

기후변화감시·예측 및 국가정책지원강화사업

**지구시스템모델 원천기술개발을 위한 구름물리, 중력파, 지면생태,
해양과정 연구**

(Improvement of cloud physics, gravity wave, land ecosystem, and
ocean process parameterization in the KMA earth system model)

연세대학교

기상청

제 출 문

기상청장 귀하

이 보고서를 "지구시스템모델 원천기술개발을 위한 구름물리, 중력과, 지면생태, 해양과정 연구"과제 (세부과제 "기상청 지구시스템모델의 구름물리 모수화 개선 연구", "지구시스템모델 원천기술개발을 위한 해양과정 모의분석 연구", "기후변화예측 모델에서의 적운대류 중력과 모수화 효과 연구", "기상청 지구시스템모델의 지면생태모형 개선")의 보고서로 제출합니다.

2015. 05. 28

주관연구기관명: 연세대학교

주관연구책임자: 염성수

협동연구기관명: 연세대학교

협동연구책임자: 염성수

연구원: 이한아

박민수

김원홍

염재민

김나진

최경옥

송재인

협동연구기관명: 한국해양과학기술원

협동연구책임자: 김철호

연구원: 박영규

장찬주

민홍식

임보영

최아라

이동원

김민우

김해진

최해영

협동연구기관명: 연세대학교

협동연구책임자: 전해영

연구원: 김영하

신석우

송병권

강민지

협동연구기관명: 연세대학교

협동연구책임자: 홍진규

연구원: 성현민

홍제우

정우미

이준홍

변의용

이근민

보고서 요약서

| | | | | | |
|---|--------------------|--|------------------------------------|-------------|--|
| 과제고유번호 | CATER 2012-3050 | 해당단계 연구기간 | 2012. 3. 8 ~ 2015. 2. 28 | 단계 구분 | (1단계)/(총 3단계) |
| | | 보안등급분류 | 일반 | 공개가능여 부 | 가 |
| 연구사업명 | 사업명 | 기상 See-At 기술개발 | | | |
| | 세부사업명 | 기후변화감시·예측 및 국가정책지원강화 | | | |
| 연구과제명 | 대과제명 | 지구시스템모듈 원천기술개발을 위한 구름물리, 중력파, 지면생태, 해양과정연구 | | | |
| | 세부과제명 | 기상청 지구시스템모델의 구름물리 모수화 개선 연구 | | | |
| | | 지구시스템모듈 원천기술개발을 위한 해양과정 모의분석 연구 | | | |
| | | 기후변화예측 모델에서의 적운대류 중력파 모수화 효과 연구 | | | |
| | | 기상청 지구시스템모델의 지면생태모형 개선 | | | |
| 연구책임자 | 염성수 | 해당단계 참여연구원수 | 총 : 77 명 내부 : 38 명 외부 : 39 명 | 해당단계 연구비 | 정부: 1,364,000 천원 기업: 천원 계: 1,364,000 천원 |
| | | 총연구기간 참여연구원수 | 총 : 77 명 내부 : 38 명 외부 : 39 명 | 총 연구비 | 정부: 1,364,000 천원 기업: 천원 계: 1,364,000 천원 |
| 연구기관명 및 소속부서명 | 연세대학교 지구환경연구소 | | 참여기업명 | | |
| 국제공동연구 | 상대국명 : | | 상대국연구기관명 : | | |
| 위탁연구 | 연구기관명 : | | 연구책임자 : | | |
| 요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자 이내) | | | | 보고서면수 | 317 |
| <p>1) 구름물리 모수화</p> <ul style="list-style-type: none"> • 동아시아 에어로졸의 흡습성 파악하고, 에어로졸-구름물리 상호작용 이해도 향상 • 기상청 지구시스템모델의 구름물리 모수화 방법 개선 <p>2) 중력파 모수화</p> <ul style="list-style-type: none"> • 기상연구소 지구시스템모델에 최신의 적운대류 중력파 모수화 모듈 접합 • 적운대류 중력파 모수화가 포함된 HadGEM 기후변화 시나리오 생산 • 기후변화 시나리오 내에서의 적운대류 중력파 모수화의 영향 이해도 향상 <p>3) 지면생태모델 개발</p> <ul style="list-style-type: none"> • 기상청 지구시스템 모델이 보다 현실적으로 에어로졸-구름-생태계 상호 작용을 수치모사하기 위해 필요한 지면-생태계 모델링 기술 개발 <p>4) 해양과정</p> <ul style="list-style-type: none"> • 기후예측모델의 기후변화시나리오 분석을 통하여 북태평양 및 동아시아해역의 해양변화를 전망하고 지구시스템모델의 주요해양과정에 대한 모의 성능을 평가하고 기후모델 성능 향상에 필요한 기반자료를 확충함 • 지구시스템 모델의 플렉스교환 과정과 결합체계를 이해하고 개선함 • 모델의 대기해양 접합과정 분석, 문제점 파악 및 개선을 통해 성능 향상 | | | | | |
| 색인어 (각 5개 이상) | 한 글 | 지구시스템모델, 구름물리, 중력파, 지면생태, 해양과정, 모수화 | | | |
| | 영 어 | earth system model, cloud physics, gravity wave, land ecosystem, ocean process, parameterization | | | |

요 약 문

I. 제 목

지구시스템모델 원천기술개발을 위한 구름물리, 중력파, 지면생태, 해양과정 연구

II. 연구개발의 목적 및 필요성

- 구름물리과정중 에어로졸 간접효과의 불확실성개선을 위해 에어로졸 분포, 화학적 성질의 지역 차이와 시간 변화, 얼음물리 과정에 대한 고려가 필수적임. 이에 에어로졸 분포와 구름입자 분포 산출방법 개선을 통해 구름물리과정모의성능을 향상시킬 필요성이 있음.
- 기후변화에 따른 해양해류 변화와 대기해양간의 상호작용연구를 통해 지구시스템모델의 대기해양모들간 성능향상에 필요한 기반자료가 필요.
- 성층권 및 중간권이 향상된 기후변화모의에 매우 중요함. 특히 중력파 항력은 성층권이 포함된 기후모형에 중요한 아격자 역화과정이므로, 기후모형의 예측성 향상을 위해 현실적 중력파효과 모수화가 제시되어야함.
- 대기해양 탄소순환의 불확실성과 관련된 동아시아 기후변화와 탄소순환과의 연관관계를 밝히고자 생태계 상호작용 역할에 대한 이해 증진이 매우 중요함.

III. 연구개발의 내용 및 범위

| 구 분 | 연도 | 연구개발의 내용 | 연구범위 |
|------|------|--|--|
| 1차년도 | 2012 | <ul style="list-style-type: none"> • 동아시아 에어로졸 관측 및 지구시스템모델의 구름물리 모수화 방법 심층 분석 • 북태평양 모드수와 중층수 수괴, 동아시아 연변해 해류시스템 모의결과와 관측과의 비교 • 지구시스템모델 적운대류 중력파 모수화의 최적화 모듈 결정 및 모듈 접합 • 기상청 지구시스템모델의 BVOC 배출량 모델의 경험 상수 검증 | <ul style="list-style-type: none"> • 에어로솔, 구름미세물리 관측, 자료 분석 및 구름 수치모형 실험 • 북태평양 모드수와 중층수 특성, 혼합층 깊이 및 동아시아 연변해 해류계 분포 분석 • 중력파 모수화 파라미터 조정 및 모듈 접합 • BVOC 배출량 모델의 경험 상수 검증 |

| | | | |
|------|------|---|---|
| | | <ul style="list-style-type: none"> • 플럭스교환과정/결합과정 파악, 모의 결과 분석, 해양 drift 원인 분석 및 개선안 도출 | <ul style="list-style-type: none"> • 대기해양 접합 코드 구조 이해, 기후 표류 원인 분석 |
| 2차년도 | 2013 | <ul style="list-style-type: none"> • 동아시아와 타 지역 에어로졸, 구름미세물리 자료 종합 분석 및 개선된 구름물리 모수화 방법을 적용한 지구시스템모델 실험 • 북태평양 모드수와 중층수의 미래 변화 경향, 혼합층 깊이 변화 기작 파악 및 동아시아연변해 해류의 경로, 유량, 열염수송량 미래변화 전망 • 적운대류 중력과 모수화의 영향 실험 및 성층권의 주요 기후현상들을 유도하는 강제력 분석 • 기상청 지구시스템모델의 BVOC 배출량 모델의 주요 모듈인 광합성 모형의 개선 | <ul style="list-style-type: none"> • 에어로졸, 구름미세물리 관측 자료 분석 및 수치실험 • 주요수괴 및 혼합층의 특성과 구조, 공간분포 범위 미래 변화 경향 파악 • 장기 적분 수행 (2차년도 분석: 초기~15년) 및 분석 • 기상청 지구시스템모델의 BVOC 배출량 모델의 주요 모듈인 광합성 모형의 개선 작업 수행 |
| 3차년도 | 2014 | <ul style="list-style-type: none"> • 개선된 구름물리 모수화 방법을 적용한 에어로졸 간접적 효과 산출 및 점검 • CMIP5 모형 결과와의 비교 분석 및 동아시아와 북태평양 해양특성 미래 변화 전망 제시 • 적운대류 중력과 모수화 포함/불포함 실험 및 민감도 분석 • 기상청 지구시스템모델의 BVOC 배출량 모델의 성능 향상을 위해 제시된 방안들을 전구 모형에 적용 | <ul style="list-style-type: none"> • 에어로졸 간접적 효과 수치모형 실험 • CMIP5 주요모형 결과 검토 및 기상청 지구시스템모델의 품위 평가 • 장기 적분 완료 (2차년도에서 연장: 60년 이상) • BVOC 배출량 모델의 성능 향상을 위해 제시된 방안들을 현업화 추진 |

IV. 연구개발결과

1. 구름물리 모수화 개선

- 응결입자계수기와 구름응결핵 계수기를 이용하여 한반도의 에어로졸 수농도, 구름 응결핵 수농도, 에어로졸 흡습성을 관측하였으며 타지역에서의 에어로졸 수농도 및 흡습성 분포를 분석함
- 자세한 구름미세물리과정 모수화가 가능한 구름모델 이용하여 다양한 대기 열역학 조건에서 에어로졸과 구름 및 강수의 연관성을 조사함. 구름 및 강수의 발달은 에어로졸 수농도에서만 영향을 받는 것이 아니라 수증기량이나 온도와 같은 변수들의 대기연직구조에 따라 다르게 나타날 수 있으며, 얼음입자가 생성되는 경우 강수량이 급격히 증가
- 지구시스템 모델에서 사용하고 있는 구름입자 수농도 모수화 방법에 대해 여러 지역의 관측값을 바탕으로 새로운 모수화 방법을 제시함. 새로운 모수화 방법을 사용하였을 때, 구름입자의 분포 뿐 아니라 운량, 강수량, 지표 온도와 같은 대부분의 기후 인자들의 결과에서 기존 결과와 차이를 보였으며, 관측값과 비교하였을 때 지표 온도 분포가 개선되었음을 확인함

2. 해양과정모의분석

- 동아시아해역을 포함하는 북태평양 해역에서 HadGEM2-AO의 품위를 평가하고 CMIP5 주요 모델들의 해수 특성과 해류시스템 모의 재현 성능을 분석함
- 미래기후변화 시나리오를 기반으로, 동아시아해역과 북태평양 해역의 해수 특성, 대마난류와 쿠로시오의 수송량, 북태평양 혼합층 및 북태평양중층수의 특성 변화를 전망함
- 미래기후변화 시나리오에서 대마난류는 해수 수송량과 열 수송량 및 동해 수온에서 모두 증가 경향을 보임
- HadGEM2-AO는 북태평양 해양혼합층깊이에 대해 관측과 비교해 공간적으로 쌍극자 형태의 모델오차를 보이나 CMIP5 모델보다 해양혼합층깊이와 함께 해면수온, 해면염분 및 바람장에서 더 나은 모사 성능을 보임. 미래기후변화 시나리오에서 HadGEM2-AO 모델과 CMIP5 앙상블 평균은 동계 혼합층깊이와 바람응력에 대해서로 상반된 결과를 보이는데, 이는 HadGEM2-AO에서 바람이 과대 모사됨에 의

한 것으로 추정됨. 해면수온은 미래에 북태평양 전 해역에서 증가하며 해면염분은 북태평양 증앙을 제외한 전 해역에서 감소 경향을 보이는 것으로 나타남

- 모든 모델 중에서 HadGEM2-AO가 북태평양중층수의 밀도를 가장 낮게 모의하였고 분포 수심도 매우 얇게 모의하였음. 미래기후 조건에서 북태평양중층수는 현재 기후에 비해 수온은 증가하고 염분은 감소할 것으로 전망되며 현재보다 더 얇은 수심에 존재할 것으로 전망됨
- 북태평양 순환은 A1B 시나리오 하에서 고해상도 기후모델과 저해상도 기후모델 모두 아열대 순환계의 남쪽부분이 약화되고, 북쪽부분이 강화되는 형태를 보임. 쿠로시오 전선과 쿠로시오속류는 고해상도 모델 결과에서 강화되는 변화를 보임.

3. 적운대류 중력파 모수화

- HadGEM2-AO에 적운대류 중력파(CGW) 모수화를 접합, 최적화하고, CMIP5에 기반한 기후변화 시나리오 실험을 수행함
- 성층권 대규모 순환에 미치는 CGW 모수화의 영향을 분석함. 과거 기후에는 모수화에 대한 민감도가 적었으나, 미래 기후로 변화하는 동안 나타나는 Brewer-Dobson 순환의 강화는 CGW 모수화를 포함함에 따라 줄어들음
- 열대 성층권 QBO에 미치는 CGW 모수화의 영향을 분석함. 과거 기후에는 모수화에 대한 QBO의 민감도가 적었으나, 미래 기후로 변화하는 동안 나타나는 QBO 진폭의 감소가 CGW 모수화를 포함함에 따라 심화됨
- 동아시아 몬순 순환에 미치는 CGW 모수화의 영향을 분석함. 여름철의 경우 과거와 미래 기후 모두 CGW 모수화에 의해 북태평양 고기압과 연관된 고기압성 순환이 다소 변화하였으며, 이에 따라 강수의 강도가 변함. 겨울철에는 상층 제트의 출구가 서쪽으로 조금 이동함.

4. 지면생태모델 개선

- 기상청 지구시스템모델에서 사용되고 있는 지면생태모델을 모듈화하고 이를 활용한 테스트베드 구축.
- 기상청 지구시스템모델의 BVOC 배출량을 위한 배출 계수 및 배출량 정량화
- 기상청 지구시스템모델의 BVOC 배출량 조절 인자 분석
- 기상청 지구시스템모델의 육상탄소순환 검증 분석

5. 해양과정 개선

- 국립기상과학원 지구시스템 모델 (ESM12, ESM13 두개 버전) 모의 결과 분석
- ESM13은 ESM12에 비해 평균장 (SST, current, precipitation 등) 모의가 개선됨
- ESM13은 열대의 연변화에 경년 변동성을 관측과 유사하게 재현
- 특히 ENSO와 관련하여 충전-방전 진동자 특징을 보임

V. 연구개발결과의 활용계획

1. 구름물리 모수화 개선

- 에어로졸 수농도 및 흡습성 관측 자료를 지구시스템모델의 초기 자료로 사용
- 에어로졸-구름물리 상호작용에 대한 이해의 증진으로 지구시스템모델의 구름물리 모수화를 위한 기초 자료 활용가능
- 개선된 구름물리 모수화 방법은 지구시스템모델에 적용되어 보다 신뢰성 있는 에어로졸 간접적 효과 산출 및 기후변화 시나리오 생산에 기여

2. 해양과정모의분석

- HadGEM-AO 해양 모듈의 해양 상층과정 검증, 성능 개선에 활용 및 국립기상과학원의 지구시스템모델 기술 개발에 활용
- 기후변화 시나리오에 근거하여 제시된 해양특성(SST, SSS, 수송량, 해양혼합층 등) 미래변화 분석 결과는 동아시아 및 한반도 해역의 기후변화 전망자료로 활용
- 국가기후변화대응정책 수립을 위한 해양·수산분야 과학정보자료로 활용
- IPCC AR6 모의 결과와의 비교 분석을 위한 기준 frame으로 활용

3. 적운대류 중력파 모수화

- 미래 기후에서의 QBO의 진폭 감소에 대한 원인을 규명하는 연구에 활용
- 열대 파동 및 중력파의 계절 변동성과 경년 변동성을 분석하고 메카니즘을 조사하는 연구에 활용
- 적운대류 중력파와 동아시아 몬순 간의 상호작용에 대한 연구에 활용
- 열대 QBO와 아시아 몬순 순환 간의 상관관계 및 관련 역학 과정을 분석하는 연구에 활용

4. 지면생태모델 개선

- 동아시아 지역의 자연생태계에 의한 온실기체 흡수량의 정량화와 불확실도 추정
에 활용
- 보다 선진화된 지구시스템 모델을 개발하는데 이용되어 보다 올바른 기후 예측에
활용
- 미세먼지, 초미세먼지 및 오존과 같은 대기 오염 저감을 위한 대기질 예측 모델링
기술에 활용

5. 해양과정 개선

- 국립기상과학원 지구시스템 모델의 개선 방향을 제시하는 등 모델 개발에 활용

S U M M A R Y

I . Title

Improvement of cloud physics, gravity wave, land ecosystem, and ocean process parameterization in the KMA earth system model

II . Goals and background of the research

- It is essential that distribution of aerosol, spatial and temporal variation of chemical properties of aerosol and process of ice physics are considered properly in the KMA earth system model to improve the model performance in the estimation of aerosol indirect effects.
- Study on the changes of ocean currents and atmosphere ocean interactions due to climate change is highly needed for improvement of atmosphere ocean modules in the KMA earth system model.
- Stratosphere and mesosphere need to be treated better in climate change simulation. Especially, gravity wave drag is an important sub-grid scale dynamic process and therefore need to develop a realistic parameterization scheme for gravity wave effects in climate models.
- Enhanced understanding about the role of ecosystem interaction is crucial in finding a way to reduce uncertainties in the estimation of the relationship between carbon cycle in the atmosphere-ocean system and climate change in East Asia.

III . Research Contents

| section | year | contents of research development | scope of research |
|----------|------|---|---|
| 1st year | 2012 | <ul style="list-style-type: none">• Measurement of East Asia aerosol and analysis of cloud physics parameterization of cloud system | <ul style="list-style-type: none">• Observation of aerosol and cloud microphysics, data analysis and cloud modeling study |

| | | | |
|----------|------|--|---|
| | | <p>model</p> <ul style="list-style-type: none"> • Comparison between measurement and simulation result for north Pacific, water parcel of intermediate water and current system of the East Aisa coast. • Module coupling and determination of optimization module of convective gravity wave parameterization of earth system model • Verification to experience constant of BVOC emissions model of KMA earth system model • Identification of flux exchange process/ combination process, analysis of simulation result, analysis of ocean drift factor and derivation of recommendation | <ul style="list-style-type: none"> • analysis of properties of north Pacific intermediate water and current system of the East Aisa coast. • adjustment of parameter for gravity wave parameterization and module junction • Verification to experience constant of BVOC emissions model of KMA earth system model • Understanding the structure of atmosphere-ocean coupling code and analysis of climate drift factor |
| 2nd year | 2013 | <ul style="list-style-type: none"> • Analysis of aerosol and cloud microphysics data for East Asia and other region, and earth system model experiment using improved cloud physics parameterization • Prediction of climate change in the North Pacific Intermediate Water, understanding of mixed layer depth change mechanism and Prediction of current properties for the Esat Asia const. • Experiment for effects of convective gravity wave parameterization and analysis of main climate forcing of stratosphere. • Improvement of photosynthesis model that is BVOC emission modeling in the KMA earth system model | <ul style="list-style-type: none"> • Analysis of the observational data and numerical experiment for aerosol and cloud microphysics • understanding of properties and structure of the main water masses and the mixed layer, the spatial distribution range and future trends • Long-term integration performed (2nd year Analysis: Early to 15 years) and analysis • Improvement of photosynthesis model that is BVOC emission modeling in the KMA earth system model |
| 3rd year | 2014 | <ul style="list-style-type: none"> • Estimation and evaluation of aerosol indirect effects using improved cloud physics parameterization. • comparison with results of CIMP5 | <ul style="list-style-type: none"> • Numerical experiment of aerosol indirect effects • Examination of CMIP5 main |

| | | |
|--|---|--|
| | <p>and analysis, prediction of ocean properties in East Asia and north Pacific.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Experiment including/excluding convective gravity wave parameterization and sensitivity test • Application of proposed schemes in order to improve performance of BVOC emission modeling in the KMA earth system model | <p>model result and evaluation of KMA earth system model grade</p> <ul style="list-style-type: none"> • Completion of long term integration (extension of 2nd year : over 60 years) • Promotion of operating suggested plans for improvement of BVC emissions model efficiency |
|--|---|--|

IV. Results

1. Improvement of cloud physics parameterization

- Conduct aerosol number concentration and CCN number concentration measurement by using CPC and CCN counter in the Korean Peninsula and analyze aerosol number concentration and hygroscopicity in other places
- Analyze correlation between aerosol-cloud microphysics-precipitation by using a cloud model that includes detailed microphysics process. Cloud and precipitation development processes are affected by vertical profile of water vapor and temperature as well as aerosol number concentration. Precipitation increases rapidly when ice particles are formed
- Improvement of cloud physics parameterization in the KMA earth system model based on a composite of the observational dataset obtained from many different regions around the world. Important climate factors such as total cloud amount, precipitation and surface temperature are changed as well as cloud droplet number concentration by the new parameterization. With the improved cloud microphysics parameterization, model calculated temperature became closer to observation than when the original parameterization was used

2. Analysis of ocean process simulation

- HadGEM2-AO performance in simulation of upper ocean in the North Pacific Ocean was assessed based on climatological data and CMIP5 models. In addition, ocean properties and current systems from major CMIP5 models were also evaluated

- Under the RCPs, projection of the future change concerning ocean properties in the Northwestern Pacific and ocean current system of Kuroshio-East Asian marginal seas.
 - Future climate projected by CMIP5 models under a global warming scenario reveals increasing trends both in the Tsushima Warm Current (TWC) transport and water temperature of the East Sea
 - The North Pacific mixed layer depth (MLD) estimated from the HadGEM2-AO historical run has a dipole bias pattern, as in most CMIP5 models. The improvement in HadGEM2-AO performance is also shown in essential physical variables such as sea surface temperature/salinity, and wind stress. Under the RCPs scenario for a future climate projection, the relationship between MLD changes and wind stress changes during the winter estimated from HadGEM2-AO is opposite to that from CMIP5 ensemble mean. This opposite relationship seems to be partially associated with an overestimation in the HadGEM2-AO wind stress field. In the North Pacific Ocean, HadGEM2-AO projects a significant surface warming, while a rather weak surface freshening except the central region of the North Pacific gyre
 - HadGEM2-AO simulates the lowest density of the North Pacific Intermediate Water than other models and its presence at very shallow depth. It is predicted that the North Pacific Intermediate Water becomes warmer and fresher and its depth becomes shallower under future climate conditions
 - The southern/northern part of the interior subtropical gyre in the North Pacific weakens/strengthens under a global warming scenarios (A1B) both in high-resolution and low-resolution climate models. The Kuroshio and Kuroshio Extension front are intensified in the high-resolution model
3. Effects of convective gravity wave parameterization
- The convective gravity wave parameterization (CGWP) is implemented and optimized in HadGEM2-AO, and a climate change experiment, based on the CMIP5 setting, is performed using the model.
 - The effect of the CGWP on the large-scale stratospheric circulation is investigated. The CGWP effect on the circulation is small in the past climate. However, the strengthening of the Brewer-Dobson circulation, which occurs in the future climate,

becomes less with the CGWP

- The effect of the CGWP on the QBO is investigated. The CGWP effect on the QBO is small in the past climate. However, the weakening of the QBO amplitude, which occurs in the future climate, becomes faster with the CGWP
- The effect of the CGWP on the East Asian monsoon circulation is investigated. In both the past and future climates, the CGWP modulates the low-level anti-cyclone circulation around the North Pacific high and rainfall rate there in the summer. In the winter, the location of the exit of upper-level jet is slightly changed to the west by the CGWP

4. Improvement of land ecosystem parameterization

- Construction of the testbed based on the land-ecosystem module in the KMA earth system model
- Quantification of BVOC emission and its emission factor for BVOC emission modeling in the KMA earth system model
- Analysis of controlling factors for BVOC emission in the KMA earth system model
- Evaluation of terrestrial carbon cycle simulated in the KMA earth system model

5. Improvement of ocean processes

- Simulations from two versions of NIMR Earth System Model (ESM12, ESM13) have been analyzed
- Simulated mean fields (SST, currents, precipitation, etc) have been improved in later version, ESM13
- ESM13 well captures the observed annual cycle as well as interannual variability in the tropical Pacific
- Wind stress and thermocline fields associated with ENSO are characterized by Recharge-discharge oscillator process

V. Suggestions for the use of the results

1. Improvement of cloud physics parameterization

- The aerosol number concentration and hygroscopicity data measured in and around

the Korean peninsula can be used as input data for KMA earth system model

- Enhanced understanding of aerosol-cloud interaction will provide more solid theoretical basis for interpreting the results from KMA earth system model
- Improved cloud physics parameterization will contribute to production of more reliable aerosol indirect effects estimation and therefore climate change scenarios by KMA earth system model

2. Analysis of ocean process simulation

- The identified bias patterns in the upper ocean can be used as a basis for improving upper ocean simulation of the earth system model and for the development of next generation earth system model in the National Institute of Meteorological Research
- The suggested CMIP5 ensemble mean oceanic patterns including HadGEM2-AO simulation and their changes from the present climate pattern can be used as a future projection for the East Asian Sea Region and the North Pacific
- The present and future climate state variables identified from the HadGEM2-AO ocean simulation and CMIP5 ensemble means can be used as scientific information in the fields of ocean and fishery for the national climate change adaptation planning
- The analysed results obtained from the HadGEM2-AO ocean simulation will be used as a reference frame for the comparison of future climate change scenario runs preparing for the IPCC AR6

3. Effects of convective gravity wave parameterization

- Utilization for investigating the cause of the decrease in QBO amplitudes in the future climate
- Utilization for investigating the seasonal and interannual variability of the equatorial waves and gravity waves
- Utilization for study on the interaction between the convective gravity waves and East Asian monsoon
- Utilization for study on the relation between the tropical QBO and Asian monsoon circulation and associated dynamics

4. Improvement of land ecosystem parameterization

- Estimation of carbon emission by natural vegetation and its uncertainty in East Asia
 - Better climate prediction based on the advanced earth system model that can simulate the aerosol-cloud-ecosystem interactions
 - Better air quality modeling for PM2.5, PM10 and ozone
5. Improvement of ocean processes
- Results provide useful information on identification of errors in processes with applications to the development of the KMA Earth System Model

CONTENTS

| | |
|--|-----|
| Chapter 1. Introduction | 1 |
| Section 1. Introduction | 1 |
| Chapter 2. Current status | 2 |
| Section 1. Domestic | 2 |
| 1. Cloud physics parameterization | 2 |
| 2. Ocean process simulation | 3 |
| 3. Gravity wave parameterization | 3 |
| 4. Land ecosystem parameterization | 4 |
| Section 2. International | 6 |
| Chaper3. Results | 8 |
| Section 1. Improvement of cloud physics parameterization | 8 |
| 1. Analyze aerosol number concentration and hygroscopicity | 8 |
| 2. Analyze correlation between aerosol-cloud microphysics-precipitation | 19 |
| 3. Interaction of aerosol-cloud microphysics | 31 |
| 4. cloud physics parameterization in the KMA earth system mode | 43 |
| 5. Conclusions | 67 |
| Section 2. Analysis of ocean process simulation in the development of earth system model | 70 |
| 1. Analysis of historical and future climate change experiments in the East Asian Seas and the Northwestern Pacific | 70 |
| 2. Analysis of ocean mixed layer in the North Pacific in the historical and future climate change experiments | 122 |
| 3. Analysis of ocean circulation in the North Pacific in the historical and future climate change experiments | 135 |
| 4. Conclusions | 168 |

| | |
|---|-----|
| Section 3. Effects of convective gravity wave parameterization | 171 |
| 1. Implementation of the convective gravity wave parameterization | 171 |
| 2. Experiment setup for the climate change simulation | 179 |
| 3. Results for the past climate | 184 |
| 4. Results for the future climate | 207 |
| 5. Conclusions | 223 |
| Section 4. Improvement of land ecosystem parameterization | 224 |
| 1. Evaluation of BVOC emission modeling | 225 |
| 2. Analysis of terrestrial carbon cycle | 252 |
| 3. Conclusions | 277 |
| Section 5. Improvement of ocean processes | 278 |
| 1. performance of the NIMR Earth System Model | 278 |
| 2. Conclusions | 294 |
| Chapter 4. Evaluation | 295 |
| Section 1. Achievements | 295 |
| Section 2. Contributions | 297 |
| Chapter 5. Application plans | 299 |
| Chapter 6. Scientific technology | 301 |
| Chapter 7. Research facility and instrument status | 302 |
| Chapter 8. References | 303 |

목 차

| | |
|--|-----|
| 제 1 장 연구개발과제의 개요 | 1 |
| 제 1 절 개요 | 1 |
| 제 2 장 국내외 기술개발 현황 | 2 |
| 제 1 절 국내수준 | 2 |
| 1. 구름물리 모수화 | 2 |
| 2. 해양과정 | 3 |
| 3. 중력과 모수화 | 3 |
| 4. 지면생태 모형 | 4 |
| 제 2 절 국내외 연구현황 | 6 |
| 제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과 | 8 |
| 제 1 절 기상청 지구시스템모델의 구름물리 모수화 개선 연구 | 8 |
| 1. 동아시아와 타 지역의 에어로졸 분포 및 흡습성 특성 파악 | 8 |
| 2. 항공 관측 에어로졸, 구름미세물리 상관성 분석 | 19 |
| 3. 에어로졸-구름물리 상호작용 | 31 |
| 4. 지구시스템 모델 구름물리 모수화 | 43 |
| 5. 결 론 | 67 |
| 제 2 절 지구시스템모델 원천기술개발을 위한 해양과정 모의분석 연구 | 70 |
| 1. 동아시아해역과 북서태평양 과거 모의 및 미래 전망 분석 | 70 |
| 2. 북태평양 혼합층 과거 모의 및 미래 전망 분석 | 122 |
| 3. 북태평양 중층순환 과거 모의 및 미래 전망 분석 | 135 |
| 4. 결론 | 168 |
| 제 3 절 기후변화예측 모델에서의 적운대류 중력과 모수화 효과 연구 | 171 |
| 1. 적운대류 중력과 모수화의 모델 접합 및 조율 | 171 |
| 2. 기후변화 실험 설명 | 179 |
| 3. 과거 기후 실험 결과 | 184 |

| | |
|---|------------|
| 4. 미래 기후 시나리오 실험 결과 | 207 |
| 5. 결 론 | 223 |
| 제 4 절 기상청 지구시스템모델의 지면생태모델 개선 | 224 |
| 1. 기상청 지구시스템 모델의 BVOC 배출량 모델 검증 | 225 |
| 2. 기상청 지구시스템모델의 탄소순환 과정 분석 | 252 |
| 3. 결론 | 277 |
| 제 5 절 지구시스템모델 원천기술개발을 위한 해양과정 연구 | 278 |
| 1. 지구시스템 모델 모의 성능 진단 | 278 |
| 2. 결 론 | 294 |
| 제 4 장 목표달성도 및 관련분야에의 기여도 | 295 |
| 제 1 절 목표달성도 | 295 |
| 제 2 절 관련분야에의 기여도 | 297 |
| 제 5 장 연구개발결과의 활용계획 | 299 |
| 제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보 | 301 |
| 제 7 장 연구시설·장비 현황 | 302 |
| 제 8 장 참고문헌 | 303 |

<표 차례>

| | |
|---|-----|
| Table 3.1.1. Comparison of aerosol number concentration from various studies. | 16 |
| Table 3.1.2. Expected correlation coefficients for some dominant cloud microphysical processes and the number of 20 s segments that show such characteristics. | 31 |
| Table 3.1.3. Averages and standard deviations for each horizontal penetration of the correlation coefficients (r) of the linear regressions between N and V, N and L, and V and L for individual 20 s segments (40 Hz) and the same correlation coefficients for all data in each horizontal penetration (1 Hz). | 31 |
| Table 3.1.4. List of the Initial thermodynamic soundings used in this study. Classification is based on the hydrometeor types produced in the model run (warm: All water particles; cold: Ice and water particles together). | 34 |
| Table 3.1.5. List of the data sources used for establishing the new Naer-Ndrelationship. | 50 |
| Table 3.1.6. Parameters of the log-normal size distributions of the aerosol modes used rmed is the median radius (μm) and σ_g is the geometric standard deviation. The density ρ (g cm^{-3}) has also been included. | 52 |
| Table 3.2.1. Mean volume transport of CMIP5 models in the major sections of the Northwestern Pacific from 1971 to 2000. Unit is Sv. | 84 |
| Table 3.2.2. Mean volume transport of CMIP5 models for RCP2.6 in the major sections of the Northwestern Pacific from 2071 to 2100. Unit is Sv. | 103 |
| Table 3.2.3. Same as Table 3.2.2, except for the RCP4.5. | 103 |
| Table 3.2.4. Same as Table 3.2.2, except for the RCP6.0. | 104 |
| Table 3.2.5. Same as Table 3.2.2, except for the RCP8.5. | 104 |
| Table 3.2.6. Volume transport of historical and future experiment ensemble and predicted variation of volume transport in the future. Unit is Sv. | 106 |
| Table 3.2.7. Characteristics of the analyzed CMIP5 Climate models. | 109 |
| Table 3.2.8. Mean volume transport, temperature and heat transport during 20th Century(1901-2000) and during 2nd half of 21th Century (2050-2099). | 110 |
| Table 3.2.9. Spatial resolution of HadGEM2-AO and analysis period. | 123 |
| Table 3.2.10. List of CMIP5 models used in this study: 10 for Historical experiment and 6 for future projection under RCP4.5 scenario (marked blue). | 124 |

| | |
|---|-----|
| Table 3.2.11. CMIP5 models. | 137 |
| Table 3.2.12. Horizontal and Vertical Resolutions for the Atmosphere and the Ocean in the Respective Climate Models. | 157 |
| Table 3.3.1. List of the source codes modified or newly added during the implementation of the convective gravity wave drag parameterization in HadGEM2. | 178 |
| Table 3.3.2. Values of τ for the extended 60 levels used in the experiments and the corresponding model-level heights (i.e., geometric altitudes where the terrain height is zero). | 181 |
| Table 3.4.1. IPCC 5차 평가보고서의 온실기체 배출 시나리오 | 234 |
| Table 3.4.2. 민감도실험 구성 설명. 현재 Historical(1996-2005), 미래 RCP8.5(2090-2099)기간에 대한 이산화탄소 농도: Historical 368 ppm($5.59e-4$), RCP8.5 936 ppm($1.42e-3$). | 247 |
| Table 3.4.3. Global gross primary productivity (GPP) | 253 |
| Table 3.4.4. Global net ecosystem production (NEP) | 260 |
| Table 3.5.1. Configurations of the NIMR Earth System Model. | 280 |
| Table 3.5.2 Coupled variables between atmosphere and ocean/sea-ice models. | 281 |

<그림 차례>

Fig. 3.1.1. Time variation of the monthly average values of (a) NCN and N0.6%, (b) Dg and N0.6%/NCN measured in Seoul. The numbers near each symbol indicate the number of measurement days for the month. NCN and N0.6% mean submicron aerosol number concentration and cloud condensation nuclei number concentration at 0.6% supersaturation. Dg means geometric mean diameter.11

Fig. 3.1.2. Seasonal variations of NCN and NCCN in Seoul. NCN and Nx% mean submicron aerosol number concentration and cloud condensation nuclei number concentration at x% supersaturation.12

Fig 3.1.3. Horizontal distributions of CCN number concentration at 0.6% supersaturation for all flights. CCN number concentration below 200 cm⁻³ and above 3000 cm⁻³ are denoted by yellow and blue, respectively.13

Fig. 3.1.4. Average vertical distributions of N0.6%, NCN and N0.6%/NCN during the 2009 (a, b and c) and 2011 (d, e and f) campaigns, for each classified region (I: The Yellow Sea, II: west coast of the Korean Peninsula, and III: The East Sea). NCN measured during ACE-ASIA (Clarke and Kapustin, 2010) are marked with blue dots for comparison.14

Fig. 3.1.5. Composite map of the average CCN number concentration at 0.6% supersaturation (before the slash) and aerosol number concentration (after the slash) measured on the ground (flag), over the sea (ship) surface or below 1100 m altitude (airplane), in and around the Korean Peninsula. The data presented in this study are shown in shaded box.15

Fig. 3.1.6. CCN closure results at 0.6% supersaturation in Seoul. Predicted CCN concentration (NCCN_pred) was calculated with the assumption that all particles were composed of pure ammonium sulfate.17

Fig. 3.1.7. Composite map of κ values obtained from various studies.19

Fig. 3.1.8. Vertical profiles of the thermodynamic variables (T, Td and θ_l) and liquid water content (L). Three hypothetical adiabatic L lines, corresponding to three different cloud base heights, are shown for reference (from 1 Hz dataset). ..21

Fig. 3.1.9. Representative vertical profiles of θ_l and total water mixing ratio (q_T) for this flight.22

Fig. 3.1.10. Mixing diagram for each horizontal penetration in O28 explained (from 1 Hz dataset). The color scales indicate ξ values that signify dispersion value.27

Fig. 3.1.11. Frequently observed types of mixing diagrams from O26 and O28.28

Fig. 3.1.12 The a bin (0.05 interval) plots of the corresponding mixing diagrams in Fig. 3.1.11.28

Fig. 3.1.13. Distribution of (a) the transition length scale (J^*) and (b) transition scale number(J_L) of each 40 Hz data of the horizontal penetration 1 (P1) of O28. ..29

Fig. 3.1.14. Liquid water potential temperature (θ_l) and virtual potential temperature (θ_v) as a function of liquid water content (L) for each horizontal penetration in O28. The penetration numbers are written at the upper right corner. For brevity only one subdivided part is selected from P2 and P4.30

Fig. 3.1.15. Aerosol size distributions for maritime (M), continental (C) and polluted (P) air masses. N_a is the total aerosol concentration and NCCN is CCN concentration at 1% supersaturation when aerosol hygroscopicity is taken into account for each air mass type.34

Fig. 3.1.16. Initial soundings. Vertical profiles of temperature (solid line), dew point (dashed line) and parcel tracer (dotted line).35

Fig. 3.1.17. Time variations of the accumulated precipitation amounts at the surface for the model runs with the new approach for S1 (a), S2 (b), S3 (c), and S4 (d).37

Fig. 3.1.18. Mixing ratios ($g\ kg^{-1}$) of water drops, ice crystals, graupels, and dense graupels at 100 min for S4. FL indicates the freezing level.39

Fig. 3.1.19. Number concentrations (cm^{-3}) of water drops, ice crystals, graupels, and dense graupels at 100 min for S4. FL indicates the freezing level.40

Fig. 3.1.20. Mean masses (g) of water drops, ice crystals, graupels, and dense graupels at 100 min for S4. FL indicates the freezing level.41

Fig. 3.1.21. Vertical profiles of the horizontal domain average latent heats and the net latent heat at 10, 50, 80, 100, and 120 min for S4.42

Fig. 3.1.22. Total domain averages of removed drop concentration due to freezing (a), riming

by ice crystals (b) and riming by graupels or dense graupels (c) for S4, accumulated over time.43

Fig. 3.1.23. The relationship (formula (3) in text) between cloud droplets and aerosol concentrations (Jones et al. 1994) (a) and aircraft data illustrating the increase in cloud droplets with aerosol number concentration (Ramanathan et al. 2001) (b). The diamonds indicate maritime clouds, and the crosses denote continental clouds in figure a.46

Fig. 3.1.24. CCN concentration (N_{aer}) at 1% S, versus the adiabatic cloud droplet concentration (N_d); dashed and solid lines represent the original and new relationships, respectively. Table 3.1.5 shows the list of the data sources.49

Fig. 3.1.25. Annual mean optical depth of sulfate (a), Carbonaceous aerosols (b), mineral dust (c), sea salt (d) and total aerosol (e) at 0.55 μm for the HIST during 1981-2000.55

Fig. 3.1.26. The annual mean distributions of cloud droplet number concentrations (cm^{-3}) for HIST (a) and the difference between newHIST and HIST (b) at 500 m altitude during 1981-2000.56

Fig. 3.1.27. The annual means of total cloud amounts for HIST (a) and the difference between newHIST and HIST (b) during 1981-2000.58

Fig. 3.1.28. The annual means of total cloud amounts for HIST (a) and the difference between newHIST and HIST (b) on low level (500 m height), and for HIST (c) and the difference between newHIST and HIST (d) on high level (10 km height) during 1981-2000.59

Fig. 3.1.29. The annual means of total precipitation rate (mm day^{-1}) for HIST (a) and the difference between newHIST and HIST (b) during 1981-2000.60

Fig. 3.1.30. The annual means of cloud droplet effective radius at 500 m height for HIST (a) and the difference between newHIST and HIST (b) during 1981-2000.62

Fig. 3.1.31. The differences between newHIST and HIST for the annual mean downward shortwave (a), outgoing shortwave (b), downward longwave (c) and outgoing longwave (c) radiation flux (Wm^{-2}) during 1981-2000.63

Fig. 3.1.32. The difference between newHIST and HIST for the annual mean total net

| | | |
|--------------|---|----|
| | downward (shortwave+longwave) radiation flux ($W m^{-2}$) at surface (a) and temperature (K) at 1.5 m altitude (b) during 1981-2000. | 64 |
| Fig. 3.1.33. | The annual mean horizontal wind vector [$m s^{-1}$] for HIST (a) and the difference between newHIST and HIST (b) at 1 km height. Shaded area indicates vertical wind speed. | 66 |
| Fig. 3.1.34. | The annual means of temperature at 1.5 m altitude for HIST (a) and the difference between newHIST and HIST (b) during 1981-2000. | 67 |
| Fig. 3.2.1. | Annual variation of areal mean SST in the Northwestern Pacific from 1950 to 2000. A blue solid line indicates SST of HadGEM2-AO and a red dotted line indicates SST of observation(EN3_v2a). | 72 |
| Fig. 3.2.2. | Spatial distributions of annual mean SST in HadGEM2-AO and observation in the Northwestern Pacific from 1971 to 2000(top), and difference between HadGEM2-AO and observation(bottom). | 73 |
| Fig. 3.2.3. | Distributions of correlation coefficient between SST of HadGEM2-AO and observation for annual mean, summer and winter from 1960 to 2000. The bold line shows a minimum correlation coefficient(0.31) which satisfies 95% confidence level. | 73 |
| Fig. 3.2.4. | Taylor diagram using SST climatology(1971 - 2000) of CMIP5 models. | 75 |
| Fig. 3.2.5. | Spatial distributions of annual mean SST in HadGEM2-AO and CMIP5 ensemble mean in the Northwestern Pacific from 1971 to 2000(top), and difference between HadGEM2-AO and CMIP5 ensemble mean(bottom). | 75 |
| Fig. 3.2.6. | Annual variation of areal mean SSS in the Northwestern Pacific from 1950 to 2000. A blue solid line indicates SSS of HadGEM2-AO and a red dotted line indicates SSS of observation(EN3_v2a). | 77 |
| Fig. 3.2.7. | Spatial distributions of annual mean SSS in HadGEM2-AO and observation in the Northwestern Pacific from 1971 to 2000(top), and difference between HadGEM2-AO and observation(bottom). | 77 |
| Fig. 3.2.8. | Distributions of correlation coefficient between SSS of HadGEM2-AO and observation for annual mean, summer and winter from 1960 to 2000. The bold line shows a minimum correlation coefficient(0.28) which satisfies 95% | |

| | |
|---|----|
| confidence level. | 78 |
| Fig. 3.2.9. Taylor diagram using SSS climatology (1971 - 2000) of CMIP5 models. | 80 |
| Fig. 3.2.10. Spatial distributions of annual mean SSS in HadGEM2-AO and CMIP5 ensemble mean in the Northwestern Pacific from 1971 to 2000(top), and difference between HadGEM2-AO and CMIP5 ensemble mean(bottom). | 80 |
| Fig. 3.2.11. Major sections for the volume transports in the Northwestern Pacific. | 83 |
| Fig. 3.2.12. Annual variation(top) and seasonal variation(bottom) of Kuroshio volume transport through the PN line of CMIP5 models. | 85 |
| Fig. 3.2.13. Spatial distributions of annual mean SST of HadGEM2-AO from 2070 to 2099 for RCP scenarios, respectively. | 89 |
| Fig. 3.2.14. Spatial distributions of SST change in HadGEM2-AO about the period of 2070 - 2099 relative to 1971 - 2000 for RCP scenarios, respectively. | 89 |
| Fig. 3.2.15. Linear trend of SST in HadGEM2-AO during the future experiment(2006 - 2100) for RCP scenarios, respectively. Unit is °C/year. | 90 |
| Fig. 3.2.16. Annual variations of SST in the Northwestern Pacific(top), East Sea(middle) and Yellow Sea(bottom) for future experiment. | 91 |
| Fig. 3.2.17. Spatial distributions of annual mean SST of HadGEM2-AO(left) and CMIP5 ensemble(right) from 2071 to 2100 for RCP scenarios, respectively. | 92 |
| Fig. 3.2.18. Spatial distributions of difference between annual mean SST of HadGEM2-AO and CMIP5 ensemble for 2071 to 2100. | 93 |
| Fig. 3.2.19. Spatial distributions of future annual mean SST from 2071 to 2100 of CMIP5 ensemble including HadGEM2-AO. | 93 |
| Fig. 3.2.20. Spatial distributions of annual mean SSS of HadGEM2-AO from 2070 to 2099 for RCP scenarios, respectively. | 96 |
| Fig. 3.2.21. Spatial distributions of SSS change in HadGEM2-AO about the period of 2070 - 2099 relative to 1971 - 2000 for RCP scenarios, respectively. | 96 |
| Fig. 3.2.22. Linear trend of SSS in HadGEM2-AO during the future experiment(2006 - 2100) for RCP scenarios, respectively. Unit is psu/year. | 97 |
| Fig. 3.2.23. Annual variations of SSS in the Northwestern Pacific(top), East Sea(middle) and Yellow Sea(bottom) for future experiment. | 98 |

| | |
|---|-----|
| Fig. 3.2.24. Spatial distributions of annual mean SSS of HadGEM2-AO(left) and CMIP5 ensemble(right) from 2071 to 2100 for RCP scenarios, respectively. | 99 |
| Fig. 3.2.25. Spatial distributions of difference between annual mean SSS of HadGEM2-AO and CMIP5 ensemble for 2071 to 2100. | 100 |
| Fig. 3.2.26. Spatial distributions of future annual mean SSS from 2071 to 2100 of CMIP5 ensemble including HadGEM2-AO. | 100 |
| Fig. 3.2.27. Annual variation of Kuroshio volume transport through the PN line of CMIP5 models for RCP scenarios, respectively. | 105 |
| Fig. 3.2.28. Bottom topography and straits of East sea. Schematic diagram of the Tsushima Warm Current (TWC). | 108 |
| Fig. 3.2.29. Climatological monthly mean volume transport through the Korean Strait from CMIP5 historical run for 100 years and ADCP for 10 years (Fukudome et al., 2010). | 110 |
| Fig. 3.2.30. Climatological monthly mean volume transport (upper panels), temperature (middle panels), and heat transport (lower panels) through the Korea Strait from CMIP5 historical run during 1901-2000 (blue) with standard deviation, RCP4.5 during 2050-2099 (red), and their difference (dashed line). The columns represent CSIRO-Mk3.6.0, HadGEM2-CC, CanESM2, and MIROC-ESM from the left. | 112 |
| Fig. 3.2.31. Time series of annual mean volume transport (upper panels), temperature (middle panels), and heat transport (lower panels) through the Korea Strait relative to 1900 from historical run (blue) and from RCP4.5 (red). Linear trend (black).The left column represents CSIRO-Mk3.6.0, and the right column HadGEM2-CC. .. | 114 |
| Fig. 3.2.32. Maps of mean SST (°C) (a,d) during 20th Century(1901-2000), and (b,e) during the 2nd half of 21th Century (2050-2099). Their differences are mapped in (c,f). The upper panels represent CSIRO-Mk3.6.0, and the lower panels HadGEM2-CC. | 115 |
| Fig. 3.2.33. Maps of mean heat content (J/m ²) from top to bottom (a,d) during 20th Century, and (b,e) during the 2nd half of 21th Century. Their differences are mapped in (c,f). The upper panels represent CSIRO-Mk3.6.0, and the lower panels HadGEM2-CC. | 116 |

| | |
|---|-----|
| Fig. 3.2.34. Time series of annual mean heat content relative to 1900 (left column), and net surface heat flux in the East Sea (right column). The upper panels represent CSIRO-Mk3.6.0, and the lower panels HadGEM2-CC. | 118 |
| Fig. 3.2.35. Difference in February mixed layer depth in meter from an observational estimate (de Boyer Montégut et al. 2004) for the Historical experiment (1981-2000): (left) HadGEM2-AO and (right) the multi-model ensemble mean of 10 CMIP5 models. | 125 |
| Fig. 3.2.36. Same as Fig. 3.2.35 except for the mixed layer depth in August. | 125 |
| Fig. 3.2.37. Difference in February sea surface temperature in °C from an observational estimate (Levitus 1982) for the Historical experiment (1981-2000): (left) HadGEM2-AO and (right) the multi-model ensemble mean of 10 CMIP5 models. | 126 |
| Fig. 3.2.38. Same as Fig. 3.2.37 except for the sea surface temperature in August. | 126 |
| Fig. 3.2.39. Difference in February sea surface salinity from an observational estimate (Levitus 1982) for the Historical experiment (1981-2000): (left) HadGEM2-AO and (right) the multi-model ensemble mean of 10 CMIP5 models. | 127 |
| Fig. 3.2.40. Same as Fig. 3.2.39 except for the sea surface salinity in August. | 127 |
| Fig. 3.2.41. Difference in February wind stress (Nm ⁻²) from ECMWF-40 reanalysis data for the Historical experiment (1981-2000): (left) HadGEM2-AO and (right) the multi-model ensemble mean of 10 CMIP5 models. | 128 |
| Fig. 3.2.42. Same as Fig. 3.2.41 except for the wind stress in August. | 129 |
| Fig. 3.2.43. Taylor diagrams for mixed layer depth, sea surface temperature and salinity, and wind stress calculated with the Historical outputs from the left to the right. The yellow circles with number 12 indicate the results calculated with HadGEM2-AO output, and the red ones with number 1 represent the climatological mean. Results from 10 CMIP5 models are represented as cyan circles with number 2 to 11. | 130 |
| Fig. 3.2.44. Projected changes for the late 21st century compared to the late 20th century in winter (February) mixed layer depth: (left) HadGEM2-AO and (right) the multi-model ensemble mean of 6 CMIP5 models. Units are meter. | 131 |

| | |
|---|-----|
| Fig. 3.2.45. Same as Fig. 3.2.44 except for the mixed layer depth in summer (August). | 131 |
| Fig. 3.2.46. Projected changes for the late 21st century compared to the late 20th century in winter (February) sea surface temperature (°C): (left) HadGEM2-AO and (right) the multi-model ensemble mean of 6 CMIP5 models. | 132 |
| Fig. 3.2.47. Same as Fig. 3.2.46 except for the sea surface temperature in summer (August). | 132 |
| Fig. 3.2.48. Projected changes for the late 21st century compared to the late 20th century in winter (February) sea surface salinity: (left) HadGEM2-AO and (right) the multi-model ensemble mean of 6 CMIP5 models. | 133 |
| Fig. 3.2.49. Same as Fig. 3.2.48 except for the sea surface salinity in summer (August). | 133 |
| Fig. 3.2.50. Projected changes for the late 21st century compared to the late 20th century in winter (February) wind stress (Nm ⁻²): (left) HadGEM2-AO and (right) the multi-model ensemble mean of 6 CMIP5 models. | 134 |
| Fig. 3.2.51. Same as Fig. 3.2.50 except for the wind stress in summer (August). | 134 |
| Fig. 3.2.52. (a) Horizontal distribution of salinity on 26.8 σ_{θ} isopycnal surface, and (b) zonal and (c) meridional distribution of salinity (shadings) and potential density (contours) in the observation. Contour intervals are 0.1 psu in (a) and 0.5 kg/m ³ in (b) and (c). | 139 |
| Fig. 3.2.53. (a) Horizontal distribution of salinity on 25.6 σ_{θ} isopycnal surface, and (b) zonal and (c) meridional distribution of salinity (shadings) and potential density (contours) in HadGEM2-AO. Contour intervals are 0.1 psu in (a) and 0.5 kg/m ³ in (b) and (c). | 141 |
| Fig. 3.2.54. Potential density (σ_{θ}) at the salinity minimum in the 25 CMIP5 models, with their multi-model ensemble mean (MME) and observation (OBS) in the historical (black), RCP4.5 (red) and RCP8.5 (green) experiments. The values are averaged over 140° E-160° W, 20° -35° N region. | 142 |
| Fig. 3.2.55. Meridional distribution of salinity (shadings) and potential density (kg/m ³) (contours) in the CMIP5 models. Bold contours denote potential density in Fig. 3.2.54. .. | 144 |
| Fig. 3.2.56. Temperature distribution on the isopycnal surface in the CMIP5 models, their MME, and observation. Contour intervals are 0.5°C. | 146 |

| | |
|--|-----|
| Fig. 3.2.57. Salinity distribution on the isopycnal surface in the CMIP5 models, their MME, and observation. Contour intervals are 0.1psu. | 147 |
| Fig. 3.2.58. Depth distribution on the isopycnal surface in the CMIP5 models, their MME, and observation. Contour intervals are 50m. | 148 |
| Fig. 3.2.59. Relationship of density change of the NPIW under the scenarios (a) RCP4.5 and (b) RCP8.5 to the density in the historical runs. | 149 |
| Fig. 3.2.60. Changes (RCP4.5 minus Historical) in temperature on the isopycnal surface by the CMIP5 models and their MME. | 151 |
| Fig. 3.2.61. Changes (RCP4.5 minus Historical) in salinity on the isopycnal surface by the CMIP5 models and their MME. | 152 |
| Fig. 3.2.62. Changes (RCP4.5 minus Historical) in depth of the isopycnal surface by the CMIP5 models and their MME. | 153 |
| Fig. 3.2.63. (a and b) Barotropic and (c and d) Sverdrup stream functions of the present-day climate (contour) and their SRES A1B-induced changes (color shading) for (top) MIROC3.2-Hires and (bottom) EM LCM. These are calculated from equations (1) and (2), respectively. Here and in subsequent Fig. as defined in the text the present-day climate means the average of variables from 20C3M scenario between 1901 and 2000 , and the future climate means the average of variables from SRES A1B between 2051 and 2100. | 160 |
| Fig. 3.2.64. (top) Sections of zonal velocity averaged between 145° E and 160° E for the present-day climate (black lines) and the future climate (red lines). Potential temperature and its meridional gradient (shading) averaged between 145° E and 160° E over 0-500 m depth for the (middle) present-day climate and (bottom) future climate. Red isothermal lines indicate 15°C, and green isothermal lines 10 °C. | 162 |
| Fig. 3.2.65. Time-series of the maximum of zonal velocity averaged between the surface and 100m depth and between 145° E and 160° E, determined in the meridional range (MIROC3.2-Hires) between 30° N and 40° N and (EM LCM) between 30° N and 50° N and (EM LCM), for the entire (left) 20th and (right) 21st centuries. Red lines indicate linear trends of the maximum zonal velocity for | |

the respective periods. It should be noted that the upper and lower panels have different vertical scales.164

Fig. 3.2.66. Vertical velocity (descent positive) at (a, d) 500 hPa, (b, e) sea level pressure, and (c, f) wind stress curl over the North Pacific for the present-day climate (contour lines), and their SRES A1B-induced anomalies (color shading) for (left) MIROC3.2-Hires and (right) EM LCM.166

Fig. 3.3.1. Schematic of flow around and over the subgrid-scale orography (SSO). The variables h and d denote the height of SSO and depth of the layer of air flowing over the SSO, which are related to the gravity wave stress.171

Fig. 3.3.2. Schematic flowchart of calculation steps for one timestep in the atmospheric model of HadGEM2. The convective gravity wave drag parameterization (GWDC) is implemented in the Physics2 step.177

Fig. 3.3.3. Reduction factor for the launching magnitude of the pseudo-momentum flux from the background non-orographic gravity wave parameterization in the CC experiment.179

Fig. 3.3.4. Annual and zonal mean (upper) eastward and (lower) westward momentum flux at 8 km from the convective gravity wave parameterization (CGW, red) and sum of the momentum flux from the background non-orographic gravity wave parameterization (BGW) and CGW (CGW + BGW, black solid) averaged over 1960–1999 in the CC experiment. The BGW in the CTL experiment is also plotted (black dashed).181

Fig. 3.3.5. The same as in Fig. 3.3.4 except at 20 km.181

Fig. 3.3.6. (upper left) Zonal mean temperature, (upper right) zonal wind, and (lower left) residual vertical wind averaged over 1960–1999 for December, January, and February (DJF) in the CC experiment. The residual meridional circulation is also plotted in the lower left panel (arrow).186

Fig. 3.3.7. The same as in Fig. 3.3.6 except for June, July, and August (JJA).186

Fig. 3.3.8. (upper left) Zonal mean zonal forcing by the planetary waves, (upper right) parameterized gravity waves, and (lower left) their sum averaged over 1960–1999 for DJF in the CC experiment. The Eliassen–Palm (EP) flux is also

| | | |
|--------------|---|-----|
| | plotted in the upper left panel (arrow). | 192 |
| Fig. 3.3.9. | The same as in Fig. 3.3.8 except for JJA. | 192 |
| Fig. 3.3.10. | Differences between the CC and CTL experiments (CC - CTL) in the zonal mean zonal forcing by the (upper left) planetary waves, (upper right) parameterized gravity waves, and (lower left) their sum averaged over 1960-1999 for DJF. The EP flux difference is also plotted in the upper left panel (arrow). | 192 |
| Fig. 3.3.11. | The same as in Fig. 3.3.10 except for JJA. | 192 |
| Fig. 3.3.12. | Differences between the CC and CTL experiments (CC - CTL) in the (upper left) zonal mean temperature, (upper right) zonal wind, and (lower left) residual vertical wind averaged over 1960-1999 for DJF. The residual meridional circulation difference is also plotted in the lower left panel (arrow). In the upper two panels, the confidence levels of 90 and 95% are indicated by black contours. | 194 |
| Fig. 3.3.13. | The same as in Fig. 3.3.12 except for JJA. | 194 |
| Fig. 3.3.14. | Monthly and zonal mean zonal wind averaged over 5°N-5°S for the 1960-1999 period in the CC experiment. The time series in two adjacent rows are overlapped for one year. | 195 |
| Fig. 3.3.15. | Monthly climatologies of the vertical component of the EP flux in the tropics at 19 km for the (left) eastward and (right) westward propagating model-resolved waves including the Kelvin, Rossby, mixed Rossby-gravity (MRG), and inertio-gravity (IG) waves averaged over 1960-1999 in the CC experiment. The EP flux is divided by the Earth radius so as to have units of mPa. For the westward propagating MRG waves, the EP flux is multiplied by 3. | 196 |
| Fig. 3.3.16. | The same as in Fig. 3.3.15 except for the parameterized convective (CGW) and background gravity waves (BGW). The column-maximum of the zonal wind between 419 km is superimposed with dotted lines for the eastward propagating waves (left), and the column-minimum is shown for the westward propagating waves (right). | 198 |
| Fig. 3.3.17. | Monthly climatologies of the vertical component of the EP flux at 19 km averaged over 5°N-5°S for (left) eastward and (right) westward propagating | |

waves for 1960–1999 in the CC experiment. The Kelvin (black), Rossby (blue), MRG (magenta), IG (green), and parameterized gravity waves (CGW+BGW, solid red) are shown, as well as the CGW (dotted red).198

Fig. 3.3.18. Latitude–height cross sections of the EP flux (arrow) and its divergence forcing (shading) for the (a) Kelvin, (b) W-IG, and (c) Rossby waves composited for five QBO phases (P1–P5) in the CC experiment. The composites are made using the zonal wind averaged over 5°N – 5°S at 27 km for the easterly-to-westerly (UEW27) and westerly-to-easterly phases (UWE27), for $-27 < \text{UEW27} < -23$ m s $^{-1}$ (P1), $3 < \text{UEW27} < 7$ m s $^{-1}$ (P2), $8 < \text{UWE27} < 12$ m s $^{-1}$ (P3), $-7 < \text{UWE27} < -3$ m s $^{-1}$ (P4), and $-22 < \text{UWE27} < -18$ m s $^{-1}$ (P5) during DJF in 1960–1999. The westerly (thin solid), easterly (dashed), and zero winds (thick solid) are superimposed with an interval of 5 m s $^{-1}$. The EP flux is multiplied by for display purposes (6.6 km). In (a), the arrows are plotted with the opposite direction to the EP flux.200

Fig. 3.3.19. The same as in Fig. 3.3.18 except for the eastward propagating (a) IG waves, (b) MRG waves, (d) CGW, and (e) BGW in P2 and for the westward propagating (c) MRG waves, (f) CGW, and (g) BGW in P3. For the eastward propagating waves, the arrows are plotted with the opposite direction to the EP flux. The variables are multiplied by 8 for the MRG waves and by 0.5 for the CGW and BGW, respectively.201

Fig. 3.3.20. (a) zonal wind tendency, (b) vertical advection, (c) required forcing against the meridional circulation (REQ), the EP flux divergence forcing (EPD) for the (d) Kelvin, (e) Rossby, (f) MRG, (g) IG, and (h) parameterized gravity waves, and (i) model diffusion averaged over 5°N – 5°S in the CC experiment during 1970–1989. In all figures, the zonal mean zonal winds of -10 , 0 , and 10 m s $^{-1}$ are superimposed using dashed (negative) and solid (non-negative) lines. The EPD for the Kelvin and Rossby waves is multiplied by 4, and that for the MRG and IG waves by 8, for display purposes.203

Fig. 3.3.21. The same as in Fig. 3.3.14 except in the CTL experiment.205

Fig. 3.3.22. Power spectra of the monthly and zonal mean wind averaged over 5°N – 5°S as

| | | |
|--------------|--|-----|
| | a function of frequency in the (left) CTL and (right) CC experiment in the 1960–1999 period. | 205 |
| Fig. 3.3.23. | Horizontal wind at 850 hPa (arrow) averaged over the 1960–1999 period for JJA in the (left) CTL and (center) CC experiments and (right) their difference. The shading shows the zonal wind component of the wind. In the right panel, the confidence level of 95% for the zonal-wind difference is indicated (white contour). | 205 |
| Fig. 3.3.24. | Precipitation rate averaged over the 1960–1999 period for JJA in the (left) CTL and (center) CC experiments and (right) their difference. In the right panel, the confidence level of 95% is indicated (contour). | 206 |
| Fig. 3.3.25. | The same as in Fig. 3.3.23 except at 300 hPa for DJF. | 206 |
| Fig. 3.3.26. | Changes in the (upper left) zonal mean temperature, (upper right) zonal wind, and (lower left) residual vertical wind for DJF from 1960–1999 to 2058–2097 in the CC experiment. The residual meridional circulation change is also plotted in the lower left panel (arrow). In the upper two panels, the confidence levels of 90 and 95% are indicated by black contours. | 210 |
| Fig. 3.3.27. | The same as in Fig. 3.3.26 except for JJA. | 210 |
| Fig. 3.3.28. | Changes in the zonal mean zonal forcing by the (upper left) planetary waves, (upper right) parameterized gravity waves, and (lower left) their sum for DJF from 1960–1999 to 2058–2097 in the CC experiment. The EP flux change is also plotted in the upper left panel (arrow). | 211 |
| Fig. 3.3.29. | The same as in Fig. 3.3.28 except for JJA. | 212 |
| Fig. 3.3.30. | The same as in Fig. 3.3.28 except in the CTL experiment. | 213 |
| Fig. 3.3.31. | The same as in Fig. 3.3.29 except in the CTL experiment. | 213 |
| Fig. 3.3.32. | The same as in Fig. 3.3.26 except in the CTL experiment. | 215 |
| Fig. 3.3.33. | The same as in Fig. 3.3.27 except in the CTL experiment. | 215 |
| Fig. 3.3.34. | The same as in Fig. 3.3.14 except for the 2058–2097 period. | 217 |
| Fig. 3.3.35. | The same as in Fig. 3.3.16 except for the 2058–2097 period. | 218 |
| Fig. 3.3.36. | The same as in Fig. 3.3.17 except for the 2058–2097 period. | 219 |
| Fig. 3.3.37. | The same as in Fig. 3.3.20 except for the 2058–2097 period. | 220 |

| | |
|---|-----|
| Fig. 3.3.38. The same as in Fig. 3.3.34 except for the CTL experiment. | 221 |
| Fig. 3.3.39. The same as in 3.3.23 except for the 2058–2097 period. | 222 |
| Fig. 3.3.40. The same as in 3.3.25 except for the 2058–2097 period. | 222 |
| Figure 3.4.1. Global annual isoprene emission (TgC year ⁻¹) | 227 |
| Figure 3.4.2. Schematic diagram of BVOC emission modeling in the UM | 228 |
| Figure 3.4.3. Annual variation of isoprene emission. Tuning parameter is 0.598 based on 528 TgC/year from Guenther et al. (2006) | 229 |
| Figure 3.4.4. Annual variation of monoterpene emission. Tuning parameter is 0.894 based on 127 TgC/year from Guenther et al. (1995) | 230 |
| Figure 3.4.5. Monthly variation of isoprene and monoterpene emission simulated using the UM meteorological fields and BVOC emission model in the UM. | 231 |
| Figure 3.4.6. Monthly variation of isoprene and monoterpene emission (source: the UM technical note). | 231 |
| | 236 |
| Figure 3.4.7. Isoprene emission in the historical run from the process-based model (above) and empirical model (below) | 236 |
| | 237 |
| Figure 3.4.8. Isoprene emission in the RCP8.5 from the process-based model (above) and empirical model (below) | 237 |
| Figure 3.4.9. Monoterpene emission in the historical run from the process-based model (above) and empirical model (below) | 238 |
| Figure 3.4.10. Monoterpene emission in the RCP8.5 from the process-based model (above) and empirical model (below) | 239 |
| Figure 3.4.11. Guenther et al. (1996)과 Arneth et al. (2007)의 BVOC 배출량 수치 모의값의 월 평균값 비교 | 240 |
| Figure 3.4.12. Mean annual emission amount of isoprene and monoterpene, estimated by (a) empirical-based model, and (b) process-based model. | 241 |
| Figure 3.4.13. 프로세스 기반의 BVOC 배출량 모델로부터 계산된 총일차생산량과 이소프렌 배출량의 전구 분포 | 242 |
| Figure 3.4.14. BVOC emissions in current climate condition (above) and RCP8.5 scenario | |

| | |
|--|-----|
| (below) simulated by the UM | 244 |
| Figure 3.4.15. Changes in BVOC emission in current climate condition (above) and RCP8.5 scenario (below) simulated by the UM over different continents. | 245 |
| Figure 3.4.16. Changes in BVOC emission between present and RCP 8.5 scenario simulated by the UM over different continents. | 246 |
| Figure 3.4.17. Contribution of climate condition, Atmospheric CO ₂ concentration and plant functional type to isoprene emission from the process-based model | 248 |
| Figure 3.4.18. Contribution of climate condition, Atmospheric CO ₂ concentration and plant functional type to isoprene emission from the empirical model | 249 |
| Figure 3.4.19. Contribution of climate condition, Atmospheric CO ₂ concentration and plant functional type to monoterpene emission from the process-based model | 250 |
| Figure 3.4.20. Contribution of climate condition, Atmospheric CO ₂ concentration and plant functional type to monoterpene emission from the empirical model | 251 |
| Figure 3.4.21 Latitudinal distribution of gross primary productivity | 254 |
| Figure 3.4.22. Latitudinal distribution of ratio of NPP to GPP (NPP/GPP) | 255 |
| Figure 3.4.23. Annual variation of NPP. Above panel is value from satellite estimation by Zhao and Running (2010) and below panel is the output of KMA Earth system model (HadGEM2-AO) | 256 |
| Figure 3.4.24 Global annual precipitation in 2002 from CMAP and KMA Earth System Model | 257 |
| Figure 3.4.25 Global annual precipitation in 2005 from CMAP and KMA Earth System Model | 258 |
| Figure 3.4.26 Global annual precipitation anomaly and NPP (source: Zhao and Running (2010)) | 259 |
| Figure 3.4.27 Global GPP and NBP distribution (source: Piao et al., (2013)). Vertical dash line indicates the HadGEM2-AO simulation result. | 261 |
| Figure 3.4.28 Global NPP/GPP distribution from MODIS (source: Zhang et al. (2009)) | 262 |
| Figure 3.4.29 Global NPP/GPP distribution from the HadGEM2-AO. | 262 |
| Figure 3.4.30 in-situ observation stations in East Eurasia (source: Ueyama et al., 2010) | 263 |
| Figure 3.4.31 Comparison of HadGEM2-AO simulated net ecosystem exchange (NEE) against | |

| | |
|--|-----|
| in-situ observation stations in East Eurasia from 2003 to 2005. | 264 |
| Figure 3.4.32 Global soil carbon map (source: Scharlemann et al., 2009) | 265 |
| Figure 3.4.33 Global soil respiration with different soil carbon storage. Above and below panels use 5 kg/m ² and 10 kg/m ² of soil carbon. | 266 |
| Figure 3.4.34. Sensitivity of Net Biome Productivity (NBP) and Gross Primary Productivity (GPP) to air temperature. Blue line is from the KMA Earth system model (adopted from Piao et al., 2013). Vertical dash line indicates the HadGEM2-AO simulation result. | 268 |
| Figure 3.4.35. Sensitivity of Net Biome Productivity (NBP) and Gross Primary Productivity (GPP) to annual precipitation. Blue line is from the KMA Earth system model (adopted from Piao et al., 2013). Vertical and horizontal dash line indicates the HadGEM2-AO simulation result. | 269 |
| Figure 3.4.36. Sensitivity of Net Biome Productivity (NBP) and Gross Primary Productivity (GPP) to CO ₂ increment. (adopted from Piao et al., 2013). Dash lines indicate the HadGEM2-AO simulation result. | 270 |
| Figure 3.4.37 Changes in NEE, GPP, Rs, precipitation and soil water content in the future climate change scenario simulated by the HadGEM2-AO. | 272 |
| Figure 3.4.38 Feedback processes among climate and terrestrial carbon cycle in the Amazon basin. Red and blue lines are positive and negative feedbacks, respectively. | 272 |
| Figure 3.4.39 Changes in NEE, GPP, Rs, surface temperature, soil carbon, litter fall rate and soil water content in the future climate change scenario simulated by the HadGEM2-AO. | 273 |
| Figure 3.4.40 Feedback processes among climate and terrestrial carbon cycle in south China. Red and blue lines are positive and negative feedbacks, respectively. | 274 |
| Figure 3.4.41 Feedback processes among climate and terrestrial carbon cycle in the Tibetan Plateau. Red and blue lines are positive and negative feedbacks, respectively. | 275 |
| Fig. 3.5.1. Components of the NIMR Earth System Model (a) ESM13 version and (b) ESM12. Variables flow between the sub-modules are denoted by arrows. | 279 |
| Fig. 3.5.2. Simulated (ESM12 and ESM13) and observed annual mean SST (°C) (upper) and | |

| | |
|--|-----|
| anomalies (simulation minus observation) (lower). | 281 |
| Fig. 3.5.3. Simulated (ESM12 and ESM1) and observed (SODA) subsurface ocean temperature (°C) along the equator (5S-5N). | 282 |
| Fig. 3.5.4. Same as in Fig. 3.5.2 except for zonal wind stress (N/m ²). | 282 |
| Fig. 3.5.5. Same as in Fig. 3.5.2 except for zonal currents (m/s). | 283 |
| Fig. 3.5.6 Meridional distribution of the zonal currents (m/s) of ESM13 (red) and SODA (blue) averaged over 160° E-80° W. | 284 |
| Fig. 3.5.7 Vertical distributions of the zonal current (m/s) at three selected longitudes. Dashed lines represent the North Equatorial Counter Current. | 285 |
| Fig. 3.5.8 Simulated and observed precipitation rate (mm/day) from (a) ESM12, (b) ESM13 and (c) CMAP. Precipitation anomalies for ESM12 and ESM13 are shown in (d) and (e), respectively. | 286 |
| Fig. 3.5.9 Zonal mean precipitation rate (mm/day) for ESM12 (red) and CMAP (black). | 286 |
| Fig. 3.5.10 Same as in Fig. 3.5.9 but for ESM13 along with CMAP. | 287 |
| Fig. 3.5.11 Annual cycle of the equatorial sea surface temperature (°C) from ESM12, ESM13, and OISST. Dashed lines indicate the propagation of the SST anomalies. | 288 |
| Fig. 3.5.12 NINO3 indices from the simulations of ESM12. | 289 |
| Fig. 3.5.13 Time series of the detrended NINO3 index for ESM12. Note that tick label on the x-axis indicates the model year. | 290 |
| Fig. 3.5.14 Linear regressed field of SST anomaly with the detrended NINO3 index shown in Fig. 3.5.13. | 290 |
| Fig. 3.5.15 Same as in Fig. 3.5.12 but for ESM13. | 291 |
| Fig. 3.5.16 Hovmuller plots for the equatorial Pacific ((5° S~5° N) from ESM13. (a) Zonal wind stress anomaly (N/m ²). (b) thermocline depth anomaly. (c) SST anomaly, and (d) precipitation anomaly (mm/day). | 291 |
| Fig. 3.5.17 Hovmuller (time-longitude) of sea surface height anomalies (m) in the Pacific along 8N, equator, and 8S. | 293 |
| Fig. 3.5.18 Running 3-month mean of the eastern Pacific (150° W~90° W, 5° S~5° N) SST anomaly, zonal wind stress anomaly in the western Pacific (135° E~270° E, 5° S~5° N), and equatorial thermocline depth anomaly (135° E~270° E, | |

5° S~5° N). Wind stress has been multiplied by 50, thermocline divided by 10.

.....293

제 1 장 연구개발과제의 개요

제 1 절 개요

인간 활동의 증가로 인한 온실가스 배출의 증가가 지구온난화의 주 요인으로 지목되고 있으나 아직까지 그 영향의 정도에 대해서는 신뢰성이 매우 낮고 심지어 인위적 온실가스의 증가가 기여하는 바는 매우 미미하며 현재의 지구온난화는 자연적인 변동에 의한 것이라고 주장하는 학자들도 존재한다. 이러한 기후변화 예측의 불확실성이 매우 높은 원인은 궁극적으로 기후변화 예측에 쓰이는 기후모델의 한계에 있다고 할 수 있을 것이다. 기후모델은 대기-해양-지면에서 일어나는 여러 복잡한 현상을 잘 모사해야 하나 아직까지 이해의 부족과 계산의 복잡성 때문에 현실에 가까운 모사를 하는데 한계를 드러내는 부분이 많이 있는 실정이다.

기후변화 예측의 불확실성을 줄이는 것은 경제적, 산업적 측면에서 매우 중요한 의미를 갖는다. 지구온난화의 속도나 국지적인 기후변화 양상에 대한 정확한 예측 자료는 정부와 사회가 이에 대응하는 정책을 만들고 따르는데 있어 매우 중요한 가이드라인이 될 것이다. 일례로 기상연구소에서는 최근에 기상청 지구시스템모델로 예측한 한반도와 전 지구의 미래기후 전망을 발표했고 이 전망에 의하면 2050년에 우리나라의 내륙을 제외한 모든 지역이 아열대 기후로 바뀌게 된다. 이러한 기후변화가 가져올 경제적, 산업적, 사회적 파급효과는 이루 말할 수 없이 크다. 이 전망을 신뢰한다면 정부는 이에 대한 대응책을 시급히 마련해야 할 것이다. 적절한 대응을 못했을 때의 경제적, 산업적, 사회적 혼란은 상상할 수 없이 크다. 문제는 이러한 전망의 신뢰도가 아직 만족할 수준이 못 된다는 것이다.

좀 더 정확한 기후예측을 위해 노력해야 하는 이유가 여기에 있다. 현재 기상청은 영국 해들리센터에서 개발한 HadGEM 모형을 바탕으로 동아시아 지역에 최적화된 지구시스템모델을 구축하기 위해 노력하고 있다. 그러나 기상청 지구시스템모델을 구성하고 있는 세부 과정 중에서도 구름물리, 중력파, 지면생태, 해양과정 등의 모수화 방법을 개선하고 개발하는 노력이 절실히 요구되고 있다.

제 2 장 국내외 기술개발 현황

제 1 절 국내수준

1. 구름물리 모수화

에어로졸이 기후에 미치는 영향에 대한 연구는 국내에서 지난 10여 년간 많이 증가했다고 할 수 있다. 주로 에어로졸의 물리적, 화학적, 광학적 특성에 대한 관측 연구가 상대적으로 많은데 이로부터 에어로졸의 직접 복사강제력을 계산하는 연구도 수행하고 있어 선진국의 수준이 근접해 있다고 할 수 있다. 기후변화와 관련된 에어로졸 화학 모델을 이용하여 에어로졸 소스, 싱크 분포 특성 및 이를 바탕으로 하는 에어로졸 직접 복사강제력을 산출하는 노력도 비교적 활발히 수행되고 있다.

이에 반해 구름의 미세물리적, 광학적 성질을 항공기를 이용하여 직접 관측하고 이로부터 에어로졸 간접적 효과를 산출하는 연구는 국내 연구진에 의해 수행된 바는 없으나 본 연구진이 항공 측정 구름미세물리 자료와 구름 아래에서의 구름응결핵 수 농도와의 연관성에 대한 연구를 바탕으로 에어로졸 간접적 효과를 나타내는 관측적 증거를 찾는 노력을 하고 있다. 위성 자료를 바탕으로 에어로졸의 성질을 추정하는 연구는 비교적 활발하나, 위성이나 지상 원격탐사 구름 관측을 바탕으로 에어로졸 간접적 효과를 산출하는 연구는 찾아보기 힘들다. 대체로 국내 연구진에 의한 에어로졸 간접적 효과와 관련된 연구는 상대적으로 적은데 본 연구진이 수치모형을 이용하여 에어로졸 환경의 변화가 구름 발달에 어떤 영향을 미치는지에 대한 연구를 수행하고 있으며, double moment microphysics를 장착한 WRF 모형을 이용하여 스톱의 발달과 강수에 미치는 에어로졸의 영향이나, 구름과 강수발달에 미치는 도시 에어로졸의 영향에 대한 연구도 최근에 연세대와 서울대 연구진에 의해 수행된 바 있다. 그러나 이런 연구들은 주로 에어로졸-구름물리 과정 수준에서의 이해(process level understanding)에 주력하는 것이고 전구나 국지 기후변화 예측의 관점에서 에어로졸 간접적 효과를 다룬 것은 아니다.

에어로졸 직접적 효과로 인한 역학적 피드백을 통해서 대기 대순환에 변화가 일어나고 이로 인해 강수 패턴이 변할 수 있다는 연구도 국내 몇몇 연구진에 의해 수행되고 있으나 국내 연구진이 실제로 기후모형을 이용하여 전구 규모나 국지 규모에서의 에어로졸 간접적 효과를 연구한 것은 찾기 어렵다. 국립기상연구소에서 에어로졸 간접적 효과를 산출하기 위한 실험을 진행하고 있으나 아직 기초 단계에 머물러

있다고 할 수 있다. 현재 기상청 지구시스템모델(HadGEM)에서 에어로졸 간접적 효과와 관련된 부분은 에어로졸 질량농도로부터 구름입자 수농도와 크기, 그리고 강수효율을 결정하는 과정인데 근본적으로 구름입자의 수농도가 에어로졸의 질량농도에 의해서만 결정되지 않기 때문에 이 모수화 방법의 개선이 시급히 요구되고 있는 실정이다. 전반적으로 국내의 에어로졸 간접적 효과 연구의 수준은 선진국 대비 50% 정도로 평가된다.

2. 해양과정

북태평양과 동아시아해역 해류변화 전망 연구; 국내 기관 및 대학에서 기후모형 결과(CMIP3)를 이용한 동아시아 해류시스템 미래 변화 연구는 거의 이루어지지 못했음. 한국해양연구원에서 기후변화에 의한 동중국해의 해양특성 및 해류변화에 대한 지역적 상세화 연구를 일부 수행하였음. 선진국 대비 80% 수준

미래 해양혼합층변화 전망 연구; 한국해양연구원, 연세대학교, 한양대학교 등에서 CMIP3를 이용한 혼합층 변화 전망 연구를 활발히 진행함. 선진국 대비 90% 수준.

북태평양 수괴특성변화 전망 연구; 국내 기관 및 대학에서 CMIP3를 이용한 대양 규모의 해양특성변화 연구는 거의 이루어지지 못했음. 한국해양연구원에서 GFDL 기후변화 실험에 기반하여 대양 수괴 특성 변화 연구를 일부 수행하였음. 선진국 대비 80% 수준.

CMIP5 실험결과에 대한 국내 분석 연구는 이제 CMIP5 국제실험결과를 수집하는 시작 단계에 있음.

3. 중력과 모수화

성층권 이상으로 전파하여 중층대기의 순환에 중요한 영향을 미치는 대기중력과 모수화 개발연구는 현재 미국, 영국 등에서 활발히 이루어지고 있으며 국내에서는 1996년 이후 현재까지 본 연구그룹을 중심으로 관련 연구가 지속적으로 이루어지고 있다. 최근 30여년간 중력과 항력 모수화의 개발은 크게 두 가지 방법론에 의해 개발되어져 왔다. 첫째는 산악과 같은 파동의 원천을 명시적으로 고려하는 방법으로 본 연구실에서 개발하고 있는 적운대류에 의한 모수화가 이에 해당한다. 둘째는 캐나다, 미국, 영국의 학자들에 의해 제시된 스펙트럼 모수화 방안으로 이 방법론은 파동의

원천을 무시하고 대기 중 존재하는 다양한 파동에 의한 중력파의 스펙트럼을 시, 공간적인 변화 없이 일정하게 고려한다는 한계를 가진다. 본 연구팀은 첫 번째 방법론을 사용하여 적운대류에 의한 중력파 모수화 방안을 지속적으로 개발 및 발전시켜왔으며 그 방법론은 본 연구실의 연구책임자에 의해 세계 최초로 제시되었다. 이후 파동의 정체파만을 고려하던 기존 모수화에 적운대류의 비정체 중력파까지 고려하는 스펙트럼 모수화 방안이 미국 국립기상연구소와 본 연구팀에서 독립적으로 제시되었다. 이 모수화 방안은 앞의 두 번째 방법론에서 고려할 수 없었던 reference level의 중력파 스펙트럼의 시, 공간적인 변화까지도 고려하는 새로운 방법론이었다. 적운대류에 의한 중력파 중 비단열 강제력 뿐 아니라 비선형 강제력의 역할이 중요함이 인식되면서 기존의 비단열 강제력만을 고려해오던 적운대류 중력파 모수화 방안에 비선형 강제력의 효과까지 고려한 모수화 방안이 세계 최초로 본 연구팀에 의해 제시되었다. 또한 기존의 컬럼기반 모수화의 문제점을 개선하여 파동의 삼차원 전파를 현실적으로 고려하는 레이기반 모수화가 본 연구팀에 의해 세계 최초로 개발되었으며, 이는 현재 이론적으로나 기술적으로나 선진국 대비 100 % 이상 수준의 모수화 방안으로 평가받고 있다. 최근에는 고분해능 중규모 수치모델과 인공위성 자료를 이용하여 적운대류 중력파 모수화의 reference level에서의 운동량속에 대한 검증 및 개선 방향을 제시하였다. 본 연구실에서 개발된 모수화는 국내·외 전지구 일기예보 및 기후모형에 장착되어 모형개선에 상당히 기여하였고 국내의 기상청 뿐 아니라 미국 NASA와 국립기상연구소 및 해군연구소에 그 기술이 이전되는 등 본 연구실은 적운대류에 의한 중력파 모수화 분야에서 세계적 수준의 기술력 및 인력을 보유한 선도 그룹으로 그 우수성을 인정받고 있다. 이와 같은 상황을 고려할 때 적운대류 중력파 분야의 국내 연구수준은 세계 최고의 수준이라 할 수 있다. 다만, 중력파의 관측적 연구는 미국, 독일 등에 비해서 그 기술력이 다소 떨어지므로 국제적인 협력이 필요한 실정이다.

4. 지면생태 모형

국내에서는 지면모형의 개발이 가능한 연구 그룹이 아주 소수이며, 대부분 지면모형의 난류 부분에 관한 연구나, 지면 생태계의 피복상태에 따른 기후 변동에 관한 연구가 일부 진행되었다. 하지만, 지면 모형-생태모형의 취약점을 분석하고, 동아시아의 생태계의 특성을 고려할 수 있는 모형을 개발하는 연구는 제한적으로 진행되어

오고 있다. 2011년 국립기상연구소를 중심으로 BVOC 배출량 모델링에 관한 한시적인 연구가 진행되어 일부 성과를 거두기는 했으나, 관측과 모델링 기술을 통하여 지구시스템 모델의 성능을 개선하는 지속적이고 깊은 수준의 연구는 미약한 수준이다.

토양 수분 및 토양 온도는 수치 모형의 초기 및 경계 조건으로 사용되는 변수이며, 기후 예측과 일기 예보에 미치는 주요한 효과들은 우리나라에서도 비교적 많은 연구가 이루어졌다. 하지만, 대부분의 연구가 동아시아 규모에서 많은 연구가 진행된 반면에, 우리나라의 특성에 맞게 대기 이산화탄소 증가에 따른 육상/해양 탄소 흡수력의 증감 및 상호 의존성에 관한 연구는 거의 없는 실정이며, 역학 식생 모형을 이용한 연구가 보다 집중적으로 진행되어야 할 것이다. 예를 들어, Kang et al. (2005)는 지역 규모 모형에서 지면 과정과 포함하였을 때 동아시아 몬순에 대한 수치 모사에서 강수와 대기 순환의 변동이 보다 잘 모사되었으며, 이에 따라 몬순 기간에 발생하는 홍수와 가뭄의 메커니즘에 관해 납득할만한 설명을 하였다. 아울러 토양 수분과 토양 온도의 초기화 과정을 중요성도 강조하였다.

국내의 탄소 관련 연구는 주로 탄소 관측, 탄소 플럭스 모형, 탄소 화학 수송 모형 등을 각기 개별적으로 연구, 개발하는 방향으로 전개되어 왔다. 국내 탄소 플럭스의 육상 관측의 경우 미기상학적 에디 공분산(micrometeorological eddy covariance)방법을 사용하여 2000년 집중관측사업(Korea Enhanced Observation Project, KEOP)의 1단계 사안인 ‘Korea Monsoon Experiment(KOMEX) 지표 플러스 자료의 품질관리 및 지면 모수화’ 사업을 시작으로 국내 탄소 관측의 학제간 합동연구가 시작되었다. 2001년에는 환경부의 차세대 핵심환경기술 개발사업의 지원을 받아 기상연구소, 산림과학원, 농업과학기술원, 해양연구소, 유량조사사업단과의 협력하에 한반도 및 주변 해양과 티벳 고원, 태국 열대림과 남극/북극 지역의 주요 육상생태계의 탄소 플럭스를 감시할 수 있는 플럭스 감시망을 구축하고, 플럭스 감시/관측을 지속하고 있다. 하지만 관측이 이산화탄소에 집중되어 있고, BVOC 배출량 측정은 국립환경과학원을 중심으로 산발적으로 진행되어 왔다. 하지만 이러한 공동연구의 결실에도 불구하고 아직까지 탄소 플럭스 관측 자료를 활용하여 기후-구름-에어로솔 상호작용 연구를 위한 국내 전문가 집단의 의견 소통이 활성화 되지 못하고 있다. 특히, 우리나라의 경우, 관련 연구자 그룹이 한정되어 있고, 동아시아 기후자료를 활용한 연구 경험이 부족하다.

표 1. 선진국 탄소 순환 모델링 관련 연구 대비 국내 수준

| | 국외 | 국내 |
|-------------------------------|------|-----|
| 생물권 모델링 | 100% | 40% |
| 생태계 유기탄소 모델링 기술 | 100% | 10% |
| 관측를 활용한 BVOC 배출량 모델링 검증 기술 | 100% | 10% |
| 지구시스템 모델링 내에서의 탄소순환 연구 | 100% | 40% |
| 지면-생태 모델 비교 연구 | 100% | 20% |

제 2 절 국내외 연구현황

| 연구수행 기관 | 연구개발의 내용 | 연구개발성과의 활용현황 |
|--|--|---|
| 연세대학교 | <ul style="list-style-type: none"> 에어로졸 분포, 흡습성 관측 및 구름 수치모형 실험 Chun and Baik (1998) 적운대류 중력과 모수화를 기후모형에 장착 및 실험 지구시스템모델결합을 위한 탄소순환모델 개발 북태평양 중위도 및 저위도 혼합층깊이 변화 원인 제시 | <ul style="list-style-type: none"> 에어로졸-구름물리 상호작용 연구 물리 모수화들 간의 상호작용 연구에 활용 HadGEM의 탄소순환모델 특성 연구 북태평양 해면수온 변동성의 공간 분포 차이 설명에 활용 |
| 서울대 지구환경과 학부 | <ul style="list-style-type: none"> 구름모형을 이용한 에어로졸 영향 실험 | <ul style="list-style-type: none"> 도시 대기 에어로졸이 구름 및 강수발달에 미치는 영향에 대한 논문 발표 |
| 미국 Brookhaven National Laboratory | <ul style="list-style-type: none"> 물리과정 모수화 방법 개선 연구 | <ul style="list-style-type: none"> 구름 규모 수치모형 연구를 통한 구름물리 과정 수준에서의 이해도 향상 연구 |
| 미국 조지아 공대 | <ul style="list-style-type: none"> 기후모형에서의 구름입자 핵화과정 모수화 방법 개발 | <ul style="list-style-type: none"> 구름입자 핵화과정 모수화 방법이 다수의 기후모형에 적용됨 |
| 미국 Pacific Northwest National Laboratory | <ul style="list-style-type: none"> 기후모형에서의 상승류 속도 모수화 방법 개발 | <ul style="list-style-type: none"> 기후모형에 상승류 모수화 방법을 적용하여 에어로졸 간접적 효과 산출 |

| | | |
|---------------------|--|--|
| 영국 캠브리지 대학 | <ul style="list-style-type: none"> 계산의 효율성을 고려한 간단한 비정체 중력과 스펙트럼 모수화 개발 및 장착 | <ul style="list-style-type: none"> 영국기상청의 기후, 예보 통합 모형(UM)에 장착되어 모형의 현실성 확보에 기여 |
| 미국 국립기상 연구소 | <ul style="list-style-type: none"> 산악, 적운대류, 전선계의 물리적 원천들을 고려한 중력과 모수화를 기후모형에 장착 지면-생태계 모형 개발 CESM(Community Earth System Model) 개발 | <ul style="list-style-type: none"> 기후모형의 물리적 현실성 확보 및 경년 변동성 개선 커뮤니티 대기대순환 모형에 접합하여 기후변화 예측에 활용 전구 기후변화와 변동성을 예측 |
| 미국 해군연구소 | <ul style="list-style-type: none"> 산악 중력과 및 비정체 대류 중력과 모수화 개발 및 장착 | <ul style="list-style-type: none"> 중력과 모수화와 다른 물리과정 모수화 간의 상호작용 연구 및 이를 통한 중력과 모수화의 현실성 증대 |
| 캐나다 기후모델링/분석센터 | <ul style="list-style-type: none"> 비산악 중력과 모수화의 개발 및 장착 | <ul style="list-style-type: none"> 캐나다 기후모형에서의 중력과 역할에 대한 다양한 방면의 연구에 지속적으로 활용 |
| 독일 막스플랑크 연구소 | <ul style="list-style-type: none"> 중력과의 비선형 스펙트럼 모수화 방안 개발 | <ul style="list-style-type: none"> 개발된 모수화를 기후모형에 장착하여 모형 개선 |
| 일본 동경대 | <ul style="list-style-type: none"> 중력파를 명시적으로 분해하는 조고해상도 전구모형을 이용한 기후변화 실험 수행 북태평양중층수 형성 모의 분석 | <ul style="list-style-type: none"> 기후변화 시나리오 내에서의 Brewer-Dobson 순환 및 QBO에 미치는 중력과 효과 연구에 활용 NPIW 이동·확산과정 연구는 동경대학의 Yasuda 등이 해양관측 자료에 근거하여 제시하고 있음 |
| 한국해양연구원 | <ul style="list-style-type: none"> GFDL, ECHAM5, MIROC A1B 시나리오 실험결과를 이용한 동아시아 연변해 상세화 연구 수행 CMIP3 모형 결과를 이용하여 북태평양 혼합층깊이 미래 변화 제시 CMIP3 모형에서 모사한 해양혼합층깊이 재현 품위 평가 GFDL CM2.1 결과 분석을 통한 북태평양 수괴 특성 모의 성능 평가 수행 | <ul style="list-style-type: none"> 동중국해의 미래 수온, 염분, 해류 및 생태계 변화 예측연구에 활용 북태평양 생태계 미래 변화 추정 의 근거 자료 및 불확실성 평가 자료로 활용 GFDL 기후모델의 특성과 모의 성능 평가 및 북태평양수괴 형성 과정 연구에 활용 |
| 한양대학교 | <ul style="list-style-type: none"> 적도태평양 혼합층깊이 모사와 엘니뇨 변동성 관계 제시 | <ul style="list-style-type: none"> 모형에 따라 다르게 모사된 엘니뇨 특성 설명에 활용 |
| 미국 스크립스연구소, GFDL연구소 | <ul style="list-style-type: none"> CMIP3 모형에서 재현되고 예측한 북대서양 및 남빙양 수괴에 대한 분석 연구 | <ul style="list-style-type: none"> GFDL 연구소의 AR4 참여 기후 모델 품위 평가 및 성능 향상에 활용 |
| 일본 기상연구소 | <ul style="list-style-type: none"> 북태평양중층수 형성 모의 분석 | <ul style="list-style-type: none"> 해양순환모델을 통한 북태평양중층수의 형성 실험 연구는 일본 기상연구소의 Yamanaka 등이 가장 앞서 있음 |

| | | |
|--------------|----------------------|-------------------------------------|
| JAMSTEC (일본) | • Earth Simulator 개발 | • 기후변동성 및 기후변화 연구 |
| 국립기상연구소 | • 지구시스템모델 개발 추진 중 | • 에어로솔, 역학식생, 지표수문, 황순환 등에 관한 기술 축적 |

제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과

제 1 절 기상청 지구시스템모델의 구름물리 모수화 개선 연구

1. 동아시아와 타 지역의 에어로졸 분포 및 흡습성 특성 파악

에어로졸(aerosol)은 직접적으로는 태양복사를 산란하거나 흡수하고 간접적으로는 구름응결핵(Cloud Condensation Nuclei, CCN)으로 작용하여 구름의 복사적, 미세물리적 특성을 변화시킨다. 간접적으로 구름의 복사적, 미세물리적 특성을 변화시켜 기후 변화에 영향을 미치는 것을 에어로졸 간접 효과라고 한다. 이 에어로졸 간접 효과는 온실 효과를 어느 정도 상쇄시킬 정도의 잠재력을 갖고 있을 뿐만 아니라, 그 크기의 불확실성도 크므로(IPCC 2007; Ramanathan et al., 2001; Schwartz et al., 2010) 기후 변화를 예측하기 위해서는 에어로졸 간접 효과에 대한 이해도를 높여야 한다.

주어진 과포화도에서 에어로졸이 구름응결핵으로 작용하는지 여부는 에어로졸의 크기와 화학성분에 의해 결정된다. 에어로졸의 크기가 클수록, 구성성분의 흡습성이 높을수록 에어로졸이 구름응결핵으로 작용하기 쉽다. 에어로졸의 분포와 흡습성에 대한 연구가 각 지역에서 진행되고 있지만 아직 동아시아의 에어로졸 분포와 흡습성에 대한 연구가 북미와 유럽에 비해 부족한 실정이다(Kulmala et al., 2004).

지구시스템모델로 구름을 보다 정확히 모의하기 위해서는 초기자료로 사용되는 에어로졸의 수농도와 흡습성이 실제 값과 가까워야 한다. 그러나 앞서 언급한 바와 같이 동아시아 지역의 에어로졸 수농도와 흡습성 관측 자료가 타 지역에 비해 부족하다. 그러므로 지구시스템모델의 구름물리 과정의 정확도를 높이기 위해서는 우선 에어로졸 수농도와 흡습성의 분포에 대한 연구가 이루어져야 한다. 본 연구에서는 관측자료가 상대적으로 부족한 동아시아 지역에서의 에어로졸 관측과 동아시아를 포함한 각 지역의 에어로졸의 수농도와 흡습성 분석을 수행하였다.

가. 동아시아와 타 지역의 에어로졸 분포

(1) 한반도의 에어로졸 분포

한반도에서 가장 오염된 지역이라 할 수 있는 서울에서 에어로졸 관측을 수행하였다. 2004년부터 2010년까지 연세대학교 신촌캠퍼스에서 에어로졸의 총수농도, 크기 분포, 구름응결핵의 수농도를 관측하였다(Kim et al., 2014). Fig. 3.1.1은 서울에서 관

측한 에어로졸과 구름응결핵의 수농도, 에어로졸의 기하평균직경의 시계열도를 나타낸다. 관측기간 동안 서울에서의 에어로졸의 총수농도와 기하평균직경의 평균값은 $17811 \pm 5581 \text{ cm}^{-3}$ 과 $48 \pm 6 \text{ nm}$ 였으며, 과포화도 0.4, 0.6, 0.8%에서의 구름응결핵 수농도는 4145 ± 2016 , 5323 ± 2453 , $6067 \pm 2780 \text{ cm}^{-3}$ 였다. 2010년과 과거의 에어로졸과 구름응결핵의 수농도를 비교해보았을 때 눈에 띄는 차이는 나타나지 않았다. 반면 에어로졸과 구름응결핵의 수농도는 큰 계절변화를 보였다. Fig. 3.1.2는 에어로졸과 구름응결핵 수농도의 계절변화를 나타낸다. 에어로졸과 구름응결핵의 수농도는 다른 계절에 비해 겨울에 높게 나타났는데 겨울의 에어로졸과 구름응결핵의 수농도는 여름의 수농도의 두배 정도의 값으로 나타났다. 겨울의 에어로졸 수농도가 높은 원인으로 먼저 몬순을 생각해볼 수 있다. 겨울에는 주로 북쪽에서 대륙성 공기체가 들어오므로 남쪽에서 해양성 공기체가 들어올 때에 비해 에어로졸 수농도가 높을 것을 예상할 수 있다. 그리고 연료 연소의 계절변화도 에어로졸 수농도의 계절변화를 야기하는 요인 중 하나로 생각할 수 있다. Ripamonti et al. (2013)의 연구에 의하면 기온이 낮을수록 자동차 한 대에서 배출되는 에어로졸의 양이 증가한다고 한다. 서울에서의 기온의 연교차는 비교적 큰 편이므로 기온차에 의한 에어로졸 배출량 또한 에어로졸 수농도의 계절변화를 야기한다고 할 수 있다.

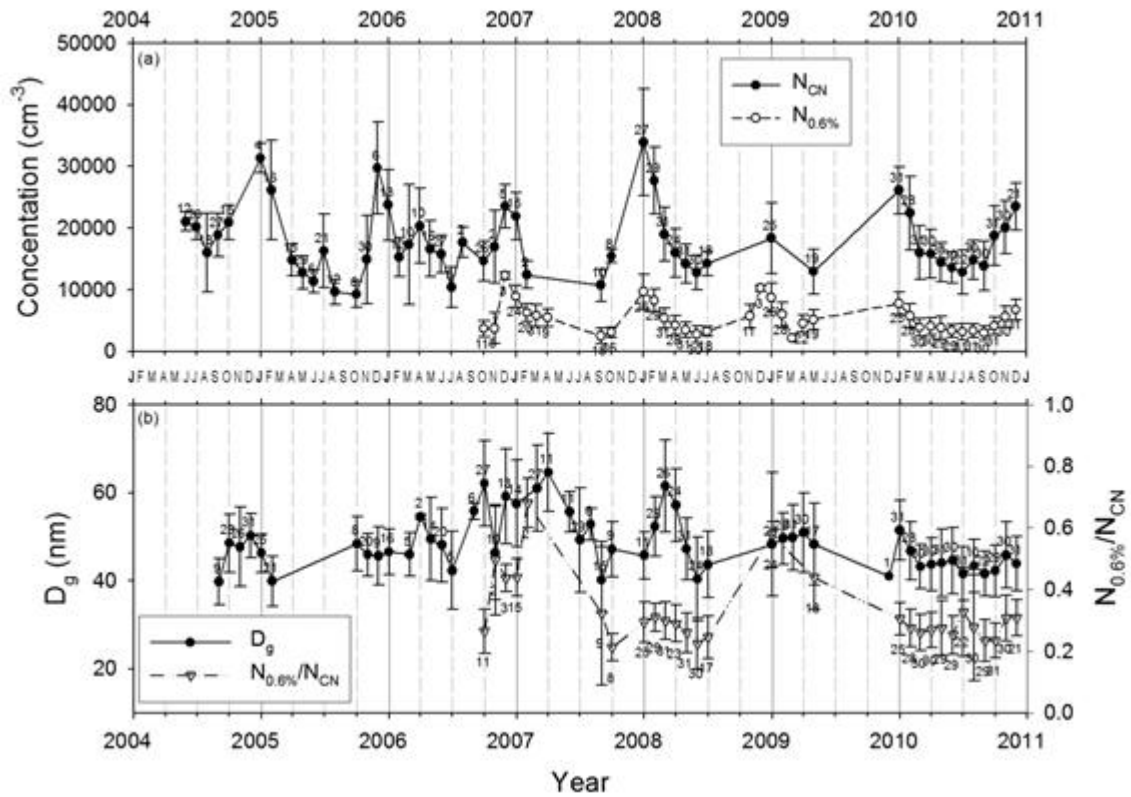


Fig. 3.1.1. Time variation of the monthly average values of (a) N_{CN} and $N_{0.6\%}$, (b) D_g and $N_{0.6\%}/N_{\text{CN}}$ measured in Seoul. The numbers near each symbol indicate the number of measurement days for the month. N_{CN} and $N_{0.6\%}$ mean submicron aerosol number concentration and cloud condensation nuclei number concentration at 0.6% supersaturation. D_g means geometric mean diameter.

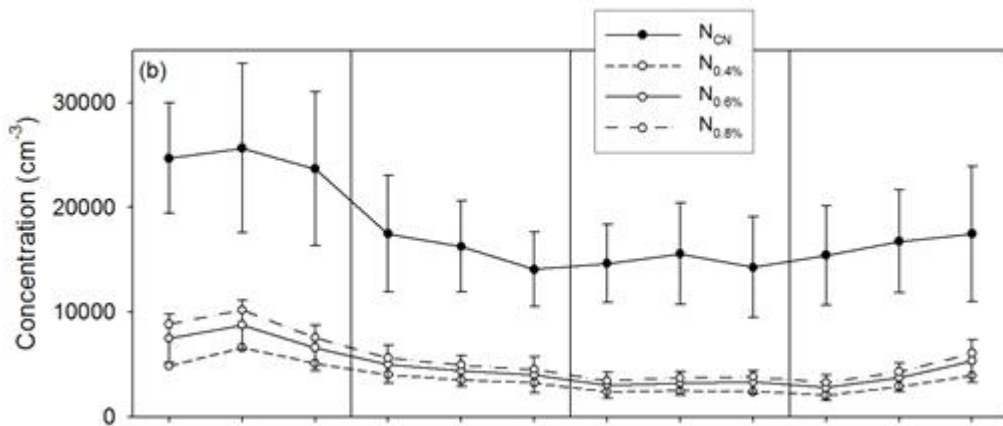


Fig. 3.1.2. Seasonal variations of N_{CN} and N_{CCN} in Seoul. N_{CN} and $N_{x\%}$ mean submicron aerosol number concentration and cloud condensation nuclei number concentration at x% supersaturation.

위에서 기술한 서울에서의 에어로졸과 구름응결핵 수농도는 지상에서 관측한 것이었다. 그러나 구름은 지상에서 생성되는 것이 아니라 상층에서 생성되는 것이므로 상층의 에어로졸과 구름응결핵의 수농도에 대한 관측도 필수적이다. 따라서 지상에서 수행한 에어로졸 관측 이외에도 항공기를 이용하여 상층의 에어로졸과 구름응결핵 수농도의 관측도 수행되었다. 2009년과 2011년 두 차례에 걸쳐 항공관측이 수행되었는데 2009년에는 기내 여압장치를 사용하지 못하여 3 km 이상의 고도로는 비행하지 못하였다. Fig. 3.1.3은 3 km 고도에서 관측한 과포화도 0.6%에서의 구름응결핵 수농도 분포이다. 3 km 고도에서의 관측한 과포화도 0.6%에서의 구름응결핵의 수농도의 평균값은 $1207 \pm 915 \text{ cm}^{-3}$ 이었다. 일반적으로 생각해봤을 때 한반도의 에어로졸과 구름응결핵 수농도는 동서변화가 나타날 것으로 예상할 수 있다. 한반도의 서쪽에 중국이 위치하고 있고 한반도는 편서풍이 부는 지역이므로 중국에서부터 오염물질이 많이 유입되기 때문이다. 그러나 Fig. 3.1.3을 보면 2009년 10월 11일과 2011년 6월 12일을 제외하고는 뚜렷한 동서 변화가 나타나지 않았다. 오히려 일부 사례에서는 동쪽의 구름응결핵의 수농도가 더 높은 경우도 나타났다. 이를 통해 에어로졸 농도의 동서분포는 주로 대기의 하층에 국한되어 있는 것임을 알 수 있다. 이는 Fig. 3.1.4에서 더 분명하게 나타난다. Fig. 3.1.4는 각각 황해, 서해안, 동해에서 관측한 에어로졸과 구름응결핵 수농도의 연직분포를 나타낸다. 에어로졸과 구름응결핵의 수농도의 연직분포를 보면 지표면 근처에서의 에어로졸과 구름응결핵의 수농도가 상층보

다 높게 나타났다. 이는 지표면 근처에서 배출된 에어로졸에 의한 영향 때문인 것으로 보인다. 특히 황해와 서해안에서 지표면과 상층과의 수농도의 차이가 더 크게 나타났다. 즉 지표면 근처에서는 에어로졸과 구름응결핵 수농도의 동서가 차이가 크지만 일정 고도 이상에서는 동서간 차이가 크게 나타나지 않는 것을 알 수 있다. 한반도와 일본 사이에서 항공관측을 수행한 선행연구 ACE-ASIA (Clarke and Kapustin, 2010)의 결과도 같이 표시해두었는데 상층에서의 에어로졸 수농도는 본 연구에서 관측한 에어로졸의 수농도와 거의 유사하게 나타났다.

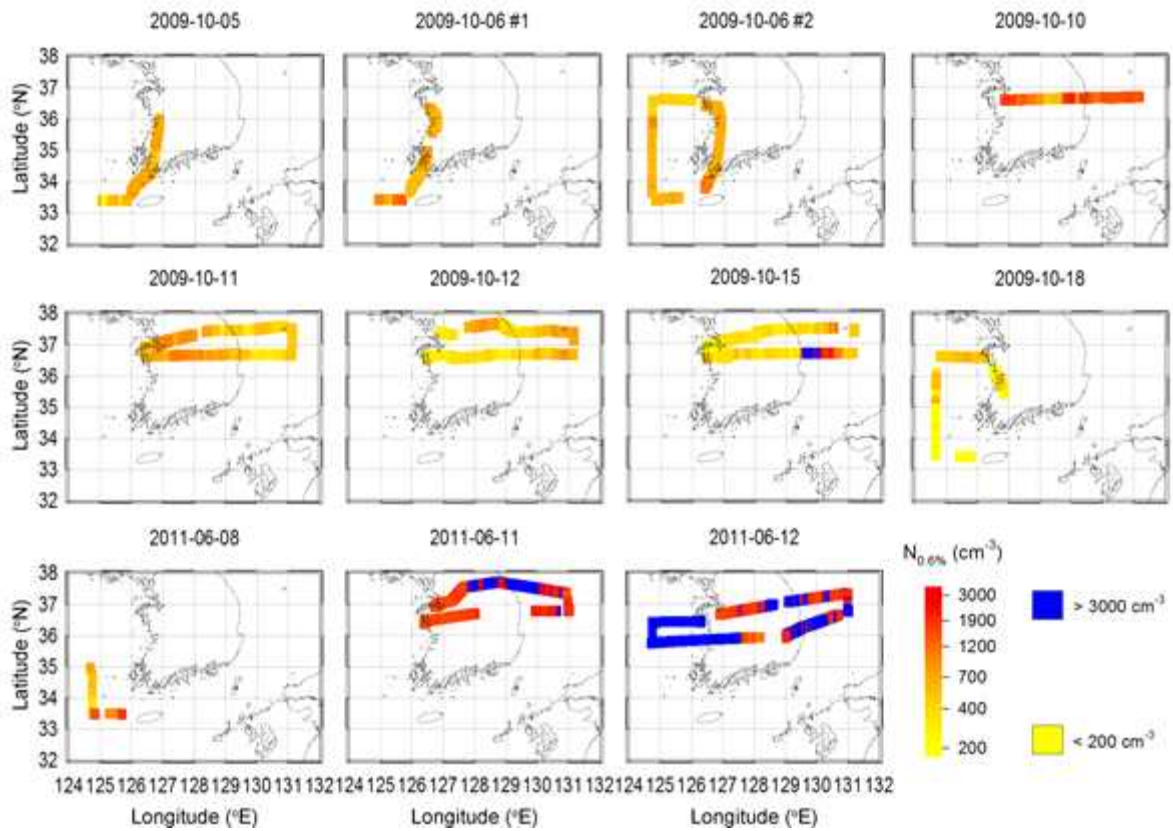


Fig 3.1.3. Horizontal distributions of CCN number concentration at 0.6% supersaturation for all flights. CCN number concentration below 200 cm^{-3} and above 3000 cm^{-3} are denoted by yellow and blue, respectively.

Fig. 3.1.5는 본 연구와 이전에 한반도와 그 주위 지역에서 수행한 에어로졸과 구름응결핵 수농도 관측 결과를 정리한 것이다. 한반도내에서는 서울에서의 에어로졸과 구름응결핵의 수농도가 가장 높게 나타나 서울이 한반도내에서 가장 오염된 지역임을 알 수 있다. 그리고 영종도, 백령도, 고산, 대관령에서 낮은 에어로졸 수농도를 나타내는 것으로 보아 이 지역이 한반도의 배경대기를 나타내는 것을 알 수 있다. 한반도 인근에서 가장 청정한 지역은 동해로 나타났다. 위의 결과는 Atmospheric Chemistry and Physics에 게재되었다.

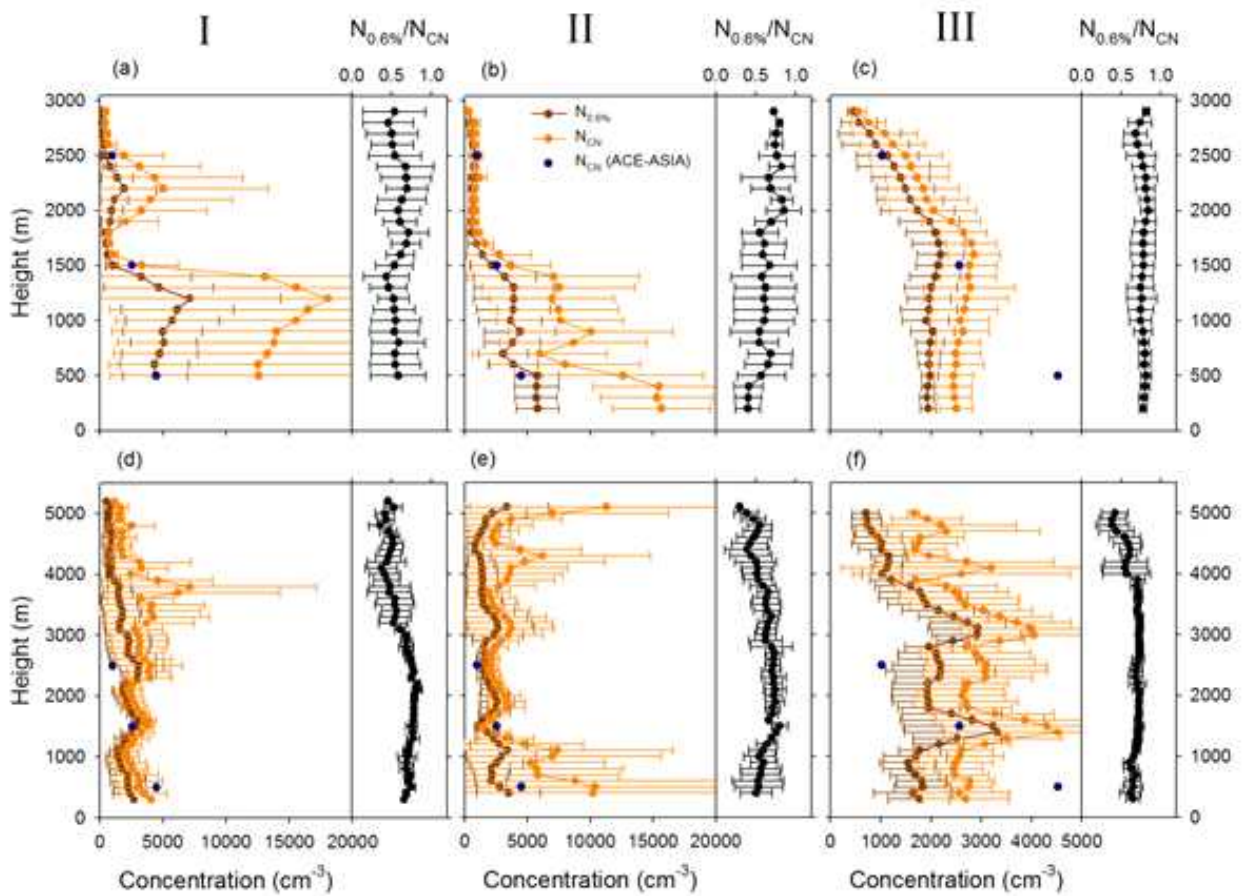


Fig. 3.1.4. Average vertical distributions of $N_{0.6\%}$, N_{CN} and $N_{0.6\%}/N_{CN}$ during the 2009 (a, b and c) and 2011 (d, e and f) campaigns, for each classified region (I: The Yellow Sea, II: west coast of the Korean Peninsula, and III: The East Sea). N_{CN} measured during ACE-ASIA (Clarke and Kapustin, 2010) are marked with blue dots for comparison.

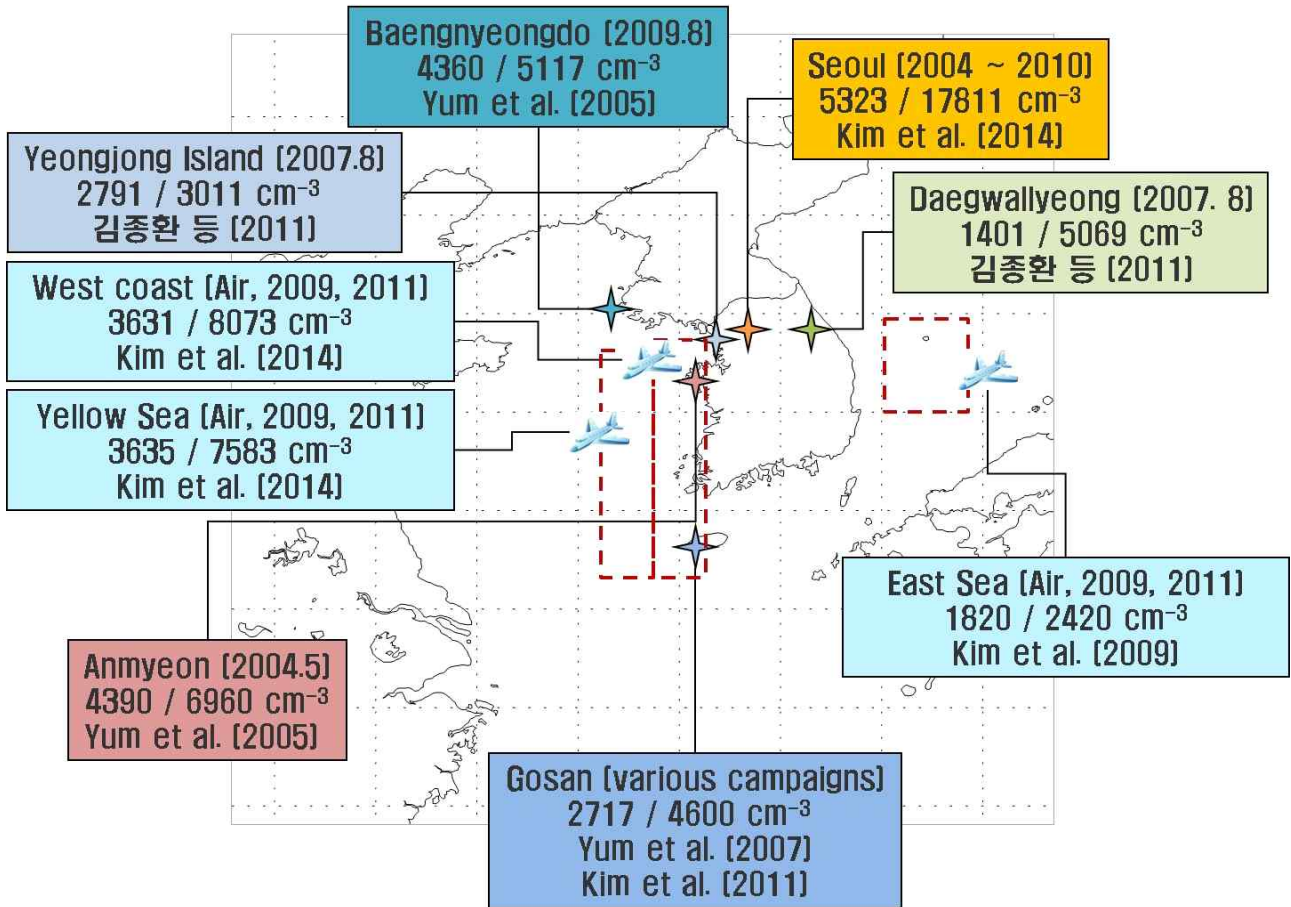


Fig. 3.1.5. Composite map of the average CCN number concentration at 0.6% supersaturation (before the slash) and aerosol number concentration (after the slash) measured on the ground (flag), over the sea (ship) surface or below 1100 m altitude (airplane), in and around the Korean Peninsula. The data presented in this study are shown in shaded box.

(2) 타 지역의 에어로졸 분포

본 연구에서 수행한 에어로졸 수농도의 관측 결과를 타 지역과 비교하기 위해 타 지역에서 수행한 에어로졸 관측 결과를 수집하였다. Table 3.1.1은 타 지역과 본 연구에서 관측한 에어로졸 수농도를 정리한 것이다. 대륙 내에서 관측한 에어로졸 수농도가 해양에서 관측한 것보다 높게 나타났고 동아시아의 에어로졸 수농도와 전반적으로 타 지역에 비해 높게 나타났다. 위에서 기술한 것과 같이 한반도에서 가장 오

염된 지역인 서울의 에어로졸 수농도는 17811 cm^{-3} , 한반도의 배경대기라 할 수 있는 지역의 에어로졸의 수농도는 약 5000 cm^{-3} 이었다. 이는 인도양과 같은 해양성 지역의 에어로졸의 수농도보다는 높았으며, 베이징과 뉴델리와 같은 특히 오염된 지역의 에어로졸 수농도보다는 낮았다(Table 3.1.1). 유럽과 북미대륙의 경우 지역마다 차이는 있지만 대도시의 에어로졸 수농도는 서울과 유사하게 나타났다.

Table 3.1.1. Comparison of aerosol number concentration from various studies.

| 지역 | 에어로졸 수농도 (cm^{-3}) | 참고문헌 |
|--------------|-------------------------------|-------------------------|
| New Delhi | 20,000 – 250,000 | Mönkkönen et al. (2005) |
| Guangzhou | $18,150 \pm 7,991$ | Rose et al. (2010) |
| Tokyo | $6,130 \pm 2,340$ | Kuwata and Kondo (2008) |
| Beijing | $54,000 \pm 33,000$ | Wehner et al. (2004) |
| Indian Ocean | $1,194 \pm 635$ | Reus et al. (2001) |
| Augsburg | $10,222 \pm 5,446$ | Aalto et al. (2005) |
| Barcelona | $39,246 \pm 34,359$ | Aalto et al. (2005) |
| Helsinki | $11,009 \pm 6,270$ | Aalto et al. (2005) |
| Rome | $43,497 \pm 23,445$ | Aalto et al. (2005) |
| Stockholm | $10,325 \pm 4,682$ | Aalto et al. (2005) |
| Pittsburgh | 22,000 | Stanier et al. (2004) |
| Los Angeles | $13,000 \pm 8,900$ | Hughes et al. (1998) |
| Seoul | 17811 ± 5581 | Kim et al. (2014) |

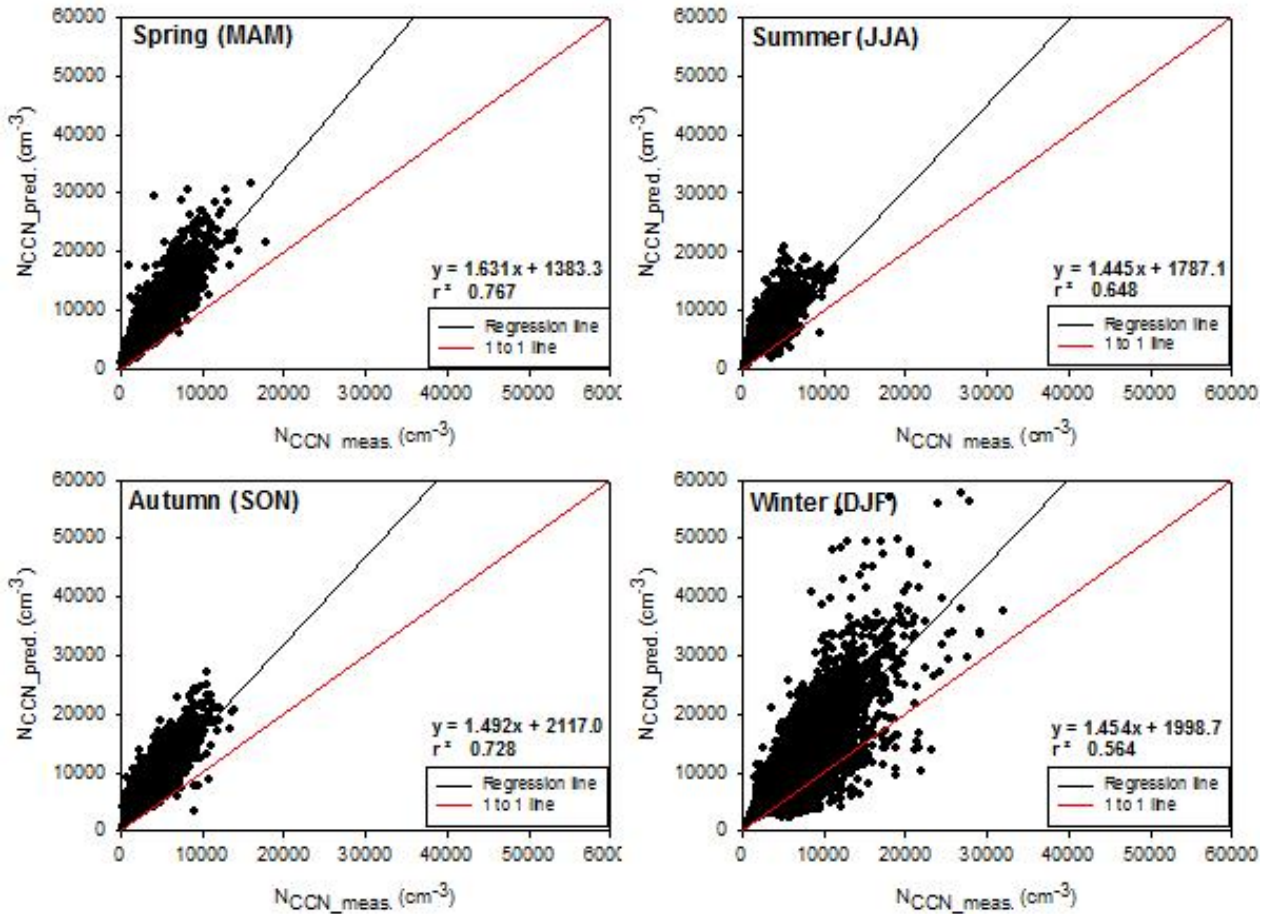


Fig. 3.1.6. CCN closure results at 0.6% supersaturation in Seoul. Predicted CCN concentration (N_{CCN_pred}) was calculated with the assumption that all particles were composed of pure ammonium sulfate.

나. 동아시아와 타 지역의 에어로졸 흡습성 분포

(1) 한반도의 에어로졸 흡습성

서울에서의 에어로졸 수농도 및 크기분포, 구름응결핵 관측 자료를 바탕으로 서울에서의 에어로졸의 흡습성에 대한 연구를 수행하였다. Fig. 3.1.6은 서울에서 관측한 에어로졸이 모두 황산암모늄이라고 가정하고 구름응결핵의 수농도를 예측한 것과 실제 구름응결핵을 관측한 것을 비교한 것이다. 황산암모늄은 대기 중에서 흔히 발견되는 에어로졸 중 흡습성이 높은 에어로졸이다. 만약 대기 중의 에어로졸이 전부 황산암모늄으로 구성되어 있다면 그래프가 1:1선상에 있을 것이고 황산암모늄보다 흡습성이 높다면 1:1선보다 아래에 그래프가 위치해 있을 것이다. 서울에서의 구름응결핵

예측 결과를 보았을 때 그래프가 전부 1:1선보다 위에 있으므로 서울의 에어로졸은 주로 황산암모늄보다 흡습성이 낮은 물질로 구성되어 있는 것을 알 수 있다(Fig 3.1.6). 특히 봄에 1:1선과 구름응결핵 근사 그래프와 차이가 크게 나타났는데 이는 봄에 관측되는 에어로졸의 흡습성이 다른 계절에 비해 낮다는 것을 의미한다. 봄은 한반도에 황사가 유입되는 계절이므로 황사철에 비교적 흡습성이 낮은 에어로졸이 한반도에 많이 유입되어 흡습성이 낮아지는 것으로 보인다.

에어로졸의 흡습성을 나타낼 수 있는 지표로는 여러 가지가 있다. 위에서 기술한 에어로졸의 화학성분을 가정하고 구름응결핵을 예측하는 것도 에어로졸의 흡습성을 간접적으로 나타낼 수 있는 하나의 방법이다. 이외에도 에어로졸이 일정 수준 이상의 상대습도에 노출되어 흡습성장 할 때 성장하는 정도를 나타내는 흡습성장률, 대기 중의 에어로졸이 구름응결핵으로 작용할 수 있는 과포화도를 나타내는 임계과포화도, 대기 중 에어로졸 중 특정 과포화도에서 구름응결핵으로 작용할 수 있는 에어로졸의 비율 등 에어로졸의 흡습성은 다양한 방법으로 표현할 수 있다. 에어로졸 흡습성을 측정하는 장비 및 방법에 따라 구해지는 지표가 달라지는데 서로 다른 지표로 에어로졸의 흡습성을 비교하기는 쉽지 않다. 다양한 에어로졸 흡습성 관측 간의 비교를 용이하게 하기 위해 Petters and Kreidenweis (2007)의 연구에서는 흡습성을 나타내는 지표로 κ 를 제시하였다. 다양한 흡습성을 나타내는 지표들로 κ 를 계산할 수 있도록 하여 κ 값의 비교를 통해 흡습성을 비교할 수 있게 되었다. κ 값이 높을수록 에어로졸의 흡습성이 크다는 것을 의미한다.

서울에서 관측한 에어로졸 자료를 이용하여 κ 값을 계산해보았다. κ 값을 계산할 때 서울의 에어로졸은 전부 내부적으로 혼합되어 있고 크기별 흡습성은 일정하다고 가정하였다. 서울에서의 κ 값은 0.05 - 0.18의 범위로 나타났다. 황산암모늄과 염화나트륨의 κ 값은 각각 0.61과 1.28 정도라고 알려져 있다(Petters and Kreidenweis, 2007). 이에 비하면 서울의 κ 값은 매우 낮은 것으로 서울에서 관측되는 에어로졸의 흡습성이 상당히 낮은 것을 알 수 있다.

(2) 타 지역의 에어로졸 분포

본 연구에서 계산한 에어로졸 흡습성을 나타내는 지표인 κ 값의 비교를 위하여 선행 연구들의 κ 값을 수집하여 정리하였다(Fig. 3.1.7). 각 지역의 관측결과를 종합해 본 결과 대륙성 에어로졸의 κ 값은 0.15-0.30 정도로 나타났다. Andreae and

Rosenfeld (2008)은 대륙성 에어로졸의 κ 값을 0.3 ± 0.1 로 제시하였다. 그러나 본 연구에서 수집한 자료에 의하면 대륙성 에어로졸의 κ 값은 평균적으로 0.3보다 낮게 나타났다. 즉, 대륙성 에어로졸의 흡습성이 기존에 알려진 것에 비해 낮다는 것을 알 수 있다. 한반도에서 관측한 에어로졸의 흡습성이 타 지역에 비해서 낮게 나타났다. 한반도에서 관측되는 에어로졸은 주로 중국에서 유입된 에어로졸과 해당 지역에서 배출된 에어로졸이 주를 이루는데 중국에서 유입되는 에어로졸은 주로 광물성 먼지나 인위적 요인에 의해 배출되는 에어로졸인데 이 에어로졸들은 주로 흡습성이 낮은 물질로 구성되어 있는 것으로 알려져 있다. 그리고 서울에서 배출되는 에어로졸도 주로 인위적 요인에 의해 배출되는 에어로졸이 주를 이루고 있으므로 에어로졸의 흡습성이 매우 낮게 관측되는 것을 확인할 수 있다.

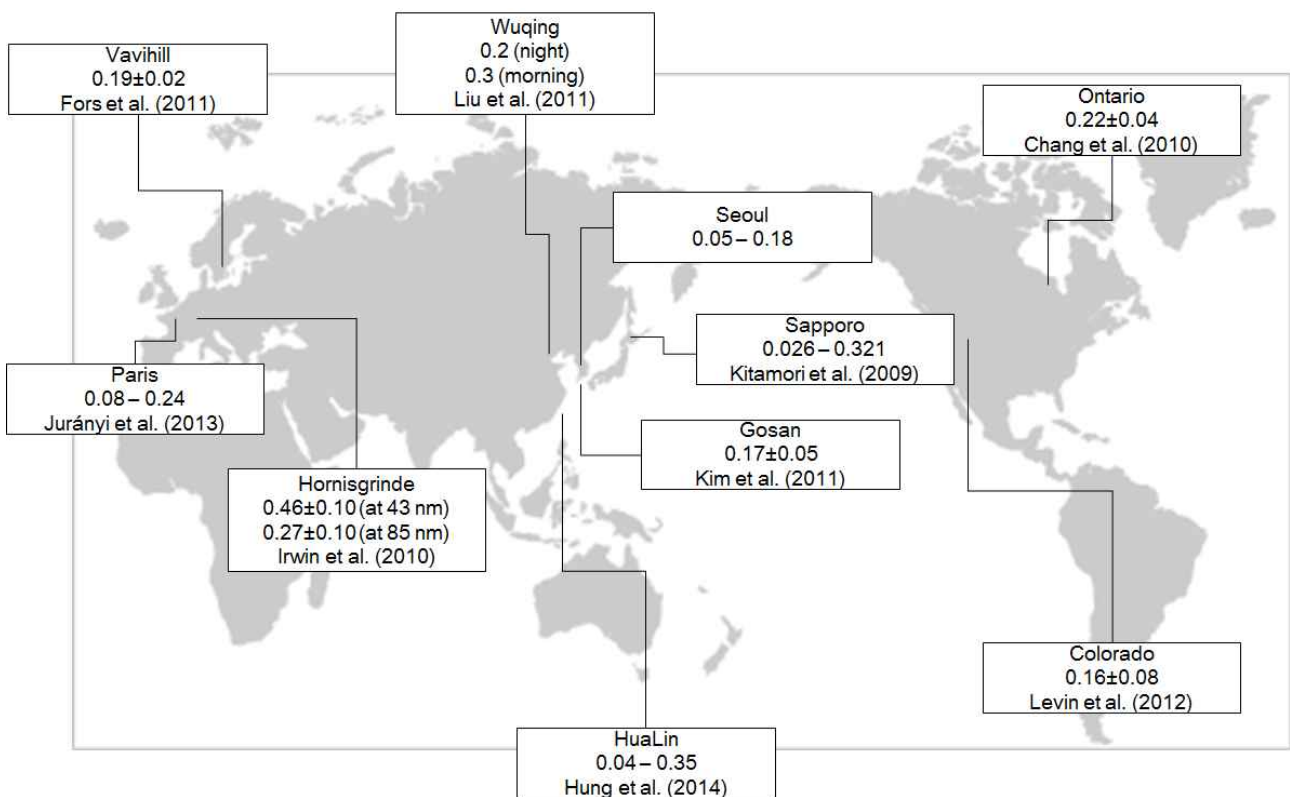


Fig. 3.1.7. Composite map of κ values obtained from various studies.

2. 항공 관측 에어로졸, 구름미세물리 상관성 분석

구름은 지구의 기후를 결정하는데 있어 중요한 역할을 하지만 구름의 발달 과정이나 특성에 대한 이해가 부족하다. 이는 구름 형성의 복잡성에 기인하며 현재 구름은 기후 모델에서 가장 큰 불확실성 원인 중 하나이다. 따라서 항공기를 통한 구름 관측은 필수적이며 이를 통해 구름의 미세물리적 특성과 발달 과정에 대한 이해가 요구된다.

온난구름에서 구름입자가 강수입자로 성장하는데 있어 초기에 수증기의 확산으로 성장하는 과정(응결성장)과 충돌-병합에 의한 성장과정으로 정리된다. 하지만 충돌-병합과정이 효과적으로 작용하기 위한 구름입자의 크기가 수십 마이크로미터임을 감안하였을 때 응결성장만으로는 현실에서의 발달과정을 제대로 설명할 수 없다. 더 나아가 응결성장 과정만으로는 실제로 관측되는 구름입자의 분포를 설명할 수 없다. 최근 연구에 따르면 구름입자의 발달과정에 있어서 난류의 중요성이 부각되고 있다. 난류는 구름 주변의 건조한 공기를 유입시키는 역할을 할 수 있으며 그렇게 유입된 건조 공기로 인해 구름입자의 발달과정은 완전히 다르게 나타날 수 있다. 작은 규모의 난류가 구름입자 발달에 어떠한 영향을 미치는지 관측으로 정확하게 분석할 수는 없지만 난류에 의해 유입된 건조한 공기에 의해 구름입자의 분포가 어떤 영향을 받는지 항공관측을 통해서 어느 정도 추정할 수 있다.

따라서 본 연구에서는 칠레 앞바다 남동 태평양에서 수행한 VOCALS (VAMOS Ocean Cloud Atmosphere Land Study) 프로젝트 기간 중에 얻은 항공관측 자료를 활용하여 온난한 층적운을 대상으로 구름미세물리 변수간의 상관성을 분석하고자 하였다.

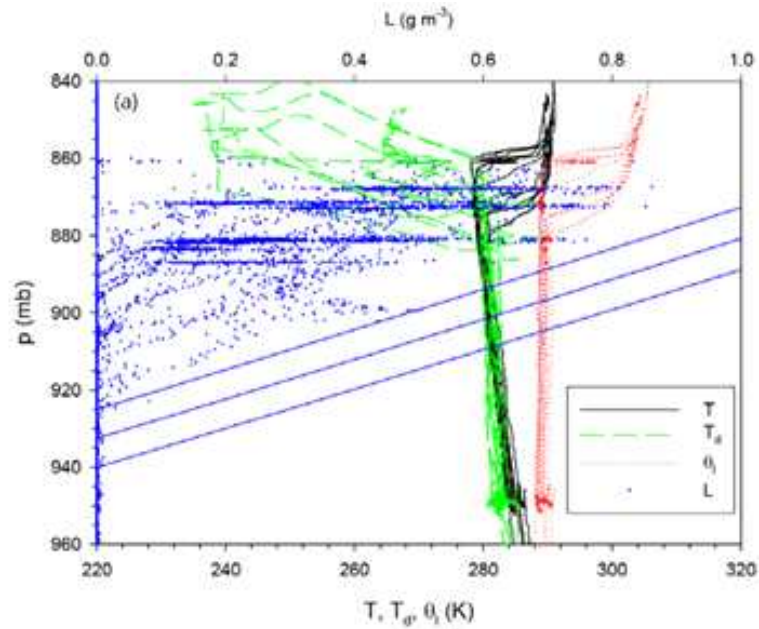


Fig. 3.1.8. Vertical profiles of the thermodynamic variables (T , T_d and θ_l) and liquid water content (L). Three hypothetical adiabatic L lines, corresponding to three different cloud base heights, are shown for reference (from 1 Hz dataset).

Fig. 3.1.8은 2008년 10월 28일에 관측된 구름미세물리 변수와 열역학적 변수를 연직구조를 나타낸 것으로 파란색 선은 해당 운저고도에서 단열성장을 가정하였 때 나타날 수 있는 구름수분함량을 나타낸다. 온도, 온위, 액체수온위의 연직구조로 살펴보면 구름 위는 따뜻하고 매우 건조한 공기가 있으며 강한 역전층의 발달로 구름이 더 이상 높게 발달하지 못했고 강한 역전층 아래로는 모든 변수가 거의 일정한 것으로 보아 매우 잘 혼합되어 있음을 알 수 있다. 구름 내에서 고도가 올라갈수록 구름수분함량이 점차 커지는 것을 알 수 있으며 연구에서 사용된 데이터의 관측은 수평 고도에서 수행되었는데 같은 고도라 하여도 구름수분함량이 매우 다르게 나타나는 것으로 보아 해당 수평경로에서 운저고도는 매우 상이했을 것으로 판단할 수 있다. 구름입자크기 분포는 초기에 CCN의 수농도와 연직속도의 크기에 따라 결정되고 그 후에 성장하는 과정동안 난류에 의한 외부 공기의 유입과 혼합 과정에 의해 영향을 받게 되는데 이를 분석하기 위해서는 먼저 외부 공기가 어디로부터 왔는가를 결정하여야 한다. 구름의 깊이가 얇은 층적운의 경우는 대부분의 유입과정이 구름의

가장자리보다 위에서 주로 이루어지는 것으로 알려져 있기 때문에 층적운 위로부터 외부공기가 유입되는 것으로 가정하였다. Fig. 3.1.9는 해당 지역의 일반적인 액체수온위(θ_1)와 총 수적 혼합비(q_T)를 간단하게 나타낸 것으로 가장 큰 특징은 구름 아래로는 액체수온위와 총 수적 혼합비가 거의 일정하게 유지되며 구름 위에서는 외부공기의 유입으로 인하여 하나의 층이 생성된다는 점이다. 이 층을 유입계면층(Entrainment Interfacial layer, EIL)이라 부르며 이 층에서의 대부분의 공기는 음의 부력을 가지는 것으로 분석된다. 따라서 본 연구에서는 B와 C에서의 공기가 구름 내부로 유입되는 것으로 가정하여 분석을 하였다.

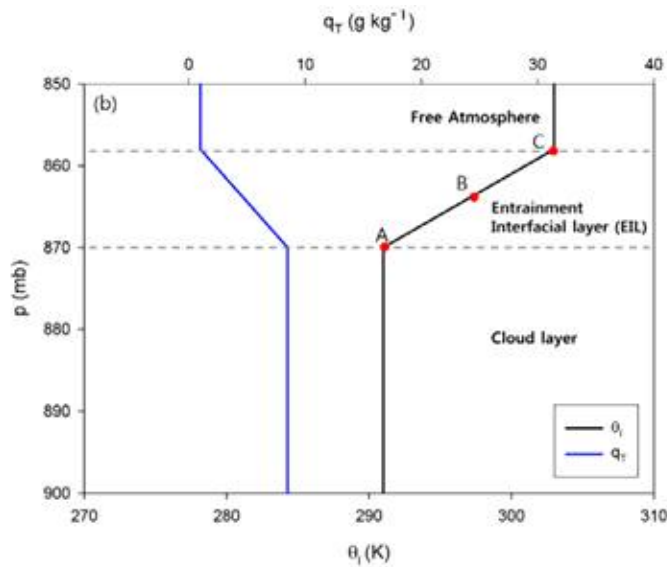


Fig. 3.1.9. Representative vertical profiles of θ_1 and total water mixing ratio (q_T) for this flight.

구름 내부로 건조하고 따뜻한 공기가 유입되었을 때의 혼합과정은 크게 두 가지 이론으로 나누어지며 외부공기가 유입되어 혼합되는 시간규모와 증발하는 시간규모의 차이로 설명될 수 있다. 균질혼합(homogeneous mixing, HM)의 경우는 외부 공기가 유입되었을 시에 증발보다 혼합이 빠르게 이루어져 모든 구름입자가 외부 공기와 섞인 후 동시에 증발하여 포화상태에 이른다는 것이다. 따라서 균질혼합이 일어날 경우 구름의 중요한 세 가지 변수인 구름입자의 수농도와 구름입자의 크기, 구름수분함량 모두 양의 상관관계를 가질 것이다. 그에 반해 비균질혼합(inhomogeneous mixing, IM)의 경우는 외부공기가 유입되었을 때 섞이기 전에 외부공기와 근접한 구름입자만 모두 증발하여 포화가 이루어지는 것으로 외부공기에 근접하지 않은 구름입자는 본래 그 상태로 유지되게 된다. 따라서 구름의 세 가지 변수들은 균질혼합이 일어났을 때와는 다른 상관관계를 지닐 것으로 생각해 볼 수 있다. 즉, 비균질혼합일 경우 구름입자의 수농도와 크기는 상관관계를 지니지 않을 것으로 기대할 수 있으며 구름수분함량 또한 수농도가 감소함에 따라 감소하기 때문에 구름입자의 크기와는 무관할 것이라 생각할 수 있다. Burnet and Brenguier et al. (2007)에 따르면 적운의 경우는 HM과정이 주로 일어나며 층적운의 경우는 IM과정이 주로 일어난다고 밝혔다. 본 연구에서도 이러한 유입-혼합 과정이 어떻게 이루어지는지 혼합 다이어그램(mixing diagram)을 이용하여 분석하였다. Fig. 3.1.10은 10월 28일에 이루어진 항공 관측 데이터를 각 수평 경로로 나누어 나타낸 혼합 다이어그램으로 실선은 HM이 일어났을 경우를 나타내는 선으로 외부공기의 상대습도에 따라 다르게 나타나게 된다. 그리고 점선은 구름수분함량이 외부공기에 의해 희석된 정도를 나타낸다. 외부공기의 상대습도가 낮을수록 증발이 많이 이루어지기 때문에 급격하게 구름입자 크기가 감소하는 실선을 따르게 될 것을 예상할 수 있다. 하나의 점은 1초 간격으로 관측된 데이터를 의미하며 이는 항공기의 평균적인 속력이 100m/s임을 감안하였을 때 100m 평균값이라 볼 수 있다. 여러 색으로 표시된 부분은 구름입자분포가 어느 정도로 분산되어있지를 나타낸 값으로 일반적으로 구름수분함량이 많이 감소할수록 더 커진다는 것을 알 수 있다. 경로5를 제외하고 모든 경로를 살펴보았을 때 많은 데이터가 같은 구름수분함량이 희석된 정도를 나타내는 점선과 거의 나란히 놓여있다는 것을 확인할 수 있다. 따라서 1Hz 데이터를 이용한 혼합 다이어그램을 통해 일반적으로 두 가지 혼합과정 중 어떤 과정인지 판단하기가 매우 어렵다. 이는 구름을 관측하는데 있어서 1Hz 데이터를 이용하는 것의 문제점이 있기 때문으로도 볼 수 있다. 앞서 말한 바와 같이

1Hz 데이터의 경우는 100m의 평균적인 값을 나타내는데 구름의 상세 구조(CCN의 분포, 연직속도, 운저 고도 등)는 100m안에서도 많이 변할 수 있기 때문에 구름의 미세 물리 과정을 살펴보기에는 부족하다. 따라서 본 연구에서는 1hz 데이터뿐만 아니라 40hz 관측데이터를 이용하여 혼합과정을 살펴보았다. Fig. 3.1.11은 40hz 관측데이터를 20초 간격으로 혼합 다이어그램으로 나타낸 것으로 많은 경우 (a)와 (b) 같이 1Hz 데이터로 나타낸 혼합 다이어그램과 다르지 않게 많은 데이터들이 여러 점선과 나란히 놓인다. (c)의 경우는 HM 과정을 나타내며 (d)의 경우는 IM 과정을 나타내고 있다. 40Hz 데이터를 20초 간격으로 나타낼 경우 800개의 데이터 샘플이 한 그래프에 보이기 때문에 그 경향성을 자세히 볼 수 없는 단점이 있어 각 그래프에서의 상관관계를 파악하고자 구름수분함량 간격별로 구름입자 수농도와 구름입자 크기를 평균하여 나타내었다. Fig. 3.1.12에서 보듯이 (a), (b)의 경우는 두 과정 중 어떤 과정이라 말할 수 없다. (c)의 경우는 HM 과정을 잘 나타내고 있으며 (d)의 경우는 IM 과정일 것이라 분석되었으나 구간 별로 평균한 Fig. 3.1.12 (d)의 경우는 구름수분함량이 감소함에 따라 구름입자 크기가 약간 감소하는 경향을 보이는 것으로 보여 확실하게 IM 과정이라 말할 수는 없다. 혼합 다이어그램을 통해 보았듯이 두 가지 혼합 과정을 나타내지 않는 경우가 많다는 것을 알 수 있었다. 이를 명확하게 하기위해 모든 경로에 대해서 각각의 혼합 다이어그램에 대한 상관관계를 구하여 표 3.1.1로 정리하였다. 표 3.1.1은 혼합 과정들에 대한 예상되는 상관관계에 대해 정리한 것으로 혼합 다이어그램에서 보인바와 같이 비슷한 구름수분함량을 보이는 혼합 다이어그램의 경우(169개, 56%)가 가장 많이 나타났다. 증적운에서 일반적으로 기대되는 혼합 과정은 IM과정인데 반해서 해당하는 상관관계를 만족하는 경우는 하나도 없었으며 오히려 HM과정을 보이는 경우가 더 많이 나타났다.

위의 결과에서 보았듯이 IM과정을 나타내는 혼합 다이어그램은 없었는데 이를 증명하기 위해 혼합과정과 연관된 변수를 정의하여 분석하였다. 변수를 정의하기 위하여 증발의 시간규모(τ_e)를 대신하여 Lehmann et al. (2009)에서 제시된 반응의 시간 규모(τ_r)를 사용하였으며 반응의 시간규모는 구름입자가 완전히 증발하거나 포화비가 0.995에 이를 때까지 걸리는 시간 규모를 의미한다. 입자의 크기나 포화비는 상호적으로 변하기 때문에 반응의 시간규모는 수치적으로 계산하여 구하였다.

$$Da = \frac{\tau_m}{\tau_r} = \frac{(L_E^2/\epsilon)^{\frac{1}{3}}}{\tau_r} \quad (3.1.1)$$

앞서 구한 반응의 시간규모와 혼합의 시간규모의 비율로 위와 같이 Da 변수를 정의할 수 있다. 여기서 L_E 는 유입되는 에디의 길이규모, ϵ 은 난류 소멸률을 의미한다. 이렇게 정의된 Da 변수가 1이 될 때의 길이규모를 변화 길이규모(transition length scale, J^*)라 하며 J^* 보다 유입되는 에디의 규모가 클 경우 IM과정이 우세할 것으로 기대할 수 있다. 그와 반대로 유입되는 에디의 규모가 J^* 보다 작을 경우 HM과정이 우세하게 일어날 것으로 기대할 수 있다. 따라서 J^* 는 그 크기가 크면 클수록 HM과정이 더욱 쉽게 일어날 것으로 예상할 수 있는 변수라 할 수 있다. J^* 는 길이의 규모이기 때문에 무단위의 변수로 변화 규모수(transition scale number, J_L)를 정의할 수 있다.

$$J_L = \frac{J^*}{\eta} = \frac{J^*}{(\nu^3/\epsilon)^{1/4}} \quad (3.1.2)$$

여기서 ν 는 운동학적 점성계수를 의미한다. 따라서 J_L 의 크기가 크면 클수록 HM이 일어날 가능성이 높다고 볼 수 있는데 Lu et al. (2011)에 따르면 J_L 이 50 이상의 값을 가질 경우 HM과정이 일어날 것으로 기대할 수 있다고 제시하였다. 위의 방법을 적용하여 40Hz 자료의 J^* , J_L 값을 구하였으며 두 변수에 따라 어떤 혼합과정이 우세하게 일어날 것인가를 분석하였다. 혼합과 반응의 시간규모를 계산하기 위하여 각 경로의 평균 온도와 기압을 적용하였으며 포화비는 앞서 Fig 3.1.9와 같이 유입계면층의 중간과 윗부분의 온도와 노점온도, 기압으로 계산하였다. 그리고 구름의 경우는 40Hz 데이터의 수농도, 평균 직경 값을 이용하였다. Fig. 3.1.13은 10월 28일 경로 1에 대한 모든 40hz 데이터에 따른 J^* 와 J_L 값의 분포를 보이고 있다. J^* 값은 대부분 1cm 이하로 매우 작은 값을 알 수 있고 J_L 의 경우 대부분의 값들이 1보다 작으며 모든 값이 10보다 큰 경우가 없었다. 경로1뿐만 아니라 다른 모든 경로에서도 주어진 두 변수를 통해 분석한 결과로는 IM과정이 우세할 것으로 기대할 수 있으며 이는 앞서 말한바와 같이 층적운에서 IM과정이 우세하다는 다른 연구 결과와 일치하였다. J^* 와 J_L 의 경우는 IM과정이 우세할 것으로 보였으나 혼합 다이어그램에서는 IM

과정에 해당하는 상관관계를 보인 경우가 하나도 없었기 때문에 매우 상반된 결과를 보여준다고 할 수 있다. 따라서 이에 대한 과학적 근거를 제시하기 위하여 구름을 여러 고도에서 관측한 데이터를 함께 분석하였다.

10월 17일에 관측한 구름의 경우는 여러 고도에서 관측되어 구름의 운정고도에서 매우 근접한 부분과 그 아래 고도에서의 관측된 자료를 볼 수 있는 장점이 있다. 따라서 10월 17일의 모든 구름 관측 데이터를 추가하여 모든 구름 관측데이터의 구름입자의 수농도, 크기, 구름수분함량의 상관관계를 구해 표 3.1.2에 정리하였다.

10월 26일, 28일의 모든 경로는 운정고도로부터 10~20mb 정도 아래인 고도에서의 관측데이터이지만 10월 17 경로1의 경우는 운정고도로부터 2mb 아래로 볼 수 있으며 이는 운정고도로부터 매우 가까운 경우에 해당한다. 운정고도로부터 매우 가까운 경우 구름입자의 크기와 구름수분함량의 상관관계가 다른 곳과 매우 다르게 나타나는 것을 확인할 수 있었는데 모든 경로에서는 0.8~0.9정도의 매우 큰 양의 상관관계를 보였지만 17일 경로1에서의 상관관계는 거의 0에 가까운 값을 나타나는 것을 확인할 수 있었다. 이는 IM과정에 해당하는 상관관계로 이를 통해 미루어 보았을 때 운정고도에 매우 인접한 곳에서 유입되는 외부공기와의 혼합과정은 IM과정이 일어날 것이라 추정할 수 있다. Fig. 3.1.14에서 볼 수 있듯이 모든 경로에서 구름이 외부공기와 많이 혼합될수록 낮은 가온위 값을 가진다는 것을 확인할 수 있고 이는 많이 혼합된 공기일수록 더 음의 부력을 가진다는 의미가 된다. 따라서 실제 운정고도 근처에서는 IM과정이 일어난 것과는 상관없이 혼합된 공기가 하강함에 따라 연직 순환이 일어나고 구름입자의 증발이 계속해서 일어나 구름의 중간고도에서는 구름입자의 크기와 구름수분함량이 양의 상관관계를 가지게 되는 것이라 추측해볼 수 있다.

위의 분석결과는 Journal of Geophysical Research에 투고된 상태이며 향후 더 많은 항공관측 데이터를 이용하여 구름 내에서의 유입-혼합 과정과 난류가 구름성장에 미치는 영향에 대한 연구를 수행할 계획이다.

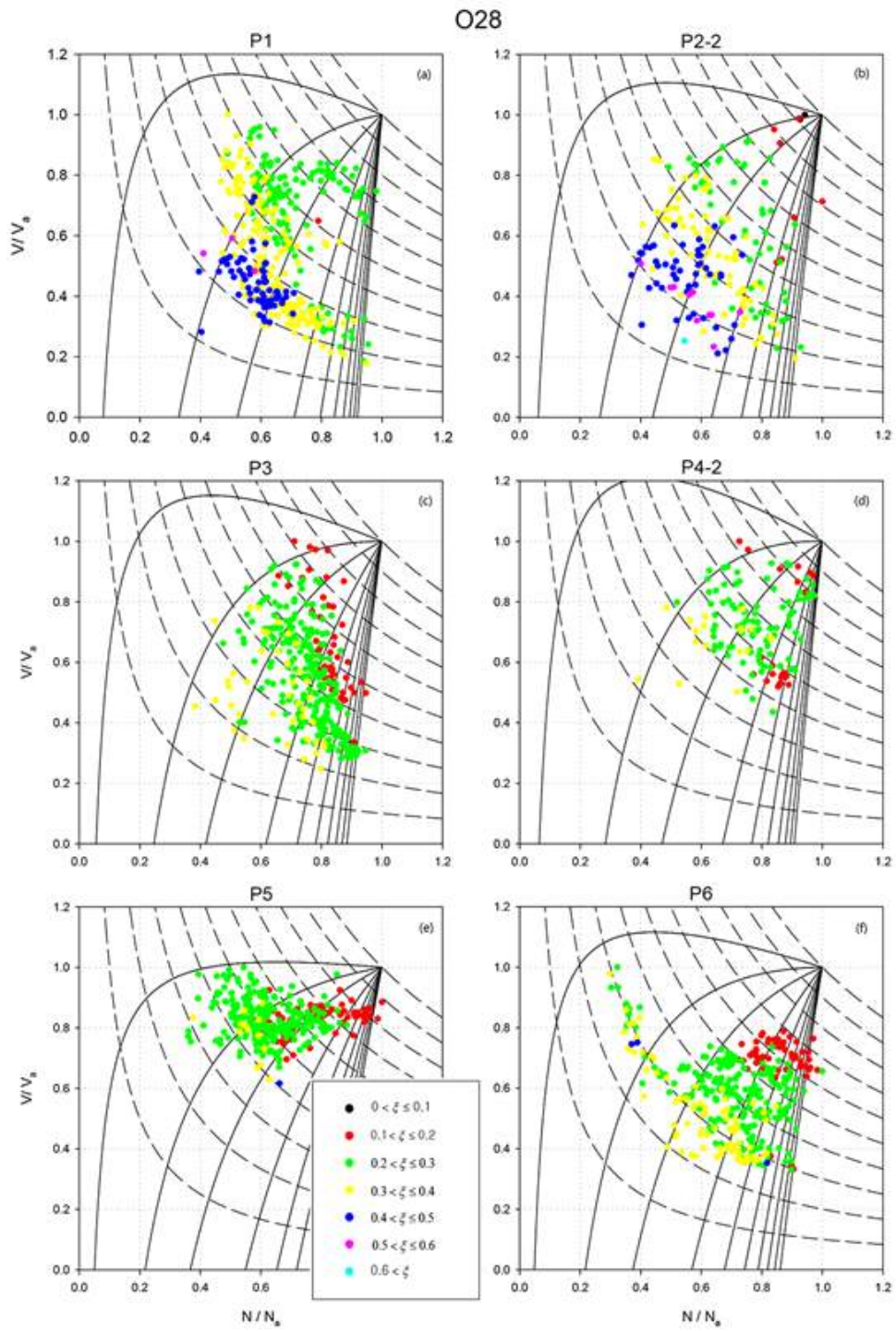


Fig. 3.1.10. Mixing diagram for each horizontal penetration in O28 explained (from 1 Hz dataset). The color scales indicate ξ values that signify dispersion value.

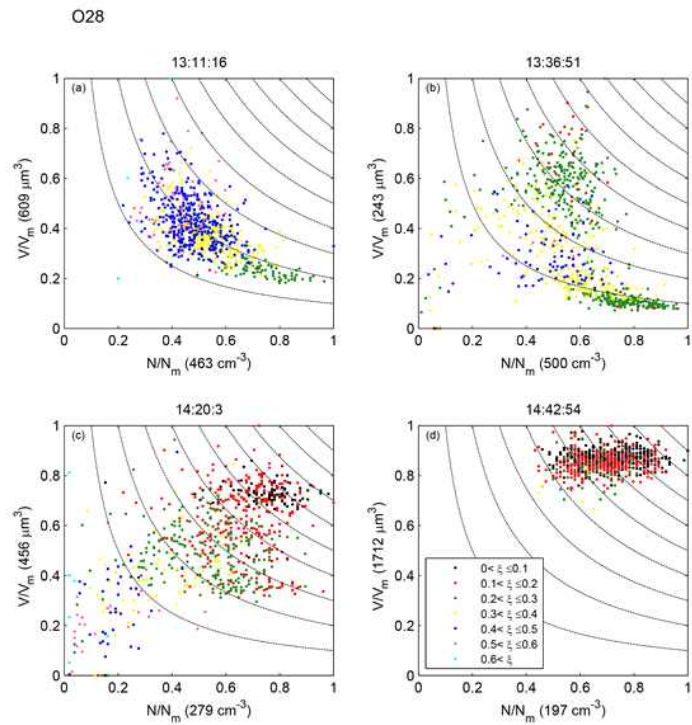


Fig. 3.1.11. Frequently observed types of mixing diagrams from O26 and O28.

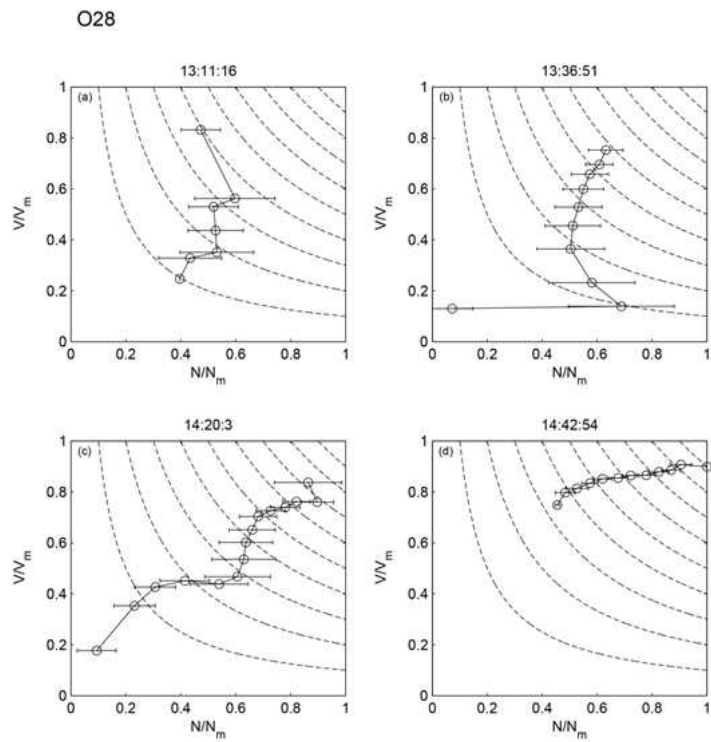


Fig. 3.1.12 The a bin (0.05 interval) plots of the corresponding mixing diagrams in Fig. 3.1.11.

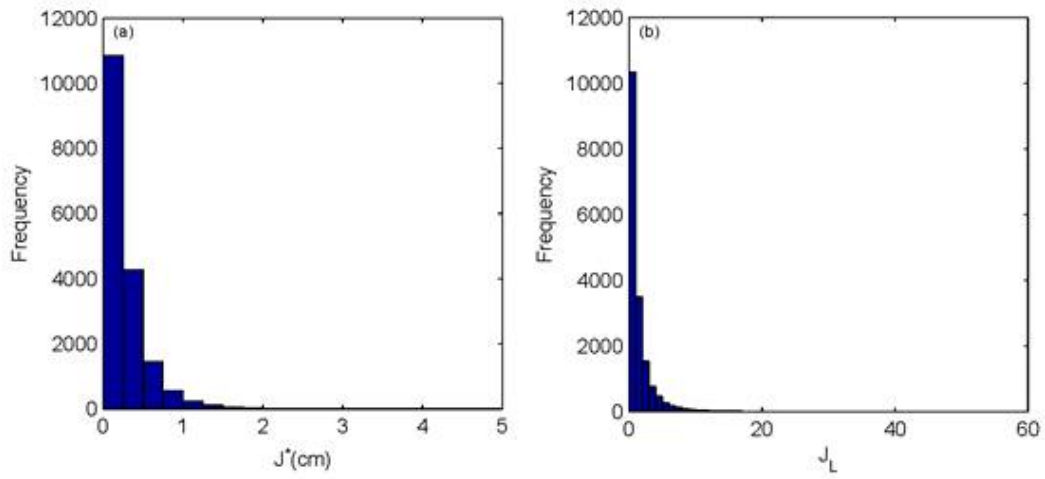


Fig. 3.1.13. Distribution of (a) the transition length scale (J^*) and (b) transition scale number (J_L) of each 40 Hz data of the horizontal penetration 1 (P1) of O28.

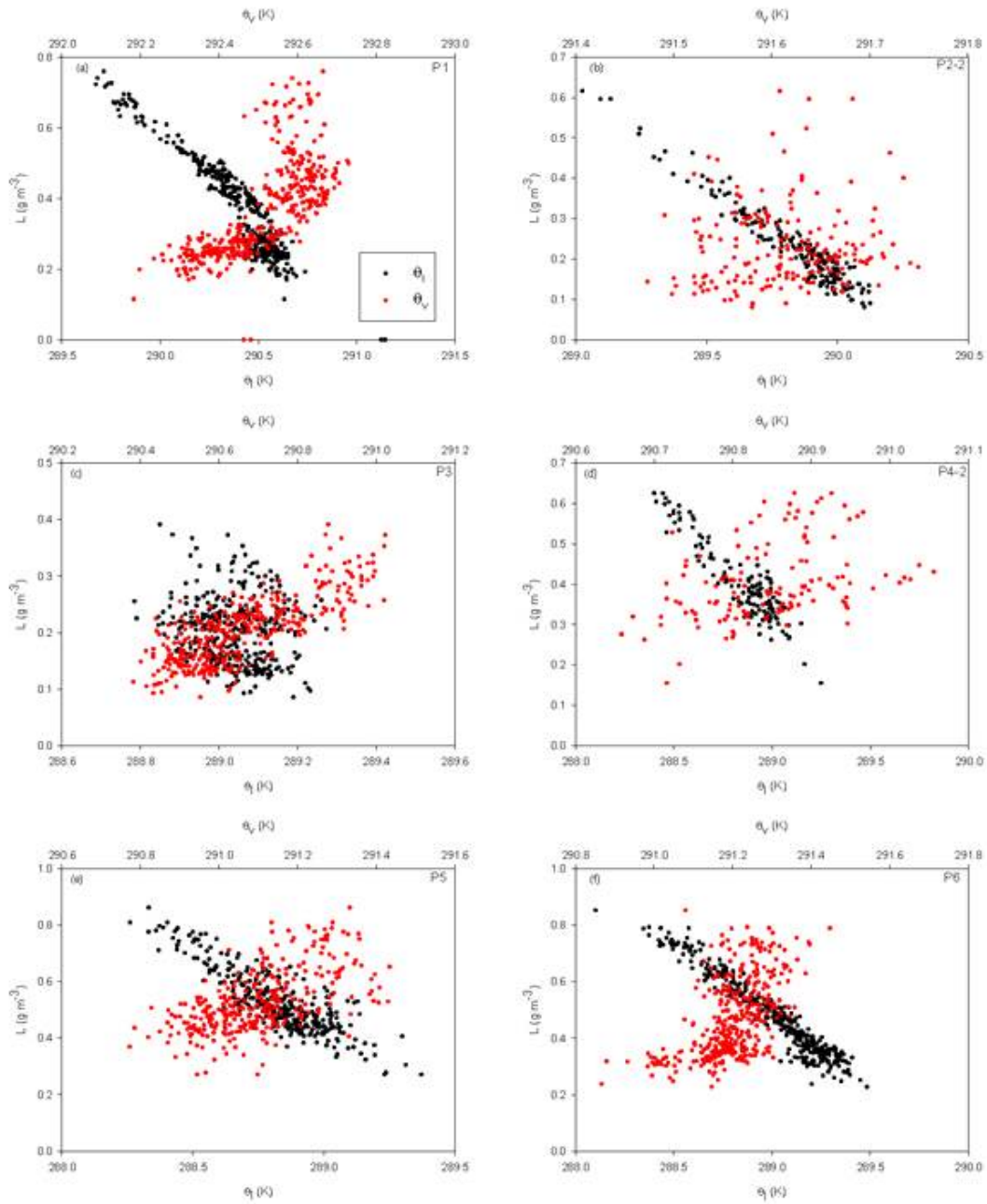


Fig. 3.1.14. Liquid water potential temperature (θ_l) and virtual potential temperature (θ_v) as a function of liquid water content (L) for each horizontal penetration in O28. The penetration numbers are written at the upper right corner. For brevity only one subdivided part is selected from P2 and P4.

Table 3.1.2. Expected correlation coefficients for some dominant cloud microphysical processes and the number of 20 s segments that show such characteristics.

| Dominant process | Γ_{N-V} | Γ_{N-L} | Γ_{V-L} | No. of segments |
|----------------------------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|
| HM | > 0 | > 0 | > 0 | 47 |
| IM | ~0 | > 0 | ~0 | 0 |
| Further growth after IM | < 0 | > 0 | < 0 | 10 |
| Many recently activated droplets | < 0 | < 0 | > 0 | 43 |
| Small variation of L | < 0 | > 0 | > 0 | 169 |
| Not classified | . | . | . | 34 |

Table 3.1.3. Averages and standard deviations for each horizontal penetration of the correlation coefficients (Γ) of the linear regressions between N and V, N and L, and V and L for individual 20 s segments (40 Hz) and the same correlation coefficients for all data in each horizontal penetration (1 Hz).

| | 40Hz | | | 1Hz | | |
|------|-------------------------|-------------------------|-----------------------|----------------|----------------|----------------|
| | Γ_{N-V} | Γ_{N-L} | Γ_{V-L} | Γ_{N-V} | Γ_{N-L} | Γ_{V-L} |
| O17 | | | | | | |
| P1 | -0.35±0.40 | 0.88±0.10 | 0.04±0.38 | -0.48 | 0.91 | -0.09 |
| P2 | -0.51±0.30 | 0.03±0.47 | 0.76±0.28 | -0.33 | 0.21 | 0.84 |
| O26 | | | | | | |
| P1 | -0.14±0.19 (-0.10±0.32) | 0.18±0.16 (0.26±0.36) | 0.91±0.11 (0.90±0.11) | -0.03 | 0.18 | 0.97 |
| P2 | -0.15±0.22 (-0.09±0.28) | 0.48±0.26 (0.59±0.29) | 0.74±0.15 (0.69±0.18) | 0.20 | 0.40 | 0.97 |
| P3 | -0.21±0.32 (-0.10±0.30) | 0.66±0.15 (0.73±0.18) | 0.53±0.16 (0.55±0.19) | -0.43 | 0.12 | 0.89 |
| P4 | -0.62±0.05 (-0.35±0.28) | -0.11±0.11 (-0.13±0.33) | 0.82±0.03 (0.79±0.21) | -0.80 | -0.53 | 0.90 |
| O28 | | | | | | |
| P1 | -0.30±0.22 (-0.12±0.27) | 0.48±0.27 (0.60±0.23) | 0.65±0.09 (0.68±0.16) | -0.34 | 0.14 | 0.87 |
| P2-1 | -0.29±0.27 (-0.16±0.37) | 0.34±0.29 (0.46±0.38) | 0.73±0.08 (0.72±0.17) | -0.65 | -0.35 | 0.91 |
| P2-2 | -0.22±0.35 (-0.17±0.36) | 0.55±0.20 (0.57±0.28) | 0.61±0.14 (0.64±0.21) | -0.06 | 0.46 | 0.84 |
| P3 | -0.13±0.17 (-0.04±0.31) | 0.64±0.17 (0.70±0.20) | 0.63±0.14 (0.63±0.17) | -0.36 | 0.02 | 0.92 |
| P4-1 | 0.06±0.30 (0.05±0.34) | 0.83±0.06 (0.82±0.13) | 0.54±0.16 (0.57±0.21) | -0.27 | 0.47 | 0.71 |
| P4-2 | -0.03±0.27 (-0.06±0.26) | 0.78±0.08 (0.80±0.12) | 0.55±0.14 (0.50±0.18) | 0.04 | 0.66 | 0.77 |
| P5 | 0.04±0.18 (0.02±0.22) | 0.84±0.10 (0.86±0.09) | 0.53±0.09 (0.49±0.19) | -0.06 | 0.79 | 0.57 |
| P6 | -0.18±0.20 (-0.06±0.21) | 0.74±0.17 (0.80±0.12) | 0.48±0.08 (0.52±0.17) | -0.26 | 0.66 | 0.54 |

3. 에어로졸-구름물리 상호작용

가. 구름모델을 이용한 에어로졸-구름물리 상호작용 연구

에어로졸 수농도의 변화는 구름과 강수입자 성장에 직·간접적으로 영향을 미쳐 결과적으로 기후에 영향을 준다. 에어로졸 수농도의 증가는 일반적으로 강수입자의 성장을 더디게 하여 강수 효율을 떨어뜨리는 것으로 알려져 있다. 그러나 이러한 에어로졸의 간접적 효과(aerosol indirect effect)는 대기의 열역학적 상태와 구름의 형태에 따라 다르게 나타날 수 있다. 일부 관측 결과와 모델실험에서는 에어로졸 수농도가 높은 경우 오히려 더 많은 비를 내리기도 하였다(Khain 2009). 최근 에어로졸과 구름, 강수의 상관관계에 대한 많은 연구가 이루어지고 있으나, 여전히 이에 대한 이해도는 낮은 수준이다. 특히 얼음 입자를 포함하는 찬 구름의 경우 더 많은 변수를 포함하고 있어 에어로졸에 의한 효과를 쉽게 단정 짓기 어렵다. 일반적으로 따뜻한 구름(warm cloud)의 경우 대체로 에어로졸 수농도 증가에 따라 강수량이 감소하는 경향을 보인다고 알려져 있으나, 찬 구름(cold cloud)에서는 반대의 경향을 보이기도 한다. 이것은 얼음입자의 생성과 발달 과정이 에어로졸 효과의 판도를 좌우하는 결정적 역할을 할 수 있음을 나타낸다. 그러나 현재 찬 구름에서의 얼음입자의 발달과정에 대한 이해도는 매우 낮은 편이다.

본 연구의 목적은 Takahashi 구름모델을 이용하여 찬 구름에서 에어로졸 수농도에 따른 얼음입자들의 수농도와 크기분포를 분석하여 에어로졸과 강수와의 상관관계를 살펴보고자 하는 것이다.

나. 모델 및 실험 방법

(1) 모델

본 연구에서 사용된 모델은 Takahashi (1976)에 의해 개발된 2차원 비정수계 비탄성 모델로서 깊은 대류계를 모사하며, 모든 격자점에서 수문입자의 크기별 수농도가 계산되는 bin 모델이다. 또한 물 입자뿐 아니라 빙정, 우박, 싸락눈을 도입하여 따뜻한 구름은 물론 찬 구름의 미세물리 과정도 포함되어 있다. 물방울과 우박, 싸락눈은 그 크기에 관계없이 모두 구형으로 가정하였다.

동결과정에서 물방울 중에 반지름이 $20 \mu\text{m}$ 이하의 작은 것은 빙정의 싹이 되어 눈으로 성장한다. 한편 동결한 물방울의 반지름이 $20 \mu\text{m}$ 이상일 경우에는 밀도에 따

라 우박과 싹락눈으로 분류된다. 우박과 싹락눈은 착빙과 승화에 의해 성장한다. 성장 과정에서 밀도가 0.7 g cm^{-3} 이상인 입자는 우박으로 분류하고, 이보다 작은 입자는 싹락눈으로 분류한다. 그 외 모델에 대한 자세한 설명은 Takahashi (1976)에 기술되어 있다.

(2) 실험 방법

에어로졸 수농도에 따른 효과를 분석하기 위해 관측 값을 바탕으로 해양성 (Maritime, M, 260 cm^{-3})과 대륙성 (Continental, C, 3105 cm^{-3}), 오염된 (Polluted, P, 11865 cm^{-3}) 구름으로 분류하여 실험하였다. Fig. 3.1.15는 모델에 적용된 에어로졸의 크기 분포를 나타낸 것이다. 사용된 에어로졸 분포는 각각 관측값으로부터 얻은 것으로 해양성 대기조건은 Covert et al. (1996)로부터, 대륙성 대기조건과 오염된 대기조건은 각각 대관령과 제주도 고산 지역 (Kim et al., 2011)의 값이다. 과포화도 1%일 때의 구름응결핵 (Cloud Condensation nuclei, CCN) 수농도는 해양성, 대륙성, 오염된 대기조건에 대해 각각 258 cm^{-3} , 2620 cm^{-3} 그리고 5802 cm^{-3} 이다. 구름응결핵 수농도는 고도에 따라 감소하는데 고도에 따른 수농도는 아래 식(3.1.3)과 같이 나타낼 수 있다.

$$N_{CCN}(z) = N_{CCN}(z=0) \exp[-(z-z_0)/\Delta z], \quad (3.1.3)$$

여기서 z_0 는 2 km, Δz 는 1.2 km이다 (Khain et al., 2000; Fan et al., 2007). 실험을 위해서 4가지 대기 열역학 조건을 선택하였다. Table 3.1.4는 선택된 4가지 조건에 대한 정보를 나타낸 것이다. 또한 Fig. 3.1.16은 4개의 열역학 조건의 대기 연직구조를 나타낸 것이다. S1과 S2의 경우는 구름이 어는 고도 (Freezing Level, FL) 이상의 높이까지 도달하지는 않아 따뜻한 구름 (Warm cloud)으로 발달하였고, S3와 S4는 상대적으로 어는 고도가 낮아 얼음입자가 포함된 찬 구름 (Cold cloud)으로 발달하였다.

공기가 포화되었을 때 생성되는 초기구름입자의 크기분포는 모수화 방법을 통해 결정된다. 기존의 Takahashi 모델은 이 초기구름입자 크기분포는 대기 상태와 에어로졸 수농도에 관계없이 항상 고정된 값을 갖는다고 가정하였으나, 이것을 각각의 에어로졸 수농도와 크기분포, 과포화도에 따라 직접 계산되도록 개선하였다 (Lee et al., 2014).

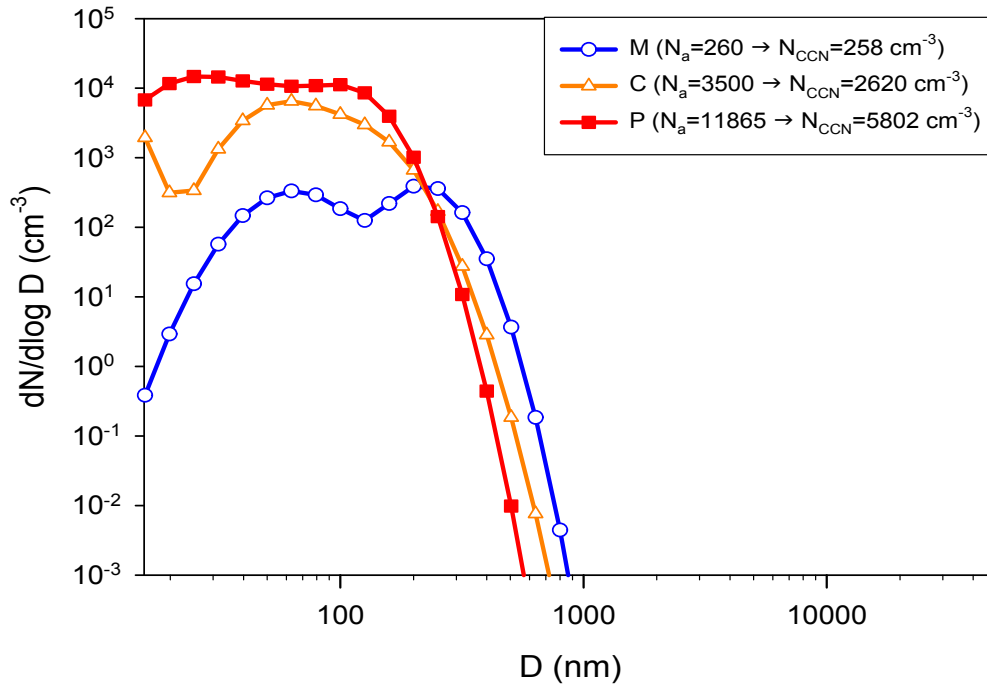
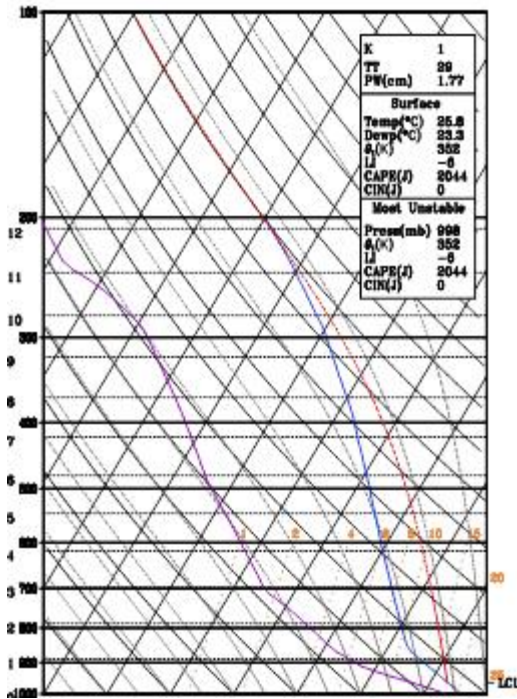


Fig. 3.1.15. Aerosol size distributions for maritime (M), continental (C) and polluted (P) air masses. N_a is the total aerosol concentration and N_{CCN} is CCN concentration at 1% supersaturation when aerosol hygroscopicity is taken into account for each air mass type.

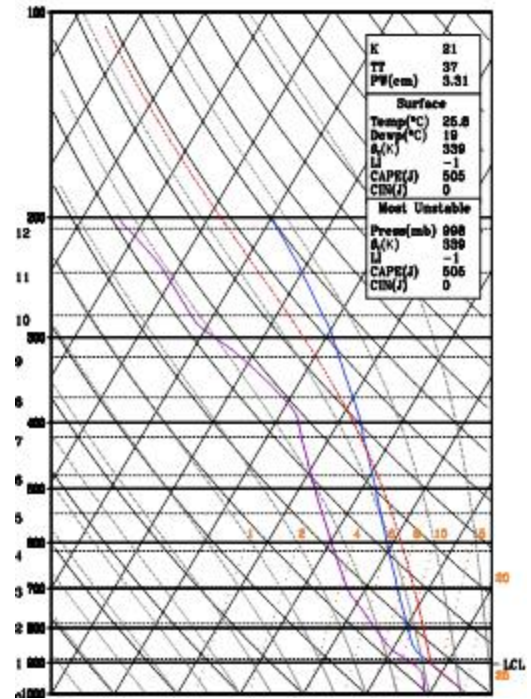
Table 3.1.4. List of the Initial thermodynamic soundings used in this study. Classification is based on the hydrometeor types produced in the model run (warm: All water particles; cold: Ice and water particles together).

| Sounding no. | Date | Location | CAPE (J kg ⁻¹) | LCL (km) | Freezing level (km) | Classification |
|--------------|----------------------------------|-------------|----------------------------|----------|---------------------|----------------|
| S1 | 2003 Aug. (monthly mean) | Osan, Korea | 2044 | 0.2 | 3.8 | Warm cloud |
| S2 | Modified from S1 | Osan, Korea | 505 | 0.9 | 4.0 | Warm cloud |
| S3 | Modified from S1 | Osan, Korea | 2645 | 0.9 | 3.2 | Cold cloud |
| S4 | From Takahashi and Kawano (1998) | Tropics | 2951 | 0.8 | 3.6 | Cold cloud |

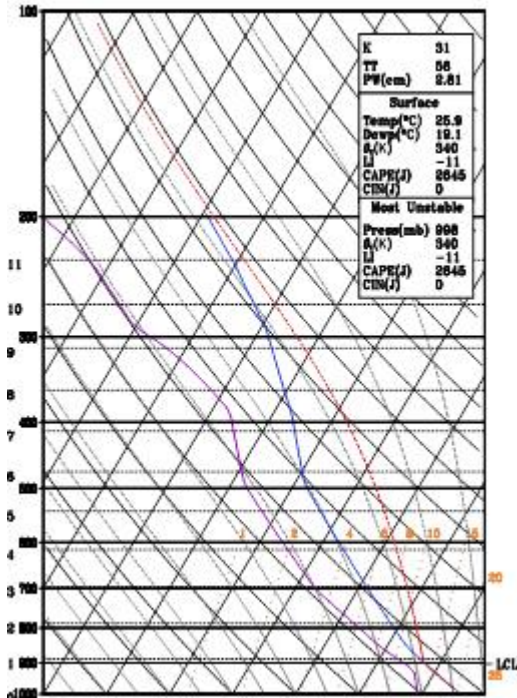
(a) S1



(b) S2



(c) S3



(d) S4

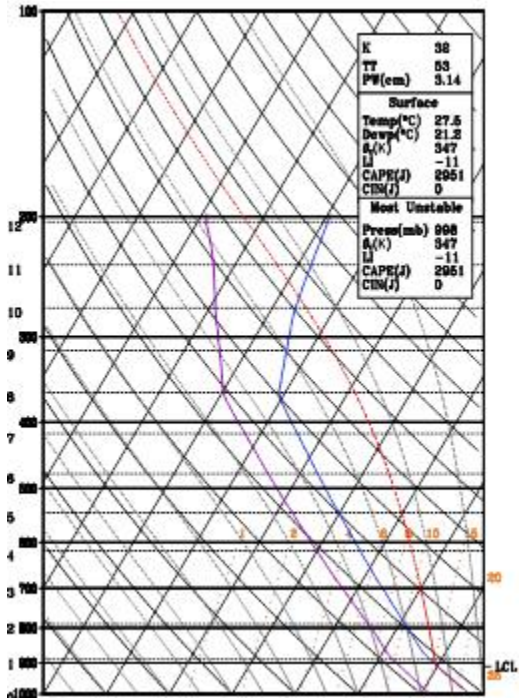


Fig. 3.1.16. Initial soundings. Vertical profiles of temperature (solid line), dew point (dashed line) and parcel tracer (dotted line).

다. 실험 결과 및 분석

(1) 지표 누적 강수량

Fig.3.1.17은 4가지 대기 열역학 조건에 대한 시간에 따른 누적 지표강수량을 나타낸 것이다. 따뜻한 구름으로 발달한 S1의 결과에서는 에어로졸(i.e., CCN) 수농도가 낮을수록 강수가 더 일찍 시작되고 누적강수량도 더 높게 나타났다. 또한 에어로졸 수농도가 높을수록 강수가 억제되는 것을 확인할 수 있다. 이것은 에어로졸 수농도가 높을 때, 구름입자 수농도는 높아지고 그 입자 크기는 감소하여 강수입자 생성이 지연되는 간접적 에어로졸 효과를 잘 보여주는 결과이다. 반면 S2의 경우 따뜻한 구름 입에도 일관되지 않은 더 복잡한 결과를 보였다. 초반에는 S1과 같이 에어로졸 수농도가 낮을수록 강수가 먼저 시작되고 누적강수량도 높게 나타났으나 110분 이후에는 대륙성 구름의 강수량이 오히려 해양성 구름의 강수량을 능가하는 것으로 나타났다. S1과 S2의 경우 S1이 더 높은 대류가용잠재에너지(Convective Available Potential Energy, CAPE)를 가지고 있었으나 S1의 대기가 더 많은 수증기를 보유하고 있어, 충분한 시간이 흐른 뒤에서는 대륙성 구름의 입자들까지도 강수입자로 성장할 수 있었기 때문인 것으로 생각된다.

찬 구름(S3, S4)의 경우 따뜻한 구름에 비해 강수량이 월등히 높게 나타난다. 주목할 점은 S3 대류가용잠재에너지가 S4 보다 낮았음에도 불구하고 지표강수량은 모든 에어로졸 수농도에 대해 120분에 2배 이상의 값을 보인다. S3는 에어로졸 수농도에 관계없이 거의 동시에 강수가 시작되었으며, 그 누적값도 차이가 크지 않다. 또한 따뜻한 구름과 달리 오염된 구름의 누적강수량이 가장 많았으며, 해양성 구름의 강수량이 가장 적게 나타나다가 110분 경 대륙성 구름의 누적 강수량보다 많아진다. 이것은 해양성 구름에서 구름을 활성화 시키는 효과(cloud invigoration)가 뒤늦게 시작되었기 때문인 것으로 생각된다. S4의 경우 초반 70분까지는 따뜻한 구름과 비슷한 양상을 보인다. 그러나 70분 이후 오염된 구름과 대륙성 구름의 누적강수량이 급격히 증가하면서 120분에는 에어로졸 수농도가 높을수록 누적강수량이 높게 나타나는 결과를 보인다. 이것은 에어로졸의 간접적 효과와 반대되는 현상으로 얼음입자가 포함된 구름일 경우 강수입자 성장이 더 복잡한 과정을 포함한 다는 것을 의미한다. S3과 S4의 결과 차이는 어느 고도 차이에서 찾을 수 있다. S3의 어느 고도는 3.2 km로 S4 3.6 km 보다 낮다. 따라서 얼음입자가 더 일찍 생성될 수 있었고, 이것은 강수입자 성장이 더 빨리 일어나도록 하는 효과를 가져왔다.

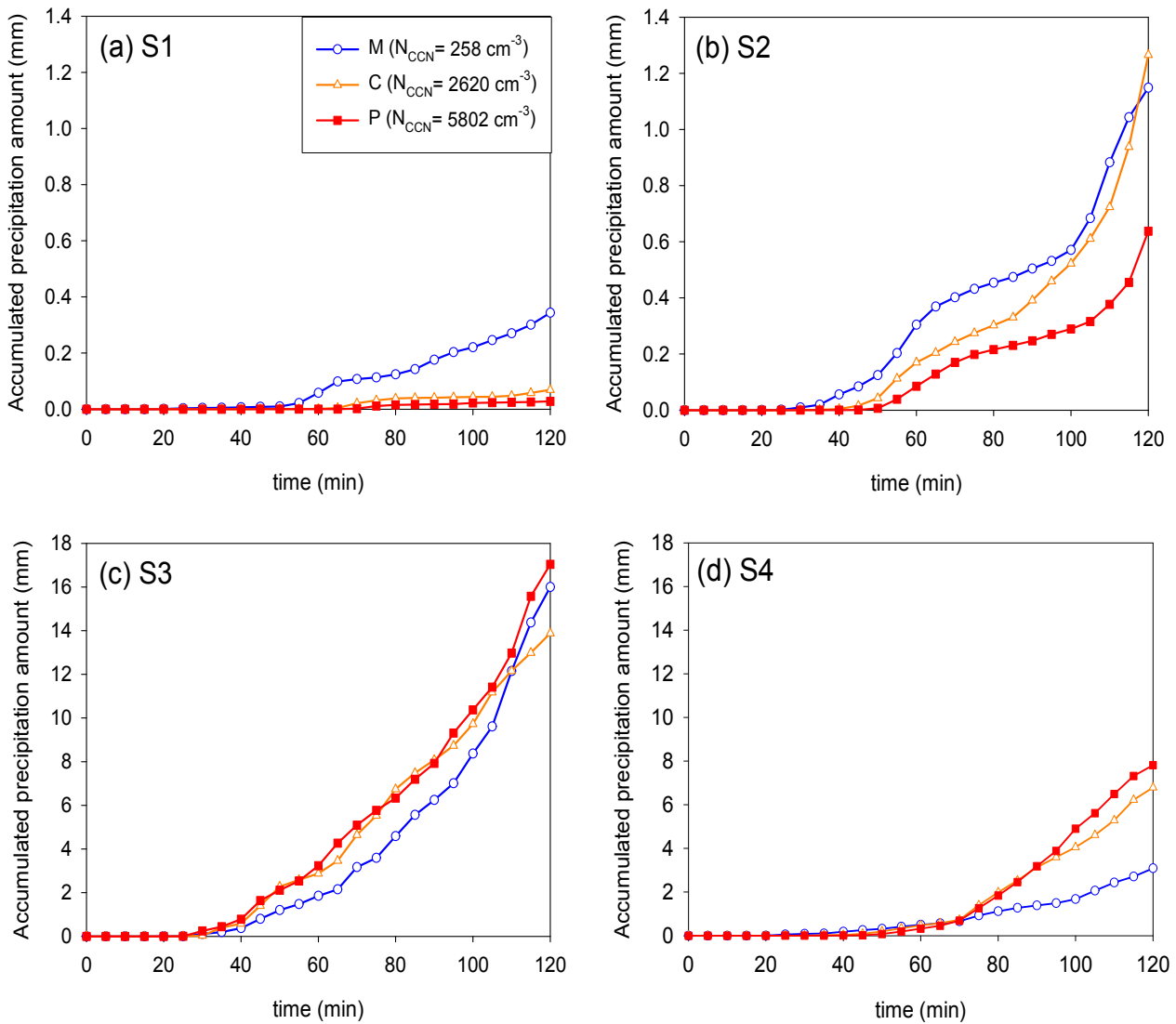


Fig. 3.1.17. Time variations of the accumulated precipitation amounts at the surface for the model runs with the new approach for S1 (a), S2 (b), S3 (c), and S4 (d).

(2) 찬 구름에서의 에어로졸 효과

찬 구름에서의 강수 발달 과정을 자세히 살펴보기 위해 따뜻한 구름과 찬 구름의 성격을 모두 가지고 있는 S4의 경우를 선택하여 분석을 수행하였다. Fig. 3.1.18은 모델실험 시작 100분 후 3가지 에어로졸 수농도에 대해 각 수문입자 별 혼합비(mixing ratio)를 나타낸 것이다. 물방울의 경우 대부분 어느 고도 아래 존재하나 일부는 어느 고도 위에서 과냉각 물방울 상태로 존재함을 확인할 수 있다. 또한 에어로졸 수농도가 높을수록 빙정(ice crystal)의 혼합비가 높게 나타남을 알 수 있다. 이것을 Fig. 3.1.19의 입자상에 따른 수농도와 비교해보면 해양성 구름의 얼음 입자들(빙정, 싹락눈)이 혼합비에 비해 상대적으로 높은 수농도를 보임을 알 수 있다. 이것은 해양성 구름의 얼음 입자들이 수농도는 높은 반면 상대적으로 크기는 작을 수 있다는 것을 의미한다. Fig. 3.1.20의 그림은 각 수문 입자들의 평균 크기를 나타낸 것이다. 얼음 입자들의 크기는 대체로 오염된 구름에서 크게 나타나며, 특히 dense graupel의 경우 지표근처에 1 g 이상의 매우 큰 입자들도 나타난다. 얼음입자의 성장은 잠열 방출로 이어진다. Fig. 3.1.21은 각 시간별 잠열 방출량을 고도에 따라 나타낸 것이다. 50분까지는 얼음입자가 나타나지 않아 주로 응결과 증발에 의한 잠열만 방출된다. 그러나 80분 경에는 승화에 의한 잠열이 눈에 띄게 증가한 것을 볼 수 있다. 이러한 승화(deposition)에 의한 잠열 방출은 대류를 강화시켜 구름이 더욱 높이까지 발달할 수 있게 하고, 결과적으로 더 많은 강수를 내리게 한다. 강수량의 증가 시점과 함께 살펴보면 승화(deposition)에 의한 잠열 방출이 급격히 늘어난 후 강수량이 증가하는 것을 확인할 수 있다. 이렇듯 에어로졸 수농도가 높을 경우 얼음입자의 성장이 빠르게 일어날 수 있는 이유는 작은 물방울들이 많이 존재하기 때문이다. 물방울은 작을수록 얼기 어려운데, 에어로졸 수농도가 높아지면 물방울 수농도는 높아지고 그 크기는 작아지게 되어 착빙(riming)에 더 유리한 조건을 갖게 된다. Fig. 3.1.22에 그림은 얼음 입자 성장 과정에서 제거되는 물방울들의 수농도를 나타낸 것이다. 착빙에 의해 제거되는 물방울들의 수가 에어로졸 수농도가 높을수록 많아진다는 것을 확인할 수 있다. Fig. 3.1.17d의 누적강수량과 함께 살펴보면 착빙에 의해 제거되는 물방울 수가 급증하는 시점과 누적강수량이 급증하는 시점이 일치함을 알 수 있다. 이것은 얼음입자의 생성이 강수입자 생성을 활성화시키는데 결정적인 역할을 한다는 것을 의미한다.

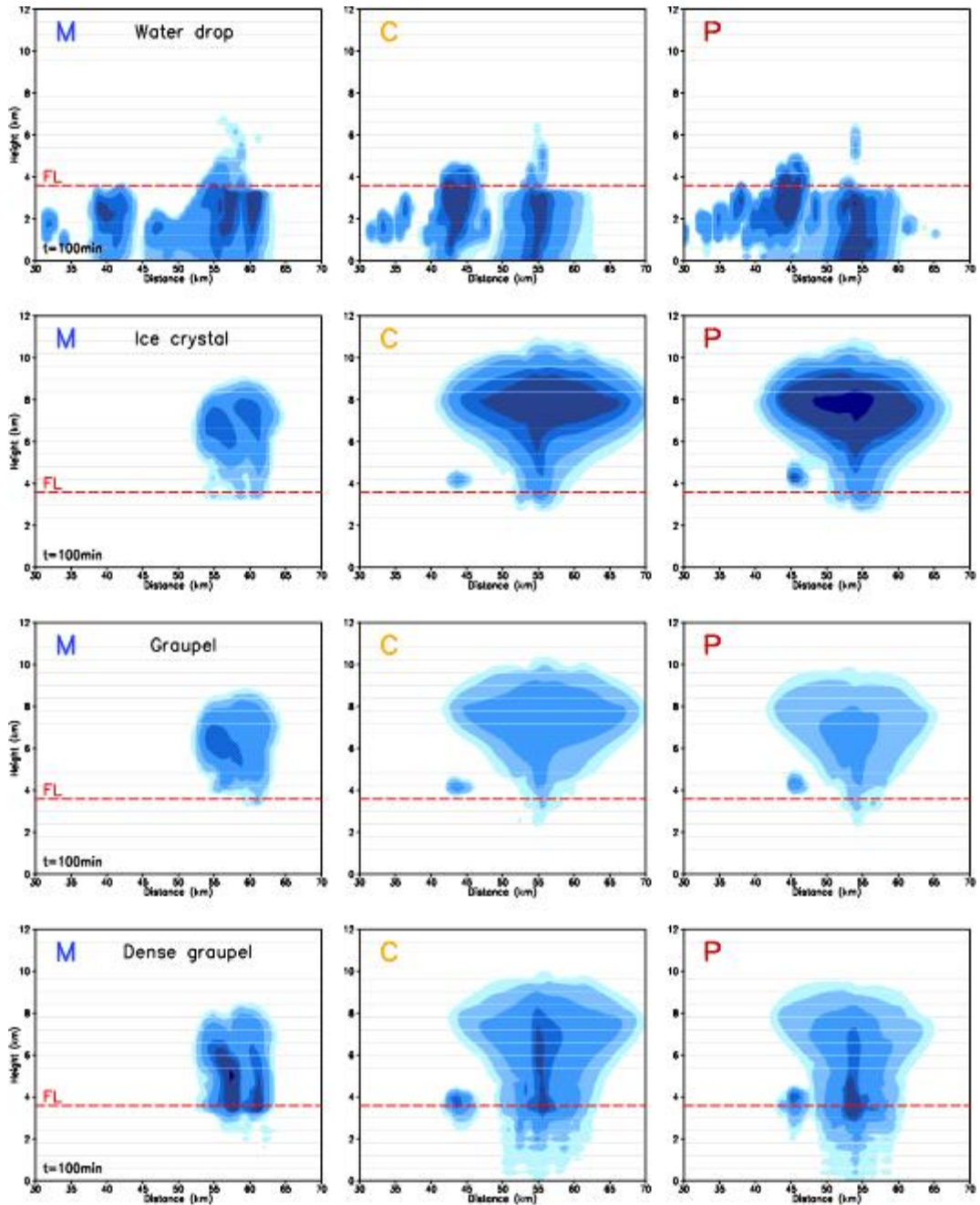


Fig. 3.1.18. Mixing ratios (g kg^{-1}) of water drops, ice crystals, graupels, and dense graupels at 100 min for S4. FL indicates the freezing level.

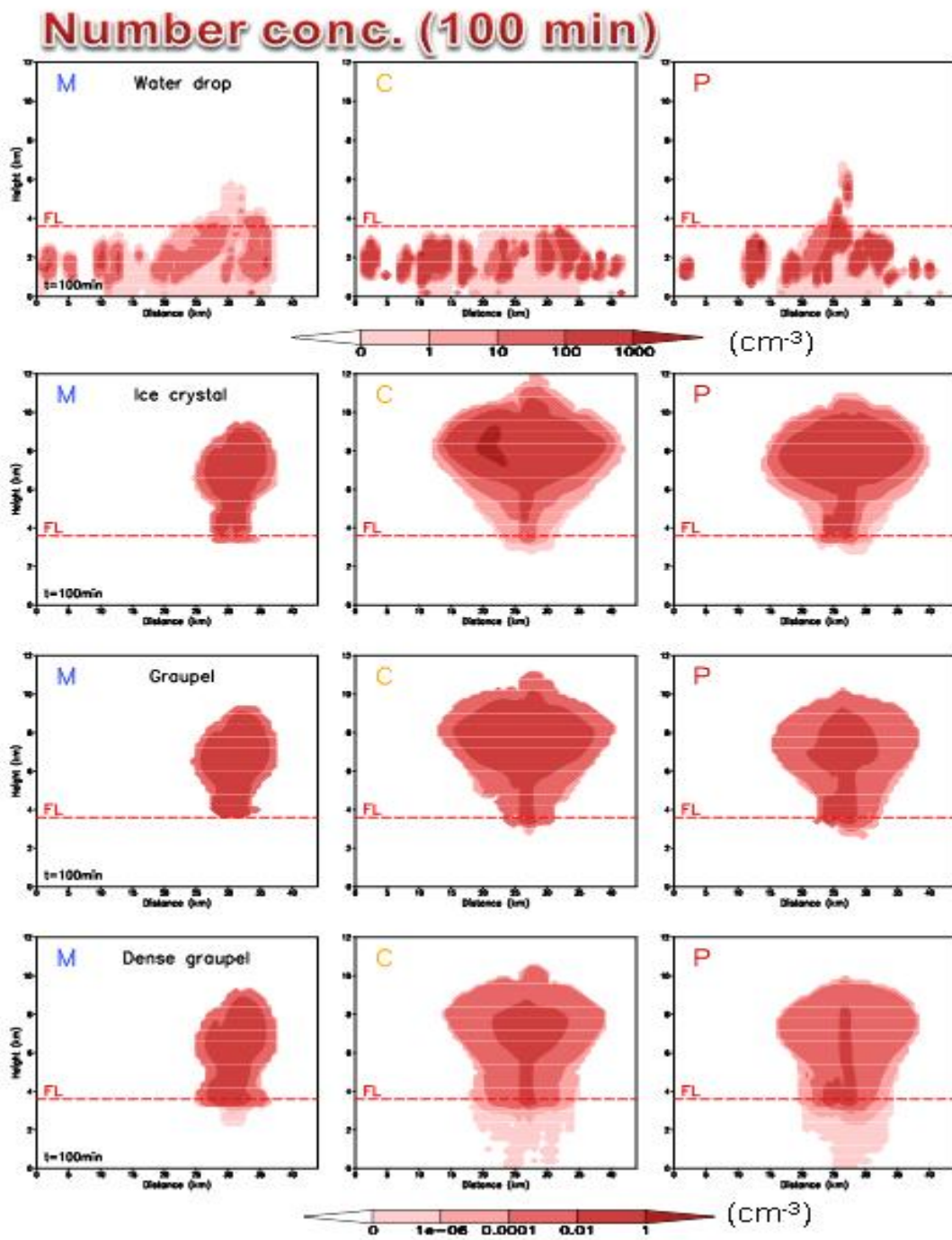


Fig. 3.1.19. Number concentrations (cm⁻³) of water drops, ice crystals, graupels, and dense graupels at 100 min for S4. FL indicates the freezing level.

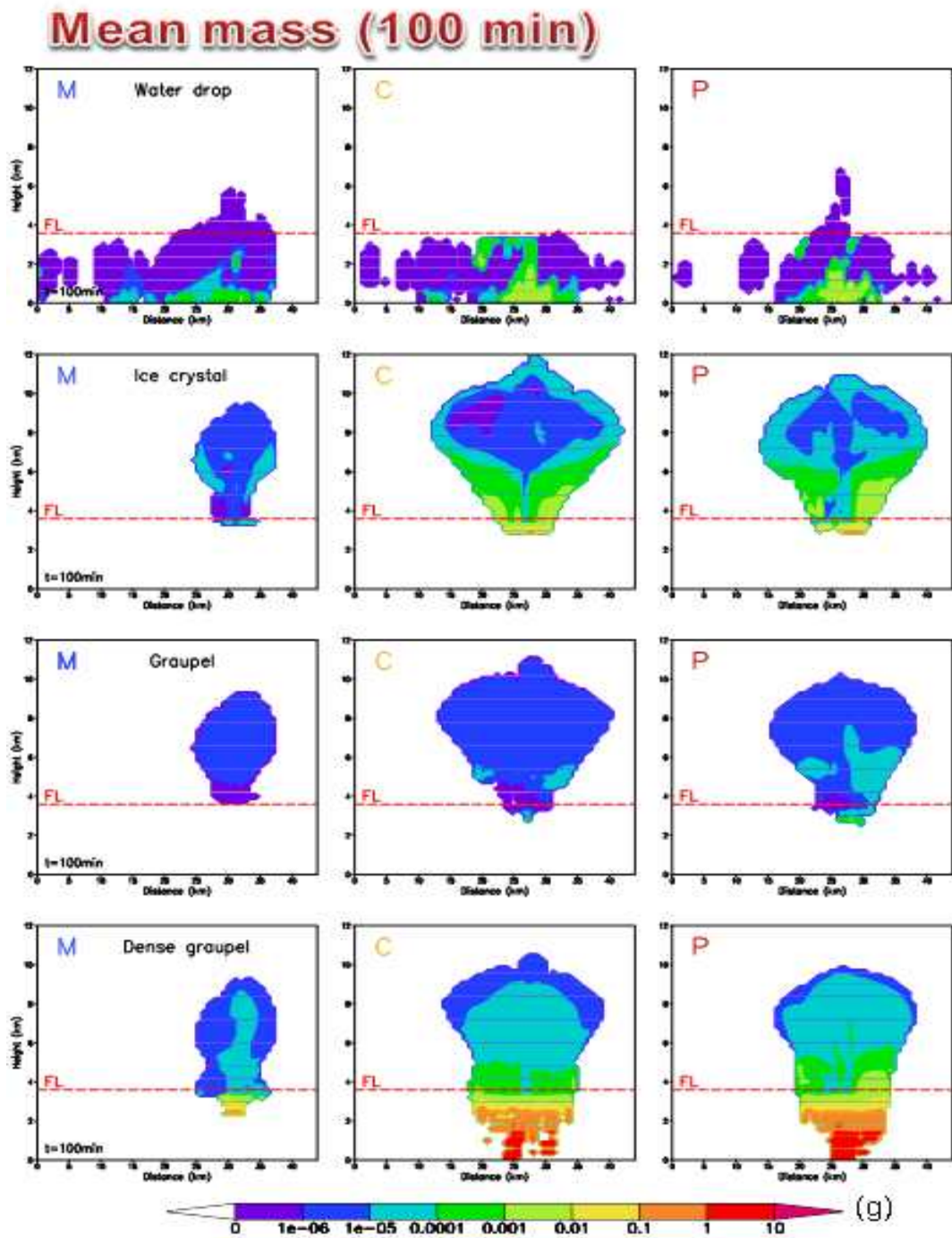


Fig. 3.1.20. Mean masses (g) of water drops, ice crystals, graupels, and dense graupels at 100 min for S4. FL indicates the freezing level.

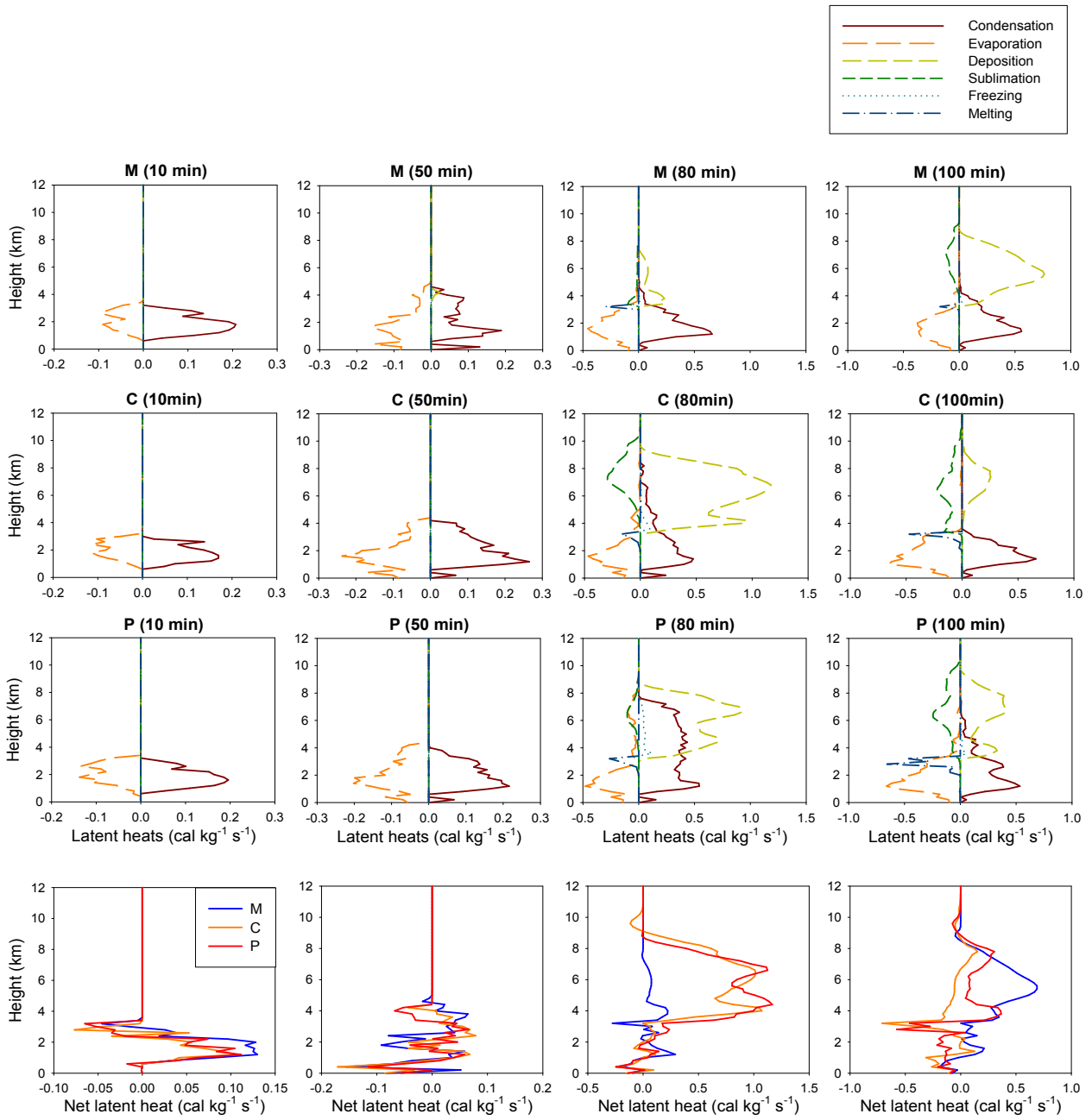


Fig. 3.1.21. Vertical profiles of the horizontal domain average latent heats and the net latent heat at 10, 50, 80, 100, and 120 min for S4.

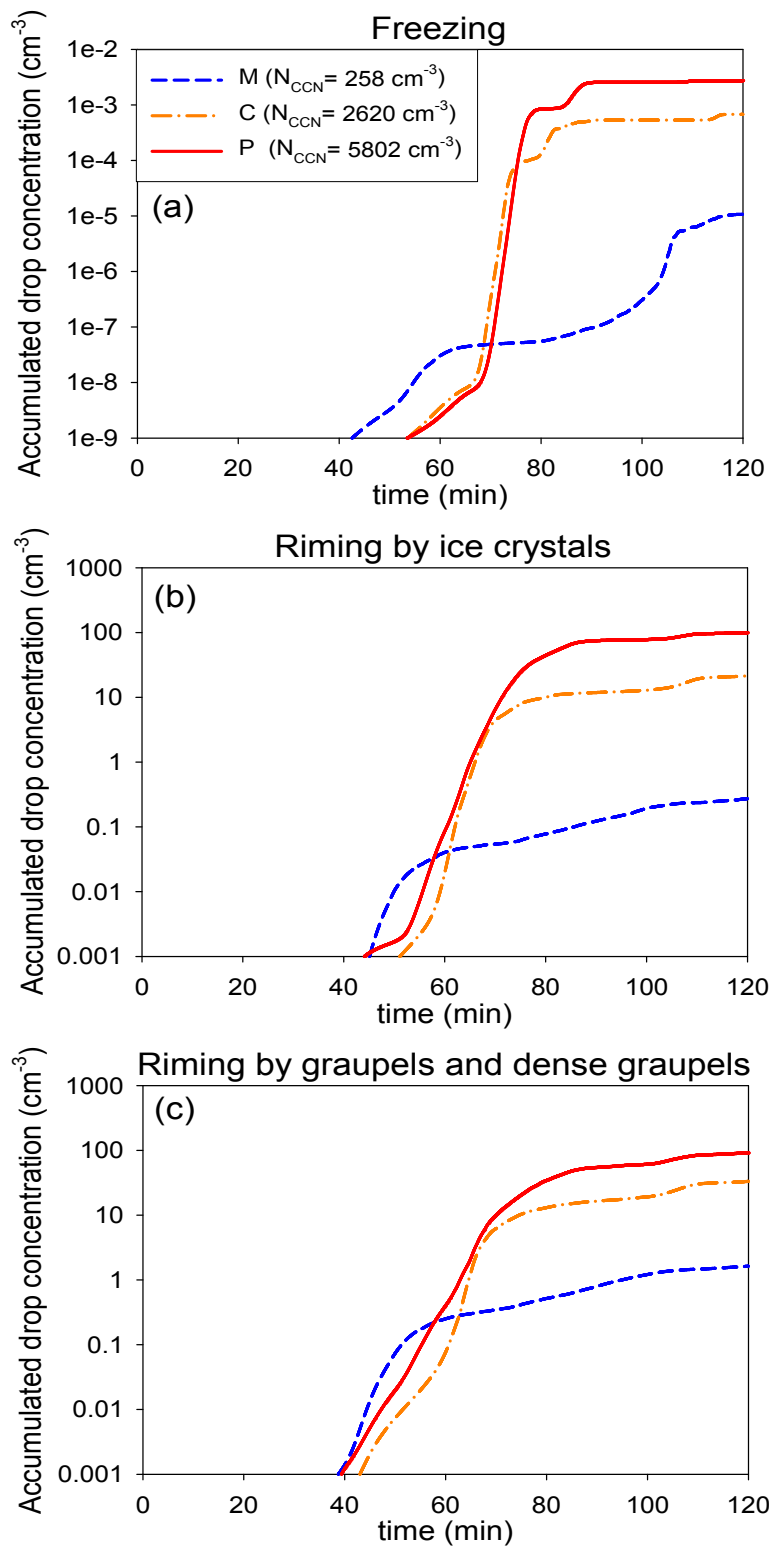


Fig. 3.1.22. Total domain averages of removed drop concentration due to freezing (a), riming by ice crystals (b) and riming by graupels or dense graupels (c) for S4, accumulated over time.

4. 지구시스템 모델 구름물리 모수화

가. 지구시스템 모델에서의 구름물리 과정

현재 국립기상연구소는 영국 기상청 해들리센터와의 협력을 통해 HadGEM2-AO (Hadley Centre Global Environment Model version 2-Atmosphere-Ocean)를 지구시스템모델로 도입하여 기후변화 시나리오 개발 및 연구를 진행하고 있다. 국립기상연구소는 2011년에 기후변화 시나리오 보고서(국립기상연구소, 2011)를 발표하였는데, 본 보고서에서는 지구시스템모델의 기후 모의 성능을 평가하기 위해 기온과 강수량을 분석한 바 있다. 분석 결과에 따르면 대표적인 기후값이라 볼 수 있는 기온과 강수량이 관측 추세를 잘 모의 하고 있는 것으로 나타났다. 그러나 기온 값은 북반구 내륙에서 한랭 편차가 존재하며, 강수량은 전반적으로 과대모의하는 경향이 있는데, 주요 몬순지역을 살펴보면 동아시아 지역은 전반적으로 과다하게, 인도몬순지역은 과소 모의하는 경향을 보인다고 보고 하였다. 이러한 기후 값들은 에어로졸에 의한 직/간접적 효과와 밀접한 관련이 있으며, 결과적으로 에어로졸과 구름의 상호작용으로부터 영향을 받을 수 있다. 따라서 지구시스템 모델에서 에어로졸-구름-강수 과정을 어떻게 처리하고 있는가는 매우 중요한 문제일 수 있다. 이와 같은 구름물리 과정에 대한 모수화 방법을 점검하고 이에 대한 개선이 이루어진다면 모델과 관측과의 오차를 상당부분 줄일 수 있는 가능성이 있다. 이를 위해 먼저 본 모델에서 다루고 있는 구름물리 모수화 방법을 점검할 필요성이 있다. 그리고 앞서 보인 관측과 모델을 이용한 에어로졸-구름 미세 물리과정 연구를 바탕으로 더 현실적이고 과학적인 새로운 구름물리 모수화 방법을 도출하고자 한다.

지구시스템모델에서 에어로졸의 간접효과는 구름입자 수농도에 의해 결정된다고 할 수 있다(Jones et al., 1994, 2001). 첫 번째 에어로졸의 간접효과(First aerosol indirect effect cloud/ Twomey effect/ Cloud albedo effect)는 구름입자 수농도가 증가할 때 구름입자의 유효 반경(cloud droplet effective radius)을 감소시킴으로써 적용된다. 구름입자의 유효반경이 감소하면 구름의 태양 복사 반사도가 높아지는 효과가 있다. 또한 구름입자 수농도가 증가할 경우 구름입자의 강수입자 자동전환률(autoconversion rate)이 감소하여 강수 효율이 떨어지게 되고 구름의 지속시간이 증가하여 지표면으로 태양 복사를 감소시키는 두 번째 에어로졸 간접효과(Second aerosol indirect effect/ Albrecht effect/ Cloud lifetime effect)를 가져온다. 현재 지구

시스템모델은 구름입자 수농도를 계산함에 있어 대서양 일부 지역에서 관측된 값을 바탕으로 산출한 에어로졸 수농도와 구름입자 수농도의 관계식을 이용하고 있다 (Jones et al., 1994). 따라서 전 지구 모든 지역에 동일한 모수화 방법을 적용하는 것은 타당하지 않을 수 있다(이한아 등, 2014). 실제로 한반도가 포함된 동아시아나 인도양과 같은 지역의 관측값은 현재 모수화에 사용된 관측값들과 다른 경향을 보인다. Fig. 3.1.23a는 지구시스템모델에서 사용하고 있는 에어로졸과 구름입자 수농도의 관계를 보여준다. Fig. 3.1.23b는 호주 남쪽 해역 (Southern Ocean)을 비롯해 태평양, 대서양, 인도양 등 전 지구 여러 지역에서 관측된 값을 나타낸 것으로 North Sea (maritime, continental)로 표시된 값이 Fig. 3.1.23a에 해당한다(Ramanathan et al. 2001). 이 그림에서 에어로졸 수농도에 따른 구름입자의 수농도는 각 지역에 따라 매우 다르게 나타남을 알 수 있다. 관측된 많은 지역의 구름입자 수농도는 North Sea의 값보다 낮게 나타났으며, 이 결과에는 포함되어 있지 않으나 동아시아 지역의 경우 에어로졸 수농도가 매우 높기 때문에 North Sea의 경우보다 더 높은 구름입자 수농도를 가지고 있을 가능성이 높다. 따라서 본 연구에서는 개선된 새로운 모수화 방법을 모색하여 이것을 지구시스템 모델에 적용하는 실험을 수행하였다.

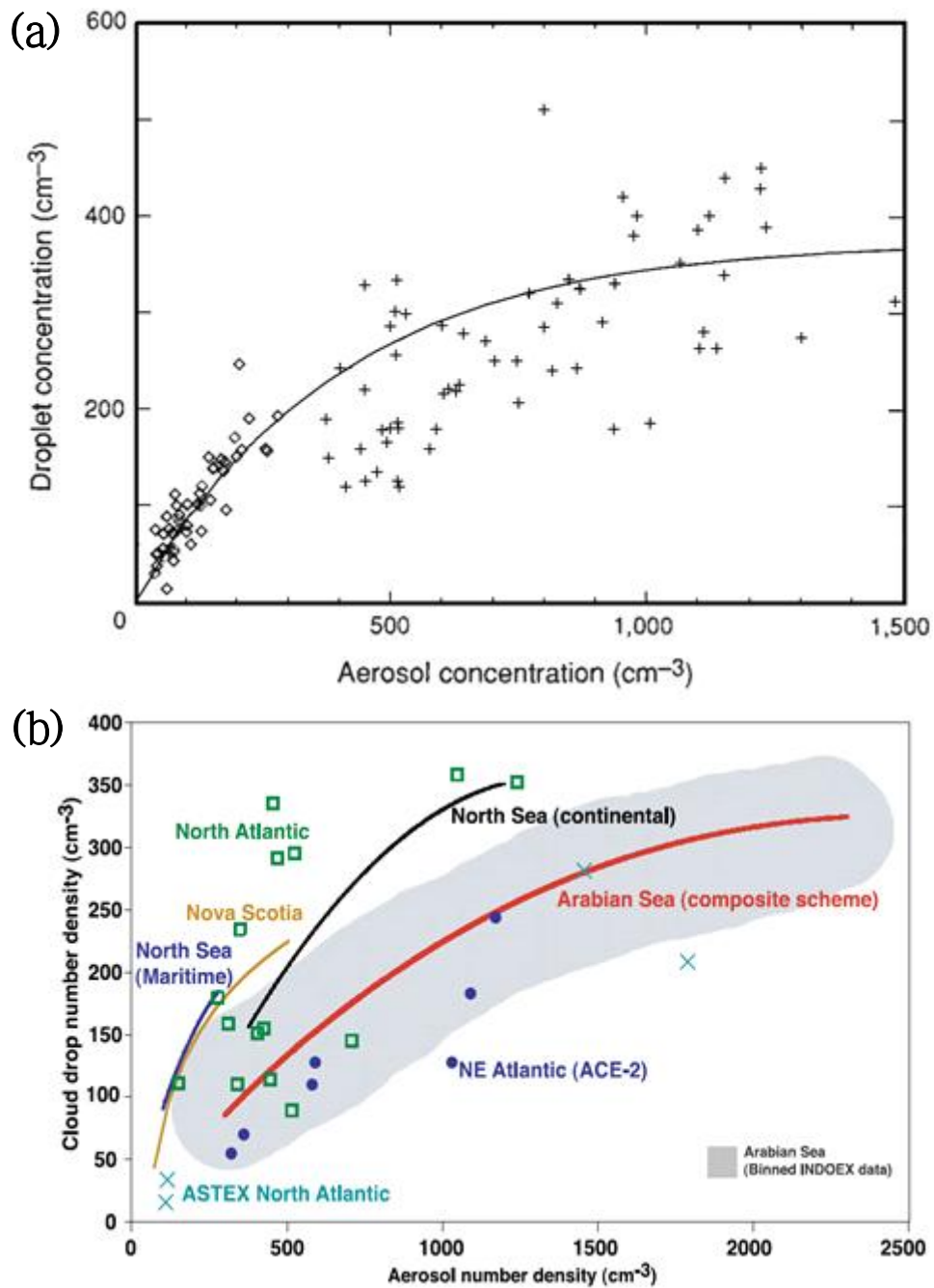


Fig. 3.1.23. The relationship (formula (3) in text) between cloud droplets and aerosol concentrations (Jones et al. 1994) (a) and aircraft data illustrating the increase in cloud droplets with aerosol number concentration (Ramanathan et al. 2001) (b). The diamonds indicate maritime clouds, and the crosses denote continental clouds in figure a.

나. 모델 및 실험 방법

(1) 모델

기상청 지구시스템모델은 영국기상청의 대기-해양 결합 모델인 HadGEM2-AO를 기반으로 한다. 대기모델은 비정역학 방정식계로 동서/남북 바람과 온위, 기압, 밀도, 수분 변수들을 예단한다. 대기모델의 분해능은 수평적으로 N96 ($1.25^\circ \times 1.875^\circ$ 간격, 192×145 격자)이며 연직적으로는 38층(~39 km 고도)으로 구성된다. 해양모델의 주요 예측 변수는 해류, 온위, 염분이며, 분해능은 동서방향으로 1° , 남북으로 1° (적도부근에서는 $1/3^\circ$) 간격(360×216 격자)이며, 연직적으로는 표층부근이 더 조밀하게 이루어진 비균질한 간격으로 40개의 층을 갖는다(Jones et al., 2010).

앞서 언급한 바와 같이 지구시스템모델에서는 구름입자 수농도(cloud droplet number concentration, N_d)의 함수로 이루어진 유효반경 (Effective radius, r_e)과 강수입자 자동전환율(Autoconversion rate, R_{auto})을 계산하는 과정을 통해 Twomey 효과와 Albrecht 효과를 다루고 있다(Jones et al., 1994, 2001). 먼저 구름입자의 유효반경 r_e 은 아래와 같은 식으로 계산된다.

$$r_e = \left(3q_c \rho_0 / 4\pi \rho_w \kappa N_d \right)^{\frac{1}{3}} \quad (3.1.4)$$

여기서 q_c 는 구름물 수액량(cloud liquid water content), ρ_0 와 ρ_w 는 공기와 물의 밀도, 그리고 κ 는 고정 값으로 해양 위에서는 0.8, 대륙 위에서는 0.67의 값이 사용된다. 강수입자 자동전환율 R_{auto} 는 다음과 같다.

$$R_{auto} = \frac{0.104 g E_c \rho_0^{\frac{4}{3}} q_c^{\frac{7}{3}}}{\mu \rho_w^{\frac{1}{3}} N_d^{\frac{1}{3}}} \quad (3.1.5)$$

여기서 g 는 중력가속도, E_c 는 물방울의 충돌/병합 효율(collision/collection efficiency), μ 는 공기의 역학 점성도(dynamic viscosity of air)이다. r_e 와 R_{auto} 는 모두 N_d 의 함수로, N_d 가 증가하면 r_e 와 R_{auto} 는 감소한다. 즉, 구름입자의 수농도가 증가하면 구름입자 크기는 감소하고, 강수입자 생성이 지연된다.

(2) 구름입자 수농도 모수화

본 모델에서 에어로졸과 구름물의 질량 농도(mass concentration)는 예단되지만 수농도는 계산되지 않는다. 따라서 N_d 는 Jones et al. (1994)은 Martin et al. (1994)의 관측값으로부터 아래와 같이 와 에어로졸 수농도(N_{aer})와의 관계식을 구하여 지구시스템모델에 적용하였다.

$$N_d = 3.75 \times 10^8 \left[1 - \exp\left(-2.5 \times 10^{-9} N_{aer}\right) \right]. \quad (3.1.6)$$

이 관계식은 앞서 밝힌 바와 같이 일부 지역의 관측값만을 대표한다는 한계점이 있으며, 또한 에어로졸 수농도가 높아지더라도 구름입자 수농도의 최대값이 375 cm^{-3} 로 제한되므로 특히 에어로졸 수농도가 매우 높은 지역에서는 이 관계식으로 계산된 구름입자 수농도 값과 실제 값이 차이를 보일 수 있다. 따라서 본 연구에서는 더 많은 지역의 관측값을 추가하여 전구를 대표할 수 있는 새로운 관계식을 아래와 같이 제안하였다(이한아 등, 2014).

$$N_d = 4.34 \times 10^8 \left[1 - \exp\left(-1.8 \times 10^{-9} N_{aer}\right) \right]. \quad (3.1.7)$$

Fig. 3.1.24는 N_{aer} 과 N_d 의 기존의 회기선(regression line)과 새로 제안된 회기선을 보인 것으로 각 기호들은 다른 지역의 관측값을 나타낸다. 새로운 관계식을 사용할 경우의 최대값은 434 cm^{-3} 이며, N_{aer} 의 값이 약 680 cm^{-3} 이하에서는 N_d 의 값이 기존 값보다 약간 적게 나타나고 그 이상에서는 더 많게 나타난다. Table 3.1.5는 Fig. 3.1.24에 사용된 관측값들에 대한 정보를 나타낸다. 본 모델에서 에어로졸은 질량농도로만 예단되기 때문에 N_{aer} 값은 추가적인 모수화 방법이 필요하다. 에어로졸 mode i 에 대한 총 수농도 N 는 다음과 같이 에어로졸의 질량농도로부터 계산된다.

$$N_i = m_i \frac{\rho_0}{\rho_i} \frac{1}{V_i}. \quad (3.1.8)$$

여기서 m_i 는 각각의 에어로졸 mode i 의 질량비(mass mixing ratio), ρ_i 는 에어로졸 mode i 의 밀도, 그리고 V_i 는 에어로졸 mode i 입자들의 평균 부피를 나타낸다. 해염입자(sea salt)의 에어로졸 수농도는 3.1.8의 수식이 이용하지 않고 관측값을 바탕으로 만들어진 모수화 방법을 이용하여 10 m 높이에서의 풍속(u)의 함수로 계산된다(Jones et al., 2001).

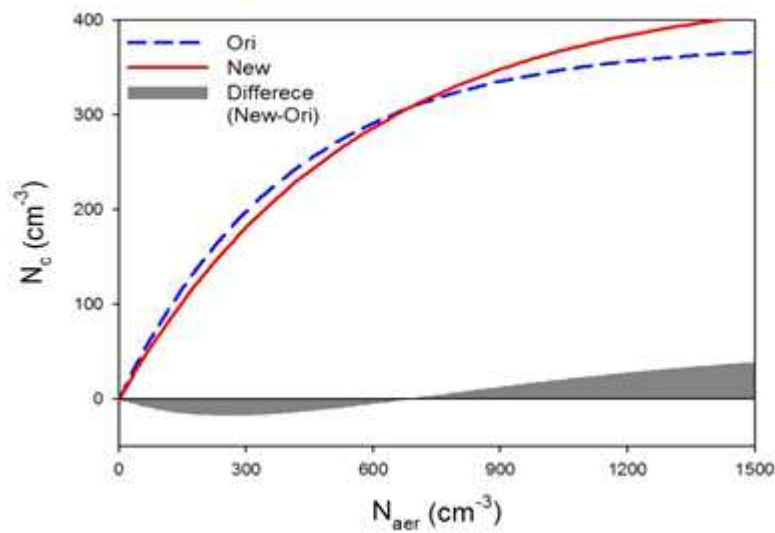
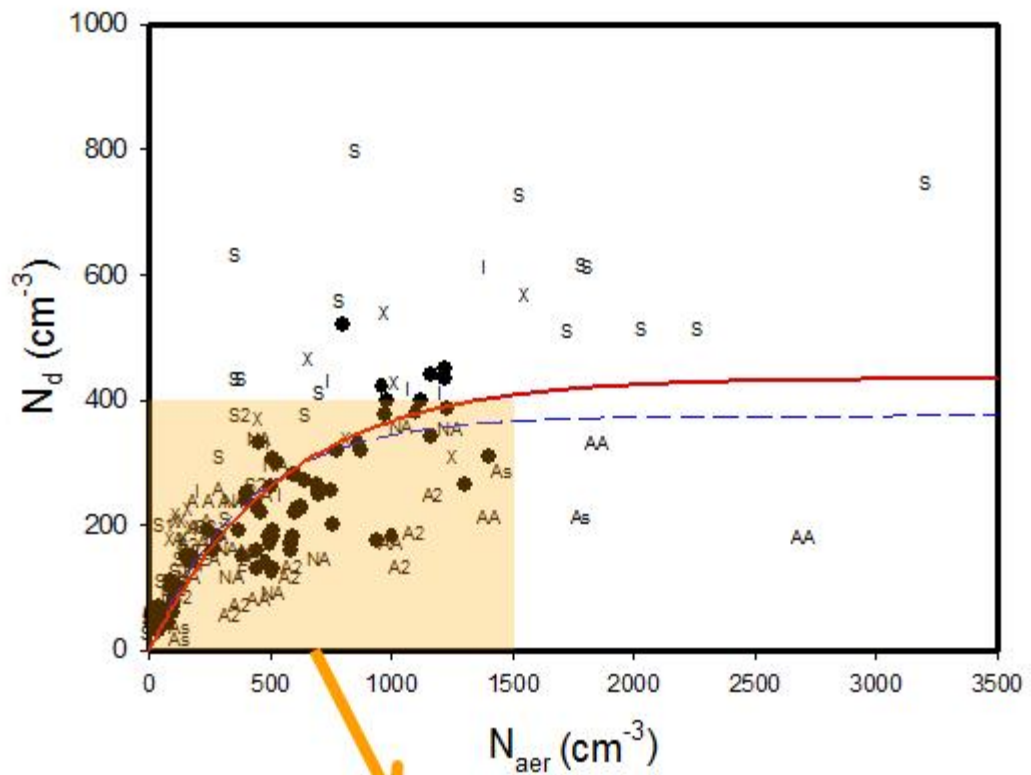


Fig. 3.1.24. CCN concentration (N_{aer}) at 1% S, versus the adiabatic cloud droplet concentration (N_d); dashed and solid lines represent the original and new relationships, respectively. Table 3.1.5 shows the list of the data sources.

Table 3.1.5. List of the data sources used for establishing the new Naer-
Ndrelationship.

| Symbol | Experiments | Regions |
|--------|--|-----------------------|
| ● | Martin et al. (1994) | North Sea |
| S | SCMS (Hudson and Yum 2001) | East coast of Florida |
| F | FIRE (Yum and Hudson 2002) | Northeastern Pacific |
| X | ASTEX (Yum and Hudson 2002) | Northeastern Atlantic |
| I | INDOEX (Yum and Hudson 2002) | Indian Ocean |
| S1 | SOCEX I (Yum and Hudson 2004) | Southern Ocean |
| S2 | SOCEX II (Yum and Hudson 2004) | Southern Ocean |
| A1 | ACE 1 (Yum et al. 1998) | Southern Ocean |
| A2 | ACE 2 (Pawlowska and Brenguier 2000) | Eastern Atlantic |
| AA | ACE-ASIA (Song et al. 2004) | Asian seas |
| NA | North Atlantic (Gultepe et al. 1996) | North Atlantic |
| As | ASTEX North Atlantic (Taylor and Mchaffie 1994) | Northeastern Atlantic |

$$0 \text{ m s}^{-1} < u < 2 \text{ m s}^{-1}$$

$$A_f = 3.856 \times 10^6 (1 - e^{-0.736u}), \quad (3.1.9a)$$

$$A_j = 0.671 \times 10^6 (1 - e^{-1.3516u}), \quad (3.1.9b)$$

$$2 \text{ m s}^{-1} < u < 17.5 \text{ m s}^{-1}$$

$$A_f = 10^{(0.095u+6.283)}, \quad (3.1.9c)$$

$$A_j = 10^{(0.0422u+5.7122)}, \quad (3.1.9d)$$

$$u > 17.5 \text{ m s}^{-1}$$

$$A_f = 1.5 \times 10^8 (1 - 97.874e^{-0.313u}), \quad (3.1.9e)$$

$$A_j = 3.6 \times 10^6 (1 - 103.926e^{-0.353u}). \quad (3.1.9f)$$

여기서 A_f 와 A_j 는 각각 해양위에서 생성되는 film droplet과 jet droplet으로부터 생성되는 해염입자의 수농도(m^{-3})를 나타낸다. 해양위에 바람이 불 때 생성되는 공기방울이 터질 때 얇은 막으로부터 생성되는 물방울을 film droplet이라하고 터지는 충격으로 튀어 올라와 생성되는 물방울을 jet droplet이라 한다. 이 두 물방울이 증발될 때 해염입자가 에어로졸로 방출되는데 film droplet의 물방울이 jet droplet에 비해 크기는 매우 작고 수농도도 더 높기 때문에 film droplet으로부터 생성되는 $1 \mu\text{m}$ 이하의 작은 입자가 더 많은 비중을 차지한다. Table 3.1.6은 본 모델에서 사용되는 에어로졸 입자들의 정보를 나타낸 것으로 *는 구름 입자로 활성화 될 수 있는 에어로졸들을 나타낸다.

Table 3.1.6. Parameters of the log-normal size distributions of the aerosol modes used r_{med} is the median radius (μm) and σ_g is the geometric standard deviation. The density ρ (g cm^{-3}) has also been included.

| Aerosol species and mode | r_{med} (μm) | σ_g | ρ (g cm^{-3}) |
|--------------------------|-----------------------------|------------|-------------------------------|
| Sulphate Aitken | 0.0065 | 1.3 | 1.769 |
| Sulphate accumulation* | 0.0950 | 1.4 | 1.769 |
| Black carbon fresh | 0.0400 | 2.0 | 1.900 |
| Black carbon aged | 0.0400 | 2.0 | 1.900 |
| Biomass burning fresh | 0.1000 | 1.3 | 1.350 |
| Biomass burning aged* | 0.1200 | 1.3 | 1.350 |
| OCFF fresh | 0.1000 | 1.3 | 1.350 |
| OCFF aged* | 0.1200 | 1.3 | 1.350 |
| Biogenic SOA* | 0.0950 | 1.5 | 1.300 |
| Sea Salt film* | 0.1000 | 1.9 | 2.165 |
| Sea salt jet* | 1.0000 | 2.0 | 2.165 |

* indicate aerosol species that can be activated.

(3) 실험 설계

본 실험은 현재 국제적으로 수행되고 있는 CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project) 실험의 과거기후 모의실험(historical run, 본 연구에서는 HIST라 명칭함)과 동일한 조건으로 수행되었다. 적분 기간은 산업화 시점인 1860년으로부터 2005년까지 총 146년으로 설정하였다. 실험은 과거기후 모의실험(HIST)과 새로운 관계식을 적용한 과거기후 모의실험(newHIST), 두 가지로 수행하였다. 이와 함께 산업화가 이루어지지 않았을 때의 대기를 가정하여 제어실험(pre-industrial run, 본 연구에서는 PI라 명칭함)에 대해서도 기존 관계식을 적용한 실험(PI)과 새로운 관계식을 적용한 실험(newPI)을 수행하였다. CMIP5의 과거기후 모의실험 조건으로 실험할 경우 관측 자료와의 비교가 가능하므로, 새로운 관계식을 적용하는 개선 방법이 본 모델의 실제 기후 모의 성능을 향상시킬 수 있는지 검증하는데 용이할 것으로 생각된다. 따라서 실험 결과에 대해서는 주로 과거기후 모의실험을 위주로 분석이 이루어졌다.

다. 실험 결과 및 분석

(1) 에어로졸 광학두께 및 구름입자 수농도

본 모델에서 구름입자 수농도(N_d)는 에어로졸 수농도의 함수이기 때문에 에어로졸 수농도의 변화는 구름입자 수농도를 계산함에 있어 매우 중요한 요소이다. 따라서 에어로졸의 공간 분포는 구름입자 수농도의 공간분포와 밀접한 연관이 있다. Fig. 3.1.25는 연평균 에어로졸 광학두께(Aerosol Optical Depth, AOD)의 공간 분포를 나타낸 것이다. 주로 유럽, 동아시아, 북미와 같이 산업화가 많이 이루어진 지역에서 sulphate의 광학두께가 높게 나타남을 확인할 수 있다. 이것은 인간 활동에 의한 인위적 에어로졸은 주로 황화합물로 이루어져 있음을 알 수 있다. 아프리카와 남미 지역에서는 Black Carbon (BC)과 Organic Carbon (OC)과 같은 탄소 성분의 에어로졸 광학두께가 높게 나타난다. Fig. 3.1.26a의 구름입자 수농도의 공간분포를 나타낸 것으로 AOD의 공간 분포 경향과 비슷하게 나타남을 알 수 있다. 이것은 에어로졸의 증가가 구름입자 수농도의 증가로 이어질 수 있다는 사실을 보여준다. Fig. 3.1.26b는 newHIST와 HIST 실험 결과에 대한 구름입자 수농도의 차이를 나타낸 것이다. Fig.

3.1.24에서 에어로졸 수농도가 680 cm^{-3} 이상인 경우 새로운 관계식에 의한 구름입자 수농도가 기존의 관계식에 의한 값보다 증가하고 그 이하인 경우 감소하였는데, 그 감소정도는 에어로졸이 300 cm^{-3} 일 때 가장 크게 나타난다. Fig. 3.1.26b의 결과에서 구름입자 수농도 차이는 대부분의 지역에서 감소하는 것으로 나타났으며, 구름입자 수농도가 높은 지역에서만 증가하였다. 증가지역은 대체로 sulphate의 광학 두께가 높은 지역으로, 새로운 관계식을 사용할 경우 오염된 지역의 구름입자 수농도가 증가하게 된다.

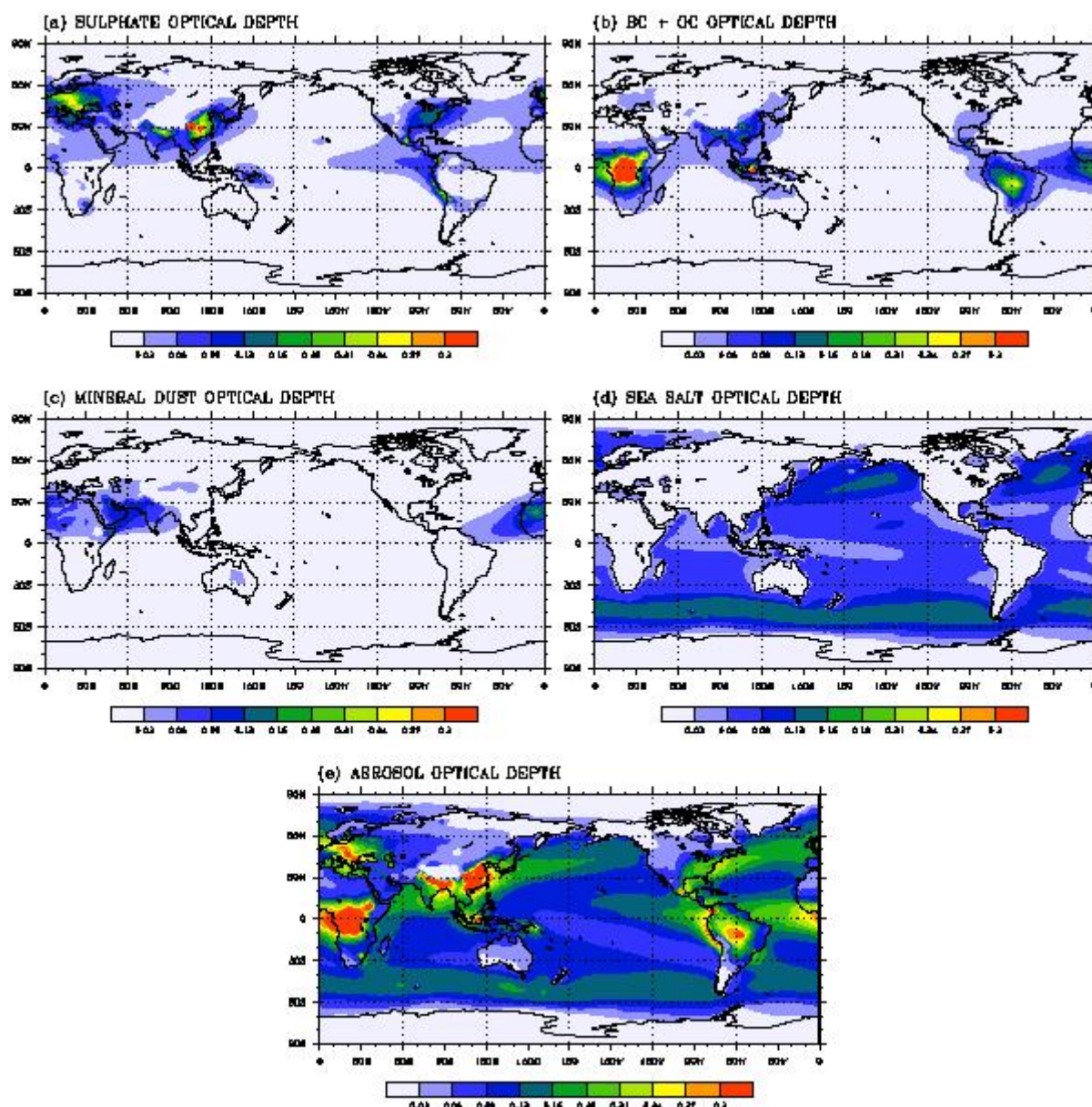


Fig. 3.1.25. Annual mean optical depth of sulfate (a), Carbonaceous aerosols (b), mineral dust (c), sea salt (d) and total aerosol (e) at 0.55 μm for the HIST during 1981-2000.

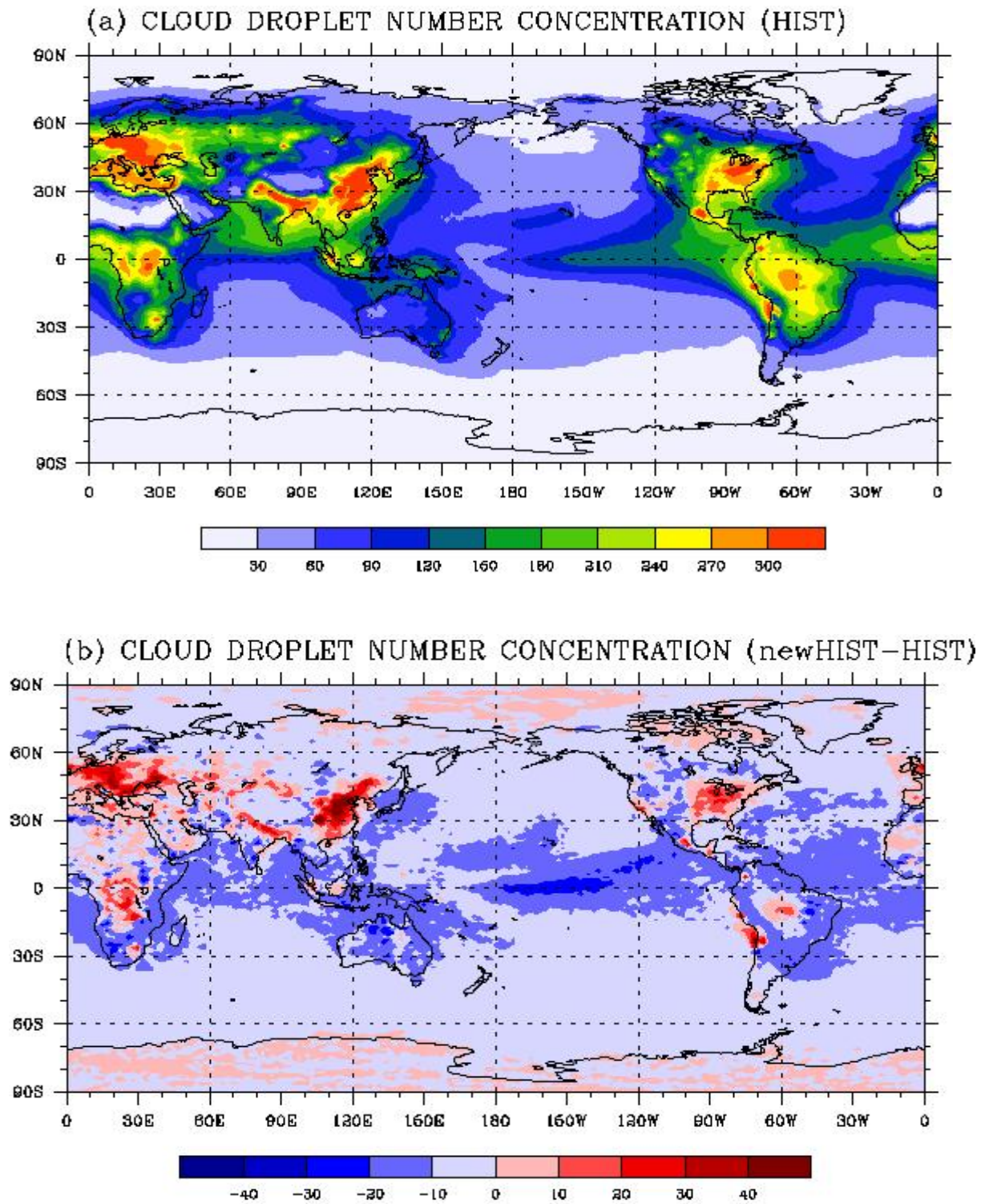


Fig. 3.1.26. The annual mean distributions of cloud droplet number concentrations (cm^{-3}) for HIST (a) and the difference between newHIST and HIST (b) at 500 m altitude during 1981-2000.

(2) 구름 및 강수량

Fig. 3.1.27은 HIST의 총운량(Total cloud amount) 분포와 newHIST와 HIST의 총운량 차이를 나타낸 것으로 총운량의 가장 큰 차이는 태평양의 열대수렴대(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)에서 나타난다. 대체로 Fig. 3.1.27a의 운량이 많게 나타난 지역에서는 Fig. 3.1.27b에서 newHIST의 총운량이 감소하는 것으로 나타나고, 운량이 적었던 지역에서 newHIST의 총운량이 증가하는 것으로 나타났다(Fig. 3.1.28). 이러한 총운량의 변화를 자세히 살펴보기 위해 하층운과 상층운으로 나누어 살펴보았다. 하층에서는 태평양 북미 앞바다와 페루 앞바다, 적도부근의 총운량이 감소하여 나타난다. 상층운의 경우 newHIST와 HIST의 차이를 살펴보았을 때, 적도부근의 열대수렴대의 총운량이 가장 높았던 곳(HIST)에서는 감소가 나타나고, 그 부근의 총운량이 낮았던 곳에서는 총운량이 증가하였다. 이러한 결과는 적도의 깊게 발달하는 적운이 기존의 관계식을 사용했을 때보다 새로운 관계식을 사용할 때 서쪽으로 약간 치우쳐 나타났기 때문인 것으로 생각된다.

지표 강수율은 역시 강수가 상층운에 내린 경우와 하층운에서 내린 경우에 따라 그 차이가 다르게 나타났다(Fig. 3.1.29). 상층운이 주로 존재하는 열대수렴대에서는 운량이 증가한 곳에서 지표 강수율 역시 증가하였고, 운량이 감소한 곳에서는 지표강수율 역시 감소하였다(Fig. 3.1.29b). 그러나 하층운이 주로 존재하는 북미 앞바다와 같은 지역에서는 운량이 감소함에도 불구하고 강수율은 오히려 약간 증가하였다. 이것은 새로운 관계식에 의한 영향이 주로 하층운에 영향을 미쳤기 때문인 것으로 생각된다. 새로운 관계식에 의해 이 지역의 구름입자 수농도가 감소하고 이로 인해 강수입자 자동전환율이 감소하여 강수 입자 생성 효율이 높아지고, 구름이 강수로 전환되면서 제거되어 운량이 감소한 것으로 보인다. 이와 같은 효과가 하층운에서만 나타난 이유는 구름입자 수농도의 감소 또는 증가가 강수율의 감소 또는 증가로 이어지는 것은 주로 따뜻한 구름에서 나타나는 현상이기 때문이다. 얼음입자가 포함되는 구름에서는 강수입자의 생성과 성장이 더 복잡한 과정을 거치게 되고 에어로졸이나 구름입자 수농도의 증가가 반드시 강수입자생성을 지연시키는 효과로만 나타나지는 않는다. 경우에 따라서는 구름입자 수농도의 증가가 오히려 강수입자 생성의 가속시키는 결과를 가져오기도 하는데, 이러한 결과들은 대기 중 수증기의 양, 얼음입자나 물방울의 수농도, 바람의 연직 속도 등 여러 가지 요인에 의해 달라질 수 있다.

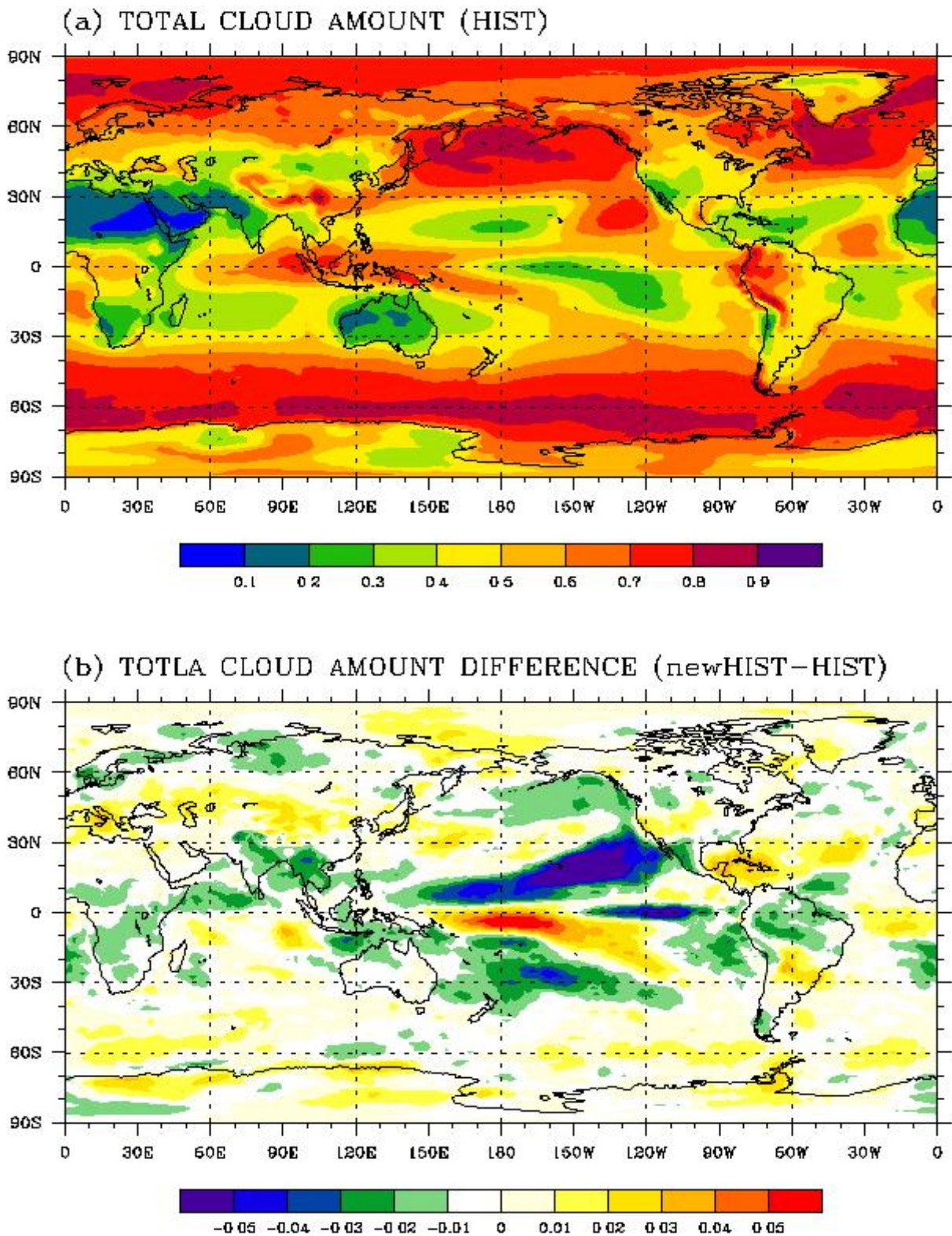


Fig. 3.1.27. The annual means of total cloud amounts for HIST (a) and the difference between newHIST and HIST (b) during 1981-2000.

본 연구 결과에서 상층운의 경우 수렴에 의한 대류운에 해당하므로 구름입자 성장에 있어 수농도의 변화보다는 대기 순환에 의한 대류의 변화에 더 큰 영향을 받은 것으로 생각되며, 대류가 강해진 지역에서 총운량과 지표강수율이 모두 증가한 것으로 보인다. 대기 순환의 변화에 의한 대류 변화와 관련된 분석 내용은 뒤에서 더 논의하기로 한다.

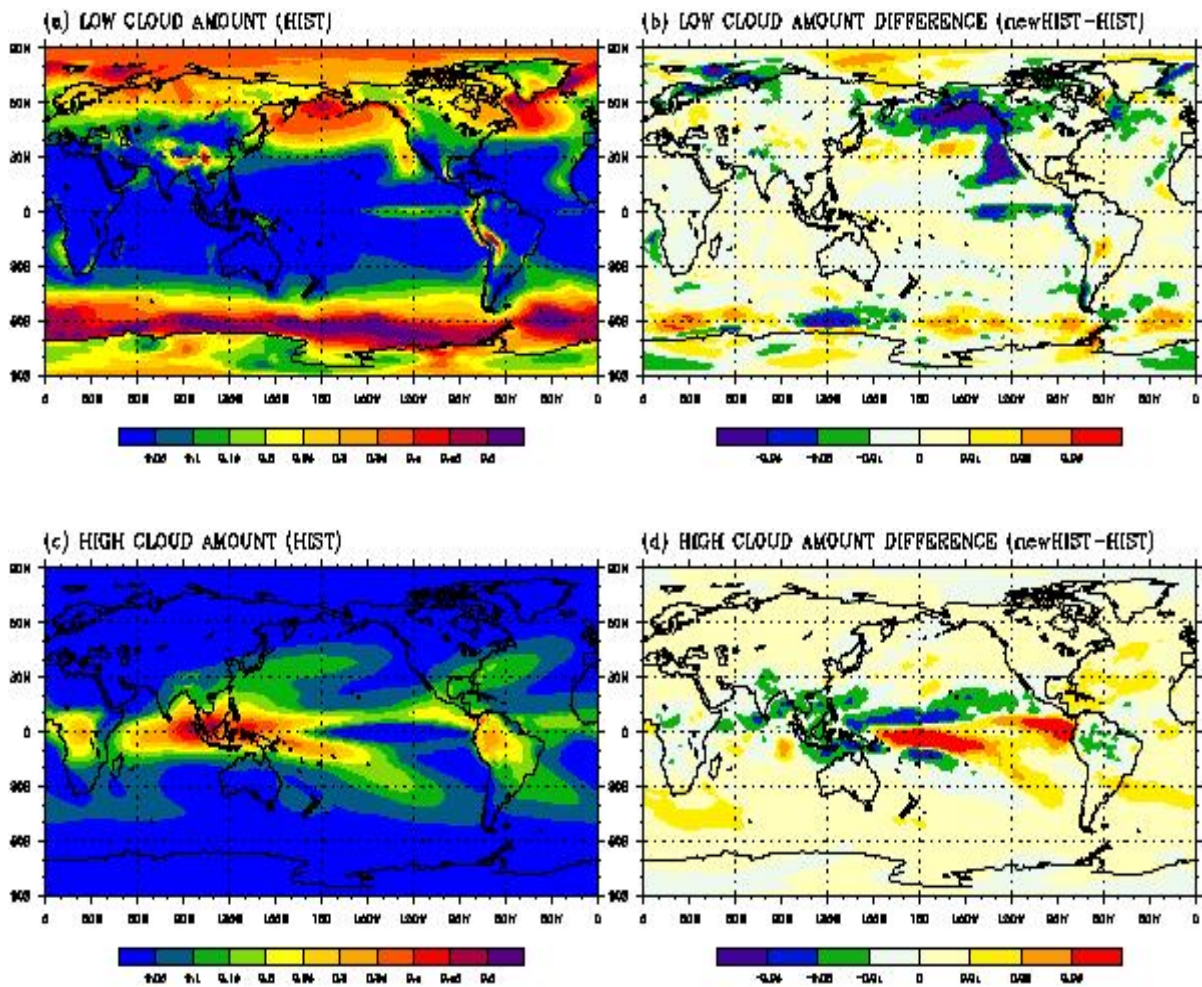


Fig. 3.1.28. The annual means of total cloud amounts for HIST (a) and the difference between newHIST and HIST (b) on low level (500 m height), and for HIST (c) and the difference between newHIST and HIST (d) on high level (10 km height) during 1981-2000.

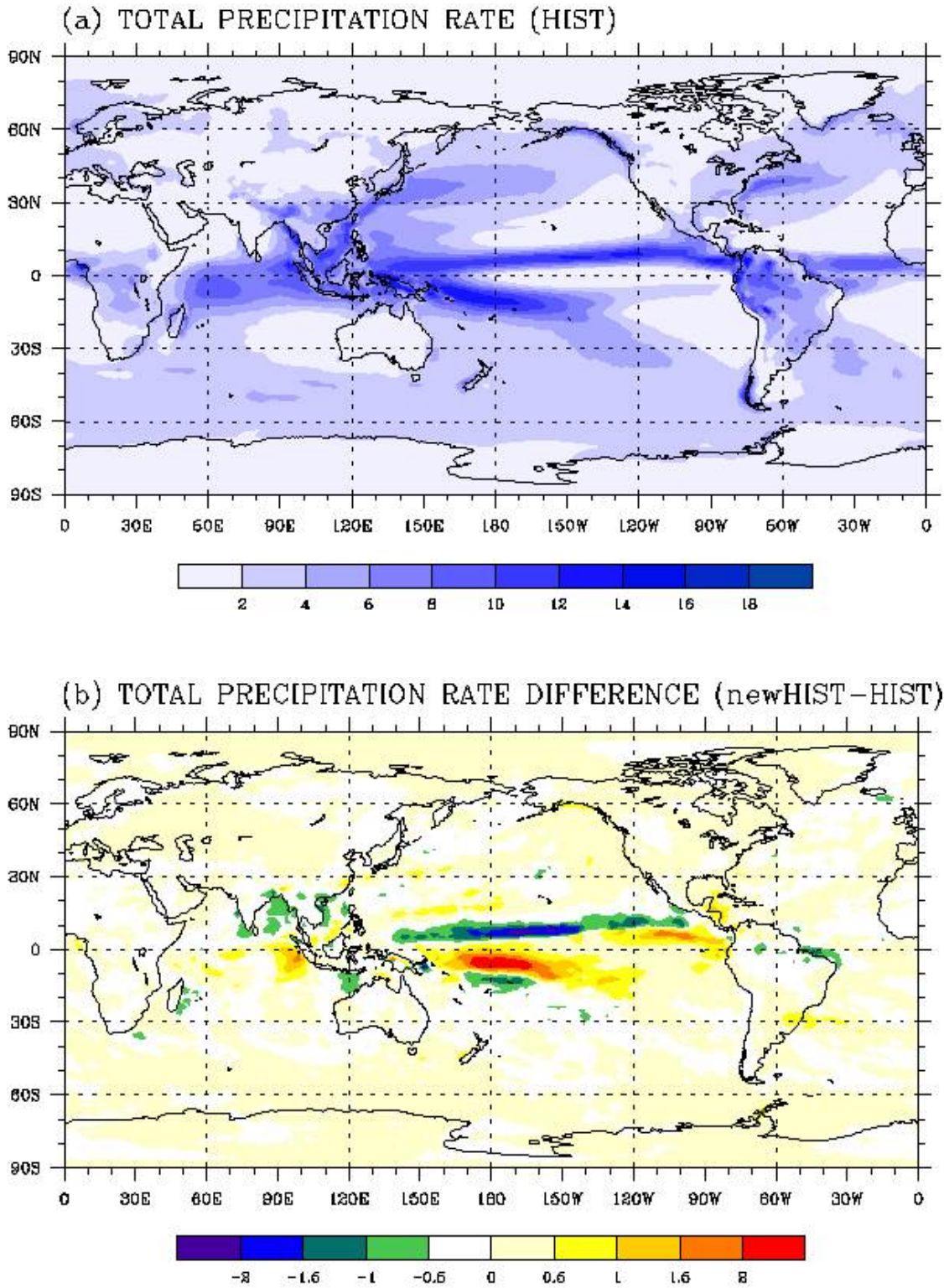


Fig. 3.1.29. The annual means of total precipitation rate (mm day^{-1}) for HIST (a) and the difference between newHIST and HIST (b) during 1981-2000.

(3) 구름입자 유효반경

식(3.1.4)에 의하면 구름입자 유효반경(r_e)은 구름입자 수농도가 증가할 때 작아진다. 따라서 새로운 관계식을 적용할 경우, 오염된 지역에서는 구름입자 유효반경이 감소하고, 그 외 해양과 같이 구름입자 수농도가 낮은 지역에서는 구름입자 유효반경이 증가할 것을 기대할 수 있다. 그러나 Fig. 3.1.30의 결과에서는 Fig. 3.1.26b의 구름입자 수농도의 증가/감소 경향과 구름입자 유효반경 증가 감소 경향이 연관성이 없는 것으로 보인다. 이것은 구름입자 유효반경이 그 수농도뿐 아니라 구름물의 혼합비(mixing ratio)에도 영향을 받기 때문이다. 즉 구름물 혼합비가 증가할 경우 구름입자 유효반경 역시 크기가 커지게 되고, 결과에 의하면 오히려 구름입자 유효반경의 변화는 운량의 증가 감소와 더 높은 연관성을 보인다. 그러나 오염 지역에서는 유효반경이 감소하여 나타났는데, 이것은 오염 지역이 대체로 운량이 적은 지역으로 구름물의 혼합비보다는 구름입자 수농도가 더 지배적으로 영향을 미쳤기 때문이다.

(4) 복사량과 온도 변화

Fig. 3.1.31는 대기 상한과 지표에서의 단파, 장파 복사량의 newHIST와 HIST의 차이를 나타낸 것으로, 복사량의 증가/감소는 운량의 변화와 밀접한 관련을 보인다. 단파복사의 경우 운량이 감소한 지역에서는 지표로 들어오는 하향 복사량이 증가하고 운량 감소로 구름의 알베도가 낮아져 반사되어 나가는 상향 복사량은 감소한다. 장파복사의 경우 지표에서 방출된 장파 복사가 구름에 의해 흡수되었다가 다시 지표방향으로 방출되므로 운량이 증가한 곳에서는 지표로의 하향 복사량 역시 증가한다. 그러나 운량이 증가한 경우 장파 복사가 지표보다 온도가 낮은 구름에서의 방출되기 때문에 대기 상한에서의 상향 장파 복사량은 증가한다. Fig. 3.1.32a는 지표면으로의 순 하향 복사량을 나타낸 것이다. newHIST와 HIST 차이에 의한 지표 부근에서의 온도 변화는 순 하향 복사량 변화의 증가/감소 경향과 일치한다(Fig. 3.1.32). 본 실험에서 구름입자 수농도의 모수화 방법만을 바꾸었음에도 불구하고, 그 결과는 운량과 강수량 뿐 아니라 복사량과 지표 온도에도 영향을 미침을 알 수 있다. 따라서 에어로졸의 간접적 효과에 대한 연구 뿐 아니라 모델의 불확실성을 감소시키기 위해서도 구름입자 수농도의 정확한 계산이 매우 중요함을 알 수 있다.

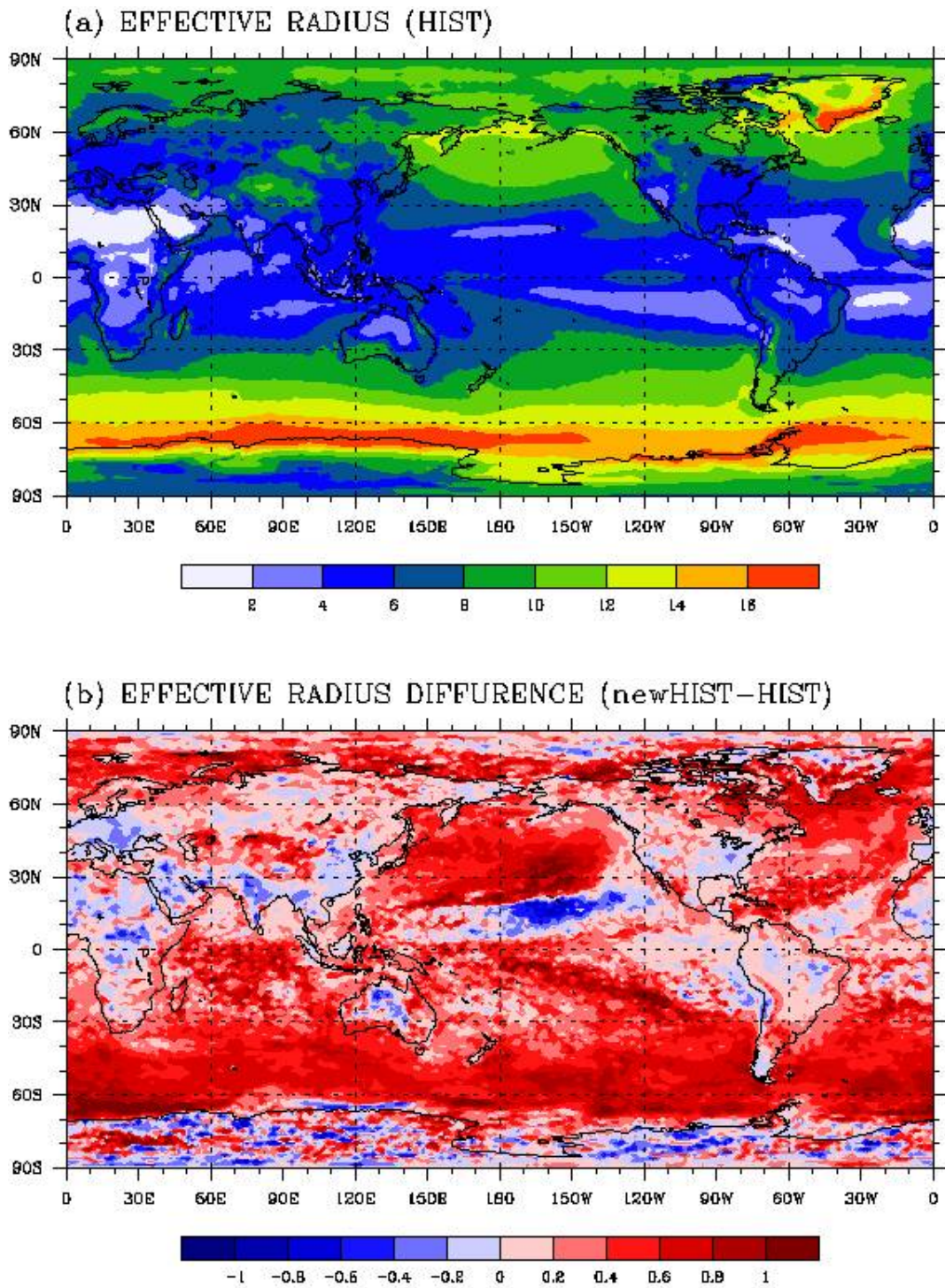


Fig. 3.1.30. The annual means of cloud droplet effective radius at 500 m height for HIST (a) and the difference between newHIST and HIST (b) during 1981-2000.

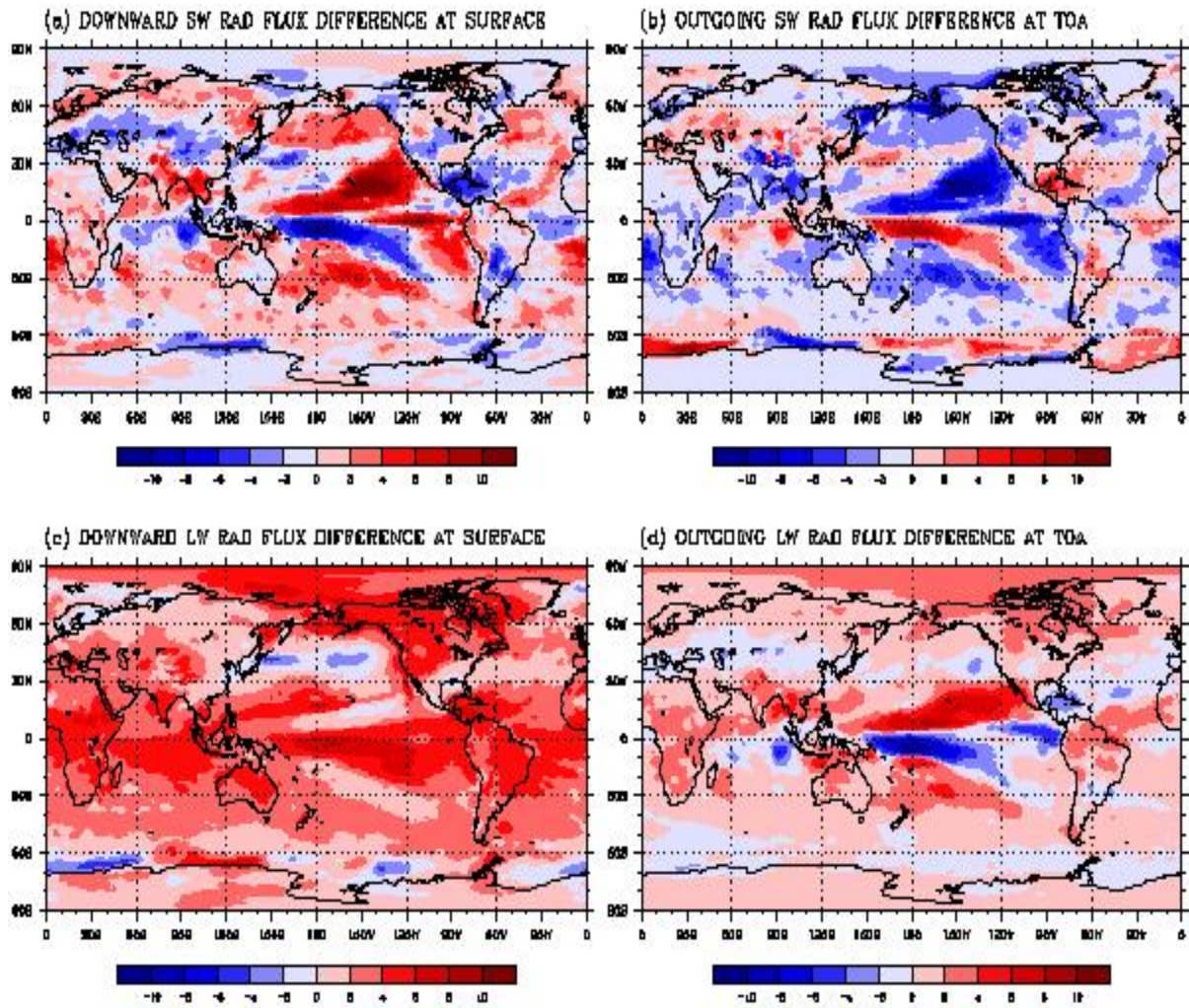


Fig. 3.1.31. The differences between newHIST and HIST for the annual mean downward shortwave (a), outgoing shortwave (b), downward longwave (c) and outgoing longwave (c) radiation flux (Wm^{-2}) during 1981-2000.

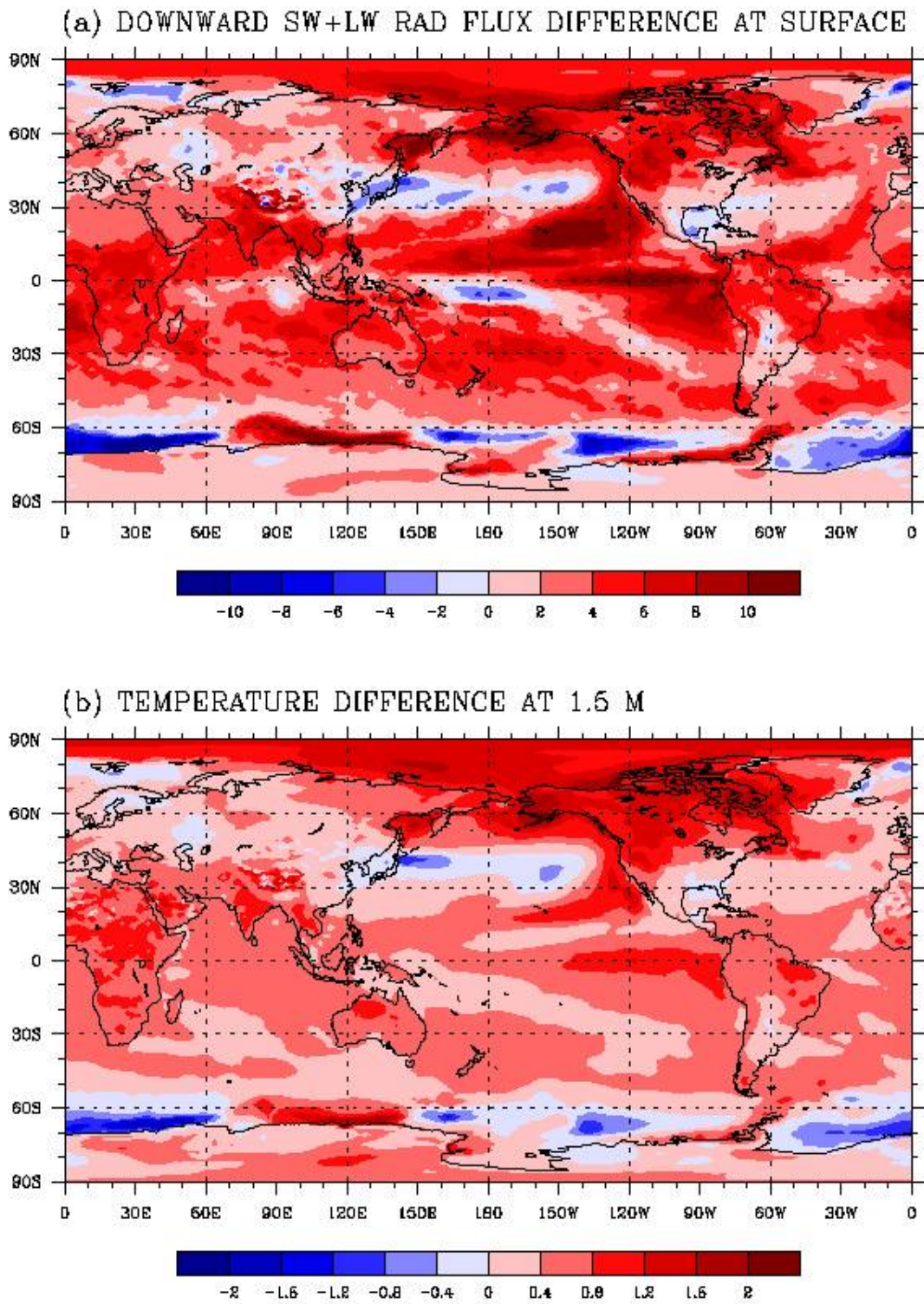


Fig. 3.1.32. The difference between newHIST and HIST for the annual mean total net downward (shortwave+longwave) radiation flux (W m^{-2}) at surface (a) and temperature (K) at 1.5 m altitude (b) during 1981-2000.

(5) 대기 순환과 온도 변화

본 실험에서 새로운 관계식을 통해 얻은 구름입자 수농도의 값이 변하였음에도 불구하고 지구 전반에 걸쳐 많은 변화가 나타남을 확인하였다. 특히 가장 눈에 띄는 변화는 적도 부근의 총운량과 지표강수율의 변화이다. 구름입자 수농도의 변화량은 오염된 지역에서 더 컸으나 가장 큰 반응은 적도 부근의 열대수렴대에서 나타났다. 특이한 점은 적도부근에서는 대체로 구름입자 수농도가 감소하였으나 총운량은 증가한 부분도 있고 감소한 부분도 있어 구름입자 수농도의 변화와 연관성이 없이 나타났다는 점이다. 또한 이 지역은 대류에 의해 하층보다는 상층의 깊은 적운을 발달시키는 곳으로 주로 구름입자가 얼음입자 상태로 존재한다. 본 연구에서 제안한 새로운 관계식은 따뜻한 구름에 적용되는 모수화 방법으로 열대수렴대의 찬 구름에는 직접적인 영향을 미치지 않는다. 그럼에도 불구하고 이 지역에서의 반응이 가장 뚜렷하게 나타난 이유를 찾기 위해 대기의 순환을 살펴보았다. Fig. 3.1.33에서 북태평양지역의 바람은 북미 연안에서 시계방향으로 순환하여 적도 지역으로 수렴된다. 그러나 새로운 관계식의 결과는 이러한 순환을 약화시키고 그 결과 적도 부근의 수렴이 약화된다. 이로 인해 이 부근에서의 상승류가 약화되고 무역풍도 약화된다. 따라서 상승류가 약화된 지역의 구름이 급격히 감소된다. 또한 무역풍의 약화로 인해 적도부근에 생성되는 적운의 위치가 동쪽으로 약간 옮겨져 나타났다. 따라서 태평양의 적도 남쪽의 운량이 증가한 부분은 기존의 구름이 동쪽으로 치우쳐지면서 나타난 것으로 보인다.

Fig. 1.3.34는 HIST와 newHIST의 결과를 ECMWF 재분석 자료와 비교한 것으로, 지표 부근(1.5 m 고도)에서의 온도 차이를 나타낸다. HIST의 결과는 관측값(ECMWF 재분석 자료)과 비교할 때 북반구에서 cold bias가 존재함을 알 수 있다(Fig. 1.3.34a). 그러나 newHIST의 결과와 관측값과의 차이를 살펴보면 이러한 cold bias가 감소되어 기존의 모수화 방법을 사용한 결과보다 지표 온도가 개선된 것을 확인할 수 있다.

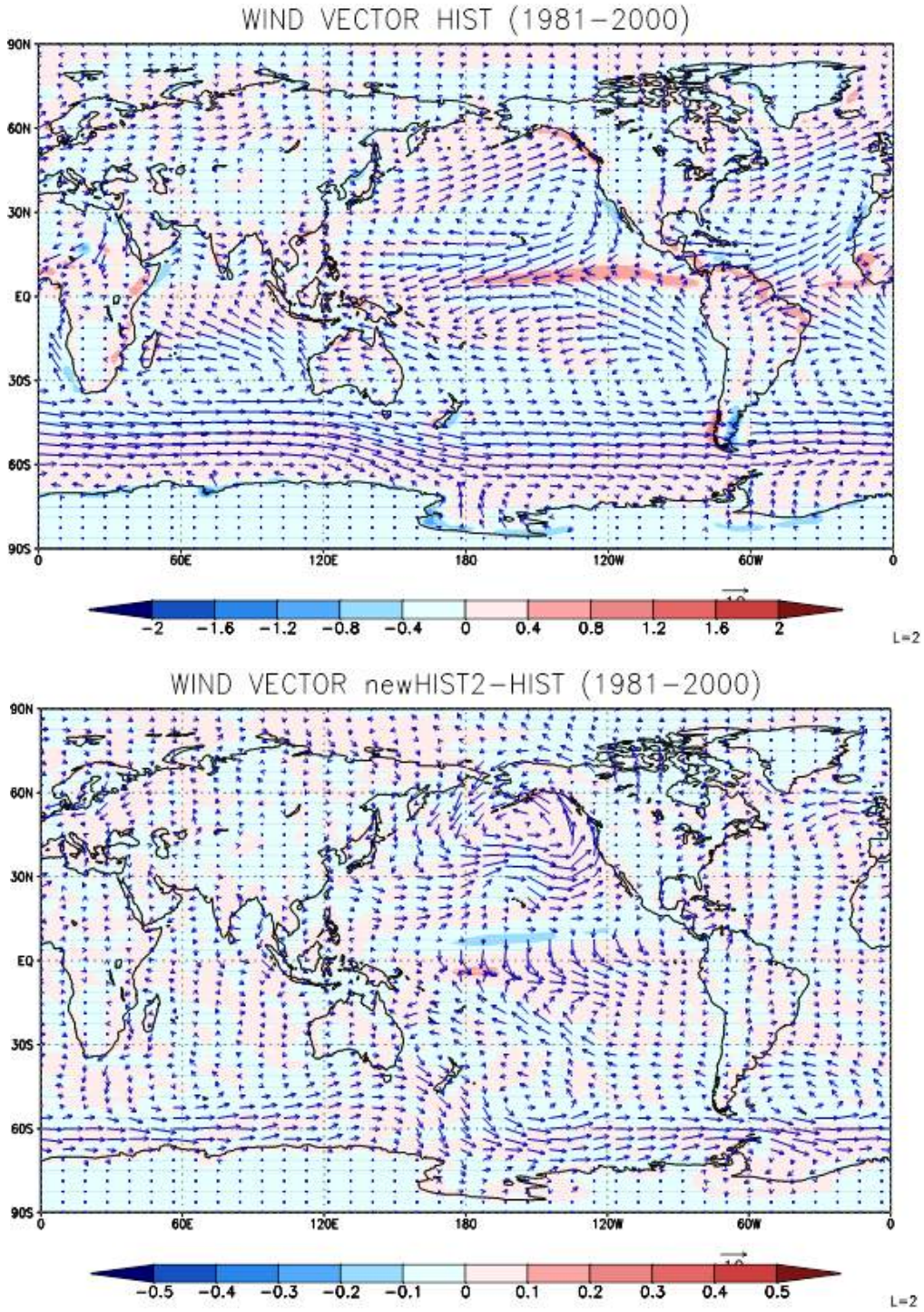


Fig. 3.1.33. The annual mean horizontal wind vector [m s^{-1}] for HIST (a) and the difference between newHIST and HIST (b) at 1 km height. Shaded area indicates vertical wind speed.

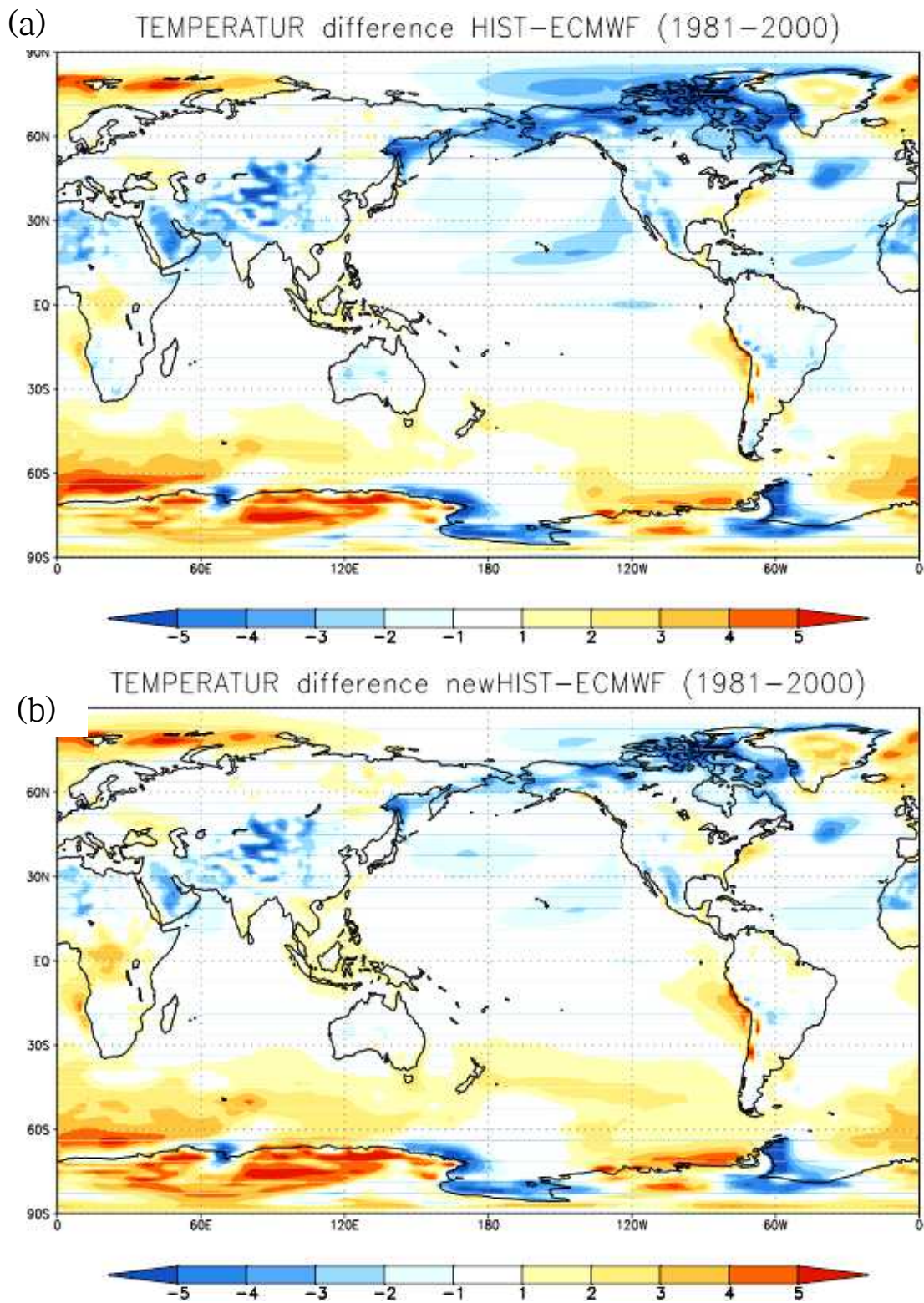


Fig. 3.1.34. The annual means of temperature at 1.5 m altitude for HIST (a) and the difference between newHIST and HIST (b) during 1981-2000.

5. 결 론

동아시아 지역의 에어로졸 분포를 이해하기 위해 한반도를 중심으로 에어로졸 수농도 관측 및 흡습성 분석을 수행하였고 관측결과를 타 지역과 비교분석하였다. 서울의 에어로졸 수농도와 기하평균직경의 평균값은 $17811 \pm 5581 \text{ cm}^{-3}$ 과 $48 \pm 6 \text{ nm}$ 였으며, 과포화도 0.4, 0.6, 0.8%에서의 구름응결핵 수농도는 4145 ± 2016 , 5323 ± 2453 , $6067 \pm 2780 \text{ cm}^{-3}$ 였다. 한반도의 배경대기라 할 수 있는 고산, 백령도, 대관령 등의 에어로졸 수농도는 약 5000 cm^{-3} 였다. 한반도의 에어로졸 수농도의 동서변화는 뚜렷하게 나타났지만 대기 상층의 에어로졸 수농도의 동서변화는 뚜렷하게 나타나지 않았다. 한반도의 에어로졸 수농도는 유럽과 북미대륙의 대도시와 유사하였고 베이징과 뉴델리와 같은 특히 오염된 지역의 에어로졸 수농도보다는 낮았다. 에어로졸의 흡습성에 대한 분석도 이루어졌는데 흡습성을 나타내는 지표로 κ 값을 사용하였다. 서울의 κ 값은 0.05 - 0.18의 범위로 나타났으며 이는 대륙의 에어로졸 중에서도 낮은 값이다. 즉 서울에서 관측되는 에어로졸은 흡습성이 낮은 에어로졸이 주를 이룬다는 것을 알 수 있다. 고산에서 관측한 에어로졸의 흡습성 역시 비교적 낮았다. 타 지역에서 관측한 대륙성 에어로졸의 κ 값은 0.15 - 0.30의 범위를 갖는 것으로 나타났다. 이는 해양에서 주로 관측되는 에어로졸인 황산암모늄과 염화나트륨의 κ 값에 비해 매우 낮다. 즉 대륙에서 관측되는 에어로졸은 해양에서 관측되는 에어로졸에 비해 낮은 흡습성을 갖고 있는 것을 알 수 있다. 에어로졸의 수농도와 흡습성은 기후모델의 초기자료로 사용되며 에어로졸 수농도와 흡습성 자료가 정확하지 않으면 구름입자의 수농도를 정확히 모의할 수 없다. 따라서 에어로졸 수농도와 흡습성의 전 지구규모 분석을 통해 기후모델 내의 구름모의를 개선할 수 있을 것이다.

VOCALS 프로젝트 기간 동안 관측한 증적운에 대해 유입-혼합과정을 분석하였다. 유입-혼합과정 분석을 위하여 혼합 다이어그램과 구름 미세물리 인자(구름입자의 수농도, 평균적인 크기, 구름수분함량)간의 상관성을 분석하였으며 각각 1Hz, 40Hz 데이터를 이용하였다. 구름입자의 평균적인 크기와 구름수분함량 간의 상관관계가 강한 양의 상관관계를 나타낸 것으로 보아 혼합 다이어그램에서는 균질혼합과정(HM)이 일어나는 것으로 판단할 수 있었다. 하지만 유입-혼합과정과 관련된 변수인 변화 길이규모(transition length scale, J^*)와 변화 규모수(transition scale number, J_L)는 모든 데이터에 대해 비균질혼합과정(IM)이 일어나는 것으로 나타났다. 상반된 결과에 대해

과학적 근거를 제시하기 위해 운정고도에서 매우 가까운 경로에 대해 분석한 결과, 구름입자의 평균적인 크기와 구름수분함량간의 상관관계가 거의 없는 것으로 나타났으며 이는 비균질혼합의 특성을 의미한다. 따라서 실제 운정고도 근처에서 IM과정이 일어난 것과는 상관없이 혼합된 공기가 하강함에 따라 연직 순환이 일어나고 구름입자의 증발이 계속해서 일어나 구름의 중간고도에서는 구름입자의 크기와 구름수분함량이 양의 상관관계를 가지게 되는 것이라 추측해볼 수 있다. 위의 결과처럼 구름은 유입-혼합 과정과 난류의 영향을 받기 때문에 구름 미세물리 인자간의 상관성이 바뀔 수 있으며 이로 인해 구름과 강수입자의 성장과정은 달라질 수 있다. 본 연구에서는 항공 관측을 통해 구름의 미세물리적인 특성을 파악할 수 있었으며 더 나아가 유입-혼합 과정에 의한 구름의 미세물리적 변화를 확인하였다. 이와 같이 근본적인 이해 증진을 바탕으로 모델의 구름미세물리 모수화 개발의 기초자료로 활용될 것으로 기대할 수 있다.

구름 모델(Spectral bin model)을 이용해 에어로졸 수농도에 따른 구름과 강수의 상관성을 조사하였다. 따뜻한 구름에서는 에어로졸 수농도가 증가함에 따라 강수가 억제되는 현상이 분명하게 나타났으나, 강한 대류에 의해 생성된 따뜻한 구름에서는 일관되지 않은 더 복잡한 결과를 보였다. 찬 구름의 경우, 에어로졸 증가에 따라 강수 발달이 강화되어 대륙성과 오염된 구름의 누적강수량이 해양성 구름보다 더 높았다. 해양성 구름의 경우, 물방울 성장으로 인해 강수가 시작되어 구름을 활성화 시키는 효과(cloud invigoration)가 더 일찍 시작되나 그 효과는 약하게 나타났다. 대륙성과 오염된 구름의 경우 성장이 지연되면서 축적된 물방울과 얼음입자들에 의해 착빙(riming) 빈도가 급격히 증가하고 이로 인해 구름 활성화 효과가 강하게 나타났다. 어는 고도가 낮은 경우, 세 가지 에어로졸 수농도에 대해 모두 얼음입자 생성이 빠르게 일어나 따뜻한 강수과정에 의한 강수지연효과는 보이지 않았다. 위 결과들을 통해 에어로졸 수농도에 따른 강수량은 대기 조건에 따라 다르게 나타날 수 있음을 알 수 있었다. 이와 같은 결과는 기후모델과 같은 규모가 큰 모델에서의 구름·강수과정을 이해하고 모수화 방법을 점검하고 개선하는데 도움을 줄 것이다.

구름입자 수농도 모수화 방법 개선 실험을 통해 구름입자 수농도의 변화만으로도 모델 결과가 큰 차이를 보임을 확인하였으며, 이를 통해 정확한 구름입자 수농도 모수화에 대한 중요성과 필요성을 확인하였다. 또한 새로운 방법으로 결과가 개선될 수 있음을 알 수 있었다. 최근에는 Köhler 이론을 바탕으로 한 모수화 방법이 주로

사용되고 있는데, 온도와 압력, 연직속도와 같은 더 많은 변수들로부터 계산되는 값이므로 이 방법이 이론적으로 더 합리적인 방법이긴 하나, 그것이 반드시 더 정확한 결과를 보인다고 단언하기는 어렵다. 따라서 계산의 효율성과 정확도 향상 측면에서 본 실험의 새로운 모수화 방법은 유용하게 사용될 수 있다. 또 한 가지 고려해보아야 할 점을 에어로졸 수농도의 정확도이다. 본 연구의 모수화 방법이나 Köhler 이론을 바탕으로 한 모수화 방법 모두 에어로졸 수농도로부터 구름입자 수농도가 계산되므로, 에어로졸 수농도가 정확하지 않을 경우 구름입자 수농도의 정확도는 떨어지게 된다. 따라서 앞서 관측을 기반으로 한 연구자료를 바탕으로 본 연구의 모수화 방법을 통해 구름입자 수농도를 계산하면 보다 나은 결과를 얻을 수 있을 것으로 기대된다.

제 2 절 지구시스템모듈 원천기술개발을 위한 해양과정 모의분석 연구

1. 동아시아해역과 북서태평양 과거 모의 및 미래 전망 분석

가. 해양 특성과 해류시스템 모사 성능

(1) 해면수온

(가) 관측과의 비교

동아시아 연변해를 포함하는 북서태평양에서 HadGEM2-AO의 해면수온 모사 성능을 평가하기 위해 관측 자료(Ingleby B and M. Huddleston, 2007)와 비교하였다. Fig. 3.2.1은 1950 - 2000년 기간 동안 북서태평양 해역의 HadGEM2-AO와 관측(EN3_v2a)의 해면수온(SST) 변동을 비교한 것이다. 전 기간 동안 모델과 관측의 연평균 SST의 차이는 0.035°C 로, 모델에서 더 높게 모의되었다. 1960년대 이전에는 관측과 모델의 SST가 반대의 변동을 하는 것으로 보이나 이후 기간부터는 모델이 관측의 장기변동을 잘 모의하였다. 특히 1985년 이후부터는 관측과 모델의 SST가 모두 증가 추세를 나타내었다.

공간적으로 살펴보면 한반도를 포함하는 북서태평양 해역에서 모델과 관측 기후치의 해면수온 분포는 대체로 유사하게 나타났다(Fig. 3.2.2). 관측에서 연평균 SST의 등치선이 위도에 거의 나란한 형태로 나타나는데 비해 모델 SST는 동해와 동중국해에서 해수의 이류 패턴과 쿠로시오의 흐름을 적절히 반영하는 것으로 보인다. 국지적으로 살펴보면, 모델의 수온이 오호츠크해와 북서태평양 외해에서 관측에 비해 낮게 나타났으며, 동해 연안과 황해, 동중국해와 남중국해, 홋카이도 부근에서는 높게 나타났다. 위와 같은 차이에는 기후치에 비해 모델의 해류 모사가 공간적으로 더 상세히 이루어진 것에 기인하는 바가 크다고 생각된다.

Fig. 3.2.1에서 확인한 바와 같이 모델이 관측의 장기변동을 잘 모의하는 것으로 생각되는 1960년 이후부터 2000년까지의 결과를 이용하여 북서태평양 해역에서 모델과 관측의 상관관계를 살펴보았다(Fig. 3.2.3). 연평균 상관계수의 분포에서는 북서태평양 대부분의 해역에서 모델과 관측의 해면수온이 양의 상관관계를 보이고 있으며, 동해와 황해, 동중국해와 아열대 순환의 중심 부근, 오호츠크해 일부 해역에서 유의한 양의 상관관계가 나타났다. 특히 한반도 남해와 필리핀 동부 해역에서 높은 양의 상관계수가 나타났다. 여름철에는 일본 연안과 필리핀 동부해역, 오호츠크해 중심 부근에서 유의한 양의 상관을 보이는 지역이 넓게 분포하고 있었다. 겨울철에는 동해와

남해, 일본 연안에서 모델과 관측의 해면수온이 양의 상관관계를 나타내었지만, 유의하지 않은 상관을 나타내는 지역이 넓게 분포하였다. 상관관계 분석을 통해 계절적으로는 겨울철보다 여름철에 모델이 관측의 해면수온을 잘 모의하는 것으로 나타났다. 또한 북서태평양 전반에 걸쳐 모델과 관측의 연평균 해면수온의 상관관계가 높은 것으로 보아, 모델이 관측의 연변동과 선형 경향성을 잘 모의하고 있다고 판단된다.

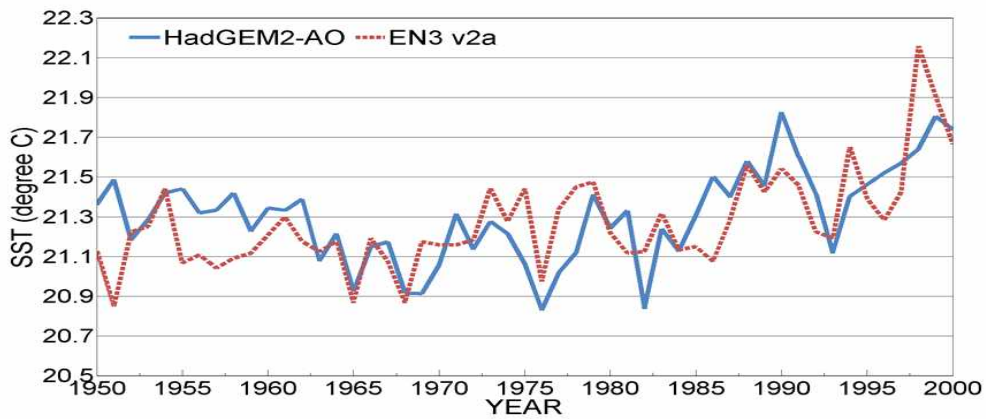


Fig. 3.2.1. Annual variation of areal mean SST in the Northwestern Pacific from 1950 to 2000. A blue solid line indicates SST of HadGEM2-AO and a red dotted line indicates SST of observation(EN3_v2a).

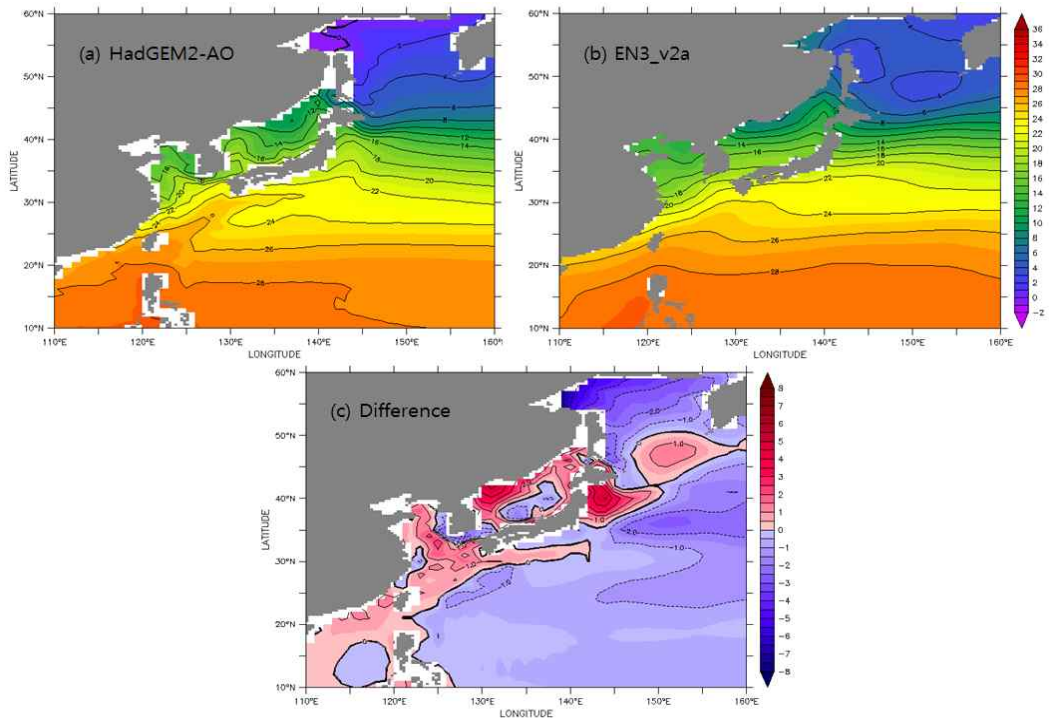


Fig. 3.2.2. Spatial distributions of annual mean SST in HadGEM2-AO and observation in the Northwestern Pacific from 1971 to 2000(top), and difference between HadGEM2-AO and observation(bottom).

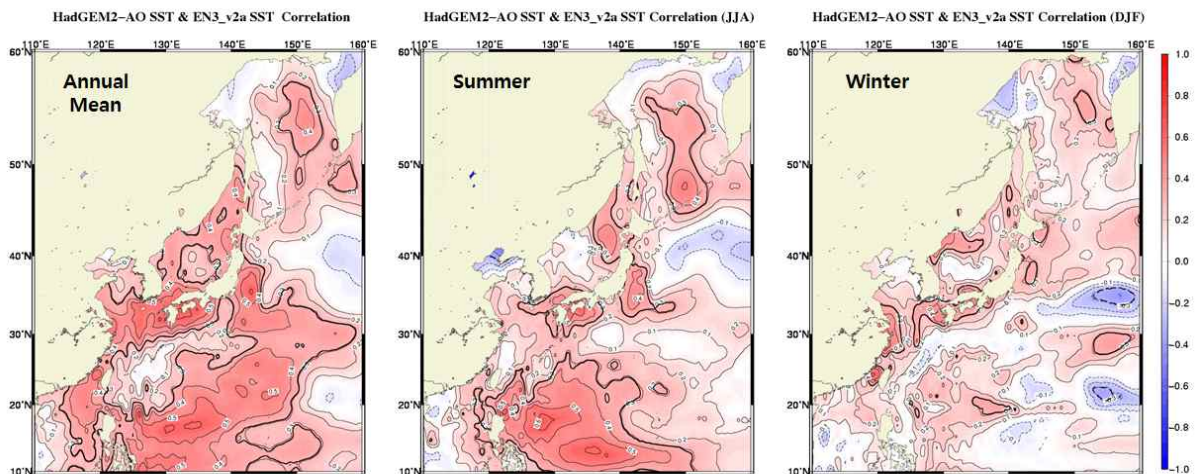


Fig. 3.2.3. Distributions of correlation coefficient between SST of HadGEM2-AO and observation for annual mean, summer and winter from 1960 to 2000. The bold line shows a minimum correlation coefficient(0.31) which satisfies 95% confidence level.

(나) CMIP5 주요 모델과의 비교

앞서 관측과의 비교를 통해 HadGEM2-AO의 해면수온 모의 성능을 파악하였으며, 이후에는 CMIP5의 주요 모델과의 비교 분석을 통해 CMIP5 모델들과 HadGEM2-AO의 해면수온 모의 특성을 파악하고자 한다. CMIP5 과거실험 모의 분석에는 HadGEM2-AO를 포함한 BCC-CSM1.1, CanESM2, CNRM-CM5, CSIRO-Mk3.6.0, IPSL-CM5A-MR, MIROC-ESM-CHEM, HadGEM2-ES, MRI-CGCM3, GISS-E2-R, GFDL-ESM2G 총 11개의 모델 자료를 사용하였다. 기간은 1971년부터 2000년까지 30년의 결과를 사용하였다.

Fig. 3.2.4는 1971 - 2000년 기간 동안 CMIP5 11개 모델의 북서태평양 해면수온의 월평균 값을 이용하여 나타낸 테일러 상관 분석도이다. 관측 자료로는 Hadley Centre의 EN3_v2a를 사용하였으며, 관측과의 거리가 가까울수록 모델이 관측과 유사하게 모의함을 의미한다. Fig. 3.2.4에서 HadGEM2-AO를 포함한 모든 모델들이 관측과 0.9 이상의 높은 상관관계를 보였으며, 서로 유사한 모의 성능을 나타냈다. 특히 HadGEM2-AO는 관측과 상관관계수 0.95 이상, 표준편차 0.95에 가까운 결과를 나타냄으로써 CMIP5 모델들에 비해 상대적으로 양호한 모의 성능을 보였다.

CMIP5 주요 모델들 내에서 HadGEM2-AO의 모의 능력을 파악하기 위해 HadGEM2-AO와 CMIP5 모델 앙상블 평균(HadGEM2-AO를 제외한 나머지 10개 모델)의 연평균 공간분포와 그 차이(HadGEM2-AO - CMIP5)를 구하였다(Fig. 3.2.5). 북서태평양 해역에 걸쳐 전반적인 해면수온의 분포는 HadGEM2-AO와 CMIP5 앙상블이 유사하게 모의하였으나, HadGEM2-AO가 CMIP5 앙상블에 비해 쿠로시오의 흐름을 더 상세히 모의하였음을 찾아볼 수 있다. HadGEM2-AO는 CMIP5 앙상블에 비해 대부분의 북서태평양 해역에서 해면수온을 0.5 - 1.5°C 더 높게 모의하였으며 오호츠크해에서는 수온을 낮게 모의하는 경향이 나타났다. 앞서 HadGEM2-AO와 관측과의 비교(Fig. 3.2.2)를 통해 아열대 순환역에서 HadGEM2-AO가 수온을 과소 모의하는 결과를 확인하였으므로, CMIP5 앙상블 평균은 HadGEM2-AO에 비해 관측보다 수온을 좀 더 낮게 모의하는 것으로 평가된다.

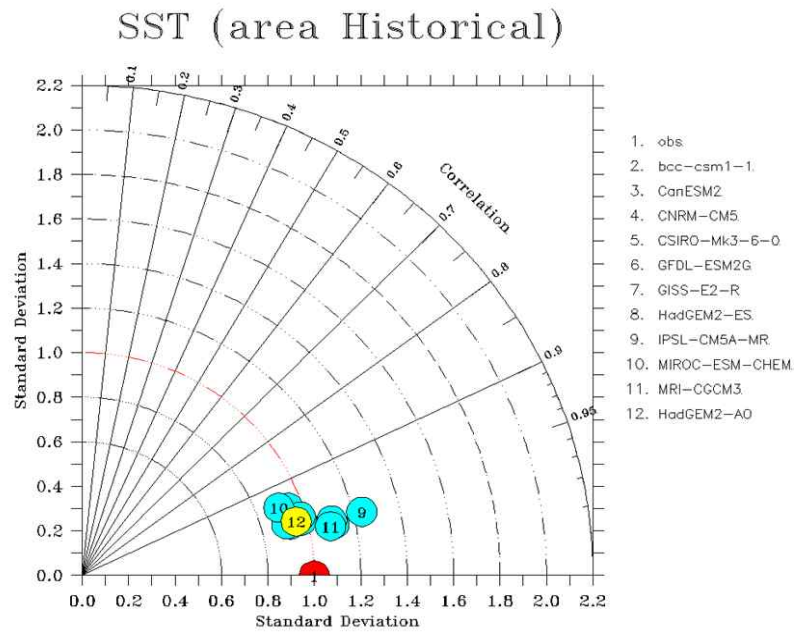


Fig. 3.2.4. Taylor diagram using SST climatology(1971 - 2000) of CMIP5 models.

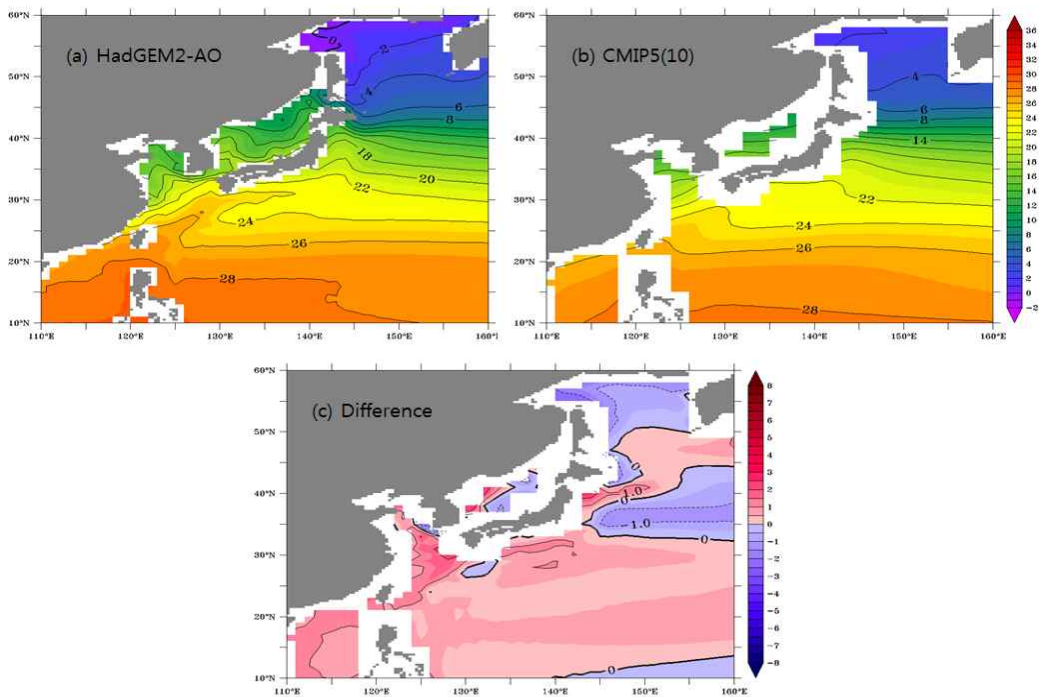


Fig. 3.2.5. Spatial distributions of annual mean SST in HadGEM2-AO and CMIP5 ensemble mean in the Northwestern Pacific from 1971 to 2000(top), and difference between HadGEM2-AO and CMIP5 ensemble mean(bottom).

(2) 해면염분

(가) 관측과의 비교

해면염분(SSS) 또한 해면수온과 같은 방법을 통해 북서태평양 해역에서 관측 자료와 비교 분석함으로써 HadGEM2-AO의 모사 성능을 파악하였다.

Fig. 3.2.6은 1950 - 2000년 기간 동안 북서태평양 해역의 HadGEM2-AO와 관측(EN3_v2a)의 해면염분 장기 변동을 비교한 것이다. 전 기간 동안 모델과 관측의 연평균 해면염분의 차이는 약 0.74psu로, 모델에서 더 작게 모의되었다. 모델의 과거실험 결과와 관측 자료의 상관계수를 구할 경우 -0.094로서 둘 사이에는 거의 상관관계가 없는 것으로 나타났다. 관측의 해면염분은 평균 약 34psu, HadGEM2-AO의 해면염분은 평균 약 33.3psu의 값을 가지고 각각 평균값을 중심으로 0.2psu 내에서 변동하는 모습을 보였다. 1950 - 2000년 기간 동안 모델의 해면염분은 약한 양의 선형추세를, 관측 염분은 약한 음의 선형추세를 나타내었다. 1955 - 1998년에 세계 해양과 각 대양 분지 해양 상부의 염분에 관한 연구(Boyer et al. 2005)에서, 북태평양 상부에서는 위도 평균한 염분이 감소하는 경향을 나타낸다고 하였다. 이러한 연구 결과와 마찬가지로 관측에 의한 북서태평양 해역 해면염분 또한 1950 - 2000년 기간에 약한 음의 추세를 보인 것을 고려해 볼 때, HadGEM2-AO가 관측의 선형 경향성을 적절히 모의하지 못하는 것으로 판단된다.

공간적으로 살펴보아도 북서태평양 해역 전역에 걸쳐 HadGEM2-AO가 관측에 비해 해면염분을 낮게 모의하고 있다는 것을 확인할 수 있다(Fig. 3.2.7). 동중국해와 동해, 오호츠크해에서 모델이 관측보다 좀 더 복잡한 염분패턴을 모의하였다. 특히 장강 하구 유출수의 상세한 모의가 황해와 동중국해의 염분 과소 모의에 상당히 기여한 것으로 판단된다.

1950 - 2000년 기간에 대한 HadGEM2-AO와 관측의 해면염분 상관관계 분포도(Fig. 3.2.8)에서도 마찬가지로 모델이 관측의 변동성을 제대로 모의하고 있지 못함을 확인할 수 있었다. 연평균 상관계수의 분포에서 살펴보면 동해와 황해, 대만 인근에서는 모델과 관측 해면염분 사이에 유의한 양의 상관관계가 나타났으나, 그 외 대부분의 북서태평양 해역에서는 유의한 상관이 나타나지 않았다. 오호츠크해 일부와 홋카이도 동남부 해역, 25° N, 155° E 부근에서는 모델과 관측의 해면염분 사이에 음의 상관관계가 나타나 모델이 관측의 변동성을 제대로 모의하지 못하는 것을 알 수 있다.

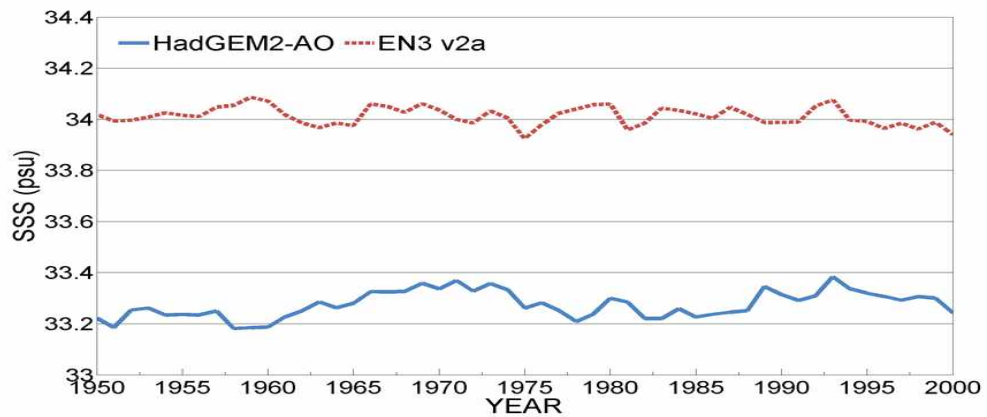


Fig. 3.2.6. Annual variation of areal mean SSS in the Northwestern Pacific from 1950 to 2000. A blue solid line indicates SSS of HadGEM2-AO and a red dotted line indicates SSS of observation(EN3_v2a).

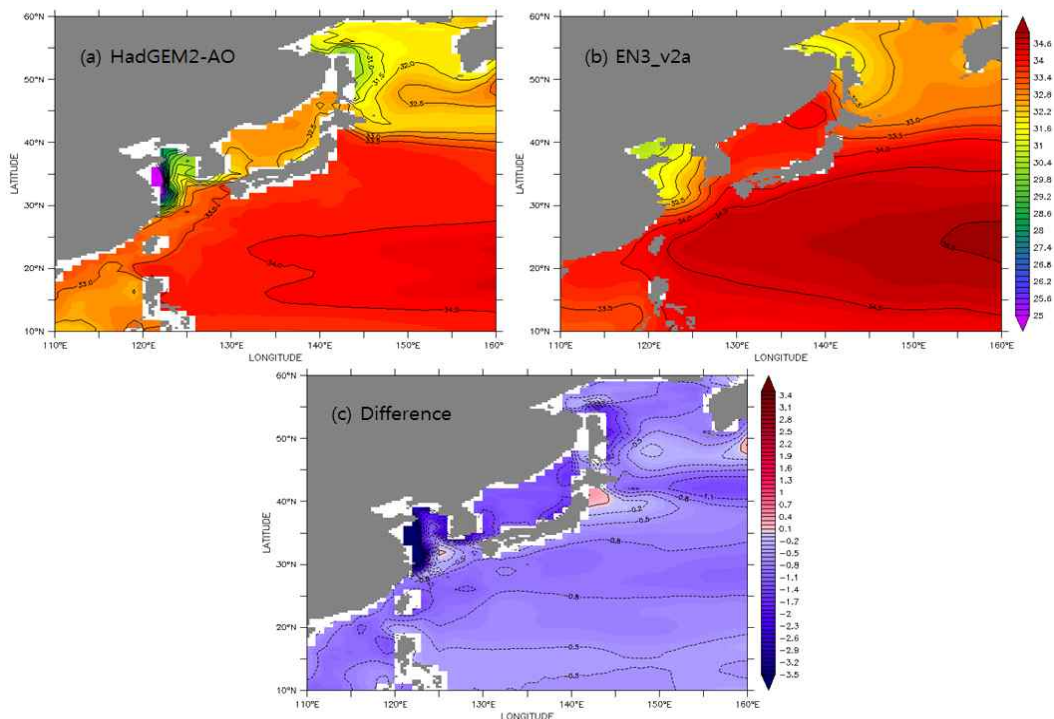


Fig. 3.2.7. Spatial distributions of annual mean SSS in HadGEM2-AO and observation in the Northwestern Pacific from 1971 to 2000(top), and difference between HadGEM2-AO and observation(bottom).

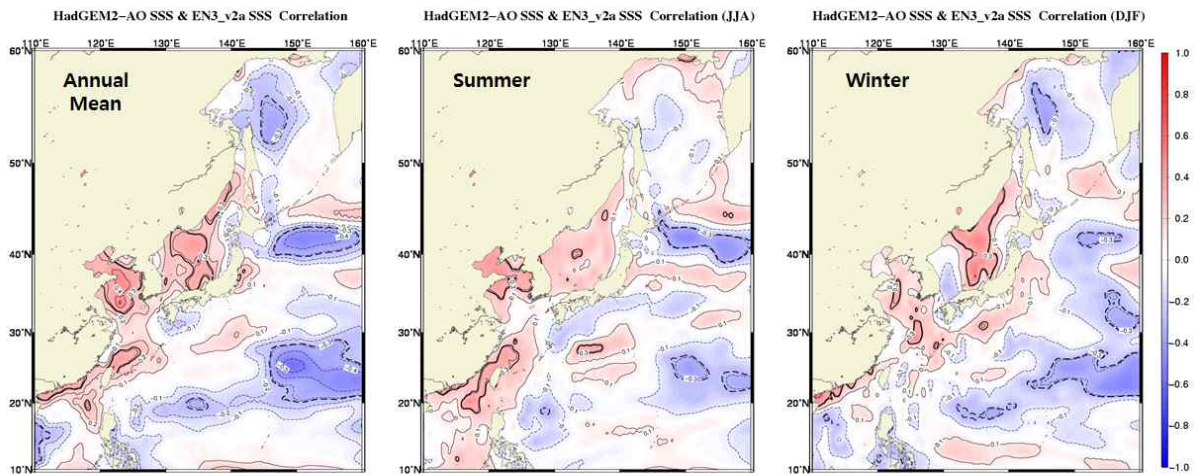


Fig. 3.2.8. Distributions of correlation coefficient between SSS of HadGEM2-AO and observation for annual mean, summer and winter from 1960 to 2000. The bold line shows a minimum correlation coefficient(0.28) which satisfies 95% confidence level.

(나) CMIP5 주요 모델과의 비교

11개 CMIP5 주요 모델의 해면염분 모의 특성을 파악하고, HadGEM2-AO와의 모의 성능 비교를 위해 테일러 상관 분석을 실시하였다(Fig. 3.2.9). 테일러 상관 분석도를 통해 MIROC-ESM-CHEM을 제외한 나머지 10개 모델이 장기 월평균 관측값과 0.9 이상의 높은 상관을 나타냄을 확인하였다. 그러나 모델들이 0.8 - 1.8 사이의 다양한 표준편차를 가지는 것으로 보아, 해면수온에 비해 해면염분은 각 모델마다 모사 성능의 차이가 큰 것으로 생각된다. 그 중 HadGEM2-AO는 표준편차 1.4로 CMIP5 모델 중 중간 정도의 모의 성능을 가지는 것으로 보인다.

CMIP5 주요 모델들과 HadGEM2-AO의 해면염분 모의를 비교하기 위해 각각의 연평균 공간 분포와 HadGEM2-AO와 CMIP5 모델 앙상블 평균(HadGEM2-AO를 제외한 나머지 10개 모델)과의 차이를 구하였다(Fig. 3.2.10). HadGEM2-AO는 약 15° N 이남 해역을 제외한 북서태평양 해역에서 CMIP5 모델 앙상블에 비해 해면염분을 낮게 모의하는 것으로 나타났다. 특히 장강 하구 인근에서는 HadGEM2-AO가 CMIP5 앙상블에 비해 염분 분포를 상세히 모의하였는데, 이러한 모의 특성의 영향으로 장강 하구에서 HadGEM2-AO가 CMIP5 앙상블에 비해 염분을 과소 모의하는 것으로 나타났다. 앞서 HadGEM2-AO와 관측과의 비교를 통해(Fig. 3.2.7) HadGEM2-AO가 북서태평양 대부분의 해역에서 해면염분을 과소 모의한다는 것을 확인하였으므로, CMIP5 앙상블은 이보다 좀 더 관측과 근접한 모사 성능을 가질 것이라 생각된다.

SSS (area Historical)

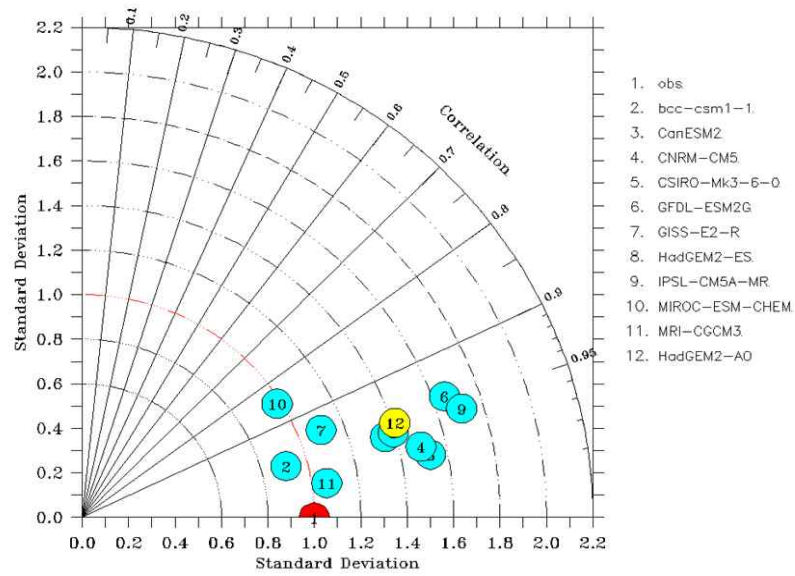


Fig. 3.2.9. Taylor diagram using SSS climatology (1971 - 2000) of CMIP5 models.

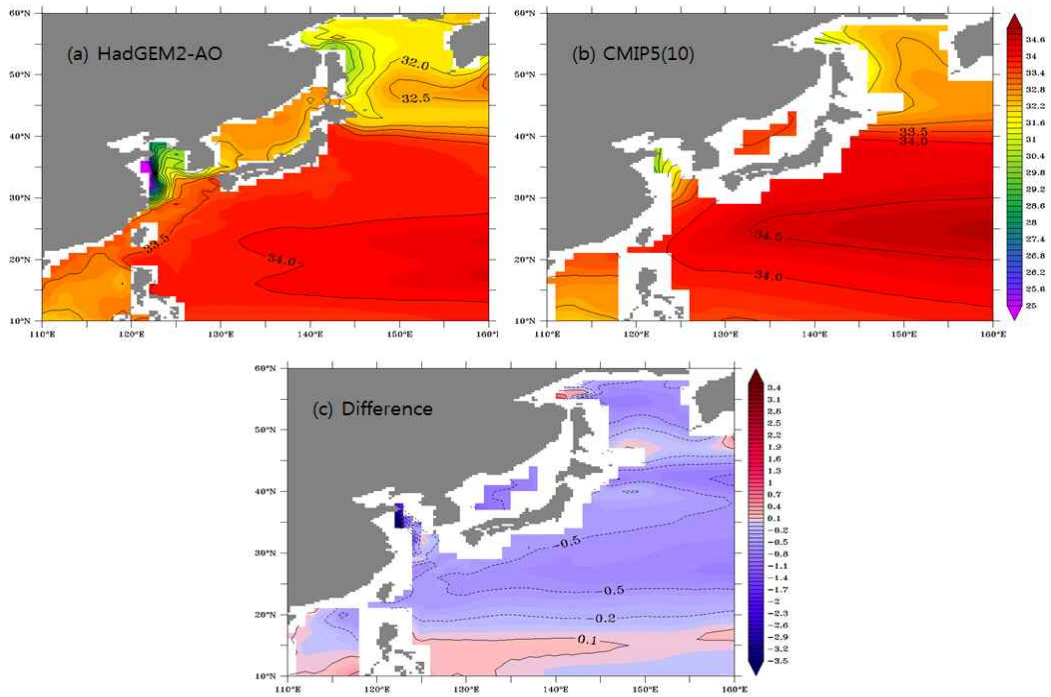


Fig. 3.2.10. Spatial distributions of annual mean SSS in HadGEM2-AO and CMIP5 ensemble mean in the Northwestern Pacific from 1971 to 2000(top), and difference between HadGEM2-AO and CMIP5 ensemble mean(bottom).

(3) 주요 단면 해수 수송량

한반도 해역을 포함하는 북서태평양 해역에서 HadGEM2-AO와 CMIP5 주요 모델의 해류시스템 모의 특성을 파악하고자 북서태평양 주요 단면에서의 통과 수송량을 구하고 관측과 비교하였다. 통과 수송량의 계산은 루손 해협(Luzon Strait), 대만 해협(Taiwan Strait), 대만 동쪽 채널(Eastern Taiwan Channel), PN line, 토카라 해협(Tokara Strait), 일본 남쪽 채널(South of Japan), 대한 해협(Korea Strait)에서 수행하였으며 각 단면의 위치는 Fig. 3.2.11에 나타내었다. 동일한 단면에서 수송량을 계산하기 위해 모든 모델 자료의 수평 격자를 360×181 로, 연직 격자를 40개 층으로 재격자화 하였다. 예외적으로 GISS-E2-R의 경우, 다른 모델들에 비해 연직 격자 상한이 낮아 연직 격자를 재격자화하지 않고 본래의 격자를 그대로 사용하여 계산하였으며, CanESM2의 경우 대한 해협에서 수평 격자를 재격자화 할 경우 해류의 흐름을 제대로 모의하지 못하여 본래의 수평 격자상에서 계산하였다.

Table 3.2.1은 1971 - 2000년 기간 동안 북서태평양 각 단면에서 각 모델들의 평균 수송량과 모델 전체 평균 및 관측 수송량을 오름차순으로 정렬하여 나타낸 것이다. 편의를 위해 모델의 이름들을 축약해서 사용하였으며, 괄호 안의 값이 평균 수송량 값을 나타낸다. 루손 해협과 토카라 해협에서는 관측치에 비해 모델들의 평균이 약 2배 정도 크게 나타났으며, 그 외의 모든 단면에서는 관측치에 비해 모델 평균이 작게 나타났다. 루손 해협에서는 HadGEM2-AO가 모델 평균보다 수송량을 크게 모의하였으며, 관측(Chu et al. 2000)보다는 약 11Sv 과대 모의하였다. 대만 해협에서는 모델 평균보다 HadGEM2-AO가 수송량을 작게 모의하였으며 관측(Fang et al. 1991)보다도 1.35Sv 작은 값을 나타내었다. 대만 동쪽 채널에서는 모든 모델이 관측(Johns et al. 2001)보다 수송량을 낮게 모의하는 경향을 보였으며, HadGEM2-AO는 모델 평균보다도 낮은 결과를 보였다. PN line에서는 HadGEM2-AO가 관측(Wei et al. 2013)과 가장 비슷한 값을 산출하였으며, 모델 평균은 관측보다 약간 작은 값을 가졌으나 거의 유사하게 나타났다. 토카라 해협에서는 대만 동쪽 채널의 결과와 반대로 CSIRO-Mk3.6.0을 제외한 모든 모델이 관측(Ichikawa and Beardsley, 1993)보다도 높은 수송량 값을 산출하였다. 일본 남쪽을 통과하는 쿠로시오 수송량은 모델의 평균과 관측치(Imawaki et al. 2001)가 유사한 결과를 나타냈으나 HadGEM2-AO는 CMIP5 모델 중에서도 수송량을 작게 모의하는 것으로 나타났다. 대한 해협에서는 GFDL-ESM2G를 제외한 모든 모델들이 관측치(Takikawa et al. 2005)보다 수송량을 낮게 모의하고

있으며 HadGEM2-AO도 모델 평균 수송량보다도 작은 값을 나타냈다. CMIP5 모델들은 북서태평양 해역의 여러 주요 단면들에서 관측보다 수송량을 낮게 모의하는 것으로 나타났다. 이러한 수송량의 과소 모의 현상은 모델의 성긴 격자 간격으로 인해 북서태평양 연변 해역의 해수 수송이 적절히 모의되지 못했기 때문으로 여겨지며, 수송량을 계산하기 위해 모델의 격자를 재격자화 한 작업의 영향도 일부 기여했을 것이라 생각된다.

Fig. 3.2.12는 북서태평양의 주요 해류인 쿠로시오가 통과하는 단면 중 하나인 PN line 통과 수송량의 연변동(상)과 계절변동(하)을 보여준다. 수송량의 관측값과 근접한 크기와 위상을 가지는 모델은 HadGEM2-AO와 GISS-E2-R, IPSL-CM5A-MR, GFDL-ESM2G, HadGEM2-ES, CanESM2로 나타났으며, 이 중 HadGEM2-AO가 관측과 가장 유사한 값을 가졌다. BCC-CSM1.1과 CSIRO-Mk3.6.0은 서로 비슷한 값과 변동성을 가지며 수송량을 과소 모의하는 것으로 나타났고, CNRM-CM5와 MRI-CGCM3도 서로 비슷한 값을 가지며 과대 모의하는 것으로 나타났다. MIROC-ESM-CHEM은 평균 수송량이 46.60Sv으로, 관측 수송량보다 2배 이상의 값을 모의하였다. 계절변동에서는 관측과 유사한 수송량과 패턴을 모의한 6개의 모델이 봄철 이후 수송량이 감소하고 가을철 이후 수송량이 증가하는 서로 유사한 변동 패턴을 나타냈다.

쿠로시오 흐름의 통과 수송량을 산출할 수 있는 대표적인 단면이며 최근의 관측 자료를 통해 모델의 과거실험 결과를 비교해 볼 수 있었던 PN line의 경우, 11개 모델 중 6개 모델이 타당한 수송량 값과 변동을 산출하였다. 그러나 상당수의 모델이 다만 동쪽 채널에서 관측 결과에 비해 수송량을 과소 모의하였으며, 반대로 토카라해협에서는 과대 모의하였다. 이와 같은 결과로 미루어 보아 CMIP5 모델들의 해류시스템 모의 특성이 상당히 상이하며 관측과 비교하였을 때 일관된 모의 성능을 보이지 않아 향후 개선이 필요한 부분이라 생각된다.

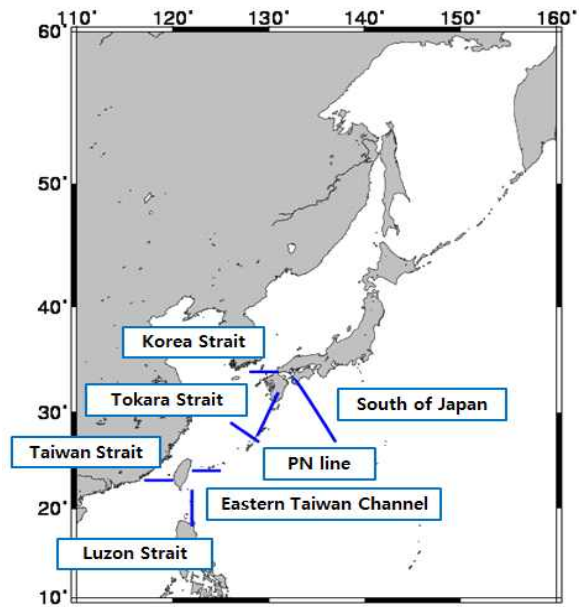


Fig. 3.2.11. Major sections for the volume transports in the Northwestern Pacific.

Table 3.2.1. Mean volume transport of CMIP5 models in the major sections of the Northwestern Pacific from 1971 to 2000. Unit is Sv.

| Luzon Strait | Taiwan Strait | Eastern Taiwan Channel | PN line | Tokara Strait | South of Japan | Korea Strait |
|-----------------------|---------------------|------------------------|----------------------|----------------------|----------------------|---------------------|
| MIROC (-29.83) | BCC(0.02) | CSIRO(1.12) | BCC(6.53) | CSIRO (10.49) | CSIRO (29.26) | CSIRO(0.10) |
| Can(-24.43) | CSIRO(0.32) | BCC(4.87) | CSIRO(7.05) | Obs(23.70) | HadES (31.03) | BCC(0.33) |
| HadAO (-17.90) | GISS(0.40) | HadES(7.45) | GISS(19.42) | Can(25.87) | HadAO (31.43) | HadES(0.36) |
| HadES (-17.38) | HadES(0.60) | IPSL(7.64) | IPSL(20.57) | BCC(30.71) | MRI(36.53) | HadAO (0.36) |
| Ave(-15.13) | HadAO (0.65) | CNRM(7.67) | GFDL(20.60) | HadES (36.06) | CNRM (37.14) | GISS(0.59) |
| GISS(-14.54) | GFDL(1.15) | HadAO (7.80) | HadES (21.39) | HadAO (36.78) | GFDL(37.63) | Ave(1.23) |
| MRI(-14.10) | Ave(1.35) | Can(7.87) | Obs(22.54) | IPSL(39.84) | Can(39.04) | IPSL(1.25) |
| GFDL (-13.22) | MRI(1.46) | Ave(9.28) | HadAO (22.68) | Ave(40.19) | Ave(39.80) | Can(1.67) |
| CSIRO (-12.08) | CNRM(1.63) | MRI(10.72) | Ave(22.82) | GISS(43.89) | Obs(42.00) | MRI(1.74) |
| IPSL(-9.04) | Can(1.90) | GFDL(12.87) | Can(24.27) | MRI(44.61) | IPSL(47.01) | CNRM(2.05) |
| CNRM (-9.03) | Obs(2.00) | MIROC (13.55) | MRI(30.62) | MIROC (57.56) | BCC(48.97) | MIROC (2.16) |
| Obs(-6.50) | IPSL(3.20) | GISS(20.51) | CNRM (31.31) | CNRM (57.90) | MIROC (49.67) | Obs(2.64) |
| BCC(-4.88) | MIROC (3.49) | Obs(21.50) | MIROC (46.60) | GFDL(58.32) | GISS(50.12) | GFDL(2.96) |

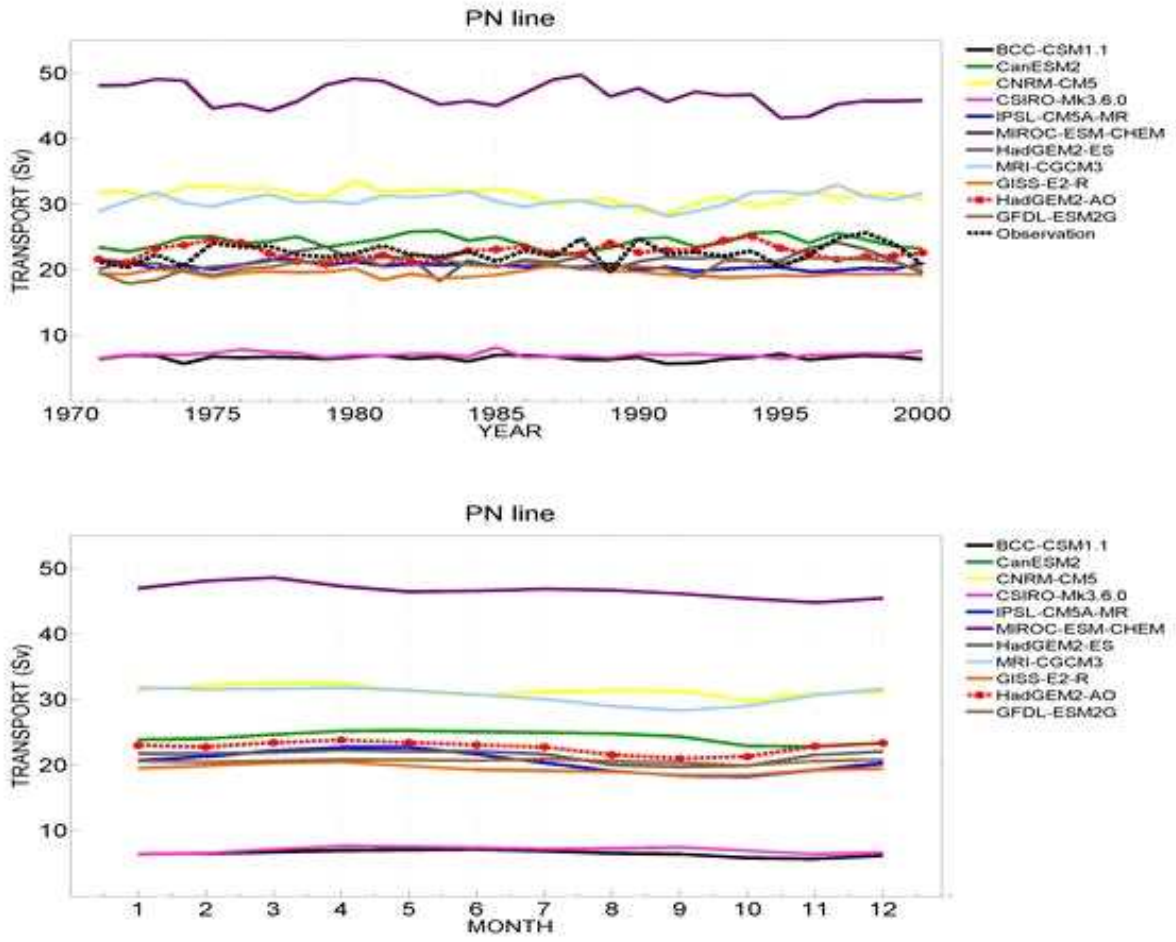


Fig. 3.2.12. Annual variation(top) and seasonal variation(bottom) of Kuroshio volume transport through the PN line of CMIP5 models.

나. 해양 특성과 해류시스템 미래변화 전망

기후변화 시나리오에 따른 북서태평양 해양 특성의 변화와 해류시스템의 변화를 전망하기 위해 HadGEM2-AO를 중심으로 CMIP5 주요 모델들의 미래 전망 실험 결과를 분석하였다. 또한 CMIP5 주요 모델들과의 비교를 통해 HadGEM2-AO의 품위 평가를 수행하였으며, 앙상블 평균하여 미래 동아시아·북서태평양의 해양 특성과 해류계의 변화를 제시하였다. 미래 기후변화 실험의 분석에는 HadGEM2-AO 외 CMIP5 모델 중 MIROC-ESM-CHEM, MRI-CGCM3, GISS-E2-R, CCSM4, GFDL-ESM2G의 5개 모델의 결과를 사용하였다.

(1) 해면수온

HadGEM2-AO를 중심으로 기후변화 시나리오에 대한 북서태평양과 동아시아 해면수온의 미래 변화 실험을 분석하였다. Fig. 3.2.13과 Fig. 3.2.14는 각각 북서태평양 해역에서 2070 - 2099년 기간에 대한 HadGEM2-AO의 해면수온 공간 분포와 미래실험과 과거실험(1971 - 2000)의 차이를 보여준다. 과거실험에 대한 미래실험의 결과를 비교해 보면, 수온 분포의 패턴에 큰 변화는 없으나 한반도를 포함한 북서태평양 해역의 뚜렷한 수온 상승을 찾아볼 수 있다. 고위도로 갈수록 온난화 경향이 강하게 나타났으며, 외양보다는 동해와 동중국해, 오힌크해 등 연안역에서 해면수온의 상승이 더 두드러지게 나타났다. 대체적으로 시나리오에 주어진 온실가스 강제력 정도와 미래 해면수온의 상승 정도가 일치하였으나, RCP4.5와 RCP6.0의 경우 주어진 강제력이 다름에도 불구하고, 북서태평양 해역에 걸쳐 전반적으로 미래 수온의 상승 정도를 유사하게 모의하였다.

각각의 시나리오에 따른 미래기간(2006 - 2100년) 동안 HadGEM2-AO가 모의한 해면수온의 선형 경향성을 Fig. 3.2.15에 나타냈다. RCP2.6 시나리오는 홋카이도 동부 해역에서 수온 상승이 가장 두드러지게 나타났지만, 그 외 나머지 시나리오에서는 고위도로 갈수록 수온 상승이 빠르게 진행되는 경향이 나타났다. 모든 시나리오 모의결과 모두 동해와 황해, 오힌크해에서 온난화 추세가 가장 크게 모의되었다. RCP4.5와 RCP6.0 시나리오의 미래 해면수온 변화는 비슷하게 모의되었으며, 동해와 황해 등 한반도 주변 해역에서 RCP8.5 시나리오의 결과가 RCP4.5/6.0 시나리오의 결과보다 수온 상승이 2배 이상 빠른 것으로 모의되었다.

한반도 주변 해역의 해면수온 변화를 상세히 알아보기 위해, 북서태평양 전체 해

역과 동해, 황해에서 해면수온의 연변동을 살펴보았다(Fig. 3.2.16). 전체 북서태평양 해역에서 해면수온의 변화를 살펴보면, 약 2050년을 기준으로 전반기에는 RCP4.5 시나리오의 수온 상승이 가장 크게 나타났으며, 그 외 시나리오의 결과는 비슷하게 나타났다. 후반기에는 시나리오의 온실가스 강제력이 가장 강한 RCP8.5 시나리오의 수온 상승이 가장 크고 RCP2.6 시나리오의 수온 상승이 가장 작게 나타났으나, RCP4.5 시나리오가 RCP6.0 시나리오의 수온 상승 보다 더 크거나 비슷하게 모의되었다. 북서태평양 전체 해역에서 1971 - 2000년 동안 HadGEM2-AO의 해면수온 평균값은 21.35°C로 나타났으며, 각 시나리오의 해면수온 평균치는 22.46°C/23.56°C/23.36°C/24.59°C로 나타났다. 북서태평양 전체 해역에 대한 과거(1971 - 2000년) 대비 미래(2071 - 2100년)의 해면수온은 각각 +1.11°C/+2.21°C/+2.01°C/+3.24°C의 크기를 가지고 증가하는 것으로 나타났다. 동해에서는 전반기에 네 시나리오의 변동이 비슷하게 모의되었다. 그 이후에는 RCP4.5와 RCP6.0 시나리오의 미래 수온 변동 모의 결과가 비슷하게 나타났고, RCP8.5 시나리오에서 수온 상승이 가장 크게 나타났다. 황해도 동해와 마찬가지로 전반기에는 네 시나리오의 변동이 유사하게 모의되었으며, 후반기에는 RCP8.5 시나리오를 제외한 나머지 시나리오의 수온 변동이 유사하게 나타났다.

CMIP5 모델 중 HadGEM2-AO의 품위 평가를 위해 HadGEM2-AO와 CMIP5 주요 모델 앙상블의 해면수온 공간 분포를 비교하고(Fig. 3.2.17), 두 차이를 구하였다(Fig. 3.2.18). 미래 북서태평양 해면수온의 분포는 HadGEM2-AO와 CMIP5 앙상블이 비슷하게 모의하였으나, 쿠로시오의 흐름과 동아시아 주변해에서 해수의 이류는 HadGEM2-AO가 더 상세히 모의하였다. 네 시나리오 결과 모두 HadGEM2-AO가 CMIP5 앙상블에 비해 해면수온을 높게 모의하는 특징을 보였다. 홋카이도 연안 일부를 제외한 아열대 순환역과 오호츠크해, 한반도 연안역에서 HadGEM2-AO가 해면수온을 높게 모의하는 경향이 나타났다. RCP2.6/6.0/8.5 시나리오에서는 HadGEM2-AO가 CMIP5 앙상블보다 0 - 1°C 정도 수온을 높게 모의하였으며, 특히 RCP4.5 시나리오를 적용했을 경우에는 수온을 좀 더 과대 모의하는 결과를 보였다.

최종적으로 HadGEM2-AO와 CMIP5 주요 모델들을 앙상블 평균하여 미래 해면수온 변화를 제시하였다(Fig. 3.2.19). 모든 시나리오 결과에서 해면수온의 분포 패턴은 비슷하게 나타났으며 과거실험 앙상블의 공간 분포와도 유사하게 나타났다. 하지만 해면수온의 상승은 북서태평양 전체 해역에서 찾아볼 수 있었다. 북서태평양 전체 해역에서 1971 - 2000년 동안 관측의 해면수온 평균값은 21.37°C이며, 미래(2071 -

2100년) 각 시나리오의 해면수온 평균치는 22.63℃ /23.32℃ /23.53℃ /24.65℃ 로 나타났다. 따라서 향후 북서태평양 해역의 해면수온은 과거 관측에 비해 각각 +1.26℃ /+1.95℃ /+2.16℃ /+3.28℃ 증가할 것으로 전망된다.

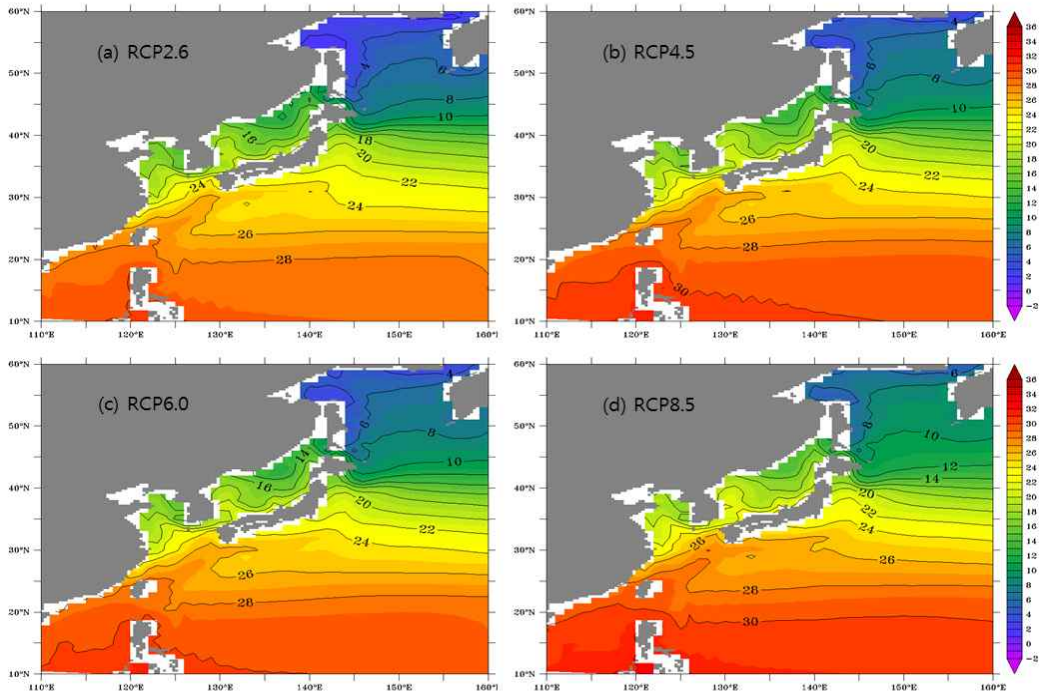


Fig. 3.2.13. Spatial distributions of annual mean SST of HadGEM2-AO from 2070 to 2099 for RCP scenarios, respectively.

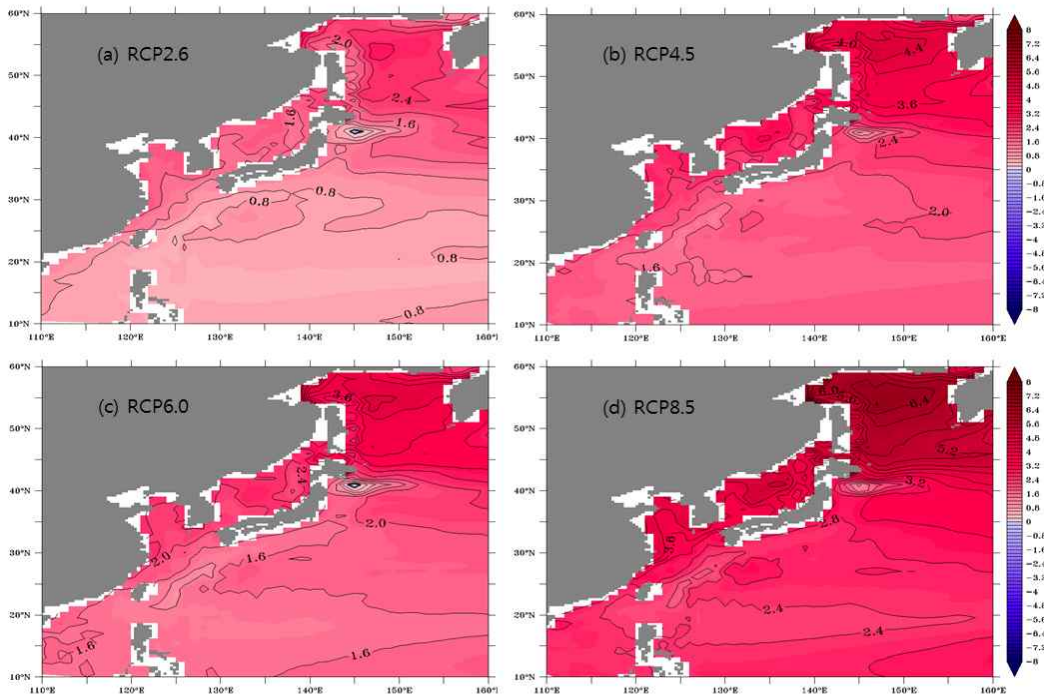


Fig. 3.2.14. Spatial distributions of SST change in HadGEM2-AO about the period of 2070 - 2099 relative to 1971 - 2000 for RCP scenarios, respectively.

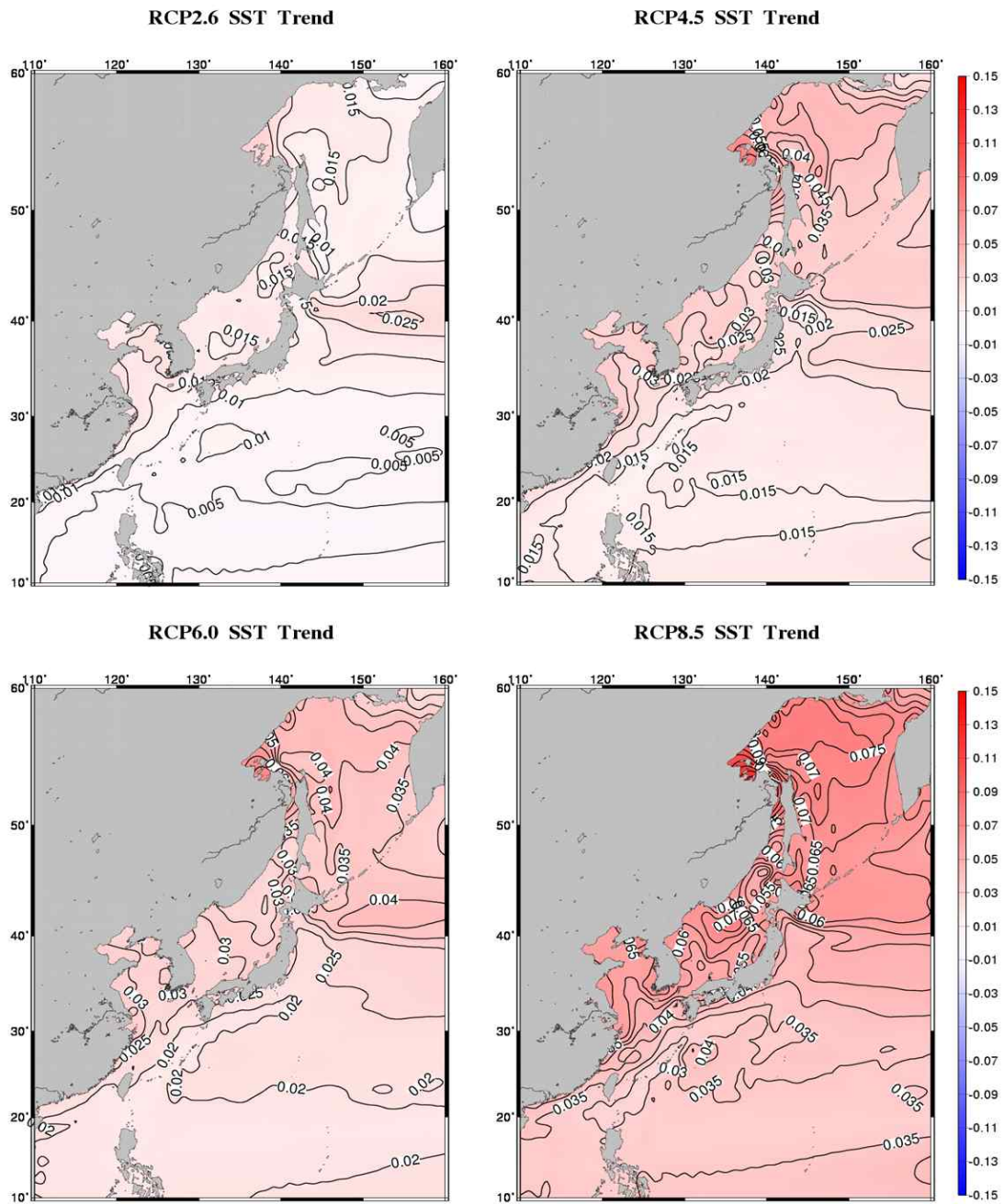


Fig. 3.2.15. Linear trend of SST in HadGEM2-AO during the future experiment(2006 - 2100) for RCP scenarios, respectively. Unit is $^{\circ}\text{C}/\text{year}$.

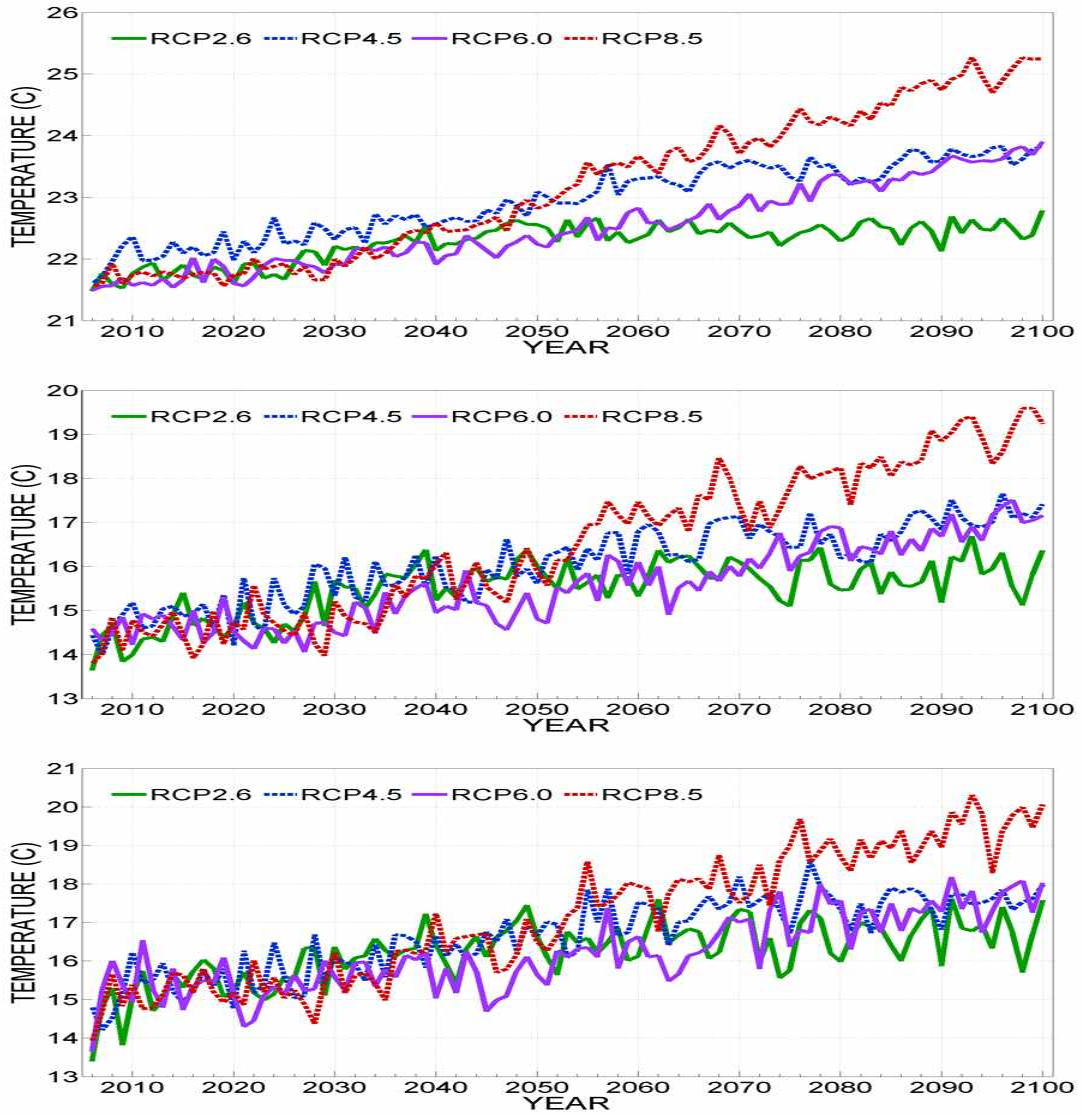


Fig. 3.2.16. Annual variations of SST in the Northwestern Pacific(top), East Sea(middle) and Yellow Sea(bottom) for future experiment.

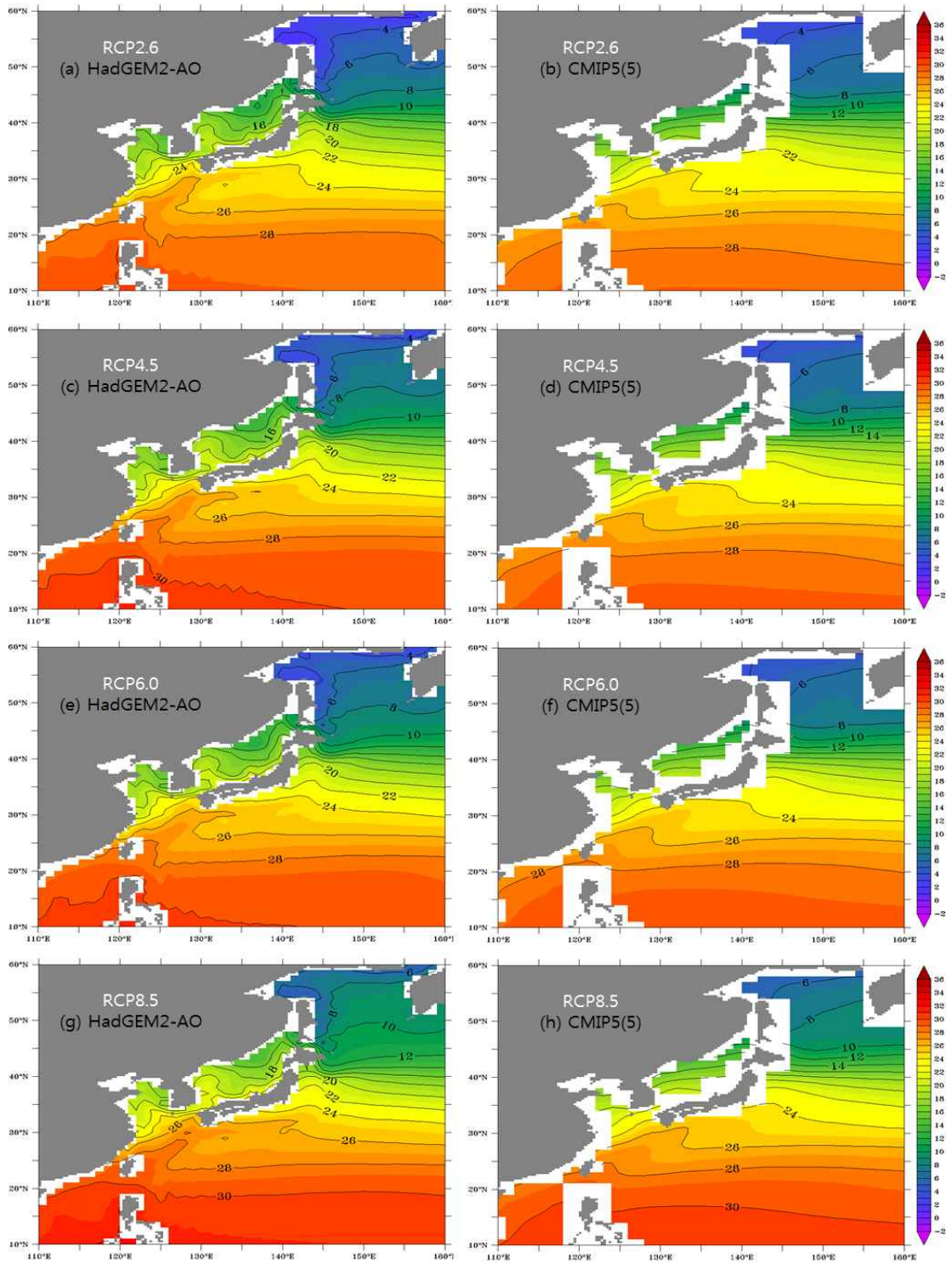


Fig. 3.2.17. Spatial distributions of annual mean SST of HadGEM2-AO(left) and CMIP5 ensemble(right) from 2071 to 2100 for RCP scenarios, respectively.

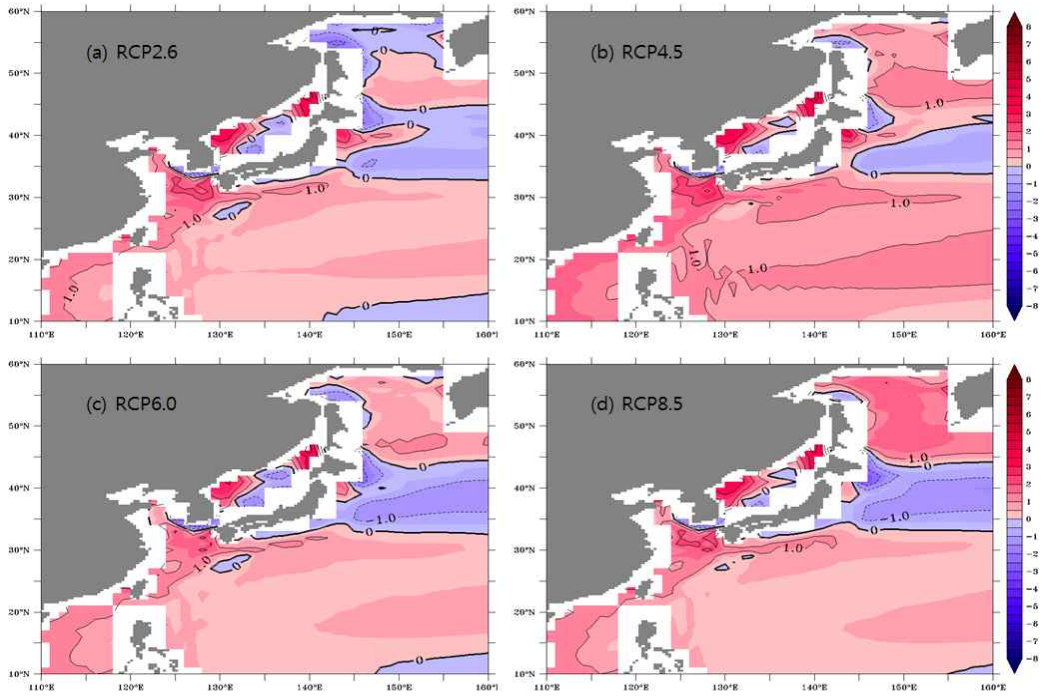


Fig. 3.2.18. Spatial distributions of difference between annual mean SST of HadGEM2-AO and CMIP5 ensemble for 2071 to 2100.

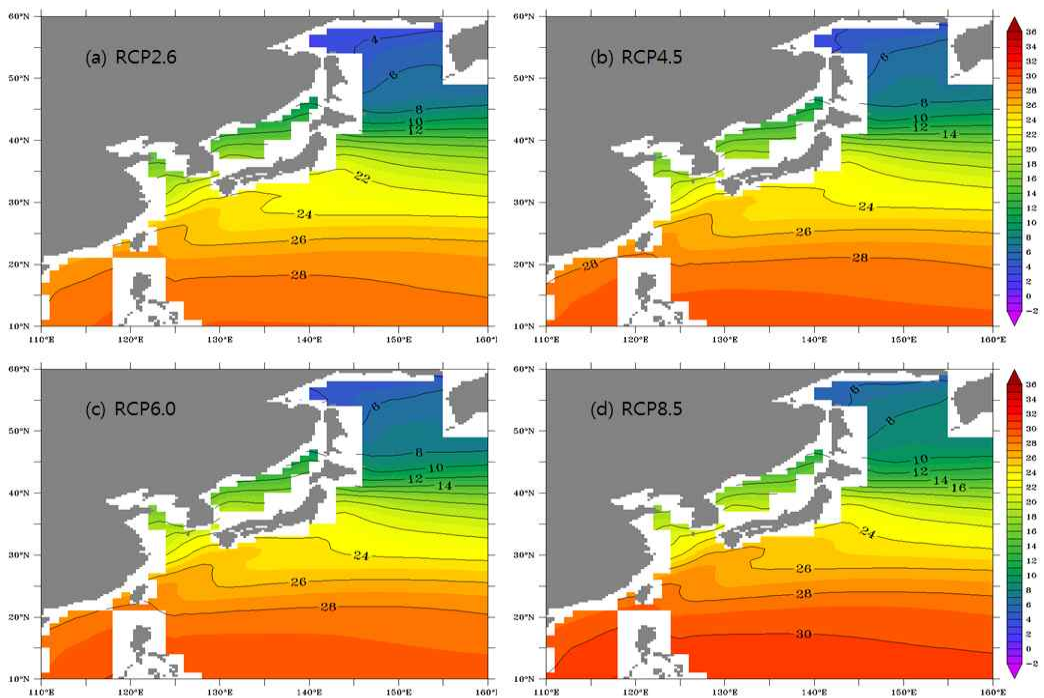


Fig. 3.2.19. Spatial distributions of future annual mean SST from 2071 to 2100 of CMIP5 ensemble including HadGEM2-AO.

(2) 해면염분

해면염분의 미래 변화 분석도 해면수온과 같은 방법으로 수행하였다. Fig. 3.2.20 과 Fig. 3.2.21은 각각 북서태평양 해역에서 미래 HadGEM2-AO의 해면염분 공간 분포와 과거실험(1971 - 2000)과 미래실험과의 차이를 보여준다. 과거실험과 미래실험의 염분 분포의 패턴에 큰 변화는 보이지 않았다. 하지만 대체적으로 북서태평양 해역에서 과거에 비해 미래에는 해면염분이 감소할 것으로 전망되었다. 사할린 북동연안과 20 - 30° N 인근 일부 해역에서는 염분 증가가 나타났으며, 그 외 대부분의 북서태평양 해역에서는 해면염분이 감소하는 경향이 나타났다. 특히 장강 하구와 인접한 황해와 동중국해에서 염분 감소가 크게 나타났으며, 동해도 그 영향을 받는 것으로 나타났다. RCP4.5 시나리오에서 RCP6.0 시나리오보다 사할린 북동 해역의 염분 증가와 장강 하구에서의 염분 감소가 더 뚜렷하게 나타났으며, 전체적으로는 RCP8.5 시나리오에서 염분 감소가 가장 크게 모의되었다.

각각의 시나리오에 따른 미래기간(2006 - 2100년) 동안 해면염분의 선형 추세를 살펴보면(Fig. 3.2.22), RCP2.6 시나리오를 제외한 나머지 시나리오의 모의 결과 모두 사할린 북동 연안에서 해면염분이 증가하는 경향이 나타났으며 그 외 해역에서는 염분 감소 추세가 나타났다. RCP2.6 시나리오에서는 홋카이도 동남쪽에서 해면염분이 약하게 증가하는 추세가, 그 외 북서태평양 전체 해역에서 염분이 감소하는 추세가 나타났다. RCP4.5 시나리오에서는 사할린 북동 해역에서 해면염분의 증가 경향이 뚜렷하게 나타났고, 그 외 해역에서는 염분이 감소하는 추세가 나타났다. 특히 장강 하구에서 염분이 빠르게 감소하는 추세가 나타났고 그 영향이 황해와 동중국해, 동해까지 미치는 것으로 보인다. RCP6.0 시나리오 모의 결과는 RCP4.5에 비해 사할린 북동 연안의 염분 상승과 장강 하구에서의 염분 감소 경향이 작게 나타났으나 공간 패턴은 유사하게 나타났다. RCP8.5 시나리오에서는 전반적인 염분 감소 추세가 다른 시나리오에 비해 상대적으로 가장 크게 나타났다. 그러나 사할린 연안의 염분 증가 추세는 RCP4.5 시나리오 모의 결과보다 작게 나타났다.

미래 전 기간(2006 - 2100년) 동안 북서태평양 전체 해역의 해면염분은 감소하는 추세를 나타냈다(Fig. 3.2.23). 2080년대 이전까지는 모든 시나리오의 결과가 비슷하게 감소하는 경향을 보였지만, 2080년대 이후 RCP8.5 시나리오의 해면염분이 급격히 감소하는 모의 결과가 나타났다. 북서태평양 전체 해역에서 HadGEM2-AO가 모의한 과거실험의 해면염분 평균값은 33.29psu이며, 각 미래 변화 시나리오의 해면염분 평균

값은 33.15psu/33.10psu/33.10psu/32.98psu로 나타났다. 따라서 북서태평양 전체 해역에 대한 과거(1971 - 2000년) 대비 미래(2071 - 2100년)의 해면염분 변화는 각각 -0.14psu/-0.19psu/-0.19psu/-0.31psu로 감소할 것으로 나타났다. 동해와 황해에서는 각 시나리오의 모의 결과, 변동성은 다르지만 선형추세는 거의 비슷한 모습을 보였다. HadGEM2-AO의 염분 모의 특성이 유지된다고 가정하면, 과거 북서태평양 대부분의 해역에서 해면염분이 낮게 모의되었음을 미루어 보아 미래 동해와 황해의 해면염분은 모델의 모의 결과보다는 상대적으로 적게 하강할 것으로 생각되며, 사할린 북동 연안 일부에서는 염분이 모의결과보다 더 높아질 것으로 예상된다.

HadGEM2-AO의 품위 평가를 위해 HadGEM2-AO와 CMIP5 주요 모델 앙상블의 해면염분 공간 분포를 비교하고(Fig. 3.2.24), 두 차이를 구하였다(Fig. 3.2.25). HadGEM2-AO가 CMIP5 앙상블에 비해 장강 하구에서의 저염분수 유출을 상세히 모의하였으며 그 영향으로 동해에서도 염분이 낮게 모의되는 모습이 나타났다. 아열대 순환역과 오호츠크해에서도 CMIP5 앙상블에 비해 HadGEM2-AO가 염분을 낮게 모의하였다. 모든 시나리오에서 HadGEM2-AO의 염분 과소 모의 패턴은 비슷하게 나타났으며, 특히 RCP2.6과 RCP4.5 시나리오에서 그 경향이 뚜렷하게 나타났다.

HadGEM2-AO와 CMIP5 주요 모델들의 결과를 앙상블 평균한 미래 해면염분의 공간 분포를 Fig. 3.2.26에 나타내었다. CMIP5의 과거실험 해면염분 분포에 비해 패턴의 변화는 거의 나타나지 않았다. 북서태평양 전체 해역에서 1971 - 2000년 동안 관측의 해면염분 평균값은 34.00psu이며, 미래(2071 - 2100년) 각 시나리오에 대한 CMIP5 앙상블의 해면염분 평균은 33.85psu/33.78psu/33.77psu/33.64psu로 나타났다. 따라서 향후 북서태평양 해역의 해면염분은 과거에 비해 각각 -0.15psu/-0.22psu/-0.23psu/-0.36psu 만큼 감소할 것으로 전망된다.

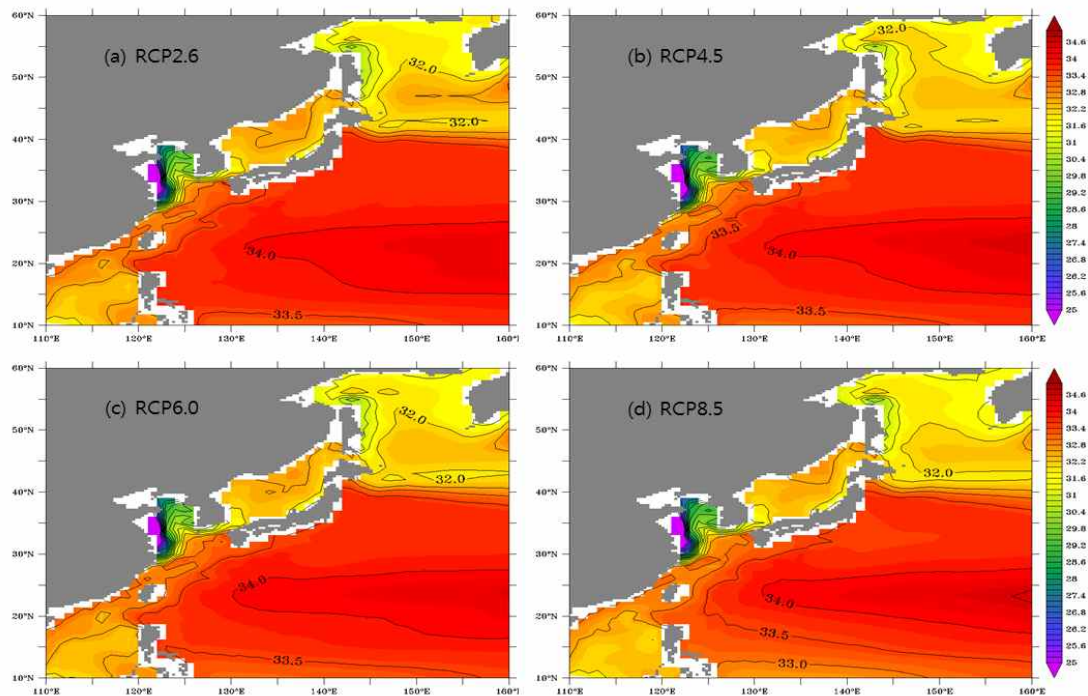


Fig. 3.2.20. Spatial distributions of annual mean SSS of HadGEM2-AO from 2070 to 2099 for RCP scenarios, respectively.

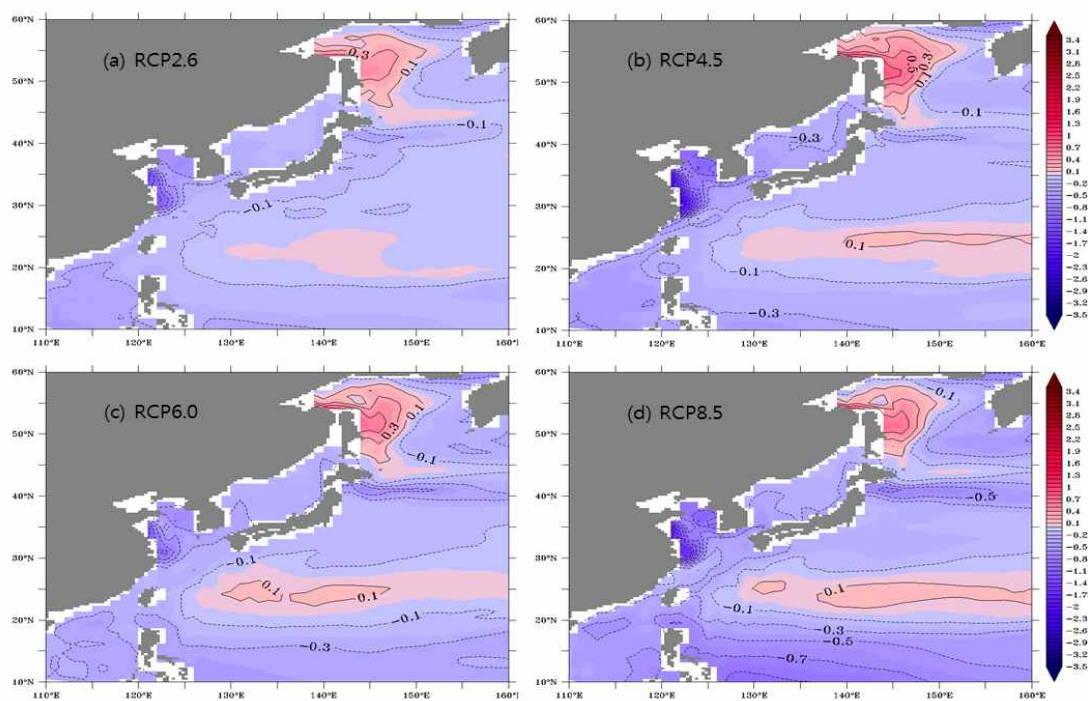


Fig. 3.2.21. Spatial distributions of SSS change in HadGEM2-AO about the period of 2070 - 2099 relative to 1971 - 2000 for RCP scenarios, respectively.

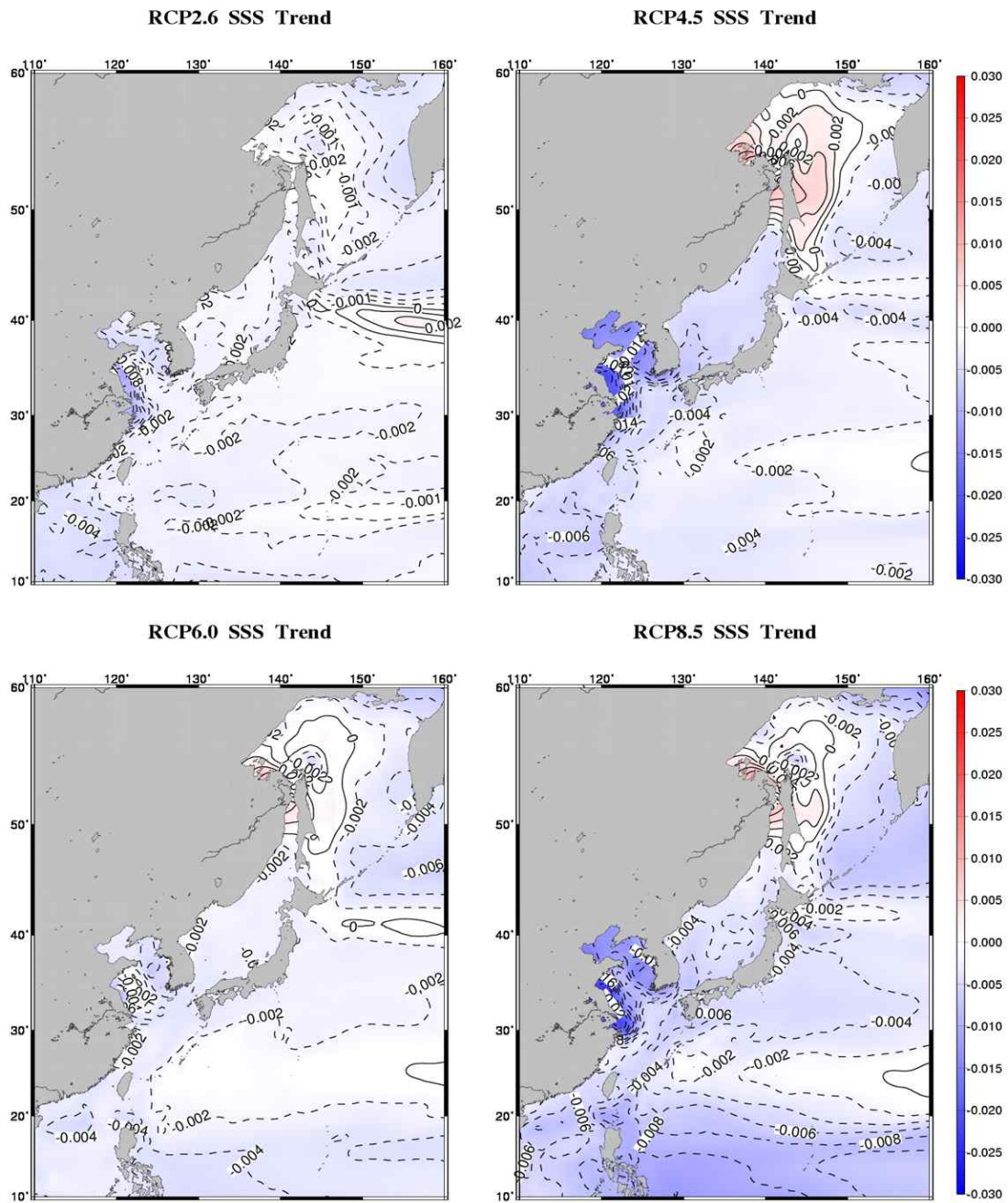


Fig. 3.2.22. Linear trend of SSS in HadGEM2-AO during the future experiment(2006 - 2100) for RCP scenarios, respectively. Unit is psu/year.

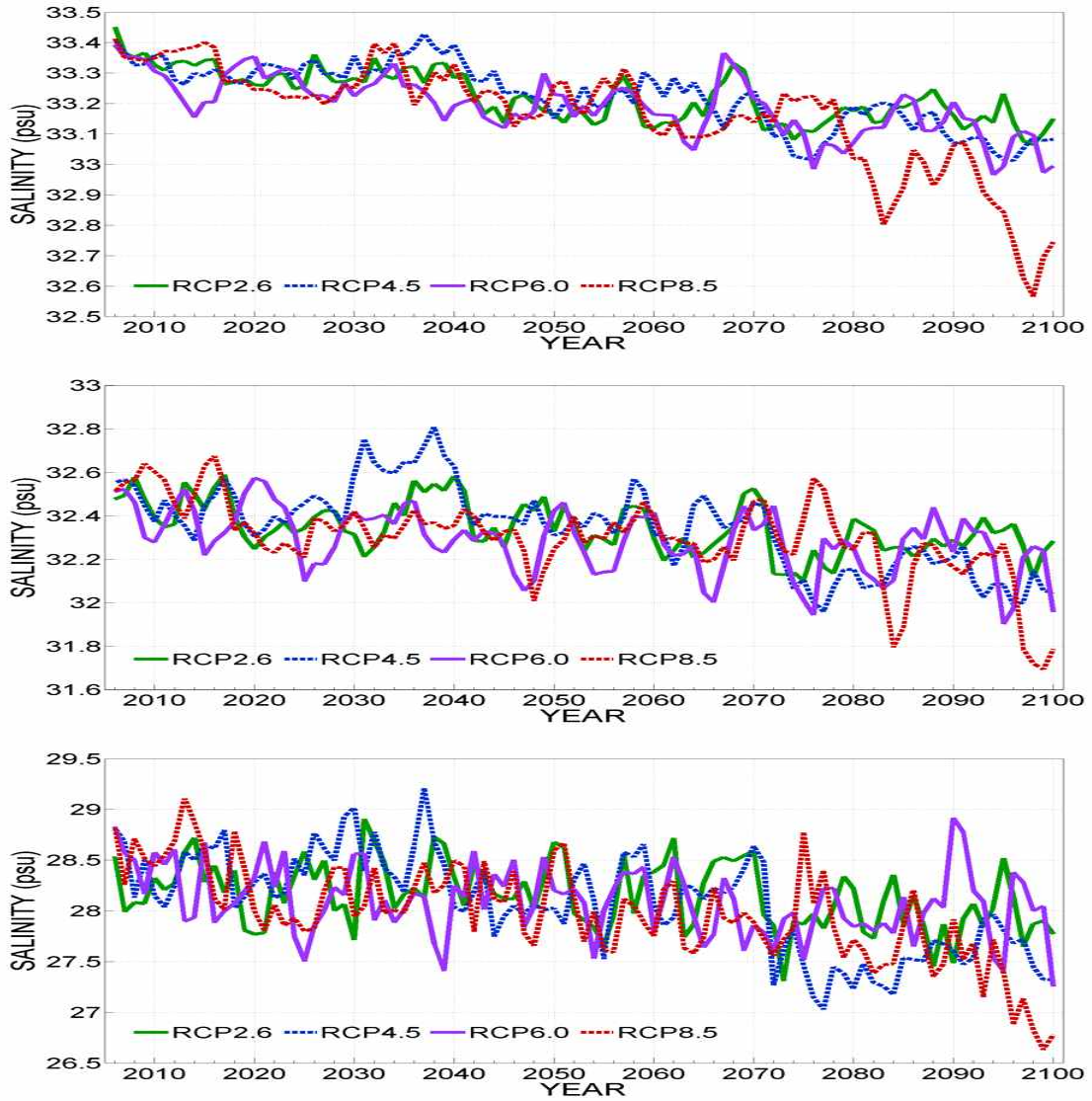


Fig. 3.2.23. Annual variations of SSS in the Northwestern Pacific(top), East Sea(middle) and Yellow Sea(bottom) for future experiment.

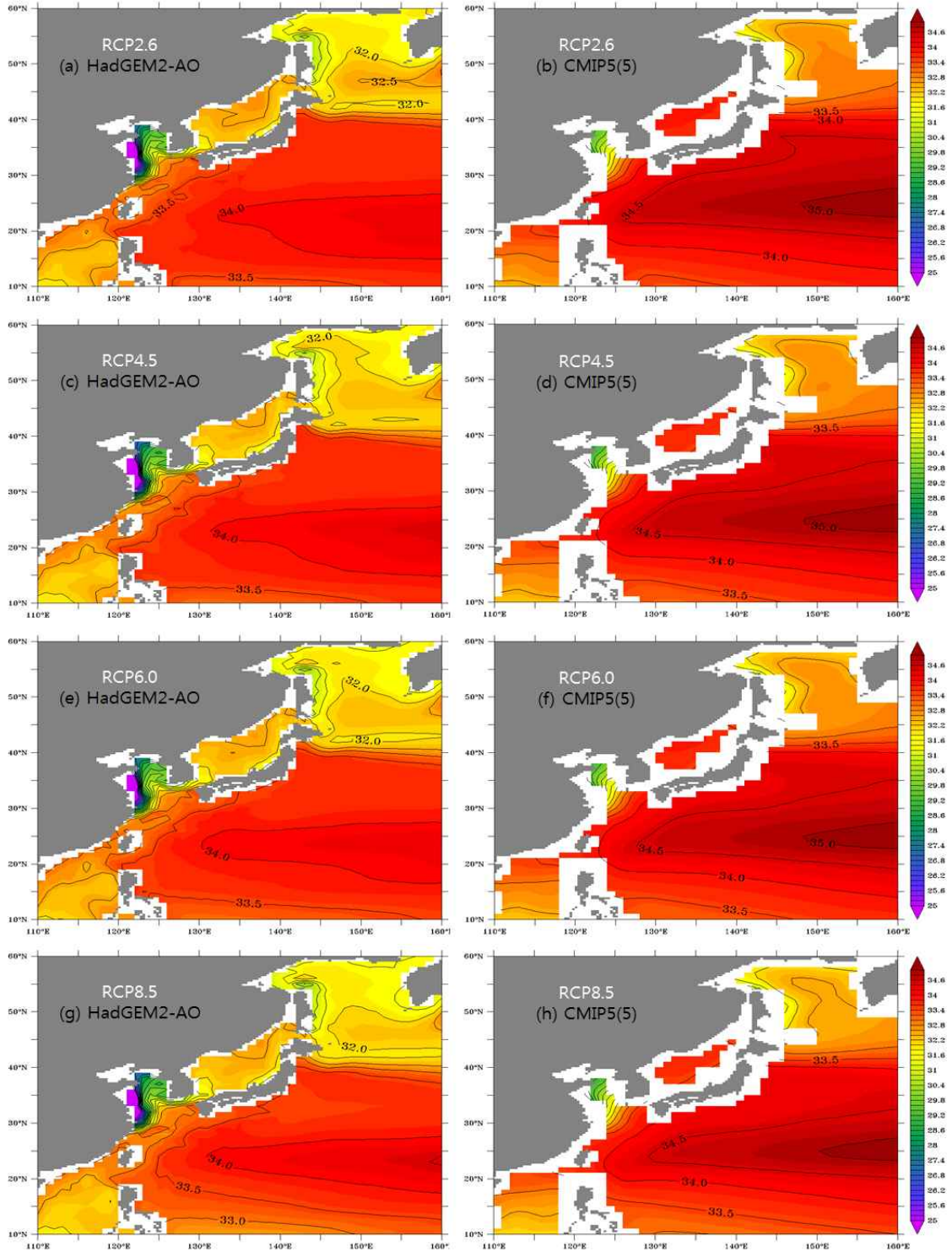


Fig. 3.2.24. Spatial distributions of annual mean SSS of HadGEM2-AO(left) and CMIP5 ensemble(right) from 2071 to 2100 for RCP scenarios, respectively.

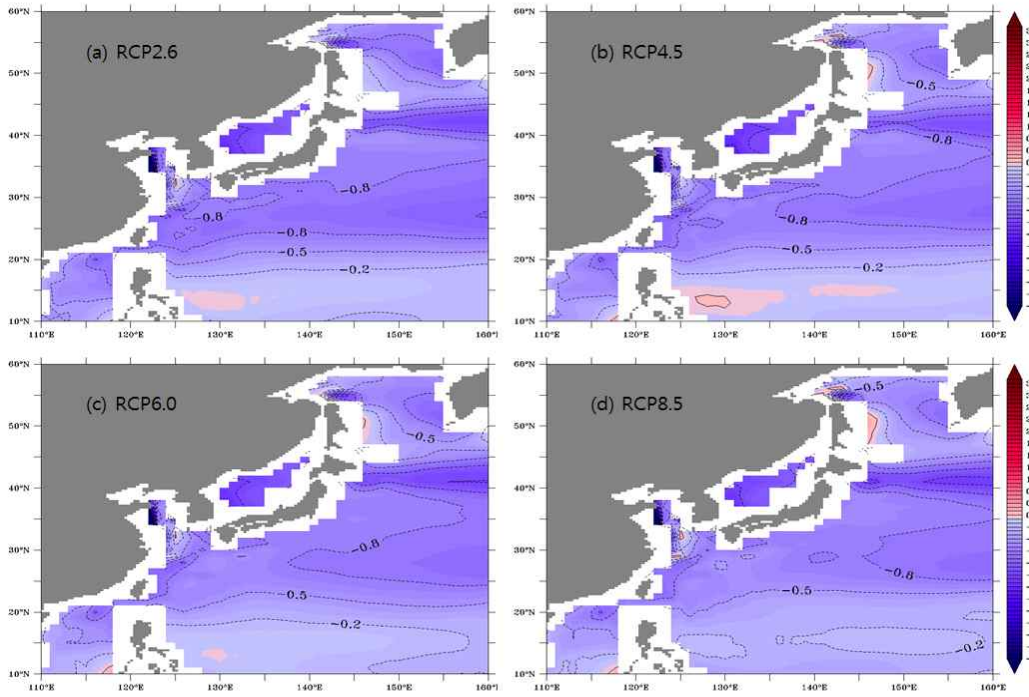


Fig. 3.2.25. Spatial distributions of difference between annual mean SSS of HadGEM2-AO and CMIP5 ensemble for 2071 to 2100.

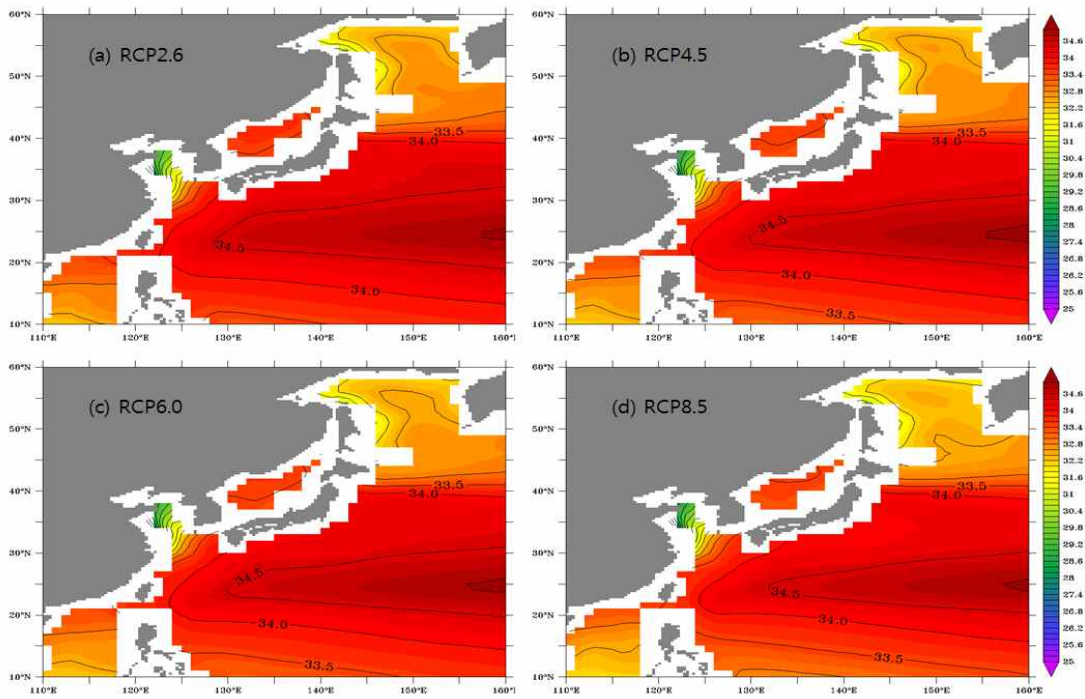


Fig. 3.2.26. Spatial distributions of future annual mean SSS from 2071 to 2100 of CMIP5 ensemble including HadGEM2-AO.

(3) 주요 단면 해수 수송량

북서태평양 주요 단면에서 HadGEM2-AO와 CMIP5 주요 모델의 RCP 기후변화 시나리오에 따른 미래 수송량 분석을 통해 해류시스템의 미래 변화를 전망하고, 동아시아의 해류 변화를 제시하였다.

Table 3.2.2 - Table 3.2.5는 각각의 기후변화 시나리오에 대한 미래 2071 - 2100년 기간 동안 북서태평양 주요 단면의 평균 수송량을 오름차순으로 나타낸 것이다. 네 가지 기후변화 시나리오를 적용한 각 모델의 수송량 모의는 비슷한 순위를 보여주었다. 루손 해협에서는 네 시나리오 모의 결과 모두 HadGEM2-AO가 모델 평균과 유사한 값을 나타냈으며, HadGEM2-AO는 RCP4.5 시나리오에서 가장 낮은 값을 모의하였다. 모델 평균은 온실가스의 영향력이 강한 시나리오일수록 수송량이 낮게 나타났다. 대만 해협에서는 HadGEM2-AO가 모든 시나리오에서 모델 평균보다 수송량을 낮게 모의하였다. HadGEM2-AO는 온실가스의 영향력이 강한 시나리오일수록 수송량을 높게 모의하였지만, 모델의 평균 수송량은 점차 작아지는 경향이 나타났다. 대만 동쪽 채널에서도 마찬가지로 HadGEM2-AO가 평균보다 수송량을 낮게 모의하였으며, 다른 CMIP5 모델들에 비해 가장 낮은 수송량을 모의하였다. HadGEM2-AO의 모의 결과와 모델 평균 수송량은 RCP8.5 시나리오에서 가장 낮게 나타났으나, HadGEM2-AO는 RCP4.5 시나리오보다 RCP6.0 시나리오에서 수송량을 높게 모의하였다. PN line에서는 온실가스의 영향력이 강한 시나리오일수록 HadGEM2-AO가 모의한 수송량이 높아지는 모습이 나타났다. 그러나 모델 평균 수송량은 RCP4.5 시나리오에서 가장 크게, RCP8.5 시나리오에서 가장 작게 나타났다. 토카라 해협과 일본 남쪽, 대만 해협에서의 통과 수송량은 HadGEM2-AO가 다른 모델들에 비해 수송량을 가장 작게 모의하였다. 토카라 해협과 일본 남쪽에서의 쿠로시오 수송량은 온실가스의 영향력이 강한 시나리오일수록 모델의 평균 수송량이 감소하는 경향이 나타났으며, 반대로 대한 해협에서는 수송량이 증가하는 경향이 나타났다.

북서태평양의 서안 경계류가 통과하는 PN line에서 각 시나리오 별 미래 쿠로시오 수송량의 변화를 Fig. 3.2.27에 나타내었다. 각 시나리오에 대해 CMIP5 모델들이 모의한 미래 30년(2071 - 2100년)동안 PN line의 통과 수송량 평균은 각각 27.59Sv/27.71Sv/27.45Sv/27.23Sv으로 나타났다. 앞서 언급했듯이 PN line에서는 RCP4.5 시나리오에서 모델 평균 수송량이 가장 크게 나타났으며 RCP8.5 시나리오에

서 가장 작게 나타났다. 이는 과거실험 앙상블 결과(20.53Sv)와 관측 결과(22.54Sv)에 비해 모두 증가한 수치이다. CMIP5 주요 모델들의 미래 수송량 변화 경향 살펴보면, 과거실험에서의 수송량 모의 특성과 유사하게 HadGEM2-AO와 모델 평균보다 수송량을 높게 모의한 모델은 MIROC-ESM-CHEM과 MRI-CGCM3로 나타났으며 수송량을 낮게 모의한 모델은 GISS-E2-R과 GFDL-ESM2G로 나타났다. 2071 - 2100년 기간 동안 모델들의 수송량 증감추세는 크게 보이지 않았다.

Table 3.2.6에 북서태평양 주요 단면에서 CMIP5 모델의 과거와 미래실험 결과를 정리하였으며, 미래 해류시스템 변화에 의한 수송량 변동 예측치를 제시하였다. 전반적으로 대만 해협에서 과거에 비해 미래 수송량의 감소가 나타났으며, 그 외 루손 해협, 대만 동쪽 채널, PN line, 토카라 해협, 일본 남쪽과 대한 해협에서는 미래 수송량의 증가가 모의되었다. 루손 해협에서는 서쪽 방향으로의 해수 수송량이 과거에 비해 미래에 증가할 것으로 전망되었으며, 증가량은 RCP2.6 시나리오에서 가장 큰 것으로 나타났다. 대만 해협에서는 미래실험 앙상블의 결과가 과거실험에 비해 수송량이 작게 나타났다. 따라서 미래에는 대만 해협에서의 수송량이 감소할 것으로 나타났으며, 온실가스 강제력이 큰 시나리오일수록 수송량의 감소가 클 것으로 전망되었다. 대만 동쪽 채널은 과거에 비해 미래 수송량의 증가가 가장 큰 단면으로 나타났으며, 온실가스 강제력이 낮은 시나리오일수록 수송량의 증가가 클 것으로 전망되었다. PN line의 쿠로시오 수송량은 과거에 비해 미래에 증가할 것으로 전망되었으며, 증가량은 RCP4.5 시나리오에서 가장 크게 나타났다. 토카라 해협도 마찬가지로 미래 쿠로시오 수송량이 증가할 것이며, 온실가스 강제력이 작은 시나리오일수록 증가량이 클 것으로 보인다. 일본 남쪽을 통과하는 쿠로시오 수송량은 과거 대비 미래에 변화가 적을 것으로 나타났으며, RCP8.5 시나리오에서만 수송량이 감소할 것으로 전망되었다. 대한 해협에서는 RCP8.5 시나리오로 갈수록 미래 통과 수송량이 증가할 것으로 나타났다.

CMIP5 주요 모델이 모의한 북서태평양 해류시스템의 변화는 대체적으로 과거에 비해 미래에 서안경계류가 강화될 것으로 나타났다. 그러나 대만 해협에서는 수송량이 감소할 것으로 전망되었으며, 증가량은 온실가스 강제력이 큰 시나리오일수록 클 것으로 나타났다. 하지만 대만 해협을 제외한 미래 통과 수송량이 증가할 것으로 나타난 주요 단면들은 온실가스 강제력이 작은 시나리오일수록 수송량 증가가 클 것으로 전망되었다. 대한 해협에서는 온실가스 강제력이 큰 시나리오일수록 수송량 증가

량 또한 커질 것으로 나타났고, 모든 시나리오를 적용한 모의 결과에서 미래 대한 해협 통과 수송량이 증가할 것으로 전망되어 동아시아의 해류 특성도 상당히 변화할 것으로 예상된다.

Table 3.2.2. Mean volume transport of CMIP5 models for RCP2.6 in the major sections of the Northwestern Pacific from 2071 to 2100. Unit is Sv.

| Luzon Strait | Taiwan Strait | Eastern Taiwan Channel | PN line | Tokara Strait | South of Japan | Korea Strait |
|-----------------------|---------------------|------------------------|----------------------|----------------------|----------------------|---------------------|
| MIROC (-29.41) | CCSM(0.02) | HadAO (19.53) | GISS(19.05) | HadAO (35.45) | HadAO (30.48) | HadAO (0.37) |
| HadAO (-17.58) | GISS(0.33) | GISS(21.26) | GFDL(20.53) | GISS(43.59) | GFDL(36.83) | GISS(0.44) |
| Ave(-17.42) | HadAO (0.69) | GFDL(23.42) | HadAO (23.02) | MRI(46.93) | MRI(38.44) | CCSM(1.03) |
| MRI(-15.17) | GFDL(1.16) | Ave(23.43) | CCSM (23.62) | Ave(48.37) | Ave(41.17) | Ave(1.50) |
| CCSM (-14.83) | Ave(1.19) | MRI(24.24) | Ave(27.59) | CCSM (49.62) | CCSM (42.66) | MRI(1.89) |
| GISS(-14.30) | MRI(1.63) | CCSM (24.69) | MRI(33.26) | MIROC (56.63) | MIROC (48.81) | MIROC (2.13) |
| GFDL (-13.25) | MIROC (3.30) | MIROC (27.43) | MIROC (46.09) | GFDL(58.02) | GISS(49.80) | GFDL(3.13) |

Table 3.2.3. Same as Table 3.2.2, except for the RCP4.5.

| Luzon Strait | Taiwan Strait | Eastern Taiwan Channel | PN line | Tokara Strait | South of Japan | Korea Strait |
|-----------------------|---------------------|------------------------|----------------------|----------------------|----------------------|---------------------|
| MIROC (-29.49) | CCSM(0.02) | HadAO (19.27) | GISS(19.03) | HadAO (35.08) | HadAO (30.36) | HadAO (0.38) |
| Ave(-17.11) | GISS(0.29) | GISS(20.30) | GFDL(20.92) | GISS(43.08) | GFDL(35.45) | GISS(0.48) |
| HadAO (-16.98) | HadAO (0.70) | GFDL(22.85) | HadAO (23.37) | MRI(46.09) | MRI(37.47) | CCSM(1.03) |
| GISS(-14.72) | GFDL(1.14) | Ave(23.16) | CCSM (24.47) | Ave(47.76) | Ave(40.42) | Ave(1.51) |
| MRI(-14.46) | Ave(1.15) | MRI(23.58) | Ave(27.71) | CCSM (49.18) | CCSM (42.27) | MRI(1.94) |
| CCSM (-14.34) | MRI(1.61) | CCSM (24.97) | MRI(32.54) | MIROC (55.82) | GISS(48.34) | MIROC (2.06) |
| GFDL (-12.67) | MIROC (3.16) | MIROC (27.98) | MIROC (45.94) | GFDL(57.30) | MIROC (48.63) | GFDL(3.20) |

Table 3.2.4. Same as Table 3.2.2, except for the RCP6.0.

| Luzon Strait | Taiwan Strait | Eastern Taiwan Channel | PN line | Tokara Strait | South of Japan | Korea Strait |
|-----------------------|---------------------|------------------------|----------------------|----------------------|----------------------|---------------------|
| MIROC (-28.48) | CCSM(0.02) | HadAO (19.31) | GISS(19.08) | HadAO (35.90) | HadAO (30.92) | HadAO (0.38) |
| HadAO (-17.25) | GISS(0.29) | GISS(20.40) | GFDL(20.29) | GISS(43.30) | GFDL(34.97) | GISS(0.48) |
| Ave(-16.91) | HadAO (0.74) | GFDL(22.60) | HadAO (23.63) | MRI(46.06) | MRI(37.47) | CCSM(1.04) |
| GISS(-14.86) | GFDL(1.12) | Ave(22.91) | CCSM (25.14) | Ave(47.38) | Ave(40.13) | Ave(1.53) |
| MRI(-14.24) | Ave(1.13) | MRI(23.22) | Ave(27.45) | CCSM (49.68) | CCSM (42.63) | MRI(1.94) |
| CCSM (-14.15) | MRI(1.59) | CCSM (25.09) | MRI(32.37) | MIROC (53.70) | MIROC (46.73) | MIROC (2.10) |
| GFDL (-12.51) | MIROC (3.05) | MIROC (26.86) | MIROC (44.17) | GFDL(55.62) | GISS(48.03) | GFDL(3.25) |

Table 3.2.5. Same as Table 3.2.2, except for the RCP8.5.

| Luzon Strait | Taiwan Strait | Eastern Taiwan Channel | PN line | Tokara Strait | South of Japan | Korea Strait |
|-----------------------|---------------------|------------------------|----------------------|----------------------|----------------------|---------------------|
| MIROC (-28.21) | CCSM(0.02) | HadAO (19.03) | GISS(19.01) | HadAO (34.86) | HadAO (30.14) | HadAO (0.39) |
| HadAO (-17.08) | GISS(0.25) | GISS(19.38) | GFDL(20.47) | GISS(42.43) | GFDL(31.53) | GISS(0.51) |
| Ave(-16.89) | HadAO (0.76) | GFDL(21.41) | HadAO (24.12) | MRI(44.25) | MRI(35.83) | CCSM(1.07) |
| GISS(-15.14) | Ave(1.09) | Ave(22.48) | CCSM (25.28) | Ave(45.18) | Ave(37.83) | Ave(1.54) |
| MRI(-14.64) | GFDL(1.10) | MRI(23.56) | Ave(27.23) | CCSM (45.36) | CCSM (38.47) | MRI(1.97) |
| CCSM (-13.95) | MRI(1.62) | CCSM (25.13) | MRI(32.02) | MIROC (51.14) | MIROC (44.76) | MIROC (2.07) |
| GFDL (-12.35) | MIROC (2.78) | MIROC (26.39) | MIROC (42.49) | GFDL(53.07) | GISS(46.23) | GFDL(3.23) |

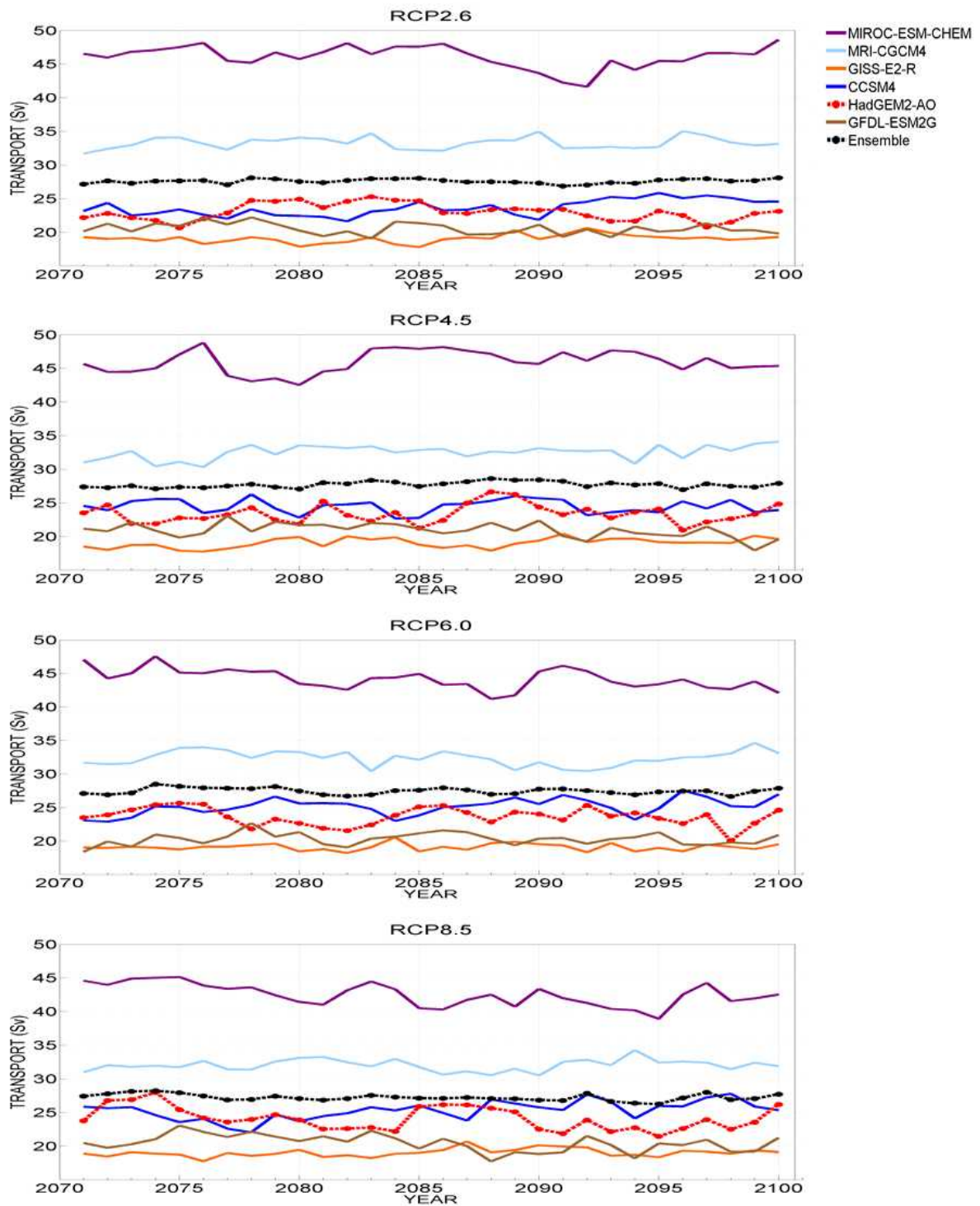


Fig. 3.2.27. Annual variation of Kuroshio volume transport through the PN line of CMIP5 models for RCP scenarios, respectively.

Table 3.2.6. Volume transport of historical and future experiment ensemble and predicted variation of volume transport in the future. Unit is Sv.

| | Observation | historical ensemble (1971 - 2000) | future experiment ensemble (2071 - 2100) | | future change |
|------------------------|-------------|-----------------------------------|--|--------|---------------|
| | | | RCP2.6 | RCP4.5 | |
| Luzon Strait | -6.50 | -15.13 | RCP2.6 | -17.42 | -2.29 |
| | | | RCP4.5 | -17.11 | -1.98 |
| | | | RCP6.0 | -16.91 | -1.78 |
| | | | RCP8.5 | -16.89 | -1.76 |
| Taiwan Strait | 2.00 | 1.35 | RCP2.6 | 1.19 | -0.16 |
| | | | RCP4.5 | 1.15 | -0.2 |
| | | | RCP6.0 | 1.13 | -0.22 |
| | | | RCP8.5 | 1.09 | -0.26 |
| Eastern Taiwan Channel | 21.50 | 9.28 | RCP2.6 | 23.43 | +14.15 |
| | | | RCP4.5 | 23.16 | +13.88 |
| | | | RCP6.0 | 22.91 | +13.63 |
| | | | RCP8.5 | 22.48 | +13.2 |
| PN line | 22.54 | 20.53 | RCP2.6 | 27.59 | +7.06 |
| | | | RCP4.5 | 27.71 | +7.18 |
| | | | RCP6.0 | 27.45 | +6.92 |
| | | | RCP8.5 | 27.23 | +6.7 |
| Tokara Strait | 23.70 | 40.19 | RCP2.6 | 48.37 | +8.18 |
| | | | RCP4.5 | 47.76 | +7.57 |
| | | | RCP6.0 | 47.38 | +7.19 |
| | | | RCP8.5 | 45.18 | +4.99 |
| South of Japan | 42.00 | 39.80 | RCP2.6 | 41.17 | +1.37 |
| | | | RCP4.5 | 40.42 | +0.62 |
| | | | RCP6.0 | 40.13 | +0.33 |
| | | | RCP8.5 | 37.83 | -1.97 |
| Korea Strait | 2.64 | 1.23 | RCP2.6 | 1.50 | +0.27 |
| | | | RCP4.5 | 1.51 | +0.28 |
| | | | RCP6.0 | 1.53 | +0.3 |
| | | | RCP8.5 | 1.54 | +0.31 |

(4) 대마난류 해수 수송량과 열 수송량¹⁾

(가) 서론

동중국해와 동해를 연결하는 대한해협에 나타나는 중요한 흐름은 대마난류인데 이를 통하여 동중국해의 짜고 더운 해수가 남해와 동해로 공급된다(Fig. 3.2.28). 따라서 대마난류는 한반도 주변해역 해황에 큰 영향을 주는 요인이다. 이런 이유로 관측과 모델 등을 통하여 북서태평양의 순환에 영향을 받는 대마난류의 특성에 대한 많은 연구가 수행되었다 (Isobe 2008). 대기이산화탄소 농도 증가에 의한 지구온난화는 지구환경에 여러 가지 변화를 일으킨다. 해들리 순환과 페렐 순환 같은 큰 규모의 대기 순환의 변화는 표층 바람장의 영향을 주어 북태평양 환류를 강화시키고, 쿠로시오와 쿠로시오 속류의 구조 변화 등 북서태평양에서는 지구 평균보다 큰 변화가 일어난다고 알려져 있다 (Cheon et al. 2012). 이러한 북태평양의 변화는 대마난류의 강도에도 영향을 줄 수 있다. 대마 난류에 의한 열 수송은 동해의 열 평형에 기여하는 주요한 요소로 동해의 표층을 통해 대기로 손실된 열은 해류에 의한 열 공급에 의해 열 균형을 이룬다(Han and Kang 2003). 따라서 대마난류의 강도나 유입되는 해수의 온도 변화에 의해 한반도 주변해역의 열 수지도 변하게 되어 동해의 열 평형뿐만 아니라 동해의 순환과 같은 해양환경에 영향을 줄 것이다.

지구온난화에 대한 대마난류의 반응을 기후변화 예측에 사용되는 World Climate Research Program 의 Coupled Model Intercomparison Project Phase 5의 기후변화 예측모델 결과를 이용하여 분석하였다. 이런 기후모델이 대마난류가 통과하는 대한해협의 특성을 세세하게 재현할 수는 없다. 하지만 이런 모델들이 북서태평양의 전반적인 특성과 그 변화를 나타낼 수 있기 때문에 대마난류의 전반적인 변화와 그 영향을 평가하는 데는 유용하게 쓰일 수 있다. 한반도 주변해역에 대한 고해상도 세부모델을 수행하는 경우에도, 이런 전 지구 기후모델에서 얻은 결과를 경계조건으로 사용하기 때문에 고해상도 세부모델을 사용하더라도 전반적인 경향은 크게 바뀌지 않는다.

전 지구 기후모델은 해상도 문제로 대한해협과 같은 지역적 구조가 잘 포함되지 않는 경우가 많다. 그래서 먼저 기후모델 중 한반도 주변해역의 지형이 포함된 모델 4개를 선택하여 대한해협을 통과하는 해류의 특성이 어떻게 재현되었는지 평가하고, 대마난류의 변화가 동해의 열함량(heat content) 변화에 미친 영향도 평가하였다.

1) 이 절의 내용은 본연구사업의 지원을 받아 게재된 다음의 논문임. 최아라, 박영규, 최희진 (2013) 기후모델에 나타난 미래기후에서 대마난류의 변화와 그 영향, Ocean and Polar Research Vol. 35(2)

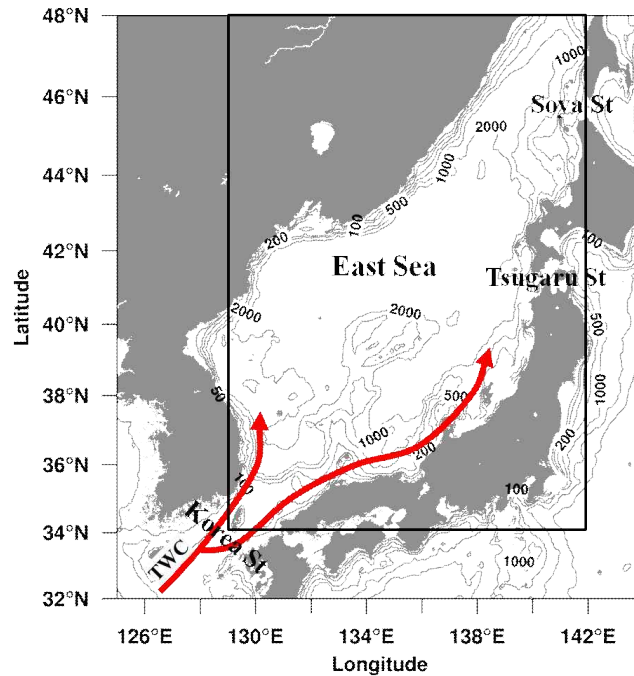


Fig. 3.2.28. Bottom topography and straits of East sea. Schematic diagram of the Tsushima Warm Current (TWC).

(나) 자료

이 연구에서는 World Climate Research Program의 Coupled Model Intercomparison Project Phase 5의 기후변화 예측모델 결과를 사용하였다. CMIP5 모델 중 대한해협을 포함하고 정규격자로 구성된 4개의 모델(CSIRO-Mk3.6.0, HadGEM2-CC, CanESM2, MIROC-ESM)을 선택하였다. 사용된 4개의 모델에 대한 설명은 Table 3.2.7에 정리되어 있다. 대한해협의 특성과 변화를 평가하기 위하여 과거기후 모의실험(historical run) 결과와, 2100년까지 이산화탄소 (CO₂) 농도가 650 ppm까지 상승하고 복사강제력이 약 4.5 W/m² 까지 증가한 후 안정화되는 Representative Concentration Pathway 4.5 (RCP4.5) 시나리오를 적용한 미래기후 예측실험 결과를 분석하였다. 연구에 사용된 과거기후 모의실험의 기간은 1901년부터 2005년까지고 미래기후 예측실험은 2006년부터 2099년까지로 월평균자료를 분석하였다.

Table 3.2.7. Characteristics of the analyzed CMIP5 Climate models.

| Model | Ocean Model Resolution Lon × Lat | Atoms. Model Resolution Lon × Lat | Reference |
|---------------|-------------------------------------|--------------------------------------|------------------------|
| CSIRO-Mk3.6.0 | 1.875 × 0.937, L31 | 1.875 × 1.875, L18 | Syktus et al. (2011) |
| HadGEM2-CC | 1 × (0.33 - 1), L40 | 1.875 × 1.25, L38 | Collins et al. (2011) |
| CanESM2 | 1.4 × 0.94, L40 | 2.81 × 2.77, L35 | Chylek et al. (2011) |
| MIROC-ESM | 1.4 × (0.5 - 1.7), L44 | 2.812 × 2.812, L80 | Watanabe et al. (2011) |

(다) 모델 검증

기후변화 예측 모델이 대한해협을 잘 재현하고 있는지 검증하기 위하여 과거기후 모의실험의 결과를 이용하여 계산한 대한해협을 통과하는 대마난류에 의한 물질수송량과 1997년 2월부터 2007년 2월까지 부산-하카타를 왕복 운행한 여객선에 장착된 ADCP를 통하여 얻은 유속자료를 이용하여 얻은 수송량(Fukudome et al. 2010)을 비교하였다(Fig. 3.2.29). 물질수송량은 $\Psi = \iint u dz dy$ 은 대한해협의 경도선 (129 °E)을 따라 가로지르는 단면에서 동서방향유속 u 를 이용하여 계산하였다. 이 식에서 z 는 수직방향을 y 는 남북방향을 나타내는데 수직방향의 적분구간은 바닥부터 표층까지, 남북방향의 적분구간은 대한해협의 남쪽 끝(34° N)에서 북쪽 끝(35° N - 37° N)까지로 모델에 따라 적분구간에는 차이가 있지만 한국과 일본을 사이를 통과하는 대한해협 영역에 대해 적분을 실시하였다.

Fig. 3.2.29에 나타난 것은 선택된 4개의 모델(CSIRO-Mk3.6.0, HadGEM2-CC, CanESM2, MIROC-ESM) 결과를 1901년부터 2000년까지 100년 평균하여 얻은 대한해협 수송량의 월변화와, 1997년 2월부터 2007년 2월 까지 10년간 관측된 ADCP 자료를 평균한 대한해협 수송량 (Fukudome et al. 2010)의 월 변화이다. 관측된 대한해협 수송량은 1월에 최소가 된 후 점차 증가하여 8월과 10월에 두 번의 최대를 보인 후 감소한다. 분석에 사용된 모든 모델 결과에서는 2월에 대한해협 수송량이 최소가 되어 관측결과와는 약 1달의 차이가 나타난다. 4개의 모델 중 CSIRO-Mk3.6.0 과 HadGEM2-CC모델은 ADCP 관측 결과와 유사하게 8월과 10월에 최대를 보인 후 감소하지만, CanESM2과 MIROC-ESM모델은 각각 10월과 11월에 수송량의 최대를 보인 후 감소한다.

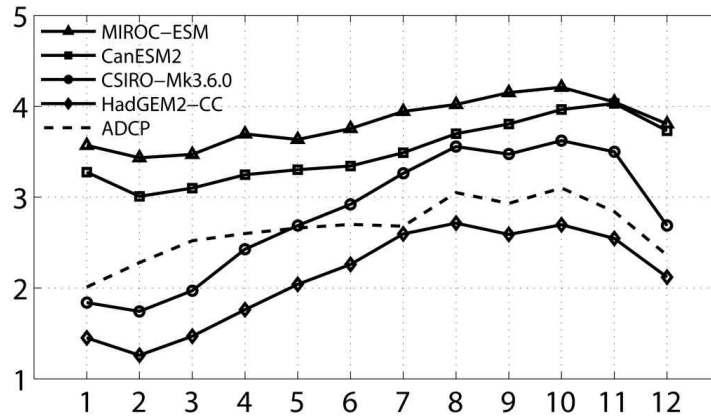


Fig. 3.2.29. Climatological monthly mean volume transport through the Korean Strait from CMIP5 historical run for 100 years and ADCP for 10 years (Fukudome et al., 2010).

Table 3.2.8에는 각 모델이 재현한 연평균값을 나타내었다. 관측결과와 잘 일치하는 계절주기를 보이는 CSIRO-Mk3.6.0 과 HadGEM2-CC의 100년 평균한 대한해협 수송량은 2.8Sv ($1\text{Sv} = 10^6 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$)과 2.1Sv으로 최근 보고된 2.4 - 2.77Sv (Fukudome et al. 2010; Isobe et al. 2002; Ostrovskii et al. 2009; Teague et al. 2005; Takikawa et al. 2005) 범위의 결과와 유사하다. CanESM2과 MIROC-ESM 모델 결과는 각각 3.5 Sv 과3.8Sv으로 관측결과 보다 크게 나타나, 4개의 모델 중 CSIRO-Mk3.6.0 과 HadGEM2-CC 이 대한해협 특성을 잘 모의함을 알 수 있다.

Table 3.2.8. Mean volume transport, temperature and heat transport during 20th Century(1901-2000) and during 2nd half of 21th Century (2050-2099).

| Model | Transport (Sv) | | Temperature (°C) | | Heat transport (PW) | |
|---------------|----------------|--------|------------------|---------|---------------------|---------|
| | Historical run | RCP4.5 | Historical run | RCP 4.5 | Historical run | RCP 4.5 |
| CSIRO-Mk3.6.0 | 2.80 | 3.19 | 16.6 | 19.1 | 0.21 | 0.27 |
| HadGEM2-CC | 2.12 | 2.28 | 19.1 | 21.4 | 0.17 | 0.21 |
| CanESM2 | 3.49 | 3.67 | 19.4 | 20.8 | 0.29 | 0.33 |
| MIROC-ESM | 3.81 | 3.63 | 18.2 | 20.6 | 0.31 | 0.33 |

(라) 과거기후와 미래기후 시나리오 실험 분석

미래기후 시나리오에 따른 변화를 살펴보기 위해 각 모델에서 과거기후 모의실험의 1901년부터 2000까지 100년 평균값과 미래기후 예측실험의 2050년부터 2099년까지 50년 평균한 대마난류 수송량과 수송량을 계산한 단면의 평균온도의 월변화를 Fig. 3.2.30에 나타내었다. 과거기후 모의실험과 미래기후 시나리오의 기후학적 평균값을 Table 3.2.8에 나타내었으며 두 시기의 변화량은 T검증을 바탕으로 95% 신뢰구간에서 통계적으로 유의미함을 확인하였다. 미래기후에서 향후 50년간 대한해협 평균 수송량 변화는 -0.18 - 0.39Sv로 4개의 모델 중 MIROC-ESM만 감소함을 보이고 나머지 3개 모델의 수송량은 증가하였다. 수온은 모든 모델에서 증가하였으며, CanESM2 모델이 가장 낮은(1.4°C) 수온 상승을 보였고, 나머지 3개의 모델에서는 2.3 - 2.5°C 사이로 비슷하게 나타났다. 수송량이 가장 많이 증가한 1월에 0.61Sv 가장 작으로 증가한 9월에 0.25Sv 증가하였다. HadGEM2-CC의 수송량의 상승폭은 CSIRO-Mk3.6.0과 유사하게 1월에 0.3 Sv으로 최대이지만, 3월에 0.05Sv으로 최소였다. CanESM2에서는 수송량이 가장 큰 11월에 상승폭이 0.25Sv로 최대가 되었다. MIROC-ESM에서는 미래기후에서 대마난류의 수송량이 감소하였는데 겨울철에 감소폭이 크게 나타났다. 반면 수온의 상승률은 2개(CanESM2, MIROC-ESM)의 모델에서 계절에 따라 큰 차이 없이 비슷하게 증가하는 특징을 보인다.

대마난류는 동해에 열을 공급하기 때문에 대마난류의 변화는 동해의 온도를 바꿀 수 있다. 이 관계를 파악하기 위하여 대마난류에 의한 열수송(Ocean Heat Transport) $OHT = \iint \rho C_p T u dz dy$ 를 해양모델의 수온 T와 동서방향유속 u를 이용하여

수송량을 계산한 남북단면을 따라 계산하였다. 여기서 ρ 는 밀도를, C_p 는 비열을, z 는 수직방향을 y 는 남북방향을 나타낸다. Table 3.2.8에 나타난 과거기후 모의실험의 1901년부터 2000까지 100년 평균한 연평균 열수송량은 온도가 높고 수송량이 큰 CanESM2과 MIROC-ESM에서 크게 나타났다. 수송량이 감소한 MIROC-ESM에서도 온도증가의 영향으로 미래기후에서 열수송량이 소폭(0.02PW) 증가했다. 수송량이 가장 크게 증가한 CSIRO-Mk3.6.0에서 열수송량이 0.06PW (1PW = 10^{15} W) 증가하여 증가폭이 가장 컸다. 열함량을 조절하는 열수송은 동해로 유입되는 열과 동해에서 유출되는 열의 차이로 결정되기 때문에 대마난류에 의한 열수송의 변화만으로 해류가 동해의 열함량 변화에 기여하는 정도를 파악할 수는 없다.

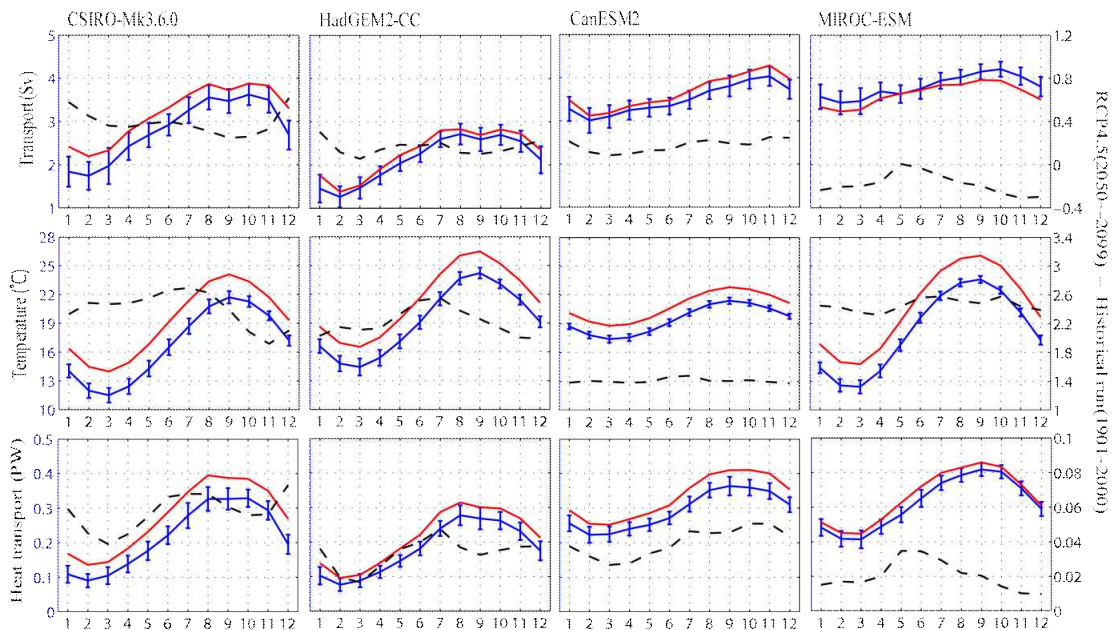


Fig. 3.2.30. Climatological monthly mean volume transport (upper panels), temperature (middle panels), and heat transport (lower panels) through the Korea Strait from CMIP5 historical run during 1901-2000 (blue) with standard deviation, RCP4.5 during 2050-2099 (red), and their difference (dashed line). The columns represent CSIRO-Mk3.6.0, HadGEM2-CC, CanESM2, and MIROC-ESM from the left.

과거기후 모의실험에서 20세기 자료를 평균하여 만든 월별 열수송량 변화와 미래기후 예측실험의 2050년부터 2099년까지 50년 결과를 평균하여 만든 미래의 열수송량 월변동을 Fig. 3.2.30에 나타내었다. 평균 열수송량이 가장 많이 증가한 CSIRO-Mk3.6.0모델의 경우 전 계절에 걸쳐 열수송량이 미래기후에서 뚜렷하게 증가하였다. 과거기후 모의실험에서 평균 열수송량은 2월에 최소를 보인 후 점차 증가하여 8월에서 10월 사이에 최대가 된 후 점차 감소한다. 미래기후 예측실험에서 평균 열수송량은 8월에 최대가 된다는 점을 제외하고는 과거모의실험과 비슷한 경향을 보인다. HadGEM2-CC모델은 미래기후에서 수송량은 증가하였지만 크기는 매우 작은 반면 열수송량의 뚜렷한 증가를 보이는데, 이는 대한해협을 통해 유입되는 해수의 온도 증가에 의한 영향이다. MIROC-ESM모델은 앞의 3개의 모델 결과와 다르게 미래기후에서 대한해협 수송량이 감소하나 수온이 증가하여 대한해협을 통과하는 열수송량이 증가한다.

대마 난류에 의해 공급된 열은 동해의 표층 열 손실에 의해 균형을 이룬다 (Hirose et al. 1996; Han and Kang 2003). 대마난류에 의해 공급된 열과 쓰가루해협을 통해 동해에서 북태평양으로 빠져나가는 열의 차이, ΔOHT , 해양-대기 경계면의 열교환, 즉 순표층열속(Net Surface Heat Flux) NSHF는 동해의 평균온도 혹은 열함량(Heat Content) $HC = \iint \rho C_p T dA dz$ 를 변화시킬 수 있다. 여기서 A는 어떤 깊이 z에서 단면적을 나타내는데 위 계산의 적분 영역은 전체 동해이다. 따라서 어떤 기간 $\Delta t = T_2 - T_1$ 사이 해양의 열함량의 변화 ΔHC 는 다음과 같은 식을 만족한다. 순표층열속은 단파복사(shortwave radiation), 장파복사(longwave radiation), 잠열속(latent heat flux), 그리고 현열속(sensible heat flux)의 합이다.

$$\Delta HC = \int_{T_1}^{T_2} \Delta OHT dt + \iint_{T_1}^{T_2} NSHF dt dA \quad (1)$$

대한해협 수송량의 계절주기와 크기를 관측결과와 유사하게 모의한 2개의 모델, 즉CSIRO-Mk3.6.0과 HadGEM2-CC를 이용하여 1901년부터 2099년까지 대마난류의 물질과 열 수송량 그리고 수온의 연평균값을 계산하였고, 시간에 따른 변화 양상을 살펴보기 위해 전반기 40년(2010-2049)과 후반기 50년(2050-2099)의 선형경향성을 Fig. 3.2.31에 나타내었다.

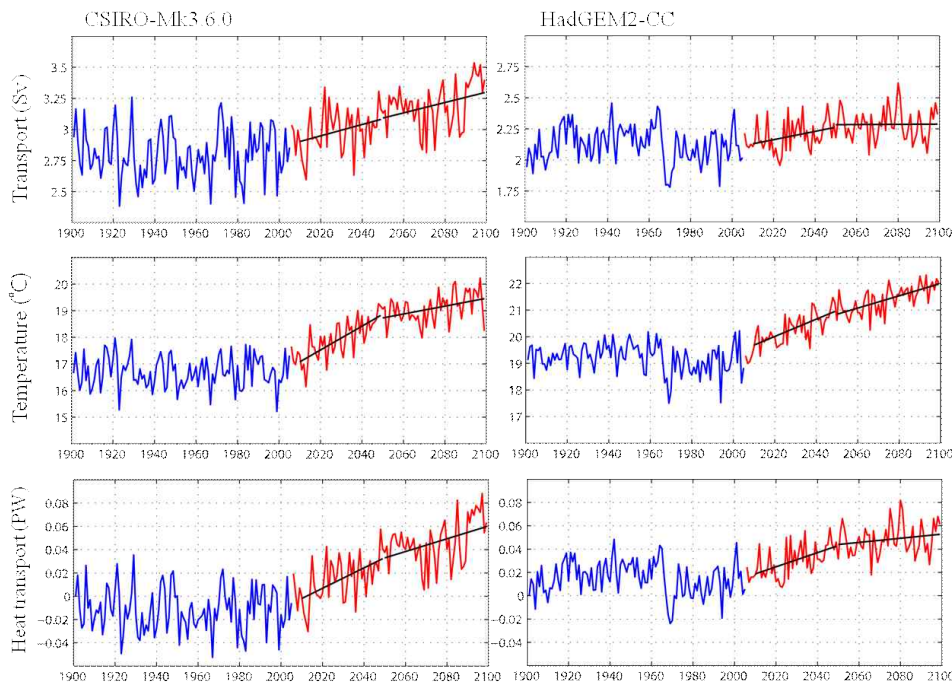


Fig. 3.2.31. Time series of annual mean volume transport (upper panels), temperature (middle panels), and heat transport (lower panels) through the Korea Strait relative to 1900 from historical run (blue) and from RCP4.5 (red). Linear trend (black). The left column represents CSIRO-Mk3.6.0, and the right column HadGEM2-CC.

CSIRO-Mk3.6.0의 수송량의 선형경향성은 전반기에 0.046Sv/decade이고 후반기에는 0.042Sv/decade로 비슷하였다. 반면 수온과 열 수송량의 선형경향성은 전반기에 각각 0.44°C/decade 와 0.009PW/decade인데, 후반기에는 0.15°C/decade, 0.005PW/decade 로 전반기에 강한 증가경향이 나타난다. HadGEM2-CC의 경우 수송량이 약하게 증가하는데 전반기에는 선형경향성이 0.033Sv/decade 이지만 후반기에는 0.001Sv/decade로 거의 증가경향이 나타나지 않는다. 수온의 선형경향성은 전반기에는 0.32°C/decade이고 후반기에는 0.23°C/decade이며 CSIRO-Mk3.6.0에서 보다 컸다. 열 수송량의 선형경향성은 전반기에는 0.006PW/decade인데, 후반기에는 수온은 증가하지만 수송량의 증가폭은 둔화되어 0.002PW/decade 낮아진다. 결론적으로 두 모델 모두에서 21세기 전반기에 비하여 21세기 후반기에 증가경향이 약하다.

(마) 동해의 온도 변화 분석

대한해협을 통한 대마난류의 수송량과 온도변화가 동해의 온도변화에 미치는 영향을 파악하기 위하여 먼저 동해를 포함한 대한해협 표층수온의 20세기, 21세기 후반부 평균과, 둘의 차이를 Fig. 3.2.32에 나타내었다. 미래기후에서 동해 평균 표층수온이 CSIRO-Mk3.6.0에서는 2.48°C, HadGEM2-CC에서는 2.71°C 상승하였으며, 공간적으로는 두 모델에서 모두 동해의 북서쪽에서 가장 큰 폭으로 수온이 상승한 것으로 모의하였다. 이는 대마난류의 수송량 증가로 인해 한반도 연안을 따라 북상하는 해류가 강화되어 나타나는 영향으로 보인다. 이 본문에서는 나타내지 않았지만 두 시기의 표층수온 차이의 공간분포는 계절에 따라 큰 차이를 보였으며, 북서쪽에 큰 상승폭을 보이는 구조는 겨울철에 뚜렷하게 나타났다.

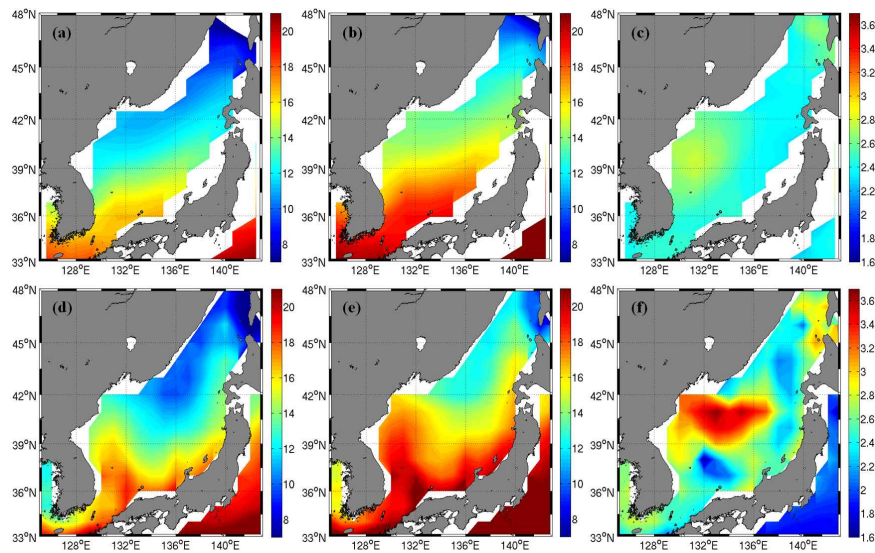


Fig. 3.2.32. Maps of mean SST (°C) (a,d) during 20th Century(1901-2000), and (b,e) during the 2nd half of 21th Century (2050-2099). Their differences are mapped in (c,f). The upper panels represent CSIRO-Mk3.6.0, and the lower panels HadGEM2-CC.

20세기와 21세기 후반부 동해 각 지점에서 평균 열함량과 그 차이를 Fig. 3.2.33에 나타내었다. 평균 열함량의 최대가 나타나는 위치가 CSIRO-Mk3.6.0에서는 동해의 남동쪽에 HadGEM2-CC 에서는 북동쪽으로 다르게 모의하지만, 두 시기의 차이는 표층 수온처럼 공통적으로 동해의 북서쪽에서 크게 나타난다. 하지만 열함량의 상승률은 CSIRO-Mk3.6.0 에서 크게 나타나 이 모델에서 하층의 수온 증가가 더 큼을 알 수 있다.

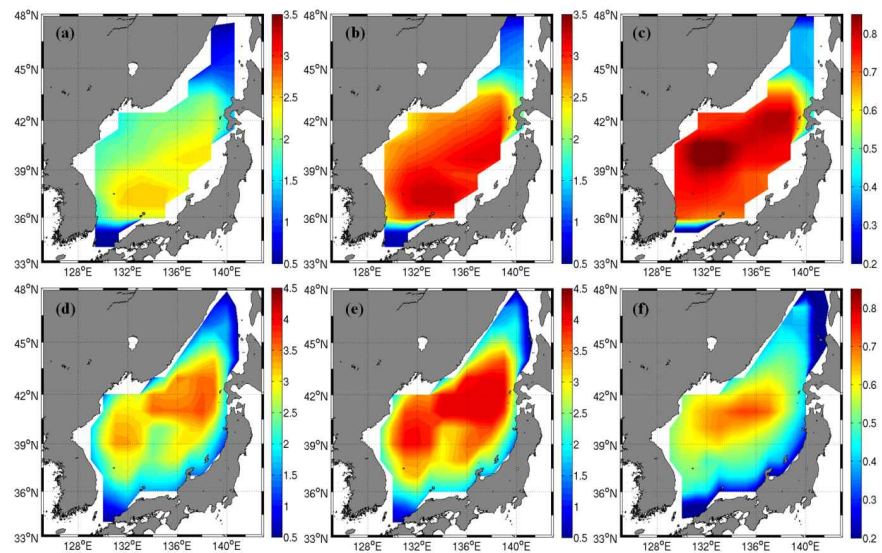


Fig. 3.2.33. Maps of mean heat content (J/m^2) from top to bottom (a,d) during 20th Century, and (b,e) during the 2nd half of 21th Century. Their differences are mapped in (c,f). The upper panels represent CSIRO-Mk3.6.0, and the lower panels HadGEM2-CC.

동해 전 해역에 대한 열함량과 순표층열속의 시계열을 살펴보기 위해 Fig. 3.2.28의 검정색 사각형(129° E - 142° E, 34° N - 48° N)에서 북서태평양의 영역을 제외한 동해 내부 영역만 공간 적분하여 연평균 값을 Fig. 3.2.34에 나타내었다. 21세기 동안 두 모델에서 모두 동해의 열함량은 꾸준히 증가한다. CSIRO-Mk3.6.0와 HadGEM2-CC의 과거기후 모의실험의 평균 순표층열속은 각 -59.4TW (1TW=10¹²)와 -66.9TW로 Hirose et al. (1996)가 제시한 -54TW나, Kato and Asai (1983)의 -74TW와 비슷하다. 반면 미래기후에서 평균 순표층열속은 각 -60.7TW 과 -67.4TW로 더 많은 열이 대기로 방출된다. 미래기후에서 열속 변화를 살펴본 결과, 두 모델에서 모두 단복사에 의해 대기에서 해양으로 공급되는 열은 증가하였지만 장복사, 잠열속 그리고 현열속은 해양에서 대기로 방출되는 열이 증가하여 순표층열속의 감소를 유도하였으며, CSIRO-Mk3.6.0은 현열속의 비중이 HadGEM2-CC는 잠열속의 비중이 가장 크게 차지하였다. 즉 해양-대기 상호작용에 의한 열교환이 동해의 수온을 감소시키는 역할을 하기 때문에 동해 열함량의 증가는 대기에서 해양으로 유입되는 열의 증가에 의한 것이 아님을 알 수 있다. 동해의 열함량의 변화는 앞서 언급한 것과 같이 순표층열속과 해양의 열수송에 의해 결정된다. 대한해협을 통해 동해로 유입되는 해수와 북쪽에 위치한 쓰가루해협과 소야해협 등을 통해 유출되는 해수의 온도차에 의해 동해로 수송되는 열량 중 일부는 대기로 방출되고 나머지가 동해의 수온을 올리는데 사용된다.

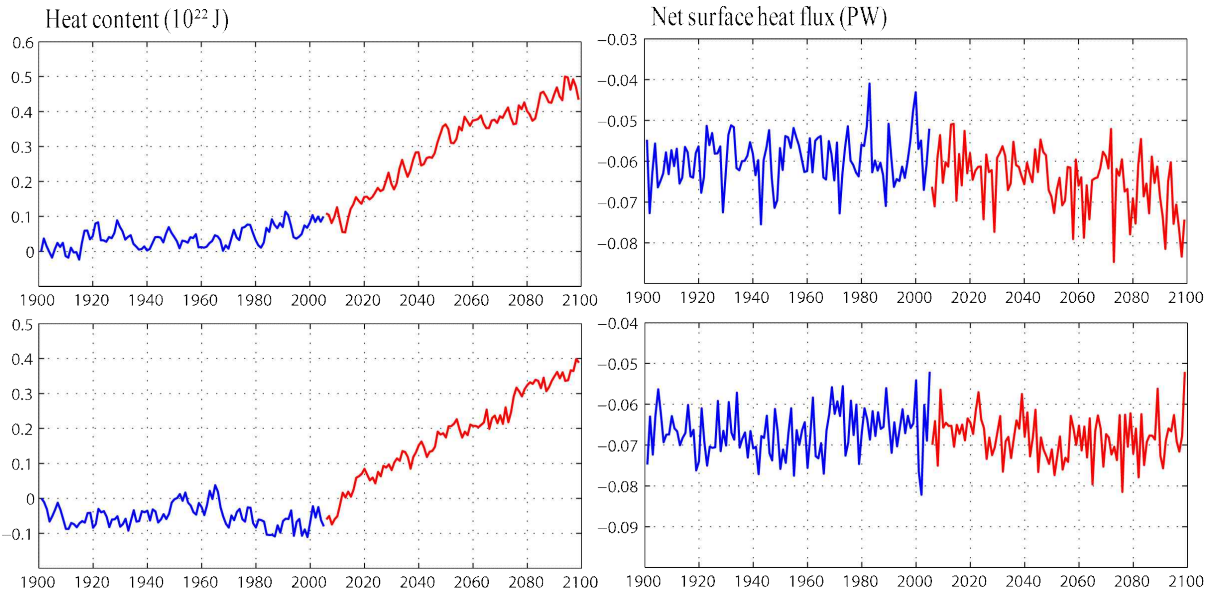


Fig. 3.2.34. Time series of annual mean heat content relative to 1900 (left column), and net surface heat flux in the East Sea (right column). The upper panels represent CSIRO-Mk3.6.0, and the lower panels HadGEM2-CC.

격자문제로 모델에 포함된 유속과 온도자료로는 동해에서 유출되는 열량을 정확히 평가하기 불가능하여 대마난류에 의해 공급된 열과 쓰가루해협을 통해 동해에서 북태평양으로 빠져나가는 열의 차이(ΔOHT)를 식 (1)을 이용하여 간접적으로 계산하였다. CSIRO-Mk3.6.0와 HadGEM2-CC의 2010년부터 2099년까지 90년간 증가한 열함량은 각각 $0.03 \times 10^{23} J$, $0.04 \times 10^{23} J$ 이고, 대기로 방출된 열은 약 $-1.81 \times 10^{23} J$ 와 $-1.90 \times 10^{23} J$ 이다. 따라서 ΔOHT 는 각각 $1.84 \times 10^{23} J$, $1.94 \times 10^{23} J$ 이다.

대한해협을 통해 유입되는 열 수송의 증가 원인을 온도 증가에 의한 영향과 수송량 증가에 의한 영향으로 나누어 보면, CSIRO-Mk3.6.0에서는 수송량 증가에 따른 영향이 온도 증가에 의한 영향에 비해 약 1.5배 컸고, HadGEM2-CC에서는 수온 증가에 따른 영향이 약 2.2배 컸다. 이러한 결과는 HadGEM2-CC에서 수송량의 증가폭이 작았기 때문이다.

다. 요약 및 결론

북서태평양 해역에서 모델의 품위 평가와 해양의 모의 특성 파악을 위해 HadGEM2-AO를 중심으로 CMIP5 주요 모델들의 해면수온과 해면염분의 과거실험 결과를 관측과 비교, 분석 하였으며 이를 토대로 미래 해양 특성 변화를 전망하였다. 또한 동아시아와 북서태평양의 해류시스템 모의 성능을 파악하기 위해 북서태평양 주요 단면에서의 수송량을 관측 결과와 비교하였으며, 기후변화 시나리오에 따른 미래 동아시아 주변 해류 변화를 제시하였다.

HadGEM2-AO가 모의한 해면수온의 과거실험 결과를 관측과 비교하면, 1950 - 2000년 기간 동안 모델이 관측보다 해면수온을 0.035°C 더 높게 모의하였으며, 1960년대 이후부터는 모델이 관측의 장기 변동을 잘 모의하였다. 공간적으로는 HadGEM2-AO가 오호츠크해와 북서태평양 외해에서 관측에 비해 해면수온을 낮게 모의하였으며, 동해 연안과 황해, 동중국해, 남중국해, 홋카이도 부근에서는 높게 모의하였다. HadGEM2-AO와 관측의 상관관계 분석을 통해 동해와 황해, 동중국해와 아열대 순환의 중심부근, 오호츠크해 일부 해역에서 유의한 양의 상관관계가 나타나는 것으로 나타났으며, 따라서 모델이 관측의 연변동과 선형 경향성을 잘 설명하고 있다고 판단된다. 또한 HadGEM2-AO는 테일러 상관 분석도 분석을 통해 관측과 상관관계 0.95 이상, 1.0에 가까운 표준편차를 나타냄으로써 CMIP5 모델들에 비해 상대적으로 양호한 모의 성능을 보였다. 대부분의 북서태평양 해역에서 HadGEM2-AO가 CMIP5 모델 앙상블에 비해 해면수온을 높게 모의하고 오호츠크해에서는 해면수온을 낮게 모의하는 특성이 나타났으나, HadGEM2-AO가 관측보다 수온을 과소 모의하였음을 미루어보아 CMIP5 모델 앙상블보다 모의 성능이 양호한 것으로 생각된다.

HadGEM2-AO는 북서태평양 전반적인 해역에서 과거에 비해 미래에 수온 상승이 일어날 것으로 전망하였다. 고위도로 갈수록 온난화 경향이 강하게 나타났으며, 외양보다는 동해와 동중국해, 오호츠크해 등 연안역에서 해면수온의 상승이 더 두드러질 것으로 전망하였다. 동해와 황해 등 한반도 주변 해역에서는 RCP8.5 시나리오의 결과가 다른 시나리오 결과보다 수온 상승 추세가 2배 이상 크게 모의되었다. HadGEM2-AO를 포함한 CMIP5 주요 모델 앙상블을 통해 미래 북서태평양 해역의 해면수온 변화를 제시하였다. 북서태평양 전체 해역에서 1971 - 2000년 동안 관측의 해면수온 평균값은 21.37°C이며, 미래(2071 - 2100) 각 시나리오의 해면수온 평균치는 각각 22.63°C/23.32°C/23.53°C/24.65°C로 나타났다. 따라서 향후 북서태평양 해역의 해

면수온은 과거에 비해 각각 $+1.26^{\circ}\text{C}/+1.95^{\circ}\text{C}/+2.16^{\circ}\text{C}/+3.28^{\circ}\text{C}$ 증가할 것으로 전망된다.

해면염분의 경우 1950 - 2000년 기간 동안 HadGEM2-AO가 관측보다 해면염분을 0.74psu 더 낮게 모의하였다. 이러한 해면염분 과소 모의는 북서태평양 해역 전역에 걸쳐 나타났으며, 특히 장강 하구에서 뚜렷하게 나타났다. HadGEM2-AO와 관측의 상관관계 분석에서도 모델이 관측의 변동성을 적절히 모의하지 못함을 확인할 수 있었다. 테일러 상관 분석도에서는 MIROC-ESM-CHEM을 제외한 나머지 10개 모델이 관측과 0.9 이상의 높은 상관관계를 가지는 것으로 나타났으나, 모델들의 모의 성능에는 큰 차이가 있는 것으로 보인다. HadGEM2-AO는 CMIP5 주요 모델들 중 중간 정도의 모의 성능을 가지는 것으로 나타났다. CMIP5 앙상블에 비해 HadGEM2-AO는 전반적인 북서태평양 해역에서 염분을 과소 모의하는 것으로 나타났다. HadGEM2-AO가 관측에 비해서도 염분을 과소 모의함을 고려하였을 때, CMIP5 앙상블은 보다 나은 모의 성능을 가질 것으로 생각된다.

HadGEM2-AO가 모의한 미래의 해면염분 분포에서는 사할린 북동 연안과 $20 - 30^{\circ}\text{N}$ 인근 일부 해역에서는 염분의 증가가, 그 외 북서태평양 대부분의 해역에서는 염분의 감소가 나타났다. 특히 장강 하구와 인접한 황해와 동중국해, 동해에서 염분 감소가 크게 나타났으며, 전체적으로 RCP8.5 시나리오에서 염분 감소가 가장 클 것으로 전망되었다. HadGEM2-AO를 포함한 CMIP5 주요 모델들을 앙상블 평균한 미래 해면염분의 공간 분포는 CMIP5의 과거실험 앙상블과 유사하게 나타났다. 미래(2071 - 2100년) 각 시나리오에 대한 CMIP5 앙상블의 해면염분 평균 ($33.85\text{psu}/33.78\text{psu}/33.77\text{psu}/33.64\text{psu}$)을 과거 1971 - 2000년 동안 관측의 해면염분 평균(34.00psu)과 비교해 보면, 향후 북서태평양 전체 해역에서 해면염분은 과거에 비해 각각 $-0.15\text{psu}/-0.22\text{psu}/-0.23\text{psu}/-0.36\text{psu}$ 만큼 감소할 것으로 전망된다.

북서태평양 주요 단면에서의 CMIP5 모델들의 수송량 비교를 통해 해류시스템 모의 성능을 파악하였다. HadGEM2-AO는 대부분의 단면에서 모델 평균이나 관측보다 수송량을 낮게 모의하는 것으로 나타났다. 쿠로시오 통과 단면인 PN line에서는 HadGEM2-AO가 관측과 가장 유사한 값을 모의하였다. PN line에서 관측 수송량과 유사한 값을 모의한 6개의 모델들은 봄철 이후 수송량이 감소하고 가을철 이후 수송량이 증가하는 서로 유사한 계절변동을 나타냈다. 그러나 대만 동쪽 채널에서는 상당수의 모델이 관측에 비해 수송량을 과소 모의하였으며, 반대로 토카라 해협에서는 과대 모의하였다. 또한 CMIP5 모델들의 해류 모의 특성이 상당히 상이하며 일관된 모

의 성능을 보이지 않아 향후 개선이 필요할 것으로 생각된다.

미래 2071 - 2100년 기간 동안 북서태평양 주요 단면에서 각 기후변화 시나리오에 따른 CMIP5 모델들의 수송량 모의는 비슷한 수준을 보여주었다. CMIP5 주요 모델들 중 HadGEM2-AO는 상대적으로 낮은 수송량 값을 모의하는 것으로 나타났다. PN line에서 각 시나리오에 대해 CMIP5 모델들이 모의한 통과 수송량의 평균은 각각 27.59Sv/27.71Sv/27.45Sv/27.23Sv으로 RCP4.5 시나리오에서 모델 평균 수송량이 가장 크게, RCP8.5 시나리오에서 가장 작게 나타났다. 2071 - 2100년 동안 PN line 수송량의 증감추세는 크게 보이지 않았다. CMIP5 모델들의 과거실험 모의 결과와 미래실험 모의 결과를 비교하여 미래 수송량 변동을 예측해보면, 대만 해협에서는 과거에 비해 미래에 수송량의 감소가 나타날 것이며 그 외 단면에서는 수송량의 증가가 나타날 것으로 보인다. 전반적으로 수송량의 변화는 온실가스 강제력이 적은 시나리오일수록 증가량이 클 것으로 나타났다. 따라서 CMIP5 주요 모델이 모의한 북서태평양 해류시스템의 변화는 대체적으로 과거에 비해 미래에 서안경계류가 강화될 것으로 생각된다. 특히 대한 해협에서는 온실가스 강제력이 큰 시나리오일수록 수송량의 증가가 클 것으로 나타났으며, 동아시아 해류 특성도 상당히 변화할 것으로 예상된다.

본 연구에서는 또한 4개(CSIRO-Mk3.6.0, HadGEM2-CC, CanESM2, MIROC-ESM)의 CMIP5 모델결과를 이용하여 과거기후 모의실험과 미래기후 예측실험에서 대마난류의 수송량과 수온, 열수송량 특성을 파악하였다. MIROC-ESM 모델에서는 미래기후에 대마난류의 수송량이 0.18Sv 가량 감소하였으나, 다른3개의 모델에서는 0.16Sv 에서 0.39Sv까지 증가하였다. 모든 모델에서 수온은 1.4°C 에서 2.5°C 사이에서, 열수송량은 0.02PW 에서 0.06PW 사이에서 증가하였는데 CSIRO-Mk3.6.0에서 가장 큰 폭으로 상승하였다.

분석한 4개의 모델 중 CSIRO-Mk3.6.0과 HadGEM2-CC에서 대마난류의 수송량과 계절주기를 관측과 유사하게 모의하였기 때문에, 이 두 모델 결과를 이용하여 미래기후에서 대마난류의 변화와 그 영향을 자세히 분석하였다. 미래기후 예측실험에서 모델에 따라 차이는 있지만 수송량과 수온 증가에 의해 대한해협을 통해 동해로 유입되는 열이 증가하였는데, 두 모델에서 모두 후반기(2050-2099)보다 전반기(2010-2049)에 증가율이 컸다.

20세기와 21세기를 비교하면 두 모델에서 모두 동해의 북서쪽에서 표층수온이 가장 많이 증가하였으며 HadGEM2-CC에서 더 큰 폭으로 상승하였다. 수직적분한 열

함량도 동해 북서쪽에서 가장 많이 증가하였지만 상승폭은 CSIRO-Mk3.6.0에서 더 크게 나타났다. 이는 CSIRO-Mk3.6.0모델에서 하층의 수온 증가가 더 큰 폭으로 올랐음을 나타낸다. 동해의 열함량의 변화는 순표층열속과 해양의 열 수송에 의해 결정된다. 미래기후에서 해양에서 대기로 방출되는 순표층열속은 지속적으로 증가하여 동해의 수온을 감소시키는 역할을 하지만, 대한해협을 통해 동해로 유입된 열수송량이 더 빠르게 증가하여 동해의 수온 상승을 일으킨다. 대마난류의 수송량 증가나 온도 증가 모두 동해로 유입되는 열을 증가시킬 수 있는데 CSIRO-Mk3.6.0에서는 수송량 증가에 의한 영향이 컸고, HadGEM2-CC에서는 수온 증가에 따른 영향이 컸다.

2. 북태평양 혼합층 과거 모의 및 미래 전망 분석

가. 해양혼합층 모의 성능

(1) 모델 및 자료

HadGEM2-AO는 해양-대기-해빙간의 상호작용을 직접적으로 모의하기 위해 해빙 모듈이 추가된 고해상도 해양-대기-해빙 접합 모델이다(Table 3.2.9). 해양모델은 대기모델에 비해 공간 해상도가 높으며, 격자의 크기는 저위도로 갈수록 작아져 적도에서 최소가 된다.

HadGEM2-AO의 북태평양 모의성능 분석을 위해 다양한 관측자료와 비교, 모델 품위검증을 수행하였다. 모델의 주요 물리변수(해면수온/염분, 혼합층, 바람응력)에 대하여 현재 기후모의와 미래전망에 있어서 모의성능 차이를 확인하였다. 분석기간은 각 20년 씩 현재(1981년 - 2000년)와 미래(2081년 - 2100년) 두 기간으로 나누고 각 변수의 기후 값을 이용하여 그 중 2월(동계)과 8월(하계)의 특성을 분석했다. 비교에 사용한 관측 자료로 해면수온과 해면염분은 Levitus climatology (Levitus 1982)를 사용하였으며, 해양혼합층깊이는 de Boyer Montegut et al (2004)에서 제공하는 기후평균 자료, 바람장은 ERA-40 재분석자료를 사용하였다. 현존하는 기후모델들과의 비교를 위해서는 IPCC에서 제공하는 CMIP5 모델 자료(Taylor et al. 2012) 중 산업화 이후 현재 기후를 모의한 Historical 실험과 지구온난화 시나리오 RCP4.5에 따라 수행한 미래 기후 전망 실험 결과를 사용했다(Table 3.2.10). 현재 기후를 모의한 10개의 CMIP5 모델과 그 중 RCP4.5를 따라 미래 기후를 전망한 6개의 CMIP5 모델 결과를 앙상블 평균하여 HadGEM2-AO의 결과와 비교하였다.

Table 3.2.9. Spatial resolution of HadGEM2-AO and analysis period.

| | Module | Number of grids |
|--------------------|------------|--|
| Spatial resolution | Atmosphere | 192×145(N96), 38 vertical layers |
| | Ocean | 216×360, 38 vertical layers |
| | Sea ice | 216×360 |
| Analysis period | | 1981-2000 for Historical, 2081-2100 for RCP4.5 |

Table 3.2.10. List of CMIP5 models used in this study: 10 for Historical experiment and 6 for future projection under RCP4.5 scenario (marked blue).

| 번호 | Model ID | Model (nation) | oceanic resolution |
|----|----------------|--|--------------------|
| 1 | CanESM2 | Canadian Earth System Model (Canada) | 256 x 192 |
| 2 | CNRM-CM5 | Centre National de Recherches Meteorologiques (France) | 362 x 292 |
| 3 | CSIRO_Mk3-6-0 | Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (Australia) | 192 x 189 |
| 4 | GFDL-ESM2G | Geophysical fluid dynamics laboratory (USA) | 360 x 200 |
| 5 | GFDL-ESM2M | Geophysical fluid dynamics laboratory (USA) | 360 x 200 |
| 6 | IPSL-CM5A-MR | Institut Pierre-Simon Laplace (France) | 182 x 149 |
| 7 | MIROC-ESM | Model for Interdisciplinary Research on Climate (Japan) | 256 x 192 |
| 8 | MIROC-ESM-CHEM | Model for Interdisciplinary Research on Climate (Japan) | 256 x 192 |
| 9 | MPI-ESM-LR | Max Plank Institute for Meteorology (Germany) | 256 x 220 |
| 10 | MRI-CGCM3 | Meteorological Research Institute (Japan) | 360 x 360 |

(2) 혼합층깊이

HadGEM2-AO 모델이 북태평양에 대해 모의하는 겨울(2월) 혼합층깊이는 관측에 비해 그 차이가 최대 60m에 이르며, 약 40° N을 기준으로 이북에서는 낮고 이남에서는 깊게 모의하는 쌍극자 형태의 공간분포를 보인다(Fig.3.2.35). CMIP5 모델을 평균한 앙상블 결과에서도 유사한 공간 분포를 보이며 쿠로시오 확장역에서 가장 큰 모델 오차를 가진다(Fig.3.2.35). 여름(8월) 혼합층깊이는 겨울과 달리 대부분의 북태평양에서 Montegut 관측기반 기후평균과 유사하나, 적도 해역으로 갈수록 그보다 얇게 모의하는 경향을 보인다(Fig.3.2.36).

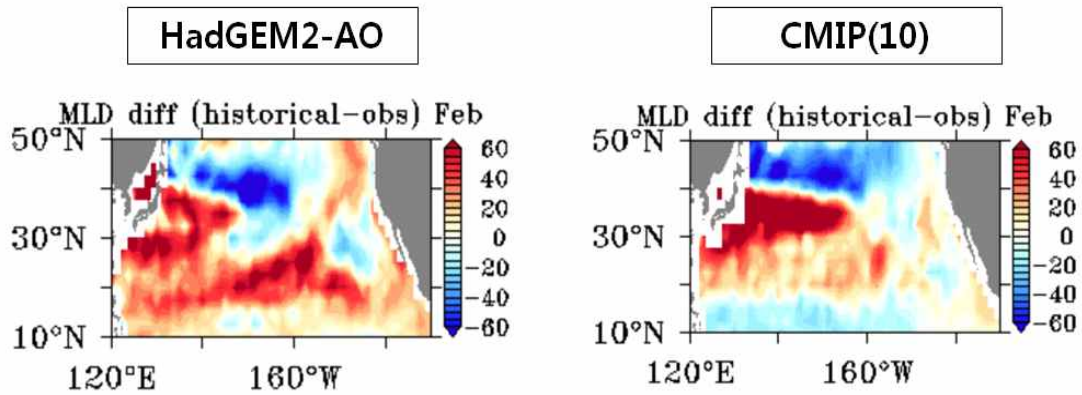


Fig. 3.2.35. Difference in February mixed layer depth in meter from an observational estimate (de Boyer Montégut et al. 2004) for the Historical experiment (1981-2000): (left) HadGEM2-AO and (right) the multi-model ensemble mean of 10 CMIP5 models.

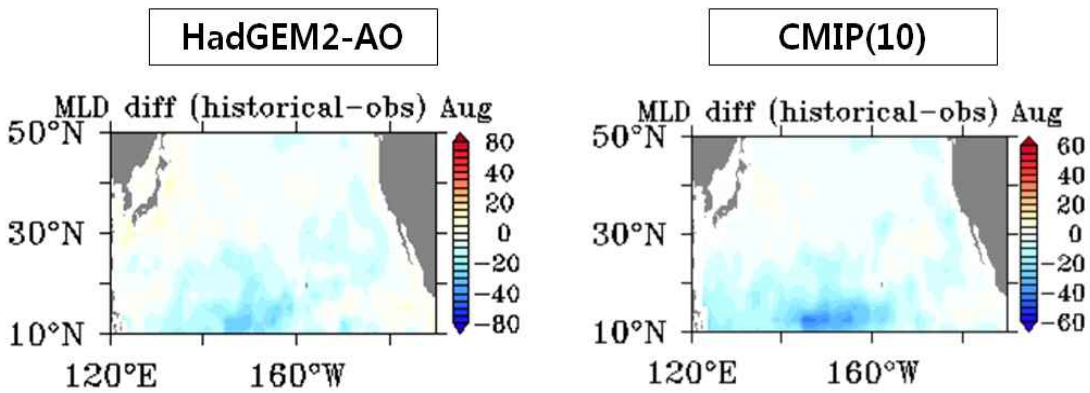


Fig. 3.2.36. Same as Fig. 3.2.35 except for the mixed layer depth in August.

(3) 해면수온

Fig. 3.2.37에 보인 바와 같이 겨울철(2월) 해면수온의 경우, 한반도 주변해역과 미남서부 연안을 제외한 대양에서 관측보다 차갑게 모의하였으며, 쿠로시오 확장역과 적도 동태평양에서 최대 3°C 가량 과소 모의하였다. 반면 CMIP5 다중모형 앙상블 평균은 북태평양 자이어 중앙부의 넓은 범위에 걸쳐 해면수온을 과소 모의하였다. 모델에서 해면수온을 관측된 기후치 보다 낮게 모의된 이유로는 상대적으로 강한 바람에

의한 표층 냉각, 깊은 혼합층 형성, 난류성 해류의 약한 모의를 들 수 있다. 모델이 모의하는 여름철(8월) 해면수온은 해역에 따라 관측과의 차이가 복잡하게 나타나며, CMIP5 앙상블 결과 또한 이와 유사하게 나타난다(Fig. 3.2.38). 모델 및 CMIP5 앙상블 모두 북미 서쪽 연안의 여름철 해면수온을 관측치보다 최대 약 3°C 가량 높게 모의하였다.

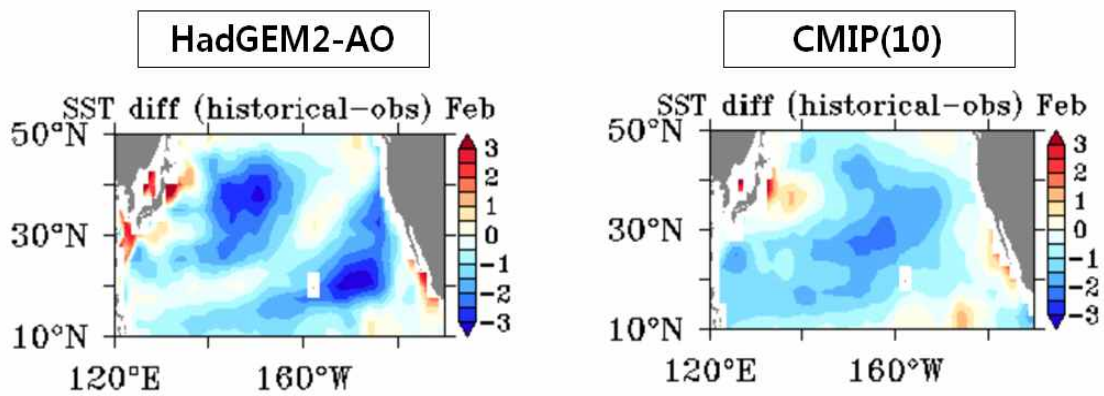


Fig. 3.2.37. Difference in February sea surface temperature in °C from an observational estimate (Levitus 1982) for the Historical experiment (1981-2000): (left) HadGEM2-AO and (right) the multi-model ensemble mean of 10 CMIP5 models.

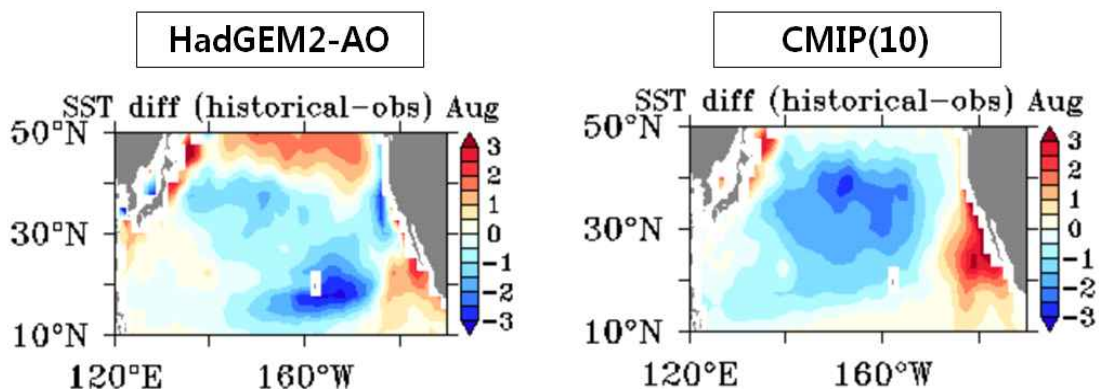


Fig. 3.2.38. Same as Fig. 3.2.37 except for the sea surface temperature in August.

(4) 해면염분

겨울철(2월) 해면염분의 경우, HadGEM2-AO 모델과 CMIP5 다중모형 앙상블은 북태평양 대부분의 해역에 걸쳐 기후평균치보다 낮은 염분값을 보였다. HadGEM2-AO 모델의 해면염분은 CMIP5 다중모형 앙상블보다 미국 서부 연안에서 최대 2 정도로 낮게 모의했다(Fig. 3.2.39). 모델에서 계산한 여름철(8월) 해면염분(Fig. 3.2.40)과 관측 기후평균치의 차이는 2월과 유사하다.

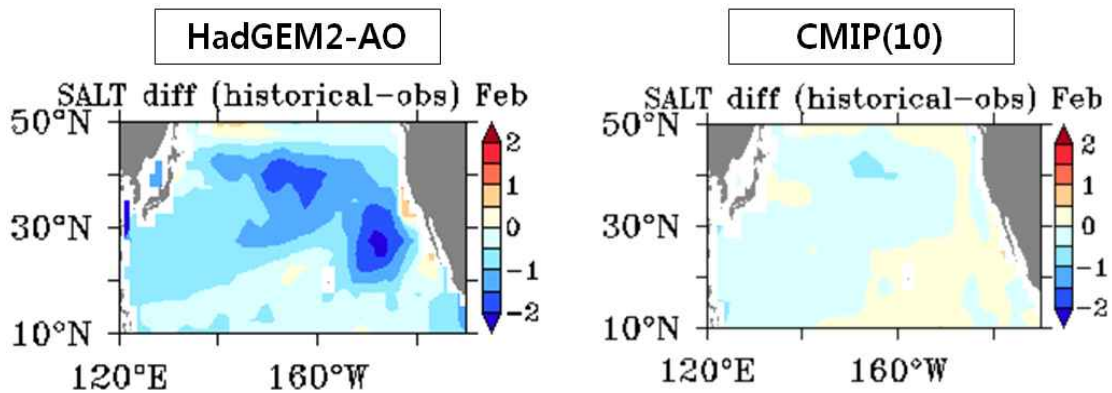


Fig. 3.2.39. Difference in February sea surface salinity from an observational estimate (Levitus 1982) for the Historical experiment (1981-2000): (left) HadGEM2-AO and (right) the multi-model ensemble mean of 10 CMIP5 models.

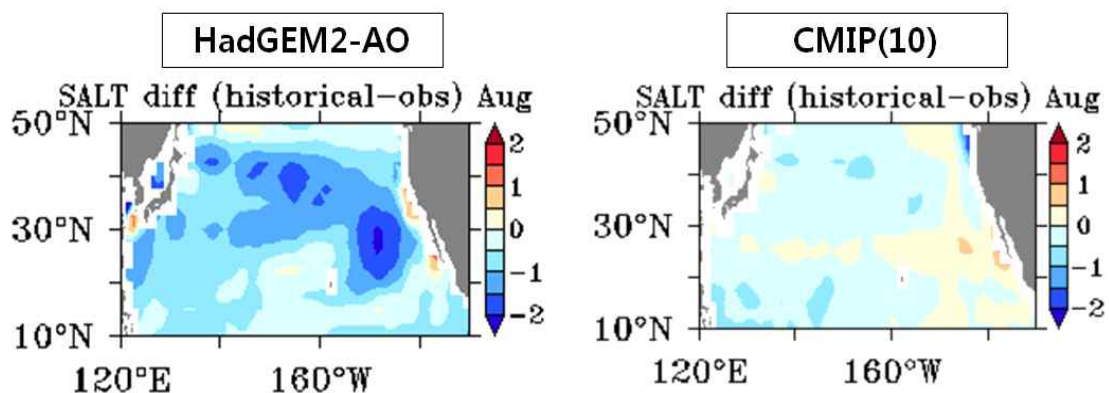


Fig. 3.2.40. Same as Fig. 3.2.39 except for the sea surface salinity in August.

(5) 바람응력

바람은 북반구에서 겨울철에 오차가 크게 나타난다. 2월 바람응력의 경우 HadGEM2-AO의 결과는 북태평양 약 40° N 중앙부와 20° N 서편 해역에서 관측보다 최대 0.06 $\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$ 약하게 모의하였으며, 그 외의 해역에서 관측보다 강한 바람을 모의했다(Fig. 3.2.41). CMIP5 다중모형 앙상블에서도 대체적으로 유사한 분포를 보였으나, 해면염분 오차는 상대적으로 작게 나타났다. 모델이 모의한 이 바람응력을 혼합층 수평분포(Fig. 3.2.35)와 비교했을 때, 관측보다 강한 바람을 모의한 해역에서는 혼합층깊이를 관측보다 깊게, 약한 바람을 모의한 경우엔 얇게 나타났다. 이는 북태평양 혼합층깊이가 바람응력과 어느 정도 연관성이 있음을 의미한다. 8월 바람응력의 경우, 해역에 따라 바람장의 세기가 관측보다 강하게 모의됨에도 불구하고, 혼합층깊이는 전 해역에서 얇아지는 경향을 보이며, 이는 여름철 바람장과 혼합층의 관계가 겨울에 비하여 약화됨을 시사한다(Fig. 3.2.42).

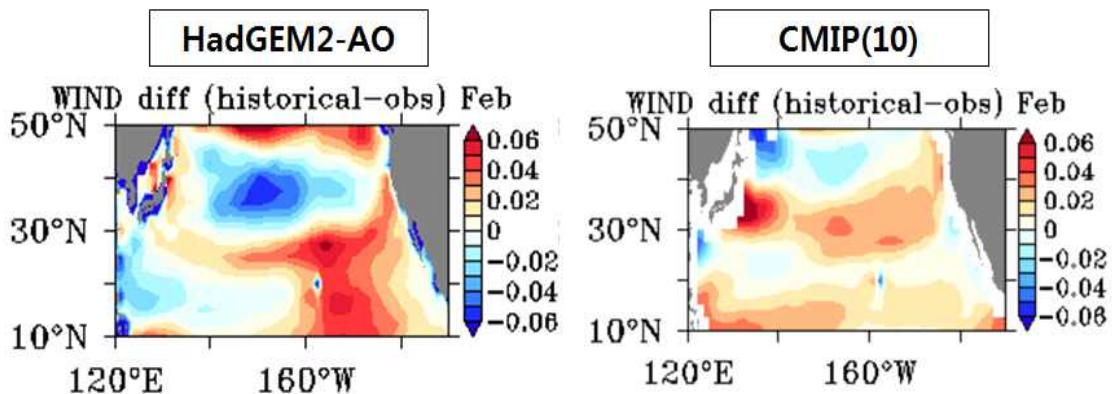


Fig. 3.2.41. Difference in February wind stress (Nm^{-2}) from ECMWF-40 reanalysis data for the Historical experiment (1981-2000): (left) HadGEM2-AO and (right) the multi-model ensemble mean of 10 CMIP5 models.

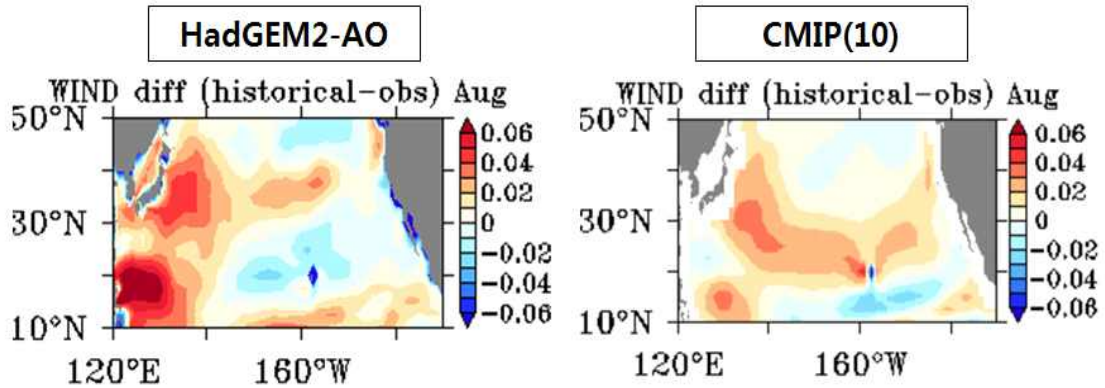


Fig. 3.2.42. Same as Fig. 3.2.41 except for the wind stress in August.

(6) 테일러도표 분석

HadGEM2-AO 모델이 모의하는 물리변수를 관측치와 비교하여 시공간적인 상관성을 확인하기 위해 혼합층깊이, 해면수온, 해면염분, 바람응력에 대한 테일러도표 (Taylor diagram) 분석을 실시했다. 전반적으로 모델이 모의하는 각 변수들은 계절변동성 측면에서 관측과 0.9 이상의 높은 상관계수를 보였다(Fig. 3.2.43). 또한, 해면수온을 제외한 핵심 물리변수에 있어서 HadGEM2-AO 모델이 다른 CMIP5 모델들보다 관측치에 가깝게 모의했다. 전 계절에 걸쳐서 HadGEM2-AO 모델과 CMIP5 모델들 모두 관측에 비해 혼합층깊이는 깊게 해면수온은 높게 모의하는 경향을 보였다. 해면염분은 관측치와 비교적 높은 상관계수를 보였으며 가장 작은 제공근평균오차를 보인다. 반면, CMIP5 모델의 경우 관측치 대비, 대부분의 모델이 해면염분을 제대로 모의하지 못하였다. HadGEM2-AO 모델은 바람응력을 관측 값보다 작게 모의했으나 높은 상관계수를 보여 계절변동성을 잘 모의한 것으로 사료된다. CMIP5 모델들은 관측치와의 상관관계가 모두 0.8 이하로 현재 기후에 나타난 바람장의 계절변동성을 상대적으로 잘 재현하지 못하고 있음을 시사한다. 결론적으로, 테일러도표는 현재기후를 모의하는데 있어서, 해면수온을 제외한 핵심 물리변수에 있어서 HadGEM2-AO 모델이 기존의 CMIP5 기후모델들에 비하여 대체적으로 우수함을 보여준다.

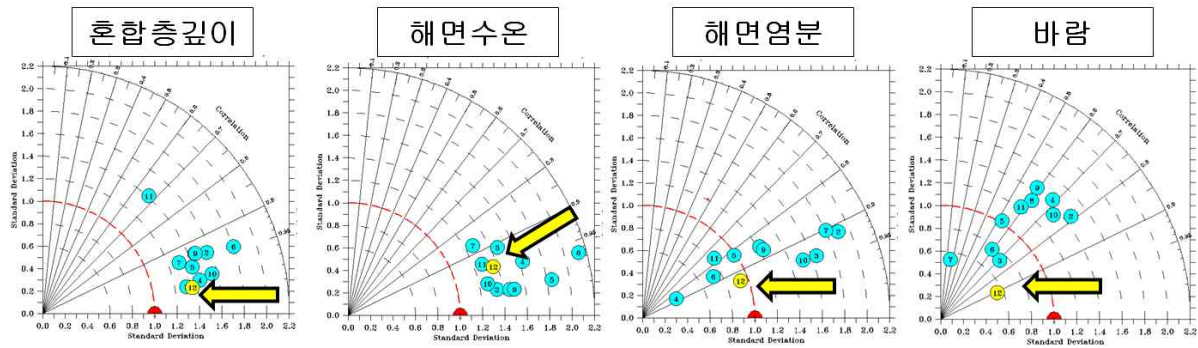


Fig. 3.2.43. Taylor diagrams for mixed layer depth, sea surface temperature and salinity, and wind stress calculated with the Historical outputs from the left to the right. The yellow circles with number 12 indicate the results calculated with HadGEM2-AO output, and the red ones with number 1 represent the climatological mean. Results from 10 CMIP5 models are represented as cyan circles with number 2 to 11.

나. 해양혼합층 미래변화 전망

(1) 혼합층깊이

미래변화에 대해 HadGEM2-AO 모델이 모의하는 혼합층깊이는 2월의 경우 최대 40m까지 변하며, 변화의 양상은 해역에 따라 복잡하게 나타났다. 예를 들면, 쿠로시오 확장 해역에서 관측보다 최대 20m 얕아졌으며, 확장해역 주변부는 20m 가량 깊어졌다(Fig. 3.2.44). CMIP5 다중모형 앙상블은 혼합층깊이의 변화가 10m 이내로 적었으며, HadGEM2-AO 모델의 혼합층보다도 더 적었다. 약 40° N 경계로 이북 해역에서는 깊어지고 이남 해역에서는 얕아졌다. 8월 혼합층깊이는 2월에 비해 15m 정도의 작은 변화를 보였으며, 대체로 쿠로시오 확장역을 제외한 해역에서 10m 정도 낮아졌다(Fig. 3.2.45).

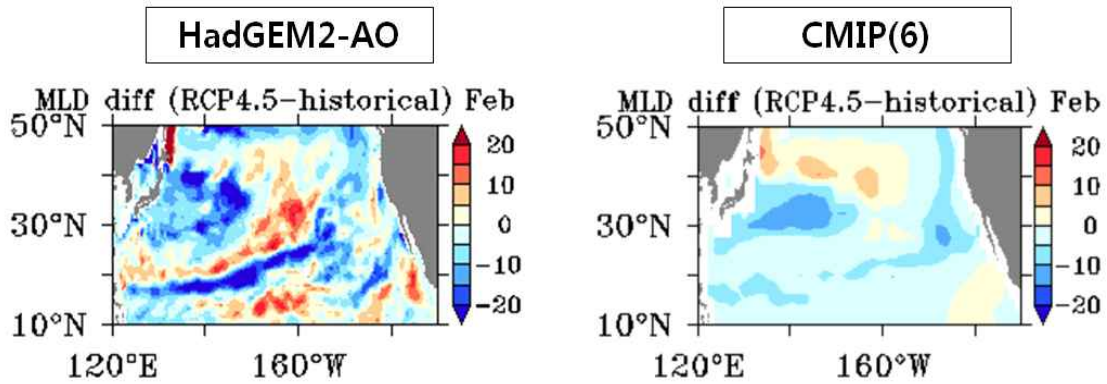


Fig. 3.2.44. Projected changes for the late 21st century compared to the late 20th century in winter (February) mixed layer depth: (left) HadGEM2-AO and (right) the multi-model ensemble mean of 6 CMIP5 models. Units are meter.

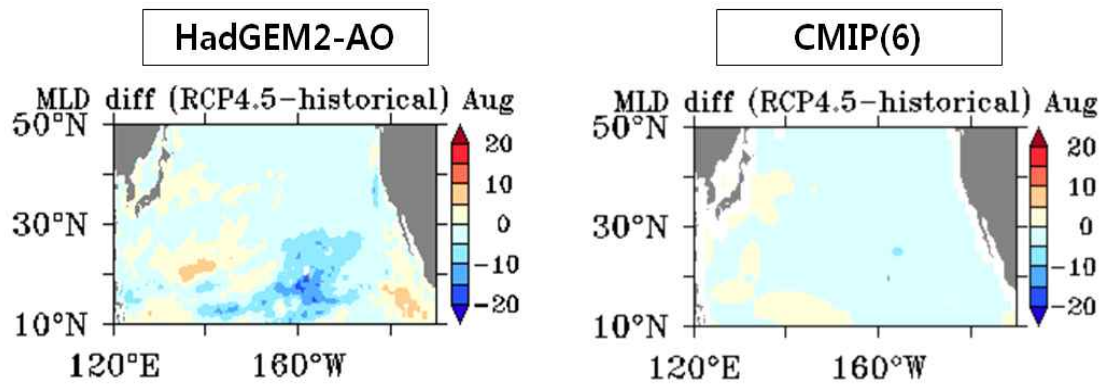


Fig. 3.2.45. Same as Fig. 3.2.44 except for the mixed layer depth in summer (August).

(2) 해면수온

HadGEM2-AO 모델이 미래에 대해 전망하는 2월 해면수온은 CMIP5 모델들과 마찬가지로 21세기 말 전 해역에서 증가한다. 증가폭은 CMIP5 다중모형 평균치보다 더 크게 나타났다(Fig. 3.2.46). 8월 해면수온 변화 역시 전 해역에서 증가 경향을 보였으며, HadGEM2-AO 모델은 북태평양 고위도 해역에서 해면수온이 3°C 이상 증가했다(Fig. 3.2.47).

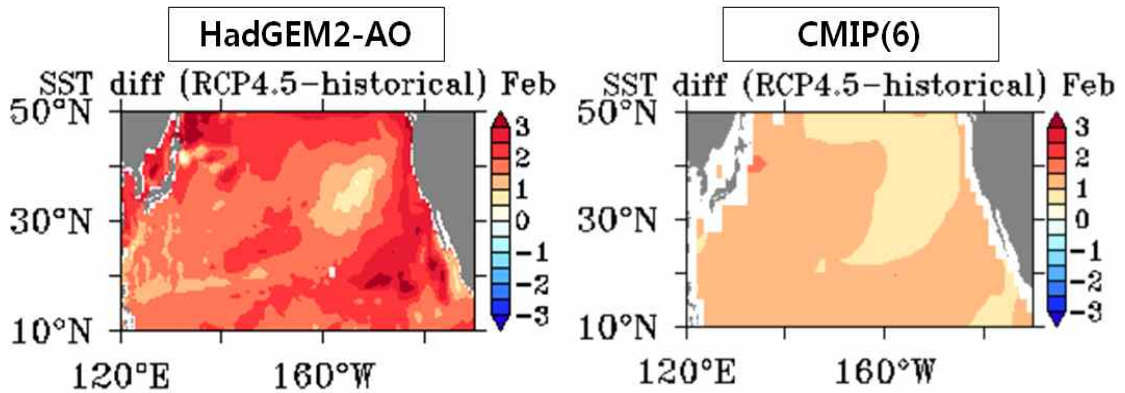


Fig. 3.2.46. Projected changes for the late 21st century compared to the late 20th century in winter (February) sea surface temperature (°C): (left) HadGEM2-AO and (right) the multi-model ensemble mean of 6 CMIP5 models.

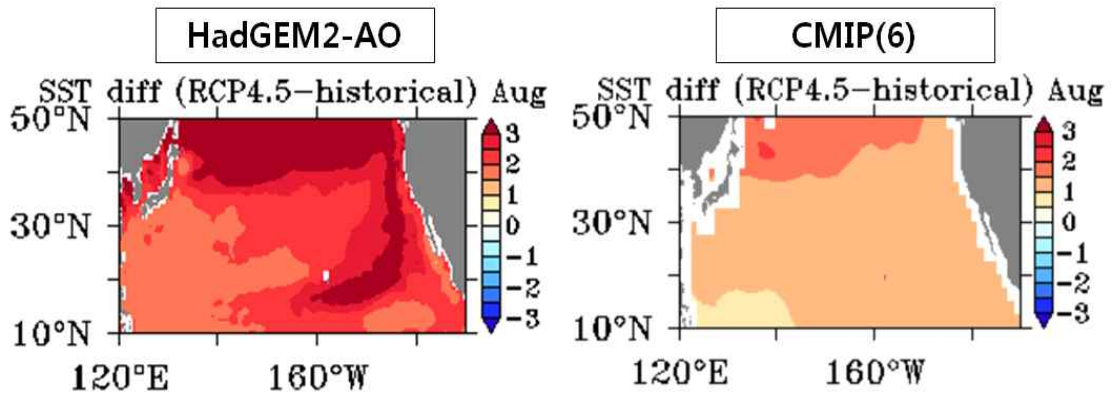


Fig. 3.2.47. Same as Fig. 3.2.46 except for the sea surface temperature in summer (August).

(3) 해면염분

HadGEM2-AO 모델을 통해 전망한 해면염분은 계절에 상관없이 약 25° N 부근 해역을 제외한 전해역에서 최대 0.3까지 낮아졌다(Fig. 3.2.48 및 Fig. 3.2.49). CMIP5 다중모형 앙상블 결과는 HadGEM2-AO 모델에 비해 해면염분 미래변화가 작았으며 2월과 8월에서 모두 최대 0.2 낮아졌다.

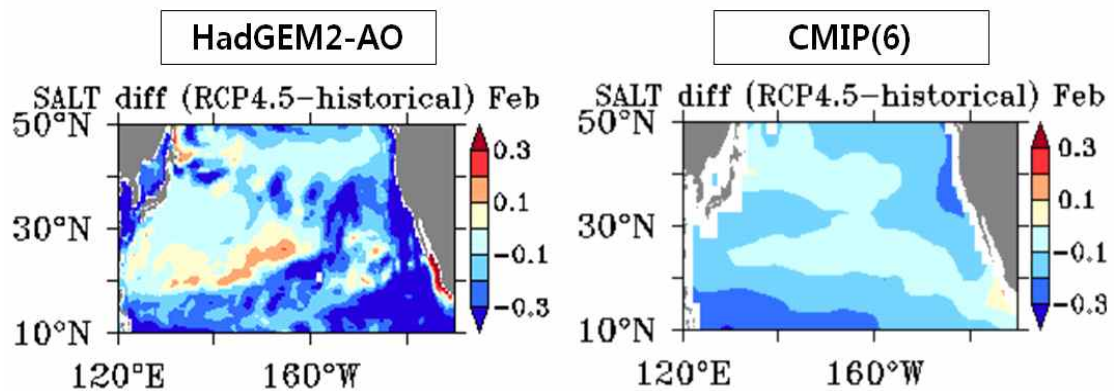


Fig. 3.2.48. Projected changes for the late 21st century compared to the late 20th century in winter (February) sea surface salinity: (left) HadGEM2-AO and (right) the multi-model ensemble mean of 6 CMIP5 models.

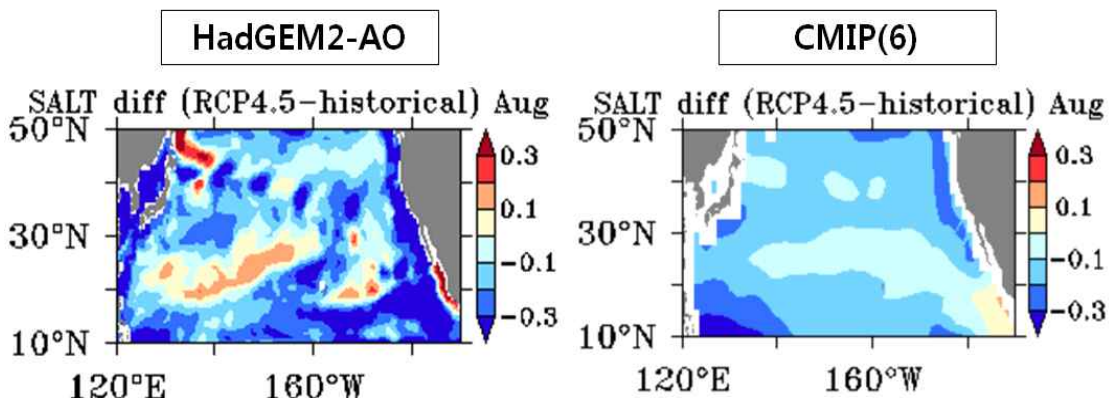


Fig. 3.2.49. Same as Fig. 3.2.48 except for the sea surface salinity in summer (August).

(4) 바람응력

HadGEM2-AO 모델이 모의하는 바람응력의 2월 미래변화는 약 40° N 부근에서 최대 0.06 $N \cdot m^{-2}$ 까지 증가하는 해역이 존재한다(Fig. 3.2.50). 바람응력이 증가함에 따른 겨울철 혼합층깊이의 증가를 예상할 수 있으나, 예상과는 달리 바람이 증가한 대부분의 해역에서 혼합층의 깊이는 얕아졌다(Fig. 3.2.44). 이는 바람 증가로 인한 표층 혼합을 통해 혼합층깊이가 깊어지는 것보다 해면수온 증가(Fig. 3.2.46)로 인한 성

층화 효과가 혼합층 깊이를 결정하는데 더욱 주요하게 작용하고 있음을 시사한다. 반면 CMIP5 다중모형 앙상블의 경우 바람응력은 서북태평양 40° N을 기준으로 이북에서는 바람의 강화, 이남에서는 약화 경향이 나타난다. 그 크기가 0.02 N·m⁻² 보다 작아 HadGEM2-AO 모델이 모의하는 수치에 비해 상대적으로 해면수온 미래변화가 예상된다. 또한 동일 해역에서 HadGEM2-AO 모델이 모의한 것과 달리, CMIP5의 결과에서는 바람이 강화(약화)될 때 혼합층깊이는 깊어(얕아)지므로 바람 변화가 혼합층 깊이 변화에 영향을 미치고 있음을 암시한다.

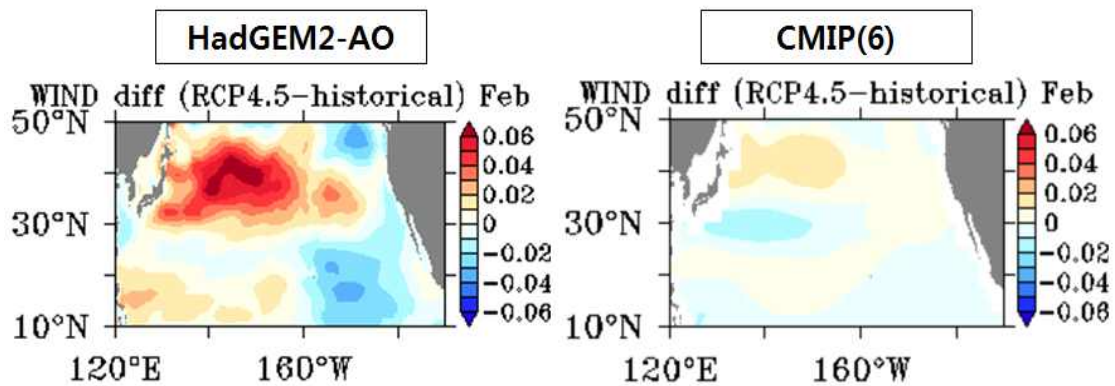


Fig. 3.2.50. Projected changes for the late 21st century compared to the late 20th century in winter (February) wind stress (Nm⁻²): (left) HadGEM2-AO and (right) the multi-model ensemble mean of 6 CMIP5 models.

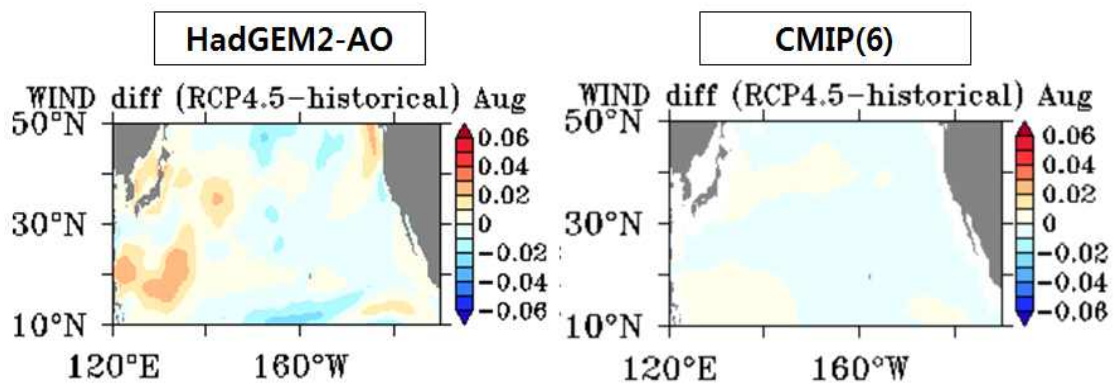


Fig. 3.2.51. Same as Fig. 3.2.50 except for the wind stress in summer (August).

다. 요약 및 결론

HadGEM2-AO의 모의성능 분석 및 평가를 위해 북태평양을 대상으로 혼합층깊이와 해면수온, 해면염분, 바람응력과 같은 핵심 물리변수를 분석했다. 분석 기간은 현재(1981-2000년)와 미래(2081-2100년)로 구분했으며, 20년 평균값을 계산하여 그 중 겨울과 여름을 대표하는 2월과 8월에 대해 분석을 수행하였다. 모델이 모의하는 현재 기후 혼합층깊이는 여름보다는 겨울에 관측치 대비 오차가 크다. 해역에 따라 남북방향으로 쌍극자형태의 모델오차가 나타났는데, 이는 바람응력 차이에서 나타난 수평분포와 유사하여, 겨울철의 경우 바람과 혼합층깊이 사이에 상관관계가 있을 수 있음을 시사한다. 반면에 여름철에는 바람과 혼합층깊이의 관계가 분명하게 나타나지 않는데, 이는 여름철에는 표층 성층화 정도가 혼합층의 깊이를 결정하는 주요 물리 인자일 수 있음을 뜻한다. 해면수온과 해면염분은 HadGEM2-AO 모델과 CMIP5 다중모형 앙상블 모두 관측보다 연안을 제외한 해역에서 현재 기후에 대해 과소 모의하고 있으며, 특히 CMIP5의 경우 해면염분의 모의성능이 상대적으로 크게 떨어졌다. 테일러도표 분석을 통해 전 계절에 대해 관측치 대비 모의 성능을 비교한 결과, 해면수온을 제외한 혼합층깊이, 해면염분, 바람응력에 대한 HadGEM2-AO의 결과가 대부분의 CMIP5 모델들보다 관측 평균치와 더 유사하게 나타나고 계절변동 시계열에서 높은 상관계수를 보여, 이 분석에 사용한 CMIP5 모델들보다 국립기상과학원 HadGEM2-AO 모델의 기후 모의 성능이 평균적으로 뛰어난 것을 확인할 수 있었다.

북태평양 미래변화 분석을 위해 핵심 물리변수에 대해 미래기간과 현재기간의 차이를 계산하였다. HadGEM2-AO 모델이 전망하는 겨울철 혼합층깊이는 바람응력이 증가하는 쿠로시오 확장역에서 혼합층깊이가 얇아졌다. 반면 CMIP5는 바람응력이 증가하는 곳에서 혼합층의 깊이가 깊어지고, 반대로 감소하는 해역에서 혼합층이 얇아지는 경향성을 보였다. HadGEM2-AO 모델과 CMIP5 앙상블 간의 2월 혼합층깊이와 바람응력의 상반된 결과는 HadGEM2-AO 모델이 바람을 과대 모의함에 의한 것으로 추정된다. 해면수온은 미래에 북태평양 전해역에서 증가했으며 겨울보다 여름의 증가 경향이 크게 나타났다. 해면염분은 북태평양 중앙을 제외한 전해역에서 감소 경향을 보였으며 계절에 상관없이 유사한 변화경향을 보였다.

3. 북태평양 중층순환 과거 모의 및 미래 전망 분석

가. 북태평양중층수 모의 성능

(1) 서론 및 방법

상층 해양과 더불어 중층 해양은 지구시스템을 예측하는 데 매우 중요한 역할을 하는 요소임에도 불구하고 모델의 품위를 평가함에 있어 상층 해양에 비해 조사가 매우 미진한 부분이었다. 모델이 모의한 북태평양 중층 순환의 수준을 평가하기에 북태평양중층수(North Pacific Intermediate Water; NPIW)를 대상으로 하는 것이 타당하며 그 이유는 북태평양중층수의 분포가 북태평양 중층 순환의 특징을 잘 반영하기 때문이다.

북태평양중층수는 $26.8 \sigma_{\theta}$ 를 중심으로 염분이 최소인 특성을 보이는 수괴로서 북태평양 아열대 순환역에 넓게 분포하며(Talley 1993, Yasuda et al. 1996), 쿠로시오(Kuroshio)/오야시오(Oyashio) 전선 주변 해역에서 아열대 해수와 아한대 해수의 혼합으로 생성된다고 알려져 있다(You 2003, Yasuda 2004). 북태평양중층수는 북태평양의 생물 생산량에 영향을 줄 뿐 아니라(Sarmiento et al. 2004), 대기로부터 해양으로 흡수되는 이산화탄소의 거동과 관련하여 기후변화에 중요한 역할을 할 수 있다(Tsunogai et al. 1993, Ono et al. 2003). 북태평양중층수는 수십 년에 걸쳐 아열대 해역 주변을 순환하기 때문에 수십 년간의 기후 정보가 저장된 수괴의 역할을 한다. 그러므로 기후의 장기 변동성을 예측하기 위해서는 북태평양중층수를 정확하게 모의하는 것이 중요할 수 있다. 본 연구에서는 HadGEM2-AO가 북태평양중층수를 모의하는 정도를 관측과 비교하여 평가하였고, 다른 CMIP5 기후모델들과 비교를 통해 HadGEM2-AO의 품위를 평가하였다.

HadGEM2-AO는 우수한 성능을 나타내는 다른 CMIP3 모델 결과와 비교해도 대기와 해양 상층에서 우수한 모의 성능을 보이며 특히, CMIP3 모델들에서 일반적으로 모의 성능이 낮은 인도나 동아시아 지역에서도 향상된 모의 결과를 보인다(Baek et al. 2013). 그러나 해양순환에 대한 HadGEM2-AO의 모의 성능에 대한 평가는 아직 제시된 바가 없으며 CMIP5 모델들의 모의 결과와 비교, 특히 중층 해양 순환을 모의한 수준을 비교한 결과도 없다.

이 연구에서는 HadGEM2-AO가 포함된 25개 CMIP5 기후모델의 현재기후 모의실험과 미래 전망 중 RCP4.5와 RCP8.5 시나리오 실험의 결과를 이용하였다(Table

3.2.11). 비교에는 현재기후 모의실험의 30년 평균(1971-2000)과 미래 전망 실험의 30년 평균(2071-2100)을 이용하였다. 서로 다른 격자 체계를 갖고 있는 각 모델의 결과를 우선 위도와 경도 방향으로 간격이 1도인 격자로 내삽한 후 분석을 수행하였다. 관측과 비교를 위해 사용한 자료는 영국 기상청의 3차원 해양 관측 자료 EN4(Good et al. 2013)이다.

모델마다 북태평양중층수의 수온과 염분, 밀도를 다르게 모의하였고 또 북태평양 중층수가 존재하는 수심도 다르게 모의한다. 따라서 북태평양중층수의 모의 수준을 비교할 때 일반적 방법처럼 같은 수심에서 분포를 비교하는 것이나 같은 밀도에서 분포를 비교하는 방법은 적절치 못하다. 북태평양중층수의 특징은 그 생성 과정에서 아한대 해수와 아열대 해수의 혼합에 의해 연직적으로 염분최소층을 보인다는 것이다. 모든 모델이 염분최소층을 모의하였기 때문에 모델들의 북태평양중층수 모의 수준을 비교함에 있어 염분최소층을 기준으로 삼는 것은 타당하다. 각 모델마다 염분최소층의 밀도가 다르므로 각 모델이 모의한 아열대 해역의 염분최소층의 밀도를 기준으로 삼았다. 즉, 각 모델이 모의한 20-35° N, 140° E - 160° W 영역의 염분최소층의 평균 밀도를 기준으로 등밀도면의 수온, 염분, 수심의 분포를 조사하였다.

Table 3.2.11. CMIP5 models.

| | Model | | Model |
|---|----------------|---|---------------|
| a | MIROC-ESM | n | IPSL-CM5A-MR |
| b | MIROC-ESM-CHEM | o | CCSM4 |
| c | CMCC-CMS | p | FGOALS-g2 |
| d | MRI-CGCM3 | q | GFDL-ESM2G |
| e | GFDL-ESM2M | r | CanESM2 |
| f | CMCC-CM | s | CNRM-CM5 |
| g | GISS-E2-R | t | CESM1-CAM5 |
| h | NorESM1-M | u | CSIRO-Mk3-6-0 |
| i | NorESM1-ME | v | MPI-ESM-LR |
| j | ACCESS1-0 | w | HadGEM2-CC |
| k | IPSL-CM5A-LR | x | HadGEM2-ES |
| l | IPSL-CM5B-LR | y | HadGEM2-AO |
| m | bcc-csm1-1 | | |

(2) 관측과의 비교

Fig. 3.2.52a에 북태평양중층수의 중심 밀도인 $26.8 \sigma_{\theta}$ 등밀도면에서 염분의 수평 분포를 나타냈다. 아한대역에서 보이는 저염수가 날짜변경선 서쪽에서 아열대역으로 확장하는 형태가 보이고, 다른 한편 동태평양에서 남쪽 방향으로 저염수가 확장되는 형태가 보인다. $25-30^{\circ}$ N의 평균 염분과 밀도의 동서 방향 연직 분포에서는 염분최소층의 수심이 동태평양보다 서태평양에서 더 깊은 형태가 보이고, $160-180^{\circ}$ E의 평균 염분과 밀도의 남북 방향 연직 분포에서는 아열대역과 아한대역의 경계부터 남쪽으로 갈수록 염분최소층의 수심이 깊어지다가 30° N 이남에서 다시 얕아지는 형태가 보인다(Fig. 3.2.52b, c). 연직 분포에서 아열대역의 고염수 아래 나타나는 염분최소층의 밀도는 $26.5-27.0 \sigma_{\theta}$ 범위이며, 염분최소층이 나타나는 수심은 약 400-800 m 정도이다.

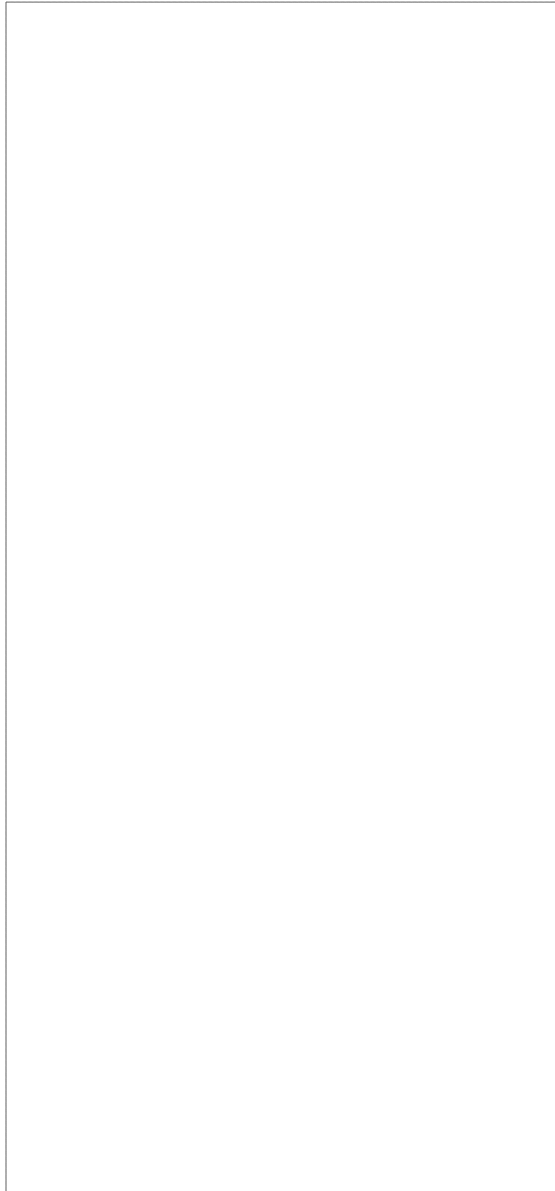


Fig. 3.2.52. (a) Horizontal distribution of salinity on 26.8 σ_θ isopycnal surface, and (b) zonal and (c) meridional distribution of salinity (shadings) and potential density (contours) in the observation. Contour intervals are 0.1 psu in (a) and 0.5 kg/m³ in (b) and (c).

HadGEM2-AO가 모의한 염분최소층의 밀도인 $25.6 \sigma_{\theta}$ 등밀도면의 염분의 수평 분포에서는 관측에서 보이는 날짜변경선 서쪽에서 아한대역의 저염수가 아열대역으로 확장되는 형태가 보이지 않고 동태평양에서 남쪽으로 저염수의 확장이 매우 두드러지게 나타나는 등 전반적으로 관측과 매우 다른 북태평양중층수 분포를 보인다 (Fig. 3.2.53a). $25-30^{\circ}$ N 평균 염분의 동서 방향 연직 분포에서 염분최소층의 수심은 관측과 달리 서태평양과 동태평양의 차이가 크지 않고 그 수심도 관측보다 매우 얇은 200-400 m이다 (Fig. 3.2.53b). $160-180^{\circ}$ E 평균 염분의 남북 방향 연직 분포에서 관측에서는 30° N 부근에서 염분최소층의 수심이 가장 깊으나 HadGEM2-AO에서는 20° N 부근의 수심이 가장 깊어 관측과 큰 차이가 있다 (Fig. 3.2.53c).

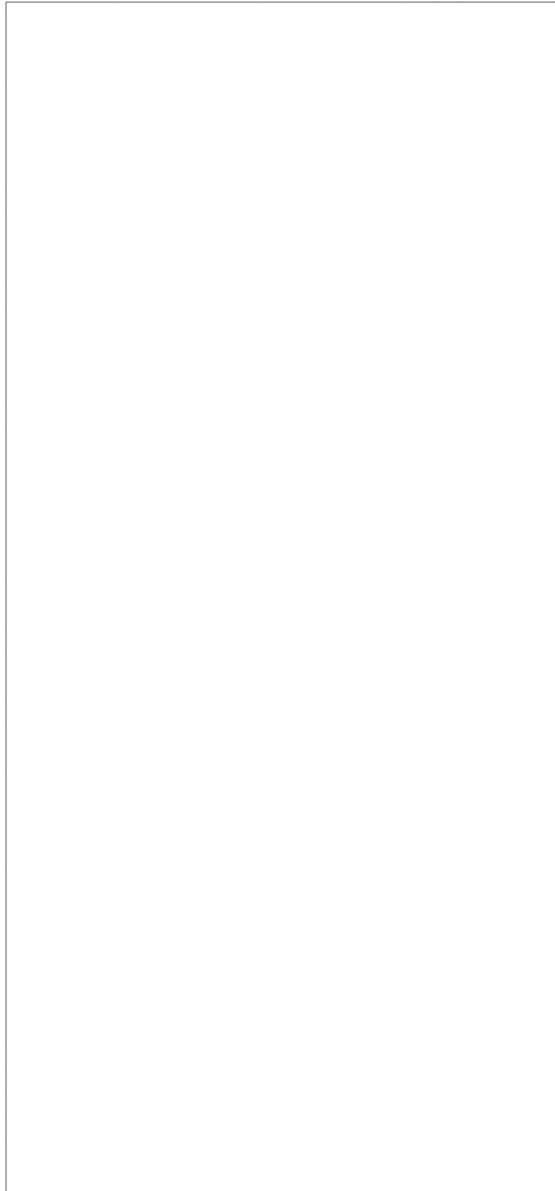


Fig. 3.2.53. (a) Horizontal distribution of salinity on 25.6 σ_θ isopycnal surface, and (b) zonal and (c) meridional distribution of salinity (shadings) and potential density (contours) in HadGEM2-AO. Contour intervals are 0.1 psu in (a) and 0.5 kg/m^3 in (b) and (c).

(3) CMIP5 주요 모델과의 비교

각 모델이 모의한 아열대 해역의 북태평양중층수의 밀도를 비교하기 위하여 아열대 해역인 20-35° N, 140° E - 160° W 영역에서 염분최소층의 평균 밀도를 계산하였다(Fig. 3.2.54). 현재기후의 염분최소층 평균 밀도가 높은 모델부터 낮은 모델순으로 배열하였으며 비교를 위하여 앙상블 평균(multi-model ensemble mean, MME)과 관측을 함께 나타내었다. 미래 전망 중 RCP4.5와 RCP8.5의 평균 밀도도 같이 표시하였다. 비교를 수행할 당시 RCP4.5 시나리오 실험 결과는 입수했으나 RCP8.5 시나리오 실험 결과는 입수하지 못한 모델의 결과도 제외하지 않고 같이 표시하였다.

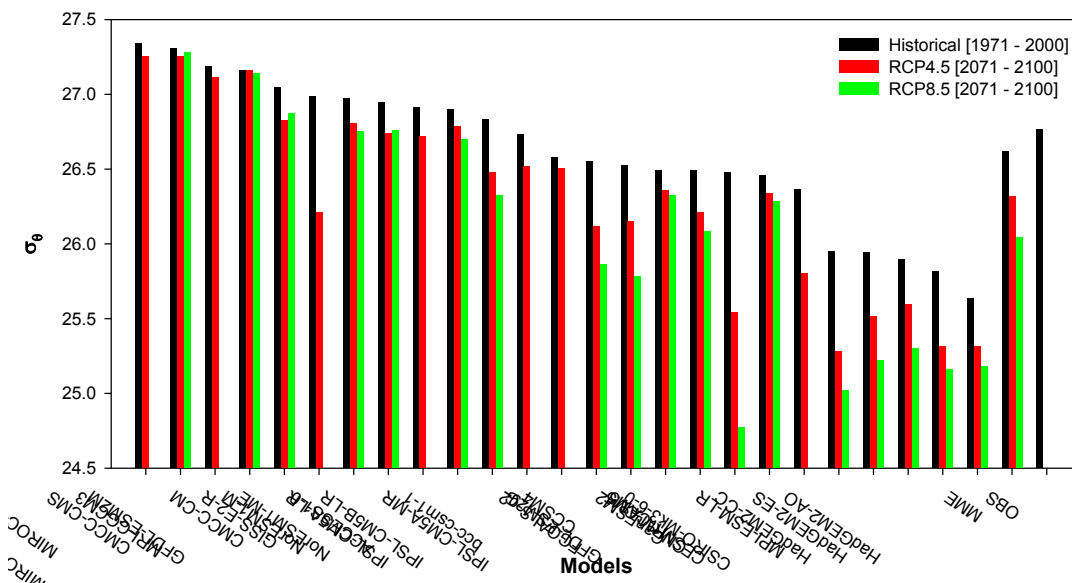


Fig. 3.2.54. Potential density (σ_{θ}) at the salinity minimum in the 25 CMIP5 models, with their multi-model ensemble mean (MME) and observation (OBS) in the historical (black), RCP4.5 (red) and RCP8.5 (green) experiments. The values are averaged over 140° E-160° W, 20° -35° N region.

현재기후에서 25개 모델의 앙상블 평균은 $26.6 \sigma_e$ 로 관측과 비슷하지만 각 모델마다 북태평양중층수의 밀도 차이는 상당하다. HadGEM2-AO는 25개의 모델 중에서 북태평양중층수의 밀도를 가장 낮게 모의하였고, HaGEM2-AO와 같은 계열인 HadGEM2 계열 모델들(HadGEM2-ES, HadGEM2-CC)도 다른 모델들에 비해 북태평양중층수의 밀도를 낮게 모의하였다. 북태평양중층수의 밀도를 높게 모의한 모델은 MIROC-ESM, MIROC-ESM-CHEM 등이다.

Fig. 3.2.55는 25개 모델이 현재기후에 대해 모의한 염분과 밀도의 남북 방향 연직 분포이다. 염분최소층의 평균 밀도를 도시한 Fig. 3.2.54에서 알 수 있듯이 모델들은 매우 다른 염분과 밀도 범위를 보인다. 북태평양중층수의 밀도가 큰 모델들인 MIROC-ESM, MIROC-ESM-CHEM, CMCC-CMS, MRI-CGCM3 등에서 북태평양중층수의 수심이 깊고 염분이 높게 나타난다. 반면에 HadGEM2 계열 모델에서는 북태평양중층수의 수심이 매우 얇고 염분도 다른 모델에 비해 상대적으로 낮다.



Fig. 3.2.55. Meridional distribution of salinity (shadings) and potential density (kg/m^3) (contours) in the CMIP5 models. Bold contours denote potential density in Fig. 3.2.54.

각 모델이 모의한 북태평양중층수의 분포에 대해 각 모델의 북태평양중층수 밀도(Fig. 3.2.54의 밀도)면 상의 수온 및 염분 분포, 그리고 밀도면의 수심을 비교하여 평가하였다(Fig. 3.2.56, Fig. 3.2.57, Fig. 3.2.58). 앙상블 평균에서 관측에 비해 아열대 중부와 서부 해역에서 북태평양중층수의 수온이 조금 더 높고 염분도 조금 높으며 북태평양중층수가 더 깊은 수심에 존재하는 것으로 나타나지만 전반적으로 관측에서 보이는 북태평양중층수의 분포 특성이 앙상블 평균에서 잘 모의된 편이다. 북태평양중층수의 밀도를 가장 낮게 모의한 HadGEM2 계열 모델들은 다른 모델보다 아열대 해역에서 북태평양중층수의 수온을 매우 높게 모의하였다. 또한 아열대 해역에서 염분, 특히 동태평양에서 염분을 다른 모델에 비해 매우 낮게 모의하였다. 한편, HadGEM2 계열 모델들은 북태평양중층수의 수심을 다른 모델에 비해 매우 낮게 모의하였다. 북태평양중층수의 밀도를 높게 모의한 MIROC-ESM, MIROC-ESM-CHEM 모델은 다른 모델보다 북태평양중층수의 수온은 낮게, 염분은 높게 모의하였으며 북태평양중층수의 수심도 다른 모델보다 깊게 모의하였다.

대부분 모델이 아한대 해역의 저염수가 아열대 해역에서 확산되는 형태를 보여주는데, 북태평양중층수의 밀도를 매우 크게 모의한 MIROC-ESM, MIROC-ESM-CHEM 모델은 염분의 남북 방향 구배를 매우 작게 모의하였다. 또한 이 모델들은 북태평양중층수가 서태평양에서 가장 깊게 위치하는 것으로 모의한 다른 모델들과 달리 북태평양중층수가 동태평양에서 가장 깊게 존재하는 것으로 모의하였다. 이는 이 모델들의 북태평양 중층 순환 모의 성능이 매우 떨어짐을 의미한다고 할 수 있다. 한편 관측에서는 북미 부근 동태평양의 저염 형태가 두드러지지 않음에 반해, 많은 모델들에서는 관측과 달리 고위도의 저염수와 연결되는 동태평양에서 저염의 형태가 뚜렷하게 보인다. 이러한 특징은 북태평양중층수의 밀도를 낮게 모의하고 수심을 얕게 모의한 HadGEM2 계열 모델, CSIRO-Mk3.6.0, MPI-ESM-LR 모델에서 두드러진다.



Fig. 3.2.56. Temperature distribution on the isopycnal surface in the CMIP5 models, their MME, and observation. Contour intervals are 0.5°C.



Fig. 3.2.57. Salinity distribution on the isopycnal surface in the CMIP5 models, their MME, and observation. Contour intervals are 0.1psu.



Fig. 3.2.58. Depth distribution on the isopycnal surface in the CMIP5 models, their MME, and observation. Contour intervals are 50m.

나. 북태평양중층수 미래변화 전망

(1) 북태평양중층수 특성 변화

분석에 사용된 모든 CMIP5 모델이 미래기후에서 북태평양중층수의 밀도가 감소하는 것으로 모의하였다(Fig. 3.2.52). 북태평양중층수의 밀도가 감소하는 정도는 모델마다 차이가 있지만, 거의 모든 모델에서 대체로 RCP4.5 시나리오에 비해 RCP8.5 시나리오 실험에서 더 큰 밀도 감소를 모의하였다. 또한 북태평양중층수의 밀도를 크게 모의한 모델들은 밀도 감소를 작게 모의하였고 북태평양중층수의 밀도를 작게 모의한 모델들은 밀도 감소를 크게 모의한 경향이 있다(Fig. 3.2.59). 즉, RCP4.5의 경우 가장 큰 밀도 감소를 보인 CanEM2, CMCC-CM을 제외하면 현재기후에서 북태평양중층수의 밀도를 작게 모의한 모델일수록 더 큰 밀도 감소를 모의하였으며 이러한 특징은 RCP8.5의 경우에서도 나타난다. 이는 북태평양중층수의 밀도를 낮게 모의한 모델들이 북태평양중층수의 수심을 얕게 모의하는 경향이 있는 점으로 볼 때 기후변화에 의한 북태평양중층수의 밀도 변화가 북태평양중층수의 수심을 얕게 모의한 모델들에서 크게 일어남을 의미한다.

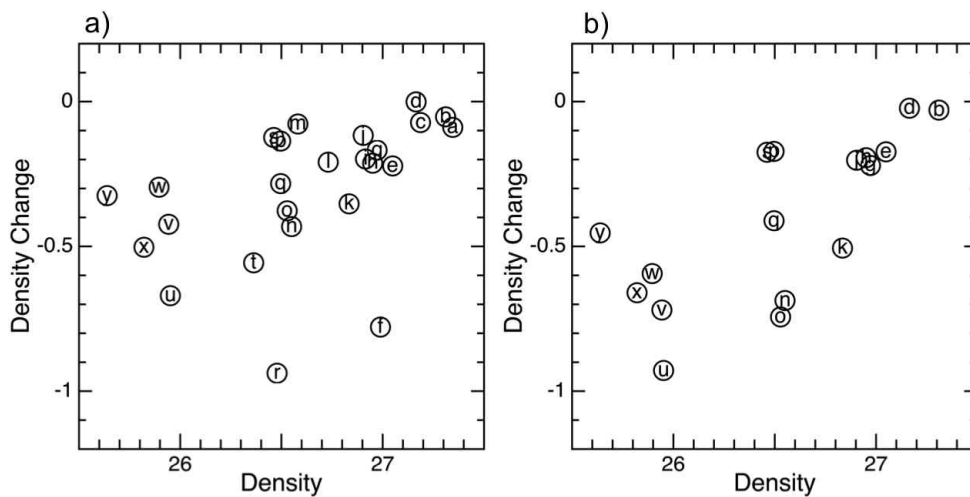


Fig. 3.2.59. Relationship of density change of the NPIW under the scenarios (a) RCP4.5 and (b) RCP8.5 to the density in the historical runs.

현재기후에서 북태평양중층수를 다르게 모의하는 모델들이 기후변화에 따른 북태평양중층수의 변화를 어떻게 다르게 모의하는지 조사하였다. 현재기후 모의실험 결과를 비교할 때 적용했던 방법과 동일한 방법을 적용하였다. 즉, RCP4.5, RCP8.5 시나리오 실험 결과에서 염분최소층의 평균 밀도($140^{\circ} E - 160^{\circ} W$, $20-35^{\circ} N$ 영역 평균)면에서 수온, 염분, 수심 분포의 변화를 조사하였다.

RCP4.5 시나리오 실험과 현재기후 모의실험의 차이, 즉 북태평양중층수의 수온과 염분 그리고 수심 변화를 Fig. 3.2.60, Fig. 3.2.61, Fig. 3.2.62에 도시하였다. 모든 모델에서 대체로 북태평양 전역에서 수온이 증가하는 것으로 모의되었고 북태평양중층수의 수심이 얕아지는 것으로 모의되었으며, 동태평양에서 염분이 감소하는 형태가 모의되었다. 북태평양중층수의 염분이 크게 감소하는 것으로 모의한 모델들에서 대부분 고위도의 염분이 크게 감소하고 동태평양의 염분 감소도 크다. 이는 기후변화에 따른 수온의 증가, 고위도의 염분 감소가 북태평양중층수의 특성을 변화시키는 요인임을 의미한다.

다른 모델에 비해 북태평양중층수의 수온 증가를 크게 모의한 모델은 CMCC-CM, CanESM2, CESM1-CAM5이다. 특이하게 MRI-CGCM3는 북태평양중층수의 변화가 거의 없는 것으로 모의하였다. HadGEM2 계열 모델에서는 고위도 아한대 순환역의 남쪽 경계에서 수온이 많이 증가하는 특징이 보인다.

대체적으로 현재기후에서 북태평양중층수의 밀도를 높게 모의한 모델들보다 낮게 모의한 모델들이 북태평양중층수의 염분 감소를 크게 모의하는 경향이 있고 수온 증가도 크게 모의하는 경향이 있다. 그러나 북태평양중층수의 수심 변화는 현재기후에서 북태평양중층수의 밀도와 뚜렷한 상관성이 보이지 않는다.

양상블 평균에서는 서태평양보다 동태평양에서 염분 변화가 크고 동태평양에서도 아한대역에 가까울수록 염분 감소가 크다. 그리고 북태평양중층수의 수심은 얕아지는 것으로 모의되었으며 그 정도는 $20-30^{\circ} N$ 서태평양에서 크다.



Fig. 3.2.60. Changes (RCP4.5 minus Historical) in temperature on the isopycnal surface by the CMIP5 models and their MME.



Fig. 3.2.61. Changes (RCP4.5 minus Historical) in salinity on the isopycnal surface by the CMIP5 models and their MME.



Fig. 3.2.62. Changes (RCP4.5 minus Historical) in depth of the isopycnal surface by the CMIP5 models and their MME.

RCP4.5 시나리오에서 보이는 북태평양중층수의 수온, 염분, 수심 변화는 RCP8.5에서 더 커지는 경향이 있다. 그렇지만 RCP4.5에서 보이는 북태평양중층수의 변화 경향은 대체로 RCP8.5에서도 유지된다. 시나리오에 따라 차이가 존재하지만 미래 기후변화 하에서 대부분 모델이 현재기후에 비해 북태평양중층수의 수온은 증가하고

염분은 낮아지며 그 존재 수심은 얕아질 것으로 전망하였다. 모델들이 현재기후에서 북태평양중층수의 분포를 모의하는 수준이 높지 않아 미래 기후변화 하에서 북태평양중층수의 변화를 각 모델의 실험 결과로 전망하는 것은 매우 불확실하다. 그럼에도 앙상블 평균은 관측과 유사한 북태평양중층수의 분포를 보이므로 앙상블 평균으로 미래기후 하에서 북태평양중층수의 변화를 전망하는 것은 어느 정도 가능하다 할 수 있다. 앙상블 평균에서 미래기후에서는 현재보다 북태평양중층수의 수온이 높고 염분은 감소하며 그 존재 수심은 얕아질 것으로 전망된다. 그리고 아열대 순환역에서 중층의 변화는 서태평양보다 동태평양에서 클 것으로 전망된다.

(2) 요약 및 결론

HadGEM2-AO가 현재기후 하에서 모의한 북태평양중층수의 분포는 관측과 매우 다르다. CMIP5 모델 중에서 HadGEM2-AO가 북태평양중층수의 밀도를 가장 낮게 모의하였으며 관측과 차이도 가장 크다. 또한 HadGEM2-AO는 북태평양중층수의 수심을 매우 낮게 모의하였으며 동태평양 아열대역에서 과도한 저염의 형태를 모의하였다.

현재기후 하에서 북태평양중층수의 밀도를 크게 모의한 모델들보다 밀도를 작게 모의한 모델들이 미래기후 하에서 북태평양중층수의 변화가 클 것으로 모의하였다. 즉, 북태평양중층수의 밀도를 작게 모의한 모델들에서 북태평양중층수의 수온이 많이 증가하고 염분이 많이 감소하는 것으로 모의되었고 북태평양중층수의 수심도 더 얕아지는 것으로 모의되었다.

CMIP5 모델들의 현재기후 모의실험의 앙상블 평균은 관측과 매우 유사하여 각 모델들이 북태평양중층수를 모의하는 수준은 떨어지더라도 앙상블 평균을 이용하면 북태평양중층수의 미래 변화를 전망하는 것이 가능하다. 미래기후하에서 북태평양중층수는 현재기후에 비해 수온은 증가하고 염분은 감소할 것으로 전망되며 현재보다 더 얕은 수심에 존재할 것으로 전망된다.

다. 북태평양 순환 미래변화 전망²⁾

(1) 서론

In the North Pacific, the Kuroshio originating from east of Philippine coast is the western boundary current of subtropical gyre and, the Oyashio originating from the East Kamchatka Current is the western boundary current of western subarctic gyre. The two boundary currents play a critical role in meridional heat transport of the North Pacific. They meet off the eastern coast of Japan and flow eastward, forming the Kuroshio Extension (KE) and Oyashio Extension (OE). These extensions act to separate the warm subtropical and cold subpolar waters of the North Pacific, and thus generate two maxima of meridional temperature gradient, one at depths between 300 m and 400 m associated with the KE front, and the other in the surface layer associated with the OE front [Nonaka et al., 2006]. The KE consists of an eastward inertial jet near 35° N and is characterized by large-amplitude meanders and energetic pinched-off eddies (Qiu and Chen, 2005). The OE flows eastward from 38° N nearshore to 40° - 45° N offshore, and its offshore location is close to the line of zero wind curl (Mitsudera et al., 2004).

On a multiyear time scale, the boundaries between the subtropical and subpolar gyres corresponding to the Kuroshio-Oyashio Extension (KOE) region are meridionally displaced, generating strong Sea Surface Temperature (SST) anomalies (Seager et al., 2001). The SST anomaly in the KOE region changes the oceanic heat and moisture fluxes and thus has the potential to influence the mean state of the overlying atmospheric circulation, including the anchoring latitude of storm tracks in the North Pacific (Kwon et al., 2010). Thus assessments of the changes in the Kuroshio and KOE are important.

Using a high-resolution climate model in which the atmospheric CO₂ concentration doubles in 100 years, Sakamoto et al. (2005) showed that flows at 100 m depth in the Kuroshio and KE region were intensified by spin-up of their recirculation gyres. This intensification was mostly due to changes in wind stress

2) 이 절의 내용은 본 연구사업의 지원을 받아 게재된 다음의 논문임. Cheon W.-G., Y-G. Park, S.-W. Yeh, and B.-M. Kim (2012), Atmospheric impact on the northwestern Pacific under a global warming scenario, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L16709

over the North Pacific. However, the atmospheric process responsible for the basin-scale surface wind changes was not examined. Lu et al. (2007) provided a critical clue. Analyzing climate simulations included in the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fourth Assessment Report (AR4) under a global warming scenario, they found that the Hadley circulation weakens and expands poleward and the Ferrel circulation is displaced poleward, as proposed also by Yin (2005) and Vecchi and Soden (2007). This anomalous large-scale atmospheric circulation is presumed to affect the surface wind fields and thus the whole North Pacific gyre system.

In most climate models, low-resolution ocean models are adopted. Considering the importance of the KOE in the climate of the North Pacific, the response of the KOE under a global warming in low-resolution models is also of much interest. Here we will elucidate the processes governing the aforementioned changes in the northwestern Pacific in conjunction with the atmospheric changes. To achieve this, we first assess changes in the Kuroshio and KOE regions under a global warming scenario using four climate models (one high-resolution, three low-resolution) selected from the IPCC AR4. Distinct changes of the high-resolution model results in the KOE region are also assessed in detail in comparison with those from the low-resolution models. We then investigate the changes in atmospheric variables.

(2) 자료

Eleven climate models (CCCMA-CGCM3.2(T47), CNRMCM3, CSIRO-MK3.5, ECHAM5/MPI-OM, GFDL-CM2.1, GISS-ER, INM-CM3.0, MIROC3.2-Hires, MIROC3.2-Medres, MRI-CGCM2.3.2 and UKMO-HadCM3) are used in this study. The horizontal and vertical resolutions of the atmosphere and ocean components for these respective climate models are summarized in Table 3.2.12. Only MIROC3.2-Hires has an eddy-permitting ocean model; because of their lower resolutions the remaining models do not. It is well known that the Kuroshio in low-resolution models overshoots to the north, and the KE is thus located farther north than observed, (Thompson and Cheng, 2008). However, our focus is not to reproduce accurately

the Kuroshio and the KE, but rather to analyze their responses to a global warming scenario using available models.

Table 3.2.12. Horizontal and Vertical Resolutions for the Atmosphere and the Ocean in the Respective Climate Models.

| | Atmosphere | Ocean | Excluded Variable |
|--------------------|-----------------------|--------------------|-------------------|
| MIROC3.2-Hires | T106 (1.1°×1.1°) L56 | 0.2°×0.3° L47 | |
| CCCMA-CGCM3.1(T47) | T47 (2.8°×2.8°) L31 | 1.9°×1.9° L29 | θ_{ocean} |
| CNRM-CM3 | T63 (1.9°×1.9°) L45 | 0.5°-52°×2° L31 | |
| CSIRO-MK3.5 | T63 (1.9°×1.9°) L18 | 0.8°×1.9° L31 | ω_{500hpa} |
| ECHAM5/MPI-OM | T63 (1.9°×1.9°) L31 | 1.5°×1.5° L40 | |
| GFDL-CM2.1 | 2.0°×2.5° L24 | 0.3°-1.0°×1.0° L50 | |
| GISS-ER | 4°×5° L20 | 4°×5° L13 | |
| INM-CM3.0 | 4°×5° L20 | 2°×2.5° L33 | θ_{ocean} |
| MIROC3.2-Medres | T42 (2.8°×2.8°) L20 | 0.5°-1.4°×1.4° L43 | |
| MRI-CGCM2.3.2 | T42 (2.8°×2.8°) L20 | 0.5°-2.0°×2.5° L23 | |
| UKMO-HadCM3 | 2.5°×3.75° L19 | 1.25°×1.25° L20 | ω_{500hpa} |

Gridded global monthly mean ocean current velocity, potential temperature, air

vertical velocity at 500 hPa (represented as Lagrangian pressure tendency, ω_{500hpa}), sea level pressure (SLP), and wind stress were retrieved from the Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI) website (<http://www-pcmdi.llnl.gov>). Note that some variables are not available for analysis at least in part. They are listed in Table 3.2.12 and excluded from the analysis. We refer to these variables from the 20C3M scenario, in which greenhouse gases increase as observed through the 20th century, between 1901 and 2000 as “the present-day climate” i.e., Scenario A1B of the Special Report on Emission Scenarios (SRES), in which atmospheric CO₂ reaches 720 ppm at the end of the 21st century, between 2051 and 2100, is referred to as “the future climate.” We averaged these analysis variables over the respective periods to eliminate high frequency internal variability. To compare results from the eddy-permitting model, MIROC3.2-Hires, with those from non eddy-permitting models, we took the ensemble mean of the ten low-resolution climate models (hereafter denoted as “EM LCM”).

(3) 쿠로시오와 쿠로시오속류의 변화

Fig. 3.2.63 shows stream functions of barotropic volume transport (BVT) and Sverdrup volume transport (SVT) for the present-day climate over the North Pacific north of 10N, and for the future climate scenario. The BVT was directly calculated from the ocean velocity field:

$$\psi_{Bv} = - \int_{-D}^0 \int_{\lambda}^{\lambda_e} \nu r_e \cos \phi d\lambda dz, \quad (1)$$

where λ and ϕ are longitude and latitude, λ_e is longitude of the eastern boundary, ν is meridional velocity, r_e is Earth's radius and D is bottom depth.

The SVT was estimated from wind data based on the Sverdrup relation:

$$\psi_{Sv} = - \frac{1}{\beta \rho_0} \int_{\lambda}^{\lambda_e} (\vec{\kappa} \cdot \nabla \times \vec{\tau}) r_e \cos \phi d\lambda, \quad (2)$$

Where β is the meridional derivative of the Coriolis parameter, ρ_0 is the mean density of the ocean, and $\vec{\kappa} \cdot \nabla \times \tau$ is the wind stress curl.

In the present-day climate, spatial patterns of BVT and SVT for the interior ocean are similar. The western boundary current is successfully reproduced in the BVT of both MIROC3.2-Hires and EM LCM. In MIROC3.2-Hires, this western boundary current is more intense than that in EM LCM, and the KE appears to meander. Such characteristics of pattern and amplitude in MIROC3.2-Hires are in agreement with other high-resolution ocean general circulation models (OGCMs) (e.g., You, 2005). Application of scenario A1B created distinct changes in the SVT. In both MIROC3.2-Hires and EM LCM, the southern (northern) part of the North Pacific subtropical gyre weakens (strengthens) and the southern part of the North Pacific subarctic gyre weakens. This dipole type volume transport change indicates that the entire North Pacific subtropical gyre is shifted poleward in the future climate. The BVT also shows a similar change, which means that the poleward shift of the North Pacific subtropical gyre is mainly attributed to changes in wind stress as in Sakamoto et al. (2005). The change in BVT, however, is smaller than that in SVT, and the northward shift of BVT is not substantial both in high- and low-resolution solutions.

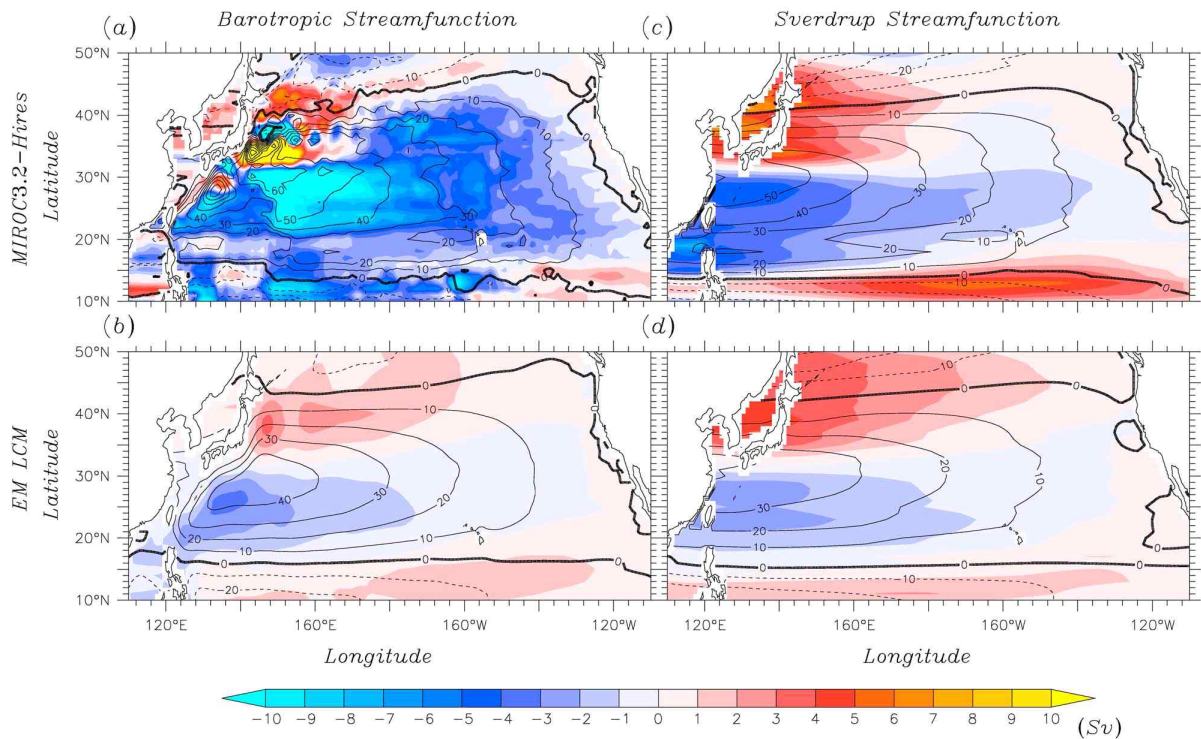


Fig. 3.2.63. (a and b) Barotropic and (c and d) Sverdrup stream functions of the present-day climate (contour) and their SRES A1B-induced changes (color shading) for (top) MIROC3.2-Hires and (bottom) EM LCM. These are calculated from equations (1) and (2), respectively. Here and in subsequent Fig. as defined in the text the present-day climate means the average of variables from 20C3M scenario between 1901 and 2000 , and the future climate means the average of variables from SRES A1B between 2051 and 2100.

In EM LCM the anti-cyclonic recirculation gyre is observed only south of Japan, whereas in MIROC3.2-Hires it is divided into two: one south and another east of Japan. By applying scenario A1B, in MIROC3.2-Hires the BVT of the recirculation gyre east of Japan is increased by up to about 16 Sv (16%), indicating that the KE jet is intensified. The recirculation gyre south of Japan is shifted poleward, which leads to a partial intensification of the Kuroshio between Taiwan and the southern coast of Japan. Although in EM LCM the southern recirculation gyre is also shifted poleward, the Kuroshio between Taiwan and the southern coast of Japan appears to

weaken slightly. This difference seems to be due to the intensity and size of the respective southern recirculation gyres. That is, the southern recirculation gyre of MIROC3.2-Hires is located in a relatively narrow area just south of Japan, whereas that of EM LCM extends farther northeastward toward the center of the North Pacific. Therefore, even for the similar change in the interior subtropical gyre the response of the Kuroshio, the western boundary current, can be resolution dependent.

Changes in the KOE region are examined in Fig. 3.2.64 in terms of the zonally averaged zonal velocity averaged from the surface to 100 m depth, the upper ocean temperature and its meridional gradient between 145° E and 160° E. In the present-day climate, two zonal velocity peaks, which are indicative of the KE and OE jets, are distinctly observed in MIROC3.2-Hires along with the local maxima of meridional temperature gradient that represent the subsurface KE front at about 37° N and the surface OE front at about 40° N. It is in good agreement with Nonaka et al. (2006). However, in EM LCM these two fronts merge into one broad surface front, which is a typical feature of low-resolution climate models, as discussed by earlier studies (Hurlburt et al., 1996; Yamanaka et al., 1998).

With the application of scenario A1B, in MIROC3.2-Hires the subsurface thermal front is significantly intensified, and its overlying zonal velocity peak, which is indicative of the KE jet, almost doubles in intensity from 0.26 m/s to 0.48 m/s. The OE front also intensifies while strengthening the jet from 0.09 m/s to 0.16 m/s. The intensification of the fronts results in clearer separation of the fronts under a global warming scenario. On the contrary, in EM LCM the scenario A1B does not have substantial influence on the KOE front. The thermal front intensifies slightly and shifts northward, but the change is not significant.

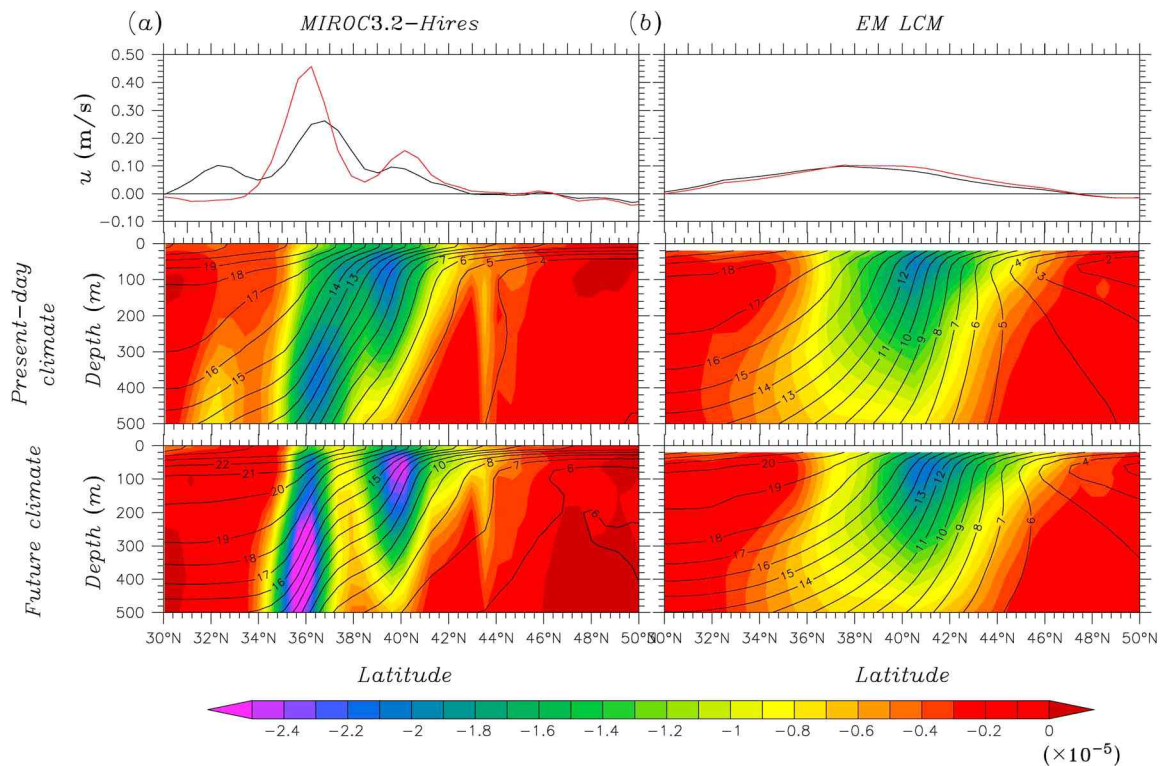


Fig. 3.2.64. (top) Sections of zonal velocity averaged between 145° E and 160° E for the present-day climate (black lines) and the future climate (red lines). Potential temperature and its meridional gradient (shading) averaged between 145° E and 160° E over 0-500 m depth for the (middle) present-day climate and (bottom) future climate. Red isothermal lines indicate 15°C , and green isothermal lines 10°C .

To investigate if this intensification is a misinterpretation due to internal variability we display the time series of the KE jet from MIROC3.2-Hires for the 20th and 21st centuries in Fig. 3.2.65. To find quantify the strength of the KE jet, we first zonal velocity averaged from the surface to 100m depth and between 145° E and 160° E. We then defined the maximum in the meridional range between 30° N and 40° N as the strength of the KE jet. The KE jet reveals a slightly declining trend during the 20th century. Although there is strong short term variability, during the 21st century the long term inclining trend is significantly surpassing the declining trend during the 20th century, confirming that the

intensification is not due to decadal or centennial scale internal variability. The standard deviations of the maximum zonal velocity for the 20th and 21st centuries are 0.07 m/s and 0.13 m/s, respectively. As discussed before, the KE jet is intensified by 0.2 m/s. This amount is well beyond the standard deviation and we could conclude that the intensification is not due to internal variability. For EM LCM similar to the KE jet we define the KOE jet between 30° N and 50° N. Note that we adopted a wider meridional range considering the meridional extent of the KOE jet in low resolution models. The KOE jet intensifies by about 0.01 m/s by the end of the 21st century, which is beyond one standard deviation, 0.004 m/s, for both the 20th and 21st centuries. However, the intensified amount is much smaller than that of MIROC3.2-Hires.

One notable result from MIROC3.2-Hires is the enhanced internal variability of the KE jet during the 21st century. The intensified KE and OE fronts have a larger amount of potential energy available for baroclinic instability and the formation of transient eddies. The enhanced shear across the KE jet also could enhance eddy activities to generate the greater internal variability, but detail investigation on this subject is outside the scope of this paper.

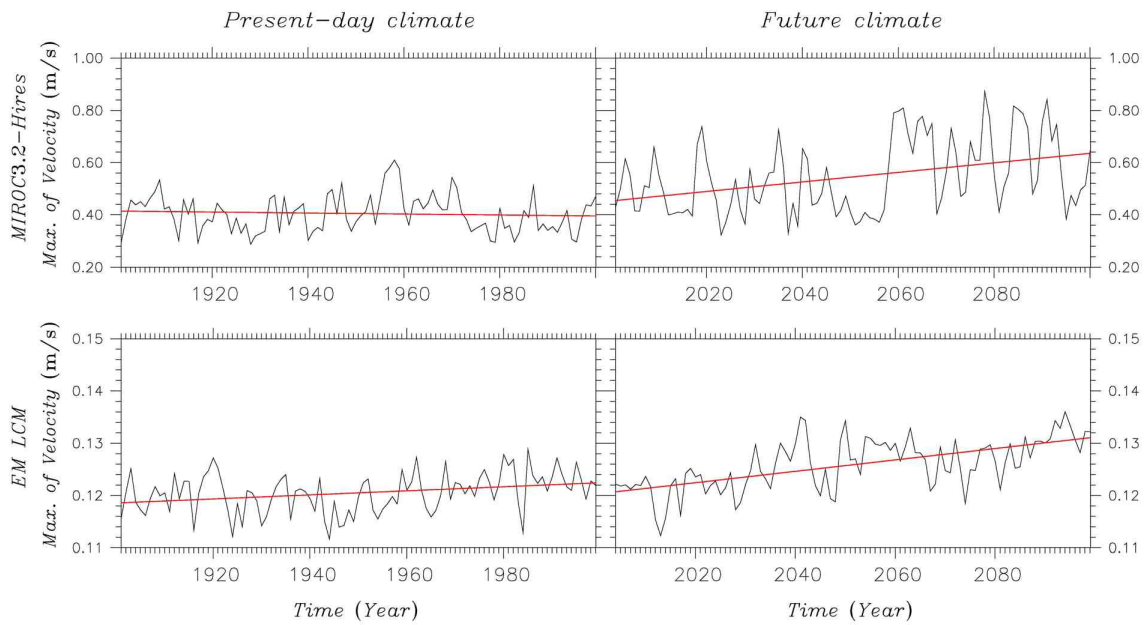


Fig. 3.2.65. Time-series of the maximum of zonal velocity averaged between the surface and 100m depth and between 145° E and 160° E, determined in the meridional range (MIROC3.2-Hires) between 30° N and 40° N and (EM LCM) between 30° N and 50° N and (EM LCM), for the entire (left) 20th and (right) 21st centuries. Red lines indicate linear trends of the maximum zonal velocity for the respective periods. It should be noted that the upper and lower panels have different vertical scales.

(4) 대기-해양 역학 과정

Fig. 3.2.66 shows ω_{500hpa} , SLP, and wind stress curl over the North Pacific outside the equatorial region for the present-day climate, and their changes under the future climate scenario. Positive (negative) values of ω_{500hpa} indicate descending (ascending) air motion. In the present-day climate, ascending motion is dominant over the northwestern North Pacific off Japan, whereas descending motion is dominant over the southeastern North Pacific outside the tropics. One of the general features depicted in the future climate is the weakening of these vertical motions of air across the whole North Pacific (Fig. 3.2.66a and 3.2.66d), which is interpreted as the weakening and poleward expansion of the Hadley circulation and

the poleward displacement of the Ferrel circulation (Yin, 2005; Vecchi and Soden, 2007; Lu et al., 2007). Over the northwestern Pacific including the Kuroshio and KOE region, the poleward shift of the subtropical subsidence region weakens the ascending motion. In the regions where these ascending motions are weakened, the SLP increases (Fig. 3.2.66b and 3.2.66e).

The increase of SLP over the northwestern Pacific, in turn, induces a negative wind stress curl anomaly along the zero wind stress curl line of the present-day climate via the geostrophic balance both in MIROC3.2-Hires and EM LCM, pushing the zero wind stress curl line poleward (Fig. 3.2.66c and 3.2.66f). Consequently, the negative wind stress curl field driving the North Pacific subtropical gyre is shifted poleward to produce the dipole pattern in SVT (Fig. 3.2.63c and 3.2.63d). Within the interior of the subtropical gyre the change in BVT is comparable to that in SVT except the poleward shift, and we can conclude that the atmospheric change induces ocean change over the interior of the northern Pacific subtropical gyre.

Both MIROC3.2-Hires and EM LCM reveal that over the KOE region the upward vertical velocity at 500hPa weakens, the SLP increases, and the negative wind stress curl anomaly occurs. This change generates an Ekman convergence anomaly to elevate the sea surface height. An anticyclonic current anomaly is formed in the KOE region to enhance the circulation gyre east of Japan in MIROC3.2-Hires, and the northern part of subtropical gyre in EM LCM. This dynamic atmosphere-to-ocean process indicates a link between changes in the large-scale atmosphere circulation and the KOE.

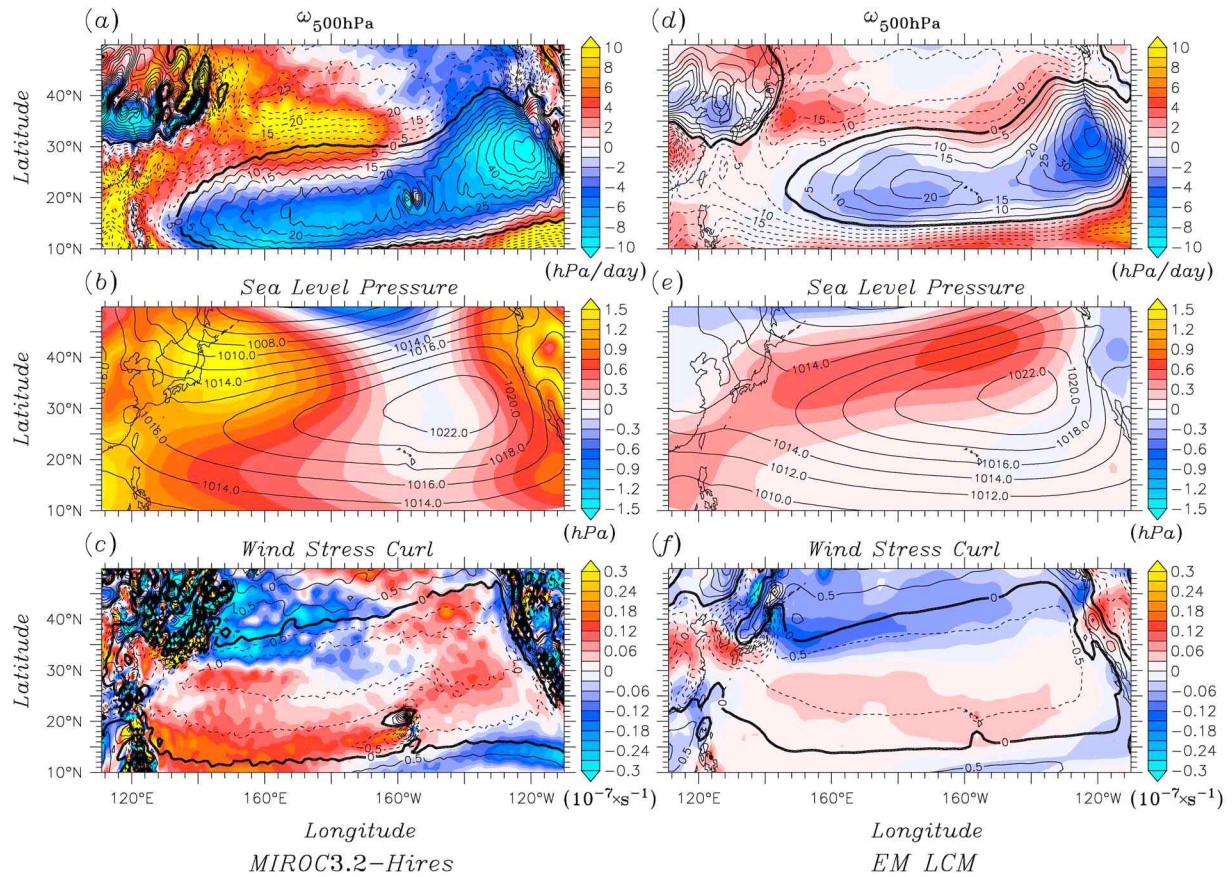


Fig. 3.2.66. Vertical velocity (descent positive) at (a, d) 500 hPa, (b, e) sea level pressure, and (c, f) wind stress curl over the North Pacific for the present-day climate (contour lines), and their SRES AIB-induced anomalies (color shading) for (left) MIROC3.2-Hires and (right) EM LCM.

(5) 요약 및 결론

Under a global warming scenario, analysis of eleven climate models (MIROC3.2-Hires with an eddy-permitting ocean model, and the ensemble mean of ten others with noneddy-permitting ocean models) revealed that the southern part of the interior North Pacific subtropical gyre weakened while the northern part strengthened. This dipole pattern change appeared to be attributable to the basin-scale dynamic atmosphere-to-ocean processes. That is, weakening and poleward expansion of the Hadley circulation and poleward displacement of the

Ferrel circulation induced a descending anomaly, and thus a high SLP anomaly over the northwestern North Pacific. An ensuing negative wind stress curl anomaly developed along the zero wind stress curl line of the present-day climate to enhance the northern part of the gyre.

The gyre-scale responses of the oceans—i.e., dipole type change of the interior subtropical gyre—to the anomalous large-scale atmospheric circulations are similar in both high- and low-resolution climate models, which suggests that the dynamic atmosphere-to-ocean process proposed above will remain valid even when higher-resolution climate models are used. On the other hand, detailed responses are resolution dependent. The Kuroshio between Taiwan and the southern coast of Japan was significantly intensified in MIROC3.2-Hires but was slightly weakened in the low-resolution climate models. Moreover, the KE front and jet were significantly intensified in MIROC3.2-Hires but were only slightly intensified in the ensemble of the low-resolution climate models. As shown in Fig. 3.2.63 and Fig. 3.2.64, the present-day climate state of MIROC3.2-Hires, as well as its response to the global warming scenario, is more complex than those of the low-resolution climate models, probably because nonlinear effects are resolved better in the eddy-permitting climate model [Pedlosky, 1996]. Also, the aforementioned atmospheric forcing anomaly that is stronger over the KOE region in MIROC3.2-Hires than in the low-resolution climate models may play a significant role in the high-resolution model's response to the global warming scenario.

As suggested by Frankignoul et al. (2011), the meridional shifts of the KE and of the OE due to changes in wind stress are, in turn, capable of having a significant influence on the large-scale atmospheric circulation. Moreover, the KOE interfrontal zone is closely related to the formation of North Pacific Intermediate Water (Yasuda et al., 1996), and its modification is significantly influenced by the decadal variation of the KE jet (Qiu and Chen, 2011). Thus further studies are necessary to assess the impact of the aforementioned changes, i.e., the intensification of the KE and OE fronts and jets and their variability, on the ocean interior and the overlying atmosphere. The differences between the eddy-permitting

model and low-resolution models suggest that the responses could be resolution dependent. A systematic study investigating sensitivity to model resolution is also warranted.

4. 결론

동아시아 해역을 포함하는 북태평양 해역에서 모델의 품위 평가와 해양의 모의 특성 파악을 위해 HadGEM2-AO를 중심으로 CMIP5 주요 모델들에서 모의된 해면수온과 해면염분, 해수 수송량, 혼합층깊이, 바람응력, 북태평양중층수 등에 대한 과거 실험 모의결과를 관측자료와 비교, 분석하였으며 이를 토대로 미래 해양 특성 변화를 전망하였다.

동아시아-북서태평양 해역에서 HadGEM2-AO가 모의한 해면수온의 과거실험 결과를 관측과 비교하면 1950 - 2000년 기간 동안 모델이 관측보다 해면수온을 0.035°C 더 높게 모의하였으며, 1960년대 이후부터는 모델이 관측의 장기 변동을 잘 모의하였다. 1971 - 2000년 기간 동안 동아시아-북서태평양 해역의 해면수온 관측 평균값은 21.37°C이며, HadGEM2-AO를 포함한 CMIP5 주요 모델 앙상블의 미래 기간(2071 - 2100) 각 시나리오별 해면수온 평균값은 각각 22.63°C(RCP2.6)/23.32°C(RCP4.5)/23.53°C(RCP6.0)/24.65°C(RCP8.5)로 나타났다. 그에 따라 동아시아-북서태평양의 해면수온 미래 기간 상승폭은 각각 +1.26°C/+1.95°C/+2.16°C/+3.28°C 정도로 전망된다.

해면염분의 경우 1950 - 2000년 기간 동안 HadGEM2-AO가 관측보다 0.74psu 더 낮게 모의하였으며, 해면염분 과소 모의는 동아시아-북서태평양 해역 전역에 걸쳐 나타났다. 테일러 상관도 분석에서 HadGEM2-AO는 CMIP5 주요 모델들 중 중간 정도의 모의 성능을 가지는 것으로 나타났으며, CMIP5 모델 앙상블에 비해 HadGEM2-AO가 동아시아-북서태평양 해역에서 전반적으로 염분을 과소 모의하는 것으로 나타났다. 1971 - 2000년 기간 동안 동아시아-북서태평양 해역의 해면염분 관측 평균값은 34.00psu이며 CMIP5 모델 앙상블의 미래 기간(2071 - 2100) 각 시나리오별 해면염분 평균값은 각각 33.85psu(RCP2.6)/33.78psu(RCP4.5)/33.77psu(RCP6.0)/33.64psu(RCP8.5)로 나타났다. 그에 따라 동아시아-북서태평양의 해면염분 감소폭 전망치는 각각 -0.15psu/-0.22psu/-0.23psu/-0.36psu로 나타난다.

동아시아-북서태평양 해역의 주요단면에서 HadGEM2-AO는 수송량 관측값이나 CMIP 모델 평균치보다 대부분 수송량을 낮게 모의하는 것으로 나타났으나 쿠로시오 통과 단면인 PN line에서는 HadGEM2-AO가 관측과 가장 유사한 값을 모의하였다. 그러나 CMIP5 모델들의 해류 모의 특성이 상당히 상이하게 나타나는 수준이며 전반적으로 일관된 모의 성능을 보이지 못하고 있다. CMIP5 모델들의 미래 수송량 변동

은 대만해협을 제외한 대부분의 단면들에서 수송량이 증가하는 것으로 나타나며, 미래에 동아시아-북서태평양의 해류시스템은 대체적으로 과거에 비해 서안경계류가 강화되는 형태를 가질 것으로 전망된다. 대마난류는 해수 수송량과 열 수송량 및 동해수온에서 모두 증가 경향을 보일 것으로 전망된다.

북태평양 해역의 해면수온과 해면염분은 HadGEM2-AO 모델과 CMIP5 앙상블 모두 관측보다 현재기후를 과소 모의하고 있으며, 특히 CMIP5의 경우 해면염분의 모의 성능이 상대적으로 크게 떨어진다. 테일러 상관도 분석을 통해 해면수온을 제외한 혼합층깊이, 해면염분, 바람에서 HadGEM2-AO가 대부분의 CMIP5 모델들보다 관측치에 가깝게 모의하고 관측 기후평균과도 높은 상관계수 값을 보임으로 HadGEM2-AO의 기후 모의 성능이 대부분의 CMIP5 모델보다 더 양호한 것으로 나타났다. 미래기후변화 시나리오에서 HadGEM2-AO 모델과 CMIP5 앙상블 평균은 동계 혼합층깊이와 바람응력에 대해 서로 상반된 결과를 보였다. 그러나 해면수온은 둘 다 미래에 북태평양 전 해역에서 증가하며 해면염분은 북태평양 중양을 제외한 전 해역에서 감소 경향을 보이는 것으로 나타났다.

HadGEM2-AO가 모의한 북태평양중층수의 분포는 관측과 매우 다르게 나타났다. 모든 모델 중에서 HadGEM2-AO가 북태평양중층수의 밀도를 가장 낮게 모의하였고, 분포 수심도 매우 얇게 모의하였다. 그러나 CMIP5 모델의 앙상블 평균은 관측과 매우 유사하여 각 모델들이 북태평양중층수를 모의하는 수준은 떨어지더라도 앙상블 평균을 이용하면 북태평양중층수의 미래 변화를 전망하는 것이 가능하다. 미래기후 조건에서 북태평양중층수는 현재기후에 비해 수온은 증가하고 염분은 감소할 것으로 전망되며 현재보다 더 얇은 수심에 존재할 것으로 전망된다. 북태평양 순환은 A1B 시나리오 하에서 고해상도 기후모델과 저해상도 기후모델 모두 아열대 순환계의 남쪽부분이 약화되고, 북쪽부분이 강화되는 형태를 보인다. 쿠로시오 전선과 쿠로시오 속류는 고해상도 모델에서 더 강화되는 것으로 나타났다.

제 3 절 기후변화예측 모델에서의 적운대류 중력과 모수화 효과 연구

1. 적운대류 중력과 모수화의 모델 접합 및 조율

가. HadGEM 모델의 기존 중력과 모수화 설명

HadGEM2 모델은 중력과 항력 모수화를 산악에 의한 중력과 그 외의 중력(비산악 중력)으로 나누어 다루고 있다. 산악에 의한 중력과 항력(GWDO) 모수화는 Webster et al. (2003)을 기반으로 한 방법을 사용하며(Webster, 2004), 비산악 중력과 항력은 Warner and McIntyre (2001)의 Ultra-Simple Spectral Parameterization(USSP)을 사용한다(Bushell and Scaife, 2005).

(1) 산악 중력과 항력 모수화

이 모수화에서는 아격자 규모의 산악의 효과를 중력의 상향 전파 과정과 산악 하층에서의 흐름 차단(flow blocking) 과정으로 나누어 고려한다(Fig. 3.3.1). 흐름 차단 효과는 중력과 항력은 다른 메커니즘을 가지는 물리과정이지만, Webster et al. (2003)에서는 이 두 효과를 표현하는 과정에서 하나의 공통된 식을 이용하기 때문에, GWDO 모수화에 두 효과가 함께 포함되어 있다

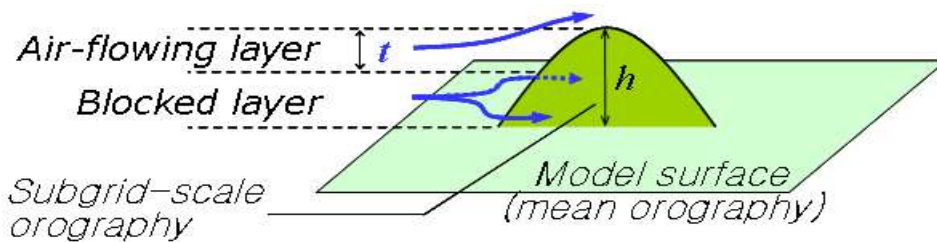


Fig. 3.3.1. Schematic of flow around and over the subgrid-scale orography (SSO). The variables h and t denote the height of SSO and depth of the layer of air flowing over the SSO, which are related to the gravity wave stress.

아격자 규모 산악의 표면 응력(surface stress)은 선형 정수계를 고려하여 다음과 같이 구해진다.

$$\vec{\tau}_s = \rho_s U_{ks} N_s \hat{\kappa}^{-1} \vec{k} \quad (3.3.1)$$

여기서, ρ_s , N_s 는 모델 하단에서부터 아격자 규모 산악의 높이(h)까지 평균한 밀도, 안정도이다. \vec{k} 는 모델 하단에서 h 까지의 평균 수평 바람(\vec{U}_s)과 같은 방향을 가지며, 그 크기는 보조 자료(ancillary data)로부터 제공되는 산악 경도의 함수이다. U_{ks} 는 \vec{k} 의 방향으로 투영된 \vec{U}_s 의 크기이다. $\hat{\kappa}$ 는 파수 상수로서 Unified Model User Interface(UMUI)에서 정의되는 파라미터이다.

산악 중력파에 의한 응력은 공기가 아격자 산악을 타고 흐르는 층의 두께(t)와 연관되며(Fig. 3.3.1), 다음과 같이 모수화된다.

$$\vec{\tau}_{GW,L} = \vec{\tau}_s \left(\frac{t}{h} \right)^2 \quad (3.3.2)$$

이 때, $t = U_{ks} / Fr_c N_s$ 로 결정되며, 여기서 Fr_c 는 임계 프루드수(Froude number)이다. 산악 중력과 응력은 고도 h 에서부터 정의하며, 그 값이 각 고도에서의 임계 응력(critical stress)보다 작은 동안은 고도에 대해 보존된다. 각 고도에서의 임계 응력은 다음과 같이 정의된다.

$$\vec{\tau}_{crit}(z) = \vec{\tau}_{GW,L} (\rho U^3 / N) (N_s / \rho_s U_{ks}^3) \quad (3.3.3)$$

임의의 고도에서 응력이 임계 응력보다 커질 경우 그 층에서의 응력을 임계 응력과 같도록 조정하며, 그보다 상층에서는 다시 응력을 보존시키거나(임계 응력보다 작을 경우), 임계 응력과 같도록 조정한다(임계 응력보다 클 경우). 이러한 과정을 거쳐 계산된 응력의 연직 프로파일로부터 각 층에서의 중력과 항력을 계산하게 된다. 현재 HadGEM 모델에서는 계산된 산악 중력과 항력을 40 km 이하의 고도에서만 적용하도록 설정되어 있다.

아격자 규모 산악 하층에서의 흐름 차단에 의한 응력은 모델 하단에서 $\vec{\tau}_{BL,L} = \vec{\tau}_s - \vec{\tau}_{GW,L}$ 로 정의되며, 고도 h 에서 0으로 정의된다. 이에 의한 항력은 모델 하단에서 h 까지 일정한 값을 갖도록 주어진다.

(2) 비산악 중력과 항력 모수화

산악 중력과 항력 모수화는 정체(stationary) 중력파를 고려하는 반면, 그 외의 여러 비정체(non-stationary) 중력파의 영향을 모델에 포함하기 위해 사용된 것이 비산악 중력과 항력 모수화이다. 비정체 중력파에 의한 항력은 중간대기를 포함하는 전구 모델에서 과도하게 모의되는 상부 성층권 제트의 크기를 줄이는 데에 실질적으로 매우 중요한 요소이다. HadGEM2에 사용된 비산악 중력과 항력 모수화인 USSP 역시 여름, 겨울 반구의 성층권 제트의 크기를 개선하는 데에 긍정적인 효과를 주었다(Scaife et al., 2002). 비정체 중력파는 또한 현재의 기후모델들이 열대 성층권 준격년 진동(QBO)을 모의하는 데에도 매우 중요한 역할을 한다(Scaife et al., 2000; Giorgetta et al., 2002; Shibata and Deushi, 2005; Richter et al., 2014; Aquila et al., 2014; Rind et al., 2014).

USSP는 동, 서, 남, 북의 네 방향으로 전파하는 중력파를 고려하며, 등방성(isotropic)의 스펙트럼을 가정한다. 스펙트럼을 론치(launch)하는 고도는 $\eta \sim 0.045$ 이며, 이는 84 km의 상단을 가지는 모델에서 약 4 km에 해당한다. 스펙트럼은 가운동량속(pseudo-momentum flux)의 형태로 연직파장에 대해 다음과 같이 주어지며, 이때 F_{pL} 스펙트럼은 전구의 모든 격자에서 일정하다.

$$\rho(z_L)F_{pL}(m) = \rho(z_L) \left(\frac{A_0}{m_*^2} \right) C_{L0} \begin{cases} m^s/m_*^{s+1} & \dots & m_{\min} \leq m < m_* \\ m^{-t}/m_*^{1-t} & \dots & m_* \leq m < \infty \end{cases} \quad (3.3.4)$$

여기서, m_* , A_0 , C_{L0} 는 특성(characteristic) 연직파수, 연직파수 표준화인자(normalization factor), 론치 스펙트럼 규모인자(scale factor)로, 각각 $2\pi/4300 \text{ m}^{-1}$, 1.023659 , $3.4191 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ 이다. s , t 는 각각 장파, 단파 스펙트럼 지수로 1, 3의 값을 가지며, m_{\min} 은 최소 연직파수로 $2\pi/20000 \text{ m}^{-1}$ 이다(Bushell and Scaife, 2005).

론치 고도 위에서는 각 고도에서의 준포화(quasi-saturation) 스펙트럼이 다음과

같이 정의된다.

$$\rho(z)F_{pS}(m) = \rho(z) \left(\frac{A_0}{m_*^2} \right) C_S(z) m^{-t} / m_*^{1-t} \quad (3.3.5)$$

이 때, $C_S(z) = \frac{\beta}{\sqrt{2\pi}} \left(\frac{p-1}{2-p} \right) \left[N^2 \frac{(\hat{\omega}_{\min}/N)^{p-1} [1 - (\hat{\omega}_{\min}/N)^{2-p}]}{1 - (\hat{\omega}_{\min}/N)^{p-1}} \right]$ 이며, 여기서 β , p 는 에너지 규모인자, 고유진동수 스펙트럼 지수로, 각각 0.1047, 5/3의 값을 가진다. 또한 $\hat{\omega}_{\min}^2 = \max(f^2, N\beta_{eq}/m_*)$ 이며, f 는 코리올리 파라미터이고, β_{eq} 는 적도 행성वाद도 경도로 $2.3 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 이다. 임의의 고도에서 가운데동량속 스펙트럼이 그 고도의 준포화 스펙트럼보다 큰 파장대가 존재할 경우, 이 파장대의 가운데동량속은 준포화 스펙트럼에서의 값과 같도록 조정된다. 이러한 과정을 고도에 따라 반복 수행하여 얻어질 수 있는 가운데동량속 스펙트럼의 연속 프로파일로부터 각 고도에서의 중력과 항력이 계산된다. 실제로는 HadGEM의 USSP에서 위와 같은 계산 과정을 순서대로 수행하지는 않으며, 계산 시간을 줄이기 위한 수치적 방법을 통해 근사한다(Bushell and Scaife, 2005).

나. 적운대류 중력과(CGW) 모수화 설명

본 연구에서는 Choi and Chun (2011)의 적운대류 중력과 모수화(이하, CC11)를 사용한다. CC11은 Song and Chun (2005)에서 제안된 방법을 바탕으로 하여 개선된 모수화이며, 모델의 아격자 대류 모수화를 통해 얻어지는 대류 가열율의 강도, 깊이, 구름 높이에 대한 정보와 해당 격자에서의 바람, 온도 및 안정도를 고려하여, 적운대류의 응결 잠열이 유도하는 중력과 구름 상단에서의 운동량속 스펙트럼을 해석적으로 계산한다. 따라서, 계산되는 중력과 운동량속이 시공간적인 변동성을 가지며, 이론적으로 타당한 스펙트럼을 가진다.

CC11에서는 적운대류 하층시어와 구름 상단에서의 안정도 변화가 표현되는 3층 대기의 기본류를 고려한다. 대류 중력파를 표현하기 위한 섭동 방정식으로는 응결 잠열에 의한 비단열항을 포함하는 3차원 선형 정수, 부씨네스크(Boussinesq) 계를 고려하며, 전향력은 무시하였다. 이를 통해 구해지는 대류 중력파의 구름 상단 평균 운동

량속 스펙트럼은 다음과 같다.

$$\overline{M_{ct}}(c, \varphi) = \rho_{ct} \frac{2(2\pi)^3}{A_h L_t} \left(\frac{g}{c_p T_{ct} N_q^2} \right)^2 \frac{N_{ct} |X|^2}{c - U_{ct}(\varphi)} \Theta(c, \varphi) \quad (3.3.6)$$

여기서, c , φ 는 중력파의 위상 속도와 전파 방향이며, ρ_{ct} , T_{ct} , N_{ct} 는 구름 상단에서의 밀도, 온도, 안정도이고, U_{ct} 는 구름 상단의 수평 바람을 φ 의 방향으로 투영한 값이다. N_q 는 구름 상단 이하 고도의 평균 안정도이며, g , c_p 는 각각 중력가속도, 비열이다. A_h , L_t 는 중력파 운동량속이 평균되는 수평 규모, 시간 규모에 해당하며, 각각 $120^2 \pi \text{ km}^2$, 20분이다(Song et al., 2007). $|X|^2$ 는 위상 속도의 함수로, 응결 잠열에 의한 가열율의 연직 구조에 의해 크게 좌우되는 항이며, 이 함수에 곱해지는 $N_{ct}/[c - U_{ct}(\varphi)]$ 항과 함께 구름 내부에서의 중력파의 임계고도 여과(critical-level filtering) 및 동조(resonance) 효과를 표현한다. 마지막으로, Θ 는 잠열을 방출하는 아격자 대류 셀의 수평 구조, 시간 구조와 가열율의 크기를 반영하는 항이며, 대류 셀에 의한 가열율이 시공간적으로 가우시안 형태를 가진다고 가정하였을 때 다음과 같이 계산된다.

$$\Theta(c, \varphi) = q_0^2 \left(\frac{\delta_h \delta_t}{32\pi^{3/2}} \right)^2 \frac{1}{1 + (c - c_{qh})^2 / c_0^2} \quad (3.3.7)$$

여기서, $q_0 = c_f c_p H_{\max}$ 로 계산되며, H_{\max} 는 모델 격자의 연직 컬럼 내에서의 최대 대류 가열율(maximum convective heating rate)로, 아격자 대류 모수화로부터 구해지는 값을 사용한다. c_p 는 정압비열이며, c_f 는 변환 상수로 본 연구에서는 125의 값이 쓰였다. 위 식에 따르면, 구름 상단 운동량속은 c_f 의 제곱에 비례하게 되며, c_f 의 값은 구름 상단 운동량속의 동서 평균, 연평균 값이 열대 지역에서 1 mPa를 넘지 않도록 하는 범위 내에서 경험적으로 정해졌다. δ_h , δ_t 는 아격자 대류 셀에 의한 가열율의 수평, 시간 규모이며, 각각 5 km, 20분으로 정하였다(Song et al., 2007). $c_0 = \delta_h / \delta_t$ 이고, c_{qh} 는 φ 와 평행한 방향으로의 대류 셀의 이동 속력이며, 대류 셀의 이동 속도는 약 3

km 이하의 모델 고도들에서 평균된 수평 바람과 같게 정하였다(Choi and Chun, 2011).

본 연구에서 구름 상단 중력과 운동량속은 아격자 대류 모수화에 의해 적운대류로 분류된 컬럼에 대해서만 계산되었으며, 구름 상단과 가장 가까운 층에 적용된다. 운동량속 스펙트럼은 고도가 올라감에 따라 보존되도록 하되, 각 층에서 포화 스펙트럼을 정의하여, 임의의 층에서 포화 스펙트럼보다 큰 부분이 생길 경우에 그 부분을 포화 스펙트럼의 운동량속과 같도록 조정하였다. 각 층에서의 포화 스펙트럼은 Warner and McIntyre (1996, 2001)에서 제안된 식을 사용하여 구했으며, USSP에서 사용된 식 (3.3.5)와 같은 형태를 가진다. 단, β 는 0.8의 값을 사용하였다(Song and Chun, 2006).

각 층에서의 중력과항력은 구해진 스펙트럼을 이용하여 다음과 같이 계산된다.

$$\frac{\vec{\partial u}}{\partial t}(z) = -\frac{1}{\rho(z)} \frac{4}{N_\varphi} \sum_\varphi \left[(\cos\varphi, \sin\varphi) \times \frac{\partial}{\partial z} \sum_c \bar{M}(c, \varphi, z) \Delta c \right] \quad (3.3.8)$$

여기서, Δc 는 고려하는 스펙트럼의 위상 속도 간격이며, N_φ 는 론치하는 중력파의 전파 방향의 개수이다. 본 연구에서는 북동, 북서, 남동, 남서의 네 방향으로 중력파를 론치하였다($4/N_\varphi = 1$). 구름 상단의 아래층에서는 상단에서의 운동량속에 의해 반대 방향의 항력이 작용하며, 다음의 식으로 구해진다.

$$\frac{\vec{\partial u}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{4}{N_\varphi} \sum_\varphi \left[(\cos\varphi, \sin\varphi) \times \frac{1}{\Delta z} \sum_c (\bar{M}_{ct} - \bar{M}_{cb}) \Delta c \right] \quad (3.3.9)$$

여기서, \bar{M}_{cb} 는 구름 아래에서의 중력과 운동량속으로, 물리적으로는 0의 값을 갖는다. 그러나 모수화 과정에서 운동량을 보존시키기 위해, 이 값을 모델 상한에서의 중력과 운동량속으로 주었다.

다. CGW 모수화의 모델 접합

HadGEM2 모델은 물리과정 모수화를 계산 순서에 따라 크게 두 그룹으로 분류하여 고려한다. 첫 번째 그룹(Physics1)에는 미세물리 과정, 구름 및 복사 과정, 중력파

항력에 대한 모수화들이 포함되어 있으며, 두 번째 그룹(Physics2)에는 아격자 규모 대류, 경계층, 지면 등에 대한 모수화가 포함되어 있다.

HadGEM2의 기존의 중력과 모수화들은 Physics1에서 계산되지만, CC11의 적운대류 중력과 모수화의 경우 계산 과정에서 아격자 대류 모수화를 통해 생산되는 가열율과 구름의 높이에 대한 정보들을 필요로 한다. 따라서 적운대류 중력과 모수화는 Physics2의 아격자 대류 모수화보다 나중에 계산될 수밖에 없으며, 본 연구에서는 Physics2의 모수화들 중 가장 마지막에 계산되도록 접합하였다. Figure 3.3.2는 HadGEM2의 대기 모델에서 하나의 시간 간격 동안의 계산 순서를 대략적으로 나타낸 것이다. Physics2에서 수평 바람의 변화는 먼저 구름 운동량 수송(cloud momentum transport)에 의해서 일어나며, 변화된 변수들을 이용하여 경계층에서의 물리과정이 모수화된다. 마지막으로, 이 두 과정에 의해 순차적으로 갱신된 변수들을 이용하여 적운대류 중력과 모수화가 계산된다. 적운대류 중력과 모수화를 HadGEM2에 접합하면서 추가되거나 수정된 소스 코드들의 목록은 Table 3.3.1에 나타내었다.

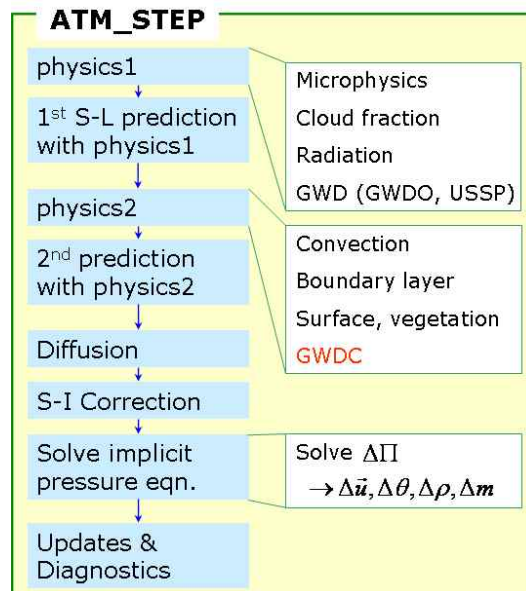


Fig. 3.3.2. Schematic flowchart of calculation steps for one timestep in the atmospheric model of HadGEM2. The convective gravity wave drag parameterization (GWDC) is implemented in the Physics2 step.

Table 3.3.1. List of the source codes modified or newly added during the implementation of the convective gravity wave drag parameterization in HadGEM2.

| File name | Path | Status |
|-----------------------|-------------------------------|----------|
| cntl atm.h | include/common/ | modified |
| atm_step.F90 | control/top_level/ | modified |
| atmos_physics1.F90 | control/top_level/ | modified |
| atmos_physics2.F90 | control/top_level/ | modified |
| ni_conv_ctl.F90 | control/top_level/ | modified |
| ni_gwd_ctl.F90 | control/top_level/ | modified |
| ni_gwdc_ctl.F90 | control/top_level/ | added |
| diagnostics_gwdc.F90 | control/top_level/ | added |
| diagnostics_gwdc2.F90 | control/top_level/ | added |
| scm_main.F90 | control/top_level/ | modified |
| gw_ussp.F90 | atmosphere/gravity_wave_drag/ | modified |
| gw_conv.F90 | atmosphere/gravity_wave_drag/ | added |
| gw_ctop.F90 | atmosphere/gravity_wave_drag/ | added |

라. 중력과 모수화 간의 조율

앞서 언급했듯이, 비산악 중력과 항력 모수화는 산악 중력파를 제외한 다른 중력파들의 효과를 모델에 포함하기 위해 사용되고 있다. 모수화에서 식 (3.3.4)의 론치 운동량속의 크기는 반복적인 실험 수행을 통해 모델이 성층권 및 중간권의 바람, 온도 등의 과거 기후 구조를 적절히 모의할 수 있도록 경험적으로 정해진 것이다. 따라서, 본 연구에서와 같이 적운대류에 의한 중력과 모수화를 추가로 고려할 경우, 기존의 비산악 중력과 모수화에서 론치시키는 운동량속의 크기를 줄여서 전체 중력과 운동량속의 합이 기존과 비슷하도록 적절히 유지시킬 필요가 있다.

본 연구에서는 USSP의 론치 운동량속을 줄이기 위해 다음의 함수를 사용하였다.

$$F(\phi) = 1 + 0.2 \left[\tanh\left(\frac{\phi - 50^\circ}{10^\circ}\right) - \tanh\left(\frac{\phi + 50^\circ}{10^\circ}\right) \right] \quad (3.3.10)$$

이 함수의 구조는 Fig. 3.3.3에 나타내었으며, 고위도에서 1, 저위도에서 0.6의 값을 가지고, 50°를 기준으로 급격히 변한다. 적운대류 중력과 모수화를 모델에 접합한 후 이 함수를 식 (3.3.4)에 곱함으로써 저위도에서의 USSP의 론치 운동량속을 40% 정도 줄였을 때에, 성층권에서 전체 중력과 운동량속이 적운대류 중력과 모수화를 접합하

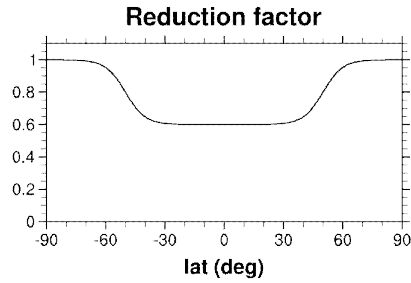


Fig. 3.3.3. Reduction factor for the launching magnitude of the pseudo-momentum flux from the background non-orographic gravity wave parameterization in the CC experiment.

지 않은 기존 모델에서와 비슷하게 유지되었다(Fig. 3.3.5 참고). 이 함수의 대체적인 구조는 적운대류 중력파의 운동량속이 주로 60°N와 60°S 사이에서 존재한다는 점을 바탕으로 정한 것인 반면, 적도에서의 감쇠 비율(40%)과 급격한 변화가 나타나는 위도(50°)는 반복된 실험들을 통해 경험적으로 얻은 결과이다. 특히, 변화 위도에 대해 모델 상층에서의 수치적 안정도가 매우 민감한 결과를 보였다. 예를 들어 이 위도를 60°로 설정할 경우, 전체 중력파 운동량속이 이 위도대에서 작아져서 상부 성층권 및 중간권의 제트의 세기를 충분히 줄이지 못하게 되며, 이에 따라 모델의 blowup이 쉽게 발생하였다.

2. 기후변화 실험 설명

가. 실험 설계

본 과제에서 수행한 실험은 국립기상과학원에서 수행하여 Coupled Model Intercomparison Project Phase 5(CMIP5)에 제출된 실험(이하, NIMR 실험)과 대부분 같은 강제력 및 설정들을 사용하였다. 대기-해양 접합 기후 모델인 HadGEM2-AO를 이용하였으며, 사용된 대기 모델의 수평 해상도(1.875°×1.25°)와 해양 모델의 수평 해상도(적도에서 1°×0.33°, 중-고위도에서 1°×1°), 연직 해상도(해저 5.3 km까지 40층)는 NIMR 실험과 같다. 중력파의 직접적인 영향이 가장 큰 고도는 성층권 및 중간권이므로, 본 연구에서는 성층권을 포함하는 실험을 수행하기 위해 대기 모델의 연직 층을 확장하였다. 기존 NIMR 실험의 연직 층은 약 40 km의 대기 상한까지 38개

층으로 이루어져 있으며, 이를 약 84 km의 상한을 갖는 60개 층으로 확장하였다. 층의 구조는 영국기상청에서 성층권을 포함하는 실험을 수행하여 마찬가지로 CMIP5에 제출했던 설정인 HadGEM2-CCS의 것과 같게 하였으며(Martin et al., 2011), Table 3.3.2에 나타내었다.

모델이 상부 성층권 및 중간권을 포함하게 되면, 이 대기 층에 존재하는 강한 제트, 큰 진폭의 파동들에 의해 모델 상층이 수치적으로 불안정해진다. 따라서, 연직

Table 3.3.2. Values of η for the extended 60 levels used in the experiments and the corresponding model-level heights (i.e., geometric altitudes where the terrain height is zero).

| No. | η | Height (m) | No. | η | Height (m) |
|-----|-----------|------------|-----|-----------|------------|
| 1 | 0.0002377 | 20 | 31 | 0.2279740 | 19180 |
| 2 | 0.0009509 | 80 | 32 | 0.2420006 | 20360 |
| 3 | 0.0021395 | 180 | 33 | 0.2560317 | 21541 |
| 4 | 0.0038035 | 320 | 34 | 0.2700749 | 22722 |
| 5 | 0.0059430 | 500 | 35 | 0.2841437 | 23906 |
| 6 | 0.0085579 | 720 | 36 | 0.2982590 | 25093 |
| 7 | 0.0116483 | 980 | 37 | 0.3124508 | 26287 |
| 8 | 0.0152141 | 1280 | 38 | 0.3267600 | 27491 |
| 9 | 0.0192554 | 1620 | 39 | 0.3412399 | 28709 |
| 10 | 0.0237720 | 2000 | 40 | 0.3559581 | 29948 |
| 11 | 0.0287642 | 2420 | 41 | 0.3709976 | 31213 |
| 12 | 0.0342317 | 2880 | 42 | 0.3864593 | 32514 |
| 13 | 0.0401748 | 3380 | 43 | 0.4024630 | 33860 |
| 14 | 0.0465932 | 3920 | 44 | 0.4191493 | 35264 |
| 15 | 0.0534871 | 4500 | 45 | 0.4366812 | 36739 |
| 16 | 0.0608564 | 5120 | 46 | 0.4552458 | 38301 |
| 17 | 0.0687012 | 5780 | 47 | 0.4750561 | 39968 |
| 18 | 0.0770214 | 6480 | 48 | 0.4963525 | 41759 |
| 19 | 0.0858171 | 7220 | 49 | 0.5194042 | 43699 |
| 20 | 0.0950882 | 8000 | 50 | 0.5445116 | 45811 |
| 21 | 0.1048347 | 8820 | 51 | 0.5720072 | 48124 |
| 22 | 0.1150567 | 9680 | 52 | 0.6022577 | 50669 |
| 23 | 0.1257541 | 10580 | 53 | 0.6356655 | 53480 |
| 24 | 0.1369270 | 11520 | 54 | 0.6726704 | 56593 |
| 25 | 0.1485753 | 12500 | 55 | 0.7137513 | 60050 |
| 26 | 0.1606990 | 13520 | 56 | 0.7594277 | 63893 |
| 27 | 0.1732982 | 14580 | 57 | 0.8102618 | 68169 |
| 28 | 0.1863728 | 15680 | 58 | 0.8668594 | 72931 |
| 29 | 0.1999229 | 16820 | 59 | 0.9298725 | 78232 |
| 30 | 0.2139484 | 18000 | 60 | 1.0000000 | 84132 |

층의 확장에 따라 모델 적분 시간 간격을 줄여야 한다. 기존 NIMR 실험에서의 적분 간격은 30분이었으며, 여기에서는 HadGEM2-CCS의 설정을 따라서 20분으로 줄였다. 또한, 성층권에서 중요한 과정인 메탄 산화에 따른 수증기의 발생에 대한 계산도 수행하도록 설정하였다. 성층권에 대한 오존 자료는 영국기상청으로부터 제공받은 것을 사용했으며, 다른 보조 자료들은 기존 NIMR 실험에서 사용한 40 km까지의 자료에 그보다 상층에서는 0의 값을 주어 사용했다.

실험 기간은 1950년부터 2099년까지로 설정하였으며, 이 중 2005년 11월까지의 과거 관측에 근거한 강제력을 주어 실험하였고(historical run), 2005년 12월부터는 Representative Concentration Pathway 8.5(RCP85)의 강제력을 사용하여 미래 기후 시나리오 실험을 수행하였다. 실제 적분은 1941년 12월부터 시작하였으며, 이때의 해양에 대한 초기 자료로는 NIMR 실험의 해당 날짜에 대한 결과 자료를 사용하였다. 대기에 대한 초기 자료는 성층권을 포함하는 임의의 자료를 사용하였으며, 실험 시작 지점인 1950년까지 약 10년의 기간 동안 스핀업(spin up)이 되었다.

적운대류 중력과 모수화의 영향을 연구하기 위해, CC11 모수화를 접합한 실험(이하, CC 실험)과 접합하지 않은 실험(CTL 실험)을 수행하였다. CC 실험에서는 앞서 언급한 바와 같이 저위도대에서 USSP 모수화의 론치 운동량속을 줄였으며, CTL 실험에서는 원래대로 두었다. CC 실험과 CTL 실험에서의 중력과 운동량속의 연평균 구조와 크기는 Fig. 3.3.4에 나타내었다. 고도 8 km에서 적운대류 중력과(CGW)에 의한 운동량속은 대체로 적도 및 저위도에서 값이 크며, 앞서 언급한 바와 같이 약 60°N 과 60°S 사이에 대부분 분포되어 있다. 또한, CC 실험에서 USSP 모수화로부터 론치되는 중력과(BGW)에 대해 식 (3.3.10)을 사용하여 줄인 운동량속과 CGW 운동량속과의 합이 CTL 실험의 BGW 운동량속과 대체로 유사한 연평균 위도 구조 및 크기를 갖는 것을 확인할 수 있다(Fig. 3.3.4). 이러한 점은 상층에서 더욱 잘 나타난다. Fig. 3.3.5는 하부 성층권에 속하는 20 km 고도에서의 연평균 중력과 운동량속의 구조이다. CGW와 BGW가 상부 대류권에 존재하는 바람에 의해 상당 부분 여과되어 8 km 고도에 비해 작은 운동량속을 가지며, 그 구조와 크기가 CC 실험과 CTL 실험 간에 더 유사해진 것을 확인할 수 있다. 따라서 본 연구에서는 전체 중력과 운동량속의 연평균 구조 및 크기는 가능한 한 변화시키지 않은 상황에서 BGW의 일부를 CGW로 대체한 영향에 대해 분석한다.

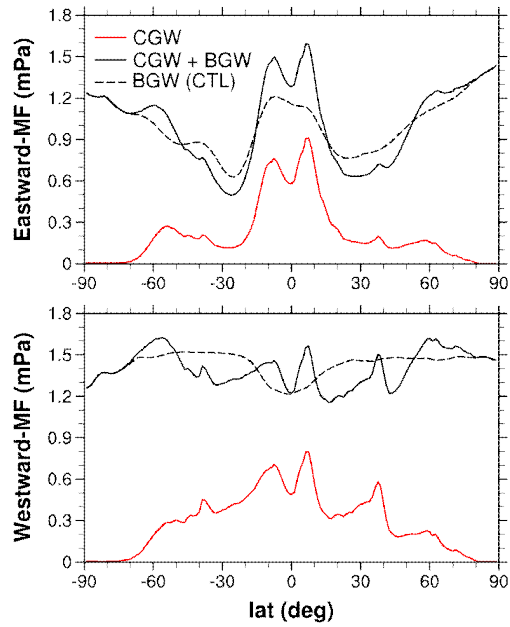


Fig. 3.3.4. Annual and zonal mean (upper) eastward and (lower) westward momentum flux at $z = 8$ km from the convective gravity wave parameterization (CGW, red) and sum of the momentum flux from the background non-orographic gravity wave parameterization (BGW) and CGW (CGW + BGW, black solid) averaged over 1960–1999 in the CC experiment. The BGW in the CTL experiment is also plotted (black dashed).

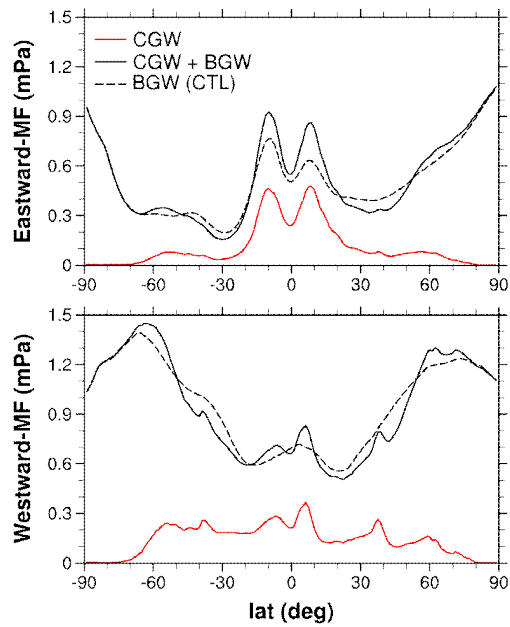


Fig. 3.3.5. The same as in Fig. 3.3.4 except at $z = 20$ km.

나. 실험 수행 특이사항

실험 기간 중 총 7회의 모델 blowup이 발생하였다(CC 실험 4회, CTL 실험 3회). 6-8월에만 발생하였으며, 대체로 모델 상층에서 수치적 불안정이 감지되었다. 모델 blowup이 발생한 경우 그 한 달에 대해 적분 시간 간격을 10분으로 줄여서 재실험을 수행함으로써 수치적 불안정을 피할 수 있었다.

실험 수행 중 영국기상청으로부터 제공받은 연직 60층 오존 자료의 마지막 1년 치에 문제가 있는 것이 발견되었으며, 이에 따라 당초의 목표 실험 기간과 다르게 2098년 11월까지만 실험을 수행하였다.

다. 산출 자료

두 실험을 통해 산출한 주요 자료는 다음과 같으며, 모든 자료는 내삽을 하지 않고 모델의 고유 연직 층에 대해 산출하였다.

- 3시간 간격 자료: 수평/연직 바람, 온도, 밀도, 기압, 비습, 누적 강수(전체 강수/적운대류 강수/하층 강수), 대류에 의한 비단열 가열율, 구름 상/하단 기압, 그 외 CGW 모수화와 관련된 변수들(CC 실험)
- 3일 적분 자료: 산악/비산악 중력과 운동량속 및 항력, CGW 운동량속 및 항력(CC 실험)
- 월평균 자료: 이류항 및 모든 모수화들로부터 구해지는 바람/온도 강제력들, 해양 온도, 유속, 염도 등

3. 과거 기후 실험 결과

본 연구에서는 실험 결과를 크게 세 주제로 나누어 분석하였다. 중력파는 1차적으로 상부 성층권 및 중간권의 수평 바람을 크게 강제하며, 이를 통해 2차 자오 순환을 유도한다. 따라서 첫 번째로 분석할 주제는 성층권에서의 대규모 순환이다. 또한, 적운대류 중력파는 적도대에서 특히 큰 진폭을 가지기 때문에(Fig. 3.3.5), 두 번째로는 열대 성층권의 주요 기후 현상인 QBO에 대한 분석을 보인다. 마지막으로, 대류권에서의 동아시아 여름/겨울 몬순에 대해 분석하였다. 세 주제들 각각에 대해 먼저 과거 기후의 분석을 CC 실험 결과를 이용해 수행하였고, 과거 기후에서의 적운대류 중력파의 영향에 대해 조사하였다. 앞으로의 분석에서 과거 기후는 1960-1999년의 40년 기간에 대한 평균으로 정의하였다.

가. 성층권 대규모 순환

(1) 성층권 대규모 순환 및 파동 분석

Figure 3.3.6과 Fig. 3.3.7은 각각 12, 1, 2월(DJF)과 6, 7, 8월(JJA)의 CC 실험 과거 기후 평균 온도, 동서 바람, 자오 순환을 나타낸다. 온도 분포는 열대 대류권계면 근처와 겨울 반구 고위도 성층권에서 낮고 여름 반구 고위도 성층권에서 높은 구조를 보인다. 온도 분포와 동서 바람 사이에는 온도풍 관계가 잘 나타난다. 겨울/여름 반구 고위도 성층권에서의 최소/최대 온도에 의해 발생하는 강한 남북 온도 경도는 각 반구의 성층권에서 서풍/동풍 제트를 유도한다. 특히, JJA 기간의 남반구 서풍 제트의 경우 기후 평균값이 100 m s^{-1} 가 넘는 것으로 모의되었는데, 이러한 세기는 과대모의된 것이다. 성층권 서풍 제트 세기의 과대모의는 현재 대부분의 기후 모델들이 가지는 오차이다.

성층권에는 열대 및 여름 반구 저위도의 대류권계면 부근에서 상승하여 양 반구 고위도에서 대류권으로 하강하는 Brewer-Dobson 순환이 존재한다. Figure 3.3.6과 Fig. 3.3.7을 통해 실험에서 모의된 Brewer-Dobson 순환을 확인할 수 있으며, 이 순환은 계절에 따라 대칭되는 양상을 보이지만, 순환의 강도는 DJF 기간에 더 큰 것을 볼 수 있다. 이러한 대규모 순환은 성층권의 온도 구조를 결정하는 데에 중요한 역할을 한다. 즉, DJF 기간의 강한 Brewer-Dobson 순환은 열대 지역에서의 상승에 의한 단열 냉각과 겨울 반구 고위도에서의 하강에 의한 단열 승온을 JJA 기간에 비해 더

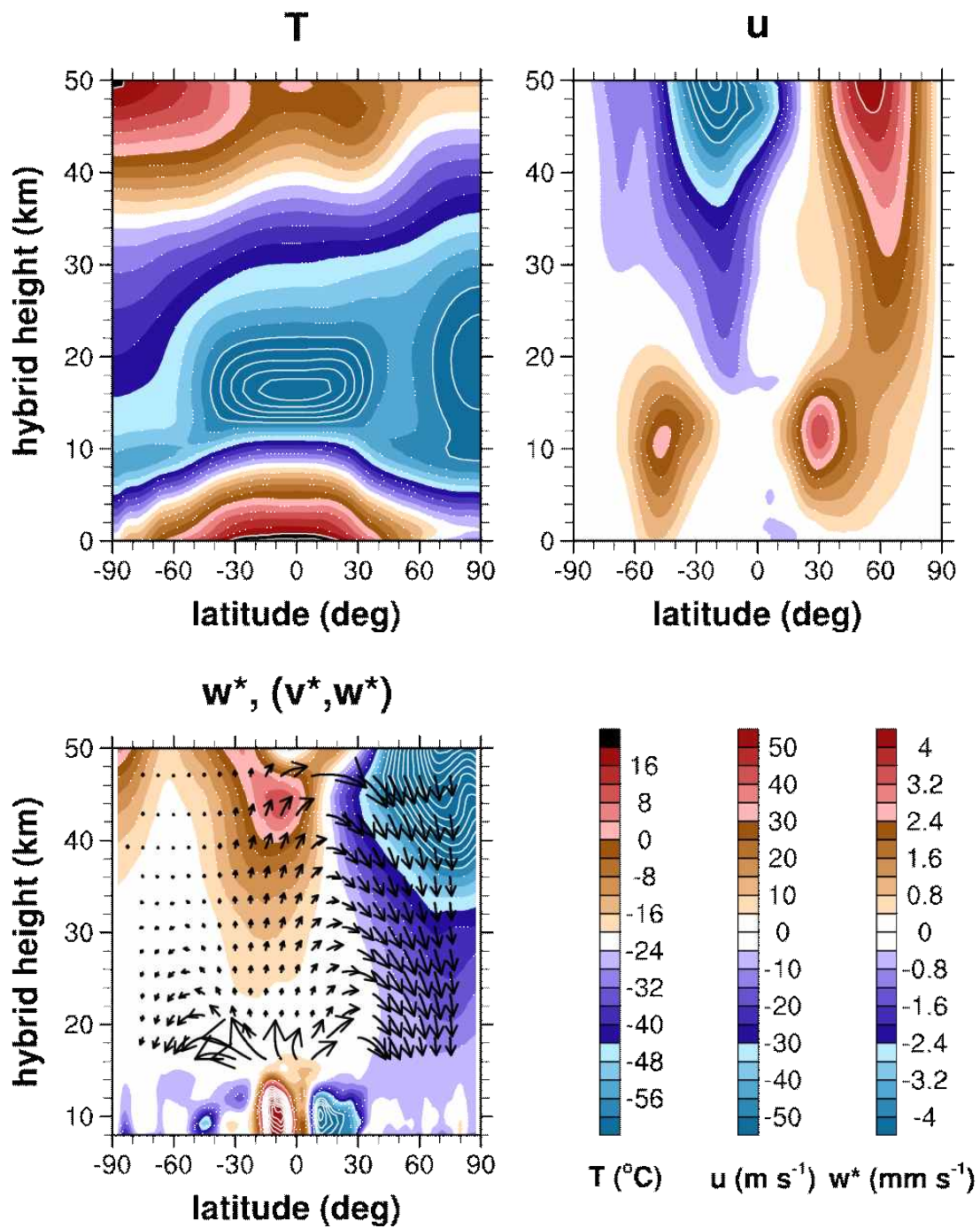


Fig. 3.3.6. (upper left) Zonal mean temperature, (upper right) zonal wind, and (lower left) residual vertical wind averaged over 1960–1999 for December, January, and February (DJF) in the CC experiment. The residual meridional circulation is also plotted in the lower left panel (arrow).

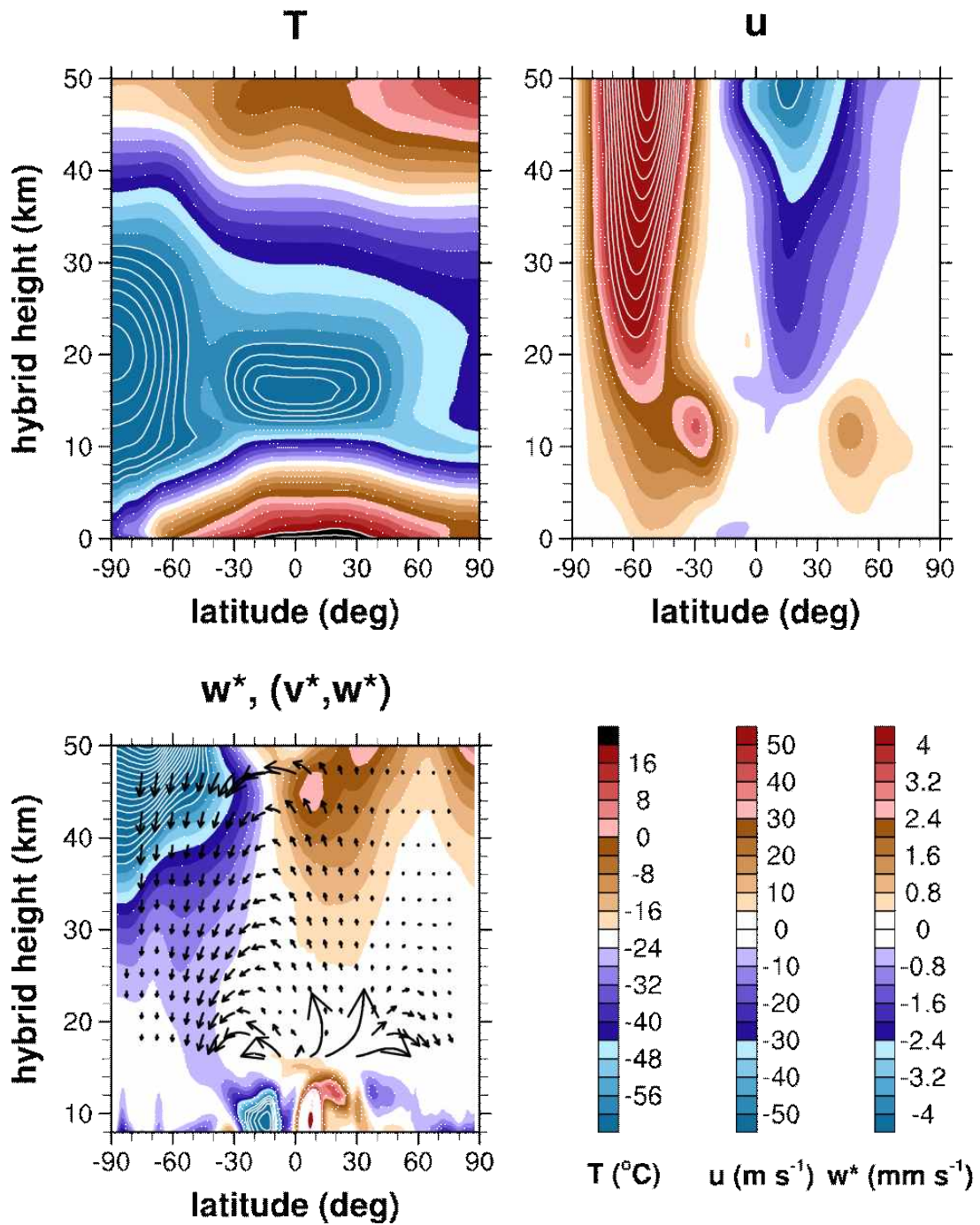


Fig. 3.3.7. The same as in Fig. 3.3.6 except for June, July, and August (JJA).

크게 한다. 이러한 결과로, DJF 기간에 열대 대류권계면 부근의 온도는 더 낮고 겨울 반구 성층권의 온도는 더 높은 것을 볼 수 있다(Fig. 3.3.6, Fig. 3.3.7).

Brewer-Dobson 순환을 유도하는 것은 성층권의 행성과 및 중력파에 의한 동서

바람 강제력이다. 따라서 DJF, JJA 기간에 대한 행성과 및 중력과의 강제력을 Fig. 3.3.8과 Fig.3.3.9에 각각 나타내었다. 행성파는 겨울 반구에서는 쉽게 성층권으로 올라가는 반면, 여름 반구에서는 동풍 제트에 의해 여과되므로 큰 강제력을 갖지 못한다. 겨울 반구에서는 대류권에서부터 상층으로 전파하는 행성파의 진폭이 JJA 기간에 비해 DJF 기간에 더 큰 것을 볼 수 있으며(Fig. 3.3.8, Fig. 3.3.9), 이는 양 반구의 지형 등의 차이에서 비롯된다. 결과적으로, 행성파에 의한 강제력도 JJA 기간에 비해 DJF 기간에 훨씬 크다. Figure 3.3.8, Fig. 3.3.9에 보인 중력과 강제력은 세 중력파(산악 중력파, CGW, BGW) 모수화에서 계산된 강제력들의 합이다. 중력파는 겨울 반구 하부 성층권에서는 행성파에 비해 비교적 작은 강제력을 가지며, 상부 성층권에서는 JJA 기간에는 행성파와 비슷한 크기의 강제력을 가졌다. 적도 및 여름 반구 상부 성층권에서의 중력과 강제력은 양의 값을 가졌다. 행성파 및 중력파의 음/양의 강제력은 극/적도로 향하는 2차 순환을 유도하며, 그 결과 주로 여름 반구 저위도에서 겨울 반구 극으로 향하는 성층권 Brewer-Dobson 순환이 발생한다.

(2) 성층권 대규모 순환에 미치는 CGW 모수화의 영향

과거 기후의 대규모 순환에 대한 CGW 모수화의 영향을 조사하기 위해, CC 실험과 CTL 실험의 차이(CC - CTL)를 분석하였다. Figure 3.3.10과 Fig. 3.3.11은 각각 DJF 기간과 JJA 기간에 대해 행성과 및 중력파 강제력의 두 실험 간 차이를 나타낸 것이다. CGW 모수화 여부에 따른 차이는 DJF 기간의 겨울 반구 성층권의 행성파에 대해 가장 뚜렷이 나타났다. 이 기간의 북반구 고위도에서 CGW 모수화에 의해 행성파의 상향 전파가 더 많이 발생하였으며, 결과적으로 더 강한 강제력을 발생시켰다(Fig. 3.3.10). JJA 기간에도 비슷한 양상을 보이나, 그 차이는 비교적 작았다(Fig. 3.3.11). 이는 이 기간에 대류권으로부터 상향 전파하는 행성파의 진폭 자체가 작기 때문인 것으로 판단된다. CGW 모수화에 따른 중력파 강제력의 차이는 상부 성층권에서 주요한 크기를 가지는데, 여름 반구 중위도에서는 음의 차이를 보이며, 그 외의 위도 대에서는 불규칙한 구조를 갖는다. CGW 모수화에 의한 과거 기후 파동 강제력의 차이는 대체로 행성파에 의한 겨울 반구에서의 음의 강제력 증가와 중력파에 의한 여름 반구 상부 성층권의 음의 강제력 증가로 특성화할 수 있었다(Fig. 3.3.10, Fig. 3.3.11).

Figure 3.3.12와 Fig. 3.3.13은 온도, 동서 바람, 자오 순환의 두 실험 간 차이를

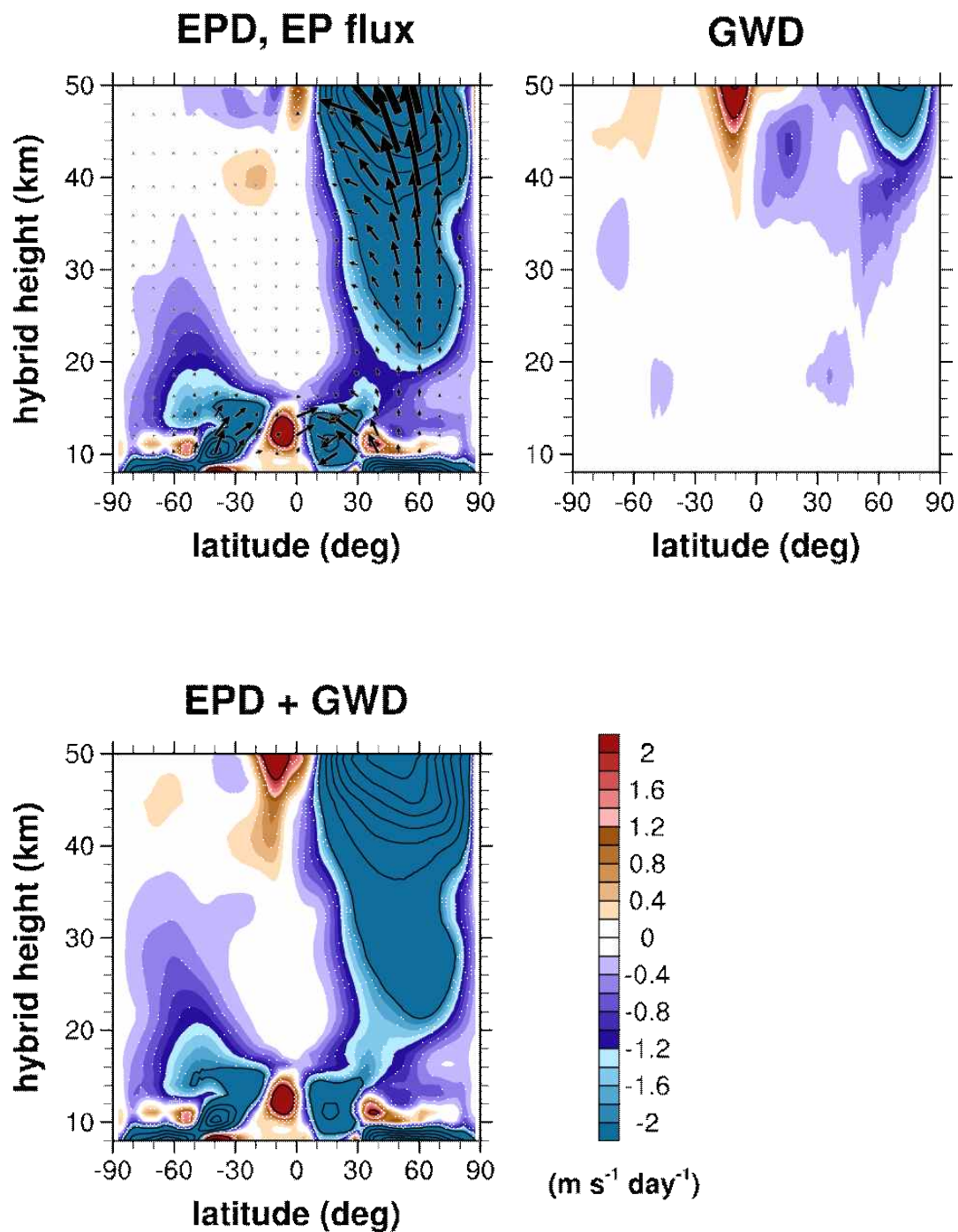


Fig. 3.3.8. (upper left) Zonal mean zonal forcing by the planetary waves, (upper right) parameterized gravity waves, and (lower left) their sum averaged over 1960–1999 for DJF in the CC experiment. The Eliassen–Palm (EP) flux is also plotted in the upper left panel (arrow).

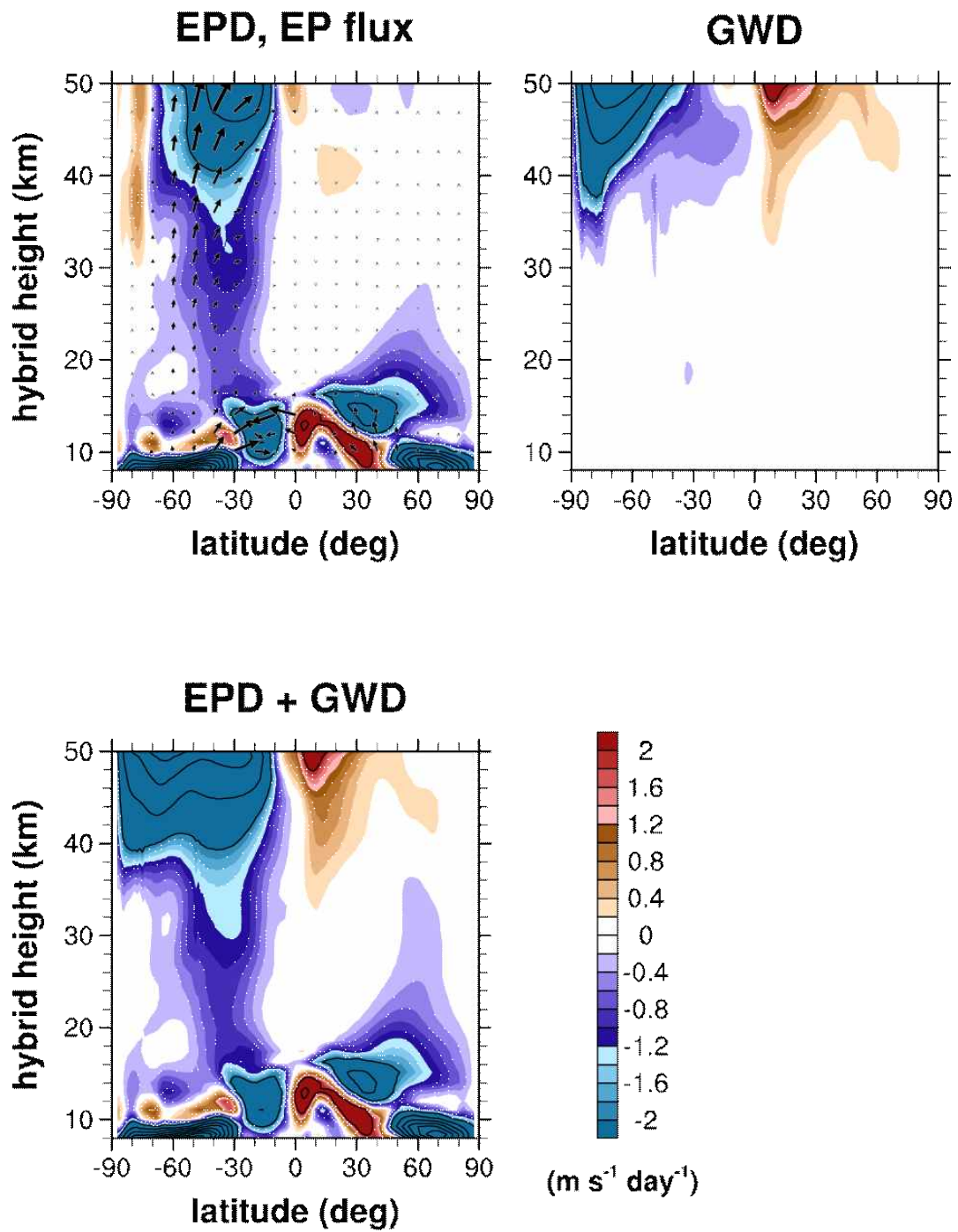


Fig. 3.3.9. The same as in Fig. 3.3.8 except for JJA.

각각의 계절에 대해 보인 것이다. DJF 기간에는 두 실험 간 파동 강제력의 음의 차이가 발생했던 25 km와 44 km의 고도에서(Fig. 3.3.10) 극을 향하는 강한 2차 순환이 발생하였고(Fig. 3.3.12), 그 결과 극 주변에서 강한 하강 운동이 발생하였다. 한편, 상

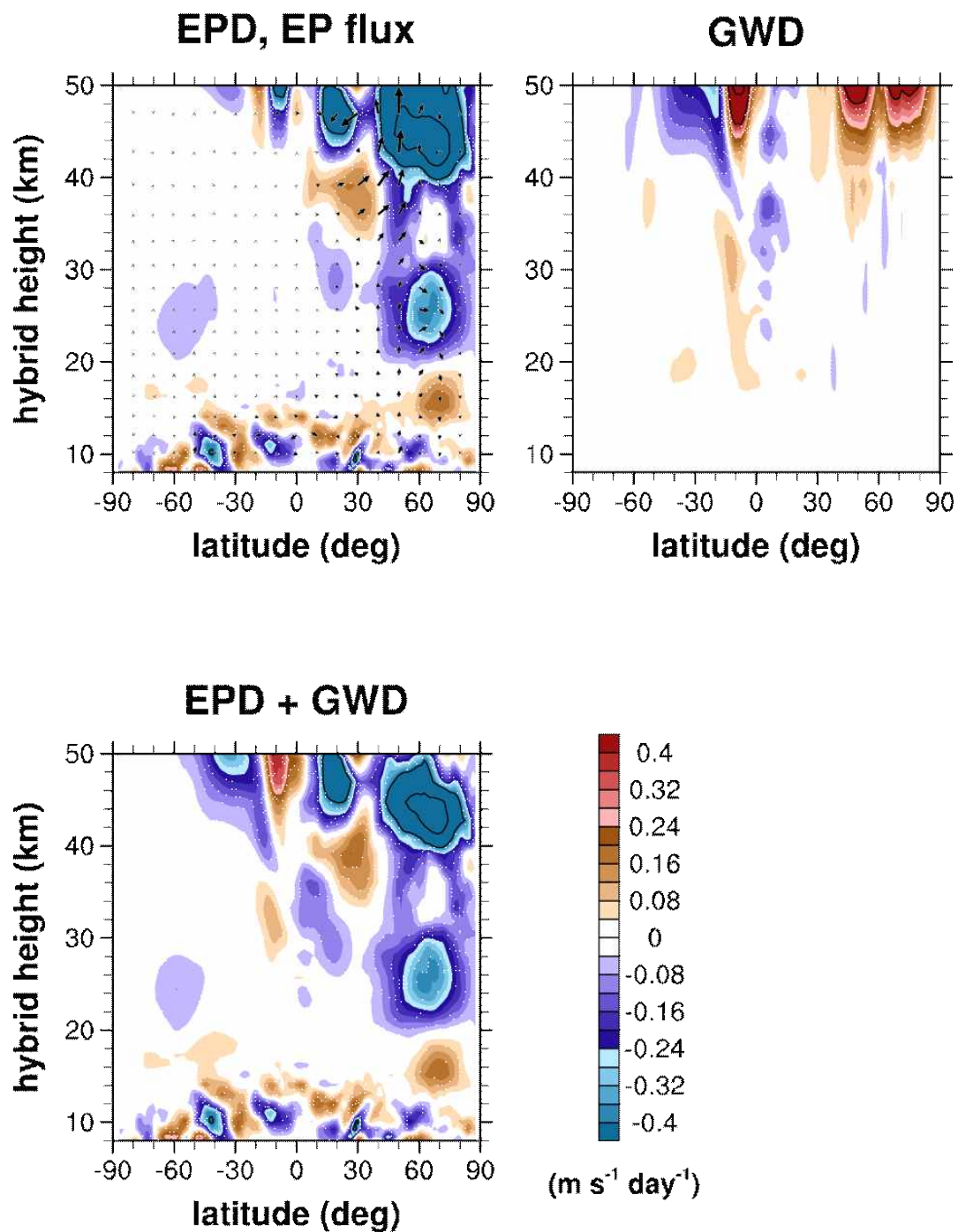


Fig. 3.3.10. Differences between the CC and CTL experiments (CC - CTL) in the zonal mean zonal forcing by the (upper left) planetary waves, (upper right) parameterized gravity waves, and (lower left) their sum averaged over 1960–1999 for DJF. The EP flux difference is also plotted in the upper left panel (arrow).

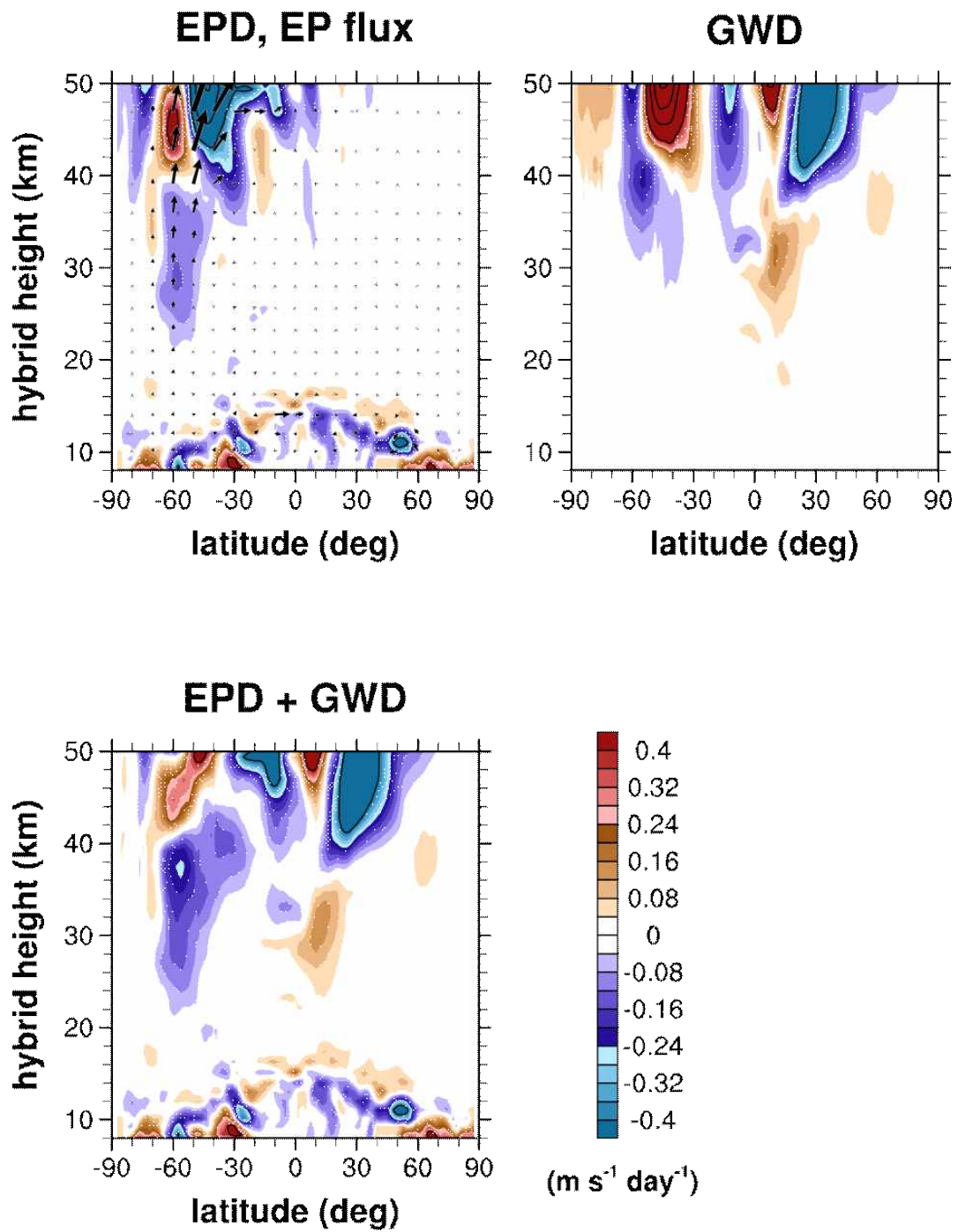


Fig. 3.3.11. The same as in Fig. 3.3.10 except for JJA.

부 성층권에서도 파동 강제력의 차가 음/양인 곳에서 극/적도로 향하는 2차 순환이 존재하는 것을 확인할 수 있다(Fig. 3.3.10, Fig. 3.3.12). 이러한 2차 순환의 결과 나타나는 두 실험 간 연직 운동의 차이는 온도의 실험 간 차이와 대체로 반대의 부호를

가지며, 구조는 매우 유사했다(Fig. 3.3.10). 특히, DJF 기간의 북반구 극 주변에서는 앞서 분석한 강한 하강 운동에 의해 매우 큰 양의 온도 차를 갖는 것을 볼 수 있다. 이러한 온도의 차이는 온도풍 관계에 의해 CC 실험에서 북반구 성층권의 서풍 제트를 약화시켰다(Fig. 3.3.12). JJA 기간에는 이러한 변화가 뚜렷이 나타나지 않았다(Fig. 3.3.13). 열대 지역의 상부 성층권에서는 Brewer-Dobson 순환의 상향 기류가 두 계절 모두 CC 실험에서 더 강했으며, 이에 따라 이 지역의 온도가 CC 실험에서 더 낮게 모의되었다(0.5-0.7 K; Fig. 3.3.12, Fig. 3.3.13).

과거 기후의 성층권 대규모 순환에 미치는 CGW 모수화의 영향은 모수화에 따른 파동 강제력의 변화와, 이에 의해 발생하는 2차 순환 및 단열 냉각/승온 과정을 고려함으로써 설명될 수 있었다. CGW 모수화를 접합함에 따라 DJF 기간의 북반구 고위도의 서풍 제트는 약 5 m s^{-1} 정도 약화되었으며, 그 외 다른 차이는 과거 기후에서 전반적으로 크지 않았다.

나. 열대 성층권 QBO

(1) QBO 특성 분석

Figure 3.3.14는 5°N - 5°S 에서 평균한 동서 바람의 시계열로서 과거 기후의 열대 성층권 QBO를 나타낸다. 주기는 20개월에서 30개월 사이로 불규칙하며, 평균적으로 약 27개월이다. 실험에 모의된 QBO의 위상은 성층권 중층(20 hPa)에서는 동풍의 기간이 비교적 긴 반면, 하층(50 hPa)에서는 서풍 기간이 긴 특징을 보인다. 이러한 QBO의 평균 주기 및 위상 간의 비대칭성은 실제 관측된 QBO의 특징과 유사한 것이라 할 수 있다. QBO의 진폭은 약 10 hPa에서 최대를 가졌으며, 이 고도에서 약 28 m s^{-1} 이다. 동풍과 서풍 위상 각각에 대한 진폭은 10 hPa에서 약 31 m s^{-1} , 21 m s^{-1} 이었으며, 관측과의 차이는 크지 않았다. 그러나, 30 hPa 이하의 하부 성층권에서는 동풍 위상의 진폭이 비교적 작았으며, 50 hPa에서는 관측에 비해 약 33% 작았다.

(2) 열대 파동 및 중력파 분석

열대 성층권 QBO는 다양한 규모를 갖는 열대 파동들 및 중력파에 의해 유도된다. 따라서 여기에서는 열대 파동들을 특성별로 나누어 이들 각각이 QBO를 유도하는데 기여한 강제력을 분석하였다. 열대 파동들은 크게 켈빈파(Kelvin wave), 로스비

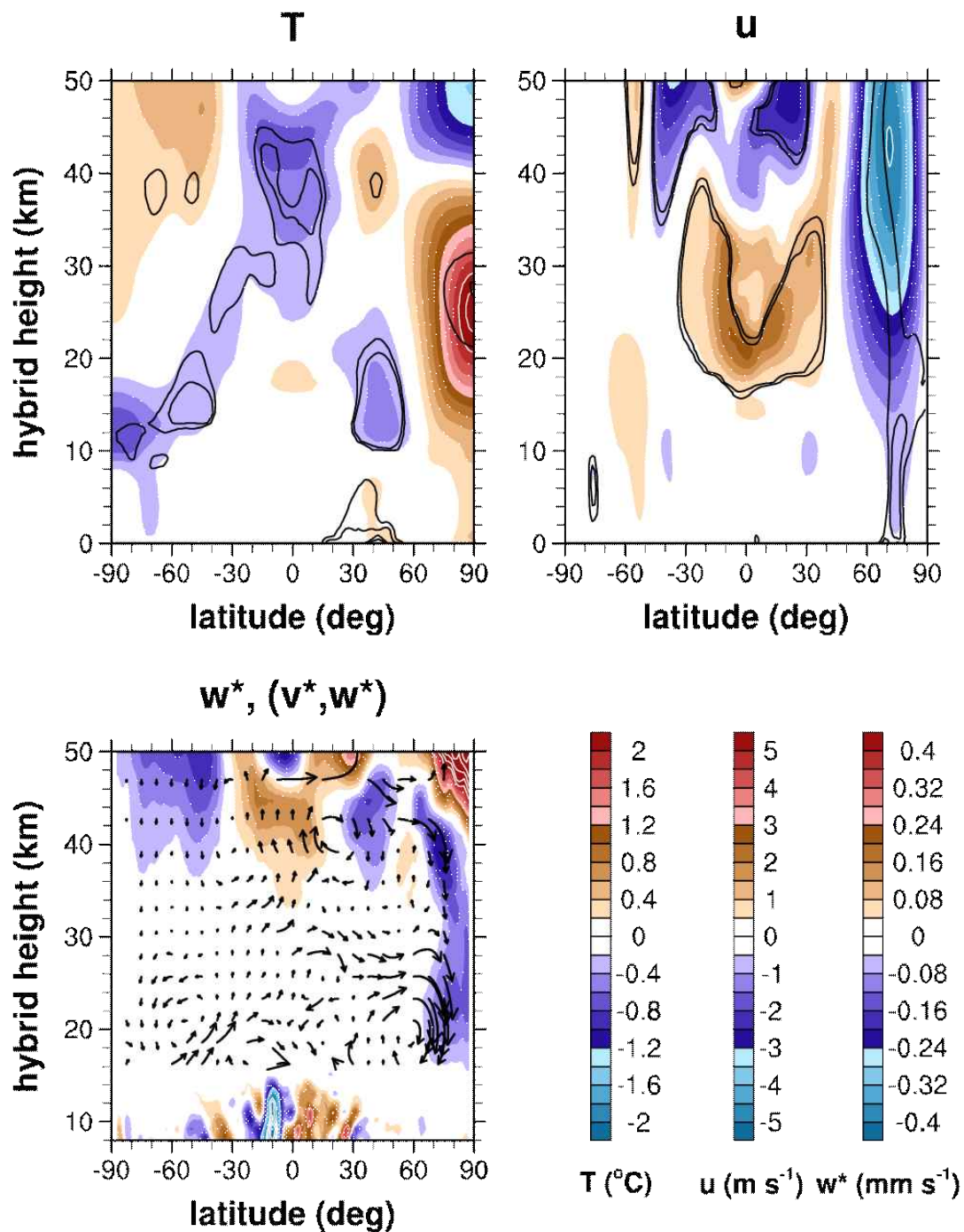


Fig. 3.3.12. Differences between the CC and CTL experiments (CC - CTL) in the (upper left) zonal mean temperature, (upper right) zonal wind, and (lower left) residual vertical wind averaged over 1960-1999 for DJF. The residual meridional circulation difference is also plotted in the lower left panel (arrow). In the upper two panels, the confidence levels of 90 and 95% are indicated by black contours.

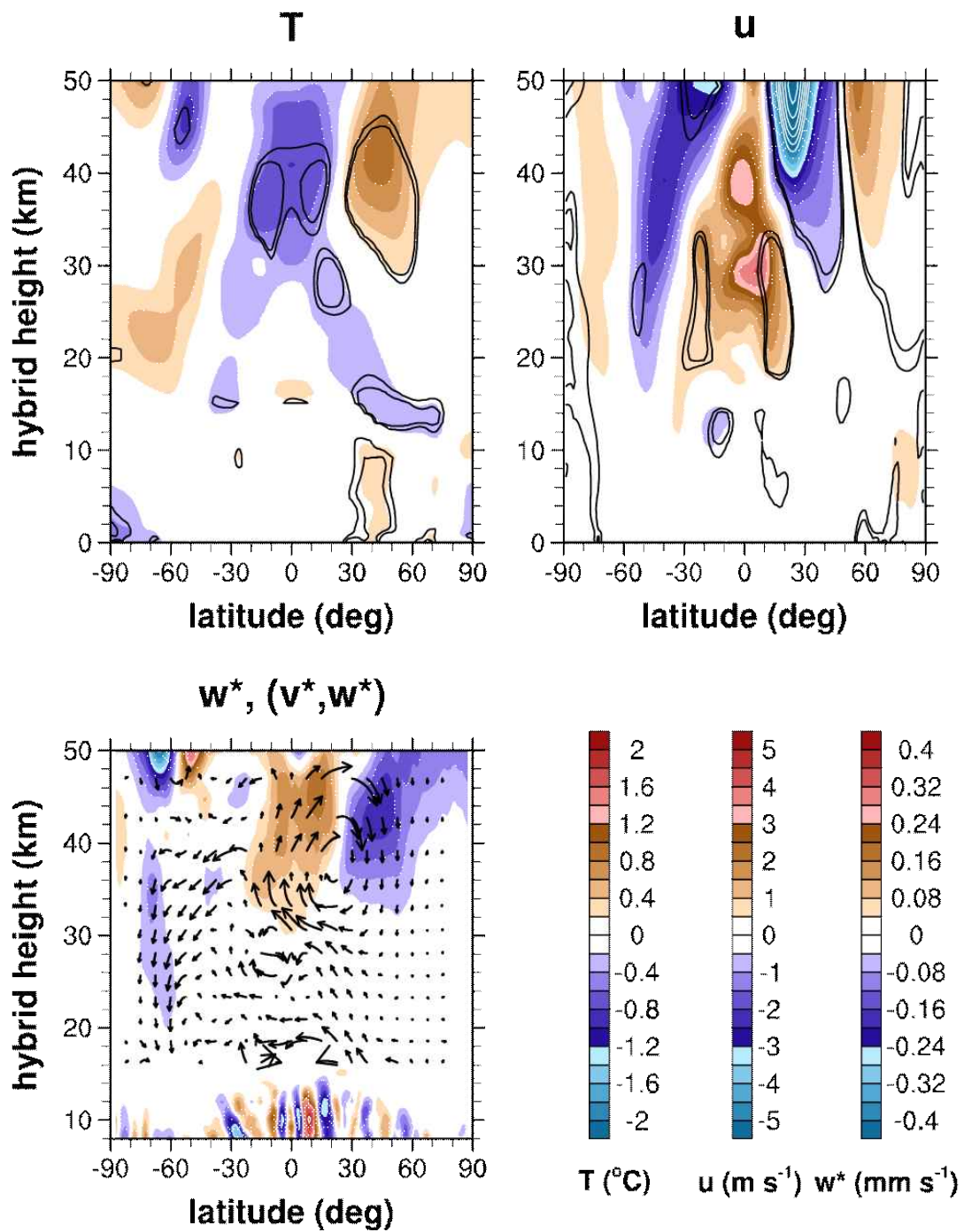


Fig. 3.3.13. The same as in Fig. 3.3.12 except for JJA.

파(Rossby wave), 로스비-중력파(mixed Rossby-gravity wave), 관성중력파 (inertio-gravity wave)로 구분하였으며, 구분 방법은 Kim and Chun (2015)을 따랐다. Figure 3.3.15는 대류권에서 성층권으로 연직 전파하는 열대 파동들의 진폭을 조사하

기 위해, 19 km 고도에서의 Eliassen-Palm flux(EP flux)의 연직 성분을 과거 기후에 대해 월 별로 평균하여 그린 것이다. 열대 파동의 이론에 따르면 켈빈파와 로스비-중력파는 적도 근처에 갇힌 파동(trapped wave)이며, 이러한 특징이 Fig. 3.3.15에 잘 나타난다. 켈빈파의 EP flux는 적도를 중심으로 가우시안(Gaussian) 형태를 가지며, 로스비-중력파는 약 8° 의 위도대에서 최대를 가진다. 두 파동 모두 1-3월과 7-9월에 큰 진폭을 가지는 반년 주기(semi-annual cycle)를 보인다. 로스비파의 구조는 잘 알려진 대로 중위도에서 매우 크며, 여름 반구에 비해 겨울 반구에서 크다. 관성중력파는 위도와 계절에 크게 좌우되지 않고 넓게 분포해 있다. 적도 파동들의 이러한 구조는 여러 재분석장에서도 유사하게 나타나는 것이며(보이지 않음), 이를 통해

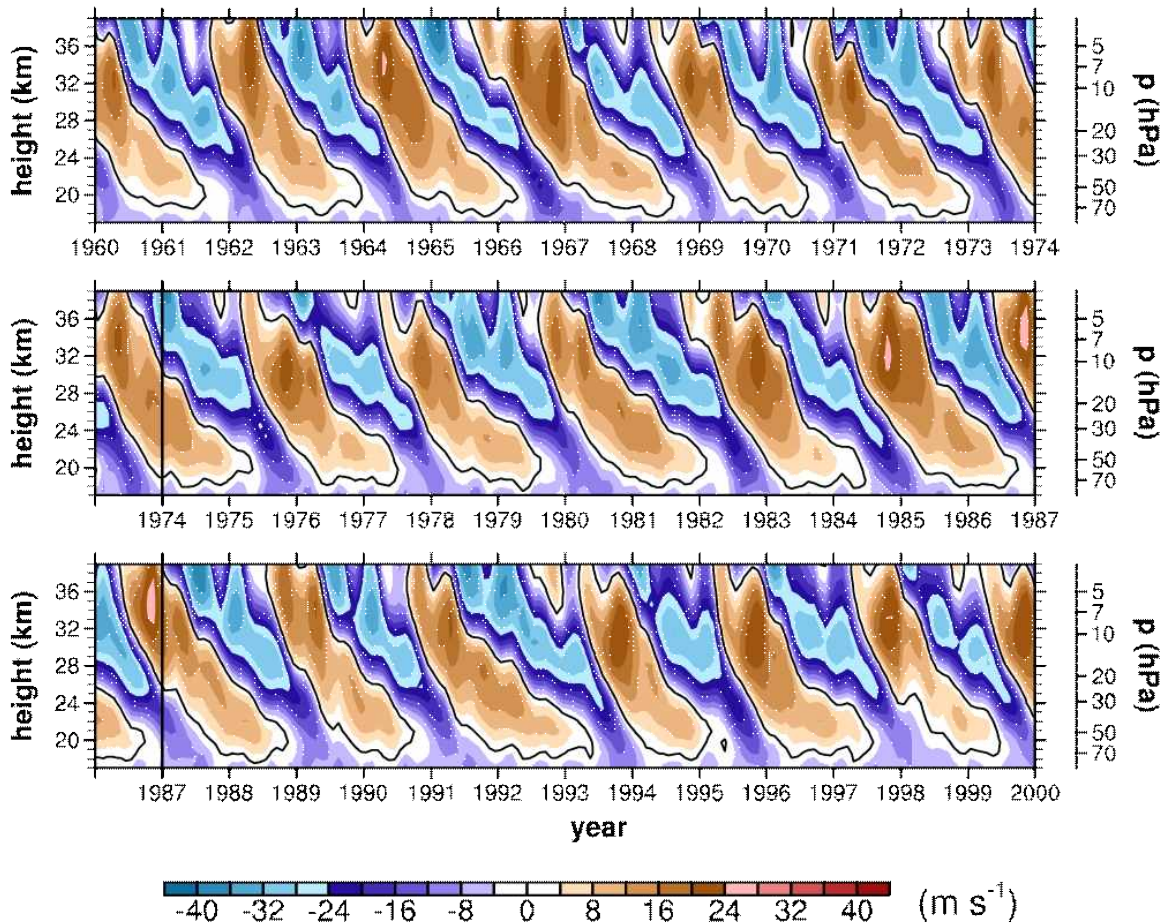


Fig. 3.3.14. Monthly and zonal mean zonal wind averaged over 5°N - 5°S for the 1960-1999 period in the CC experiment. The time series in two adjacent rows are overlapped for one year.

HadGEM2 모델이 대류권계면 근처의 적도 파동을 잘 모의하는 것으로 판단된다.

Figure 3.3.16은 CC 실험에서 모수화된 CGW와 BGW의 운동량속을 나타낸 것이다. 동쪽으로 전파하는 CGW의 경우 여름 반구 열대 지역에서 1 mPa 이상의 매우

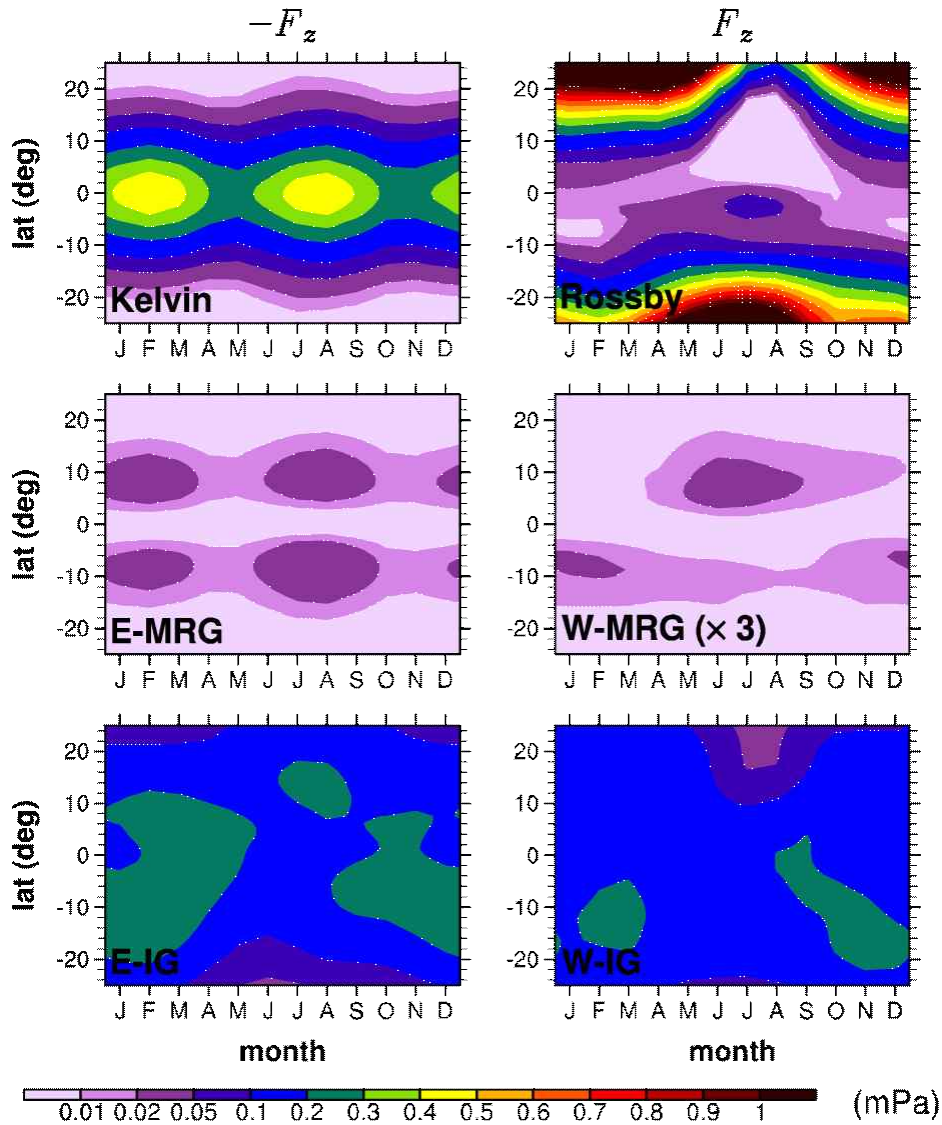


Fig. 3.3.15. Monthly climatologies of the vertical component of the EP flux in the tropics at $z = 19$ km for the (left) eastward and (right) westward propagating model-resolved waves including the Kelvin, Rossby, mixed Rossy-gravity (MRG), and inertio-gravity (IG) waves averaged over 1960–1999 in the CC experiment. The EP flux is divided by the Earth radius so as to have units of mPa. For the westward propagating MRG waves, the EP flux is multiplied by 3.

큰 값을 가지며, 뚜렷한 계절 변동을 보인다. 이는 여름 반구 열대 지역에서 대류 활동이 활발하여 CGW의 진폭 및 발생빈도가 크고 동시에, 겨울 반구 아열대 지역에서는 대류권에 강한 서풍 제트가 존재하여 CGW를 여과시키기 때문이다. 한편, 동쪽으로 전파하는 BGW도 비슷한 양상의 계절 변동을 보이나, 변동폭은 CGW에 비해 상당히 작다. 이는 BGW 모수화의 경우 대류 활동과 관계없이 중력과 운동량속을 론치하기 때문이다. BGW는 대류권의 아열대 제트에 의한 여과 과정이 운동량속의 구조를 좌우한다. 서쪽으로 전파하는 BGW는 대류권의 아열대 제트가 있는 곳에서 비교적 여과가 덜 되기 때문에 운동량속의 값이 크며, 그 결과 동향의 BGW와 반대의 구조를 갖는다. 반면 서향의 CGW는 대류가 활발한 지역에서 바람에 의한 여과 작용도 많이 일어나는 동시에 대류가 적은 지역에서는 운동량속이 작게 모수화되기 때문에

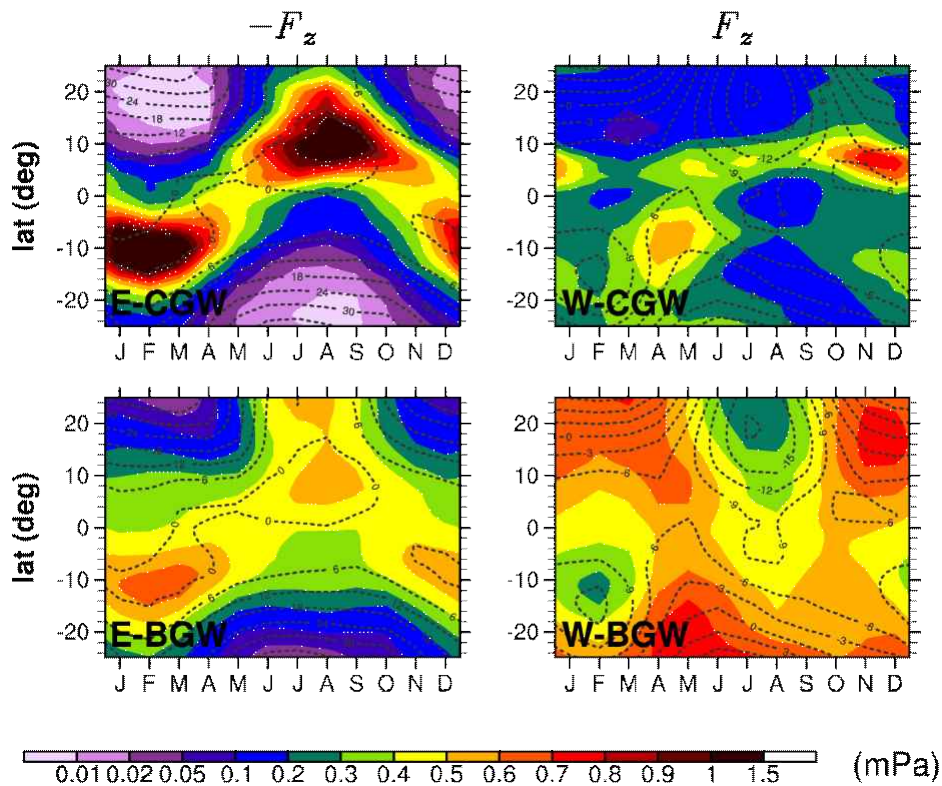


Fig. 3.3.16. The same as in Fig. 3.3.15 except for the parameterized convective (CGW) and background gravity waves (BGW). The column-maximum of the zonal wind between $4 \leq z \leq 19$ km is superimposed with dotted lines for the eastward propagating waves (left), and the column-minimum is shown for the westward propagating waves (right).

구조가 비교적 복잡하며, 대체적인 크기가 작다.

Figure 3.3.17은 열대 파동들과 모수화된 중력파의 연직 EP flux를 5°N-5°S에서 평균하여 19 km의 고도에 대해 나타낸 것이다. 성층권에 가장 많은 운동량을 전달하는 파동은 동/서 방향 모두의 경우 모수화된 중력파로서 운동량속은 0.6-1 mPa를 가졌다. 켈빈파는 약 0.25-0.45 mPa였으며, 관성중력파는 대략 0.2 mPa의 연직 운동량속을 가졌다. 로스비파와 로스비-중력파는 연직 운동량속이 매우 작았으며, 이는 적도대에서 이들의 진폭이 작고, 주로 수평으로 전파하는 특성을 갖기 때문이다.

Figure 3.3.18은 열대 파동들 중 켈빈파, 서향 관성중력파, 로스비파의 성층권에서의 전파와 감쇠 양상을 QBO 위상 별로 나타낸 것이다. QBO의 위상 별로 평균을 한 결과이며, 이 때 평균은 DJF 기간에 대해서만 수행하였다. 켈빈파의 경우 대류권으로부터 상향 전파하면서 조금씩 감쇠하다가 QBO에 의해 강한 양의 시어가 존재하는 고도에 도달하면서 급격히 감쇠하고 강한 동향의 강제력을 제공한다(Fig. 3.3.18a). 이

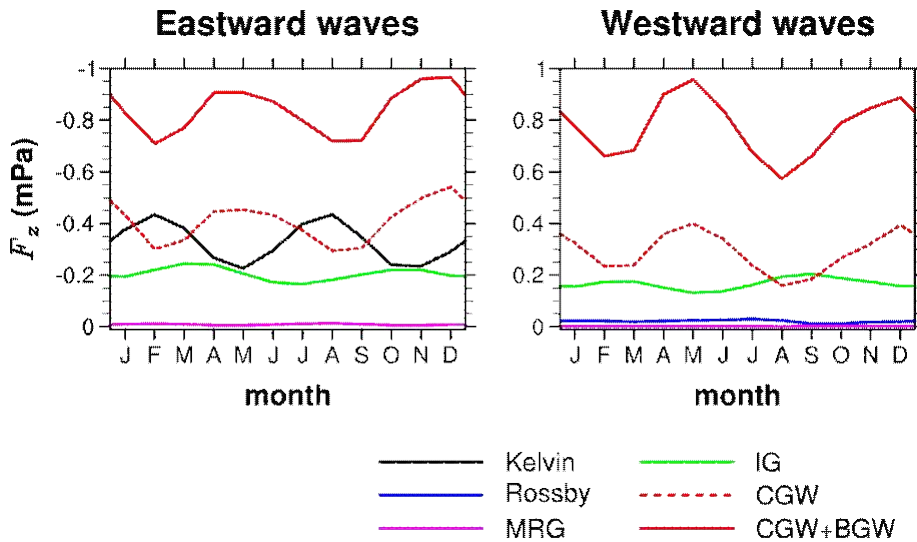


Fig. 3.3.17. Monthly climatologies of the vertical component of the EP flux at $z = 19$ km averaged over 5°N-5°S for (left) eastward and (right) westward propagating waves for 1960-1999 in the CC experiment. The Kelvin (black), Rossby (blue), MRG (magenta), IG (green), and parameterized gravity waves (CGW+BGW, solid red) are shown, as well as the CGW (dotted red).

러한 현상은 QBO의 위상이 시간이 지남에 따라 하강하는 것과 동시에 진행된다.

서향의 관성중력파는 Fig. 3.3.15에서 조사한 바와 같이, 대류권계면 부근에서는 위도에 대해 넓게 분포하는데, 상향으로 전파하면서 점차적으로 겨울 반구 방향으로

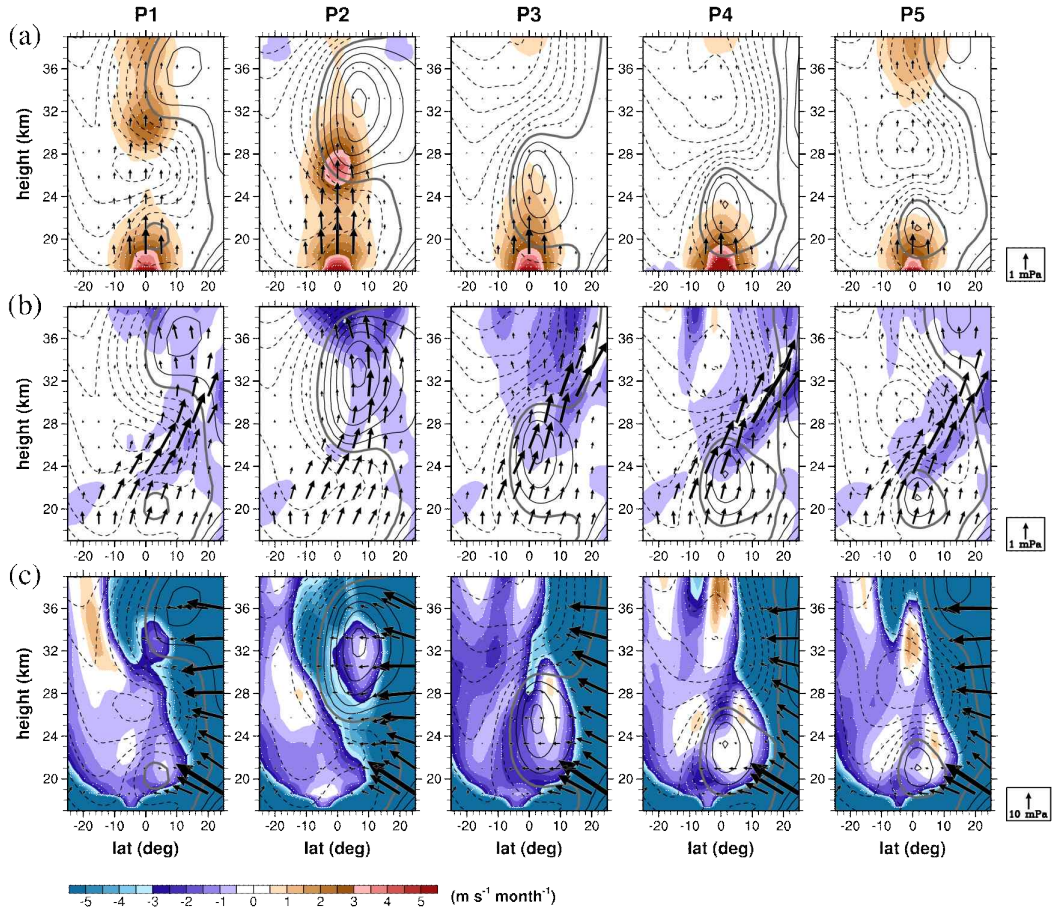


Fig. 3.3.18. Latitude-height cross sections of the EP flux (arrow) and its divergence forcing (shading) for the (a) Kelvin, (b) W-IG, and (c) Rossby waves composited for five QBO phases (P1-P5) in the CC experiment. The composites are made using the zonal wind averaged over 5°N - 5°S at $z = 27$ km for the easterly-to-westerly ($U_{\text{EW}27}$) and westerly-to-easterly phases ($U_{\text{WE}27}$), for $-27 < U_{\text{EW}27} < -23$ m s^{-1} (P1), $3 < U_{\text{EW}27} < 7$ m s^{-1} (P2), $8 < U_{\text{WE}27} < 12$ m s^{-1} (P3), $-7 < U_{\text{WE}27} < -3$ m s^{-1} (P4), and $-22 < U_{\text{WE}27} < -18$ m s^{-1} (P5) during DJF in 1960-1999. The westerly (thin solid), easterly (dashed), and zero winds (thick solid) are superimposed with an interval of 5 m s^{-1} . The EP flux is multiplied by $\exp(z/H)$ for display purposes ($H = 6.6$ km). In (a), the arrows are plotted with the opposite direction to the EP flux.

굴절하는 모습을 보인다(Fig. 3.3.18b). 또한, QBO의 서풍 위상이 약 30 km 부근에 도달하였을 때에는 겨울 반구에서 북진하던 관성중력파가 점차적으로 서풍 제트를 향해 연직으로 다시 굴절하여 제트를 통과하는 경향을 보인다. 이러한 양상은 관성중력파의 수평 전파가 이들이 강제력을 발생시키는 위치, 강도 등에 매우 중요한 역할을 하는 점을 나타낸다. 본 연구에서 사용한 중력파 모수화는 컬럼 기반의 모수화로 파동의 수평 전파를 고려하지 못하는데, Fig. 3.3.18b의 이러한 결과는 향후 중력파의 수평 전파를 고려할 수 있는 레이(ray) 기반의 모수화를 사용한 QBO 연구가 필요함을 시사한다.

앞서 Fig. 3.3.15와 Fig. 3.3.17을 통해서, 로스비파가 열대의 대류권에서 성층권으로 상향 전파하는 진폭은 그리 크지 않은 것으로 분석되었다. 그러나 Fig. 3.3.18c를 통해서, 겨울 반구 중위도 성층권에서부터 열대 성층권으로 수평 전파해 들어오는 로스비파의 진폭은 상당히 큰 것을 알 수 있었다. 수평 전파하여 적도 부근에 도달한 로스비파는 약 $5 \text{ m s}^{-1} \text{ month}^{-1}$ 에 달하는 큰 음의 강제력을 제공할 수 있으며, 이는 켈빈파의 크기와 비슷한 정도이다. 로스비파의 경우 QBO에 의한 동서 바람이 음의 시어를 가지는 고도와 양의 시어를 가지는 고도 모두에서 강제력을 제공하였다.

Figure 3.3.19는 동향 관성중력파, 로스비-중력파, 모수화된 CGW와 BGW의 성층권에서의 전파와 감쇠 양상을 특정 QBO 위상들에 대해 나타낸 것이다. 동쪽으로 전파하는 관성중력파는 서향 관성중력파와 다르게 수평 전파가 거의 일어나지 않고 연직으로 전파했다(Fig. 3.3.19a). 동향 로스비-중력파의 경우, Fig. 3.3.15에서 본 것과 같이 약 10° 에서 큰 연직 EP flux가 존재하며, 이러한 구조는 QBO의 서풍 시어를 만날 때까지 유지된다(Fig. 3.3.19b). 서풍 시어 하에서는 파동의 감쇠가 일어나며 10° 부근에서 양의 강제력을 제공한다. 서향의 로스비-중력파는 주로 수평으로 전파해서 적도 부근에서 파동 감쇠가 일어나며, 동풍 시어와 서풍 시어 모두에서 강제력을 제공했다(Fig. 3.3.19c). 모수화된 CGW와 BGW는 서풍/동풍의 QBO 시어 하에서 동향/서향의 중력파가 매우 크게 감쇠하면서 강제력을 제공했다(Figs. 3.3.19d-g). QBO 시어 하에서의 운동량속의 감쇠율은 모수화된 중력파가 다른 열대 파동들에 비해 현저히 컸으며, 이에 따라 적도 부근에서의 강제력의 크기도 컸다. CGW는 BGW에 비해 상대적으로 좁은 위도 대에 분포했으며, QBO 시어 외의 지역에서는 연직으로 전파하는 동안 보이는 운동량속의 감쇠율은 비교적 컸다. 이는 BGW의 스펙트럼이 적운대류 소스와 관계없이 넓고 매끄럽게 존재하는 반면, CGW는 적운대류의 구조에 따라 스

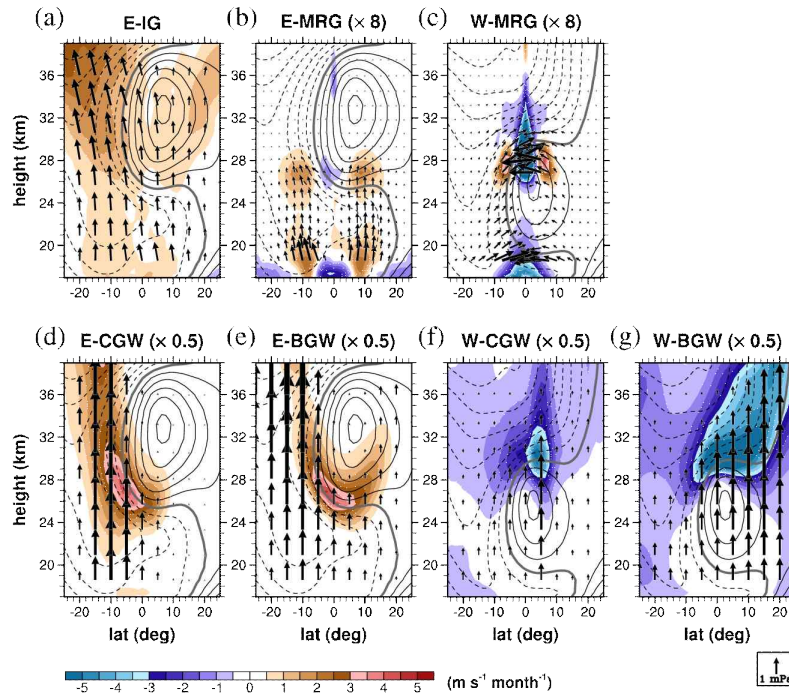


Fig. 3.3.19. The same as in Fig. 3.3.18 except for the eastward propagating (a) IG waves, (b) MRG waves, (d) CGW, and (e) BGW in P2 and for the westward propagating (c) MRG waves, (f) CGW, and (g) BGW in P3. For the eastward propagating waves, the arrows are plotted with the opposite direction to the EP flux. The variables are multiplied by 8 for the MRG waves and by 0.5 for the CGW and BGW, respectively.

펙트럼에 피크들이 존재하기 때문이다. 이러한 피크들은 운동량속 스펙트럼이 부분적으로 포화 스펙트럼을 만나기에 유리하게 하며, 이로 인해 연직으로 전파할수록 파동의 부분적인 감쇠가 발생하게 된다.

(3) QBO에 대한 파동들의 강제력 분석

Figure 3.3.20은 열대 성층권의 동서 바람에 대한 주요 강제력들을 나타낸 것이다. 여기에는 연직 이류, 열대 파동들에 의한 강제력, 모수화된 중력파(CGW + BGW)에 의한 강제력, 모델의 역학코어 계산에서 발생하는 확산이 포함된다. 연직 이류는 앞에서 분석한 Brewer-Dobson 순환의 열대 지역의 상승 기류에 의해 발생하며(Fig. 3.3.6, Fig. 3.3.7), QBO에 의한 서풍/동풍 시어가 존재하는 위치에 음/양의 강제력을

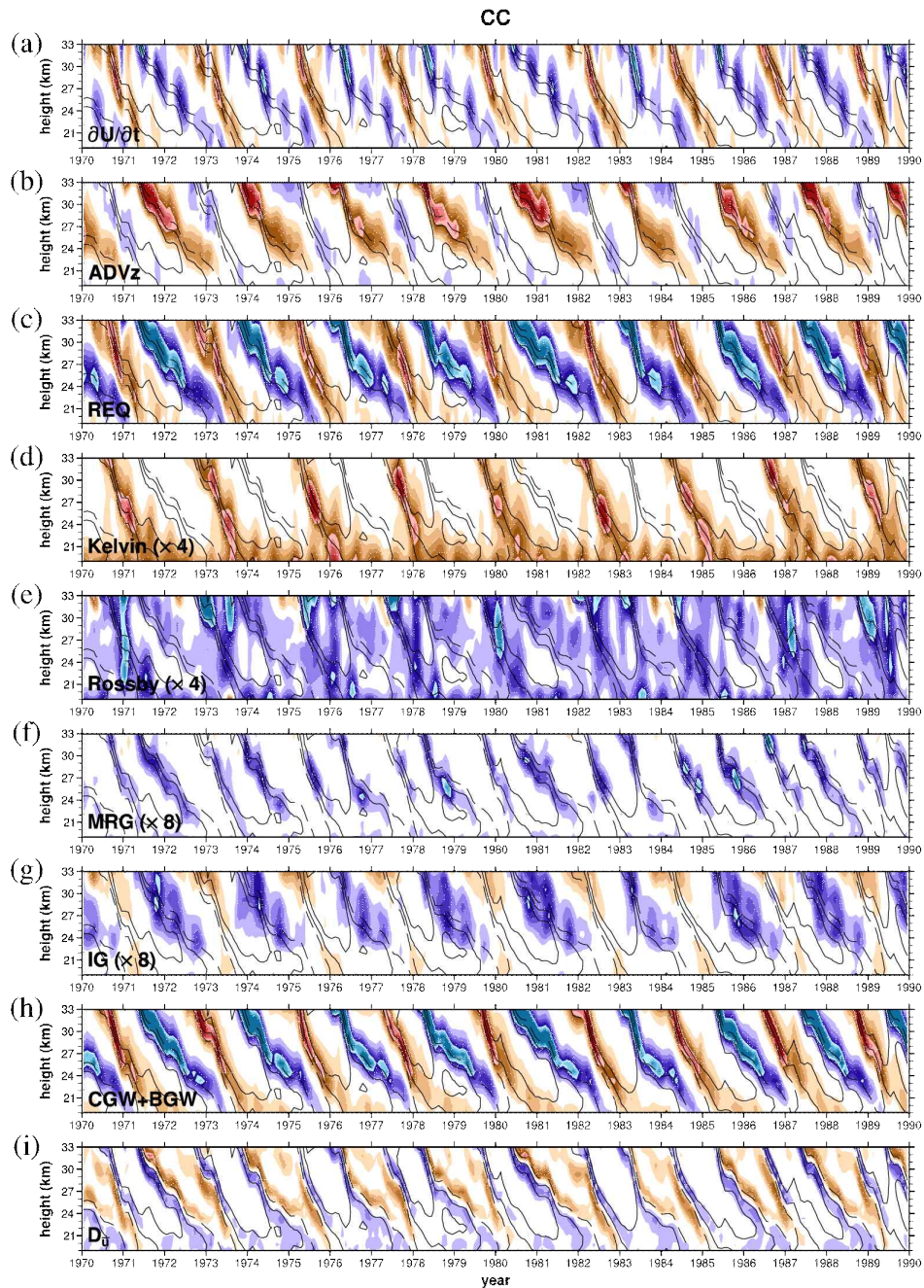


Fig. 3.3.20. (a) zonal wind tendency, (b) vertical advection, (c) required forcing against the meridional circulation (REQ), the EP flux divergence forcing (EPD) for the (d) Kelvin, (e) Rossby, (f) MRG, (g) IG, and (h) parameterized gravity waves, and (i) model diffusion averaged over 5°N - 5°S in the CC experiment during 1970-1989. In all figures, the zonal mean zonal winds of -10 , 0 , and 10 m s^{-1} are superimposed using dashed (negative) and solid (non-negative) lines. The EPD for the Kelvin and Rossby waves is multiplied by 4, and that for the MRG and IG waves by 8, for display purposes.

제공한다(Fig. 3.3.20b). 이 강제력의 방향은 QBO가 진행하는 데에 필요한 강제력과 반대이며(Fig. 3.3.20a), 따라서 연직 이류는 QBO의 진행을 억제하는 역할을 한다. 고도 27 km(약 20 hPa)를 기준을 분석하면, 연직 이류의 크기는 서풍 시어 하에서 약 $2-6 \text{ m s}^{-1} \text{ month}^{-1}$, 동풍 시어 하에서 $10-16 \text{ m s}^{-1} \text{ month}^{-1}$ 로, 성층권 동서 바람이 겪는 시간 변화율(Fig. 3.3.20a)에 비해 매우 크다. Fig. 3.3.20c의 REQ 항은 바람의 시간 변화율에서 연직 이류를 뺀 값으로, QBO가 진행되기 위해 실제로 필요한 파동 강제력들의 합으로 해석할 수 있다. 이 값은 서풍/동풍 시어 하에서 각각 $12-20 \text{ m s}^{-1} \text{ month}^{-1}$, $16-22 \text{ m s}^{-1} \text{ month}^{-1}$ 의 크기를 가졌다. Figures 3.3.20d-h은 각각 켈빈파, 로스비파, 로스비-중력파, 관성중력파, 모수화된 중력파(CGW + BGW)를 나타낸다. 이들의 크기를 살펴보면, 모수화된 중력파가 서풍/동풍 시어 하에서 각각 $15-24 \text{ m s}^{-1} \text{ month}^{-1}$, $18-26 \text{ m s}^{-1} \text{ month}^{-1}$ 으로서 다른 열대 파동들에 비해 매우 크며, REQ 값보다도 조금 큰 것으로 나타났다. 한편, 켈빈파는 약 $2-6 \text{ m s}^{-1} \text{ month}^{-1}$ 의 강제력을 가져, 하층에서의 QBO의 진행에 중요한 기여를 하는 것으로 분석되었다. 로스비파 강제력은 크기가 켈빈파와 비슷하였으나, 강제력이 크게 발생하는 위상이 대체로 서풍 시어가 존재할 때였으며, 따라서 이 위상에서 켈빈파 강제력을 상쇄함으로써 QBO의 진행을 억제하는 역할을 했다. 로스비-중력파와 관성중력파의 강제력은 다른 파동들에 비해 크기가 매우 작았다. 마지막으로, 모델의 적분 과정에서 자연적으로 발생하는 확산의 크기는 약 $4-13 \text{ m s}^{-1} \text{ month}^{-1}$ 로, 모수화된 중력파 다음으로 컸다. 이 항은 모수화된 중력파 강제력이 최대 크기를 가지는 위상에서 대체로 반대의 부호를 가져, 전체 강제력을 부분적으로 상쇄하는 것으로 분석되었다.

(4) QBO에 미치는 CGW 모수화의 영향

Figure 3.3.21은 CTL 실험에서의 QBO의 진행을 보인다. CC 실험의 결과와 비교해보면(Fig. 3.3.14), 평균 주기는 거의 같으며(27개월) 진폭도 대체로 유사했다. 그 외에 Fig. 3.3.14에서 살펴본 QBO의 여러 특성들 역시 CTL 실험에서도 비슷하게 나타났다.

Figure 3.3.22는 두 실험에서의 성층권 동서 바람의 진동수(frequency) 스펙트럼을 보인 것이다. QBO에 해당하는 $0.4-0.5 \text{ cycle yr}^{-1}$ 부근의 스펙트럼은 고도에 대한 구조와 크기가 대체로 유사했다. 이러한 결과를 통해 과거 기후의 QBO에 미치는 적운 대류 중력파 모수화의 영향은 크지 않은 것으로 판단할 수 있다. 그 외에, 반년 주기

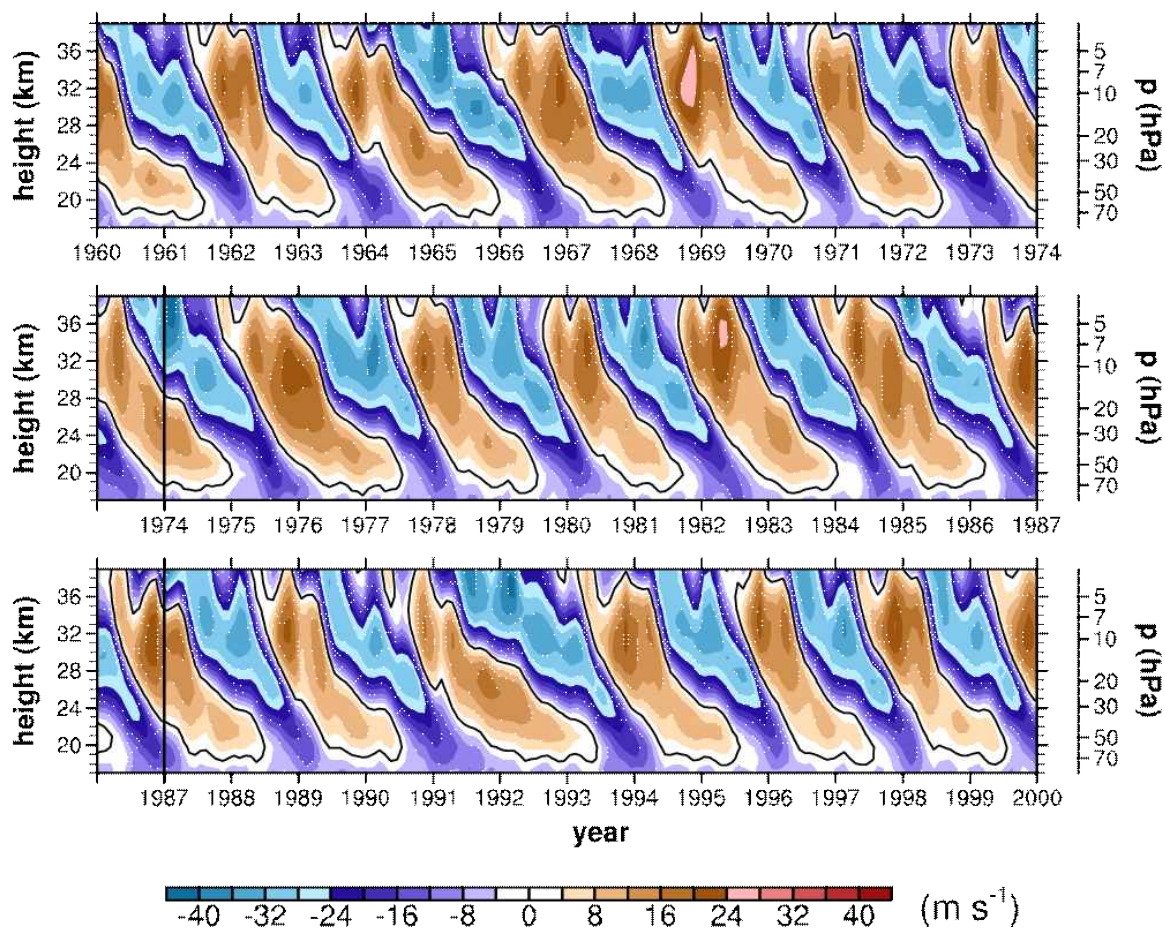


Fig. 3.3.21. The same as in Fig. 3.3.14 except in the CTL experiment.

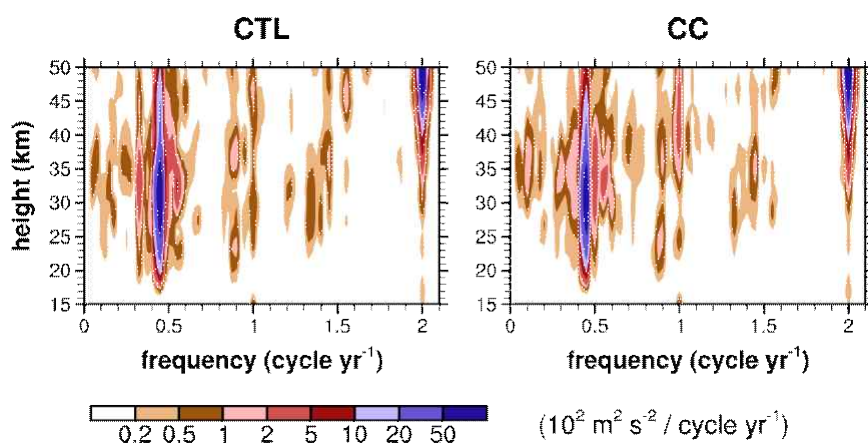


Fig. 3.3.22. Power spectra of the monthly and zonal mean wind averaged over 5°N - 5°S as a function of frequency in the (left) CTL and (right) CC experiment in the 1960-1999 period.

(2 cycle yr⁻¹)에서의 스펙트럼은 비슷했으나, 1년 주기(1 cycle yr⁻¹)에 대해서는 약 30 km 이상의 고도에서 CC 실험의 진폭이 더 컸다. 이는 관측에 나타나는 상부 성층권 semi-annual oscillation(SAO)의 annual-cycle modulation에 대한 모의가 적운대류 증력과 모수화를 포함함으로써 개선된 것으로 분석될 수 있다(Kim et al., 2013).

다. 동아시아 몬순 순환

(1) 여름 몬순 순환에 미치는 CGW 모수화의 영향

여기에서는 과거 기후 실험 결과에 나타나는 동아시아 여름 몬순 순환에 대해 간략히 분석하고, 이에 대한 적운대류 모수화의 영향을 조사한다. Figure 3.3.23은 두 실험에 나타나는 850 hPa의 수평 바람을 과거 기후의 JJA 기간에 대해 평균하여 보인 것이다. 두 실험에서 모두 북태평양 고기압과 연관된 고기압성 회전과 함께 동남아시아로부터 불어오는 강한 하층 제트가 나타난다. 두 실험 간의 차이로는, 동남아시아로부터 불어오는 하층 바람의 크기가 CC 실험에서 약간 작은 반면, 북태평양 고기압과 연관된 회전은 다소 강해졌다. 그러나, 이러한 차이는 1 m s⁻¹ 미만으로 크지 않았다.

Figure 3.3.24는 두 실험에서의 여름철 강수에 대해 나타낸 것이다. 강수의 대체적인 구조는 두 실험이 비슷하였으며, 세기는 약간의 차이를 보였다. 앞서 살펴본 하층 바람의 구조에서(Fig. 3.3.23) 고기압성 회전의 강화로 인해 동서 바람이 약해진 지역에서는 대체로 강수가 줄었으며, 반대로 동서 바람이 강해진 지역에서는 강수가

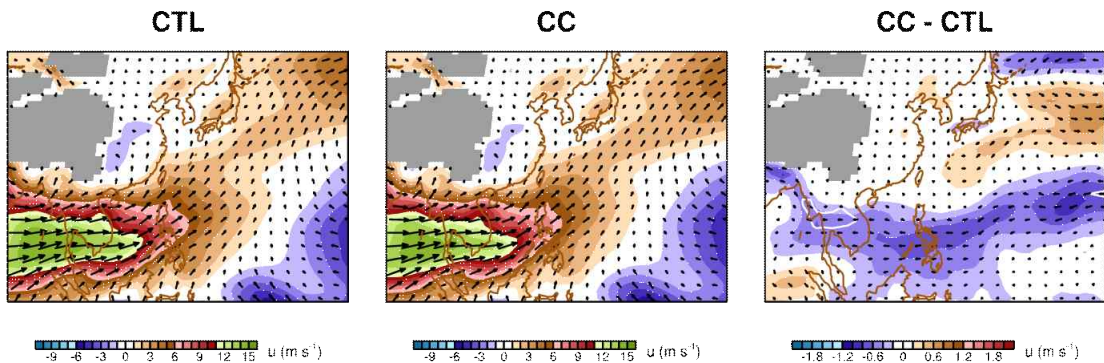


Fig. 3.3.23. Horizontal wind at 850 hPa (arrow) averaged over the 1960–1999 period for JJA in the (left) CTL and (center) CC experiments and (right) their difference. The shading shows the zonal wind component of the wind. In the right panel, the confidence level of 95% for the zonal-wind difference is indicated (white contour).

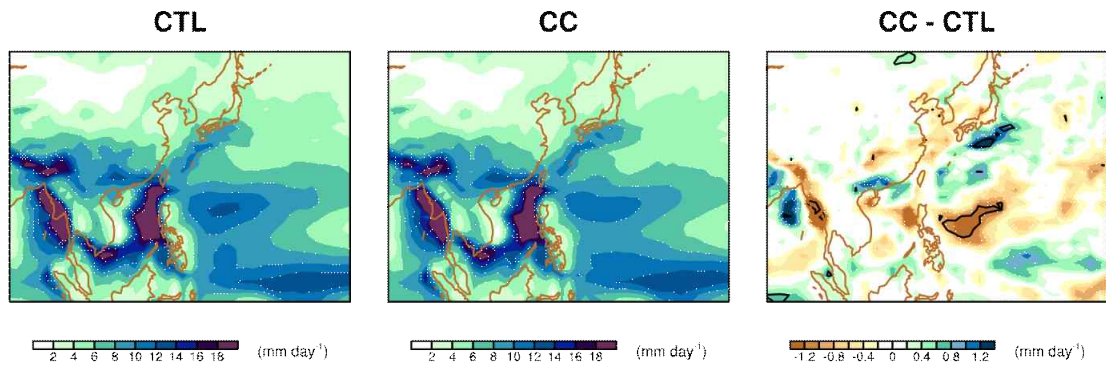


Fig. 3.3.24. Precipitation rate averaged over the 1960-1999 period for JJA in the (left) CTL and (center) CC experiments and (right) their difference. In the right panel, the confidence level of 95% is indicated (contour).

늘었다. 그 차이는 약 1.5 mm day^{-1} 정도였으며, 지역에 따라 통계적으로 유의한 곳이 존재했다. 과거 기후의 여름 몬순에 대한 적운대류 중력과 모수화의 영향은 하층 순환에 대해서는 비교적 적은 반면, 순환의 차이에서 오는 강수에 대해서는 적지 않은 것으로 보인다.

(2) 겨울 몬순 순환에 미치는 CGW 모수화의 영향

Figure 3.3.25는 두 실험에 나타나는 300 hPa의 수평 바람을 과거 기후의 DJF 기간에 대해 평균하여 보인 것이다. 두 실험에서 동아시아를 통과하는 강한 상층 제트를 볼 수 있다. CC 실험에서는 CTL 실험에 비해 한반도의 북서쪽 대륙에서 불어오는 바람의 크기가 다소 강한 것을 볼 수 있으며, 차이는 약 1.8 m s^{-1} 이다. 그 외의 차이로는 북태평양 쪽의 제트의 출구가 약간 서쪽으로 이동한 것을 볼 수 있었다.

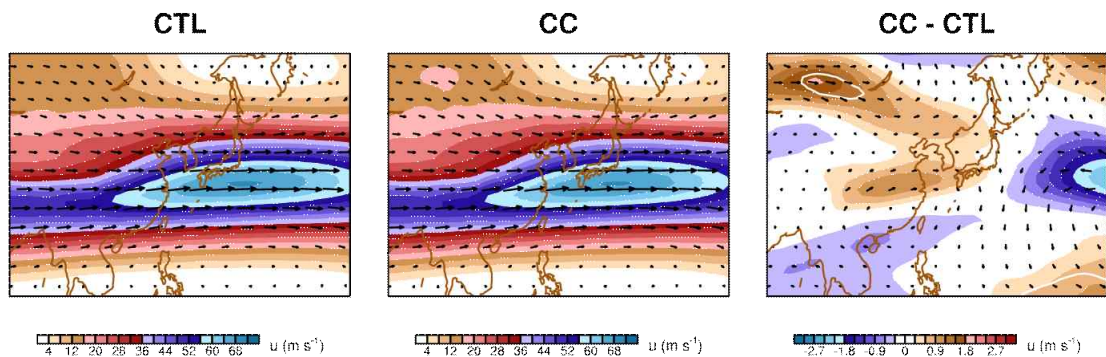


Fig. 3.3.25. The same as in Fig. 3.3.23 except at 300 hPa for DJF.

4. 미래 기후 시나리오 실험 결과

앞에서는 성층권 대규모 순환, 열대 성층권의 주요 기후 현상인 QBO, 동아시아 여름/겨울 몬순의 세 주제에 대해 과거 기후의 분석을 수행하였고, 과거 기후에서의 적운대류 중력파의 영향에 대해 조사하였다. 여기에서는 RCP8.5 시나리오에 따라 발생하는 변화를 위의 세 주제들에 대하여 분석하였다. 또한, 이들의 변화에 미치는 적운대류 중력파 모수화의 영향에 대해 분석하였다. 분석은 주로 미래 기후와 과거 기후의 차이를 보임으로써 수행되었으며, 미래 기후는 실험 산출 자료의 후반 40년 기간인 2058-2097년에 대한 평균으로 정의하였다.

가. 성층권 대규모 순환

(1) 성층권 대규모 순환 및 파동 분석

Figure 3.3.26과 Fig. 3.3.27은 각각 DJF 기간과 JJA 기간의 평균 온도, 바람, 자오 순환에 대한 미래와 과거 기후 간의 변화를 CC 실험에 대해 보인 것이다. 두 계절 모두에 대해, 미래 기후에는 대류권의 온도가 올라가는 반면 성층권의 온도는 내려가는 것으로 모의되며, 이러한 변화는 거의 모든 위도, 고도대에서 통계적 유의성을 가졌다. 특히 열대 지역과 중위도 지역에서의 대류권계면 부근에서의 변화는 온도 경도를 더욱 심화시키며, 결과적으로 온도풍 관계에 따라 중위도 성층권에서의 동서 바람에 양의 변화를 가져 온다. 이는 겨울 반구에서는 서풍 제트의 강화를, 여름 반구에서는 동풍 제트의 약화를 의미한다. 한편, 자오 순환의 변화를 살펴 보면, DJF 기간에는 Brewer-Dobson 순환이 강화된 점이 뚜렷이 나타난다(Fig. 3.3.26). JJA 기간에는 상부 성층권에서는 Brewer-Dobson 순환의 강화가 보이지만, 중/하부 성층권에서는 강도보다는 구조가 다소 변화된 것으로 분석할 수 있었다(Fig. 3.3.27). 성층권에서의 온도 변화는 1차적으로 기후변화 시나리오에 따른 복사 수지의 변화에 의한 것이지만, 자오 순환의 변화에 의해서도 어느 정도 영향을 받는다. 열대 성층권의 기온 감소 패턴과 자오 순환의 패턴 사이에 유사성이 보이는데, 예를 들면 DJF 기간의 30°N 근처의 대류권계면에서 60°N 근처의 상부 성층권으로 이어지는 지역에서 하강 기류가 강화된 점과 이 지역을 따라 온도 감소가 주변 지역에 비해 적은 점 등이 그러하다. 비슷하게, JJA 기간에는 30°S 근처의 대류권계면에서 50°S 근처의 상부 성층권으로 이어지는 지역에서 하강 기류가 강화된 점과 이 지역을 따라 온도 감소가 주변

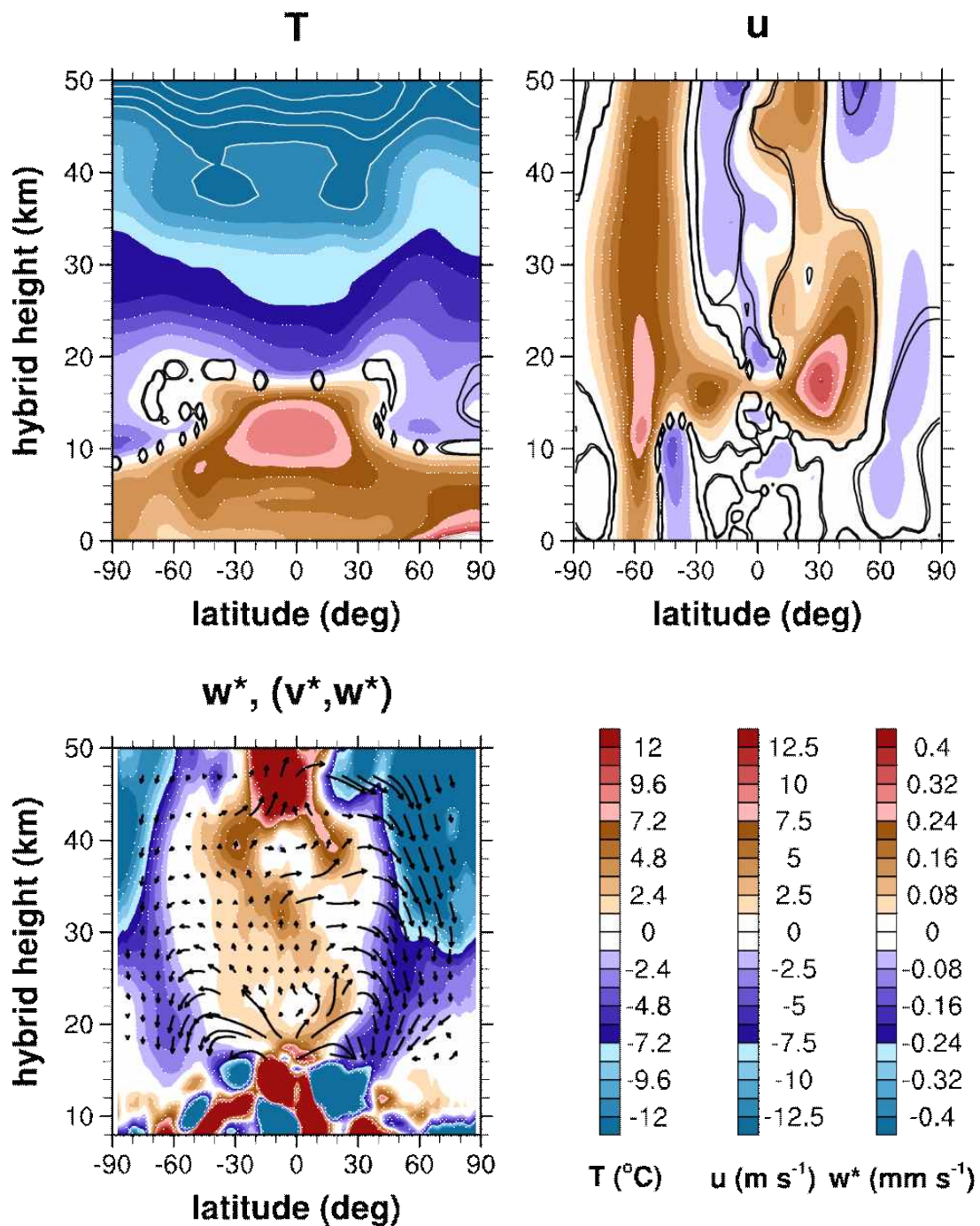


Fig. 3.3.26. Changes in the (upper left) zonal mean temperature, (upper right) zonal wind, and (lower left) residual vertical wind for DJF from 1960-1999 to 2058-2097 in the CC experiment. The residual meridional circulation change is also plotted in the lower left panel (arrow). In the upper two panels, the confidence levels of 90 and 95% are indicated by black contours.

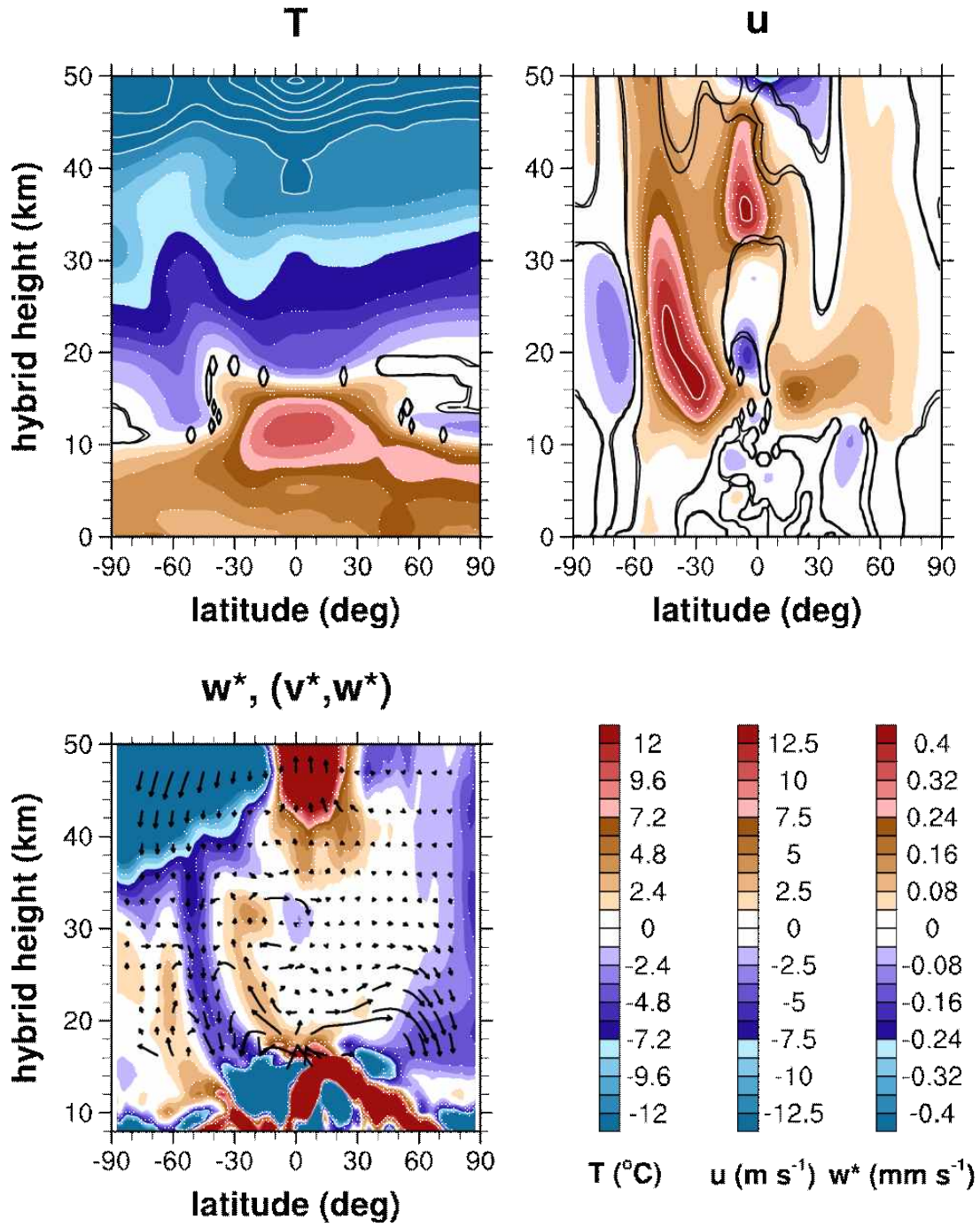


Fig. 3.3.27. The same as in Fig. 3.3.26 except for JJA.

지역에 비해 매우 적은 점은 성층권 자오 순환의 변화가 기후변화에 따른 온도의 변화에 영향을 미친다는 것을 뒷받침한다(Fig. 3.3.27).

Figure 3.3.28과 Fig. 3.3.29는 각각 DJF 기간과 JJA 기간의 파동 강제력에 대한

미래와 과거 기후 간의 변화를 CC 실험에 대해 보인 것이다. 두 계절 모두, 전체 파동 강제력의 변화 패턴은 Fig. 3.3.26과 Fig. 3.3.27에 나타난 자오 순환의 변화 패턴과 유사하다. 즉, 음/양의 파동 강제력이 존재하는 지역에서 극/적도를 향하는 순환이 발생한다. 파동 강제력의 기후변화는 DJF 기간에는 대체로 행성파에 의해 유도되며 (Fig. 3.3.28), JJA 기간에는 성층권 중/하부에서는 행성파, 상부에서는 중력파가 유도하는 것을 확인할 수 있다(Fig. 3.3.29).

(2) 기후변화 시나리오에 대한 CGW 모수화의 영향: 성층권 순환

여기에서는 성층권 순환의 기후 변화에 대한 두 실험의 결과를 비교함으로써 CGW 모수화의 영향을 파악하고자 한다. Figure 3.3.30과 Fig. 3.3.31은 CTL 실험에서의 두 계절에서의 파동 강제력의 변화를 보인 것이다. CC 실험의 결과를 비교해보면 (Figs. 3.3.28-31), 두 계절 모두 CC 실험의 전체 파동 강제력의 변화가 CTL 실험에 비해 작은 것을 볼 수 있다. 이러한 파동 강제력 변화의 차이는 주로 행성파 변화의 차이에 의해서 발생했으며, 중력파 강제력 차이는 비교적 작았다. 이는 CGW 모수화가 (동서 평균) 중력파 강제력에 영향을 주는 것보다는, 행성파를 modulation시킴으로써 미래 기후 파동 강제력 변화에 영향을 주었음을 의미한다.

한편, CGW 모수화에 의한 파동 강제력 변화의 약화는 성층권 대순환의 변화의 약화로 이어진다. Figure 3.3.32와 Fig. 3.3.33은 CTL 실험에서의 두 계절에서의 온도, 바람 및 자오 순환의 변화를 보인 것이다. CC 실험의 결과를 비교해보면(Fig. 3.3.26, Fig. 3.3.27, Fig. 3.3.32, Fig. 3.3.33), CC 실험에서의 자오 순환 변화의 약화에 의해 온도 변화의 정도가 다소 약화된 것을 볼 수 있다. 이러한 점은 온도풍 관계에 의해 바람의 변화와 연계된다. 특히 DJF 기간의 북반구의 경우, 성층권 극 제트의 세기가 CTL 실험에서는 미래 기후에 크게 감소한 반면(약 $8-10 \text{ m s}^{-1}$), CC 실험에서는 거의 변화하지 않았다.

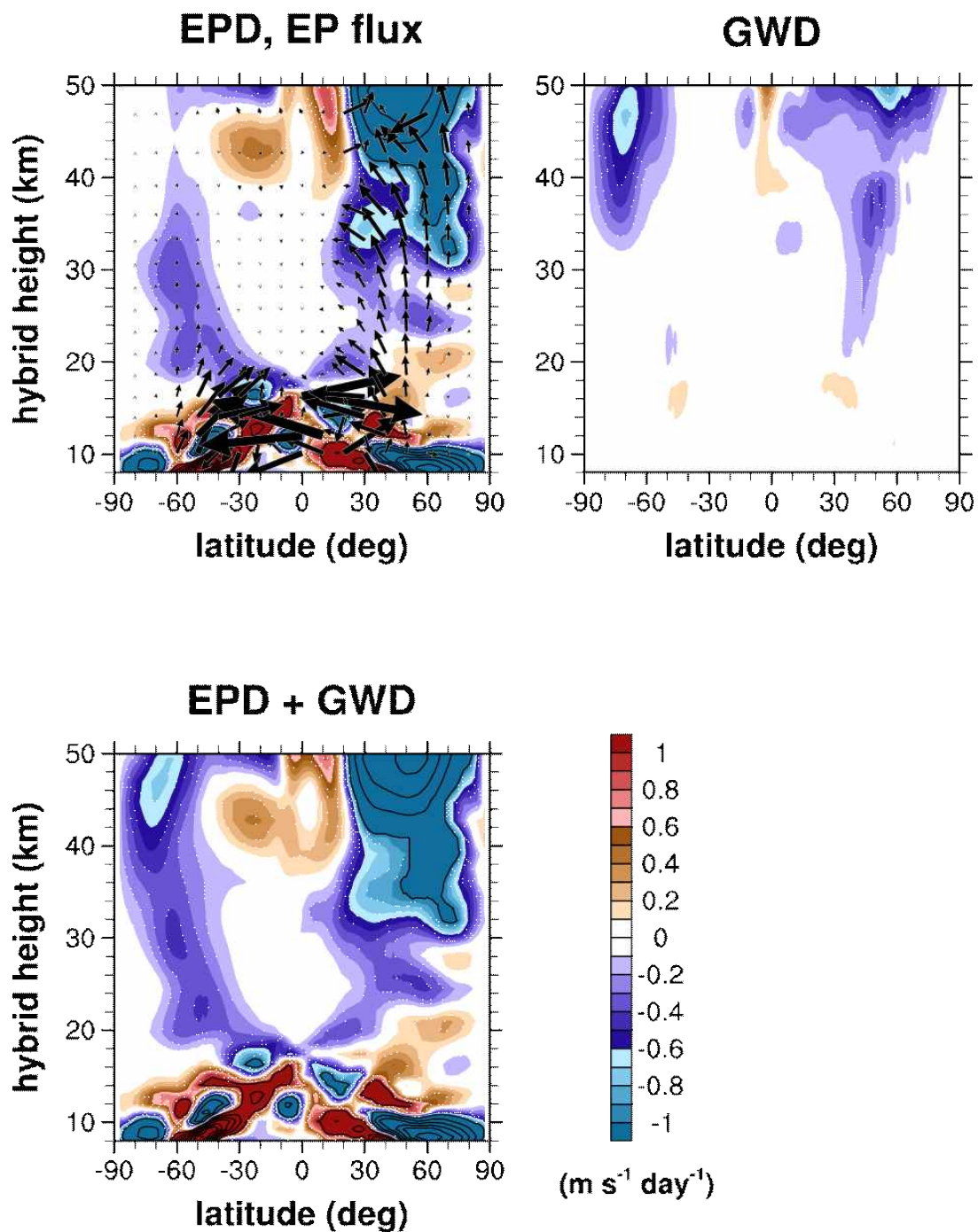


Fig. 3.3.28. Changes in the zonal mean zonal forcing by the (upper left) planetary waves, (upper right) parameterized gravity waves, and (lower left) their sum for DJF from 1960–1999 to 2058–2097 in the CC experiment. The EP flux change is also plotted in the upper left panel (arrow).

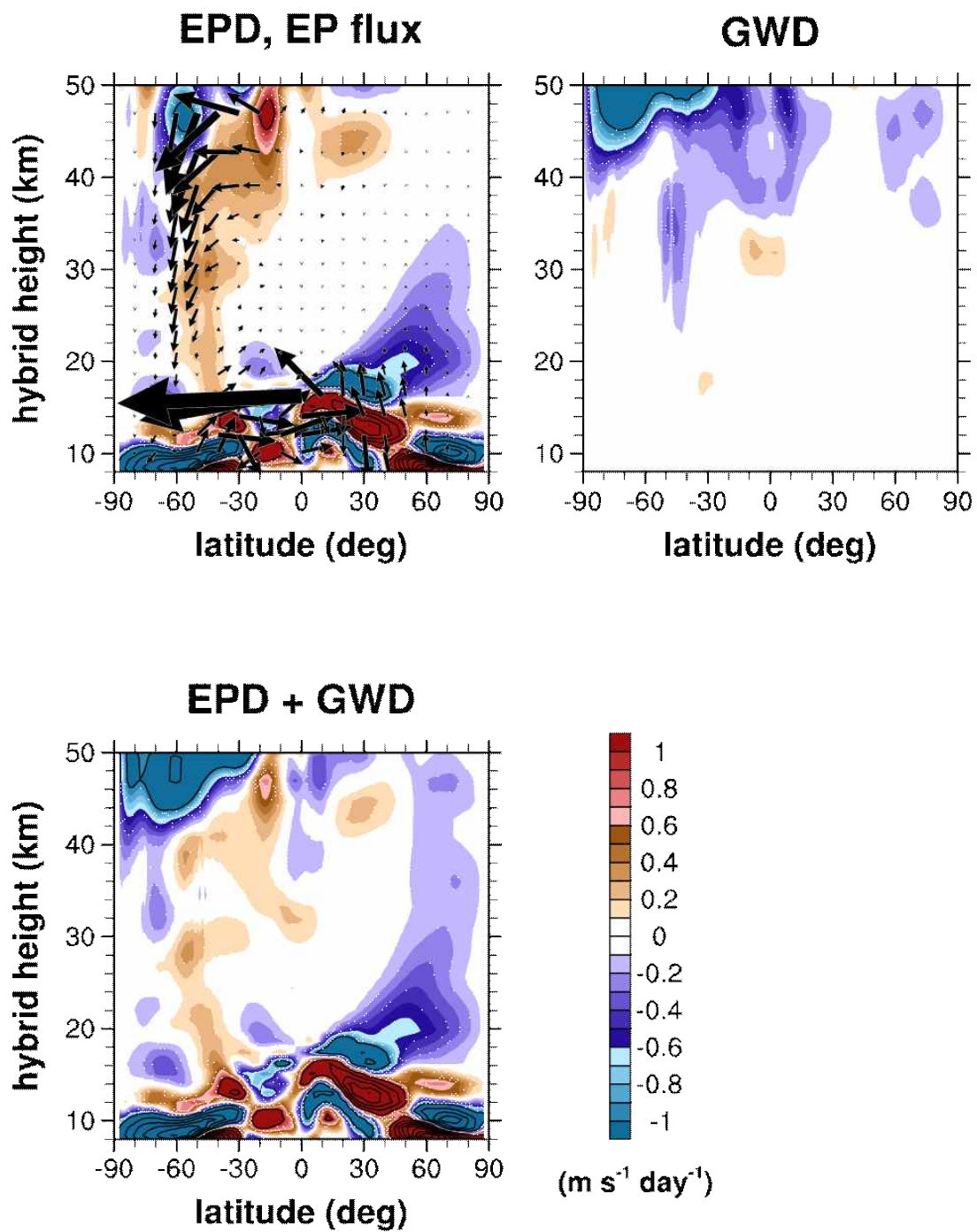


Fig. 3.3.29. The same as in Fig. 3.3.28 except for JJA.

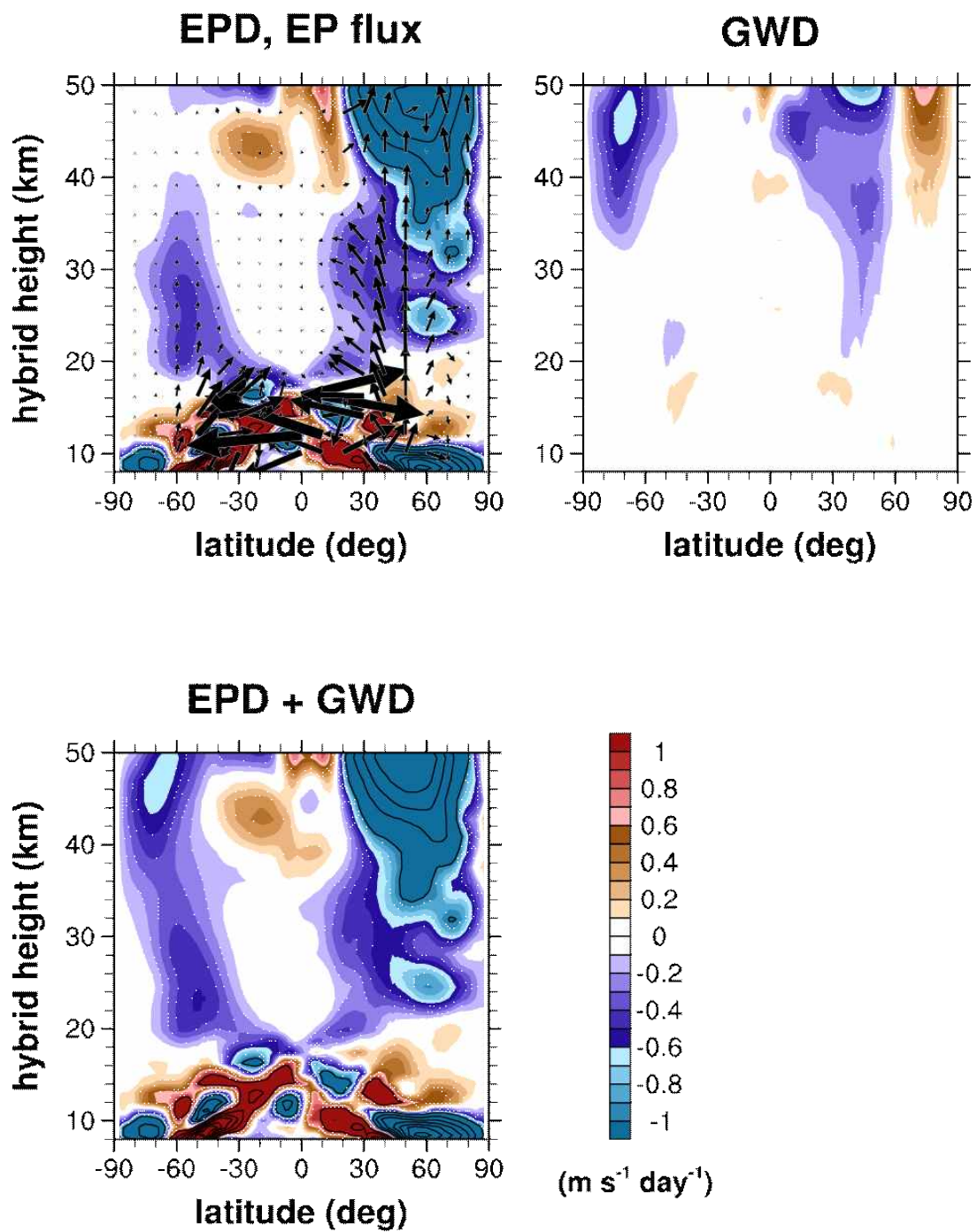


Fig. 3.3.30. The same as in Fig. 3.3.28 except in the CTL experiment.

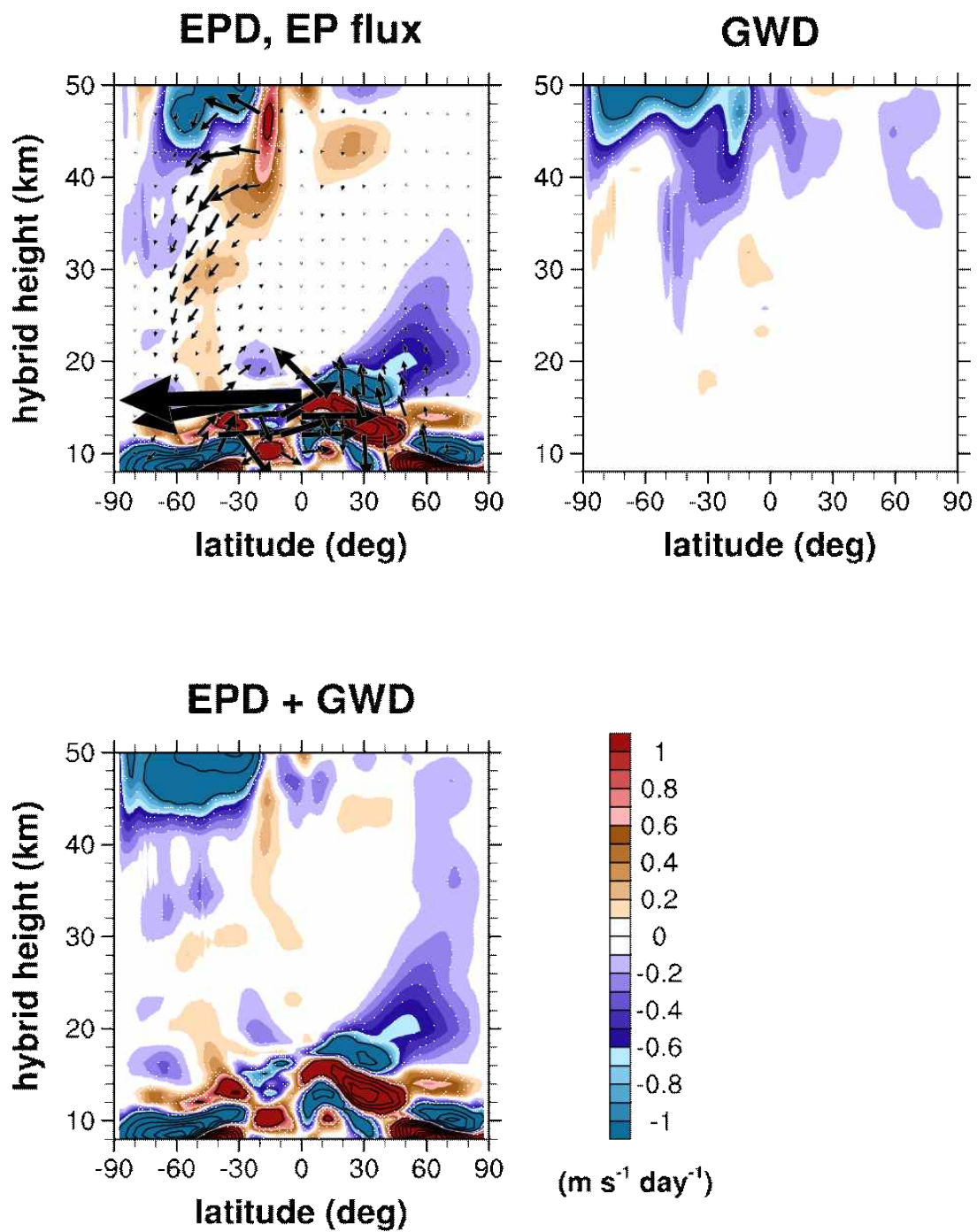


Fig. 3.3.31. The same as in Fig. 3.3.29 except in the CTL experiment.

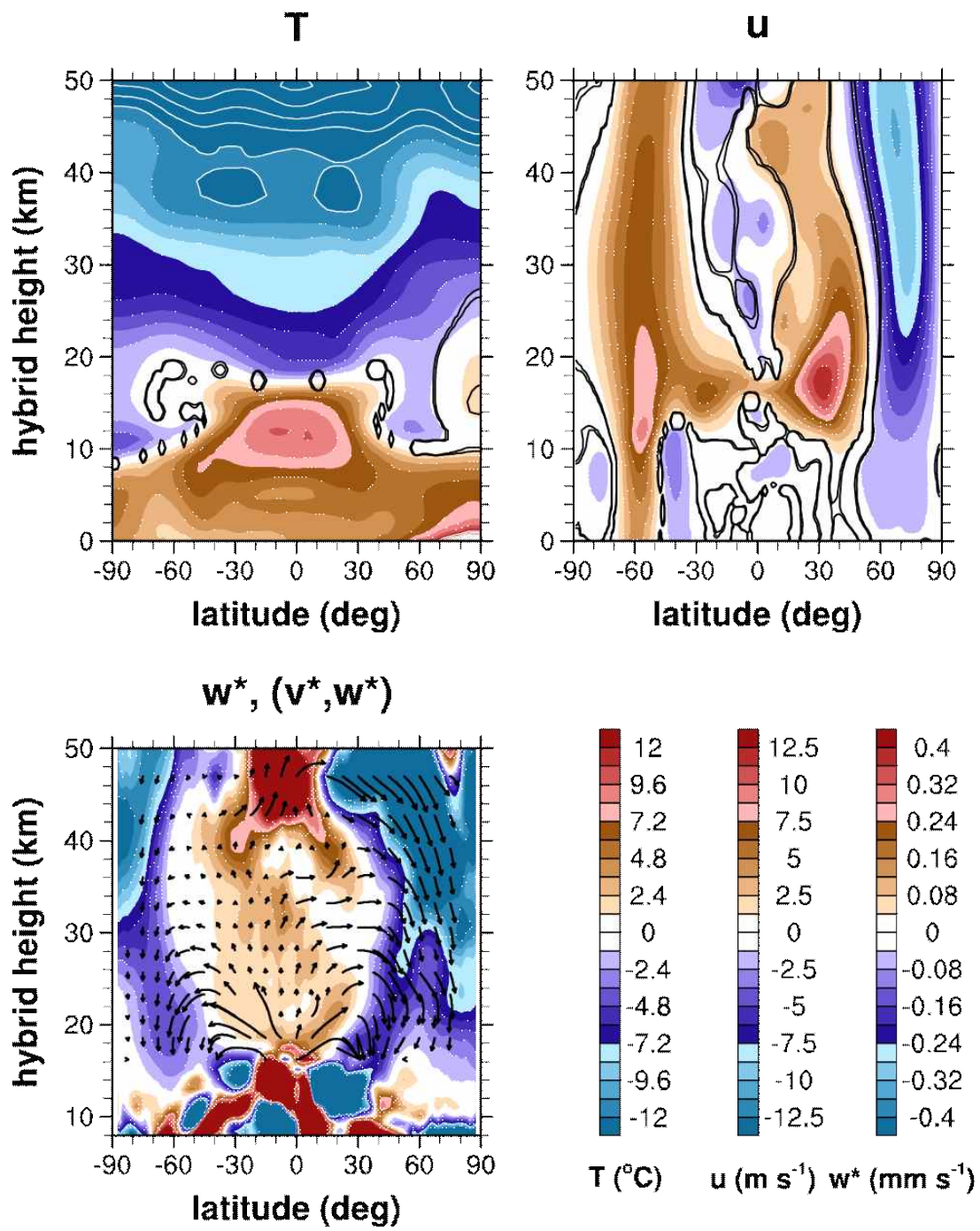


Fig. 3.3.32. The same as in Fig. 3.3.26 except in the CTL experiment.

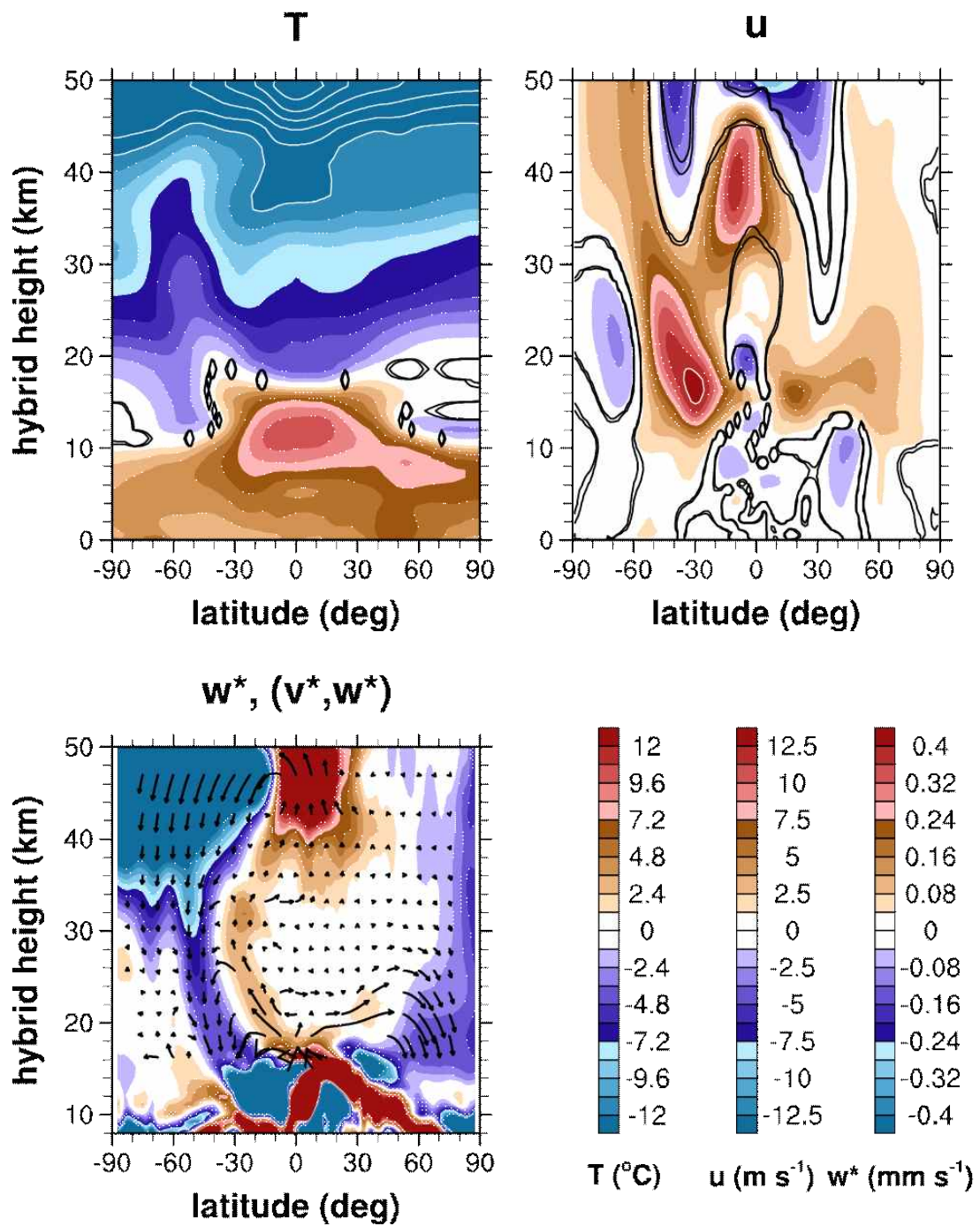


Fig. 3.3.33. The same as in Fig. 3.3.27 except in the CTL experiment.

나. 열대 성층권 QBO

(1) QBO 특성 분석

Figure 3.3.34는 CC 실험에서의 미래 기후의 QBO의 시계열을 나타낸 것이다. 평균 주기는 약 21개월이며, 진폭은 과거 기후에 비해 작아져(Fig. 3.3.14), QBO의 위상이 하부 성층권까지 잘 내려오지 못하는 양상을 보인다. 이 기간의 후반부로 가면 QBO의 동/서풍 위상 구조가 불안정해지면서 진폭 등의 QBO의 특징들을 정의하기 어려워진다. 실험에서 보이는 기후변화에 따른 QBO의 진폭의 감소는 CMIP5에 제출된 HadGEM2-CC의 결과와도 일치하며, Kawatani and Hamilton (2013) 등의 이전 연구와 유사한 결과이다.

(2) 열대 파동 및 중력파 분석

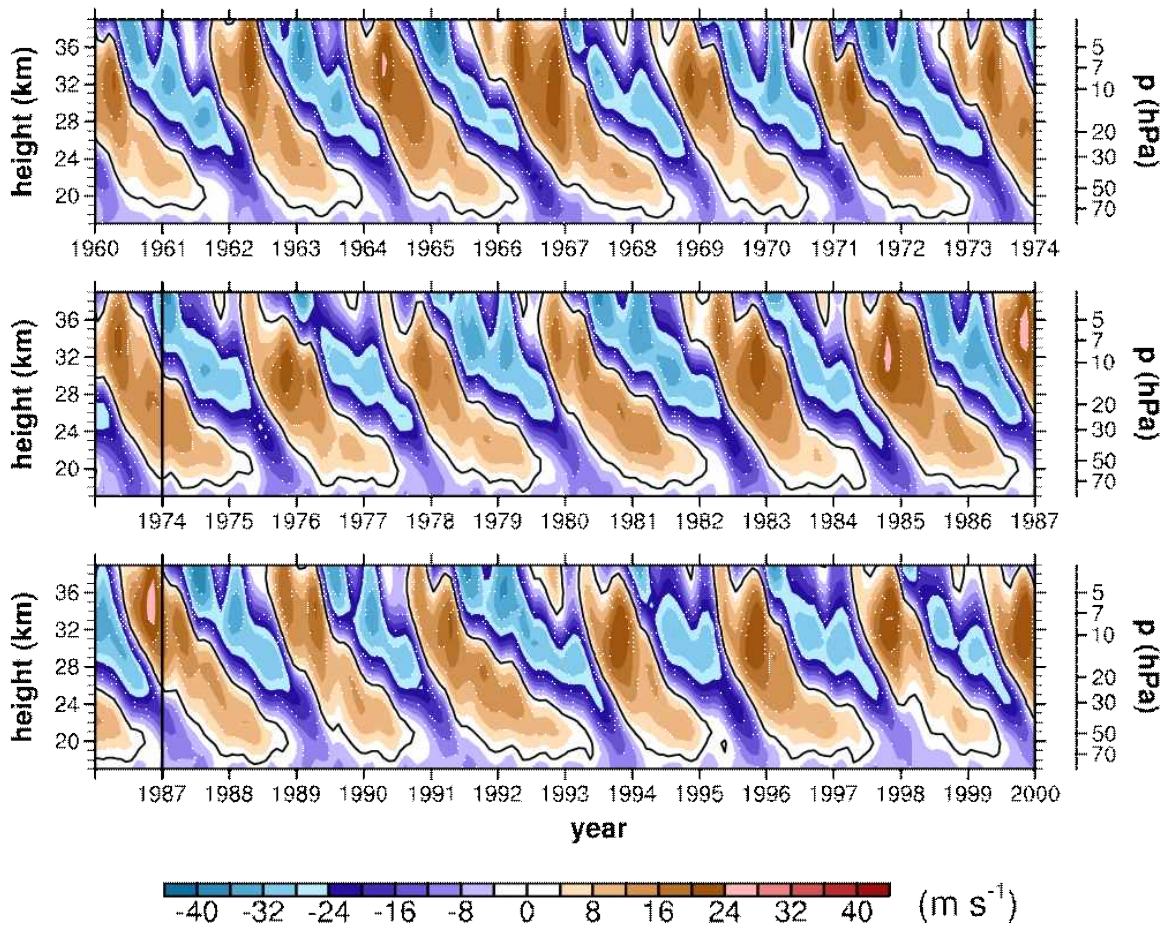


Fig. 3.3.34. The same as in Fig. 3.3.14 except for the 2058-2097 period.

Figure 3.3.35는 CC 실험에서의 미래 기후의 CGW와 BGW의 운동량속을 19 km 고도에 대해 나타낸 것이다. 과거와 비교해 볼 때(Fig. 3.3.16), 동/서향의 CGW의 진폭이 대체로 작아진 것을 확인할 수 있다. 반면, BGW의 경우 동쪽으로 전파하는 파동의 진폭은 약간 작아졌고 서쪽으로 전파하는 파동은 대체로 증가했다. 이는 과거에 비해 미래 기후에서 열대 지역의 상부 대류권의 동풍이 약화되었기 때문에(Fig. 3.3.26, Fig. 3.3.27), 이 고도에서 동향의 중력파는 더 여과되고 서향의 중력파는 덜 여과된 결과이다. 한편, CGW의 경우에는 동향의 중력파 운동량속이 BGW의 경우에 비해 감소량이 훨씬 큰 점과, 서향의 운동량속은 BGW의 경우 증가했음에도 불구하고 다소 감소한 점을 봤을 때, 대류권 바람에 의한 파동 여과뿐만 아니라 대류 활동에 의한 중력파의 소스 자체가 미래 기후에 약해진 것으로 해석된다. 이러한 CGW와 BGW 모수화 간의 미래 기후에 대한 반응의 차이는 모수화가 중력파의 소스를 물리적으로 고려하는 것이 매우 중요함을 시사한다.

Figure 3.3.36은 CC 실험의 미래 기후 열대 파동들과 모수화된 중력파의 연직 EP flux를 5°N-5°S에서 평균한 것이다. 이 위도 대에서는 모수화된 전체 중력파가 성층

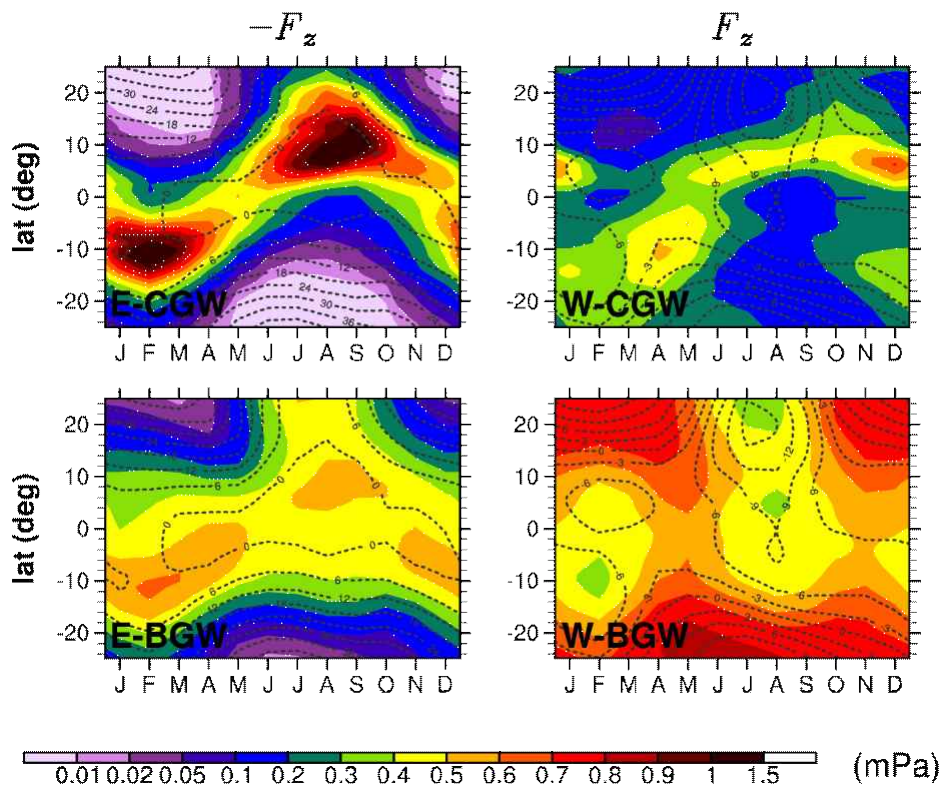


Fig. 3.3.35. The same as in Fig. 3.3.16 except for the 2058-2097 period.

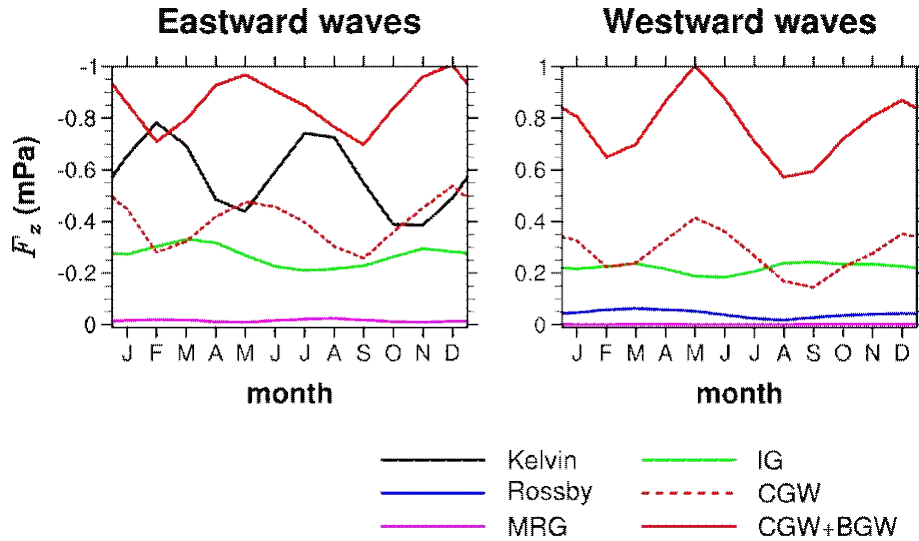


Fig. 3.3.36. The same as in Fig. 3.3.17 except for the 2058-2097 period.

권으로 전달하는 운동량속의 크기가 과거 기후와 유사했다(Fig. 3.3.17). 반면, 적도 파동들은 모두 미래 기후에 EP flux의 크기가 증가한 것을 볼 수 있다. 특히 켈빈파와 관성중력파가 그러한데, 이는 Fig. 3.3.14와 Fig. 3.3.34를 통해 조사했듯이, 미래 기후의 QBO의 진폭이 하부 성층권에서 작아지면서 이에 의한 열대 파동들의 여과도 덜 일어났기 때문인 것으로 보인다. 그 외에 열대 파동들의 소스로서 큰 규모의 대류 활동의 변화도 이러한 파동들의 변화에 영향을 줄 수 있으며, 이에 대해서는 추후 연구해야 할 부분이다. 적도 지역 로스비파도 미래 기후에 다소 증가했는데, 이는 Fig. 3.3.28을 통해 이미 확인한 바와 같다.

(3) QBO에 대한 파동들의 강제력 분석

Figure 3.3.37은 미래 기후에서의 열대 성층권의 동서 바람에 대한 주요 강제력들을 나타낸 것이다. 과거와 비교했을 때(Fig. 3.3.20), 하부 성층권에서의 QBO의 진폭이 작아짐에 따라 이 고도에서의 시어와 연관된 연직 이류가 작아졌다. 켈빈파와 로스비파의 강제력은 강해졌으며, 이는 Fig. 3.3.36과 일관된 결과이다. 관성중력파와 모수화된 중력파에 의한 강제력은 과거에 비해 작아졌으며, 이는 QBO에 의한 시어가 작아짐에 따라 파동의 여과가 덜 발생했기 때문인 것으로 보인다. 열대 파동 및 모수화된 중력파의 강제력은 QBO의 진폭이 작아짐에 따라 동시에 변했기 때문에, 미래

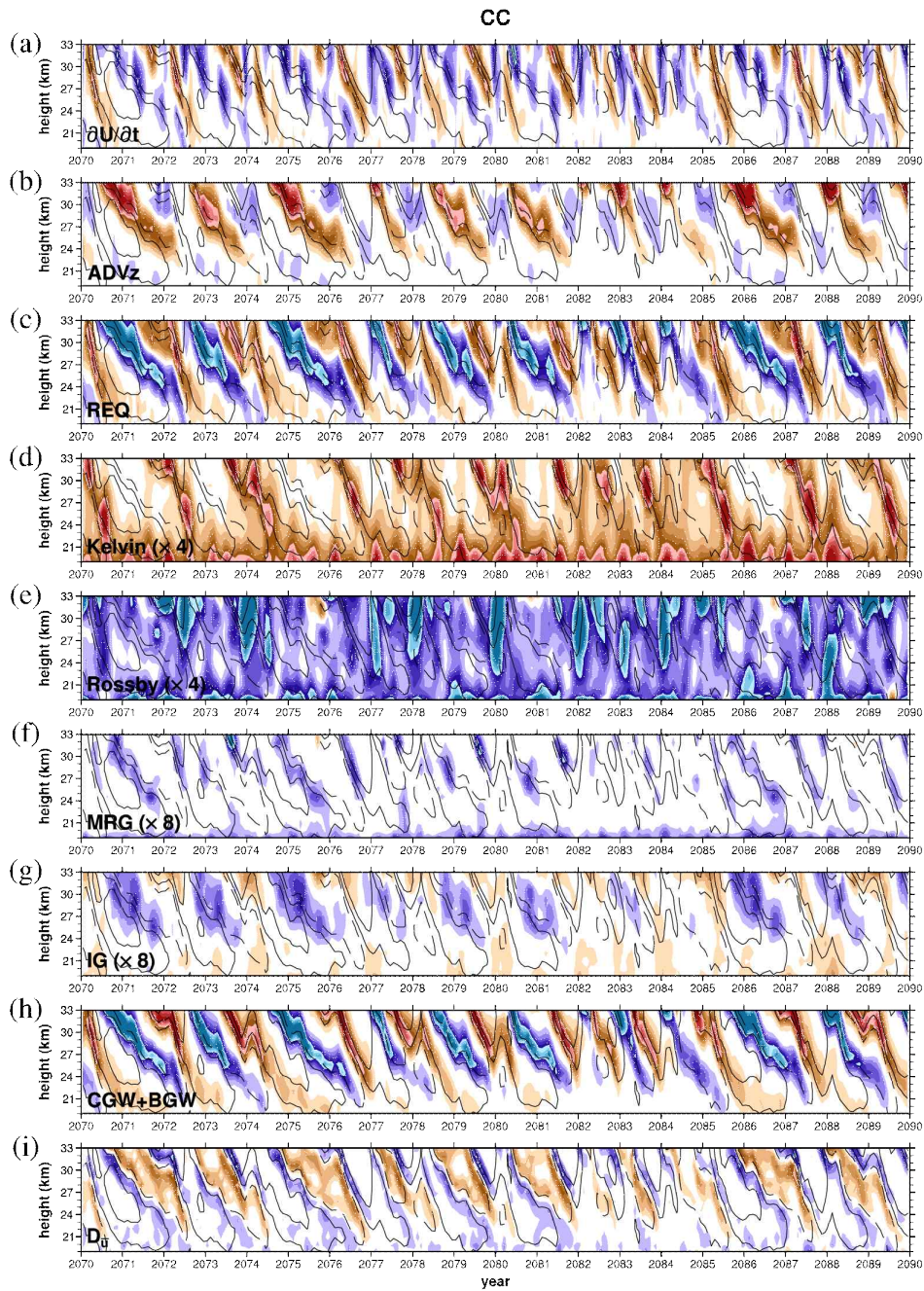


Fig. 3.3.37. The same as in Fig. 3.3.20 except for the 2058-2097 period.

기후 QBO의 감쇠와 파동 강제력 간의 인과관계를 구분하기는 간단하지 않았다. QBO의 진폭 감쇠에 영향을 줄 수 있는 다른 인자는 Brewer-Dobson 순환의 상승 기류의 강화에 의한 이류의 증가이며, 이들에 대한 보다 상세한 분석은 추후 연구되어야 할 것이다.

(4) 기후변화 시나리오에 대한 CGW 모수화의 영향: QBO

Figure 3.3.38은 CTL 실험에서의 미래 기후의 QBO의 시계열을 나타낸 것이다. CTL 실험에서도 마찬가지로 기후변화에 따라 QBO의 진폭의 감쇠가 발생하는 것이 뚜렷이 보였다. CC 실험과 비교해 보면(Fig. 3.3.34) 감쇠된 정도는 CTL 실험에서 비교적 적었다. 앞서 Fig. 3.3.20과 Fig. 3.3.37을 통해 조사했듯이, QBO를 유도하는 가장 주요한 강제력이 모수화된 중력파인 점을 감안해볼 때, CTL 실험에서 QBO 진폭의 감쇠가 비교적 적은 것은 CGW에 비해 BGW의 경우 미래 기후에 더 큰 운동량속을 가졌기 때문인 것으로 판단된다(Fig. 3.3.16, Fig. 3.3.35).

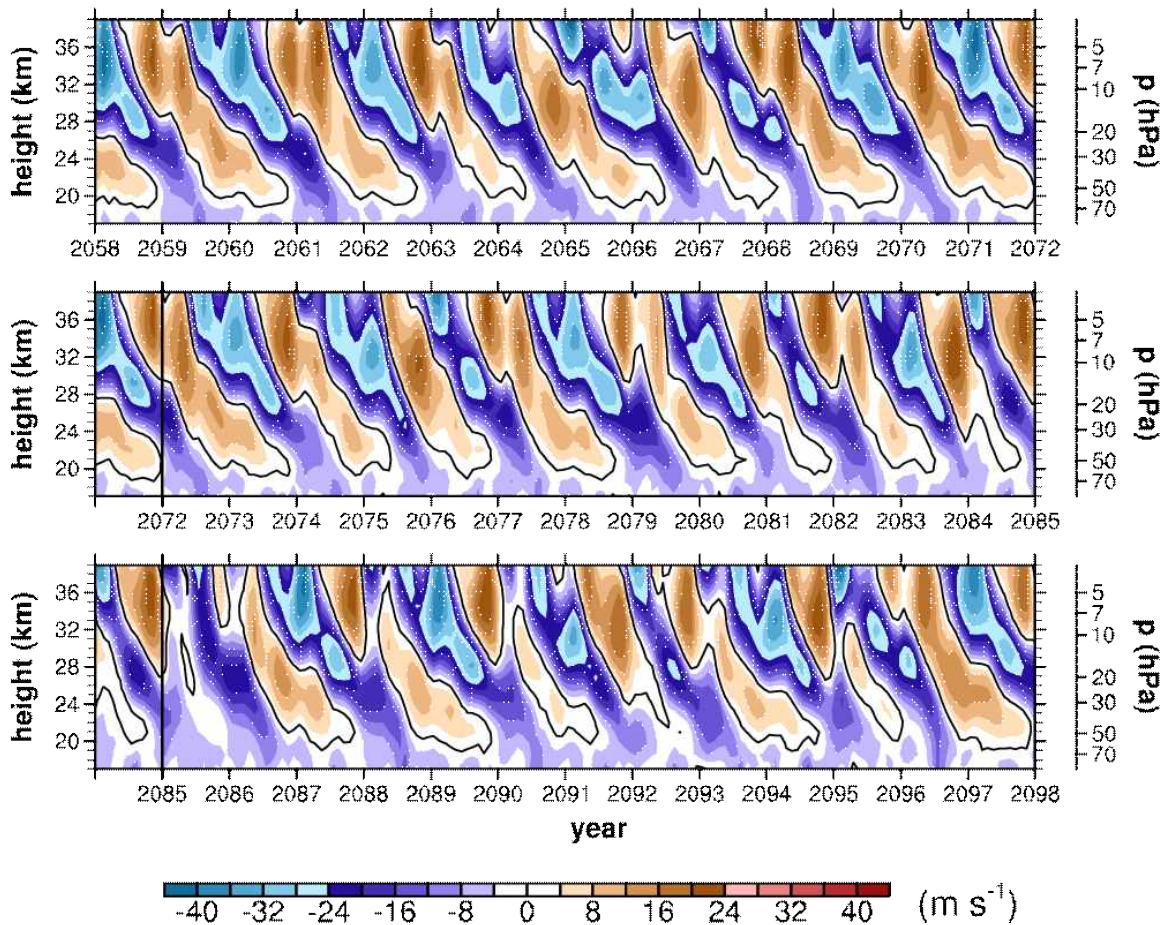


Fig. 3.3.38. The same as in Fig. 3.3.34 except for the CTL experiment.

다. 동아시아 몬순 순환

(1) 기후변화 시나리오에 대한 CGW 모수화의 영향: 몬순 순환

Figure 3.3.39, Fig. 3.3.40은 미래 기후에 대한 여름철 하층 수평 바람과 겨울철 상층 수평 바람을 보인 것이다. 여름철 하층 순환에 대한 두 실험 간 차이가 나타나는 양상은 과거 기후에서와 다른 구조를 보인 반면(Fig. 3.3.23, Fig. 3.3.39), 겨울철 상층 바람의 차이의 양상은 과거와 미래 기후에서 대체로 비슷한 구조를 가졌다(Fig. 3.3.25, Fig. 3.3.40).

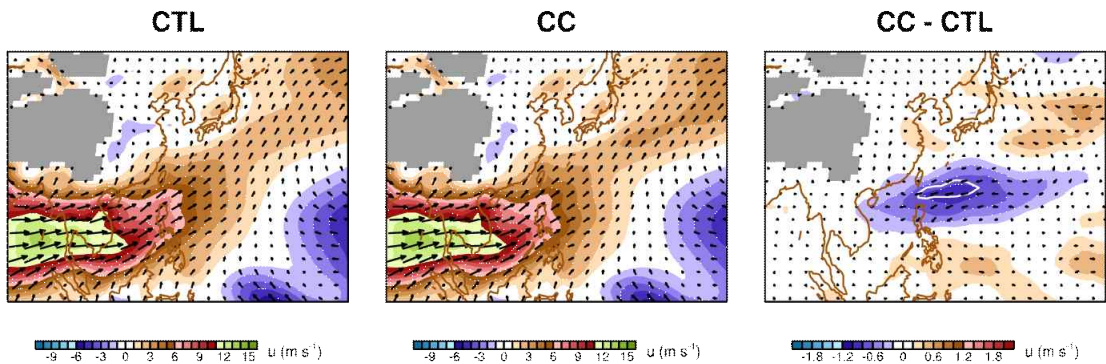


Fig. 3.3.39. The same as in 3.3.23 except for the 2058-2097 period.

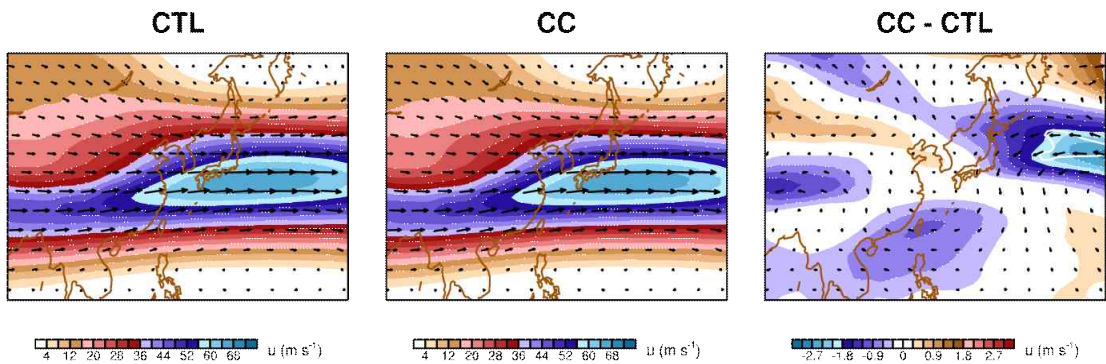


Fig. 3.3.40. The same as in 3.3.25 except for the 2058-2097 period.

5. 결 론

본 연구에서는 대기-해양 기후모델인 HadGEM2-AO에 적운대류 중력파(CGW) 모수화를 접합하고 CMIP5에 기반한 실험(1950-2098)을 수행하여, 기후변화 시나리오 하에서의 CGW 모수화의 영향에 대해 분석하였다. 분석은 성층권 대규모 순환, 열대 성층권 QBO, 동아시아 몬순 순환을 주제로 수행하였다.

과거 기후에 대해 CGW 모수화가 성층권 대규모 순환에 미친 영향 중 가장 뚜렷한 점은 DJF 기간의 북반구 고위도의 서풍 제트를 약 5 m s^{-1} 정도 약화시킨 점이었으며, 그 외의 다른 영향은 대체로 크지 않았다. 성층권 대규모 순환에 미치는 CGW 모수화의 영향은 모수화에 따른 파동 강제력의 변화와, 이에 의해 발생하는 2차 순환과 관련된 단열 냉각/승온 과정을 고려함으로써 설명되었다. 미래 기후에서는 과거에 비해 Brewer-Dobson 순환이 강화되고 성층권 온도가 감소하는 것으로 나타났는데, CGW 모수화를 포함한 경우 이러한 변화의 크기가 다소 작아졌다. 즉, 성층권의 열대 지역 온도는 덜 내려가고, 겨울 반구 고위도의 온도는 더 내려간다. 이는 극 제트의 차이를 유도하며, 겨울철 북반구의 경우에는 CGW 모수화를 포함했을 때 극 제트가 약 $8-10 \text{ m s}^{-1}$ 가량 센 것으로 나타났다.

열대 성층권 QBO에 미치는 CGW 모수화의 영향은 과거 기후에 대해서는 크지 않았다. QBO의 평균 주기, 두 위상 사이의 비대칭성, QBO를 유도하는 열대 파동 및 중력파 강제력의 크기 등은 CGW 모수화를 포함한 실험과 포함하지 않은 실험 간에 크게 다르지 않았다. 미래 실험에서는 QBO의 진폭이 크게 줄어드는 것으로 모의되었는데, 이러한 변화는 CGW 모수화를 포함한 실험에서 더욱 크게 나타났다. 기후변화 시나리오에 의해 열대 지역의 대류 활동 역시 변하게 되는데, 이에 대한 반응은 CGW 모수화와 모델의 기존 모수화 사이에 크게 달랐으며, 이러한 차이가 QBO 진폭 감소의 정도를 다르게 하는 요인인 것으로 생각된다.

동아시아 몬순 순환에 대한 조사에서는 여름철에는 주로 북태평양 고기압과 연관된 고기압성 회전의 세기와 구조에서 CGW 모수화에 의한 차이가 나타났으나, 그 크기는 작았다. 그러나 이와 연관되어 나타나는 강수의 차이는 통계적으로 의미있는 것으로 나타났다. CGW 모수화에 따른 여름철 몬순 순환의 차이는 과거와 미래 기후 간에 다른 구조를 가졌다. 겨울철에는 CGW 모수화를 포함함으로써 상층 제트의 출구가 서쪽으로 조금 이동했으며, 이는 과거와 미래 기후에 비슷하게 나타났다.

제 4 절 기상청 지구시스템모델의 지면생태모델 개선

최근 들어 기후 변화가 우리의 삶에 미치는 영향에 대한 관심이 증대하고 지속 가능한 삶의 질 유지를 위한 과학적 연구에서 구름-복사-에어로졸 상호 작용과 그로 인한 지구 온난화에 미치는 되먹임 작용에 대한 연구가 중요함이 지적되고 있다 (IPCC 5차보고서). 즉, 구름-복사-에어로졸 상호작용이 기후 변화에 미치는 영향을 보다 잘 이해하고 이를 통하여 기후 변화 예측 능력을 향상시키는 것이 매우 중요하다. 하지만 이때 생태계에서 배출되는 다양한 화학 물질이 구름의 생성과 강수 발생 메커니즘, 그리고 에어로졸 생성에 미치는 효과, 그리고 나아가 이런 것들이 기후 변화에 미치는 영향에 대해서는 아직 광범위한 연구가 진행되지 않았다. 특히 구름-복사-에어로졸 상호작용에 생태계가 중요한 영향을 미친다는 사실은 매우 오랫동안 간과되어왔다.

생태계는 열이나 수증기 교환, 알베도와 지면 거칠기 등의 변화를 통해서 기후 상태에 직접적으로 영향을 미칠 뿐만 아니라, 대류권 오존의 전구물질로서 대기질을 결정하는데 매우 중요할 뿐만 아니라, organic aerosol을 만드는데 매우 중요한 역할을 하게 된다. 따라서 구름-에어로졸 상호작용에 대한 이해는 구름-에어로졸-생태계 상호작용의 측면에서 이해되어야한다. 특히 식생에서 배출되는 생명기원 휘발성유기탄소 (Biogenic volatile organic carbon: BVOC)는 대기질 변화와 에어로졸 생성과 연관되어 최근 주목을 받고 있는 연구 분야이다. 휘발성 유기 화합물 (VOCs, Volatile Organic Compounds)은 지구의 생물-대기권 사이에 작용하는 중요한 배출원으로서, 인위적인 배출과 자연적인 배출에 의해 정량적으로 생성된다. 특히 자연식생에서 배출되는 휘발성 유기 화합물 (BVOC, Biogenic VOC)중 주요 배출원에 해당하는 이소프렌 (isoprene)은 전 지구적으로 인위적인 VOC 배출보다 그 영향력이 크다. 이소프렌은 많은 나무 중에서 탄화수소를 주로 배출하고 있으며, 이것은 환경적 조건뿐만 아니라 잎의 생리학적 상태에도 밀접하게 연관되어있다 (Ninnemets et al, 1999).

최근의 지면 모델들은 식생의 광합성 과정을 현실적으로 반영하는 모듈을 대부분 포함하고 있어서 구름-복사-에어로졸 상호 작용에 미치는 생태계의 다양한 측면을 연구를 위한 수치모의의 기본 모듈로서 이용될 수 있다. 하지만 보다 완벽한 생태계가 구름-복사-에어로졸 상호작용에 미치는 영향을 평가하기 위해서는 생태계가 만들어내는 에어로졸 전구 물질이나 각종 화학물질의 수치모의가 가능한 보다 선진화된 지면 모델이 개발되어야한다. 이때 동아시아의 다양한 생태계의 특징과 기후를 반

영할 수 있다면 동아시아 및 전구 기후 변화를 연구하는데 큰 도움을 줄 수 있을 것이다.

1. 기상청 지구시스템 모델의 BVOC 배출량 모델 검증

가. 기상청 지구시스템 모델의 지면생태모델을 활용한 테스트베드 구축

자연 식생에 의해서 생산된 휘발성 유기화합물(Biogenic Volatile Organic Compounds, BVOC)의 연간 전구 배출량은 약 1150 TgC으로, 이중 이소프렌(isoprene, C_5H_8)이 약 44%, 모노테르펜(monoterpene, $C_{10}H_{16}$)이 약 11%로 가장 많은 비율을 차지한다 (Guenther et al., 1995). 이소프렌은 인간이 배출한 탄소수화물보다 농도가 매우 낮음에도 불구하고, 지표층 대기화학에 중요한 부분을 차지한다. 이와 관련한 연구로는 이소프렌 배출량과 지표의 오존이나 PAN (peroxyacetyl nitrate)과 같은 오염물 농도의 급증간의 화학적 피드백에 대해 미래 기후 시나리오를 이용한 연구가 있다 (Shalcross and Monks, 2000; Fuentes et al., 2001).

현재 기상청에서 사용 중인 지구시스템모델에서 채택된 BVOC 배출량은 이소프렌과 모노테르펜 배출량을 다루며 Guenther et al (1995)에 기초한 모델로서 기본적인 계산 알고리즘은 아래 식과 같다. 즉 광합성량에 비례하여, 대기 중 이산화탄소 농도 증가에 따른 증가가 예상되는 모델 알고리즘이다.

$$I = I_s \gamma \quad (3.4.1)$$

$$\gamma = \frac{\alpha C_{L1} Q}{\sqrt{1 + \alpha^2 Q^2}} \cdot \frac{\exp\left(\frac{C_{T1}(T - T_s)}{RT_s T}\right)}{C_{T3} + \exp\left(\frac{C_{T2}(T - T_m)}{RT_s T}\right)} \quad (3.4.2)$$

기상청에서 현재 사용 중인 지구시스템 모델에서 BVOC 배출량은 지면생태계 모델의 결과물을 활용하여 대기화학 모델에서 계산된다. 이렇게 이원화되면서 지면생태계 모델과 대기화학모델에서 서로 다른 방식으로 계산됨에 따라 모델의 검증이 불편하고, 모수화 개선에 어려움이 야기됨. 이와 함께 자립판 모델을 이용한 다양한 연구가 불가능하다는 단점이 있다. 이러한 문제를 개선하기 위해서 기상청 지구시스템

모델에서 사용되는 BVOC 배출량 경험 상수를 검증하고, 모델의 전반적인 성능을 알아보기 위하여 지면생태계 모델과 대기화학모델에 걸쳐있는 계산과정을 분리하여 모듈화 작업을 수행하고, 자립판 모델을 이용한 수치 모의가 가능하도록 테스트베드를 구축하였다.

모듈화 과정을 통해 구축된 지면생태모델의 테스트베드는 BVOC 배출량 모델뿐만 아니라 지표면 식생의 에너지, 수증기, 이산화탄소 플럭스 등을 함께 계산할 수 있어, 지면생태계 자립판 모델과 연결되어 전구 BVOC 배출량 산정이 가능할 뿐만 아니라 기후 변화에 따른 BVOC 배출량 변동의 상관관계를 분석하고, 미래기후에서의 식생의 반응을 살펴볼 수 있도록 구성되었다.

Figure 3.4.1은 이렇게 모듈화된 BVOC 배출량 모델을 이용하여 계산된 연간 isoprene 배출량으로 최근 연구 결과에서 발표된 것과 시공간 분포가 유사한 공간 분포를 보이고 있다. 하지만 동남아시아와 유럽, 북아메리카 지역의 배출량이 차이를 보이고 있다.

BVOC 배출량과 식물기능 분류, 전구 온도 및 복사에너지 변화와의 분포와의 상관관계에 대한 추가 분석이 시도되어야한다. 특히 UM의 기술노트에 적시된 BVOC 배출 경험상수가 실제 코드에서 사용되는 경험상수가 상당히 다르며, 이를 위한 수정이 필요함을 본 연구 결과를 통하여 알 수 있었다.

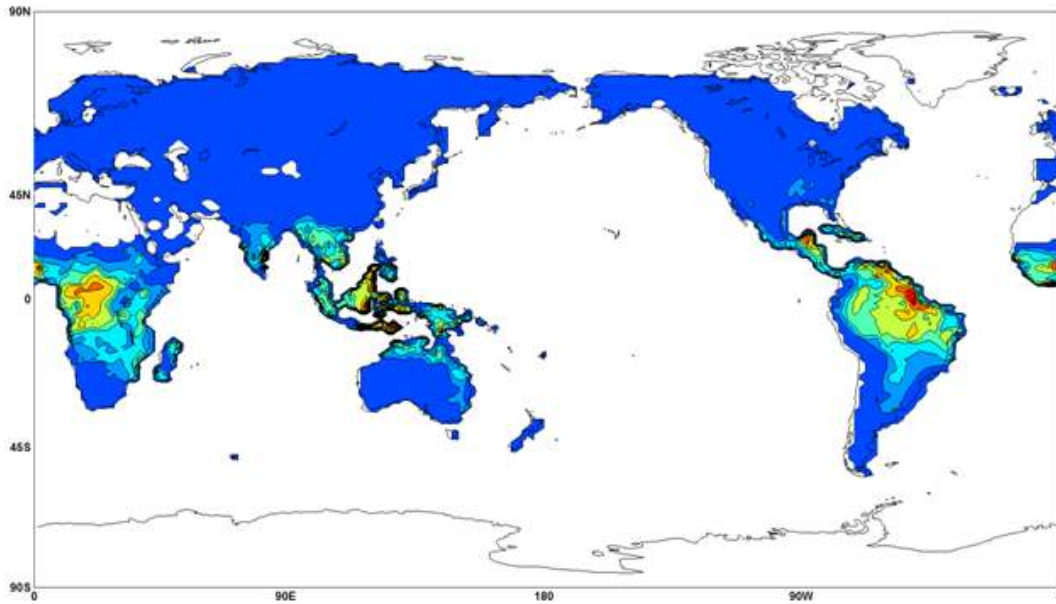


Figure 3.4.1. Global annual isoprene emission (TgC year^{-1})

나. 기상청 지구시스템 모델의 BVOC 배출량 모델의 경험상수 검증

기상청 지구시스템 모델을 적분하여 얻어진 기상장과 모듈화된 BVOC 모델을 활용하여 연간 전구 BVOC 배출량을 계산하였다. 이때 계산된 BVOC 종류는 가장 중요하며 BVOC 배출의 대부분을 차지하는 isoprene과 monoterpene이다 (Fig. 3.4.2). 본 연구를 통해서 구축된 기상청 지구시스템모델의 지면생태모델의 테스트베드를 이용하여 기상청 지구시스템모델에서 현재 사용하는 BVOC 배출량의 경험상수를 검증하였다. 그리고 이 계산값을 최근 연구에서 밝히는 전구 연간 BVOC 배출량과 비교하여 isoprene과 monoterpene 배출량의 경험 상수를 각각 새롭게 계산하고 기존 값과 비교하였다 (Fig. 3.4.3 - 3.4.4).

이러한 과정을 통하여 계산된 isoprene과 monoterpene 배출량 경험 계수는 각각 0.598과 0.894로 현재 사용하고 있는 경험 상수 0.6875와 비교했을 때 isoprene은 13% 정도 작고, monoterpene은 30% 큰 것으로 확인되었다 (Fig. 3.4.5 - 3.4.6). 이렇게 계산된 연간 BVOC 배출량의 월변화는 최근 연구 결과와 큰 차이를 보이지 않았다.

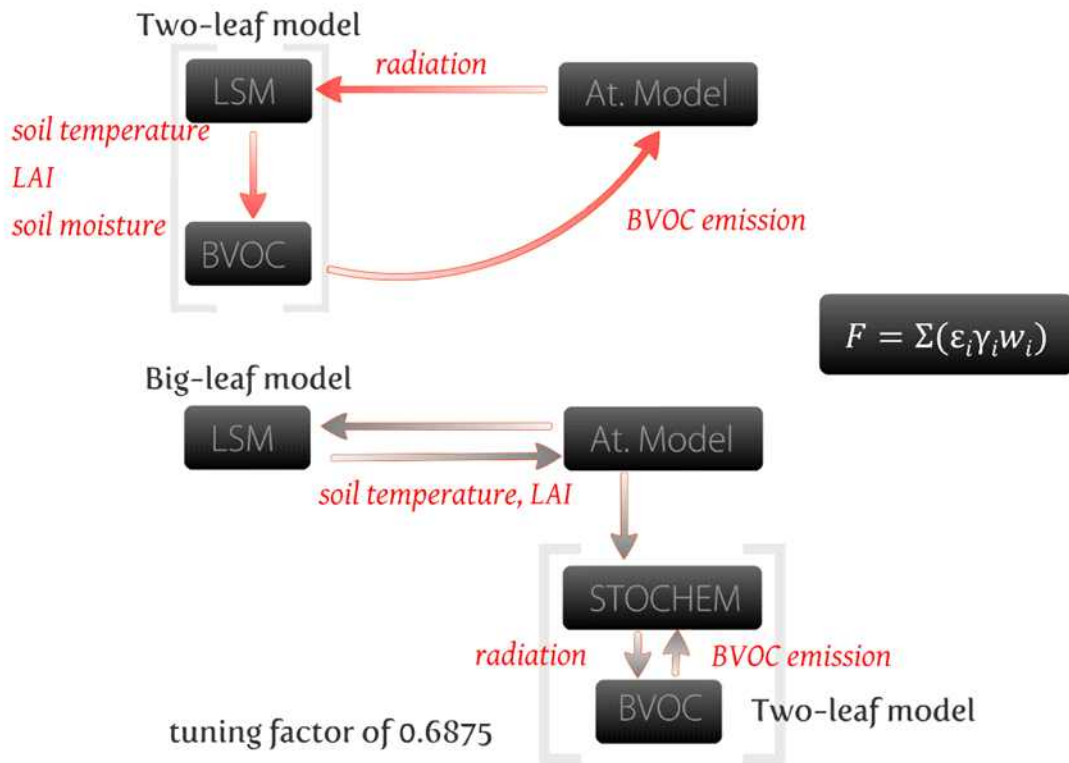


Figure 3.4.2. Schematic diagram of BVOC emission modeling in the UM

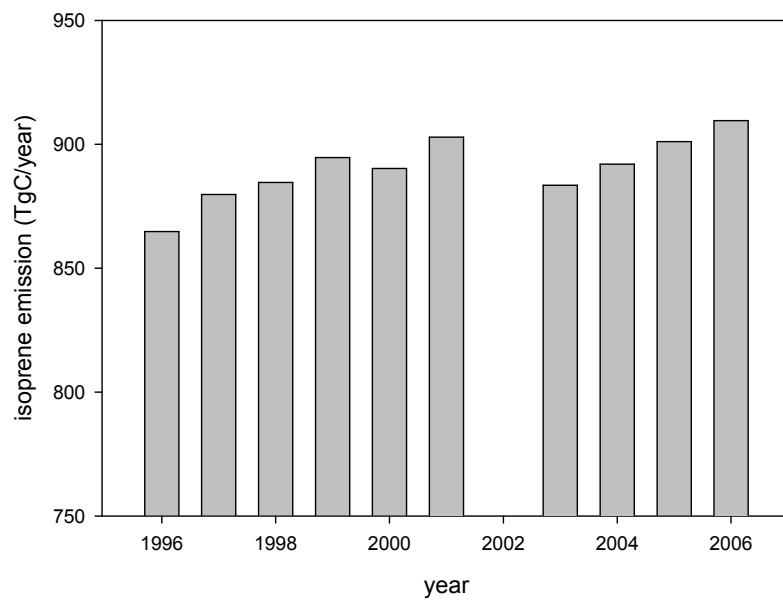


Figure 3.4.3. Annual variation of isoprene emission. Tuning parameter is 0.598 based on 528 TgC/year from Guenther et al. (2006)

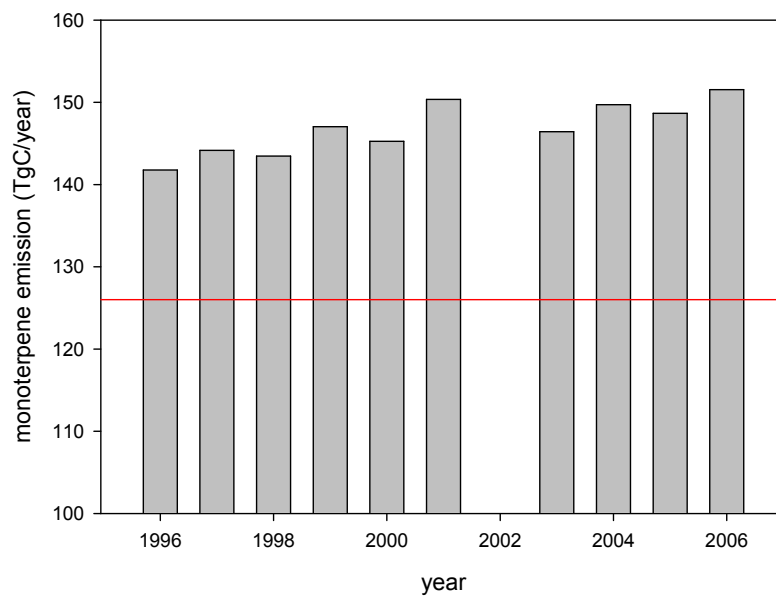


Figure 3.4.4. Annual variation of monoterpene emission. Tuning parameter is 0.894 based on 127 TgC/year from Guenther et al. (1995)

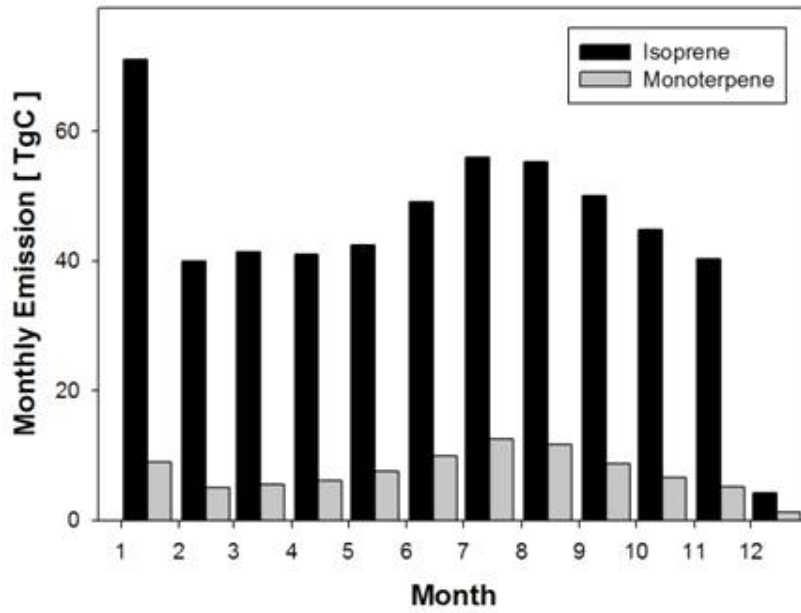


Figure 3.4.5. Monthly variation of isoprene and monoterpene emission simulated using the UM meteorological fields and BVOC emission model in the UM.

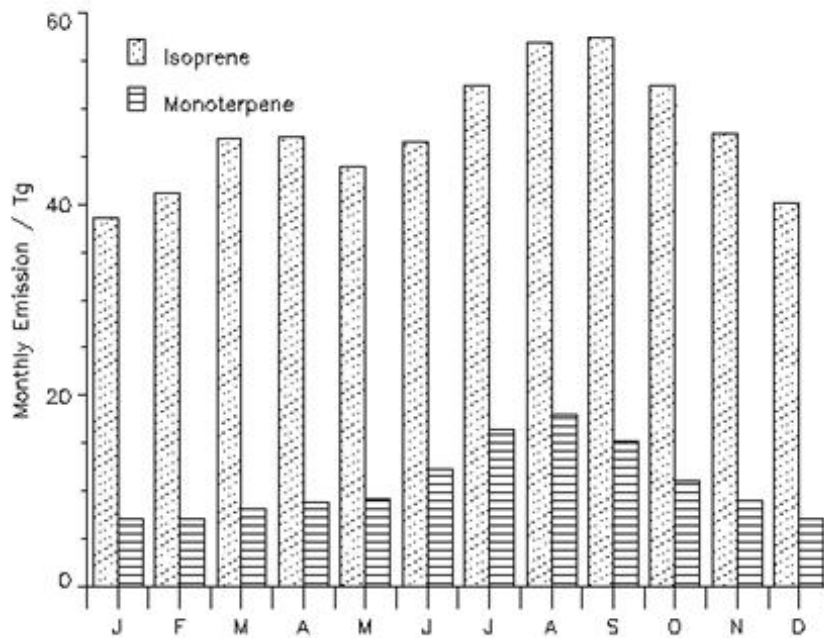


Figure 3.4.6. Monthly variation of isoprene and monoterpene emission (source: the UM technical note).

다. 기상청 지구시스템 모델의 BVOC 배출량 정량화 및 모델 비교 검증

현재 대부분의 BVOC 배출 모델은 Guenther et al. (1995)에서 만든 경험적으로 만들어진 모델로 이루어져 있다. 이 모델은 지표 타입마다 독립적인 배출 인자를 사용하며, BVOC 배출량을 과대 모의하는 경향이 있기 때문에 튜닝 파라메타를 사용하여 강제적으로 배출량을 조절하는 문제점이 있다. 또한, 대기 중 이산화탄소 농도의 변화를 고려하지 않는 조건하에 BVOC 배출량을 모의하기 때문에 보다 현실성이 부족하다는 문제가 있다. Niinemets et al. (1999)는 Kelvin cycle 기반의 광합성과 전자가 이동하는 양에 따라 BVOC 배출량을 정량적으로 산출하였으며, Arneth et al. (2007)는 Niinemets et al. (1999)의 프로세스 모델을 토대로 대기 중 이산화탄소 농도의 영향을 고려한 모델로 업데이트하여 보다 현실적인 과정의 BVOC 배출을 모의하였다. 그러나 프로세스 기반 BVOC 모델의 중요성은 최근에 인식되었고, 경험적 BVOC 모델에 비해 연구 수가 적었다. 따라서 기존의 경험적 기반 모델보다 현실적으로 식물의 생리학적 관점에서 광합성이나 전자 전달율을 고려한 프로세스 기반의 BVOC 배출 모델로 연구할 필요성이 있다.

앞서 언급한 것과 같이 기상청 지구시스템모델에서 사용되는 지면생태모델을 독립적으로 수치적분 가능한 테스트베드를 구축하였고 이를 통해 다양한 형태의 고해상도의 기상 자료와 지표 피복 자료를 활용한 실험을 수행하였다. 이를 활용하여, BVOC 배출량을 경험적으로 다루는 Guenther et al. (1995) 모델과 프로세스 기반의 BVOC 배출량 모델과의 비교 수치 적분을 수행하였다.

-Guenther et al. (1995) BVOC 배출 경험 모델:

$$I = I_s \gamma \quad (3.4.1)$$

$$\gamma = \frac{\alpha C_{L1} Q}{\sqrt{1 + \alpha^2 Q^2}} \cdot \frac{\exp\left(\frac{C_{T1}(T - T_s)}{RT_s T}\right)}{C_{T3} + \exp\left(\frac{C_{T2}(T - T_m)}{RT_s T}\right)} \quad (3.4.2)$$

Guenther et al. (1995) 모델은 경험 모델로서 식생기능분류에 따른 배출계수를 사용하며 CO₂ 농도 변화에 따른 BVOC 배출량의 변화 효과를 명시적으로는 (explicitly) 고려하지 않는 모델이다.

Arneth et al (2007) BVOC 배출 과정 기반 (process-based) 모델: Arneth et al. (2007)이 제시한 모델은 아래의 식과 같이 주어지나, 실제로는 지면모델 내에 존재하는 photosynthesis-conductance 모델로부터 계산되는 stomatal conductance와 광합성을 제한하는 3가지 제한 효소에 의한 전자전달과정 등등이 필요하기 때문에, 반드시 photosynthesis-conductance 모델로부터 계산된 결과가 함께 필요하다. 따라서 Noah 모델과 같이 photosynthesis-conductance 모델이 없는 모델에서는 적용할 수 없는 방법이다. Guenther et al. (1995) 경험모델과는 다르게 이산화탄소 농도 변화에 따른 BVOC 배출 조절 효과를 켈빈 사이클 (Calvin cycle)을 통하여 수치모의하게 된다. 즉, 실제 식물 주변 환경의 변화를 경험적이 아닌 실제 과정에 기반하여 계산하기 때문에 미래 기후 변화에 따른 BVOC 배출량 변화를 연구하는데 있어서 경험 모델보다 보다 실질적인 정보를 제공할 수 있을 것이다.

$$J = \frac{(A_J + R_D)(4c_i + 8\Gamma)}{c_i - \Gamma} \quad (3.4.3)$$

$$J_{isoprene} = \frac{6I(4.46c_i + 9.33\Gamma)}{c_i - \Gamma} \quad (3.4.4)$$

$$\begin{aligned} I &= \frac{J_{isoprene}}{J} \left[\frac{(A_J + R_d)(4c_i + 8\Gamma)}{6(4.67c_i + 9.33\Gamma)} \right] \\ &= \epsilon' \cdot J_{isoprene} \left[\frac{(A_J + R_d)(4c_i + 8\Gamma)}{6(4.67c_i + 9.33\Gamma)} \right] \\ &= \epsilon\tau\xi \cdot J_{isoprene} \left[\frac{(A_J + R_d)(4c_i + 8\Gamma)}{6(4.67c_i + 9.33\Gamma)} \right] \end{aligned} \quad (3.4.5)$$

$$\tau = \exp[a_\tau(T - T_{ref})] \quad (3.4.6)$$

$$\xi = c_{i_{st}}/c_i \quad (3.4.7)$$

$$f_T = \min[e^{a_T(T - T_{st})}; 2.3]$$

$$f_{CO_2} = \frac{C_{l_{st}}}{C_l}$$

Table 3.4.1. IPCC 5차 평가보고서의 온실기체 배출 시나리오

| 기후 시나리오 | 대응정책 실현 여부 | 2100년 CO ₂ 농도 (ppm) | 복사강제력 (W/m ²) |
|---------|--------------------------|--------------------------------|---------------------------|
| RCP8.5 | 현재 추세로 온실기체가 배출되는 경우 | 940 | 8.5 이상 |
| RCP6.0 | 온실기체 저감 정책이 어느 정도 실현된 경우 | 670 | 약 6.0 |
| RCP4.5 | 온실기체 저감 정책이 상당히 실현된 경우 | 530 | 약 4.5 |
| RCP2.6 | 온실기체 배출을 적극적으로 감축하는 경우 | 420 | 약 2.6 |

이 때 I 는 잎수준의 배출량, IEF 는 배출계수, A_j 는 RuBP가 제한되었을 때의 순 광합성량, R_D 는 암호흡량, f_T 와 f_{CO_2} 는 기온 및 대기 중 이산화탄소 농도와 관련 인자이며, 아래첨자 st 는 표준상태(30°C 기온, 1000 $\mu\text{mol/m}^2/\text{s}$ PAR, 370 ppm 이산화탄소 농도)에서의 값을 나타낸다. 두 모델의 입력 기상장은 CMIP5 자료를 사용하였으며, 현재(1996-2005)와 미래(2090-2099)의 하향 단파복사, 일면적지수(LAI, leaf area index), 지표피복비율, 지표 기온, 일 표면 온도를 사용하였다. BVOC 배출 계수는 Guenther et al.(1995)의 지구 배출량으로 조절하였다. 프로세스 기반 모델은 UM 모델에 접합된 지면 모델의 자립판인 JULES (Joint UK Land Environmental Simulator)를 이용하였다. BVOC 배출량 계산을 위해 CMIP5에 포함되는 모델 중 HadGEM2-ES(Hadley Center Global Environment Model version 2 - Earth System) 자료를 사용하였다. HadGEM2는 지면 및 수문과정과 에어로졸, 중층대기과정을 포함하는 HadGEM-A, 해양과 빙하과정을 추가로 포함하는 HadGEM-AO, 육상 탄소순환과 해양 생지화학과정까지 포함하는 HadGEM-CC, 이 모든 과정과 대류권 화학과정까지 포함하는 HadGEM-ES로 구분되는데, 본 연구에서는 육상 탄소순환과 화학과정을 모두 포함하는 HadGEM-ES 자료를 사용하였다. HadGEM의 공간해상도는 지구 145×192 격자로 위도 1.25°, 경도 1.875°간격이며 사용한 변수 중에서 지면 온도, 비습, 강수량, 하향단파복사, 하향장파복사, 지면 기압, 지면 바람 자료는 3시간 간격 자료

를 사용하였으며 앞면적지수는 월자료를, 지면피복비율은 월자료를 현재와 미래 각 10년 동안의 평균값으로 계산하여 사용하였다.

그리고 프로세스기반 및 경험기반 모델을 이용하여 현재와 미래기후에서 BVOC 전구 배출량을 산출하기 위해 CMIP5(Coupled-Model Intercomparison Project phase5) 자료를 사용하였다. CMIP5는 1950년대에서 2100년까지 장기 수행된 자료로, 2005년까지는 실제 관측자료를 기반으로 현재와 유사하게 모의하는 Historical 실험, 이후 기간에 대해서는 미래 기후시나리오에 따라 RCP 실험으로 구분한다. 이 때 적용된 기후 시나리오는 제 5차 IPCC 평가보고서의 대표 농도 경로(Representative Concentration Pathways, RCP)에 따른 것으로 본 연구에서는 현재와 극단적으로 다른 미래기후에서의 BVOC 배출량을 산출하기 위해 RCP8.5 실험 자료를 사용하였다 (Table 3.4.1). 현재의 BVOC 배출량을 산출하기 위해 1996년부터 2005년까지의 총 10년 Historical 실험 자료를 사용하였고, 미래의 BVOC 배출량을 산출하기 위해 2090년부터 2099년까지의 총 10년 RCP8.5 실험 자료를 사용하였다.

이를 통하여 프로세스 기반의 BVOC 모델이 tunable parameter 없이도 BVOC 배출량을 보다 현실적으로 모의함을 알 수 있었다 (Fig. 3.4.7-3.4.11). 하지만 경험 모델과 경험 기반 모델은 미래 기후에 대해서 서로 다른 배출량 결과를 보였다. 미래 기간에 대한 프로세스기반 모델의 이소프렌 전구 연 배출량은 327.28 TgC으로 현재기간에 비해 163 TgC이 줄어든 것을 확인할 수 있는데 이는 중위도, 고위도 지역에서는 현재 기간보다 배출량이 늘었지만 현재 기간에 많은 이소프렌을 배출했던 아마존, 아프리카 등 열대지역에서 배출량이 현저히 줄었기 때문에 전체 배출량이 크게 줄은 것을 알 수 있다. 경험기반 모델의 이소프렌 전구 연 배출량은 459.14 TgC으로 약 60 TgC 줄어든 것을 확인할 수 있는데 프로세스 모델에서와 달리 중-고위도 지역의 이소프렌 배출량은 변화가 없으나 열대지역 특히 아마존 동부에서 배출량이 크게 줄어 전체 배출량도 줄어든 것을 알 수 있다. 그러나 프로세스 모델이 미래기후에서 경험모델에서보다 약 세배 이상 이소프렌 배출량이 감소한 것을 알 수 있다 (Fig. 3.4.12 - 3.4.13).

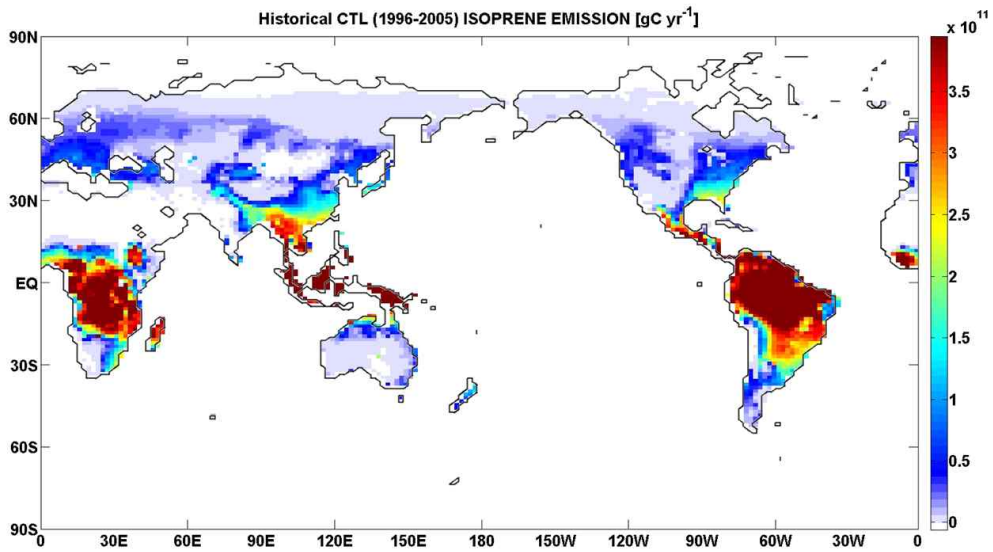
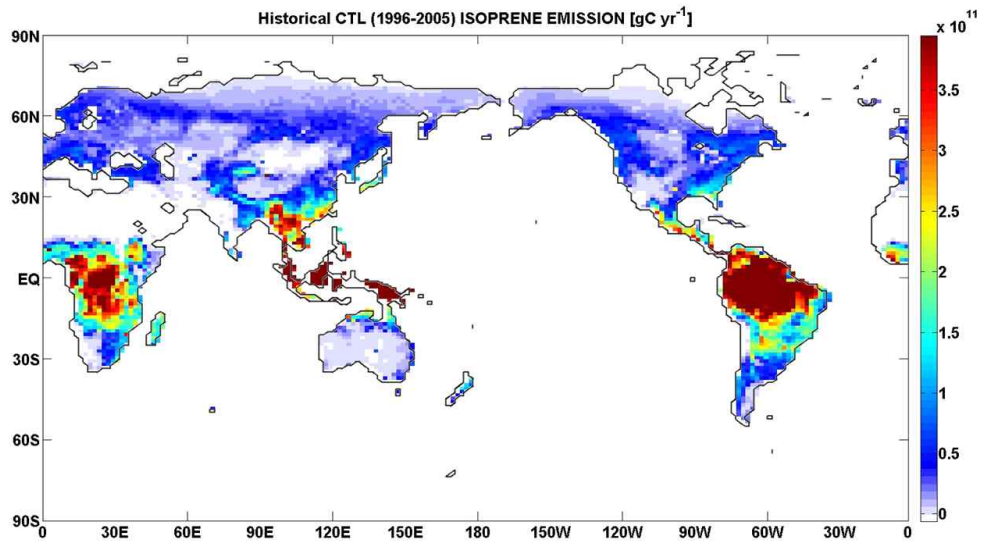


Figure 3.4.7. Isoprene emission in the historical run from the process-based model (above) and empirical model (below)

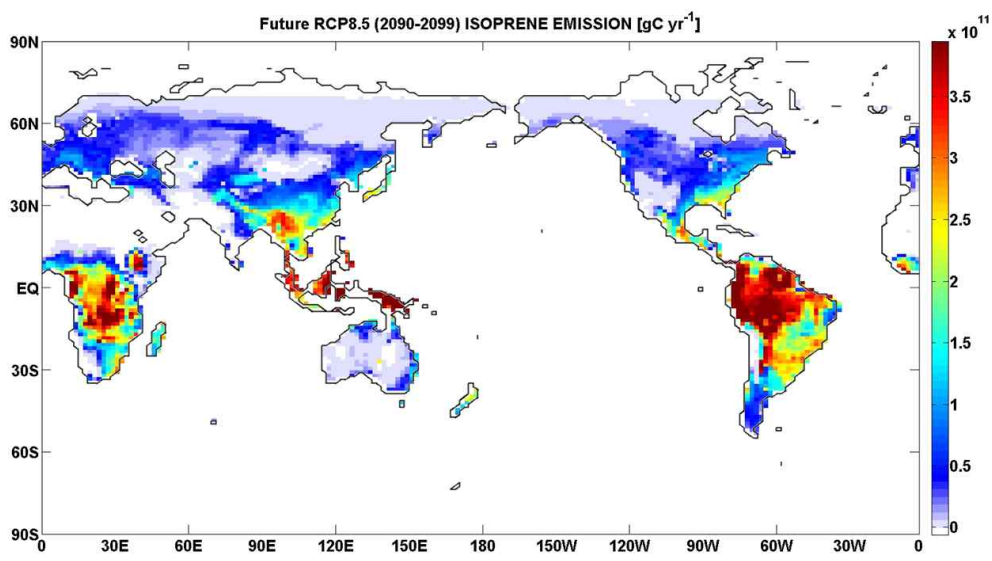
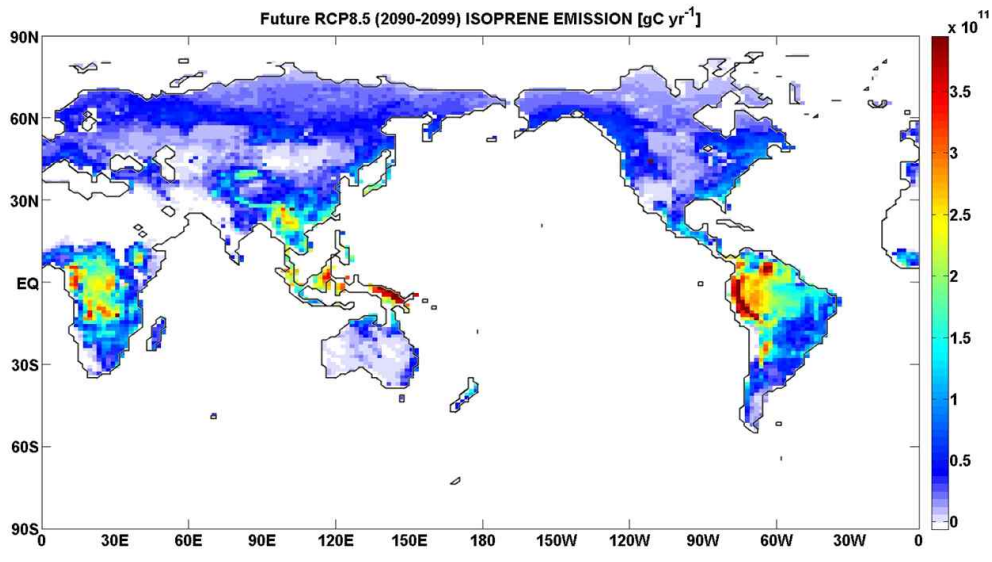


Figure 3.4.8. Isoprene emission in the RCP8.5 from the process-based model (above) and empirical model (below)

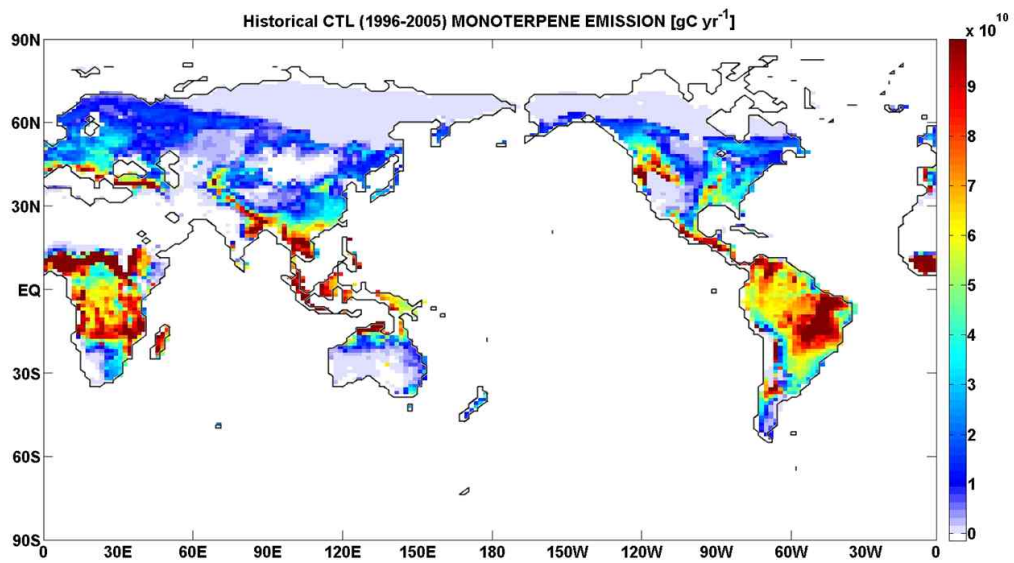
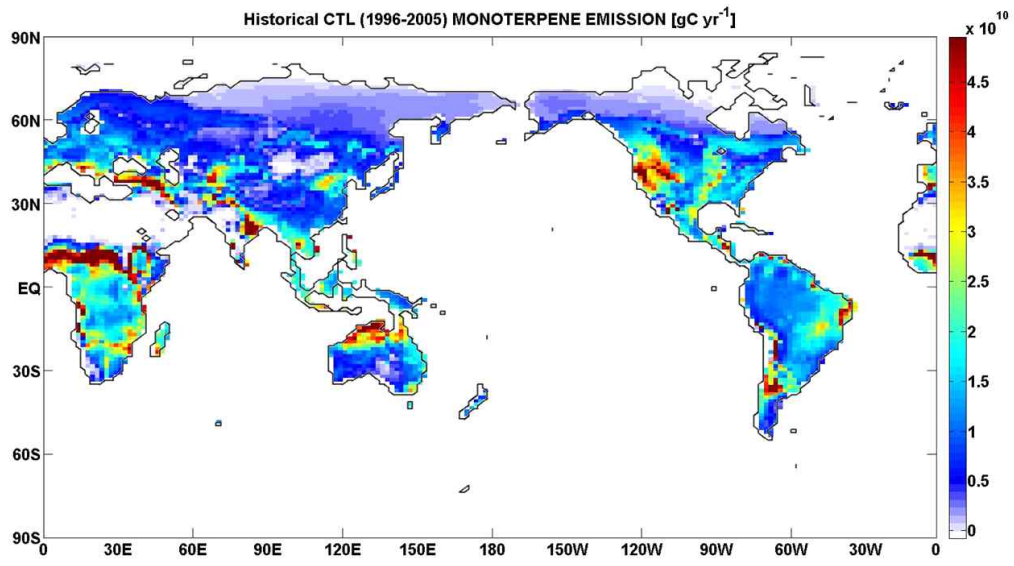


Figure 3.4.9. Monoterpane emission in the historical run from the process-based model (above) and empirical model (below)

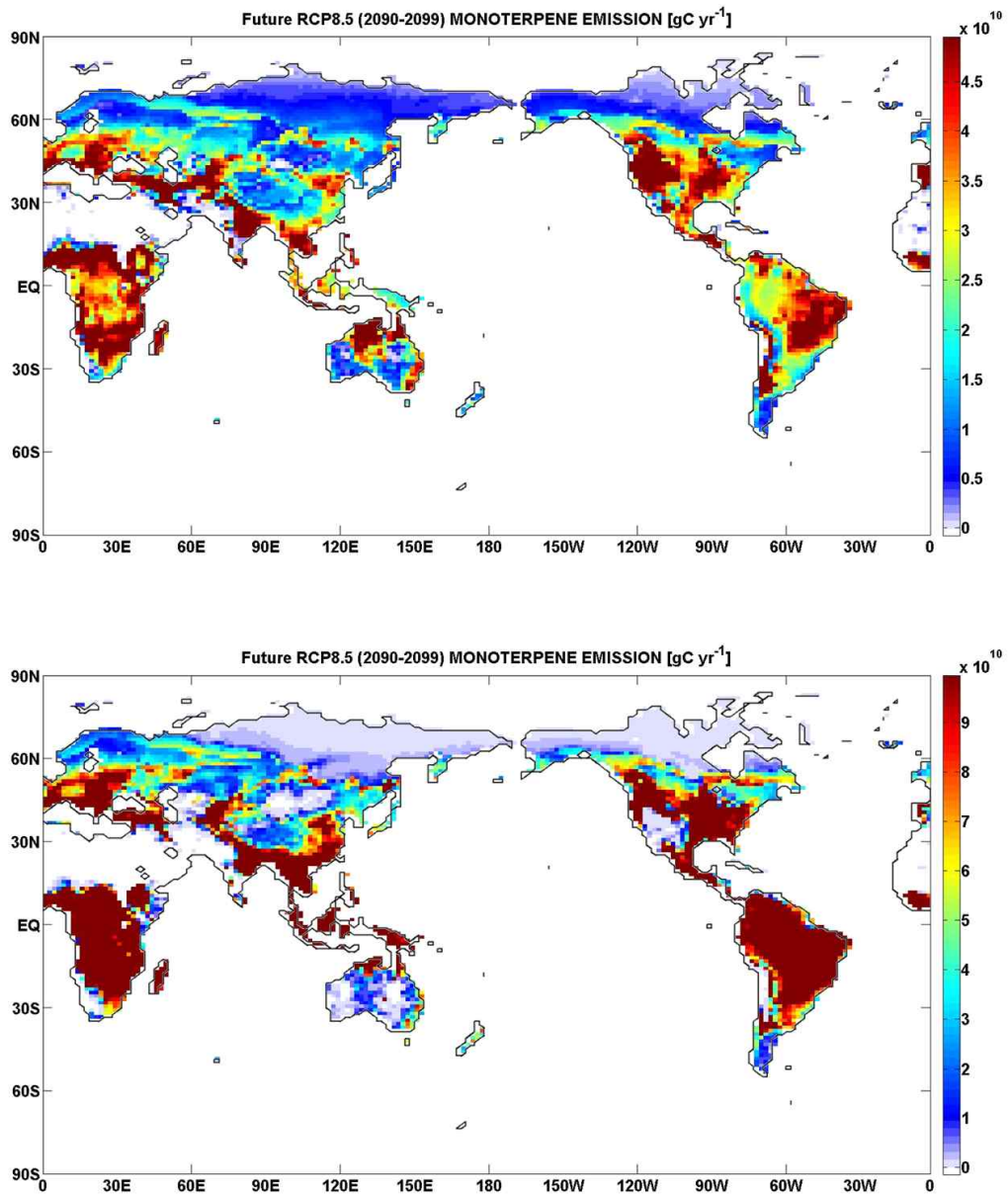


Figure 3.4.10. Monoterpene emission in the RCP8.5 from the process-based model (above) and empirical model (below)

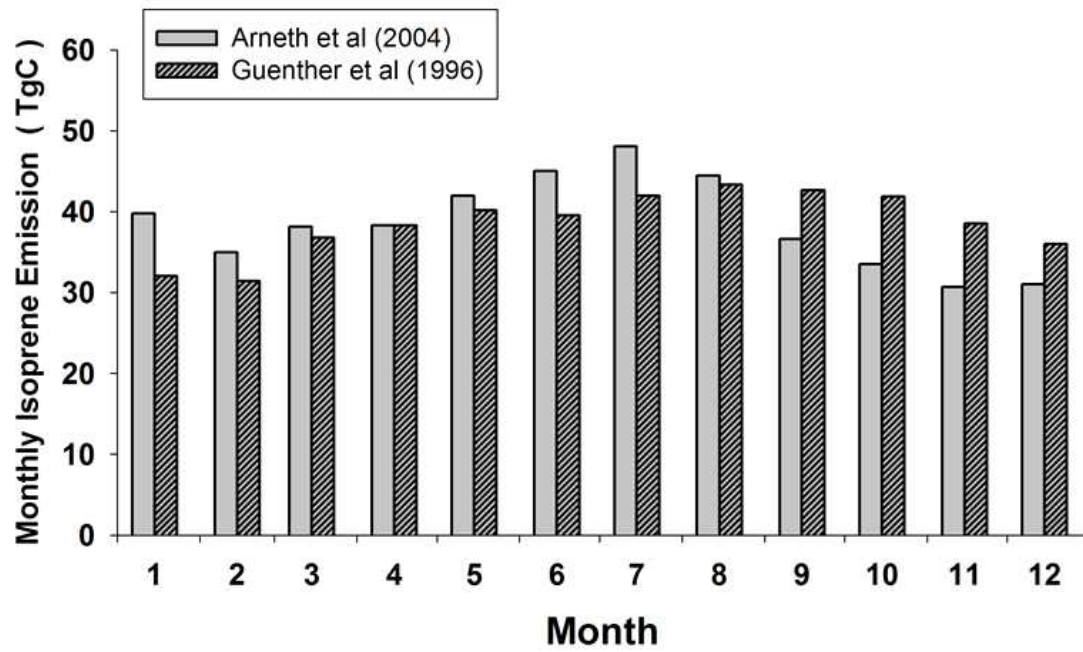


Figure 3.4.11. Guenther et al. (1996)과 Arneth et al. (2007)의 BVOC 배출량 수치 모의값의 월평균값 비교

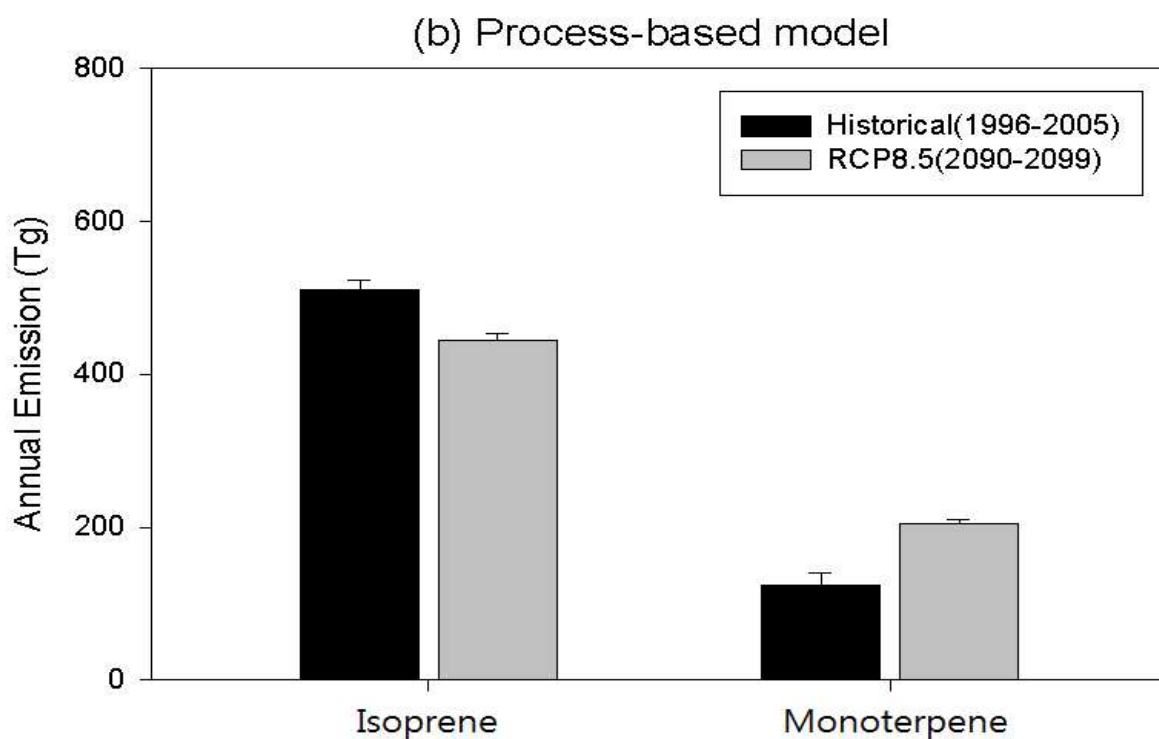
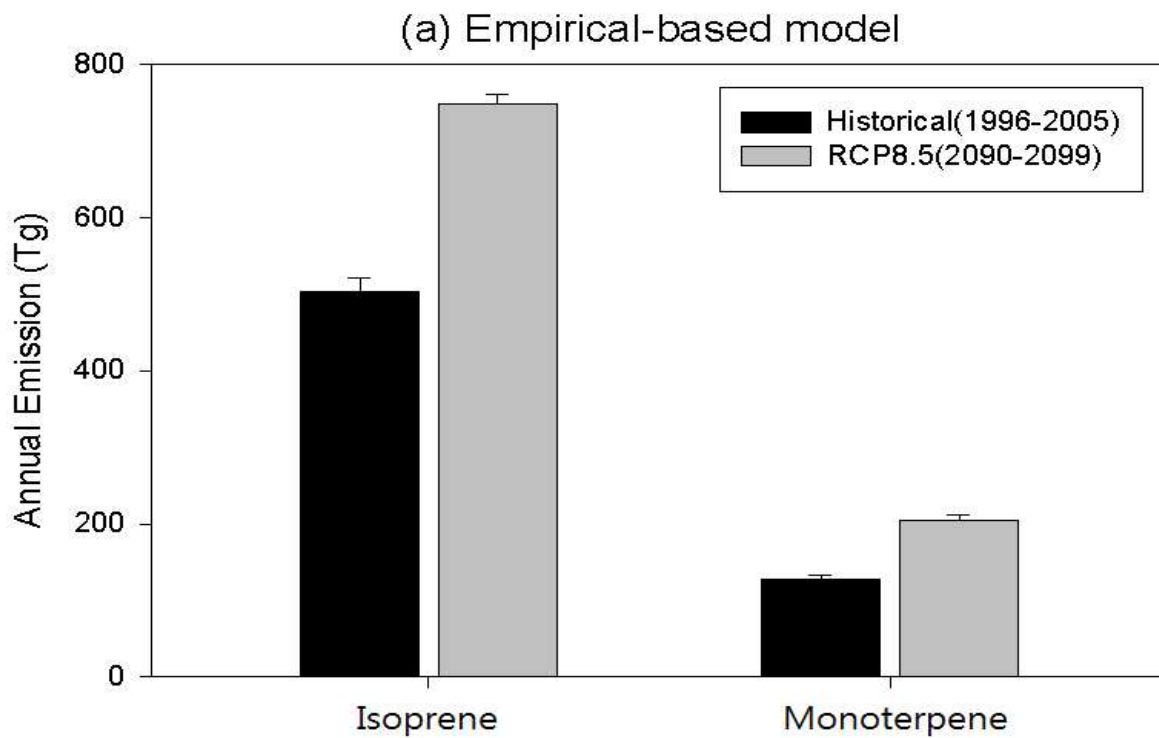
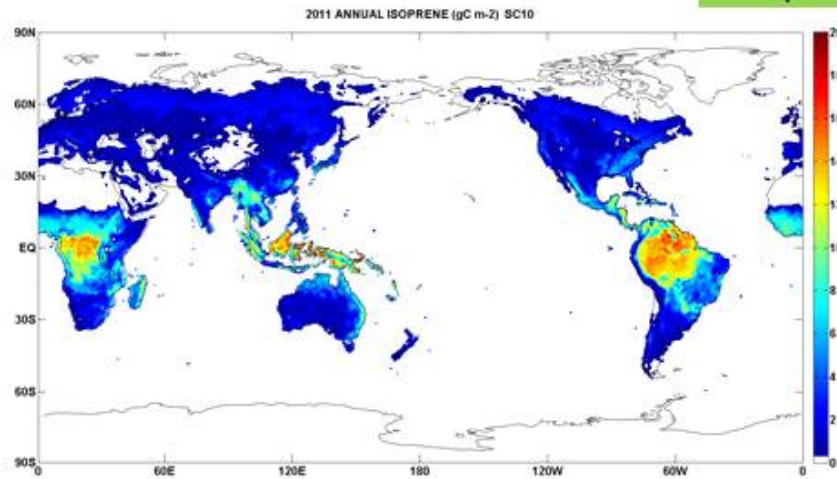


Figure 3.4.12. Mean annual emission amount of isoprene and monoterpene, estimated by (a) empirical-based model, and (b) process-based model.

Isoprene emission



GPP

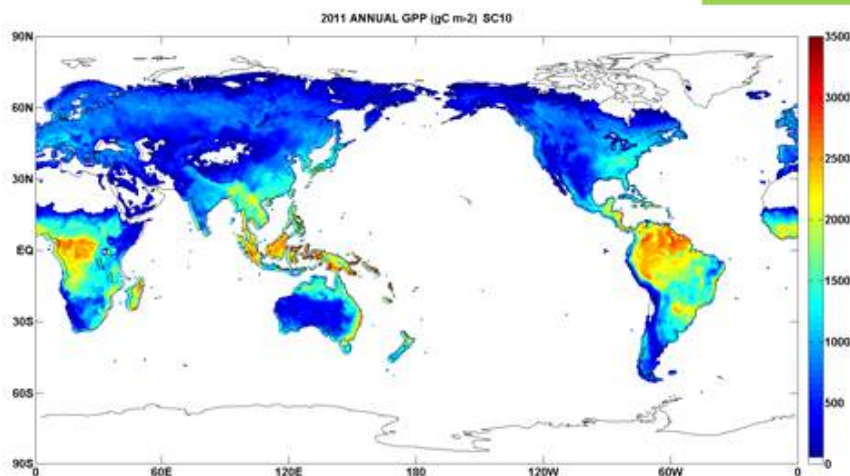


Figure 3.4.13. 프로세스 기반의 BVOC 배출량 모델로부터 계산된 총일차생산량과 이소프렌 배출량의 전구 분포

기상청 지구시스템모델에서 사용되는 지면생태모델의 자립관 구동 시스템을 이용하여 전구 지면-대기 사이의 에너지, 수증기, 이산화탄소, 복사에너지 교환량을 수치 모의하였다. 특히 현재 및 미래 기후 시나리오 상황에서 전구를 각 대륙별로 나누어 우리나라를 포함하는 동아시아지역과의 지면-대기 상호작용의 특징과 BVOC 배출량의 변화를 비교 분석하여 보았다 (Fig. 3.4.12).

BVOC 배출량의 경우 수종의 특성에 의하여 남미, 아프리카, 남아시아, 적도 지역에서 배출량의 상당부분을 차지했다. 동아시아에서의 배출량은 상대적으로 작았으며

미래와 현재 배출량에 isoprene은 큰 차이가 없었지만 monoterpene의 배출량은 상대적으로 크게 증가하였다 (Fig. 3.4.13).

이를 통하여 새로운 BVOC 배출 모델과 기존 BVOC 배출 모델과의 비교 검증과 기후 변수와의 상호 작용을 살펴봄으로서 BVOC와 연관된 에어로졸-구름 생성의 특성을 살펴볼 수 있는 기초 자료를 구축하였다. BVOC 배출량과 기후변화와의 되먹임 작용의 특성을 파악하는 연구를 지속적으로 해오고 있다. RCP8.5 시나리오의 경우에 BVOC 중에서 주요한 isoprene의 경우는 지구 배출량이 크게 감소하였으나, monoterpene의 경우는 증가하였다 (Fig. 3.4.14-3.4.16). 이러한 변화는 isoprene 배출량 감소는 950 ppm에 이르는 미래 CO₂ 배경농도 증가에 따른 것으로 추정되며, monoterpene 배출량 증가는 지구 온난화에 따른 기온 상승에 의한 것으로, 특히 침엽수가 많은 북반구에서 두드러지게 나타났다.

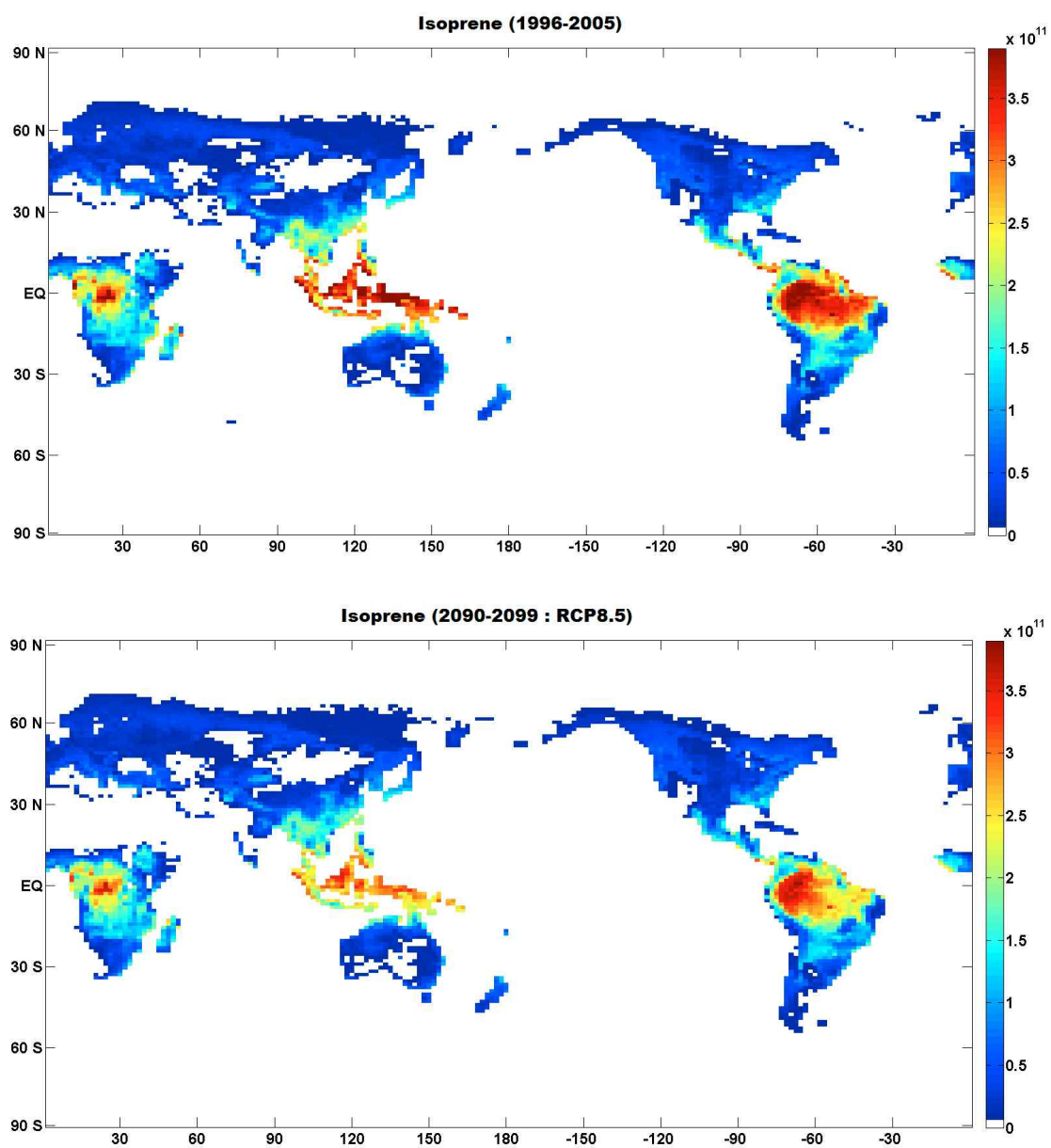


Figure 3.4.14. BVOC emissions in current climate condition (above) and RCP8.5 scenario (below) simulated by the UM

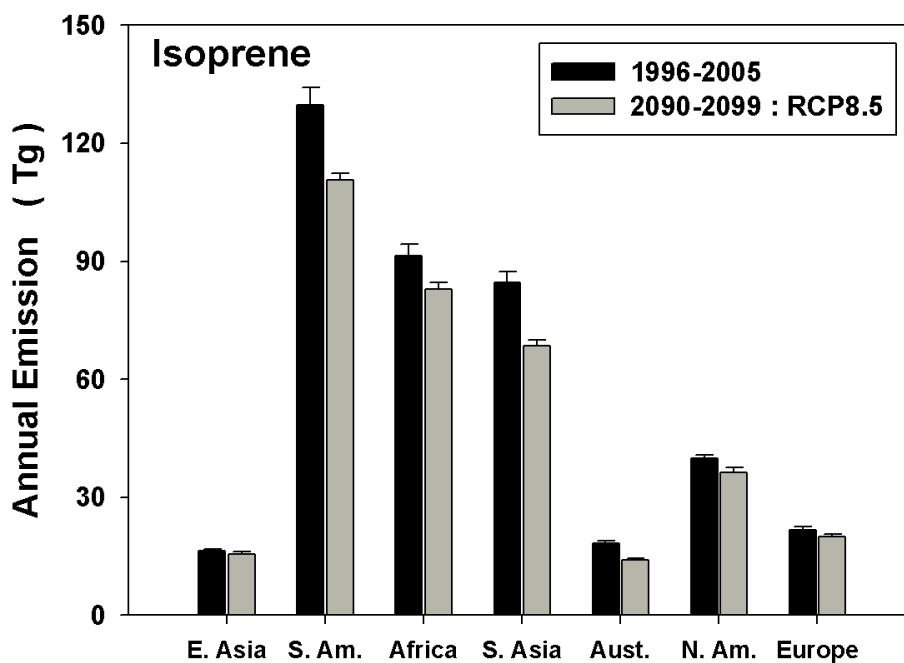
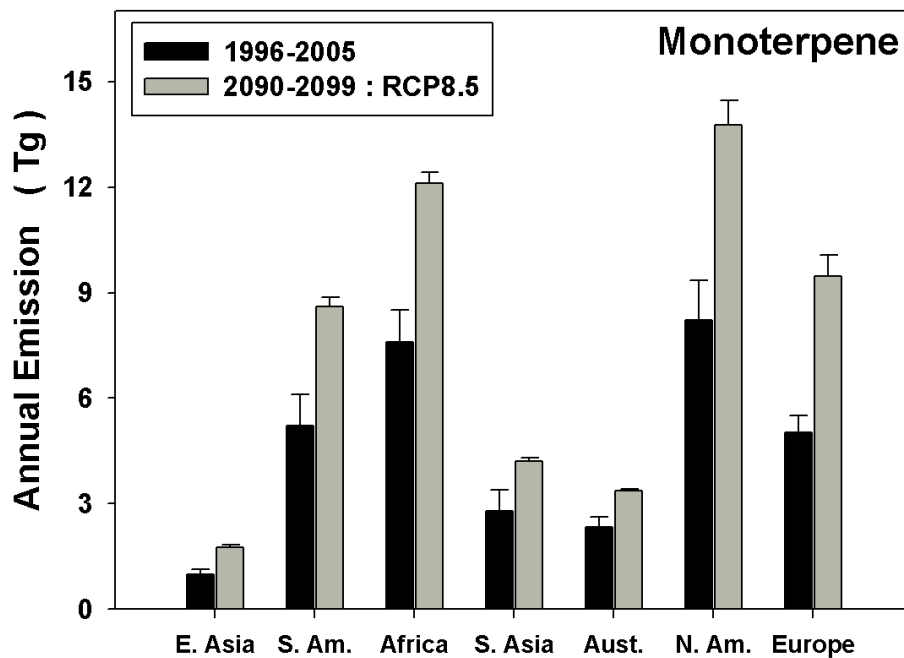


Figure 3.4.15. Changes in BVOC emission in current climate condition (above) and RCP8.5 scenario (below) simulated by the UM over different continents.

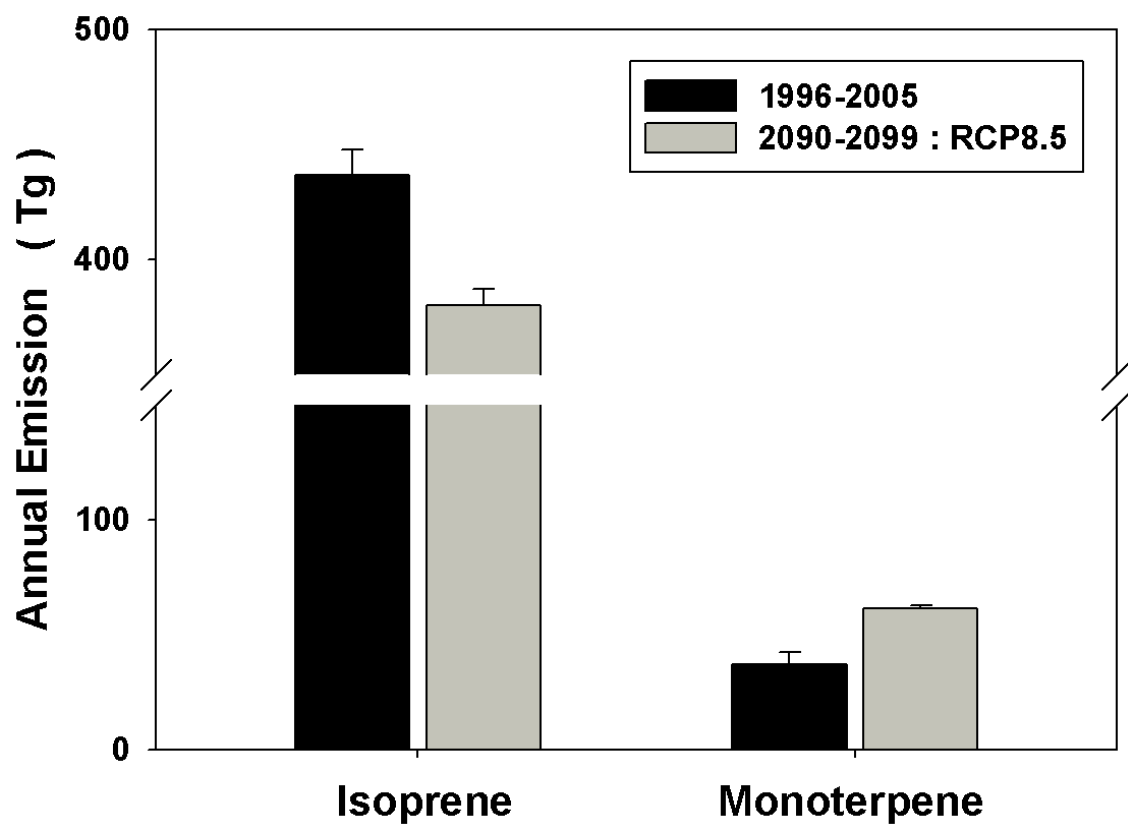


Figure 3.4.16. Changes in BVOC emission between present and RCP 8.5 scenario simulated by the UM over different continents.

Table 3.4.2 민감도실험 구성 설명. 현재 Historical(1996-2005), 미래 RCP8.5(2090-2099)기간에 대한 이산화탄소 농도: Historical 368 ppm($5.59e-4$), RCP8.5 936 ppm($1.42e-3$).

| Experiment | Period (climate) | CO ₂ concentration | PFTs |
|---------------|------------------|-------------------------------|------------|
| Present (CTL) | Historical | Historical | Historical |
| Present-P | Historical | Historical | RCP8.5 |
| Present-C | Historical | RCP8.5 | Historical |
| Present-CP | Historical | RCP8.5 | RCP8.5 |
| Future-P | RCP8.5 | RCP8.5 | Historical |
| Future-C | RCP8.5 | Historical | RCP8.5 |
| Future-CP | RCP8.5 | Historical | Historical |
| RCP8.5 Future | RCP8.5 | RCP8.5 | RCP8.5 |

보다 추가적인 비교 분석을 위하여 구축된 테스트베드를 통하여 기후 인자들과 BVOC 배출량과의 상관관계를 분석하였다. 이를 위해 수행한 민감도 실험에 대한 설명을 Table. 3.4.2 에 보였다. 경험 모델과 프로세스 기반 BVOC 모델은 배출량의 차이뿐만 아니라 BVOC 배출량을 조절하는 기후 인자, 대기 중 이산화탄소 농도, 그리고 식생 기능 분류에 따라 매우 다른 민감도를 보였다 (Fig. 3.4.17 - 3.4.20). 프로세스 기반 모델의 경우 미래 이소프렌 배출량의 변화는 식생 기능 분류에 의한 변화 효과는 작은 반면에 대기 중 이산화탄소 농도와 기후 변화에 따른 변화는 매우 큰 민감도를 보였다 (Fig. 3.4.17). 반면 경험 모델은 미래의 이소프렌 배출량이 식물 기능 분류와 기후 조건의 변화에 민감하게 반응한 반면 대기 중 이산화탄소 농도변화에는 큰 차이를 보이지 않았다 (Fig. 3.4.18). 모노테르펜 배출량의 경우에는 프로세스 기반 모델은 기후 조건에 따른 변동성이 다른 요인에 비하여 압도적으로 컸던 반면에, 경험 모델은 기후 조건에 인한 민감도 뿐만 아니라 식물기능분류 효과에 따른 효과에도 민감하게 반응하였다 (Fig. 3.4.19-3.4.20). 향후 이러한 모델 차이에 대한 보다 체계적인 연구가 선행되어야 할 것이다.

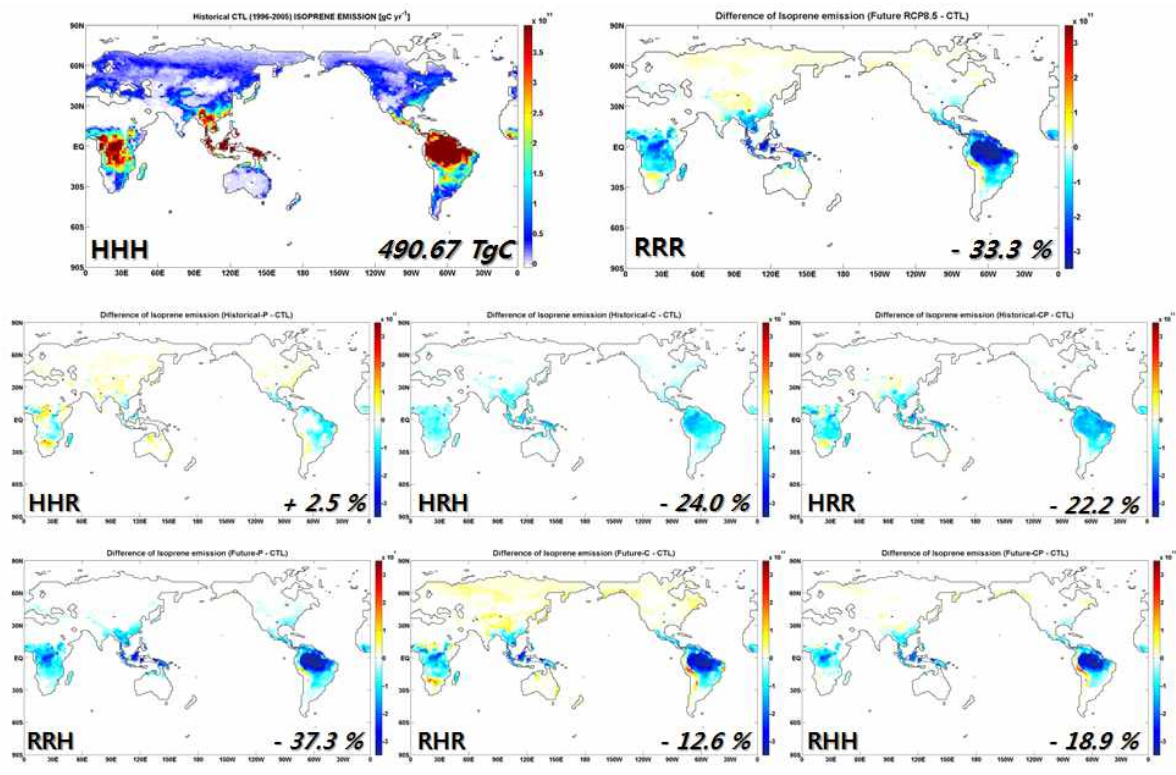


Figure 3.4.17. Contribution of climate condition, Atmospheric CO2 concentration and plant functional type to isoprene emission from the process-based model

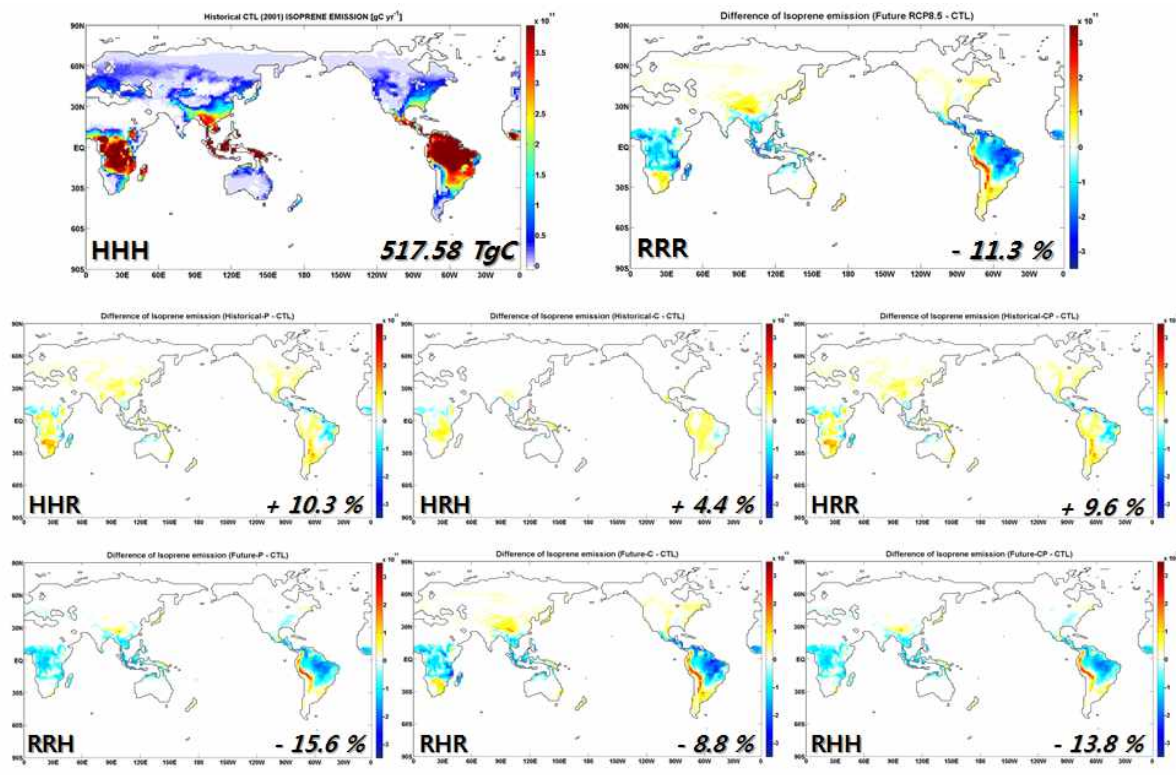


Figure 3.4.18. Contribution of climate condition, Atmospheric CO₂ concentration and plant functional type to isoprene emission from the empirical model

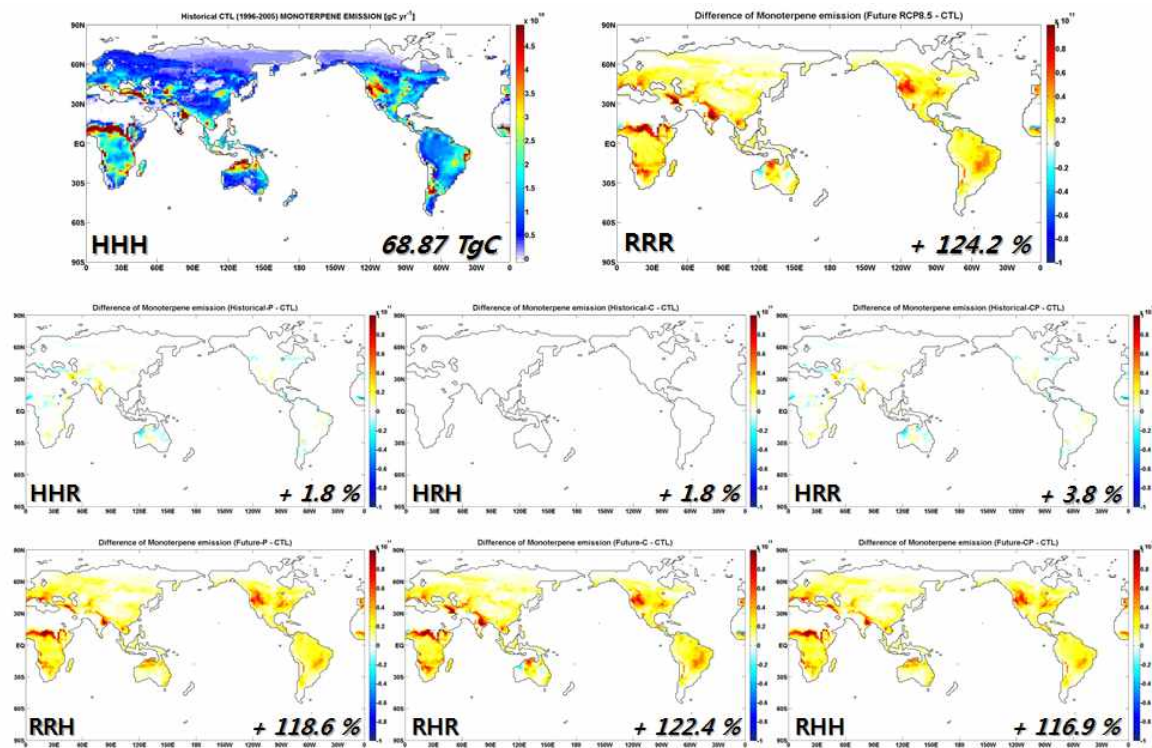


Figure 3.4.19. Contribution of climate condition, Atmospheric CO₂ concentration and plant functional type to monoterpene emission from the process-based model

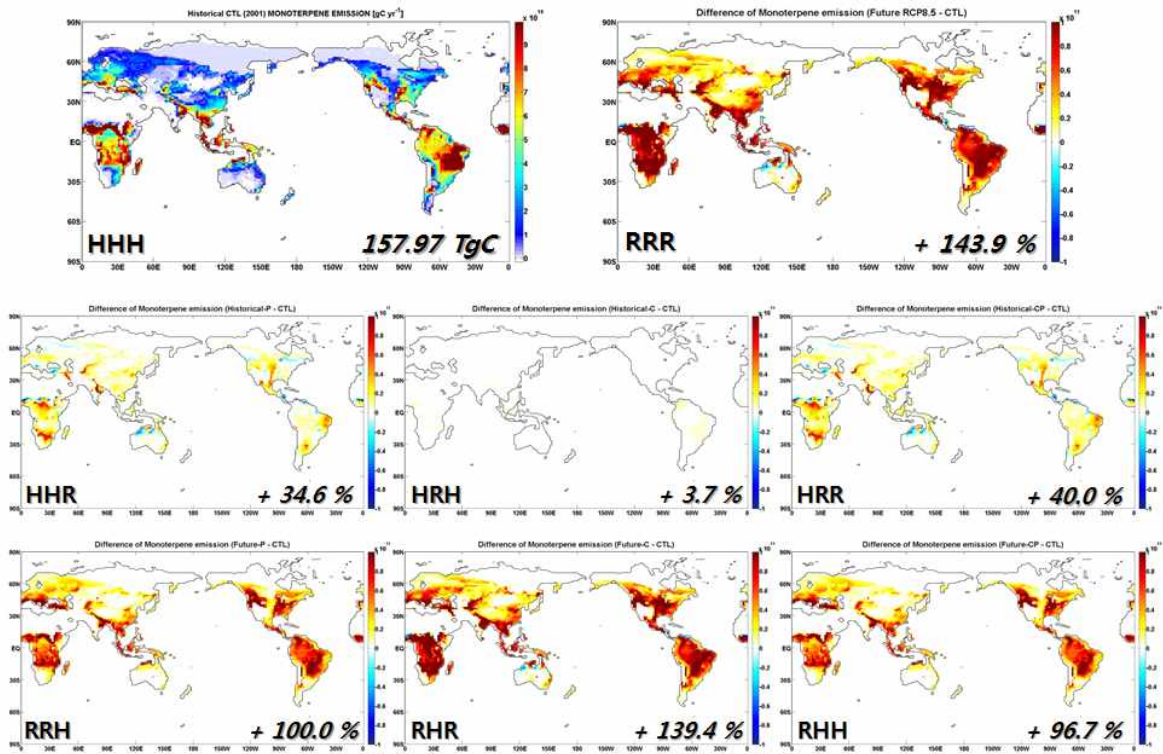


Figure 3.4.20. Contribution of climate condition, Atmospheric CO₂ concentration and plant functional type to monoterpene emission from the empirical model

2. 기상청 지구시스템모델의 탄소순환 과정 분석

가. 기상청 지구시스템 모델에서 모의된 육상탄소순환 모의 특성의 정량화

(1) 총일차생산량 (GPP)

기후 변화에 대해 육상생태계는 식생의 종류, 과거로부터 겪은 생태적 교란의 특성 기록, 생태계 다양성 및 토양의 생지화학적 특성에 따라 다르게 반응하게 된다. 지금까지의 연구결과를 보면 다양한 지면생태계모델들은 이러한 대기 상태의 변화에 대해 다른 민감도를 보여왔는데, 따라서 현재 기상청 지구시스템 모델에서 육상탄소를 수치 모의하는 지면생태모델이 대기 변화에 반응하는 민감도가 다른 지면생태모델과 비교했을 때 어떤 특성을 보이는지 이해하는 것이 매우 중요하다고 할 수 있다. 이에 따라 대기 중 이산화탄소 농도, 기온 및 강수량 증가에 따른 육상생태계 반응의 정량화하여 기상청 지구시스템모델의 탄소모의의 현실성을 분석하였다. 이를 위하여 기상청 지구시스템모델인 HadGEM2-AO를 1981년부터 2099년까지 모델 적분을 수행하고 그 결과를 분석하였다. 이때 현재는 1981년에서 2005년까지의 결과를, 미래는 2075년부터 2099년까지의 결과를 분석한 것이다.

다른 기상자료와 다르게 전구 육상생태계의 탄소 순환을 추정하는 것은 아직도 매우 큰 과학적 도전이다. 하지만 최근 모델 개발과 직접 관측 기술 및 위성 측정 기술의 발전으로 적어도 전구 육상의 총일차생산량은 비교적 비슷한 값을 보고하고 있다 (Table 3.4.3). 하지만 이러한 기존 연구 결과와 비교했을 때 기상청 지구시스템 모델 HadGEM2-AO는 약 20% 정도 작은 전구 육상 총일차생산량을 수치모의하였다. 이러한 차이의 원인을 알아보기 위해서 기상청 지구시스템모델에서 수치모의된 탄소순환의 특성의 분석을 수행하였다.

기후 모델의 성능을 이야기할 때 강수량이나 기온의 경우 위성 및 재분석자료와 같은 기준 자료가 존재하며, 이를 활용하여 모델의 특성을 비교적 쉽게 분석할 수 있다. 하지만 전구 규모에서 육상탄소 순환을 정량화하는 기준 자료는 존재하지 않는다. 따라서 관측된 기상장 및 순생태계교환량 자료에 기반하여 전구로 확대된 결과들과의 비교를 수행하였다. 이러한 비교 분석을 통하여 기상청 지구시스템모델이 순생태계생산량 (Net Ecosystem Production: NEP)이 음의 값을 가져, 모델 결과의 문제가 있는 것으로 파악되었다. 순생태계생산량이 음의 값이라는 것은 육상생태계가 대기로부터 이산화탄소를 흡수하는 것이 아니라 배출한다는 뜻으로 다양한 다른 연구 결과

와 매우 상충된다고 할 수 있다. 기상청 지구시스템모델의 이러한 오차의 원인을 알아보기 위하여 다양한 자료로부터 얻어진 자료와의 비교 검증을 수행하였다.

우선 기상청 지구시스템모델이 전구 총일차생산량 (Gross Primary Productivity: GPP)를 15% 과소평가함을 알 수 있었다 (Table 3.4.3). 이러한 총일차생산량의 과소평가는 순일차 생산량(Net Primary Productivity: NPP)을 음으로 만드는 원인이 될 수 있다. 이러한 기상청 지구시스템 모델의 총일차생산량의 과소평가는 북반구에서는 일괄적으로 나타나고 있었으며, 남반구에서도 남아메리카와 아프리카, 그리고 호주 지역에서 과소평가 되고 있었다 (Fig. 3.4.21). 지표의 식생 분포 특성이 지구시스템모델에서 차이를 보이는 것이 원인으로 추정되며 보다 추가적인 분석이 이루어져야 할 것이다. GPP의 이러한 과소평가가 순일차생산량에 어떤 영향을 주는지도 살펴보았다. 기존 위성자료와 비교했을 때, NPP/GPP의 비율은 상대적으로 큰 값을 보이고 있음을 알 수 있었다 (Fig. 3.4.22). 이는 상대적으로 과소평가된 총일차생산량에도 불구하고, 음의 순생태계생산량을 만들어내는 원인이 아닐 가능성을 시사한다.

Table 3.4.3. Global gross primary productivity (GPP)

| 전구 GPP 계산 방법 | GPP 값 |
|--|-----------------|
| 관측자료 기반의 5개 모델 GPP (Beer et al., 2010) | 123±8 PgC/year |
| FluxNet 자료 기반의 모델 GPP (Jung et al., 2011) | 118±1 PgC/year |
| 10개 생물권 모델의 GPP (Piao et al., 2013) | 133±15 PgC/year |
| HadGEM2 | 108 PgC/year |

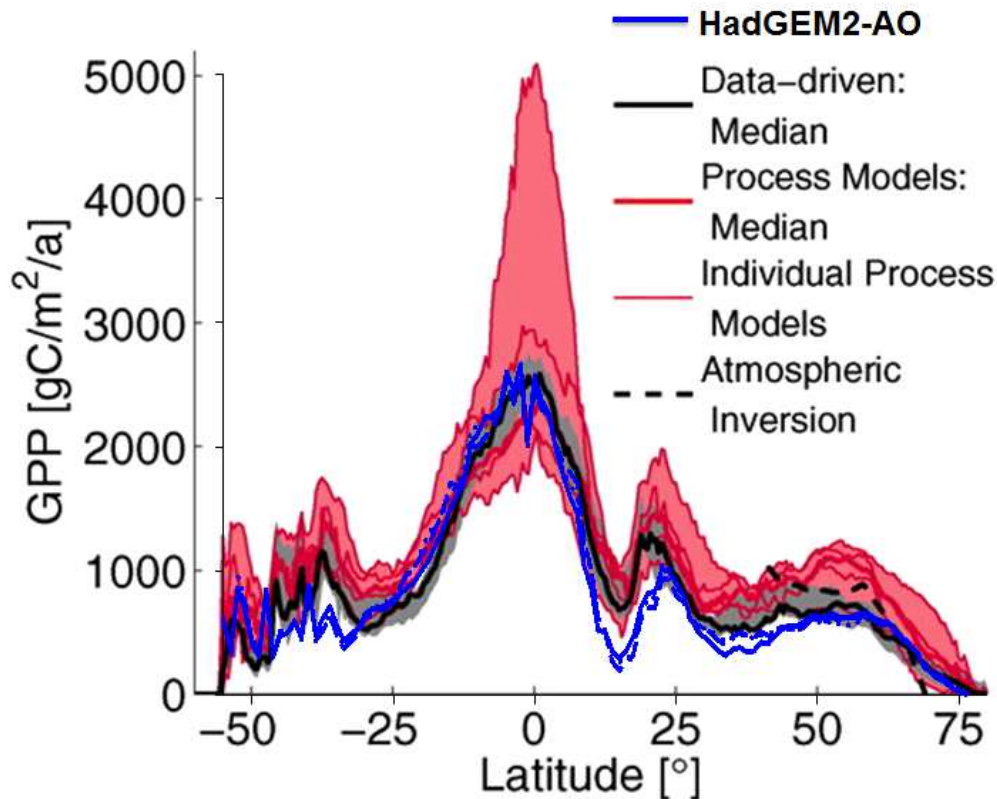


Figure 3.4.21 Latitudinal distribution of gross primary productivity

(2) 순일차생산량 (NPP)

순일차생산량 NPP의 경우 기존 연구 결과에 따르면 100 ppm의 이산화탄소의 증가에 대해서 각각 대략 15%의 증가를 보인다 (FACE experiment, Piao et al., 2013). 기상청 지구시스템모델의 경우에는 현재 기후에서는 100 ppm당 약 21%의 증가를 보이는 반면 미래 기후 (2090-2099년)에는 그 증가폭이 7%로 매우 축소되었다. 실제 순일차생산량은 기후 조건에 민감하게 반응하게 되는데 위성자료를 분석한 결과를 보면 2002년과 2005년 순일차생산량의 감소가 북반구 지역에 가뭄과 깊은 연관이 있는 것으로 추측된다 (Fig. 3.4.23-3.4.26). 2002년에는 북미와 호주 지역에, 2005년에는 남미와 아프리카 그리고 호주에 연간 강수량이 평년에 비해서 작았다. 하지만 기상청 지구시스템모델은 이 기간 동안 북반구 지역에서 위성 자료에 비교해서 보다 많은 강수를 수치 모의함으로써 가뭄의 강도가 훨씬 적었음을 알 수 있다 (Fig. 3.4.4-3.4.5). 이러한 사실은 지면생태계모델에서의 탄소순환 계산이 대기 모델의 오차

에 따라 크게 달라질 수 있음을 확인시키고 있다.

실제로 기상청 지구시스템모델의 경우에 위성 관측에서 보이는 순일차생산량의 anomaly를 잘 모의하고 있으며, 2002년과 2005년의 오차는 육상탄소과정의 오차라기 보다는, 기상청 지구시스템모델에서 보이는 강수량의 과대평가 때문인 것으로 추정된다 (Fig. 3.4.3-3.4.4). 이에 따라 음의 값을 가지는 순생태계생산량이 토양호흡의 오차와 깊은 연관이 있음을 확인할 수 있었다.

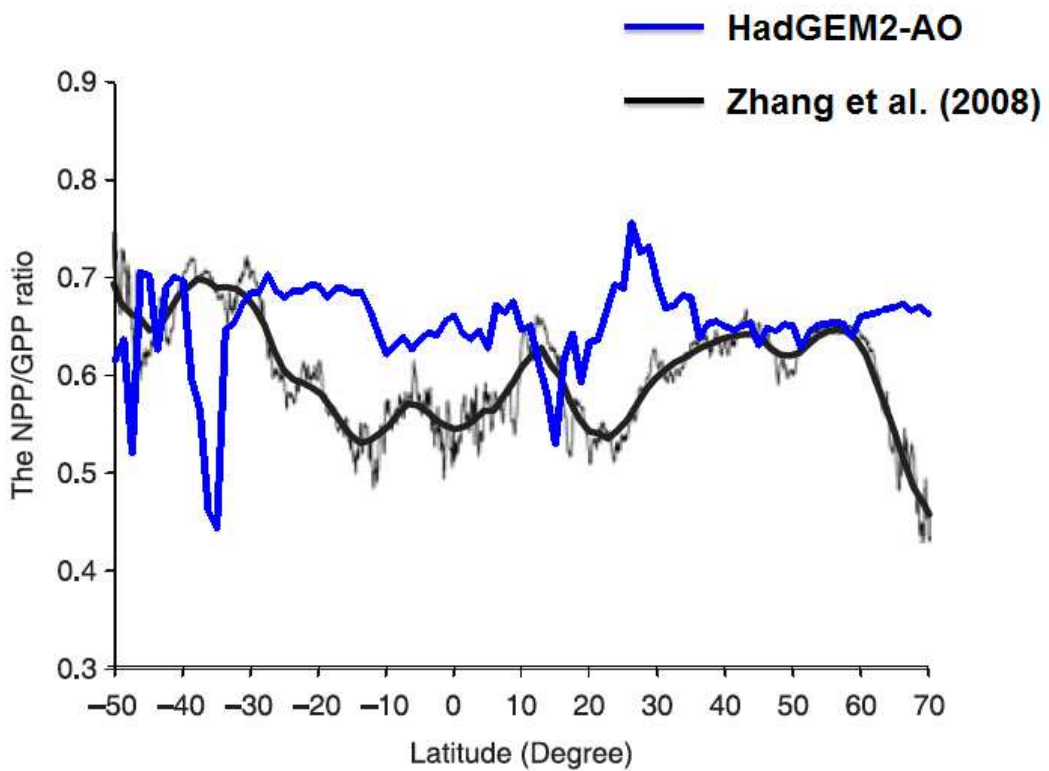
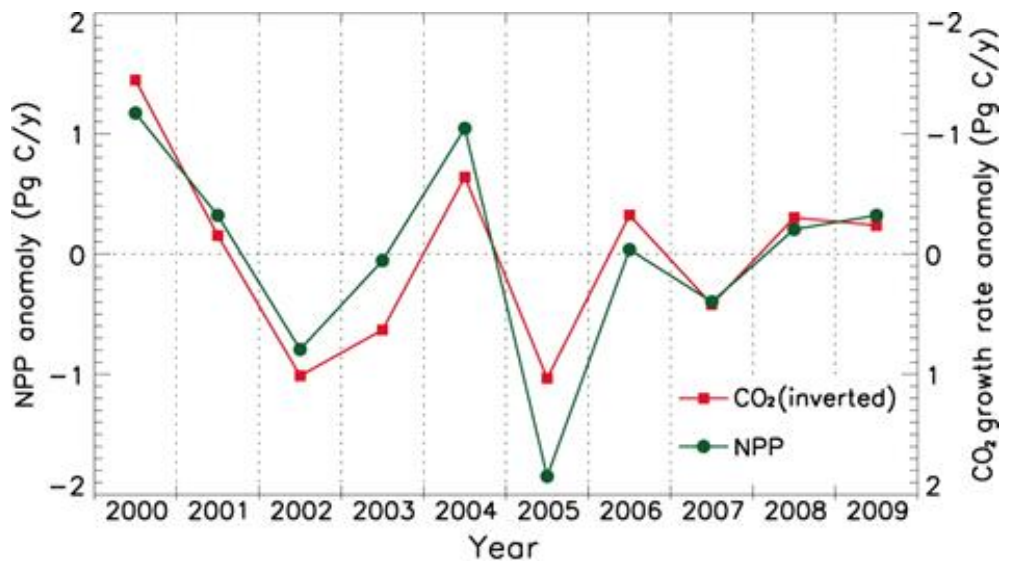


Figure 3.4.22. Latitudinal distribution of ratio of NPP to GPP (NPP/GPP)



HadGEM2-AO

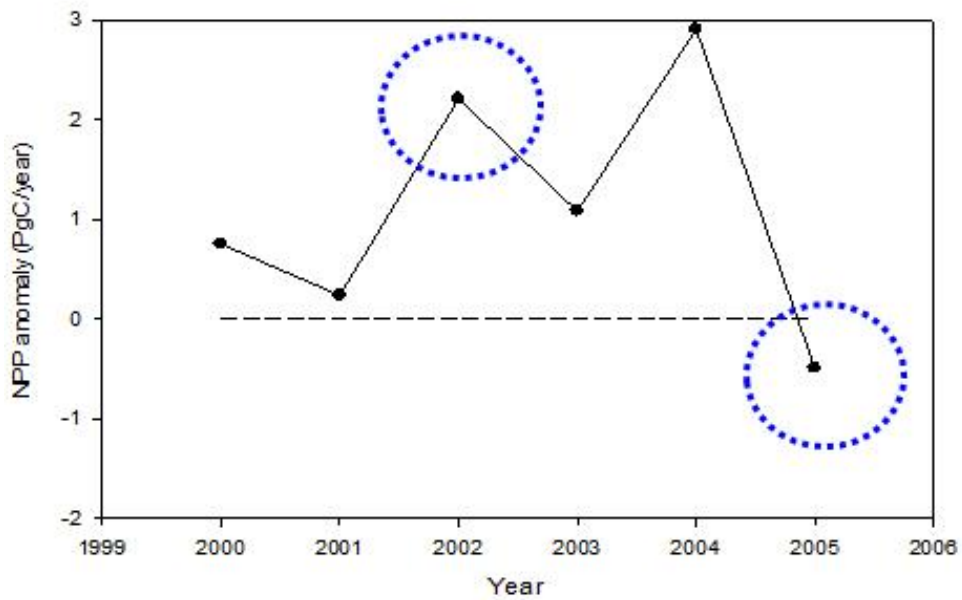


Figure 3.4.23. Annual variation of NPP. Above panel is value from satellite estimation by Zhao and Running (2010) and below panel is the output of KMA Earth system model (HadGEM2-AO))

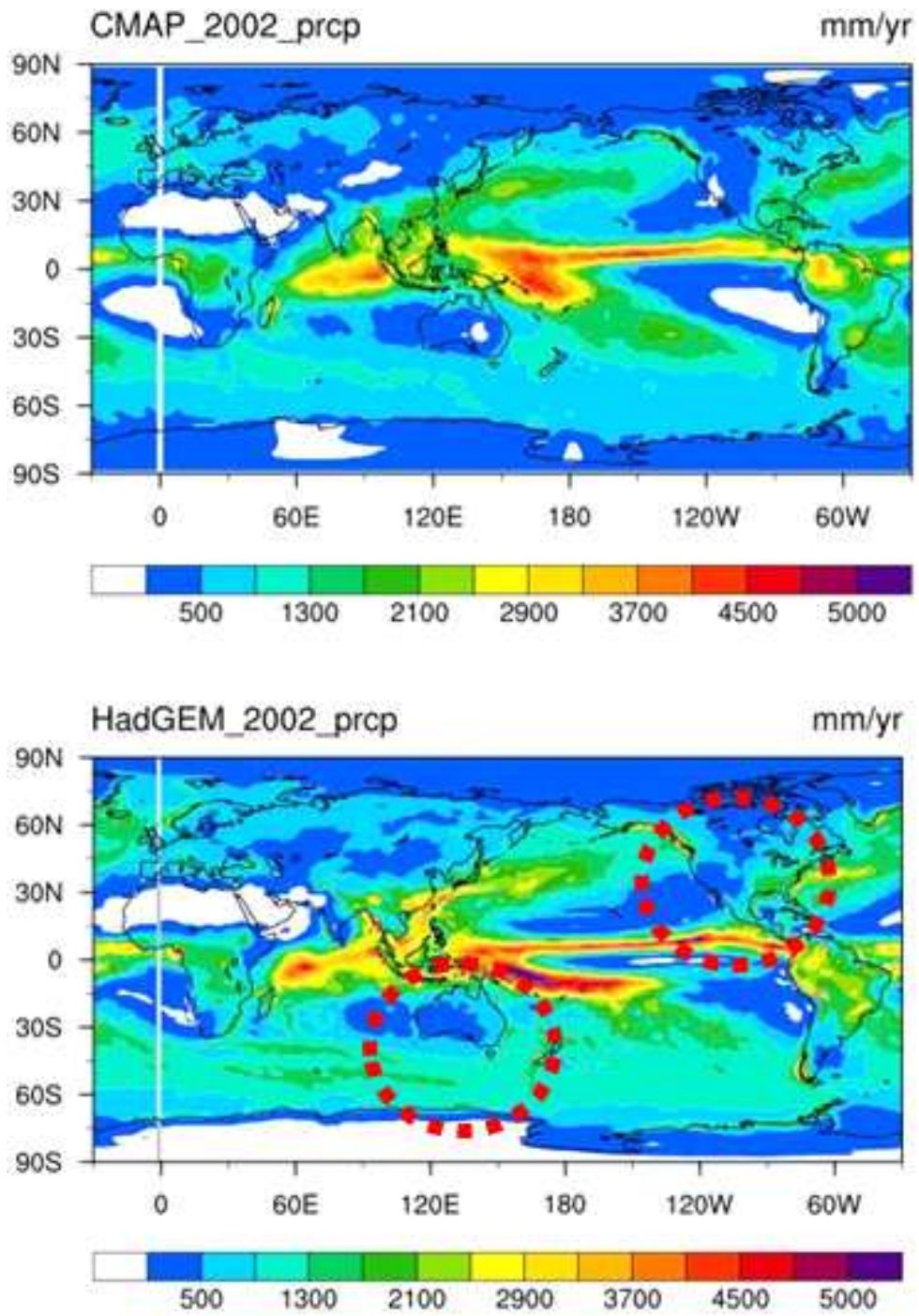


Figure 3.4.24 Global annual precipitation in 2002 from CMAP and KMA Earth System Model

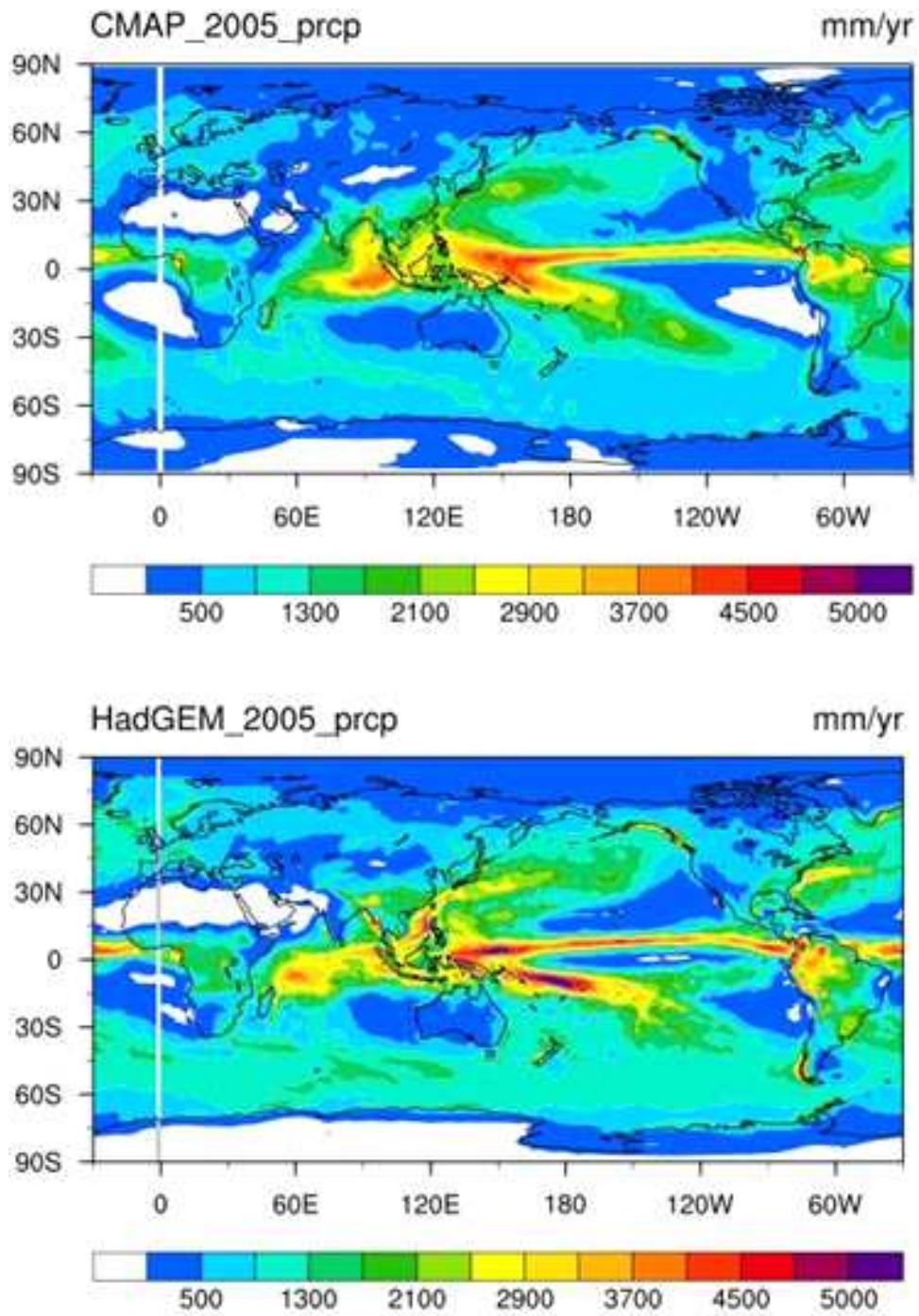


Figure 3.4.25 Global annual precipitation in 2005 from CMAP and KMA Earth System Model

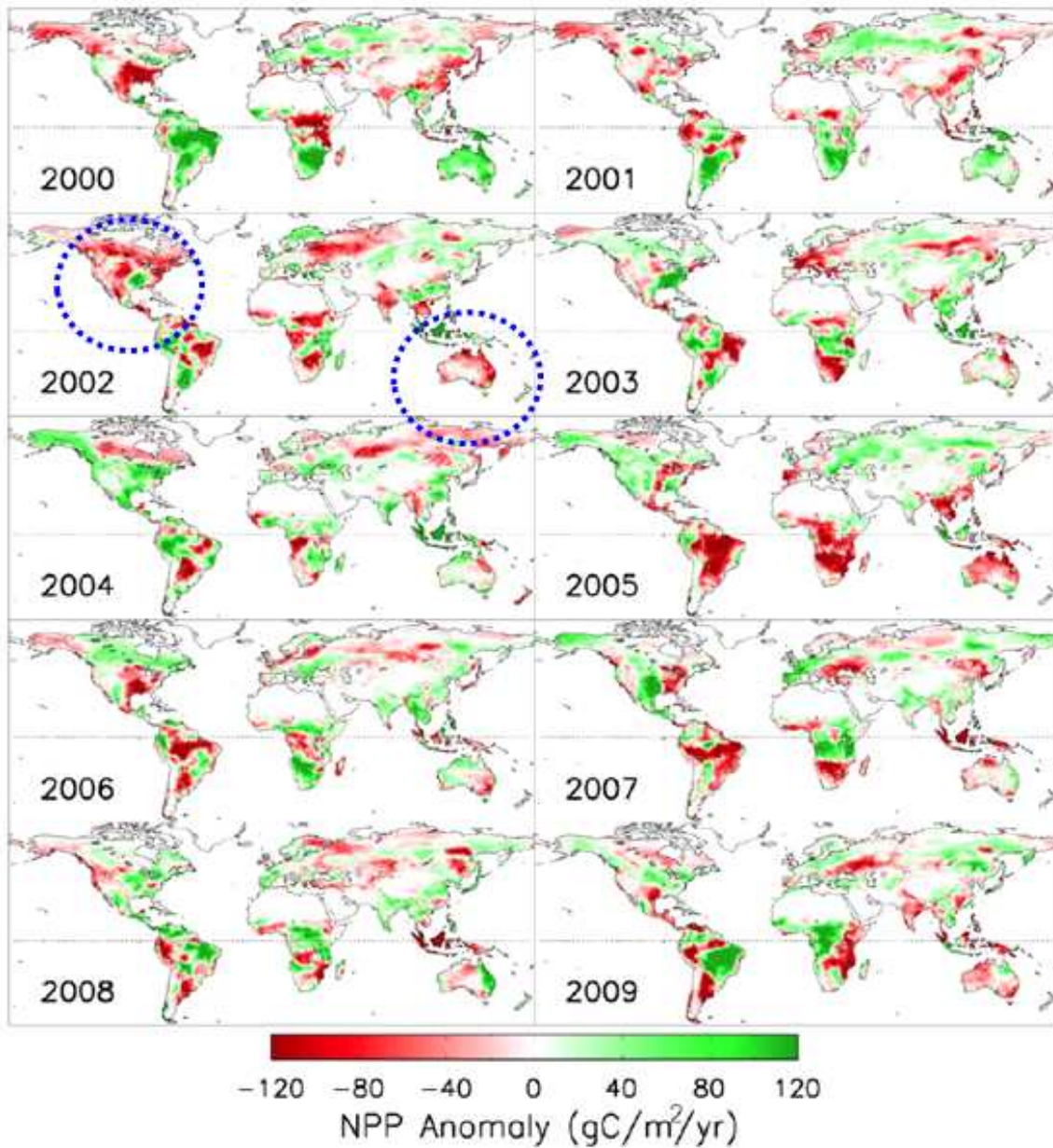


Figure 3.4.26 Global annual precipitation anomaly and NPP (source: Zhao and Running (2010))

(3) 순생태계생산량 (NEP)

총일차생산량이나 순일차생산량에 비해서 순생태계생산량(NEP)을 추정하는 것은 매우 어려우며 현재의 기술로도 많은 불확실성을 내포하고 있다. 이것은 순생태계생산량이 크기가 비슷한 총일차생산량과 생태계호흡량의 차이로서 계산되어지기 때문이다. 기존 연구결과들은 육상생태계의 전구 순생태계생산량이 2 ~ 4 PgC/year의 순

흡수 (net sink)를 나타낸다고 기록하고 있다 (Table 3.4.4). 하지만 기상청 지구시스템 모델의 경우에 음의 값을 보여 육상생태계가 대기에 대해서 이산화탄소에 대한 발원으로 작용하고 있음을 보였다.

Table 3.4.4. Global net ecosystem production (NEP)

| 지구 NEP 계산 방법 | GPP 값 |
|--|------------------|
| Residual method (Friedlingstein et al., 2010) | 2.1±1.2 PgC/year |
| Residual method (Le Quere et al., 2013) | 2.6±0.8 PgC/year |
| 10개 생물권 모델 평균 (Piao et al., 2013) | 2.0±0.8 PgC/year |
| CarbonTracker | 4.0±2.1 PgC/year |
| HadGEM2 | -4.3 PgC/year |

이러한 음의 값을 가지는 기상청 지구시스템모델의 육상탄소 흡수의 원인을 알아보기 위하여 순생태계생산량의 값을 결정하는 총일차생산량, 생태계 호흡량, 순일차생산량의 기후 조건에 대한 변화 특성을 살펴보았다.

$$NEP = GPP - Re = NPP - Rs \quad (3.4.8)$$

여기서 Re와 Rs는 각각 생태계 호흡량과 토양 호흡을 나타낸다.

10개의 생물권 모델을 이용한 Piao et al. (2013)의 최근 연구 결과에 따르면 기상청 지구시스템모델의 총일차생산량은 다른 모델결과에 비해서 비교적 작은 값을 보인다고 할 수 있다 (Fig. 3.4.27). 기상청 지구시스템모델에서 산불 모델의 사용이 일부 수치모의 결과의 향상을 가져올 것으로 추측되나 보다 자세한 연구가 필요하다. 하지만 우리가 주목해야할 것은 보다 큰 총일차생산량을 수치 모의한다고 해서 그 모델이 더 큰 순일차생산량을 모의하지는 않는다는 사실이다.

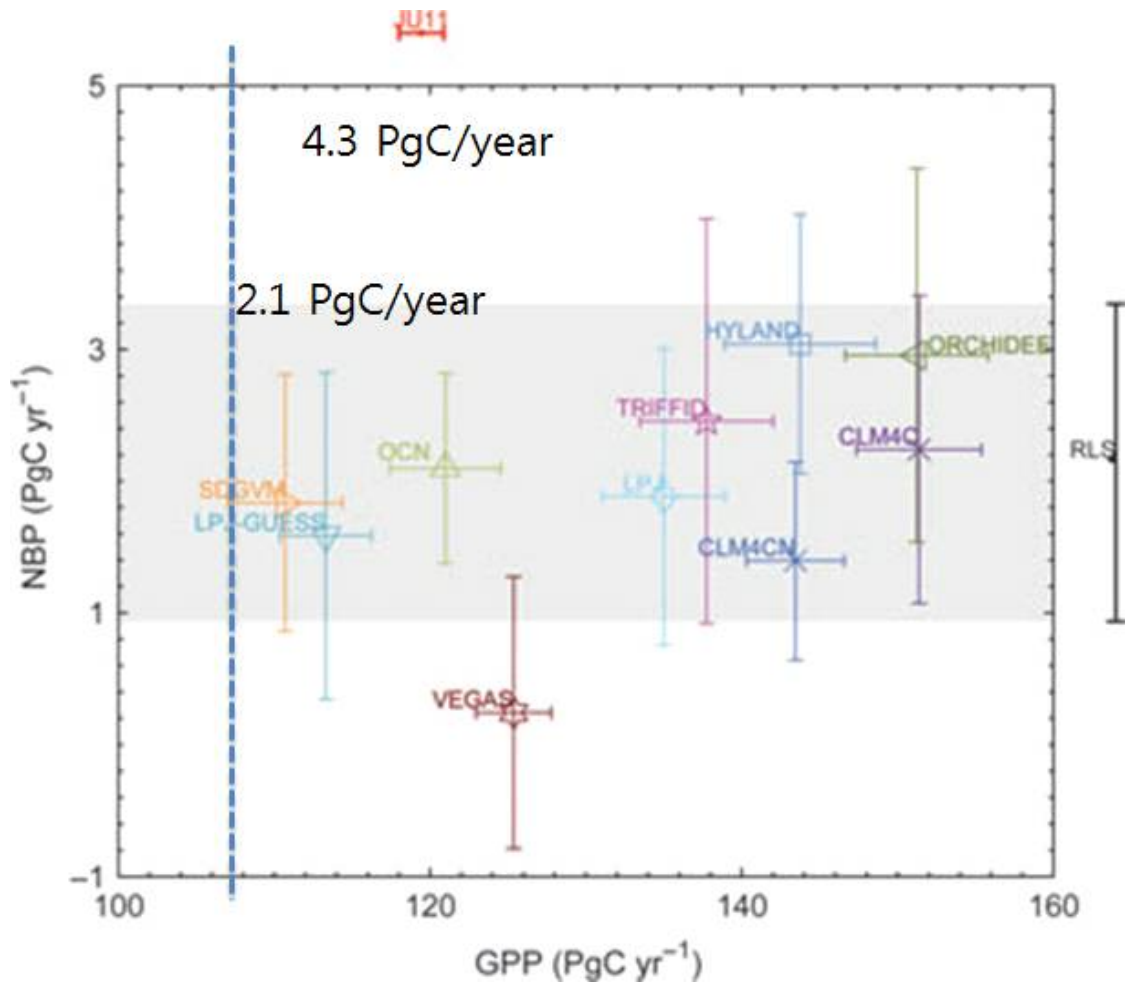


Figure 3.4.27 Global GPP and NBP distribution (source: Piao et al., (2013)).

Vertical dash line indicates the HadGEM2-AO simulation result.

NPP/GPP 값은 Fig. 3.4.22에서 보인 것과 같이 기상청 지구시스템모델이 다른 연구 결과에 비해서 작지 않은 값을 유지하고 있다. Fig. 3.4.22의 결과를 위도별, 경도별 특성을 살펴보기 위하여 보다 자세한 분석을 수행하였다 (Fig. 3.4.28 - 3.4.29). Zhang et al. (2009)의 위성 자료를 활용한 NPP/GPP의 공간분포 연구와 비교했을 때, 기상청 지구시스템모델은 북위 30 ~ 60도 지역에서 NPP/GPP값을 과소 모의하고 있는 반면에 북위 60도 이상의 고위도 지역에서는 과대평가하는 것을 알 수 있다. 전구 육상탄소 순환에서 저위도 지역의 대기 중 이산화탄소 능력이 매우 중요함을 고려했을 때, 기상청 지구시스템모델의 NPP/GPP의 과소평가 지역 중에서 북미 지역, 동아시아와 동북 유라시아 지역은 유의 깊은 분석이 필요할 것으로 추정되며, 특히 식물

기능분류에 따른 불확실성에 대한 연구가 수행되어야 할 것이다.

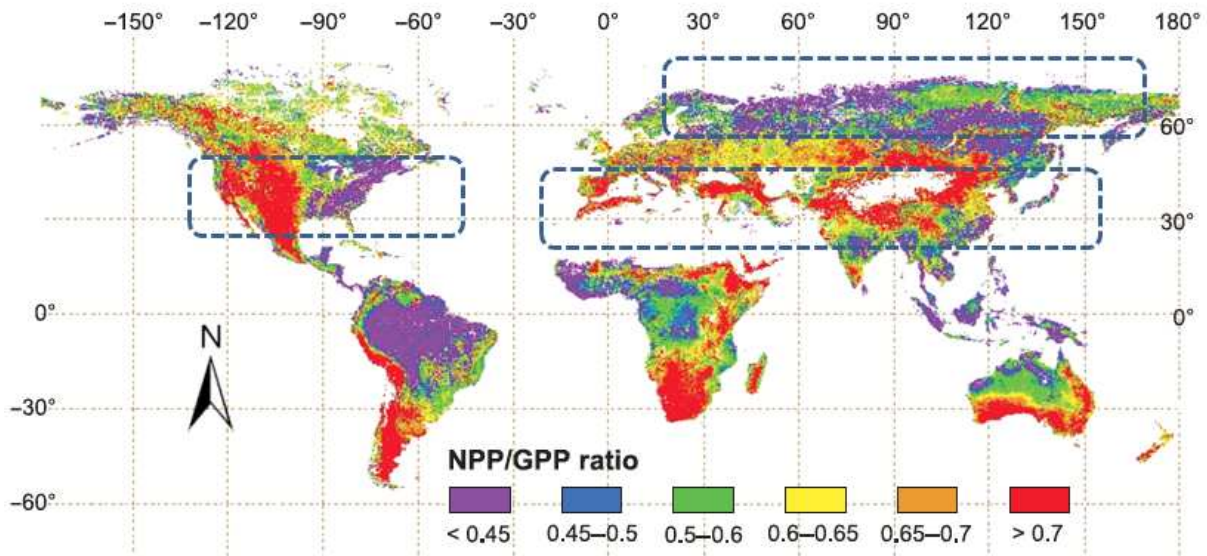


Figure 3.4.28 Global NPP/GPP distribution from MODIS (source: Zhang et al. (2009))

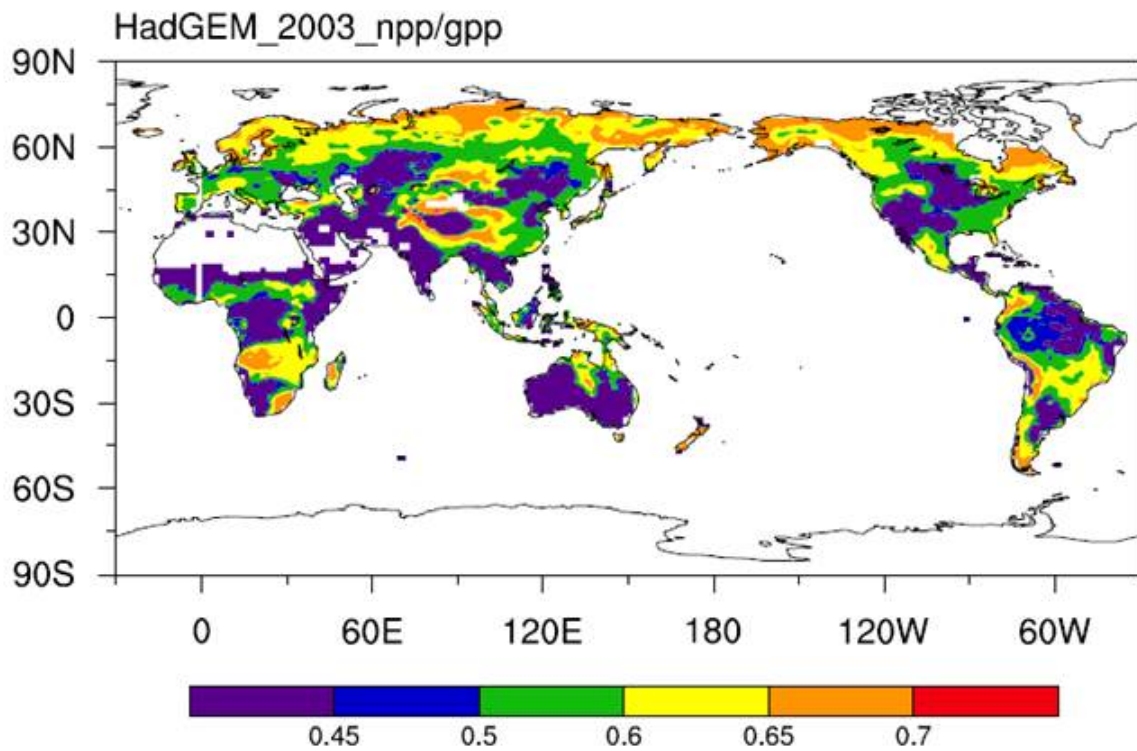


Figure 3.4.29 Global NPP/GPP distribution from the HadGEM2-AO.

기상청 지구시스템모델의 동북 유라시아 지역에서 NPP/GPP의 과대 평가의 특성을 보다 잘 살펴보기 위하여 에디 공분산 (eddy-covariance) 직접 관측 결과와의 비교를 수행하였다. 이 때 사용한 관측 자료는 FluxNet에 등록된 관측지 중에서 Ueyama et al. (2010)에서 보고한 NEL 관측지와 YLF 관측지이다 (Fig. 3.4.30). Fig. 3.4.31은 2003년에서 2005년 동안 기상청 지구시스템모델의 결과와 NEL 및 YLF 관측지에서의 순생태계교환량과 비교한 결과이다. 직접 관측 결과와 비교했을 때 기상청 지구시스템모델은 겨울철의 생태계 호흡량을 과대 평가하고 있으며 북반구 식물의 성장기인 여름철에 유라시아 생태계의 탄소흡수능력을 과소 평가함을 알 수 있다. 이는 Fig. 3.4.22와 3.4.28- 3.4.29에서 보인 것과 같이 기상청 지구시스템모델이 동북 유라시아 대륙에서 NPP/GPP의 값이 작은 것을 설명할 수 있는 결과이다. 보다 추가적인 연구를 통해서 이 지역에서 생태계 특성을 규정하는 입력 변수들에 대한 검증과 함께 기후 변수들과의 상관관계 분석이 이루어져야할 것이다.

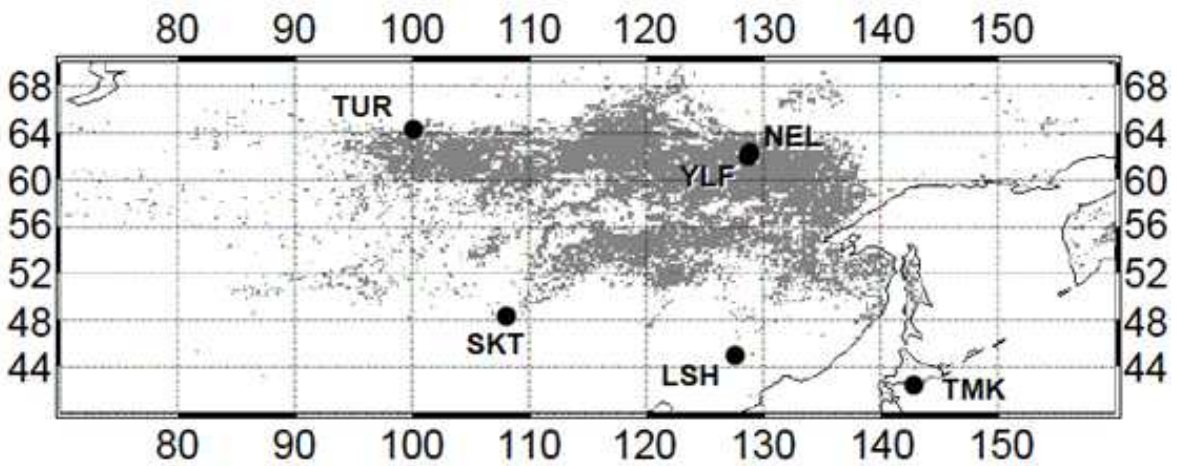


Figure 3.4.30 in-situ observation stations in East Eurasia (source: Ueyama et al., 2010)

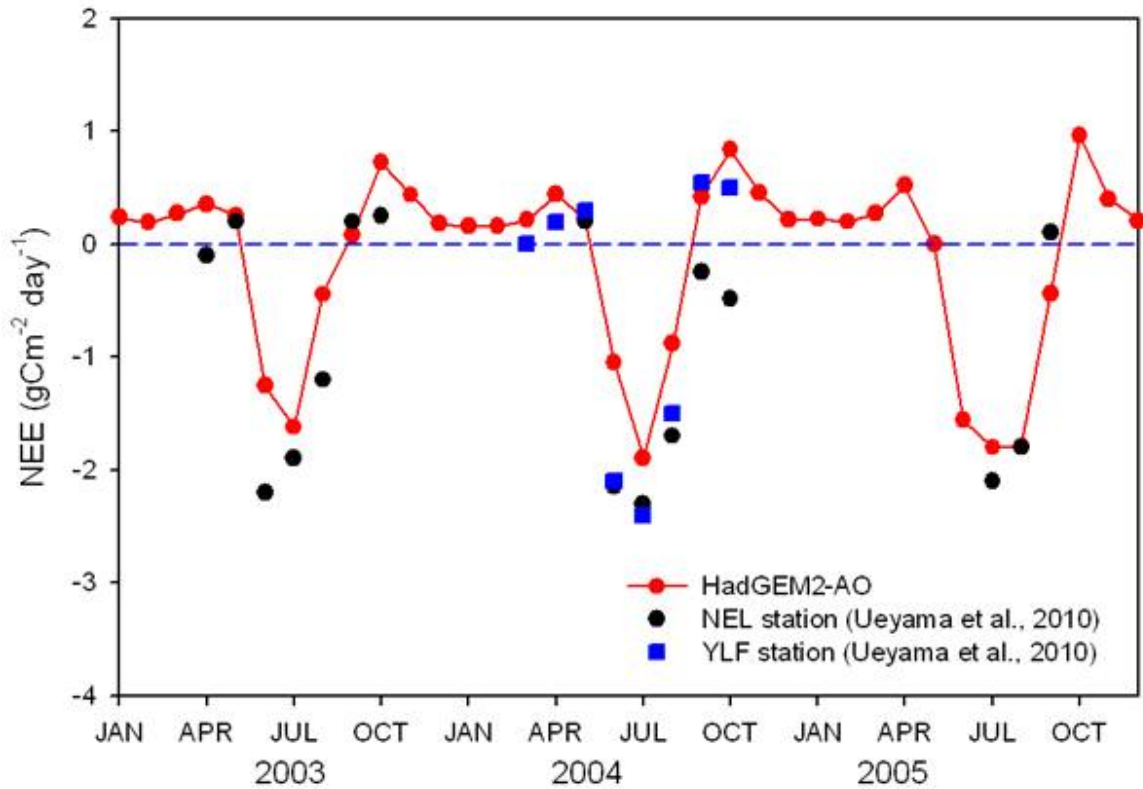


Figure 3.4.31 Comparison of HadGEM2-AO simulated net ecosystem exchange (NEE) against in-situ observation stations in East Eurasia from 2003 to 2005.

(4) 토양 호흡

토양 호흡은 육상탄소순환에서 매우 중요한 역할을 하며, 대부분의 모델에서는 토양 온도에 비례하는 토양 호흡이 발생하도록 처방하고 있다. 기상청 지구시스템 모델에서도 다른 모델과 유사하게 토양호흡은 토양 온도에 비례한다. 이와 함께 토양 수분에 대한 의존성도 포함하고 있다. 특히 주의해야 할 것은 기상청 지구시스템 모델에서 토양 호흡량이 토양 속에 존재하는 탄소량에 따라 비례하도록 결정된다는 사실이다. 따라서 잘못된 토양에 저장된 탄소량을 적절하게 처방하는 것이 매우 중요하다고 할 수 있다.

Fig. 3.4.12는 Scharlemann et al., (2009)에서 보고한 전구 토양탄소량의 전구 지도이다. 과거 식생이 많이 존재했던 아마존, 아프리카 적도, 동남아시아 등의 지역인 적도 지역에 20 kg/m² 이상의 매우 큰 토양탄소가 있는 것을 알 수 있으며, 상대적

으로 식생이 적은 사하라 사막과 티베트 고원, 그린란드에는 토양 탄소량이 상대적으로 매우 적은 것을 알 수 있다.

본 연구를 통하여 구축된 지면생태모델의 테스트베드를 이용하여 전구 토양호흡량의 민감도 실험을 수행하였다. 이 때 수치실험은 ERA-Interim 재분석자료에 bias correction을 수행한 WFDEI 3시간 재분석 자료의 기상장을 이용하여 0.5도 간격으로 2002년부터 2005년까지 수행하였다 (Fig. 3.4.13). Fig. 3.4.13을 보면 전구 평균 토양탄소량이 5 kg/m²과 10 kg/m²일 때 토양 호흡량이 2배의 차이를 보임을 확인할 수 있다. 이를 근거로 음의 순생태계생산량을 나타낸 기상청 지구시스템 모델이 순생태계생산량이 0이 되는 (즉, NEP=0) 토양 탄소량은 대략 7 kg/m²에 해당되었다. 총일차생산량, 순일차생산량 및 식생 호흡은 토양탄소량에 영향을 받지 않는 반면, 토양 탄소는 크게 영향을 받기 때문에 기상청 지구시스템 모델의 전구 육상 탄소 수지를 측정하는데 있어 토양탄소량은 매우 큰 불확실성을 만들어냄을 알 수 있었다. 향후 보다 정확한 토양탄소량을 초기장으로 하는 실험을 설계하고, 토양 탄소에 대한 스핀업 과정의 특성을 분석하는 연구가 추진되어야 할 것이다.

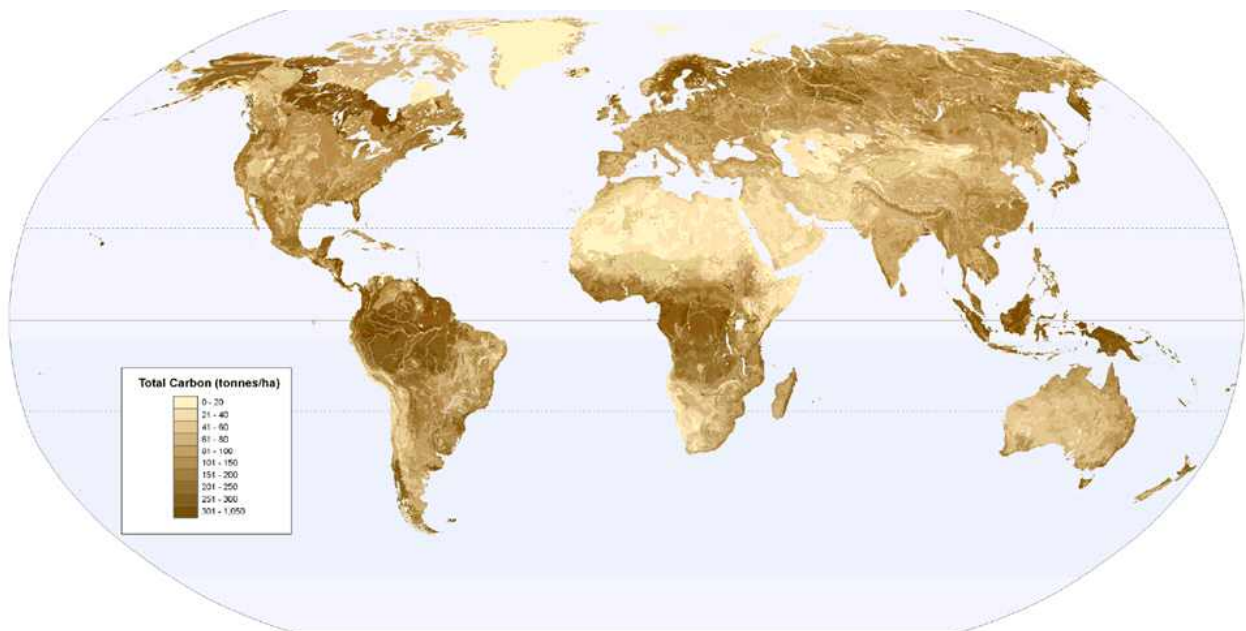


Figure 3.4.32 Global soil carbon map (source: Scharlemann et al., 2009)

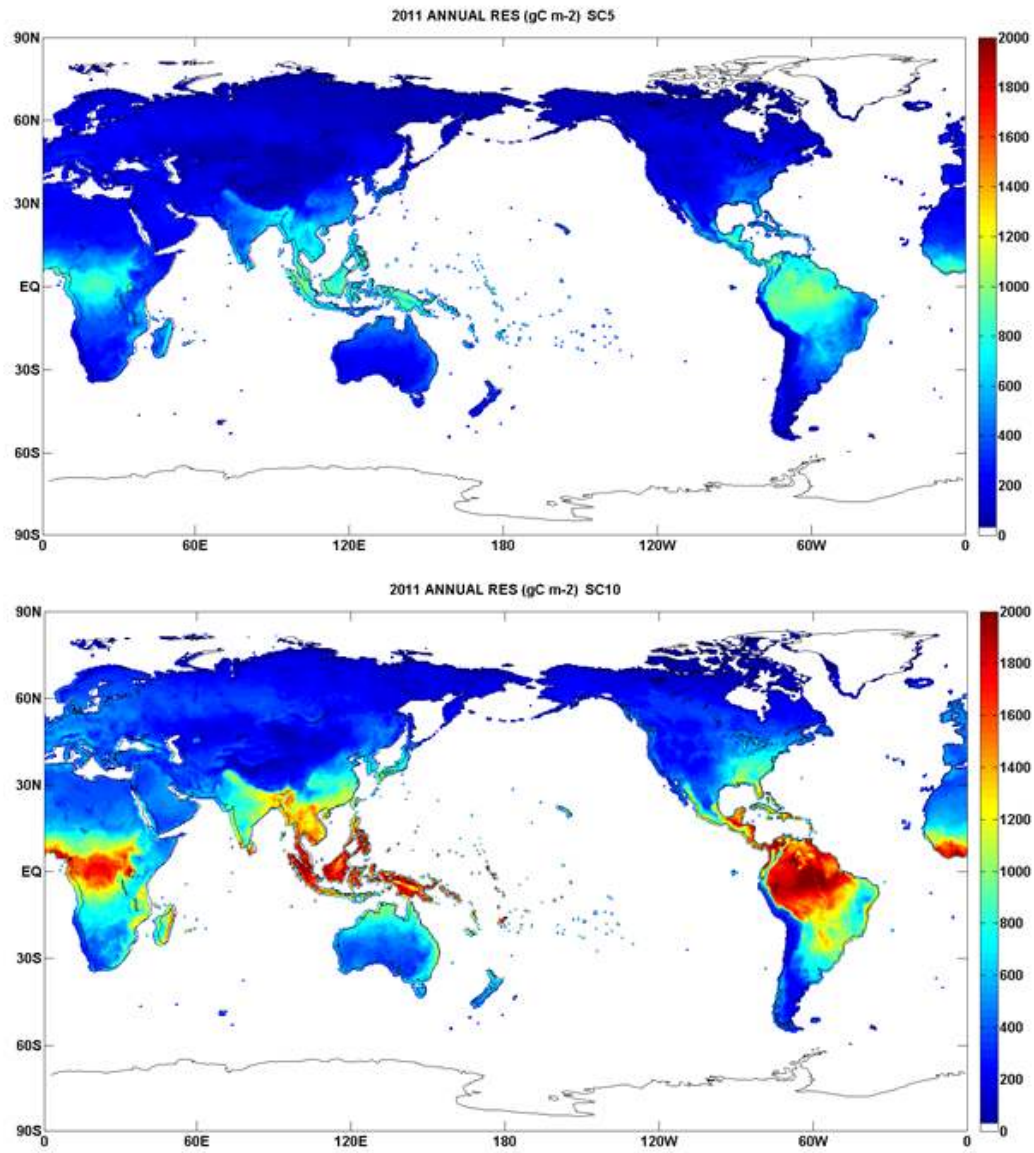


Figure 3.4.33 Global soil respiration with different soil carbon storage. Above and below panels use 5 kg/m² and 10 kg/m² of soil carbon.

나. 기상청 지구시스템 모델에서 모의된 육상탄소 순환의 기후 조건에 대한 민감도 분석

위에서 언급한 것처럼 기존 연구 결과와 비교했을 때 기상청 지구시스템 모델 HadGEM2-AO는 약 20% 정도 작은 전구 육상 총일차생산량을 수치 모의하였다. 그리고 이러한 과소평가가 과대모의되는 강수나 위도별 또는 경도별 식생의 활력도 차이에 의해서 기인함을 알 수 있었다. 이러한 절대량의 차이뿐만 아니라 기상청 지구시스템모델의 육상탄소순환의 특성을 알아보기 위해서는 기후 조건 변화에 따른 총일차생산량과 순일차생산량의 변화 민감도를 살펴보는 것도 매우 중요하다. 이러한 차이의 원인을 알아보기 위해서 기상청 지구시스템모델에서 수치 모의된 탄소순환의 특성의 분석을 수행하였다.

총일차생산량의 기온 변화에 대한 민감도는 다른 모델 결과와 비교했을 때 큰 편이다 (Fig. 3.4.34). 하지만 residual method에 의해서 산출된 Jung et al. (2011)의 결과와 비교했을 때 residual method의 오차 범위안에 있다. 하지만 순생태계생산량의 기온에 대한 반응은 다른 생물권 모델이나 다른 추정 방법에서는 음의 값을 가지는 반면에 기상청 지구시스템모델은 양의 값을 보였다 (Fig. 3.4.34). 이러한 사실은 아래에서 보다 진행된 기온, 강수량 및 대기 중 이산화탄소 농도 변화에 따른 총일차생산량과 순생태계생산량의 변동성의 분석 결과에 기초했을 때 순생태계생산량 추정과 연관된 토양 호흡이 상당히 과대평가되었기 때문인 것으로 추정된다. 이 문제와 관련하여 위에서 언급된 것처럼 Q10으로 규정지어지는 기온에 대한 토양 호흡의 민감도에 대한 추가 분석이 이루어져야할 것이다.

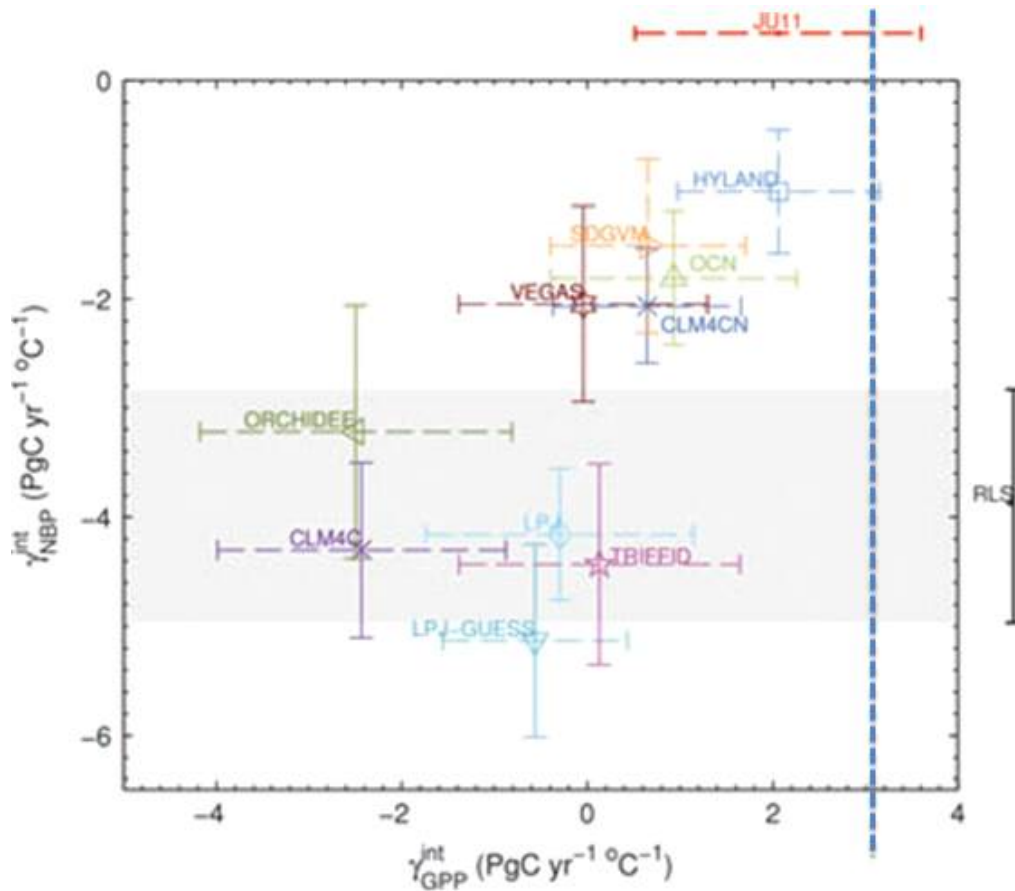


Figure 3.4.34. Sensitivity of Net Biome Productivity (NBP) and Gross Primary Productivity (GPP) to air temperature. Blue line is from the KMA Earth system model (adopted from Piao et al., 2013). Vertical dash line indicates the HadGEM2-AO simulation result.

반면에 강수량에 대한 총일차생산량의 민감도는 다른 결과에 비하여 작았으나 비슷한 결과를 보여주는 다른 생물권 모델도 존재하였다 (Fig. 3.4.35). 이와 함께 강수량 변동에 따른 순생태계생산량은 다른 모델들과 비슷하고 residual method로 얻어진 연구 결과와도 비슷하여 앞서 언급된 음의 값을 가지는 순생태계생산량이 기온이나 강수 변동에 따른 부적합한 생태계 모델링의 변동성에 기인한 것은 아닌 것으로 추정된다. 아울러 기상청 지구시스템모델의 결과는 순생태계교환량이 미래 기후에는 기상 조건에 대해 민감도가 떨어지게 될 것임을 보이고 있다.

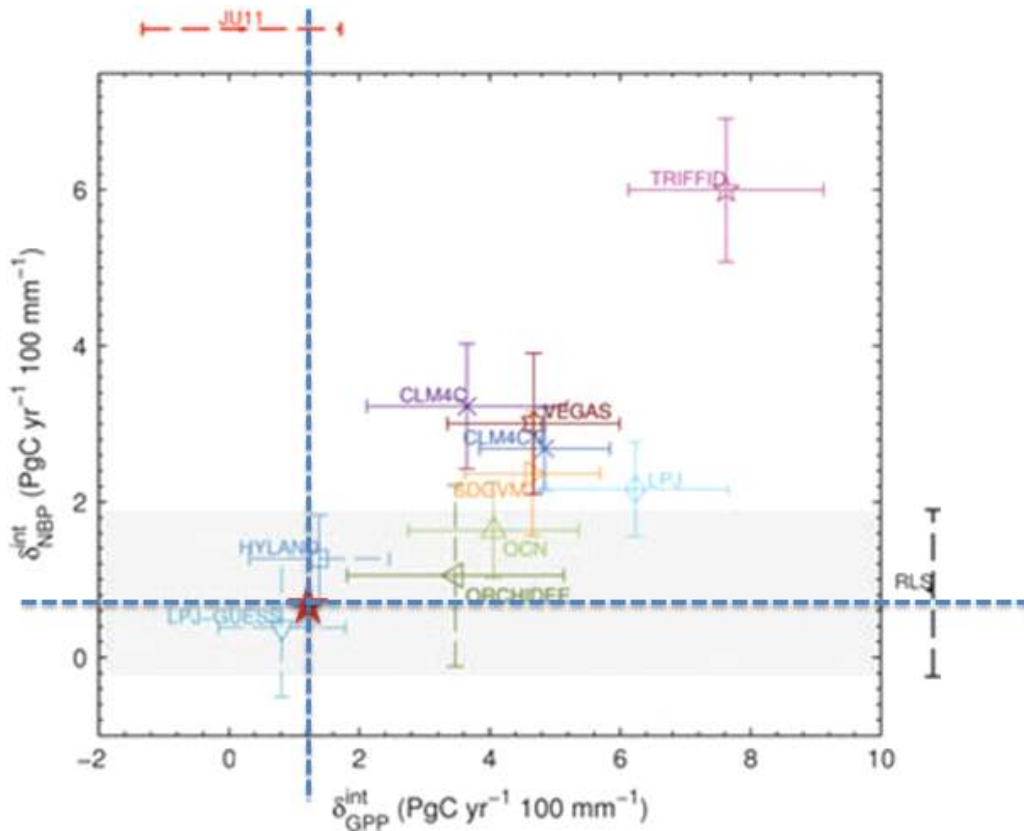


Figure 3.4.35. Sensitivity of Net Biome Productivity (NBP) and Gross Primary Productivity (GPP) to annual precipitation. Blue line is from the KMA Earth system model (adopted from Piao et al., 2013). Vertical and horizontal dash line indicates the HadGEM2-AO simulation result.

대기 중 이산화탄소 농도 변화에 따른 기상청 지구시스템모델의 육상탄소순환 변동성을 살펴보았다 (Fig. 3.4.36). Fig. 3.4.36에서 볼 수 있듯이, 다른 모델들과 유사하게 기상청 지구시스템모델에서 수치 모의된 총일차생산량은 100 ppm의 연간 이산화탄소 증가에 대해서 약 20 PgC/year의 양의 값을 보였다. 순생태계생산량의 경우에는 기상청 지구시스템모델에서 100 ppm의 연간 이산화탄소 증가에 대해서 약 11 PgC/year의 값이라는 양의 값을 보였다. 이러한 순생태계생산량은 이러한 결과는 기상청 지구시스템모델의 육상탄소순환의 기후 민감도가 다른 모델과 큰 차이가 없음을 의미한다. 그리고 GPP나 NPP의 절대값이나 이런 값들의 기후 민감도가 양의 값을 가지는 다른 추정결과와 다르게 음의 값을 가지는 순생태계생산량의 이유가 될 수 없음을 의미한다.

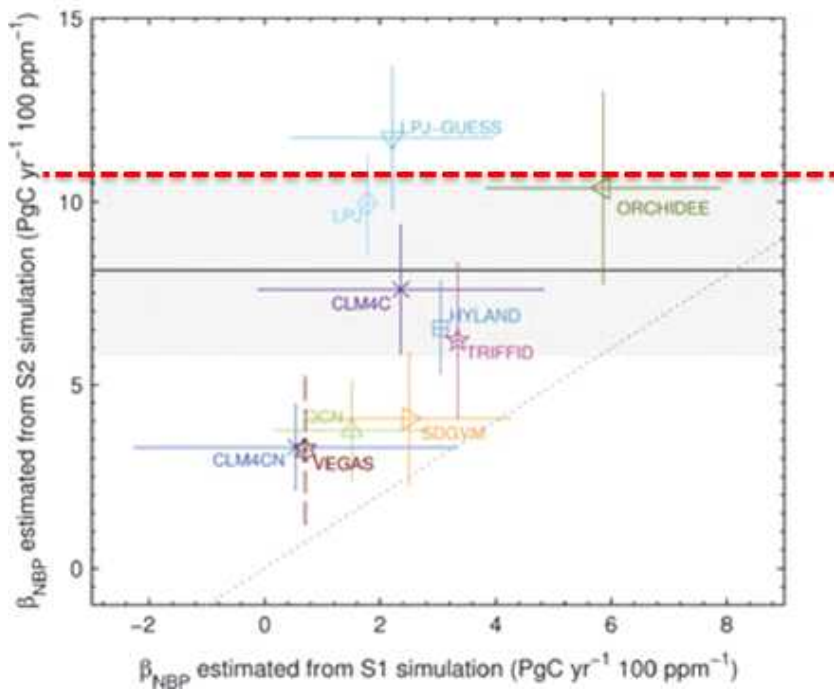
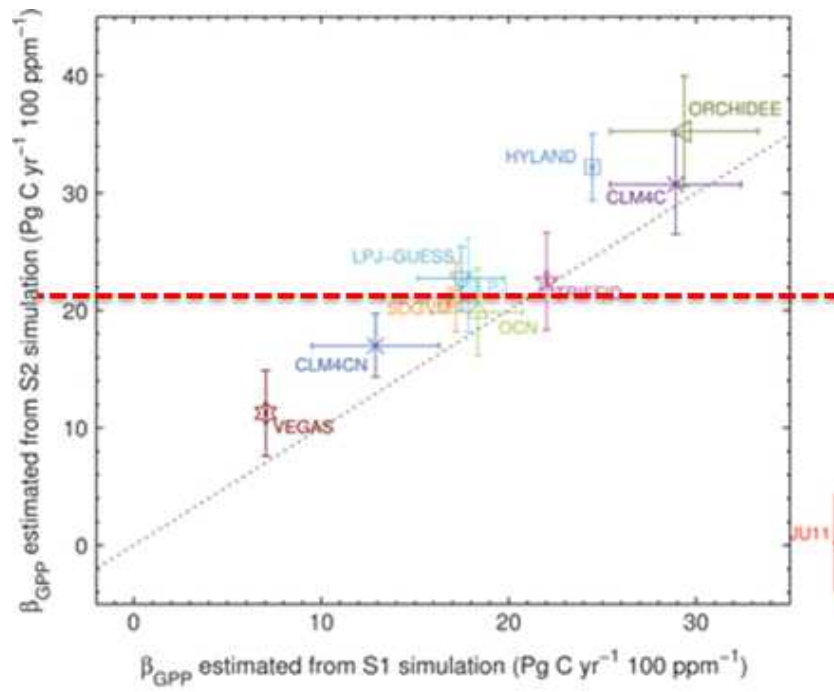


Figure 3.4.36. Sensitivity of Net Biome Productivity (NBP) and Gross Primary Productivity (GPP) to CO₂ increment. (adopted from Piao et al., 2013). Dash lines indicate the HadGEM2-AO simulation result.

다. 미래 기후 시나리오에서의 육상 탄소 순환 수치 모의 능력 분석

(1) 열대 아마존 유역

미래 기후 변화 시나리오에서 육상생태계의 탄소순환의 변화를 정량화하고 그 원인을 이해하는 것은 매우 중요하다. 이에 따라 기상청 지구시스템모델에서 수치모의된 육상탄소순환의 변화를 정량화하고, 이러한 차이가 발생한 원인에 대해 분석하여 graphical mode로 표현하였다.

우선 지구의 허파라고 불리는 아마존 지역은 21세기 말에는 강수량이 줄고, 이에 따라 토양 수분이 상당히 줄어들었다 (Fig. 3.4.37). 이와 함께 아마존 열대 우림 지역의 육상생태계의 대기 중 이산화탄소를 흡수하는 능력이 크게 약화됨을 알 수 있다 (Fig. 3.4.17). 이러한 순생태계교환량의 증가는 총일차생산량의 감소와 토양호흡의 증가가 모두 원인이 되었다. 이러한 순생태계생산량의 감소 (순생태계교환량의 증가)의 원인을 추가로 분석하였다.

이 지역은 현재 기후에서는 강수량이 풍부한 지역이다. 하지만 21세기 말에는 연간 강수량이 600 ~ 900 mm 감소하게 되면서 식생의 대기 중 이산화탄소 흡수 능력에 강수량이 제한 요소가 되었다. 그리고 아마존산림 지역에서는 활엽수림이 작물로 바뀌게 되는 deforestation이 총일차생산량을 감소시킨다 (Fig. 3.4.38). 이러한 지표 피복의 변화는 증발량의 증가 및 강수량 감소로 인하여 토양수분의 감소를 더욱 강화시킨다. 이렇게 줄어든 토양 수분은 상승한 기온 및 토양 온도와 함께 생태계호흡량을 증가시켜 결국 미래기후에 순생태계 생산량을 줄이는 역할을 하게 된다 (Fig. 3.4.37-38).

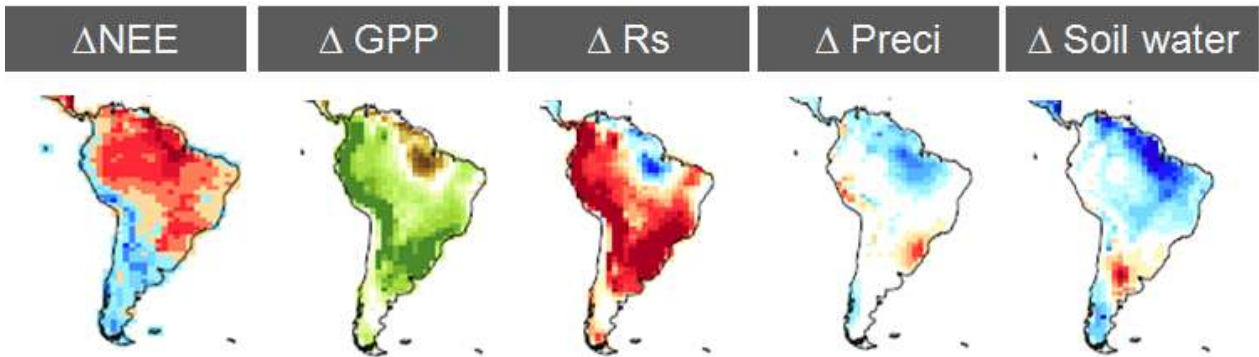


Figure 3.4.37 Changes in NEE, GPP, Rs, precipitation and soil water content in the future climate change scenario simulated by the HadGEM2-AO.

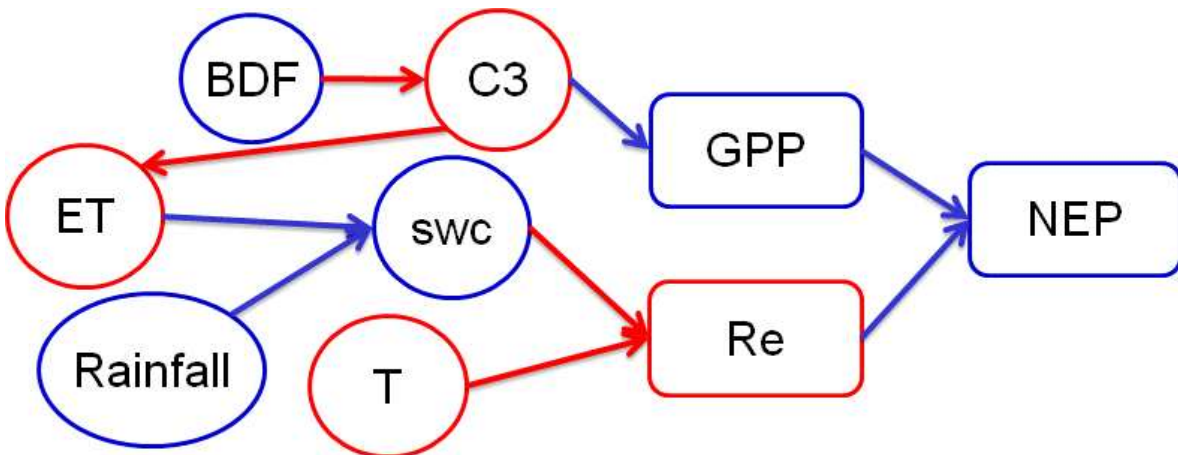


Figure 3.4.38 Feedback processes among climate and terrestrial carbon cycle in the Amazon basin. Red and blue lines are positive and negative feedbacks, respectively.

(2) 동아시아 육상 탄소 순환 특성 분석

미래 기후 변화에 대해서 동아시아 지역은 열대 아마존 지역과는 다른 모습을 보인다 (Fig. 3.4.39). 특이한 점은 동아시아 지역은 대부분의 지역에서 순생태계생산량이 약간 증가한 반면에 티베트 고원 지역은 미래 기후에서 순생태계생산량의 증가가 다른 지역보다 매우 큰 모습을 보였다.

우선 남중국 지역의 순생태계생산량 증가를 살펴보면 이 지역에서는 broadleaf deciduous forest가 보다 더 큰 순생태계생산량을 만들어낼 수 있는 기후 지역으로 바뀌어 이 지역의 전체 총일차생산량을 늘리게 된다. 하지만 인구의 증가로 인한 식량 생산을 위하여 이 지역의 상당한 면적의 broadleaf deciduous forest가 작물 재배 지역으로 바뀌면서 총일차생산량의 감소를 가져오는 측면도 또한 존재 한다 (Fig. 3.4.40).

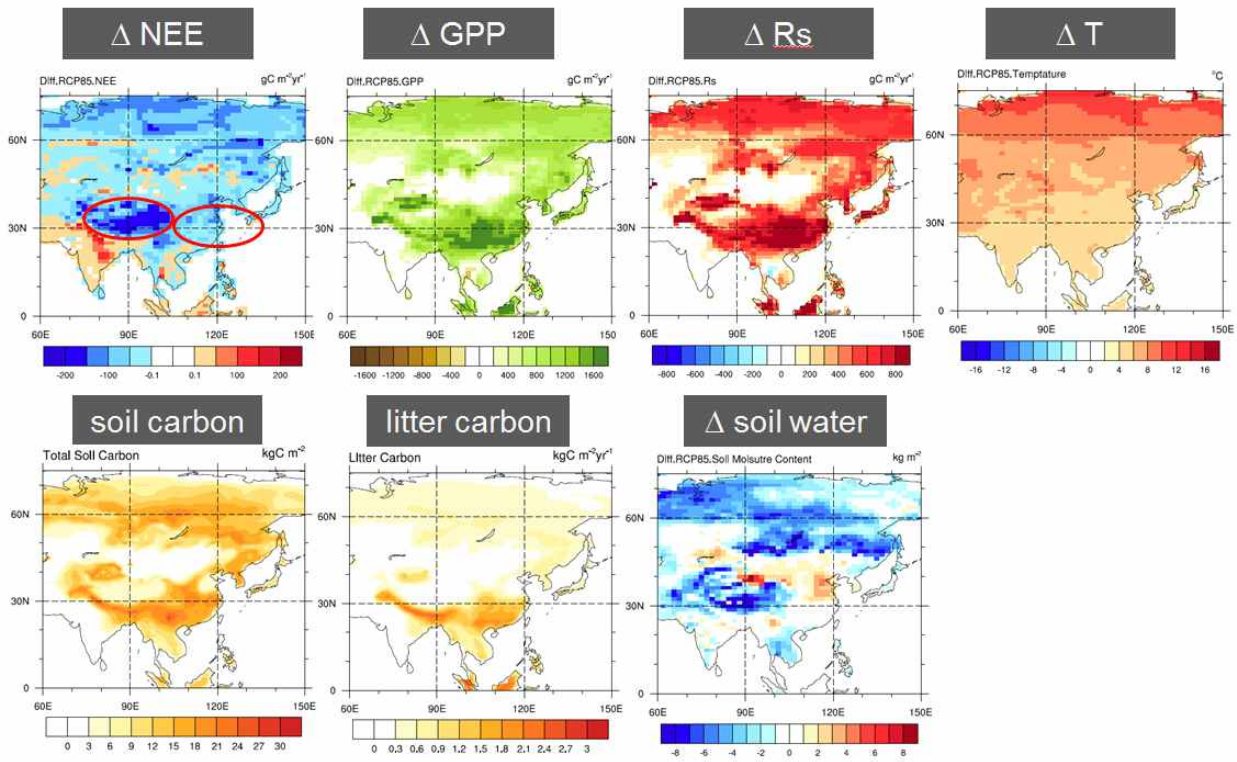


Figure 3.4.39 Changes in NEE, GPP, Rs, surface temperature, soil carbon, litter fall rate and soil water content in the future climate change scenario simulated by the HadGEM2-AO.

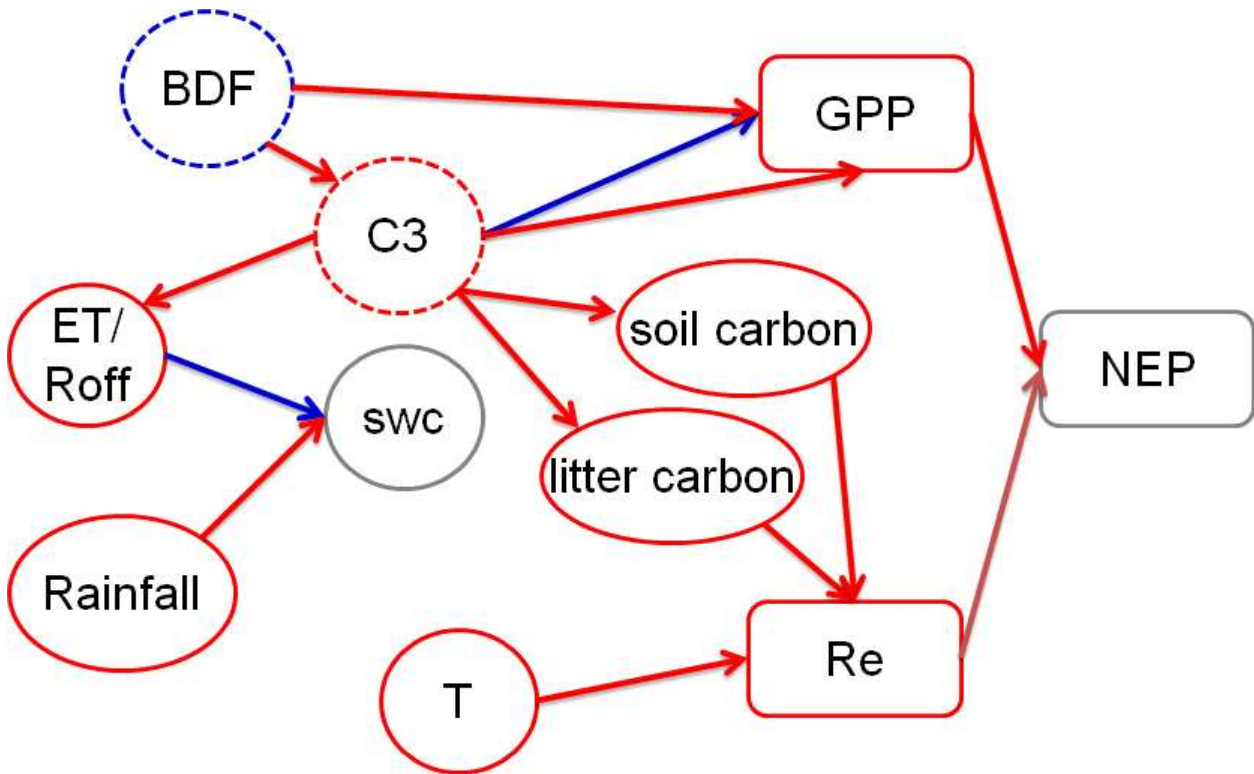


Figure 3.4.40 Feedback processes among climate and terrestrial carbon cycle in south China. Red and blue lines are positive and negative feedbacks, respectively.

이 지역에서 작물 재배 면적의 증가는 증발산과 유출량의 증가를 가져와 토양 수분을 감소시키게 된다. 하지만 이 지역에 증가한 강수량은 이러한 토양 수분의 감소량을 일정부분 상쇄시켜 열대 아마존 지역과는 다르게 토양 호흡에 영향을 주지 않게 된다. 그리고 이 지역 작물재배지역의 증가는 한편으로 토양 탄소와 litter carbon의 양을 증가시키게 되는데, 이는 결국 생태계호흡량의 증가를 유도하게 된다.

결국 이 지역에서는 지면 피복 변화에 의한 효과가 매우 중요한 지역임을 알 수 있으며, 이렇게 작물 재배 지역의 변화와 이로 인한 broadleaf deciduous tree의 감소로 인하여 증가된 총일차생산량과 생태계호흡량으로 인하여 순생태계생산량은 크게 증가하지 않는 모습을 보였다.

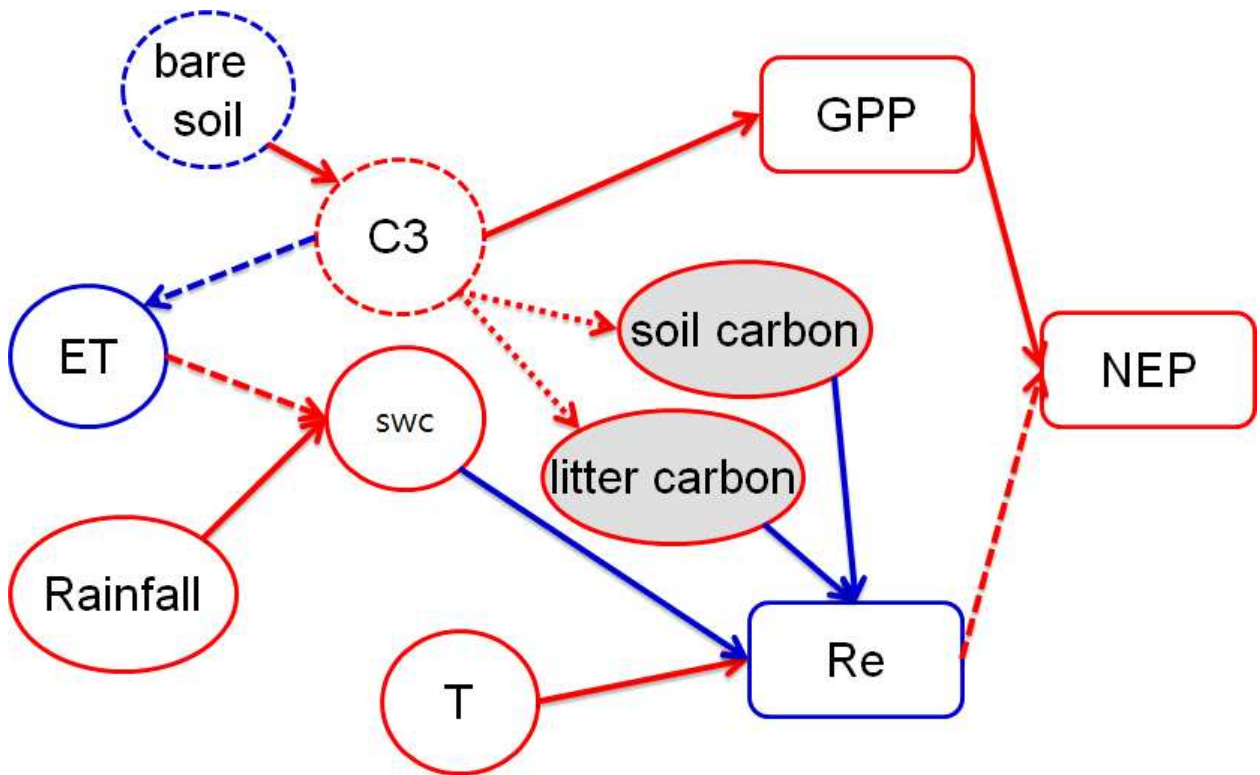


Figure 3.4.41 Feedback processes among climate and terrestrial carbon cycle in the Tibetan Plateau. Red and blue lines are positive and negative feedbacks, respectively.

티베트 고원 지역도 미래 기후 변화에 따라 지표 피복 변화가 이 지역의 육상탄소순환의 변화에 큰 영향을 주고 있으나 그 형태는 남중국과는 매우 다른 모습이었다 (Fig. 3.4.41). 티베트 고원 지역은 기온 상승과 강수량 증가로 인하여 나지 (bare soil)가 상당 부분 C3 grassland로의 지표 피복 변화가 일어났다. 이렇게 나지의 감소와 초지의 증가는 필연적으로 이 지역의 총일차생산량의 증가를 가져온다. 아울러 초지의 증가는 증발산량을 어느 정도 감소 시켜서 증가된 강수량과 함께 토양수분량을 증가시키는 과정을 만든다. 그리고 이렇게 증가된 토양수분은 토양 호흡의 감소를 유발하게 된다. 하지만 지구온난화로 인하여 이 지역의 증가된 토양 온도는 생태계 호흡량을 증가시키게 되어 토양수분량의 증가로 인한 생태계 호흡량의 감소 효과를 완화시키게 된다. 따라서 이 지역도 남중국과 마찬가지로 기후 변화에 따른 초지의 증가로 대표되는 지표 피복 효과가 매우 중요한데, 이러한 초지의 증가로 인한 총일

차생산량의 증가에 비하여 생태계호흡량의 증가는 상대적으로 작아, 남중국이나 기타 아시아 지역과는 다르게 미래 기후 변화 시나리오에서 순생태계생산량이 크게 증가하게 (즉, 순생태계교환량의 감소) 된 것이다.

3. 결론

본 연구개발에서는 기상청 지구시스템모델에서 기후예측 능력 향상을 위해 에어로솔-구름-생태계 상호작용을 보다 잘 이해하고 표현하기 위한 노력으로 생태계에서 배출되는 휘발성 유기 탄소 배출량을 잘 이해하고 정량화하기 위하여 기상청 지구시스템모델에서 사용되고 있는 지면생태모형을 모듈화하고 이를 활용한 테스트베드를 구축하였다. 이렇게 구축된 테스트베드를 활용하여 기상청 지구시스템모델의 BVOC 배출량을 위한 배출 계수를 검증하였다. 그리고 프로세스 기반과 경험 기반의 서로 다른 BVOC 배출 모형을 이용하여 현재와 미래 기후 시나리오에서 BVOC 배출량을 비교하고, 기후 변화, 지면 피복 변화 및 대기 중 이산화탄소 농도 변화에 따른 BVOC 배출량의 민감도가 어떻게 다른지 조사하였다. 이를 통하여 서로 다른 BVOC 모형들이 현재 기후 상태에서 비슷한 배출량을 보인다고 해도, BVOC를 조절하는 인자에 대한 민감도가 서로 다를 수 있었다. 이러한 조절 인자에 대한 다른 반응성으로 인하여 미래 기후시나리오상에서 매우 큰 차이를 보이는 BVOC 배출량을 모사하였다. 기상청 지구시스템모델에서 수치모의된 육상탄소순환의 특성을 지금까지 알려진 다른 독립적인 방법의 결과들과 비교 분석을 수행하였다. 이를 통해 기상청 지구시스템모델의 육상탄소순환의 불확실성은 토양 과정 수치 모사과정에 크게 의존함을 확인할 수 있었다.

제 5 절 지구시스템모델 원천기술개발을 위한 해양과정 연구

이 절의 내용에 해당하는 세부과제는 1차년도까지만 참여하고 2차년도부터는 분리되어 연구가 진행됨. 따라서 과제의 1차년도(‘2012)에 수행한 연구 결과 이외에 이 과제의 후속연구라 할 수 있는 다른 과제(“기후모델 활용지원 및 평가시스템 구축 II”)를 통해 얻은 결과가 일부 포함돼 있음.

1. 지구시스템 모델 모의 성능 진단

가. 국립기상과학원 지구시스템 모델

여기서 다루고 있는 모델은 국립기상과학원은 당면한 기후변화 문제에 대응하기 위하여 독자적으로 개발하고 있는 기후시스템 모델이다. 이 모델은 영국 기상청 대기 모델인 UM(Unified Model)과 미국 GFDL의 해양-해빙 모델인 MOM4으로 구성되며 OASIS 접합자를 통해 두 모델 사이에 물질, 에너지, 운동량 등이 교환된다. 모델의 초기 버전은 해빙 모델(SIS)이 MOM4에 내재된 FMS(Flexible Modeling System)을 통해 구동되었지만 (2012년도 버전), 이후 MOM4에서 분리되어 OASIS를 통해 대기와 해양 모델과 상호작용할 수 있도록 구성됐다(2013년도 버전, Fig. 3.5.1). 이 보고서에서 초기 버전을 ESM12, 2013년도 버전을 ESM13으로 지칭하였다.

UM의 수평 해상도는 $N96(1.25^\circ \text{ lat} \times 1.875^\circ \text{ lon})$ 이며, 연직 85층을 가지고 있다. 해양모델은 MOM4은 tripolar 격자로 구성되어 구면좌표계에서 발생하는 북극해의 특이점 문제를 회피하였다. 해양의 경도 방향 해상도는 1° , 위도 방향은 고위도에서 위도 30° 까지는 1° 이고 이후 적도 방향으로 증가하여 적도에서 $1/3^\circ$ 가 되어 열대의 해양 파동을 모의할 수 있도록 구성하였다. 연직으로는 총 50층으로 수심 220 m까지는 등간격인 22층으로, 이후 5500 m 까지 28개 층으로 구성되어있다. 해빙(SIS)은 해양과 동일한 수평 격자를 갖는다. 대기와 해양 모델의 사항은 Table 3.5.1에 요약하였다.

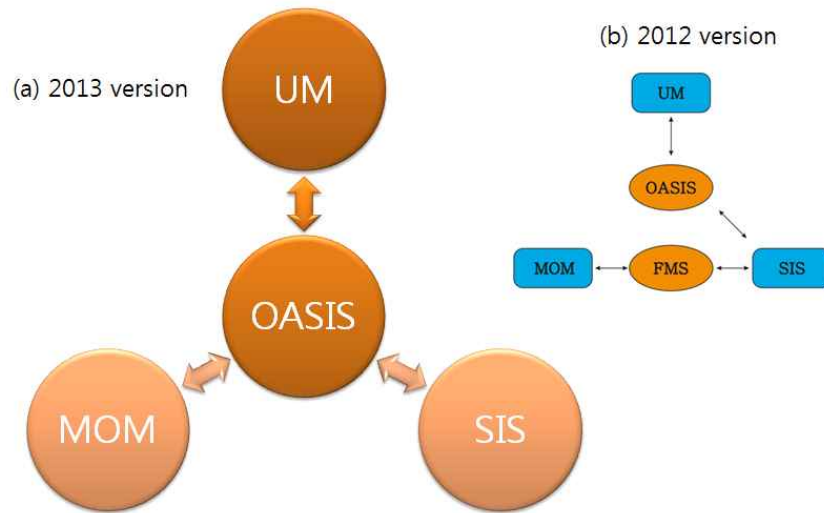


Fig. 3.5.1. Components of the NIMR Earth System Model (a) ESM13 version and (b) ESM12. Variables flow between the sub-modules are denoted by arrows.

Table 3.5.1. Configurations of the NIMR Earth System Model.

| Model | Configuration |
|-------------------------------|--|
| | Version: 7.6 |
| | Resolution: N96L85 |
| Atmosphere (Unified Model) | Grid system: Arakawa-C (horizontal), Charney-Phillips (vertical) Radiation: General 2-stream Boundary layer: MOSES-II Convection: CMODS (4A) |
| | Version: MOM4p1 |
| Ocean/Sea-ice Model (MOM) | Resolution: 360×200 , 0.3° equator/ 1° extratropics, L50 Grid system: Tripolar (joins at 65° N), Depth Vertical mixing: non-local K-profile Horizontal mixing: Gent and McWilliams (1990) and Smagorisky (1963) |

Table 3.5.2 Coupled variables between atmosphere and ocean/sea-ice models.

| Direction | Variables (unit) |
|--------------------|---|
| | 10 m u, v (m/s) |
| Atmosphere → | 1.5 m temperature (K), specific humidity (kg/kg) surface pressure (Pa) |
| Ocean/Sea-ice | surface downward shortwave/longwave radiation (W/m ²) precipitation (kg/m ² /s), snowfall (kg/m ² /s) river runoff (kg/m ² /s) |
| Ocean/Sea-ice → | u, v currents (m/s) sea surface temperature (K) |
| Atmosphere | 5-category sea-ice fractions and thickness (m) 5-category snow depths (m) |

나. 지구시스템 모의 특징

여기서 지구시스템 모델의 모의 특성을 조사하였다. 분석된 요소는 해양의 평균적 특징과 모델이 모의한 엘니뇨의 특성이다. 모델은 KISTI 슈퍼컴퓨터(tachyon)에 이식되어 수행되었으며, 적분 기간은 ESM12과 ESM13에서 각각 14년, 10년이다. 분석에 사용된 모의 기간이 짧은 이유는 모델이 안정적으로 수행되지 못하기 때문이다. 향후 장기적분을 위해서 안정화 작업이 필요하다. 모델과 비교한 관측 자료는 OISST 해수면 온도, CAMP 강수량, 바람응력, 해류, 수온은 SODA(Simple Ocean Data Assimilation) 자료를 사용하였다. 적분 기간이 짧고 아직 기후표류 현상이 본격적으로 나타나지 않아 단정 짓기 이르지만, ESM12은 온난한 SST 편차를, ESM13 모델은 한랭한 SST 편차를 보였다. 열대 태평양의 적도반류가 약하게 모의되었지만, ESM13에서는 ESM12보다 편차의 크기가 줄었다. 특히 ESM13는 적도 태평양에서 해수면온도 연변화를 관측과 유사하게 모의하였으며, 엘니뇨 발생 주기, 진폭, 해수면온도 편차의 발달과정 등에서 관측에서 볼 수 있는 특징적인 모습을 볼 수 있었다.

(1) 평균장

Fig. 3.5.2에서 ESM12와 ESM13이 각각 모의한 해수면 온도를 관측과 비교하였다. 두 버전 모두 해수면 온도 분포의 개략적 특징을 잘 모의하고 있다. 예를 들어 서태

평양과 인도양에 걸쳐 온난 해수역(warm pool)이 발달해 있고 동태평양의 한랭혀(cold tongue)가 나타나며, 중위도에 수온 12~16°C 띠가 관측과 유사한 형태와 범위로 나타나고 있다. 또한 ITCZ(열대수렴대)와 SPCZ(남태평양수렴대)에서 주위보다 높은 수온을 보이고 있다. 북반구 대서양에서 서쪽이 동쪽보다 수온이 높게 나타나는 것도 볼 수 있다. 그러나 관측에 비해 한랭혀(cold tongue)가 서쪽의 온난 해수역(warm pool)까지 강하게 발달해 있다. 덧붙여 전반적으로 모델은 관측에 비해 온난 편차(ESM12 version)나 한랭 편차(ESM13 version)를 보이고 있다. ESM12의 경우는 동태평양에 강한 양의 편차가 나타난다.

해빙 모델을 MOM4에서 분리해내 OASIS로 직접 접합하도록 구성한 ESM13은 ESM12에 비해 온도 편차가 크게 줄어들음을 볼 수 있다. 적도 중태평양과 일본 동쪽해상, 아프리카에 인접한 대서양 등지에서 음의 편차가 나타나며 남극환류(Antarctic Circumpolar Current) 지역에 양의 편차가 나타나지만, 큰 편차를 갖는 해양의 범위가 작아졌음을 확인할 수 있다. 특히 남아메리카 해안에 양의 편차는 이전 버전에 비해 크게 개선되었다.

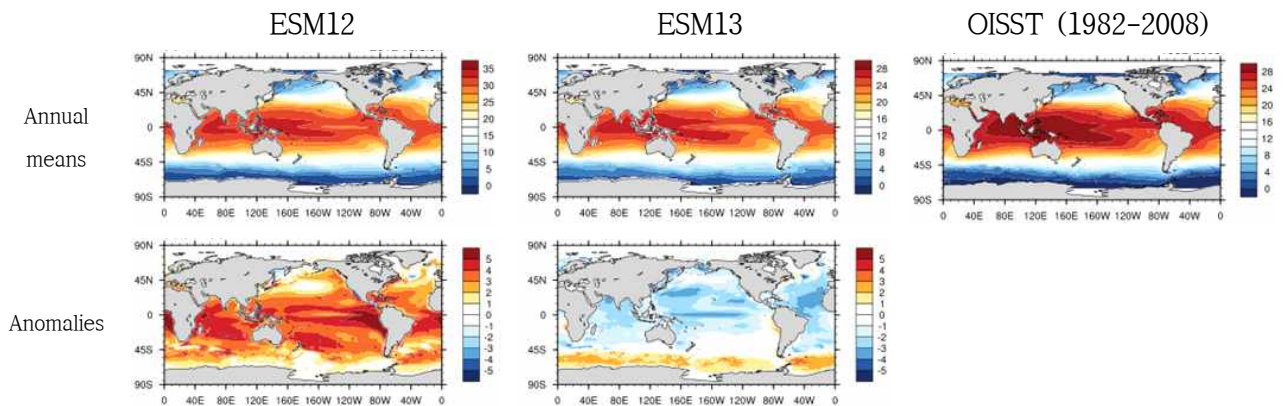


Fig. 3.5.2. Simulated (ESM12 and ESM13) and observed annual mean SST (°C) (upper) and anomalies (simulation minus observation) (lower).

해수면 온도 편차는 열대 태평양 내부의 수온 분포와 관련된다. 특히 열대의 동서 수온약층 (thermocline) 기울기는 전지구 기후에 영향을 미치는 현상인 El Nino-Southern Oscillation(ENSO)와 직접 관련돼 있으므로 조사할 필요가 있다. Fig. 3.5.3은 적도(5N-5S) 태평양 연직 수온을 나타낸 것이다. 해양자료동화 자료인 SODA에서 수온약층 (약 20°C 등치선)이 동서로 크게 기울어짐을 볼 수 있는데, 대체로 수온약층은 서태평양에서는 약 160 m, 동태평양에서는 약 60 m에서 위치하고 있다. ESM12는 수온약층의 동서 기울기가 SODA에 비해 작게 나타난다. 이것은 서태평양에서 약 20°C 등치선이 SODA비해 상층에 위치하기 때문이다. 반면에 ESM13은 관측과 유사한 기울기를 보이고 있다. 개선된 ESM13은 해수의 온도가 전반적으로 낮은 것을 제외하면 SODA와 유사한 수온약층 기울기를 보이고 있다.

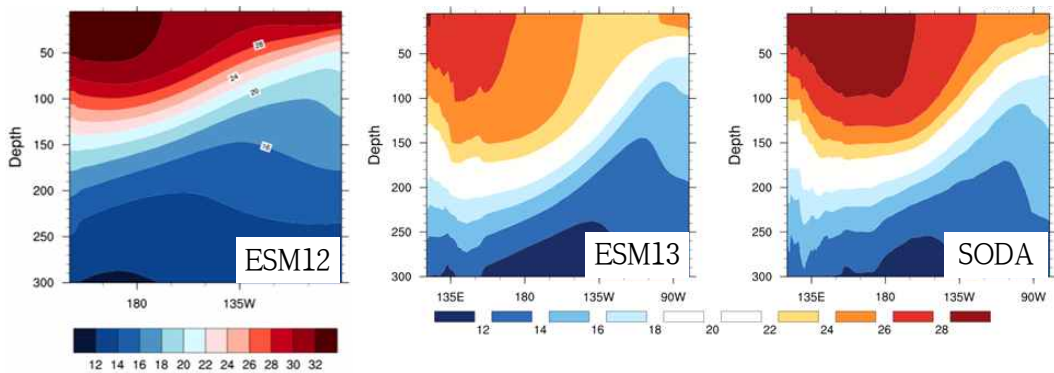


Fig. 3.5.3. Simulated (ESM12 and ESM1) and observed (SODA) subsurface ocean temperature (°C) along the equator (5S-5N).

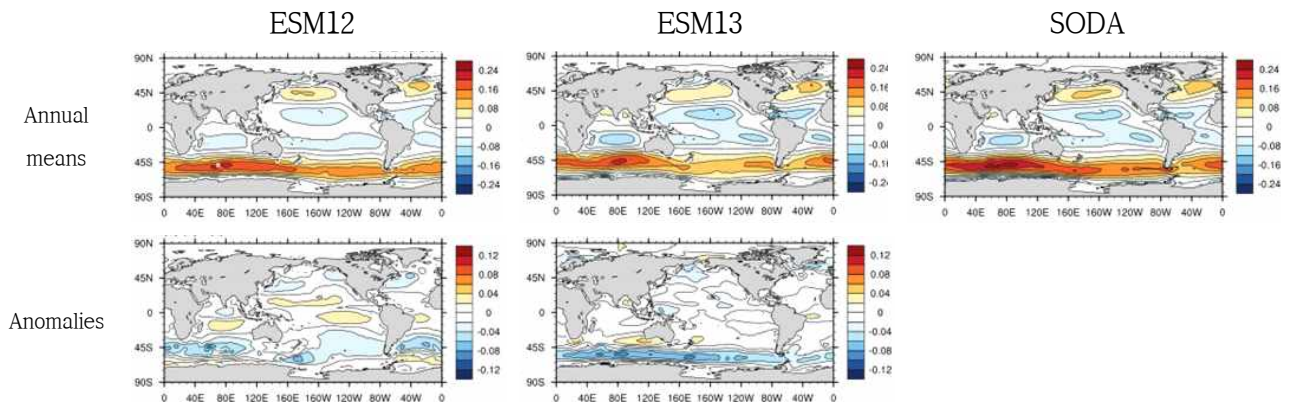


Fig. 3.5.4. Same as in Fig. 3.5.2 except for zonal wind stress (N/m^2).

열대 태평양에서 수온약층의 동서 기울기는 서쪽에서 동쪽으로 작용하는 수압 경도력을 발생시킨다. 이 힘은 무역풍에 의한 바람 응력과 평형을 이루게 된다. 이들 변수의 평형 관계를 고려하면 수온약층의 동서 기울기가 관측과 유사하게 모의될 때 무역풍 또한 잘 모의될 거라 예상할 수 있다. Fig. 3.5.4은 동서방향 바람 응력을 비교하여 나타낸 것인데, (수온약층이 관측과 유사하게 모의된) ESM13에서 열대 태평양에서 관측과 유사한 크기가 나타남을 알 수 있다. 다른 해상에도 응력의 분포는 관측과 어느 정도 일치하게 모의되었다. 여기서 바람응력이 크게 차이가 나는 지역은 남극환류 지역으로 모델이 큰 양의 편차(서풍 편차)를 보이고 있다. 반면에 ESM12는 열대 무역풍이 약하게 모의되고 있다. 따라서 ESM12에 나타나는 동태평양의 강한 양의 SST 편차는 (Fig. 3.5.2) Bjerknes feedback(Bjerknes, 1969)으로 인해 약한 무역풍은 열대 태평양의 수온약층 기울기를 작게 만들면서 동태평양 해수면 온도를 상승시킨 결과라 할 수 있다.

Fig. 3.5.5는 동서방향 해류를 나타내고 있다. 지난 버전의 모델(ESM12)은 동서 해류에 큰 편차를 보이고 있다. 특히 표층 해류의 남북 구조를 모의하고 있지 못한 실정이다. 북적도 반류(North Equatorial Counter Current)는 매우 약한 반면 남적도 반류는 매우 강하게 모의되고 있다. 새로운 모델(ESM13)에서는 열대 태평양 해류 시스템의 개략적 특징 - 남적도 해류, 북적도 반류, 북적도 해류 등 - 을 잘 모의하고 있다. 그러나 여전히 북적도 반류가 관측에 비해 다소 약하게 모의되고 있다 (Fig. 3.5.6).

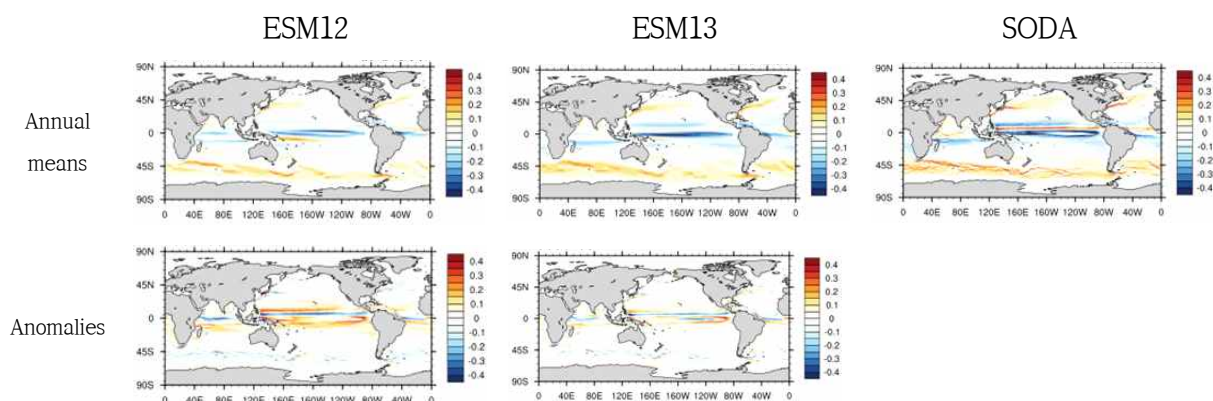


Fig. 3.5.5. Same as in Fig. 3.5.2 except for zonal currents (m/s).

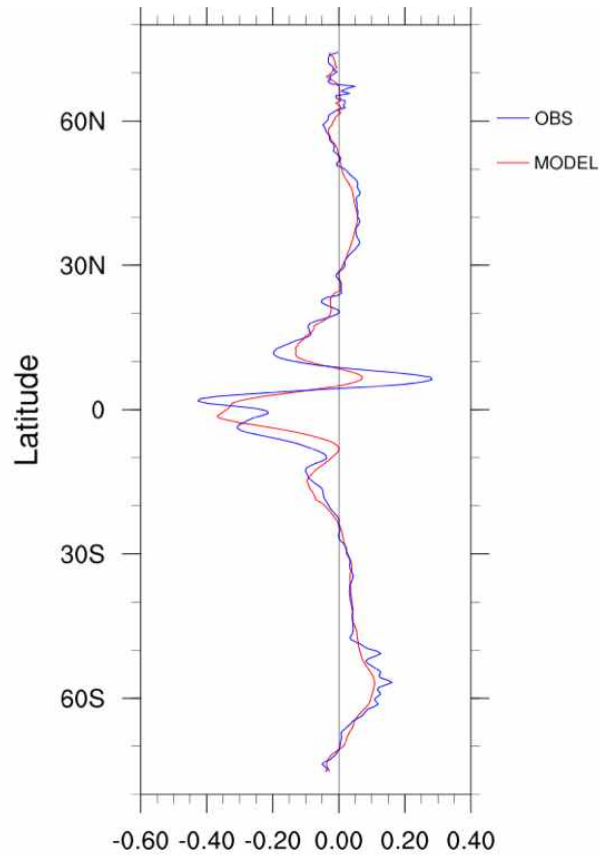


Fig. 3.5.6 Meridional distribution of the zonal currents (m/s) of ESM13 (red) and SODA (blue) averaged over 160° E-80° W.

열대 해양 내부의 해류는 Fig. 3.5.7에서 볼 수 있다. ESM12은 적도를 중심으로 남북으로 다소 대칭적인 모습을 보인다. 이것은 관측과 크게 다른 점이다. 실제로는 5N-10N 사이에 동쪽으로 향하는 북적도 반류가 뚜렷하다. 그러나 ESM12에서는 이 해류가 관측에 비해 매우 약하게 모의되고 있다. 개선된 모델 (ESM13)에서는 북적도 반류를 좀 더 명확히 확인할 수 있다. 그러나 여전히 북적도 반류가 약하게 모의되고 있다. 또한 적도 잠류가 나타나는 깊이도 SODA에 비해 깊게 위치하며 강도도 약한 점이 문제점으로 판단된다.

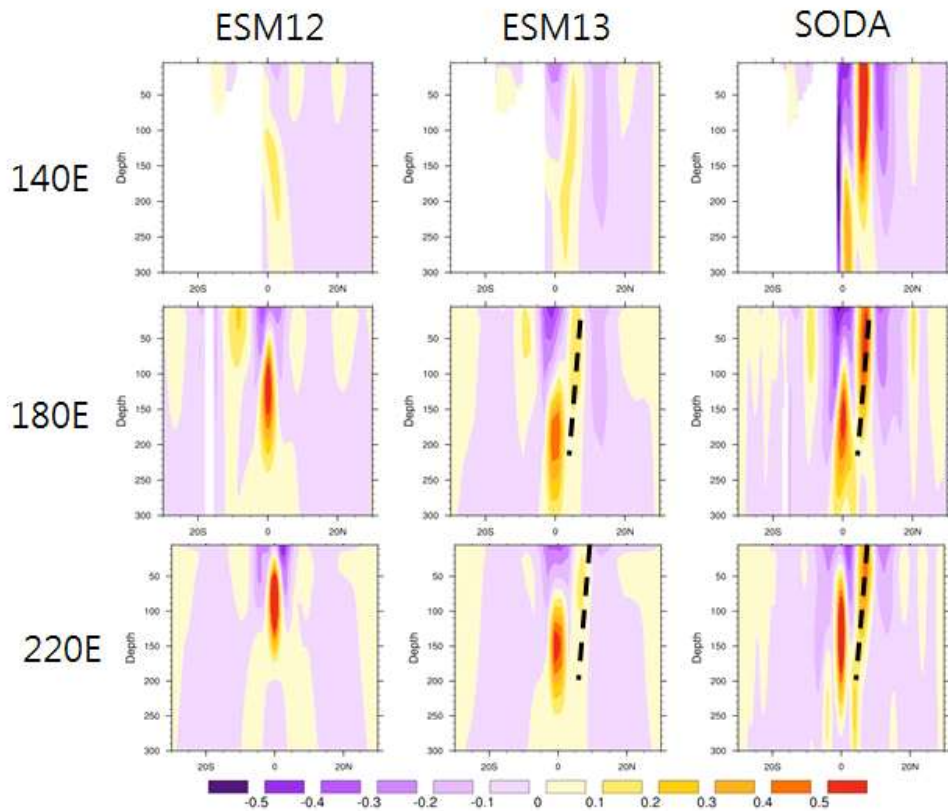


Fig. 3.5.7 Vertical distributions of the zonal current (m/s) at three selected longitudes. Dashed lines represent the North Equatorial Counter Current.

Fig. 3.5.8은 모델의 해수면의 강수 분포를 나타내고 있다. 관측에서 볼 수 있는 ITCZ와 관련하여 동서로 걸쳐있는 강수대를 ESM12, ESM13가 모두 모의하고 있지만 자세한 부분에는 큰 편차를 보이고 있다. 특히 ESM12는 SPCZ가 동쪽으로 확장되는 double ITCZ 문제가 두드러지게 보인다. ESM13는 ESM12에 비해 여러 개선된 점을 확인할 수 있다. 인도양의 동서로 나타난 양-음의 편차가 약해졌으며, SPCZ와 관련된 강한 양의 강수 편차의 크기가 작아지면서 double ITCZ 문제가 다소 해소되고 있음을 확인할 수 있다.

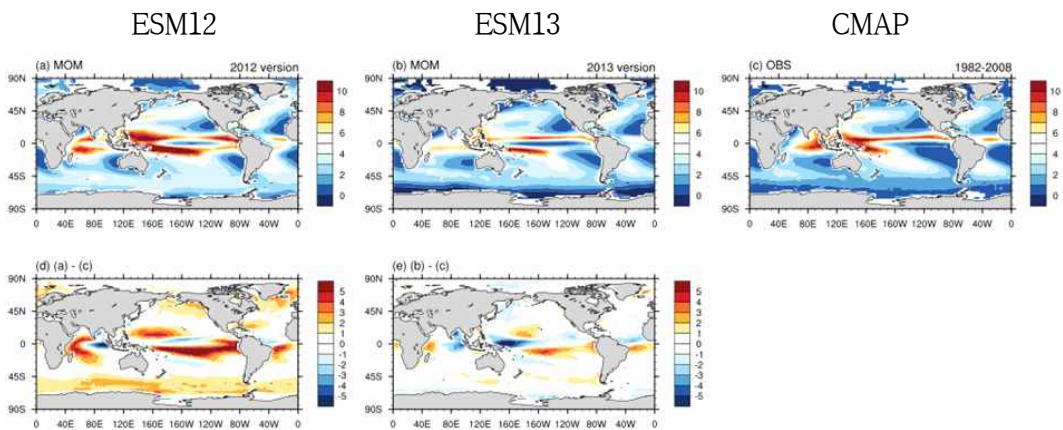


Fig. 3.5.8 Simulated and observed precipitation rate (mm/day) from (a) ESM12, (b) ESM13 and (c) CMAP. Precipitation anomalies for ESM12 and ESM13 are shown in (d) and (e), respectively.

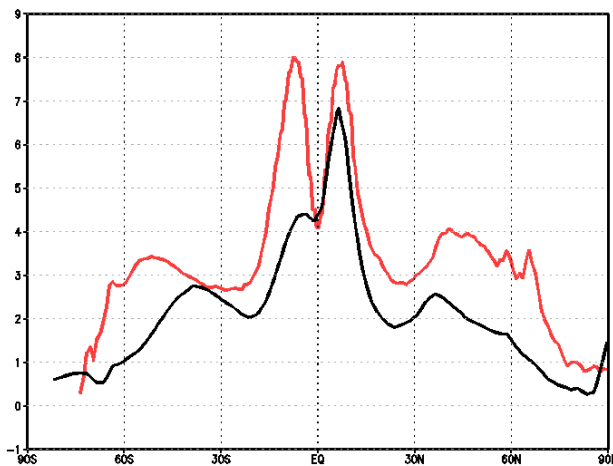


Fig. 3.5.9 Zonal mean precipitation rate (mm/day) for ESM12 (red) and CMAP (black).

ESM12의 중위도 강수는 관측에 비해 50% 이상 큰 값을 보이고 있다 (Fig. 3.5.9). 이와 더불어 전구 강수량 또한 크게 나타나는데, 이것은 양의 SST 편차 (Fig. 3.5.2)의 영향으로 발생한 수증기 증가와 대류활동 증가에 기인한 것으로 추정된다. 열대 SPCZ 가 위치하는 위도대 (~10S)에 큰 양의 편차가 있지만, 중위도의 편차는 ESM13에서 크게 개선되었다 (Fig. 3.5.10).

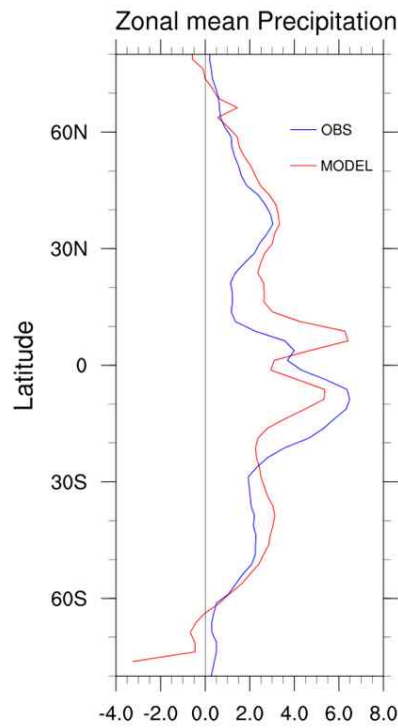


Fig. 3.5.10 Same as in Fig. 3.5.9 but for ESM13 along with CMAP.

(2) 열대의 연변화와 경년변동

동태평양의 해수면 온도(SST)는 계절에 따라 변동하는데 북반구 봄철(~4월)에 최댓값을 가을철 (~10월)에 최솟값을 보인다. 이와 함께 동태평양 한랭허 부근에서 발달한 SST가 날짜 변경선 너머까지 서진하게 된다. 최근 모델 (ESM13)은 계절에 따른 해수면 온도의 연주기를 잘 모의하고 있으나, 동태평양의 찬 해수가 관측에 비해 서쪽으로 더 멀리 이동하며, 이동 속도도 다소 빠르게 나타났다. 또한 모델은 관측에 비해 해수면온도의 연주기 변동을 동태평양에서 약하게 모의하지만, 중태평양과 서태평양에는 강하게 나타난다 (Fig. 3.5.11). 이전 모델 (ESM12)의 경우는 동태평양에서 반년 주기 변동이 강하고, 서태평양의 SST 변동 양상이 관측과 크게 다른 모습을 보인다.

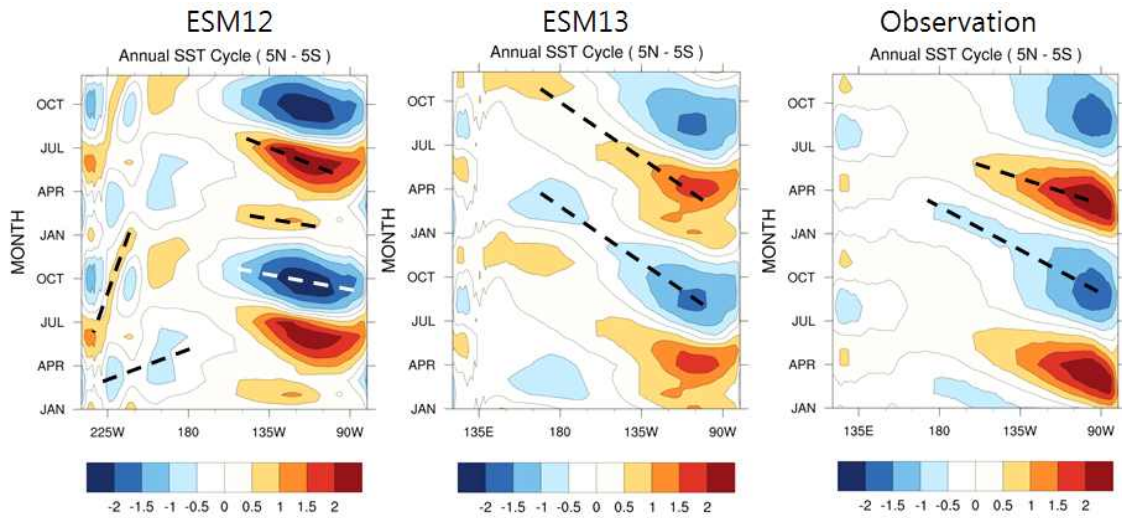


Fig. 3.5.11 Annual cycle of the equatorial sea surface temperature (°C) from ESM12, ESM13, and OISST. Dashed lines indicate the propagation of the SST anomalies.

열대 동태평양의 해수면 온도가 2~6년 주기로 상승하는 현상으로 전지구 경년변동의 주된 원인인 ENSO의 모의 특징을 파악하기 위하여 NINO3(150° W~90° W, 5° S~5° N)지수를 나타냈다 (Fig. 3.5.12). ESM12의 경우는 초기 음의 편차로 출발하여 6-yr 이후 대체로 양의 편차를 유지하고 있다. 모델은 초기 불균형을 해소하기 위하여 큰 변화를 보이는 것으로 추정된다. 양의 편차의 기간이 크게 5년으로 꽤 길기 때문에 그림의 NINO3 지수가 ENSO를 나타낸다고 단언하기 어려운 상태다. 그러나 이런 장기 경향성에 더하여 위/아래로 진동하는 모습을 볼 수 있다. 따라서 경년 변동성만을 추출하기 위하여 선형 경향성을 제거한 NINO3 지수를 구했다 (Fig. 3.5.13). 경향성을 제거하였을 때는 관측과 유사한 변동성 (주기, 진폭)을 볼 수 있다. 이것은 모델이 평형에 도달하기 위해 표류하는 가운데에도 대기-해양 상호작용에 의한 열대 경년 변동성은 어느 정도 재현하고 있음을 의미한다. 이것을 확인하기 위하여 SST 아노말리의 회귀분석 결과를 제시하였는데 (Fig. 3.5.14), 동태평양에서 관측 ENSO 변동성과 유사한 형태의 회귀계수를 볼 수 있다. 이와 함께 북태평양에 음의 편차를 나타내고 있다. 이것으로 모델이 큰 경향성을 보이지만, 관측과 유사한 열대 경년 변동 메커니즘을 구현한다고 말할 수 있다.

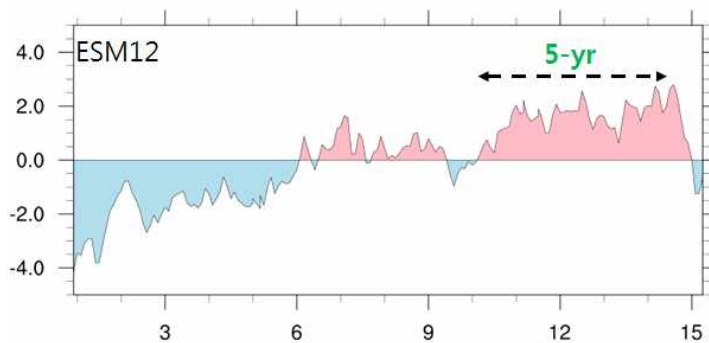


Fig. 3.5.12 NINO3 indices from the simulations of ESM12.

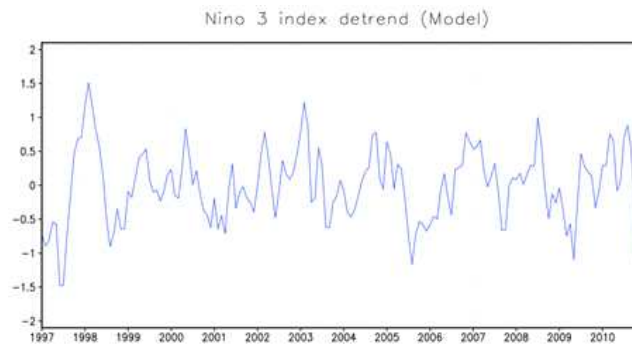


Fig. 3.5.13 Time series of the detrended NINO3 index for ESM12. Note that tick label on the x-axis indicates the model year.

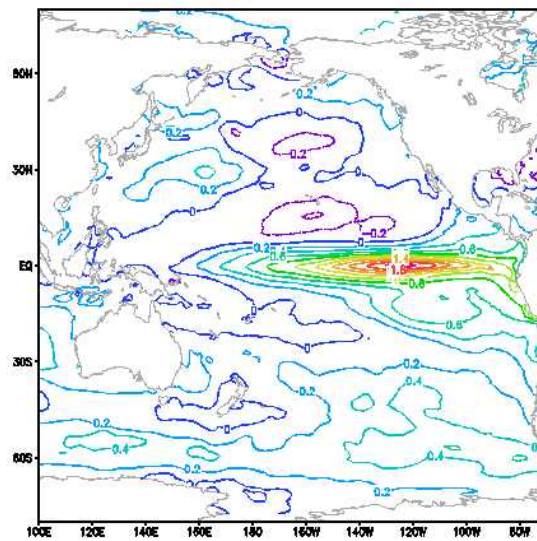


Fig. 3.5.14 Linear regressed field of SST anomaly with the detrended NINO3 index shown in Fig. 3.5.13.

앞서 ESM13이 ESM12와 비교하여 평균장과 열대 연변화 등에서 큰 개선이 있음을 보였다. 평균장 등의 변화는 열대 경년 변동성에 큰 영향을 준다고 알려졌다. ESM13이 모의한 경년 변동성을 조사하기 위하여 열대 동태평양의 해수면 온도 편차의 시계열(NINO3 index)을 나타냈다 (Fig.3.5.15). 모델 수행 초기 (3-yr까지) 양의 온도 편차가 나타난 이후 진동하는 모습을 볼 수 있다. 양의 편차를 갖는 시기 (즉, 엘니뇨)는 7-8년 시기에 크게 발달하였고, 9년 초반에 라니냐가 최성기를 이루고 있다. ENSO 주기를 논하기에는 아직 적분이 충분히 이뤄지지 않았지만, 편차의 진폭만을 볼 때 1°C 정도로 관측과 크게 다르지 않다.

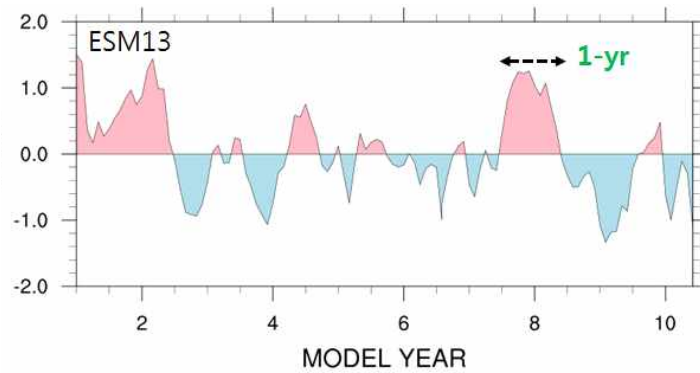


Fig. 3.5.15 Same as in Fig. 3.5.12 but for ESM13.

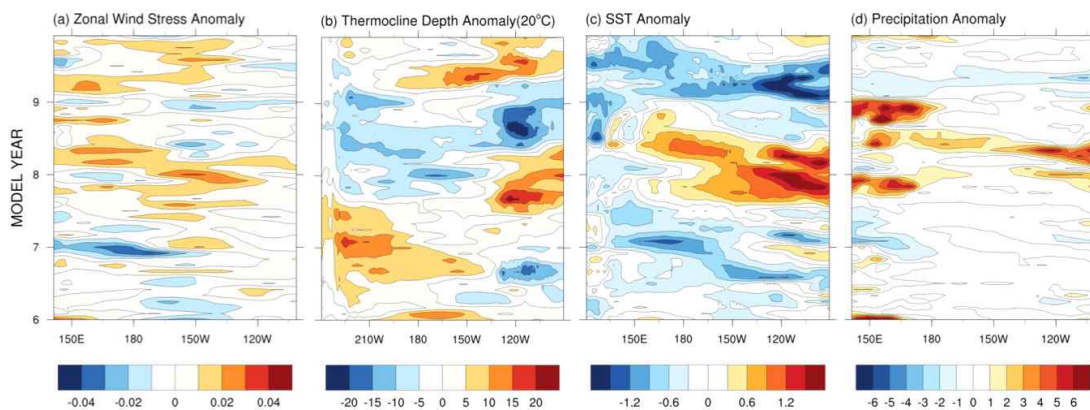


Fig. 3.5.16 Hovmuller plots for the equatorial Pacific (5° S- 5° N) from ESM13. (a) Zonal wind stress anomaly (N/m^2). (b) thermocline depth anomaly. (c) SST anomaly, and (d) precipitation anomaly (mm/day).

엘니뇨시기 동태평양에 발달하는 양의 해수면 편차는 대체로 서태평양 양의 바람응력 편차 (즉, 무역풍 약화)와 함께 나타난다. 이런 변화는 동태평양에서 온도 편차가 발달하게 되는 양의 피드백을 가져온다. 즉 서풍 바람응력으로 침강하는 켈빈파 (양의 수온)가 생성되어 빠르게 동쪽으로 전파되어 동태평양 수온약층의 두께를 증가시키고 용승을 약화시켜 이 지역의 해수면 온도를 증가시킨다. 이를 확인하기 위해서 동서 바람응력, 수온약층, SST, 강수량 편차 등의 변화를 조사하였다 (Fig. 3.5.16). 동태평양에서 양의 SST 편차가 생성되는 7년 중반부터 중태평양부근에서 양의 바람응력 편차가 나타나고 이와 함께 수온약층의 깊이 편차가 증가하고 있다. 열대 해수면 높이 변화는 열대 파동에 의한 수온약층의 변화를 반영하므로, 해수면 높이 편차를 통해 열대 파동의 전파 특성을 파악할 수 있다. 또한 바람응력에 의해서 생성된 켈빈파(Kelvin wave)가 동쪽으로 전파하는 것을 적도상에서 해수면 높이 편차가 동쪽으로 이동하는 것에서 확인이 가능하다. 모델은 엘니뇨에 의한 대기 반응을 모의하고 있는데, 양의 SST와 함께 동태평양에 대류활동이 활발해져 강수량이 증가하는 것을 볼 수 있었다.

엘니뇨를 유도하는 바람응력 편차는 또한 아열대지역(off-equator regions)에서 서쪽으로 전파하는 음의 로스비파를 만든다. 이 로스비파는 서태평양 경계에서 켈빈파로 반사되어 동진하면서 엘니뇨를 소멸시키는 음의 되먹임으로 작용한다. ESM13 결과에서 이런 특징을 확인 할 수 있다. Fig. 3.5.17은 적도, 북반구(8N), 남반구(8S) 아열대의 해수면 높이 변화를 보여주고 있다. 강한 양의 바람 응력이 나타나는 8년 초에 음의 해수면 높이 편차가 아열대(특히 남반구)에 나타나 서쪽으로 전파하는 모습이 보인다. 서쪽으로 전파된 로스비파는 다시 음의 켈빈파로 반사되어 동태평양으로 이동하는데, 이것을 9년 초에 볼 수 있다.

엘니뇨 이론 중 충전-방전 이론(charge-discharge theory)은 동태평양 해수면 온도 변동 원인을 대기-해양의 불균형에서 찾고 있다. 즉 엘니뇨가 발생하기 전에 열이 열대에 축적되고, 엘니뇨 시기에는 열이 아열대로 방전된다. 이에 따라 동태평양 해수면 온도 편차, 서태평양 바람 응력, 열대 태평양의 수온약층 깊이가 서로 밀접하게 관련되면서 변하게 된다. ESM13에서 나타나는 특징을 확인하기 위하여 이들의 시계열을 Fig. 3.5.18에 보였다. 엘니뇨가 발생하기 전후에 동태평양 해수면 온도와 서태평양 바람응력은 대체로 위상이 일치한다. 그런데 열대 태평양의 수온약층 깊이는 동태평양의 해수면 온도 변화와 위상차를 보이고 있다. 모델은 열대 파동의 발생 및 전파

특성, 열 축적 및 방출 등을 관측과 유사하게 모의하는 것으로 판단된다 (Fig. 3.5.18).

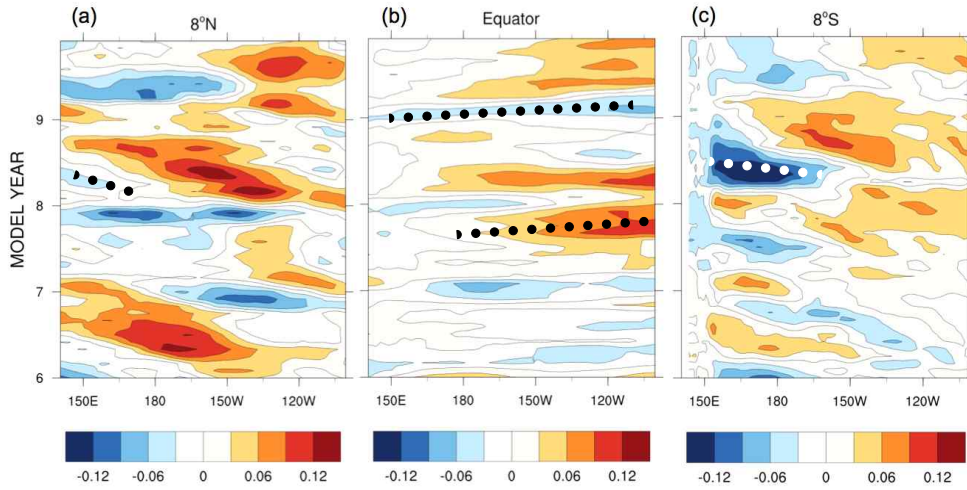


Fig. 3.5.17 Hovmuller (time-longitude) of sea surface height anomalies (m) in the Pacific along 8N, equator, and 8S.

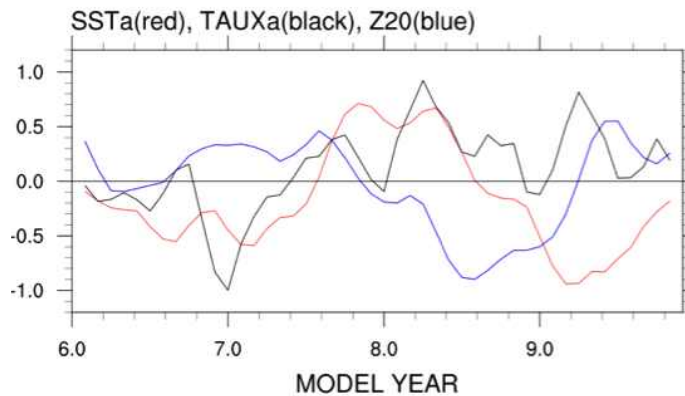


Fig. 3.5.18 Running 3-month mean of the eastern Pacific ($150^{\circ} \text{W} \sim 90^{\circ} \text{W}$, $5^{\circ} \text{S} \sim 5^{\circ} \text{N}$) SST anomaly, zonal wind stress anomaly in the western Pacific ($135^{\circ} \text{E} \sim 270^{\circ} \text{E}$, $5^{\circ} \text{S} \sim 5^{\circ} \text{N}$), and equatorial thermocline depth anomaly ($135^{\circ} \text{E} \sim 270^{\circ} \text{E}$, $5^{\circ} \text{S} \sim 5^{\circ} \text{N}$). Wind stress has been multiplied by 50, thermocline divided by 10.

2. 결 론

국립기상과학원에서 개발 중인 두 가지 버전의 지구시스템 모델이 모의한 특징을 분석하였다. 이들 지구시스템 모델은 UM(대기모델)과 MOM4(해양/해빙 모델)을 OASIS를 이용하여 접합하였다. 최신 버전인 ESM13 (2013년도 버전)은 해양과 해빙 모델이 MOM4에서 분리되어, 대기, 해양, 해빙 모두가 접합자(OASIS)를 통해 필요한 변수를 교환하도록 구성되었다. 반면에 2012년도 버전인 ESM12은 해빙이 아직 해양 모델에 포함돼 있다. 모델은 KISTI (슈퍼컴퓨터센터) 시스템을 이용하여 적분되었는데, 런타임 에러가 나타나는 문제점을 보이고 있다. ESM12와 ESM13은 각각 14년, 10년 적분되었고, 이를 분석하여 모의 특성을 조사하였다.

적분 기간이 짧아 단정 짓기 이르지만, ESM12에 비해 ESM13에서 평균장 (SST, ocean temperature, zonal current & wind stress, precipitation), 열대 태평양 연변화 모의 등이 크게 개선되었다. 특히 ESM12에 나타났던 강한 양의 SST 편차가 크게 줄어 (상대적으로) 약한 음의 편차를 보였다. 또한 ESM13은 북적도 반류를 좀 더 명확하게 모의하였다. 이와 더불어 열대 태평양의 수온 약층 기울기가 관측과 유사한 크기를 보였고, 나아가 열대의 무역풍, 엔소 모의가 크게 나아졌다. 특히 엔소 메커니즘의 하나인 충전-방전 진동자의 특징을 열대 태평양 바람응력, 수온약층, SST 편차 등에서 확인할 수 있었다. 이 연구는 개발 중인 지구시스템 모델의 모의 특징을 제공함으로써 개선점과 향후 개발 전략 등을 수립하는데 도움을 줄 것으로 기대한다.

제 4 장 목표달성도 및 관련분야에의 기여도

제 1 절 목표달성도

| 목 표 | 세부목표 | 달성도(%) | 내 용 |
|----------------------------|-----------------------------|--------|--|
| 개선된 지구시스템모델 구름물리 모수화 방법 완성 | 동아시아 에어로졸 분포 및 흡습성 지도 작성 | 100 | <ul style="list-style-type: none"> - 한반도 각 지역에서 응결입자계수기, 구름응결핵 계수기를 이용하여 에어로졸, 구름응결핵 수농도 관측 및 흡습성 분석을 수행 - 항공기를 이용하여 에어로졸, 구름응결핵 수농도 관측 및 자료 분석을 수행 - 타지역의 에어로졸 수농도 및 흡습성 관측 자료를 수집하여 에어로졸 수농도 및 흡습성 지도 작성 - 한반도 내의 에어로졸 수농도 분포 연구에 대한 논문 게재 |
| | 에어로졸 - 구름미세물리 관계식 도출 | 100 | <ul style="list-style-type: none"> - 에어로졸 - 구름미세물리의 상관성을 대표하는 관계식을 도출함 |
| | 에어로졸 - 구름물리 상호작용에 대한 이해 증진 | 100 | <ul style="list-style-type: none"> - 구름모형 실험을 통한 에어로졸이 구름의 발달에 미치는 영향을 연구함 |
| | 개선된 지구시스템 모델 구름물리 모수화 방법 완성 | 100 | <ul style="list-style-type: none"> - 개선된 구름물리 모수화 방법을 적용하여 에어로졸 간접적 효과를 산출하고 기후변화 시나리오를 생산함 |

| | | | |
|---|---|-----|---|
| CIMP5 자료와의 비교 북태평양 해양특성에 대한 미래 전망 제시 | HadGEM2-AO의 동아시아해역 및 북태평양 해양 특성 모의 성능 평가 | 100 | - 동아시아해역과 북태평양을 대상해역으로 하여 HadGEM2-AO의 과거 모의와 관측자료 및 CMIP5 주요 모형 결과를 비교 분석 함으로써 HadGEM2-AO의 해양 특성(수온, 염분, 혼합층, 수송량 등) 모의 성능을 평가 하였음 |
| | CMIP5 주요모형과의 비교 분석을 통한 동아시아해류 계에 대한 미래 변화 전망 | 100 | - CMIP5 주요모형들의 앙상블 평균을 통해 대마난류와 쿠로시오 수송량의 미래변화를 전망하였음 - 미래기후변화 시나리오에서 대마난류는 해수 수송량과 열 수송량 및 동해 수온이 모두 증가하는 경향을 보임 |
| | CMIP5 주요모형과의 비교 분석을 통한 북태평양 혼합층 특성에 대한 미래 변화 전망 | 100 | - CMIP5 주요모형들의 앙상블 평균을 통해 북태평양 혼합층 특성의 미래변화를 전망하였음 - 북태평양 동계 혼합층깊이의 CMIP5 모형 평균은 북위 40° 이북 해역에서 더 깊어지고, 이남 해역에서는 더 얇아지는 미래변화를 보임 - 해면수온은 미래에 북태평양 전 해역에서 증가하며 해면염분은 북태평양 중앙을 제외한 전 해역에서 감소 경향을 보일 것으로 전망됨 |
| | CMIP5 주요모형과의 비교 분석을 통한 북태평양 증층수와 해양 순환에 대한 미래 변화 전망 | 100 | - 북태평양증층수는 현재기후에 비해 수온은 증가하고 염분은 감소할 것으로 전망되며 현재보다 더 얇은 수심에 존재할 것으로 전망됨 - 북태평양 순환은 A1B 시나리오 하에서 아열대 순환계의 남쪽부분이 약화되고, 북쪽부분이 강화되는 형태를 보일 것으로 전망됨 |
| 지구시스템 모델에 CGWP 접합, 최적화 및 영향 이해 | HadGEM에 CGWP 접합 및 최적화 | 100 | - HadGEM에 CGWP 모수화 모듈의 접합과 최적화가 성공적으로 수행함. |
| | CGWP가 모형기후에 미치는 영향 이해 | 100 | - 성층권과 대류권의 순환 (Brewer-Dobson 순환/동아시아 몬순 순환) 및 열대 성층권의 대표적인 기후현상인 QBO에 대한 분석을 수행함 |
| | 기후변화 시나리오 내에서의 CGWP의 영향 이해 | 100 | - 분석을 통해 과거 기후 및 기후변화 시나리오에 근거한 미래 기후에서의 CGW 모수화의 영향을 이해함. |

| | | | |
|--|---|-----|--|
| BVOC 배출량 모델에서 사용되는 경험 상수 검증 및 지구시스템 모델에 적용 | 기상청 지구시스템모델의 BVOC 배출량 모델에서 사용되는 경험 상수 검증 | 100 | <ul style="list-style-type: none"> - 기상청 지구시스템모델의 BVOC 배출량 모델에서 사용되는 경험 상수 검증 - 기상청 지구시스템모델의 BVOC 배출량 모델의 모듈화 및 이를 활용한 지면생태계 모형 테스트베드 구축 |
| | UM 탄소순환과정 분석 | 100 | <ul style="list-style-type: none"> - 광합성/생물기후학 모형과 연계된 UM 탄소순환과정 분석 |
| | BVOC 배출량 모델의 성능 향상을 위해 제시된 방안들이 적용된 기상청 지구시스템모델의 검증 | 100 | <ul style="list-style-type: none"> - 기상청 지구시스템모델의 자립관 지면생태모형을 활용한 검증 - 기상청 지구시스템모델의 BVOC 배출량 모델의 성능 향상을 위해 제시된 방안들을 전구 모형에 적용 - 동아시아 기후대에서 BVOC 배출량 정량화 |

제 2 절 관련분야에의 기여도

기술적인 측면에 있어서는 국내 지구시스템모델 원천기술 개발에 진전을 가져왔다. 기상청 지구시스템모형인 HadGEM2-AO의 해양-대기 모듈이 모의한 북태평양과 동아시아해역의 기후적 해양특성을 분석함으로써 HadGEM2-AO의 해양에 대한 모의 성능을 평가할 수 있었고 이를 통해 개선이 필요한 영역을 파악하였다. 향후 지구시스템모형에서 개선이 요구되는 모듈의 한 부분은 해양의 염분 변화에 관여하는 해양-대기 물리 과정으로서 이는 해수의 밀도 조절을 통해 북태평양의 중층 순환과 적도 태평양의 수온 변동에까지 영향 미치는 중요한 요소가 된다. 그동안 국내 기관 및 대학에서 CMIP5 모의 결과에 근거한 대양 규모의 해양특성 미래변화 전망 연구가 거의 이루어지지 못하였으나 본 연구를 통하여 비로소 북태평양과 동아시아해역의 표-중층 해수 특성과 순환의 미래변화를 제시할 수 있게 되었다. 이러한 대양 특성의 미래변화 전망 기술은 향후 후속되어질 지구시스템모형 기반 AR6 미래기후변화 실험 연구에 매우 유용한 초석이 될 것이다.

산·학·연 협동연구에 있어서 대기모듈, 해양모듈 및 지면생태모듈의 분석과 개발 과정에서 국내 기후연구기관인 기상과학원, 연세대, 한국해양과학기술원간의 협동 연

구를 통하여 관련 분야 연구자들의 기술 교류가 이루어졌고, 해양-대기-지면 과정에 대한 이해의 심화와 기술개발 융합 연구가 이루어질 수 있었다.

과학기술적 측면에 있어서는 기후 예측 능력 향상 및 수치예보 성능 향상을 위한 지면생태계 모델링 기술 확보 및 개선 방향 제시 하였고 탄소순환모델의 수치 적분을 수행하여 관련 기본 지식을 습득하여 축적함으로써 IPCC 5차평가보고서 작성에 기여할 수 있는 지면생태모형 과정의 모델링 기술 구축하였다. 또한 탄소순환과 기후 변화 사이의 상호작용에 대한 이해가 보다 깊어짐으로 인해서 지구시스템모델의 활용방안을 극대화하였고 생태계 모델링과 선진화된 지구시스템 모델을 다룰 수 있는 융합형 인력 양성하였다.

경제적 산업적 측면에서는 교토 협약을 대체하는 기후 변화협약에서 중요한 역할을 담당하게 되는 한반도의 육상생태계와 해양의 탄소순환에 관한 정책 판단과 일반 국민을 위한 실용적인 정보를 제공할 수 있는 연구 수단의 확보하고 기후 변화에 따른 한반도 식생의 변화를 예측 진단할 수 있는 정보를 연구자뿐만 아니라 정책 결정자 및 일반 국민에게 제공 할 수 있다. 그리고 탄소-기후 상호작용의 동아시아 특수성을 이해함으로써 다자간 협사에서 국익을 보호하고 지속가능한 경제 성장을 돕는 정보의 제공 한다.

기후변화 시나리오에 근거한 미래 기후에서는 대류권/성층권의 기온 변화가 일어나며, 이와 관련하여 제트의 세기, 위치가 변화하는 것으로 알려져 있다. 뿐만 아니라 제트의 변화는 행성파의 전파에 영향을 미침으로써 성층권 Brewer-Dobson 순환을 강화하는데, 최근의 연구에서는 기후 변화에 따른 중력파의 변화도 Brewer-Dobson 순환의 변화에 상당 부분 영향을 주는 것으로 분석되었다. 한편, 미래 기후에는 대류권의 기상 현상에도 변화가 나타날 것이며, 이러한 변화는 중력파의 발생에 영향을 주지만, 현재까지 수행된 기후변화 실험들은 모두 매우 간단화된 중력파 모수화를 사용하였기 때문에, 변화하는 기후에 따른 중력파 발생의 변동을 물리적으로 고려하지 못해왔다. 본 연구에서는 적운대류의 특성을 고려하여 중력파를 발생시키는 모수화를 기후 모델에 접합함으로써 물리적으로 보다 일관된 기후변화 실험을 수행하였다. 이 실험을 통해 미래 기후에 나타나는 것으로 알려진 Brewer-Dobson 순환의 강화, QBO 진폭의 약화, 동아시아 몬순 순환의 변화에 대해 다시 분석하였으며, 이러한 변화에 미치는 적운대류 중력파 모수화의 영향에 대해 파악하였다.

제 5 장 연구개발결과의 활용계획

1. 구름물리 모수화 개선

- 각 지역에서 관측한 에어로졸 수농도 및 흡습성 자료를 지구시스템모델의 초기 자료로 사용하고 다른 에어로졸과 구름 상호작용에 대한 연구의 기초자료로 활용.
- 에어로졸-구름물리 상호작용에 대한 이해의 증진은 지구시스템모델의 구름물리 모수화를 위한 기초 자료 활용가능
- 개선된 구름물리 모수화 방법은 지구시스템모델에 적용되어 보다 신뢰성 있는 에어로졸 간접적 효과 산출 및 기후변화 시나리오 생산에 기여할 것이며 다 나아가 다른 기후모델에도 적용가능

2. 해양과정모의분석

- HadGEM-AO 해양 모듈의 해양 상층과정 검증, 성능 개선에 활용 및 국립기상과학원의 지구시스템모델 기술 개발에 활용
- 기후변화 시나리오에 근거하여 제시된 해양특성(SST, SSS, 수송량, 해양혼합층 등) 미래 변화 분석 결과는 동아시아 및 한반도 해역의 기후변화 전망자료로 활용
- 국가기후변화대응정책 수립을 위한 해양·수산분야 과학정보자료로 활용
- RCP 시나리오에 근거한 북태평양 해양특성 미래변화 전망 제시를 통해 IPCC 관련 기후 및 해양과학 분야에서 국가위상 제고
- 향후 IPCC AR6 모의 결과와의 비교 분석을 위한 기준 frame으로 활용

3. 적운대류 중력과 모수화

- 미래 기후에서의 열대 성층권 QBO의 진폭 감소에 대한 원인을 규명하는 연구에 활용: 과제에서 수행된 기후변화 시나리오 실험 결과를 바탕으로 기후 변화에 따른 Brewer-Dobson 순환과 열대 파동들의 변화가 QBO 진폭에 미치는 영향에 대한 상세 분석
- 열대 파동 및 중력파의 계절 변동성과 경년 변동성을 분석하고 메카니즘을 조사하는 연구에 활용: 과제를 통해 보유한 열대 파동의 분석 자료와 대류 비단열 강제력 자료를 활용
- 적운대류 중력파와 동아시아 몬순 간의 상호작용에 대한 연구에 활용: 본 실험을 통해 계산된 중력파 자료와 동아시아 몬순 분석 결과를 활용
- 열대 QBO와 아시아 몬순 순환 간의 상관관계 및 관련 역학 과정을 분석하는 연구에

활용: QBO와 몬순에 대한 본 연구의 결과 및 실험 자료 활용

4. 지면생태모델 개선

- 동아시아 지역의 자연생태계에 의한 온실기체 흡수량의 정량화와 불확실도 추정에 활용
- 보다 선진화된 지구시스템 모델을 개발하는데 이용되어 보다 올바른 기후 예측에 활용
- 미세먼지, 초미세먼지 및 오존과 같은 대기 오염 저감을 위한 대기질 예측 모델링 기술에 활용

5. 해양과정 개선

- 국립기상과학원 지구시스템 모델의 개선 방향을 제시하는 등 모델 개발에 활용

제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보

- AGU, AMS, EMS, EGU 학회 참석 및 관련논문을 수집함
- BNL 항공관측 자료 수집
- 구름 모형에서의 충돌과정과 핵화과정 관련 자료 수집
- 영국 옥스퍼드 대학, 영국기상청, 국제 태평양 연구소를 포함하는 세계 각국의 성층권 모델링 그룹들을 중심으로 QBO의 모델링에 대한 activity가 생겼으며, 첫번째 워크샵이 열렸음. 기후 모델들에서의 QBO의 현실적인 모사를 위한 최소 필요조건, 진단항 등에 대한 토의가 진행됨(미국 MIT의 Plumb 박사 등)
- 모델의 연직 해상도에 대한 열대 파동과 QBO 모사의 민감도가 연구됨(미국 NCAR의 Richter 박사 등)
- 모델의 역학 계산 방법과 확산항에 대한 QBO 모사의 민감도가 연구됨(미국 미시간 대학의 Jablonowski 박사)
- CMIP5 모델들이 모사하는 열대 파동들과 재분석장에 나타난 열대 파동을 비교하는 연구가 수행됨(프랑스 마리퀴리 대학의 Lott 박사)
- 미래 기후에서의 QBO의 진폭 변화에 대한 연구가 수행되기 시작함(일본 JAMSTEC의 Karawani 박사, 독일 MPI의 Schirber 박사)

제 7 장 연구시설 · 장비 현황

| 연구시설 · 장비명 | 구매금액 (원) | 구매 일자 | 연구시설 · 장비 활용용도 | 설치 장소 | 국가과학기술종합 정보시스템 장비고유번호 |
|-------------|------------|-------------|---|----------------|-----------------------|
| DMA3081 | 16,500,000 | 2013. 9. 5 | 에어로졸 크기 분류 | 연세대학교 과학관 601호 | |
| 리눅스 클러스터 서버 | 21,945,000 | 2012. 7. 24 | 기후변화 실험 결과 자료의 처리를 위한 빠른 병렬 연산 시스템 | 연세대학교 과학관 635호 | |
| 리눅스 클러스터 서버 | 27,500,000 | 2013. 6. 24 | 2012년에 구입한 서버에 슬레이브로 연계, 확장하여, 장기 기후변화 실험 결과 자료의 처리/분석 | 연세대학교 과학관 635호 | |
| 스토리지 구축 | 22,000,000 | 2014. 7. 16 | 기존 리눅스 클러스터 서버(2012, 2013)에 공유 파일시스템으로 추가 구축하여 90TB의 실험 자료 보관 | 연세대학교 과학관 635호 | |

제 8 장 참고문헌

- 국립기상연구소 기후연구과, 2011: IPCC 5차 평가보고서 대응을 위한 기후변화 시나리오 보고서 2011. 국립기상연구소, 117pp.
- 김종환, 박민수, 심정보, 염성수, 2012: 대관령과 영종도에서 측정한 에어러솔 크기분포 및 CCN 수농도에 관한 연구. *대기*, 22, 87-96.
- 김창기, 염성수, 오성남, 남재철, 장기호, 2005: 한반도에서의 지형성 인공증우(설) 실험 성공가능성에 대한 연구. *한국기상학회지*, 41, 997-1014.
- 이한아, 염성수, 심정보, 부경은, 조천호, 2014: 기상청 지구시스템모델에서의 구름입자 수농도 모수화 방법 개선. *대기*, 24(1), 111-122.
- Aalto, P. K. Hämeri, P. Paatero, M. Kulmala, T. Bellander, N. Berglind, L. Bouso, G. Castaño-Vinyals, J. Sunyer, G. Cattani, A. Marconi, J. Cyryhs, S. Von Klot, A. Peters, K. Zetzsche, T. Lanki, J. Pekkanen, F. Nyberg, B. Sjövall, and F. Forastiere, 2012: Aerosol Particle Number Concentration Measurements in Five European Cities Using TSI-3022 Condensation Particle Counter over a Three-Year Period during Health Effects of Air Pollution on Susceptible Subpopulations. *J. Air Waste Manage. Assoc.*, 55, 1064-1076.
- Aquila, V., C. I. Garfinkel, P. A. Newman, L. D. Oman, and D. W. Waugh, 2014: Modifications of the quasi-biennial oscillation by a geoengineering perturbation of the stratospheric aerosol layer. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 1738-1744.
- Arneth A, U. Niinemets, S. Pressley, J. Back, P. Hari, T. Karl, S. Noe, I. C. Prentice, D. Serca, T. Hickler, A. Wolf, and B. Smith, 2007: Process-based estimates of terrestrial ecosystem isoprene emissions: incorporating the effects of a direct CO₂-isoprene interaction. *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 31-53.
- Back H-J, Lee J, Lee H-S, Hyun Y-K, Cho CH, Kwon W-T, Marzin C, Gan S-Y, Kim M-J, Choi D-H, Lee J, Lee J, Boo K-O, Kang H-S, Byun Y-H, 2013: Climate change in the 21th Century simulated by HadGEM2-AO under representative concentration pathways. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, 49(5), 603-618, DOI:10.1007/s13143-013-0053-7.
- Beer, C., M. Reichstein, E. Tomelleri, P. Ciais, M. Jung, N. Carvalhais, C. Rodenbeck, M. A.

- Arain, D. Baldocchi, G. B. Bonan, A. Bondeau, A. Cescatti, G. Lasslop, A. Lindroth, M. Lomas, S. Luyssaert, H. Margolis, K. W. Oleson, O. Roupsard, E. Veenendaal, N. Viovy, C. Williams, F. I. Woodward, D. Papale, 2010: Terrestrial gross carbon dioxide uptake: global distribution and covariation with climate. *Science*, 329, 834–838.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon Weather Rev* 97:163–172.
- Boyer TP, Levitus S, Antonov JI, Locarnini RA, Carcia HE, 2005: Linear trends in salinity for the World Ocean, 1955–1998. *Geophys. Res. Letts.*, 32, L01604.
- Burnet, F. and J.-L. Brenguier, 2007: Observational Study of the Entrainment–Mixing Process in Warm Convective Clouds, *J. Atmos. Sci.*, 64, 1995–2011.
- Bushell, A. C., and A. A. Scaife, 2005: Non-orographic (spectral) gravity wave parameterization. *Unified Model Documentation Paper*, 34, 1–12.
- Chang, R. Y.-W., J. G. Slowik, N. C. Shantz, A. Vlasenko, J. Liggio, S. J. Sjostedt, W. R. Leitch, and J. P. D. Abbatt, 2010: The hygroscopicity parameter (κ) of ambient organic aerosol at a field site subject to biogenic and anthropogenic influences: relationship to degree of aerosol oxidation. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 5047–5064.
- Cheon W-G, Park Y-G, Yeh S-W, Kim B-M, 2012: Atmospheric impact on the northwestern Pacific under a global Warming scenario. *Geophys Res Lett* 39, L16709.
- Choi, H.-J., and H.-Y. Chun, 2011: Momentum flux spectrum of convective gravity waves. Part I: An update of a parameterization using mesoscale simulations. *J. Atmos. Sci.*, 68, 739–759.
- Chu PC, Li RF, 2000: South China Sea isopycnal-surface circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 2419–2438.
- Chylek P, Li J, Dubey M, Wang M, Lesins G, 2011: Observed and model simulated 20th century arctic temperature variability: Canadian earth system model canesm. *Atmos Chem Phys Discuss* 11, 22893–22907.
- Clarke, A. and V. Kapustin, 2010: Hemispheric aerosol vertical profiles: Anthropogenic impacts

- on optical depth and cloud nuclei. *Science*, 329, 1488-1492.
- Collins W J, Bellouin N, Doutriaux-Boucher M, Gedney N, Halloran P, Hinton T, Hughes J, Jones C D, Joshi M, Liddicoat S, Martin G, O' Connor F, Rae J, Senior C, Sitch S, Totterdell I, Wiltshire A, Woodward S, 2011: Development and evaluation of an Earth-system model – HadGEM2. *Geosci Model Dev Discuss* 4, 997-1062.
- Covert, D. S., V. N. Kapustin, T. S. Hates and P. K. Quinn, 1996: Physical properties of marine boundary layer aerosol particles of the mid-Pacific in relation to sources and meteorological transport. *J. Geophys. Res.*, 101, 6919-6930.
- de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., & Iudicone, D., 2004: Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978-2012), 109(C12).
- Fan, J, R. Zhang, G. Li, W.-K. Tao and X. Li, 2007: Simulations of cumulus clouds using a spectral microphysics cloud resolving model. *J. Geophys. Res.*, 112, D04201.
- Fang G, Zhao B, Zhu Y, 1991: Water volume transport through the Taiwan Strait and the continental shelf of the East China Sea measured with current meters. *Oceanography of Asian Marginal Seas.*, 345-348.
- Fors, E. O., E. Swietlich, B. Svenningsson, A. Kristensson, G. P. Frank, and M. Sporre, 2011: Hygroscopic properties of the ambient aerosol in southern Sweden – a two year study. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 8343-8361.
- Frankignoul, C., N. Sennéchaël, Y.-O. Kwon, and M. A. Alexander, 2011: Influence of the meridional shifts of the Kuroshio and the Oyashio extensions on the atmospheric circulation, *J. Clim.*, 24, 762-777.
- Friedlingstein, P., R. A. Houghton, G. Marland, J. Hackler, T. A. Boden, T. J. Conway, J. G. Canadell, M. R. Raupach, P. Ciais, and C. L. Quere, 2010: Update on CO2 emissions. *Nature Geosci.* 3, 811-812.
- Fuentes, J. D., B. P. Hayden, M. Garstang, M. Lerdorf, D. Fitzjarrald, D. D. Baldocchi, R. K. Monson, B. Lamb, and C. Geron, 2001: New Directions : VOCs and

- biosphere-atmosphere feedbacks. *Atmos. Environ.*, 35, 189-191.
- Fukudome K, Yoon J H, Ostrovskii A, Takikawa T, Han I-S, 2010: Seasonal Volume Transport Variation in the Tsushima Warm Current through the Tsushima Straits from 10 Years of ADCP Observations. *J Oceanogr.*, 66, 539-551.
- Giorgetta, M. A., E. Manzini, and E. Roeckner, 2002: Forcing of the quasi-biennial oscillation from a broad spectrum of atmospheric waves. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1245, doi:10.1029/2002GL014756.
- Good SA, Martin MJ, Rayner NA, 2013: EN4: quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates. *J. Geophys. Res.:Oceans*, 118, 6704-6716, doi:10.1002/2013JC009067.
- Guenther, A., C. M. Hewitt, D. Erickson, R. Fall, C. Geron, T. Graedel, P. Harley, L. Klinger, M. Lerdau, W. A. McKay, T. Pierce, B. Scholes, R. Steinbrecher, R. Tallamraju, J. Taylor, and P. Zimmerman, 1995: A global model of natural volatile organic compound emissions. *J. Geophys. Res.*, 100, 8873-8892.
- Guenther, A., S. Archer, J. Greenberg, P. Harley, D. Helmig, L. Klinger, L. Vierling, M. Wildermuth, P. Zimmerman, S. Zitzer, 1999: Biogenic hydrocarbon emissions and landcover/climate change in a subtropical savanna. *Phys. Chem. Earth (B)*, 24(6), 659-667.
- Guenther, A., T. Karl, P. Harley, C. Wiedinmyer, P. I. Palmer, and C. Geron, 2006: Estimates of global terrestrial isoprene emissions using MEGAN (Model of Emissions of Gases and Aerosols from Nature). *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 3181-3210.
- Gultepe, I., G. A. Isaac, W. R. Leitch, and C. M. Banic, 1996: parameterizations of Marine Stratus Microphysics Based on In Situ Observations: Implications for GCMS. *J. Climate*, 9, 345-357.
- Han I-S and Kang Y-Q, 2003: Supply of heat by Tsushima warm current in the East Sea (Japan Sea). *J Oceanogr.*, 59, 317-323.
- Hirose N, Kim C-H, Yoon J-H, 1996: Heat budget in the Japan Sea. *J Oceanogr.*, 52, 553-574.

- Hudson, J. G., and S. S. Yum ,2001: Maritime/continental drizzle contrasts in small cumuli. *J. Atmos. Sci.*, 58, 915–926.
- Hughes, L. S., G. R. Cass, J. E. C. Gone, M. Ames, and I. Olmez, 1998: Physical and chemical characterization of atmospheric ultrafine particles in the Los Angeles area. *Environ. Sci. Technol.*, 32(9), 1153–1161.
- Hung, H.-M., W.-J. Lu, W.-N. Chen, C.-C. Chang, C. C.-K. Chou, and P.-H. Lin, 2014: Enhancement of the hygroscopicity parameter kappa of rural aerosols in northern Taiwan by anthropogenic emissions. *Atmos. Environ.*, 84, 78–87.
- Hurlburt, H. E., A. J. Wallcraft, W. J. Schmitz Jr., P. J. Hogan, and E. J. Metzger, 1996: Dynamics of the Kuroshio/Oyashio current system using eddy-resolving models of the North Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 101, 941–1976.
- Ichikawa H, Beardsley RC, 1993: Temporal and spatial variability of volume transport of the Kuroshio in the East China Sea. *Deep Sea Res.*, 40, 583–605.
- Imawaki S, Uchida H, Ichikawa H, Fukasawa M, Umatani S, ASUKA Group, 2001: Satellite altimeter monitoring the Kuroshio transport south of Japan. *Geophys. Res. Letts.*, 28, 17–20.
- Ingleby B, M. Huddleston, 2007: Quality control of ocean temperature and salinity profiles – historical and real-time data. *J. Marine Syst.*, 65, 158–175.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: *The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, 1056 pp.
- Irwin, M., N. Good, J. Crosier, T. W. Choularton, and G. McFiggans, 2010: Reconciliation of measurements of hygroscopic growth and critical supersaturation of aerosol particles in central Germany. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 11737–11752.
- Isobe A, 2008: Recent advances in ocean-circulation research on the Yellow Sea and East China Sea shelves. *J. Oceanogr.*, 64, 569–584.

- Isobe A, Ando M, Watanabe T, Senjyu T, Sugihara S, Manda A, 2002: Freshwater and temperature transports through the Tsushima-Korea Straits. *J Geophys Res.*, 107 (C7), 3065.
- Johns WE, Lee TN, Zhang D, Zantopp R, Liu CT, Yang Y, 2001: The Kuroshio East of Taiwan: Moored transport observations from the WOCE PCM-1 array. *J. Fish. Sci. Tech.*, 3, 1031-1053.
- Jones, A., D. L. Roberts, and A. Slingo, 1994: A climate model study of indirect radiative forcing by anthropogenic sulphate aerosols. *Nature*, 370, 450-453.
- _____, _____, M. J. Woodage, and C. E. Johnson, 2001: Indirect sulphate aerosol forcing in a climate model with an interactive sulphur cycle. *J. Geophys. Res.*, 106(D17), 20293-20310.
- _____, _____, M. J. Woodage, and C. E. Johnson, 2001: Indirect sulphate aerosol forcing in a climate model with an interactive sulphur cycle. *J. Geophys. Res.*, 106(D17), 20293-20310.
- _____, J. Haywood, O. Boucher, B. Kravitz, and A. Robock, 2010: Geoengineering by stratospheric SO₂ injection: results from the Met Office HadGEM2 climate model and comparison with the Goddard Institute for Space Studies ModelE. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 5999-6006.
- Jung, M., M. Reichstein, H. A. Margolis, A. Cescatti, A. D. Richardson, M. A. Arain, A. Arneth, C. Bernhofer, D. Bonal, J. Chen, D. Cianelle, N. Gobron, G. Kiely, W. Kutsch, G. Lasslop, B. E. Law, A. Lindroth, L. Merbold, L. Montagnani, E. J. Moors, D. Papale, M. Sottocornola, F. Vaccari, and C. Williams, 2011: Global patterns of land-atmosphere fluxes of carbon dioxide, latent heat, and sensible heat derived from eddy covariance, satellite, and meteorological observations. *J. Geophys. Res.*, 116, G00J07, doi:10.1029/2010JG001566.
- Jurányi, Z. T. Tritscher, M. Gysel, M. Laborde, L. Gomes, G. Roberts, U. Baltensperger, and E. Weingartner, 2013: Hygroscopic mixing state of urban aerosol derived from size-resolved cloud condensation nuclei measurements during the MEGAPOLI campaign

- in Paris. *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 6431–6446.
- Kato K and T Asai, 1983: Seasonal variations of heat budgets in both the atmosphere and the sea in the Japan Sea area. *J Meteor Soc Japan.*, 61, 222–238.
- Kawatani, Y., and K. Hamilton, 2013: Weakened stratospheric quasibiennial oscillation driven by increased tropical mean upwelling. *Nature*, 497, 478–482.
- Khain, A. P. 2009: Notes on state-of-the-art investigations of aerosol effects on precipitation: a critical review, *Environ. Res. Lett.*, 4, 015004 (20pp).
- _____, M. Ovtchinnikov, M. B. Pinsky, A. Pokrovsky, and H. Krugliak, 2000: Notes on the state of the art numerical modelling of cloud microphysics. *Atmos. Res.*, 55, 159–224
- Kim, J. H., S. S. Yum, S. Shim, S.-C. Yoon, J. G. Hudson, J. Park, and S.-J. Lee, 2011: On aerosol hygroscopicity, cloud condensation nuclei (CCN) spectra and critical supersaturation measured at two remote islands of Korea between 2006 and 2009. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 12627–12645.
- Kim, J. H., S. S. Yum, S. Shim, S.-C. Yoon, J. G. Hudson, J. Park, and S.-J. Lee, 2011: On aerosol hygroscopicity, cloud condensation nuclei (CCN) spectra and critical supersaturation measured at two remote islands of Korea between 2006 and 2009, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 12627–12645.
- Kim, J. H., S. S. Yum, S. Shim, W. J. Kim, M. Park, J.-H. Kim, M.-H Kim, and S.-C. Yoon, 2014: On the submicron aerosol distributions and CCN number concentrations in and around the Korean Peninsula. *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 8763–8779.
- Kim, Y.-H., and H.-Y. Chun, 2015: Contributions of equatorial wave modes and parameterized gravity waves to the tropical QBO in HadGEM2. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 1065–1090.
- _____, A. C. Bushell, D. R. Jackson, and H.-Y. Chun, 2013: Impacts of introducing a convective gravity-wave parameterization upon the QBO in the Met Office Unified Model. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1873–1877.
- Kitamori, Y., M. Mochida, and K. Kawamura, 2009: Assessment of the aerosol water content in urban atmospheric particles by the hygroscopic growth measurements in Sapporo,

- Japan. *Atmos. Environ.*, 43, 3416–3423.
- Kulmala, M., H. Vehkamäki, T. Petäjä, M. Dal Maso, A. Lauri, V.-M. Kerminen, W. Birmili, and P. H. McMurry, 2004: Formation and growth rates of ultrafine atmospheric particles: a review of observations. *J. Aerosol Sci.*, 35, 143–176.
- Kuwata, M., and Y. Kondo, 2007: Dependence of size-resolved CCN spectra on the mixing state of nonvolatile cores observed in Tokyo, *J. Geophys. Res.*, 113, D19202, doi:10.1029/2007JD009761.
- Kwon, Y.-O., M. A. Alexander, N. A. Bond, C. Frankignoul, H. Nakamura, B. Qiu, and L. Thompson, 2010: Role of the Gulf Stream and Kuroshio-Oyashio systems in large-scale atmosphere-ocean interaction: *A review*, *J. Clim.*, 23, 3249–3281.
- Le Quéré, C., R. J. Andres, T. Boden, T. Conway, R. A. Houghton, J. I. House, G. Marland, G. P. Peters, G. R. van der Werf, A. Ahlstrom, R. M. Andrew, L. Bopp, J. G. Canadell, P. Ciais, S. C. Doney, C. Enright, P. Friedlingstein, C. Huntingford, A. K. Jain, C. Jourdain, E. Kato, R. F. Keeling, K. Klein Goldewijk, S. Levis, P. Levy, M. Lomas, B. Poulter, M. R. Raupach, J. Schwinger, S. Sitch, B. D. Stocker, N. Viovy, S. Zaehle, and N. Zeng, 2013: The global carbon budget 1959–2011. *Earth Syst. Sci. Data*, 5(1), 165–185.
- Lee, H., S. S. Yum, S. S. Lee, 2014: A modeling study of the aerosol effects on ice microphysics in convective cloud and precipitation development under different thermodynamic conditions. *Atmos. Res.*, 145, 112–129.
- Lehmann, K., H. Siebert, and R. A. Shaw, 2009: Homogeneous and Inhomogeneous Mixing in Cumulus Clouds: Dependence on Local Turbulence Structure, *J. Atmos. Sci.*, 66, 3641–3659.
- Levin, E. J. T., A. J. Prenni, M. D. petters, S. M. Kreidenweis, R. C. Sullivan, S. A. Atwood, J. Ortega, P. J. DeMott, and J. N. Smith, 2012: An annual cycle of size-resolved aerosol hygroscopicity at a forested site in Colorado. *J. Geophys. Res.*, 117, D06201, doi:10.1029/2011JD016854.
- Levitus, S., 1982: *Climatological atlas of the world ocean*. NOAA Prof. Pap., 13.

- Liu, P. F., C. S. Zhao, T. Göbel, E. Hallbauer, A. Nowak, L. Ran, W. Y. Xu, Z. Z. Deng, N. Ma, K. Mildenerger, S. Henning, F. Stratmann, and A. Wiedensohler, 2011: Hygroscopic properties of aerosol particles at high relative humidity and their diurnal variations in the North China Plain. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 3479–3494.
- Lu, C., Y. Liu, and S. Niu, 2011: Examination of turbulent entrainment–mixing mechanisms using a combined approach, *J. Geophys. Res.*, 116, D20207, doi:10.1029/2011JD015944.
- Lu, J., G. A. Vecchi, and T. Reichler, 2007: Expansion of the Hadley cell under global warming, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L06805.
- Martin, G. M. and Coauthors, 2011: The HadGEM2 family of Met Office Unified Model climate configurations. *Geosci. Model Dev.*, 4, 723–757.
- Martin, G. M., D. W. Johnson, and A. Spice, 1994: The measurement and parameterization of effective radius of droplets in warm stratocumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 51, 1823–1842.
- Mitsudera, H., B. Taguchi, Y. Yoshikawa, H. Nakamura, T. Waseda, and T. Gu, 2004: Numerical study on the Oyashio water pathways in the Kuroshio–Oyashio confluence, *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 1174–1196.
- Mönkkönen, P. I. K. Koponen, K. E. J. Lehtinen, K. Hämeri, R. Uma, and M. Kulmala, 2005: Measurements in a highly polluted Asian mega city: observations of aerosol number size distribution, modal parameters and nucleation events. *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 57–66.
- Niinemets U., J. D. Tenhunen, P. C. Harley, and R. Steinbrecher, 1999: A model of isoprene emission based on energetic requirements for isoprene synthesis and leaf photosynthetic properties for Liquidambar and Quercus. *Plant. Cell Environ.*, 22, 1319–1335.
- Nonaka, M., H. Nakamura, Y. Tanimoto, T. Kagimoto, and H. Sasaki, 2006: Decadal variability in the Kuroshio–Oyashio extension simulated in an eddy-resolving OGCM, *J. Clim.*, 19, 1970–1989.
- Ono T, Sasaki K, Yasuda I, 2003: Re-estimation of annual anthropogenic carbon input from Oyashio into North Pacific intermediate water. *J. Oceanogr.*, 59, 883–891.
- Ostrovskii A, Fukudome K, Yoon J-H, Takikawa T, 2009: Variability of the volume transport

- through the Korea/Tsushima Strait as inferred from the shipborne acoustic Doppler current profiler observations in 1997–2007. *Oceanology*, 49, 338–349.
- Pawłowska, H. and J. -L. Brenguier, 2000: Microphysical properties of stratocumulus clouds during ACE-2. *Tellus*, 52B, 868.
- Pedlosky, J., 1996: *Ocean Circulation Theory*, 2nd ed., 453 pp., Springer, Berlin.
- Petters, M. D. and S. M. Kreidenweis 2007: A single parameter representation of hygroscopic growth and cloud condensation nucleus activity, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 1961–1971.
- Piao, S., S. Sitch, P. Ciais, P. Friedlingstein, P. Peylin, X. Wang, A. Ahlström, A. Anav, J. G. Canadell, N. Cong, C. Huntingford, M. Jung, S. Levis, P. E. Levy, J. Li, X. Lin, M. R. Lomas, M. Lu, Y. Luo, Y. Ma, R. B. Myneni, B. Poulter, Z. Sun, T. Wang, N. Viovy, S. Zaehle, and N. Zeng, 2013: Evaluation of terrestrial carbon cycle models for their response to climate variability and to CO₂ trends. *Global change biol.*, 19, 2117–2132.
- Qiu, B., and S. Chen, 2005: Variability of the Kuroshio Extension jet, recirculation gyre, and mesoscale eddies on decadal time scales, *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 2090–2103.
- Qiu, B., and S. Chen, 2011: Effect of decadal Kuroshio Extension jet and eddy variability on the modification of North Pacific Intermediate Water, *J. Phys. Oceanogr.*, 41, 503–515.
- Ramanathan, V., P. Crutzen, J. Kiehl, and D. Rosenfeld, 2001: Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*, 294, 2119–2124.
- Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. T. Kiehl, and D. Rosenfeld, 2001: Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*, 294(5549), 2119–2124.
- Reus, M., R. Krejci, J. Williams, H. Fischer, R. Scheele, and J. Ström, 2001: Vertical and horizontal distributions of the aerosol number concentration and size distribution over the northern Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 106, 28629–28641.
- Richter, J. H., A. Solomon, and J. T. Bacmeister, 2014: On the simulation of the quasi-biennial oscillation in the Community Atmosphere Model, Version 5. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 3045–3062.
- Rind, D., J. Jonas, N. K. Balachandran, G. A. Schmidt, and J. Lean, 2014: The QBO in two

- GISS global climate models: 1. Generation of the QBO. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 8798–8824.
- Ripamonti, G., L. Järvi, B. Mø lgaard, T. Hussein, A. Nordbo, and K. Hämeri, 2013: The effect of local sources on aerosol particle number size distribution, concentrations and fluxes in Helsinki, Finland. *Tellus B*, 65, 19786.
- Rogers, R.R., M. K. Yau, 1989: *A Short Course in Cloud Physics*, 3rd ed., 290pp., Pergamon, New York.
- Rose, D. A. Nowak, P. Achtert, A. Wiedensohler, M. Hu, M. Shao, Y. Zhang, M. O. Adnreae, and U. Pöschl, 2010: Cloud condensation nuclei in polluted air and biomass burning smoke near the mega-city Guangzhou, China – Part 1: Size-resolved measurements and implications for the modeling of aerosol particle hygroscopicity and CCN activity. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 3365–3383.
- Sakamoto, T. T., H. Hasumi, M. Ishii, S. Emori, T. Suzuki, T. Nishimura, and A. Sumi, 2005: Responses of the Kuroshio and the Kuroshio Extension to global warming in a high-resolution climate model, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L14617.
- Sarmiento JL, Gruber N, Brzezinski MA, Dunne JP, 2004: High latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity. *Nature*, 427, 56–60.
- Scaife, A. A., N. Butchart, C. D. Warner, D. Stainforth, W. Norton, and J. Austin, 2000: Realistic quasi-biennial oscillations in a simulation of the global climate. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3481–3484.
- _____, _____, _____, R. Swinbank, 2002: Impact of a spectral gravity wave parameterization on the stratosphere in the Met Office Unified Model. *J. Atmos. Sci.*, 59, 1473–1489.
- Scharlemann, J. P., R. Hiederer, V. Kapos, C. Ravilious, 2009; *Updated global carbon map*. UNEP-WCRC & EU-JRC, Cambridge, UK.
- Schwartz, S. E., R. J. Charlson, R. A. Kahn, J. A. Ogren, and H. Rodhe, 2010: Why hasn't Earth warmed as much as expected? *J. Climate*, 23, 2453–2464.
- Seager, R., Y. Kushnir, N. H. Naik, M. A. Cane, and J. Miller, 2001: Wind-driven shifts in the latitude of the Kuroshio–Oyashio Extension and generation of SST anomalies on decadal

- timescales, *J. Clim.*, 14, 4249–4265.
- Shalcross D.E. and Monks P.S., 2000: New Directions : A role for isoprene in biosphere–climate–chemistry feedbacks. *Atmos. Environ.*, 34, 1659–1660.
- Shibata, K., and M. Deushi, 2005: Partitioning between resolved wave forcing and unresolved gravity wave forcing to the quasi-biennial oscillation as revealed with a coupled chemistry–climate model. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12820, doi:10.1029/2005GL022885.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller (Eds.), 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Song, G. Y. and S. S. Yum, 2004: Maritime–Continental Contrasts of Cloud Microphysical during ACE–Asia. *Asia–Pacific J. Atmos. Sci.*, 40(20), 101–240.
- Song, I.-S., and H.-Y. Chun, 2005: Momentum flux spectrum of convectively forced internal gravity waves and its application to gravity wave drag parameterization. Part I: Theory. *J. Atmos. Sci.*, 62, 107–124.
- _____, and _____, 2006: A spectral parameterization of convectively forced internal gravity waves and estimation of gravity–wave momentum forcing to the middle atmosphere. *J. Kor. Meteorol. Soc.*, **42**, 339–359.
- _____, _____, R. R. Garcia, and B. A. Boville, 2007: Momentum flux spectrum of convectively forced internal gravity waves and its application to gravity wave drag parameterization. Part II: Impacts in a GCM (WACCM). *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2286–2308.
- Stanier, C. O., A. Y. Khlystov, and S. N. Pandis, 2004: Ambient aerosol size distributions and number concentrations measured during the Pittsburgh Air Quality Study (PAQS). *Atmos. Environ.*, 38, 3275–3284.
- Syktus J, Jeffreya S, Rotstaynb L, Wonga K, Toombsa N, Dravitzkib S, Collierb M, Hamalainena C, Moeseneder C, 2011: *The CSIRO–QCCCE contribution to CMIP5 using the CSIRO Mk3.6 climate model. 19th International Congress on Modelling and Simulation. Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand, December 2011*, pp. 2782–88.

- Takahashi, T., 1976: Warm rain, giant nuclei and chemical balance—A numerical model, *J. Atmos. Sci.*, 33, 269–286.
- Taylor, J. P. and A. McHaffie, 1994: Measurements of cloud susceptibility. *J. Atmos. Sci.*, 51, 1298–1306.
- _____ and T. Kawano, 1998: Numerical sensitivity study of rainband precipitation and evolution. *J. Atmos. Sci.*, 55, 57–87.
- Takikawa T and Yoon J-H, 2005: Volume Transport through the Tsushima Straits Estimated from Sea Level Difference. *J. Oceanogr.*, 61, 699–708.
- _____, Yoon JH, Cho KD, 2005: The Tsushima Warm Current through Tsushima Straits estimated from ferryboat ADCP data. *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 1154–1168.
- Talley LD, 1993: Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 517–537.
- Taylor, Karl E., Ronald J. Stouffer, and Gerald A. Meehl., 2012: An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498.
- Teague W J, Hwang P A, Jacobs G A, Book J W, Perkins H T, 2005: Transport variability across the Korea/Tsushima Strait and the Tsushima Island wake. *Deep-Sea Research II*, 52, 1784–1801.
- Thompson, L., and W. Cheng, 2008: Water masses in the Pacific in CCSM3, *J. Clim.*, 21, 4514–4528.
- Tsunogai S, Ono T, Watanabe S, 1993: Increase in total carbonate in the western North Pacific water and a hypothesis on the missing sink of anthropogenic carbon. *J. Oceanogr.*, 49, 305–315.
- Ueyama, M., K. Ichii, R. Hirata, K. Takagi, J. Asanuma, T. Machimura, Y. Nakai, T. Ohta, N. Saigusa, Y. Takahashi, and T. Hirano, 2010: Simulating carbon and water cycles of larch forests in East Asia by the BIOME-BGC model with AsiaFlux data. *Biogeosciences.*, 7, 959–977.
- Vecchi, G. A., and B. J. Soden, 2007: Global warming and the weakening of the tropical circulation, *J. Clim.*, 20, 4316–4340.

- Warner, C. D., and M. E. McIntyre, 1996: On the propagation and dissipation of gravity wave spectra through a realistic middle atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 53, 3213–3235.
- _____, and _____, 2001: An ultrasimple spectral parameterization for nonorographic gravity waves. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1837–1857.
- Watanabe S, Hajima T, Sudo K, Nagashima T, Take-mura T, Okajima H, Nozawa T, Kawase H, AbeM, Yokohata T, Ise T, Sato H, Kato E, TakataK, Emori S, Kawamiya M, 2011: MIROC-ESM2010: model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments. *Geosci Model Dev Discuss*, 4, 845–872.
- Webster, S, 2004: Gravity wave drag. Version 3. Unified Model Documentation Paper, 22, 1–7.
- _____, A. R. Brown, D. R. Cameron, and C. P. Jones, 2003: Improvements to the representation of orography in the Met Office Unified Model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 1989–2010.
- Wehner, B., A. Wiedensohler, T. M. Tuch, Z. J. Wu, M. Hu, J. Slanina, and C. S. Kiang 2004: Variability of the aerosol number size distribution in Beijing, China: New particle formation, dust storms, and high continental background. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L22108, doi:10.1029/2004GL021596.
- Wei Y, Huang D, Zhu X-H, 2013: Interannual to decadal variability of the Kuroshio Current in the East China Sea from 1955 to 2010 as indicated by in-situ hydrographic data. *J. Oceanogr.*, 69, 571–589.
- Yamanaka, G., Y. Kitamura, and M. Endoh, 1998: Formation of the North Pacific Intermediate Water in Meteorological Research Institute ocean general circulation model: 1. Subgrid-scale mixing and marginal sea fresh water, *J. Geophys. Res.*, 103, 30,885–30,903.
- Yasuda I, 2004: North Pacific Intermediate Water: Progress in SAGE (SubArctic Gyre Experiment) and related projects. *J. Oceanogr.*, 60, 385–395.
- Yasuda I, Okuda K, Shimizu Y, 1996: Distribution and modification of North Pacific Intermediate Water in the Kuroshio-Oyashio interfrontal zone. *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 448–465.
- Yin, J. H., 2005: A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st

century climate, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18701.

- You Y, 2003: Implications of cabbeling on the formation and transformation mechanism of North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, 108(C5), 3134, doi:10.1029/2001JC001285.
- You, S. H., 2005: *A numerical study of the Kuroshio system southwest of Japan*, PhD thesis, 115 pp., Kyushu Univ., Fukuoka, Japan.
- Yum S. S., G. Roberts, J. H. Kim, K. Song, and D. Kim, 2007: Submicron aerosol size distributions and cloud condensation nuclei concentrations measured at Gosan, Korea, during the Atmospheric Brown Clouds-East Asian Regional Experiment 2005. *J. Geophys. Res.*, 112, D22S32.
- Yum, S. S. and J. G. Hudson, 2002: Maritime/continental microphysical contrasts in stratus. *Tellus*, Ser. B, 54, 61-73.
- Yum, S. S. and J. G. Hudson, 2004: Wintertime/summertime contrasts of cloud condensation nuclei and cloud microphysics over the Southern Ocean. *J. Geophys. Res.*, 109, D06204, doi:10.1029/2003JD003864.
- Yum, S. S., J. G. Hudson, and Y. Xie, 1998: Comparisons of cloud microphysics with cloud condensation nuclei spectra over the summertime Southern Ocean. *J. Geophys. Res.*, 103, 16625- 16636.
- Yum, S. S., J. G. Hudson, K. Y. Song, and B.-C. Choi, 2005: Springtime cloud condensation nuclei concentrations on the west coast of Korea. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L09814.
- Zhang, Y., M. Xu, H. Chen, and J. Adams, 2009: Global pattern of NPP to GPP ratio derived from MODIS data: effects of ecosystem type, geographical location and climate. *Global Ecol. Biogeogr.*, 18, 280-290.

주 의

1. 이 보고서는 기상청에서 시행한 기상See-At기술개발사업의 연구보고서입니다.
2. 이 보고서 내용을 발표하는 때에는 반드시 기상청에서 시행한 기상See-At기술개발사업의 연구결과임을 밝혀야 합니다.
3. 국가과학기술 기밀유지에 필요한 내용은 대외적으로 발표 또는 공개하여서는 아니 됩니다.