정리하면 다 음과 같다.



그림 2.2.1. 2021년 겨울(DJF)의 KIM3.7(좌)과 ERA5(우)의 하향 장파복사(상단), 지상 기온(하단) 모의 특성 차이(중앙) (unit: DLR- w/m^2 , SAT-°C)

1) 북대서양, 바렌츠해

지상기온에서 약한 온난 편차가 나타났다. 이 지역은 구름과 해수면 온도의 영향으로 편차가 나타날 수 있는데, 해수면 온도는 동일한 것을 확인하였으므로(그림 2.1.5), 하향 장파복사(구름)가 과대 모의되며, 온난 편차가 나타나는 것으로 추정된다.

2) 동시베리아

지상기온에서 강한 온난 편차가 지속적으로 나타났다. 이 지역은 구름과 지면의 영향으로 편 차가 나타날 수 있는데, 하향 장파복사(구름)가 작음에도 지상 기온이 온난 편차로 나타났고, 이 는 KIM의 지면모델이 이 지역에서 지표 온도를 온난하게 모의하고 있을 것으로 추정된다.

3) 북극 해빙

겨울철 극지역의 지상 기온은 구름과 해빙의 피드백으로 표현되며, KIM3.7에서는 하향 장파 복사(구름)가 과소 모의되어 한랭 편차가 고정 오차로 나타난다. 이러한 과소 모의는 해빙의 온도 가 낮게 모의되어 피드백이 작게 나타난 결과일 가능성이 있다.

이후 3장에서는 북극 해빙의 한랭 편차에 대해 해빙 오프라인 모델을 활용한 민감도 실험 연 구를 서술하였다.

제 3 장 KIM 극지역 물리과정 진단을 위한 오프라인 모델 구축 및 실험

제 1 절 KIM에 내재된 해빙역 지표 온도 물리과정 진단

1. KIM 내 ICE3LAY 모듈 분리 및 오프라인 모델 구축

앞선 KIM3.7 겨울철 월 평균 지상 기온 분석에서 북극해를 중심으로 북극지역 한랭 편차를 확인할 수 있었다. 이는 KIM3.6a 단기 예측자료를 분석하였던 2021년도 용역과제 '전지구예측시 스템의 지면대기 상호작용 진단(II)'에서 확인할 수 있는 북극해 지역 한랭 편차와 일관된 결과 를 보여준다.

이와 같은 해빙역 지역 지표 온도 편차의 해빙 물리과정 효과를 분석하기 위해 KIM3.7과 KIM3.6에 해빙역 지표 온도를 연산하는 ICE3LAY 모듈에 대한 분석을 진행하였다. ICE3LAY 모듈 은 해빙역에서 연직으로 1개의 눈 층과 2개의 해빙 층으로 구분하여 지상 온도, 장파 복사, 단파 복사, 열 속과 같은 대기 변수와 해빙 두께를 고려하여 연직 열역학 과정을 통해 지표 온도 및 열 속을 계산한다(그림 3.1.1).



그림 3.1.1. ICE3LAY 모듈 연직 모식도(Winton 2000)

본 과제 수행을 위해 KIM3.7 내부 코드 중 대기와 지면, 해양, 해빙 사이의 지표 질량 및 에너 지 균형과정을 연산하는 코드 내부에서 해빙역 지표 온도 계산모듈인 ICE3LAY 분리하여 오프라 인 모델을 구성하였다(그림 3.1.2). 모듈 수행을 위해 물리과정 및 열역학 과정에서 사용되는 계수 를 계산하기 위한 모듈(sfc_exch_coeff) 및 변수의 변환 및 단위 수정 등을 사용하기 위한 모듈 (phy_funct.F90), 상수를 선언하는 모듈(constant.F90) 분리하였다.



그림 3.1.2. ICE3LAY 모듈 오프라인 수행을 위해 분리한 코 드 모식도. 주황색 점선 상자 안에 있는 모듈 및 코드를 활 용하여 오프라인 모델을 구성하였음

ICE3LAY 오프라인 모델 수행을 위해 필요로 하는 대기 경계조건의 경우 ECMWF에서 제공하 는 ERA5 데이터를 사용하여 처방하였으며, 눈 깊이 경우 ERA5의 경우 해빙역에서 모의하지 않 기 때문에 11월 1일을 초기장으로 예측을 진행한 KIM3.7 예측자료를 사용하였다. 해빙 두께 및 해빙 농도의 경우 KIM3.7 예측에서 경계조건으로 사용되는 자료를 처방하였다. 또한 초기장으로 들어가는 지표 온도와 해빙 온도의 경우 ERA5를 사용하여 처방하였다.

해빙 두께, 해빙 농도 및 눈 깊이를 KIM3.7 예측에서 사용하는 자료를 사용하고, 대기 강제력 및 초기장을 재분석자료로 구성함으로써 ICE3LAY 오프라인 모듈이 가지는 고유의 편향오차 (Bias)를 분석하고자 하였다.

모델 내 변수	모델 내 변수 설명	ERA5 변수 명	비고
Tabia Custo ao Torre anatura (K)		Surface	ICE3LAY
I SKIII	Surface reliperature(k)	Temperature(K)	초기장으로 사용
	대기 모델 최하층 온도(K)	2 meter air temperature(K)	대기 최하층 기온을
t1			2 meter
			temperature로 대체

표 3.1.1. ICE3LAY 오프라인 모델 수행을 위한 초기 조건, 경계조건 및 상수

			이슬점 온도를 비습으로
q1	대기 모델 최하층 비습(kg/kg)		치환하여 사용,
		z meter dew point	대기 최하층 습도를 2
		temperature(K)	meter specific
			humidity를 대체
1		10 meter	대기 최하층 변수를
u1	네가 죄아증 u-wind(iii/s)	U-wind(m/s)	10m U-wind로 대체
v1	대기 최하츳 v-wind(m/s)	10 meter	대기 최하층 변수를
		V-wind(m/s)	10m V-wind로 대체
			T2m, D2m, Surface
rho	Air density(kg/m³)	Air density(Kg/m3)	pressure 변수들을
			사용하여 계산
			지면의 경우 지형에
			따른 차이가
ps	surface pressure(Pa)	Surface pressure(Pa)	존재하지만, 해면층인
			해빙역에서는 상관이
			없다고 판단
	Water equivalent		ERA5의 경우 해빙역
weasd	accumulated snow	x	지역에 눈 깊이가 없기
weasa	dopth(mm)	Α	때문에 KIM 예측자료
	depth(iiiii)		사용
	Total sky surface	Mean surface	
dlwflx	downward long wave	downward long-wave	Х
	radiation(W/m2)	radiation flux(W/m2)	
	Total sky surface	Mean surface	
sfcnsw	downward long wave	downward long-wave	Х
	radiation(W/m2)	radiation flux(W/m2)	
stsice1	Sea-ice Ist Layer	Sea-ice 1 st layer	Х
	temperature(K)	temperature(K)	
stsice2	Sea-ice ziid Layer	Sea-ice 4th Layer	Х
	Sea-ico	temperature(K)	KIM에서 가용할 USTIV
sic	concontration(fraction)	Х	데이더르 사용
	concentration(ir action)		KIM 모델 prescribed
hice	Sea ice thickness	x	데이터 사용 원 평균
mee	Sea ice unickness	21	기승가
			<u>기구\u00ed</u> 2 meter 변수들을
z]1	대기 최하층 변수의 고도	X	사용하였기 때문에
			10 대統 1 대신 대 2m로 대체
			모델 내 해빙 위
emiss	지표면 longwave 방출률	Х	emiss를 상수로 처방
ТТ С	키며 그 드 이 크 기드		해빙 위에서만 계산되기
Vart	시번 고노의 경사노	X	때문에 0을 상수로 사용

		1시간 간격 ERA5
dolt	2600 202	재분석 자료를 사용하기
delt	3000 Sec	때문에 시간간격을
		3600초를 사용

2. ICE3LAY 오프라인 모델 기준 실험구성 및 검증



그림 3.1.3. ICE3LAY 오프라인 모델과 ERA5의 2021년도 11월 월평균 지표온도 편차

본 연구에서는 ICE3LAY 오프라인 모델을 사용하여 2021년도 11월 1일 00시를 초기장으로 하여 1달간 모델 수행을 진행하여 생산된 지표 온도와 재분석 자료의 지표 온도를 비교하였다.

그림 3.1.3은 KIM 해빙물리과정 오프라인 모델에서 모의된 북극 해빙 표면 온도와 재분석 자 료의 편차를 보여준다. 대기 강제력을 재분석자료로 처방하였음에도 불구하고, 해빙역 위에서 한 랭 편차를 보이는데, 이는 KIM3.7에 처방된 눈 깊이, 해빙 두께의 영향, 혹은 ICE3LAY 모듈의 지 표 온도 계산과정에서 나타나는 오차로 분석된다(그림 3.1.3).

이와 같은 한랭 편차는 본 과제에서 분석한 지상 기온 및 지표 온도 편차에서도 확인할 수 있으며, 짧은 예측 기간이지만 31개의 예측 자료를 사용하였던 '전지구예측시스템의 지면대기 상호작용 진단(II)'용역과제에서도 뚜렷하게 확인할 수 있다.

본 과제에서는 KIM3.7 예측에서 북극 해빙역에 위치한 한랭 편차 개선의 방향성을 제시하기 위해 앞서 한랭 편차의 원인으로 추정되는 눈 깊이, 해빙 두께에 의한 영향 분석 및 ICE3LAY 모 듈에 대한 민감도 실험 설계 및 수행을 진행하였다. 제 2 절 ICE3LAY 오프라인 모델 민감도 실험 수행

1. 민감도 실험을 위한 변수 및 계수 선정

앞서 3장 1절에서 진행하였던 분석을 통해 해빙역에서 발생하는 KIM3.7의 한랭 편차에 대한 원인으로 해빙역 지표 온도를 계산하는 ICE3LAY 모듈 및 해빙 두께, 눈 깊이를 원인으로 제시하 였다.

이와 같은 해빙역 한랭 편차는 모델의 예측성 감소를 유발하며, 북극 기인 중위도 극한기상현 상 모의 능력 저하로 이어진다. 따라서 KIM3.7 예측의 해빙역 한랭 편차를 인위적으로 소거하는 예측 성능 향상을 확인하기 위해 ICE3LAY 오프라인 모델 실험을 통한 민감도 실험을 선정하였 다.

$$F_s = K_{1/2} (T_1 - T_s) \cdots (1)$$

$$K_{1/2} \equiv \frac{4K_iK_s}{K_sh_i + 4K_ih_s} \cdots (2)$$

ICE3LAY 모듈에서 해빙역 지표 온도는 지표에서 대기로 나가는 열 플럭스(F_s)와 해빙 첫 번 째 층과 지표 사이의 열 전도량의 균형식을 통해 얻어진다. F_s의 경우 순 장파 복사 에너지, 현열 속, 잠열 속, 눈이 없는 지역의 경우 단파 복사 에너지를 통해 계산된다. 해빙과 지표 사이의 열 전도량의 경우 해빙 첫 번째 층 온도(T₁)와 지표 온도(T_s)간의 온도차이, 해빙 열 전도율(Ki) 눈 열 전도율(K_s), 해빙 두께(h_i), 눈 깊이(h_s)를 고려하여 계산된 열 전도율(K_{1/2})을 통해 계산된다.

$$\frac{\rho_i h_i}{2} \left(C + \frac{L\mu S}{T_1^2}\right) \frac{dT_1}{dt} = K_{1/2} \left(T_s - T_1\right) + K_{3/2} \left(T_2 - T_1\right) + I \cdots (3)$$

$$\frac{\rho_i h_i}{2} C \frac{dT_2}{dt} = K_{3/2} (T_1 - T_2) + 2K_{3/2} (T_f - T_2) \cdots (4)$$

$$K_{3/2} \equiv 2K_i/h_i \cdots (5)$$

ρ_i의 경우 해빙 밀도를 의미하며, L의 경우 동결잠열(latent heat of freezing), μ는 온도와 염도를 연결하는 상수(constant relating freezing temperature to salinity), S는 해빙의 염도, I는 단 파 복사 에너지, C의 경우 얼음의 열용량을 의미한다.

해빙 첫 번째 층의 온도의 경우 왼쪽 항에는 해빙 첫 번째 층 온도의 변화율, 오른쪽의 경우 해빙 첫 번째 층의 열에너지 수렴 항으로 구성된 식 (3)을 통해 계산되며, 해빙 두 번째 층의 온도 의 경우 식 (4)을 통해 계산된다.

식 (1)에서 F_s의 경우 재분석자료를 통해 경계조건으로 처방하였기 때문에 지표 온도(T_s)를 증 가시키기 위해선 해빙 첫 번째 층 온도를 증가시켜야 한다. 따라서 식 (3) 오른쪽 항에서 해빙 두 께(h_i)를 감소시키거나 열 전도율 상수를 증가시켜 해빙 첫 번째 층 온도 증가량(dT₁/dt)의 값이 커 지도록 조정하여 민감도 실험을 구성하였다.

본 연구에서는 해빙 물리과정에서 해빙 표면 온도를 결정하는 통제요인으로 해빙 열 전도율 (Ki), 눈 열 전도율(Ks), 해빙 두께(SIT)를 선정하여 민감도 실험을 진행하였다. 해빙 열 전도율은 해빙 바닥의 해양에서 해빙 표면까지 열을 전달하는 계수로써, 그 값이 클수록 해빙 표면 온도는 상승한다. 해빙 눈 전도율은 눈 깊이에 따라 해빙 표면 온도에서 눈 표면 온도까지 열을 전달하는 계수로써 그 값이 클수록 해빙의 온도는 낮추고 지표 온도는 상승시킨다. 해빙 두께 또한 해빙역 지표 온도를 결정하는 요소 중 하나이다. 겨울철의 경우 바다의 어는 점인 -1.8℃와 해양보다 차 가운 대기 사이에 열에너지 이동에 관여하며, 해빙의 두께가 두꺼울수록 해양에서 지표로의 열에 너지 전달이 어려워져 해빙역 한랭 편차를 유발한다.

민감도 실험에 앞서, KIM에 처방된 해빙 두께를 분석하기 위해 우선 KIM3.7의 경계조건인 해 빙 두께와 위성관측 재분석자료인 PIOMAS(Pan-Arctic Ice Ocean Modeling and Assimilation) Arctic Sea Ice Volume Reanalysis 간의 비교를 진행하였다.



그림 3.2.1. (a) KIM3.7 모델에 처방된 11월 월평균 해빙 두께(Sea ice thickness) 기후값, (b) PIOMAS 11월 월평균 해빙 두께 기후값을 나타냄. (c) (a)와 (b)의 차이, (d) (a)와 (b)의 비율을 나타냄. 오른쪽 은 PIMOAS 자료의 기후값을 1991-2010년 평균으로 사용하였으며, 왼쪽은 2001-2020년 평균으로 사용함. 검은색 실선은 KIM3.7 모델에 처방된 해빙 두께가 0m 이상인 구역을 나타냄

그림 3.2.1에서 앞선 KIM3.7 예측과 ICE3LAY 오프라인 실험에서 사용하였던 11월 월평균 해 빙 두께와 PIOMAS 과거 기후(1991-2010) 평균과의 차이를 나타내었다. PIOMAS 평균과 KIM3.7 해 빙 두께 자료를 비교할 경우 KIM3.7의 경우 북극해 지역에 약 1.5m 정도의 해빙 편차 중심이 확 인되며, 비율을 확인할 경우 해빙역 대부분 지역에서 1보다 큰 값을 보인다. 특히 해빙의 변동성 이 큰 척치-베링해 지역과 그린란드 해 지역에서 KIM3.7의 해빙 두께가 PIOMAS의 2배 이상 큰 것으로 확인된다.

KIM3.7 해빙 두께에서 비율이 상대적으로 큰 북극해와 척치해 지역은 앞선 그림 3.1.3에서 나 타난 한랭 편차가 위치해 있으며, 이는 상대적으로 큰 해빙 두께에 의해 해양에서 올라오는 에너 지의 양을 감소시켜 한랭 편차를 유발할 수 있다.



그림 3.2.3. 그림 3.2.1과 동일. 1월 평균

12월과 1월 해빙 두께는 11월에 비해 상대적으로 비율이 낮아지고 편차 역시 작아진 모습을 보이지만, 여전히 관측에 비해 큰 값을 보이며 북극지역 한랭 편차로 이어질 수 있다(그림 3.2.2, 그림 3.2.3).

ICE3LAY 모듈 계산과정에서 한랭 편차를 개선할 수 있는 요소를 찾기 위해 Winton (2000)을 참조하여 계산과정에 사용되는 변수를 확인하였다(표 3.2.1). 표 3.2.1. ICE3LAY 모듈 내 계수 목록

Parameter	Value	
Density of Ice	905 kg m-3	
Density of snow	330 kg m-3	
Ice heat capacity(excluding internal melt)	2100 J kg-1	
Latent heat of freezing	334 x 103 J kg -1	
Thermal conductivity of sea ice	2.03 W m-1 °C-1	
Thermal conductivity of snow	0.31 W m-1 °C-1	
Constant relating freezing temperature to salinity	0.054°C per mil	
Salinity of sea ice	1 per mil	
Freezing temperature of seawater	-1.8 °C	

이 중, 지표 온도를 계산에서 변경 가능한 열 전도율, 눈 열 전도율을 사용하여 민감도 실험을 진행하였다. 추가적으로 그림 3.2.1 ~ 그림 3.2.3 에서 확인한 바와 같이 관측보다 두꺼운 해빙 두 께가 처방되는 KIM에 대해 해빙 두께에 따른 민감도를 살펴보기 위해 해빙 두께 민감도 실험을 진행하였다. 이들 통제 변수들을 종합하여, 최종적으로 표 3.2.2와 같이 총 16개의 민감도 실험을 진행하였다.

표	3.2.2.	ICE3LAY	오프라인	모델	민감도	실험	목록
---	--------	---------	------	----	-----	----	----

Control variable	Experime	Experiment Description
	nt	
Thermal conductivity of	2Ks	눈 열 전도율 2배
Snow(Ks)	10Ks	눈 열 전도율 10배
Thermal conductivity of	2Ki	해빙 열 전도율 2배
Sea Ice(Ki)	10Ki	해빙 열 전도율 10배
Coo Igo Thigknogg	01SIT	해빙 두께 0.1배
Sea ice filickness	05SIT	해빙 두께 0.5배
Snow depth	SnowOff	해빙역 눈 두께 0m으로 통일
Thermal conductivity of	2SK	눈-해빙 층 열 전도율 2배
Snow-Sea ice	10SK	눈-해빙 층 열 전도율 10배
	2Ks_2Ki	해빙 열 전도율 2배, 눈 열 전도율 2배
	2Ks_2Ki_05	해빙 열 전도율 2배, 눈 열 전도율 2배, 해
Multi control variable	SIT	빙 두께 0.5배
	5Ks_5Ki	해빙 열 전도율 5배, 눈 열 전도율 5배
	5Ks_5Ki_05	해빙 열 전도율 5배, 눈 열 전도율 5배, 해
		빙 두께 0.5배

SIT	
10Ks_10Ki	해빙 열 전도율 10배, 눈 열 전도율 10배
10Ks_10Ki_	해빙 열 전도율 10배, 눈 열 전도율 10배,
05SIT	해빙 두께 0.5배
5Ks_5Ki_05	
SIT_MAX1	애딩 걸 신노귤 5매, 군 걸 신노귤 5매, 애 빙 두께 0.5배, 최대 해빙 두께 1m로 제한
m	

2. 결과 및 분석



그림 3.2.4 ICE3LAY 오프라인 눈 열 전도율 2배 민감도 실험(2Ks) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차



그림 3.2.5 ICE3LAY 오프라인 눈 열 전도율 10배 민감도 실험(10Ks) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차

ICE3LAY를 사용한 민감도 실험의 경우 11월 1일 00시 초기장으로 1달간 수행 후 평균하여 3장 1절에서 수행하였던 기준 실험과 비교를 진행하였다. 먼저 ICE3LAY 오프라인 민감도 실험 에서 눈 열 전도율을 변경시키는 실험을 진행하였다. 눈 열 전도율을 증가시킴에 따라 해빙 첫 번째 층에서 지표 온도로 전달되는 열 에너지양이 감소함에 따라 지표 온도가 감소한다.



그림 3.2.6 ICE3LAY 오프라인 해빙 열 전도율 2배 민감도 실험(2Ki) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차



그림 3.2.7 ICE3LAY 오프라인 해빙 열 전도율 10배 민감도 실험(10Ki) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차

그러나 앞선 3장 1절에서 확인되었던 ICE3LAY 오프라인 기준 실험과 ERA5 재분석 자료와 비교한 지표 온도 한랭 편차에 비해 작은 규모로 변동성이 발생하고 있으며, 해양에서 올라오는 열 에너지량을 증가시키기 위해 진행한 해빙 열 전도율 민감도 시험 역시 기준 실험이 가지는 한 랭 편차의 규모와 비교할 경우 작은 규모의 변동성이 확인된다.

해빙 열 전도율의 경우 대기보다 온도가 높은 해면으로부터 대기로 전도되는 열 에너지에 관 여하는 계수인 반면, 눈 열 전도율의 경우 해빙 첫 번째 층에서 대기로 전도되는 열 에너지에 관 여하는 계수이다. 따라서 해빙 열 전도율의 계수를 증가시키면 해빙 첫 번째 층의 온도를 증가하 며, 눈 열 전도율을 증가시킬 경우 해빙 첫 번째 층에서 대기로 향하는 열 에너지가 증가하기 때 문에 해빙 첫 번째 층의 온도가 감소한다.



그림 3.2.8. ICE3LAY 오프라인 눈-해빙 열 전도율 2배 민감도 실험 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차



그림 3.2.9. ICE3LAY 오프라인 눈-해빙 열 전도율 10배 민감도 실험 11월 평 균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차

해빙 첫 번째 층과 지표 사이의 열 교환을 직접적으로 조절하기 위해 ICE3LAY 모듈에서 눈-해빙 층과 지표 사이의 열 전도율을 조절하였다. 눈-해빙 열 전도율(SK)은 아래 식으로 계산된다.

$$SK \equiv \frac{4K_iK_s}{K_sh_i + 4K_ih_s}$$

Ks의 경우 눈 열 전도율, Ki의 경우 해빙 열 전도율, hi는 해빙 두께, hs는 눈 깊이를 의미한다. 눈-해빙의 열 전도율을 변화를 주었을 경우 앞선 해빙 열 전도율, 눈 열 전도율 민감도 실험의 경우 지표 온도의 변화는 뚜렷하지만, 기준 실험에 비해 변동의 규모가 작다(그림 3.2.8, 3.2.9).



그림 3.2.10. ICE3LAY 오프라인 해빙역 눈 깊이를 제거하였을 경우 민감도 실험 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차

해빙 첫 번째 층에서 지표로 전달되는 에너지를 증가시키기 위해 상대적으로 열 전도율이 낮 은 눈 층을 제거하였을 경우 열 전도율을 2배 배증 실험과 비슷한 규모의 지표 온도 증가를 유발 하였다(그림 3.2.10).



그림 3.2.11. ICE3LAY 오프라인 해빙역 해빙 두께를 0.1배로 처방한 민감도 실 험 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차



그림 3.2.12. ICE3LAY 오프라인 해빙역 해빙 두께를 0.5배로 처방한 민감도 실 험 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차

해빙역 해빙 두께가 감소할수록 지표 온도가 증가하는 경향이 확인되며, 해빙 두께 증가실험 은 해빙 열 전도율 감소 실험과 비슷한 결과를 보였다(그림 3.2.11, 3.2.12).



그림 3.2.13 ICE3LAY 오프라인 민감도 실험(2Ks_2Ki) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차



그림 3.2.14. ICE3LAY 오프라인 민감도 실험(2Ks_2Ki_05SIT) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차



그림 3.2.15. ICE3LAY 오프라인 민감도 실험(5Ks_5Ki) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차



그림 3.2.16. ICE3LAY 오프라인 민감도 실험(5Ks_5Ki_05SIT) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차



그림 3.2.17. ICE3LAY 오프라인 민감도 실험(10Ks_10Ki) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차



그림 3.2.18. ICE3LAY 오프라인 민감도 실험(10Ks_10Ki_05SIT) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차

단일 변수 통제로는 KIM 해빙역 한랭 편차와 비슷한 규모의 지표 온도의 증가를 기대하기 어 렵기 때문에 2개 이상의 변인 통제 실험을 진행하였다(그림 3.2.13, 3.2.14, 3.2.15, 3.2.16, 3.2.17, 3.2.18). 열 전도율과 해빙 두께를 동시에 조절함으로써 최대 4℃ 정도의 지표 온도를 증가시켰으 나, ICE3LAY 기준 실험에서 상대적으로 한랭 편차가 크게 발생하였던 북극해 지역에 지표 온도 증가량은 상대적으로 작았고, 해빙과 지면/해양의 경계면에서 상대적으로 큰 지표 온도 증가를 보였다.



그림 3.2.19. ICE3LAY 오프라인 민감도 실험(10Ks_10Ki_05SIT_MAX1) 11월 평균 (a) 지표 온도 편차 (b) 해빙 첫 번째 층 온도 편차

따라서 10Ks_10Ki_05SIT_MAX1 민감도 실험의 경우 지표 온도 증가를 위해 눈 열 전도율 및 해빙 열 전도율을 증가시키고, 앞선 그림 3.2.1의 결과를 기준으로 해빙 두께를 0.5배로 처방 및 해빙이 두꺼운 북극해 지역의 경우 최대 해빙 두께를 1m로 제한하여 민감도 실험을 진행하였다. 열 전도율과 해빙 두께를 동시에 조절함으로써 지표 온도를 최대 2℃ 이상 상승시켰으며, 해빙 두께의 최대값을 조정함으로써 기준실험에서 한랭편차가 크게 발생하였던 북극해 지역 지표 온 도 상승 효과가 다른 실험에 비해 큰 결과를 보였다.

이후 극지역 오차 개선 방향으로 눈 열 전도율과 해빙 열 전도율, 해빙 두께에 따른 KIM에 미치는 영향을 파악하기 위해 민감도 실험을 진행하였다.

제 4장 개선된 물리과정이 극지역 오차 개선에 미치는 영향 분석 및 예측성능 평가

제 1 절 KIM3.7 구축

실험에 사용된 KIM3.7은 본 연구의 주관기관인 기상청 수치모델링센터로부터 제공받았다. 제 공 받은 모델 수행 스크립트는 슈퍼컴퓨터 4호기에 맞춰져 컴파일, 모델 수행이 되었고, 슈퍼컴퓨 터 5호기 환경에 적합한 모듈들(intel/21.3, impi,/2021.3.0 netcdf/4.6.1, netcdf-fortran/4.4.4, hdf5/1.10.2_v2, pnetcdf/1.8.1_v2, python/3.8.10)을 적용하여 컴파일을 완료하였다(그림 4.1.1).

export KIMDIR=`pwd`
module purge module load intel impi module load netcdf/4.6.1 netcdf-fortran/4.4.4 hdf5/1.10.2_v2 pnetcdf/1.8.1_v2 module load python
./configure -s duru -c intel -m impisingle -p -k -n
make install_all > make_install.out 2>&1

그림 4.1.1. 슈퍼컴퓨터 5호기에서 KIM 3.7구축 시 사용된 모듈 정보

1. 규준 실험의 북극 지역 겨울철 모의 특성 비교

동일한 초기 조건, 경계 조건 자료를 사용하여, 초기에는 온도차이가 나타나지 않지만, 이후 온도 차이가 존재하였다. 그러나 고정적인 편차가 나타나는 부분은 그대로 존재하였으며, 이는 컴파일 환경 또는 KIM이 제공 전후 소스 코드 내 일부 업데이트가 되었음으로 추정된다. 이후 민 감도 실험과의 비교분석에는 CTRL 실험을 규준 실험으로 하여 분석을 진행하였다. 제 2 절 개선된 해빙 지표 기온 물리과정에 따른 극지역 기후인자 및 해빙-대기상호 작용 모의성능 평가

오프라인 모델에서 관측에 가깝게 모의했던 10Ks_10Ki_05SIT_MAX1 실험을 기준으로 KIM의 민감도 실험을 수행 후 CTRL 실험과의 예측 초기의 지상 기온을 살펴보았고, 오프라인 모델 실 험 결과와 다르게 KIM에 열 전도율을 10배, 해빙 두께를 0.5배, 최대 두께를 1m로 적용 시, 해빙 에 의한 온도 변화가 크게 나타났고, 예측 기간이 지날수록 북극의 지상기온은 증가하였다. 이는 해빙-대기 결합 모델인 KIM에서는 해빙-대기 피드백에 의해 예상보다 더 큰 온도 변화가 나타나 는 것으로 판단하였다.

따라서, 해빙-대기 피드백 과정을 고려하여, 표 4.2.1과 같이 민감도 실험을 진행하였다.

KIM 3.7				
실험명	CTRL [1]	KiKs2 [2]	SIT05 [3]	
ਖੀ ਹ	규주 식헌	해빙 열 전도율,	해빈 두께 0.5배	
-1-2-		눈 열 전도율 2배		
수평 해상도	24km (1440x721)			
초기장	2021.11.01.00.UTC			
모델 수행 기간	120일 예측 30일 예측			

표 4.2.1. KIM 수행 실험 정보

KIM의 겨울철 예측 특성과 해빙 민감도에 따른 예측 특성 분석을 위해 모든 실험은 KIM 3.7 의 2021년 11월 1일 00UTC를 초기장으로 120일 예측 자료를 사용하였다.

CTRL 실험은 규준 실험으로 기상청 수치모델링센터로부터 전달받은 기본 상태의 KIM3.7로 제공받은 초기장을 적용하여 120일 예측을 수행했다.

KiKs2 실험은 해빙 열 전도율과 눈의 열 전도율을 각각 두 배로 적용한 실험으로 해빙의 전도 율은 2.03->4.06 눈의 전도율은 0.31->0.62로 적용하여 규준 실험과 동일한 기간에 대해 예측을 수 행했다.

SIT05 실험은 해빙의 두께를 절반으로 감소시킨 실험으로, 모든 지역에서 해빙의 두께를 절반으로 적용한 실험이다.

KiKs2 실험은 KIMDIR/src/atm/sfc_common_subprogram.F90에서 해당 파라미터의 민감도를 적용해주었고, SIT05 실험은 초기 입력자료로 주어지는 해빙 두께 파일 hist.nc 내 해빙을 절반으 로 적용하여 실험을 수행하였다.

2. 결과 및 분석



그림 4.2.1. 2021년 11월 ~ 2022년 2월 CTRL 실험과 재분석 자료(ERA5)의 지상 기온(shaded), 해면기압(contour) 차이 (units : 온도 - K, 해면기압 hPa)

그림 4.2.1은 규준 실험의 지상 기온과 해면기압의 분포 특성을 비교한 그림이다. 북극 해빙지 역은 예측 초기에는 재분석 자료보다 해면기압이 작게 나타나지만, 예측 기간이 증가할수록 해면 기압은 재분석 자료보다 높게 나타났으며, 지상 기온은 예측 기간 내내 재분석 자료보다 한랭하게 나타났다. 지상 기온은 동시베리아에서 또한 예측 기간 내내 편차가 존재하였다.



그림 4.2.2. 2021년 11월 ~ 2022년 2월 KiKs2 실험과 CTRL 실험의 지상 기온(shaded), 해면기압(contour) 차이 (units : 온도 - K, 해면 기압 - hPa)

눈과 해빙의 열 전도율을 두 배로 진행한 실험에서는 2021년 11월에 카라-라테프해를 중심으 로 기압이 더 높아지며, 북극해를 포함하여 북대서양, 캄차카 지역까지 온난해지고, 러시아, 북미 지역은 한랭해졌다(그림 4.2.2).

예측 기간 한 달 뒤에는 바렌츠-카라해와 캄차카 지역이 온난해지고, 러시아, 북미 지역이 한 랭해졌다. 예측 기간이 길어짐과 상관없이 KiKs2 실험은 규준 실험의 편차 특징과 반대되는 양상 을 보였다.



그림 4.2.3. 2021년 11월 ~ 2022년 2월 KiKs2 실험과 CTRL 실험의 하향 장파복사량(shaded) 차이 (units : w/m^2)

KiKs2 실험은 예측 첫 2개월 동안 북대서양, 바렌츠해와 캄차카 지역에서 하향 장파복사량이 증가하였다. 러시아, 북미에서는 하향 장파복사량이 감소하였고, 북극해의 주변 지역에서 복사량 이 변화하였다. 이러한 특징은 앞선 그림 4.2.2 와 동일하게 해빙의 민감도 조절은 극지역의 운량 을 변화시킴으로써 극지역의 지역적인 특징뿐만 아니라 주변 지역의 기온에도 영향을 줌을 보여 준다(그림 4.2.3).


그림 4.2.4. 2021년 11월 ~ 2022년 2월 KiKs2 실험과 CTRL 실 험의 현열 속(shaded) 차이 (units : w/m^2)



그림 4.2.5. 2021년 11월 ~ 2022년 2월 KiKs2 실험과 CTRL 실 험의 잠열 속(shaded) 차이 (units : w/m^2)

2021년 11월과 12월, 북극해의 온난화로 해빙 경계 지역 부근에서는 현열 속이 일부 증가하지 만, 북대서양과 베링해 부근에는 대기가 온난해짐에 따라 해양에서 대기로의 현열 속이 크게 감 소하였다. 2022년 1월에는 북대서양의 현열 속이 증가하는 모습을 보이며 이러한 특징은 잠열 속 에서도 동일하게 나타났다(그림 4.2.4, 그림 4.2.5).



그림 4.2.6. 2021년 11월 ~ 2022년 2월의 월평균 북극의 연직 기온 프로파일(검정색:재 분석 자료, 갈색: CTRL, 초록색: KiKs2, units: K).

예측 2개월 동안 KiKs2 실험은 850hPa 고도 이상에서 재분석 자료의 기온 분포와 비슷하게 나타났으나, 예측 기간이 길어질수록 850hPa 이하의 하층 기온 분포가 상이하게 나타나면서 2022 년 1월과 2월에는 하층뿐만 아니라 상층의 기온까지 차이가 증가했다(그림 4.2.6).



그림 4.2.7. 2021년 11월 - 2022년 2월의 월평균 북극의 연직 기온 프로파일(갈색: CTRL과 재분석자료 차이, 초록색: KiKs2과 CTRL 차이, units: K)

KIM은 지상 부근의 하층에서 예측 기간 내내 재분석 자료(ERA5)보다 기온을 작게 모의하였으며, 중층에는 재분석 자료와 비슷하게 모의하였다. 그러나 2월이 되어서는 상층의 기온을 온난 하게 모의하는 특징이 있었다(그림 4.2.7).

모든 KiKs2 실험은 규준 실험보다 하층을 온난하게 모의하였으며, 상층 기온을 재분석 자료 에 더 가깝게 모의하였다.



그림 4.2.8. 2021년 11월 ~ 2022년 2월의 월평균 북극의 연직 비습 프로파일(검정색: 재분석 자료, 갈색: CTRL, 초록색: KiKs2, units: g/kg).

극지역의 비습은 규준 실험과 재분석자료가 11월 한 달 동안 거의 동일하였으며, 지표가 더욱 많이 가열된 KiKs2 실험에서 CTRL 실험 보다 하층의 비습이 증가하였다(그림 4.2.8).

예측기간 동안 KiKs2 실험에서 하층의 비습이 규준 실험보다 많았으며, KiKs2 실험은 2022년 1월에 대해서는 규준 실험보다 연직적으로 비습을 소폭 작게 모의하였다(그림 4.2.9).



그림 4.2.9. 2021년 11월 ~ 2022년 2월의 월평균 북극의 연직 비습 프로파일(갈색: CTRL과 재분석자료 차이, 초록색: KiKs2과 CTRL 차이, units: g/kg).



그림 4.2.10. 2021년 11월의 규준 실험(CTRL)과 재분석 자료(ERA5), 민감도 실험(KiKs2)과 규준 실 험의 월평균 850hPa(좌), 500hPa(중앙), 300hPa(우)의 온도(shaded), 지위고도(contour) 차이 (units : 온도 - K, 지위고도 - m).

극지역의 수평 지위고도, 온도장에 대해 CTRL 실험은 재분석 자료와 차이를 비교하고, 해빙 온도 민감도 실험은 CTRL 실험과의 차이에 대해 분석을 진행하였다(그림 4.2.10, 그림 4.2.11, 그 림 4.2.12, 그림 4.2.13).

2021년 11월 CTRL 실험은 지상 기온, 기압 특징과 동일한 공간 분포로 500hPa 고도까지 북극 해에서는 저기압과 한랭 편차가 나타나고, 유라시아, 북미에는 고기압성과 온난 편차가 나타났다. 상층에서는 북극해의 300hPa 고도에서 소폭 온난 편차가 나타났다(그림 4.2.10).

KiKs2 실험에서는 북대서양, 베링해에서 850hPa의 기압이 증가하고, 온도가 상승함을 보였고, 두 지역을 사이로 러시아와 북미에서는 한랭한 기온이 나타났다. 이러한 공간패턴은 상층 300hPa 고도까지 나타났다 (그림 4.2.10).



그림 4.2.11. 2021년 12월의 규준 실험(CTRL)과 재분석 자료(ERA5), 민감도 실험(KiKs2)과 규준 실험의 월평균 850hPa(좌), 500hPa(중앙), 300hPa(우)의 온도(shaded), 지위고도(contour) 차이 (units : 온도 - K, 지위고도 - m).

2021년 12월에 CTRL 실험은 11월과 동일하게, 12월의 지상 기온 특성 500hPa 고도까지는 지 상 패턴과 비슷하게 나타났고, 300hPa 고도에서는 11월과 다르게 척치해 부근에서 기온은 한랭하 게 모의하였다.

KiKs2 실험은 850hPa 고도에서 북극해보다는 해빙 경계지역이 온난하게 나타나면서, 바렌츠 해, 동시베리아가 온난하게 나타나며, 온난한 특징이 300hPa 고도에서는 북극해의 상층까지 확장 되어 나타났다 (그림 4.2.11).



그림 4.2.12. 2022년 1월의 규준 실험(CTRL)과 재분석 자료(ERA5), 민감도 실험(KiKs2)과 규준 실 험의 월평균 850hPa(좌), 500hPa(중앙), 300hPa(우)의 온도(shaded), 지위고도(contour) 차이 (units : 온도 - K, 지위고도 - m).

CTRL 실험에서 2022년 1월의 북극해 상공은 지상 기온 패턴과 다르게 온난하게 나타나며, 다 른 지역에서는 지상과 동일한 온도 패턴이 나타났다.

KiKs2 실험의 850hPa 고도에서는 동시베리아-척치해에서 강한 저기압과 함께 한랭 편차가 나타났고, 11, 12월과 반대로 러시아와 북미지역이 온난하게 나타났고, 저기압과 한랭 편차는 300hPa 고도에서도 뚜렷하게 나타났다 (그림 4.2.12).



그림 4.2.13. 2022년 2월의 규준 실험(CTRL)과 재분석 자료(ERA5), 민감도 실험(KiKs2)과 규준 실험 의 월평균 850hPa(좌), 500hPa(중앙), 300hPa(우)의 온도(shaded), 지위고도(contour) 차이(units : 온도 - K, 지위고도 - m).

CTRL 실험에서 2022년 2월에는 850hPa 고도에서 북극해의 온도는 비슷하지만, 우랄, 북미 지역에서 강한 저기압성과 함께 한랭하게 모의하는 특징을 갖고 있었고, 그린란드 상공에 고온과 강압 고기압이 나타났다.

KiKs2 실험은 우랄, 북미 지역에는 고기압성과 온난패턴, 그리고 상층으로 올라갈수록 그린란 드 상공에는 저기압과 한랭한 기온을 모의하면서, CTRL 실험과 반대되는 패턴이 나타났다(그림 4.2.13).

KiKs2 실험의 예측장에서 CTRL 실험이 갖고 있는 기온과 기압의 오차패턴과 반대되는 기온, 기압 구조를 모의하였으며, 이후 재분석 자료를 비교하면서 예측 성능을 평가하였다.

3. 민감도 실험별 예측 성능 평가



그림 4.2.14. 2021년 11월 ~ 2022년 2월의 월평균 국득의 원적 기관 프로 CTRL, 초록색: KiKs2, units: K)

KIM은 2021년 11월 월평균적으로 극지역에 대해 하층을 한랭하게, 상층을 온난하게 모의하는 특징이 있으며, KiKs2 실험은 CTRL 실험 대비 하층과 상층의 기온이 상승하고, 이로 인해 상층에 서는 온난 편차가 더 늘어났다(그림 4.2.14).



그림 4.2.15. 2021년 11월 ~ 2022년 2월의 월평균 북극의 연직 비습 프로파일(갈색: CTRL, 초록색: KiKs2 과의 재분석 자료의 차이, units: K).

KIM은 예측 1개월인 2021년 1월에 나타나는 하층 비습은 하층 온도와 비습이 재분석자료와 거의 비슷하지만 예측 기간이 지날수록 하층의 비습의 편차가 커진다(그림 4.2.15).

예측 2개월 동안 모든 민감도 실험에서 하층의 비습이 증가하였고, KiKs2 실험에서 1, 2월에 925hPa에서 비습이 증가하는 모습을 보였다. 해빙의 두께가 감소한 두 실험은 모든 예측 기간 동 안 850hPa까지 기온과 비습이 급격히 감소하였다.



그림 4.2.16. 2021년 11월의 규준 실험(CTRL)과 민감도 실험(KiKs2)의 재분석자료와의 월평균 지상 (Surface), 하층 (850hPa), 중층 (500hPa), 상층 (300hPa) 의 온도(shaded), 지위고도(contour) 차이(units : 온 도 - K, 지위고도 - m).

2021년 11월 월평균 북극의 기온과 기압 분포에서 KiKs2 실험은 북극해 중심보다 해빙 경계 지역에서 온도가 상승하여, 바렌츠해, 베링해 지역에서 온난 편차로 바뀌었고, CTRL 실험에서 나 타났던 러시아, 북미 지역의 온난 편차를 한랭 편차로 모의하는 형태로 바뀌었다(그림 4.2.16).



그림 4.2.17. 2021년 12월의 규준 실험(CTRL)과 민감도 실험(KiKs2)의 재분석자료와의 월평균 지상(Surface), 하층 (850hPa), 중층 (500hPa), 상층 (300hPa) 의 온도(shaded), 지위고도(contour) 차이(units : 온도 - K, 지위고도 - m).

2021년 12월 월평균에 대해서는 KiKs 실험에서 북극해, 북대서양의 지상 기온 편차 감소 효과 가 상층까지 나타났고, 그린란드의 저기압성은 오히려 더 강화되었다(그림 4.2.17).



그림 4.2.18. 2022년 1월의 규준 실험(CTRL)과 민감도 실험(KiKs2)의 재분석자료와의 월평균 지 상(Surface), 하층 (850hPa), 중층 (500hPa), 상층 (300hPa) 의 온도(shaded), 지위고도(contour) 차이(units : 온도 - K, 지위고도 - m).

2022년 1월 CTRL 실험은 극지역 전반적으로 한랭하게 모의하였다. KiKs2 실험은 북대서양과 동시베리아의 한랭 편차를 줄이는 효과를 보이며, CTRL 실험에서 나타나는 대기장의 온난 편차 가 반대로 한랭 편차로 나타났다 (그림 4.2.18).



그림 4.2.19. 2022년 2월의 규준 실험(CTRL)과 민감도 실험(KiKs2)의 재분석자료와의 월평균 지상 (Surface), 하층 (850hPa), 중층 (500hPa), 상층 (300hPa) 의 온도(shaded), 지위고도(contour) 차이 (units : 온도 - K, 지위고도 - m).

2022년 2월 CTRL 실험은 북극해를 한랭하게 모의하고, 그린란드의 상층이 온난하게 모의되었다. KiKs2 실험은 북대서양과 북미를 온난하게 모의하면서, 해당 지역의 한랭 편차를 완화시키는 효과를 보였다 (그림 4.2.19).

이후 예측 기간 한달 (2021년 11월) 수행된 해빙 두께 절반 처방(SIT05) 실험에 대한 분석을 진행하였다.



그림 4.2.20. 2021년 11월 평균 지상기온. (상단) 규준 실험(CTRL)과 재 분석자료와의 차이, (중단) 해빙 농도 절반 적용 실험(SIT05)과 재분석자 료의 차이, (하단) SIT05와 CTRL의 차이.

해빙 두께를 절반으로 처방할 경우(SIT05), 북극 전반적으로 온난하게 모의하며 주로 베링해, 척치해에서 지상 기온이 상승하였다(그림 4.2.20). 해당 지역은 CTRL 실험에서 11월 해빙 두께가 PIOMAS보다 2배 이상 두껍게 적용된 지역으로 SIT05 실험에서 해빙이 감소하는 폭이 클 뿐만 아 니라, 해빙 경계 지역으로 다른 지역보다 수증기 유입 등의 요인으로 온도 변화가 민감하여 지상 기온이 크게 상승한 것으로 추측된다(그림 3.2.1). 북극의 해빙 두께를 절반으로 처방했을 때에서 열전도율 실험과 동일하게 북극 주변의 지상 기온을 한랭하게 모의하는 특징이 있었으며, 유라시 아 지역에서 재분석 자료와의 편차가 크게 감소하였다(그림 4.2.20).



그림 4.2.21. 2021년 11월 평균 하향 장파복사. (상단) 규준 실험(CTRL)과 재분석자료와의 차이, (중단) 해빙 농도 절반 적용 실험(SIT05)과 재분석자 료의 차이, (하단) SIT05와 CTRL의 차이

지상 기온 상승이 뚜렷한 스발바르제도, 베링해,척치해에서는 SIT05 실험의 하향 장파복사가 CTRL 실험보다 증가하였고, 동시베리아해에서는 오히려 감소하는 특징이 나타났다.



그림 4.2.22. 2021년 11월 평균 장파복사. (상단) 규준 실험(CTRL)과 재분석자료와의 차이, (중단) 해빙 농도 절반 적용 실험(SIT05)과 재분석자료의 차이, (하단) SIT05와 CTRL의 차이.

SIT05 실험의 스발바르제도와 베링해,척치해에서 구름 내 수적의 증가로 하향 장파복사의 증가가 나타났고, 동시베리아해의 구름 내 수적의 양은 거의 차이가 나타나지 않지만, 구름 내 빙 정이 감소하여 동시베리아해의 하향 장파복사가 감소한 것으로 추측하였다(그림 4.2.21, 그림 4.2.22).



그림 4.2.23. 2021년 11월 평균 북극 (좌) 연직 기온. (우) 연직 비습의 실험별 재분석 자료와의 차이 (파란색 : CTRL-ERA5, 빨간색 : SIT05-ERA5).

SIT05 실험으로 지표 부근부터 연직으로 기온이 상승하였고, 지상 부근의 온도는 편차가 감소 하였지만 상층에는 편차가 증가하는 모습을 보였으며, 비습 또한 CTRL 실험보다 전체적으로 증 가하였다. 하층 비습의 증가는 하층 구름을 생성할 수 있는 좋은 조건이 되며, 그에 따라, 구름 내 수적의 증가, 구름 내 빙정이 증가한 것으로 보았다(그림 4.2.23).



그림 4.2.24. 2021년 11월 경도 평균 연직 온도와 지위고도. (좌) CTRL과 재분석 자료의 차이, (중앙) KiKs2 와 재분석 자료의 차이 (우) SIT05와 재분석 자료와의 차이 (음영: 온 도, 선: 지위고도).

KiKs2 실험과 SIT05 실험 모두 CTRL 실험에서 나타나는 극지역의 한랭편차를 완화시키는 효 과를 보였으며, 중위도의 한랭편차까지 완화시키는 효과를 보였다. 온도 상승이 큰 SIT05 실험에 서는 60°N의 중상층을 오히려 한랭하게 모의하였지만 KiKs2의 경우 60°N의 중상층 온도 편차 까지 완화시키는 효과를 보였으며, 두 실험 모두 해빙 지역의 지상 기온의 온도 편차 감소가 중위 도 예측성 향상에 기여할 수 있음을 보여준다(그림 4.2.24).

제 5 장 결론

본 연구는 KIM의 극지역 및 중위도 지역의 예측성능 향상을 위해 해당 지역의 예측 오차를 발생시키는 물리과정을 진단하고 개선하고자 한다. 당해연도(2022년)는 KIM의 극지역 및 중위도 예측에 영향을 끼치는 기후요소를 분석하고, 극지역 오차 개선에 주요한 해빙 물리과정을 진단하 였다. 또한 해빙 물리과정 오프라인 모델 구축을 통해, 해빙 표면 온도 오차를 확인하였으면, 해 빙 물리과정 내에서 해빙 표면 온도를 결정하는 모수 값을 조절함으로써, 해빙 표면 온도 오차를 개선하였다. 마지막으로 개선된 해빙 물리과정에 따라 나타나는 극지역의 해빙-대기 반응을 분석 하고, 극지역 및 중위도 예측 성능을 살펴보았다. KIM의 겨울철 극지역 예측 성능을 살펴본 결 과, KIM은 겨울 내내 북극해에서 한랭 편차가 존재하였고, 북대서양, 바렌츠해. 동시베리아에서 는 온난 편차가 존재하였다. 북극해의 경우 예측 기간 내내 한랭 편차로 존재하는데, 이는 구름 과 함께 해빙 물리과정에 의해 모의되는 해빙 표면 온도의 영향이 큰 것으로 추정된다. 한편 북 대서양과 바렌츠해의 경우 구름과 해수면 온도의 영향으로 편차가 발생할 수 있는 지역으로, 해 당 지역에서 구름을 구성하는 구름 내 수적과 빙정을 과대 모의하면서 하향 장파복사 또한 과대 모의됨을 확인하였다. 동시베리아의 경우 하향 장파 복사가 과소 모의됨에도 예측 기간 내 온난 편차를 유지하였다. 이러한 특징은 지면모델의 모의 특성과 관련이 있을 것으로 추정된다.

KIM의 해빙역 한랭 편차의 원인분석 및 개선 방향성 제시를 위해, KIM 해빙 물리과정 내 해빙 지표 온도 계산을 진행하는 ICE3LAY 모듈에 대한 오차 분석 및 민감도 실험을 진행하였다. 이 를 위해, 재분석 관측 대기 강제력 자료를 외부 변수로 처방하여 지표 온도를 계산할 수 있도록 오프라인 형태의 모델을 구성하였다. KIM의 ICE3LAY 모듈은 관측 자료 대기 강제력을 처방했 음에도 불구하고, 북극 해빙 표면 온도의 한랭 편차를 모의하였다. 이를 개선하기 위해, 해빙 열 전도율, 눈 열 전도율, 해빙 두께를 통제 요인으로 하는 민감도 실험을 수행하였다. 민감도 실험 결과, 각 통제요인들에 따라 해빙 표면 온도 및 해빙 온도가 상승하는 것을 확인하였으며, 해빙 열 전도율과 눈 열 전도율을 10배로 높이고, 해빙 두께를 0.5배 및 최대 높이 1미터로 제한한 실험에서 가장 관측과 가까운 결과를 보였다.

해빙 물리과정 오프라인 민감도 실험을 통해 개선한 해빙 물리과정을 KIM 모델에 적용하여, 대기모델과 결합하였을 때 효과를 살펴보았다. 개선된 해빙 물리과정이 결합모델에 적용되었을 때, 해빙-대기 상호작용에 의해 그 효과가 매우 크게 나타났으며, 오프라인 모델 실험과 달리, 해빙 열 전도율과 눈 열 전도율을 2배만 처방한 실험이 북극 지역 지표 대기 온도 모의에서 관 측과 가장 가깝게 모의되었다. 이러한 해빙역 지표 모의성능 향상은 KIM의 북극 지역 상층 대기 의 편차를 줄였으며, 북극주변에 인접한 러시아, 북미의 기온 편차를 감소시키는 효과를 보였다. 본 연구를 통해, KIM의 해빙 물리과정 오프라인 모델 구축으로, 해빙 물리과정의 독립적인 민감 도 실험 수행을 가능하게 하였으며, 결합모델 적용 효과를 통해 KIM의 극지역 예측성 향상에 기 여할 수 있다. KIM 해빙 위 한랭 편차 개선을 통한 극지역 모의성능 향상이 중위도 오차 개선에 도 중요함을 보였으며, 이는 북극-중위도 원격상관 연구 기반으로 활용될 수 있다.

참 고 문 헌

- 김혜리, 이조한, 현유경, & 황승언. (2021). 기상청 기후예측시스템 (GloSea6)-Part 1: 운영 체계 및 개선 사항. *대기*, **31(3)**, 341-359. https://doi.org/10.14191/Atmos.2021.31.3.341
- Baek, E. H., Kim, J. H., Park, S., Kim, B. M., & Jeong, J. H. (2020). Impact of poleward heat and moisture transports on Arctic clouds and climate simulation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(5), 2953–2966.
- Cesana, G., & Chepfer, H. (2012). How well do climate models simulate cloud vertical structure? A comparison between CALIPSO-GOCCP satellite observations and CMIP5 models. *Geoph ysical Research Letters*, **39(20)**.
- Cohen, J., Zhang, X., Francis, J., Jung, T., Kwok, R., Overland, J., ... & Yoon, J. (2020). Divergent consensuses on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather. *Natu re Climate Change*, **10(1)**, 20–29.
- English, J. M., Gettelman, A., & Henderson, G. R. (2015). Arctic Radiative Fluxes: Present-Day Biases and Future Projections in CMIP5 Models. *Journal of Climate*, **28(15)**, 6019–6038.
- Hell, M. C., Schneider, T., & Li, C. (2020). Atmospheric circulation response to short-term Arctic warming in an idealized model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **77(2)**, 531–549.
- Henderson, G. R., Peings, Y., Furtado, J. C., & Kushner, P. J. (2018). Snow-atmosphere coupling in the Northern Hemisphere. *Nature Climate Change*, **8(11)**, 954–963.
- Hong, S. Y., Kwon, Y. C., Kim, T. H., Esther Kim, J. E., Choi, S. J., Kwon, I. H., ... & Kim, D. I. (2018). The Korean Integrated Model (KIM) system for global weather forecasting. *Asia –Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 54(1), 267–292.
- Johnson, N. C., Xie, S. P., Kosaka, Y., & Li, X. (2018). Increasing occurrence of cold and warm extremes during the recent global warming slowdown. *Nature communications*, **9(1)**, 1-1 2.
- Jung, E., Jeong, J. H., Woo, S. H., Kim, B. M., Yoon, J. H., & Lim, G. H. (2020). Impacts of the Arctic-midlatitude teleconnection on wintertime seasonal climate forecasts. *Environmenta l Research Letters*, **15(9)**, 094045.
- Kay, J. E., Bourdages, L., Miller, N. B., Morrison, A., Yettella, V., Chepfer, H., & Eaton, B. (2016).
 Evaluating and improving cloud phase in the Community Atmosphere Model version 5 usi
 ng spaceborne lidar observations. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 121(8).
- Kim, B. M., Son, S. W., Min, S. K., Jeong, J. H., Kim, S. J., Zhang, X., ... & Yoon, J. H. (2014).
 Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss. *Nature communicatio* ns, 5(1), 1–8.
- Kim, B. M, E. H., Beck, J. H., Jeong, J. H., Yoon, N. K., Noh, G. H., Yang, H. Y., Kim, Y. H.,

Jeong, S. H., Kang, S. H., Lee. (2021) Investigation of Land-Atmosphere Interaction for Global Prediction System (II); KMA: Seoul, Korea, pp. 1–82

- Labe, Z., Peings, Y., & Magnusdottir, G. (2018). Contributions of ice thickness to the atmospheric response from projected Arctic sea ice loss. *Geophysical Research Letters*, 45(11), 5635– 5642.
- Lang, A. L., Pegion, K., & Barnes, E. A. (2020). Introduction to special collection: "Bridging weath er and climate: Subseasonal-to-seasonal (S2S) prediction". *Journal of Geophysical Resear ch: Atmospheres*, **125(4)**, e2019JD031833.
- Moon, W., Kim, B. M., Yang, G. H., & Wettlaufer, J. S. (2022). Wavier jet streams driven by zonal ly asymmetric surface thermal forcing. *Proceedings of the National Academy of Science s*, **119(38)**, e2200890119.
- Polvani, L. M., & Waugh, D. W. (2004). Upward wave activity flux as a precursor to extreme stra tospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes. *Journal of climate*, 17(18), 3548–3554.
- Robertson, A., & Vitart, F. (Eds.). (2018). Sub-seasonal to seasonal prediction: the gap between weather and climate forecasting. Elsevier.
- Winton, M. (2000). A reformulated three-layer sea ice model. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, **17(4)**, 525–531.

단일/이중모멘트 구름미세물리과정 진단 및 집중관측자료 기반 코드 개선

제1장 서론

전지구 한국형모델 KIM(Korean Integrated Model)은 격자 규모의 구름 및 상세 미세물리과정 에 의한 대기수상 예측을 위해 Weather Research and Forecasting (WRF) Single-Moment 5-class (WSM5)구름미세물리 모수화 방안을 사용하고 있다. 구름미세물리 모수화 방안은 모델에서 격자 분해 가능한 구름 및 강수 과정을 표현하는 물리과정으로 지표강수의 예측 성능에 직접적으로 영 향을 미친다. 모수화 방안 내 다양한 대기수상의 특성과 관련된 매개변수가 존재하며 국내에서는 대기수상의 특성과 관련된 모수의 값을 변경하여 강수예측에 미치는 영향을 분석한 연구는 존재 하나(Lim, 2020, Kim et al., 2020, Hong et al., 2009), 통합적으로 강수량 예측에 민감한 모수의 종 류를 선별하는 연구는 진행되지 않았다. 전지구 한국형모델에서 사용 중인 WSM5 방안 내 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확실성의 주요 요인에 대한 선행연구 또한 없는 상태이다. 국외에서 는 Pathak et al. (2020)은 NCAR CAM5 전지구 모델에서 구름미세물리와 거시 물리 모수화 방안 내 불확실성을 불러올 수 있는 요인 중 모델에 강한 영향을 줄 수 있는 요인을 선정하고 특정 범 위 내에서 조정하여 인자가 강수, 구름양 등을 모의하는데 미치는 영향을 분석하였다. 그 외에 행 성 경계층 방안에서 모델 결과에 영향을 줄 수 있는 인자의 선택 및 인자의 변화가 모델의 결과 에 미치는 영향 등을 분석한 바 있으며(Yang et al., 2019), 지면, 복사, 그리고 미세물리 등의 다양 한 요소들에 대한 분석과 최적값을 처방했을 때 강수나 지표 기온 오차가 감소함을 보였다 (Chinta et al., 2021). 그러나 구름미세물리 모수화 방안내 인자를 총체적으로 변경하여 강수 모의 에 대한 효과를 진단한 연구는 없다.

2018년 평창 동계올림픽 기상지원을 위해 수행된 국제공동연구 사업(ICE-POP 2018: International Collaborative Experiments for Pyeongchang Olympic and Paralympic at 2018)의 일 환으로 진행된 국제공동관측을 통해 구름미세물리 모수화 내 대기수상의 특성을 정의하는 여러 매개변수가 관측되었다. 이러한 매개변수는 구름미세물리 모수화 방안에 입력 자료로 사용하여 강수예측성능의 향상을 기대할 수 있을 것이다.

본 연구에서는 전 지구 한국형모델에서 사용하는 WSM5 구름미세물리 모수화 방안내 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확실성의 주요 요인 분석하고, 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확실 성을 가지는 요인을 분리한 WSM5 모듈 재작성, 그리고 강수 예측성능 등 개선을 위한 구름미세 물리과정의 경험 값 및 관측자료 기반 개선요소의 최적화 기술 개발하는 것이다. 이를 통해 강수 예측성 향상을 위해서 구름미세물리 모수화 방안 내 예측성에 크게 영향을 미치는 인자들을 선별 하여 그 효과를 정량화할 필요가 있으며, 집중관측을 통해 구한 선별된 인자들을 구름미세물리 모수화 방안에 적용하여 개선, 나아가 강수 예측성능 향상을 기대할 수 있다.

54

제 2 장 WSM5 구름미세물리 모수화 방안 내 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확실성의 주요 요인 분석

제 1 절 전지구 한국형모델의 WSM5 구름미세물리 모수화 방안내 변경 가능한 미세물리 요소 파악

1. WSM5 구름미세물리 모수화 방안내 상세 미세물리과정 파악

전지구 한국형 모델은 대기수상의 혼합비만을 예단하는 단일 모멘트 방안 중 WSM5 (WRF Single-Moment 5-class) 구름미세물리 모수화 방안을 사용한다. 수증기, 구름상, 비상, 눈상, 그리 고 얼음상의 혼합비를 미세구름물리학을 기반으로 하여 대기수상간 발생하는 응결, 부착, 충돌 및 병합 등의 구름미세물리과정을 포함하고 있다.



그림 2.1.1. WSM5 구름미세물리 방안의 대기수상의 혼합비 예단과 관련된 상세 구름미세물리 과정의 흐름도(Zhang et al., 2021)

혼합비 예단과 관련된 상세 구름미세물리 과정의 흐름도는 위와 같다. 총 16개의 과정이 있으 며 각 과정별로 분류하면 아래의 표와 같다. 결착, 녹음, 응결, 자가 전환, 침착/승화 및 증발, 얼음 생성, 그리고 응결로 7가지 과정으로 분류되며 관련 있는 대기수상의 혼합비가 과정에서 계산된 값만큼 증가, 감소하게 된다. 이러한 연산 과정이 코드화 되어 있는 것이 WSM5 모듈이며 WRF에 서는 module_mp_wsm5.F, KIM에서는 phy_mps_wsm5.F90이라는 이름으로 되어있다.

표 2	2.1.1.	WSM5	내	상세	구름미세물리	과정별	분류와	의미
-----	--------	------	---	----	--------	-----	-----	----

분류	과정명	의미				
	Pracw	비상에 의한 구름상 결착에 의한 혼합비 생성율				
Accretion	Psaci	눈상에 의한 얼음상 결착에 의한 혼합비 생성율				
	Psacw	눈상에 의한 구름상 결착에 의한 혼합비 생성율				
Molting	Psmlt	눈상의 녹음에 의한 혼합비 생성율				
Meiting	Pimlt	얼음상의 녹음에 의한 혼합비 생성율				
	Pihmf	균질하게 어는 과정에 의한 혼합비 생성율				
Freezing	Pihtf	비균질하게 어는 과정에 의한 혼합비 생성율				
	Psfrz	비상에서 눈상으로 어는 과정에 의한 혼합비 생성율				
Autoconversion	Praut	구름상에서 비상으로의 자가 전환에 의한 혼합비 생성율				
Autoconversion	Psaut	구름상에서 눈상으로의 자가 전환에 의한 혼합비 생성율				
Deposition	Prevp	비상의 증발 및 응결에 의한 혼합비 생성율				
/Sublimation	Psdep	눈상의 침착 및 승화에 의한 혼합비 생성율				
/Evaporation	Psevp	눈상의 증발에 의한 혼합비 생성율				
Inc. concretion	Pidep	얼음상의 침착 및 승화에 의한 혼합비 생성율				
ice generation	Pigen	핵화과정에 의한 수증기상에서 얼음상으로의 혼합비 생성율				
Condensation	Pcond	구름상의 응결 및 증발에 의한 혼합비 생성율				

WSM5 모듈 내 연산 순서를 살펴보면, 가장 먼저 모듈내 처방된 모수 값들을 읽고 침강, 눈상 의 녹음, 지표 강수 계산, 얼음상의 녹음과 응결, 따뜻한 강수 과정, 찬 강수 과정, 대기수상 혼합 비의 질량보존, 대기수상 혼합비 업데이트, 그리고 후처리 과정으로 진행된다.



그림 2.1.2. WSM5 모듈의 미세물리과정 연산 순서

2. 대기수상의 특성을 정의하는 매개변수와 상세 미세물리과정에서 효율성과 관련된 모수

WSM5 모수화 방안에는 낙하속도와 크기 관계, 질량과 크기 관계 등 대기수상의 특성이 정의 되어 사용되고 있으며, 각 관계에는 특성을 정의하는 매개변수를 필요로 한다. 대표적 수식을 아 래와 같이 정리해보면 아래와 같다.

- (a) 비상의 낙하속도와 크기 관계 : $V_R(D_R) = a_R D_R^{b_R} exp(-f_R D_R)$ (2.1.1)
- (b) 눈상과 얼음상의 낙하속도와 크기 관계 : $V_x(D_x) = a_x D_x^{b_x}$ (2.1.2)
- (c) 비상, 눈상, 그리고 얼음상의
질량과 크기 관계: $M_x(D_x) = c_x D_x^{d_x}$ (2.1.3)(d) 얼음상의 평균낙하속도와
혼합비 관계: $\overline{V_I} = e_I(\rho_a q_I)^{f_I}$ (2.1.4)

여기서 밑 글자 x는 대기수상(비상, 얼음상, 그리고 눈상) 전체, R은 비상, 그리고 I는 눈상을 나타내며, V는 낙하속도, D는 대기수상의 크기, M은 질량, V는 평균낙하속도, ρ_a는 공기의 밀도, 그리고 q는 혼합비를 나타낸다. 낙하속도와 크기 관계에 사용되는 매개변수는 a_x, b_x, 그리고 f_R 이고, 질량과 크기 관계는 c_x, d_x, 그리고 얼음상 평균낙하속도와 혼합비 관계는 e_p, f_I를 사용한 다. 해당 값들은 WSM5 모듈에서 미리 규정된 값을 사용하고 있는데, 앞서 WSM5 모듈의 미세물 리과정 연산 순서에서 알 수 있듯이 가장 먼저 모듈내 처방된 모수 값을 읽게 된다. WSM5 모듈내 처방된 대기수상의 특성을 정의하는 모수는 아래와 같다(대기수상의 수농도 크기분포의 경우 다 음 식 N_R(D_R)[m⁻³] = N_{0R}[m^{-4-μ_R}]D_R[m]^{μ_k}exp-(λ_RD_R[m])을 따르며 매개변수 N_{0x}, μ_x이 존재하나 단일 모멘트 방안에서는 N_{0x}가 m⁻⁴의 단위를 가지고 있어 관측된 특성을 사용할 수가 없다(제 3 장 참고). 따라서 해당 매개변수들은 제거하였다.)

표기	의미	모듈 내 변수명	설정 값
a_I	얼음상의 속도와 크기의 관계를 나타내는 매개변수	avti	1.49×10^4
a_R	비상의 속도와 크기의 관계를 나타내는 매개변수	avtr	841.9
a_S	눈상의 속도와 크기의 관계를 나타내는 매개변수	avts	11.72
b_I	얼음상의 속도와 크기의 관계를 나타내는 매개변수	bvti	1.31
b_R	비상의 속도와 크기의 관계를 나타내는 매개변수	bvtr	0.8
b_S	눈상의 속도와 크기의 관계를 나타내는 매개변수	bvts	0.41

표 2.1.2. 대기수상의 특성을 정의하는 매개변수

c_I	얼음상의 질량과 크기의 관계를 나타내는 매개변수	cmi	$\left(\frac{1}{11.9}\right)^2$
c_S	눈상의 질량과 크기의 관계를 나타내는 매개변수	cms	$\frac{\pi\rho_S}{6}$
d_I	얼음상의 질량과 크기의 관계를 나타내는 매개변수	dmi	2
d_S	비상의 질량과 크기의 관계를 나타내는 매개변수	dmi	3
e_I	얼음상의 평균속도와 혼합비의 관계를 나타내는 매개변수	evq	3.29
f_I	얼음상의 평균속도와 혼합비의 관계를 나타내는 매개변수	fvq	0.16
f_R	비상의 속도와 크기의 관계를 나타내는 매개변수	fr	0.

총 13개의 대기수상의 특성을 정의하는 매개변수가 있으며 현재 기상청 WSM5에는 VD_Rain 옵션이 추가되어 있고 비상의 낙하속도와 크기 관계는 Gunn and Kinzer (1949)의 측정 값을 토대 로 구한 a_R =5881, b_R =1.03, 그리고 f_R =202.4가 처방된 상태이다. 기존 WSM5 대비 빗방울의 크기 가 약 3mm보다 작은 경우 크기에 따라 낙하속도가 급격히 증가하지만, 약 3mm보다 큰 경우 크 기에 따른 낙하속도의 증가 폭이 줄어드는 경향이 확인되었다(Kim et al., 2020).



그림 2.1.3. Gunn and Kinzer (1949)에 따른 KIM-WSM5, WRF 내 4가지 구름미세물리 모수화 방안 내 처방된 비상의 낙하속도와 크기 관계(Kim et al., 2020).

얼음상의 특성을 정의하는 매개변수에 대한 수치적 오차를 최소화하고 참고문헌에서 제공하는 매개변수 값을 참고하여 자유롭게 조정할 수 있게 관련 매개변수에 대한 수정을 추가적으로 하였다. Heymsfield and laquinta (2000, 이하 HI00)에서 $cms^{-1} - cm$ 단위, g - cm 단위로 제안한 매개변수를 $ms^{-1} - m$, kg - m로 변환하여 계산된 a_I 와 c_I 를 사용하고 있는데 a_I =14900, c_I 는 $\left(\frac{1}{9.05138}\right)^{2.08}$ 이다. 아래 표는 HI00에서 제안한 단일 총알 얼음형의 특성을 정의하는 원래의 모수

	V-	-D	M·	-D
	X	Y	α	β
매개변수 값	3577	1.31	7.08×10^{-4}	2.08

표 2.1.3. HI (2000)에서 제안한 단일 총알 얼음형의 특성을 정의하는 매개변수 값

단위변환을 하게 되면 아래와 같이 계산되며 해당 계산 과정을 그대로 사용할 수 있도록 하였다. 즉, $a_I = X/100 \times 100^{Y}$ 로 Y는 b_I 와 같은 값이고, $c_I = \alpha/1000 \times 100^{\beta}$ 로 $\beta = d_I$ 와 같은 값이다.

$$V[cms^{-1}] = X[cm^{1-y}s^{-1}]D[cm]^{Y} \ge V[ms^{-1}] = X/100 \times 100^{Y}[m^{1-y}s^{-1}] \times D[m]^{Y}$$
(2.1.5)

$$M[g] = \alpha [g \, cm^{-\beta}] D[cm]^{\beta} \rightarrow M[kg] = \alpha [g \, cm^{-\beta}] \times (\frac{1[kg]}{1000[g]}) (\frac{1[m]}{100[cm]})^{-\beta} \times D[m]^{\beta}$$
(2.1.6)

다음으로 상세 미세물리과정에서 효율성과 관련된 매개변수를 정리하면 아래와 같다.

표기	의미	모듈 내 코드	설정 값	미세물리 과정
a_1	얼음에서 눈상으로의 전환 효율	alphal	1	Psaut
E_C	비상 결착 효율	peaut	0.55	Praut
E_{SC}	눈상-구름상 충돌/결착 효율	eacrc× min(max(0.0,q rs(i,k,2)/qci(i,k ,1)),1.)**2	$eacrc \times \left(\frac{dq_s}{dq_C}\right)^2$ $\dots \ eacrc = 1$	Psacw
E_{SI}	눈상-아이스상 충돌/결착 효율	eacrs	$\exp[0.07(T-T_0)]$	Psaci

표 2.1.4. 상세 미세물리과정에서 효율성과 관련된 매개변수

제 2 절 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확실성을 주요 요인 분석

1. WSM5 구름미세물리 모수화 방안 내 불확실성 요인

WRF 내에는 다양한 구름미세물리 모수화 방안이 존재하는데 WSM5, Thompson, 그리고 Morrison 내 처방된 비상과 눈상의 특성을 정의하는 모수 값은 아래와 같다.

	Ludromotoor		V-D		M-D		N-D
	Hydrometeor	a_x	b_x	${f}_x$	c_x	d_x	μ_x
	Poin	841.9	0.8	0.	-	-	1.
W/SM5	Kalli	5881.	1.03	202.4	_	_	1.
w SINIS	Snow	11.72	0.41	0.	$\frac{\pi \rho_S/6.}{(\rho_S = 100)}$	3.	0.
Thompson	Rain	4854.	1.	195.	_	_	0.
	Snow	40.	0.55	100.	0.069	2.	0.6357
Morrison	Rain	841.99667	0.8	0.	-	-	0.
	Snow	11.72	0.41	0.	$\frac{\pi \rho_S / 6.}{(\rho_S = 100)}$	3.	0.

표 2.2.1. WRF 구름미세물리 방안 내 규정된 대기수상의 특성을 정의하는 모수 값

이와같이 각 모수화 방안은 설계할 때 참고한 관측, 실험 값에 따라 다양한 모수 값을 가지고 있다. 비상의 낙하속도와 크기 관계를 살펴보면 KIM-WSM5는 $V_R(D_R) = a_R D_R^{b_R} exp(-f_R D_R)$, Thompson은 $V_R(D_R) = a_R D_R exp(-f_R D_R)$, 그리고 Morrison은 $V_R(D_R) = a_R D_R^{b_R}$ 의 관계식을 사용 하고 있다. 모수화 방안마다 처방값에 따라 관계의 형태가 차이를 보이며 a_R 값은 841.9에서 5881 까지 범위를 가짐으로 이러한 값들은 불확실성을 가지고 있음을 알 수 있다.

	Undromotoor		V-D			M-D	
	Hydrometeor	a_x	b_x	${f}_x$	c_x	d_x	μ_x
10%	Rain	3985.03	1	223.03	_	_	1.933
	Snow	3.36	0.261	0.	0.03	1.99	-0.7443
median	Rain	5040.06	1.	227.34	-	-	5.610
	Snow	4.01	0.219	0.	0.12	2.06	1.887
90%	Rain	6208.21	1.	242.17	-	-	14.10
	Snow	9.74	0.291	0.	0.70	2.20	4.487

표 2.2.2. ICE-POP 2018 관측기간에 관측된 대기수상의 특성을 정의하는 10, 50(median) 그리고 90%에서의 매개변수 값

ICE-POP 2018 관측기간에 관측된 대기수상의 특성을 정의하는 10, 50, 그리고 90%에서의 매 개변수 값은 위의 표와 같다. 관측된 50% 관계를 기준으로 살펴보면 비상의 낙하속도와 크기 관 계는 KIM-WSM5와 작은 크기에서는 유사한 속도를 가지나 중간 크기 이상에서는 작은 속도를 보 인다. 눈상의 낙하속도와 크기 관계는 0.004m를 기준으로 그전에는 KIM-WSM5보다 더 큰 낙하속 도를 가지나 그 이상의 크기에서는 작은 낙하속도를 가진다. 마지막으로 질량과 크기 관계는 0.0016m를 기준으로 그 전에는 KIM-WSM5보다 크고, 이후에는 작은 값을 가진다.



그림 2.2.1. WSM5 구름미세물리 방안 내 처방된 대기수상의 특성과 ICE-POP 2018에서 관측된 대기 수상의 특성을 통해 표출한 (a) 비상의 낙하속도와 크기, (b) 눈상의 낙하속도와 크기, 그리고 (c) 눈 상의 잘량과 크기 관계

효율성 관련 매개변수들도 불확실성을 가지는데 Zhou and Chen (2022)에서 제시한 효율성 관련 모수를 살펴보면 아래와 같이 다양한 미세물리과정에 대한 효율성 관련 매개변수들을 특정 값, 계산식을 사용해 표현하고 있다. 여기서 비상의 결착인 Praut의 효율은 Eraut이고 WSM5와 같 은 수식을 사용하지만 0.8로 다른 값을 사용하고 있고, 눈상-구름상의 충돌/결착인 Psacw의 효율 은 Esacw이고 WSM5와 같은 수식에 같은 값을 사용하고 있다. Psaut, Psaci는 다른 수식을 사용하 며 효율성 관련 매개변수가 각각 $\exp\left[0.025(T-T_0)\right]$ or 1, $\exp\left[0.07(T-T_0)\right]$ 이다.

E_{gaci}	collection efficiency of cloud ice by graupel	0.05
E_{gacr}	collection efficiency of rain by graupel	1
E_{gacs}	collection efficiency of snow by graupel	0.01
E_{gacw}	collection efficiency of cloud water by graupel	1
E_{racs}	collection efficiency of snow by rain	1
E_{racw}	collection efficiency of cloud water by rain	0.8
E_{raut}	collection efficiency of cloud water to rain autoconver-	0.8
	sion	
E_{saci}	collection efficiency of cloud ice by snow	
E_{sacr}	collection efficiency of rain by snow	1
E_{sacw}	collection efficiency of cloud water by snow	1
E_{saut}	collection efficiency of cloud ice to snow autoconversion	

그림 2.2.2. Zhou and Chen (2022)에서 제시한 효율성 관련 모수

Karrer (2018)은 P3와 SB 방안에서 사용하는 부착 효율을 나타내었는데 온도의 함수로 변화 하며 -20도 이하의 낮은 온도로 가면서 0.1에 수렴하고 -5도 이상에서는 1로 수렴하는 것을 알 수 있다.



그림 2.2.3. P3 (Predicted particle properties) 방안과 SB (Seifert and Beheng two-moment) 방안에서 사용하는 부착 효율(Karrer, 2018)

이와같이 사용하는 미세물리수식에 따라 차이는 있으나 효율성 관련 매개변수가 다양한 미세 물리모수화 방안들에도 내재되어 있고 불확실성을 가지고 있음을 알 수 있다.

제 3 장 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확실성을 가지는 요인을 분리한 WSM5 모듈 재작성

제 1 절 계산되어 있거나 생략되어 있는 요소들을 표현한 WSM5 모듈 작성

1. 상세 미세물리과정 수식 재유도

WSM5 모듈은 앞서 정의한 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확실성을 가지는 요인이 미리 계 산되어 있거나 생략되어 있으며 매개변수의 변경이 어려운 상태이다. 따라서 WSM5 내 상세 구름 미세물리 과정에 대한 수식을 유도하였다. 비상에 의한 구름상 결착에 의한 혼합비 생성율을 살 펴보면 아래와 같다.

$$\begin{aligned} \Pracw &= \int_{0}^{\infty} \frac{dM(D_{R})}{dt} dD_{R} \\ &= \int_{0}^{\infty} \frac{\pi}{4} \rho D_{R}^{2+\mu_{R}} a_{R} (D_{R}^{b_{R}}) \left(\frac{\rho_{0}}{\rho}\right)^{1/2} q_{C} E_{RC} N_{0R} \exp\left(-\lambda_{R} D_{R}\right) dD_{R} \end{aligned}$$
(3.1.1)
$$&= \frac{\pi}{4} a_{R} \left(\frac{\rho_{0}}{\rho_{a}}\right)^{\frac{1}{2}} q_{C} E_{RC} N_{0R} \frac{\Gamma(3+\mu_{R}+b_{R})}{\lambda_{R}^{3+\mu_{R}+b_{R}}} \end{aligned}$$

여기서 a_R , b_R 은 비상의 낙하속도 크기, 그리고 μ_R 은 비상의 수농도 크기분포를 정의하는 매 개변수이다. 비상의 수농도 크기분포는 $N_R(D_R)[m^{-3}] = N_{0R}[m^{-4-\mu_R}]D_R[m]^{\mu_R}exp - (\lambda_R D_R[m])$ 을 따르 며 매개변수 N_{0R} , μ_R 이 존재한다. 단일 모멘트의 경우 μ_R =0.이고 $N_{0R}[m^{-4}]$ 의 단위를 가지고 있으 며 λ_R 을 계산하는데 사용된다. 단위를 입력하여 살펴보면 λ_R 은 m^{-1} 으로 계산된다.

$$\lambda_{R} = \left(\frac{c_{R}N_{0R}}{\rho_{a}q_{R}} \frac{\Gamma(\mu_{R}+1+d_{R})}{\Gamma(\mu_{R}+1)}\right)^{\frac{1}{(d_{R}+1)}} = \left(\frac{[kg\,m^{-d_{R}}][m^{-4}]}{[kg\,m^{-3}]}\right)^{\frac{1}{(d_{R}+1)}} = [m^{-(dR+1)}]^{1/(d_{R}+1)} = m^{-1}$$
(3.1.2)

하지만 관측에서는 $N_{0R}[m^{-4-\mu_R}]$ 로 그대로 입력시 λ_R 는 $[m^{-(dR+1+\mu_R)}]$ 로 m^{-1} 이 성립하지 않아 μ_R 을 제거하여 아래와 같이 유도하였다.

$$Pracw = \frac{\pi}{4} a_R \left(\frac{\rho_0}{\rho_a}\right)^{\frac{1}{2}} q_C E_{RC} N_{0R} \frac{\Gamma(3+b_R)}{\lambda_R^{3+b_R}}$$
(3.1.3)

나머지 15개 상세 미세물리과정을 유도하면 아래와 같다.

$$\operatorname{Psaci} = \frac{\pi}{4} E_{SI} q_I N_{0S} |V_S - V_I| \times \left[\frac{\Gamma(3)}{\lambda_S^3} + 2D_I \times \frac{\Gamma(2)}{\lambda_S^2} + D_I^2 \times \frac{\Gamma(1)}{\lambda_S^1} \right]$$
(3.1.4)

$$Psacw = \frac{\pi}{4} a_{S} \left(\frac{\rho_{0}}{\rho_{a}}\right)^{\frac{1}{2}} q_{C} E_{SC} N_{0S} \frac{\Gamma(3+b_{S})}{\lambda_{S}^{3+b_{S}}}$$
(3.1.5)

$$Psmlt = -\frac{2\pi}{L_{f}\rho_{a}}N_{0S}K_{a}(T-T_{0}) \begin{bmatrix} \frac{0.65}{\lambda_{S}^{2}}\Gamma(2) \\ +0.44\left(\frac{a_{S}}{\mu_{k}}\right)^{\frac{1}{2}}\left(\frac{\rho_{0}}{\rho_{a}}\right)^{\frac{1}{4}}\left(\frac{\mu_{k}}{D}\right)^{\frac{1}{3}}\frac{\Gamma(\frac{b_{S}}{2}+\frac{5}{2})}{\lambda_{S}^{\frac{b_{S}}{2}+\frac{5}{2}}} \end{bmatrix}$$
(3.1.6)

$$\operatorname{Pimlt} = \frac{q_I}{\Delta t} \tag{3.1.7}$$

$$\text{Pihmf} = \frac{q_C}{\Delta t} \tag{3.1.8}$$

Pihtf =
$$B' [ex pA'(T_0 - T') - 1] \frac{\rho_a q_c^2}{\rho_W N_C}$$
 (3.1.9)

$$\mathsf{Psfrz} = \frac{c_R^2 B'}{\rho_a \rho_w} N_{0R} \{ e^{A'(T_0 - T)} - 1 \} \frac{\Gamma(2d_R + 1)}{\lambda_R^{2d_R + 1}}$$
(3.1.10)

$$Praut = \frac{0.104gE_C\rho_0^{\frac{4}{3}}}{\mu(N_C\rho_W)^{\frac{1}{3}}} \times q_C^{\frac{7}{3}}H(q_C - q_{C0})$$
(3.1.11)

$$Psaut = \frac{\alpha_1 (q_I - q_{I0})}{\Delta t}$$
(3.1.12)

$$\operatorname{Prevp} = \frac{2\pi N_{0R}(S_W - 1)}{\rho_a(A_W + B_W)} \begin{bmatrix} \frac{0.78}{\lambda_R^2} \Gamma(2) \\ + 0.31 \left(\frac{a_R}{\mu_k}\right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{\rho_0}{\rho_a}\right)^{\frac{1}{4}} \left(\frac{\mu_k}{D}\right)^{\frac{1}{3}} \frac{\Gamma(\frac{b_R}{2} + \frac{5}{2})}{\left(\frac{f_R}{2} + \lambda_R\right)^{\frac{b_R}{2} + \frac{5}{2}}} \end{bmatrix}$$
(3.1.13)

$$Psdep = \frac{4N_{0S}(S_I - 1)}{\rho_a(A_I + B_I)} \begin{bmatrix} \frac{0.65}{\lambda_S^2} \Gamma(2) \\ + 0.44 \left(\frac{a_S}{\mu_k}\right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{\rho_0}{\rho_a}\right)^{\frac{1}{4}} \left(\frac{\mu_k}{D}\right)^{\frac{1}{3}} \frac{\Gamma(\frac{b_S}{2} + \frac{5}{2})}{\lambda_S^{\frac{b_S}{2} + \frac{5}{2}}} \end{bmatrix}$$
(3.1.14)

$$Psevp = \frac{4N_{0S}(S_W - 1)}{\rho_a(A_W + B_W)} \begin{bmatrix} \frac{0.65}{\lambda_S^2} \Gamma(2) \\ + 0.44 \left(\frac{a_S}{\mu_k}\right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{\rho_0}{\rho_a}\right)^{\frac{1}{4}} \left(\frac{\mu_k}{D}\right)^{\frac{1}{3}} \frac{\Gamma(\frac{b_S}{2} + \frac{5}{2})}{\lambda_S^{\frac{b_S}{2} + \frac{5}{2}}} \end{bmatrix}$$
(3.1.15)

$$\text{Pidep} = \frac{4\overline{D_I}(S_I - 1)N_I}{A_I + B_I} \tag{3.1.16}$$

$$\operatorname{Pigen} = \min\left[\frac{(q_{I0} - q_I)}{\Delta t}, \frac{(q - q_{SI})}{\Delta t}\right]$$
(3.1.17)

$$Pcond = (q - q_{SW}) \times \left[\Delta t \left(1 + \frac{L_{\nu}^2 q_{SW}}{C_{pm} R_V T^2} \right) \right]^{-1}$$
(3.1.18)

2. 수농도 크기분포의 기울기, 침강과정 수식 재유도

이외에 모수화 방안내 수농도 크기분포의 기울기 λ_x, 침강 V_x에서 생략되거나 미리 계산된 수식을 재유도 하였다.

$$\lambda_R = \left(\frac{c_R N_{0R}}{\rho_a q_R} \frac{\Gamma(1+d_R)}{\Gamma(1)}\right)^{\frac{1}{(d_R+1)}} \tag{3.1.19}$$

$$\lambda_S = \left(\frac{c_S N_{0S}}{\rho_a q_S} \frac{\Gamma(1+d_S)}{\Gamma(1)}\right)^{\frac{1}{(d_S+1)}} \tag{3.1.20}$$

$$V_{q_R} = a_R \left(\frac{\rho_0}{\rho_a}\right)^{\frac{1}{2}} \frac{\Gamma(b_R + d_R + 1)}{\Gamma(d_R + 1)} \frac{\lambda_R^{d_R + 1}}{\left(f_R + \lambda_R\right)^{b_R + d_R + 1}}$$
(3.1.20)

$$V_{q_{S}} = a_{S} \left(\frac{\rho_{0}}{\rho_{a}}\right)^{\frac{1}{2}} \frac{\Gamma(b_{S} + d_{S} + 1)}{\Gamma(d_{S} + 1)} \frac{1}{\lambda_{S}^{b_{S}}}$$
(3.1.20)

제 2 절 경험 값 관측자료를 활용하여 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확실성을 가지 는 요인을 모듈 상단으로 분리한 WSM5 모듈 재작성

1. WSM5 모듈 재작성

미리 계산되거나 생략되어 있는 요소들을 표현한 WSM5 상세 미세물리과정 수식을 바탕으로 WRF WSM5 모듈을 재작성하여 테스트를 하였다. 비상에서 눈상으로 어는 과정에 의한 혼합비 생성과정을 예로 보았을 때 $c_R = \pi/6 \times \rho_R$, $d_R = 3$ 으로 미리 정의된 값으로 계산되어 $\lambda_R^{2d_R+1}$ 은 λ_R^7 로 들어가 있으며, $c_R^2 \times \Gamma(2d_R+1)$ 이 계산되어 20×π²이 코드에 들어가 있다. 이를 새롭게 유도한 수식을 바탕으로 모듈을 재작성하고 상단에서 해당 값들을 설정할 수 있도록 하였다.



그림 3.2.1. 비상에서 눈상으로 어는 과정에 의한 혼합비 생성과정의 기존 코드와 새로운 코드

마찬가지로 비상의 수농도 크기분포의 기울기에서 $c_R = \pi/6 \times \rho_R$, $d_R = 3$ 로 미리 계산되어 들 어가있는 항들을 표현하였으며,



그림 3.2.2. 비상의 수농도 크기분포 기울기의 기존 코드와 새로운 코드

비의 침강 과정 또한 이러한 항들이 있고 모듈내에 표현하였다.



그림 3.2.3. 비상의 침강 과정의 기존 코드와 새로운 코드

2. 이상화된 2D 스콜라인 실험 수행

컵파일 및 모델 수행에서 문제가 없는지를 살펴보고자 이상화된 2D 스콜라인 실험을 통해 재 작성한 WSM5 모듈을 테스트하였다. KIM WSM5와 동일한 설정에서 수행한 실험과 새로운 WSM5 로 수행한 실험간 예측 값들의 변화를 살펴보았을 때 정상적으로 강수 진행 및 발달이 모의됨을 확인할 수 있다.



그림 3.2.4. (a) KIM WSM5와 동일한 설정에서의 이상화된 2D 스콜라인 실험 결 과와 (b) 새로운 WSM5 결과. 순서대로 최대, 최소 연직풍속과 강수량의 시간변 화, 강수량과 최대반사도, +4h에서의 풍향과 반사도의 연직분포, 그리고 +5-6h 평균한 대기수상 혼합비의 연직분포

새로운 WSM5 모듈 내 변경 사항을 마찬가지로 KIM WSM5에 적용하였다. 사용한 KIM의 버전 은 r347_br352_rev으로 nel80np3로 ~25km 해상도, 91개 연직층으로 구성되어 있다. KIM WSM5에 미리 계산되거나 생략된 항을 표현한 코드를 generalized 옵션으로 묶어 작성하였으며, 얼음상 매 개변수의 HI00에서 제시한 값으로 처방하기 위해 iceparam 옵션을 수정하였다. 슈퍼컴 5호기 두 루 시스템에서 실험을 수행하였으며 기존 KIM WSM5로 정상적인 컴파일 및 모델 수행을 확인하 고 새로운 WSM5 모듈을 사용했을 때 영향을 살펴보았다.



그림 3.2.5. 기존 KIM WSM5로 수행한 2021년 8월 4일 사례 실험 +5일 예측장의 (a, c) 공간분 포와 (b, d) 새로운 WSM5와 기존 KIM WSM5간의 차이장. 각각 (a-b) 2-m 기온, (c-d) 지표강 수에 대한 결과

기존 KIM WSM5로 수행한 2021년 8월 4일 사례 실험에서의 2-m 기온과 지표강수의 공간분포 를 살펴본 결과 정상적으로 실험이 수행됨을 확인할 수 있다. 새로운 WSM5와의 차이장에서 생략 된 항들의 표현과 수정된 iceparam의 영향으로 두 실험간 차이를 보이며 정상적인 모델 수행을 확인하였다. 모델 수행시간은 기존 WSM5를 사용시 4786초 (1시간 19분), 새로운 WSM5를 사용시 4788초 (1시간 19분)으로 거의 동일한 수행시간을 갖는다.

제 4 장 강수예측 성능 등 개선을 위한 구름미세물리과정의 경험 값 및 관측자 료 기반 개선요소의 최적화 기술 개발

제 1 절 불확실성을 가지는 요소들을 구름미세물리과정의 경험 값 및 관측자료를 기 반으로 다양한 사례실험에 대해서 수행

1. 관측자료 기반 실험 설정 및 수행

기존 KIM WSM5 모듈을 이용해 수행한 실험과 새로운 WSM5 모듈에 불확실성을 가지는 요소 들을 수정한 실험간 비교를 통해 매개변수의 변화가 모델 예측 성능에 미치는 영향을 살펴보고자 하였다. ICE-POP 2018 관측에서 나타난 대기수상의 특성 중 비상과 눈상의 낙하속도와 크기, 눈 상의 질량과 크기 관계를 정의하는 a_x , b_x , f_R , c_x , 그리고 d_x 에 대한 조정을 10, 50, 그리고 90% 값을 처방한 실험을 수행하였다. 각각의 실험명과 의미는 아래와 같다.

실험명	의미
CTL	기존 KIM WSM5 모듈을 사용한 실험
10p	새로운 WSM5 모듈에 ICE-POP 2018 관측에서 나타난 대기수상의 특성 중 10% 값을 사용한 실험
medi	10p와 같으나 50% 값을 사용한 실험
90p	10p와 같으나 90% 값을 사용한 실험

표 4.1.1. 경험 값 및 관측자료 기반으로 설계한 실험명과 의미

실험사례는 2021년 여름철 7월 8일과 8월 4일 두 사례를 선택하였으며 총 5일 실험을 수행하였다. 예측 마지막 시간에서의 CTL의 기상장과 각 실험과의 차이를 2-m 기온, 해면기압, 그리고 강수에 대해 먼저 살펴보았다.

표 4.1.2. 실험 사례 및 기간

사례명	기간
Casel	20210708 00UTC - 20210713 00UTC (5day)
Case2	20210804 00UTC - 20210809 00UTC (5day)



그림 4.1.1. Casel 실험의 +120h 예측장의 2-m 기온 공간 분포와 각 실험과 CTL 실험간의 차 이장. 각각 (a) CTL의 공간분포, (b) 10p-CTL, (c) 50p-CTL, 그리고 (d) 90p-CTL 간의 차이장



그림 4.1.2. 그림 4.1.1과 같으나 Case2에 대한 결과


그림 4.1.3. Casel 실험의 +120h 예측장의 해면기압 공간 분포와 각 실험과 CTL 실험간의 차 이장. 각각 (a) CTL의 공간분포, (b) 10p-CTL, (c) 50p-CTL, 그리고 (d) 90p-CTL 간의 차이장



그림 4.1.4. 그림 4.1.3과 같으나 Case2에 대한 결과



그림 4.1.5. Casel 실험의 +120h 예측장의 6시간 누적장수 공간 분포와 각 실험과 CTL 실험 간의 차이장. 각각 (a) CTL의 공간분포, (b) 10p-CTL, (c) 50p-CTL, 그리고 (d) 90p-CTL 간의 차이장



그림 4.1.6. 그림 4.1.5와 같으나 Case2에 대한 결과



그림 4.1.7. Casel 실험의 +120h 예측장의 전체기간 누적강수 공간 분포와 각 실험과 CTL 실 험간의 차이장. 각각 (a) CTL의 공간분포, (b) 10p-CTL, (c) 50p-CTL, 그리고 (d) 90p-CTL 간 의 차이장



그림 4.1.8. 그림 4.1.7과 같으나 Case2에 대한 결과



그림 4.1.9. Casel에 대해 수행한 실험의 +120h 예측장의 관측값을 처방한 실험과 CTL 실험간의 동아시아 영역에서의 차이장. 각각 (a) 10p-CTL, (b) 50p-CTL, 그리고 (c) 90p-CTL 간의 차이장



그림 4.1.10. 그림 4.1.9와 같으나 Case2에 대한 결과

2-m 기온의 경우 해양에서의 차이는 크지 않으나 북아프리카 지역과 고위도 지역에서 차이 가 나타나고, 해면기압은 중위도 이상으로 가면서 차이가 증가한다. 강수의 경우 CTL에서 강수가 나타난 위치를 중심으로 양의 차이와 음의 차이가 번갈아가면서 나타난다. 특정한 방향성은 보이 지 않으나 관측된 대기수상의 특성을 처방하였을 때 이러한 지역들의 예측 성능에 영향을 줄 수 있음을 확인하였다. 우리나라를 포함한 동아시아 지역에서의 예측성능 변화를 살펴보면 10p에서 중국 내륙에서의 2-m 기온이 감소하는 것으로 나타나며 90p로 가면서 이러한 차이는 줄어드는 것을 볼 수 있다.

7월 한달 중기예측실험 결과에서 나타나는 주요 오차에 대해서 관측된 대기수상의 매개변수 를 처방한 실험들에서는 어떻게 반응하는지를 살펴보고자 그 차이장을 살펴보았다. 먼저 기온의 차이장에서 앞서 수평분포에서도 알수 있듯이 고위도 지역으로 가면서 그 차이가 커지며 90p로 가면서 남반구 양의 차이가 증가하고, 10p로 가면서 북반구 양의 차이가 증가하는 형태가 확인된 다. 풍속의 경우 마찬가지로 고위도로 가면서 차이가 커지는데 증가, 감소가 번갈아가면서 나타 나고 90p로 가면서 차이가 증가한다.



그림 4.1.11. 7월 한달 중기예측실험 결과에서 나타난 +120h 동서평균 기온의 IFS 분석장 대비 오차(수 치모델링 센터 결과)와 Case2에서 나타난 관측값을 처방한 실험과 CTL 실험간의 차이. 각각 (a) KIM-IFS, (b) 10p-CTL, (c) 50p-CTL, 그리고 (d) 90p-CTL 간의 차이장



그림 4.1.12. 그림 4.1.11과 같으나 풍속에 대한 결과

비습도 풍속처럼 증가, 감소가 번갈아가면서 나타나는데 상대적으로 강하게 강수가 발달한 북반구지역에서 차이가 크다.



그림 4.1.13. 그림 4.1.11과 같으나 비습에 대한 결과

얼음상 혼합비와 얼음상과 구름상 혼합비의 합을 살펴보면 관측값을 처방한 실험에서 혼합비 가 분포한 층을 따라 변화하고 특징적으로 10p에서 90p로 가면서 낮은 층에서의 구름상의 혼합비 가 증가함을 확인할 수 있다.



그림 4.1.14. CTL 실험의 +120h 동서평균 (a) 얼음상 혼합비와 (e) 얼음과 구름상 혼합비 합의 분포와 관측값을 처방한 실험과 CTL 실험간의 차이. 각각 (b, f) 10p-CTL, (c, g) 50p-CTL, 그리고 (d, h) 90p-CTL 간의 차이장

2. 특정 불확실성을 가지는 매개변수를 변경한 실험 수행

앞서 관측된 대기수상의 특성을 처방한 실험과 다르게 특정 불확실성을 가지는 매개변수를 변경한 실험을 수행하였다. 기존에 KIM이 극에서 얼음상을 과대모의한다는 결과를 토대로 얼음 상의 혼합비를 조정하는 방향으로 매개변수를 변경한 실험을 구성하였다. 먼저 얼음상의 최대 크 기를 정의하는 매개변수 dimax를 500e-6에서 300e-6로 낮춘 실험을 통해 Psaut 과정을 증가시키 고자 하였고, Psaut의 효율성 관련 매개변수를 Karrer (2018)에서 정리한 P3에서와 같이 기온의 함수로 변경한 실험, 해당 매개변수를 1에서 0.7로 조정한 실험, 그리고 얼음상의 특성과 관련된 매개변수를 HI00에서 제안한 꽃 형태의 얼음상이 가지는 매개변수로 변경한 실험이다.

표 4.1.3. 특정 불확실성을 가지는 매개변수를 변경한 실험명과 의미

실험명	의미						
Dimax	dimax를 500e-6에서 300e-6로 변경한 실험						
alphaT	Psaut의 효율성과 관련된 매개변수를 Karrer (2018)에서 정리 한 P3에서와 같이 -20 > T면 0.1, -5 < T면 1이고 그 사이의 온도를 가질 때 선형적으로 변하도록 수정한 실험						
alpha7	Psaut 값을 0.7로 처방한 실험						
Rosett	얼음상의 특성과 관련된 매개변수를 꽃 형태의 얼음상이 가지 는 매개변수로 변경한 실험						

Case2에 대해 실행해본 결과, 동서평균 기온의 차이를 살펴보면 Dimax 실험에서 열대 상층의 기온은 감소하고 북반구 고위도 하층은 증가, 중상층은 감소하고 남반구 고위도는 상층이 증가, 하층은 감소하는 것으로 나타났다. Rosett 실험의 경우 북반구 고위도, 남반구 중위도 전반적으로 기온이 증가하는 특성을 보였다. 반면 alphaT와 alpha7은 기온의 변화에 큰 영향을 주지 않았다.



그림 4.1.15. 특정 불확실성을 가지는 매개변수를 조정한 실험과 CTL 실험간의 +120h 동서평균 기온의 차이. 각각 (a) Dimax-CTL, (b) alphaT-CTL, (c) alpha7-CTL, 그리고 (d) Rosett-CTL 간의 차이

실험별로 보이는 CTL 대비 변화 정도는 얼음상, 얼음상과 구름상의 혼합비의 합에서도 유사 한 수준으로 Dimax와 Rosett 실험에서 뚜렷하고 큰 차이를 보였으며 alphaT, alpha7의 실험은 뚜 렷한 변화를 보이지 않았다.



그림 4.1.16. 특정 불확실성을 가지는 매개변수를 조정한 실험과 CTL 실험간의 +120h 동서평균 (a-d) 얼음상 혼합비와 (e-h) 얼음과 구름상 혼합비 합의 차이. 각각 (a, e) Dimax-CTL, (b, f) alphaT-CTL, (c, g) alpha7-CTL, 그리고 (d, h) Rosett-CTL 간의 차이

Dimax의 경우 얼음상 최대 크기를 제한하게 되고, 더 작은 크기로 제한된 Dimax에서 얼음상 의 연직낙하속도는 더 작은 값을 가진다. Psaci를 보면 얼음상과 눈상의 낙하속도 차이에 비례하 여 변화하는데 얼음상 낙하속도가 감소하면서 해당 과정을 증가시키고, Psaut 과정에서 q_{I0}의 값 을 감소시켜 Psaut 과정을 증가시키게 된다. Rosett 실험에서는 X_I=2150, b_I=1.225, α_I=0.000012, 그리고 d_I=1.52로 변경되어 다양한 찬구름 미세물리과정에 영향을 주게 된다. 두 실험 모두 하층 의 구름상 수농도는 증가하는 것으로 확인된다. 제 2 절 각 요소들이 강수예측성능에 미치는 영향을 분석함으로 불확실성 정량화하고 개선 요소의 최적화 기술 개발

1. 불확실성을 가지는 매개변수의 영향 및 범위

불확실성을 가지는 매개변수에 대해 경험 및 관측 값을 처방한 실험결과들을 통해 관측된 대 기수상의 특성은 열대보다는 고위도 지역에서의 변화를 상대적으로 많이 가져오며 특히 육지에 서 성능 변화를 가져올 수 있다. ICE-POP 2018 관측기간에 관측된 비상과 눈상의 대기수상의 특 성 중 변경가능한 매개변수의 최대, 최소 범위는 아래 표와 같다.

표 4.2.1. ICE-POP 2018 관측기간에 관측된 비상과 눈상의 대기수상의 특성 중 변경가능한 매개 변수의 최대, 최소 범위

Undromotoor			V-D	M-D		
Hydrollieteor		a_x	b_x	f_x	c_x	d_x
Rain	Max	6208.21	1	242.17	_	_
Ram	Min	3985.03	1	223.03	_	-
Spow	Max	9.74	0.291	0	0.70	2.20
3110 W	Min	3.36	0.219	0	0.03	1.99

얼음상의 최대 크기를 정의하는 매개변수 dimax를 500e-6에서 300e-6로 낮춘 실험에서 큰 차 이를 보였는데 모듈내 처방된 이러한 임계값의 변화가 불확실성이 크고 강수예측에 미치는 영향 이 클 수 있음을 의미한다. 또한 얼음상의 특성을 정의하는 매개변수를 변화한 실험에서도 큰 차 이를 보였는데 찬구름 미세물리과정이 상당히 중요한 역할을 차지함을 알 수 있다. 반면 효율성 을 조정한 실험에서는 상대적으로 적은 차이를 보이나 관측이나 실험에서 나타난 정확한 값을 처 방해야 할 것이다.

얼음상의 특성을 정의하는 매개변수의 변화도 강수예측성능에 상대적으로 큰 영향을 주었는 데 HI00에서 제안한 매개변수의 최대, 최소 범위를 살펴보면 불확실성이 큰 것으로 판단된다.

Undremeteer		V-	-D	M-D			
Hydrollieteor		X_I	Y_I	α_I	β_x		
ico	Max	3577	1.31	1.649×10^{-3}	2.27		
	Min	538	0.68	1.2×10^{-5}	1.52		

표 4.2.2. HI00에서 제안한 얼음상의 특성을 정의하는 매개변수의 최대, 최소 범위

미세물리과정의 수식에 대한 이해를 바탕으로 매개변수의 조정이 가능하며 각 매개변수의 정 확한 영향을 분석하기 위해서는 각 매개변수를 범위 내에서 샘플링하여 증가, 감소가 미치는 영 향에 대한 종합적인 분석이 필요하다. 샘플링 실험의 수를 최소화 하면서 매개변수의 불확실성 정량화를 위해서는 Latin Hypercube Sampling (LHS)이나 Morris One-At-a-Time (MOAT)이 널리 사용된다.



LHS는 여러 가지 매개변수를 샘플링하여 특정 값을 제시하되 이러한 샘플링이 매개변수들이 가지는 차원에서 균질하게 이루어질 수 있도록 나누어 샘플링하는 방식이다. 모식도를 살펴보면 X1과 X2 두 가지 매개변수에 대해 6개의 샘플을 뽑게 되면 원래 6×6으로 36개의 샘플을 필요로 하나 검은색 점과 같이 각 변수가 범위 내에서 균등한 분포를 가지도록 6개의 샘플만을 추출하는 기법으로 실험수를 줄이면서 매개변수의 영향을 분석할 수 있다.

여러 매개변수에 대해서 LHS가 가능하며 WDM7 내 대기수상의 특성을 정의하는 13개 매개변 수를 각각이 가지는 특정 범위에 대해 LHS를 이용, 15개 세트를 샘플링한 2021년 연구결과와 같 이 새로운 WSM5를 통해 표 4.2.1에서 제안한 비상과 눈상, 그리고 표 4.2.2에서 제안한 눈상에 대 해서 수행이 가능하다. LHS 샘플링은 그림 4.2.2와 같이 각 범위 내에서 균질한 임의의 특성을 만 들어낼 수 있다. 그림 4.2.3과 같이 새로운 WSM5에 이러한 값들을 처방하여 강수에 미치는 영향 이 큰 샘플링 세트를 구분할 수 있고 그러한 세트들이 가지는 매개변수 값을 분석하여 어떠한 매 개변수가 강수예측 성능을 개선, 혹은 악화시키는지 분석이 가능하다.

80

표 4.2.3. WDM7 내 대기수상의 특성을 정의하는 13개 매개변수를 각각이 가지는 특정 범 위에 대해 LHS을 이용 15개 세트를 샘플링한 결과 (2021년 연구결과)

	avtr	fvtr	avtg	bvtg	avts	bvts	cmg	dmg	cms	dms		mur	mug	mus
1	4170.554	181.0125	54.76371	0.56469	4.34752	0.28583	75.97224	2.9062	6.64277	2.77367	1	4.803525	0	0.233038
2	4542.653	179.6475	248.6114	0.75539	9.26489	0.37721	15.49947	2.61603	28.50123	2.85891	2	7.951577	6.584767	1.894401
3	4921.805	176.1375	118.1612	0.73335	7.68546	0.39426	11.23536	2.67654	11.28117	2.81473	3	1.980947	4.698602	4.125339
4	5045.838	186.0225	192.5246	0.70729	2.17714	0.15477	57.84979	2.90492	32.65646	2.94944	4	2.385345	21.10911	2.852668
5	3745.551	168.2925	303.4416	0.73105	11.01982	0.36874	254.2894	2.97086	6.58479	2.69651	5	2.532403	9.350464	7.162158
6	3995.38	182.8425	85.49148	0.61578	4.51943	0.26194	4.93612	2.65743	5.42519	2.64953	6	13.98	16.90298	11.73
7	4803.651	187.2075	101.2552	0.58214	4.19352	0.27966	89.05528	2.87657	26.41395	2.89189	7	1.741123	1.775666	1.793224
8	4684.908	166.0875	90.86027	0.59018	9.67318	0.37634	92.35027	2.91703	31.9607	2.81722	8	6.849496	2.887571	0.178378
9	4805.414	170.3325	110.0509	0.62508	6.23138	0.29391	12.88286	2.70712	8.30486	2.71176	9	8.362216	21.88	1.515114
10	4011.839	167.5425	197.2081	0.69971	11.17741	0.34187	118.5164	2.93869	0.72881	2.32131	10	6.983624	1.803959	2.123375
11	5082.284	172.4775	223.9378	0.77354	7.775	0.32483	51.64745	2.87339	27.6122	2.89687	11	4.062349	13.48606	1.130042
12	3578.018	179.0175	319.8907	0.73599	4.25082	0.27302	114.9307	2.98646	24.6359	2.90838	12	1	8.915137	4.052155
13	4239.331	190.2225	323.7745	0.77055	9.84151	0.35333	86.82632	2.97149	3.43454	2.76029	13	1.699054	3.272567	0
14	4743.104	173.3925	184.757	0.66664	11.11652	0.36797	23.83386	2.79312	5.30923	2.58202	14	3.125332	3.5448	6.665497
15	4492.099	159.5475	146.7186	0.67778	4.85251	0.25886	81.20545	2.9183	16.40274	2.94696	15	3.899655	0.65448	2.742996



그림 4.2.2. (a) 비상, (b) 싸라기상, 그리고 (c) 눈상 낙하속도-크기의 구름 미세물리모수화 방안내 규정된 관계(붉은색)과 관측에서 나타난 관계(검은색), 그리고 15개 LHS 샘플링 세트가 가지는 관 계(파란색) (2021년 연구결과).



그림 4.2.3. 기존 매개변수를 처방한 cntl 실험, 관측된 50% 값을 처방한 median, 그리고 LHS 15개 샘플들이 보이는 AWS 관측과 의 Bais, RMSE (2021년 연구결과).

MOAT 기법은 LHS와 마찬가지로 다수의, k개의 매개변수 중 특정 i번째 매개변수만 △만큼 차이를 준 실험의 예측 값과 기존 매개변수를 가지고 수행한 실험의 예측 값의 차이를 △로 나누 어 i번째 매개변수가 예측 값에 미치는 영향을 분석 가능하다.

$$EE_{i}^{1} = \frac{[y(x_{1}^{0}, x_{2}^{0}, ..., x_{i}^{0} + \Delta_{i}, ..., x_{k}^{0}) - y(x_{1}^{0}, x_{2}^{0}, ..., x_{i}^{0}, ..., x_{k}^{0})]}{\Delta_{i}}$$

$$\mu_{i} = \frac{1}{r} \sum_{j=1}^{r} |EE_{i}^{j}|$$

$$\sigma_{i}^{2} = \frac{1}{r-1} \sum_{j=1}^{r} (EE_{i}^{j} - \mu_{i})^{2}$$

그림 4.2.4. Morris One-At-a-Time (MOAT) 기법의 수식, 매개변수의 민감도 중요성(μ)과 분산(σ) 계산식(Chinta et al., 2021)

Index	Scheme	Parameter	Default	Range	Description
P1	Surface layer	xka	2.4e-5	[1.2e-5, 5e-5]	Heat/moisture exchange coefficient parameter (sm ⁻²)
P2		czo_fac	0.0185	[0.01, 0.037]	The coefficient for converting wind speed to roughness length over the water
P3	Cumulus	pd	1	[0.5, 2]	The multiplier for downdraft mass flux rate
P4		pe	1	[0.5, 2]	The multiplier for entrainment mass flux rate
P5		ph_usl	150	[50, 350]	Starting height of downdraft over USL (hPa)
P6		timec	2,700	[1,800, 3,600]	Mean consumption time of CAPE (s)
P7		tkemax	5	[3, 12]	The maximum turbulent kinetic energy (TKE) value in subcloud layer (m ² s ⁻²)
P8	Micro-physics	tce_stokes	14,900	[8e3, 3e4]	Scaling factor applied to ice fall velocity (s^{-1})
P9		nör	8e+6	[5e6, 1.2e7]	Intercept parameter of rain (m-4)
P10		dimax	5e-4	[3e-4, 8e-4]	Limited maximum value for the cloud- tce diameter (m)
P11		peaut	0.55	[0.35, 0.85]	Collection efficiency from cloud to rain auto conversion
P12	Short-wave	cssca_fac	1e-5	[5e-6, 2e-5]	Scattering tuning parameter (m ² kg ⁻¹)
P13		Beta_p	0.4	[0.2 0.8]	Aerosol scattering tuning parameter (m ² kg ⁻¹)
P14	Long-wave	Secang	1.66	[1.55, 1.75]	Diffusivity angle for cloud optical depth computation
P15	Land surface	hksati	1	[0.5, 2]	Multiplier for hydraulic conductivity at saturation
P16		porsl	1	[0.5, 2]	Multiplier for the saturated soil water content
P17		ph10	1	[0.5, 2]	Multiplier for minimum soil suction
P18		bsw	1	[0.5, 2]	Multiplier for Clapp and Hornbereger "b" parameter
P19	Planetary Boundary Layer	Brcr_sbrob	0.3	[0.15, 0.6]	Critical Richardson number for boundary layer of water
P20		Brcr_sb	0.25	[0.125, 0.5]	Critical Richardson number for boundary layer of land
P21		pfac	2	[1, 3]	Profile shape exponent for calculating the momentum diffusivity coefficient
P22		bfac	6.8	[3.4, 13.6]	Coefficient for Prandtl number at the top of the surface layer
P23		sm	15.9	[12, 20]	Countergradient proportional coefficient of nonlocal flux of momentum

Abbreviation: WRF, Weather Research and Forecasting.

그림 4.2.5. 전지구모델의 예측성능에 영향을 미칠수 있을 것으로 판단한 물리과 정내 매개변수와 범위(Chinta et al., 2021) Chinta et al. (2021)은 모델의 물리과정 내 다양한 매개변수 중 23개를 선택해 특정 범위를 규정하고, MOAT를 수행하여 강수에 더 큰 영향을 미치는 매개변수를 민감도 중요성(μ)과 분산 (σ)을 통해 파악하였다. 아래는 해당 참고문헌에서 강수에 대해 수행한 결과로 4, 5에 해당하는 적운모수화 방안내 매개변수가 다른 매개변수 대비 강수예측에 미치는 영향이 큰 것을 알 수 있 고, 해당 매개변수의 개선이 강수예측 성능에 큰 변화를 줄 수 있음을 의미한다.



그림 4.2.6. 전지구모델의 예측성능에 영향을 미칠수 있 을 것으로 판단한 물리과정내 매개변수와 강수와의 민 감도 중요성(MOAT-Mean)과 분산(MOAT-Standard Deviation) (Chinta et al., 2021)

따라서 MOAT를 관측, 경험 값, 그리고 사용자가 임의의 값으로 설정할 수 있는 새로운 WSM5를 통해 표 4.2.1에서 제안한 비상과 눈상, 그리고 표 4.2.2에서 제안한 눈상에 대해서 수행 할 수 있으며, 효율성 관련 매개변수도 영향을 확인할 수 있다.

제 5 장 결론

본 연구에서는 전지구 한국형 모델에서 사용하는 WSM5 구름미세물리 모수화 방안 내 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확실성의 주요 요인을 분석하고, 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확 실성을 가지는 요인을 분리한 WSM5 모듈을 재작성, 그리고 강수 예측성능 등 개선을 위한 구름 미세물리과정의 경험 값 및 관측자료 기반 개선요소의 최적화 기술을 개발하고자 하였다.

먼저 WSM5 구름미세물리 모수화 방안 내 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확실성의 주요요 인을 파악하고자 대기수상의 혼합비만을 예단하는 단일 모멘트 방안 중 WSM5 구름미세물리 모 수화 방안의 혼합비 예단과 관련된 상세 구름미세물리 과정을 파악하고 각 과정에서 쓰이는 대기 수상의 특성을 정의하는 매개변수와 상세 미세물리 과정에서 효율성과 관련된 모수를 확인하였 다. 구름미세물리 모수화 방안 내 규정된 대기수상의 특성을 정의하는 매개변수와 ICE-POP 2018 관측기간에 관측된 매개변수를 통해 현재 WSM5에서 사용 중인 매개변수와 관측과 차이가 있고 불확실성을 가지고 있음을 보였다. 마찬가지로 효율성 관련 매개변수의 경우 참고문헌에서 제시 하고 있는 값과 비교함으로 이러한 매개변수들의 불확실성을 확인하였다.

앞서 정의한 변경 가능한 미세물리 요소 및 불확실성을 가지는 요인이 WSM5 내 미리 계산되 거나 생략되어 있기 때문에 WSM5 모듈의 재작성을 수행하였다. 16개 상세 구름미세물리 과정의 수식들을 새롭게 유도하고 이외 수농도 크기분포의 기울기, 침강 과정 수식을 재유도하였다. 해 당 수식을 바탕으로 기존 WSM5 코드에서 새로운 WSM5 코드를 작성하였다. WRF에서 이상화된 2D 스콜라인 실험을 통해 새로운 WSM5 코드가 정상적으로 작동함을 확인하고 최종적으로 KIM WSM5에 적용하여 테스트를 하였다.

강수 예측성능 등 개선을 위한 구름미세물리과정의 경험 값 및 관측자료 기반 개선요소의 최 적화를 수행하고자 관측자료에서 나타난 대기수상의 특성을 적용한 실험을 수행하였다. ICE-POP 2018 관측에서 나타난 대기수상의 특성 중 비상과 눈상의 낙하속도와 크기, 눈상의 질량과 크기 관계를 정의하는 매개변수를 10, 50, 90% 값으로 조정한 사례 실험을 통해 민감도를 분석하였다. 이를 통해 대기수상의 특성의 변화가 북아프리카 지역과 고위도 지역에 특히 영향을 주며 중위도 이상에서 상층의 기온, 풍속, 그리고 비습에 영향을 주는 것을 확인하였다. 동서평균한 혼합비의 연직분포를 통해 전구 대기수상의 혼합비에 영향을 주는 것을 알 수 있었다. 추가적으로 특정 불 확실성을 가지는 매개변수를 변경한 실험을 수행하였는데, 특히 얼음상의 최대 크기를 정의하는 매개변수 dimax와 얼음상의 특성과 관련된 매개변수를 단일 총알에서 꽃 형태의 얼음상이 가지 는 매개변수로 변경했을 때 기온의 변화와 혼합비의 변화가 크게 나타났다. 이러한 결과는 모듈 내 처방된 이러한 임계값이 불확실성이 크고 찬구름 미세물리과정이 매개변수의 변화에 민감하 게 반응함을 의미한다. 반면 Psaut 과정의 효율성을 변경한 실험에서는 크게 변화가 나타나지 않 는데 이는 해당 미세물리과정의 비중이 그렇게 크지 않음을 간접적으로 알 수 있다.

최종적으로 ICE-POP 2018 관측기간에 관측된 비상과 눈상의 대기수상의 특성 중 변경가능한 매개변수의 최대, 최소 범위를 제안하였으며 이는 고위도 지역에서의 변화를 상대적으로 많이 가

85

져오며 특히 육지에서 성능 변화를 가져올 수 있다. 또한 모듈 내에 처방된 임계 값의 불확실성이 크고 강수예측에 미치는 영향이 크며 특히 얼음상의 특성을 정의하는 매개변수의 변화에 민감함 을 확인하였다. 마찬가지로 HI00에서 제안한 얼음상 특성을 정의하는 매개변수의 최대, 최소 범위 를 제안하였다. 추가적으로 불확실성 정량화와 최적화를 위해 LHS와 MOAT 기법에 대한 조사를 수행하였으며 향후 다양한 사례에 대한 실험, 계절 실험을 통해 일반적인 예측 성능 변화를 살펴 볼 필요가 있다.

참 고 문 헌

- 김다슬, 임교선, 김권일, 이규원, 2020: 현실적인 빗방울 종단 낙하 속도-크기 관계의 처방이 한반 도 여름철 지표 강수 모의에 미치는 영향. *대기*, **30(4)**, 421-437.
- Chinta, S., Sai, J. Yaswanth, and C. Balaji, 2021: Assessment of WRF Model Parameter Sensitivity for High-Intensity Precipitation Events During the Indian Summer Monsoon. *Earth and Space Science*, **8(6)**, e2020EA001471.
- Gunn, R., and G. D. Kinzer, 1949: The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Meteor.*, **6**, 243–248.
- Heymsfield, A. J., and J. Iaquinta, 2000: Cirrus crystal terminal velocities. *Journal of the atmospheric sciences*, **57(7)**, 916–938.
- 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. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 103–120.
- Hong, S.-Y., K.-S. S. Lim, J.-H. Kim, J.-O. J. Lim, and J. Dudhia, 2009: Sensitivity study of cloud-resolving convective simulations with WRF using two bulk microphysical parameterizations: Ice-phase microphysics versus sedimentation effects. *J. Appl. Meteor. Clim.*, 48, 61-76.
- Karrer, M., 2018: Ice growth processes in two bulk microphysics schemes compared to radar observationsImproving the representation of aggregation in a two-moment microphysical scheme with statistics of multi-frequency Doppler radar observations. Master's Thesis
- Karrer, M., Seifert, A., Ori, D., and S. Kneifel, 2021: Improving the representation of aggregation in a two-moment microphysical scheme with statistics of multi-frequency Doppler radar observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21(22), 17133–17166.
- Lim, K-S. S., 2020: The effects of mass-size relationship for snow on the simulated surface precipitation. *J. Korean Earth Sci. Soc.*, **41(1)**, 1–18.
- Pathak, R., S. Sahany, and S. K. Mishra, 2020: Uncertainty quantification based cloud parameterization sensitivity analysis in the NCAR community atmosphere model. *Scientific reports*, 10(1), 1–17.
- Stein, M., 1987: Large sample properties of simulations using Latin hypercube sampling. *Technometrics*, **29(2)**, 143–151.
- Yang, Y., X. M. Hu, S. Gao, and Y. Wang, 2019: Sensitivity of WRF simulations with the YSU PBL scheme to the lowest model level height for a sea fog event over the Yellow Sea. *Atmos. Res.*, 215, 253–267.
- Zhou, L., L. Harris, and J. H. Chen, 2022: The GFDL Cloud Microphysics Parameterization.

전지구모델의 중층대기 규모별 파동 모의특성 분석 및 진단

제1장 서론

기상 예측 (weather forecast)에서 통상적으로 관심을 두는 15일 중기 예측을 넘어서, 계절 예 측과 같은 장기 예측에 관한 관심이 높아지고 있다. 장기 예측에서 중요한 요소는 지면 근처 기압 장 공간 구조의 장기적 변동에 대한 이해이며, 성공적인 장기 예측을 위해 성층권-중간권의 중층 대기를 포함하는 기상 예측이 점차 중요한 것으로 인식되고 있다. 열적 불균형이 순환(대기의 운 동)을 주로 유도하는 대류권과 달리, 중층대기에서는 복사에 의한 가열-냉각과 다양한 파동 현상 이 유도하는 힘 (force)을 통해 주순환 (primary circulation)의 구조가 결정된다. 파동이 유도하는 힘은 자오면 질량 순환을 동반하며, 자오면 순환과 연관된 단열 팽창 및 압축을 통한 온도 변화는 복사 가열-냉각에 의한 온도 변화를 능가할 정도의 크기를 보일 수 있다. 따라서 파동에 의한 자 오면 순환은 중층대기 기본 온도 구조를 결정하는 데 매우 중요하다. 중간권은 성층권에 비해 대 기의 밀도가 낮기는 하지만, 중간권에서 행성파에 비해 더 중요한 역할을 하는 대기 중력파가 순 환에 전달하는 힘이 중간권뿐만 아니라 성층권 중상부의 바람세기 및 구조에까지 영향을 줄 수 있다. 성층권 중상부 바람 구조의 변화는 대류권에서 성층권으로 전파하는 행성파의 전파 특성을 변화시켜 행성파가 주로 일으킬 성층권 질량 재배치 형태에 영향을 줄 수 있다. 중층대기 순환에 있어 다양한 파동에 의한 강제력은 필수적인 요소로서, 기상청 모델 내 파동 현상 모의에 대한 분석 및 평가는 선행되어야 할 과정이다. 본 연구를 통해 기상청 전 지구 모델이 모의하는 중층대 기 순환 및 대류권-중층대기 연직 연계(vertical coupling)의 핵심 요소인 모델 내 대규모 파동 (행 성파와 조석파: Planetary and tidal waves)과 중규모 파동 (중력파: gravity waves)의 특성을 분석 한다. 관측 자료와 동화된 대류권-중층대기 재분석 자료와의 비교를 통해 현재 기상청 모델의 중 층대기 파동 모의 성능을 진단-평가하고자 한다. 격자에서 직접 모의되는 대규모 및 중규모 파동 강제력뿐만 아니라, 모수화(parameterization)로 계산되는 아격자 중력파 강제력에 대한 분석을 수행하고 재분석 자료 혹은 예측 과정에서 생산되는 아격자 중력파 강제력 (혹은 중층대기 물리 모수화 바람 tendency 항)과 비교하여, 기상청 모델 내 중력파 모수화 강제력의 구조 및 강도를 평가한다.

89

제 2 장 KIM에서 분해되는 파동의 규모별 모의특성 진단 및 재분석자료와 비 교, 진단

제 1 절 기상청 전지구 모델 예측장, 타 기관 재분석장 확보

1. KIM 및 재분석 자료

본 연구에서는 KIM version 3.5a와 3.7, National Aeronautics and Space Administration (NASA) 에서 제공하는 Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, version 2 (MERRA2; Gelaro et al. 2017) 재분석장 자료 (Inst3_3d_asm_Nv; 3 hourly assimilated data와 tavg3_3d_udt_Np)를 사용하였다. GWD(gravity wave drag)에 대한 변수들로, KIM의 경우 orographic GWD, convective GWD, frontal GWD에 대해 각각 gwdou(v), gwdcu(v), gwdfu(v)를 사용했고, MERRA2는 GWD에 대한 경향성 (tendency of wind due to gravity wave drag) 값인 DU(V)DTGWD라는 변수를 사용했다. 각 자료에 대한 자세한 정보는 표 2.1.1.에 정리 되어 있다.

	KIM	MERRA2				
	KIM v3.5a 및 MERRA2:	2020년 7월 1일 ~ 10일,				
기간	2020년 12월 16일 ~ 25일					
	KIM v3.7 및 MERRA2: 2021년 7월 1일~10일					
	동서 바람, 남북 바람, 연직 바	람, 온도, 지위 고도, 지표 기압				
변수	KIM: gwdou(v), gwdcu(v), gwdfu(v)					
	MERRA2: DUDTGWD, DVDTGWD					
시간	각 날의 00 UTC					
수평해상도 (Lon. × Lat.) 0.25° × 0.25°		0.625° × 0.5°				
어지초	41	72				
2억중	(Pressure-Level)	(Model-Level)				

표 2.1.1. KIM과 MERRA2 자료 정보

위 자료를 구면 노말 모드(normal mode) 분석 도구인 MODES (Žagar et al. 2015)의 입력 자료 로 사용하기 위해, MERRA2의 Model-level을 KIM의 Pressure-level 자료에 맞게 내삽하였다. 그 후, KIM과 re-gridding된 MERRA2 자료를 gaussian grid 및 sigma coordinate로 변환 시켰다. 본 연 구에서 사용된 gaussian grid의 격자 개수는 동서 1534개, 남북 768개를 사용하였다 (자세한 분석 과정은 3.2.1 참고). 2. KIM에서 모의 된 동서평균장의 특성 분석 및 재분석장과의 비교

(1) KIM 3.5a vs. MERRA2

대류권 및 중층대기 전체에 대한 모델 성능에 대한 기본적인 이해 및 Global normal mode 분 석을 위해서 KIM 3.5a에서 모의 된 동서평균장의 특성 분석 및 재분석장과의 비교를 진행하였다. 그림 2.1.1과 2.1.2는 기상청 전지구 모델 분석장 (ft000)과 NASA의 MERRA2 재분석장을 동서평균 동서바람에 대해 각각 7월 평균 (7월 1일~10일)과 12월 (12월 16일~25일) 평균을 나타낸 그릮이다. 각 그림에서의 위쪽 패널은 지상부터 고도 70 km까지의 동서평균 동서바람이고 아래쪽 패널은 대류권에 대해 (지상부터 고도 10 km) 집중적으로 보여주는 그림이다. 7월 평균과 12월 평균 모 두 대류권 중위도 지역에서 강한 대류권 제트가 나타나며, 겨울 반구의 경우 40 m/s 이상의 세기 를 보인다. 성층권과 중간권에서는 KIM과 MERRA2 모두 겨울 반구에 서풍이 우세하였으며, 여름 반구는 이와 반대로 동풍이 우세한 모습을 보인다. 겨울 반구에서 7월의 경우 서풍 제트는 대략 고도 50~60 km에서 가장 강한 모습을 보이고 12월의 경우 이보다 아래쪽에 위치한 고도 45~50 km에서 가장 강한 모습을 보인다. 다만, 대류권 아열대 지역에서 7월과 12월 모두 KIM의 서풍이 더 강하게 나오는 모습을 확인 할 수 있고 성층권에서부터 중간권으로 올라갈수록 적도 지역에서 바람의 세기의 차이가 발생했다. 7월의 경우, 적도 지역에서 대략적으로 고도 35 km에서는 KIM이 MERRA2보다 작아 음의 차이, 고도 45 km 부근에서는 다시 양의 차이, 고도 55 km 부근에서는 다시 음의 차이를 보이고 고도가 상승할 수 록 차이의 절댓값은 커지는 것을 확인 할 수 있었다. 이는 KIM이 quasi biennial oscillation 및 semi-annual oscillation이 모의가 안 되어서 발생한 오차 라고 보여진다.



그림 2.1.1. 기상청 전지구 모델 분석장 (ft000) vs. MERRA2 (NASA) 재분석장 (동서바람; 7 월).

12월의 경우에도 적도에 비슷한 패턴이 발생하는 모습을 확인할 수 있으며 고도 35~50 km까 지는 음의 차이다시 고도 55 km 부근에서 음의 차이를 보이며 아열대 고도 50~60 km 지역에서는 양의 차이를 보인다. 다만, 7월의 오차에 비해 12월 성층권에서 발생한 오차는 상대적으로 그 크 기가 작다. 7월과 12월 기간 동안 대류권에서 적도를 중심으로 아열대 지역까지 V자 형태의 양의 오차가 발생하는 지역이 나타난다.



그림 2.1.2. 기상청 전지구 모델 분석장 (ft000) vs. MERRA2 (NASA) 재분석장 (동서바람; 12 월).

그림 2.1.3과 2.1.4는 기상청 전지구 모델 분석장 (ft000)과 NASA의 MERRA2 재분석장을 동서 평균 온도에 대해 각각 7월 평균과 12월 평균을 나타낸 그림이다. 그림 2.1.1과 2.1.2와 마찬가지 로 그림 2.1.3-4의 위쪽 패널은 지상부터 고도 70 km까지 동서평균 온도를 나타낸 그림이고 아래 쪽 패널은 대류권을 집중적으로 보여준 그림이다. 두 모델의 7월과 12월 평균 온도 차이는 대략 50 km 이하까지는 약 5 K의 차이를 보이고 성층권계면 부근 (약 50 km) 부근에서 약 10 K의 cold bias가 전 위도에 걸쳐 존재하는 모습을 보인다. 또한, 겨울반구의 중간권 역역 (약 60 km 이상)는 KIM의 온도가 MERRA2에 비해 상당히 높은 것을 확인할 수 있고 최대 40 K의 차이를 보인다. 대 류권에서는 행성경계층을 따라 KIM에서 warm bias (약 2 K)가 있는 모습을 7월 12월 모두에서 보 이고 대류권계면을 따라 cold bias (약 -2 K)가 있는 모습을 확인 할 수 있다.



그림 2.1.3. 기상청 전지구 모델 분석장 (ft000) vs. MERRA2 (NASA) 재분석장 (온도; 7월).



그림 2.1.4. 기상청 전지구 모델 분석장 (ft000) vs. MERRA2 (NASA) 재분석장 (온도; 12월).

다음으로 동서평균 동서바람에 대해 KIM의 6시간, 12시간, 18시간 예측장과 MERRA2 재분석 장을 2020년 7월 1일과 12월 16일에 대해 비교했다 (그림 2.1.5~2.1.10).



그림 2.1.5. 2020년 7월 1일에 대한 동서바람 기상청 전지구 모델 예측장 (ft006) vs. MERRA2 (NASA) 재분석장.



그림 2.1.6. 그림 2.1.5.와 같지만 기상청 전지구 모델 12시간 예측장에 대한 그림.



그림 2.1.7. 그림 2.1.5.와 같지만 기상청 전지구 모델 18시간 예측장에 대한 그림.



그림 2.1.8. 2020년 12월 16일에 대한 동서바람 기상청 전지구 모델 예측장 (ft006) vs. MERRA2 (NASA) 재분석장.



그림 2.1.9. 그림 2.1.8.와 같지만 기상청 전지구 모델 12시간 예측장에 대한 그림.



그림 2.1.10. 그림 2.1.8.와 같지만 기상청 전지구 모델 18시간 예측장에 대한 그림.

두드러지는 특징으로는 KIM의 예측장과 MERRA2 분석장 간 차이의 패턴이 ft006, ft012, ft018 에서 거의 다르지 않는 모습을 확인 할 수 있다. 예보 시간이 증가함에 따라 오차가 확연하게 커

지는 듯한 경향성은 잘 보이지 않는 것으로 보아, 초기 자료동화의 결과물에서부터 해당 차이의 패턴이 존재하는 것으로 보이고 자료동화 과정에서 관측이 제대로 반영 되지 않는 것은 아닌지 확인해볼 필요가 있다.

그림 2.1.11과 12는 KIM 3.7과 MERRA2에서 모의된 동서 평균 동서 바람과 온도를 비교한 그 림이다. 2021년 7월 1일부터 10일까지의 평균을 이용하여 비교를 진행했다. 대류권을 먼저 살펴보 면, 동서 평균 동서 바람의 경우, 앞선 KIM 3.5a와 MERRA2에서 비교한 결과에서 나타난 V자형 형태가 아열대 지역 뿐 아니라 중위도 및 고위도 지역에서도 발생하는 모습을 보이고 있으며 양 과 음의 차이가 반복되는 패턴을 보이고 있다. 이와 더불어 대류권계면 적도 지역 부근에서는 약 6 m/s의 차이를 보인다. 또한, 성층권에서 양과 음의 차이가 반복되는 현상이 그대로 나타나고 있 으며 남위 50도 지역와 75도 지역에서 중간권 전체에서 KIM과 MERRA2 간 차이가 크게 발생하고 있는 모습이다. 동서 평균 온도 행성 경계층을 따라 발생한 warm bias와 대류권계면을 따라 생긴 cold bias가 오히려 더 강해진 모습이 보인다.



그림 2.1.11. 2021년 7월에 대한 동서바람 기상청 전지구 모델 분석장 (ft000) vs. MERRA2 (NASA) 재분석장.



그림 2.1.12. 2021년 7월 1일에 대한 동서 평균 온도 기상청 전지구 모델 분석장 (ft000) vs. MERRA2 (NASA) 재분석장.

제 2 절 격자에서 분해되는 파동의 규모별 특성 분석을 위해 구면 노말 모드 분석을 수행

1. Global normal mode 분석을 위한 MODES 소프트웨어 확보, 구동 및 적용

격자에서 분해되는 파동의 규모별 특성 분석을 위해 독일 함부르크 대학 Zagar 교수의 구면 normal mode 분석 프로그램 'MODES'를 활용하였다. 대기 운동을 짧은 주기의 inertia gravity waves (eastward and westward propagation; EIG, WIG)와 긴 주기 balanced motion (ROT; rotational wave)으로 구분할 수 있고, 이와 더불어 meridional index의 구분을 통해 적도지역의 Kelvin wave (KW)와 Mixed Rossby-Gravity wave (MRG)들에 대해 분석할 수 있다.

MODES를 통한 normal mode 계산은 총 다섯 단계로 나눌 수 있다. 첫 번째로, 3D normal mode projection을 하기 위해 input data가 Gaussian grid/sigma-level에 있어야 한다. 따라서 non-Gaussian grid의 데이터 세트를 regular Gaussian grid로 내삽해야한다. 이와 더불어, vertical coordinate는 sigma-coordinate로 변환해야한다. 본 연구에서는 41개의 sigma level을 사용했고, 이와 더불어 sigma level들에 대한 값과 각 레벨에 대한 stability profile이 input data로 같이 들어 간다 (그림 2.2.1). stability profile은 pressure-coordinate에서 sigma-coordinate로 변환 되는 과정 에서 계산을 하여 input data 폴더에 저장된다. 그림 2.2.1에서 전지구 평균 stability값은 KIM과 MERRA2가 거의 유사하지만 (즉, 온도의 연직 기울기는 KIM과 MERRA2가 잘 일치함) 성충권계면 을 지나고부터 온도의 절댓값의 차이가 크게 발생하는 모습을 확인할 수 있다.



그림 2.2.1. 2020년 7월 1일 KIM (파란색)과 MERRA2 (빨간색) 자료로부터 계산된 전 지구 평균 안정도 (왼쪽)과 온도 (오른쪽) 프로파일.

Input data 세트 (좌표계가 변환된 u, v, Z와 stability profile)가 완성되면, 두 번째로 vertical structure function을 풀게 된다. 전지구 평균 온도에 대한 프로파일은 거의 변하지 않지만, 분석 하는 날에 대해서 KIM과 MERRA2을 통해 평균 온도 프로파일을 얻고 두 모델의 값을 평균하여 두 모델 간 vertical structure에 대한 오차는 없다고 가정을 하고 분석을 진행했다. stability profile로부터 equivalent depths (D)를 사용자가 원하는 개수만큼 계산한다 (그림 2.2.2). 그림 2.2.2와 같이 equivalent depth는 대략 10 km부터 수 센치미터 또는 밀리미터까지 다양하게 계산 이 된다. 대략 5개의 수직 모드 (vertical mode: m) 이후에는 equivalent depth의 크기는 파동 의 남북방향 확장성과 관련되어 있다. 대략 10 m에 해당 하는 equivalent depth를 가진 hough 함 수는 적도 지역에 제한되어 있다. 이렇게 계산된 equivalent depth에 대한 그림이고, 그림 2.2.4는 상대적으로 작은 equivalent depth에 대한 그림이다.



그림 2.2.2. vertical structure equation의 해로서 각 vertical mode들에 대한 equivalent depth (왼쪽: KIM, 오른쪽: MERRA2).



그림 2.2.3. KIM에 대한 vertical structure function.



그림 2.2.4. MERRA2에 대한 vertical structure function.

세 번째로, 남북 방향의 구조인 horizontal structure function을 계산한다. 즉, 각 equivalent depth (vertical mode: m), zonal wavenumber, meridional index 대해 u (동서 바람), v (남북 바람), Z (지위 고도)들에 대해 남북 방향의 구조인 horizontal structure function들을 계산한다 (그림 2.2.5). 동일한 전지구 평균 온도 프로파일을 사용 하였으므로, horizontal structure function은 KIM과 MERRA2가 동일하다. 그림 2.2.5에서 equivalent depth가 작아지면, 즉, vertical mode m 이 커지면 파동이 적도지역에 강하게 묶여 있는 모습을 볼 수 있다. 또한 수치적으로 얻은 작은 equivalent depth를 가진 모드들은 하부 대류권과 경계층을 대표하는 수직 구조와 관련이 있다. 모델의 수직 레벨의 수보다 수직 모드의 개수가 작은 것을 Zagar (2015)에서 권장하고 있으며 수 직 레벨이 많은 모델의 경우 1 m보다 작은 equivalent depth를 가진 수직 모드를 사용하지 않는 것을 권장하고 있다.



그림 2.2.5. Balanced mode에 대한 Hough function의 위도에 따른 형태. k와 m은 각각 zonal wavenumber와 vertical mode 를 의미한다.

네 번째로 이렇게 계산된 horizontal structure function에 실제 데이터 (동서 바람, 남북 바람, 지위 고도)를 투영시키면, 각 mode (balanced, EIG, WIG)들에 대한 계수들이 계산된다. 그림 2.2.6 ~ 2.2.11는 KIM과 MERRA2 데이터를 이용하여 balanced, EIG, WIG mode들에 대해 equivalent depth가 큰 m=1과 상대적으로 equivalent depth가 작은 m=30의 hough coefficient 값들을 보여주 고 있다.



그림 2.2.6. Balanced mode (vertical mode = 1)에 대한 zonal wavenumber와 meridional index 평면 에서의 Hough coefficient (왼쪽: KIM, 중간: MERRA2, 오른쪽: KIM-MERRA2).



그림 2.2.7. Balanced mode (vertical mode = 30)에 대한 zonal wavenumber와 meridional index 평 면에서의 Hough coefficient (왼쪽: KIM, 중간: MERRA2, 오른쪽: KIM-MERRA2).



그림 2.2.8. EIG mode (vertical mode = 1)에 대한 Zonal wavenumber와 meridional index 평면에서 의 Hough coefficient (왼쪽: KIM, 중간: MERRA2, 오른쪽: KIM-MERRA2).



그림 2.2.9. EIG mode (vertical mode = 30)에 대한 zonal wavenumber와 meridional index 평면에 서의 Hough coefficient (왼쪽: KIM, 중간: MERRA2, 오른쪽: KIM-MERRA2).



그림 2.2.10. WIG mode (vertical mode = 1)에 대한 zonal wavenumber와 meridional index 평면에 서의 Hough coefficient (왼쪽: KIM, 중간: MERRA2, 오른쪽: KIM-MERRA2).


그림 2.2.11. WIG mode (vertical mode = 30)에 대한 zonal wavenumber와 meridional index 평면에 서의 Hough coefficient (왼쪽: KIM, 중간: MERRA2, 오른쪽: KIM-MERRA2).

그림 2.2.6과 2.2.7은 balanced mode, 즉, rotational wave (ROT)가 vertical mode가 1과 30인 값을 가지는 hough coefficient를 zonal wavenumber과 meridional index 평면상에 나타낸 그림이 다. 상대적으로 큰 equivalent depth (m=1) 갖는 balanced mode의 hough coefficient는 KIM과 MERRA2가 거의 비슷한 모습을 볼 수 있다. 반면, equivalent depth가 작은 (m=30)인 hough coefficient는 zonal wavenumber가 작은 부분에서 차이가 큰 것을 확인할 수 있다. 상대적으로 KIM에서의 계수 값들이 MERRA2에 비해 더 큰 모습이 보인다. 이는 다른 모드들인 EIG 모드나 WIG모드에서도 비슷한 경향을 보인다, equivalent depth가 큰 부분에서는 KIM과 MERRA2간의 차 이가 크지 않은 모습이지만 equivalent depth가 작은 계수들은 둘의 차이가 큰 것을 확인 할 수 있다. 앞서 말했듯이 작은 equivalent depth는 (vertical mode가 크면) 적도 지역에 묶여 있는 파동 들에 대한 hough coefficient들 인데 KIM이 MERRA2에 비해 적도 지역에서 ROT mode에 해당하 는 파동들을 많이 모의하고 있다 볼 수 있다.

마지막으로 선택된 모드들만 남기는 (예를 들어 eastward propagating inertia gravity wave) 필터링 작업을 거친 후, 다시 물리적 공간으로 변환하는 과정을 거친다 (3.1절 참고).

제 3 장 KIM에서 분해되는 중력파와 모수되는 중력파의 분할 및 총중력파 강제 력의 타당성 진단

제 1 절 구면 노말 모드로 분석된 격자 규모 파동을 조석파, 행성파 및 중력파로 구분 하고 중력파 모드 추출

1. 각 모드별 물리적 공간에서의 모습

본 장에서는 KIM과 MERRA2에서 계산된 Hough coefficient들을 이용하여 각 모드들 (ROT, EIG, WIG, KW, MRG)에 대해 필터링 했다 (inverse projection). 이를 통해, 우리는 물리적 공간(동 서 바람, 남북 바람, 지위 고도)에서 두 모델 간 각 모드들의 차이를 확인 할 수 있다. Hough coefficient는 vertical wavenumber, zonal wavenumber, meridional index에 대해 각각 50개, 200개, 200개까지 계산이 된 후 inverse projection 과정을 거쳤다.

(1) Balanced mode (ROT mode)

그림 3.1.1~3은 ROT 모드에 대해 각각 지위 고도, 동서 바람, 남북 바람에 대해 나타낸 그림이 다. 7월 1~3일과 12월 16~18일에 대해 분석을 진행하였으며 각 월에 대한 결과를 평균하여 위도-경도 면에 대해 나타냈다. 따라서, 각 그림의 왼쪽 세 열은 7월에 대한 결과이고 나머지 오른쪽 세 열은 12월에 대한 결과이다. 각 월에 대한 그림에서 왼쪽 열은 KIM 3.5a, 가운데는 MERRA2, 오른쪽은 KIM과 MERRA2의 차이를 나타낸다. 지위 고도에 투영된 ROT (그림 3.1.1)의 경우, 고도 약 69 km의 결과를 제외하면 KIM의 결과의 형태와 MERRA2의 형태가 어느 정도 잘 일치 하는 모습을 확인 할 수 있다. 특히, 여름철 북반구에 대해서는 KIM과 MERRA2의 결과가 잘 일치하는 모습을 볼 수 있다. 다만, 대류권계면 부근인 고도 ~9 km에서는 남반구와 북반구 중-고위도 지역 에서 다소 큰 오차를 가지는 것을 확인할 수 있다. 이와 더불어, 7월의 결과에서 남반구 중-고위도 부분에서 두 모델간의 결과에 위상차가 있는 것을 알 수 있다. 또한 7월 ~69 km의 결과에서 MERRA2에 비해 KIM의 지위 고도가 적도 지역에서 큰 값을 가지는 것을 알 수 있으며, 최대 ~400 m까지 차이 나는 모습을 볼 수 있다. 7월에 비해 12월의 경우 뚜렷한 위상 차이는 확인이 되지 않지만 고도 9 km와 26 km의 결과에서 북반구 극지역과 남반구 극지역에서 KIM의 ROT에 대한 지위고도 값이 큰 것을 확인할 수 있다. 7월 대류권계면 부근 (~ 9 km) 결과에서 보인 남북반구 중-고위도에서의 차이는 12월 결과에서는 줄어든 모습이다. 7월의 결과와 마찬가지로 고도 ~69 km 적도 지역에서 KIM의 지위 고도가 더 큰 모습을 확인 할 수 있고, 남반구 위도 80도 이상에서 는 전반적으로 KIM의 지위 고도가 크고 위도 60S ~ 80S 사이에서는 낮다.

동서 바람 (그림 3.1.2)의 경우, 지위 고도의 결과와 마찬가지로 KIM의 결과와 MERRA2의 결과 가 어느 정도 잘 일치하는 모습을 확인 할 수 있다. 7월 남반구와 북반구의 대류권 (~2 km)에서

108

ROT에 의한 동서 바람은 각각 서풍과 동풍으로 형성이 되어 있으며 적도 지역에서는 경도 60~120도 부근에서는 강한 서풍이 경도 240~300도 부근에서는 강한 동풍이 두 모델에서 형성되는 모습을 볼 수 있다. 이러한 패턴은 12월 적도지역 대류권 (~2 km)에서도 동일하게 나오지만 7월에 비해 더 큰 동서 파수를 가지는 것으로 보인다. 이러한 적도 지역의 패턴은 MRG mode와 관련이 있으며, KIM과 MERRA2 간에 차이가 많이 나는 것으로 보인다. 이러한 적도 지역에 국한된 파동 은 MRG mode 결과에서 자세하게 다루겠다. 7월의 결과에서 지위 고도의 결과와 마찬가지로 남반 구 중위도 지역에서 두 모델 간에 위상차이가 나타나는 모습을 보이지만, 12월 결과에서는 이러한 위상차이가 잘 나타나지 않는 것을 확인할 수 있다. 고도 ~ 69 km에서 7월과 12월 결과 모두 KIM 의 결과에 상대적으로 MERRA2보다 작은 규모를 갖는 형태들이 각 겨울 반구에 많이 존재하는 것을 확인할 수 있다.

지위 고도의 결과에서 7월 대류권 부근에서 나왔던 두 모델의 경도 방향 위상 차이는 남북 방 향 바람에서는 상대적으로 약하게 나오는 것을 확인 할 수 있다 (그림 3.1.3). 작은 규모의 구조들 은 남북 바람 (그림 3.1.3)의 고도 ~69 km에서도 7월과 12월 모두 KIM의 결과에서 MERRA2에 비해 많이 나오는 것을 확인할 수 있다. 또한, ~2 km의 결과를 살펴보면 KIM의 값이 7월에는 MERRA2 에 비해 전체적으로 작은 값을 갖고, 12월의 경우 전반적으로 큰 값을 가지는 모습을 보인다. 12월 고도 ~26 km에서의 결과도 마찬가지로 KIM에서의 값이 MERRA2에 비해 전지구적으로 큰 것을 볼 수 있다. 반면 12월 고도 ~42 km에서의 결과에서는 KIM에서의 값이 MERRA2에 비해 전체적으 로 작은 것을 볼 수 있다. 두 모델간의 차이는 7월의 결과에서 두드러지게 나타나는 것을 알 수 있고, 이러한 오차는 대류권에서는 양반구에서 나타나지만 성층권에서는 겨울 반구에서 오차가 두드러지게 나타나는 것을 확인할 수 있다.



그림 3.1.1. Modified geopotential height 필드에서 ROT wave의 모습을 ~2 km, ~6 km, ~9 km, ~26 km, ~42 km, ~69 km에서 위도-경도 평면에 나타낸 모습이다. 왼쪽 세 열이 7월, 오른쪽 세 열이 12월의 형태로 각 그림의 왼쪽은 KIM 3.5a, 가운데는 MERRA2, 오른쪽은 KIM과 MERRA2의 차이를 나타낸다.



그림 3.1.2. 그림 3.1.1과 같지만 zonal wind에 대한 그림.



그림 3.1.3. 그림 3.1.1과 같지만 meridional wind에 대한 그림.

(2) Westward Inertia Gravity (WIG) mode

그림 3.1.4~6은 WIG 모드에 대해 각각 지위 고도, 동서 바람, 남북 바람에 대해 나타낸 그림이 고 그림의 분석 방법은 ROT mode와 같다. 지위 고도에 투영된 WIG mode의 경우 (그림 3.1.4), ROT mode와 다르게 대류권에서의 남북반구 차이가 성층권으로 가면서 역전되는 모습을 볼 수 있다. 또한, ROT mode에 비해서 WIG mode의 세기가 약한 것으로 모의된다. 7월 남반구의 고도 ~2 km와 ~9 km의 결과에서 지위 고도에 투영된 WIG mode는 음수이지만 고도 ~26 km이상에서는 양수로 바뀌는 것을 볼 수 있고 이는 12월에도 같은 양상을 보인다. 또한 대류권에서의 WIG는 7 월과 12월 모두 남반구 극지역을 제외하고는 KIM이 MERRA2에 비해 낮은 값을 가지는 것을 확인 할 수 있다. 대류권 극지역의 경우 오차가 최대 80 m까지 나타나지만 최대 진폭이 약 800 m임을 고려했을 때 그렇게 큰 오차라고 생각되지 않는다.

동서 바람의 경우 (그림 3.1.5), 행성경계층 (~2 km)부근에서 7월과 12월 결과 모두 산악 지역 을 따라 강한 진폭이 두 모델에서 잘 나타나는 모습을 확인할 수 있었다. 대류권계면 부근과 성층 권에서는 ROT mode에 비해 KIM과 MERRA2의 결과가 상당히 잘 일치하는 모습을 대부분의 오차 는 대략 10% 이내였다. 하지만, 두 모델 간의 차이는 중간권 영역에서 많이 나타났으며 최대 진폭 이 ~±40 m/s인 점을 고려하면 ~±28 m/s의 오차는 상당하다고 보인다.

남북 바람의 경우 (그림 3.1.6), 동서 바람의 결과 (그림 3.1.5)와 비슷한 모습을 보인다. 고도 ~2 km 영역에서 7월과 12월 결과 모두 산악 지역을 따라 강한 진폭이 두 모델에서 비슷하게 모의 되고 있다. 또한, zonal wind에서와 마찬가지로 두 모델간 적도 지역에서 공간적으로 소규모에 대한 파동이 대류권에서 많은 차이를 보이고 있다. 다만, 행성경계층 부근의 7월의 결과에서 동서 바람과 다르게 KIM이 MERRA2에 비해 전지구적으로 더 큰 값을 갖는 것을 확인할 수 있고 이러한 차이는 대류권계면 부근에서도 확연하게 보인다. 하지만, 두 모델 간의 차이는 동서 바람과 마찬 가지로 중간권 영역에서 많이 나타났으며 최대 진폭이 ~±32 m/s인 점을 고려하면 ~±20 m/s의 오차는 상당하다고 보인다.

113



그림 3.1.4. Modified geopotential height 필드에서 WIG wave의 모습을 ~2 km, ~6 km, ~9 km, ~26 km, ~42 km, ~69 km에서 위도-경도 평면에 나타낸 모습이다. 왼쪽 세 열이 7월, 오른쪽 세 열이 12월의 형태로 각 그림의 왼쪽은 KIM 3.5a, 가운데는 MERRA2, 오른쪽은 KIM과 MERRA2의 차이를 나타낸다.



그림 3.1.5. 그림 3.1.4와 같지만 zonal wind에 대한 그림.



그림 3.1.6. 그림 3.1.4와 같지만 meridional wind에 대한 그림.

(3) Eastward Inertia Gravity (EIG) mode

그림 3.1.7~9는 그림 3.1.4~6과 마찬가지로 EIG mode에 대해 지위 고도, 동서 바람, 남북 바람 에 대해 나타낸 그림이다. 지위 고도에 투영된 EIG mode (그림 3.1.7)는 WIG mode (그림 3.1.4)와 동일한 패턴을 가지고 있다. 다만 WIG mode와 비교해, 7월 대류권 중위도 부근에서 KIM이 MERRA2에 비해 EIG에 의한 지위 고도 값이 더 크게 나오는 모습을 볼 수 있고 동일한 영역에서 고도 ~69 km의 결과를 보면 KIM이 MERRA2에 비해 지위 고도 값이 더 낮은 것을 확인할 수 있다. 12월의 결과는 두 모델의 결과와 차이 모두 WIG mode와 동일한 모습을 보이고 있다.

그림 3.1.8은 동서 바람에 투영된 EIG mode에 대한 그림이다. 동서 바람의 경우 WIG mode와 패턴이 많이 다른 것을 볼 수 있고 행성 경계층 (~2 km)에서의 가장 두드러진 특징은 7월과 12월 결과 모두에서 적도 지역에 동풍과 서풍이 번갈아 가며 나타나는 패턴이 보인다. 이는 적도지역에 국한된 Kelvin wave의 영향이라고 보인다. 12월의 경우 높은 동서 파수를 가진 kelvin wave들에서 차이가 난다. KIM의 경우 경도 300도 부근에서 동풍 계열이 강하게 나타나고 경도 30도 부근과 120도 부근에서는 서풍 계열이 강하게 나오는 것을 확인할 수 있다. 이는 MERRA2의 결과에서도 비슷하게 나오지만 두 모델의 차이를 봤을 때, 위상 차이가 존재하는 것으로 보인다. 이러한 패턴 은 12월에도 나오는 것을 확인할 수 있고 규모가 7월에 비해 더 작은 것을 볼 수 있다. 고도 ~9 km의 경우, 두 계절 간 동서 바람의 패턴이 많이 다른 것을 확인할 수 있다. 7월의 경우 두 모델 모두 남반구에서는 동풍 계열이 북반구에서는 서풍 계열이 두드러지게 나타나는 반면 12월에는 그러한 패턴이 잘 보이지 않고 KIM이 MERRA2에 비해 값이 전체적으로 높계 나오는 모습을 확인 할 수 있다. 12월 북반구 고위도 고도 ~26 km와 ~42 km에서는 WIG mode에서 보인 패턴이 정반대 로 나오는 것을 확인할 수 있다.

그림 3.1.9는 남북 바람에 투영된 EIG mode에 대한 그림이다. 7월의 경우 WIG와는 다르게 대 류권(고도 ~2 km, ~6 km, ~9 km)에서 남북 바람에 투영된 KIM의 EIG wave 세기가 MERRA2에 비 해 더 큰 모습을 보인다. 또한, 성층권 상부 (고도 ~42 km) 부근에서는 KIM에서 모의된 남북 바람 의 세기가 MERRA2에 비해 전체적으로 약한 것을 볼 수 있다. 반면 고도 ~69 km에서는 KIM의 세 기가 MERRA2에 비해 더 높게 나오는 것을 확인할 수 있다. 12월 북반구 성층권 및 중간권지역의 경우 WIG mode에서는 고위도 쪽에 치우쳐있던 서풍과 동풍의 패턴이 약 50N 부근까지 내려온 모습을 확인할 수 있다. 또한, 7월의 고도 ~42 km 결과와 비슷하게 12월의 고도 ~26 km 부근에서 는 KIM의 값이 MERRA2에 비해 전지구적으로 더 낮은 모습이 보인다.

117



그림 3.1.7. Modified geopotential height 필드에서 EIG wave의 모습을 ~2 km, ~6 km, ~9 km, ~26 km, ~42 km, ~69 km에서 위도-경도 평면에 나타낸 모습이다. 왼쪽 세 열이 7월, 오른쪽 세 열이 12월의 형태로 각 그림의 왼쪽은 KIM 3.5a, 가운데는 MERRA2, 오른쪽은 KIM과 MERRA2의 차이를 나타낸다.



그림 3.1.8. 그림 3.1.7과 같지만 zonal wind에 대한 그림.



그림 3.1.9. 그림 3.1.7과 같지만 meridional wind에 대한 그림.

(4) Kelvin Wave mode

그림 3.1.10은 Kelvin wave를 지위 고도에 투영한 그림이다. Kelvin wave의 경우 EIG 모드 중 에서 meridional number가 1인 파동들만을 추출한 것으로 적도지역에 국한 되어 있는 파동이다. 그림 3.1.10에서 성층권 상부와 중간권에서 7월과 12월 모두 KIM3.5a의 결과와 MERRA2간의 차이 가 발생한다. 경도 30~150도 사이에는 음의 차이가, 경도 200~280도 사이에서는 양의 차이가 ~69 km에서 나며 대략 ~42 km부근에서는 이와 반대가 되는 양상이 나타난다.

그림 3.1.11은 zonal wind에 KW를 투영한 모습이다. EIG 모드의 결과에서 고도 ~2 km부근에 서 발생한 적도지역의 차이는 두 모델 간 KW의 차이로 발생한 모습임을 명확하게 알 수 있다. 동서 파수가 높은 파동들에 차이가 많이 발생하는 것으로 보이고, 이는 적도 지역의 강수 패턴의 차이로 인해 이러한 오차가 발생했을 것으로 보인다. 두 모델 간 적도지역의 KW차이는 고도 ~6 km에서도 나타난다. 경도 240~300도 부근에서 KIM과 MERRA2의 차이는 양의 값으로 나타나는 반 면 120~200도 사이에서는 음의 오차가 나타나고 있다. 7월의 경우 적도지역의 오차는 고도 ~9 km 에서도 나타나는 것으로 보인다. 성충권에서는 두 모델 간 KW의 패턴이 7월에 많은 차이를 보이 고 있는 반면 12월의 결과에서는 잘 일치하는 모습이다. 중간권에서는 두 모델의 KW가 위상은 비슷한 모습을 보이지만, 그 크기가 다르다는 특징을 가지고 있다.

그림 3.1.12은 meridional wind에 대해 KW를 투영 시킨 결과로 zonal wind나 지위고도의 차이 에서 와 같이 뚜렷한 오차를 보이고 있지는 않고, 대류권에서는 7월과 12월 모두 위상이나 크기 측면에서 두 모델이 잘 일치한다. 하지만 성층권과 중간권에서는 큰 차이는 아니지만, 12월에 비 해 7월에 더 큰 차이가 나타난다.



그림 3.1.10. Modified geopotential height 필드에서 Kelvin wave의 모습을 ~2 km, ~6 km, ~9 km, ~26 km, ~42 km, ~69 km에서 위도-경도 평면에 나타낸 모습이다. 왼쪽 세 열이 7월, 오른쪽 세 열이 12월의 형태로 각 그림의 왼쪽은 KIM 3.5a, 가운데는 MERRA2, 오른쪽은 KIM과 MERRA2의 차이를 나타낸다.



그림 3.1.11. 그림 3.1.10과 같지만 zonal wind에 대한 그림.



그림 3.1.12. 그림 3.1.10과 같지만 meridional wind에 대한 그림.

(5) Mixed Rossby Gravity Wave mode

그림 3.1.13~15는 Mixed Rossby Gravity (MRG) mode를 각각 지위 고도, 동서 바람, 남북 바람 에 투영 시킨 결과이다. 먼저 지위 고도의 결과를 살펴보면, 가장 큰 차이를 보이는 곳은 고도 ~69 km인 중간권 지역이다. 두 모델 간 위상 차이는 크게 나지 않지만, 파동의 세기 측면에서 KIM이 MERRA2에 비해 강하게 모의되는 모습을 가지고 있고, 12월의 경우 KIM에서 동서 파수가 큰 파동 들이 MERRA2에 비해 더 많이 나오는 것을 확인할 수 있다.

동서 바람에 투영된 MRG mode (그림 3.1.14)는 고도 ~2 km와 ~69 km에서 큰 차이를 보이고 있다. 대류권에서 KIM이 MRG mode를 MERRA2에 비해 더 강하게 보이하고 있는 모습을 보이고 이 차이는 대략 10~15 m/s 정도이다. 7월과 12월 모두 이러한 특징이 나타나고 있다. 고도 ~69 km 에서는 KIM과 MERRA2에서 모의된 MRG mode의 위상차이가 날 뿐 아니라, 크기 면에서도 KIM이 더 강하게 모의된 모습을 보인다. 이와 더불어 더 큰 동서 파수를 가지는 MRG wave들이 KIM에서 더 많이 나타나고 있다. 대류권 상부와 성층권에서는 MRG mode의 크기의 차이가 나타나긴 하지 만 다른 고도에 비해 그 크기의 차이가 크지 않고 위상 차이도 크게 나지 않는 모습을 보인다.

그림 3.1.15는 남북 바람에 투영된 MRG mode를 나타낸 그림이다. 남북 바람의 경우 전 고도 및 7월과 12월에서 두 모델 간 차이가 명확하게 나타나고 있다. 우선 행성 경계층 (~2 km)부근을 살펴보면, 7월과 12월 모두 KIM이 MERRA2에 비해 MRG wave를 더 강하게 모의하고 있는 모습이 보이고, 더 큰 동서 파수를 갖는 MRG wave들을 MERRA2에 비해 더 많이 모의하고 있는 모습이 다. 이러한 차이는 대류권 상부 및 성층권으로 갈수록 줄어드는 모습을 보이지만, 12월에 비해 7 월에서 오차가 더 크게 발생하는 모습이다. 고도 ~69 km의 경우, KIM에서 MRG mode가 매우 강하 게 모의되고 있으며, 그 차이는 10 m/s를 초과한다.



그림 3.1.13. Modified geopotential height 필드에서 Kelvin wave의 모습을 ~2 km, ~6 km, ~9 km, ~26 km, ~42 km, ~69 km에서 위도-경도 평면에 나타낸 모습이다. 왼쪽 세 열이 7월, 오른쪽 세 열이 12월의 형태로 각 그림의 왼쪽은 KIM 3.5a, 가운데는 MERRA2, 오른쪽은 KIM과 MERRA2의 차이를 나타낸다.



그림 3.1.14. 그림 3.1.13과 같지만 zonal wind에 대한 그림.



그림 3.1.15. 그림 3.1.13과 같지만 meridional wind에 대한 그림.

(6) 동서 평균 동서 바람장의 ROT, WIG mode

그림 3.1.16~19는 7월과 12월에 동서 평균 동서 바람에 투영된 ROT (그림 3.1.16~17), WIG (그 림 3.1.18~19) mode들의 그림이다. 동서 평균된 WIG mode와 EIG mode는 동일하기 때문에 WIG에 대한 그림만 보인다.

동서 평균 동서 바람에 투영된 ROT mode를 살펴보면 (그림 3.1.16~17), 7월과 12월 모두 큰 구조는 ROT에 의해서 형성이 되는 것을 알 수 있다 (그림 3.1.1~2). 또한, 그림 3.1.1과 3.1.2에서 KIM과 MERRA2가 적도지역 성층권 이상의 고도에서 보인 음과 양의 차이는 ROT mode의 차이로 인해 발생되었다고 볼 수 있다. 이와 더불어, 12월 남반구 극지역 고도 60 km이상에 보인 바람의 차이 역시 ROT mode의 차이에 의해 형성되었다고 생각든다.



그림 3.1.16. 2020년 7월 동서 평균 동서 바람장에서의 ROT mode. 왼쪽부터 차례로 KIM 3.5a, MERRA2, KIM과 MERRA2의 차이를 나타낸다.



그림 3.1.17. 2020년 12월 동서 평균 동서 바람장에서의 ROT mode. 왼쪽부터 차례로 KIM 3.5a, MERRA2, KIM과 MERRA2의 차이를 나타낸다.

그림 3.1.18~19은 각각 7월과 12월 동서 평균 동서 바람에 투영된 WIG mode이다. WIG mode 는 대류권 여름반구에서는 양의 동서 평균 동서 바람을 형성하고, 반대로 겨울 반구에서는 음의 동서 평균 동서 바람을 형성하는 것을 확인할 수 있다. 또한 중층대기에서는 겨울 반구에 강한 서 풍 계열의 동서 바람을 형성하는 반면, 여름 반구에서는 동풍 계열의 동서 바람을 형성하는 것을 확인할 수 있다. KIM과 MERRA2의 차이를 살펴보면, 7월의 경우 KIM이 MERRA2에 비해 전반적으 로 음의 오차를 가지는 것을 확인할 수 있고, 12월의 경우에는 양의 오차를 가진다.



그림 3.1.18. 2020년 7월 동서 평균 동서 바람장에서의 WIG mode. 왼쪽부터 차례로 KIM 3.5a, MERRA2, KIM과 MERRA2의 차이를 나타낸다.



그림 3.1.19. 2020년 7월 동서 평균 동서 바람장에서의 WIG mode. 왼쪽부터 차례로 KIM 3.5a, MERRA2, KIM과 MERRA2의 차이를 나타낸다.

제 2 절 TEM 방정식 계를 이용한 격자 규모 파동의 강제력 계산, 모수화된 중력파 강 제력 분석 및 타 기관 재분석장 결과와 비교

1. 행성파의 전파 및 강제력 분석

행성파의 전파 및 강제력에 대해 이해하기 위해, 본 장에서는 각 모델의 변수들을 이용하여 구면 좌표계 및 log-pressure 고도 좌표계에 기반한 Transformed Eulerian-Mean (TEM) 방정식을 이용한 Eliassen-Palm flux (EP flux)와 EP flux의 divergence (EPD)를 계산했다 (Andrew et al. 1987). 남북과 수직 방향의 EP flux는 각각 F^{ϕ} 와 F^{ϵ} 로 표현이 되며, EP flux의 벡터 F는 (0, F^{ϕ} , F^{ϵ})로 나타낼 수 있다. F^{ϕ} 와 F^{ϵ} 는 각각 다음과 같다

$$\begin{split} F^{\phi} &= \rho_0 \mathrm{acos} \phi(\overline{u_z} \overline{\theta_z}^{-1} \overline{v' \theta'} - \overline{u' v'}), \\ F^z &= \rho_0 \mathrm{acos} \phi[f - (\mathrm{acos} \phi)^{-1} (\overline{u} \mathrm{cos} \phi)_{\phi} \overline{\theta_z}^{-1} \overline{v' \theta'} - \overline{u' w'}]. \end{split}$$

식 F^{\$\$}와 F^{\$\$}의 밀도 항으로 인해 성층권 이상에서의 고도에서 EP flux의 크기가 적절하게 표 현이 되지 못해 우리는 Edmon et al. (1980)에서 제한한 파와 같이 남북 방향과 수직 방향의 EP flux에 각각 (P_s/P)^{0.85}[F^{\$\$}/aπ, F^{\$\$}/3×10⁵]를 곱해주었다. EP flux의 divergence는 파동의 원천이나 소멸 지역이 될 수 있는데 우리는 EPD에 ρ₀acos\$ 로 정규화 하여 그림으로 표현했다. EPD는 다음 과 같이 계산된다

$$\nabla \cdot \boldsymbol{F} = \frac{1}{a\cos\phi} (F^{\phi}\cos\phi)_{\phi} + F^{z}.$$

그림 3.2.1-2는 KIM에서 모의된 2020년 7월, 12월의 EP flux와 EPD를 위-고도 평면에 표현한 그림이다. 7월은 1일부터 10일까지의 장을 평균하여 나타냈고, 12월은 16일부터 25일까지의 평균 된 값이다. EP flux는 벡터의 형태로 나타냈고, EPD는 색상, 동서 평균 동서 바람은 빨간색 등고선 으로 표시했다.

2020년 7월의 KIM에서 모의된 결과를 살펴보면 (그림 3.2.1), 대류권에서의 EP flux는 겨울반 구 중위도와 고위도 지역에서 성층권까지 상향 전파를 하는 모습을 보이며, 성층권에서 적도 방향 으로 뻗어 나가는 모습을 보인다. 겨울반구 중위도 및 고위도에서 상향 전파한 EP flux는 고도 약 10 km부근에서 음의 강제력을 가하는 모습을 보인다. 여름 반구에서도 중-고위도 지역 대류권에 서부터 대류권계면 까지 EP flux가 전파하는 모습을 볼 수 있지만, 고도 20 km 부근에서 서풍에서 동풍으로 바람의 방향이 바뀜에 따라 EP flux가 겨울반구에서처럼 성층권 상부까지 뻗어 나가지 못하고 성층권하부에서 적도 방향으로 전파하는 모습을 보인다. 겨울반구에 성층권 극 소용돌이 가 위치한 지역에서는 행성파의 연직 전파가 활발히 일어나고 있는 모습을 명확하게 볼 수 있다. 행성파가 제트에 가하는 음의 강제력은 중위도 고도 50 km 부근에서 강하게 나타나는 것을 볼 수 있으며 이 크기는 대략 15 m/s/day 정도로 나타난다. MERRA2 결과 역시 KIM의 결과와 비슷한 형 태를 가지고 있다. 양반구 대류권에서 행성파는 연직으로 전파하는 모습을 보이지만 여름 반구에 서 고도 20 km부근 서풍에서 동풍으로 바람의 방향이 바뀌게 되면서 KIM에서의 결과와 마찬가지 로 EP flux가 적도 방향으로 전파하고 있다. 반면, 겨울 반구의 경우 EP flux는 서풍 내에서 더 많 은 연직 전파를 하고 있으며, 제트의 중심부분에서는 KIM의 결과보다는 약하지만 대략 10~15 m/s/day의 음의 강제력을 가하고 있다. 다만, KIM과 MERRA2의 차이는 고도 60 km이상에서 확연 한 차이를 보인다. 특히, 여름반구에서 MERRA2는 특별히 강한 EPD 지역을 모의하고 있지 않지만 KIM의 경우 고도 60~70 km 부근에서 상대적으로 강한 EPD 지역들을 모의하고 있다. 이는 겨울 반구에서도 마찬가지로 고도 60 km이상의 위도 60S~80S 부근에서 KIM은 강한 양의 EPD를 모의 하고 있는 반면 MERRA2는 그러한 영역이 나타나지 않고, 남반구 중위도 지역에서도 MERRA2에 비해 강한 음의 EPD 지역을 모의하고 있다. 또한 이러한 차이는 적도 지역에서도 크게 발생하고 있는 것으로 보인다.



그림 3.2.1. KIM의 분석장과 MERRA2 재분석장에서 모의된 2020년 7월의 10일 평균 EP flux (벡터)와 EPD (색상)의 위-고도 단면, 동서 평균 동서 바람은 빨간 등고선으로 나타냄.



그림 3.2.2. KIM 3.5a (왼쪽)의 분석장과 MERRA2 (가운데) 재분석장에서 모의된 2020년 7월의 10일 평균 EPY. 오른쪽은 KIM과 MERRA2의 차이를 나타냄.



그림 3.2.3. KIM 3.5a (왼쪽)의 분석장과 MERRA2 (가운데) 재분석장에서 모의된 2020년 7월의 10일 평균 EPZ. 오른쪽은 KIM과 MERRA2의 차이를 나타냄.

그림 3.2.4는 2020년 12월에 대해 KIM과 MERRA2에서 모의된 행성파를 나타낸 그림이다. KIM 과 MERRA2의 결과를 살펴보면 대류권과 성층권하부 까지는 두 결과가 잘 일치하는 모습을 보인 다. 12월 여름 반구 대류권에서 연직 전파하는 행성파들은 7월과 마찬가지로 서풍에서 동풍으로 바뀌는 고도인 ~20 km 부근에서 연직 전파를 더 이상 못하는 모습을 보이고 적도 지역으로 전파 하는 양상을 보인다. 겨울반구 대류권에서는 연직전파 하는 행성파의 EP flux가 연직 전파를 하며 성층권 하부 영역에서 적도 지역으로 전파하는 모습을 보인다. 겨울 반구 성층권 상부 영역에서 MERRA2는 행성파들이 고위도지역에 약 20 m/s/day 이상의 강한 음의 강제력를 가하는 모습을 볼 수 있고, 고도 60~70 km와 위도 60N~80N 부근에서는 강한 양의 강제력 (20 m/s/day 이상)을 가하 고 있는 모습을 보인다. 반면, KIM의 결과를 보면, MERRA2에 비해 겨울반구 성층권 상부 고위도 지역에서 음의 강제력을 가하는 지역이 더 넓은 영역에 펼쳐져 있는 모습을 보이며, 이렇게 음 강 제력을 가하는 지역은 고도 70 km까지 뻗어져 있는 모습을 보인다. 여름 반구의 고도 60~70 km 부근에서도 KIM과 MERRA2의 차이가 나타나는 모습을 보인다. KIM의 경우 남위 30도와 60도 부 근에 행성파에 의한 양의 강제력이 나타나는 지역이 모의 되는 반면, MERRA2에서는 그러한 모습 이 나타나지 않는다. 다만, 7월에 비하면 12월의 경우에는 KIM과 MERRA2가 더 잘 일치한다고 볼 수 있다.



그림 3.2.4. 그림 3.2.1과 같지만 2020년 12월의 10일 평균 값.



그림 3.2.5. KIM 3.5a (왼쪽)의 분석장과 MERRA2 (가운데) 재분석장에서 모의된 2020년 12월의 10일 평 균 EPY. 오른쪽은 KIM과 MERRA2의 차이를 나타냄.



그림 3.2.6. KIM 3.5a (왼쪽)의 분석장과 MERRA2 (가운데) 재분석장에서 모의된 2020년 7월의 10일 평균 EPZ. 오른쪽은 KIM과 MERRA2의 차이를 나타냄.

2. 모수화된 중력파 강제력 (GWD) 비교

모수화된 중력파의 강제력(Gravity Wave Drag; GWD)을 알아보기 위해, KIM의 산악, 대류, 전 선 중력파 강제력 (orographic, convective, frontal gravity wave drag), MERRA2의 tendency of wind due to gravity wave drag를 비교하였다. 그림 3.2.7-8은 KIM에서 동서 바람에 대한 모수화된 총 중력파 강제력 (산악, 대류, 전선 중력파 강제력의 합)과 MERRA2의 GWD에 의한 동서 바람의 경향성을 비교하였다. 7월 1일부터 10일까지와 12월 16일부터 25일까지의 데이터를 평균하여 분 석을 진행하였고, 동서 평균값을 그림에 나타냈다.



그림 3.2.7. 2020년 7월의 KIM(왼쪽), MERRA2(오른쪽)의 10일 평균 및 동서 평균 동서 방향 GWD의 위도 -고도 단면. 회색 실선은 GWD가 0인 지점을 나타낸다.

2020년 7월(그림 3.2.7)에서, 대류권 서풍 제트 지역에서 대략 0.1~0.5 m/s/day의 양의 강제력이 KIM과 MERRA2에서 모두 발생하는 모습을 볼 수 있고, 대류권 서풍 제트 지역 위쪽으로 약 0.5 m/s/day의 음의 강제력이 발생하는 것을 볼 수 있다. 또한, 적도에서부터 남위 70도에 이르는 지역 에는 중력파의 의한 양의 강제력이 주요한 것을 볼 수 있다. 다만, MERRA2에서는 고도 성층권 서풍 제트 지역의 중심 부근에서 강한 음의 강제력이 나온 반면, KIM의 경우 양의 강제력이 가해 지고 있는 모습을 보였다. KIM과 MERRA2 모두, 북반구의 경우 성층권부터 중간권 하부에 이르는 지역에는 음의 강제력이 가해지고 있는 모습을 볼 수 있으며, 남위 20도와 고도 60 km 지역인 지 역에서 KIM과 MERRA2는 각각 양의 강제력과 음의 강제력으로 모의됐다. 또한, 고도 30~40 km 부근 양의 강제력이 MERRA2의 경우 적도지역에 위치해 있지만, KIM에서 모의된 GWD의 경우, 그 중심이 북위 10도 부근에 위치하는 것을 볼 수 있다.



그림 3.2.8. 그림 3.2.7과 같지만 2020년 12월에 대한 그림.

2020년 12월의 결과 (그림 3.2.8) 역시 7월의 결과와 비슷한 특징을 보였다. 대류권에서는 산악 과 전선 중력파에 의해 대류권 서풍 제트 지역 중심으로 ~0.5 m/s/day의 양의 강제력이 주요하게 나타났고, 북반구와 남반구 성층권에서는 음의 강제력이 주요하게 나타났다. 고도 50 km 이상에 서, KIM과 MERRA2의 차이가 크게 벌어지는 모습을 확인할 수 있고, 이는 여름 반구 동풍의 구조 에 차이를 발생시키는 것으로 보인다.

제 4 장 KIM 중층대기 파동 모의 문제점 진단 및 가능한 문제 원인과 방안 제시

제 1 절 KIM 예측장 결과와 타기관 재분석장 결과 비교를 통한 KIM의 특성 이해, 문제 점 파악 및 개선안 제시

본 연구에서는, KIM 3.5a 및 KIM 3.7에서 모의된 동서 평균 동서 바람과, 동서 평균 온도, 그리 고 다양한 규모의 파동을 MERRA2 결과와 비교를 하였다. 동서 평균 동서 바람의 경우, 대류권에 서 7월과 12월 모두 적도 지역을 중심으로 아열대 지역으로 퍼져가는 V자 형태의 오차를 보이고 있었으며, 성층권 상부와 중간권에서는 적도 지역에서 차이가 음과 양을 반복하는 패턴이 나타났 다. 또한, 동서 평균 온도간의 차이를 확인하였을 때, 대류권 상부의 온도가 KIM이 MERRA2에 비 해 약 2 K 정도 낮은 모습이 7월과 12월에 나타났고, 행성 경계층을 따라 (약 1~2 km 부근) 2 K 정도 온도가 높게 모의되는 모습을 확인했다. 이러한 동서 평균 동서 바람의 차이와 온도의 차이는 KIM 3.7과 MERRA2를 비교했을 때도 개선되지는 않은 것으로 보이며, 오히려 더욱 차이가 많 이 나타나고 있었다. 특히, KIM 3.7과 MERRA2를 비교했을 때, 대류권 중위도 지역에서는 동서 평 군 온도가 2 K 이상 낮게 KIM에서 모의를 하고 있었으며, 적도 지역 행성 경계층 부근에서는 여전 히 warm bias가 나타났고, 대류권 상부에서는 1~2 K 정도의 cold bias가 존재했다.

MODES를 이용하여 balanced mode, EIG, WIG, KW, MRG에 대해 분석해본 결과, 적도 지역에 국한되어 있는 KW와 MRG mode에서 KIM 3.5a와 MERRA2 간에 차이가 큰 것을 확인할 수 있었 다. 이는 앞선 동서 평균 동서 바람과 온도에서 보인 차이가 적도 지역에 국한되어 있는 파동들이 KIM에서 MERRA2와 크게 다른 형태로 모의되면서 발생했을 것이라고 판단된다. 특히 KW의 동서 바람과 MRG의 남북 바람이 열대지역 대류권 하부에서 MERRA2와 크게 다른 모습을 보이는 것은 열대지역 경계층 상부에서 보인 모델의 온도 오차와 크게 연관되어 있을 것으로 보인다. 하지만, KW와 MRG 모드의 현실성은 열대지역 온도 및 바람 구조뿐만 아니라, 열대지역 대류가 생성하는 비단열 가열과 연관된 강수 패턴과도 연관되어 있기 때문에, 열대지역 역학 및 구름-강수 물리 과 정에 대한 종합적인 분석이 더 필요할 것으로 보인다.

열대지역 대류권의 KW 및 MRG의 오차와 더불어, 대류권 전체에 걸쳐서 balanced mode (지 균 균형 모드)인 ROT mode에서 초기장부터 MERRA2와 큰 위상차를 보이는 것을 확인했다. 이는 고도 ~6 km 부근에서 동서 파장이 큰 bias 구조들이 MERRA2와 다르게 모의가 되면서 두 모델 간 바람 및 온도 차이가 발생했다고 여겨진다. 위 결과로 미뤄보았을 때, 파동의 구조적 특징을 만들어내는 중요한 요소인 mean state부터 두 모델 간에 차이가 발생을 했고, 순차적으로 mean flow의 차이로 인해 파동의 구조적 특징 및 세기의 차이가 발생했을 것이라고 보여진다.

또한, ROT mode에서 KIM과 MERRA2의 결과가 경도 방향으로의 위상 차이가 발생하는 모습 을 볼 수 있는데 전체적으로 동쪽으로 phase shift된 모습이 나타났다. 이는 두 모델의 mean flow 가 다르게 모의됨으로써 ROT mode의 전파 속도에 영향을 미쳐 이러한 결과가 나왔을 것이라고 추측된다. 대류권 전반에 걸쳐 나타나는 지균 균형 모드의 bias는 12월에는 상대적으로 작았던 반 면에서 7월에는 상당히 컸다는 점이 특징적이다. 본 연구에서 그 원인까지 분석할 수는 없었으나, 모델 bias가 계절적 차이를 크게 보인다는 점에서 단파 복사 등에 대한 KIM 물리과정에서 계절적 의존성을 보이는 부분에 대한 점검이 필요할 것으로 보인다.

7월에 모델의 bias가 12월에 비해서 월등히 크다는 것은 ROT 모드로서 분석된 지위고도, 동서 바람, 남북 바람뿐만 아니라, 모델에서 분해되는 규모의 파동의 특성에서도 나타났다. 특히 이 차 이는 $\overline{u'v'}$ 과 같은 대규모 혹은 종관규모 파동에 의한 남북 운동량 속 (혹은 남북 방향 엘리아센-팜 (Eliassen-Palm) 플럭스 성분)에서 큰 오차를 나타냈다. 엘리아센-팜 플럭스의 연직 성분에서는 KIM과 MERRA2의 바이어스가 비슷했다는 점도 특징적이었다. 엘리아센-팜 플럭스의 남북 성분을 결정하는 $\overline{u'v'}$ 는 대류권 중위도 제트의 남북 위치는 순압적으로 (barotropically) 결정하는 요소로 서 중요한 물리량이다. 12월에 비해서 7월에 두드러져 나타나는 MERRA2에 대한 KIM의 bias는 남 반구 제트의 세기/구조 혹은 남반구 제트 안에서 전파는 로쓰비 파의 특성에 있어서 KIM 모델에 bias가 발생하기 때문인 것으로 보인다.

7월의 KIM 바이어스와 관련하여 기상청 수치모델링 센터로부터 KIM 3.7의 ECMWF IFS 대비 bias를 분석한 자료를 추가로 제공받아 분석하였다. 기상청에서 분석한 동서 평균 동서 바람이나 온도와 같은 평균장의 bias는 본 연구에서 MERRA2와 비교한 결과와 일관성이 있었다. 특히 열대 지역 경계층 상부의 warm bias나 열대지역 대류권 상부의 cold bias는 일관되게 나타나는 것을 확 인하였다. 기상청 분석 결과에서 주목할 만한 것은 지면 혹은 해수면 근처의 온도와 바람의 바이 어스 였다. 7월 2m 온도의 경우 해양에서 전반적으로 warm bias가 있었고 여름 반구 (북반구) 대 륙에서는 전반적으로 강한 warm bias가 있었고, 겨울 반구 (남반구) 해빙 지역에서 cold bias, 그리 고 남극 대륙에서 강한 warm bias가 나타났다. 전반적으로 지면 부근에서 복사 수지 혹은 열교환 부분에 문제가 있는 것으로 보인다 (그림 4.1.1 참조).



그림 4.1.1 지상 2m 온도의 저해상도 (ne180) KIM의 ECMWF IFS 예측 장 과의 차이 비교.

추가적으로 주목할 만한 것은 KIM의 10 m 바람 크기의 bias가 바다 위에서 상당히 큰 값을 갖고 있다는 점이다 (그림 4.1.2 참조). 대륙 위에서의 10 m 바람 크기 bias는 ECMWF IFS 대비 전반적으로 음의 값을 갖고 있는 것을 확인할 수 있다. 즉, KIM이 IFS에 비해서 10 m 바람 크기가 대륙에서 작은 것이다. 그러나 바다 위에서는 상당한 양의 bias를 보는 것이 확인되었다. 이러한 양의 bias는 열대 지역과 남반구 중고위도에서 제트가 강한 스톰 트랙을 중심으로 폭넓게 발견되 었다. 바다 위 바람 bias는 바다 위 거칠기와 연관되어 있을 수 있다 (Garfinkel et al. 2011). 바다 위에서 전통적으로 사용되던 Charnock 방식의 거칠기 표현은 실제 관측된 거칠기를 과소평가할 수 있기 때문에, 바다 위에서의 거칠기는 증가될 필요가 있다. 증가된 바다 위 거칠기는 바람 응력 과 열 및 수증기 플럭스를 변화시킬 수 있다. NASA GEOS5 모델에서 바다위 응력 모수화의 변화 를 주기위해 시도한 작업들은 Molod et al. (2012)에서 구체적으로 확인할 수 있다.



그림 4.1.2. 지상 10m 바람의 저해상도 (ne180) KIM의 ECMWF IFS 예측 장과의 차이 비교.

Garfinkel et al. (2011)은 바다 위 지표층의 거칠기의 변화가 남반구 대류권의 행성파 및 종관 규모 로쓰비 파동에 의한 u'v'를 변화시켜 개선시킬 수 있음을 보였다. 7월 엘리아센-팜 플럭스의 남북 성분에서 발견된 대류권계면 부근의 u'v'의 오차가 (12월에는 오차가 무시할 정도로 작음), 바다위 거칠기 모수화의 변화를 통해 개선될 가능성도 있어 보인다.

모수화된 GWD를 비교했을 때, 성층권에서 KIM과 MERRA2간의 차이가 크게 발생하는 모습을 보였다. 7월과 12월 모두 고도 30 km에서 두 모델에서 모두 적도 지역 근처에 강한 양의 GWD 지역이 나타났는데, MERRA2의 경우 양의 GWD 지역이 적도에 위치해 있는 반면, KIM의 경우 여 름 반구 쪽으로 약 위도 10도 정도 이동해 있는 모습을 보였다. 이러한 차이는 MERRA2의 비산악 GWD가 그림 4.1.3에서와 같이 대류권의 대류 현상과 연관되지 않고, 무조건 적도 주변에서 최대 값을 갖도록 설정되었기 때문이다. 반면, KIM의 GWD는 크기는 MERRA2와 비슷하나, 동서 분포에 있어서 약간 차이를 보이는 것으로 보인다. 이는 KIM의 GWD가 열대지역 대류 현상과 연동되어 있기 때문인데, 열대지역 대류의 강도나 분포에 bias가 있는 경우, 그 bias가 열대지역 GWD로 그 대로 나타날 수도 있는 것이어서, 열대 지역 대류권의 구름-강수 현상에 대한 개선이 중요할 것으 로 보인다. 본 연구에서 보인대로 열대지역 경계층 상부 온도 및 바람의 bias를 개선하는 것이 필 요할 것으로 보인다.

열대지역 GWD를 통해 보통 열대지역 하부 성층권에 준2년 주기 진동 (Quasi-Biennial Oscillatio: QBO)이나 성층권 상부의 반년주기 진동 (Semi-Annual Oscillation: SAO)가 KW이나 MRG와 함께 모델에서 유도될 수 있기를 기대하기는 하지만, 현재 KIM에서는 GWD의 크기가 MERRA2와 비교해서 작지 않음에도 불구하고 QBO같은 현상은 나타나지 않는 것으로 보인다. 이 러한 QBO의 부재로 인해, 열대 지역 성층권 상부 및 중간권 ROT에서 강한 bias가 나타나는 것으 로 파악된다.



그림 4.1.3. MERRA2에 사용되는 NASA GEOS6 모델에 장착된 비산 악 중력파 모수화에서 사용되는 400hPa 중력파 운동량 속 크기의 남북 분포.

제 5 장 결론

본 연구는 한국형 수치 예보 모델 (KIM)과 해외 기관의 재분석장 (MERRA2)을 비교하여 KIM 에서 모의된 파동의 규모별 모의 특성을 진단하였다. 이를 위하여, Global normal mode 분석 프로 그램인 MODES를 이용하였고, KIM과 MERRA2에 적용시켜 파동의 규모별 특성 분석을 진행했다. 또한, KIM에서 모의된 행성파와 모수화 된 중력파의 특성을 분석하고, 이를 재분석장과 비교하여 파동 관점에서 KIM의 중층대기 모의 오차를 확인하였다.

중위도 지역 제트 지역의 대류권계면 근처에서 u'v'와 관련된 오차가 7월에 상당함을 알았다. 12월에는 중위도 제트와 관련된 오차가 전반적으로 작았으나, 7월에만 중위도 제트 오차가 상당 한 것은 의문점이었다. 모델에서 계절에 의존하는 모수화 (예를 들어, 복사과정)에 대한 점검이 필요해 보인다. 이러한 7월 오차가 계산의 오류에 의한 것이 아니라면, 바다위 거칠기의 변화를 통한 u'v'의 개선을 도모해 볼 수도 있을 것이다.

열대지역 하부 성층권에 준2년 주기 진동이 모의되지 않음으로 인해 열대지역 성층권 상부 및 중간권에 상당한 균형 모드 (Balanced rotational mode)에서 오차가 발생함을 알 수 있었다. 열 대지역에서 모수화된 중력파는 준2년주기 진동이 내부적으로 모의되는 GEOS5 모델의 경우와 유 사한 크기의 값을 갖는 것으로 보이나, 열대지역 캘빈파나 혼합-로쓰비파의 크기나 위상에 있어 서는 모델이 MERRA2와 상당한 차이를 열대지역 하층에서 보이는 것을 확인하였다. 열대지역 경 계층 부근에서는 MERRA2와 비교하여 KIM은 지속적인 warm bias, 열대지역 상부에는 cold bias와 같은 문제를 보이고 있어, 제대로된 구름-강수 과정 뿐만 아니라, 낮은 고도에서 캘빈파 혹은 혼 합-로쓰비파의 생성 및 모의를 위해서는 열대 지역 경계층 부근의 bias를 해결하려는 노력이 필 요할 것으로 보인다.
참 고 문 헌

- Andrews, D. G., Holton, J. R., & Leovy, C. B. (1987). *Middle atmosphere dynamics* (No. 40). Academic press.
- Edmon Jr, H. J., Hoskins, B. J., & McIntyre, M. E. (1980). Eliassen-Palm cross sections for the troposphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, **37(12)**, 2600–2616.
- Garfinkel, C. I., A. M. Molod, L. D. Oman, and I.-S. Song, 2011: Improvement of the GEOS-5 AGCM upon updating the air-sea roughness parameterization. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L18702, doi:10.1029/2011GL048802.
- Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M. J., Todling, R., Molod, A., Takacs, L., ... & Zhao, B.
 (2017). The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2). *Journal of climate*, **30(14)**, 5419-5454.
- Molod, A., L. Takacs, M. Suarez, J. Bacmeister, I.-S. Song, and A. Eichmann, 2012: The GEOS-5 Atmospheric General Circulation Model: Mean climate and development from MERRA to Fortuna. NASA Tech. Memo., 28, NASA/TM-2012-104606, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland 20771.
- Žagar, N., Kasahara, A., Terasaki, K., Tribbia, J., & Tanaka, H. (2015). Normal-mode function representation of global 3-D data sets: open-access software for the atmospheric research community. *Geoscientific Model Development*, 8(4), 1169-1195.

역학/물리과정의 상호작용에 따른 예측성능 진단 및 수치기법 고도화

제1장 서론

한국형 수치 모델 개발사업단을 통해 개발된 KIM(Korean Integrated Model; 이하 KIM)은 2020 년 4월부터 현업으로 활용되고 있다. 2022년 11월 현재 전구 12km의 해상도를 기본으로 하여 운 영 중인 KIM은 비정규 격자(육면체 구)를 활용하고, 시분할 방법을 통해 비정수 탄성계에 관한 유 체역학적 수식을 풀어낸다. KIM은 현업으로 활용되어 약 2년여에 걸쳐 검증작업이 수행되어 안정 성 및 정확도 등이 평가되고 있으나, 전세계에서 유일한 육면체 구를 활용한 분광 요소법(spectral element)을 사용하고 있으므로, 수치 방법 및 역학 체계에 관한 개선 방향은 계속 연구되어야 할 것이다. 더욱이, 물리 과정의 강제력이 비정규격자에서 수행되고 있으므로, 역학과 물리 과정의 상호작용에 의한 효율성 확대 및 안정성 재고 등의 문제는 지속해서 검토되어야 한다. 기상청은 최근 도입된 5호기 슈퍼컴퓨터를 활용하여, 2023년에는 전구 약 7km의 고해상도 현업 예보를 준 비하고 있다. 따라서 고해상도 현업 예보의 정확도와 효율성을 동시에 개선할 수 있는 연구의 중 요성은 더욱 커지고 있다.

본 연구에서는 고해상도 KIM의 예보 장들을 분석하여, 모형의 초기화 과정 및 중규모 운동 기술 능력을 진단하고자 하였다. 예보의 성능이나 정확도를 개선할 수 있는 연구도 중요하지만, 모형의 고해상도 수치 실험의 결과에서 나타날 수 있는 공통적인 특징을 찾는 것에 초점을 맞추 었다. 고해상도 모형의 모의 특징들은 중규모 강제력에 의해 결정되는데, 일반적으로 지형과 대 류에 의한 국지 규모 흐름이 중요한 것으로 알려져 있다. 본 연구에서는 지형과 연관된 강제력을 분석하고, 이들을 통해 나타날 수 있는 특징들이 모형의 모의 결과에 잘 표현되는지 살피고자 하 였다.

한편, 대류와 연관된 강제력은 보통 수 km 이하의 격자에서 적절하게 모의 가능하다고 알려 져 있으므로, 대류와 연관된 강제력은 지역 모형을 통해 모의 된 결과를 분석하는 것이 일반적이 다. 현재 기상청에서는 KIM 이외에 RDAPS-KIM (Regional Data Assimilation and Prediction System-KIM)을 활용하여 수평 약 3km의 수치 예보도 동시에 수행하고 있다. 본 연구에서는, 이들 의 정확도 및 수치 실험의 공통적인 결과를 분석하기보다, 더 효율적인 예보체계를 구축하는데 도움을 주는 수치 기법들의 적용 가능성을 조사하였다. 기상청(2021)에서 RDAPS-KIM의 효율성 재고의 방법들이 소개되었으나, 사례 위주의 분석만을 수행하였다. 본 연구에서는 실제 예보와 유사하게 장기간 모의를 통해 안정도 분석을 하고자 노력하였으며, 이를 통해 현업에서 효율적인 고해상도 지역 모형의 활용이 가능할 수 있도록 제언하고자 하였다.

본문의 2장에서는 한국형 모델 초기화 과정 중규모 운동 기술 능력 진단에 관하여 분석하였으며, 3장에서는 한국형 모델 중규모 필수 강제력 구현기술을 분석하였다. 마지막으로 4장에서는 역학 및 물리 과정 상호작용에 따른 강수 및 중규모 운동의 모의 능력을 분석하였다.

제 2 장 한국형 모델 초기화 과정 중규모 운동 기술 능력 진단

기상청은 2010년 영국 기상청의 전구 통합 모델(Unified Model; 이하, UM)을 현업 전구 수치 예보 모형으로 도입하였다. 현재는 2011년부터 시작된 한국형 수치예보모델 개발 사업을 통해 한 국형 수치모델을 개발, 현재 현업 예보 모델로 운영 중에 있다. KIM은 정육면체를 구형으로 부풀 린 형태의 수평 격자 체계를 사용하며, 약 12km의 해상도로 분광요소법을 기반으로 비정수계 방 정식을 적분한다. Hong et al. (2018)에서는 KIM의 운동 에너지 스펙트럼 분석을 통해 모형의 기본 적인 특성을 조사하고자 하였다. 일반적으로, 운동 에너지 스펙트럼은 Nastrom and Gage (1985) 의 관측을 바탕으로 종관 규모와 그보다 큰 규모에서 k^{-3} 의 기울기를 갖고 중규모 및 보다 작은 규모에서 $k^{-5/3}$ 의 기울기를 따라야한다고 알려져 있다(Skamarock, 2004). 본 연구에서는, 선행연 구를 바탕으로 동일한 운동 에너지 스펙트럼 분석을 통해 KIM에서는 각 규모별로 관측과 유사한 기울기를 생산함을 확인했다.

KIM의 안정적인 운용과 별개로 12km의 전구 모형만으로 국지적인 현상들의 강도와 위치를 정확히 모의하는데 제약이 있다. 이를 위해 기상청은 KIM을 기반으로 RDAPS-KIM을 개발, 2022년 5월부터 운영을 시작했다. KIM-meso로도 명명되는 RDAPS-KIM은 3km 수평 격자의 고해상도 예 보 모델로 한반도를 중심으로 동아시아 지역에 대한 수치 예보를 수행한다(그림 2.2). 또한 예보 산출 결과를 1시간 간격으로 생산하여 시간적/공간적으로 보다 높은 해상도의 결과를 생산한다. 국지적 집중호우 모의와 같은 고해상도의 적분을 진행하기에 중규모 및 보다 작은 규모의 현상들 을 정확하게 모의하는 것이 중요한데, 이에 있어 초기장 및 경계장으로 사용되는 KIM에서 해당 규모의 모의 정확도가 필수조건으로 요구되는 상황이다. 따라서 본 장에서는 한국형 수치모형의 중규모 운동을 집중적으로 다루고자 한다. 우선적으로 KIM과 UM을 초기장, 경계장으로 하는 지 역 예보 모델 결과를 이용하여 초기 적분 과정에서 나타는 중규모 현상들을 분석하였다.



그림 2.1. KIM 모델의 수평 격자 체계[Hong et al. (2018)의 Figure 1)]



그림 2.2. RDAPS-KIM의 모의 영역.

제 1 절 한국형 수치모형의 초기화 과정에서 중규모 운동의 시/공간적 특성 분석

1. 자료 및 방법

본 연구에서는 RDAPS-KIM의 적분 초기 과정에서 형성되는 중규모 운동 기술 능력에 대해 분 석하기 위해 중규모 혹은 보다 작은 규모의 정확한 운동 모의가 요구되는 집중 호우 사례를 선정, 이에 대한 분석을 진행하였다. 비교를 위해 동일한 지역 예보모델에 대해 UM을 초기 및 경계장으 로 하는 수치 예측실험의(이하, RDAPS-UM) 결과를 이용하였다.

첫 번째 사례로 2022년 6월 14일 18UTC 시각을 선정하였다. 그림 2.1.1a의 보였듯 중국 남동 부 해안에서부터 시작하여 동쪽으로 이어진 정체전선이 있으며 서해에 저기압이 위치하고 있다. 이는 상층에서 발달한 기압골을 따라 남동진한 북쪽의 찬 공기가 하강하며 발생한 것으로 서해상 에 정체되며 지속적인 강수를 보였다. 이후 저기압은 동진하며 12시간 누적 강수를 시각화한 그 림 2.1.1b 결과와 같이 6월 14일 18UTC 이후 남해안을 제외한 지역에 수 mm 이상의 누적 강수가 있으며 충청도와 강원도 지역에 10 mm 이상의 누적 강수가 있었다. 또한 동해상의 울릉도에서도 10 mm 안팎의 강수를 보였다. HSR 레이더 자료를 기반으로 산출한 6월 14일 00UTC의 시간당 강수량 분포에서는 서해부터 강원도, 충청도까지의 영역을 덮는 큰 강수 영역대가 보이며 울릉도 상공에 위치한 떨어진 강수 영역대의 존재도 확인할 수 있다.

다음 사례는 그림 2.1.2의 2022년 6월 27일 00UTC의 강수를 다룬다. 해당 시각에는 서해 상공 에 있는 저기압에서 동쪽으로 뻗어나온 온난 전선이 경기 북부 지역에 닿아있다. 경도 140E, 위도 40N에 위치한 고기압 중심으로 인한 시계 방향 순환과 서해상의 저기압 중심으로 인한 반시계 방향 순환으로 인해 한반도 남서쪽에서부터 북동쪽을 가로지르는 등압선을 형성하며 하층의 강 한 남서풍을 형성한다(그림 2.1.2a). 그림에서 보이지는 않았지만 925hPa의 일기도에서 남서쪽으 로부터 온난하고 습한 공기가 유입됨을 알 수 있다. 그림 2.1.2b의 12시간 누적 강수 분포도에서 는 강원도에서 발생한 최대 40 mm의 강수와 경상남도에 위치한 최대 158mm의 강수가 확인된다. 그림 2.1.2c의 레이더 자료에서 두 강수 영역이 뚜렷하게 구분되는데 경상도 앞 동해를 중심으로 발달한 비구름과 서해에서부터 한반도를 가로지르는 보다 넓은 규모의 강수대로 나뉜다. 일기도 에서 언급했던 저기압과 그 온난전선을 중심으로 발생한 중규모 대류계가 강원도 지역의 강수를 야기한 것으로 보이며 경상도 지역의 강수는 이와는 다른 요인에 의해 발생한 것으로 유추된다.

이어지는 내용에서는 두 사례 각각의 수치 예측실험 결과에 대해 논하였다. 주로 중규모 운동 에 의해 발생한 강수 패턴의 시공간 특성과 중규모 운동 자체의 모의 경향성에 대해 다룰 것이다. 향후 편의를 위해 6월 14일 18UTC 사례를 사례 1, 6월 27일 00UTC 사례를 사례 2로 본문상에 표기하겠다.



그림 2.1.1. 2022년 6월 14일 18UTC (a) 편집일기도, (b) 이후 12시간 누적 강수량, (c) 시간당 강수량.

(b)

(a)

(c)



 RAIN
 2022.06.27.09:00-06.27.21:00
 Min

 Output
 Output
 Output

 Output
 Output
 Output



그림 2.1.2. 2022년 6월 27일 00UTC (a) 편집일기도, (b) 이후 12시간 누적 강수량, (c) 시간당 강수량.

(b)

(a)

(c)

2. 강수의 시공간적 특성

○ 사례 1 (2022년 6월 14일 18UTC)

세부적인 운동 기술 능력을 살펴보기에 앞서 역학적인 운동과 물리과정을 통해 생성된 강수 결과를 분석했다. 그림 2.1.3은 수치 예측실험에서 선행시간 별로 모의된 사례1의 12시간 누적 강 수량 분포도다. 그림 2.1.3a, 3b는 12시간의 선행시간에 대한 결과로 RDAPS-UM, RDPAS-KIM 모 두 충청남도에서부터 강원도 남부로 이어지는 10mm 이상의 강수 영역대 및 경상북도의 수 mm 수준의 강수를 모의하지 못했다. RDAPS-UM에서는 경기 북부와 강원도 북부의 강수마저 모의하 지 못했다. 선행시간이 길어짐에 따라 RDAPS-KIM, RDAPS-UM은 서로 다른 경향성을 보였다. RDAPS-UM의 경우 서해에서 한반도 상공에 이르는 강수의 영역대가 조금 남하하거나 약간의 강 도 변화가 있을 뿐 전반적인 개형에 있어서는 변화가 없었다(그림 2.1.3c, 3e). 반변 RDAPS-KIM은 강수 영역대가 과하게 분산되거나(그림 2.1.3d), 아예 다른 개형을 보이기도 했다(그림 2.1.3f).

그림 2.1.4의 시간당 강수에서도 선행시간과 관련하여 비슷한 경향을 보였다. 그림 2.1.4에 나 타난 모든 수치 실험에서 서해상에서부터 들어오는 강수대가 보다 좁은 위도 구간에 집중되었다. 관측과 달리 전라북도 상공으로 진입하는 강수 영역이 없었으며 대부분 경기도 앞 서해안에서 강 수를 과대모의하는 경향을 보였다. RDAPS-UM은 그림 2.1.4a의 12시간 선행된 모의 결과와 그림 2.1.4c의 18시간 진행된 모의 결과 사이에 강원도 지역의 강수를 제외하고는 요동반도에서 동해 로 이어지는 형태의 강수 패턴을 유지하였다. 이와 달리 RDAPS-KIM은 요동반도 상공의 강수 영 역과 수도권 중심의 강수 패턴에 있어 뚜렷한 차이를 보였다(그림 2.1.4b, 4d). 추가적으로 일본 남단에 위치한 정체전선에 의한 강수가 RDAPS-UM에서는 존재했으나 RDAPS-KIM에서는 보이지 않았다.



그림 2.1.3. (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM에서 모의된 2022년 6월 14일 18UTC ~ 15일 06 UTC 사이의 12시간 누적 강수량. 각각 (a, b) 12 시간, (c, d) 18 시간, (e, f) 24 시간의 선행시간 결과에 해당.



그림 2.1.4. (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM에서 모의된 2022년 6월 14일 18UTC의 시간당 강 수량. 각각 (a, b) 12 시간, (c, d) 18 시간의 선행시간 결과에 해당.

○ 사례 2 (2022년 6월 27일 00UTC)

본 사례에서 12시간 누적 강수 모의에서 가장 눈에 띄는 점은 경상남도의 강수 부재다. 그림 2.1.5를 보면 UM, KIM에 상관없이 모의하지 못했다. 경기 동부에서 강원도 전역에 이르는 강수 패턴 또한 모의하지 못했지만 한반도 중부 지역의 강수가 있는 것에 반해 최대 158mm에 이르는 12시간 누적 강수량의 국지적 집중 호우를 예측하지 못한 것은 분명한 모의 결과의 제한점을 시 사한다. 그림 2.1.6의 시간당 강수량 자료에서도 관측에서 확인된 경상남도 앞 동해의 강수를 확 인할 수 없다. 그림 2.1.6b의 RDAPS-KIM 12시간 모의에서 경상남도 앞 동해의 강수가 보이지만 관측과 같은 최대 90mm의 시간당 강수에 비해 과소모의된 것을 알 수 있다. 해당 사실은 수치 예측모델 내에서의 역학과정을 통해 생성되는 중규모 운동 뿐만 아니라 물리과정의 중규모 운동 강제력과 그 구현 능력에 대한 조사의 필요성을 제시한다.



그림 2.1.5. (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM에서 모의된 2022년 6월 27일 00UTC ~ 12UTC 사이의 12시간 누적 강수량. 각각 (a, b) 12 시간, (c, d) 18 시간, (e, f) 24 시간의 선행시간 결과에 해당.



그림 2.1.6. (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM에서 모의된 2022년 6월 27일 00UTC의 시간당 강 수량. 각각 (a, b) 12 시간, (c, d) 18 시간, (e, f) 24 시간의 선행시간 결과에 해당.

제 2 절 한국형 수치모형에서 초기자료의 중규모 운동 모의 능력과 예측성능 비교

본 장에서는 앞선 내용에서 다룬 RDAPS-KIM, RDAPS-UM의 강수 시공간 특성에 영향을 줄 수 있는 운동 예측성에 대해 다룬다. 강수와 깊은 연관이 있는 수증기속을 먼저 살펴보고 연직 속도장 그리고 발산장을 분석할 것이다.

○ 사례 1 (2022년 6월 14일 18UTC)



그림 2.2.1. FNL로부터 계산된 2020년 6월 14일 18UTC의 925hPa 지위고도(contour), 수증기속(vector), 수증기발산장(shade).

사례 1의 수증기 발산 장은 산둥 반도에서 한반도로 이어지는 강수 영역과 동해에서의 강수 패턴을 잘 설명해준다. 그림 2.2.1은 FNL에서 계산된 수증기속과 수증기 발산장을 보여준다. 특히 수증기 발산장을 볼 때 앞서 언급한 서해상의 강수와 동해에서 강수가 위치한 지점에서 수증기의 수렴이 확인된다. 동일한 장들의 수치 예측실험에서 생성 과정을 아래 그림 2.2.2에서 확인할 수 있다. 적분 시간에 따른 변화를 살펴보면 초기 시간에는 큰 차이가 없으나 적분 6시간부터 서해 상공의 수증기 수렴이 RDAPS-UM에서 더 강하게 일어나는 것을 확인할 수 있다(그림 2.2.2c, 2d). 12시간 적분된 결과에서는 RDAPS-KIM은(그림 2.2.2f) 서해에서 뚜렷한 수렴이 없는 반면 RDAPS-UM은 요동반도와 한반도를 잇는 수렴대를 보였다. 이는 그림 2.1.4a, 4b의 강수 분포 결 과와 일치하는 것으로 모델 내 수증기속의 모의에 오차가 있음을 보여준다.

정체전선과 관련한 모의의 경우 초기 시간부터 차이가 있었다. 동경 125도 위도 28도 지점에 서 RDAPS-UM은 수렴을 보인 반면 RDAPS-KIM에서는 보다 약한 크기의 발산을 보였는데 RDAPS-UM의 수렴대는 발달하여 그림 2.2.2e에서 규슈 서남단을 지나는 강한 수증기 수렴, 발산 활동 대를 형성한다.



그림 2.2.2. 2022년 6월 14일 06UTC를 초기시간으로 하는 (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM 925 hPa 모의 결과. 벡터는 moisture flux, contour는 moisture divergence에 해당. (a, b) 초기 시간, (c, d) 6 시간, (e, f) 12시간의 적분 결과.

그림 2.2.3 ~ 5는 2022년 6월 14일 06UTC부터 6시간, 12시간, 18시간 적분의 고도별 연직 속 도장 모의 결과다. 하층에서부터 비교해보면 RDAPS-KIM의 연직 운동이 도메인 내에서 보다 활 발함을 알 수 있다(그림 2.2.3e ~ 3h). 중국 연안과 개마고원 북쪽 영역에서 주로 차이를 보였다. 그림 2.2.3e와 그림 2.1.3f를 비교하면 RDAPS-UM 하층에서 규슈 남서부의 정체전선이 있는 위치 에서 보다 뚜렷한 연직 운동이 있었다. 하지만 상층에서는 전선에 의한 연직운동이 RDAPS-KIM 에서 강하게 나타났다. 이러한 차이는 6시간 더 진행된 모의에서도 유지됐다(그림 2.1.4). 또한 초 기시간으로부터 18시간 예보 결과에서는 RDAPS-KIM은 700hPa의 티베트 분지 근처에서 연직운 동이 생성되었는데 방사형으로 퍼지는 형태로 미루어 지형적 요인에 의해 발생한 수치적인 중력 파를 의심해볼 수 있다(그림 2.2.5).

연직 운동과 긴밀한 연관성이 있는 발산장에 대한 분석을 진행하였다. 그림 2.2.6~8에 묘사된 발산장은 앞서 진행한 연직 속도의 분포와 굉장히 유사하다. 연직 속도장과 같이 RDAPS-KIM에 서 보다 강한 수렴/발산 활동을 보였으며 상층에서 더 큰 활동성을 보였으며 그림 2.2.8e ~ 8h에 서 보다 명확하게 비교된다.

위 비교로부터 주목할 점은 크게 두 가지이다. 사례 1의 연직 운동 및 발산장에서 공통적으로 확인된 상층에서의 모델 별 차이는 정체 전선 주변에서 발생하는 중규모 및 보다 작은 규모의 운 동이 만들어낸 중규모 운동이 상층으로 전파하는 과정에서 발생한 것으로 유추할 수 있다. 이 때 전파되는 중규모 운동은 직접적으로 각 고도의 운동장에 영향을 줄 뿐더러 상층에서 중력파가 깨 지며 평균장에 영향을 줄 수도 있다. 또한 RDAPS-KIM에서 모의한 700hPa, 티베트 고원 부근에서 의 부자연스러운 연직 운동은 모의에 있어 오차를 발생하는 잠재적 요인으로 판단된다.



그림 2.2.3. 2022년 6월 14일 06UTC를 초기시간으로 하는 (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM 의 적분 6시간 (14일 12UTC) 등압면 별 연직 속도 (m/s). 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 850hPa, 500hPa, 200hPa 등압면을 나타냄.



그림 2.2.4. 2022년 6월 14일 06UTC를 초기시간으로 하는 (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM 의 적분 12시간 (14일 18UTC) 등압면 별 연직 속도 (m/s). 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 850hPa, 500hPa, 200hPa 등압면을 나타냄.



그림 2.2.5. 2022년 6월 14일 06UTC를 초기시간으로 하는 (Left) UM_RDAPS, (Right) KIM_RDAPS 의 적분 18 시간 (15일 00UTC) 등압면 별 연직 속도 (m/s). 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 200hPa 등압면을 나타냄.



그림 2.2.6. 2022년 6월 14일 06UTC를 초기시간으로 하는 (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM 의 적분 6 시간 (14일 12UTC) 발산장. 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 200hPa 등 압면을 나타냄.



그림 2.2.7. 2022년 6월 14일 06UTC를 초기시간으로 하는 (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM 의 적분 12 시간 (14일 18UTC) 발산장. 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 200hPa 등 압면을 나타냄.



그림 2.2.8. 2022년 6월 14일 06UTC를 초기시간으로 하는 (Left) UM_RDAPS, (Right) KIM_RDAPS 의 적분 18시간 (15일 00UTC) 발산장. 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 200hPa 등 압면을 나타냄.



그림 2.2.9. FNL로부터 계산된 2020년 6월 27일 00UTC의 925hPa 지위고도(contour), 수증기속(vector), 수증기발산장(shade).

사례 2의 수증기속은 사례 1에 비해 서해 상공에서 명확한 방향성을 보인다. 그림 2.2.9에서 보이는 산둥 반도의 저기압과 북태평양 고기압 사이의 남서-북동 방향으로 놓인 등압선들 사이 를 따라 북동진하는 수증기속이 서해를 둘러싼 연안에 수증기 수렴을 야기한다. 서해안의 수증기 수렴보다는 약하지만 남해안에서도 등압선을 따라 공급된 습윤한 공기가 남부 해안선을 따라 수 렴한다. 이는 '강수의 시공간 특성'에서 분석한 사례 2의 경상남도 상공에서 발생한 강수와 연 관된 것으로 보인다.

수증기에 관한 모의 결과는 그림 2.2.10로 시각화하였다. 초기 시간부터 수증기 발산장이 산 등반도에 위치한 저기압을 중심으로 수렴/발달 요란이 발달하였다. 이후 시간이 지날수록 수렴/ 발산 영역이 보다 강해지고 확장하였다(그림 2.2.10c, 10d). 하지만 발달한 수렴/발산장의 요란이 RDAPS-UM에서는 12시간 적분 결과 중국 내륙에서 감소하는 것을 확인할 수 있다. 그림 2.2.10e, 10f의 12시간 경과 자료에서는 한 가지 주목할 점이 있다. 서해에서 수증기 수렴대를 따라 발달한 수 km 규모의 수렴/발산 반복 패턴인데 이는 격자 규모의 패턴으로 수치적 요인에 기인하여 발생 한 오차로 유추된다.



그림 2.2.10. 2022년 6월 26일 12UTC를 초기시간으로 하는 (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM 925 hPa 모의 결과. 벡터는 moisture flux, contour는 moisture divergence에 해당. (a, b) 초기 시간, (c, d) 6 시간, (e, f) 12시간의 적분 결과.

연직 속도 분석 결과 사례 1과 유사한 결과를 보였다. 그림 2.2.11~13로부터 RDAPS-KIM이 상 층에서 상대적으로 강한 연직 운동을 모의하며 18시간 적분 결과에서는 하층의 대륙 상공 전 영 역에서 활발한 연직 운동이 일어남을 알 수 있다. 해당 현상은 지상 저기압이 위치한 산둥 반도를 중심으로 뚜렷하게 나타났다. 그림 2.2.14 ~ 16의 수평 발산장도 동일한 분석이 이루어졌다. 700hPa의 발산장의 적분 12시간, 18시간 결과를 살펴보면 그림 2.2.15e, 15f 간의 티베트 고원 부 근에서의 차이가 그림 2.2.16e, 16f에서는 보다 넓은 영역에서 보다 강한 수렴/발산 값을 가지는 것을 알 수 있다. 이는 앞선 사례 1에서 제시한 결과와 동일하며 RDAPS-KIM만의 특성으로 판단 되며 이에 대한 추가적인 조사가 필요하다.



그림 2.2.11. 2022년 6월 26일 12UTC를 초기시간으로 하는 (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM 의 적분 6 시간 (26일 18UTC) 등압면 별 연직 속도 (m/s). 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 200hPa 등압면을 나타냄.



그림 2.2.12. 2022년 6월 26일 12UTC를 초기시간으로 하는 (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM 의 적분 12 시간 (27일 00UTC) 등압면 별 연직 속도 (m/s). 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 200hPa 등압면을 나타냄.



그림 2.2.13. 2022년 6월 26일 12UTC를 초기시간으로 하는 (Left) UM_RDAPS, (Right) KIM_RDAPS 의 적분 18 시간 (27일 06UTC) 등압면 별 연직 속도 (m/s). 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 200hPa 등압면을 나타냄.



그림 2.2.14. 2022년 6월 26일 12UTC를 초기시간으로 하는 (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM 의 적분 6 시간 (26일 18UTC) 발산장. 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 200hPa 등압면을 나타냄.



그림 2.2.15. 2022년 6월 26일 12UTC를 초기시간으로 하는 (Left) RDAPS-UM, (Right) RDAPS-KIM 의 적분 12 시간 (27일 00UTC) 발산장. 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 200hPa 등압면을 나타냄.



그림 2.2.16. 2022년 6월 26일 12UTC를 초기시간으로 하는 (Left) UM_RDAPS, (Right) KIM_RDAPS 의 적분 18 시간 (27일 06UTC) 발산장. 그림의 아래에서부터 위로 925hPa, 700hPa, 500hPa, 200hPa 등압면을 나타냄.



제 1 절 한국형 수치모형에서 복잡지형 구현기술 분석

그림 3.1.1. 전구 모형에서 사용 중인 지형 자료의 에너지 스펙트럼 분석 결과. (검은색) MPAS, (분 홍색) UM, (하늘색) KIM.

한국형 중규모 수치모형(RDAPS-KIM)에서 필요한 강제력은 지형과 연관된 부분과 대류와 연 관된 부분으로 나눌 수 있다. 이중 복잡 지형과 관련된 수치 기법은 수치 모형의 안정도를 결정하 는 데 중요한 역할을 할 뿐 아니라, 지형 근처에서 발생하는 수치 잡음이 물리적 의미가 있지 않 도록 하는 필수적인 구실을 한다. 중규모 수치 모형의 모의 능력을 검증하는 일반적인 기준이 존 재하지 않으므로, 많은 연구에서는 중규모의 운동능력을 비교하기 위하여 운동 에너지 분광법 (Kinetic Energy spectra 혹은 KE spectra)을 수행한다. 분석을 통해, 이른바 중규모 운동 에너지 기울기가 -5/3과 같은 형태를 가지게 되면, 중규모 모의 능력이 우수하다고 진단할 수 있으나, 앞 서 언급한 것처럼, 잘못된 수치 기법에서 발생한 수치 잡음이 중규모 운동 에너지 기울기를 만들 수 있으므로, 이에 대한 세심한 분석이 필요하다. 앞서 분석한 그림 2.2.18과 그림 2.2.19에서 KIM 을 초기장 및 경계장으로 활용한 수치실험에서 작은 규모의 운동들이 활발히 모의되는 것을 보인 바 있다. 특히, 내륙 내의 지형이 있는 곳에서 격자 크기와 유사한 작은 규모의 운동들이 활발한 것을 확인할 수 있었다. 동일한 RDAPS-KIM를 활용하였음에도 불구하고, 운동의 규모들이 다르게 모의되는 것은 사용되는 초기장 및 경계장의 역할이 큰 것으로 판단되는데, 이들과 연관된 복잡 지형의 역할을 확인하기 위하여 전구 모형의 지형에 대한 에너지 스펙트럼 분석의 결과를 그림

3.1.1에 나타내었다. 사용된 자료는 KIM의 경우 전구 12km의 격자에서 활용하는 지형값을, UM의 경우는 전구 17km 격자에서 활용하는 지형값을 분석하였으며, MPAS의 경우는 전구 15km의 격자 에서 비롯된 지형값들을 분광법을 통해 나타내었다. 비정규 격자를 활용하는 MPAS와 KIM은 분광 법을 바로 적용할 수 없으므로, UM 격자에 지형값을 내삽하여 계산하도록 하였다. 실제 해상도와 내삽한 해상도가 다소 차이가 있을 수 있으나, 15km의 해상도에서 활용되는 MPAS의 지형이 복잡 지형을 비교적 잘 모의하는 것으로 분석되었으며, KIM은 상대적으로 가장 고해상도로 운영되고 있음에도 불구하고, 작은 규모의 복잡지형 정보들이 대부분 활용되고 있지 않는 것으로 분석되었 다. 이러한 분석의 결과는 그림 2.2.18과 그림 2.2.19의 결과와 다소 상반되는 것으로, KIM의 경우 모의 되는 작은 규모 운동들의 원천이 복잡 지형과 연관되어 있을 가능성이 작거나, 대기의 반응 이 작은 지형에도 크게 반응하도록 설계된 것으로 해석할 수 있다. RDAPS-KIM의 경우, MPAS에 서 사용하고 있는 지형과 유사한 정도의 지형을 그 원천으로 사용하고 있으나, 초기장 및 경계장 으로 활용되는 KIM이 RDAPS-KIM와 다르게 복잡 지형에 대한 물리적 반응을 하고 있는 것으로 해석되어, 향후 추후적인 연구가 필요하다고 판단된다. 제 2 절 한국형 수치모형에서 대류과정에 의한 비단열 과정 구현 기술 분석

앞서 2장에서 분석한 2022년 6월 27일에 발생한 사례 2의 경우, 각각 UM과 KIM을 초기자료 로 활용한 RDAPS-KIM 모두 비교적 잘 정의된 중국에서 한반도로 이동하는 중규모 저기압과 연 관된 중부지방의 호우는 관측과 비교하였을 때, 유사하게 모의하는 경향을 보였다. 하지만 12 시 간 동안 158 mm의 호우를 기록하였던, 경상도 지역의 국지적인 강한 강수는 RDAPS-UM과 RDAPS-KIM 모두 전혀 예측하지 못하는 모습을 보였다. 그림 2.1.2a의 지상 일기도에서도 확인할 수 있는 바와 같이, 종관 규모의 강제력 (즉, 저기압과 그와 연관된 전선)에 의한 중부지방의 호우 와 비교하여, 경상도 지역의 국지적인 호우는 종관 규모 강제력이 약한 환경에서 대류 과정에 의 해 국지적으로 발생한 호우인 것으로 보인다. 따라서 이 절에서는 종관규모 혹은 중규모 강제력 이 강하지 않은 환경에서 국지적으로 발생한 사례 2의 경상도 지역의 호우 분석을 통해, 한국형 수치모형에서 대류과정에 의한 비단열 과정 구현 기술 분석하고자 한다.

그림 3.2.1은 재분석 자료에서 나타난 2022년 6월 27일 00 UTC와 12 UTC의 850 hPa 등압면 일기도와 함께, KIM과 UM을 초기 및 측면 경계 자료로 하는 RDAPS-KIM의 결과를 나타내었다. 그림 3.2.1에서 볼 수 있듯이, 한반도는 확장한 북서태평양 고기압과 중국 산동반도 북쪽에 위치 한 중규모 저기압 사이에 위치하고, 북서태평양 고기압과 중규모 저기압 사이의 강한 지위고도 경도 영역이 한반도 상공에 위치하고 있다. 이러한 특징은 KIM과 UM을 초기자료로 하는 RDAPS-KIM 실험 모두에서 잘 모의되고 있으나, 중규모 저기압의 중심 위치와 강도, 한반도 상공 의 지위고도 경도의 크기는 재분석 자료와 모형의 모의 결과들에 다소 차이가 있다.

중부지방 호우의 경우, 중규모 저기압과 북서태평양 고기압 사이의 강한 지위고도가 존재하는 구역에서, 저기압성 순환에 의한 수렴구역과 함께 강한 하층 바람에 의한 따뜻하고 습한 바람의 유입으로 인해 호우가 발생하기 유리한 조건을 형성하고 있다. 하지만 한반도 남동부 지역은 북서태평양 고기압의 북서쪽 가장자리에 위치하고 있지만, 종관적인 강제력에 의해 호우가 발생 하였다고 보기에는 어려운 환경이다. 또한 이 지역의 경우, 재분석 자료와 RDAPS-KIM의 모의 결과가 큰 차이를 보이지 않고, 매우 유사한 환경을 보여주고 있다. 따라서 이러한 조건에도 불구하고, 사례 2에서 경상도 지역의 대류과정을 적절하게 모의하지 못한 원인을 분석하기 위하여, 모형의 초기 자료 및 수평 해상도, 그리고 모형의 물리과정 (적운 대류 모수화 유무)에 대한 민감도 실험을 수행하였다.

그림 3.2.2는 각각의 민감도 실험의 12 시간 누적 강수량을 나타낸 그림이다. 각각의 그림들 은 KIM을 초기자료로 이용한 WRF 실험(KIM-WRF), FNL 재분석 자료를 초기 및 측면 경계 조건 으로 하는 WRF 실험(FNL-WRF), KIM을 초기 및 측면 경계 조건으로 하는 1 km 해상도의 WRF 실험(KIM-WRF-1km)과 3km 해상도의 WRF에서 적운 모수화를 사용하지 않은 실험 (KIM-WRF-noCP)의 결과를 나타낸다. FNL 재분석 자료를 초기 및 측면 경계 조건으로 하는 FNL-WRF 실험의 경우, KIM-WRF 실험과 비교하여, 중부지방 강수의 수평 분포 차이가 두드러 진다. 하지만, 약 10 mm 이하의 강수량을 모의한 KIM-WRF 실험과 비교하여, 초기 및 측면 경계

자료를 FNL 재분석자료로 활용한 FNL-WRF 실험에서도 한반도 남동부 지역의 강수는 매우 약하 게 모의되는 경향을 보였고, 강수량은 KIM-WRF 실험보다도 더욱 작은 값을 보였다. WRF 모형의 해상도를 1km로 높인 KIM-WRF-1km 실험의 경우, 해상도가 높아짐에 따라 중부 지방의 강수영 역에서 더욱 작은 규모의 수평 분포 특징을 모의하는 경향을 보이고 있지만, 한반도 남동부 지역 의 강수는 전혀 모의하지 못하는 모습을 보였으며, 한반도 남동부 지역의 강수는 적운 모수화를 사용하지 않은 KIM-WRF-noCP 실험에서도 전혀 모의되지 못하는 모습을 보였다.

민감도 실험의 결과, 초기 및 측면 경계 자료를 KIM이 아닌 FNL 재분석 자료로 사용하는 경 우와, 해상도를 1 km로 높이는 경우, 적운 모수화를 사용하지 않는 경우 모두 한반도 남동부 지역 의 강수 모의에는 기존의 KIM-WRF와 큰 차이를 보이지 않았다. 모형의 초기 및 측면 경계조건, 모형의 해상도, 그리고 모형의 물리과정에 대한 대류과정의 민감도에 대해서는 다음과 같은 추가 적인 실험 분석을 통해 지속적인 연구를 진행하고자 한다. 모형의 초기 및 측면 경계자료를 ERA5 로 사용하는 실험; 모형의 해상도를 1km 보다 높은 해상도로 높이는 실험; 행성 경계층 모수화 등 적운 모수화를 제외한 다른 물리과정에 대한 민감도 실험을 통해 대류과정에 의한 비단열 과 정 구현 기술을 연구하고자 한다.


그림 3.2.1. 2022년 6월 27일 00 UTC (좌측)와 12 UTC (우측)의 850 hPa 등압면 일기도. 그림에서 검은 실선은 지위고도 벡터는 수평 바람을 나타내고, (a, b)는 재분석 자료, (c, d)는 KIM-RDAPS, 그리고 (e, f)는 UM-RDAPS의 결과를 나타낸 그림임.



그림 3.2.2. 2022년 6월 27일 00 UTC부터 12 UTC까지 12 시간 누적 강수량을 나타낸 그림. 각각의 그 림은 (a) KIM-WRF, (b) FNL-WRF, (c) KIM-WRF-1km, 그리고 (d) KIM-WRF-noCP 실험의 결과를 나타 냄.

제 4 장 한국형 모델 역학과정 효율성 확대를 위한 개선 방안 고찰

제 3장에서는 KIM의 복잡지형 구현기술을 진단하고 대류계 발달과 연관된 강제력 발생에 대 해 다루었다. 본 장에서는 KIM의 지역모형 버전인 RDAPS-KIM의 역학과정 효율성을 살펴보고자 한다. RDAPS-KIM는 지역모형인 Weather Reserach and Forecasting (이하, WRF)를 바탕으로 KIM 의 모의 결과를 초기 및 측면 경계 자료로 사용하는 모형이다. RDAPS-KIM의 주요 모의 영역은 한반도를 중심으로 동아시아 지역을 포함하고 있다. 그림 4.1은 RDAPS-KIM의 수치 실험 영역을 나타낸 것이며 구체적인 설정은 표 4.1을 따른다.

RDAPS-KIM는 수평적으로 3km의 해상도를 갖는 고해상도 수치예측을 진행한다. 그렇다면 먼 저 수치 실험에서 안정도를 결정하는 구속 조건인 Courant-Fredrichs-Lewy condition (이하, CFL condition)의 관점에서 살펴볼 필요가 있다.

$$C_r = c \frac{\Delta t}{\Delta x}$$

위 식은 CFL condition에 기반한 수치 안정도를 의미하는 Courant number(*C_r*)를 나타낸다. *c* 는 파동의 전파 속도, Δ*x*는 격자의 크기, Δ*t* time step에 해당한다. 이 때 Courant number는 수 치안정성을 위해 일정 값 이하를 유지해야한다. 따라서 고해상도 모의는 필연적으로 time step의 감소를 동반하게 된다. 또한 연직 운동이 활발한 대류계를 포함하는 여름이나 제트의 강화로 인 한 수평 운동이 강한 겨울철은 *c*의 증가를 의미한다. 이는 기존 WRF에서 일반적으로 권장되는 6Δ*x*보다 작은 time step을 적용해야할 필요성을 제기한다.

반면 time step의 감소는 수치 예보에 있어 계산 시간과 직접적으로 연결된 사안으로 현업 예 보에 있어 고해상도 모의의 장점에 대한 trade off에 해당한다. 따라서 본 연구에서는 고해상도 모의의 장점은 유지한 채 수치 모형의 안정성을 확보하여 효율적인 수치 계산을 수행하기 위한 방안을 제언하고자한다. 이를 위해 RDAPS-KIM의 역학과정에 대해 조사하고 이를 바탕으로 집중 관측자료를 활용한 수치 실험을 진행하여 RDAPS-KIM의 효율성 향상을 위한 방안을 모색하고자 한다.



표 4.1. RDAPS-KIM의 주요 설정

Model	RDAPS-KIM		
Initial/Boundary condition	KIM (∆x=12km)		
Horizontal resolution	∆x = 3000 m		
Vertical profile	40 levels		
Pressure top	50 hPa		
Time step	18 s		
	Horizontal advection	5 th order	
Dynamics	Vertical advection	3 rd order	
	Moisture advection	Positive definite	
	Scalar advection	Positive definite	
	Horizontal Eddy coefficient	Smagorinsky 1 st order	
Physics	Microphysics	WDM7	
	LW radiation	RRTMG	
	SW radiation	RRTMG	
	Surface layer	Monin-Obukhov	
	Land	Thermal diffusion	
	PBL	Shin-Hong scale-aware	
	Cumulus Scale-aware SAS from		

제 1 절 역학과정의 효율성 개선 방안 설계

앞서 언급하였듯이 RDAPS-KIM는 고해상도 모형의 격자 수에 뿐만 아니라 그에 따른 수치적 안정도를 위해 많은 계산 자원을 요한다. 따라서 동일 해상도에서 보다 수치적인 안정성을 확보할 방안을 고려해야한다. 본 절에서는 해당 방안으로 Implicit-Explicit Vertical Advection scheme (이 하, IEVA)를 소개하고 RDAPS-KIM에서의 적용 가능성에 대해 연구하였다. 본 내용의 기초적 연구 는 기상청(2021)에 의해 소개된 바 있지만, 몇가지 사례 중심으로 분석되었으며, 장기적 수치적분 이 수행되지 않아서 그 안정성 및 효율성이 현업에서 활용하기에 부족한 면이 있었다. 본 연구에 서는 현업 활용 관점에서 효율성이 개선될 수 있는지를 연구하고자 하였으며, 그 결과를 현업과 동일한 환경에서 여름철과 겨울철 각 한달 이상의 적분을 통해 분석 하였다.

1. 역학과정 효율성 확대화 방안 조사

1.1 Implicit-Explicit Vertical Advection scheme

대류계는 강한 연직 운동을 포함하는데 이는 연직 방향의 CFL condition에 따라 수치적 불안 정성을 유발한다. Wicker & Skamarock (2020)에서는 이러한 연직 불안정성을 해결하기 위한 방안 으로 IEVA를 제시하였다. IEVA는 수치적 안정도에 따라 연직 수송 방정식에서 시간 적분 방법을 달리한 것이다. 수치적 안정도가 확보된 경우 명시적(explicit) 방법을, 그렇지 않은 경우에는 묵시 적(implicit) 방법을 혼용하여 적용하는데, 이는 상대적으로 안정한 묵시적(implicit) 방법을 통해 큰 time step에서도 안정성을 확보하기 위함이다. 아래 식 (1)은 연직 수송 방정식에서 IEVA가 적용 됐을 때를 나타내는 식이다. μ_d 는 column mass에 해당하며 (u,v,w)는 각각 zonal, meridional, vertical wind velocity를 의미한다. 여기서 식 (1)의 우변 세 번째 항과 네 번째 항에 포함된 Ω_i (Ω_i)는 언급한 묵시적(명시적) 방법의 연직 속도를 의미한다.

$$\boldsymbol{\Phi}^{n+1} = \boldsymbol{\Phi}^{n} - \Delta t \nabla_{\eta} \bullet \left(\boldsymbol{V}_{\boldsymbol{h}} \boldsymbol{\phi} \right)^{n} - \Delta t \delta_{\eta} \left[\boldsymbol{\Omega}_{e}^{n} (\tilde{\boldsymbol{\phi}})^{n} \right] - \Delta t \delta_{\eta} \left[\boldsymbol{\Omega}_{i}^{n} (\bar{\boldsymbol{\phi}})^{n+1} \right]$$
⁽¹⁾

 $V_h = \mu_d \times (u, v, w) = (U, V, \Omega)$ (2)

$$\boldsymbol{\Phi} = \boldsymbol{\mu}_d \boldsymbol{\phi} = \boldsymbol{\mu}_d \times \left(\boldsymbol{u}, \boldsymbol{v}, \boldsymbol{w}, \boldsymbol{\theta}, \boldsymbol{q}_m \right) \tag{3}$$

구체적으로 Ω를 결정하는데 있어서 식 (4), (5), (6)를 따른다. 적분 방법에 따라 μ_d를 제외한 ω에 차이를 두며 α는 Courant number, α_{min}, α_{max}는 사용자에 의해 결정되는 상수를 의미한다. α^H는 수평류에 의해 결정되는 계수이다. 즉, 적분 방법의 적용 방법이 수평 및 연직 안정도에 의 해 결정된다.

$$\omega_{k-1/2}^{e} = g \omega_{k-1/2}$$

$$\omega_{k-1/2}^{i} = (1-g) \omega_{k-1/2}$$

$$(4)$$

$$g = \begin{cases} 1 & \text{if } \alpha \leq \alpha_{\min}^{*} \\ \left[1 + \frac{\left(\alpha - \alpha_{\min}^{*}\right)^{2}}{4\alpha_{\max}^{*}\left(\alpha_{\max}^{*} - \alpha_{\min}^{*}\right)} \right]^{-1} & \text{if } \alpha_{\min}^{*} < \alpha \leq 2\alpha_{\max}^{*} - \alpha_{\min}^{*} \\ \frac{\alpha_{\max}^{*}}{\alpha} & \text{if } \alpha > 2\alpha_{\max}^{*} - \alpha_{\min}^{*} \end{cases}$$
(5)

$$\alpha^*_{\max} = \frac{\alpha_{\max} - \epsilon \alpha^H}{\alpha_{\max}}, \ \alpha^*_{\min} = \alpha_{\min} \frac{\alpha^*_{\max}}{\alpha_{\max}}$$
(6)

그림 4.1.1은 위 수식들을 바탕으로 도식화된 수평, 연직 Courant number에 따른 수치 안정도 이다. 이는 Wicker & Skamarock (2020)에서 보인 모식도로 기존 적분법이 흰색 영역 내부로 수치 적 안정도가 구속되었다면 연직적 수치 안정도를 확보함으로서 빗금을 제외한 회색 영역까지 확 장한 것을 보여주고 있다. 그림 4.1.2는 동 논문에서 진행한 2011년 4월 27일 03 UTC, 미국 중부지 역 사례의 수치 실험의 연직 반사도 결과를 나타낸 것이다. 그림 4.1.2(a)는 WRF에 내장된 3차 Runge-Kutta 방법을 이용한 time step 12초 결과이며 그림 4.1.2(b)는 IEVA를 적용한 time step 24 초 결과이다. IEVA 적용 유무와 상관없이 생성된 패턴들 간의 유사성은 대류계 형성과 관련한 모 의에 있어서 IEVA의 적용 가능성을 제시하였다.



그림 4.1.1. 5차의 flux를 사용한 2차원 이류에 대한 선형 안정성 분석. 흰색 영역은 RK3와 RK3-IEVA가 모두 안정적인 영역, 회색 음영은 RK3가 불안정하지만 RK3-IEVA는 안정적인 영역, 빗금친 회색음영 영역은 RK3, RK3-IEVA 둘 모두 불안정한 영역을 나타냄 (Wicker and Skamarock (2020)의 Fig. 5).



그림 4.1.2. 2011년 4월 27일 0300 UTC의 미 중부 지역의 1 km 고도의 연직 반사도를 나타낸 그 림. (a)는 time step이 12초인 일반적인 RK3결과, (b)는 IEVA를 적용하여 time step을 24초를 적용 한 RK3결과를 나타냄 (Wicker and Skamarock (2020)의 Fig. 9).

1.2 실험 설계

IEVA 적용 가능성을 살펴보기 위해 표 3.1.1에서 제시된 RDAPS-KIM 설정을 기반으로 아래 표 3.1.2과 같은 실험을 진행하였다. 여름철 대류계 모의를 위해 기록적인 장기간 강수가 있었던 2020년의 7월 15일부터 8월 5일에 이르는 기간과 겨울철 강한 제트 기간 모의를 위해 2022년 1월 한 달에 대한 수치 예측실험을 실행하였다. 12시간마다 초기장을 생성하여 총 106개 사례에 대해 48시간 모의를 수행하였다. 편의를 위해 각 실험은 표 4.1.1의 명명법을 따르겠다.

표 4.1.1. IEVA 적용 수치 실험 설정.

	CTRL	dt18	dt22.5	dt28.125
Δt	18	22.5	25	28.125
IEVA	Х	0	0	0
Period	2020년 7월 15일 00UTC ~ 8월 5일 00UTC 2022년 1월 1일 00UTC ~ 1월 31일 00UTC			
Runtime	48 시간 (12시간 간격 초기장)			

2. 계산 효율성 분석

2.1 여름 기간 분석

그림 4.1.3은 여름철 사례 기간의(2020년 7월 15일 00UTC ~ 2020년 8월 5일 00UTC) 역학, 물 리과정의 평균 계산 시간 그래프다. CTRL로부터 time step이 증가할수록 계산 시간이 감소하였으 며 작게는 10%부터 최대 25%의 감소율을 보였다. 이 때 IEVA 적용과 상관없이 역학 과정과 물리 과정 사이의 비율은 일정한 경향성 없이 CTRL과 유사한 비율을 유지하였다.

세부 물리과정의 비율을 나타낸 그림 4.1.4에서는 복사 과정을 제외하고 모든 물리과정의 비 율이 감소하는 것을 확인하였다. 이는 RDAPS-KIM의 역학 적분 시간 Δ*t*에 비례하여 적용되는 기 타 물리과정과 달리 복사 과정은 개별적으로 고정된 시간마다 적용되어 발생한 결과이다. 여기서 주목할 점은 IEVA 적용 및 Δ*t* 변화와 별개로 복사 과정을 제외한 각 물리과정 간의 비율이 유사 하다는 것이다. 해당 내용은 차후 겨울철 사례 분석에서 함께 다루도록 하겠다.



그림 4.1.3. 2020년 여름철 사례 기간의 역학(빨간색), 물리(파란색) 과정의 적분 소요시간. 좌측부터 △*t*가 18, 22.5, 25, 28.125초인 실험 결과이며 각 막대 위의 숫자는 소요 시간과 역학, 물리 과정의 비 율을 나타낸다.



그림 4.1.4. 여름철 사례 기간의 물리과정의 세부 항목별 계산 시간 비율을 나타낸 파이 차트. (a) ~ (d)는 각각 time step 별 실험에 해당.

2.2 겨울 기간 분석

그림 4.1.5는 겨울철 사례 기간의 (2022년 1월 1일 00UTC ~ 2022년 1월 31일 00UTC) 평균 역 학, 물리과정의 계산 소요 시간 그래프다. CTRL로부터 time step이 증가할수록 계산 시간이 감소 하였으며 작게는 9.1%부터 최대 23.7%의 감소율을 보였다. 여름철 기간과 비교하여 감소폭에서 약 1%p의 차이를 보인다. 역학 과정과 물리 과정 사이의 비율 또한 IEVA 적용과 상관없이 모두 유사한 비율을 보였다. 세부 물리과정의 비율을 나타낸 그림 4.1.6에서도 여름철과 유사한 결과를 보였다. 복사 과정을 제외한 물리과정들의 비율이 감소하였으며 IEVA 적용 및 Δ*t* 변화와 별개로 복사 과정을 제외한 각 물리과정 간의 비율이 유사하였다.

계절적 요인과 독립적으로 각 과정의 계산 비율이 일정하다는 사실에 주목할 필요가 있다. 그 림 4.1.7은 WRF에서 적용되는 RK3 적분 과정의 모식도이다. 해당 그림에서 알 수 있듯이 Øⁿ에서 Øⁿ⁺¹로 넘어가는 과정에서 미세물리과정과 복사 과정을 제외한 물리 과정은 RK3의 첫 번째 단 계에서 작동한다. 이후 RK3가 끝난 후 미세물리과정이 작동한다. 결과적으로 전체 과정에서 RK3 와 물리과정 간에 일대일 대응이기에 역학 과정과 물리 과정 간의 계산 시간에는 변동이 없다. 또한 물리과정 간에도 한 번의 적분 과정 내에서 동일한 횟수로 작동하기에 각 과정 간의 세부 비율이 유지되는 것으로 판단된다.



그림 4.1.5. 2022년 겨울철 사례 기간의 역학(빨간색), 물리(파란색) 과정의 적분 소요시간. 좌측부터 Δ*t*가 18, 22.5, 25, 28.125초인 실험 결과이며 각 막대 위의 숫자는 소요 시간과 역학, 물리 과정의 비 율을 나타낸다.



그림 4.1.6. 겨울철 사례 기간의 물리과정 세부 항목별 계산 시간 비율을 나타낸 파이 차트. (a) ~ (d)는 각각 time step 별 실험에 해당.



그림 4.1.7. WRF-ARW의 적분 과정 모식도.

제 2 절 역학과정 효율성 확대화와 연관된 대류계 발달과정 차이 분석

앞선 내용에서 IEVA의 개요와 계산 효율성 증대를 확인하였다면 추가적으로 적용에 따른 항 상성과 예측 성능에 관해 조사해볼 필요가 있다. 따라서 본 절에서는 앞서 진행된 IEVA 적용 수치 예측실험의 대류계 발달 뿐만 아니라 연직 혹은 수평장의 모의 경향성에 대해 다룰 예정이다. 구 체적으로는 제 1 절에서 수행한 모의 실험 중 대류계 발달 (연직 운동), 제트 발달 (수평 운동) 사 례를 선정하여 모의 결과의 공간적 분포 변화를 조사하고 Automated Weather Station (이하, AWS) 자료와 비교하여 정확도 분석을 진행하였다.

- 1. IEVA 적용에 따른 중규모 운동의 항상성 조사
- 1.1 사례 분석
- 1.1.1 여름철 사례 선정

여름철 강수는 강한 대류에 의한 활발한 연직 운동을 포함하고 있다. 이는 앞서 언급하였듯 연직적인 수치 안정도에 있어 잠재적인 문제가 된다. 강한 대류계 사례를 선정하기 위해 2020년 7월 15일부터 8월 5일 기간에 대해 12시간 간격으로 24시간 누적 강수를 조사, 그림 4.2.1(a)로 나 타내었다. 그 결과 7월 24일 00시에 가장 많은 양의 24시간 누적 강수량을 보여 연구 사례로 선정 하였다. 해당 사례는 그림 4.2.1(b)의 2020년 7월 24일 00UTC 편집일기도에서 알 수 있듯이 서해 안에 폐색 단계에 접어드는 강한 저기압이 위치하여 중심으로부터 동쪽으로 온난전선과 남서방 향으로 한랭 전선이 배치된 구조이다.



그림 4.2.1. (a) 2020년 7월 15일 00UTC 부터 12시간 간격의 24시간 누적 강수량. (b) 7월 24일 00UTC 편집 일기도.

7월 24일 00UTC 사례에서 산동 반도에 위치했던 저기압은 서해상을 천천히 이동하며 한반도 상에 넓은 강수 영역대를 형성하였다. 그림 4.2.1(c)는 HSR 레이더 자료로 추산한 7월 24일 00UTC 의 시간당 강수량으로 서해상에서부터 중부 지방을 가로지르는 뚜렷한 분포를 보인다. 7월 24일 00UTC의 12시간 누적 강수를 나타내는 그림 4.2.1(d)는 해당 기간 동안 강한 강수를 명확하게 보 여주는데 특히 여기서 동해안 지역은 저기압성 순환 자체와 오호츠크 해 상공 고기압으로부터 흘 러들어오는 바람이 더해진 강한 동풍에 의해 누적 100mm 이상의 강수를 보인다.



그림 4.2.2. 7월 24일 00UTC (a) HSR 레이더 자료 기반 시간당 강수량, (b) 12시간 누적 강수.

1.1.2 수치 모의 실험 내 대류계 발달 분석

그림 4.2.3은 수치 실험의 시간당 강수량 산출 결과이다. 먼저 CTRL은 (그림 4.2.3a) 관측에 (그림 4.2.2a) 나타난 수도권의 대류계를 모의했으며 제주도를 남서-북동 방향으로 가로지르는 약 한 강수대를 형성하였다. 하지만 충청도, 전라도에 분포한 작은 규모의 강수 영역을 생성하지 못 했으며 울릉도 동쪽에 관측에는 존재하지 않는 강한 강수 영역을 만들었다. 그림 3.2.3b ~ 3d은 IEVA를 적용한 다른 수치 실험도 CTRL과 유사한 개형의 대류계를 보인다. 하지만 meso-β 규모 에서 살펴본다면 세부적인 강수 강도와 분포에서 차이를 확인할 수 있다. dt22.5 는(그림 4.2.3b) CTRL과(그림 4.2.3a) 비교하여 서울 지역의 강수 강도를 과소모의한 것 외에 거의 동일한 패턴을 보였다. 반면 dt25는(그림 4.2.3c) 경기도 북부에서 황해도 남부에 이르는 지역에서 강수를 모의하 지 못했으며, dt28.125는(그림 4.2.3d) 서울을 중심으로 경기도 동부, 남부에 이르는 지역의 강수를 과소모의 하였다.



그림 4.2.3. 2020년 7월 22일 00UTC를 초기 시간으로 48시간 모의 실험 결과의 시간당 강수량 (mm/h). (a) ~ (d) 순으로 각각 CTRL, dt22.5, dt25, dt28.125의 결과.

순간적인 시간당 강수량에서 IEVA 적용에 따라 발생한 meso-β 규모의 차이를 확인한 반면 850hPa의 수평 운동장은 준수한 일관성을 보였다. 서해 상공에 위치한 850hPa 저기압 중심의 위 치와 강도, 그리고 수평 바람장의 분포는 IEVA 적용에 따른 Δ*t*의 변동에도 불구하고 높은 수준 의 유사성을 가졌다. 12시간 누적 강수 또한 Δ*t* 변화에도 큰 차이를 보이지 않았다. 특히 시간당 강수량에서(그림 4.2.3) 주요한 차이를 보였던 수도권에서 눈에 띄는 변동점이 없으며 dt22.5에서 (그림 4.2.4b) 강원도 동해안에서 약간의 과대모의 외에는 강수량의 분포와 강도에 있어 차이가 없었다.



그림 4.2.4. 2020년 7월 22일 00UTC를 초기 시간으로 48시간 모의 실험 결과. 850hPa 수평 바람 (vector), 지위 고도 (contour), 12시간 누적 강수 (shade)를 나타냄. (a) ~ (d)는 각각 CTRL, dt18, dt22.5, dt28.125에 해당.

겨울은 여름에 비해 더 급격한 온도 경도로 인해 일반적으로 제트가 더 강하다. 국지적 가열 에 의해 발생하는 연직 운동에 기반한 여름철 강수와 달리 보다 강수 현상을 형성하는데 있어서 도 수평 운동의 기여도가 크다. 수치 안정도 또한 빠른 수평 풍속으로 인해 제한받게 된다. 따라 서 빠른 수평 운동을 포함하는 사례에서 IEVA에 의한 효과 또한 고려할 필요가 있다.

그림 4.2.5는 ERA5를 이용하여 나타낸 2022년 1월 1일 00UTC부터 12시간 간격으로 나타낸 2022년 1월, 한 달 간의 300hPa 수평 풍속이다. 앞서 언급한 수평 운동의 기여도가 큰 사례로, 가 장 큰 값을 가졌던 1월 17일 12UTC를 선정하였다. 해당 일자에는 중국 산동 반도에 위치한 고기 압의 가장자리에 한반도가 위치하여 하층에서는 강한 북서풍의 영향을 받았다. 상층 제트는 제주 도를 상공에 위치하며 제트류를 따라 빙정을 포함한 상층운이 이동하였다.



그림 4.2.5. (a) 2022년 1월 1일 00UTC 부터 12시간 간격의 24시간 누적 강수량. (b) 1월 17일 12UTC 편집 일기도.

이후 중국 산동 반도에서 동진하는 고기압으로 인해 경기도 북서부 서해 상공에 약한 기압골 을 형성, 경기도 및 충청도 지역에 2mm이하의 12시간 누적 강수를 보였다(그림 4.2.6b). 이후 빠 르게 동진하며 한반도 상공을 가로지르는 시간당 강수량 1mm 이하의 강수 영역대를 형성하였다 (그림 4.2.6a). 이 때 동해 상공의 강수는 동서 방향의 얇은 띠가 위도 방향으로 나열된 형태를 보 였다.



그림 4.2.6. 2022년 1월 17일 12UTC (a) HSR 레이더 자료 기반 시간당 강수량, (b) 12시간 누적 강 수.

1.2.2 수치 모의 실험 내 대류계 발달 분석

그림 4.2.6은 2022년 1월 15일 12UTC부터 48시간 모의 결과의 시간당 강수량이다. 각각의 time step 모두 그림 3.2.6a에서 보였던 동해안 상의 얇은 띠로 구성된 강수 영역을 모의하였다. 하지만 각각의 강수 띠가 보다 남북으로 집중되어 좁은 영역에 강한 강수를 보였다. 그림 3.2.6a 의 서해상에 위치한 작은 비구름은 수치 실험상에서는 모두 남북 방향으로 이어진 강수 띠로 묘 사되었으며 레이더에서 잡힌 제주도 부근에 위치하던 0.1mm/h 이하의 강수들의 경우(그림 4.2.6a) 중국 동부해안까지 이어지는 1mm/h 이상의 강수 밴드로 모의되었다. 여름철 모의 자료와 비교했을 때 레이더로부터 추산된 강수의 개형과 더 큰 차이를 보였다. 반면 CTRL과 IEVA 실험 을 비교했을 때 Δ*t*와 상관없이 모두 강한 유사성을 보였다.

12시간 누적 강수량 또한 모든 IEVA 실험에서 CTRL과 일관된 결과를 보였다. 그림 4.2.8a의 CTRL 실험에서는 서해에서부터 남해로 이동하는 850hPa의 반시계 방향 흐름을 따라 누적 강수 가 분포한다. IEVA를 적용한 그림 4.2.9b ~ 9d 또한 CTRL과 같은 개형의 분포를 보였으며 세부적 으로 서해안 부근에서 보이는 약 10mm의 강한 강수대도 담아냈다.



(mm/h). (a) ~ (d) 순으로 각각 CTRL, dt22.5, dt25, dt28.125의 결과.



그림 4.2.8. 2022년 1월 11일 00UTC를 초기 시간으로 48시간 모의 실험 결과. 850hPa 수평 바람 (vector), 지위 고도 (contour), 12시간 누적 강수 (shade)를 나타냄. (a) ~ (d)는 각각 CTRL, dt18, dt22.5, dt28.125에 해당.

1.1장에서는 각 계절별 사례에 대해 IEVA 적용에 따른 모의 결과 변동성을 검증하였다. 아래 그림 4.2.9는 여름, 겨울의 전체 모의 기간의 12시간 누적 강수량 분포다. 강수량 분포는 모델 격 자에서 AWS 관측 지점으로 내삽한 결과들로부터 산출됐다. 결과에 대한 두 계절 모두 IEVA 적용 및 Δ*t* 증가에도 불구하고 전반적으로 비슷한 분포를 보였다. 계절별로 비교하자면 CTRL과 IEVA 의 누적 분포 차이는 여름 기간이 상대적으로 컸다. IEVA가 연직 수송 방정식에만 적용되고 겨울 보다 여름철에 대류 활동에 의한 연직 운동이 활발하기에 여름 기간의 모의 결과에 보다 큰 차이 를 야기한 것으로 보인다. 특히 그림 4.2.9c의 적분시간 24 ~ 36시간 사이의 0.5 ~ 8 mm 구간의 강수량에 대해 Δ*t* 마다 서로 다른 증감을 보였다. 또한 그림 3.2.9e의 적분시간 36 ~ 48 시간 구간 에서는 다시 개선되었는데 이는 앞선 그림 4.2.9c의 결과가 단순히 Δ*t* 증가에 따른 적분 과정에 서의 오차 증가에 의한 것이 아닌 역학/물리과정 접합에 따른 비선형적 상호작용의 영향으로 유 추된다.

반면 그림 4.2.9a, 9b에 나타난 적분 24시간 이하의 12시간 누적 강수 분포는 전 구간에서 유 사한 발생 빈도를 보였다. 본 보고서에는 보이지 않았지만 적분 24시간 미만인 구간들의 6시간 누적 분포 또한 CTRL과 IEVA 적용 실험들 간의 항상성을 확인할 수 있었다.



그림 4.2.9. (Left) 여름철, (Right) 겨울철 수치 실험 사례에서 모의된 12시간 누적 강수량 분포 그래프. 위에서부터 (Top) 12 ~ 24시간, (middle) 24 ~ 36시간, (bottom) 36 ~ 48시간의 누적 강수 분포 결과. 모 든 결과는 AWS 지점으로 내삽하여 산출함. 막대 색깔 별로 (갈색) CTRL, (밤색) dt22.5, (청록색) dt25, (연두색) dt28.125 실험.

제 3 절 역학과정 효율화에 따른 중규모 예측성능 비교

기존 역학과정에 IEVA를 적용하는데 있어서 모의의 효율성, 항상성과 더불어 정확성 또한 보 장할 수 있어야 한다. 따라서 CTRL과 비교하여 IEVA 모의 결과가 얼마나 합리적인 예측 성능을 보이는지 확인할 필요가 있다. 예측 성능 비교를 위해 12시간 누적 강수량에 대해 AWS 자료와 비교 검증을 실시하였으며 이를 Equivalent Threat Score (ETS), BIAS score (BIAS), Probability Of Detection (POD) 세 가지 지표로 나타냈다. 각 지표는 표 4.3.1의 contingency table과 식(7)~(9)을 따라 계산됐다.

표	4.3.1.	Contingency	table.
	1.0.1		casic.

		Observed		
		Yes	No	
Forecast	Yes	Hit (A)	False alarm (B)	
	No	Miss (C)	Correct negative (D)	

$$ETS = \frac{A - A_r}{A + B + C - A_r} \qquad A_r = \frac{(A + B)(A + C)}{A + B + C + D} \qquad \stackrel{\text{A}}{\to} (7)$$
$$BIAS = \frac{A + B}{A + C} \qquad \qquad \stackrel{\text{A}}{\to} (8)$$
$$POD = \frac{A}{A + C} \qquad \qquad \stackrel{\text{A}}{\to} (9)$$

먼저 여름철 모의 성능 지표 중 ETS는(그림 4.3.1) CTRL과 IEVA 실험 간에 비슷한 크기를 보 였다. 적분 24시간 결과들은 모두 0.3 이상의 ETS를 냈으며 되려 IEVA를 적용한 실험들에서 미세 한 향상도 있었다(그림 4.3.1a). 이후 적분이 길어질수록 ETS는 감소하였으며 적분 48시간 모의의 5mm 이상 누적 강수에 대해서는 0.1 수준이었다(그림 4.3.1b). BIAS(그림 4.3.2)와 POD(그림 4.3.3) 또한 ETS와 같은 경향성을 보였다. 두 지표 모두 IEVA 실험에서 CTRL과 급격한 차이는 없었으며 적분 시간이 증가할수록 전체적인 정확도가 낮아지는 것을 확인할 수 있었다. 특히 ETS와 POD에 서는 적분 24시간 이후 모의에서 Δ*t* 증가에 따른 정확도 감소를 보였다.

겨울철 모의 성능 지표 또한 CTRL과 IEVA사이의 차이가 크지 않은 점은 동일했다(그림 4.3.4~6). 강수량 구획이 다르기에 직접적인 비교는 불가능하지만 그림 4.3.4에서 보이듯 전반적인 ETS 값이 0.1 ~ 0.3 사이 구간으로 여름철보다 작았으며 적분 시간이 길어질수록 5mm 이상 구간 에서 크게 지표가 감소했다. BIAS는 여름철과 달리 1 이상의 값으로 과다모의 하는 경향이 있었 으나 적분 시간에 따른 크지 않았다(그림 4.3.5). 반면 POD는 최대값이 0.8에 미치지 못했던 여름 과 달리 대부분의 구간, 시간에서 0.8을 넘으며 보다 나은 예측 성능을 보였다(그림 4.3.6). BIAS와 POD를 고려했을 때 겨울철에는 false alarm이 과다모의 되는 것을 알 수 있다. 겨울철 성능 지표 에서 눈여겨볼 점은 IEVA 적용에 따른 Δ*t* 증가에도 성능 지표가 떨어지지 않은 것이다. 이는 여 름철보다 겨울철 모의에 있어 보다 계산 시간을 줄일 수 있는 잠재적 효용성을 제시한다.



그림 4.3.1. 2020년 7월 15일 00UTC ~ 8월 5일 00UTC 기간 수치 예측실험의 적분 시간 별 ETS. 막 대 색깔 별로 (갈색) CTRL, (밤색) dt22.5, (청록색) dt25, (연두색) dt28.125 실험.



그림 4.3.2. 2020년 7월 15일 00UTC ~ 8월 5일 00UTC 기간 수치 예측실험의 적분 시간 별 BIAS. 막 대 색깔 별로 (갈색) CTRL, (밤색) dt22.5, (청록색) dt25, (연두색) dt28.125 실험.



그림 4.3.3. 2020년 7월 15일 00UTC ~ 8월 5일 00UTC 기간 수치 예측실험의 적분 시간 별 POD. 막 대 색깔 별로 (갈색) CTRL, (밤색) dt22.5, (청록색) dt25, (연두색) dt28.125 실험.



그림 4.3.4. 2022년 1월 1일 00UTC ~ 1월 31일 00UTC 기간 수치 예측실험의 적분 시간 별 ETS. 막 대 색깔 별로 (갈색) CTRL, (밤색) dt22.5, (청록색) dt25, (연두색) dt28.125 실험.



그림 4.3.5. 2022년 1월 1일 00UTC ~ 1월 31일 00UTC 기간 수치 예측실험의 적분 시간 별 BIAS. 막 대 색깔 별로 (갈색) CTRL, (밤색) dt22.5, (청록색) dt25, (연두색) dt28.125 실험.



그림 4.3.6. 2022년 1월 1일 00UTC ~ 1월 31일 00UTC 기간 수치 예측실험의 적분 시간 별 POD. 막 대 색깔 별로 (갈색) CTRL, (밤색) dt22.5, (청록색) dt25, (연두색) dt28.125 실험.

제 5 장 결론

○ KIM과 UM을 경계장으로 하는 RDAPS 수치 예측실험의 결과 분석 수행. 2022년 6월 두 개
 의 강수 사례에 대해 분석 진행. 각 강수 사례의 시공간 특성 분석과 함께 수치모형의 초기 과정
 에서 나타나는 중규모 운동의 진단 및 평가. RDAPS-KIM에서 중규모 및 보다 작은 규모 현상을
 과다모의 하는 경향이 있으며 수치적 요인으로 추정되는 현상 발견.

○ KIM을 초기장 및 경계장으로 활용한 RDAPS-KIM 수치 모의 결과에서 하층 강제력 (지형)
 과 연관된 작은 규모의 운동들이 많은 것으로 분석. 전구 모형에서 활용 중인 지형을 분석한 결
 과, KIM에서 표현된 복잡 지형이 다른 모형에 비해 상대적으로 많이 평활되어 있으므로, 현재의
 KIM은 하층 강제력에 민감하게 반응하는 것으로 분석됨.

한국형 수치모형의 효율화 방안 조사. IEVA 적용 가능성 판단을 위해 여름, 겨울을 대표하는 2020년 7~8월, 2022년 1월 사례에 대해 실험 진행. 수치적 안정도를 위해 6Δ(18초)로 제한됐던 Δt를 28.125초까지 증가한 실험 수행. IEVA 적용으로 인한 수치적 안정도 확보 및 그에 따른 계산 효율성 증대 확인. 비선형적인 시간 감소폭을 보였으며 이는 수치 모형 내에서 역학/물리 상 호작용에 의한 것으로 판단.

○ IEVA 적용 실험의 일관성 및 예측성 조사. 겨울철 실험에서는 Δt를 28.125초까지 증가시 켜도 일관성이 확보되며 예측성 또한 유지됨. 단, 연직 대류 활동이 강한 여름 기간은 Δt가 25초 이상인 실험에서부터 유의미한 차이를 생성, IEVA 적용에 있어 Δt 증가에 관한 계절별 변동성 연구 필요.

참 고 문 헌

- Hong, S.-Y., and Coauthors, 2018: The Korean Integrated Model (KIM) System for Global Weather Forecasting. Asia-Pacific J Atmos Sci., 54, 267–292, https://doi.org/10.1007/s13143-018-0028-9.
- Nastrom, G. D., and K. S. Gage, 1985: A Climatology of Atmospheric Wavenumber Spectra of Wind and Temperature Observed by Commercial Aircraft. J Atmos Sci., 42, 950–960, https://doi.org/10.1175/1520-0469(1985)042<0950:ACOAWS>2.0.CO;2.
- Skamarock, W. C., 2004: Evaluating Mesoscale NWP Models Using Kinetic Energy Spectra. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 3019–3032, https://doi.org/10.1175/MWR2830.1.
- Wicker, L. J., and W. C. Skamarock, 2020: An Implicit–Explicit Vertical Transport Scheme for Convection–Allowing Models. *Mon. Wea. Rev.*, 148, 3893–3910, https://doi.org/10.1175/MWR–D–20–0055.1.
- 기상청, 2021: 집중관측 자료를 활용한 물리과정 모수화 기반 기술 개발(III). 기상청, 415pp.

한국형 모델을 위한 새로운 지표층 모수화 방안 개발 및 접합

제1장 서론

대기 경계층(PBL, Planetary boundary Layer)은 지면과 직접 맞닿아 있는 대기의 최하층으로 인간이 생활하는 공간이면서 지면과 상호작용이 일어나 대기-지면사이의 운동량, 열, 물질 교환 이 일어나고 있는 곳이다. 지면에서 발생하는 난류를 통해 지면의 영향을 대기로 전달하게 되고, 반대로 대기에서는 기상현상 현상을 통해 지면으로 영향을 주게 된다. 또한 대기 경계층은 일변 화 혹은 연변화 하는 지표의 영향을 받아 변화하며, 지표 피복의 형태에 따라서도 그 특성이 변화 하게 된다. 때문에 정확한 기상예보를 위해서는 수치예보 모델에서 정확한 지표의 특성과 적절한 지표와 대기간의 상호 작용을 수행하는 것이 매우 중요하다.

수치모델에서 지면과 대기 간의 상호작용을 이해하고, 그 과정을 개선하고자 하는 노력이 계 속되고 있다. 지면모델에서 지면에서 대기로 운동량, 에너지 그리고 수증기 플럭스를 전달하여 대기 하층의 경계조건을 구성하여 대기 경계층 모의 과정에 영향을 주게 되고, 반대로 대기 경계 층의 영향으로 대기 하층의 경계조건을 조정한다. 이렇게 모수화 과정에서 지면과 상부의 자유대 기와의 상호작용을 모두 고려하여 연직 혼합과정을 결정하기 때문에 대기 경계층의 모수화의 경 우는 연직 바람 구조나 구름 및 강수와 같은 기상 현상에 영향을 미친다. 이처럼 대기 경계층과 지면에서의 모수화는 기상 모의에 중요한 역할을 하기 때문에 해당 영역에서 관련 기술을 개발하 고 개선하는 것이 수치예보 모델 성능 향상에 중요하다. 그리고 그 과정에서 관측 자료를 활용하 여 모수화 및 모델 검증을 위한 연구 또한 진행되어야 한다.

컴퓨터의 계산 성능이 향상됨에 따라서 수치예보 모델의 해상도가 좋아져 이전에는 규모의 문제로 인해 모의가 어려웠던 지면의 소용돌이 발생체(bluff body) 근처의 대기층에 대한 수치 모 사가 가능해지고 지표면의 불균질성과 복합성을 상수로 처방하거나 단순하게 표현하고 있던 부 분을 현실적으로 모사가 가능해지고 있다. 특히 우리나라는 산이나 고층 건물이 많은 복잡한 지 형과 좁은 지역에서 급격한 지표 피복의 불균질한 변동성이 나타나고 있기 때문에 정확한 지표의 특성과 지표와 대기간의 상호작용을 반영하는 것이 중요해진다.

본 세부과제에서의 목표는 고해상도 수치 예보 모델링에 적합한 새로운 지표층 모수화를 개 발하여 수치 예보 모델의 성능 향상을 도모한다. 새로운 지표층 모수화 방안을 검증 하기 위한 관측 자료를 선정 및 대기 경계층에서의 관측을 수행하여, 모델 검증 자료의 데이터 베이스 구축 을 수행한다. 그리고 지표의 분균질성을 고려하기 위한 자료를 구축하여 이를 기반으로 지표의 불균질성을 고려하기 위한 방안을 개발하고 검증하고자 한다.

제 2 장 새로운 지표층 모수화 개발 및 중규모 기상 예보 모델(WRF)의 대기경계층 모수화의 접합

제 1 절 거칠기 아층 난류 이론

대기경계층에서는 운동량, 에너지, 수분의 이동 및 교환이 난류에 의해 이루어지기 때문에 해 당 층에서는 난류의 역할이 매우 중요하다. 그러나 난류는 그 규모가 큰 것도 존재하지만 굉장히 작은 규모의 난류로 인해 수치모델로 직접적인 모의가 어려운 경우도 존재한다. 현 중규모 기상 예보모델인 Weather Research and Forecasting (WRF) 모델에서 사용하는 경계층에서의 모수화 방법 중 PBL의 하층 영역인 지표층 영역에서는 Monin-Obukhov Similarity Theory (MOST) (Obukhov, 1946; Monin and Obukhov, 1954)로 바람 및 스칼라 변수의 연직 분포를 나타내고 있 다. 그러나 지표층 영역에서도 하층인 거칠기 아층(Roughness sublayer)에서는 MOST 이론과는 다른 분포가 나타나고 있어 Harman and Finnigan (2007, 2008)은 고차원 closure 방정식을 활용한 방법과 Raupach et al. (1996)에서 제시한 거칠기 아층에서 나타나는 바람의 특성을 이용하여 새 로운 이론식을 제시하였다. 해당 이론에서는 캐노피 높이에서 바람이 연속적인 구조를 가지도록 캐노피의 위와 아래에 대한 관계식을 제시하였다. 현재 WRF 내에서는 이전 MOST 이론을 기반으 로 한 모수화 방법이 적용이 되어 있어, 이번 연구에서는 Harman and Finnigan(2007, 2008)에서 제시한 새로운 이론식을 적용한 모수화 방법으로 대기경계층 모수화 과정에서 수정하였고, 한국 형 모델에 접합하기에 앞서 WRF 모델에 먼저 접합하여 구동 테스트 및 모의를 수행하였다.



그림 2.1.1. 캐노피 위, 아래에서의 연속적인 바람의 구조, 식과 좌표계(Harman and Finnigan, 2007, Lee et al., 2019)

제 2 절 새로운 지표층 모수화 코드 개발

WRF 모델 내 지표층 모수화 스킴인 revised MM5 surface layer scheme에 기반하여 코드 내 에 거칠기 아층 함수(RSL function, $\widehat{\Psi_m}, \widehat{\Psi_h})$ 와 관련된 변수를 추가하는 방식으로 코드 개발이 이루 어졌다. 기본 대기안정도를 계산하는 과정 중에 기존식에 RSL function이 추가되었으며, 거칠기 길이의 업데이트를 통해 지면의 나무 등에 거칠기요소에 의한 직접적인 난류 확산까지 고려되도 록 하였다. 이론식을 따라 바람의 연직 profile을 캐노피 높이 위와 아래에서 나뉘어 계산하도록 코드를 수정하였으며, 이 값이 연속적으로 이어질 수 있도록 했다. 이를 통해 캐노피 높이 아래에 서 바람이 0이 되었던 기존 방식과 달리, 관측된 풍속의 profile 형태를 잘 따를 수 있도록 지표층 모수화 방안을 개선하였다. 또한 전체적인 과정에서 Harman and Finnigan (2007, 2008)의 이론식 과 실제 WRF간 연직 좌표계를 통일하는 과정도 이루어졌다.

3장에서 소개할 현실적인 식생 캐노피 높이 자료 구축 후, 이를 모델 내에 고려하는 과정도 추가적으로 이루어졌다. 지표층 모수화 과정 중에 기본 WRF에 처방되어 있는 캐노피 높이가 아 닌, 새로이 구축한 자료가 입력될 수 있도록 파일을 읽어오고, 기존 변수를 대체할 수 있도록 수 정했다.

제 3 절 1차원 기둥 모델 구축 및 사례 실험

본 real case 수행에 앞서, 새로운 지표층 모수화 코드를 1차원 기둥 모델(Single column model; SCM)에 적용하고, 관측자료를 이용해 간단한 ideal 실험을 수행하였다. 1차원 기둥 모델은 계산시 소요되는 시간이 적고, 실험 환경을 통제하고 결과를 확인할 수 있는 장점이 있어 모델 개발시 유용하게 사용할 수 있는 도구이다. 허나 WRF 모델의 SCM은 2009년 이후로 업데이트가 이루어지지 않아, 격자 간 이류효과나 지면 에너지 플럭스를 강제력으로 작동시킬 수 없어, 해석 이나 사용에 주의가 필요하다.

2절에서 개발한 코드를 WRF version 4.4에 이식하고, em_scm_xy 옵션으로 intel fortran (iFort) 컴파일러를 이용해 모델을 구축했다. SCM은 입력장을 만드는 ideal 과정과(ideal.exe) 본 프 로그램인 wrf과정(wrf.exe)로 이루어지는데, 입력장으로는 input_sounding 대기상태 자료(10-m 바 람, 2-m 온도, 2-m 혼합비, 지면기압 / 연직 수평 바람, 온위, 혼합비)와 input_soil 지면상태 자료 (지면 온도, 토양온도와 토양수분)가 사용되고, 강제장(연직 수평 지균풍, 수직바람)이 수행에 필 요하다. 이 값들은 기상청 기상자료개방포털 자료나, 재분석장 등을 이용해서 준비할 수 있다.

새로운 지표 모수화 방안의 효과를 확인하기 위해, 두 가지 국내 케이스에 대해 SCM 모델을 수행했다. 강수환경을 확인하기 앞서, 우선 이상적으로 맑은 날을 선택하여 초원지역으로 이루어 진 창원 ASOS 관측소를 중심으로 첫 번째 테스트를 수행했으며, 이후 구름 낀 날과 강수가 있던 날에 대해, 산악지역인 태백 ASOS 관측소를 중심으로 두 번째 테스트를 수행했다(표 5.2.1.). 전체 실험에는 3장에서 소개할 식생 캐노피 자료를 반영하였다. SCM 실험을 통해 산출된 10-m 풍속의 결과를 확인해보면(그림 2.3.1.), 맑은날 창원에서는 바람이 증가하는 경향을 보이고, 태백 지점에서는 양일간 바람이 줄어든 모습을 확인할 수 있 다. 이는 창원과 태백의 두 지표 특성이 다르기 때문에 발생된 현상이다. 초원으로 처방되는 창원과 달리 높은 캐노피 높이를 가지는 숲으로 표현되는 태백은 거칠기 아층 모수화를 적용 할시 풍속의 최댓값 등 과대모의를 줄여 관측에 가까운 모의 값을 보였다. 즉, 캐노피 높이가 높은 지점에 대해 RSL이 풍속을 줄여주는 방향으로 작동했다.

표 2.3.1. SCM 모의실험 설계

Model	WRF version 4.4 (em_scm_xy compiled)			
Site	Changwon Taebaek		baek	
Horizontal resolution (km)	3			
Grids	2 × 2 (All grids are same)			
Vertical resolution	30 Layers up to 20,000 m			
Geographic data	USGS			
Input & Forcing data	In-situ observation ERA5		A5	
Period	2022.07.01. 00:00-24:00 (LST)		Rain case: 2022.06.30. 00:00-24:00 (LST) Cloud case: 2022.07.01. 00:00-24:00 (LST)	
Physics package			-	
Microphysics scheme	WSM6			
Radiation scheme	RRTMG for shortwave and longwave radiation			
PBL scheme	YSU			
Surface layer scheme	Revised MM5	Revised MM5- RSL	Revised MM5	Revised MM5-RSL
Land surface model	Noah LSM			

SCM을 활용하여, 거칠기 아층 모수화 사용에 따른 전체적인 경향성은 확인할 수 있었으나, 밤에 풍속과 PBL Height가 갑자기 증가하고(그림 2.3.2.), 시간당 강수가 현저하게 적게 모의되 는 등 개발이 멈춰있는 SCM을 활용하여 더 자세한 내용을 살펴보기엔 문제가 있었다.



그림 2.3.1. SCM 실험을 통해 산출된 10-m 풍속 값(좌측; ASOS 창원지점, 우측: ASOS 태백지점 / x-dotted: ASOS 관측, black line: MOST, red line: RSL)



그림 2.3.2. SCM 실험을 통해 산출된 2022.06.30. 태백 케이스의 여러 기상변수(하향 단파복사, 현열, 잠 열, PBL 고도, 시간당 강수 순)

제 3 장 지표의 불균질성을 고려하는 데이터 베이스 구축

제 1 절 식생캐노피 높이를 현실적으로 고려하는 데이터베이스 구축

식생의 높이는 공기의 흐름에 장애물로 작용하여 난류를 발생시키거나 공기의 역학적 특성을 바꾸게 된다. 이러한 변화로 인해 지표면과 대기 사이에서 이루어지는 에너지나 물질의 교환에 영향을 주기 때문에 수치예보 모델에서 정확한 식생의 높이에 대한 정보가 요구된다. 대부분의 모델에서는 식생의 높이를 지표의 피복에 따라 값을 처방하는데, 같은 피복일 경우 같은 높이를 처방하는 등 정확한 식생의 높이와 높이의 시간적, 공간적 변동성을 반영하지 못하고 있다. 이러 한 문제를 개선하기 위해 위성에서 라이다로 원격 탐사로 관측하여 얻어지는 식생의 높이 값을 식생 캐노피 값으로 사용하여 조금 더 현실적인 식생 캐노피 높이를 모델에 처방하고자 한다.



그림 3.1.1. WRF 모델 기본 캐노피 높이 입력 자료(좌), Lidar 관측 캐노피 높이(우)

이번 연구에서는 NASA의 ICESat에서 2004년 10월부터 2008년 3월까지의 자료를 처리하여 제공하는 230 × 230 m 해상도의 식생 캐노피 높이 자료(Simard et al. 2011)를 WRF 모델에 접합하여 모의 수행 시에 식생의 보다 정확한 높이를 처방하였다.

제 2 절 아격자 산악 효과 및 태양 복사에 대한 지형의 경사 효과와 그림자 효과

1. 아격자 산악 효과

일반적으로 WRF 모델에서 평야냐 계곡과 같은 지역에서는 풍속이 과대모의 되고, 산의 꼭대 기부분에서는 풍속을 과소 모의하는 경향이 나타난다고 알려져 있다. 격자 내의 지형 복잡도를
고려하는 아격자 산악 효과 옵션을 사용하여 WRF 모델에서 나타나는 풍속의 편향을 조정하여 더 정확한 풍속 값을 유도한다. 아격자 산악 효과 옵션은 지형의 표준편차 자료를 활용해(Ovens and Mass, 2011) 지형 고도의 라플라시안 값과 함께 풍속을 조절하는 운동량 소산 팩터를 계산한 다(Jimenez and Dudhia, 2012). 이때 대기의 안정도 또한 반영되어 더 정확한 풍속 조정을 유도한 다(Lorente-Plazas et al., 2016). 이를 통해 지형 변동성이 크고 산이 많은 한반도 지역에서 풍속의 오차를 줄여 적절한 모의를 하고자 한다.



그림 3.2.1. WRF 모델에서의 아격자 복잡 지형 모식도(Jimenez and Dudhia, 2012)

2. 태양 복사에 대한 지형의 경사 효과와 그림자 효과

태양 복사가 지형에 의해 그림자가 생기거나 경사진 면에 입사하게 되면 일반적인 평지와는 다른 모습이 나타나게 된다. 태양 복사는 지면과 대기사이에 발생하는 에너지 교환에서 중요한 에너지 원천이기 때문에 모의의 개선을 위한 적절한 대처가 필요하다. WRF에서 태양복사가 지형 에 의해 그림자가 생기는 그림자 효과 반영 옵션과 경사면에서의 경사면 효과를 제공한다. 한반 도에서는 산악이 많아 두 옵션들을 고려 시 모의 성능에서 차이가 나타날 수 있다. 복사의 변화가 일어나게 되면 지면과 대기 사이의 에너지 플럭스에 변화 발생, 바람의 구조가 변화, 그리고 대기 경계층의 구조와 특성의 변화에 영향을 줄 수 있다.

경사면 효과는 직달 태양 복사에만 적용되는 옵션으로 경사면 효과는 격자 간 지형고도 차이 를 이용하여 기울기를 계산하여 적용(Garnier et al., 1968)한다. 그림자 효과도 마찬가지로 직달 태양 복사에만 적용되며, 그림자 효과는 지형 고도와 격자의 위경도, 해당 시각의 태양의 고각, 방위각 등을 고려하여 최대 길이 25km 상한의 그림자를 계산한다. 그림자가 생기는 격자의 경우 는 태양 복사 에너지를 0으로 처리하게 된다(그림 3.2.2.).



그림 3.2.2. WRF 모델에서의 단파 복사 경사 및 그림 자 효과 모식도(Lee et al., 2011)

위의 두 옵션을 사용하게 되었을 때의 결과는 그림 3.2.3.와 같으며 산악지형에서 태양 단파복 사의 변화가 강하게 나타나게 된다.



그림 3.2.3. WRF 모델 내의 지형 경사 효과와 그림자 효과 반영 결과(예시). (좌) 하향 단 파복사 및 (우) 효과를 반영하지 않은 기본 설정과의 하향 단파복사 차이

제 4 장 개발한 모수화 검증을 위한 미기상학적 관측 설계

제 1 절 미기상학적 관측 이슈

대기경계층에서 수치예보 모델의 개선을 위해 개발한 새로운 지표층 모수화와 불균질성을 고 려하는 데이터베이스를 검증하기 위해서는 대기경계층 내에서 이루어지고 있는 미기상학적 관측 자료가 필요하다. 점차 수치예보 모델에서 고해상도에서 모의가 가능해지고 고해상도 모의를 수 행함에 따라 모수화 검증을 위해서는 마찬가지로 고해상도의 관측자료가 필요해졌다.

대기경계층에서 미기상학적 관측 설계를 위해서는 대기경계층 내에서 구름을 효과적으로 현 실적으로 어떻게 다룰 것인지 등 여러 가지 이슈에 대해 먼저 이해와 고려를 해야한다. 계산 능력 의 향상에 따라 점점 고해상도로 가능해지는 중규모 모델과 점점 넓은 영역을 할 수 있게 되는 LES(Large Eddy Simulation)이 겹쳐지며 발생하는 gray zone 이슈와 같이 해상도의 변화가 모의에 어떠한 영향을 주는지에 대한 이슈도 확인이 필요하다. 일반적으로 WRF에서 풍속은 과대모의된 다고 알려져 있으며, 특히 산악지역에서 그 편차가 크다고 알려져 있다. 본 연구에서 새로운 모수 화 방법을 개발하여 풍속의 편차를 줄이고자 하는 시도를 하였으며, 풍속의 편차가 줄어드는 것 을 확인하였다. 이와 관련하여 풍속의 과대모의를 개선하였을 때, 강수 예측성에서 어떠한 변화 가 발생하는지에 대한 부분의 확인이 필요하다. 지면과 대기간의 상호작용 과정에 있어 토양 수 분 또한 매우 중요한 요소 중 하나가 되나 실질적으로 관측이 쉽지 않아 자료동화 자료를 활용하 게 된다. 토양수분의 자료 동화 자료는 그림 4.1.1.과 같으며 각 자료동화 방법에 따라서도 토양 수분의 분포가 다른 형태로 분포하고 있다. 때문에 각 자료동화 별로 토양수분이 다른 부분이 모 의에 어떠한 영향을 줄 것인지와 같은 문제에 대해서도 고려가 필요하다.



그림 4.1.1. 자료동화 자료 별 토양수분 분포

이 외에도 대기경계층과 자유대기에서 어떠한 상호작용이 일어나는지에 대한 이해나 모델 최 하층 높이에 대한 모텔 결과의 민감성과 같이 대기경계층 내에서 고려해야 할 미기상학적 요소들 이 존재한다.

모수화를 새로 개발하였을 때 검증을 하기 위해서는 모델의 모의결과와 관측결과 간의 비교 검증이 필요한데 Randall et al., (2003)에서는 SCM을 이용하여 모수화에 관측자료를 이용하여 평 가를 진행했을 때 저렴한 비용과 GCM(Global climate model)에 바로 전송이 가능한 매개변화와 같은 장점과 피드백이 제한적이고, 까다로운 데이터 요구사항과 같은 단점을 각각 설명하였다. 과거 Project ASTEX(ALBRECHT et al., 1995)에서는 라디오미터, 운고계, 윈드 프로파일러, 소다, RASS, 도플러 레이더, 도플러 라이더 등을 이용하여 경계층 내에서의 구름 정보, 수증기, 바람, 온도 등에 대한 관측이 진행되었다.

본 연구에서도 마찬가지로 개발한 모수화 방안을 검증하기 위해 대기경계층 내에서 필요한 관측을 수행하여 모델의 검증을 수행할 예정이다.

제 2 절 미기상학적 관측 설계

새로운 지표 모수화 방법과 불균질성으로 고려한 데이터베이스를 검증하기 위해 필요한 미기 상학적 관측 자료로는 대기경계층 내에서의 습도, 풍속, 온도, 플럭스의 연직구조, 구름 관측, 지 면에서의 에너지 수지 등의 관측 자료이다. 이를 위해 기상청에서 수행하고 제공하는 기상청의 종관 및 방재기상관측자료(AWS, ASOS) 자료들을 활용하고, 추가적으로 운고계와 라이다 관측을 수행하여 대기경계층 내에서의 검증시에 활용하고자 한다.

1. 운고계(Ceilometer) 관측

대기경계층과 구름의 상태의 지속적인 관측을 위해 연세대학교 과학관 옥상(37.564°N, 126.935°E)에 운고계(CL-31, Vaisala Inc., Finland)를 설치하여 운영하고 있다. 운고계는 지속적 으로 laser를 연직방향으로 쏜 뒤 돌아오는 back-scatter를 이용하여 관측을 수행한다. 최대 7.5 km 고도까지 관측이 가능하며, 16 초 간격으로 10m 의 범위를 관측한다. Lee et al. (2019)의 방법 으로 운고계에서 얻어진 back-scatter 관측 자료로 대기 경계층 고도를 산정한다.

218



그림 4.2.1. 운고계(CL-31) 설치 모습

2. 라이다(Lidar) 관측

라이다 관측 장비는 HALO Photonics Stream Line XR Doppler lidar를 사용하였고, 일정한 시 간 간격으로 정해진 고도각과 방위각 위치에 대한 시선속도를 거리에 따라 측정하게 된다. 최대 3 km 고도까지 측정이 가능하며 10분 이하의 간격으로 연속 측정이 가능하다.



그림 4.2.2. (좌) 라이다 설치 모습, (우) VAD 스캔의 좌표계(Yim, 2020)

제 5 장 개발한 모수화 및 불균질성을 고려한 데이터베이스를 활용한 강수 사례 실험

이번 연구에서 한국형 수치예보 모델에 개발한 모수화 및 불균질성을 고려한 데이터베이스를 적용하기에 앞서 중규모 모델 WRF-4.4에 먼저 적용하여 개발한 모수화와 불균질성을 고려한 데 이터베이스를 포함한 WRF의 구동을 테스트하고, 검증 및 개선 사항을 확인하였다.

중규모 모델 WRF는 대기모델과 지면모델(LSM, Land Surface Model)이 결합되어 있는 모델로 대기에서의 다양한 역학과정, 물리과정, 옵션(scheme)이 존재한다. 본 연구에서는 모의 수행을 위 해 적절한 역학과정, 물리과정과 옵션 및 지표피복을 선택하고 재분석장을 입력장 및 경계장으로 사용하여 모의를 수행하였다.

제 1 절 실험 설계

1. 사례 1 (2021년 9월 22일 강수)

중규모 수치예보 모델 WRF에서 현실적으로 개선한 식생의 높이와 새로운 모수화 방법을 적 용하였을 때의 성능을 검증하기 위한 강수사례를 선정하여 다음과 같은 실험을 구성하였다. 첫 번째 사례로는 2021년 9월 22일 수도권에 강수가 내린 사례로 실험은 한국표준시 기준으로 2021 년 9월 21일 00시부터 2021년 9월 23일 00시까지 총 48시간을 모의하였고, 24시간의 spin-up 시간 으로 두고 9월 22일의 24시간 동안의 강수량에 대한 분석을 수행하였다. 수평 해상도는 각각 27, 9, 3, 1km의 크기의 100×120, 211×241, 301×301, 91×91개의 격자로, 연직 해상도는 50hPa까지 61개의 층으로 구성하였다. 실험 설계의 수평 도메인은 그림 5.1.1.에 나타내었다. 실험의 초기장 과 경계장 자료로는 ERA5 (ECMWF reanalysis) 시간 자료를 사용하였다. 모의 과정에 사용한 모 수화 방법은 미물리 과정에서는 WSM6(WRF single moment 6-class), PBL 모수화는 YSU(Yonsei University) Scheme, surface layer 모수화는 Revised-MM5 scheme, 그리고 적운 모수화 과정에서 는 Grell-Freitas Ensemble의 모수화 방법을 각각 사용하였다. 장파, 단파·복사 물리과정에서는 RRTM longwave scheme, 지면 모델은 Unified Noah land surface model을 사용하였다. 그리고 지 면 피복자료로는 USGS(United States Geological Survey) 지표 피복 분류자료를 사용하였다. 위와 같은 모수화 방법과 물리 과정들을 기본 공통적인 실험 설정으로 하는 CTL실험을 구성하고, 공통 실험을 기반으로 하고 산악효과와 경사효과와 같은 복잡지형 효과에 대한 모수화(TOSLO)와 현실 적인 캐노피 높이(Canopy height)를 적용한 CANO 실험과 CANO 실험에 거칠기 아층(Roughness Sublayer) scheme을 현실적으로 수정한 모수화 과정을 추가한 RSL 실험을 구성하였다.

220

표	5.1.1.	WRF	새로운	모수화	및	복잡지형	모의	실험	설계(사례	1)
---	--------	-----	-----	-----	---	------	----	----	-------	----

Model		WRF v4.4				
Domain		d01	d02	d03	d04	
Horizontal resolu	ition (km)	27	9	3	1	
Grids		100×120	211×241	301×301	91×91	
Vertical resolution	on	61 Layers up to 50 hPa (CTL)				
Geographic data		USGS				
Initial & Bounda	ry condition		EF	RA5		
Doriod		21.09.20 15:00 - 21.09.22 15:00 (UTC, spin-up: 24 hr)				
renou	CASE 1, 5	21.09.21 00:00 - 21.09.23 00:00 (KST, spin-up: 24 hr				
Physics package						
Micro-physics sc	heme	WSM6				
Radiation schem	e	RRTMG for shortwave & longwave				
PBL scheme		YSU				
Surface layer sc	heme	Revised-MM5				
Cumulus scheme	;	Grell-Freitas Ensemble				
Land surface mo	odel	Noah LSM				
Experiment						

CTL	CANO	RSL	
Default WRF setting	TOSLO + Canopy Height	TOSLO + Canopy Height + Roughness Sublayer	



2. 사례 2 (2022년 6월 27일 강수)

두 번째 강수 사례로는 2022년 6월 27일 경상남도 밀양 지역에 시간당 40 mm, 일 강수량 160 mm 이상의 많은 강수가 내린 사례를 선정하였다. 실험은 한국표준시 기준으로 2022년 6월 26일 00시부터 2022년 6월 28일 00시까지 총 48시간을 모의하였고, 24시간의 spin-up 시간으로 두고 6월 27일 24시간 동안의 강수량에 대한 분석을 수행하였다. 실험의 설계는 사례 1의 수평 해상도 중 도메인4의 격자를 151×151개의 격자로 수정하여 27, 9, 3, 1km의 크기의 100×120, 211×241, 301×301, 151×151개의 격자로 구성하고, 기간과 도메인을 제외하고는 동일하게 설정하여 각각 CTL, CANO, RSL 실험을 수행하였다.

Model			WRF v4.4					
Domain		d01	d02	d03	d04			
Horizontal resolu	ition (km)	27	9	3	1			
Grids		100×120	211×241	301×301	151×151			
Vertical resolution	on	61	61 Layers up to 50 hPa (CTL)					
Geographic data			USGS					
Initial & Bounda	ry condition	1	ER	LA5				
Deriod	CASE 2	22.08.06 03:0	22.08.06 03:00 - 22.08.10 15:00 (UTC, spin-up: 24 hr)					
renou	CASE Z	22.08.06 12:0	22.08.06 12:00 - 22.08.11 00:00 (KST, spin-up: 24 hr)					
Physics package								
Micro-physics sc	heme	WSM6						
Radiation schem	е	RRTMG	for shortwave	e & longwave	2			
PBL scheme		YSU						
Surface layer sc	heme	Revised-	-MM5					
Cumulus scheme		Grell-Fre	Grell-Freitas Ensemble					
Land surface mo	odel	Noah LS	Noah LSM					
Experiment								
CTL		CAN	С	RS	L			
Default WRF setting T		TOSLO + Cano	opy Height	TOSLO + Car + Roughnes	nopy Height s Sublayer			

표 5.1.2. WRF 새로운 모수화 및 복잡지형 모의 실험 설계(사례 2)



그림 5.1.2. 사례2 도메인 설정

3. 사례 3 (2022년 8월 8일 - 10일 강수)

세 번째 사례 실험은 2022년 8월 8일에서 10일까지 서울과 수도권에 매우 많은 강수가 내린 사례로 8일 저녁 시간당 최고 140mm 이상의 강수가 기록되고, 일 강수량도 380mm 이상 내린 서 울시 기준 시간당 강수량과 일강수량을 모두 갱신한 사례이다. 8일 이후에도 9일, 10일 까지도 지 속적으로 서울과 수도권에 많은 강수가 내렸다.

실험은 한국표준시 기준으로 2022년 8월 6일 12시부터 2022년 8월 11일 00시까지 총 108시간 을 모의하였고, 36시간의 spin-up 시간으로 하여 8월 8일에서 8월 10일 3일간 72시간 동안의 강수 량에 대한 분석을 수행하였다. 실험의 설계는 기간을 제외하고 사례 1과 같이 설정하여 각각 CTL, CANO, RSL 실험을 수행하였다.

223

표 5.1.3. WRF 새로운 모수화 및 복잡지형 모의 실험 설계(사례 3)

Model		WRF v4.4				
Domain	d01	d02	d03	d04		
Horizontal resolution (km)	27	9	3	1		
Grids	100×120	211×241	301×301	91×91		
Vertical resolution	61	61 Layers up to 50 hPa (CTL)				
Geographic data		US	GS			
Initial & Boundary condition	n	EF	RA5			
Deriod	22.08.06 03:0	0 - 22.08.10	15:00 (UTC, sp	in-up: 36 hr)		
renou	22.08.06 12:0	22.08.06 12:00 - 22.08.11 00:00 (KST, spin-up: 36 hr)				
Physics package						
Micro-physics scheme	WSM6	WSM6				
Radiation scheme	RRTMG	for shortway	e & longwave	2		
PBL scheme	YSU					
Surface layer scheme	Revised-	Revised-MM5				
Cumulus scheme	Grell-Fre	Grell-Freitas Ensemble				
Land surface model	Noah LS	Noah LSM				
Experiment	·					
CTL	CAN	o c	RS	L		
Default WRF setting	TOSLO + Can	opy Height	TOSLO + Car + Roughnes	nopy Height s Sublayer		



1. 사례 1 (2021년 9월 22일 강수)

사례1 기간 동안의 AWS 관측 값의 누적 강수(그림 5.2.1., 그림 5.2.3.)와 모의 실험 각각의 누 적 강수량을 도메인 3(그림 5.2.2.)과 도메인 4(그림 5.2.4.)영역에 나타내었다. 도메인 3에서 살펴 보면 AWS 관측값을 기준으로 해당 사례는 동해안 지역을 제외하고 한반도 전체적으로 강수가 내 렸고 남서해안 쪽과 서울 및 수도권 북부와 북서부 쪽에 상대적으로 더 많은 강수가 내렸다. WRF 모의 결과에서는 CTL, CANO, RSL 실험 모두 강수 분포는 수도권 남부지역, 충청권, 강원 일부지역에서 강수가 나타났다. 서울 중심의 수도권 영역인 도메인 4에서의 모의 결과를 살펴보 면 실제 강수는 수도권 전체에서 내리고 서울과 서울 북쪽과 서쪽의 경기권에서 더 많은 강수가 내렸으나 WRF 모의에서는 CTL, CANO, RSL 모의에서 모두 적은 강수량이 서울과 서울 남쪽과 서울 동쪽의 경기권 일부 지역에서 더 적은 양의 강수가 모의되었다.



그림 5.2.1. 도메인 3에서 AWS 누적 강수량(사례1)



그림 5.2.2. 도메인 3에서 누적 강수량 모의 결과(사례1)



그림 5.2.3. 도메인 4에서 AWS 누적 강수량(사례1)



그림 5.2.4. 도메인 4에서 누적 강수량 모의 결과(사례1)

ASOS의 누적강수량과 모의 결과와의 편차를 나타낸 bubble chart(그림 5.2.5.)에서 결과를 살 펴보면 실제 강수영역에서 대부분 실제 강수보다 모의에서의 강수가 약하게 나타나는 음의 편차 로 나타났고, 강수가 강하게 나타난 지역에서 편차가 더 크게 나타났다.



그림 5.2.5. 모의 기간 전체 누적 강수량의 관측값과 모의 값의 편차

각 모의간의 결과를 비교(그림 5.2.6., 그림 5.2.7)해보면 CANO 실험에서는 CTL 대비 큰 차이 가 나타나지 않았으나 RSL 실험에서는 CTL 실험 대비 강수 면적이 더 넓게 나타나고 더 강한 강 수가 나타났다.



그림 5.2.6. 모의 간의 누적 강수량 편차(도메인 3)



그림 5.2.7. 모의 간의 누적 강수량 편차(도메인 4)

도메인 4 내의 AWS1(서울(108) 사이트), AWS2(도봉(406) 사이트) 두 곳에서 관측값과 모의결 과의 시간당 강수량 비교를 수행하였다(그림 5.2.8.). 두 사이트 간의 차이는 관측과 모의 결과에 서 모두 큰 차이를 보이지 않았으나 관측값과 모의 결과 간에는 차이가 나타났다. 시간 강수량의 관측값에서는 1시부터 11시 정도까지 강수가 내렸으나 모의 결과에서는 0시부터 1시까지 많은 양의 강수가 나타나고 그 뒤로는 약한 강수가 가끔 나타나는 패턴이 나타났다.



그림 5.2.8. AWS(서울(108), 도봉(406))에서의 시간당 강수량 관측값 및 모의 결과

사례 2는 경상남도 밀양지역에서 많은 강수가 나타난 사례로 각각 도메인 3과 도메인 4에서 의 강수량의 AWS 관측값(그림 5.2.9., 그림 5.2.11.)과 각 모의 결과(그림 5.2.10., 그림 5.2.12.)를 나타내었다. 실제 AWS 관측값에서는 경기도 일부 지역과 강원도, 경상도 지역에서 강수가 있었 고, 그 중에서도 밀양 지역에서 많은 강수가 나타났다. WRF에서의 각 모의 결과에서는 남한지역 에서는 유사하게 경기도 일부, 강원도, 경상도권지역 위주로 강수가 나타났고, 관측 값으로 확인 할 수 없지만 북한의 황해도 지역에서 매우 많은 강수를 모의하였다. 황해도 지역에서의 모의 결 과는 CANO 모의에서 500mm 이상의 최대 강수량이 가장 높게 나타났다. CTL은 그보다 적은 최 대 강수량의 결과를 보였고 RSL 모의 결과에서는 두 모의 대비 최대 강수량이 적게 나타나고, 강 한 강수 영역이 적게 나타났다.



그림 5.2.9. 도메인 3에서 AWS 누적 강수량(사례2)



그림 5.2.10. 도메인 3에서 누적 강수량 모의 결과(사례2)

도메인 4에서의 강수량을 살펴보면 울산, 양산과 밀양 지역에서 강한 강수가 나타났고 특히 밀양지역에서 최대 누적 강수량이 150mm 이상의 강한 강수가 나타났다. 해당 영역에서 WRF 모 의 결과에서는 실제 강수가 강하게 나타난 지역보다 서쪽 지역에서 주된 강수 영역이 나타났고, 최대 누적 강수량 또한 상대적으로 적게 모의 되었다.



그림 5.2.11. 도메인 4에서 AWS 누적 강수량(사례2)



그림 5.2.12. 도메인 4에서 누적 강수량 모의 결과(사례2)

bubble chart에서 누적 강수량의 ASOS 관측값과 모의 값들을 비교해보면 경남권과 강원도 일 부 지역에서는 관측 값이 더 크게 나타나는 음의 편차, 경기도 북부 지역에서는 모의가 더 크게 나타나는 양의 편차가 일관되게 나타났다(그림 5.2.13.).



그림 5.2.13. 모의 기간 전체 누적 강수량의 관측값과 모의 값의 편차

각 모의간의 결과를 비교(그림 5.2.14., 그림 5.2.15.)해보면 북한 내륙 지역에서는 CANO 모의 가 CTL 모의보다 적게 나타났고, RSL 모의에서는 강한 강수 영역에서는 CTL이 강하게, 그 외 지 역에서는 RSL가 강수가 강하게 나타났다. 경남권역인 도메인 4에서 CANO 모의는 내륙에서는 CANO에서의 강수가 강하게 부산 주변과 부산 앞바다 지역에서는 CTL 강수가 강하게 나타났으 나 RSL 모의에서는 부산지역에서 강수가 강하게 나타났고, 내륙 지역에서는 서쪽은 RSL 모의가, 중앙 지역에서는 CTL 모의에서 상대적으로 강한 강수를 모의하였다.



그림 5.2.14. 모의 간의 누적 강수량 편차(도메인 3)



그림 5.2.15. 모의 간의 누적 강수량 편차(도메인 4)

도메인 4 내의 AWS1(원동(922) 사이트), AWS2(송백(927) 사이트) 두 곳에서 관측값과 모의 결 과의 시간당 강수량 비교를 수행하였다(그림 5.5.16.). 두 사이트에서 모두 모의 결과가 관측값보 다 적은 강수량을 보였다. AWS1(원동(922)) 사이트에서는 강수가 5시부터 20시까지 내리고 강수 가 강해지고 약해지는 주기성을 가지며 7시, 15시 경에 많은 비가 내렸다. 모의에서는 6시부터 12 시까지 강수가 나타나고, CTL에서 가장 강수를 보였고, 그 뒤로 RSL, CANO 순으로 강수량을 모 의하였는데 모두 실제 강수량 대비 적은 양을 모의하였고, 오전 강수는 결과에 나타났으나 오후 강수는 모의 결과에 나타나지 않았다. AWS2(송백(927)) 사이트에서는 11시부터 20시까지 강한 강 수가 내렸고, 모의 결과에서는 CANO, CTL, RSL 순으로 강수량이 크게 나타났으나 큰 차이는 없 었고, 실제 관측값 대비 매우 적은양만이 모의되었다.



그림 5.5.16. AWS(원동(922), 송백(927))에서의 시간당 강수량 관측값 및 모의 결과

세 번째 사례는 22년 8월 8일에서 10일까지 수도권에 시간당 매우 강한 강수가 났던 사례로 AWS 관측값에서의 누적 강수량을 살펴보면 경기도, 강원도, 충청도의 중부지역에서 강수가 있었 고 특히 서울 남쪽과 인근 경기도 지역을 포함한 좁은 지역에서 누적 강수량 500mm 이상의 매우 높은 강수가 나타났다. WRF 모의(그림 5.2.20.)에서는 강수 영역이 실제 강수 영역보다 조금 더 남쪽으로 모의하여 한반도에서 남한지역 전체를 모의하고 있으며 실제 강수처럼 좁은 지역에서 의 강한 강수를 모의하고 있으나 실제 지역보다 더 남쪽인 충청도와 전라도 경계지역에서 강한 강수밴드가 나타났다. CTL, CANO, RSL 모의 각각은 비슷한 영역에서 강수가 나타났고, 강한 강 수 밴드 지역 또한 비슷한 위치에서 모의를 하였으나 CTL에서 가장 넓고 강한 강수가 나타나는 것으로 모의하였다(그림 5.2.17.). 실제 가장 강한 강수가 나타났던 도메인 4(그림 5.5.19.)에서는 서울 남쪽 지역과 그 주변 경기도 지역에서 강한 강수가 있었고, 서초, 기상청 AWS 주변과 같이 특정 좁은 지역에서 더 많은 강수가 나타나기도 하였다. 도메인 4에서의 모의 결과는 전체적인 강수 영역과 강한 강수 영역을 남쪽으로 모의하여 관측 값과는 큰 차이로 상대적으로 적은 강수 량가 나타났다(그림 5.2.20.).



그림 5.2.17. 도메인 3에서 AWS 누적 강수량(사례3)



그림 5.2.18. 도메인 3에서 누적 강수량 모의 결과(사례3)



그림 5.2.19. 도메인 4에서 AWS 누적 강수량(사례3)



그림 5.2.20. 도메인 4에서 누적 강수량 모의 결과(사례3)

bubble chart에서 관측값과 모의 결과를 비교(그림 5.2.21.)해보면 모의에 따라 큰 차이가 없이 공통적으로 수도권을 중심으로 한 중부지방에서는 강한 음의 편차가, 충청도 지역에서는 강한 양 의 편차가 나타났는데 수도권의 음의 편차는 모의에 따라 큰 차이가 나지 않았으나 충청도의 양 의 편차는 지역은 각 모의마다 편차가 나타나는 지역이 조금씩 다르게 나타났다.



그림 5.2.21. 모의 기간 전체 누적 강수량의 관측값과 모의 값의 편차

모의 간의 편차를 비교(그림 5.2.22., 그림 5.2.23.)해보면 CANO 모의는 CTL 대비 중부지방에 서 더 많은 강수를 모의한 특징을 보였고, CTL 대비 RSL 모의는 강한 강수가 나타난 좁은 지역의 위치에 따른 편차가 강하게 나타났다.



그림 5.2.22. 모의 간의 누적 강수량 편차(도메인3)



그림 5.2.23. 모의 간의 누적 강수량 편차(도메인3)

도메인 4 내 의 AWS1(서초(401) 사이트), AWS2(기상청(410) 사이트) 두 곳에서 관측값과 모의 결과의 시간당 강수량 비교를 수행하였다(그림 5.2.24.). 해당 모의에서는 두 사이트 간의 큰 차이 가 나타나지 않았고, 강한 강수 영역이 실제 강수보다 남쪽 지역에 위치하여 두 사이트에서 모두 관측값보다 모의 결과가 낮게 나타났다. 실제 강수는 12시부터 48시 정도 사이에서 이루어지고 특히 18시 - 24시 사이에 많은 강수가 나타났으나 WRF 모의에서는 3시 - 12시와 48시 전후에 강 수가 나타났다. 모의 간의 차이는 두 사이트에서 모두 CANO 모의에서 가장 크게 강수를 모의하 고 RSL, CTL 순으로 모의하였다.



그림 5.2.24. AWS(서초(401), 기상청(410))에서의 시간당 강수량 관측값 및 모의 결과

제 6 장 결론

본 연구에서는 Harman and Finnigan(2007, 2008)이 제시한 이론을 근거로 한 거칠기 아층 (Roughness sublayer)에서의 모수화를 개선하는 새로운 모수화 방법을 개발하였고, 위성 자료를 활용한 식생 캐노피 높이의 개선과 산악 및 경사효과 옵션을 고려하여 불균질성을 고려한 데이터 베이스를 구축하여 지면-대기경계층 모의의 개선 방안을 제시하였다. 그리고 한국형 수치예보 모 델에 적용하기에 앞서 중규모 모델 WRF에 먼저 접합하여 구축한 모수화 방안과 데이터베이스의 구동 및 모의 성능 실험을 수행하였다.

거칠이 아층에서 모수화 방안을 개발하여 기존 캐노피 높이 아래에서 실제와 다르게 처방이 되던 바람의 연직 profile을 실제 관측값에 가까워 지도록 개선하고자 하였고 풍속 값에서 개선이 되었음을 확인하였다. 그리고 개발한 모수화 코드를 1차원 기둥 모델(SCM, Single column model) 에 적용하여 ideal 실험을 수행하여 캐노피 높이가 높은 지역에서 RSL 모수화가 과대모의되는 풍 속을 줄여주는 방향으로 작동한 것을 확인하였으나, 개발한 모수화의 전체적인 검증을 하기에는 일부 문제가 나타났다.

3번의 강수 사례를 바탕으로 WRF 모델에서 개발한 새로운 모수화 방법과 데이터 베이스를 접합한 모델 수행 결과를 확인하였다. 각 모의 결과에서 강수의 범위에서는 큰 변화가 나타나지 는 않았으나 사례에 따라 강수량의 변화가 나타나는 것을 확인하였다. CANO 실험에서는 일관적 인 변동성을 확인하지 못하였으나 RSL 실험에서는 높은 누적 강수량이 나타나는 지역에서 다른 두 모의 대비 낮게 나타나는 결과가 나타났다. 이번 사례 실험에서는 수도권과 영남권의 캐노피 높이가 낮은 지역 위주로 이루어졌는데, 캐노피 높은 지역에서의 강수 사례를 찾아 모의 수행 겨 로가 확인이 필요해 보인다.

이후에는 개발한 모수화 방법과 데이터 베이스를 한국형 수치예보 모델에 접합하여 구동 확 인 및 모의가 진행되어야 한다. 그리고 지표 피복 자료, 미물리 모수화, 대기 경계층 모수화 방법 의 선택에 따른 민감도 실험을 진행하고, 대기 경계층에서 실시 되고 있는 관측자료와 비교 검증 을 수행하여 한반도에서 한국형 수치예보 모델의 최적의 모의 성과를 찾는 조건을 찾아야 함을 확인하였다.

237

참 고 문 헌

- Albrecht, B. A., Bretherton, C. S., Johnson, D., Scubert, W. H., & Frisch, A. S. (1995). The Atlantic stratocumulus transition experiment—ASTEX. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **76(6)**, 889–904.
- Garnier, B. J., & Ohmura, A. (1968). A method of calculating the direct shortwave radiation income of slopes. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 7(5), 796–800.
- Harman, I. N., and Finnigan, J. J., 2007: A simple unified theory for flow in the canopy and roughness sublayer. *Boundary-layer meteorology*, **123(2)**, 339–363.
- Harman, I. N., & Finnigan, J. J. (2008). Scalar concentration profiles in the canopy and roughness sublayer. *Boundary–Layer Meteorology*, **129(3)**, 323–351.
- Healey, S.P., M.W. Hernandez, D.P. Edwards, M.A. Lefsky, E. Freeman, P.L. Patterson, E.J. Lindquist, and A.J. Lister. 2015. CMS: GLAS LiDAR-derived Global Estimates of Forest Canopy Height, 2004–2008. ORNL DAAC, Oak Ridge, Tennessee, USA.
- Jiménez, P. A., Dudhia, J., González-Rouco, J. F., Navarro, J., Montávez, J. P., & García-Bustamante, E. (2012). A revised scheme for the WRF surface layer formulation. *Monthly weather review*, 140(3), 898–918.
- Lee, W. L., Liou, K. N., & Hall, A. (2011). Parameterization of solar fluxes over mountain surfaces for application to climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **116(D1)**.
- Lee, J., Shin, H. H., Hong, S. Y., Jiménez, P. A., Dudhia, J., & Hong, J. (2015). Impacts of subgridscale orography parameterization on simulated surface layer wind and monsoonal precipitation in the high-resolution WRF model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(2), 644–653.
- Lee, J., Hong, J. W., Lee, K., Hong, J., Velasco, E., Lim, Y. J., ... & Park, J. (2019). Ceilometer monitoring of boundary-layer height and its application in evaluating the dilution effect on air pollution. *Boundary-Layer Meteorology*, **172(3)**, 435-455.
- Lee, J., Hong, J., Noh, Y., & Jiménez, P. A. (2020). Implementation of a roughness sublayer parameterization in the Weather Research and Forecasting model (WRF version 3.7. 1) and its evaluation for regional climate simulations. *Geoscientific Model Development*, 13(2), 521–536.
- Lorente-Plazas, R., Jiménez, P. A., Dudhia, J., and Montávez, J. P., 2016: Evaluating and improving the impact of the atmospheric stability and orography on surface winds in the WRF model. *Monthly Weather Review*, **144(7)**, 2685–2693.
- Mass, C., and Ovens, D., 2011: Fixing WRF's high speed wind bias: A new subgrid scale drag

parameterization and the role of detailed verification. In 24th conference on weather and forecasting and 20th conference on numerical weather prediction, preprints, 91st American meteorological society annual meeting (Vol. 23727).

- Monin, A. S., and Obukhov, A. M., 1954: Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, **151(163)**, e187.
- Obukhov, A., 1946: Turbulence in thermally inhomogeneous atmosphere. *Trudy Inst. Teor. Geofiz. Akad. Nauk SSSR*, 1, 95-115.
- Randall, D., Krueger, S., Bretherton, C., Curry, J., Duynkerke, P., Moncrieff, M., ... & Wielicki,
 B. (2003). Confronting models with data: The GEWEX cloud systems study. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(4), 455–469.
- Raupach, M. R., Finnigan, J. J., and Brunet, Y., 1996: Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies: the mixing-layer analogy. In Boundary-layer meteorology 25th anniversary volume, 1970–1995 (pp. 351–382). Springer, Dordrecht.
- Simard, M., Pinto, N., Fisher, J. B., and Baccini, A., 2011: Mapping forest canopy height globally with spaceborne lidar. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, **116(G4)**.
- Yim, S. H. L. (2020). Development of a 3D real-time atmospheric monitoring system (3DREAMS) using Doppler LiDARs and applications for long-term analysis and hot-and-polluted episodes. *Remote Sensing*, 12(6), 1036.

A. 제 2 세부과제

[미리 계산되거나 생략된 항을 표현한 WSM5 모듈 수정 코드]

KIM 모델에서 구름 미세물리방안은 src/atm/phy_mps_wsm5.F90을 사용한다. 연구과제를 통해 수정된 새로운 WSM5 모듈에 추가된 코드 적용여부는 그림 A.1에서와 같이 모듈 앞단에서 설정 할 수 있다. 모든 요소를 define 했을 시 개발한 내용이 전부 적용되게 되며 각각을 변경했을 때 적용되는 내용은 표 A.1과 같다.

define generalize	d					
der me obspar an						
module module_m	p_usm5					
constant :						
dtcldcr	- maximum time step for minor loops					
nOr	- intercept parameter rain					
nUs	- Intercept parameter snow					
nusmax	- maximum nos (t==out uniimited)					
autr butr	- a constant for terminal velocity of rain					
avts, byts	- a constant for terminal velocity of snow					
landarmax	- limited maximum value for slope parameter of rain					
lamdasmax	- limited maximum value for slope parameter of snow					
r0	- 8 microm in contrast to 10 microm - collection efficiency - maritime cloud in contrast to 3.e8 in tc80 - the dynamic viscosity kg m-1 s-1 - constant for the cloud-ice dianter					
peaut						
xncr						
xmyu						
dicon						
oferst ofers?	- finited maximum value for the cloud-ice diamter					
derain	- minimum values for or and os					
eacro	- now/cloud-water collection efficiency					
ŧifdef VD_Rain						
Fitdet obsparam	- FOID OF					
real parameter	private ** hutr = 1					
real, parameter	private :: fr = 227.34					
else						
real, parameter	, private :: avtr = 5881					
real, parameter	, private :: bvtr = 1.03					
real, parameter	, private :: fr = 202.4					
endif						
else	0// 0					
real, parameter	, private :: avtr = 841.9					
1						

그림 A.1. 새로운 WSM5 모듈의 상단과 수정 코

드 적용여부 설정

표 A.1. 모듈 내 정의된 개선 및 수정 코드

		모듈내 define 시 적용되는 개발 내용			
VD_Rain		비상의 연직침강 속도-크기 관계를			
		$V_x(D_x) = a_x D_x^{b_x}$ 에서 $V_x(D_x) = a_x D_x^{b_x} exp(-f_x D_x)$ 로 변경			
iceparam		얼음형 대기수상의 특성의 모수화 과정내 수치적 오류 수정			
new	generalized	대기수상의 특성에 따라 손쉬운 모수 개선이 가능하도록 수정한 코드와 상세 미세물리과정에 대해 새롭게 유도한 수식 적용			
	obsparam	대기수상(비, 눈)의 특성을 정의하는 모수값을 ICE-POP 2018 기간 동안의 관측값(50%)으로 처방			

구름상, 얼음상, 그리고 눈상을 통해 유효반경을 계산하며 KIM 모델에서 rad_effective_radius.F90에 해당과정이 존재한다. 눈상의 특성을 변경 시 눈상의 수농도 크기분포 를 정의하는데 사용되는 매개변수가 변경되 아래와 같은 내용을 추가하였다.

```
if (has_qs) then
    do k = kts,kte_in
        if (rqs(k),le,r1) cycle
        supcol = t0c-t(k)
        n0sfac = max(min(exp(alpha*supcol),n0smax/n0s),1,)
#ifdef generalized
        lamdas = exp(log(pidn0s*n0sfac/rqs(k)*cldf(k))*(1./(dms+1.)))
#else
        lamdas = sqrt(sqrt(pidn0s*n0sfac/rqs(k)*cldf(k)))
#endif
        re_qs(k) = max(25.e-6.min(0.5*(1./lamdas), 999.e-6))
        enddo
        endif
```

그림 A.2. 유효반경에서 변경한 눈상의 특성을 적용하기 위해 수정한 rad effective radius.F90

B. 제 5 세부과제

표 B.1. WRF 내 거칠기 아층 고려를 위한, 개발/개선 코드

WRF 내 개발/개선이 이루어진 코드					
	Lidar에서 관측한 캐노피 높이 자료를 읽어 들이는 과정 추가. 자 료를 처리한 포트란 컴파일러에 따라 작성 규칙을 달리함.				
phys	RSL function을 고려한 대기안정도, 거칠기 길이 계산 과정 개선.				
	캐노피 높이 위와 아래에서의 연직 바람 profile 계산. 개선된 캐노				
	피 자료가 사용될 수 있도록 처리.				
Registry	RSL function 고려에 따라 추가되는 변수 및 추출할 변수 추가.				

	주 의
1.	이 보고서는 기상청 수치모델링센터에서 시행한 연구개발 사업으로「수치예보 지원 및 활용 기술 개발」사업의 연구 용역과제 연구보고서입니다.
2.	이 보고서 내용을 발표할 때에는 반드시 기상청 수치모델링센터 에서 시행한 연구개발사업의 연구결과임을 밝혀야 합니다.
3.	국가과학기술 기밀유지에 필요한 내용은 대외적으로 발표 또는 공개하여서는 아니됩니다.
4.	이 보고서와 관련된 문의사항은 기상청 수치모델링센터 수치자료응용과, 전화 042-481-7534로 하시면 됩니다.

