발 간 등 록 번 호
11-1360000-001101-01

ISBN-978-89-954715-2-4

한국 기후변화 평가보고서 2014

- 기후변화 과학적 근거 -

기상청 Korea Meteorological Administration

한국 기후변화 평가보고서 2014

- 기후변화 과학적 근거 -

편집

유희동

(기상청 기후과학국장)

김 준

(연세대학교)

안중배

(부산대학교)

이동근

(서울대학교)

정휘철

(한국환경정책·평가연구원)

박훈, 정해정, 김경하, 송정미

(기상청 기후과학국)

최영은

(건국대학교)

ISBN 978-89-954715-2-4

기상청 11-1360000-001101-01

기 상 청

서 문

IPCC(Intergovernmental Panel on Climate Change) 제1실무그룹(Working Group Ⅰ, WGⅠ)은 5차 평가보고서(AR5)에서 기후 시스템의 관측값, 고기후 기록, 기후과정의 이론연구 및 기후모델을 이용한 모의 등을 총망라하는 다양한 과학적 분석결과를 근거로 기후변화에 대한 새로운 증거들을 조사하였습니다. 이 보고서의 Key Message는 “인간활동으로 인해 기후가 변하고 있으며”, “지구 기후 시스템의 온난화는 명백하다”는 것이었습니다.

본 보고서는 IPCC 5차 평가보고서를 바탕으로 한반도 및 동아시아 지역을 대상으로 한반도 기후변화의 과거를 이해하고 현재를 분석하여 미래 기후변화를 전망하고자 하였습니다. 이에 ‘한국 기후변화 평가보고서 2010’(국립환경과학원, 2011) 발간 이후 2012년부터 환경부 국립환경과학원과 후속보고서 발간을 위한 작업을 시작하여 본 보고서를 공동 발간하게 되었습니다.

본 보고서는 IPCC 제1실무그룹(WGⅠ)에 해당하는 ‘기후변화의 과학적 근거‘를 참조하여 2010년부터 최근까지 진행된 연구결과를 다루었으며, 서론을 포함하여 기후변화 관측, 고기후, 탄소순환과 생지화학순환, 구름과 에어로졸, 인위적 및 자연적 복사강제력, 기후모델 평가, 기후변화의 탐지와 원인규명, 기후변화 전망 등 총 10장으로 구성하였습니다. 또한, 각 장에서는 분야별 전문가 의견 수렴을 통해 연구결과의 신뢰도를 3단계(견고한 동의, 중간적 동의, 제한적 동의)로 평가하여 제시하였습니다.

본 보고서는 한반도를 대상으로 한 1,000여 편의 국내·외 논문 및 보고서의 연구결과를 이용하였고 각 분야별 전문가 70여명이 참여하여 집필하였습니다. 보고서가 발간되기까지 수 많은 자료를 수집하고 정리하신 모든 저자분과 기상청 관련부서에 아낌없는 감사를 드립니다.

본 보고서가 담고 있는 한반도 기후변화 관측 및 예측에 대한 연구결과와 기후변화의 불확실성을 포함한 과학적 근거를 통해 국가 기후변화 정책 수립 등에 적극 활용되기를 바랍니다.

2014. 12.

고윤화 기상청장

머리말

IPCC에서는 지난 1990년 이후 총 5회에 걸쳐 기후변화 평가보고서를 출간하였습니다. 제5차 평가보고서는 2013년도 제1실무그룹(WGⅠ)의 '과학적 근거(The Physical Science Basis)'를 시작으로 2014년도에는 제2실무그룹(WGⅡ)의 '영향, 적응 및 취약성(Impacts, Adaptation and Vulnerability)', 제3실무그룹(WGⅢ) '기후변화의 완화(Mitigation of Climate Change)'와 '종합보고서(Synthesis Report)'가 발간되었습니다.

기후변화는 인간의 활동으로 인해 발생되는 이산화탄소를 비롯한 다양한 온실기체, 블랙카본과 같은 에어로졸, 도시화, 토지이용 변화 등이 원인이 될 수 있습니다. 특히 우리나라는 기후변화의 직접적인 영향과 더불어 동북아시아의 급속한 경제성장으로 인한 온실가스 배출 증가에 따른 영향을 직·간접적으로 받을 것으로 전망되고 있습니다. 따라서 한반도에서 관측된 기후변화의 영향을 파악하고 발생 가능한 부정적 영향을 최소화하기 위한 적응대책 수립이 필요할 것입니다. 이에 한국은 IPCC 기후변화 종합보고서에 상응하는 '한국 기후변화 평가보고서 2010'을 2011년에 발간한 바 있으며, 2010년 이후의 연구결과들을 기반으로 한 '한국 기후변화 평가보고서 2014'를 환경부 국립환경과학원과 기상청이 공동으로 발간하게 되었습니다. 기상청은 IPCC WGⅠ에 해당하는 '과학적 근거'를, 환경부 국립환경과학원은 IPCC WGⅡ에 해당하는 '영향 및 적응'을 중심으로 추진하였습니다.

보고서 발간을 위해 실무그룹을 구성하고 학계와 정부, 연구기관의 전문가 중 집필진을 구성하였습니다. 또한 한반도를 대상으로 발표된 국내·외 논문 및 보고서의 연구결과를 분석·평가하여 한국 기후변화 연구동향과 전망을 집대성하였습니다.

특히 기존 보고서와 달리 해양과 빙권, 고기후 부분을 단독 장으로 구성하였고, 미래예측의 유용한 도구인 '기후모델 평가'를 추가하였습니다. 또한 정책결정자를 위한 요약보고서를 추가로 작성하였으며, 종합적인 전문가 평가를 통하여 연구결과의 불확실성에 대한 판단을 포함한 연구결과의 신뢰도를 3단계로 제시하였습니다.

본 보고서에는 많은 연구자료의 축적으로 견고한 과학적 근거가 제시된 부분도 있으나 연구 자료의 부족으로 제한적인 동의에 그친 분야도 있습니다. 이 보고서를 통해 기후변화 현상을 이해하고 아울러 미진한 연구 분야가 활성화되길 바랍니다. 또한 정책결정자들에게는 미래 기후변화에 대비한 정책 수립에 과학적 근거로 활용되길 기대합니다.

목 차

서론 ····· i

머리말 ····· ii

제1장 소개 ····· 1

1.1. 서론 ····· 1
1.2.「한국 기후변화 평가보고서 2010」Part Ⅰ 요약 ····· 2
1.3. IPCC WGI 5차 평가보고서의 주요 결론 ····· 6
1.4.「한국 기후변화 평가보고서 2014」결과 ····· 8
1.5. 참고문헌 ····· 26

제2장 관측: 대기와 지표 ····· 27

2.1. 서론 ····· 27
2.2. 대기조성 및 복사수지의 변화 ····· 28
2.3. 기온의 변화 ····· 35
2.4. 물순환의 변화 ····· 39
2.5. 극한현상의 변화 ····· 42
2.6. 대기대순환과 변동 패턴의 변화 ····· 47
2.7. 결론 ····· 50
2.8. 참고문헌 ····· 51

제3장 관측: 해양 및 빙권 ····· 64

3.1. 서론 ····· 64
3.2. 해양 ····· 65
3.3. 빙권 ····· 75
3.4. 결론 ····· 85
3.5. 참고문헌 ····· 86

제4장 고기후 기록에 의한 정보 ····· 94

4.1. 서론 ····· 94
4.2. 식물(화분) ····· 95
4.3. 동물 ····· 97
4.4. 연륜 ····· 101
4.5. 고문헌 ····· 104
4.6. 결론 ····· 117
4.7. 참고문헌 ····· 119

제5장 탄소순환과 기타 생지화학순환 ····· 123

5.1. 서론 ····· 123
5.2. 탄소순환 ····· 123
5.3. 기타 생지화학순환 ····· 138
5.4. 결론 ····· 145
5.5. 참고문헌 ····· 146

제6장 구름과 에어로졸 ····· 153
6.1. 서론 ····· 153
6.2. 구름 ····· 154
6.3. 에어로졸 ····· 156
6.4. 구름과 에어로졸의 상호작용 ····· 164
6.5. 복사강제력과 유효복사강제력 ····· 168
6.6. 강수변화의 과정 ····· 171
6.7. 결론 ····· 172
6.8. 참고문헌 ····· 173

제7장 인위적 및 자연적 복사강제력 ····· 182
7.1. 서론 ····· 182
7.2. 대기화학 ····· 184
7.3. 인위적 복사강제력 ····· 191
7.4. 자연적 복사강제력 ····· 196
7.5. 배출량 메트릭스 ····· 199
7.6. 결론 ····· 206
7.7. 참고문헌 ····· 207

제8장 기후모델 평가 ····· 215
8.1. 서론 ····· 215
8.2. 기후모델과 특성 ····· 216
8.3. 기후모델의 성능평가 ····· 219
8.4. 결론 ····· 235
8.5. 참고문헌 ····· 235

제9장 기후변화의 탐지와 원인규명 ····· 240
9.1. 서론 ····· 240
9.2. 방법론의 평가 ····· 240
9.3. 기온과 강수량 ····· 243
9.4. 몬순 시스템 ····· 246
9.5. 열대성 저기압 ····· 249
9.6. 엘니뇨와 한반도 기후 ····· 254
9.7. 북극진동 ····· 258
9.8. 계절안 변동성 ····· 261
9.9. 결론 ····· 265
9.10. 참고문헌 ····· 266

제10장 단기 및 장기 기후변화 전망 ····· 278
10.1. 서론 ····· 278
10.2. 대기와 지표 ····· 279
10.3. 해양과 빙권 ····· 290
10.4. 결론 ····· 298
10.5. 참고문헌 ····· 300

표 목차

표 1.1. 연구결과 신뢰도 평가(동의 수준)의 구분 ····· 1
표 1.2.「한국 기후변화 평가보고서 2014」 참고문헌 수 ····· 1
표 2.1. HadCRUT4자료에서 나타난 전지구 평균기온의 변화경향 ····· 36
표 4.1. 조선시대 가뭄 빈도 ····· 110
표 4.2. 한반도에서의 다음 가뭄에 대한 가뭄 주기성 추측 ····· 110
표 4.3. 조선시대 홍수 기록 ····· 112
표 4.4. 조선왕조실록 천재지변 관련 기록 시기별 분포(전국) ····· 116
표 5.1. 장마의 변동과 생태계 탄소순환 변동의 수치 모사 결과 ····· 133
표 6.1. 2010~2014년 구름과 에어로졸 분야에 대해 국내 저자에 의해 연구되었거나 동아시아 지역을 대상으로 한 연구논문의 수 ····· 154
표 6.2. 동아시아에서의 에어로졸 흡습성 측정 결과 ····· 158
표 7.1. 한반도 및 동아시아의 에어로졸 직접복사강제력 비교 ····· 195
표 7.2. CO_2가 아닌 온실가스들의 배출에 반응하는 기후-탄소 피드백(cc fb)을 포함하거나 혹은 포함하지 않은 GWP와 GTP ····· 202
표 10.1. 전지구 및 한반도 기온과 강수 미래 전망 요약 ····· 286
표 10.2. 한반도 극한기온과 극한강수 미래 전망 요약 및 정의 ····· 289
표 10.3. IPCC 5차 평가보고서에서 제시된 RCP 시나리오별 1986~2005년 대비 미래 전지구 평균 해수면 상승 전망 ····· 291
표 10.4. CMIP3 20C3M 실험과 SRES A1B 실험 결과, 십년주기진동(PDO) 위상에 따른 엘니뇨 및 라니냐 출현 수 ····· 293
표 10.5. EEMD 잔차, 일차 및 이차 회귀방정식을 기반으로 추정된 5개 지점의 2100년 해수면 상대 높이 ····· 296

그림 목차

그림 2.1. 1750년 대비 2011년 기준 주요 기후인자의 복사강제력 분포 ····· 28
그림 2.2. 1999~2013년 안면도(AMY), 고산(GSN), 마우나로아(Mauna Loa)에서 관측된 이산화탄소의 농도 변화 ····· 29
그림 2.3. 2012년 고산(제주) 이산화탄소 농도의 계절별 일변동 ····· 29
그림 2.4. 1999~2013년 메탄 농도변화 ····· 30
그림 2.5. 1999~2013년 아산화질소 농도변화 ····· 30
그림 2.6. 1999~2013년 CFC-11, 12, 113 및 SF_6 농도변화 ····· 30
그림 2.7. 2012~2013년 O_3 월평균농도 ····· 31
그림 2.8. 2004~2013년 O_3 연평균농도 ····· 31
그림 2.9. 2012~2013년 CO 월평균농도 ····· 32
그림 2.10. 2004~2013년 CO 연평균농도 ····· 32
그림 2.11. 2012~2013년 NOx 월평균농도 ····· 32
그림 2.12. 2004~2013년 NOx 연평균농도 ····· 33
그림 2.13. 2012~2013년 SO_2 월평균농도 ····· 33
그림 2.14. 2004~2013년 SO_2 연평균농도 ····· 33
그림 2.15. 1999년부터 2013년까지 안면도에서 관측된 연평균 하향태양복사량 ····· 34
그림 2.16. 제주(고산)의 연평균 하향태양복사량 ····· 34
그림 2.17. 안면도 연평균 하향장파복사량 ····· 34
그림 2.18. 안면도 연평균 순복사량 ····· 35
그림 2.19. 관측 데이터에서 나타난 전지구 연평균지표기온 평년편차 ····· 35
그림 2.20. 한반도 연평균기온 변화율의 공간분포 ····· 37
그림 2.21. 1979~2005년 동안 한반도 40개 도시 평균 연평균기온의 선형 경향(파란색 막대), 도시화효과에 의한 기여(빨간색 막대) ····· 38
그림 2.22. 한반도 겨울철 일평균기온의 파워스펙트럼 ····· 39
그림 2.23. 육지지역에서 평균된 강수량 편차 ····· 39
그림 2.24. 최근 10년(2001~2010년)과 과거 30년(1971~2000년) 평균 강수량의 차이 ····· 40
그림 2.25. 6월부터 9월까지의 한반도 12개 관측소 강수량의 경년 변동성 ····· 40
그림 2.26. 각 5×5도 격자 상자에 대한 태풍 경로 빈도의 기간(1998~2008년과 1974~1997년) 평균의 차이 ····· 41
그림 2.27. 61개의 KMA 관측소 강수(실선)의 첫 번째 CSEOF 모드의 시계열(점선) ····· 41
그림 2.28. HadISDH와 NOCS에 기반한 1973년부터 2012년까지의 지상 비습의 선형 경향 ····· 42
그림 2.29. 도시 규모별 연평균상대습도의 변화 ····· 42
그림 2.30. 최근 40년간(1973~2012년) 우리나라(상)와 20세기 중반이래(1955~2007년) 서태평양지역(하)의 극한저온현상 변화 ····· 43
그림 2.31. 우리나라의 과거 15년(1973~1987년) 대비 최근 20년(1988~2007년) 강수강도별 변화 및 20세기 중반 이후(1954~2010년) 극한강수(95퍼센타일) 강도 규모 변화 ····· 45
그림 2.32. 최근 40년간(1973~2012년) 우리나라(위)와 20세기 중반 이래(1955~2007년) 서태평양지역(아래)의 극한강수현상(95분위수 누적강수량) 변화 ····· 46
그림 2.33. 겨울철 시베리아고기압 지수에 대한 5개 자료로부터의 시계열 ····· 48
그림 2.34. 해들리순환 지수의 시계열. ····· 48
그림 2.35. 겨울철(NDJF) 300hPa 지위고도의 (a)EOF 첫 번째 모드, (b)변동량 ····· 50
그림 3.1. 동중국해 표층수온 20.3℃ 등온선의 연도별 분포도 ····· 67
그림 3.2. 1968~2008년 사이 41년 동안의 장기 수온변화의 크기 ····· 67

그림 3.3. 동해안 남부(장기간)의 표층수온 아노말리 변화 ····· 68
그림 3.4. 우리나라 주변해역(122.5~132.5°E, 31.5~39.5°N)의 계절별 해수면온도 시계열 ····· 68
그림 3.5. 황해 50m 수심에서의 수온 시계열 ····· 69
그림 3.6. ERSST 자료로 분석한 1981~2005년 기간 동안의 해수면온도 변화경향 ····· 69
그림 3.7. 여러 연구 결과들에 의한 (a)동아시아 겨울(12,1,2월) 몬순 지수 시계열 및
(b)한반도 주변풍속 시계열 ····· 70
그림 3.8. 대한해협 저층냉수의 경년변동성의 확대주성분 시계열 ····· 70
그림 3.9. 울릉분지 중심 해역 지점(37°N, 131°E)에서의 수온 0.1℃ 분포 수심 시계열 ····· 71
그림 3.10. 연안조위계와 위성 고도계 자료로부터 분석한 1993~2008년 사이의 평균해수면 높이 변화
경향 ····· 71
그림 3.11. 1990~2007년 사이의 동해 남동부 연안 해역 표층수온과 (a)풍속 및 (b)해수면 대기압의
연안을 가로지르는 방향의 변화량 사이의 상관도 ····· 72
그림 3.12. 동해의 1994~2007년 동안 (a)표면 혼합층 두께 변화 및 (b)수온 수직 구조 시계열 ····· 73
그림 3.13. 동해 북부에서 수층별 (a)산소량 및 (b)열용량 변화 ····· 73
그림 3.14. 연대별 포화 아라고나이트보상심도 수심 분포 및 40년간 평균치에 대한 편차 ····· 74
그림 3.15. 동해 울릉분지 표층해수의 (a)CO_2(•) 및 (b)pH(+) ····· 74
그림 3.16. 1979년부터 2012년까지 북극 기온의 변화경향 ····· 75
그림 3.17. 세종기지에서 관측된 월평균기온자료(2002년 12월~2006년 5월) ····· 75
그림 3.18. 1979년부터 2012년까지 북극 해빙의 변화경향 ····· 79
그림 3.19. 1979년부터 2012년까지 남극 해빙농도 변화경향 ····· 79
그림 3.20. 남극빙하의 이동속도 분포 ····· 81
그림 3.21. 로스 빙붕의 속도 추정 ····· 81
그림 3.22. 수치모델에서 재현된 (a)영구동토의 면적, (b)계절 동토층의 면적, (c)활동층 두께,
(d)최대 어는 깊이의 1981년부터 2010년까지 시계열 변화 ····· 82
그림 3.23. (a)기존방식의 실험에서 얻어진 표층기온 변화, (b)표층수온을 변화 시켰을 때 얻어진 표층
기온 변화 ····· 83
그림 4.1. 신생대 층서표 ····· 94
그림 4.2. 하남 중부내륙지역의 최종빙기(LGM) 동안 기후와 습도 변화 ····· 95
그림 4.3. 평택의 홀로세 동안 기후와 해수면 변화에 따른 연안환경 변화와 식생천이 ····· 96
그림 4.4. 영랑호, 경포호, 향호, 방어진, 용늪 화분분석에 의한 약 7,500년 동안의 연평균온도 ····· 97
그림 4.5. 우리나라의 플라이스토세에 출토되는 대표적인 동물과 기후 ····· 98
그림 4.6. 국제연륜데이터은행에 수록된 자료(ITRDB: International Tree-Ring Data Bank) ····· 101
그림 4.7. 소나무 연륜연대기를 이용하여 복원된 설악산 서부 지역의 5월 강수량 ····· 102
그림 4.8. 잣나무 연륜연대기를 이용한 강릉 및 중국 Dunhua지역의 2~4월 평균기온 ····· 103
그림 4.9. 핀란드 북방림의 구주소나무 세포연대기와 월평균 기온 및 총 강수량과의 상관관계 ····· 104
그림 4.10. (a)가뭄 재해 지수의 original과 유연한 시계열적 곡선 (b)빈도의 기능을 하는 본래 지수의
power distribution ····· 106
그림 4.11. NCAR 자료에 기반한 선택된 그리드 점에서 7월의 표면 온도 아노말리의 시계열성 ····· 107
그림 4.12. [왼쪽] 1979~1995년의 8월 평균 1000hPa 지오포텐셜 고도의 평균 시간 (a)1977년 (b)20m간격.
[오른쪽] 왼쪽 그림과 기온을 제외하면 동일함. (a)기온 아노말리 (b)3℃와 0.5℃의 간격 ·· 108
그림 4.13. 1626~2008년의 연간 강수일수(파란색)와 강설일수(빨간색), 1777~2008년의 연간 강수량,
1610~2008년의 연간 태양흑점 수, 1600~2008년 VEI 지수 ····· 108
그림 4.14. 엘니뇨와 가뭄과의 관계 ····· 111
그림 4.15. 조선시대 제주도의 기상특이일 추이 ····· 117
그림 5.1. (a)GPP, (b)NPP, (c)NEP의 추정치와 (d) 탄소흡수원과 방출원의 공간 분포 지도 ····· 127

그림 5.2. 서울과 목포에서의 30년 평균 월별 태양복사에너지 ····· 131
그림 5.3. 광릉수목에서의 총일차생산량, 순일차생산량, 생태계호흡량의 월변화 ····· 131
그림 5.4. 광릉수목에서의 토양호흡량과 토양 온도의 월변화 ····· 132
그림 5.5. 북위 20~60°N 지역 평균된 (a)기온, (b)강수, (c)순생태계교환량의 서로 다른 RCP 시나리오 상에서의 변화 ····· 132
그림 5.6. NCEP 재분석자료와 ECMWF 재분석자료의 토양수분 차이 ····· 133
그림 5.7. 측정된 엽면적지수와 역학식생모델의 결과 ····· 133
그림 5.8. 탄소추적시스템의 과정 ····· 134
그림 5.9. 2001~2012년 동안 연직 평균 CO_2 농도 증가율의 분포 ····· 135
그림 5.10. 대기 CO_2 농도 증가율(왼편). NOAA-ESRL에서 산출한 관측 대기 전지구 평균 CO_2 농도 증가율과 아시아 탄소추적시스템에서 산출한 농도 증가율의 비교, 전지구 CO_2 플럭스의 수지(오른편) ····· 136
그림 5.11. 2001~2012년 동안 아시아 탄소추적시스템으로 산출한 배출·흡수원별 이산화탄소 수지 ···· 136
그림 5.12. 2001~2012년 동안 국가별 연평균 CO_2 배출·흡수량 ····· 137
그림 5.13. 지표와 토양(수계) 사이의 생화학적 질소순환 ····· 138
그림 5.14. 부유형 플럭스 챔버 ····· 140
그림 5.15. (a)내륙습지(군산저수지)와 (b)갯벌에서의 온실가스배출량과 조절인자들의 일변화 ····· 141
그림 5.16. 국내 온실가스 배출계수 개발 현황 ····· 142
그림 5.17. 반응성 기체의 생지화학 순환 ····· 143
그림 5.18. 다양한 BVOCs 화학종들 ····· 144
그림 6.1. WDM6에서 예단하는 미세물리적 요소의 (a)혼합비와 (b)수농도의 흐름도 ····· 155
그림 6.2. 한반도와 주변에서의 에어로졸과 구름응결핵 수농도 분포 ····· 159
그림 6.3. 도시 지역의 에어로졸이 낮은 고도의 구름에 미치는 영향 ····· 166
그림 6.4. 도시 지역의 에어로졸이 깊은 대류운에 미치는 영향 ····· 167
그림 7.1. 1750~2011년 산업화시대 동안에 방출된 각 성분에 의한 기후변화의 복사강제력(RF) ····· 183
그림 7.2. 주요 도시의 2012년 월평균 O_3 농도 ····· 186
그림 7.3. 1999~2010년 평균 (a)일평균 O_3과 (b)일평균 NO_2농도의 공간분포 ····· 186
그림 7.4. WRFv3.2+CMAQv4.6을 사용하여 2007년 7월 26일 12시 기준으로 각각 (a)VOCs 25%, (b)VOCs 50%, (c)NOx 25%, (d)NOx 50%저감한 경우에 대한 O_3농도의 감소량 모의 결과 ····· 187
그림 7.5. WRF-chem에 의해 모의된 2011년 6월 태화산 지역의 이소프렌 배출량(검정색 실선)과 BVOCs를 고려했을 때와 고려하지 않았을 때 산출된 오존농도의 차이(빨간색 실선) ····· 188
그림 7.6. 북반구 중위도의 대표적 오존 측정소에서 관측한 연평균지표면 오존 농도와 추세 ····· 188
그림 7.7. 측정소별 연평균 O_3 농도 분포의 Box-Plot ····· 189
그림 7.8. MM5+CMAQv4.5에 의해 모의된 중국으로부터 한반도로의 오존 수송(2003년 6월 4~5일) 및 온위를 나타낸 중국화북-동해의 연직 단면 ····· 190
그림 7.9. 일최고기온에 따라 오존의 8시간 평균농도가 대기환경기준(60ppb)을 초과할 확률의 수도권(빨간색), 내륙도시(녹색), 해안도시(파란색) 및 남한지역(검정색)에 대한 평균 ····· 190
그림 7.10. 안면도에서의 이산화탄소(CO_2), 메탄(CH_4) 및 아산화질소(N_2O) 월평균농도(1999~2011년) ····· 192
그림 7.11. 지표면 오존 농도의 시간에 따른 변화 ····· 193
그림 7.12. 대기최상부에서의 연평균에어로졸 직접 복사강제력(Wm^{-2}) ····· 194
그림 7.13. 찬공기 이류에 의해 에어로졸이 구름 입자 농도에 대한 에어로졸의 영향에 대한 모식도 ·· 195
그림 7.14. TSI 측정값의 연평균 분포 ····· 197
그림 7.15. 1745년 이후 최근까지의 TSI 복원 값 시계열 ····· 197

그림 7.16. 화산분출 에어로졸에 의한 550㎚에서의 전지구적 평균에어로졸 광학 깊이 ····· 198
그림 7.17. 1985년부터 2012년까지 적도지역에서 525㎚ 파장에서의 월평균성층권 에어로졸 소산비와 에어로졸 광학 깊이의 분포 ····· 199
그림 7.18. 다양한 온실가스 배출로부터 기후변화와 그로 인한 충격(impact)에 이르기까지의 인과사슬의 모식도 ····· 200
그림 7.19. 다양한 시간규모에 대해 GWP와 GTP로 측정된 전지구 인간활동에 의한 특정물질 현재의 배출이 미치는 기후영향 ····· 205
그림 7.20. 최근 4개의 IPCC 평가에서 제시한 강제력 기작의 신뢰수준 ····· 207
그림 8.1. CMIP5에 참가한 대기-해양 결합 일반순환모델(AOGCMs)과 지구 시스템모델(ESMs), 그리고 CMIP3 모델들 간의 비교 ····· 217
그림 8.2. CORDEX 동아시아 영역과 지형(m) ····· 218
그림 8.3. 12.5km 해상도 한반도 지역기후모델 실험 영역 ····· 219
그림 8.4. 기후모델과 관측과의 편차를 이용한 성능평가 결과 비교 ····· 220
그림 8.5. 여름철(JJA) 200hPa 지위고도, 강수, 해수면온도와 겨울철(DJF) 해수면온도의 연간 변동(음영) 및 여름철 200hPa 동서바람, 강수, 해수면온도와 겨울철 해수면온도의 1979년에서 2008년까지의 평균(실선) ····· 221
그림 8.6. CMIP3(파란색)와 CMIP5(붉은색)의 ENSO 모의 능력 비교 ····· 222
그림 8.7. 6~9월 평균된 강수량 ····· 224
그림 8.8. 1980년에서 2005년까지의 연평균 강수율 ····· 225
그림 8.9. 1980년에서 2000년까지의 계절 평균된 강수량 ····· 226
그림 8.10. 1980년에서 2000년까지의 계절 평균된 강수량 ····· 227
그림 8.11. 1980년에서 2005년까지의 계절 평균된 강수량 ····· 228
그림 8.12. 1980년에서 2005년까지의 계절 평균된 여름철 강수와 2m 지표 온도 ····· 229
그림 8.13. 강수와 2m온도의 상관계수(PC)와 표준오차(RMSE) ····· 229
그림 8.14. 1980년에서 2005년 사이의 26년간 CRU와 RegCM4의 여름철(JJA) 및 겨울철(DJF) 지표 기온 ····· 230
그림 8.15. 1980년에서 2005년 사이의 26년간 CRU와 RegCM4의 여름철(JJA) 및 겨울철(DJF) 강수 231
그림 8.16. RegCM4와 CRU 관측의 30년간(1981~2010년) 평균된 기온과 강수의 공간 분포 ····· 231
그림 8.17. 관측, SNURCM, WRF모델의 1980년에서 2005년까지의 평균 지표 기온의 공간분포와 지역기후모델과 관측과의 편차 ····· 233
그림 8.18. 남한 지역에 대한 (a)여름철 집중호우(40㎜/일 이상) 발생일수와 (b)영역 평균된 강수의 확률 분포(1998~2005년) ····· 234
그림 9.1. 동아시아 지역 기온극한의 변화 ····· 242
그림 9.2. 한반도 여름철 기온과 연관된 해수면온도 사영(projection)값의 확률분포 ····· 243
그림 9.3. 북한(a)과 남한(b)의 여름철 강수량 변화경향 ····· 244
그림 9.4. 동아시아지역 5~6월 강수량의 EOF 1모드의 공간 분포 ····· 245
그림 9.5. 장마를 포함하는 동아시아 몬순 시스템의 고유한 변동 요소 및 다른 기후 시스템과의 상호작용 ····· 246
그림 9.6. (a)한반도와 일본 열도에 상륙한 열대성 저기압 갯수, (b)북서태평양에서의 열대성 저기압의 발생 갯수, (c)는 북서태평양에서 발생한 전체 열대성 저기압의 갯수 중 한반도와 일본 열도에 상륙한 열대성 저기압의 갯수 비율(%) ····· 251
그림 9.7. 1979~2013년 동안 한반도에 영향을 준 열대성 저기압의 최대 풍속 변화 ····· 253
그림 9.8. NDJ NINO3 지수와 25일 이동평균 한반도 강수와의 계절에 따른 상관관계 ····· 256
그림 9.9. 1980~2009년 동안 NINO3 지수에 대한 850hPa GPH(shaded; m)와 바람장(vector; m/s)의 선형 회귀 패턴 ····· 257

그림 9.10. 1958년 1월~1997년 12월까지 월자료로부터 계산된 정규화된 남극환상모드(SAM)와 북극환상모드(NAM)에 선형회귀된(위) 동서평균 지균풍, (아래) 하부 대류권 지위고도 아노말리 ·· 258
그림 9.11. 1950~2012년의 북극진동지수 ····· 260
그림 9.12. 북극진동 지수가 평년변동성의 1표준편차 이상(좌), 이하(우)일 때 동아시아 지역의 겨울철(11월~3월) 지표면 온도의 평년편차 합성도 ····· 260
그림 9.13. 북반구 겨울철(11월부터 4월)과 여름철(5월부터 10월) 기간 동안 지구 장파 복사의 종관 규모 변동(10일 이내), 계절안 변동(14일과 90일 사이), 그리고 경년 변동(90일 이후)의 표준편차 ····· 262
그림 9.14. 아시아 지역에서 전형적으로 북상하는 여름철 계절안 진동(BSISO) 고유 모드의 공간 패턴 (a, b) 및 시계열(c) ····· 262
그림 10.1. 1986~2005년 평균값에 상대적인 전지구 평균기온 전망 ····· 280
그림 10.2. 한반도 영역 연 (a)기온 및 (b)강수량 변화 시계열(1861~2100년) ····· 280
그림 10.3. RCP4.5/8.5에 따른 한반도 아열대 기후변화 ····· 281
그림 10.4. 한반도 지역의 겨울철(왼쪽)과 여름철(오른쪽)의 미래 기온(위)과 강수(아래)의 영역 평균결과 ····· 281
그림 10.5. RCP 시나리오에 따른 여름철(JJA; 위 4개 그림)과 겨울철(DJF; 아래 4개 그림)의 계절 평균 기온의 미래 변화 ····· 282
그림 10.6. RCP4.5 시나리오에 의한 21세기 전지구 온도 변화(℃) 대비 (a)강수량 변화(%) 및 (b)몬순 순환 변화 ····· 282
그림 10.7. RCP 시나리오에 따른 여름철(JJA; 위 4개 그림)과 겨울철(DJF; 아래 4개 그림)의 계절 평균 강수량의 미래 변화 ····· 282
그림 10.8. 극한한랭현상(왼쪽)과 극한온난현상(오른쪽)의 1973~2008년 대비 2023~2058년 규모 파라미터의 퍼센트 증가 ····· 283
그림 10.9. RCP4.5/8.5에 따른 한반도 호우일수 변화 ····· 284
그림 10.10. 동아시아 지역의 연평균기온(a, b)과 강수량(c, d)의 현재 기후 대비 장기 미래 변화 ··· 286
그림 10.11. 북반구 (a)겨울철과 (b)여름철 강수량의 현재 기후(1980~2005년) 대비 미래(2070~2095년) 변화 ····· 287
그림 10.12. (a)현재 관측과 신뢰성 높은 모델을 이용한 동아시아 지역 20세기 및 21세기 후반부 수분 수지, (b)모델 수분 수지의 21세기와 20세기 차이 ····· 288
그림 10.13. 1979-2005년 대비 2075~2099년 극한기후 지수의 변화율(%) ····· 289
그림 10.14. 극한기후 지수에 대한 최상 모델 그룹들의 평균 (실선)과 표준편차 (음영)의 공간 분포 (2075~2099년) ····· 290
그림 10.15. 겨울(1~3월) 해양혼합층깊이(m)의 미래변화 전망(21세기와 20세기 차이) ····· 292
그림 10.16. 17개 CMIP5 개별 모델 결과 및 다중모델 평균 ····· 292
그림 10.17. 기후평균해수면온도 분포(℃). ····· 293
그림 10.18. 관측자료(빨간색: 1870~2006)와 100개의 다중모델(파란색: 1870~2056년)에서 구한 동태평양 엘니뇨(왼쪽)와 중태평양 엘니뇨(오른쪽)의 출현 개월 수 ····· 293
그림 10.19. CMIP5 상위 9개 다중모델 ····· 293
그림 10.20. 2010~2100년에 대해 모사된 연평균해수면온도의 선형경사 ····· 294
그림 10.21. RCM-ECHAM에서 모사된 2010년(왼쪽)과 2100년(오른쪽) 8월 바닥 수온 ····· 294
그림 10.22. 황동중국해 미래(2030년대) 수온변화 ····· 294
그림 10.23. 동중국해 평균된 미래전망 결과로 2001년부터 2100년에 대해 모사된 (a)수심 100m까지의 평균수온, (b)혼합층깊이 ····· 294
그림 10.24. 현재 기후에 대한 미래 기후의 상대적 변화 전망(%) ····· 295
그림 10.25. 우리나라 연안 해역의 해수면 상승 예측(cm) ····· 296

그림 10.26. 우리나라 주변해역의 미래 해수면 상승폭(m) ····· 296
그림 10.27. CMIP5 모델(37개 모델, RCP8.5 시나리오)이 전망한 9월 북극 해빙이 모두 녹는 상태에 도달하는 첫 번째 년도 ····· 297
그림 10.28. RCP 시나리오를 적용하여 CMIP5 모델이 전망한 해빙면적의 시계열 ····· 297
그림 10.29. (a)현재 해빙농도(20C3M)로 표준화하여 나타낸 CMIP3 모델로 모사된 미래(A1B)와 현재 해빙농도의 차이 및 (b)상응하는 정규화된 표준편차 분포. ····· 298

참여 연구진

제 1 장 소 개

주저자

최영은 (건국대학교)

기여저자

문자연 (건국대학교)

감수저자

김 준 (연세대학교)

기상청 자문위원

박 훈 (기후정책과)

제 2 장 관측: 대기와 지표

주저자

예상욱 (한양대학교)

기여저자

국종성 (포항공과대학교)
권민호 (해양과학기술원)
박상종 (극지연구소)
정지훈 (전남대학교)
최광용 (제주대학교)

감수저자

전종갑 (서울대학교)

기상청 자문위원

박수희 (기후예측과)

제 3 장 관측: 해양과 빙권

주저자

이재학 (해양과학기술원)
김성중 (극지연구소)

기여저자

강석구 (해양과학기술원)
김백민 (극지연구소)
윤영준 (극지연구소)
이방용 (극지연구소)
이원상 (극지연구소)
하호경 (인하대학교)

감수저자

김철호 (해양과학기술원)
민승기 (포항공과대학교)

기상청 자문위원

이조한 (기후연구과)
장필훈 (지구환경시스템연구과)

제 4 장 고기후 기록에 의한 정보

주저자

공우석 (경희대학교)

기여저자

서정욱 (충북대학교)
이상헌 (한국지질자원연구원)
조태섭 (연세대학교)

감수저자

김성중 (극지연구소)

기상청 자문위원

강현석 (기후연구과)

제 5 장 탄소순환과 기타 생지화학순환

주저자

김 준 (서울대학교)

기여저자

김득수 (군산대학교)
김현석 (서울대학교)
심교문 (국립농업과학원)
이미혜 (고려대학교)
이영희 (경북대학교)
조천호 (국립기상연구소)
홍진규 (연세대학교)

감수저자

류영렬 (서울대학교)

기상청 자문위원

부경온 (기후연구과)

제 6 장 구름과 에어로졸

주저자

염성수 (연세대학교)

기여저자

김동철 (NASA)
김병곤 (강릉원주대학교)
김상우 (서울대학교)

감수저자

윤순창 (서울대학교)

기상청 자문위원

심성보 (기후연구과)

제 7 장 인위적 및 자연적 복사강제력

주저자

김맹기 (공주대학교)

기여저자

김도형 (기상청)
김지영 (기상청)
윤대옥 (충북대)
장임석 (국립환경과학원)

감수저자

이광목 (경북대학교)

기상청 자문위원

강현석 (기후연구과)

제 8 장 기후모델 평가

주저자

장은철 (공주대학교)

기여저자

변영화 (기상청)
설경희 (한국형수치예보모델개발사업단)
함수련 (동경대학교)

감수저자

차동현 (울산과학기술대학교)

기상청 자문위원

강현석 (기후연구과)

제 9 장 기후변화의 탐지와 원인규명

주저자

민승기 (포항공과대학교)
이명인 (울산과학기술대학교)

기여저자

국종성 (포항공과대학교)
박창용 (포항공과대학교)
서경환 (부산대학교)
이준이 (부산대학교)
정지훈 (전남대학교)

감수저자

안순일 (연세대학교)

기상청 자문위원

부경온 (기후연구과)

제 10 장 단기 및 장기 기후변화 전망

주저자

하경자 (부산대학교)
장찬주 (해양과학기술원)

기여저자

김용선 (해양과학기술원)
김철호 (해양과학기술원)
신호정 (해양과학기술원)
윤경숙 (부산대학교)
이준이 (부산대학교)

감수저자

박태욱 (GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel)
전종갑 (서울대학교)

기상청 자문위원

이은정 (기상산업정보화국)

종합 감수 및 편집

감수저자

유희동 (기상청)

박 훈 (기상청)

정해정 (기상청)

김경하 (기상청)

송정미 (기상청)

최영은 (건국대학교)

이동근 (서울대학교)

김 준 (연세대학교)

안중배 (부산대학교)

정휘철 (한국환경정책·평가연구원)

약어

ACCMIP	Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project
ACE	Accumulated Cyclone Energy
ACE-Asia	Aerosols Characterization Experiment-Asia
ACI	Aerosol-Cloud Interaction
ACRIM	Active Cavity Radiometer Irradiance Monitor
ADRF	Aerosol Direct Radiative Forcing
AERONET	Aerosol Robotic Network
AMO	Atlantic Multi-decadal Oscillation
AO	Arctic Oscillation
AOCGCMs	Atmosphere-Ocean General Circulation Models
APS	Aerodynamic Particle Sizer
ARI	Aerosol-radiation Interaction
ARM	Atmospheric Radiation Measurement
BEF	Biomass Expansion Factor
BNF	Biological Nitrogen Fixation
BSISIO	Boreal Summer Intraseasonal Oscillation
BVOCs	Biogenic VOCs
CAPMEX	Cheju ABC Plume-Asian Monsoon Experiment
CCM	NCAR Climate Community Model
CCN	Cloud Condensation Nuclei
CDR	Carbon Dioxide Removal
CLAP	Continuous Light Absorption
CLM	Community Land Model
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project Phase 5
CORDEX	COordinate Regional climate Downscaling EXperiment
COSMOS	Continuous Soot Monitoring System
CR	Color Ratio
CRM	Column Radiation Model
CRU	Climate Research Unit
CSEOF	CycloStationary Empirical Orthogonal Function
DGVM	Dynamic Global Vegetation Model
DMS	Dimethylsulfide
DOC	Dissolved Organic Carbon
DWI	Dry-wet Intensity
EAST-AIRE	East Asian Study of Tropospheric Aerosols: An International Regional Experiment
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ECHAM5	European Centre Hamburg Version 5
ENSO	El Niño/Southern Oscillation

ERF	Effective Radiative Forcing
ESMs	Earth System Modes
FMF	Fine-Mode Fraction
GCM	Global Climate Model
GOCI	Geostationary Ocean Color Imager
GPI	Genesis Potential Index
GPP	Gross Primary Production
GRIMs-RMP	Global/Regional Integrated Model Systems-Regional Model Program
GTP	Global Temperature Potential
GWP	Global Warming Potential
ICTP	International Centre for Theoretical Physics
IGBP	International Geosphere-Biosphere Programme
iLEAPS	Integrated Land Ecosystem Atmosphere Processes Study
IPCC	Intergovernmental Panels on Climate Change
IRF	Impulse Response Function
ITCZ	Intertropical Convergence Zone
ITRDB	International Tree-Ring Data Bank
IUPAC	International Union of Pure and Applied Chemistry
KFSCM	Korean Forest Soil Carbon Model
KMA	Korea Meteorological Administration
KODC	Korea Oceanographic Data Center
LGM	Last Glacial Maximum
LPC	Laser Particle Counter
MCM	Master Chemical Mechanism
MCS	Mesoscale Convective Systems
MJO	Madden-Julian Oscillation
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MPL	Micro Pulse Lidar
NAM	Northern Annular Mode
NAO	North Atlantic Oscillation
NASA/JPL	National Aeronautics and Space Administration/Jet Propulsion Laboratory
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NIMR	National Institute of Meteorological Research
NMVOCs	Non-methane Volatile Organic Compounds
NOAA/ AVHRR	National Oceanic and Atmospheric Administration/Advanced Very High Resolution Radiometer
NOAA-ESRL	NOAA-Earth System Research Laboratory
NPGO	North Pacific Gyre Oscillation
NPO	North Pacific Oscillation
ODSs	Ozone Depleting Substances
OZIPR	Ozone Isopleth Plotting Package for Research
PAFOG	PArameterized Fog

PAGES	Past Global Changes
PASS-3	Photoacoustic Soot Spectrometer-3
PCBs	Polychlorinated Biphenyls
PDI	Power Dissipation Index
PDO	Pacific Decadal Oscillation
PJ	Pacific-Japan
PMP	Probable Maximum Precipitation
PNA	Pacific North America Oscillation
POC	Particulate Organic Carbon
POPs	Persistent Organic Pollutants
RCP	Representative Concentration Pathways
RegCM4	Regional Climate Model version 4
RF	Radiative Forcing
SAM	Southern Annular Mode
SAT	Surface Air Temperature
SI	Spectrial Irradiance
SMPS	Scanning Mobility Particle Sizer
SNURCM	Seoul National University Regional Climate Model
SOA	Secondary Organic Aerosol
SOOS	Southern Ocean Observing System
SORCE	Solar Radiation and Climate Experiment
SST	Sea Surface Temperature
TIM	Total Irradiance Monitor
SPI	Standardized Precipitation Index
SRES	Special Report on Emission Scenarios
TOA	Top Of the Atmosphere
TRIFFID	Top-down Representation of Interactive Foliage and Flora Including Dynamics
TSI	Total Solar Irradiance
UAV	Unmaned Aerial Vehicle
VOCs	Volatile Organic Compounds
WDM6	Double-Moment 6-class
WG 1	Working Group 1
WI	Wang Indices
WMGHGs	Well-Mixed Green House Gases
WNPMI	Western North Pacific Monsoon Index
WOD05	World Ocean Database 2005
WSM6	Single-Moment 6-class
WRF	Weather Research and Forecast

제 1 장 소개

1.1. 서론

기후변화는 대기권에만 한정된 문제가 아니라 농업, 수자원, 해양, 보건, 에너지, 생태계 등 사회경제시스템 전반에 영향을 미친다. 특히, 급격한 기후변화로 인해 극한기후현상과 관련된 자연재해가 증가하면서 인명 및 재산피해가 급증하고 있다(IPCC, 2007). 이에 대한 적절한 대응을 위해서는 기후변화 관측과 예측 및 감시를 아우르는 종합적이고 과학적인 정보가 필요하다. IPCC(Intergovernmental Panels on Climate Change)는 전세계 기후변화 관련 최신 연구결과를 집대성하여 주기적(5~6년)으로 발간하고 있으며, 가장 최근에는 2013년 11월에 5차 평가보고서 중 실무그룹 I (Working Group I)의 과학적 근거를 총회에서 인준하여 발표하였다.

하지만 한반도를 포함한 아시아 지역은 다른 지역에 비하여 기후변화에 더 취약하여 생물다양성 감소, 질병, 홍수 등의 문제가 빈번하게 발생할 것으로 예측되고 있다(IPCC, 2007). 따라서 이것만으로는 한반도와 관련된 상세한 기후변화 연구결과를 집대성한 과학적인 정보에 대한 접근성 및 편의성이 부족하다. 2007년 IPCC 4차 평가보고서가 발간된 이후, 2011년에 최초로 한반도 및 동아시아 지역에 대한 기후변화 관측 및 예측에 대한 연구결과를 과학적 관점에서 정리한 「한국 기후변화 평가보고서 2010」(국립환경과학원, 2011)이 발간되었다.

「한국 기후변화 평가보고서 2014」의 구성은 기본적으로 IPCC 5차 평가보고서를 참고하여 우리나라 실정에 맞추어 서론을 포함하여 총 10개장으로 구성하였다. 「한국 기후변화 평가보고서 2010」에서 2010년 초반까지의 연구결과가 포함되어 있기 때문에 2010~2014년에 발간된 한반도 기후변화 관측 및 예측 분야의 논문과 보고서를 수집하여 정리하였다. 장별로 인용된 논문편수는 표 1.2에 제시하였다. 일부 논문은 중복되어 인용하여 약 1,000여 편의 참고문헌이 보고서의 작성에 사용되었다. 용어는 '대기과학용어집'을 기준으로 통일하였고 인용문헌은 출판된 논문 또는 국가기관의 보고서로 한정하며, 학술발표 등 검토 과정이 없이 출판된 문헌은 제외시켰다.

통합적인 연구결과의 평가를 위해 결론에 불확실성에 대한 판단을 포함한 연구결과의 신뢰도를 3단계로 평가하였다(표 1.1).

표 1.1. 연구결과 신뢰도 평가(동의 수준)의 구분

① 견고한 동의: 관련 분야 논문의 수가 어느 정도 되고 서로 배치되는 내용이 없이 일치되는 경우 혹은 전문가들의 의견이 일치하는 경우
② 중간적 동의: 논문의 수가 어느 정도 되지만 소수의견 등으로 증거를 판단하기 어렵거나 전문가 사이에서도 소수이지만 다른 의견이 있는 경우
③ 제한적 동의: 논문의 수가 아주 적거나 논문의 내용 혹은 전문가 사이에서도 의견이 서로 달라서 신뢰도를 판단하기가 어려운 경우

표 1.2. 「한국 기후변화 평가보고서 2014」 참고문헌 수

장	국내		국외		총계
	논문	보고서	논문	보고서	
1장		1		2	3
2장	40	7	149	7	203
3장	22	10	76	6	114
4장	45	30	20	2	97
5장	29	7	53	6	95
6장	28	0	96	1	125
7장	3	3	89	7	102
8장	15	3	33	2	53
9장	27	4	165	4	200
10장	21	8	54	3	86

'1장 소개'에서는 보고서의 구성, 「한국 기후변화 평가보고서 2010」 요약, IPCC 5차 평가보고서의 주요 결론, 그리고 「한국 기후변화 평가보고서 2014」 의 장별 주요 결과를 정리하였다. '2장 관측: 대기와 지표'에서는 대기와 지표

에서 관측된 최신의 기후변화 증거를 갱신하여 제시하였다. '3장 관측: 해양과 빙권'에서는 한반도 주변 해양에 대한 기후변화 연구결과를 제시하고, 우리나라 연구진에 의해서 수행된 빙권의 연구결과를 소개하였다. '4장 고기후 기록에 의한 정보'에서는 다양한 대리자료(proxy data)를 이용한 한반도 고기후 복원 결과를 요약하였다. '5장 탄소순환과 기타 생지화학순환'에서는 한반도를 중심으로 한 동아시아 지역에서 대기권, 지권, 생물권, 수권의 상호작용에 대한 다양한 규모의 관측 및 모델링 연구 결과를 요약하였다. '6장 구름과 에어로졸'에서는 구름, 에어로졸, 구름과 에어로졸의 상호작용, 복사강제력과 유효복사강제력, 강수변화의 과정에 대한 연구결과가 정리되었다. '7장 인위적 및 자연적 복사강제력' 에서는 한반도를 중심으로 한 동아시아 지역의 각 성분에 의한 복사강제력을 인위적 요인과 자연적 요인으로 나누어 요약하였다. '8장 기후모델 평가'에서는 한반도를 포함한 동아시아 지역 모델의 특성과 성능평가에 대한 내용을 포함하였다. '9장 기후변화의 탐지와 원인규명'에서는 한반도를 포함한 동아시아의 관측된 과거 수십 년간의 기후변화 추세와 변동성을 이해하고 그 원인을 평가한 연구들을 정리하였다. '10장 단기 및 장기 기후변화 전망' 에서는 대기, 해양 및 빙권의 단기와 장기 기후변화 전망을 정리하였다.

1.2. 「한국 기후변화 평가보고서 2010」 Part Ⅰ 요약

1.2.1. 기후변화 개관

IPCC 4차 평가보고서는 현재(1980~1999년)에 비하여 금세기 말(2090~2099년)의 전지구 평균 기온은 최대 6.4℃, 해수면은 최대 59cm 상승한다고 예측하였고, 한반도를 포함한 아시아 지역은 기후변화에 가장 취약하여 생물다양성 감소, 질병, 홍수 등의 문제가 발생할 것으로 예측하였다.

우리나라의 경우 전지구평균의 2배가량 빠른 속도로 기온이 상승하였고, 제주도 지역의 해수면 상승은 전지구평균의 3배에 달하고 있어 기후변화에 취약한 것으로 나타났다. 또한 한반도에서 이상고온, 집중호우 등 이상기후가 자주 발생하고 이로 인한 피해가 점차 커지고 있으며, 앞으로도 기후변화에 따른 이상기후의 발생은 빈번할 것으로 예상하였다.

1.2.2. 기후변화 관측

우리나라의 관측자료는 1900년대 초부터 누적되었으나, 이는 일부 지역에 국한되어 있었고, 1970년대 이후 비로소 전국 약 60개 기상관측소에서 다양한 기상요소에 대해 관측을 시작하였다.

전지구적으로 나타나는 기온 상승 현상이 한반도 관측자료에서도 나타났다. 수도권 일대, 원주, 청주, 대전, 대구 등지에서 온도 상승폭이 매우 크게 나타났으며, 이 같은 한반도 내의 지역적 기온 상승률의 차이는 일부 인구 증가율이나 도시 성장률 등의 영향을 받는 것으로 밝혀졌다. 한반도 주변 해역의 해수면온도는 전지구 평균 해수면온도에 비해 온도 상승이 더욱 두드러지게 나타났는데, 이러한 변화는 직/간접적으로 태풍이나 강수와 같은 다른 기상현상의 강도에 영향을 줄 수 있다. 한반도의 여름철 강수량은 전 지역에 걸쳐 크게 증가하였고, 특히 중서부 지역의 8월 강수량의 증가가 뚜렷하였다.

강수일수는 점차 감소하는 추세이지만 강수량은 증가함에 따라, 호우일수(일강수량 80㎜ 이상)는 종전 20일에 비해 28일로 크게 증가하였다. 가뭄의 경우 한반도 5개 관측 지점에서 얻은 자료에 따르면 1960년대 이전에 비해 이후에 여름 가뭄과 봄 가뭄의 진폭이 모두 감소하였고, 특히 봄 가뭄과 연관된 대기순환 패턴의 중심이 1980년대 중반을 기점으로 대륙에서 해양으로 이동한 것으로 나타나 이 또한 해수면온도의 기후 시스템 변화와 관련되어 있을 가능성이 제시되었다.

대기순환의 변화를 보면, 몬순은 중국의 여름 몬순과 관련된 대표적인 공간 패턴은 중국 중부와 남.북부가 반대의 위상을 보이는 것인데 이러한 패턴이 1970년대 후반을 기준으로 변화하였다. 한국 지역의 강수 특성 역시 1970년대를 기준으로 동아시아 지역 제트 기류의 남하와 밀접한 관련이 있다. 1990년대 중반 이후에는 제트 기류가 약해지면서 태풍 활동은 크게 증가하였고, 약한 음의 상관관계를 보이던 동아시아

몬순과 북서태평양 몬순 지수(Western North Pacific Monsoon Index, WNPMI)의 관련성이 더욱 강해졌다.

동아시아 겨울 몬순의 변화는 시베리아 고기압의 변화나 한파의 변화로 나타나는데 최근 시베리아 고기압의 평균 강도는 약화되었고, 동아시아 겨울철 평균 온도 상승과 맞물려 극한기온의 발생 빈도도 감소하였다. 그러나 시베리아 고기압의 주기적인 확장과 갑작스러운 온도 감소로 정의되는 한파의 발생 빈도는 뚜렷한 변화 경향이 없었다.

북반구 대표적인 기후 변동의 하나인 북극진동(Arctic Oscillation, AO)의 봄철 변동은 동아시아 여름 몬순 강수와 음의 상관관계를 보이고, 12월 북대서양진동(North Atlantic Oscillation, NAO) 또한 한국 및 남중국의 여름 강수량과는 음의 상관관계를 가졌다. 1970년대 후반 이후 북중국 및 한국 지역의 상관관계는 더욱 증가하고, 남중국지역 상관관계는 감소하였다.

1.2.3. 생지화학 과정과 기후 시스템의 결합

기후 시스템의 특성은 대기, 육상 및 해양 생태계 사이에서 일어나는 복잡하게 연결된 물리, 화학, 생물 및 지질학적 과정들에 의한 에너지와 물질의 끊임없는 순환과 재분배에 의해 결정된다. 탄력이론에 기반을 둔 시스템차원의 연구에서 인류가 결코 넘어서는 안 되는 중요한 지구상의 경계(planetary boundary)가 정의되었는데, (1) 온실가스와 관련한 기후변화, (2) 해양의 산성화, (3) 성층권 오존, (4) 생지화학적 질소 순환과 인 순환의 변화, (5) 대기 중 에어로졸의 부가(loading), (6) 담수(freshwater)의 사용, (7) 토지사용의 변화, (8) 생물다양성의 손실, 그리고 (9) 화학 오염의 아홉 가지 영역이다. 이 중에서 인류는 이미 기후변화, 생물다양성 손실과 질소순환의 변화의 세 영역에서 그 경계를 넘어서서 기후 시스템에 치명적인 결과를 가져올 수 있다.

생지화학 과정들은 기후변화에 의해 영향을 받으며, 지구 시스템을 구성하는 각 권역들 내에서의 상호작용뿐만 아니라 권역들 간의 상호작용을 포함한다. 이러한 상호작용들은 대개 비선형적이며, 기후 시스템에 음 또는 양의 되먹임을 일으킬 수 있다.

우리나라는 동아시아 대륙과 북서태평양의 영향을 받고, 동아시아 몬순기후에 속하여 사막화, 도시화, 적설면적의 변화와 같은 육상 환경의 변화뿐만 아니라 해수면온도 변화와 같은 우리나라 주변 바다의 변화에도 민감하게 영향을 받는다. 우리나라에서 진행 중인 기후변화를 이해하고 미래의 기후를 예측하기 위해서는 우리나라를 중심으로 한 동아시아 지역에서의 대기권과 지권, 생물권 및 수권사이의 상호작용에 대한 다양한 규모의 장기관측과 모델링과의 유기적인 연계연구가 필요하다.

기후 시스템과 생지물리/생지화학 과정의 현실적인 결합을 통해 기후 시스템 내의 상호작용을 이해하고 나아가 향후의 변화과정을 예측하고자 많은 연구들이 진행되었다. 하지만 국내에서는 생지화학순환과 관련하여 직접 관측한 자료나 위성 자료를 이용한 연구는 대부분 미국과 유럽에서 제공된 자료를 활용하였다. 이는 고품질의 장기간 자료가 아직 우리나라에 충분히 확보되지 못한 점과 연구자들 사이의 교류가 부족하기 때문이다. 생지화학순환 연구의 학제간 연구 특성을 고려하여 국내 연구자들 간의 교류를 보다 활성화하고 비용이 많이 들더라도 보다 장기적인 안목에서 탄소, 질소 및 물순환의 장기(최소 10년 이상) 관측과 자료기반 구축이 지속될 수 있는 하부구조의 마련이 필요하다.

1.2.4. 구름과 에어로졸

기후에 영향을 미치는 많은 요소 중에서도 구름과 에어로졸의 역할에 대해 많은 관심과 연구가 이루어지고 있지만, 그럼에도 불구하고 아직 기후변화 예측의 불확실성에 대한 가장 큰 원인의 하나로 지적되고 있는 실정이다. 이러한 불확실성이 존재하는 이유는 구름과 에어로졸의 물리적, 화학적, 광학적 성질에 대한 이론적 이해의 부족은 물론 구름과 에어로졸의 지역성과 시간변화성에 기인한다. 즉 어느 한 지역에서 어느 한 시간에 측정한 구름과 에어로졸의 성질은 그 지역의 구름과 에어로졸 특성을 대표할 수 없다. 장기간에 걸친 전지구적인 지상, 상층 관측이 이루어져야 비로소 구름과 에어로졸의 특성을 파악했다고 할 수 있을 것이다. 특히 한

반도와 그 주변을 포함하는 동북아 지역은 급격한 산업화로 인해 에어로졸 특성도 급격히 변화하고 있어 이 지역의 구름과 에어로졸의 특성을 이해하는 것은 전지구적 구름과 에어로졸 분포를 이해하려는 노력의 일부로 기여하는 바가 크므로 매우 중요한 작업이라고 할 수 있다.

그러나 한반도와 그 주변에 대한 기후 관련 구름과 에어로졸 연구는 상대적으로 매우 적은 형편이다. 2001년에 수행된 ACE(Aerosol Characterization Experiment)-Asia 가 동북아에서의 본격적인 에어로졸, 구름 연구의 시작이라고 할 수 있는데 이때까지도 국내 연구자의 참여는 적었으며, 이후로 연구 인력이 꾸준히 증가하는 추세이나 아직은 미흡한 실정이다.

구름과 에어로졸이 기후에 미치는 영향은 복사수지에 미치는 에어로졸의 직접적, 간접적 효과를 나타내는 복사강제력으로 정량화 되어 표현된다. 특히 산업화 이후 인위적 요인에 의해 온실가스와 더불어 대기 에어로졸의 양도 증가하였으며 이는 직접적으로 태양복사의 산란과 흡수에 영향을 미치거나(직접적 효과) 에어로졸 중의 일부가 구름응결핵으로 작용하여 구름의 미세물리적, 복사적 성질을 변화시킴으로써 간접적으로 복사수지에 관여한다(간접적 효과). 구름응결핵의 증가는 구름방울 수농도(Number concentration)가 증가하는 대신 구름방울 크기를 줄어들게 하여 결과적으로 구름의 반사도를 증가시키거나 구름방울 크기의 감소로 인한 강수 효율의 감소가 구름의 수명을 연장시킴으로써 지구 냉각화에 기여하는 것으로 알려졌다. 최근에는 검댕과 같은 태양복사 흡수에 효과적인 에어로졸이 대기 중에 많이 방출되면 공기를 데워줌과 동시에 구름을 증발시키거나 대기를 안정화시켜 구름의 생성 효율을 감소시킴으로써 지구온난화에 기여할 수 있다는 보고가 있는데 이를 준-직접적 효과라 부른다. 그러나 에어로졸의 변화에 따른 구름의 복사수지 기여도나 강수효율의 변화는 구름 발달에 관여하는 열역학적, 종관적 조건에 따라서도 크게 좌우되므로 일정한 방향성을 가지지 않고 다양하게 나타났다.

1.2.5. 인위적 복사강제력과 자연적 복사강제력

복사강제력은 지구 기후 시스템의 복사에너지 수지에 외부에서 가해지는 섭동(perturbation)을 나타낸다. 여기에서 섭동은 이산화탄소나 에어로졸 같이 복사적 활성 요소들의 양의 변화라든가, 지구에 도달하는 태양 복사에너지의 변화, 지표반사도와 같이 지표면에 의해 흡수되는 복사에너지의 변화 등에 의해 발생될 수 있다.

산업혁명 이후 급격한 온실가스의 증가로 인하여 지구온난화 역시 빠른 속도로 증가하고 있고 이로 인하여 자연 생태계, 인간 사회, 경제에 큰 영향을 미쳐 전지구적으로 생존의 문제에 직면하게 되었다. 온실가스는 대기 중에 오랫동안 체류하고 비교적 잘 혼합되며 복사강제력은 다른 기후 강제력에 비해 그 크기는 크나, 불확실성은 적은 편이다. 대기에는 온실가스인 CO_2, CH_4, N_2O 등의 성분들뿐만 아니라 여러 가지 복사강제력에 변화를 주는 성분들이 있다. 감소추세의 오존 전량의 변화, 에어로졸과 구름의 변화 등으로 인해 초래되는 복사강제력의 변화가 기후에 얼마나 영향을 주는지 알아보는 일은 매우 중요하다.

2007년에 발간된 IPCC 4차 평가보고서에는 이 같은 복사강제력의 변화와 그에 따른 전지구적 기후변화에 대해 연구 보고된 바가 있으며, 우리 한반도 역시 미래 기후예측을 위해서는 한반도 또는 동아시아 지역에서의 지속적인 복사인자들의 변화로 복사강제력이 어떻게 변화할 것이며, 지구온난화에는 어떻게 영향을 미칠 것인지에 대한 연구가 필요하다.

1990년대에 이후 우리나라에서는 기상현상뿐만 아니라 관측 분야에 따라 온실가스(6종), 반응가스(지표오존, 일산화탄소 등), 에어로졸(산란계수, 흡수계수 등), 대기복사(태양복사, 지구복사 등), 강수화학(산성도, 전기전도도, 이온량), 자외선 등 각 분야별로 세부 항목으로 분류하고 관측을 실시하여 여러 가지 항목에 대해 기후변화를 감시하고 있다. 하지만 관측기간이 짧다보니 장기간의 기후변화에 대해 논하기에는 어려움이 있다.

1.2.6. 기후변화의 탐지와 원인

한반도와 그 주변지역에 나타난 기후를 탐지하고 이를 유도한 원인에 관하여 정리하였다. 기후변화의 탐지 방법을 소개하고 평가 방법을

논하였고, 극한 날씨와 지표, 대기의 변화를 다루었으며, 기후변화에 있어서 도시화 효과를 정리하였다. 특히 그 원인과 관련해서는 동아시아의 전반적인 기후 패턴을 결정하는 몬순과 열대지방에서 발생하여 한반도 지역기후에 영향을 미치는 매든-줄리안 진동(Madden-Julian Oscillation), 엘니뇨(El Niño)에 관하여 다루었다. 세부적으로 기후변화 탐지에 이용되는 통계적인 기법인 최적지문법(optimal fingerprinting method)과 베이지안 방법(Bayesian method)등을 소개하고, 또한 탐지와 원인규명 과정에 필요한 요소들과 그와 연관된 불확실성의 요인 및 극복방안을 짚어보았다. 그리고 동아시아 및 한반도와 같은 작은 공간규모에 적용할 수 있는 연구의 방향과 필요성을 제시하였다.

한반도 지역 대기 조성 성분의 경우, 안면도에서 관측된 CO_2 농도의 증가율은 전지구 평균 증가율보다 높았으며, 그 변동 폭 또한 크게 나타났다. 반면 CH_4 농도는 전지구 평균보다 다소 낮은 것으로 관측되었다. 한편 한반도 평균 지표 기온 상승률은 전지구 평균보다 높게 나타났다. 이는 온실가스의 증가에 도시화 효과가 더해진 결과이다. 계절적으로는 겨울철의 상승이 뚜렷했고, 여름철은 거의 변화가 없었다.

지난 50년 동안 한반도와 양쯔강을 포함한 중국 중부지역의 강수는 증가하였고, 대만 및 일본 남서부, 중국 북부 황하지역, 산둥반도와 그 북쪽 연안의 강수는 감소하였다. 한반도의 경우 1990년대 이후 6~7월 장마 기간 동안의 강수는 감소하고, 대체로 북서태평양 고기압권에 놓이게 되는 8월에 강수가 증가하는 추세이며, 9월에 나타나는 가을장마와 태풍에 의한 강수는 감소하는 경향을 보였다.

열대 지방의 계절내 변동 모드인 매든-줄리안 진동은 해수면온도의 상승으로 인하여 변동폭이 증가하는 것으로 보고되고 있다. 최근에 발생 수가 증가하고 있는 엘니뇨의 다른 형태인 중태평양 엘니뇨(Central Pacific El Niño)는 미래 기후에 더욱 증가 할 것으로 전망되고 있는데, 이러한 형태의 엘니뇨는 기존의 엘니뇨와는 다른 형태로 한반도 기후에 영향을 미치고 있다.

최근 수십 년 동안 과거와 비교하여 한반도 거의 모든 지역에서 극한저온의 빈도수는 현저히 감소하였고, 극한고온의 빈도수는 증가하였다. 더불어 서리일수도 크게 감소하였다. 강수의 변화와 관련하여 한반도에서는 집중호우 현상이 증가하는 것으로 보고되었다. 한편 중국 북부의 경우 가뭄 일수의 증가가 뚜렷하게 나타나 중국의 사막화가 가속되고 있음을 입증하였다. 한반도의 경우도 특히 남부지방의 가뭄일수가 증가하는 추세로 나타났다. 한편 온난화는 한반도에 상륙하는 태풍의 강도는 점차 강하게 유지하는 원인으로 작용하였고, 이는 또한 집중호우의 증가를 유도하고 있다.

1.2.7. 지역기후 전망

과학적 사실로 받아들여지고 있는 자연적·인위적 요인에 의한 기후변화는 기상 이변으로 인한 재해, 해수면 상승 및 생태계의 파괴로 인한 식량 부족과 수자원 부족, 오존층 파괴로 인한 건강 문제 등 인류에게 상상하기 힘든 재앙을 가져올 수 있기 때문에 기후변화에 의한 피해를 줄이기 위하여 이에 대한 대응방안을 마련해야 한다.

효율적인 대응전략을 수립하기 위해서는 다양한 분야에 대한 기후변화의 영향을 정확하게 평가할 수 있어야 한다. 기후변화의 영향평가에 반드시 요구되는 것이 과학적이고 신뢰할 수 있는 미래 기후변화 전망이다. 즉, 미래의 기후변화에 대한 정확한 예측정보가 있다면 효율적인 대응 전략을 수립할 수 있을 것이다.

미래의 기후변화를 예측하는 방법으로는 과거와 현재의 관측자료를 활용하여 기후변화 경향을 조사하는 방법이 있지만 유효한 관측자료의 기간이 상대적으로 짧다는 점과 자연적인 변화와 인위적인 변화를 구분하기 힘들다는 점 등의 많은 한계가 있다. 따라서 기후변화 전망에 대한 대부분의 연구는 미래의 기후를 예측할 수 있는 기후모델링을 이용하여 수행되고 있다. 1970년대를 전후하여 개발되기 시작한 전구기후모델은 지금까지도 지구 기후를 연구하는데 있어 매우 중요한 도구로 사용되고 있다. 최근에는 기후변화에 연구의 초점을 두고, 대기뿐만이 아니라 지구 기후 시스템을 구성하는 해양, 지면, 빙하, 대기 중 에어로졸 등 모든 기후 요소들을 포함하는 기후 시스템모델이 개발되고 있으며 이를 이용하여 기후 시나리오를 산출하

고 기후변화의 영향 평가를 하는 등 전구기후모델은 기후변화의 연구에 매우 중요한 정보를 제공하고 있다. 특히, 지구 시스템 요소가 모두 포함된 전구 기후 시스템모델은 경계자료 없이도 장기간 모의가 가능하고, 온실가스와 에어로졸의 변화가 지구기후에 미치는 영향을 조사할 수 있어 기후변화에 대한 인위적인 요인과 자연적인 요인의 영향을 분리하여 파악할 수 있기 때문에 미래 기후변화 연구에 널리 활용되고 있다.

전구기후모델에서 생산한 기후 정보로부터 상세하고 지역 적인 기후 특성을 추출하기 위한 규모축소(downscaling) 방안에 대한 연구가 활발하게 이루어지고 있다 전지구규모의 광역기후 자료로부터 지역기후 자료를 추출하는 규모축소 기법은 크게 3가지로 분류할 수 있다. 첫째는 직접 내삽법으로서 전구기후모델 또는 분석 자료의 광역기후를 특정 지역의 기후 자료로 내·외삽하여 직접 해석하는 것이며, 둘째는 광역기후 자료에서 상대적으로 정확하게 예측한 변수를 이용하여 통계적인 방법으로 지역기후의 상세한 특징을 추정하는 통계적 규모축소 기법이고, 셋째는 역학적 방법으로써 기후를 결정하는 역학적·물리적 과정을 모두 반영한 지역기후모델을 사용하는 역학적 방법이다. 역학적 방법에 사용하는 기후모델은 특정 관심 지역만을 대상으로 하는 지역기후모델과 전구를 대상으로 하면서 관심 지역을 고분해로 설정하는 가변 격자 전구 모델이 있으나 계산과 저장 능력의 편의를 위하여 제한지역모델을 기반으로 하는 지역기후모델을 보편적으로 사용하고 있다. 지역기후모델은 전구기후모델에 비하여 높은 해상도와 정교한 물리과정을 갖기 때문에 전구기후모델이 현실적으로 모의하지 못하는 중규모 대기현상을 보다 정확하게 모의할 수 있고, 복잡한 지형고도와 해안선의 영향을 기후모의에 반영할 수 있다. 따라서 지역기후모델을 이용한다면 다양한 규모의 대기현상이 발생하고 복잡한 지형을 갖는 한반도의 상세한 기후 정보를 얻을 수 있다.

1.3. IPCC WGI 5차 평가보고서의 주요 결론

1.3.1. 기후 시스템에서 관측된 변화

기후 시스템에 대한 관측자료는 직접적인 측정과 인공위성 같은 원격관측을 기반으로 한다. 온도와 여러 변수를 전지구 규모에서 기기를 이용하여 관측하는 것은 19세기 중반에 시작되었으며, 이러한 관측은 1950년 이후 광범위하고 다양하게 이루어졌다. 고기후 복원자료는 특정 변수에 관한 기록을 수백 년에서 수백만 년 전까지 연장시켜 준다. 이러한 정보들은 모두 대기, 해양, 빙권 및 지표에서 일어나는 변동과 장기적인 변화에 대한 종합적인 관점을 제공한다.

기후 시스템의 온난화는 명백하며, 1950년 이후 관측된 많은 변화들은 지난 수십 년에서 수천 년간 전례가 없었다. 대기와 해양은 따뜻해지고, 눈과 빙하의 양은 줄어들고 해수면은 상승하였으며 온실가스의 농도는 증가하였다. 1850년 이래로 최근 30년 동안 10년 평균 전지구 지표온도는 과거의 어떤 10년 평균보다 온난했다. 북반구의 경우 1983~2012년은 지난 1400년 중에서도 가장 온난한 30년일 가능성이 높다. 대기와 지표면에서 관측되는 주요 기후변수들에 대한 광범위한 분석 연구 결과들은 전세계적으로 해수면온도를 포함한 지표면기온이 상승하고 강수량이 증가하는 형태가 공통적으로 나타나며, 집중호우, 태풍, 폭풍 등의 극한현상의 빈도와 강도가 증가하고 있는 것으로 나타났다.

해양온난화는 기후 시스템 내에 저장된 에너지 증가가 중요한 요인으로 1971~2010년에 축적된 에너지의 90% 이상을 차지한다. 해양 상층부(0~700m)가 1971~2010년에 온난해진 것은 사실상 확실하며 1870년대와 1971년에도 온난화되었을 가능성이 높다. 지난 20년간 그린란드와 남극 빙상의 질량이 감소하였고, 전지구적으로 빙하는 지속적으로 감소되었으며, 북극해 해빙과 북반구의 봄철 적설면적도 지속적으로 감소하고 있다. 19세기 중반 이후 해수면 상승률은 과거 2000년의 평균보다 컸다. 1901~2010년에 전지구 평균해수면은 0.19 [0.17~0.21]m 상승했다. 대기 중 이산화탄소, 메탄, 아산화질소의 농도는 최소한 지난 800,000년간 전례없는 수준을 나타냈다. 이산화탄소 농도는 산업화 이후 일차적으로는 화석연료 사용으로 인한 배출과 2차적으로는 순토지 이용변화로 인한 배출로 40% 정도 증가하였다. 해양은 인위적으로 배출된 이산화탄소의 30%를 흡수했으며 이는 해양 산성화에 주요 원인이 되었다.

1.3.2. 기후변화의 원인들

지구 에너지수지를 변경시키는 자연적 또는 인위적으로 발생하는 물질 및 과정이 기후변화의 원인이다. 복사강제력은 달리 표시하지 않는 한 이들 원인의 변화로 초래된 에너지 플럭스의 변화를 정량화 한 것으로 1750년을 기준으로 2011년의 변화량으로 표시하였다. 복사강제력이 양수이면 지표온난화가 진행되고, 음수이면 지표냉각화가 진행된다. 복사강제력은 지표 및 원격 관측값, 온실가스 및 에어로졸의 특성, 관측된 과정을 모의하는 수치모델이 산출한 모델값 등을 기반으로 추정하였다. 일부 배출 화합물은 다른 물질의 대기농도에 영향을 미친다. 복사강제력은 각 물질의 농도변화에 근거하여 제시하였다. 또는 인류활동과의 직접적인 연관을 나타내는 화합물의 배출량 기반 복사강제력을 제시하였다. 배출에 의해서 영향을 받는 모든 물질은 배출량 기반의 복사강제력에 기여한다. 모든 원인을 고려한다면, 두 접근법의 인위적 총 복사강제력은 일치한다. 이 요약서에서는 두 접근법을 모두 사용하였지만, 배출량 기반 복사강제력을 강조하였다. 총 복사강제력은 양의 값이며, 결과적으로 기후 시스템이 에너지를 흡수하게 된다. 1750년 이후 대기 중 CO_2 농도의 증가가 총 복사강제력에 가장 큰 기여를 했다.

구름과 에어로졸은 기후변화 예측에 있어 가장 큰 불확실성의 원인 중 하나로 지목되고 있다. 특히 강제력(forcing)과 빠른 적응(rapid adjustments)을 되먹임(feedbacks)과 구분하는 것이 중요하게 부각되었는데 예를 들어 구름의 생존시간 효과(lifetime effects)는 구름 알베도 효과(albedo effects)와 연관되어 일어나는 빠른 반응으로 이해할 수 있으며 이것들을 합하면 유효복사강제력(effective radiative forcing, ERF)을 얻게 된다는 것이다. 에어로졸 복사강제력은 크게 에어로졸-복사상호작용(aerosol-radiation interaction, ari)과 에어로졸-구름상호작용(aerosol-cloud interaction, aci)으로 나뉘는데 여러 모델과 관측자료를 이용한 최선의 ari 복사강제력 값은 -0.35[-0.85~+0.15]Wm^{-2}으로 산정된다. 여기에 빠른 적응 효과를 더하면 더욱 강한 음의 복사강제효과(-0.45Wm^{-2})를 유도한다. aci에 대한 이해의 증가로 과거에 비해 에어로졸 간접효과 산정 값의 범위도 줄어들었다. 모든 빠른 적응 효과를 포함하는 에어로졸의 총 유효복사강제력은 -0.9[-1.9~-0.1]Wm^{-2}로 산정되었다. 이 값은 인공위성 관측자료와 모델자료를 동등하게 취급한 결과이고, 다른 관측연구결과와 일관성을 보인다. 에어로졸 효과에는 여러 가지 불확실성이 있지만 에어로졸이 온실가스의 효과를 감쇠하는 것은 확실하였다.

복사강제력 이외에 유효복사강제력(ERF)을 고려하는데, ERF는 RF 개념에서 전지구 평균 기온과 표면상태가 변하지 않음을 가정했을 때 대류권이 강제력에 반응하여 빠르게 조절되는 것을 포함시킨 개념이다. ERF는 전지구 평균지면온도(GMST), 해양온도, 해빙 덮임(cover)을 제외한 모든 변수에 대해서 섭동에 대한 빠른 조절을 허용하기 때문에 기후 반응을 정량화하는데 더 유용하다. 하지만, 많은 경우에 ERF는 RF와 거의 같거나 차이가 적은 것으로 알려져 있다. 예를 들면, CO_2에 대한 빠른 조절에 대해서 CMIP5 11개 모델의 분석 결과는 고정된 해수면온도(SST) 기반 ERF가 RF보다 2% 더 적다는 것을 제시하고 있다. 많은 연구들은 경계조건(Boundary Condition, BC)에 관련된 강제력을 제외하고 둘 사이의 차이가 매우 적은 경우 RF가 ERF의 좋은 추정치라는 것을 증명하고 있다. ERF는 에어로졸-구름 상호작용을 포함하는 더 넓은 범위의 영향을 정량화하는 데 더 좋은 특성을 제공한다. 따라서 잘 혼합된 온실가스(Well-mixed green house gases, WMGHGs)에 대해서는 ERF와 RF가 유사하지만 ERF가 가까운 미래의 기후 강제자(climate forcers)에 대한 기후반응을 정량화하는데 더 유용하다. 다만, ERF에 포함된 빠른 조절이 기후모델마다 다르기 때문에 ERF 추정에 대한 불확실성 범위는 RF에 대한 범위보다 더 큰 경향이 있다.

1.3.3. 기후 시스템과 최근 변화에 대한 이해

기후 시스템의 최근 변화를 이해하기 위해서는 관측, 피드백 과정에 대한 연구, 모델을 이용한 모의를 함께 활용해야 한다. 최근 변화를 모의하는 기후모델의 성능을 평가하기 위해서는 모의를 시작하는 시점에서 모든 모델화된 기후

시스템 구성요소들의 상태와 모델을 작동하게 하는 자연 및 인위적 요인들에 대한 고려가 필요하다. 4차 평가보고서와 비교할 때 현재는 공간적으로 더 상세하고, 장기적인 관측이 가능해졌고, 기후모델이 개선되었기 때문에 더 많은 기후 시스템 구성요소에서 탐지된 변화의 원인이 인간에게 있다는 것을 잘 규명할 수 있다.

기후 시스템에 대한 인류의 영향은 명백하다. 이 사실은 대기 중 온실가스의 농도 증가, 양의 복사강제력, 관측된 온난화, 기후 시스템의 이해를 고려했을 때 분명하다. 기후모델은 4차 평가보고서 이후 개선되었고 많은 모델이 생지화학적 순환을 포함하는 지구 시스템 모델로 확장되었다. 기후모델들은 20세기 중반 이후의 급속한 온난화와 대형 화산분화 직후 일어난 냉각화를 포함하여 지난 수십 년간 대륙 규모에서 관측된 지표온도 패턴과 경향성을 잘 재현하고 있다. 하지만 강수 모의 능력은 온도 모의에 비해 큰 개선효과를 보이지 않는다는 점이 한계로 지적되었다.

온도변화, 기후피드백, 지구에너지 수지의 변화에 대한 관측 및 모델 연구 모두가 과거 및 미래 강제력에 따라 반응하는 지구온난화 규모에 대한 신뢰성을 제공한다. 기후변화의 탐지와 원인 규명에서는 인위적 영향이 대기와 해양의 온난화, 전지구 물순환의 변화, 적설면적과 빙하의 감소, 전지구 평균 해수면의 상승, 일부 극한기후현상에서 탐지되었다. 4차 평가보고서 이후 인간의 영향을 증명하는 증거는 점점 더 확대되고 있다. 20세기 중반 이후 관측된 지구온난화의 주요 원인이 인간의 영향이었을 가능성이 대단히 높다. 도시화는 전지구 평균기온 상승에 영향을 미쳤을 가능성이 낮지만 중국 동부지역과 같이 급격한 산업화를 겪은 일부 지역에서는 기온변화 추세에 기여하였을 것이라고 보고하였다. 전지구적인 온난화에도 불구하고 겨울철 혹한은 지속적으로 나타날 것으로 전망하였다.

1.3.4. 미래 전지구 및 지역 기후변화

기후 시스템의 변화에 대한 전망은 간단한 기후모델에서 중간복잡도 모델, 통합 기후모델 및 지구 시스템 모델까지 다양한 모델들을 사용했다. 이러한 모델들은 일련의 인위적 강제력 시나리오를 기반으로 변화를 모의하였다. 새로운 기후모델을 모의하기 위해서 세계기후연구프로그램(WCRP)의 프레임워크 하에서 새로운 RCP가 사용되었다. 모든 RCP에서 대기 중 이산화탄소의 농도는 21세기에 대기로 배출된 누적량이 증가한 결과로 현재보다 2100년에 더 높았다.

지구온난화로 인해 지난 133년간(1880~2012년) 전지구 평균기온이 0.85℃(0.65~1.06℃) 상승하였으며, 현재 추세로 저감 없이 온실가스를 배출한다면(RCP8.5 시나리오), 금세기 말(2081~2100년)의 전지구 평균기온은 3.7℃ 상승, 해수면은 63cm 상승, 강수량은 4.1~8.1% 증가할 것으로 예상하였다. 그러나 온실가스 저감 정책이 상당히 실현되는 경우(RCP4.5), 금세기말 전지구 평균기온은 1.8℃ 상승, 해수면은 47cm 상승, 강수량은 2.7~5.5% 증가에 그칠 것으로 보인다. 주지할 사실은 온난화가 균질하게 일어나지 않고 지역적 차이가 커질 수 있다는 것이다. 건조지역과 습윤지역의 계절 강수량 차이가 커지고, 우기와 건기 사이의 기온 차이도 더 벌어질 것으로 예상되며, 고위도와 적도 태평양의 경우에 강수량 증가 가능성이 매우 높을 것으로 전망했다. 전지구 평균 지표온도가 상승했기 때문에 21세기에는 북극의 해빙면적이 지속적으로 줄어들고 얇아질 것이며 북반구 봄철 적설면적이 줄어들 가능성이 매우 높다. 전지구 빙하부피는 더 감소할 것으로 전망하였다.

1.4. 「한국 기후변화 평가보고서 2014」 결과

1.4.1. 관측: 대기와 지표

한반도에서 최근 관측된 대기와 지표의 변화를 크게 대기조성, 복사수지, 기온, 물순환, 극한현상 및 대기대순환에 대하여 변동 패턴의 변화를 중심으로 살펴보았다.

한반도 배경대기에서의 이산화탄소는 전지구 평균치(2012년 기준 393.1ppm)보다 높게 나타났으며, 전지구 평균 증가율(2.0ppm/년)과 유사하게 1999~2013년 기간 동안 2.1ppm/년의 평균 증가율로 증가한 것으로 나타났다. 특히 2012년 1월 이산화탄소 농도 평균값이 400.2ppm을 기록한 이래 6~10월을 제외한 기

간에 월평균 농도가 400ppm을 넘는 것으로 관측되었다. 지난 15년간(1999~2013년) 안면도 기후변화감시센터에서 관측된 한반도 배경대기의 CH_4 평균농도는 관측이 시작된 1999년에 1,883ppb에서 2003년에 1,899ppb로 증가했다가 2008년에 1,888ppb까지 감소했으나 이후 꾸준히 상승하여 2012년에는 1,938ppb, 2013년에는 1,957ppb를 기록하였다. 특히 2000년대 후반 들어 농도의 증가가 다소 뚜렷해져 매년 1~20ppb씩 증가하는 것으로 나타났으며 특히 2007년 이후 증가율이 커져서 1999~2013년 평균 증가율은 약 4.7ppb/년으로 같은 기간 전지구 평균 증가율 2.99ppb/년에 비하여 두 배에 가깝다.

안면도에서 측정한 아산화질소는 전지구와 유사하게 증가하고 있으며 1999년에는 314.0ppb였으나 2012년에는 325.9ppb, 2013년에 326.1ppb로 뚜렷한 증가율을 보였다(견고한 동의). 염화불화탄소(CFC)는 100% 인위적인 요인에 의해서 발생, 배출되고 성층권에서 제거되기 때문에 계절변동은 뚜렷하지 않았다. 2011년 기준으로는 안면도에서 CFC-11 농도 245.4ppt, CFC-12 농도 519.9ppt, CFC-113 농도 77.3ppt로서 IPCC 5차 평가보고서에서 제시한 전지구 평균 237.7ppt, 528.4ppt, 74.3ppt에 비해 각각 +7.7ppt, -8.5ppt, +3.0ppt 차이를 보였다(제한적 동의). 육불화황(SF_6)은 안면도에서 측정이 시작된 2007년에는 6.65ppt로 당시 Mauna Loa 관측치보다 0.4ppt 높았고, 이후 2012년에는 8.24ppt로 2013년에는 8.6ppt로 증가하여 2013년 마우나로아에서의 연평균 8.0ppt보다 0.6ppt 높은 값을 보였다. 다만 최근 들어 한반도 배경대기 SF_6 농도의 증가율은 0.1ppt/년 미만 수준으로 낮아져 안정화된 양상을 보였다. 2011년 기준으로는 8.1ppt로서 전지구 평균 농도인 7.28ppt보다 약 0.8ppt(11%) 높은 수준을 나타내고 있다(제한적 동의).

연평균 오존농도는 2011년까지는 대체로 약한 증가 추세를 보였으나 2012년부터 2013년(연평균 농도 39.6ppb)까지 지속적으로 감소하여 뚜렷한 증가경향을 가지지 않았다(제한적 동의). 일산화탄소(CO)는 2004년 이래 안면도 측정 연평균 농도의 경우 2007년까지 감소하다가 2008년부터 증가하는 추세를 보이고 있다(제한적 동의). 안면도에서 측정된 질소산화물(NOx)의 연평균 농도는 2012년에 6.1ppb로 나타나 2011년의 7.5ppb보다 1.4ppb 낮았으며 2013년에는 연평균 농도가 6.3ppb로 0.2ppb 증가하였다(제한적 동의). 이산화황(SO_2)의 경우 그동안 대기오염감소 노력에 의해 많은 부분 그 농도가 줄어들고 있는 실정이다(제한적 동의). 한반도 배경대기의 주요 화학반응 가스들의 농도는 반응물질에 따라 다른 경향을 보이는 것으로 나타났다(중간적 동의).

안면도에서 관측된 1999년부터 2013년 연평균 하향장파복사량은 과거에 비해 대체로 낮은 값을 보이며 연평균 하향복사는 315.9Wm^{-2}, 상향복사는 382.1Wm^{-2}로 예년의 331.8Wm^{-2}, 393.8Wm^{-2}보다 각각 15.9Wm^{-2}, 11.7Wm^{-2}씩 낮게 나타났다. 여름철 결측이 많았던 2001년을 제외하고 2002년 이후로는 비슷한 수준을 보였다. 태양복사(단파복사)와 지구복사(장파복사) 모두에 대해 하향값에서 상향값 차이를 구한 안면도에서 관측된 순복사량은 2013년 연평균 74.1Wm^{-2}로 예년의 82.9Wm^{-2}보다 낮았으며 연변화 경향은 1999~2003년 기간에 낮아지다가 2004년 증가한 이후 비슷한 수준을 보였다. 복사수지의 경우에는 하향 태양 복사량, 하향장파복사량 및 순복사수지의 변화는 최근에 큰 변동성을 보이지 않고 그 양이 일정한 것으로 나타났다(중간적 동의).

전지구 평균기온은 20세기 이후 꾸준히 상승하였으나, 전 기간 동안 지속적으로 증가경향을 나타낸 것은 아니다. 최근 15년(1998~2012년) 기간은 전지구 평균온도의 상승세가 매우 약해져, 온난화의 “중단(hiatus)”기간이라고까지 여겨지고 있다. 전지구 평균온도는 +0.04˚C/10년 정도의 상승경향을 나타냈는데, 이는 1951~2012년 기간의 증가율인 +0.11˚C/10년의 1/3 정도에 지나지 않는다. 기후 시스템의 수십 년 주기 내부 변동성, 에어로졸의 영향, 극진동 및 엘니뇨와 같은 대규모 기후변동성과의 관련성 등이 그 원인으로 제시되었으나, 아직 그 명확한 원인은 제시되지 않고 있다.

우리나라의 연평균기온은 20세기 동안 IPCC 4차 평가보고서에 나타난 전구 평균 변화보다 큰 상승세를 보여 1954~1999년 기간 동안 +0.23˚C/10년의 변화율을 나타내었으나, 최근 1981~2010년 기간 동안 0.41˚C/10년, 2001~2010년 기간 동안 0.5˚C/10년의 변화율을 보이고 있어

이러한 온난화가 더욱 강화된 것으로 보였다. 특히 수도권을 비롯한 내륙지역에서 강하고, 호남 남서해안에서 상대적으로 약하게 나타났다(제한적 동의).

북한의 경우 연평균기온이 1981~2010년 기간 동안 1.4℃ 상승(0.45℃/10년)하여 남한보다 온도상승 현상이 뚜렷하며, 특히 여름철 기온상승이 0.39℃/10년으로 남한에 비해 매우 크게 나타난다. 우리나라 및 동아시아 지역의 기온 변화 양상은 전지구 평균 변화양상과 상당부분 비슷하나 극한(extreme)값 변화 일부에서 독특한 양상을 나타낸다. 극한고온지수의 경우 한반도에서 전반적으로 증가한 것으로 나타나는데, 한랭지수의 경우 최근 10여 년간 한파 발생의 빈도가 증가했다. 이는 대규모 대기순환장이 조성되어 한파 발생의 빈도와 그 지속기간이 증가한 것으로 보인다.

61개 우리나라 관측소 강수량을 토대로 한 최근 10년간(2001~2010년) 평균 연강수량은 약 1,412㎜로 지난 30년 평균 연강수량 약 1,315㎜에 비하여 약 7.4% 증가하였다(중간적 동의). 최근 10년 우리나라의 연강수량의 증가는 여름철 증가가 가장 큰 부분을 차지하며(중간적 동의), 특히 장마 기간인 7월의 증가가 가장 큰 부분을 차지한다. 우리나라의 여름철 강수량 증가는 시기적으로 1990년대 후반 이후에 뚜렷하게 나타나며, 1998년 이후 여름철 강수량이 유의하게 증가하였다. 이러한 증가는 호우의 증가와 관련이 있다는 것을 제시하였으며, 그와 관련하여 우리나라를 지나가는 태풍수가 1998년 이후 크게 증가하였다는 것을 보였다.

IPCC 5차 평가보고서는 지난 20세기 즉, 1901년부터 2012년까지의 전구 비습이 증가하는 경향이 뚜렷하다고 보고하였다. 하지만, IPCC 4차 평가보고서에서는 전지구적으로 대류권의 상대습도의 변화는 유의하지 않다고 제시되었다. 한반도 및 주변 운량의 경우 2001년부터 2008년까지의 기간에 대하여 변화 경향성이 없다고 하였다.

육지 지역의 증발산은 수문순환 및 탄소순환에 중요한 요소이다. 육지지역 연강수량의 약 60%는 육지 지역의 증발산을 통해 대기로 돌아간다. 1982~2008년 기간에 대하여 관측된 증발산량은 증가하는 경향이 있으나, 최근 기간인 1998~2008년 기간에 대해서는 감소하는 경향이 있다고 보고된 바 있다.

지난 20세기 이래 우리나라 극한기온현상은 전세계적으로 나타나는 변화와 유사하게 나타났다. 1980년대 후반을 기점으로 우리나라 대부분의 관측지점에 걸쳐 극한저온현상은 뚜렷하게 감소하지만, 극한고온현상은 상대적으로 약하게 증가하는 변화양상이 나타났다(중간적 동의). 특히 일최고기온을 기준으로 정의된 주간 기온 극한현상보다는 일최저기온을 기준으로 정의된 야간 기온 극한현상의 변화추세가 더 뚜렷하게 나타났다. 다른 계절에 비하여 여름철에는 강수증가 현상이 나타나 주간 극한고온현상의 변화경향은 뚜렷하게 나타나지 않았다. 극한기온을 나타내는 주요 기후지수들의 장기간 변화 추세와 경년 변동성은 한반도 기후현상에 영향을 미치는 주요 대규모 대기현상인 동아시아 몬순, 북극진동 또는 엘니뇨의 변화 또는 변동과 상관성이 있는 것으로 추정되어 향후 지속적인 연구가 필요한 실정이다.

전지구적 규모에서 극한강수현상 변화 양상은 지역에 따라 상이한 증감의 패턴을 보이지만 지난 20세기 후반 이래 우리나라에서는 호우현상이 증가하는 지역적 특성을 보였다. 여러 연구들에 의하면 우리나라에서 호우일의 발생빈도가 증가하고 있으며, 강수량을 강수일 발생빈도로 나눈 강수강도가 증가하고 있다(제한적 동의).

한반도에 영향을 주는 대기 대순환의 변동 패턴의 경우에 십년 이상의 장주기 변동 경향이 뚜렷한 것으로 나타났다(중간적 동의).

한반도에서의 기후는 몬순으로 대표되는 대기순환에 의해 크게 좌우된다. 동아시아 여름 몬순은 1960년대에서 1980년대까지 점차 약화되었다가 최근 들어 회복되기 시작했다(제한적 동의). 겨울 몬순에 영향을 주는 시베리아 고기압의 강도 또한 수십 년 주기의 변동이 뚜렷한 것으로 나타났다(제한적 동의).

한반도 기후에 영향을 미치는 대기순환으로 20세기 동안 공통적으로 일치했던 워커순환의 약화는, 최근 20년 동안 다시 강화되는 것으로 관측되었다(제한적 동의). 해들리순환의 강도 변화는 여전히 서로 다른 결과가 공존하고 있다.

열대 해양에서 연평균 강수량의 변화는 해수면온도가 다른 지역에 비해 더 많이 증가하는 지역에서 강수가 증가한다고 하였다. ITCZ 강수의 증가도 “wet-get-wetter” 패턴으로, 적도

면의 증가는 적도 해수면온도의 증가 패턴(warmer-get-wetter)으로 설명되었다. 인도양 전체모드로 대표되는 인도양 해수면온도는 20세기동안 꾸준히 상승하여 왔고, 대부분의 기후모델도 이런 경향성을 잘 모의하고 있다. 하지만, 북인도양의 해수면온도 상승은 다른 지역에 비해 현저하게 낮게 나타나는데 이는 에어로졸에 의한 태양복사 차단 효과로 설명되고 있다.

북극진동은 양의 위상으로의 경향성이 관측되었으나, 1990년대 중반부터 2000년대까지 다시 원상태로 돌아가는 양상을 보여 수십 년 및 장주기 변동성이 뚜렷한 것으로 나타났다(제한적 동의). 북반구의 제트는 대부분의 지역에서 북상하였다는 증거가 제시되었고 북태평양의 제트는 세기가 강화되는 경향으로 나타났다. 북태평양의 알루샨 저기압은 1970년대부터 2000년까지 그 중심이 동쪽으로 이동하는 경향성을 보였으며, 이는 2000년대 이후에도 지속되었다. 이로 인해, 북태평양의 대표적인 패턴인 PNA (Pacific North America) 패턴도 최근 기간 동안 동쪽으로 이동하여 위치하는 특징을 보였다.

1.4.2. 관측: 해양과 빙권

해양은 지구상에서 물과 에너지의 가장 큰 저장소로서 기후변화의 조절자 역할을 하고 있고 해양-대기 경계면을 통해 매일 약 2천만 톤의 이산화탄소를 흡수하여 인간 활동에 의해 대기로 추가 방출되는 이산화탄소의 약 1/4을 흡수하고 대기의 온실효과를 억제하는 등 기후변화 속도의 완급을 조절하고 있다. 빙권은 전지구 기후변화 시스템의 표면에너지, 물순환, 1차 생산, 온실가스 상호작용, 해수면 변화에 중요한 역할을 하며, 특히 외부의 에너지 변화에 민감하게 작용하는 눈과 얼음으로 구성되어 있기 때문에 온실가스의 증가에 대해 다른 지역에 비해 온도 변화가 더 크게 나타난다.

기후과학 관측 분야의 하나로 해양과 빙권을 구분하여 정리하였다. 해양부분에서는 우리나라 인접 해양에 대한 변화의 연구 결과를 검토 요약하였고, 빙권 부분은 빙권이 전지구 기후 시스템에 차지하는 비중이 크기 때문에 국내의 전문가들에 의한 연구 결과를 정리하여 대외적으로 국내의 기후변화 연구의 위상이 정확하게 인지되도록 하는데 수록의 의미가 있다.

우리나라 주변해 해양의 변화 경향성을 분석하는 가장 큰 제약 사항은 경향성을 보기 위한 장기간의 관측자료가 거의 없다는 점이다. 이를 해결하기 위한 차선책으로 수치모델링 결과로 생산되는 재분석자료를 이용할 수 있지만 국내에서 재분석자료를 생산할 수 있는 모델링 수준이 아직은 높지 않은 실정이다. 이러한 자료의 제약을 가지고 있기 때문에 우리나라 주변 해양의 경향성 분석은 극히 제한된 분야에서만 연구가 되고 있으며 관측의 기회가 많아진 근래의 변화경향을 분석한 경우가 대부분이다. 우리나라 주변 해양에서의 수온과 해수면은 지속적으로 상승하고 있으며, 상승률은 전지구 해양 평균보다 약 2~3배 높은 것으로 나타났다. 또한, 동해에서 표층 이산화탄소 증가도 전지구 해양의 평균보다 약 2배 높아 해양산성화가 진행중인 것으로 보고되었다. 이러한 경향은 관련 연구의 모든 논문들에서 제시하고 있어 동의 수준의 신뢰도를 보여주고 있다. 1차 평가보고서에 검토된 논문들과 2차 평가보고서에 검토된 논문 내용의 차이는 크게 세 가지로 나타났다. 첫째, 변화경향 분석에서 재분석자료 활용의 증가이다. 우리나라의 경우 해양에서의 관측자료는 절대적으로 부족하여 관측자료에만 의존하여 변화경향을 탐지하기에는 거의 불가능하다. 이를 보완하기 위하여 외국의 여러 기관에서 기후재분석자료를 가공하여 공개하고 있어 해수면온도 분야에서 이를 이용한 장기 경향 분석이 증가하였다. 재분석자료의 분석 결과는 일치된 결과를 제시하고 있어 견고한 동의 수준의 신뢰를 보인다. 둘째, 인공위성 관측자료 이용의 확대이다. 위성의 해수면온도 관측과 위성 고도계를 이용한 해수면 고도 관측에 이어 우리나라 주변 해역에 대한 해색(ocean color) 관측이 수행되어 생지화학 분야의 단기 변화경향 탐지도 가능한 상황이다. 셋째, 변화경향에 대한 원인 분석의 증가다. 대부분 해면 기압계 배치, 특히, 대부분의 관련 논문에서 겨울철 대기순환의 변화에 따른 북풍 약화의 영향을 제시하고 있어 견고한 동의 수준의 해석으로 볼 수 있다. 그러나 서태평양으로부터의 해양을 통한 온난화 신호의 유입 가능성도 제시되고는 있지만, 이에 관한 해양역학 해석의 일관성은 보여주지 않아 아직은 제한적 동의 수준이라고 평가된다. 이 절에

서 제시된 변화경향에 대한 발표 논문 편수가 통계적 분석이 가능할 만큼 많지 않기 때문에 신뢰도나 불확실성 분석은 가능하지 않지만 대체적인 경향은 IPCC 5차 평가보고서에 제시된 해역(서태평양과 인근 연해)에서의 변화경향에 벗어나지는 않기 때문에 전반적인 신뢰수준은 낮지 않은 것으로 판단된다. 그러나 일부 논문에서는 자료의 분석과정에서 중요한 단주기 변화에 의한 변화 영향 제거 등 자료 처리과정의 설명이 없어 결과의 신뢰도에 대한 편차가 있다. 수온과 해수면 변화의 경우 우리나라 해역에서도 해역별 편차가 있고, 특히, 해수면 변화의 정량적 크기는 분석 기간에 따라서도 단주기 변화가 커서 변화경향의 정량적 수치의 이용에 유의하여야 할 것이다.

지난 30년간 북극 기온은 10년간 약 0.7℃씩 상승하여 전지구 평균에 비해 견고한 동의 수준에서 빠른 속도로 온난화가 진행 중이며, 계절적으로는 가을의 기온 상승이 가장 크게 나타난다. 기온변화의 공간분포를 보면, 가을철 가장 큰 기온 상승은 척치해를 중심으로 한 서북극해에서 나타나는데 반해, 겨울의 기온 상승은 카라해 부근에서 크게 나타난다. 남극은 관측자료의 부족으로 확실성이 낮은 편이지만, 기후변화의 경향이 지역에 따라 다른 양상으로 나타나며 온난화의 시공간적 변동이 크다. 남극 반도를 포함한 서남극에서는 견고한 동의 수준에서 기온이 증가하는데 반해, 동남극에서는 제한적 동의 수준으로 일부 지역에서는 기온이 약간 감소하나 대부분의 동남극에서는 온도 변화가 거의 나타나지 않고 있다. 2009년 최초의 국적 쇄빙연구선 아라온호의 건조와 함께 우리나라의 빙권지역 해양관측이 본격적으로 시작되었다. 아라온호에서 2010년부터 2012년까지 획득된 해양 관측자료와 해양수치모델 결과를 융합하여, 세계에서 가장 빠르게 녹아내리고 있는 서남극 지역 아문젠해에 위치한 파인아일랜드 빙하(Pine Island Glacier)가 해양과 접촉하여 녹는 융빙과정이 규명되었다. 지구온난화로 인해서 빙하의 융빙속도가 가속될 것으로 막연히 추측하지만, 최근 3년 동안(2010~2012년) 빙붕의 융빙속도는 과거 대비 거의 절반으로 급격하게 감소한 것으로 밝혀졌고, 빙붕 밑으로 유입되는 따뜻한 해수가 감소한 게 그 원인이었다.

대기의 기온변화와 연동하여 북극의 해빙은 견고한 동의 수준에서 감소하고 있는데 가을철 가장 큰 해빙 감소는 척치해에서 나타나며, 시베리아해와 카라/바렌츠해까지 큰 감소 경향이 나타났다. 또한, 지난 30년간 10년에 약 3.1%씩 해빙이 줄어드는 것으로 나타난다. 서남극에서도 해빙의 감소가 거의 모든 계절에 나타나는데 반해, 로스해와 웨델해를 포함한 동남극에서는 중간적 동의 수준에서 해빙의 증가가 나타났다.

남극 해빙면적의 장기 경향을 보면, 여름과 봄에 서남극 벨링스하우젠해와 아문젠해에서 해빙의 감소를 보이는데 반해, 로스해와 웨델해를 포함한 대부분의 동남극 해안에서는 해빙의 증가 경향이 나타난다. 북극과 서남극의 온난화는 다른 지역에 비해 매우 빠르게 진행되고 있으며, 이는 해빙의 급격한 감소와 육상빙하의 감소와 연계되어 있어서 향후 해수면 상승, 중위도 기후에 미치는 영향 등의 이해를 위해 지속적인 모니터링이 요구된다.

전지구 기후변화에 빙권 변화의 영향이 매우 중요한 요소로 인식되고 있으나, 접근성 및 험난한 환경으로 인하여 주로 인공위성 원격탐사를 통한 빙권 감시 연구만이 활발히 진행되었다. 그 결과에 따르면, 남극에서 가장 큰 빙붕 중 하나인 서남극 로스 빙붕에 유입되는 주변의 빙하 및 빙붕 자체의 이동속도가 최근에 급격히 빨라지는 양상을 보여주고 있다.

동토층의 변화는 지구온난화에 기인한 것으로 동토의 온도 변화, 동토층 저하, 계절동토의 변화, 동토내부 미생물 메커니즘 변화, 영구동토층의 지질정보, 영구동토층의 공학적 특성분석 연구 등 종합적 연구의 대상이 되고 있다. 남극에서는 영구동토의 온도가 -23.6℃로 관찰되었고 북극의 경우 -15℃로 관찰되었다. 영구동토의 온도는 1970년대 이후 최대 2℃로 증가하는 경향을 보이고 있다. 북극권의 급격한 온난화에 따라 변화하고 있는 북극 해빙과 가을철 적설량과 같은 빙권 조건 변화가 겨울철 계절 예측의 예측성에 어떤 역할을 하는지에 대해 국내 연구진에 의해 최초로 시도되었다. 2012/2013년 겨울철 계절예측에 북극 해빙과 가을철(10월) 적설 조건을 사용하여 역학모델에 대한 효과를 시험 적용해 보았다. 역학모델에 대한 가을철 적설량 입력 방안을 계절예측에 고려하였을 때 다양한 시간규모(10~90일)에서 계절 예측성이 향

상됨을 보인 바 있다.

북극과 서남극의 온난화는 다른 지역에 비해 매우 빠르게 진행되고 있으며, 이는 해빙의 급격한 감소와 육상빙하의 감소와 연계되어 있어서 향후 해수면 상승, 중위도 기후에 미치는 영향 등의 이해를 위해 지속적인 모니터링이 요구된다.

1.4.3. 고기후 기록에 의한 정보

현재의 기후현상을 분석하고 미래 기후변화를 예측하는 것은 기후변화와 관련하여 기후학계의 주요한 관심사이다. 이 절에서는 고기후를 복원할 수 있는 단초가 되는 대리자료(proxy data) 가운데 식물 자료, 동물 자료, 연륜(나이테) 자료, 고문헌 자료를 바탕으로 분석한 우리나라의 고기후 연구결과를 정리하였다.

과거 기온 변화는 화분, 동물화석, 연륜자료를 바탕으로 부분적으로 추정할 수 있으나 대리자료에 따라서 일치하는 정도가 높지 않아 제한적 동의가 현실적이다. 과거 강수변화는 연륜, 고문헌에 기초하여 중간적 동의 수준을 제시할 수 있으나 신뢰도를 높이기 위해서는 추가적인 연구가 필요하다. 기후요소와 재해를 연계하기에는 자료가 부족하다. 향후 연구자가 많아지고 과학기술이 발달함에 따라 대리 자료에 의한 고기후 복원은 정밀도가 향상될 것으로 기대된다. 대리자료를 통한 고기후에 대한 연구 결과는 제한적 동의 수준을 제시할 수 있으며 신뢰도를 높이기 위해서는 추가적인 연구가 필요하다.

식물화석을 이용한 우리나라의 화분분석(pollen analysis) 결과에 따르면 지난 LGM(26,100~20,100년 전) 동안 중부내륙지역은 오늘날보다 온도는 5~6℃ 더 낮았으며 연평균강수량도 40% 정도 적었다. 해빙기의 영향하에서 남서부지역의 기후는 습윤한 냉온대였고 오늘날보다는 더 추웠을 것으로 생각된다. 그러나 홀로세가 시작되면서 한반도 주변에는 해침의 영향으로 남서부 지역은 더 습윤해졌다. 후빙기(홀로세) 전기 동안에는 점차로 온난 습윤한 조건으로 변하였다. 홀로세(약 8,000~5,500년 전) 중기에는 동아시아 여름몬순이 지금보다도 더 강화되어 우리나라는 아열대성 기후였을 것으로 본다. 홀로세 중기 이후에는 동아시아 겨울몬순이 강화되면서 다시 한랭건조한 기후로 변하였다. 1,000~400년 전까지는 중세 온난기(medieval warm period)와 대비되는 온난 습윤한 기후였으나, 약 400년 전 이래 중세 온난기가 끝나고 소빙기(little ice age)로 접어들었다.

동물화석을 분석한 결과 플라이스토세 중기 짧은 기간 동안 나타나는 사슴, 노루, 멧돼지 등 우제류, 큰쌍코뿔이, 말 등 기제류, 큰곰, 동굴하이에나, 호랑이 등 식육류 등의 동물 유물을 가지고 당시의 기후변화를 상세히 알 수는 없지만 플라이스토세 중기의 기후는 온난한 편으로 보았다. 플라이스토세 후기로 들어오면서도 초기에는 플라이스토세 중기의 동물상의 양상이 그대로 나타났지만 후기로 접어들면서 추운 기후의 동물들이 출현하여 당시가 한대성 기후였던 것으로 본다. 하지만 마지막 빙하기의 가장 추운 때에도 극심한 추위를 보여주는 동물은 나타나지 않아 당시에 기후가 추워지기는 하지만 매우 추운 기후는 아니었다고 판단된다. 다양한 사멸종이 서식했던 플라이스토세와는 달리 모두 현생종으로만 구성된 홀로세의 동물군은 이 시기의 문화단계별로 커다란 차이를 보이지 않는다. 그러나 초기 홀로세의 일부 지역에서 발견되는 물소의 존재는 이 시기의 기후가 다른 때보다 온난했음을 보여준다.

연륜분석으로 설악산 소나무 연륜을 이용하여 253년간의 영동지방 5~6월 강수량을 복원한 결과 영동지방의 건습주기는 단주기로는 3년, 장주기로는 60~80년이었고, 복원된 기간 중에 가장 극심한 건조기는 17세기 말이었다. 특히 19세기 말과 20세기 초의 건조현상은 일부 지역에서만 발생된 국지적 현상이 아닌 전국적인 현상이었다. 설악산 잣나무에서 복원된 2~4월 평균기온에 따르면, 1720~1740년과 1820~1860년의 기온이 복원된 기간 중에서 낮은 것으로 조사되었다. 설악산 잣나무 생재만을 이용하여 1700년대까지 복원한 7~8월 평균기온에서도 낮은 기온이 관찰되었다. 또한 1960년대 이후로 온난화 되는 경향이 나타났다. 고려시대는 고려사, 조선시대는 조선왕조실록, 승정원일기, 일성록, 측우기 자료, 각사등록 등에 기초하여 기후를 복원하였다. 고려시대의 강수량은 5, 6, 7월에 집중되었다. 강수의 경우 측우기로 관측한 19세기의 강수량은 현대에 비해 적은 편이다. 최다 강수량이 19세기에는 2월, 3월, 5월, 8월,

9월에 많이 나타났으며, 4월, 6월, 10월, 11월은 현대에 비해 적게 나타났다. 승정원일기와 일성록에 의한 1800년대의 서울 강수량은 봄, 여름, 가을철 모두 뚜렷한 감소추세를 보였으며, 감소율은 여름철에 가장 크게, 봄철에 가장 작게 나타났다. 조선왕조실록에 기록된 강수량에 따르면 1440년 무렵, 1540년, 1600년 전후, 1770년과 1800년 무렵에 극심한 건조기였으며, 1410년대 1520년대, 1560년 무렵, 1660년대와 1730년 무렵에는 습윤한 시기였다. 1777년에서 1883년은 습윤기 1시기, 1884년에서 1907년은 건조기, 1908년에서 1996년은 습윤기 2시기로 구분되었다. 19세기에 연강수량의 극값이 나타나는 해는 태양흑점의 극값이 나타나는 해와 일치하는 경우가 많다. 1700년대와 1900년대의 연강수량이 매우 적게 나타난 시기와 겨울철 강설일수가 적은 시기의 패턴이 일치하였다.

가뭄은 한 해에 평균 4~5차례에 걸쳐 자주 발생하는데, 이는 홍수에 비해 빈도가 높은 편이며 각 시기에 걸쳐 고르게 나타났다. 삼국시대의 가뭄은 신라가 백제와 고구려에 비해 많이 나타났고, 크게 가물었던 시기는 백제가 신라나 고구려보다 횟수가 많았다. 고려시대에는 약 475년간 69회로 가뭄 기록이 있었는데, 고려 초보다는 고려 후의 가뭄빈도가 높았다. 지역적으로는 밭농사 중심의 영남지방에 큰 피해를 주었다. 조선시대인 15세기에는 100년 동안 총 276회의 가뭄이 발생하였으며, 1년 평균 2.76회의 빈도로 조선시대 전체 평균보다 높았다. 특히 1430년대와 1450년대의 가뭄 발생 빈도가 높으며, 1460년대는 가장 낮았다. 홍수는 삼국시대에는 27.9년 혹은 28.8년마다 1번씩 발생한 것으로 나타났다. 고려시대에는 평균 7.1년에 1번 꼴로 큰 물난리가 있었던 것으로 알려졌다. 조선시대의 홍수는 총 707회 발생하였고, 10년 당 평균 14.14회 정도였다. 15세기에는 100년 간 총 148회의 홍수가 발생하였다. 고려시대인 1000~1250년까지 대체적으로 온난하였으며, 1250~1400년 사이에는 상대적으로 한랭하였다. 조선시대에 포함되는 소빙기는 길게는 1450~1850년, 짧게는 1500~1750년으로 보았다. 16세기 후반은 한랭기, 17세기 전반은 한랭기, 17세기 후반은 한랭기로 보는 견해가 우세하다. 우리나라에서 황사현상에 관련된 기록은 삼국사기에 처음 나타났다. 고려시대에 황사현상이 관측된 것은 12세기에 가장 많으며, 조선시대에는 16세기에 가장 많은 황사 기록이 있었다. 기상재해는 풍해, 냉해, 설해, 상해, 박해, 번개 등을 포함한다.

1.4.4. 탄소순환과 기타 생지화학순환

기후 시스템에 대한 주요 생지화학적 되먹임의 중요성과 추세 및 이해수준의 평가를 목적으로 국내에서 이루어진 연구들을 중심으로 한반도의 기후 시스템과 생물리 및 생지화학과정의 이해수준에 대하여 요약하였다.

우리나라와 주변 지역의 탄소순환에 대한 장기 관측은 매우 제한적이나, 한반도 중부에 위치한 온대산림생태계와 복잡농경지에서의 10년 이상의 CO_2, 물 및 에너지 플럭스 장기 관측자료는 그 동안 알려지지 않았던 육상탄소순환에 대한 다양한 정보를 제공하고 있다. 식물의 생장이 가장 활발한 여름 기간 동안, 우리나라에 영향을 주는 장마로 인하여 복사에너지가 감소하면서 생태계와 대기간의 되먹임 과정이 달라진다. 이러한 여름 생장 기간의 장마와 이와 다르게 반응하는 생태계의 광합성과 호흡의 변화가 생태계의 대기 중 CO_2의 흡수를 감소시키고, 이로 인하여 총일차생산량과 순생태계 교환량이 연중 두 번의 극값을 가지는 형태를 보인다.

여름 장마 등으로 인한 자연적 교란과 더불어 산림 및 농경지 관리에 따른 인위적 교란으로 인해 탄소순환모델들은 동아시아 주요생태계의 엽면적지수, 총일차생산량, 생태계호흡 등의 계절변화를 제대로 모의하지 못하고 있는 실정이다. 이러한 특성들이 다른 지역과 비교했을 때 미래 기후변화 시나리오에 대한 동아시아만의 특별한 육상탄소 생태계의 특징을 만들어 냈다.

국립기상연구소에서 NOAA-ESRL과의 협력으로 개발한 아시아탄소추적시스템(Carbon Tracker-Asia)은 아시아에 중점을 두고 전구영역의 탄소를 추적한다(www.nimr.go.kr/2/carbontracker). 탄소추적시스템은 대기 중 CO_2 방출 및 배출량 감축 활동의 효과를 감시하고 평가하는 독립적인 체계로 사용될 수 있다. 아시아탄소추적시스템에서 산출된 최적화된 플럭스는 관측과 적절한 일치성이 있음을 보였

고, CO_2 농도 증가율도 관측값을 전반적으로 잘 모의하였다. 화석연료의 연소와 토지 사용의 변화로 인한 CO_2 방출의 증가가 관측된 대기 중 CO_2 농도 증가의 주요 원인으로 나타났다. 2001~2012년 동안 CO_2 농도는 증가했고, 그 분포는 흡수 · 배출 변동 때문에 지역적으로 다르게 나타났다. 화석연료의 연소에 의해 생성되는 CO_2의 배출량은 거의 선형적으로 증가하면서 약간의 경년 변동을 보여준다. 2001~2012년 기간 동안 대기로 방출된 화석연료 연소에 의한 CO_2는 연간 8.30PgC이었다.

IPCC 5차 평가보고서에 따르면 대기 중 아산화질소의 농도는 지난 800,000년간 전례 없는 수준을 나타냈으며, 인위적인 활동으로 인해, 2011년에 324ppb로 관측되어 산업화 이전보다 약 20% 높아졌다. 산업시대 이전에는 N_2를 제외한 모든 질소성분, 즉 반응성질소(reactive nitrogen, Nr) 성분은 주로 대기 방전에 의한 번개와 생물학적 질소고정(biological nitrogen fixation, BNF)이라는 두 가지 자연적 과정에 의해 발생하였다. BNF는 미생물이 관여하여 N_2를 NH_3로 전환시키는 과정이다.

산업시대 이후, 인간에 의한 Nr 생성이 자연 발생량보다 훨씬 더 많아졌다. 인위적으로 배출되는 N_2O의 총량은 지표의 자연 배출원에서 배출되는 양과 거의 같은 수준이다. 대기로 배출되는 Nr의 경우 NH_3와 NOx 성분들이며 주로 농업과 화석연료 연소에 기인한다.

아산화질소(N_2O)의 대기농도는 인구증가에 따른 식량 증산으로 급증한 농업활동의 결과가 주요 원인이다. 하버-보슈공정을 통해 생산된 합성비료와 가축분뇨의 농경지 사용이 토양과 침전물 내의 N_2O 생성을 높이며, 질화(nitrification)와 탈질화과정을 통해 대기로의 N_2O 배출을 증가시킨다. 현재 대기 중 N_2O의 농도는 산업시대 이전에 비해 약 20% 정도 높다. 토양수분과의 밀접한 연관성에도 불구하고 지표 N_2O 배출량 변화에 대한 정량적 이해의 수준은 여전히 매우 낮다.

질소의 생지화학순환의 경우, 인류가 넘어서는 안 될 한계를 이미 넘어섰으며 온실가스인 N_2O의 농도는 2011년에 324ppb로 산업화 이전보다 약 20% 높아졌고 주로 화학비료와 축분 사용에 따른 인위적 활동이 주요 원인이다. 전북 군산과 익산의 농경지의 경우, 2000년부터 폐쇄형 플럭스챔버를 사용하여 수시로 집중관측을 통해 주요 밭작물인 깨, 콩, 파, 배추 등의 재배에 따른 NO와 N_2O 배출량이 측정되었고, 작물과 토양의 물리화학적 특성(토양수분, 토양의 질소성분량 및 유기물함량, 토양 pH), 계절별 기후특성에 따른 배출량이 평가되었다. 배추밭에서 N_2O의 평균 배출량은 $1.12\pm0.14 \mu g m^{-2} h^{-1}$로서 $0.08\sim8.40 \mu g m^{-2} h^{-1}$의 범위를 나타냈다, 가장 높았던 5월의 배출량은 $4.47\pm2.59 \mu g m^{-2} h^{-1}$였으며, 토양온도와 토양질소량이 높은 기간이었다.

논에서 측정된 NO와 N_2O의 평균배출량은 각각 0.76과 15.3ng-$Nm^{-2}s^{-1}$으로 밭에서의 배출량인 82.1과 66.9ng-$Nm^{-2}s^{-1}$에 비해 상대적으로 낮았다. 경작지와는 다른 생태환경인 습지의 경우, 저수지에서 측정된 CH_4 배출량의 평균은 $0.155\pm0.29 \mu g m^{-2} h^{-1}$이었으나 그 범위는 $-0.054\sim0.942 \mu g m^{-2} h^{-1}$로서 습지환경에 따라 흡수되기도 하였다. 갯벌에서의 평균 CH_4 배출량은 $0.002\pm0.08 \mu g m^{-2} h^{-1}$($-0.164\sim0.219 \mu g m^{-2} h^{-1}$)이었다. N_2O의 경우, $-0.017\sim0.03 \mu g m^{-2} h^{-1}$로 과거 군산 갯벌의 측정 결과($-0.02\pm0.666 \mu g m^{-2} h^{-1}$)와 유사하였다. 도시 인근 산림인 경기도 광주 태화산에 위치한 서울대학교 학술림의 잣나무 숲의 경우, 연간 배출량이 N_2O 배출은 304.4kg/년, CH_4 흡수는 -131.0kg/년으로 추정되었다.

국립농업과학원은 폐쇄형 플럭스 챔버를 자동화하여 벼논과 평지 밭과 고랭지 밭 등에서 질소비료 사용 수준과 물 관리 방법에 따른 측정을 통해, (1) 국가고유 아산화질소 배출계수 개발과 배출량 평가, (2) IPCC 임의배출계수의 국내 적용이 배출량평가에 미치는 영향 분석, (3) 국가배출량 평가체계 구축을 위한 분석자료 정밀도 향상을 위한 시험방법의 통일화와 (4) 농경지 활동량 조사 및 DB 구축 연구를 추진하고 있다.

반응성이 낮고 대기 중 체류 기간이 긴 CO_2, CH_4, N_2O는 대표적인 온실가스로서 기후에 직접 또는 간접적으로 영향을 준다. 이들 기체보다 반응성이 크고 농도가 더 낮은 휘발성유기탄소화합물(volatile organic carbon compounds, VOCs), 질소산화물(NOx), 황산화물(SO_2) 등은 대기 중에서 산화되며 오존과 에어로졸을 생성한다, 인간 활동의 결과로 온실가스뿐만 아니라

반응성 기체와 더불어 이차생성물인 오존과 에어로졸의 농도가 크게 증가하여 지역적 대기질의 저하 뿐 아니라 전지구적으로 기후변화를 유발시키고 있다. 이 중에서 오존과 에어로졸은 일반 온실가스와는 달리 대기 중 수명이 일주일 정도로 짧아 단수명 기후변화유발물질로 취급된다.

단수명 기후변화유발물질인 오존과 에어로졸 그리고 이들의 전구물질로 반응성이 큰 탄소 질소 황 화합물 VOCs, NOx, SO_2 등의 생지화학 순환을 간략히 살펴보았다. VOCs는 O_3가 광분해 되어 만들어진 OH 라디칼과 O_3, NOx 등에 의해 산화되는데 그 과정에서 O_3가 재생성되고 더불어 에어로졸이 생성된다. 생물기원의 휘발성유기화합물(BVOCs)의 경우, 인위적인 기원의 휘발성유기화합물(AVOCs)에 비해 그 중요성이 늦게 알려졌다. 전지구적인 규모에서 BVOCs가 AVOCs에 비해 배출량이 10배 이상 크며, 반응성도 더 크기 때문에 광화학 오존 생성에 대한 이정표적인 발견이 되었다.

대기 중 오존과 이차 유기 에어로졸(secondary organic aerosol, SOA)의 변화과정에 대한 이해는 아직 매우 부족하다. 이는 결국 기후변화 대응과 대기환경 개선을 위한 정책 수립 시 큰 불확도를 제공하는 원인이 되므로 이에 대한 연구가 매우 절실하다. 우리나라도 BVOCs의 배출 및 광화학 과정에 대한 이해를 높이기 위해 최근 국립환경과학원에서 태화산에 위치한 서울대학교 학술림에 관측소와 타워를 설치하였다. 더불어 이러한 연구를 국제적인 협력의 틀 안에서 수행하기 위하여 iLEAPS (integrated Land Ecosystem Atmosphere Process study) Korea가 2013년 8월 AsiaFlux의 지원으로 발족하였으며 본격적인 연구가 시작되었다.

산업시대의 인위적 교란: 화석연료의 연소와 토지 이용의 변화로 인한 CO_2 방출의 증가가 관측된 대기 중 CO_2 농도 증가의 주요 원인이다(견고한 동의). 관측에 의하면, 1990년 초반부터 십년간 안정되었던 CH_4 농도가 2007년부터 다시 증가함을 보이고 있다(중간적 동의). N_2O의 농도가 지난 30년 동안 0.73±0.03ppb/년의 증가율을 보였다(중간적 동의). 인위적인 2010년의 반응성 질소의 생성은 자연적인 육상생태계의 생성율 보다 적어도 두 배 이상 크다(중간적 동의). N_2O의 경우, 국내 관측자료도 비슷한 크기의 범위를 보인다.

미래 예측: 기후변화는 증가하는 대기 중 CO_2에 의해 야기된 전지구 육상/해양생태계의 탄소 흡원을 부분적으로 상쇄시킬 것이다(견고한 동의). 영양소의 부족이 증가하는 대기 중 CO_2가 미래 육상탄소 흡원에 미치는 효과를 제한할 것이다(견고한 동의). 습지생태계로부터의 메탄 방출은 증가하는 CO_2와 따뜻한 기후로 인해 더 증가할 것이다(중간적 동의). 토양으로부터의 N_2O 방출은 늘어나는 부양/식량 및 농업의 질소비료 의존도 때문에 증가할 것이다(중간적 동의). 국내 연구 결과도 이를 뒷받침한다.

인위적인 방출의 비가역적 장기적 영향: 육상 및 해양의 물리적, 생지화학적 탄소순환은 21세기 동안 야기될 대기 중 CO_2의 증가와 기후변화에 반응을 계속할 것이다(견고한 동의). 기후변화와 CO_2 증가에 따른 자연적 탄소 저장소의 반응의 크기와 방향은 시간규모의 차이에 따라 크게 달라진다. 자연적 과정에 의해서 대기로부터 인위적으로 방출된 CO_2를 제거하려면 수십만 년이 걸릴 것이다(견고한 동의). 이와 관련하여, 국내 산림생태계가 인위적인 CO_2 방출의 약 3% 정도를 흡수하는 것으로 추정, 보고되었다.

지구공학(Geoengineering) 방법과 탄소순환: 대기 중 CO_2를 대규모로 제거하는 비재래식 방법인 이산화탄소 제거(carbon dioxide removal, CDR) 방법은 이론적으로는 대기 중 CO_2 농도를 감소시킬 수 있으나, 생지화학적/기술적 한계와 부작용으로 인해 신뢰도가 낮다. 또한 CDR에 의한 CO_2 제거가 육상 및 해양생태계로부터의 CO_2 방출로 인해 부분적으로 상쇄될 것이다(견고한 동의).

1.4.5. 구름과 에어로졸

국내외 연구진이 수행한 한반도와 그 주변에 대한 구름과 에어로졸 연구에 대해 에어로졸 측정 연구, 수치모델을 이용한 구름과 에어로졸 연구 등을 요약하였다.

구름 관측은 항공기를 이용한 직접관측과 레이더, 라디오미터 등을 이용한 원격탐사로 이루어진다. 국내에 기상 관측·연구용 항공기는 아

직 도입되지 않았고, 구름 관측 레이더는 도입된 지 얼마 되지 않아 구름 관측 연구는 아직 미미한 실정이다. 해남 위험기상 집중관측센터에 설치된 마이크로파 라디오미터를 통해 가강수량과 연직 누적 구름수함량의 분포 특성을 파악하여 이로부터 운량을 관측할 수 있는 가능성이 제시되었다.

안개는 최근 몇몇 학자들에 의해 연구된 것으로 1961~2010년 동안 한반도의 안개 발생 및 지속시간의 변화를 분석하여 제시하였고 한반도 서해안에서 해무가 발생하는 기상조건에 대해 분석하였다.

수치 모델을 이용해 기후변화에 미치는 구름의 역할을 모의하기 위해 Weather Research and Forecast(WRF) 모델의 새로운 미세물리방안인 Double-Moment 6-class(WDM6)를 개발하여 중규모 모델에서 구름을 좀 더 실제와 가깝게 모의할 수 있도록 하였다. 또한 상세 미세물리(spectral bin microphysics) 모델인 Takahashi 구름모델에서의 싸락눈과 우박의 수적과의 충돌효율(collision efficiency) 값을 개선하여 얼음입자를 포함하는 찬 구름의 발달과정을 좀 더 현실적으로 모사할 수 있도록 하였다. 수치모델을 이용한 안개발생에 대한 연구로 3차원 모델인 WRF 모델에 1차원 모델인 PArameterized FOG(PAFOG) 모델을 결합하여 한반도 서해안의 안개 발생과정에 대해 분석하였다.

에어로졸의 크기는 약 수백 나노미터부터 수십 마이크로미터에 이르기까지 그 범위가 넓으며, 불규칙한 친수성, 광학적 특성, 다른 종류의 에어로졸과 혼합 등의 복잡한 과정을 거치기 때문에 그 특성을 파악하기가 어렵다. 에어로졸은 크게 화석연료 연소나 생체소각(biomass burning) 등에 의하여 발생되는 인류기원 에어로졸과 화산, 해염입자, 황사처럼 인간의 개입 없이 발생하는 자연기원 에어로졸로 나눌 수 있다. 에어로졸의 종류는 황산염, 질산염, 검댕, 유기에어로졸, 갈색탄소, 황사, 해염입자 등이 있고 이들은 대기 중에 직접 배출되거나 또는 대기 중에서 화학적 결합에 의하여 만들어지기도 한다. 1주일 내외의 짧은 에어로졸의 잔류시간으로 인하여 에어로졸의 시공간적 분포는 오염배출원을 중심으로 매우 크다. 대기 중의 에어로졸은 강수를 동반한 습식침착이나 중력, 지면과의 상호작용 등에 의해서 제거되는 건식침착 등으로 대기 중에서 제거된다.

에어로졸 수농도는 고산기후관측소에서 세 차례 측정된 값과, 백령도집중관측소에서 측정된 값이 각각 4,697±1,823cm^{-3}, 4,217±1,514cm^{-3}, 3,890±1,808cm^{-3}, 5,117±1,880cm^{-3}로 나타났다.

선포토미터 및 라이다 등의 지상원격탐사를 이용한 에어로졸 관측은 세계적인 관측프로그램의 일환으로 수행된 것을 비롯해 높은 수준의 연구 결과를 보였다. Geostationary Ocean Color Imager(GOCI)의 에어로졸 광학 두께 값을 확인하는 차원에서 고산 선포토미터의 에어로졸 광학 두께 값과 비교해 본 결과 0.99의 상관관계를 가진다는 보고가 있다.

활발한 경제활동과 높은 인구 및 자동차 밀도 등으로 인하여 한반도 내에서 많은 양의 에어로졸 및 오염물질들이 배출된다. 또한 많은 양의 에어로졸이 중국 등에서 장거리 수송되기 때문에 한반도의 에어로졸 분포를 재현하기 위해 장거리 수송, 기상, 화재 등 여러 변수와 관련된 에어로졸에 대한 연구가 수행되어 왔다.

황사는 한반도의 기후에 영향을 많이 미치는 중요한 에어로졸 성분이다. 최근에 황사를 대상으로 한 모델 연구가 많이 수행되었는데 전구규모 모델, 지역규모 모델, 라그랑지안 모델 등 여러 종류의 모델들이 황사를 재현할 수 있음을 보였다. 최근에는 ADAM2 모델을 이용하여 모의한 중국에서 발생한 황사현상을 관측값과 비교하여 그 통계결과를 보고하였다. 한반도에서 확률적 재현도는 79%, 예상 적중률은 83%, 거짓 경보율은 27%로 나타났다.

관측기술의 지속적인 진보에 의해 구름과 에어로졸의 상호작용에 대한 이해도가 증가하고 있다. 위성원격 관측 및 항공 관측자료를 이용한 에어로졸-구름 상호작용 연구에서는 에어로졸 증가에 따른 운량의 증가가 발생하고 대기하층 안정도, 구름 내 빙정함량, 구름의 형태, 구름방울 수농도 등 여러 조건에 따라 다양한 결과를 보인다. 수치모델을 이용한 에어로졸-구름-강수 상호작용 연구 논문에서는 에어로졸의 증가에 의해 야기되는 구름발달과 강수의 변화를 조사하였는데, 약한 대류를 일으키는 구름에서는 에어로졸의 증가가 강수의 감소를 가져오는 반면, 강한 대류를 일으켜 빙정과정이 활발한

구름에서는 강수의 증대를 가져온다는 결과를 거의 공통적으로 보여줬으며, 이는 IPCC 5차 평가보고서에 기여한 다른 여러 연구 결과와도 일관성을 갖는다.

1994년부터 2007년까지 고산 지역의 연간 총 에어로졸 복사강제력은 -4.48~+0.53Wm^{-2}으로 나타났으며 황산이온 농도의 감소 및 원소 탄소(Elemental Carbon) 농도의 증가로 인해 에어로졸 복사강제력이 증가하는 추세가 나타났다. 7년간 선포토미터와 라이다의 관측을 통해 고산의 에어로졸 광학두께와 복사강제력을 비교 분석하였다. 맑은 날의 연평균 복사강제력(복사강제효율성)은 지표에서 -27.55±9.21Wm^{-2} (-91.95±11.12Wm^{-2}/τ), 대기 상부에서 -15.79 ±4.44Wm^{-2}(-53.76±6.70Wm^{-2}/τ)로 관측되어, 총 대기흡수가 11.76±5.82Wm^{-2} 임을 밝혔다. 검댕으로 인한 대기강제력은 총 에어로졸로 인한 대기 온난화보다 88% 더 기여한다고 보고되었다.

에어로졸에 의해 산란된 태양복사에너지는 주로 우주로 되돌아가기 때문에 지구 대기 상단에서는 음의 값의 복사강제력을 가진다. 하지만 태양복사를 흡수하는 검댕과 황사 같은 에어로졸에 의해 대기층 복사강제는 양의 값을 가지기도 한다. 이 보고서에 인용된 연구들도 이와 일관성이 있는 결과를 보고하고 있으나, 큰 편차와 불확실성은 여전히 존재한다.

비록 연구대상 설정, 사용모델, 기간 등 연구방식의 차이는 있지만, 여러 연구가 아시아 지역에 초점을 맞춘 종합적인 에어로졸의 직접, 준직접, 또는 간접효과 연구결과를 보고하였다. 본 보고서에서 분석된 여러 연구들은 복잡한 에어로졸-구름-기후의 관계를 잘 보여 준다. 지난 수년간 모델을 이용하여 황사의 복사강제력에 대한 여러 연구가 수행되었다. 황사는 경우마다 강도, 지속기간, 공간적 분포, 화학적 성분 등 그 물리화학적 특성이 크게 다르기 때문에 여전히 큰 불확실성이 존재한다.

전지구적 기후예측에 있어서 에어로졸 간접효과가 갖는 중요성이 부각된 이후로 에어로졸-구름-강수 상호작용에 대한 연구가 비약적으로 증가하고 있다. 최근에는 에어로졸이 강수에 미치는 영향에 있어서 다량의 에어로졸에 의해 크기가 감소한 구름방울의 충돌병합 효율 감소에 따른 강수 감소 현상이 다양한 관측을 통해 확인되고 있지만 상반되는 관측결과 및 해석을 내놓는 연구들도 있다. 국내에서는 한반도를 포함한 동북아시아 지역에서 에어로졸-구름-강수 상호작용 이해를 위하여 관측적인 접근의 문제점과 제한, 연구의 한계와 최선의 연구접근 방법, 그리고 대기 안정도, 습윤조건, 구름단열도 등의 구름주변의 환경에 따라 에어로졸-구름-강수 상호작용 메커니즘 관측 및 해석 등에 대해 방법론적인 고찰을 수행한 바 있다.

제주 고산이나 안면도에서 측정한 에어로졸 산란계수와 흡수계수, 수농도는 비슷한 오염 수준을 가진 아시아 다른 지역의 값과 유사한 수준이지만 세계의 다른 청정지역의 값과 비교하면 매우 높은데 이러한 결과는 매우 합당하다고 할 수 있으므로 신뢰도는 견고한 동의에 해당한다. 지상원격탐사를 이용한 에어로졸 관측은 세계적인 관측프로그램의 일환으로 수행된 것을 비롯해 높은 수준의 연구 결과를 보이고 있어 견고한 동의의 신뢰도를 갖는다고 할 수 있다. 수치모델을 이용한 한반도 에어로졸의 배출원 산정이나 황사 재현 실험의 결과는 비교할 연구가 많지 않아 제한적 동의의 신뢰도를 갖는다. 에어로졸 분포의 국지성을 감안할 때 제주 지역의 복사강제력 산정 결과는 매우 큰 의미를 갖는데 관련 연구 논문이 많지 않으므로 중간적 동의의 신뢰도를 갖는다.

이에 비해 구름 관측 연구는 매우 적어 결과에 대해 신뢰도를 논하는 것조차 부적절하다고 할 수 있다. 그러나 여러 편의 수치모델을 이용한 에어로졸-구름-강수 상호작용 연구 논문에서는 에어로졸의 증가에 의해 야기되는 구름발달과 강수의 변화를 조사하였는데, 약한 대류를 일으키는 구름에서는 에어로졸의 증가가 강수의 감소를 가져오는 반면, 강한 대류를 일으켜 빙정과정이 활발한 구름에서는 강수의 증대를 가져온다는 결과를 거의 공통적으로 보여줬으며, 이는 IPCC(2013)에 기여한 다른 여러 연구 결과와도 일관성을 갖는 것이다. 이런 의미에서 견고한 동의의 신뢰도를 갖는다고 할 수 있다.

1.4.6. 인위적 및 자연적 복사강제력

인간의 활동과 자연적인 원인에 의한 대기 성분의 변화는 에너지 균형을 변화시키고 기후 피드백을 유발하여 결과적으로 지구의 기후변화를 유도하는 동력원이다. 복사강제력(RF)은 외부적으로 추가된 온실가스 등에 의해 발생하는 에너지 균형의 변화를 정량화하기 위하여 사용되며, 양의 RF는 온난화를, 음의 RF는 냉각화를 의미한다. 이 절에서는 한반도를 중심으로 한 동아시아 지역의 각 성분에 의한 복사강제력을 인위적 요인과 자연적 요인으로 나누어 간략히 요약하였다. 아울러 연구 자료의 한계로 한반도 및 동아시아의 복사강제력의 불확실성은 제시하기가 어렵다고 판단되어 전지구에 대비하여 정성적으로 나타내었다.

오존은 화학과 복사가 동시에 활성을 띄는 물질로 주요한 단기-기후 강제자이다. 한반도에서의 오존농도는 전구물질의 배출량의 증가와 중국의 영향 외에 기후변화에 따른 영향을 동시에 받는다. 우리나라의 오존 농도의 연변화는 오존의 최저농도가 겨울철(11~2월)에, 최고농도는 봄철(3~6월)에 나타나며, 여름철(7~8월)에는 잦은 강수로 인한 전구물질과 일사량의 감소로 낮은 농도를 보이다 일사가 다시 강해지는 가을철(9~10월)에 농도가 증가하는 쌍봉형 분포를 보였다. 평균적인 오존의 공간분포는 NO_2의 공간분포와 반대 양상을 나타내며, 오염원이 밀집된 수도권 및 대도시에서 낮고 상대적으로 청정하며 해륙풍의 영향을 많이 받는 해안도시에서 높은 경향을 보였다. 모델 연구를 통해 과거 20년간의 동아시아지역 봄철 오존농도 증가의 30%가 기상요소의 변동성에 의해 설명될 수 있음이 보고되었다(제한적 동의). 국내 환경부 및 기상청 자료를 이용한 연구에 따르면 기상요소에 의한 오존농도의 변동은 주로 일사량과 기온에 의해 영향을 받는 것으로 나타났으며 주로 수도권 및 내륙지역에서 일사량과 기온 영향이 높게 나타났다. 고농도 오존이 관측되는 5~10월, 수도권지역에서 '오존의 8시간 평균농도가 대기환경기준인 60ppbv를 초과할 확률'은 일 최고기온이 4° 상승할 때 마다 두 배씩 증가하고 있었다(중간적 동의). 따라서, 미래 한반도 기온의 증가는 향후 한국의 대기질에도 지속적인 영향을 미칠 것으로 예상된다. 한반도의 이산화탄소, 메탄, 아산화질소 등의 온실가스량은 전지구 평균 온실가스량에 비해 비교적 높게 나타나고 있기 때문에 이로 인한 복사강제력도 전지구의 복사강제력과 유사하거나 다소 높게 나타날 것으로 추정되었다.

한반도 및 동아시아 지역의 온실가스에 의한 복사강제력 산출 연구가 부족하나, 한반도의 이산화탄소, 메탄, 아산화질소 등의 온실가스량(395.7ppm, 1,929ppb, 324.7ppb)은 전지구 평균 온실가스량(390.5ppm, 1,803ppb, 324.2ppb)에 비해 비교적 높게 나타나고 있어, 이에 복사강제력도 유사하거나 다소 높게 나타날 것으로 추정되었다. 한반도 오존전량은 지역에 따른 차이가 나타났다. 서울지역 상공의 오존전량은 1990년대 평균인 323DU에서 2000년대(2001~2010년)의 328DU로 5DU가 증가하였으며, 포항상공의 오존전량은 1990년대의 309.7DU에서 2000년대는 316.0DU로 증가하였다. 비록 지역적인 차이는 있으나 한반도 상공의 오존전량은 꾸준히 증가하는 경향을 뚜렷하게 나타내었다. 한반도의 대류권 오존 증가도 주어진 기상조건 하에서 중국으로부터 장거리 수송에 의해 최대 25% 기여할 수 있음을 보여주었다. 이러한 수송에 의한 대류권 오존 변화에 따른 복사강제력 변화는 34~48Wm^{-2} DU^{-1}로 나타났다. 시공간적인 변화가 커서 비교적 많은 연구결과가 있는 한반도를 포함하는 동아시아 에어로졸 복사강제력의 가장 근접한 추정치는 -1.3Wm^{-2}로 볼 수 있으며 전지구 평균 복사강제력 -0.35Wm^{-2}에 비해 매우 크게 나타나며, 계산을 위한 모델 입력 자료에 따라서 매우 큰 불확실성 범위 -1.1~-2.3Wm^{-2}를 가진다. 동아시아 지역의 BC에 의한 복사강제력은 +2.1(1.2~2.3)Wm^{-2}로 이산화탄소에 의한 전지구 복사강제력(1.82Wm^{-2})에 상응하는 값으로 추정되었다(제한적 동의).

기후변화를 야기하는 자연적 요인들 중 대표적인 것으로 태양활동의 변화와 화산활동에 의한 것을 들 수 있다. 1750년부터 2011년까지 태양복사량의 총량(TSI) 변화에 기인한 복사강제력에 대한 최선의 추정치는 0.05Wm^{-2}이다(중간적 동의). TSI 복사강제력 변화가 향후 수십년 동안의 온실가스로 인한 복사강제력 증가 전망치에 비해서는 훨씬 낮을 것이란 사실에 대한 신뢰도는 매우 높은 편이다. 지난 30년 동안자

외선의 변화는 태양활동의 TSI 변화의 약 30%를 설명 할 수 있는 것으로 알려져 왔으나 최근 연구 결과에 따르면 TSI 변화에 대한 400nm 이하의 자외선 영역의 변동성에 의한 기여가 30~90%에 이를 수 있고, 약 60% 정도가 될 것이라는 연구결과가 있어 향후 이에 대한 후속의 연구결과를 주목할 필요가 있다.

화산폭발에 의한 복사강제력은 그 과학적 이해도가 높은 편이며, 분출 후 2년 동안 영향을 줄 수 있다. 2008~2011년 동안에 발생한 소규모 화산폭발에 의한 복사강제력은 -0.11[-0.15~-0.08]Wm^{-2} 로 추정되지만(중간적 동의), 산업화 기간 동안을 비교해 보면 인위적 복사강제력에 비해서 무시할 수 있을 정도로 작다. 자연적 복사강제력을 구성하는 대표적 두 가지 요소인 태양복사에 의한 복사강제력과 화산활동에 의한 복사강제력을 위성관측을 기반으로 추정한 결과, 1980년부터 2011년까지의 인위적 복사강제력 증가(1.0Wm^{-2}, 범위는 0.7~1.3Wm^{-2} 정도임)에 비하여 자연적 복사강제력은 거의 0에 가까운 변화(범위는 -0.1~+0.1Wm^{-2})를 보였다. 최근 15년 동안의 자연적 복사강제력 크기는 인위적 복사강제력 크기의 최소한 30% 정도를 차지한 것으로 밝혀졌다.

현재 한반도 또는 동아시아 영역에 대해서 복사강제력의 신뢰수준을 논의하기는 매우 이르다. 그 이유는 아직까지는 지역규모의 연구 결과가 충분히 도출되지 않았기 때문이다. 따라서 여기서는 전지구 규모에 대하여 IPCC 5차 평가보고서에서 제시한 결과에 기초하여 신뢰수준을 제시하였으며, 한반도를 포함한 동아시아에 대한 결과는 전지구에 대비하여 정성적으로 평가하고자 하였다.

메트릭스는 각각의 다른 물질의 배출이 기후변화에 기여하는 바를 정량화하기 위해 사용된다. 국내에서는 2010년 1월 1일부터 개발사업에 대한 사전환경성검토 및 환경영향평가 시 온실가스 항목에 대한 평가를 실시하고 있으며, 온실가스 환경영향평가 시 배출량 메트릭스인 지구온난화지수(Global Warming Potential, GWP)가 직접 사용된다.

메트릭스를 실행하고 평가하는 데 있어, 메트릭스 값들의 변화에 대한 두 개의 주요 근원을 구분하는 것은 중요하다. 입력 정보의 과학적인 선택들이 이루어져야 하는 반면에, 또한 메트릭스 수치 값의 판단과 정책적 사용을 포함하는 선택들이 있다. 몇몇의 메트릭스에 대하여 이러한 선택들은 언제나 정확하고 투명하지는 않다. 따라서 광범위한 과학적 노력이 투입되어 개선되어야하는 입력 매개변수에 근거한 특정 메트릭스를 사용하도록 하는 선택보다는 메트릭스 종류와 시간규모에 대한 적당한 선택이 정책적 판단 시 더 큰 효과를 보여줄 것이다. 특정한 한 가지 예를 들면, 이러한 선택의 결과로 감지되는 배출의 기후영향과 전력 사용량의 관계를 정책적으로 판단하는 데 있어 즉각적인 효과를 거두거나 영향을 미칠 수 있다.

선택된 주요 물질들의 인간활동에 의한 전지구 배출총량에 의하여 추정된 메트릭스로 나타낸 기후 영향에서는 시간 수평선은 예시로써 선택되었고, 이러한 물질들이 기준 기체의 영향에 비교하여 상대적으로 어느 정도의 영향을 줄 것인지 매개변수의 함수(GWP에서 적분된 RF나 GTP의 종점 온도)로써 판단할 수 있다. 예를 들면, CH_4의 경우에는 10년의 시간규모에 대하여 GWP나 GTP의 값이 CO_2에 필적하거나 능가하지만, 시간규모가 커짐에 따라 그 기후영향이 작음을 확인할 수 있다. 이는 대기 중 잔류시간(수명)이 짧기 때문이다. WMGHGs의 배출량은 배출부문에 따라 크게 변하는 반면에, 이 기체들의 기후 영향들은 배출부문에는 크게 의존하지 않는다. 기후 영향의 측면에서 화학적으로 활동적이고 단수명인 물질들의 경우에는 이러한 배출부문에 의존하게 되어 배출되는 위치(위도)에 따라 기후 영향이 달라지게 된다.

IPCC 4차 평가보고서에 비해 5차 평가보고서에서 7 forcing agents(성층권 수증기, 에어로졸-복사 상호작용 및 빠른 조절작용, 지면피복, 비행운, 태양 복사조도, 화산 에어로졸)에 대한 신뢰수준이 개선된 증거와 과학적 이해에 기인하여 매우 높음으로 높아졌다. 하지만 한반도 및 동아시아에 대한 복사강제력의 불확실성은 전지구에 비해 적어도 한 단계 정도 낮을 것으로 판단된다. 다만 비교적 혼합이 잘되는 온실가스의 경우는 전지구와 유사하거나 한 단계 더 낮은 불확실성을 가질 것으로 보이며, 에어로졸 직접 복사강제력의 경우는 한 단계 정도, 에어로졸 간접 복사강제력의 경우는 두 단계 정도 낮을 것으로 보였다.

1.4.7. 기후모델 평가

기후모델은 과거 및 현재의 기후를 재현하고 미래의 기후를 예측하기 위한 도구로써 지구 대기, 해양, 지면 및 빙권에 대해 운동방정식, 열역학방정식, 질량 및 수분 보존 방정식을 수치적으로 계산하며 이를 통해 기후를 재현 또는 예측해 낸다. 기후모델 결과를 사용하여 미래변화를 평가하기 위해서는 현재 기후모델의 한계와 성능의 수준을 파악하는 것이 중요하며, 또한 이를 개선하기 위한 방안들에 대해서도 고려해 보아야 한다. 이 절에서는 IPCC 5차 평가보고서에 사용된 기후모델들과 이를 이용하여 한반도를 중심으로 한 동아시아 지역에서의 모델 연구 결과들을 정리하였다.

최근 선진국에서는 국공립 연구기관을 중심으로 10개국의 20여개에 이르는 대기-해양 결합모델(Atmosphere-Ocean General Circulation Models, AOGCMs)을 개발해왔고 대기 중 에어로졸, 탄소순환, 대기 중 화학 과정들을 포함하는 지구 시스템 모델(Earth System Models, ESMs)이 개발되고 있다. IPCC 5차 평가보고서는 이러한 결합모델간의 비교 프로젝트(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5)에 참여한 기후모델들이 포함되었으며 이들은 CMIP3에 참여한 모델들에 비해 대기와 해양 파트의 해상도가 증가되었다. CMIP3에서는 영국과 일본 모델시스템들이 에어로졸 과정을 포함하고 프랑스 모델에서만 화학과정이 포함되어있었던 반면, CMIP5에서는 거의 대부분의 모델시스템들이 에어로졸 파트를 포함하고 있으며 화학과정도 11개 모델에 장착되어 있다. 국내에서는 HadGEM2-AO 모델을 이용한 해양-대기 접합모델 시스템이 CMIP5에 참여하였다. 기상청/국립기상연구소에서 주도하여 운영된 이 모델은 대기 부분이 HadGEM2로 구성되어 있으며 경도 방향으로 1.875˚, 위도방향으로 1.25˚의 수평 해상도를 가진다(N96). 연직 방향으로는 60개 층을 가지며 최상층 고도는 84,132.439m이다. 대기와 상호작용을 가지는 에어로졸 계산 부분이 포함되어 있으며 해양모델 부분은 대기 모델 부분과 같은 수평 해상도를 가진다. 상세한 지역적 기후 정보를 얻기 위해 차수내림(downscaling)을 사용한 지역기후모델을 운영하고 있다. 한반도 지역을 중심으로 한 동아시아 지역에서의 지역기후모델 차수내림은 기상청/국립기상연구소에서 수행된 HadGEM2-AO 모델의 현재 기후 모의 결과 및 RCP 시나리오에 따라 얻은 미래 기후 자료를 이용하여 진행되어 왔다. 지역기후모델의 영역으로는 COordinate Regional climate Downscaling EXperiment(CORDEX)의 동아시아지역이 채택되었고 50km 해상도를 가지며 한반도를 포함, 서쪽으로는 인도양을 포함한 인도 몬순지역까지 확장되어 있다. 한반도 중심의 상세한 지역기후정보를 얻기 위해 한반도 주변 지역을 중심으로 12.5km의 해상도를 가지는 영역에 대하여 차수내림이 진행되었다. 여기에는 CORDEX에 참여한 모델들이 역시 사용되었다.

IPCC 5차 평가보고서에 사용된 CMIP5 모델들은 CMIP3 모델들에 비하여 대기 및 해양 모델 해상도가 증가하였고 다양한 화학 과정 및 에어로졸 과정이 포함되었다. 전지구 기후모델의 성능을 평가하기 위하여 동아시아 몬순 시스템 및 엘니뇨 남방 진동(El Nino Southern Oscillation, ENSO)의 모의 수준을 파악해 보았다. 전반적으로 이전 CMIP3 결과에 비교해 볼 때 CMIP5 모델의 결과가 극적으로 개선되지는 않았다는 점은 몇몇 연구에서 공통적으로 나타났다. 하지만, ENSO의 경우 모델들 간의 ENSO 진폭의 차이, 바람 응력 모의 등이 개선되었으며 동아시아 여름 몬순의 경우 20세기 현재 기후에 대하여 CMIP5에서의 강수 결과가 CMIP3에 비해 관측과의 높은 공간 상관도를 보였다. 아시아 몬순의 경우도 CMIP5 결과를 이용하여 미래 기후변화를 연구할 수 있는 신뢰성을 제시하였다. 국립기상연구소는 IPCC 5차 평가보고서 대응을 위한 전지구 기후변화보고서를 발간하여 RCP 2.6/4.5/6.0/8.5에 따른 기후변화 전망을 제시하였다.

국립기상연구소에서 수행한 HadGEM2-AO 결과와 IPCC 5차 평가보고서에 참여한 모델의 성능평가 결과, 전반적으로 HadGEM2-AO이 다른 CMIP5 모델 중에서 우수한 성능을 보이는 모델군에 포함됨을 확인 할 수 있다. GRIMs-RMP 모델은 European Centre Hamburg Version 5로부터 얻은 A1B 시나리오 모의 결과를 경계 자료로 사용하여 CORDEX 동아시아 영역에 대하여 수행되고 검증되었다. 현재 기후는 1980년

에서 2000년까지 21년 동안 수행되었는데 여름철 몬순 밴드 및 겨울철 몬순은 관측에 비해 다소 강하지만 패턴은 잘 모의하였다. 미래 기후 시나리오를 지역기후모델로 차수내림하는 연구는 한반도 지역에서도 이루어져 왔다. 경계자료로는 전지구 결합 모델인 HadGEM2-AO이 사용되었으며 지역기후모델은 GRIMs-RMP, RegCM4, SNURCM, WRF 모델이 사용되었다. 각 모델의 특성과 성능의 차이는 다르지만 대체로 현재 기후에 대한 우수한 모의 성능을 보였다. 이를 바탕으로 모의된 미래 기후 정보에 대한 신뢰성을 판단할 수 있었다. 한반도를 대상으로 한 차수내림은 50km의 CORDEX-동아시아 영역과 12.5km의 한반도 영역에 대하여 이루어졌다.

남한 지역에 대해 여름철 집중호우 발생 일수 및 영역 평균된 강수의 확률분포를 구해본 결과, 40㎜/일 이상의 강한 강수에 대해서는 RMP가 관측에 유사한 결과를 보였으며 HadGEM2는 이 정도의 강한 강수를 모의하지 못하였다. 이러한 결과를 통해 강한 강수의 극한 모의에 있어서 지역기후모델을 이용한 차수내림이 장점을 가짐을 확인할 수 있었다. RCP 4.5와 8.5 결과를 통한 미래 기후에서의 극한 모의 결과도 분석되었다. 각각의 시나리오에 대해서 열파의 발생빈도는 각 110%와 131% 증가함을 보였다. 강한 강도의 강수에 대해서는 현재 기후에 비해 RCP 8.5 시나리오에서 24% 높은 빈도와 31.5% 증가된 연내 변동성을 보였다. 반면, RCP 4.5 시나리오에서는 강한 강수의 발생 빈도가 24.8% 감소하였는데 강수의 총량은 현재 기후와 유사한 값을 보였다. RegCM4에서 모의된 RCP 4.5와 8.5 시나리오의 CORDEX 동아시아 영역 차수내림 결과는 현재 기후에 비해 더 온난하고 습한 동아시아 기후를 나타내었다. 남한 지역에 있어서 RCP 4.5와 8.5에서 각각 44%와 24% 증가한 강수량을 모의하였다. 다른 지역은 5~15% 정도의 증가율을 보였다. 남한 지역에서의 큰 변화 값은 상대적으로 작은 분석 영역에서 기인한 것으로 보였다.

1.4.8. 기후변화의 탐지와 원인규명

한반도를 포함한 동아시아의 과거 기후변화를 장기추세 및 경년변동성 그리고 계절안변동성의 변화에 대하여 평가하였다. 장기추세의 경우 온실가스 증가로 인한 전지구 온난화의 영향이 한반도 및 동아시아 기후에 미치는 영향을 조사하였으며 경년/수십 년 변동성은 몬순시스템, 태풍, 엘니뇨, 북극진동, 그리고 계절안변동성의 영향이 한반도에 미치는 영향을 평가하였다.

최근 기후변화 탐지 및 원인규명 연구는 더 작은 공간규모(지역적 또는 국지적 변화) 그리고 극한현상의 변화에 대한 분석 쪽으로 활발하게 진행이 되어 왔다. 분석방법은 선형회귀를 바탕으로 한 지문법과 각 격자점에서 장기추세를 비교하는 방식이 주로 이용되었으며 모든 경우에서 내부변동성의 정확한 추정이 매우 중요한 요인으로 평가되었다. 동아시아 지역에 대한 탐지 및 원인규명 연구는 매우 드물게 진행이 되었다. 최근 극한기온 증가에 대한 탐지 연구가 실시되어 온실가스 증가에 따른 인간의 영향을 탐지한 결과들이 보고되었으나 한반도를 포함한 동아시아 지역의 강수 변화 및 극한강수에 대한 원인규명 분석은 거의 이루어지지 않았다. 대량 앙상블 모의실험을 수행하고 결과를 확률적으로 비교하는 극한현상의 원인규명 연구가 현재 활발히 진행되고 있으며, 이를 동아시아 지역에 대해 적용한 연구가 요구된다.

지난 50년간 동아시아 지역의 연최고 일최저기온(TNx)의 변화를 HadEX2 관측과 8개 CMIP5 모델자료와 비교한 결과, 온실가스 증가를 포함한 모델결과(ALL, GHG)는 관측(OBS)과 유사한 증가추세를 보여주고 있으나 온실가스를 제외한 자연강제력 실험(NAT)은 관측을 재현하지 못함을 알 수 있다. 따라서 한반도 연평균기온은 80년대 이후로 뚜렷하게 증가하였는데 아시아 및 동아시아 지역의 온난화를 일으킨 온실가스 증가가 한반도의 온난화에도 상당한 영향을 미친 것으로 평가되었다(견고한 동의).

베이지안 변화시점 추정법을 이용한 우리나라의 연평균기온, 연평균최고기온, 연평균최저기온의 변화 시점은 모두 1980년대 후반에 나타났다. 계절 중에는 겨울철 평균기온 상승률(0.5℃/10년)이 가장 큰 것으로 밝혀졌는데 우리나라의 겨울철 기온의 변화 시점은 1980년대 중반을 전후로 탐지되었다. 이 시기 이후 우리나라뿐만 아니라 동아시아 지역에서 겨울철 평

균기온의 온난화 경향이 뚜렷하게 나타났다. 이는 북반구 대기순환 지수 중 북극진동(AO)은 우리나라와 중국의 겨울철 기온 변화와 관련한 주요 인자로 밝혀졌으며, 겨울철뿐만 아니라 봄철과 여름철에도 영향을 미친다. 이러한 북극진동의 경향성은 동아시아의 20세기 후반기 동안의 온난화 추세에 부분적으로 기여한 것으로 판단되었다.

연강수량은 수도권과 강원도에서 크게 증가하였고, 계절 중 여름철 강수량(55.2㎜/10년)이 유의한 증가 경향을 보였는데 이는 여름철 호우의 빈도 및 강도의 증가가 크게 기여한 것으로 조사되었다. 여름철 강수량은 90년대를 기점으로 변화시점이 발생하였고, 이는 장마기간 보다는 8월 강수량의 변화가 큰 기여를 하였는데, 90년대 이후 북서태평양 고기압 세력이 서쪽으로 확장한 것이 원인 중의 하나임이 분석되었다(중간적 동의). 한파는 북극진동지수와 관련성이 크며 1980년대 후반을 기점으로 크게 감소하였다가 최근 10년간 빈도가 증가하였으며, 호우는 90년대 후반에 증가하는 변화점이 뚜렷했고 우리나라 연강수량 증가에 크게 기여하였다(중간적 동의).

한반도 장마를 포함하는 동아시아 몬순 강수량은 매년 큰 폭으로 변동한다. 이는 종관규모 요란 및 30~80일 간격의 계절내 진동에서부터 경년 변동 및 수십 년 주기의 장주기 변동까지 여러 가지 변동 성분이 복합적으로 영향을 준 결과다. 최근의 연구에 따르면, 동아시아 몬순의 경년 변동은 필리핀해의 대류활동을 포함하는 북서태평양 몬순, 북대서양 진동, 인도양 해수면온도 변화, 중앙태평양 엘니뇨, 유라시아 눈덮임 등에 영향을 받는 것으로 밝혀졌다(제한적 동의). 또한 몬순의 장기 변동은 태평양 수십 년 주기 변동(PDO)과 1994년을 기점으로 서태평양 해수면온도가 상승한 현상에 의해 주요하게 영향을 받는 것으로 알려져 있다. 그 결과 최근 한반도 장마 강수량의 최대값이 나타나는 시기가 예년에 비해 1주일 정도 빨라지고, 총 강수량 역시 증가 추세에 있는 것으로 보고되고 있다(제한적 동의). 이번 보고서에서는 지난 2010년도 보고서에서 다루어지지 않았던 동아시아 몬순의 수십 년 주기 변동이 1994년 근처에서 발생하였음을 보였으며 동아시아 몬순과 북서태평양 몬순과의 음의 상관성이 괄목할 정도로 증가함을 보였다. 또한 한반도 여름철 강수는 1998년을 기점으로 뚜렷한 증가가 있음을 보고하고 있으며 최근의 한반도 장마 강수의 최대치가 나타나는 시기가 앞당겨지고 있음에 주목하고 있다.

선행연구들에 따르면 열대성 저기압의 발생지역과 이동경로는 열대 해수면온도의 공간적 변화경향에 따른 열역학적 변화와 함께, 태평양 워커순환 강도의 감소와 같은 역학적 변화에 민감하게 변화하는 것으로 제시하고 있다. 한편, 대기환경 및 에어로졸이 미치는 인도양 및 대서양에서의 열대성 저기압의 변동에 대한 연구는 아직까지 북서태평양에서 이루어지지는 않았다. 남아시아에서의 검댕과 에어로졸의 인위적 배출량 증가로 인하여, 북인도양에서의 해수면온도 경도가 감소하고, 연직 바람쉬어가 감소할 수 있음이 제시된 바 있고, 바람쉬어의 감소에 따라 아라비아해의 강한 열대성 저기압의 발생빈도가 증가할 수 있음이 제시되었다.

열대성 저기압의 발생 및 이동은 대기-해양의 기후변동 모드와 밀접한 영향을 가지는 것으로 나타났으며, ENSO 및 PJ 원격상관패턴 등의 변화에 따라 북서태평양에서는 발생 지역 및 주 이동경로의 변화, 최대 강도 등이 영향을 받는 것으로 나타났다. 최신 연구들은 한반도에 영향을 미치는 열대성 저기압의 강도가 증가하는 것으로 제시하고 있으며, 특히 1970년대 후반 이후 증가경향이 나타나고 있다(제한적 동의). 그러나, 이러한 결과가 열대성 저기압의 내재적인 변동성에 따른 수십 년 주기의 변동 때문인지, 아니면 인위적으로 유발되는 기후변화 때문인지는 확실하지 않으며, 장기간의 변화 추세 또한 통계적으로 유의하지 않다.

엘니뇨는 열대 태평양의 현상이지만, 한반도 기후와 밀접한 연관을 가지고 있다. 1990년대 이후 중태평양의 해수면온도가 동태평양의 해수면온도보다 높은 엘니뇨가 빈번하게 발생하면서 두 가지 형태의 엘니뇨의 존재가 보고되고 있는데 이들 엘니뇨는 계절별로 서로 다르게 한반도 기후에 영향을 주는 것으로 밝혀졌다(중간적 동의). 엘니뇨는 대부분 서태평양의 강수 변동을 통해 한반도 기후에 영향을 주는데, 서태평양 강수에 대한 대기의 원격상관 패턴은 계절별로 매우 다르게 나타난다(중간적 동의). 대부분의 연구에서 한반도 겨울철 기온은 엘니뇨/라니냐

와 밀접한 관련성이 있다고 알려져 있고, 특히 초겨울에 한반도 기후는 엘니뇨 시기에는 따뜻하고, 라니냐 시기에는 상대적으로 추운 경향이 나타났다. 반면, 엘니뇨/라니냐 현상과 우리나라 여름철 강수, 장마와의 상관관계는 엘니뇨/라니냐 현상의 정의, 분석 기간에 따라 서로 상이한 결과를 나타내었다. 엘니뇨가 한반도에 미치는 영향은 북서태평양의 순환 변화를 통해 이루어진다. 또한, 엘니뇨/라니냐 변동은 북서태평양의 대기 및 해양의 상태를 변화시키며 발달기와 소멸기에 따라 대기순환장이 달라졌다.

북극진동은 북반구 대기순환에서 나타나는 지배적 변동성으로 그 위상 변화에 따라 중, 고위도 지역에서 대류권 제트, 블로킹, 스톰 트랙과 같은 북반구 대규모 대기순환장의 변동이 나타나며, 북반구 전체의 기온, 강수량, 북극 해빙, 해수면온도 등의 뚜렷한 변화를 일으킨다. 특히 북극진동이 음의 위상일 때 동아시아 지역에는 몬순 순환의 강화 및 한파 발생의 증가로 평년보다 낮은 온도가 나타났다(중간적 동의). 북극진동은 20세기 후반기 동안 양의 경향성을 보이다 1990년대 중반 이후 음의 경향성을 나타내고 있으며, 특히 최근 수년간은 강한 강도의 음의 북극진동이 자주 나타나고 있다. 이 시기 동안 동아시아를 포함한 중위도 많은 지역에서 연이어 발생했던 기록적인 한파들은 이러한 북극진동의 장기변동과 관련되어 있다고 제시되고 있다(제한적 동의).

북극진동의 영향은 고위도는 물론 북반구 중위도 전역에 걸쳐 나타난다. 특히 동아시아 지역의 한파 발생 빈도 및 동아시아 겨울 몬순의 강도는 북극진동지수와 매우 높은 통계적 상관성을 보인다. 일반적으로 음의 북극진동 시기에는 겨울철 동아시아 대부분 지역, 특히 중국 동북부와 한반도에서 동아시아 겨울 몬순 순환의 강화에 따른 한파 발생의 증가로 지표면 기온이 평년보다 낮게 나타나고 양의 북극진동 시기에는 이와 반대의 경향으로 온난한 겨울이 나타났다.

계절안 변동은 종관 규모 날씨 현상과 계절 기후 변동성의 연결고리 역할을 하며, 주요 변동 성분에는 MJO와 BSISO가 있다. MJO에 의해 발현된 로스비파는 한반도를 포함하는 중위도의 기후 및 열대 저기압 생성·소멸에 영향을 미치며, BSISO는 장마의 시종 및 강도에 영향을 준다. 계절안 변동 예측은 대기 초기 조건의 영향 범주를 넘어서지만 해양 변동의 영향을 받기에는 짧은 시간 범위에 들기 때문에 예측하기 어려운 시간 범위로 간주되고 있다. MJO는 약 40일 이상 예측성이 있는 것으로 알려져 있으며, 최신 기술의 대기-해양 모델을 이용할 경우 20일에서 30일 사이의 예측 기술이 있는 것으로 알려져 있다. 1970년대 후반 이후로 MJO의 강도가 40% 정도 강해졌으며, 그 발생빈도 또한 증가하였다. 이는 최근 인도양과 서태평양의 해수면온도가 상승하여 수증기 가용량이 증가한 것에 기인하는 것으로 보인다(중간적 동의). 하지만 최근 관측되는 MJO의 수십 년 변동이 자연적인 변동인지 인위적인 지구온난화 영향인지에 대한 과학적 입증이 아직 부족한 상태이다. 지구온난화에 따라 차후 MJO의 강도가 세지고 발생빈도가 높아질 가능성이 제시되고 있다(제한적 동의).

1.4.9. 단기 및 장기 기후변화 전망

IPCC 5차 평가보고서에 참여하는 전구기후모델과 지역기후모델을 이용하여 수행된 연구 결과들을 중심으로 한반도 기후변화 및 그와 관련 있는 대기, 해양, 빙권의 변화를 단기(2050년 이전)와 장기(2050년 이후)로 나누어 각각 기후 전망을 살펴보았다.

2050년 이전의 단기 전망을 기온, 강수량, 극한기후에 대해 살펴보았다. 2035년까지는 대규모의 화산 분출이나 태양 복사 변화 등에 의한 자연 변동이 단기 전망에 영향을 줄 수 있으나, 그 이후에는 대기 내의 온실가스 증가에 따른 지구온난화 영향이 더 클 것으로 추정된다. 한반도를 포함하는 동아시아 지역의 현재 기온과 강수를 더 잘 모의하는 5개 전지구모델을 선정(B5MME) 하여 5개 모델 평균의 현재(1979~2005년)와 단기 기온(2006~2025년)의 차이를 나타낸 결과, 평균적으로 한반도 겨울철(여름철) 기온이 2006~2024년에는 0.5±0.3(0.5±0.3)℃ 그리고 2025~049년에는 1.2±0.8(1.2±0.7)℃ 변화가 예상된다. 강수의 경우, 여름철 강수 증가가 겨울철 보다 더 뚜렷하고, 한반도는 평균적으로 겨울철(여름철) 강수가 2006~2024년에는 3.0±10.0(2.8±7.0)% 그리고

2025~2049년에는 7.2±15.0(5.6±5.0)% 변화가 예상되었다.

고해상도 모델, 통계적, 역학적 규모축소법을 적용한 모델 결과를 통해 한반도의 극한 기후변화를 전망한 결과, 미래 기후변화 시나리오에 따른 기온과 강수의 극한기후가 증가함을 제시하였는데, 단기 미래(2006~2050년)에 열파 발생의 빈도수가 131%와 111%까지 증가함을 RCP8.5와 RCP4.5 시나리오를 이용해 보였고, 호우의 빈도수는 RCP8.5에서 31.5% 증가하고, RCP4.5에서 24.8% 감소할 것으로 전망하였다.

단기 전망과는 달리 21세기 후반 장기 전망은 미래 온실가스와 에어로졸 방출과 자연 및 인위적 강제력의 강도에 의해 결정된다.

지속적인 온실가스 배출은 지구온난화 및 지구 시스템의 모든 요소의 변화를 가져 올 것으로 추정되었다(견고한 동의). 42개 기후모델들의 RCP 시나리오에 의하면 21세기 후반부에는 1980~1900년 대비 지구 평균온도가 1.5℃ 이상 증가할 것으로 전망되며, RCP4.5에서는 2℃ 이상의 증가는 추정되지 않지만 RCP6.0과 RCP8.5에서는 그 이상의 증가가 예상되었다(견고한 동의). 주목할 사실은 지구온난화가 지역에 따라 다르게 나타난다는 것이다.

전지구 평균강수량은 현재(1971~2000년) 대비 21세기 후반(2071~2100년)에 2.7~5.5%(RCP4.5)와 4.1~8.1%(RCP8.5) 증가할 것으로 예상되었다(견고한 동의). 또한 전지구 몬순의 연평균강수량 및 연진동폭이 유의하게 증가하고(견고한 동의), 여름철 동아시아 몬순 강수량의 증가 및 순환의 강화가 예상되었다(중간적 동의). 한반도 평균기온 증가는 전지구 평균증가보다 다소 높을 것으로 예상되었다(견고한 동의). 시나리오와 사용 모델별로 변화량 및 불확실성은 차이가 있으나 한반도 연평균기온 증가는 RCP4.5에서는 2℃ 이상, RCP8.5에서는 4℃ 이상 될 것으로 추정되었다(견고한 동의). 한반도 평균강수량도 전지구 평균증가 보다 높을 것으로 예상되나 불확실성이 매우 컸다(중간적 동의). 강수량의 증가는 지역적 차이가 크고, 겨울보다 여름철 강수량 증가가 더 클 것으로 예상되었다(중간적 동의). 한반도 극한기온의 변화는 일최고기온에 비해 일최저기온의 증가가 더 클 것으로 예상되었다(RCP4.5 시나리오에 의하면 2071~2100년에 각 2.8℃와 3.1℃의 변화를 보임). 극한기후의 변화는 호우일수(+0.7일), 폭염일수(+5.8일), 열대야일수(+10.8일), 여름일수, 냉방도일, 성장도일은 증가하는 반면, 서리일수, 결빙일수, 난방도일은 감소가 전망되었다(견고한 동의). 특히 열대야일수의 변화는 불확실성이 큼을 보였다(제한적 동의).

우리나라 주변해에 대한 미래전망 연구는, 고해상도 지역해양기후모델을 이용한 규모축소 적용 등에 대한 연구가 부족하여, 전구규모 변화 전망 연구에 비해 매우 제한적이지만, 연구결과를 정리하여 다음과 같이 요약할 수 있다.

북태평양 자이어 순환의 남쪽은 강해지고 북쪽은 약해질 것으로 전망되며, 쿠로시오 확장해역의 전선 및 제트가 강화될 것으로 전망되었다(중간적 동의). 북태평양에서 겨울 해양혼합층은 21세기 말, 쿠로시오 확장해역에서는 바람세기와 겨울철 냉각의 약화로 얕아지는 반면, 쿠로시오 전선 북부에서는 깊어질 것으로 전망되었다(중간적 동의). 동해 수온은 증가할 것이며(중간적 동의) 이는 대기온난화 이외에 대마난류가 동해로 수송하는 열이 증가하기 때문으로 보고 있다(중간적 동의). 황해 생태계에 중요한 영향을 미치는 황해저층냉수는 2100년까지 수온이 서서히 증가할 것으로 전망되었다(제한적 동의). 한반도 주변해 해수면 상승은 전구평균에 비해 클 것으로 전망되지만(중간적 동의), 그 크기는 2100년에 약 70~138cm로 시나리오와 해역에 따라 전망 변화폭이 상당히 컸다. 유의파고는 RCP4.5 시나리오에서 현재 기후에 비해 2~7% 정도, RCP8.5 시나리오에서는 4~11% 정도 감소하는 것으로 나타났다(제한적 동의). 지구온난화에 따라 ENSO-PDO 사이의 선형관계 즉, 같은 위상에 있게 되는 경향이 더욱 강해질 것으로 전망되며(중간적 동의), ENSO 강도가 21세기 전반에는 증가하나 후반에는 감소할 것으로 전망되는데, 동태평양과 동인도양-서태평양 해역의 온난화율 차이가 변화하기 때문으로 판단된다(제한적 동의). RCP4.5 시나리오에서 ENSO와 인도양 사이의 상관관계, 북서태평양-동아시아 몬순과의 원격상관이 다소 강화될 것으로 전망되었다(중간적 동의). IPCC 5차 평가보고서에 따르면 지구온난화로 북극 해빙면적이 급속히 감소하여 21세기 말 여름에는 북극 해빙의 대부분이 사라질 것으로 전망되며, 남극은 22세기 이전에 얼음이 모두

녹는 상태가 시작될 것으로 전망되었다(제한적 동의).

1.5. 참고문헌

국립환경과학원, 2011: 한국 기후변화 평가보고서 2010, 환경부.

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, United Kingdom and New York, NY, USA, 996pp.

IPCC, 2013: Summary for Policymakers Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. M. Midgley (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

제 2 장 관측: 대기와 지표

2.1. 서론

IPCC 5차 평가보고서(2013)는 전지구 평균온도의 상승경향이 확실한 것으로 보고하고 있으며 특히 최근 10년(2003~2012년) 기간은 전지구 평균온도의 상승경향이 과거에 비해 약화되었음에도 불구하고 신뢰할 만한 관측자료가 존재하는 기간 중 가장 더운 기간으로 나타났다. IPCC 5차 평가보고서와 함께 대기와 지표면에서 관측되는 주요 기후 변수들에 대한 광범위한 분석 연구 결과들은 전 세계적으로 해수면온도를 포함한 지표면기온이 상승하고 강수량이 증가하는 형태가 공통적으로 나타나며(Smith and Reynolds, 2004; Lugina et al., 2005; Brohan et al., 2006), 집중호우, 태풍, 폭풍 등의 극한현상의 빈도와 강도가 증가하고 있는 것으로 나타나고 있음을 보여주고 있다(Emanuel, 2005; Webster et al., 2005; Curry et al., 2006).

삼면이 바다로 둘러싸여 있고 대륙과 해양의 영향을 동시에 받고 있는 한반도는 지정학적으로 북반구 중위도와 유라시아 대륙의 북동쪽에 위치하면서 다양한 지역기후의 특성을 보이고 대기와 지표에서 관측되는 주요 기후 변수들의 계절적인 차이도 뚜렷하다. 이런 지역적, 계절적 차이에도 불구하고 전지구적으로 나타나는 평균기온 상승 현상은 지난 100년간의 한반도 지역의 기온 분석 자료에서도 확인할 수 있다(이명인과 강인식, 1997; 김경환 등, 2000; 이경미 등, 2011). 특히 최근 30년간(1981~2010년) 관측된 자료에 따르면 우리나라의 대부분 지역에서도 전지구적인 기후변동 추세와 마찬가지로 모든 계절에서 기온의 증가경향을 보이며 연평균기온은 1.2℃ 상승한 것으로 나타났다(기상청, 2012a). 또한 우리나라 대부분의 영역에서 강수량이 증가하고 있는 것으로 나타나고 있다.

이와 같은 사실은 최근 한반도의 기온 및 강수 변동성 역시 전지구적인 기후변화의 영향을 받고 있음을 뚜렷하게 보여 주는 것이다. 한반도 기온 및 강수 변동성은 대기대순환 및 주변 지역의 변동 패턴의 변화에 민감하게 반응한다. 따라서, 한반도 기온, 강수 변동성을 이해하고 예측하기 위해서는 이러한 순환 및 변동 패턴의 변화에 대한 이해가 선행되어야 한다. 특히, 한반도 여름, 겨울의 기후에 가장 직접적으로 영향을 미치는 요소는 동아시아 몬순 시스템이다. 여름철 강수, 폭염, 겨울철 한파, 폭설 변화는 한반도의 지역적인 요소의 변화보다는 동아시아 전체의 몬순 변화에 기인하는 경우가 많다. 또한, 태평양, 인도양 등 열대 해양의 변화는 서태평양에서의 원격 상관 패턴 등을 통해 한반도 기후에 밀접한 영향을 줄 수 있다(Wang et al., 2001). 그 외에도 장주기 변동을 가지는 중위도의 원격상관 패턴(PNA, NPO, 북극진동 등)은 기후 배경장 및 종관 에디(Eddy) 활동을 바꿈으로써 한반도 기후에 영향을 주게 된다.

기온, 강수와 더불어 한반도 지역 대기 조성 성분의 경우에도 전지구 대기 성분의 변화와 유사하게 대표적인 온실가스의 하나인 이산화탄소(CO_2) 농도가 지속적으로 증가하고 있으며 그 변동 폭 또한 큰 것으로 나타나고 있을 뿐만 아니라 급격한 산업화를 보이고 있는 동북아 지역의 특성상 대기 중 반응가스의 농도 또한 그 변동성이 매우 큰 것으로 보고되고 있다(Lee et al., 2006).

「한국 기후변화 평가보고서 2010」(국립환경과학원, 2011)에 의하면 한반도 지역에서의 기온 상승은 지역, 도시 성장률, 도시화 경향의 차이에 따라 다르게 나타났으며, 수증기는 증가하였고 전체 에어로졸 농도는 2002년을 기점으로 감소하고 있는 추세를 나타내는 것으로 나타나고 있다. 또한 한반도 강수의 경우, 지역적으로 경년 변동 및 장주기 변동이 뚜렷하게 나타나는 가운데 여름철 강수량의 경우에 대부분의 지역에서 증가한 것으로 나타났다. 또한 한반도 지역 배경대기의 변화특성은 CO_2 농도가 1999~2003년 동안 3ppm/년으로 증가하였으며

오존(O_3)을 포함한 주요 화학 반응 가스들의 대기중 농도 또한 서울과 경기권을 중심으로 지속적으로 증가하였고 그 증가 추세는 전지구 평균 증가율과 유사하거나 다소 낮게 나타났다.

이 장에서는 한반도에서 최근 관측된 대기와 지표의 변화를 크게 대기조성, 복사수지, 기온, 물순환, 극한현상 및 대기대순환에 대하여 변동 패턴의 변화를 중심으로 살펴보았다. 대기조성 및 복사수지의 변화에서는 대표적인 온실가스와 반응가스들의 최근 변화경향과 더불어 단파 및 장파복사의 변화경향을 살펴보았다. 기온 변화에서는 최근 우리나라의 평균기온의 변화 및 기온변동성과 극한값의 변화를 중심으로 서술하였다. 또한 물순환에 대하여는 관련된 주요 변수들인 강수, 수증기, 구름, 증발산의 변화경향을 살펴보았다. 그리고 극한기온 및 강수현상의 변화를 중심으로 최근 한반도에서 관측된 극한현상의 변동 특성을 기술하였으며 마지막으로 한반도의 최근 대기대순환 변동 패턴의 변화를 몬순, 주요 대양 및 중위도 대기의 변동 모드 변화를 중심으로 살펴보았다.

2.2. 대기조성 및 복사수지의 변화

2.2.1 서론

복사에너지는 지표 및 대기의 온도를 변화시키는 원천이라 할 수 있다. 따라서 기후변화를 판단함에 있어서 복사수지의 변화를 살펴보는 것은 필수요소이며 복사수지에 영향을 주는 대기조성의 변화를 파악하는 것도 매우 중요하다. 지구는 원래 지구로 유입되는 태양복사에너지와 지구로부터 방출되는 지구복사에너지가 서로 같은 복사평형(radiative balance) 상태에 있어야 하나, 인류의 산업활동으로 인해 온실가스와 화학반응 가스가 대량 배출되면서 대기의 화학조성이 변화하여 이 균형이 깨지게 되었다. 그래서 현재 및 미래 기후의 변화를 예측하는 데 온실가스 및 화학반응 가스의 변화경향을 파악하는 것은 매우 중요하다.

그림 2.1은 IPCC 5차 평가보고서에서 제시한 1750년 대비 2011년 기준 주요 기후인자의 복사강제력 분포를 나타내고 있다. 인위적 요인으로 인한 복사강제력이 $2Wm^{-2}$를 상회하는 것으로 평가되었으며, 이와 같은 복사강제력은 1980년 기준이나 2005년 기준(IPCC, 2007)보다도 증가하여 인위적 활동에 의한 지구온난화의 꾸준한 증가세를 반영하고 있다. 2.2절에서는 주요 기후변화인자로 꼽히는 온실가스 및 반응가스의 농도변화에 대해 살펴보고 우리나라에서 측정된 복사에너지의 변화에 대해 고찰하고자 한다.

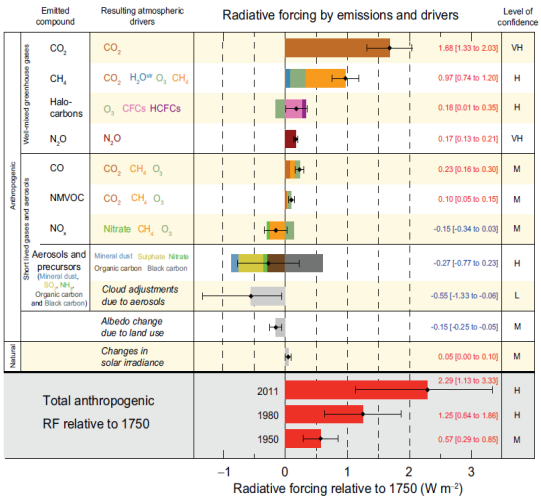


그림 2.1. 1750년 대비 2011년 기준 주요 기후인자의 복사강제력 분포(IPCC(2013)의 Figure SPM.5)

2.2.2. 대기조성의 변화

그림 2.1에 제시된 가스를 크게 온실가스와 반응가스로 나누어 조사하였다. 대표적인 온실가스인 이산화탄소(CO_2), 메탄(CH_4), 아산화질소(N_2O), 염화불화탄소(CFC_s), 육불화황(SF_6)의 대기중 농도와 그 변화경향을 먼저 살펴보고, 그 후에 온실가스의 화학반응과정에 관여하여 간접적으로 온실가스 농도를 조절하는 반응가스인 오존(O_3), 일산화탄소(CO), 질소산화물(NO_x), 이산화황(SO_2), 휘발성유기화합물(VOCs)에 대해 다루었다. 인간의 활동에 의해 대기 중으로 배출되는 오염물질 중 화학반응성이 상대적으로 큰 반응가스들은 지구온난화에 기여하는 온실가스와는 달리 대기 중 체류기간이 짧다. 그러나 이 반응가스들은 대기 중에서 화학반응을 통해 기후변화에 영향을 끼치는 온실가스 및 에어로졸의 농도에 직간접적인 영향을 미친다. 주요한 화학 반응가스들은 O_3, CO, NO_x, SO_2, VOCs 등으로 알려져 있다.

참고로 본 절에서 인용되는 자료는 대부분 기상청 기후변화감시센터(안면도 소재)에서 관측되고 보고된 자료이다. 가스 농도 및 복사 측정 과정에서 품질관리에 대한 상세한 정보는 “2013 지구대기감시보고서”(기상청, 2014) 제9장 “자료품질보증체계 운영 정보”에 소개되어 있다.

2.2.2.1. 온실가스 변화

이산화탄소는(CO_2)는 수명이 긴 대표적 온실가스이며, 지구온난화에 영향력을 미치는 온실가스들 중 온실효과 기여도의 63%의 비중을 차지한다. 산업화 이전에 대기 중 이산화탄소 농도는 275~285ppm으로 추정되며, 산업혁명 이후 화석연료의 연소 등으로 인해 인위적인 이산화탄소의 배출량이 급증하여 2012년에는 전지구 평균농도가 393.1ppm까지 상승함으로써 그동안 약 41%나 증가하였다. 최근(2002~2012년)의 이산화탄소 전지구 평균 증가율은 2.02ppm/년을 기록하였다(WMO, 2013). 한편 하와이 마우나로아(Mauna Loa) 관측소에서는 Keeping 교수에 의해 관측이 시작된 1950년대 후반 이래 최초로 2013년 5월 9일 일평균농도가 400ppm을 넘어섰다.

우리나라에서는 1990년 8월 제주 고산관측소에서 배경대기 온실가스 농도 관측이 시작되었으며, 1998년부터는 안면도 기후변화감시센터에서 온실가스의 상시 관측이 이루어지고 있다. 안면도에서 측정된 한반도 배경대기의 CO_2 농도는 전지구 평균값보다 높으며 1999~2013년 기간 CO_2 농도 평균 증가율은 2.1ppm/년으로 최근 전지구 평균 증가율(2.02ppm/년)과 유사한 것으로 나타났다. 특히 2012년 1월 이산화탄소농도 평균값이 400.2ppm을 기록한 이래 6~10월을 제외한 기간에 월평균농도가 400ppm을 넘는 것으로 관측되었다(그림 2.2). 2013년 연평균농도는 안면도에서 402.4ppm, 고산에서 402.8ppm을 기록하였다(기상청, 2014).

그림 2.3은 2012년 고산 기후변화감시소 측정자료에서 분석된 이산화탄소 농도의 계절별 일변동을 나타내고 있다. 계절별로 다른 진폭의 일변동이 나타나며 그 폭은 여름철에 약 10ppm으로 가장 크고 겨울철에 가장 작았다. 일중 최저농도는 약 15시를 전후해 나타나고, 최고농도는 5~7시에 나타났다. 이 같은 일변동은 식물 광합성 및 호흡 작용과 화석연료 소비 양상에 의해 주로 영향을 받는 것으로 알려져 있다(기상청, 2013).

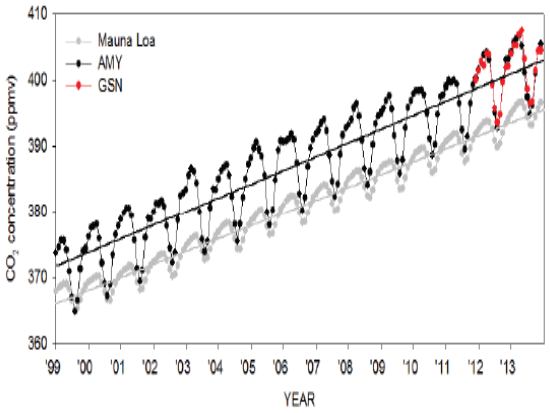


그림 2.2. 1999~2013년 안면도(AMY), 고산(GSN), 마우나로아(Mauna Loa)에서 관측된 이산화탄소의 농도 변화 (기상청(2014)의 그림 3.1)

메탄(CH_4)는 CO_2보다 대기 중 농도는 낮지만 온난화 효율이 23배로 높아 중요한 온실가스로 평가되며 2012년 기준 전지구 평균농도는 약 1,819ppb로서 산업화 이전의 722(±25)ppb보다 1,097ppb가 높아졌다(WMO, 2013). 전지구적으로 CH_4는 1980~1998년 기간에 증가, 1999~2006년에 안정화, 그리고 이후에 다시 증가하는 양상을 보이고 있다(IPCC, 2013). 최근(2002~2012년)의 CH_4 전지구 평균 증가율은 3.7ppb/년을 기록하였다(WMO, 2013).

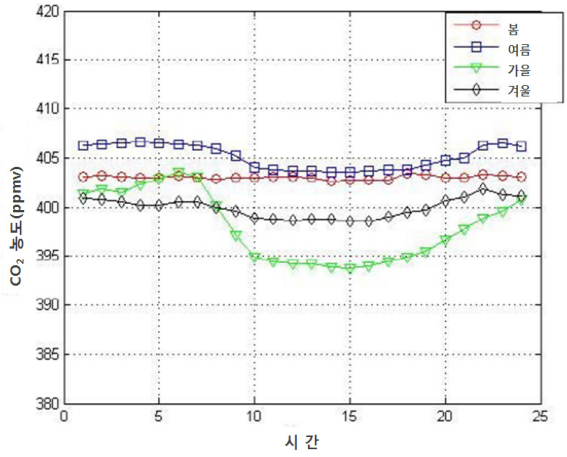


그림 2.3. 2012년 고산(제주) 이산화탄소 농도의 계절별 일변동(기상청(2013)의 그림 3.14)

지난 15년(1999~2013년) 동안 안면도 기후변화감시센터에서 관측된 한반도 배경대기의 CH_4 평균농도는 관측이 시작된 1999년에 1,883ppb에서 2003년에 1,899ppb로 증가했다가 2008년에 1,888ppb까지 감소했으나 이후 꾸준히 상승하여 2012년에는 1,938ppb, 2013년에는 1,957ppb를 기록하였다(기상청, 2014). 특히 2000년대 후반들어 농도의 증가가 다소 뚜렷해져 매년 1~20ppb씩 증가하는 것으로 나타났으며(그림 2.4), 특히 2007년 이후 증가율이 커져서 1999~2013년 평균 증가율은 약 4.7ppb/년으로 같은 기간 전지구 평균 증가율 2.99ppb/년에 비하여 크지만(기상청, 2013; 기상청, 2014) 현재 농도범위가 1900단위로 높고 호환성의 범위가 5ppb로 이와 같은 차이는 크게 유의할 만한 것은 아니다.

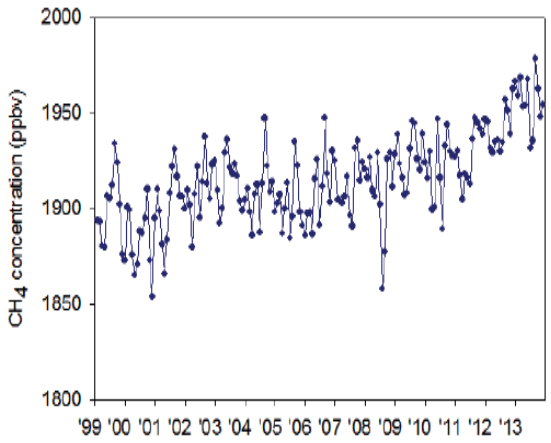


그림 2.4. 1999~2013년 메탄 농도변화(기상청(2014)의 그림 3.2(a))

아산화질소(N_2O)는 CO_2, CH_4, CFC_s에 이어 네 번째로 지구온난화에 큰 영향(6%)을 미치는 가스이며, 상대적으로 안정된 온실가스이다. 지구온난화에 세 번째로 큰 영향을 미치고 있는 염화불화탄소(CFCs)가 감소하고 있어 향후 아산화질소가 세 번째로 큰 영향을 미치는 온실가스가 될 것으로 보인다(Elkins and Dutton, 2011). N_2O의 대기 중 체류 기간은 114년이며, 산업화 이전 농도는 약 270ppb로 추정된다. 온실가스 연보(WMO, 2013)에 따르면 N_2O의 2012년 전지구 평균농도는 325.1ppb로서 IPCC 4차 평가보고서의 2005년 농도보다 5.9ppb 높아졌고, 산업혁명 이전의 270ppb에 비해서는 55.1ppb(약 20%) 높아졌으며, 2002~2012년의 N_2O의 평균 증가율은 0.8ppb/년으로서 이는 산업화 이후 경작지의 확장과 비옥화 때문인 것으로 알려져 있다.

안면도에서도 1999년부터 N_2O 농도를 측정한 이래 대체적으로 증가하고 있으며 1999년에는 314.0ppb 였으나 2012년에는 325.9ppb, 2013년에 326.1ppb로 증가하였다(그림 2.5). 2011년 연평균농도는 324.7ppb로 전지구 평균 324.2ppb 보다는 0.5ppb 높아 2008년 당시의 0.8ppb 보다는 차이가 줄어들었다(기상청, 2012; 기상청, 2013; 기상청, 2014).

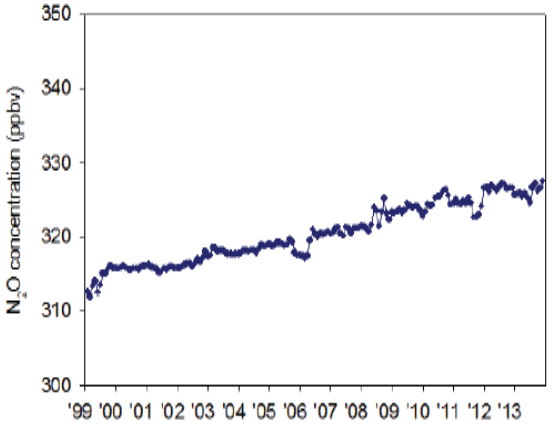


그림 2.5. 1999~2013년 아산화질소 농도변화(기상청(2014)의 그림 3.2(b))

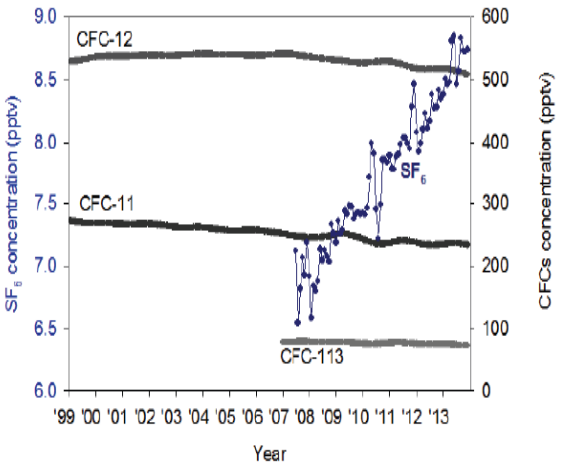


그림 2.6. 1999~2013년 CFC-11, 12, 113 및 SF_6 농도변화(기상청(2014)의 그림 3.2(c))

염화불화탄소(CFC_s)는 온실가스 중 세 번째로 큰 지구온난화 효과(13%)를 가지며, 대표적 염화불화탄소는 CFC-11, CFC-12, CFC-113로,

체류기간은 각각 약 45년, 100년, 85년이고 성층권에서 자외선에 의해 분리된다. CFC_s는 100% 인위적 요인에 의해서 발생되며, CFC_s가 광해리 되어서 발생하는 Cl 라디칼에 의해 산소원자로부터 오존생성이 방해되어 성층권의 오존농도를 감소시킨다. Cl 라디칼은 산소 원자와의 반응 후에도 남아서 다른 산소원자들과 반응하기에 결과적으로 성층권의 오존층이 파괴된다. 때문에 오존층 보호를 위한 몬트리올 의정서에 따라 전 세계적으로 생산이 금지되었고 우리나라에서도 2010년에 공식적으로 생산이 중단되었다. 상대적으로 체류기간이 짧은 CFC-11과 CFC-113은 규제 초기부터 감소하고 있으며, 체류기간이 긴 CFC-12는 2000년대 중반부터 감소하고 있다.

그림 2.6은 안면도에서 측정된 CFC-11, CFC-12, CFC-113의 월평균농도를 나타내고 있다. CFC_s의 경우 100% 인위적인 요인에 의해서 발생, 배출되고 성층권에서 제거되기 때문에 계절변동은 뚜렷하지 않다. CFC-11의 경우 1999년에 270.4ppt에서 2012년 243.3ppt, 2013년 236.1ppt로 감소하였고, CFC-12는 1999년 532.5ppt에서 2012년 515.5ppt, 2013년 514.0ppt로 역시 감소하였는데 2000년대 중반 이후에는 그전보다 감소폭이 크게 나타나고 있다. CFC-113은 2007년에 76.4ppt에서 2012년 74.7ppt, 2013년 73.7ppt로 감소하였는데 역시 최근 들어 감소폭이 큰 것으로 나타났다. 2011년 기준으로는 안면도에서 CFC-11 농도 245.4ppt, CFC-12 농도 519.9ppt, CFC-113 농도 77.3ppt로서 IPCC 5차 평가보고서에서 제시한 전지구 평균 237.7ppt, 528.4ppt, 74.3ppt에 비해 각각 +7.7ppt, -8.5ppt, +3.0ppt 차이를 보였다(기상청, 2013; IPCC, 2013; 기상청, 2014).

육불화황(SF_6)은 대기 중 체류기간이 3,200년으로 대단히 길고 CO_2에 비해 22,200배 이상 복사강제력이 높아 중요한 온실가스중 하나이다. 주로 전자산업과 반도체산업이 그 발생원으로 알려져 있다. 안면도에서 측정이 시작된 2007년에는 6.65ppt로 당시 마우나로아 관측치보다 0.4ppt 높았고(유희정 등, 2011), 이후 2012년에는 8.24ppt로, 2013년에는 8.6ppt로 증가하여 2013년 마우나로아에서의 연평균 8.0ppt보다 0.6ppt 높은 값을 보였다(그림 2.6). 다만 최근 1년 동안 한반도 배경대기 농도의 증가율은 이전 시기와 달리 0.1ppt/년 미만의 수준으로 낮아졌다. 2011년 기준으로는 8.1ppt로서 전지구 평균농도인 7.28ppt보다 약 0.8ppt(11%) 높은 수준을 나타내고 있다(기상청, 2013; IPCC, 2013; 기상청, 2014).

2.2.2.2. 화학반응가스 변화

오존(O_3)은 성층권에서 자외선을 흡수하여 지표의 생명체를 보호해 주는 역할을 하지만 지표에서는 인간 및 식물에 해를 끼치는 오염물질이기도 하다. 안면도에서 측정된 최근 2년(2012년과 2013년)간 월평균 오존농도를 보면 봄과 가을에 높게 나타나며 여름과 겨울에 낮은 계절변동을 보인다(그림 2.7). 여름에는 강수일 즉 구름낀 날이 많아 자외선 양이 감소하는 효과와 전구물질(반응이 일어나기 전 단계의 물질)의 농도가 낮은 깨끗한 해양성 기단의 영향을 받기 때문에 오존 농도가 낮고, 겨울에는 일사량이 작아 광화학반응이 활발하지 않기 때문으로 해석된다(기상청, 2014).

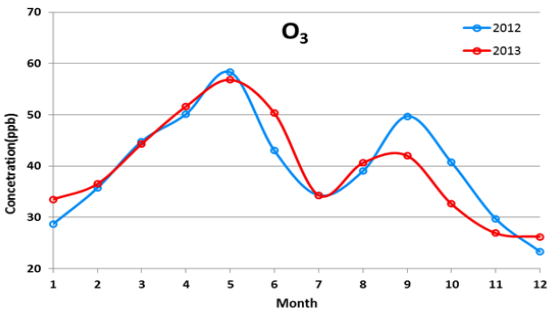


그림 2.7. 2012~2013년 O_3 월평균농도(기상청 관측자료)

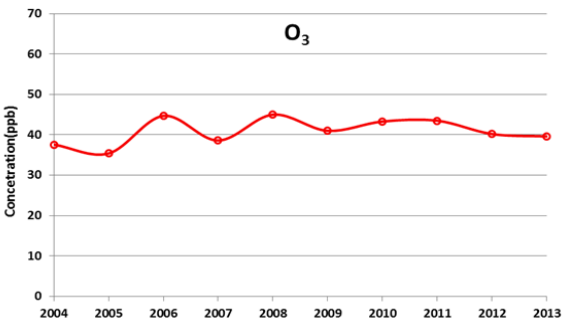


그림 2.8. 2004~2013년 O_3 연평균농도(기상청 관측자료)

그림 2.8에서 연평균오존농도 변화를 보면 2011년까지는 대체로 약한 증가 추세를 보였으나 2012년에 약간 감소했으며 2013년에도 연평균농도 39.6ppb로 감소추세가 이어졌다.

상층의 오존을 포함한 오존 전량의 변화 추세에 대한 연구(박상서 등, 2011)에 따르면 1985~2009년 기간 동안 한반도 상공의 오존 전량은 1993년에 최소값을 보인 뒤 증가하는 추세를 보이고 있으며 증가율은 0.80~1.27% 범위를 보였다.

일산화탄소(CO)는 화석연료 사용으로 발생하는 오염물질을 나타내는 지표인데 특히 중국에서 많은 양의 석탄 사용으로 인해 동아시아에서 CO의 농도는 미국 및 서유럽보다 높다. IPCC 5차 평가보고서는 위성관측자료 및 NOAA, AGAGE 관측망 자료에 기반해서 다소 불확실하지만 전지구적으로 약 -1%/년의 약한 감소경향이 나타난다고 평가하였다(IPCC, 2013). 안면도에서 측정된 최근 2년(2012년과 2013년) 월평균 CO의 농도를 보면 여름철(6~8월)에 약 200ppb 수준으로 낮게 나타나며 겨울철에는 400ppb 수준까지 증가한다(그림 2.9). 여름철에 농도가 낮은 이유는 OH 라디칼과의 반응이 활발하고 오염물질이 적은 해양성 기단의 영향을 주로 받기 때문이다(기상청, 2013).

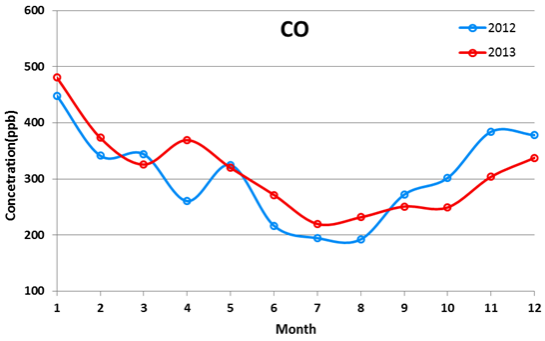


그림 2.9. 2012~2013년 CO 월평균농도(기상청 관측자료)

2004년 이래 안면도 측정 연평균농도를 보면 2007년까지 감소하다가 2008년부터 증가하는 추세를 보이고 있는데(그림 2.10) 이것은 약한 감소경향을 보이는 전지구 경향과 다르나 이의 원인에 대해서는 아직 연구된 바 없다. 다만 Turnbull et al.(2011)의 연구에서 제시된 인벤토리법을 적용했을 때 2004~2010년 기간에 중국에서의 배출량이 63% 증가했다는 결과가 있어 안면도에서의 CO 증가 이유를 밝히는 향후 연구에 중요한 참고가 될 수 있다.

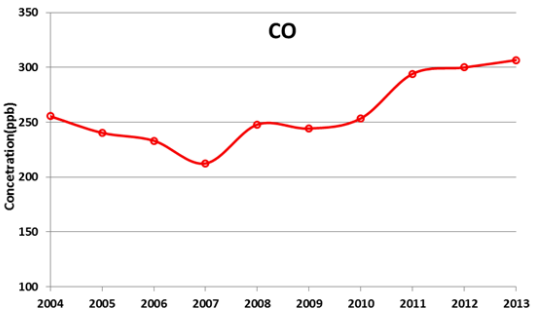


그림 2.10. 2004~2013년 CO 연평균농도(기상청 관측자료)

질소산화물(NOx)은 NO+NO_2의 합으로 정의되며 대류권 O_3 생성의 주된 전구물질이다. NOx의 배출은 주로 자동차 사용과 밀접한 연관관계가 있는데 선진국에서는 대기오염 규제 정책에 따라서 NOx 배출이 점점 줄어들고 있으나 동아시아 지역에서 배출은 중국을 중심으로 크게 증가하고 있으며 1996년에서 2004년까지의 위성자료 분석에서는 약 50%에서 70% 증가했다는 결과가 발표된 바 있다(환경부, 2011). 안면도에서 측정된 2012년 월평균 NOx 농도를 보면(그림 2.11) 12월에 9.6ppb로 최대값을 보이고 4월에 3.8ppb로 최소값을 보였다. 연평균농도는(그림 2.12) 6.1ppb로 나타나 2011년의 7.5ppb보다 1.4ppb 낮았으며 2013년에는 연평균농도가 6.3ppb 로 0.2ppb 증가하였다(기상청, 2014). 전지구적으로는 1996~2006년 기간에 아시아 지역에서 29%/년의 증가율을, 북미와 유럽에서 7~35%/년의 감소율이 보고되었다(IPCC, 2013).

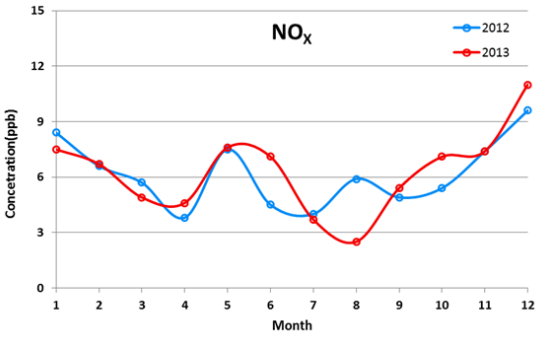


그림 2.11. 2012~2013년 NOx 월평균농도(기상청 관측자료)

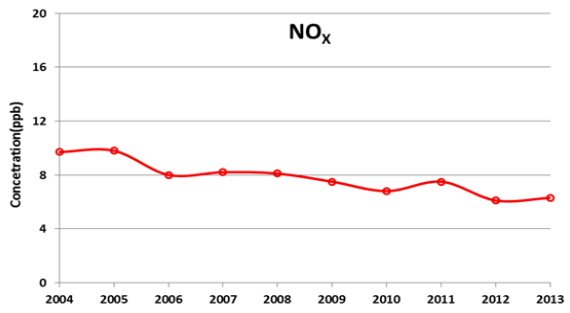


그림 2.12. 2004~2013년 NOx 연평균농도(기상청 관측자료)

이산화황(SO_2)은 황을 포함하는 석탄사용으로 인해 주로 배출되며 그동안 대기오염감소 노력에 의해 많은 부분 그 농도가 줄어들고 있는 실정이다. 안면도에서 측정된 최근 2년(2012년과 2013년) 월평균 SO_2 농도를 보면 여름에 약 1ppb 수준으로 낮게 나타나며 겨울에는 3.5ppb 이상으로 높게 나타난다(그림 2.13). 2012년 연평균농도는 2.4ppb로 전년보다 0.5ppb 감소하였으나 2013년에는 연평균 2.5ppb 로 증가하였다(그림 2.14).

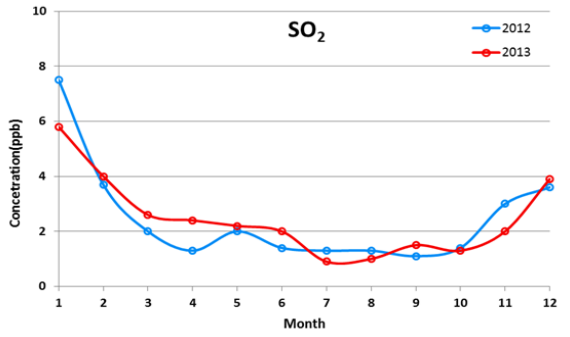


그림 2.13. 2012~2013년 SO_2 월평균농도(기상청 관측자료)

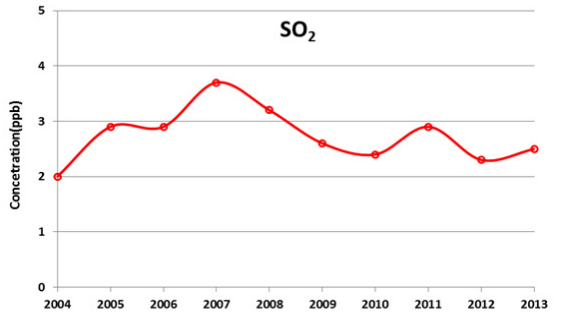


그림 2.14. 2004~2013년 SO_2 연평균농도(기상청 관측자료)

대기 중 광화학 반응을 일으키는 VOCs는 인간활동에 의한 인위적 배출뿐만 아니라 자연적인 배출도 큰데 특히 식물의 잎에서 배출되는 불포화탄화수소(isoprene)가 대기 중 VOCs 농도에 가장 큰 기여를 한다고 알려져 있다. VOCs는 일반적으로 대기 중의 잔존기간이 아주 짧기 때문에 직접적인 관측은 어렵고 VOCs의 산화물인 HCHO의 인공위성관측을 통해서 간접적으로 추정하기도 하는데 동아시아에서는 VOCs의 배출이 점차 늘어간다는 연구가 있다(환경부, 2011).

2.2.3. 복사수지의 변화

전지구 복사에너지는 위도를 포함해서 여러 요소들에 의해 영향을 받으며 지구의 기후 시스템에서 지표의 불균등가열을 일으켜 대기와 해양의 순환을 발생시키는 핵심적 요소이다. 지구 복사에너지의 불균등가열은 결국 지구의 복사평형을 변화시킴으로써 기후를 변화시키는 역할을 하기도 한다. 특히 앞장에서 기술한 대기 중 온실 및 화학 반응가스 농도와의 상호 작용을 통해 지구 장파복사 및 단파복사의 변화를 유도하여 지표면의 온도를 냉각 또는 가열시키기도 한다. 아래에서 태양복사 및 지구복사의 변화에 대해 관측결과 중심으로 설명하겠다.

2.2.3.1. 단파복사의 변화

태양복사의 장기적 변화에 대한 연구에서는 특히 유럽지역의 관측자료에 기반하여 1950년대부터 1980년대까지 태양복사량이 감소하는 이른바 지구 음암화(global dimming)현상과 이후에 태양복사량이 증가하여 회복되는 지구 양명화(global brightening) 현상이 여러 연구(IPCC, 2007)에서 발표된 바 있다. 이후 북미와 일본, 중국의 관측연구에서도 유사한 경향이 보고되었으며 남반구의 뉴질랜드에서도 유사한 결과가 발표된 바 있다. 그러나 인도와 캐나다 지역에서는 1950년대 이후 지속적인 음암화(dimming)가 보고되기도 하였다. 한편 2000년 이후 관측연구에서는 유럽, 북미, 아시아 일부 지역에서는 지속적인 양명화(brightening), 일본과 남극에서는 평준화(leveling off), 중국과

남반구에서는 재음암화(renewed dimming)가 보고되기도 하여 지역에 따라 혼재된 경향성을 보이고 있다. 태양복사에 대한 관측자료가 부족하기 때문에 현재 연구들은 태양복사와 관련성이 있는 증발량, 기온의 일교차, 일조시간 등 좀 더 일반적인 관측요소를 이용한 연구들이 이루어지고 있다(IPCC, 2013).

안면도에서는 1999년부터 태양복사 및 지구복사를 관측하였고 제주 고산에서는 2008년부터 관측을 실시하고 있다. 그림 2.15는 1999년부터 2013년까지 안면도에서 관측된 연평균 하향태양복사량을 나타내고 있다. 2013년 연평균 하향태양복사량은 272.7Wm^{-2}로 예년의 290.2Wm^{-2}보다 낮았다. 연변화 경향으로는 1999~2003년 기간에 낮아지다가 약하게 증가하는 추세를 보여주고 있다. 이는 앞서 전지구적인 현상으로 제시한 음암화, 양명화와 같은데 다만 그 전환 시기가 2000년대 중반이라는 차이가 있다(기상청, 2013). 참고로 직달일사량은 관측된 기간에 약 4년 주기로 높은 값이 나타나는 것을 볼 수 있다(기상청, 2014).

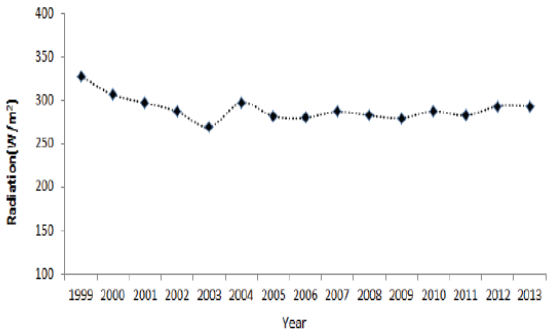


그림 2.15. 1999년부터 2013년까지 안면도에서 관측된 연평균 하향태양복사량(기상청(2014)의 그림 4.7)

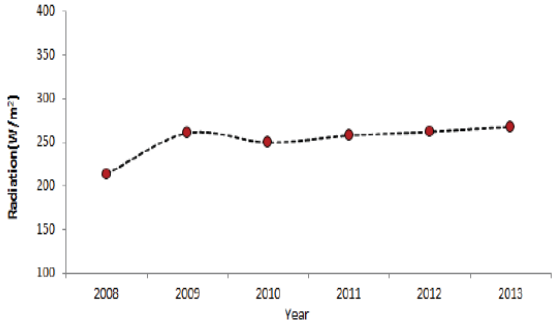


그림 2.16. 제주(고산)의 연평균 하향태양복사량(기상청(2014)의 그림 4.9)

제주 고산에서 측정된 2013년 하향태양복사량은 월별로는 안면도와 유사한 계절변동을 보이고 그림 2.16에서 보면 연평균 264.0Wm^{-2}로 예년 248.7Wm^{-2}보다 15.3Wm^{-2} 높게 나타났다. 연변화경향은 대체로 완만한 증가세를 보이고 있다(기상청, 2014).

2.2.3.2. 장파복사의 변화

대기에서 전파되는 적외선은 지표, 대기 중의 온실가스, 구름 혹은 에어로졸에서 방출된 것이다. 방출원이 지구-대기 계이므로 이러한 적외선을 지구복사 혹은 장파복사라 한다. 지표에서 방출된 장파복사는 대기를 통과하는 동안 대기 성분에 의하여 흡수되거나 산란되며, 일부는 우주로 빠져나간다. 대기 중의 온실가스, 구름 및 에어로졸에서 방출된 장파복사 역시 대기를 통과하는 동안 지표에서 방출된 장파복사와 동일한 과정을 거치며 상향으로 전파된 적외선 일부는 우주로 나가게 된다.

그림 2.17는 안면도에서 관측된 1999년부터 2013년 연평균 하향장파복사량을 보여주고 있다. 과거에 비해 대체로 낮은 값을 보이며 연평균 하향복사는 315.9Wm^{-2}, 상향복사는 382.1Wm^{-2}로 예년의 331.8Wm^{-2}, 393.8Wm^{-2}보다 각각 15.9Wm^{-2}, 11.7Wm^{-2}씩 낮게 나타났다. 여름철 결측이 많았던 2001년을 빼고 2002년 이후로는 비슷한 수준을 보이고 있다(기상청, 2014).

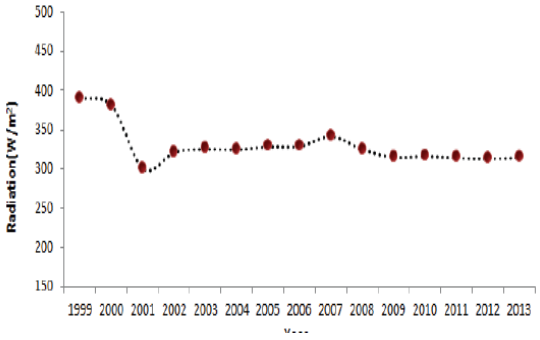


그림 2.17. 안면도 연평균 하향장파복사량(기상청(2014))의 그림 4.13)

2.2.3.3. 순복사수지의 변화

순복사량은 태양복사(단파복사)와 지구복사(장파복사) 모두에 대해 하향값에서 상향값을 뺀 것으로 지표가 받아들이는 복사에너지를 나타낸다. 안면도에서 관측된 2013년 연평균 순복사량은 74.1Wm^{-2}로 예년 82.9Wm^{-2}보다 낮았으며 연변화경향은 1999~2003년 기간에 낮아지다가 2004년 증가한 이후 비슷한 수준을 보이고 있다 (기상청, 2014)

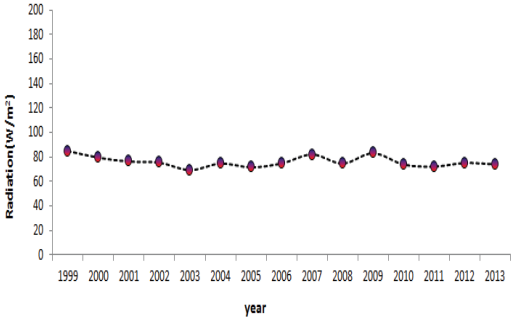


그림 2.18. 안면도 연평균 순복사량(기상청(2014)의 그림 4.17)

2.3. 기온의 변화

2.3.1. 전지구 평균

IPCC 5차 평가보고서에 의하면 전지구 평균기온은 19세기 이후 확실히 상승했으며, 이는 독립적인 관측자료들에서 일관되게 나타난다 (Hartmann et al., 2013)(그림 2.19). 여러 지면-해양표면 기온 관측자료에 의하면 1901년 이후 가장 따뜻했던 10개 해는 모두 1997년 이후이며, 2010년과 2005년은 관측 기록상 가장 따뜻했던 두 해이다. 전지구 평균기온의 변화경향은 1880~2012년 기간 동안 0.062±0.012˚C /10년이며, 보다 최근 기간일수록 높은 상승추세를 나타내어, 1979~2012년 기간에는 0.155 ±0.033˚C/10년의 경향을 나타낸다(표 2.1). 육지와 해수면을 포함한 전지구 평균기온은 1880~2012년 사이에 0.85(최소 0.65 ~ 최대 1.06)˚C, 1951~2012년 사이에 0.72(최소 0.49 ~ 최대 0.89)˚C 상승하였는데, 특히 가장 최근 10년(2003~2012년)은 관측자료가 존재하는 기간 중 가장 따뜻했던 10년 기간이고, 고기후 자료와 비교하였을 때 1983~2012년 기간은 과거 1400년 중 가장 따뜻한 30년 기간이다.

전지구 평균기온은 20세기 이후 꾸준히 상승하였으나, 전 기간 동안 지속적으로 상승경향을 나타낸 것은 아니다. 1850~1900년 기간에는 상승추세가 매우 약했으며, 1900~1940년 동안 본격적인 상승 추세를 나타내었고, 이후 30여 년간 다시 매우 약한 경향성을 보이다 1970년대 중반 이후 매우 강한 상승 추세를 나타내었다. 전지구 평균온도는 수십 년 규모 이상의 전반적인 상승추세 속에서도 자연변동성에 의해 상당한 진폭의 연변동-십년변동을 나타내었는데, 이 때문에 비교적 짧은 기간 동안 계산한 기온의 경향은 장기간 경향과 일치하지 않을 때도 있다 (예: 매우 강한 엘니뇨가 발생했던 1998년 이후 2012까지 15년간의 전지구 평균온도 경향은 +0.05˚C/10년으로서 1951~2012년 기간의 기온 경향인 +0.12˚C/10년 보다 매우 작다.).

이러한 전지구 평균온도의 증가는 절반이상 대기 중 온실가스농도 증가에 의한 기후 시스템 외적 요인(external factors)의 변화에 의한 것으로 여겨지는데, 1951~2010년 기간 동안 관측된 기온 증가의 0.5~1.3˚C가 온실가스 증가에 의한 것이며, 이러한 기온증가가 기후 시스템의 내부 변동성(internal variability)에 의해 발생했을 가능성은 거의 없다고 알려져 있다.

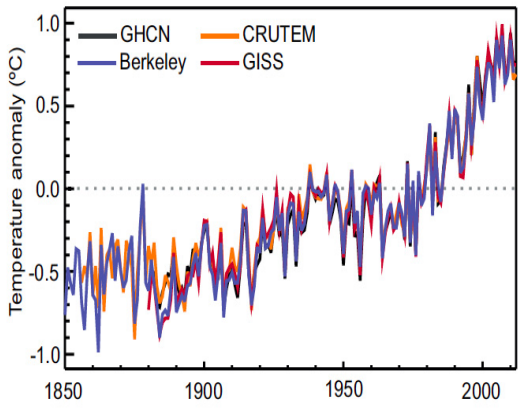


그림 2.19. 관측 데이터에서 나타난 전지구 연평균 지표기온 평년편차(1961~1990년 기후값 대비; IPCC(2013)의 Figure 2.14)

표 2.1. HadCRUT4(Morice et al., 2012) 자료에서 나타난 전지구 평균기온의 변화경향(IPCC(2013)의 Table 2.7)

기 간	경향 [℃/10년]
1880~2012년	0.062±0.012
1901~2012년	0.075±0.013
1951~2012년	0.106±0.027
1979~2012년	0.155±0.033

충분한 관측자료가 존재하는 1901~2010년 기간 연평균기온 변화경향의 수평적 분포를 살펴보면 지역에 따라서 그 강도가 다르게 나타나지만 거의 대부분의 지면, 해양 위에서 전반적으로 양의 추세가 나타난다(Figure 10.2 of 5차 평가보고서의 그림 10.2; Bindoff et al., 2013). 해양보다 대륙 위에서, 위도에 따라서는 북반구 고위도 지역, 북극해 및 그 주변 해안에서 높은 상승이 나타난다. 비교적 최근 기간인 1979~2010년에는 대부분의 지역에서 기온의 상승이 지속되지만, 동태평양과 남대서양(Southern Ocean)에서 기온의 약한 하강이 나타난다. 이러한 기온상승의 수평적 차이는 기후시스템내에서 발생하는 대기-지면, 대기-해양 상호작용의 지역적 차이에 의해 나타난다.

IPCC 4차 평가보고서는 도시열섬 효과(urban heat island effect)와 토지이용피복변화 효과(land-used land-cover change effect)는 전반적으로 기온을 상승시키지만, 이는 해당 지역에 국한된 현상으로서 대규모 경향에는 그 기여도가 매우 작다고 결론지었다. IPCC 5차 평가보고서도 비슷한 결론을 제시하였으나, 중국 베이징과 같이 도시화 영향이 매우 강한 지역에서는 도시열섬 효과 및 지면사용피복변화 효과의 기여도가 관측소 기온자료에 나타나는 온난화 경향의 40~80% 정도를 설명하는 것으로 나타난다. 그러나 이러한 지역적 영향을 감안하더라도 전지구 표면온도 변화의 10% 이상의 경향을 설명할 가능성은 매우 낮다.

IPCC 4차 평가보고서에 의하면 1950년 이후 최저기온의 상승이 최고기온의 상승보다 빨라 기온의 일교차가 전지구적으로 감소하였다. 하지만 보다 최근 기간(1997~2004년)에는 이러한 일교차의 변화 추세가 거의 없고, IPCC 5차 평가보고서에 의하면 1980년대 중반 이후로는 오히려 기온의 일교차가 약간 증가하였는데, 이러한 경향은 지면 태양복사에너지 입사량의 감소(dimming)와 증가(brightening) 경향과 어느 정도 관련이 있다고 알려져 있으나, 아직 그 뚜렷한 원인은 보고되지 않았다.

최근 15년(1998~2012년) 기간은 전지구 평균기온의 상승세가 매우 약해져, 온난화의 "중단(hiatus)" 기간이라고까지 여겨지고 있다(Kosaka and Xie, 2013). HadCRUT4 자료(Morice et al., 2012)에 의하면 이 기간 중 전지구 평균기온은 +0.04℃/10년 정도의 상승경향을 나타냈는데, 이는 1951~2012년 기간의 증가율인 +0.11℃/10년의 1/3 정도에 지나지 않는다. 이러한 경향은 북반구 겨울철에 가장 두드러진다. 성층권 및 대류권 수증기에 의한 복사강제력의 약화(Solomon et al., 2010), 에어로졸의 급격한 증가(Solomon et al., 2011; Kaufmann et al., 2011), 태양조도의 변화(Kaufmann et al., 2011)와 같은 외부변동성, 라니냐 형태의 냉각(La-Nina-like cooling)과 같은 기후 시스템의 내부 변동성(Meehl et al., 2011; Kosaka and Xie, 2013) 등이 온난화 중단의 원인으로 제시되었으나 아직 그 명확한 메커니즘은 밝혀지지 않고 있다.

라디오존데와 위성관측자료에 의하면 20세기 중반 이후로 지표면 근처의 기온 상승과 더불어 대류권 전체의 평균기온도 상승하였다(북반구는 중간정도, 열대와 남반구는 낮은 정도의 신뢰도). IPCC 4차 평가보고서에 의하면 대류권의 평균기온은 라디오존데 자료가 존재하는 1950년대 후반 이후에 지면 기온보다 빠르게 상승하였으나, 위성자료가 가용한 1970년대 후반 이후에는 지면 기온과 비슷한 경향으로 상승하였다. 성층권은 같은 기간 동안 전반적으로 냉각되는 경향을 나타내었는데, 관측자료별, 지역별 차이가 커서 그 경향성의 신뢰도는 중간 혹은 그 이하 수준이다.

평균기온의 변화와 함께 극한기온의 변화도 뚜렷하게 나타난다. 20세기 중반 이후로 극한지수 중 극한저온(cold extreme) 관련지수(예: 한랭야, 혹한일)는 뚜렷이 감소하고 극한고온(warm extreme) 관련지수(예: 열대야, 혹서일, 열파)는 뚜렷이 증가하였다(IPCC 4차 평가보고서, 5차 평가보고서, SREX).

2.3.2. 우리나라 및 동아시아

2.3.2.1. 평균기온의 변화

우리나라의 연평균기온은 20세기 동안 IPCC 4차 평가보고서에 나타난 전지구 평균 변화보다 큰 상승세를 보여 1954~1999년 기간 동안 +0.23˚C/10년의 변화율을 나타내었으나(Jung et al., 2002), 최근 기상청(2012)에 의하면 1981~2010년 기간 동안 0.41˚C/10년, 이경미 등(2011)에 의하면 2001~2010년 기간 동안 0.5˚C/10년의 변화율을 보이고 있어 최근 이러한 온난화가 더욱 강화된 것으로 보인다.

기온의 변화경향은 계절에 따라 강도의 차이를 보이는데 1981~2010년 기간 동안 겨울(0.56˚C/10년)과 가을(0.49˚C/10년)에 봄(0.25˚C/10년)과 여름(0.24˚C/10년)에 비해 강한 상승 경향이 나타났다(기상청(2012)의 표 3.4). 이경미 등(2011)에 의하면 2001~2010년 기간에 한반도 평균 최고기온과 최저기온은 각각 0.5˚C/10년, 0.6˚C/10년의 상승 경향을 보였는데, 이 기간에도 가을철과 겨울철 최저기온이 각각 0.8˚C/10년, 0.7˚C/10년의 가장 큰 상승 경향을 나타내었다. 같은 기간 동안 최저기온이 최고기온에 비해 상대적으로 큰 상승세를 보임에 따라 일교차는 전반적으로 감소하였는데 특히 9월에 가장 크게(0.9˚C/10년) 감소하였다. 한반도의 지리환경적 특성 및 주변 대기순환의 변화특성이 이러한 계절적 차이를 가져왔을 것으로 여겨지는데, 아직 그 뚜렷한 원인분석은 이루어지지 않고 있으며 정일웅 등(2012)은 한반도에서 여름철에 온난화 경향이 가장 약하게 나타나는 것이 운량의 증가와 관련이 있다고 제시하였다.

한반도 기온은 공간적으로 한반도 거의 모든 지역에서 상승하는 것으로 나타나며, 상승 경향은 특히 수도권을 비롯한 내륙지역에서 강하고, 호남 남서해안에서 상대적으로 약하다(그림 2.20). 연평균최고기온은 중부 지방보다 남부 지방에서 상대적으로 크게 상승하였으며, 최저기온은 영서지방을 중심으로 큰 상승이 나타났다. 이러한 최근 경향은 위성관측자료에서도 발견된다(Yoo et al., 2011).

북한의 경우 연평균기온이 1981~2010년 기간 동안 1.4˚C 상승(0.45˚C/10년)하여 남한보다 기온상승 현상이 더 뚜렷하며, 특히 여름철 기온상승이 0.39˚C/10년으로 남한에 비해 매우 크게 나타난다.

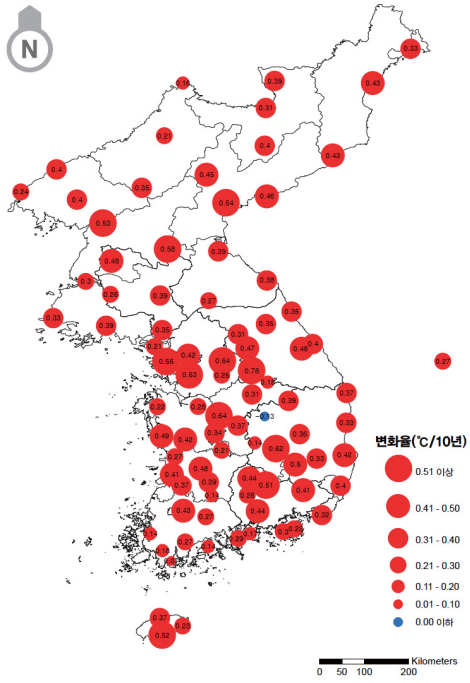


그림 2.20. 한반도 연평균기온 변화율의 공간분포 [℃/10년](기상청(2012)의 그림 3.9)

한반도는 20세기 중반 이후 지금까지 매우 급격한 도시화가 진행되었고, 장기 기온의 변화에는 이러한 효과가 뚜렷이 나타난다. Kim and Kim(2011)에 의하면 남한 대도시 중 대구, 포항, 서울, 인천에서 1954~2008년 기간 동안 각각 1.35, 1.17, 1.16, 1.10˚C의 기온상승이 도시화 효과에 의해서 발생하였으며, 한반도 전체 12개 도시에서 같은 기간 동안 발생한 평균 1.37˚C의 기온상승 중 0.77˚C가 도시화 효과에 의한 것으로 나타났는데 이것은 전체 기온상승의 약 56%를 도시화 효과가 설명하고 있음을 보여 준다. Kug and Ahn(2013)은 1975~2005년 기간에 한반도 40개 도시에서 나타난 인구증가를 토대로 같은 기간 동안 기온증가에서의 도시화 효과를 추정하였는데, 도시화 정도가 가장 크게 나타났던 5개 대도시(서울, 부산, 대구, 대전, 광주)의 경우 분석기간 동안의 기온상승(1.19˚C)의 약 48%(0.57˚C)가 도시화 효과와 관련이 있다고 분석되었다(그림 2.21). 반면 거주인구 10만 이하의 소도시의 경우, 같은 기간 동

안 도시화에 의한 기온 상승 효과는 0.06℃에 지나지 않았으며, 그 이하 규모의 도시 혹은 시골(country) 지역은 오히려 -0.09℃ 감소하는 효과가 나타나, 한반도에서의 도시화 효과는 도시 크기에 따라 매우 큰 차이를 나타냄을 제시하였다.

이와 같은 도시화 효과에 의한 영향은 「한국 기후변화 평가보고서 2010」에서 제시되었던 도시화 효과에 비해 상대적으로 큰 값으로 평가된다. '한국 기후변화 평가보고서 2010' 표 6.9의 도시화 효과에 관한 연구논문의 요약을 살펴보면 평균기온 상승에 대한 도시화 효과는 도시별로 차이가 있지만 약 30% 정도를 설명하는 것으로 위에서 제시된 값들과는 차이가 있다. 이와 같은 차이는 분석 기간 및 도시화 효과를 설명하는 분석 방법의 차이에 의해 기인한 것으로 생각할 수 있다. 도시화에 따른 기후변화 또는 전체 평균기온 증가율에 대한 도시화 효과를 정확하게 파악하기 위해서는 한반도 장기 관측자료에서부터 도시화 효과를 파악하고 도시화의 특성을 파악하기 위한 다양하고 세밀한 접근 방법이 필요하다.

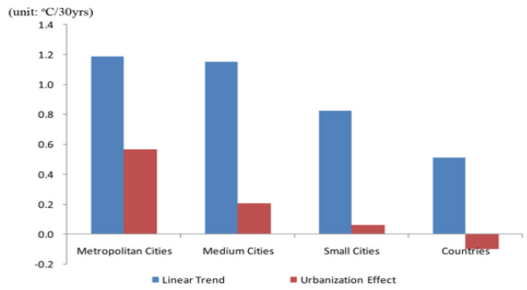


그림 2.21. 1979~2005년 동안 한반도 40개 도시 평균 연평균기온의 선형 경향(파란색 막대), 도시화효과에 의한 기여(빨간색 막대). Metropolitan city: 서울, 대구, 대전, 광주, medium city: 인구 30만 이상, small city: 인구 10~30만, country: 인구 10만 이하(2005년 인구기준)(Kug and Ahn(2013)의 Figure 5).

2.3.2.2. 기온 변동성 및 극한값 변화

IPCC 4차 및 5차 평가보고서에 의하면 인간활동에 의한 기후강제력 변화에 따라 전지구 평균온도는 상승하였으나 그 변동성은 감소하였다. 이에 따라 한랭 일수와 한파 발생 빈도와 같은 한랭관련 지수는 감소 경향을, 열파와 혹서 일수 등의 온난 지수는 증가 경향을 보인다. 그러나 이러한 경향은 각 지역의 고유 기후특성, 지리적 조건, 도시화 정도에 따라 상이한 양상을 보인다.

우리나라 및 동아시아 지역의 기온 변화 양상은 전지구 평균 변화 양상과 상당 부분 비슷하나 극한(extreme)값 변화 일부에서 독특한 양상을 나타낸다. 한반도의 기온 변동성은 전반적으로 약간 감소한 것으로 나타나는데, 조아라와 서명석(2010)에 의하면 1977~2006년 기간 동안 1주일에서 1개월(7~31일) 사이의 우리나라 기온 변동성이 우리나라 대부분 지역에서 감소하였고, 최영은과 박창용(2010), Woo et al.(2012) 등은 1980년대에서 1990년대까지 겨울철 한파 감소와 함께 기온의 계절내 변동성이 감소하였음을 제시하였다.

Choi et al.(2009a), Woo et al.(2012) 또한 전구규모의 온도가 상승함에도 불구하고 겨울철 한파 발생의 빈도가 줄지 않으며, 오히려 최근 10여년간은 한파 발생의 빈도가 증가했음을 밝혔다. 실제 기상청 관측자료에 의하면 2009/10년, 2012/13년 겨울에 한반도에는 기존 관측 극값을 갱신하는 한파가 연이어 발생하였으며, 특히 2013년 1월의 경우에 1월 상순 전국 평균 최저기온이 한반도 전지역의 관측망이 완비된 1973년 이후 가장 낮은 값을 기록하였다. 이는 동아시아 지역의 대규모 대기순환장의 변화와 관련이 있는 것으로 보인다. 한반도 및 동아시아 지역의 겨울철 기온은 동아시아 겨울 몬순 및 시베리아고기압의 강도와 음의 상관성을 나타내는데(Jeong and Ho, 2005; Jeong et al., 2011), 특히 임은순과 안중배(2004), Jeong and Ho(2005), Park et al.(2011)은 우리나라 겨울철 기온의 변동성은 북극진동의 위상과 큰 관계가 있음을 제시하였다. 지구온난화 추세와 함께 1990년대까지는 겨울몬순 및 시베리아고기압의 강도가 감소하는 경향을 나타내었고, 북극진동의 위상이 양의 경향을 나타내었다. 그러나 1990년대 중반 이후 시베리아고기압 강도가 빠르게 회복하는 경향을 나타내고 북극진동지수는 극단적인 음의 지수가 자주 나타나며 오히려 약한 음의 경향성을 나타내었다(Jeong et al.(2011)의 그림 2.33). 그 결과 최근 10년간 한반도 및 동아시아 지역에는 한파 발생에 유리

한 대규모 대기순환장이 조성되어, 한파 발생의 빈도와 그 지속기간이 증가한 것으로 보이며 이와 관련하여 겨울철 기온의 장주기(7일 이상) 변동성이 강화되었다(Woo et al.(2012)의 그림 2.22). 특히 최근 북극진동의 수평 패턴의 중심이 유라시아 대륙 쪽으로 이동하고(Zhang et al., 2008) 우리나라 겨울철 기온이 최근(1986년 이후)들어 북극진동과의 상관성이 이전보다 크게 높아졌는데(임소민 등, 2012), 이는 최근 한반도 및 동아시아 전체에서 연이어 발생하는 기록적인 한파 발생과도 관련되어 있다.

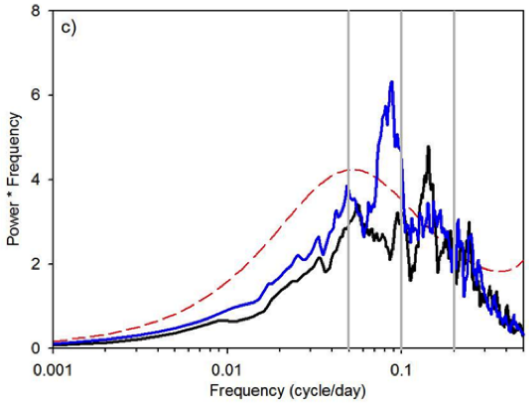


그림 2.22. 한반도 겨울철 일평균기온의 파워스펙트럼. 파란색: 2001~2010년, 검정색: 1991~2000년. 빨간 점선은 95% 신뢰구간을 나타냄. 세 개의 회색 선은 각각 20, 10, 5일을 나타냄(Woo et al.(2012)의 Figure 2 재구성)

2.4. 물순환의 변화

2.4.1. 강수

IPCC 5차 평가보고서에서는 지난 20세기 즉, 1901년부터 2008년까지의 전구 육지 지역 강수량이 증가하는 경향이 있으나, 1951년부터 2008년까지의 증가 경향은 뚜렷하지 않음을 제시하였다(그림 2.23). 우리나라의 경우, 지난 세기 연강수량은 증가 경향을 보이며 특히 여름철의 강수량 증가가 뚜렷하다(국립기상연구소, 2010). 우리나라는 중위도 지역에서 대륙과 해양의 영향을 동시에 받고 지형이 복잡하여 강수량 증가 경향은 지역에 따라 큰 차이를 보이지만, 전체적인 강수량 증가와 더불어 대체적으로 강수일수는 감소하고 강수강도가 증가하는 특징을 갖는다.

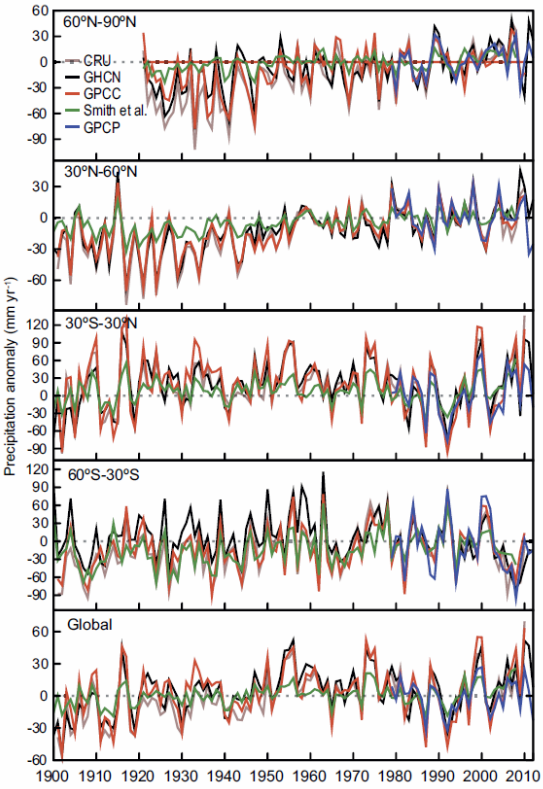


그림 2.23. 육지지역에서 평균된 강수량 편차. 기후값은 1981~2000년 평균임(IPCC, 2013)

이경미 등(2011)은 장기간 강수량 변동경향과 더불어 최근 10년간 즉, 2001년부터 2010년까지 우리나라의 평균 연강수량의 변화를 분석하였다. 61개 우리나라 관측소 강수량을 토대로 한 최근 10년간(2001~2010년) 연평균강수량은 약 1,412㎜로 지난 30년 평균 연강수량 약 1,315㎜에 비하여 약 7.4% 증가하였다. 최근 10년 우리나라의 연강수량의 증가는 여름철 증가가 가장 큰 부분을 차지하며, 특히 장마 기간인 7월의 증가가 가장 큰 부분을 차지한다(그림 2.24). 강수량의 변화가 전 계절에 걸쳐 같은 경향을 보이는 것은 아니며, 지역에 따라서 차이를 보이고 있다. 이러한 변화의 원인으로 대규모 대기순환, 지구온난화, 도시화 등이 영향을 미쳤을 것으로 여겨진다. 한반도 강수는 연강수량의 50% 이상이 여름철에 집중되는 여름 몬순의 특징을 갖는다는 것을 고려하였을 때, 우리나라의 여름철 강수량 증가 경향은 우리나라 지역 여름 몬순의 강화와 관련이 있다.

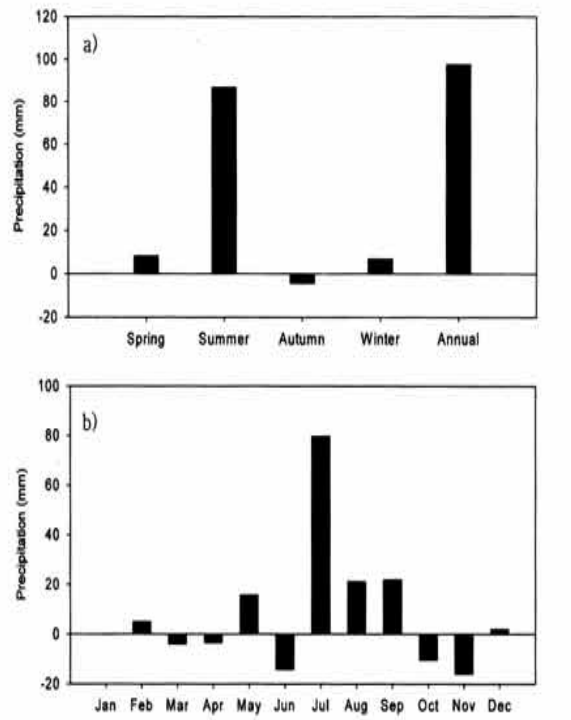


그림 2.24. 최근 10년(2001~2010년)과 과거 30년(1971~2000년) 평균 강수량의 차이. (a)계절 강수량과 연강수량, (b)월강수량(이경미 등, 2011)

우리나라의 강수량 증가는 시기적으로 1990년대 후반 이후에 뚜렷하게 나타난다. Choi et al.(2010b)은 우리나라 60개 관측소 자료를 이용하여 1998년 이후 여름철 강수량이 유의하게 증가하였다는 것을 보였다(그림 2.25). 그들은 이러한 증가가 호우의 증가와 관련이 있다는 것을 제시하였으며, 그와 관련하여 우리나라를 지나가는 태풍수가 1998년 이후 크게 증가하였다는 것을 보였다(그림 2.26).

우리나라의 경우에 우기의 강수량 경향과 건기의 강수량의 경향은 서로 무관하지 않은데, 김연희 등(2010)은 우기(6월부터 9월)와 건기(10월부터 5월)를 나누어 각각의 강수량의 선형 경향을 살펴보았다. 그들은 우기의 강수량은 뚜렷하게 증가하는 경향이 있으나, 건기의 강수량은 감소하는 양극화 경향이 있다는 것을 보였다.

이는 기후변화와 관련하여 강수량의 연진동폭이 커진다는 것을 의미한다. 이와 관련하여 Chou and Lan(2012)은 지구온난화에 따라 강수량의 연범위(annual range)가 증가하는 것을 보였는데, 이러한 연범위의 증가는 지구온난화에 따른 최대 강수 시기의 강수량 증가에 의해 나타나고, 그 증가 원인으로 지구온난화에 따른 하층 수증기의 증가에 따른 연직 습윤이류(moisture advection)를 지목하였다.

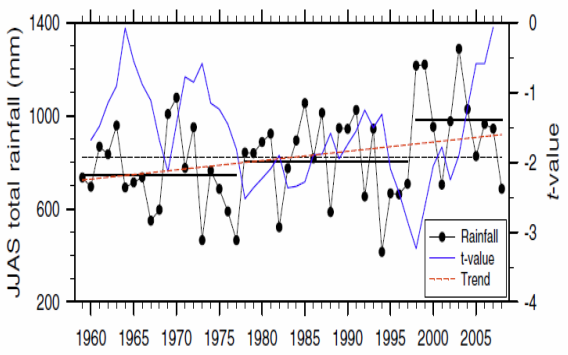


그림 2.25. 6월부터 9월까지의 한반도 12개 관측소 강수량의 경년 변동성. 두꺼운 실선, 점선, 파란 실선, 그리고 빨간 점선은 각각 기간 평균, 50년 평균, 변화시점분석에 대한 t-값, 그리고 선형 경향을 의미함(Choi et al., 2010).

기후학적으로 한반도의 여름철 동안 계절내 진동 규모에서 두 번의 우기가 존재한다. 첫 번째 우기는 6월 말에서 7월 중순까지이고, 두 번째 우기는 8월 말에서 9월 초까지이며, 그 사이에 휴지기가 존재한다. Kim et al.(2010)은 우리나라 관측소 강수량 자료를 활용하여 기후적인 계절내진동을 만들어 우기의 기후적 구조가 1990년대 중반 이후 앞당겨져 있다고 보고하였다. 또한 이런 기후적 계절내진동의 이른 진행은 적도를 가로 지르는 몬순류의 빠른 계절전이에 의해 이루어 질 수 있다고 제시하였다. 이와 유사하게 Roh et al.(2012)은 우기의 시간적 구조가 1990년대 중반 이후 변화하였다고 보였는데, 첫 번째 우기는 앞당겨지고 강화되었고 두 번째 우기는 시간적으로 넓게 분포하여 휴지기가 뚜렷하지 않다고 주장하였다(그림 2.27). 그들은 이에 대한 이유로 1990년대 중반 이후 아열대와 중위도 사이에 강화된 남북순환을 지적하였다. 그리고 Lee et al.(2010)은 1970년대 중반 이후 한반도 두 우기의 시기가 앞당겨졌으며, 특히 8월 강수가 증가하였다는 것을 보이고, 그에 대한 이유로 ENSO와 원격상관의 변화를 들었다. 한편 강수량의 증가 경향은 지역적으로 크게 차이가 난다. Kim et al.(2012)은 남북한의 관측소 자료를 이용하여 1983년부터 2007년까지 북한의 강수량은 감소하는 경향이,

남한의 강수량은 증가하는 경향이 있음을 보고

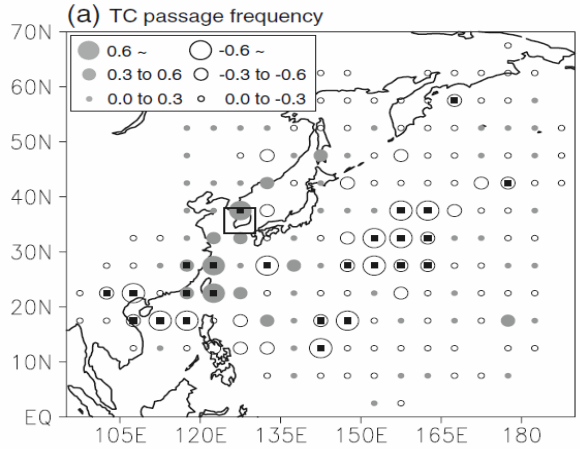


그림 2.26. 각 5x5도 격자 상자에 대한 태풍 경로 빈도의 기간(1998~2008년과 1974~1997년) 평균의 차이

하였고, Lee and Yoon(2012)은 2000년대 들어 중부 및 남부지방에서는 7월강수가 증가하고, 제주지역에서는 9월강수가 특히 증가했다는 것을 보였다. 이러한 장마철의 특징 변화에 다양한 요인이 영향을 미쳤을 것으로 여겨지는데, 그 정확한 요인분석은 아직 이루어지고 있지 않다. Choi et al.(2010a)은 우리나라를 비롯한 중국 일부 지역, 일본의 봄철 강수량이 1980년대 이후 급격히 줄었다는 것을 보였고, 그와 관련하여 동아시아 지역의 고기압성 흐름이 강화되었고, 북서태평양 지역의 아열대 고기압이 상대적으로 약화되었다는 것을 제시하였다. 이와 관련된 북풍은 우리나라 지역으로의 따뜻하고 습윤한 공기의 유입을 막을 수 있다고 하였다.

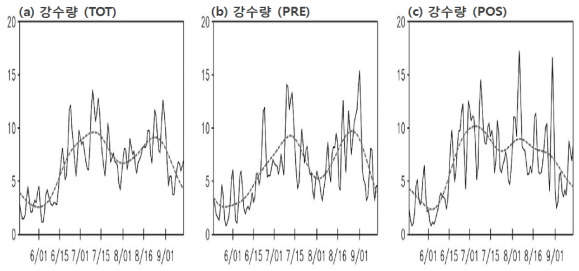


그림 2.27. 61개의 KMA 관측소 강수(실선)의 첫 번째 CSEOF 모드의 시계열(점선) (a)전체 기간, (b)1979~1995년, (c)1996~2008년(Roh et al., 2012)

2.4.2. 수증기

지구온난화와 관련하여 지상기온은 지난 세기 이후 증가되어 왔다. 이와 관련하여 지상 부근의 수증기는 클라우시우스-클리페롱 관계(Clausius-Clapeyron relation)에 따라 증가될 것으로 기대된다. 또한 수증기 자체는 효율적인 온실가스이므로 기온과의 양의 피드백으로 수증기의 양은 더욱 증가할 수 있다. IPCC 5차 평가보고서는 지난 20세기 즉, 1901년부터 2012년까지의 전구 비습이 증가하는 경향이 뚜렷하다고 보고하였다(그림 2.28). 특히 육지 지역의 비습 증가경향이 해양 지역보다 뚜렷하지만, 1973년부터 2012년까지의 최근 40년 동안은 육지 및 해양 지역의 증가 경향이 비슷하게 나타난다고 제시하였다. 우리나라를 비롯한 동아시아 지역도 증가하는 경향은 뚜렷하게 나타난다. 위성자료에 기반한 연직 적분된 수증기량도 1998년에서 2012년까지 기간에 대하여 전지구적으로 증가하는 경향을 갖는다(Wentz et al., 2007).

반면에 상대습도는 위와 다른 경향을 보인다. 고명찬과 이승호(2013)는 1954년부터 2011년까지의 우리나라 관측소 일평균상대습도의 변화를 살펴보았는데, 연평균상대습도는 감소하는 경향이 뚜렷하다는 것을 보였다(그림 2.29). 또한 도시의 상대습도 감소경향이 비도시의 감소 경향보다 크며, 봄철과 겨울철에 여름보다 감소경향이 더 뚜렷하다는 것을 제시하였다. 서예원 등(2010)도 우리나라 주요 도시의 상대습도가 지난 세기 이후 4월에 감소하는 경향이 있는 반면, 7월에는 유의한 경향이 없다는 것을 보였다. 상대습도의 감소는 수증기량 즉 비습의 감소를 의미하지는 않는다. 왜냐하면 상대습도는 기온의 함수이므로 수증기량의 증가에 비해 기온상승의 증가가 클 때, 상대습도는 감소할 수 있기 때문이다. IPCC 4차 평가보고서에서는 전지구적으로 대류권 상대습도의 변화는 유의하지 않다고 제시되었다.

수증기량의 증가는 주로 지상기온의 증가에 의해 이루질 수 있으나, 대기의 에어로졸도 구름생성에 영향을 주어 간접적으로 수증기의 증가에 영향을 줄 수 있다. Yum and Cha(2010)는 우리나라 지역 강수를 강도별로 나누었을 때, 아주 작은 강도의 강수 빈도는 감소하는 경향이 있는 반면에 에어로졸 증가와 관련된 강수는 증가하는 경향이 있다는 것을 보였다. 즉, 인간 활동에 의한 에어로졸 증가는 강수를 증가시키고 또 이는 구름의 성장을 저해하여 대기 중 수증기 증가와 운량에 기여할 수 있음을 알 수 있다.

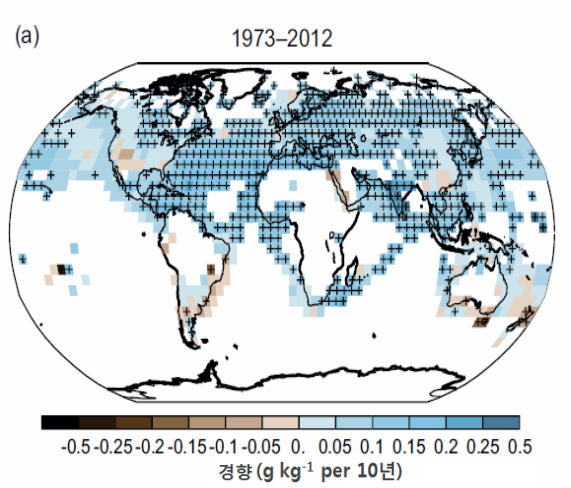


그림 2.28. HadISDH와 NOCS에 기반한 1973년부터 2012년까지의 지상 비습의 선형 경향. 덧셈표시(+)는 90% 신뢰수준에서 선형 증가경향이 유의함을 의미함 (IPCC, 2013).

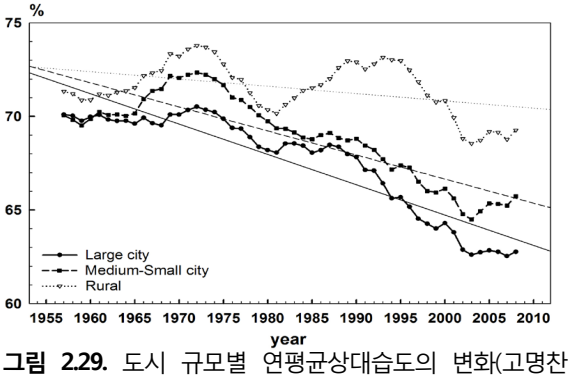


그림 2.29. 도시 규모별 연평균상대습도의 변화(고명찬과 이승호, 2013)

2.4.3. 구름

IPCC 4차 평가보고서에서 지상 자료에 기반하여 미국, 구소련, 서유럽, 중위도 캐나다 및 호주 지역에서는 1970년대 이후에 운량이 증가되었다고 보고되었으나, 중국, 중유럽 등은 운량이 감소하는 경향이 나타났다. 위성자료는 시공간적으로 더 넓은 지역의 자료를 제공하지만 정확도는 실제 현장관측에 비하여 상대적으로 떨어진다.

전지구적인 운량의 변화는 서로 다른 위성자료끼리 불일치하기 때문에, 장기적인 운량 변화를 평가하는 것은 쉽지 않다(Stubenrauch et al., 2013). 그러므로 운량의 경향은 존재하지만 지역적인 편차가 크며, 특정 지역에 대하여 서로 다른 위성으로부터 얻은 결과의 경향이 같다고 하더라도 그 변동성의 유의성을 평가하기는 어렵다. 김유준 등(2011)은 2001년부터 2008년까지의 기간에 대하여 MODIS 위성자료를 사용하여 한반도 및 그 주변 운량의 변화 경향성이 없다는 것을 보였다. 또한 그들은 에어로졸과 운량의 장기간 증가 혹은 감소 경향은 보이지 않았지만, 유사한 변화경향을 보여 한반도 근처에서 운량의 변화가 에어로졸의 간접효과에 의해 크게 나타날 수 있음을 제시하였다.

2.4.4. 증발산

육지 지역의 증발산은 수문순환 및 탄소순환에 중요한 요소이다. 육지지역 연강수량의 약 60%는 육지 지역의 증발산을 통해 대기로 돌아간다. Jung 등(2010)은 직접 관측 등을 토대로 1982년부터 2008년까지의 기간에 대하여 증발산량이 증가하는 경향이 있으나, 최근 기간 즉 1998년부터 2008년까지의 기간에 대해서는 감소하는 경향이 있다고 보고하였다. 한편 최근 경향에 대하여 증발산 경향과 토양수분 경향의 공간분포는 대체적으로 일치하며, 경년변동성도 서로 잘 일치한다는 것을 보였다. 또한 그들은 남반구 육지 지역의 토양 수분의 감소가 전구 증발산을 증가시키는데 기여한다고 제안하였다. 국내 증발산 변화에 대한 연구는 부족하지만, Li et al.(2012)은 중국 황토고원 지역에 대하여 연 증발산의 변화 폭이 평균적으로 증가하는 경향이 있다는 것을 보였다. 그러나 그에 대한 정확한 이유는 아직 보고되고 있지 않다.

2.5. 극한현상의 변화

2.5.1 서론

전지구 기후변화 양상은 평균값 이외에도 연중분포의 양극단을 차지하는 한파, 열파, 호우, 가뭄 등의 극한기후현상에도 잘 나타났다(IPCC, 2007; 2013). 우리나라에서도 20세기 후반 이러한 극한저온이나 극한고온현상 변화에 의하여 계절별로 에너지 사용량이 바뀌고 있으며, 극한강수현상들에 의해 유발된 홍수나 한발 등의 자연재해 강도가 증가하여 인명피해뿐만 아니라 의식주 활동과 관련된 수많은 재산상의 피해 규모도 증가하고 있다. 한반도 기후변화의 양상은 지난 20세기 동안 기후값의 분포에서 평균값을

중심으로 좌우 분산이 비대칭적으로 변모하여 계절에 따라 극한기후현상도 다양한 변화상태를 보이고 있다.

2.5.2. 극한기온현상의 변화

지난 20세기 이래 우리나라 극한기온현상은 전 세계적으로 나타나는 변화와 유사하게 나타났다(그림 2.30). 1980년대 후반을 기점으로 우리나라 대부분의 관측지점에 걸쳐 극한저온현상은 뚜렷하게 감소하지만, 극한고온현상은 상대적으로 약하게 증가하는 변화양상이 나타났고, 특히 일최고기온을 기준으로 정의된 주간 극한기온현상보다는 일최저기온을 기준으로 정의된 야간 극한기온현상의 변화 추세가 더 뚜렷하게 나타났다(Choi, 2004; Choi et al., 2008; 이경미 등, 2011; Lee et al., 2013).

기후자료 관측소가 도시화 효과의 영향을 받은 지점도 있지만 계절별로 극한저온현상의 감소 추세는 겨울철을 중심으로 공간적으로 기후자료 관측소가 도시화 효과의 영향을 받은 지점도 있지만 도시화 효과가 거의 없는 지점에서도 뚜렷하게 나타났다. 반면 여름철 극한고온현상의 증가 추세는 약하게 나타나 사용하는 지수에 따라 통계적 유의성이 낮아 변화가 있다고 하기 어려운 경우도 있다. 상대적 임계값으로 정의한 지수를 중심으로 살펴보면, 주야간별로는 일최저기온 상하위 10퍼센타일 값으로 정의한 온난야(warm night)와 한랭야(cool night)는 모두 통계적으로 유의하게 각각 증가하고 감소하는 패턴이 나타났지만, 일최고기온 상하위 10퍼센타일 값으로 정의한 온난일(warm day)은 통계적으로 유의미한 변화추세가 뚜렷하지 않았다. 또한 한랭일(cool day)은 통계적으로 유의하게 감소하였지만 그 규모는 한랭야(cold night)와 비교하여 상대적으로 작게 나타났다.

Choi et al.(2008)이 수행한 1973년 이래 우리나라 61개 지점 평균적인 일별 극한기온현상 변화 분석 결과에 따르면, 30년 일별 기온의 상하위 10퍼센타일 기준 한랭야는 9.2일/10년, 한랭일은 2.7일/10년씩 감소하고, 온난야는 4.9일/10년, 온난일은 6.8일/10년씩 증가하고 있음을 알 수 있다. 이러한 주야간 계절별 비대칭적인 변화 추세가 더 뚜렷한 극한기온지수 일수록 더 많은 관측지점에서 통계적 유의성을 지닌 변화 양상을 보였다. 절대적 임계치를 기준으로 극한저온 기후지수들(예; 일최저기온 0℃이하 서리일(frost day), 일최고기온 0℃이하 결빙일(ice day) 등)은 극한고온 기후지수들의 증가하는 비율에 비하여 더 뚜렷한 감소패턴을 보였다. 이러한 변화추세는 20세기 후반부로 올수록 특히 1980년대 이후에 더욱 뚜렷하게 나타났다.

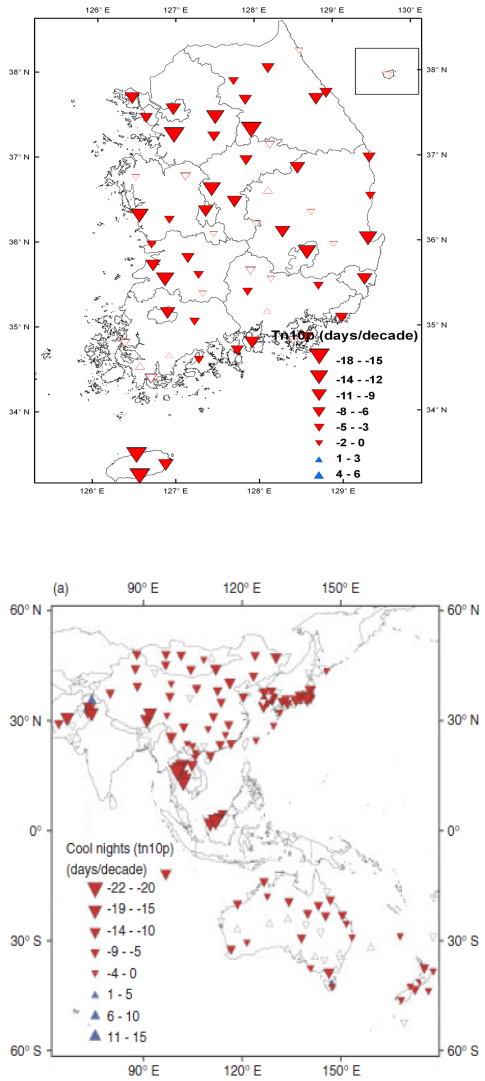


그림 2.30. 최근 40년간(1973~2012년) 우리나라(상)와 20세기 중반 이래(1955~2007년) 서태평양지역(하)의 극한저온현상 변화(Choi(2014)의 자료 재구성, Choi et al.(2009a))

절대적 임계치를 기준으로 정의된 극한고온지수를 바탕으로 여름철 극한고온현상과 관련하여서는 우리나라는 동아시아 여름 몬순대에 속하여 호우현상이 증가하기 때문에 극한고온현상의 발생빈도가 둔화되고 있는 것으로 사료된다(Choi et al., 2008). 관측지점 수가 증가하기

시작한 1970년대 초반 이후 일최고기온 25℃이상의 여름일(summer day) 발생빈도는 통계적으로 뚜렷한 변화가 탐지되지 않는다. 일최저기온 25℃이상의 열대야(tropical night)와 같은 야간 극한고온현상의 경우에는 관측지점에 따라 그 발생빈도가 증가하는 지역도 있지만 감소하거나 변화가 잘 관찰되지 않는 관측지점도 나타나고 있다(최광용과 권원태, 2005; 박우선과 서명석, 2011). 박우선과 서명석(2011)은 최근 50년간 우리나라 열대야 발생 추세를 분석하여 제주, 울산, 포항 등 일부 지역에서만 증가추세를 보임을 밝혔는데 이런 지역의 경우에는 대부분 관측소 주변지역들이 최근 도시피복의 변화를 극심하게 경험한 지역에 해당된다. 최광용과 권원태(2005)는 전국 61개 관측지점의 열대야 발생빈도를 초저녁, 심야, 새벽 등으로 분석하여 1970년대 초반 이래 대부분 도시지역의 열대야만이 주로 증가하는 경향이 나타나고 비도시 지역의 변화는 뚜렷하지 않다고 주장하였다. 단일지점의 경우이지만 같은 맥락에서 최광용(2010)은 지난 100년 동안 서울의 열 지수 변화를 분석하여 사망자를 유발하는 열파 발생빈도에는 뚜렷한 변화양상이 탐지되지 않았는데 이는 여름철 강수량의 증가 경향과 관련성이 있다고 보고하였다.

극한고온지수의 경우에 한반도에서 전반적으로 증가한 것으로 나타나는데, 최병철 등(2007)과 허인혜와 권원태(2007)는 지구온난화와 도시화 효과로 인해 1950년대 이후 열대야를 포함한 극한고온지수가 뚜렷이 증가했음을, 박우선과 서명석(2011)은 1990년대 이후 우리나라에서 열대야의 증가 양상이 나타남을 보인 바 있다. 실제 기상청 관측자료에 의하면 최근 10년간 2006년 10월, 2008년 9월, 2010년 8~9월, 2011년 9월, 2012년 8월 등에 극한고온현상이 5~10일 이상 지속되어 과거 관측 기온 최고값이 연이어 갱신된 바 있다.

우리나라 몇몇 연구들에서는 한반도 극한저온일의 감소와 동아시아 대기순환장의 변화와 관련성을 분석하였다(Jeong and Ho, 2005; 허인혜와 이승호, 2006; 최영은과 박창용, 2010; Park et al., 2011; 임소민 등, 2012; Woo et al., 2012). 허인혜와 이승호(2006)는 우리나라 겨울철 극한저온현상의 감소는 시베리아고기압의 약화 추세와 관련성이 있음을 밝혔다. 최영은과 박창용(2010)은 우리나라 중부지방의 결빙일수, 한파지속기간, 혹한일수 등의 분석에서 대부분 한파 발생과 관련된 현상들의 감소 경향은 1990년대에 북극진동이 양의 위상을 보인 겨울철이 자주 발생한 것과 관련성이 있다고 보고하였다. 동아시아 영역에서도 1990년대 이전 북극진동이 음의 위상일 때 한파가 증가하였다고 보고되었다(Gong et al., 2001; Wu and Wang, 2002; Gong and Ho, 2003, 2004; Jeong and Ho, 2005; Park et al., 2011). 그러나 1990년대 후반부터 동아시아 한파현상의 발생빈도가 북극진동현상의 강도 사이의 상관관계가 변화하여 북극진동 이외에 다른 대기순환들도 감시하는 것이 중요할 수 있다는 주장도 제기되었다(Zhang et al., 2008; 임소민 등, 2012).

한랭지수의 경우, Choi et al.(2009a)은 우리나라에서 1955~2007년 기간 동안 한랭일(cold days and nights)이 감소하였음을 제시하였고, 최영은과 박창용(2010)은 1973~2009년 기간 동안 우리나라 중부지방의 혹한일수, 한파지속기간이 감소하였다고 하였다. 그러나 최근 IPCC 5차 평가보고서는 20세기 중반 이후 아시아 지역에서 혹한 일수는 감소하였으나, 한랭 일수와 한랭 극값의 경우 오히려 증가 경향이 나타난다고 하였다

이외에도 1980년대 이후 중국 양쯔강 지역은 엘니뇨가 쇠퇴하는 해에 8월 무더운 날 발생빈도가 더 많다고 보고되었는데(Hu et al., 2012), 이와 관련된 동아시아 열대지역 동서장의 기후특성은 ENSO와 더 관련성이 깊은 것과 잠재적인 상관성이 있다고 주장되기도 하였다(Li and Yang, 2010). 또한, 2000년대 중반 이후에는 극지방 빙권 요소의 변화가 이러한 극한기온현상 발생빈도의 장기간 변화추세에서 벗어난 비정상적인 경년변동을 유발하는 것으로 추정되고 있다. 2000년대 접어들어 최근 몇 년 동안의 경우, 북극 바란츠/카라해의 해빙이 초여름에 녹아 늦가을까지 다시 얼지 않는 면적이 증가하면서 가을철 시베리아 지역의 적설면적이 증가하는 현상이 나타나 장기간 겨울철 온난화에 의한 한파현상의 감소 현상이 다소 둔화되고 있다.

2.5.3. 극한강수현상의 변화

전지구적 규모에서 극한강수현상 변화 양상은 지역에 따라 상이한 증감 패턴을 보이지만 지난 20세기 후반 이래 우리나라에서는 호우현상이 증가하는 지역적 특성을 보였다(그림 2.31). 여러 연구들에 의하면 우리나라에서 호우일의 발생빈도가 증가하고 있으며, 강수량을 강수일 발생빈도로 나눈 강수강도가 증가하고 있다(Choi, 2002; Choi, 2004; Choi et al., 2008, 2009a; 최의수와 문일주, 2008; Jung et al., 2011; 이승호 등, 2011; 최영은 등, 2013). 집중호우의 발생빈도와 강도가 증가함에 따라 전체강수에서 극한강수가 차지하는 비율이 증가하고 있다(Choi et al., 2004; 최영은 등, 2011). Choi et al.(2008)은 과거 15년 평균과 최근 15년 평균을 강수강도별로 비교하여 최근 강수강도의 증가는 주로 극한강수 영역에서 나타나고 있음을 밝혔다. 또한 1973년 이래 우리나라 61개 관측지점 기준 극한강수지수별로 5일 최대 누적강수량은 16㎜/10년, 연중 95퍼센타일 이상의 호우사상의 누적 강수량은 85㎜/10년씩 증가하고 있다고 보고하였다. 최영은 등(2011)도 20세기 중반 이후(1954~2010년) 우리나라 14개 관측지점의 일강수량을 분석하여 95% 백분위수 값 기준 미우(微雨)와 호우를 분석하여 미우는 강도가 약해져 연강수량에서 차지하는 비율이 감소하고, 호우의 빈도와 강도가 증가하여 연강수량에서 차지하는 비율이 높아졌음을 밝혔다. 유사하게 최영은 등(2013)은 1~5일의 누적강수량 연최대치의 장기간 추세를 분석하여 누적기간이 길수록 호우의 강도가 더 뚜렷하게 증가하였음을 밝혔다.

이러한 극한강수현상은 장마휴식기에도 발생하여 여름철 일반적인 강수 시계열 구조인 6월 하순~7월 중순 여름장마기, 7월 하순~8월 상순 장마휴식기(또는 성하기), 8월 중순~9월 초순 늦장마기 패턴이 점차 모호해지고 있다. 그러나 이러한 호우의 발생빈도 및 강도가 증가하는 현상은 우리나라를 포함한 동아시아 일부 지역에 국한되고 서태평양 몬순 지역 전체적으로는 통계적 유의성을 지닌 일관된 증가 또는 감소경향이 관찰되지 않는다(Choi et al., 2009a). 한편, Kim et al.(2006)과 Kim et al.(2009)은 1970년대 이후 태풍에 의해 호우가 증가하고 있다고 하였으나, 실제 우리나라 태풍의 수와 그로 인한 강수량에는 뚜렷한 변화가 나타나지 않고 있다는 상반된 연구 결과들도 제시되었다.

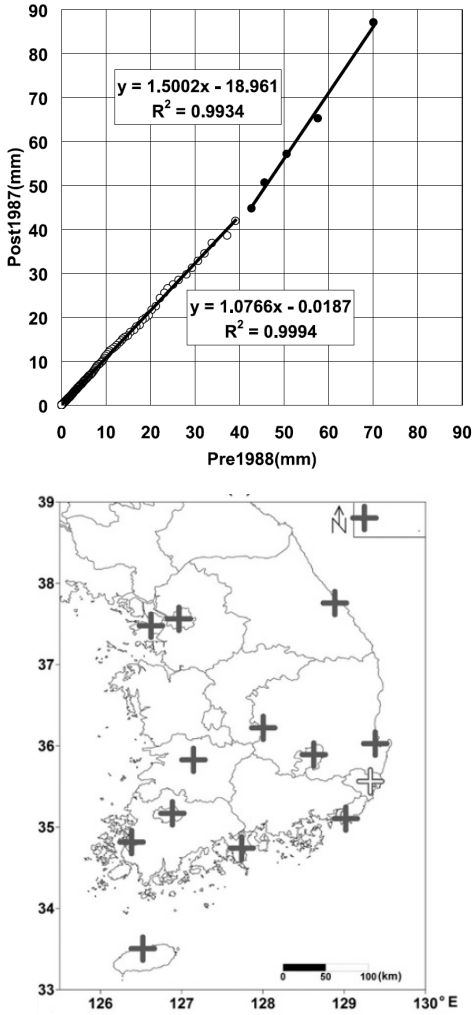


그림 2.31. 우리나라의 과거 15년(1973~1987년) 대비 최근 20년(1988~2007년) 강수강도별 변화(위) 및 20세기 중반 이후(1954~2010년) 극한강수(95퍼센타일) 강도 규모 변화(아래)(Choi et al.(2008), 최영은 등(2011)).

1970년대 이후 우리나라 강수현상 변화의 공간적 패턴을 구체적으로 살펴보면, 경기북부 지역과 태백산맥 및 소백산맥 지역 등 우리나라 산악지역을 중심으로 통계적 유의성을 지닌 증가경향이 뚜렷하게 나타나고 있다(그림 2.32). 이에 따라 이러한 지역을 중심으로 여름철 집중호우에 의한 산사태 위험도가 높게 나타나고 있다.

특히 이러한 극한강수현상의 증가경향은 1990년대 중후반 이후 더욱 뚜렷하게 나타나고 있다(Ha et al., 2005; 김찬수와 서명석, 2008; Choi et al., 2010b; 문자연 등, 2011). 문자연

등(2011)은 이러한 변화시기와 관련하여 우리나라 북동쪽에 발달하는 키 큰 고기압이 동남아시아지역으로부터 남서기류의 유입작용을 더욱 활발하게 하는데 도움을 주기 때문이라고 주장하였다. 한편, 과우 극한강수현상으로 나타나는 가뭄은 우리나라 전반적으로 특정한 변화 양상을 보이지는 않고 불규칙한 경년변동성을 보이고 있다. 예를 들어, 20세기 후반 이후 우리나라 가뭄 최대지속기간 지수(consecutive dry day)에도 뚜렷한 증감 패턴을 관찰할 수 없다(Choi, 2004; Choi et al., 2008).

이와 같은 우리나라의 극한강수 증가 추세는 이웃나라 중국과 일본 지역 동일 위도대에서 유사하게 관찰되고 있다. 즉 중국 양쯔강 지역에서는 강수량의 발생빈도와 발생강도가 모두 증가하였는데, 하루 중 오전에는 장시간 지속되는 강수현상 그리고 오후에는 단시간 지속되는 강수현상이 더 증가하는 패턴을 보인다고 보고되었다(Li et al., 2011). 이는 20세기 후반 동아시아 여름 몬순대가 남쪽으로 이동하여 중국남부 지역은 홍수가 발생하고 북부지역은 가뭄현상이 자주 나타나는 동아시아 규모의 대조적인 패턴과 관련되어 있다. 일부 연구(Li et al., 2010)에서는 중고위도(45~60°N)지역에 더 뚜렷한 온난화가 되어 남북 온도 경도가 줄어든 것과 관련성이 있다고 보고하였다. 이외에도 중국 남부지역에서 1990년대 초중반의 강수증가 현상은 겨울철/봄철 티벳고원의 눈덮힘 증가에 의한 대기순환장 변화와 관련이 있다는 주장도 제기되었다(Wu et al., 2010). 이와 같이 한반도에 극한강수현상이 증가하는 데 관여하는 주요 대기순환 요소 및 메커니즘이 모두 이해된 것은 아니어서 지속적인 연구들이 필요한 실정이다.

이외에도 겨울철 극한강수현상과 관련하여 사계절 중 기온상승률이 높게 나타나는 겨울철에 우리나라 강수량은 뚜렷한 변화경향을 나타내지 않지만 겨울철 강수 형태가 점차 강설(눈)에서 강우(비)로 바뀌어 가고 있으며(최광용과 권원태, 2008), 이에 따라 신적설 5cm 이상의 대설의 발생빈도도 감소하고 있다(이승호와 류상범, 2003; 최광용과 권원태, 2008). 이러한 변화경향은 우리나라 울릉도, 동해안, 소백산맥 북서사면 등 대설 다발 지역을 중심으로 뚜렷하게 나타나고 있다. 대설현상이 감소하는 변화 양상은 시베리아고기압의 장출 패턴이 대설을 야기시키는 또 하나의 요인이기 때문에(최광용과 김준수, 2010), 최근 시베리아고기압의 강도가 약화되는 변화 추세는 우리나라 대설의 감소현상과 관련성이 있을 것으로 사료된다(이승호와 류상범, 2003).

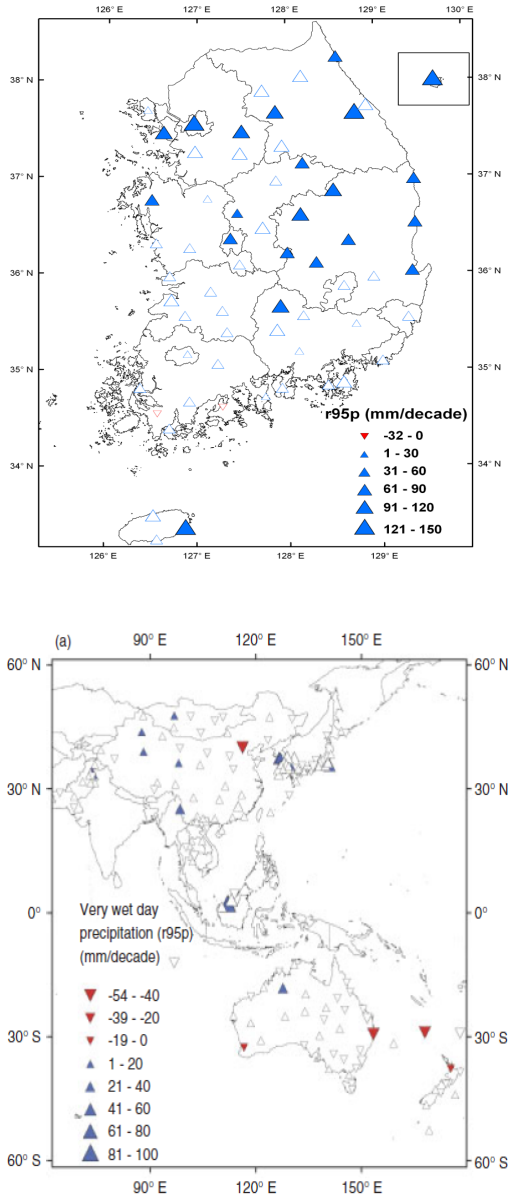


그림 2.32. 최근 40년간(1973~2012년) 우리나라(위)와 20세기 중반 이래(1955~2007년) 서태평양 지역(아래)의 극한강수현상(95분위수 누적강수량) 변화(Choi and Han (2014), Choi et al.(2009a))

2.6. 대기대순환과 변동 패턴의 변화

2.6.1. 서론

한반도의 기후는 전지구 여러 기후 시스템에 의해서 영향 받기 때문에, 한반도의 기후변화를 이해하기 위해서는 한반도 기후와 밀접한 연관을 가지는 전지구 순환의 변화에 대한 이해가 선행되어야 한다. 복잡한 기후 시스템에서 다양한 요소가 한반도 기후에 영향을 미칠 수 있지만, 우선적으로 몬순, 열대 태평양 및 인도양 순환, 중위도 대기 모드들에 대한 변화 및 변동성을 다루기로 한다.

2.6.2. 몬순 변화

한반도에서의 기후는 몬순으로 대표되는 대기순환에 의해 크게 좌우된다. 몬순은 계절에 따른 대규모 대기순환에 의하여 국지적으로 바람의 방향이 바뀌고, 이에 동반하여 기온 및 강수 등 여러 기후 변수가 변하는 것을 가리킨다. 몬순은 근본적으로 대륙과 해양의 열용량 차이로 인한 온도 차이가 계절적으로 다르게 나타나는 것에 기인한다. 아시아 지역은 몬순이 가장 뚜렷하게 나타나는 지역으로 여름철에는 연강수량의 70%이상을 차지하고, 겨울에는 몬순의 강도에 의해 기온이 결정된다.

여러 연구에서 최근 50년 동안 전지구 몬순 순환은 약화되고, 이와 일치하여 전지구 육지 강수도 감소하는 경향을 제시하였다(Zhou et al., 2008; Liu et al., 2011). 이는 북반구 여름 몬순의 약화에 의한 것이다. 반면에 해양과 육지에 내리는 강수는 1979~2008년 동안 증가되었는데, 이는 해양지역의 몬순강수 증가에 의한 것이다(Zhou et al., 2008; Hsu et al., 2011; Wang et al., 2012).

CMIP5 모델은 전지구 몬순의 영역과 강수량이 모두 증가한다고 예측하고 있다(Hsu et al., 2013; Kitoh et al., 2013). 그러나 역학적인 부분인 하부 대류권 바람장의 수렴은 약화되는 것으로 예측하고 있다. 그리고 기온상승에 의해 공기 중에 포함될 수 있는 수증기량이 증가하고, 해수면온도 상승으로 표층의 증발도 증가하면서 수증기 수렴은 증가하는 경향이 나타난다. 강수로 정의되는 전지구 몬순은 21세기에 그 영역과 강도가 강화되는 것으로 예측되었으나 몬순 순환은 약화된다(Kitoh et al., 2013). 몬순의 시작 시기는 빨라지는 경향이 있고, 종료 시기는 늦어지는 경향이 있다. 결과적으로 몬순 기간은 길어지게 된다.

동아시아 여름 몬순은 1960년대에서 1980년대까지 점차 약화되었다(Hori et al., 2007; Li et al., 2010). 동아시아 여름 몬순의 약화는 1920년 이후 해면 기압 경도차 자료에서도 잘 나타난다(Zhou et al., 2009). 여름 몬순의 약화는 지역적으로 다른 양상으로 나타나는데, 여름철에 30°N 근처의 양쯔강 지역의 평균 강수와 극한강수가 증가하였으나, 중국 북쪽은 강수가 감소하였다(Hu, 1997; Wang, 2001; Gong and Ho, 2003; Yu et al., 2004). 그러나 최근 들어 동아시아 여름 몬순 순환은 회복되기 시작하였다(Liu et al., 2012; Zhu et al., 2012).

겨울 몬순의 강도는 1980년대 이후에 뚜렷이 감소하는 경향이 있고, 이에 따라 최근 몇 년을 제외하고 겨울기온은 온난화 경향이 나타났다(Wang et al., 2009; Wang and Chen, 2010). 시베리아고기압은 뚜렷한 수십 년 주기의 변동을 가지고 있는 것으로 나타났으며, 1960년대에서 90년까지 시베리아 고기압은 뚜렷한 감소 경향을 나타내었다(Panagiotopoulos et al., 2005; Huang et al., 2010). 하지만 최근에는 시베리아고기압이 다시 강화되고 북서쪽으로 확장되는 양상을 보였다(Jeong et al., 2011; Zhang et al., 2012). 그림 2.33는 여러 재분석 및 관측자료에서 나타난 시베리아고기압의 강도를 나타낸 것으로 1990년 중반 이후 시베리아고기압은 강화되는 경향을 보이고 있다.

시베리아고기압의 최근 강화는 증가된 유라시아대륙 적설량에 의한 온도 감소 및 정적안정도 감소 효과에 의한 것으로 보고되었다(Jeong et al. 2011). Chang and Lu(2012)는 최근 들어 과거와 달리 시베리아고기압 계절내 진동이 계절 변동의 위상과 일치하여 나타나는 경향을 나타낸다고 제시하였다. 이는 양의 북극진동 시기에 나타나는 블로킹 빈도 감소와 관련이 있다고 주장하였다.

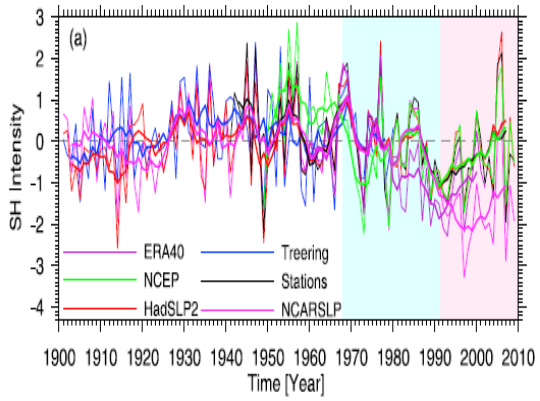


그림 2.33. 겨울철 시베리아고기압 지수에 대한 5개 자료로부터의 시계열. 5년 이동 평균(굵은 실선)(Jeong et al.(2011)의 Fig 1a).

2.6.3. 태평양 지역 순환장 변화

열대 서태평양의 기온은 100년 동안 1.5℃ 정도 상승하였고, 온난역 지역은 확장되어 왔다(Liu and Huang, 2000; Huang and Liu, 2001; Cravatte et al., 2009). 남북 방향에 대해서는 위도별 증발 효과의 차이에 의해 적도의 해수면온도 상승이 아열대 지역보다 더 큰 것으로 보고되었다(Liu et al., 2005; Gastineau and Soden, 2009; Widlansky et al., 2013). 하지만, 태평양의 동서방향 온도 경도가 증가했는지(Cane et al., 1997; Hansen et al., 2006; Karnauskas et al., 2009; An et al., 2011) 감소했는지(Deser et al., 2010a; Tokinaga et al., 2012)에 대해서는 관측 자료의 부족과 불확실성으로 인해 상반된 결과가 보고되어 왔다. 관측자료뿐만 아니라, 여러 기후모델도 동서방향의 온도 경도 변화에 대해 다른 결과를 모의하고 있다(Yeh et al., 2012).

지구온난화가 진행되어온, 20세기 동안 열대 대기의 순환은 약해졌다고 보고되었다(Vecchi et al., 2006; Zhang and Song, 2006; Vecchi and Soden, 2007a; Bunge and Clarke, 2009; Karnauskas et al., 2009; Yu and Zwiers, 2010; Tokinaga et al., 2012). 이는 전지구 몬순순환의 약화와 일치하는 점이다. 하지만, 20세기 동안 공통적으로 일치했던 워커순환의 약화는, 최근 20년 동안 다시 강화되는 것으로 관측되었다(Mitas and Clement, 2005; Liu and Curry, 2006; Mitas and Clement, 2006; Sohn and Park, 2010; Zahn and Allan, 2011; Zhang et al., 2011a; Li and Ren, 2012). 이는 최근의 라니냐-like 수십 년 해수면온도 변동에 의한 결과로 인식되어지고 있다. 계절적으로는 북반구 봄철과 여름철에는 워커순환의 감소경향이 뚜렷하지만(Nicholls, 2008; Karnauskas et al., 2009, Tokinaga et al. 2012), 순환이 강한 가을과 겨울철에는 어떠한 경향성도 나타나지 않는다(Nicholls, 2008; Compo et al., 2011).

해들리순환의 강도 변화는 여전히 서로 다른 결과가 공존하고 있다. 과거에 1970년대 이후 해들리순환의 강화를 여러 연구에서 제시하였으나, 열대 대류권 관측의 부족에 기인한 결과로 제시되기도 하였다(Mitas and Clement, 2005; Song and Zhang, 2007; Hu et al., 2011; Stachnik and Schumacher, 2011). 위성 관측(Sohn and Park 2010, 그림 2.34 참조) 및 ERA-interim 자료를 포함한 최근의 재분석자료들(Brönnimann et al., 2009; Nguyen et al., 2013)도 1970년대 중반 이후 해들리순환의 강화를 제시하고 있으나, 그 크기는 자료에 따라 매우 다르게 나타나고 있다. 1979년 이후 해들리순환의 극쪽 경계면이 확장되고, 이와 연관된 열대벨트의 확장에 대한 여러 증거가 제시되었다(Fu et al., 2006; Strong and Davis, 2007, 2008; Archer and Caldeira, 2008; Fu and Lin, 2011; Davis and Rosenlof, 2011).

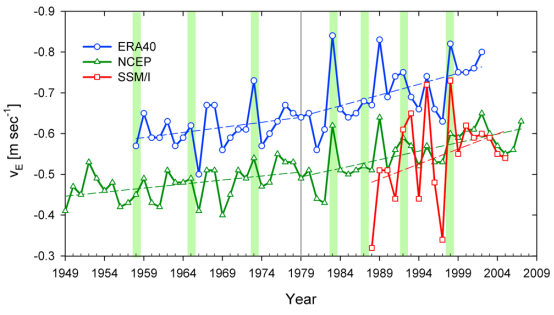


그림 2.34. 해들리순환 지수의 시계열. 30°N~15°S에서 평균됨(Sohn and Park(2010)의 그림 3).

지구온난화에 대한 열대 강수장의 변화 패턴에 대한 연구는 매우 많이 진행되어 왔다. 열대 강수장의 변화는 전지구 대기순환 및 중위도 기후에 매우 밀접하게 영향을 미치기 때문에, 기

후변화에 대한 열대 강수변화를 이해하는 것은 매우 중요하다. 열대 해양에서 연평균강수량의 변화는 일반적으로 “warmer-get-wetter” 패턴을 따른다고 최근 들어 제시되었다. 즉, 해수면 온도가 다른 지역에 비해 더 많이 증가하는 지역에서 강수가 증가한다는 것이다(Xie et al., 2010; Sobel and Camargo, 2011; Chadwick et al., 2013). 반면에 여름 반구의 강수장의 변화 패턴은 “wet-get-wetter” 의 특성이 매우 중요한 것으로 알려져 있다(Huang et al., 2013). 즉, 기후학적으로 강수가 많은 지역에서 온실가스 증가에 대한 반응도 크다는 것이다.

ITCZ는 항시적으로 유지되는 동서방향으로 형성된 하층 수렴, 강한 대류, 강한 강수 밴드 지역이다. 태평양과 대서양에서는 ITCZ가 열대 해양-대기 상호작용(Xie et al., 2007) 및 중위도 영향(Kang et al., 2008; Fučkar et al., 2013)으로 북쪽으로 치우쳐져서 존재한다. 이러한 ITCZ는 계절에 따른 태양의 고도 변화에 따라 남쪽과 북쪽으로 이동한다. 기후변화에 따라 ITCZ의 강수는 증가하는 경향을 보이며, 특히 적도면 쪽의 강수가 상대적으로 더 증가하는 경향을 나타낸다. ITCZ 강수의 증가는 “wet-get-wetter” 패턴으로, 적도면의 강수 증가는 적도 해수면온도의 증가 패턴(warmer-get-wetter)으로 설명될 수 있다(Huang et al., 2013).

열대 태평양의 가장 큰 변동인 엘니뇨 현상은 기후변화에 따라 그 크기, 패턴, 원격상관 등이 달라질 수 있다. 엘니뇨의 크기는 장시간 규모에서 변하게 되는데, 이러한 엘니뇨 크기의 변화는 여러 관측자료(Gu and Philander, 1995; Wang, 1995; Mitchell and Wallace, 1996; Wang and Wang, 1996; Power et al., 1999; An and Wang, 2000; Yeh and Kirtman, 2005; Power and Smith, 2007)와 고기후 대용 자료(Cobb et al., 2003; Braganza et al., 2009; Li et al., 2011; Yan et al., 2011), 및 기후모델 자료(Lau et al., 2008; Wittenberg, 2009)에서 제시되어 왔다. 이러한 엘니뇨의 변화는 열대 태평양의 평균장 변화와 밀접한 관련이 있다고 제안되어 왔다(An and Wang, 2000; Fedorov and Philander, 2000; Wang and An, 2001, 2002; Li et al., 2011). 또한 최근에는 중태평양의 해수면온도 상승이 동태평양의 해수면온도 상승보다 크게 나타나는 중태평양 엘니뇨가 빈번하게 발생하였다(Ashok et al., 2007; Kao and Yu, 2009; Kug et al., 2009, Yeh et al., 2009). 이러한 엘니뇨는 기존의 엘니뇨에 비해 원격상관 패턴도 매우 다르다고 알려져 있다(Kumar et al., 2006; Ashok et al., 2007; Kao and Yu, 2009; Hu et al., 2012). 한반도 기후도 중태평양과 동태평양 엘니뇨에 의해 서로 상이한 영향을 받는 것으로 알려져있다 (Kug et al. 2010). 과거 100년동안 엘니뇨의 크기가 증가하고 있다는 연구가 몇몇 보고되긴 하였으나(Li et al., 2011), 관측자료의 부족 및 강한 자연변동성으로 인해 불확실성이 큰 부분으로 남아있다.

2.6.4. 인도양 지역 순환장의 변화

열대 인도양은 큰 경년변동성을 가지는 두 가지 패턴이 존재한다. 이는 인도양 전체 온도 상승/하강 패턴과, 동서 인도양이 반대위상을 가지는 쌍극자(dipole) 패턴이다. 이 두 모드는 모두 통계적으로 ENSO 현상과 상관관계를 가지고 있으나, 쌍극자 패턴이 ENSO와 좀 더 독립적인 내부변동성을 가지는 것으로 알려져 있다. 인도양 총체 모드(Indian Ocean basin-wide mode)는 ENSO에 의한 대기순환 및 열속 변화에 의해 밀접하게 영향 받는다고 알려져 있다(Klein et al., 1999; Alexander et al., 2002). 인도양의 대기-해양 상호작용은 이 모드가 장기간 유지되는데 중요한 역할을 하게 된다. 이 모드는 ENSO의 위상 전환에 중요한 역할을 하며(Kug and Kang, 2006), 이어지는 여름철 북서태평양 및 동아시아 대기순환, 태풍활동에도 밀접한 영향을 미친다(Xie et al., 2009; Wang et al., 2003; Huang et al., 2004).

인도양 총체 모드로 대표되는 인도양 해수면온도는 20세기 동안 꾸준히 상승하여 왔고, 대부분의 기후 모델도 이러한 경향성을 잘 모의하고 있다(Alory et al., 2007). 그러나 북인도양의 해수면온도 상승은 다른 지역에 비해 현저하게 낮게 나타난다. 이와 같은 상승 패턴은 에어로졸에 의한 태양복사 차단 효과로 설명되고 있다(Chung and Ramanatan, 2006). 적도 인도양에서는 20세기 동안 인도네시아 해역의 해수

면온도 상승이 상대적으로 낮고, 염분도 증가하는 경향을 보였다(Abram et al., 2008). 이에 따라 7월부터 10월까지 동풍 방향의 바람 변화가 최근 60년 관측자료에서 나타났고, 이는 동인도양의 구름 감소 및 강수 감소 경향과 일치한다(Tokinaga et al., 2012).

2.6.5. 중위도 대기 변동 모드

북반구에 북극진동(Arctic Oscillation), NAO(North Atlantic Oscillation), NPO(North Pacific Oscillation), PNA(Pacific North America) 패턴은 가장 중요한 대기 변동 모드이다. 이러한 대기 변동 모드는 지역기후에 밀접한 영향을 미치기 때문에 많은 주목을 받아왔다. 북극진동은 북극과 중위도 간의 서로 다른 해면기압 변화가 쌍극자 형태로 나타나는 모드이다(Tompson and Wallace 1998). 북극진동은 제트기류, 스톰, 저지현상과 밀접하게 연관되어 중위도 기후와 날씨에 큰 영향을 미친다. 북극진동은 양의 위상으로의 경향성이 관측되었으나, 1990년대 중반부터 2000년대까지 다시 원상태로 돌아가는 양상을 보이고 있다.

북태평양에서는 남북 사이의 기압 쌍극자 형태를 나타내는 NPO 모드가 존재한다. 이 모드는 아시아-태평양 제트의 남북 이동 및 스톰 경로의 변화와 밀접한 관련이 있다. NPO는 “seasonal footprinting” 메커니즘에 의해 ENSO 현상을 발생시키는데 영향을 주는 것으로 알려져 있다(Anderson, 2003; Vimont et al., 2009; Alexander, 2010). 많은 연구에 의해 북반구의 제트는 대부분의 지역에서 북상하였다는 증거가 제시되었다(Fu et al., 2006; Hu and Fu, 2007; Strong and Davis, 2007; Archer and Caldeira, 2008; Fu and Lin, 2011). 또한 북태평양 제트의 세기는 강화되는 경향이 나타났다(Strong and Davis, 2007; Barton and Ellis, 2009). 북태평양의 알루샨 저기압은 1970년대부터 2000년까지 그 중심이 동쪽으로 이동하는 경향성이 보였으며, 이는 2000년대 이후에도 지속되었다. 이로 인해 북태평양의 대표적인 패턴인 PNA(Pacific North America) 패턴도 최근 기간 동안 동쪽으로 이동하여 위치하는 특징을 보였다(Lee et al., 2012; 그림 2.35 참조). 이는 최근의 북태평양 제트기류의 동쪽 확장과 이와 관련된 에디 피드백 강도 변화로 설명되어 진다. 또한 이 지역의 저지 위치도 과거에 비해 동쪽으로 치우치는 경향이 나타났다(Croci-Maspoli et al., 2007; Davini et al., 2012).

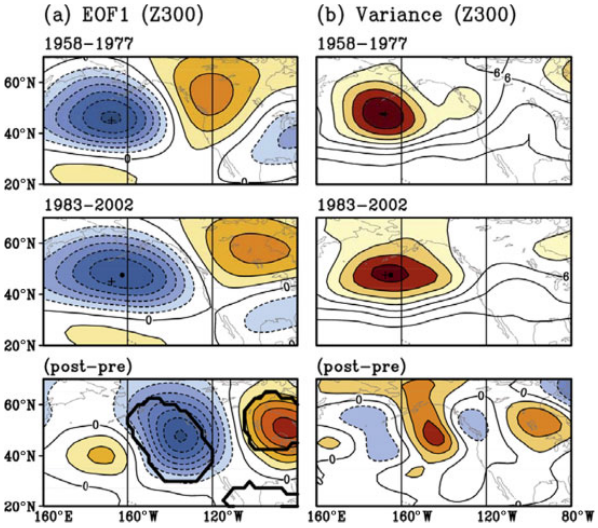


그림 2.35. 겨울철(NDJF) 300hPa 지위고도의 (a)EOF 첫 번째 모드, (b)변동량. +는 1958~1977년의 중심위치를 나타냄. 굵은 실선은 두 기간 차이에 대한 90% 이상 신뢰영역 표시(Lee et al.,(2012)의 그림 1)

2.7. 결론

2장에서는 한반도에서 최근 관측된 주요 대기와 지표의 변화를 크게 대표적인 온실가스와 반응가스를 포함하는 대기조성 및 복사수지, 기온, 물순환, 극한현상 및 대기대순환과 그 변동 패턴의 변화를 중심으로 살펴보았다.

(1) 한반도 배경대기의 대표적 온실가스 중 이산화탄소와 아산화질소의 경우, 최근 10년 동안 대기 중 농도의 증가율이 뚜렷한 것으로 나타났다(견고한 동의).

(2) 특히 이산화탄소의 농도 증가율은 최근에 전지구 평균 증가율과 유사하며 대기 중 연평균 농도가 2013년도에는 400ppm을 넘어 선 것으로 나타났다. 그에 반해 메탄과 육불화황의 경우, 증가경향이 확실하지는 않은 것으로 나타났으며 염화불화탄소의 경우는 오히려 감소하는 경향이 약하게 나타났다. 오존농도의 증가 경향

은 뚜렷하지 않았으나 일산화탄소의 농도는 2007년 이후 증가경향이 뚜렷하게 관측되었다. 그리고 질소산화물과 이산화황의 대기 중 농도 변화가 안정화되는 경향을 보이고 있었다(제한적 동의).

(3) 한반도 배경대기의 주요 화학반응 가스들의 농도는 반응물질에 따라 다른 경향을 보이는 것으로 나타났다(중간적 동의).

(4) 한편 복사수지의 경우에는 하향태양복사량, 하향장파복사량 및 순복사수지의 변화는 최근에 큰 변동성을 보이지 않고 그 양이 일정한 것으로 나타났다(중간적 동의).

(5) 최근 15년(1998~2012년) 기간은 전지구 평균온도의 상승세가 매우 약해져 온난화의 "중단(hiatus)" 기간이라고까지 여겨지고 있다. 그러나 우리나라의 경우, 1981~2010년 기간 동안 0.41˚C/10년, 2001~2010년 기간 동안 0.50˚C/10년의 변화율을 보여 온난화가 더욱 강화된 것으로 나타났다. 특히 한반도 기온의 변화는 공간적으로 한반도 거의 모든 지역에서 상승하는 것으로 나타났으며, 상승 경향은 특히 수도권을 비롯한 내륙지역에서 강하고, 호남 남서해안에서 상대적으로 약하게 나타났다(제한적 동의).

(6) 2001~2010년까지 우리나라의 평균 연강수량의 변화는 지난 30년(1981~2010년) 값에 비해 약 7.4% 증가하였으며 계절로는 여름철이 가장 뚜렷한 증가세를 보이는 것으로 나타났다(중간적 동의).

(7) 한반도에서 관측된 극한기온현상의 변화를 나타내는 주요 변수들에서 그 변화경향이 통계적으로 유의하게 나타나는 경우가 많지는 않았다(중간적 동의).

(8) 특히 극한기온을 나타내는 주요 기후지수들은 한반도 기후현상에 영향을 미치는 주요 대규모 대기현상인 동아시아 몬순, 북극진동 또는 엘니뇨의 변화에 따라 그 변화경향이 영향을 받고 있는 것으로 나타났다(중간적 동의).

(9) 몇몇 극한기후지수들 예를 들면 극한저온지수들의 경우 1980년대 이후 감소 경향이 뚜렷하게 나타났으며 연강수량에서 주요 부분을 차지하는 호우의 강도는 뚜렷하게 증가하였다(제한적 동의).

(10) 한반도에 영향을 주는 대기대순환의 변동 패턴의 경우에 십년 이상의 장주기 변동 경향이 뚜렷한 것으로 나타났다(중간적 동의).

(11) 동아시아 여름 몬순은 1960년대에서 1980년대까지 약화되었으나 최근 그 강도가 회복되고 있으며, 겨울 몬순에 영향을 주는 시베리아고기압의 강도 또한 수십 년 주기의 변동이 뚜렷한 것으로 나타났다. 워커순환과 해들리순환으로 대표되는 태평양 지역의 순환장의 변화 및 북극진동으로 대표되는 중위도 대기 변화에서 또한 수십 년 주기의 장주기 변동성이 뚜렷한 것으로 나타났다(제한적 동의).

2.8. 참고문헌

고명찬, 이승호, 2013: 한국의 도시 규모별 습도 변화에 관한 연구, 대한지리학회지, 48(1), 19-35.

고정웅, 백희정, 권원태, 2005: 한반도 우기의 강수특성과 지역구분, 대기, 41(1), 101-114.

국립기상연구소, 2010: 기후변화 이해하기. VII: 강원의 기후변화, 국립기상연구소.

국립환경과학원, 2011: 한국 기후변화 평가보고서 2010, 환경부, 623pp.

기상청, 2009: 2008 지구대기감시보고서, 기후변화감시센터, 174pp.

기상청, 2012a: 한반도 기후변화 전망 보고서, 기상청, 151pp.

기상청, 2012b: 2011 지구대기감시보고서, 기후변화감시센터, 219pp.

기상청, 2013: 2012 지구대기감시보고서, 기후변화감시센터, 262pp.

기상청, 2014: 2013, 지구대기 감시보고서, 기후변화감시센터.

김경환, 김백조, 오재호, 권원태, 백희정, 2000: 한반도 기온 변화에 나타난 도시화 효과 검출에 관한 연구, 한국기상학회지, 36, 519-526.

김연희, 김맹기, 전은지, 이중대, 민경우, 장용석,

2010: 한반도 강수의 양극화 현상, 기후연구, 5(1), 1-15.

김유준, 이진화, 김병곤, 2011: 한반도 주변에서 MODIS와 NCEP/NCAR 재분석 자료를 이용한 에어로졸과 구름의 연관성 분석, 한국대기환경학회지, 27(2), 152-167.

김찬수, 서명석, 2008: 우리나라에서 최근(1976-2005) 강수의 변화 시점, 대기, 18, 110-120.

문자연, 박창용, 최영은, 2011: 레짐이동에 따른 우리나라 여름철 강수의 특성변화와 그 원인, 대한지리학회지, 46(3), 277-290.

박상서, 김준, 조나영, 이윤곤, 조희구, 2011: 한반도 상공의 오존층 변화, 1985~2009, 대기, 21(4), 349-359.

박우선, 서명석, 2011: 우리나라에서 최근 50년(1958-2007)간 열대야 발생 특성 및 변화 경향, 대기, 21(4), 361-371.

서예원, 이순선, 하경자, 2010: 한반도 주요 세 도시의 온도와 상대습도에 나타난 변화, 기후연구, 5(3), 175-188.

유희정, 김정식, 이정순, 문동민, 이진복, 김종호, 김상훈, 이일용, 2011: 기후변화감시센터의 대기 중 2007년 육불화황 측정결과 및 특성, 한국대기환경학회지 27(1), 1-15.

이경미, 백희정, 조천호, 권원태, 2011: 한국의 최근 10년의 기온과 강수 변화, 국토지리학회지, 45(2), 237-248.

이명인, 강인식, 1997: 한반도 기온변동성과 온난화, 대기, 33(3), 429-443.

이승호, 김은경, 허인혜, 2011: 한국의 유역별 호우 변화에 관한 연구, 한국지역지리학회지, 17(5), 505-520.

이승호, 류상범, 2003: 전구 기온 상승이 한국의 적설량 변화에 미치는 영향, 대한지리학회지, 38(4), 463-477.

임소민, 예상욱, 김공래, 2012: 우리나라 겨울철 기온과 북반구 대기 순환과의 상관성 분석, 대기, 22(2), 187-197.

임은순, 안중배, 2004: 한반도 겨울철 기온 변동과 대규모 순환지수와의 상관성 분석, 한국기상학회지, 40(4), 441-452.

정일웅, 김유준, 신상희, 이상헌, 2012: 남한 지역에서의 7월 온난화 경향의 약화와 그 요인에 관한 연구, 기후연구, 7(1), 1-16.

조아라, 서명석, 2010: 남한에서 일 최고·최저기온 및 일교차의 주에서 월내 변동성 및 변화경향, 기후연구, 5(3), 189-201.

최광용, 권원태, 2005: 우리나라 열대야 현상 발생의 시·공간적 특징과 최근의 변화, 대한지리학회지, 40(6), 730-747.

최광용, 권원태, 2008: 현재와 미래 우리나라 겨울철 강수형태 변화, 대한지리학회지, 43(1), 1-19.

최광용, 김준수, 2010: 우리나라 대설 시 지상 종관기후 패턴, 대한지리학회지, 45(3), 319-341.

최광용, 2010: 지난 100년 동안 서울시에 발생한 강한 열파 패턴과 노인 사망자에 미치는 영향, 대한지리학회지, 45(5), 573-591.

최광용, 2014: 우리나라 사계절 극한기온현상의 시공간적 변화, 대한지리학회지. 49(4), 489-508.

최병철, 김지영, 이대근, Jan Kysely, 2007: 한국의 주요 대도시에 대한 일 최고 및 최저 기온의 장기변동 경향과 건강에 미치는 영향 전망, 대기, 17, 171-183.

최영은, 박창용, 2010: 우리나라 중부지방의 한파 분포 및 변화에 관한 연구, 국토지리학회지, 44(4), 713-725.

최영은, 김민기, 김유진, 박창용, 2011: 남한 극한강수 사상의 특성과 변화, 1954~2010년 -규모, 발생빈도, 강수량 기여비율을 중심으로-, 기후연구, 6(1), 45-58.

최영은, 이한수, 권재일, 2013: 최근 우리나라 여름철 극한강수의 빈도와 규모 변화에 관한 연구, 국토지리학회지, 47(1), 83-97.

최의수, 문일주, 2008: 56년간 한반도 강수 및 풍속의 극값 변화, 대기, 18(4), 397-416.

허인혜, 이승호, 2006: 한국의 이상기온 출현 빈도의 변화와 그 요인에 관한 연구, 대한지리학회지, 41(1), 94-105.

허인혜, 권원태, 2007: 우리나라의 최근 10년간 기온 변화, 기후연구, 2(2), 79-93.

Abram, N. J., M. K. Gagan, J. E. Cole, W. S. Hantoro, and M. Mudelsee, 2008: Recent intensification of tropical climate variability in the Indian Ocean, *Nature Geoscience*, 1, 849–853.

Alexander, M., I. Blade, M. Newman, J. Lanzante, N. Lau, and J. Scott, 2002: The atmospheric bridge: The influence of

ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans, *Journal of Climate*, 15, 2205-2231.

Alexander, M. A., 2010: Extratropical air-sea interaction, SST variability and the Pacific Decadal Oscillation (PDO). Climate Dynamics: Why Does Climate Vary? [Sun, D.-Z., and F. Bryan (ed.)]. American Geophysical Union, Washingon, DC, 123–148.

Alory, G., S. Wijffels, and G. Meyers, 2007: Observed temperature trends in the Indian Ocean over 1960–1999 and associated mechanisms, *Geophysical Research Letters*, 34, L02606.

An, S. I., and B. Wang, 2000: Interdecadal change of the structure of the ENSO mode and its impact on the ENSO frequency, *Journal of Climate*, 13, 2044–2055.

An, S.-I., J.-W. Kim, S.-H. Im, B.-M. Kim, and J.-H. Park, 2011: Recent and future sea surface temperature trends in the tropical Pacific warm pool and cold tongue regions, *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-011-1129-7.

Anderson, B. T., 2003: Tropical Pacific sea surface temperatures and preceding sea level pressure anomalies in the subtropical North Pacific, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 108, doi: 10.1029/2003JD003805.

Archer, C. L., and K. Caldeira, 2008: Historical trends in the jet streams, *Geophysical Research Letters*, 35, L0880.

Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Y. Weng, and T. Yamagata, 2007: El Nino Modoki and its possible teleconnection, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112, C11007.

Barton, N. P., and A. W. Ellis, 2009: Variability in wintertime position and strength of the North Pacific jet stream as represented by re-analysis data, *International Journal of Climatology*, 29, 851–862.

Bindoff, N. L., P. A. Stott, K. M. AchutaRao, M. R. Allen, N. Gillett, D. Gutzler, K. Hansingo, G. Hegerl, Y. Hu, S. Jain, I. I. Mokhov, J. Overland, J. Perlwitz, R. Sebbari, and X. Zhang, 2013: Detection and Attribution of Climate Change: from Global to Regional. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Braganza, K., J. Gergis, S. Power, J. Risbey, and A. Fowler, 2009: A multiproxy index of the El Niño-Southern Oscillation, AD 1525–1982, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 114, D05106.

Brohan, P., J. J. Kennedy, I. Harris, S. F. B. Tett, and P. D. Jones, 2006: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 111, D12106.

Brönnimann, S., S. Alexander, G. Thomas, F. M. Andreas, G. Andrea, E. Tracy, Z. Tianjun, S. Martin, R. Eugene, P. Thomas, 2009: Variability of large-scale atmospheric circulation indices for the Northern Hemisphere during the past 100 years, *Meteorologische Zeitschrift*, 18, 379–396.

Bunge, L., and A. J. Clarke, 2009: A verified estimation of the El Nino index Nino-3.4 since 1877, *Journal of Climate*, 22, 3979–3992.

Cane, M. A., A. C. Clement, A. Kaplan, Y. Kushnir, D. Pozdnyakov, R. Seager, S. E. Zebiak, R. Murtugudde, 1997:

Twentieth-century sea surface temperature trends, *Science*, 275, 957–960.

Chadwick, R., I. Boutle, and G. Martin, 2013: Spatial patterns of precipitation change in CMIP5: Why the rich don't get richer in the tropics, *Journal of Climate*, 26, 3803–3822.

Chang, C.-P., and M.-M. Lu, 2012: Intraseasonal predictability of Siberian High and East Asian winter monsoon and its interdecadal variability, *Journal of Climate*, 25, 1773–1778.

Choi, G., D. Collins, G. Ren, B. Trewin, M. Baldi, Y. Fukuda, M. Afzaai, T. Pianmana, P. Gomboluudev, P. T. T. Huong, N. Lias, W.-T. Kwon, K.-O. Boo, Y.-M. Cha, and Y. Zhou, 2009a: Changes in means and extreme events of temperature and precipitation in the Asia-Pacific Network region, 1955–2007, *International Journal of Climatology*, 29, 1906-1925.

Choi, Y.-S., C.-H. Ho, D.-Y. Gong, J.-H. Jeong, and T.-W. Park, 2009b: Adaptive change in intra-winter distribution of relatively cold events to East Asian warming, *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 20(6), 807-816.

Choi, K.-S., D.-W. Kim, and H.-R. Byun, 2010a, The regime shift in the early 1980s of spring precipitation in Korea, *International Journal of Climatology*, 30, 721–732.

Choi, K.-S., J.-Y. Moon, D.-W. Kim, H.-R. Byun, and R. H. Kripalani, 2010b, The significant increase of summer rainfall occurring in Korea from 1998, *Theoretical and Applied Climatology*, 102, 275-286.

Choi, G., W.-T. Kwon, K.-O. Boo, and Y.-M. Cha, 2008: Recent spatial and temporal changes in means and extreme events of temperature and precipitation across the Republic of Korea, *Journal of the Korean Geographical Society*, 43(5), 681-700.

Choi Y. E., 2002a: Changes on frequency and magnitude of heavy rainfall events in Korea, *Journal of the Korean Data Analysis Society*, 4(3), 269-282.

Choi Y. E., 2002b: Trends in daily precipitation events and their extremes in the southern region of Korea, *Korean Society of Environmental Impact Assessment*, 11(3), 189-203.

Choi Y. E., 2004: Trends on temperature and precipitation extreme events in Korea, *Journal of the Korean Geographical Society*, 39, 711-721.

Chou, C. and C.-W. Lan, 2012, Changes in the annual range of precipitation under global warming, *Journal of Climate*, 25, 222-235.

Chung, C. E. and V. Ramanathan, 2006: Weakening of North Indian SST gradients and the monsoon rainfall in India and the Sahel, *Journal of Climate*, 19, 2036–2045.

Cobb, K. M., C. D. Charles, H. Cheng, and R. L. Edwards, 2003: El Nino/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium, *Nature*, 424, 271–276.

Compo, G. P., J. S. Whitaker, P. D. Sardeshmukh1, N. Matsui1, R. J. Allan, X. Yin, B. E. Gleason, R. S. Vose, G. Rutledge, P. Bessemoulin, S. Brönnimann, M. Brunet, R. I. Crouthamel, A. N. Grant, P. Y. Groisman, P. D. Jones, M. C. Kruk, A. C. Kruger, G. J. Marshall, M. Maugeri, H. Y. Mok, Ø. Nordli, T. F. Ross, R. M. Trigo, X. L. Wang, S. D. Woodruff, S. J. Worley, 2011: The twentieth century reanalysis project, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 1–28.

Cravatte, S., T. Delcroix, D. Zhang, M. McPhaden, and J. Leloup, 2009: Observed freshening and warming of the western Pacific Warm Pool, *Climate Dynamics*, 33, 565–589.

Croci-Maspoli, M., C. Schwierz, and H. C. Davies, 2007: A multifaceted climatology of atmospheric blocking and its recent linear trend, *Journal of Climate*, 20, 633–649.

Curry, J. A., P. J. Webster, and G. J. Holland, 2006: Mixing Politics and Science in Testing the Hypothesis That Greenhouse Warming Is Causing a Global Increase in Hurricane Intensity, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(8), 1025-1037.

Davini, P., C. Cagnazzo, S. Gualdi, and A. Navarra, 2012: Bidimensional diagnostics, variability, and trends of Northern Hemisphere blocking, *Journal of Climate*, 25, 6496–6509.

Davis, S. M. and K. H. Rosenlof, 2011: A multidiagnostic intercomparison of tropical width time series using reanalyses and satellite observations, *Journal of Climate*, 25, 1061-1078.

Deser, C., A. S. Phillips, and M. A. Alexander, 2010: Twentieth century tropical sea surface temperature trends revisited, *Geophysical Research Letters*, 37, doi: 10.1029/2010gl043321.

Emanuel K., 2005: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years, *Nature*, 436, 686-688.

Fedorov, A. V. and S. G. Philander, 2000: Is El Nino changing? *Science*, 288, 1997–2002.

Fu, Q., C. M. Johanson, J. M. Wallace, and T. Reichler, 2006: Enhanced mid-latitude tropospheric warming in satellite measurements, *Science*, 312, 1179–1179.

Fu, Q. and P. Lin, 2011: Poleward shift of subtropical jets inferred from satellite-observed lower stratospheric temperatures, *Journal of Climate*, 24, 5597–5603.

Fučkar, N. S., S.-P. Xie, R. Farneti, E. A. Maroon, and D. M. W. Frierson, 2013: Influence of the extratropical ocean circulation on the intertropical convergence zone in an idealized coupled general circulation model, *Journal of Climate*, 26, 4612–4629.

Gastineau, G. and B. J. Soden, 2009: Model projected changes of extreme wind events in response to global warming, *Geophysical Research Letters*, 36, doi: 10.1029/2009gl037500.

Gong, D. Y. and C. H. Ho, 2003: Arctic Oscillation signals in the East Asian summer monsoon, *Journal of Geophysical Research*, 108(D2), 4066, doi:10.1029/2002JD002193.

Gong, D. Y. and C. H. Ho, 2004: Intra seasonal variability of wintertime temperature over East Asia, *International Journal of Climatology*, 24, 131–144.

Gong, D. Y., S. W. Wang, and J. H. Zhu, 2001: East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 28(10), 2073–2076.

Gu, D. F. and S. G. H. Philander, 1995: Secular changes of annual and interannual variability in the tropics during the past century, *Journal of Climate*, 8, 864–876.

Ha, K. J., S. K. Park, and K. Y. Kim, 2005: On interannual characteristics of climate prediction center merged analysis precipitation over the Korean Peninsula during the summer monsoon season, *International Journal of Climatology*, 25, 99-116.

Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy, K. Lo, D. W. Lea, and M. Medina-Elizade, 2006: Global temperature change, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 103, 14288–14293.

Hartmann, D. L., A. M. G. Klein Tank, M. Rusticucci, L. V. Alexander, S. Brönnimann, Y. Charabi, F. J. Dentener, E. J. Dlugokencky, D. R. Easterling, A. Kaplan, B. J. Soden, P. W. Thorne, M.

Wild, and P. M. Zhai, 2013: Observations: Atmosphere and Surface. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Hori, M. E., D. Nohara, and H. L. Tanaka, 2007: Influence of Arctic Oscillation towards the Northern Hemisphere surface temperature variability under the global warming scenario, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 85, 847–859.

Hsu, P. C., T. Li, and B. Wang, 2011: Trends in global monsoon area and precipitation over the past 30 years, *Geophysical Research Letters*, 38, L08701.

Hsu, P.-C., T. Li, H. Murakami, and A. Kitoh, 2013: Future change of the global monsoon revealed from 19 CMIP5 models, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 118, doi: 10.1002/jgrd.50145.

Hu Z. Z., 1997: Interdecadal variability of summer climate over East Asia and its association with 500 hPa height and global sea surface temperature, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere.*, 102, 19403–19412.

Hu, Y. and Q. Fu, 2007: Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, 5229–5236.

Hu, Y. Y., C. Zhou, and J. P. Liu, 2011: Observational evidence for the poleward expansion of the Hadley circulation, *Advances in Atmospheric Sciences*, 28, 33–44.

Hu, Z., A. Kumar, B. Jha, W. Wang, B. Huang, and B. Huang, 2012: An analysis of warm pool and cold tongue El Niños: Air-sea coupling processes, global influences, and recent trends, *Climate Dynamics*, 38, 2017–2035.

Huang, B. and Z. Liu, 2001: Temperature trend of the last 40 yr in the upper Pacific Ocean, *Journal of Climate*, 14, 3738–3750.

Huang, R., W. Chen, B. Yang, and R. Zhang, 2004: Recent advances in studies of the interaction between the east Asian winter and summer monsoons and ENSO cycle, *Advances in Atmospheric Sciences*, 21, 407–424.

Huang, G., K. M. Hu, and S. P. Xie, 2010: Strengthening of tropical Indian Ocean teleconnection to the northwest Pacific since the mid-1970s: An atmospheric GCM study, *Journal of Climate*, 23, 5294–5304.

Huang, P., S.-P. Xie, K. Hu, G. Huang, and R. Huang, 2013a: Patterns of the seasonal response of tropical rainfall to global warming, *Nature Geoscience*, 6, 357–361.

Hu, K., G. Huang, and R. Wu, 2013b: A strengthened influence of ENSO on August high temperature extremes over the southern Yangtze River valley since the late 1980s, *Journal of Climate*, 26(7), 2205-2221.

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, United Kingdom and New York, NY, USA, 996pp.

IPCC, 2013: Summary for Policymakers Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working

Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. M. Midgley (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Jeong, J.-H. and C.-H. Ho, 2005: Changes in occurrence of cold surges over east Asia in association with Arctic Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 32, L14704, doi:10.1029/2005GL023024.

Jeong, J.-H., T. Ou, H. W. Linderholm, B.-M. Kim, S.-J. Kim, J.-S. Kug, and D. Chen, 2011: Recent Recovery of the Siberian High intensity, *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1029/2011JD015904.

Jung, I. W., D. H. Bae, and G. Kim, 2011: Recent trends of mean and extreme precipitation in Korea, *International Journal of Climatology*, 31, 359-370.

Jung, H. S., Y. Choi, J.-H. Oh and G. H. Lim, 2002: Recent trends in temperature and precipitation over South Korea, *International Journal of Climatology*, 22, 1327-1337.

Jung, M., M. Reichstein, P. C. Sonia, I. Seneviratne, J. Sheffield, M. L. Goulden, G. Bonan, A. Cescatti, J. Chen, R. de Jeu, A. J. Dolman, W. Eugster, D. Gerten, D. Gianelle, N. Gobron, J. Heinke, J. Kimball, B. E. Law, L. Montagnani, Q. Mu, B. Mueller, K. Oleson, D. Papale, A. D. Richardson, O. Roupsard, S. Running, E. Tomelleri, N. Viovy, U. Weber, C. Williams, E. Wood, S. Zaehle, and K. Zhang, 2010: Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply, *Nature*, 467, 951–954.

Kang, S., I. Held, D. Frierson, and M. Zhao, 2008: The response of the ITCZ to extratropical thermal forcing: Idealized slab-ocean experiments with a GCM, *Journal of Climate*, 21, 3521–3532.

Kao, H. Y. and J. Y. Yu, 2009: Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of ENSO, *Journal of Climate*, 22, 615–632.

Karnauskas, K. B., R. Seager, A. Kaplan, Y. Kushnir, and M. A. Cane, 2009: Observed strengthening of the zonal sea surface temperature gradient across the equatorial Pacific Ocean, *Journal of Climate*, 22, 4316–4321.

Kaufmann, R. K., H. Kauppi, M. L. Mann, and J. H. Stock, 2011: Reconciling anthropogenic climate change with observed temperature 1998–2008, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 108, 11790–11793.

Kitoh, A., H. Endo, K. K. Kumar, I. F. A. Cavalcanti, P. Goswami, and T. Zhou, 2013: Monsoons in a changing world regional perspective in a global context, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 118, doi: 10.1002/jgrd.50258.

Kim, M.-K. and Kim, S., 2011: Quantitative estimates of warming by urbanization in South Korea over the past 55 years (1954–2008), *Atmospheric Environment*, 45(32), 5778-5783.

Kim, W., J.-G. Jhun, K.-J. Ha, and M. Kimoto, 2011, Decadal changes in climatological intraseasonal fluctuation of subseasonal evolution of summer precipitation over the Korean Peninsula in the mid-1990s, *Advances in Atmospheric Sciences*, 28(3), 591-600.

Kim, Y., B. Kang, and J. M. Adams, 2012, Opposite trends in summer precipitation in South and North Korea, *International Journal of Climatology*, 32, 2311-2319.

Kim, C., M. S. Suh, and K. O. Hong, 2009: Bayesian change point analysis of the annual maximum of daily and subdaily precipitation over South Korea, *Journal of Climate*, 15, 6741-6757.

Kim, J. H., C. H. Ho, M. H. Lee, J. H.

Jeong, and D. Chen, 2006: Large increase in heavy rainfall associated with tropical cyclone landfalls in Korea after the late 1970s, *Geophysical Research Letters*, 33, L18706, doi:10.1029/2006GL027430.

Klein, S. A., B. J. Soden, and N.-C. Lau, 1999: Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge, *Journal of Climate*, 12, 917–932.

Kosaka, Y. and S.-P. Xie, 2013: Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling, *Nature*, 501, 403-407.

Kug, J.-S. and I.-S. Kang, 2006: Interactive feedback between ENSO and the Indian Ocean, *Journal of Climate*, 19, 1784–1801.

Kug, J.-S., F.-F. Jin, and S.-I. An, 2009: Two types of El Nino events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño, *Journal of Climate*, 22, 1499–1515.

Kug, J.-S. and M.-S. Ahn, 2013: Impact of urbanization on recent temperature and precipitation trends in the Korean peninsula, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49(2), 151-159.

Kumar, K. K., B. Rajagopalan, M. Hoerling, G. Bates, and M. Cane, 2006: Unraveling the mystery of Indian Monsoon failure during El Niño, *Science*, 314, 115–119.

Lau, K., S. C. Tsay, C. Hsu, and M. Chin, 2008: The joint aerosol-monsoon experiment—A new challenge for monsoon climate research, *Bulletin of the American Meteorological Society*, doi:10.1175/BAMS-89-3- 369, 369–383.

Lee, Y., J. W. Cha, Y. K. Kim, H. W. Lee, J. K. Park, B. I. Jeon, C. B. Cho, and H. S. Chung, 2006: Seasonal aerosol optical properties at Anmyon-do Global Atmosphere Watch Observatory, Korea, *Journal of the Korean Meteorological Society*, 42(5), 265-75.

Lee, J.-Y. and I.-H. Yoon, 2012: Characteristic changes of the Changma season in the 2000s, *Journal of the Korean Earth Science Society*, 33(5), 422—433.

Lee, S.-S., P. N. Vinayachandran, K.-J. Ha, and J.-G. Jhun, 2010: Shift of peak in summer monsoon rainfall over Korea and its association with El Nino–Southern Oscillation, *Journal of Geophysical Research*, 115, D02111, doi:10.1029/2009JD011717.

Lee, K., H. J. Baek, and C. Cho, 2013: Analysis of changes in extreme temperatures using quantile regression, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49(3), 313-323.

Li, G. and B. Ren, 2012: Evidence for strengthening of the tropical Pacific ocean surface wind speed during 1979–2001, *Theoretical and Applied Climatology*, doi:10.1007/s00704-0110-463-3.

Li, H., A. Dai, T. Zhou, and J. Lu, 2010: Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950–2000, *Climate Dynamics*, 34, 501–514.

Li, J. B., S. P. Xie, E. R. Cook, G. Huang, R. D'Arrigo, F. Liu, J. Ma, and X. T. Zheng, 2011: Interdecadal modulation of El Nino amplitude during the past millennium, *Nature Climate Change*, 1, 114–118.

Li, Z., F.-L. Zheng, and W.-Z. Liu, 2012: Spatiotemporal characteristics of reference evapotranspiration during 1961–2009 and its projected changes during 2011–2099 on the Loess Plateau of China, *Agricultural and Forest Meteorology*, 154/155, 147-155.

Li, Y. and S. Yang, 2010: A dynamical index for the East Asian winter monsoon, *Journal of Climate*, 23(15), 4255-4262.

Liu, J. P. and J. A. Curry, 2006: Variability of the tropical and subtropical ocean surface latent heat flux during 1989–

2000, *Geophysical Research Letters*, 33, doi: 10.1029/2005gl024809.

Liu, Z. and B. Huang, 2000: Cause of tropical Pacific warming trend *Geophysical Research Letters*, 27, 1935–1938.

Liu, Z., S. Vavrus, F. He, N. Wen, and Y. Zhong, 2005: Rethinking tropical ocean response to global warming: The enhanced equatorial warming, *Journal of Climate*, 18, 4684–4700.

Liu, B., M. Xu, and M. Henderson, 2011: Where have all the showers gone? Regional declines in light precipitation events in China, 1960–2000, *International Journal of Climatology*, 31, 1177–1191.

Liu, H. W., T. J. Zhou, Y. X. Zhu, and Y. H. Lin, 2012: The strengthening East Asia summer monsoon since the early 1990s, *Chinese Science Bulletin*, 57, 1553–1558.

Lugina, K. M., P. Y. Groisman, K. Y. Vinnikov, V. V. Koknaeva, and N. A. Speranskaya, 2005: Monthly surface air temperature time series area-averaged over the 30-degree latitudinal belts of the globe, 1881-2004. In Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, US Department of Energy, ak Ridge, TN, http://cdiac.esd.nl.gov/trends/temp/lugina/lugina.html.

Meehl, G. A., J. M. Arblaster, J. T. Fasullo, A. Hu, and K. E. Trenberth, 2011: Model-based evidence of deep-ocean heat uptake during surface-temperature hiatus periods, *Nature Climate Change,* 1, 360–364.

Mitas, C. M. and A. Clement, 2005: Has the Hadley cell been strengthening in recent decades?, *Geophysical Research Letters*, 32, doi: 10.1029/2004gl021765.

Mitas, C. M. and A. Clement, 2006: Recent behavior of the Hadley cell and tropical thermodynamics in climate models and reanalyses, *Geophysical Research Letters*, 33, doi: 10.1029/2005GL024406.

Mitchell, T. P. and J. M. Wallace, 1996: ENSO seasonality: 1950–78 versus 1979–92, *Journal of Climate*, 9, 3149–3161.

Morice, C. P., J. J. Kennedy, N. A. Rayner, and P. D. Jones, 2012: Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: the HadCRUT4 dataset, *Journal of Geophysical Research*, 117, D08101, doi:10.1029/2011JD017187.

Nguyen, H., B. Timbal, I. Smith, A. Evans, and C. Lucas, 2013: The Hadley circulation in reanalyses: Climatology, variability and change, *Journal of Climate*, 26, 3357–3376.

Nicholls N., 2008: Recent trends in the seasonal and temporal behaviour of the El Niño-Southern Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 35, L19703

Panagiotopoulos, F., M. Shahgedanova, A. Hannachi, and D. B. Stephenson, 2005: Observed trends and teleconnections of the Siberian high: A recently declining center of action, *Journal of Climate*, 18, 1411–1422.

Park, T.-W., C.-H. Ho, and S. Yang, 2011: Relationship between Arctic Oscillation and cold surges over East Asia, *Journal of Climate*, 24(1), 68-83.

Power, S., T. Casey, C. Folland, A. Colman, and V. Mehta, 1999: Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia. *Climate Dynamics*, 15, 319–324.

Power, S. B. and I. N. Smith, 2007: Weakening of the Walker Circulation and apparent dominance of El Nino both reach record levels, but has ENSO really changed?, *Geophysical Research Letters*, 34, L18702.

Roh, J.-W., K.-Y. Kim, and J.-G. Jhun, 2012, Decadal changes in the physical

mechanisms of the seasonal cycle of summertime precipitation variability in Korea, *Journal of Geophysical Research*, 117, D07115, doi:10.1029/2011JD017268.

Smith, T. M. and R. W. Reynolds, 2004: Improved extended reconstruction of SST (1854-1997), *Journal of Climate*, 17, 2466-2477.

Smith, T. M., P. A. Arkin, L. Ren, and S. S. P. Shen, 2012: Improved reconstruction of global precipitation since 1900, *Journal of atmospheric and Oceanic Technology*, 29, 1505–1517.

Sobel, A. and S. Camargo, 2011: Projected future seasonal changes in tropical summer climate, *Journal of Climate*, 24, 473–487.

Sohn, B. and S. Park, 2010: Strengthened tropical circulations in past three decades inferred from water vapor transport, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 115, doi: 10.1029/2009JD013713.

Solomon, S., K. H. Rosenlof, R. W. Portmann, J. S. Daniel, S. M. Davis, T. J. Sanford, and G.-K. Plattner, 2010: Contributions of Stratospheric Water Vapor to Decadal Changes in the Rate of Global Warming, *Science*, 327, 1219-1223.

Solomon, S., J. S. Daniel, R. R. Neely, J.-P. Vernier, E. G. Dutton, and L. W. Thomason, 2011: The Persistently Variable "Background" Stratospheric Aerosol Layer and Global Climate Change, *Science*, 333, 866-870.

Song, H. and M. H. Zhang, 2007: Changes of the boreal winter Hadley circulation in the NCEP-NCAR and ECMWF reanalyses: A comparative study, *Journal of Climate*, 20, 5191–5200.

Stachnik, J. P. and C. Schumacher, 2011: A comparison of the Hadley circulation in modern reanalyses, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 116, D22102.

Strong, C. and R. E. Davis, 2007: Winter jet stream trends over the Northern Hemisphere, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133, 2109–2115.

Strong, C. and R. E. Davis, 2008: Comment on "Historical trends in the jet streams" by Cristina L. Archer and Ken Caldeira, *Geophysical Research Letters*, L24806.

Stubenrauch, C. J., W. B. Rossow, S. Kinne, S. Ackerman, G. Cesana, H. Chepfer, L. D. Girolamo, B. Getzewich, A. Guignard, A. Heidinger, B. C. Maddux, W. P. Menzel, P. Minnis, C., Pearl, S. Platnick, C. Poulsen, J. Riedi, S. Sun-Mack, A. Walther, D. Winker, S. Zeng, and G. Zhao, 2013, Assessment of global cloud datasets from satellite: Project and database initiated by the GEWEX radiation panel. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94, 1031-1049.

Tokinaga, H., S. Xie, A. Timmermann, S. McGregor, T. Ogata, H. Kubota, and Y. Okumura, 2012: Regional patterns of tropical Indo-Pacific climate change: Evidence of the Walker circulation weakening, *Journal of Climate*, 25, 1689–1710.

Tompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophysical Research Letters*, 25, 1297–1300.

Turnbull, J. C., P. P. Tans, S. J. Lehman, D. Baker, T. J. Conway, Y. S. Chung, J. Gregg, J. B. Miller, J. R. Southon, and L. X. Zhou, 2011. Atmospheric observations of carbon monoxide and fossil fuel CO_2 emissions from East Asia, *Journal of Geophysical Research*, 116, D24306, doi:10.1029/2011JD016691.

Vecchi, G. A. and B. J. Soden, 2007: Global warming and the weakening of the tropical circulation, *Journal of Climate*, 20, 4316–4340.

Vecchi, G. A., B. J. Soden, A. T. Wittenberg,

I. M. Held, A. Leetmaa, and M. J. Harrison, 2006: Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing, *Nature*, 441, 73 – 76.

Vimont, D., M. Alexander, and A. Fontaine, 2009: Midlatitude excitation of tropical variability in the Pacific: The role of thermodynamic coupling and seasonality, *Journal of Climate*, 22, 518 – 534.

Wang B., 1995: Interdecadal changes in El-Nino onset in the last four decades, *Journal of Climate*, 8, 267 – 285.

Wang H., 2001: The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's, *Advances in Atmospheric Sciences*, 376 – 386.

Wang, B. and S. I. An, 2001: Why the properties of El Nino changed during the late 1970s, *Geophysical Research Letters*, 28, 3709 – 3712.

Wang, B. and S. I. An, 2002: A mechanism for decadal changes of ENSO behavior: Roles of background wind changes, *Climate Dynamics*, 18, 475 – 486.

Wang, L. and W. Chen, 2010: How well do existing indices measure the strength of the East Asian winter monsoon?, *Advances in Atmospheric Sciences*, 27, 855 – 870.

Wang, B. and Y. Wang, 1996: Temporal structure of the Southern Oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis, *Journal of Climate*, 9, 1586 – 1598.

Wang, B., R. G. Wu, and T. Li, 2003: Atmosphere-warm ocean interaction and its impacts on Asian-Australian monsoon variation, *Journal of Climate*, 16, 1195 – 1211.

Wang, L., R. Huang, L. Gu, W. Chen, and L. Kang, 2009: Interdecadal variations of the east Asian winter monsoon and their association with quasi-stationary planetary wave activity, *Journal of Climate*, 22, 4860 – 4872.

Wang, H. J., J. Q. Sun, H. P. Chen, Y. L. Zhu, Y. Zhang, D. B. Jiang, X. M. Lang, K. Fan, E. T. Yu, and S. Yang, 2012: Extreme climate in China: Facts, simulation and projection, *Meteorologische Zeitschrift*, 21, 279 – 304.

Webster, P. J., G. J. Holland, J. A. Curry, and H. R. Chang, 2005: Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment, *Science*, 309, 1844-1846.

Wentz, F. J., L. Ricciardulli, K. Hilburn, and C. Mears, 2007; How much more rain will global warming bring?, *Science*, 317, 233 – 235.

Widlansky, M. J., A. Timmermann, S. Mcgregor, M. F. Stuecker, 2013: An interhemispheric tropical sea level seesaw due to El Niño Taimasa, *Journal of Climate*, 27, 1070 – 1081.

Wittenberg A. T., 2009: Are historical records sufficient to constrain ENSO simulations?, *Geophysical Research Letters*, 36, L12702.

WMO, 2013: WMO Greenhouse Gas Bulletin, ISSN 2078-0796.

Woo, S.-H., B.-M. Kim, J.-H. Jeong, S.-J. Kim, and G.-H. Lim, 2012: Decadal changes in surface air temperature variability and cold surge characteristics over northeast Asia and their relation with the Arctic Oscillation for the past three decades (1979 – 2011), *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 117(D18), D18117.

Wu, B. and J. Wang, 2002: Winter Arctic Oscillation, Siberian High and East Asian winter monsoon, *Geophysical Research Letters*, 29(19), 1897, doi: 10.1029/2002GL015373.

Wu, R., Z. Wen, S. Yang, and Y. Li, 2010: An interdecadal change in southern China summer rainfall around 1992/93, *Journal of Climate*, 23(9), 2389-2403.

Xie, S.-P., T. Miyama, Y. Wang, H. Xu, S. P. de Szoeke, R. J. O. Small, K. J. Richards,

T. Mochizuki, and T. Awaji, 2007: A regional ocean–atmosphere model for Eastern Pacific climate: Toward reducing tropical biases, *Journal of Climate*, 20, 1504–1522 .

Xie, S. P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño, *Journal of Climate*, 22, 730–747.

Xie, S. P. D., C. Deser, G. A. Vecchi, J. Ma, H. Teng, and A. T. Wittenberg, 2010: Global warming pattern formation: Sea surface temperature and rainfall, *Journal of Climate*, 23, 966–986.

Yan, H., L. G. Sun, Y. H. Wang, W. Huang, S. C. Qiu, and C. Y. Yang, 2011: A record of the Southern Oscillation Index for the past 2,000 years from precipitation proxies, *Nature Geoscience*, 4, 611–614.

Yeh, S. W. and B. P. Kirtman, 2005: Pacific decadal variability and decadal ENSO amplitude modulation, *Geophysical Research Letters*, 32, L05703.

Yeh, S. W., J. S. Kug, B. Dewitte, M. H. Kwon, B. P. Kirtman, and F. F. Jin, 2009: El Nino in a changing climate, *Nature*, 461, 511–515.

Yeh, S.-W., Y.-G. Ham, and J.-Y. Lee, 2012: Changes in the tropical Pacific SST trend from CMIP3 to CMIP5 and its implication of ENSO, *Journal of Climate*, 25, 7764–7771.

Yoo, J.-M., Y.-I. Won, Y.-J. Cho, M.-J. Jeong, D.-B. Shin, S.-J. Lee, Y.-R. Lee, S.-M. Oh, and S.-J. Ban, 2011: Temperature trends in the skin/surface, mid-troposphere and low stratosphere near Korea from satellite and ground measurements, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 47(5), 439-455.

Yu, B. and F. W. Zwiers, 2010: Changes in equatorial atmospheric zonal circulations in recent decades, *Geophysical Research Letters*, 37, L05701.

Yu, R. C., B. Wang, and T. J. Zhou, 2004: Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia, *Geophysical Research Letters*, 31, L22212.

Yum, S.-S. and J.-W. Cha, 2010: Suppression of very low intensity precipitation in Korea, *Atmospheric Research*, 98, 118-124.

Zahn, M. and R. P. Allan., 2013: Quantifying present and projected future atmospheric moisture transports onto land, *Water Resources Research*, 49, doi: 10.1002/2012WR013209.

Zhang, M. H. and H. Song, 2006: Evidence of deceleration of atmospheric vertical overturning circulation over the tropical Pacific, *Geophysical Research Letters*, 33, L12701.

Zhang, X., A. Sorteberg, J. Zhang, R. Gerdes, and J. C. Comiso, 2008: Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system, *Geophysical Research Letters*, 35, doi: 10.1029/2008GL035607

Zhang, L., L. Wu, and L. Yu, 2011: Oceanic origin of a recent La Nia-like trend in the tropical Pacific, *Advances in Atmospheric Sciences*, 28, 1109–1117.

Zhang, X. D., C. H. Lu, and Z. Y. Guan, 2012: Weakened cyclones, intensified anticyclones and recent extreme cold winter weather events in Eurasia, *Environmental Research Letters*, 7, 044044.

Zhou, T., L. Zhang, and H. Li, 2008: Changes in global land monsoon area and total rainfall accumulation over the last half century, *Geophysical Research Letters*, 35, L16707.

Zhou, T. J., D. Y. Gong, J. Li, and B. Li, 2009a: Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian summer monsoon – Recent progress and state of affairs,

Meteorologische Zeitschrift, 18, 455–467.

Zhu, C., B. Wang, W. Qian, and B. Zhang, 2012: Recent weakening of northern East Asian summer monsoon: A possible response to global warming, *Geophysical Research Letters*, 39, doi: 10.1029/2012GL051155.

제 3 장 관측: 해양 및 빙권

3.1. 서론

「한국 기후변화 평가보고서 2010」의 해양 분야는 1부 관측과 예측 부분에서는 기술되지 않고 2부 적응분야 '연안과 해양' 항목에서 현황 설명으로 요약 기술되었다. 주로 해수면, 태풍, 동해의 심층 물성과 주변해 수온 및 저준위 생태계 변화와 해양산성화 경향 등의 설명이 포함되었으며 일반적으로 변화의 속도가 전지구 해양 평균보다는 크게 나타나고 있는 것으로 제시되었다. 한편, 빙권 분야는 우리나라와 지리적 관련이 없기 때문에 「한국 기후변화 평가보고서 2010」에 포함되지 않았다.

IPCC 5차 평가보고서는 보다 확실성 있는 표현으로 기후변화를 기정사실화 하였으며, 수온과 해양 열용량 증가 및 해빙 감소 등을 그 증거로 제시하였다. 아울러 21세기 기간 중 해양 온난화는 지속될 것이며 해양에 누적된 열은 표층에서 심해로 전달되고 해양순환에 영향을 줄 것으로 전망하였다. 북극해 해빙의 지속적 감소와 함께 빙하의 체적도 더욱 축소될 것으로 보고하였다. 이러한 변화에 따라 향후 해수면도 계속 상승하고, 이러한 해수면 상승률은 모든 RCP 시나리오 하에서 현재 기후대비 증가할 것으로 전망하였다. 또한 대기 중 이산화탄소의 증가는 다시 해양에 영향을 주어 해양산성화를 가속시킬 것으로 전망하였다.

본 장에서는 기후과학 관측 분야의 하나로 해양과 빙권을 구분하여 수록하였다. 해양 부분에서는 「한국 기후변화 평가보고서 2010」 발간 이후의 우리나라 인접 해양의 변화를 검토하여 그 결과를 정리하였다. 빙권 부분은 지리적으로 우리나라의 변화를 기술하는 것과 관련이 없지만 빙권이 지구 기후 시스템에 차지하는 비중이 크기 때문에 국내의 전문가들에 의한 연구 결과들을 정리 발표하여 향후 대외적으로 국내 기후변화 연구의 위상이 정확하게 인지되도록 하는데 수록의 의미가 있다.

빙권은 전지구 기후변화 시스템의 표면에너지, 물순환, 1차 생산, 온실가스 상호작용, 해수면 변화에 중요한 역할을 하며, 특히 외부의 에너지 변화에 민감하게 작용하는 눈과 얼음으로 구성되어 있기 때문에 다른 지역에 비해 온도 변화가 더 크게 나타난다. IPCC 5차 평가보고서 뿐 아니라 최근의 극지연구소의 연구 결과에 의하면 북극의 연평균 해빙면적은 지속적으로 감소 추세에 있고, 감소율은 십년에 약 3.5%에서 4.1%(면적으로는 45만에서 51만 평방킬로미터)이다(IPCC, 2013). 특히 북극의 다년생 해빙이 1979년부터 2012년 동안 10년에 약 11.5%씩 감소하였고, 평균 겨울철 북극의 해빙 두께도 현저히 감소하였다. 반면, 지난 30년간 연평균남극해빙의 면적은 10년에 약 1.2%에서 1.8%씩 증가하였다. IPCC 4차 평가보고서 이후 모든 빙하(glaciers)의 면적, 체적, 질량은 지속적으로 감소하고 있으며, 2003년에서 2009년 사이 알래스카, 캐나다북부, 그린랜드 연안, 안데스 산맥, 그리고 아시아의 산악 빙하들은 대부분 줄었으며, 전 세계적으로 빙하의 감소율은 1971년에서 2009년 사이 연간 약 -226기가톤이다. 2005년에서 2009년 사이는 연간 301기가톤으로 감소율이 커지는 추세에 있고, 현재의 빙하는 급속한 온난화와 불균형에 있기 때문에 지속적으로 감소할 것으로 예견된다. 빙상(ice sheets)도 대체로 감소추세를 보이고 있다. 인공위성과 항공기 탑재 원격탐사 관측자료에 의하면, IPCC 4차 평가보고서 이후 그린랜드 빙상은 지난 20년간 많은 감소가 있어왔고 감소율도 지속적으로 증가추세에 있는데, 1992년에서 2001년 사이 연간 34기가톤(해수면으로 환산 시 연간 0.09㎜) 감소에서 2002년에서 2011년까지는 연간 215기가톤의 감소를 보이고 있다(IPCC, 2013). 그린랜드 빙상의 감소는 표면의 녹음과 연안으로의 흐름에 의한 방출 모두 중요한 역할을 하는 것으로 보고되었다. 남극의 빙상은 남극 반도와 서남극 아문젠해 구역에서는 빙하의 흐름이 빨라서 많은 감소를 보이고 있다. 평균적으로 남극 빙상의 감소율은 1992~2001년 연간 -30기가톤(0.08㎜)에서 2002~2011년 사이에는 연간 -147기가톤(0.4㎜)

으로 빠르게 변화하고 있다.

동토는 지역적으로 많은 변동성을 보이지만 1980년대 초 이후 동토의 온도가 지속적으로 상승함에 따라 동토의 면적이 감소하고 있다. 특히 한대지역 동토의 온도가 온대지역 동토의 온도보다 더 빨리 상승하는 경향을 보인다 (IPCC, 2013).

3.2. 해양

해양은 지구상에서 물과 에너지의 가장 큰 저장소로 기후변화의 조절자로서 역할을 하고 있다. 또한, 해양은 해양-대기 경계면을 통해 매일 약 2천만 톤의 이산화탄소를 흡수하는 바 인간 활동에 의해 대기로 추가 방출되는 이산화탄소의 약 1/4 을 흡수하여 대기의 온실효과를 억제하는 등 기후변화 속도의 완급을 조절하고 있다. 해양으로 유입된 이산화탄소는 해수 내에서 물 분자와 결합하여 탄산을 형성하며 해수의 산성도를 증가시키는데 산업혁명 이후 해수의 산성도는 약 30% 가량 증가한 것으로 보고되었다. 이러한 해양산성화는 기후변화 자체는 아니지만 이산화탄소의 증가와 관련되기 때문에 해양온난화와 함께 해수 특성의 장기 변화의 축을 이루고 있다(Caldeira and Wickett, 2003).

기후변화 대응과 관련된 해양 분야는 크게 해양생태계 변화에 의한 수산자원 관련 부분과 연안의 침수와 침식과 관련된 부분으로 구분할 수 있다. 해양온난화와 해양산성화에 따른 수산자원 분포의 시공간적 변화는 식량문제와 연결이 되어 이에 대처하는 것은 전지구적 아젠다로 되어 있다. 해수면 상승에 따른 연안 침수와 침식은 발생 강도의 지역적 편차가 크고 연안 또는 저지대에서 이의 영향을 받는 경제활동의 정도가 다르기 때문에 이 분야 적응에 대비하는 필요성이 국가마다 다를 수 있다. 그러나 강하천 유역 저지대의 곡창지대가 침수되는 경우에 결과적으로 식량 생산의 감소 등으로 세계적인 식량수급의 문제에 부딪칠 가능성이 높아진다. 따라서 기후변화에 대한 적응연구는 부분적으로 전 세계적 경향을 고려해야 할 필요가 있다. 또한 장기간의 변화경향보다는 극단적인 이상현상 (예, 이상 고파, 폭풍해일, 이상 고수온 등) 발생의 경우에 단기간의 경제적 손실과 충격이 크기 때문에 적응 측면에서 더 중요할 수 있다. 기후변화에 대응하는 전략적 접근은 다양하지만 적응 및 대응에 소요되는 경제비용을 최소화 하는 것이 전략적으로 우선 고려해야 될 사항이기 때문이다.

IPCC 5차 평가보고서에 따르면 해양의 변화에 대하여 1971년 이후 2010년까지 해양상층 (0~700m)의 온난화경향은 거의 확실하며 700~2,000m 수심대의 심층에서도 온난화가 진행된 것으로 나타났다. 해양 표층에서는 1950년대 이후 염분이 높은 해역은 염분이 증가(증발량 증가)하였고 염분이 낮은 해역에서는 염분이 감소(강수 증가)경향에 있음을 보였다. 해수면 변화는 19세기 중반 이후 해수면 상승률이 그 이전 2000년 기간의 평균상승률보다 컸으며 1901~2010년 사이에는 해양 전체 평균 0.19m 상승한 것으로 발표하였다. 미래 예측에 대하여 다양한 온실가스 배출 시나리오를 적용하여 21세기 말에는 평균해수면이 작게는 0.26~0.55m (RCP2.6 시나리오)에서부터 크게는 0.45~0.82m (RCP8.5 시나리오) 상승할 것으로 제시하였다. 또한, 해양 연안역과 관련된 부분으로 중위도 대륙의 대부분과 습윤한 열대지역에서 21세기 말까지 집중호우, 한파 및 가뭄과 같은 극한기상현상의 강도가 높아지고 발생 빈도도 증가할 가능성이 매우 높은 것으로 나타났다.

기후변화에 대한 적응 정책을 수립하기 위해서는 그 적응의 대상이 기후변화에 얼마나 취약한지 자연환경 및 사회환경적 평가가 이루어져야할 것이다. 해양분야에서 이 부분에 대한 단계적인 설명은 「한국 기후변화 평가보고서 2010」에 자세히 기술되어 있다(해양분야, 영향과 취약성 부분). 그러나 한편으로는 기후변화에 따른 해양내 여러 변수들의 변화 예측 결과에 불확실성을 제거하려는 노력이 선행되어져야 한다. 이러한 노력이 효과적으로 수행되려면 기후변화 과학과 현재의 변화경향의 진단이 필수적이다. 본 보고서에서는 「한국 기후변화 평가보고서 2010」 발표 이후 우리나라 주변 해양에 대한 자연환경적 변화 현황과 미래 전망을 논문화 된 문헌을 중심으로 검토하였다.

우리나라 주변해 해양의 변화경향성을 분석하는데 가장 큰 제약은 경향성을 보기 위한 장기간의 관측자료가 거의 없다는 점이다. 이를 해결하기 위한 차선책으로 자료동화와 수치모델링

결과로 생산되는 재분석자료를 이용할 수 있지만 국내에서 재분석자료를 생산할 수 있는 모델링 수준이 아직은 높지 않은 실정이다. 현실적으로 국내에서 관측된 자료들과 외국의 관련 기관이나 연구자들에 의해 정리되거나 생산되어 있는 관측 및 재분석자료를 모두 이용하는 것이 최선의 방법이다. 이러한 자료의 제약을 가지고 있기 때문에 우리나라 주변 해양의 경향성 분석은 극히 제한된 분야에서만 연구가 되고 있으며 관측의 기회가 많아진 근래의 변화경향을 분석한 경우가 대부분이다.

해양에서는 해양물리, 생물, 화학 등의 요소 변수들에 다양한 시간적 크기의 자연변동성이 존재한다. 따라서 관측자료에 근거한 분석이라고 하더라도 분석에 사용된 자료의 획득 기간과 대상 해역의 공간적 범위에 따라 경향성 분석의 정량적 결과의 편차가 크게 나타나는 경우가 많다. 이 결과들을 해석하거나 활용하는데 수치의 신뢰도에 유의할 필요가 있으며, 발표된 경향성 분석 결과들이 어떠한 검증 절차를 거쳤는지 검토할 필요가 있음을 의미한다.

본 장에서 검토 대상이 된 자료들은 검토과정을 거쳐 발표된 2010~2014년까지의 논문들이며 일부 정부부처와 연구기관의 관련 연구보고서를 포함하였다. 본 검토보고서에는 해양물리, 해양화학, 해양지질 및 해양생태계 분야로 구분하여 기술하였다. 자료의 분야별 성격은 우리나라 주변 해양의 가용한 분야별 관측자료의 양이 반영되어 해양물리 분야가 약 50%, 해양생태계 분야가 약 30% 그리고 해양화학 및 지질 분야가 약 20%였다.

3.2.1. 해수 물성의 변화

본 보고서에서 검토한 논문들에서 수온의 변화경향 분석은 대부분 인공위성 관측 해수면온도 자료, 국립수산과학원의 정선 관측자료 및 외국 기관들에서 제공되는 관측자료/재분석자료를 사용하였다.

민승환 등(2010)은 우리나라 주변해역을 7개 해역으로 구분하고 1985~2009년 동안의 미국 NOAA/AVHRR 위성 관측자료를 이용하여 해수면온도의 시공간적 변화 특성 분석을 하였다. 위성자료의 유효성 검증을 위하여 우리나라 연안에 설치된 8지점(덕적도, 외연도, 칠발도, 마라도, 거문도, 거제도, 포항, 동해 부근)의 기상청 부이 자료를 이용하였다. 자료 활용 기간의 동북아시아해역의 평균해수면온도는 8~26℃ 변화를 보였고 연진폭은 7~24℃로 나타났다. 표층수온의 연진폭은 고위도에서 저위도로 갈수록 연변화폭이 작아지는 경향을 보여 쿠로시오 해역에서는 11℃ 이하 그리도 황해 북부에서는 22℃ 이상으로 나타났다. 연위상은 연진폭의 경향과는 반대로 고위도에서 저위도로 갈수록 큰 연변화폭을 보여 동해 중북부, 황해, 동중국해 남부에서 8월 중순으로 일본주변 해역보다 빠르게 나타났는데 이는 해양성기후를 보이는 해역이 대륙성 기후를 보이는 해역보다 빠른 위상을 나타내기 때문이다. 한편, 수온변화는 일관적인 상승경향을 보이지는 않았으나 1985~1998년에 0.0628℃의 상승과 1998~2009년에 -0.0559℃의 하강을 보인 것으로 분석되었다. 이러한 결과는 위성 관측자료의 효용성을 잘 보여주었으나 해역별 변화경향에 대한 정량화된 수치는 제시하지 않았다.

손영백 등(2012)은 황해 남부 및 남해안을 포함한 동중국해에 대하여 1985~2010년의 NOAA/AVHRR 위성 관측자료와 NASA/JPL 월별 합성자료를 이용하여 표층수온의 변화를 분석하였다. 표층수온의 계절 변화는 전체 및 구분된 지역별로 위상변화는 크지 않았다. 이는 연구해역의 범위가 넓지 않은 이유 때문으로 판단된다. 지역적 편차는 민승환 등(2010)의 결과와 유사하게 중국연안 해역이 쿠로시오의 영향을 받는 해역보다 크게 나타났다. 26년간 월평균 및 연평균표층수온은 모두 상승하였고 월평균수온은 약 0.2~1.0℃ 상승한 것으로 나타났다. 공간적으로 표층수온 분포의 변화를 분석한 결과로부터 20.3℃ 등온선의 분포 위치가 점진적으로 북상하고 있음을 제시하였다(그림 3.1). 1998년의 경우 연구해역의 연평균표층수온이 가장 높았던 해로 제주도 남동쪽 및 대마도 북쪽까지 북상하였다. 등온선의 분포 변화는 일반적으로 연구해역 서쪽보다는 대한해협쪽으로 갈수록 크게 나타났는데 수온 상승의 신호가 동해쪽으로 잘 전달 될 수 있음을 시사해준다.

성기탁 등(2010)은 국립수산과학원에서 1968~2008년의 41년 동안 우리나라 주변 해역의 정선 해양관측점에서 관측한 수온 자료를 분석하여

동해, 남해 및 황해 관측 해역의 표층수온은 각각 1.39℃, 1.27℃ 및 1.23℃ 상승하였고(그림 3.2a), 평균상승률은 각각 0.0226℃/년, 0.0267℃/년 및 0.0232℃/년으로 나타났음을 보고한 바 있다. 해양 내부에서의 변화경향은 일관성을 보여주지 않아 100m 수심의 경우 남해에서는 0.008℃/년의 상승경향을 보였으나 동해에서는 -0.013℃/년의 하강경향을 보인 것으로 나타났으며(그림 3.2b), 황해의 경우 50m 수심의 자료에서 수온이 감소경향을 보이는 것으로 나타났다. 이는 우리나라 연근해의 표층 혼합층의 깊이가 낮아지고 있음을 의미하는데 이러한 변화 원인의 하나로 겨울철 풍속 감소경향을 제시하였다. 또한, 계절별로는 남해를 제외하고 겨울철의 상승률이 여름철의 상승률보다 약 2배 이상 높아 장기적인 수온상승이 겨울철 수온상승의 영향을 더 받는 것으로 나타났다.

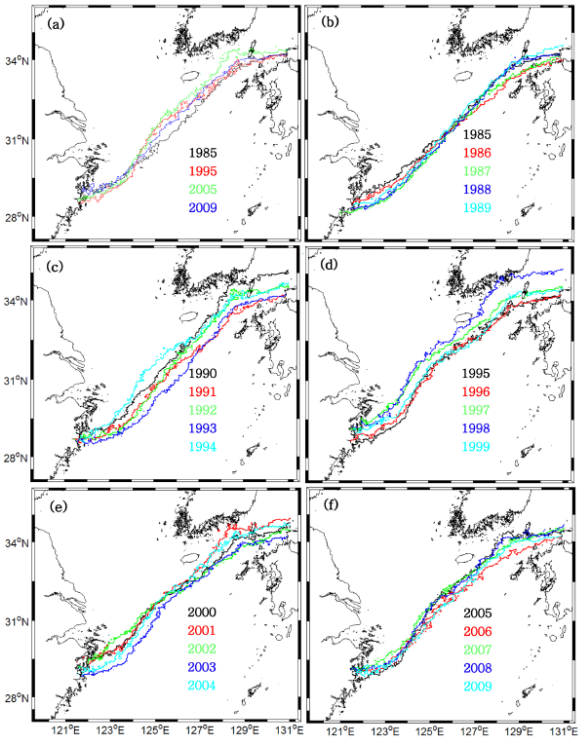


그림 3.1. 동중국해 표층수온 20.3℃ 등온선의 연도별 분포도. 분포의 연변화가 크지만, (a)에서 보듯이 장기적으로 등온선 위치가 북쪽으로 이동하고 있음을 보여 준다(손영백 등, 2012).

Jo et al.(2014)는 1966~2004년 기간 동안 국립수산과학원의 동해안 수온 관측자료로부터 다양한 시간적 크기를 기준으로 변화경향을 분석하였다. 이 결과 동해안은 다른 연해에서의 수온변화보다 크며 연변화에서 두드러져 최고 0.05℃/년의 상승률까지 보이고 있으며 계절별로 겨울철의 상승이 여름철보다 2배 이상 큰 것으로 나타났다. 급격한 수온변화는 북태평양의 수온변화와 관련이 있으며, 수십 년 크기의 변동성은 1970년대 중후반, 1990년 및 2000년경에 최대값을 보여 북태평양 환류진동(North Pacific Gyre Oscillation, NPGO)에 4~7개월의 시간차를 두고 나타나는 것으로 분석되었다(그림 3.3).

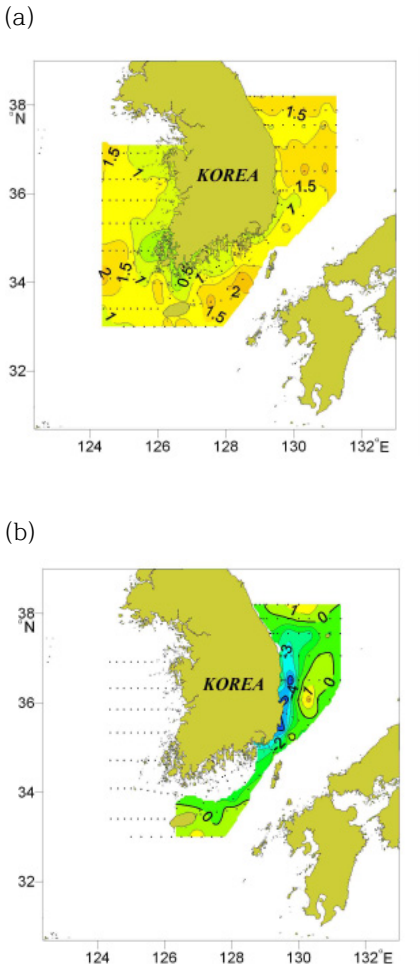


그림 3.2. 1968~2008년 사이 41년 동안의 장기 수온변화의 크기 (a)해수면, (b)100m 수심(성기탁 등, 2010)

김성중 등(2011)은 국내 연구에서는 가장 장기간의 수온 시계열자료를 분석하였는 바 영국 기상청 Hadley 센터 HadISST, 미국 GISS SST 및 미국 국립기후자료센터 ERSST의 1880~2009년의 130년간 관측 및 재분석자료로부터 우리나라 주변 해역의 수온 변화경향을 분

석하였다. 우리나라 근해의 표층수온은 산업혁명 이후 약 1℃ 이상의 상승을 보였고 겨울철 남해의 수온 상승은 1.5℃로 전지구 평균수온 상승보다 약 3배 빠르게 진행 중이며 황해의 경우도 약 2배 정도 빠르게 온난화가 진행중인 것으로 나타났다(그림 3.4). 수온 변화경향은 단순하지 않고 다양한 주기의 변동성이 복합적으로 나타났다. 장기 수온변화와 기후지수들 사이의 연관성 분석 결과 1970년대 중반까지는 태평양 수십 년 진동(Pacific Decadal Oscillation, PDO) 역할이 지배적이었고 최근 급격한 수온변화는 여름과 가을의 쿠로시오 난류의 강화와도 연관이 있을 것임을 제시하였다. 이 결과는 PDO, ENSO 및 지역적 순환 변화와 같은 내부 피드백이 우리나라 주변의 수온변화에 영향을 주는 것을 의미하고 있지만, 수온변화의 정확한 기작을 설명하기 위해서는 해양-대기 상호작용이나 정밀한 해양순환 변화 등의 역학적 분석이 필요하다는 점을 지적하였다. 또한, 기후변화와 같은 장기적 외부 강제력 변화가 우리나라 주변 해역과 같은 지역해의 내부피드백 변화에 따른 수온 변동에 중요한 역할을 할 수 있으므로 proxy 자료의 활용과 장기간의 관측자료 확보의 노력을 제시하였다.

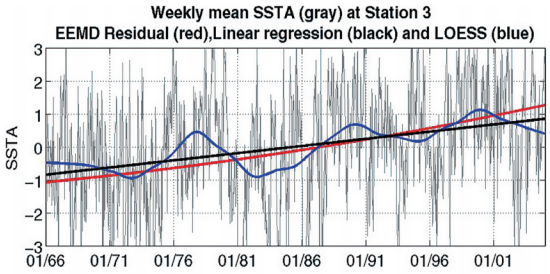


그림 3.3. 동해안 남부(장기간)의 표층수온 아노말리 변화(Jo et al., 2014)

김중진 등(2012)은 1950~2010년 기간에 대하여 동중국해와 동해 남부 해역의 살오징어 산란장 해역에 대한 표층수온의 변동성을 가을철과 겨울철로 구분하여 분석하였다. 표층수온 상승은 가을과 겨울에 각각 동중국해 대륙붕과 대륙사면 해역에서 0.024, 0.028℃/년, 북부 동중국해 및 제주도 해역에서 0.021℃/년, 0.027℃/년 그리고 동해 남부해역에서 0.0003℃/년, 0.0078℃/년으로 낮게 나타났다.

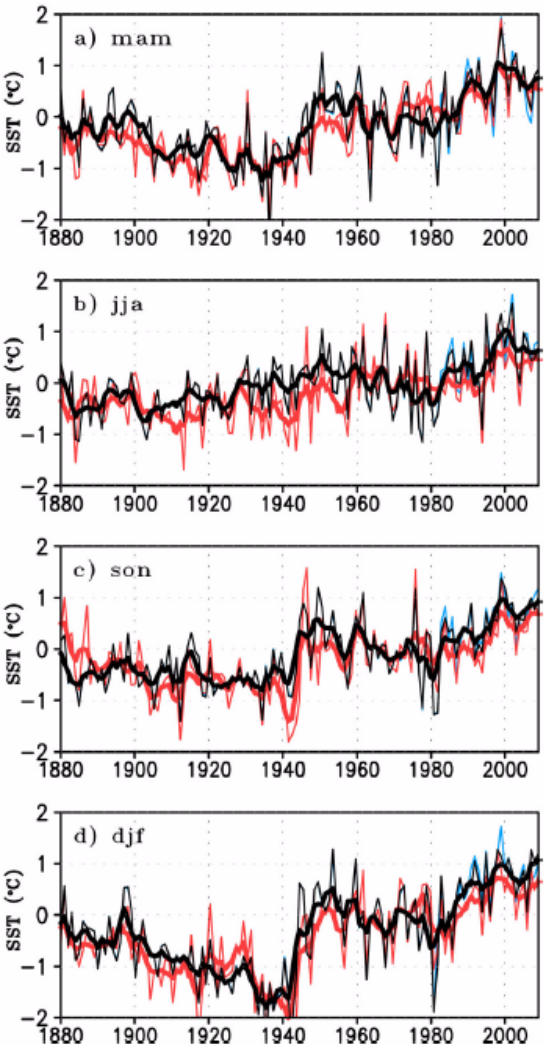


그림 3.4. 우리나라 주변해역(122.5~132.5°E, 31.5~39.5°N)의 계절별 해수면온도 시계열(김성중 등, 2011)

최근의 우리나라 주변해역 수온변화에 대한 진단연구는 앞에서 설명한 시계열 자료의 통계적 분석 수준을 벗어나 장기 변동성의 원인을 밝히고자하는 연구가 증가하고 있음을 보여주고 있다. Yeh et al.(2010)은 1891~2005년 기간의 일본 기상청 자료(JMASST), 영국 Hadley 센터 자료(HadISST) 및 미국 국립기후자료센터 재분석자료(ERSST)를 이용하여 동해의 해수면온도 변동성을 분석하였다. 동해의 월평균해수면온도 변화의 표준편차는 북서해역에서 가장 크게 나타났다. 변동성 분석 결과 1940년대와 1980년대 중반 이후 상승기가 있었으며 수십 년 주기 변동성이 복합되어 나타났다. 겨울과 여름의 장기 변동성은 달라서 겨울에는 수온상승경향과 수십 년 주기 변동성이 모두 나타나는 반면 여름에는 1980년 중반 이후의 상승경향만 뚜렷하

게 나타났다. 해수면온도의 장기 변동의 일차적 요인은 대기의 외력 변화, 즉, 평균해수면기압 분포의 변화로 해석하였다. 이는 겨울철 북서풍의 약화와 해양으로부터의 현열 감소를 가져오기 때문에 해수면온도의 상승 편차의 효과로 나타난다고 보았다. 한편, Yeh and Kim(2010)은 HadISST 자료로 1950~2008년 기간 동안 황해 및 동중국해의 겨울철(12, 1, 2월) 해수면온도의 변화를 분석하고 대기 순환과 관련하여 해석하였다. EOF 분석결과로부터 해수면온도는 1970년대 후반 이후 지속적으로 상승경향을 나타내고 있음을 보였으며, 이러한 변화에 대한 가능한 기작으로 시계방향 순환 강화의 북태평양진동(North Pacific Oscillation) 형태 해면기압 변화, 즉, 겨울철 북풍의 약화에 의한 해양-대기간 열교환 감소 영향을 제시하였다.

Park et al.(2011)은 1967~2008년 사이의 한국해양자료센터(KODC) 자료로부터 황해저층냉수의 변동성을 분석하여 황해저층냉수의 수온변화는 2~7년 및 10~20년 주기성이 있으며 1967~1971년, 1983~1988년 및 1996~1998년 사이의 냉각 시기와 1972~1980년 및 1990~1995년의 온난 시기가 있었음을 제시하였다(그림 3.5). 해수면 기압, 기온 그리고 5가지의 기후지수와 비교하여 황해저층냉수의 수온변화는 주로 겨울철 대기의 외력에 기인되는데 냉각 시기는 겨울철 시베리아고기압 강화, 알류샨저기압, 태평양 수십 년 진동(Pacific Decadal Oscillation) 및 극진동(Arctic Oscillation)뿐만 아니라 여름철 해수면기압 증가 및 쿠로시오의 해수면온도 상승과도 관련이 있음을 제시하였다. 또한, 겨울철 황해난류수를 통하여 북서태평양의 해양변화의 신호가 황해 내부로 전달될 수 있을 것이라는 가설을 제시하였다. 이 연구는 황해와 동중국해 대륙붕 해역에서 장기적인 해수 물성 변화가 해양보다는 대기의 변화에 영향을 더 받음을 암시하는 사항이다.

Park et al.(2012)은 ERSST 재분석 해수면온도 자료부터 우리나라 주변해역을 포함한 북서태평양의 1981~2005년의 해수면온도 변동경향을 산출하였다(그림 3.6). 우리나라 주변해역은 0.4 ℃/10년로서 변화의 크기가 높은 해역에 속함을 보여주었다. 이 결과와 NCEP-NCAR 재분석자료 등으로부터 해양-대기 사이의 플럭스 변수 등과 NOAA CPC의 극진동(Arctic Oscillation), 서태평양 형태(Western Pacific mode), 태평양 수십 년 진동(Pacific Decadal Oscillation), 남방진동(Southern Oscillation) 등 다양한 기후지수를 이용하여 1970~2005년 사이의 해수면온도 변화 기작에 대한 상관성 분석을 토대로 조사하였다.

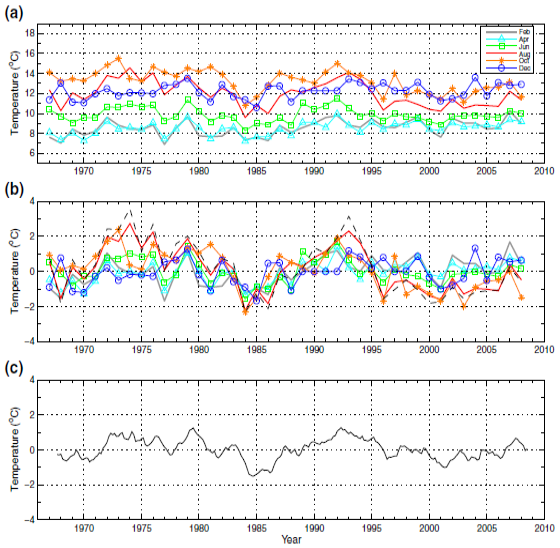


그림 3.5. 황해 50m 수심에서의 수온 시계열 (a)황해동부 전체, (b)황해 저층냉수 분포해역, (c)계절변동성을 제거한 평균수온(Park et al., 2011).

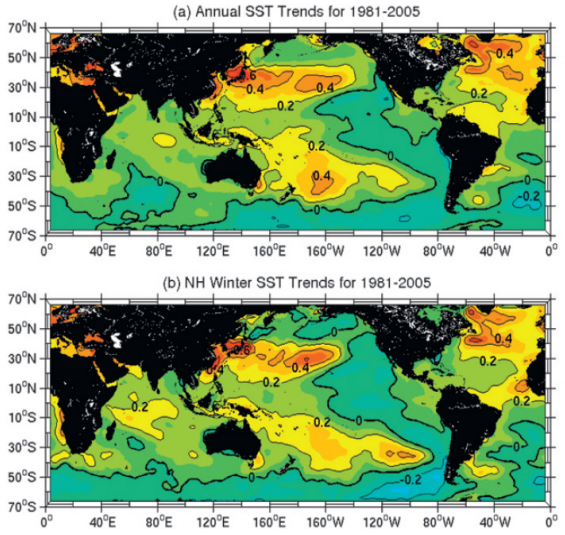


그림 3.6. ERSST 자료로 분석한 1981~2005년 기간 동안의 해수면온도 변화경향(단위 ℃/10년). (a)연평균해수면온도의 변화, (b)겨울철 해수면온도의 변화 (Park et al., 2012).

1970~1989년 기간에는 시베리아고기압의 약화에 의한 시베리아고기압과 알류산저기압 사이의 기압경도 변화로 동아시아 겨울계절풍이 약

화되어(그림 3.7) 해수면온도 상승으로 나타났고, 반면 1990~2005년 기간의 해수면온도 변화는 바람장 변화와 아울러 해양역학의 중요성도 증가하고 있음을 제시하였다. 특히, 시베리아고기압 강도(약화)나 알류산저기압의 위치(북쪽 이동) 변동은 바람장 변화뿐만 아니라 아열대 해양순환계의 형태의 변화를 수반하여 수온이 높은 난류수가 우리나라 주변 해역을 포함하는 서태평양 중위도 해역으로 더 공급될 기작을 제시하였다.

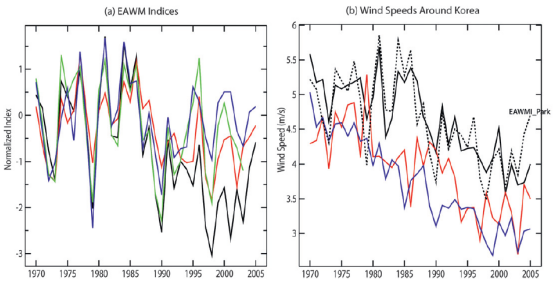


그림 3.7. 여러 연구 결과들에 의한 (a)동아시아 겨울(12,1,2월) 몬순 지수 시계열 및 (b)한반도 주변(검정색-제주, 빨간색-울릉도, 파란색-인천) 풍속 시계열(Park et al., 2012).

이는 본 보고서에 인용된 관련 연구(Yeh et al., 2010; Yeh and Kim, 2010; 성기탁 등, 2010; Park et al., 2011)에서 제시한 우리나라 주변해역 수온변화의 요인에 대한 대기로부터의 영향에 대해서는 일관성 있는 해석이지만 1990~2005년 기간의 해양역학의 중요성 부분은 구체적으로 일관적인 해석이 나오고 있지 않아 보다 심도있는 연구가 필요하다.

지금까지의 수온 변화경향을 정량적으로 파악하기 위한 연구는 관측자료의 한계와 자료에 포함된 오류 문제 때문에 분지 규모의 평균장 변화를 다루는 연구가 대부분이었다. 그러나 국지적으로 특이현상이 있거나 양질의 관측자료가 누적된 경우 집중분석의 예가 증가하고 있는데 대한해협, 울릉분지 등에서의 분석이 대표적이다.

민홍식 등(2011)은 2006~2010년 기간 동안 대한해협 서수도의 한 정점에서 매월 관측된 수온과 염분 자료로부터 대한해협을 통과하는 해수 물성의 변화와 대한해협 저층냉수의 단기(계절-경년) 변화를 분석하였다. 여름에 가장 잘 발달하는 저층냉수의 강한 연변화는 자료동화 모델 결과와 비교하여 대한해협에서 남향하는 해류의 차이 및 연안 용승변화와 관련 있음을 제시하였다. 이 연구의 결과는 기후변화와 같은 장기 변화를 보고자하는 것은 아니지만 동해의 해양변동성을 이해하는데 필요한 동해의 해수 유입구인 대한해협에서의 물리적 과정 관련 기초적인 정보를 제공해 준다는데 의미가 있다.

대한해협을 대상으로 한 다른 연구로 Na et al.(2010)은 1962~2008년 사이 35년 동안의 한국해양자료센터(KODC) 자료, 영국의 유럽중기기상예보센터(ECMWF) 및 미국 NCEP/NCAR의 바람 자료 등을 바탕으로 통계적 기법(Cyclostationary EOF)을 이용하여 대한해협 저층수온의 경년변화를 분석하였다. 대한해협 저층냉수의 경년변동은 동해 남서해역 50~100m 수심의 수온 변동성의 높은 관련이 있는 점과 상층 수괴의 수온 및 동해에서의 대기 외력과의 관련성 분석 결과를 근거로 한반도 동해안의(겨울철) 남향 바람응력과도 관련이 있다고 보았다(그림 3.8).

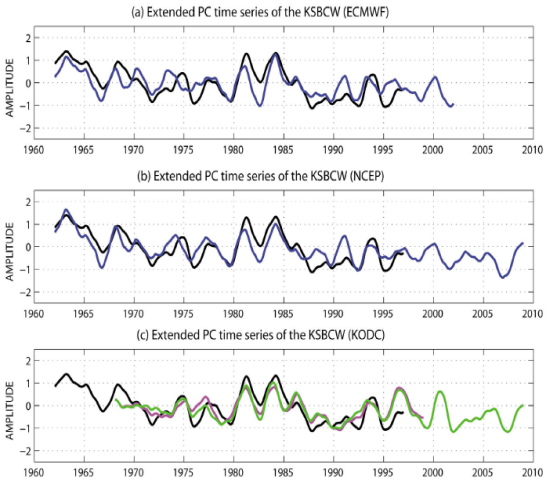


그림 3.8. 대한해협 저층냉수의 경년변동성의 확대주성분 시계열: (a)ECMWF, (b)NCEP 및 (c)KODC 자료. 검정색은 CSEOF 제2모드, 파랑색은 10m 바람, 그리고 빨간색과 녹색은 KODC 자료의 확대주성분 시계열임(Na et al., 2010).

즉, 동해 서쪽해역에서 남향 바람응력 약화가 저층냉수의 수온을 상승시킨다는 것이다. 이는 지역적 바람보다 Park et al.(2012)의 결과와 마찬가지로 분지 크기의 바람장 변화가 저층냉수의 경년변화와 관련됨을 보여주고 있다.

울릉분지 심층해수의 물성변화에 대해서는 이미 IPCC 4차 평가보고서에 상승경향에 대해 기술된 바 있다. Chang et al.(2009)은 1994~2007년

사이에 동해 울릉분지의 심층 수온 자료를 분석하여 0.1 ℃ 등온선 분포 수심이 약 31m/년 크기로 깊어지고 있는 것을 제시하였다(그림 3.9). 그러나 이러한 변화가 울릉분지 내부의 독자적인 수온 상승인지 아니면 일본분지로부터 고온수 유입 증가에 따른 변화 요인이 있는지 분석해보아야 할 부분이 남아 있다.

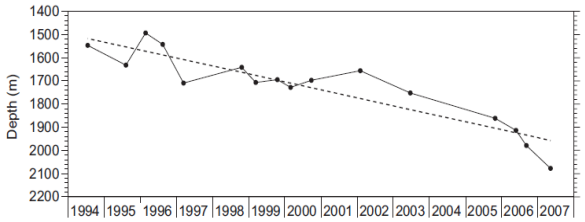


그림 3.9. 울릉분지 중심 해역 지점(37°N, 131°E)에서의 수온 0.1℃ 분포 수심 시계열(Chang et al., 2009)

3.2.2. 해수면의 변화

우리나라 주변해역의 해수면의 변화에 대해서 「한국 기후변화 평가보고서 2010」에는 그 상승률이 전지구 해양의 해수면 상승률보다 높으며 해역별로는 남해가 동해나 황해보다 높은 수치를 보여주고 있음이 기술되어 있다. 또한, 이러한 상승은 해수의 열팽창효과가 주도하는 것으로 보았다. 자료의 한계 때문에 지난 3년간 반복적인 상승률 계산의 연구는 활발하지 않았다. 국립해양조사원(2010; 2011; 2012; 2013)은 조위 관측자료에 근거하여 해역별 평균해수면 상승률은 남해 3.22㎜/년, 동해 2.60㎜/년, 서해 1.67㎜/년 순으로 제시하였으며 가장 높은 상승률은 제주 부근 해역의 4.67㎜/년으로 보고하였다. 조광우 등(2011)은 최근 반복적 계산에 의하여 우리나라 주변해역의 해수면 상승 연구에서 1993년 1월~2011년 5월 사이에 우리나라 주변해 전체 평균상승률은 3.5㎜/년으로 「한국 기후변화 평가보고서 2010」에 보고된 전지구 해양 평균 3.15㎜/년보다 낮게 제시하였다. 이는 2000년대 이후 전지구 해양의 수온 상승률이나 해수면 상승률이 감소하고 있는 것과 같은 경향이며 자연적 변동성의 영향이 있기 때문일 가능성이 높다. Yoon and Kim(2012)은 1960~2010년 사이의 17개 조위 관측자료로 부터 동, 서 및 남해안에서 각각 2.0, 3.2 및 1.3 ㎜/년의 크기로 상승중임을 보고하였다. 특히, 제주도 연안에서 약 5.6㎜/년의 높은 상승경향이 나타나 우리나라 연안 중 해수면 상승이 가장 큰 곳으로 보고되었다.

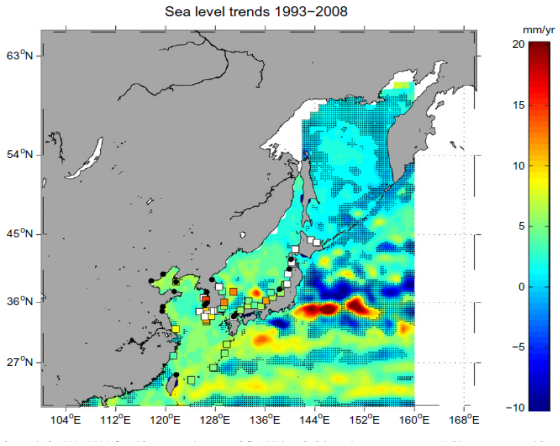


그림 3.10. 연안조위계와 위성 고도계 자료로부터 분석한 1993~2008년 사이의 평균해수면 높이 변화경향(Marcos et al., 2012).

Marcos et al.(2012)은 연안 조석 관측자료(한국, 중국, 러시아, 일본, 북한의 69개 지점), 인공위성 관측 해수면 고도계 자료(1993~2008년, AVISO 자료) 및 World Ocean Atlas(WOA05)에 근거하여 산출된 steric 해수면 자료를 이용하여 우리나라 주변해역의 해수면 변동성을 분석하였다. 경년변동은 주로 steric 해수면 변화에 따라 해역별로 차이가 나타났으며 장기 변동률은 1960~2008년 사이에 -1.5~5.5㎜/년으로 계산되었고 황해 연안에서 상승률이 가장 크게 나왔다. 위성 관측자료가 추가된 1993~2008년 사이의 변동은 황해와 동해에서 각각 4.9±1.9 및 3.8±5.5㎜/년의 상승률을 보여주었다(그림 3.10). 한편, 황해와 동해에서 수십 년 주기의 해수면 변화는 전지구 해양의 평균적인 변화를 바로 따르지 않는 것으로 해석하였다. 「한국 기후변화 평가보고서 2010」에 기술된 해수면 변화경향의 정량적인 수치와 비교하여 다르게 나타나고 있는 바 이는 분석 대상 기간과 대상 해역의 범위에 기인한 것으로 판단된다. 이는 정량적 수치를 이용하는 경우에 수치 산출의 배경을 정확히 이해하여야 한다는 점을 보여주는 사항이다. 지금까지의 해수면 변화의 요인을 분석하는데 있어서 대체로 수온상승에 따른 열팽창 효과와 일부 바람장의 변화만을 고려하였는데

지구온난화가 지속될 경우에 양 극지방의 육상 얼음의 해빙(解氷)으로 인한 해수면 상승의 중요성이 높아질 것이다. 따라서 향후에는 해수면 변화경향을 탐지하고 전망하는데 해빙의 영향을 고려한 연구가 수행되어야 할 것이다.

기후변화와 관련된 해양지질분야의 연구로 고기후 분야가 있다. 이는 기후변화 적응과는 직접적 연관성은 떨어지지만 기후변화 과정의 이해를 통하여 기후예측의 불확실성을 낮추는데 기여가 되기 때문에 기후변화 연구 전체의 틀 속에서는 중요한 부분의 하나가 된다. 해저 퇴적물 분석을 통한 기후연구는 몇몇 연구자에 의하여 단속적으로 수행되고 있다. 지난 3년간 관련된 연구 결과로는 Lim et al.(2011)이 동해 울릉분지의 퇴적코어 자료를 분석한 경우이다. Lim et al.(2011)은 원소성분 구성 변화를 근거로 과거 20,000년 기간의 고기후 변화를 논의하고 특징적인 3개의 시기(~18~9.3kyr BP, 9.3~6.5kyr BP, 6.5kyr BP~현재)로 구분하였다.

3.2.3. 해양 상층 구조

수온 상승은 현재 진행 중인 지구 기후변화 자체를 의미하며 해빙이나 해수면 상승은 해양 온난화에 대한 반응을 나타낸다. 또한 해양순환과 해양 내부의 해수물성 분포 변화와 현상들의 변화 또한 반응의 하나로 볼 수 있다. 기후변화가 해양생태계에 미치는 영향은 해양변화의 여러 형태의 직간접적 영향이 복합적으로 작용하여 나타난다. 특히, 해양 성층과 용승 등 해양 심층의 영양염이 해양 상부로 공급되는 과정은 해양생태계의 변화를 전망하는 데 중요한 요소 중의 하나다. 이와 관련하여 우리나라 주변해역에서 혼합층이나 연안 용승에 대한 변화경향의 연구는 「한국 기후변화 평가보고서 2010」에서는 언급되지 않았지만 지난 3년간 이 분야에 대한 연구의 접근이 있었다.

Park and Kim(2010)은 1961~2007년 사이의 한국해양자료센터(KODC)의 해수 물성 관측자료와 국립해양조사원의 연안 관측 수온자료, 1999~2007년 사이의 QuikSCAT 위성 관측 바람 자료, 그리고 NCEP, RSMC 등의 기상 변수 자료 등을 이용하여 한반도 동남부 연안의 여름철 용승 변화를 분석하였다. 용승이 발생하는 해역의 수온은 일반적인 동해 표층수온 변화경향과는 반대로 점차 감소하고 있는 것으로 나타났으며 남풍계열 바람의 강화와 높은 상관성을 보여주었다(그림 3.11). 이는 연안에서의 소규모 현상 변화가 보다 큰 공간적 크기를 갖는 북서태평양 대기와 해양 환경의 장기적인 변화와 관련이 있을 것으로 추정하였다. 분석된 자료의 관측 기간이 짧기 때문에 용승의 강화가 기후변화에 따른 영향인지는 판단할 수 가 없지만 Na et al.(2010)의 겨울철 바람장 변화와 대한해협 저층냉수 강도 변화의 상관성과 마찬가지로 우리나라 남동해안의 여름철 용승이 해양 내부의 변화과정보다는 대기 외력의 변화에 영향을 더 받고 있음을 보여주고 있다.

한편, Lim et al.(2012)과 Chang et al.(2011)은 동해 표면 혼합층의 기후학적 상태와 변화경향의 분석 결과를 보고하였다. Lim et al.(2012)은 World Ocean Database 2005 (WOD05)의 1931~2005년간 자료와 Argo 뜰개 관측자료를 포함한 다양한 자료를 이용하여 동해의 기후학적 혼합층 수심의 공간적 분포에 대한 분석 결과를 제시하였다.

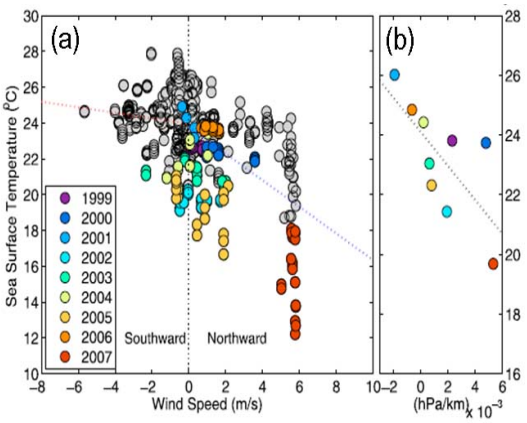


그림 3.11. 1990~2007년 사이의 동해 남동부 연안해역 표층수온과 (a)풍속 및 (b)해수면 대기압의 연안을 가로지르는 방향의 변화량 사이의 상관도 (Park and Kim, 2010)

계절변화는 아한대전선(subpolar front) 해역에서 가장 작은 20m 정도이고 전선 남북 해역에서 670~100m, 그리고 겨울철 대류해역에서 200m정도로 가장 크게 나타났다. 이러한 분석 결과는 향후 해양생태계에 대한 응용 연구와 혼합층 변동을 진단하는데 기초자료로서 활용될

것이다. Chang et al.(2011)은 1994~2007년간의 ECCO-GODAE ver.3 수온 재분석자료를 이용하여 동해의 표면 혼합층 깊이 변화를 분석하여 동해 남부해역의 혼합층 두께가 -1.24m/년의 크기로 감소(즉, 전체 기간 동안 17.4m 감소)하였음을 제시하였다(그림 3.12). 등온선의 상부 이동경향은 난류(warm current)의 영향이 상대적으로 작은 아표층에서도 나타났으며, 이러한 변화는 바람응력 컬(curl) 에 기인한 것으로 해석하였다. 분석 자료의 관측기간 동안 바람응력 컬은 0.034×10^{-7}pa/m·년 크기의 상승경향이었고 이에 의한 혼합층의 감소 효과가 14년 동안에 14.6m에 이른 것으로 산출되어 혼합층 감소의 요인이 바람응력 강화에 따른 상향 에크만유동 강화와 관련이 있음을 암시하고 있다. 혼합층 두께의 감소는 성층 강화경향과 함께 장기적으로 해양표층에서의 일차생산력 감소의 배경이 되기 때문에 동해에서 해양 생태계의 변화를 평가하는데 좋은 참고가 될 것이다.

3.2.4. 해양생지화학

기후변화와 관련하여 해양화학 분야에서 가장 주목이 되는 것은 해양산성화다. 이는 해양의 이산화탄소 흡수량이 증가함에 따라 해수 내에서 화학 반응을 거쳐 해수의 pH가 감소한다는 것이다. 이러한 변화는 탄산칼슘을 분비하는 산호나 조개류골격과 껍데기 생성을 저하시켜 해양생태계의 교란을 가져오게 할 것이다. 전지구 해양의 pH 값은 1751~1994년 사이에 8.25에서 8.14로 낮아졌음이 보고된 바 있고(Jacobson, 2005), 이미 약 30% 감소되었다는 보고가 있다(Hall-Spencer et al., 2008). 우리나라 주변해역에 대한 해양산성화 관련 연구는 최근에야 시작되어 연구결과의 논문 발표는 거의 없는 실정이다. 한편, 해양의 수질과 관련된 해양화학적 요소의 변화경향에 대한 연구도 거의 없으며 최근 관측 기회가 증가함에 따라 일부 자료들에 대한 단기 변화경향의 보고가 나오고 있다.

손영백 등(2010)은 1997~2007년 사이의 SeaWiFS 위성 관측자료에 MNDCI 알고리즘을 적용하여 동중국해 북부해역에서 유기탄소(particulate organic carbon: POC)농도의 시공간적 변화를 분석하였다. 10년 평균 POC농도

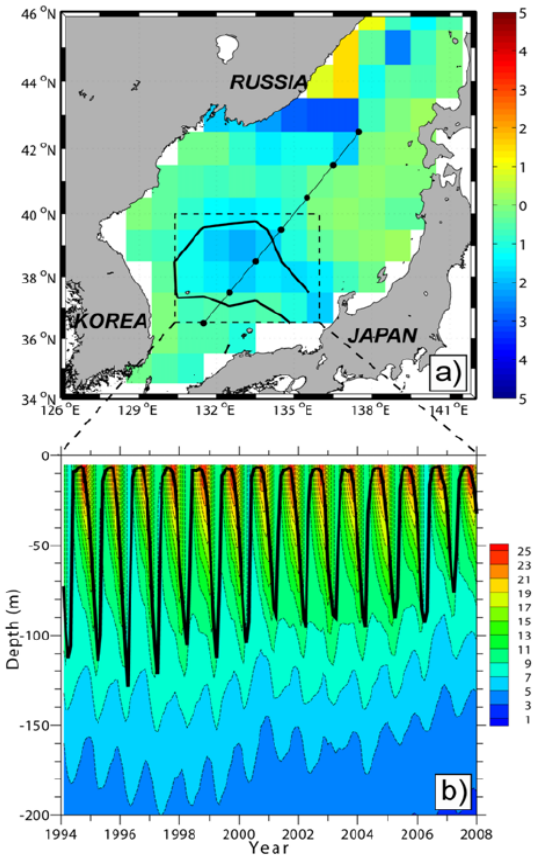


그림 3.12. 동해의 1994~2007년 기간 동안 (a)표면 혼합층 두께 변화 및 (b)수온 수직 구조 시계열 (Chang et al., 2011).

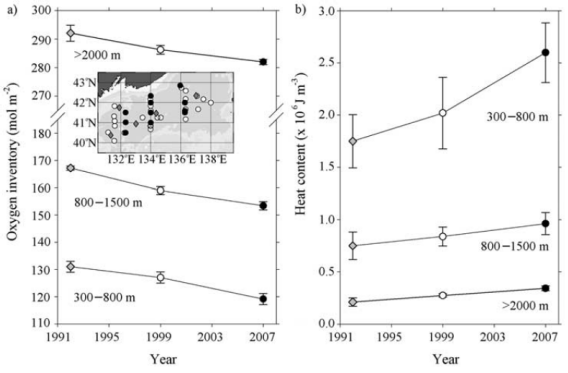


그림 3.13. 동해 북부에서 수층별 (a)산소량 및 (b)열용량 변화(Park et al., 2008)

는 계절적 변화를 보이는 반면 장기적인 변화의 뚜렷한 경향성은 나타나지 않았으나 해역에 따른 POC농도의 평균값은 양자강희석수의 분포경향에 따라 큰 편차를 보이는 것으로 분석되었다.

우리나라 주변해역의 해수중 이산화탄소 변화경향은 분석 가능한 자료가 거의 없는 상태이며 동해에서 간헐적인 자료만이 유일하다. Park et al.(2008)은 동해에서 1992년, 1999년 및 2007

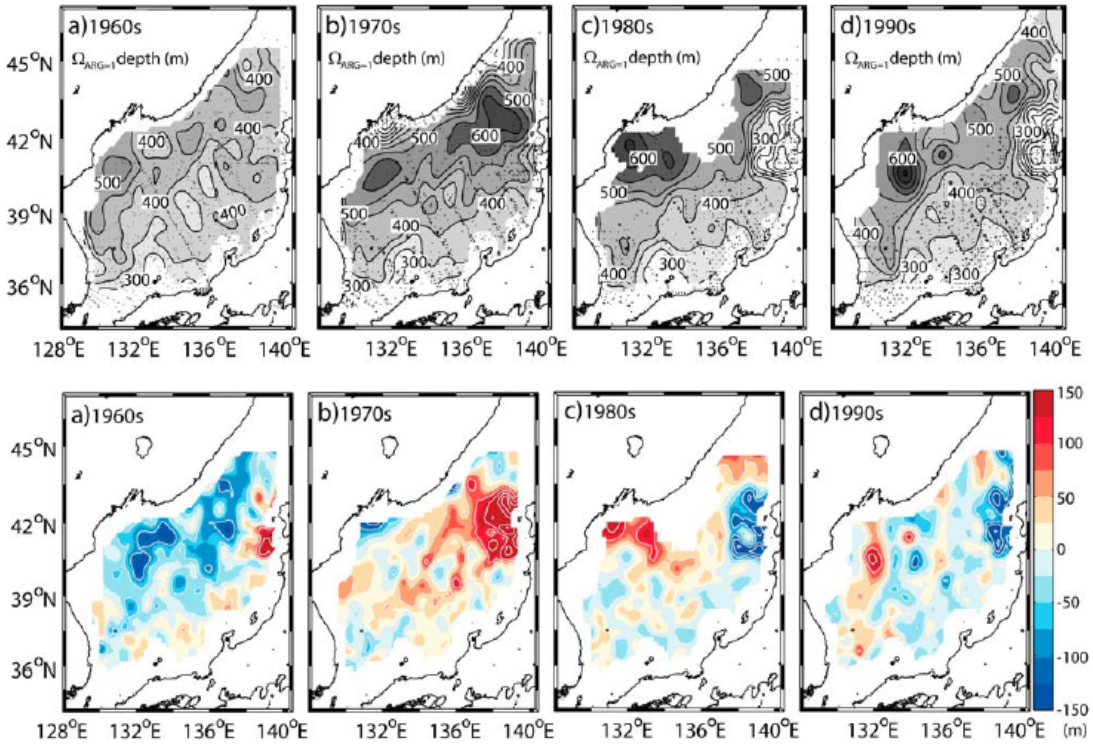


그림 3.14. 연대별 포화 아라고나이트보상심도 수심 분포 및 40년간 평균치에 대한 편차(Kim et al., 2010).

년에 관측된 해수중 탄소계인자 자료를 분석하여 인위적(anthropogenic) 이산화탄소 흡수량이 1992~1999년 사이에 0.6±0.4mol C/m^2년이고 1999~2007년 사이에 0.3±0.2mol C/m^2년로 감소한 것으로 산출하였다(그림 3.13). 특히, 최근에 흡수된 이산화탄소는 겨울철 혼합층 깊이에 해당하는 수심 300m 이내의 표층에 제한되어 있는 것으로 나타났다. 이러한 최근의 경향은 동해 내부의 열염순환 약화와 관련 있을 가능성이 높다.

한편, Kim et al.(2010)은 Park et al.(2008)과 동일한 자료로 수온, 압력, 용존산소의 함수로서 아라고나이트보상심도(aragonite saturation state) 다변선형회귀모델을 개발하고 1992년, 2007년 자료로 검증하였다. 관측 및 모델예측치 사이의 높은 상관성은 이 모델이 연안역을 포함한 수온, 압력 및 O_2 자료가 가용한 경우에 동해에서 아라고나이트보상심도 분포를 산출할 수 있음을 보여주었다.

개발된 모델을 동해 과거 자료에 적용한 결과 수심 200m 이내의 상층에서 아라고나이트보상심도의 수십 년 주기의 변동성이 높음을 암시해 주었으며(그림 3.14), 이러한 결과는 향후 동해의 산성화가 증가할 것임을 의미한다. 이 연구는 개발된 모델이 관측이 용이한 해수의 물성 자료와 함께 활용하여 연안을 포함한 해양에서 아라고나이트보상심도의 시간에 따른 변화 예측에 활용 수단이 될 수 있음을 보여주고 있다.

Kim et al.(2013)은 동해 울릉분지에서 1995~2004년 기간에 관측된 자료로부터 표층해수의 이산화탄소(fCO_2)가 전지구 해양의 평균보다 약 2배 큰 3.36μatm/년 증가율을 보이고 있고, 이 결과 울릉분지의 pH는 10년에 0.04 감소하여 해양산성화가 진행 중임을 보고하였다(그림 3.15).

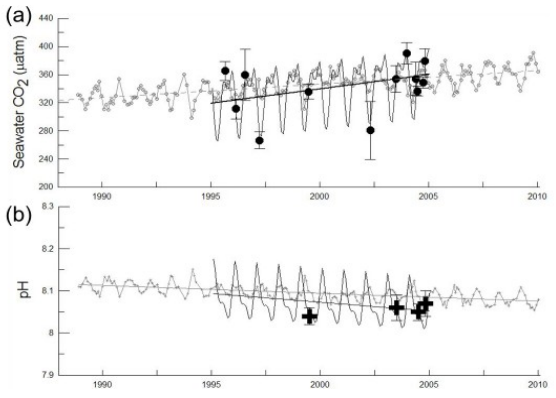


그림 3.15. 동해 울릉분지 표층해수의 (a)CO_2(•) 및 (b)pH(+). 회색으로 표시한 장기 시계열 자료는 북태평양 ALOHA 관측점 자료임.

3.3. 빙권

3.3.1. 북극과 서남극 대기 변화

산업화 이후 화석연료의 사용량 증가에 따라 전지구온난화가 진행 중 인데, IPCC 5차 평가 보고서에 의하면 1880년대 이후 현재까지 전지구 평균기온이 약 0.8℃ 상승하였다(IPCC, 2013). 관측 결과에 의하면, 지난 100년간 전지구 평균 약 3℃ 정도 상승한 것으로 나타나는데 이는 전지구 평균에 비해 약 3배 이상 빠르다. 또한 최근 30여 년 간 북극의 기온상승은 0.7℃로, 최근 들어 북극의 온난화가 더 커지는 경향을 보인다(Kim et al., 2013). 계절적 기온 변화경향을 보면, 가을의 기온 상승이 가장 크게 나타나는데, 1979년부터 현재까지 10년에 약 0.9℃ 상승하였다. 다음으로 봄과 겨울에 10년에 0.85℃와 0.77℃ 상승하였고, 여름에는 10년간 0.28℃ 상승에 그쳐 온난화의 정도가 가장 작다. 여름철 온난화가 가장 작은 원인은 여름의 복사 에너지가 해빙을 녹이는데 대부분 이용되고, 남은 열은 해양의 온도를 높이는데 이용되기 때문으로 여겨진다(Kim et al., 2013). 기온변화의 공간분포를 보면, 가을철 가장 많은 기온 상승은 척치해를 중심으로 한 서북극해에서 나타나는데 반해, 겨울의 기온 상승은 카라해 부근에서 크게 나타난다(그림 3.16).

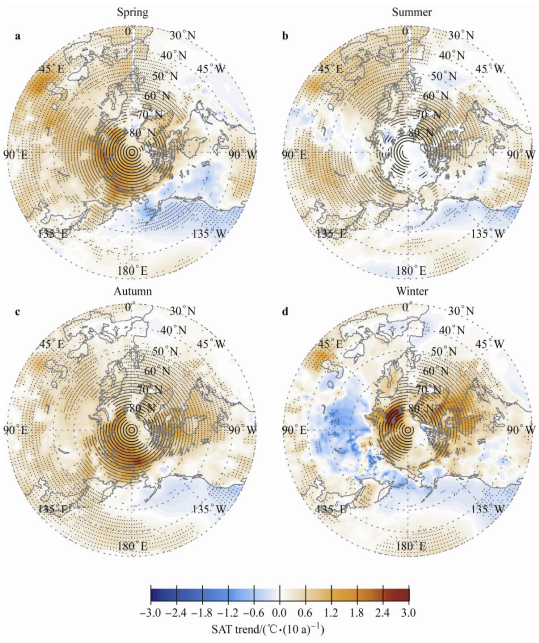


그림 3.16. 1979년부터 2012년까지 북극 기온의 변화경향(℃/10년)(Kim et al., 2013)

남극대륙을 제외하고는 인간 활동에 의한 영향이 지구온도 상승에 영향을 미쳤을 가능성이 가장 높으며, 남극대륙은 관측자료의 부족으로 인해 인간의 영향에 관한 증거의 확실성이 낮은 편이다(IPCC, 2013). 남극의 기후와 전지구 규모의 기후는 서로 연관되어 있으며, 한 예로 엘리뇨와 남방진동(El Nino/Southern Oscillation, ENSO) 등 저위도와 관련된 현상이 남극지역에서도 관찰되는데, 서남극지역의 강수는 ENSO의 영향이 매우 크게 나타남을 밝혔다(Kwon and Lee, 2002). 세종기지가 위치한 남극반도에서도 기후변화의 경향이 지역에 따라 다른 양상으로 나타나며, 온난화의 시공간적 변동이 크다. 6개 관측소에서 획득한 1962년부터 2001년까지의 지표온도(Surface temperature, SAT)를 이용하여 남극반도의 온난화경향을 연구한 Lee et al.(2002)의 결과에 의하면 가장 큰 온난화의 경향은 8월 달에 남극반도의 서쪽에서 진행되고 있음을 보였다. 세종과학기지에서 관측된 기온자료에 의하면 2002년 12월부터 2006년 5월까지 월평균기온은 -7.7~2.8℃ 였다(그림 3.17).

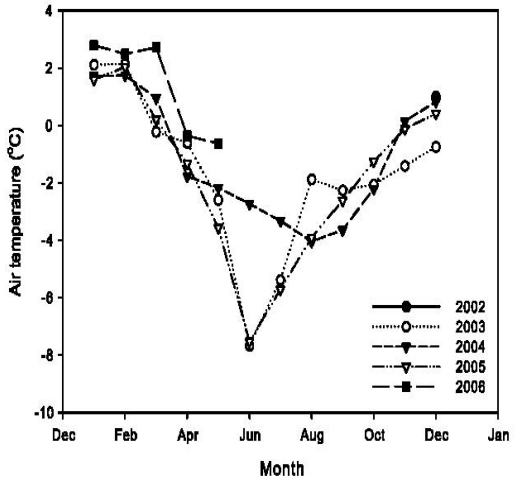


그림 3.17. 세종기지에서 관측된 월평균기온자료(2002년 12월~2006년 5월)(Choi et al., 2006)

남극에서의 기후 관측은 기온, 바람, 기압 등 기상요소 관측에 머물지 않고, 기후변화와 영향을 주고받는 대기복사(radiation) 관측까지를 포함한다. 남극 세종기지에서의 자외선 관측자료와 수치모델에 의한 결과를 비교하여 UV-B 파장에 비해 UV-A 영역의 복사량은 구름 산란의 영향을 많이 받음을 밝힌 바 있다(Lee et al., 2003). 세종기지에서 관측된 결과에 의하면

하향장파복사가 1996년부터 2006년 기간 동안 연평균 1.52Wm^{-2} 감소한 것으로 나타났다. 세종기지는 남극반도에 위치하고 있으므로, 빙하가 덮여있지 않은 곳이 지표의 대부분을 차지한다. 이 지역을 대상으로 빙하로 덮여 있는 남극 지역과의 현열과 잠열의 양을 비교한 연구에서는 세종기지 지역이 남극대륙보다 10배 이상의 에너지 교환을 하고 있는 것으로 밝혀졌다(Choi et al., 2008).

인간 활동에 의한 남극으로의 오염물질의 수송과정은 지역적인 기후에도 영향을 미친다. 잔류성 오염물질(Persistent Organic Pollutants, POPS) 관측연구가 세종기지에서 수행 되었는데, 대기중 PCB(Polychlorinated Biphenyls)농도는 2.3pgm^{-3} 수준으로 낮은 수치를 보이지만, Terra Nova Bay등 남극 대륙의 배경지역보다는 높은 수준을 보였다(Choi, et al., 2007). 오염 물질뿐만 아니라, 대기 중에 존재하는 입자(에어로졸, aerosol)도 직간접적으로 기후에 영향을 준다. Maskey et al.(2011)은 2009년 남극의 하계 기간 중 세종기지에서 채집된 대기 중 에어로졸의 특성을 '단일 입자 분석'법을 이용하여 분석하였다. 이 연구 결과에 의하면 세종기지 대기 중 에어로졸은 남극대륙 주변의 해양에서 생성되는 황 성분을 포함하는 DMS(Dimethylsulfide)가 입자의 화학적 성분에 많은 영향을 주고 있음이 밝혀졌으며, 물리-화학적인 입자의 특성 연구는 북극 다산기지를 중심으로도 수행되었다(Park et al., 2013).

인공위성 원격탐사 자료에 의하면, 1967년에서 2012년 사이 6월에 강설면적이 약 53% 감소된 것으로 관측 되었고, 1992~2012에는 북반구의 봄철(3월과 4월)에 약 7%의 감소가 나타났다. 하지만 Jeong et al.(2011)의 분석에 의하면, 1967년에서 1990년 사이 10월과 11월에 유럽과 아시아에서 강설의 감소가 나타난데 반해, 1991년에서 2009년엔 시베리아의 중부와 동부에서 강설이 증가하는 것으로 나타났고 이는 최근 겨울철 시베리아고기압의 세기를 강화시키는데 일조한 것으로 보고되었다.

3.3.2. 북극 척치해와 서남극 아문젠해 변화

2009년 최초의 국적 쇄빙연구선 아라온호의 건조와 함께 우리나라의 빙권지역 해양관측이 본격적으로 시작되었다. 그 이전에도 타국의 쇄빙 연구선에 승선하여 국제협력연구를 진행한 적이 있지만, 한국 주도의 극지해양연구는 아라온호의 건조가 큰 전환점을 마련해 주었다. 수차례의 시험항해를 거쳐, 2010년 여름 북극해에서 첫 과학적 해양탐사를 실시하였다. 현재까지 극지연구소를 중심으로 극지해양에서 발생하고 있는 중요한 기후변화 시그널을 관측하고 있으며, 국·내외 연구기관의 협동연구를 통해 인프라 및 현장자료를 공유하고 있다. 본 장에서는 우리나라의 극지해양의 주요 관측지역인 북극 척치해와 서남극 아문젠해 주변에서 일어나고 있는 최근 해양기후 변동성을 기술하고자 한다.

최근 급격한 지구온난화와 함께 북극해 해빙의 감소가 주목받고 있다. 위성자료에 의한 장기 관측결과, 전반적인 감소추이를 보이는 북극해빙의 면적은 2012년 9월에 관측 이래 최소면적을 보이면서, 2007년 9월의 과거기록을 갱신하였다. 이러한 해빙 감소의 여러 원인 가운데 해양쪽 변동측면에서 척치해(Chukchi Sea)가 주목을 받고 있다. Woodgate et al.(2012)는 베링해를 통해 북극해로 유입되는 북태평양기원의 해류 수송량이 2001년 0.7Sv(1Sv=$106m^3s^{-1}$)에서 2011년 1.1Sv로 10년 동안 약 50% 증가하였다고 보고하였다. 이러한 수송량의 변화는 북극해로 공급되는 열과 담수(freshwater) 유입량이 증가하였음을 의미한다. 관측사상 두 번째로 해빙면적이 크게 감소한 2007년의 해양자료에 따르면, 북태평양에서 공급된 해양열로 인해 척치해 부근의 해양 표층온도가 과거 25년 평균에 비해 약 3℃까지 상승하였고, 감소된 해빙영역의 대부분이 태평양과 인접한 북극해인 것을 알 수 있다(Steele et al., 2010). 이것은 북극해에서 해빙감소와 표층온도 상승의 핵심지역(hot spot)이 북태평양과 연결된 척치해라는 것을 반증한다.

대서양 기원의 수괴(water mass)에 비해 상대적으로 염분과 밀도가 낮은 비교적 온난한 태평양 수괴는 폭이 좁고 수심이 얕은 베링해를 통해 북극해로 유입되어 북극해의 상층 50~100m에 넓게 분포하며, 대서양기원 온난수는 그 보다 훨씬 깊은 저층에 분포한다. 여름철에 유입된 태평양 기원 온난수를 태평양 여름수

괴(Pacific Summer Water)라고 하고, 겨울철에 유입된 것을 태평양 겨울수괴(Pacific Winter Water)라고 부른다. 여름철에 현저한 해빙 감소로 인해 여름수괴가 더 주목 받지만, 실제 겨울수괴의 기여분도 상당하다. 즉, 여름철 해빙의 녹는 양도 중요하지만, 겨울철에 얼마나 해빙이 덜 생성되느냐에 따라 그 다음해 북극 해빙의 두께와 분포가 결정되어진다.

최근 아라온호에서 관측한 결과와 타 국가에서 관측한 해양자료를 비교한 결과, 태평양 여름수괴의 온도는 약 0.5℃이상까지 관측되며, 이는 해수의 어는점보다 높기 때문에 축적된 해양열의 전달을 통해 해빙을 충분히 녹일 수 있다. 특히, 온도 관점에서 가장 높은 지역이 척치고원(Chukchi Plateau)의 동쪽사면에 분포하고 있고, 최근 온도 분포의 핵(core)이 서쪽으로 조금씩 이동하는 양상을 보이고 있다. 이러한 온도 분포의 변동은 캐나다분지에서 존재하는 대규모 해양순환인 뷰퍼트 자이어(Bueafort Gyre)의 확장/축소와 관련된 순환 속도와 자이어의 규모 변화와 직접적인 영향이 있다.

서남극에 위치한 아문젠해는 벨링스하우젠해와 더불어서 융빙이 가장 빠르게 나타나는 지역 중 하나이고(Rignot et al., 2008), 해빙의 감소도 크다(IPCC, 2013). 현재까지 진행된 연구에 따르면, 서남극 빙하의 용융속도를 결정하는 두 가지 주요 요인은 대기의 바람장 변화와 해양의 대륙사면의 중층에 위치하는 비교적 온난한 환남극 심층수(circumpolar deep water)가 대륙붕으로의 확장함에 따른 빙붕 기저면에서의 열 공급에 의한 것으로 보고되고 있다. 남극해 주변에는 상대적으로 온난한 환남극 심층수가 대륙사면에 존재하지만, 아문젠해와 벨링스하우젠해에서는 대륙붕까지 진출 한다(Whitworth et al., 1998). 국제 남극관측망(Southern Ocean Observing System, SOOS)과의 국제협력을 통해 극지연구소 주도로 2010년부터 시작된 서남극 아문젠해 해양순환 변동성 관측자료를 분석해 본 결과, 빙붕의 급속한 감소의 원인 중 해양관련 프로세스는 환남극 심층수의 유입속도와 유입량에 의해 결정됨이 밝혀졌다. 수심이 얕은 대륙붕의 골(trough)을 따라 상대적으로 고온의 환남극 심층수가 빙붕(ice shelf)방향으로 확장한다. 장기간의 계류 관측자료를 근거로, 밀도가 높은 환남극 심층수가 연중 지속적으로 대륙붕의 기저면에 존재한다는 것을 발견하였다(Ha et al., 2014). 특히, 남반구의 여름과 가을철에 환남극 심층수의 두께가 두꺼워지고, 그 유입량도 증가하는 것으로 파악되었다. 유입속도의 수평 성분은 계절적인 변동성이 강하게 나타나지만, 수직 방향은 큰 변동성이 발견되지 않았다. 아문젠해 빙붕으로 공급되는 평균해양열의 기여분은 약 0.95TW 정도 수준임이 밝혀졌다(Wahlin et al., 2013).

특히, 최근에 쇄빙연구선 아라온호에서 2010년부터 2012년까지 획득된 해양 관측자료와 해양수치모델 결과를 융합하여, 세계에서 가장 빠르게 녹아내리고 있는 서남극 지역 아문젠해에 위치한 파인아일랜드 빙하(Pine Island Glacier)가 해양과 접촉하여 녹는 융빙과정이 규명되었다(Dutrieux et al., 2014). 일반인들은 지구온난화로 인해서 빙하의 융빙속도가 가속될 것으로 막연히 추측하지만, 서남극 아문젠해에서 과거 20여 년 동안의 해양관측자료를 취합 분석한 결과, 최근 3년 동안(2010~2012년) 빙붕의 융빙속도는 과거 대비 거의 절반으로 급격하게 감소한 것으로 밝혀졌다. 빙붕 밑으로 유입되는 따뜻한 해수가 감소한 게 그 원인이었다. 얼음 녹는 속도가 감소한 원인은 수온약층의 깊이가 과거와 비교하여 약 250m 하강하여(즉, 표층의 찬물 층은 두터워지고, 바닥의 더운 물은 얇아져서), 빙붕을 녹이는 열에너지가 그만큼 감소하였기 때문이다. 또한 빙붕 주변 해저에 존재하는 바닷 속 산마루(Ridge)가 문턱과 같은 역할을 함으로써, 바닥을 따라 빙붕 밑으로 유입되는 따뜻한 해류의 공급을 방해하였기 때문이다. 남극빙붕의 변화 원인은 남극 뿐 아니라 적도지방의 기후변동과도 연관된다. 파인아일랜드 빙붕 하부의 급격한 해양변동과 대기 바람장의 경향성이 적도지방에서 발생한 해양표층수온의 변동성(라니냐, La Nina)과 높은 상관관계가 있다는 것이 밝혀졌다. 이것은 저위도에서 발생한 현상이 극지방에 존재하는 빙권에도 영향을 주고 있음을 의미한다. 따라서 향후 고위도-저위도 간의 기후변동성 연결고리를 해석하기 위해서는 원격상관(teleconnection) 관점에서 빙권 지역 해양관측 프로그램을 더욱 개발해야 할 것이다.

3.3.3. 해빙변화

극지역은 알베도가 높은 눈(약 0.75) 과 얼음(다년생 얼음의 알베도는 0.8, melting pond는 0.5)으로 덮여있지만(Agarwal et al., 2011), 온난화에 의한 해빙 또는 빙하로 덮여있는 지역의 감소는 알베도가 낮은 해양(0.1) 또는 육지(0.3~0.4)로 되기 때문에, 겨울철을 제외하고 더 많은 단파 복사에너지를 흡수하여 온난화를 증폭시키는 역할을 한다. 해빙은 알베도가 크고 해양과 대기의 열교환에 영향을 준다. 또한 해빙의 이동에 따라 담수 공급이 달라지기 때문에 해양의 성층화 및 수직혼합에 영향을 주며 나아가 전지구 열염분 순환에 영향을 주는 기후 시스템의 중요한 구성 성분이다(Kim and Stoessel, 1998, 2001; Stoessel et al., 1998; IPCC, 2007, 2013). 해빙의 면적과 두께는 대기와 해양의 에너지의 수지에 의한 열역학 요소와 대기와 해양의 순환변화에 의한 해빙의 움직임이 영향을 미치기 때문에 대기와 해양의 접합 프로세스를 종합적으로 이해할 필요가 있다(Kim et al., 1999). 북극해는 대륙으로 둘러싸여 있기 때문에 해빙의 움직임에 따라 서로 겹쳐서 남극의 해빙에 비해 더 두꺼운 경향을 보인다. 반면, 남극해의 경우는 열린 해양으로 구성되어 북극에 비해 해빙의 두께가 얇은 상태를 보이며, 해빙이 생성되면 해양의 염분이 해수 표층으로 방출되기 때문에 해수의 밀도가 높아지고, 남극 연안 지역에서는 해수의 안정도가 약해지기 때문에 해양의 수직혼합이 강해지는 경향이 있다(Kim and Stoessel, 2001). 해빙은 여름에는 녹고 겨울에는 생성되기 때문에, 해빙의 안정도는 여름철의 해빙의 알베도 피드백과 겨울철 장파복사에너지의 경쟁에 의해 결정되며(Moon and Wettlaufer, 2011), 1년생 해빙(여름에 사라지고 겨울에 생성되는 해빙)의 안정도는 초여름의 해빙에 가해지는 단파복사에너지의 양과 늦여름 해양이 받는 단파복사량의 비율에 의해 결정된다(Moon and Wettlaufer, 2012). 짧은(3개월 이내) 기간의 해빙 예측은 가능할 수 있지만, 1년 후의 해빙의 상황에 대한 예측은 매우 어려운데, 이는 해빙의 안정도에 의해 결정되는 메모리가 현재 1년과 2년 사이여서 1년 혹은 2년 후의 상황은 현재와 통계적 상관성이 희박하기 때문이다(Agarwal et al., 2012). Moon and Wettlaufer(2011, 2012) 연구에서 수행한 해빙의 안정도 연구와 해빙의 변동성 연구는 해빙의 통계 예측 모델을 구축하는 기반연구로 이어졌다(Moon and Wettlaufer, 2013).

앞에서 살펴본 바와 같이 북극은 온난화가 증폭되어 해빙을 더 많이 녹이고, 이는 다시 단파복사에너지의 양을 증가시켜 양의 되먹임 작용이 반복되어 해빙의 면적과 두께를 감소시키는데 중요한 역할을 한다. 마이크로파 인공위성 원격탐사가 시작된 1979년 이래로 2012년까지 가을철 해빙감소가 10년에 약 3.8%씩 감소하여 가장 크게 나타나며, 다음으로 여름의 해빙 감소가 10년에 3.1%로 감소하는 경향을 보였다(Kim et al., 2013). 해빙 감소가 가장 작은 시기는 봄철로 10년에 약 1.25% 감소하는 것으로 나타난다. 북극의 해빙 감소는 모든 계절에 기온과 0.7이상의 상관성을 보이며, 가을의 해빙 감소는 기온의 증가와 0.89로 가장 큰 상관성을 보이고 있다. 최근의 연구결과에 의하면 6월의 북극 구름의 양과 구름 알베도의 증가는 9월 북극 해빙의 면적을 감소시키는데 결정적인 역할을 하는 것으로 밝혀졌다(Choi et al., 2014). 북극 해빙 감소경향의 공간 분포를 보면, 가을철 가장 큰 해빙 감소는 척치해에서 나타나며, 시베리아해와 카라/바렌츠해까지 큰 감소경향이 나타난다(그림 3.18).

봄과 겨울의 해빙감소는 카라/바렌츠해에서 크게 나타나고 있다. 기상청에서는 해빙 감시의 일환으로 매년 해빙의 면적과 거칠기를 분석하여 보고하고 있는데, 예로 북극 해빙은 2012년 관측 이래 최저 면적을 기록한 이후부터 동시베리아해와 랍테프해를 중심으로 급격히 성장하였다(기상청, 2012; 2013). 국립기상연구소의 분석에 의하면, 다년생 해빙의 면적은 2010년 3월 1일 기준으로 총면적 $11.2\times106km^2$ 중 $3.1\times106km^2$인 27.4%에서 2013년 $1.96\times106km^2$인 17.2%로 감소하였으며, 북극 해빙의 3월 평균 두께도 2003년 1.96m에서 2013년 0.84m로 얇아지고 있다. 2012년 9월 북극 해빙이 급격히 감소했던 시기, 7~8월에는 해빙의 거칠기가 더 많이 감소했음을 알 수 있다. 해빙의 거칠기는 통상 여름보다 겨울에 더 크게 나타나는데, 북극 해빙의 거칠기는 여름에는 0.2~0.5cm 이지

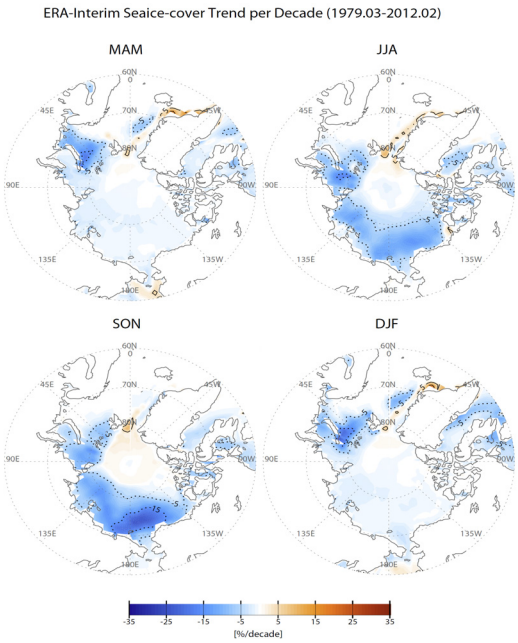


그림 3.18. 1979년부터 2012년까지 북극 해빙의 변화경향(%/10년)(Kim et al., 2013)

만, 겨울에는 대부분 지역에서 0.5cm 이상으로 증가하며, 해빙의 굴절율 지수는 겨울은 1.6~1.8이며 여름에는 1.2~1.4로 감소하는 것으로 나타난다(Hong, 2010). 북극 해빙의 거칠기는 여름과 겨울 모두 시간에 따라 감소하는 경향을 보이고, 연평균 거칠기는 2003년 0.43에서 2010년 0.33cm로 감소하는 경향을 보이는데, 이는 표면이 더 많이 녹고 있기 때문으로 여겨진다(Hong and Shin, 2010).

남극의 해빙은 2월에 최소가 되며 9월에 최대 분포를 보이고, 남극대륙을 띠로 두른 것처럼 분포하고 있으며 계절에 따라 해빙이 증가와 감소를 반복한다(기상청, 2011; 2012). 남극 대륙의 대부분 지역은 연주 해빙으로 둘러싸여 있으며 지역에 따라 남위 60도 지역까지 해빙이 확장 한다. 남극반도의 일부 지역만이 2~4월 사이에 해빙이 존재하지 않는 것을 볼 수 있다. 대서양-인도양 분지 유역의 해빙은 2월 이후 빠르게 확장하며 5월이면 이미 남위 60도까지 해빙이 확장하여 9월까지 계속 그 면적이 증가하는 것을 볼 수 있다. 반면 태평양 쪽의 해빙은 대서양 인도양 분지에 비해 느리게 확장 하였으며 최대 남위 60도 정도까지 분포 하는 것으로 나타났다(SCAR, 2009; 기상청, 2011). 남극의 표면 거칠기는 계절에 따라 값이 증가 했다 감소하였으며 겨울철에는 남극대륙 부근의 해빙에서 0.5cm 정도의 높은 값을 보였다(김영미 등, 2012).

남극 해빙면적의 장기경향을 보면, 여름과 봄에 서남극 벨링스하우젠해와 아문젠해에서 해빙의 감소를 보이는데 반해, 로스해와 웨델해를 포함한 대부분의 동남극 해안에서는 해빙의 증가경향이 나타난다(그림 3.19).

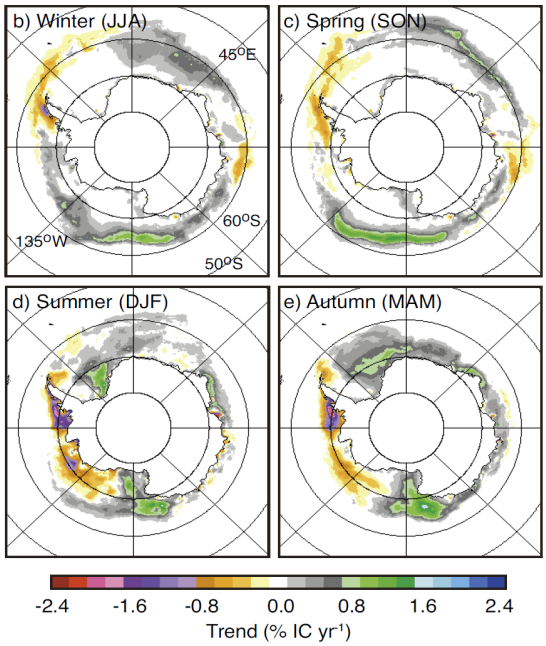


그림 3.19. 1979년부터 2012년까지 남극 해빙농도 변화경향(IPCC, 2013). 남반구 여름과 가을에 서남극의 해빙 감소가 뚜렷이 나타나는데 반해 로스해와 웨델해에서는 해빙이 증가하는 경향을 보인다.

남극 해빙의 감소경향은 특히 여름철 벨링스하우젠해에서 크게 나타나는데, 이는 아문젠해의 저기압이 더 깊어짐에 따라 해양의 온난한 공기가 지속적으로 유입되고 또한 오존농도 감소에 따라 남극진동 세기의 강화에 따른 서풍의 강화 때문으로 보고되고 있다(Thompson and Solomon, 2002). 북극의 해빙면적은 지속적으로 감소하는 경향을 보이는데 반해, 남극의 연평균해빙면적은 약간 증가하는 경향을 보인다. 하지만, 여름철 남극의 해빙면적은 시간에 따라 약간 감소하는 경향을 보였다(김영미 등, 2012). 특히 지난 8년간 매년 약 35만km^2씩 증가하는 경향을 보였다. 남극해빙의 거칠기는 시간에 따라 모든 계절에 약간 감소하는 경향을 보이는데, 이는 해빙의 표면이 시간이 감에 따라 전보다는 더 녹는 형태를 보이기 때문으로 풀이 된다. 남극 해빙의 연평균굴절율 지수는 시간에 따라 약간 증가하는 경향을 보이는데 이는 해빙

표면의 눈이 대체로 더 축축해 지기 때문이다 (Hong and Shin, 2010).

3.3.4. 빙상 및 남극 로스해 빙붕 변화

최근 들어 전 세계적으로 급격한 기후변화에 따른 대규모 자연재해로 매우 많은 사상자와 경제적 피해가 속출하고 있다. 2013년 발간된 IPCC 5차 평가보고서에 의하면 지난 100여 년간 해수면은 0.19m 상승한 것으로 관측되었으며, 가장 극적인 변화를 가정하는 RCP8.5 시나리오에 따르면 2100년까지 전 세계 해수면은 1986~2010년에 비하여 0.98m까지 상승할 것으로 예측하고 있다. 이는 연안에 위치한 전 세계 약 40여 개국 770,000km^2, 4,300만 인구가 해수면 상승에 따른 영향을 직접적으로 받는 등 막대한 경제적, 사회적 피해 발생이 예상되므로 이에 따른 적극적인 재해경감 대처방안 마련이 요구되는 실정이다. 이처럼 예측된 해수면 상승은 정교하게 개발된 전지구 기후모델을 통해 도출되었음에도 여전히 남북극 빙하 감소 원인 규명이 미흡한 예측치로 불확실성이 높기 때문에, 향후 보다 정확한 기후변화 예측을 위해 빙권변화에 관한 장기적 정밀관측 및 변화 원인을 규명하는 수치모델 개발이 시급하다고 할 수 있다.

빙붕의 이동 속도 및 두께 변화는 빙붕 자체의 동역학적 구조와 대륙 내 빙하와의 상호 작용을 이해하는데 필수적인 요소이다. 즉, 빙붕으로 흘러드는 빙하의 동역학적 변화 혹은 빙붕 내부의 하부용융(basal melt)과 응력 및 질량 균형 등에 대한 핵심적인 증거를 제공한다. 남극 빙권의 질량 균형은 총적설량과 바다로 들어가는 빙하의 배출량 사이의 차이에 의해 결정된다. 남극 대부분의 얼음은 빙하(glacier)에 의해 바다로 배출되며, 남극 해안선의 약 13%를 차지하는 빙하가 약 90%의 얼음을 바다로 배출하는 역할을 한다(Morgan et al., 1982). 바다로 배출된 빙하는 일부분 바다위에 떠있는 빙붕을 형성하여 하부용융과 빙붕 붕괴(Calving)에 의해 서서히 바다로 녹아 들어가게 된다. 빙붕은 빙하로부터 배출되는 얼음을 막아 급격한 배출을 제한하는 역할도 하는 것으로 알려져 있다. 예를 들면, 라센 빙붕이 붕괴된 이후 인근 빙하의 속도가 갑자기 증가하는 현상이 관측되기도 하였으며(Scambos et al., 2004), 최근 가속화되고 있는 파인아일랜드 빙하 역시 해수 온도 상승에 의한 하부 용융의 가속화에 의한 결과일 가능성이 높다(Rignot et al., 2002; Pritchard et al., 2012).

인공위성 원격탐사 결과에 따르면, 남극에서 가장 큰 빙붕 중 하나인 서남극 로스 빙붕에 유입되는 주변의 빙하 및 빙붕 자체의 이동속도가 최근에 급격히 빨라지는 양상을 보여주고 있다 (그림 3.20, Rignot et al., 2011). Lee et al.(2012)는 인공위성 고도계 자료(2003~2009년, 총 15회 캠페인)를 활용하여 로스 빙붕의 이동 속도를 산출하였는데, 도출된 결과(그림 3.21)에 의하면, 초기 속도(VELMAP)와의 평균적인 차이는 약 -48m/년이다. 초기속도와의 가장 큰 차이는 로스 빙붕의 북서쪽과 남쪽부분, 그리고 Roosevelt 섬 근처 빙붕의 종단에서 나타난다. 로스 빙붕 북서쪽의 초기 속도는 자료 공백에 따른 인위적인 오차에 기인하는 것으로 예상하였으며, 추정된 속도는 이 지역의 속도 분포를 보다 명확히 보여주고 있다. 반면 남쪽의 넓은 지역에서 나타나는 음의 속도 차이는 최근 지속되고 있는 Mercer 빙하와 Whillians 빙하의 감속을 나타낸다(Bindschadler and Vonrberger, 1998; Joughin et al., 2002). Roosevelt 섬 인근의 양의 속도차는 2000년 3월 B15 빙산이 떨어져 나간 후 성장하고 있는 큰 리프트(rift)를 따라 속도의 불연속이 나타나고 있기 때문으로 해석하였다. 과거 주로 행해졌던 InSAR 등의 인공위성 관측자료를 통한 빙하이동 속도 계산과 비교해 볼 때 ICESat 인공위성 고도계를 이용한 빙붕 속도 추정 기술은 향후 보다 진보된 고도계인 ICESat-2 위성이 운영될 2016년 이후에 빙붕의 이동을 지속적으로 모니터링하는 기술로 발전될 수 있다. ICESat-2 고도계는 3km 씩 떨어져 있는 3개의 궤도에서 70cm 간격으로 자료를 획득할 수 있어 ICESat 고도계에 비해 자료의 양이 획기적으로 증가한다. 또한 전력문제로 주기적으로 관측을 수행하던 ICESat과 달리 연속적인 관측이 가능하여 년간 4회까지 자료획득이 가능하여 ICESat 6년치 자료로 얻을 수 있는 정확도를 2년 내에 달성할 수 있는 장점이 있다. 다수의 레이저빔을 적용함으로써 54배 이상의 크로스오버를 획득할 수 있어 빙붕 속도 추정의 정확

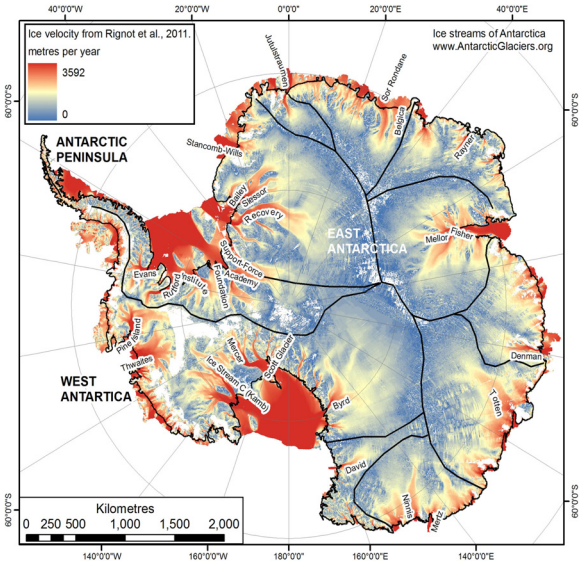


그림 3.20. 남극빙하의 이동속도 분포. 로스 빙붕 주위의 빙하 이동속도가 대체로 빠른 패턴을 보여주고 있다(Rignot et al., 2011).

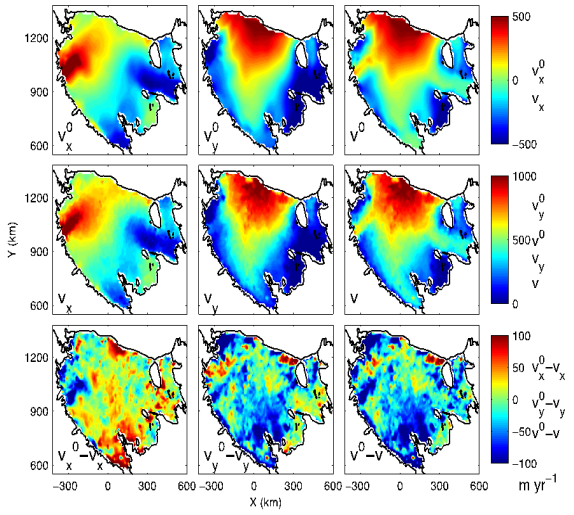


그림 3.21. 로스 빙붕의 속도 추정. v0는 초기 속도, v는 속도 추정치를 나타낸다(Lee et al., 2012).

도 역시 획기적으로 향상될 것으로 예상된다.

인공위성 원격탐사에 있어 빙하의 이동속도, 고도 변화에 관한 연구는 지속적으로 이루어져 왔다. 하지만 빙권 Mass balance에 있어 가장 중요한 요소 중 하나인 빙하의 두께 및 hinge zone에서의 응력변화에 관한 연구는 비교적 더딘 발전을 보이고 있다.

최근 발표된 Han and Lee(2014)의 연구는 InSAR 및 ICESat 자료를 이용하여 남극 장보고기지 부근에 위치하고 있는 Campbell 빙하의 두께를 약 400m, Young's modulus를 0.5~1.3GPa로 추정하여 빙하에 의해 바다로 배출되는 얼음의 양을 보다 정밀하게 계산해 낼 수 있는 방법을 제시하였다.

위에서 언급한 바와 같이 전지구 기후변화에 빙권 변화의 영향이 매우 중요한 요소로 인식되고 있으나, 접근성 및 험난한 환경으로 인하여 주로 인공위성 원격탐사를 통한 빙권 감시 연구만이 활발히 진행되었다. 향후 인공위성 원격탐사 결과를 바탕으로 장기적 빙권 감시 모니터링 시스템 구축을 통한 현장에서 직접 관측한 자료를 상호 비교하여 정확성 및 모델의 신뢰도를 검증하는 연구 역시 병행되어야 할 필요성이 대두되는 시점이다.

3.3.5. 동토 변화

영구동토(permafrost)란 '최소한 연속 2개의 동계와 그 중간의 하계를 포함하는 기간 동안 0℃ 이하의 온도를 갖는 흙이나 암석'(IPCC, 2013) 또는 '최소한 3년 이상 연속하여 얼어 있는 지반조건'으로 정의한다. 이에 반해 계절동토는 겨울에 얼었다가 여름에 녹는 지대를 의미하며 단기동토는 겨울밤에 얼었다가 낮에 녹는 지역을 나타낸다. 계절동토와 단기동토는 지표 부근에서 겨울 또는 밤에 얼고, 여름 또는 낮에 녹는 표층, 즉 활동층(active zone)이 있고 그 아래에 영구동토층이 이어지며 더 내려가면 부동층이 있다. 영구동토와 계절동토는 상당량의 얼음이 증가되거나 감소될 수 있어서, 지형, 생태 및 수문학적 과정의 변화가 발생할 수 있다(White et al., 2007). 동토는 좁은 범위 영역에서는 지반의 구성이 거의 비슷하지만, 넓은 지역을 가로지르는 경우에는 지반의 구성이 달라진다. 따라서 영구동토(Permafrost), 동토(Frozen Soil)와 비동토(Unfrozen Soil)지역 및 활동층의 특성을 고려한 연구가 필요하다. 이러한 동토층의 변화는 지구온난화에 기인한 것으로(그림 3.22), 동토의 온도 변화, 동토층 저하, 계절동토의 변화, 계절동토층의 변화, 동토내부 미생물 메커니즘 변화, 영구동토층의 지질정보, 영구동토층의 공학적 특성분석 연구 등 종합적 연구의 대상이 되고 있다.

얼음 함유량과 영구동토의 온도는 동토의 물리적 상태를 결정하는 중요한 변수이다. 특히 계절적 변화가 발생 하지 않는 깊이에서 측정된 동토온도 변화는 대부분의 경우 상부 20m의 깊이에서 발생한다(Romanovsky et al., 2010a).

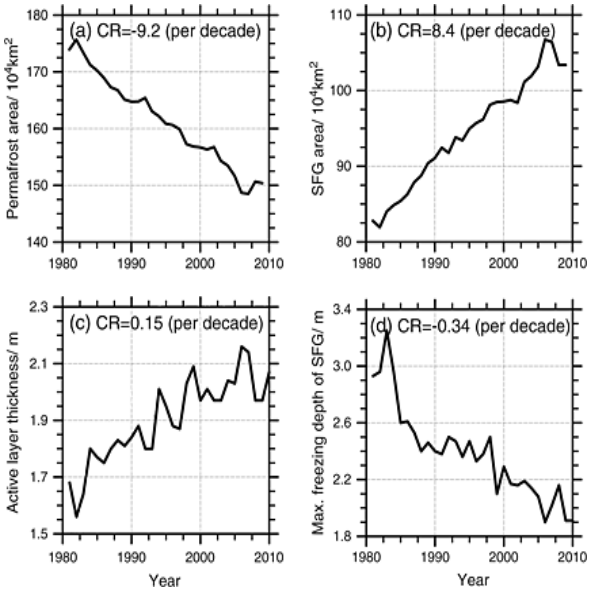


그림 3.22. 수치모델에서 재현된 (a)영구동토의 면적, (b)계절 동토층의 면적, (c)활동층 두께, (d)최대 어는 깊이의 1981년부터 2010년까지 시계열 변화(Guo and Wang, 2013).

남극에서는 영구동토의 온도가 -23.6℃로 관찰되었고(Vieira et al., 2010), 북극의 경우 -15℃로 관찰되었다(Romanovsky et al., 2010a). 영구동토의 온도는 1970년대 이후 최대 2℃로 증가하는 경향을 보이고 있다(Callaghan et al., 2011).

영구동토층의 저하는 여름 해빙의 심화, 또는 하향식 또는 상향식 영구동토의 융해 등에 의해 나타난다. 영구동토 저하의 다른 증상은 지형학적 변화(Jorgenson et al., 2006), 호수의 융해(Sannel and Kuhry, 2011) 그리고 빙하의 불안정(Haeberli et al., 2010) 등에 의해 발생한다. 대부분의 영구동토층은 소빙하기 이후 계속 저하 되었지만(Halsey et al., 1995), 저하의 추세 비율이 일부 지역에서 증가하였다(Romanovsky et al., 2010b). 중요한 영구동토 저하는 러시아의 보르쿠타지역에서 1975년에서 2005년 사이에 완전히 융해된 영구동토층이 약 10~15m 두께가 감소한 것으로 보고되었다. 영구동토 지역의 면적 감소 또한 발생하였는데, 영구동토층의 경계가 15~50km 정도 북쪽으로 이동한 것으로 보고되었다.

1990년대 중반부터 측정된 데이터를 보면, 러시아 북유럽, 동시베리아 및 추코카에서 활동층의 두께가 크게 증가되었다(Mazhitova, 2008; Fyodorov-Davydov et al., 2008). 특히 Burn and Kokelj(2009)는 1983년에서 2008년 사이에 활동층의 두께가 약 8cm 증가함을 발표하였다. 반면 캐나다의 동부지역에서는 활동층의 두께가 약간 감소하는 경향이 보고되었다(Smith et al., 2009).

유기물을 포함하는 동토는 상당한 양의 탄소를 포함하고 있으며(Tarnocai et al., 2009), 이로 인한 영구동토층의 융해는 미생물 분해로 인한 활성 가스(즉, CO_2 와 CH_4)를 대기로 방출한다(Zimov et al., 2006; Schuur et al., 2009; Schaefer et al., 2011). 영구동토층의 미생물 메커니즘 관련 연구는 생물권과 기후 시스템 사이의 상호작용에 대한 연구에 이용되고 있다. 최근 동토지역 자연자원, 특히 에너지자원 개발 및 새로운 항로(항공기 및 선박)의 개발로 인한 동토에 관한 관심이 증가하고 있으며, 이로 인한 동토의 공학적 특성을 파악하는 연구 사례들이 보고되었는데, 예를 들어 계절동토층의 동결 및 융해로 인한 지반융기와 지반침하, 영구동토 지역의 지질학적 특성, 동토의 역학적 특성 연구 등이 있다.

활동층의 바닥 또는 내부에 얼음이 풍부한 영구동토에 눈이 녹은 물의 침투는 종종 동토의 체적감소를 수반하며 일부 지역에서 표면 침하를 일으킨다. 브룩스 산맥에서는 2003년에서 2005년 4~10cm, 러시아 북유럽에서는 약 20cm까지 지반침하가 발생하였다(Overduin and Kane, 2006). 동토지역 에너지자원의 개발로 인한 동·서시베리아 및 알래스카 동토의 지질학적 연구도 수행되고 있으며(한국지질자원연구원, 2009), 남극 동토지역에서 채취한 암석 및 흙 시료 분석을 통한 지구화학적 특성 및 광물·암석학적 특성을 제시하였다(한국건설기술연구원, 2010).

동토에 관련된 공학적 모니터링의 경우 동토의 동결로 인한 지반융기를 관찰하기 위한 연구(박근보와 김영석, 2013)가 진행 중에 있으며, 동토관련 환경적 모니터링의 경우 일부 수행되고 있다(정경호 등, 2004). 역학적 동토 연구의 경우 남극 및 시베리아 동토의 공학적 특성 비교(신재원, 2008), 동토에서의 전단파 특성연구(Park and Lee, 2014) 등이 있다. 지리학적 특성으로 계절 동토지역인 국내의 경우, 겨울철에는 지표에서 동상현상이 발생하고 봄철에는 지표면이 해빙된다. 이로 인한 지반의 열적안정성과 동결깊이에 대한 연구가 수행되고 있다(남영

국 등, 2002; 김부일 등, 2009; 신은철 등, 2009). 이러한 연구결과들이 축적되어 동토의 공학적·역학적 특성을 파악하는데 이용되고 있다.

3.3.6. 빙권 모델링 및 메커니즘 연구

금세기 남/북극의 지표면 에너지 수지는 크게 변화하고 있으며, 특히 해빙 면적이 급격히 줄어들고 있는 북극의 경우, 지표면 에너지 균형이 더욱 크게 변화하고 있다. 급격히 변화되고 있는 극지의 에너지 균형을 이해하기 위해서는 해빙 변화를 초래하는 프로세스들에 대한 모델링이 필요하다. 기후변화 관점에서 보다 중요한 것은 어떻게 줄어든 해빙면적이 대기 반응에 영향을 주고, 다시 빙권 요소 변화에 영향을 주는지에 대한 피드백 연구이다. 해빙면적의 감소는 일차적으로 아이스-알베도 피드백으로 나타나는 단파 복사 강도 조절에 영향을 주게 된다. 해빙 면적의 감소는 또한 대기와 보다 활발한 에너지 교환을 할 수 있는 노출된 해수면(open ocean)의 증가를 의미하고, 바다로 노출된 지역을 중심으로 과거와는 다른 에너지속의 큰 변화가 일어나고 있다. 아이스-알베도 피드백 현상이 여름철에 집중된 반면, 노출되는 해수면으로부터 에너지속의 방출은 겨울철에 더욱 뚜렷이 감지된다(Kim et al., 2014a).

줄어든 해빙면적으로부터의 급격한 에너지 방출은 극지역의 온난화를 이해하는데 매우 중요하고, 이에 대한 모델링 노력들이 계속되어 왔다. 이러한 에너지 속의 방출은 계절 집중현상이 매우 뚜렷하다. Kim et al.(2014a)은 재분석 자료를 활용하여 북극권에서의 온난화 경향의 계절 분포를 분석하였다. 이를 통해, 북극권 온난화가 주로 가을과 겨울철에 가장 크게 나타나는 현상이며, 북반구 11월~2월에 온도 상승 폭이 가장 큼을 확인하였다. 또한, EOF와 회귀분석을 통하여 북극 온난화에 따른 북반구 대기 변동성의 특징을 분석하였다. 겨울철의 경우 10월부터 이듬해 1월까지는 10년간 약 0.8℃ 이상의 상승경향을 보이는 반면, 여름철의 경우 10년에 약 0.1~0.2℃도 정도로 기온 상승폭이 제한적이다. 해빙 감소의 경우, 8월부터 10월 정도까지 급격한 감소추세를 보이고 있으며, 그 외의 시기에는 감소량이 작아 해빙감소가 특정 시즌에 집중되어 있으며 해빙감소가 북극 온난화가 가장 강한 시기인 10월부터 1월과는 다른 시즌에서 나타나고 있는 것을 알 수 있다. 북극해 열속의 경우, 대기-해양 온도차(air-sea temperature difference)와 지표면 풍속에 비례하는 양이다. 11월부터 2월까지는 북극지역에 태양복사가 거의 도달하지 않는 시기로 대기가

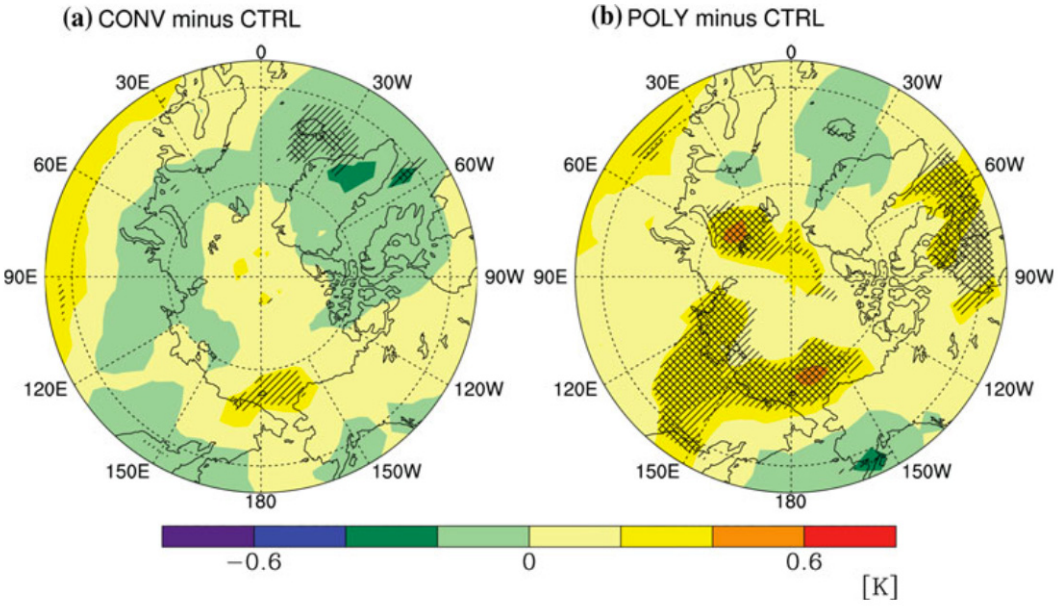


그림 3.23. (a)기존방식의 실험에서 얻어진 표층기온 변화, (b)표층수온을 변화 시켰을 때 얻어진 표층기온 변화. 표층수온을 관측과 유사하게 변화시켰을 때 표층기온이 더 상승함을 알 수 있다(Jun et al., 2014).

매우 차가워지므로, 해빙이 감소한 지역을 중심으로 강한 해기차에 따라 열속이 급격히 증가하게 된다. 이로부터 하층 대기 가열이 존재하여 북극 온난화의 원인으로 작용하게 된다. 여름철의 경우, 태양복사가 가장 강함에도 불구하고 지표면 온도 상승은 매우 미미하다. 그 이유는 흡수된 태양에너지가 해빙을 녹이는데 사용되어 대기 온도를 높이는 데에는 매우 제한적으로 사용되기 때문이다. 오히려, 가을철에 이르러 하층 안정도가 강화되고 연직 혼합이 제한된 상태에서 열속에 의해 대기 중으로 방출되는 다량의 에너지는 급격히 북극대기 온도를 상승시킨다. 이러한 메커니즘에 의해 실제 북극권은 과거에 비해 훨씬 두터운 대기 반응을 보이며 온도가 상승하고 있으나, 이를 모델링함에 있어 문제점이 많다.

Jun et al.(2014)에서는 북극 해빙면적 감소에 대한 대기반응을 모델링함에 있어 해빙과 바닷물이 공존하는 지역, 즉, 해빙농도(sea ice concentration)가 0.15~0.8 사이인 지역에서의 바닷물 온도가 대기 반응에 큰 영향을 미친다는 것을 밝혔다. 이 지역에서의 바닷물 온도가 대기 반응에 있어 중요한 이유는 해빙이 줄어든 지역에서의 대기 반응이 기본적으로 바다로부터 방출되는 에너지 속에 의해 유도되기 때문이다. 에너지 속은 지역적으로 해양과 대기의 온도차에 비례하므로, 해수면온도가 중요해 짐을 알 수 있다. 특히, 겨울철 북극권은 대기와 해양사이의 온도차가 매우 크므로 작은 해수면온도 차이에 의해서도 큰 에너지 속의 차이가 발생할 수 있다. 기존의 많은 해빙 모델링 연구에서는 해수면온도를 특정 온도(예:-1.8K)로 두고 해빙면적만을 감소시킨 후 대기반응을 조사하였다(그림 3.23). 이 경우, 해빙이 줄어든 면적에서 발생하는 에너지속이 매우 작아 실제 관측보다 작은 대기 가열 및 하층 대기 반응이 나오게 된다. 이러한 점에서 Jun et al.(2014)의 연구는 북극에서의 정확한 해수면온도 산출, 특히 해빙면적이 급격히 줄어들고 있는 단년생 해빙이 분포하는 지역의 해수면온도 측정이 매우 중요함을 강조하고 있다. 해빙위에서의 정확한 열속, 수분속과 운동량 속에 대한 측정도 해빙 두께, 분포 변화 추이를 이해하고 모델링하는데 있어 매우 중요하다. 그러나 이 역시 매우 측정하기 어려운 물리량에 해당한다. Park et al.(2013)은 남극 세종기지에서의 열속 연구를 통해 국내에서는 최초로 극지에서 플럭스 타워 장비를 통한 해빙 위에서의 에너지 속, 운동량 속 측정 연구를 수행한 바 있다. 이 연구를 통해, 겨울철 남극 세종기지 연안지역의 해빙상 열속은 평균 $-11Wm^{-2}$, 수분속은 $+2Wm^{-2}$, 복사속의 경우 $-12Wm^{-2}$임을 밝힌 바 있다. 또 이 연구를 통해 에너지속, 운동량속을 모델링 하는데 있어 중요한 지표 교환 계수들을 얻어낸 바 있다.

빙권 조건의 변화가 대기 반응에 미치는 영향에 대한 모델링 연구는 다수의 선행연구가 국내외에서 시도된 바 있으나, 실제적인 계절예측 관점에서 효과가 있음을 보인 연구는 극소수이다. 특히, Jung et al.(2009)은 모델링 연구를 통하여 지난 세기와 이번 세기를 통틀어 가장 강력하게 발달했던 2009년의 음의 북극진동과 유라시아 겨울 한파 발생에 있어 북극 해빙의 역할이 미미하다고 주장한 바 있다. 그러나 Lim et al.(2012)은 1984~2012년까지 해빙과 해수면 조건을 AMIP 형태(type)로 주고 모델링한 결과를 통해 북극 해빙 면적 감소가 유라시아 겨울철 기후변동에 있어 매우 중요한 역할을 할 수 있음을 보인 바 있다. 또한, Yeo et al.(2014)은 NCAR CAM3 모델을 사용하여 베링해, 척치해 해빙변동이 북태평양 대규모 대기순환에 미치는 영향이 큼을 밝혀낸 바 있다. Kim et al.(2014b)은 북극의 척치/카라해 해빙 감소에 대해 북극의 극소용돌이(polar vortex)가 약화됨으로 수치모델실험을 통하여 재현하였다.

북극권의 급격한 온난화에 따라 변화하고 있는 북극 해빙과 가을철 적설량과 같은 빙권 조건 변화가 겨울철 계절 예측의 예측성에 어떤 역할을 하는지에 대해 국내 연구진에 의해 최초로 시도되었다. Shim et al.(2013)은 2012/13년 겨울철 계절예측에 북극 해빙과 가을철(10월) 적설 조건을 사용하여 역학모델에 대한 효과를 시험 적용해 보았다. 역학모델에 대한 가을철 적설량 입력 방안은 최근 Jeong et al.(2012)와 Woo et al.(2012)에 의해 개발된 바 있으며 그들은 이 방법을 계절예측에 고려하였을 때 다양한 시간규모(10~90일)에서 계절 예측성이 향상됨을 보인 바 있다. 북극 해빙의 경우, 예측기간 동안 대기모델의 경계조건으로 처방하는 합리적인 방안을 개발하여 적설과 해빙

의 동시 초기화를 포함한 계절예측을 실시하였다. Shim et al.(2013)은 이와 같이 빙권 요소를 역학모델에 종합적으로 반영하는 계절예측 시스템의 개발에 대해 상세히 기술하였으며, 이를 2012/13년 겨울 예측에 적용한 결과를 수록하였다.

An et al.(2012)에서는 대기 해양 접합 모델을 사용하여 그린랜드 육빙감소가 북대서양 기후변동에 미치는 영향을 분석하였다. 현재까지 몇몇 육빙 모델이 개발되어 있으나, 아직까지 현실적으로 그린랜드 육빙감소에 의해 유입되는 물(fresh water)의 양을 모의하기는 어렵다. 따라서 이 연구에서는 지표면 온도로 빙하에서 녹아내리는 물의 양을 간략히 모수화하는 방식을 사용하였다. 연구결과, 그린랜드 육빙 감소로 인한 물의 대서양 유입은 남북방향 밀도 경도를 약화시켜 AMO(Atlantic Multi-decadal Oscillation)의 주기를 길게 만들어 주는 역할을 할 수 있음을 보였다.

3.4. 결론

우리나라 주변 해양에서의 수온과 해수면은 「한국 기후변화 평가보고서 2010」에서와 마찬가지로 지속적으로 상승하고 있으며, 상승률은 전지구 해양 평균보다 약 2~3배 높은 것으로 나타났다. 또한, 동해에서 표층 이산화탄소 증가도 전지구 해양의 평균보다 약 2배 높아 해양산성화가 진행 중인 것으로 보고되었다. 이러한 경향은 관련 연구의 모든 논문들에서 제시하고 있어 견고한 동의 수준의 신뢰도를 보여주고 있다.

「한국 기후변화 평가보고서 2010」에 검토된 논문들과 「한국 기후변화 평가보고서 2014」에 검토된 논문 내용의 차이는 크게 세 가지로 나타났다. 첫째, 변화경향 분석에 재분석자료의 활용의 증가이다. 우리나라의 경우 해양에서의 관측자료는 절대적으로 부족하여 관측자료에만 의존하여 변화경향을 탐지하기에는 거의 불가능하다. 이를 보완하기 위하여 외국의 여러 기관에서 기후 재분석자료를 가동하여 공개하고 있어 해수면온도 분야에서 이를 이용한 장기경향 분석이 증가하였다. 재분석자료의 분석 결과는 일치된 결과를 제시하고 있어 견고한 동의 수준의 신뢰를 보인다. 둘째, 인공위성 관측자료 이용의 확대이다. 위성 관측 해수면온도 관측과 위성 고도계를 이용한 해수면고도 관측에 이어 우리나라 주변해역에 대한 해색(ocean color) 관측이 수행되어 생지화학 분야의 단기 변화경향을 탐지도 가능한 상황이다. 셋째, 변화경향에 대한 원인 분석의 증가다. 대부분 해면 기압계 배치, 특히, 대부분의 관련 논문에서 겨울철 대기순환의 변화에 따른 북풍 약화의 영향을 제시하고 있어 견고한 동의 수준의 해석으로 볼 수 있다. 그러나 서태평양으로부터의 해양을 통한 온난화 신호의 유입 가능성도 제시되고는 있지만 이에 관한 해양역학 해석의 일관성은 보여주지 않아 이의 신뢰도는 아직은 제한적 동의 수준이라고 평가된다,

본 장에서 제시된 변화경향에 대한 발표 논문 편수가 통계적 분석이 가능할 만큼 많지 않기 때문에 신뢰도나 불확실성 분석은 가능하지 않지만 대체적인 경향은 IPCC 5차 평가보고서에 제시된 해역(서태평양과 인근 연해)에서의 변화경향에 벗어나지는 않기 때문에 전반적인 신뢰수준은 낮지 않은 것으로 판단된다. 그러나 일부 논문에서는 자료의 분석과정에서 중요한 단주기 변화에 의한 변화영향 제거 등 자료 처리 과정의 설명이 없어 결과의 신뢰도에 대한 편차가 있다. 수온과 해수면 변화의 경우 우리나라 해역에서도 해역별 편차가 있고, 특히, 해수면 변화의 정량적 크기는 분석 기간에 따라서도 단주기 변화가 커서 변화경향의 정량적 수치의 이용에 유의하여야 할 것이다.

지난 30년간 북극 기온은 10년간 약 0.7℃씩 증가하여 전지구 평균에 비해 견고한 동의 수준에서 빠른 속도로 온난화가 진행 중 인데 반해, 남극은 다른 양상을 보인다. 남극 반도를 포함한 서남극에서는 견고한 동의 수준에서 기온이 상승하는데 반해, 동남극에서는 제한적 동의 수준에서 일부 지역에서는 기온이 약간 감소하거나 대부분의 동남극에서는 온도 변화가 거의 나타나지 않고 있다. 대기의 기온변화와 연동하여 북극의 해빙은 견고한 동의 수준에서 감소하고 있는데, 지난 30년간 10년에 약 3.1%씩 해빙이 줄어드는 것으로 나타난다. 서남극에서도 해빙의 감소가 거의 모든 계절에 나타나는데 반해, 로스해와 웨델해를 포함한 동남극에서는 중간적 동의 수준에서 해빙의 증가가 나타난다. 서남극

아문젠해의 육상 빙하는 중간적 동의 수준에서 최근 감소하는 경향을 보이는데, 이는 제한적 동의 수준에서 대기의 순환과 더불어 해양의 중층수가 대륙붕으로 유입되기 때문인 것으로 여겨진다. 동토의 기온은 증가추세에 있고 활동층의 두께도 점차 두꺼워지는 것으로 관측되고 있지만, 지역에 따른 편차가 심하고 관측자료가 많지 않아서 신뢰도를 부여하기에는 한계가 있다.

결론적으로 북극과 서남극의 온난화는 다른 지역에 비해 매우 빠르게 진행되고 있으며, 이는 해빙의 급격한 감소와 육상빙하의 감소와 연계되어 있어서 향후 해수면 상승, 중위도 기후에 미치는 영향 등의 이해를 위해 지속적인 모니터링이 요구된다.

3.5. 참고문헌

국립해양조사원, 2010: 해수면 변동 정밀분석 및 예측(2차).

국립해양조사원, 2011: 해수면 변동 정밀분석 및 예측(3차).

국립해양조사원, 2012: 해수면 변동 정밀분석 및 예측(4차).

국립해양조사원, 2013: 해수면 변동 정밀분석 및 예측(5차).

기상청, 2012: 위성지구환경변화 감시 및 전지구 강수위성 (GPM) 활용 기술 개발, 관측 지진기술 지원 및 활용 연구(I), 국립 기상연구소.

기상청, 2013: 위성지구환경변화 감시 및 전지구 강수위성 (GPM) 활용 기술 개발, 관측 지진기술 지원 및 활용 연구(II), 국립 기상연구소.

김부일, 전성일, 이문섭, 임광수, 2009: 국내 LTPP온도 자료를 이용한 동결지수와 동결깊이 검증 연구, *한국도로학회논문집*, 11(4), 143-151.

김성중, 우성호, 김백민, 허순도, 2011: 지난 130년 간 한반도 근해의 표층수온변화 경향, *Ocean and Polar Research*, 33(3), 281-290, http://dx.doi.org/10.4217/OPR.2011.33.3.281.

김영미, 오미림, 류상범, 2012: 지구관측 자료를 이용한 극지해빙 변화 감시 및 분석, *국립기상연구소 기술노트*, 기상청.

남영국, 조규태, 진정훈, 2002: 도로포장의 동상방지층 실효성 검증을 위한 현장계측 및 실내시험 연구, *대한토목학회논문집*, 22(5D), 913-921.

민승환, 김대현, 윤홍주, 2010: NOAA/AVHRR 자료에 의한 동북아시아해역 표층수온의 시공간 분석, *한국해양정보통신학회논문지*, 14(12), 2818-2826.

민홍식, 박재훈, 최아라, 박영규, 신경순, 장풍국, 2011: 2006~2010년 기간 동안 대한해협 서수도에서 관측된 해수 물성의 변동, *Ocean and Polar Research*, 33(3), 325-336, http://dx.doi.org/10.4217/OPR.2011.33.3.325.

박근보, 김영석, 2013: 극지환경을 고려한 남극 세종과학기지 계측시스템 적용성에 관한 연구, *한국토목섬유학회논문집*, 12, 1-11.

성기탁, 황재동, 한인성, 고우진, 서영상, 이재영, 2010: 한국 연근해 수온의 시공간적 장기변동 특성, *해양환경안전학회지*, 16(4), 353-360.

손영백, 이태희, 최동림, 장성태, 김철호, 안유환, 유주형, 김문구, 정섬규, J. Ishizaka, 2010: 동중국해에서 위성에서 추정된 10년 동안의 표층 입자성 유기 탄소의 시/공간적 변화, *Korean Journal of Remote Sensing*, 26(4), 421-437.

신은철, 강정구, 박정준, 2009: 지반동결에 따른 지하구조물의 열적 안정성, *한국지반공학회논문집*, 25(3), 65-74.

신재원, 2007: 국내, 남극, 시베리아 흙의 동토공학적 특성 비교(온도와 함수비 변화에 따른 역학적 특성을 중심으로), *국민대학교 석사학위 논문*.

정경호, 강성호, 김경태, 김은수, 2004: 남극 세종기지 주변해역(마리안 소만)의 해양환경요인 분포 특성, *한국해양환경공학회 학술대회논문집*, 17-27.

한국건설기술연구원, 2010: 극한지반 지질 특성 및 지구화학적 분석, *한국건설기술연구원*, 124p.

한국지질자원연구원, 2009: 러시아 서시베리아대지, Basin Report, *KIGAM Basin Report Series*

BR012, 47p.

한국환경정책·평가연구원, 2011, 국가 해수면 상승 사회·경제적 평가 I, *한국환경정책·평가연구원*, 347p.

Agarwal, S., W. Moon, and J.S. Wettlaufer, 2011: Decadal to seasonal variability of Arctic sea ice albedo, *Geophysical Research Letters*, 38(20), L20504, doi10.1029/2011GL049109.

An, S.-I., H. Kim, and B.-M. Kim, 2012: Impact of freshwater discharge from the Greenland ice sheet on North Atlantic climate variability, *Theoretical and Applied Climatology*, 112(1-2), 29-43, doi:10.1007/s00704-012-0699-6.

Bindschadler, R., and P. Vornberger, 1998: Changes in the West Antarctic Ice Sheet since 1963 from declassified satellite photography, *Science*, 279, 689-692.

Burn, C.R., and S.V. Kokelj, 2009: The environment and permafrost of the Mackenzie Delta Area, *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(2), 83-105.

Caldeira, K and M.E. Wickett, 2003: Oceanography: Anthropogenic carbon and ocean pH, *Nature*, 425, 365.

Callaghan, T.V., F. Bergholm, T.R. Christensen, C. Jonasson, U. Kokfelt, and M. Johansson, 2010: A new climate era in the sub-Arctic: Accelerating climate changes and multiple impacts, *Geophysical Research Letters*, 37(14), L14705.

Callaghan, T.V., M. Johansson, O. Anisimov, H.H. Christiansen, A. Instanes, V. Romanovsky, and S. Smith, 2011: Changing permafrost and its impacts, In: Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA), Arctic Monitoring and Assessment Program (AMAP).

Chang, K.-I., K. Kim, Y.-B, Kim, W. J. Teague, J.-C. Lee, and J.-H. Lee, 2009: Deep flow and transport through the Ulleung Interplain Gap in the southwestern East/Japan Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 56(1), 61-72, doi:10.1016/j.dsr.2008.07.015.

Chang P.-H., C.H. Cho, and S.-B. Ryoo, 2011: Recent changes of mixed layer depth in the East/Japan Sea: 1994-2007, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 47(5), 497-501.

Choi, S.D., S.Y. Baek, Y.S. Chang, Y.J. Yoon, B.K. Park, and S.M. Hong, 2007: Year-round monitoring of Atmospheric Polychlorinated Biphenyls (PCBs) at the King Sejong Station in the Antarctic, *Ocean and Polar Research*, 29(4), 297-302.

Choi, T.J., B.Y. Lee, S.J. Kim, Y.J. Yoon, and H.C. Lee, 2008: Net radiation and turbulent energy exchanges over a non-glaciated coastal area on King George Island during four summer seasons, *Antarctic Science*, 20(1). 99-111.

Choi, T.J., B.Y. Lee, S.J. Kim, Y.M. Park, and Y.J. Yoon, 2006: The characteristics of radiation, temperature and wind direction around King Sejong station, Antarctica, *Journal of Korean Geophysical Society*, 9(4), 397-408.

Choi, Y.-S., B.-M. Kim, S.-K. Hur, S.-J. Kim, J.-H. Kim, and C.-H. Ho, 2014: Connecting early-summer cloud-controlled sunlight and late-summer sea ice in the Arctic, *Journal of Geophysical Research*, in revision.

Davis, N.T., 2001: Permafrost: a guide to frozen ground in transition, University of Alaska Press, Fairbanks, Alaska.

Dutrieux, P., et al., 2014: Strong sensitivity of Pine Island ice-shelf melting to climatic variability, *Science*, 343, 174-178.

Fyodorov-Davydov, D.G., A.L. Kholodov, V.E. Ostroumov, G.N. Kraev, V.A. Sorokovikov, S.P. Davudov, and A.A. Merekalova, 2008: Seasonal thaw of soils in the North Yakutian ecosystems, In: Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, 29 June – 3

July 2008, Institute of Northern Engineering, University of Alaska, Fairbanks, pp. 481-486.

Guo, D., and H. Wang, 2013: Simulation of permafrost and seasonally frozen ground conditions on the Tibetan Plateau, 1981–2010, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(11), 5216-5230.

Ha, H.K., et al., 2014: Circulation and modification of warm deep water on the central Amundsen Shelf, *Journal of Physical Oceanography*, doi:10.1175/JPO-D-13-0240.1.

Haeberli, W., et al., 2010: Mountain permafrost: development and challenges of a young research field, Journal of Glaciology, 56, 1043-1058.

Hall-Spencer, J.M., R. Rodolfo-Metalpa, S. Martin, E. Ransome, M. Fine, S.M. Turner, S.J. Rowley, D. Tedesco, and M.-C. Buia, 2008: Volcanic carbon dioxide vents show ecosystem effects of ocean acidification, *Nature*, 454, 96-99.

Halsey, L.A., D.H. Vitt, and S.C. Zoltai, 1995: Disequilibrium response of permafrost in boreal continental western Canada to climate-change, *Climatic Change*, 30(1), 57-73.

Han, H., and H. Lee, 2014: Tide deflection of Campbell Glacier Tongue, Antarctica, analyzed by double-differential SAR interferometry and finite element method, *Remote Sensing of Environment*, 141, 201-213.

Hansen, J., M. Sato, and R. Ruedy, 2012: Perception of climate change, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, E2415-E2423, www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1205276109.

Hong, S., 2010: Detection of small-scale roughness and refractive index of sea ice in passive microwave remote sensing, *Remote Sensing of Environment*, 114, 1136-1140.

Hong, S., and I. Shin, 2010: Global trends of sea ice: small-scale roughness and refractive index, *Journal of Climate*, 23, 4669-4676.

IPCC, 2007: Climate Change, 007: The Physical Science Basis. Contribution of working group 1 to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, Cambridge University Press, Cambridge, UK.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working group 1 contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Jacobson, M. Z., 2005: Studying ocean acidification with conservative, stable numerical schemes for nonequilibrium air-ocean exchange and ocean equilibrium chemistry, *Journal of Geophysical Research*, 110, D07302, doi:10.1029/2004JD005220.

Jang C.J., J. Park, T. Park, and S. Yoo, 2011: Response of the ocean mixed layer depth to global warming and its impact on primary production: a case for the North Pacific Ocean. ICES *Journal of Marine Science*, 68(6), 996-1007, doi:10.1093/ icesjms/fsr064.

Jeong, J.-H., H.W. Linderholm, S.-H. Woo, C. Folland, B.-M. Kim, S.-J. Kim, and D. Chen, 2013: Impacts of Snow Initialization on Subseasonal Forecasts of Surface Air Temperature for the Cold Season, *Journal of Climate*, 26(6), 1956–1972, doi:10.1175/JCLI-D-12-00159.1.

Jeong, J.-H., T. Ou, H.W. Linderholm, B.-M. Kim, S.-J. Kim, J.-S. Kug, and D. Chen, 2011: Recent recovery of the Siberian High intensity, *Journal of Geophysical Research*, 116 (D23102), doi:10.1029/2011JD015904.

Jo, Y.-H., L.C. Breaker, Y.-H. Tseng, and

S.-W. Yeh, 2014: A Temporal multiscale analysis of the waters off the east coast of South Korea over the past four decades, *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 25, doi: 10.3319/TAO.2013.12.31.01(Oc)

Joughin, I., S. Tulaczyk, R. Bindschadler, and S.F. Price, 2002: Changes in west Antarctic ice stream velocities: Observation and analysis, *Journal of Geophysical Research*, 107(B11), 2289.

Jun, S.-Y., C.-H. Ho, B.-M. Kim, and J.-H. Jeong, 2013: Sensitivity of Arctic warming to sea surface temperature distribution over melted sea-ice region in atmospheric general circulation model experiments, *Climate Dynamics*, 42(3-4), 941-955, doi:10.1007/s00382-013-1897-3

Jung, T., F. Vitart, L. Ferranti, and J.J. Morcrette, 2011: Origin and predictability of the extreme negative NAO winter of 2009/10, *Geophysical Research Letters*, 38(7), L07701.doi:10.1029/2011g1046786.

Kim, B.-M., E.-H. Jeong, G.-H. Lim, and H.-K. Kim, 2014: Analysis on winter atmospheric variability related to Arctic warming, *Atmosphere,* 24, 131-140.

Kim, J.-Y., D.-J. Kang, T. Lee, and K.-R. Kim, 2013: Rapid increasing trend of CO_2 and ocean acidification in the surface water of the Ulleung Basin, East/Japan Sea inferred from the observations from 1995 to 2004, *Biogeosciences Discussions*, 10, 9573~9602.

Kim, S.-J., H. Choi, B.-M. Kim, S.-J. Park, T. Shim, and J.-H. Kim, 2013: Analysis of recent climate change over the Arctic using ERA-Interim reanalysis data, *Advances in Polar Science*, 24 (4), 326-338.

Kim, S.-J., and A. Stoessel, 1998: On the representation of the Southern Ocean water masses in an ocean climate model, *Journal of Geophysical Research*, 103(C11), 24891-24906.

Kim, S.-J., and A. Stoessel, 2001: Impact of subgrid-scale convection on global thermohaline properties and circulation, *Journal of Physical Oceanography*, 31, 656-674.

Kim, T.-W., K. Lee, R.A. Feely, C.L. Sabine, C.-T.A. Chen, H.J. Jeong, and K.Y. Kim, 2010: Prediction of Sea of Japan (East Sea) acidification over the past 40 years using a multiparameter regression model, *Global Biogeochemical Cycles*, 24, GB3005, 14 PP., doi:10.1029/2009GB003637.

Kwon, T.Y., and B.Y. Lee, 2002: Precipitation anomalies around King Sejong Station, Antarctica associated with El Niño/Southern Oscillation, *Ocean and Polar research*, 24(1), 19-31.

Lee, B.Y., T.Y. Kwon, J.S. Lee, and W.I. Won, 2002: Surface air temperature variations around the Antarctic peninsula: comparison of the West and East Sides of the peninsula, *Ocean and Polar research*, 24(3), 267-278.

Lee, C.-K., K.-W. Seo, S.-C. Han, J. Yu, and T. Scambos, 2012: Ice velocity mapping of Ross Ice Shelf, Antarctica by matching surface undulations measured by ICESat laser altimetry, *Remote Sensing of Environment*, 124, 251-258, doi:10.1016/j.rse.2012.05.017.

Lee, K.T., B.Y. Lee, Y.I. Won, J.B. Jee, W.H. Lee, and Y.J. Kim, 2003: Radiation properties at King Sejong station in west Antarctica with the radiative transfer model: A surface UV-A and erythemal UV-B radiation changes, *Ocean and Polar research*, 25(1), 9-20.

Lim, S.H., C.J. Jang, I.S. Oh, and J.J. Park, 2012: Climatology of the mixed layer depth in the East/Japan Sea, *Journal of Marine Systems*, 96-97, 1-14, doi:10.1016/j.jmarsys.2012.01.003.

Lim, D., Z. Xu, J. Choi, S.Kim, E. Kim, S. Kang, and H. Jung, 2011: Paleoceanographic changes in the

Ulleung Basin, East(Japan) Sea, during the last 20,000 years evidence from variations in element composition of core sediments, *Progress in Oceanography*, 88(1-4), 101-115.

Lim, Y.-K., Y.-G. Ham, J.-H. Jeong, and J.-S. Kug, 2012: Improvement in simulation of Eurasian winter climate variability with a realistic Arctic sea ice condition in an atmospheric GCM, *Environmental Research Letters*, 7(4), 44041, doi:10.1088/1748-9326/7/4/044041.

Marcos, M., M.N. Tsimdlis, and F.M. Calafat, 2012: Inter-annual and decadal sea level variations in the north-western Pacific marginal seas, *Progress in Oceanography*, 105, 4-21, http://dx.doi.org/ 10.1016/j.pocean.2012.04.010.

Maskey, S., H. Geng, Y.C. Song, H.J. Hwang, Y.J. Yoon, K.H. Ahn, and C.U. Rho, 2011: Single-particle characterization of summertime Antarctic aerosols collected at King George Island using quantitative energy-dispersive electron probe X-ray microanalysis and attenuated total reflection Fourier transform-infrared imaging techniques, *Environmental Science & Technology*, 45. 6275-6282.

Mazhitova, G.G., 2008: Soil temperature regimes in the discontinuous permafrost zone in the east European Russian Arctic, *Eurasian Soil Science*, 41(1), 48-62.

Moon, W., and J.S. Wettlaufer, 2011: A low-order theory of Arctic sea ice stability, *A Letters Journal Exploring the Frontiers of Physics*, 96, 39001.

Moon, W., and J.S. Wettlaufer, 2012: On the existence of stable seasonally varying Arctic sea ice in simple models, *Journal of Geophysical Research*, 117, C07007.

Moon, W., and J.S. Wettlaufer, 2013: A stochastic perturbation theory for non-autonomous systems, *Journal of Mathematical Physics*, 54, 123303.

Morgan, V.I., T.H. Jacka, G.J. Akerman, and A.L. Clarke, 1982: Outlet glacier and mass-budget studies in Enderby, Kemp, and MacRobertson Lands, Antarctica, *Annals of Glaciology*, 3, 204-210.

Na H., K.-Y. Kim, K.-I. Chang, K. Kim, J.-Y. Yun, and S. Minobe, 2010: Interannual variability of the Korea Strait Bottom Cold Water and its relationship with the upper water temperatures and atmospheric forcing in the Sea of Japan (East Sea), *Journal of Geophysical Research*, 115, C09031, doi:10.1029/2010JC006347.

Overduin, P.P., and D.L. Kane, 2006: Frost boils and soil ice content: Field observations, *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(4), 291-307.

Park, G.-H., K. Lee, and P. Tishchenko, 2008: Sudden, considerable reduction in recent uptake of anthropogenic CO_2 by the East/Japan Sea, *Geophysical Research Letters*, 10.1029/2008GL 036118, doi:10.1029/2008GL036118.

Park, J.H, and J.S. Lee, 2014: Characteristics of elastic waves in sand–silt mixtures due to freezing, Cold Regions Science and Technology, 99, 1-11.

Park, K.A. and K.-R. Kim, 2010: Unprecedented coastal upwelling in the East/Japan Sea and linkage to long-term large-scale variations, *Geophysical Research Letters*, 37, L09603, doi:10.1029/2009GL042231.

Park, K.T., et al., 2013: Linking atmospheric dimethyl sulfide and the Arctic ocean spring bloom, *Geophysical Research Letters*, 40(1), 155-160.

Park, S., P.C. Chu, and J.H. Lee, 2011: Interannual-to-interdecadal variability of the Yellow Sea Cold Water Mass in 1967-2008: Characteristics and seasonal forcings, *Journal of Marine Systems*, 87, 177-193, doi:10.1016/ j.jmarsys.2011.03.012.

Park, S.-J., T.-J. Choi, and S.-J. Kim, 2013: Heat flux variations over sea ice observed at the coastal area of the

Sejong station, Antartica, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49(4), 443-450.

Park, Y.-H., J.-H. Yoon, Y.-H. Youn, and F. Vivier, 2012: Recent warming in the western North Pacific in relation to rapid changes in the atmospheric circulation of the Siberian High and Aleutian Low systems, *Journal of Climate*, 25, 3476-3493, http://dx.doi.org/10.1175/2011JCLI4142.sl.

Pritchard, H.D., S.R.M. Ligtenberg, H.A. Fricker, D.G. Vaughan, M.R. van den Broeke, and L. Padman, 2012: Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves, *Nature*, 484(7395), 502-505.

Rignot, E., D.G. Vaughan, M. Schmeltz, and T. Dupont, 2002: Acceleration of Pine Island and Thwaites Glaciers, West Antarctica, *Annals of Glaciology*, 34, 189-194.

Rignot, E., Bamber, J.L., van den Broeke, M.R., Davis, C., Li, Y., van de Berg, W.J., and E., van Meijgaard, 2008: Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modeling, *Nature Geoscience*, 1, 106-110.

Romanovsky, V.E., S.L. Smith, and H.H. Christiansen, 2010a: Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the International Polar Year 2007–2009: A Synthesis, *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(2), 106-116.

Romanovsky, V.E., Drozdov, D.S., Oberman, N.G., Malkova, G.V., Kholodov, A.L., Marchenko, S.S., Moskalenko, N.G., Sergeev, D.O., Ukrintseva, N.G., Abramov, A.A., Gilichinsky, D.A., and A.A., Vasiliev, 2010b: Thermal state of permafrost in Russia, *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(2), 136-155.

Sannel, A.B.K., and P. Kuhry, 2011: Warming-induced destabilization of peat plateau/ thermokarst lake complexes, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 116, 16 (G03035).

Scambos, T., J. Bohlander, C. Shuman, and P. Skvarca, 2004: Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 31, L18402, doi:10.1029/2004GL020670.

SCAR, 2009: Antarctic Climate Change and The Environment, A contribution to the International Polar Year 2007-2008, Victoire Press, Cambridge.

Schaefer, K., T.J. Zhang, L. Bruhwiler, and A.P. Barrett, 2011: Amount and timing of permafrost carbon release in response to climate warming, *Tellus B*, 63(2), 165-180.

Schuur, E.A.G., J.G. Vogel, K.G. Crummer, H. Lee, J.O. Sickman, and T.E. Osterkamp, 2009: The effect of permafrost thaw on old carbon release and net carbon exchange from tundra, *Nature*, 459, 556-559.

Shim, T.-H., J.-H. Jeong, B.-M. Kim, S.-J. Kim, and H.-K. Kim, 2013: Development of dynamical seasonal prediction system for Northern Winter using the cryospheric condition of late Autumn, *Atmosphere*, 23(1), 73-83.

Smith, S.L., S.A. Wolfe, D.W. Riseborough, and F.M. Nixon, 2009: Active-layer characteristics and summer climatic indices, Mackenzie Valley, Northwest Territories, Canada, *Permafrost and Periglacial Processes*, 20, 201-220.

Steele, M., J. Zhang, and W. Ermold, 2010: Mechanisms of summertime upper Arctic Ocean warming and the effect on sea ice melt, *Journal of Geophysical Research*, 115, C11004.

Stoessel, A., and S.-J. Kim, 1998: The impact of Southern Ocean sea ice in a global ocean model, *Journal of Physical Oceanography*, 28, 1999-2018.

Tarnocai, C., J.G. Canadell, E.A.G. Schuur, P.

Kuhry, G. Mazhitova, and S. Zimov, 2009: Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region, *Global Biogeochem. Cycles*, 23(2), 11(GB2023).

Thompson, D.W.J., and S. Solomon, 2002: Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change, *Science*, 296, 895-899.

Vieira, G., J. Bockheim, M. Guglielmin, M. Balks, A.A. Abramov, J. Boelhouwers, N. Cannone, L. Ganzert, D.A. Gilichinsky, S. Goryachkin, J. López-Martínez, I. Meiklejohn, R. Raffi, M. Ramos, C. Schaefer, E. Serrano, F. Simas, R. Sletten and D. Wagner, 2010: Thermal state of permafrost and active-layer monitoring in the Antarctic: Advances during the International Polar Year 2007–2009, *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, 182-197.

Wåhlin, A.K., O. Kalén, L. Arneborg, G. Björk, G. K. Carvajal, H. K. Ha, T. W. Kim, S. H. Lee, J. H. Lee, and C. Stranne, 2013: Variability of warm deep water inflow in a submarine trough on the Amundsen Sea Shelf, *Journal of Physical Oceanography*, 43, 2054-2070.

White, D., L. Hinzman, L. Alessa, J. Cassano, M. Chambers, K. Falkner, J. Francis, W.J. Gutowski Jr., M. Holland, R.M. Holmes, H. Huntington, D. Kane, A. Kliskey, C. Lee, J. McClelland, B. Peterson, T.S. Rupp, F. Straneo, M. Steele, R. Woodgate, D. Yang, K. Yoshikawa and T. Zhang, 2007: The arctic freshwater system: Changes and impacts, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 112, G04S54.

Whitworth III, T., A.H. Orsi, S.-J. Kim, W.D. Nowlin, and R.A. Locarnini, 1998: Water masses and mixing near the Antarctic Slope Front, in Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin, Antarctic Research Series, vol. 75, p.1-27, AGU, Washington, DC.

Woo, S.-H., J.-H. Jeong, B.-M. Kim, and S.-J. Kim, 2012: Impacts of snow depth initialization on seasonal prediction of surface air temperature over East Asia for winter season, *Atmosphere*, 22(1), 117-128.

Woodgate, R.A., T.J. Weingartner, and R. Lindsay, 2012: Observed increases in Bering Strait oceanic fluxes from the Pacific to the Arctic from 2001 to 2011 and their impacts on the Arctic Ocean water column, *Geophysical Research Letters*, 39, L24603.

Yeh, S.-W. and C.-H. Kim, 2010: Recent warming in the Yellow/East China Sea during winter and the associated atmospheric circulation, *Continental Shelf Research*, 30, 1428-1434.

Yeh, S.-W., Y.-G. Park, H.-S. Min, C.-H. Kim, and J.-H. Lee, 2010: Analysis of characteristics in the sea surface temperature variability in the East/Japan Sea, *Progress in Oceanography*, 85, 213-223, doi:10.1016/j.pocean.2010.03.001.

Yeo, S.-R., K.-Y. Kim, S.-W. Yeh, B.-M. Kim, T.H. Shim, and J.-G. Jhun, 2014: Recent climate variation in the Bering and Chukchi Seas and its linkages to large-scale circulation in the Pacific, *Climate Dynamics*, 42(9-10), 2423-2437, doi:10.1007/s00382-013-2042-z.

Yoon, J.J. and S.I. Kim, 2012: Analysis of long period sea level variation on tidal station around the Korea Peninsula, *Journal of Korean Society of Hazard Mitigation*, 12(3), 299-305.

Zhao, L., Q.B. Wu, S.S. Marchenko, and N. Sharkhuu, 2010: Thermal state of permafrost and active layer in central Asia during the International Polar Year, *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, 198-207.

Zhou, Y., D. Guo, G. Qiu, G. Cheng, and S.

Li, 2000: Geocryology in China. Science Press, Beijing, China, 450pp.

Zimov, S.A., E.A.G. Schuur, and F.S. Chapin, 2006: Permafrost and the global carbon budget, *Science*, 312, 1612-1613. 1612 – 1613.

제 4 장 고기후 기록에 의한 정보

4.1. 서론

현재의 기후현상을 분석하고 미래 기후변화를 예측하는 것은 기후변화와 관련하여 기후학계의 주요한 관심사이다. 그러나 한정된 정보를 바탕으로 과거의 기후환경을 복원하는 것은 생각처럼 쉽지 않다. 우리나라는 산지가 많아 지형, 기후 여건상 침식이 퇴적보다 활발하게 진행되고, 토양도 산성인 경우가 많아 지질시대 생물 자료가 보존되는데 불리한 자연조건이다. 또한 정치·사회적 격동기를 거치면서 근래의 자료와 정보가 소실된 경우가 많다.

「한국 기후변화 평가보고서 2010」(국립환경과학원, 2011)에서는 지금으로부터 약 26,100~20,100년 전인 신생대(Cenozoic Era) 제4기(Quaternary Period) 또는 제3기(Neogene Period) 플라이스토세(Pleistocene Epoch)(그림 4.1)의 최후빙기 최성기 또는 LGM(Last Glacial Maximum) 이후 전지구적으로 일어난 기후변화를 소개하고 홀로세 중기 기후 최적기, 중세 온난시기, 소빙기 등에 대한 기후변화의 메커니즘 등 고기후에 대한 개괄적인 설명이 있었다.

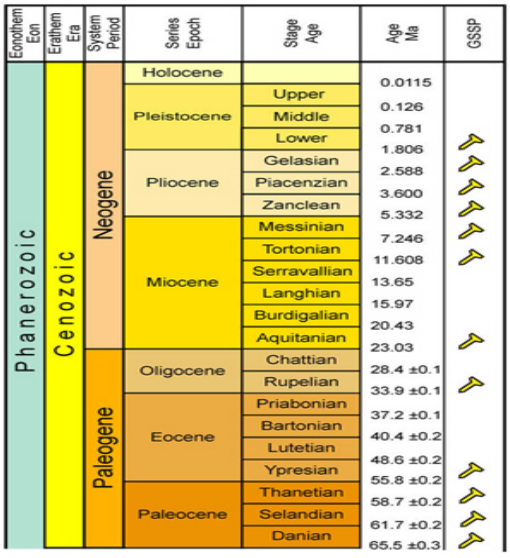


그림 4.1. 신생대 층서표(IUGS, 2004)

동해안 호수의 화분분석 결과를 바탕으로 한반도에도 세계적인 기후변동기였던 소빙기, 중세 온난기, 민족대이동기가 세계 다른 지역과 거의 일치한다고 보고하였다.

한반도의 고문헌에 기초하여 1551~1650년, 1701~1750년, 1801~1900년이 한랭기였음을 밝혔는데, 이는 연륜 자료에 의한 한랭기인 1700~1730년과 1830~1850년과 잘 일치하였다. 한반도는 과거 1,000년간 가뭄과 습윤이 반복되었고 매우 많은 강수량을 기록한 이상기후도 여러 차례 나타났다.

이번 연구에서는 고기후를 복원할 수 있는 단초가 되는 대리자료(proxy data) 가운데 식물화석 자료, 동물 자료, 연륜(나이테) 자료, 고문헌 자료를 바탕으로 분석한 연구 성과에 기초하여 우리나라의 고기후를 추정하였다.

식물의 경우 호소, 육상 및 해양 충적층 등 퇴적층에 섞여 있는 화분을 분석하여 시대별 식생군락의 변화를 연구하였다. 본 연구는 2010년 이후 발간된 30여 편의 화분분석 연구 논문을 바탕으로 20,000년 전인 LGM 이후의 시대별 식생 변화를 파악하고, 이를 근거로 시대별 기온과 강수 등 고기후를 파악하였다.

동물을 통한 기후의 변화를 고찰하기에는 플라이스토세 또는 갱신세의 동굴에서 출토된 동물상의 변화를 보는 것이 효과적이다. 패총, 주거지 등에서 발견된 홀로세(Holocene) 또는 충적세 초기에 우리나라에 등장하는 몇몇 짐승을 통하여 이 시기의 국지적인 기후변화 양상을 알 수 있다.

나무의 연륜폭은 과거 연륜이 생성되었던 당년의 기후를 계절단위까지 복원할 수 있어 해상도가 높은 대리자료로 이용되고 있다. 현재 우리나라가 소장하고 있는 나무의 나이테를 이용한 최장 연대기는 800여 년이다. 300여 년 된 소나무와 잣나무의 현생목 연대기에 고건축의 부재에서 획득된 연대기를 사용하였다.

고문헌을 이용한 고기후 복원은 고려시대의

고려사, 조선시대의 조선왕조실록, 승정원일기, 일성록, 측우기 자료, 각사등록 등을 기초로 한발과 홍수 자료에 기초한 강수, 기온 등의 기후요소뿐만 아니라 황사, 기상재해를 추정하였다.

4.2. 식물(화분)

4.2.1. 식물화석에 의한 고기후 연구 성과

4.2.1.1. 화분화석의 기록을 이용한 홀로세 동안 한반도 고기후

화분(花粉)은 식물의 일부로서 생식기관에 속한다. 식물은 후손을 많이 생산하여 지구상에서 존속하기 위해 가능하면 많은 양의 화분을 생산한다. 이런 화분은 일부만이 제 역할인 생식기능을 수행하고 나머지는 다양한 방법으로 산포되어 주변 또는 먼 곳까지 이동되어 퇴적물에 묻혀 보존된다. 그리하여 퇴적물속에 함유된 화분화석을 분석하고 이들의 군집특성을 파악할 경우 당시의 식생군락을 파악할 수 있다.

식생군락에 영향을 주는 요소는 기후, 고도, 지형특성 및 위도 등이 있다. 상기 조건들 중에서도 식물의 생육은 특히 기후에 아주 민감하게 반응한다. 따라서 육상 또는 해양 퇴적물에 함유된 화분화석을 분석할 경우, 퇴적당시의 식생군락과 기후조건을 추정할 수가 있다.

2010년 이후 우리나라의 범람성 토양, 습지 및 호수 퇴적물에서 채집한 화분화석을 분석하여 국내외 전문 학술지에 게재된 논문은 약 30여 편에 달한다. 이들 연구는 주로 연안습지, 고고학유적지 그리고 일부 고산습지의 퇴적층을 대상으로 화분화석을 분석하였다. 이렇게 분석된 화분화석 자료는 지난 LGM(21,000년 전) 이후의 우리나라의 식생 천이와 기후변화에 대한 추적과 해석에 이용되었다.

시기별 화분화석의 기록에 의한 고기후 연구 내용을 살펴보면 다음과 같다. Yi and Kim(2010)에 따르면, LGM(26,100~20,100년 전) 동안 우리나라 경기도 북부내륙지역은 전반적으로 한랭한 기후인 것으로 나타났다. 그러나 하남지역의 경우, 습지층을 대상으로 탄소동위원소연대측정, 화분화석, 건조 지수, 입도분석자료를 분석한 결과, LGM 동안 기온변화는 없었지만 습도는 2차례 변화가 있었던 것으로 보고되었다(그림 4.2). 26,100~22,700년 전 동안 경기도 내륙지역은 한랭건조, 22,500~20,500년 전에는 한랭습윤, 20,300~20,100년 전까지는 다시 한랭건조한 기후조건으로 변화가 있었다. LGM 동안 중부내륙지역은 오늘날보다 온도는 5~6℃ 더 낮았으며 연평균강수량도 40%정도 적었다.

Chung et al.(2010)은 남서부인 광주지역을 대상으로 약 21,700~8,100년 전 동안의 고기후 변화를 해석하였다. 이들 자료에 의하면, LGM(약 21,700~20,700년 전)동안에는 낙엽활엽수림이 번성하였고 기후는 한랭습윤(cold and wet)하였다. 그 이후, LGM(20,700~11,500년 전) 동안의 기후는 더 악화되면서 한랭건조(cold and dry)한 기후로 변하였다. 그러나 홀로세(약 11,500년 전) 전기에 이르러서는 냉온대성 활엽수와 내한성 풀 등의 상대적인 증감의 변화가 뚜렷이 나타났다고 하였다.

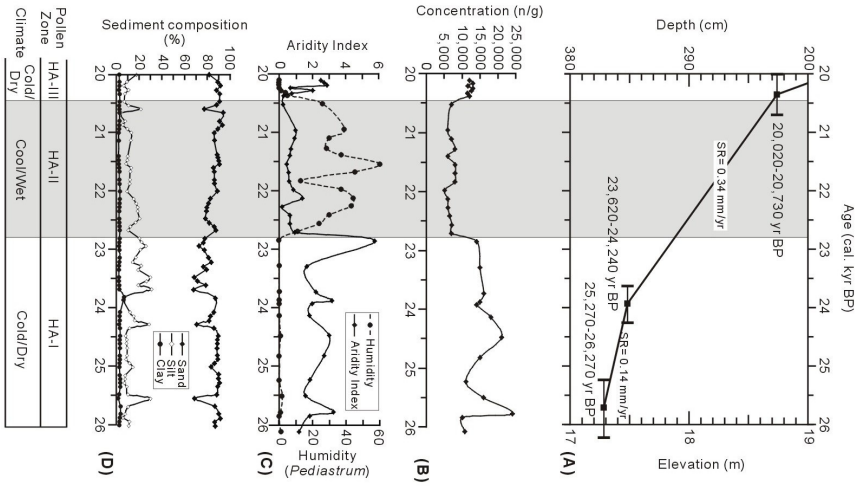


그림 4.2. 하남 중부내륙지역의 최종빙기(LGM) 동안 기후와 습도 변화(Yi and Kim, 2010)

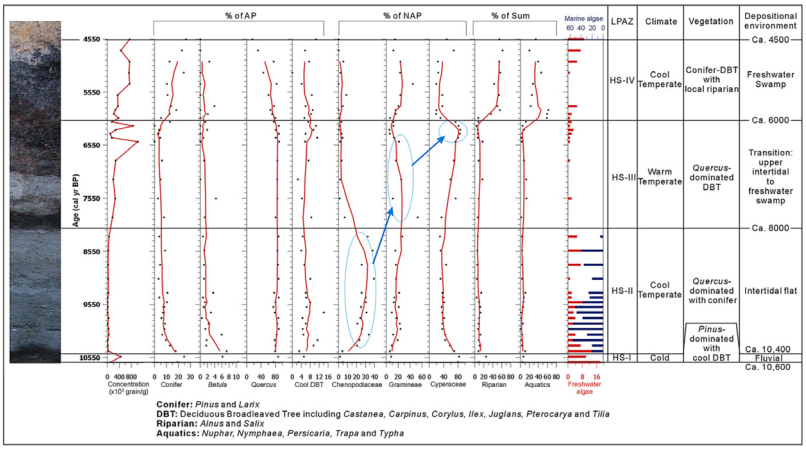


그림 4.3. 평택의 홀로세 동안 기후와 해수면 변화에 따른 연안환경 변화와 식생천이(Jun et al., 2010)

이런 특징은 해빙기의 영향 하에서 우리나라 남서부지역의 기후는 습윤한 냉온대(cool temperate and wet)로 변하였음을 시사한다. 이 시기의 기후는 오늘날보다는 더 추웠을 것으로 생각된다. 그러나 홀로세가 시작되면서 한반도 주변에는 해침의 영향으로 남서부 지역은 더 습윤해졌다.

남부지역인 보성지역에서 분석한 화분화석결과 자료(Chung, 2011)에 의하면, 홀로세 전기의 초반(약 11,800~10,500년 전)동안 이 지역은 냉온대성 낙엽활엽수림이 번성하였고, 이는 LGM 이후 해빙(deglaciation)에 따른 온난화가 진행되었음을 시사한다. 그 이후 홀로세 전기(10,500~8,400년 전)동안 호습윤성 교목의 급감과 내한랭건조성(xerophytic) 쑥 등의 급증은 다시 한랭건조가 도래하였음을 지시한다. 홀로세 중기(약 8,400~3,700년 전)에 낙엽-상록활엽수림의 확장과 초지의 후퇴는 습윤하고 온난한 온대(warm temperate) 기후로 변하였음을 의미한다. 이런 기후변화는 동아시아 여름 몬순이 강화된 시기와 잘 일치한다. 홀로세 후기(약 3,700~2,900년 전)에 접어들면서 다시 기후의 한랭화가 진행되었다.

우리나라는 홀로세에 접어들면서 온난화와 함께 그 동안 대지로 노출되었던 한반도 주변지역이 해침의 영향으로 기존과는 다른 환경으로 변화하는 시기를 겪는다(홍성찬 등, 2010). 홀로세 전기에 우리나라는 동아시아 여름 몬순이 강화되고 해침을 겪으면서 기후는 점차 온난 습윤한 조건으로 변화하였다(Jun et al., 2010). 화분화석자료에 의하면 홀로세 중기(약 8,000~5,500년 전) 동안에는 동아시아 여름 몬순이 지금보다도 더 강화되어 우리나라 전역은 아열대성 기후였음을 알 수 있다(Jun et al., 2010; Chung, 2011; Park, 2011).

특히 남-서부지역의 구릉지 또는 저지대에는 더욱더 뚜렷한 습윤한 아열대성 기후를 나타내었다(Jun et al., 2010, Chung, 2011). 홀로세 중기 이후에는 동아시아 겨울 몬순이 강화되면서 우리나라는 다시 한랭건조한 기후로 변하였다(그림 4.3).

정혜경 등(2010)은 서해 영종도지역의 곡저평야에서 탄소안정동위원소비와 토양유기탄소 분석을 통하여 총 3시기를 설정 후 각 시기별 고기후 변화를 해석하였다. 제1시기(약 6,600~5,350년 전)에는 전반적으로 온난습윤(warm and wet)한 기후환경이었으나, 습윤도는 약건조로 미세한 변화가 있었다. 제2시기(약 5,350~2,200년 전)에는 오늘날과 비슷하게 온난습윤하였다. 그 중에서 4,720±60년 전과 4,210±52년 전 사이가 가장 습윤했던 것으로 보았다. 제3시기(약 2,200~210년 전)에는 약한 습윤 환경을 나타낸다고 보고하였다.

Park(2011)은 동해안을 따라 분포하는 대음산, 운문산, 오대산의 산지퇴적물 시료를 대상으로 현생화분을 분석하였다. 그는 현생화분자료를 기반으로 화분전달함수(pollen transfer index)의 통계기법을 화분화석자료에 대한 온도이상차(anomaly temperature)를 구하는데 이용하였다. 이 화분전달함수는 동해안의 석호성호수 및 대음산 고산습지 퇴적물에서 수행한 기존의 5개 화분화석자료(영랑호, 경포호, 향호,

방어진, 용늪)에 대하여 지난 7,500년 동안의 정량적인 과거 온도를 복원하는데 성공하였다. 주목할 만한 것은 지난 1600년 동안의 온도와 현재 온도와의 차를 계산하여, 전지구적인 기후 사건인 중세 온난기(medieval warm period, 기원후 700~1200년)와 소빙기(little ice age, 기원후 1200~1700년)가 우리나라 동해안에도 기록되어 있다는 것을 밝혀냈다(그림 4.4).

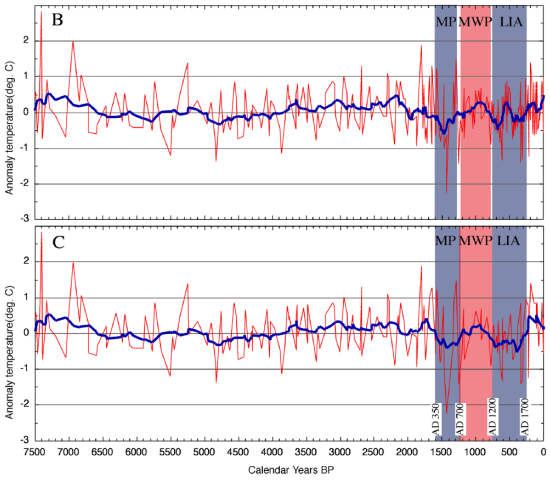


그림 4.4. 영랑호, 경포호, 향호, 방어진, 용늪 화분분석에 의한 약 7,500년 동안의 연평균온도 (Park, 2011)

또한 윤순옥 등(2013)은 강원도 점봉산의 고산습지퇴적층을 대상으로 화분화석을 분석한 결과 고산지대에는 약 1,700년 전 이래 3차례의 뚜렷한 기후변화가 나타났다. 즉, 1,700~1,000년 전 고산지대 혼합림의 발달은 후기 홀로세의 기후 전이시기(climate transition period)를 나타낸다. 이후 1,000~400년 전까지는 참나무가 극상림을 형성하는 중세 온난기(medieval warm period)와 대비되는 온난 습윤한 기후였다. 마지막으로 약 400년 전 이래 중세 온난기가 끝나고 소빙기로 이행되면서 이 일대는 소나무가 우점하고 참나무는 감소하는 식생군락으로 변하였다.

4.3. 동물

4.3.1. 동물로 보는 우리나라 고기후 변화

인류가 처음으로 도구를 사용하고 문화생활을 한 선사시대는 신생대 제4기의 플라이스토세와 홀로세이다. 약 250만 년 전부터 시작된 인간 활동의 시대인 이 시기의 자연환경을 알아보기 위해 이용되는 가장 대표되는 유물이 고고학유적에서 출토되는 동물화석과 식물화석자료이다.

여기에서는 기후의 변화에 따라 변화하는 환경 속에서 적응을 못하고 절멸되기도 하고, 새로운 환경에 적응하여 살아남기도 하며, 다른 종으로 변화하기도 한 동물화석들을 고찰하여 우리나라의 고기후 변화를 추론하였다.

모든 동물들이 고기후 변화 연구에 유용한 것은 아니다. 특히 크기가 큰 대형 동물들은 훨씬 넓은 범위의 기후와 환경의 변화에 내성을 발휘하여 살아남을 수 있기 때문에 이들의 변동을 기온의 변화에 연계시키는 것은 어렵다고 하는 학자도 있다(이희준 역, 2006).

기후변화에 민감하고 상대적으로 빨리 적응하는 것은 쥐와 같은 소형의 동물들이라는 것에 대부분의 학자들이 공감하고 있다. 특히 이들은 유적에 자연적으로 축적되는 경향이 있기에 인간 또는 동물의 포식행위를 통해 축적되는 경우가 많은 대형의 동물들보다는 당시의 미세한 환경(micro-environment)을 한층 정확하게 반영하여 준다. 가장 대표적인 예가 제천의 점말 용굴에서 출토된 소형 포유류에 대한 분석이다. 이 동굴에서 분석된 쥐들 가운데 점말 옛비단털쥐(Allocricetulus bursae chommalensis)의 분석을 통하여 이 유물이 존재했던 시기가 뷔름 I 기에 속하는 것으로 분석되었다. 이것이 우리나라에서 동물화석을 통해 지질학적 편년을 시도한 최초의 연구이다(손보기, 1978).

우리나라에서 플라이스토세인 구석기시대에 출토되는 동물화석들은 대부분이 동굴유적에서 발견된다. 우리나라의 들판유적의 경우 유적을 구성하는 토양이 매우 강한 산성으로 이루어져 있어, 이러한 조건 아래에서는 유기물들이 대부분 삭아 없어지기 때문이다. 이것은 식물의 경우도 마찬가지이다. 그래서 화분분석, 수종분석 등의 식물화석에 대한 고고학적 연구가 이루어지는 것은 대부분이 동굴유적이다.

홀로세에는 바닷가의 패총, 강가의 주거지, 무덤 등에서 주로 동물화석들이 발견된다. 그러나 이 시기에는 유적에서 발견되는 동물의 종류는 많이 줄어들고, 특히 청동기시대 이후로는 몇몇의 가축화된 짐승들만 나타났다. 이것은 급격한 기후변화를 가져왔던 플라이스토세에 비하여 홀로세 이후 기후와 지질이 안정된 것과 관련된다.

그러므로 변화하는 동물을 통한 기후의 변화를 고찰하기에는 플라이스토세의 동물상의 변화를 보는 것이 더욱 효과적이다(안승모, 안덕임, 2007). 다만 홀로세 초기에 우리나라에 등장하는 몇몇 짐승을 통하여 이 시기의 국지적인 기후변화 양상을 파악할 수 있다.

우리나라에서 가장 오래된 구석기시대의 유적은 지금부터 약 70만년 전의 플라이스토세 중기의 충북 단양의 도담 금굴이다(손보기, 1990). 이외에는 아직 플라이스토세 전기의 유적에 대한 보고가 없으므로 이 글에서는 지금까지 연구된 유적들을 중심으로 플라이스토세 중기, 후기와 홀로세로 나누어 동물의 변화를 살펴보고 이에 따른 기후변화를 추정하였다.

4.3.2. 한국 플라이스토세의 동물과 고기후

4.3.2.1. 우리나라 플라이스토세 중기의 동물과 기후

우리나라에서 동물이 출토되는 중기 플라이스토세의 유적으로는 단양 도담 금굴-1,2문화층(손보기, 1985), 상원 검은모루 동굴(김신규와 김교경, 1974), 역포 대현동(김신규 등, 1985), 점말 용굴-3층(연세대박물관, 2009), 청원 두루봉동굴(충북대 박물관, 1983)들이 있다. 이들은 주로 말과 큰쌍코뿔이 등의 기제목이 많이 출토되는 유적(검은모루, 금굴, 대현동)과 큰꽃사슴 등의 사멸된 사슴들이 주로 나타나는 유적(점말용굴, 두루봉)으로 나누어 볼 수 있다. 이러한 차이는 유적의 존재 시기와 깊은 관련이 있을 것이다. 즉 기제목 짐승들이 많이 나타나는 유적의 연대가 사슴과 화석들이 많이 나타나는 유적들보다 이른 시기에 형성되었을 가능성이 있다(조태섭, 2002).

플라이스토세 중기동안 지속적으로 출토되는 동물들로는 사슴, 말사슴, 큰꽃사슴변종, 노루, 첫소와 멧돼지 등의 우제류, 큰쌍코뿔이, 말 등의 기제류 그리고 식육류로는 큰곰, 동굴곰, 동굴하이에나, 족제비, 오소리, 호랑이, 여우와 너구리들이다. 이러한 동물들이 계속하여 출토된다는 것은 이 시기가 온화한 상태임을 나타낸다. 비록 오랜 시간에 비하여 상대적으로 출토 유적이 적은 편이어서 이 시기에서의 기후변화를 상세히 알 수 없지만 전체적인 중기 플라이스토세의 기후는 온난한 편으로 본다.

한편 시기를 구분할 수 있는 동물들이 있는데 플라이스토세 중기의 이른 시기에는 넓적큰뿔사슴, 상원큰뿔사슴, 물소, 상원말, 대현말, 동굴사자, 사자 등의 사멸종들이 많이 분포한다. 이들 가운데 일부는 넓은 개활지에서 서식하며 더운 기후에 생활할 수 있는 조건을 갖춘 동물들이 많아 이 이른 플라이스토세 중기는 좀 더 따뜻하고 온화한 기후조건으로 본다.

이후 늦은 시기로 오면서 새롭게 나타나는 동물들은 사향노루, 말, 표범, 삵, 늑대 등 대부분이 식육류로 플라이스토세 후기에도 계속하여 출토되는 동물들이다. 이것은 플라이스토세 중기의 늦은 시기로 오면서 식육류의 종류가 늘어남을 보여주는 것이다. 일반적으로 다양한 식육류의 존재는 당시의 기후가 온대성이었으며 숲이 발달한 환경이었음을 반영한다고 볼 수 있다(그림 4.5).

이것을 볼 때 우리나라 플라이스토세 중기의 동물상은 우제류와 기제류 등의 풀먹이 짐승이 넓게 분포하다가 시간이 가면서 식육류들이 다양하게 분포하였던 것으로 보이며 이러한 시기의 기후조건은 온화하였던 것으로 본다.

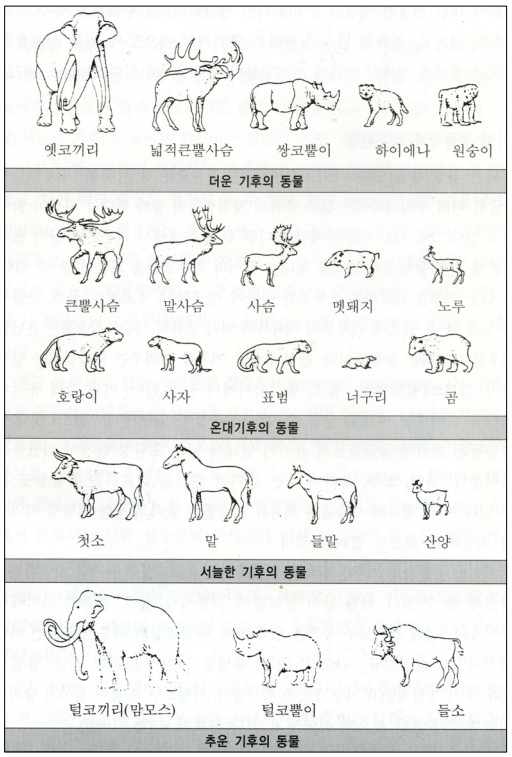


그림 4.5. 우리나라의 플라이스토세에 출토되는 대표적인 동물과 기후

4.3.2.2. 우리나라 플라이스토세 후기의 동물과 기후

플라이스토세 후기의 동물화석들이 출토되는 구석기시대의 동굴유적으로는 덕천 승리산(고고학연구소, 1978), 청청암(김교경, 1974), 해상(김교경, 1974), 화천동(김신규 등, 1985), 용곡(전제헌 등, 1985), 금굴-3,4문화층, 상시1바위그늘(손보기, 1984), 구낭굴(충북대박물관, 1991) 등 10여 곳에 이른다. 특히 북한의 평양일대에 발달한 석회암지대에서 다수의 동굴유적들이 보고되며 이것은 남한의 경우 단양일대를 중심으로 한 석회암지대에 동굴유적이 많이 몰려있는 것과 맥을 같이 한다.

이들 유적에서 나타난 동물화석들의 특징을 살펴보면 첫째, 플라이스토세 후기에 나타난 동물들이 플라이스토세 중기보다 훨씬 다양하게 나타난다. 식육류는 플라이스토세 중기에는 14종에 불과했으나 플라이스토세 후기에는 19종으로 늘어났다(조태섭, 2008).

둘째, 이러한 종의 증가와 더불어 차이를 보이는 것이 플라이스토세 후기의 이른 시기로 보이는 유적들에서 출토되는 동물의 특성이다. 큰꽃사슴, 큰뿔사슴, 덕천말, 동굴사자, 범 등의 동물들이 이 시기에 등장하다가 이후 시간이 지나면서 점점 사라져 갔다. 일반적으로 따뜻한 시기를 보여주는 이 짐승들이 점차 사라진다는 것은 기후조건이 점점 더 한랭해짐을 나타낸다. 그러므로 이 시기의 유적들은 마지막 간빙기(Riss/Würm)의 따뜻했던 시기와 밀접히 연관된 것으로 본다.

셋째, 플라이스토세 후기의 늦은 시기에만 나오는 동물들로 털코끼리(매머드), 우수리 사슴, 들염소, 북쪽 오소리 등이 보인다. 이들은 좀 더 추운 기후에서도 적응할 수 있는 짐승들이기에 이 시기가 마지막 빙하기(Würm)의 추운 기후를 나타내는 것으로 본다.

넷째, 이런 변화 중에도 우리나라의 플라이스토세 후기의 기후가 매우 춥지만은 않았을 것으로 보는 것은 바로 원숭이의 존재이다. 현재 이 원숭이는 대부분의 유적에서 볼 수 있다. 이것은 당시 한반도의 기후조건이 심하게 춥지 않았다는 것을 보여주는 것이다. 이 점은 한동안 우리나라의 고동물 분석의 초기에 많이 이용되었던 원숭이가 아열대 지방을 대표하는 상징적인 동물이 아닐 수 있음을 의미하기도 한다. 그 결과, 한 두 종의 동물로 당시의 기후환경을 파악하는데 많이 이용되었던 표준화석(Type Fossil)의 개념보다는 전체 동물상의 생태환경요소를 중심으로 종합적으로 기후환경을 해석하는 방법론이 도입되었다(조태섭, 2005).

다섯째, 일반적으로 추운 기후를 대표하는 동물로 털코뿔이와 털코끼리(매머드) 조합을 들 수 있다. 특히 우리나라 북쪽의 중국 동북지방의 후기 플라이스토세의 여러 유적에서 찾아진 이 동물 조합은 전형적인 추운 기후의 동물들로 상징되고 있다. 지금까지 우리나라에서 이 두 동물이 출토된 곳은 한 곳도 없다. 털코뿔이는 우리나라의 중부지방(점말용굴, 청원 두루봉)에서도 나타나지만, 털코끼리(매머드)가 유일하게 보고된 곳은 함경북도 화대군의 장덕리 최북단이다. 이것을 보아도 플라이스토세 후기 특히 마지막 빙하가 맹위를 떨치던 이 시기에도 한반도에는 그리 극심한 추위가 없었음을 알 수 있다(손보기, 1990).

최근 매머드의 이빨이 서해(황해)의 상왕등도 부근 바다 속에서 발견되었다. 어금니가 일부 깨어진 것인데 이 유물이 발굴된 지점은 우리나라에서 찾은 매머드의 화석으로는 가장 남쪽에 위치한다. 위도 35.4°N인 발견지점은 일반적으로 매머드가 출토되는 40~75°N보다 훨씬 남쪽에 해당한다(김진경 등, 2012). 물론 이 유물을 이곳에서 찾은 것이 우연적이며, 형성된 원인에 대한 정확한 분석과 연구를 하기는 어려운 상황이지만 우리나라의 중남부 지방에 해당하는 곳에서 찾아진 매머드의 유체로서 고기후 복원에 매우 중요한 의미를 갖는다.

4.3.3. 홀로세의 동물과 기후

잦은 기후변화가 일어났던 플라이스토세가 끝나고 이어지는 제4기의 마지막 시기가 홀로세이다. 이제 사람들은 돌을 떼어서 도구를 만들고 수렵과 채집을 하던 생활에서 벗어나 정착생활을 하며 도구를 새롭게 만들고 농사를 짓게 된다. 이러한 안정적인 생활은 크게 변화하지 않고 현재와 같은 온난한 기후가 계속된 것에 힘입은 바가 크다고 할 수 있다.

홀로세의 동물들은 조개더미(패총)에서 주로 나타나며 집자리나 무덤 등에서도 일부 나타난다. 그리고 드물게는 동굴유적들에서도 동물화석을 발견할 수 있다. 홀로세에 나타나는 동물들의 특징을 앞선 플라이스토세와 비교하여 보면 다음과 같이 정리할 수 있다.

첫째, 아주 큰 대형동물들이 사라졌다. 매머드나 털코뿔이 등의 짐승들은 이미 자취를 감추었는데, 이것은 마지막 빙하기의 추위를 버티기 위해 몸집을 불렸던 동물들이 더 이상 추운 기후가 오지 않으면서 사라졌다고 본다. 한반도가 온난해 짐에 따라 이들 짐승들은 북쪽으로 이동해 갔거나 더러는 절멸한 것으로 본다.

둘째, 이렇게 플라이스토세에 살았던 동물들이 홀로세가 되면서 한반도에서 자취를 감추게 되어 신석기, 청동기, 철기 시대의 유적들에서 발굴되는 동물들은 모두 현생종이다. 플라이스토세에 존재하였던 고동물들은 홀로세에는 멸종하거나 한반도에서 자취를 감추었다. 따라서 유적에서 출토되는 동물의 종수도 점점 줄어들고 야생의 짐승들이 인간에 의해 길들여져 가축화되었다. 예를 들어 늑대는 개로, 멧돼지는 집돼지로, 옛소는 가축소로 변하는 것이다. 온난하고 안정적인 기후환경으로 인하여 인류는 농사를 짓고, 가축을 기르게 되었다.

셋째, 홀로세의 안정적인 기후조건 아래에서도 물소(Bubalus sp.)의 화석이 나타나는 것은 기후변화가 있었음을 나타내는 사례이다. 물소는 원래 열대 또는 아열대 기후에서 서식하는 동물이다. 그런데 우리나라의 홀로세 신석기시대 이른 시기에 몇몇의 유적에서 물소가 보고되었다. 일찍이 평남 궁산 패총에서 물소의 존재가 보고된 이래 남한에서도 경남 하동의 목도 패총, 경주 황성동, 창녕의 비봉리 유적 그리고 강원도 영월의 쌍굴 유적에서 물소의 뼈가 보고되었다(조태섭, 2009). 이들 유적은 대부분 홀로세 신석기시대 중 이른 시기에 해당하는 유적들로 홀로세 초기의 기후는 지금보다 더 온난하고 다습한 때가 있었음을 나타낸다. 이는 일반적으로 홀로세의 기후변화에서 온난습윤한 아틀란틱(Atlantic: 7,800~5,700BP) 기후대에 속하는 것으로 볼 수 있다(안승모, 2011).

마지막으로 이 시기에 들어와 인간의 동물자원 이용은 매우 적극적이었던 것으로 이해할 수 있다. 즉 신석기시대 이후에는 고래, 돌고래, 바다사자 등 해양 동물의 출현이 빈번하고, 다양한 어류를 포획한 것으로 나타난다. 더불어 여러 종류의 조류를 잡은 것으로 확인되었다. 이것은 사냥기술의 진보, 새로운 사냥기술과 도구의 발견 등으로 이루어진 것으로 볼 수 있지만 그 바탕에는 기후변화와 함께 해수면의 상승, 물의 증가 등으로 인한 수상자원의 확대가 기본이 되었다.

하지만 이러한 해석에도 불구하고 홀로세에서 동물화석을 바탕으로 고기후, 고환경의 변화를 논의하는 것은 매우 어렵다. 이미 홀로세로 접어들면서 자연환경의 조건은 현재와 비슷하였기 때문이다. 홀로세는 플라이스토세처럼 아주 극심한 추위의 빙하기와 간빙기가 교차되지 않아서 동물의 변화도 더 이상 크게 이루어지지 않았다. 다만 물소의 경우처럼 미세한 기후변화의 지표들이 다소 나타나는 정도다.

더구나 이 시기의 고고학 유적들, 특히 주거지나 생활유적에서 출토되는 동물들은 많은 경우 사람에 의해 길들여진 가축들만 출토되는 경향이 많다. 즉 소, 멧돼지, 개, 말, 때로는 사슴 등으로 한정되어 나오는 동물화석 만을 가지고 고기후와 고환경의 변화를 논하는 것은 매우 어려운 일이다.

4.3.4. 결론

우리나라에서 제4기 동안 살았던 고동물 화석을 가지고 기후환경을 해석하는 것은 상당히 어렵지만 그 동안의 연구 결과를 바탕으로 대강의 흐름을 파악하여 볼 수 있다.

플라이스토세 중기 이른 시기의 온난하고 개활성 있는 자연조건은 후기로 갈수록 숲이 발달하고 온대성 동물들 특히 식육류 짐승들의 서식이 늘어나는데, 이는 이 시기의 기후가 온화하여 나무와 숲이 발달하였기 때문이였던 것으로 본다.

플라이스토세 후기의 전반에는 플라이스토세 중기의 동물상의 양상이 그대로 유지되었던 것으로 본다. 다만 후기로 접어들면서 추운 기후에서 번식하는 동물들이 출현하는 것으로 보아 한대성 기후가 형성되었음을 알 수 있다. 하지만 마지막 빙하기의 가장 추운 때에도 극심한 추위를 보여주는 동물은 한반도에 존재하지 않

아 이 시기의 기후는 추워졌지만 매우 추운 기후는 아니었다고 본다. 이것은 한반도가 빙하의 영향을 직접적으로 받은 적이 없다는 것과 연결시켜 생각하여 볼 수 있다.

심한 기후변화를 겪은 플라이스토세를 지나 안정적인 기후를 보이는 홀로세로 접어들면서 동물화석을 통하여 환경의 변화를 파악하는 것은 더욱 어려운 일이다. 다양한 사멸종이 서식했던 플라이스토세와는 달리 모두 현생종으로만 구성된 홀로세의 동물군은 이 시기의 문화단계별로 커다란 차이를 보이지 않는다. 특히 많은 고고학 유적에서는 가축화된 동물들이 주로 출토되기 때문이다.

그럼에도 불구하고 홀로세 초기의 일부 지역에서 발견되는 물소의 존재는 이 시기의 기온이 다른 때보다 높았음을 보여준다. 다른 증거인 신석기시대 해안선의 변화와 화분분석 결과들도 당시의 기후가 온난하였음을 뒷받침해 준다.

4.4. 연륜

우리나라에서 기상관측은 100여 년 전에 서울, 부산, 목포, 대구지역에서 시작되었다. 한반도에서 발생하고 있는 기후변화를 설명하고, 미래를 예측하기 위해서는 우리나라 전체를 대표할 수 있는 장기간의 기후 관측자료가 필요한데, 현재 존재하는 자료로는 이러한 요구를 만족시킬 수 없다. 특히, 산업혁명을 기점으로 활발히 시작된 화석연료 사용은 전지구적 범위에서 기후를 변화시켰기 때문에 18세기 이전의 기후를 복원하는 것은 인간 활동이 지구 환경변화에 얼마나 기여하고 있는지를 밝히는데 매우 중요한 단서가 된다.

기후복원을 위하여 사용되는 여러 대리자료 중에서 수목의 연륜폭은 과거 연륜이 생성되었던 당년의 기후를 계절단위까지 복원할 수 있어 해상도가 높은 대리자료로 이용되고 있다. 이는 수목의 연륜폭을 변하게 하는 주요 요인이 생장휴지기를 포함하여 일 년을 단위로 달라지는 계절의 연간 변이이기 때문에 가능한 것이다. 연륜폭과 기후와의 이러한 관계를 이용하여 미국 해양대기청(National Oceanic and Atmosheric Administration, NOAA)의 국제연륜데이터은행(International Tree-Ring Data Bank, ITRDB)에서는 국제지구권-생태권프로그램(International Geosphere-Biosphere Program, IGBP)의 6가지 핵심 프로그램 중 하나인 고지구환경변화 프로젝트(Past Global Change, PAGES)의 지원으로 고기후를 전지구적으로 복원하는 연구를 수행하고 있으며, 이를 달성하기 위하여 지금까지 3,000여개의 연륜연대기를 수집하여 분석하고 있다(그림 4.6).

4.4.1. 연륜연대기

연륜을 이용하여 기후를 복원하기 위해서는 장기간의 연대기(chronology)가 필요하다. 우리가 연륜을 이용하여 복원할 수 있는 고기후의 기간이 연대기의 길이로 결정되기 때문이다. 현재 우리나라가 소장하고 있는 최장 연대기는 800여 년으로, 300여 년 된 현생목 연대기에 고건축의 부재에서 획득된 연대기를 연장하여

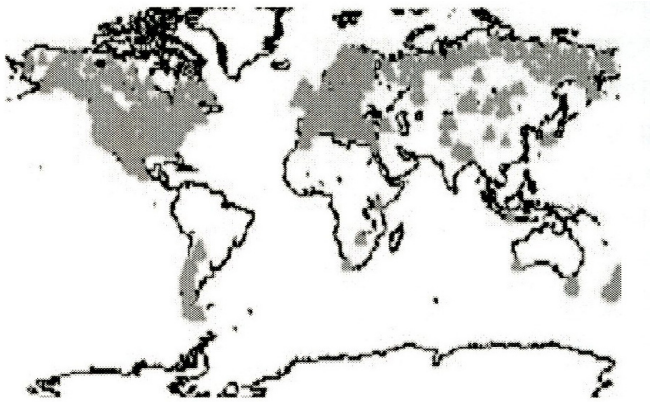


그림 4.6. 국제연륜데이터은행에 수록된 자료(ITRDB: International Tree-Ring Data Bank): 회색으로 표시된 곳들은 국제연륜연대은행에 자료를 제공한 지역들을 나타낸다.

작성하였다. 하지만 이 최장 연대기를 이용하여 기후복원을 한 사례는 아직까지 없으며, 대부분의 기후복원은 현생목 연륜연대기를 이용한 것이다.

4.4.2. 연륜연대기로 복원된 우리나라 기후

4.4.2.1. 소나무(Pinus densiflora) 연대기

우리나라 최장 연륜연대기는 소나무 현생목과 고목재를 이용하여 만든 것이며, 연대기의 시작연도는 1178년이다. 하지만 기후복원은 최근 300여 년에 국한되어 있으며, 이는 현생목으로 만들어진 연륜연대기이다(Park and Yadav, 1998; 박원규와 서정욱, 2000; 서정욱과 박원규, 2002)

소나무는 생태적으로 따뜻한 곳을 좋아하며, 임분 대부분의 토심은 얕고, 암석이 많은 능선부에 위치하여 건조지역에 대한 경쟁력이 강한 수종으로 알려져 있다(임경빈, 1995). 이러한 분포적, 생물학적 특징으로 소나무가 생육하고 있는 대부분의 임지는 척박하고 건조하여 강수에 따른 수분 공급 상태가 연륜생장을 결정하는 주요 인자로 작용하고 있다(서정욱 등, 2000). 이러한 이유로 소나무 연륜연대기는 우리나라 강수량을 복원하는데 주로 사용되어 왔다.

박원규와 서정욱(2000)은 설악산에서 채취된 소나무 연륜을 이용하여 253년간의 영동지방 5~6월 강수량을 복원하였다. 연구 결과 영동지방의 건습주기는 단주기로는 3년, 장주기로는 60~80년이었다. 복원된 기간 중에 가장 극심한 건조기는 17세기 말이었다. 특히 1890~1910년의 건조현상은 Lim and Jung(1992)이 현대 강수자료와 측우기 관측자료로 밝힌 결과뿐만 아니라 Park and Yadav(1998)가 속리산 소나무를 이용하여 복원한 5월의 강수량 결과와도 일치하였다. 이는 19세기 말과 20세기 초의 건조현상은 우리나라 일부에서만 발생된 국지적 현상이 아닌 것을 의미한다. 박원규와 서정욱(2000), Park and Yadav(1998)의 연구 결과 1854~1860과 1964~1970년이 습윤기로 복원되었다. 당시 영동지방과 우리나라 중서부 지방은 습윤한 기간이었음을 보여주는 결과이다.

지금까지 우리나라에서 복원된 최장 강수량은 317년으로 설악산 한계령 서사면의 바위 노출이 많고 해발고가 700m인 곳에서 생육하고 있는 소나무 연륜을 이용하여 실시된 것으로 복원된 대상은 5월 강수량이다(서정욱과 박원규, 2002)(그림 4.7). 이 연구를 통해 이전 강수량 복원 연구에서 찾지 못했던 1830년대, 1840년대의 습윤기를 제시한 것이다. 습윤기는 서울의 측우기 관측기록에서도 확인되었다. 하지만 20세기 영동지방의 5~6월 강수량이 18~19세기 보다 적었다는 이전의 결과는 찾아 볼 수가 없었다(박원규와 서정욱, 2000). 본 연구 결과에 따르면 20세기 5월의 강수량은 18~19세기와 차이가 없는 것으로 조사되었기 때문이다. 이러한 결과가 나온 것은 20세기 6월의 강수량이 18~19세기 때보다 적었기 때문일 것이다.

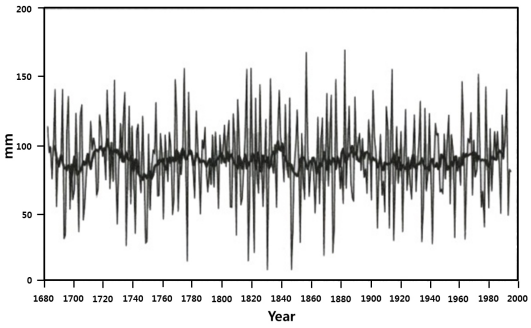


그림 4.7. 소나무 연륜연대기를 이용하여 복원된 설악산 서부 지역의 5월 강수량(서정욱과 박원규, 2002)

4.4.2.2. 잣나무(Pinus koraiensis) 연대기

잣나무 연륜연대기는 주로 기온을 복원하는데 사용되었다. 최종남 등(1992)과 박원규(1993)가 설악산과 소백산 아고산대에서 자생하고 있는 잣나무 연륜을 이용하여 4~5월, 7~8월 기온을 1650년대까지 복원한 것이 우리나라에서 최초로 수행된 체계적인 기온 복원 연구이다.

기상청(2009)은 잣나무 현생목과 고목재를 이용하여 작성한 연대기로 2~4월 평균기온을 1595년까지 복원하였다(그림 4.8). 생재 연륜연대기는 설악산국립공원에서 채취한 연륜과 백두산 중국지역에서 채취한 연륜을 이용하여 만들었으며, 고목재 연륜연대기는 서울 조계사 대웅전과 서울역사 건축부재에서 채취된 연륜을 이용하여 만들었다.

이 기온복원 연구는 설악산국립공원의 잣나무 생재 연륜연대기와 백두산 중국지역의 잣나무

연륜연대기, 그리고 서울지역 잣나무 고목재 연대기가 상호 일치하여 가능하였다. 이 연구는 고목재가 포함된 연대기를 기후복원에 사용한 우리나라의 첫 사례이며, 현재까지 연륜연대기를 이용하여 복원된 자료들 중에서 가장 긴 것이다. 복원된 2~4월 평균기온에 따르면, 1720~1740년과 1820~1860년의 기온이 복원된 기간 중에서 낮은 것으로 조사 되었는데, 이 결과는 Park et al.(2001)이 설악산 잣나무 생재만을 이용하여 1700년대까지 복원한 7~8월 평균기온에서도 관찰되었다. 또한 1960년대 이후로 온난화 되는 경향이 두 연구 모두에서 관찰되었다.

4.4.3. 연륜연대학의 동향

수목의 연륜생장은 다양한 환경인자의 영향으로 결정된다(Seo et al., 2013). 하지만 우리가 복원하는 인자는 연륜의 전체 생장에 가장 영향을 많이 주는 한 인자만을 대상으로 한다. 이 인자가 수목이 동일한 장소에서 생육하는 동안에는 연륜의 전체 생장을 결정한다는 가정 하에서 복원하기 때문이다.

최근 10여 년간 유럽에서는 연륜의 계절별 생장을 모니터링 하는 연구가 활발하게 진행되었다(Rossi et al., 2006; Seo et al., 2007; Mäkinen et al., 2008). 이러한 연구들은 수목의 생장과정을 이해하는데 크게 기여했을 뿐만 아니라, 연륜을 구성하고 있는 각각의 목재세포도 기후의 대리자료가 될 수가 있다는 가능성을 제시하였다. Seo et al.(2012)은 이러한 가능성을 확인하기 위하여 핀란드 북방림 구주소나무를 이용하여 연륜연대기를 작성할 뿐만 아니라 연륜을 구성하고 있는 목재세포의 직경, 세포벽 두께, 내강의 면적 및 직경을 이용하여 세포연대기를 작성하고, 이렇게 작성된 여러 연대기들과 기후 인자들과 비교를 실시하였다. 그 결과, 세포연대기는 연륜연대기로 복원할 수 없는 다른 기후인자를 대표할 수 있는 대리자료가 될 수 있음을 확인하였다(그림 4.9). 동일한 연륜시료를 이용한 다양한 기후 인자 복원은 지금까지 우리가 알지 못했던 기후변화의 역사를 해석하는데 큰 기여를 할 것이다.

Buentgen et al.(2011)은 유럽의 참나무류(Quercus spp.), 소나무(Pinus cembra), 낙엽송(Larix decidua) 연대기를 이용하여 지난 2,500년간의 유럽의 기온과 강수량을 복원하였다. 복원된 기온과 강수량을 유럽의 역사에서 중요한 사건과 비교한 결과 4~6세기 민족 대이동, 14세기 흑사병, 17세기 30년 전쟁, 19세기에 있었던 신민족 이동은 대부분 기온이 낮고 강수량이 많았던 기간에 발생했음이 밝혀졌다. 기온과 강수량을 고려하지 않고 이러한 연구들을 하였다면 인류 역사의 큰 사건들이 일어난 배경을 정확히 설명할 수 없었을 것이다.

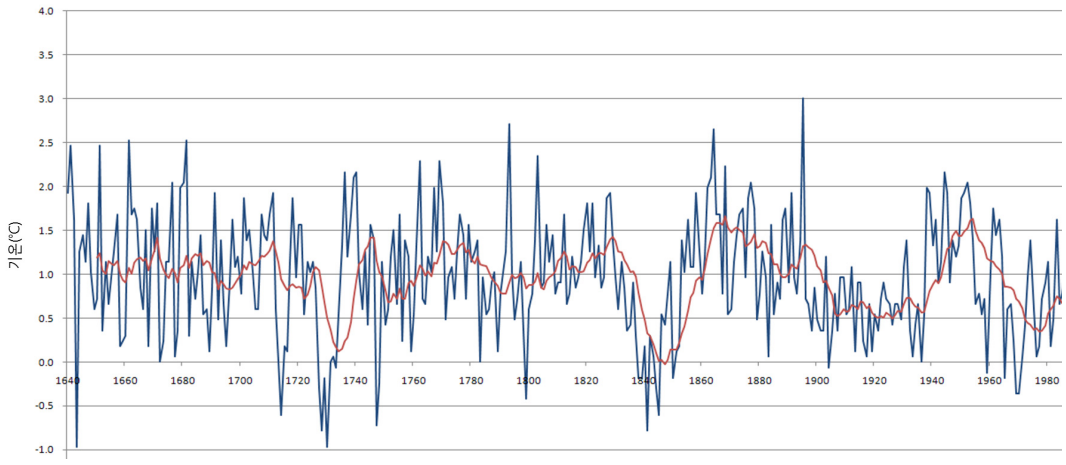


그림 4.8. 잣나무 연륜연대기를 이용한 강릉 및 중국 Dunhua지역의 2~4월 평균기온(기상청, 2009)

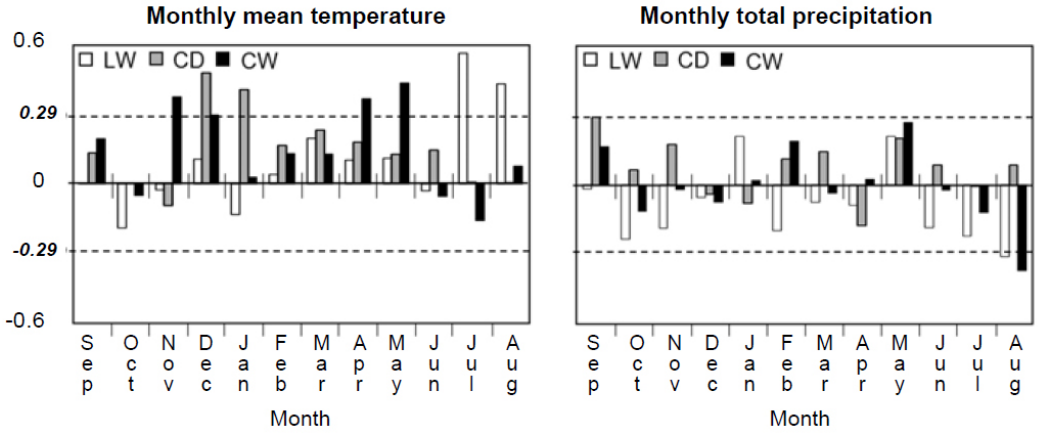


그림 4.9. 핀란드 북방림의 구주소나무 세포연대기와 월평균 기온 및 총 강수량과의 상관관계. 점선은 유의성 95% 나타내며, 상관계수가 0.29 이상, 또는 이하인 달은 LW, CD, CW로 복원할 수 있는 기후 인자임(LW: 추재, CD: 세포직경, CW: 세포벽 두께)(Seo et al, 2012)

4.5. 고문헌

본 연구에 활용된 고문헌 연구의 시기별 자료는 홀로세부터 역사시대를 포함하나 고문헌을 활용한 홀로세의 연구는 극히 드물며, 삼국시대, 고려, 조선을 포함하는 역사시대가 주를 이룬다. 특히 역사시대의 기록을 시기적으로 잘 반영하고 있는 조선왕조실록(1392~1910년), 승정원일기(1623~1910년), 일성록(1752~1910년), 측우기자료(1770~1820년), 각사등록(1830~1893년) 자료가 주로 고문헌 연구에 이용되었다. 공간상으로는 북한과 남한의 서울, 경기도, 제주도 등을 포함하는 한반도가 대상이며, 한반도의 가뭄, 홍수 등을 규명하기 위해 동아시아와 연계된 연구가 일부 수록되었다.

조선왕조실록(1392~1910년)은 조선 태조에서 철종에 이르기까지 역사적 사실을 기록한 고문헌으로 모두 2,077책으로 구성되며, 비, 대우(대설), 대풍우, 강풍, 뇌전, 우박, 서리, 안개, 가뭄, 햇무리 등의 기상현상을 총망라하여 포함하고 있으므로 사료가 가지는 의의가 높다.

승정원일기(1623~1910년)는 조선 초의 광해군 이전의 자료는 소실되어 없음에도 불구하고 후대의 편집과정을 거의 거치지 않은 사료로 조선시기의 역사적인 사실을 그대로 받아들일 수 있다는 점에서 가치가 높다. 책은 모두 3,245책으로 구성되며, 대략 2억 4천 250만자의 정보가 수록되어 있는 것으로 알려졌다. 여기에는 날씨에 대한 기록이 56,880건, 천문기상현상에 대한 기록이 19,438건으로 조선시대의 자연현상과 기후변화를 연구하기 위한 우수한 자료이다(박권수, 2010).

일성록(1752~1910년)은 조선 후기 국가운영의 참고자료이자 역사 기록서로의 성격이 높은 고문헌이다. <천문류>에서 비, 우박, 우레, 서리 등에 대해 기록하였고, 우박의 경우 크기 등을 기록하는 등 당시에 자연재해에 대한 관심이 높았음을 알 수 있다.

각사등록(1830~1893년)은 조선시대 전국 강수량에 대한 자료가 수록되어 있는 것으로 모두 101집이 편찬되어 있다. 기후자료는 제1집부터 제46집까지 수록되어 있으며, 측우기 관측은 모두 48개 지점에서 우량관측이 행해졌다. 많은 자료가 유실되었음에도 불구하고 조선시대의 강수자료를 복원할 수 있는 좋은 사료이다(조하만 등, 2013).

4.5.1. 고문헌에 의한 강수(한발, 홍수)

4.5.1.1. 강수

수집된 고문헌 연구 자료에서 발췌한 기후요소 가운데 가장 많은 연구가 수행된 부분은 가뭄을 이르는 한발과 홍수를 포함하는 강수이다.

과거에는 주로 농업에 의존하여 생활하였고 한반도에서는 벼농사가 생활 기반이었으므로 물과 관련한 기후요소가 가장 중요하였다. 따라서 강수 빈도와 강수량 측정에 대한 국가적, 개인적 관심이 높았고, 문서 기록과 측우기 등의 강수 관련 연구가 발전된 것으로 보인다.

강수 관련 연구는 강수량을 이용한 통계 측

정, 강수량 패턴 분석, 강수량의 장기간 패턴 분석, 강수를 이용한 건조기와 습윤기의 경향성 분석, 과거 강수량과 근대 및 현재의 강수량 패턴과의 비교 분석에 대한 연구 등이 있다.

삼국시대의 강수에 대한 연구는 현재 확인이 불가능하다. 고려시대의 고려사(高麗史)에서 비와 눈을 우(雨), 대우(大雨), 음우(淫雨), 임우(霖雨), 항우(恒雨), 취우(驟雨), 폭우(暴雨), 음우(陰雨)로 구분하고, 천둥 번개를 수반하는 뇌우(雷雨), 대뇌우(大雷雨), 대우농뇌(大雨農雷), 대우농전(大雨農電), 대우뇌전(大雨雷電)으로 분류하였다.

조선시대에 증보문헌비고(增補文獻備考)에서는 강수를 대수(大水), 대우(大雨), 폭우(暴雨), 대뇌우(大雷雨), 항우(恒雨)로 분류하였다. 월별로는 비(雨)가 비교적 고르게 나타나며, 계절적으로 여름철 기록은 적다. 강수량은 5, 6, 7월에 집중되는데, 현재 여름철에 비가 많이 내리는 것과 일치한다. 종류별로 계속해서 내리는 장마비인 항우(恒雨)(5회), 임우(霖雨)(2회), 소낙비인 취우(驟雨)(1회), 폭우(暴雨)(3회)였다. 눈은 증보문헌비고의 설이(雪異)와 고려사의 오행지(五行志)에서 대설이 6회로, 2월에 5회이며, 비와 눈이 같이 내린 우설(雨雪)은 11회, 우설(雨雪)의 대부분은 4월에 주로 내리는 것으로 기록되었다.

조선시대 강수량은 측우기로 측정하여 기록되었는데, 조선왕조실록에 비해 상대적으로 승정원일기와 일성록에 보다 자세히 기록되어 있다. 당시 강수량을 강수강도, 강수시간, 시간별 강수량 등을 상세하게 기록했다.

강수량의 장기적인 변동특성을 파악하는 것은 엘니뇨, 라니냐, 도시화 등의 기후변화에 대한 영향을 파악하는데 기여하는 것으로 간주된다. 측우기의 강수 기록은 확률강수량(Probable Maximum Precipitation, PMP)의 추정 및 신뢰도로 분석이 가능하다(유철상 등, 2007). 통계적인 방법을 이용하여 세부적인 강수량을 측정하는 것은 추후 강수량 패턴과 장기적인 변동특성을 분석하는데 기본이 될 수 있지만, 정량적인 분석이 불가능하므로 불확실성이 내포되는 단점이 있다. 더구나 조선왕조실록 및 측우기 기록의 큰비, 큰물, 홍수, 폭우 기록은 각각 9개, 3개, 2개, 1개로 상대적으로 빈약하다.

측우기 강수 기록 평균은 근대 관측기록 평균에 비해 작게 나타나며, 분산도 마찬가지로 작게 나타난다. 이는 측우기 관측 기록이 2㎜ 이하의 강수 기록은 되어 있지 않기 때문으로 사료된다. 강수 특성을 분석하기 위해 특성을 직접 이용하는 것은 효율적이며, 근대를 기준으로 강수의 구형펄스 당 총 강수량이 줄어들었음에도 불구하고 평균 지속기간이 작아짐으로 인해 평균 강수강도가 증가한 것으로 나타난다(김대하 등, 2007).

한편, 측우기로 관측한 19세기의 연평균 강수량은 1,180㎜로 강설이 포함되지 않은 현대의 관측 강수량이 1,290㎜임을 볼 때 19세기의 강수량은 현대에 비해 적은 편이다. 계절별로 여름철 최소 강수량은 19세기가 현대보다 적게 나타났으며, 최다 강수량은 자주 나타났다. 강수량의 봄, 여름, 가을의 계절평균은 19세기가 현대에 비해 적게 나타난다. 최다 강수량은 19세기에는 2월, 3월, 5월, 8월, 9월에 많이 나타났으며, 4월, 6월, 10월, 11월은 현대에 비해 적게 나타났다(전종갑과 문병권, 1997).

1800년대 승정원일기와 일성록에서 얻은 10년 이동 평균한 강수량으로부터의 회귀식을 통해 서울의 강수량은 매년 4㎜씩 줄어들었음을 알 수 있었다. 장기간의 강수량 변화는 봄, 여름, 가을철 모두 뚜렷한 감소추세를 보였으며, 감소율은 여름철에 가장 크게, 봄철에 가장 작게 나타난다. 강수량 주기는 19세기에는 6년 주기가 가장 현저하였고, 3.6년, 2.7년 순으로 확인된다.

조선시대에 경기도의 강수량 패턴은 월강수량 300㎜ 이상의 것만 선택하였을 때, 월별로 7월(18회), 3월, 6월 순이었다. 지역별로는 개성(10회), 수원, 광주 순이며, 7월의 경우 수원과 개성은 10년 중 7회(70%), 13년 중 8회(62%)로 7월 강수량이 300㎜를 초과하는 경우가 빈번하였다. 월강수량 500㎜ 이상일 때는 대부분 7월로 7회로 나타났다. 여름철 강수량은 월별로 6월에 비해 7월, 8월의 강수량 변동폭이 크게 나타났으며, 수원, 개성의 변동패턴은 서울의 경향성과 비교적 유사하였다. 경기도 전체에 걸친 월별 월평균강수량은 7월 259㎜, 8월 204㎜, 6월 121㎜, 9월 120㎜, 5월 74㎜, 4월 53㎜ 순이었다. 그 중 수원은 7월 370㎜, 개성은 329㎜이었다(조하만 등, 2013).

조선왕조실록에 기록된 비, 대우, 대풍우, 강풍, 뇌전, 우박, 서리, 안개, 가뭄, 햇무리 등을

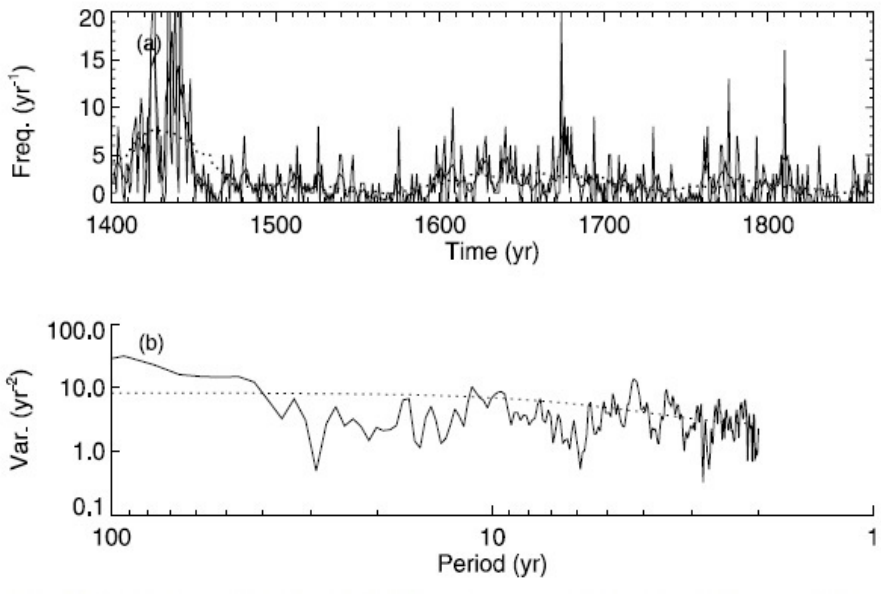


그림 4.10. (a)가뭄 재해 지수의 original과 유연한 시계열적 곡선. 본래 빈도를 나타내는 가는 선과 5년 간 평균 이동한 굵은 선, 15년 간 평균 이동한 점선, (b)빈도의 기능을 하는 본래 지수의 power distribution(임규호와 심태현, 2002)

이용한 건습 지수로 강수량의 장기간 변동성을 보면(임규호와 심태현, 2002), 시기별로 1440년 무렵, 1540년, 1600년 전후, 1770년과 1800년 무렵에 극심한 건조기가 존재하였으며, 반대로 1410년대 1520년대, 1560년 무렵, 1660년대와 1730년 무렵에는 습윤한 시기가 존재하였다(그림 4.10).

일반적으로 건조한 시기와 습윤한 시기가 연이어서 발생하는 것이 간헐적으로 건조한 시기, 습윤한 시기가 발생하는 것보다는 개연성이 있다. 또한 연이은 습윤한 시기보다는 건조한 시기가 연이어지는 것이 개연성이 높으며, 건조한 시기가 더 오래 지속되는 것이 습윤한 시기가 지속되는 해보다 빈번할 수 있다. 건조, 습윤, 보통에 해당하는 연도 사이에서 얻을 수 있는 점이적인 특성은 현재 상태가 건조 혹은 습윤한 것과는 관계없이 다음 연도가 보통의 강수량을 보이는 연도가 된다는 것이다. 장기간 건조한 시기 이후 보통 연도로 넘어갈 수 있을 점이적인 가능성은 장기간 건조했던 시기 이전에 높아질 수 있다. 장기간 건조했던 시기 이전의 연이은 건조한 연도의 발생 가능성은 장기간의 건조한 시기 이후에 보다 높을 것으로 추정된다(Yoo, 2006). 1777년에서 1883년은 습윤기 1시기, 1884년에서 1907년은 건조기, 1908년에서 1996년은 습윤기 2시기로 구분되며(정현숙 등, 1999), 1777년에서 1996년까지 전체 시기의 연평균 강수량은 1,211.2㎜/년으로, 습윤기 1시기는 1,240.0㎜/년, 습윤기 2시기는 1,304.4㎜/년이다. 측우기 관측 최소 단위는 약 2㎜로 소량의 강수현상은 관측되지 못하였으며, 강설을 포함한 고체성 강수도 포함되지 않았다.

현대에 건조기의 발생은 1900년을 전후하여 한반도와 동아시아 해안선을 따라 내린 적은 강수와 관련된다. 이를 정현숙 등(1999) 연구 결과인 건조기와 습윤기 2시기를 비교하게 되면, 건조기 때 기압은 습윤기 2시기에 비해 대륙에서 높고, 해상에서는 상대적으로 낮게 나타나는데, 이는 동아시아 몬순이 한반도 지역에서 약했기 때문으로 판단하였다.

우리나라의 기후변동을 포함하는 동아시아의 기후변동 분석 연구에서는 연 건조-습윤 강도 계열을 이용하여 동아시아의 다른 지역에서 건조-습윤 상태가 70년 간 변화한 것과 남한을 포함한 중국의 북쪽에서 남쪽으로의 습윤-건조 편차(anomaly)를 연구하였다(Qian et al., 2003). 530년 동안(1470~1999년) 중국의 역사 사료와 동중국 내 100개 기상관측소의 여름 강수량 자료로부터 얻은 건조, 습윤 데이터를 통해 극심한 건조와 습윤의 발생빈도 경향을 측정하였다. 극심한 건조와 극심한 습윤의 빈도는 20세기 초부터 동중국에서 증가하였으며, 이러

한 경향은 최근의 지구온난화(Jones, 1994; Fu et al., 1999)와 중국의 지역적인 기후변화(Qian and Zhu, 2001)와 함께 나타난 것으로 본다.

DWI(Dry-wet intensity), WI(Wang indices), ZI(Zhang's indices)지수는 건조-습윤 진동과 동아시아의 진동단계를 나타낸다. 중국에서의 결과와 1777~1999년 동안 한국의 서울에서 관측된 강수량 변동을 비교한 결과 중국과 남한이 동아시아 몬순 시스템에 의해 강하게 영향을 받는다는 것을 보여준다. 우리나라와 중국의 극심한 가뭄과 습윤함은 동아시아 몬순의 강한 변동에 직접적으로 연관된다. 지난 50년 동안 상대적으로 강한 몬순 단계는 1960년대에 존재하였고, 약한 몬순은 1980년대부터 있었다. 강한 몬순 시기에는 중국 북쪽에 강수량이 많았고, 중국의 남쪽과 남한은 상대적으로 강수가 적어 건조하였다. 이러한 건조기와 습윤기의 반복은 지난 220년간 동아시아 몬순과 관련된 강수 및 토양 습윤도가 약 40~60년의 주기를 보이는 것과도 연관되며, 이는 북태평양 해수면온도의 변동성과도 관련된 것으로 볼 수 있다(Kim et al., 2010).

측우기 관측자료와 현대 관측자료를 이용하여 복원한 강수 일변동성 분석에 의하면 습윤기(1783~1883년, 1911~1996년)에는 이른 아침(06시)에 최대, 늦은 저녁(19~24시)에 최소 강도를 보이지만, 건조기(1884~1910년) 동안에는 이른 아침의 최대 강도가 나타나지 않아 일 변동성 특성이 뚜렷하게 구분된다(Jung et al., 2001).

19세기 후반에서 20세기 초에는 1950~1979년 30년 평균값에 대한 7월 지표면 기온의 아노말리를 통해 한반도에서의 여름철 강수량과 기온 사이의 관계를 명확히 알기 어려우나, 건조기 동안 감소한 경압성이 한반도 강수에 영향을 미친 것으로 본다(그림 4.11).

19세기에 연강수량의 극값이 나타나는 해는 태양흑점의 극값이 나타나는 해와 일치하는 경우가 대부분이다. 이는 20세기에 와서도 연강수량의 극값이 나타나는 해와 일치하는 것으로 보아 강수량과 태양흑점과의 관련성이 높음을 알게 한다(전종갑과 문병권, 1997)(그림 4.12).

강수량과 강수일수는 높은 상관관계를 보여 강수량과 강수일수가 함께 증가하는 경향이다(임규호 등, 2012)(그림 4.13). 이에 대한 원인은 밝혀지지 않았으나, 1700년대와 1900년대의 연강수량이 매우 낮게 나타난 시기와 겨울철 강설일수가 낮은 시기의 패턴이 일치하므로 미래 기후 예측에 활용할 수 있다. 연강수량이 매우 낮게 나타난 시기는 태양활동이 위축된 한랭한 시기였다. 그러나, 일반적으로 지구온난화는 강수량이 많은 지역의 강수량 증가를 초래하므로 한반도 내 기후학적 강수량 예측은 쉽지 않다.

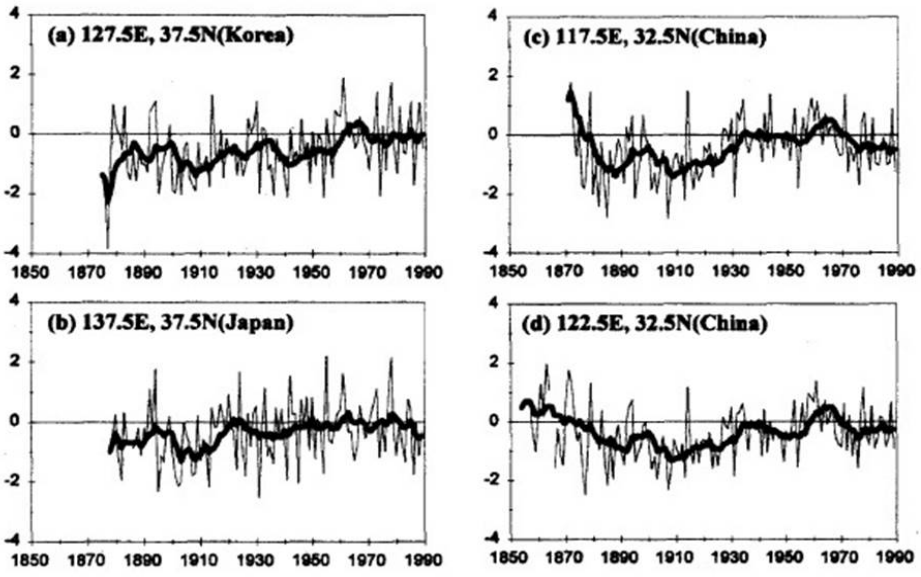


그림 4.11. NCAR 자료에 기반한 선택된 그리드 점에서 7월의 표면 온도 아노말리의 시계열성. 가는 선은 필터링되지 않은 시간을 위한 것, 굵은 선은 9년간 평균 이동한 값을 나타냄.

17세기 말 유럽의 추위와 서울의 적은 강설일수는 일치하지만 동아시아의 극심한 추위 기록은 흔하지 않다. 이는 태양활동이 전지구적으로 동일하게 작용한 것이기 보다는 기후요소와 그 강도가 다르게 나타났기 때문이다.

1802~1804년, 1844~1846년, 1864년, 1867~1869년, 1876~1878년, 1899~1900년, 1913~1915년, 1972~1973년, 1982~1983년 전후 약 10여년 사이에는 시간규모에서 엘니뇨 분산 강도는 약하게 나타났다. 이는 강수량이

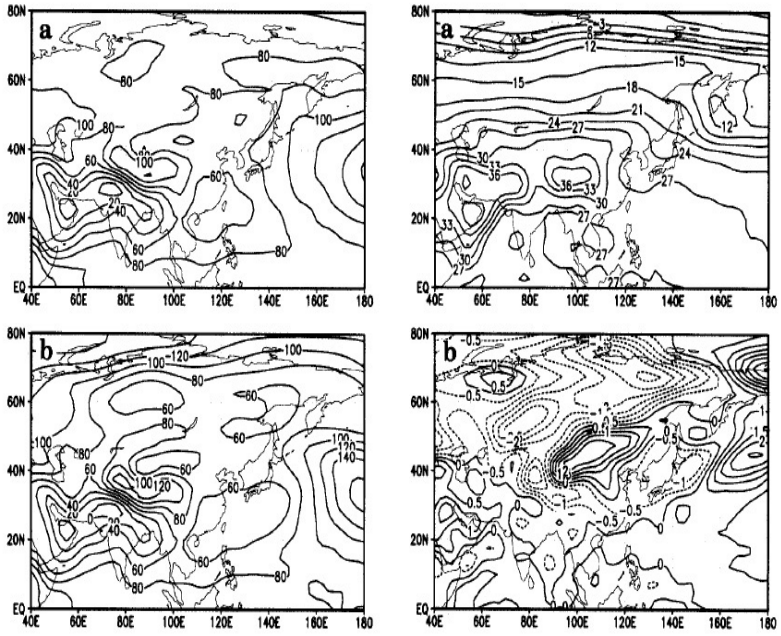


그림 4.12. [왼쪽] 1979~1995년의 8월 평균 1000hPa 지오포텐셜 고도의 평균 시간 (a)1977년 (b)20m 간격. [오른쪽] 왼쪽 그림과 기온을 제외하면 동일함. (a)기온 아노말리 (b)3℃와 0.5℃의 간격(전종갑과 문병권, 1997)

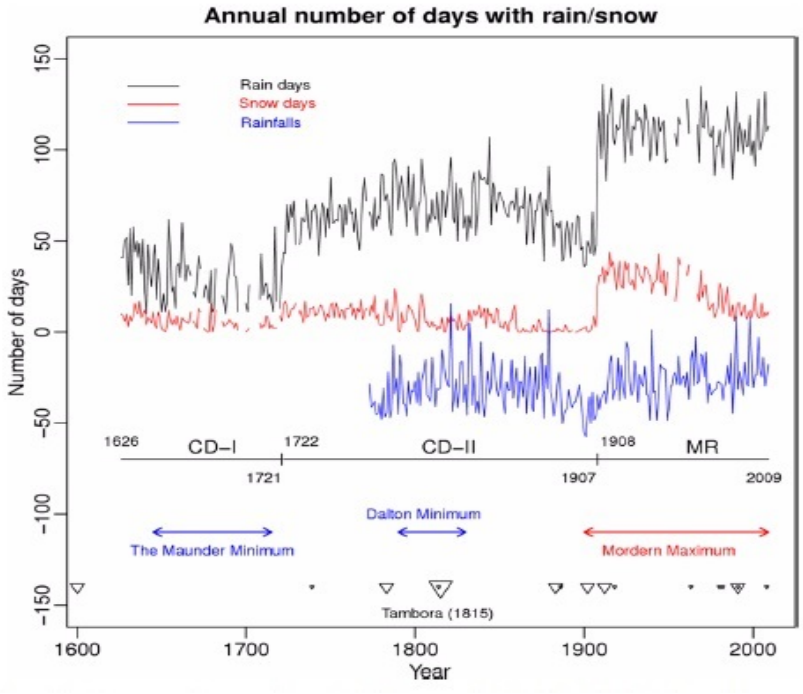


그림 4.13. 1626~2008년의 연간 강수일수(파란색)와 강설(빨간색), 1777~2008년의 연간 강수량, 1610~2008년의 연간 태양흑점 수, 1600~2008년 VEI 지수(임규호 등, 2012)

엘니뇨와도 간접적인 상관관계가 있음을 뜻한다.

4.5.1.2. 가뭄(한발)

기상현상 가운데 우박은 국지적 성격이 강하고, 뇌전은 극히 개별적이고 국지적으로 나타나며, 서리와 안개는 고문헌에서 다루어진 사례가 많지 않다. 하지만, 가뭄과 홍수의 경우 다른 기상현상 보다는 사례가 빈번하며 재해를 초래할 가능성이 많다(이욱과 홍윤, 2012).

가뭄은 한 해에 평균 4~5차례에 걸쳐 빈번하게 발생하여 홍수에 비해 발생 빈도가 높고, 각 시기에 걸쳐 고르게 나타난다(기상청, 2012). 따라서 가뭄에 대한 역사적 기록은 필수적이었고, 가뭄의 기록 또한 시기, 연도, 횟수 등에 있어 자세하게 수록되어 있다.

삼국시대의 가뭄은 신라 34회, 백제 32회, 고구려 13회로 삼국 전체에 걸쳐 79회로 기록되었다. 삼국시대에 크게 가물었던 시기는 신라가 75년, 201년, 420년, 628년으로 총 4회, 백제가 15년, 27년, 90년, 227년, 246년, 257년, 331년, 402년, 479년, 499년, 600년, 606년, 653년, 657년으로 총 14회, 고구려가 108년, 272년, 388년, 495년, 536년으로 총 6회이다(박창용과 이혜은, 2007).

가뭄의 발생 추이는 신라가 백제와 고구려에 비해 많이 나타나나, 나라별로 크게 가물었던 시기는 백제가 신라나 고구려보다 횟수가 많았다. 나라별로 가물었던 시기였던 10년 단위의 자료 중 2회 이상 가뭄이 기록된 것을 살펴보면, 신라는 11~20년에 2회, 311~320년에 3회, 491~500년에 2회, 701~710년에 2회, 711~720년에 2회로 나타난다. 백제는 11~20년에 2회, 241~250년에 2회, 고구려는 381~390년에 2회였다. 따라서 백제와 신라가 차지하고 있었던 한강이남 지역, 영남 지역은 가물었을 것으로 추측되며, 신라 또한 현재의 낙동강 동부의 영남 지역이 가물었을 것으로 추측된다.

가뭄에 대한 기록이 상세한 것은 농경사회였던 삼국시대에 가장 중요했던 것은 물이었으며, 흉년은 곧 국가의 존립과 직접적으로 연결되었을 것이기 때문이다.

가뭄 기록 가운데 지역별 기록이 남아 있는 것은 제주도이다. 제주도의 가뭄 건수는 총 23건으로 가뭄은 풍재, 수재와 함께 삼재에 포함된다. 15세기 2건, 16세기 4건, 17세기 8건, 18세기 6건, 19세기 3건으로 17세기와 18세기에 많이 발생하였다. 가뭄은 자주 발생했으나 그 기록이 미진한데, 가뭄은 진행속도가 느리고 판단하기 어렵기 때문이다(김오진, 2008).

고려시대의 가뭄은 고려사오행삼(高麗史五行三) 지(志) 권제칠(卷第七)의 겨울 가뭄에 대한 기록, 고려사오행사(高麗史五行四) 지(志) 권제팔(卷第八) 오행이(五行二)에 한(旱), 황(蝗), 기우(祈雨)에 대한 기록으로 알 수 있다. 한(旱), 기우(祈雨)에 대한 기록은 현종(顯宗) 이후 특히 많으며, 가뭄은 대부분 한(旱)으로 기록되어 있다. 횟수로는 126회로, 4월 46회, 5월 48회, 6월 15회의 빈도로 나타나며, 계절별로 4, 5, 6월에 집중되어 있다.

가뭄으로 누리가 들어 곡식에 해를 끼친 메뚜기를 뜻하는 황(蝗)은 18회이며 7월에 가장 많은 것으로 나타난다.

봄, 여름뿐만 아니라 겨울의 가뭄에 관해서 나타내는 기우(祈雨)는 현종(顯宗) 7年(기원후 1016년), 선종(宣宗) 7年(기원후 1090년), 선종(宣宗) 8年(기원후 1989년), 숙종(肅宗) 7年(1102년), 9年(1104년), 12年(기원후 1107년), 예종(睿宗) 9年(기원후 1114년), 인종(仁宗) 24年(기원후 1146년), 의종(毅宗) 1年(기원후 1147년), 고종(高宗) 42年(기원후 1225년), 43年(기원후 1226년), 공민왕(恭愍王) 21年에 눈이 없어 가물었다고 기록하고 있다(김연옥, 1984).

기원전 5세기부터 기원후 1,391년에 이르는 역사시대 동안 한반도에서는 500년의 가뭄주기가 3번의 사이클에 걸쳐 나타났다. 신라시대에는 7~8시기 및 18시기에 걸쳐 총 59번의 가뭄이 출현하였고, 가뭄빈도는 뚜렷하게 높았다. 고려시대에는 약 475년간 69회로 초기보다는 후기의 가뭄빈도가 높았다. 지역적으로는 밭농사를 중심으로 농경 생활을 하던 영남지방에 큰 피해를 주었을 것으로 판단된다(기상청, 2009).

조선시대의 가뭄은 총 1,152회 발생하였고, 10년 당 평균 23.04회 발생한 것으로 계산된다(표 4.1). 1600년대부터 1680년대에 가뭄이 자주 발생하였으며, 1520년에서 1550년대에 높은 빈도수를 보인다. 따라서 15세기에는 100년 동안 총 276회의 가뭄이 발생하였으며, 1년 평균

표 4.1. 조선시대 가뭄 빈도

서기	계	서기	계	서기	계	서기	계	서기	계
1400	27	1500	14	1600	50	1700	16	1800	16
1410	26	1510	28	1610	21	1710	13	1810	11
1420	24	1520	39	1620	44	1720	29	1820	6
1430	41	1530	38	1630	22	1730	30	1830	9
1440	20	1540	16	1640	44	1740	13	1840	4
1450	35	1550	47	1650	42	1750	13	1850	8
1460	17	1560	8	1660	50	1760	16	1860	11
1470	27	1570	7	1670	38	1770	18	1870	9
1480	32	1580	16	1680	33	1780	24	1880	16
1490	27	1590	13	1690	10	1790	25	1890	9

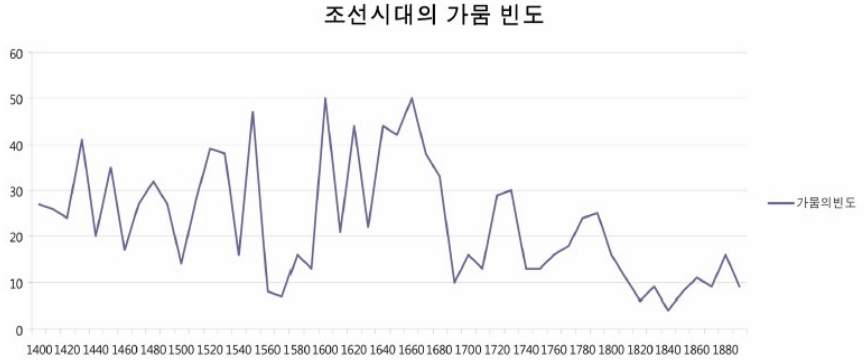


표 4.2. 한반도에서의 다음 가뭄에 대한 가뭄 주기성 추측

Interval	Last center	Next center	Expected next start	Mean of interval differences (year)
124 years	1901	2025	2012	Less than 1
1st 38 years	1977	2015	2012	About 1
2nd 38 years	1982	2020	2014	About 1
12 years	2007	2019	2019	?
6 years	2007	2013	2013	?
Random	?	?	?	?

2.76회의 빈도로 조선왕조 전체 평균보다 높았다. 특히 1430년대와 1450년대의 가뭄 발생 빈도가 높으며, 1460년대는 가장 낮았다(이욱과 홍윤, 2012). 조선 세조(1417~1468년) 때 기후는 소빙기의 중간 정도에 걸쳐 있는 시기로, 이에 대한 구체적인 해석이 될 때 가뭄과 홍수의 발생과 유기적인 해석이 가능할 것으로 보인다. 조선시대 전반에 걸친 기후 경향성은 분석이 가능하나 구체적이고 상세한 기후변화 양상을 알기에는 다소 무리가 있다.

한편, 한반도에서 가뭄 발생의 주기는 다양하다. 주로 124년 간격, 첫 번째 38년 간격, 두 번째 38년 간격, 12년 간격, 6년 간격, 무작위인 주기성으로 5개가 중요하다(표 4.2).

한반도 전체에 걸쳐 발생하는 가뭄 사례는 보고되지 않았다. 이를 테면, 6년 간격 주기의 가뭄은 한 특정 지역에서만 발생한다. 이러한 간격은 지난 32년 간 증가하거나 감소하였다.

많은 예외를 포함하더라도 6년 간격과 12년 간격의 가뭄 주기성을 이용하여 다음 가뭄을 예측할 수 있다. 무작위인 주기성 가뭄의 사례를 통해 어떤 주기성도 없는 무작위적이고 급진적인 가뭄 또한 항상 가능하다(Byun et al., 2008).

가뭄의 시공간적 규모를 찾아내기 위해 한반도 가뭄과 연계하여 동아시아를 대상으로 한 연구(Min et al., 2003)에서는 1951년에서 1996년까지의 CRU(Climatic Research Unit) 월별 강수량 자료를 이용하였다. 한반도의 가뭄은 1980년부터 점차 집중되었고, 주요 시간 간격

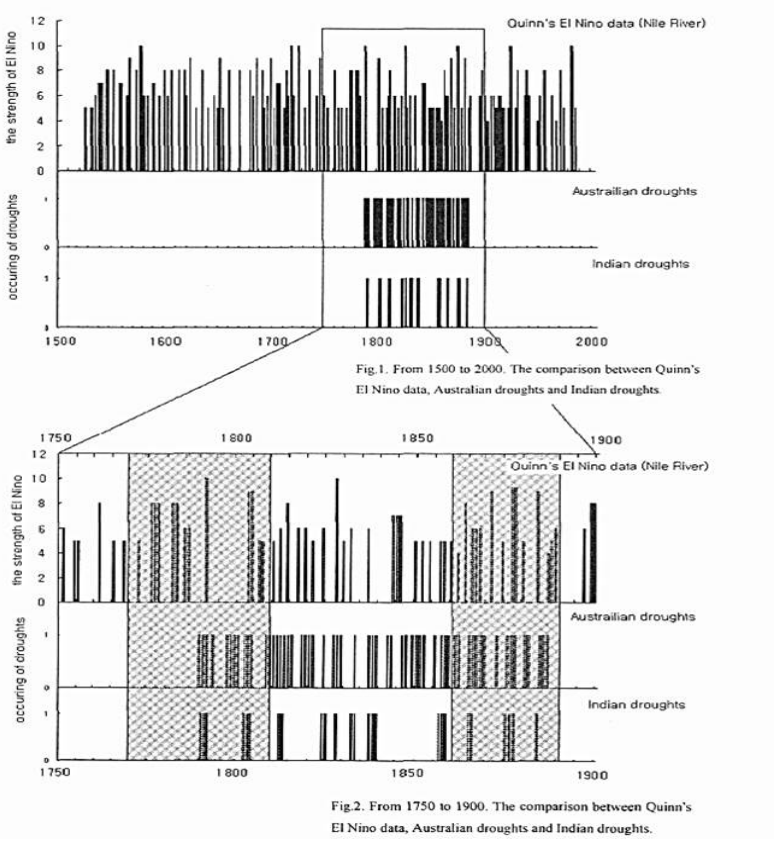


그림 4.14. 엘니뇨와 가뭄과의 관계(최영래 등, 2003)

은 2~3년과 5~8년이다. 극심한 가뭄은 동중국의 다른 5개 지역과 비교해볼 때 1480년대, 1520년대, 1530년대에 나타나지만 한반도의 가뭄과 시기가 다르다.

가뭄은 일반적으로 장기간에 걸쳐 나타나는 기상현상으로 홍수와 달리 시작과 끝을 정의내리기 어렵다. 가뭄은 절대적인 상태가 아닌 상대적인 물 부족을 나타내기 때문에 가뭄의 크기를 정량화하기 위해 SPI(Standardized Precipitation Index)를 이용하기도 한다. 가뭄은 같은 지속기간을 갖고 있음에도 가뭄심도에 따라 재현기간이 크게 차이가 나고, 단일변수와 이변수 해석방법에 따라 다른 재현기간이 산정되며, 가뭄의 지속기간과 심도를 결합하여 산정한 재현기간이 가뭄의 일관된 특성을 설명하기도 한다(연제문 등, 2007).

한반도 대부분의 가뭄 이벤트는 계절적으로 구체적이며, 주로 가을부터 다음 봄까지 발생하는데, 수분이 여름 몬순 시스템의 활동에 의해 다시 보충될 때 가뭄은 중단된다(Byun and Lee, 2002). 가뭄의 특성을 규명하기 위한 방법으로는 12월의 SPI를 이용하지만, SPI 전체의 잠재성을 통합하기 위해 12월을 제외한 다른 기간을 고려할 수도 있다. 가뭄의 시공간적인 특성을 규명하기 위해 단순 상관 분석의 통계적 방법을 활용할 수 있다.

1871년부터 1884년까지 홍수와 가뭄 자료에서 1876년의 가뭄 관련 현상은 홍수에 비해 높은 비율로 나타난다. 이는 엘니뇨가 강하고 연속적으로 발생했던 시기인 1790년, 1803년, 1876년과 비교되며, 1876년에 가뭄과 홍수 강도가 높게 나타난 것은 엘니뇨의 직접적인 영향과 관련된다(최영래 등, 2003)(그림 4.14).

극심한 가뭄이 발생했던 1977년은 당시 기상상태가 6, 7, 8월에 한반도 주변의 1000hPa 지오포텐셜 고도와 기온 분포가 모두 음의 편차를 보였다. 오랜 시기동안 대기의 상태가 이러한 상태로 지속된다면 건조기가 될 수 있다. 결과적으로 한반도의 10년 이상 지속된 가뭄은 한반도의 주변 대기 상태, 국지적인 경계 조건에 의한 영향보다는 북태평양 고기압 혹은 아시아 내륙의 열저기압 강도 및 발달 정도와 밀접한 관련을 가질 것으로 판단된다.

4.5.1.3. 홍수

홍수의 종류와 피해 상황을 알 수 있는 고문헌은 삼국사기로, 신라시대의 홍수 기록을 알 수 있다. 홍수는 신라시대 기원 후 34년에 처음으로 발생하여 870년까지 총 836년 동안 30건 정도 발생하였다(강봉원, 2005). 이를 통계수치로 환산하면 27.9년 혹은 28.8년마다 1번씩 홍수가 발생한 것으로 나타나 빈도수 측면에서는 매우 높다. 경주에서만 8회의 홍수가 발생하였던 것으로 기록이 남아 있다.

삼국시대의 나라별 홍수 발생 기록은 신라 34년, 108년, 114년, 192년, 198년, 212년, 260년, 290년, 366년, 465년, 469년, 483년, 494년, 589년, 657년으로 총 15회, 백제 221년, 521년, 612년으로 총 3회, 고구려 45년, 48년, 59년, 419년, 535년, 561년으로 총 6회(박창용과 이혜은, 2007)로 나타나 강봉원(2005)이 언급하고 있는 신라의 홍수 발생 건수와는 15회의 차이가 있다. 그러나 이는 연구자들의 자료 검토에 있어서의 차이인지 실제 역사사료의 자료 부재인지에 대해서는 확인이 필요하다.

고려시대의 홍수 기록은 총 53회이며 계절별로 6월이 17회로 가장 많으며, 7월 12회, 5월 8회, 8월 7회, 9월 2회, 4월 2회, 2, 3, 10월은 각각 1회, 여름이 1회, 가을이 1회로 기록되어 있다. 고려시대의 홍수 기록은 단기간이므로 주기 산출에는 어려움이 있으나 평균 7.1년에 1번꼴로 큰 물난리가 있었던 것으로 계산된다. 수해의 정도는 가옥들의 유실, 침수, 인명 피해 정도로 알 수 있다(김연옥, 1984).

조선시대의 홍수는 총 707회 발생하였고, 10년 당 평균 14.14회 발생하였다(표 4.3). 1640년대에서 1660년에 홍수 빈도가 가장 높았으며, 1540년대와 1820년대에도 높은 빈도를 보인다. 따라서 15세기에는 100년 간 총 148회의 홍수가 발생하였으며, 1년 평균 1.48회의 빈도로 평균과 비슷하게 나타난다. 특히 1470년대가 가장 높은 홍수 발생 빈도를 보이며, 1460년대가 가장 낮은 발생 빈도를 보였다.

홍수에 포함되는 호우는 삼국시대에 신라 21회, 백제 6회, 고구려 6회, 총 33회로 발생하였다. 호우에 대한 기록은 영남 지역의 서부에서 발생한 호우 기록이 많은데, 이는 동부에 비해 호우현상이 빈번하게 발생했기 때문일 것이다. 1974년부터 2005년까지 일강수량 80㎜ 이상의 호우 발생 누적 일수에서 영남 지역의 동부보다 서부가 많은 것으로 보면, 현재와 비슷하다.

조선시대의 장마현상은 매우(霾雨), 음우(霪雨), 음우(陰雨), 음우(淫雨), 임우(霖雨), 항우(恒雨), 매우(梅雨)로 기록되고 있다(박정규 등, 2001). 매우(霾雨)는 태종 9년부터 숙종 19년(1409~1693년)으로 총 27건, 관측시기를 알게 하는 기록은 음력 2월에 1건, 4월~7월에 10건으로 확인되었다. 음우(霪雨)는 세조 3년부터 성종 7년(1457~1476년)으로 총 4건이며 여름과 초가을의 여름철 강수현상을 가리키는 것으로 보인다. 음우(陰雨)는 태종 10년부터 효종 5년(1410~1654년)으로 총 9건으로 200년이 넘으며, 관측시기를 알 수 있는 것은 6건이었다. 이

표 4.3. 조선시대 홍수 기록

서기	계	서기	계	서기	계	서기	계	서기	계
1400	13	1500	14	1600	16	1700	15	1800	4
1410	8	1510	23	1610	10	1710	23	1810	11
1420	12	1520	19	1620	15	1720	14	1820	25
1430	19	1530	6	1630	15	1730	16	1830	10
1440	18	1540	31	1640	26	1740	9	1840	2
1450	13	1550	17	1650	25	1750	8	1850	12
1460	7	1560	9	1660	40	1760	9	1860	11
1470	24	1570	16	1670	15	1770	9	1870	19
1480	9	1580	1	1680	8	1780	15	1880	12
1490	11	1590	8	1690	12	1790	21	1890	2



는 여름철 장마보다는 며칠간 계속되는 비나 궂은비를 칭하는 것으로 보았다. 음우(淫雨)는 세조 13년부터 경수 1년(1467~1724년)으로 총 9건이며, 월별 분포는 다소 분산되고, 여름과 초가을 강수현상을 나타낸다. 임우(霖雨)는 태종 10년부터 성종 25년까지(1410~1494년) 총 7건이며, 5월에 3건, 7월에 1건, 추림 2건, 림음 1건으로 기록되었다. 항우(恒雨)는 계속해서 오는 비를 뜻하는 것으로, 장마를 말하며 명종 9년부터 헌종 4년(1554~1838년)에 모두 4건으로 나타났다. 매우(梅雨)는 세종 4년에 1번 사용된 것으로 확인되었다.

평균 일강수량의 연변화 분포를 보면 조선시대에도 서울에 장마기간이 존재하였다. 습윤기 1시기의 장마는 현대의 평균 장마 패턴과 유사하였지만, 건조기에는 습윤기 1시기나 2시기의 패턴과는 다르게 나타났다. 조선시대에는 여름철 가을장마로 정의할 수 있는 기간이 존재하지 않았으며, 이는 현대에만 해당한다(정현숙 등, 1999).

4.5.2. 고문헌에 의한 기온

삼국시대의 기온관련 연구는 미진한 편이다. 이후 고려시대의 기후환경은 증보문헌비고(增補文獻備考)의 「寒溫異」「無雪無氷」부분과 고려사(高麗史) 五十三 志 卷第七 五行一 부분에서 한온(寒溫), 비와 눈, 바람, 안개, 우박, 서리 등을 통해 일반적인 정의를 언급하고 있다(김연옥, 1984). 한온의 경우 고려시대 400년 동안에 걸쳐 '여름이 추워서 겨울옷을 입은 사람이 있었다', '여름에 파리가 없었다', '얼음이 얼었다' 등과 같은 표현을 자주 볼 수 있고, 고온보다는 저온에 관한 언급을 통해 덥고 추움을 기록하고 있다.

고려시대의 기후는 기온으로 살펴보면, 1000~1250년까지 대체적으로 온난하였으며, 1250~1400년 사이에는 상대적으로 한랭하였다. 이상고온과 이상저온현상은 12세기의 고려 전기에 대체로 발생하였는데, 이 때에 기후의 불규칙한 변화가 있었다(이정호, 2007). 1350~1400년 사이에는 한랭과 온난한 시기가 번갈아 가며 나타났으나, 주로 한랭한 시기였다. 한편, 강수로 살펴보면, 900~1100년까지 고려 초기에는 건조하였다가 1100~1200년대는 다시 습윤해졌고, 1200~1350년 사이에는 건조했다가 1350~1400년에는 습윤하였다.

기온과 강수의 상황을 종합한 고려시대 전반의 기후상황은 1001~1050년대에는 가장 건조하였으며 1101~1250년대에는 습윤하였으나 1351~1400년대 고려 말기에는 기후특성이 다르게 확인되는데, 이는 당시 기후의 변화가 심했기 때문으로 판단된다. 1352년에서 1374년에는 대풍(大風), 우박(雨雹), 대무(大霧)가 빈번하였으며 대수(大水)로 인한 대수해(大水害)가 5회, 한발(旱魃)은 8회로 나타남이 확인된다. 고려 말 신우왕(辛禑王), 공민왕(恭愍王) 시대에는 늦서리, 여름 서리, 냉하(冷夏) 등으로 기온이 낮았을 것으로 추정되며, 대우(大雨), 항우(恒雨), 대수(大水), 대무(大霧) 등 습윤 관련한 기록이 많다.

이후 16세기부터는 많은 연구자들에 의해 소빙기로 일컬어진다. 소빙기는 길게는 1450~1850년, 짧게는 1500~1750년으로 보고 있다(김덕진, 2008). 일반적으로 역사시대에 산악빙하가 신장한 시기를 칭하는 것으로, 유럽에서 발생한 시기와 비슷하게 발생한 것으로 보는 경향이 있다.

우리나라의 소빙기는 연구자들의 의견에 따라 대체로 16세기 초반부터 시작되는 것으로 본다. 소빙기 기후변동과 관련하여 많은 연구자들이 그 시기를 구분한 바 있으나, 각자 시기 선정에 차이가 있다(김문기, 2010). 김연옥(1998)은 소빙기의 시기 구분을 1551~1650년, 1701~1750년, 1801~1900년으로 설정하고 이를 한랭기로 보았고, 1651~1700년은 온난기로 구분하였다. 이태진(1997)은 조선왕조실록을 활용하여 천재지변에 대한 통계를 바탕으로 한국의 소빙기를 1501~1750년인 250년간으로 설정하였다.

한국의 연구자들에 의하면 김연옥(1998), 이태진(1997)은 16세기 후반을 한랭기로 보았다. 17세기의경우, 이태진(1997)은 17세기 전체를 한랭기로 보았고 김연옥(1998) 17세기 전반을 한랭기로 보았으며, 17세기 후반은 김연옥(1998)을 제외한 대부분의 연구자가 한랭기로 보는 것에 일치한다.

공간적으로는 동해에서도 결빙이 나타나 극심한 혹한이 확인되었는데, 조선 500년 동안 적어도 9회에 걸친 결빙이 있었다. 16세기 후반과

17세기 후반에 3번, 18세기 전반에 2번, 19세기 전반에 1번에 해당한다. 지역별로는 함경도 5차례, 강원도 앞바다 5차례에 나타났다. 서해에서도 여러 기록을 통해 서북해의 잦은 결빙과 특히, 갑곶의 결빙이 확인된다.

외국인 하멜의 기록에 의하면 1654년의 한강의 결빙은 '11월 말이 되니 날씨가 몹시 추워져서 서울 밖 3km 정도 떨어져 있는 강이 단단히 얼어붙어 200~300마리 정도의 짐을 가득 실은 말들이 줄을 지어 건너다닐 수 있었다'라고 표현되어 당시의 극심한 추위를 표현하고 있다.

소빙기는 농업, 군사 등 여러 방면에 걸쳐 피해를 가져왔다. 군사 측면에서 조선시대에는 임진왜란, 병자호란 때 병사들 중 동사자들이 속출하였다. 1654~1655년 겨울 함경도의 폭설로 인한 동사자 발생, 1670~1671년 제주도에서 폭설로 인한 91명의 사망자 발생 등이 그 사례다. 17세기 전반의 압록강 결빙은 후금 침략을 전진시키는 계기가 되었음을 보여준다.

우리나라의 기후변동을 포함하는 동아시아의 기후변동 분석 연구에서는 1954~1976년과 1977~1999년의 아시아 내륙의 여름 기온은 낮아지고 주변 해양의 기온보다 높아졌음이 나타났다. 이러한 변화는 대륙과 해양의 열적 대조(Thermal contrast)를 약화시켰으며, 최근 여름 몬순의 약화를 가져온 것으로 본다.

세종실록지리지(世宗實錄地理志; 1454년), 신증동국여지승람(新增東國輿地勝覽; 1531년), 동국여지지(東國輿地志; 1661년대), 여지도서(輿地圖書; 1760년), 임원십육지(林園十六志; 1842~1845년), 대동지지(大東地志; 1864년), 조선일람(朝鮮一覽; 1931년) 등 고문헌에 기재된 역사시대 약 500년 동안 주요 31종(침엽수 3종, 활엽수 5종, 난대성식물 14종, 약용식물 9종)의 식물종의 식생 기록을 시공간적 분포를 복원하고 기후변화와 관계를 분석하였으나, 기후변화 경향 못지않게 인문사회적 조건이 분포에 영향을 미쳤다(공우석과 임수경, 2010).

현재에는 역사시대 식생 변화와 기후요소의 변화를 비교할 수 있는 정보가 많지 않다. 그러나 시대별 고기후 정보가 구축되면 시대별 식생 분포역 변화와 연계하여 분석이 가능할 것이다.

대나무의 시대별 분포역을 고기후와 비교하여 분석한 결과에 따르면 대나무는 고온다습한 조건을 선호하는 식물종으로 한반도 북부지방에서는 드물게 자란다. 간혹 북부지방에서 자라는 조릿대속이나 산죽속은 겨울 적설량이 충분하여 눈 속의 뭍인 대나무가 겨울의 추위와 건조로부터 피할 수 있는 곳에서 자란다. 대나무는 과거부터 현재까지 기후요소의 공간적 분포와 시간적 변화를 지시해주는 식물종이다(공우석, 2001).

겨울철 저온에 민감한 왕대, 이대, 차, 감, 탱자, 모시, 석류, 유자, 비자, 치자, 황칠, 감귤, 후박, 매화 등의 난대성 식물의 분포역 변화를 기후요소와 분석한 바에 따르면 식물의 분포는 자연환경 조건 외에 인위적 조건이 관여하여 식물의 분포역 확산에 영향을 미치므로 고기후를 파악하는 데에는 한계가 있다(공우석과 원학희, 2001).

4.5.3. 고문헌에 의한 황사, 기상재해

4.5.3.1. 황사

우리나라에서 황사현상 관련 기록은 삼국사기가 최초이며, 신라 아달라왕 21년 음력 1월부터이다. 그 후 백제 기원후 379년, 신라 3월, 백제 도읍 606년, 신라 627년 4월, 770년 4월, 780년 3월, 850년 2월에 기록되고 있으며, 기원후 850년까지 신라, 백제, 고구려에서 '우토(雨土)'라는 용어가 사용되었으며 하루 혹은 5일 동안 관측된 황사를 기록하고 있다(전영신, 2004).

당시 황사는 큰 이변을 초래하는 천문기상현상으로 보고, 850년에는 황사현상과 강풍이 분 후에 죄인들을 풀어주었다는 기록이 남아 있다(전영신, 2004). 다른 연구에서는 우리나라의 황사 최초 기록을 언급하였고(박진수 등, 2013), 조선왕조실록에서는 태종 11년의 흙비에 대한 기록과 숙종 7년에 흙비가 내려 옷에 황톳물 자국이 남았다는 기록이 남아 있다고 보았다.

고려시대(918~1392년)에는 1017년부터 1372년까지 '우토(雨土)'가 43건이 등장하나, '황사' 표현은 나오지 않는다(전영신 등, 2001). 정종 7년과 명종 16년에는 황사를 흙비, 핏빛으로 표현하여 색으로 해석하였다. 이는 50건 중에 40%에 해당하며, 대부분을 먼지현상으로 보았다(전영신, 등 2001). 고려사에서는 황사에 더해 황무현상에 대한 기록이 있으며, 59개 관측기록

으로 64일간의 황사일수를 확인한 바 있다. 봄철에 관측된 황사기록이 가장 많은 반면, 여름철에는 없는 것으로 나타났다(전영신, 2004).

황무현상은 인종 4년(1126년)에 같은 날의 현상에 대해 흙비와 황무를 혼용하고 있어 구분이 확실하지 않으며, 현종 4년(기원후 1663년) 에도 색에 대한 표현만 하여 구체적인 개념에 대한 확립이 되어 있지 않다. 조선왕조실록에는 "누른 먼지가 공중에 가득 찬 것 같으나 실은 먼지가 아닌 것"으로 하여 실질적으로 황사와 황무를 구분할 기준이 확실하지 않았던 것으로 확인되었다.

황사현상이 관측된 것은 12세기에 23년간으로 가장 많으며, 반면 10세기에는 기록이 있지 않은데, 이는 고려 왕조의 성립 당시로 불안정한 시기에 놓여 있었기 때문으로 사료된다(전영신 등, 2000). 총 황사현상의 발생월은 음력 2월, 3월, 1월 순으로 발생빈도 수가 높게 나타났으며, 봄철이나 드물게는 가을, 겨울에도 황사가 관측된 것으로 나타나 있다.

조선시대(1392~1910년)에는 '흙비'로 황사가 표현되며, 황사에 대한 상세한 관측기록이 남아 있다. 조선왕조실록 문헌을 통해 본 조선시대의 황사는 먼지현상으로써의 황사현상, 비와 관련된 황사현상, 눈과 관련된 황사현상, 안개와 관련된 황사현상, 우박과 관련된 황사현상으로 구분되고, 황사가 내린 시기와 황사의 묘사가 월별로 기록되어 있다(전영신, 2000).

조선시대에 강수를 동반한 황사현상은 1406년 2월, 1419년 4월, 1550년 2월, 1681년 4월에 기록되어 있다. 안개와 함께 나타난 황사현상은 1412년 11월, 1563년 4월에 나타났으며, 겨울에 눈과 섞여서 나타난 황사현상은 1502년, 1526년, 1538년, 1551년, 1681년으로 나타났다. 우박과 관련한 현상은 1520년, 1525년, 1528년, 1530년, 1733년으로 나타나 총 114일 동안 105건으로 황사현상이 나타났다.

시기적으로 16세기에 가장 많은 황사 기록이 있었으며, 임진왜란 전후의 43년간은 황사 기록이 나타나 있지 않았으며, 가장 마지막의 기록은 1784년이다. 18세기에 황사 기록이 있는 것은 3년 간이다. 월별로는 음력 3월에 황사의 발생빈도가 가장 크며, 4월, 2월 순으로 나타난다. 지역적으로는 제주도의 황무(黃霧)현상은 6건으로, 18세기에 3건으로 가장 많고, 17세기 2건, 16세기 1건이 있다(김오진, 2008).

우리나라의 황사에 대한 체계적인 기록은 일제강점기 1915년부터 시작되었다고 하는 것이 일반적이다. 일제강점기(1910~1945년)의 황사기록은 월보원부를 이용하여 1908년부터 1950년 봄철까지 조사되었다. 황사 용어는 1915년에 처음 기록되었으며, 1916년 4월 10일부터 나흘간 '매(霾)'에 대한 관측 기록이 있으며, 1922년까지는 황사라는 용어로 기록되었다가 1939년 이후 1950년까지 종관기상부호만 사용되었다(전영신 등, 2001). 1915년부터 2002년까지의 기록은 기상청에 있으며, 1999년까지의 황사일자 기록은 Chun(2000)이 발표하였다. 1915년부터 2002년까지의 연평균 황사일은 6일인데, 이는 1930년 이후에 10년 동안 황사가 급격하게 증가하였기 때문이다. 황사가 자주 서울까지 도달하는 것은 1930년대부터 1940년대까지인데 이는 중국 북동부, 북부, 특히 북서부의 온도가 예년보다 최고 2℃ 정도 올랐기 때문이다.

황사의 지리적 분포에 관한 기록은 조선시대에는 전국적으로 나타나나 고려시대에는 도읍이었던 개성에 대한 기록만 남아 있는 것으로 나타난다(전영신 등, 2000). 조선시대에는 전라도 7건, 경기도와 평안도, 충청도 순으로 나타났으며, 강원도와 경상도는 2건씩 나타난 것으로 확인된다. 1982년부터 1999년까지의 황사 관측일수와 황사 관측 사건의 연간 평균 일수는 우리나라 서해안에서 상대적으로 많이 관측되었는데, 이는 중국 대륙으로부터 태평양 쪽으로 전달되는 기류 효과 때문인 것으로 보인다(전영신, 2000).

4.5.3.2. 기상재해

기상재해는 풍해, 냉해, 설해, 상해, 박해, 번개 등을 포함하는 천재지변을 포함하며, 이는 과거 기후변화에 따라 인명 및 가옥, 산림에 피해가 초래될 수 있는 부분으로 그 중요도가 높다. 조선왕조실록의 천재지변 관련 기록의 시기별 분포를 표 4.4에 제시하였다. 풍해는 비, 바람과 우박, 설해는 폭설, 상해는 서리, 박해는 우박, 번개는 낙뢰를 포함한다.

바람은 삼국사기에서 풍(風), 대풍(大風), 폭풍(暴風)으로 분류되었던 것이 고려사에는 종류가

증가하였으며, 풍계(風階)에 따라 구분된 바람의 경우 대풍, 폭풍이 있으며, 구풍(颶風), 질풍(疾風), 열풍(烈風) 등이 1~2회 정도 기록되어 있다. 대풍은 신증문헌비고(增補文獻備考)와 오행지(五行志) 五行三에 모두 83회 기록되어 있으며, 상태별로 볼 때는 나무가 뽑혔다는 기록이 29회, 나무가 뽑히고 기와가 날았다는 것이 6회, 지붕 기와만이 날았다는 것은 3회 등으로 기록되어 있다. 대풍과 비슷한 폭풍의 경우 五行志에 모두 18회가 기록되어 있다.

우박은 志 卷第七 五行志에 188회의 기록이 있으며, 종류별로 대박(大雹) 152회, 대우박(大雨雹) 31회, 박(雹) 3회, 천둥과 벼락에 수반된 우박 2회가 기록되어 있다. 월별로는 4월에 55회로 가장 빈번하게 발생하였으며, 5월>3월>9월>8월 순서로 우박이 많이 발생하였다. 증보문헌비고에서는 박이(雹異)는 우박(雨雹) 7회, 대우박(大雨雹) 5회로 고려사보다 적게 기록되어 있으며 기록할 만한 우박에 대한 기록이 많이 누락되어 있음이 확인되었다.

우리나라에서 첫눈에 대한 기록으로 신라에서는 733년 7월에 눈이 내렸고, 1637년에도 전라도 무주에 눈이 내렸다. 끝눈은 6월 11일에 눈보라가 있었다는 기록이 있어 한여름에도 눈이 왔음을 알 수 있다(김기원과 신만용, 2002). 강설은 제주, 경주, 무주, 광주 등지에서 크게 내린 기록이 있으며, 1637년에 무주에 큰 눈이 내린 것으로 보아 과거에도 현재와 같이 무주는 눈이 많은 곳이었음을 알 수 있다. 최고 적설량은 187년 10월 신라 땅과 482년 10월 백제 땅, 190년 9월 고구려 땅, 733년, 1671년에 기록되었다. 733년까지는 약 250~300년 간격으로, 그 이후에는 940년 만에 큰 눈이 내린 것으로 본다. 적설량은 2~3치의 단위로 측정되어 당시 세종대왕의 해시계, 측우기 등으로 인한 기상관측 장치가 발전했음을 알 수 있다.

설해는 인명피해와 눈사태로 인한 산림피해를 추적하여 조사되었고, 눈사태는 1864년에는 양양에서, 1883년에는 고성에서 발생하였다. 또한 눈 관련 기상이변은 1678년 숙종 때 큰 눈이 내릴 때 누에만한 활충이 섞여 내린 기록이 있으며, 1609년 9월 3일 함경도 정평에는 거위알 크기의 싸락눈이 내렸다고 한다. 644년 고구려 평양에서는 붉은 눈이 내렸다는 기록도 있다.

15세기에는 재이의 발생 빈도가 낮았으나, 16세기에는 재이가 빈번하게 발생하였다. 전국의 천재지변은 16세기에 빈번하게 출현하여 17세기에 기상특이일 빈도가 빈번하게 출현한 제주도와는 다소 차이가 나타난다. 유형별로는 수재 1,062건, 대풍 770건, 한재 536건, 전염병 532건, 충재 402건으로 나타났다. 재해의 경우 풍해 44건, 수해 30건, 한해 23건, 설동해 10건, 황무 6건, 역질 30건, 황충 7건으로 나타났다. 역질과 황충을 제외한 총 113건의 재해 가운데 풍해는 39%, 수해 27%, 한해 20%, 설동해 9%, 황무해 5%였다.

풍해는 15세기에 6건, 16세기에 5건, 17세기에 19건, 18세기에 12건, 19세기에 2건이 보고되었다. 대표적인 사례로 조선왕조실록 중 헌종 11년 9월 9일에 “광풍으로 노도가 크게 일고 극심한 조풍해로 사람이 호흡하면 꼭 짠물을 마시는 것 같았다. 산야의 초목은 소금에 절인 것 같고, 서리와 눈에도 죽지 않는 귤, 유자, 소나무, 대나무 등이 마르지 않은 것이 없었고, 땅 위에 초목이라는 것은 모두 생기를 잃어버렸다” 등이 기록되어 있다.

표 4.4. 조선왕조실록 천재지변 관련 기록 시기별 분포(전국)

시기	해당 연도	대풍	수재	한재	때 아닌 눈비	유색 눈비	우박	서리	계
제1기	1392~1450년	137	98	73	41	11	156	62	578
제2기	1451~1500년	99	51	64	22	4	58	13	311
제3기	1501~1550년	120	237	16	84	5	552	138	1,152
제4기	1551~1600년	63	106	39	43	-	246	268	765
제5기	1601~1650년	119	168	177	49	10	247	87	857
제6기	1651~1700년	114	216	111	119	6	295	123	984
제7기	1707~1750년	103	77	44	65	4	202	73	568
제8기	1751~1800년	7	27	8	8	8	79	7	144
제9기	1801~1863년	8	82	4	1	-	26	1	122
계		770	1,062	536	432	48	1,861	772	5,481

승정원일기에서는 조선시대 기후의 장기적 변화를 파악하기 위해 날씨에 대한 기록을 하였으며, 기사 비율은 98.8%로 대부분을 차지하였다. 천재지변 기록의 종류를 매일의 기상기록, 관상감에서 올린 측후단자의 내용, 천재지변 관련 기록들로 구분하고 있다(박권수, 2010).

그러나 모든 기록이 객관적이지 않을 수 있으며 연구자의 주관성이 개입할 수 있다고 언급하였다. 또한 기상기록에 대한 통계적 분석에 있어 영조 46년 이후 비, 눈 내린 날의 기록이 있는데, 당시 기상 상황에 따른 결과라기 보다는 기상관측 및 기록 체계 강화, 기상 기록의 엄밀성 강화와 같은 제도적 변화에 기인하고 있다.

한반도에서 기상재해에 대해 상세하게 연구된 지역은 주로 제주도이며, 조선시대의 제주도 기상특이일을 기록하는 것은 단순 기상상태가 아닌 기상재해와 직결되는 것으로 그 중요도가 높다(김오진, 2008).

그림 4.15에 조선시대 제주도의 기상특이일 추이를 제시하였다. 15세기부터 19세기까지 제주도의 기상특이일 기록 건수를 보면 총 113건으로, 시기적으로는 17세기가 48건(42%)으로 가장 많고, 18세기 26건(23%), 16세기 15건(13%), 15세기 13건(12%), 19세기 11건(10%) 순이다(표 4.4). 제주도에서 기상특이일은 15세기에 발생 빈도가 비교적 낮았으나, 16세기 중반부터 발생 빈도가 점차 증가하고 있으며, 17세기에 접어들어 발생 빈도가 현저히 증가하였다. 18세기에도 기상특이일 발생 빈도가 높게 나타났지만 19세기에는 감소하는 추세를 보였다.

제주도에서는 17세기에 이상기후가 빈번하게 발생하였는데, 세계적으로 빈번했던 이상기후인 소빙기와 관련되는 것으로 추정된다. 17세기의 제주도의 상황은 1601년 김상헌의 일기와 치계에서 '제주의 가을과 겨울은 하늘이 개는 때이지만 1601년 9월부터 다음 해 1월까지 5개월간 3광(해, 달, 별)을 볼 수 있었던 일수는 수십 일밖에 되지 않았다'고 기술되어 있다.

제주도의 수해 기록은 모두 30건으로, 15세기 3건, 16세기 5건, 17세기 13건, 18세기 5건, 19세기 4건으로 17세기가 가장 많았고, 그 다음으로는 18세기로 나타났다. 이는 주로 열대성 저기압이 제주도를 통과할 때에 태풍, 장마 등으로 수해가 많이 발생하였기 때문이다.

설동해는 계절에 맞지 않은 눈이나 겨울의 폭설로 설해를 입거나 이상한파로 동해 피해를 입는 경우를 말한다. 제주도의 설동해 건수는 총 10건으로 15세기 2건, 17세기 6건, 19세기 2건으로, 17세기에 설동해가 집중 분포되어 있는 것으로 나타났다.

4.6. 결론

우리나라에서 고기후를 복원할 수 있는 대리자료 가운데 식물화석, 동물화석, 연륜, 고문헌을 기초로 과거의 연구 결과를 정리하면 다음과 같다.

식물화석을 이용한 우리나라의 화분분석(pollen analysis) 결과에 따르면 지난 LGM(26,100~20,100년 전) 동안 중부내륙지역은 오늘날보다 온도는 5~6℃ 더 낮았으며 연평균강수량도 40% 정도 적었다. 해빙기의 영향하에서 남서부지역의 기후는 습윤한 냉온대였고 오늘날보다는 더 추웠을 것으로 생각된다. 그러나 홀로세가 시작되면서 한반도 주변에는 해침의 영향으로 남서부 지역은 더 습윤해졌다.

홀로세 전기 동안에는 점차 온난 습윤한 조건

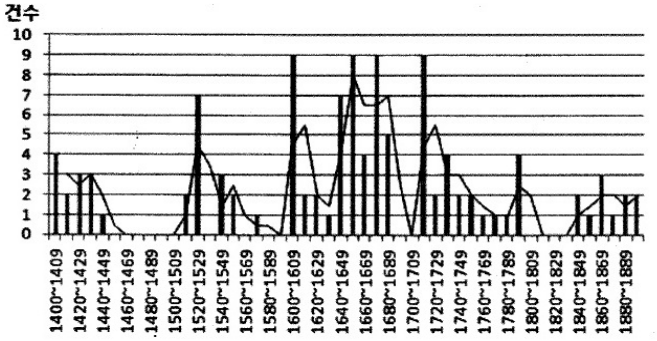


그림 4.15. 조선시대 제주도의 기상특이일 추이(김오진, 2008)

으로 변화였다. 홀로세(약 8,000~5,500년 전) 중기에는 동아시아 여름 몬순이 지금보다도 더 활발하여 우리나라는 아열대성 기후였던 것으로 본다. 중기 홀로세 이후에는 동아시아 겨울 몬순이 강화되면서 다시 한랭건조한 기후로 변하였다. 1,000~400년 전까지는 참나무가 극상림을 형성하는 중세 온난기(medieval warm period)와 대비되는 온난 습윤한 기후였으나, 약 400년 전 이래 중세 온난기가 끝나고 소빙기(little ice age)로 접어들었다.

동물화석을 분석한 결과 플라이스토세 중기 짧은 기간 동안 나타나는 사슴, 노루, 멧돼지 등 우제류, 큰쌍코뿔이, 말 등 기제류, 큰곰, 동굴하이에나, 호랑이 등 식육류 등의 동물 유물을 가지고 당시의 기후변화를 상세히 알 수는 없지만 플라이스토세 중기의 기후는 온난한 편으로 보았다.

플라이스토세 후기로 들어오면서도 초기에는 플라이스토세 중기의 동물상의 양상이 그대로 났지만 후기로 접어들면서 추운 기후의 동물들이 출현하여 당시가 한대성 기후였던 것으로 본다. 하지만 마지막 빙하기의 가장 추운 때에도 극심한 추위를 보여주는 동물은 나타나지 않아 당시에 기후가 추워지기는 하지만 매우 추운 기후는 아니었다고 판단된다.

다양한 사멸종이 서식했던 플라이스토세와는 달리 모두 현생종으로만 구성된 홀로세의 동물군은 이 시기의 문화단계별로 커다란 차이를 보이지 않는다. 그러나 홀로세 초기의 일부 지역에서 발견되는 물소의 존재는 이 시기의 기후가 다른 때보다 온난했음을 보여준다.

연륜분석으로 설악산 소나무 연륜을 이용하여 253년간의 영동지방 5~6월 강수량을 복원한 결과 영동지방의 건습주기는 단주기로는 3년, 장주기로는 60~80년이었고, 복원된 기간 중에 가장 극심한 건조기는 17세기 말이었다. 특히 19세기말과 20세기 초의 건조현상은 우지역적으로 발생된 국지적 현상이 아닌 전국적인 현상이었다.

설악산 잣나무에서 복원된 2~4월 평균기온에 따르면, 1720~1740년과 1820~1860년의 기온이 복원된 기간 중에서 낮은 것으로 조사되었다. 설악산 잣나무 생재만을 이용하여 1700년대까지 복원한 7~8월 평균기온에서도 낮은 기온이 관찰되었다. 또한 1960년대 이후로 온난화 되는 경향이 나타났다.

고려시대는 고려사, 조선시대는 조선왕조실록, 승정원일기, 일성록, 측우기 자료, 각사등록 등에 기초하여 기후를 복원하였다. 고려시대에 강수량은 5, 6, 7월에 집중되었다.

강수의 경우 측우기로 관측한 19세기의 강수량은 현대에 비해 적은 편이다. 최다 강수량은 19세기에는 2월, 3월, 5월, 8월, 9월에 많이 나타났으며, 4월, 6월, 10월, 11월은 현대에 비해 적게 나타났다.

승정원일기와 일성록에 의한 1800년대의 서울 강수량은 봄, 여름, 가을철 모두 뚜렷한 감소추세를 보였으며, 감소율은 여름철에 가장 크게, 봄철에 가장 작게 나타났다.

조선왕조실록에 기록된 강수량에 따르면 1440년 무렵, 1540년, 1600년 전후, 1770년과 1800년 무렵에 극심한 건조기였으며, 1410년대 1520년대, 1560년 무렵, 1660년대와 1730년 무렵에는 습윤한 시기였다. 1777년에서 1883년은 습윤기 1시기, 1884년에서 1907년은 건조기, 1908년에서 1996년은 습윤기 2시기로 구분되었다. 19세기에 연강수량의 극값이 나타나는 해는 태양흑점의 극값이 나타나는 해와 일치하는 경우가 많다. 1700년대와 1900년대의 연강수량이 매우 낮게 나타난 시기와 겨울철 강설일수가 낮은 시기의 패턴이 일치하였다.

가뭄은 한 해에 평균 4~5차례에 걸쳐 자주 발생하는데, 이는 홍수에 비해 빈도가 높은 편이며 각 시기에 걸쳐 고르게 나타났다. 삼국시대의 가뭄은 신라가 백제와 고구려에 비해 많이 나타났고, 크게 가물었던 시기는 백제가 신라나 고구려보다 횟수가 많았다. 고려시대에는 약 475년간 69회로 가뭄 기록이 있었는데, 고려 초기보다는 고려 후기의 가뭄빈도가 높았다. 지역적으로는 밭농사를 중심의 영남지방에 큰 피해를 주었다. 조선시대인 15세기에는 100년 동안 총 276회의 가뭄이 발생하였으며, 1년 평균 2.76회의 빈도로 조선시대 전체 평균보다 높았다. 특히 1430년대와 1450년대의 가뭄 발생 빈도가 높으며, 1460년대는 가장 낮았다.

홍수는 삼국시대에는 27.9년 혹은 28.8년마다 1번씩 발생한 것으로 나타났다. 고려시대에는 평균 7.1년에 1번 꼴로 큰 물난리가 있었던 것으로 알려졌다. 조선시대의 홍수는 총 707회 발생하였고, 10년 당 평균 14.14회 정도였다. 15

세기에는 100년 간 총 148회의 홍수가 발생하였다.

고려시대인 1000~1250년까지 대체적으로 온난하였으며, 1250~1400년 사이에는 상대적으로 한랭하였다. 조선시대에 포함되는 소빙기는 길게는 1450~1850년, 짧게는 1500~1750년으로 보았다. 16세기 후반은 한랭기, 17세기 후반은 한랭기로 보는 견해가 우세하다.

우리나라에서 황사현상에 관련된 기록은 삼국사기에 처음 나타났다. 고려시대에 황사현상이 관측된 것은 12세기에 가장 많으며, 조선시대에는 16세기에 가장 많은 황사 기록이 있었다. 기상재해는 풍해, 냉해, 설해, 상해, 박해, 번개 등을 포함한다.

고기후 복원은 취급하는 시기가 길고 다양한 대리자료를 이용하여 절대연도와 고기후를 함께 추정해야 하는 특성상 정밀한 기후 복원이 쉽지 않고 시대별 기후요소를 비교하는 것도 어려운 한계점을 가지고 있다. 특히 한정된 대리자료를 가지고 고기후를 시대별로 복원하는 것은 한계를 가지고 있다.

과거 기온 변화는 화분, 동물화석, 연륜자료를 바탕으로 부분적으로 추정할 수 있으나 대리자료에 따라서 일치하는 정도가 높지 않아 제한적 동의가 현실적이다. 과거 강수변화는 연륜, 고문헌에 기초하여 중간적 동의 수준을 제시할 수 있으나 신뢰도를 높이기 위해서는 추가적인 연구가 필요하다. 기후요소와 재해를 연계하기에는 자료가 부족하다. 향후 연구자가 많아지고 과학기술이 발달함에 따라 대리 자료에 의한 고기후 복원은 정밀도가 향상될 것으로 기대된다.

대리자료를 통한 고기후에 대한 연구 결과는 제한적 동의 수준을 제시할 수 있으며 신뢰도를 높이기 위해서는 추가적인 연구가 필요하다. 향후 연구자들이 전문분야별 연구 성과를 바탕으로 학제적 연구를 실시하면 고기후에 대한 연구의 정밀도는 향상될 것으로 기대한다.

4.7. 참고문헌

강봉원, 2005: 경주 북천의 수리에 관한 역사 및 고고학적 고찰, 신라문화, 25, 337-360.

고고학연구소 자연사연구실, 1974: 덕천 승리산 유적 발굴보고, 유적발굴보고 11. 사회과학원.

공우석, 2001: 대나무의 시·공간적 분포역 변 화, 대한지리학회지, 36(4), 1-14.

공우석, 원학희, 2001: 조선시대 난대성 식물의 분포역 변화, 한국제4기학회지, 15(1), 1-12.

공우석, 임수경, 2010: 과거 기후변화기록 복원과 생태계 분포 자료를 통한 기후변화 및 변동 분석 기술 개발, 기상청 과제, 충북대학교 산학협력단.

국립환경과학원, 2011: 한국 기후변화 평가보고서 2010, 환경부.

기상청, 2009: 과거 기후변화기록 복원과 생태계 분포 자료를 통한 기후변화 및 변동 분석기술 개발, 충북대학교 산학협력단, 335pp.

기상청, 2011: 조선시대 역사자료를 이용한 기상·기후 복원 기획연구, 한국기상기후아카데미.

기상청, 2012: 기술기상관측기술(원격·해양 등), 고기후 자료 정량화와 건조기상재해에 관한 연구, 경희대학교 산학협력단.

기상청, 2012: 측우기 북한지방 기록 복원과 조선왕조실록(문종, 단종, 세조) 보고서, 한국기상기후아카데미.

기후과학연구관리단, 2010: 기후변화 감시·예측 및 국가정책지원 강화사업 최종보고서

김교경, 1974: 청청암 및 해상 동굴유적 발굴보고, 고고학 자료집, 4, 40-63. 사회과학출판사.

김기원, 신만용, 2002: 역사서 검색으로 관찰한 한반도 강설현상, 한국농림기상학회지, 4(4), 248-253.

김대하, 유철상, 김현준, 2007: 조선왕조실록 및 측우기 기록에 나타난 주요호우사상의 평가 : 2. 정량적 평가, 한국수자원학회논문집, 40(7), 545-554.

김문기, 2010: 17세기 중국과 조선의 소영기 기후변동, 역사와 경계, 77, 133-194.

김신규, 김교경, 1974: 상원 검은모루 구석기시대유적 발굴보고, 고고학자료집, 4, 3-39.

김신규, 김교경, 백기하, 장우진, 서국태, 1985: 력포구역 대현동유적 발굴보고, 평양부근 동굴유적 발굴보고, 69-119. 평양, 과학백과사전출판사.

김신규, 김교경, 백기하, 장우진, 서국태, 1985: 승호구역 화천동유적에서 드러난 화석 포유동물상, 평양 부근 동굴유적 발굴보고, 120-160. 평양, 과학백과사전출판사.

김연옥, 1984: 고려시대의 기후환경-사료분석을 중심으로-, 한국문화연구원논총, 44, 113-135.

김연옥, 1998: 기후변화, 민음사.
김오진, 2008: 조선시대 제주도의 기상재해와 관민의 대응 양상, 대한지리학회지, 43(6), 858-872.
김진경, 김수정, 유슬찬, 유해수, 임종덕, 이상훈: 황해 상왕등도 주변 해저 표층에서 발견된 매머드의 어금니, 지질학회지, 48(4), 341-350.
박권수, 2010: 승정원일기 속의 천변재이 기록, 사학연구, 100, 65-108.
박선주, 1988: 동아시아의 제4기 자연환경의 변화와 젖먹이 큰동물의 제4기적 진화, 제4기학회지, 2(1), 51-86.
박원규, 서정욱, 2000: 소나무 연륜연대기를 이용한 영동지방의 5~6월 강수량(253년간 : A.D. 1746~1998) 복원, 제4기학회지, 14(2), 87-99.
박원규, 서정욱, Liu Yu, 김요정, 한수원, 2001: 나무나이테를 이용한 설악산 지역의 4월~8월 총강수량 복원, 제4기학회지, 15(1), 47-52.
박용안, 공우석, 2001: 한국의 제4기 환경. 564p, 서울대학교출판부.
박정규, 황재돈, 전영신, 2001: 조선왕조실록에 기록된 강수현상, 한국기상학회지, 37(4), 433-441.
박지훈, 2010: 화분분석을 이용한 아산시 온양천 유역의 후빙기 후기 환경변화, 한국지형학회지, 17(4), 39-48.
박지훈, 박경, 2012: 화분분석에 기초한 후빙기 영종도의 환경변화, 한국지형학회지, 19(2), 173-185.
박진수, 한진석, 안준영, 2013: 황사의 국내 연구동향과 최근 에피소드 분석, 한국대기환경학회지, 29(5), 553-573.
박창용, 이혜은, 2007: 삼국시대의 가뭄 및 호우에 관한 연구, 기후연구, 2(2), 94-104.
서정욱, 박원규, 2002: 설악산 서부 소나무의 연륜을 이용한 317년(A.D. 1682~1998)간의 5월 강수량 복원, 제4기학회지, 16(1), 29-36.
서정욱, 김재수,
박원규, 2000: GIS 기법을 이용한 지형적 특성에 따른 월악산 소나무 연륜생장의 이질성 규명, 한국생태학회지, 23(1), 25-32.
손보기, 1978: 한국 구석기문화의 연구-제천 점말동굴 발굴조사 연구-, 한국사연구, 19, 1-28.
손보기, 1984: 상시 1그늘 옛살림터, 120p, 연세대학교 선사연구실.
손보기, 1985: 단양 도담리 금굴유적 발굴조사보고, 충주댐 수몰지구 문화유적 연장발굴조사보고서, 5-98, 충북대 박물관.
손보기, 1990: 구석기유적 - 한국·만주- 313p. 한국선사문화연구소.
안승모, 2011: 신석기문화의 성립과 전개-자연환경, 한국 신석기문화 개론, 65-78.
안승모, 안덕임 역, 2007: 환경고고학- 접근법, 기술과 응용, 472쪽, 학연문화사.
연세대 박물관, 2009: 제천 점말동굴유적 종합보고서, 285p. 연세대 출판부.
연제문, 변성호, 이정규, 김태웅, 2007: 이차원 가뭄빈도해석을 통한 서울지역의 가뭄 평가, 한국수자원학회논문집, 40(4), 335-343.
유철상, 김대하, 김현준, 2007: 조선왕조실록 및 측우기 기록에 나타난 주요호우사상의 평가 : 1. 정성적 평가, 한국수자원학회논문집, 40(7), 533-543.
윤순옥, 김민지, 황상일, 2013: 점봉산 고산습지의 화분분석과 홀로세 후기 기후변화, 한국지형학회지, 20(4), 101-115.
이상헌, 김주용, 2010: 충북 청주시 오송지구 유적 발굴지의 화분분석: 식생과 퇴적환경 고찰, 제4기학회지, 24(1), 25-33.
이욱, 홍윤, 2012: 조선 세조대 기후특성과 재해 경감 노력, 한국기상학회 대기, 22(2), 199-208.
이정호, 2007: 고려전기 자연재해의 발생과 권농정책, 역사와 경계, 62, 21-50.
이창수, 강상준, 최기룡, 2011: 제주도 물명아리늪 퇴적물의 화분분석에 의한 식생변천, 한국환경과학회지, 20(3), 341-350.
이태진, 1997: 고려-조선 중기 천재지변과 천관의 변천, 한국사상사방법론, 소화.
이희준 역, 2006: 현대고고학의 이해, 659p, 영남문화재연구원 학술총서 1, 사회평론.
이희준 역, 2013: 고고학의 방법과 실제,
임경빈, 소나무, 143pp, 대원사
임규호, 심태현, 2002: 조선왕조실록의 기상 현상 기록 빈도에 근거한 기후, 한국기상학회지, 38(4), 343-354.
임규호, 최은호, 구교상, 원명수, 2012: 서울의 강우와 강설 일수 자료에 나타난 17세기 말엽의 건조기, 한국기상학회 대기, 22(3), 383-388.
임재수, 이상헌, 남욱현, 이진영, 김진관, 홍세선, 김주용, 양동윤, 2011: 탄소동위원소 분석에 의한 한국의 식생 및 기후변화 복원, 지질학회지, 47(5), 499-511.

전제헌, 윤진, 김근식, 류정길, 1985: 용곡동굴유적, 268p, 김일성종합대학 인류진화발전사 연구실.

전종갑, 문병권, 1997: 측우기 강수량 자료의 복원과 분석, 한국기상학회지, 33(4), 691-707.

전영신, 2000: 朝鮮王朝實錄에 나타난 黃砂현상, 한국기상학회지, 36(2), 285-292.

전영신, 오성남, 권원태, 2000: 高麗史에 기록된 黃砂와 黃霧 현상, 제4기학회지, 14(1), 49-55.

전영신, 이영복, 조성묵, 2001: 동아시아 황사현상의 어원 고찰, 제4기학회지, 15(1), 21-28.

전영신, 2004: 우리나라 황사의 역사, 공기청정기술, 17(1), 12-17.

정현숙, 임규호, 오재호, 1999: 서울 지역 강수량의 시계열에 나타난 시간 변동성 해석, 한국기상학회지, 35(3), 354-371.

정현숙, 박정수, 임규호, 오재호, 2000: 측우기 자료를 포함한 서울 강수량 시계열에 대한 추세분석 및 파엽분석, 응용통계연구, 13(2), 525-540.

정혜경, 박지훈, 김정빈, 2010: 탄소동위원소분석을 이용한 한국 홀로세의 기후환경변화: 서해 영종도지역을 사례로, 한국지구과학회지, 31(4), 313-321.

정혜경, 김정빈, 2012: 휴무스분석을 이용한 함평천 유역의 홀로세 후기 충적평야의 지형발달과 기후환경변화, 한국지구과학회지, 33(4), 320-328.

조태섭, 2002: 한국 구석기시대의 동물상과 자연환경, 우리나라의 구석기문화, 75-84. 연세대학교 출판부.

조태섭, 2005: 화석환경학과 한국구석기시대의 동물화석, 302p, 혜안출판사.

조태섭, 2008: 우리나라 제4기 동물상의 변화, 한국구석기학보, 17, 63-73.

조태섭, 2009: 우리나라 선사시대 소과(Bovidae)화석에 대한 고찰, 한국구석기학보, 20, 83-109.

조하만, 김상원, 박진, 김진아, 전영신, 2013: 『각사등록』에 의한 조선시대 경기도 지역 측우기 우량 관측자료 복원 및 분석(1830~1893), 한국기상학회 대기, 23(4), 389-400.

충북대 박물관, 1983: 청원 두루봉동굴 구석기유적 발굴보고서, 308p.

충북대 박물관, 1991: 단양 구낭굴유적(I). 220p.

최영래, 김하남, 추교승, 김경렬, 2003: 역사 기록을 이용한 한국의 가뭄·홍수 강도 정량화 및 엘니뇨와의 상관관계 : 사례 분석, 한국기상학회 대기, 13(1), 378-381.

홍성찬, 최정헌, 김종옥, 2010: 홀로세 중기 이후 신두리 해안사구의 성장: 기후변화 및 해수면 변동과의 관련 가능성, 한국지형학회지, 17(2), 87-98.

Büntgen, U., W. Tegel, K. Nicolussi, M. McCormick, D. Frank, V. Trouet, J.O. Kaplan, F. Herzig, K.-U. Heussner, H. Wanner, J. Luterbacher, and J. Esper, 2011: 2500 years of Europen climate variability and human susceptibility, *Science*, 331, 578-582.

Byun, H.R., S.-J. Lee, S. Morid, K.-S. Choi, S.-M. Lee, and D.-W. Kim, 2008: Study on the Periodicities of Droughts in Korea, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 44(4), 417-441.

Chun Y. S., H. K. Cho, H. S. Chung, and M. H. Lee. 2008: Historical records of Asiand dust events (Hwangsa) in Korea, *BAMS,* 89, 6, 823-827

Chung, C.H., 2011: Holocene vegetation dynamics and its climatic implications inferred from pollen record in Boseong area, South Korea, *Geosciences Journal*, 15(3), 257-264.

Chung, C.H., H.S. Lim, and H.J. Lee, 2010: Vegetation and climate history during the late Pleistocene and early Holocene inferred from pollen record in Gwangju area, South Korea, *Quaternary International*, 227(1), 61-67.

International Commission on Stratigraphy, 2004, International Stratigraphic Chart, International Union of geological Sciences.

Jun, C.P., S. Yi, and S.J. Lee, 2010: Palynological implication of Holocene vegetation and environment in Pyeongtaek wetland, Korea, *Quaternary International*, 227, 68-74.

Kim, H. and J.G. Kim, 2010: A 2000-year environmental history of the Upo Wetland on the Korean Peninsula, *Journal of Paleolimnology*, 44, 189-202, DOI 10.1007/s10933-009-9396-6.

Mäkinen, H., J.-W. Seo, P. Nöjd, U. Schmitt,

and R. Jalkanen, 2008: Seasonal dynamics of wood formation: a comparison between pinning, microcoring and dendrometer measurements, *European Journal of Forest Research*, 127(3), 235-245.

Min S.K., W.T. Kwon, E.H. Park, and Y.E. Choi, 2003: Spatial and Temporal Comparisons of Droughts over Korea with East Asia, *International Journal of Climatology*, 23(2), 223-233.

Park, J., 2011: A modern pollen-temperature calibration data set from Korea and quantitative temperature reconstructions fro the Holocene, *The Holocene*, 21(7), 1125-1135.

Park, J., K.B. Yu, H.S. Lim, and Y.H. Shin, 2012a: Holocene environmental changes on the east coast of Korea, *Journal of Paleolimnology*, 48, 535-544.

Park, J., K.B. Yu, H.S. Lim, and Y.H. Shin, 2012b: Multi-proxy evidence for late Holocene anthropogenic environmental changes at Bongpo marsh on the east coast of Korea, *Quaternary Research*, 78, 209-216.

Park, J., M. Kim, H.S. Lim, and J. Choi, 2013: Pollen and sediment evidence for late-Holocene human impact at the Seonam-dong archeological site, Gwangju, Korea, *Review of Palaeobotany and Palynology*, 193, 110-118.

Park, W.K. and R.R. Yadav, 1998: Reconstruction of May precipitation (A.D. 1731~1995) in west-central Korea from tree rings of Korean red pine, *Journal of the Korean Meteorological Society*, 34(3), 460-465.

Park, W.K., J.-W. Seo, Y. Kim, and J.-H. Ho, 2001: July-August temperature of central Korea since 1700 AD: reconstruction from tree-rings of Korean pine (Pinus koraiensis), *Palaeobotnist*, 50, 107-111.

Rossi, S., A. Deslauriers, and T. Anfodillo, 2006: Assessment of cambial activity and xylogenesis by microsampling tree species: an example at the alpine timberline, *International Association of Wood Anatomists Journal*, 27(4), 383-394.

Qian, W., Q. Hu, Y. Zhu, and D.-K. Lee, 2003: Centennial-scale dry-wet variations in East Asia, *Climate Dynamics*, 21, 77-89.

Seo, J.-W., D. Eckstein, and U. Schmitt, 2007: The pinning method: from pinning to data preparation, *Dendrochronologia*, 25(2), 79-86.

Seo, J.-W., D. Eckstein, and R. Jalkanen, 2012: Screening various variables of cellular anatomy of Scots pines in subarctic Finland for climatic signals, *International Association of Wood Anatomists Journal,* 33(4), 417-429.

Seo, J.-W., D. Eckstein, A. Olbrich, R. Jalkanen, H. Salminen, U. Schmitt, and J. Fromm, 2013: Climate control of wood formation: illustrated for Scots pine at its northern distribution limit, Cellular Aspect of Wood Formation, J. Fromm (ed.), *Plant Cell Monographs,* 20, 159-185.

Yi, S. and S.-J. Kim, 2010: Vegetation changes in western central region of Korean Peninsula during the last glacial(ca. 21.1~26.1 cal kyr BP), Geosciences Journal, 14(1), 1-10.

Yoo C.S., 2006: Long term analysis of wet and dry years in Seoul, Korea, Journal of Hydrology, 318, 24-36.

제 5 장 탄소순환과 기타 생지화학순환

5.1. 서론

탄소순환은 기후 시스템의 중추적 구성요소로서 기후변화와 관련된 다양한 규모의 복합적 강제력, 비선형 반응, 되먹임 등을 통합할 뿐 아니라 다른 생지화학순환에도 관여하기 때문에 모든 기후변화평가 관련 실무그룹들과 종합적 분석에 있어서 가장 중요한 주제이다. IPCC 5차 평가보고서에서는 탄소순환과 관련해서 광범위한 주제들: (1) CO_2, CH_4, N_2O, 생지화학순환과 기후간의 되먹임 기작, 바이오에너지와 식량생산간 경쟁을 포함한 토지사용 및 관리 (2) 식물생리와 지표생태계의 기능에 미치는 직접적인 CO_2(시비, fertilization) 효과를 포함한 프로세스의 이해, 탄소저장고의 변동, 육상-해양생태계간 영양소의 상호작용, CO_2 효과와 기후 및 다른 스트레스 요인들 간의 상호작용 (3) 생지화학순환의 과거 역학, CO_2, CH_4, N_2O, DIC 및 다른 유발물질을 포함한 인위적 온실가스 방출의 이해 (4) 다른 배출원 및 흡수원이 고려된 현재의 수지 (5) 적절한 되먹임, 장기(2100년 이후) 범위 및 가역성을 포함한 대기 중 CO_2 및 다른 온실가스의 예측 (6) 기후 및 토지사용의 변화에 대한 주요 탄소 저장고들의 민감도 (7) 변화하는 생지화학이 생물학적 생산, 먹이사슬구조, 생물학적 자원, 수산, 작물, 섬유 및 바이오에너지에 미치는 영향 (8) 기후변화 완화를 위한 탄소관리, 생지화학 및 기후 관련 에너지 시스템의 변화, 도시탄소의 기능, 수송, 포장 및 분배로부터의 온실가스방출에 농산업시스템 개발의 영향 그리고 (9) 향후 몇 년 내에 일어날 수 있는 전지구생지화학 및 기후관련 문제들 다수를 다루고자 하였다(IPCC, 2013).

본 장에 요약된 내용은 「한국 기후변화 평가보고서 2010」에서 제3장 '탄소 및 다른 생지화학순환'에서 다루어졌던 것과 유사하다(국립환경과학원, 2011). 「한국 기후변화 평가보고서 2010」에서는 주로 기후 시스템에 대한 주요 생지화학적 되먹임의 중요성과 추세 및 이해수준의 평가를 목적으로 국내에서 이루어진 일부 연구들을 중심으로 한반도의 기후 시스템과 생물리 및 생지화학과정의 이해수준에 대하여 요약하였다. 육상생태계와 기후 시스템 사이의 상호작용을 육상과정과 기후규모의 의존성, 지표효과의 관측적 근거, 모델 평가, 육상탄소순환 과정, 기후 되먹임, 탄소수지 및 생태수문 과정과의 연계에 관련된 연구들이 간략히 요약되었다. 또한 해양탄소순환과 기후 시스템간의 상호작용에 대한 연구들이 함께 요약되었다.

본 보고서에서는 위의 내용들에 관한 최근까지의 연구결과를 모아서 요약하였다. 다만, 해양탄소 부분을 분리하여 제3장 '관측: 해양 및 빙권'에 포함시킴으로써 육상생태계의 탄소순환에 집중하였고, 관측-모델 융합의 시너지인 아시아 탄소추적시스템과 이를 활용한 초기 연구성과를 소개하였으며, 기타 생지화학순환으로서 질소 및 단수명 기후변화유발물질의 순환 부분을 간략히 추가하였다.

5.2. 탄소순환

5.2.1. 탄소순환 관측

5.2.1.1. 산림생태계 탄소순환

산림은 육상생태계의 탄소저장량의 약 80%를 차지하며 탄소순환에서 중요한 역할을 한다(Dixon, 1994). 2010년도의 우리나라의 산림면적은 6,369,000ha로 국토면적의 약 64%이며, 매년 평균 5,000ha씩 감소하고 있다(산림청, 2011). 그러나 꾸준한 산림조성과 복구 등으로 인해 그 감소율이 줄고 있다. 치산녹화 원년인 1973년에 ha당 평균 11m^3이었던 임목축적이 2010년에는 121.4m^3로 빠르게 증가하고 있고 따라서 산림에 축적되는 탄소의 양도 증가하고 있다. 1992년 이후 산림의 질과 가치를 높이기

위한 숲 가꾸기 사업이 활발히 진행되고 있으나, 임분의 임령이 4, 5, 6 영급에 편중되어 있다. 따라서 많은 산림이 10~20년 이내에 벌기령에 따른 대규모 벌채와 수확을 앞두고 있어서 탄소순환의 변화를 지속적으로 감시할 필요가 있다. 산림의 탄소순환에 관한 최근까지의 관측 및 연구결과를 국내의 제한된 자료의 범위를 고려하여 크게 지상부 바이오매스, 토양탄소, 탄소 수지의 세 부분으로 나누어 살펴보았다.

지상부 바이오매스: 산림의 식생은 기공을 통한 증산과 동시에 광합성을 통해 대기 중 CO_2를 흡수한다. 이산화탄소의 동화작용은 다양한 환경 및 생물학적 인자에 의해 영향을 받는데 특히, 기후변화에 따른 엽면적지수(leaf area index, LAI), 식물계절, 생장기간 등의 변화가 탄소순환에 중요한 영향을 미친다. Jeong et al.(2013)은 1982년부터 2008년까지 Normalized Difference Vegetation Index(NDVI)를 이용하여 우리나라 산림의 생장기간이 10년에 평균 4.5일씩 증가하고 있고, 그 원인으로 봄이 일찍 시작하기 보다는 겨울이 늦어지고 있음에 기인함을 보고하였다.

산림은 단위면적당 탄소의 저장량이 매우 큰 생태계로서, 식생의 바이오매스로 축적되는 탄소의 양을 알기위해 수종별, 산지별 다양한 상대생장식(allometric equation)과 임목의 재적을 바이오매스로 전환시키기 위한 바이오매스 확장계수(Biomass Expansion Factor, BEF)에 관한 다양한 연구가 수행되었다. 손영모 등(2011)은 소나무, 잣나무 등의 침엽수와 상수리나무, 굴참나무, 현사시나무 등의 활엽수를 포함해 우리나라 대표 12개 수종의 부위별 상대생장식을 개발하였다. Kim et al.(2011)은 경상남도 하동, 함양, 진주, 산청 그리고 우이령 지역 적송의 확장계수와 각 부위별 상대생장식을 개발하고, 순일차생산량의 정확한 예측을 위해서는 지역 고유의 상대생장식이 필요함을 역설하였다. 류다운 등(2014)은 5영급 잣나무의 상대생장식을 개발하고, 잣나무림의 바이오매스는 흉고직경과 임분밀도에 큰 영향을 받음을 보였다. Kim et al.(2010)은 광릉지역의 활엽수림에서 연륜생장량을 이용하여, 연간 바이오매스 생산량의 변이는 겨울철 온도와 봄철의 강수량에 의해서 영향을 받고, 실험구간의 생산량의 차이는 환경적 인자보다는 참나무종의 기저면적, 바이오매스 및 빈도에 더 밀접한 영향을 받았음을 보고하였다.

Li et al.(2010)은 소나무림의 바이오매스 확장계수가 임령, 수고 그리고 흉고직경과 로그함수 관계를 가짐을 보고하였다. Kim et al.(2011)은 3영급 삼나무, 편백, 상수리나무와 4영급 적송, 리기다소나무, 잣나무, 낙엽송, 튤립나무에 대한 수간의 밀도와 바이오매스 확장계수를 측정하여, 주요 수종별 확장계수를 제시하였는데, 침엽수의 평균 지상부 바이오매스 확장계수는 1.29였고, 활엽수의 확장계수는 1.22였다.

임분 및 산림 단위의 탄소 축적에 대한 연구로서, Noh et al.(2010)은 10~71년생에 이르는 다양한 임령의 소나무림에서 지상부 수목의 탄소축적량을 조사하였다. 임분의 지상부 수목 바이오매스는 임령에 따라 증가하였는데, 10년생은 $18.4 tha^{-1}$, 71년생 임분은 $202.8 tha^{-1}$의 탄소축적량을 보였다. 김소라 등(2009)은 KOMPSAT-2의 위성영상을 이용하여 경기도 양평에서 산림 내 수종을 임상단위로 분류하여 임상의 평균 수관직경 및 면적 대비 수종별 본수를 추정하고 지상에서 측정한 수관과 흉고직경과의 관계를 이용하여 흉고직경을 추정하였다. 수종별로 리기다소나무의 경우 $197 tCO_2 ha^{-1}$, 잣나무의 경우 $216 tCO_2 ha^{-1}$의 축적량이 추정되었고, 상대생장식을 이용한 결과와 비교·검증하였다. 유사한 방법으로, Kim et al.(2010)은 항공사진과 라이다를 이용하여 평균 소나무의 탄소축적량을 193.7KgC으로 추정하였는데, 실측값(223.8KgC)보다 과소평가되었다. 그러나 임분 밀도가 낮은 경우 그 오차가 수관크기의 오차에 비례하고, 임분의 밀도가 높은 경우에는 수관의 겹침으로 인해 과소평가됨을 밝힘으로써 실질적인 적용가능성을 보였다.

차수영 등(2013)은 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer(MODIS)의 식생지수 시계열자료를 이용하여 해마다 변화하는 지상부 바이오매스를 추정하였다. 임상도를 사용하여 계산된 우리나라 산림의 연간 CO_2 흡수량은 5,600만 톤으로서, 산림청(2010)이 추정한 5,300만 톤과 유사하였다. 국가산림조사자료 및 직접조사를 통하여, Li et al.(2010)은 침엽수림, 활엽수림 그리고 혼효림의 임분 부피와 임분 바이오매스간의 관계식을 개발하여 1954년

부터 2007년도 사이의 지상부와 전체 바이오매스의 축적량을 계산하였다. 1954년의 단위면적당 지상부 탄소 축적량은 3.5tCha^{-1}, 전체 지상부 바이오매스 축적량은 16.7TgC이었던 우리나라의 산림은 2007년에는 각각 31.5tCha^{-1}, 196.5TgC으로 증가한 것으로 나타났다.

도시녹지에 의한 탄소 흡수와 관련하여, Yoon et al.(2013)은 느티나무, 은행나무, 버즘나무 등 가로수로 흔히 쓰이는 수종들을 대상으로 상대생장식을 개발하였는데, 기존의 상대생장식을 가지치기로 인해 변화된 가로수에 적용할 경우, 바이오매스가 최대 427%까지 과대 추정됨을 보였다.

산림토양탄소: 산림토양은 산림탄소 저장량의 2/3를 차지하고 있어 전지구적 탄소순환에서 중요한 위치를 차지하고 있다(Dixon et al., 1994; Houghton, 2003). 특히 산림의 토양호흡은 식물호흡과 더불어 육상생태계 중에서 두 번째로 큰 탄소 플럭스로서 전체 호흡량의 40~80% 정도를 차지한다(Yuste et al. 2005).

우리나라의 경우, 1992년 이후 활발히 진행되어 오고 있는 숲 가꾸기 사업과 더불어, 많은 산림이 5영급 이상으로 이루어져 있어서, 벌기령이 다가오고 있음에 주목해야 한다. 이는 자연적인 교란과 더불어 벌채 수확이라는 인위적인 교란이 산림의 탄소 교환에 큰 영향을 미칠 수 있음을 의미한다.

Noh et al.(2010)은 10년생에서 71년생에 이르는 다양한 임령의 소나무림에서 지하부탄소축정량을 조사한 결과, 지하부의 탄소축적량이 임령과 S자형의 증가 추세를 보여 10년생 임분에서는 탄소의 축적량이 18.8tCha^{-1} 였으나 71년생 임분의 경우에는 201.4tCha^{-1}에 이르렀다. 이아름 등(2009)은 연륜연대학적 자료구축과정을 통해, 광릉지역의 연간 낙엽량 자료를 생산하여 천연소나무림의 토양탄소 동태를 모의하였다. 모의된 임분 내 낙엽(침엽, 가지, 줄기, 세근)의 생산량은 1971년부터 꾸준히 증가해 왔으며, 모의된 지하 0.3m까지의 토양탄소 저장량은 평균 46.3±4.3tCha^{-1}로서 임목 탄소 저장량의 53%를 차지하였다. 앞서 언급한 Li et al.(2010)에 따르면 우리나라 산림의 지하부 바이오매스 축적량은 1954년 단위면적당 지하부 축정량이 0.8tCha^{-1}이며, 전체 지하부 바이오매스 축적량이 3.86TgC이었던, 우리나라의 산림이 2007년에는 각각 7.12tCha^{-1}, 43.5TgC으로 증가한 것으로 나타났다.

Li et al.(2011)은 중부지방 잣나무 조림지 토양의 임령에 따른 탄소량의 변화를 측정한 결과, 임상의 탄소량은 임령과 무관한 것으로 나타났고, 토양의 탄소량은 조림지의 생성과 더불어 감소하다가 임령이 35년에 이르러 다시 증가하는 것으로 나타났다. 지상부 나무에 축적되는 탄소의 양은 임령이 증가할수록 같이 증가하는 것으로 나타났으나, 지하부의 탄소가 전체 생태계 탄소에 차지하는 정도는 변화가 심한 것으로 나타났으며, 생태계 총 탄소 축적량도 임령에 따라 S자형의 증가추세를 보이는 것으로 나타났다.

박찬우 등(2013)이 한국형 산림토양탄소 모델(Korean Forest Soil Carbon Model, KFSC)을 이용하여 광릉 소나무 임분을 대상으로 실시한, 수확주기, 수확강도, 수확 후 잔재물 처리방법에 따른 토양탄소 저장량의 변화를 비교한 결과, 수확주기나 수확의 강도보다는 수확 후 잔재물의 처리 방법에 따라 토양탄소의 저장량의 차이가 많이 발생하는 것을 알 수 있었으며, 특히 수확 후 잔재물을 전량 수거할 경우, 임목의 지하부만이 고사유기물로 전환, 분해되어 토양으로 유입되는 탄소의 양이 적어지기 때문에 약 2~10%의 토양탄소 저장량이 감소하는 것으로 나타났다.

산림토양호흡은 주로 온도와 토양수분 등의 환경인자의 영향을 받는데, Joo et al.(2012)에 따르면 남산의 신갈나무 숲의 경우, 토양수분이 27%까지 증가할수록 토양호흡도 증가하였으나 그 이상에서는 감소하는 것으로 나타났다. 한편, Lee et al.(2010)은 광릉의 활엽수림와 전나무림에서 토양호흡량을 추정한 결과, 침엽수림에서는 가뭄에 의한 토양수분의 감소로 토양호흡의 억제가 현저하게 드러났으나, 활엽수는 특별한 차이를 보이지 않은 것으로 보고하였다.

졸참나무와 서어나무의 낙엽활엽수림에서 관측된 산림 토양의 이산화탄소 배출은 연평균 약 7.8tCha^{-1} 이었으며, 그 연간 변이는 약 20%에 달하였다(Chae, 2011). 토양온도가 계절적 배출의 대부분을 설명하였으나, 연간 변이는 강수유형과 토양수분이 중요한 결정요인으로 작용하였으며, 특히 강수의 양뿐만 아니라, 빈도와 강도

의 변화가 토양수분에 많은 영향을 미쳤다.

Noh et al.(2010)은 70년생 소나무림의 임분 밀도가 토양의 이산화탄소 배출에 미치는 영향을 연구하였다. 세 가지 다른 임분 밀도(예, 938,600,375treesha^{-1})에 따른 영향을 연구한 결과, 토양온도와 토양습도가 가장 중요하며, 임분의 밀도는 엽면적과 낙엽양 그리고 토양수분에 영향을 주어 중간밀도인 600treesha^{-1}에서 가장 많은 이산화탄소의 배출이 일어난다고 하였다. 그러나 우리나라는 산지가 많고 장마나 소나기 등의 집중 호우가 많아 산사태와 토양침식으로 상당한 양의 산림탄소가 용존유기탄소(Dissolved Organic Carbon, DOC) 혹은 입자성유기탄소(Particulate Organic Carbon, POC)의 형태로 강, 호수, 바다와 같은 수생태계로 유실되고 있다. 특히 이러한 산림탄소의 유실은 불확실성이 높아 전세계적인 추정값의 경우는 0.4~2.7PgC/년(Cole et al., 2007; Tranvik et al., 2009)으로 다양하다.

Hong and Kim(2011)은 아시아의 장마는 생태계 탄소와 물순환에 영향을 미치는 자연적인 교란이자, 인위적인 요소들의 영향을 받아, 생태계의 건전성이 증대하지 않는 한, 몬순 아시아 지역의 탄소 흡수원으로서의 역할은 줄어들게 된다고 예측하였다. Jeong et al.(2012)은 산림에서 강물로 유실되는 탄소를 DOC와 POC로 나누어 측정한 결과, 상층토양은 수리적 세척(hydraulic flushing)에 의해 유출되는 DOC의 유출량의 변이가 적었으나, 침식에 의해 발생하는 POC의 유출량은 변이가 매우 크다고 보고하였다.

산림탄소수지: 우리나라는 현재 매년 133.2Mt의 탄소를 방출하고 있는데, 이 양은 전 세계의 방출양의 약 1.7%에 해당한다(Kone and Buke 2010). Yoo et al.(2013)은 탄소플럭스 모델과 지리정보시스템을 이용하여 1999년부터 2008년까지 10년간의 탄소수지를 추정하였는데, 평균 총일차생산량은 91.9TgC/년, 순일차생산량은 40.2TgC/년, 토양호흡량은 62.9TgC/년이었다. 이에 따른 순생태계생산량은 3.5TgC/년으로 추정되었는데, 이는 우리나라 산림이 인위적인 탄소 발생량의 약 3% 정도를 흡수하는 것을 의미한다. 우리나라 산림의 단위면적당 연평균 총일차산량은 14.4tCha^{-1}, 순일차생산량은 6.3tCha^{-1}, 토양호흡량은 9.9tCha^{-1}, 그리고 순생태계생산량은 약 0.6tCha^{-1} 으로 추정되었다(그림 5.1).

산림탄소수지의 실측과 관련하여, 국내에서는 KoFlux를 기반으로 일부 산림생태계에서 타워기반의 에디공분산 관측을 통해 장기적인 탄소수지의 변화를 직접 관측해 오고 있다(Kim et al., 2006). 총일차생산량과 생태계호흡의 차이로 나타내는 순생태계 탄소흡수량은 광릉 활엽수림과 침엽수림의 경우 경년변동이 매우 커서, 장마와 같은 환경변화에 따라 흡원에서 방출원으로 역할이 달라질 뿐 아니라 그 크기도 다양한 계절변동 및 경년변동을 보인다(기상청, 2014). 그러나 복잡한 지형, 비균질한 식생분포 및 다양한 토지 사용, 그리고 야간의 결측 자료 등으로 인해, 생태학적 현상과 수문기상학적 현상 및 인위적/자연적 교란의 영향이 중첩되어 관측된 탄소수지 자료의 분석에 어려움이 있다. 따라서 이러한 실측 자료를 활용하여 생태모델이나 원격탐사 알고리즘을 개선하거나 검정하는 데 각별한 주의를 필요로 한다(Ichii et al., 2013; Saigusa et al., 2013; Yun et al., 2014).

5.2.1.2. 농업생태계 탄소순환

2000년부터 2008년까지의 온실가스 배출량을 1996년 IPCC와 2006년 IPCC 가이드라인의 방법론과 기본계수를 적용하여 각 지자체 별 경종부분 온실가스 배출량을 평가한 결과, 작물 재배면적이 가장 넓은 전남지역이 가장 많은 양을 차지하였으며, 1996년에 비해 2006년 가이드라인을 적용하였을 때 약 26~29% 배출량이 감소되었다. 그러나 가이드라인의 기본 배출계수를 사용할 때 국내의 농업환경을 반영하기에는 한계가 있기 때문에 국가 고유의 배출계수 개발과 신뢰도 높은 활동자료를 구축하는 것이 필요함을 지적하였다(정현철 등, 2011; 2012).

유종희 등(2012a)은 2007년 농진청과 통계청에 수집된 농축산물소득자료 통계값으로 국가평균 탄소성적을 산정하는 top-down 방식과 면접조사로 사례를 분석하는 bottom-up 방식의 전과정 목록을 구축하였다. 관행논 쌀 1kg 생산을 기준으로 하는 탄소성적은 국가평균값이 사례성적보다 높았으며, 쌀 생산 전 과정에 투입

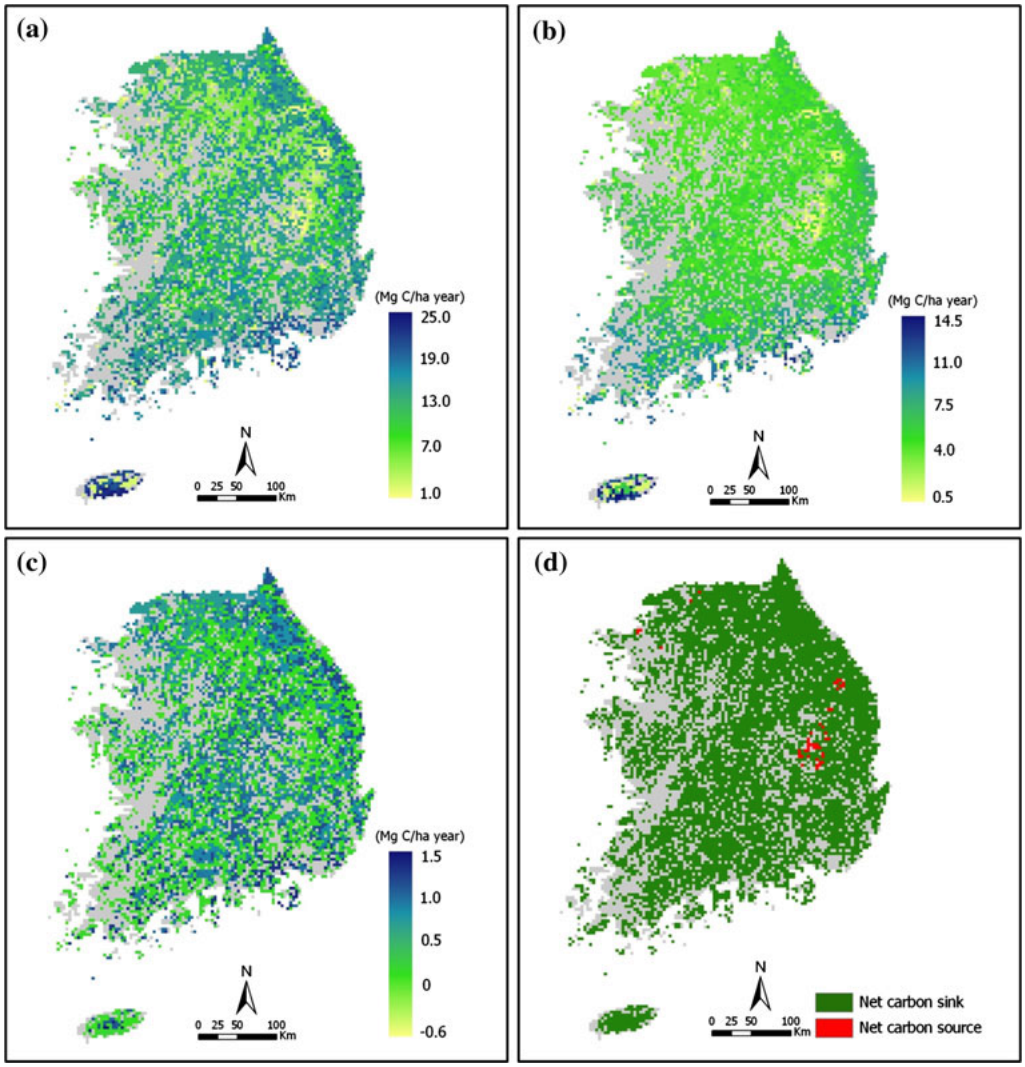


그림 5.1. (a)GPP, (b)NPP, (c)NEP의 추정치와 (d)탄소흡수원과 방출원의 공간 분포 지도. 농경지와 도시지역은 회색으로 표시됨(Yoo et al., 2013)

되는 농자재량은 서로 유사하거나 오히려 사례분석이 더 높게 나타났으나 작기 당 수확량이 높아 사례분석의 탄소성적이 유리한 결과가 나왔다.

Min et al.(2013)은 에디공분산 플럭스 관측방법을 사용하여 벼-보리 이모작 논 생태계에서 벼 재배 기간 동안 이산화탄소의 순생태교환량과 총일차생산량 및 생태적호흡량을 산출하였는데, 각각 단위면적(m^2)당 -277.1, 710.3, 433.2gC 임을 보고하였다.

Ju et al.(2013)은 2010년부터 2012년까지의 볏짚 사용량에 따른 메탄 배출 특성을 조사하여 우리나라 고유의 배출계수를 개발하였다. 이를 이용하여 벼 재배 논에서 발생하는 메탄 배출량이 IPCC GPG(2000)에서 제시한 보정계수로 구한 경우 보다 약 5% 낮게 산정됨을 보였다. Lim et al.(2011, 2013)은 간척지 논토양에서 염 농도에 따른 메탄 배출특성을 조사한 결과, 염 농도의 증가는 메탄 배출량 감소와 벼 생육 및 수량성 악화에 영향을 줌을 보였다. 간척지 논토양을 대상으로 한 석고의 처리는 염의 농도와 관계없이 고염도와 저염도 전체 토양에서 무처리 대비 71~99%의 메탄 발생이 저감되었다. 석고 처리에 따른 황산염을 증가는 전자 수용체, 즉 황산염이온의 양 증대에 따른 전자의 활성저하와 황환원균의 활성증가가 메탄발생을 저감시키는 가장 큰 요인인 것으로 분석되었다. 간척지 논에 석고를 시용할 경우 부족한 칼슘의 공급효과를 통하여 토양의 물리성 및 배수 개선을 통하여 메탄 발생 감소에 영향을 줄 수 있었다. 서영진 등(2012)은 논의 토양 종류별 메탄 배출은 벼 재배기간 중 산화환원전위와 토양 중 Geothite, Hematite 등과 같은 메탄산화제의 함량에 영향을 받는 것으로 나타났다. 논 생태

계를 모의하여 토양에 투입된 비료의 종류와 토양 수분 변동조건에 따른 온실가스 플럭스를 조사하였다. 비료의 경우 이분해성 유기물에 비해 난분해성 유기물의 시용이 토양 탄소량을 증가시키는 것으로 나타났으며, 녹비작물이 질소 공급의 측면에서 화학비료를 대체할 수 있지만 화학비료 시용에 비해 메탄 발생이 증가할 수 있음을 보여주었다.

비산재는 논토양에서 메탄과 이산화탄소 방출 저감에 효과가 있는 것으로 나타났으며, 실재 벼 재배 포장에서의 실험을 통한 추가적인 검증이 필요하다(임상선 등, 2012). 시설원예에서 기인하는 바이오매스별 메탄생산량의 경우에는 줄기 부위가 잎이나 열매 부위보다 낮은 값을 나타내는 경향을 보였다(신국식 등, 2011).

녹비종류별로는 벼 식물체의 탄소 흡수량은 차이를 보이지 않았으나, 벼 재배기간 동안 계속 증가하였으며, 수확기의 정보와 볏짚 생산량은 녹비환원에서 화학비료구보다 5~13% 많았다(조현숙 et al., 2012). 벼 재배기간 동안 온실가스 총 배출량은 지구온난화잠재력(GWP)으로 환산한 결과, 상시담수에 비해 간단관개가 66%, 그리고 SRI 물 관리 농법은 72%의 온실가스 감축효과가 있는 것으로 나타난다.(Kim et al., 2013; 김건엽 등, 2012)

밭을 대상으로 축분 퇴비의 사용량과 비닐멀칭 유무에 따른 토양 유기탄소의 함량 변화와 토양탄소의 안정화 정도를 조사하였다. 퇴비의 사용과 비닐멀칭 처리에 따라 토양 내 유기탄소 함량의 유의한 증가는 발견되지 않았으나, 열수추출 가능한 탄소의 함량은 유의하게 감소하고 있었으며, 지하부의 바이오매스 함량이 최대를 나타내었다(Kang et al., 2013)

무경운 농법에 의한 고추재배는 일반적인 고추재배 방식과(국가평균) 비교하여 58%의 온실가스 저감효과를 갖는 것으로 분석되었으며, 이중 비료절감에 의한 직접-간접효과가 92%, 에너지사용절감에 의한 효과는 44%로 높은 탄소저감 효과를 나타내었다(이길재 등, 2012).

2006년 IPCC에서 제안한 지침에 따르면 토양탄소는 20년 동안 선형적인 증가를 한다는 가정을 하였는데, 유가영 등(2012)은 연구 결과에서 특정 관리방법 착수시점에서 초기 5~7년 동안 토양탄소는 빠르게 증가하고, 그 이후 느려지고 있음을 보였다. 이는 지속적 토양탄소 저장 증가를 위해서는 적절한 토양관리 및 유기물 관리를 해야 한다는 점을 의미한다.

유종희 등(2012b)은 전과정분석(LCA) 방법을 사용하여 농작물을 대상으로 온실가스 배출량을 정량화를 실시하였다. 논의 경우 이산화탄소 배출은 화학비료 생산과 벼 재배단계에서 가장 많았고, 메탄의 경우 대부분 벼 재배 중에 발생되었다. 관행농과 무농약 쌀 생산체계에서 온실가스 배출 주요요인은 복비 생산과 벼 재배 중 메탄 발생이었고, 유기농에서는 벼 재배 중 농기계 연료사용과 논토양 메탄발생이었다. 그러므로 온실가스 감축을 위한 영농방법 활용으로 복합비료 적정량 사용을 위한 맞춤형 비료의 권장 및 벼논 물 관리에 의한 메탄발생 저감 방법 등을 제안하였다. 더불어 유기농법에서는 수확량 향상을 위한 생산 효율성 증대와 벼 재배단계에서 농기계 연료 효율성 증대활용에 관한 연구의 필요성을 지적하였다.

5.2.2. 탄소순환 모델링

육상 생태계의 탄소순환 과정은 식생의 광합성과정을 통한 대기 중 CO_2의 흡수와 식생의 호흡 및 토양유기물의 분해 과정을 통한 CO_2의 배출로 구성된다. 탄소순환 모델링에 사용되는 모델은 크게 생지화학모델과 역학전지구식생모델(dynamic global vegetation model, DGVM)로 나눌 수 있다. 생지화학모델은 주어진 식생 분포에 대해 생태계의 탄소수지를 모의하며 각 생물군계(biome)에 대하여 광합성, 호흡, 할당(allocation)과 그 밖의 주요 생태 과정들을 모의한다. 식생은 전형적으로 개별 식물에 관한 고려없이 잎, 줄기, 뿌리의 탄소량으로 표현된다. 반면 역학 전지구식생모델은 탄소 평형과 이에 영향을 미치는 생태계의 구조와 조성의 변화를 모의한다(Bonan, 2008). 생지화학모델은 현재 상태나 생태 조성의 변화가 없는 짧은 시간규모의 지역 및 전지구규모의 탄소수지 계산에 사용되고, 역학전지구식생모델은 기후변화로 생태 조성이 변화되었을 때 기후-식생의 상호작용을 고찰하는데 사용된다. 생지화학모델의 예로는 CENTURY (Schimel et al., 1990), BIOME-BGC(Running and Gower, 1991), VISIT(Ito, 2008) 등이 있고, 역학전지구식생모

델의 경우, Lund-Potsdam-Jena(LPJ)(Sitch et al., 2003), Top-down Representation of interactive Foliage and Flora Including Dynamics(TRIFFID)(Cox, 2001) 등의 모델이 있다.

탄소순환 모델링과 관련된 최근 국내 연구의 흐름은 세 가지로 나눌 수 있는데, (1) 역학전지구식생모델이 결합된 기후모델을 이용한 식생-기후간의 되먹임과정의 연구, (2) 탄소순환모델의 개선을 위해 동아시아의 관측자료를 활용한 모델의 성능 평가 및 민감도 분석, (3) 탄소순환 모델을 활용한 한반도 내의 탄소수지 산정이다. 먼저, 식생-기후 되먹임과정 연구와 관련하여, Jeong et al(2010)은 역학전지구식생모델이 접합된 CAM3 모델을 이용하여 대기 중 CO_2 농도가 두 배인 조건에서, 식생의 되먹임 과정의 고려 여부에 따른 차이를 비교하였다. 식생의 되먹임 과정이 고려되었을 때는 기온의 상승폭이 1℃ 감소하였는데, 이는 대기 중 CO_2의 증가로 녹지면적이 증가하고 증발산과 강수가 증가하여 온난화가 완화된 것으로 보았다. 또한 이러한 녹지의 증가는 열파의 빈도와 지속시간을 줄이는 경향을 보여, 식생-기후 되먹임과정의 고려는 유럽에서 따뜻한 계절에 온도와 열파 예측을 향상시키는데 중요한 역할을 할 것으로 제안되었다. 관련하여, Jeong et al.(2011)은 같은 방법으로 식생-기후의 되먹임 과정이 북반구의 여름철 온도와 온도의 일변화에 미치는 영향을 분석하였다. 그 결과, CO_2가 두 배로 증가한 경우, 식생-기후의 되먹임과는 상관없이 일평균 기온이 현저히 상승하고 기온의 일변화는 감소함을 보였다. 즉, 따뜻하고 습윤한 기후와 관련된 식생 생산성의 증가가 중위도의 녹지면적을 증가시키고, 초지와 북방수림의 고위도 확장을 유발함으로써, 고위도와 중위도에서 온도장에 대하여 대조적인 효과를 가져옴을 보였다. 중위도에서는, 녹지면적의 증가가 최저기온보다 최고기온의 상승을 제약, 기온의 일변화를 감소시키는데 이는 녹지면적의 증가가 증산을 강화하여 주간온도를 낮추기 때문으로 분석되었다. 반면 고위도에서는, 녹지면적의 증가가 최저온도보다 최고기온를 상승시켜서 기온의 일변화가 더욱 증가된다. Jeong et al.(2012)은, DGVM이 접합된 CAM 모델을 이용하여, 식생의 성장 시기에 고위도지역의 녹화와 온난화에 대해 조사하였다. CO_2 농도가 두 배로 증가하였을 때 식생의 북쪽으로의 진출은 고위도지역의 온도를 상승시킴으로써 대류권의 편서풍을 약화시키고 이것이 극지역의 고기압성 아노말리를 형성하여 결과적으로 북극과 고위도 지역의 온난화를 강화시킨다고 제안하였다. 이철 등(2014)은 지구시스템 모델을 이용하여 현재와 미래 기후 시나리오에 따른 전지구 육상탄소순환의 변화를 정량화하였고, 우리나라가 포함된 동아시아 지역의 순생태계생산량이 같은 위도대의 다른 지역에 비해 미래에 크게 증가할 것임을 보였다.

탄소순환모델이 기후모델 내에서 식생과 기후의 되먹임 과정을 현실적으로 모의할 수 있으려면 관측결과를 잘 모사할 수 있어야 한다. 국내의 탄소 관련 플럭스 관측자료가 축적됨에 따라, 탄소순환모델 결과와 다양한 생태계에서 관측된 실측값을 비교 분석하는 연구들이 이루어지고 있다. 임희정 등(2010)은 CLM3.5-DGVM의 모델 수행결과를 광릉 활엽수림의 다양한 탄소 수지 관측값들과 비교하였다. 모델은 LAI, 연간 총일차생산(gross primary production, GPP)과 생태계호흡(ecosystem respiration, Re)을 과대모의하고 식생의 계절변화를 제대로 모의하지 못하였다. 장지현 등(2010)은 JULES 모델의 모수들에 대한 GPP와 Re의 민감도 실험을 수행하였다. 이들은 모의된 GPP는 RuBP 카르복실화(carboxylation)의 최대값과 잎의 질소 농도에 가장 민감한 결과를 보이고 호흡량은 활엽수림에 대해서 목질(wood) 바이오매스 모수에 민감한 특성을 보였다. 광릉활엽수림과 해남 농경지 모두에서 JULES 모델은 GPP와 Re를 과대모의하였는데, JULES 모델을 이용해서 탄소수지를 계산하려면 민감한 주요 모수들의 보정이 이루어져야 함을 지적하였다. Lee et al.(2013)은 탄소와 질소 순환이 고려된 CLM3.5CN을 티벳 초지에 대해서 평가하였다. 그 결과, 모델은 최대 LAI를 잘 모의하였지만 순생태계교환 양은 식생성장시기에 현저히 과소모의하고 토양온도도 1년 내내 과소모의 하였다. 그 원인을 파악하기 위해 계절적으로 변하는 리터층의 효과, 얕은 뿌리층 효과, 토양유기물의 분해를 제약하는 임계토양수분의 감소 등에 대한 민감도 실험을 수행하였다. 성장시기의 NEE의 과소모의는 뿌리층 온도의 과소 추정과 이에 따른 유기물 분해의 과소모의가 질소공급

을 제약하는데 기인한다고 보고하였다.

앞서 언급된 바와 같이, 토양은 지표 생물권의 주요한 탄소 저장소로 약 1,580Pg의 탄소를 포함하고 있고(Schimel, 1995), 이 중에서 산림토양이 토양탄소의 약 1/3을 설명한다. 그러므로 산림 토양탄소의 변화는 탄소순환에 중요한 역할을 하고 있고 이를 잘 모의하는 것은 탄소순환 모델에 있어서 매우 중요하다. 이를 위해 다양한 모델들이 개발되어 왔으나 이러한 모델들을 한반도에 적용하는 데에는 여러 가지 어려움이 따른다. 왜냐하면 이러한 모델 구조와 과정이 한국의 산림형태에 유용한지를 확인하는 것이 어려울 뿐 아니라, 그러한 모델을 운영하기에 필요한 자료들이 매우 부족하기 때문이다. Yi et al.(2012)은 이러한 문제점을 해결하기 위해 적은 수의 모수를 사용하는 간단한 한국 산림 토양탄소모델을 개발하였다. 경기도 지역의 6개의 관측자료를 이용, 개발된 모델을 평가한 결과, 모델이 지상부의 목질 부스러기(woody debris)나 리터, 그리고 토양유기탄소의 양을 잘 모사함을 보였다.

탄소순환모델은 국가규모나 지역규모에서 현 상태의 생태계에 의한 탄소의 흡수를 추정하는데 활용할 수 있다. Yoo et al.(2013)은 VISIT 모델과 기상관측자료를 사용하여 1999년부터 2008년까지 한반도의 산림의 10년 평균된 총일차생산, 순일차생산, 토양 호흡을 각각 91.9, 40.2, 62.9TgC/년으로 추정하였다. 또한 1999년부터 2009년까지 연간 순생태계생산량을 3.51TgC/년으로 추정하여 한반도 산림생태계가 인위적 CO_2 배출량의 약 3.3%를 상쇄하는 탄소 흡원임을 제안하였다. 광릉 활엽수림의 플럭스 관측자료와 토양 호흡, MODIS 원격탐사 자료를 사용하여 이 모델의 결과를 검증한 결과, NEE에 대하여 비록 모델값과 관측값이 높은 상관도를 보였으나, 토양 호흡이 과대모의(여름철 제외) 되었고, 봄철 CO_2 흡수가 일어나는 시기가 이르게 모의됨을 지적하였다.

5.2.3. 모델–관측 융합

5.2.3.1. 장기 관측자료 기반의 모델링

지금까지 우리에게 알려진 탄소순환과 기후변화와의 상관성에 대한 관심은 잘 알려진 하와이에서의 CO_2 농도의 장기 관측으로부터 시작되었다고 할 수 있다. 기후변화 감시와 더불어 생태계의 장기적 변화를 꾸준히 관측하여 기후 시스템과의 상호작용을 이해함으로써 보다 정확한 기후를 예측할 뿐만 아니라, 지속가능한 생태계 서비스를 유지하기 위한 의사결정에 있어서도 이러한 장기 관측은 매우 중요한 역할을 한다.

우리나라와 주변 지역의 탄소순환에 대한 장기 관측은 매우 제한적이나, 한반도 중부에 위치한 온대산림생태계에서의 10년 이상의 미기상학적 장기관측자료는 그 동안 알려지지 않았던 육상탄소순환에 대한 다양한 정보를 제공하고 있다(예, Kim et al., 2006; Saigusa et al., 2013). 장기 미기상학 관측과 식물계절학의 관점에서 볼 때, 우리나라 육상생태계 탄소순환이 같은 중위도의 다른 생태계와 가장 차이를 보이는 부분은 장마로 대표되는 우리나라의 기후현상과 이로 인해 나타나는 생태계의 특이성이라고 할 수 있다(장지현 등, 2010; 이철 등, 2014; Kwon et al., 2010; Chae, 2011; Kang et al., 2012; Hong et al., 2014).

장마 기간 발생하는 강수로 인하여 상대적으로 군락이 젖어있을 경우가 많아서, 관측을 수행하거나 수치모델링을 할 경우에 이를 적절히 고려해 주어야 한다(Kang et al., 2012; Hong et al, 2014).

식물의 생장이 가장 활발한 여름 기간 동안, 우리나라에 영향을 주는 장마로 인하여 태양복사에너지가 감소하는데,(Kwon et al., 2010)(그림 5.2). 이러한 여름 생장 기간에 발생하는 장마와 그로 인한 태양복사에너지의 감소로 인하여 생태계의 대기 중 이산화탄소의 흡수가 급격하게 줄어들게 되고, 이로 인하여 총일차생산량과 순생태계교환량이 연중 2개의 극값을 가지는 형태를 보인다(그림 5.3).

이와는 달리, 토양호흡을 포함한 생태계 호흡량은 장마기간 동안 크게 줄지 않았다(Chae, 2011). 이는 장마기간 동안 기온이 크게 하락하지 않기 때문으로 보고하였다. 그러나 토양호흡의 경우 보이는 경년변동은 강수의 강도와 빈도에 따라 토양 내부의 공극(porosity)을 채우는 물의 양에 따라 달라졌다(그림 5.4).

이렇게 관측된 우리나라 생태계의 탄소 흡수에 관한 이해는 모델링 연구에 활용함으로써 기후-생태계 상호 작용을 통한 생지화학순환 과정

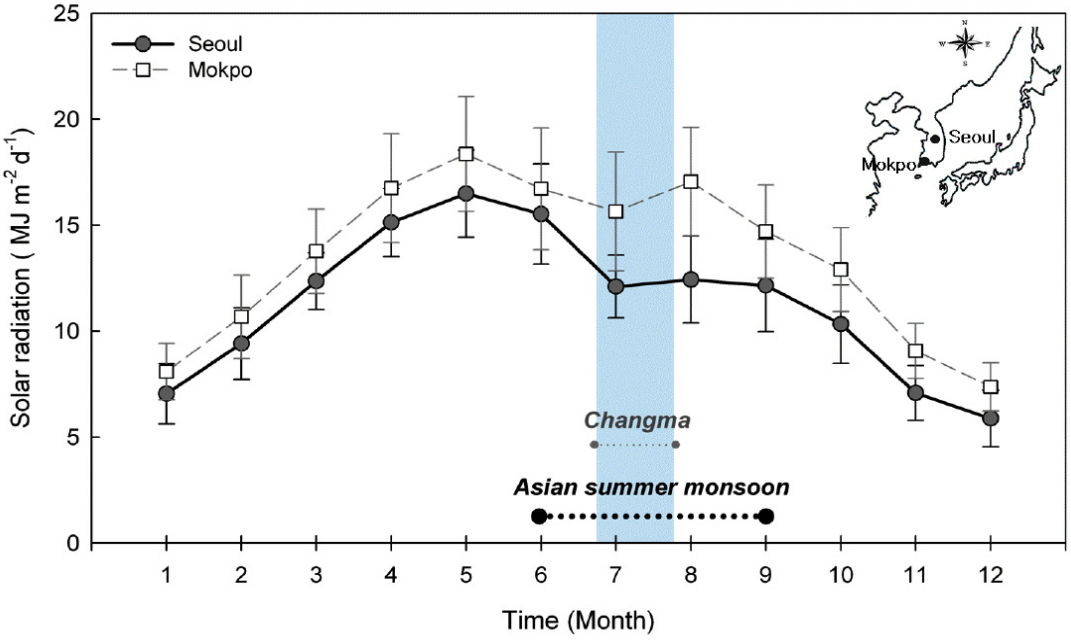


그림 5.2. 서울과 목포에서의 30년 평균 월별 태양복사에너지(Kwon et al., 2010).

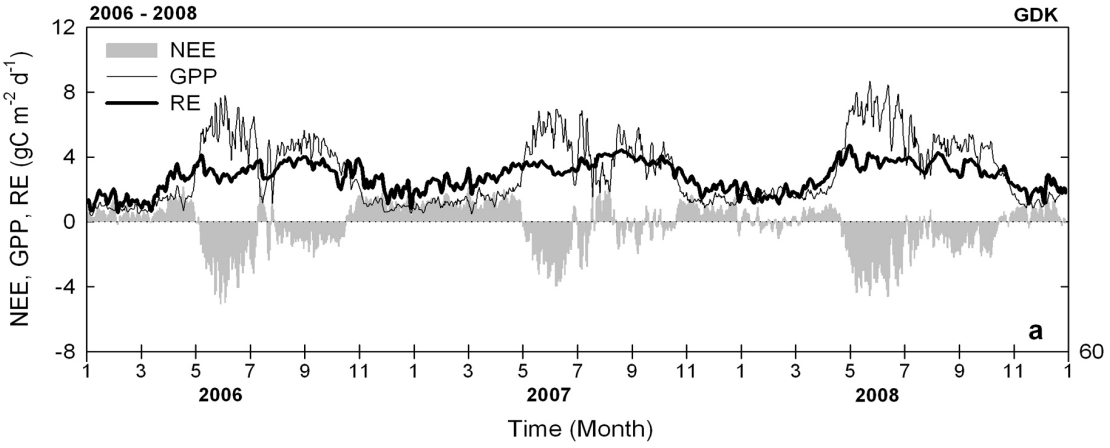


그림 5.3. 광릉수목에서의 총일차생산량, 순일차생산량, 생태계호흡량의 월변화(Kwon et al., 2010)

의 이해를 넓히는 계기가 되었다(Hong and Kim, 2011; Ichii et al., 2013; Yun et al., 2014).

우선 장마 기간 동안 관측된 태양복사에너지의 감소와 이로 인한 생태계 총일차생산량의 감소는 다양한 생태계 모델과 지면모델들이 비교적 잘 수치모사 하고 있다(장지현 등, 2010; Ichii et al., 2013; 이철 등, 2014). 또한 이러한 특성들이 다른 지역과 비교했을 때 미래 기후변화 시나리오에 대한 동아시아만의 특별한 육상탄소 생태계의 특징을 만들어 냈다(그림 5.5). 그리고 장마 기간 동안 발생한 폭우로 인해 서로 다른 지면 모델에서 만들어진 토양 수분의 초기 및 경계 조건의 오차로 인한 지역기후 모델의 오차가 상당히 줄어들 수 있음도 확인되었다(Lim et al., 2012)(그림 5.6). 따라서 지역기후모델을 사용하여 지역기후를 모사할 때 서로 다른 초기장이 가진 토양수분의 차이를 적절하게 상쇄시킬 수 있는 고려가 필요하다.

비록 생태계 모델이 이렇게 관측된 장마 기간 동안에 지표에 도달하는 복사에너지 감소와 이로 인한 생태계 탄소 흡수량의 저하를 어느 정도 수치모사할 수 있는 것으로 보이지만, Hong and Kim(2011)은 장마에 의한 생태계 교란 효과에 대한 생태계 모델링은 수치 모사에 있어서 한계가 있음을 지적하였다. 예를 들면, 식물의

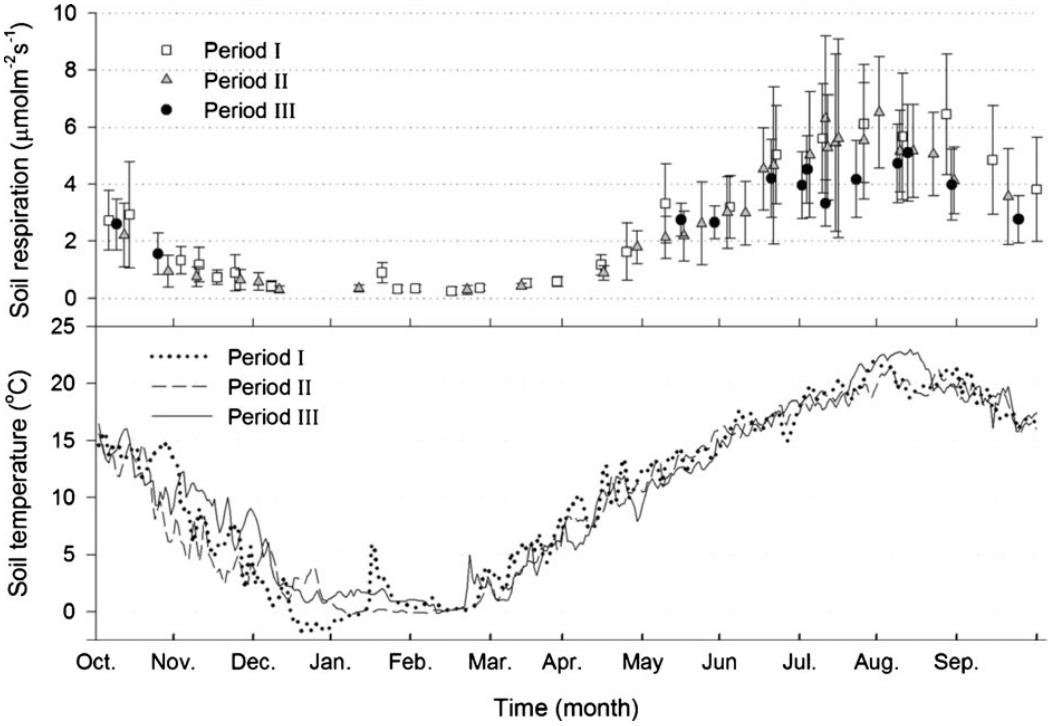
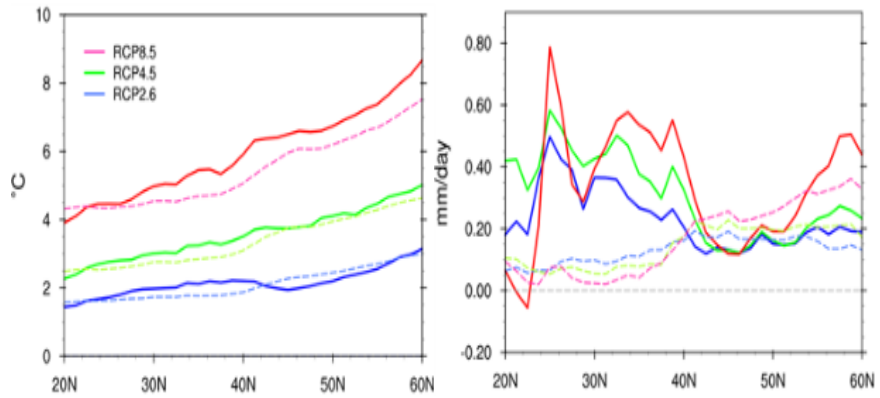


그림 5.4. 광릉수목에서의 토양호흡량과 토양 온도의 월변화(Chae, 2011)

(a) 기온 (b) 강수량



(c) 순생태계교환량

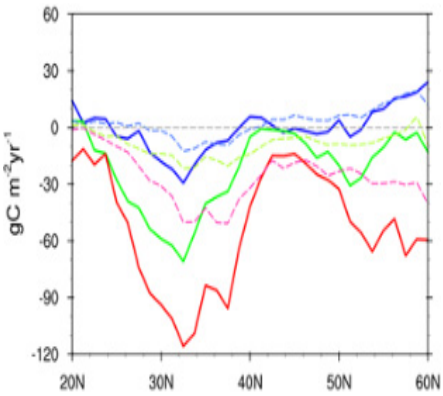


그림 5.5. 북위 20~60°N 지역 평균된 (a)기온, (b)강수, (c)순생태계교환량의 서로 다른 RCP 시나리오 상에서의 변화. 1981~2005년 평균값과 2075~2099년 평균값과의 차이. 점선은 전지구 평균값, 실선은 동아시아의 값(이철 등, 2014)

표 5.1. 장마의 변동과 생태계 탄소순환 변동의 수치 모사 결과(Hong and Kim, 2011).

year	NEE	GPP	Re	ET	NPP
2006	35(48%)	-117(13%)	-83(9%)	-13(4%)	-34
2007	9(21%)	-73(8%)	-65(7%)	-7(2%)	-8
2008	59(26%)	-142(12%)	83(9%)	-17(5%)	-57

성장 기간인 여름에 우리나라에 발생하는 장마로 인한 생태계의 대기 중 이산화탄소 흡수량의 감소의 경년 변동이 장마의 기간과 강도, 그리고 발생 시기에 따라 크게 영향을 받았다(표 5.1). 이와 더불어 장마기간 동안 발생한 폭우와 태풍에 의한 생태계 교란으로 인하여 장마 후 태양복사에너지가 증가하여도 장마 이전의 탄소 흡수 능력에 도달하지 못할 수 있음을 보였다. 이에 따라 미래 기후 시나리오 상에서 증가할 것으로 예상되는 태풍의 강도와 장마 강도 및 기간의 변화는 우리나라 산림의 대기 중 이산화탄소 흡수 능력에 심각한 변화를 줄 수 있

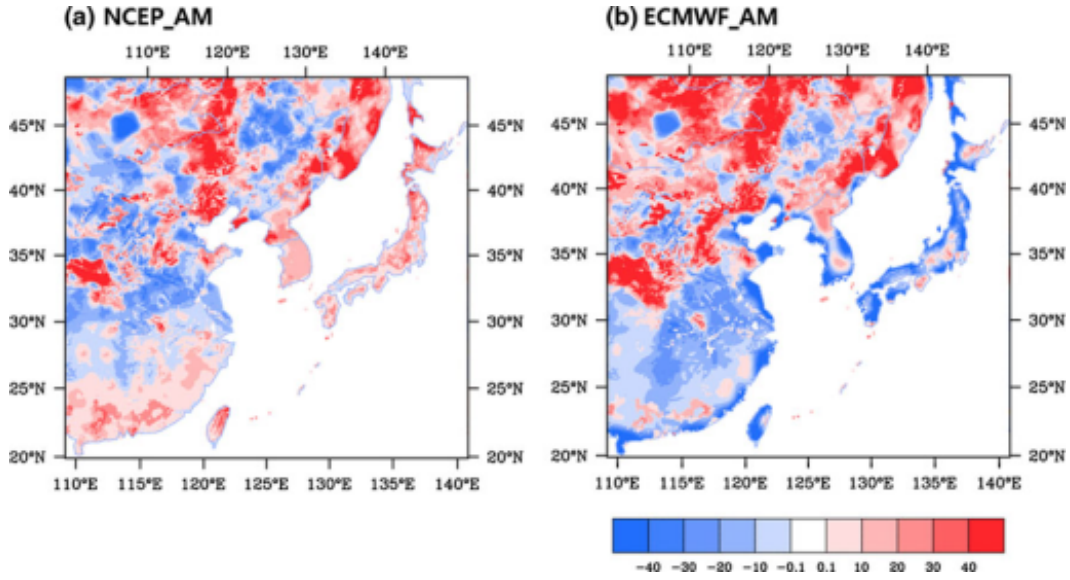


그림 5.6. NCEP 재분석자료와 ECMWF 재분석자료의 토양수분 차이(Lim et al., 2012)

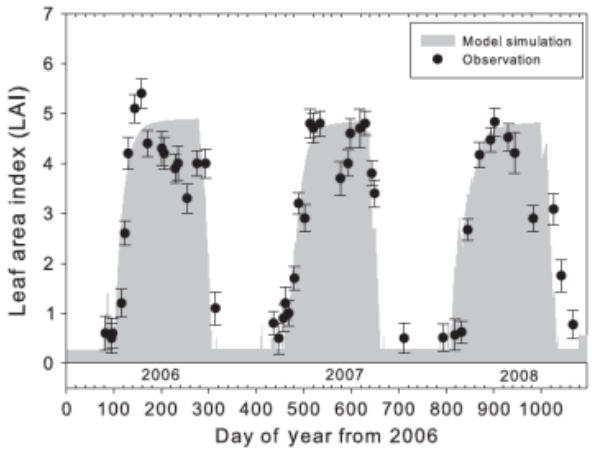


그림 5.7. 측정된 엽면적지수와 역학식생모델의 결과 (Hong and Kim, 2011)

음을 주목할 필요가 있다. 현재 이러한 몬순에 의한 생태계 교란이 지면 모델과 역학식생모델에는 제대로 반영되어 있지 않다(그림 5.7).

5.2.3.2. 아시아 탄소추적시스템

인류의 지속가능성을 확보하기 위해서는 지구 시스템에 대한 새로운 지식이 필요하다. 그 중 하나는 인간 활동에 의해 발생하는 CO_2가 어디에서 오고, 어디로 가는지를 파악하는 것이다. 전지구적으로 운영되고 있는 적은 수의 플럭스 관측망 자료를 이용하여 직접적으로 전지구 탄소순환의 정확한 시공간 패턴을 파악할 수 없다. 따라서 전지구 CO_2 플럭스를 간접적으로 추정하기 위하여 일반적으로 역분석 방법을 이용하고 있다. 역분석은 대기 수송과 관측에 최적으로 일치하는 탄소 저장소들과 대기간의 CO_2 플럭스 산출을 가능하게 한다. 이러한 역분석 모델의 하나인 탄소추적시스템(CarbonTracker)은 NOAA의 지구 시스템 연구소(ESRL)에서 전지구영역(북미 지역은 고분해능)으로 개발되었다. 우리나라 국립기상연구소에서 ESRL과 협력하여 개발한 아시아탄소추적시스템(CarbonTracker-Asia)은 아시아에 중점을 두고 전지구 영역의 탄소를 추적한다(www.nimr.go.kr/2/carbontracker).

과학적인 수단인 탄소추적시스템은 대기 중 CO_2의 장기적인 감시와 함께 전지구 탄소순환의 이해를 개선하는데 도움을 주며, 정책 지원의 수단도 될 수 있다. 기후변화에 적응하기 위해서는 대기 중 CO_2 농도의 안정화가 필요하며, 이것은 전 세계 CO_2 배출량의 상당한 절감을 통해서만 이뤄질 수 있다. 따라서 탄소추적시스템은 대기 중 CO_2 배출량 감축 활동의 효과를 감시하고 평가하는 독립적인 체계로 사용될 수 있다.

탄소추적시스템의 작동과정: 지상 공기덩이는 지표면 교환에 의해 영향을 받으므로 관측된 지상 공기의 CO_2 농도는 배출원과 흡수원에 대한 정보를 가지고 있다. 그러므로 CO_2 농도로 부터 하향식 접근인 역분석 방법을 이용하여 흡수 및 배출량을 산출할 수 있다. 지표 플럭스(흡수·배출량)와 관측된 CO_2 농도 변동 사이의 관계는 대기 수송을 모델링하여 얻을 수 있다. 그림 5.8은 탄소추적시스템의 구조와 작동 단계를 나타낸다(Cho, 2013).

1 단계에서는 CO_2 플럭스의 시공간 분포의 사전 지식(a prior)이 필요하며, 플럭스는 (1) 화석연료 사용과 시멘트 제조에 의한 배출량,

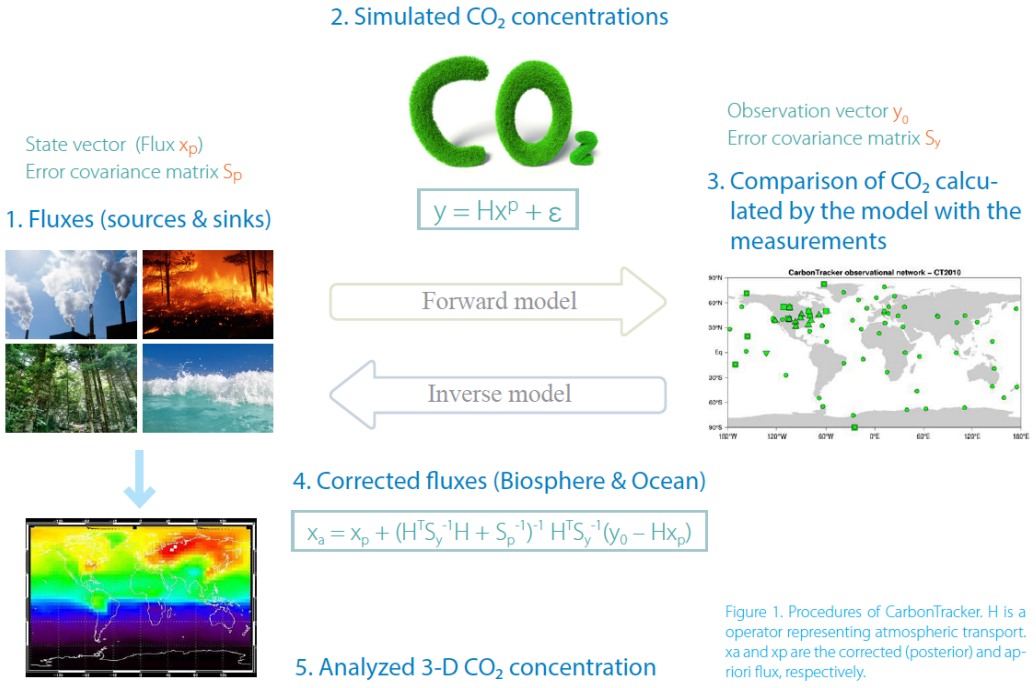


그림 5.8. 탄소추적시스템의 과정. H는 대기수송모델로 구현된 연산자. xa와 xp는 각각 수정(최종, posterior)과 사전(a prior) 플럭스이다(Cho, 2013)

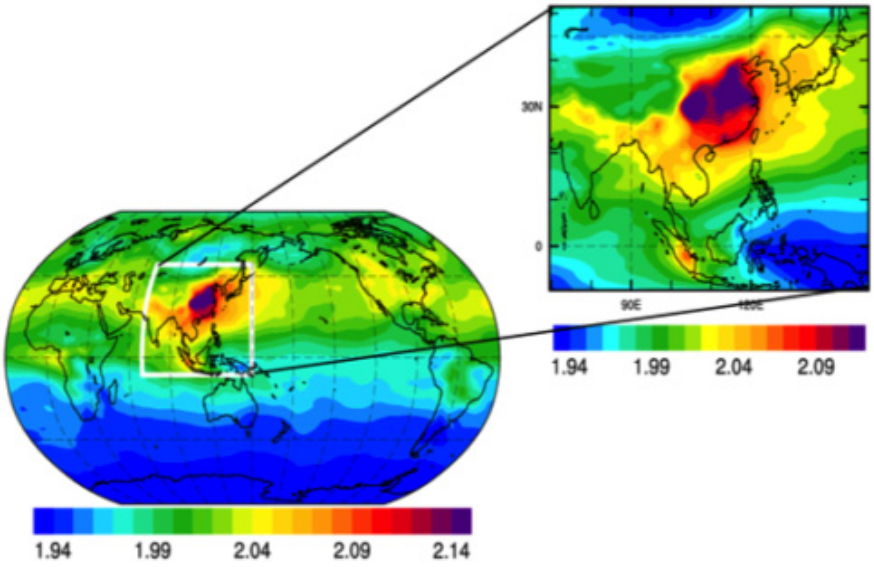


그림 5.9. 2001~2012년 동안 연직 평균 CO_2 농도 증가율의 분포(Cho, 2013)

(2) 산불에 의한 배출량, (3) 해양에서의 교환, 그리고 (4) 육지 생물권의 순생태계교환(NEE)의 네 가지 기본 요소로 구성된다. 화석연료의 배출 분포는 EDGAR 데이터베이스를 기반으로 정해진다. 산불 모듈은 CASA 생지화학 모델에서 파생되는 흡수된 광합성유효복사의 비율인 FPAR의 전지구 산불 배출 자료(GFEDv3.1)를 사용하고 있다. 해양에 대한 정보는 다카하시의 해양 CO_2 분압 기후값을 기반으로 해양 역분석 과정을 통해 산출한다. 육지 생물권은 CASA 생지화학모델에 의해 모의된 전지구 NEE 플럭스를 이용한다.

2 단계에서 전지구 공기의 혼합을 모의하는 대기 수송모델에 사전(a prior) 플럭스가 입력된다. 대기 수송은 TM5 모델과 유럽중기예보센터(ECMWF) 기상자료를 이용하여 시간에 따라 변하는 기상에 의해 강제되어 모의된다. 표면에서의 배출과 흡수는 수송 모델에서 이류, 확산, 대류 된 후 대기 농도로 변환된다. 아시아 탄소추적시스템은 전지구 영역에서 아시아에 향상된 수송 분해능을 제공하기 위해 수평 해상도는 전지구 3×3˚와 아시아 1×1˚의 이중 격자 및 연직 25개 층으로 구성된다.

3 단계에서는 모의된 농도를 측정된 시간과 위치에서 관측된 대기 CO_2 몰분율과 비교한다. 지표면의 CO_2 배출과 흡수의 시공간적 변화에 따른 대기 변동을 감지하기 위해 정확한 CO2 측정값을 NOAA ESRL의 전지구 공기 채집망와 플라스크, 타워 및 연속 측정에서 얻는다. 관측망은 지역 배출원과 흡수원에 의한 오염을 피하기 위해 주로 도시에서 먼 해양 경계층에서의 측정에 중점을 둔다.

마지막으로, 역분석 과정은 모의된 CO_2 값과 관측값 사이의 오차를 줄여 CO_2 흡수와 배출을 최적화한다. 일반적으로 탄소 플럭스를 추정하는 최적화 과정은 앙상블 칼만필터 자료동화 기법으로 수행된다. 이 때 최대 19개 생태계 유형을 포함한 11개 육지와 30개 해역으로 나누어 CO_2 플럭스를 강제한다. 화석연료와 산불에 의한 CO_2 배출량은 미리 정해져서 계산 과정에서 최적화되지 않는다.

아시아 탄소추적시스템의 연직 확산 방안은 YSU PBL 방식으로 개선되었는데, 기존 방법에 비해 안정한 지표층의 혼합이 커서 경계층까지 CO_2를 강하게 확산시키는 효과가 있다(Peter et al., 2010). 아시아 탄소추적시스템은 NOAA의 탄소추적시스템에 동화되지 않은 일본기상연구소의 3개 관측소(RYO, YON, MNM)의 CO_2 농도값을 추가로 사용한다.

예비결과: 김진웅 등(2012)은 아시아 탄소추적시스템에서 산출된 최적화된 플럭스가 관측과 적절한 일치성이 있음을 보였다. 실험된 CO_2 농도의 RMSE를 살펴보면, 탄소추적시스템의 자료동화 과정을 통해 더 적은 오차의 CO_2 몰농도가 계산되어 관측자료와 더 일치하는 지표 탄소플럭스가 추정되는지를 가늠할 수 있다. 계절별로 살펴보았을 때 겨울보다 여름에 RMSE

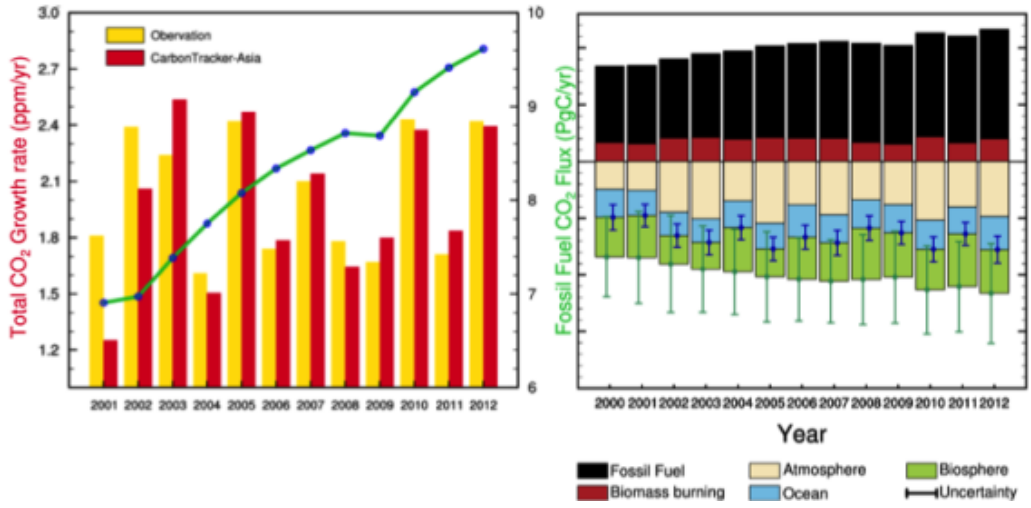


그림 5.10. 대기 CO_2 농도 증가율(왼편). NOAA ESRL에서 산출한 관측 대기 전지구 평균 CO_2 농도 증가율과 아시아 탄소추적시스템에서 산출한 농도 증가율의 비교. 실선은 화석연료 연배출량. 전지구 CO_2 플럭스의 수지(오른편). 화석연료(검은색), 산불(고동색), 육상 생태계(녹색), 그리고 해양(파란색). 대기에 축적된 CO_2량(살색)은 모든 플럭스의 합으로 산출되었다(Cho, 2013).

값이 더 컸다. Kim et al.,(2014)은 아시아 탄소추적시스템이 북미 지역을 고분해능으로 처방한 NOAA 탄소추적시스템에 비해 아시아에서 좀 더 정확한 플럭스 값을 추정할 수 있음을 보였다.

대기 중 CO_2 농도의 변화율은 인간 활동에 의한 탄소 배출량과 육지와 해양에서 CO_2 흡수와 배출의 역학적 균형을 반영한다. 그림 5.9는 분석기간 동안 CO_2 농도 증가율의 분포를 나타낸다(Cho, 2013). CO_2 농도의 증가율은 분석기간 동안 증가하며, 그 분포는 흡수·배출 변동 때문에 지역적으로 다르게 나타난다. 중국의 CO_2 농도 증가율은 매우 크며, 특히 중국 스촨 지역은 오염원뿐만 아니라 분지의 지형 효과가 포함되어 가장 큰 증가율을 보였다. 대기 중 CO_2 농도 증가율의 경년 변동을 살펴보기 위해 NOAA에서 산출한 관측된 CO_2 농도 증가율과 탄소추적시스템의 결과값을 비교하고, 분석기간 동안 화석연료에 의해 방출된 전지구 총 CO_2 플럭스 값을 함께 나타내었다(그림 5.10 왼편).

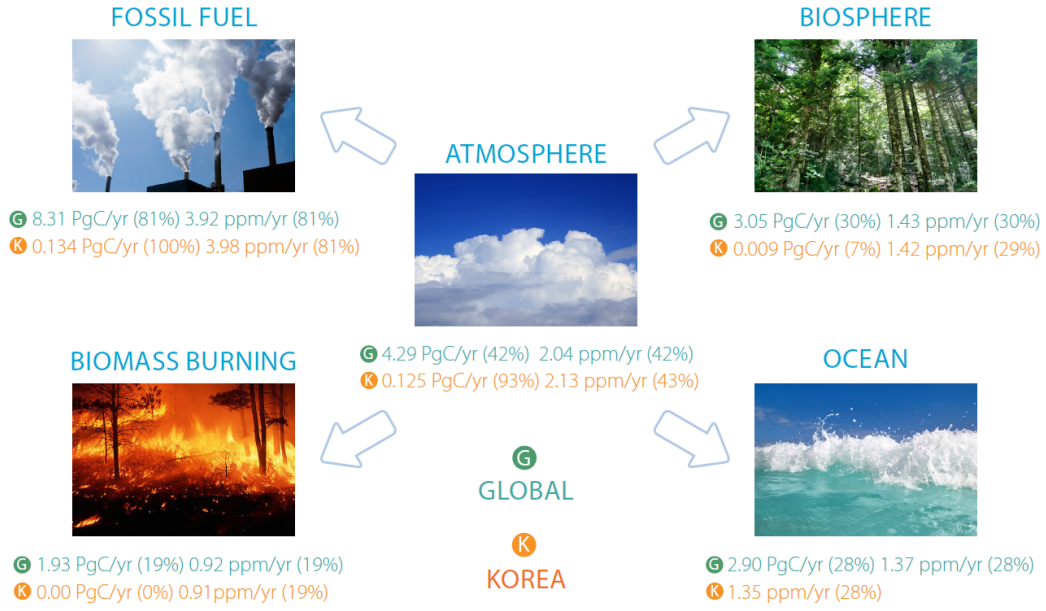


그림 5.11. 2001~2012년 동안 아시아 탄소추적시스템으로 산출한 배출·흡수원별 이산화탄소 수지. 파란색은 전지구 연평균 그리고 빨간색은 우리나라 연평균 플럭스(Cho, 2013)

탄소추적시스템에서 산출된 CO_2 농도 증가율은 관측값을 전반적으로 잘 모의하고 있다. 화석연료의 연소에 의해 생성되는 CO_2의 배출량은 거의 선형적으로 증가하면서 약간의 경년 변동을 보여준다. 2008/2009년의 금융 위기는 배출 증가율에서 작지만 뚜렷한 영향을 보여준다. 반면, CO_2 농도 증가율은 큰 경년 변동을 가지는데 이는 CO_2 흡수·배출이 기후 상태에 크게 영향을 받기 때문이다(Cho, 2013). 2002/2003년에는 엘니뇨와 관련되어 육상 생태계에서의 CO_2 흡수가 감소하였고, 2005년의 육상의 흡수 감소는 전지구 평균온도 상승과 관련이 있는 것으로 보인다(그림 5.10 오른편). 그리고 2008/2009년 CO_2 농도 증가율은 평균 이하로서 금융위기로 인한 화석 연료 배출량의 증가 감소와 산불 감소 때문으로 분석된다.

2001~2012년 기간 동안 대기로 방출된 화석연료 연소에 의한 CO_2는 연간 8.30PgC이었다(그림 5.11). 산불에 의한 배출량은 화석연료와 산불에 의한 총 배출량의 19%를 차지했다. 화석연료와 산불에 의해 대기 중으로 배출된 CO_2는 해양에 24%, 육지에 35% 정도 흡수되고, 대기 중에 나머지인 41%가 축적된다. 대기 중의 축적은 생물권과 해양 흡수량을 제외한 총 배출량의 합으로 계산된다. 분석기간 동안 전지구 대기 CO_2 증가율은 1.99ppm/년 이었다. 우리나라의 흡수 또는 배출에 의한 CO_2 증가율은 전지구와 우리나라 사이의 플럭스 비율이 다름에도 불구하고 전지구 증가율과 일치한다. 대기는 시공간적인 지표면 플럭스의 변동에 뛰어난 필터이기 때문에, 큰 신호를 유지하면서 단기적인 변동을 통합하기 때문이다(Cho, 2013).

화석연료뿐만 아니라 산불과 육상 생물권을 포함한 경우의 국가별 연평균 CO_2 배출·흡수량을 그림 5.12에 나타내었다(Cho, 2013). 대부분 국가의 순(net) 플럭스(화석연료, 산불, 생물권의 총합)는 CO_2가 배출되는 상황을 나타낸다. 그러나 러시아와 캐나다를 포함한 몇몇 국가들의 순 플럭스는 CO_2를 흡수하는데, 이들 국가에서는 생물권 흡수가 화석연료와 산불에 의한 배출량보다 더 크기 때문이다. 브라질과 인도네시아에서 산불에 의한 배출량은 전체 배출량에서 상당한 부분을 차지한다. 산불에 의해 배출되는 양을 포함하면 CO_2 배출량의 국가 순위가 바뀌어 브라질과 인도네시아는 현재 CO_2 배출 국가 중 상위 10위 안에 포함된다.

향후 연구 방향: 아시아 탄소추적시스템의 운영과 분석을 통해 앞으로 한반도를 포함한 아시아 지역뿐만이 아니라 전지구 차원의 CO_2 배출 및 흡수량을 연구할 수 있는 기반이 마련되었다. 그러나 지역규모에서는 관측 지점 간 간격이 넓고 불규칙하여서, 자연적/인위적 배출량 및 흡수량의 정확한 산출이 어렵다. 결국, 전지구 탄소순환을 정확하게 이해하기 위해서는 지상관측에 의해 검정된 위성관측의 활용이 필요하다. 우주에서 이루어지는 CO_2 관측은 지상관측처럼 정밀하고 정확하진 않지만, 관측지점 간 간격이 넓고 불규칙한 현재의 육상기반 대기 채집망을 전지구적으로 보완하는데 큰 기여를

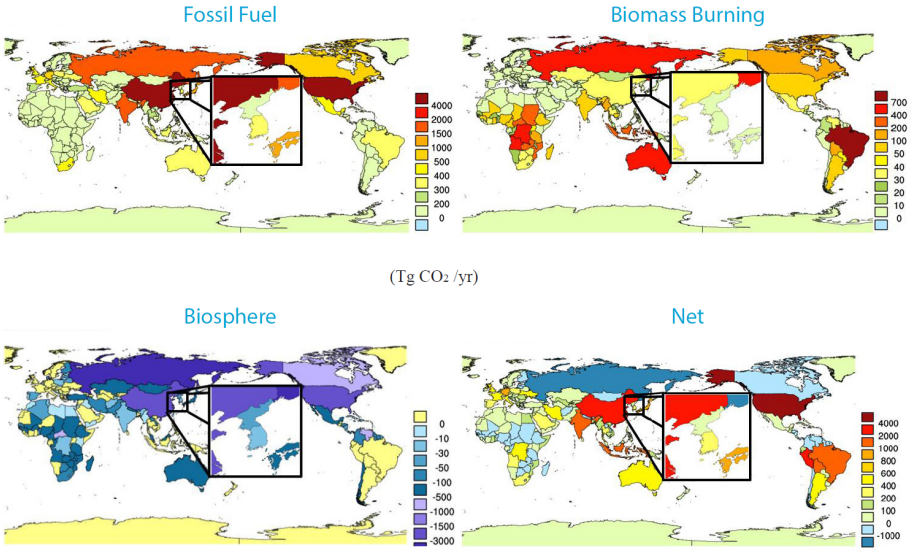


그림 5.12. 2001~2012년 동안 국가별 연평균 CO_2 배출·흡수량(Cho, 2013)

할 수 있다.

지역 탄소 플럭스 추정의 불확도를 감소시키고, 플럭스의 시간적-공간적 해상도를 향상시키기 위해 탄소추적시스템에 위성과 지상기반 실측자료의 조합을 적용할 계획을 가지고 있다. 온실가스위성(GOSAT)이 우리나라 상공을 지나갈 때 이로부터 산출된 온실가스 농도를 검증, 개선하기 위해 2013년부터 안면도에서 푸리에 변환 적외분광기(FTS)를 운영하고 있다. FTS로 산출된 값을 검증, 개선하기 위해서 항공 관측도 함께 수행되고 있다. 이러한 검증은 탄소추적시스템과 위성의 불확도를 정량화하고, 산출 알고리즘의 개선을 위한 정보를 제공해 줄 것이다.

5.3. 기타 생지화학순환

5.3.1. 질소순환

질소순환은 질소가 생태계 내에서 다양한 형태의 화학 물질로 바뀌어가는 과정이며 대기권, 생물권, 수권, 그리고 지권을 거쳐 순환된다. 대기 조성의 약 80%를 차지하는 질소는 생물성장의 필수원소로서 미생물에 의해 생물이 이용할 수 있는 형태의 질소화합물로 토양 내에서 전환(질소고정)되고, 다시 대기로 배출되는 순환과정을 거친다. 화석 연료 및 질소 비료의 사용과 폐수로의 질소 방출 등에 따른 과다한 질소의 인위적인 배출은 생태계의 균형을 깨뜨려 강과 호수, 연안지역의 부영양화를 초래하여 수생태계를 위협한다. 또한 대기로의 방출은 아산화질소의 경우 지구온난화를, 다른 질소산화물과 암모니아는 대기질의 악화와 토양의 산성화를 초래하여 생태 환경에 심각한 영향을 미친다. IPCC 5차 평가보고서에 따르면 대기 중 아산화질소의 농도는 지난 800,000년간 전례 없는 수준을 나타냈으며, 인위적인 활동으로 인해, 2011년에 324ppb로 산업화 이전보다 약 20% 높아졌다(IPCC, 2013).

5.3.1.1. 아산화질소를 포함한 전지구질소순환

산업 시대 이전에는 N_2를 제외한 모든 질소 성분, 즉 반응성질소(reactive nitrogen; Nr) 성분은 주로 대기 방전에 의한 번개와 생물학적 질소고정(biological nitrogen fixation, BNF)이라는 두 가지 자연적 과정에 의해 발생하였다. BNF는 미생물이 관여하여 N_2를 NH_3로 전환시키는 과정(그림 5.13)이다. 토양과 해양생태계로의 이러한 Nr의 유입은 탈질(denitrification)과정을 통해 생태계로부터 손실되는 Nr을 보충해 주는 역할을 하며, 결국 이를 통해 N_2를 대기로 돌려보낸다(Ayres et al., 1994). 그러나 산업시대 이후, 인간에 의한 Nr 생성이 자연발생량보다 훨씬 더 많아졌는데, 그 주요 발원은 크게 세 가지로서 (1) 경작을 위한 질소비료와 산업용 재료로서의 사용을 위

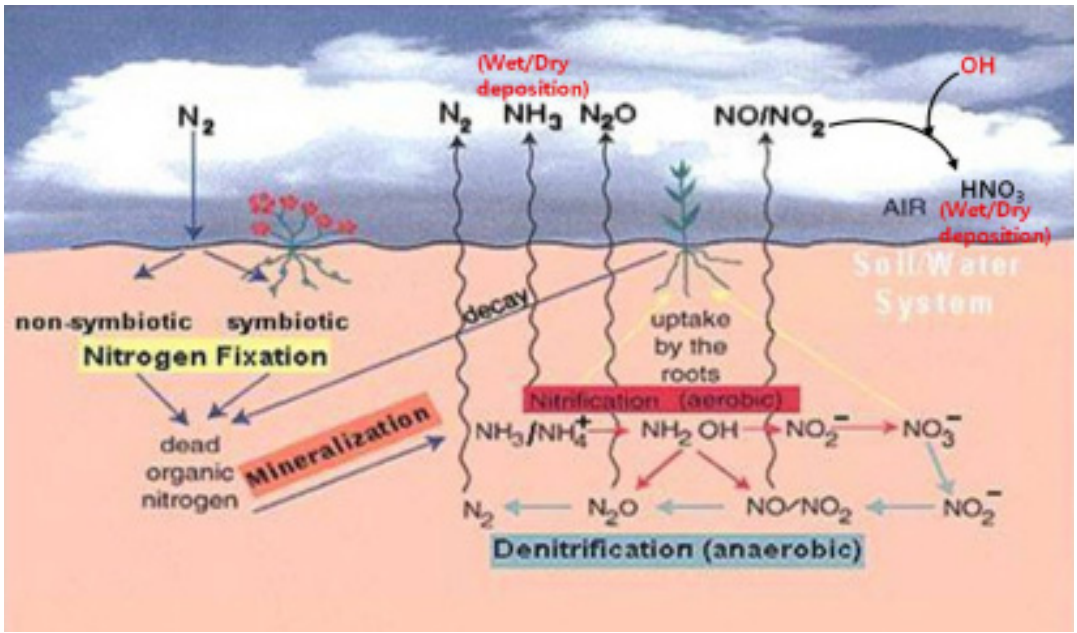


그림 5.13 지표와 토양(수계) 사이의 생화학적 질소순환(Warneck, 2000)

해 N_2로부터 NH_3를 만드는 하버-보슈 공정, (2) 농경활동 증가에 따른 BNF를 증가시키는 과정, 그리고 (3) 화석연료의 연소를 통해 대기 중 질소와 연료 중 질소를 질소산화물(NOx)로 전환시키고 이렇게 배출된 NOx가 지표에 침적되는 과정이다.

탈질과정을 통해 N_2로 전환되어 되돌아가는 인위적으로 발생된 Nr의 총량은 매년 생성되는 Nr의 30~60% 정도를 차지하지만 불확도는 비교적 높은 편이다(Galloway et al., 2004; Canfield et al., 2010; Bouwman et al., 2013). 이 보다 확실한 것은 대기로 방출되는 N_2O의 배출량인데, 인위적으로 배출되는 아산화질소의 총량은 지표의 자연 배출원들로부터 배출되는 양과 거의 같은 수준이다. 부연해서 대기로 방출되는 Nr의 경우 NH_3와 NOx 성분들이며 주로 농업과 화석연료 연소에 기인한다. 이들의 일부는 지표에 침적되며, 일부는 바람에 의한 수송과정으로 해양으로 이송되어 침적된다. 해양 수송에 따른 Nr 침적량은 토양에서 하천으로 유출되어 연안으로 유입되는 배출량 수준과 유사하다(Galloway et al., 2004; Suntharalingam et al., 2012). 그러나 여러 가지 추가 과정들이 고려되지 않았기 때문에, 이러한 추정값은 조만간 수정되어질 확률이 비교적 높다(Voss et al., 2013).

최근 연구결과에 의한 BNF의 추정값은 160TgN/년으로 최소 추정값인 140TgN/년(Deutsch et al., 2007)과 최대 추정값인 177TgN/년(Groszkopf et al., 2012)의 중간값을 취한 것이다(IPCC, 2013). 전지구탈질율(global nitrification rate)은 BNF보다 추정하기가 훨씬 더 어렵다. 연안과 근해에서는 100~250TgN/년 수준에서의 Nr 손실이 있을 것으로 추정되며(Voss et al., 2011), 먼 해양에서는 최대 400TgN/년 정도의 탈질화가 예상된다(Codispoti 2007). Voss et al.(2013)은 보수적으로 연안에서는 100TgN/년, 대양에서는 200~300TgN/년 수준을 제시하였다.

5.3.1.2. 아산화질소수지

대기 중 아산화질소의 농도 증가는 인구증가에 따른 식량 증산으로 급증한 농업활동의 결과가 주요 원인이다. 하버-보슈공정을 통해 생산된 합성비료와 가축분뇨의 농경지 사용이 토양과 침전물 내의 N_2O생성을 높이며, 질화(nitrification)와 탈질화과정을 통해 대기로의 N_2O배출을 증가시킨다. 농업분야 외에도 질소의 토양유실에 따른 수생태계와 화석연료연소에 따른 산업 활동으로부터 배출된 질소산화물과 그들의 대기 침적의 결과로 자연지표와 해수면 방출에 따른 N_2O농도 증가가 나타난다(IPCC, 2013). 질소비료 사용 증가에 따른 식량생산 과정이 대기 N_2O 증가의 약 80%정도를 기여하고 있는 것으로 추정된다(Kroeze et al., 1999; Davidson, 2009; Williams and Crutzen, 2010; Syakila and Kroeze, 2011; Park et al., 2012). N_2O 배출은 시간과 공간에 따라 특성이 일정하지 않아서 N_2O의 전지구배출량 추정이 어렵다. 최근 IPCC 5차 평가보고서는 다양한 지역에서의 지표플럭스 관측과 모델수행결과를 요약하여 N_2O 배출 추정치와 함께 배출특성에 따른 불확실성을 제시하고 있다(IPCC 2013). 이러한 불확실성은 N_2O의 중요한 손실과정인 성층권에서의 N_2O 광분해(photolysis)와 O(1D)와의 반응으로 인한 것이다. N_2O의 대기 중 수명이 118~131년임을 감안하면, 지구배출량이 안정화 된 이후라 할지라도 실제 대기 중의 N_2O 농도가 이전으로 안정되는 데에는 백년 이상 걸릴 수 있음을 의미한다. 이러한 사실이 우려가 되는 것은 대기 중 장기간 동안에 미칠 복사강제력에 대한 기여 뿐 아니라 N_2O와 또 다른 온실가스들이 갖는 성층권 오존층에 미치는 영향의 상대적인 중요성 때문이다(Fleming et al., 2011).

현재 대기 중 N_2O의 농도는 산업시대 이전에 비해 약 20% 정도 높다. 토양수분과의 밀접한 연관성에도 불구하고 지표 N_2O 배출량 변화에 대한 정량적 이해의 수준은 여전히 매우 낮다. 모델링 연구결과에 의하면, 대기 중 N_2O 농도 증가율인 0.73±0.03ppb/년에서 기후변화를 야기하는 지표배출원의 영향은 단지 0.07ppb/년 정도로서 직접 측정을 통해 감지하기에도 어려운 수준이다(Zaehle et al., 2011).

일반적으로 반응성 질소가 많을수록 더 많은 N_2O가 생성되는데, 시공간적 변화에 따라 폭넓게 나타난다. 1990년대 중반에 약 17.5(8.1~30.7)TgN/년으로 보고된 전지구 N_2O

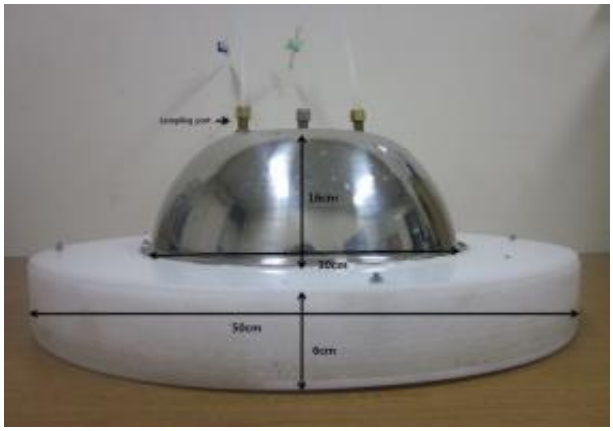


그림 5.14 부유형 플럭스 챔버(김득수와 나운성, 2013)

배출량은 2006년에 17.9(8.1~30.7)TgN/년으로 증가한 것으로 나타났다(IPCC, 2013). 질소동위원소 분석결과, 이러한 증가량은 농경지 비료사용이 주원인인 것으로 확인되었다(Rockmann and Levin, 2005; Sutka et al., 2006; Park et al., 2012). 다음 장에서는 이러한 질소 순환과 인위적 영향에 관련된 국내 생태계의 상황을 요약하였다.

5.3.1.3. 국내 생태계에서의 지표 질소배출량

질소의 생지화학순환의 경우, 인류가 넘어서는 안될 한계를 이미 넘어섰으며(Rockstrom et al., 2009), 온실가스인 아산화질소의 농도는 2011년에 324ppb로 산업화 이전보다 약 20% 높아졌고 주로 화학비료와 축분 사용에 따른 인위적 활동이 주요 원인이다(IPCC, 2013). 질소순환에 관련된 국내 연구의 경우, 「한국 기후변화 평가보고서 2010」(국립환경과학원, 2011)에서 제시되었듯이 농경지로부터의 아산화질소의 배출량 산출과 IPCC 지침에 따른 국가고유배출계수 개발을 위한 연구를 위주로 수행되었다. 2000년부터 전북 군산과 익산의 농경지의 경우, 폐쇄형 플럭스챔버를 사용, 수시집중관측을 통해 주요 밭작물인 깨, 콩, 파, 배추재배에 따른 NO와 N_2O 배출량이 측정되었고, 작물과 토양의 물리화학적 특성(토양수분, 토양의 질소성분량 및 유기물함량, 토양 pH), 계절별 기후특성에 따른 배출량이 평가되었다. 1월부터 10월 동안 배추 밭에서 측정된 N_2O 배출량의 분석결과, 5월에 가장 많은 배출량을 보였고 측정기간 대부분 동안 지표배출이 나타났다. 같은 기간 동안 CH_4와 CO_2의 경우 음의 값도 나타나 이들은 지표배출 뿐 아니라 지표에 의한 흡수도 확인되었다. 계절변화의 경우, 10월과 11월에 비교적 많은 배출을 보여 N_2O 배출과 지표배출 양상이 다름을 보였다. 이 때 N_2O의 평균 배출량은 $1.12\pm0.14 mgm^{-2}h^{-1}$로서 $0.08\sim8.40 mgm^{-2}h^{-1}$의 범위를 나타냈다, 가장 높았던 5월의 배출량은 $4.47\pm2.59 mgm^{-2}h^{-1}$이었으며, 토양온도와 토양질소량이 많은 기간이었다(김득수와 나운성, 2011). 배추 경작의 경우, 봄철의 많은 지표배출은 봄철의 기온 상승으로 질산화 과정에서의 미생물의 활발한 활동과 4월 중순경 시비된 비료에 의한 복합적 영향으로 추정되었다.

논에서 측정된 NO와 N_2O의 평균배출량은 각각 0.76과 $15.3 ng\text{-}Nm^{-2}s^{-1}$으로 밭에서의 배출량인 82.1과 $66.9 ng\text{-}Nm^{-2}s^{-1}$에 비해 상대적으로 낮았다. N_2O 측정 결과는, 주로 작물의 성장기에 집중되어 있고 작물에 따라 다소 차이가 있어 보이나, 대략 $0.13\sim0.24 mg\text{-}N_2Om^{-2}h^{-1}$의 범위로 최근 중국의 유사밭작물 경작지에서 보고된 N_2O 배출 범위와 유사하다. 한편 경작지와는 다른 생태환경인 습지의 경우, 탄소와 질소의 생지화학순환의 고리 역할을 하며, 온실가스 수지에 기여함에도 불구하고 국내 온실가스 배출량 산정과정에서 현장 측정을 통한 자료축적이 거의 없는 실정이다. 김득수와 나운성(2013)은 서천 연안갯벌과 군산 내륙 저수지에서 2010년 10월에서 2011년 8월까지 챔버 방법을 적용하여 N_2O, CO_2, CH_4의 표면배출량의 생태환경의 차이에 따른 변화 특성과 기후변화에 미치는 영향을 분석하였다. 측정기간 동안 계절단위로 주요온실가스 배출량을 측정·분석하고, 토양(또는 수체)의 이화학성분들과의 상관성을 조사하였다. 저수지의 경우, 수체표면에서

부유식 폐쇄형 챔버가 사용되었다(그림 5.14). 저수지에서 측정된 CH_4 배출량의 평균은 0.155±0.29㎎$m^{-2}h^{-1}$이었으나 그 범위는 -0.054~0.942㎎$m^{-2}h^{-1}$로서 습지환경에 따라 흡수되기도 하였다. 일평균 CH_4 배출량과 수온과의 비교 분석에 따르면, 일정 수온 이상의 온도 증가가 CH_4 배출 증가에 기여하였으며, N_2O의 경우, 약 30℃의 수온을 경계로, 그 이상일 때는 0.442~2.017n$gm^{-2}s^{-1}$의 많은 배출이 일어났으나, 그 이하일 때는 -0.808~2.194n$gm^{-2}s^{-1}$의 낮은 배출량을 보였고 흡수되기도 하였다.

갯벌에서의 연구는 2005년 서해안 갯벌에서 측정된 N_2O, CO_2, CH_4의 배출량과 배출특성 연구에 대한 보고가 있으며, 이후 인근 서해안 서천에서 행해진 연구에 따르면, 측정기간 동안의 평균 CH_4 배출량은 0.002±0.08㎎$m^{-2}h^{-1}$ (-0.164~0.219㎎$m^{-2}h^{-1}$)이었다(김득수, 2007). 선행연구에서 보고된 군산 갯벌에서의 평균 값(0.13±0.86㎎$m^{-2}h^{-1}$)과는 큰 차이를 보였고, 갯벌토양온도와의 상관성은 없었고, 계절변화에 따른 배출경향도 확인되지 않았다. N_2O의 경우, -0.017~0.03㎎$m^{-2}h^{-1}$로 과거 군산 갯벌의 측정결과(-0.02±0.666㎎$m^{-2}h^{-1}$)와 유사하였다(김득수와 나운성 2013).

전반적으로, 갯벌에서의 온실가스 배출경향은 표층온도에 따른 영향력이 상대적으로 높았으나 농경지와 같이 뚜렷한 상승경향은 확인되지 않았다. 이러한 차이는 갯벌 토양의 기질이 농경지와는 달리 미립자인 실트(silt) 형태로 입자 사이의 공극이 미세하여 매우 작고 거의 수분으로 포화된 상태로 기체 배출을 제한하는 조건이며, 서해 갯벌의 특징인 큰 조석간만의 차이로 측정 일정에 따른 주변 환경변화가 크기 때문으로 제안하고 있다. 그림 5.15는 조사된 내륙습지와 갯벌에서의 온실가스배출량의 일변화와 관련된 조절인자들의 변화를 나타낸다.

도시 인근 산림은 자연배출로 도심지역의 Nr과 VOC대기농도에 기여하고 광화학과정을 통해 도심 에어로졸과 오존 생성에 영향을 준다. 이를 위한 조사사업이 도심 대기질 관리의 일환으로 수행되었다(국립환경과학원, 2012, 2013). 경기도 광주 태화산에 위치한 서울대학교 학술

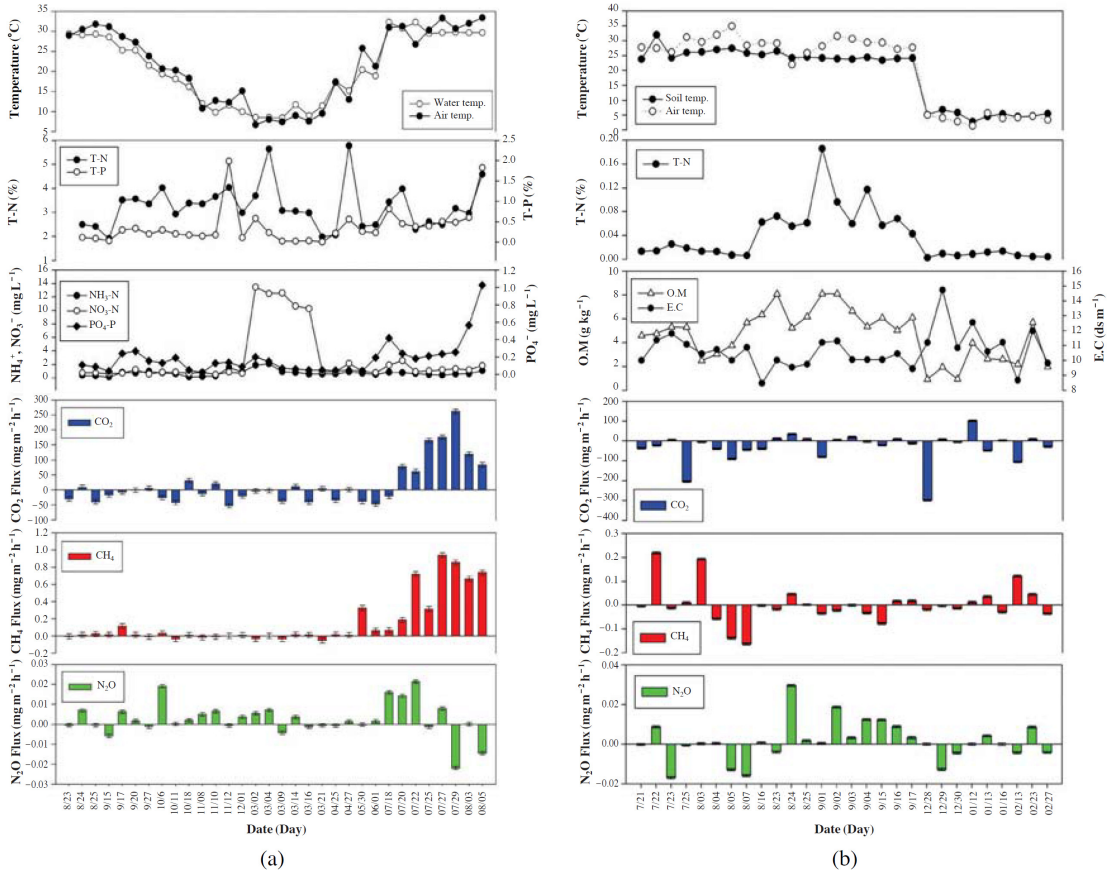


그림 5.15. (a)내륙습지(군산저수지)와 (b)갯벌에서의 온실가스배출량과 조절인자들의 일변화(김득수와 나운성, 2013)

림에서 챔버법을 사용하여 지표배출량 조사가 수행되었다, 잣나무 숲의 경우, 토양 N_2O와 CH_4 배출 평균값은 5월에 각각 8.3, -3.21$\mu gm^{-2}h^{-1}$ 이었다. 8월에는 각각 2.45, 1.36$\mu gm^{-2}h^{-1}$였고, 9월에는 -1.35, -2.56$\mu gm^{-2}h^{-1}$이었다. N_2O는 강수가 적었던 5월의 배출량이, 온도는 높았지만 잦은 강수로 토양수분이 많았던 8월보다 높았으며, 여름철 토양수분 증가로 인한 공극률의 감소로 토양 내의 기체배출이 억제된 것으로 추론되었다. CH_4는 평균적으로 배출보다는 토양에 의한 흡수가 일어났으며, 특히 가을과 봄철에 흡수량이 높게 나타났다. 연간 배출량을 산출한 결과, N_2O 배출은 304.4kg/년, CH_4 흡수는 -131.0kg/년으로 추정되었다(김득수와 김소영, 2013).

국립농업과학원은 폐쇄형 플럭스 챔버를 자동화하여 벼논과 평지 밭, 고랭지 밭 등에서 질소비료 사용 수준과 물 관리 방법에 따른 측정을 통해, (1) 국가고유 아산화질소 배출계수 개발과 배출량 평가, (2) IPCC 임의배출계수의 국내 적용이 배출량평가에 미치는 영향 분석, (3) 국가배출량 평가체계 구축을 위한 분석자료 정밀도 향상을 위한 시험방법의 통일화와 (4) 농경지 활동량 조사 및 DB 구축 연구를 추진하고 있다. 국내 농업 부문 배출량과 배출계수는 IPCC 1996년 지침을 따랐으나, 2013년부터 국가보고 작성에 IPCC 2006년 지침을 적용하여 배출계수를 개발 중에 있다. 현재 국내 농경지 부문 온실가스 배출계수 개발은 국립농업과학원 주관으로 1993~1997년 기간에 수원, 익산, 밀양 등에서 포장시험을 수행하여 벼논 재배에 따른 배출계수가 산출되었으며, 밭작물에서 배출되는 N_2O의 고유 배출계수도 개발 중에 있다(그림 5.16). 또한 2009~2012년 기간에 수행된 국립농업과학원 주도의 연구결과에 의하면, 벼논의 일상적 화학비료처리(80~140kg/ha)에 따른 N_2O 배출계수의 연평균 범위는 0.00369~0.00495N_2O-Nkg/Nkg으로, 이는 2006년 IPCC에서 제시한 논에서의 기본계수인 0.0031 N_2O-Nkg/Nkg보다 비슷하거나 다소 높은 수준이다(국립농업과학원, 2012).

한편 부산물비료(돈분퇴비) 처리 시 배출계수의 연평균 범위는 0.00207~0.00247N_2O-Nkg/Nkg이었고, 전체 평균은 0.00202N_2O-Nkg/Nkg로서 2006년 IPCC 기본계수에 비해 약 30% 정도 작았다. 작물별 배출계수 개발계획에 따라 고추, 배추, 콩, 감자, 당근 등 해당 작물재배지에서의 재배기간(2010~2012년) 동안 N_2O 평균 배출량을 평가하고 해당 작물에 대한 N_2O 배출계수 적용의 검증과정이 국가온실가스정보센터를 통해 진행 중이다. 측정 결과에 따르면 고추, 콩, 감자, 봄배추, 가을배추에 대해 산출된 N_2O 배출계수들은 작기 중 각각 0.0086, 0.0119, 0.0049, 0.0056과 0.0058N_2O-Nkg/Nha였다. 제시된 배출계수의 대부분이 2006년 IPCC 기본계수인 0.0125N_2O-Nkg/Nha 비해 낮았다. 국내 초지생태계의 N_2O 배출량에 대한 계절별 집중관측결과에 의하면 0.01~5.62ng-$Nm^{-2}s^{-1}$의 범위를 보여, 밭 경작지의 경우(김득수, 1997)에 비해 현저하게 낮았다.

5.3.2. 단수명 기후변화유발물질순환

탄소 및 질소와 더불어 황은 지구 시스템을

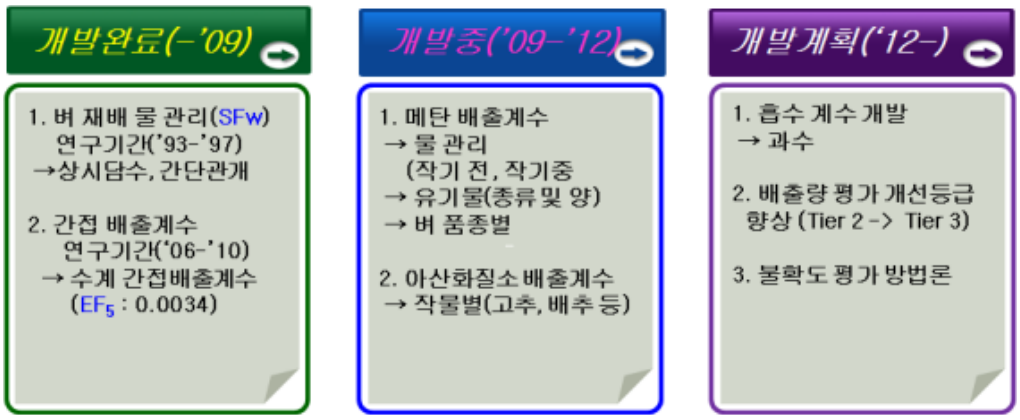


그림 5.16. 국내 온실가스 배출계수 개발 현황(농촌진흥청, 2010; 국립농업과학원, 2012; 한국환경공단, 2011)

구성하는 주요 원소로서 기체, 액체, 고체의 지구와 생물권 내에 다양한 화합물로 존재하고 이들 권역 사이를 순환하며 지구환경과 생태에 중요한 역할을 담당한다. 반응성이 낮으며 대기 중 체제 기간이 긴 이산화탄소와 메탄 그리고 아산화질소는 대표적인 온실가스로서 기후에 직접 또는 간접적으로 영향을 준다. 이들 기체보다 반응성이 크고 농도가 더 낮은 기체인 휘발성유기탄소화합물(volatile organic carbon compounds, VOCs), 질소산화물(NOx), 황산화물(SO_2) 등은 대기 중에서 산화되며 오존과 에어로졸을 생성한다. 인간 활동의 결과로 온실가스뿐만 아니라 반응성 기체와 더불어 이차생성물인 오존과 에어로졸의 농도가 크게 증가하여 지역적 대기질의 저하 뿐 아니라 전지구적으로 기후변화를 유발시키고 있다. 이중에서 오존과 에어로졸은 일반 온실가스와는 달리 대기 중 수명이 일주일 정도로 짧아 단수명 기후변화유발물질로 취급 된다(IPCC, 2013).

기후변화 유발물질의 대기 중 변화 양상과 변동성, 즉 배출과 흡수 기작 및 변동성에 미치는 인위적 교란의 영향을 정확하게 파악하는 것이 기후변화 예측에 있어서 매우 중요하다. 이들 물질은 지구의 생지화학순환 과정을 통해 대기 중으로 유입되고 변화되고 소멸되는데, 이러한 과정은 기후 시스템과 밀접하게 연계되어 있다. 인간의 활동에 의한 교란은 생지화학순환을 거치면서 되먹임(feedback)을 통해 증폭(양의 되먹임)되거나 감쇄(음의 되먹임)되어 결과적으로 기후변화에 영향을 미치게 된다. 생지구화학 물질 순환의 핵심인 이 되먹임작용은 지구의 다양한 시공간 범위에서 복잡한 과정을 통해 진행되는데, 이에 대한 이해는 매우 미흡한 실정이며 따라서 기후변화 예측의 정확도를 향상시키는데 필수적으로 선행되어야 할 연구 중의 하나이다.

온실가스를 주로 하는 탄소와 질소 순환에 이어서 본 장에서는 단수명 기후변화유발물질인 오존과 에어로졸 그리고 이들의 전구물질로 반응성이 큰 탄소 질소 황 화합물 VOCs, NOx, SO_2 등의 생지화학순환을 간략히 살펴보았다(그림 5.17). VOCs는 O_3가 광분해 되어 만들어진 OH 라디칼과 O_3, NOx 등에 의해 산화되는데 그 과정에서 O_3가 재생성 되고 더불어 에어로졸이 생성된다. VOCs는 종류와 농도 범위가 다양하여 최근에 와서야 측정 기술의 발전과 더불어 정확한 측정이 가능해졌다. 특히 생물기원의 휘발성유기화합물(BVOCs)의 경우, 인위적인 기원의 휘발성유기화합물(AVOCs)에 비해 그 중요성이 늦게 알려졌다. 식물에서 방출되는 휘발성유기물질들 특히 monoterpenoids($C_{10}H_{16}$)가 광화학 반응을 통해 에어로졸을 생성할 수 있으며 이러한 작용을 여름철 산림지역에서 흔히 관찰되는 'Blue Haze'의 원인으로 제시된 바 있다(Went, 1960). 그 이후 1988년 오존 생성에 BVOCs, 특히 isoprene(C_5H_8)이 중요한 역할을 한다는 결과가 발표되었다(Chameides et al.,

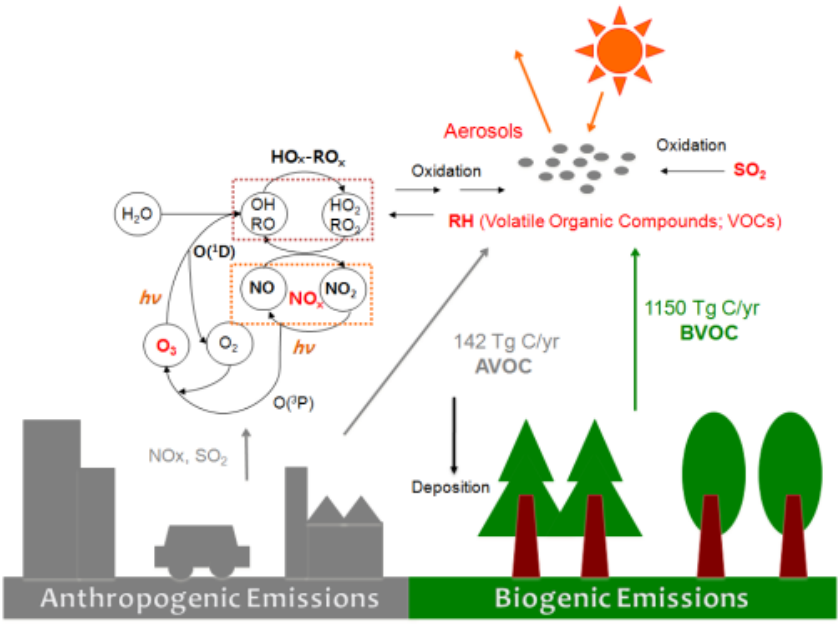


그림 5.17. 반응성 기체의 생지화학 순환

TABLE 1. Nonmethane organic compounds emitted by vegetation. The molecular weight, boiling point and chemical structure are also presented.

Compound name	Chemical formula	Molecular weight (g mol^{-1})	Boiling point (K)	Chemical structure
Isoprene	C_5H_8	68.12	307	
Camphene	$C_{10}H_{16}$	136.24	320	
3-Carene	$C_{10}H_{16}$	136.24	441	
α-Pinene	$C_{10}H_{16}$	136.24	428	
β-Pinene	$C_{10}H_{16}$	136.24	436	
Limonene	$C_{10}H_{16}$	136.24	448	
Myrcene	$C_{10}H_{16}$	136.24	440	
Terpinolene	$C_{10}H_{16}$	136.24	459	
Sabinene	$C_{10}H_{16}$	136.24	437	
β-Caryophyllene	$C_{15}H_{24}$	204.35	396	
α-Humulene	$C_{15}H_{24}$	204.35	396	
Methyl chavicol		148.20	489	

그림 5.18. 다양한 BVOCs 화학종들(Fuentes et al., 2000)

1988). 전지구적인 규모에서는 BVOCs가 AVOCs에 비해 배출량이 10배 이상 크며, 반응성도 더 크기 때문에 광화학 오존 생성에 대한 이정표적인 발견이 되었다.

BVOCs의 대표적인 종으로 isoprene은 활엽수의 광합성 과정에서 생성이 되는데, 생체 내에 저장되지 않고 바로 밖으로 배출되는 반면, 침엽수에서는 terpene종들이 생성된다(그림 5.18). 이들의 배출은 빛과 온도의 변화에 민감하며 식생의 종, 연령 그리고 지역 환경에 따라 달라지기 때문에 정확한 배출량의 산정은 AVOCs보다 훨씬 어렵다. 이러한 물질들이 인위적인 활동에서 배출되는 NOx와 섞이게 되면 오존이 생성되고 에어로졸 또한 생성량이 증가하는 것으로 보고되어 있다.

대기 중 오존과 이차유기 에어로졸(secondary organic aerosol, SOA)의 변화과정에 대한 이해는 아직 매우 부족하다. 이는 결국 기후변화 대응과 대기환경 개선을 위한 정책 수립 시 큰 불확도를 제공하는 원인이 되므로 이에 대한 연구가 매우 절실하다. 따라서 이러한 물질들의 식생으로부터의 배출 특성과 정확한 배출량, 그리고 대기 중 변환 기작에 대한 이해를 위한 연구가 최근에 와서 활발하게 진행되고 있다(예, Guenther et al., 2006). 이는 특히 지구과학분야의 국제적 협력을 지원하는 국제지구권-생물권프로그램(International Geosphere-Biosphere Programme, IGBP) 산하의 핵심프로그램인 iLEAPS(Integrated Land Ecosystem Atmosphere Processes Study)의 핵심 주제이다(http://www.ileaps.org). 식생과 대기간의 물질교환과 상호작용, 그리고 대기 중 변환과 생지화학순환 과정을 통해 궁극적으로 기후와 사회시스템을 포함한 지구생태계에 미치는 영향을 이해하는 것을 목적으로 한다.

우리나라는 산림이 국토의 2/3 가량을 차지할 뿐 아니라, 서울을 비롯한 주요 도심지역은 빠른 확장으로 인해 산림과 복잡하게 혼재하므로 BVOCs의 배출 및 광화학 과정에 대한 이해를 높이는 것은 매우 중요하고 시급한 과제이

다. 이러한 필요성이 인식되어 최근 국립환경과학원에서는 생태계와 대기 사이의 상호 교환 작용과 그 영향에 대한 종합적이며 체계적인 연구를 지원하기 위해 수도권에 위치한 서울대학교 학술림에 관측소와 타워를 설치하였다. 더불어 이러한 연구를 국제적인 협력의 틀 안에서 수행하기 위하여 iLEAPS Korea가 2013년 8월 AsiaFlux의 지원으로 발족하였으며 본격적인 연구가 이제 시작되었다(예, Kim et al., 2013a, b).

5.4. 결론

탄소순환과 기타 생지화학순환을 다룬 IPCC 5차 평가보고서의 경우, CO_2, CH_4, N_2O의 생지화학순환에 미치는 현재의 인위적인 교란과 더불어, 기후 변동과 결합되어 이러한 생지화학순환이 과거에 어떻게 변화하여 왔는지, 그리고 미래 시나리오에 따라 21세기 동안 어떻게 진화할 것인지에 대하여 다루고 있다. 그러나 이와 관련하여 한국에서 수행되었거나 또는 현재 진행되고 있는 연구결과를 요약한 본 장에서는 대부분의 국내 연구가 비교적 최근에 시작되었고, 연구의 대부분이 국지적이고, 산발적인 단기 관측이나 프로세스 수준의 연구, 또는 모델/알고리즘의 개발 및 검증비교 등의 연구로 제한되어 있다. 따라서 국내생산된 연구 결과가 부족하며, 장기적이며 거시적인 연구의 결여로 인해 IPCC 5차 평가보고서와 비교할 만한 결과를 제시하지는 못하였다. 그러나 해당되는 IPCC 5차 평가보고서의 핵심 요약과 비교하여 아래와 같이 정리하였다.

산업시대의 인위적 교란: 화석연료의 연소와 토지 사용의 변화로 인한 CO_2 방출의 증가가 관측된 대기 중 CO_2 농도 증가의 주요 원인이다(견고한 동의). 관측에 의하면, 1990년 초반부터 십년간 안정되었던 CH_4 농도가 2007년부터 다시 증가함을 보이고 있다(중간적 동의). N_2O의 농도가 지난 30년 동안 0.73±0.03ppb/년의 증가율을 보였다(중간적 동의). 인위적인 2010년의 반응성 질소의 생성은 자연적인 육상생태계의 생성율보다 적어도 두 배 이상 크다(중간적 동의). N_2O의 경우 국내 관측자료도 비슷한 크기의 범위를 보인다.

미래 예측: 기후변화는 증가하는 대기 중 CO_2에 의해 야기된 전지구 육상/해양생태계의 탄소 흡원을 부분적으로 상쇄시킬 것이다(견고한 동의). 영양소의 부족이 증가하는 대기 중 CO_2가 미래 육상탄소 흡원에 미치는 효과를 제한할 것이다(견고한 동의). 습지생태계로부터의 메탄 방출은 증가하는 CO_2와 따뜻한 기후로 인해 더 증가할 것이다(중간적 동의). 토양으로부터의 N_2O 방출은 늘어나는 부양/식량 및 농업의 질소비료 의존도 때문에 증가할 것이다(중간적 동의). 국내 연구 결과도 이를 뒷받침한다.

인위적인 방출의 비가역적 장기적 영향: 육상 및 해양의 물리적, 생지화학적 탄소순환은 21세기 동안 야기될 대기 중 CO_2의 증가와 기후변화에 반응을 계속할 것이다(견고한 동의). 기후의 변화와 CO_2 증가에 따른 자연적 탄소 저장소 반응의 크기와 방향은 시간규모의 차이에 따라 크게 달라진다. 자연적 과정에 의해서 대기로부터 인위적으로 방출된 CO_2를 제거하려면 수 십 만년이 걸릴 것이다(견고한 동의). 이와 관련하여, 국내 산림생태계가 인위적인 CO_2 방출의 약 3% 정도를 흡수하는 것으로 추정, 보고되었다.

지구공학(Geoengineering) 방법과 탄소순환: 대규모로 대기 중으로부터 CO_2를 제거하는 비재래식 방법을 이산화탄소 제거(carbon dioxide removal, CDR) 방법이라 한다. 이론적으로는 CDR 방법이 대기 중 CO_2농도를 감소시킬 수 있으나, 생지화학적 및 기술적인 한계와 부작용으로 인해 신뢰도가 낮다. 또한 CDR에 의한 CO_2 제거가 육상 및 해양생태계로부터의 CO_2 방출로 인해 부분적으로 상쇄될 것이다(견고한 동의).

5.5. 참고문헌

국립농업과학원 1997: 벼 품종에 대한 메탄가스 배출 특성.

국립농업과학원 2008: 농경지 아산화질소 국가 고유 배출계수 개발.

국립농업과학원, 2012: 농경지 아산화질소 배출계수 개발 및 배출량 평가; 아산화질소 완결과제 최종보고서 (2012), 49p.

국립환경과학원, 2011: 한국 기후변화 평가보고서 2010, 환경부.

국립환경과학원, 2012: Closed chamber를 이용한 산림지역 토양의 질소산화물 및 메탄의 배출량 조사연구, 국립환경과학원, 129p.

국립환경과학원, 2013: 산림지역 토양의 질소산화물 및 메탄의 배출량 조사연구(II). 국립환경과학원, 121p.

김건엽, 이슬비, 이종식, 최은정, 유종희, 박운지, 최중대, 2012: 논에서 SRI (System of Rice Intensification) 물 관리 방법을 적용한 온실가스 저감 효과, 한국토양비료학회지, 45(6), 1173-1178.

김득수, 김소영, 2013: 플럭스챔버에 의한 N_2O와 CH_4의 산림에서의 토양배출량 측정연구, 한국대기환경학회지, 29(6), 789-800.

김득수, 나운성, 2011: 배추밭에서의 N_2O, CH_4, CO_2 토양배출량 측정 및 특성연구: 주요 온실가스 배출량 측정 및 지표생태변화에 따른 특성 연구, 한국대기환경학회지, 27(3), 313-325.

김득수, 나운성, 2013: 내륙습지와 갯벌에서의 주요 온실가스 배출량 특성연구, 한국대기환경학회지, 29(2), 171-185.

김소라, 이우균, 곽한빈, 최성호, 2009: KOMPSAT-2 영상을 이용한 산림의 이산화탄소 흡수량 추정, 한국임학회지, 98(3), 324-330.

김진웅, 김현미, 조천호, 2012: 앙상블 칼만 필터 기반 탄소추적시스템의 아시아 지역 탄소순환 진단에의 적용, 한국기상학회 대기, 22(4), 415-427.

농촌진흥청, 2010: 우리나라 농경지 온실가스 배출량 평가, 농촌진흥청.

박찬우, 이궁, 이종열, 이경학, 이명종, 김춘식, 박관수, 김래현, 손요환, 2013: 한국형 산림토양탄소모델(KFSC)을 이용한 수확 주기 및 강도와 수확 후 잔재물 처리방법에 따른 소나무림 토양탄소 저장량의 장기 변화 추정 연구, 한국임학회지, 102(1), 82-89.

서영진, 박준홍, 김찬용, 김종수, 조두현, 최성용, 박소득, 정현철, 이덕배, 김광섭, 박만, 2011: 논토양 종류가 메탄배출에 미치는 영향, 한국토양비료학회지, 44(6), 1220-1225.

신국식, 김창현, 이상은, 윤영만, 2011: 국내 주요 시설채소 부산물의 메탄 생산 퍼텐셜, 한국토양비료학회지, 44(6), 1252-1257.

유가영, 김현진, 김예솔, 정민웅, 2012: 목초재재비 및 벼논 관리 변화에 따른 토양 탄소 및 미생물 활성도, 한국토양비료학회지, 45(3), 435-443.

유종희, 권영립, 김건엽, 이종식, 김계훈, 소규호, 2012a: 쌀 생산체계에 대한 영농방법별 전과정평가: 관행농, 무농약, 유기농법별 탄소배출량 비교, 한국토양비료학회지, 45(6), 1157-1163.

유종희, 정순철, 김건엽, 이종식, 김계훈, 2012b: 관행농 쌀 생산체계의 탄소배출량 평가를 위한 전과정평가: top-down 방식의 국가평균값과 bottom-up 방식의 사례분석값 비교, 한국토양비료학회지, 45(6), 1143-1152.

이길재, 최윤실, 양승구, 이진홍, 윤성이, 2012: 고추의 무경운 재배에 따른 탄소저감효과 분석. 한국유기농업학회지, 20(4), 503-518.

이아름, 노남진, 윤태경, 이수경, 서경원, 이우균, 조용성, 손요환, 2009: 연륜연대학적 접근을 이용한 Yasso 모델의 산림토양탄소 저장량 추정, 한국임학회지, 98(6), 791-798.

이아름, 이궁, 손요환, 김래현, 김춘식, 박관수, 이경학, 이명종, 2010: 해외 산림토양탄소모델 분석을 통한 한국형 모델 개발방안 연구, 한국임학회지, 99(6), 791-801.

이철, 부경온, 홍진규, 성현민, 허태경, 설경희, 이조한, 조천호, 2014: RCP 시나리오에 따른 미래 전지구 육상탄소순환 변화 전망, 대기, 24(3), 303-315.

임상선, 최우정, 김한용, 정재운, 윤광식, 2012: 항온 배양 논토양 조건에서 비산재 처리에 따른 CH_4 와 CO_2 방출 특성. 한국토양비료학회지, 45(6), 853-860.

정현철, 김건엽, 이덕배, 심교문, 강기경, 2011: 1996년과 2006년 IPCC 가이드라인별 경종부문 온실가스 배출량 평가, 한국토양비료학회지, 44(6), 1214-1219.

장지현, 홍진규, 변영화, 권효정, 채남이, 임종환, 김준, 2010: 한국의 두 주요 생태계에 대한 JULES 지면 모형의 민감도 분석: 일차생산량과 생태계 호흡의 모사에 미치는 생물리 모수의 영향, 한국농림기상학회지, 12, 107-121(in Korean with English abstract).

조현숙, 성기영, 박태선, 서명철, 전원태, 양운호, 강항원, 이혜진, 2012: 녹비작물 종류에 의한 토양 및 벼 탄소량의 변화, 한국토양비료학회지, 45(6), 1058-1064.

차수영, 피웅환, 박종화, 2013: 시계열 MODIS 영상자료를 이용한 산림의 연간 탄소 흡수량 지도 작성, 대한원격탐사학회지, 29(5), 517-525.

한국환경관리공단, 2011: 국가온실가스 배출계수 검증을 위한 국내외 사례 조사 및 국내 적용성 검토, 한국환경관리공단, 742p.

Ayres, R. U., W. H. Schlesinger, and R. H. Socolow, 1994: Human impacts on the carbon and nitrogen cycles.In: Industrial Ecology and Global Change [R. H. Socolow, C. Andrews, F. Berkhout and V. Thomas (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, and New York, NY, USA, pp. 121–155

Bouwman, A.F., A.H.W. Beusen, J. Griffioen, J.W. Van Groenigen, M.M. Hefting, O. Oenema, P.J.T.M. Van Puijenbroek, S. Seitzinger, C.P. Slomp and E. Stehfest, 2013: Global trends and uncertainties in terrestrial denitrification and N_2O emissions, *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 368, 20130112.

Canfield, D.E., A.N. Glazer, and P.G. Falkowski, 2010: The evolution and future of Earth's nitrogen cycle, *Science*, 330, 192-196.

Codispoti, L.A., 2007: An oceanic fixed nitrogen sink exceeding 400 Tg N a−1 vs the concept of homeostasis in the fixed-nitrogen inventory, *Biogeosciences*, 4, 233-253.

Chae, N., 2011: Annual Variation of Soil Respiration and Precipitation in a Temperate Forest (Quercus serrata and Carpinus laxiflora) Under East Asian Monsoon Climate, *Journal of Plant Biology*, 54(2), 101-111.

Chameides, W.L., R.W. Lindsay, J. Richardson, and C.S. Kiang, 1988: The role of biogenic hydrocarbons in urban photochemical smog: Atlanta as a case study, *Science*, 241, 1473-1475.

Cho, C. H., 2013: A Tool to Quantify Global CO_2 Uptake/Release in Asia, *GLOBAL STRATEGY CENTER GREENABLE*, 2, 8-13.

Dixon, R.K., S. Brown, R.A. Houghton, A.M. Solomon, M.C. Trexler and J. Wisniewski. 1994. Carbon pools and flux of global forest ecosystems. Science 263:185-190.

Fleming, E.L., C.H. Jackman, R.S. Stolarski, and A.R. Douglass, 2011: A model study of the impact of source gas changes on the stratosphere for 1850–2100. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 8515-8541.

Galloway, J.N., F.J. Dentener, D.G. Capone, E.W. Boyer, R.W. Howarth, S.P. Seitzinger, G.P. Asner, C.C. Cleveland, P.A. Green, E.A. Holland, D.M. Karl, A.F. Michaels, J.H. Porter, A.R. Townsend, and C.J. Vöosmarty, 2004: Nitrogen cycles: Past, present and future, *Biogeochemistry*, 70, 153-226.

Hong, J. and J. Kim, 2011: Impact of the Asian monsoon climate on ecosystem carbon and water exchanges: a wavelet analysis and its ecosystem modeling implications, *Global Change Biology*, 17(5), 1900-1916.

Hong, J., K. Takagi, T. Ohta, and Y. Kodama, 2014: Wet surface resistance of forest canopy in monsoon Asia:

Implications for eddy covariance measurement of evapotranspiration, *Hydrological Processes*, 28(1), 37-42, DOI: 10.1002/hyp.9547.

Fuentes, J.D., M. Lerdau, R. Atkinson, D. Baldocchi, J.W. Bottenheim, P. Ciccioli, B. Lamb, C. Geron, L. Gu, A. Guenther, T.D. Sharkey, and W. Stockwell, 2000: Biogenic hydrocarbons in the atmospheric boundary layer: A review, *Bulletin of the American Meterological Society*, 81(7), 1537-1575.

Guenther, A., T. Karl, P. Harley, C. Wiedinmyer, P.I. Palmer, and C. Geronet, 2006: Estimates of global terrestrial isoprene emisisons using MEGAN (Model od Emissions of Gases and Aerosols from Nature). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 3181-3210.

Ichii, K., M. Kondo, Y.H. Lee, W. Ju, S. Wang, J. Kim, A. Ito, H.-J. Lim, H. Shi, T. Suzuki, M. Huang, T. Sasai, M. Ueyama, J. Asanuma, S. Han, T. Hirano, R. Hirata, T. Kato, H. Kwon, Y. Li, T Maeda, A. Miyata, Y. Matsuura, S. Murayama, Y. Nakai, T. Ohta, T. Saitoh, N. Saigusa, K. Takagi, Y. Tang, H. Wang, Y. Zhang, and F.-H. Zhao, 2013: Site-level model‐data synthesis of terrestrial carbon fluxes in the CarboEastAsia eddy-covariance observation network: toward future modeling efforts, *Journal of Forest Research*, 18(1), 13-20.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535p.

IPCC, 2013: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Jeong, J., C. Kim, K.-S. Lee, N.S. Bolan, and R. Naidu, 2013: Carbon storage and soil CO_2 efflux rates at varying degrees of damage from pine wilt disease in red pine stands, *Science of The Total Environment*, 465, 273-278.

Jeong, J.I., R.J. Park, J.H. Woo, Y.J. Han, and S.M. Yi, 2011: Source contributions to carbonaceous aerosol concentrations in Korea, *Atmospheric Environment*, 45(5), 1116-1125.

Jeong, J.-J., S. Bartsch, J.H. Fleckenstein, E. Matzner, J.D. Tenhunen, S.D. Lee, S.K. Park, and J.-H. Park, 2012: Differential storm responses of dissolved and particulate organic carbon in a mountainous headwater stream, investigated by high-frequency, in situ optical measurements, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 117, G03013.

Jeong, S.-J., C.-H. Ho, S.D. Choi, J. Kim, E.-J. Lee, and H.-J. Gim, 2013: Satellite data-based phenological evaluation of the nationwide reforestation of South Korea, PLoS One, 8(3), e58900.

Joo, S.J., S.-U. Park, M.S. Park, and C.S. Lee, 2012: Estimation of soil respiration using automated chamber systems in an oak (Quercus mongolica) forest at the Nam-San site in Seoul, Korea, *Science of The Total Environment*, 416, 400-409.

Ju, O., T.-J. Won, K.-R. Cho, B.-R. Choi, J.-S.

Seo, I.-T. Park, and G.-Y. Kim, 2013: New Estimates of CH_4 Emission Scaling Factors by Amount of Rice Straw Applied from Korea Paddy Fields, *Korean Journal of Environmental Agriculture*, 32(3), 179-184.

Kanakidou, M., R.A. Duce, J.M. Prospero, A.R. Baker, C. Benitez-Nelson, F.J. Dentener, K.A. Hunter, P.S. Liss, N. Mahowald, G.S. Okin, M. Sarin, K. Tsigaridis, M. Uematsu, L.M. Zamora and T. Zhu, 2012: Atmospheric fluxes of organic N and P to the global ocean, *Global Biogeochemical Cycles*, 26(3), GB3026.

Kang, J.-S., J.-M. Suh, H.-M. Shin, J.-H. Cho, and C.-O. Hong, 2013: Effects of Compost Application and Plastic Mulching on Soil Carbon Sequestration in Upland Soil, *Korean Journal of Environmental Agriculture*, 32(4), 260-267.

Kang, M., H. Kwon, J. Cheon, and J. Kim, 2012: On estimating wet canopy evaporation from deciduous and coniferous forests in the Asian monsoon climate, *Journal of Hydrometeorology*, 13(3), 950-965.

Kim, C., J. Jeong, R.-H. Kim, Y.-M. Son, K.H. Lee, J.S. Kim, and I.-H. Park, 2011: Allometric equations and biomass expansion factors of Japanese red pine on the local level, *Landscape and Ecological Engineering*, 7(2), 283-289.

Kim, D.-G., S. Mu, S. Kang, and D. Lee, 2010: Factors controlling soil CO_2 effluxes and the effects of rewetting on effluxes in adjacent deciduous, coniferous, and mixed forests in Korea, *Soil Biology and Biochemistry*, 42(4), 576-585.

Kim, G.-Y., H.C. Jeong, O.J. Ju, H.K. Kim, J.H. Park, H.S. Gwon, and P.J. Kim, 2013: Establishment of Baseline Emission Factor of Methane in Korean Rice Paddy Soil, *Korean Journal of Environmental Agriculture*, 32(4), 359-365.

Kim, H., H.-J. Kim, K.-H. Lee, Y.-M. Son, K.S. Lee, and S.H. Lee, 2011: Biomass Conversion Factors for Tree Species and Verification of Applicability for National Factors in Korea, *Journal of the Korean Society for Applied Biological Chemistry*, 54(5), 758-762.

Kim, J., H.M. Kim, and C.-H. Cho, 2014: The effect of optimization and the nesting domain on carbon flux analyses in Asia using a carbon tracking system based on the ensemble Kalman filter, Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences, 50(3) 327-344.

Kim, S.J., J. Kim, and K. Kim, 2010: Organic carbon efflux from a deciduous forest catchment in Korea, Biogeosciences, 7(4), 1323-1334.

Kim. S.R., D.A. Kwak, W.K. Lee, Y. Son, S.W. Bae, C. Kim, and S. Yoo, 2010: Estimation of carbon storage based on individual tree detection in Pinus densiflora stands using a fusion of aerial photography and LiDAR data, *Science China Life Sciences*, 53(7), 885-897.

Kim, S.-Y., X. Jiang, M. Lee, A. Turnipseed, A. Guenther, Jong-Choon Kim, S.-J. Lee, and S. Kim, 2013a: Impact of biogenic volatile organic compounds on ozone production at the Taehwa Research Forest near Seoul, South Korea, Atmospheric Environment, 70, 447-453.

Kim, S.-Y., M. Lee, S. Kim, S. Choi, S. Seok, and S. Kim, 2013b: Photochemical Characteristics of High and Low ozone episodes observed in the Taehwa Forest Observatory (TFO) in June 2011 near Seoul South Korea, Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences, 49(3), 1-7.

Kim, Y., S. Kang, J.-H. Lim, D. Lee, and J. Kim, 2010: Inter-annual and inter-plot variations of wood biomass production as related to biotic and abiotic characteristics at a deciduous forest in

complex terrain, Korea. Ecological Research. 25(4), 757-769.

Kone A.C. and T. Buke, 2010: Forecasting of CO_2 emissions from fuel combustion using trend analysis, *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 14(9), 2906-2915.

Kroeze, C., L. Bouwman, and C. P. Slomp, 2007: Sinks for N_2O at the Earth's surface, In: Greenhouse Gas Sinks [D. S. Raey, M. Hewitt, J. Grace and K. A. Smith (eds.)]. CAB International, 227-243.

Kroeze, C., E. Dumont, and S. Seitzinger, 2010: Future trends in emissions of N_2O from rivers and estuaries, *Journal of Integrative Environmental Sciences*, 7, 71-78.

Kwon, H., J. Kim, and J. Hong, and J.H. Lim, 2010: Influence of the Asian monsoon on interannual variability of net ecosystem carbon exchange in two major plant functional types in Korea, *Biogeosciences*, 7(5), 1493-1504.

Lee, N.Y., J.-W. Koo, N.J. Noh, J. Kim, and Y. Son, 2010: Seasonal variation in soil CO_2 efflux in evergreen coniferous and broad-leaved deciduous forests in a cool-temperate forest, central Korea, *Ecological Research*, 25(3), 609-617.

Li, X., M.J. Yi, Y. Son, G. Jin, and S.S. Han, 2010: Forest biomass carbon accumulation in Korea from 1954 to 2007, *Scandinavian Journal of Forest Research*, 25(6), 554-563.

Li, X., M.J. Yi, Y. Son, P.S. Park, K.H. Lee, Y.M. Son, R.H. Kim and M.J. Jeong, 2010: Biomass Expansion Factors of Natural Japanese Red Pine (Pinus densiflora) Forests in Korea, *Journal of Plant Biology*, 53(6), 381-386.

Li, X., M.J. Yi, Y. Son, P.S. Park, K.H. Lee, Y.M. Son, R.H. Kim and M.J. Jeong, 2011: Biomass and Carbon Storage in an Age-Sequence of Korean Pine (Pinus koraiensis) Plantation Forests in Central Korea, *Journal of Plant Biology*, 54(1), 33-42.

Lim, C.-H., S.-Y. Kim, S.-T. Jeong, G.-Y. Kim, and P.-J. Kim, 2013: Effect of Salt Concentration on Methane Emission in a Coastal Reclaimed Paddy Soil Condition: Pot Test, *Korean Journal of Environmental Agriculture*, 32(4), 252-259.

Lim, C.-H., S.-Y. Kim, and P.-J. Kim, 2011: Effect of Gypsum Application on Reducing Methane (CH_4) Emission in a Reclaimed Coastal Paddy Soil, Korean *Journal of Environmental Agriculture*, 30(3), 243-251.

Lim, Y.-J., J. Hong, and T.Y. Lee, 2012: Spin-up behavior of soil moisture content over East Asia in a land surface model, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 118, 151-161.

Min, S.-H., K.M. Shim, Y.S. Kim, M.P. Jung, S.C. Kim, and K.H. So, 2013: Seasonal Variation of Carbon Dioxide and Energy Fluxes During the Rice Cropping Season at Rice-barley Double Cropping Paddy Field of Gimje, *Korean Journal of Agricultural and Forest Meteorology*, 15(4), 273-281.

Noh, N.J., Y. Son, S.K. Lee, K.W. Seo, S.J. Heo, M.J. Yi, P.S. Park, R.H. Kim, Y.M. Son, and K.H. Lee, 2010: Carbon and nitrogen storage in an age-sequence of Pinus densiflora stands in Korea, *Science China Life Sciences*, 53(7), 822-830.

Noh, N.J., Y. Son, S.K. Lee, T.K. Yoon, K.W. Seo, C. Kim, W.K. Lee, S.W. Bae, and J. Hwang, 2010: Influence of stand density on soil CO_2 efflux for a Pinus densiflora forest in Korea, Journal of Plant Research, 123(4), 411-419.

Park., J.H., L. Duan, B. Kim, M.J. Mitchell, and H. Shibata, 2010: Potential effects of climate change and variability on watershed biogeochemical processes and water quality in Northeast Asia, *Environment International*, 36(2), 212-225.

Park, S., P. Croteau, K.A. Boering, D.M.

Etheridge, D. Ferretti, P.J. Fraser, K-R. Kim, P.B. Krummel, R.L. Langenfelds, T.D. van Ommen, L.P. Steele, and C.M. Trudinger, 2012: Trends and seasonal cycles in the isotopic composition of nitrous oxide since 1940. *Nature Geoscience*, 5, 261-265.

Peters, W., M.C. Krol, G.R. van der Werf, S. Houweling, C.D. Jones, J. Hughes, K. Schaefer, K.A. Masarie, A.R. Jacobson, J.B. Miller, C.H. Cho, M. Ramonet, M. Schmidt, L. Ciattaglia, F. Apadula, D. Heltai, F. Meinhardt, A.G. di Sarra, S. Piacentino, D. Sferlazzo, T. Aalto, J. Hatakka, J. StröM, L. Haszpra, H.A.J. Meijer, S. van Der Laan, R.E.M. Neubert, A. Jordan, X. Rodó, J.-A. Morguí, A.T. Vermeulen, E. Popa, K. Rozanski, M. Zimnoch, A.C. Manning, M. Leuenberger, C. Uglietti, A.J. Dolman, P. Ciais, M. Heimann, P. Tans, 2010: Seven years of recent European net terrestrial carbon dioxide exchange constrained by atmospheric observations, *Global Change Biology* 16(4), 1317-1337.

Rockmann, T., and I. Levin, 2005: High-precision determination of the changing isotopic composition of atmospheric N_2O from 1990 to 2002. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 110, D21304.

Rockström, J., W. Steffen, K. Noone, Å. Persson, F.S. Chapin, III, E.F. Lambin, T.M. Lenton, M. Scheffer, C. Folke, H.J. Schellnhuber, B. Nykvist, C.A. de Wit, T. Hughes, S. van der Leeuw, H. Rodhe, S. Sörlin, P.K. Snyder, R. Costanza, U. Svedin, M. Falkenmark, L. Karlberg, R.W. Corell, V.J. Fabry, J. Hansen, B. Walker, D. Liverman, K. Richardson, P. Crutzen, and J.A. Foley, 2009: A safe operating space for humanity, *Nature*, 461, 472-475.

Suntharalingam, P., E. Buitenhuis, C.L. Quéré, F. Dentener, C. Nevison, J.H. Butler, H.W. Bange and G. Forster, 2012: Quantifying the impact of anthropogenic nitrogen deposition on oceanic nitrous oxide, *Geophysical Research Letters*, 39(7), L07605.

Sutka, R.L., N.E. Ostrom, P.H. Ostrom, J.A. Breznak, H. Gandhi, A.J. Pitt, and F. Li, 2006: Distinguishing nitrous oxide production from nitrification and denitrification on the basis of isotopomer abundances, Applied and Environmental Microbiology, 72, 638-644.

Syakila, A., and C. Kroeze, 2011: The global N_2O budget revisited, Greenhouse Gas Measurement and Management, 1(1), 17-26.

Voss, M., A. Baker, H.W. Bange, D. Conley, S. Cornell, B. Deutsch, A. Engel, R. Ganeshram, J. Garnier, A.-S. Heiskanen, T. Jickells, C. Lancelot, A. McQuatters-Gollop, J. Middelburg, D. Schiedek, C.P. Slomp, and D.P. Conley, 2011: Nitrogen processes in coastal and marine ecosystems, In: The European Nitrogen Assessment: Sources, Effects, and Policy Perspectives. [M. A. Sutton, C. M. Howard,J. W. Erisman, G. Billen, A. Bleeker, P. Grennfelt, H. van Grinsven and B. Grizetti (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, and New York, NY, USA, 147-176.

Voss, M., H.W. Bange, J.W. Dippner, J.J. Middelburg, J.P. Montoya, and B. Ward, 2013: The marine nitrogen cycle: Recent discoveries, uncertainties and the potential relevance of climate change. *Philosophical Transactions of the Royal Society B*, 368, 20130121.

Warneck, P. 2000: Chemistry of the Natural Atmosphere, 2nd Ed., Academic Press, U.S.A. 927p.

Went, F.W., 1960: Blue hazes in the atmosphere, *Nature*, 187, 641-643.

Williams, J., and P. J. Crutzen, 2010: Nitrous

oxide from aquaculture. *Nature Geoscience*, 3, 143.

Yoo, S., D.-A. Kwak, G. Cui, W.-K. Lee, H. Kwak, A. Ito, Y. Son, and S. Jeon, 2013: Estimation of the ecosystem carbon budget in South Korea between 1999 and 2008, *Ecological Research*, 28(6), 1045-1059.

Yoon, T.K., C.-W. Park, S.J. Lee, S. Ko, K.N. Kim, Y. Son, K.H. Lee, S. Oh, W.-K. Lee, and Y. Son, 2013: Allometric equations for estimating the aboveground volume of five common urban street tree species in Daegu, Korea, *Urban Forestry & Urban Greening*, 12(3), 344-349.

Zaehle, S., and D. Dalmonech, 2011: Carbon-nitrogen interactions on land at global scales: Current understanding in modelling climate biosphere feedbacks, *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 3(5), 311-320.

제 6 장 구름과 에어로졸

6.1. 서론

에어로졸은 직접적으로 태양복사를 흡수하거나 산란함으로써 복사수지에 관여한다. 또한 에어로졸 중의 일부는 구름응결핵(Cloud Condensation Nuclei, CCN)으로 작용하여 구름을 만들고 구름의 미세물리적, 복사적, 역학적 성질을 결정한다. 문제는 인간 활동의 증가로 인해 인위적으로 발생하는 에어로졸이 과연 얼마나 크게 이러한 구름의 성질을 변화시키고 이로 인한 기후변화에 기여하는지에 대한 이해가 아직 제한적이라는데 있다. 일례로 사막 기원의 모래 먼지는 구름 속에서 얼음입자를 만드는 얼음핵(Ice Nuclei, IN)으로 작용하는 것으로 알려져 왔으나 최근에는 수증기가 흡착(adsorption)할 경우 아주 좋은 구름응결핵 역할을 할 수 있다는 사실이 밝혀졌다(Kumar et al., 2011). 또한 검댕(black carbon)의 태양복사 흡수에 의한 온난화 효과가 이제까지 알려진 것 보다 훨씬 클 수 있다는 연구 결과도 나오고 있다(Chung et al., 2012). 이러한 새로운 발견에 힘입어 기후변화에 있어서의 구름과 에어로졸의 역할에 대한 이해가 증대된 것은 사실이나 아직도 다양한 화학적 성질을 갖는 인위적, 자연적 에어로졸이 구름의 미세물리적, 복사적, 역학적 성질을 결정하는데 어떻게 기여하는지에 대해서는 이해가 부족하다. 특히 에어로졸이 강수에 미치는 영향에 대해서는 이해가 매우 부족한 현실이다.

최근에 발표된 IPCC 5차 평가보고서에서도 구름과 에어로졸은 기후변화 예측에 있어 가장 큰 불확실성의 원인 중 하나로 지목되고 있다. 그러나 이 분야의 이해도가 향상된 것은 분명하다고 할 수 있다. 특히 강제력(forcing)과 빠른 적응(rapid adjustments)을 되먹임(feedbacks)과 구분하는 것이 중요하게 부각되었는데 예를 들어 구름의 생존시간 효과(lifetime effects)는 구름 알베도 효과(albedo effects)와 연관되어 일어나는 빠른 반응으로 이해할 수 있으며 이것들을 합하면 유효복사강제력(effective radiative forcing)을 얻게 된다는 것이다. 에어로졸 복사강제력은 크게 에어로졸-복사상호작용(aerosol-radiation interaction, ari)과 에어로졸-구름상호작용(aerosol-cloud interaction, aci)으로 나뉘는데 여러 모델과 관측자료를 이용한 최선의 ari 복사강제력 값은 -0.35[-0.85~+0.15]Wm^{-2}으로 산정된다. 여기에 빠른 적응 효과를 더하면 더욱 강한 음의 복사강제효과(-0.45Wm^{-2})를 유도한다. aci에 대한 이해의 증가로 과거에 비해 에어로졸 간접효과 산정 값의 범위도 줄어들었다. 모든 빠른 적응 효과를 포함하는 에어로졸의 총 유효복사강제력은 -0.9[-1.9~-0.1]Wm^{-2}로 산정되었다. 이 값은 인공위성 관측자료와 모델자료를 동등하게 취급한 결과이고, 다른 관측연구 결과와 일관성을 보인다. 에어로졸 효과에는 여러 가지 불확실성이 있지만 에어로졸이 온실가스의 효과를 감쇠하는 것은 확실하다.

2011년 국립환경과학원에서 발간한 「한국 기후변화 평가보고서 2010」에서는 2009년 현재까지 구름과 에어로졸 분야에서 국내 연구기관 소속의 연구자가 집필한 논문과 국내 연구기관 혹은 국외 연구기관에 소속된 연구자가 수행한 한반도를 포함하는 동북아 지역의 구름과 에어로졸에 대해 다룬 주요 연구를 요약하였다. 대체로 에어로졸의 광학적, 물리적 성질 관측 연구가 활발히 진행된 반면 구름 관측 연구는 미흡했으며 수치모델을 이용한 에어로졸 직접적, 간접적 효과 연구나 구름-강수 상호작용 연구도 수행된 바 있으나 아주 활발하지는 못했다.

이 보고서는 2011년 보고서 이후에 발간된 논문을 기초로 하여 작성되었다. 자료 수집의 한계로 인해 포함되지 않은 논문이 있을 수 있음을 미리 알려 둔다. IPCC(2013)에서는 구름과 에어로졸 장을 7개의 절로 구분하였는데 마지막 절인 "solar radiation management and related methods"에 해당하는 국내 연구진의

표 6.1. 2010~2014년 구름과 에어로졸 분야에 대해 국내 저자에 의해 연구되었거나 동아시아 지역을 대상으로 한 연구논문의 수. 괄호는 국외 저자에 의해 작성된 논문을 의미함.

세부 분야	국외 학술지	국내 학술지	총계
구름	9(2)	2	11
에어로졸	64(29)	1	87
구름과 에어로졸의 상호작용	15(6)	5	18
복사강제력과 유효복사강제력	24(11)	14	30
강수변화의 과정	4(4)	1	5

연구가 거의 전무하므로 이 보고서에서는 이 절을 제외하고 6개의 절로 구분한 대신 결론 절을 추가하였다. 국내 연구기관의 연구자가 집필하거나 동북아 지역의 구름과 에어로졸에 대해 다룬 논문을 각 절에 대해 정리하면 표 6.1과 같다. 괄호 안의 숫자는 국외 연구기관 소속의 연구자가 동북아 지역을 연구대상 지역으로 삼은 논문의 수를 의미한다. 국내 학술지에 발표한 논문보다는 국외 학술지에 발표한 논문이 훨씬 더 많음을 알 수 있다. 또한 에어로졸 관측 및 기후 모델에 있어서의 표현에 상대적으로 더 활발한 연구 활동을 해 왔음을 알 수 있다. 이에 비해 구름을 다루는 연구는 상대적으로 저조했다. 따라서 국내 연구기관의 구름에 대한 연구 활성화가 시급히 요구된다.

6.2. 구름

6.2.1. 구름 관측

구름 관측은 항공기를 이용한 직접관측과 레이더, 라디오미터 등을 이용한 원격탐사로 이루어진다. 그러나 국내에 기상 관측·연구용 항공기는 아직 도입되지 않았고, 구름 레이더는 도입된 지 얼마 되지 않아 구름 관측 연구는 아직 미미한 실정이다.

기상 관측·연구용 항공기는 2015년에 도입될 예정으로 현재에는 민간 항공기를 이용하여 인공증설(우) 실험과 구름 관측을 수행되고 있으나 지속적인 관측 수행의 필요성이 제기되고 있다(Lee et al., 2011). 항공기에 응결입자계수기(condensation particle counter) 등을 탑재하여 에어로졸 관측을 수행하고 있으나, 기상 관측·연구용 항공기가 아니므로 탑재 가능한 장비가 제한되어 있어 구름의 직접관측을 수행하는 데는 한계가 있다. 그로 인해 2010~2013년 동안 직접 관측을 통해 구름을 연구한 논문은 한 편도 없었다. 2004년 국내 최초로 구름의 직접 관측을 위해 전방 산란 스펙트로미터(Forward Scattering Spectrometer Probe, FSSP)를 도입하였으나 전방 산란 스펙트로미터를 탑재할 수 있는 기상 관측·연구용 항공기의 부재로 인해 지상 안개입자 관측에 국한되어 왔다.

구름방울과 강수입자를 원격으로 탐사하는 대표적인 기기로는 강수입자 관측을 목적으로 하는 강수 레이더, 구름의 연직 누적 구름수함량(Liquid Water Path, LWP)을 관측하는 마이크로파 라디오미터, 구름의 반사도와 내부구조를 관측하는 구름 레이더 등이 있다. 강수 레이더와 마이크로파 라디오미터는 전국 각지에 설치되어 운행되고 있으나 구름 레이더는 2013년에 보성 국가위험기상집중관측센터에 연구용 Ka-band(33.44 GHz) 구름레이더가 도입된 것이 처음이며 아직 이 기기를 이용한 연구결과는 발표된 바 없다.

원혜영 등(2010)은 해남 위험기상 집중관측센터에 설치된 마이크로파 라디오미터를 통해 가강수량과 연직 누적 구름수함량의 분포 특성을 파악하고자 하였다. 먼저 월변화를 살펴보면 가강수량은 여름에 매우 높고 겨울에 낮게 나타났으며, 연직 누적 구름수함량은 6월과 9월에 최대값이 나타났다. 이는 장마와 태풍의 영향으로 6월과 9월에 많았던 강수량과 유사한 변화를 나타낸다. 가강수량의 일변화는 기온과 일사량의 변화와 밀접한 관계를 나타냈는데, 일출 이후에 기온이 상승하기 시작하면 가강수량도 증가하고, 기온이 하강하기 시작하면 가강수량 역시 감소하는 경향을 나타냈다. 일출 이후 일사량이 증가하면 증발산이 시작되어 이로 인해 가강수량이 증가하는 것으로 보인다. 반면 연직 누적 구름수함량은 오전에 최대치가 나타난 이

후 감소하는 특성을 보였다. 또한 가강수량과 연직 누적 구름수함량의 분포로 운량을 관측할 수 있는 가능성을 제시하였다.

안개는 지표면에 접한 구름으로 안개도 태양 복사에 영향을 끼치므로 기후변화를 이해하는데 있어서 안개에 대한 연구 또한 중요하다. 문솔희와 이승호(2013)는 1961~2010년 동안 한반도의 안개 발생 및 지속시간의 변화를 분석하여 제시하였다. 한반도의 해안 지역에서 발생하는 안개는 주로 이류무와 전선무였으며, 내륙지역에서 발생하는 안개는 주로 복사무였다. 안개일수 변화는 지역, 계절별로 차이가 있으나 전체적으로는 감소하는 경향을 나타냈고 안개 지속시간의 변화는 뚜렷하게 나타나지 않았다. 해안지역의 경우 수온 상승에 의한 해기차의 변화가 안개 발생 빈도에 영향을 끼친 것으로 보인다.

Kim and Yum(2012a)은 한반도 서해안에서 해무가 발생하는 기상조건에 대해 분석하였다. 난류, 이류, 복사 등이 해무 형성에 미치는 영향은 온해무와 냉해무가 서로 다르게 나타난다. 먼저 냉해무의 경우에는 해수면으로부터 난류를 통해 한랭건조한 공기가 유입되지만 온난습윤한 공기의 이류에 의해 그 효과가 상쇄되었다. 그럼에도 불구하고 냉해무가 발생하는 원인은 복사냉각이 포함되기 때문인 것으로 분석하였다. 반면 온해무는 난류에 의한 가열이 복사냉각과 서로 상쇄되지만 해수로부터의 수증기 공급에 원활하여 발생하는 것으로 분석되었다.

6.2.2. 수치 모델을 통한 구름 모의

수치 모델을 이용해 기후변화에 미치는 구름의 역할을 모의하기 위해서는 기후 모델(Global Climate Model, GCM)이 구름을 실제적으로 모의할 수 있어야 한다. 그러나 작은 규모에서 일어나는 구름 과정에 대한 이해가 부족하고 기후 모델에서 아격자현상을 현실적으로 다루기 어려워 아직 기후 모델에서 구름을 실제적으로 모의하기에는 한계가 있다. 그러므로 작은 규모에서의 구름 과정을 좀 더 정확히 이해하고 수치 모델에서 좀 더 자세한 영역까지 모의할 필요가 있다.

Lim and Hong(2010)은 Weather Research and Forecast(WRF) 모델의 새로운 미세물리방안인 Double-Moment 6-class(WDM6)를 개발하여 중규모 모델에서 구름을 좀 더 실제와 가깝게 모의할 수 있도록 하였다. 기존의 미세물리방안에서는 구름, 비, 눈 등을 구성하는 각 요소의 혼합비만 예단하였었는데, WDM6에서는 각 요소들의 수농도도 예단한다. 가변적인 구름방울과 빗방울의 크기분포를 좀 더 현실적으로 다루게 되면서 구름을 보다 실제와 가깝게 모의하여 기존에 사용되던 Single-Moment 6-class (WSM6)에 존재하던 편향성(bias)을 완화할 수 있었다. 그림 6.1은 WDM6에서 예단하는 요소들을 정리한 것이다. 구름응결핵, 구름 방울, 얼음입자, 싸락눈, 비, 눈 입자의 혼합비뿐만 아니라 수농도 또한 서로의 상호작용을 통해 예단함을 알 수 있다.

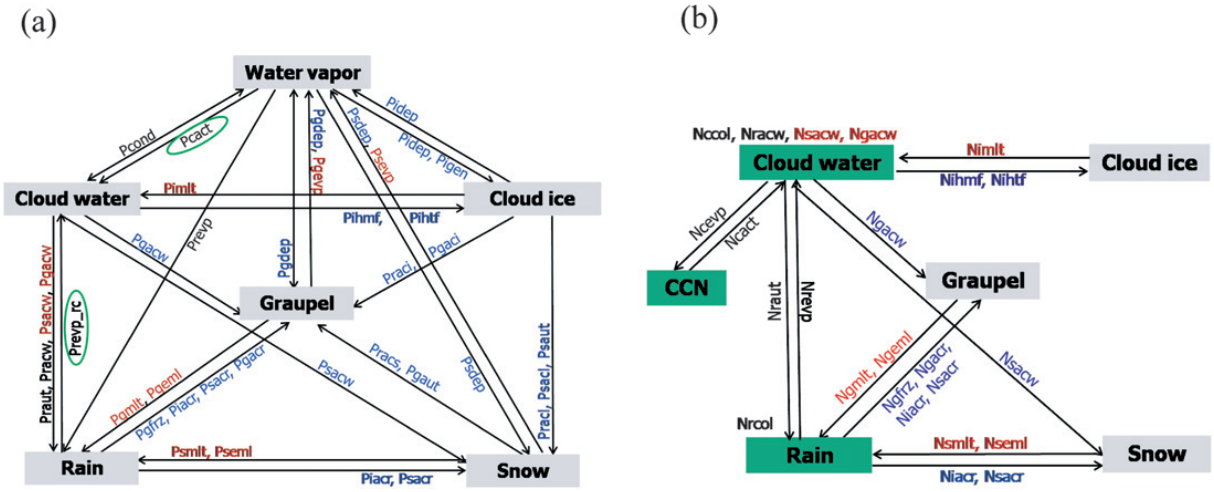


그림 6.1. WDM6에서 예단하는 미세물리적 요소의 (a)혼합비와 (b)수농도의 흐름도. 빨간색은 영상, 파란색은 영하의 온도조건에서 일어나는 과정을 의미함(Lim and Hong, 2010)

이한아와 염성수(2012)는 상세 미세물리(spectral bin microphysics) 모델인 Takahashi 구름모델에서의 싸락눈과 우박의 수적과의 충돌효율(collision efficiency) 값을 개선하여 얼음입자를 포함하는 찬 구름의 발달 과정을 좀 더 현실적으로 모사할 수 있도록 하였다. 상세 미세물리 모델은 모든 격자점에서 수문입자(hydrometeors)의 크기별 수농도가 계산되는 모델로 수문입자들의 크기분포를 좀 더 현실과 가깝게 모의할 수 있다. 그러나 관측적 이해의 부족으로 인해 미세물리과정의 일부분이 모수화되거나 적절한 가정이 포함되어 계산된다. 일례로 싸락눈과 우박의 충돌효율을 같은 부피의 수적의 충돌효율과 같다고 가정하고 충돌과정을 모의하였다. 얼음입자의 충돌효율은 얼음입자의 밀도에 따라 달라지는데 얼음입자의 밀도가 수적에 비해 낮으므로 부피만으로 충돌효율을 가정하면 실제보다 높은 충돌효율이 구름 내 충돌과정을 모의하는데 사용된다. 충돌효율이 증가하면 싸락눈과 우박의 성장속도가 빨라지고, 잠열 방출이 증가하여 구름 내 대류를 강화시켜 구름이 발달되게 하고, 충돌과정으로 생성되는 빙정으로 인해 얼음입자가 증가하게 되어 강수를 과대모의할 가능성이 있다. 싸락눈과 우박의 수적과의 충돌효율을 개선한 결과 이전의 모델에 비해 대류운의 발달과 강수 생성을 둔화시키는 결과가 나타났다(이한아와 염성수, 2012).

수치모델을 이용한 안개발생에 대한 연구도 이루어졌다. Kim and Yum(2012b)과 Kim and Yum(2013)은 3차원 모델인 WRF 모델에 1차원 모델인 PArameterized FOG(PAFOG) 모델을 결합하여 한반도 서해안의 안개 발생과정에 대해 분석하였다. WRF 모델을 단독으로 사용하였을 때보다 PAFOG 모델을 결합하였을 때 좀 더 관측과 유사하게 안개를 모의할 수 있었다.

6.3. 에어로졸

6.3.1. 에어로졸 관측

6.3.1.1. 에어로졸 산란효과

2000년대 초중반까지는 한 지점에서의 집중측정 캠페인에서 에어로졸 산란효과 측정을 주로 한 반면, 2000년대 중후반부터는 여기에서 한 발 더 나아가 한 지점에서의 장기간 상시관측 수행, 다양한 지점에서의 관측 결과 연계분석 등 다양한 시도가 등장하였다(Ramana et al., 2010; Flowers et al., 2010; 김상우 등, 2010; 이혜정 등, 2011).

Flowers et al.(2010)은 2008년 8~9월에 제주 고산 지역에서 수행된 Cheju ABC Plume-Asian Monsoon Experiment(CAPMEX) 기간 동안 측정된 지상관측 결과를 통해서 청정사례에는 34.6±21.0Mm^{-1}, 여름철 오염사례에는 최대 411.2±187.9Mm^{-1}의 산란계수 값을 보고하였다. 이혜정 등(2011)은 제주 고산기후관측소에서 2008년부터 2010년까지의 에어로졸 산란계수 상시관측 결과를 통해 제주 고산 지역의 에어로졸 산란계수가 편서풍과 함께 중국에서 수송되는 오염원의 영향으로 여름을 제외한 나머지 계절의 계절 평균 에어로졸 산란계수가 유사한 값을 나타내지만, 여름에는 잦은 강수의 세정효과와 해양성 공기괴의 영향으로 다른 계절에 비해 현저히 낮은 값을 보였다. 이러한 결과는 같은 동아시아의 기상청 기후변화감시센터(안면도)에서의 관측결과와 유사하지만, 남아시아의 몰디브, 히말라야 지역과는 다른 계절 변화를 보이는 것으로 보고하였다.

에어로졸 산란계수의 파장의존도를 나타내는 옹스트롬 지수(Ångström exponent)는 입자의 크기가 작을 때 큰 값을 보이는데, Lee et al.(2012)은 오염사례 기간 동안 0.8~1.8의 값을 가진다고 보고하였다. 이는 대표적인 오염입자인 황산염, 질산염, 탄소입자 등의 입자 크기가 매우 작기 때문이다.

6.3.1.2. 에어로졸 광흡수 효과

에어로졸 광흡수 효과에 대한 측정은 에어로졸의 발생원 및 화학 조성 등의 영향에 따라 다양한 변화를 보인다. 따라서 한 지점에서의 장기간 상시측정 및 다양한 지점에서의 상시측정 결과 비교, 광흡수 기여 물질의 조성비 비교, 측정기기에 따른 비교 등의 다양한 사례를 분석하는 연구가 진행되었다. 특히, 에어로졸의 흡수효과에 대한 측정은 에어로졸 산란효과의 측정에 비해 상대적으로 측정기기 오차가 큰 것으

로 알려져 있어서 이에 대한 연구가 진행되고 있다.

광흡수에 가장 효율적인 에어로졸은 검댕이며, 검댕의 질량농도는 에어로졸의 광흡수와 밀접한 관련이 있다. Ramana et al.(2010)은 2008년 CAPMEX 기간 동안 측정된 지상 및 무인항공기(Unmaned Aerial Vehicle, UAV)의 관측 결과를 통해서, 제주 고산 지역의 검댕 질량농도가 약 30~500ngm^{-3}의 범위에 분포하며, 200ngm^{-3} 이상의 고농도 사례는 주로 중국 대륙으로부터의 수송으로 인해 발생한다고 보고하였다. Flowers et al.(2010)은 같은 기간 Photoacoustic Soot Spectrometer-3 wavelengths(PASS-3) 관측 결과를 통해 에어로졸 흡수계수를 청정 사례의 경우 5.5±3.6Mm^{-1}로, 오염사례의 경우 최대 16.6±5.7Mm^{-1}로 보고하였다. 김상우 등(2010)은 같은 기간 지상 및 무인항공기 관측을 통해 고도 2km 부근의 에어로졸 흡수계수 증가가 일평균 대기가열률을 최대 약 0.8~0.9Kd^{-1}까지 증가시킴을 보고하였다.

이혜정 등(2011)은 2008년부터 2010년까지 안면도와 제주 고산 지역에서 수행된 에어로졸 흡수계수 상시측정 결과를 남아시아의 몰디브, 히말라야 지역에서의 측정 결과와 비교한 결과 동아시아 지역이 남아시아 지역보다 에어로졸 흡수계수가 더 높게 나타났으나, 상대적인 계절 변화는 뚜렷하지 않은 편이었다. 에어로졸 흡수계수의 파장의존도를 나타내는 흡수 옹스트롬 지수는 검댕이 많을 때 1에 가까운 값을 유기탄소 등의 영향을 받으면 1보다 컸다.

Lee et al.(2012)은 오염사례 기간의 에어로졸 흡수 옹스트롬 지수가 1.0~1.5의 값을 가졌으며 이는 검댕과 혼합된 유기탄소가 자외선 영역의 광흡수를 증가시켜 흡수 옹스트롬 지수를 증가 시킨 것으로 보고하였다. 특히, 황사 기간에 흡수 옹스트롬 지수가 크게 증가함을 보고하였다. 또한, Shrestha et al.(2014)은 2012년 제주 고산기후관측소에서 7 파장 에쎌로미터, 3파장 Continuous Light Absorption Photometer(CLAP), 1파장 Continuous Soot Monitoring System(COSMOS)의 에어로졸 흡수계수 측정 결과를 통해 필터기반 광흡수 측정 방식을 채택한 측정기기에 따른 차이를 약 9%, 휘발성 유기물질의 광흡수 기여도를 35~40%로 산정하였다. Yang et al.(2009)는 베이징 근처의 공업도시 Xianghe에서 수행된 East Asian Study of Tropospheric Aerosols: an International Regional Experiment(EAST-AIRE) 캠페인 기간의 측정 결과를 보고하였는데, 흡수 옹스트롬 지수는 오염사례 기간에 1.47±0.14를 보였으며, 이는 제주 고산 지역 오염사례 기간의 값과 유사하게 나타났다.

6.3.1.3. 에어로졸 총 수농도, 크기분포 및 구름응결핵 수농도

Kim et al.(2011)은 여러 과포화도 조건에 따른 구름응결핵과 응결핵(condensation nuclei)을 제주 고산기후관측소에서 세 차례(2006년 8월 15일~9월 1일, 2007년 4월 14일~5월 16일, 2008년 8월 1일~10월 11일), 그리고 백령도집중관측소(2009년 8월 5일~8월 30일)에서 한 차례 측정하였다. 응결핵의 경우 고산기후관측소에서 세 차례 측정된 값과, 백령도집중관측소에서 측정된 값이 각각 4,697±1,823cm^{-3}, 4,217±1,514cm^{-3}, 3,890±1,808cm^{-3}, 5,117±1,880cm^{-3}로 나타났다. 두 지역에서 관측된 수농도는 인근 바다 위에서 관측된 값과 비슷하여 섬 내부에서 지역적으로 발생한 인위적 요인은 무시할 수 있다고 밝히고 있다. 이와 같은 순서로 1% 과포화도에서 구름응결핵 수농도는 3,290±1,964cm^{-3}, 4,074±1,857cm^{-3}, 2,713±1,271cm^{-3}, 4,694±2,567cm^{-3}로 관측됨을 보고하였다. 에어로졸의 흡습성에 대한 연구도 수행하였는데 표 6.2는 DMA-CCN과 HTDMA를 이용해 고산과 백령도에서 관측한 에어로졸의 흡습성을 나타낸 것이다. 고산과 백령도 모두 중국 베이징에 비해 흡습성이 크게 나타났으며, 고산의 2006년과 2008년 관측에서는 에어로졸의 건조직경이 크면 클수록 흡습성이 더 크게 나타났다.

Kim et al.(2014)은 고산에서 2008년 겨울에 오염기간과 청정기간을 나누어 Scanning Mobility Particle Sizer(SMPS)와 Aerodynamic Particel Sizer(APS)로 측정한 수농도 분포를 오염기간과 청정기간에 대해 비교하였다. 입자 직경 10~500nm 사이에서는 오염기간의 수농도가 더 높았고, 직경이 20nm 이하에서는 청정기간의 수농도가 더 높게 측정되었는데 이는 새로운 입자생성 및 입자성장현상으로

표 6.2. 동아시아에서의 에어로졸 흡습성 측정 결과. 공기괴의 역궤적에 따라(nC: northern China, KP: Korean Peninsula, KJ: Korea/Japan, Sd: Shanghai/dust)로 분류함(Kim et al., 2011)

Location (Period)	Method	D_{p_act} (nm), S_c(% S), GF	Corresponding κ	Reference
Gosan, south of Korean Peninsula (Mar–Apr 2005)	DMA-CCN	136±17 nm (0.097 % S)[a] 71±6 nm (0.27 % S)[a] 44±3 nm (0.58 % S)[a] 31±3 nm (0.97 % S)[a]	0.61±0.17 (0.097 % S)[a] 0.55±0.12 (0.27 % S)[a] 0.50±0.09 (0.58 % S)[a] 0.55±0.13 (0.97 % S)[a]	Kuwata et al. (2008)
Gosan, south of Korean Peninsula (Aug 2006)	HTDMA	1.33± 0.15 (50 nm) 1.49±0.14 (100 nm) 1.55±0.19 (150 nm) 1.61±0.14 (200 nm)	0.28±0.15 (50 nm) 0.41±0.14 (100 nm) 0.49±0.18 (150 nm) 0.53±0.16 (200 nm)	This study
Gosan, south of Korean Peninsula (Apr–May 2007)	HTDMA	1.48±0.07 (100 nm) 1.48±0.05 (150 nm) 1.48±0.05 (200 nm) 1.49±0.06 (250 nm)	0.25±0.04 (100 nm) 0.23±0.03 (150 nm) 0.23±0.04 (200 nm) 0.23±0.05 (250 nm)	This study
Gosan, south of Korean Peninsula (Aug–Oct 2008)	HTDMA	1.30±0.08 (50 nm) 1.31±0.06 (100 nm) 1.41±0.06 (150 nm) 1.43±0.06 (200 nm) 1.45±0.05 (250 nm)	0.17±0.05 (50 nm) 0.16±0.04 (100 nm) 0.21±0.04 (150 nm) 0.22±0.05 (200 nm) 0.23±0.04 (250 nm)	This study
	DMA-CCN	0.19±0.02 % S (100 nm)	0.40±0.07 (100 nm)	This study
BCMO, west of Korean Peninsula (Aug., 2009)	HTDMA[b]	1.61±0.06 (53 nm, nC) 1.60±0.06 (113 nm, nC) 1.74±0.06 (163 nm, nC) 1.67±0.06 (225 nm, nC)	0.42±0.05(53 nm, nC) 0.36±0.04(113 nm, nC) 0.48±0.05(163 nm, nC) 0.41±0.04(225 nm, nC)	This study
	DMA-CCN	0.33±0.08 % S (81 nm, KP) 0.22±0.04 % S (110 nm, KP) 0.22±0.02 % S (81 nm, nC) 0.15±0.01 % S (110 nm, nC)	0.28±0.12 (81 nm, KP) 0.35±0.09 (110 nm, KP) 0.52±0.07 (81 nm, nC) 0.43±0.05 (110 nm, nC)	This study
East Sea (Apr., 2001)	HTDMA	1.55 (50 nm, KJ)[c] 1.69 (150 nm, KJ)[c] 1.67 (250 nm, KJ)[c] 1.64 (350 nm, KJ)[c] 1.62 (50 nm, Sd)[c] 1.68 (150 nm, Sd)[c] 1.61 (250 nm, Sd)[c] 1.54 (350 nm, Sd)[c]	0.35 (50 nm, KJ)[c] 0.44 (150 nm, KJ)[c] 0.42 (250 nm, KJ)[c] 0.39 (350 nm, KJ)[c] 0.41 (50 nm, Sd)[c] 0.43 (150 nm, Sd)[c] 0.36 (250 nm, Sd)[c] 0.30 (350 nm, Sd)[c]	Massling et al. (2007)
Cape Hedo, Japan (Apr 2007)	HTDMA	1.39±0.06 (49 nm)[d] 1.43±0.05 (71 nm)[d] 1.47±0.04 (125 nm)[d]	0.37±0.07 (49 nm)[d] 0.39±0.05 (71 nm)[d] 0.42±0.04 (125 nm)[d]	Mochida et al. (2010)
	DMA-CCN	130±3 nm (0.10 % S) 78±5 nm (0.25 % S) 54±5 nm (0.44 % S)	0.69 (0.10 % S)[e] 0.51 (0.25 % S)[e] 0.50 (0.44 % S)[e]	Mochida et al. (2010)
Beijing, northeastern China (Jun–Jul 2004)	HTDMA	1.23 (50 nm)[c] 1.37 (150 nm)[c] 1.42 (250 nm)[c] 1.45 (350 nm)[c]	0.11 (50 nm)[c] 0.18 (150 nm)[c] 0.21 (250 nm)[c] 0.23 (350 nm)[c]	Massling et al. (2009)
Beijing, northeastern China (Jan–Feb 2005)	HTDMA	1.27 (50 nm)[c] 1.36 (150 nm)[c] 1.30 (250 nm)[c] 1.28 (350 nm)[c]	0.14 (50 nm)[c] 0.18 (150 nm)[c] 0.14 (250 nm)[c] 0.12 (350 nm)[c]	Massling et al. (2009)
Yufa, northeastern China (23 August 2006)	DMA-CCN	190±3 nm (0.07 % S) 84±5 nm (0.26 % S) 62±6 nm (0.46 % S) 45±7 nm (0.86 % S)	0.45 (0.07 % S)[f] 0.38 (0.26 % S)[f] 0.30 (0.46 % S)[f] 0.22 (0.86 % S)[f]	Wiedensohler et al. (2009)

인한 영향임을 밝히고 있다. 강동훈 등(2012)에서는 2009~2010년 안면도와 고산의 에어로졸 수농도 분포를 APS로 측정하여 분석하였다. 안면도와 고산에서 에어로졸 수농도는 모두 쌍봉형태(bi-modal)를 보였고 모든 사례에서 직경 0.7~0.8㎛ 이하의 수농도가 고산이 안면도보다 항상 적게 나타남을 보고하였다. 에어로졸 입자 생성 및 성장현상은 다양한 기체상 전구물질들로부터 새로운 20nm 이하의 작은 입자를 생성하며, 전체 에어로졸 총수농도에 있어 상당 부분을 차지할 뿐만 아니라 성장하여 구름응결핵 등으로 작용할 수 있어 이에 대한 이해가 매우 중요하다(Kulmala et al., 2004). 김유미 등(2011)은 고산에서 SMPS를 통해 2009년 가을에 관측된 에어로졸 직경별 수농도 분포자료를 이용하여 입자 생성 및 성장현상을 분석한 결과 입자생성 모드 입자의 수농도 증가가 크고 시간에 따라 입자생성 모드 입자에서 에이트킨 모드 입자로 연속적으로 자라는 경우가 4일, 입자생성 모드 입자의 수가 증가함을 보였지만 증가정도가 약해 에이트킨 모드 입자로 성장이 충분히 이루어지지 않은 날은 5일로 보고하였고, 입

자 생성 및 성장현상에 있어서 입자 생성 전구물질을 포함한 건조하고 차가운 기단의 움직임이 지역적 규모로 일어나는 것이 호조건임을 보고하였다. Kim et al.(2013)은 고산과 안면도에서 SMPS로 2008~2010년 동안 관측된 수농도를 사용하여 두 지역의 입자생성 및 성장현상을 CSEOF(CycloStationary Empirical Orthogonal Function) 분석기법을 사용하여 비교하였다. 고산에서는 800일 중 203일에 입자생성현상을 관측하였고, 안면도에서는 958일 중에 279일에 발생하였음을 보고하였다. 그 중 두 관측소에서 동시에 입자생성현상이 발생하였던 날은 16일 있었는데, 이는 입자생성현상이 작은 공간규모에서뿐만 아니라 더 큰 공간규모에서도 발생하고 있음을 의미한다.

김종환 등(2012)는 대관령(2007년 8월 16일~21일)과 영종도(2007년 8월 22일~28일)에서 응결입자계수기, SMPS로 에어로졸의 수농도를 측정하였다. 두 관측 지점의 수농도를 비교하였을 때 대관령은 작은 크기에서 영종도보다 더 높은 수농도를 보이고, 60nm 이상에서는 영종도에서 대관령보다 더 높은 수농도가 나타났다.

박성화 등(2012)은 이어도 해양 종합과학기지에서 3차원 바람성분에 따른 에어로졸의 수농도의 변화를 Laser Particle Counter(LPC)로 측정하였다. 에어로졸 수농도 분포는 0.3~10㎛ 범위에서 입자의 크기가 증가함에 따라 수농도가 감소하였고, 강수 후에 수농도의 변동이 크게 나타났으며, 수평 바람성분뿐만 아니라 연직 바람성분의 변동에 의해서도 수농도 분포가 크게 다르게 나타났다.

Kim et al.(2014)은 서울을 비롯하여 한반도와 그 주변 지역에서 관측된 에어로졸과 구름응결핵의 수농도 분포를 정리하였다. 서울에서 에어로졸 총수농도와 기하평균직경은 각각 1,7811±5,581cm^{-3}과 48±6nm이었다. 구름응결핵의 수농도는 과포화도가 0.4%, 0.6%, 0.8%일 때 각각 4,145±2,016cm^{-3}, 5,323±2,453cm^{-3}, 6,067±2,780cm^{-3}으로 나타났다. 서울의 에어로졸 수농도는 뚜렷한 계절변화를 보였는데 이는 몬순에 의한 영향으로 보이며, 에어로졸과 구름응결핵 수농도는 각각 교통량과 행성경계층(planetary boundary layer)의 고도에 영향을 받는 것으로 나타났다. 서울 이외의 지역에도 지상관측, 항공관측, 선박관측을 통해 한반도와 주변에서 수집한 에어로졸과 구름응결핵 수농도를 정리하여 지역적 분포 지도를 작성하였다(그림 6.2).

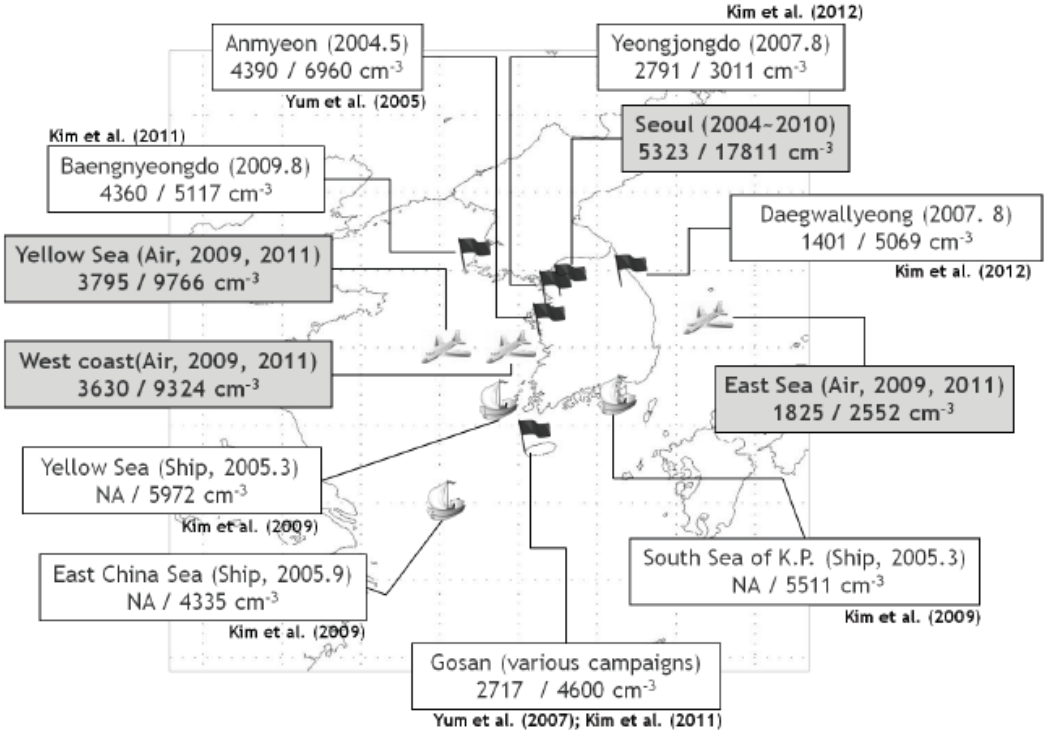


그림 6.2. 한반도와 주변에서의 에어로졸과 구름응결핵 수농도 분포. 깃발은 지상관측 장소를 나타냄. 항공관측 결과는 1,100m 고도 이하의 값을 평균하여 나타냄(Kim et al., 2014).

6.3.1.4. 지상 원격탐사 관측

6.3.1.4.1. 선포터미터 관측

Lee et al.(2010)은 AERONET의 선포토미터 관측자료를 사용하여 Fine-Mode Fraction (FMF)으로 알 수 있는 에어로졸의 크기 분포와 단산란 알베도로 알 수 있는 복사 흡수율에 따로 분류하였다. Noh et al.(2012)은 2004년 2월부터 6월까지 광주와 안면도의 선포터미터 자료를 기반으로 하여 아시아의 동쪽에서 불어오는 하강기류 시의 에어로졸 연직 누적 광학두께와 복사 특징을 분석하였다. 최용주 등(2011)은 국내 스카이라디오미터 비교관측실험 동안 서울대의 스카이라디오미터 POM-01과 한국외대의 POM-02 측정결과로부터, 구름제거 과정, 보정방법에 따라 대기 상부의 직달일사량 차이, 직달일사로부터 산출되는 에어로졸 광학 두께와 옹스트롬 지수, 역치환모델(inversion model)에 의한 단산란 알베도, 복소수 굴절률의 실수부(n), 허수부(k)의 값을 비교하였다. 또한 기기에 따른 광학 변수의 차이를 분석하여 각기 다른 기기로 측정하였을 때 광학적 특성의 신뢰구간을 발표하였다.

6.3.1.4.2. 라이다 관측

Tatarov et al.(2011)은 자외선 파장(361nm)에서의 이산화규소(SiO_2) quartz을 통해 라만산란을 활용하는 새로운 측정 채널을 개발하였다. 이 채널은 짧은 측정 파장으로 인해 더 나은 신호 대 잡음비를 제공한다고 보고하였다. Tatarov et al.(2012)은 2010년 3월과 11월에 중앙아시아에서 한국으로 수송된 두 강력한 미네랄 먼지 이벤트를 다중 파장 에어로졸, 탈분극, 라만의 quartz 라이다를 이용해 관찰하였는데 2010년 3월 PM10농도는 1,600㎍m^{-3}를 기록하였다. 2010년 11월 이벤트는 지금까지 한국에서 가을기간동안 관측된 먼지 값의 최고치를 기록하였다. 또한 지상 PM-10관측과 매우 다른 250m 고도 이상의 먼지 질량농도 값이 관측되었다(360㎍m^{-3}).

Noh et al.(2012)은 라이다를 통해 관측된 총 산란계수에 먼지와 비먼지 에어로졸의 기여를 외부 혼합 에어로졸의 가정 하에 선형 입자 탈분극 비율로서 추정하였다. 아시아의 먼지 복사강제력이 증가하게 되면 순수한 먼지 입자에 의한 복사강제력 보다, 먼지 층에 혼합된 비먼지 분자에 크게 기여한다고 보고하였다. 또한, 비먼지 입자는 먼지 층 내에서 복사 가열 속도를 증가시켜 먼지 층을 안정화하는 중요한 역할을 하는 것으로 보고하였다. Noh et al.(2012)은 2009년 4월 4일부터 6월 2일까지 광주에서 라이다로 관측한 에어로졸 소산계수와 532nm에서의 탈분극 비율을 통해 하루 동안 낮은 대류권의 유기 꽃가루의 수직 분포의 변화를 분석하였다. 그 결과 높은 탈분극 비율이 꽃가루 농도 증가에 기여할 수 있으며, 탈분극의 일주 특성으로는 난류 수송이 가장 밀접하게 관련이 있을 것이라고 보고하였다. Shin et al.(2013)은 광주과학기술원에서 2011년 봄인 5월에 다중파장 라만 라이더로 측정된 선형 입자 탈분극 비율을 관찰 분석하였다. 이를 통해 정밀한 황사 탈분극 비율을 알기 위해 변속비가 사용되어져야 한다는 사실을 알게 되었고, 또한 중간 케이스 및 연무로부터 혼합 먼지 입자를 구별하는데 유용할 것이라 발표하였다.

윤순창 등(2010)은 라만과 탄성 신호의 동시 관측이 가능한 라만-탄성 라이다를 이용하여 서울에서 관측한 오염 및 황사기간의 에어로졸 연직 분포 특성과 라이다 비를 분석하였다. 황사와 오염기간의 라이다 비, 탄성채널 두 파장의 신호 비율(Color Ratio, CR), 입자 편광도 관측값의 비교를 통해 황사의 경우 라이다 비가 오염입자에 비해 상대적으로 작으나, 신호 비율과 입자 편광도는 상대적으로 크기 때문에, 오염입자와 쉽게 대별됨을 발표하였다. 황사 사례의 경우, 라만 채널에서 구한 라이다 비가 31±2sr(2009년 10월 20일)과 33±2sr(2010년 3월 15일)로 기존의 탄성 산란 신호 해석에 일괄 적용한 라이다 비인 50sr 보다 작은 값이었다. 라만 채널에서 얻은 라이다 비를 탄성 채널 해석에 적용한 경우 에어로졸 소산계수 값이 크게 작아져, 황사 층에서도 라만 채널의 값보다 작은 값을 보였음을 발표하였다. Noh et al.(2010)은 2005년 5월 27일부터 6월 7일까지 안면도에서 광주과학기술원의 다파장 라만 라이다 시스템으로 관측된 데이터를 분석하여 발생지역에 따른 대기 에어로졸의 광학적 및 미세물리적 특성을 구분하였다. 특히, 중국 지역으

로 장거리 수송되어 유입된 에어로졸의 광흡수 특성이 국내에서 발생한 입자에 비하여 높음을 알 수 있었으며 광흡수 특성의 차이가 발생하는 것은 유효직경의 경우와 마찬가지로 장거리 이동이 발생했을 때 높은 상대 습도로 인하여 광흡수 특성이 감소된 것으로 판단하였다. 노영민 등(2011)은 석영 라만 채널을 이용한 라이다 관측을 통하여 국내 최초로 석영 라만 산란 신호를 수신하고 이를 분석하여 고도별 석영의 후방 산란계수와 농도를 산출하였다. 또한, 라이다로 관측한 고도별 석영 농도에서 황사가 차지하는 비율 값을 이용하여 고도별 황사 농도를 유추할 수 있다. 2010년 3월 15, 16, 21일에 관측된 후방 산란신호 관측 결과를 대상으로 석영 농도를 분석한 결과, 황사가 관측되었던 3월 15일의 경우에는 고도 1km 이하에서 고농도의 황사가 관측되었으며, 최저 관측고도에서의 석영 농도는 107μgm^{-3}이 산출되었다. 3월 16일의 경우에는 1km 이하의 고도와 1~2km 고도에 두 개의 황사 층이 관측되었으며 3월 15일에 비하여 낮은 50μgm^{-3} 전후의 값이 관측되었다. 이러한 라이다 관측을 통한 석영 농도 분석 결과는 지상에서 관측한 PM10 농도와 비례하는 경향을 보였다. 한편, 황사기간 중 PM10 농도에서 황사가 차지하는 비율은 20~50%로 분석되었으며, 이러한 비율은 순수한 황사입자가 장거리 이동시 다른 오염 입자와 혼합되었음을 시사한다고 할 수 있다.

6.3.1.4.3. 선포터미터/라이다 관측

Kim et al.(2010)은 7년간 선포토미터와 라이다 관측을 통해 고산의 에어로졸 광학 두께와 복사강제력을 비교 분석 하였다. 에어로졸 광학 두께는 뚜렷한 계절 차이를 보이고 있는데, 4~6월에 가장 강한 값(>0.33)이 관측되었다. 또한 에어로졸 복사강제력이 4~6월에 가장 강하게 나타나고 있음을 보고하였다. 김만해 등(2011)은 2006년 3월부터 4년간 서울대학교에서 관측한 라이다와 스카이 라디오미터 관측자료로부터 에어로졸의 라이다 비를 산출하였는데 주목할 만한 계절적인 변화를 보이지 않았다. 이는 서울의 지리적 특성에 기인한 것으로 연중 인위적인 오염물질이 지속적으로 배출되기 때문으로 추정하였다. 또한 라이다와 스카이 라디오미터 관측으로 얻은 옹스트롬 지수, 편광소멸도 및 에어로졸 광학두께와 산출된 라이다 비의 관계를 살펴보았을 때, 옹스트롬 지수와 편광소멸도는 음의 상관관계가 뚜렷하게 나타나 에어로졸 입자의 크기가 클 경우 비구형을 띄며 크기가 작을수록 구형에 가까워짐을 확인할 수 있었다.

Noh et al.(2013)은 라이다 관측지에서 측정한 라이다와 선포토미터 관측값을 비교하여 관측된 대기의 에어로졸 광학 특성에 꽃가루의 효과를 분석하였다. 분석 결과, 유기 꽃가루는 에어로졸 광학 두께를 증가시키거나 강한 꽃가루 방출기간의 낮에 감소하는 옹스트롬 지수로 대기 에어로졸의 광학 특성에 영향을 줄 수 있다고 보고하였다.

Lee et al.(2012)은 Geostationary Ocean Color Imager(GOCI)의 에어로졸 광학 두께 값을 확인하는 차원에서 고산 선포토미터의 에어로졸 광학 두께 값과 비교해 본 결과 0.99의 상관관계를 가진다고 보고하였다.

6.3.2. 모델을 통한 에어로졸 모의

대기 중 에어로졸의 크기는 수백 나노미터정도 부터 수십 마이크로미터에 이르기까지 그 범위가 넓으며, 불규칙한 친수성, 광학적 특성, 다른 종류의 에어로졸과 혼합 등의 복잡한 과정을 거치기 때문에 수치모델을 이용한 연구에 큰 불확실성이 존재한다. IPCC(2013)에서는 많은 모델들과 방대한 자료를 처리하여 지구 전체를 대상으로 한 에어로졸의 분포와 기후에 미치는 영향들을 체계적으로 분석하였으나, 한반도에 국한된 공통된 접근방식을 취하는 대규모 연구는 현재까지 극히 제한적이다. 더구나 중요한 에어로졸 배출국인 중국에 근접한 지리적인 특징으로 인하여 한반도의 에어로졸 모델 연구는 한반도내에만 국한되어서는 안되며 중국을 포함한 주변지역을 동시에 고려하여야 한다. 이 보고서에서는 지난 수년간 얻어진 아시아와 한반도 에어로졸에 대한 유의미한 연구결과들을 한반도 기후변화의 관점에서 정리하였다.

6.3.2.1. 에어로졸의 종류, 배출원, 소멸, 분포

에어로졸은 크게 화석연료 연소나 생체소각(biomass burning) 등에 의하여 발생되는 인류기원 에어로졸과, 화산, 해염입자, 황사처럼 인간의 개입 없이 발생하는 자연기원 에어로졸로 나눌 수 있다. IPCC(2013)에서는 기후변화에 영향을 미치는 여러 종류의 에어로졸을 고려하고 있는데, 분석 대상이 되는 주요 에어로졸의 종류는 황산염, 질산염, 검댕, 유기에어로졸, 갈색탄소, 황사, 해염입자 등이 있다. 이들 에어로졸은 대기 중에 직접 배출되거나 또는 대기 중에서 화학적 결합에 의하여 만들어지기도 한다. 온실가스가 주로 수개월에서 수십 년에 이르는 긴 잔류시간을 가지는 것과 대조적으로, 에어로졸의 대기 중 잔류시간은 주로 1주일 내외이다. 짧은 에어로졸의 잔류시간으로 인하여 에어로졸의 시공간적 분포는 오염배출원을 중심으로 매우 크다. 대기 중의 에어로졸은 강수를 동반한 습식침착이나 중력이나 지면과의 상호작용 등에 의해서 제거되는 건식침착 등으로 대기 중에서 제거된다.

에어로졸 및 오염물질의 배출량은 매우 복잡한 과정을 거쳐 산정되는데, 그 산정 결과의 불확실성이 매우 높으며 연구에 따라 그 결과 값의 차이가 매우 크다. 아시아지역 에어로졸 배출량은 지구규모에서도 그 비중이 크며 따라서 기후에 큰 영향을 미친다. IPCC(2013)에서는 중국 및 인도를 포함하는 아시아 오염물질의 총 배출량이 오염물질의 종류에 따라 전지구 배출량의 34(이산화황)~57(유기탄소)%에 이르고 있다고 평가하였다. 생물자원연소 에어로졸은 아마존, 아프리카 등의 열대우림에서 주로 배출되며, 아시아의 배출량 기여도는 7% 정도이다. 또한 Bond et al.(2013)은 지구의 총 검댕 배출량을 2000년 기준 7.5Tg/년으로 산정하였으나 그 범위는 0.2~29Tg/년으로 상당히 크다. 또한 Bond et al.(2013)은 Zhang et al.(2009)을 포함한 여러 연구(총 8종)를 바탕으로 화석연료와 유기연료에서 나오는 검댕과 유기탄소에어로졸의 지역별 배출량을 분석하였다(표 6.2). 중국의 2000년대 검댕과 유기탄소에어로졸 배출량은 1~1.8Tg/년과 2.4~4.2Tg/년의 약 두 배의 범위를 가진다. 인도의 2000년대 검댕과 유기탄소에어로졸 배출량은 0.5~1.3Tg/년과 1.6~3.3 Tg/년으로 조사되었다.

Zhang et al.(2009)은 에너지 사용량을 기준으로 아시아에서 배출되는 여러 종류의 오염물질 배출량을 2006년도에 대하여 다음과 같이 산정하였다: 이산화황(23.6TgS), 질소산화물(36.7Tg), 휘발성유기화합물(54.6Tg), PM10(29.2Tg), PM2.5(22.2Tg), 검댕(2.97Tg), 유기탄소에어로졸(6.57Tg). 특히 중국에서 배출되는 오염물질이 주변에 큰 영향을 미칠 것이라 진단하였다. 아시아의 22개국 국가별 오염물질 배출량을 산정하였는데, 중국의 배출량은 오염물질의 종류에 따라 아시아 총배출량의 42(휘발성유기화합물)~66(이산화황)%에 이르며 한국의 배출량은 0.2(유기탄소에어로졸)~3.5(질소산화물)%이라고 평가하였다(Zhang et al., 2009). Kondo et al.(2011)은 Hedo에서의 검댕, 일산화탄소 관측값과 CMAQ 모델을 이용하여 중국에서의 검댕 배출량을 1.92Tg/년으로 산출하였는데 이는 Zhang et al.(2009)의 산정 값인 1.81Tg/년과 유사한 결과이다.

에어로졸과 오염물질의 배출량은 경제발전과 기술수준, 환경정책, 연료소비와 연료의 품질, 토지이용(land use)에 직접적으로 영향을 받기 때문에 미래의 배출량은 Representative Concentration Pathways(RCP)등 이들에 대한 여러 가지 시나리오를 고려해서 예측한다. 여러 대표농도경로 시나리오는 공통적으로 앞으로 인류기원 에어로졸이 감소할 것이라고 예상하였다. 2010년에서 2030년 기간 동안 에어로졸의 분포량(burden) 변화는 시나리오에 따라 편차를 가지는데 황산염은 6~23% 감소, 검댕은 5~15% 감소, 유기탄소는 0.1~11% 감소하는 것으로 나타났다. 이 세 종류의 에어로졸은 2030년에는 5~12% 감소하고, 2100년에는 24~39% 감소하는 것으로 예상하였다. 반면 휘발성유기화합물과 질산염은 온도상승으로 인해 대체로 증가할 것으로 예상하였다.

Bond et al.(2013)이 조사한 바에 의하면 대표적 인류기원 오염물질인 전지구의 총 검댕 및 유기탄소의 2030년도 배출량은 현재와 비교하였을 때 9~34% 감소할 것으로 전망하였다. 배출량 변동은 지역적인 차이가 크며, 아시아, 북미, 유럽 등에서의 감소와 아프리카 남미대륙 등 그 외 지역에서 증가가 서로 상쇄되어 지구

전체적으로는 약간 감소하는 경향을 보일 것이라 예상했다.

6.3.2.2. 한반도의 에어로졸

활발한 경제활동과 높은 인구 및 자동차 밀도 등으로 인하여 한반도 내에서 많은 양의 에어로졸 및 오염물질들이 배출된다. 또한 많은 양의 에어로졸이 중국 등에서 장거리 수송되기 때문에 한반도의 에어로졸 분포를 재현하기 위해 장거리수송, 기상, 화재 등 여러 변수와 관련된 에어로졸에 대한 연구가 수행되어 왔다.

Kim et al.(2011)은 고산에서 17년간 에어로졸의 관측자료를 분석한 연구에서 에어로졸의 다년 변동폭이 중국의 오염물질 배출량 변동폭에 영향을 받지만, 한반도 오염물질 배출량 변동에는 큰 영향이 없음을 보였다. Yan et al.(2011)은 2년간(2002~2003년)의 RegCM3 모델 결과를 이용하여 아시아 몬순이 에어로졸 분포에 미치는 영향을 연구하여 몬순기간 중 발생하는 바람장의 변화가 한반도 지역의 에어로졸 분포에 영향을 주는 것을 보였다. CMAQ 모델을 이용한 한 연구에서는 2003년 5월에 러시아에서 발생한 산림화재가 한국을 비롯한 아시아 지역의 에어로졸 분포에 중요한 부분을 차지하고 있음을 보이며, 모델을 이용한 에어로졸 재현을 위해 위성관측의 중요함을 강조하였다(In and Kim, 2010). 또한 GEOS-Chem 모델을 사용한 연구에서 아시아 지역 에어로졸의 농도가 기상 상태에 영향을 받아, 지난 20년 동안 농도의 계절변동이 여름철에는 4% 감소하고 겨울에는 7% 증가함을 보였다(Jeong and Park, 2012).

Kim et al.(2012)은 와도와 바람장을 이용하여 한반도 오염물질의 기원이 지역배출인지 장거리 수송인지 구분한 후 장거리 수송의 경우 휘발성탄소화합물과 질소산화물의 상관관계가 가장 높은 것을 보였다. 하지만 장거리 수송은 시간 및 지역에 따라 큰 편차를 나타내기 때문에 더욱 정밀한 관측과 모델을 최대한 이용한 연구가 요구된다. 예를 들어 수송과 관련하여 GEOS-Chem 모델을 이용하여 수행한 연구에 의하면 한반도 지역의 유기탄소 에어로졸과 검댕의 지역배출원 기여도가 74%와 78% 정도였다(Jeong et al., 2011). 또한 CMAQ 모델과 인공위성 관측자료를 이용한 자료동화 기법이 동아시아 에어로졸 분포 재현에 도움이 됨을 보였다(Park et al., 2011).

6.3.2.3. 수치 모델을 이용한 황사의 재현

중국 내륙과 몽골의 건조한 사막지역에서 봄철에 주로 발생하는 황사는 한반도를 포함한 동아시아지역과 북반구의 기후와 환경에 큰 영향을 준다. IPCC(2013)에 의하면 황사먼지는 아시아지역 PM10 총질량의 35% 정도 기여하는 것으로 평가되며 한반도의 기후에 영향을 많이 미치는 중요한 에어로졸 성분이다. 최근에 황사를 대상으로 한 모델 연구가 많이 수행되었는데 전지구규모 모델(Liu et al., 2011; Gu and Park, 2011), 지역규모 모델(문윤섭 등, 2011; Park et al., 2012; Sugimoto et al., 2013), 라그랑지안 모델(Kim and Lee, 2013) 등 여러 종류의 모델들이 황사를 재현할 수 있음을 보였다.

최근 관측기술의 발달로 인해 관측값과 모델 재현값을 동시에 이용하는 자료동화기법이 많이 개발되어, 그 결과 여러 종류의 모델 연구에서 자료동화 기법이 황사의 예보능력에 도움이 됨을 보였다(Liu et al., 2011; Wang and Niu, 2011; Lee et al., 2013). 한편 Gu and Park(2011)은 GEOS-Chem 모델을 사용하여 2001년 4월의 아시아지역 황사를 재현하였다. 역모델(Inverse model)을 적용하였는데 역모델 적용 후 황사 배출량이 고비사막에서는 적용 전보다 76% 감소하였다. 그러나 타클라마칸 사막과 내몽골 지역에서는 2~3배 증가하는 등 배출원에 따라 황사 배출 산정량이 많은 영향을 받았다.

Park et al.(2013)은 ADAM2 모델을 이용하여 2009년 12월 20~29일 중에 한반도에서 관측된 황사현상을 재현하여 그 결과를 보고하였다. 지면농도, 황사의 연직 및 수평 분포, 황사의 패턴과 시간 등을 인공위성 자료와 지면 관측값과 비교하여 모델재현 값을 평가한 후, 모델로부터 황사배출량, 대기로부터의 제거량을 산정하였다. Sugimoto et al.(2013)은 CFORS 모델을 이용하여 2008년과 2009년 사이에 발생

한 4번의 황사현상을 재현한 연구에서 황사의 장거리 수송과 다른 에어로졸과의 혼합 등을 연구하였는데, 황사와 다른 에어로졸의 연직구조가 이들의 혼합과정에 중요한 요소임을 밝혔다. 또한 한반도가 가을이나 겨울철에 발생한 황사에도 영향을 받는 것을 강조하였다.

ADAM2 모델은 수차례의 황사연구에 적용되었으며, 최근에는 식생분포(NDVI) 자료를 이용하였을 때 ADAM2 모델의 황사 예보능력이 더 향상됨을 보였다(이은희 등, 2012). 한반도로 수송되는 황사의 36시간 내 예보는 모델 결과값이 35μgm^{-3}정도 저평가하지만, 관측값과의 상관계수가 0.7에 이르는 결과를 얻었다. Park et al.(2011)은 ADAM2 모델을 이용하여 2010년 3월 1~31일 동안에 중국에서 발생한 황사현상을 재현, 수송에 의한 지역별 황사의 농도 및 침착량을 계산하였다. 한 달간 총 황사 배출량은 32tkm^{-2}이었고, 그 중 25tkm^{-2}가 중국 내에서 제거 되었다. 배출원에서의 황사농도(PM10)는 267μgm^{-3}이었지만, 그 농도가 수송 중에 빠르게 감소되어 황해에서는 62μgm^{-3}, 한반도 32 μgm^{-3}, 동해 17μgm^{-3}, 서태평양 4μgm^{-3}로 평가되었다. Park et al.(2012)은 ADAM2 모델을 이용하여 모의한 중국에서 발생한 황사현상을 관측값과 비교하여 그 통계결과를 보고하였다. 한반도에서 확률적 재현도는 79%, 예상 적중률은 83%, 거짓경보률은 27%로 나타났다.

6.4. 구름과 에어로졸의 상호작용

6.4.1. 구름과 에어로졸의 상호작용 관측

관측기술의 지속적인 진보에 의해 구름과 에어로졸의 상호작용에 대한 이해도가 증가하고 있지만 다양한 관측방법으로 측정하는 에어로졸 간접효과 추정값들의 차이는 여전히 줄어들지 않고 있는 실정이다. 먼저 국내 구름과 에어로졸의 상호작용 분석 연구를 살펴보면 김유준 등(2011)은 한반도 주변에서 2001~2008년 동안 한반도 주변을 4개 구역(중국 내륙, 황해, 한반도, 동해)으로 나누고, MODIS와 재분석자료를 이용하여 에어로졸과 구름의 연관성 분석을 통해 중국에서 한반도 방향으로(서쪽에서 동쪽방향) 뚜렷한 에어로졸 광학두께의 수평적 경도(gradient)가 있음을 확인하였다. 월평균자료에서는 여름철에 황해상공 에어로졸 광학두께와 구름방울 유효반경간의 음의 상관성을 확인하였지만 그 밖의 구역과 다른 계절에서는 뚜렷한 경향성을 찾지 못했다. 또한 계절에 상관없이 한반도 주변 전체에서 에어로졸 증가에 따라 운량의 증가가 뚜렷이 나타났지만, 구름주변 조건 중의 하나인 대기하층 안정도는 에어로졸-구름 상호작용에 큰 영향을 미치지 못하였다. Jung et al.(2013)은 김유준 등(2011)과 유사한 방법으로 지난 10년 동안(2000~2009년) 한반도 주변을 4개 구역(황해, 한국 내륙, 동해, 남해)으로 나누어 에어로졸-구름 특성의 계절 변동 및 에어로졸 간접효과를 분석하였다. 구름빙정함량(Ice Water Content)이 일정한 조건에서 황해상에서 Twomey 효과를 확인할 수 있었지만 주로 대부분 지역에서 Twomey 효과에 반하는 결과를 보였는데, 이는 에어로졸 변화에 따라 구름방울이 성장하여 강수가 강화되었기 때문으로 해석하였다. 한편 Kim et al.(2012)은 한반도를 대상으로 한 연구는 아니지만, 미국 Atmospheric Radiation Measurement(ARM) 프로그램에서 집중 관측한 에어로졸, 구름 및 복사관측자료를 이용하여 대기환경 조건에 따른 에어로졸과 하층 따뜻한 구름의 미세물리적 특성과의 연관성을 분석하여 구름층 위의 안정한 조건에서 층운형 구름이 좀 더 단열조건과 유사하기 때문에 에어로졸 증가에 따라 구름방울 크기 감소가 뚜렷하게 나타남(Twomey 효과)을 제시한 바 있다.

Tang et al.(2014)은 MODIS를 활용하여 2003~2012년 동중국(Eastern China)에 7개 지역을 대상으로 운정기압이 800hPa 이상인 따뜻한 구름의 구름방울 크기와 에어로졸 광학두께간의 상관관계를 분석하였는데, 황해와 남중국해에서 에어로졸이 적은 조건(광학두께가 0.3이하)에서 에어로졸 광학두께와 구름방울 크기간의 음의 상관계수(r=-0.79~-0.94)가 나타났고, 에어로졸-구름 상호작용에 수증기량과 풍속도 영향을 주고 있음을 제시한 바 있다. Wang et al.(2014)는 양쯔강 삼각주와 동중국해에서 MODIS/Aqua 자료와 NCEP 재분석자료를 이용하여 에어로졸과 따뜻한 구름간의 상호작용에 대한 통계적 분석을 수행하였다. 다양한 기상조건에 따른 에어로졸-구름간의 상호작용을 보여주는데, 일반적으로 동중국해와 양쯔강 삼각주

에서 안정한 조건(하층안정도가 강한 경우)인 경우, 에어로졸이 증가할 때 구름방울 크기가 감소하는 경향을 보였지만, 불안정한 조건에서는 양쯔강 삼각주에서 에어로졸과 구름방울 크기가 양의 상관관계를 나타냈다. 역학적인 측면에서 볼 때 내륙과 해양지역 전체 구역에서 상승/하강 운동보다 안정한 상태에서 에어로졸-구름 상호작용 효과가 뚜렷한 것으로 나타났다.

위성원격관측 이외에도 항공관측을 이용한 에어로졸-구름 상호작용 연구도 있는데, Zhang et al.(2011)은 베이징에서 2008년 7~9월 간 7번의 비행관측을 통해 에어로졸과 구름 직접 관측을 수행하였다. 구름수함량이 낮은 조건에서는 구름방울 수농도가 에어로졸 수농도 증가에 대해 제한적으로 반응하는 반면에 구름수함량이 높은 조건에서는 풍부한 수증기에 의해 다량의 에어로졸들이 구름방울로 활성화되어 에어로졸 수농도가 1,000cm^{-3}에서 6,000cm^{-3}으로 증가할 경우 구름방울 수농도는 700cm^{-3}에서 1,900cm^{-3}로 뚜렷하게 증가하였다. 또한 지상원격관측을 활용한 연구도 있었는데, Tang et al.(2011)은 ARM 프로그램의 이동식통합관측시스템(Mobile Facility)을 중국 Shouxian에 설치하고 에어로졸과 구름 원격관측자료를 활용하여 구름에 대한 에어로졸 효과를 분석하였다. 이 연구에서는 Total Sky Imager(TSI)로부터 하늘의 이미지를 얻고, 운고계로부터 운저 높이, 그리고 연직 온도 프로파일을 이용하여 비강수이며 따뜻한 구름 중에서 하늘이 완전 차폐된 여름철 6사례와 가을철 7사례를 선택하여 분석한 결과 여름철 평균구름 유효반경, 구름광학두께, 에어로졸 산란 계수 그리고 연직 누적 구름수함량이 각각 6.47μm, 35.4, 595.9Mm^{-1}, 0.19㎜, 가을철에는 각각 6.07μm, 96.0, 471.1Mm^{-1}, 0.37㎜이었다. 연직 누적 구름수함량이 낮은 조건(0.05~0.25㎜)에서는 구름방울 유효반경과 에어로졸 산란계수 간의 음의 상관성(Twomey 효과)을, 연직 누적 구름수함량이 높은 조건(0.35~0.55㎜)에서는 양의 상관성을 확인하였다.

6.4.2. 모델을 통한 구름과 에어로졸의 상호작용 분석

대기 중의 에어로졸은 그 크기, 화학성분, 대기 중 과포화도에 따라 일부가 구름응결핵으로 작용하여 구름의 미세물리적, 복사적 성질을 변화시킨다. 에어로졸 간접 효과에 의하면 인간활동에 의한 에어로졸의 증가가 구름응결핵의 증가를 야기하여 구름의 반사도를 증가시키고 강수 효율을 감소시켜 구름의 수명을 연장함으로써 지구 냉각에 기여할 수 있다. 그러나 구름의 미세물리적 특성 이외에 열역학적 특성이나 종관규모의 특성도 구름의 강수 효율에 영향을 주므로 에어로졸이 구름 및 강수에 미치는 영향을 정확히 파악하는 것은 어렵다. 에어로졸에 대한 연구가 진행됨에 따라 점차 새로운 효과들이 등장하면서 에어로졸이 구름 발달에 미치는 영향이 매우 복잡해져 얽혀 있어 구름과 에어로졸의 상호작용에 대한 이해가 필수적이라 할 수 있다. Han et al.(2012)은 상세 미세물리 모델로 에어로졸-구름-강수의 상호작용에 대해 연구하여 도시 지역에서 발생한 에어로졸이 구름 및 강수에 어떤 영향을 미치는지에 대해 분석하였다. 도시의 열섬효과는 상승기류를 유발하는데 이 상승기류가 하층운을 생성하고 도시의 풍하측에는 깊은 대류운을 생성한다. 하층운에서는 높은 에어로졸 수농도로 인해 작은 구름방울을 많이 생성하면서 강수를 지연시켜 구름이 더 많은 양의 수액을 포함하게 한다. 에어로졸의 증가에 의해 수액의 양이 증가하고 구름방울의 크기는 작아지므로 하강기류가 있는 지역에서 구름방울이 증발하는 양이 더 많아진다. 증발에 의한 잠열 흡수가 활발해짐에 따라 하강기류가 더 강해진다. 따라서 에어로졸의 증가는 강수를 지연시키고 낮은 고도에서의 하강기류를 강화시킨다. 에어로졸이 하층운에 미치는 영향이 그림 6.3의 모식도에 요약되어 있다. 하층운이 약한 강수를 발생시킨 후에는 깊은 대류운으로 발달하게 되는데, 깊은 대류운에서는 에어로졸이 강수에 미치는 영향이 하층운과 반대로 나타난다. 깊은 대류운에서는 상승기류가 있는 지역에서 에어로졸의 증가가 많은 수의 작은 구름방울을 만들어 응결이 더 활발하게 일어나게 하며, 응결에 의한 잠열 방출이 깊은 대류운을 더욱 발

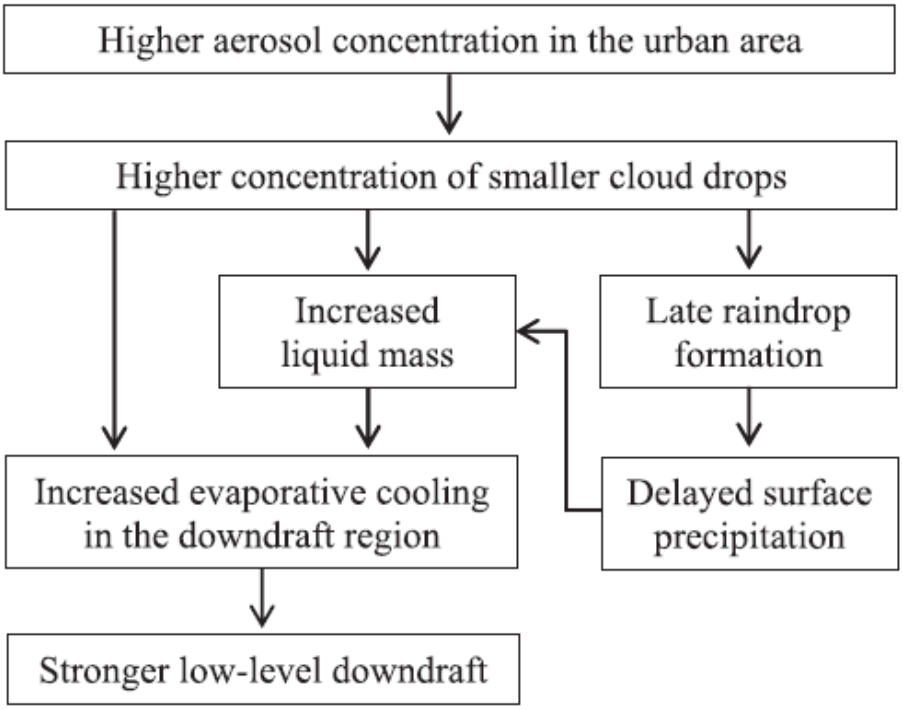


그림 6.3. 도시 지역의 에어로졸이 낮은 고도의 구름에 미치는 영향(Han et al., 2012)

달시키게 된다. 그리고 얼음입자가 생성되는 고도까지 발달한 이후에는 에어로졸의 증가가 응결과정뿐만 아니라 얼음과 과냉각수적이 충돌하는 부착(riming) 과정도 더욱 활발하게 일어나게 한다. 증가된 부착 과정에 의해 생성된 우박이 녹으면서 강수를 증가시키게 된다. 에어로졸이 깊은 대류운에 미치는 영향은 그림 6.4의 모식도에 요약되어 있다.

Lee et al.(2014)은 Takahashi 상세 미세물리 모델을 이용해 여러 가지 열역학 조건에 따른 에어로졸 효과의 차이를 연구하였다. 온난구름(warm cloud)에서는 에어로졸이 증가할수록 강수가 억제되는 효과가 나타났으나 한랭구름(cold cloud)에서는 결빙고도(freezing level)의 높고 낮음에 따라 다르게 나타났다. 결빙고도가 낮을 때는 얼음입자가 빨리 생성되어 누적강수량이 에어로졸 수농도에 크게 영향을 받지 않았다. 반면 결빙고도가 높을 때에는 에어로졸 수농도가 높을 때 구름이 느리지만 강하게 발달하여 누적강수량은 높은 에어로졸 수농도를 가정한 구름이 훨씬 많았다. Han et al.(2012)과 마찬가지로 에어로졸 수농도가 높은 구름에서 부착과정이 더 활발하지만, 구름의 역학적 발달에 가장 중요한 기여를 하는 요인은 부착으로 생성된 얼음입자가 침착(deposition)에 의해 성장할 때 방출되는 잠열임을 지목하였다.

Lim and Hong(2012)은 WRF 모델을 이용하여 2006년 7월 12일에 서울에서 발생한 집중호우를 대상으로 수행한 연구에서 대기 오염도에 따라서 에어로졸-구름의 간접효과가 강수를 증가 또는 감소시켰다. 또한 오염도에 따라서 구름의 미세물리 과정이 다르게 반응함을 보였다. 즉 약한 오염 조건에서는 빙상과정(ice-phase process)의 증가로 강수가 증가하지만, 강한 오염 조건에서는 강수 변환율의 감소 및 증발의 증가로 인하여 강수가 감소하였다.

구름은 미세물리적 과정뿐만 아니라 복사적, 역학적 과정도 복잡하게 서로 영향을 주면서 생성된다. 이러한 미세물리적, 복사적, 역학적 과정이 구름에 미치는 영향을 이해하기 위해서 Large Eddy Simulation(LES) 모델을 통한 연구도 이루어졌다. Song and Yum(2012)은 LES 모델을 통해 해양 층적운의 에어로졸 간접효과를 이해하고자 하였다. 에어로졸 간접효과는 낮과 밤에 서로 다르게 나타나고 온도와 수증기의 연직분포에 따라서도 다르게 나타났다. 낮의 경우 에어로졸의 수농도가 높을 경우 습윤한 대기조건에 역전층의 고도가 낮을 때에는 운정에서의 구름방울의 크기가 작기 때문에 복사냉각이 더 활발하게 일어났다. 이에 따라 난류

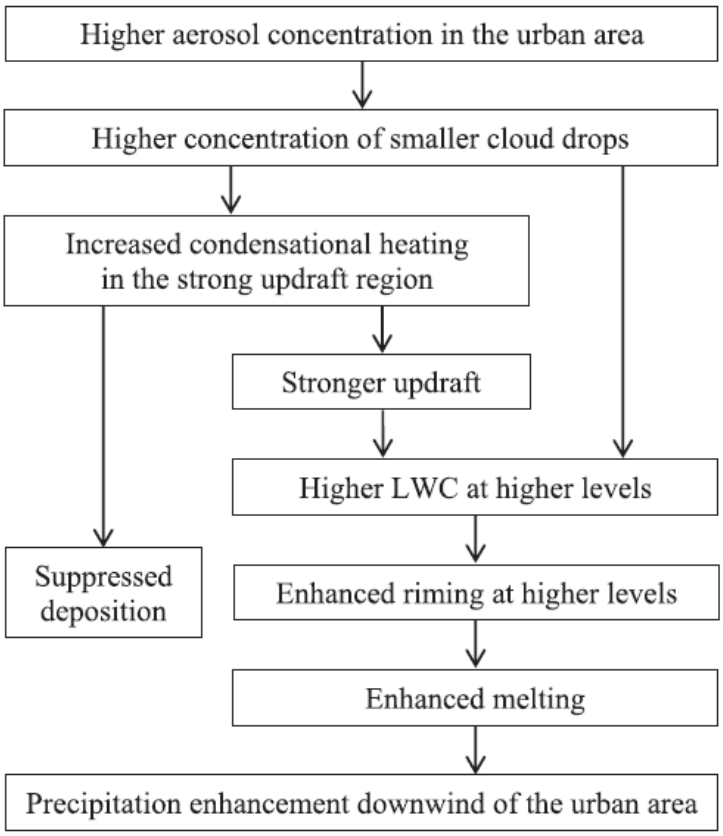


그림 6.4. 도시 지역의 에어로졸이 깊은 대류운에 미치는 영향(Han et al., 2012)

에 의한 혼합이 더 강하게 일어나 해수면으로부터 습윤한 공기가, 운정 위에서는 건조한 공기가 유입되었다. 서로 반대적인 효과를 지닌 두 과정에 의해 연직 누적 구름수함량은 크게 변하지 않았다. 역전층의 고도가 높을 때에는 구름이 연직으로 두껍게 발달하나 구름의 가운데 층에서 분리되어 연직으로 발달한 구름이 유지되지 못했다. 반면 대기가 건조할 경우에는 운정 위에서 유입된 공기가 더 건조하기 때문에 구름이 점차 소멸하게 된다. 에어로졸에 의한 복사강제력의 절대값의 크기는 구름이 연직적으로 두껍게 발달하여 구름방울의 크기가 상대적으로 큰 습윤하고 역전층의 고도가 높은 조건에서 가장 낮게 나타났다. 전반적인 양상은 낮과 유사하나 밤에는 태양복사가 없기 때문에 운정에서의 복사 냉각이 낮보다 더 강하게 일어난다. 그러므로 난류에 의한 혼합이 낮보다 더 강하여 구름이 분리되는 현상이 거의 일어나지 않았다.

Lee et al.(2014)은 구름분해모델을 이용해 에어로졸이 구름에 미치는 영향을 살펴보았다. 모델 계산 결과 에어로졸 증가로 인해 작은 적운이 많이 생성되어 공기유입에 대한 민감성이 증가하였다. 작고 많은 구름방울이 공기 중에 오래 남아있으면서 건조한 조건에 오래 노출되어 증발에 의한 잠열 방출이 증가하고 대류잠재가용에너지(Convective available potential energy)가 증가하였다. 그러나 높은 수농도의 에어로졸이 많고 작은 구름을 생성하므로 높은 대류잠재가용에너지에도 불구하고 구름 간의 경쟁에 의해 구름이 잘 성장하지 못했다. 따라서 구름의 수가 반드시 고려되어야 할 요소임을 지적하였다. 현재 대부분의 모수화 과정에서는 구름의 강도를 결정하는데 아격자 규모의 구름의 수는 고려하지 않고 대류잠재가용에너지와 같은 큰 규모의 강제력만 중요한 요소로 고려하고 있으므로 이 결과가 시사하는 바는 크다고 할 수 있다. 또한 에어로졸이 구름에 미치는 영향은 구름의 고도에 따라서도 다르게 나타날 수 있음을 지적하였다. 그러므로 에어로졸의 농도가 구름에 미치는 영향은 구름을 각각 고려했을 때보다 여러 구름을 같이 고려했을 때 더 작게 나타난다. 이를 buffered aerosol-cloud system이라 하며 국외 연구자들에 의해서도 이에 대한 연구가 활발하게 진행 중이다. 마지막으로 강수

유무에 따라 에어로졸이 구름에 미치는 영향의 정도가 다르게 나타나는데 모델에서 강한 강수가 있는 구름의 경우 에어로졸에 의한 구름의 변화가 더 크게 모의되었다.

Choi et al.(2014)은 에어로졸에 의한 구름의 미세물리적 특성 변화를 수치 모델을 통해 모의한 결과, 동북아시아 지역에서 에어로졸과 구름의 상호작용이 강하게 나타난다는 것을 제시하였다.

김유준 등(2013)은 WRF 모델을 이용하여 구름응결핵 민감도 실험을 수행하였다. 에어로졸 수농도를 증가시켰을 때 구름방울의 수농도는 증가하고 크기는 감소하는 구름미세물리 특성의 변화를 확인할 수 있었고 에어로졸 수농도가 높을 때 연직 누적 구름수함량이 증가하는 경향을 모의하였다. 반면에 구름의 역학적 특성의 변화를 살펴보면 에어로졸의 증가가 하층에서의 구름 발달을 지연시켜 상층에 추가적인 잠열이 발생하기 때문에 구름의 발달을 야기하였다.

에어로졸이 구름에 미치는 영향 이외에도 구름이 에어로졸에 미치는 영향 역시 연구가 이루어지고 있다. Bae et al.(2012)은 CMAQ 모델에 새로운 scheme을 적용하여 구름 하부에서의 에어로졸 세정효과에 대한 연구를 수행하였다. 포착 효율(collection efficiency), 빗방울의 종단속도, 빗방울의 크기 분포, 에어로졸의 크기분포 등을 고려하였는데 기존의 모델이 관측에 비해 구름 하부에서의 에어로졸 세정효과를 적게 모의하는 경향이 있었던 반면 새로운 scheme을 적용한 모델은 관측에 좀 더 가까운 결과를 모의하였다.

6.5. 복사강제력과 유효복사강제력

6.5.1. 복사강제력과 유효복사강제력의 관측

김상우 등(2013)은 2001년 4월 제주 고산기후관측소에서 AERONET(Aerosol Robotic Network)와 MPL(Micro Pulse Lidar, 532nm)을 이용해 관측한 에어로졸 광학변수들을 NCAR Climate Community Model (CCM-3.6)에 포함된 Column Radiation Model(CRM-2.1.2)의 입력 자료로 활용해 대기 가열효과를 산정하고 광학변수들이 대기복사가열률에 미치는 영향을 분석하였다. 에어로졸 층이 존재하지 않는 맑은 날에는 지표면과 대기상단에서의 에어로졸 직접복사강제력이 -20~-25Wm^{-2}와 -10~-15Wm^{-2}로, 대기 중 흡수는 +10~+15Wm^{-2}였고, 에어로졸 층이 관측된 날은 지표면, 대기, 대기상단의 에어로졸 복사강제력이 맑은 날에 비해 3~4배 정도 크게 나타났으며, 단산란 알베도의 변화가 같은 수준의 에어로졸 광학적 두께의 변화와 비교했을 때 대기흡수 또는 에어로졸 층의 가열 및 냉각 효과가 6배 정도 크게 나타남을 보고하였다.

Kim et al.(2011)은 1994년부터 2007년까지 고산에서 관측한 자료와 Charlson et al.(1991)에서 유도한 방정식을 이용해 해당 지역 대기상단의 에어로졸 직접복사강제력을 계산하였다. 해당 기간 동안 고산 지역의 연간 총 에어로졸 복사강제력은 -4.48Wm^{-2}~+0.53Wm^{-2}이며 황산이온 농도의 감소 및 원소 탄소(Elemental Carbon) 농도의 증가로 인해 에어로졸 복사강제력이 증가하는 추세가 나타났다. 한편 에어로졸의 직접복사강제력에 가장 큰 영향을 미치는 요인을 찾기 위해 5종[질산염(NO_3^-), 비해염 황산이온(nss-SO_4^{2-}), 유기탄소, 원소 탄소, 그 외의 물질] 에어로졸과 상대습도의 민감도 분석을 수행한 결과 여름철 습도가 높은 경우(75% 이상)에는 상대습도가 영향을 가장 크게 미치며, 봄과 가을에는 원소 탄소의 영향이 가장 큰 것으로 나타났다.

Noh et al.(2012)은 최초로 독립적인 에어로졸 광학 및 먼지와 비먼지의 특징을 사용하여 대기표면 시스템에 Asian dust plume의 지속적인 에어로졸의 직접복사강제력(Aerosol Direct Radiative Forcing, ADRF)을 정량화 하였다. 먼지로 인한 지표 평균 ADRF는 -31.5±16.1Wm^{-2}이며 대기 상층(Top Of the Atmosphere, TOA)에서는 -16.5±8.8Wm^{-2}로 산정되었으며, 이 결과로 아시아의 먼지 복사강제력이 증가하게 되면 순수한 먼지 입자에 의한 복사강제력 보다 먼지 층에 혼합된 비먼지 입자에 크게 기여한다고 보고하였다.

Kim et al.(2010)은 7년간 선포토미터와 라이다의 관측을 통해 고산의 에어로졸 광학두께와 복사강제력을 비교 분석하였다. 맑은 날의 연평균복사강제력(복사강제효율성)은 지표에서 -27.55±9.21Wm^{-2}(-91.95±11.12Wm^{-2}/τ), 대기 상부에서 -15.79±4.44Wm^{-2}(-53.76±6.70Wm^{-2}/τ)로

관측되어, 총 대기흡수가 11.76±5.82Wm^{-2}임을 밝혔다. 4월에서 6월까지의 지표 에어로졸 복사강제력(복사 강제 효율성)은 -27.29(-85.33)~-34.76Wm^{-2}(-97.19Wm^{-2}/τ), 대기 상부의 복사강제력은 -16.84(-51.82)~-19.10Wm^{-2}(-56.05 Wm^{-2}/τ) 사이이며 대기 강제력은 10.45와 16.41 사이인 것으로 관측되었다. 그 결과 대기 강제력(대기 흡수력)이 대기의 온도를 1.5~3.0K/일 정도 증가시킴을 보고하였다.

Panicker et al.(2013)은 2003년 1월부터 2004년 12월까지 안면도에서 에쎌로미터로 검댕을 지속적으로 관측하고 Optical Properties of Aerosols and Clouds(OPAC) 모델과 radiative transfer model(SBDART)를 사용하여 복합 에어로졸(총 에어로졸)의 복사강제력을 추정하였으며 Total Suspended Particulates (TSP) 화학 조성 자료를 통해 검댕의 복사강제력을 추정하였다. 복합 에어로졸의 복사강제력은 봄에 +14.9~+25.9Wm^{-2}, 여름에 +20.4Wm^{-2}, 가을에 +12.9~+19.1Wm^{-2}, 그리고 겨울에 +16~+18.2Wm^{-2}으로 추정되었으며, 또한 검댕의 복사강제력은 봄에 +8.1~+11.8Wm^{-2}, 여름에 +8.4~+11.1Wm^{-2}, 가을에 +8.78~+11.4Wm^{-2}, 그리고 겨울에 +8.8~+11.7Wm^{-2}라고 추정하였다. 그 결과 검댕으로 인한 대기 강제력은 총 에어로졸로 인한 대기 온난화보다 88% 더 기여한다고 보고하였다.

한편 Lee et al.(2014)는 MODIS 관측자료를 이용하여 해양에서의 직접복사강제력을 계산하는 알고리즘을 개발하여 2003~2010년 기간에 대해 적용한 결과 전지구적으로 해양에서의 에어로졸 직접복사강제력이 대기상단과 지표면에서 각각 -5.2±0.5Wm^{-2}와 -8.3Wm^{-2}임을 얻었다. 따라서 해양 대기에서의 에어로졸 흡수는 3.1Wm^{-2}로 추정됨을 알 수 있다. 우리나라를 포함하는 동아시아 지역에 대해서는 봄, 여름, 가을, 겨울 별로 각각 -15.6, -12.1, -6.4, -7.1Wm^{-2}의 값을 나타냈다.

6.5.2. 수치 모델을 통한 복사강제력 산정

6.5.2.1. 아시아 지역의 에어로졸의 직접복사강제력

에어로졸에 의해 산란된 태양복사에너지는 주로 우주로 되돌아가기 때문에 지구 대기 상단에서는 음의 값의 복사강제력을 가진다. 하지만 태양복사를 흡수하는 검댕과 황사 같은 에어로졸에 의해 대기층 복사강제는 양의 값을 가지기도 한다. 이 보고서에 인용된 연구들도 이와 일관성이 있는 결과를 보고하고 있으나, 큰 편차와 불확실성은 여전히 존재한다.

먼저 Chung et al.(2010)은 PNNL STEM-2K1 모델의 2001~2004년 모의결과를 이용하여 아시아지역에서의 에어로졸 직접복사강제력을 산출하였다. 보다 정확한 복사강제력 산출을 위해 AERONET 관측과 자료동화를 이용하여 에어로졸의 분포를 모의하였는데, 아시아지역의 직접복사강제력은 대기상단과 대기에 대하여 각각 -1.3Wm^{-2}과 +7.3Wm^{-2}로 나타났으며 이는 이전 연구(Chung et al., 2005)와 비슷한 수준이다. RAMS-CMAQ 모델의 2005년도 모의 결과를 이용한 다른 연구는 한반도를 포함한 동아시아 지역의 에어로졸 복사강제력이 -8~-4Wm^{-2}임을 보였다(Han et al., 2011).

Xiao and Mei-Gen(2012)는 RAMS-CMAQ 모델의 2005년도 모의 결과를 이용하여 한반도를 포함한 동아시아 지역의 에어로졸의 성분별 직접 복사강제력을 계산하였다. 성분과 지역에 따라 그 효과가 0~-18Wm^{-2}로 강한 편차를 보이는 데 한반도를 포함하는 지역에 대한 성분별 복사강제력(Wm^{-2})은 -2.99(황산염), -1.65(질산염), -1.05(암모늄), +0.84(검댕), -0.41(유기탄소), -0.29(황사)로 나타났다. 또한 여러 연구에서 개별적인 에어로졸 성분에 대한 직접복사강제 효과를 산정하였다. 한반도를 포함하는 아시아 지역에서의 에어로졸의 개별 성분에 초점을 맞춘 연구 결과도 보고되었다.

Zhuang et al.(2013)은 중국에서 발생한 화석연료기원 2006년도 검댕배출량(2.41Tg/년)에 대한 아시아지역 직접복사강제력은 +0.81Wm^{-2}이라고 산정하였으며, 한반도를 대상으로 한 다른 연구에서는 CMAQ 모델의 2009년도 모의결과 검댕배출량이 2.97Tg/년일 때, 한반도에 대한 검댕의 평균복사강제력이 +0.39Wm^{-2}라고 산출하였다(Kim et al., 2012). GEOS-Chem 모델을 이용한 연구에서 갈색탄소에어로졸의 지면직접복사강제력이 -0.43Wm^{-2}로, 동아시아지역 전체 직접복사강제력(-2.2Wm^{-2})의 15% 기여함을 보였다(Park et al., 2010).

Xia and Zhi-Wei(2011)은 RegCM3 모델의

2006년 모의결과를 이용하여 아시아지역에서의 에어로졸 직접복사강제력 효과를 산출하였다. 황산염 등에 의한 직접복사강제력은 계절에 따라 강한 변동을 보이는데 특히 여름철 한국을 포함한 동아시아 지역이 0~-30Wm^{-2}로 산정되었다.

Zhang et al.(2012)은 RAD_BCC 모델과 RAMS-CMAQ 모델의 2005년도 모의 결과를 이용하여 중국 지역의 질산염 에어로졸의 직접복사강제력을 계산하였는데, 계절과 지역에 따라 강한 변동폭을 보였다. 중국 전체의 질산염의 맑은 날(clear-sky)과 모든 날(all-sky)에 대한 직접복사강제력은 -4.51Wm^{-2}와 -0.95Wm^{-2}로 계산되었다. 황해와 일본지역에서 질산염의 효과는 -2.54Wm^{-2}와 -0.61Wm^{-2}로 상당히 감소되었다. 한편 RAMS-CMAQ 모델로 2007년도를 모의한 연구에서는 한반도를 포함한 동아시아 지역의 질산염 에어로졸의 연평균직접복사강제력이 전체의 25~30%에 달한다고 보고되었다(Han et al., 2013). 또 다른 CMAQ 모델을 이용한 연구에서 동아시아 지역의 질산암모늄(NH_4NO_3)의 직접복사강제력을 계산하였는데, 직접복사강제력에 미치는 질산암모늄의 연평균 기여율은 12.1%이나 계절에 따라 3.6(여름철)~24.1(겨울철)%의 변동폭을 보였다(Park et al., 2013).

IPCC(2013)에 사용된 에어로졸 배출량을 지역규모 모델인 RIEMS에 적용하여 아시아지역을 대상으로 에어로졸 분포와 직접복사강제력의 1850~2010까지의 장기 추세를 계산하였다(Li et al., 2013). 이 연구에서 동아시아는 한반도를 포함하지만 동중국은 한반도를 포함하지 않는다. 아시아지역의 에어로졸 분포량은 1850년부터 2010년까지 꾸준히 증가해왔으며, 1990년에 그 정점을 갖는다. 동아시아지역 지면직접복사강제력은 2000년에 -11.9Wm^{-2}로 최고값을 나타냈지만 동중국에서는 2010년에 -17.5Wm^{-2}로 최고값을 나타냈다. 대기상층 직접복사강제력은 1970년부터 음의 값을 가지며, 동아시아 지역에서의 최고값(-2.9Wm^{-2})은 1990년도에 나타났지만, 동중국에서의 최고값(-4.8Wm^{-2})은 2010년도에 나타났다.

6.5.2.2. 아시아지역의 에어로졸 간접효과

비록 연구대상 설정, 사용모델, 기간 등 연구방식의 차이는 있지만, 여러 연구가 아시아 지역에 초점을 맞춘 종합적인 에어로졸의 직접, 준직접, 또는 간접효과 연구결과를 보고하였다(Xia and Zhi-Wei, 2011; Jiang et al., 2013; Zhuang et al., 2013).

먼저 Jiang et al.(2013)은 CAM5 모델의 10년간 적분 결과를 이용하여 여러 종류의 인류기원 에어로졸의 동아시아 여름강수에 대한 효과를 연구하였다. 산란 에어로졸(황산염과 POA)은 직간접 효과를 통하여 지표 온도를 감소시키고, 대기안정도를 강화하여 대류를 감소시킨다. 간접효과로 인하여 구름방울의 수는 증가, 유효반경은 감소하여 연직 누적 구름수함량은 증가한다. 이 에어로졸들은 중국 지역의 강수를 감소시키고 주변 해양의 강수는 증가시키는 결과를 얻었다. RegCM3 모델의 2006년 모의결과를 이용한 다른 연구에서는 아시아지역에서의 에어로졸 직접복사강제력 효과를 산출하였는데, 황산염 등에 의한 에어로졸의 되먹임은 지면의 온도를 0.5~2℃ 감소시키는 반면 강수는 -1~+1㎜/일로 복잡한 변화의 패턴을 보여준다(Xia and Zhi-Wei, 2011).

검댕의 효과도 다루어졌는데 Jiang et al.(2013)에 의하면 검댕에 의한 지면의 온도변화는 작지만, 검댕은 20~30°N 지역의 대류를 증가시키는 결과를 보였다. Zhuang et al.(2013)은 RegCCMS 모델을 이용하여 중국지역에서 화석연료로 인한 검댕의 직접효과와 간접효과를 연구하였다. 검댕의 간접효과로 인해 구름방울의 수는 증가(+70.89cm^{-3}), 유효반경은 감소(-0.15μm)하며, 연직 누적 구름수함량은 증가(+12.03%)한다. 또한 검댕의 직·간접 효과로 중국지역의 운량, 태양복사흡수, 지표온도, 강수는 각각 0.48, 0.53, 0.03, 7.39% 감소하였다.

시베리아지역 산림화재와 백두산 화산 폭발에 의해 발생되는 에어로졸의 간접효과를 연구한 결과도 보고되었다. Youn et al.(2011)은 NCEP 재처리자료와 모델 결과를 분석하여 시베리아지역의 산림화재로 발생한 에어로졸이 그 지역의 온도를 3.5℃ 하강시키고 지면기압을 5.6hPa 증가시킴을 밝혔다. 그 결과 동아시아

지역의 대기순환에 영향을 주며 북서 태평양의 강수량이 2.9㎜/일 증가하였다. Moon et al.(2011)은 백두산의 화산폭발을 가정하였을 때 화산에서 배출되는 에어로졸이 동아시아의 기상에 미치는 영향을 연구하였다. 피나투보화산(Mt. Pinatubo)의 1/200규모의 화산폭발과 에어로졸의 투입고도는 9km로 설정되었다. GEOS-Chem 모델을 이용한 모의 결과, 백두산 주변의 상층 대기 온도는 적외선 복사에너지의 흡수로 인해 뚜렷하게 증가하지만, 풍하지역의 하층대기는 대기순환의 변화로 인하여 4℃ 감소하였다. 본 보고서에서 분석된 여러 연구들은 복잡한 에어로졸-구름-기후의 관계를 잘 보여준다.

6.5.2.3. 수치 모델을 통한 황사의 복사강제력

대기 중 황사는 태양복사에너지를 산란시키고 구름방울의 물리적 특성에 변동을 주는 등 기후변화를 이해하기 위한 중요한 에어로졸 성분이다. 지난 수년간 모델을 이용하여 황사의 복사강제력에 대한 여러 연구가 수행되었다. 황사는 경우마다 강도, 지속기간, 공간적 분포, 화학적 성분 등 그 물리 화학적 특성이 크게 다르기 때문에, 여전히 큰 불확실성이 존재한다.

Sun et al.(2012)은 10년간(2000~2009년)의 RegCM4 모델 결과를 이용하여 중국대륙에 미치는 황사 직접복사강제력이 봄철 황사발원지에서 태양복사와 온도를 $20Wm^{-2}$, 0.8℃ 감소시킴을 보였다. 또한 대기순환과 강수도 황사의 영향을 받음을 보였다. Han et al.(2012)은 RIEMS 모델을 이용하여 2010년 3월 19~22일에 발생해 한반도를 통과한 강한 황사를 재현하여 중국지역과 한반도지역에서의 복사강제력을 각 -50~$-90Wm^{-2}$과 -10~$-40Wm^{-2}$로 산정하였다. Jia-Wei and Zhi-Wei(2011)은 RIEMS 지역모델을 이용한 2006~2010년 동안의 3월 중 모의 결과를 바탕으로 황사의 아시아지역 지면과 대기상단 평균직접복사강제력이 각각 $-19.0Wm^{-2}$과 $-7.4Wm^{-2}$에 이르는 것으로 계산하였다. 모의 결과 황사와 다른 에어로졸과의 혼합으로 인해 대기 중 무기에어로졸 농도가 13.7% 증가하였지만, 무기에어로졸의 배경농도는 10.5% 감소하였다.

기상과의 상호작용은 황사의 배출량에도 영향을 미치는데, Park et al.(2010)은 ADAM2 모델을 이용하여 2002년 3월 18~23일 동안 한반도에서 관측된 황사현상을 재현하여 직접복사강제효과의 되먹임이 기상에 효과를 주어 황사의 배출량에 변화를 주는 효과를 보였다. Wang et al.(2010)은 GRAPES-CUACE/DUST 모델을 이용하여 2006년 4월 16~18일에 발생한 황사의 복사 되먹임이 황사에 미치는 효과를 연구하였다. 그 결과 황사는 지면을 냉각시켜 지면 기압을 상승 시키지만 상층대기를 데워 몽골 저기압(Mongolian Cyclone)을 약화시켜 지면 바람장을 약화시키고, 그 결과 황사발생량을 절반정도 감소시켰다.

6.6. 강수변화의 과정

전지구적 기후예측에 있어서 에어로졸 간접효과가 갖는 중요성이 부각된 이후로 에어로졸-구름-강수 상호작용에 대한 연구가 비약적으로 증가하고 있다. Twomey(1974)가 항공 직접관측을 통해서 구름응결핵이 증가할 경우 연직 누적 구름수함량이 일정한 조건에서 보다 작은 크기의 구름방울 개수 증가에 의해 구름의 반사도가 증가함(Twomey 효과)을 제시하였고, 다수의 지상원격관측(Feingold et al., 2003; 2006; Kim et al., 2003; 2008; McComiskey et al., 2009) 및 위성원격관측(Sekiguchi et al., 2003; Kaufman and Koren, 2006; Quass et al., 2008; 2009) 연구 결과가 이를 뒷받침하고 있다.

최근에는 에어로졸이 강수에 미치는 영향에 있어서 다량의 에어로졸에 의해 크기가 감소한 구름방울의 충돌병합 효율 감소에 따른 강수 감소 현상이 다양한 관측을 통해 확인되고 있지만(Albrecht, 1989; Rosenfeld and Lensky, 1998; Rosenfeld et al., 2001), 상반되는 관측결과 및 해석을 내놓는 연구들(Ayers, 2005; Lin et al., 2006; Alpert et al., 2008)도 있다. 구름방울 크기가 작아질 경우 작은 입자 크기로 인해 구름방울의 충돌병합과정이 억제되고, 강수로의 전환(autoconversion) 과정이 지체되면서 결빙고도 위까지 상승하게 되어 구름방울이 빙결에 도달할 가능성이 증가한다. 결

국, 응결과 비교하여 빙결과정에서 발생하는 추가적인 잠열(약 300kJkg^{-1})로 인해 구름의 연직 발달과 강수가 활성화 된다(Rosenfeld and Woodley, 2000; Rosenfeld et al., 2008). 이는 최근 에어로졸-구름-강수 상호작용 연구 분야에서 중요한 주제중의 하나로써 에어로졸 연직활성화(invigoration) 효과라고 부르고 있다. 이와 같이 다양한 에어로졸-구름-강수 상호작용 관련 연구들이 진행되면서 계속 새로운 효과와 미지수들이 등장하고 있다.

현재까지의 다양한 연구결과와 관측기술의 지속적인 진보에 따라 에어로졸-구름-강수 상호작용에 대한 이해도가 증가하고 있는 것도 사실이지만, 다양한 관측기반(지상원격관측, 위성원격관측, 항공관측 등)의 여러 접근 방법들에서 도출되는 에어로졸 간접효과 추정 값들의 차이는 여전히 줄어들지 않고 있는 실정이다.

대기 중의 에어로졸이 증가할 경우 주어진 습도, 안정도 및 역학적인 특성 등의 대기환경 조건에 따라 구름미세물리특성을 변화시키고, 구름방울크기 및 수의 변화는 결국 강수에도 영향을 준다. 에어로졸-구름-강수 상호작용 관련 연구들을 살펴보면 우선 Guo, X. et al.(2014)은 MODIS와 WRF-Chem을 이용하여 중국 북부 도시지역을 대상으로 2008년 7월 4일 대류성 강수 사례에 대한 에어로졸 특성과 영향에 대해 분석하였다. 구름의 미세물리과정과 역학과정은 수적과 빙정에 의해 영향 받았으며, 상승기류는 스톰 초기와 소멸기에는 억제되지만 스톰의 성숙기에는 오염된 조건에서 뚜렷하게 강화되는 것을 확인하였다. 또한 Ding et al.(2013)은 중국 난징에서 체계적이고 종합적인 집중관측을 통해 대기오염물질과 함께 혼합된 생체소각이 약 70% 이상의 태양 복사 감소, 약 85% 이상의 현열 감소, 약 10K 온도감소 그리고 나아가 강수를 변화시킬 수 있음을 제시하였다. 이 연구는 집중관측을 기반으로 대기오염물질-날씨 상호작용, 대기오염-경계층 역학과 에어로졸-복사-구름 되먹임을 통해 에어로졸이 날씨에 어떻게 영향을 주는지 정량화한 측면에서 의의가 있다. 또한 Guo et al.(2014)는 여름철 북쪽 중국에 Taihang 산에 위치한 세 개의 관측소를 포함하여 7개의 기상관측소에서 20년 동안의 일평균시정과 시간 강수량을 분석하였다. 모든 관측소에서 여름철 총 강수에 대해 통계적으로 유의한 수준의 경향성은 없었지만, 에어로졸 증가에 따라 산악에 의해 유발된 층운이나 중규모 층운형 구름 등의 약한 강수는 감소하고, 강한 강수는 증가함을 확인하였다. 하지만 가강수량, 대류잠재가용에너지, 연직 바람 쉬어와 같은 대기환경조건이 강수에 미치는 잠재적 영향은 나타나지 않았다.

Yang et al.(2013)은 55년간(1951~2005년) Xian 계곡과 Hua 산에서 강우, 뇌우, 온도, 바람과 에어로졸의 시계열 특성에 대하여 분석하였다. Xian 계곡의 에어로졸 양이 증가하여 광학두께가 증가할 경우 시정이 감소하는 경향을 보였으며, 구름 미세물리 특성 변화에 의해 대류와 강수가 억제되는 것으로 나타났다. 또한 다량의 에어로졸은 태양 복사 감소를 유발하여 대류권 하층의 안정화를 초래하고, 하층 안정화는 대기의 연직 대류를 억제하여, 평지부근의 지표 풍속을 감소시키는 반면에 산악지대의 풍속은 증가시키는 것으로 확인되었다. 하층의 에어로졸 증가에 따른 음의 복사효과로 인한 대기 안정화는 강수량에 대해 보편적으로 뇌우의 빈도를 감소시키는 것으로 설명하고 있다. 국내에서 김병곤(2012)은 한반도를 포함한 동북아시아 지역에서 에어로졸-구름-강수 상호작용 이해를 위하여 관측적인 접근의 문제점과 제한, 연구의 한계와 최선의 연구접근 방법, 그리고 대기 안정도, 습윤조건, 구름단열도 등의 구름주변의 환경에 따라 에어로졸-구름-강수 상호작용 메커니즘 관측 및 해석 등에 대해 방법론적인 고찰을 수행한 바 있다. 에어로졸-구름-강수 상호작용간의 되먹임 메커니즘의 중요성을 강조하면서 에어로졸 효과만을 분리해내는 방법론으로 에어로졸 강제력이 작용하는 구역과 에어로졸-구름-강수 상호작용이 일어나는 반응 구역을 구분하여 체계적으로 신중히 고안된 한국형 관측 프로그램을 제안한 바 있다.

6.7. 결론

앞 절들에서 살펴본 바와 같이 「한국 기후변화 평가보고서 2010」가 작성된 이후 국내외 연구진이 수행한 한반도와 그 주변에 대한 구름과 에어로졸 연구는 아직도 구름 관측 연구에 매우 큰 취약성을 드러내고 있다. 여기에 비해 에어

로졸 측정 연구는 상대적으로 매우 활발하고 여러 분야에서 국제적인 수준에 도달했다고 말할 수 있을 것이다. 수치모델을 이용한 구름과 에어로졸 관련 연구는 연구자의 수는 적지만 꾸준히 진행되고 있는 실정이라 할 수 있다. 종합적으로 볼 때, 구름과 에어로졸 연구 논문의 수는 아직도 절대적으로 부족하여 각 절의 연구결과에 대한 신뢰도를 평가하는 것은 쉽지 않다. 그러나 제한된 자료를 바탕으로 이 장의 주요 연구결과와 이에 대한 신뢰도를 평가하면 다음과 같다.

제주 고산이나 안면도에서 측정한 에어로졸 산란계수와 흡수계수, 수농도는 비슷한 오염 수준을 가진 아시아 다른 지역의 값과 유사한 수준이지만 세계의 다른 청정지역의 값과 비교하면 매우 높은데 이러한 결과는 매우 합당하다고 할 수 있으므로 신뢰도는 견고한 동의에 해당한다고 할 수 있다. 지상원격탐사를 이용한 에어로졸 관측은 세계적인 관측프로그램의 일환으로 수행된 것을 비롯해 높은 수준의 연구 결과를 보이고 있어 견고한 동의의 신뢰도를 갖는다고 할 수 있다. 수치모델을 이용한 한반도 에어로졸의 배출원 산정이나 황사 재현 실험의 결과는 비교할 연구가 많지 않아 제한적 동의의 신뢰도를 갖는다. 에어로졸 분포의 국지성을 감안할 때 제주 지역의 복사강제력 산정 결과는 매우 큰 의미를 갖는데 관련 연구 논문이 많지 않으므로 중간적 동의의 신뢰도를 갖는다.

이에 비해 구름 관측 연구는 매우 적어 결과의 신뢰도를 논하는 것조차 부적절하다고 할 수 있다. 그러나 여러 편의 수치모델을 이용한 에어로졸-구름-강수 상호작용 연구 논문에서는 에어로졸의 증가에 의해 야기되는 구름발달과 강수의 변화를 조사하였는데, 약한 대류를 일으키는 구름에서는 에어로졸의 증가가 강수의 감소를 가져오는 반면, 강한 대류를 일으켜 빙정과정이 활발한 구름에서는 강수의 증대를 가져온다는 결과를 거의 공통적으로 보여줬으며, 이는 IPCC(2013)에 기여한 다른 여러 연구 결과와도 일관성을 갖는 것이다. 이런 의미에서 견고한 동의의 신뢰도를 갖는다고 할 수 있다.

6.8. 참고문헌

강동훈, 김지영, 김경익, 임병숙, 2012: 2009-2010년 봄철 심한 황사 사례에 대한 에어러에어러졸 크기 분포와 광학적 특성, 대기, 22(3), 369-381.

김만해, 김상우, 윤순창, Nobuo Sugimoto, 손병주, 2011: 라이다와 스카이 라디오미터 관측 자료를 이용한 서울지역 라이다 비의 특성 분석, 대기, 21(1), 57-68.

김병곤, 2012: 에어로졸-구름-강수 상호작용(CAPI) 연구를 위한 관측 방법론 고찰, 대기, 22(4), 437-447.

김상우, 최인진, 윤순창, 김유미, 2013: 에어로졸 광학변수가 대기복사가열률 산정에 미치는 민감도 분석, 대기, 23(1), 85-92.

김유미, 김상우, 윤순창, 장임석, 이석조, 이미혜, 김지형, 2011: 제주 고산에서 2009년 가을에 관측된 입자 생성 및 성장 현상의 특성, 대기, 21(1), 35-44.

김유준, 이진화, 김병곤, 2011: 한반도 주변에서 MODIS와 NCEP/NCAR 재분석 자료를 이용한 에어로졸과 구름의 연관성 분석, 한국대기환경학회지, 27(2), 152-167.

김유준, 한상옥, 이철규, 이승수, 김병곤, 2013: 에어로졸의 대륙 층운형 구름 연직발달에 미치는 영향 분석, 대기, 23(3), 321-329.

김종환, 박민수, 심성보, 염성수, 2012: 대관령과 영종도에서 측정한 에어러에어러졸 크기분포 및 CCN 수농도에 관한 연구, 대기, 22(1), 87-96.

노영민, 이한림, Detlef Müller, 2010: 다파장 라만 라이다를 이용한 발생지에 따른 안면도 지역 에어로졸의 광학적 및 미세물리적 특성, 한국대기환경학회지, 26(5), 554-566.

노영민, 이권호, 이한림, 2011: 라만 라이다의 석영 채널을 이용한 고도별 황사 농도 산출, 한국대기환경학회지, 27(3), 326-336.

문솔희, 이승호, 2013: 한국의 안개 발생 빈도와 지속시간 변화에 관한 연구, 기후연구, 8(2), 93-104.

문윤섭, 임윤규, 이강열, 2011: WRF-SMOKE-CMAQ(MADRID)을 이용한 한반도 봄철 황사(PM10)의 농도 추정, 한국지구과학회지, 32(3), 276-293.

박성화, 장상민, 이동인, 정운선, 정종훈, 정성아, 정창훈, 김경식, 김경익, 2012: 이어도 해양종합과학기지에서의 3차원 바람성분에 따른 에어로졸 수 농도 변동 특성, 대기, 22(1), 97-107.

원혜영, 김연희, 장동언, 2010: 해남 라디오미터로부터 산출된 가강수량과 구름물량의 분포 특성, 대기, 20(1), 1-12.

윤순창, 이영지, 김상우, 김만해, Nobuo Sugimoto, 2010: 라만-탄성 라이다를 이용한 황사 및 오염 에어로졸의 라이다 비 측정 연구, 한국대기환경학회지, 20(4), 483-494.

이은희, 김승범, 하종철, 전영신, 2012: 사계절 황사 단기예측모델 UM-ADAM2의 2010년 황사 예측성능 분석, 대기, 22(2), 245-257.

이한아, 염성수, 2012: Takahashi 구름모형에서의 얼음입자 충돌효율 개선, 대기, 22(1), 73-85.

이혜정, 김상우, 윤순창, 이시혜, 김지형, 2011: 동아시아와 남아시아지역에서 관측된 에어로졸의 광흡수 특성 비교, 대기, 21(3), 301-309.

최용주, 김영성, 손병주, 2011: 스카이라디오미터 모델에 따른 에어로졸의 광학적 특성 비교, 대기, 21(3), 311-317.

Ajtai, T., A. Filep, N. Utrya, M. Schnaiter, C. Linke, Z. Bozókic, G. Szabó, and T. Leisner, 2011: Inter-comparison of optical absorption coefficients of atmospheric aerosols determined by a multi-wavelength photoacoustic spectrometer and an Aethalometer under sub-urban wintry conditions, *Journal of Aerosol science*, 42(12), 859–866.

Albrecht B. A., 1989: Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness, *Science*, 245, 1227-1230.

Alpert, P., N. Halfon, and Z. Levin, 2008: Does Air Pollution Really Suppress Precipitation in Israel?, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(4), 933–943.

Ayers G. P., 2005: Air pollution and climate change: has air pollution suppressed rainfall over Australia?, *Clean Air and Environmental Quality*, 39(2), 51–57.

Bae, S. Y., R. J. Park, Y. P. Kim, and J.-H. Woo, 2012: Effects of below-cloud scavenging on the regional aerosol budget in East Asia, *Atmospheric Environment*, 58, 14-22.

Bergin, M. H., G. R. Cass, J. Xu, C. Fang, L. M. Zeng, T. Yu, L. G. Salmon, and C. S. Kiang, 2001: Aerosol radiative, physical, and chemical properties in Beijing during June 1999, *Journal of Geophysical Research*, 106(D16), 17969-17980.

Bond, T. C., S. J. Doherty, D. W. Fahey, P. M. Forster, T. Berntsen, B. J. DeAngelo, M. G. Flanner, S. Ghan, B. Kärcher, C. Koch, S. Kinne, Y. Kondo, P. K. Quinn, M. C. Sarofirm, M. G. Schultz, M. Schulz, C. Venkataraman, H. Zhang, S. Zhang, N. Bellouin, S. K. Guttikunda, P. K. Hopke, M. Z. Jacobson, J. W. Kaiser, Z. Klimont, U. Lohmann, J. P. Schwarz, D. Shindell, T. Storelvmo, S. G. Warren, and C. S. Zender, 2013: Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 118(11), 5380-5552.

Choi, I.-J., T. Iguchi, S.-W. Kim, T. Nakajima, and S.-C. Yoon, 2014: The effect of aerosol representation on cloud microphysical properties in Northeast Asia, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 123, 181-194.

Chung, C. E., V. Ramanathan, and D. Decremer, 2012: Observationally constrained estimates of carbonaceous aerosol radiative forcing, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 109(29), 11624-11629.

Chung, C. E., V. Ramanathan, D. Kim, and I. A. Podgorny, 2005: Global anthropogenic aerosol direct forcing derived from satellite and ground-based observations, *Journal of Geophysical Research*, 110, D24207.

Chung, C. E., V. Ramanathan, G. Carmichael, S. Kulkarni, Y. Tang, B. Adhikary, L. R.

Leung, and Y. Qian, 2010: Anthropogenic aerosol radiative forcing in Asia derived from regional models with atmospheric and aerosol data assimilation, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(13), 6007-6024.

Ding, A. J., C. B. Fu, X. Q. Yang, J. N. Sun, T. Petäjä, V.-M. Kerminen, T. Wang, Y. Xie, E. Herrmann, L. F. Zheng, W. Nie, Q. Liu, X. L. Wei, and M. Kulmala, 2013: Intense atmospheric pollution modifies weather: a case of mixed biomass burning with fossil fuel combustion pollution in eastern China,*Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 10545-10554.

Feingold, G., W. L. Eberhard, D. E. Veron, and M. Previdi, 2003: First measurements of the Twomey aerosol indirect effect using ground-based remote sensors, *Geophysical Research Letters*, 30(6), 1287.

Feingold, G., R. Furrer, P. Pilewskie, L. Remer, Q. Min, and H. Jonsson, 2006: Aerosol indirect effect studies at Southern Great Plains during the May 2003 Intensive Operations Period, *Journal of Geophysical Research*, 111, D05S14.

Flowers, B. A., M. K. Dubey, C. Mazzoleni, E. A. Stone, J. J. Schauer, S.-W. Kim, and S.-C. Yoon, 2010: Optical-chemical-microphysical relationships and closure studies for mixed carbonaceous aerosols observed at Jeju Island; 3-laser photoacoustic spectrometer, particle sizing, and filter analysis, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 10387–10398.

Guo, J., M. Deng, J. Fan, Z. Li, Q. Chen, P. Zhai, Z. Dai, and X. Li, 2014: Precipitation and Air Pollution at Mountain and Plain Stations in Northern China: Insights Gained from Observations and Modeling, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 2013JD021161, DOI: 10.1002/2013JD021161.

Guo, X., D. Fu, X. Guo, and C. Zhang, 2014: A case study of aerosol impacts on summer convective clouds and precipitation over northern China, *Atmospheric Research*, 142, 142-157.

Han, J.-Y., J.-J. Baik, and A. P. Khain, 2012: A numerical study of urban aerosol impacts on clouds and precipitation,*Journal of Atmospheric Science*, 69, 504-520.

Han, X., M. Zhang, Z. Han, J. Xin, and X. Liu, 2011: Simulation of aerosol direct radiative forcing with RAMS-CMAQ in East Asia, *Atmospheric Environment*, 45(36), 6576–6592.

Han, X. and M.-G. Zhang, 2012: Assessment of Individual Direct Radiative Effects of Major Aerosol Species in East Asia, *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 5(1), 8-14.

Han, X., M. Zhang, and B. Zhou, 2013: Modeling nitrate aerosol distributions and its direct radiative forcing in East Asia with RAMS-CMAQ, *Particuology*, 11, 256-263.

Han, Z., J. Li, X. Xia, and R. Zhang, 2012: Investigation of direct radiative effects of aerosols in dust storm season over East Asia with an online coupled regional climate-chemistry-aerosol model, *Atmospheric Environment*, 54, 688–699.

In, H.-J. and Y. P. Kim, 2010: Estimation of the aerosol optical thickness distribution in the Northeast Asian forest fire episode in May 2003: Possible missing emissions, *Atmospheric Research*, 98, 261-273.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K.

Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535pp.

Jeong, J. I., R. J. Park, J.-H. Woo, Y.-J. Han, and S.-M. Yi, 2011: Source contributions to carbonaceous aerosol concentrations in Korea, *Atmospheric Environment*, 45, 1116–1125.

Jeong, J. I. and R. J. Park,, 2012: Effects of the meteorological variability on regional air quality in East Asia, *Atmospheric Environment*, 69, 46-55.

Jiang, Y., X. Liu, X.-Q. Yang, and M. Wang, 2013: A numerical study of the effect of different aerosol types on East Asian summer clouds and precipitation, *Atmospheric Environment*, 70, 51-63.

Ju, L.-X. and Z.-W. Han, 2011: Direct Radiative Forcing and Climatic Effects of Aerosols over East Asia by RegCM3, *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 4(6), 363-367.

Jung, W.-S., A. S. Panicker, D.-I. Lee, and S.-H. Park, 2013: Estimates of Aerosol Indirect Effect from Terra MODIS over Republic of Korea, *Advances in Meteorology*, 2013(2013), DOI:10.1155/2013/976813.

Kaufman, Y. J. and I. Koren, 2006: Smoke and Pollution Aerosol Effect on Cloud Cover, *Science*, 313, 655-658.

Kim, B.-G., S. E. Schwartz, M. A. Miller, and Q. Min, 2003: Effective radius of cloud droplets by ground-based remote sensing: Relationship to aerosol, *Journal of Geophysical Research*, 108(D23), 4740.

Kim, B. G., M. A. Miller, S. E. Schwartz, Y. Liu, and Q. Min, 2008: The role of adiabaticity in the aerosol first indirect effect, *Journal of Geophysical Research*, 113, D05210.

Kim, C.-H., S.-Y. Park, Y.-J. Kim, L.-S. Chang, S.-K. Song, Y.-S. Moon, and C.-K. Song, 2012: A numerical study on indicators of long-range transport potential for anthropogenic particulate matters over northeast Asia, *Atmospheric Environment*, 58, 35–44.

Kim, C.-H. and H.-J. Lee, 2013: Numerical simulations of Asian dust events: A Lagrangian Dust Model and its applications , *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49(4), 571-586.

Kim, C. K. and S. S. Yum, 2012a: Marine boundary layer structure for the sea fog formation off the West Coast of the Korean Peninsula, *Pure and Applied Geophysics*, 169, 1121-1135.

Kim, C. K. and S. S. Yum, 2012b: A numerical study of sea fog formation over cold sea surface using a one-dimensional turbulence model coupled with WRF, *Boundary-Layer Meteorology*, 143, 481-505.

Kim, C. K. and S. S. Yum, 2013: A study on the transition mechanism of a stratus cloud into a warm sea fog using a single column model PAFOG coupled with WRF, Asia-Pacific *Journal of Atmospheric Science*, 49(2), 245-257.

Kim J. H., S. S. Yum, S. Shim, S.-C. Yoon, J. G. Hudson, J. Park, and S.-J. Lee, 2011: On aerosol hygroscopocity, cloud condensation nuclei (CCN) spectra and critical supersaturation measured at two remote islands of Korea between 2006 and 2009, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 12627-12645.

Kim J. H., S. S. Yum, S. Shim, W. J. Kim, M. Park, J. Kim, M. Kim, and S. C. Yoon, 2014: On the submicron aerosol distributions and CCN number concentrations in and around the Korean Peninsula, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*, 14, 8095-8142.

Kim, M. Y., S.-B. Lee, G.-N. Bae, S. S. Park, K. M. Han, R. S. Park, C. H. Song, and

S. H. Park, 2012: Distribution and direct radiative forcing of black carbon aerosols over Korean Peninsula, *Atmospheric Environment*, 58, 45–55.

Kim, N. K., Y. P. Kim, and C.-H. Kang, 2011: Long-term trend of aerosol composition and direct radiative forcing due to aerosols over Gosan: TSP, PM10, and PM2.5 data between 1992 and 2008, *Atmospheric Environment*, 45, 6107-6115.

Kim, S.-W., I.-J. Choi, and S.-C. Yoon, 2010: A multi-year analysis of clear-sky aerosol optical properties and direct radiative forcing at Gosan, Korea (2001-2008), *Atmospheric Research*, 95, 279-287.

Kim, Y. J., B.-G. Kim, M. Miller, Q. Min, and C.-K. Song, 2012: Enhanced Aerosol-Cloud Relationships in More Stable and Adiabatic Clouds, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 48(3), 283-293.

Kim, Y., S.-W. Kim, S.-C. Yoon, M.-H. Kim, and K.-H. Park, 2014: Aerosol properties and associated regional meteorology during winter pollution event at Gosan climate observatory, Korea, *Atmospheric Environment*, 85, 9-17.

Kim, Y., S.-C. Yoon, S.-W. Kim, K.-Y. Kim, H.-C. Lim, and J. Ryu, 2013: Observation of new particle formation and growth events in Asian continental outflow, *Atmospheric Environment*, 64, 160-168.

Kondo, Y., N. Osima, M. Kajino, R. Mikami, N. Moteki, N. Takegawa, R. L. Verma, Y. Kajii, S. Kato, and A. Takami, 2011: Emissions of black carbon in East Asia estimated from observations at a remote site in the East China Sea, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 116, D16201.

Ku, B. and R. J. Park, 2011: Inverse modeling analysis of soil dust sources over East Asia, *Atmospheric Environment*, 45(32), 5903–5912.

Kulmala, M., H. Vehkamäki, T. Petäjä, M. Dalmaso, A. Lauri, V. Kerminen, W. Birmili, and P. McMurry, 2004: Formation and growth rates of ultrafine atmospheric particles: a review of observations, *Journal of Aerosol science*, 35, 143-176.

Kumar, P., I. N. Sokolik, and A. Nenes, 2011: Cloud condensation nuclei activity and droplet activation kinetics of wet processed regional dust samples and minerals, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 8661-8676.

Lee, C., K.-H. Chang, J.-W. Jung, J.-W. Cha, Y.-J. Choi, and K. Kim, 2011: Strategy for the meteorological and environmental airborne observations over the Korean Peninsula, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 47(1), 91-96.

Lee, E.-H., J.-C. Ha, S.-S. Lee, and Y. Chun, 2013: PM10 data assimilation over south Korea to Asian dust forecasting model with the optimal interpolation method, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49(1), 73-85.

Lee, H., S. S. Yum, and S.-S. Lee, 2014: A modeling study of the aerosol effects on ice microphysics in convective cloud and precipitation development under different thermodynamic conditions, *Atmospheric Research*, 145-146, 112-129.

Lee, J., J. Kim, C. H. Song, S. B. Kim, Y. Chun, B. J. Sohn, and B. N. Holben, 2010: Characteristics of aerosol types from AERONET sunphotometer measurements, *Atmospheric Environment*, 44, 3110-3117.

Lee, K. H., J. H. Ryu, J. H. Ahn, and Y. J. Kim, 2012: First retrieval of data regarding spatial distribution of Asian dust aerosol from the Geostationary Ocean Color Imager, *Ocean Science Journal*, 47(4), 465-472.

Lee, S. S., B.-G. Kim, C. Lee, S. S. Yum, and D. Posselt, 2014: Effect of aerosol

pollution on clouds and its dependence on precipitation intensity, *Climate Dynamics*, 42, 557-577.

Lee, S., S.-C. Yoon, S.-W. Kim, Y. P. Kim, Y. S. Ghim, J.-H. Kim, C.-H. Kang, Y. J. Kim, L.-S. Chang, and S.-J. Lee, 2012: Spectral dependency of light scattering/absorption and hygroscopicity of pollution and dust aerosols in Northeast Asia, *Atmospheric Environment*, 50, 246-254.

Li, J.-W. and Z.-W. Han, 2011: Modeling Study of the Impact of Heterogeneous Reactions on Dust Surfaces on Aerosol Optical Depth and Direct Radiative Forcing over East Asia in Springtime, *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 4(6), 309-315.

Li, J., Z. Han, and R. Zhang, 2011: Model study of atmospheric particulates during dust storm period in March 2010 over East Asia, *Atmospheric Environment*, 45(24), 3954–3964.

Li, J., Z. Han, and Z. Xie, 2013: Model analysis of long-term trends of aerosol concentrations and direct radiative forcings over East Asia, *Tellus B*, 65, 20410.

Lim, K. S. and S.-Y. Hong, 2010: Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models, *Monthly Weather Review*, 138, 1587-1612.

Lim, K. S. and S.-Y. Hong, 2012: Investigation of aerosol indirect effects on simulated flash-flood heavy rainfall over Korea, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 118, 199-214.

Lin, J. C., T. Matsui, R. A. Pielke Sr., and C. Kummerow, 2006: Effects of biomass burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon Basin: A satellite-based empirical study, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*. 111, D19204.

Liu, Z., Q. Liu, H.-C. Lin, C. S. Schwartz, Y.-H. Lee, and T. Wang, 2011: Three-dimensional variational assimilation of MODIS aerosol optical depth Implementation and application to a dust storm over East Asia, *Journal of Geophysical Research*, 116, D23206.

McComiskey, A., G. Feingold, A. S. Frisch, D. D. Turner, M. A. Miller, J. C. Chiu, Q. Min, and J. A. Ogren, 2009: An assessment of aerosol-cloud interactions in marine stratus clouds based on surface remote sensing, *Journal of Geophysical Research*, 114, D09203.

Moon, B.-K., D. Youn, R. J. Park, S.-W. Yeh, W.-M. Kim, Y.-H. Kim, J. I. Jeong, J.-H. Woo, E. G. Im, and C.-K. Song, 2011: Meteorological responses to Mt. Baekdu volcanic eruption over east asia in an offline global climate-chemistry model A pilot study, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 47(4), 345-351.

Noh, Y. M., D. Müller, H. Lee, K. Lee, K. Kim, S. Shin, and Y. L. Kim, 2012a: Estimation of radiative forcing by the dust and non-dust content in mixed east asian pollution plumes on the basis of depolarization ratios measured with lidar, *Atmospheric Environment*, 61, 221-231.

Noh, Y. M., D. Müller, H. Lee, K. Lee, and Y. L. Kim, 2012b: Columnar aerosol optical and radiative properties according to season and air mass transport pattern over East Asia, *Environmental Monitoring and Assessment* , 184, 4763-4775.

Noh, Y. M., D. Müller, H. Lee, and T. J. Choi, 2013a: Influence of biogenic pollen on optical properties of atmospheric aerosols observed by lidar over Gwangju, South Korea, *Atmospheric Environment*, 69, 139-147.

Noh. Y. M., H. Lee, D. Müller, K. Lee, D. Shin, T. J. Choi, Y. J. Choi, and K. R. Kim, 2013b: Investigation of the diurnal pattern of the vertical distribution of pollen in the lower troposphere using LIDAR, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 7619-7629.

Pan, X. L., P. Yan, J. Tang, J. Z. Ma, Z. F. Wang, A. Gbaguidi, and Y. L. Sun, 2009: Observational study of influence of aerosol hygroscopic growth on scattering coefficient over rural area near Beijing mega-city, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, 7519–7530.

Park, R. J., M. J. Kim, J. I. Jeong, D. Youn, and S. Kim, 2010: A contribution of brown carbon aerosol to the aerosol light absorption and its radiative forcing in East Asia, *Atmospheric Environment*, 44(11), 1414–1421.

Park, R. S., C. H. Song, K. M. Han, M. E. Park, S.-S. Lee, S.-B. Kim, and A. Shimizu, 2011: A study on the aerosol optical properties over East Asia using a combination of CMAQ-simulated aerosol optical properties and remote-sensing data via a data assimilation technique, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(23), 12275-12296.

Park, R. S., S. J. Lee, S.-K. Shin, and C. H. Song, 2013: Contribution of ammonium nitrate to aerosol optical depth and direct radiative forcing by aerosols over East Asia, *Atmospheric Chemistry and Physics. Discussion*, 13, 19193-19235.

Park, S.-U., A. Choe, and M.-S. Park, 2011: Asian dust depositions over the Asian region during March 2010 estimated by ADAM2, *Theoretical and Applied Climatology*, 105, 129-142.

Park, S.-U., H.-J. Ahn, and M.-S. Park, 2010: Direct shortwave radiative forcing of the Asian dust aerosol on dust emission, *Theoretical and Applied Climatology*, 101, 179-190.

Park, S.-U., A. Choe, and M.-S. Park, 2012: A simulation of Asian dust events in March 2010 by using the ADAM2 model, *Theoretical and Applied Climatology*, 107, 491-503.

Park, S.-U., A. Choe, and M.-S. Park, 2013: A simulation of Asian dust events observed from 20 to 29 December 2009 in Korea by using ADAM2, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49(1), 95-109.

Quaas, J., O. Boucher, N. Bellouin, and S. Kinne, 2008: Satellite-based estimate of the direct and indirect aerosol climate forcing, *Journal of Geophysical Research*, 113, D05204.

Quaas, J., Y. Ming, S. Menon, T. Takemura, M. Wang, J. E. Penner, A. Gettelman, U. Lohmann, N. Bellouin, O. Boucher, A. M. Sayer, G. E. Thomas, A. McComiskey, G. Feingold, C. Hoose, J. E. Kristjánsson, X. Liu, Y. Balkanski, L. J. Donner, P. A. Ginoux, P. Stier, J. Feichter, I. Sednev, S. E. Bauer, D. Koch, R. G. Grainger, A. Kirkevåg, T. Iversen, Ø. Seland, R. Easter, S. J. Ghan, P. J. Rasch, H. Morrison, J.-F. Lamarque, M. J. Iacono, S. Kinne, and M. Schulz, 2009: Aerosol indirect effects－General circulation model intercomparison and evaluation with satellite data, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, 8697-8717.

Ramana, M. V., V. Ramanathan, Y. Feng, S.-C. Yoon, S.-W. Kim, G. R. Carmichael, and J. J. Schauer, 2010: Warming influenced by the ratio of black carbonto sulphate and the black-carbon source, *Nature Geoscience*, 3, doi:10.1038/ngeo918.

Rosenfeld, D. and I. M. Lensky, 1998: Satellite based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 2457-2476

Rosenfeld, D. and W. L. Woodley, 2000:

Deep Convective Clouds with Sustained Supercooled Liquid Water Down to –37.5°c, *Nature*, 405, 440-442.

Rosenfeld, D., Y. Rudich, and R. Lahav, 2001: Desert dust suppressing precipitation: a possible desertification feedback loop, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 98, 5975-5980.

Rosenfeld, D., U. Lohmann, G. B. Raga, C. D. O'Dowd, M. Kulmala, S. Fuzzi, A. Reissell, and M. O. Andreae, 2008: Flood or Drought: How Do Aerosols Affect Precipitation?, *Science*, 321, 1309-1313.

Sekiguchi, M., T. Nakajima, K. Suzuki, K. Kawamoto, A. Higurashi, D. Rosenfeld, I. Sano, and S. Mukai, 2003: A study of the direct and indirect effects of aerosols using global satellite data sets of aerosol and cloud parameters, *Journal of Geophysical Research*, 108(D22), 4699.

Shin, S., D. Müller, Y. J. Kim, B. Tatarov, D. Shin, P. Seifert, and Y. M. Noh, 2013: The retrieval of the Asian dust depolarization ratio in Korea with the correction of the polarization-dependent transmission, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49(1), 19-25.

Shrestha, R., S.-W. Kim, S.-C. Yoon, and J.-H. Kim, 2014: Attribution of aerosol light absorption to black carbon and volatile aerosols, *Environmental Monitoring and Assessment*, doi:10.1007/s10661-014-3734-5.

Song, K. and S. S. Yum, 2012: Anthropogenic radiative forcing of marine stratocumulus clouds under different thermodynamic conditions－An LES model study, *Atmospheric Research*, 118, 370-389.

Sugimoto, N., Y. Hara, A. Shimizu, T. Nishizawa, I. Matsui, and M. Nishikawa, 2013: Analysis of dust events in 2008 and 2009 using the lidar network, surface observations and the CFORS model, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49(1), 27-39.

Sun, H., Z. Pan, and X. Liu, 2012: Numerical simulation of spatial-temporal distribution of dust aerosol and its direct radiative effects on East Asian climate, *Journal of Geophysical Research*, 117, D13206.

Tang, J.-P., P.-C. Wang, M.-Z. Duan, H.-B. Chen, X.-A. Xia, and H. Liao, 2011: An evidence of aerosol indirect effect on stratus clouds from the integrated ground-based measurements at the ARM Shouxian site, *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 4, 65–69.

Tang, J., P. Wang, L. J. Mickley, X. Xia, H. Liao, X. Yue, L. Sun, and J. Xia, 2014: Positive relationship between liquid cloud droplet effective radius and aerosol optical depth over Eastern China, *Atmospheric Environment*, 84, 244-253.

Tatarov, B., D. Müller, D. H. Shin, S. K. Shin, I. Mattis, P. Seifert, Y. M. Noh, Y. J. Kim, and N. Sugimoto, 2011: Lidar measurements of Raman scattering at ultraviolet wavelength from mineral dust over East Asia, *Optical Society of America*, 19(2), 1569-1581.

Tatarov, B., D. Müller, Y.-M. Noh, K.-H. Lee, D.-H. Shin, S.-K. Shin, N. Sugimoto, P. Seifert, and Y.-J. Kim, 2012: Record heavy mineral dust outbreaks over Korea in 2010: Two cases observed with multiwavelength aerosol/depolarization/ Raman-quartz lidar, *Geophysical Research Letters*, 39, L14801.

Wang, F., J. Guo, Y. Wu, X. Zhang, M. Deng, X. Li, J. Zhang, and J. Zhao, 2014: Satellite observed aerosol-induced variability in warm cloud properties under different meteorological conditions over eastern China, *Atmospheric Environment*, 84, 122-132.

Wang, H., X. Zhang, S. Gong, Y. Chen, G. Shi, and W. Li, 2010: Radiative feedback of dust aerosols on the East Asian dust

storms, *Journal of Geophysical Research*, 115, D23214.

Wang, H. and T. Niu, 2013: Sensitivity studies of aerosol data assimilation and direct radiative feedbacks in modeling dust aerosols, *Atmospheric Environment*, 64, 208–218.

Xu, J., M. H. Bergin, X. Yu, G. Liu, J. Zhao, C. M. Carrico, and K. Baumann, 2001: Measurement of aerosol chemical, physical and radiative properties in the Yangtze delta region of China, *Atmospheric Environment*, 36(2), 161–173.

Yan, L., X. Liu, P. Yang, Z. Y. Yin, and G. R. North, 2011: Study of the Impact of Summer Monsoon Circulation on Spatial Distribution of Aerosols in East Asia Based on Numerical Simulations, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(11), 2270-2282.

Yang, M., S. G. Howell, J. Zhuang, and B. J. Huebert, 2009: Attribution of aerosol light absorption to black carbon, brown carbon, and dust in China –interpretations of atmospheric measurements during EAST-AIRE, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, 2035–2050.

Yang, X., X. Yao, Z. Li, and T. Fin, 2013: Heavy air pollution suppresses summer thunderstorms in central China, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 95-96, 28-40.

Youn, D., R. J. Park, J. I. Jeong, B.-K. Moon, S.-W. Yeh, Y. H. Kim, J.-H. Woo, E. G. Im, J.-H. Jeong, S.-J. Lee, and C.-K. Song, 2011: Impacts of aerosols on regional meteorology due to Siberian forest fires in May 2003, *Atmospheric Environment*, 45(7), 1407–1412.

Zhang, H., Z. Shen, X. Wei, M. Zhang, and Z. Li, 2012: Comparison of optical properties of nitrate and sulfate aerosol and the direct radiative forcing due to nitrate in China, *Atmospheric Research*, 113, 113-125.

Zhang, Q., D. G. Streets, G. R. Carmichael, K. B. He, H. Huo, A. Kannari, Z. Klimont, I. S. Park, S. Reddy, J. S. Fu, D. Chen, L. Duan, Y. Lei, L. T. Wang, and Z. L. Yao, 2009: Asian emissions in 2006 for the NASA INTEX-B mission, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, 5131–5153.

Zhang, Q., J. Quan, X. Tie, M. Huang, and X. Ma, 2011: Impact of aerosol particles on cloud formation: Aircraft measurements in China, *Atmospheric Environment*, 45, 665-672.

Zhuang, B., Q. Liu, T. Wang, C. Yin, S. Li, M. Xie, F. Jiang, and H. Mao, 2013: Investigation on semi-direct and indirect climate effects of fossil fuel black carbon aerosol over China, *Theoretical and Applied Climatology*, 114, 651-672.

제 7 장 인위적 및 자연적 복사강제력

7.1. 서론

인간의 활동과 자연적인 원인에 의한 대기 성분의 변화는 에너지 균형을 변화시키고 기후 피드백을 유발하여 결과적으로 지구의 기후변화를 유도하는 동력원이다. 복사강제력(RF)은 외부적으로 추가된 온실가스 등에 의해 발생하는 에너지 균형의 변화를 정량화하기 위하여 사용되며, 양의 RF는 온난화를, 음의 RF는 냉각화를 의미한다. IPCC 5차 평가보고서에서는 RF 이외에 유효복사강제력(ERF)을 고려하는데, ERF는 RF 개념에서 지구 평균기온과 표면상태가 변하지 않음을 가정했을 때 대류권이 강제력에 반응하여 빠르게 조절되는 것을 포함시킨 개념이다. ERF는 전지구 평균지면온도(GMST), 해양온도, 해빙 덮임(cover)을 제외한 모든 변수에 대해서 섭동에 대한 빠른 조절을 허용하기 때문에 기후반응을 정량화하는데 더 유용하다. 하지만, 많은 경우에 ERF는 RF와 거의 같거나 차이가 작은 것으로 알려져 있다(Hansen et al., 2005; Shindell et al., 2013). 예를 들면, CO_2에 대한 빠른 조절에 대해서 CMIP5 11개 모델의 분석결과는 고정된 해수면온도(SST) 기반 ERF가 RF보다 2% 더 적다는 것을 제시하고 있다(Vial et al., 2013). 많은 연구들은 경계조건(Boundary Condition, BC)에 관련된 강제력을 (Bond et al., 2013) 제외하고 둘 사이의 차이가 매우 적은 경우 RF가 ERF의 좋은 추정치라는 것을 증명하고 있다. ERF는 에어로졸-구름 상호작용을 포함하는 더 넓은 범위의 영향을 정량화하는 데 더 좋은 특성을 제공한다. 따라서 잘 혼합된 온실가스(Well-mixed green house gases, WMGHGs)에 대해서는 ERF와 RF가 유사하지만 ERF가 가까운 미래의 기후 강제자(climate forcers)에 대한 기후반응을 정량화하는데 더 유용하다.

다만, ERF에 포함된 빠른 조절이 기후모델마다 다르기 때문에 ERF 추정에 대한 불확실성 범위는 RF에 대한 범위보다 더 큰 경향이 있다.

「한국 기후변화 평가보고서 2010」에 따르면, 우리나라는 1990년대 이후부터 온실가스(6종), 반응가스(지표오존, 일산화탄소 등), 에어로졸(산란계수, 흡수계수 등), 대기복사(태양복사, 지구복사 등), 강수화학(산성도, 전기전도도, 이온량), 자외선 등 각 분야별로 관측을 실시함으로써 기후변화를 감시하고 있다. 하지만 관측기간이 짧다보니 우리나라의 관측자료 만으로 장기간의 기후변화에 대해 논하기에는 어려움이 있다. 더구나 당시 복사강제력에 대한 연구는 거의 전무하다. 따라서 당시의 보고서는 주로 동아시아나 전지구에 대한 연구결과를 참조하였다. 자연적 복사강제력의 경우 복사강제력의 주요 자연 발생원으로 천문학적 원인(지구 공전궤도, 세차 운동, 황도 경사, 태양활동 등의 변화)과 지질학적 원인(지각변동, 화산활동)이 있다. 태양활동으로 인하여 지구에 도달하는 태양복사속은 약 11년 주기를 갖고 변화하고 있다. 1600년대부터 현재까지 태양복사속은 장기적으로 증가하는 추세인데, 현재의 태양복사속은 1600년대에 비하여 약 0.04 % 증가 하였으며, 이 기간에 해당하는 복사강제력은 $+0.1 Wm^{-2}$ 정도이다(IPCC, 2007). 화산에서 배출되는 주요 성분은 화산재와 에어로졸 외에 기체성분으로 H_2O, CO_2, SO_2, H_2S 등이 있다. 이들은 직접 혹은 간접으로 대기 복사속에 영향을 미치게 된다. 최근에 활동한 Pinatubo(1991), El Chichon(1982), Agung(1963) 화산의 에어로졸 광학두께가 상대적으로 크게 추정되었다. Sato et al.(1993)자료를 이용하여 계산한 지구 평균 복사강제력은 Pinatubo 화산의 경우 $-3 Wm^{-2}$ 이고 El Chichon과 Agung의 경우 $-2 Wm^{-2}$로 보고되었다(Hansen et al., 2002). 인간 활동으로 인한 대기 중의 온실가스 증가로 인하여 2005년에는 지구 평균 CO_2가 379ppm, CH_4가 1,774ppb 그리고 N_2O가 319ppb에 이르렀다.

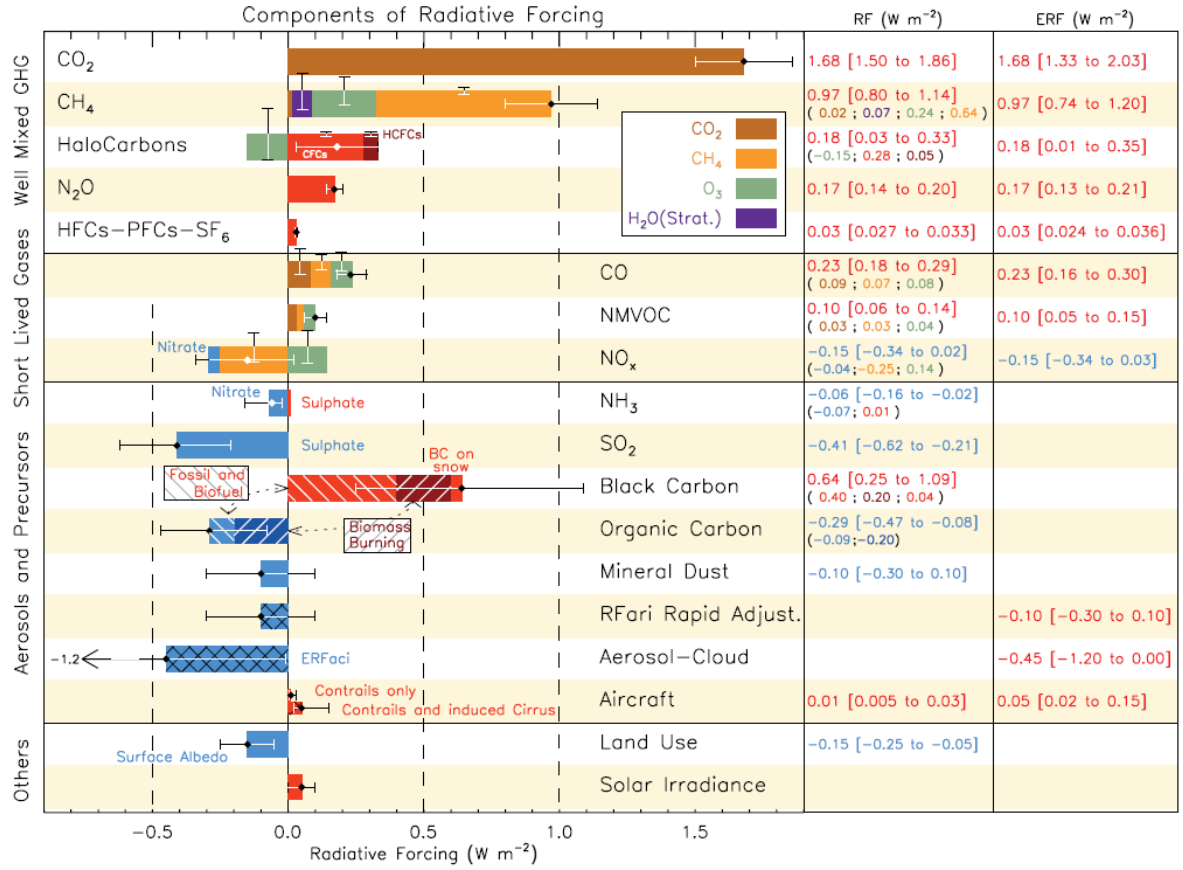


그림 7.1. 1750~2011년 산업화시대 동안에 방출된 각 성분에 의한 기후변화의 복사강제력(RF). 수평막대는 전체 불확실성을 나타내며, 수직막대는 각 성분의 불확실성을 나타낸다. 에어로졸-구름 상호작용(ERFaci)에 기인한 유효복사강제력(ERF)과 에어로졸-복사 상호작용에 기인한 RF와 연관된 rapid adjustment(RFari Rapid Adjust)에 기인한 유효복사강제력(ERF)을 제외하고 수치 값들은 RF값이다.

이들의 복사강제력은 각각 1.66, 0.48, 0.16Wm^{-2}에 이르며, CFCs와 HCFCs 그리고 염화탄소(chlorocarbon)의 총 복사강제력은 0.32 Wm^{-2}에 이른다. 성층권 오존의 파괴로 인한 복사강제력은 -0.05Wm^{-2}이며, 대류권 오존의 증가로 인한 복사강제력은 0.35Wm^{-2}이다 (IPCC, 2007). 알베도 변화로 인한 직접적인 복사강제력은 약 -0.2Wm^{-2}로 추정되며, 인간 활동에 의하여 증가된 에어로졸의 직접적인 복사강제력은 지구 평균 -0.5Wm^{-2}이지만 그 불확실성은 온실가스에 비하여 상당히 큰 편이다 (IPCC, 2007).

대기에서의 잔류기간이 긴 CO_2, CH_4, N_2O, CFCs 등에 의한 복사강제력은 계속 증가하고 있으며, 태양복사속의 변화로 인한 복사강제력은 1900년 부근에서 음의 값으로 감소하였다가 그 이후 양의 값으로 증가하였다. 화산활동에 의한 음의 복사강제력이 간헐적으로 나타나고 있다. 온실가스의 증가로 인한 기여가 간헐적 화산활동의 영향을 제외하고는 가장 크며, 따라서 총 복사강제력이 지속적으로 증가하고 있음을 볼 수 있다.

IPCC(2013)에 따르면 인간 활동에 의한 WMGHGs 증가는 본질적으로 온실효과를 높이며, 결과적인 강제력은 계속해서 증가하는 것이 확실하다. 산업화시대의 인간 활동에 의한 복사강제력: 산업화시대에 인간활동에 의한 총 ERF는 2.3[불확실성 범위: 1.1~3.3]Wm^{-2}이다. WMGHGs 농도증가에 의한 RF는 2005년에 대한 IPCC 4차 평가보고서의 추정 이후에 0.2[불확실성 범위: 0.18~0.22]Wm^{-2} 증가하였다.

CO_2 이외의 WMGHGs에 의한 순강제력은 2005년에 대한 IPCC 4차 평가보고서 추정 이후에 작은 증가를 보였다.

오존과 성층권 수증기가 RF에 본질적으로 기여하였다. 에어로졸 강제력의 크기는 IPCC 4차 평가보고서에 비해 감소하였다. 인간 활동에 의한 지면피복의 변화가 지면 알베도를 증가시켜

서 -0.15±0.10을 유도했다는 확실한 증가가 있다. 에어로졸, 오존 그리고 지면피복 변화와 같은 강제력 요인(forcing agent)은 시공간적으로 대단히 비균질적이다. 자연적 강제력의 경우 1979~2011년 동안 총 태양복사조도(TSI) 변화에 대한 위성관측은 가장 최근의 태양주기 최소값이 그 이전 두 개의 최소값보다 더 낮았다는 것을 보여준다. 화산 에어로졸의 RF는 과학적으로 잘 알려져 있으며, 화산분화 이후의 짧은 기간(~2년)동안에 가장 크다. 산업화시대의 자연 복사강제력은 큰 화산분화 이후의 짧은 기간 동안을 제외하고 인간 활동에 의한 강제력의 작은 부분이라는 것이 매우 확실하다.

GWP(Global Warming Potential)와 GTP(Global Temperature Potential) 같은 배출 메트릭스들은 여러 가지 물질의 배출 그리고 지역/국가 또는 원/부문 단위의 배출이 기후변화에 미치는 영향에 대하여 상대적인 기여도와 절대적인 기여도를 정량화하는데 사용된다.

7.2. 대기화학

7.2.1. 서론

성층권을 포함한 지구대기에는 복사에 활성을 가지는 물질들이 존재하며, 이 물질들은 대부분 화학적으로 활성을 가진다. 따라서 대기화학이 복사 활성 물질들의 대기 중 총량과 잔류시간을 결정하는 데 중요한 역할을 한다. 대기에서 기체상 화학적 활성 물질은 주변 다른 물질(에어로졸과 물 포함)과의 상호작용과 태양복사와의 상호작용(광해리)에 의해서 영향을 받을 수 있다. 또한, 복사 활성을 띤 화학 물질(기체 또는 에어로졸)은 물리과정(습성 제거와 건성 침착)에 의해서도 영향을 받기 때문에, 그러한 화학물질의 대기 중 잔류시간을 보다 더 과학적으로 평가하기 위해서는 물리과정의 이해가 선행될 필요가 있다. 대기화학과정에 따라 물질들 간의 다양한 상호작용이 존재하며 시·공간적 변화 특성이 나타나므로, 대기화학에 대한 깊은 이해는 복사/화학 활성물질들 사이의 비선형적인 상호작용과 이들 각각이 대기 중 잔류하는 중요 시간규모를 판단하는 것을 가능하게 하는 특징을 가지고 있다.

복사적 활성과 화학적 활성을 동시에 가지고 있는 물질의 대표적인 예가 대류권과 성층권의 오존(O_3)이며 다양한 물질들의 화학반응과 광화학반응이 오존의 생성과 파괴에 영향을 주고 있다. NOx와 VOC 등은 오존 생성과 연관되어 있고, CFCs와 HFCs 등은 성층권에서의 오존의 파괴에 영향을 주며, NH_3와 SOx 등도 화학적 환경 및 에어로졸과 연관되어 지구 복사에서 직·간접적으로 중요한 역할을 한다. 또한, 메탄(CH_4)과 H_2O 등도 복사/화학적으로 동시에 고려해야 할 대상이다.

대기는 매우 넓은 시간범위를 가지지만 배출된 대부분의 화학 물질들을 산화시켜 결국은 최종적으로 제거되기 쉬운 형태로 변환시킨다. 특히 특정 물질들의 산화과정에서 오존이 재 생성되며, SOx, NOx, 암모니아와 같은 배출물질은 에어로졸로 변환되는데 이들은 모두 대기오염뿐 아니라 기후변화에 관여하는 대기의 주요 성분이다. 산화 과정에서 핵심 역할을 하는 "산화제"는 OH 라디칼(수산화기)인데 이는 수증기와 들뜬 산소원자(오존의 광분해 산물)에 의해 생성된다. 더불어 에어로졸 입자 안에서도 산화작용이 일어나는데 황화합물의 산화가 가장 중요하며 이때 H_2O_2가 주 산화제로 작용한다. 그러므로 OH, O_3, H_2O_2는 대류권의 대표 산화제로 언급되며 이들의 변동성은 국지적으로는 오염물질 그리고 지역-전지구 규모에서는 기후변화 원인물질의 수명과 분포에 직접적인 영향을 미치게 된다. 이 모든 것을 포괄하는 화학 반응과 광화학반응 자료는 International Union of Pure and Applied Chemistry(IUPAC, http://iupac.pole-ether.fr/index.html)에서 제공되고 있으며, 방대한 반응을 포괄하는 수치계산 프로그램으로 Mater Chemical Mechanism(MCM, http://mcm.leeds.ac.uk/MCM/project.htt#New_3.2)을 이용할 수 있다.

하지만 화학적으로 활성을 띠는 단기-기후강제자들(NTCFs, 단수명 기후오염물들)의 분포는 시공간적으로 제한되어 있는 관측만으로는 추정될 수 없기 때문에 그 변화와 그로 인한 복사강제력을 정의하기 위해서는 화학-기후 접합모의가 필요하다. 일부 CMIP5 모델 그룹들은 대기화학 상호작용을 반영한 기후모델을 이용하여 기후 모의를 수행하였으나, 아직까지 많은 모델들은 복사 활성 기체들과 에어로졸의 분포를 입력자료로 고정시켜서 모의실험을 수행하고

있다. 최근 화학종들의 분포와 이들 각각의 RF를 평가하기 위해 많은 연구 그룹들이 ACCMIP(Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project, Larmarque et al, 2013; Shindell et al., 2013)에 참여하였다.

ACCMIP 수치 모의실험들은 잘 정의된 대기 모의 실험결과와 대기 조성물질들의 장기간 변화들에 대한 자료를 동시에 제공하기 위해서 고안되었다(Larmaque et al., 2013). 산업화 이전, 현재, 미래 실험 결과를 모두 제공하여야 하는 ACCMIP 특성 때문에, 물질 수송을 모의하기 위한 입력 기상장과 물리과정을 완전하게 담고 있는 제한된 수의 화학-수송 모델들만이 ACCMIP project에 참여하였다(참여한 모델과 모델 구성은 Larmarque et al., 2013을 참조). CMIP5 모델이 산출하는 입력 기상장은 관측자료를 이용한 철저한 검증을 통하여 선정되었다. CMIP5에 사용된 각각의 배출량에 대한 정보는 IPCC 5차 평가보고서에 제시되어 있다. 현재 국내의 화학-기후 접합 모델링 기술은 ACCMIP에 참여할 수준은 아니지만, 국내에서도 화학-기후 접합 모델을 개발하여 응용하는 연구가 이루어지고 있다. 대표적인 국내 화학-기후 접합 모델을 이용한 연구로는 시베리아 산불이 기상에 미치는 영향(Youn et al., 2011)과 백두산 화산폭발에 따른 동아시아 기후에 미치는 영향에 대한 연구(Moon et al., 2011)가 있다.

여기서는 기후변화에 기여하는 대기화학적 요인들 중 오존과 오존을 만드는 반응성 전구물질에 대한 국내 연구 결과를 정리하였다.

7.2.2. 오존과 전구물질

대류권 오존(O_3)은 대표적 온실가스이자 대기오염물질 중 하나로 주로 연소과정에서 생성되는 질소산화물(NOx)과 일산화탄소(CO), 메탄(CH_4), 비메탄계 휘발성유기화합물(non-methane volatile organic compounds, NMVOCs) 등이 수산화기(OH)와 함께 광산화 반응을 일으키는 과정에서 생성된다. 최근 발간된 IPCC 5차 평가보고서에서 대류권 오존은 $0.40\pm0.20 Wm^{-2}$의 복사강제력을 가지는 것으로 평가된 바 있으며(IPCC, 2013), 다른 온실가스와 달리 그 비균질적인 공간분포로 인해 지역규모의 기후반응에 중요한 역할을 할 수 있다(Mickely, 2004). 또한 지표면 근처에서 오존농도의 증가는 호흡기 및 심혈관계 질병을 가진 환자의 사망률 증가 등, 보건 분야에 큰 영향을 미치는 것으로 알려져 있으며(Levy et al., 2005), 농작물과 식물에 직접적인 영향을 주어 농업생산량 감소를 유발하는 요인으로 작용한다(Wang and Mauzerall, 2004). 국내에서 조사된 오존과 환경관련 질환과의 관계에 의하면 우리나라 6개 시도에서 오존농도가 10ppbv 증가할 때 일별 사망자수는 0.37~2.03% 증가하며, 이러한 피해는 65세 이상의 고연령 집단에서 더 크게 나타나고 있다(한국환경정책·평가연구원, 2010). 따라서 이러한 기후 및 사회·경제적 영향을 고려할 때 지표면 오존농도의 지속적인 감시 및 향후 전망의 제시는 매우 중요하다.

7.2.2.1. 한반도 오존의 분포 및 특성

우리나라에서는 환경부와 각 지방자치단체에서 2012년 기준으로 전국 79개 시군에 위치한 250개의 측정소로 이루어진 도시대기측정망을 운영하는 중이며, 이곳에서 오존(O_3) 및 이산화질소(NO_2), 일산화탄소(CO), 이산화황(SO_2), 미세먼지(PM10)를 실시간으로 감시하여 한 시간 평균값을 제공하고 있다. 오존 농도의 연변화를 살펴보면, 오존의 최저농도는 겨울철(11~2월)에, 최고농도는 봄철(3~6월)에 나타나며, 여름철(7~8월)에는 잦은 강수로 인한 전구물질과 일사량의 감소로 낮은 농도를 보이다 일사가 다시 강해지는 가을철(9~10월)에 농도가 증가하는 쌍봉형 분포를 보인다(그림 7.2).

평균적인 오존의 공간분포는 NO_2의 공간분포와 반대 양상을 나타내며, 오염원이 밀집된 수도권 및 대도시에서 낮고 상대적으로 청정하며 해륙풍의 영향을 많이 받는 해안도시에서 높은 경향을 보인다(그림 7.3). 이는 NOx와 VOCs 등의 전구물질 배출이 많은 수도권 및 대도시에서는 주간에 활발한 광화학반응에 의해 오존농도가 상승하지만, 야간에는 광화학반응에 의한 오존생성이 없는 상태에서 NOx 적정효과(titration effect) 및 질산염(nitrate) 형성 과정에서 그 농도가 급격히 줄어들기 때문이다. 이

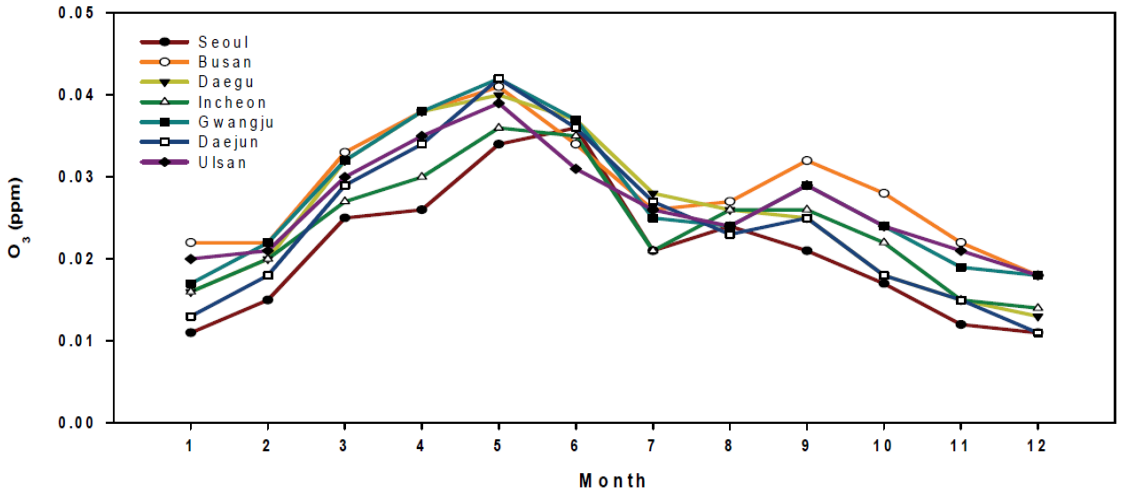


그림 7.2. 주요 도시의 2012년 월평균 O_3 농도(국립환경과학원, 2013)

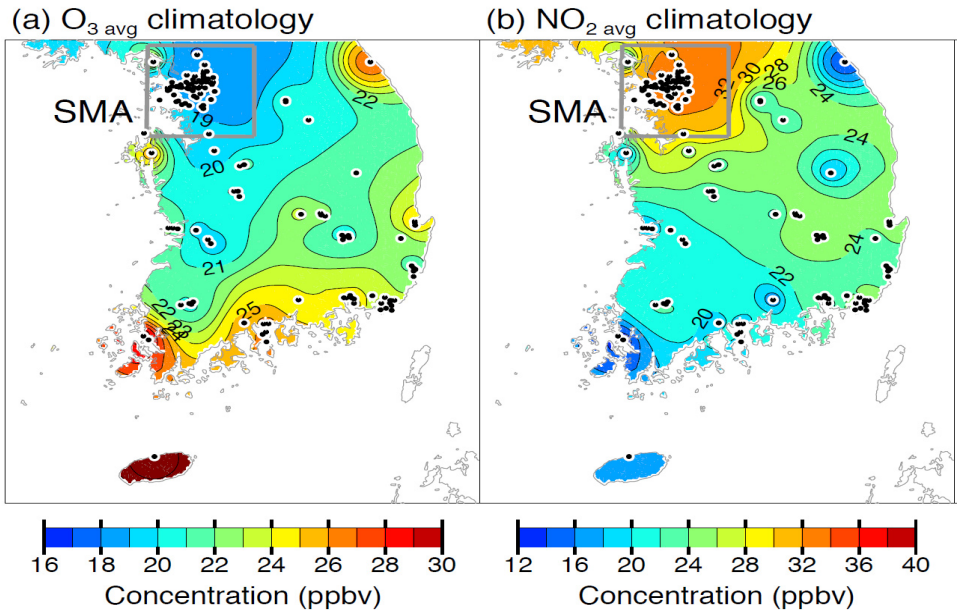


그림 7.3. 1999~2010년 평균 (a)일평균 O_3과 (b)일평균 NO_2농도의 공간분포(Seo et al., 2014)

에 비해 해안지역의 경우 NOx농도가 적어 야간에 적정효과에 의한 오존의 감소가 상대적으로 적으며, 밤 동안 육풍에 의해 바다로 수송된 전구물질이 낮 동안 해상의 강한 일사에 의해 오존을 형성하고 다시 해풍을 타고 해안으로 수송되는 해륙풍의 역학적 효과(Oh et al., 2006)가 더해져 일변화는 크지 않으나 평균적으로 높은 농도의 오존 분포를 보인다. 일평균 오존농도와 달리 고농도 오존 발생빈도는 전구물질의 배출원이 밀집되어 있는 서울 및 수도권 지역에서 가장 많다. 2012년 기준으로 수도권 대기관리권역에서의 오존주의보 발령일수는 전국 전체 발령일수의 37.9%를 차지하였으며, 오존주의보 발령횟수는 수도권에서 28회로 전국 전체 발령횟수의 45.5%를 차지하였다(국립환경과학원, 2013).

최근의 OZIPR(Ozone Isopleth Plotting Package for Research)을 이용한 연구에 의하면 서울 및 수도권 지역의 오존 생성 특성은 대체로 VOCs 한계(VOC-limited)인 것으로 보고되고 있으며 이는 이 지역에 집중된 교통량으로부터 배출되는 막대한 NOx에도 오존의 변화가 크지 않은 일부 특성을 반영한다(Jin et al., 2012).

정여민 등(2012)은 수도권 지역에 고농도 오존이 발생한 2007년 7월 27일 사례에 대해 NOx와 VOCs를 각각 25%, 50%씩 감소시킨 모델(WRFv3.2+CMAQv4.6) 실험을 실시하여 VOCs를 저감시킬 경우 오존농도가 낮아지는 반면 NOx를 저감시킬 경우 오존농도가 오히려 증가하는 결과를 얻어 이를 뒷받침 하였으며, 이로부터 수도권 지역 고농도 오존 문제에 대해 VOCs 저감 정책이 효과적임을 보인 바 있다(그림 7.4).

수도권 지역의 오존농도에 영향을 미칠 수 있는 또 다른 요인으로 도심과 상대적으로 가까운 거리에 밀집된 식생과 여기에서 배출되는 생물기원 VOCs(Biogenic VOCs, BVOCs)의 역할을 들 수 있다. 도시 근처에 위치해 비교적 NOx가 풍부한 지역에서는 BVOCs가 오존농도에 직접적으로 영향을 미칠 수 있다. 예를 들어 Kim et al.(2013)은 2011년 경기도 광주시 태화산에 위치한 대기관측타워에서 측정한 오존, CO, NOx, SO_2및 VOCs를 포함한 전구물질들의 분석을 통해 이 지역의 고농도 오존 발생에 있어 이소프렌(isoprene, C_5H_8)과 모노테르펜(monoterpenes, $C_{10}H_{16}$)의 역할이 중요함을 밝혔다. 이어지는 WRF-chem을 이용한 모델 실험에서 이 지역의 BVOCs는 주간 오존농도를 5~30ppbv까지 증가시킬 수 있음을 보여주었다(그림 7.5). 그러나 수도권의 풍하측에 위치해 NOx수송의 영향을 받으면서도 BVOCs가 풍부한 교외지역에서는 오존농도가 오히려 NOx에 더욱 민감하게 반응하게 된다. Jeon et al.(2014)는 춘천지역의 고농도 오존 사례에 대한 모델(WRFv3.3+CMAQv4.7) 실험을 통해 수도권으로부터 배출된 NOx는 BVOCs 농도가 높은 서울-춘천 구간의 고농도 오존 발생에 중요한 요인임을 보인 바 있다.

7.2.2.2. 한반도 오존의 장기변동과 기후변화의 영향

20세기 후반 북반구 중위도에서 측정된 대류권 오존 농도는 산업화에 의한 전구물질의 배출

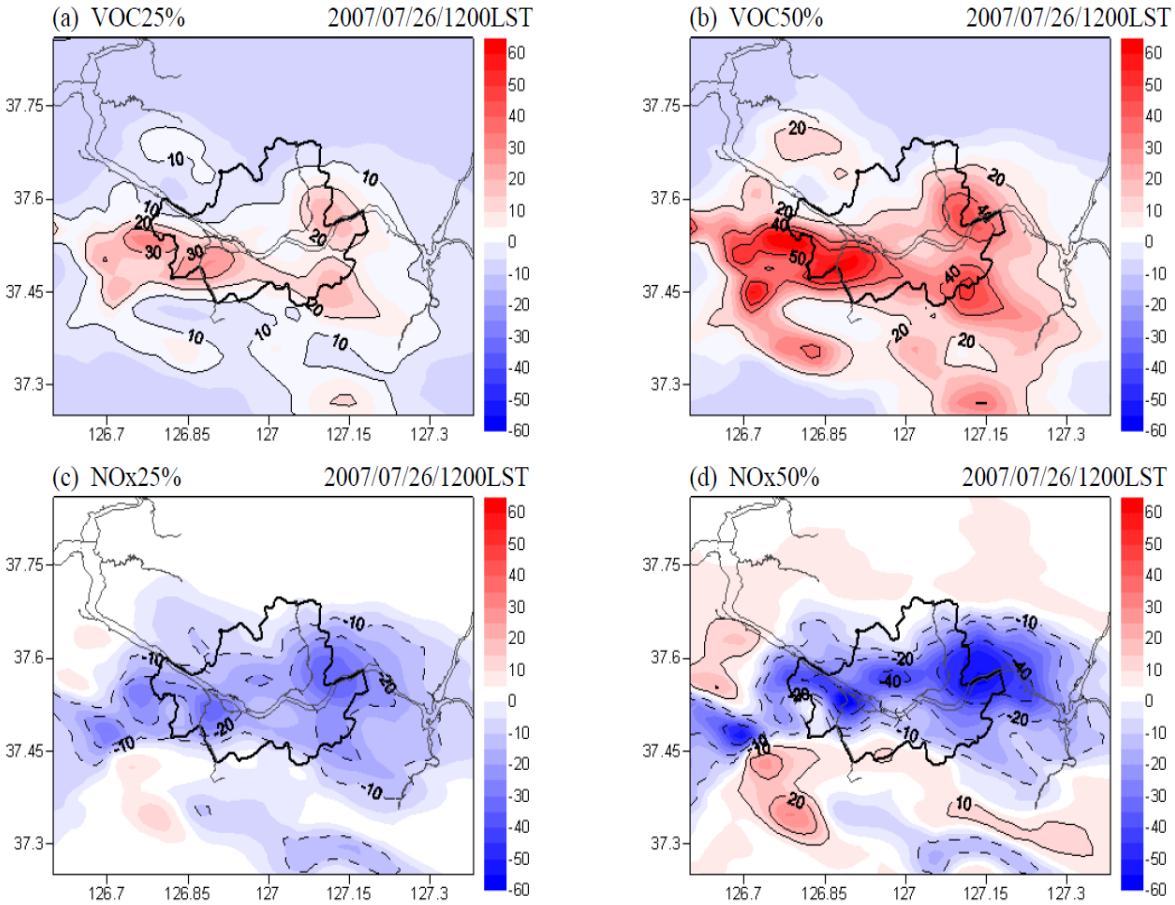


그림 7.4. WRFv3.2+CMAQv4.6을 사용하여 2007년 7월 26일 12시 기준으로 각각 (a)VOCs 25%, (b)VOCs 50%, (c)NOx 25%, (d)NOx 50%저감한 경우에 대한 O_3농도의 감소량 모의 결과(정여민 등, 2012)

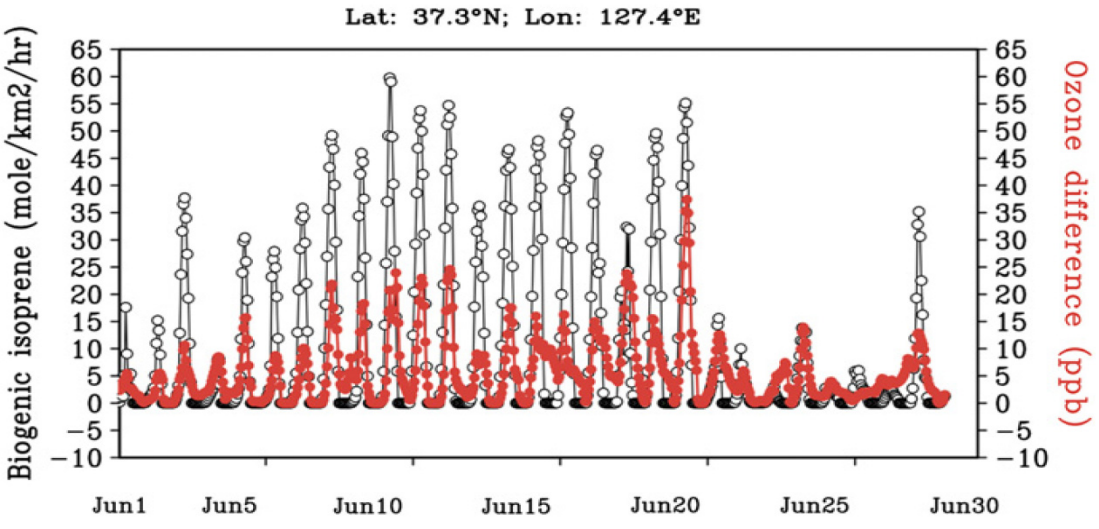


그림 7.5. WRF-chem에 의해 모의된 2011년 6월 태화산 지역의 이소프렌 배출량(검정색 실선)과 BVOCs를 고려했을 때와 고려하지 않았을 때 산출된 오존농도의 차이(빨간색 실선)(Kim et al., 2013)

량 증가로 인해 급격히 증가하였으나, 그 추세는 지역별로 균일하지 않으며 1990년대 이래로 많은 지역에서 증가추세가 점차로 완만해져가거나 일정해지는 경향을 보이고 있다(그림 7.6). 그러나 동아시아 지역의 오존 농도는 최근 수십 년간 급격히 증가하고 있는 중국의 오존 전구물질 배출에 기인하여 여전히 증가추세를 보이고 있다. 최근 중국의 인위적 NOx배출량은 1995

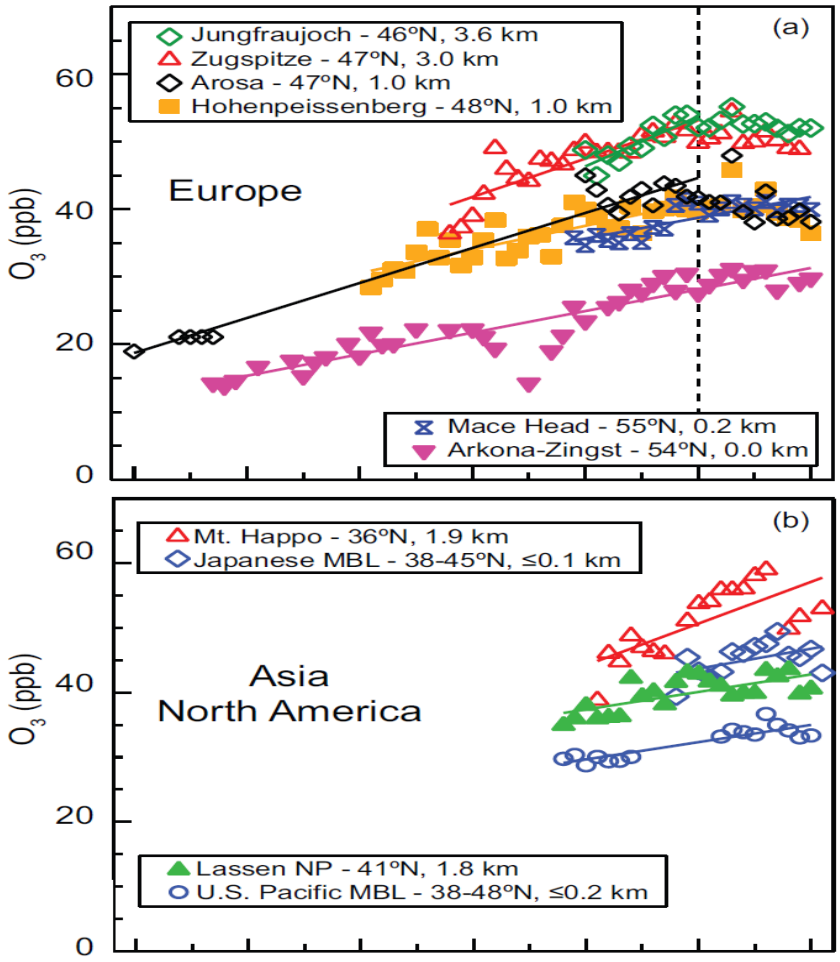


그림 7.6. 북반구 중위도의 대표적 오존 측정소에서 관측한 연평균지표면 오존 농도와 추세(IPCC, 2013).

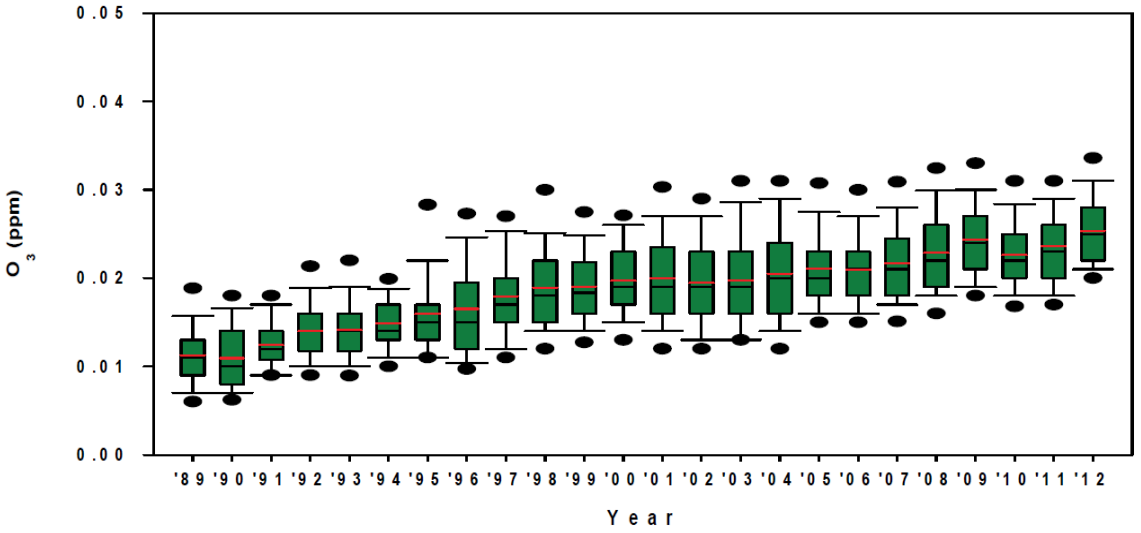


그림 7.7. 측정소별 연평균 O_3 농도 분포의 Box-Plot(국립환경과학원, 2013)

년 11Mt에서 2010년 26Mt으로 급증하였으며(Zhao et al., 2013), 이에 따른 오존농도의 증가 역시 뚜렷한 실정이다(Wang et al., 2012). 최근 들어 정부의 환경정책에 의해 국내의 NO_2 및 CO 농도 추이는 안정 및 감소추세를 보이고 있으나 오존농도의 추이는 꾸준한 증가추세를 보이고 있다(그림 7.7). 이러한 국내 오존농도의 장기변동에 영향을 미칠 수 있는 요인으로는 최근 급격히 증가하고 있는 중국의 오존 및 전구물질 배출량의 영향과 기후변화에 따른 기상요소의 변동 등이 있다.

중국에서 생성된 오존은 대량으로 배출된 전구물질과 함께 수송을 통해 풍하측에 위치한 국가들의 오존 농도의 증감에 영향을 줄 수 있다(Nagashima et al., 2010). 예를 들어 Oh et al.(2010)은 2003년 6월 수도권 2km 상공에서 관측된 100ppbv 이상의 고농도 오존층이 중국 동부에서 발생하여 수송된 것으로, 수도권에 도달한 뒤 하방연직혼합에 의해 지표면 오존농도를 증가시켰음을 보인 바 있다(그림 7.8). 또한 라그랑지안 확산모델인 FLEXPART를 사용한 Lee et al.(2013)의 연구에서는 계절에 따른 한국의 NO_2 Columns에 대한 기여도가 국내 배출량은 24~39% 정도임에 비해 중국의 배출량은 57~75%에 달해 중국으로부터의 NOx 수송 영향이 한반도의 오존농도에 중요한 역할을 할 것임을 알 수 있다.

한편, 기후변화에 따른 기온 상승은 PAN (Peroxyacetyl nitrate)의 열분해를 촉진하여 전구물질인 NOx와 HOx를 증가시킬 뿐만 아니라, 수목으로부터의 생물기원 VOCs인 이소프렌(isoprene) 배출을 촉진시켜 결과적으로 오존농도를 증가시킬 수 있다(Jacob and Winner, 2009). 따라서 한반도 오존농도의 장기변동에 있어 전구물질 배출량의 증가 및 수송의 영향과 기후변화에 따른 영향은 함께 고려되어야 한다.

최근 Jeong and Park(2013)은 3차원 화학수송모델(GEOS-Chem) 실험을 통해 과거 20년간의 동아시아지역 봄철 오존농도 증가의 30%가 기상요소의 변동성에 의해 설명되고 있음을 보인 바 있으며, 기상요소에 의한 오존농도의 변동은 주로 일사량과 기온에 의해 영향을 받는 것으로 나타났다. 과거 12년간의 대기환경관측망 및 기상관측자료를 사용한 분석에 의하면 남한지역에서 이러한 오존에 대한 일사량과 기온의 영향은 주로 수도권 및 내륙지역에서 높게 나타나며, 특히 그림 7.9에서 보이는 바와 같이 고농도 오존이 관측되는 5월~10월의 수도권에서 오존의 8시간 평균농도가 대기환경기준인 60ppbv를 초과할 확률은 일 최고기온이 4 ℃ 상승할 때 마다 두 배씩 증가하고 있다(Seo et al., 2014). 따라서 대기 중 온실가스 증가에 의한 기후변화는 향후 한국의 대기질에도 지속적인 영향을 미칠 것으로 예상된다.

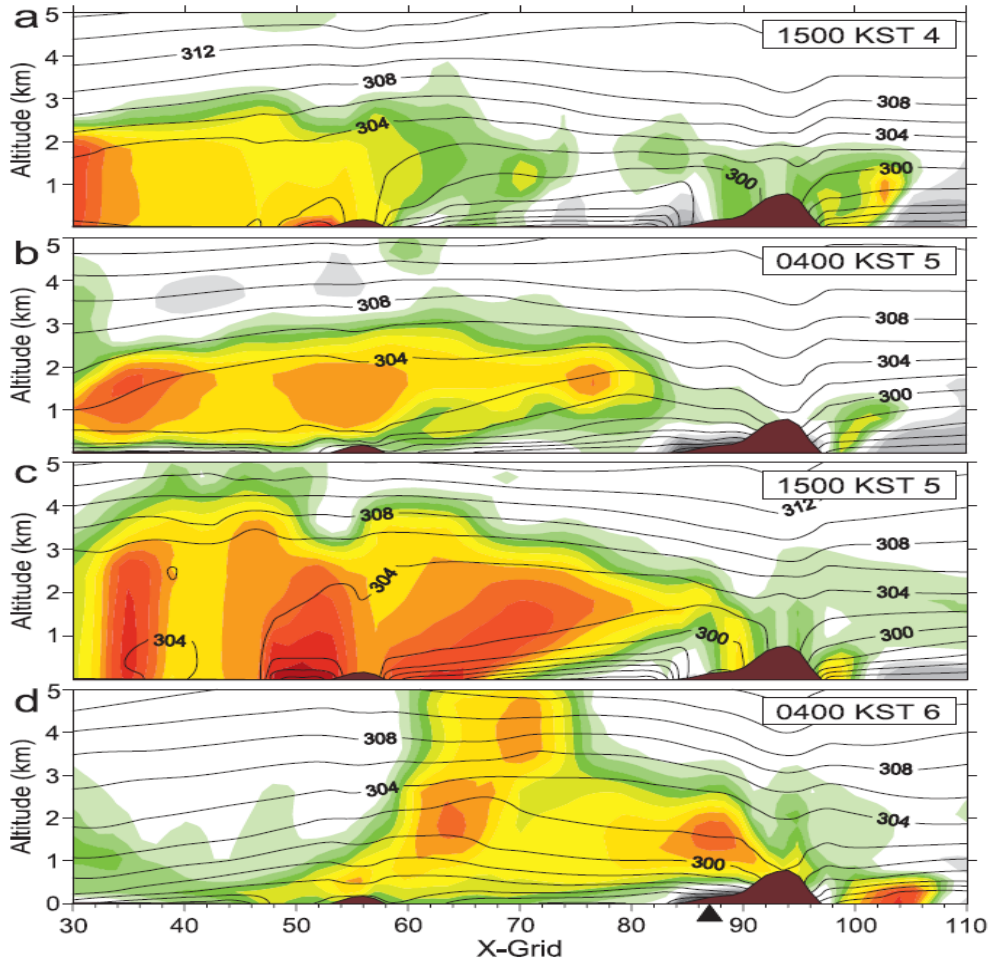


그림 7.8. MM5+CMAQv4.5에 의해 모의된 중국으로부터 한반도로의 오존 수송(2003년 6월 4~5일) 및 온위를 나타낸 중국화북-동해의 연직 단면(Oh et al., 2010)

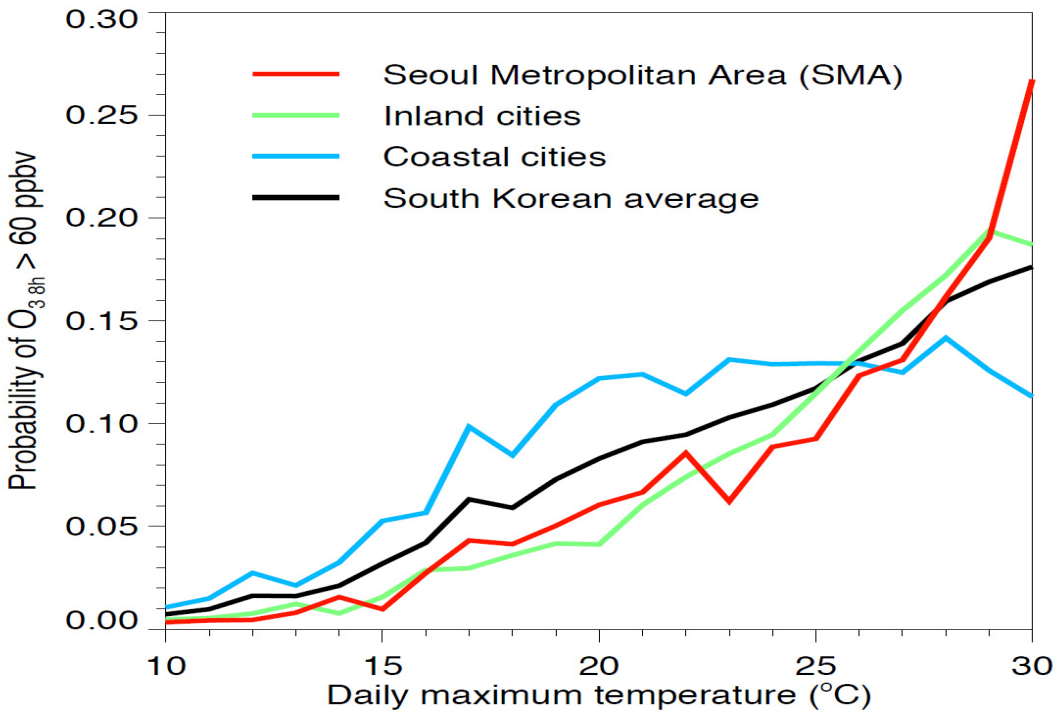


그림 7.9. 일최고기온에 따라 오존의 8시간 평균농도가 대기환경기준(60ppb)을 초과할 확률의 수도권(빨간색), 내륙도시(녹색), 해안도시(파란색) 및 남한지역(검정색)에 대한 평균(Seo et al., 2014)

7.3. 인위적 복사강제력

인간의 활동에 의하여 유발된 복사강제력의 원인으로 온실가스, 지표 피복의 변화 및 에어로졸의 변화를 들 수 있다. 잘 혼합된 온실가스로부터의 복사강제력 산출 정확도는 GCM (Global Climate Model)에서 활용하는 복사전달모델과 관측자료에 의존하게 된다. 이 때 모델간의 불확실성은 10%로 추정된다. 잘 혼합된 온실가스의 관측은 몇몇 관측자료로부터 추정한 값으로 사용 가능하지만 시공간적으로 비균질성을 갖는 기체의 경우 이에 맞는 화학-기후모델(모델) 등의 사용으로 불확실성은 증가한다.

7.3.1. 온실가스

지구온난화의 원인 중 가장 현실적인 문제는 인간 활동에 의한 대기 중 온실가스 농도의 상승이다. 동아시아 지역은 전세계에서 현재 가장 많은 이산화탄소(CO_2)를 배출하는 중국을 포함한다. 또한, 아시아 대륙은 몬순 등의 기후 시스템으로 인해 전지구 기후 시스템에 있어서 가장 중요하고 민감한 지역이다. 동아시아 지역의 과거 20년 동안 기온상승(0.6℃/10년)은 전지구 기온상승(0.27℃/10년)을 크게 상회하고 있다. 이러한 기온 상승과 계절변화를 갖는 강수 패턴은 동아시아 이산화탄소 등 탄소순환에 영향을 준다.

IPCC(2013)에서는 온실가스(WMGHGs)의 전지구 총 복사강제력을 2.83(2.54 to 3.12)Wm^{-2}으로 추정하였다. 이는 IPCC(2007)의 복사강제력인 2.63Wm^{-2}에 비해 0.2Wm^{-2}가 증가한 값이며, 또한 N_2O의 기여도가 CFC-12를 추월하여 3번째로 큰 복사강제력을 가진 온실가스로 여겨지고 있다. 여전히 CO_2가 전체 중 50% 가량의 기여도를 유지하고 있으며 다음으로는 CH_4이다.

주로 내연기관, 화력발전, 난방설비 등에서 배출되는 대류권의 이산화탄소(CO_2)는 산업화 이후 증가하여 2011년도 390.5 ppm으로 증가하였다. 이는 IPCC 4차 평가보고서에 비해 12ppm이 증가한 것이다. 이로 인한 복사강제력은 1.82(1.63~2.01)Wm^{-2}가 되었으며, IPCC 4차 평가보고서 이후 0.16Wm^{-2} 만큼 증가한 것이며 향후 10년 동안 0.3Wm^{-2} 가량 더 증가될 것으로 추정하고 있다(IPCC, 2013). CO_2는 온실가스 중 가장 큰 기여도를 나타내고 있으며 복사강제력의 연간 변동성은 자연적인 변동에 크게 영향을 받으나, 그 경향은 인간활동에 의한 방출량의 증가에 의해 유도된다.

한반도의 CO_2 농도는 기후변화감시센터(안면도)에서 관측을 시작한 1999년부터 꾸준히 증가하여 2012년 연평균농도가 400.4ppm을 나타내고 있다. 이는 전지구 평균인 393.1ppm에 비해 7ppm 이상 큰 값이며, 한반도 CO_2 농도의 연평균증가율은 2.1ppm/년으로 전지구 증가율인 2.02ppm/년과 비슷하게 증가하고 있다(기상청, 2013). CO_2는 지표면온도 변화, 기온감률 및 구름에 대한 물리적 영향을 통해 기후에 영향을 줄 수 있으나 이에 대한 정량적인 복사강제력의 불확실성은 20%로 추정하고 있다(IPCC, 2013).

주로 인간 활동에 의한 배출 증가량이 대부분을 차지하는 메탄(CH_4)의 농도는 2011년 1803±2 ppb로 증가하였으며, 이로 인한 복사강제력은 0.48±0.05Wm^{-2}이다(IPCC, 2013). CH_4은 지역에 따라 다양한 분포를 나타내고 있으며 2005년 이후 뚜렷하게 증가하고 있는 경향을 보이고 있다. 안면도에서 관측한 2012년도 CH_4 연평균농도는 1,938ppb로 나타났다(기상청, 2013). 이는 전지구 평균인 1,819ppb에 비해 119ppb 높은 것이며, 2011년의 1,929ppb에 비해서도 9ppb가 증가한 것이다. 한반도 CH_4 농도의 기원에 따른 기여도를 분석하기 위한 울릉도 관측에서, 비교적 대기 중에서 잔류시간이 긴 특징으로 인해 배경 기여농도가 70%로 가장 높게 나타나며, 다음으로 중국을 포함한 동아시아로부터 수송되는 기여도가 약 9%로 나타난다. CH_4의 인위적 배출원은 동아시아로부터 장거리 수송이 가장 많고 농업 부문이 두번째로 큰 비중을 차지하였다(문윤섭 등, 2013). 이와 유사하게 Tohjima et al.(2014)은 중국으로부터의 연간 CH_4 방출량은 1998~2002년의 39±7TgCH_4/년 이후 점진적으로 증가하여 2009/2010년에 46±8TgCH_4/년으로 증가하고 있음을 보였다.

아산화질소(N_2O)의 농도는 2011년 324.2±0.1ppb이며, 2005년 이후 5ppb가 증가하였다(IPCC, 2013). N_2O는 현재 인간활동에 기인한 복사

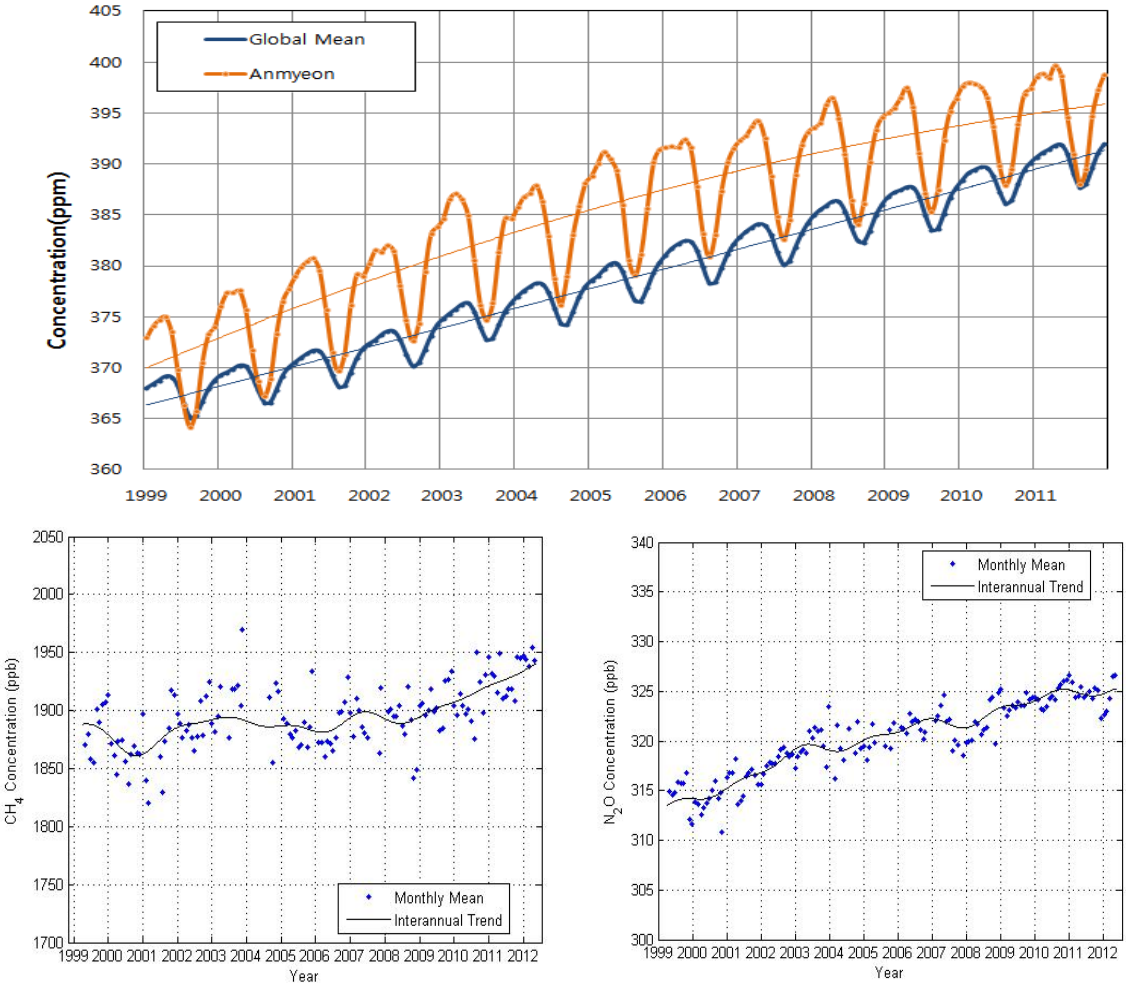


그림 7.10. 안면도에서의 이산화탄소(CO_2), 메탄(CH_4) 및 아산화질소(N_2O) 월평균농도(1999~2011년). [전지구 이산화탄소 평균농도는 NOAA GMD(Global Monitoring Division) 제공](기상청, 2012)

강제요인 중에서 세 번째로 큰 물질로 자리 잡았으며 복사강제력은 0.17±0.03Wm^{-2}가 되었다(IPCC, 2013).

한반도의 2012년 N_2O의 연평균농도는 325.9ppb로 전지구 평균농도와 유사하나, 2011년 평균인 324.7ppb에 비해 1.2ppb가 증가한 것이다(기상청, 2013). N_2O는 최근 연구에서 오존파괴물질(Ozone Depleting Substances, ODSs)로서 할로카본을 능가하고 있어, N_2O의 감소는 성층권 오존 복구와 지구온난화에 기여할 것이다(Ravishankara et al., 2009). 몬트리올 의정서 이후 지속적으로 감소하고 있는 할로카본(halocarbons, CFC-12, CFC-11, HCFC-22, CFC-113 등)은 0.360Wm^{-2}로 여전히 양의 복사강제력을 나타내고 있다. 그 밖에 NF_3 및 SO_2F_2는 현재 복사강제력이 0.0003 Wm^{-2}이하로 매우 작지만 빠르게 증가하고 있다(IPCC, 2013).

7.3.2. 오존 및 성층권 수증기

잘 혼합된 온실가스와 달리 대류권 및 성층권 오존의 위도에 따른 복사강제력 변화가 크게 나타난다. 오존의 복사강제력은 0.35Wm^{-2}로 산출되었으며, 이는 고도에 따라서 대류권 0.40Wm^{-2}, 성층권 −0.05±0.10 Wm^{-2}로 각각 나뉜다(IPCC, 2013). 인간활동에 따른 오존파괴물질(Ozone Depleting Substances, ODSs)로 인한 성층권 오존 감소는 대류권 오존과 반대로 음의 복사강제력을 가진다. IPCC 4차 평가보고서 이후 대류권 및 성층권의 복사강제력에 대한 보다 깊은 연구를 통해 대류권 오존 전구물질이 성층권 오존에 미치는 영향 및 오존파괴물질(ODSs)이 대류권 오존에 미치는 영향에 대한 연구가 큰 진전을 이루었다(IPCC, 2013).

한반도 오존전량은 지역에 따라 차이를 나타내고 있다. 서울지역 상공의 오존전량은 1990

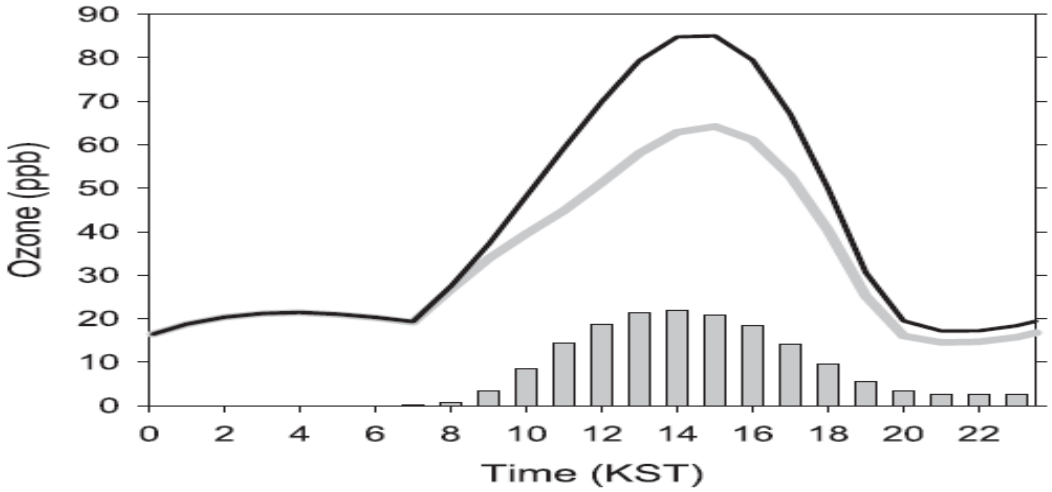


그림 7.11. 지표면 오존 농도의 시간에 따른 변화. 검정색 실선은 중국 기원의 배출이 한반도 오존량에의 기여를 고려한 것이며 회색실선은 고려하지 않은 것이다. 막대그래프는 이 둘의 차이임(Oh et al., 2010)

년대 평균인 323DU에서 2000년대(2001~2010년)의 328DU로 5DU가 증가하였으며, 포항상공의 오존전량은 1990년대의 309.7DU에서 2000년대는 316.0DU로 증가하였다. 비록 지역적인 차이는 있으나 한반도 상공의 오존전량은 꾸준히 증가하는 경향을 뚜렷하게 나타내고 있다(기상청, 2012). 동아시아의 대류권 오존량의 특징은 뚜렷한 계절 변화를 보인다(Itahashi et al., 2013). 두 개의 극값을 나타내는 패턴을 보이는데, 봄철에 극대값, 가을에 상대적으로 작은 극대값을 가지며 여름에 최소값을 나타낸다. 이러한 계절변화는 중·장거리 수송과 지역적인 광화학반응에 의존한다. 최대값을 나타내는 봄철은 중·장거리 수송에 기여가 있으나, 여름과 가을은 지역적인 광화학반응이 대류권 오존 생성에 주된 요소이다. 이와 마찬가지로 한반도의 대류권 오존 증가도 주어진 기상조건 하에서 중국으로부터 장거리 수송에 의해 최대 25% 기여할 수 있음을 보여준다(Oh et al., 2010). 이러한 수송에 의한 대류권 오존 변화에 따른 복사강제력 변화는 34~48$Wm^{-2}DU^{-1}$(Fry et al., 2012)로 나타난다.

강수량과 증발량에 의해 수증기량이 결정되는 대류권과 달리, 성층권 수증기는 주로 열대지방의 대류권으로부터의 유입, 화산 폭발 및 비행기로부터의 직접 유입, CH_4와 수소의 산화에 의한 화학적 생산 등으로 생성된다. 성층권 수증기에 의한 복사강제력은 0.07(0.02~0.12)Wm^{-2}로 IPCC 4차 평가보고서와 동일하나 복사전달 모델간의 차이로 인해 큰 불확실성을 가진다(IPCC, 2013).

7.3.3. 에어로졸 및 구름 영향

IPCC 5차 평가보고서는 전지구 에어로졸 모델 및 관측 기반의 방법을 최적화하여 전지구 에어로졸 복사강제력을 −0.35(−0.85~+0.15)Wm^{-2}로 추정한다. 이는 IPCC 4차 평가보고서의 −0.5Wm^{-2}보다 작게 산출되었지만 여전히 큰 불확실성 범위를 가진다. 이 기간 동안 복사강제력의 이러한 변화에 가장 큰 영향을 미친 에어로졸 성분은 검댕(Black Carbon)이며, 검댕의 복사강제력은 +0.2Wm^{-2}에서 +0.4Wm^{-2}로 IPCC 4차 평가보고서에 비하여 2배 증가하였다.

아시아의 경우 전지구 평균에 비해서 비교적 높은 에어로졸 광학두께 및 흡수성 에어로졸 비율로 인해 위에서 산출한 전지구 평균에 비해 높은 복사강제력을 보여주고 있다. Chung et al.(2010, 2012)은 동아시아 지역의 총 에어로졸 복사강제력 및 검댕의 복사강제력을 각각 −1.3Wm^{-2} 및 +2.1Wm^{-2}로 산출하였으며, 검댕에 의한 복사강제력은 CO_2(1.82Wm^{-2})에 의한 전지구 복사강제력에 상응하는 값으로 추정되었다.

그 밖의 연구 결과들은 한반도 지역 검댕의

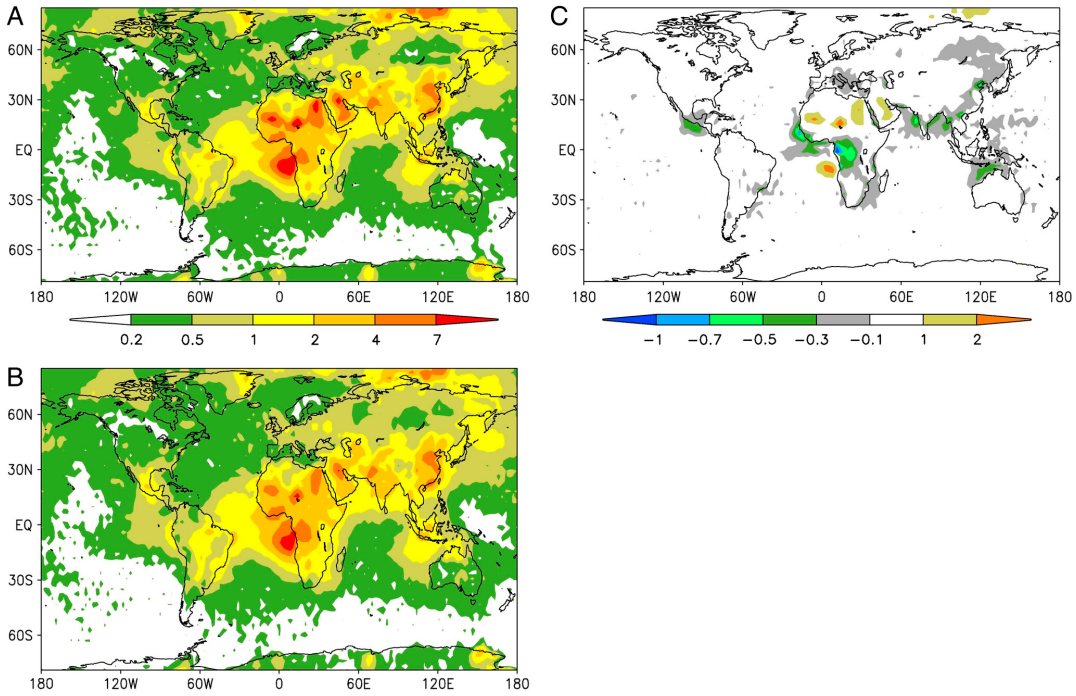


그림 7.12. 대기최상부에서의 연평균에어로졸 직접 복사강제력(Wm^{-2}) (a)Carbonaceous Aerosol, (b)Black Carbon, (c)Organic Matter(Chung et al., 2012)

복사강제력이 0.1~1.8Wm^{-2}의 넓은 범위를 가지는 것으로 추정한다. 대부분의 연구에서 동아시아 지역의 검댕 배출량은 산업화 이후 꾸준히 증가함을 보여주고 있다. 특히, 중국의 검댕 배출량은 2000년을 기점으로 급격히 증가(2000년 1,049Gg/년에서 2006년 1,811Gg/년)하였다(Zhang et al., 2009). 예로 Li et al.(2013)은 1970년 총 탄소 에어로졸(Carbonaceous Aerosol, CA=BC+OM, Organic Matter) 중 검댕의 비율은 12%였으나 2010년에는 그 비중이 16%로 증가하였음을 보였다. 검댕의 증가경향은 한반도에서도 잘 나타나고 있는데, Kim et al.(2011)은 제주 고산 수퍼사이트에서 1994~2007년 동안의 관측자료의 분석을 통하여 검댕의 꾸준한 증가로 인해 검댕에 대한 OC (Organic Carbon)의 상대적인 비율이 1999년 20~30%에서 2000년 이후 3~7%로 급격히 감소하여 순 복사강제력에 반영됨을 보였다. 더불어 동아시아 지역에서 양의 복사강제력 증가에 큰 영향을 미치는 또 다른 성분으로는 황사가 있다.

Han et al.(2012)은 동아시아 지역의 황사에 의한 복사강제력이 +0.48Wm^{-2}로 양의 값을 보여 전체 에어로졸 복사강제력인 -2.46Wm^{-2}와 상반되는 결과를 보였다. 하지만 계산에 사용되는 모델의 다양성과 복사강제력 산출을 위해 사용된 에어로졸 배출 자료의 큰 불확실성은 인위적 복사강제력, 검댕 및 황사 등에 의한 복사강제력의 불확실성을 감소시키지 못하고 오히려 확대시키는 원인이 된다.

따라서 지상 관측 네트워크인 AERONET과 MODIS, MISR 등 향후 위성에 의한 에어로졸 관측능력의 향상은 현재의 복사강제력 산출의 불확실성을 줄일 수 있을 것이다. 이러한 노력의 일환으로 동아시아 지역 에어로졸 복사강제력의 산출 정확도를 높이기 위해 최근 모델에서 지상관측자료동화 기법 또한 개발되고 있다(Park et al., 2011).

에어로졸-구름 상호작용에 의한 전지구적인 복사강제력의 최적값은 -0.45Wm^{-2}로 추정되며 이는 IPCC 4차 평가보고서의 -0.7Wm^{-2}와 비교해서 작은 값을 나타내는 것이다(IPCC, 2013). 또한 동아시아 지역의 에어로졸-구름의 상관관계에 대한 연구가 꾸준히 진행되어 오고 있다. 최근 남중국해 및 황해에서의 항공관측(2009년 4월)을 통해 에어로졸에 의한 구름의 알베도 증가를 11.3±0.5%(구름 알베도 0.069 증가)로 추정하였으며, 구름 알베도 증가에 따른 지역적인 복사강제력 변화는 -4.7±0.2Wm^{-2}로 산출되었다(Koike et al., 2012).

IPCC 5차 평가보고서는 인간활동에 의한 검댕은 눈(snow)과 얼음(ice)에 침적되어 이들의 알베도를 변화시켜 양의 복사강제력(+0.04Wm^{-2})을 가지는 것으로 추정하였다. 여기서 주목해야 할 점은 이러한 복사강제력이 전지구 평균지표면온도 변화량에 미치는 영향은 CO_2에 비해 2~4배나 크다는 사실이다(IPCC, 2013).

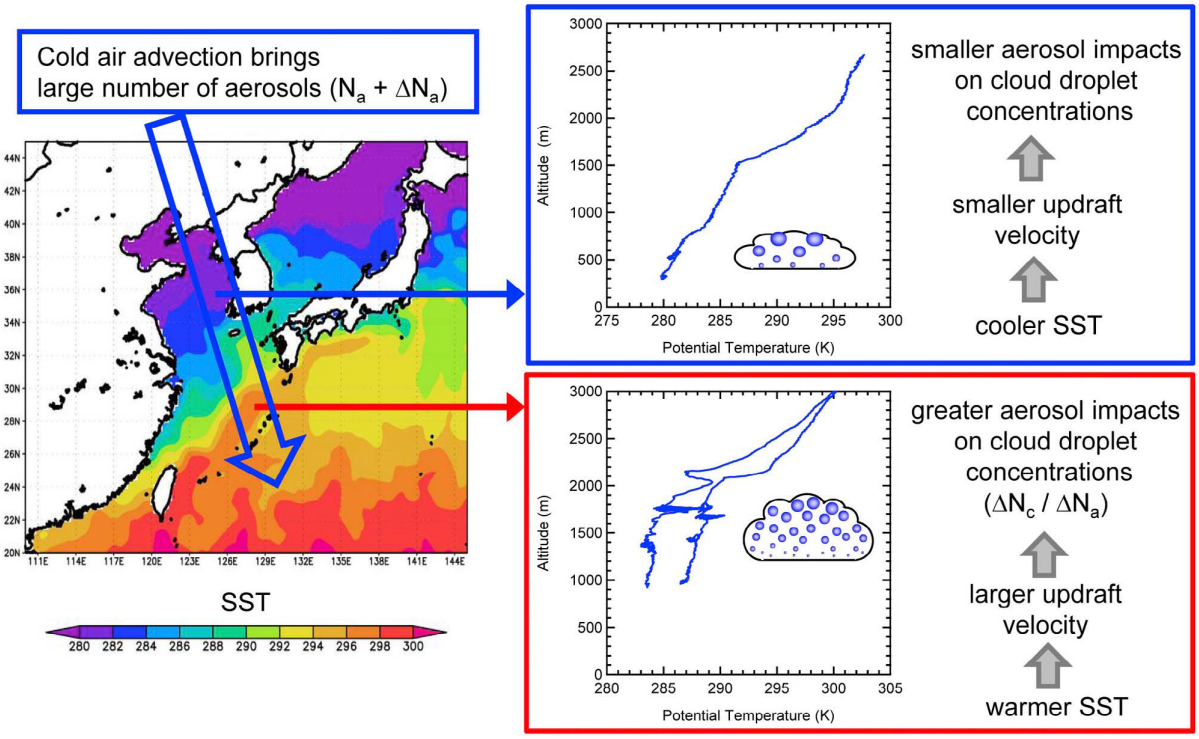


그림 7.13. 찬공기 이류에 의해 에어로졸이 구름 입자 농도에 대한 에어로졸의 영향에 대한 모식도(Koike et al., 2012)

표 7.1. 한반도 및 동아시아의 에어로졸 직접복사강제력 비교. TOA, ATM, SFC는 각각 대기상단, 대기, 지표를 각각 나타낸다.

연구자	한반도	동아시아	비 고
Park et al.(2010)		-0.05(TOA) -0.43(SFC)	BC, 봄철,(10~50N, 100~150E)
Kim et al.(2010)	-15.79±4.44(TOA) -27.55±9.21(SFC)		2001~2008, 고산, Clear sky
Lee and Kim(2010)	-5(SFC), +5(ATM)		BC, 봄철, 한반도평균
Wu et al.(2010)		-0.53(TOA), -2.20(SFC)	Dust, 중국
Kim et al.(2011)	-4.48~+0.53(TOA)		1994~2007년, 고산
Han et al.(2012)		+0~6(TOA) -9~-24(SFC, Source) -6~-21(SFC, 풍하측) +0.48(황사), -2.48(All)	Dust, 2010년 3월, 중국
Zhang et al.(2012)		-4.51(Clear) -0.95(All-sky)	질산염 에어로졸, 연평균, TOA, 중국
Kim et al.(2012)	+0.39(+0.1~+1.8)		BC, TOA
Zhang et al.(2012)		-1.4(TOA) -3.3(SFC)	황산염+BC+OC, 여름철, (20~40N, 100~140E)
Chung et al.(2010; 2012)		+2.1(ALL) -1.3(BC)	연평균, TOA

7.3.4. 지표면 변화

인간 활동에 의한 지면 변화는 알베도를 변화시켜 복사수지에 직접적인 영향을 미치게 된다. 특히 과거 오랫동안 이루어진 유럽과 아시아의 산림파괴는 알베도를 높여 상당히 큰 지역적 음의 복사강제력을 나타내었다. 이러한 토지사용 변화는 알베도를 증가시키며 이에 따른 복사강제력은 1860~1992년의 기간 동안 $-0.22Wm^{-2}$로 추정된다(IPCC, 2013; Davin et al., 2007). 지표알베도 변화에 따른 복사강제력 추정치는 비교적 큰 불확실성을 가지는데, 이는 대부분 토지의 용도가 영속적이지 않고 변동성이 있기 때문이다.

7.3.5. 요약

한반도 및 동아시아 지역의 온실가스에 의한 복사강제력 산출 연구가 부족하나, 한반도의 이산화탄소, 메탄, 아산화질소 등의 온실가스량(395.7ppm, 1,929ppb, 324.7ppb)은 전지구 평균온실가스량(390.5ppm, 1,803ppb, 324.2ppb)에 비해 비교적 높게 나타나고 있기 때문에 복사강제력도 전지구 평균과 유사하거나 다소 높게 나타날 것으로 추정된다. 시공간적인 변화가 커서 한반도를 포함하는 동아시아 지역에 대한 에어로졸 복사강제력의 가장 근접한 추정치는 $-1.3Wm^{-2}$로써 전지구 평균복사강제력 $-0.35Wm^{-2}$에 비해 크게 음의 값을 나타나며, 동아시아 지역의 검댕에 의한 복사강제력은 $+2.1(1.2\sim2.3)Wm^{-2}$로 이산화탄소에 의한 전지구 복사강제력($1.82Wm^{-2}$)에 상응하는 값으로 추정된다.

7.4. 자연적 복사강제력

기후변화를 유발하는 자연적 요인들 중 대표적인 것으로 태양활동의 변화와 화산활동을 들 수 있다. 1750년부터 2013년 상반기 사이에 소행성에 의한 영향은 특별히 보고된 바가 없다. 따라서 본 절에서는 태양활동의 변화와 화산활동에 의한 것만을 자연적 복사강제력으로 간주하여 다룰 것이다. 이들이 기후변화에 기여하는 정량적 효과는 각각 태양복사에 의한 복사강제력과 화산활동에 의한 복사강제력으로 표현된다. 이들 두 가지의 복사강제 효과는 다양한 시간규모로 작용하고 전지구적 규모로 나타난다. 따라서 자연적 복사강제력의 원인이나 효과를 한반도 또는 동아시아 지역으로 구분하여 연구한 결과는 찾아보기 힘들다. 태양복사에 의한 복사강제력과 화산활동에 의한 복사강제력과 관련하여 2014년 상반기까지 발표된 연구결과들을 각각 그림 7.14 및 그림 7.15에 요약하여 기술하였다.

7.4.1. 태양복사에 의한 복사강제력

태양활동은 매우 다양한 시간규모의 변동성을 가진다. 태양표면의 플레어는 수 분 이내의 아주 짧은 주기로 분출하면서 막대한 양의 에너지를 태양표면으로부터 분출한다. 태양활동의 상징적인 지표로 알려져 있는 태양흑점 수는 11년의 매우 규칙적인 주기로 변화하는데 흑점 수가 많을 때는 태양으로부터 방출되는 에너지의 양이 많고 흑점 수가 적을 때는 방출되는 에너지의 양이 적은 특징을 보인다. 또한 태양활동은 수백 년에서 수천 년의 시간규모에서도 그 변동성을 보인다(Helama et al., 2010). 소위 밀란코비치 사이클(Milankovitch cycles)로 알려진 태양과 지구의 천문학적인 정렬 상태에서의 변화 또한 주기적인 복사강제력의 변화를 야기할 수 있는데, 이와 같은 요인에 의한 태양활동의 변동성은 수천 년 이상의 시간규모에서 일어난다.

태양활동의 변동성에 의한 기후변화는 지구에 입사하는 태양복사량의 총량(Total Solar Irradiance, TSI) 변화나 어느 특정한 파장 영역에서의 입사하는 태양복사 에너지(Spectral Irradiance, SI)의 변화를 통하여 산출될 수 있다. TSI는 인공위성에 탑재된 SORCE(Solar Radiation and Climate Experiment)의 TIM(Total Irradiance Monitor)에 의해서 측정이 이루어지고, 그 측정결과는 지상의 PMOD(Physikalisch Meteorologisches Observatorium Davos) TSI에 의한 측정 결과와 비교되고 있다. Kopp and Lean(2011)의 연구결과에 따르면 2008년 동안에 SORCE의 TIM에 의해 측정된 TSI는 $1,360.8 \pm 0.5Wm^{-2}$였으며,

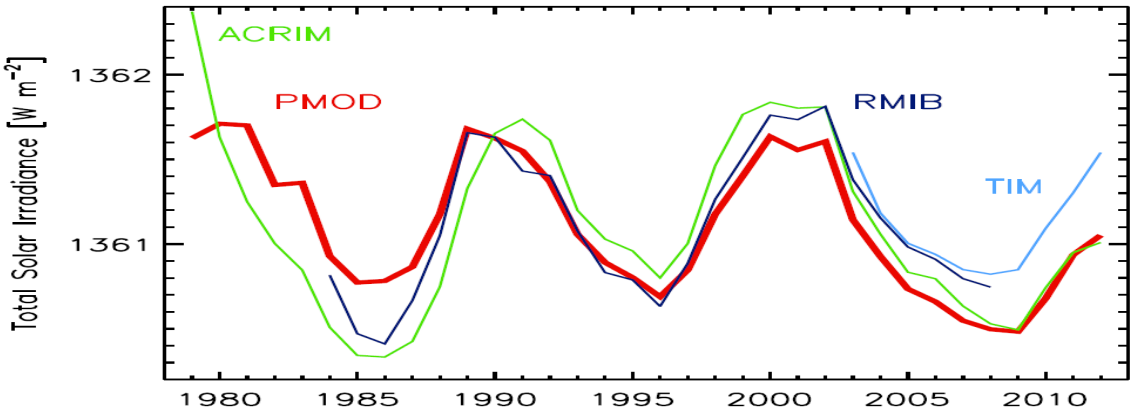


그림 7.14. TSI 측정값의 연평균 분포. ACRIM, PMOD, RMIB에 의한 측정값들은 TIM 측정값에 표준화되어 있다(Kopp and Lean, 2011).

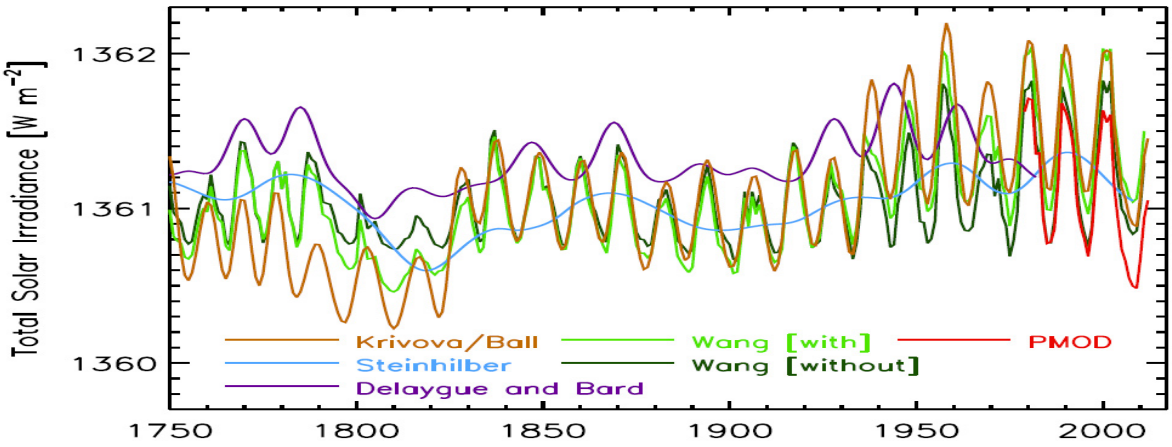


그림 7.15. 1745년 이후 최근까지의 TSI 복원 값 시계열. 이 시계열에서의 값들은 PMOD에 표준화 되어 있다.

이는 동일기간의 PMOD TSI 합성자료를 통해 얻어진 결과보다 약 4.5Wm^{-2} 작은 것으로 분석되었다.

이러한 차이의 원인은 기기적 편차(instrumental biases)에 의한 것으로 파악되고 있다. 측정방법에 따른 TSI의 차이가 기후 모의나 복사강제력에 미치는 영향은 태양상수 값의 절대적 크기에 비하여 그 차이 값의 크기의 비가 1% 보다 더 작기 때문에 무시할 수 있을 정도로 간주되고 있다

Kopp and Lean(2011)은 11년의 태양흑점 주기 기간 동안에 ACRIM(Active Cavity Radiometer Irradiance Monitor), PMOD (Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos), RMIB(Royal Meteorological Institute of Belgium) 등에서 측정된 3가지의 TSI 값의 차이는 거의 0.1% 정도인 것으로 평가하였다.

복사강제력 추정의 기준이 되는 산업화 이전의 대표적인 시기인 1750년은 11년의 태양흑점 변화 주기의 최대치에 해당하는 해이다.

그러나 태양활동의 경향성 분석을 위해서는 태양활동이 상대적으로 안정한 해를 시작점으로 정하여 분석하는 것이 바람직하다. 따라서 이에 해당하는 해인 1745년을 기점으로 Krivova et al.(2010)과 Ball et al.(2012)는 TSI의 장기적인 변화를 분석하였다. 특히, Ball et al.(2012)는 1974년부터 2012년까지의 최신 TSI에 대한 변화를 조사한 바 있다. 1750년부터 2011년까지를 대표하는 TSI 변화에 기인한 복사강제력에 대한 최선의 추정치는 0.05Wm^{-2}이다. 미래의 태양복사강제력 추정치에 대한 신뢰도는 아주 낮은 편이다. 하지만 TSI 복사강제력 변화가 향후 수십 년 동안의 온실가스로 인한 복사강제력 증가 전망치에 비해서는 훨씬 낮을 것이란

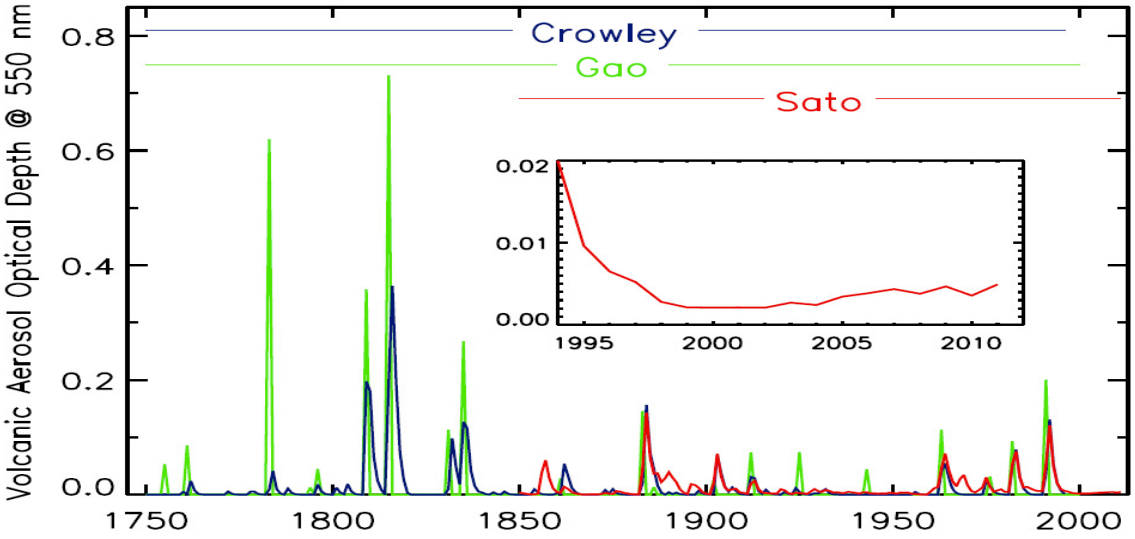


그림 7.16. 화산분출 에어로졸에 의한 550 nm에서의 전지구적 평균에어로졸 광학 깊이(Crowley and Unterman, 2013; Schmidt et al., 2011)

사실에 대한 신뢰도는 매우 높은 편이다.

지구대기의 상층에 입사하는 태양복사에너지의 파장별 분포(Spectral Irradiance)와 그 변화는 특히 자외선 영역에서 중요한데, 이는 성층권에서의 대기 가열, 대기 조성 및 역학적 변화가 원 자외선(Far UV, 120~200nm 영역)과 중간 자외선(Middle UV, 200~300m 영역)의 영향을 많이 받기 때문이다. 자외선 영역은 전체 TSI 가운데에서 차지하는 비중이 크지는 않지만 성층권에서의 자외선 변화에 따른 영향이 대류권에서의 대기 운동에 간접적으로 영향을 줄 수 있기 때문에 TSI의 변화를 정확하게 측정하고 장기간의 변화를 모니터링 하는 일이 의미가 있다. 지난 30년 동안의 측정 결과를 종합해 볼 때 자외선의 변화는 태양활동의 TSI 변화의 약 30%를 설명 할 수 있는 것으로 알려져 왔으나 Ermolli et al.(2013)에 의한 최근의 연구 결과에 따르면 TSI 변화에 대한 400nm 이하의 자외선 영역의 변동성에 의한 기여가 30~90%에 이를 수 있고, 약 60% 정도가 될 것이라는 연구결과가 있어(Morrill et al., 2011) 향후 이에 대한 후속의 연구결과를 주목할 필요가 있다.

지구에 도달하는 우주선(cosmic ray)의 변화가 기후변화에 잠재적으로 영향을 줄 수 있다는 주장이 대두된 이후 이에 대한 일련의 연구 활동이 계속 되었다. 우주선이 대기를 통과하게 되면 그 통과된 경로를 따라 이온화된 궤적을 남기게 되는데 그에 따라 구름 생성에 중요한 역할을 하는 응결핵의 농도와 에어로졸 핵화율 등이 달라져 전지구적인 운량 변화에 영향을 줄 수 있다는 것이다. 이에 대한 최근의 연구결과(Harrison and Ambaum, 2010; Erlykin and Wolfendale, 2011; Snow-Kropla et al., 2011)에 따르면 우주선 이온화 메커니즘이 전지구적인 구름 응결핵의 농도와 그 변화에 영향을 줄 가능성은 상당히 낮고 그러한 사실에 대한 신뢰수준은 높은 것으로 밝혀졌다.

7.4.2. 화산활동에 의한 복사강제력

화산활동에 의한 복사강제력은 상당히 크지만 그 출현빈도가 작은 특징을 보이며, 기후에 급격한 영향을 줄 수 있다. 화산활동에 의한 에어로졸의 복사강제력은 그 이해도가 상당히 높은 편이며, 보통 화산 분출 후 2년 동안에 가장 큰 영향을 주는 것으로 알려져 있다. 1991년에 Pinatubo 화산 폭발이 발생한 이후 최근까지 대규모의 화산 폭발 현상은 없었다. 하지만 2008년부터 2011년 사이에 발생한 몇몇의 소규모 화산 폭발에 의한 복사강제력은 1750년에 비해 -0.11(범위는 -0.15~-0.08)Wm^{-2}정도로 추정되며, 1999~2002년에 비해서는 -0.06(범위는 -0.08~-0.04)Wm^{-2} 정도가 되는 것으로 추정되었다. 1750년 이후의 화산 폭발로 인해 배출된 이산화탄소는 인위적 요인에 의한 배출의

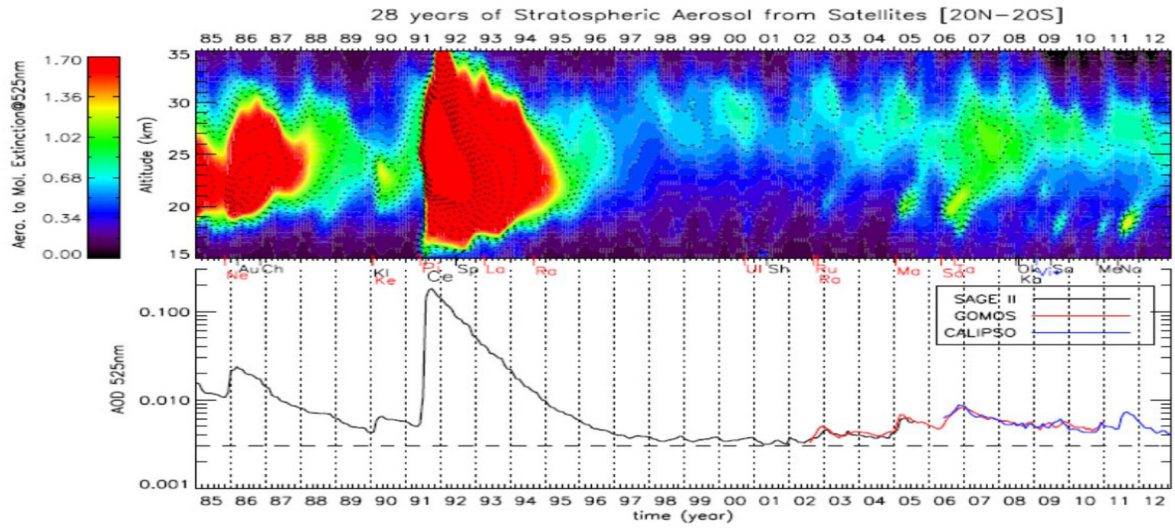


그림 7.17. 1985년부터 2012년까지 적도지역에서 525nm 파장에서의 월평균성층권 에어로졸 소산비와 에어로졸 광학 깊이의 분포

100 분의 1 정도로 작아서 이로 인한 기후영향 또한 무시할 수 있는 정도인 것으로 밝혀졌다.

산업화 시대 동안의 자연적 복사강제력은 인위적 복사강제력에 비해 무시할 수 있을 정도로 작은 부분을 차지하는 것으로 조사되었으며, 이에 대한 신뢰 수준은 상당히 높은 것으로 볼 수 있다. 다만 대규모 화산 폭발에 의한 일시적인 영향은 예외적이라 할 수 있다.

자연적 복사강제력을 구성하는 대표적 두 가지 요소인 태양복사에 의한 복사강제력과 화산활동에 의한 복사강제력을 위성관측을 기반으로 추정한 결과, 1980년부터 2011년까지의 인위적 복사강제력 증가($1.0 Wm^{-2}$, 범위는 $0.7\sim1.3 Wm^{-2}$ 정도임)에 비하여 자연적 복사강제력은 거의 0에 가까운 변화(범위는 $-0.1\sim+0.1 Wm^{-2}$)를 보였다. 최근 15년 동안의 자연적 복사강제력 크기는 인위적 복사강제력 크기의 최소한 30% 정도를 차지한 것으로 밝혀졌다.

7.5. 배출량 메트릭스

7.5.1. 메트릭스의 개념

대기로 배출되는 다양한 물질들이 기후에 미치는 영향을 정량화하고 비교하기 위하여 적절한 기후 매개변수를 선정하여 배출물질에 의한 기후 영향을 평가하는 것이 필요하다. 배출물질 각각의 기후 영향 평가를 위하여 복사강제력, 온도 반응 등과 같은 기후 매개변수가 선택될 수 있으며, 이는 배출원으로부터 야기된 기후변화와 그로 인한 결과에 이르기까지의 인과사슬(cause-effect chain)을 단계적으로 이해하기 위해 이용 될 수 있다. 그림 7.18에서 보이는 인과사슬 내의 각 단계는 모델링에 기반한 틀(framework)에서 평가 될 수 있다.

모델링 틀로는 대기 중 물리과정과 역학과정, 화학과정들을 자세히 다루고 있는 복잡한 모델들이 이용될 수 있으나, 매우 방대한 계산과 자료생산으로 인하여 현재까지 어려움이 많다. 따라서 이에 대한 현실적인 대안으로 보다 단순한 척도, 즉 단순화된 메트릭스(척도, 도량법, 메트릭의 복수형)를 적용하고 있다. 선택된 메트릭스는 어떤 물질의 배출이 기후변화에 기여하는 바를 정량화하기 위하여 사용되며, 이는 다양한 분야의 정책들에서 '변환율(exchange rate)'로써의 기능을 할 수 있으며, 배출원/부문(source/sector) 혹은 지역/나라별 배출에 대한 영향을 상대적으로 비교하고자 할 시 유용하다. 메트릭스는 또한 일생평가(Life Cycle Assessments)나 IPCC WGIII에 의한 통합평가 모델링(Integrated Assessment Modelling by IPCC WGIII)과 같은 영역에서도 사용될 수도 있다.

어떤 특정 온실가스 배출에 대한 메트릭스는 절대적인 수치(예, 온도반응으로 단위는 K/kg)로 주어지거나, 혹은 기준 기체(보통 CO_2)에 대한 상대적인 값으로 주어질 수 있다. 예를 들면, 각 배출에 의한 영향 정도를 일반적인 척도

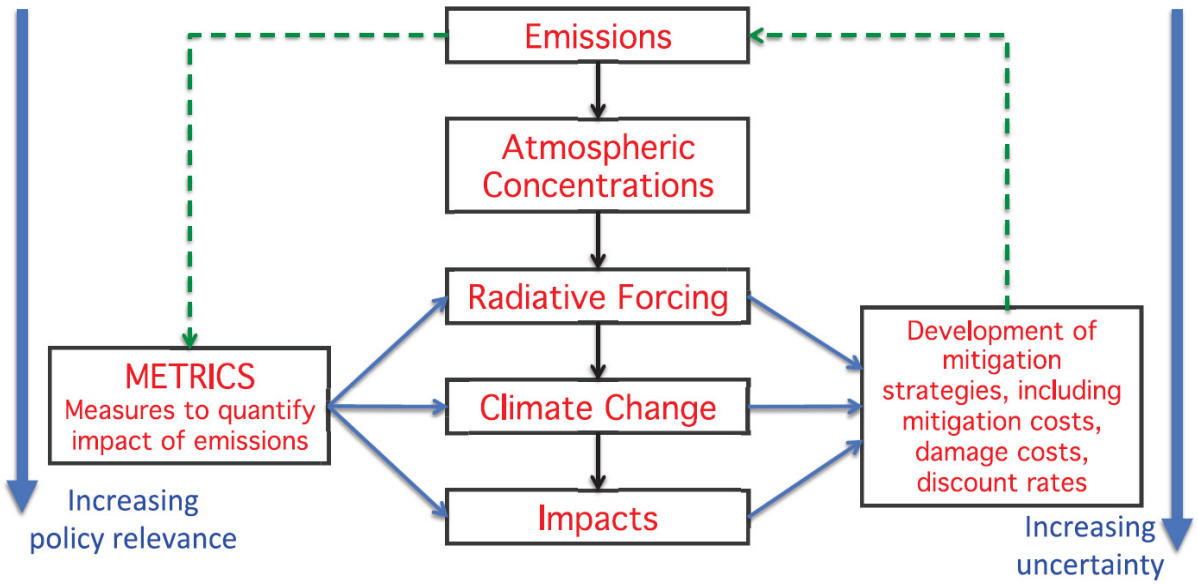


그림 7.18. 다양한 온실가스 배출로부터 기후변화와 그로 인한 충격(impact)에 이르기까지의 인과사슬의 모식도. 이는 메트릭스가 배출에서 기인한 반응을 단순화하여 추정(왼쪽)하도록 하여 다중분야 완화정책을 개발(오른쪽)을 위하여 정의되어 사용될 수 있음을 보여준다. 아래쪽으로 가면서 배출로 인한 다양한 영향(effect)들의 관련성이 증가하지만, 동시에 불확실성 또한 증가한다. 왼쪽의 점선은 배출원으로부터 직접 추정될 수 있는 효과와 영향들을 나타내며, 오른쪽 측면의 화살표는 이러한 추정값들이 배출량의 감소에 대한 전략의 개발에 어떤 식으로 사용될 수 있는지를 나타낸다(Fuglestvedt et al., 2003, and Plattner et al., 2009. 에서 도입됨)

인 'CO_2 등가 배출량'으로 변환하기 위해서, 메트릭스 중 하나인 온실가스 i의 배출(Ei)은 표준화된 메트릭(Mi)을 도입하여 간단한 곱셈을 수행한다. 즉, 특정 배출물질의 영향정도는 Mi × Ei = CO_2 - eqi로 나타낼 수 있다. 이는 다양한 배출 물질의 기후 영향을 CO_2 영향에 상대적인, 즉 CO_2 등가의 값으로 표현할 수 있다는 것이다. 즉, 메트릭 Mi에는 배출된 온실가스 성분들이 여러 종류가 섞여 있다고 하더라도 서로 영향을 주고 받지 말아야 한다는 이상적인 가정이 포함된 것이다. 그러나 각각의 다른 화합물들은 서로 다른 물리적 성질을 가지고 있으므로, 이와 같이 특정 물질 하나의 효과에 대해 설정된 메트릭이 다른 물질들과 함께 있을 때도 CO_2에 상대적으로 동등한 효과를 가진다거나 시간규모가 늘어났을 경우에 대해서도 동등하게 적용된다는 보장이 없다는 문제점이 있다 (Lauder et al., 2013).

메트릭스는 특정 부문의 정책 목표나 정책 방향을 지시하지는 않으나, 다중 부문 정책들의 실행과 평가를 가능하게 해주는 도구로 사용 될 수 있다. 예를 들면, 어떤 물질의 배출을 줄여야 하는지 판단하게 해준다. 가장 적절한 메트릭스는 이를 적용할 때 가장 중요하다고 판단되는 특정 기후변화의 측면들에 따라 다르다. 따라서 서로 다른 기후 정책 목표는 그 정책을 실행에 가장 적절한 메트릭을 선택하도록 유도한다(Plattner et al. 2009; Tol et al. 2012). 지금까지 제안되어 온 메트릭스는 경제적, 물리적인 차원 둘 모두를 설명하는 포괄적인 메트릭스 외에도 물리적인 메트릭스도 있다.

현재 국내에서는 2010년 1월 1일부터 에너지산업, 제조업, 건설업 등 개발사업에 대한 사전환경성검토 및 환경영향평가 시 온실가스 항목에 대한 평가를 실시하고 있으며, 이러한 온실가스 평가시 배출량 메트릭스인 지구온난화지수(GWP)를 적용하여 사용하고 있는 상황이다. 온실가스 항목 환경평가 가이드라인(환경부, 2009)에서는 다음의 세 가지 기본원칙을 제시하고 있다. 첫째, 온실가스 환경평가를 실시하는 사업자는 온실가스 배출 영향을 평가하고, 이를 최소화할 수 있는 방안을 마련해야 한다. 둘째, 온실가스 환경평가 시 사업시행에 따른 배출량, 감축목표, 저감 방안에 따른 감축효과 등을 가급적 정량적으로 제시하여야 한다. 셋째, 배출량 산정을 위한 방법론, 인용자료, 참고문헌 등 환경 평가 시 활용한 자료는 그 출처를 명확히 제시하여야 한다. 이러한 원칙에 의해,

지구온난화를 정량적으로 나타내는 수치인 지구온난화지수가 유용하게 쓰이고 있다. "온실가스"란 이산화탄소(CO_2), 메탄(CH_4), 아산화질(N_2O), 수소불화탄소(HFCs), 과불화탄소(PFCs), 육불화황(SF_6) 등 적외선 복사열을 흡수하거나 재방출하여 온실 효과를 유발하는 대기 중의 가스 상태의 물질을 말한다. 개발사업 시행 시 환경부의 온실가스 항목에 대한 평가를 하여야 하며, 정량적 평가를 위하여 목표관리대상 온실가스(CO_2, CH_4, N_2O)의 배출량을 CO_2 배출량으로 환산한 값인 CO_2등가 총배출량(TCO_2, tCO_2-eq) 산정이 필요하다. 이와 같이 국내에서도 tCO_2-eq 배출량 산정을 위하여 각 온실가스의 GWP가 중요한 메트릭스로 이용되고 있다.

본 7.5절에서는 주요 메트릭스의 개념과 적용을 살펴보고 한계점을 기술한다. 이 절에서는 과학적 측면에 초점을 둔 평가와 배출 메트릭스를 사용할 수 있는 방법을 설명한다. 어떤 한 가지 메트릭스를 쓸지, 다른 메트릭스를 쓸 지에 대하여 메트릭스의 성능과 용도(예를 들면, 단순성, 투명성, 연속성, 경제적인 암시성 등)처럼 정치적인 영향이 포함되도록 확장하는 것은 IPCC WGI의 범위를 벗어나기 때문에 여기에 제시하지 않았다. 그렇지만, 이러한 측면들을 고려하는 것은 사용자 평가(user-assessment)에 꼭 필요하다. 이 절에서는 매우 잘 알려진 지구온난화지수(GWP)와 지구온도변화지수(GTP)와 같은 메트릭 각각에 대해 초점을 맞추고 다른 개념들도 간단히 논의할 것이다.

7.5.2. 지구온난화지수(GWP)

어떤 온실가스에 대한 GWP는 그 기체의 배출 후 발생한 대류권계면에서의 복사강제력 총변화(시간 적분값)를 CO_2 배출에 의한 RF 총변화량으로 나눈 값이다. 즉 어떤 기체의 GWP는 CO_2 배출 효과에 상대적인 비로써 정의된다. 이를 온실가스 성분 i에 대하여 수식으로 표현하면 $GWP(TH)_i = AGWP(TH)_i / AGWP(TH)_{CO2}$ 이다. 여기서 분자에 들어가는 절대 GWP(AGWP, Absolute GWP)는 i 기체의 농도변화에 의해 야기된 RF 변화의 시간적분 값으로 표시된다. AGWP는 $AGWP(TH)_i = \int_0^t F_i \cdot [\chi(t)]\,dt$ 의 수식으로 표현되며, F_i는 온실가스 i의 순간(pulse) 배출에 의해 변화하는 단위질량당 RF 변화 효율(efficiency)이고, $[\chi(t)]$는 배출 후 변화하는 대기 중 농도이다(각 항의 자세한 의미와 계산은 Youn et al.(2009) 참조).

GWP는 IPCC 1차 보고서(Houghton et al., 1990)에서 소개되었다. 그리고 이 보고서는 다음과 같은 문장으로 시작되고 있다. '온실가스 배출에 대하여, 모든 적절한 인자들을 하나의 지구온난화지수로 표현하는 보편적인 방법론이 없다는 사실은 부담이 되는 일이다. 이 개념에 내재하는 어려움을 묘사하기 위하여 여기서는 단순한 접근방식이 도입되었고 ...'. 게다가, IPCC 1차 평가보고서는 GWP에 대한 명확한 물리적인 설명을 내놓지도 못했다.

GWP에 대한 직접적인 설명은 문제가 되는 기체에 의해 기후 시스템에 추가된 총 에너지의 CO_2에 대해 상대적인 지수라는 것이다. 그러나, GWP가 온도나 다른 기후 변수들에 비해 더 직관적이지도 않거니와 기후 변수와 동등한 수준으로 사용될 수 있다는 것은 아니다(Fuglestvedt et al., 2000, 2003; O'Neill, 2000; Smith and Wigley, 2000; Tanaka et al., 2009; Daniel et al., 2012). 따라서 '지구온난화지수'라는 이름은 다소 오해의 소지가 있을 수 있어 '상대적으로 누적되는 강제력 지수'가 더욱 적절한 이름일 것이다. 관심대상이 되는 어떤 화학종의 GWP는 CO_2의 경우와 같이 지속적 배출에 의한 평형 온도 반응과 순간 배출에 대한 시간 적분된 온도 반응의 비가 대략적으로 같다고 할 때에만 적용될 수 있다(즉 비교되는 기체들에 대하여 이러한 두 효율이 동등하다고 가정하여 산출; O'Neill, 2000; Prather, 2002; Shine et al., 2005a; Peters et al., 2011a; Azar and Johansson, 2012).

특정 기체의 GWP는 단위 질량 배출에 의해 변화된 RF의 시간적분 값과 CO_2에 의한 효과의 비율이므로, 특정기체를 CO_2와 비교할 때 몇 배의 온실효과가 있는 지 대략적으로 살펴볼 때 유용하다. 그러나, 앞에 언급한 바와 같이 어느 정도의 불확실성이 있음을 유의하여야 한다. 최근까지 GWP는 서로 다른 기체들의 배출을 공통 척도인 CO_2 등가 배출로 변환하기 위한 메트릭으로 굳어져왔다(Shine. 2009). 이 지

수는 종종 20년, 100년, 500년의 시간규모의 변화에 대해서 적분되었다.

최근까지 100년의 시간규모를 선택하여 GWP를 계산하는 것에 대한 과학적인 논쟁이 없었다. 시간규모의 선택은 그 기간 동안 CO_2와 비교되는 대상 온실가스 영향의 상대적인 비중에 달려있기 때문에, 결국은 가치판단의 문제가 되기 때문이다. 다른 중요한 선택은 GWP가 계산되는 배경대기와 특정기체의 배출에 의한 간접효과와 피드백이 고려되도록 하는 것이다. 이러한 선택의 문제는 GWP에 내재된 불확실성과 연관된 것이다.

몇몇 기체의 시간규모에 따른 GWP의 변화는 GWP가 계산되는 그 기체가 아니라 주로 기준기체의 특성 때문이다. 예를 들면, 분모의 CO_2와 비교하여 적분된 RF로 GWP가 정의되기 때문에 NTCFs에 대한 GWP는 시간규모가 늘어날수록 작아진다. 즉, 약 50년 기간의 CH_4에 대한 GWP는 거의 CO_2에 의해 완전히 결정된다. 이는 CH_4이 대기 중에서 50년 동안 잔류하지 못하기 때문이다. SF_6 등과 같은 장기잔류 기체들의 경우, 시간규모에 따른 GWP의 변화는 해당 기체와 CO_2의 적분 값의 증가들 모두의 변화에 의해서 결정된다.

7.5.3. 지구온도변화지수(GTP)의 개념

지구온도변화잠재력(GTP; Shine et al., 2005a)은 그림 7.18의 인과사슬에서 한 단계 더 내려가 있으며, 순간 배출의 반응으로 선택된 시점에서 시간(대상년도)에 대한 전지구 평균지면온도의 변화로써 정의된다. GTP도 GWP와 마찬가지로 CO_2에 대해 상대적으로 평가된다. 하지만 GWP는 시간에 대해 적분된 반면, GTP는 선택된 년도 t에서의 온도 변화에 기반하여 평가된 최종 메트릭이다. GWP와 유사하게, CO_2로부터의 영향은 분모에 들어가는 것으로 기준 척도로 사용된다. GTP 계산 시 분자에 들어가는 절대 GTP(AGTP, Absolute GTP)는 단위 배출 당 온도 변화로 나타내어진다. 따라서, 성분 i에 대하여 GTP를 수식으로 표현하면 $GTP(t)i = AGTP(t)i / AGTP(t)CO_2 = \Delta T(t)i / \Delta T(t)CO_2$이다.

Shine et al.(2005a)는 에너지 균형 모델 뿐 아니라 분석적인 수식들에 근거하여 순간 배출과 지속 배출의 변화 모두에 대한 GTP를 제시했다. 이후에 기준 시간을 기후모델과 시나리오를 사용하여 계산된 대상 년도와 근접하도록 변경되었다(Shine et al., 2007). 무엇보다도 선형적인 변화를 가정한 배출 시나리오에 의한 전지

표 7.2. CO_2가 아닌 온실가스들의 배출에 반응하는 기후-탄소 피드백(cc fb)을 포함하거나 혹은 포함하지 않은 GWP와 GTP. 기준기체인 CO_2 AGWP 계산에서는 기후-탄소 피드백이 포함되어 있다. 여기서 기후-탄소 피드백과 연관된 불확실성이 크며, 단일 기체에 대한 피드백의 세기는 서로 비슷하다.

구분	수명(년)		GWP_{20}	GWP_{100}	GTP_{20}	GTP_{20}
CH_4	12.4[a]	No cc fb	84	28	67	4
		with cc fb	86	34	70	11
HFC-123a	13.4	No cc fb	3710	1300	3050	201
		with cc fb	3790	1550	3170	530
CFC-11	45.0	No cc fb	6900	4660	6890	2340
		with cc fb	7020	5350	7080	3490
N_2O	121.0[b]	No cc fb	264	265	277	234
		with cc fb	268	298	284	297
CF_6	50,000.0	No cc fb	4880	6630	5270	8040

[a] 섭동 수명은 메트릭스의 계산에 쓰인다.
[b] 이들 값들은 메탄 산화로부터의 CO_2를 포함하지 않았다.

구 평균온도의 변화는 AGTPi와 배출 시나리오에 대해 회선(convolution) 적분을 사용하여 다음 수식 7.5.1과 같이 계산될 수 있다.

$$\triangle T(t) = \sum_i \int_0^t E_i(s) AGTP_i(t-s) ds \quad (7.5.1)$$

여기서 i는 온실가스 성분이고, t는 대상년도에 해당하는 시간이고, s는 배출 시간이다 (Berntsen and Fuglestvedt, 2008; Peters et al., 2011b; Shindell et al., 2011).

GTP와 GWP의 가장 큰 차이점은 GWP가 고려하지 않고 있는 기후민감도와 대기-해양의 열교환 등의 물리적인 과정을 GTP는 고려하게 된다는 것이다. 즉 GTP는 배출에 따른 지면온도의 반응시간에 배출로 유발된 해양(심해)의 느린 변화도 포함하고 있기 때문에 대기 농도의 소멸시간으로만 조절되는 배출 반응을 살펴보는 GWP와 같은 메트릭보다는 진일보한 것으로 볼 수 있다. 따라서 GTP는 대기조절 시간규모와 함께 기후의 반응 시간규모도 동시에 포함하고 있다.

7.5.4. GWP와 GTP와 관련된 불확실성과 한계

GWP의 경우 기준으로 사용되는 CO_2에 의한 AGWPCO_2 값의 불확실성이 내재되어 있으며 특정 분자의 AGWPi의 계산에 나타나는 불확실성도 무시하지 못할 정도로 크다. 즉 AGWPi에 의한 불확실성은 잔류 시간(혹은 섭동 잔류 시간)과 복사 효율에서의 불확실성에 의해 주로 결정된다(Youn et al., 2009). 또한 다중 기체들과 배경대기와의 상호작용, 기상현상의 변화 등과 같은 간접적인 영향을 포함하는 것은 불확실성을 증가시킨다. 기준 기체인 CO_2를 포함한 특정기체의 AGWP의 불확실성은 순간 배출로부터 뒤따르는 대기 중 농도의 증가에 의해 발생하는 RF의 변화를 표현하는 순간 반응 함수(Impulse Response Function, IRF)에서의 불확실성들에 의해 좌우된다(Joos et al., 2013). 따라서 IRF는 탄소순환, 순간의 크기, 배경 CO_2 농도, 그리고 기후에 대한 모델 결과에 따라 민감하게 다른 결과를 내어 놓을 수 있다.

GWP의 불확실성에 기여하는 요인들과 동일한 요인들이 GTP의 불확실성에 기여하며, 추가적으로 해양의 열 흡수와 기후 민감도를 설명하는 매개변수들도 불확실성에 기여한다. CO_2에 대한 AGTP는 여러 모델들을 이용한 연구(Joos et al., 2013)에서 계산되었고, 이들은 AGTP들의 불확실성의 범위가 AGWP에 비하여 훨씬 크다는 것을 발견하였다. 즉, AGTP 값은 20년과 100년의 시간규모에 대해 각각 ±45%와 ±90%의 모델들 간의 차이가 있었음을 보고되었다. 이러한 불확실성의 범위는 물리적 메커니즘의 불확실성 뿐 아니라 또한 시그널 대 잡음비를 반영한다.

메트릭스의 값들은 어떠한 과정들이 각 메트릭스를 정의하는 데 포함되었는지에 따라 크게 달라진다. 이상적인 메트릭스 계산은 실제 대기 중에서 발생하는 모든 간접적인 효과를 고려하여야만 한다. CH_4에 대한 GWP는 메탄 자체의 잔류 시간, 대류권 오존과 성층권 H_2O에 미치는 간접 효과들이 화학적으로 잘 표현되고 있으므로, 제시된 CH_4에 대한 GWP는 이러한 간접효과를 잘 포함하고 있다. Boucher et al.(2009)은 화석 연료인 CH_4가 대기 중에서 산화될 때 CO_2에 미치는 간접적인 효과를 정량화하였다. Shindell et al.(2009)는 대기 중 잔류시간이 짧은 화학물질의 배출이 야기한 기체나 에어로졸의 복사강제력 영향을 추산하였다. 또한 CH_4를 포함한 오존 전구물질들이 SO_2를 황산염 에어로졸로 산화시키는 비율을 증가 또는 감소시키기 때문에 추가적으로 상당한 기후 효과를 가지고 있다는 것을 발견하였다. 여러 다른 황순환에 대한 연구들은 황과 연관된 메탄과 오존의 기후민감도가 더 낮다는 것을 보고하였다(Collins et al., 2010; Fry et al., 2012).

오존 농도가 높을 때에는 식물 생산성이 감소되기 때문에 Collins et al.(2010)은 오존의 전구물질도 GWPs와 GTPs의 추가적인 요소라고 가정하였다. 그들은 이 요소가 오존과 CH_4의 효과와 같은 크기를 갖는 것으로 추산하였지만, 이러한 효과는 아직까지 하나의 모델로만 실험되었기에 많은 연구가 뒷받침되어야 한다. 복잡하고 상호 연결된 계에서는 피드백이 더욱 더 복잡해지므로 그 크기의 불확실성과 심지어 피드백의 방향조차도 불확실하여 의사 결정도 어렵게 한다.

Gillett and Matthews(2010)는 CH_4와 N_2O에

대한 GWP의 계산에 기후-탄소 피드백을 포함하였고, 100년마다 값이 약 20% 증가하는 것을 발견하였다. 그리고 이들은 CH_4의 GTP에 있어서는 80% 정도 증가하는 것을 보고하였다. 따라서 그들은 메트릭스를 유도하기 위하여 단순한 모델을 사용하여야 할 경우에도 기후-탄소 피드백이 고려되고 매개변수화 되어야만 한다는 것을 제시한 것이다. Collins et al.(2013)는 Friedlingstein et al.(2006)와 Arora et al.(2013)에 근거하여 기후-탄소 피드백을 매개변수화 하였고, 이를 통해 CH_4에 대한 100년 시간규모에 대한 GTP 값인 GTP100은 두 배 이상이 됨을 발견하였다. 또한 탄소-기후 피드백에 기인한 CH_4에 대한 GTP의 상승은 Reisinger et al.(2010)에 의해 제시된 큰 값의 GTP를 설명할 수 있었다.

7.5.5. 새로운 메트릭스의 개념

새로운 메트릭스 개념은 기존 메트릭스의 불확실성에 따른 결함을 극복하기 위해, 물리적 메트릭스를 수정 보완하기 위하여, 또한 메트릭스가 적용된 경제적 차원의 문제들을 설명하기 위하여 기존 메트릭스와 함께 점차로 개발되어 왔다.

물리적 메트릭스의 변형된 형태들이 생물 에너지, 반응의 지역적 패턴, 그리고 최고점 온도 한계로부터의 CO_2 배출을 더욱 잘 담아내기 위하여 제안되었다. 국가 배출 목록 내 에너지에 대한 생체(biomass) 연소로부터의 CO_2의 배출은, 현재 순 RF가 없는 것으로 가정하고 있다. 이는 이러한 배출이 생체 재생에 의해 보상된다는 가정에 근거한다(IPCC, 1996). 하지만, 재생과 보상 사이에 시간상의 격차(time lag)가 있고, 또한 대기 중에 배출된 후 증가된 CO_2는 추가적인 RF의 변화를 야기한다. 이에 따라 바이오에너지에 대한 GWP와 GTP의 변형인 GWPbio와 GTPbio은 계속 연구되어 오고 있다(Cherubini et al., 2011; Cherubini et al., 2012). GWPbio는 일반적으로 바이오에너지의 현재 초기값인 0과 화석 연료 배출의 현재값인 1 사이의 값을 가진다(Cherubini et al., 2011). 그리고 생체(산림 등)의 성장 순환 주기보다 상대적으로 대기-바다의 CO_2 교환의 시간 규모가 빠르기 때문에 GTPbio가 마이너스 값을 가지는 것이 가능하다(Cherubini et al., 2012).

GWPbio와 GTPbio는 몇 개의 응용분야에서만 국한되어 사용되어 왔고, 이들의 광범위한 적용을 위해서는 과학적 견고함과 적용 가능성을 평가하여야 하므로 추가적인 연구가 선행되어야 한다. 알베도 변화와 같은 생지물리학적(biogeophysical)인 효과에 대한 메트릭스도 제시되었지만(Betts, 2000; Rotenberg and Yakir, 2010), 이 때 배출되는 NTCFs에 대해서는 지역적 편차가 중요하여(Claussen et al., 2001) RF 개념 자체가 적절하지 않을 수 있다(Davin et al., 2007).

이러한 새로운 개념은 기후반응들의 지역적 패턴에 대한 정보를 수집하고, 또는 전지구 평균메트릭스를 사용하므로써 놓치게 된 지역적 효과를 보충하기 위하여 발달되어 왔다. 기후반응들의 공간적 패턴에 대한 정보를 제공하기 위한 비선형적 피해 함수를 고안하였고 이 함수의 유용성도 연구되고 있다(Shine et al., 2005b; Lund et al., 2012). 또한 절대 지역 온도 잠재성(the Absolute Regional Temperature Potential, ARTP; Shindell, 2012; Collins et al., 2013)이 전지구 규모 이하의 작은 규모(sub-global)에서 기후 영향의 추정치를 제공하기 위해 제안되어 연구가 진행되고 있다. ARTP는 모든 위도대에 대해 도입된 지역적 강제력의 함수로써 네 개의 위도대에서 시간-의존적인 온도의 반응을 제공해 준다. 앞에서 제시된 메트릭스 외에 지역적 강수 메트릭스(Shindell et al., 2012b)가 새롭게 나왔으나, 모든 새로운 메트릭스의 경우 과학적 합리성을 바탕으로 평가되어야 하므로 이들의 적용 전에 추가적인 연구가 필요하다.

7.5.6. 결론: 메트릭스의 적용 및 배출 영향

메트릭스를 적용하고 평가하기에 앞서, 메트릭스 값들의 변동을 발생시키는 두 가지 주요한 원인들을 구분하여 알아두는 것이 필요하다. “메트릭스 계산을 위해 사용한 입력 정보를 과학적으로 잘 결정하여 선택하였는가?“에 대한 것과 계산된 메트릭스 값의 판단(judgement)과

연관된 선택이 있다. 몇몇 메트릭스에 대해서는 이러한 선택들이 불투명하고 부정확한 경우가 많다. 배출과 완화정책에 대한 체감적인 효과의 입장에서 살펴보면, 메트릭스 종류와 시간규모를 합리적으로 선택하는 것이 복잡한 과정을 통해 많은 부분 입력 매개변수들을 개선하는 것보다 더 큰 효과를 나타낼 것이다.

CO_2, CH_4, N_2O, CFCs, HCFCs, 브롬화 플루오르화 탄소(BFCs), 할론(halons), HFCs, PFCs, SF_6, NF_3, 그리고 할로겐을 포함하는 화합물질에 대하여 개선된 (A)GWP와 (A)GTP 값들이 두 시간규모에 대하여 표 7.2에 제시되었다. 계산 시 이용한 입력 변수들과 GWPs와 GTPs의 계산에 사용된 자세한 방법들은 여기서는 기술하지는 않았다. 이 표에서 확인할 수 있는 것은 CO_2가 아닌 다른 온실가스의 배출에 따른 기후-탄소 피드백(cc fb) 반응을 포함 여부에 따라 GWP 값은 조금의 차이가 나는 데 비해 GTP 값은 두드러지게 큰 차이를 보인다는 것이다. 여기서 기후-탄소 피드백과 연관된 불확실성이 크며, 단일 기체에 대한 피드백의 세기는 서로 비슷하다.

GWP의 개념은 처음에 WMGHGs에 대해 사용되었고, 그 후에 NTCFs에 대해서도 사용되었다. 그러나, 문헌에 보고된 NTCFs의 GWP(그리고 GTP) 값은 넓은 범위를 가져 각각 큰 차이를 보이고 있다. 이는 방대한 계산량과 자료처리량, 계산과정에 상당한 어려움이 있어 도전적인 연구이기 때문이다. 그러나, 국내에서는 NTCFs에 대한 연구가 전무하다.

우리는 이제 다양한 온실가스들에 의한 각각의 기후 영향을 추정하기 위해 여기서 평가된 메트릭스를 이용한다. 그림 7.19는 선택된 주요 물질들의 인간활동에 의한 전지구 배출총량에 의하여 추정된 기후 영향을 나타낸다. 시간 수평선은 예시로써 선택되었고, 이러한 물질들이 기준 기체의 영향에 비교하여 상대적으로 어느 정도의 영향을 줄 것인지 매개변수의 함수(GWP에서 적분된 RF나 GTP의 종점 온도)로써 판단할 수 있다. 예를 들면, CH_4의 경우에는 10년의 시간규모에 대하여 GWP나 GTP의 값이 CO_2에 필적하거나 능가하지만, 시간규모가 커짐에 따라 그 기후영향이 작음을 확인할 수 있다. 이는 대기 중 잔류시간(수명)이 짧기 때문이다.

WMGHGs의 배출량은 배출부문에 따라 크게 변하는 반면에, 이 기체들의 기후 영향들은 배출부문에는 크게 의존하지 않는다. 기후 영향의 측면에서 화학적으로 활동적이고 단수명인 물질들의 경우에는 이러한 배출부문에 의존하게 되

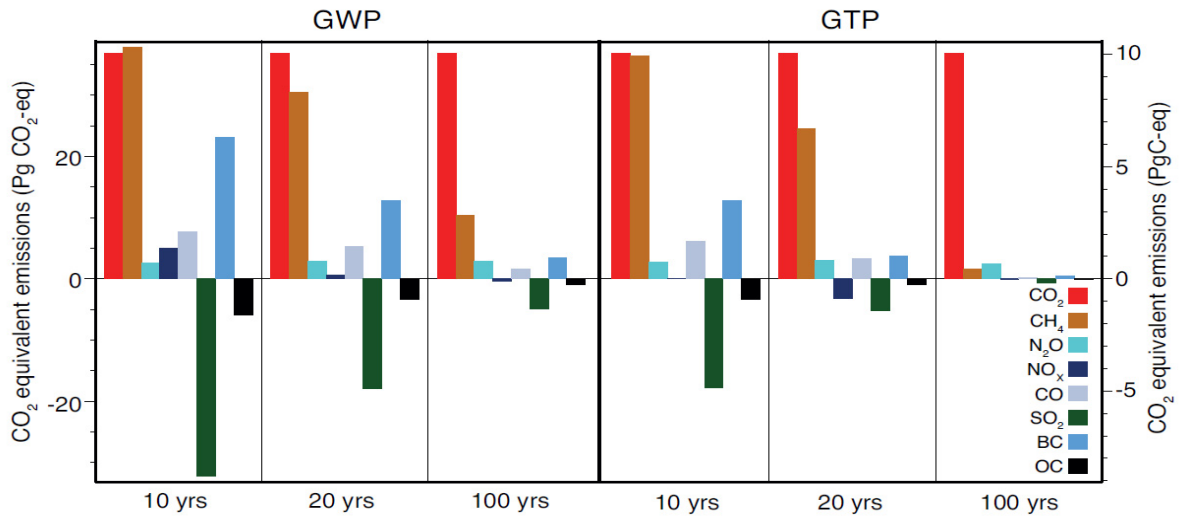


그림 7.19. 다양한 시간규모에 대해 GWP와 GTP로 측정된 전지구 인간활동에 의한 특정물질 현재의 배출이 미치는 기후영향(에어로졸-구름 상호작용이 불포함된 결과임). 현재의 배출 자료는 최신 자료를 이용하였고, 단위는 'CO_2 등가 총배출량'이다. 여기서 선택된 영향 매개변수인 GWP와 GTP 메트릭스를 통해 CO_2에 상대적인 영향 정도를 CO_2 등가 총배출량으로 나타내어졌기에 상대적인 비교와 평가가 가능하다. 선택된 메트릭스는 picogram의 단위를 사용하여 왼쪽 축에는 Pg(CO_2)-eq 단위로 오른쪽 축에는 PgC-eq로 주어졌다. 이 메트릭스 값은 큰 불확실성이 여전히 존재하고 있다.

어 배출되는 위치(위도)에 따라 기후 영향이 달라지게 된다.

7.6. 결론

이 절에서는 한반도를 중심으로 한 동아시아 지역의 각 성분에 의한 복사강제력을 인위적 요인과 자연적 요인으로 나누어 간략히 요약하였으며, 보다 자세한 내용은 각 세부 절을 참고하기 바란다. 아울러 연구 자료의 한계로 한반도 및 동아시아의 복사강제력의 불확실성은 제시하기가 어렵다고 판단되어 전지구에 대비하여 정성적으로 나타내었다.

오존은 화학과 복사가 동시에 활성을 띠는 물질로 주요한 단기-기후 강제자이다. 한반도에서의 오존농도는 전구물질의 배출량의 증가와 중국의 영향 외에 기후변화에 따른 영향을 동시에 받는다. 모델 연구 결과는 과거 20년간 동아시아지역 봄철 오존농도 증가의 약 30%가 기상요소의 변동성에 의해 설명될 수 있다(제한적 동의).

또한, 국내 환경부 및 기상청 자료를 이용한 연구에 따르면 기상요소에 의한 오존농도의 변동은 주로 일사량과 기온에 의해 영향을 받는 것으로 나타났으며 주로 수도권 및 내륙지역에서 일사량과 기온 영향이 높게 나타났다. 고농도 오존이 관측되는 5~10월, 수도권지역에서 '오존의 8시간 평균농도가 대기환경기준인 60ppbv를 초과할 확률'은 일 최고기온이 4℃ 상승할 때 마다 두 배씩 증가한다(중간적 동의). 따라서, 미래 한반도 기온의 증가는 향후 한국의 대기질에도 지속적인 영향을 미칠 것으로 예상된다. 한반도의 이산화탄소, 메탄, 아산화질소 등의 온실가스량은 전지구 평균온실가스량에 비해 비교적 높게 나타나고 있기 때문에 이로 인한 복사강제력도 전지구의 복사강제력과 유사하거나 다소 높게 나타날 것으로 추정된다.

한반도를 포함하는 동아시아 에어로졸 복사강제력의 가장 근접한 추정치는 -1.3[-1.1~-2.3]Wm^{-2}로 볼 수 있으며(제한적 동의) 전지구 평균복사강제력 -0.35[-0.85~+0.15]Wm^{-2}에 비해 매우 크게 나타났다. 동아시아 지역의 BC에 의한 복사강제력은 +2.1[1.2~2.3]Wm^{-2}로 이산화탄소에 의한 전지구 복사강제력(1.82Wm^{-2})에 상응하는 값으로 추정된다(제한적 동의).

1750년부터 2011년까지 태양복사량의 총량(TSI) 변화에 기인한 복사강제력에 대한 최선의 추정치는 0.05Wm^{-2}이다(중간적 동의). 화산 폭발에 의한 복사강제력은 그 과학적 이해도가 높은 편이며, 분출 후 2년 동안 영향을 줄 수 있다. 2008~2011년 기간 동안에 발생한 소규모 화산 폭발에 의한 복사강제력은 -0.11[-0.15~-0.08]Wm^{-2}로 추정되지만(중간적 동의), 산업화 기간 동안을 비교해 보면 인위적 복사강제력에 비해서 무시할 수 있을 정도로 작다.

현재 한반도 또는 동아시아 영역에 대해서 복사강제력의 신뢰수준을 논의하기는 매우 이르다. 그 이유는 아직까지는 지역규모의 연구 결과가 충분히 도출되지 않았기 때문이다. 따라서 여기서는 전지구 규모에 대하여 IPCC 5차 평가보고서에서 제시한 결과에 기초하여 신뢰수준을 제시하였으며, 한반도를 포함한 동아시아에 대한 결과는 전지구에 대비하여 정성적으로 평가하고자 한다.

IPCC 5차 평가보고서에서는 IPCC 4차 평가보고서에 비하여 7가지 강제력 요인(성층권 수증기, 에어로졸-복사 상호작용 및 빠른 조절작용, 지면피복, 비행운, 태양복사조도, 화산 에어로졸)에 대한 신뢰수준이 개선된 증거와 과학적 이해에 기인하여 매우 높아졌다(그림 7.20). 하지만 한반도 및 동아시아에 대한 복사강제력의 불확실성은 전지구에 비해 적어도 한 단계 정도 낮을 것으로 판단된다. 다만 비교적 혼합이 잘 되는 온실가스의 경우는 전지구와 유사하거나 다소 낮을 것으로 보이며, 에어로졸 직접 복사강제력의 경우는 한 단계 정도, 에어로졸 간접 복사강제력의 경우는 두 단계 정도 낮을 것으로 보인다.

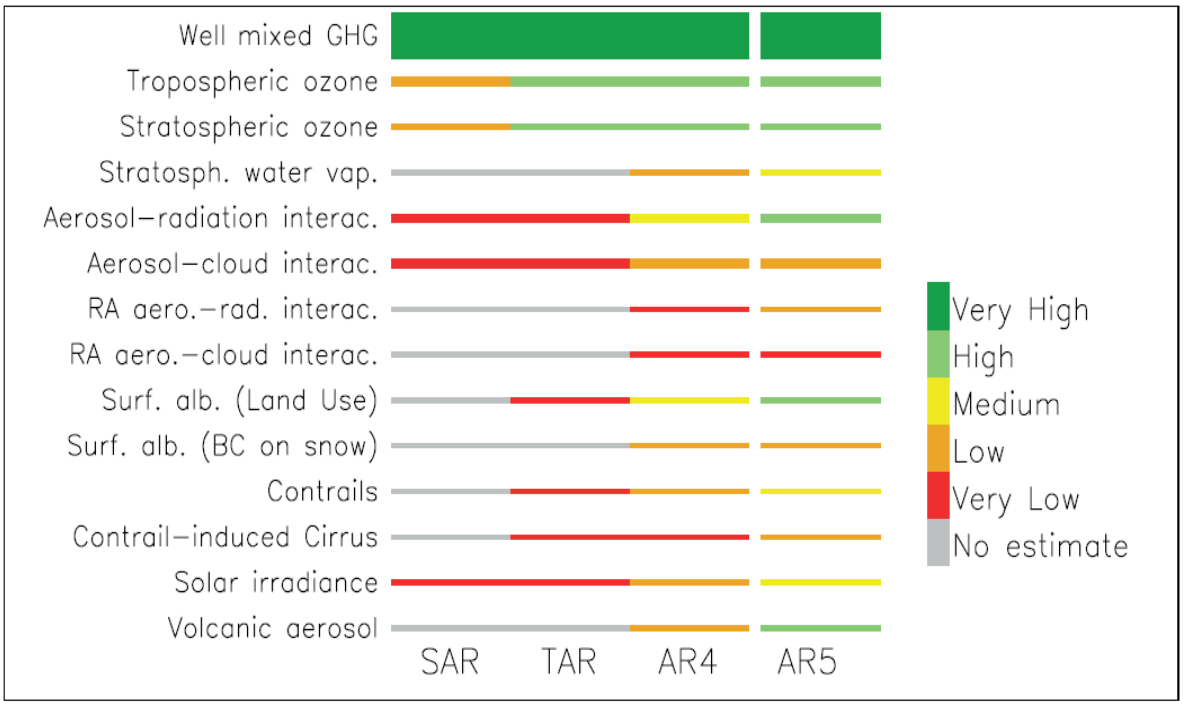


그림 7.20. 최근 4개의 IPCC 평가에서 제시한 강제력 기작의 신뢰수준. 이전 IPCC 평가들에서는 과학적 이해수준(LOSU)이 신뢰수준 대신에 사용되었으나 이전 IPCC 평가들과 비교하기 위해서 LOSU를 근사적인 신뢰수준으로 변환하였다. 막대의 두께는 현재 강제력의 상대적인 크기를 나타낸다. RF 기작에 대한 LOSU는 IPCC 1차 평가보고서에 대해서는 가용하지 않다(Houghton et al., 1990). 에어로졸-구름 상호작용과 연관된 빠른 조절(RA aero.-cloud interac.)은 이전에 2차 간접효과 또는 구름 수명 효과를 말하는 것인 반면 에어로졸-복사 상호작용(RA aero.-rad. interac.)과 연관된 빠른 조절은 준-직접효과를 의미한다. IPCC 4차 평가보고서에서 구름-복사 상호작용에 대한 신뢰수준은 에어로졸-구름 상호작용과 에어로졸-구름 상호작용과 연관된 빠른 조절을 모두 포함한다. 일반적으로 에어로졸-구름 상호작용은 IPCC 5차 평가보고서에서는 여러 성분으로 분리되지 않는다. 그러므로 IPCC 5차 평가보고서에 에어로졸-구름 상호작용에 기인한 ERF에 대한 신뢰수준과 이전 IPCC 보고서의 에어로졸-구름 상호작용에 기인한 RF에 대한 신뢰수준이 비교된다. 에어로졸-구름 상호작용과 연관된 빠른 조절에 대한 신뢰수준은 IPCC 4차 평가보고서와 IPCC 5차 평가보고서에서 비슷하다. 칼라는 신뢰수준을 의미한다(예들 들면, 진한 녹색은 high agreement and Robust evidence를 의미하며, 적색은 low agreement and limited evidence를 의미).

7.7. 참고문헌

국립환경과학원, 2013: 대기환경연보 2012.

기상청, 2012: 2011 지구대기감시보고서, 기후변화 감시센터.

기상청, 2013: 2012 지구대기감시보고서, 기후변화 감시센터.

문윤섭, 임윤규, 홍성욱, 장은미, 2013: WRF-CMAQ 모델을 이용한 한반도 CH_4 배출의 기여농도 추정 및 검정, *Journal of the Korean Earth Science Society*, 34, 209-223.

정여민, 이순환, 이화운, 전원배, 2012: 수도권 배출량 저2012감에 따른 오존 발생 과정 분석에 관한 수치연구, *한국환경과학회지*, 21, 339-349.

한국환경정책·평가연구원, 2010: 기후변화와 대기오염이 환경관련질환에 미치는 영향 :기온 상승과 오존 농도 증가의 상호작용을 중심으로, 한국환경정책·평가연구원.

환경부, 2009: 온실가스 항목에 관한 환경영향평가 가이드라인, 환경부.

Arora, V. K., G. J. Boer, P. Friedlingstein, M. Eby, C. D. Jones, J. R. Christian, G. Bonan, L. Bopp, V. Brovkin, P. Cadule, T. Hajima, T. Ilyina, K. Lindsay, J. F. Tjiputra, and T. Wu, 2013: Carbon-concentration and carbon-climate feedbacks in CMIP5 Earth system models, *Journal of Climate*, 26, 5289-5314.

Azar, C. and D. J. A. Johansson, 2012: On the relationship between metrics to compare greenhouse gases－the case of IGTP, GWP and SGTP, *Earth System*

Dynamics, 3, 139 – 147.

Ball, W., Y. Unruh, N. Krivova, S. Solanki, T. Wenzler, D. Mortlock, and A. Jaffe, 2012: Reconstruction of total solar irradiance 1974 – 2009, Astron. Astrophys., 541, A27.

Berntsen, T. and J. Fuglestvedt, 2008: Global temperature responses to current emissions from the transport sectors, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 105, 19154 – 19159.

Betts R., 2000: Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo, *Nature*, 408, 187 – 190.

Bond, T. C., S. J. Doherth, D. W. Fahey, P. M. Forster, T. Berntsen, B. J. DeAngelo, M. G. Flanner, S. Ghan, B. Karcher, D. Koch, S. Kinne, Y. Kondo, P. K. Quinn, M. C. Sarofim, M. G. Schultz, M. Schulz, C. Venkataraman, H. Zhang, S. Jhang, N. Bellouin, S. K. Guttikunda, P. K. Hopke, M. Z. Jacobson, J. W. Kaiser, Z. Klimont, U. Lohmann, J. P. Schwarz, D. Shindell, T. Storelvmo, S. G. Warren, and C. S. Zender, 2013: Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 118, 5380-5552.

Boucher, O., P. Friedlingstein, B. Collins, and K. P. Shine, 2009: The indirect global warming potential and global temperature change potential due to methane oxidation, *Environmental Research Letters*, 4, 044007.

Cherubini, F., G. Guest, and A. Strømman, 2012: Application of probability distributions to the modelleing of biogenic CO_2 fluxes in life cycle assessment, *Global Change Biology Bioenergy*, 4, 784-798.

Cherubini, F., G. Peters, T. Berntsen, A. Stromman, and E. Hertwich, 2011: CO_2 emissions from biomass combustion for bioenergy: Atmospheric decay and contribution to global warming, *Global Change Biology Bioenergy*, 3, 413 – 426.

Chung, C. E., V. Ramanathan, G. Carmichael, S. Kulkarni, Y. Tang, B. Adhikary, L. R. Leung, and Y. Qian, 2010: Anthropogenic aerosol radiative forcing in Asia derived from regional models with atmospheric and aerosol data assimilation, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 6007 – 6024.

Chung, C. E., V. Ramanathan, and D. Decremer, 2012: Observationally constrained estimates of carbonaceous aerosol radiative forcing, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109, 11624 – 11629.

Claussen, M., V. Brovkin, and A. Ganopolski, 2001: Biogeophysical versus biogeochemical feedbacks of large-scale land cover change, *Geophysical Research Letters*, 28, 1011 – 1014.

Collins, W. J., M. M. Fry, H. Yu, J. S. Fuglestvedt, D. T. Shindell, and J. J. West, 2013: Global and regional temperature-change potentials for near-term climate forcers, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 2471 – 2485.

Collins, W. J., S. Sitch, and O. Boucher, 2010: How vegetation impacts affect climate metrics for ozone precursors, *ournal of Geophysical Research: Atmosphere*, 115, D23308.

Crowley, T. J. and M. B. Unterman, 2013: Technical details concerning development of a 1200 yr proxy index for global volcanism, *Earth System Science Data*, 5, 187-197.

Daniel, J., S. Solomon, T. Sanford, M. McFarland, J. Fuglestvedt, and P. Friedlingstein, 2012: Limitations of single-basket trading: Lessons from the Montreal Protocol for climate policy, *Climatic Change*, 111, 241 – 248.

Davin, E., N. de Noblet-Ducoudre, and P. Friedlingstein, 2007: Impact of land cover change on surface climate: Relevance of the radiative forcing concept, *Geophysical Research Letters*, 34, L13702.

Erlykin, A. and A. Wolfendale, 2011: Cosmic ray effects on cloud cover and their relevance to climate change, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 73, 1681–1686.

Ermolli, I., K. Matthes, T. D. de Wit, N. A. Krivova, K. Tourpali, M. Weber, Y. C. Unruh, L. Gray, U. Langematz, P. Pilewskie, E. Rozanov, W. Schmutz, A. Shapiro, S. K. Solanki, and T. N. Woods, 2013: Recent variability of the solar spectral irradiance and its impact on climate modelling, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 3945-3977.

Friedlingstein, P., P. Cox, R. Betts, L. Bopp, W. V. Bloh, V. Brovkin, P. Cadule, S. Doney, M. Eby, I. Fung, G. Bala, J. John, C. Jones, F. Joos, T. Kato, M. Kawamiya, W. Knorr, K. Lindsay, H. D. Matthews, T. Raddatz, P. Rayner, C. Reick, E. Roeckner, K. G. Schnitzler, R. Schnur, K. Strassmann, A. J. Weaver, C. Yoshikawa, and N. Zeng, 2006: Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the C(4)MIP model intercomparison, *Journal of Climate*, 19, 3337–3353.

Fry, M. M., V. Naik, J. J. West, M. D. Schwarzkopf, A. M. Fiore, W. J. Collins, F. J. Dentener, D. T. Shindell, C. Atherton, D. Bergmann, B. N. Duncan, P. Hess, I. A. Mackenzie, E. Marmer, M. G. Schultz, S. Szopa, O. Wild, and G. Zeng, 2012: The influence of ozone precursor emissions from four world regions on tropospheric composition and radiative climate forcing, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 117, D07306.

Fuglestvedt, J., T. Berntsen, O. Godal, and T. Skodvin, 2000: Climate implications of GWP-based reductions in greenhouse gas emissions, *Geophysical Research Letters*, 27, 409–412.

Fuglestvedt, J., T. Berntsen, O. Godal, R. Sausen, K. Shine, and T. Skodvin, 2003: Metrics of climate change: Assessing radiative forcing and emission indices, *Climatic Change*, 58, 267–331.

Gillett, N. and H. Matthews, 2010: Accounting for carbon cycle feedbacks in a comparison of the global warming effects of greenhouse gases, *Environmental Research Letters*, 5, 034011.

Han, Z., J. Li, X. Xia, R. Zhang, 2012: Investigation of direct radiative effects of aerosols in dust storm season over East Asia with an online coupled regional climate-chemistry-aerosol model, *Atmospheric Environment*, 54, 688-699.

Hansen, J., M. Sato, L. Nazarenko, R. Ruedy, A. Lacis, D. Koch, I. Tegen, T. Hall, D. Shindell, B. Santer, P. Stone, T. Novakov, L. Thomason, R. Wang, Y. Wang, D. Jacob, S. Hollandsworth, L. Bishop, J. Logan, A. Thompson, R. Stolarski, J. Lean, R. Willson, S. Levitus, J. Antonov, N. Rayner, D. Parker, and J. Christy, 2002: Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies SI2000 simulations, *Journal of Geophysical Research*, 107(D18), 4347, doi:10.1029/2001JD001143.

Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy, L. Nazarenko, A. Lacis, G. A. Schmidt, G. Russell, I. Aleinov, M. Bauer, S. Bauer, N. Bell, B. Cairns, V. Canuto, M. Chandler, Y. Cheng, A. D. Genio, G. Faluvegi, E. Fleming, A. Friend, T. Hall, C. Jackman, M. Kelley, N. Kiang, D. Koch, J. Lean, J. Lerner, K. Lo, S. Menon, R. Miller, P. Minnis, T. Novakov, V. Oinas, J. Perlwitz, J. Perlwitz, D. Rind, A. Romanou, D. Shindell, P. Stone, S. Sun, N. Tausnev, D. Thresher, B. Wielicki, T. Wong, M. Yao, and S. Zhang, 2005:

Efficacy of climate forcings, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 110, D18104.

Harrison, R. and M. Ambaum, 2010: Observing Forbush decreases in cloud at Shetland, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 72, 1408–1414.

Helama, S., M. Fauria, K. Mielikainen, M. Timonen, and M. Eronen, 2010: Sub-Milankovitch solar forcing of past climates: Mid and late Holocene perspectives, *Geological Society of America Bulletin*, 122, 1981–1988.

Houghton, J. T., G. J. Jenkins, and J. J. Ephraums, 1990: Climate Change. The IPCC Scientific Assessment, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 364 pp.

IPCC, 1996: Revised 1996 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories, Intergovernmental Panel of Climate Change.

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., Qin, D., Manning, M., Chen, Z.,Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M.,Miller, H.L. (Eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

IPCC, 2013: Climate Change, 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Itahashi, S., I. Uno, and S. Kim, 2013: Seasonal source contributions of tropospheric ozone over East Asia based on CMAQ-HDDM, *Atmospheric Environment,* 70, 204-217.

Jacob, D. J. and D. A. Winner, 2009: Effect of climate change on air quality, *Atmospheric Environment*, 43, 51-63.

Jeon, W. B., S. H. Lee, H. Lee, C. Park, D. H. Kim, and S. Y. Park, 2014: A study on high ozone formation mechanism associated with change of NOx/VOCs ratio at a rurlar area in the Korean Peninsula, *Atmospheric Environment*, 89, 10-21.

Jeong, J. I. and R. J. Park, 2013: Effects of the meteorological variability on regional air quality in East Asia, *Atmospheric Environment*, 69, 46-55.

Jin, L., S. H. Lee, H. J. Shin, and Y. P. Kim, 2012: A study on the ozone control strategy using the OZIPR in the Seoul Metropolitan Area, *Asian Journal of Atmospheric Environment*, 6, 111–117.

Joos, F., R. Roth, J. S. Fuglestvedt, G. P. Peters, I. G. Enting, W. V. Bloh, V. Brovkin, E. J. Burke, M. Eby, N. R. Edwards, T. Friedrich, T. L. Frolicher, P. R. Halloran, P. B. Holden, C. Jones, T. Kleinen, F. T. Mackenzie, K. Matsumoto, M. Meinshausen, G. K. Plattner, A. Reisinger, J. Segschneider, G. Shaffer, M. Steinacher, K. Starassmann, K. Tanaka, A. Timmermann, and A. J. Weaver, 2013: Carbon dioxide and climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics: A multi-model analysis, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 2793–2825.

Kim, M. Y., S. B. Lee, G. N. Bae, S. S. Park, K. M. Han, R. S. Park, C. H. Song, and S. H. Park, 2012: Distribution and direct radiative forcing of black carbon aerosols over Korean Peninsula, *Atmospheric Environment*, 58, 45-55.

Kim, N. K., Y. P. Kim, and C. H. Kang, 2011: Long-term trend of aerosol composition and direct radiative forcing due to aerosols over Gosan: TSP, PM10, and PM2.5 data between 1992 and 2008, *Atmospheric Environment*, 45, 6107-6115.

Kim, S. W., I. J. Choi, and S. C. Yoon, 2010: A multi-year analysis of clear-sky aerosol optical properties and direct radiative forcing at Gosan, Korea (2001–2008), *Atmospheric Research*, 95, 279–287.

Kim, S. Y., X. Jiang, M. Lee, A. Turnipseed, A. Guenther, J. C. Kim, S. J. Lee, and S. Kim, 2013: Impact of biogenic volatile organic compounds on ozone production at the Taehwa Research Forest near Seoul, South Korea, *Atmospheric Environment*, 70, 447-453.

Koike, M., N. Takegawa, N. Moteki, Y. Kondo, H. Nakamura, K. Kita, H. Matsui, H. Oshima, M. Kajino, and T. Y. Nakajima, 2012: Measurements of regional-scale aerosol impacts on cloud microphysics over the East China Sea: Possible influences of warm sea surface temperature over the Kuroshio ocean current, *Journal of Geophysical Research*, 117, D17205, doi:10.1029/2011JD017324.

Kopp, G. and J. Lean, 2011: A new, lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance, *Geophysical Research Letters*, 38, L01706.

Krivova, N., L. Vieira, and S. Solanki, 2010: Reconstruction of solar spectral irradiance since the Maunder minimum, *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 115, A12112.

Lamarque, J. F., D. T. Shindell, B. Josse, P. J. Young, I. Cionni, V. Eyring, D. Bergmann, P. Cameron-Smith, W. J. Collins, R. Doherty, S. Dalsoren, G. Faluvegi, G. Folberth, S. J. Ghan, L. W. Horowitz, Y. H. Lee, I. A. MacKenzie, T. Nagashima, V. Naik, D. Plummer, M. Righi, S. T. Rumbold, M. Schulz, R. B. Skeie, D. S. Stevenson, S. Strode, K. Sudo, S. Szopa, A. Voulgarakis, and G. Zeng, 2013: The Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP): overview and description of models, simulations and climate diagnostics, *Geoscientific Model Development*, 6, 179-206.

Lauder, A. R., I. G. Enting, J. O. Carter, N. Clisby, A. L. Cowie, B. K. Henry, and M. R. Raupach, 2013: Offsetting methane emissions—An alternative to emission equivalence metrics, *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 12, 419–429.

Lee, H. J., S. W. Kim, J. Brioude, O. R. Cooper, G. J. Frost, C. H. Kim, R. J. Park, M. Trainer, and J. H. Woo, 2013: Transport of NOx in East Asia identified by satellite and in situ measurements and Lagrangian particle dispersion model simulations, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 119, 2574-2596.

Lee, W. S. and M. K. Kim, 2010: Effects of radiative forcing by black carbon aerosol on spring rainfall decrease over Southeast Asia, *Atmospheric Environment*, 44, 3739-3744.

Levy, J. I., S. M. Chemerynski, and J. A. Sarnat, 2005: Ozone exposure and mortality: an empiric Bayes metaregression analysis, *Epidemiology*, 16, 458–468.

Lund, M., T. Berntsen, J. Fuglestvedt, M. Ponater, and K. Shine, 2012: How much information is lost by using global-mean climate metrics? an example using the transport sector, *Climatic Change*, 113, 949–963.

Mickley, L. J., D. J. Jacob, and B. D. Field, 2004: Climate response to the increase in tropospheric ozone since preindustrial times: A comparison between ozone and equivalent CO_2 forcings, *Journal of Geophysical Research*, 109, D05106.

Moon, B. K., D. O. Y. Rokjin J. Park, S. W. Yeh, W. M. Kim, Y. H. Kim, J. I. Jeong, J. H. Woo, E. G. Im, and C. K. Song, 2011: Meteorological Responses to a Volcanic Eruption in an Offline Climate-Chemistry Model: A Pilot Study, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 47(4), 345-351.

Morrill, J., L. Floyd, and D. McMullin, 2011: The solar ultraviolet spectrum estimated using the Mg II Index and Ca II K disk activity, *Solar Physics*, 269, 253–267.

Nagashima, T., T. Ohara, K. Sudo, and H. Akimoto, 2010: The relative importance of various source regions on East Asian surface ozone, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 11305–11322.

Oh, I. B., Y. K. Kim, H. W. Lee, and C. H. Kim, 2006: An observational and numerical study of the effects of the late sea breeze on ozone distributions in the Busan metropolitan area, Korea, *Atmospheric Environment*, 40, 1284–1298.

Oh, I. B., Y. K. Kim, M. K. Hwang, C. H. Kim, S. Kim, and S. K. Song, 2010: Elevated ozone layers over the Seoul Metropolitan Region in Korea: Evidence for long-range ozone transport from eastern China and its contribution to surface concentrations, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49, 203–220.

O'Neill B., 2000: The jury is still out on global warming potentials, *Climatic Change*, 44, 427–443.

Park, R. J., M. J. J. Kim, J. I. Jeong, D. Youn, and S. W. Kim, 2010: A contribution of brown carbon aerosol to the aerosol light absorption and its radiative forcing in East Asia, *Atmospheric Environment*, 44, 1414-1421.

Park, R. S., C. H. Song, K. M. Han, M. E. Park, S. S. Lee, S. B. Kim, and A. Shimizu, 2011: A study on the aerosol optical properties over East Asia using a combination of CMAQ-simulated aerosol optical properties and remote-sensing data via a data assimilation technique, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 12275–12296.

Peters, G., B. Aamaas, T. Berntsen, and J. Fuglestvedt, 2011a: The integrated global temperature change potential (iGTP) and relationships between emission metrics, *Environmental Research Letters*, 6, 044021.

Peters, G. P., B. Aamaas, M. T. Lund, C. Solli, and J. S. Fuglestvedt, 2011b: Alternative "Global Warming" metrics in life cycle assessment: A case study with existing transportation data, *Environmental Science and Technology*, 45, 8633–8641.

Plattner, G. K., T. Stocker, P. Midgley, and M. Tignor, 2009: IPCC Expert Meeting on the Science of Alternative Metrics: Meeting Report, IPCC Working Group I, Technical Support Unit.

Prather M., 2002: Lifetimes of atmospheric species: Integrating environmental impacts, *Geophysical Research Letters*, 29, 2063.

Ravishankara, A. R., J. S. Daniel, and R. W. Portmann, 2009: Nitrous oxide (N_2O): The dominant ozone-depleting substance emitted in the 21st century, *Science*, 326, 123–125.

Reisinger, A., M. Meinshausen, M. Manning, and G. Bodeker, 2010: Uncertainties of global warming metrics: CO_2 and CH_4, *Geophysical Research Letters*, 37, L14707.

Rotenberg, E. and D. Yakir, 2010: Contribution of semi-arid forests to the climate system, *Science*, 327, 451–454.

Sato, M., J. E. Hansen, M. P. McCormick, and J. B. Pollack, 1993: Stratospheric aerosol optical depths, 1850–1990, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 98, 22987–22994.

Seo, J., D. Youn, J. Y. Kim, and H. Lee, 2014: Extensive spatio-temporal analyses of surface ozone and related

meteorological variables in South Korea for 1999-2010, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, 1191-1238.

Schmidt, G. A., J. H. Jungclaus, C. M. Ammann, E. Bard, P. Braconnot, T. J. Crowley, G. Delaygue, F. Joos, N. A. Krivova, R. Muscheler, B. L. Otto-Bliesner, J. Pongratz, D. T. Shindell, S. K. Solanki, F. Steinhilber, and L. E. A. Vieira, 2011: Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the last millennium (v1.0), *Geoscientific Model Development*, 4, 33–45.

Shindell, D. and G. Faluvegi, 2009: Climate response to regional radiative forcing during the twentieth century, *Nature Geoscience*, 2, 294–300.

Shindell, D., G. Faluvegi, M. Walsh, S. C. Anenberg, R. V. Dingenen, N. Z. Muller, J. Austin, D. Koch, and G. Milly, 2011: Climate, health, agricultural and economic impacts of tighter vehicle-emission standards, *Nature Climate Change*, 1, 59–66.

Shindell D. T., 2012: Evaluation of the absolute regional temperature potential, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12, 7955–7960.

Shindell, D. T., A. Voulgarakis, G. Faluvegi, and G. Milly, 2012b: Precipitation response to regional radiative forcing, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12, 6969–6982.

Shindell, D. T., J. F. Lamarque, M. Schulz, M. Flanner, C. Jiao, M. Chin, P. J. Young, Y. H. Lee, L. Rotstayn, N. Mahowald, G. Milly, G. Faluvegi, Y. Balkanski, W. J. Collins, A. J. Conley, S. Dalsoren, R. Easter, S. Ghan, L. Horowitz, X. Liu, G. Myhre, T. Nagashima, V. Naik, S. T. Rumbold, R. Skeie, K. Sudo, S. Szopa, T. Takemura, A. Voulgarakis, J. H. Yoon, and F. Lo, 2013: Radiative forcing in the ACCMIP historical and future climate simulations, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 2939-2974.

Shine K., 2009: The global warming potential-the need for an interdisciplinary retrial, *Climatic Change*, 96, 467–472.

Shine, K., J. Fuglestvedt, K. Hailemariam, and N. Stuber, 2005a: Alternatives to the global warming potential for comparing climate impacts of emissions of greenhouse gases, *Climatic Change*, 68, 281–302.

Shine, K., T. Berntsen, J. Fuglestvedt, and R. Sausen, 2005b: Scientific issues in the design of metrics for inclusion of oxides of nitrogen in global climate agreements, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 102, 15768–15773.

Shine, K., T. Berntsen, J. Fuglestvedt, R. Skeie, and N. Stuber, 2007: Comparing the climate effect of emissions of short- and long-lived climate agents, *Philosophical Transactions of The Royal Society*, 365, 1903–1914.

Smith, S. and M. Wigley, 2000: Global warming potentials: 1. Climatic implications of emissions reductions, *Climatic Change*, 44, 445–457.

Snow-Kropla, E., J. Pierce, D. Westervelt, and W. Trivitayanurak, 2011: Cosmic rays, aerosol formation and cloud-condensation nuclei: Sensitivities to model uncertainties, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 4001–4013.

Tanaka, K., B. O'Neill, D. Rokityanskiy, M. Obersteiner, and R. Tol, 2009: Evaluating Global Warming Potentials with historical temperature, *Climatic Change*, 96, 443– 466.

Tohjima, Y., M. Kubo, C. Minejima, H. Mukai, H. Tanimoto, A. Ganshin, S. Maksyutov, K. Katsumata, T. Machida, and K. Kita, 2014: Temporal changes in the emissions of CH_4 and CO from China estimated from CH_4 /CO_2 and

CO/CO_2 correlations observed at Hateruma Island, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, 1663–1677.

Tol, R., T. Berntsen, B. O'Neill, J. Fuglestvedt, and K. Shine, 2012: A unifying framework for metrics for aggregating the climate effect of different emissions, *Environmental Research Letters*, 7, 044006.

Vial, J., J.-L. Dufresne, and S. Bony, 2013: On the interpretation of inter-model spread in CMIP5 climate sensitivity estimates, *Climate Dynamics*, 41, 3339-3362.

Wang, X. and D. L. Mauzerall, 2004: Characterizing distributions of surface ozone and its impact on grain production in China, Japan and South Korea: 1990 and 2020, *Atmospheric Environment*, 38, 4383–4402.

Wang, Y., P. Konopka, Y. Liu, H. Chen, R. Müller, F. Plöger, M. Riese, Z. Cai, and D. Lü, 2012: Tropospheric ozone trend over Beijing from 2002–2010: ozonesonde measurements and modeling analysis, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12, 8389–8399.

Wu J., C. Fu, Z. Han, J. Tang, Y. Xu, and R. Zhang, 2010: Simulation of the direct effects of dust aerosol on climate in East Asia, *Particuology*, 8, 301–307.

Youn, D., K. Patten, J. T. Lin, and D. Wuebbles, 2009: Explicit Calculation of Indirect Global Warming Potentials for Halons using Atmospheric Models, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, 8719-8733.

Youn, D., R. J. Park, J. I. Jeong, J. I. B. K. Moon, S. W. Yeh, Y. H. Kim, J. H. Woo, E. G. Im, J. H. Jeong, S. J. Lee, and C. K. Song, 2011: Impacts of aerosols on regional meteorology due to Siberian forest fires in May 2003, *Atmospheric Environment*, 45(7), 1407-1412.

Zhao, B., S. X. Wang, H. Liu, J. Y. Xu, K. Fu, Z. Klimont, J. M. Hao, K. B. He, J. Cofala, and M. Amann, 2013: NOx emissions in China: historical trends and future perspectives, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 9869–9897.

Zhang, H., Z. L. Wang, P. W. Guo, and Z. Z. Wang, 2009: A modeling study of the effects of direct radiative forcing due to carbonaceous aerosol on the climate in East Asia, *Advances in Atmospheric Sciences*, 26(1), 5766. doi: 10.1007/s00376-009-0057-5.

Zhang, H., Z. Shen, X. Wei, M. Zhang, and Z. Li, 2012: Comparison of optical properties of nitrate and sulfate aerosol and the direct radiative forcing due to nitrate in China, *Atmospheric Research*, 113, 113–125.

Zhang, H., Z. Wang, Z. Wang, Q. Liu, S. Gong, X. Zhang, Z. Shen, P. Lu, X. Wei, H. Che, and L. Li, 2012 : Simulation of direct radiative forcing of aerosols and their effects on East Asian climate using an interactive AGCM-aerosol coupled system, *Climate Dynamics*, 38, 1675–1693.

제 8 장 기후모델 평가

8.1. 서론

기후변화는 인류사회에 큰 타격을 입힐 수 있는 가능성을 가지고 있다. 이러한 기후변화에 적절히 대응하는 것이 향후 인류의 생존과 번영에 중요하다는 점은 지속적으로 강조되어 왔다. 하지만 기후변화에 대한 대응에는 사회적 비용과 시간이 소요되는 만큼 객관적이고 과학적인 예측이 필요하다. 이를 위해 기후모델이 효율적인 도구로 사용되고 있다.

기후모델은 과거 및 현재의 기후를 재현하고 미래의 기후를 예측하기 위한 도구로써 지구 대기, 해양, 지면 및 빙권에 대해 운동방정식, 열역학방정식, 질량 및 수분 보존 방정식을 수치적으로 계산하며 이를 통해 기후를 재현 또는 예측해 낸다. 기후모델 자체는 수일을 예측하는 수치예보모델 및 수개월을 예측하는 계절예보모델과 다르지 않지만 수십 년 에서 수백 년을 계산해야하기 때문에 상대적으로 많은 계산 자원을 요구한다. 과거에는 충분하지 않은 컴퓨터 자원과 모델 자체 성능의 한계 때문에 기후모델을 이용한 자료생산은 상대적으로 낮은 해상도와 단순화된 물리과정을 채택해 왔었다. 최근 컴퓨터 자원의 확대와 모델 성능 향상으로 인하여 기후모델도 점차 높은 해상도를 가지고 이전보다 자세한 대기 중 물리과정을 다루는 모수화 방안을 포함하는 방향으로 개선되고 있는 추세이다.

한반도를 포함한 동아시아 지역의 기후변화 연구는 활발하게 이루어져 왔다. 동아시아 지역은 여름철 몬순이 뚜렷하게 나타나며 겨울철 강한 제트가 존재하는 것과 같이 상대적으로 강한 기후현상들이 나타나는 지역이기 때문에 기후연구에 있어 주요하게 관심을 받아온 지역이다. 동아시아 몬순 역시 기후모델을 이용하여 꾸준히 연구되어 왔다. 하지만 열대 지역이 아닌 중위도 동아시아 지역에서는 전반적으로 모델 결과의 정확도가 열대 지역에 비해 떨어진다고 알려져 있다. 기후모델 결과를 사용하여 미래변화를 평가하기 위해서는 현재 기후모델의 한계와 성능의 수준을 파악하는 것이 중요하며, 또한 이를 개선하기 위한 방안들에 대해서도 고려해 보아야 할 것이다.

「한국 기후변화 평가보고서 2010」에서는 IPCC 4차 평가보고서에 기여한 전구기후모델과 지역기후모델을 이용하여 수행되어진 연구 결과를 중심으로 한반도 기후변화를 전망하였다. 온실가스 배출량 시나리오(Special Report on Emission Scenario, SRES)를 산출하기 위해 활용된 기후모델들의 현황을 제시하고 전지구와 한반도의 단기 및 장기 기후를 전망하였으며 산출된 시나리오를 바탕으로 기후현상의 변화와 미래 지역기후변화에 대한 연관성을 제시하였다. 이 보고서에서는 IPCC 4차 평가보고서에 참여한 전구기후모델들이 대규모 기후 특징은 잘 모의하지만 해상도의 한계가 존재한다는 점을 보였다.

IPCC 5차 평가보고서에 사용된 기후모델들은 4차 평가보고서 이후로 지속적인 개발이 이루어진 것이다. 5차 평가보고서에서 제시된 새로운 기후모델들은 성능 면에서 개선이 있었으며, 많은 모델이 생지화학적 순환을 포함하는 지구 시스템 모델로 확장되었다는 점을 보이고 있다. 새로운 지구 시스템 모델의 주된 요소 중 하나는 인간 활동에 의한 에어로졸이 기후변화에 미치는 효과를 포함하게 된 것이다. 4차 평가보고서의 모델들과 비교해 볼 때 5차 평가보고서에 사용된 많은 모델들이 지표온도의 모의 능력 향상을 보였으며 전구 규모의 평균 온도 모의 능력 역시 기존에 비해 향상된 것으로 나타났다. 하지만 강수 모의 능력은 온도 모의에 비해 큰 개선효과를 보이지 않는다는 점이 한계로 지적되었다.

이 장에서는 IPCC 5차 평가보고서에 사용된 기후모델들과 이를 이용하여 한반도를 중심으로 한 동아시아 지역에서의 연구들을 다룬다.

8.2. 기후모델과 특성

8.2.1. 전구기후모델

모델 방정식계는 시간에 대한 편미분 방정식계로 이루어져 있으며 모델은 이를 시간에 대해 적분하여 변화 값을 구한다. 적분과정에서 초기장이 주어지면 전구모델은 측면 경계가 반복되기 때문에 계속하여 시간 적분을 반복하여 나갈 수 있으며 이에 따라 미래 예측이 가능하다. 미래 기후에서 인류 사회에 직접적으로 영향을 미치는 변수들은 기온, 강수, 바람과 같은 대기 변수들이다. 대기 변수의 미래 예측의 성패는 대기에 크게 영향을 미치는 강제력에 대한 모의 정확도에 달려있다. 전지구 규모에서 해양이 대기에 영향을 미치는 주된 강제력임은 잘 알려져 있다. 이는 성공적인 대기장의 예측을 위해서는 해양의 예측이 절대적으로 중요함을 의미한다. 선진국에서는 국공립 연구기관을 중심으로 10개국의 20여개에 이르는 대기-해양 결합모델(Atmosphere-Ocean General Circulation Models, AOGCMs)을 개발해왔다. 또한 최근 기후 시스템에 영향을 미치는 요소들로서 대기 중 화학 과정들이 중요하게 인지되고 있다. 지구 시스템 모델(Earth System Models, ESMs)은 대기 중 에어로졸, 탄소순환, 대기 중 화학 과정들을 포함하고 있다. IPCC 5차 평가보고서는 이러한 결합모델간의 비교 프로젝트(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5)에 참여한 기후모델들을 포함하고 있다(그림8.1). 그림 8.1에서는 CMIP5에 참여한 대기-해양 결합모델들이 이전 프로젝트인 CMIP3에 참여한 모델들에 비해 대기와 해양 파트의 해상도가 높아졌음을 보여주고 있다. 지구 시스템 모델에 있어서는 CMIP3에서는 영국과 일본 모델시스템들이 에어로졸 과정을 포함하고 프랑스 모델에서만 화학과정이 포함되어 있었던 반면, CMIP5에서는 거의 대부분의 모델 시스템들이 에어로졸 파트를 포함하고 있으며 화학과정도 11개 모델에 장착되어있음을 볼 수 있다. 그리고 CMIP5부터는 지표 및 해양에서의 탄소순환이 고려되었다.

국내에서는 HadGEM2-AO 모델을 이용한 해양-대기 접합모델 시스템이 CMIP5에 참여하였다. 국립기상연구소에서 주도하여 운영된 이 모델은 대기 부분이 HadGEM2(Davies et al., 2005)로 구성되어 있으며 경도 방향으로 1.875°, 위도방향으로 1.25°의 수평 해상도를 가진다(N96). 연직 방향으로는 60개 층을 가지며 최상층 고도는 84,132.439m이다. 대기와 상호작용을 가지는 에어로졸 계산 부분이 포함되어 있으며(Bellouin et al., 2011), 해양 모델 부분(Bryan and Lewis, 1979; Johns et al., 2006)은 대기 모델 부분과 같은 수평 해상도를 가진다. 빙권은 McLaren et al.(2006)의 방안으로 포함되어 있다.

미래 기후를 위한 시나리오는 기존 IPCC 4차 평가보고서에서는 온실가스 배출량 시나리오(SRES)가 사용되었으나 5차 평가보고서에서는 대표농도경로(Representative Concentration Pathways. RCP)가 새로운 시나리오로 개발되어 사용되었다. RCP는 대기 온실가스 농도의 시간 의존적인 전망을 제공하는 것이 기본 목적이며, 이를 강조하는 측면에서 RCP는 “경로(Pathway)"로써 간주된다. 전구기후모델은 각 RCP 시나리오에 따라 2100년까지의 기후예측 자료를 생산하여 제공하였다.

8.2.2. 지역기후모델

앞서 언급한 바와 같이, 기후 정보는 인류 사회에 큰 영향을 미칠 수 있으며 이는 경제적으로도 큰 효과를 가질 수 있다. 전구기후모델이 이러한 정보를 생산해내고 있지만, 관심 지역에서의 특정한 정보를 얻기에는 해상도가 상대적으로 낮다는 단점이 존재한다. 그러므로 상세한 지역적 기후 정보를 얻기 위해 규모축소(downscaling) 방법을 사용한다. 규모축소는 통계적인 방법(Kwadijk and Rotmans, 1995), 또는 전구모델 결과를 지역기후모델의 경계 자료로 사용하여 역학적으로 계산하는 방안(Giorgi et al., 1997; Hong and Leetmaa, 1999; Kleinn et al., 2005; Yhang and Hong, 2008; Hong et al., 2010; Hurkmans et al., 2010; Sun et al., 2011)으로 나누어 생각할 수 있다. 통계 모델의 경우 과거 자료를 이용한 훈련기간을 기반으로 예측이 이루어지기 때문에 기후 시스템이 변화(climate regime shift)하는 경우에는 이를 반영하여 예측하기 어려운 점이

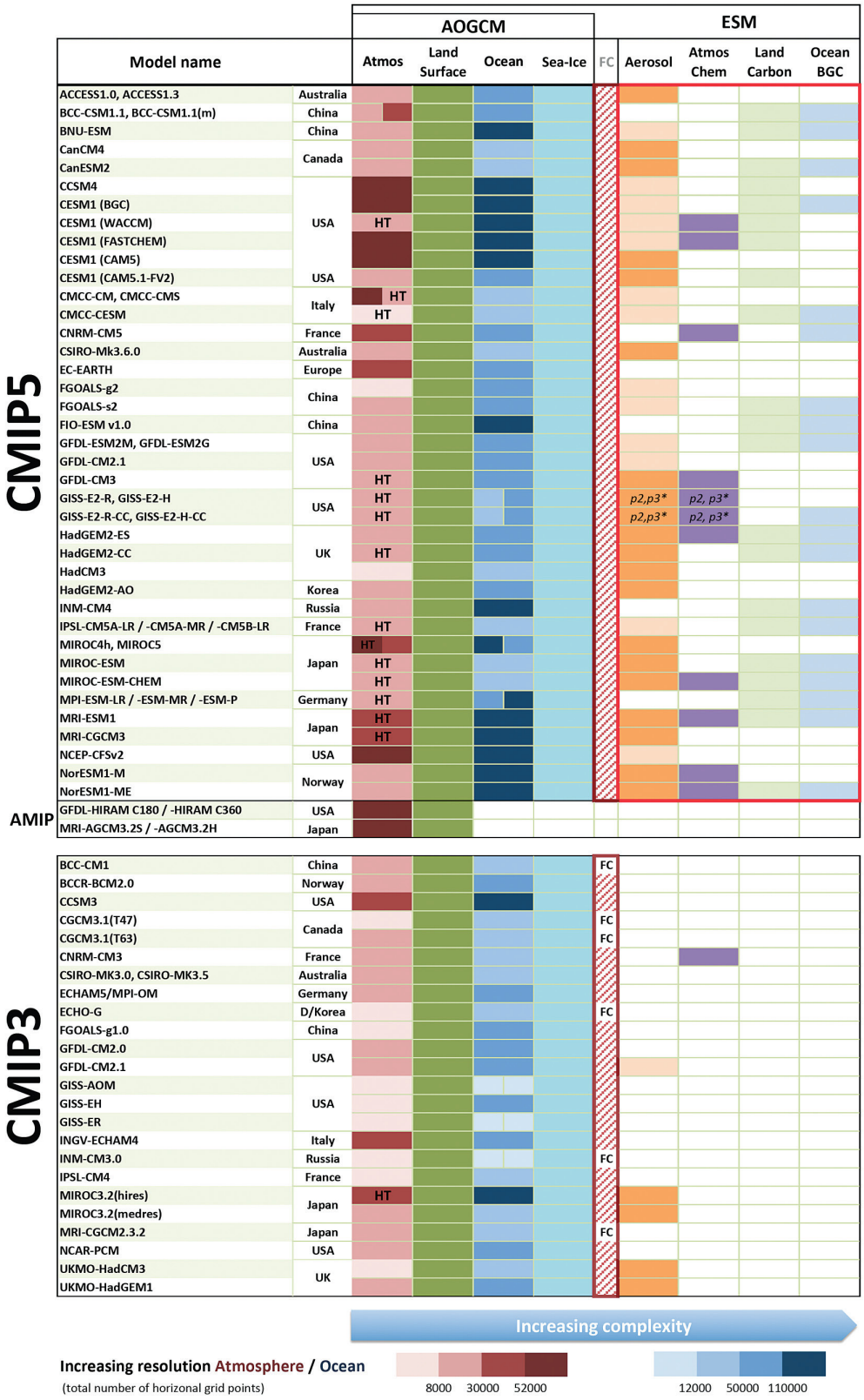


그림 8.1. CMIP5에 참가한 대기-해양 결합 일반순환모델(AOGCMs)과 지구 시스템모델(ESMs), 그리고 CMIP3 모델들 간의 비교. 각 모델에 포함된 요소들과 대기 및 해양 모델의 해상도(IPCC, 2013)

있다. 지역기후모델을 이용한 차수내림은 계산에 필요한 컴퓨터 자원이 많이 든다는 단점이 있지만 기후 시스템의 변화를 운동방정식 및 열역학을 이용하여 정량적으로 계산할 수 있다.

지역기후모델은 큰 규모의 운동 및 열역학적 현상을 경계 자료로부터 얻기 때문에 경계 자료로 제공되는 전구모델의 성능에 의존할 수밖에 없다. 하지만 아무리 좋은 품질의 전구모델이 제공된다고 하더라도 지역기후모델 시스템과의 역학과정 및 물리과정의 차이로 인한 잡음은 발생할 수밖에 없다. 기후 모의와 같이 수십 년 혹은 수백 년에 이르는 장기 적분에 있어서는 이러한 잡음이 계산 불안정으로 증폭되어 모델 수행 자체를 불가능하게 할 수 있다. 이를 처리하기 위한 방법 중 하나로 스펙트럴 너징 기법(Spectral nudging)이 사용되는데 너징의 강도가 약하면 장기 적분의 안정성이 떨어지고, 너징이 너무 강하게 처방되면 지역기후모델에서 얻는 정보가 지나치게 경계 자료의 특성만을 가지게 된다. 이를 적절히 조절하여 큰 규모의 현상은 주어진 경계 자료를 충실히 따르게 하되, 작은 규모, 특히 하층에서의 현상들은 지역기후모델 자체에서 얻는 정보들을 최대한 유지시켰을 때 최종적으로 얻는 지역기후모델의 결과를 향상시킬 수 있었다(Hong and Chang, 2012).

한반도 지역을 중심으로 한 동아시아 지역에서의 지역기후모델 규모축소는 기상청/국립기상연구소에서 수행된 HadGEM2-AO 모델의 현재기후 모의 결과 및 RCP 시나리오에 따라 얻은 미래 기후 자료를 이용하여 진행되어 왔다. 지역기후모델의 영역으로는 그림 8.2와 같은 COordinate Regional climate Downscaling EXperiment(CORDEX)의 동아시아지역이 채택되었다. CORDEX는 동일한 영역에 대하여 여러 참여기관들이 고유한 지역기후모델을 이용하여 결과를 생산하고 궁극적으로는 이들을 이용한 앙상블을 구하여 미래 지역기후에 대한 타당한 상세 예측을 생산하는 것이 목적이다. CORDEX 동아시아 지역은 50km 해상도를 가지며 그림 8.2와 같이 한반도를 포함하며 서쪽으로는 인도양을 포함한 인도 몬순지역까지 확장되어 있다. 남쪽으로는 호주 북쪽 몬순 지역까지 포함하고 있으며 열대 서태평양까지 이 영역에 포함되어 있다. CORDEX 동아시아에 참여하고 있는 지역기후모델은 1) Global/Regional Integrated Model system(GRIMs; Hong et al., 2013) - Regional Model program(RMP), 2) Regional Climate Model version 4(RegCM4; Giorgi et al., 2012), 3) Weather Research and Forecasting(WRF; Skamarock et al., 2005), 4) Seoul National University Regional Climate Model(SNURCM; Kang et al., 2005)

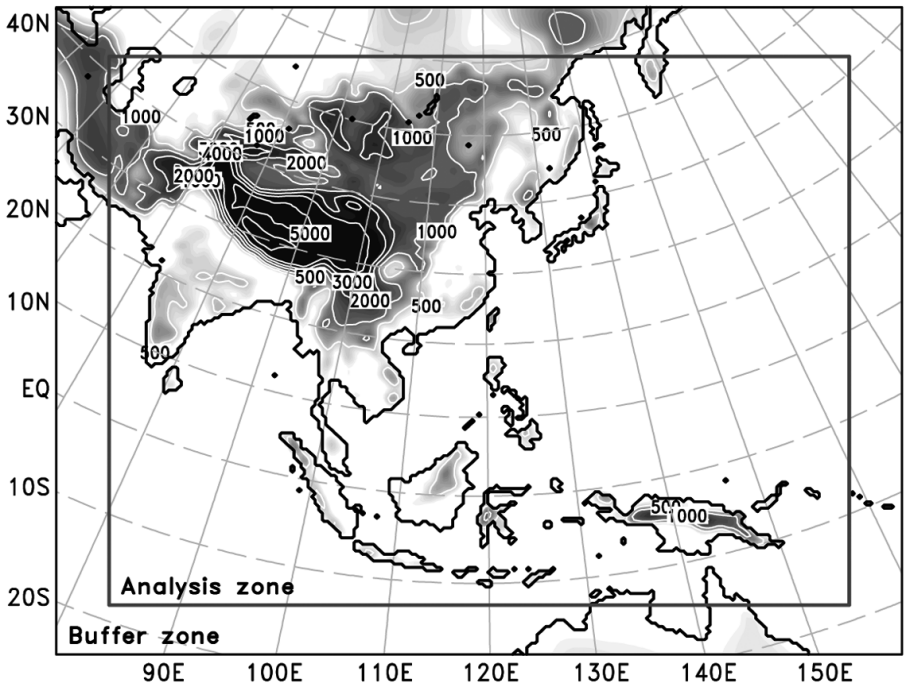


그림 8.2. CORDEX 동아시아 영역과 지형(m)(Chang and Hong, 2011)

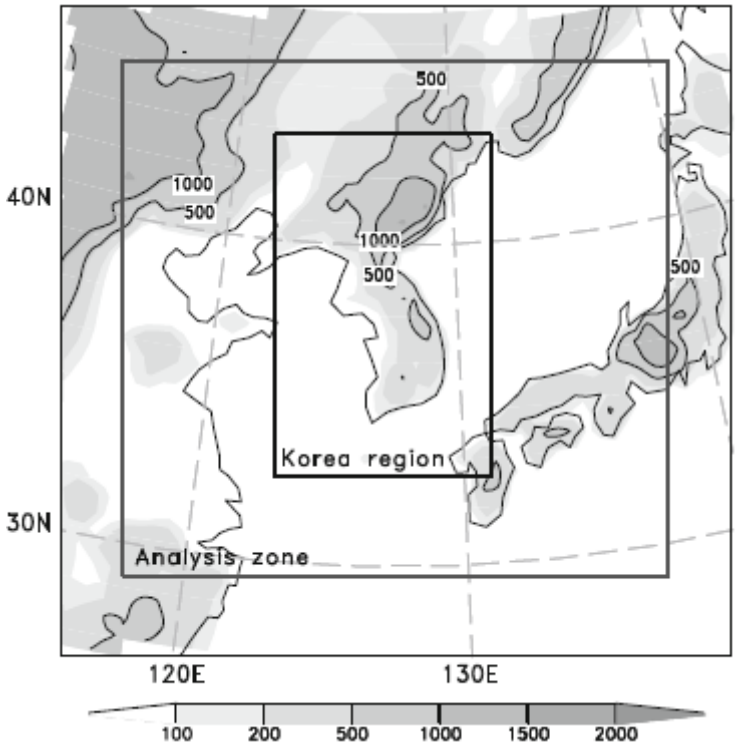


그림 8.3. 12.5km 해상도 한반도 지역기후모델 실험 영역(Lee and Hong, 2013)

이다. SNURCM은 The fifth generation Penn State/NCAR mesoscale model(MM5)에 기반을 두고 개발된 것이다.

CORDEX 동아시아는 상대적으로 넓은 영역을 포함하기 때문에 한반도 주변에만 관심을 두고 분석하기에는 효율적이지 않으며, 50km의 해상도는 일부 고해상도 전구모델에서도 지원되기 때문에, 한반도 중심의 상세한 지역기후정보를 얻기 위해서 그림 8.3과 같이 한반도 주변 지역을 중심으로 12.5km의 해상도를 가지는 영역에 대하여 규모축소가 진행되었다. 여기에는 CORDEX에 참여한 모델들이 역시 사용되었다.

8.3. 기후모델의 성능평가

기후모델에서 생산된 미래 기후정보 자체는 검증할 수 있는 대상이 아니다. 하지만 현재 기후정보의 모의 능력을 통해 기후모델의 성능을 평가하고, 이를 근거로 미래 기후정보의 신뢰성을 평가하는 것은 가능하다. 이 절에서는 전구기후모델이 현재 기후를 모의하는 능력을 평가하고 지역기후모델들이 전구모델의 현재 기후 결과를 경계 자료로 사용하였을 때 평가를 통해 각 지역기후모델들의 성능을 제시한다.

8.3.1. 전구기후모델 성능평가

CMIP5에서 사용된 전구기후모델의 성능은 대기 부분 및 해양 부분의 성능에 크게 의존할 수밖에 없다. 대기 변수들에 대한 평가를 기준으로 생각한다면 기후모델의 성능은 모델 역학과정 및 물리 모수화 과정의 성능에 의해 결정되며 해양과의 상호작용 모의 능력 역시 성능에 큰 영향을 미친다. CMIP5 결과가 공개되면서 성능 평가를 위하여 IPCC 4차 평가보고서에 사용되었던 CMIP3 모델들과의 비교 연구가 활발하게 수행되었다(Bellenger et al., 2014). CMIP5 모델들은 CMIP3 모델들에 비하여 대기 및 해양 모델 해상도가 증가하였고 다양한 화학과정 및 에어로졸 과정이 포함되었다(그림 8.1).

국립기상연구소(2012)는 IPCC 5차 평가보고서 대응을 위한 전지구 기후변화 보고서를 발간하여 RCP 2.6/4.5/6.0/8.5에 따른 기후변화 전망을 제시하였다. 그림 8.4는 국립기상연구소에서 수행한 HadGEM2-AO결과와 IPCC 5차 평가보고서에 참여한 모델의 성능평가 결과를 나타낸 것이다. 푸른색 계통으로 색이 진해 질수

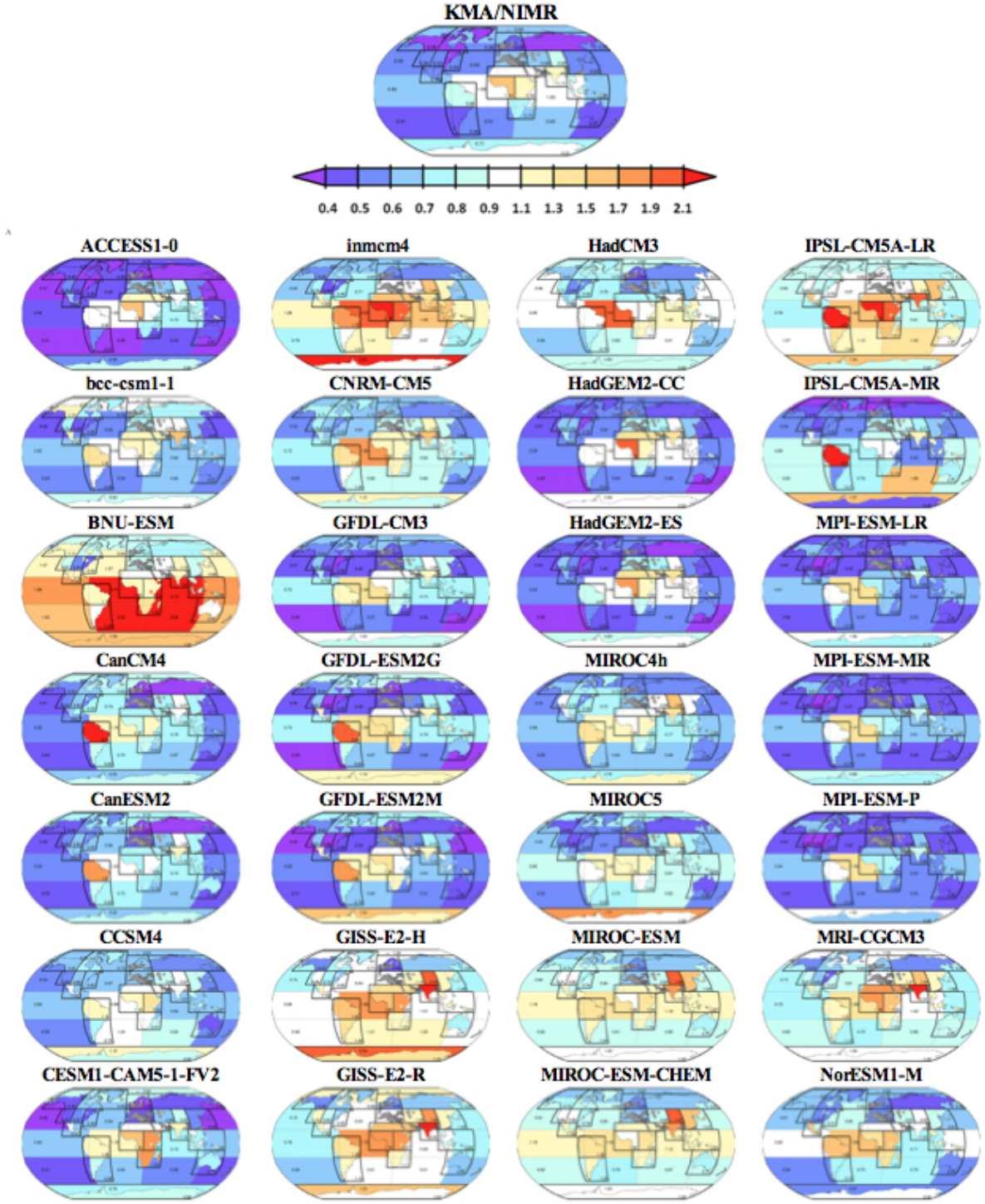


그림 8.4. 기후모델과 관측과의 편차를 이용한 성능평가 결과 비교. 가장 위쪽 결과가 국립기상연구소 HadGEM2-AO의 결과이며 나머지는 IPCC 5차 평가보고서 작성에 참여한 모델의 성능평가 결과임(국립기상연구소, 2012).

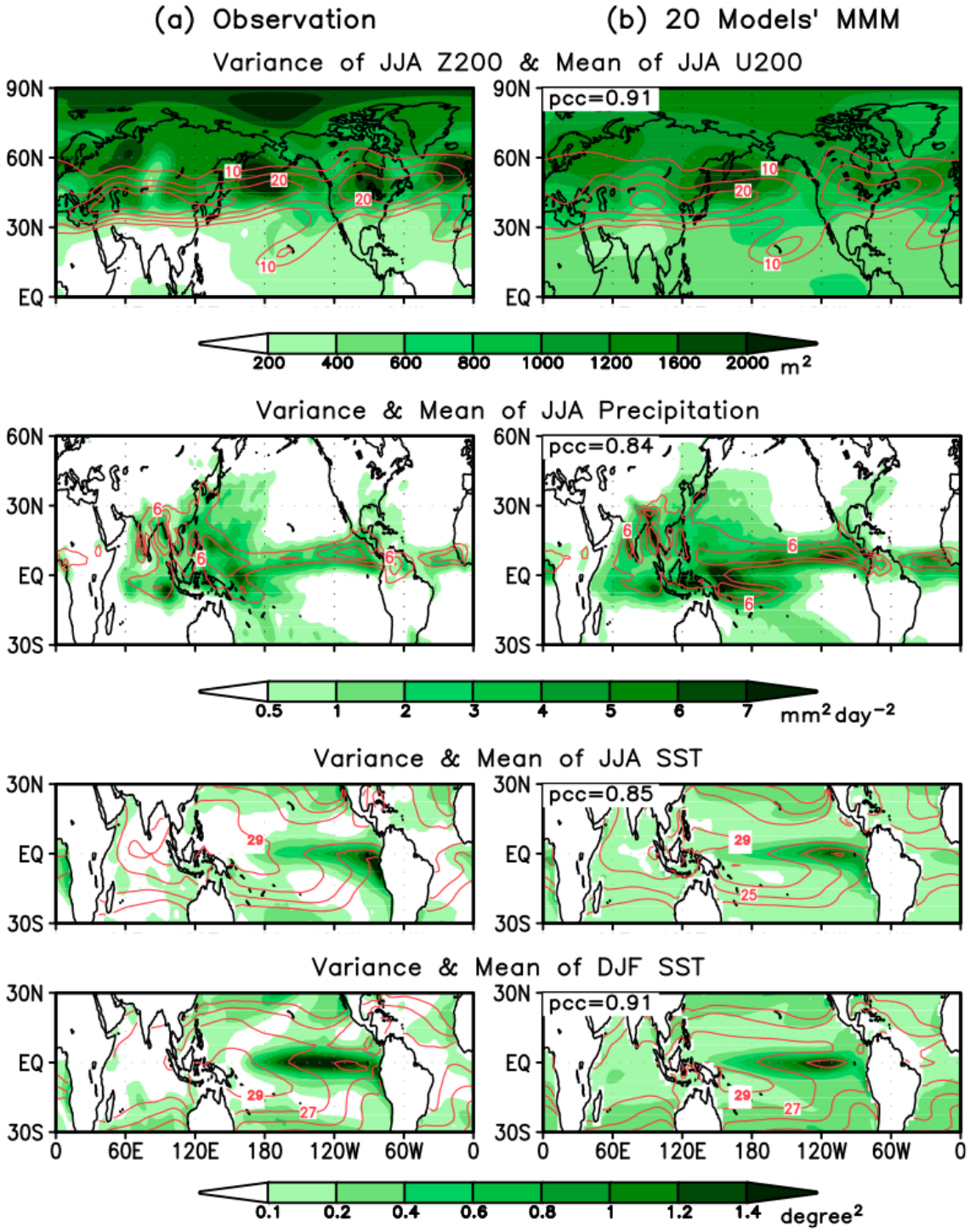


그림 8.5. 여름철(JJA) 200hPa 지위고도, 강수, 해수면온도와 겨울철(DJF) 해수면온도의 연간 변동(음영) 및 여름철 200hPa 동서바람, 강수, 해수면온도와 겨울철 해수면온도의 1979년에서 2008년까지의 평균(실선). (a)는 관측, (b)는 20개 CMIP5 대기-해양 결합모델의 평균이다. (b)의 좌측 상단 숫자는 관측과 모델 결과간의 공간 상관계수로 200hPa 지위고도는 북반구에 대해서, 강수는 30°S~60°N, 동서 방향으로 전구에 대해서, 해수면온도는 열대 지역(30°S~30°N, 동서 방향으로 전구)에 대해서 구한 값이다(Lee et al., 2014).

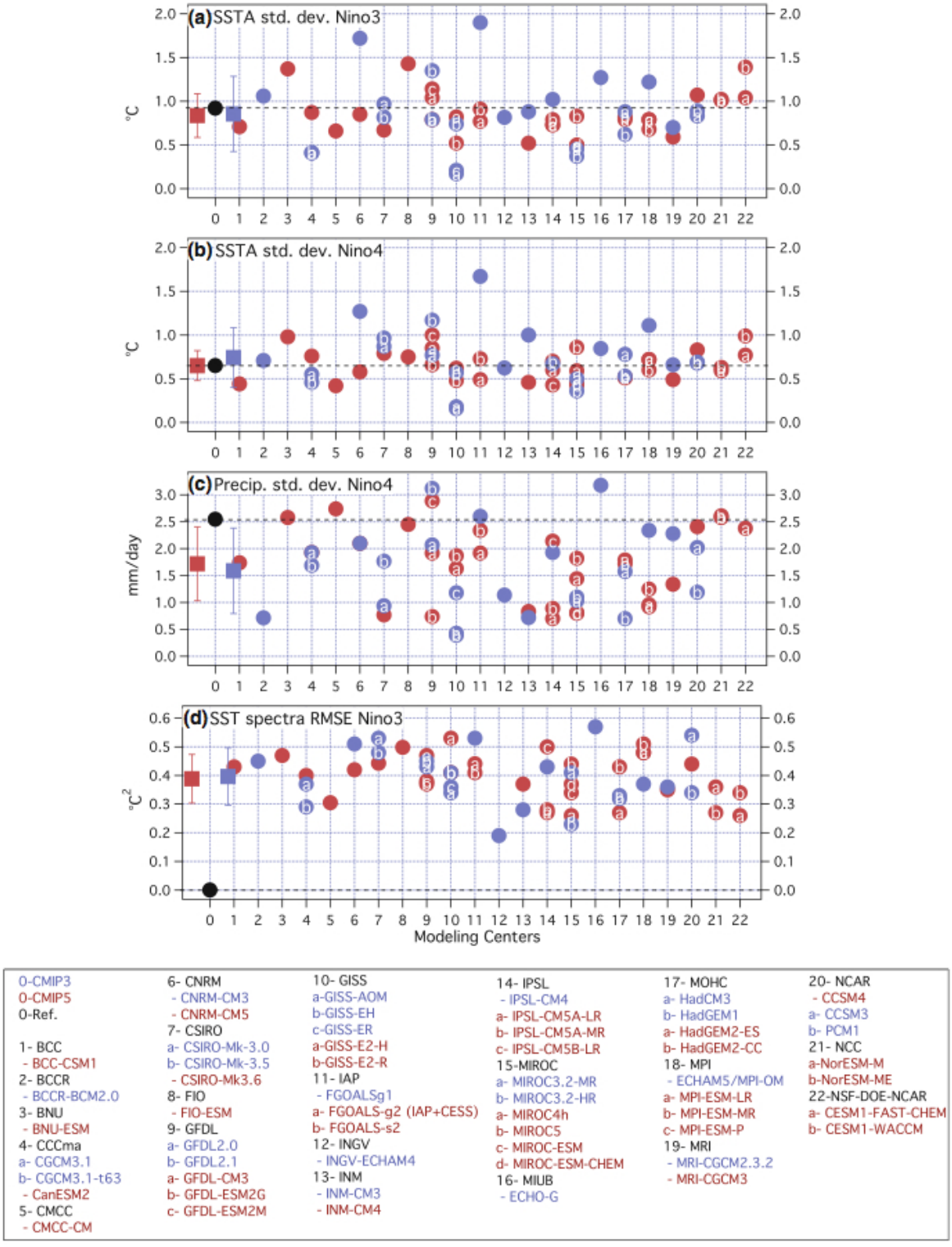


그림 8.6. CMIP3(파란색)와 CMIP5(붉은색)의 ENSO 모의 능력 비교. 원으로 표현된 값들은 개별 모델값의 비교이며 사각형으로 표현된 값은 각 모델군의 평균이다. 검정색 원으로 나타낸 값은 관측으로 부터의 기준 값이다(Bellenger et al., 2014).

록 관측과의 편차가 작고 모델의 모의 성능 결과가 좋음을 의미한다. 전반적으로 HadGEM2-AO이 다른 CMIP5 모델 중에서 우수한 성능을 보이는 모델군에 포함됨을 확인할 수 있다.

기후모델의 성능을 고려할 때 평가되어야 되는 항목 중 하나가 변동성 모의 능력이다. Lee et al.(2014)는 열대와 열대 밖 지역 간의 원격연결을 연구하는 측면에서 CMIP5 결과를 사용하였다. 그림 8.5에서 보인 바와 같이 현재 기후에 있어서 모델 평균값(실선)이 관측된 주된 원격 연결들의 특성을 잘 나타내고 있으며 음영으로 나타낸 것처럼 변동성을 상층 기압계 및 순환장, 강수, 해수면온도에 대해 평가한 결과 모델 평균장이 관측자료와 공간적으로 근접한 결과를 보인다.

한반도를 포함한 동아시아 지역에서의 전구기후모델의 성능을 평가하기 위하여 동아시아 몬순 시스템에 영향을 미칠 수 있는 엘니뇨 남방진동(El Nino Southern Oscillation, ENSO)의 모의 수준을 파악해 보았다(Bellenger et al., 2014). 그림 8.6은 CMIP3와 CMIP5의 ENSO 모의 능력을 비교한 것이다. ENSO는 연간 기후변화에 있어서 뚜렷하게 나타나는 현상이며 동태평양의 해수면온도에 있어서 일반적으로 1~3℃ 정도의 변동 폭을 가진다. ENSO의 해수면온도 변동으로 인한 열대지역 순환의 변화가 발생하며, 또한 대기를 통한 원격 상관에 따라 이 효과는 전지구로 영향을 미칠 수 있기 때문에 ENSO를 적절히 모의하는지는 대기-해양 결합모델 성능을 파악하는 중요한 요소라고 할 수 있다. 지난 수십 년간 ENSO에 관해 이론적 발전이 있었고 모델을 통한 모의 역시 많은 발전이 있었지만 지난 CMIP3 결과를 통해 여전히 ENSO의 변동성을 적절하게 모의해내기 위해서는 많은 부분의 개선이 필요함을 보였다. 특히 ENSO 진폭에 대해 CMIP3 모델들 간의 큰 차이를 보였으며(van Oldenborgh et al., 2005) 실제로 3~8년 주기를 가지는 주기에 대해서 모델에서는 2년의 균일한 주기를 보이는 등의 문제점을 보였다(AchutaRao and Sperber, 2006; Guilyardi et al., 2009). Bellenger et al.(2014)는 기존의 CMIP3의 ENSO 모의 능력을 기준으로 CMIP5에서의 모의된 현상을 비교해 보았다. 주요한 결론 중 하나는 CMIP5가 CMIP3에 대해서 괄목할 만한 향상을 가져온 것은 아니라는 것이다. 하지만 CMIP3에서 ENSO 진폭이 모델들 간에 일치되지 않았던 점에 비해서 CMIP5에서 명확히 개선되는 결과를 보였으며 주기성에 있어서도 다소의 개선을 보였다. 엘니뇨와 라니냐가 발생하였을 때 최대 해수면온도 변동이 나타나는 위치도 CMIP5에서 다소 정확하게 모의하는 것으로 나타났다. 모델들의 평균을 구했을 때 CMIP3와 CMIP5 간에 큰 차이가 없지만 적도 태평양에서의 해수면온도와 동서 바람 응력의 모의는 CMIP5에서 다소 개선된 것으로 나타났다. 전반적으로 전구모델에서 발생하는 음의 온도 편차가 개선되면서 바람 응력 모의가 개선되고 결과적으로 ENSO 모의에 향상을 가져온 것으로 분석하고 있다.

Sperber et al.(2012)는 CMIP3와 CMIP5의 동아시아 여름 몬순 모의 능력을 20세기 현재 기후에 대하여 비교하였다(그림 8.7). 열대 지역은 Climate Prediction Center(CPC) Merged Analysis of Precipitation(CMAP)(Xie and Arkin, 1997)의 사이에서도 그 차이가 나타나지만 이에 비해 동아시아 몬순 지역에서는 두 값이 일관된 값을 보이고 있다. GPCP와의 공간상관계수가 가장 높은 CNRM-CM5와 공간 상관도가 가장 낮게 나타난 MIROC-ESM 모두 동아시아 몬순 강수를 GPCP에 비해 과소모의 함을 볼 수 있다. 모델 간 평균값을 비교해 본 결과에서는 CMIP5의 강수 결과가 CMIP3에 비해 GPCP와 높은 공간 상관도를 보였다. 하지만 CMIP3 성능에 비해 CMIP5가 탁월하지는 않다는 결론을 내고 있으며 CMIP3의 결과를 무시할 수는 없다고 주장하고 있다.

하지만 CMIP3에 비해 CMIP5의 강수 결과가 극적으로 향상되지 않았다고 하더라도 이것이 CMIP5 강수가 동아시아 몬순 연구를 위해 적절하지 않다는 의미는 절대 아니다. Wang et al.(2014)은 아시아-호주 몬순의 미래 변화를 파악하기 위하여 CMIP5 결과를 사용하였으며 1980~2005년의 현재 기후의 모의결과 검증을 그림 8.8과 같이 제시하였다. CMIP5의 20개 모델 평균과 관측을 비교해보면 동아시아 몬순의 큰 특징들을 잘 모의한 것을 확인 할 수 있다. 또한 연간 주기는 첫 번째와 두 번째 모드로 나누어 고려하였는데 첫 번째 모드는 6~9월 평균과 12~3월 평균의 차이로 정의되었으며, 두 번

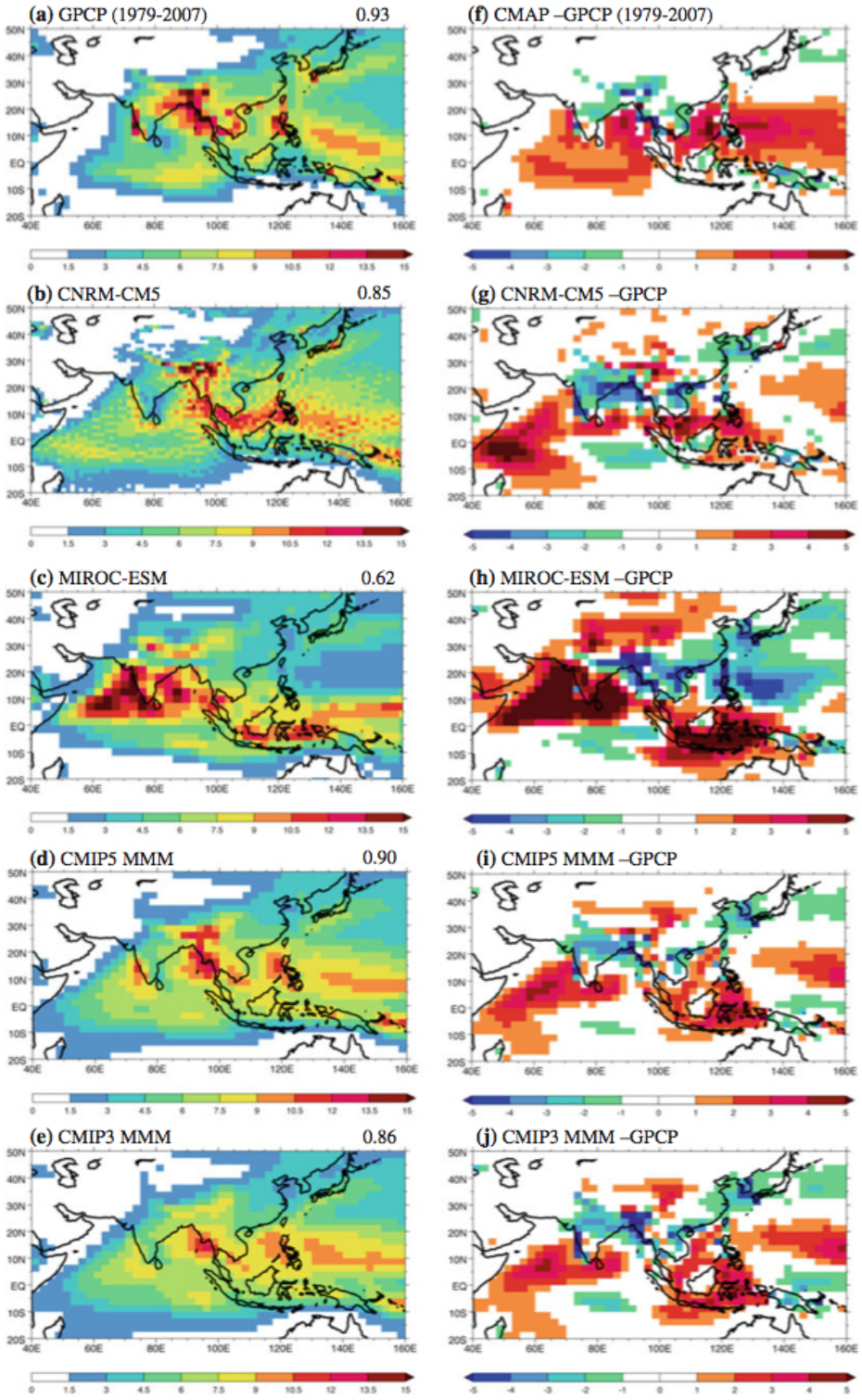


그림 8.7. 6~9월 평균된 강수량(mm/일). (a)GPCP, (b)CNRM-CM5, (c)MIROC-ESM,(d) CMIP5 모델군 평균, (e)CMIP3 모델군 평균, (f)는 CMAP - GPCP이며(g)-(j)는(b)-(e)에 해당하는 모델 값들과 GPCP의 차이값이다(Sperber et al., 2013).

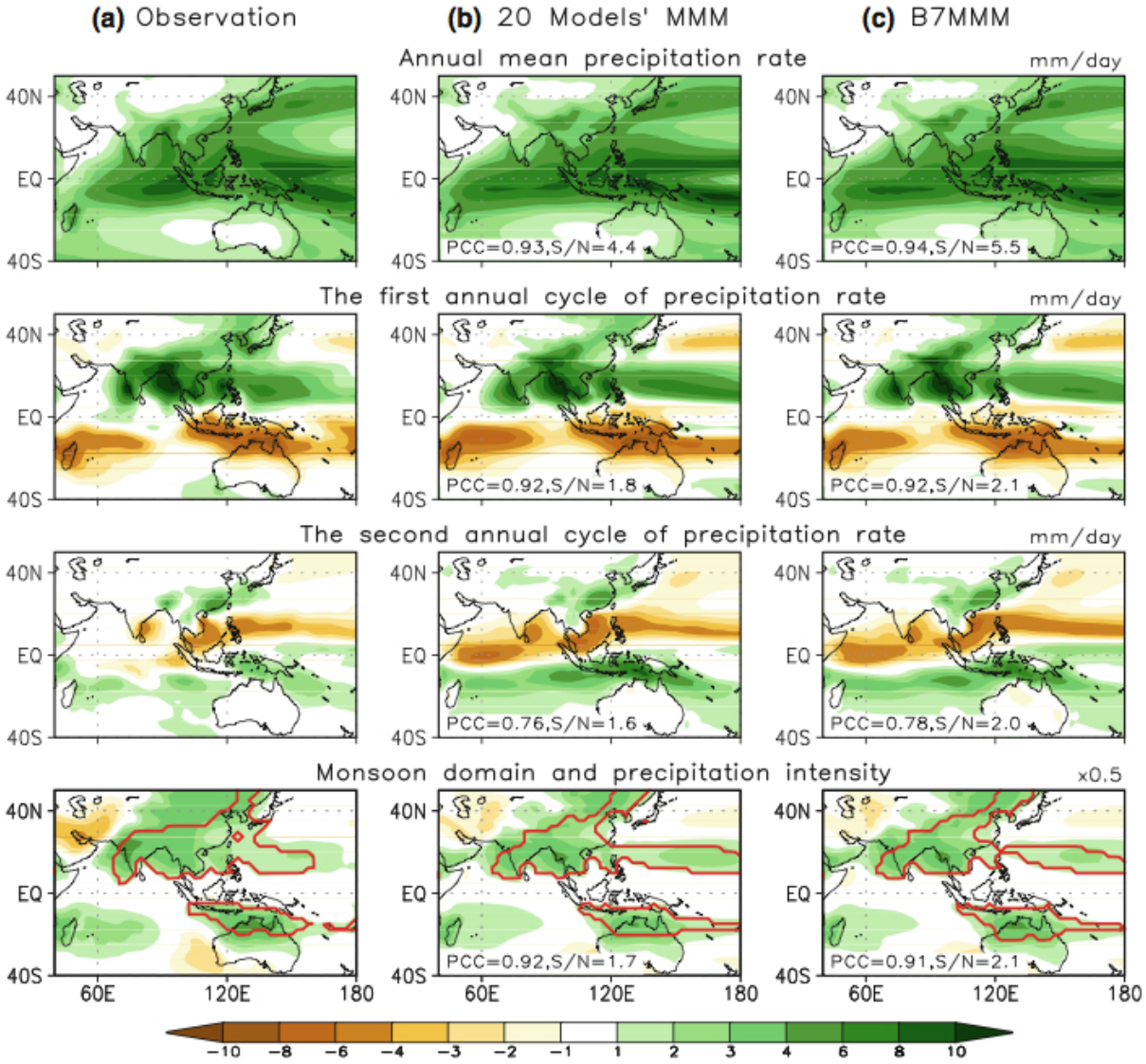


그림 8.8. 1980년에서 2005년까지의 연평균 강수율(㎜/일), 첫 번째 연간 순환 모드(하·동지 모드, JJAS - DJFM), 두 번째 연간 순환 모드(춘·추분 비대칭 모드, AM - ON), 몬순 영역과 강수 강도. (a)는 관측(CMAP과 GPCP 통합)이며, (b)와 (c)는 모의된 몬순 기후 값으로 각각 20개 모델의 평균(MMM) 및 상위 7개 모델의 평균(B7MMM)값이다(Wang et al.(2014)의 Fig.2).

째 모드는 4~5월과 10~11월의 차이로 정의되었다. 그림에서 나타난 것처럼 연평균 강수량뿐만 아니라 계절 모드들도 CMIP5 모델들이 관측과 같이 잘 나타냄을 볼 수 있다.

지금까지 제시된 전구기후모델들의 검증 결과는 IPCC 5차 평가보고서에서 사용된 CMIP5 결과가 이전 CMIP3 결과에 비교해 볼 때 극적으로 개선되지는 않았지만 전구기후변화를 연구하고 미래전망을 논하기에 CMIP5 결과가 신빙성 있는 결과를 제시할 수 있음은 여러 연구들에서 공통적으로 보여주고 있다.

8.3.2. 지역기후모델 성능평가

앞서 보인바와 같이 전구기후모델 결과에 있어 대부분의 검증은 전구 규모, 혹은 몬순간의 원격 연결을 연구하는 규모에서 이루어졌으며 한반도를 중심으로 한 몬순 시스템에 대해서는 집중적으로 다루어진 연구가 많지 않다. 이는 전구기후모델에서 다룰 수 있는 규모의 한계라고 할 수 있으며 이 이상의 상세한 규모를 다루기 위해서는 상대적 고해상도의 지역기후모델이 필요하다.

지역기후모델 성능을 파악함에 있어 중요한 부분은 지역기후모델의 수행에 있어 측면 경계

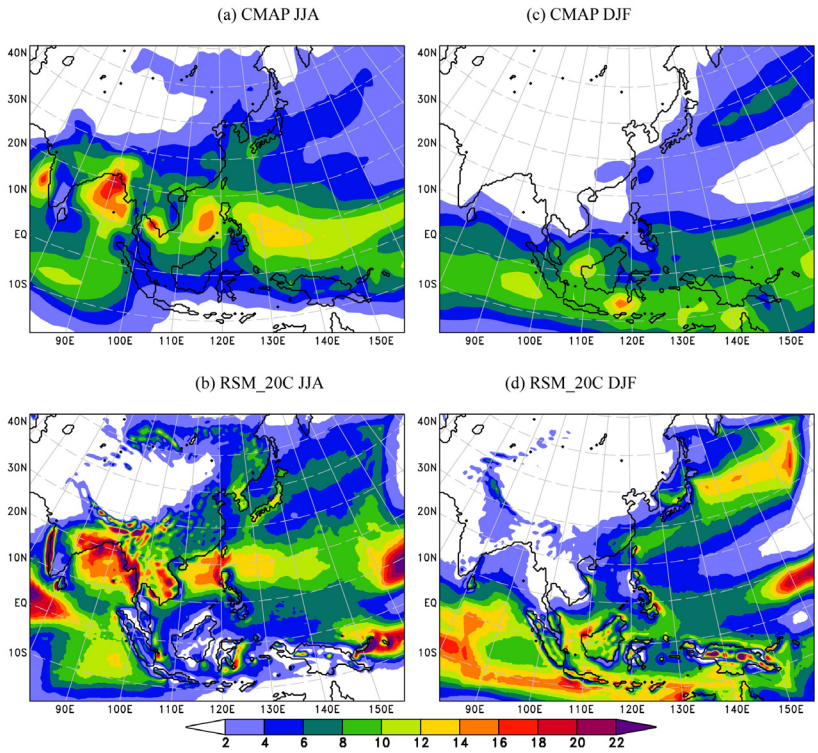


그림 8.9. 1980년에서 2000년까지의 계절 평균된 강수량(㎜/일). (a)와 (c)는 CMAP이며 (b)와 (d)는 RMP 결과이다. (a)와 (b)는 여름(JJA), (c)와 (d)는 겨울(DJF) 평균값이다(Chang and Hong, 2011).

값을 지속적으로 전구기후모델의 결과로부터 얻는다는 점이다. 이는 지역기후모델의 성능은 전구기후모델의 성능에 크게 의존할 수밖에 없다는 것을 의미한다. 이 장에서는 동아시아 몬순 지역과 한반도 지역을 중심으로 수행된 지역모델의 차수내림을 이용한 연구를 다룬다.

GRIMs-RMP 모델은 European Centre Hamburg Version 5(ECHAM5)(Roeckner et al., 2003)으로부터 얻은 A1B 시나리오 모의 결과를 경계 자료로 사용하여 CORDEX 동아시아 영역에 대한 규모축소 실험에 사용되었으며 현재 기후에 대한 결과를 검증하여 그 성능을 평가하였다(Chang and Hong, 2011). 현재 기후는 1980년에서 2000년까지 21년 기간에 대해 모의되었고 육상 강수와 지상 2m 온도는 Climate Research Unit(CRU) 자료를 사용하여 검증되었다. 해양을 포함하는 강수 패턴은 CMAP을 이용하여 검증되었다. 그림 8.9는 Chang and Hong(2011)에서 제시된 강수 결과로써, 1980년에서 2000년까지 각각 6, 7, 8월(June-July-August, JJA)과 12, 1, 2월(December-January-February, DJF)에 대해 평균된 값이며 모델 결과와 CMAP 결과를 비교하여 나타낸 것이다. 관측자료에서는 CORDEX 영역 내의 특징적 여름철 열대 강수 밴드가 벵골만, 남중국해, 적도 서태평양에 걸쳐 나타남을 보이고 있다. 동아시아 여름철 몬순 밴드는 남중국, 한반도를 거쳐 일본까지 나타나고 있다. RMP에서 모의된 강수는 CMAP에 비해 강도가 다소 강하지만 전반적인 패턴은 관측과 유사하게 모의하고 있다. 관측에서 나타난 겨울철 강수 패턴은 남인도양, 호주 북부 해양지역을 포함하는 남반구 열대지역에서 강하게 나타나는데 RMP에서 모의된 강수는 남반구 열대 해양지역에서 관측보다 강하게 모의 되었다. 동아시아 겨울철 몬순은 동중국해에서 일본까지 확장되는데 지역모델 결과가 관측보다 강수를 과대모의 함을 보이고 있다. CMAP를 이용한 검증에서 RMP에서 모의한 강수강도는 관측에 비해 다소 강하지만 그 패턴은 잘 나타냄을 알 수 있다.

CMAP은 2.5°의 공간 해상도를 가지기 때문에 전반적인 강수 구조를 파악하는 데에는 유용하게 사용될 수 있지만 상세한 구조를 파악하기는 힘들다. 그렇기 때문에 0.5°의 해상도를 가지는 CRU 강수자료로도 검증을 실시하였다(그

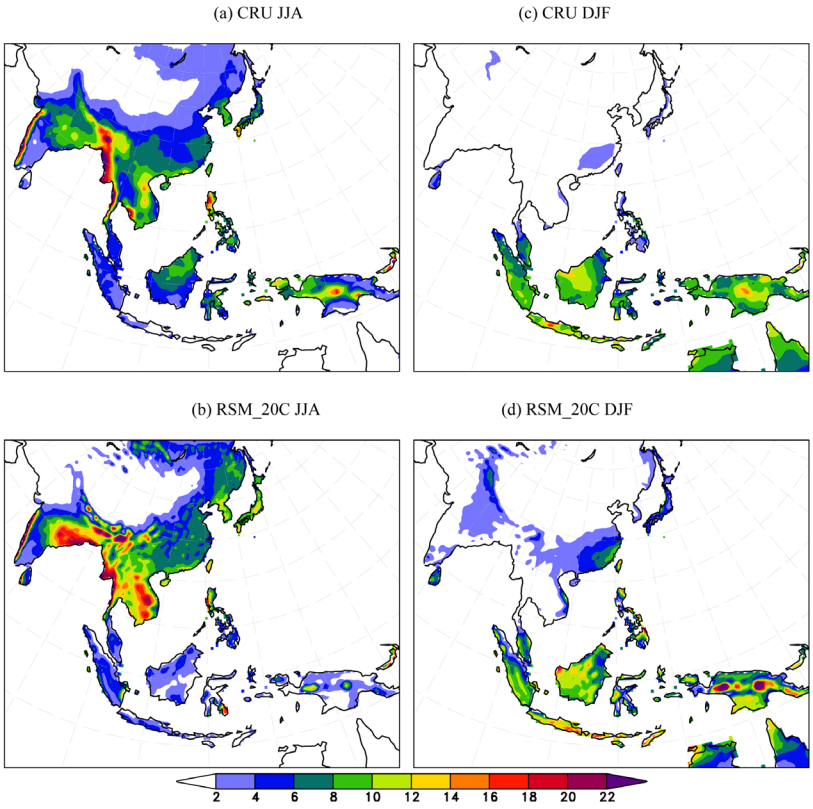


그림 8.10. 1980년에서 2000년까지의 계절 평균된 강수량(㎜/일). (a)와 (c)는 CRU이며 (b)와 (d)는 RMP 결과이다. (a)와 (b)는 여름(JJA), (c)와 (d)는 겨울(DJF) 평균값이다(Chang and Hong, 2011).

림 8.10). 고해상도인 CRU 강수자료를 통해 보았을 때 여름철 인도차이나 반도 서쪽 해안지역의 강한 강수가 관측과 모델 모두에서 나타남을 확인 할 수 있었다. 이는 CMAP에서는 나타나지 않았던 것으로 지역기후모델에서 나타난 강한 강도의 강수들이 실제 현상을 잘 모의한 것이라는 결론을 얻을 수 있다. CRU 온도자료와 비교한 RMP의 온도 모의 결과는 겨울철에 더 좋은 모의 성능을 보였지만, 여름철 상관계수가 0.93으로 여름철 역시 좋은 모의 성능을 가짐을 보였다.

Lee et al.(2013)은 HadGEM2-AO 모델에서 생산된 RCP 시나리오 결과들을 GRIMs-RMP로 CORDEX 동아시아 영역에서 규모축소 실험을 수행하였다. 이는 1980에서부터 2005년까지를 현재 기후로 수행하고 RCP4.5와 RCP8.5에 대하여 2006년부터 2050년까지 수행하였다. 그림 8.11은 현재 기후에 대해 RMP에서 모의된 강수와 CRU 관측 강수를 비교한 것이다. 여름철(JJA)의 전구기후모델인 HadGEM2-AO와 지역기후모델인 RMP의 결과를 각각 CRU 관측과 비교해 보았다. 전구모델에서 한반도 강수는 과소모의, 남중국 강수는 과대모의, 인도 및 인도차이나 반도에서는 과소모의하는 패턴을 보이고 있다. RMP 역시 경계 자료로 사용한 전구모델과 전반적인 패턴은 유사하게 모의하고 있다. RMP에서 관측이나 전구모델에 비해 국지적으로 강한 강수들이 모의되는 것을 확인 할 수 있는데 이는 좁은 산악 지형에 의해 발생하는 지형성 강수의 영향으로 판단된다(Xie et al., 2006). Xie et al.(2006)은 위성 관측 분석 및 모델의 민감도 실험을 통하여 히말라야와 중규모 산악들이 아시아 몬순 시스템에 중요한 영향을 미친다는 점을 밝혔다. RMP에서 나타난 이러한 국지적인 지형성 강수는 RMP가 지역기후모델로써 상세 해상도의 지형적 특성들을 전구기후모델에 비해 잘 반영함을 의미한다. 한편, 한반도 지역에 대해서는 RMP가 규모축소 방법을 통해 전구모델이 가지는 관측과의 편차를 줄여주는 것을 볼 수 있다. 겨울에 있어서는 RMP가 전체적으로 강수를 과다하게 모의하고 있다. HadGEM2-AO를 이용한 RMP의 규모축소 결과를 보면 전반적으로 전구모델의 강수 패턴을 따라가는 모습이 보이지만 중규모의 지형 및 이에

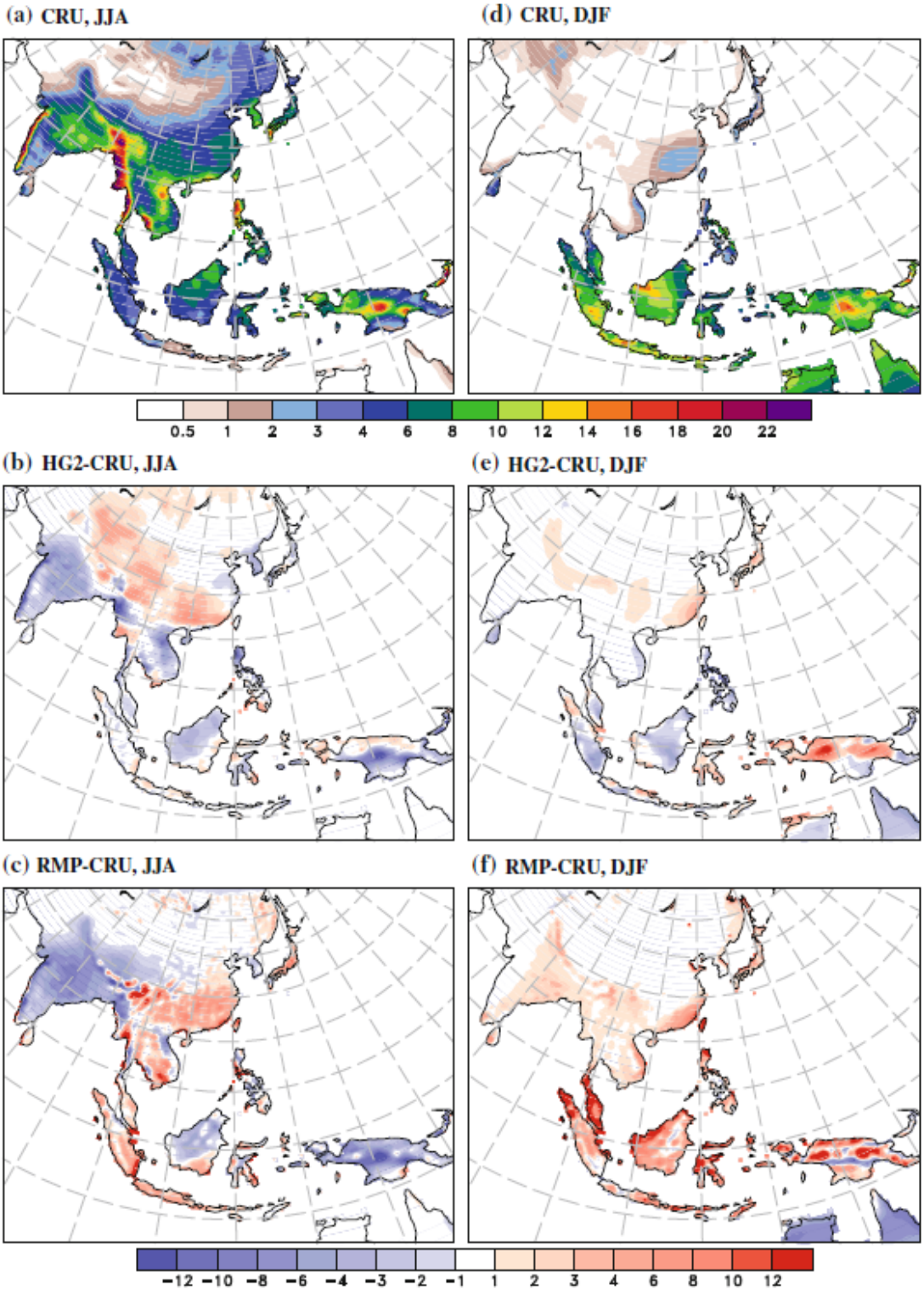


그림 8.11. 1980년에서 2005년까지의 계절 평균된 강수량. (a)는 관측, (b)는 HG2, (c)는 RMP의 여름철(JJA) 결과이다. (d), (e), (f)는 (a), (b), (c)에 해당하는 겨울철(DJF) 결과이다(Lee et al., 2013).

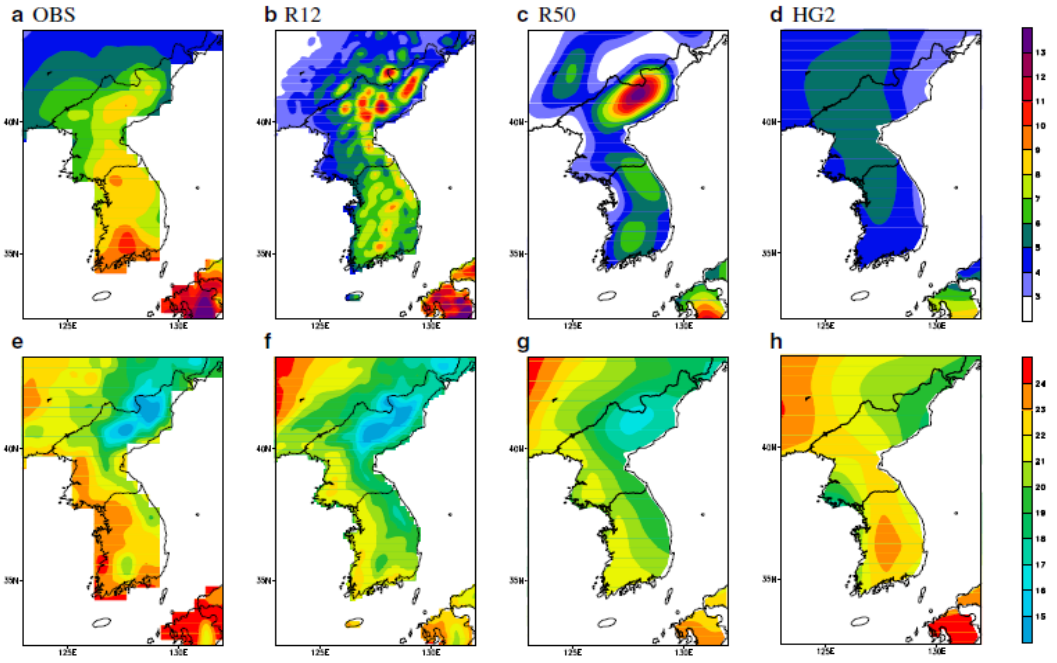


그림 8.12. 1980년에서 2005년까지의 계절 평균된 여름철 강수(㎜/일 위쪽 행)와 2m 지표 온도(아래쪽 행). a와 e는 CRU 관측 값, b와 f는 12.5km RMP 결과, c와 g는 50km RMP 결과, d와 h는 HG2결과이다(Lee and Hong, 2013).

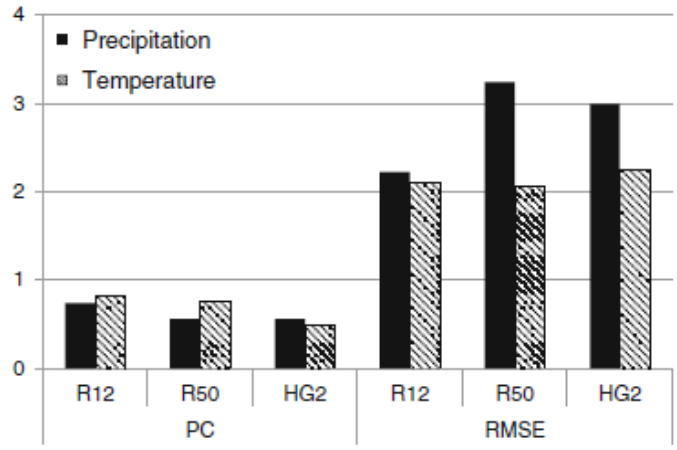


그림 8.13. 강수와 2m 온도의 상관계수(PC)와 표준오차(RMSE)(Lee and Hong, 2013).

따른 현상을 전구모델에 더하여 나타내고 있음을 확인할 수 있다.

Lee and Hong(2013)은 GRIMs RMP를 지역기후모델로 사용하여 HadGEM2-AO의 현재 기후 모의 결과를 12.5km의 상세 해상도로 1980년에서 2005년까지 규모축소 하였다. 그림 8.12는 계절별로 평균된 모델 결과 및 관측으로부터의 강수량과 지상 2m 기온이다. OBS는 관측값으로 사용된 CRU자료, R12는 12.5km 해상도의 GRIMs RMP, R50은 50km의 해상도를 가지는 CORDEX영역에 대해 수행된 GRIMs RMP, 그리고 HG2는 경계 자료로 사용된 HadGEM2-AO의 결과이다. 관측에서는 여름철(JJA) 한반도에서 강한 강수가 남부, 중부, 북부 지역의 세 부분에서 관측에서 나타난다. R12에서는 CRU에서 나타난 강수보다는 작게 모의되는 경향을 보이지만 지형효과를 포함한 고해상도의 결과를 보이고 있다. 과소모의에 대한 원인으로는 1) 경계 자료인 HadGEM2의 바람장이 가지는 편차(Lee and Hong, 2013의 그림 3), 2) 모델에서의 강한 강수 포착 실패를 들고 있다. 지면 기온은 그림 8.12에서 보인 것처럼

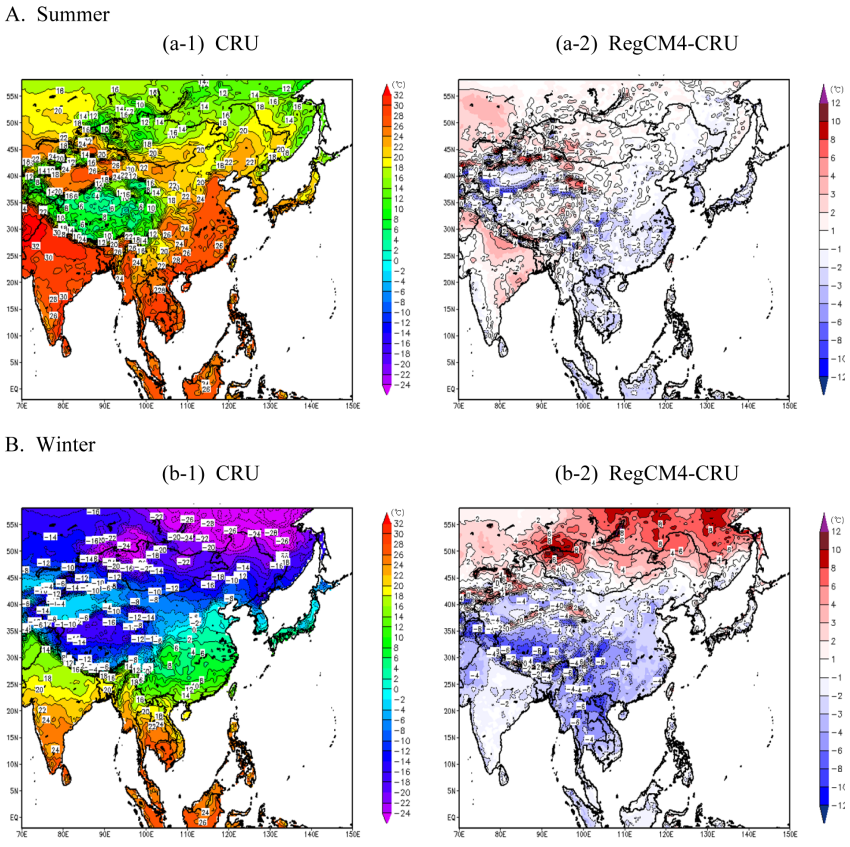


그림 8.14. 1980년에서 2005년 사이의 26년간 CRU와 RegCM4의 여름철 (JJA) 및 겨울철(DJF) 지표 기온(오석근 등, 2012).

강수에 비해서는 고해상도에서의 명확한 개선 효과는 보이지 않지만 관측과 비교해 볼 때 지형에 따른 상세한 정보는 나타내는 것으로 보인다. 이 결과는 그림 8.13에 공간패턴 상관계수(Pattern correlation, PC)와 root-mean-squre error(RMSE)로 나타내었다. 모델 결과들을 비교해 볼 때 고해상도의 R12가 강수에서 명백하게 제일 좋은 결과를 보였으며 온도 모의에서는 R50에 비해 약간 높은 RMSE를 가지지만 PC는 가장 높은 값을 가졌다. 이를 통하여 GRIMs RMP가 활용 가능한 좋은 성능을 보임을 알 수 있으며 고해상도에서도 그 장점과 활용도가 더욱 부각됨을 확인 하였다.

오석근 등(2012)은 RegCM4를 이용하여 HadGEM2-AO 전구기후모델의 결과를 CORDEX 동아시아 영역으로 규모축소 하였다. 이 연구에서 모델 성능평가를 위해 1980년에서 2005년까지의 현재 기후 모의실험을 수행하였다. RegCM4는 ICTP(International Centre for Theoretical Physics)에서 2010년 7월에 공개한 RegCM4이다. 이전 버전인 RegCM3와는 다르게 RegCM4는 예측변수로 SST (Sea Surface Temperature)를 계산함으로써 SST의 일 변동을 표현할 수 있으며, 지면모델인 BATS에 Sea ice 방안을 다시 복원시켰고, Community Land Model(CLM) 결합 등과 같은 지면경계에서의 물리적 특징들이 새롭게 추가된 모델이다(ICTP Portal, 2010). 그림 8.14는 26년(1980~2005년) 평균 여름과 겨울의 CRU 기온 그리고 모델과 CRU 사이의 차를 나타낸다. 전반적으로 동아시아 대륙의 여름 및 겨울철 기온 모의에서 지리적 위치와 지형에 따른 특징이 잘 나타난다. 즉, 고위도로 갈수록 기온이 낮아지며, 티벳 고원과 같은 높은 지형에서 기온이 낮게 분포한다. RegCM4는 여름철 기온의 경우 고위도 지역은 관측 보다 1~2˚C 높게, 대부분의 저위도 지역(인도를 제외 한)은 관측보다 1~3˚C 낮게 모의하였지만 전반적으로 관측과 비교하여 기온의 공간분포를 잘 모의하였다. 그러나 겨울철 기온의 경우 위도 45˚N을 기준으로 고위도는 약 7˚C 정도 높게, 저위도 지역은 약 7˚C 정도 낮게 모의하고 있어 남북 온도 경도차가 관측에 비하여 현저히 약하게 나타났다. 이 결과는 RegCM4가 겨울철에 고위도

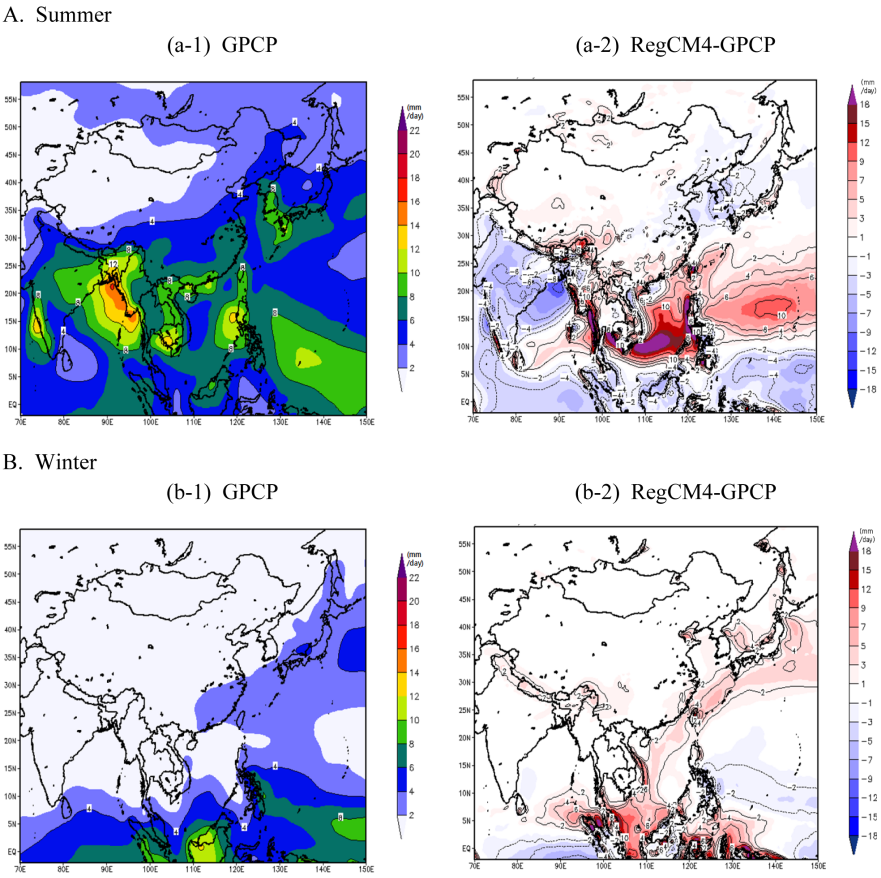


그림 8.15. 1980년에서 2005년 사이의 26년간 CRU와 RegCM4의 여름철(JJA) 및 겨울철(DJF) 강수(㎜/일)(오석근 등, 2012)

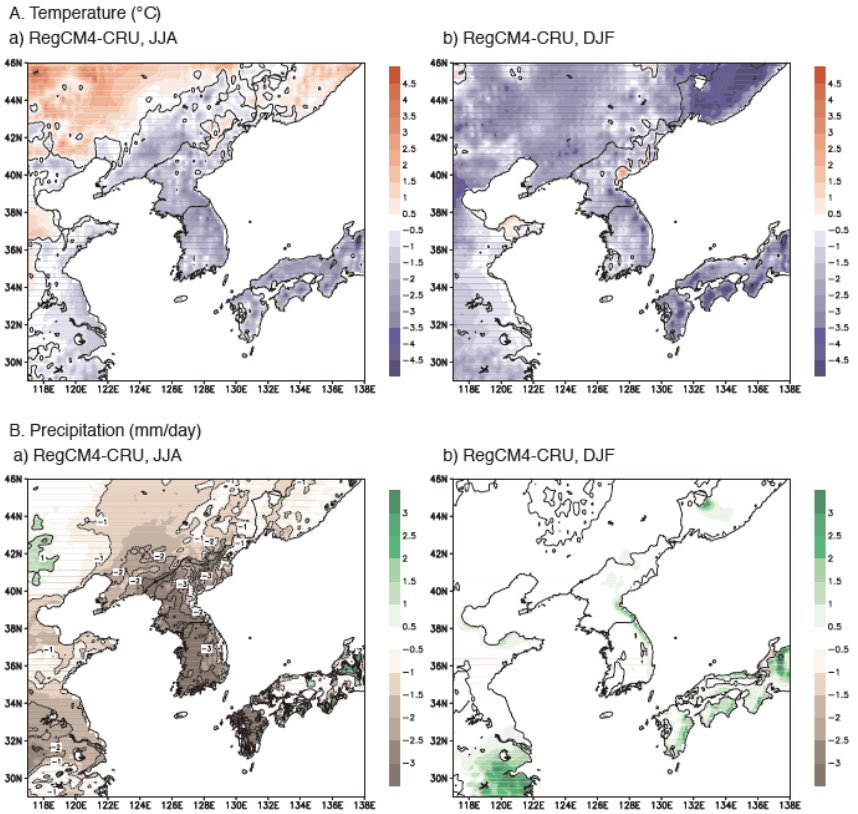


그림 8.16. RegCM4와 CRU 관측의 30년간(1981~2010년) 평균된 기온과 강수의 공간 분포(오석근과 서명석, 2013).

지역에서 관측보다 기온을 더 높게 모의함을 보였던 Ivan(2011)의 결과와 RegCM4의 이전 버전인 RegCM3에서 고위도 지역의 기온을 높게 모의함을 보였던 많은 선행연구들(Krichak, 2008; Zhang et al.,2008; 오석근 등, 2008; Steiner et al., 2009)의 결과와도 일치한다. 선행 연구들은 이와 같은 현상을 대규모의 순환보다는 지역규모의 물리과정, 특히 겨울철 눈과 관련된 물리과정에서 나타난 모델의 계통오차로 설명하고 있다. 전반적으로 RegCM4는 겨울보다는 여름에 기온의 공간분포를 잘 모의하였다. 그림 8.15는 26년(1980~2005년) 평균 여름과 겨울의 GPCP 강수량 그리고 모델과 GPCP 사이의 차를 나타낸다. 동아시아의 여름철 강수대는 인도에서 중국 남부, 남한, 일본 열도까지 넓게 분포하고 있으며 남한 전 지역에 크게 영향을 주고 있음을 알 수 있다. 전반적으로 RegCM4는 동아시아 여름몬순과 관련된 강수대를 어느 정도 잘 모의하지만 고위도로 북상시키지 못하고 북위 7~30°N 사이에서 강수대를 모의하였다. 그 결과, 남중국해와 서태평양에서는 관측보다 약 2~18㎜/일의 많은 강수를 모의한 반면, 상대적으로 산둥반도를 비롯한 남한에서 2~4㎜/일 정도 강수를 적게 모의하였고, 인도의 전 지역에서도 강수를 4~6㎜/일 정도 과소모의하였다. 겨울철 강수의 경우 RegCM4는 동아시아 대륙의 대부분의 지역에서 관측과 유사하게 강수의 공간분포를 모의하였고, 뿐만 아니라 겨울 몬순과 관계되어 일본의 북서 지역에서 나타나는 강수대의 패턴을 잘 모의하였다. 하지만 상대적으로 관측보다 강수대를 강하게 모의하면서 일본을 비롯한 남한 전 지역에서 강수를 관측보다 많이 모의하고 있다.

오석근과 서명석(2013)은 RegCM4를 이용하여 HadGEM2-AO를 12.5km 한반도 영역으로 규모축소 하였다. 그림 8.16은 현재 30년(1981~2010년) 평균 여름과 겨울동안의 기온과 강수에 대한 RegCM4의 모의수준을 CRU-TS 3.21 기온/강수 자료와 비교하여 나타낸 것이다. 전반적으로 RegCM4는 지형 및 지리적 특성에 따른 기온의 공간분포 특성을 비교적 잘 모의하였다. 그러나 여름철 기온의 경우 고위도에서는 CRU보다 기온을 약 +0.5~+3.0℃ 높게, 남한을 포함한 저위도에서는 CRU보다 기온을 약 -1~-2℃ 낮게 모의하여 남북의 온도경도차를 상대적으로 약하게 모의하였다. 겨울철 기온의 경우 모든 영역에서 약 -1~-4℃ 정도 기온을 낮게 모의하는 특성을 보였다. 여름철 강수 모의에서는 대부분의 영역에서 강수를 과소모의하였으며, 특히 남한에서의 강수를 약 -3㎜/일 정도 과소모의 하였다. 이는 동아시아 여름 몬순 발달에 중요한 하층 제트류를 약하게 모의하는 HadGEM2-AO의 모의특성이 RegCM4에 영향을 주어, 동아시아 여름몬순과 관련된 강수대의 발달-쇠퇴과정을 RegCM4가 적절히 모의하지 못하면서 나타난 결과로 판단된다(오석근 등, 2011; 홍송이 등, 2013). 반면, 겨울철 강수의 경우 대부분 지역에서 CRU 보다 과다하게 모의하여, 결과적으로 강수의 계절변동을 적절히 재생산하지 못하였다. 이 결과는 RegCM3을 이용하여 한반도에서의 기온과 강수에 대한 모의수준을 분석하였던 선행 연구들의 연구결과와 유사하다(Im et al., 2007; Park et al., 2008; Zhang et al., 2008). 특히, Im et al.(2007)은 20km 수평 해상도를 갖는 RegCM3를 이용하여 한반도에서의 기온과 강수에 대한 모의수준을 분석하였으며, 전반적으로 RegCM3가 관측보다 기온을 낮게, 강수를 과소하게 모의함을 보였다.

또한, 한반도에서 나타나는 여름강수의 과소모의는 RegCM3가 여름몬순과 관련된 강수대를 상대적으로 저위도에서 강하게 모의한 것과 관련이 있음을 보였다. 전반적으로 본 연구결과는 CRU-TS 3.0 기온/강수 자료(CGIAR, CSI Portal, 2010; Harris et al., 2013)를 이용하여 현재 20년(1986~2005년)에 대한 RegCM4의 모의수준을 검증한 홍송이 등(2013)의 연구결과와도 일치한다. 그러나 본 연구결과는 기존의 홍송이 등(2013) 보다 최신의 CRU 자료를 이용하였다는 점과 상대적으로 더 장기간을 현재 기후(30년, 1981~2010년)로 정의하여 기온과 강수에 대한 RegCM4의 모의수준을 분석하였다는 점에서 의의가 있다 할 수 있다. 본 연구에서는 남한에서의 여름철 강수 특성 모의에 대해 보다 상세한 분석을 수행하고자 여름철 강수의 계절내 변동 및 강수강도별 강수빈도와 강수량 분포 분석을 수행하였다.

기후학적으로 남한의 강수현상은 시공간적으로 변동성이 매우 크지만 주로 여름철에 집중되며, 이 기간 동안 크게 3개의 메커니즘에 의해

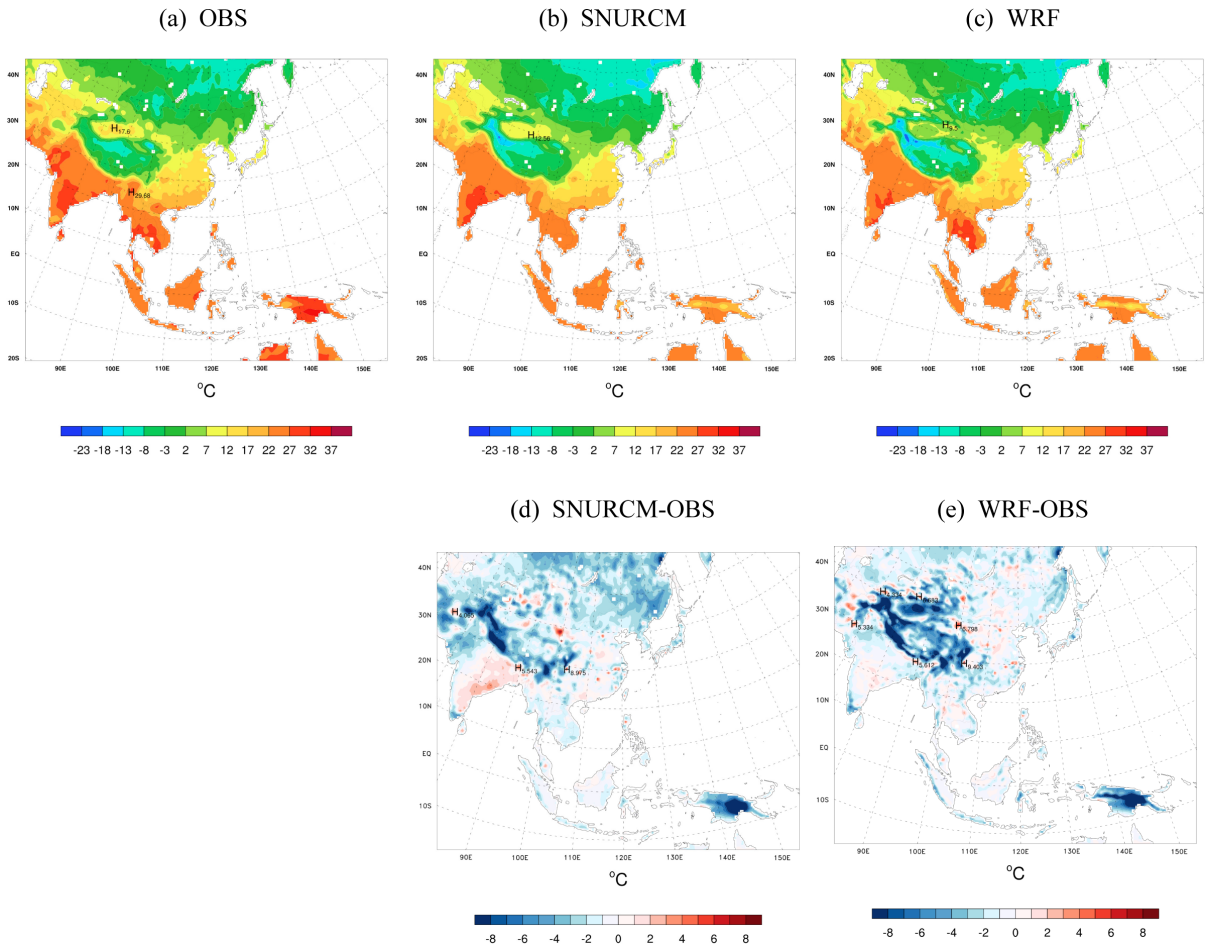


그림 8.17. 관측, SNURCM, WRF모델의 1980년에서 2005년까지의 평균 지표 기온의 공간분포(위쪽 행)와 지역기후모델과 관측과의 편차(아래쪽 행)(최석진 등, 2012).

강수가 발생된다(기상청, 1995; 정지현과 서명석, 2005; 박창용 등, 2008; 김찬수과 서명석, 2009; 김재훈과 이태영, 2012; Ha et al., 2005; Choi et al., 2010). 첫 번째는 고온다습한 북태평양 고기압과 한랭습윤한 오호츠크해 고기압이 만나거나 북태평양 고기압과 대륙 열저기압이 만날 때 발생되는 장마전선에 의한 것으로, 6월부터 7월 중순까지 남한을 비롯한 중국, 일본지역에서 많은 강수가 발생된다. 두 번째는 강한 일사에 의한 지표 가열로 발생되는 중규모 대류계(Mesoscale Convective System, MCS)에 의한 것으로 7월 중순 이후부터 8월 말까지 중규모 대류계에 의한 대류성 강수가 자주 발생된다. 그리고 세 번째는 경년변동이 매우 크지만 우리나라를 통과하거나 중국에 상륙하는 태풍의 직/간접 영향에 의해 강수가 발생된다(기상청, 1995; 송혜진과 허창회, 2003; 박창용 등, 2008; Ho et al., 2003; Kim et al., 2006; Park et al., 2011).

SNURCM은 NCAR(National Center for Atmospheric Research)의 대표적 중규모 대기 모델인 fifth-generation mesoscale model (MM5)을 기반으로 개발된 모델로, 서울대학교에서 동아시아와 한반도 기후에 대한 모의 성능을 향상시키기 위하여 지표모델과 행성경계층방안, 스펙트럴 너징 기법(spectral nudging technique)과 같은 개선점이 추가된 지역기후모델이다(Kang et al., 2005; Cha and Lee, 2009). WRF 모델은 NCAR를 중심으로 개발된 커뮤니티 모델로 연구와 현업 운용에의 활용을 모두 고려하여 개발되었으며, 본 연구에서는 측면 경계 조건을 보완하기 위하여 대규모 강제자료와 모델해의 편차를 줄여주는 스펙트럴 너징 기법을 적용하여 지역기후모델로 활용하였다(Choi, 2010).

지표 기온은 지리적 위치와 지형적 특성을 잘

반영하여 분포한다. 고위도로 갈수록 기온이 낮아지며 또한 티벳 고원과 같은 높은 지형에서 낮게 분포한다. 그림 8.17은 관측 및 두 지역기후모델의 연평균 온도 분포와 지역기후모델들의 편차 분포를 나타낸다. 두 모델은 지형의 분포를 따르며 온도 분포를 잘 모의 하고 있다. 두 모델은 연평균 지표 온도 분포 모의에서 관측과의 공간 상관계수가 0.98 이상으로 매우 높은 일치성을 나타내었다. 강수의 경우에도 모의 결과는 우수한 공간 상관계수를 보였다. 육지 지역을 대상으로 한 공간 상관계수는 SNURCM이 0.84를, WRF는 0.80를 나타내었다. 두 지역기후모델의 모의 강수 분포는 적도 지역과 중위도 지역 간에 상반되는 특성을 보였다. SNURCM은 적도 지역의 주요 강수대가 과장되어 모의되었으나, 동아시아 몬순 강수대의 분포는 관측과 잘 일치하였고, WRF는 상대적으로 적도 지역의 강수량을 적게 모의하였고 남중국에서 일본 남부 해안을 잇는 동아시아 몬순 강수대를 강하게 모의하였다. 두 모델의 결과는 강제자료인 HadGEM2-AO에서 기인한 약화된 북서 태평양 고기압의 영향으로 관측에서 보이는 동쪽 경계의 상대적 건조 지역을 모두 모의해 내지 못하였다.

지표 기온에 대한 경년 변동 재현에 있어 두 지역기후모델에서 일관성과 신뢰성을 나타내었다. 경년 변동 폭의 절대치에 있어서도 관측에 준하는 값으로, 모의한 지표기온은 관측에서 보인 26년 동안의 상승 경향을 잘 나타내고 있다. 그러나 계절별 분석에서 겨울철 지표 온도의 한랭 편차(bias)와 여름철 지표 온도의 온난 편차가 나타났다. SNURCM과 WRF에서 겨울철에는 각각 -2.96˚C와 -2.84˚C 였으며, 여름철에는 각각 0.50˚C과 0.49˚C의 편차가 모의되었다. 강수는 여름철보다는 봄철에 과다모의 되었다. SNURCM(WRF)의 봄철의 편차는 2.46(2.07)㎜/일로 여름철의 편차인 1.04(0.75)㎜/일보다 두 배 컸다. 그러나 모의된 강수 분포의 일치성은 오히려 봄철이 높았다. 관측과의 공간 상관계수는 SNURCM(WRF)에서 봄철에 0.87(0.79), 여름철에 0.67(0.62) 이었다.

주요 세부영역에서 지역기후모델은 7월 강수 최대 시점과 양을 비교적 정확히 모의하였고, 특히 내륙 지역 강수량의 모의 정확도가 해양에 영향 받는 지역 보다 높았다. 한반도의 경우 모델에서 7월에 극대 값이 모의되었으나 상대적으로 과소모의 하였다. 또한 확률 밀도 함수를 이용하여 지역기후모델의 극한기후 재현성을 살펴본 결과 지표기온의 경우 모델 영역 전반적으로 나타난 한랭 편차의 영향으로 인해 관측에서 나타난 극대의 구간보다 낮은 구간에서 극대가 나타났다. 강수의 경우 10㎜/일 이하에 해당하는 약한 강수의 빈도가 관측에 비하여 높게, 그리고 강한 강수의 빈도는 관측에 비하여 낮게 나타났다.

GRIMs RMP에서는 현재 기후에 대해 그림 8.18과 같이 강수의 빈도와 확률 분포를 나타내었다.

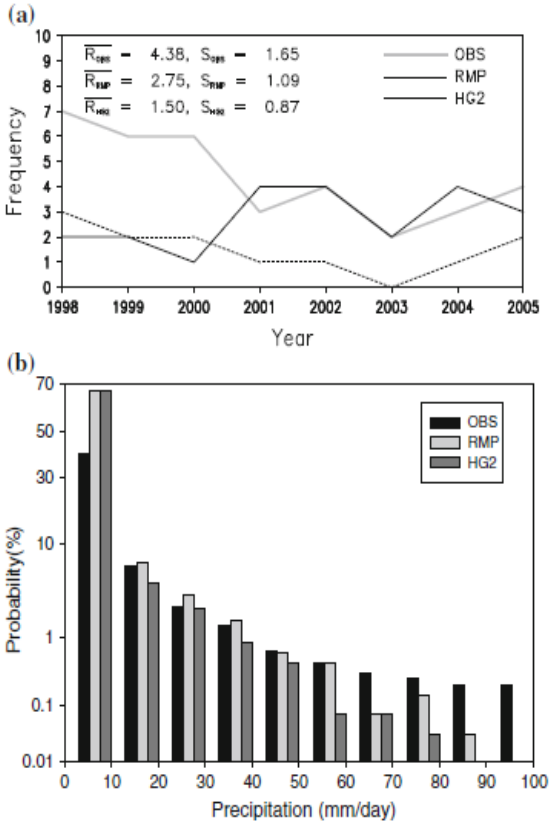


그림 8.18. 남한 지역에 대한 (a)여름철 집중호우(40㎜/일 이상) 발생일수와 (b)영역 평균된 강수의 확률분포(1998~2005년)(Lee et al., 2013).

강수 빈도는 남한 지역의 여름철에 대해서 평균된 일별 강수 자료를 사용하였다. 모의된 강수 빈도는 관측보다 낮게 나타났다. 2001년 이후에는 RMP의 강수 빈도가 관측자료에서 계산된 강수 빈도와 비견될 만큼 나타났지만 HadGEM2의 결과는 관측보다 과소모의 하였다. 통계 값 처리를 통해 얻은 결과는 RMP가 평균

과 표준편차에서 관측에 가까운 결과를 보이고 있음을 알 수 있었다. 확률 분포는 10㎜ 단위의 강수량에 대해 1998년에서 2005년까지 구하였다. 관측과의 비교에서 RMP가 약한 강수를 많이 모의했음을 알 수 있었으며 10~40㎜/일의 강수에 대해서는 RMP가 다소 과대모의 했으며 이는 크게 과소모의한 HadGEM2결과에 비해서 좋은 결과임을 알 수 있었다. 40㎜/일 이상의 강한 강수에 대해서는 RMP가 관측에 유사한 결과를 보였으며 HadGEM2는 이 정도의 강한 강수를 모의하지 못했다. 이 결과들을 통해 강한 강수의 극한 모의에 있어서 지역기후모델을 이용한 규모축소가 장점을 가짐을 확인할 수 있었다.

8.3.3. 규모축소와 지역기후모델 모의

지역규모의 기후 정보는 전구모델에서도 직접적으로 얻을 수 있다. 하지만 전구모델의 수평해상도는 아직 중요한 지역규모의 정보를 얻기에는 너무 낮은 것이 현실이다. 기후 모의와 같이 컴퓨터 계산 자원으로부터 완전히 자유로울 수 없는 경우에 고해상도의 중요한 정보를 생산하기 위해서는 차수내림을 고려할 수밖에 없다. 4차 평가보고서부터 지역기후모델을 이용하는 역학적 규모축소가 활발하게 사용되고 있으며 그 수평 해상도 역시 증가하고 있다.

Lee and Hong(2013)은 12.5km의 고해상도 규모축소를 통하여 지역기후모델이 경계 자료로 제공되는 전구모델 값에 더하는 값들의 의미를 연구하였다. 이 연구에서는 고해상도 지역기후모델이 더하는 값들은 특히 강한 강도의 현상들에 있어서 그 가능성을 표현할 수 있다는 것이 가장 큰 장점이라고 밝히고 있다. 앞서 기술한 바와 같이 같은 지역기후모델 모의를 통한 차수내림이라 하더라도 고해상도 모의 결과에서 이러한 결과들이 잘 나타나고 있었다. 하지만 고해상도 모델 모의에 있어서 지역기후모델의 오차와 불확실성도 추가되는 값에 같이 포함되어 있다는 점을 반드시 기억해야 한다. 지역기후모델 개발을 통해 모델 성능을 개선하고 오차와 불확실성을 줄여 나가는 방안이 동반되어야 고해상도의 지역기후 정보가 신빙성을 가지며 그 활용도도 높아질 것이다.

8.4. 결론

IPCC 4차 평가보고서에 사용된 CMIP3 대기-해양 결합 모델들에서 지속적으로 개발이 진행된 CMIP5 모델들이 5차 평가보고서에 사용되었다. 이 모델들은 전구 규모의 온도 모의에서는 향상된 결과를 보였으나 강수 모의에서는 뚜렷한 개선을 보이지는 않았다. 동아시아 몬순 모의 능력에 있어서는 CMIP5 전구기후모델은 이전 CMIP3와 비교하였을 때 강수에 있어서 특별한 성능 향상을 보이지는 않았다. 하지만 CMIP5 모델의 성능은 기후변화를 연구하기에 충분한 수준인 것으로 평가된다.

미래 기후 시나리오를 지역기후모델로 규모축소하는 연구는 한반도 지역에서도 이루어져 왔다. 경계 자료로는 전구 결합 모델인 HadGEM2-AO이 사용되었으며 지역기후모델은 GRIMs-RMP, RegCM4, SNURCM, WRF 모델이 사용되었다. 각 모델의 특성과 성능의 차이는 다르지만 대체로 현재 기후에 대한 우수한 모의 성능을 보였다. 이를 바탕으로 모의된 미래 기후 정보에 대한 신뢰성을 판단할 수 있었다. 한반도를 대상으로 한 규모축소는 50km의 CORDEX-동아시아 영역과 12.5km의 한반도 영역에 대하여 이루어졌다.

연구 결과들을 통해 신뢰성을 판단해 본 결과 견고한 동의 수준을 보였다. 위에서 밝힌 바와 같이 아직 전구 및 지역기후모델들의 수준이 완벽하다고 하기 힘들고, 이전 세대의 모델들과 비교했을 때 현저하게 발전되었다고 결론내리기는 힘들지만 현재 기후의 모의 수준은 신뢰할 수 있는 수준이며 미래 기후 전망을 위한 유용한 도구임에 대부분의 연구들이 동의하고 있다.

8.5. 참고문헌

국립기상연구소, 2012: IPCC 5차 평가보고서 대응을 위한 전지구 기후변화 보고서 2012, 국립기상연구소 기후연구과.

기상청, 1995: 장마백서.

김재훈,이태영, 2012: 1993/1994을 기점으로 나타난 한반도 여름철 강수량 변동의 종관기후학적 원인, 대기, 22(4), 401-413.

김찬수, 서명석, 2009: 베이지안 방법을 이용한 우

리나라 강수특성(1954-2007)의 변화시점 및 변화유형 분석, 대기, 19(2), 199-211.

박창용, 문자연, 차은정, 윤원태, 최영은, 2008: 최근 한반도 여름철 강수특성의 변화, 대한지리학회지, 43(3), 234-336.

송혜진, 허창회, 2003: 태풍이 한반도 여름철 2차 우기 발생에 끼치는 영향에 관한 연구, 대기, (1), 362-365.

오석근, 서명석, 차동현, 최석진, 2011: CORDEX 동아시아 지역에서 HadGEM2-AO를 경계조건으로 처방한 RegCM4의 상세 지역기후 모의성능, 한국지구과학회, 32(7), 732-749.

오석근, 서명석, 2013: RegCM4를 이용한 RCP(2.6, 4.5, 6.0, 8.5) 시나리오 별 남한에서의 상세 기후변화 전망, 기후연구, 8(4), 1-17.

정지현, 서명석, 2005: 우리나라 우기 (6-9월) 시간강 수의 일변화 특성과 그 유형, 한국기상학회지, 41(4), 533-546

홍송이, 오석근, 서명석, 이동규, 안중배, 강현석, 2013: RegCM4가 모의한 RCP 시나리오에 따른 동북아시아 지역의 고해상도 미래기후 변화, 기후연구, 8(1), 27-44.

AcAchutaRao, K. and K. Sperber, 2006: ENSO simulations in coupled ocean-atmosphere models: are the current models better?, *Climate Dynamics*, 27, 1-16.

Bellenger, H., E. Guilyardi, J. Leloup, M. Lengaigne, and J. Vialard, 2014: ENSO representation in climate models: from CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, 42, 1999-2018.

Bellouin, N., J. Rae, A. Jones, C. Johnson, J. Haywood, and O. Boucher, 2011: Aerosol forcing in the Climate Model Intercomparison Project (CMIP5) simulations by HadGEM2‐ES and the role of ammonium nitrate. *Journal of Geophysical Research*, 116, 1‐25.

Bryan, K. and L. J. Lewis, 1979: A water mass model of the world ocean. *Journal of Geophysical Research: Ocean*, 84, 2503-2517.

Cha, D. H. and D. K. Lee, 2009: Reduction of systematic errors in regional climate simulations of the summer monsoon over East Asia and the western North Pacific by applying the spectral nudging technique. *Journal of Geophysical Research*, 114, D14108, doi:10.1029/ 2008JD011176.

Chang, E.-C. and S.-Y. Hong, 2011: Projected Climate Change Scenario over East Asia by a Regional Spectral Model, *Journal of the Korean Earth Science Society*, 32(7), 770-783.

Choi, K.-S., Moon, J.-Y., Kim, D.-W., Byun, H.-R., and Kripalani, R.H., 2010: The significant increase of summer rainfall occurring in Korea from 1998, *Theoretical and Applied Climatology,* 102, 275-286.

Choi, S.-J., 2010: Effects of the spectral nudging on sea- sonal tropical cyclone simulation over the western North Pacific. Ph.D. thesis, Seoul National University, Seoul, Korea, 144 p.

Davies, T., M. J. P. Cullen, A. J. Malcolm, M. H. Mawson, A. Staniforth, A. A. White, and N. Wood, 2005: A new dynamical core for the Met Office's global and regional modelling of the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 1759‐1782.

Giorgi, F., J. W. Hurrell, M. R. Marinucci, and M. Beniston, 1997: Elevation dependence of the surface climate change signal: A model study. *Journal of Climate*, 10, 288-296.

Giorgi, F., E. Coppola, F. Solmon, L. Mariotti, M. B. Sylla, X. Bi, N. Elguindi, G. T. Diro, V. Nair, G. Giuliani, U. U. Turuncoglu, S. Cozzini, I. Guttler, T. A. O'Brien, A. B. Tawiik, A. Shalaby, A. S. Zakey, A. L. Steiner, F. Stordal, L. C.k Sloan, and C. Brankovic, 2012: RegCM4: model description and preliminary test over multi CORDEX domains, *Climate Research*, 52, 7-29.

Guilyardi, E., A. Wittenberg, A. Fedorov, M. Collins, C. Z. Wang, A. Capotondi, G. J. van Oldenborgh, and T. Stockdale, 2009:

Understanding El Ninõ in ocean-atmosphere general circulation models: progress and challenges. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90, 325-340.

Ha, K.-J., S.-K. Park, and K.-Y. Kim, 2005: On in- terannual characteristics of climate prediction center merged analysis precipitation over the Korean peninsular during the summer mon- soon season, *International Journal of Climatology*, 25(1), 99-116.

Ho, C.-H, Lee, J.-Y., Ahn, M.-H., and Lee, H.-S., 2003: A sudden change in summer rainfall character- istics in Korea during the late-1970s, *International Journal of Climatology*, 23, 117-128.

Hong, S.-Y. and A. Leetmaa, 1999: An evaluation of the NCEP RSM for regional climate modeling, *Journal of Climate*, 12, 592-609.

Hong, S.-Y., N.-K. Moon, K.-S. S. Lim, and J.-W. Kim, 2010: Future Climate Change Scenarios over Korea Using a Multi-Nested Downscaling System: A Pilot Study. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 46(4), 425-435.

Hong, S.-Y. and E.-C. Chang, 2012: Spectral Nudging Sensitivity Experiments in a Regional Climate model, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 48(4), 345-355.

Hong S-Y, H. Park, H.-B. Cheong, J.-E. E. Kim, M.-S. Koo, J. Jang, S. Ham, S.-O. Hwang, B.-K. Park, E.-C. Chang, and H. Li, 2013: The global/regional integrated model system (GRIMs). *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49(2), 219–243. doi:10.1007/ s13143-013-0023-0.

Hurkmans, R., W. Terink, R. Uijlenhoet, P. Torfs, D. Jacob, and P. A. Troch, 2010: Changes in streamflow dynamics in the Rhine basin under three high-resolution regional climate scenarios. *Journal of Climate*, 23, 679-699.

Im, E.-S., M.-H. Kim, W.-T. Kwon, and D.-H. Bae, 2007: Sensitivity of recent and future regional climate simulations to two convection schemes in the RegCM3 nesting system. *Journal of the Korean Meteorological Society*, 43, 411-427.

Ivan G., 2011: Reducing warm bias over the North-Eastern Europe in a regional climate model. *Croatian Meteorological Journal*, 44, 19-29.

Johns, T. C., C. F. Durman, H. T. Banks, M. J. Roberts, A. J. McLaren, J. K. Ridley, C. A. Senior, K. D. Williams, A. Jones, G. J. Rickard, S. Cusack, W. J. Ingram, M. Crucifix, D. M. H. Sexton, M. M. Joshi, B.-W. Dong, H. Spencer, R. S. R. Hill, J. M. Gregory, A. B. Keen, A. K. Pardaens, J. A. Lowe, A. Bodas-Salcedo, S. Stark, and Y. Searl, 2006: The new Hadley Centre Climate Model (HadGEM1): Evaluation of coupled simulations. *Journal of Climate*, 19, 1327-1353.

Kang, H.-S., D.-H. Cha, and D.-K. Lee, 2005: Evaluation of the mesoscale model/land surface model (MM5/LSM) coupled model for East Asian summer monsoon simulations. *Journal of Geophysical Research*, 110, D10105, doi:10.1029/2004JD005266.

Kim, J.-H., Ho, C.-H., Lee, M.-H., Jeong, J.-H., and Chen, D., 2006: Large increase in heavy rainfall associated with tropical cy- clone landfalls in Korea after the late 1970s, *Geophysical Research Letters,* 33:L18706. Doi:10.1029/2006GL027430.

Kleinn, J., C. Frei, J. Gurtz, D. Lüthi, P. L. Vidale, and C. Schär, 2005: Hydrologic simulations in the Rhine basin driven by a regional climate model. *Journal of Geophysical Research*, 110, D04102, doi:10.1029/ 2004JD005143.

Krichak S. O., 2008: Regional climate model simulation of present-day regional climate over the european part of Russia

with RegCM3. *Russian Meteorology and Hydrology*, 22, 20-26.

Lee, J.-W., S.-Y. Hong, E.-C. Chang, M.-S. Suh, and H.-S. Kang, 2013: Assesment of future climate change over East Asia due to the RCP scenarios downscaled by GRIMs-RMP, *Climate Dynamics*, DOI 10.1007/s00382-013-1841-6.

Lee, J.-W. and S.-Y. Hong, 2013, Potential for added value to downscaled climate extremes over Korea by increased resolution of a regional climate model, *Theoretical and Applied Climatology*, DOI 10.1007/s00704-013-1034-6.

Lee, J.-Y., B. Wang, K.-H. Seo, J.-S. Kug, Y.-S. Choi, Y. Kosaka, and K.-J. Ha, 2014: Future change of Northern Hemisphere Summer Tropical-Extratropical Teleconnection in CMIP5 Models. *Journal of Climate*, 27, 3643-3664.

McLaren, A. J., H. T. Banks, C. F. Durman, J. M. Gregory, T. C. Johns, A. B. Keen, J. K. Ridley, M. J. Roberts, W. H. Lipscomb, W. M. Connolley, and S. W. Laxon, 2006: Evaluation of the sea ice simulation in a new coupled atmosphere-ocean climate model (HadGEM1). *Journal of Geophysical Research: Oceans,* 111, C12014.

Oh, S.-G., J.-H. Park, S.-H. Lee, and M.-S. Suh, 2014: Assessment of the RegCM4 over East Asia and future precipitation change adapted to the RCP scenarios, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 119, doi:10.1002/ 2013JD020693.

Park, D.-S.-R., Ho, C.-H., Kim, J.-H., and Kim, H.-S., 2011: Strong landfall typhoons in Korea and Japan in a recent decade, *Journal of Geophysical Research,* 116, doi:10.1029/2010JD014801.

Roeckner, E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, and coauthors, 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I: model description, Technical Report 349, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany, 140 p.

Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, and J. G. Powers, 2008: A descripttion of the Advanced Research WRF version 3. In NCAR Tech 15 Note NCAR/TN-475+STR., 113.

Sperber, K. R., H. Annamalai, I.-S. Kang, A. Kitoh, A. Moise, A. Turner, B. Wang, and T. Zhou, 2013: The Asian summer monsoon: an intercomparison of CMIP5 vs. CMIP3 simulations o fthe late 20th century. *Climate Dynamics*, 41, 2711-2744, DOI 10.1007/s00382 -012-1607-6.

Steiner, L. A., J. S. Pal, S. A. Rauscher, J. L. Bell, N. S. Diffenbaugh, A. Boone, L. C. Sloan, and F. Giorgi, 2009: Land surface coupling in regional climate simulations of the West African monsoon. Climate Dynamics, doi: 10.1007/s00382-009-0543-6.

Sun, W.-Y., K.-H. Min, and J.-D. Chern, 2011: Numerical Study of 1998 Late Summer Flood in East Asia. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 47(2), 123-135.

Van Oldenborgh, G. J., S. Y. Philip, M. Collins, 2005: El Ninõ in a changing climate: a multi-model study. Ocean Sci. 1:81-95.

Wang B, S. Y. Yim, J. Y. Lee, J. Liu, and K. J. Ha, 2014: Future change of Asian-Australian monsoon under RCP4.5 anthropogenic warming scenario, *Clim Dyn,* 42, 83–100.

Xie, P. and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-yr monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model output. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2539-2558.

Xie, S. P., H. Xu, N. H. Saji, Y. Wang, and W. T. Liu, 2006: Role of narrow mountains in large-scale organization of

Asian monsoon convection. *Journal of Climate*, 19, 3420 – 3429.

Yhang, Y.-B. and S.-Y. Hong, 2008: A Simulated Climatology of the East Asian Summer Monsoon Using a Regional Spectral Model. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 44(4), 325-339.

Zhang, D. F., X. J. GAO, L. C. Ouyang, and W. J. Dong, 2008: Simulation of present climate over East Asia by a regional climate model. *Journal of Tropical Meteorology*, 14, 19-23.

제 9 장 기후변화의 탐지와 원인규명

9.1. 서론

본 장에서는 한반도를 포함한 동아시아의 관측된 과거 수십 년 간의 기후변화 추세와 변동성을 이해하고 그 원인을 평가한 연구들을 정리하였다. IPCC 5차 평가보고서(10장 기후변화의 탐지와 원인규명; Bindoff et al., 2013)에서는 온실가스 증가로 인한 전지구적인 온난화 및 이와 연관된 기후 시스템 변화의 평가에 중점을 두었으나, 본 보고서에서는 몬순과 엘니뇨 등 다양한 자연변동성의 영향을 기후변화의 원인으로 함께 포함시켜 평가하였다. 이는 한반도를 포함한 동아시아 지역이 지구 기후 시스템의 내부적인 자연변동 모드들의 영향을 크게 받기 때문이다.

세부 현상별로 「한국 기후변화 평가보고서 2010」에서 평가한 내용을 기반으로 IPCC 5차 평가보고서에서 새롭게 추가된 내용들을 토의하고 동아시아 지역에 대한 관련 최신 연구들을 정리하여 요약 평가하였다. 「한국 기후변화 평가보고서 2010」에서 정리하였던 도시화 효과에 대해서는 기온추세와 관련하여 간단하게 언급하였으며 대기 조성의 변화는 2장 관측에서 다루어 본 장에서는 제외하였다. 또한 최근 동아시아 기후에 크게 영향을 주는 인자로 파악된 북극진동의 영향과, 몬순과 연관되어 관심을 받고 있는 수십 년 주기 변동을 새롭게 포함하였다.

본 장의 구성은 다음과 같다. 9.2절에서는 인간 활동의 영향을 중심으로 기후변화 탐지(detection) 및 원인규명(attribution)의 과정을 설명하고 통계적인 기법들과 이를 동아시아에 적용한 최신 연구결과를 정리하였다. 9.3절은 기온과 강수량의 장기추세와 그 원인에 대한 연구결과들을 정리하였으며 극한기온과 강수의 변화를 포함하였다. 9.4절부터 9.8절까지는 한반도 및 동아시아의 기후에 영향을 주는 기상현상을 몬순 시스템, 태풍, 엘니뇨, 북극진동, 계절안 변동성으로 각각 나누어 정리하였으며 9.9절에 요약 및 결론을 신뢰성 평가와 함께 제시하였다.

9.2. 방법론의 평가

9.2.1. 탐지와 원인규명 과정

IPCC 5차 평가보고서의 정의에 따르면 기후변화 탐지는 관측된 기후 또는 기후에 영향을 받는 시스템이 통계적으로 변했음을 보여주는 과정으로 정의되며 일반적으로 변화에 대한 원인을 제시하지 않는다. 여기서 탐지는 관측된 변화가 기후 시스템이 가지고 있는 내부변동성의 범위를 벗어나는 경우를 말하며 그러한 변화가 우연히 발생할 가능성이 적은 경우에 해당한다.

기후변화 원인규명은 탐지된 변화의 원인을 찾은 과정으로 정의되며 실제로는 기후변화의 다양한 요인들의 상대적인 기여도를 통계적으로 평가하는 과정이 된다. 원인규명은 내부변동성과의 비교를 중심으로 하는 탐지와 달리 다양한 외부강제력 요인들을 고려해야 하기 때문에 물리적인 이해가 요구되며 이를 위해 일반적으로 기후모델 실험이 이용된다. 어떤 특정한 강제력을 포함한 모델실험과 그 강제력을 배제한 모델실험을 수행하고 그 결과가 관측과 일치하는지 불일치하는지 평가하되 내부변동성과 모델실험 반응의 불확실성을 엄격하게 고려해야 한다.

기후변화 탐지 및 원인규명의 네 가지 요소는 기후변수에 대한 관측(예, 전지구 평균지표기온 변화), 외부강제력의 추정(예, 온실가스 증가, 태양 및 화산활동의 변화), 물리적 기반의 정량적인 이해(각 외부강제력에 대한 기후의 반응패턴), 자연변동성의 추정(지구 기후 시스템이 가진 내부변동성의 범위)이 있다. 외부 강제력에 대한 반응을 추정하기 위해서는 기후모델이 이용되며 기후모델은 탐지하고자 하는 변수와 연관된 물리적인 과정과 시공간 규모를 재현할 수 있어야 한다. 그러나 기후모델의 불완전성으로 인해 외부강제력에 대한 반응의 '크기'는 정확

하게 관측과 일치할 수 없으며 그 대신 반응의 '패턴'이 올바르게 모의되어야 한다. 예를 들어 모델이 전지구의 온난화 패턴은 모의할 수 있으나 실제 크기는 모델반응의 불확실성으로 인해 다를 수 있다.

탐지 및 원인규명에서 내부변동성의 올바른 추정은 매우 중요하다. 내부변동성이 너무 작게 추정되는 경우 잘못된 탐지결과를 만들어 낼 수 있기 때문이다. 내부변동성은 관측이나 고기후 복원으로부터 추정되기도 하지만 대부분의 경우 기후모델의 장기간의 적분자료로부터 추정한다. 자연변동성이 과소 추정되는 경우를 피하기 위해서 일반적으로 모델자료로부터 추정한 내부변동성을 관측의 잔차(외부강제력으로 설명되는 부분을 제외한) 변동성과 비교해서 평가한다 (Allen and Tett, 1999).

9.2.2. 장기추세 탐지분석

가장 흔히 이용되는 탐지 및 원인규명 기법은 다중선형회귀를 기반으로 한 지문법(fingerprinting)으로 관측을 여러 가지 지문(모델에서 추정한 외부강제력에 대한 반응패턴)으로 회귀시키고 회귀계수를 추정하여 외부강제력의 영향을 평가하되 자연변동성과 모델지문의 불확실성을 고려한다(Allen and Stott, 2003). 추정된 회귀계수의 신뢰구간이 양수일 때 해당하는 외부강제력이 관측에 영향을 주었음을 확인하게 된다(탐지). 추가적으로 회귀계수가 1과 일치할 경우 관측과 모델반응의 크기가 일치함을 나타낸다(원인규명). 이러한 방법은 외부강제력 반응간의 선형성 가정, 즉 외부강제력 간에 서로 영향을 주지 않는다는 가정이 필요하며 일반적으로 전지구 기온에서는 성립하지만 강수량이나 지역규모의 기온 변화에는 유효하지 않을 수 있다(Terray, 2012). 이러한 지문법을 적용하여 한반도를 포함한 동아시아 지역의 기후변화의 원인을 분석한 연구는 매우 드물다. 최근 기온극한의 경우 동아시아 또는 약간 더 넓은 아시아 지역을 포함한 연구들이 있었으며 공통적으로 온실가스 증가로 인한 인간의 영향으로 기온극한이 증가되었음을 보여주고 있다(Zwiers et al., 2011; Min et al., 2013; Morak et al., 2013; Wen et al., 2013). 극한강수의 경우 전지구나 북반구 규모의 연구들만 수행되었는데 관측에서 전반적인 증가추세가 나타났으며 (Westra et al., 2013) 온실가스 증가를 포함한 인위적 시그널이 탐지되었다(Min et al., 2011, Zhang et al., 2014). 이는 거의 대부분의 지역에서 극한강수가 증가할 것이라는 CMIP5 미래 전망의 결과와 잘 일치한다(Kharin et al., 2013). 그림 9.1은 지난 50년간 동아시아 지역의 연최고 일최저기온(TNx)의 변화를 관측(Donat et al., 2013)과 8개 CMIP5 모델자료와 비교하여 나타낸 그림이다. 온실가스 증가를 포함한 모델결과(ALL, GHG)가 관측(OBS)과 유사한 증가추세를 보여주고 있으나 온실가스를 제외한 자연강제력 실험(NAT)은 관측을 재현하지 못함을 알 수 있다.

공간규모가 더 작아질수록 증가하는 기후변화 시그널을 탐지하는 것은 더욱 어려워지는데 이는 내부변동성 잡음이 커지며, 몬순, 극한강수, 국지적 대기순환 등 작은 공간규모에서 발생하는 현상들에 대해 기후모델의 재현 성능이 떨어지기 때문이다. 또한 토지이용(Christidis et al., 2013)이나 도시화 효과 같은 지역적으로 영향을 주는 외부적 요인들을 추가로 고려해야 하는 어려움이 있다. 이러한 한계에도 불구하고 격자점 규모에서 나타나는 온난화 장기추세에 대하여 관측과 CMIP5 모델을 비교한 연구들이 진행되었다(Jones et al., 2013; Knutson et al., 2013). 대부분의 격자점에서 통계적으로 유의한 온난화 추세가 관측이 되었으며, 이는 인위적인 강제력을 제외한 자연강제력 모델 실험에서 나타난 추세와 일치하지 않았다. 동아시아 일부 지역에서는 관측이 모델보다 더 큰 증가를 나타냈는데 이는 관측에 있는 도시화 효과가 모델에 포함되지 않았기 때문이거나 모델에서 에어로졸 냉각효과를 과대하게 모의했기 때문일 수 있는 것으로 평가되었다(Bindoff et al., 2013).

9.2.3. 극한현상 원인규명

장기추세를 기반으로 하여 넓은 공간규모에서의 변화를 평가하는 연구들은 실제 관측된 추세를 비교하고 이를 모델결과와 비교하는데 의미가 있으나 몇 가지 한계점들이 있다. 관측의 경

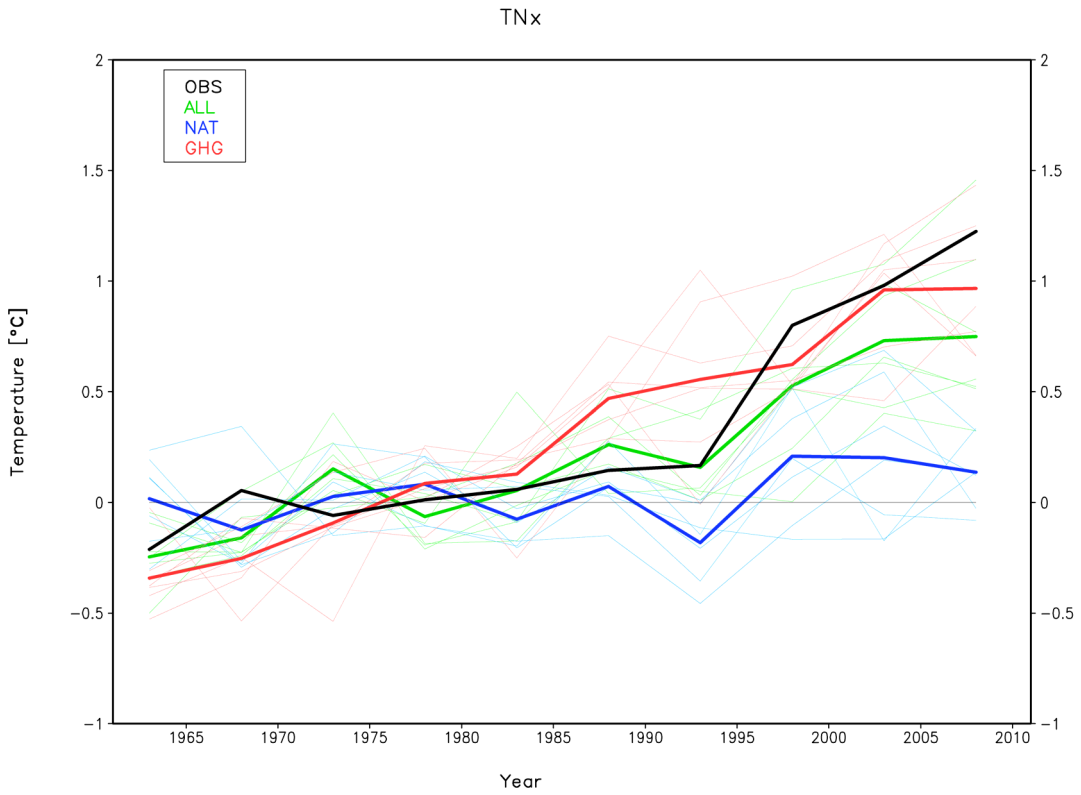


그림 9.1. 동아시아 지역 기온극한의 변화: 1961~2010년간 연최고 일최저기온(TNx) 동아시아 지역 평균아노말리의 5년 평균시계열. HadEX2 관측자료(OBS, 검은색)와 8개 CMIP5 모든 강제력(ALL, 녹색), 자연 강제력(NAT, 파란색), 온실가스 강제력 실험(GHG, 빨간색) 앙상블 평균결과(Min et al., 2013 기준 동아시아 지역 평균값으로 업데이트).

우 극한현상 자체가 매우 드물게 발생하기 때문에 통계적 분석에 필요한 충분한 표본을 얻기 어렵다. 모델의 경우 일반적으로 이용하는 대기-해양 접합 기후모델의 경우 모의 가능한 기후시스템 요소를 충분히 반영하여 모델링함으로써 온실가스의 영향을 이해하기 위한 직접적인 증거로서 활용할 수 있지만 역시 샘플링에 한계가 있고, 공간해상도의 제약이 있으며, 기후모델의 성능에 크게 의존하는 문제가 있다. 이러한 문제를 극복하기 위해 특정 대기 모델을 이용하여 극한현상에 특화된 대량 앙상블 실험을 수행하고 실제 인간의 활동이 있을 때 극한현상의 발생확률과 인간의 활동이 없을 때의 발생확률을 비교하는 '극한사상 원인규명'(event attribution) 방법이 제안되었다(예, Stott et al., 2004; Pall et al., 2011). 최근 이 방법을 이용하여 전지구적으로 발생한 다양한 극한현상에 미치는 인간의 영향에 대한 분석연구가 활발하게 진행되고 있으며(Peterson et al., 2012, 2013), 동아시아 지역의 경우 2012년에 발생한 중국과 일본의 집중호우가 분석되었는데 온난화의 영향보다는 자연변동성의 영향이 더 큰 것으로 평가되었다(Peterson et al., 2013). 극한현상 원인규명 분석은 통계적인 특성의 차이를 분석하기에 충분한 샘플링이 가능하고 또한 공간해상도도 매우 높일 수 있는 장점이 있다. 하지만 대기 모델만을 사용하여 해양 변동성 같은 중요한 기후 프로세스가 배제되고 또한 특정 현상에 대해서만 설계되는 제약들이 따른다. 또한 일반적으로 한두 개의 모델만을 이용하기 때문에 모델의 성능에 의존하게 된다. 따라서 CMIP5와 같은 다수의 모델결과들을 바탕으로 한 연구와의 상호비교가 요구된다. 그림 9.2는 2013년 한반도 여름철 폭염과 연관된 해양온난화를 CMIP5 모델을 이용하여 분석한 결과를 보여준다. 2013년 관측값이 온실가스를 포함한 모델결과와 잘 일치하는 것을 볼 수 있다. 이와는 반대로 온실가스 효과가 없는 모델분포와는 떨어져 위치함을 확인할 수 있다.

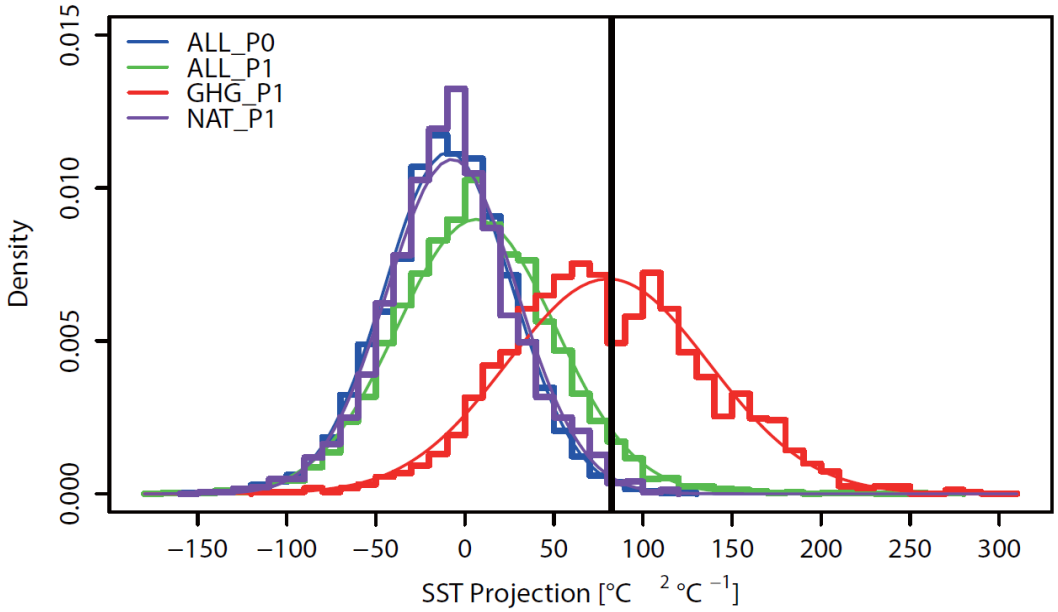


그림 9.2. 한반도 여름철 기온과 연관된 해수면온도 사영(projection)값의 확률분포. 2013년 관측값(ERSST, 검정색 수직선), CMIP5 모든 강제력 실험(ALL_P1 = 1954~2013, 녹색; ALL_P0 = 1860~1919, 파란색), 자연 강제력(NAT, 보라색), 온실가스 강제력 실험(GHG, 빨간색)(Min et al. 2014).

9.2.4. 소결론

최근 기후변화 탐지 및 원인규명 연구는 더 작은 공간규모(지역적 또는 국지적 변화) 그리고 극한현상의 변화에 대한 분석 쪽으로 활발하게 진행이 되어 왔다. 분석방법은 선형회귀를 바탕으로 한 지문법과 각 격자점에서 장기추세를 비교하는 방식이 주로 이용되었으며 모든 경우에서 내부변동성의 정확한 추정이 매우 중요한 요인으로 평가되었다. 동아시아 지역에 대한 탐지 및 원인규명 연구는 매우 드물게 진행이 되었다. 최근 극한기온 증가에 대한 탐지 연구가 실시되어 온실가스 증가에 따른 인간의 영향을 탐지한 결과들이 보고되었으나 한반도를 포함한 동아시아 지역의 강수 변화 및 극한강수에 대한 원인규명 분석은 거의 이루어지지 않았다. 또한 대량 앙상블 모의실험을 수행하고 결과를 확률적으로 비교하는 극한현상의 원인규명 연구가 현재 활발히 진행되고 있으며, 이를 동아시아 지역에 대해 적용한 연구가 요구된다.

9.3. 기온과 강수량

9.3.1. 평균기온과 강수

IPCC 5차 평가보고서에 의하면 우리나라가 위치한 북반구의 경우 1983~2012년은 지난 1,400년 중에서 가장 온난한 30년일 가능성이 높다고 제시하였다(IPCC, 2013). 특히 우리나라의 경우 북반구에 위치한 다른 지역보다 연평균기온의 상승경향은 뚜렷하게 나타나는 지역이다. 1912~2008년간 6개 대표 관측지점(서울, 인천, 강릉, 대구, 목포, 부산)의 평균기온 상승률은 1.7℃로 전지구 평균기온 상승률에 비해 높으며, 베이지안 변화시점 추정법을 이용한 우리나라의 연평균기온, 연평균최고기온, 연평균최저기온의 변화 시점은 모두 1980년대 후반에 나타났다(국립기상연구소, 2009; 이경미 등, 2011). 연평균기온뿐만 아니라 연평균최저기온과 연평균최고기온도 상승경향을 보였는데, 1955~2007년간 10년당 연평균최저기온의 상승률은 0.24℃, 연평균최고기온은 0.26℃의 상승률을 나타냈다(국립기상연구소, 2009; Choi et al., 2009). 계절 중에는 겨울철 평균기온 상승률(0.5℃/10년)이 가장 큰 것으로 밝혀졌는데 우리나라의 겨울철 기온의 변화 시점은 1980년

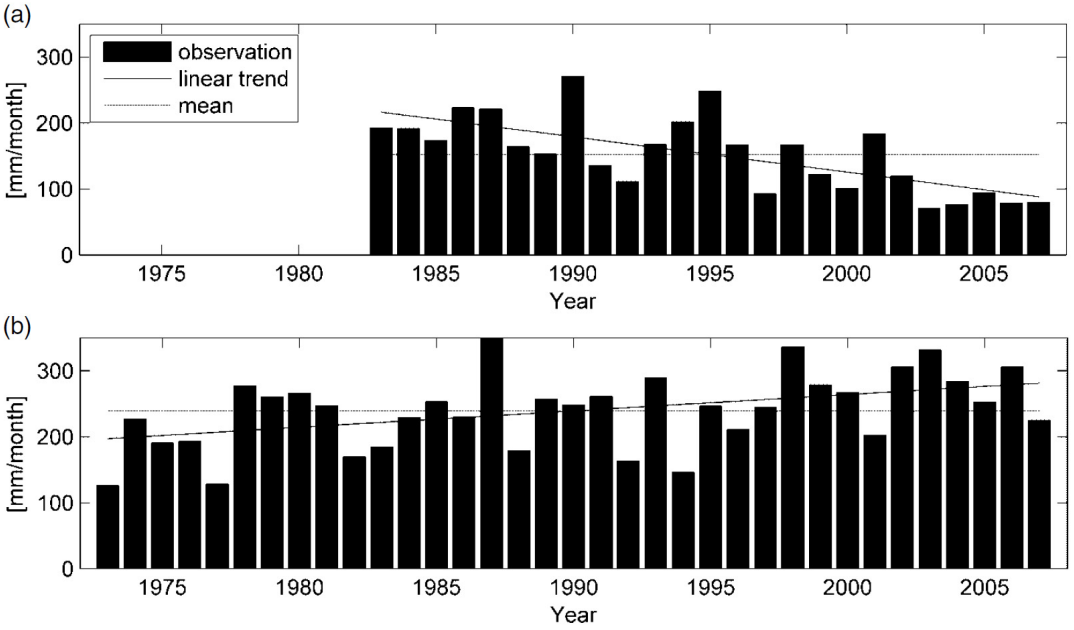


그림 9.3. 북한(a)과 남한(b)의 여름철 강수량 변화경향(Kim et al., 2012)

대 중반을 전후로 탐지되었다. 이 시기 이후 우리나라뿐만 아니라 동아시아 지역에서 겨울철 평균기온의 온난화경향이 뚜렷하게 나타났다(기상청, 2011). 이는 북반구 대기순환지수 중 북극진동(Arctic Oscillation, AO)이 우리나라와 중국의 겨울철 기온 변화와 관련한 주요 인자로 밝혀졌으며, 겨울철뿐만 아니라 봄철과 여름철에도 영향을 미치는 것으로 밝혀졌다(Jiayou et al., 2007; 임소민 등, 2012; 이상민과 최영은, 2013). 이러한 북극진동의 경향성은 동아시아의 20세기 후반기 동안의 온난화 추세에 부분적으로 기여한 것으로 판단된다.

기온상승에 양의 복사강제력을 가지는 온실가스는 전지구 온난화에 0.5~1.3℃ 정도 기여하였으며, 대부분의 대륙에서 지표온도 상승에 상당한 기여를 하였음이 탐지되었고, 우리나라가 속한 아시아의 경우에도 인위적 강제력을 포함한 모델의 기온 추세와 관측 간에 서로 일치하는 경향을 나타내었다(IPCC, 2012; IPCC, 2013). 또한 동아시아 지역평균 및 전지구모델의 격자규모에서도 인위적 온난화가 탐지되었으며(9.2절 참조), 이러한 결과를 종합해 볼 때 온실가스 증가가 과거 한반도의 온난화 추세에 유의한 영향을 준 것으로 평가된다.

IPCC 5차 평가보고서에 의하면 도시화는 전지구 평균기온 상승에 영향을 미쳤을 가능성이 낮지만 중국 동부지역과 같이 급격한 산업화를 겪은 일부 지역에서는 기온변화 추세에 기여하였을 것이라고 보고하였다(IPCC, 2013). 우리나라의 경우 여러 곳에서 도시화가 빠르게 진행되어 국지적으로 도시열섬 효과가 뚜렷하게 나타나고 있지만 이러한 도시화 영향을 고려하여 한반도 기온 상승률을 보정하여도 여전히 온난화 경향은 강하게 나타나며 전지구 온난화에 의한 한반도 기온 상승률은 전지구 기온 상승률보다 더 높게 나타난다고 제시되었다(국립기상연구소, 2009; 국립환경과학원, 2011).

연강수량은 수도권과 강원도에서 크게 증가하였고, 계절 중 여름철 강수량(55.2㎜/10년)이 유의한 증가경향을 보였다. 남한과 북한의 연강수량의 변화경향(남한: 1973~2007년, 북한: 1983~2007년)은 서로 반대의 위상을 보인 것으로 나타났다. 그림 9.3에서 북한의 경우 감소하는 추세를 보이지만 남한은 그 반대의 경우가 나타났다(두 경우 모두 통계적으로 유의). 이는 남한의 여름철 강수량의 증가와 여름철 호우의 빈도 및 강도의 증가가 크게 기여한 것으로 조사되었다(Jung et al., 2011; Kim et al., 2012). 동아시아는 강수량 감소와 관련된 수평이류가 최대 강수량 계절에서는 감소하는 경향이, 최저 강수량 계절에서는 증가하는 경향이 나타났고, 연직이류가 최대 강수량 계절에서는

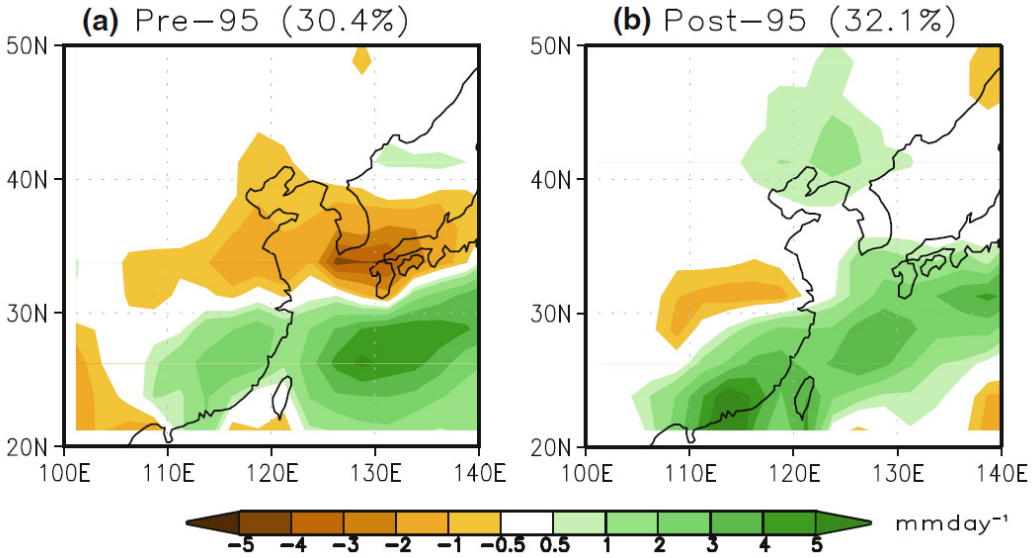


그림 9.4. 동아시아지역 5~6월 강수량의 EOF 1모드의 공간 분포, (a)1995년 이전, (b)1995년 이후(Yim et al., 2014).

증가하는 경향이, 최저 강수량 계절에서는 감소하는 역할이 나타나 우리나라의 최대 강수량이 나타나는 계절인 여름철 강수량 증가에 기여하였다(Chou and Lan, 2012). 특히 티벳(Tibet) 고원의 온난화는 동아시아 지역의 여름철 정체전선에 의한 강수량 증가에 영향을 미치는 것으로 조사되었다(Wang et al., 2008).

여름철 강수량은 90년대를 기점으로 변화시점이 발생하였다(Choi et al., 2010b; 김재훈과 이태영, 2012). 이는 장마기간 보다는 8월 강수량의 변화가 큰 기여를 하였는데, 90년대 이후 북서태평양 고기압 세력이 서쪽으로 확장한 것이 원인임을 밝혔다(김재훈과 이태영, 2012). 이와 비슷한 결과로서 우리나라를 포함한 동아시아의 초여름(5~6월) 강수량은 1990년대 중반을 기점으로 급격한 변화 양상을 보였는데 1990년대 중반 이전에는 동아시아에 쌍극자(dipole)의 아노말리 패턴이 나타나면서 우리나라는 음의 아노말리 영역에 속했으나 1990년대 중반 이후에는 동아시아에 삼극(tripole)의 아노말리 패턴이 나타났고 우리나라의 강수량의 아노말리 변화경향은 거의 나타나지 않았다(그림 9.4). 이는 1990년대 중반 이전에는 ENSO가, 1990년대 중반 이후에는 NAO의 영향과 관련이 있는 것으로 밝혀졌다(Yim et al., 2014). 문자연 등(2011)은 우리나라의 강수량은 1998년 이후 강수량의 변동 폭이 크게 증가하였다고 하였다. 이러한 경향은 8~9월 강수량이 크게 기여하였으며 6~7월의 강수량 역시 점차 증가하는 경향을 보였는데, 이는 우리나라 북쪽과 동쪽에 위치한 고기압성 흐름의 강화로 북쪽의 찬 공기와 남동쪽에서 불어오는 따뜻하고 습윤한 공기가 우리나라에서 수렴하게 되어 강수시스템 발달에 좋은 조건이 되기 때문인 것으로 나타났다. 봄철의 강수량은 1980년대를 기점으로 변화시점이 발생했는데, 1980년대 이후 강수량은 그 이전 기간의 강수량보다 감소한 것으로 분석되었다. 이는 동아시아 중위도 지역의 적설깊이 증가에 기인한 것으로 밝혀졌다(Choi et al., 2010a). 지역적으로는 소백산맥의 남서부 지역에서 감소 규모가 컸다.

9.3.2. 극한기온과 강수

IPCC 기후변화 적응을 위한 극한현상 및 재해 위험 관리 보고서(IPCC SREX)에 의하면 우리나라의 온난일은 증가하고 한랭일은 감소하며 호우의 빈도는 증가할 것으로 전망했다(IPCC, 2012). 열대야의 경우 Mann Kendall's tau 방법을 이용하면 우리나라 전 지역에서 증가하는 것으로 나타나고 있으나 단순 선형 회귀법을 적용할 경우 여수, 목포 등에서는 약하지만 감소

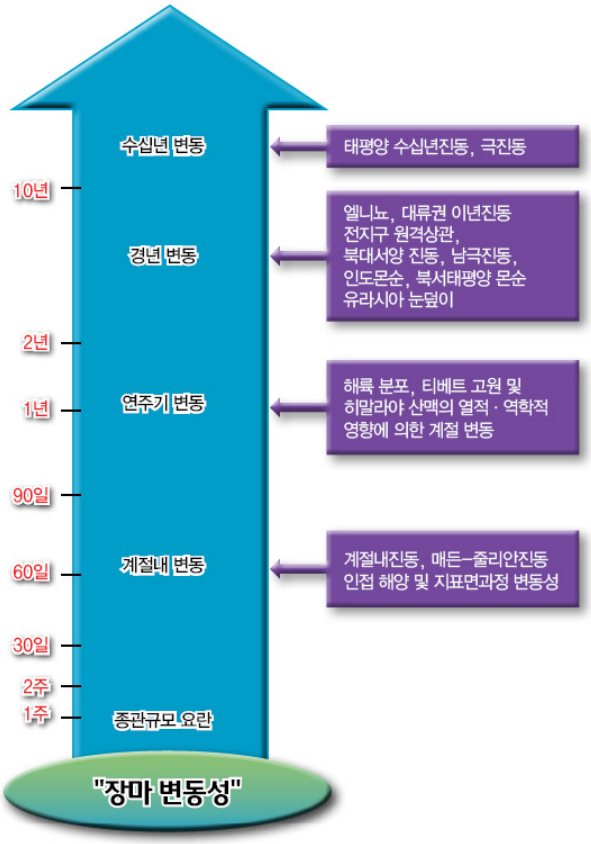


그림 9.5. 장마를 포함하는 동아시아 몬순 시스템의 고유한 변동 요소 및 다른 기후 시스템과의 상호작용(기상청, 2011)

경향이 나타났다. 우리나라에서는 1990년대 전반까지는 감소하는 경향을 보였으나 1990년대 후반에는 열대야의 발생빈도, 강도, 지속시간이 강화되는 변화 시점이 발생했다(박우선과 서명석, 2011).

우리나라 중부지방의 경우 결빙일수, 한파지속기간, 혹한일수 등은 대부분의 지점에서 감소하는 경향을 보였다. 이러한 한파관련 극한지수는 전지구평균기온과 북극진동지수와 관련성이 큰 것으로 분석되었다. 한랭야일수, 한랭일수 등의 한파와 관련된 극한지수는 1980년대 후반을 기점으로 크게 감소하여 그 변화 시점이 탐지되었지만, 최근 10년 간 결빙일수, 한파지속기간의 변화를 살펴보면 이전의 10년보다 빈도가 많아진 것으로 밝혀졌다(최영은과 박창용, 2010; 이경미 등, 2011). 이처럼 전지구적인 온난화에도 불구하고 겨울철 혹한은 지속적으로 나타날 것으로 전망되고 있다(IPCC, 2013).

호우의 경우 1996년 또는 1997년을 전후로 호우일수와 호우 시 강수량의 변화가 탐지되었다. 남한평균 강수일수에서는 변화점이 전혀 탐지되지 않았으나 호우일수에서는 호우 빈도수가 증가하는 변화점이 뚜렷하게 나타나서 우리나라에서 최근 연강수량이 크게 증가한 것은 주로 강수강도가 강한 호우가 자주 발생한 것이 주원인으로 분석되었다(김찬수와 서명석, 2009).

9.4. 몬순 시스템

9.4.1. 동아시아 여름철 몬순

아시아와 태평양 지역의 몬순은 동아시아, 인도 그리고 북태평양 몬순으로 분류되며, 여름철 한반도에 많은 강수를 내리는 장마는 동아시아 몬순의 일부분에 해당된다. 장마기간을 포함한 여름철 동안 한반도에 내리는 강수량은 연 강수량의 약 50~60%에 해당하기 때문에, 장마기간 강수량 변동은 자연재해, 경제활동 등 여러 가지 인간 활동에 큰 영향을 미친다(서경환 등,

2011). 이러한 몬순 시스템은 대기순환 고유의 내부 역학 과정 및 인접 해양과의 상호 작용뿐만 아니라 원격상관에 의해 몬순의 시작과 종료 및 세기가 결정된다. 특히 동아시아 몬순은 다른 전지구 몬순 시스템에 비해 발달과 진행 등의 특징이 매우 복잡한데 이는 열대에 위치한 다른 몬순들과는 달리 아열대 및 중위도에 위치하여 열대, 아열대, 중고위도의 기상 및 기후에 모두 영향을 받기 때문이다. 장마를 포함하는 동아시아 몬순 강수량은 매년 큰 폭으로 변동하는데, 이는 종관규모 요란 및 30~80일 간격의 계절 내 변동에서부터 수십 년 주기의 장주기 변동까지 여러 가지 변동 성분이 복합적으로 영향을 준 결과다(그림 9.5).

9.4.2. 최근 동아시아 몬순 및 장마 변동성

9.4.2.1. 경년 변동성(interannual variability)

동아시아 여름철 몬순은 중규모 대류계를 포함하고 있는 다중 규모 강수 시스템이 동서방향으로 수천 km 밴드 형태로 뻗어 있으며 이를 따라 강한 강수를 동반하는 것을 그 특징으로 하고 있다. 동아시아 여름 몬순 지역에 포함되어 있는 나라들은 중국동부, 한국 그리고 일본이다. 이들 지역에서 여름철 몬순 강수 밴드를 부르는 이름은 메이유(Meiyu), 장마(Changma), 바이유(Baiu)로 서로 다르다. 일반적으로 동아시아 여름 몬순의 강수 밴드는 5월에서 6월 초까지 중국 양쯔강 남부에 위치하다가 북서태평양 고기압의 확장 또는 북상과 더불어 갑자기 북상하여 6월 중순에는 메이유와 바이유가 시작되고 6월 중순 말 또는 하순에 장마가 시작된다(Ha et al., 2012). 강수 밴드가 시작되는 시기도 조금씩 차이가 나지만 이들 강수 밴드는 서로 다른 기상학적 특징을 보인다. 메이유의 경우 온난습윤한 열대 몬순과 온난건조한 대륙성 기단 사이에서 발달하여 남북 온도 경도가 작지만 수분의 경도가 큰 반면, 바이유는 주로 온난습윤한 북태평양 고기압과 한랭습윤한 오호츠크해 기단 세력에 영향을 받아 중위도 경압성 전선과 비슷하게 남북 온도와 수분의 경도가 크게 나타난다(서경환 등, 2011). 한편, 장마는 열대몬순 기압골, 북태평양 고기압, 대륙성 기단, 오호츠크해 기단, 그리고 극기단을 포함하는 주변 모든 기단의 영향을 받아 더욱 복잡한 특성을 나타낸다. 이러한 여러 가지 기단의 변동을 포함한 동아시아 강수변동에서 가장 주요한 변동 성분은 경년 변동성이다(기상청, 2011; Chang, 2004).

지난 20년 동안 동아시아 강수의 경년 변동은 북서태평양여름몬순(Western North Pacific Summer Monsoon, WNPSM)의 변동성과 강한 음의 상관성을 보이는데, 이는 북서태평양 지역으로부터 북쪽으로 전파하는 파열(wave-train)을 통해 영향을 받기 때문이다(Seo et al., 2012; Lee et al. 2011; Wang et al. 2001, 2013a, 2014). 또한 북대서양 진동인 NAO(North Atlantic Oscillation)와 관련된 해수면온도의 아노말리에 의해 유라시안 대륙을 통과하는 중고위도의 로스비 파열에 의해 영향을 받기도 하고(Wu et al., 2009), 인도양(Indian Ocean)의 광범위한 가열(basin-wide warming)에 의해 북서태평양 고기압이 강화되어 동아시아 강수가 증가하기도 한다(Yang et al., 2007; Chowdary et al. 2010, 2014). 그리고 중앙태평양과 동태평양의 해수면온도가 변화하는 ENSO(El Nino and Southern Oscillation)에 의해서는 서로 다르게 영향을 받는다(Kug et al., 2010). 동태평양 엘니뇨가 발달하는 경우 6~7월의 강수는 유의하게 감소하는 반면 중앙태평양 엘니뇨가 발달하는 경우는 한반도 강수량이 크게 변하지 않는 것으로 분석되었다. 고위도의 유라시아 대륙 눈덮임(snow cover)의 동서방향의 쌍극자 아노말리(dipole anomaly)(Yim et al., 2010)에도 영향을 받는데 우리나라에서 북서쪽인 지역의 눈 녹음이 많으면 한반도 강수가 증가하는 경향이 있는 것으로 분석되었다. 결국 동아시아 몬순은 전지구에 걸친 여러 기후변동에 의해 영향을 받으므로 복잡한 양상을 보인다. 따라서 이들 중 가장 주요한 인자를 선정하기 위한 연구들이 수행되었고, 그 결과 봄철 NAO와 ENSO의 발달/쇠퇴를 예측인자로 사용하는 동아시아 몬순 순환장의 계절 예측 통계모델이 개발되었다(Wu et al., 2009). 특히 한반도 장마 강수의 예측을 위한 연구도 시도되었다. Lee and Seo(2013)는 NAO, 북태평양 해수면온도, 중앙태평양 ENSO와 관련된 해수면온도 변화가 장마철 강수 세기 변화에 선행하여 영향을 주는 주요 인자들로 규

명하였고, 이러한 예측인자들을 사용한 물리-통계 예측모델을 개발하였다. 이 예측모델의 예측성능은 비교적 높게 나타났다.

동아시아 몬순의 시작과 종료 시기의 변화에 따른 몬순 기간의 변화는 몬순의 경년 변동에 큰 영향을 미친다. 따라서 상당온위의 남북 경도의 음의 최대값을 보이는 지역을 전선의 위치로 정의하고, 북진하는 성질을 사용하여 장마의 시종을 정의한 연구가 수행되었다(서경환 등, 2011; Tomita et al., 2011). 하지만 장마의 시작/종료 시기의 변화와 관련된 물리적 메커니즘에 대한 연구가 전무한 실정으로 이에 대한 규명이 필요한 실정이다.

9.4.2.2. 장주기 변동성(interdecadal variability)

동아시아 지역은 지난 60년대 중반, 70년대 후반, 90년대 초중반을 기점으로 급격한 장주기 변화를 가졌다(Lu et al., 2013). 1950년에서 60년대 중반까지는 동아시아 여름 몬순 순환이 강하다가 60년대 중반부터 70년대 말까지는 약화되었다(Zhou and Huang, 2003; Zhang et al., 2006; Hu and Qian, 2007). 그러나 최근에 들어서는 여름철 몬순 순환이 회복되기 시작하였다(Liu et al., 2012; Zhu et al., 2012). 이러한 장주기 변화에 따라 지역별 강수 특성도 뚜렷하게 변화하였으며, 변동 원인을 규명하기 위한 많은 연구가 수행되었다. 동아시아 몬순의 장주기 변동성은 태평양 수십 년 주기 진동인 PDO(Pacific decadal oscillation)에 영향을 받는데, 전년도 겨울철 PDO가 양의 위상일 때 엘니뇨가 발생하는 해는 엘니뇨의 소멸이 지체되어 중위도에 나타나는 음의 해수면온도 아노말리 지역이 여름철까지 유지되어 동아시아 몬순이 강화된다는 연구가 있다(Yoon and Yeh 2010). 또한 1993/1994년도를 기점으로 발생한 온수역(warm pool) 지역의 갑작스러운 해수면온도 상승과 관련하여 북서태평양 몬순과 동아시아 몬순 사이의 상관성에 유의한 변화가 있었고, 이로 인해 동아시아 몬순에 영향을 주는 주 메커니즘이 변화함을 보였다(Kwon et al., 2005). 동아시아 몬순과 인도 몬순 사이의 관련성도 장주기 변화를 나타낸다. Yun et al.(2014)는 최근 30년 동안 두 몬순 사이의 음의 관련성이 점차 강해지고 있음을 보였다. 이는 열대 태평양의 수십 년 장기 변동성에 의해 최근 적도 인도-서태평양과 중태평양 사이의 해수면온도 경도가 증가하고 있는 것에 기인하는 것으로 보인다.

중국지역의 경우, 1958년도부터 1964년도까지 메이유 전선은 양쯔강 하류에 짧은 기간 동안만 머무르고 남중국과 북중국에 주로 집중되었고, 1965년부터 1979년도까지는 메이유 전선이 남중국과 황하 아래에 오래 머물러 북중국에는 가뭄이 발생하였고 북위 30도에 위치한 중앙 동중국에는 홍수가 발생하였다(Hu, 1997; Wang, 2001; Gong and Ho, 2002; Yu et al., 2004). 1980년부터 1993년까지는 서태평양 해수면온도 증가와 관련하여 과거에 비해 북서태평양 고기압이 강화되었고(Gong and Ho, 2002), 서쪽으로 확장된 북서태평양 고기압과 관련하여 메이유 전선이 양쯔강 아래에 오래 머물러 이 지역에 강수량이 증가하였다. 1994년부터는 동아시아지역 상층의 기본 바람장이 약화되어 북서태평양 지역이 저기압성 순환을 비롯한 대류현상이 증가하여 북서태평양 몬순과 동아시아 몬순 사이의 음의 상관성이 강화되었다(Kwon et al., 2007). 인도양 해수면온도와 티벳 고원 적설량의 변화가 각각 동중국해와 화북지방 하층에서 발산역을 유도하였고 그로 인해 화남지방에서 수렴역이 강화되어 강수량이 집중되었다(김재훈과 이태영, 2012).

한반도 역시 지난 10여 년간 여름철 강수량이 뚜렷하게 변동하였으며 강수의 특성이 과거에 비해 달라지고 있다는 여러 연구들이 보고되고 있다(김재훈과 이태영, 2012). 박창용 등(2008)은 1998~2007년 동안 여름철 강수량이 과거 10년에 비해 약 750㎜에서 1,000㎜이상으로 약 30% 증가하였음을 보였으며, 박성규와 하경자(2002) 및 기상청(2011)은 90년대 초반을 전후로 나누어 일 강수 변동을 비교한 결과 7월 중순과 8월 하순에 나타나는 여름철 1차 장마와 2차 장마 강수량의 최대값이 7월 상순과 8월 상순으로 각각 7~10일 정도, 20일 정도 앞당겨졌음을 보였다. 특히 최근에는 한반도 1차 장마의 종결이 7일 정도 빨라지는 특징이 나타났다(기상청, 2011). 또한 김원무와 전종갑(2010)은 90년대 중반을 기점으로 한반도에 나타난 여름철 강수의 주요 변화로 6~7월 몬순

강수대의 북진 속도가 빨라짐을 보이고 8월초는 뚜렷한 강수량 증가가 있었음을 보였다. 몬순 강수대의 북진이 빨라지는 것은 쿠로시오 해류의 빠른 확장과 관련해서 열대지역의 고온의 해수가 북반구로 수송되어 해수면온도를 상승시키기 때문이고 8월초 한반도 지역의 뚜렷한 강수 증가는 양의 상관관계에 있는 인도양의 해수면 온도 증가에 따른 것이다.

9.4.3. 동아시아 몬순의 기후모델 모의 능력

과거 CMIP3 모델들의 경우 모델 간 동아시아 몬순 모의 성능에 차이가 크고 대부분의 모델들이 관측과 유사한 강수 패턴을 모의하지 못하였다(Seo and Ok, 2013). 하지만 모델의 물리과정 및 여러 요소가 향상된 CMIP5 기후모델에서는 CMIP3에 비해서 동아시아 몬순 강수 모의능력 및(Seo et al., 2013) 및 전지구 몬순 모의 능력(Lee and Wang, 2014)이 더 향상되었다. 하지만 CMIP3 모델 결과와 유사하게 관측보다는 강수량을 과소모의하고, 바이우(일본) 전선을 관측에 비해 좁게 모의하는 특징을 보인다. 이러한 강수량 과소모의는 수증기 수지 분석을 통해 증발량 부족과 수증기 플럭스 수렴(특히 질량 수렴이 과소모의)의 부족에 기인하는 것으로 분석되었다(Seo et al., 2013).

9.4.4. 소결론

한반도 장마를 포함하는 동아시아 몬순 강수량은 매년 큰 폭으로 변동한다. 이는 종관규모 요란 및 30~80일 간격의 계절 내 진동에서부터 경년 변동 및 수십 년 주기의 장주기 변동까지 여러 가지 변동 성분이 복합적으로 영향을 준 결과다. 최근의 연구에 따르면, 동아시아 몬순의 경년 변동은 필리핀해의 대류활동을 포함하는 북서태평양 몬순, 북대서양 진동, 인도양 해수면온도 변화, 중앙태평양 엘니뇨, 유라시아 눈덮임 등에 영향을 받는 것으로 밝혀졌다. 또한 몬순의 장기 변동은 태평양 수십 년 주기 변동(PDO)과 1994년을 기점으로 서태평양 해수면 온도가 증가한 현상에 의해 주요하게 영향을 받는 것으로 알려져 있다. 그 결과 최근 한반도 장마 강수량의 최대값이 나타나는 시기가 예년에 비해 10일 정도 빨라지고, 총 강수량 역시 증가 추세에 있는 것으로 보고되고 있다. 특히 최근에는 1차 장마의 종결이 7일정도 빨라지는 경향이 있는 것으로 나타났다. 이번 보고서에서는 지난 2010년도 보고서에서 다루어지지 않았던 동아시아 몬순의 수십 년 주기 변동이 1994년 근처에서 발생하였음을 보였으며 동아시아 몬순과 북서태평양 몬순과의 음의 상관성이 괄목할 정도로 증가함을 보였다.

9.5. 열대성 저기압

9.5.1. 전지구적 변화

열대성 저기압은 연별 변동의 범위가 커서 기후변화의 영향으로 인한 장기간 변화를 파악하기 매우 어렵다. 또한, 위성을 이용한 전지구적 관측이 가능하게 된 시기(1979년)를 전후로 관측기법에 불연속성이 있는 것 또한 장기간 변화를 진단하는데 있어 큰 제약점이 된다. 지난 IPCC 4차 평가보고서에서는 강한 열대성 저기압 활동이 1970년대 이후 일부 대양에서 증가하는 경향을 나타내고 있지만, 전체 열대성 저기압의 연간 발생빈도에서 뚜렷한 추세를 감지하기는 어렵다고 제시한 바 있다. 추가 자료와 연구결과를 취합한 최신 IPCC 5차 평가보고서의 결론도 IPCC 4차 평가보고서와 크게 차이가 없다. 관측자료 및 기법의 불연속성을 보정한 후 분석한 100년간 열대성 저기압의 활동성에서는 신뢰할 수 있는 장기간의 추세가 발견되지 않았다. 아울러, 북대서양에서의 열대폭풍, 허리케인, 강한 허리케인(샤피어-심슨 등급 3 이상) 모두에서 연간 발생횟수의 상승경향은 발견되지 않았다. 다만, 북대서양에서의 가장 강한 열대성 저기압의 발생빈도와 강도는 1970년대 이후 증가하는 것으로 나타났으며, 이에 대한 신뢰성 검증 결과는 매우 확실하다(Kossin et al., 2007).

기후변화와 열대성 저기압의 장기간 변화경향에 대한 신뢰성 있는 결과를 얻기 위하여 많은 연구들이 보완되었다. 특히 열대성 저기압의 전체 발생빈도는 약하고 짧게 지속되는 폭풍들에 의해 영향을 많이 받으므로, 이 중에서 충분히 발달하여 중위도로 이동, 대륙에 상륙하는 열대성 저기압의 발생 빈도를 분석하는 다수의 최근

연구결과들이 있었다. 이러한 연구들에서는 상륙하는 열대성 저기압의 발생빈도가 호주 Callaghan and Power, 2011), 미국(Vecchi and Knutson, 2011), 중국(CMA, 2011) 등의 지역에서 장기간 추세가 뚜렷하지 않았다. Callaghan and Power(2011)는 호주 동부 해안에 상륙하는 열대성 저기압의 숫자가 19세기 후반 이후 장기간 감소하는 경향을 제시하였으나, 최근 자료 2010/2011년 결과를 포함하게 되는 경우 추세가 통계적으로 유의하지 않게 나타나, 장기간의 추세를 탐지하는 것이 매우 어려운 것으로 나타난다. 반면, Grinsted et al.(2012)는 1923~2008년 기간 동안 조위계 자료를 이용한 폭풍해일 수치를 이용하여 복원한 미국동부에 상륙하는 열대성 저기압의 경향성을 분석한 결과, 장기간의 증가 추세를 제시하였다.

선행연구에서는 발생빈도의 변화와 함께, 열대성 저기압의 전체적인 강도 및 지속기간의 장기간 변화에 대한 연구가 수행되었다. Kossin et al.(2007), Elsner et al.(2008) 등의 연구결과에서는 대서양에서 위성관측기간 이후 나타나는 강한 허리케인의 강도가 증가하는 것으로 나타났다. 1970년대 후반 이후 ACE(Accumulated Cyclone Energy), PDI(Power Dissipation Index) 등의 태풍활동 지수는 북대서양에서는 상승경향이, 북서태평양에서는 이보다 약한 상승경향이 나타난다는 연구결과가 제시되었다(Emanuel, 2007).

9.5.2. 북서태평양 변동성 및 변화

북서태평양에서의 열대성 저기압 및 태풍의 변동성은 다양한 시간규모를 가진다. 특히 계절내 변동성에 영향을 주는 30~60일 주기 열대 매든-줄리안 진동(Liebmann et al., 1994; Sobel and Maloney, 2000; Kim et al., 2014a), ENSO에 따른 수년 주기의 경년 변동, 해수면온도와 대규모 순환장에 나타나는 수십년 주기 변동(Matsuura et al., 2003; Ho et al., 2004; Yeh et al., 2010) 등이 북서태평양 열대성 저기압의 변동성에 큰 영향을 준다.

북서태평양 지역은 열대성 저기압의 큰 경년변동성으로 인하여 현재까지의 관측자료 만으로는 장기간의 변화 추세를 파악하는 데 큰 제약이 있다. 반면에 ENSO가 미치는 열대성 저기압의 경년변동성에 대한 많은 연구들(예: Chan, 2000; Wang and Chan, 2002; Kim et al., 2011)이 수행되었으며, 이를 통하여 열대성 저기압의 변동 메커니즘을 이해하고, 이에 따른 미래 변화를 예측하는 기초가 되고 있다. Kim et al.(2013b)은 태풍계절(7~10월) 동안 Nino3.4 지수로 대변되는 ENSO가 북서태평양 지역에서의 열대성 저기압 변동성과 강한 상관관계를 보임을 제시하여, 열대 해수면온도의 변동이 열대성 저기압의 생성 및 이동에 중요한 영향을 미친다는 기존 연구결과를 재확인하였다. 즉, 엘니뇨 해에는 열대성 저기압의 주요 발생지역이 평년에 비해 남동쪽으로 치우쳐 대륙에서 더욱 멀어지게 되며, 발달 후 북동쪽으로 전향하는 특징을 보인다. 이에 따라 열대성 저기압은 엘니뇨 시기에 더욱 강한 태풍으로 발달할 수 있는 조건을 가지며, 열대성 저기압의 수명 또한 평년에 비해 더욱 길어지는 것으로 나타난다. Kim et al.(2013b)의 연구에서는 엘니뇨 시기에 ACE 지수가 평년에 비해 증가하며, 또한, 강한 태풍의 발달 개수는 라니냐에 비해 2배 정도 높게 나타남을 제시하였다. 이러한 연구결과는 미래 기후에서 해수면온도의 장기간의 변화경향과 함께, 엘니뇨의 발달 특성에 따른 대기순환장의 변화가 어떻게 유도되는 지가 북서태평양에서의 열대성 저기압의 변화경향을 예측하는데 중요한 요소가 될 것임을 시사한다.

엘니뇨(라니냐) 시기에 열대성 저기압의 발달 지역이 평년에 비해 동쪽(서쪽)으로 이동한다는 연구 결과는 권민호(2012)의 연구와도 잘 부합되는데, 기후 재분석자료를 사용하여 분석한 북서태평양 열대성 저기압 잠재생성지수(Genesis Potential Index, GPI)는 ENSO의 위상에 따라 뚜렷한 변화를 보였다. 특히 엘니뇨 시기에는 열대 해수면온도의 동서방향 경도가 감소하고, 이에 수반되는 무역풍의 감소는 중태평양에서의 연직 바람쉬어의 감소와 수증기 수렴을 유도한다. 또한, ENSO 해수면온도의 상승에 따른 강수 지역 북서쪽의 대기 하층에 양의 상대소용돌이도 편차를 유도한다. 이러한 대기순환장의 역학적 변화는 엘니뇨 해에 중태평양에서 열대성 저기압 발생이 증가하는 메커니즘의 하나로 설

명되며, 열대 해수면온도의 변동과 함께 동서방향으로의 해수면온도 경도의 변화와 이에 따른 워커 순환의 변화가 열대성 저기압 발생의 잠재조건에 중요한 영향을 미침을 시사한다.

북서태평양에서는 지난 30여 년 동안 뚜렷한 해수면온도 상승경향이 있었으며, 대양에서의 열에너지의 변화와 이와 연관된 대규모 대기순환의 변화는 태풍활동성의 변화, 특히 강도에 영향을 줄 수 있다는 연구결과들이 제시되었다(Emanuel, 2007; Baek et al., 2011; Park et al., 2011 등 다수). 이 중 Baek et al.(2011)의 연구는 RSMC-Tokyo와 US Navy's Joint Typhoon Warning Center(JTWC)가 생산하는 북서태평양에서의 태풍 최적경로(best track) 재분석자료를 분석하여, 관측자료 간의 불확실성과 장기간의 태풍강도의 변화에 대한 연구결과를 제시하였다. 1977~2006년 분석 기간 동안, 연도별 강도가 제일 강한 태풍과 상위 5개 태풍을 평균한 강도에 대해 분석한 결과, 두 재분석자료는 상반된 결과를 나타내, 30년 동안 JTWC 재분석자료의 태풍 강도는 증가하는 반면 RSMC-Tokyo 재분석자료의 태풍 강도는 감소하는 경향을 보였다. 이것은 JTWC가 태풍의 풍속을(특히, 1990년대 이후) 과대 추정하는 경향성이 주요한 원인으로 제시되었다. 두 자료간의 보정결과, 연도별 강도가 제일 강한 태풍의 최대풍속은 감소하였으나, 상위 5개 태풍의 평균강도는 해마다 강해진 것으로 나타났다.

한편, Park et al.(2013)은 열대성 저기압의 장기간 강도 변화에 대한 메커니즘을 보다 상세히 논의하였다. 연구에 의하면, 대양 전체에서 나타나는 열대성 저기압의 최대 강도 변화경향은 거의 변화가 없는 것으로 나타났다. Park et al.(2013)은 이러한 원인으로 역학적 요인(연직바람쉬어, 하층 소용돌이도)에 의해 필리핀해 동쪽에서는 열대성 저기압의 발달이 불리해지고, 반면에 다른 지역에서는 유리해졌기 때문인 것으로 제시하였다. 이에 따라 열대성 저기압 발생 위치가 대륙 쪽으로 가까워져서 열대성 저기압이 강화될 수 있는 시간이 짧아진 반면, 육지 근처에서는 열대성 저기압 발달에 유리한 환경조건(해수면온도 상승)에 의해 육지 근처까지 태풍이 강화될 수 있게 되어, 결과적으로 두 효과가 상쇄, 열대성 저기압의 최대강도는 크게 변화가 없었던 것으로 제시하였다. 열대성 저기압의 최대풍속이 나타나는 위치는 대륙 쪽으로 더욱 가까워져 상륙강도는 강화된 결과(Park et al., 2014)가 나타났으며, 이러한 역학적 요인의 변화는 최근의 유사 라니냐(La Nina-like warming)과 관련성이 높은 것으로 제시하였다.

Park et al.(2014)는 ENSO와 열대성 저기압의 최대 및 상륙 강도에 대해서도 분석하였다. 엘니뇨 시기에 열대성 저기압의 최대 강도는 라니냐 시기에 비해 강해지는(엘니뇨 시기에 더

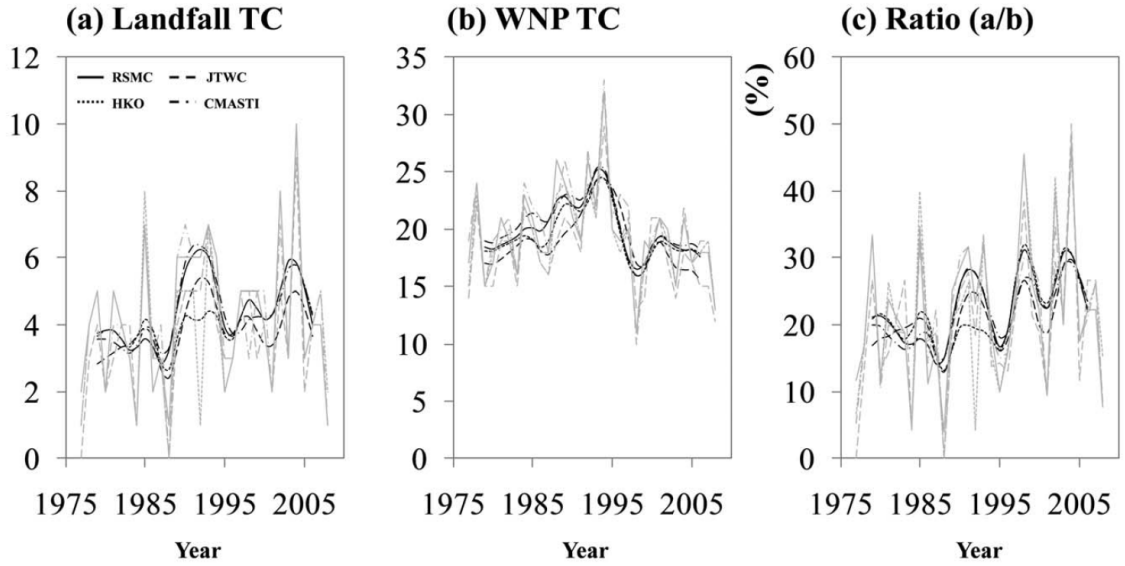


그림 9.6. (a)한반도와 일본 열도에 상륙한 열대성 저기압 갯수, (b)북서태평양에서의 열대성 저기압의 발생 갯수, (c)는 북서태평양에서 발생한 전체 열대성 저기압의 갯수 중 한반도와 일본 열도에 상륙한 열대성 저기압의 갯수 비율(%)(Park et al. 2011)

멀리서 태풍이 발생하여 강화될 수 있는 시간이 길어져 최대강도는 강해지지만, 멀리서 최대강도에 이르러서 더 일찍 쇠퇴하기 시작하기 때문) 반면, 상륙강도는 두 시기 사이에 차이가 거의 없었다. 이러한 원인으로는 엘니뇨 시기에는 라니냐 시기에 비해 육지 근처에서 태풍발달에 불리한 열역학 및 역학적 조건이 조성되기 때문인 것으로 제시하였다.

Choi et al.(2010)의 연구에서는 북서태평양 열대성 저기압의 경년 변동성이 ENSO와는 개별적으로 대기의 원격상관패턴과 관련이 있음을 제시하였다. 열대 서태평양에서의 대류활동의 변동은 중위도로 전파하는 태평양-일본(Pacific-Japan, PJ) 원격상관패턴의 변동을 유도하며, PJ 패턴이 양의 위상인 경우에는 열대성 저기압 발생 지역이 평년에 비해 더 북쪽으로 형성되며, 이동 경로 또한 북동방향으로 전향하는 특징을 보여, 한반도 및 일본을 포함하는 북동아시아 지역에 영향을 주는 것으로 나타났다. 또한, PJ가 양의 위상인 경우에는 열대성 저기압의 수명과 강도가 음의 위상인 경우에 비해 상대적으로 증가하는 것으로 나타났다. 원격상관 패턴의 위상 변화에 따라 형성되는 대기순환장의 변화는 특히 일본의 동쪽을 중심으로 한 고기압성 순환과 대만 동쪽을 중심으로 한 저기압성 순환의 변화를 가져와, 열대저기압의 이동에 관여하는 대기 중층의 지향류 변화를 유도하는 것으로 제시되었다. 한 가지 특기할 사항은 PJ 패턴이 양(음)의 위상인 경우에 열대 해수면 온도의 분포는 라니냐(엘니뇨)의 형태와 유사하게 나타났다. 즉, 라니냐 시기에는 북서태평양에서의 열대성 저기압의 활동은 평년에 비해 위축되나, 한반도 및 북동아시아에 영향을 주는 열대성 저기압의 활동성은 강화되는 것을 나타낸다.

9.5.3. 한반도에 영향을 미치는 열대성 저기압의 변화

한반도에 영향을 미치는 열대성 저기압(혹은 태풍)의 빈도수 및 강도에 대한 장기간 변화경향은 안전과 재해 예방 차원에서 매우 중요하다. 그러나, 일반적으로 수백~수천km 규모의 열대성 저기압 혹은 태풍의 규모와 이보다 상대적으로 작은 한반도의 크기를 고려할 때, 한반도에 영향을 주는 열대성 저기압의 장기간 변화경향을 분석하여 통계적으로 유의한 결론을 얻는 것은 매우 어렵다. 특히, 관측기간이 짧고 한반도에 영향을 주는 태풍의 수가 연간 평균 서너 개 수준으로 적은 것을 고려할 때, 신뢰할 수 있는 연구결과를 얻는 것은 현재의 과학 기술 수준으로 매우 어려운 실정이다.

Park et al.(2011)은 한반도와 일본으로 상륙하는 열대성 저기압의 갯수가 장기적으로 증가하고 있음을 제시하였다(그림 9.6a). 이러한 증가경향은 북서태평양에서의 열대성 저기압의 발생 빈도가 1990년대 중반 이후로 감소(그림 9.6b)하는 것을 감안했을 때, 보다 뚜렷한 추세(그림 9.6c)를 나타내고 있다. 이는 향후 한반도와 일본 등 동북아시아 지역으로 전향하는 태풍의 개수가 증가할 수 있음을 시사한다.

한편, Moon et al.(2007)은 한반도에 상륙하는 열대저기압의 강도가 1970년대 이후 증가하고 있음을 제시하였다. 반면에, Baek et al.(2011)의 연구에서는 한반도에 영향을 준 열대저기압의 수가 적어, 상륙 강도에 대한 장기간 변화를 단정하기 어렵다고 결론지었다. 그림 9.7은 Baek et al.(2011)의 분석기간을 1979~2013년으로 최근까지 확장한 것으로서, 한반도에 상륙하거나 한반도에 영향을 주는(한반도 해안선으로부터 200nm(해리) 이내로 접근한) 태풍들의 강도(풍속)가 장기간 변화하고 있다는 가설이 통계적으로 유의하지 않음을 나타낸다. 이러한 결과는 RSMC나 JTWC자료 모두에서 나타나고 있다.

한편, Kim et al.(2012)은 PJ 원격상관 패턴에 대한 연구를 더욱 심화하여, PJ 패턴의 위상변화에 따라 한반도에 영향을 주는 태풍 및 집중호우의 변화 사례에 대한 연구를 수행하였다. 지난 1966~2007년 동안 여름철(6~9월) 한반도에 영향을 준 태풍들의 발생지점을 PJ 패턴의 위상차로 나누어 분석한 결과, 양의 위상일 경우 한반도를 포함하는 동아시아 지역에서의 대규모 대기순환장은 이 지역에서 열대성 저기압 활동을 강화시키는 것으로 나타났으며(Choi et al. 2010), 이에 따라 한반도에는 열대성 저기압이 동반하는 강수량과 하천(낙동강 유역) 유출량이 증가하는 것으로 나타났으며, 이와 함께 집중호우 일수도 증가하는 것으로 나타났다. 특

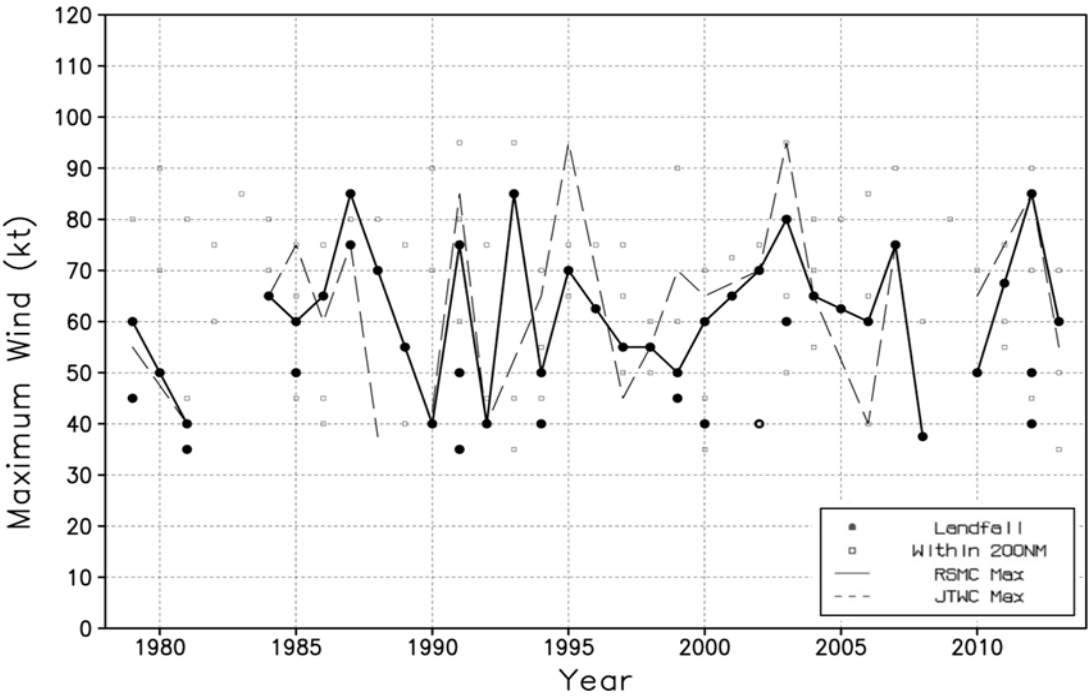


그림 9.7. 1979~2013년 동안 한반도에 영향을 준 열대성 저기압의 최대 풍속 변화. 기호 □ 는 제주도를 포함한 한반도 영역(해안선 기점 200NM) 안에 접근했던 열대성 저기압(RSMC 자료), 기호 · 는 한반도에 직접 상륙한 저기압의 생애 최대 풍속을 나타냄(RSMC 자료). 실선은 상륙했던 열대성 저기압들중 최대 풍속의 RSMC자료 분석 결과, 점선은 JTWC 자료 분석 결과를 나타냄 (Baek et al.(2011), 분석 방법에 근거하여 최근 자료를 추가함).

히 PJ 패턴이 양의 위상일 경우, 북태평양 고기압의 위치가 평년에 비해 동북쪽으로 치우쳐 열대성 저기압의 고위도에서의 전향과 한반도의 내습에 영향을 미쳐, 한반도에 직접적으로 상륙하는 열대성 저기압의 빈도수가 증가하는 것으로 분석되었다.

Kim et al.(2012)의 연구결과에서 나타나는 1966~2007년간의 PJ 지수는 큰 경년변동과 아울러 수십 년 주기의 변동성이 뚜렷하게 나타난다. PJ 지수는 1970년대 후반에 음의 위상이 지배적으로 나타나다가 1998년에 양의 지수로 전환된 후, 2000년대에 이르러서는 대부분 양의 위상을 유지하고 있다. 즉, 1970년대 후반 이후로 PJ 지수는 지속적으로 상승하는 추세를 보이고 있어, 이에 따라 Kim et al.(2012)의 연구에 따라 한반도에 영향을 주는 열대성 저기압의 강도 변화를 유추할 수 있으며, 이러한 결과는 Moon et al.(2007), Baek et al.(2011)의 연구결과와 잘 부합된다.

최기선 등(2012)은 보다 장기간의 자료를 분석하였다. 지난 60년간(1951~2010년) 한반도에 상륙한 태풍의 빈도수를 분석한 결과, 1981년 이후 한반도에 내습하는 태풍의 발생빈도는 증가했으며, 이것은 북태평양 고기압의 동쪽으로의 이동에 의해 동아시아 대륙에 저기압성 편차가 강화되는 반면, 북서태평양에서는 고기압성 편차가 강화되어, 한반도를 포함한 동아시아 지역에 남풍 계열의 편차장을 유도한 것으로 제시되었다. 강화된 남풍류는 열대성 저기압의 지향류로 인해 동아시아 및 한반도로의 이동경향성을 증가하는 메커니즘으로 설명되었다. 연구에서는 북태평양 고기압의 동쪽 편이를 동아시아 대륙에서의 봄철 적설량의 감소에 따른 대륙의 이른 가열 효과로 추정하였다.

또한, 최기선 등(2013)의 연구에서는 11~3월 동안 시베리아 고기압이 이른 계절(4~6월) 동안의 열대성 저기압 활동에 영향을 미침을 제시하였다. 분석 결과, 동경 140도를 경계로 시베리아 고기압의 양의 지수는 서쪽 해역, 음의 고기압 지수는 동쪽 해역에 좀 더 많은 열대성 저기압 발생과 관련이 있었다. 또한 열대성 저기압의 이동경로는 시베리아 고기압 지수가 음이 되는 경우, 필리핀 동쪽 해상으로부터 동중국해를 지나 전향하여 동아시아 및 한국 및 일본으로

이동하는 경향을 나타내었다.

9.5.4. 소결론

선행연구들에 따르면 열대성 저기압의 발생지역과 이동경로는 열대 해수면온도의 공간적 변화경향(Sugi et al., 2009; Chauvin and Royer 2010; Murakami et al., 2011b; Zhao and Held, 2012)에 따른 열역학적 변화와 함께, 태평양 워커순환의 강도의 감소(Vecchi and Soden, 2007a)와 같은 역학적 변화에 민감하게 변화하는 것으로 제시하고 있다.

한편, 대기환경 및 에어로졸이 미치는 인도양 및 대서양에서의 열대성 저기압의 변동에 대한 연구는 아직까지 북서태평양에서 이루어지지는 않았다. Chung and Ramanathan(2006), Meehl et al.(2008) 은 남아시아에서의 검댕과 에어로졸의 인위적 배출량 증가로 인하여, 북인도양에서의 해수면온도 경도가 감소하고, 연직 바람쉬어가 감소할 수 있음을 제시하였으며, Evan et al.(2011b)는 바람쉬어의 감소에 따라 아라비아해의 강한 열대성 저기압의 발생빈도가 증가할 수 있음을 제시하였다.

열대성 저기압의 발생 및 이동은 대기-해양의 기후변동 모드와 밀접한 영향을 가지는 것으로 나타났으며, ENSO 및 PJ 원격상관패턴 등의 변화에 따라 북서태평양에서는 발생 지역 및 주 이동경로의 변화, 최대 강도 등이 영향을 받는 것으로 나타났다.

최신 연구들은 한반도에 영향을 미치는 열대성 저기압의 강도가 증가하는 것으로 제시하고 있으며, 특히 1970년대 후반 이후 증가의 경향이 나타나고 있다. 그러나 이러한 결과가 열대성 저기압의 내재적인 변동성에 따른 수십 년 주기의 변동 때문인지, 아니면 인위적으로 유발되는 기후변화 때문인지는 확실하지 않으며, 장기간의 변화 추세 또한 통계적으로 유의하지 않다.

9.6. 엘니뇨와 한반도 기후

9.6.1 엘니뇨와 원격상관

엘니뇨는 열대 태평양의 해수면온도가 평상시보다 따뜻해지는 현상이지만, 엘니뇨와 관련된 기후변동은 단지 동태평양 지역에 국한되어 나타나지는 않는다. 엘니뇨는 적도 지역 대기의 대류 체계를 변화시키므로 적도 지역에서의 강수 분포도 역시 크게 바뀌게 된다. 그런데, 열대 지역의 대류 활동의 영향은 단지 열대 지역에 국한되지 않는다. 열대 지역에서 나타나는 강한 대류현상은 대기 중에 파동 운동을 유도하게 된다. 강한 대류에 의해 나타나는 대기의 파동 반응은 열대 지역의 현상이 중위도와 같은 다른 지역에까지 영향을 미치는 것을 가능한데, 이를 원격상관(teleconnection)이라고 한다. 이러한 파동 운동을 매개로 엘니뇨는 중위도 대기 순환에도 많은 영향을 미치게 된다. 엘니뇨 시기에는 중태평양의 대류 운동이 활발해지므로 강수 또한 증가하게 되는데, 이러한 대류의 영향이 북쪽으로 전파되면서 고기압, 저기압과 같은 대기 흐름을 만들어 낸다. 이와 같은 기압 배치의 가장 대표적인 예는 PNA 패턴(Pacific North America Pattern)이다. 엘니뇨 시기의 PNA 패턴은 북태평양 고기압의 강화, 알루샨 저기압의 동쪽 이동 및 강화, 북아메리카 지역의 고기압성 배치를 의미한다. 이러한 기압 배치와 일치하게 태평양지역의 대기 상층의 제트(Jet) 기류는 동쪽으로 확장되면서 강화되게 된다. 이러한 기압 배치는 중위도 순환에 영향을 미치게 된다. 엘니뇨는 여러 가지 원격 상관에 의해 전지구의 기후에 영향을 미치게 된다.

과거에 대부분의 엘니뇨는 중태평양에 비해 동태평양의 해수면온도가 평년보다 더 높게 나타나는 경향이 있었다. 하지만, 1990년대 이후 중태평양의 해수면온도가 동태평양의 해수면온도보다 높은 엘니뇨가 빈번하게 발생하였다(Yeh et al., 2009; Lee and McPhaden, 2010). 이에 따라, 엘니뇨가 두 가지 타입이 존재할 수 있음이 제시되었고, 현재까지 새로운 타입의 엘니뇨는 다양한 이름으로 정의되고 있다(Ashok et al., 2007; Kao and Yu, 2009; Kug et al., 2009). 두 가지 타입의 엘니뇨가 중요한 이유는, 열대 대류의 위치가 두 엘니뇨 사이에 크게 다르기 때문에, 두 엘니뇨의 전지구 영향이 매우 다르기 때문이다(Larking and Harisson, 2005; Kumar et al., 2006; Ashok et al., 2007; Kim et al., 2009; Kug et al., 2010a; Song et al., 2011; Yoon et al., 2012; Yu et al., 2012; Wang and Wang,

2013). 한반도 기후도 두가지 타입 엘니뇨에 따라 상이한 영향을 받는 것으로 알려져 있다(Kug et al., 2010, Kim et al., 2014).

단순한 전지구 영향뿐만 아니라, 두 종류 엘니뇨의 발달, 위상 전환에 대한 역학과정도 매우 다르다고 보고되었다(Kug et al., 2009, 2010b). 동태평양의 해수면온도가 주로 상승하는 동태평양 엘니뇨는 수온약층 피드백이 매우 중요한 과정인데 반하여, 중태평양 해수면온도가 주로 상승하는 중태평양 엘니뇨는 동서방향의 해류의 이류에 의한 피드백 과정이 매우 중요한 것으로 알려져 있다. 또한 엘니뇨 역학에 중요한 역할을 하는 적도 바람장의 변화 위치가 매우 다르기 때문에, 위상 전환도 매우 다르게 나타난다(Kug et al., 2009). 현재까지, 두 타입 엘니뇨의 존재를 단순한 랜덤효과에 의한 엘니뇨의 다양성으로 설명하려는 시도와 근본적으로 다른 열대 해양-대기 모드에 기반한다는 주장이 상반되고 있다. 몇몇 이론적인 연구에서는 열대 태평양에 두 개의 불안정 모드가 존재함이 제시되기도 하였다(An and Jin, 2001; Bejarano and Jin, 2008).

9.6.2. 엘니뇨와 한반도 기후

동태평양의 해수면온도가 상승/하강 하는 엘니뇨/라니냐 현상이 한반도 기후에 얼마나 많은 영향을 미치는지에 대해서는 아직 논란의 여지가 있다. 일부 전문가들은 엘니뇨/라니냐가 한반도에 의미 있는 영향을 주기 힘들다고 주장한다. 한반도 기후는 엘니뇨/라니냐뿐만 아니라, 다른 기후 요소들에 의해서도 크게 영향을 받기 때문에, 제한된 기간의 관측자료만으로는 의미 있는 관련성을 찾기가 힘들 수 있다. 하지만, 다른 전문가들은 의미 있는 연관성을 제시하고 있다(안중배 등, 1997; 강인식, 1998; 차은정 등, 1999; Kug et al., 2010; Son et al., 2014). 선행 연구에 따르면, 엘니뇨/라니냐와 한반도 기후와의 상관성은 계절에 따라 크게 달라진다. 대부분의 연구에서 한반도 겨울철 기온은 엘니뇨/라니냐와 밀접한 관련성이 있다고 알려져 있다(안중배 등, 1997; 강인식, 1998). 특히 초겨울에는 한반도 기후는 엘니뇨 시기에는 따뜻하고, 라니냐 시기에는 상대적으로 추운경향이 나타났다(Kug et al., 2010).

겨울철 기온이 엘니뇨/라니냐와 상대적으로 높은 상관성을 보이며, 대부분의 연구에서 비슷한 결론을 제시하는데 반하여, 여름철 강수에 대한 상관성은 현재까지 연구 결과마다 상이한 관련성을 제시하고 있다. 강인식(1998)과 차은정 등(1999)은 엘니뇨가 나타난 여름철의 강수량의 전반적인 경향은 “평년 비슷 또는 많은”으로 분류하였고, 라니냐에는 특별한 상관성이 없는 것으로 보고하였다. 반면에, 권원태 등(1997)은 우리나라의 강수에 대해서는 엘니뇨 시기에 계절별로 뚜렷한 경향성을 찾기 힘들지만, 라니냐 발생시기에는 강수량이 전반적으로 감소하는 경향을 보인다고 보고하였다. 이렇듯, 엘니뇨/라니냐 현상과 우리나라 여름철 강수, 장마와의 상관관계는 엘니뇨/라니냐 현상의 정의, 분석기간에 따라 서로 상이한 결과를 나타내었다. 특히, 여름철 강수는 분석시기마다 관련성이 매우 다르게 나타날 수 있다.

대부분의 엘니뇨와 라니냐는 봄철에 발달하기 시작하여 여름, 가을철에 성장하여 겨울철에 절정기에 도달한다. 절정기 이후 해수면온도차가 소멸되며, 그 이듬해 여름철까지 지속되기도 한다. 엘니뇨(라니냐)가 발달하는 시기의 여름철과 소멸하는 시기의 여름철 열대 태평양의 해수면온도 패턴은 유사하지만, 이와 연관된 대기순환 패턴은 매우 큰 차이를 보인다. 따라서, 같은 엘니뇨 시기라도 엘니뇨의 영향은 매우 다르므로, 발달기와 소멸기를 나누어서 분석해야 한다.

그림 9.8은 50년대 이후 발생한 엘니뇨, 라니냐와 한반도의 강수 변화를 나타낸 것이다. 그림 9.8에 나타나듯이, 엘니뇨는 한반도 강수량 변동에 어느 정도 영향을 주는 것으로 나타났다. 분석 기간에 따라 조금씩 다르게 나타나지만, 엘니뇨가 발달하는 시기에 7월말 8월초의 강수는 증가하는 경향을 보이고, 9~10월초까지는 감소하는 경향을 보이나, 초겨울(11~12월)에는 강수가 증가하는 경향을 보인다.

특히 최근 들어, 엘니뇨가 발달하는 시기에 9월 강수와 온도는 매우 의미 있는 관련성을 가지는 것으로 나타났다. 9월의 온도는 엘니뇨 시기에 낮아지는 경향이 있다. 또한, 9월의 강수를 가을 장마의 강수와 연관되었다고 생각하면, 엘니뇨 발달기에 가을장마는 통계적으로 95%

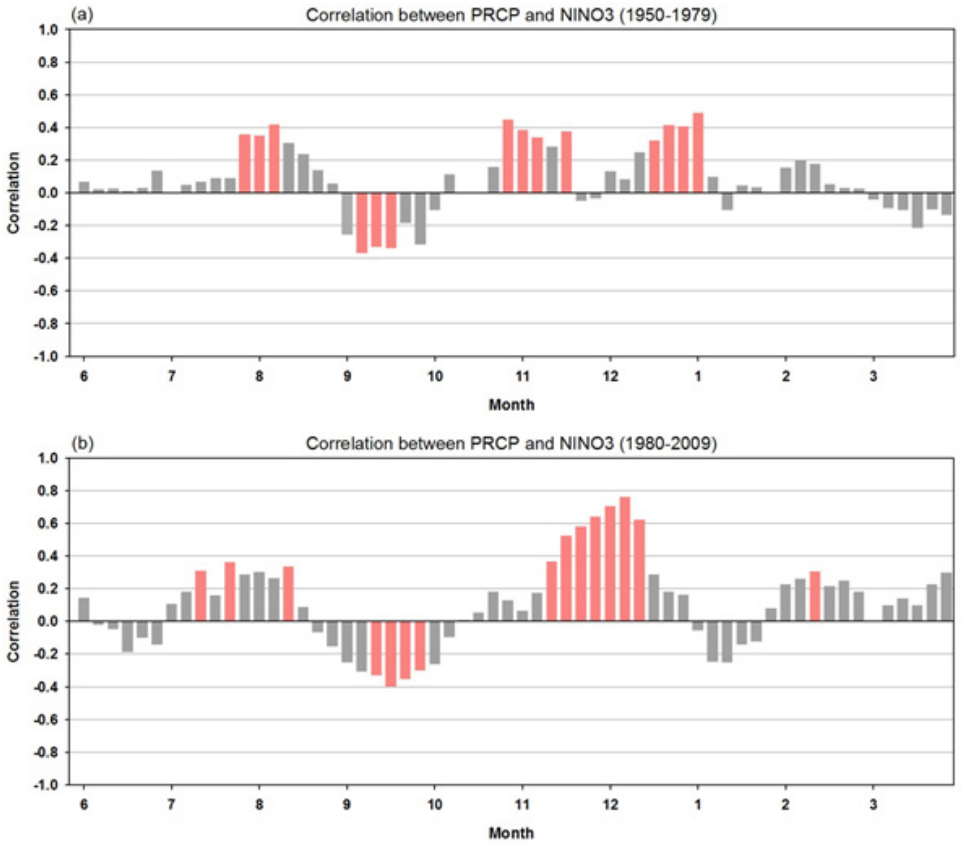


그림 9.8. NDJ NINO3 지수와 25일 이동평균 한반도 강수와의 계절에 따른 상관관계 (a)1950~1979년 기간, (b)1980~2009년 기간. 빨간색 막대는 90%이상 신뢰값 표시 (Son et al.(2014). 엘니뇨와 한반도 강수가 계절별로 다양하게 나타나며, 과거와 최근의 경향이 조금씩 달라짐.)

신뢰수준을 가지며, 감소하는 경향을 나타내었다. 이러한 경향성은 한반도의 모든 관측소의 강수량 변동에서 비슷하게 나타났다. 울릉도 및 일부 동해안 해안 도시를 제외하고, 모든 관측소에서 95% 이상의 신뢰수준으로 강수가 감소하는 경향성을 나타냈다.

엘니뇨가 한반도에 미치는 영향은 북서태평양의 순환 변화를 통해 이루어진다. 엘니뇨(라니냐)가 발달하는 시기에는 북서태평양의 대기순환은 저기압성(고기압성) 흐름이 나타난다. 이러한 저기압성(고기압성) 흐름은 적도 서태평양의 서풍 아노말리를 강화하여 엘니뇨(라니냐) 발달을 강화시킨다. 한편, 북서태평양의 저기압성 흐름은 북서태평양 여름 몬순(Western North Pacific Summer Monsoon)의 강화를 의미한다. 즉 엘니뇨가 발달시기에는 북서태평양 여름 몬순은 강화되는 경향이 나타난다. 강한 몬순해에는 북서태평양의 강수가 평상시보다 증가하게 되고, 증가된 강수는 대기의 순환을 변화시킨다. 여름철 북서태평양 지역의 강수가 증가하면, 뚜렷한 파동 원격상관 패턴이 나타난다. 북서태평양과 동아시아 지역의 원격상관 패턴은 PJ(Pacific-Japan) 패턴으로도 알려져 있다 (Nitta, 1987). 우리나라 기후는 엘니뇨 시기에 이 원격상관에 의한 고기압성 흐름에 의해 영향을 받게 되는데, 이 고기압성 흐름의 위치에 따라 우리나라의 기후는 민감하게 영향을 받게 된다.

엘니뇨(라니냐)가 발달하는 가을 장마 시기(9월)에 한반도 강수가 감소(증가)하는 것은 같은 맥락에서 이해 할 수 있다. 엘니뇨 발달시기 여름철에 북서 태평양에 발달했던 저기압성 흐름은, 가을철이 되면서 약간 동쪽으로 이동하지만, ITCZ의 강수변화를 유도하면서 북쪽으로

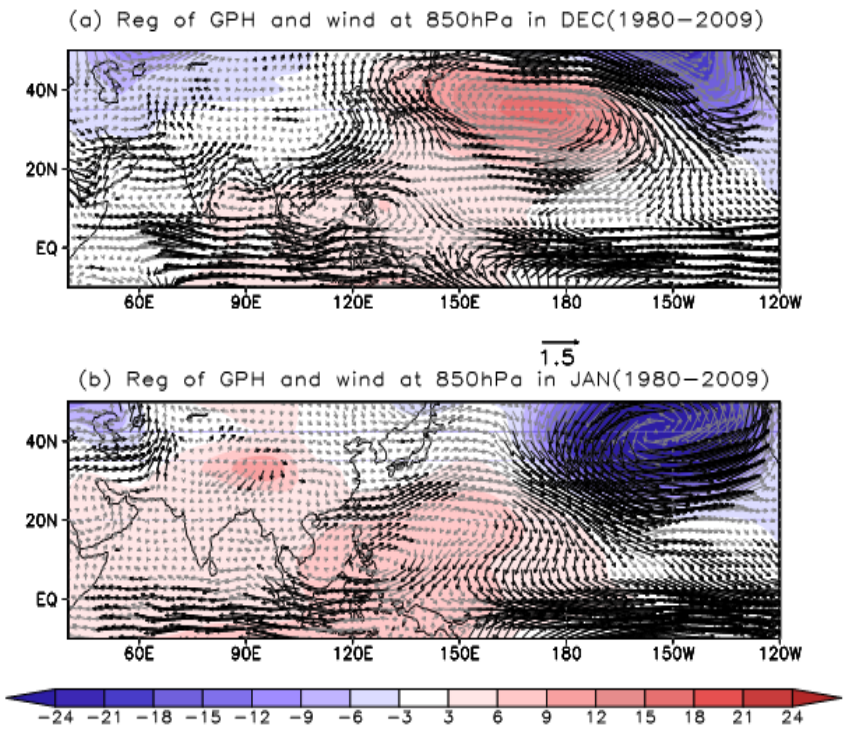


그림 9.9. 1980~2009년 동안 NINO3 지수에 대한 850hPa GPH(shaded; m)와 바람장(vector; m/s)의 선형 회귀 패턴. 12월의 강수증가는 북태평양 지역의 쿠로시오 고기압의 발달과 관련되어 있으며, 1월의 갑작스런 쿠로시오 고기압 소멸로 인해 한반도 강수과 관련성이 약해짐(Son et al., 2014).

확장되게 된다. 라니냐 발달 시기에 가을철에는 반대로 고기압성 흐름이 존재하게 된다. 이러한 북서태평양의 순환장은 엘니뇨 시기의 한반도의 가을철 강수를 감소시키고 라니냐 시기에 증가시키는 역할을 한다. 이 과정뿐만 아니라, 가을 장마의 강수는 태풍과도 깊은 연관이 있다. 엘니뇨/라니냐 변동은 북서태평양의 대기 및 해양의 상태를 변화시키므로, 북서태평양 태풍의 활동을 바꾸게 된다.

엘니뇨/라니냐가 소멸하는 시기는 발달하는 시기와 북서태평양에서 다른 대기순환이 나타난다. 엘니뇨 발달기 여름철에 존재하는 북서태평양의 저기압성 순환은 엘니뇨가 진행되면서 천천히 동쪽으로 이동하게 된다. 엘니뇨가 절정기에 도달하는 겨울철에는 저기압성 흐름은 중태평양쪽에 존재하게 되고, 북서태평양 지역에서는 고기압성 흐름(Phillippine Sea antycyclone)이 갑작스럽게 생성되게 된다(Wang et al., 2000). 이런 고기압성 흐름의 생성은 겨울철 기본장의 영향에 서태평양의 해수면온도 음의 아노말리의 영향(Wang et al., 2000)과 인도양 해수면온도의 상승(Watanabe and Jin, 2002, Kug et al., 2006)으로 설명될 수 있다. 겨울철에 고기압성 흐름이 발생하면, 그 지역의 대기-해양 상호작용에 의해 이듬해 여름까지 유지된다. 즉, 엘니뇨가 소멸하는 여름철에는 발달기와 달리 북서태평양에 고기압성 흐름이 존재하게 된다. 반대로 라니냐가 소멸하는 여름철에는 북서태평양에 저기압성 흐름이 존재하게 된다. 이러한 북서태평양의 순환장은 한반도를 비롯한 동아시아 기후에 영향을 주게 된다. 하지만 한반도의 강수량에도 영향을 주는 것으로 알려져 있지만, 장마시기의 강수와는 통계적으로 유의한 결과를 나타내지는 못하고 있다.

엘니뇨 시기에 한반도 기후는 초겨울에 가장 밀접한 연관을 갖는다. 엘니뇨 시기의 겨울은 평년보다 따뜻한 경향이 있으며, 초겨울의 강수는 증가하는 경향이 나타난다. 특히, 최근 30년간 이 시기의 한반도 강수와 NINO3 지수와 상관관계는 0.7 이상의 매우 높은 상관 관계를 갖는다(그림 9.8). Son et al.(2014)는 서태평양의 필리핀해 고기압과 북태평양의 쿠로시오 고기압의 영향으로 설명하였다. 엘니뇨 절정기 시기인

초겨울에는 북서태평양의 강수감소에 의해 하층에는 필리핀해 고기압이 발달하게 된다(그림 9.9). 이 하층 고기압성 흐름은 동아시아 지역에 남풍기류를 형성하여 온난하고 습한 공기를 북쪽으로 전달하는 역할을 한다. 하지만, 이 고기압성 흐름은 아열대 지역에 한정되어 나타나기 때문에, 한반도까지 영향을 주기에는 한계가 있다. 북서태평양의 강수 감소는 하층에 고기압성 흐름을 생성하지만, 열대의 연직 경압성 구조에 의해 상층에서는 저기압성 흐름이 나타난다. 이 상층 흐름은 로스비파 전파에 의해 북태평양 지역에 고기압성 흐름, 즉 쿠로시오 고기압을 발달시킨다. 중위도는 순압구조를 가지기 때문에 하층에도 고기압성 흐름이 나타나고, 이 고기압성 흐름은 한반도에 직접적으로 남풍기류를 생성하게 된다(그림 9.9a). 이 남풍기류에 의해 한반도 초겨울은 따뜻하고, 강수는 증가하게 된다. 초겨울에 한반도 기후와의 관련성이 높은데 반해, 늦겨울에는 이러한 관련성이 현저하게 떨어진다. 이는 초겨울에 중요한 역할을 하는 쿠로시오 고기압이 사라지기 때문으로 이해할 수 있다(그림 9.9b). 이러한 특징은 서태평양의 강수 감소와 중태평양의 강수 증가의 상대적 차이에 의한 중위도 원격상관 반응으로 이해할 수 있다(Son et al., 2014).

9.7. 북극진동

9.7.1. 서론

북극진동(Arctic Oscillation)(Thompson and Wallace, 1998)은 북반구 겨울철 해수면 기압에서 나타나는 가장 뚜렷한 원격상관 모드이다. 북반구(20°N 북쪽) 겨울철 월별 해수면 기압 자료로 경험적 직교함수 분석(Empirical Orthogonal Function Analysis)을 수행하면, 첫 번째 모드로 약 북위 60도 북쪽의 환북극 지역과 중위도 북대서양 및 북태평양 지역의 해수면 기압이 서로 반대되는 위상(phase)을 갖고 진동하는 양상이 나타나는데(그림 9.10), 이 북극진동의 위상 변화에 따라 중, 고위도 지역에

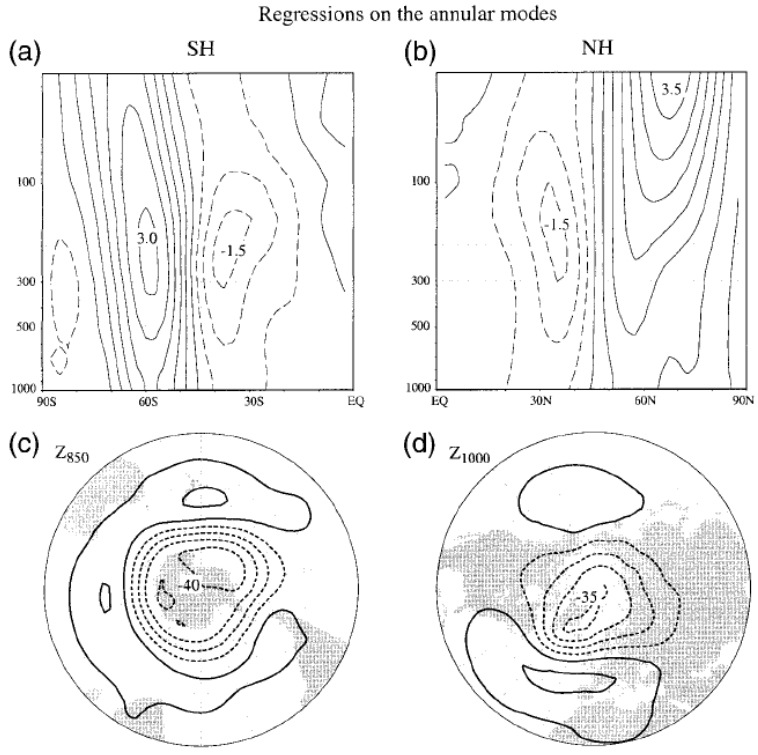


그림 9.10. 1958년 1월~1997년 12월까지 월자료로부터 계산된 정규화된 남극환상모드(SAM)와 북극환상모드(NAM)에 선형회귀된(위) 동서평균 지균풍,(아래) 하부 대류권 지위고도 아노말리. 왼쪽 패널들은 남극환상모드, 오른쪽 패널들은 북극환상모드 결과를 나타냄. 등치선의 간격은 지위고도장의 경우 10m(-15, -5, 5,...), 동서평균 지균풍은 0.5ms^{-1}(-0.75, -0.25, 0.25, ...). (Thompson and Wallace(2000)의 Figure 1)

서 대류권 제트, 블로킹, 스톰 트랙과 같은 북반구 대규모 대기순환장의 변동이 나타나며, 이에 따라 북반구 전체의 기온, 강수량, 북극 해빙, 해수면온도 등의 뚜렷한 변화가 있다. 일반적으로 고위도 북극지역에 저기압성 해수면 기압 아노말리가, 중위도 지역에 고기압성 해수면 기압 아노말리가 나타날 때를 북극진동이 양의 위상이라고 하며, 이때에는 환북극 제트(subpolar jet), 혹은 극소용돌이(Polar Vortex)의 세기가 강하다. 이시기에는 북유라시아, 미국 동부에서 양의 기온 아노말리가, 북동부 캐나다와 알래스카, 그린란드 등지에서는 음의 기온 아노말리가 나타난다. 반대로 북극진동이 음의 위상을 나타날 때에는 환북극 제트가 약화되고 남북으로 사행하게 되는데, 이때 기온의 경우도 양의 위상때와 거의 반대의 아노말리 패턴을 나타낸다. 특히 음의 북극진동 위상 시기에는 동아시아 및 유럽, 북아메리카 대륙에는 북극기단의 잦은 남하로 인해 한파의 발생이 증가하게 된다. 북극 와도 북극진동은 관련된 기압 및 지위고도 패턴이 동서방향으로 대칭적인 형태를 나타내기 때문에 북반구 환상 모드(Northern Annular Mode, NAM)라고도 불리며, 남반구에는 남반구 환상 모드(Sourthern Annular Mode, SAM)가 주요 변동모드로 나타난다(Thompson and Wallace, 2000). 북대서양 지역의 가장 큰 기후변동성의 하나인 북대서양 진동(North Atlantic Oscillation)은 북반구 환상모드의 지역적 모드로서 여겨지고 있다.

북극진동의 위상은 에디-평균흐름(eddy-mean flow) 상호작용, 성층권 순환과의 커플링 등과 같은 대기 내부 역학적 요인(e.g., Robinson, 2000; Lorenz and Hartmann, 2003), 그리고 온실가스(Shindell et al., 1999), 해수면온도(Hu and Huang, 2006; Ineson and Scaife, 2009), 해빙(e.g., Deser et al., 2010; Strong and Magnusdottir, 2011), 눈덮임(Cohen and Fletcher, 2007), 대기중 에어로졸(Chung and Ramanathan, 2003), 태양활동(Ruzmaikin and Feynman, 2002)등과 같은 다양한 대기 외부강제력들에 의해 영향을 받으며, 수일에서 수십 년 이상의 변동을 포함한다. 인위적 요인에 의한 기후변화는 이러한 북극진동에 변화를 수반하며, 동시에 북극진동의 변동은 기후변화에 의한 일기 및 극한 기후현상 변화를 조절한다고 알려져 있다(IPCC, 2007). 특히 2010년대에 들어 매우 강한 음의 북극진동 위상이 연이어 발생하면서 북반구 많은 지역에 한파와 폭설을 동반하는 혹독한 겨울을 초래하여 그 원인을 규명하려는 시도가 이어지고 있으며, 미래 기후변화에 따른 북극진동의 위상, 그 변동성 예측을 위한 연구가 계속되고 있다.

9.7.2. 북극진동의 장기변화

Thompson et al.(2000)은 1958~1997년 기간의 겨울(JFM) 북극진동지수를 분석하여, 20세기 후반 들어 북극진동이 양의 위상으로 치우치는 경향이 뚜렷하고, 이 북극진동 경향과 관련된 기온변화가 같은 기간 동안의 북반구 온난화 패턴과 매우 유사함을 발견하였다. 결과적으로 이 기간 동안의 북극진동 위상의 장기 변화는 북반구 지구온난화 양상에 직접적으로 기여하여, 같은 기간 동안 발생한 유라시아 대륙 온난화의 약 50%, 북반구 전체 온난화의 약 30%를 설명함을 제시하였다. 이후 2000년대 초반까지의 몇몇 후속 연구는 온실가스 농도를 증가시킨 기후모델 실험에서 북극진동지수가 양의 경향성을 나타남을 제시하였고(e.g., Alexander et al., 2004; Gillett et al., 2002), 그 결과 북극진동의 양의 위상이 지구온난화에 의한 일반적인 반응으로 여겨지기도 하였다. 하지만 2000년대 들어 북극진동지수의 경향성이 극적으로 바뀌었는데, 20세기 후반에 나타났던 뚜렷한 양의 추세가 사라지고, 1990년 이후로는 오히려 음의 위상이 증가하고 있으며, 2009/2010년, 2011/2012년 겨울과 같이 극단적인 강도의 음의 북극진동이 연이어 발생하고 있다(Overland and Wang, 2005; Zhang et al., 2008)(그림 9.11). Zhang et al.(2008)은 2000년대 들어 북극진동지수 자체의 변화는 물론 북극진동의 수평적 패턴 또한 뚜렷한 변화를 나타내고 있음을 제시하였다. 특히 최근 들어 북극진동의 북극지역 변동중심이 보다 유라시아 북부지역으로 이동하는 것으로 나타나는데, 이는 최근 강화된 북극진동-동아시아 기후변동성 상호관계의 강화와도 관련이 있다.

북극진동의 최근(1990년대 중반 이후) 변화의

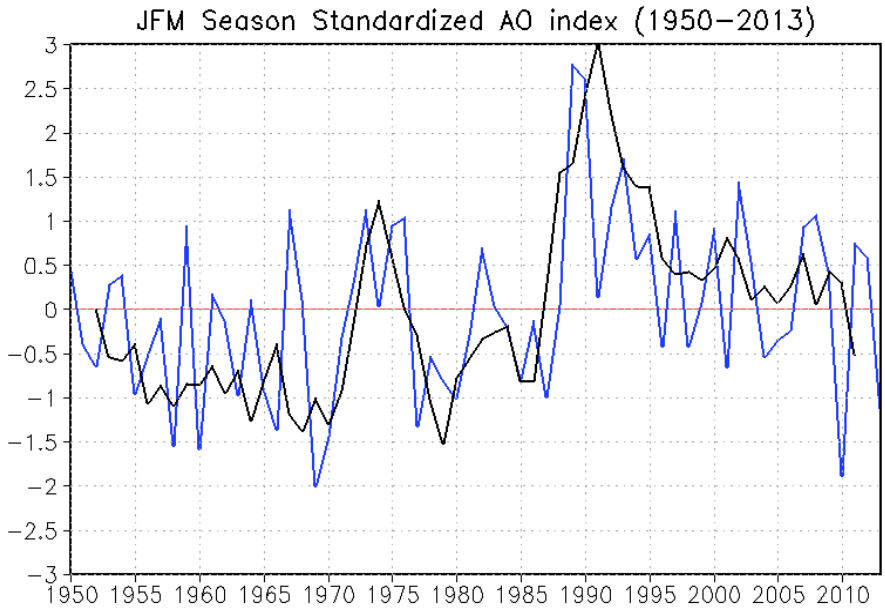


그림 9.11. 1950~2012년의 북극진동지수(파란색 선; 검은색 선은 5년 이동평균선)(NOAA climate prediction center)

원인으로는 해빙 감소(e.g., Honda et al., 2009), 유라시아 눈덮이 변화(Cohen and Fletcher, 2007; Cohen et al., 2010) 등이 제시되었으나 정확한 원인은 아직 잘 이해되고 있지 않다. 최근 기후모델을 이용한 몇몇 연구들은(Alexander et al., 2004; Deser et al., 2010), 북극지역의 해빙이 감소되었을 때 음의 북극진동 형태의 변화가 나타남을 제시하였고, Allen and Zender(2011)나 Cohen et al.(2010) 등은 유라시아 지역에 나타나는 눈덮이 변화가 로스비 파동의 연직전파-성층권 와도 약화의 연쇄 메커니즘을 통해 대류권의 음의 북극진동을 유도할 수 있다고 제시하였다.

9.7.3. 북극진동과 관련된 동아시아, 한반도 기후변동성

북극진동의 영향은 고위도는 물론 북반구 중위도 전역에 걸쳐 나타난다. 특히 동아시아 지역의 한파 발생 빈도 및 동아시아 겨울 몬순의

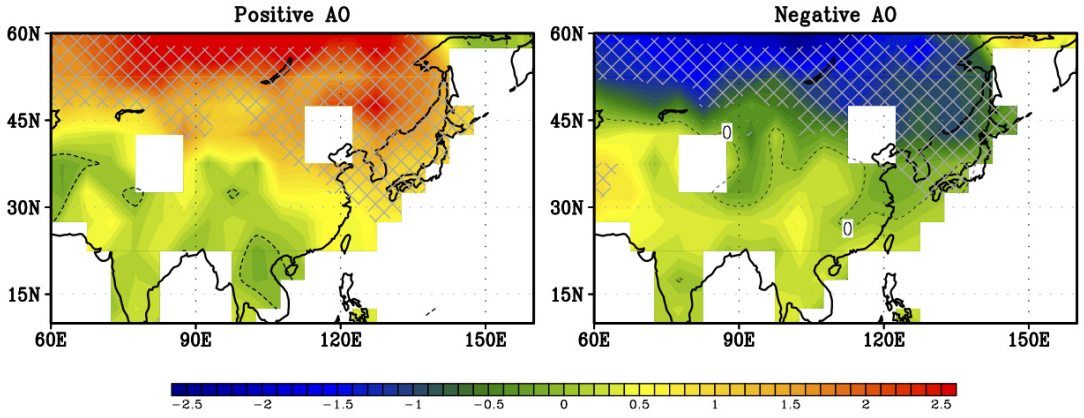


그림 9.12. 북극진동지수가 평년변동성의 1표준편차 이상(좌), 이하(우)일 때 동아시아 지역의 겨울철(11월~3월) 지표면 온도의 평년편차 합성도. 빗금은 통계적으로 95% 이상 신뢰도인 값들을 나타냄.(Jeong and Ho(2005)의 Fig. 1을 1950년 01월~2014년 3월 기간의 Hadley Center의 CRUTEM4 자료를 사용하여 재구성함)

강도는 북극진동지수와 매우 높은 통계적 상관성을 보인다. 일반적으로 음의 북극진동 시기에는 겨울철 동아시아 대부분 지역, 특히 중국 동북부와 한반도에서 동아시아 겨울 몬순 순환의 강화에 따른 한파 발생의 증가로 지표면 기온이 평년보다 낮게 나타나고 양의 북극진동 시기에는 이와 반대의 경향으로 온난한 겨울이 나타난다(그림 9.12)(Gong et al., 2001; Jeong and Ho, 2005; Park et al., 2010). 이는 음의 북극진동 시기에 나타나는 동아시아 기압골과 상층 제트의 강화, 시베리아 고기압의 강화에 의한 영향으로, Jeong and Ho(2005)에 의하면 음의 북극진동 시기에 강력한 한파(3일내 온도 하강이 평년편차의 2 표준편차 이상인 경우) 발생의 빈도가 음의 북극진동 시기에 양의 북극진동 시기보다 약 3배 정도나 높게 나타난다. Cheung et al.(2012) 또한 동아시아 겨울몬순을 강화시키고 한파 발생을 유도하는 우랄-시베리아 블로킹 패턴이 음의 극진동 시기에 증가함을 제시하였다. 특히 Park et al.(2011)은 북극진동이 음의 위상을 보일 때 북극 및 고위도 유라시아 지역에서 증가하는 블로킹 활동에 의한 동아시아 한파 발생이 증가하고, 상층 파동에 의한 동아시아 한파 발생도 음의 북극진동 시기에 좀 더 강하고 오래 지속되는 경향이 있음을 제시하였다. 실제로 2009/2010년 겨울의 경우 약 1달 이상 기록적인 음의 극진동이 발생하였는데(일지수 기준 -5℃ 이하 10일 이상 나타남, 월지수 기준 1950년 이후 최저값), 이때 동아시아 및 한반도에는 극진동과 관련된 대기순환 변화로 인해 3회의 강력한 한파가 연이어 발생하여 한반도에는 관측사상 최저 1월 기온이 나타났다(Park et al., 2010). 북극진동의 최근 장기변동과 관련하여 Woo et al.(2012)은 1979~2011년 동안 동아시아 지역의 한파 발생과 관련된 기온변동을 연구하였는데, 특히 2000년대에 들어 북극진동지수의 음의 경향성이 강해지면서 한파 발생시의 기온하강이 1990년대에 비해 보다 커지고 그 지속성이 길어짐을 제시하였다.

북극진동은 대류권-성층권 커플링이 강하게 일어나는 북반구 겨울철에 그 강도가 강하게 나타나므로 그 영향이 주로 동아시아 겨울몬순, 한파, 이와 관련된 기온변동에 뚜렷이 나타난다. 그러나 북극진동의 세기가 상대적으로 약한 봄철 및 초여름까지 동아시아 지역의 다른 기후변동성에 영향을 준다고 알려지고 있다. Gong and Ho(2003)와 Gong et al.(2011)은 봄철 북극진동이 해양 및 지면과정과의 상호작용을 통해 동아시아 여름몬순에 영향을 준다고 제시하였으며, 최기선과 변희룡(2010), Choi and Byun(2010), Choi et al.(2012)은 봄철 북극진동과 관련된 대기순환 변동이 여름철 북태평양 지역의 태풍활동에 영향을 미칠수 있음을 밝혔다. Mao et al.(2011)의 경우 봄철 북극진동과 관련된 동아시아 지역의 서풍 제트의 변화로 인해 동아시아 지역 황사활동의 변화가 나타남을 제시하였다.

9.8. 계절안 변동성

9.8.1. 정의 및 특성

계절안 변동은 종관 규모 날씨 현상과 계절 기후 변동성의 사이에 위치하여 기상과 기후의 연결고리 역할을 하기 때문에 최근 그 중요성이 점차 증대되고 있다(Brunet et al., 2010). 열대 동반구에서는 계절안 변동성이 경년 변동성 보다 더 크게 나타날 뿐 아니라 종관 규모 변동성에 상당하는 세기를 나타낸다(그림 9.13). 또한 계절안 진동은 계절에 따라 공간적·시간적으로 큰 차이가 있으며, 전파 특성도 현저히 다르다(CLIVAR MJO Working group 2009; Kikuch et al., 2012). 주요 계절안 변동 모드는 매든-줄리안 진동(Madden and Julian Oscillation, MJO)과 아시아 몬순 지역에서 북반구 여름철에 특징적으로 나타나는 계절안 진동(boreal summer intraseasonal oscillation, BSISO)이다. 「한국 기후변화 평가보고서 2010」에서는 MJO 현상을 주로 다루었으나, 이 절에서는 최신 논문들을 바탕으로 MJO가 한반도에 미치는 영향 및 미래 변화를 보완하고, BSISO의 특징과 한반도 기후에 미치는 영향을 추가하였다.

일반적으로 MJO의 감시는 적도 지역 일평균 지구장파복사와 대류권 상·하층 동서 바람장을 이용한 Realtime Multivariate MJO(RMM) 지수(Wheeler and Hendon, 2004)를 이용한다. 최근 Lee et al.(2013)은 아시아 지역 일평균 OLR과 하층 동서 바람장을 이용 BSISO를 감시할 수 있는 지수를 개발하였다(그림 9.14).

MJO는 조직화된 대류 활동과 상호작용하며

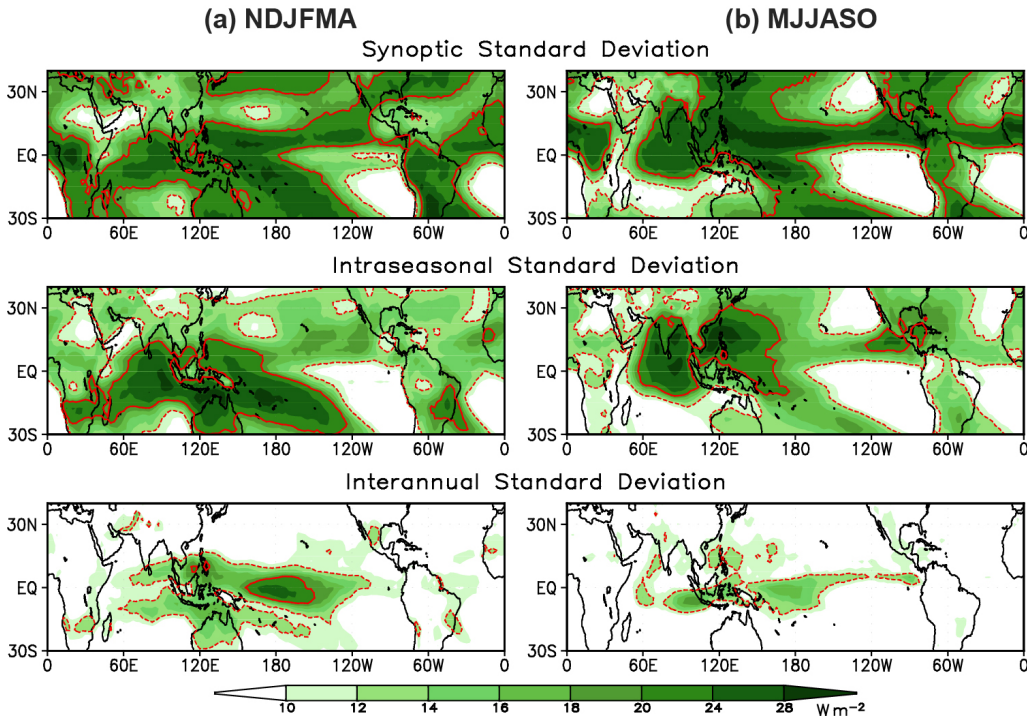


그림 9.13. 북반구 겨울철(11월부터 4월)과 여름철(5월부터 10월) 기간 동안 지구 장파 복사의 종관 규모 변동(10일 이내), 계절안 변동(14일과 90일 사이), 그리고 경년 변동(90일 이후)의 표준편차.

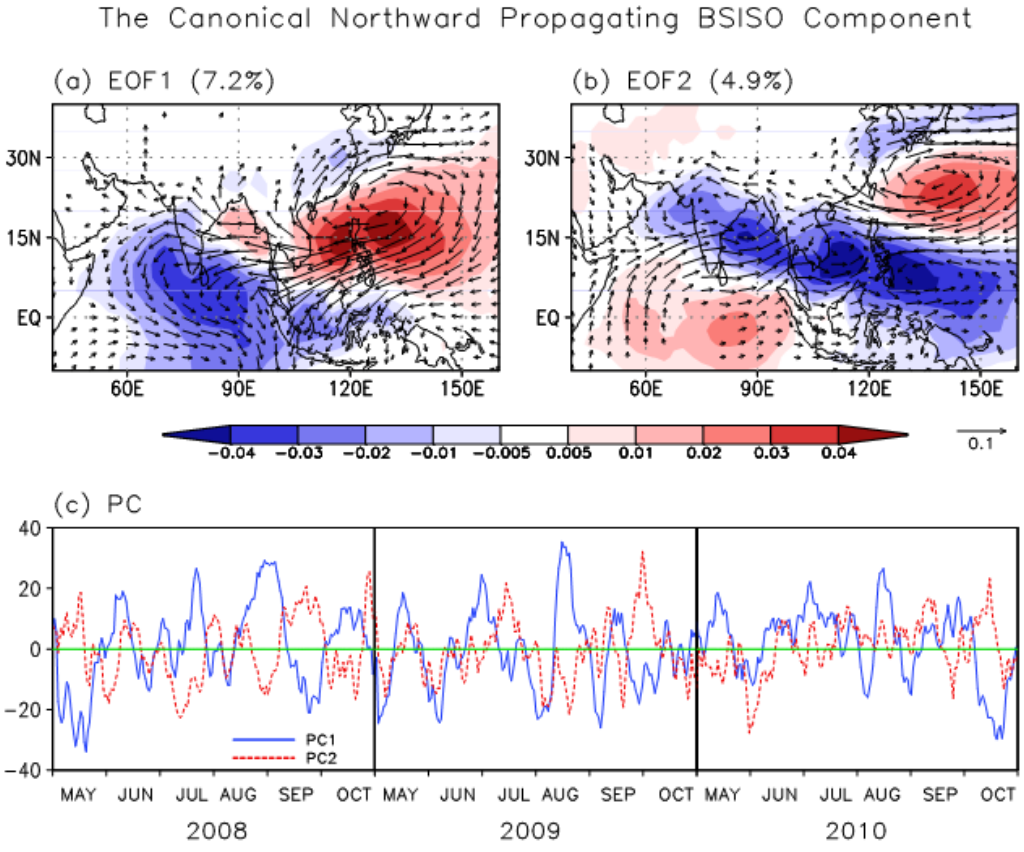


그림 9.14. 아시아 지역에서 전형적으로 북상하는 여름철 계절안 진동(BSISO) 고유 모드의 공간 패턴(a,b) 및 시계열(c). 1981~2010년 기간 동안 OLR(색)과 850hPa 동서방향 바람에 다중 경험적 직교함수 분석(MV-EOF)을 적용해 첫 번째와 두 번째 모드를 추출. 바람 벡터는 고유 시계열을 850hPa 남북방향 바람장에 투영하여 계산(Lee et al., 2013).

30일에서 60일 주기로 나타나는 열대 지역 주요 모드로서(Madden and Julian, 1972, 1994), 1971년 미국 국립대기 연구센터의 Roland Madden과 Paul Julian에 의해서 처음 발견되었다. 중위도와 고위도 지역의 기상 및 기후에 상당한 영향을 미치기 때문에 계절내 시간규모의 주요한 예측 인자로 간주되고 있다(Waliser, 2011). 일반적으로 북반구 겨울철과 봄철에 현저하게 나타나며 해수면온도가 28℃인 적도 서인도양에서 생성·발달해, 로스비-켈빈파 형태로 동쪽으로 전파되고, 상대적으로 수온이 낮은 동태평양에서 그 세기가 현저하게 약화되어 소멸된다(Lin et al., 2006). MJO는 다중 구름 세포들의 조합으로 이루어져 있고, 구름대의 동쪽 하층에는 습윤 공기의 수렴이, 서쪽 하층에는 습윤 공기의 발산이 나타나며 발달 구조는 다중 구름 세포들의 조합으로 이루어져 있으며, 구름대의 동쪽 하층에 습윤 공기의 수렴이 있을 때 발달·전파된다(Seo and Kim, 2003). TRMM 자료 분석에 의하면 MJO 중심에서는 층운형 강수율이 총 강수량의 53~56%를 차지한다(손준혁과 서경환, 2010). MJO의 동진은 해양, 대기, 태양 복사, 그리고 평균류가 유기적으로 결합되어 나타나는 특성이다. MJO 구름대 동쪽은 맑은 날씨이므로 태양복사의 유입이 많을 뿐 아니라, MJO에 의한 동풍이 평균류(서풍)를 감소시켜 해수면에서의 증발과 대기로의 잠열속이 감소하여 해수면온도가 상승한다. 해수면으로의 수증기 증발은 대기 하층을 불안정하게 만들고 습윤 공기의 수렴에 의해 구름대가 동진하게 된다.

북반구 여름철에는 동진하는 열대 지역 MJO는 일반적으로 약화되고, 계절안 진동의 변동 센터가 적도에서 아시아 몬순 지역으로 이동하며, 인도 지역과 북서태평양-동아시아 지역에서 북쪽으로 전파되는 특성을 보인다(Yasunari, 1980; 강인식 등, 1989). 이를 BSISO(Lee et al., 2013) 혹은 몬순 ISO라 부른다. BSISO는 아시아 몬순의 시작과 종료, 그리고 몬순 기간 내의 변동성과 밀접하게 관련되어 있으며(Kang et al., 1999; Yun et al. 2009; 추정은과 하경자, 2011; Chu et al., 2012; Lee et al., 2013; Wang et al., 2013b; Oh and Ha, 2014), BSISO에 따른 우기와 건기는 극한 수문·기상현상에 상당한 영향을 미친다. BSISO는 30~60일 주기를 가지고 인도 몬순 지역과 북서태평양-동아시아 지역에서 반대의 위상으로 북진 및 북서진 하는 전형적인 모드(그림 9.14)와 아시아 몬순 시작 전후에 10~30일 주기를 가지고 두 몬순 지역에서 같은 위상으로 북상하는 모드로 구분된다(Lee et al., 2013). BSISO는 고유의 변동 특성뿐만 아니라 몬순 순환과 MJO 간의 상호 작용에 의해 MJO 보다 더 복잡한 특성을 나타낸다(Lau and Waliser, 2005). 일반적으로 BSISO 발생 및 전파 메커니즘은 해수면온도, 해양 혼합층, 구름-복사 상호작용, 적도 상의 불안정 요란, 몬순 평균 순환장, 남북 자오면(Hadley) 순환, 적도 동서(Walker) 순환 등이 유기적으로 결합된 복잡한 현상으로 알려져 있다(Wang, 2005). 북진하는 전파 메커니즘에 대한 이론은 경계층 내에서의 열교환 및 습윤속 수렴(Webster, 1993), 몬순 평균장과 켈빈-로스비 파의 상호작용(Wang, 2005), 대기-해양 상호 작용으로 인한 열속 교환(Sobel and Maloney, 2013), 몬순 연직 바람 차이에 의한 순압 모드 생성(Drhobblav and Wang, 2005, 2007; 송은지와 서경환, 2012) 등이 있다.

9.8.2. 전지구 원격상관 및 한반도와의 관련성

MJO는 켈빈-로스비파 형태로 적도를 따라 동진할뿐만 아니라(Kang et al., 2013; Kim et al., 2014a) 로스비파 형태로 중위도와 고위도로 전파되어 한반도를 포함하여 전지구 기후에 영향을 미친다(Kim et al., 2006; Moon et al., 2011, 2012; Seo and Son, 2012). MJO에 의해서 발현된 로스비파는 일주일에서 이주일 사이에 중위도와 고위도로 전파되는데, 구름대의 중심 위치에 따라 호우·홍수·강풍·폭설 혹은 가뭄 등의 위험기상을 초래할 수 있다(Vecchi and Bond, 2004). 아시아와(한상대와 서경환, 2009; Lee et al., 2013) 호주(Wheeler and Hendon, 2004) 몬순 시스템과 상호작용하며, 북미의 극한기온과 강수에 영향을 미치고(Vecchi and Bond, 2004; Moon et al., 2012), 열대 저기압의 생성·발달·이동방향·소멸 등에도 영향을 미친다(Maloney and Hartmann, 2000; Kim et al., 2014b). 또한 해양성 대륙의 강수량 일별 변화뿐만 아니라

(Oh et al., 2012), 열대 해양 표면의 엽록소 변화에도 영향을 준다(Jin et al. 2013). 최근에는 MJO와 극순환이 서로 상호작용함이 알려지고 있다(Flatau and Kim, 2013). 마지막으로 MJO의 위상에 따라서 우리나라의 한파나 폭설도 영향을 받는다(Jeong et al. 2008; Moon et al. 2011; Park et al. 2010).

BSISO는 한반도를 포함하는 아시아 여름철 기후(하경자와 문자연, 1999; 추정은과 하경자, 2011; Moon et al., 2013; Lee et al., 2013; 문자연 등, 2013)뿐만 아니라 북미지역 기후에도 상당한 영향을 미친다(Moon et al., 2013). 특히, 한반도 6월 및 8월 강수는 인도 몬순 ISO와 7월 강수는 북서태평양 몬순 ISO와 좀더 관련 있는 것으로 알려지고 있다(문자연 등 2013). 또한 한반도 장마의 시작·종료는 BSISO의 북진과 상당한 관련을 가지고 있다(Kang et al. 1999; Chu et al., 2012)

9.8.3. 시뮬레이션 및 예측

계절안 변동은 기상과 기후 사이에서 2주 내지 2달 사이의 시간 범위로 정의된다. 기상 예보는 주로 대기의 초기 조건에 결정되며, 계절 기후 예측은 해수면온도와 같이 느리게 변화하는 요소와 관련 된다. 계절안 변동 예측은 대기 초기 조건의 영향 범주를 넘어서지만 해양 변동의 영향을 받기에는 짧은 시간 범위에 들기 때문에 예측하기 어려운 시간 범위로 간주되고 있다. 그러나 최근 MJO, BSISO, 성층권 초기조건, 지면·빙권·강설 초기조건 등이 계절안 변동 예측의 중요한 잠재적 인자가 될 수 있다는 것이 알려지고 있다.

MJO 모의는 대기-해양 접합 과정과 대기 모델의 수평 해상도에 큰 영향을 받으며(Crueger et al., 2013), 적운 모수화에 매우 민감하다(Kim et al., 2011, 2012; Ham and Hong, 2013). BSISO 모의는 현재까지 그 강도나 전파 구조에 있어서 많은 한계가 있다. 일반적으로 대기-해양 접합 과정(Seo et al., 2007), 적운 모수화 과정(Fu et al., 2011), 그리고 경계층 내의 열속 수렴이나 몬순 순환과의 상호 작용에 민감하다고 연구되고 있다(Demott et al., 2013).

MJO는 약 40일 이상 예측성이 있는 것으로 알려져 있으며(Mani et al., 2014), 최신 기술의 대기-해양 모델을 이용할 경우 20일에서 30일 사이의 예측 기술이 있는 것으로 알려져 있다(Kim et al., 2010; Fu et al., 2013a; Zhang et al., 2013; Kim et al., 2014c). BSISO는 MJO에 비해서 예측성과 역학 모델의 예측 기술이 다소 낮은 것으로 연구되고 있다(Fu et al. 2014). 현재 APEC 기후센터에서 BSISO 실시간 감시 및 전 세계 5개 현업 모델들이 참여하는 실시간 예측을 수행(http://www.apcc21.org/eng/service/bsiso/fore/japcc030601.jsp) 하고 있다. 참여 모델들에 따라 차이가 있지만, BSISO1은 대략 20일 이상, BSISO2는 18일 이상 예측 가능한 것으로 평가된다.

9.8.4. 장기 변화 및 미래변화

MJO는 엘니뇨-남방진동과 관련한 경년 변동을 나타낼 뿐 아니라(Seo and Xue, 2005), 십년 이상의 장기적 변동을 하고 있으며 최근 그 강도가 증가하고 있는 것으로 연구되고 있다(Slingo et al., 1999; 이상헌과 서경환, 2011). 특히, 이상헌과 서경환(2011)에 따르면 1970년대 후반 이후로 MJO의 강도가 40% 정도 강해졌으며, 그 발생빈도 또한 증가하였다. 이는 최근 인도양과 서태평양의 해수면온도가 증가하여 수증기 가용량이 증가한 것에 기인하는 것으로 보인다. 하지만 최근 관측되는 MJO의 수십 년 변동이 자연적인 변동인지 인위적인 지구온난화 영향인지에 대한 과학적 입증이 아직 부족한 상태이다. CMIP5의 규준 실험중 하나인 RCP 8.5 시나리오에 따른 해양-대기 접합 모델 실험 결과에 의하면, 지구온난화가 계속 진행될 경우 열대의 전반적인 계절안 진동이 증가하며, MJO의 강도가 세지고 발생 빈도가 상당히 증가할 것으로 추정되고 있다(Subramanian et al., 2014). 하지만 Maloney and Xie(2013)에 의하면 MJO는 해수면온도의 미래 변화 패턴에 매우 민감하게 변화 될 수 있기 때문에 온난화에 따른 MJO의 미래 변화 평가는 매우 불확실하다.

9.9. 결론

본 장에서는 한반도를 포함한 동아시아의 과거 기후변화를 장기추세 및 경년 변동성 그리고 계절안 변동성의 변화에 대하여 평가하였다. 장기추세의 경우 온실가스 증가로 인한 전지구 온난화의 영향이 한반도 및 동아시아 기후에 미치는 영향을 조사하였으며 경년/수십 년 변동성은 몬순시스템, 태풍, 엘니뇨, 북극진동, 그리고 계절안 변동성의 영향이 한반도에 미치는 영향을 평가하였다. 주요 평가결과를 요약하면 아래와 같다.

(1) 관측된 기후변화를 모델과의 통계적인 비교를 통해 평가하는 탐지 및 원인규명 연구는 동아시아 지역에 대해서는 매우 제한적으로 수행되었다. 극한기온 증가에서 온실가스 증가의 영향을 탐지한 결과들이 보고되었으나 강수 변화 및 극한강수에 대한 원인규명 분석은 거의 이루어지지 않았다. 최근 대량 앙상블 모의실험 결과를 확률적으로 비교하는 극한사상 원인규명 연구가 활발히 진행되고 있으며 동아시아 지역에 대한 적용연구가 필요하다.

(2) 한반도 연평균기온은 80년대 이후로 뚜렷하게 증가하였는데 아시아 및 동아시아 지역의 온난화를 일으킨 온실가스 증가가 한반도의 온난화에도 상당한 영향을 미친 것으로 평가되었다(견고한 동의). 연강수량은 증가추세를 보였는데 이는 여름철 강수량의 증가가 크게 기여했기 때문이다. 한파는 북극진동지수와 관련성이 크며 1980년대 후반을 기점으로 크게 감소하였다가 최근 10년간 빈도가 증가하였으며, 호우는 90년대 후반에 증가하는 변화점이 뚜렷했고 우리나라 연강수량 증가에 크게 기여하였다(중간적 동의).

(3) 동아시아 몬순의 경년 변동은 필리핀해의 대류활동을 포함하는 북서태평양 몬순, 북대서양 진동, 인도양 해수면온도 변화, 중앙태평양 엘니뇨, 유라시아 눈덮임 등에 영향을 받는 것으로 밝혀졌다. 또한 몬순의 장기 변동은 태평양 수십 년 주기 변동(PDO)과 1994년을 기점으로 서태평양 해수면온도가 증가한 현상에 의해 주요하게 영향을 받는 것으로 알려져 있다. 그 결과 최근 한반도 장마 강수량의 최대값이 나타나는 시기가 예년에 비해 1주일 정도 빨라지고, 총 강수량 역시 증가 추세에 있는 것으로 보고되고 있다(제한적 동의).

(4) 현재까지 진행된 연구들은 한반도에 영향을 미치는 태풍의 강도가 증가하는 것으로 제시하고 있으며, 특히 1970년대 후반 이후 증가의 경향이 나타나고 있다(제한적 동의). 그러나 이러한 결과가 열대성 저기압의 내재적인 변동성에 따른 수십 년 주기의 변동 때문인지, 아니면 인위적으로 유발되는 기후변화 때문인지는 확실하지 않으며, 장기간의 변화 추세 또한 통계적으로 유의하지 않다.

(5) 엘니뇨는 열대 태평양의 현상이지만, 한반도 기후와 밀접한 연관을 가지고 있다. 특히 최근 들어 두 가지 형태의 엘니뇨의 존재가 보고되면서, 두 가지 형태의 엘니뇨가 계절별로 서로 다르게 한반도 기후에 영향을 주는 것으로 밝혀졌다(중간적 동의). 엘니뇨는 대부분 서태평양의 강수 변동을 통해 한반도 기후에 영향을 주는데, 서태평양 강수에 대한 대기의 원격상관 패턴은 계절별로 매우 다르게 나타난다(중간적 동의).

(6) 북극진동은 북반구 대기순환에서 나타나는 지배적 변동성으로 그 위상 변화에 따라 북반구 전체 대기순환은 물론 동아시아 및 한반도 기후에도 뚜렷한 변화가 나타난다. 특히 북극진동이 음의 위상일 때 동아시아 지역에는 몬순 순환의 강화 및 한파 발생의 증가로 평년보다 낮은 온도가 나타난다(중간적 동의). 북극진동은 20세기 후반기 동안 양의 경향성을 보이다 1990년대 중반 이후 음의 경향성을 나타내고 있으며, 특히 최근 수년간은 강한 강도의 음의 북극진동이 자주 나타나고 있다. 이 시기 동안 동아시아를 포함한 중위도 많은 지역에서 연이어 발생했던 기록적인 한파들은 이러한 북극진동의 장기변동과 관련되어 있다고 제시되고 있다(제한적 동의).

(7) 계절안 변동은 종관 규모 날씨 현상과 계절 기후 변동성의 연결고리 역할을 하며, 주요

변동 성분에는 MJO와 BSISO가 있다. MJO에 의해 발현된 로스비파는 한반도를 포함하는 중위도의 기후 및 열대 저기압 생성·소멸에 영향을 미치며, BSISO는 장마의 시종 및 강도에 영향을 준다. 1970년대 후반 이후로 MJO의 강도가 40% 정도 강해졌으며, 그 발생빈도 또한 증가하였다. 이는 최근 인도양과 서태평양의 해수면온도가 증가하여 수증기 가용량이 증가한 것에 기인하는 것으로 보인다(중간적 동의). 하지만 최근 관측되는 MJO의 수십 년 변동이 자연적인 변동인지 인위적인 지구온난화 영향인지에 대한 과학적 입증이 아직 부족한 상태이다. 지구온난화에 따라 차후 MJO의 강도가 세지고 발생빈도가 높아질 가능성이 제시되고 있다(제한적 동의).

9.10. 참고문헌

국립기상연구소, 2009: 기후변화 이해하기 II -한반도 기후변화: 현재와 미래-.

국립환경과학원, 2011: 한국 기후변화 평가보고서 2010, 환경부.

강인식, 안순일, 정창희, 윤순창, 1989: 여름철 동아시아 주변에서 장파복사의 계절변화에 나타나는 30-60일 주기 진동, *한국기상학회지*, 25(4), 221-232.

강인식, 1998: 엘니뇨와 한반도 기후변동의 관련성, *한국기상학회지*, 34(3), 390-395.

권민호, 2012: CMIP5 기후모델에서 나타나는 열대 저기압 생성빈도의 연진동과 경년변동성: 잠재생성지수의 이용, *한국지구과학회지*, 33(7), 583-595.

권원태, 황승언, 박문영 1997: 엘니뇨 발생시의 우리 나라 기후 변동 경향, 한국기상학회 1997년 가을 학술 발표회 초록집, 182-184.

기상청, 2011: 장마백서. 기후과학국, 268pp.

기상청, 2011: 한국기후변화백서.

김원무, 전종갑, 2010: 1990년대 중반에 나타난 한반도 여름철 강수 구조의 변화, 2010 한국기상학회 가을 학술대회 논문집, 164-165.

김재훈, 이태영, 2012: 1993/1994년을 기점으로 나타난 한반도 여름철 강수량 변동의 종관기후학적 원인, *대기*, 22(4), 401-413.

김찬수, 서명석, 2009: 베이지안 방법을 이용한 우리나라 강수특성(1954-2007)의 변화시점 및 변화유형 분석, *대기*, 19(2), 199-211.

문자연, 최영은, 박창용, 2013: 적도 저주파 진동과 관련된 한반도 여름철 강수의 변동성 연구, *대한지리학회지*, 48, 184-203.

박성규, 하경자, 2002: 장마의 종관 특성과 장마 형태 변화에 관한 고찰, *대기*, 12(3), 348-351.

박우선, 서명석, 2011: 우리나라에서 최근 50년(1958-2007)간 열대야 발생 특성 및 변화 경향, *대기*, 21(4), 361-371.

박창용, 문자연, 차은정, 윤원태, 최영은, 2008: 최근 한반도 여름철 강수특성의 변화, *대한지리학회지*, 43(3), 324-336.

서경환, 손준혁, 이준이, 2011: 장마의 재조명, *한국기상학회지*, 21, 109-121.

송은지, 서경환, 2012: 여름철 계절내 진동에 의한 대기 와도의 연직 구조: 순압성 또는 경압성?, *대기*, 22(2), 259-265.

이경미, 성장현, 김영오, 이승호, 2011: 한국에서 평균기온 및 극한기온의 변화시점 분석, *대한지리학회지*, 46(5), 583-596.

이상민, 최영은, 2013: 우리나라 봄철 기온 및 강수, 극한기후의 변화와 북극진동의 관계에 대한 연구, *국토지리학회지*, 47(4), 453-464.

이상헌, 서경환, 2011: MJO의 다중스케일 분석을 통한 수십년 변동성, *대기*, 21(2), 143-149.

임소민, 예상욱, 김공래, 2012: 우리나라 겨울철 기온과 북반구 대기 순환과의 상관성 분석, *대기*, 22(2), 187-197.

최기선, 김태룡, 2010: 북극진동의 위상에 따른 한국 부근에서의 태풍 활동 변화, *대기*, 20(4), 387-398.

최기선, 차유미, 김태룡, 2012: 한반도에 상륙한 태풍 빈도수의 십년간 변동 특성, *한국지구과학회지*, 33,(1), 59-68.

최기선, 박상욱, 장기호, 이종호, 전상희, 2013: 시베리아 고기압의 강도에 따른 초기 태풍계절의 태풍활동 변동성, *기후연구*, 8(2), 81-91.

최영은, 박창용, 2010: 우리나라 중부지방의 한파 분포 및 변화에 관한 연구, 국토지리학회지, 44(4), 713-725.

추정은, 하경자, 2011: 동아시아 여름몬순 지수의 자기조직화지도(SOM)에 의한 강수량의 계절내 진동 분류, *대기*, 21(3), 221-336.

하경자, 문자연, 1999: 적도 진동과 우리나라 하계

강수의 경년 변동과의 상호 관계 연구, *한국기상학회지*, 35(2), 272-282.

한상대, 서경환, 2009: 매든-줄리안 진동의 위상에 따른 동아시아 지역의 강수와 순환의 변동성, *대한지구과학학회지*, 30, 282-293.

An, S.-I. and F. F. Jin, 2001: Collective role of thermocline and zonal advective feedbacks in the ENSO mode, *Journal of Climate,* 14:3421–3432.

Alexander, M. A., U. S. Bhatt, J. E. Walsh, M. S. Timlin, J. S. Miller, and J. D. Scott, 2004: The Atmospheric Response to Realistic Arctic Sea Ice Anomalies in an AGCM during Winter, *Journal of Climate*, 17, 890 905.

Allen, M. R. and P. A. Stott, 2003: Estimating signal amplitudes in optimal fingerprinting. Part I: Theory, *Climate Dynamics*, 21, 477–491.

Allen, M. R. and S. F. B. Tett, 1999: Checking for model consistency in optimal fingerprinting. Clim. Dyn., 15, 419–434.

Allen, R. J. and C. S. Zender, 2010: Effects of continental-scale snow albedo anomalies on the wintertime Arctic Oscillation, *Journal of Geophysical Research*, 115, D23105.

Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata, 2007: El Niño Modoki and its teleconnection, *Journal of Geophysical Research,* 112, doi:10.1029/2006JC003798.

Baek, E.-H., H. J. Kwon, Y.-J. Lee, S.-H. Lee, C.-S. Kim, and E.-J. Cha, 2011: Intensity Change of Tropical Cyclones over the Western North Pacific with Respect to the RSMC-JTWC Comparison, *Journal of Climate Research*, 6(1), 1-22.

Bejarano, L. and F.-F. Jin, 2008: Coexistence of equatorial coupled modes of ENSO, *Journal of Climate*, 21, 3051-3067.

Bindoff, N. L., P. A. Stott, K. M. AchutaRao, M. R. Allen, N. Gillett, D. Gutzler, K. Hansingo, G. Hegerl, Y. Hu, S. Jain, I. I. Mokhov, J. Overland, J. Perlwitz, R. Sebbari, and X. Zhang, 2013: Detection and Attribution of Climate Change: from Global to Regional. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Chan, J. C. L. and M. Xu, 2009: Inter-annual and inter-decadal variations of landfalling tropical cyclones in East Asia. Part I: time series analysis, *International Journal of Climatology*, 29, 1285–1293.

Chang C.-P., 2004: East Asian Monsoon. Series on Asia-Pacific Weather and Climate, Vol. 2, World Scientific Publishing Company, 572pp.

Cheung, H. N., W. Zhou, H. Y. Mok, and M. C. Wu, 2012: Relationship between ural-siberian blocking and the east asian winter monsoon in relation to the arctic oscillation and the el niño-southern oscillation, *Journal of Climate*, 25, 4242-4257.

Choi, G., D. Collins, G. Ren, B. Trewin, M. Baldi, Y. Fukuda, M. Afzaal, T. Pianmana, P. Gomboluudev, P. T. T. Huong, N. Lias, W.-T. Kwon, K.-O. Boo, Y.-M. Cha, and Y. Zhou, 2009: Changes in means and extreme events of temperature and precipitation in the Asia-Pacific Network region, 1955–2007, *International Journal of Climatology*, 29, 1906-1925.

Choi, K. S., D. W. Kim, and H. R. Byun, 2010: The regime shift in the early 1980s of spring precipitation in Korea, *International Journal of Climatology*, 30, 721-732.

Choi, K. S., J. Y. Moon, D. W. Kim, H. R. Byun, and R. H. Kripalani, 2010: The significant increase of summer rainfall occurring in Korea from 1998, *Theoretical and Applied Climatology*, 102, 275-286.

Choi, K.-S. and H.-R. Byun, 2010: Possible relationship between western North Pacific tropical cyclone activity and Arctic Oscillation, *Theoretical and Applied Climatology*, 100(3-4), 261-274.

Choi, K.-S., C.-C. Wu, and E.-J. Cha, 2010: Change of tropical cyclone activity by Pacific-Japan teleconnection pattern in the western North Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 115, D19114, doi:10.1029/2010JD013866.

Choi, K.-S., C.-C. Wu, and H.-R. Byun, 2012: Possible connection between summer tropical cyclone frequency and spring Arctic Oscillation over East Asia, *Climate Dynamics*, 38(11-12), 2613-2629.

Chou, C. and C. Lan, 2012: Changes in the Annual Range of Precipitation under Global Warming, *Journal of Climate*, 222-235.

Chowdary, J. S., S.-P. Xie, J.-Y. Lee, Y. Kosaka, and B. Wang, 2010: Predictability of summer Northwest Pacific climate in 11 coupled model hindcasts: Local and remote forcing, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 115, D22121.

Chowdary, J. S., R. Attada, J.-Y. Lee, Y. Kosaka, K.J. Ha, J.-J. Luo, C. Gnanaseelan, A. Parekh, and D.-y. Lee, 2014: Seasonal prediction of distinct climate anomalies in the summer 2010 over the tropical Indian Ocean and South Asia. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 92, 1-16.

Christidis, N., P. A. Stott, G. C. Hegerl, and R. A. Betts, 2013: The role of land use change in the recent warming of daily extreme temperatures, *Geophysical Research Letters*, 40, 589–594.

Chu, J.-E., S. N. Hameed, and K.-J. Ha, 2012: Non-linear, intraseasonal phases of the East Asian summer monsoon: Extraction and analysis using self-organizing maps, *Journal of Climate*, 25, 6975-6988.

Chung, C. E. and V. Ramanathan, 2003: South Asian haze forcing: Remote impacts with implications to ENSO and AO, *Journal of Climate*, 16, 1791–1806.

CLIVAR Madden-Julian Oscillation Working Group, 2009: MJO simulation diagnostics, *Journal of Climate,* 22, 3006-3030.

Cohen, J. and C. Fletcher, 2007: Improved skill of Northern Hemisphere winter surface temperature predictions based on land atmosphere fall anomalies, *Journal of Climate*, 20, 4118 4132.

Cohen, J., J. Foster, M. Barlow, K. Saito, and J. Jones, 2010: Winter 2009 2010: A case study of an extreme Arctic Oscillation event, *Geophysical Research Letters*, 37, L17707.

Crueger, T., B. Stevens, and R. Brokopf, 2013: The Madden-Julian Oscillation in ECHAM6 and the introduction of an objective MJO Metric, *Journal of Climate*, 26, 3241-3257.

Deser, C., R. Tomas, M. Alexander, and D. Lawrence, 2010: The seasonal atmospheric response to projected Arctic sea ice loss in the late twenty-first century, *Journal of Climate*, 23, 333–351.

Donat, M. G., L. V. Alexander, H. Yang, I. Durre, R. Vose, R. J. H. Dunn, K. M. Willett, E. Aguilar, M. Brunet, J. Caeasr, B. Hewitson, C. Jack, A. M. G. Klein Tank, A. C. Kruger, J. Marengo, T. C. Peterson, M. Renom, C. Oria Rojas, M. Rusticucci, J. Salinger, A. S. Elrayah, S. S. Sekele, A. K. Srivastava, B. Trewin, C. Villarroel, L. A. Vincent, P. Zhai, X. Zhang, and S. Kitching, 2013: Updated analyses of temperature and precipitation extreme indices since the beginning of the twentieth century: The HadEX2

dataset, *Journal of Geophysical Research*, 118, 2098–2118.

Drbohlav, H.-K. Lee, and B. Wang, 2005: Mechanism of the northward-propagating intraseasonal oscillation: Insights from a zonally symmetric model, *Journal of Climate*, 18(7), 285-314.

Drbohlav, H.-K. Lee, and B. Wang, 2007: Horizontal and vertical structures of the northward propagating intraseasonal oscillation in the South Asian monsoon region simulated by an intermediate model, *Journal of Climate*, 20, 4278-4286.

Flatau, M. and Y.-J. Kim, 2013: Interaction between the MJO and polar circulations. *Journal of Climate*, 26, 3562-3574.

Fu, X., B. Wang, J.-Y. Lee, W. Q. Wang, and L. Gao, 2011: Sensitivity of dynamical intraseasonal prediction skills to different initial conditions, *Monthly Weather Review*, 139(8), 2572-2592.

Fu, X., J.-Y. Lee, B. Wang, W. Wang, and F. Vitart, 2013a: Intraseasonal forecasting of Asian summer monsoon in four operational and research models. *Journal of Climate*, 26(12), 4186-4203.

Fu, X., J.-Y. Lee, P.-C. Hsu, H. Taniguchi, B. Wang, W. Wang, and S. Weaver, 2013b: Multi-model MJO forecasting during DYNAMO/CINDY period, *Climate Dynamics*, 41(3-4), 1067-1081.

Gillett, N. P., M. R. Allen, R. E. McDonald, C. A. Senior, D. T. Shindell, and G. A. Schmidt, 2002: How linear is the Arctic Oscillation response to greenhouse gases?, *Journal of Geophysical Research*, 107, 4022.

Gong, D. Y., S. W. Wang, and J. H. Zhu, 2001: East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 28, 2073 2076.

Gong, D.-Y. and C.-H. Ho, 2002: Shift in the sumer rainfall over the Yangtze River valley in the late 1970s, *Geophysical Research Letters*, 29, 1436, doi:10.1029/2001GL014523.

Gong, D.-Y. and Ho, C.-H., 2003: Arctic oscillation signals in the East Asian summer monsoon, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 108(D2), 4066. doi: 10.1029/2002JD002193.

Gong, D.-Y., J. Yang, S.-J. Kim, Y. Gao, D. Guo, T. Zhou, and M. Hu, 2011: Spring Arctic Oscillation-East Asian summer monsoon connection through circulation changes over the western North Pacific, *Climate Dynamics*, 37(11-12), 2199-2216. doi: 10.1007/s00382-011-1041-1.

Ha, K.-J., J.-E. Chu, J.-Y. Lee, B. Wang, S. N. Hameed, and M. Watanabe, 2012: What caused the cool summer over northern Central Asia, East Asia, and central North America during 2009? *Environmental Research Letters*, 7, 44015.

Ha, K.-J., K.-Y. Heo, S.-S. Lee, K.-S. Yun, and J.-G. Jhun, 2012: variability in the East Asian Monsoon: A review, *Meteorological Applications,* 19, 200-215.

Ham, S. and S.-Y. Hong, 2013: Sensitivity of simulated intraseasonal oscillation to four convective parameterization schemes in a coupled climate model, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49(4), 483-496.

Ham, Y.-G., S. Shubert, and Y. Chang, 2012: Optimal initial perturbations for ensemble prediction of the Madden-Julian oscillation during boreal winter, *Journal of Climate*, 25, 4932-4945.

Honda, M., J. Inoue, and S. Yamane, 2009: Influence of low Arctic sea ice minima on anomalously cold Eurasian winters, *Geophysical Research Letters*, 36, L08707.

Hu, H.-R. and W.-H. Qian, 2007: Define the boundary belt for East Asian summer monsoon, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* , 17(1): 57-65.

Hu, Z.-Z. and B. Huang, 2006: On the significance of the relationship between

the North Atlantic Oscillation in early winter and Atlantic sea surface temperature anomalies, *Journal of Geophysical Research*, 111, D12103.

Hu Z.-Z., 1997: Interdecadal variability of summer climate over East Asia and its association with 500hpa height and global sea surface temperature, *Journal of Geophysical Research*, 102, 19403-19412.

Hung, M.-P., J.-L. Lin, W. Wang, D.-H. Kim, T. Shinoda, and S. J. Weaver, 2013: MJO and convectively coupled equatorial waves simulated by CMIP5 climate models, *Journal of Climate*, 26, 6185-6214.

Ineson, S., A. A. Scaife, J. R. Knight, J. C. Manners, N. J. Dunstone, L. J. Gray, and J. D. Haigh, 2011: Solar forcing of winter climate variability in the Northern Hemisphere, *Nature Geoscience*, 4, 753–757.

IPCC, 2012: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582pp.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535pp.

Jeong, J. H. and C. H. Ho, 2005: Changes in occurrence of cold surges over east Asia in association with Arctic Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 32, L14704.

Jeong, J.-H., B. M. Kim, C.-H. Ho, and Y.-H. Noh, 2008: Systematic variation in wintertime precipitation in East Asia by MJO-induced extratropical vertical motion, *Journal of Climate*, 21, 788-801.

Jiayou, H., T. Benkui, S. Lingling, and H. Yongyun, 2007: Monthly Changes in the Influence of the Arctic Oscillation on Surface Air Temperature over China, *Advances in Atmospheric Sciences*, 24(5), 799-807.

Jin, D.-H., D. E. Waliser, C. Jones, and R. Murtugudde, 2013: Modulation of tropical ocean surface chlorophyll by the Madden-Julian Oscillation, *Climate Dynamics*, 40, 39-58.

Jones, G. S., P. A. Stott, and N. Christidis, 2013: Attribution of observed historical near surface temperature variations to anthropogenic and natural causes using CMIP5 simulations, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, doi:10.1002/jgrd.50239.

Jung, I. W., D. H. Bae, and G. Kim, 2011: Recent trends of mean and extreme precipitation in Korea, *International Journal of Climatology*, 31, 359–370.

Kang, I.-S., C. H. Ho, Y. K. Lim, and K. M. Lau, 1999: Principal modes of climatological seasonal and intraseasonal variations of the Asian summer monsoon, *Monthly Weather Review*, 127, 322-340.

Kang, I.-S., F. Liu, M.-S. Ahn, Y.-M. Yang, and B. Wang, 2013: The role of SSTstructure in convectively coupled Kelvin-Rossby waves and its implications for MJO formation, *Journal of Climate*, 26, 5915-5930.

Kao, H. Y. and J. Y. Yu, 2009: Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO, *Journal of Climate*, 22, 615-632.

Kharin, V. V., F. W. Zwiers, X. Zhang, and M. Wehner, 2013: Changes in temperature and precipitation extremes in the CMIP5 ensemble, *Climatic Change*, doi:10.1007/s10584-013-0705-8.

Kikuchi, K., B. Wang, and Y. Kajikawa, 2012: Bimodal representation of the tropical Intraseasonal oscillation, *Climate Dynamics*, 39, 1989-2000.

Kim, Y., B. Kang, and J. M. Adams, 2012: Opposite trends in summer precipitation in South and North Korea, *International Journal of Climatology*, 32, 2311-2319.

Kim, B.-M., G.-H. Lim, and K.-Y. Kim, 2006: A new look at the midlatitude-MJO teleconnection in the northern hemisphere winter, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132, 485-503.

Kim, D.-H., A. H. Sobel, A. D. D. Genio, Y.-H. Chen, S. J. Camargo, M.-S. Yao, M. Kelley, and L. Nazarenko, 2012: The tropical subseasonal variability simulated in the NASA GISS general circulation model, *Journal of Climate*, 25, 4641-4659.

Kim, D.-H., J.-S. Kug, and A. H. Sobel, 2014a: Propagating versus nonpropagating Madden-Julian Oscillation events, *Journal of Climate*, 27, 111-125.

Kim, D.-H., M.-I. Lee, D.-M. Kim, S. D. Schubert, D. E. Waliser, and B. Tian, 2013a: Representation of tropical subseasonal variability of precipitation in global reanalyses, *Climate Dynamics, 43, 517-534*.

Kim, D.-M., M.-I. Lee, H.-M. Kim, S. D. Shubert, and J.-H. Yoo, 2014b: The modulation of tropical storm activity in the Western North Pacific by the Madden-Julian Oscillation in GEOS-5 AGCM experiments, *Atmospheric Science Letters,* Doi: 10.1002/asl2.509.

Kim, H.-M., P. J. Webster, and J. A. Curry, 2009: Impact of shifting patterns of Pacific Ocean warming on North Atlantic tropical cyclones, *Science*, 325, 77-80.

Kim, H. M., M. I. Lee, P. J. Webster, D. Kim, and J. H. Yoo, 2013: A Physical Basis for the Probabilistic Prediction of the Accumulated Tropical Cyclone Kinetic Energy in the Western North Pacific, *Journal of Climate*, 26(20), 7981-7991.

Kim, H.-M., P.-J. Webster, V. E. Toma, and D. Kim, 2014: Predictability and prediction skill of the MJO in two operational forecasting systems, *Journal of Climate, 27, 5364-5378*.

Kim, J.-S., R. C.-Y. Li, and W. Zhou, 2012: Effects of the Pacific-Japan teleconnection pattern on tropical cyclone activity and extreme precipitation events over the Korean peninsula, *Journal of Geophysical Research*, 117.

Knutson, T. R., F. Zeng, and A. T. Wittenberg, 2013: Multi-model assessment of regional surface temperature trends, *Journal of Climate*, doi:10.1175/JCLI-D-12-00567.1.

Kubota, H. and J. C. L. Chan, 2009: Interdecadal variability of tropical cyclone landfall in the Philippines from 1902 to 2005, *Geophysical Research Letters*, 36, L12802.

Kug, J.-S. and I.-S. Kang, 2006: Interactive feedback between the Indian Ocean and ENSO, *Journal of Climate*, 19, 1784-1801.

Kug, J.-S., F.F. Jin, and S.-I. An, 2009: Two types of El Nin˜o events: cold tongue El Nino and warm pool El Nino, *Journal of Climate,* 22, 1499–1515.

Kug, J.-S., M.-S. Ahn, M.-K. Sung, S.-W. Yeh, H.-S. Min, and Y.-H. Kim, 2010a: Statistical Relationship between two types of El Nino events and climate variation over the Korean Peninsula, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 46, 467-474.

Kug, J.-S., J. Choi, S.-I. An, F.-F. Jin, and A. T. Wittenberg, 2010b: Warm pool and cold tongue El Niño events as simulated by the GFDL 2.1 coupled GCM, *Journal of Climate*, 23, 1226-1239.

Kumar, K. K., B. Rajagopalan, M. Hoerling, G. Bates, and M. Cane, 2006: Unraveling the mystery of Indian Monsoon failure during El Niño, *Science*, 314, 115-118

Kwon, M., J.-G. Jhun, B. Wang, S.-I. An, and J.-S. Kug, 2005: Decadal change in relationship between east Asian and WNP summer monsoons, *Geophysical Research Letters*, 32, L16709, doi:10.1029/2005GL023026.

Kwon, M., J.-G. Jhun, and K.-J. Ha, 2007: Decadal change in east Asian summer monsoon circulation in the mid-1990s, *Geophysical Research Letters*, 34, L21706, doi:10.1029/2007GL31977.

Larkin, N. K. and D. E. Harrison, 2005a: On the definition of El Niño and associated seasonal average U.S. weather anomalies, *Geophysical Research Letters*, 32, L13705, doi:10.1029/2005GL022738.

Lee, J.-Y., B. Wang, Q. Ding, K.-J. Ha, J.-B. Ahn, A. Kumar, B. Stern, and O. Alves, 2011: How predictable is the Northern Hemisphere summer upper-tropospheric circulation?, *Climate Dynamics*, 37, 1189-1203.

Lee, J.-Y., B. Wang, M. C. Wheeler, X. Fu, D. E. Waliser, and I.-S. Kang, 2013: Real-time multivariate indices for the boreal summer intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region, *Climate Dynamics*, 40(1-2), 493-509.

Lee, J.-Y. and B. Wang, 2014: Future change of global monsoon in the CMIP5, *Climate Dynamics*, 42, 101-119.

Lee, M.-I., H.-S. Kang, D.-H. Kim, D.-M. Kim, H.-R. Kim, and D.-H. Kang, 2014: Validation of the experimental hindcasts produced by the GloSea4 seasonal prediction system, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences, 50(3), 307-326.*

Lee, S.-E. and K.-H. Seo, 2013: The development of a statistical forecast model for Changma, *Weather and Forecasting*, 28, 1304-1321.

Lee, T. and M. J. McPhaden, 2010: Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific, *Geophysical Research Letters*, 37, L14603, doi:10.1029/2010GL044007.

Liu, N., M. Xu, and M. Henderson, 2012: Where have all the showers gone? Regional declines in light precipitation events in China, 1960-2000, *International Journal of Climatology*, 21, 1177-1191.

Liu, P., T. Li, B. Wang, M. Zhang, J.-J. Luo, Y. Masumoto, X. Wang, and E. Roeckner, 2013: MJO change with A1B global warming estimated by the 40-km ECHAM5, *Climate Dynamics*, 41, 1009-1023.

Lorenz, D. J. and D. L. Hartmann, 2003: Eddy zonal flow feedback in the Northern Hemisphere winter, *Journal of Climate*, 16, 1212–1227.

Madden, R. A. and P. R. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in tropics with a 40-50 day period, *Journal of Atmospheric Science*, 29, 1109-1123.

Maloney, E. D. and D. L. Hartmann, 2000: Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mex-ico by the Madden-Julian Oscillation, *Science*, 287, 2002-2004

Maloney, E. D. and S. P. Xie, 2013: Sensitivity of tropical intraseasonal variability to the pattern of climate waming, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5, 32-47.

Mani, N.-J., J.-Y. Lee, D. Waliser, B. Wang, and X. Jiang, 2014: Predictability of the Madden-Julian Oscillation in the intraseasonal variability hindcast experiment (ISVHE), *Journal of Climate*, 27, 4531-4543.

Min, S.-K., X. Zhang, F. W. Zwiers, and G. C. Hegerl, 2011: Human contribution to more intense precipitation extremes, *Nature*, 470, 378–381.

Min, S.-K., X. Zhang, F. W. Zwiers, H. Shiogama, Y.-S. Tung, and M. Wehner, 2013: Multimodel detection and attribution of extreme temperature changes, *Journal of Climate*, 26, 7430-7451.

Min, S.-K., Y.-H. Kim, M.-K. Kim, and C.-Y. Park, 2014: Assessing Human contribution to the summer 2013 Korean heat wave. In: Explaining extreme events of 2013 from a climate perspective, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95 (9), S48-S51.

Moon, J.-Y., B. Wang, and K.-J. Ha, 2011: ENSO regulation of MJO teleconnection, *Climate Dynamics*, 37(5-6), 1133-1149.

Moon, J.-Y., B. Wang, and K.-J. Ha, 2012: MJO modlation on 2009/10 winter snowstorms in the United States, *Journal of Climate*, 25, 978-991.

Moon, J.-Y., B. Wang, K.-J. Ha, and J.-Y. Lee, 2013: Teleconnections associated with Northern Hemisphere summer monsoo intraseasonal oscillation, *Climate Dynamics*, 40(11-12), 2761-2774.

Morak, S., G. C. Hegerl, and N. Christidis, 2013: Detectable changes in the frequency of temperature extremes, *Journal of Climate*, 26, 1561–1574.

Oh, H.-E. and K.-J. Ha, 2014: Thermodynamic characteristics and responses to ENSO of dominant intraseasonal modes in the East Asian summer monsoon, *Climate Dynamics*, DOI 10.1007/s00382-014-2268-4.

Oh, J.-H., K.-Y. Kim, and G.-H. Lim, 2012: Impact of MJO on the diurnal cycle of rainfall over the western Maritime Continent in the austral summer, *Climate Dynamics*, 38, 1167-1180.

Overland, J. E. and M. Wang, 2005: The Arctic climate paradox: The recent decrease of the Arctic Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 32, L06701.

Pall, P., T. Aina, D. A. Stone, P. A. Stott, T. Nozawa, A. G. J. Hiberts, D. Lohmann, and M. R. Allen, 2011: Anthropogenic greenhouse gas contribution to flood risk in England and Wales in autumn 2000, Nature, 470, 382–385.

Park, D.-S. R., C.-H. Ho, J.-H. Kim, and H.-S. Kim, 2011: Strong landfall typhoons in Korea and Japan in a recent decade, *Journal of Geophysical Research*, 116, D07105, doi:10.1029/2010JD014801.

Park, D.-S. R., C.-H. Ho, J.-H. Kim, and H.-S. Kim, 2013: Spatially Inhomogeneous Trends of Tropical Cyclone Intensity over the Western North Pacific for 1977-2010, *Journal of Climate*, 26(14).

Park, D.-S. R., C. H. Ho, and J. H. Kim, 2014: Growing threat of intense tropical cyclones to East Asia over the period 1977–2010, *Environmental Research Letters*, 9(1), 014008.

Park, T.-W., C.-H. Ho, and S. Yang, 2011: Relationship between the Arctic Oscillation and Cold Surges over East Asia. *Journal of Climate*, 24, 68-83.

Park, T.-W., C.-H. Ho, S. Yang, 2011: Relationship between the Arctic Oscillation and cold surges over East Asia. J. Clim., 24(1), 68-83.

Park, T.-W., C.-H. Ho, S. Yang, and J.-H. Jeong, 2010: Influences of Arctic Oscillation and Madden-Julian Oscillation on cold surges and heavy snowfalls over Korea. A case study for the winter of 2009-2010, *Journal of Geophysical Research*, 115, D23122.

Peterson, T. C., P. A. Stott, and S. Herring, 2012: Explaining extreme events of 2011 from a climate perspective, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 1041–1067.

Peterson, T. C., M. P. Hoerling, P. A. Stott,

and S. Herring, 2013: Explaining Extreme Events of 2012 from a Climate Perspective, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(9), S1 – S74.

Robinson W. A., 2000: A baroclinic mechanism for the eddy feedback on the zonal index, *Journal of Atmospheric Science*, 57, 415 – 422.

Rui, M., C.-H. Ho, Y. Shao, D.-Y. Gong, and J. Kim, 2011: Influence of Arctic Oscillation on dust activity over northeast Asia, *Atmospheric Environment*, 45(2), 326-337.

Ruzmaikin, A. and J. Feynman, 2002: Solar influence on a major mode of atmospheric variability, *Journal of Geophysical Research*, 107, D144209.

Seo, K.-H. and K.-Y. Kim, 2003: Propagation and Initiation Mechanisms of the Madden-Julian Oscillation, *Journal of Geophysical Research*, 108, 4384-4405.

Seo, K.-H. and E.-J. Song, 2012: Initiation of boreal summer intraseasonal oscillation: Dynamic contribution by potential vorticity, *Monthly Weather Review*, 140, 1748-1760.

Seo, K.-H. and S.-W. Son, 2012: The global atmospheric circulation response to tropical diabatic heating associated with the Madded-Julian Oscillation during Northern Winter, *Journal of Atmospheric Science*, 69, 79-96.

Seo, K.-H., J.-H. Son, S.-E. Lee, T. Tomita, and H.-S. Park, 2012; Mechanisms of an extraordinary East Asian summer monsoon event in July 2011, *Geophysical Research Letters*, 39, L05704, doi:10.1029/2011GL050378.

Seo, K.-H. and J. Ok, 2013a; Assessing future changes in the East Asian summer monsoon using CMIP3 models: Results from the best model ensemble, *Journal of Climate*, 26, 1807-1817.

Seo, K.-H., J. Ok, J.-H. Son, and D.-H. Cha, 2013b: Assessing future changes in the East Asian summer monsoon using CMIP5 coupled models, *Journal of Climate*, 26, 7662-7675.

Shindell, D. T., R. L. Miller, G. A. Schmidt, and L. Pandolfo, 1999: Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse gas forcing, *Nature*, 399, 452 – 455.

Sobel, A. and E. Maloney, 2013: Moisture modes and the eastward propagation of the MJO, *Journal of Atmospheric Science*, 70, 187-192.

Son, H.-Y., J.-Y. Park, J.-S. Kug, J.-H. Yoo, and C.-H. Kim, 2014: Winter Precipitation variability over Korean Peninsula associated with ENSO, *Climate Dynamics, 42, 3171-3186.*

Song, H.-J., E. Choi, G.-H. Lim, Y.-H. Kim, J.-S. Kug, and S.-W. Yeh, 2011: The central Pacific as the export region of the El Niño Southern Oscillation sea surface temperature anomaly to Antarctic sea ice, *Journal of Geophysical Research*, 116, D21113. Doi:10.1029/2011JD-15645.

Stott, P. A., D. A. Stone, and M. R. Allen, 2004: Human contribution to the European heatwave of 2003, *Nature*, 432, 610 – 614.

Strong, C. and G. Magnusdottir, 2011: Dependence of NAO variability on coupling with sea ice, *Climate Dynamics*, 36, 1681 – 1689.

Subramanian, A., M. Jochum, A. J. Miller, R. Neale, H.-D. Seo, D. Waliser, and R. Murtugudde, 2014: The MJO and global warming: a study in CCSM4, *Climate Dynamics*, 42, 2019-2031.

Terray L., 2012: Evidence for multiple drivers of North Atlantic multi-decadal climate variability, *Geophysical Research Letters*, 39, L19712.

Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophysical Research*

Letters, 25, 1297-1300.

Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 2000a: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability, *Journal of Climate*, 13(5), 1000-1016.

Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, and G. C. Hegerl, 2000b: Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends, *Journal of Climate*, 13, 1018-1036.

Tomita, T., T. Yamaura, and T. Hashimoto, 2011: Interannual variability of the Baiu season near Japan evaluated from the equivalent potential temperature, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 89, 517－537.

Vecchi, G. A. and N. A. Bond, 2004: The Madden-Julian Oscillation (MJO) and northern high latitude wintertime surface air temperatures, *Geophysical Research Letters*, 31, L04104.

Wang, B., R. Wu, and K.-M. Lau, 2001: Interannual Variability of the Asian Summer Monsoon: Contrasts between the Indian and the Western North Pacific‐East Asian Monsoons, *Journal of Climate*, 14, 4073‐4090.

Wang, B., Q. Bao, B. Hoskins, G. Wu, and Y. Liu, 2008: Tibetan Plateau warming and precipitation changes in East Asia, *Geophysical Research Letters*, 35, L14702, doi:10.1029/2008GL034330.

Wang, B., B. Xiang, and J.-Y. Lee, 2013: Subtropical High predictability establishes a promising way for monsoon and tropical storm predictions, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110, 2718-2722.

Wang, B., J.-Y. Lee, and B. Xiang, 2014: Asian summer monsoon rainfall predictability: A predictable mode analysis, *Climate Dynamics,* Doi:10.1007/s00382-014-2218-1.

Wang, C. and X. Wang, 2013: Classifying El Niño Modoki I and II by Different Impacts on Rainfall in Southern China and Typhoon Tracks, *Journal of Climate*, 26, 1322-1338.

Wang H., 2001: The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's, *Advances in Atmospheric Sciences,* 18, 376-386.

Wang, L., T. Li, T. Zhou, and X. Rong, 2013: Origin of the intraseasonal variability over the North Pacific in boreal summer, *Journal of Climate*, 26, 1211-1220.

Watanabe, M. and F.-F. Jin, 2002: Role of Indian Ocean warming in the development of Philippine Sea anticyclone during ENSO, *Geophysical Research Letters*, 29(10), 1478,doi:10.1029/2001GL014318.

Weinkle, J., R. Maue, and R. Pielke, 2012: Historical global tropical cyclone landfalls, *Journal of Climate*, 25, 4729‐4735.

Wen, Q. H., X. Zhang, Y. Xu, and B. Wang, 2013: Detecting human influence on extreme temperatures in China, *Geophysical Research Letters*, 40, 1171‐1176.

Westra, S., L. V. Alexander, and F. W. Zwiers, 2013: Global increasing trends in annual maximum daily precipitation, *Journal of Climate*, doi:10.1175/JCLI-D-12-00502.1.

Wheeler, M. C. and H. H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction, *Monthly Weather Review*, 132, 1917-1932.

Woo, S.-H., B.-M. Kim, J.-H. Jeong, S.-J. Kim, and G.-H. Lim, 2012: Decadal changes in surface air temperature variability and cold surge characteristics over Northeast Asia and their relation with the Arctic Oscillation for the past three decades (1979-2011), *Journal of Geophysical Research*, 117, D18117,

doi:10.1029/2011JD016929.

Wu, Z., B. Wang, J. Li, and F.-F. Jin, 2009: An empirical seasonal prediction model of the East Asian summer monsoon using ENSO and NAO, *Journal of Geophysical Research*, 114, doi:10.1029/2009JD011733.

Yang, J., Q. Liu, S.-P. Xie, Z. Liu, and L. Wu, 2007: Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon, *Geophysical Research Letters*, 34, L02708, doi:10.1029/ 2006GL028571.

Yasunari T., 1980: A quasi-stationary appearance of 30 to 40 day period in the cloudiness fluctuation during the summer monsoon over India, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 58, 225-229.

Yeh, S.-W., J.-S. Kug, B. Dewitte, M.-H. Kwon, B. Kirtman, and F.-F. Jin, 2009: El Niño in a changing climate, *Nature*, 461, 511-514.

Yim, S.-Y., J.-G. Jhun, R. Lu, and B. Wang, 2010: Two distinct patterns of spring Eurasian snow cover anomaly and their impacts on the East Asian summer monsoon, *Journal of Geophysical Research*, 115, doi: 10.1029/2010JD013996.

Yim, S. Y., B. Wang, and M. H. Kwon, 2014: Interdecadal change of the controlling mechanisms for East Asian early summer rainfall variation around the mid-1990s, *Climate Dynamics,* 42, 1325-1333.

Yoo, C.-H., S.-Y. Lee, and S. B. Feldstein, 2012: Mechanisms of Arctic surface air temperature change in response to the Madden-Julian Oscillation. J. Clim., 25, 5777-5790.

Yoon, J. and S.-W. Yeh, 2010: Influence of the Pacific Decadal Oscillation on the Relationship between El Niño and the Northeast Asian Summer Monsoon, *Journal of Climate*, 23, 4525–4537.

Yoon, J.-H., S.-W. Yeh, Y.-H. Kim, J.-S. Kug, and H.-S. Min, 2012: Understanding the responses of sea surface temperature to the two different types of El Niño in the western North Pacific, *Progress in Oceanography*, 105, 81-89.

Yu, R. C., B. Wang, and T. J. Zhou, 2004: Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia, *Geophysical Research Letters*, 31, L22212.

Yu, J.-Y., M.-M. Lu, and S.-T. Kim, 2012: A change in the relationship between tropical central Pacific SST variability and the extratropical atmosphere around 1990, *Environmental Research Letters*, 7, 034025.

Yun, K. S., K.-H. Seo, and K.-J. Ha, 2010: Interdecadal change in the relationship between ENSO and the intraseasonal oscillation in East Asia, *Journal of Climate*, 23, 3599-3612.

Yun, K. S., K.-J. Ha, B. Ren, J. C. L Chan, and J. G. Jhun, 2009: The 30-60 day oscillatio in the East Asian sumer monsoon and its time-dependent association with the ENSO, *Tellus A*, 61A, 565-578.

Yun, K. S., J.-Y. Lee, and K.-J. Ha, 2014: Recent intensification of the South and East Asian monsoon contrast associated with an increase in the zonal tropical SST gradient, *Journal of Geophysical Research*, 119, 8104-8116.

Zhang, Z.-X., A. Xie, and R.-H. Bai, 2006: Variability of East Asian summer monsoon and its association with rainfall trend over Songhuajiang-Nenjiang River basin, *Meteorological Science and Technology*, 34(5), 542-546.

Zhang, C., J. Gottschalck, E. D. Maloney, M. W. Moncrieff, F. Virart, D. E. Waliser, B. Wang, and M. C. Wheeler, 2013: Cracking the MJO nut, *Geophysical Research Letters*, 40(6), 1223-1230.

Zhang, X., A. Sorteberg, J. Zhang, R. Gerdes,

and J. C. Comiso, 2008: Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system, *Geophysical Research Letters*, 35(22), DOI: 10.1029/2008GL035607.

Zhang, X., H. Wan, F. W. Zwiers, G. C. Hegerl, and S.-K. Min, 2013: Attributing intensification of precipitation extremes to human influence, *Geophysical Research Letters*, 40, 5252-5257.

Zhou, L.-T. and R.-h. Huang, 2003: Research on the characteristics of interdecadal variability of summer climate in China and its possible cause, *Climatic and Environmental Research*, 8(3): 274-290.

Zhu, C., B. Wang, W. Qian, and B. Zhang, 2012: Recent weakening of northern East Asian summer monsoon: A possible response to global warming, *Geophysical Research Letters*, 29, doi: 10.1029/2012GL051155.

Zwiers, F. W., X. Zhang, and Y. Feng, 2011: Anthropogenic influence on long return period daily temperature extremes at regional scales, *Journal of Climate*, 24, 881–892.

제 10 장 단기 및 장기 기후변화 전망

10.1. 서론

IPCC에서는 기후변화기본협약의 목적을 위해 기후변화를 “직접적 또는 간접적으로 전체 대기의 성분을 바꾸는 인간 활동에 의한, 그리고 비교할 수 있는 시간 동안 관찰된 자연적 기후 변동을 포함한 기후의 변화”로 정의하고 있다. 인위적·자연적 기후변화는 자연 생태계와 인간의 건강, 사회·경제 활동에 큰 영향을 미칠 수 있다(2, 3장 참조). 따라서 기후변화의 취약성을 파악하고 효율적인 대응전략을 세우기 위해서는 과학적이고 신뢰할 수 있는 장·단기 기후변화 전망이 필수적이다.

2007년에 발간된 IPCC 4차 평가보고서에서는 해양-대기 접합 전구기후모델들을 이용하여 화석연료에 의한 대량소비형 사회(A1FI)가 계속된다면 1980~1999년에 비해 금세기 말(2090~2099년)의 전지구 평균기온은 최대 6.4℃, 해수면은 59cm 상승한다고 전망한 바 있다. 2013년에 발간된 IPCC 5차 평가보고서에서는 지구온난화로 인해 지난 133년간(1880~2012년) 전지구 평균기온이 0.85℃(0.65~1.06℃) 상승하였으며, 현재 추세로 온실가스를 저감 없이 배출한다면(RCP8.5 시나리오), 금세기 말(2081~2100년)의 전지구 평균기온은 3.7℃ 상승, 해수면은 63cm 상승, 강수량은 4.1~8.1% 증가할 것으로 예상하였다. 그러나 온실가스 저감정책이 상당히 실현되는 경우(RCP4.5), 금세기말 전지구 평균기온은 1.8℃, 해수면은 47cm 상승, 강수량은 2.7~5.5% 증가에 그칠 것으로 보인다. 주지할 사실은 온난화가 균질하게 일어나지 않고 지역적 차이가 커질 수 있다는 것이다. 건조지역과 습윤지역의 계절 강수량 차이가 커지고, 우기와 건기 사이의 기온 차이도 더 벌어질 것으로 예상되며, 고위도와 적도 태평양의 경우에 강수량 증가 가능성이 매우 높을 것으로 전망된다.

「한국 기후변화 평가보고서 2010」(국립환경과학원, 2011)에서는 국립기상연구소, 서울대학교, 그리고 연세대학교에서 산출한 한반도 기후변화 상세 시나리오를 바탕으로 다음과 같은 한반도 기후전망을 제시하였다. CMIP3 SRES A1B 시나리오의 경우, 20세기말(1971~2000년) 대비 21세기말(2071~2100년) 기온(강수) 변화는 한반도 전체 지역에서 약 4.0℃(17%), 남한내륙 지역에서는 약 3.8℃(13%) 상승(증가)하고, 고위도로 갈수록 기온상승이 뚜렷하며, 기온상승이 큰 지역에서 대체로 강수량이 많이 증가할 것으로 전망하였다. 기온의 경우, 겨울이 여름보다 상승폭이 크며, 강수량의 경우, 9월과 8월에 가장 많이 증가하는 것으로 예상했다. 또한 21세기말에 이르면 태백산맥과 소백산맥 등 주요 산지를 제외한 내륙지역까지 아열대 기후구가 확장될 것으로 전망했다.

한반도 기후변화 전망보고서(기상청, 2012)에서는 한반도 미래 기후변화를 다음과 같이 전망하였다. 현재 온실가스 배출추세를 유지(RCP8.5)할 경우, 21세기 후반(2071~2100년) 한반도 기온(강수)은 현재(1981~2010년)보다 5.7℃ 상승(18% 증가)하며, 북한의 기온상승폭(6.0℃)이 남한(5.3℃)보다 더 클 것으로 전망하였고, 강원도 산간 등 일부 산간지역을 제외한 남한 대부분의 지역과 황해도 연안까지 아열대 기후구가 될 것으로 분석하였다.

전지구적으로 전체 강수일수 증가보다는 극한강수일수의 증가경향이 클 것으로 전망되며, 알래스카와 그린란드를 포함하는 북반구 고위도 지역에서 극한기온현상의 변화가 크고, 동아시아 지역은 상대적으로 전지구 평균과 비슷한 변화를 보일 것으로 예상된다(Ho et al., 2011; Im et al., 2012; Yun et al., 2012; Sillmann et al., 2013; Seo and Ok, 2013; Bao, 2012). RCP4.5 시나리오에서는 한반도 극한기후 발생 가능성이 유의하게 커질 것을 전망하며, 특히 A1B 시나리오에서 현재에 비해 약 3배 증가할 것으로 예상된 열대야일수가 RCP4.5

시나리오에서는 약 4배 증가할 것으로 보고되었다(국립기상연구소, 2012).

기후 시스템은 외부강제력에 의한 변화뿐만 아니라 내부 주요 요소들의 상호작용에 의해 다양한 시간규모에서 고유한 변동성을 나타낸다(9장 참조). 고유 변동성은 예측 시간규모에 따라 예측 가능한 신호일 수도 있지만, 예측에 불확실성을 주는 잡음으로 작용할 수도 있다. 기후 시스템의 각 요소들은 서로 다른 예측성을 가지며 최신 기술의 해양-대기-지면-빙권 모델들 또한 서로 다른 예측 기술을 가진다. 예를 들어 몬순 강수량은 한 계절(Lee et al., 2010), 몬순 순환은 2~3계절(Lee et al., 2011a;2011b), ENSO는 2년 이상(Choi et al., 2014), PDO와 AMO는 5~10년(Kim et al., 2012), 전지구 평균온도는 10년 이상(Meehl et al., 2014)의 예측성/예측 기술을 나타낸다. 수십 년 및 단기 전망에는 초기 조건과 경계 조건이 모두 중요하며, 50년 이상의 장기 전망은 경계 조건 문제로 볼 수 있다(Meehl et al., 2009). 즉, 현재 기후모델을 이용한 수십 년 예측 및 단기 전망에 있어서 전지구 평균기온 예측은 상당한 확신을 가질 수 있지만, 지역규모의 온도와 강수량 예측에는 불확실성이 매우 크다고 볼 수 있다. 50년 이상의 장기 전망의 경우, 전지구 평균 혹은 넓은 지역 평균온도/강수량 전망은 모델 간 차이가 상대적으로 적고 신뢰도가 높다고 평가되나, 지역규모 온도/강수량 그리고 극한기후 전망은 모델 간 차이가 상대적으로 크고, 신뢰도가 낮다고 평가된다(IPCC, 2013).

1970년대를 전후해 개발되기 시작한 전구기후모델은 미래의 기후변화를 예측하기 위한 가장 중요한 도구로 사용되고 있으며, 이 전구기후모델의 기후 모의 성능은 꾸준히 향상되고 있다(8장 참조). 최근에는 대기와 해양뿐만 아니라 지구 기후 시스템을 구성하는 지표, 빙하, 에어로졸, 생태 등의 모든 기후요소를 포함하는 기후 시스템모델이 집중적으로 개발·향상되고 있다. IPCC 5차 평가보고서는 이전 보고서와 달리 다수의 기후 시스템모델 예측 결과를 포함하고 있다. 국립기상연구소(2012)에 의하면 IPCC 2차 평가보고서부터 5차 평가보고서까지 참여하는 모델들의 성능이 세대를 거듭할수록 점차 향상되고 있다. 특히, 4차 평가보고서에 참여한 모델들과 비교하여, 5차 평가보고서 참여 모델들이 주요 기후 요소들, 즉 ENSO(Kug et al., 2012; Yeh et al., 2012), 몬순(Lee and Wang, 2014), 열대-중위도 원격상관(Lee et al., 2014a) 등을 더 잘 모의할 뿐 아니라 전반적인 한반도 기후 특성(문혜진 등, 2014)을 더 잘 모의하는 것으로 평가되고 있다. 따라서 IPCC 5차 평가보고서를 이용한 장·단기 기후전망이 이전에 비해 불확실성을 좀 더 줄일 수 있을 것으로 기대된다.

최근 들어 한반도에서도 이상고온, 집중호우, 한파 등 이상기후현상이 자주 발생하고 있으며(2장 참조), 앞으로도 기후변화에 따른 이상기후현상의 발생이 빈발할 것으로 예상된다. 이상기후에 따른 피해에 효과적으로 대처하기 위해 한반도 기후변화에 대한 상세한 정보를 산출할 필요성이 있다. 이를 위해 지역기후모델을 사용하여 전구기후모델의 시나리오를 역학적으로 규모축소하는 방법이 중요한 도구로 사용되고 있다. 국내에서는 국립기상연구소와 여러 대학에서 지역기후모델을 이용한 한반도 기후변화 상세 시나리오를 산출하고 있다.

이 장에서는 IPCC 5차 평가보고서에 참여하는 전구기후모델과 지역기후모델을 이용하여 수행된 연구 결과들을 중심으로 한반도 기후변화 및 그와 관련 있는 대기, 해양, 빙권의 변화를 전망하고자 한다. 기상청(2012) 보고서, 국립기상연구소(2012) 보고서 및 최근 출판된 연구 논문들의 결과들을 종합적으로 정리해서 최종 전망 및 불확실성에 대해 논의할 것이다. 10.2절에서는 대기와 지표, 10.3절에서는 해양과 빙권의 단기와 장기 기후를 각각 전망할 것이고, 10.4절에서는 주요 결과들을 요약한다.

10.2. 대기와 지표

10.2.1. 단기 전망

이 절에서는 2050년 이전의 단기 전망을 위주로 IPCC 5차 평가보고서, 기상청(2012), 국립기상연구소(2012), 그리고 최근 연구 논문들을 바탕으로 기온, 강수량, 극한기후의 단기 전망 및 불확실성에 대해 논의한다. 또한 수십 년 기후 예측 결과도 간략하게 요약할 것이다.

10.2.1.1. 기온

IPCC 5차 평가보고서는 2035년까지 대규모의 화산 분출이 없을 경우에 4개의 RCP 시나리오 결과, 전지구 평균기온이 0.3~0.7℃ 증가할 것으로 전망하였다. 모델 간 및 시나리오 간 편차가 2035년까지는 크지 않지만 그 이후 상당히 커지는 것으로 나타난다. 이 시기까지 태양복사의 변화 등에 의한 자연변동성이 영향을 미칠 수는 있으나, 대기 내의 온실가스 증가에 따른 지구온난화의 영향이 더 클 것으로 보인다. 그림 10.1은 1986년부터 2012년까지의 관측(불확실성 포함)과 2050년까지 RCP4.5 시나리오에 의한 연평균 및 십년 평균온도의 단기 전망(불확실성 포함)을 나타낸다. 특히 초기 조건을 이용한 수십 년 예측 결과가(Smith et al., 2012; Meehl and Teng, 2012), RCP4.5 단기 전망보다 좀 더 신뢰성이 높게 나타나고 있으며, 2006~2013년 관측 기온과 더 유사하게 전망하는 것을 볼 수 있다. 현재 세계의 유수 연구기관들에서 수십 년 예측 모델의 초기화를 최적화하기 위한 노력이 뒤따르고 있다. 따라서 차후 수십 년 예측 모델의 초기화 개선을 통해 단기 전망의 예측성을 향상시킬 수 있을 것으로 기대된다.

지역적으로 볼 때 인위적 온난화는 해양보다는 육지에서, 그리고 겨울철 고위도에서 더 크게 나타날 것으로 전망된다. 또한 남반구보다는 북반구에서, 서반구보다는 동반구에서 온도 증가가 더 클 것으로 예상된다(Lee and Wang, 2014).

국립기상연구소(2012)에 의하면 IPCC 5차 평가보고서 참여 모델들을 이용할 경우, 한반도 영역 연평균기온의 증가는 전지구 평균보다 더 클 것이나 불확실성 역시 클 것으로 전망된다(그림 10.2a). 또한 기상청(2012)에 의하면 4개의 RCP 시나리오 결과, 2035년에는 한반도 평균기온이 0.5~1.0℃ 증가할 것으로 보인다. 또한 2011~2040년에는 제주도와 남해안 일부 지역에 한정되었던 아열대 기후대가 해안을 중심으로 북상하여 많은 지역이 아열대화 될 것으로 전망된다(그림 10.3). RCP 8.5 시나리오를 기반한 기상청(2011)에 의하면 2050년에 이르면 서울의 경우에 여름은 길어지는 반면(+19일), 겨울이 짧아지고(-27일), 봄은 다소 늘어날 것(+10일)으로 예상된다.

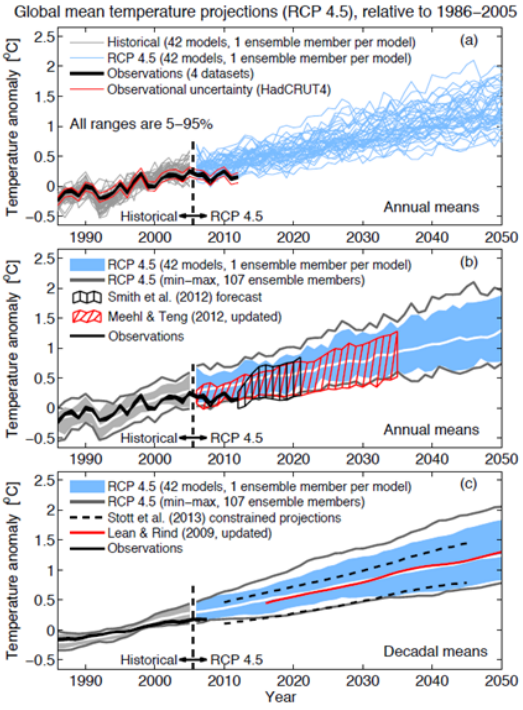


그림 10.1. 1986~2005년 평균값에 상대적인 전지구평균기온 전망. (a)4개 자료를 이용한 관측 값(불확실성 포함)과 CMIP5 42개 모델들을 이용한 현재 기후 모의 및 RCP4.5 전망, (b)Smith et al.(2012) 및 Meehl and Teng(2012)의 수십 년 기후 예측 결과 포함, (c)Stott et al.(2013) 및 Lean and Rind(2009) 의 예측 결과 포함(IPCC, 2013).

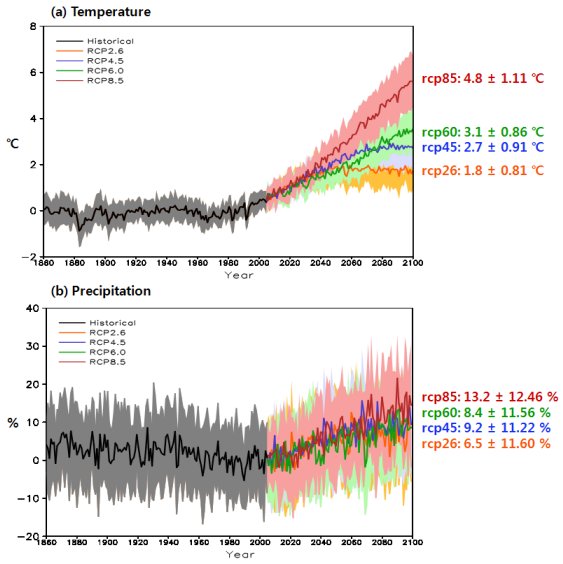


그림 10.2. 한반도 영역 연 (a)기온 및 (b)강수량 변화 시계열(1861~2100년). 음영은 표준 편차를 의미함. 제시된 값은 과거 기후(1971~2000년) 대비 미래 기후(2071~2100년) 변화±표준편차(국립기상연구소, 2012).

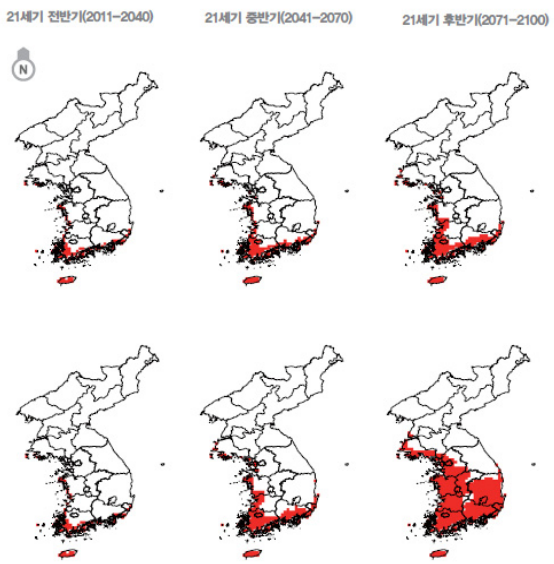


그림 10.3. RCP4.5/8.5에 따른 한반도 아열대 기후변화. 위 3개의 그림은 RCP4.5 시나리오에 해당하며 아래 3개의 그림은 RCP8.5 시나리오에 해당함(기상청, 2012).

최근 연구들은 현재 기후모의에 더 신뢰성이 높은 모델들만 선정하여 기후를 전망하는 경향이 있는데(Seo et al., 2013; Heo et al., 2014), 이는 3차 평가보고서와 5차 평가보고서에 참여하는 모델들의 격차가 현저하여 미래 전망의 불확실성이 커지기 때문이다. 문혜진 등(2014)은 한반도를 포함하는 동아시아 지역의 현재 기온과 강수를 더 잘 모의하는 5개 전지구모델을 선정(B5MME)하여 RCP4.5 시나리오 상에서 단기와 장기 전망을 산출한 후, 전체 모델을 이용한 결과(MME)와 비교하였다. 그림 10.4a, b는 전체 모델 평균과 5개 모델 평균의 현재(1979~2005년)와 단기 기온(2006~2025년)의 차이를 나타낸다. 동아시아 지역에서 북서쪽이 남동 지역에 비해 온도 상승이 높다. 한반도는 평균적으로 겨울철(여름철) 기온이 2006~2024년에는 0.5±0.3(0.5±0.3)℃ 그리고 2025~2049년에는 1.2±0.8(1.2±0.7)℃ 변화가 예상된다. 전체 MME에 비해 B5MME를 이용한 결과, 전체적으로 온도 상승 추세가 다소 적으며, 모델 간 예측 편차(불확실성)가 적은 것을 볼 수 있다.

역학적 규모축소법을 적용할 경우 좀 더 상세 변화를 추정할 수 있다. IPCC 5차 평가보고서와 국립기상연구소(2012)는 참여하는 모델들의 전체 평균을 이용해 기후변화를 전망하는 반면, 기상청(2012)에서는 135km 공간해상도의 영국 기상청 해들리 센터 전지구기후모델(HadGEM2-AO)과 12.5km의 공간 해상도를 가지는 지역기후예측모델(HadGEM3-RA), 그리고 1km 공간해상도의 통계적 공간 상세화 모델을 이용해 한반도 기후변화 예측자료를 생산하였다. RCP4.5 시나리오에서는 21세기 전반기인 2011~2040년에 1981~2010년 기온 대비 1.4℃ 증가를 예상하였다. 연평균기온의 상승경향은 남한보다 북한에서 상대적으로 크게 나타나며, 이러한 경향성은 과거 1981~2010년 간 진행되어 온 경향성에 부합된다.

Lee et al.(2014b)은 지역모델 두 개를 이용해 계절별 단기 변화(2025~2050년)를 전망하였다(그림 10.5). RCP4.5(8.5) 시나리오를 이용할 경우에 한반도 평균기온은 현재(1980~2005년)에 비해 겨울철에는 2.37(2.40)℃, 여름철에는 1.85(2.51)℃, 봄철에는 1.66(2.07)℃, 그리고 가을철에는 1.94(2.36)℃ 정도 상승될 것으로 예측하였다. 이 추정치는 선행연구의 결과보다 상대적으로 더 높은 수치이다(Koo et al., 2009; 기상청, 2012; 문혜진 등, 2014).

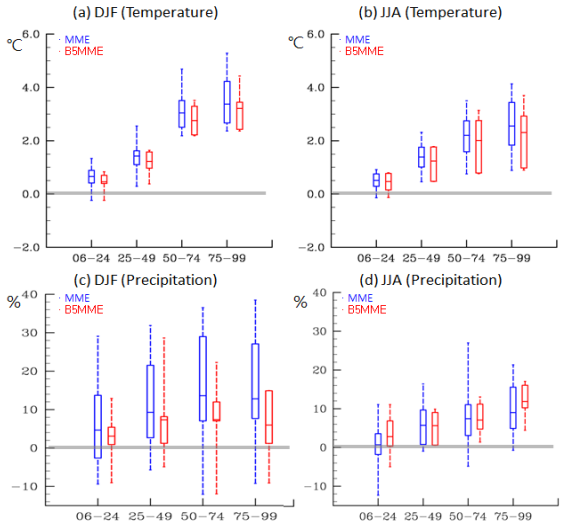


그림 10.4. 한반도 지역의 겨울철(왼쪽)과 여름철(오른쪽)의 미래 기온(위)과 강수(아래)의 영역평균결과. 점선은 모델 편차를 나타내고, 상자는 각 모델들의 25~75%를 나타낸다(문혜진 등, 2014).

10.2.1.2. 강수량

IPCC 5차 평가보고서는 전지구 평균 강수량이 지구온난화와 더불어 지속적으로 증가하는 것을 전망하나 그 불확실성은 기온 전망에 비해

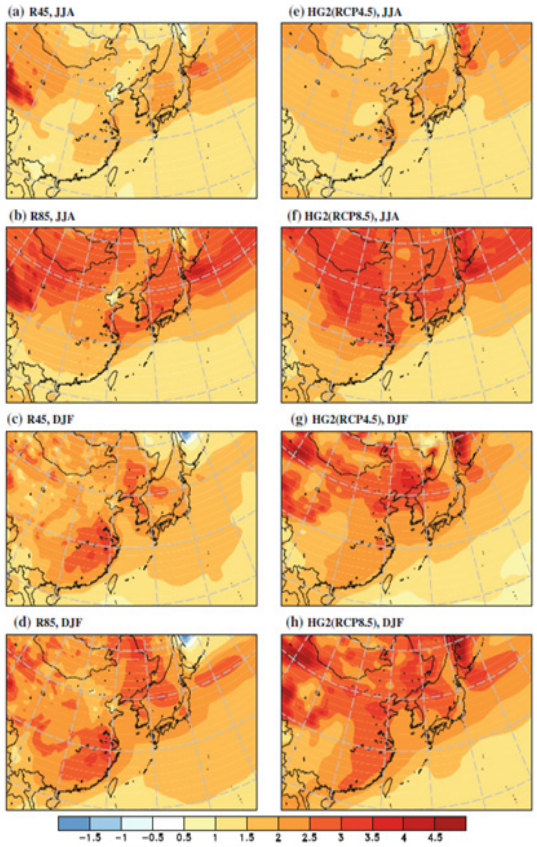


그림 10.5. RCP 시나리오에 따른 여름철(JJA; 위 4개 그림)과 겨울철(DJF; 아래 4개 그림)의 계절 평균기온의 미래 변화(1980~2005년 대비 2025~2050년)(Lee et al., 2014b).

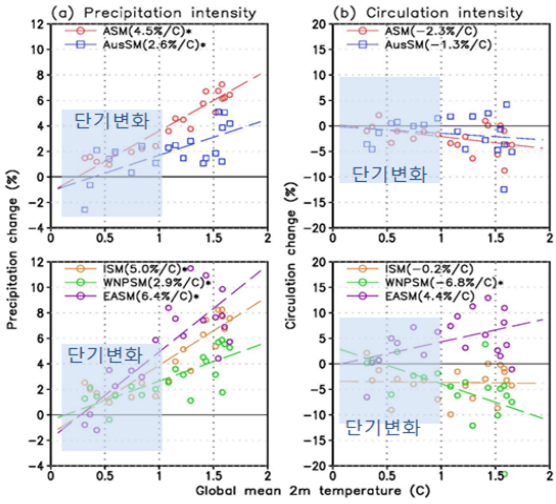


그림 10.6. RCP4.5 시나리오에 의한 21세기 전지구 온도 변화(℃) 대비 (a)강수량 변화(%) 및 (b)몬순 순환 변화. 상위 패널은 아시아 여름 몬순 전체지역과 호주 여름 몬순 지역 결과이고, 하위 패널은 아시아 여름 몬순의 종속 지역인 인도, 북서태평양, 동아시아 몬순 지역 결과이다. 모든 결과에 5년 이동 평균을 적용하였다. 전지구 온도 1℃ 상승할 때의 % 변화를 표기하였으며, 별표는 95% 유의수준의 변화임(Wang et al., 2014).

상당히 더 크다. 4개의 RCP 시나리오에서 2035년까지 현재 기후(1971~2000년) 비교 전지구 평균강수량이 1.2~1.8% 증가할 것으로 보인다. 2035년까지 일부 중위도와 고위도에서 강수량이 증가하나, 아열대 지역에서는 유의한 변화가 없을 것으로 추정된다. 단기 전망에서 지역규모의 강수는 인위적 에어로졸 증가와 자연변동성의 영향을 더 많이 받을 가능성이 있는 것으로 추정된다. 지면 습도는 상당히 증가할 것이고, 많은 지역에서 지표 증발이 증가할 것으로 전망된다.

최신 기술 수준의 기후모델들은 계절 평균강수량 및 몬순 강수량의 모의(Lee and Wang, 2014)와 계절 예측(Lee et al., 2010; Lee et al., 2011b)에 큰 한계를 보일 뿐 아니라, 미래 전망에도 큰 불확실성을 나타낸다(Lee and Wang, 2014; Wang et al., 2014; Chen and Sun, 2013). 그러나 대체적으로 참여 모델들은

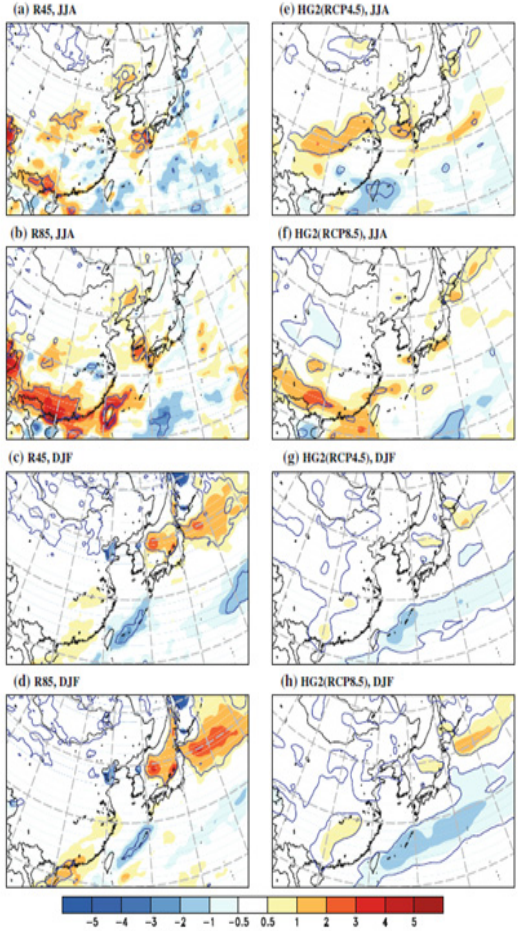


그림 10.7. RCP 시나리오에 따른 여름철(JJA; 위 4개 그림) 과 겨울철(DJF; 아래 4개 그림)의 계절 평균강수량의 미래 변화(1980~2005년 대비 2025~2050년)(Lee et al., 2014b).

전지구 몬순(특히 북반구) 강수량이 유의하게 증가하고, 몬순 영역이 다소 증가하며, 몬순 강수 기간이 증가하는 것으로 전망하고 있다(Hsu et al., 2012; Kitoh et al., 2013; Seo et al., 2013; Lee and Wang, 2014; Wang et al., 2014).

좀 더 신뢰성이 높은 모델들을 이용할 경우에 RCP4.5 시나리오에서 전지구 평균온도가 1℃ 증가할 때마다 아시아 전체 여름철 강수량은 4.5% 증가, 순환 지수는 2.3% 감소하며, 동아시아 몬순 영역에서 강수량은 6.4% 증가, 순환 지수는 4.4% 증가하는 것으로 전망된다(그림 10.6). 아시아 몬순 강수량이 증가하는 원인은, 남반구보다 북반구에서 기온이 더 높아져 북반구 쪽으로 습윤한 공기의 유입이 더 심화되고 (Wang et al., 2013), 해양보다 대륙에서 더 기온이 높아지므로 대륙 저기압-해양 고기압 차가 증가하며(Lee and Wang, 2014), 대기 속 수증기 증가에 따른 습윤속 수렴의 증가와 해수면온도 증가에 따른 지표 증발의 증가(Seo et al., 2013; Hsu et al., 2012; Kitoh et al., 2013; Lee and Wang, 2014; Chu et al., 2014)인 것으로 추정된다. 특히 동아시아 몬순은 북서태평양 고기압의 강화 및 북서 방향으로의 확장에 의해 동아시아 몬순 순환이 강화되고 그에 따라 습윤 공기의 유입이 많아져 강수량이 더욱 증가할 수 있는 것으로 예상된다(김고운 등, 2012; Seo et al., 2013; Lee and Wang, 2014).

IPCC 5차 평가보고서 모델들은 한반도 평균 강수량 모의에도 상당한 불확실성을 보이며 미래 전망에도 큰 편차를 보여 단기 및 장기 전망이 매우 불확실하다(그림 10.2b). 그럼에도 전반적으로 상승하는 경향을 보여 RCP8.5 시나리오에서 연강수량이 2050년대에 과거 30년(1971~2000년) 대비 약 6% 증가할 것으로 예상된다. 특히 늦봄, 초여름(5~6월), 초가을(9월)의 강수량이 증가할 것으로 추정된다.

문혜진 등(2014)에 의하면 여름철 강수 증가가 겨울철보다 더 뚜렷하다. 한반도는 평균적으로 겨울철(여름철) 강수가 2006~2024년에는 3.0±10.0(2.8±7.0)% 그리고 2025~2049년에는 7.2±15.0(5.6±5.0)% 변화가 예상된다(그림 10.4c,d). 한반도 온도 변화 전망(그림 10.4a,b)에 비해 모델 간 편차가 매우 큰 것을 볼 수 있다.

기상청(2012)의 역학적 규모축소법 결과에 의하면 연평균강수량이 RCP4.5(RCP8.5) 시나리오의 경우에 현재 기후 대비 21세기 전반기에 6.2%(3.3%), 그리고 중반기에 10.5%(15.5%) 증가할 것으로 나타난다. 전반기 증가는 RCP4.5에서 더 뚜렷하게 나타나나 후반기 증가는 RCP8.5에서 더 큰 것을 볼 수 있다. 즉, 강수량은 장주기 변동성에 의해 비선형적 변화경향을 보일 가능성이 있으나 시나리오에 관계없이 지구온난화가 지속되면 전반적인 강수량 증가가 나타날 가능성이 제시되고 있다.

반면, Lee et al.(2014b)의 경우, 역학적 규모축소화를 적용할 경우 한반도 계절 평균강수의 증가는 뚜렷하지 않다. 다만 RCP8.5에서 한반도 남부에 강수의 증가(한반도 평균 9% 증가)가 보인다(그림 10.7). 따라서 강수량 미래 변화 전망에는 연구별로 제한적인 동의를 보인다.

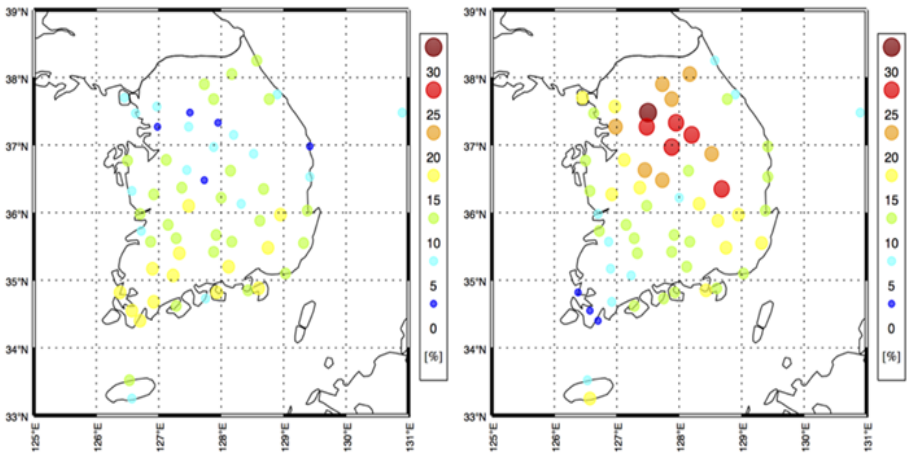


그림 10.8. 극한한랭현상(왼쪽)과 극한온난현상(오른쪽)의 1973~2008년 대비 2023~2058년 규모 파라미터의 퍼센트 증가(Kim et al., 2013b)

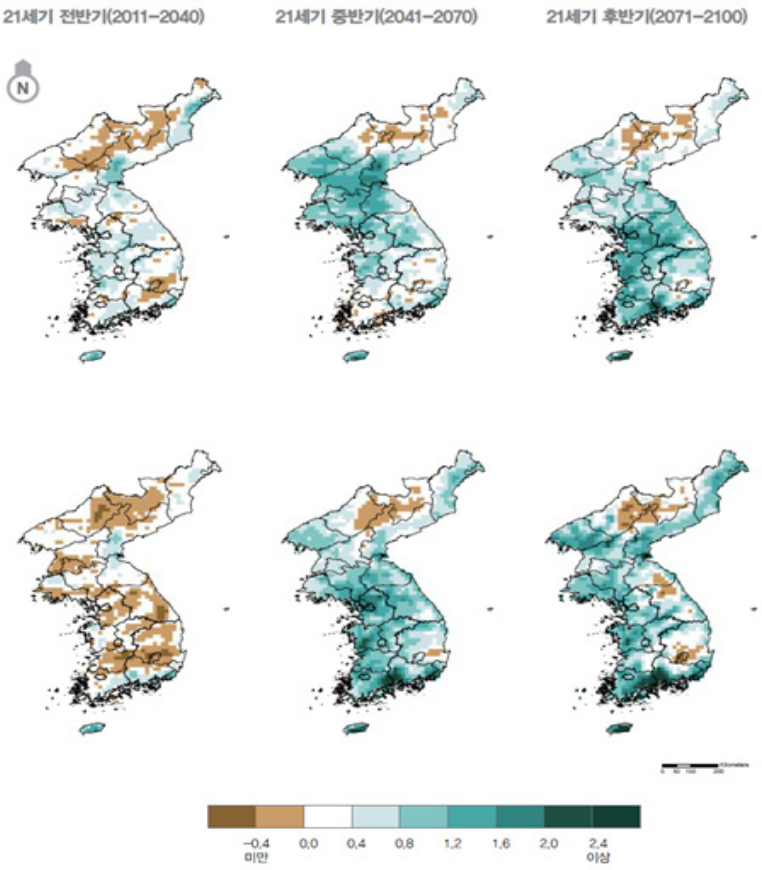


그림 10.9. RCP4.5/8.5에 따른 한반도 호우일수 변화. 위 3개의 그림은 RCP4.5 시나리오에 해당하며 아래 3개의 그림은 RCP8.5 시나리오에 해당함(기상청, 2012)

10.2.1.3. 극한기후

지구온난화에 따른 극한기후의 변화를 조사하기 위해 최근 고해상도의 지역기후모델에 대한 필요성이 증대하고 있으며, 이에 따라 동아시아 지역에서의 지역기후모델 연구가 활발히 진행되고 있다. Hong et al.(2010)은 한국의 미래 기후 예측을 위해 지역기후모델을 이용하여 cloud-resolving 모델 구축 가능성을 살펴보았고, Sasaki et al.(2012)은 5km 해상도의 비정역학 지역기후모델을 이용하여 일본과 그 인접한 지역의 집중호우의 증가를 전망하였다. 또한 Gu et al.(2012)과 Liu et al.(2012)은 중국의 미래 기후를 극한지수의 변화를 통해 평가하였으며, Gao et al.(2008)은 몬순 강수 예측을 조사하고 몬순 강수 예측에 모델의 해상도가 중요한 역할을 한다는 것을 밝힌 바 있다.

한반도의 극한기후변화를 이해하기 위해 많은 노력이 있어 왔고, Kim et al.(2013a)은 CSEOF(Cyclostationary Empirical Orthogonal Function)에 기반을 둔 통계 예측 모델을 이용해 단기 미래(2029~2061년)에 100㎜/일 이상의 호우가 더 크게 증가함을 전망하였다. 더 나아가 많은 연구들이 고해상도의 모델 결과 또는 통계적, 역학적 규모축소법을 적용한 모델 결과를 이용해 한반도의 극한기후변화를 전망하고 있다. 예를 들어, Im et al.(2011)은 지역기후모델을 이용해 A1B 시나리오에서 기온과 관련된 극한기후의 증가가 강수량과 관련된 극한기후의 증가보다 더 크고 유의함을 제시하였다. Yun et al.(2012)은 20km 해상도의 고해상도 모델 결과를 이용해 A1B 시나리오에서 한반도의 기온과 관련된 극한기후변화를 보였고, 단기 미래(2015~2039년)에 열대야일수의 변화가 가장 크고 약 189.2% 증가함을 보였다. 대부분의 IPCC 4차 평가보고서에 기반을 둔 연구 결과들은 미래 기후변화 시나리오에 따른 기온과 강수의 극한기후가 증가함을 제시하였고, 특히 미래 기후에 온난현상(warm event)의 발생증가량이 한랭현상(cold event)의 발생증가량보다 더 큼

을 제시하였다(e.g., Ho et al., 2011; Im et al., 2011; Park et al., 2011; Yun et al., 2012).

IPCC 5차 평가보고서가 발간됨에 따라, RCP 시나리오에 따른 미래 기후변화가 지구복사량에 따라 더 자세히 연구되고 있다(e.g., Kim et al, 2013c; Lee et al., 2014b). Lee et al.(2014b)과 정세진 등(2013)은 지역기후모델 자료를 이용하여 한반도의 미래 극한기온과 극한강수의 변화를 분석하였으며, Lee et al.(2014b)에 따르면 단기 미래(2006~2050년)에 열파현상의 빈도수가 RCP8.5와 RCP4.5 시나리오를 이용하여 각각 131%와 111%까지 증가함을 보였고, 호우의 빈도수는 RCP8.5에서 31.5% 증가하고, RCP4.5에서 24.8% 감소할 것으로 전망하였다.

특히 기상청(2012)은 일최고기온 및 일최저기온의 특정임계값을 기준으로 극한기온현상을 대표할 수 있는 지수를 정의하고 미래 변화를 전망하였다. 임계값으로 사용된 일최고기온과 일최저기온은 단기 미래(2011~2040년)에 각각 1.3℃와 1.5℃ 상승함을 보였다. 한반도의 온난화 전망에 따라 폭염일수(주간 일최고기온 33℃ 이상인 날), 열대야일수(일최저기온 25℃ 이상인 날)의 급격한 상승경향이 전망되었으며, 폭염일수는 현재 연간 7.3일 수준에서 RCP4.5 시나리오의 경우에 8.8일, RCP8.5 시나리오의 경우에 10.2일로 증가 추세를 보인다. 열대야일수는 현재 한반도 평균연간 2.8일 수준이며 RCP4.5 시나리오에 따르면 4.1일, RCP8.5 시나리오의 경우 5.7일로 폭염일수에 비해 급격히 증가할 것으로 예상된다. Seo et al.(2014) 또한 열대야일수의 증가경향이 미래 기후에 가장 뚜렷함을 보였고, 이는 기상청(2012)의 결과와 일치한다. Kim et al.(2013b)은 CSEOF 분석을 이용해 통계적 예측 모델을 개발하고 단기 미래(2023~2058년)에 온난현상이 한랭현상보다 더 강하게 나타남을 제시하였고, 이것이 제트 기류의 북쪽으로의 이동과 경압 불안정의 증가와 관련됨을 제시하였다. 특히 그 변화가 온난현상의 경우에 한반도 북쪽 산악 지역에서 강한 반면, 한랭현상의 경우에는 남쪽 연안 지역에서 크게 나타났다(그림 10.8).

한편, 극한강수의 변화와 관련해 미래 기후에서의 강수강도를 나타내는 호우일수는 시기별, 지역별, 시나리오별 편차가 클 것으로 전망된다(기상청, 2012). RCP4.5 시나리오의 경우, 호우일수는 지역별 증가와 감소경향이 혼재하다가 점차 증가 지역이 지배적으로 나타나지만, RCP8.5 시나리오의 경우에는 남해안과 원산만 연안 지역을 제외한 대다수의 지역에서 호우일수가 약하게 감소하다가 개마고원 및 영남 내륙 일부를 제외한 한반도 대부분의 지역에서 뚜렷한 증가가 전망된다(그림 10.9).

10.2.2. 장기 전망

단기 전망과는 달리 21세기 후반 장기 전망은 미래 온실가스 및 에어로졸 방출과 자연 및 인위적강제력의 강도에 의해 결정된다. 전형적으로 RCP 시나리오는 외부강제력이 기후 시스템 내부 변동성보다 큰 것으로 평가된다.

10.2.2.1. 기온

만약 온실가스 방출이 지속된다면 21세기 말까지 전지구 평균온도가 지속적으로 증가하는 것은 논쟁의 여지가 없다. 표 10.1는 IPCC 4차 평가보고서와 IPCC 5차 평가보고서 참여 모델들을 이용한 다양한 보고서들의 전지구 및 한반도 미래 변화 결과의 요약을 나타낸다. IPCC 4차 평가보고서의 A1B 시나리오에서는 21세기 후반(2080~2099년)에 전지구 지표기온은 현재(1980~1999년) 대비 1.8~3.0℃ 상승할 것으로 예측하였다. IPCC 5차 평가보고서에서는 RCP4.5(RCP8.5) 시나리오에서 21세기 후반(2071~2100년) 기온이 현재(1981~2010년) 대비 2.5(4.6)℃ 상승할 것으로 전망하고 있다.

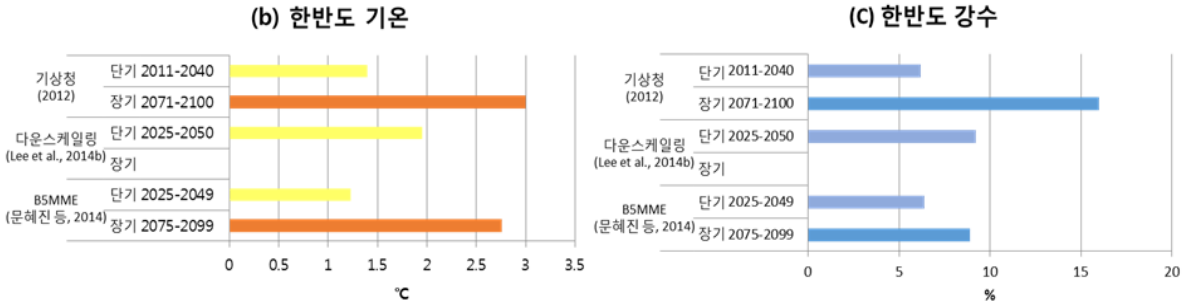
주목할 사실은 온도 상승이 지역에 따라 다르게 나타나는 것이다. 대륙에서 기온 상승이 높으며, 전지구 온도 상승에 따른 적설 및 해빙 면적 감소에 의한 알베도 되먹임 효과 및 극지역의 지면 역전층에 의한 장파복사의 트랩현상이 북반구 고위도 지역의 온도 증가를 가속화시킬 것으로 예측된다(Bintanja et al., 2011). 전지구 온도 상승으로 인해 평균 해면기압은 고위도에서 감소하고 중위도에서 증가할 것으로 전망된다.

21세기 후반부에는 기후대의 변화도 크게 나타날 것으로 보인다. 현재 기후에 비해 미래

표 10.1. 전지구 및 한반도 기온과 강수 미래 전망 요약.

(a)

시나리오		A1B (1차 보고서)	한반도 기후변화 보고서 (기상청, 2012)	
			RCP4.5	RCP8.5
분석시기		전 지구 : (1980-1999년) 대비 (2080-2099년) 한반도 : (1971-2000년) 대비 (2071-2100년)	(1981년-2010년) 대비 (2071-2100년)	
전 지구	기온	1.8~3.0℃ 증가	2.5℃ 증가	4.6℃ 증가
	강수	2.3~3.0% 증가	4.1% 증가	5.9% 증가
한반도	기온	4℃ 증가	3℃ 증가	5.7℃ 증가
	강수	17% 증가	16% 증가	17.6% 증가



(2071~2100년)에 전반적으로 극기후와 냉대기후의 면적비가 감소하고, 건조기후, 열대기후, 온대기후의 면적비가 증가할 것으로 전망된다. 고농도 시나리오일수록 면적비의 증감이 크며, 특히 빙설기후, 지중해성기후, 스텝기후에서 변화가 크게 나타날 것으로 추정된다.

「한국 기후변화 평가보고서 2010」(국립환경과학원, 2011)는 IPCC 4차 평가보고서 A1B 시나리오를 이용해 한반도 평균 지표기온은 21세기 후반(2071~2100년)에 현재(1971~2000년) 대비 4℃ 상승할 것으로 전망하였다. 국립기상연구소(2012)에 의하면 한반도 영역 평균기온은 21세기 후반(2071~2100년)에 현재(1971~2000년) 대비 각 시나리오에서 1.0~2.6℃(RCP2.6), 1.8~3.6℃(RCP4.5), 2.3~3.9℃(RCP6.0), 3.7~5.9℃(RCP8.5) 상승할 것으로 전망된다(그림 10.2). 이는 전지구 평균온도 상승보다 더 큰 수치이다. 지역기후모델을 이용한 상세 기후변화 결과에서는 중부지역이 남부지역보다 높은 상승을 보인다. 기상청(2012)에서는 1981~2010년 대비 2071~2100년 한반도 지표 기후가 RCP4.5 시나리오에서는 3℃, RCP8.5 시나리오에서는 5.7℃ 상승할 것으로 예측하고 있다(표 10.1a).

좀 더 신뢰성이 높은 모델들을 사용할 경우(문혜진 등, 2014)에 21세기 후반부(2075~2099년) 온도 증가는 RCP4.5 시나리오에서 겨울철

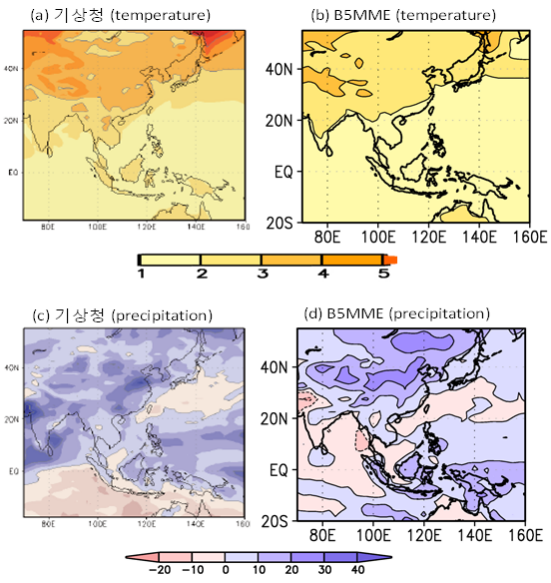


그림 10.10. 동아시아 지역의 연평균기온 (a-b)과 강수량(c-d)의 현재 기후 대비 장기 미래 변화: (a, c)1981~2010년 대비 2071~2100년(기상청, 2012); (b, d)1979~2005년 대비 2075~2099년(문혜진 등, 2014).

에는 2.4~4.4℃, 여름철에는 0.9~3.7℃의 기온 상승이 예상된다(그림 10.4). 겨울철 전망이 여름철에 비해 모델 간 편차(불확실성)가 현저하게 적게 나타난다. 연평균온도의 증가는 기상청(2012)과 공간적으로 비슷한 변화를 보이나 0.24℃ 정도 적을 것으로 예측되고 있다(그림 10.10a, b, 표 10.1b).

10.2.2.2. 강수량

전지구 평균강수는 현재(1971~2000년) 대비 미래(2071~2100년)에 각 시나리오별로 1.8~4.0% (RCP2.6), 2.7~5.5%(RCP4.5), 2.7~5.5%(RCP6.0), 4.1~8.1%(RCP8.5) 증가할 것으로 예상된다. 기온에 비해 상대적으로 모델 간 편차가 커 불확실성이 높게 나타나고 있다(국립기상연구소, 2012). 기온의 상승은 일차적으로 Clausius-Clapeyron 관계에 따라 대기의 수증기 수용력을 증가시킨다. 그러나 선행연구(Held and Soden, 2006) 및 최근 결과에 의하면 전지구 지표기온이 1℃ 증가할 때 수증기량은 7% 증가하나 강수량은 2~3% 증가에 그치고 있다. 이는 강수량의 증가가 증발 외에 대기순환에 의한 수증기 수송 등의 영향을 받기 때문이다(Held and Soden, 2006; Lee et al., 2014a; Lee and Wang, 2014; Seo et al., 2013; Xiang et al., 2014; Kusunoki and Mizuta, 2012).

좀 더 신뢰할 수 있는 모델들의 RCP4.5 시나리오를 이용할 경우에 21세기 후반부(2070~2095년)에는 (1) 전지구 몬순의 연평균강수량 및 연진동폭이 유의하게 증가하고, (2) 전지구 평균강수량이 약 4% 증가하며(전지구 온도 1℃ 증가할 때 1.9% 증가), 북반구 몬순 지역 강수량은 약 2.8% 증가할 것으로 전망된다(Lee and Wang, 2014). 강수량 증감의 지역적 차이가 커서, 극지역, 북아프리카, 적도태평양에서 크게 증가하는 반면, 지중해 인근, 남아프리카, 호주 남서부, 태평양 동부 연안 등지에서는 감소할 것으로 전망된다. 특히 여름철 아시아 몬순 강수량은 유의하게 증가하나 북아메리카 몬순 강수는 상당히 감소할 것으로 전망된다(그림 10.11). IPCC 4차 평가보고서 A1B 시나리오와 비교해 아시아 몬순 강수량의 증가가 더 크게 예상되고 있다.

「한국 기후변화 평가보고서 2010」(국립환경과학원, 2011)는 IPCC 4차 평가보고서 A1B 시나리오를 이용해 한반도 평균강수량은 21세기 후반(2071~2100년)에 현재(1971~2000년) 대비 17% 증가할 것으로 전망하였다. 그러나 국립기상연구소(2012)에 의하면 21세기 후반(2071~2100년) 한반도 평균강수량은 시나리오별로 각각 6.5±11.60%(RCP2.6), 9.2±11.22%(RCP4.5), 8.4±11.56%(RCP6.0), 13.2±12.46%(RCP8.5)로 추정되어 실제적으로 증감의 예측이 매우 어려움을 알 수 있다. 모델 간 편차를 고려할 때 RCP8.5에서만 평균강수량 증가가 유의하다고 평가할 수 있다. 지역기후모델을 이용할 경우에 RCP8.5에서는 전 지역에서 모든 계절에 강수량 증가가 전망되지만, 그 이외 시나리오에서는 남해안과 남동부 지방에서 증가하는 것으로 예측된다. 기상청(2012)에서는 해들리센터 전지구 기후모델을 이용해 RCP4.5에서는 한반도 평균강수량이 1981~2010년 대비 2071~2100년에 16.0%, RCP8.5에서는 17.6% 증가하는 것으로 전망하였다. 이는 Lee et al.(2013)과 유사한 수치이며, A1B 시나리오 역시 위와 같이 전망하고 있다.

Seo et al.(2013)은 신뢰도가 높은 모델을 이용할 경우, RCP6.0 시나리오에서 한반도 여름철 강수량의 증가가 유의하게 나타남을 보였다. 여름철 강수량의 증가는 대기 속 수증기 증가에 따른 습윤속 수렴의 증가, 해수면온도 증가에 따른 지표 증발의 증가, 그리고 북서태평양 고기압의 강화 및 북서 방향으로의 확장에 의한

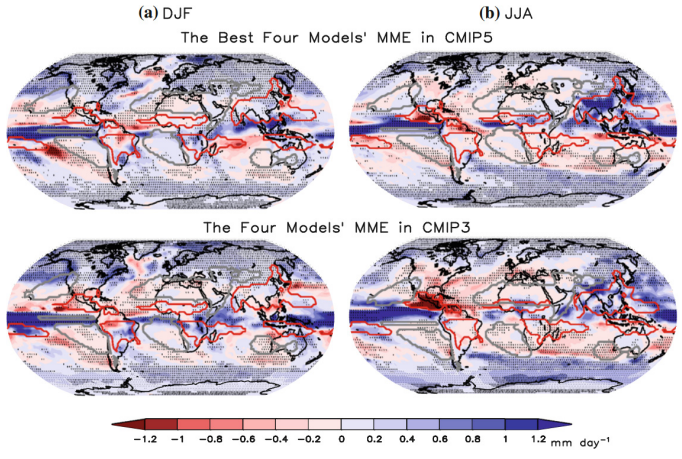


그림 10.11. 북반구 (a)겨울철과 (b)여름철 강수량의 현재 기후(1980~2005년) 대비 미래(2070~2095년) 변화. IPCC 5차 평가보고서 RCP4.5 시나리오(상위)와 IPCC 4차 평가보고서 A1B 시나리오(하위) 이용(Lee and Wang, 2014)

습윤 공기 유입의 증가에 기인하는 것으로 추정된다(그림 10.12).

문혜진 등(2014)에 의하면 여름철 강수량 증가가 겨울철보다 더 뚜렷하다. 한반도는 평균적으로 겨울철(여름철) 강수량에서 2050~2074년에는 7.3±15.0(7.0±6.0)% 그리고 2075~2099년에는 5.9±10.0(11.9±6.0)%의 변화가 예상된다(그림 10.4). 연평균강수량의 증가는 기상청(2012)과 공간적으로 비슷한 변화를 보이나 7.1% 정도 적을 것으로 예측되고 있다(그림 10.10c, d, 표 10.1c).

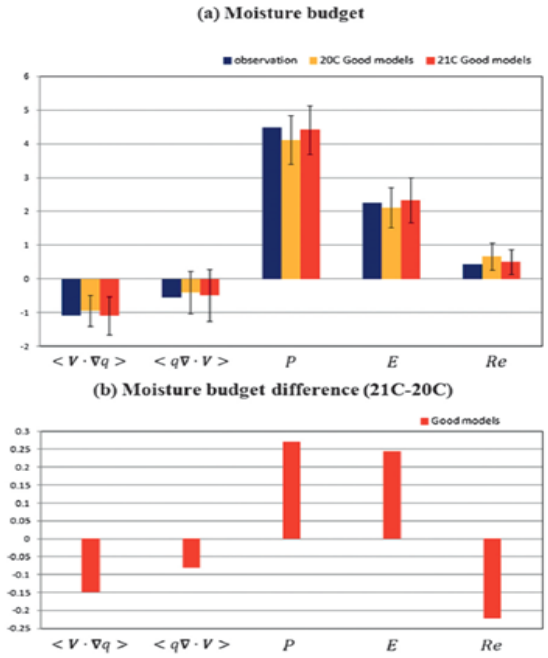


그림 10.12. (a)현재 관측과 신뢰성 높은 모델을 이용한 동아시아 지역 20세기 및 21세기 후반부 수분 수지, (b)모델 수분 수지의 21세기와 20세기 차이(Seo et al., 2013)

10.2.2.3. 극한기후

장기 기후변화의 전망은 단기와 비슷하나 더 급격한 변화를 보이고 있다. 예를 들어, Yun et al.(2012)은 단기 미래에서 189.2% 증가를 보였던 열대야일수가 장기 미래(2075~2099년)에 약 452%까지 증가함을 제시하였다. 기상청(2012)에 따르면, 21세기 후반(2071~2100년)은 현재 기후(1981~2010년)에 비해 일 최고기온은 2.8℃, 일 최저기온은 3.1℃ 증가할 것으로 전망하였으며, 폭염일수는 RCP4.5 시나리오의 경우에 연간 5.8일, RCP8.5 시나리오의 경우에 연간 22.9일 수준으로 증가할 것을 예상하였다(표 10.2 참조). 이는 단기와 비교해 각각 148.9%와 296.1% 증가한 것이다. 열대야일수는 RCP4.5 시나리오에서 연간 10.8일, RCP8.5 시나리오에서 연간 34.4일로 증가할 것으로 전망되었고, 이는 단기에 비해 각각 331.7%와 652.6% 증가한 것으로 보고되고 폭염일수보다 큰 증가폭을 보이며, Yun et al.(2012)의 결과와 일치한다. Seo et al.(2014)은 RCP4.5 시나리오의 다중모델앙상블과 더불어 기온의 공간적 분포, 경년변동성, 빈도분포를 잘 모의하는 모델 그룹을 선정하여 동아시아 극한기후지수의 변화를 제시하였다(그림 10.13). 장기미래(2075~2099년)에 극한온난현상(폭염일수, 열대야일수, 생장일수, 냉방일수)은 증가하는 반면, 극한한랭현상(서리일수와 난방일수)은 감소하는 것을 알 수 있다. 그 중 장기 미래에 폭염일수의 증가율이 약 336%로 가장 크게 나타났으며, 서리일수와 난방일수는 모두 약 83% 감소하는 것으로 전망된다. 동아시아 전체적으로 폭염일수의 증가가 가장 큼에 반해 한반도는 열대야일수의 증가가 가장 크고 이는 열대야가 기온뿐만 아니라 수증기량에 의해 좌우되며 몬순 남서풍의 저층 제트에 의해 국지적으로 영향을 받기 때문으로 사료된다(Ha and Yun, 2012). Ho et al.(2011)은 한반도에서의 열파의 극적인 증가를 제시하였고, 그 증가율은 IPCC 4차 평가보고서 B1 시나리오에서는 294%, A2 시나리오에서는 583%이다. Im et al.(2012)은 A1B 시나리오에서 지구온난화로 인해 극한강수의 강도와 빈도수가 모두 증가하고 그로 인한 홍수 재해의 증가된 위험을 제시하였다.

Lee et al.(2012)은 동아시아 지역 중 특히 북부 동아시아에서 극한온난현상과 건조현상(dry extreme event)의 증가량이 큼을 보였고, 한반도에서 극한습윤현상(wet extreme event)이 더욱 더 빈번히 나타날 것으로 전망하였다. 이와 관련하여 Seo et al.(2014)은 RCP4.5 시나리오에서 동아시아 지역에 비교하여 한반도의 극한기후변화가 얼마나 크고 그 변화가 얼마나 유의한지 평가하였다(그림 10.14). 전반적으로 장기 미래(2075~2099년)에 극한온난현상(폭염일수, 열대야일수, 생장일수, 냉방일수)이 동아시아 지역 전반에 걸쳐 증가한 반면, 극한한랭현상(서리일수와 난방일수)은 감소하는 분포를 나타냈으며(실선), 이는 단기 미래나 IPCC 4차 평

표 10.2. 한반도 극한기온과 극한강수 미래 전망 요약 및 정의(*는 서울시 기준).

시나리오		A1B (1차 보고서)	한반도 기후변화 보고서 (기상청, 2012)	
			RCP4.5	RCP8.5
분석시기		전 지구 : (1980-1999년) 대비 (2080-2099년) 한반도 : (1971-2000년) 대비 (2071-2100년)	(1981년-2010년) 대비 (2071-2100년)	
한반도 극한기후	일최고기온	3.8℃ 증가	2.8℃ 증가	5.6℃ 증가
	일최저기온	4.2℃ 증가	3.1℃ 증가	5.8℃ 증가
	호우일수	-	0.7일 증가	0.8일 증가
	폭염일수	-	5.8일 증가	22.9일 증가
	열대야일수	3배 증가	4배 증가	12배 증가
	서리일수	32.6% 감소	*13.5% 감소**	*39% 감소**
	결빙일수	58.9% 감소	*67.8% 감소**	*92.9% 감소**
	여름일수	2배 증가	*1.2배 증가**	*1.4배 증가**
	식물성장기간	-	*14.4일 증가**	*49.8일 증가**
비고	※ 극한기후지수 정의 호우일수 : 일강수량이 80mm 이상인 일 수 폭염일수 : 일최고온도가 33℃ 이상인 일 수 열대야일수 : (1차 보고서) 일최저기온이 20℃ 이상인 일 수 (한반도 기후변화 보고서) 일최저기온이 25℃ 이상인 일 수 서리일수 : 일최저기온이 0℃ 이하인 일 수 결빙일수 : 일최고기온이 0℃ 이하인 일 수 여름일수 : 일최고기온이 25℃ 이상인 일 수			

가보고서 시나리오에 기반을 둔 장기 미래 기후변화(Ho et al., 2011; Lee et al., 2012; Yun et al., 2012)와 상응하는 결과이다. 한편, 대부분의 극한지수들은 중국 동부 연안 지역에서 불확실성(음영)이 크게 나타났으며, 열대야일수와 서리일수의 미래 기후변화가 한반도에서 큰 불확실성(음영)을 내포하였고, 특히 열대야일수의 변화가 가장 큰 불확실성을 보였다. 폭염일수와 냉방일수는 한반도에서 상대적으로 적은 불확실성을 보였다.

호우일수의 경우 RCP4.5와 RCP8.5 시나리오는 호우일수 변화의 공간적 양상이 21세기 중반기 이후 유사하며, 특히 남해안 지역에서의 호우일수 증가가 공통적으로 전망되었다(기상청, 2012). 기온과 관련된 극한기후의 미래 변화와 비슷하게, 단기에 비해 장기 미래(2071~2100년)에 호우일수의 증가폭이 더 큰 것으로 전망되었으며, 구체적으로 RCP4.5와 RCP8.5 시나리오에서 장기 미래가 단기 미래보다 117.4%와 133.3%의 더 큰 증가량을 보였다

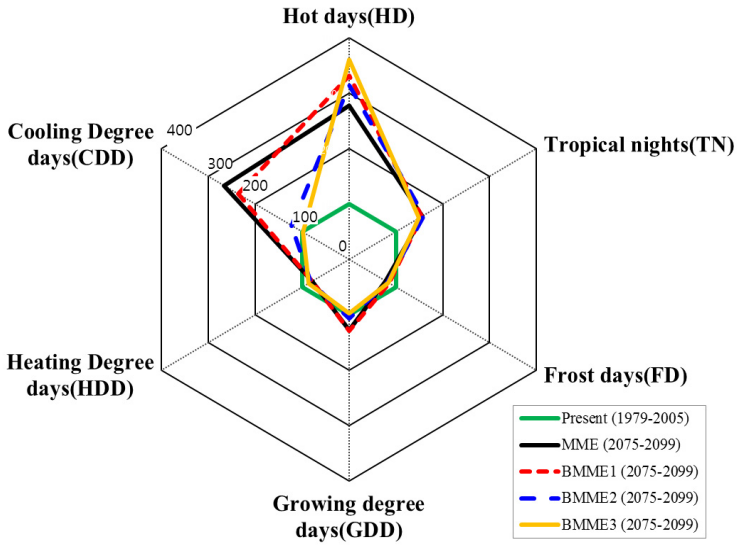


그림 10.13. 1979-2005년 대비 2075~2099년 극한기후지수의 변화율(%). 각 선은 다중모델앙상블 (MME)과 Taylor diagram 으로 선정된 최상 모델 그룹 (BMME1), relative entropy를 통해 선정된 최상 모델 그룹 (BMME2), 확률밀도함수를 통해 선정된 최상 모델 그룹 (BMME3)을 나타냄(Seo et al., 2014).

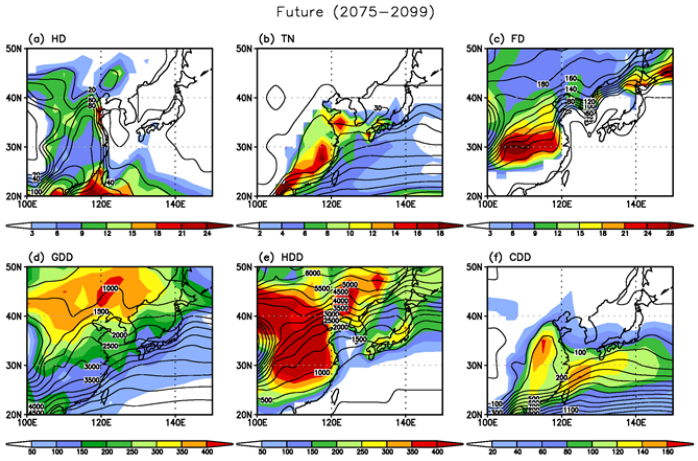


그림 10.14. 극한기후지수에 대한 최상 모델 그룹들의 평균 (실선)과 표준편차 (음영)의 공간 분포(2075~2099년) (Seo et al., 2014)

(표 10.2 참고). 정세진 등(2013)은 지역기후모델을 이용하여 강수관련 극한지수를 분석한 결과, 수도권과 경기도, 강원도 영동지역, 남해안 지역에서 증가경향성이 확인되었고, 중부 내륙 지역에서는 감소경향성이 나타남을 제시하였다.

10.3. 해양과 빙권

10.3.1. 서론

10.3.1.1. 「한국 기후변화 평가보고서 2010」 요약

「한국 기후변화 평가보고서 2010」(국립환경과학원, 2011)에는 해양 미래변화에 관한 독립적인 장은 없으나, 본문 가운데 엘니뇨, 해수면온도, 해빙면적에 대해 산발적으로 언급한 부분이 있어 해당 내용을 요약하면 다음과 같다.

'6.5.3. 미래 엘니뇨와 한반도 기후'에서는 지구온난화에 따라 중태평양에 발달하는 중태평양 엘니뇨(또는 Warm pool 엘니뇨)의 발생빈도가 일반적인 동태평양 엘니뇨(또는 Cold tongue 엘니뇨) 때보다 증가하여, 해수면온도 변동성이 우세한 해역이 다소 서쪽으로 이동될 것으로 전망하였다(Yeh et al., 2009). 그러나 엘니뇨의 주기나 강도 변화에 대한 미래 전망은 모델마다 큰 차이를 보여 매우 불확실하다.

'7.4.1. 전지구 기후변화 전망'에서는 CMIP3 전구모델 중 한 모델을 이용한 SRES A2 온실가스 배출 시나리오 실험 결과, 북극해와 남극해를 제외한 전 해역에서 21세기 말(2080~2099년) 해수면온도가 20세기 말(1980~1999년)에 비해 1~2℃까지 높아질 것으로 예측하였는데, 특히 우리나라 주변 북태평양에서는 4℃ 이상 높아져 다른 해역에 비해 수온이 크게 상승할 것으로 전망하였다(국립기상연구소, 2006). '7.5.2. 기후현상의 변화와 한반도 주변에 미치는 영향'에서는 동일한 실험과 기간에 대해 적도 태평양의 해수면온도 상승은 계절적으로 다르게 나타날 것으로 예측하였다. 즉, 여름에는 주변해역에 비해 동태평양에서 수온 증가폭이 커서 엘니뇨 시기에 나타나는 수온 양상과 유사하고, 겨울에는 이와 상반된 라니냐 양상과 유사할 것으로 전망하였다(이효신 등, 2007). 해빙은 최대 5.9×106km^2, 즉 86.5%까지 감소할 것으로 전망하였다(국립기상연구소, 2007).

10.3.1.2. IPCC 5차 평가보고서 요약

전지구 해양에 관한 IPCC 5차 평가보고서 내용을 발췌하여 간추리면 다음과 같다. 모든 Representative Concentration Pathway (RCP) 시나리오 결과에 따르면 전지구 평균 해수면온도와 지표온도는 상승 추세를 이어갈 것인데, 경년 및 수십 년 변동성을 포함한다(견고한 동의). 「한국 기후변화 평가보고서 2010」에 수록된 한 개 모델의 결과(국립기상연구소, 2006)와 달리, CMIP5 및 CMIP3 모델에 대한 다중모델 평균에서는 20세기 말 대비 21세기 말 해수면온도 증가가 우리나라 주변 북태평양에서 최대로 나타나지 않는다. 중위도 및 고위도 북태평양에서 전구 평균 해수면온도 증가율은 전지구 평균 표면온도 증가율에 비해 약 1~1.25배 크고, 아열대 및 적도 해양에서는 0.75~1배 정도 증가한다. 전구부피평균수온은 전구 평균 해수면온도와 마찬가지로 지속적으로 증가할 것인데, 변동성은 그에 비해 훨씬 작다

(견고한 동의).

해양온난화는 해면에서는 아열대 및 열대 해역에서 가장 크게 나타날 것이지만 심해에서는 남반구 해양에서 뚜렷할 것이다. RCP4.5 시나리오에 따르면 21세기 말에는 해양 전체가 흡수한 열의 약 50%가 수심 700m까지 전달되고, 약 85%가 2,000m까지 전달된다. 해양이 대기로부터 흡수한 열이 해면에서부터 심해까지 도달하기까지는 오랜 시간이 소요되므로 해양온난화는 온실가스 방출이 감소하거나 일정하게 유지된다고 하더라도 수백 년 간 지속되며 해수면 상승에 기여할 것이다.

RCP 시나리오에 기반한 미래 해수면상승 전망은 다음과 같다. 2081~2100년 전구 평균 해수면은 1986~2005년에 비해, RCP2.6의 경우 40cm(26~54cm), RCP4.5는 47cm(32~62cm), RCP6.0은 48cm(33~62cm), RCP8.5는 63cm(45~81cm) 상승할 가능성이 높다. 또한, RCP8.5의 경우 2100년 해수면은 현재와 비교하여 53~97cm 상승할 것으로 전망된다(표 10.3).

표 10.3. IPCC 5차 평가보고서에서 제시된 RCP 시나리오별 1986~2005년 대비 미래 전지구 평균해수면 상승 전망(IPCC, 2013).

RCP 시나리오	평균해수면 상승폭 (범위; 단위 cm)	
	2046~2065년	2081~2100년
RCP 2.6	24(17~32)	40(26~55)
RCP 4.5	26(19~32)	47(32~63)
RCP 6.0	25(18~32)	48(33~63)
RCP 8.5	30(22~38)	63(45~82)

염분변화에 대한 미래전망은 염분이 높은 해역에서는 염분이 증가하고, 낮은 해역에서는 감소할 것으로 전망되어, 아열대 대서양에서는 염분이 증가하고 열대 서태평양에서는 감소할 것으로 전망된다(중간적 동의).

한편, 지구온난화로 해빙면적은 급속히 감소하여 21세기 말 여름에는 북극 해빙의 대부분이 사라질 것으로 전망된다. 그러나 이러한 전망은 관측자료에 나타나는 장기 선형 추세를 CMIP5 모델이 제대로 모사하지 못하며 모델 간 편차도 크다는 한계 때문에 중간적 동의에 머문다. CMIP5 모델 대부분은 북극해에서는 관측에 나타나는 해빙면적의 급격한 감소경향을 완만하게 모사하고, 남극해에서는 관측 해빙면적이 완만한 증가경향을 나타내는 반면 모델에서는 반대로 감소경향이 나타난다. 해빙면적은 해양자오면순환과도 밀접한 관계가 있으므로 모델을 이용하여 장기 기후변동을 연구하기 위해서는 해빙모델의 성능 향상이 필수적이다.

남극해에서는 지구온난화로 해수면온도가 증가하고 염분은 낮아질 것이다. 따라서 남극저층수 형성이 약화되고 해면밀도는 감소할 것으로 전망된다. 그러나 모델 간에 결과 차이가 크기 때문에 전망이 불확실한 편이다.

대서양자오면순환의 강도는 약해질 것으로 전망되나(중간적 동의), 얼마나 약해질 지는 매우 불확실하다. 온실가스 등 외부강제 요인의 변화가 멈추면, 대서양자오면순환 강도도 점차 회복될 것인데 산업혁명 이전 수준에 도달하지는 못할 것으로 전망된다.

10.3.2. 해양대순환

이 절은 한반도 주변해를 포함하여 북태평양에 대한 미래변화 전망을 다룬다. CMIP5와 CMIP3 자료를 이용한 한반도 주변해 및 북태평양에 관한 미래변화 전망을 정리하였다. 우리나라는 해안선이 복잡하고 해역에 따라 수심과 그 공간구조가 다르다. 서쪽으로는 동중국해, 남쪽으로는 태평양, 북쪽으로는 오호츠크해와 영향을 주고받아 주변해와 밀접한 관계를 갖는다. 이런 특성을 적절하게 모사하기 위해서는 고해상도 모델이 필수적인데, 미래변화 전망에 사용되는 전구모델의 해상도는 이에 비해 매우 낮다. 이 절에서 다룬 한반도 주변해 미래변화 전망은 가급적 지역해양순환모델이 전구모델 자료를 입력받아 생산한 고해상도 자료를 분석한 연구결과를 포함한다.

우리나라 기후는 엘니뇨남방진동(ENSO) 및 태평양십년주기진동(PDO) 등 북태평양에서 일어나는 내부변동성의 영향을 받는다. 이에, 10.3.2.1과 10.3.2.2는 각각 북태평양 미래변화와 ENSO 미래변화를 전망한다. 10.3.2.3에는 동해, 남해, 황동중국해를 포함하는 우리나라 주변해에서 수온, 염분, 해양혼합층에 대한 전망을, 10.3.2.4에는 우리나라 연안 파랑과 태풍

강도의 장단기 전망을 각각 제시한다. 염두에 둘 것은, 비록 앞으로 수 년 또는 수십 년 후에 대한 전망 결과라도 그것은 예보와 같이 특정 해에 대한 것이 아니라 기후 통계치에 대한 전망이라는 것이다. 전반적인 증가 또는 감소경향에 대한 전망은 신뢰할 만하나, 그 변화의 크기와 구체적인 영역에 대한 전망은 아직 불확실성이 크다.

10.3.2.1. 북태평양

CMIP3 11개 기후모델을 이용한 해양혼합층 깊이 미래변화 전망에 따르면 21세기 말 겨울철 해양혼합층은 쿠로시오 확장해역에서 바람 세기와 해양표층 냉각의 약화로 얕아지는 반면, 쿠로시오 전선 북부에서는 깊어질 것으로 전망된다(그림 10.15). 그러나 그 세부적인 구조나 깊이에 대한 변화 크기는 모델마다 차이를 보인다.

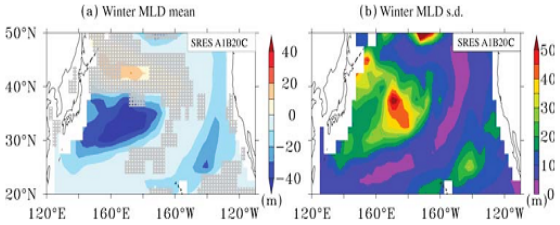


그림 10.15. 겨울(1~3월) 해양혼합층깊이(m)의 미래 변화 전망(21세기와 20세기 차이): (a)다중모델 평균(b)모델간 표준편차. (a)에서 빗금친 영역은 다중모델 평균변화가 95% 신뢰수준에서 통계적으로 유의하지 못한 곳임(Jang et al.(2011)의 Figure 7).

해양-대기 접합 시스템의 여러 성분들은 주어진 외부 강제에 대해 여러 단계의 시간규모로 반응하는데, 혼합층은 비교적 빨리 반응하고, 수온약층과 심층수는 표면 침강과 혼합을 통해 느리게 반응하는 경향성이 있다. 모드수(mode water)는 혼합층에서 형성되므로 비교적 빠르게 지구온난화에 반응한다. CMIP5 17개 모델들은 지구가 온난화됨에 따라 모드수 형성이 줄어들 것으로 전망하였고(그림 10.16), CMIP3 모델도 비슷한 결과를 보였다(Luo et al., 2009). 모드수가 줄어들면 북태평양 아열대반류가 느려진다. 이 상관관계는 매우 뚜렷한데 이는 모드수가 점차적으로 줄어들면서 상층 해양이 더욱 성층화되기 때문이다. 상층 해양의 성층화는 지구온난화의 가장 확실한 결과 중 하나이다.

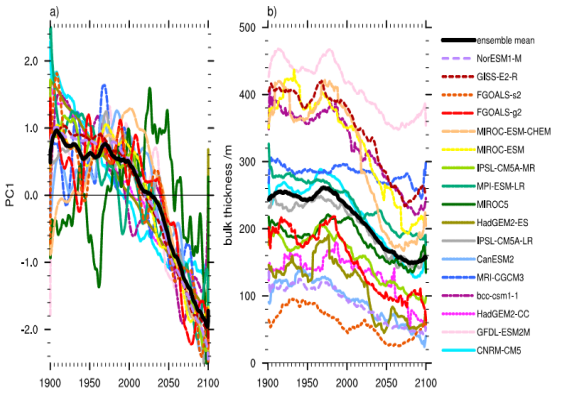


그림 10.16. 17개 CMIP5 개별 모델 결과 및 다중모델 평균: (a)중태평양 아열대 자이어에서 해면고도의 EOF 첫 번째 모드 주성분 시계열, (b)북태평양(120°E~140°W, 20~40°N)에서 24.5와 26.6 밀도층 사이에 있는 평균해수두께. 고주파 변동성을 제거하기 위해 9년 저주파수 필터가 적용되었음(Xu et al.(2012)의 Figure 9).

대기 중 이산화탄소 농도가 증가할수록, 북태평양 자이어의 남쪽은 강해지고 북쪽은 약해질 것으로 전망되는데, 이는 대기 해들리순환의 확장과 페렐순환의 극향 이동에 따른 하강 기류의 강화로 해면기압이 상승하기 때문이다(Cheon et al., 2012). 이와 같은 해양-대기 상호작용은 고해상도 모델뿐만 아니라 저해상도 모델에서도 공통적으로 나타난다. 쿠로시오 확장 해역에서 전선과 제트가 강화될 것으로 전망되지만, 그 강화 정도는 모델의 해상도에 따라 차이가 난다.

이러한 북태평양의 변화는 대한해협을 통과하는 대마난류의 세기나 수온에 영향을 주고, 이것은 다시 동해 해수 순환을 포함하여 해양 환경에 영향을 준다. CMIP5 모델 중 한반도 주변해를 어느 정도 모사하는 모델을 분석한 결과 대마난류에 의한 수송량의 증가와 수온의 상승으로 대한해협을 통해 동해로 유입되는 열의 총량이 증가할 것이며, 21세기 전반기(2010~2049년) 증가율이 후반기(2050~2099년) 증가율보다 클 것으로 전망된다(최아라 등, 2013). 특히, 동해의 북서쪽에서 표층수온 및 수심적분 열함량 증가폭이 가장 크게 모사되었는데(그림 10.17), 이것은 순상향표층열속의 지속적인 증가에 의한 수온 감소보다는 대마난류 열수송에 의한 수온 상승이 더 크기 때문이다.

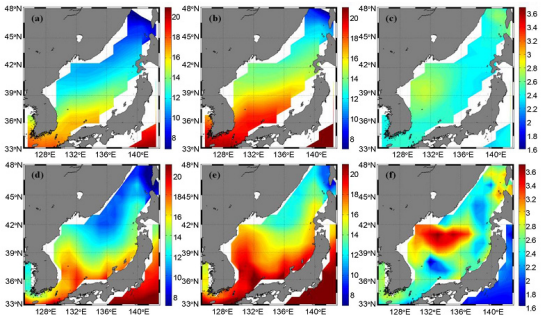


그림 10.17. 기후평균해수면온도 분포(℃): (a,d)20세기(1901~2000년), (b,e)21세기 후반부(2050~2099년) 및 (c,f) 둘의 차이. 위 그림은 CSIRO-Mk3.6.0을, 아래 그림은 HadGEM2-CC 모델결과를 나타냄(최아라 등(2013)의 Figure 5).

10.3.2.2. ENSO 및 PDO

SRES A1B 시나리오에 기반하여 대기 중 이산화탄소 농도가 720ppm에 고정되는 2100년 이후 100년을 분석한 결과, 지구온난화에 따라 ENSO-PDO 사이의 선형관계 즉, 같은 위상에 있게 되는 경향이 더욱 강해질 것으로 전망된다(표 10.4). 즉, 엘니뇨와 양의 PDO, 라니냐와 음의 PDO가 같은 시기에 일어나는 빈도가 높아진다는 것이다. PDO가 ENSO와 같은 위상에 있을 때, 중위도 기후는 ENSO의 영향을 더욱 크게 받는다. 특히, PDO 중심이 동쪽으로 이동하면서 북태평양에서 PNA(Pacific North American)와 같은 패턴이 더 강화된다. 이는 ENSO와 PDO가 같은 위상에 있을 때 중태평양에서 강수가 증가하여 대기와의 열교환을 통해 해수면온도를 변화시키기 때문이다.

	El Niño – a positive phase of PDO	El Niño – a negative phase of PDO	La Niña – a positive phase of PDO	La Niña – a negative phase of PDO
0C3M	140	71	95	152
RESA1B	183	48	77	194

표 10.4. CMIP3 20C3M 실험과 SRES A1B 실험 결과, 십년주기진동(PDO) 위상에 따른 엘니뇨 및 라니냐 출현 수.(Kwon et al.(2013)의 Table 2)

적도 태평양 수온 통계분석에 의하면 향후 50년 동안(2007~2056년) 중태평양 엘니뇨(Warm pool 엘니뇨)의 발생빈도가 1980~2006년에 비해 약 2.5배 늘어나 일반적인 동태평양 엘니뇨(Cold tongue 엘니뇨) 때와 비슷한 수준

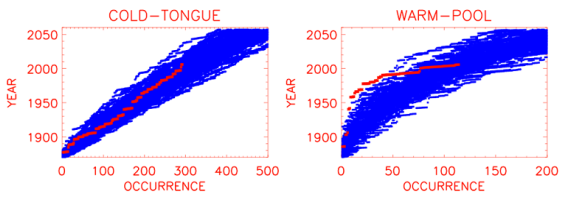


그림 10.18. 관측자료(빨간색: 1870~2006)와 100개의 다중모델(파란색: 1870~2056년)에서 구한 동태평양 엘니뇨(왼쪽)와 중태평양 엘니뇨(오른쪽)의 출현 개월 수(Na et al.(2011)의 Figure 6).

이 될 것으로 전망된다(그림 10.18).

십년에서 수십 년 규모의 ENSO 변동은 평균기후 상태에 의해서도 좌우되는데, ENSO의 진폭과 공간패턴의 미래변화는 아직 불확실하다(Yeh et al., 2014). CMIP5 미래전망 결과에 따르면 중태평양 엘니뇨와 동태평양 엘니뇨 강도 사이의 비율이 커질 것으로 전망되지만 신뢰할 만한 수준은 아니다. 몇몇 ENSO 모사능력이 뛰어난 모델에서는 지구온난화에 따라 중태평양 엘니뇨의 변동성이 증가하는 것으로 나타난다. Kim et al.(2014)은 RCP8.5 시나리오를 수행한 CMIP5 모델 22개를 분석하여, ENSO의 진폭이 시간에 따라 변할 것이라고 전망한다. 특히, 적도 태평양의 ENSO 역학과정을 잘 모사하는 9개 모델에서 2040년까지 일관되게 ENSO 진폭의 증가 추세가 나타나고, 그 이후 감소하는 경향이 나타난다(그림 10.19a). 이러한 ENSO의 시간 변동은 동태평양과 동인도양-서태평양 해역의 온난화 정도가 변하기 때문인 것으로 보인다(그림 10.19b).

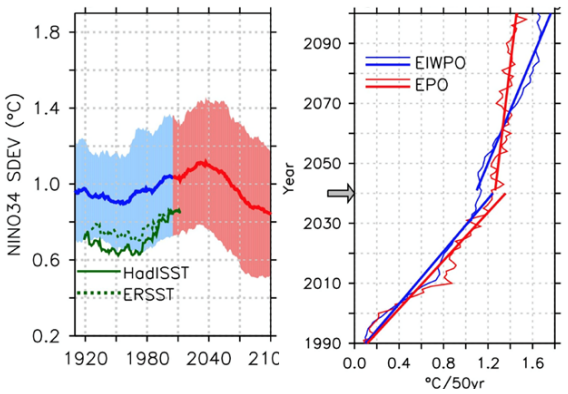


그림 10.19. CMIP5 상위 9개 다중모델: (a)50년-이동평균ENSO 안정도의 시간에 따른 변화. 파란색은 Historical 실험결과를, 빨간색은 RCP8.5 실험결과를 나타낸 것이고, 녹색 선은 관측자료에서 구한 값을 나타냄. (b)동태평양(빨간색) 및 동인도양-서태평양(파란색) 평균해수면온도의 호프뮐러 다이어그램(Kim et al.(2014)의 Figure 2b 및 Figure 4b).

10.3.2.3. 한반도 주변해

역학적 규모축소법을 이용한 연구는 한반도 주변해 해면수온이 21세기 말까지 3~4℃ 정도 증가할 것으로 전망한다(그림 10.20). 동해 극전선 해역과 황해 해수면온도 증가가 다른 해역에 비해 크게 나타나는데 특히, 동해의 수온 증가는 대마난류에 의한 열수송 증가와 관련이 있으며 해양의 역할이 비교적 클 것으로 본다(중간적 동의).

같은 연구에서 황해저층냉수는 수온이 서서히 증가할 것으로 전망된다(제한적 동의, 그림 10.21). 황해저층냉수는 황해 생태계에 중요한 영향을 미치는데, 전구모델의 성긴 격자체계로는 모사되지 않는다.

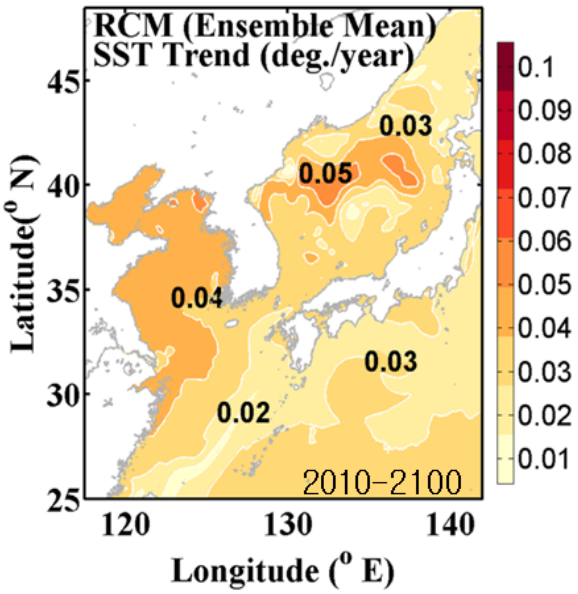


그림 10.20. 2010~2100년에 대해 모사된 연평균해수면온도의 선형경사. 여러 개의 전구모델자료를 이용한 역학적 규모축소에 기반한 지역기후 다중모델 평균(Seo et al.(2014)의 Figure 13).

CMIP3 미래전망 시나리오 SRES A1B에 따르면, 2030년대까지 동중국해는 여름과 겨울 모두 상층 및 저층 수온이 상승할 것으로 전망된다. 지난 반세기(1950~2008년) 동안, 이 해역에서는 북풍의 약화로 현열 및 잠열속이 감소하여 해수면온도가 상승해 왔다(Yeh and Kim, 2010). 특히, 수심이 얕고 수온이 비교적 차가운 중국 연안과 양자강 해역에서 겨울에 수온이 1℃ 이상 오를 것으로 전망된다. 여름에는 오히려 다른 해역에 비해 수온이 작게 상승할 것으로 전망된다(그림 10.22).

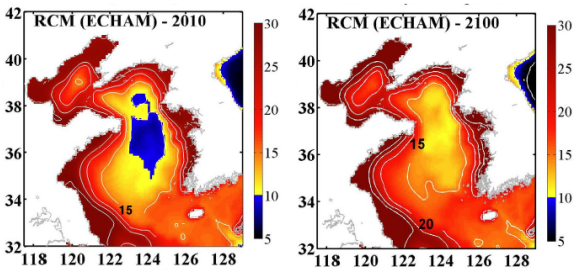


그림 10.21. RCM-ECHAM에서 모사된 2010년(왼쪽)과 2100년(오른쪽) 8월 바닥 수온(Seo et al.(2014)의 Figure 19).

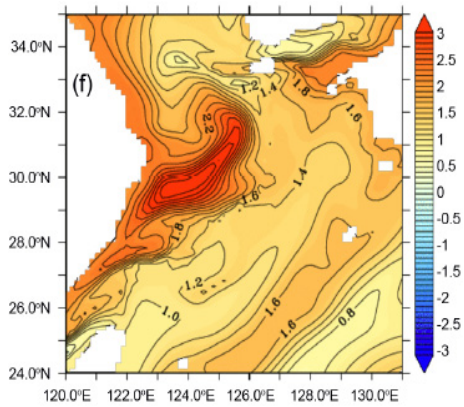


그림 10.22. 황동중국해 미래(2030년대) 수온변화. A1B 시나리오와 GFLD-CM2.0 전구모델 자료를 이용하여 역학적으로 규모축소 하였음(민홍식과 김철호(2012) Figure 2(f)).

그림 10.23은 동중국해(120~130˚E, 25~35˚N)에서 2001~2100년 동안 모사된 수심 100m까지의 평균수온과 혼합층 깊이의 시계열이다. 수온은 서서히 지속적으로 증가하나, 그 증가율은 일정하지 않은 것으로 전망된다. 이것은 지구온난화에 의한 선형적 증가 외에도 십년 안팎 주기의 변동성 때문이다(박영규 등, 2012). 혼합층은 지속적으로 얕아지는 추세지만, 수온과 마찬가지로 십년 안팎 변동성을 보인다.

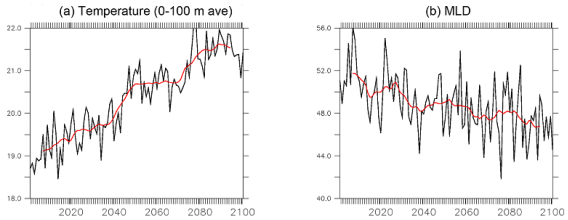


그림 10.23. 동중국해 평균된 미래전망 결과로 2001년부터 2100년에 대해 모사된 (a)수심 100m까지의 평균수온, (b)혼합층깊이(박영규 등(2012)의 Figure 3).

수심이 얕은 양자강 앞바다에서는 겨울에 혼합층이 바닥까지 발달하고, 수심이 100m 보다

깊은 곳에서는 이보다 얕을 것으로 전망된다(민홍식과 김철호, 2012). 이와 같이 황동중국해는 수심에 따라 해양환경 변화가 크다. 따라서 저해상도 전구모델 대기강제력 자료를 규모축소하지 않고 그대로 사용하는 경우, 조밀한 해양모델 격자에 비해 대기 공간분포가 상세하게 고려되지 못하여 대기의 영향을 비교적 많이 받는 곳에서는 미래전망의 정확도가 떨어질 수 있다(민홍식과 김철호, 2012).

10.3.2.4. 파랑 및 태풍

지구온난화에 따른 수온 상승은 태풍의 강도를 증가시키는 주된 원인 중 하나이고, 태풍은 연안지역에 재해를 일으키기 쉽다. 태풍에 의해 발생된 파랑과 해일은 연안 저지대에 침수범람을 일으키기도 한다(윤종주 등, 2012).

21세기 말 북서태평양에서 연평균풍속이 현재보다 낮아질 것으로 전망됨에 따라 연평균유의파고도 낮게 전망된다. CMIP5 미래전망 자료 분석 결과, RCP4.5 시나리오에서는 현재 기후에 비해 2~7% 정도, RCP8.5 시나리오에서는 4~11% 정도 감소할 것으로 나타난다(그림 10.24). 유의파고 및 풍속 감소에 따라 연평균 극한파랑도 감소할 것으로 전망되는데, 겨울에 감소하는 반면, 여름에 반대로 증가하기 때문에 21세기 말까지 태풍의 강도는 강화될 것으로 전망된다.

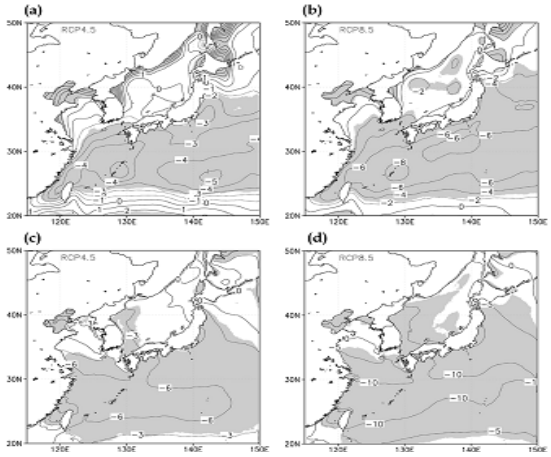


그림 10.24. 현재 기후에 대한 미래 기후의 상대적 변화 전망(%): (a)RCP4.5 시나리오, (b)RCP8.5 시나리오에서 산출된 연평균바람 속도, (c)RCP4.5 시나리오 및 (d)RCP8.5 시나리오에서 산출된 연평균유의파고. 회색 영역은 Wilcoxon rank-sum 검정 결과 5% 수준에서 통계적으로 유의한 곳을 나타냄(박종숙 등(2013)의 Figure 2).

이산화탄소 농도가 증가함에 따라 태풍의 강도도 강해지며 해일의 상승이 뒤따른다. 대기 중 이산화탄소를 산업혁명 이전 농도의 4배에 달할 때까지 매년 1%씩 증가시킨 경우, 과거 남해 동부역에 최대 폭풍 해일고 피해를 입힌 태풍 매미와 동일한 규모와 이동경로를 갖는다고 가정하면, 태풍 경로 근처에 있던 여수에서 해일고는 매미 때보다 65% 즉, 1m가 더 높아질 수 있다(윤종주 등, 2012). 이산화탄소 농도 증가에 따라, 최대 해일고 분포는 태풍 매미 모사 결과와 비교하여 여수에서 78~110cm (46~65%), 마산에서 36~92cm(17~43%), 그리고 부산에서 4~29cm(4~36%) 상승할 것으로 전망된다. 연안에 위치한 발전소나 가스시설 등 주요 시설물의 경우, 이와 같은 전망을 바탕으로 발생가능한 극한의 외력조건에서도 안전성을 확보할 수 있도록 설계되어야 한다(윤종주 등, 2012).

10.3.3. 해수면

우리나라 주변해역에 대한 해수면 전망 연구는 아직까지 그 사례가 많지 않다. 또 전지구기후모델을 이용한 연구에서는 동해가 다른 해역에 비해 해수면상승이 크게 나타나는 반면, 통계기법을 이용한 연구에서는 대체로 동해가 다른 해역에 비해 해수면상승이 낮게 나타나, 역학적 방법과 통계방법 연구결과가 일치하지 않는다.

오상명 등(2011)은 IPCC 4차 평가보고서의 기후모델 전망 결과를 이용하여 한반도 주변해의 미래 해수면 상승을 전망하였다. 그 중 MPI_ECHAM5와 GFDL_CM2.1 모델에서는 A1B 시나리오에 따른 열팽창을 고려했을 때 향후 100년 동안 북서태평양에서 각각 24cm와 28cm, 그리고 한반도 주변해역은 27cm와 31cm의 해수면이 상승한다.

국립기상연구소(2012)는 IPCC 5차 평가보고서 기후변화 시나리오의 RCP8.5와 RCP4.5를 바탕으로 우리나라 주변해역의 해수면 상승을 전망하였다. 평균해수면은 1980~1999년 대비 2100년에 동해안에서는 RCP8.5와 RCP4,5에서 각각 약 138cm, 95cm 상승하고, 서해안과 남해안에서는 RCP8.5와 RCP4.5에서 각각 약

95cm, 70cm 상승하는 것으로 전망된다(그림 10.25). 이러한 상승 속도는 21세기 후반으로 갈수록 다소 빨라진다. 해역별 해수면상승은 RCP4.5와 RCP8.5 모두 동해 전역, 특히 동해 중북부해역에서 가장 현저하고, 서해와 남해 전역은 낮은 수심으로 인해 해수면 상승이 상대적으로 작다(그림 10.26).

국립해양조사원(2013)은 47~51개년의 조석관측 기록이 있는 우리나라 5개 지점(목포, 제주, 부산, 울산, 묵호)의 상대 조위자료를 바탕으로 개선된 앙상블경험모드분리법(Ensemble Empirical Mode Decomposition, EEMD)과 1차 및 2차 방정식을 이용한 회귀분석법을 적용하여 미래 해수면상승을 전망하였다(표 10.5). 표 10.5의 예측은 미래에 대한 다음 네 가지 가정을 기반으로 한다. (1) EEMD이 산출한 과거 평균해수면 변화경향과 가속추세가 미래에도 계속되며, (2) 현재(2011년)의 해수면 변화경향과 가속추세가 미래에도 지속되며, (3) 일차방정식 회귀분석 결과에 따라 과거의 선형적 해수면변화가 미래에도 계속되며, (4) 이차방정식 회귀분석으로 계산한 과거 평균해수면상승의 가속화가 미래에도 계속된다는 가정이다. 이 가정을 바탕으로 각 관측 지점에서 2100년까지 전망된 해수면상승 결과를 살펴보면, 이차 회귀방정식으로 계산한 결과가 최대값을, 일차 회귀방정식으로 계산한 결과가 최소값을 보였으며, EEMD 잔차를 활용한 예측값은 위 두 값 범위 안에 있는데, 그 중 2011년 값을 기반으로 한 예측치의 변화폭이 더 크게 나타난다. 울산을 제외하면 모든 지점에서 해수면상승 폭이 매우 크며, 특히 목포의 경우 41~154cm로 가장 클 것으로 전망된다. EEMD를 바탕으로 계산한 결과, 목포의 평균해수면은 2100년까지 100cm에 근접하거나 혹은 그 이상 상승할 것으로 나타난다. 과거자료 분석에서 해수면상승의 가속이 명확하게 나타나지 않은 울산에서도 10cm 내외로 상승할 것으로 전망된다.

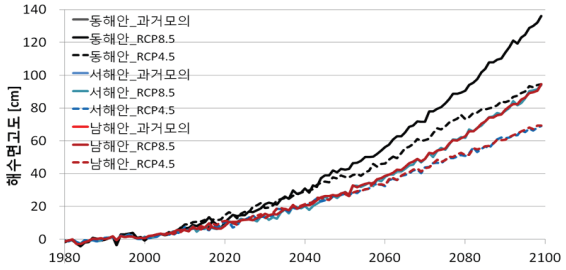


그림 10.25. 우리나라 연안 해역의 해수면 상승 예측(cm). 실선은 과거기후(1980~2005년)와 RCP8.5 (2006~2099년), 점선은 RCP4.5 시나리오 결과이며 동해(검정색), 서해(파란색), 남해(빨간색)의 연안 지역은 그림 10.26에 표시된 영역과 같다. 열팽창과 육빙녹음 효과를 모두 포함하며, 현재 기후 1980~1999년(20년)에 대한 상대적인 변화임(국립기상연구소, 2012).

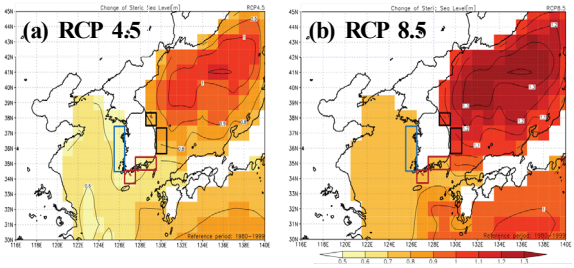


그림 10.26. 우리나라 주변해역의 미래 해수면 상승폭(m). 해수면 고도 변화는 열팽창과 육빙녹음 효과를 모두 포함하며, 1980~1999년 대비 2080~2099년의 변화이다. 그림 내 사각 영역은 우리나라 연안의 해수면 상승폭을 산출하기 위해 정의한 동해, 서해, 남해 연안해역을 나타냄(국립기상연구소, 2012).

표 10.5. EEMD 잔차, 일차 및 이차 회귀방정식을 기반으로 추정된 5개 지점의 2100년 해수면 상대 높이 (국립해양조사원, 2013)

(단위: cm)

지점	EEMD 잔차(평균)	EEMD 잔차(2011년)	일차방정식 회귀분석	이차방정식 회귀분석
목포	91.9	119.1	40.6	154.3
제주	79.4	91.1	60.7	127.7
부산	58.3	78.6	23.7	86.7
울산	13.0	7.7	13.0	(-9.3)
묵호	63.1	92.6	9.9	148.1

주: ( ) 안은 통계적으로 무의미한 결과를 바탕으로 추정된 값으로 해석상 주의가 요구됨.

10.3.4. 빙권

10.3.4.1. 해빙 모델의 특성

빙권에 대한 미래전망은 수치모델이 빙권을 얼마나 사실적으로 모사하느냐에 크게 좌우된다. Massonnet et al.(2012)은 37개의 CMIP5 모델자료를 분석하여, 북극 여름철 해빙이 녹아서 해빙면적(해빙농도가 최소 15% 이상인 격자면적의 합)이 $1\times10^6 km^2$ 이하에 도달하는 시기가 현재 기후에서 모사된 해빙의 총면적, 부피 및 감소율과 경험적으로 양의 상관관계가 있으며, 해빙의 계절변동폭과는 음의 상관관계가 있음을 밝혔다(그림 10.27). 이 결과는 현재 해빙

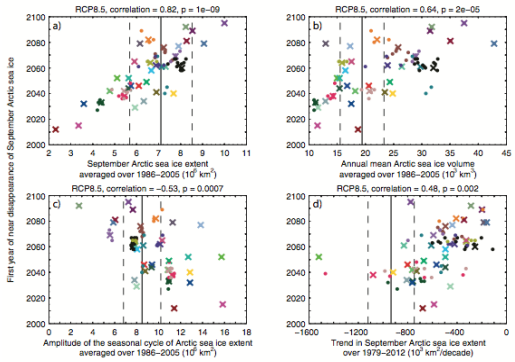


그림 10.27. CMIP5 모델(37개 모델, RCP8.5 시나리오)이 전망한 9월 북극 해빙이 모두 녹는 상태에 도달하는 첫 번째 년도와 1986~2005년 평균한 (a)9월 해빙면적, (b)연평균해빙 부피, (c)해빙면적의 계절변동 폭, (d)1979~2012년 사이의 9월 해빙면적 감소율과의 관계(IPCC(2013)의 Figure 12.31).

상태를 잘 모사하는 모델이 미래의 해빙 상태를 더 잘 모사할 가능성이 있음을 시사한다.

CMIP5 모델이 모사한 해빙 변동성은 CMIP3 모델과 비교하여 개선점 및 한계점이 동시에 나타난다. 최근의 CMIP5 모델은 해빙면적을 계절 및 장기 변동성 측면에서 CMIP3 모델에 비하여 실제 관측값에 더 가깝게 모사한다. 그러나 CMIP5 모델은 북극해에서 실제 해빙의 급격한 감소를 재현하지 못하고, 남극해의 경우 해빙모델의 시계열에서 CMIP5 모델이 CMIP3 모델에 비해 모델 간 편차가 크게 나타나는 한계가 보고되었다(IPCC, 2013). 또, 남극해에서 관측된 해빙면적은 최근 30년 동안 십년마다 1.1%, 즉 $126,949 km^2$로 통계적으로 유의미한 증가 추세를 보였으나(Turner et al., 2013), CMIP5 모델 대부분은 인위적강제력 증가에 따른 대기온도 상승의 결과, 동일 기간에 대해 해빙면적이 상당부분 줄어드는 것으로 모사한다(그림 10.27d). 해빙의 지역적 분포 또한 CMIP5 모델들 간에 매우 상이한 양상을 보인다(Heuzé et al., 2013). 이러한 시간과 공간 분포에 나타나는 모델간 편차 때문에 CMIP5 모델이 모사한 해빙의 미래 전망에 대한 신뢰도는 낮게 평가된다.

10.3.4.2. 해빙의 미래 전망

IPCC 5차 평가보고서에 따르면, CMIP5 모델은 모든 RCP 시나리오에 대해 연평균 지표온도가 상승함에 따라 남극과 북극에서 해빙면적이 계속 감소할 것으로 전망한다(그림 10.28, Massonnet et al., 2012; Wang and Overland, 2012). 21세기 마지막 20년(2081~2100년)과 최근 20년(1986~2005년) 사이의 다중모델 평균을 바탕으로 계산한 겨울(2월) 북극해 해빙면적은 시나리오에 따라 8%(RCP2.6)에서부터 34%(RCP8.5)까지 감소할 것으로 전망되었고, 여름(9월) 북극해 해빙면적은 54%(RCP2.6)에서 94%(RCP8.5)까지 감소할 것으로 전망된다(중간적 동의). 해빙부피도 지속

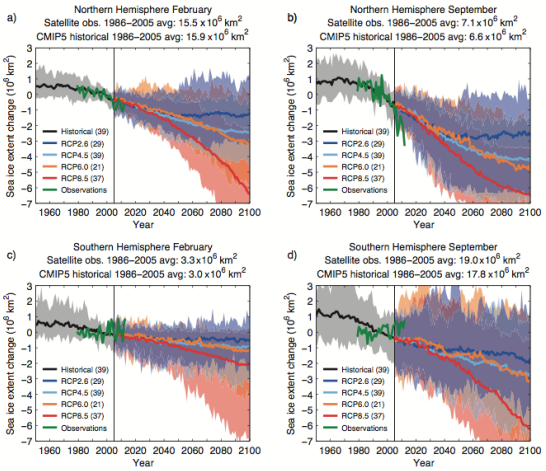


그림 10.28. RCP 시나리오를 적용하여 CMIP5 모델이 전망한 해빙면적의 시계열. 남극의 (a)2월과 (b)9월 그리고 북극의 (c)2월과 (d)9월의 해빙면적을 나타냄. 각 선은 다중모델 평균을 나타내며, 색칠한 부분은 평균의 5%에서 95% 범위를 나타냄. 수직선은 현재 기후모사의 마지막 해인 2005년을 표시함. 범례 괄호안 숫자는 사용모델 개수를, 초록색 선은 1979년부터 2012년까지의 위성에서 관측한 해빙면적을 나타냄(IPCC(2013)의 Figure 12.28).

적으로 감소하는 것으로 전망되는데, 21세기 말 겨울에는 29%(RCP2.6)에서 73%(RCP8.5)까지 감소하고, 여름에는 54%(RCP2.6)에서 최대 96%(RCP8.5)까지 감소하는 것으로 전망된다(중간적 동의). 해빙면적보다 부피의 감소율이 더 크게 모사됨은 향후 해빙두께가 빠르게 감소하게 됨을 의미하며, 겨울보다 여름에 해빙의 총량이 더 많이 감소하여 해빙의 계절 변동이 시간이 지남에 따라 더욱 커지게 됨을 의미한다.

우리나라 연구진이 제시한 해빙면적 장기 전망은 매우 드물지만 최근 연구로는 권미옥 등(2010)이 있다. 이 연구는 21개의 CMIP3 모델 중 현재 기후와 비교하여 고성능 모델 9개를 선정하고, 21세기 말 20년간의 해빙 변동을 현 기후와 비교하여 전망하였다. 9개 모델 다중모델 평균결과, 해빙면적이 겨울에 약 16%, 여름에 63% 감소하고, 기존 연구와 동일하게 북극해에서 계절 변화폭이 현재 기후에 비해 30% 이상 증가한다. 한편, 5차 평가보고서에서 CMIP5 모델 중 90% 이상이 RCP8.5 시나리오에서 21세기 말에 해빙이 모두 녹는 상태에 도달할 것으로 전망한 것과는 달리, 9개의 고성능 CMIP3 모델에서는 해빙의 감소가 주로 해빙의 경계부분에 집중되고 북극해 중앙부에서의 농도 변화는 적어(그림 10.29) 21세기 말에도 해빙이 모두 녹는 상태에 도달하지 않을 것으로 전망한다. 이러한 차이는 CMIP3가 여름철 해빙면적을 CMIP5 모델에 비해 과다 모사하는 특성에 기인한 것으로 보인다.

남반구 해빙면적의 경우 CMIP5로 전망한 미래 기후(2081~2100년)는 현재 기후(1986~2005년)와 비교하여 여름(2월)에 16%(RCP2.6)에서 67%(RCP8.5)까지, 겨울(9월)에 8%(RCP2.6)부터 30%(RCP8.5)까지 감소할 것으로 전망한다. 북반구에서와 달리, 총 감소 면적은 겨울에 더 클 것으로 전망된다(Eisenman et al., 2011). RCP8.5 시나리오에서 CMIP5 모델의 75%는 남극해의 여름철 해빙이 모두 녹는 상태가 22세기 이전에 시작될 것으로 본다. 그러나 이러한 전망은 위에서 언급한 바와 같이 남극해에서 해빙모델 간 편차와 현재 기후에 대한 해빙면적의 장주기 변동을 모사하지 못하는 모델의 한계성 때문에 제한적 동의에 머무른다.

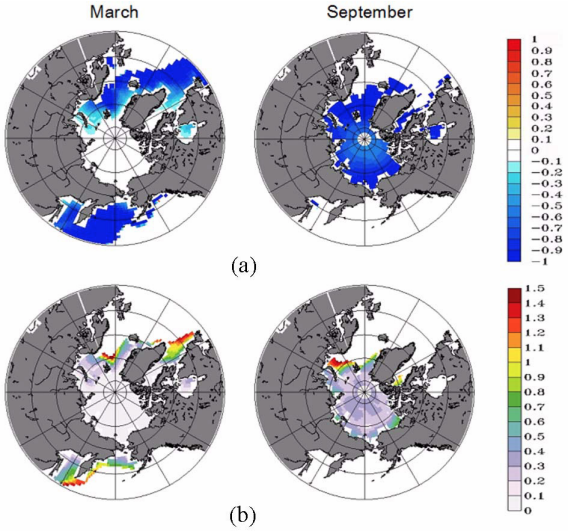


그림 10.29. (a)현재 해빙농도(20C3M)로 표준화하여 나타낸 CMIP3 모델로 모사된 미래(A1B)와 현재 해빙농도의 차이 및 (b)상응하는 정규화된 표준편차 분포(권미옥 등(2010)의 Figure 8).

10.3.4.3. 적설 및 동토의 미래 전망

적설 및 동토의 변화에 관한 연구는 주로 북반구에 제한되어 있다. 이는 북반구 적설이 계절에 따라 크게 변하고 기후변화에 민감하게 반응하기 때문이다.

북반구 적설 총 면적은 적설 기간과 밀접한 관계가 있으며, CMIP5는 21세기 마지막 20년 동안 현재 기후와 비교하여 평균적으로 적설 기간이 1주일 정도 줄고 면적은 7±4%(RCP2.6)부터 25±8%(RCP8.5)까지 감소할 것으로 전망된다(Brutel-Vuilmet et al., 2013, 중간적 동의).

지구온난화의 영향으로 북반구 지표에 인접한 동토 면적이 지속적으로 감소할 것으로 예상된다. CMIP3 모델뿐만 아니라 CMIP5 모델은 21세기 후반 지표근접 동토 면적이 현재 기후에 비해 37±11%(RCP2.6), 51±13%(RCP4.5), 58±13%(RCP6.0), 81±12%(RCP8.5) 각각 감소할 것으로 전망한다(중간적 동의).

10.4. 결론

이 장에서는 대기와 지표 및 해양과 빙권의 단기(2050년 이전)와 장기(2050년 이후)의 기후 전망을 살펴보았다. RCP4.5(저농도 배출) 시나리오를 위주로 미래를 전망하였다. 2035년까지

는 대규모의 화산 분출이나 태양 복사 변화 등에 의한 자연 변동이 단기 전망에 영향을 줄 수 있으나, 그 이후에는 대기 내의 온실가스 증가에 따른 지구온난화 영향이 더 클 것으로 추정된다.

지속적인 온실가스 배출은 지구온난화 및 지구 시스템의 모든 요소의 변화를 가져 올 것으로 추정된다(견고한 동의). 42개 기후모델들의 RCP 시나리오에 의하면 21세기 후반부에는 1980~1900년 대비 지구 평균온도가 1.5℃ 이상 증가할 것으로 전망되며, RCP4.5에서는 2℃ 이상의 증가는 추정되지 않지만 RCP6.0과 RCP8.5에서는 그 이상의 증가가 예상된다(견고한 동의). 주목할 사실은 지구온난화가 지역에 따라 다르게 나타난다는 것이다.

전지구 평균강수량은 현재(1971~2000년) 대비 21세기 후반(2071~2100년)에 2.7~5.5%(RCP4.5)와 4.1~8.1%(RCP8.5) 증가할 것으로 예상된다(견고한 동의). 또한 전지구 몬순의 연평균강수량 및 연진동폭이 유의하게 증가하고(견고한 동의), 여름철 동아시아 몬순 강수량의 증가 및 순환의 강화가 예상된다(중간적 동의).

한반도 평균기온 증가는 전지구 평균증가보다 다소 높을 것으로 예상된다(견고한 동의). 시나리오와 사용 모델별로 변화량 및 불확실성은 차이가 있으나 한반도 연평균기온 증가는 RCP 4.5에서는 2℃ 이상, RCP 8.5에서는 4℃ 이상 될 것으로 추정된다(견고한 동의).

한반도 평균강수량도 전지구 평균증가보다 높을 것으로 예상되나 불확실성이 매우 크다(중간적 동의). 강수량의 증가는 지역적 차이가 크고, 겨울보다 여름철 강수량 증가가 더 클 것으로 예상된다(중간적 동의).

한반도 극한기온의 변화는 일최고기온에 비해 일최저기온의 증가가 더 클 것으로 예상된다(RCP4.5 시나리오에 의하면 2071~2100년에 각 2.8℃과 3.1℃의 변화를 보임). 극한기후의 변화는 호우일수(+0.7일), 폭염일수(+5.8일), 열대야일수(+10.8일), 여름일수, 냉방도일, 성장도일은 증가하는 반면, 서리일수, 결빙일수, 난방도일은 감소가 전망되었다(견고한 동의). 특히 열대야일수의 변화가 가장 큰 변화를 나타내었으나, 불확실성 역시 가장 큼을 보였다(제한적 동의).

우리나라 주변해에 대한 미래전망 연구는, 고해상도 지역해양기후모델을 이용한 규모축소 적용 등에 대한 연구가 부족하여, 전구규모 변화 전망 연구에 비해 매우 제한적이지만, 연구결과를 정리하여 다음과 같이 요약할 수 있다.

(1) 북태평양 자이어 순환의 남쪽은 강해지고 북쪽은 약해질 것으로 전망되며(중간적 동의), 쿠로시오 확장 해역의 전선 및 제트가 강화될 것으로 전망됨(제한적 동의).

(2) 북태평양에서 겨울 해양혼합층은 21세기 말, 쿠로시오 확장해역에서는 바람 세기와 겨울철 냉각의 약화로 얕아지는 반면, 쿠로시오 전선 북부에서는 깊어질 것으로 전망됨(중간적 동의).

(3) 동해 수온은 증가할 것이며 이는 대기보다는 해양에 그 원인이 있음. 즉 대마난류가 동해로 수송하는 열이 증가하기 때문으로 보임(중간적 동의).

(4) 황해 생태계에 중요한 영향을 미치는 황해저층냉수는 2100년까지 수온이 서서히 증가할 것으로 전망됨(제한적 동의).

(5) 한반도 주변해 해수면 상승은 전구 평균에 비해 클 것으로 전망되지만(중간적 동의), 그 크기는 2100년에 약 70~138cm로 시나리오와 해역에 따라 전망 변화폭이 상당히 큼.

(6) 유의파고는 RCP4.5 시나리오에서 현재기후에 비해 2~7% 정도, RCP8.5 시나리오에서는 4~11% 정도 감소하는 것으로 나타남(제한적 동의).

(7) 지구온난화에 따라 ENSO-PDO 사이의 선형관계 즉, 같은 위상에 있게 되는 경향이 더욱 강해질 것으로 전망됨(중간적 동의).

(8) ENSO 강도가 21세기 전반에는 증가하나 후반에는 감소할 것으로 전망되는데, 동태평양과 동인도양-서태평양 해역의 온난화율 차이가 변화하기 때문으로 판단됨(제한적 동의).

(9) RCP4.5 시나리오에서 ENSO와 인도양 사이의 상관관계, 북서태평양-동아시아 몬순과의

원격상관이 다소 강화될 것으로 전망됨(중간적 동의).

(10) IPCC 5차 평가보고서에 따르면 지구온난화로 북극 해빙면적이 급속히 감소하여 21세기 말 여름에는 북극 해빙의 대부분이 사라질 것으로 전망되며(중간적 동의), 남극은 22세기 이전에 얼음이 모두 녹는 상태가 시작될 것으로 전망됨(제한적 동의).

10.4.1. 제언

우리나라 주변해에 대한 미래 전망 연구는 대기 등 타 분야에 비해 연구가 상당히 부족하다. 본 보고서에서 인용한 논문 수를 기준으로 하면 우리나라 주변해 미래 전망 관련 연구는 전체 인용 논문의 약 3%로 매우 부족함을 나타낸다. 또한 대부분의 연구가 해수면온도 등 상층 변화에 집중되었으며 황해저층냉수 등 생태계에 중요한 중·저층에 대한 연구는 상당히 부족한 실정이다. 일부 연구는 해상도가 낮은 전구모델 결과를 이용하여 미래변화를 제시하고 있으나 신뢰성은 상당히 낮은 편이다. 예를 들면 동해 해수면온도 변화에는 대한해협을 통한 대마난류 수송량이 중요한 영향을 미치는데 전구모델은 해상도가 낮아 대마난류 수송량을 적절히 모사하지 못하므로 전구모델을 이용한 동해 미래 해수면온도 변화 전망에는 한계가 크다. 또한 전구모델에서는 조석, 강물, 해빙, 용승 등 다양한 지역해 현상 재현에 근본적인 한계가 있다. 따라서 이러한 지역해 현상을 잘 모사하는 다양한 지역해양기후모델을 구축하여 다중모델 전망을 할 필요가 있다.

한반도 미래변화 상세전망에는 상당히 고해상도의 대기모델을 이용함에도 불구하고 바닥 경계조건으로 사용하는 미래 해수면온도는 대부분 전지구 모델에서 전망한 저해상도 자료를 이용하여 상세 해수면온도가 대기에 미칠 영향을 과소평가할 가능성이 있다. 이와 반대로 한반도 주변해 상세 전망에는 상당한 고해상도 해양모델을 이용하는 대신 미래 대기강제력은 전구모델에서 모사한 저해상도 바람, 열속 자료 등을 이용하므로 용승변화 등 상세 해양현상은 제대로 전망되지 못할 가능성이 있다. 이를 해결하기 위해서는 세계적으로 활발하게 개발 중인, 해양-대기 상호작용을 적절히 모사하는 고해상도 지역기후접합모델 개발 및 활용에 대한 연구를 활성화 할 필요가 있다.

한편, 순환모델을 이용하는 지역기후모델은 계산자원이 많이 필요하므로 다양한 시나리오 실험이 용이하지 않다. 따라서 관측자료 부족 등으로 아직은 우리나라 주변해에 대한 적용이 매우 적은 통계규모축소법을 개발하고 적용하여 지역기후모델 전망 결과와 비교하고 또한 불확실성 평가에 활용할 필요가 있다.

10.5. 참고문헌

국립기상연구소, 2006: 기후변화협약대응 지역기후 시나리오 활용기술 개발(II), 국립기상연구소, 611pp.

국립기상연구소, 2007: 기후변화협약대응 지역기후 시나리오 활용기술개발(III), 국립기상연구소, 599pp.

국립기상연구소, 2012: 전지구 기후변화 보고서 2012, p100.

국립기상연구소, 2012: IPCC 5차 평가보고서 대응을 위한 기후변화 시나리오 보고서 2011.

국립해양조사원, 2013: 해수면 변동 정밀분석 및 예측(5차).

국립환경연구원, 2011: 한국 기후변화 평가보고서 2010, 623pp.

권미옥, 장찬주, 이호진, 2010: 기후변화에 따른 북극해 빙해역 변화, Ocean and Polar Research, 32(4), 379-286.

기상청, 2011: 지역기후변화정보 어떻게 활용해야 하나?, 103pp.

기상청, 2012: 한반도 기후변화 전망보고서, 151pp.

김고운, 옥정, 서경환, 한상대, 2012: 한반도 봄철 강수량의 장기변동과 미래변화, 대기, 22, 449-454.

문혜진, 오효은, 이준이, 하경자, 2014: CMIP5 MME와 Best 모델의 비교를 통해 살펴본 미래 전망: Ⅰ. 동아시아 기온과 강수의 단기 및 장기 미래전망, 대기, 24, 403-417.

민홍식, 김철호, 2012: 기후변화에 따른 동중국해 해양 순환 변화 예측에 대한 수치 실험 연구, Ocean and Polar Research, 34(4), 447-455.

박영규, 최상화, 김선동, 김철호, 2012: 지구시스템 모형을 이용한 21세기 동중국해와 남해의 수온과 일차생산 변화 평가, Ocean and Polar Research, 34(24), 229-237.

박종숙, 강기룡, 강현석, 김영화, 2013: 기후변화에 따른 북서태평양에서의 미래 파랑 전망, 한국해안·해양공학회논문집, 25(5), 267-275.

오상명, 권석재, 문일주, 이은일, 2011: 지구온난화에 의한 북서태평양 및 한반도 근해의 해수면 상승, 한국해안·해양공학회논문집, 23(3), 236-247.

윤종주, 전기천, 심재설, 박광순, 2012: 기후변화 시나리오에 따른 최대가능 태풍강도 추정 및 이에 따른 폭풍해일고 양상모의, 한국해양환경공학회지, 15(4), 292-301.

이효신, 권원태, 안중배, 부경온, 차유미, 2007: ECHO-G/S에 나타난 기후변화에 따른 엘니뇨 변화 특성 분석, 대기, 17, 365-379.

최아라, 박영규, 최희진, 2013: 기후모델에 나타난 미래기후에서 대마난류의 변화와 그 영향, Ocean and Polar Research, 35(2), 127-134.

정세진, 성장현, 김병식, 2013: RCP 기후변화시나리오를 이용한 극한지수 변화 전망, 한국수자원학술논문회, 46, 1089-1101.

Bao, Q., 2012: Projected changes in Asian Summer monsoons in RCP scenarios of CMIP5, *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 5, 43-48.

Bintanja, R., R. G. Graversen, and W. Hazeleger, 2011: Arctic winter warming amplified by the thermal inversion and consequent low infrared cooling to space, *Nature Geoscience Letters*, 4, 758-761.

Brutel-Vuilmet, C., M. Menegoz, and G. Krinner, 2013: An analysis of present and future seasonal Northern hemisphere land snow cover simulated by CMIP5 coupled climate models, *Cryosphere*, 7, 67-80.

Chen, H. and J. Sun, 2013: Projected change in East Asian summer monsoon precipitation under RCP scenario, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 121, 55-77.

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, *Geophysical Research Letters*, 39, L16709, doi:10.1029/2012GL052364.

Choi, J., S.-W. Son, Y.-G. Ham, and J.-Y. Lee, 2014: Seasonal to multi-year predictability of the ENSO, PDO, and AMO: Perspectives from the CMIP5 decadal hindcast experiments. *Climate Dynamics*, submitted.

Chu, J.-E., K.-J. Ha, J.-Y. Lee, B. Wang, B.-H. Kim, and C. E. Chung, 2014: Future change of the Indian Ocean basin-wide and dipole modes in the CMIP5, *Climate Dynamics*, 43, 535-551.

Eisenman, I., Schneider, D.S. Battisti, and C.M. Bitz, 2011: Consistent changes in the sea ice seasonal cycle in response to global warming, *Journal of Climate*, 24, 5325-5335.

Gao, X., Y. Shi, R. Song, F. Giorgi, Y. Wang, and D. Zhang, 2008: Reduction of future monsoon precipitation over China: Comparison between a high resolution RCM simulation and the driving GCM, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 100, 73-86.

Gu, H., G. Wang, Z. Yu, and R. Mei, 2012: Assessing future climate changes and extreme indicators in east and south Asia using the RegCM4 regional climate model, *Climatic Change*, 114(2), 301-317.

Ha, K.-J. and K.-S. Yun, 2012: Climate change effects on tropical night days in Seoul, Korea, *Theoretical and Applied Climatology*, 109, 191-203.

Held, I. M. and B. J. Soden, 2006: Robust responses of the hydrological cycle to global warming, *Journal of Climate* , 19, 5686-5699.

Heo, K.-Y., K.-J. Ha, K.-S. Yun, S.-S. Lee, H.-J. Kim, and B. Wang, 2014: Methods for uncertainty assessment of climate

models and model predictions over East Asia, *International Journal of Climatology*, 34, 377-390.

Ho, C.-H., T.-W. Park, S.-Y. Jun, M.-H. Lee, C.-E. Park, J. Kim, S.-J. Lee, Y.-D. Hong, C.-K. Song, and J.-B. Lee, 2011: A Projection of extreme climate events in the 21st century over East Asia using the Community Climate System Model 3, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences,* 47(4), 329-344.

Hong, S.-Y., N.-K. Moon, K.-S. S. Lim, and J.-W. Kim, 2010: Future climate change scenarios over Korea using a multi-nested downscaling system: A pilot study, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences* , 46, 425-435.

Hsu, P.-C., T. Li, and J.-J. Luo, 2012: Increase of global monsoon area and precipitation under global warming: A robust signal?, *Geophysical Research Letters*, 39, L06701.

Im, E. S., I.-W. Jung, and D.-H. Bae, 2011: The temporal and spatial structures of recent and future trends in extreme indices over Korea from a regional climate projection, *International Journal of Climatology*, 31, 72-86.

Im, E. S., B.-J. Lee, J.-H. Kwon, S.-R. In, and S.-O. Han, 2012: Potential increase of flood hazards in Korea due to global warming from a high-resolution regional climate simulation, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 48, 107-113.

IPCC, 2012: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582 pp.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535pp.

Jang, C. J., J. Park, T. Park, and S. Yoo, 2011: Response of the ocean mixed layer depth to global warming and its impact on primary production: a case for the North Pacific Ocean, *ICES Journal of Marine Science,* doi:10.1093/icesjms/fsr064.

Kim, H.-M., P. J. Webster, and J. A. Curry, 2012: Evaluation of short-term climate change prediction in multi-model CMIP5 decadal hindcasts, *Geophysical Research Letters,* 39, L10701.

Kim, J.-W., K.-Y. Kim, M.-K. Kim, C.-H. Cho, Y. Lee, and J. Lee, 2013a: Statistical multisite simulations of summertime precitation over South Korea and its future change based on observational data, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49(5), 682-702.

Kim, K.-Y., J.-W. Kim, M.-K. Kim, and C.-H. Cho, 2013b: Future trend of extreme value distributions of wintertime surface air temperatures over Korea and the associated physical changes, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49(5), 675-685.

Kim, S. T., W. Cai, F.-F. Jin, A. Santoso, L. Wu, E. Guilyardi, and S.-I An, 2014, Response of El Nino sea surface temperature varibility to greenhouse warming, *Nature Climate Change*, 4, 786-970.

Kim, O.-Y., B. Wang, and S.-H. Shin, 2013c:

How do weather characteristics change in a warming climate?, *Climate Dynamics*, 41, 3264-3281.

Kitoh, A. H., H. Endo, K. K. Kumar, I. F. A. Cavalcanti, P. Goswami, and T. Zhou, 2013: Monsoons in a changing world: A regional perspective in a global context, *Journal of Geophysical Research*, 118, 3053-3065.

Koo, G.-S., K.-O. Boo, and W.-T. Kwon, 2009: Projection of temperature over Korea using an MM5 regional climate simulation, *Climate Research,* 40, 241-248.

Kug, J.-S., Y.-G. Ham, J.-Y. Lee, and F.-F. Jin, 2012: Improved simulation of two types of El Niño in CMIP5 models, *Environmental Research Letters*, 7(3), 34002.

Kusunoki, S. and R. Mizuta, 2012: Comparison of near future (2015－.2039) changes in the East Asian rain band with future (2075－.2099) changes projected by global atmospheric models with 20-km and 60-km grid size, *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 8, 73－76.

Kwon, MH, S.-W. Yeh, Y.-G. Park and Y.-K. Lee, 2013: Changes in the linear relationship of ENSO-PDO under the global warming, *International Journal of Climatology*, 33, 1121－1128.

Lee, J.-Y., B. Wang, I.-S. Kang, J. Shukla, A. Kumar, J. S. Kug, J. K. E. Schemm, J. J. Luo, T. Yamagata, X. Fu, O. Alves, B. Stern, T. Rosati, and C. K. Park, 2010: How are seasonal prediction skills related to models' performance on mean state and annual cycle?, *Climate Dynamics*, 35, 267-283, DOI 10.1007/s00382-010-0857-4.

Lee, J.-Y., B. Wang, Q. Ding, K.-J. Ha, J.-B. Ahn, A. Kumar, B. Stern, and O. Alves, 2011a: How predictable is the Northern Hemisphere summer upper-tropospheric circulation?, *Climate Dynamics*, 37, 1189-1203.

Lee, J.-Y. and B. Wang, 2014: Future change of global monsoon in the CMIP5, *Climate Dynamics*, 42, 101-119.

Lee, J.-Y., B. Wang, K.-H. Seo, J.-S. Kug, Y.-S. Choi, Y. Kosaka, and K.-J. Ha, 2014a: Future change of Northern Hemisphere summer tropical-extratropical teleconnection in CMIP 5 models, *Journal of Climate*, 27, 3643-3664.

Lee, J.-W., S.-Y. Hong, E.-C. Chang, M.-S. Suh, and H.-S. Kang, 2014b: Assesment of future climate change over East Asia due to the RCP scenarios downscaled by GRIMs-RMP, *Climate Dynamics*, 42, 733-747, doi:10.1007/s00382-013-1841-6.

Lee, M.-H., C.-H. Ho, J. Kim, and C.-J. Song, 2012: Assessment of the changes in extreme vulnerability over East Asia due to global warming, *Climatic Change*, 113, 301-321, doi:10.1007/s10584-011-0345-9.

Lee, S., D.-H. Bae, and C.-H. Cho, 2013: Changes in future precipitation over South Korea using a Ggobal high-resolution climate model, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49(5), 619-624.

Lee, S.-S., J.-Y. Lee, K.-J. Ha, B. Wang, and J. K. E. Schemm, 2011b: Deficiencies and possibilities for long-lead coupled climate prediction of the western North Pacific-East Asian summer monsoon, *Climate Dynamics*, 36(5), 1173-1188.

Lean, J. L. and D. H. Rind, 2009: How will Earth's surface temperature change in future decades?, *Geophysical Research Letters*, 36, L15708, doi:10.1029/2009GL038932.

Liu, S., W. Gao, and X. Z. Liang, 2012: A regional climate model downscaling projection of China future climate change, *Climate Dynamics*, 41, 1871-1884.

Luo, Y., Q. Liu, and L. M. Rothstein, 2009: Simulated response of North Pacific mode waters to global warming, *Geophysical Research Letters*, 36, L23609,

doi:10.1029/2009GL04906.

Massonnet, F., Fichefet, H. Goosse, C.M. Bitz, G. Philippon-Berthier, M.M. Holland, and P.-Y. Barriat, 2012: Constraining projections of summer Arctic sea ice, *Cryosphere*, 6, 1383-1394.

Meehl, G. A., L. Goddard, J. Murphy, R. J. Stouffer, G. Boer, G. Danabasoglu, K. Dixon, M. A. Giorgetta, A. M. Greene, E. Hawkins, G. Hegerl, D. Karoly, N. Keenlyside, M. Kimoto, B. Kirtman, A. Navarra, R. Pulwarty, D. Smith, D. Stammer, and T. Stockdale, 2009: Decadal prediction: Can it be skillful?, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90, 1467-1485.

Meehl, G. A., L. Goddard, G. Boer, R. Burgman, G. Branstator, C. Cassou, S. Corti, G. Danabasoglu, F. Doblas-Reyes, E. Hawkins, A. Karspeck, M. Kimoto, A. Kumar, D. Matei, J. Mignot, R. Msadek, A. Navarra, H. Pohlmann, M. Rienecker, T. Rosati, E. Schneider, D. Smith , R. Smith, R. Sutton, H. Teng, G. J. Oldenborgh, G. Vecchi, and S. Yeager, 2014: Decadal climate prediction: An update from the trenches, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95, 243-267.

Meehl, G. A. and H. Teng, 2012: Case studies for initialized decadal hindcasts and predictions for the Pacific region, *Geophysical Research Letters*, 39(22), L22705.

Na, H, B.-G. Jang, W.-M. Choi, and K.-Y. Kim, 2011: Statistical simulations of the future 50-year statistics of cold-tongue El Niño and warm-pool El Niño, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 47(3), 223-233.

Park, J.-S., H.-S. Kang, Y. S. Lee, and M.-K. Kim, 2011: Changes in the extreme daily rainfall in South Korea, *International Journal of Climatology*, 31, 2290-2299.

Pavlova, T.V., V.M. Kattsov, and V.A. Govorkova, 2011: Sea ice in CMIP5 models: Closer to reality?, *Trudy GGO* (MGO Proc., in Russian), 564, 7-18.

Sasaki, H., A. Murata, M. Hanafusa, M. Oh'izumi, and K. Kurihara, 2012: Projection of future climate change in a non-hydrostatic regional climate model nested within an atmospheric general circulation model, *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 8, 53-56, doi:10. 2151/sola.2012-014.

Seo, G.-H., Y.-K. Cho, B.-J. Choi, K.-Y. Kim, B.-G. Kim, and Y.-J. Tak, 2014: Climate change projection in the Northwest Pacific marginal seas through dynamic downscaling, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119, doi:10.1002/2013/JC009646.

Stott, P., P. Good, G. Jones, N. Gillett, and Ed Hawkins, 2013: The upper end of climate model temperature projections is inconsistent with past warming, *Environmental Research Letters*, 8, 014024, doi:10.1088/1748-9326/8/1/014024.

Seo, K.-H. and J. Ok, 2013: Assessing future changes in the East Asian summer monsoon using CMIP3 models: Results from the best model ensemble, *Journal of Climate*, 26, 1807-1817.

Seo, K.-H., J. Ok, J.-H. Son, and D.-H. Cha, 2013: Assessing future changes in the East Asian summer monsoon using CMIP5 coupled models, *Journal of Climate*, 26, 7662-7675.

Seo, Y.-W., K.-S. Yun, J.-Y. Lee, and K.-J. Ha, 2014: Future change of extreme temperature climate indices over East Asia with uncertainties estimation in the CMIP5, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, Submitted.

Sillmann, J., V. V. Kharin, F. W. Zwiers, X. Zhang, and D. Bronaugh, 2013: Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 2. Future climate projection, *Journal of Geophysical*

Research: Atmosphere, 118, 2473-2493, doi:10.1002/jgrd.50188.

Smith, D. M., A. A. Scaife, and B. P. Kirtman, 2012: What is the current state of scientific knowledge with regard to seasonal and decadal forecasting?, *Environmental Research Letters*, 7, doi: 10.1088/1748-9326/7/1/015602.

Turner, J. T., J. Bracegirdle, T. Phillips, G. J. Marshall, and J. Scotthosking, 2012: An initial assessment of Antarctic sea ice extent in the CMIP5 models, *Journal of Climate*, 26, 1473-1484.

Wang, B., J. Liuc, H. J. Kim, P. J. Webster, S. Y. Yimb, and B. Xiangb, 2013: Northern Hemisphere summer monsoon intensified by mega-El Nino/Southern Oscillation and Atlantic multidecadal oscillation, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110, 5347-5352.

Wang, M. and J.E. Overland, 2012: A sea ice free summer Arctic within 30 years: An update from CMIP5 models, *Geophysical Research Letters*, 39, L18501, doi:10.1029/2012GL052868.

Wang, B., S.-Y. Yim, J.-Y. Lee, J. Liu, and K.-J. Ha, 2014: Future change of Asian-Australian monsoon under RCP 4.5 anthropogenic warming scenario, *Climate Dynamics*, 42, 83-100.

Xiang, B., B. Wang, A. Lauer, J.-Y. Lee, and Q. Ding, 2014: Upper tropospheric warming intensifies sea surface warming, *Climate Dynamics*, 43, 259-270.

Yeh, S.-W., Y.-G. Ham, and J.-Y. Lee, 2012: Changes in the tropical Pacific SST trend from CMIP3 to CMIP5 and its implication of ENSO, *Journal of Climate*, 25(21), 7764-7771.

Yeh, S.-W. and C.-H. Kim, 2010: Recent warming in the Yellow/East China Sea during winter and the associated atmospheric circulation, *Continental Shelf Research*, 30(13), 1428-1434.

Yeh, S. W., J. S. Kug, B. Dewitte, M. H. Kwon, B. P. Kirtman, and F. F. Jin, 2009: El Nino in a changing climate, *Nature*, 461, 511-514.

Yeh, S.-W., J.-S. Kug, and S.-I. An, 2014: Recent progress on two types of El Niño: Observations, dynamics, and future changes, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 50(1), 69-81.

Yun, K.-S., K.-Y. Heo, J.-E. Chu, K.-J. Ha, E.-J. Lee, Y. Choi, and A. Kitoh, 2012: Changes in climate classification and extreme climate indices from a high-resolution future projection in Korea, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 48(3), 213-226.

한국 기후변화 평가보고서 2014

- 기후변화 과학적 근거 -

총 괄 : 유희동

편 집 : 박훈, 정해정, 김경하, 송정미(기상청)
김준(연세대학교), 안중배(부산대학교), 정휘철(한국환경정책·평가연구원),
이동근(서울대학교)

저 자 : 최영은(건국대학교)

발행일 : 2014년 12월

(156-720) 서울특별시 동작구 여의대방로16길 61번지
기상청 기후과학국 기후정책과
- Tel: 02-2181-0392
- Fax: 02-2181-0469
- Web: http://www.kma.go.kr

ISBN 978-89-954715-2-4
기상청 11-1360000-001101-01