한국 기후변화 평가 보고서 2010

환 경 부
국 립 환 경 과 학 원

한국 기후변화 평가 보고서 2010

총괄 이석조
(국립환경과학원 기후대기연구부장)

편집 홍유덕, 송창근, 최원준, 김승연, 유정아
(국립환경과학원 기후변화연구과)

저자 김맹기 (Part-I Chair)
이동근 (Part-II Chair)

ISBN 978-89-6558-024-9 93530
행정간행물 발간번호 11-1480523-000707-01
NIER 등록번호 2010-38-1213

환 경 부
국 립 환 경 과 학 원

서 문

IPCC 평가 보고서에 따르면 인간 활동으로 인한 지구 온난화는 명백하며, 그에 대한 과학적 증거도 명백히 나타나고 있습니다. 지구온난화는 모든 국가들에 지속적으로 영향을 미칠 것이며, 기후변화는 현재 우리가 직면한 가장 큰 도전과제 중의 하나라고 할 수 있습니다.

특히, 한반도의 3면은 바다로 둘러싸여 있으며 국토의 약 70%가 산지로 구성된 우리나라는 전지구적 변화에 비해 기후변화가 훨씬 급속하고 다양하게 진행되는 것으로 나타나고 있습니다. 따라서 한반도에서 이루어지는 기후변화의 양상을 정확하게 이해하기 위해서는 과학적 근거를 기반으로 한 기후변화 연구 결과의 체계적인 정리가 필요할 것입니다.

우리는 한반도의 기후변화 감시, 예측, 영향 및 적응에 대한 연구논문을 종합·분석하고 관련 지식을 집대성하고자 지난 2008년부터 한국 기후변화 평가보고서 발간을 추진하였습니다.

본 보고서는 기후변화 관측 및 예측 분야와 기후변화 영향, 적응 및 취약성 분야로 구성되며, 기후변화의 과학적 분석을 위해 연구논문을 기초하여 한반도에서 나타나고 있는 기후변화의 현황과 원인, 향후 전망과 함께 한반도에 대한 수자원, 생태계, 농업, 해양, 국민생활 및 산업, 보건 분야에 이르는 기후변화의 영향과 적응에 관한 연구결과를 포함하고 있습니다.

본 보고서 발간을 위해 총 1,700여 편 이상의 연구논문이 인용되었으며 학계와 정부, 연구소에 재직 중인 각 분야별 전문가 총 109분께서 참여하여 주셨습니다. 집필에 참여해주신 모든 저자분들께 감사드립니다.

또한, 본 보고서가 향후 IPCC 제5차 보고서 발간 시 한반도를 포함한 동북아시아의 기후변화를 기술하는 데 기여하길 희망합니다.

2011. 9

국립환경과학원장

머리말

IPCC에서는 지난 20여 년에 걸쳐 4차례 보고서를 출간하여 전세계 기후변화의 현주소와 미래의 기후변화를 심층적으로 평가하였습니다. 또한 현재까지 알려져 있지 않은 많은 불확실성을 줄이고자 2013 ~ 2014년에 제5차 보고서 출간을 목표로 보고서의 세부목차와 전반적인 방향설정을 위한 2009년 Scoping meeting을 개최한 바가 있습니다. 반면, 한국은 IPCC 기후변화 보고서에 상응하는 한국판 기후변화 보고서를 출간한 적이 없으며, 또한 우리나라에 대한 기후변화 연구를 체계적으로 집대성할 기회가 없었습니다. 이 보고서는 우리나라의 기후변화에 대한 현상을 정확하게 파악하고, 이를 필요로 하는 모든 분야에서 보다 유용하게 활용하게 할 목적으로 집필되었습니다. 그러나 이 보고서는 과학적 연구논문을 기반으로 한국 기후변화에 대해 기술함으로써 전문가 집단에게 적합하도록 구성이 되어, 비전문가 집단이 활용하기 위해서는 보다 순화된 방식의 재정리가 필요함을 밝힙니다.

기후변화는 인간활동에 의해 발생하는 이산화탄소를 비롯한 온실기체, 블랙카본(BC)과 같은 에어로졸, 도시화, 인간활동에 의한 지면피복변화의 영향을 많이 받게 됩니다. 흔히 한국의 기후변화를 전지구 기후변화와 동일시하거나 유사할 것으로 판단하는 사례가 많은데, 실제로는 전지구와 한반도의 기후변화에 미치는 조건은 많은 차이가 있습니다. 특히 한국은 태평양과 유라시아 대륙 연변 중위도에 위치한 반도국가로서 해양과 대륙에서의 기후변화에 따른 영향에 노출되기 쉬운 국가 중 하나이며, 최근 중국의 경제성장에 따른 중국발 온실기체, 에어로졸 등의 영향에 의해 직·간접적으로 나타나는 민감한 지역에 포함됩니다. 이러한 한국만의 독특한 지리적 특성으로 인해 한국의 기후변화는 전지구 평균 기후변화와는 확연히 다르며, 전지구적인 기후변화와는 다른 한국만의 독특한 기후변화가 나타나게 됩니다. 따라서 한국에 발생하는 과거, 현재, 미래의 기후변화에 대해 과학적인 관점에서 냉철하게 분석하고, 이를 토대로 기후변화 영향, 취약성 적응 및 저감에 대한 대책을 마련해야 할 것입니다.

이 보고서는 과학적인 관점에 기초하여 기존의 연구결과를 집대성하는 것이 목적으로 주로 SCI(E)논문과 학술진흥재단 등재(후보) 논문을 기초로 하여 작성하였으며, 각종 정부 보고서를 참조하여 보완하였습니다. 제1부에서는 한반도의 기후변화 현상을 파악하기 위하여 6개 분야, 즉, 기후변화 관측, 생지화학 과정과 기후계의 결합, 구름과 에어로졸, 인위적 및 자연적 복사강제력, 기후변화의 탐지와 원인, 지역기후 전망 분야로 나누어 기술하였습니다. 제2부에서는 우리나라의 기후변화 주요 영향 및 적응 방안 파악을 위해 기후변화 현상과 기후변화의 평가방법, 수자원, 생태계, 농업, 연안 및 해양, 국민생활과 산업, 보건의 7가지 분야로 구분하여 기술하였습니다. 또한, 각 분야별로 현재까지 연구되어 있는 내용과 향후 연구가 필요한 분야 등을 조명할 수 있도록 서술하였으며, 향후 기후변화 연구의 출발점인 기후변화과학 분야와 기후변화 영향 및 적응 분야에 대한 정책수립에 활용할 수 있도록 하였습니다. 특히, IPCC 5차 보고서의 세부목차를 고려하여 장과 절의 구성을 하였으나 빙하의 변화와 같이 한국과 연관이 없는 분야는 보고서에서 제외하였으며, 현실적으로 충분히 연구되어 있지 않아 단일 목차로 구성할 수 없는 부분은 세부목차(예를 들면, 고기후)로 구성하였습니다.

감사의 글

이 평가 보고서는 지난 2년간 환경부 국립환경과학원과 그리고 두 분야(기후변화과학 분야, 기후변화 영향 및 적응 분야) 전문가 그룹의 헌신적인 지원 및 참여가 없었다면 완성될 수 없었을 것입니다. 이들 집필진의 전문성 덕분에 한국 기후변화 연구의 현황과 문제점을 진단할 수 있었고, 기후변화에서 매우 중요한 두 가지 분야의 정책적 제언이 이전보다 좀 더 포괄적으로 제시될 수 있었습니다.

이 보고서는 제한된 짧은 기간 동안에 전적으로 주저자와 기여저자들의 귀중한 전문 지식, 힘든 작업, 헌신적인 노력의 결과로 이루어졌음을 강조하고 싶습니다. 아울러 전문 감수편집자들이 제기한 많은 건설적인 의견이 보고서의 완성도를 높이는데 크게 기여하였으며, 이들의 흔쾌한 노고를 이 자리를 빌어서 감사드립니다.

현 보고서의 최종 마무리 단계에서 간과하기 쉬운 중요한 부분들을 포괄적으로 검토해 준 한양대학교의 고윤화 교수, KEI의 한화진 박사, 세종대학교의 전의찬 교수께 감사를 표합니다. 무엇보다도 이 보고서의 시작에서 완성까지 행정적 지원과 조언을 아끼지 않은 국립환경과학원의 홍유덕 과장을 비롯한 관계자 여러분께 감사를 표합니다. 아울러 수많은 자료의 수집과 정리 그리고 끊임없는 교정으로 아낌없이 집필진을 지원해준 기술지원단의 박윤희, 김성, 김연희, 성선용, 박찬, 김재욱께도 감사를 표합니다. 끝으로 지난 2년 동안 행정적으로 지원을 해준 한국기상학회와 한국영향평가학회의 도움에 감사를 표합니다.

끝으로 이 보고서의 계획단계부터 완성에 이르기까지 권위있는 전문성으로 조언을 아끼지 않은 기상청과 국립기상연구소에 진심으로 감사를 표합니다.

이 석 조
국립환경과학원
기후대기연구부장

김 맹 기
Part Ⅰ 총괄저자

이 동 근
Part Ⅱ 총괄저자

목 차

서 문 / i

머리말 / ii

감사의 글 / iii

Part Ⅰ

기후변화 관측 및 예측 / 1

제 1 장 기후변화 개관 / 5

제 2 장 기후변화 관측 / 19

제 3 장 생지화학 과정과 기후계의 결합 / 73

제 4 장 구름과 에어로졸 / 113

제 5 장 인위적 복사강제력과 자연적 복사강제력 / 145

제 6 장 기후변화의 탐지와 원인 / 195

제 7 장 지역기후 전망 / 263

Part Ⅱ

기후변화의 영향, 적응 및 취약성 / 325

제 1 장 한반도의 기후변화 현황 및 미래전망 개관 / 331

제 2 장 기후변화의 영향 평가 / 343

제 3 장 수자원 / 361

제 4 장 생태계 / 401

제 5 장 농업 / 449

제 6 장 연안 및 해양 / 489

제 7 장 산업 / 563

제 8 장 보건 / 591

Part I

기후변화 관측 및 예측

- 제1장 기후변화 개관
- 제2장 기후변화 관측
- 제3장 생지화학 과정과 기후계의 결합
- 제4장 구름과 에어로졸
- 제5장 인위적 복사강제력과 자연적 복사강제력
- 제6장 기후변화의 탐지와 원인
- 제7장 지역기후 전망

Part Ⅰ: 기후변화 관측 및 예측

주저자, 기여저자, 감수편집자

총괄 저자
김 맹 기 (공주대학교)

총괄 감수편집자
오 재 호 (부경대학교)

제 1 장 기후변화 개관

주저자
김 맹 기 (공주대학교)

감수편집자
오 재 호 (부경대학교)

제 2 장 기후변화 관측

주저자
허 창 회 (서울대학교)
윤 원 태 (기상청)

기여저자
박 원 규 (충북대학교)
박 태 원 (서울대학교)
이 은 정 (기상청)
이 승 호 (건국대학교)
신 임 철 (기상청)
차 은 정 (기상청)
김 형 석 (서울대학교)

감수편집자
전 종 갑 (서울대학교)

제 3 장 생지화학 과정과 기후계의 결합

주저자
김 준 (서울대학교)
서 명 석 (공주대학교)

기여저자
이 영 희 (경북대학교)
홍 진 규 (연세대학교)
박 영 규 (한국해양연구원)
이 미 혜 (고려대학교)

감수편집자
김 영 준 (광주과학기술원)

제 4 장 구름과 에어로졸

주저자
염 성 수 (연세대학교)

기여저자
김 병 곤 (강릉원주대학교)
김 승 범 (국립기상연구소)
장 임 석 (국립환경과학원)
김 상 우 (서울대학교)

감수편집자
윤 순 창 (서울대학교)

제 5 장 인위적 복사강제력과 자연적 복사강제력

주저자
김 준 (연세대학교)
이 광 목 (경북대학교)

기여저자
박 관 영 (기상청)
박 록 진 (서울대학교)
김 지 영 (기상청)
김 도 형 (기상청)

감수편집자
곽 종 흠 (공주대학교)

제 6 장 기후변화의 탐지와 원인

주저자
안 순 일 (연세대학교)
하 경 자 (부산대학교)

기여저자
서 경 환 (부산대학교)
예 상 욱 (한양대학교)
민 승 기 (Environment Canada)
허 창 회 (서울대학교)

감수편집자
강 인 식 (서울대학교)

제 7 장 지역기후 전망

주저자
홍 성 유 (연세대학교)
권 원 태 (국립기상연구소)

기여저자
정 일 웅 (강릉원주대학교)
백 희 정 (국립기상연구소)
변 영 화 (국립기상연구소)
차 동 현 (서울대학교)

감수편집자
이 동 규 (서울대학교)

제 1 장

기후변화 개관

주 저 자 :
김맹기(공주대학교)

감수편집자 :
오재호(부경대학교)

목 차

1.1. 서론 ····· 7
1.2. 기후변화 관측 ····· 7
1.3. 생지화학 과정과 기후계의 결합 ····· 9
1.4. 구름과 에어로졸 ····· 10
1.5. 인위적 복사강제력과 자연적 복사강제력 ····· 11
1.6. 기후변화의 탐지와 원인 ····· 11
1.7. 지역기후 전망 ····· 13
1.8. 결론 및 제언 ····· 14
참고문헌 ····· 15

1.1. 서론

IPCC 4차 보고서에 따르면 현재(1980～1999년)에 비하여 금세기 말(2090～2099년)의 지구 평균기온은 최대 6.4℃, 해수면은 최대 59 cm 상승한다고 예측하였고, 한반도를 포함한 아시아 지역은 기후변화에 가장 취약하여 생물다양성 감소, 질병, 홍수 등의 문제가 발생할 것으로 예측했다. 특히 우리나라의 경우 지구평균의 2배가량 빠른 속도로 기온이 상승하고 있으며, 제주도 지역의 해수면 상승은 지구평균의 3배에 달하고 있어 기후변화에 취약하다고 할 수 있다. 또한 한반도에서 이상고온, 집중호우 등 이상기후가 자주 발생하고 이로 인한 피해가 점차 커지고 있으며, 앞으로도 기후변화에 따른 이상기후의 발생은 빈발할 것으로 예상된다.

한반도를 포함한 아시아 지역은 세계에서 지형이 가장 높고 복잡한 티벳 고원이 위치하고 바다와 인접하고 있다. 그리고 지면 피복의 종류도 사막에서 열대 우림에 이르는 매우 다양한 종류로 이루어져있다. 이러한 복잡한 지형적 특징을 지닌 동아시아 지역에 대한 기후변화에 효과적으로 대처하기 위하여 한반도 및 동아시아 지역에 대한 기후변화 관측・예측 및 영향・적응 분야에 대한 연구 결과물을 과학적 관점에서 심층적으로 정리할 필요성이 있으며, 그 일환으로 기후변화 평가보고서 발간을 통해 그 동안의 기후분야에 대한 연구를 종합・정리하였다.

따라서 이 보고서는 향후, 국내・외 전문가뿐만 아니라 일반 국민에게 한반도에서 발생하는 현재의 기후변화, 미래의 기후변화 그리고 기후변화에 의한 영향 및 적응대책을 이해하기 위한 과학적 근거로 활용될 수 있을 것이다.

Part I에서 다룬 「기후변화 관측 및 예측」의 각 분야별로 집필에 활용된 자료 건수는 분야에 따라 차이가 크다(표 1.1). 특히 제3장에서 다룬 “생지화학 과정과 기후계의 결합” 분야가 가장 연구 자료 건수가 적으며, 제6장에서 다룬 “기후변화의 탐지와 원인”이 가장 많은 연구 자료 건수를 보여준다. 아울러 제7장에서 다룬 “지역기후 전망”에 대한 연구 자료 건수도 적은 편에 속한다. 반면 제4장에서 다룬 “구름과 에어로졸” 분야는 최근에 연구가 시작된 분야임에도 불구하고 상당히 많은 연구 자료 건수를 보유하고 있다. 이것은 동아시아가 에어로졸의 주요 기원지역중의 하나이기도 하고, 최근에 각광받은 분야로 알려지면서 이 분야에 참여하는 연구자가 증가하는 것도 원인으로 보인다.

본 보고서에 대한 요약보고서는 국문판과 영문판으로 별도 보고서로 출간되기 때문에 자세한 내용은 요약보고서를 참조하기 바라며, 여기서는 기후변화의 개관에 대해서 6개 세부 분야별로 간략하게 제시하였다.

1.2. 기후변화 관측

한반도를 포함한 동아시아 지역의 기후변화를 논

표 1.1. 기후변화 관측 및 예측(Part I) 분야의 집필에 활용한 참고문헌.

분야	국내		국외		총계
	논문	보고서 등	논문	보고서 등	
기후변화 개관	17	1	40	1	**59**
관측기후 변화	23	9	122	1	**155**
생지화학 과정과 기후계의 결합	28	3	90	0	**121**
구름과 에어로졸	13	0	162	3	**178**
인위적 복사강제력과 자연적 복사강제력	12	3	118	9	**142**
기후변화의 탐지와 원인	42	3	164	2	**211**
지역기후 전망	16	11	108	2	**137**
총 계	**151**	**30**	**804**	**18**	**1,003**

*보고서 등: 보고서, 책, 발표자료를 포함합니다.

함에 있어 가장 먼저 이루어져야 할 일은 과거 수 백 년 전부터 현재까지 쌓여 온 관측 자료를 면밀히 분석하는 작업이다. 우리나라의 관측 자료는 1900년대 초를 기점으로 누적되기 시작하였으나 이는 일부 지역에 국한되어 있었고, 1970년대 이후 비로소 전국 약 60개 기상관측소에서 다양한 기상요소에 대해 관측을 시작하게 되었다.

지상관측소로부터의 관측이 시작되기 훨씬 이전의 기후에 대한 연구는 주로 역사적인 문헌의 기록, 육상 및 해양 퇴적물에 남아 있는 대용자료를 통해 이루어진다. 특히, 한국의 고기후 연구는 동해안의 코어 퇴적물을 이용한 것이 대부분이다. 유공충의 종조성 변화와 유공충을 이용한 산소동위원소의 비를 바탕으로 이루어진 연구에 따르면 우리나라의 기온, 강수량의 증가 현상은 우리나라 근대 고기후에서도 나타나고 있다.

전 지구적으로 나타나는 기온 상승 현상은 지난 100년간의 한반도 관측 자료에서도 어김없이 찾아볼 수 있다. 특히, 수도권 일대, 원주, 청주, 대전, 대구 등지에서 온도 상승폭이 매우 크게 나타나는데, 이 같은 한반도 내의 지역적 기온 변화량의 차이는 인구증가율이나 도시 성장률 등의 영향을 받는 것으로 보인다(이명인과 강인식, 1997; 김경환 등, 2000). 해수면 온도의 경우, 전구 평균 해수면 온도 상승에 비해 한반도 주변 해역의 온도 상승이 더욱 두드러지게 나타났는데, 이러한 변화는 직/간접적으로 태풍이나 강수와 같은 다른 기상 현상의 강도 변화에 영향을 줄 수 있다. 실제로 한반도의 여름철 강수량은 전 지역에 걸쳐 크게 증가하였고, 특히 중서부 지역의 8월 강수량의 증가는 뚜렷하였다(이승호와 권원태, 2004). 여름철 두 개의 정점을 가지는 강수의 연간 분포 역시 최근 들어 정점 사이의 간격이 좁아지고 두 번째 정점의 강수량이 증가하는 형태로 변화하였다(Ho et al., 2003). 강수일수는 점차 감소하는 추세이지만 강수량은 증가함에 따라, 호우일수로 대표되는 강우강도도 종전 20일에 비해 최근 10년간 28일로 크게 증가하였다. 강수의 부재로 인해 발생하는 가뭄의 경우 한반도 5개 관측 지점에서 얻은 자료에 따르면 1960년대 이전에 비해 이후에 여름가뭄과 봄가뭄의 진폭이 모두 감소하였고(변희룡과 한영호, 1994), 특히 봄철가뭄과 연관된 대기 순환 패턴의 중심이 1980년대 중반을 기점으로 대륙에서 해양으로 이동한 것으로 나타나 이 또한 해수면 온도의 기후체계 변이와 관련되어 있을 가능성이 제시된 바 있다(김성 등, 2005).

전지구적인 기후변화와 관련하여 각 지역의 기상요소도 변화하고 있지만, 전반적인 대기 순환 역시 변화 양상을 보인다. 한반도에서의 대표적인 여름, 겨울 대기 순환은 동아시아 몬순으로 대표된다. 여름철 몬순의 주요한 특징은 장마로 불리는 동서방향으로 뻗은 강수 밴드에 많은 양의 강수가 집중되는 것이고, 겨울 몬순의 특징은 시베리아고기압과 알루시안 저기압으로 형성된 북풍계열의 강한 한랭이류와 함께 발생하는 극한 기온 현상과 한파로 대표된다. 이러한 몬순은 기후변화에 따라 1970년대 후반과 1990년 중반을 전후하여 큰 변화를 겪었다. 중국의 여름 몬순과 관련된 대표적인 공간 패턴은 중국 중부와 남·북부가 반대의 위상을 보이는 것인데 이러한 패턴이 1970년대 후반을 기준으로 변화한 것으로 관측되었다(Ho et al., 2005). 앞서 언급했던 한국 지역의 강수 특성 역시 1970년대를 기준으로 변화하였는데 이러한 변화는 모두 1970년대 후반의 동아시아 지역 제트 기류의 남하와 밀접한 관련이 있는 것으로 드러났다. 1990년대 중반 이후에는 제트 기류가 약해지면서 태풍 활동은 크게 증가하였고, 약한 음의 상관관계를 보이던 동아시아 몬순과 북서태평양 몬순지수(WNPMI, Western North Pacific Monsoon Index) 몬순의 관련성이 더욱 강해졌다(Kwon et al., 2005). 동아시아 겨울 몬순의 변화는 시베리아 고기압의 변화나 한파의 변화로 나타나는데 최근 시베리아 고기압의 평균 강도는 약화되었고, 동아시아 겨울철 평균 온도 상승과 맞물려 극한 기온의 발생 빈도도 감소하였다. 그러나 시베리아 고기압의 주기적인 확장과 갑작스러운 온도 감소로 정의되는 한파의 발생 빈도는 크게 변하지 않았다(Ryoo et al., 2004).

동아시아 지역 기후는 지구온난화로 대표되는 기후변화 외에도 이미 대기 내에 존재하는 장주기 변동성에도 영향을 받는다. 북반구 대표적인 기후 변동의

하나인 극진동(AO, Arctic Oscillation)의 봄철 변동은 동아시아 여름 몬순 강수와 음의 상관관계를 보이는데 이러한 관계가 최근 더욱 강화되었다(Gong and Ho, 2003). 12월 북대서양진동(NAO, North Atlantic Oscillation) 역시 여름 강수에 영향을 주는데 이 영향은 지역마다 다르게 나타나 북중국 지역과는 양의 상관관계를, 한국 및 남중국과는 음의 상관관계를 가진다. 그런데 이러한 관계가 1970년대 후반 이후 북중국 및 한국 지역의 상관관계는 더욱 증가하고, 남중국지역 상관관계는 감소하는 것으로 밝혀졌다(Sung et al., 2006). 겨울 몬순의 대표 현상인 한파도 AO나 엘니뇨와 남방진동(ENSO, El Niño and Southern Oscillation)과 같은 대규모 기후변동성에 영향을 받고 있다. AO의 위상이 음일 때가 양일 때에 비해 한파가 자주 발생하는데 최근 AO의 위상이 양으로 변화하고 있어 AO에 영향을 받는 한파 발생 빈도수에도 변화가 예상된다(신성철 등, 2006; Jeong and Ho, 2005). 또한 강한 엘니뇨(El Nino) 시기로 알려진 1982/1983, 1997/1998 겨울에 한파의 발생이 빈번해진 것은 ENSO가 한파의 발생을 유도할 수 있음을 보여준다(Zhang et al., 1997; Chen et al., 2004).

1.3. 생지화학 과정과 기후계의 결합

기후계의 특성은 대기, 육상 및 해양 생태계사이에서 일어나는 복잡하게 연결된 물리, 화학, 생물 및 지질학적 과정들에 의한 에너지와 물질의 끊임없는 순환과 재분배에 의해 결정된다. 최근 탄력이론에 기반을 둔 시스템차원의 연구에서, 인류가 결코 넘어서는 안 되는 중요한 지구상의 경계(planetary boundary)가 정의되었는데, 이들은 (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(Rockstrom et al., 2009a). 이 아홉 가지 영역은 모두 지구상의 생지화학 과정의 핵심임을 주목할 필요가 있다. 이중에서 인류는 이미 기후변화, 생물다양성 손실과 질소순환의 변화의 세 영역에서 이미 그 경계를 넘어서서 기후계에 치명적인 결과를 가져올 수 있음을 경고하고 있다(Rockstrom et al., 2009b).

지구 기후를 조절하는 주요 인자인 대기의 복사특성은 지표의 생물리학적 상태와 다양한 미량 성분들이 대기에 얼마나 많고 적은가에 따라 크게 영향을 받는다. 이러한 성분으로는 이산화탄소(CO_2), 메탄(CH_4), 아산화질소(N_2O) 등과 같이 수명이 긴 온실가스를 비롯하여, 복사적으로 반응하는 오존 및 다양한 형태의 에어로졸 입자들이 있다. 대기의 조성은 기체들과 에어로졸의 자연적 및 인위적 방출, 다양한 규모의 수송, 화학적 변환과 미세물리적 변환, 육지와 육상 생태계 그리고 해양과 해양 생태계를 통한 습식제거나 표면 흡수와 같은 과정들에 의해 결정된다. 이러한 생지화학 과정들은 기후 변화에 의해 영향을 받으며, 지구시스템을 구성하는 각 권역들 내에서의 상호작용뿐만 아니라 권역들 간의 상호작용을 포함한다. 이러한 상호작용들은 대개 비선형적이며, 기후계에 음 또는 양의 되먹임을 일으킬 수 있다. 즉, 어느 한 권역에서의 변화는 그 권역에서만의 변화로 끝나는 것이 아니라 다양한 시·공간규모로 다른 권역에 영향을 주어 결국에는 기후계 전체의 변화를 가져온다. 엘니뇨, 라니냐로 대표되는 해수면온도 변화와 기후계의 상호작용, 사막화, 도시화 등에 의한 지권과 생물권의 변화와 기후계간의 상호작용, 빙하의 축소, 에어로졸이 기후계에 미치는 직·간접효과 그리고 이산화탄소로 대표되는 온실가스들이 기후계에 미치는 영향 등은 현재 우리가 직면한 기후변화를 과학적으로 이해하고 예측하는 데 있어서 가장 중요한 연구주제들이다.

21세기에 들어서면서, 대기, 해양, 생물권 및 빙권에 대한 관측 자료의 빠른 증가와 정확도 향상, 모델의 해상도 및 물리과정 모수화 수준의 향상으로 기후변화 연구에서의 불확실성이 현저히 줄어들고 있다. 그러나 아직도 생물권과 기후계간의 복잡한 비선형적 상호작용과, 빙상이 해수면 상승과 기후변화에 미치는 영향, 그리고 에어로졸이 구름 등에 미치는 영향 등에 대해서는 해결해야 할 과제들이 우선적으로 많이 남아있다.

우리나라는 동아시아 대륙과 북서태평양의 영향을 동시에 받아 기후학적으로 동아시아 몬순기후에 속한다. 즉, 우리나라의 기후는 사막화, 도시화, 적설면적의 변화와 같은 육상 환경의 변화뿐만 아니라 해수면온도 변화와 같은 우리나라 주변 바다의 변화에도 민감하게 영향을 받을 수밖에 없다(하경자 등, 2001; 박영규 등, 2008; Suh and Lee, 2004; Kang et al., 2006; Seol and Hong, 2009). 또한 현재까지의 관측자료 및 다양한 모델링 연구에서 우리나라는 상대적으로 지구온난화의 영향도 크게 받는 것으로 보고되고 있다. 따라서 우리나라에서 진행 중인 현재의 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(Kim et al., 2006a; Park et al., 2008; Rha et al., 2008; Zhang et al., 2009).

우리나라에서는 기후시스템을 구성하는 각 권역사이의 상호작용에 대해 약 20여전부터 관측 및 모델링을 통한 연구를 꾸준히 수행해오고 있다(최상화 등, 2008; 조희구, 1972; 조희구와 이태영, 1975; 이승우와 이동규, 1998; 김준, 2005; 서명석 등, 2005; 홍진규 등, 2005; 강전호 등, 2009). 이 중에서도 우리의 삶과 가장 밀접하게 관련되어 있는 생물권과 기후계 사이의 상호작용에 대해서는 주로 특별관측과 다양한 규모의 모델이 사용되어져 왔다(Kang et al., 2005; Kim et al., 2006b; Hong and Kim, 2008; Kang et al., 2009; Kim et al., 2010; Kwon et al., 2010; Lee et al., 2010). 즉, 기후계와 생지물리/생지화학 과정의 현실적인 결합을 통해 기후계 내의 상호작용을 이해하고 나아가 향후의 변화과정을 예측하고자 많은 연구들이 진행 중이다. 그러나 현 시점에서 국내에서는 생지화학순환과 관련하여 직접 관측한 자료나 위성 자료를 이용한 연구는 대부분 미국과 유럽에서 제공된 자료를 활용하고 있다. 이러한 주된 원인은 고품질의 장기간 자료가 아직 우리나라에 충분히 확보되지 못한 점과 연구자들 사이의 교류 부족이 그 원인이다. 생지화학순환 연구의 학제간 연구 특성을 고려하여 국내 연구자들 간의 교류를 보다 활성화하고 비용이 많이 들더라도 보다 장기적인 안목에서 탄소, 질소 및 물 순환의 장기(최소 10년 이상) 관측과 자료기반 구축이 지속될 수 있는 하부구조의 마련이 시급하다(홍진규 등, 2009). 궁극적으로 모든 연구결과는 관측을 통하여 검증이 이루어져야 하는 데 현재 많이 이용되고 있는 타워 관측, 수치모델, 인공위성 자료는 다양한 시공간 대표성을 가지고 있기 때문에 검증에 앞서 연구의 대상이 되는 시스템과 사용하는 모델과 관측된 자료의 각각의 시공간적 경계에 대한 명확한 이해와 문서화가 우선되어야 한다.

1.4. 구름과 에어로졸

기후에 영향을 미치는 많은 요소 중에서도 구름과 에어로졸의 역할에 대해 최근 많은 관심과 연구가 이루어지고 있지만, 그럼에도 불구하고 아직 기후변화 예측의 불확실성에 가장 큰 원인의 하나로 지적되고 있는 실정이다(IPCC, 2007). 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 전 지구적인 지상, 상층 관측이 이루어져야 비로소 구름과 에어로졸의 특성을 파악했다고 할 수 있을 것이다. 특히 한반도와 그 주변을 포함하는 동북아 지역은 급격한 산업화로 인해 에어로졸 특성도 급격히 변화하고 있어 이 지역의 구름과 에어로졸의 특성을 이해하는 것은 전 지구적 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 Aerosol Characterization Experiment (ACE)-Asia(Huebert et al., 2003)가 동북아에서의 본격적인 에어로졸, 구름 연구의 시작이라고 할 수 있는데 이때까지도 국내 연구자의 참여는 적었으며, 이후로 연구 인력이 꾸준히 증가하는 추세이나 아직은

미흡한 실정이다. 일례로 가장 중요한 단어인 aerosol의 국문 표기조차 아직까지 통일되지 않아 '에어로졸', '에어러솔', '에어로졸'을 혼용하고 있다. 본 보고서에서는 편의상 최근의 학술용어 통일 사업에서 채택한 '에어로졸'을 사용하기로 한다.

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(제1 간접적 효과; Twomey, 1977) 구름방울 크기의 감소로 인한 강수 효율의 감소가 구름의 수명을 연장시킴으로써(제2 간접적 효과; Albrecht, 1989) 지구냉각화에 기여하는 것으로 알려져 있다. 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 보고도 있는데 이를 준-직접적 효과(semi-direct effect; Hansen et al., 1997; Koren et al., 2004)라 부른다. 그러나 에어로졸의 변화에 따른 구름의 복사수지 기여도나 강수효율의 변화는 구름 발달에 관여하는 열역학적, 종관적 조건에 따라서도 크게 좌우되므로 일정한 방향성을 가지지 않고 다양하게 나타난다(Feingold et al., 2008). 구름과 에어로졸이 기후에 미치는 영향을 예측하기 어려운 이유도 여기에 있다.

1.5. 인위적 복사강제력과 자연적 복사강제력

복사강제력은 지구 기후시스템의 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 제4차 보고서에는 이 같은 복사강제력의 변화와 그에 따른 전지구적 기후변화에 대해 연구·보고된 바가 있으며, 우리 한반도 역시 미래 기후예측을 위해서는 한반도 또는 동아시아 지역에서의 지속적인 복사 인자들의 변화로 복사강제력이 어떻게 변화할 것이며, 지구온난화에는 어떻게 영향을 미칠 것인지에 대한 연구가 필요하다.

1990년대에 이후 우리나라에서는 기상현상 뿐만 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.

1.6. 기후변화의 탐지와 원인

본 장에서는 한반도와 그 주변지역에 나타난 기후를 탐지하고 이를 유도한 원인에 관하여 정리하였다. 기후 변화의 탐지 방법을 소개하고 평가 방법을 논하였고, 극한 날씨와 지표, 대기의 변화를 다루었으며,

기후 변화에 있어서 도시화 효과를 정리하였다. 특히 그 원인과 관련해서는 동아시아의 전반적인 기후 패턴을 결정하는 몬순과 열대지방에서 발생하여 한반도 지역 기후에 영향을 미치는 매든-줄리안 진동(Madden-Julian Oscillation), 엘니뇨(El Nino)에 관하여 이 장에서 다루었다. 세부적으로 기후변화 탐지에 이용되는 통계적인 기법인 최적지문법(optimal fingerprinting method)과 베이즈 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, 최근 안면도에서 관측된 CO_2 농도의 증가율은 지구 평균 증가율보다 높았으며, 그 변동 폭 또한 크게 나타났다. 또한 CH_4 농도는 전지구 평균보다 다소 낮은 것으로 관측되었다. 한편 한반도 평균 지표 기온 증가율은 지구 평균보다 높게 나타났다. 이는 온실가스의 증가에 도시화 효과가 더해진 결과이다. 계절적으로는 겨울철의 상승이 뚜렷했고, 여름철은 거의 변화가 없었다. 한반도 지역의 봄철 기온의 상승과 온실가스의 증가는 다른 지역보다 빠른 한반도 지역의 녹지화를 유도하였다.

지난 50년 동안 한반도와 양쯔강을 포함한 중국 중부지역의 강수는 증가하였고, 대만 및 일본 남서부, 중국 북부 황하지역, 산둥반도와 그 북쪽 연안의 강수는 감소하였다. 특히 황하지역은 장기적으로 심각한 가뭄이 발생하고 있는데 이는 중-동태평양 해수면 온도의 증가와 관련되는 것으로 알려져 있다. 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 보이고 있다. 미래 기후 변화 시나리오에 따라서 적분된 기후모델이 보여준 21세기말의 동아시아 기후 변화는 겨울의 기온 증가가 현저할 것으로 전망하고 있다. 특히 한반도 지역에 동서방향의 등온선이 보다 조밀하게 배치되어 기상요소의 변화가 심해질 것으로 예상된다. 또한 메이유-장마-바이유 같은 여름철 몬순 전선이 미래에는 보다 강화될 것이며, 북위 20도 남쪽의 서북태평양 몬순은 약화될 것으로 예측하고 있다.

열대 지방의 계절내 변동 모드인 매든-줄리안 진동은 발생 후 파동의 형태로 1~2주 내에 중위도로 전파되어 몬순과 장마의 시작 및 소멸을 결정하는 주요한 인자로 작용한다. 뿐만 아니라 태풍과 같은 열대성 저기압의 배경장으로 작용하여 이들의 발달과 이동방향 그리고 소멸에 관여하게 된다. 매든-줄리안 진동의 변동폭은 해수면 온도의 상승으로 인하여 최근들어 증가하는 것으로 보고되고 있다.

엘니뇨-남방진동(El Nino-Southern Oscillation; ENSO)은 열대 동태평양의 광범위한 지역의 해수면 온도가 평년에 비해 2~7 ℃ 상승하는 현상으로, 이는 대기 대순환의 변동을 유도하여 한반도를 비롯하여 전지구 기후에 영향을 미친다. 특히 한반도의 기후와 관련하여, 엘니뇨는 겨울철에는 온난 다습한 기후를 여름철에는 한랭 다습한 기후를 유도하며, 이는 엘니뇨 해에 동반되는 필리핀 해 근처의 대기 순환과 관련이 있는 것으로 여겨진다. 또한 엘니뇨 해에는 장마의 기간이 길어지고, 태풍의 강도가 증가한다. 한편 최근에 발생 수가 증가하고 있는 엘니뇨의 다른 형태인 중태평양 엘니뇨(Central Pacific El Nino)는 미래 기후에 더욱 증가 할 것으로 전망되고 있는데, 이러한 형태의 엘니뇨는 기존의 엘니뇨와는 다른 형태로 한반도 기후에 영향을 미치고 있다.

최근 수십년 동안 과거와 비교하여 한반도 거의 모든 지역에서 극한 기온의 빈도수는 현저히 감소하였고, 극서 기온의 빈도수는 증가하였다. 더불어 서리일수도 크게 감소하였다. 강수의 변화와 관련하여 한반도에서는 집중호우 현상이 증가하고 있는 추세인 것으로 보고되고 있다. 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.

1.7. 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 마련해야한다. 기후변화에 대응 방법은 크게 두 가지로 나눌 수 있는데, 국제적인 규제로 온실가스를 저감시키는 완화 방안과 기후변화에 대한 취약성을 최대한 줄이는 적응 방안이다. 하지만, 온실가스 규제와 같은 강한 완화 정책은 산업·경제활동에 영향을 줘 인류 발전에 퇴보를 가져올 수 있기 때문에 저감 수준을 정하는데 신중을 기하여야 한다. 또한, 기후변화에 대한 취약성을 파악하지 못하고 방대한 적응 전략을 펴는 것도 막대한 비용이 요구된다. 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 예측 정보가 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 기후시스템모델이 개발되고 있으며 이를 이용하여 기후 시나리오를 산출하고 기후 변화의 영향 평가를 하는 등 전구기후모델은 기후변화의 연구에 매우 중요한 정보를 제공하고 있다. 일반적으로 전구기후모델은 공간적으로는 지구 규모와 대륙 규모, 시간적으로는 연평균과 계절 평균의 기후에 있어 비교적 신뢰성 있는 기후 예측 자료를 생산할 수 있는 것으로 평가되고 있다(Latif et al., 1998). 특히, 지구시스템 요소가 모두 포함된 전구 기후시스템모델은 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. 2007년에 발간된 IPCC 4차 보고서에는 세계 유수 기관의 전구기후모델들을 이용하여 미래 기후변화 시나리오를 산출하였고, 이들의 앙상블 결과를 토대로 신뢰도를 높인 미래 기후변화 전망을 내놓았다.

하지만, 대부분의 전구기후모델은 상대적으로 저해상도의 공간 분해능과 물리 과정의 단순화로 인하여 지역 규모 또는 국지 규모의 기후 현상을 현실적으로 표현하지 못하는 한계를 가지고 있다. 복잡한 기후시스템들의 상호작용으로 기후가 결정되는 동아시아와 같은 지역에서 수백 km 수평 해상도의 전구기후모델만으로 시·공간적으로 상세한 지역기후를 이해하고 미래 기후변화를 예측하는 것은 힘들다. 또한, Hewston(1994)은 “전구기후모델은 지구온난화로 인한 지역 기후 변화를 현실적으로 예측하기 어렵고, 인류와 지구 환경에 궁극적으로 요구되는 것은 지구 규모의 기후 예측이 아니라 바로 지역 규모의 기후변화 예측이다.”라고 하여 전구기후모델의 한계를 지적하였다. 따라서 1990년대 이후부터, 지구 기후변화에 더불어 나타나게 될 특정 지역의 구체적인 지역 또는 국지 규모의 기후모델링에 관한 연구는 기후변화 연구에 큰 비중을 차지하면서 급속히 발전하고 있다. 즉, 전구기후모델에서 생산한 기후 정보로부터 상세하고 지역 적인 기후 특성을 추출하기 위한 규모축소(downscaling) 방안에 대한 연구가 활발하게 이루어지고 있다(Robock et al., 1993; Hewston, 1994; Giorgi et al., 1993a, b.). 지구 규모의 광역 기후 자료로부터 지역기후 자료를 추출하는 규모축소 기법은

크게 3가지로 분류할 수 있다. 첫째는 직접 내삽법으로서 전구기후모델 또는 분석 자료의 광역 기후를 특정 지역의 기후 자료로 내·외삽하여 직접 해석하는 것이며(Robock et al., 1993), 둘째는 광역 기후 자료에서 상대적으로 정확하게 예측한 변수를 이용하여 통계적인 방법으로 지역 기후의 상세한 특징을 추정하는 통계적 규모축소 기법(Kim et al., 1984; Hewston, 1994; 김맹기와 강인식, 1996)이고, 셋째는 역학적 방법으로써 기후를 결정하는 역학적·물리적 과정을 모두 반영한 지역기후모델을 사용하는 역학적 방법이다(Dickinson et al., 1989; Giorgi, 1990; Hong and Leetmaa, 1999). 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 지역기후모델 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.

1.8. 결론 및 제언

기후변화 관측 및 예측(Part I)에서는 1,000여편 이상의 연구논문에 기초하여 46명의 집필진이 참여하여 6개 세부 분야로 나누어 기후변화의 관측과 예측 분야에 대한 다양한 연구 결과들이 집대성되었다. 이 보고서를 통하여 기후변화과학 분야에 어떠한 부분이 미흡한지를 가늠할 수 있는 과학적 근거가 마련되었으며, 향후 어떤 방향으로 가야할지에 대한 좌표설정 근거도 보고서를 통하여 찾아볼 수 있을 것이다. 자세한 세부분야별 제언은 각 장별로 제시되어 있기 때문에 여기서는 전체적인 관점에서 몇 가지 제언을 간략히 제시하고자 한다.

우선, 기후변화 관측 및 예측 분야에서 다루어진 연구 자료를 분석한 결과 지금까지의 연구가 너무 미흡하여 향후에 보다 더 체계적으로 연구되어야 할 분야들이 드러남에 따라 앞으로 한반도 주변에서 기후변화에 대한 복사강제력을 정량적으로 추정하고 그 불확실성이 제시하는 연구가 체계적으로 이루어져야 한다. 그 대표적인 분야로는 인위적 복사강제력과 자연적 복사강제력 분야이다. 현재까지의 연구에 의하면 한반도에 대한 여러 원인물질의 복사강제력이 어느 정도인지에 대한 연구는 찾아보기 어렵다. 그 이유로는 그동안 충분한 자료의 축적이 미비한 점도 있지만, 가시적인 연구 성과를 요구하는 한국적 정서에 의해 소외된 측면과 관련 연구 인력의 부족이 중요한 원인이라고 볼 수 있다.

두 번째로는 보다 최첨단 장비에 기초한 연구가 필요한 분야가 점차 증가함에 따라 이에 대한 투자가 필요하다. 그 대표적인 분야가 구름과 에어로졸 분야이며, 이 분야는 IPCC 제5차 보고서에서 독립적인 장으로 분리하여 중요하게 다루는 분야이기도 하다. 특히 한반도는 대륙 기원의 황사, 중국 산업에 따른 각종 오염물질 등이 확산되어 유입되는 풍하측에 위치하기 때문에 에어로졸이 구름과 강수를 포함한 한반도 기후에 어떤 영향을 주는지를 이해하는 연구는 매우 중요하다. 이 분야의 첨단연구가 이루어지기 위해서는 지금까지 잘 수행해온 정규관측은 물론 인공위성에 의한 관측, 에어로졸의 광학적, 구름 물리적 특성 등의 고급정보를 확보하기 위한 비행관측, 그리고 원격탐측에 의한 관측이 지속적이고, 체계적으로 이루어져야 한다.

세 번째로는 수십년 규모의 기후변화를 예측할 수 있는 기술과 극한 기후를 예측할 수 있는 기술의 확보가 중요하다. 기후변화의 영향을 평가하고, 취약성을 평가하는데 있어서 이 분야의 기술진보가 큰 영향을 주기 때문이다. 이를 위해서는 기후시스템을 구성하는 각 권역에 대한 이해와 권역간 상호작용을 모의할 수 있는 능력과 생지화학순환과정, 에어로졸, 대기화학 등을 포함하는 지구시스템 모델의 개발 및 성능 향상에 주력해야 할 것이다.

기후변화의 영향, 적응 및 취약성을 알기 위해서는

가장 중요한 것이 미래 기후변화의 정확한 예측이다. 미래의 기후변화 예측(또는 시나리오)은 기후변화과학적 지식에 기반하여 만든 전지구 기후모델을 이용하여 이루어지며, 국가, 연구기관, 연구자에 따라 각기 다른 방식으로 구축한 기후모델은 서로 같지 않은 기후변화 예측 자료를 제공한다. 즉, 동일한 기후 강제력을 처방한다고 하다라도 인류가 알고 있는 기후변화과학에 대한 지식의 한계로 기후변화의 예측에는 많은 불확실성이 수반된다. 반면, 그동안 4차례에 걸쳐서 출간된 IPCC 보고서에 따르면, 이러한 불확실성이 과거보다 점차 감소해 간다는 것도 분명한 사실이다. 따라서 현재의 입장에서 보면, 두 가지의 해결해야할 과제가 남는다. 하나는 현재의 기후변화과학 수준에서 기후변화 예측자료에 대한 불확실성을 예측자료와 함께 제공하는 과제이고, 다른 하나는 기후변화 예측의 불확실성을 줄이기 위한 기후모델의 개선을 위한 과제이다. 그러나 이 두 가지 과제 모두 쉽게 달성되기 어려운 난제들이다. 따라서 향후에 이에 대한 보다 체계적이고 종합적으로 계획성 있게 연구가 진행되어야 할 것이다. 특히 불확실성을 줄이기 위한 기후모델의 개선은 다양한 인적 물적 인프라와 기후변화과학에 대한 다양한 분야에 대한 학제간 연구가 병행되어야 가능하다.

미래 100년의 기후변화를 과학적으로 정확하게 예측하는 일은 현재와 가까운 장래의 과학기술로는 불가능하다. 그러나 최근 수십년 동안 기후변화과학에 대한 지식은 상당히 진보하였으며, 그로 인하여 기후변화 시나리오의 불확실성은 점차 줄어들고 있다. 이러한 불확실성을 끊임없이 줄이기 위해서는 기후변화의 중요성과 위험성에 대하여 과학자와 정책결정자의 인식 변화, 기후변화 모델링을 위한 슈퍼컴퓨터의 성능 향상, 양질의 입체 관측자료(위성관측 포함) 축적, 시너지 효과를 만들 수 있는 다양한 분야의 우수 과학기술 인력의 질적·양적 확대 등이 지속적으로 유지되어야 한다.

참고문헌

강전호, 서명석, 곽종흠, 2009: MODIS 자료를 이용한 한반도 지면피복 분류. *Atmosphere*, **19**, 169-182.

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

김맹기, 강인식, 1996: 광역 기후 변수와 지역 기후 변수 사이의 통계적 연관성: 한반도의 온난화와 연관된 북반구 대기순환 패턴. *한국기상학회지*, **32**, 261-271.

김성, 박정규, 김맹기, 2005: 한반도 봄철 가뭄과 연관된 북반구 대기순환패턴의 변화. *한국기상학회지*, **41**, 571-585.

김준, 2005: KoFlux 2004 synthesis; 한국 생태계의 탄소와 물 순환의 이해를 통한 기후변화협약대응. *Korea. J. Agric. For. Meteorol.*, **7**, 1-3.

박영규, 최상화, 예상욱, 이정석, 황진환, 강성길, 2008: 생지화학모델링을 이용한 동중국해 해양-대기 CO_2 교환량의 변화 연구. *Ocean and Polar Res.*, **30(3)**, 325-334.

변희룡, 한영호, 1994: 한반도에서 계절별로 발생하는 가뭄에 관한 연구. *한국기상학회지*, **30**, 457-467.

서명석, 이정림, 강전호, 이동규, 안명환, 2005: 동아시아지역에서 식생의 계절 변화와 기후요소와의 관계. *한국기상학회지*, **41**, 557-570.

신성철, 김맹기, 이우섭, 2006: 극 진동에 연관된 한반도 한파와 열원의 역할. *한국지구과학회지*, **27**, 302-312.

이명인, 강인식, 1997: 한반도 기온변동성과 온난화. *Atmosphere*, **33**, 429-443.

이승우, 이동규, 1998: 수도권 지역에서 지표 및 지형 효과에 따른 국지 규모 대기 순환의 수치 실험. *한국기상학회지*, **34**, 1-19.

이승호, 권원태, 2004: 한국의 여름철 강수량 변동. *대한지리학회지*, **39**, 819-832.

조희구, 1972: 벼논의 증발산량에 관한 통계적 연구. *한국기상학회지*, **8**, 23-29.

조희구, 이태영, 1975: 낙동강 유역의 증발산량과 물수지. *한국수자원학회지*, **8**, 81-92.

최상화, 김동선, 김경희, 민홍식, 2008: 2007년 여름 북서태평양 이산화탄소 분압의 공간 변동성. *Ocean and Polar Res.*, **30(3)**, 335-345.

하경자, 서영경, 서애숙, 정효상, 손병주, 2001: 동아시아 몬순 강수의 경년 변동과 관련된 El-Nino와 지표의 상호작용. *한국기상학회지*, **37**, 381-398.

홍진규, 권효정, 김맹기 등, 2009: 회의 요약; 제1차 국내 지표 플럭스 관측 및 모델링 전문가 워크숍. *대기*, **3**, 237-242.

홍진규, 이동호, 김준, 2005: 광릉 산림지의 지표 플럭스 스케일링에 관한 FIFE로부터의 교훈. *한국농림기상학회지*, **7**, 4-14.

Albrecht, B. A., 1989: Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, **245**, 1227-1230.

Chen, T. C., W. R. Huang, and J. H. Yoon, 2004: Interannual variation of the east Asian cold surge activity. *J. Climate*, **17(2)**, 401-413.

Dickinson, R. E., R. M. Errico, F. Giorgi, and G. T. Bates, 1989: A regional climate model for the western United States. *Climatic Change*, **15**, 383-42.

Feingold, G., W. Cotton, U. Lohmann, and Z. Levin, 2008: *Effects of pollution aerosol and biomass burning on clouds and precipitation: numerical modeling studies. Aerosol pollution impact on precipitation, A Scientific Review, Levin, Z., and W. R. Cotton, Eds.)*. Springer, pp. 243-276.

Giorgi, F., 1990: Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *J. Clim.*, **11**, 3204-3229.

Giorgi, F., M. R. Marinucci, and G. T. Bates, 1993a: Development of a second-generation regional climate model(RegCM2). Part I: Boundary layer and radiative processes. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2794-2813.

Giorgi, F., M. R. Marinucci, and G. T. Bates, 1993b: Development of a second-generation regional climate model(RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2814-2832.

Gong, D. Y., and C. H. Ho, 2003: Arctic Oscillation signals in the East Asian summer monsoon. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4066, doi:10.1029/2002JD002193.

Hansen, J., M. Sato, and R. Ruedy, 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.,* **102**, 6831-6864.

Hewston, B., 1994: Regional climates in the GISS general circulation model: Surface air temperature. *J. Clim.*, **7**, 283-303.

Ho, C. H., Lee J. Y., Ahn, M. H., and Lee, H. S., 2003: A sudden change in summer rainfall characteristics in Korea during the late 1970s. *Int. J. Climatol.*, **23**, 117-128.

Ho, C. H., J. H. Kim, Y. B. Lee, K. M. Lau, K. M. Kim, and D. Y. Gong, 2005: Interdecadal changes in heavy rainfall in China during the northern summer. *The Journal of Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, **16(5)**, 1163-1176.

Hong, J., and J. Kim, 2008: Scale-dependency of surface fluxes in an atmospheric mesoscale model; Effect of spatial heterogeneity in atmospheric conditions, *Nonlin. Proc. Geophys.*, **15**, 965-975.

Hong, S. Y., and A. Leetmaa, 1999: An evaluation of the NCEP RSM for regional climate modeling. *J. Clim.*, **12**, 592-609.

Huebert, B. J., et al.,, 2003: An overview of ACE-Asia: Strategies for quantifying the relationships between Asian aerosols and their climatic impacts. *J. Geophys. Res.*, **108(D23)**, 8633, doi:10.1029/2003JD003550.

IPCC, 2007: *Climate Change, 2007: The Physical Science Basis. Contributions 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, 996 pp.

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

Kang, H., D. Cha, and D. Lee, 2005: Evaluation of the mesoscale model/land surface model(MM5/LSM) coupled model for East Asian summer monsoon simulations. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10105, doi: 10.1029/ 2004JD005266.

Kang, M., S. Park, H. Kwon, H. T. Choi, Y. J. Choi, and J. Kim, 2009: Evapotranspiration from a deciduous forest in a complex terrain and a heterogeneous farmland under monsoon climate. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, **45(2)**, 175-191.

Kang, S., D. Lee, J. Lee, and S. W. Running, 2006: Topographic and climatic controls on soil environments and net primary production in a rugged temperate hardwood forest in Korea. *Ecol. Res.*, **44**, 64-74.

Kim, J., et al.,, 2010: Regional atmospheric emissions determined from measurements at Jeju Island, Korea:

Halogenated compounds from China. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L12801, doi: 10.1029/2010GL043263.

Kim, J., D. Lee, J. Hong, S. Kang, S. J. Kim, S. K. Moon, J. H. Lim, Y. Son, J. Lee, S. Kim, N. Woo, K. Kim, B. Lee, B. L. Lee, and S. Kim, 2006a: Hydro Korea and Carbo Korea; cross-scale studies of ecohydrology and biogeochemistry in a heterogeneous and complex forest catchment of Korea. *Ecol. Res.*, **21(6)**, 881-889.

Kim, J., Q. Guo, D. D. Baldocchi, M. Y. Leclerc, L. Xu, and H. P. Schmid, 2006b: Upscaling fluxes from tower to landscape: Overlaying flux footprints on high-resolution (IKONOS) images of vegetation cover. *Agric. For. Meteorol.*, **136**, 132-146.

Kim, J. W., J. T. Chang, N. L. Baker, D. S. Wilks, and W. L. Gates, 1984: The Statistical Problem of Climate Inversion: Determination of the Relationship between Local and Large-Scale Climate. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2069-2077.

Koren, I., Y. J. Kaufman, L. A. Remer, and J. V. Martins, 2004: Measurements of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation. *Science*, **303**, 1342-1345.

Kwon, H., J. Kim, J. Hong, and J. H. Lim, 2010: Influence of the Asian monsoon on net ecosystem carbon exchange in two major ecosystems in Korea. *Biogeosciences*, **7**, 1493-1504.

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. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L1697, doi:10.1029/2005GL023026.

Latif, M., D. Anderson, T. Barnett, M. Care, R. Kleeman, A. Leetmaa, J. Obrien, A. Rosati, and E. Schneide, 1998: A Review of the predictability and prediction of ENSO. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14375-14393.

Lee, D., J. Kim, K. S. Lee, and S. Kim, 2010: Partitioning of catchment water budget and its implications for ecosystem carbon exchange, *Biogeosciences*, **7**, 1903-1914.

Park, G. H., K. Lee, and P. Tishchenko, 2008: Sudden, considerable reduction in recent uptake of anthropogenic CO_2 by the East/Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L23611, doi:10.1029/2008GL036118.

Rha, D. K., M. S. Suh, C. H. Kwak, and J. H. Kang, 2008: Impacts of an improved land cover map over South Korea on the simulated surface variables in MM5. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, **44(3)**, 313-323.

Robock, A., R. P. Turco, M. A. Harwell, T. P. Ackerman, R. Andressen, H. S. Chang, and M. V. K. Sivakumar, 1993: Use of general circulation model output in the creation of climate change scenarios for impact analysis. *Climate Change*, **23**, 283-335.

Rockstrom, J., W. Steffen, K. Noone, A. Persson, F. S. Chapin, et al., 2009a: Planetary boundaries: Exploring the safe operating space for humanity. *Ecology and Society*, **14(2)**, 32, http://www.ecologyandsociety.org/vol14/iss2/art32/.

Rockstrom, J., W. Steffen, K. Noone, A. Persson, F. S. Chapin, et al., 2009b: A safe operating space for humanity. *Nature*, **46**, 472-475.

Ryoo, S. B, W. T. Kwon, and J. G. Jhun, 2004: Characteristics of wintertime daily and extreme minimum temperature over south Korea. *Int. J. Climatol.*, **24**, 145-160.

Seol, K. H. and S. Y. Hong, 2009: Relationship between the Tibetan Snow in Spring and the East Asian Summer monsoon in 2003: A Global and Regional modeling Study. *J. Clim.*, **22(8)**, 2095-2110.

Suh, M. S., and D. K. Lee, 2004: Impacts of land use/cover changes on surface climate over east Asia for extreme climate cases using RegCM2. *J. Geophys. Res.*, **109**, D02108, doi:10.1029/2003JD003681.

Sung, M. K., W. T. Kwon, H. J. Baek, K. O. Boo, G. H. Lim, and J. S. Kug, 2006: A possible impact of the North Atlantic Oscillation on the east Asian summer monsoon precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L21713, doi:10.1029/2006GL027253.

Twomey, S., 1977: The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1149-1152.

Zhang, J. Y., D. H. Cha, and D. K. Lee, 2009: Investigating the role of MODIS leaf area index and vegetation-climate interaction in regional climate simulations over Asia. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sci.*, **20(2)**, 377-393.

Zhang, Y., K. R. Sperber, and J. S. Boyle, 1997: Climatology and interannual variation of east Asian winter monsoon; Result from the 1979-95 NCEP/NCAR reanalysis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2605-2619.

제2장

기후변화 관측

주 저 자 :
허창회(서울대학교), 윤원태(기상청)

기 여 저 자 :
박원규(충북대학교), 박태원(서울대학교), 이은정(기상청), 이승호(건국대학교), 신임철(기상청), 차은정(기상청), 김형석(서울대학교)

감수편집자 :
전종갑(서울대학교)

목 차

2.1. 요약 ····· 21

2.2. 고기후 ····· 21
2.2.1. 서론 ····· 21
2.2.2. 고기후 연구방법 ····· 22
2.2.3. 전구의 고기후 (20,000년 전~현재) ····· 23
2.2.4. 한반도의 과거 기후변화 (20,000년 전~1,000년 전) ····· 24
2.2.5. 한국의 고기후 (1,000년 전~1,900년) ····· 26
2.2.5.1. 온도 ····· 26
2.2.5.2. 강수 ····· 28
2.2.6. 결론 ····· 30

2.3. 기후변화 관측 ····· 30
2.3.1. 기온과 해수면 온도의 변화 ····· 30
2.3.1.1. 기온 ····· 30
2.3.1.2. 해수면온도 ····· 33
2.3.2. 수증기 및 구름의 변화 ····· 35
2.3.2.1. 수증기 ····· 35
2.3.2.2. 구름 ····· 36
2.3.3. 복사장의 변화 ····· 38
2.3.4. 강수와 가뭄의 변화 ····· 41
2.3.4.1. 강수 ····· 41
2.3.4.1.1. 한반도 강수의 시간적 특성 ····· 41
2.3.4.1.2. 한반도 강수의 공간적 특성 ····· 42
2.3.4.1.3. 한반도 장마 변동 특성 ····· 43
2.3.4.1.4. 기후변화에 따른 한반도 강수의 변화 ····· 44
2.3.4.2. 가뭄 ····· 49
2.3.4.2.1. 한반도 가뭄의 시공간적 특성 ····· 49
2.3.4.2.2. 한반도 가뭄의 장기적 변화 ····· 51
2.3.5. 대기 순환의 변화 ····· 52
2.3.5.1. 대기 순환의 시공간적인 변화 ····· 52
2.3.5.1.1. 대기 순환의 기후학적 특성 ····· 52
2.3.5.1.2. 여름 몬순의 변화 ····· 57
2.3.5.1.3. 겨울 몬순의 변화 ····· 60
2.3.5.2. 기후변동성과 관련된 대기 순환의 변화 ··· 61
2.3.5.2.1. 기후변동성과 관련된 여름 몬순의 변화 ····· 61
2.3.5.2.2. 기후변동성과 관련된 겨울 몬순의 변화 ····· 65

참고문헌 ····· 66

2.1. 요약

과거 수백 년 전부터 현재까지 관측 자료를 통하여 기후변화의 양상을 파악하는 것은 앞으로 미래의 기후를 예측하는 데에 중요하다. 최근 전 세계적으로 장기간의 관측 자료가 누적되면서 과거에서 현재에 이르기까지 기후변화 양상에 대한 연구가 많이 진행되어 오고 있다. 관측 자료에 따라 전 세계적인 기후변화의 양상을 보면, 기온과 강수량, 해수면 온도 모두 상승하는 경향을 보인다. 또한 호우, 허리케인, 폭풍과 같은 이상기후 현상 역시 그 빈도수와 강도도 증가하는 경향을 보인다. 반면 강설량은 지역에 따라 다르게 나타나지만, 대체적으로 감소하는 경향을 보인다.

우리나라는 공식적으로 1883년 9월 1일에 최초로 기상관측이 시작되었지만, 이는 주로 원활한 해관(海關) 업무에 목적을 둔 것이었다. 본격적인 기상관측 업무는 1900년대 초에 시작되었으며, 이 전의 기후에 대해서는 문헌, 화석 등의 자료를 통하여 그 당시의 기후를 알 수 있다. 고기후는 기후변동성의 정도를 알 수 있는 중요한 영역이고, IPCC 4차보고서에 의하면 과거 1,000년 동안에 일어난 기후복원자료는 20세기 관측기기로 측정된 자료보다 엘니뇨-남방진동과 같은 더 공간적으로 다양한 기후의 상관관계를 확실히 잘 보여준다.

1900년대 초를 기점으로 비로소 관측 자료는 누적되기 시작하지만 이 시기의 관측은 몇몇 지역(서울, 부산, 목포, 대구)에서만 이루어져 왔기 때문에 우리나라 전체에 대한 기후변화 경향을 보기에는 다소 무리가 있다. 1970년대 이후 우리나라는 약 60개 기상관측소에서 여러 가지 기상요소에 대해서 관측을 시작하게 되어 한반도 전체에 대한 기후 변화를 논할 수 있게 되었다.

기후관측에는 고기후를 비롯하여 근대기후, 지역기후의 시공간적 자료뿐만 아니라, 태풍, 강수 등과 같은 대표적인 중규모 운동의 관측 자료가 있다.

기상청에서 연속적으로 관측을 시작한 1971년부터의 자료로 근대기후를 설명할 수 있고, 기후 특색에 따라 지역적으로 변화를 알 수 있다. 최근 30년간 우리나라의 경우 관측된 자료에 따르면 전 지구적인 기후변동 추세와 마찬가지로 대부분 지역에서 기온과 강수량은 증가하고, 강설량은 감소하는 경향을 나타낸다. 연속적인 태풍 관측으로 강도, 진로, 발생 수 등의 변동성을 파악하여 미래를 예측할 수 있다. 우리나라의 경우, 삼면이 바다로 되어있고, 남북으로 길고, 내륙에 남북으로 산맥이 있어 다양한 지역기후가 나타난다. 좁은 공간에 여러 기후적 특색이 보여지고 계절적으로도 특색이 나타난다. 기후관측은 지금까지 기온, 강수량, 풍향, 풍속, 습도 등을 중심으로 일반적인 기상현상을 중심으로 이루어져 왔다.

이에 본 장에서는 기후변화를 나타내는 항목 중에서 기온과 강수량, 강설량과 같은 장기간 자료를 중심으로 분석된 한반도의 기후변화 양상에 대해 설명하고자 한다. 먼저 한반도의 과거 수백, 수천년 전의 기후변화에 이어 최근에 이르기까지 기후가 어떻게 변화하였는지, 시·공간적인 변동 경향을 살펴보고자 한다. 또한 태풍, 몬순과 같은 다양한 기후현상들의 변동이 우리나라에 어떠한 영향을 미치는지 알아보고자 한다.

2.2. 고기후

2.2.1. 서론

고기후는 오랜 과거의 기후를 의미한다. 즉 과거 수백년의 관측자료를 포함하여 수 억년전의 프록시 자료를 활용하여 복원한 기후를 의미한다. 지구는 약 46억 년 전에 형성되었으며, 생성이후 온도는 현재보다 약 15~20℃ 범위 내에서 상승과 하강을 반복하였다. 기후변화로 인한 해수면의 변화는 현재보다 최대 약 400 m 상승한 시기부터 약 200 m 하강한 시기까지 매우 넓은 범위 내에서 변해왔다.

기후는 빙권, 수권, 대기권, 암석권 및 생물권의 상호작용에 의해서 변하며, 또한 기후가 이러한 5개의 권을 변화시키기도 한다(Sabadini, 2002). 그러므로 기후변화는 과거 문명의 흥망성쇠뿐만 아니라 우리의 사회 경제에 매우 중요한 영향을 미친다(Karl and Easterling, 1999; Hulme et al., 1999; Gowlett, 2001;

Marris, 2007). 특히 기후변화에 따른 강수량의 변화는 문명의 소멸에 결정적인 영향을 미쳤다(Pascotti, 2007; Zhang and Lu, 2007). 지구 역사동안 기후를 변화시키는 요인으로는 태양활동의 변화, 육상 및 해저의 화산활동, 해수의 순환변화 등이 있으며 최근에는 인간의 화석연료 사용으로 인한 온실가스의 증가도 포함된다. 특히 해저 화산활동은 서서히 장기간에 걸쳐 기후 및 환경을 변화시키는 주요인이다.

지구는 생성이후 빙하기와 간빙기를 되풀이 해 오고 있다. 밀란코비치(Milankovitch) 학설에 따르면 빙하기와 간빙기는 지구세차운동, 자전축기울기변화, 지구공전궤도 이심율 변화에 따라 약 23,000년, 41,000년, 100,000년을 주기로 변한다(Kennett, 1982). 하지만 최근의 연구결과들에 의하면 23,000년 이하의 시간범위 내에서도 빙하기에 해당할 정도의 급격한 기후변화가 있음이 밝혀졌다. 이러한 지질학적으로 짧은 시간인 23,000년 이하의 기후변화의 메커니즘은 해수의 순환변화로 설명이 되고 있다(Broecker, 1997; Lohmann and Schulz, 2000).

기후변화에 관한 정부 간 패널(IPCC, 2007)의 보고서에 의하면 2100년까지 전 지구 대기의 온도는 최대 약 6℃의 상승을 예측하고 있다. 이러한 온도상승이 과거에도 일어났는지, 그리고 온도가 상승하면 환경은 어떻게 변하는지를 알기 위하여 고기후의 연구가 필요하다. 왜냐하면 현재 및 미래에 일어날 기후변화는 과거 수 백 년의 관측기록으로는 일어난 적이 없기 때문이다.

본 장에서는 제4기 후기(약 2만 년 전)부터 1900년대까지의 과거의 기후변화에 대해서 언급하고자 한다.

2.2.2. 고기후 연구방법

과거의 기후를 연구하기 위해서 과거의 관측자료, 역사적인 문헌의 기록, 육상 및 해양의 퇴적물에 기록된 대용자료를 사용한다. 대용자료는 주로 동·식물화석이 가장 많이 사용된다. 화석 중 특히 기후변화에 민감하며 좁은 온도의 범위 내에서 서식했던 화석을 주로 고기후의 지시자로 사용한다. 이 외에도 종의 조성변화 또한 고기후의 연구시 가장 흔하게 사용하는 방법 중의 하나이다. 육상의 기후와 환경변화를 연구하기 위해서 연륜 자료, 화분화석, 유공충, 개형충, 동식물 화석 등이 현재 가장 많이 사용되고 있다.

해양퇴적물을 이용한 고기후 연구는 현재 가장 광범위하게 진행되고 있다. 이에 대한 이유는 해양퇴적물이 일반적으로 육상에 비해 연속적인 시간의 기록을 가지고 있으며 고기후의 지시자로 사용할 수 있는 화석을 풍부히 함유하고 있기 때문이다. 반면에 육상의 퇴적물 및 암석은 풍화와 재결정 작용에 의해 고기후의 기록이 해양퇴적물에 비해 잘 보존되어 있지 않기 때문이다.

해양퇴적물을 이용한 고기후의 연구는 주로 미화석의 일종인 유공충, 규조, 방산충 등이 가장 많이 사용되고 있다. 고기후 연구시 연대 측정은 매우 중요하다. 연대측정에는 방사성동위원소를 이용한 방법과 표준화석의 출현과 소멸에 의한 방법을 사용하고 있다. 고기후 연구시 화석을 함유하고 있는 퇴적물은 원래의 퇴적된 장소에서 이동되지 않았어야 하며 대용자료로 사용한 화석은 용해나 재결정 작용을 받지 않았어야 한다. 그러므로 도출된 자료의 고기후 해석시 이러한 용해나 퇴적물의 이동은 불확실성을 초래하는 요인이므로 사전에 검증절차를 거친 후 고기후 자료를 도출하여 해석해야 한다. 이는 관측 자료의 경우 품질검사와 같은 개념이다.

과거의 온도와 환경을 알기 위하여 안정동위원소를 사용한다. 주로 산소 및 탄소 안정동위원소가 사용되는데 과거 온도의 계산식과 안정동위원소의 기본 개념은 Kennett(1982)에 잘 설명되어 있다. 특히 산소 안정동위원소는 온도와 염도에 의해서 영향을 받으므로 특히 과거의 온도를 알기 위해서는 염도의 영향을 많이 받지 않은 해안에서 멀리 떨어진 퇴적물을 사용해야 한다. 특히 안정동위원소 분석을 위하여 유공충을 많이 사용하는데 퇴적물이 유공충 내에 붙어 있지 않도록 해야 하는 시료의 전처리 과정은 고기후의 불확실성을 줄이기 위한 방법으로 매우 중요하다. 이 외에도 고기후·고환경 연구시 육상 및 해양퇴적물의 암상에 관한 기술, 색깔, 광물조성, 퇴적구조 등과 고기후 커브와 상호비교는 도출된 자료의 정확한 해석을 위해서 필수적이다.

2.2.3. 전구의 고기후(20,000년 전 ~ 현재)

지구생성 이후 빙하기와 간빙기를 되풀이하고 있다. 지질학적인 시간 개념으로 12,000년 전부터 현재까지를 간빙기라 하며 12,000년 전부터 160만 년 전까지를 빙하기라 한다. 물론 160만 년 이전에도 빙하기와 간빙기는 수 없이 많았다. 본 장에서는 20,000년 전부터 현재까지 전 지구적으로 일어난 기후변화에 대해서 언급하고자 한다(표 2.1). 약 18,000년 전은 지구상에 빙하가 최대에 이른 시기(빙하의 부피가 현재의 두 배)였으며 해수의 온도는 오늘날보다 5~7℃ 정도 낮았으며 이산화탄소 농도는 과거 400,000년의 기간 중 가장 낮은 수치인 180 ppm이었으며 메탄의 농도는 약 350 ppb 이었다(표 2.1). 이때 전 지구 해수면은 현재보다 약 150 m 낮았다. 약 12,000년 전은 빙하기에서 간빙기로 바뀌는 급격한 기후변화의 시기였으며 이산화탄소 농도는 250~260 ppm이었으며, 메탄의 농도는 약 450~550 ppb이었다.

약 10,000년 전(영거 드라이아스 한랭기)은 전 지구의 온도가 현재보다 약 5~7℃ 낮은 빙하기 상태의 지구였다. 이때 대기 중의 이산화탄소의 농도는 약 180~260 ppm이었으며 메탄의 농도는 약 700 ppb이었다. 영거 드라이아스 한랭기의 특징은 건조하며 폭풍이 빈번했다. 이러한 한랭현상의 메커니즘은 12,000년 전부터 온난화가 시작되어, 빙하가 녹아 민물이 해양으로 유입되면서 심층수 순환이 붕괴되어 해양 표층의 열이 저층으로 전달되지 않았기 때문에 일어났다.

약 6,000년 전은 해수의 온도가 현재보다 약 1℃ 높았는데 이는 전 지구적인 현상이며 홀로세 중기 기후 최적기라 한다. 대기 중의 이산화탄소 농도는 약 270 ppm이었으며 메탄의 농도는 600 ppb이었다. 약 500~1,000년 전은 전 지구 해수의 온도가 현재보다 약 1℃ 높았으며 이산화탄소의 농도는 약 275~285 ppm이었으며 메탄의 농도는 700 ppb이었다. 이 또한 전 지구적으로 일어난 사건이며 중세 온난 시기라 한다. 특히 중세 온난시기에는 산악빙하의 후퇴가 전 지구적으로 발견되는 시기이기도 하다.

약 100~500년 전은 전 지구가 현재보다 최대 약 1℃ 낮은 시기였으며 이를 소빙기라 한다(표 2.1). 이때 이산화탄소의 농도는 약 270~300 ppm이었으며 대기 중의 메탄의 농도는 약 700 ppb이었다. 소빙기에는 바람에 의한 퇴적물의 이동 및 황사활동이 매우 활발했다. 이러한 시기의 한랭현상은 전 지구적으로 일어난 사건이며 육상 및 해양의 퇴적물 및 산악빙하에서 많은 증거들이 발견되고 있다.

현재부터 약 100년 전(AD 1901~2000년)은 현재보다 온도가 약 0.6℃ 낮은 상태였으며 대기 중의 이산화탄소 농도는 300~340 ppm, 대기 중의 메탄의 농도는 약 730 ppb이었다. 또한 산호에 의한 산소동위원소의 분석결과에 의하면 해양의 표층온도가 약 1.5℃ 범위 내에서 변하였다.

표 2.1. 중요한 전 지구 기후변화 시기(신임철, 2004).

시대	이산화탄소 농도(ppm)	메탄 농도(ppb)	온도	기후변화 사건
현재	375	1,750		
AD 1910 ~ 2000	300 ~ 340	730	현재보다 0.6 ℃ 낮음	
100 ~ 500년 전	270 ~ 300	700	현재보다 0.5 ~ 1 ℃ 낮음	소빙기
500 ~ 1,000년 전	275 ~ 285	700	현재보다 1 ℃ 높음	중세 온난시기
6,000년 전	270	600	현재보다 1 ℃ 높음	홀로세중기 기후 최적기
10,000년 전	180 ~ 257	700	현재보다 5 ~ 7 ℃ 낮음	영거 드라이아스
12,000년 전	250 ~ 260	450 ~ 550	현재보다 낮음	빙하기/간빙기 경계
18,000년 전	180	350	현재보다 5 ~ 7 ℃ 낮음	최근빙하 최대기

2.2.4. 한반도의 과거 기후변화(20,000년 전 ~ 1,000년 전)

한국의 고기후 연구는 동해안의 코어 퇴적물에 의한 연구가 대부분을 차지한다. 코어 퇴적물에 의한 고기후는 대부분 유공충의 종 조성 변화와 유공충을 이용한 산소동위원소의 비에 의해서 밝혀졌다. 동해의 기후는 쿠루시오 해류 및 오야시오 해류의 유입량과 도달 방향에 의해 직접적인 영향을 받는다. 20,000년 전에 동해의 남쪽으로 오야시오 해류의 유입으로 인하여 차가운 기후 형태를 유지했다. 약 18,000년 전은 동해뿐만 아니라 전 지구적으로 아주 추웠던 시기이다(표 2.2). 이때 동해에서도 따뜻한 해류가 발견되지 않으며 해수의 온도는 약 2 ~ 6℃ 하강했으며 해수면 또한 현재보다 약 150 m 낮았다. 동해의 코어 퇴적물에서 고기후의 지시자로 사용되는 차가운 해수에 서식하는 부유성 유공충의 양이 급격히 증가한다. 약 15,000년 전은 6,000년 전에 비해서 해수의 표층온도가 약 3℃ 하강했으며 산소 동위원소의 비 또한 높게(온도가 내려감을 의미) 나타난다.

약 12,000년 전은 빙하기와 간빙기의 경계시기이며 동해를 포함하여 전 지구적으로 차가운 기후(12,000 ~ 180만 년 전)에서 따뜻한 기후(12,000년 전 ~ 현재)로 전환하는 시기이다. 11,000 ~ 10,000년 전은 동해를 포함하여 전 지구적으로 급격한 기후변화가 있었으며 이 시기를 영거 드라이아스(Younger Dryas)라 부른다. 동해에서 채취한 피스톤 코어(Piston core)의 산소동위원소의 분석결과에 의하면 약 11,700년을 전후하여 급격한 산소동위원소의 비 차이가 있는데 이는 11,700년을 전후하여 급격한 기후 및 환경변화가 있었음을 의미한다. 산소동위원소의 비는 해수의 온도 및 염분에 의해서 직접적 영향을 받는다. 동해의 경우 11,700년 전에 해수의 염도가 낮아진 후 급격한 기후변화가 있었으며 온도가 낮아졌다. 이 외에도 영거 드라이아스 한랭기는 동해, 동중국해, 남중국해 등에서 보고되어 있다.

동해에서 쿠루시오 해류의 북상에 대한 시기가 약 9,000년 전부터 현재까지 해양생물에 의해서 밝혀졌다. 총 7번의 시기가 파악되었는데 그 중에서 9,000 ~ 7,800년 전, 7,100 ~ 6,100년 전, 5,900 ~ 4,700년 전, 2,000 ~ 1,500년 전 및 1,000 ~ 700년 전의 시기는 기후가 따뜻하여 해수면도 상승하였다. 반대로 4,300 ~ 3,900년 전과 3,600 ~ 2,700년 전에는 날씨가 다시 추워지면서 해수면 또한 낮아졌다. 이처럼 동해는 과거 20,000년 동안 여러 차례 한랭과 온난상태를 반복하였다(표 2.2).

표 2.2. 한국의 과거 1,000 ~ 20,000년 전의 고기후(신임철, 2004).

시대(yrs BP)	기후
20,000	한랭
18,000	한랭
15,000	한랭
12,000	빙하기/간빙기 경계
11,000 ~ 10,000	한랭
9,000 ~ 7,800	온난
7,100 ~ 6,100	온난
5,900 ~ 4,700	온난
4,300 ~ 3,900	한랭
3,600 ~ 2,700	한랭
2,000 ~ 1,500	온난
1,000 ~ 700	온난

※ yrs BP: years before present

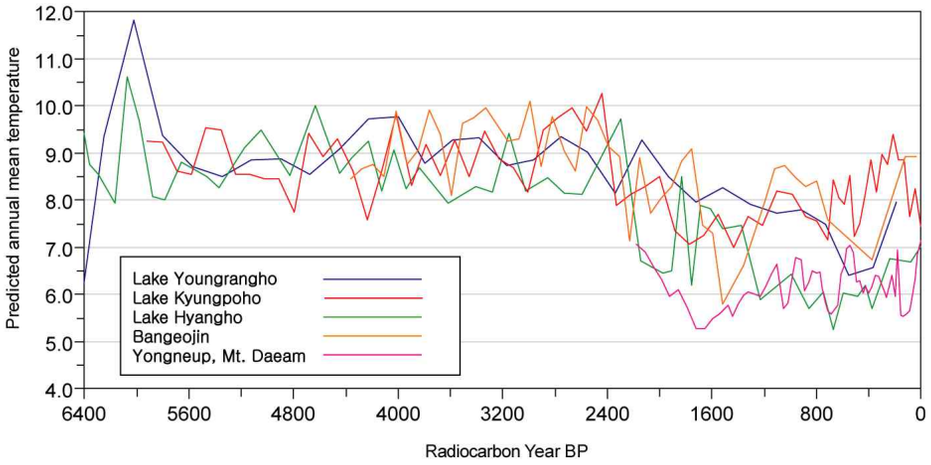


그림 2.1. 동해안에 위치한 석호들과 대암산 용늪에서 얻어진 화분자료를 이용한 과거 6,400년간 기온의 변화.

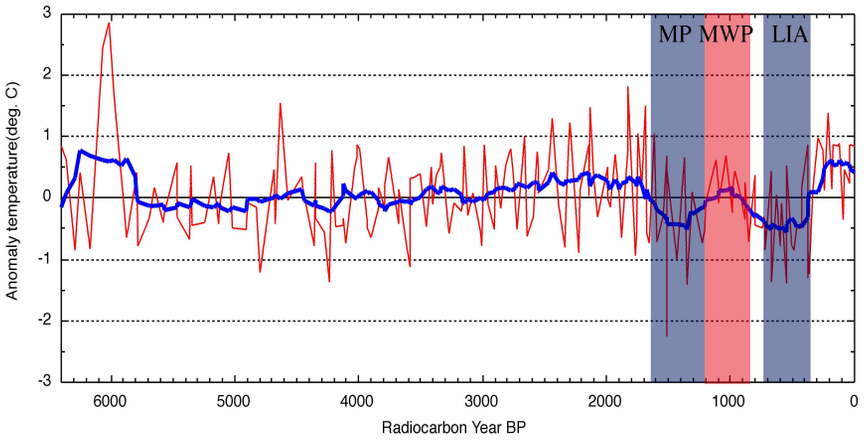


그림 2.2. 그림 2.1 중 영랑호(安田喜憲 등, 1979), 경포호(윤순옥 등, 2008), 향호(Fujiki and Yasuda, 2004), 방어진(曺華龍, 1979)의 화분분석 결과로 복원된 기온 아노말리(진한 선은 10년 이동평균; LIA: Little Ice Age 소빙기, MWP: Medieval Warm Period 중세온난기, MP: Migration Period 민족 대이동기.

화분은 주로 고식생과 기후 변화의 추이를 밝히는데 이용되는데 근래에는 다변량 통계 방법을 이용하여 화분분석 자료들로부터 정량적인 기후 인자들(기온, 강수량 등)을 효과적으로 추출할 수 있어 고기후를 복원하기 위한 수단으로 활용되고 있다(Birk, 1998). 우리나라에서는 한반도 동해안에 위치한 산지(강원도 오대산, 경북 청도군 운문산, 부산 기장군 달음산)에서 고도별(50 ~ 100 m 간격)로 표층화분을 채취한 후, 화분분석을 통해 얻어진 화분자료와 기온 간의 관계를 통해 전이함수를 구축하고, 이를 동해안의 석호 등에서 얻어진 화분자료에 적용하여 한반도 동해안의 홀로신 기온변화를 정량적으로 복원하였다(박정재, 2010). 동해안에 위치한 석호들, 영랑호(安田喜憲 등, 1979), 경포호(윤순옥 등, 2008), 향호(Fujiki and Yasuda, 2004), 방어진(曺華龍, 1979), 그리고 고산습지인 대암산 용늪(장남기 등, 1987)에서 얻어진 화분 다이어그램을 이용하였다. 최종적으로 동해안의 화분 자료에 표층화분에서 얻어진 전이함수를 적용하여 과거 6,400년간의 기온변화를 추정하였고(그림 2.1), 총 5개의 복원된 기온 그래프를 통합하여 아노말리 그래프로 변환시켰다(그림 2.2).

그림 2.1에서 농경 시작 시점(ca.[1] 2200 ^{14}C BP[2])

1) ca.: Circa(라틴어); about, approximately

2) ^{14}C BP: 방사성 동위원소인 탄소-14(^{14}C)의 조성비를 측정하여 연대를 측정하는 방법. 1950년을 기준으로 거꾸로 올라가는 BP(Before Present)라는 단위 사용

이전을 우선 살펴보면, ca. 6000 ^{14}C BP 경의 온도가 높게 복원된 점이 눈에 띈다. 이는 홀로신 기후 최적기(Holocene Climatic Optimum)를 지시하는 것으로 판단된다. 이후 ca. 5700 ^{14}C BP 이후부터 ca. 2300 ^{14}C BP까지는 기온이 큰 변동 없이 꾸준히 유지되고 있으며 각 기온 그래프들 간 차이도 상대적으로 적게 나타난다. 한편, ca. 2300 ^{14}C BP 이후의 고기온은 농경의 영향으로 인한 다양한 형태로 나타나고 있다(그림 2.1).

대암산 용늪 자료를 포함하지 않은 기온 아노말리 그래프 그림 2.2에서 소빙기(Little Ice Age)와 중세온난기(Medieval Warm Period) 등의 홀로신후기 기온 변화가 보다 뚜렷하게 나타나는 것을 알 수 있다. 그림 2.2 상에서 소빙기는 ca. 750 ^{14}C BP ~ ca. 350 ^{14}C BP(AD 1600 ~ AD 1200) 기간에, 중세온난기는 ca. 1200 ^{14}C BP ~ ca. 850 ^{14}C BP(AD 750 ~ AD 1100) 기간에 나타났다. ca. 1650 ^{14}C BP ~ 1200 ^{14}C BP (AD 300 ~ AD 750)는 저온 기간이었는데, 이 시기는 유럽에서 환경의 악화로 게르만족이 남하하였던 민족 대이동기(the Migration Period)와 일치하며 Bond event 1 시기에 준한다(Bond et al., 1997). 박정재(2010)의 결과는 2300 ^{14}C BP 이후의 농경의 영향과 교란을 고려하더라도 한반도에서도 전세계적인 기후변동 시기였던 소빙기, 중세온난기, 민족 대이동기가 모두 존재했으며 그 시기도 전세계의 다른 지역과 거의 일치한다는 점을 제시하고 있다.

2.2.5. 한국의 고기후(1,000년 전~1,900년)

2.2.5.1. 온도

한국의 소빙기(Little Ice Age)는 오재호(1999)와 김연옥(1985, 1998)의 연구결과에 언급되어 있다. 그들의 연구 결과에 의하면 1551 ~ 1650년, 1701 ~ 1750년, 1801 ~ 1900년은 다른 기간에 비해 상대적으로 한랭한 시기였으며(표 2.3), 이는 소빙기에 해당된다고 하였다.

소빙기란 현재부터 약 500 ~ 100년 전에 일어났던 전 지구 한랭현상이다(Oppo, 1997; Brookier, 2001). 이러한 한랭현상은 육상 및 해양퇴적물의 고기후 연구 기록에도 나타난다(Baker et al., 2002). 참고로 1860년 이후의 온난화 현상 또한 전 지구적인 현상이다. 소빙기는 1900년대에 비해 전지구의 온도가 약 1℃ 정도 낮았다(Keigwin, 1996; Kerr, 1998). 소빙기의 증거로는 네덜란드의 운하가 얼어붙었다는 역사적인 기록과, 해양, 호수 퇴적물 및 산악빙하의 확장 등이 있으며 1400년 이후 북반구의 온도는 약 0.5 ~ 1℃ 감소했다(Kerr, 1999). 산호를 이용한 Sargasso 해의 산소동위원소 분석결과에 의하면 소빙기인 1680 ~ 1750년 기간 동안 표층해수의 온도는 1 ~ 2℃ 정도 낮았음이 밝혀졌다(Keigwin, 1996). 현재 소빙기의 원인은 정확하게 알려져 있지 않지만 소빙기와 같은 전 지구적인 한랭현상은 1,000년 주기로 나타난다(Kerr, 1999).

Park et al.(2001)은 설악산에 서식하는 잣나무 연륜을 이용한 1657 ~ 1998년 기간 동안의 온도 복원을 하였다(그림 2.3). 그들의 연구 결과에 의하면 1700 ~ 1730년과 1830 ~ 1850년 동안이 가장 온도가 낮은 기간이었다. 이러한 두 기간은 "증보문헌비고"에서 기온하강의 지수로 사용하여 구한 냉량지수(cool index)를 50년 간격으로 집계하여 구한(김연옥, 1998) 소빙기의 시기와 잘 일치한다. 연륜 자료에 의하면 특히 1840, 1841, 1842년이 과거 300년간 가장 온도가 낮은 기간이었다(Park et al., 2001). 이러한 기간 또한 냉량지수(김연옥, 1998)가 다른 기간에 비해 높게 나타난다.

모델의 연구 결과에 의하면 소빙기의 대부분의 기간은 여름의 온도가 오늘날보다 서늘했다(Szeicz and MacDonald, 1995). 특히 1700 ~ 1710년과 1810 ~ 1860년은 오늘날보다 약 1 ~ 1.5℃ 온도가 낮았다(Szeic and MacDonald, 1995). 1700년경에는 태양활동의 감소가 있었다는 연구 결과도 있다(Druffel, 1982). 1500 ~ 1650년은 과거 3,000년 중 온도가 가장 낮았던 기간이며(Keigwin, 1996) 북미의 대 평원지역에 가뭄이 심했던 시기이기도 하다(Woodhouse and Overpeck, 1998). 특히 1700년대 말, 1800년대 초, 1840 ~ 1865년, 19세기 말은 북미지역에 풍성활동(aeolian activity)이 활발했으며 이는 가뭄이 심했음을 의미하기도 한다(Woodhouse and Overpeck, 1998).

표 2.3. 한국의 과거 1,000년간 기후변화(신임철, 2004; 임규호와 심현태, 2002; Jo, 2003).

시대(년)	온도(변화)	강수
1911 ~ 1996	온난	습윤
1890 ~ 1930		건조
1884 ~ 1910		건조
1840 ~ 1865		가뭄 심함(북미)
1830 ~ 1850	온도 가장 낮음(연륜자료)	강수량 많음(서울; 1830 ~ 1840)
1810 ~ 1860	1 ~ 1.5 ℃ 낮음(모델)	
1820		습윤
1801 ~ 1900	한랭	
1800년대 말		가뭄 심함(북미)
1800년대 초		가뭄 심함(북미)
1700년대 말		가뭄 심함(북미)
1783 ~ 1883		습윤
1701 ~ 1750	한랭	
1700 ~ 1730	온도 가장 낮음(연륜자료)	
1700 ~ 1710	1 ~ 1.5 ℃ 낮음(모델)	
1680		극심한 건조
1660		습윤
1650		집중호우 증가
1640 ~ 1760	과거 1,000년 중 가장 온도 낮음(북한)	
1600		극심한 건조
1551 ~ 1650	한랭	
1521 ~ 1530		과거 1,000년간 가장 건조(북한)
1520		습윤
1500년 초, 중반		습윤
1500 ~ 1650	과거 3,000년 중 가장 낮은 온도	가뭄 심함(북미)
1440		극심한 건조
1410		습윤
1400년대	과거 1,000년 중 가장 온도 낮음(북한)	
1000 ~ 1250	과거 1,000년 중 가장 온난(북한)	

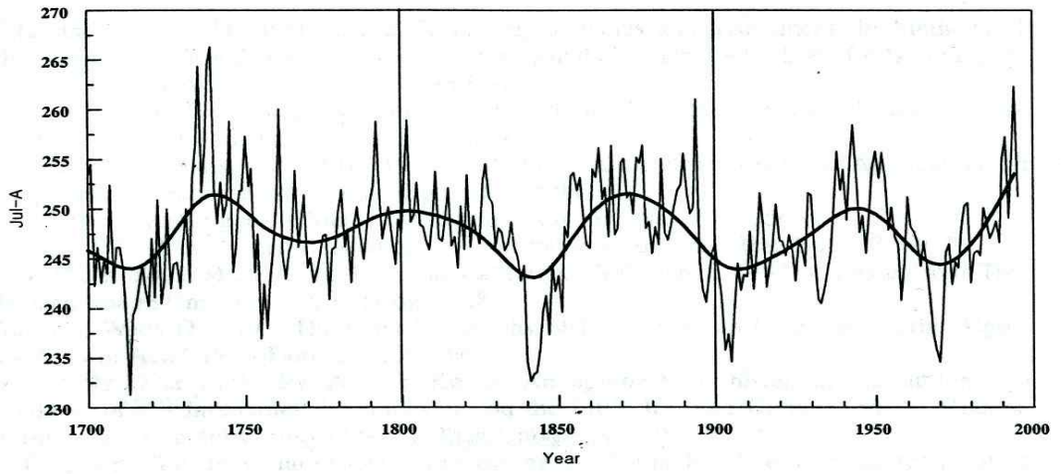


그림 2.3. 연륜을 이용한 7 ~ 8월 평균온도 복원(Y축: X10℃; 굵은 선은 50년 주기 스플라인 곡선을 의미함)(Park et al., 2001).

북한지방에서는 1000 ~ 1250년과 1900 ~ 2000년에 과거 1,000년 중 가장 온난했던 시기였다(Jo, 2003). 특히 1000 ~ 1250년은 중세 온난시기로서 전 지구 온난시기에 해당되는 기간이다. 또한 1400년대와 1500 ~ 1760년은 과거 1,000년 중 온도가 낮았던 시기이며 특히 1640 ~ 1760년은 과거 1,000년 중 가장 온도가 낮았던 시기이다(Jo, 2003).

전영신 등(2000)은 10세기부터 14세기까지 475년간 고려사에 기록된 황사 현상을 조사하였는데 고려시대의 황사관측 기록은 총 50건으로 나타났으며 조선시대의 황사관측 또한 총 57건으로 비슷한 빈도수를 나타낸다. 소빙기 동안에 일본 또한 황사활동이 매우 활발했다(Korotky et al., 2001). 역사적인 기록과 지질학적인 자료에 의하면 소빙기 동안 북대서양에서는 폭풍의 빈도수가 증가함이 발견되었다(Keigwin, 1996).

2.2.5.2. 강수

아시아의 과거 기후는 히말라야 산맥과 티베트고원의 크기 및 높이 변화와 북반구의 빙하의 부피 변화에 의해서 많은 영향을 받았다(Zhisheng et al., 2001). 아시아 여름 및 겨울 몬순의 강도는 과거에 많이 변했으며 이러한 몬순의 강도변화는 강수량의 변화와 대기 중의 먼지의 변화를 초래하여 아시아에 많은 환경변화를 야기했다. 특히 과거 1,000년의 기후변화는 태양의 방사(irradiance), 대기 중의 화산 에어로졸 변화, 해수의 순환변화 등이 그 주요인이다(Schimmelmann et al., 1998).

임규호와 심현태(2002)는 조선왕조실록의 기상빈도에 근거한 한반도의 기후를 연구하였다. 그들의 연구에 의하면 한반도는 1440년, 1600년, 1680년경은 극심한 건조기이었으며 반면에 1410년, 1520년, 1660년경은 습윤한 형태였다(표 2.3). 특히 비(눈)의 빈도는 1400년부터 1900년의 기간 중 1500년대 초 중반과 1820년대에 많았고 나머지 기간은 전반적으로 비슷한 분포를 보이고 있다(그림 2.4). 또한 1650년대에는 비(눈)의 빈도에 비하여 대우(대설)빈도가 높다. 이는 1650년대는 보통의 강우 강도 출현은 감소하였으나 최근의 집중호우와 같은 강수 형태가 빈번했던 기간으로 생각된다. 한반도에서 서리의 빈도는 1410년대 무렵, 1520년 이후, 1640 ~ 1670년대에 증가하였다.

1771 ~ 1996년 사이 서울의 연강수량에 관한 연구가 임규호와 정현숙(1992) 및 전종갑과 문병권(1997), Jung et al.(2001)에 의해 수행되었다(그림 2.5). 그들의 연구결과에 의하면 1783 ~ 1883년은 습윤 시기였으며 평균 강수량은 1,231 mm, 1911 ~ 1996년은 또 다른 습윤 시기였으며 평균 강수량은 1,316 mm이었다. 하지만 1884 ~ 1910년은 건조시기였으며 연 평균 강수량은 890 mm이었다. 특히 1900년대를 전후하여 약 25년 동안 연강수량이 적게 나타났다(Lim and Jung, 1992; Jung et al., 2001).

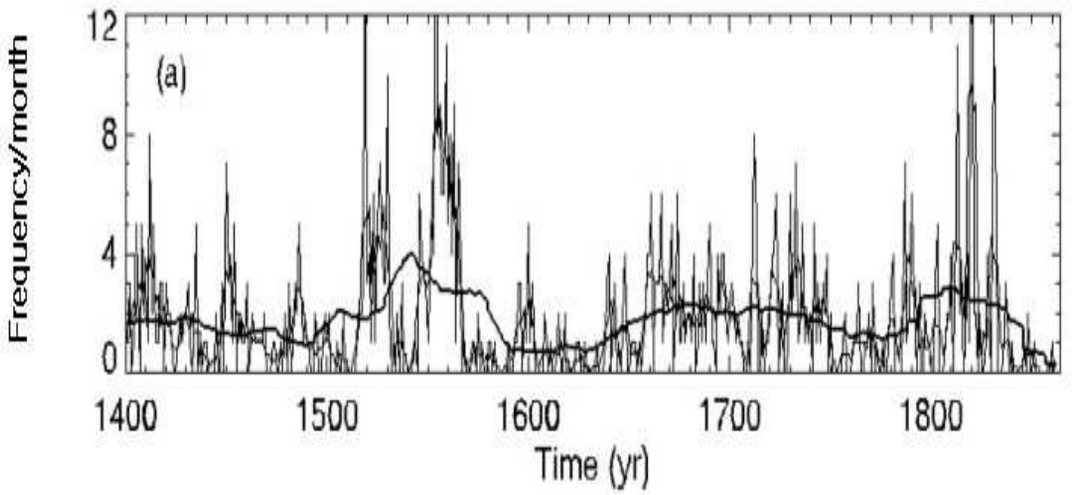


그림 2.4. 조선왕조실록에 근거한 비와 눈의 빈도수(임규호와 심현태, 2002).

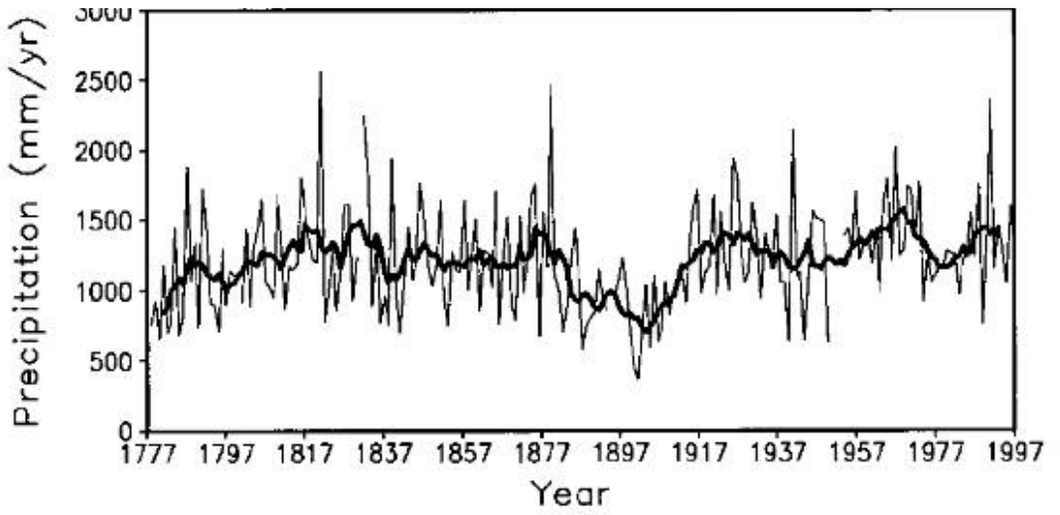


그림 2.5. 서울의 측우기(1777 ~ 1907년)와 현대 강우계(1908 ~ 1996년)에 의해 측정된 연 강수량(Lim and Jung et al., 2001).

1770 ~ 1907년간의 측우기 기록에 의한 서울의 강수량은 1830 ~ 1840년이 가장 강수량이 많은 기간이었다(Wada, 1917; Park et al., 2000). 서울의 연 평균 최대 강수량은 1821년(3,186 mm), 1832년(2,744 mm), 1839년(3,220 mm), 1879년(3,148 mm)이었다. 1821년 7월 서울에 집중호우로 인하여 1,410 mm의 강수량을 기록했으며 1832년 7월의 집중호우는 1,426 mm의 강수량을 기록하여 대홍수를 야기하기도 하였다(Wada, 1917; Park et al., 2000). 일본 또한 1830년대에 집중호우로 인하여 홍수를 겪었다. 1830년대 말은 과거의 역사 기록에 의한 자료에 의하면 일본의 북서지역과 일본의 중앙에 위치한 지역들은 가장 온도가 낮고 강수량이 많은 시기였다(Kim, 1992; Mikami, 1992).

소나무 연륜을 이용한 한국 중서부의 5월 강수량(1731 ~ 1995년) 복원에 의하면 19세기에는 습윤한 기간이 많았으며 20세기는 상대적으로 건조하였다(그림 2.6). 특히 1731년 이래 건조한 기간이 가장 오랫동안 지속된 시기는 1890년부터 1930년까지이었으며 이 기간 동안 강수량의 변동폭도 작았다(Park and Yadav, 1998).

북한지방은 1500 ~ 1600년은 봄과 여름 가뭄이 빈번히 발생했으며 특히 1521 ~ 1530년은 과거 1,000년간 가장 건조했던 시기였다(Jo, 2003).

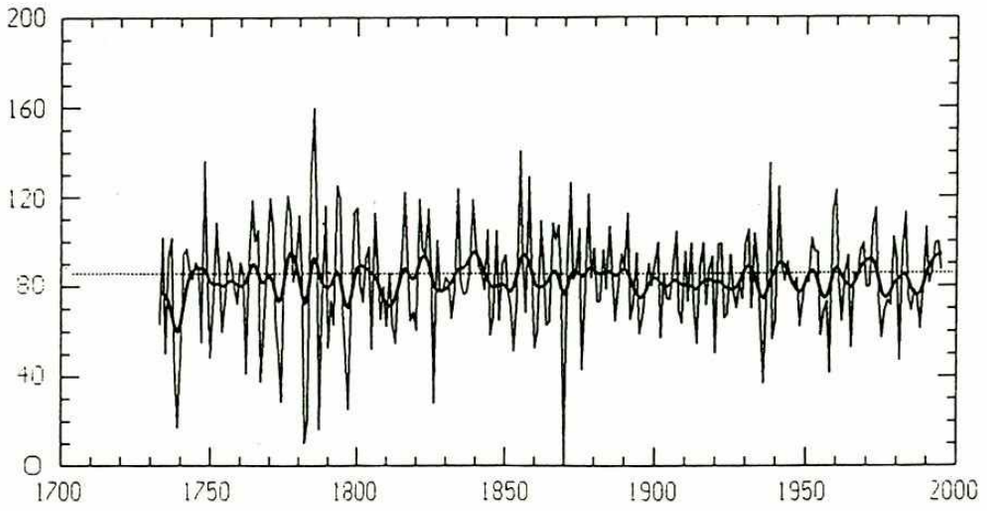


그림 2.6. 연륜을 이용한 5월의 강수량 복원(굵은 선은 10년 주기 스플라인 곡선)(Park and Yadav, 1998).

2.2.6. 결론

약 20,000년 전부터 현재까지 전 지구의 온도는 최대 약 5~7℃의 범위 내에서 변했으며 약 11,000~10,000년 전인 영거 드라이아스 한랭기, 약 6,000년 전인 홀로세 중기 기후 최적기, 약 500~1,000년 전인 중세 온난시기, 약 100~500년 전인 소빙기 등은 전 지구적으로 일어난 기후변화이다. 홀로세 중기 기후 최적기, 중세 온난시기, 소빙기 등에 대한 기후변화의 메커니즘은 태양복사열의 차이로 일부 설명하고 있지만 현재 잘 알려지지 않은 상황이다.

동해안 호수의 화분분석에서 한반도에서도 전세계적인 기후변동 시기였던 소빙기, 중세온난기, 민족대이동기가 모두 존재했으며 그 시기도 전세계의 다른 지역과 거의 일치한다는 점을 제시하고 있다.

이산화탄소의 대기 중 농도 또한 1900년 이전에는 300 ppm, 메탄의 대기 중의 농도는 700 ppb를 초과한 적이 없다. 하지만 현재 대기 중의 이산화탄소 농도는 약 375 ppm, 메탄의 농도는 약 1,700 ppb를 넘어서고 있다.

한반도의 과거의 기록 자료에 의하면 1551~1650년, 1701~1750년, 1801~1900년이 다른 기간에 비해 한랭(소빙기)기후가 나타나는데 이는 연륜 자료에 의한 한랭시기인 1700~1730년과 1830~1850년과 잘 일치한다. 한반도는 과거 1,000년간 가뭄과 습윤 형태를 반복했으며 매우 높은 강수량을 기록한 이상기후의 형태도 여러 번 나타났다.

해양의 고기후 자료에 의하면 약 11,000~10,000년 전에 매우 급격한 기후변화가 있었다. 동해의 해양퇴적물 자료의 결과에서도 과거 20,000년간 한랭과 온난현상이 여러 번 되풀이 되었다.

2.3. 기후변화 관측

2.3.1. 기온과 해수면 온도의 변화

2.3.1.1. 기온

전구평균 지표면 기온은 지난 200여 년 동안 크고 작은 변화를 보였다(그림 2.7). 그림에서 볼 수 있듯이 1800년대 중반부터 1900년대 초까지 뚜렷한 장기 변동성을 나타내지만, 그 후 거의 선형적인 증가 형태가 나타났다. 특히, 1961년 이후로 증가 경향성이 커져서, 최근 50년 동안의 온도 증가 폭은 1960년 이전 100년간의 온도 증가 폭과 비슷했다.

그림 2.8은 최저/최고기온과 일교차의 장기변화를 나타낸다. 1950년부터 2004년까지 최고기온은 10년 동안 0.14℃ 증가하였으며, 최저기온은 0.20℃ 증가하여, 최저기온의 증가폭이 0.06℃ 더 컸다. 결국 전구적인 기온 상승에 따라 최고/최저 기온이 모두 증

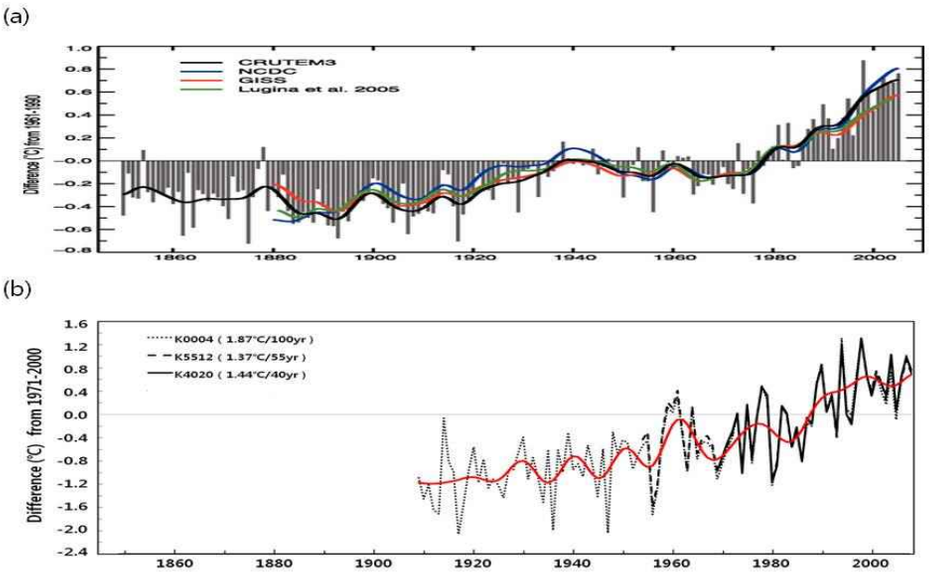


그림 2.7. (a) 1961 ~ 1990년 평균에 대한 1850년에서 2005년까지의 육상기온(℃)의 연평균 아노말리의 시계열. 곡선은 10년 주기로 변환된 값을 나타냄(푸른색 곡선은 Smith and Reynolds(2004), 붉은색 곡선은 Hansen et al.(2001), 녹색 곡선은 Lugina et al.(2005)를 나타냄). (b) 기간별 연평균 지표기온의 편차 시계열. 이 그림은 이명인과 강인식(1997)의 결과에 최근의 자료를 갱신하여 나타낸 것임. K0004, K5512, K4020은 각각 100년(1909 ~ 2008년)간 4개 관측소, 55년(1954 ~ 2008년)간 12개 관측소, 40년(1969 ~ 2008년)간 20개 관측소 자료를 의미한다. 시계열은 모두 평년(1971 ~ 2000년) 대비 편차로 나타낸 것이며, 그림의 왼쪽위에 선형추세(Linear trend)의 기울기를 표시하였다.

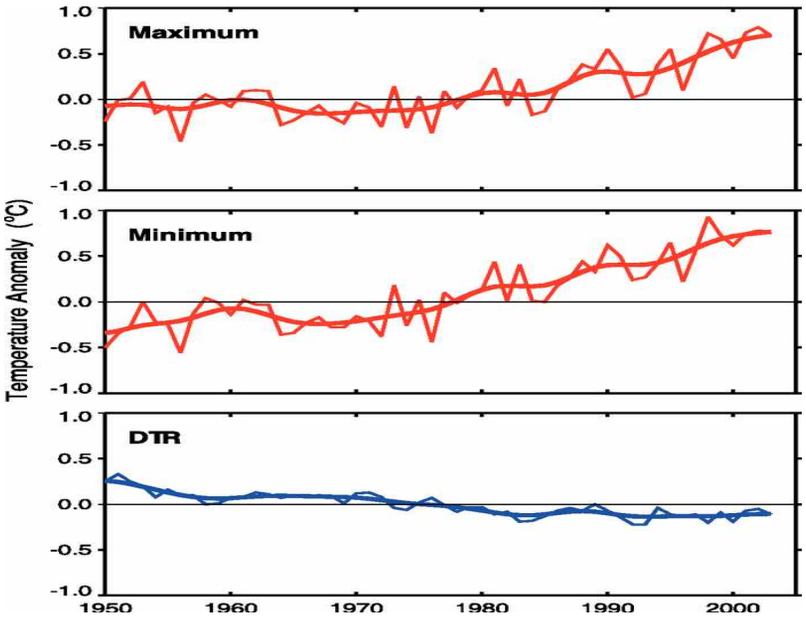


그림 2.8. 1961 ~ 1990년 평균에 대한 최저/최고기온과 일교차(℃)의 시계열. 곡선은 10년 주기로 변환된 값을 나타냄 (Vose et al., 2005).

가하지만, 최저기온의 증가폭이 더 크기 때문에 일교차는 10년 당 0.07℃ 정도 감소하는 것으로 나타났다 (Vose et al., 2005).

지표면에서 온난화 경향은 전구적으로 균질하게 나타나지 않고 지역별로 매우 다른 형태를 보여주고 있다(그림 2.9). 긴 분석기간(1901 ~ 2005년)과 상대

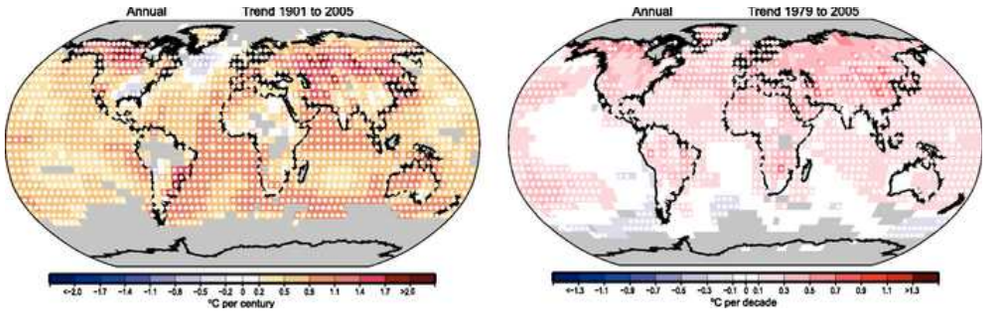


그림 2.9. 1901 ~ 2005년(왼쪽: ℃/100년)과 1979 ~ 2005년(오른쪽: ℃/10년) 동안 연평균 기온 증가경향(Smith and Reynolds, 2005).

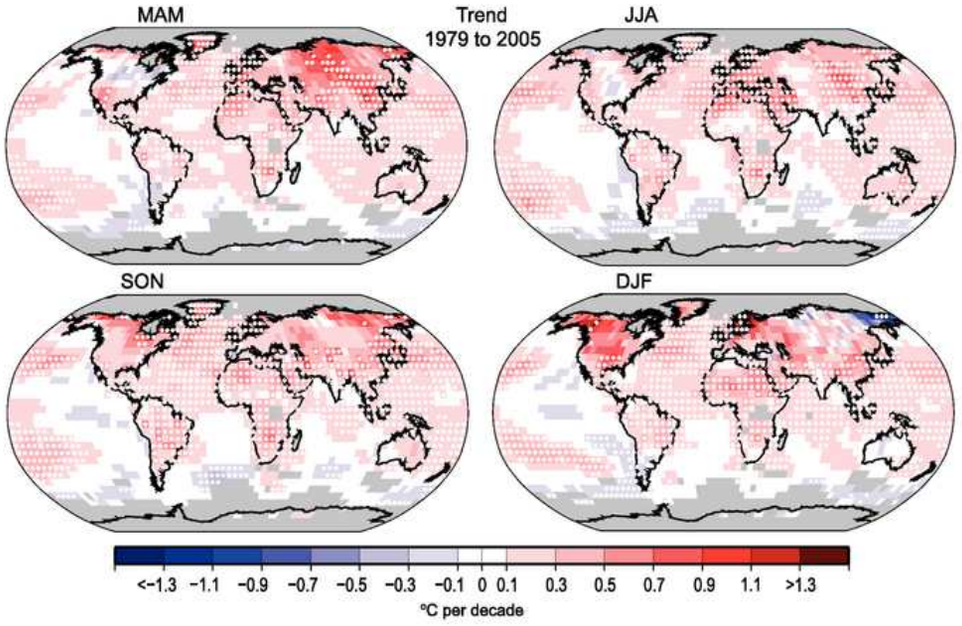


그림 2.10. 1979 ~ 2005년 사이 계절별(MAM, JJA, SON, DJF) 기온의 증가경향(℃/10년)(Smith and Reynolds, 2005).

적으로 최근의 짧은 분석기간(1979 ~ 2005년) 결과에서 공통적으로 발견되는 사실은 중·고위도 지역에서 온도 증가 경향이 더욱 두드러진다는 것이다. 주로 아시아 대륙 내부, 북아메리카 북서부, 남반구 중위도 해양지역, 브라질 남동부에서 큰 온도 상승이 나타난다. 이 중에서도 동아시아에서의 기온상승 폭이 지구 전체보다 더 크게 나타났다(Hulmen et al., 1994). 반면에, 중국 남동쪽 지역처럼 20세기 중반 이후 온도가 떨어지는 지역도 있었다(Ren et al., 2005). 이들 뚜렷한 특징 외에, 주로 해양과 남반구에서 온도가 하강하는 지역도 나타난다.

기온의 증가경향에는 지역별 차이와 함께 계절별 차이도 나타나고 있다(그림 2.10). 전반적으로 기온이 증가하는 경향성을 보이나, 봄철(MAM)에 북아메리카 지역과 겨울철(DJF)에 캄차카 반도 주변지역을 중심으로 기온이 하강하는 것을 볼 수 있다.

지난 100년 간 전구에 걸쳐 나타난 기온 상승 현상은 한반도 지역에서도 예외 없이 나타났다(그림 2.11). 그러나 기온 상승의 정도는 전구에서와 마찬가지로 지역에 따라 다르게 나타났다(그림 2.12). 주로 수도권 일대, 원주, 청주, 대전, 대구 등지에서 온도상승폭이 크다. 특히, 전종갑과 이광호(1992)에서는 서울에서의 기온상승이 가장 크다는 것을 보여주었다. 한반도 전체에서 기온이 상승하는 반면 경상북도 북서부 지역에서의 온도 하강도 눈에 띈다. 이와 같은 한반도 내에서의 지역적 기온변화 차이는 인구

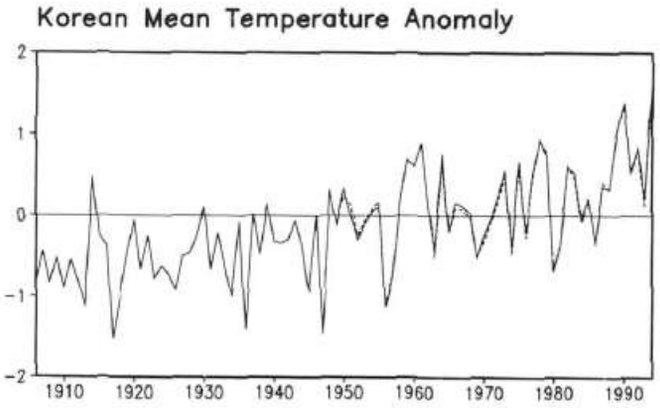


그림 2.11. 한반도 5개 기상대에서 관측된 연평균 지상기온 아노말리의 시계열(기준년도: 1951 ~ 1970)(이명인과 강인식, 1997).

증가율, 도시 성장률 등의 도시화 경향의 차이로 유발된 것으로 보인다(이명인과 강인식, 1997; 김경환 등, 2000). 한반도에서의 계절별 기온변화는 여름철에는 평균기온, 최고/최저기온의 뚜렷한 증가경향성을 보이지 않고 있다(표 2.4). 하지만 공간적으로는 뚜렷한 상승폭을 보인 지역도 있다. 평균기온은 서귀포(1.3℃), 원주(0.8℃), 제주(0.7℃) 순, 최고기온은 서귀포(1.5℃), 완도(1.4℃), 합천(1.1℃), 거창(1.1℃) 순, 최저기온은 서귀포(1.3℃), 제주(1.2℃), 보령(1.2℃), 원주(1.1℃) 순으로 각각 높은 기온상승을 보였다. 겨울철에는 여름철과는 반대로 평균기온, 최고/최저기온의 기온상승이 상대적으로 뚜렷하게 나타났다(표 2.4). 전국적으로 겨울철에 약 1.3℃ 가량 기온이 상승하였으며, 최고/최저기온도 1.4℃ 상승하였다.

2.3.1.2. 해수면온도

전구 평균된 해수면온도는 전반적으로 1900년대 이후 지속적으로 상승하는 경향성을 보이고 있지만, 일시적으로 1950년대에 수온이 낮아지는 시기도 있다(그림 2.13). 전지구적으로 가장 따뜻했던 해는 1998년으로 HadSST2(Hadley Centre Sea Surface Temperature Data), NCDC(National Climate Data Center), COBE-SST(Centennial in-situ Observation-Based Estimates of SSTs) 모두 각각 0.44℃, 0.38℃, 0.37℃ 높았다. 또한, 가장 따뜻했던 순의 다섯 개 해가 모두 1995년 이후에 나타났다.

해수면온도의 공간적인 변동의 차이는 기온 변동의 그것에 비해 더 명확하게 나타나고 있다. 전반적

표 2.4. 우리나라에서 여름철과 겨울철의 기온변화(기상청 관측자료).

요소(전국)	평년값 (1971~2000)	1970년대 (1973~1980) (a)	2000년대 (2001~2008) (b)	(b)-(a)
여름철 평균 기온(℃)	23.5	23.4	23.6	0.2
여름철 평균 최고기온(℃)	28.2	28.0	28.3	0.3
여름철 평균 최저기온(℃)	19.6	19.5	20.0	0.5
겨울철 평균 기온(℃)	0.4	-0.1	1.2	1.3
겨울철 평균 최고기온(℃)	5.9	5.2	6.6	1.4
겨울철 평균 최저기온(℃)	-4.3	-4.8	-3.4	1.4

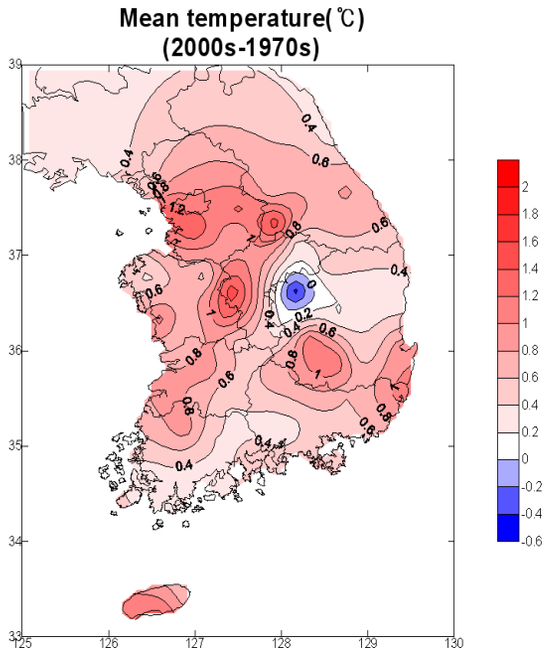


그림 2.12. 2000년대와 1970년대의 연평균기온 차이(기상청 관측자료).

으로 모든 해양에서 해수면온도가 선형적으로 증가한 경향을 보였으나, 남태평양과 동태평양에서는 5년 정도 해수면온도가 떨어지는 경향성도 보였으며, 해양마다 세부적으로는 다른 온도상승 형태를 보였다(그림 2.14). 이는 대양마다 영향을 받는 요소가 다르기 때문으로 생각된다. 태평양의 경우에는 ENSO가

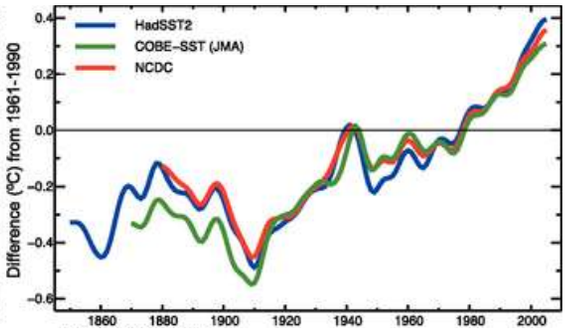


그림 2.13. 1961 ~ 1990년 평균에 대한 HadSST2 해수면온도 연평균 아노말리의 10년 주기 변동(푸른 곡선), NCDC 해수면온도 아노말리의 10년 주기 변동(붉은 곡선, Smith et al., 2005), 고베 해수면온도 아노말리의 10년 주기 변동(녹색 곡선, Ishii et al., 2005).

지배적으로 나타나고 있으며, 태평양 십년주기 진동(PDO, Pacific Decadal Oscillation)에 의한 영향도 받고 있다. PDO는 열을 열대 해양에서 고위도로, 해양에서 대기로 이동시키므로(Trenberth et al., 2002) 경향성을 크게 변화시키는 요소로 작용하고 있다. 대서양에서는 대서양 수십년주기 진동(AMO, Atlantic Multidecadal Oscillation)가 중요한 역할을 담당하고 있다(Folland et al., 1999; Delworth and Mann, 2000; Enfield et al., 2001; Goldenberg et al., 2001). AMO는 열염순환과 관련되어 있어 열을 북쪽으로 이동시킴으로써 열대의 가열을 해소시키고 고위도에 에너

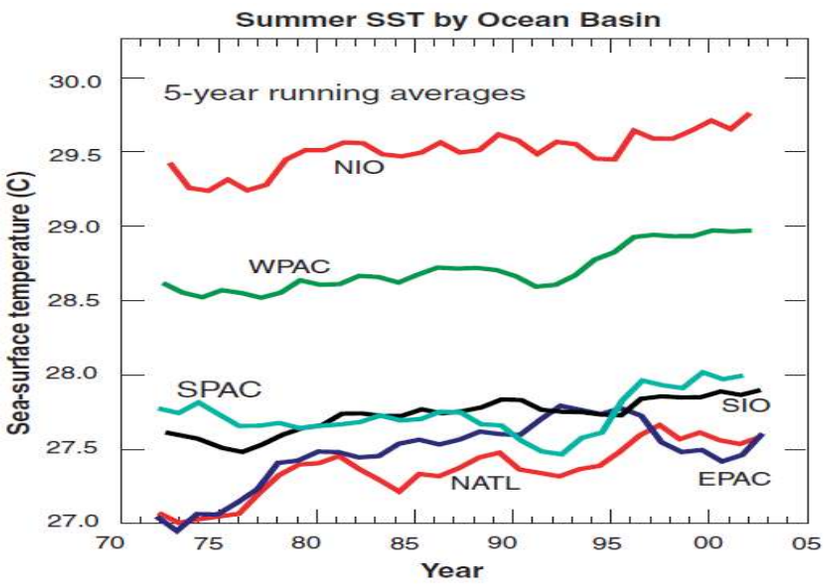


그림 2.14. 대양별 해수면온도의 5년 주기 변동(NIO: 북인도양, SIO: 남인도양, WPAC: 서태평양, EPAC: 동태평양, SPAC: 남태평양, NATL: 북대서양)(Webster et al., 2005).

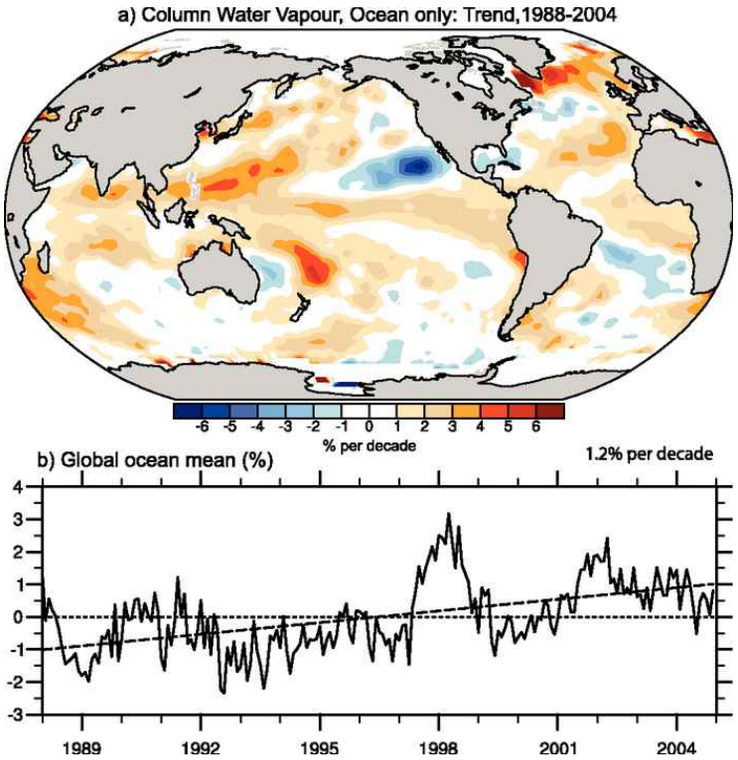


그림 2.15. 1988 ~ 2004년의 평균에 대한 가강수량 아노말리의 시계열(IPCC, 2007).

지를 공급한다.

특히, 한반도 주변 해역의 경우, 전구 평균 해수면 온도 상승에 비해 상대적으로 높게 상승하는 경향이 나타난다. 이러한 변화로 인해 직/간접적으로 태풍이나 집중호우의 세기가 강해질 가능성이 있다. 이에 대해서는 극한 날씨의 변화에서 자세히 살펴볼 것이다. 또한 해수면온도 변화는 한반도 해안도시의 기온 및 수증기 변화에도 영향을 주는 것으로 알려져 있다(강용균과 서영상, 1986; 한영호와 정정실, 1991).

2.3.2. 수증기 및 구름의 변화

2.3.2.1. 수증기

지표에서부터 적분된 수증기량은 매우 뚜렷한 격년변동을 나타낸다(그림 2.15). 특히, 열대지방에서 엘니뇨 기간에 일강수량이 1 ~ 2 mm 정도 증가하고 있다(Soden and Schroeder, 2000; Allan et al., 2003; Trenberth et al., 2005). 해양에서 수증기량의 변화는 10년에 약 1.2%정도 증가하는 경향을 보이고 있으나, 격년변동에 의한 영향이 크다. 공간분포에서는 압도적인 증가추세를 보이지만, 이 역시 ENSO에 의한 영향이 큰 것으로 생각된다.

대류권 상층에서의 수증기량은 1982년부터 2004년 사이에 증가하는 경향성을 보여주고 있다(그림 2.16). 또한 이 기간 동안 상대습도는 거의 변하지 않았으나 기온은 변하고 있다(Wong et al., 2000; Allan et al., 2003). 즉, 기온은 상승하였으나 상대습도가 변하지 않았으므로 결과적으로 상층에서 수증기량 증가를 의미한다.

분석 영역을 우리나라로 국한해서 살펴보았을 때, 상대습도는 과거 1970년대에 비해 최근 5.3% 감소하는 경향성을 보였다(표 2.5). 하지만 상대습도의 감소가 기온상승에 비해 작은 정도에 불과하여, 결과적으로 한반도 상공의 수증기는 최근 증가한 것으로 해석할 수 있다. 수증기가 증가한 이유로는 여러 가지를 들 수 있는데 온실가스 증가에 의한 지구 온난화가 그 이유 중의 하나이다. 인간 활동에 의해 이산화탄소, 메탄 등 온실가스의 증가로 인한 온도상승으로 수증기가 증가하면, 수증기 자체가 강력한 온실가스

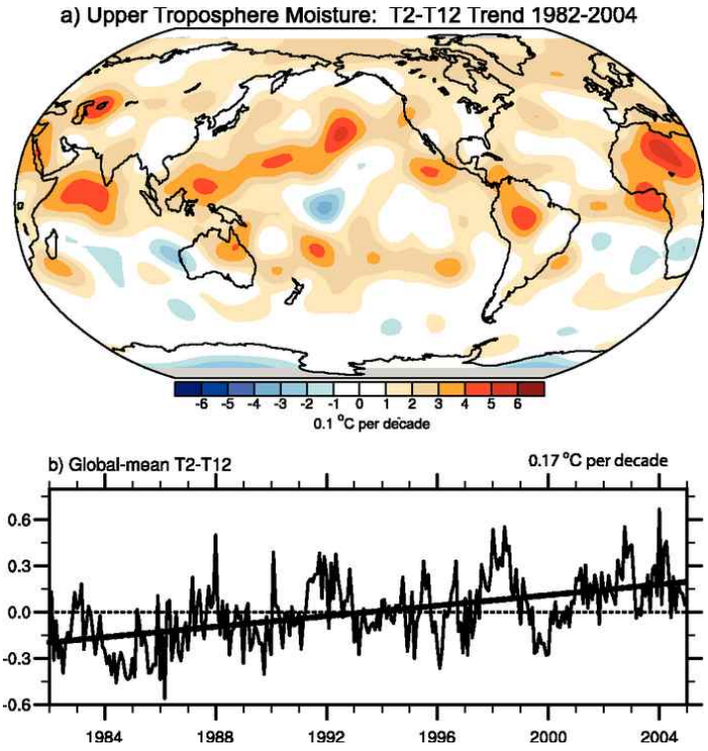


그림 2.16. 1982 ~ 2004년의 평균에 대한 대류권 상층에서의 수증기량 아노말리의 시계열(IPCC, 2007).

표 2.5. 전국 평균 습도 및 강수량의 변화(기상청 관측자료).

요소(전국)	평년값 (1971 ~ 2000)	1970년대 (1973 ~ 1980) (a)	2000년대 (2001 ~ 2008) (b)	(b) minus (a)
연간 습도(%)	70.8	72.3	67.0	-5.3
연간 강수량(mm)	1315.9	1255.0	1414.1	159.1(13 % 증가)

이므로 대기의 온도가 더욱 상승하게 되며 이로 인해 수증기는 더욱 증가하게 된다. 또한 에어로졸의 간접 효과 또한 그 원인으로 들 수 있을 것이다. 에어로졸은 대기 중에서 구름 응결핵으로 작용하게 되는데 인간 활동으로 인해 에어로졸이 많아지면 대기 중의 구름 응결핵이 많아지게 되어 많은 구름방울들이 임계반경에 이르는데 실패하게 되어 강수가 지연된다(Gong et al., 2007). 즉, 에어로졸이 대기 중의 수증기를 더 많이 잡아두게 되어 결과적으로 대기 중의 수증기가 증가하게 된다. 이러한 수증기의 증가와 함께 2000년대에 들어서면서 과거에 비해 한반도 전체 강수량은 약 13% 증가했다.

2.3.2.2. 구름

대부분의 대륙지역에서 최근에 전운량이 증가하는 경향성을 보이고 있다(Henderson-Sellers, 1992; Sun, 2003; Dai et al., 2006). 전구적으로 구름량의 변화와 강수량의 변화는 상관계수(r)가 0.5로 비교적 높은 상관관계를 보이고 있다(그림 2.17). 하지만 이러한 높은 상관관계는 남반구에서의 높은 상관관계 때문인 것으로 생각된다. 실제로 북반구에서는 r=0.36으로 남반구에서의 r=0.82보다 훨씬 낮은 것을 확인할 수 있다.

한편, 에어로졸의 증가에 따른 에어로졸의 제2 간접적 효과(Albrecht, 1989)에 의하면 인간 활동에 의

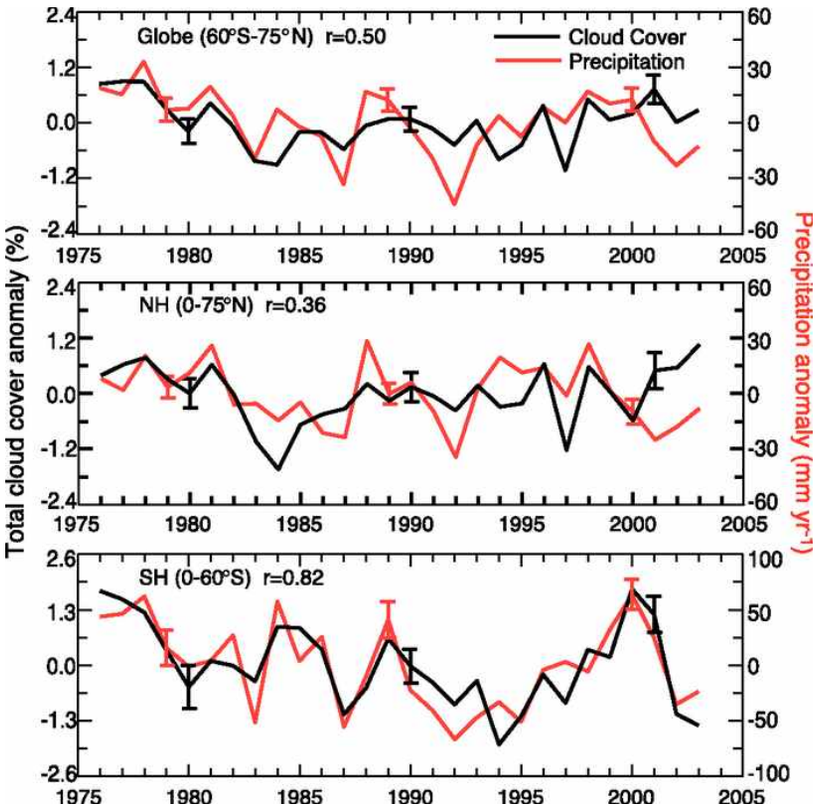


그림 2.17. 1976 ~ 2003년 사이 전구(60°S ~ 75°N), 북반구, 남반구 육상에서 운량과 강수량의 연평균 아노말리(Dai et al., 2006).

한 에어로졸(구체적으로 구름 응결핵)의 증가가 구름의 강수 효율을 감소시켜 구름의 지속시간을 연장함으로써 지구 냉각화에 기여할 수 있다고 알려졌다.

Menon et al.(2002) 연구에 따르면 GISS 기후모델에 기반을 두었을 때, 블랙카본 에어로졸이 남동 아시아 지역에서의 강수는 증가시키나 북동 아시아 지역에서의 강수는 억제시키는 것으로 밝혀졌다. 또한, Cheng et al.(2005)은 온실가스 및 해수면 온도 증가 효과와 에어로졸 간접 효과 모두 중국 남부 가뭄 지역에서의 하층 운량과 강수에 영향을 주고 있음을 밝혔다. 반면, 증가된 해수면 온도와 온실가스 효과는 중국 동부지역의 홍수발생에 영향을 미치는 것으로 나타났다. Ramanathan et al.(2005)은 대기갈색구름(Atmospheric Brown Clouds, ABC)에 포함되어 있는 복사 흡수 에어로졸 성분들(예를 들어, 블랙카본 등)이 기후와 물순환에 주요한 역할을 하며, 온실가스로 인한 지표 기온 상승의 약 50%가 억제되고 있음을 밝혔다. 특히, 이 지역에서 현재 오염배출량 증가가 그대로 유지된다면, 향후 가뭄 주기가 2배 이상 증가할 것이라고 주장하였다. 그러나 이는 대부분 모델을 이용한 연구결과이며, 실제 관측을 이용한 연구를 찾아보기 어렵다. Gong et al.(2006)에서는 중국에서 일주일 주기로 나타나는 에어로졸과 일교차의 변동을 보이고 건조한 겨울보다 습한 여름에 구름과 밀접하게 연관된 에어로졸의 간접효과가 더 작용하기 쉬움을 주장하였다. Gong et al.(2007)에서는 에어로졸 농도가 주중에 증가하면 복사가열에 의해 중층 및 하층 대류권이 불안정해지며 이로 인한 환기효과로 주말에는 대기경계층의 에어로졸 농도가 감소하게 되어 주중에 비가 적게 내리고 주말에 비가 많이 내리게 되는 에어로졸과 기상장의 상호작용을 설명하였다. Rosenfeld et al.(2007)가 지난 수십 년 동안의 에어로졸 증가에 의해 중국의 산악형 구름의 강수효율이 감소했음을 밝힌 바 있다. 비슷한 연구가 국내 연구진에 의해 수행되고 있으나 학술지에 발표된 바는 아직 없다. Choi et al.(2008a)에서는 스펙트럼 분석을 통해

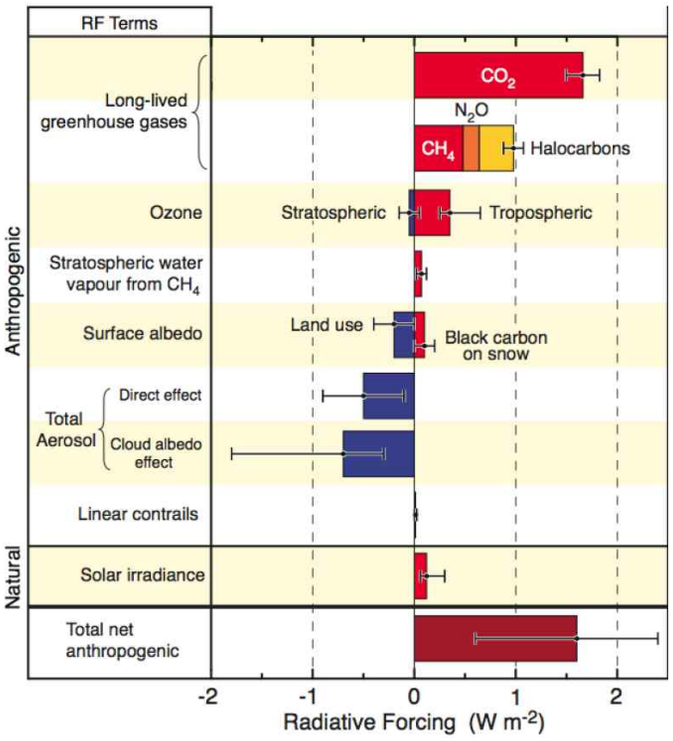


그림 2.18. 1750년과 2005년 사이에 기후변화 복사강제력의 주요 요소(IPCC, 2007).

중국에서 나타나는 에어로졸 및 기상장의 일주일 주기가 자연적인 것이 아닌 인간 활동에 의한 것이라는 주장을 뒷받침했다. Choi et al.(2008b)은 단기간의 에어로졸의 증가는 혼합운(mixed cloud)의 운량, 구름유효입자반경, 구름광학두께, 운정고도의 증가와 양의 상관관계가 있으며 하층 수운(liquid cloud)의 감소와 중층의 빙정운(ice-mixed cloud)의 증가와도 마찬가지로 양의 상관관계가 있음을 밝혔다. Choi et al.(2008c)에서는 여름에 한국에서 나타나는 구름의 일주일 주기가 장기간에 걸쳐 변화하였음을 밝혔으며, 산업화에 따른 에어로졸 농도의 증가만으로는 이 변화가 완전히 설명되지 않으며 그 외의 요인으로 중국으로부터 유입되는 구름, 에어로졸 종류의 변화 및 배경 기상장 등을 제시하였다. Ho et al.(2009)에서는 여름에 중국 북동부 지역에서 나타나는 구름 및 관련 기상장의 일주일 주기가 장기간에 걸쳐 변화하며 이것이 지역적 온난화와 상관관계가 있음을 밝혔다. Kim et al.(2009)에서는 한국에서 나타나는 에어로졸 및 기상장의 주말효과가 가을에 특히 강해진다는 것을 밝혔으며, 이 또한 중국으로부터 유입되는 에어로졸의 긴 범위 이동이 일주일 주기로 나타나는 에어로졸과 기상장 사이의 상호작용에서 하나의 변수로 작용할 수 있다고 주장하였다.

2.3.3. 복사장의 변화

복사장의 변화는 기후변화 요인들의 직간접적 영향을 받아 에너지 수지 및 순환장의 변화를 직접적으로 유도한다. 그러므로 이를 야기하는 원인을 파악하는 것은 현재의 기후변화를 이해하고 더 나아가 미래 기후를 예측하는데 중요한 근거가 된다. 이런 복사장의 변화를 가져올 수 있는 원인은 크게 자연적인 영향과 인간에 의한 영향으로 나눌 수 있다(그림 2.18).

자연적인 요인으로는 태양 주위를 도는 지구궤도의 변화나 태양 흑점 주기에 따른 태양 자체의 변화 등을 들 수 있는데, 그 영향이 크지 않다. 반면, 인간의 활동은 대기의 온실가스, 에어로졸, 구름, 그리고 식생의 양적 변화를 가져올 수 있다. 이는 지구 알베도에 영향을 주어 지구로 들어오는 태양복사량을 변화시키거나 외부로 방출되는 장파복사의 양을 바꿀 수 있다.

복사량은 위성관측과 지상관측을 통해 이루어지고 있다. 위성 자료를 이용한 복사 수지 관측은 지구규모 관측이 가능하다는 장점이 있지만 자료의 기간이 1970년대 이후로 제한된다는 단점이 있다. 또한 자료의 정확도, 관측기기의 검정 문제 등이 여전히 논란의 대상이 되고 있다. 반면 지상관측 자료는 관측의 시간 해상도와 정확도를 보장할 수 있으나 공간적으로 조밀하지 못하여 국지 기후의 특성에 좌우될 가능성이 있다.

세계 각지의 지상관측소 자료를 이용하여 지표 복사 평형에 어떠한 변화가 있었는지를 살펴보면 1960년 이후 1990년 까지 매 십 년 마다 평균 7 Wm^{-2}(1.3%) 정도씩 하향 태양복사량이 감소하고 있음을 알 수 있다(Gilgen et al., 1998; Liepert, 2002). 이러한 감소 추세는 유럽, 오스트레일리아, 러시아, 중국 등 여러 지역에서 나타나고 있지만 감소량은 지역적인 차이를 보인다(Ren et al., 2005). Alpert et al.(2005)에 따르면, 인구가 10만 명 이상인 지역에서는 연 0.41 Wm^{-2}의 감소율을 보이는 반면 10만 명 미만인 지역에서는 연 감소율이 0.16 Wm^{-2}로 나타났다. 이러한 결과는 하향 태양복사량의 감소가 인간의 인위적 활동과도 관계가 있음을 시사하고 있다. 즉, 지표에 도달하는 태양복사량의 감소 원인은 인위적 활동에 의해 에어로졸 및 운량이 증가하여 알베도가 커졌기 때문으로 추정된다.

그러나 1990년 이후 이미 산업화가 이루어져서 에어로졸이 감소하고 있는 유럽지역을 중심으로 7 Wm^{-2} 정도의 태양복사량이 증가했다는 연구결과가 있다(Wild et al., 2004; 2005). 반면에 아직 산업화가 진행되고 있는 인도와 중국 양쯔강 이북을 중심으로는 여전히 태양복사량의 감소가 나타나고 있다(Ohmura, 2006). 특히 중국지역의 경우, 에어로졸 광학두께(AOD)가 1960년에 0.38, 1990년에 0.47, 그리고 2005년에는 0.72까지 계속 증가 추세를 보이고 있다. 이는 대기 상한에서 반사되는 복사량은 증가시키고, 지표면에 도달하는 태양복사량을 감소시키기 때문이다(Luo et al., 2001; Zhao et al., 2006; Liu et al., 2007). 그 결과 중국의 부도심지역에서는 에어로졸에 의해 약 30 Wm^{-2}의 태양복사량이 감소하고 있다고 보고된 바 있다(Xia et al., 2007). 동일기간 동안 위성 및 지상관측들 역시 에어로졸과 구름의 변화 및 그에 따른 태양복사량의 변화를 보여준다(Wang et al., 2002b; Wielicki et al., 2002; Rossow and Duenas, 2004; Norris, 2005; Pinker et al., 2005).

우리나라는 편서풍 지대에 위치하여 중국 및 다른 동아시아 지역으로부터 나오는 에어로졸의 영향을 많이 받고, 이것은 한반도 지역의 태양복사량 감소에 상당한 영향을 끼친다. 2003년 5월 시베리아 지역에 큰 산불이 발생하였고, 이때 방출된 다량의 에어로졸이 한반도까지 이동하여 에어로졸 광학두께가 평소 3배 이상 증가하였다. 증가한 에어로졸은 태양복사량을 산란 또는 흡수하여 결과적으로 지표면에 도달하는 태양복사량을 절반 이상(57%) 감소시켰다(Lee et al., 2005). 특히 우리나라는 봄철 중국 지역으로부터 황사의 영향을 받아 높은 에어로졸 농도를 보인다. Kim et al.(2010)은 우리나라 도심의 배경지역과 도로변에서 전체 에어로졸(TSP)과 직경 10 μm 이하(PM10) 및 2.5μm 이하(PM2.5)의 에어로졸 농도를 측정하였는데(표 2.6) 봄철에 가장 높은 에어로졸 농도를 보이고 있다.

연도별로 살펴보면 전체 에어로졸 농도가 1996년부터 2000년대 초반까지 증가추세를 보이고 있으나 2002년을 기점으로 하여 그 농도가 감소하고 있는 것으로 나타났다. 한반도는 지형학적 특성으로 인해 외부로부터 이동해 오는 에어로졸의 영향을 지속적으로 받고 있음에도 불구하고 에어로졸 농도가 감소하고 있다는 것은 한반도 내 에어로졸 방출량이 감소하고 있다는 것을 의미하는데, 이는 향후 미국이나 유럽의 선진국들처럼 태양복사량이 증가할 수 있음을 시사한다.

기상청이 제공한 기상연보에 따르면 한반도의 지상기온은 30년 전에 비해 전반적으로 상승한 것으로 보인다. 이는 운량의 감소로 인한 일사량의 직접 효과로 볼 수도 있지만, 전반적으로 일조시간도 함께 감소하고 있으므로 지상기온의 변화를 복사량만으로 설명하기는 어렵다(기상청, 1982 ~ 2007). 이효정과 김철희(2009)는 1986년부터 2005년까지의 서울과 부산에 나타나는 일조 시간 감소를 에어로졸 간접 효과

표 2.6. 도심의 배경지역(U-BG)과 도로변(U-RS)에서 전체 에어로졸(TSP)과 직경 10 μm 이하(PM10) 및 2.5 μm 이하(PM2.5)의 에어로졸 농도의 계절별, 연도별 변화(Kim et al., 2010).

	TSP		PM10		PM10-25		PM25	
	U-BG	U-RS	U-BG	U-RS	U-BG	U-RS	U-BG	U-RS
Seasonal trend								
Spring	118	139	84.0	91.7	49.5	57.2	34.6	34.7
Summer	78.0	86.1	49.2	61.1	25.7	34.1	23.7	27.0
Fall	76.8	90.6	47.0	63.9	26.3	36.6	20.7	27.5
Winter	86.6	117	53.7	79.4	30.9	44.7	22.7	34.8
Annual trend								
1996		65.1	52.1					
1997		69.4	87.3					
1998	66.1	62.1	90.0					
1999	67.6	75.1	70.4					
2000	90.5	86.0	64.9	76.4				
2001		120	73.0	70.0				
2002	125	132.5	78.4	87.5	38.9	50.6	41.1	37.5
2003	99.6	107.7	73.1	78.8	37.6	40.2	36.2	38.9
2004	66.2	101.6	39.4	72.2	23.5	39.5	16.4	33.2
2005	73.3	104.2	43.5	65.1	27.8	43.2	16.2	22.6
2006	79.3	97.7	52.9	59.3	36.9	35.8	17.4	23.3

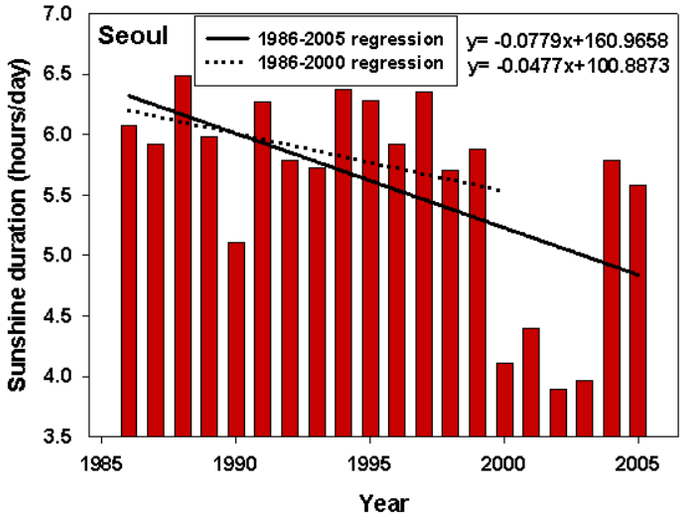


그림 2.19. 일조량의 연변화: 서울, 1986 ~ 2005년(이효정과 김철희, 2009).

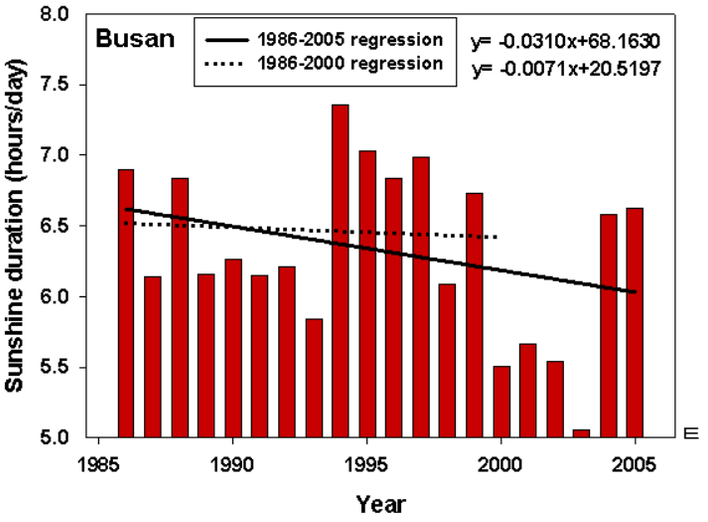


그림 2.20. 일조량의 연변화: 부산, 1986 ~ 2005년(이효정과 김철희, 2009).

로 설명하고 있다(그림 2.19, 그림 2.20). 즉 인류기원 에어로졸의 증가로 인해 구름의 강수효율이 감소되면서 운량이 증가하고, 이는 일조시간의 감소로 이어진다. 그러나 일조시간만으로는 정확한 복사 수지의 변화를 논할 수 없다는 단점이 존재한다.

기상청 산하의 각 지역 기상대의 자료는 관측 기간이 길지만 일조량만을 관측하고 있어 복사 수지를 정확하게 진단하기에는 부족하다고 판단된다. 안면도 등에 위치한 지구대기감시관측소는 1990년대 말부터 세계기상기구(WMO, World Meteorological Organization)의 지구대기감시망(GAW, Global Atmosphere Watch)에 참여하여 에어로졸, 대기 화학 성분, 복사 수지 등을 체계적으로 관측하고 있으나, 기후 변화 연구에 사용하기에는 관측 기간이 짧은 문제점이 있다. 지속적이고 일관된 장기 관측을 통해 에어로졸 및 구름의 복사강제력 변화들의 관측 불확실성을 줄일 수 있을 것이다.

동아시아 규모의 복사 수지 역시, 위성 자료의 정확도가 확보되고 AERONET 등에서의 지상 관측 기간이 충분히 길어지기 전에는 다른 기상 변수의 관측에 의한 간접적인 진단이나 수치모델 실험에 의존해야한다. Mukai et al.(2008)은 기후모델을 이용한 민감도 실험을 통해 동아시아 지역의 인류기원 오염물질이 기후에 어떠한 영향을 주는가에 대한 모델링 연구를 수행하였고, 온실가스와 에어로졸이 구름의 공

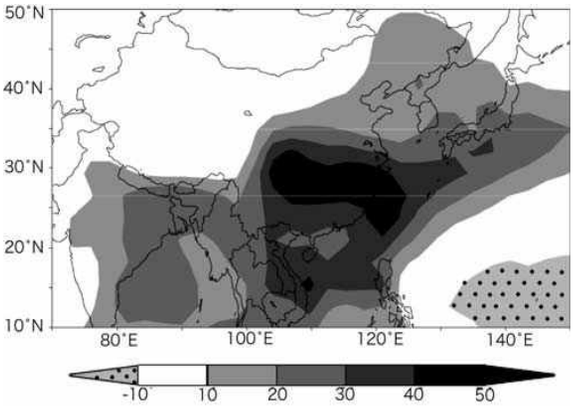


그림 2.21. 연평균 구름 광학 두께(cloud optical thickness)의 변화; 현재(2000년)와 산업혁명 이전(1850년) 사이의 인위적 에어로졸 배출자료를 사용하여 모의한 결과의 차이(Mukai et al., 2008).

간적 분포의 변화를 통해 기후를 변화시키고 있음을 보였는데, 특히 중국 화남지방에서 가장 두드러지게 나타났다(그림 2.21).

2.3.4. 강수와 가뭄의 변화

2.3.4.1. 강수

2.3.4.1.1. 한반도 강수의 시간적 특성

한반도의 강수는 여름철 강수량이 연 강수량의 50% 이상을 차지하며 여름 강수량의 대부분이 장마

기간에 집중되어 내리는 특성을 갖고 있다. 허창회와 강인식(1988)은 한반도 강수의 변동 특성을 보이기 위해 26개 관측소에서 1963 ~ 1985년 기간 동안 관측된 일강수량 자료를 분석하였다. 그림 2.22(a)는 우리나라 평균 강수의 계절 변화를 표현하고 있다. 그림에서 확인할 수 있듯이 여름철 동안에 두 장마와 그 사이 기간에 휴식기가 존재함을 알 수 있고 겨울의 강수량은 다른 계절에 비하여 현저하게 적으며, 봄에는 약간의 강수량 증가를 볼 수 있다. 또한 5월 말 경 잠시 강수량이 감소하는 기간(늦봄의 건기)이 있음을 알 수 있다. 6월 말과 7월 초의 강수량은 50 mm/5-day 정도로 6월 중순에 비하여 4배 이상 크게 증가한다. 그러나 7월 말에는 7월 초에 비하여 절반 가까이 감소하고, 8월 중순에 다시 증가하기 시작하여 8월 말에는 짧은 기간 동안 7월 초보다 더 많은 55 mm/5-day 이상의 강수량을 보인다. 9월에 이르러 강수량은 지속적으로 감소하여 9월말에는 봄철의 강수량보다 더 적어진다.

우리나라 평균 강수량이 매년 어느 정도 변하는지 26개 지점 평균 반순 강수량 시계열의 연별 표준편차를 통해 확인할 수 있다(그림 2.22(b)). 그림 2.22의 (a)와 (b)를 비교할 때 26개 지점 평균 반순 강수량의 연별 표준편차는 여름철을 제외하고는 강수량보다 큰 값을 갖는 것을 알 수 있다. 특히 1월과 2월, 9월, 그리고 10월에 표준편차가 강수량보다 훨씬 크게 나타나며 여름철의 두 장마기간의 경우 표준편차의 절대값이 다른 기간에 비하여 몇 배 이상 큼을 알 수 있다.

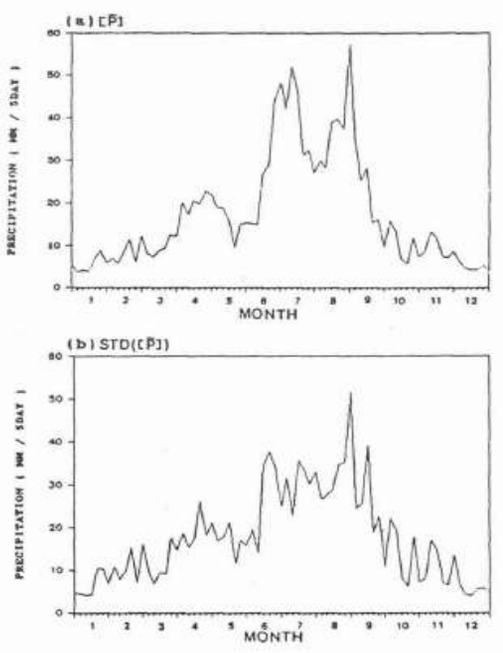


그림 2.22. (a) 한반도 26개 관측 지점의 평균 반순 강수량의 23년(1963 ~ 1985) 시계열, (b) 평균 반순 강수량 시계열의 연별 표준편차(허창회와 강인식, 1988).

2.3.4.1.2. 한반도 강수의 공간적 특성

그림 2.23은 강수량의 시간 평균값으로서 각 지점의 연평균 강수량을 보인 것이다(허창회와 강인식, 1988). 26개 지점에서 계산된 우리나라 총 연평균 강수량은 약 1,287 mm이다. 지점별 연평균 강수량을 살펴보면 서울과 강원도 일부지역, 대전, 경상남도, 전라남도의 동부지역, 그리고 제주도에서 연 1,300 mm 이상의 강수량을 보인다. 그러나 경상북도와 목포에서는 연 1,100 mm 이하로 상대적으로 적은 양의 강수량을 보이며 진주와 부산 그리고 서귀포는 연 1,500 mm 이상의 강수량을 기록하여 우리나라 최고의 다우지역으로 나타났다.

Ha et al.(2007)은 한반도 강수량 변동의 시·공간적 특성을 확인하기 위하여 한반도 지역 73개 종관 관측소 및 391개 자동 기상 관측소(Automatic Weather Station) 자료를 분석하였다. 특히 강수량 구조의 특성을 연안지역과 내륙지역으로 구별하여 그 변동 특성을 살펴보았다. 그림 2.24는 총 4년(1999 ~ 2002) 동안 5월에서 9월 기간에 연안지역과 내륙지역에서 평균된 월별 누적 강수량 분포를 보인 것으로서, 연안지역의 강수량이 내륙지역의 강수량보다 크다. 이것은 연안지역에서 강수를 유도하는 중요한 기작 중의 하나인 산악효과에 기인한 것으로 추정할 수 있다. 연안지역과 내륙지역 모두 8월에 가장 큰 값을, 5월에 가장 작은 값을 보이고 있다. 기존 연구에서처럼 한반도 지역에서의 연중 강수량은 7월 장마전선의 영향, 8월의 집중호우, 그리고 태풍의 영향으로 인한 9월 강수로 집중되고 있다(Lim et al., 1997). 8월 강수량은 연안지역보다 내륙지역에서 더 큰 값을 보이고 있는데 이것은 이 기간 동안의 장마 후 집중호우에 기인한 것으로 판단된다(Sun and Lee, 2002).

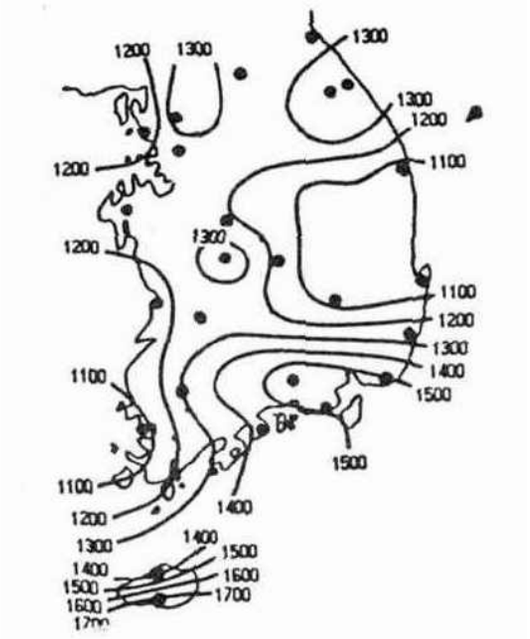


그림 2.23. 각 관측 지점의 23년간(1963 ~ 1985)의 연평균 강수량 분포(허창회와 강인식, 1988).

2.3.4.1.3. 한반도 장마 변동 특성

우리나라의 장마는 동아시아 여름몬순으로 발생하는 계절 현상으로 비슷한 지역에 위치한 중국과 일본에서도 같은 시기에 많은 비가 내린다. 우리나라 장마의 발생원인은 여름철 오호츠크해 고기압과 북태평양 고기압 사이에서 뚜렷한 전선이 생기며 서쪽으로 뻗어 나온 북태평양 고기압으로부터 불어 올라오는 남서기류와 상층의 북서기류 사이에 강한 수렴대가 형성되어 하층 전선대와 수렴대로 인해 장마가 발생하게 되는 것으로 알려져 있다(김광식, 1992).

1995년 기상청에서 발간한 장마백서는 장마를 "장마전선의 영향을 받아 비가 오는 것"으로 정의하고 있다. 장마기간의 강수는 산악 등 지형의 영향을 받아서 어느 지역에 집중되어 내리며 그 지역에 커다란 인명 및 재산상의 피해를 끼친다. 우리나라에서 장마는 대체로 6월 하순에서 7월 하순까지 나타나지만 해에 따른 변화가 매우 큰 것으로 알려져 있다(이현영과 이승호, 1993). 장마는 매년 반복되는 계절적 현상임에도 불구하고 매년 그 시작 시기, 지속 기간 그리고 강수량 등이 매년 다르고 불규칙적이기 때문에 장마의 변동 특성을 규정하는 것은 매우 어려운 일이다. 그러므로 현재까지도 장마기간 동안의 시간과 공간적으로 다양하게 변화하는 강수발생 변동 특성의 이해와 나아가 집중호우의 예측에 대한 연구는 어려운 과제로 남아있다. 예를 들어, 1960년대와 최근 30년 장마기간 동안의 강수 변동 특성을 비교해 보면 장마철 동안 비가 온 날의 비율이 1960년대 62%에서 최근 30년 동안 56%로 줄었으며 장마기간 동안의 평균 일강수량도 17.9 mm에서 12.3 mm로 줄었다(류상범, 2001).

그림 2.25(a)는 강한 장마와 약한 장마 기간 동안 합성된 해면기압의 차이를 보인 것이다(하경자 등, 2003). 북서 태평양, 남부 일본, 만주 북쪽으로 유의한 양의 기압 아노말리 지역이 있는데 이는 강한 장마의 특성이 북태평양 고기압과 우리나라 북쪽으로의 이동성 고기압의 활동에 함께 관련되어 있음을 보

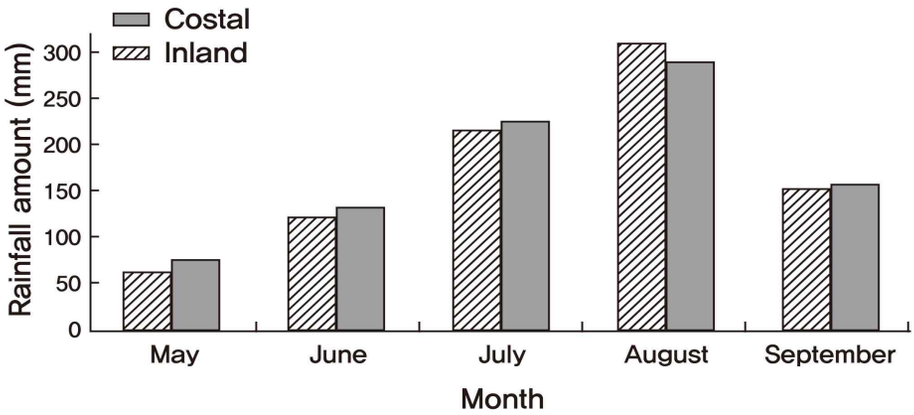


그림 2.24. 1999 ~ 2002년 동안 연안지역과 내륙지역에서 평균된 월별(5월 ~ 9월) 강수량(Ha et al., 2007).

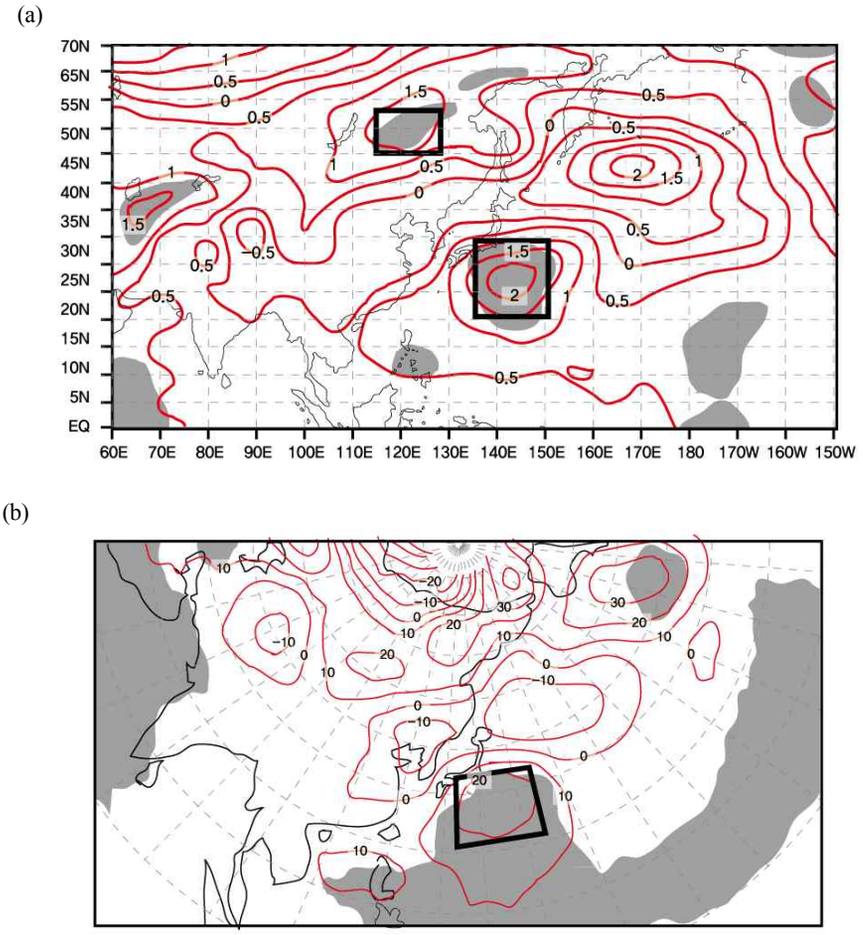


그림 2.25. (a) 강한 장마와 약한 장마의 해면 기압의 차와 (b) 500 hPa 지오퍼텐셜 고도(하경자 등, 2003).

여준다. 다른 한편으로 한반도에 걸쳐있는 기압골은 장마전선을 보이고 있으며 이는 북서쪽으로 북태평양과 오호츠크해 기압능과 관련되어 확장된 기압골에 연결되어 있다. 그림 2.25(b)는 그림 2.25(a)와 같으나 500 hPa 고도를 보인 것이다. 가장 뚜렷한 특성은 북태평양 고기압의 강화를 들 수 있다. 우리나라와 중국 남부 그리고 일본 동쪽에서까지 북태평양 고기압이 크게 확장되어 있음을 알 수 있다.

전종갑과 문병권(1997)은 승정원일기와 일성록에서 측우기로 관측된 강우 자료를 발췌하여 1801년부터 1907년까지의 서울 지역 강수량의 변동 특성을 분석하였다. 그림 2.26(a)는 승정원일기와 일성록에서 측우기로 관측된 강우 자료의 6월 1일부터 7월 31일까지의 상기 기간에 대한 평균 일강수량을 나타내고 있다. 이 그림으로부터 1801~1907년 기간 동안 장마 시작일은 평균 일강수량이 갑자기 증가한 6월 28일로 정할 수 있으며 장마 종료일은 평균 일강수량이 갑자기 감소한 날의 전날인 7월 25일로 나타나고 있음을 알 수 있다. 그림 2.26(b)는 1961~1990년까지의 일평균값을 보인 것이다. 그림에서 알 수 있듯이 장마 시작일은 6월 25일, 장마 종료일은 7월 21일로 볼 수 있다. 즉, 서울지방 최근 30년 동안의 평균 장마 발생일은 19세기와 비교하여 지금보다 3일 정도 일찍 시작하여 3일정도 일찍 끝났고 기간은 지금과 거의 같았다고 볼 수 있다.

2.3.4.1.4. 기후변화에 따른 한반도 강수의 변화

지구온난화로 인한 기후변화로 2000년대 들어와서 우리나라를 비롯해 전 세계적으로 발생하고 있는 이상 기후 현상 중에 가장 뚜렷이 나타나는 것은 물 순환과정의 변화이다. 기존 연구 결과들은 지구온난화

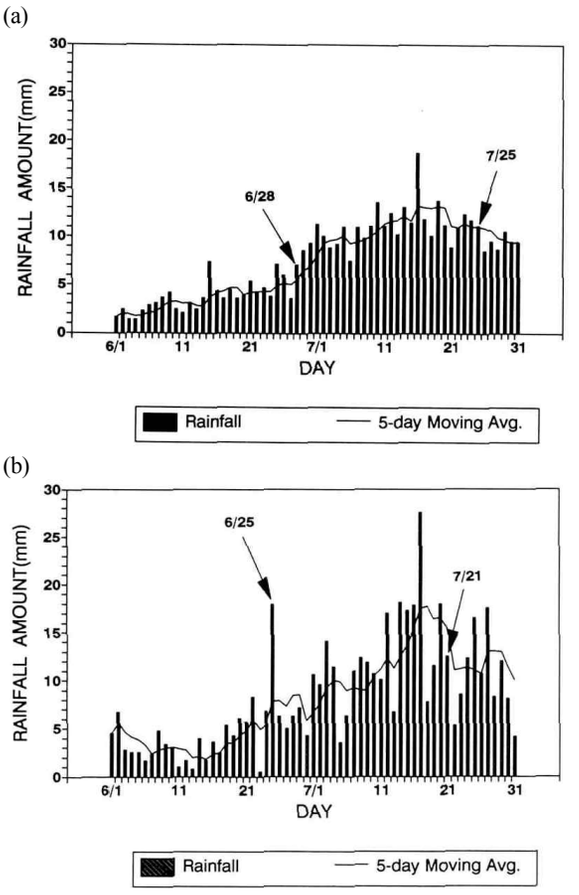


그림 2.26. (a) 1801 ~ 1907년 동안 6월과 7월에 서울의 일별 평균 강수량 (b) 1961 ~ 1990년 동안 6월과 7월에 서울의 일별 평균 강수량(전종갑과 문병권, 1997).

경향이 전구 규모로부터 지역규모에 이르기까지 다양한 규모의 물순환 과정에 영향을 주며 또한 온실가스의 증가로 초래된 지구온난화가 대기중의 수분량을 증가시키며 물 순환 과정을 강화시키고 있음을 주장하고 있다.

이승호와 권원태(2004)는 한국 지역 14개 지점의 여름철 강수량을 분석하여 1941 ~ 1970년과 1971 ~ 2000년 기간 사이의 변동을 파악하고 순별 강수량의 경년 변동과 해양 변동 및 전구 평균 기온 변동과의 관련성을 파악하였다. 그 결과 한반도의 여름철 강수량은 전 지역에서 대부분 증가하였으며 특히 중서부 지역의 8월 강수량 증가가 뚜렷하였다. 이는 호우의 빈도 증가와 관련이 있는 것으로 추정된다. 한편, 9월 강수량은 한반도 전 지역에서 감소하였고, 특히 중순에 감소폭이 크며 강수일수 자체가 줄었다.

우리나라에서도 기후변화에 따른 물순환 과정의 변화가 지금까지 관측된 강수자료에 뚜렷이 나타나고 있다. 앞 절에서 언급한 것과 같이 여름철 강수량을 살펴보면 장마가 최성기에 달하는 7월 중순과 늦장마기인 9월 초순에 극대 값이 나타나는 것이 보통이지만 1971 ~ 2000년 기간의 경우 그 경향이 크게 바뀌었음을 알 수 있다(이승호와 권원태, 2004). 서울의 경우 최근 30년간(1971 ~ 2000)의 평균을 보면 6월 중순 이후 꾸준히 증가하여 8월 상순에 극대 값이 나타난다. 이는 앞의 시기(1951 ~ 1980)에 비하여 온난화가 진행된 이후 8월 상순에 강수 강도가 크게 강화되었음을 보여 주는 것이다(Ho et al., 2003). Ho et al.(2003)은 한반도 지역 여름철 강수량의 장기적 변동을 살펴보기 위하여 그림 2.27과 같이 1954년부터 2001년까지 한반도 내 11개 관측소에서 관측된 여름철 강수량의 편차를 분석하였다. 전체적으로 보았을 때 강수량의 5년 이동 평균값이 점차 증가하고 있음을 알 수 있다. 특히 1977 ~ 1978년 전후로 십년 변화가 있음을 볼 수 있는데, 이러한 총 강수량의 변화는 강수 사례의 증가 혹은 강수율의 증가 때문이라 추정할 수 있다. 변화의 원인을 알아보기 위해 강수일수와 강수율의 장기적 변화를 살펴본 결과, 강수일수는 분석 기간 동안 크게 변하지 않았으나 강한 강수 사례는 1960 ~ 1970년대에 비해 1980 ~ 1990년대에 늘어났음을 알 수 있었다. 좀 더 자세히 알아보기 위하여 1954 ~ 1977년과 1978 ~ 2001년으로 분석 기간을 24년씩 나누어 연간 강수량의 변화를 나타낸 그림 2.28에서와 같이 연간 강수량 분포는 여름철에 두 개의 정점을 가진 형태이다. 두 기간의 기후값 사이의 차는 4월과 두 정점 사이의 기간에서 두드러지게 나타난다. 전반기에는 두 개의 정점이 7월 초와 9월 초에 나타나는데 반해, 후반기에는 두 번째 정점이 8월 중, 후반으로 전이되어 나타난다. 이에 따라 후반기에 두 정점 간의 건조한 기간이 더 짧게 나타나고 8월 강수량이 늘어나는 한편, 9월 강수량은 감소한다. 후반기에 전체 강수량이 증가하는 것은 8월 강수량의 증가 때문이라 볼 수 있다.

그림 2.29는 매 5년 단위로 우리나라 6개 도시 평균 강수량 변화를 보인 것이다. 그림에서 연평균 강수량은 수십년의 큰 변동 폭을 보이나 장기적으로 증

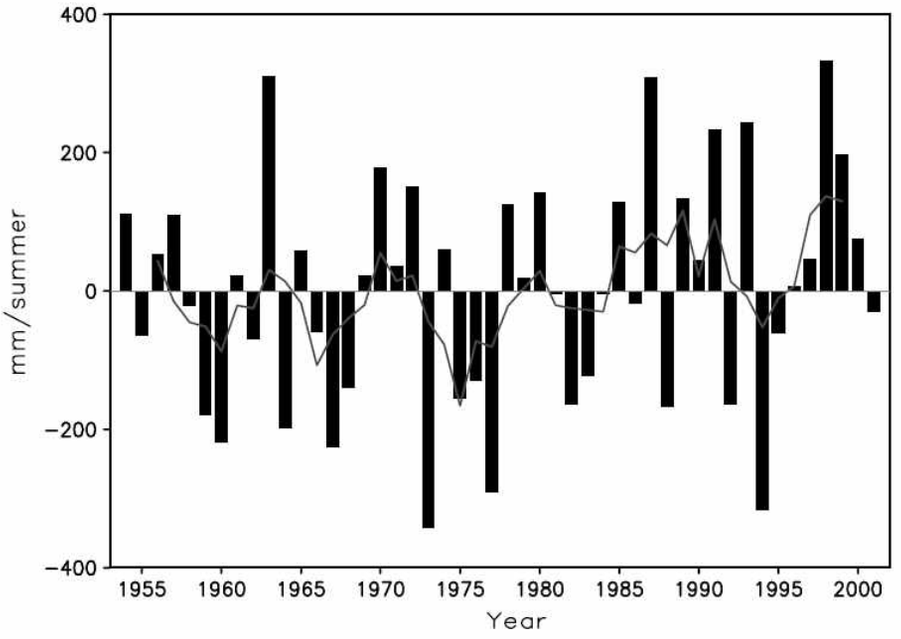


그림 2.27. 한국 여름철 강수량 편차의 시계열(Ho et al., 2003).

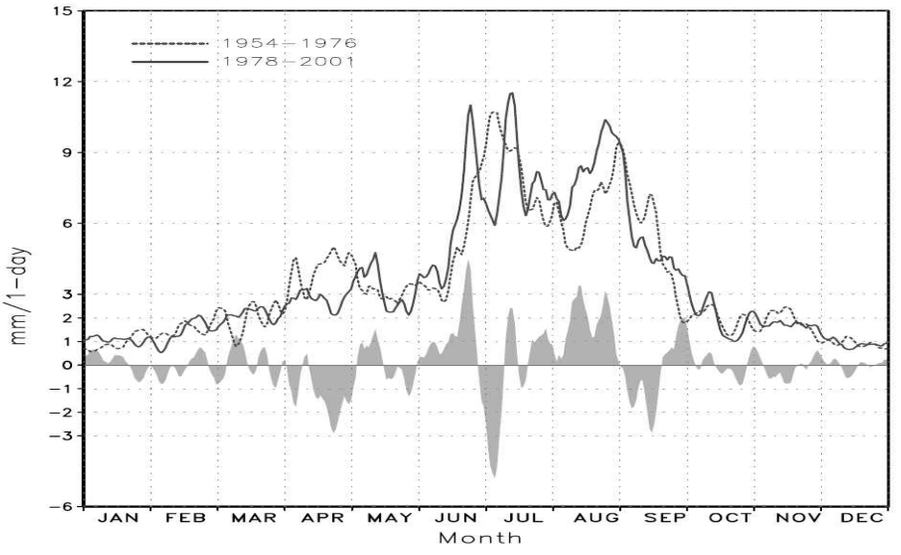


그림 2.28. 강수량 기후값의 5년 이동 평균값의 시계열. 점선은 1954년부터 1977년까지의 평균값이고 실선은 1978년부터 2001년까지의 평균값이며, 음영으로 표시된 부분은 두 기간의 차를 나타냄(Ho et al., 2003).

가추세를 보이고 있음을 알 수 있다. 특히 최근 10년(1996 ~ 2005년) 평균 연강수량은 1,485.7 mm로 평년에 대해 약 10% 증가하였으며, 호우일수(일강수량 80 mm 이상)는 최근 10년간 28일로 평년의 20일보다 증가한 것으로 나타났다. 최근 한반도에서 관측되는 강수 변동성의 특성은 전반적으로 강수일수는 감소하는 추세이지만 강수량은 증가함에 따라 강우강도(호우일수)가 증가하는 추세를 보이고 있다(기상청, 2008).

좀 더 구체적으로 지역적 강수량 분포의 특성을 살펴보면 한반도 중서부 지역의 여름철 강수량은 1941 ~ 1970년 기간의 평균 864.5 mm에서 1971 ~ 2005년 기간이 평균은 867.3 mm로 거의 변하지 않았다. 그러나 6월, 7월, 9월의 강수량이 감소한 반면 8

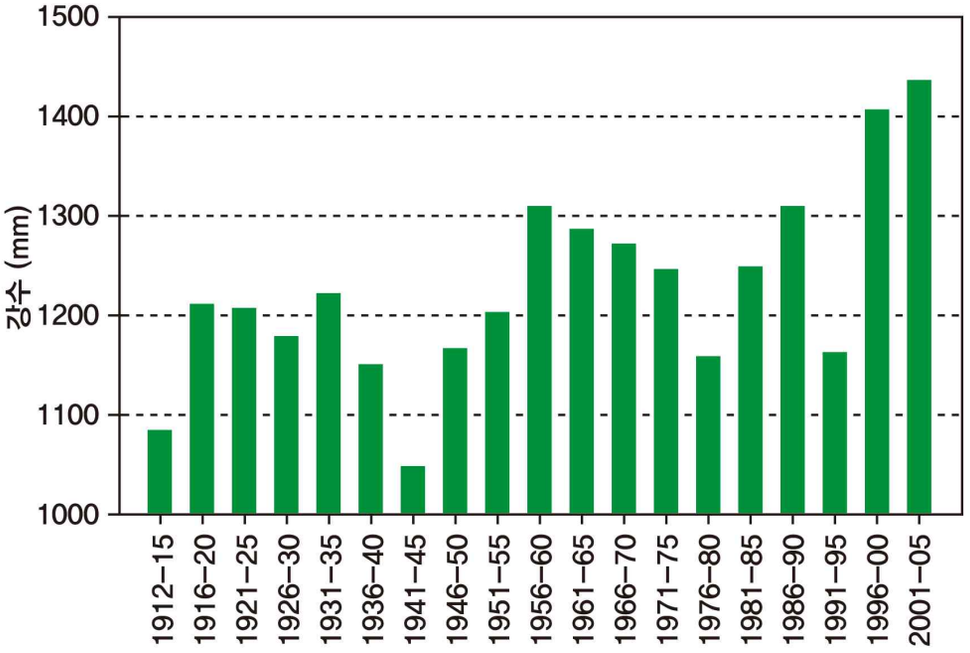


그림 2.29. 매 5년 단위 우리나라의 평균 강수량 변화(6개 도시: 서울, 부산, 인천, 강릉, 대구, 목포)(기상청, 2008).

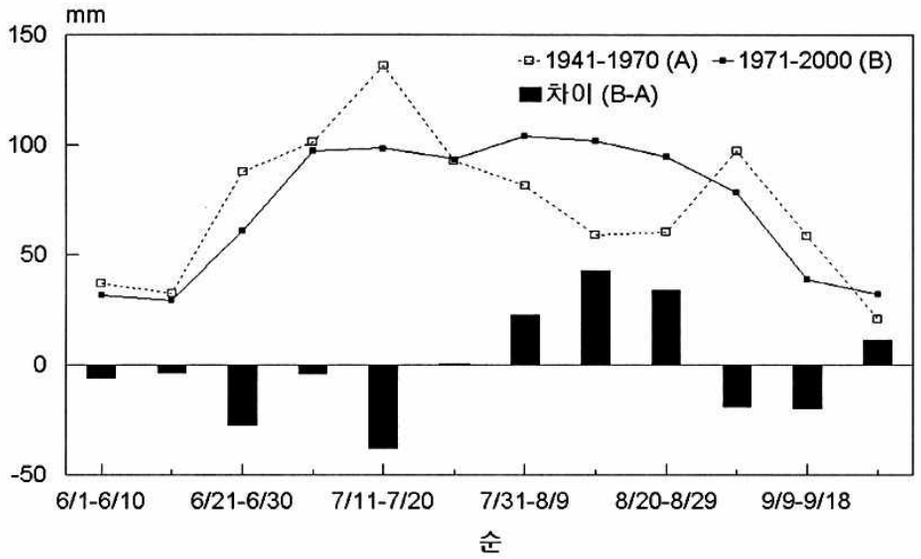


그림 2.30. 중서부지역의 순별 강수량과 그 증감(이승호와 권원태, 2004).

월의 강수량은 100 mm 이상 증가하였다(그림 2.30). 또한 9월 초순과 중순의 감소도 확인된다. 과거에 한국의 다우기에 해당하는 장마와 늦장마시기에 강수량이 감소하였고, 비교적 강수량이 적은 시기였던 8월 강수량이 증가하였다. 즉 8월 중순 강수량은 47.9 mm 증가한 반면 7월의 강수량은 37.7 mm 만큼 감소하였다. 이에 따라서 1941 ~ 1970년 기간에 7월 중순과 9월 초순에 나타나던 극대기가 사라지고 이후 시기에는 뚜렷한 극대기 없이 7월 초순부터 9월 초순까지 매 순마다 90 mm에 가까운 강수량을 기록하고 있는데 이것은 이 지역의 강수 체계가 최근 들어 바뀌었음을 보여주는 것이다.

호남과 영동 및 영남지역에서는 앞의 기간(1941 ~ 1970년)보다 뒤의 기간(1971 ~ 2000년)에 강수량이

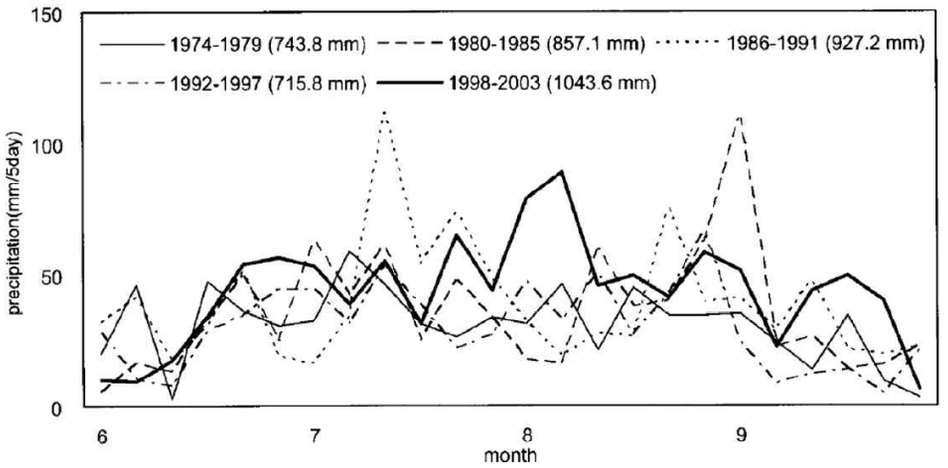


그림 2.31. 한반도에서 관측된 6년 평균 6 ~ 9월 5일 강수량 평균의 시계열 분포(고정웅 등, 2005).

더 많이 증가하였다. 월별로는 6월과 8월에 증가 그리고 7월과 9월에 감소경향을 보였다. 호남지역의 순별 강수량을 보면 1941 ~ 1970년 기간에 장마기인 7월 초순과 늦장마기인 9월 초순에 뚜렷한 극대값이 나타났었으나 1971 ~ 2000년 기간의 장마기에는 뚜렷한 극대기 없이 비교적 고른 분포이며 늦장마기의 극대기는 8월 하순으로 이동하였다. 영동 및 영남지역의 순별 강수량은 두 비교기간의 차이가 크지 않다. 대체로 장마가 끝나기 시작하는 7월 하순부터 8월 하순까지 증가한 경향이며 장마가 시작되는 6월 하순부터 7월 중순 사이와 늦장마기인 9월 초순과 중순의 강수량이 감소하였다. 강수량의 순별 패턴을 보면 1941 ~ 1970년 기간에는 뚜렷하게 장마기와 늦장마기 그리고 그 사이의 비교적 강수량이 적은 시기로 구별되었지만 1971 ~ 2000년 기간에는 장마기에서 늦장마기까지 비교적 고른 분포로 뚜렷한 극소기가 없다.

그림 2.31은 1974 ~ 2003년 기간 동안 한반도 지역의 66개 지상관측소와 289개의 자동기상관측 지점에서 얻어진 6년 평균 6월 ~ 9월 5일 강수량의 평균 시계열 분포를 보인 것이다. 1974 ~ 2003년 기간 동안 6년마다 강수량을 비교하면 첫 6년(1974 ~ 1979) 동안 우기 평균 강수량은 743.8 mm로 이후 점차 증가하다가 1992 ~ 1997년 기간에는 715.8 mm로 급격히 감소하였다. 그러나 최근 6년(1998 ~ 2003) 동안에는 1992 ~ 1997년 기간보다 약 46% 증가한 1,043.6 mm의 강수를 기록하였다. 이는 이 기간 연 강수량의 70%에 해당하는 값이다. 다른 기간에 비해 상대적으로 적은 강수량을 보이는 1974 ~ 1979년, 1992 ~ 1997년 기간에는 뚜렷한 강수 극대 값을 나타내는 시기가 없었던 반면 1980 ~ 1885년(857.1 mm), 1986 ~ 1991년(927.2 mm) 기간에는 강수의 극대값이 나타났던 시기가 약간 다르지만 두 기간 모두 장마와 늦장마의 시기에 극대값이 나타났다. 그러나 1998 ~ 2003년 기간에는 두 우기 사이의 휴식기라고 할 수 있는 8월 초순에 강수의 극대값이 나타나 최근의 강수 패턴변화를 볼 수 있다.

보다 오랜 기간 동안의 강수량 자료의 분석을 통해서 한반도 지역에서 기후변화와 강수량 변화에 대한 상관성을 파악할 수 있다. 전종갑과 문병권(1997)은 현존하는 고문서 중에 강우량 자료가 가장 많이 포함된 승정원일기와 일성록으로부터 1801년부터 1907년까지의 서울지역의 강우량 자료를 분석하였다. 그림 2.32는 승정원과 일성록의 측우기 자료에서 복원된 서울지역에서 1800 ~ 1907년 기간 동안 10년 이동평균 연별 강수량의 시계열분포와 1908년 이후 10년 이동평균 연별 강수량의 시계열 분포 및 1차 회귀 직선을 보인 것이다. 그림에서 알 수 있듯이 19세기 서울지방의 강우량 변화가 감소 추세에 있음을 보여 주고 있으며 승정원일기와 일성록에 의하면 각각 3.9 mm/년, 4.3 mm/년의 감소율을 나타내고 있다. 그러나 1900년대에는 오히려 1.04 mm/년의 증가율을

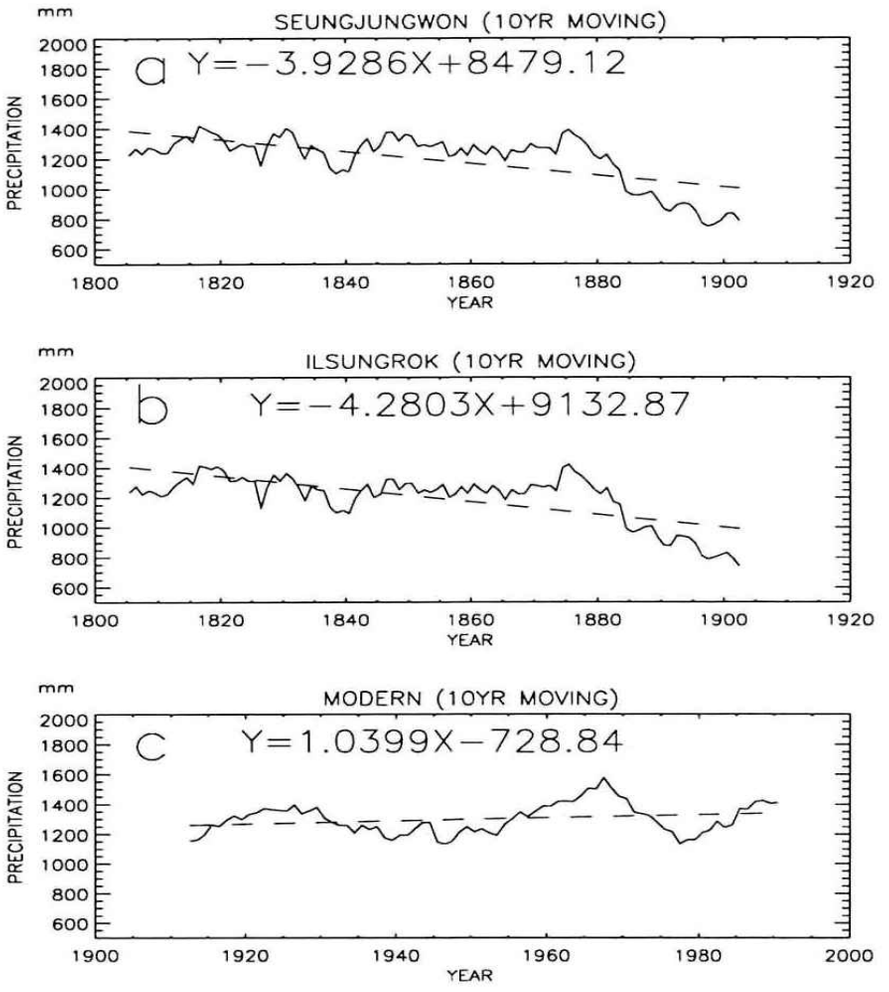


그림 2.32. 승정원일기와 일성록의 측우기 자료에서 복원된 서울지역 1800 ~ 1907년 기간 동안 10년 이동평균 연별 강수량의 시계열분포(a, b)와 1908년 이후 10년 이동평균 연별 강수량의 시계열 분포 (c)(전종갑과 문병권, 1997).

나타내고 있어 1800년대와는 대조를 보이고 있음을 알 수 있다. 1900년대 들어 강우량 변화의 증가율이 지구온난화에 기인한 것인가에 대한 연구는 좀 더 분석이 필요하다.

정현숙 등(1999)은 서울 지역에서의 측우기(1777 ~ 1907년)와 현대 우량계 관측(1908 ~ 1996년)에 의한 220년의 장기간 강수량 시계열 자료를 이용하여 시간 영역에서의 변동 특성을 파악하였다(그림 2.33). 서울 지역 연강수량의 시계열에서 19세기 후반부터 20세기 초에 나타나는 약 25년 정도 지속된 극심한 건조기를 제외하면 적은 양이지만 연강수량이 서서히 증가하는 경향이 나타났다. 측우기 관측 기간과 현대 우량계 관측 기간에서 연평균 강수량은 100 mm 정도의 차이를 보이지만 기본적인 통계 특성들은 유사하게 나타났다. 그러므로 측우기 관측에서 누락되었을 것으로 추정되는 일 강우량 2 mm 미만의 소량 강수 현상(약 35 ~ 40 mm/년)과 고체성 강수(약 40 mm/년)를 고려한다면 후기 조선시대 서울 지역의 연 강수량은 현대의 연 강수량과 동일한 수준으로 볼 수 있다.

2.3.4.2. 가뭄

2.3.4.2.1. 한반도 가뭄의 시공간적 특성

가뭄은 홍수와 더불어 사회, 경제적으로 많은 피해를 초래하는 자연 재해로서, 가뭄은 일차적으로 장기적인 강수량의 부족으로 유발되지만, 증발산량이나

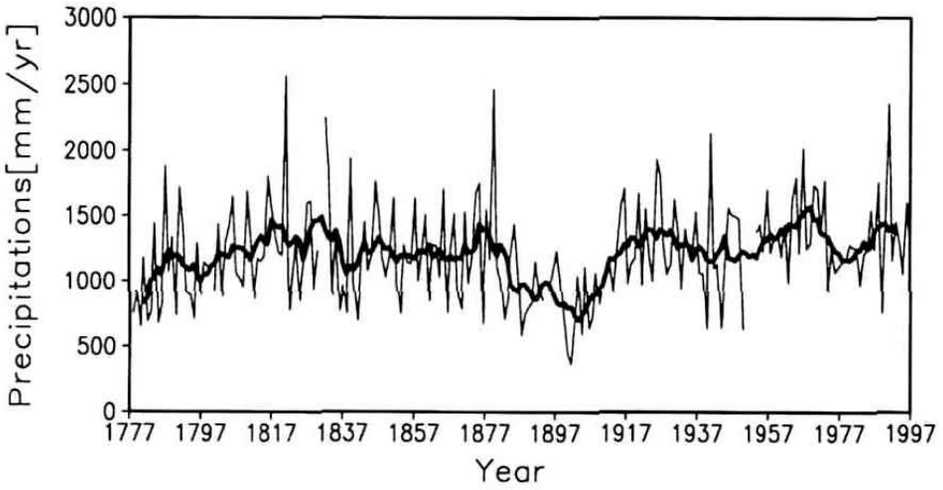


그림 2.33. 측우기(1777 ~ 1907년)와 현대 강우량계(1908 ~ 1996년)로 관측된 서울 지역 연 강수량의 변화. 가는 실선과 굵은 실선은 각각 연 강수량과 연 강수량의 9년 이동 평균을 나타냄(정현숙 등, 1999).

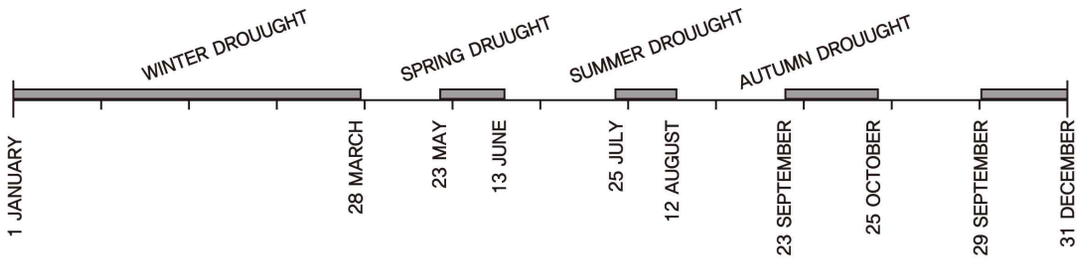


그림 2.34. 연중 계절별 가뭄(변희룡과 한영호, 1994).

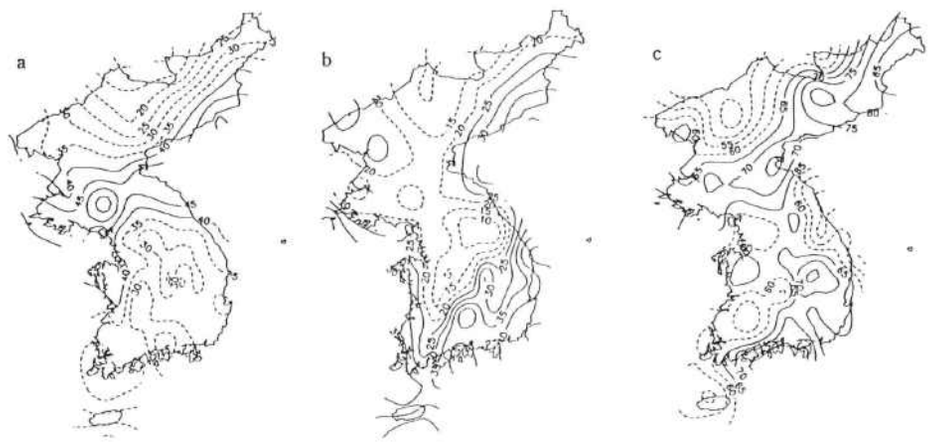


그림 2.35. (a) 봄가뭄, (b) 여름가뭄, (c) 가을가뭄 기간에 포함되는 최대 비율의 공간 분포(변희룡과 한영호, 1994).

토양수분량, 지하수 유출량 등 물수지의 영향도 받는다(강경아와 변희룡, 2004). 변희룡과 한영호(1994)는 가뭄을 '장기간에 걸친 강수량의 부족'으로 정의하고, 2 mm 미만의 강수일이 14일 이상 연속되는 기간이 가뭄 기간으로서의 의미가 있다고 하여 각 날짜가 이 가뭄 기간에 포함된 비율을 조사한 후, 각 계절마다 비율이 큰 기간을 봄가뭄, 여름가뭄, 가을가뭄, 겨울가뭄이라 명명하였다(그림 2.34). 또한 가뭄의 지역분포 양상을 알아보기 위하여 각 가뭄 기간 안에 포함되는 최대비율의 공간 분포를 구하였다(그림 2.35).

각 계절별 가뭄 기간의 특성을 살펴보면, 먼저 봄 가뭄은 평균 5월 23일에 시작하여 6월 13일에 끝나며 가장 자주 발생하는 지역은 태안반도, 황해도 등의 서해방면 돌출 지역과 북위 38°와 39° 사이의 대상지역으로 최고 55% 이상의 발생률을 보인다. 반면 개마고원보다 이북에 위치한 내륙에서는 20% 이하의 낮은 발생률을 보인다. 여름가뭄은 내륙에서 일찍 시작하여 일찍 끝나는 경향이 강하여 중부내륙에서는 타 지역과 30일 이상의 차이를 보이기도 한다. 평균 시작 시기는 7월 25일, 종료 시기는 8월 12일이다. 가을가뭄은 평균적으로 9월 23일에 시작하여 10월 25일에 끝난다. 봄 가뭄이나 여름가뭄이 심한 지역에서 발생률이 높으며 최고 75% 이상에 이르고 지속 기간도 길다. 마지막으로 겨울가뭄은 11월 29일에 시작하여 다음해 3월 28일에 끝나는데 기간은 가장 길지만, 피해는 크지 않다.

2.3.4.2.2. 한반도 가뭄의 장기적 변화

변희룡과 한영호(1994)에서는 한반도 5개 관측소의 평균 일 강수량의 연별 분포 및 각 계절별 가뭄기간 동안의 평균 일 강수량의 연별 분포를 구하였다(그림 2.36). 그림에서 보면 여름가뭄 시의 평균 일 강수량이 2 mm/일 이상 적었던 해가 전체 86년 중 6회 발생하였는데, 이는 모두 1960년대 이전이었고 1970년대에는 진폭이 작아진 추세가 있음이 발견된다. 봄가뭄 시의 일 평균 강수량 역시 1960년대 이후 진폭이 작아진 추세를 볼 수 있다.

김성 등(2005)에서는 회전된 경험적 직교함수(REOF, Rotated Empirical Orthogonal Function) 분석을 이용해 북반구 대기 순환의 주요 변동 모드를 추출하여 한반도 봄철 가뭄과 연관된 대기 순환 패턴의 장기적 변화를 살펴보았다. 분석 결과 한반도 봄철 강수량과 유의한 상관관계를 갖는 모드는 유라시아 대륙 북부에서 시그널의 중심이 나타나는 세 번째 모드와 북태평양에서 시그널의 중심이 나타나는 네 번째 모드이며, 각각 원격 상관 패턴인 스칸디나비아패턴(SCAND)과 북태평양패턴(NP)과 관계있는 모드이다(표 2.7). 이 모드들의 시간계수와 봄철 강수량과의 상관성을 분석한 결과에서 세 번째 모드는 1980년대 중반 이전에 한반도 봄철 강수량에 큰 영향을 미쳤던 것으로 나타났으며, 네 번째 모드는 1980년대 중반 이후 한반도 봄철 강수량에 큰 영향을 미친 것으로 나타났다(그림 2.37). 이것은 대륙 고기압과 북태평양 고기압의 발달이 서로 다른 독립적인 두 변동 모드의 원격상관에 의해서 발생하는 것임을 알 수 있으며, 1980년대 중반을 기점으로 한반도 봄철 강수량과 밀접하게 연관된 광역규모의 대기순환 시그널의 중심이 대륙에서 해양으로 이동했음을 의미한다. 이러한 분석결과를 통해 한반도 봄철 가뭄과 연관된 대기 순환 패턴은 수십 년 주기의 변동을 가지고 있음을 확인할 수 있으며, 대기-해양 상호작용을 가정했을 때 이것은 해수면온도의 기후체계 변이와 관련되어 있을 것으로 생각된다. 그러나 이와 관련된 메커니즘은 아직까지 명확하게 밝혀지지 않은 실정이다.

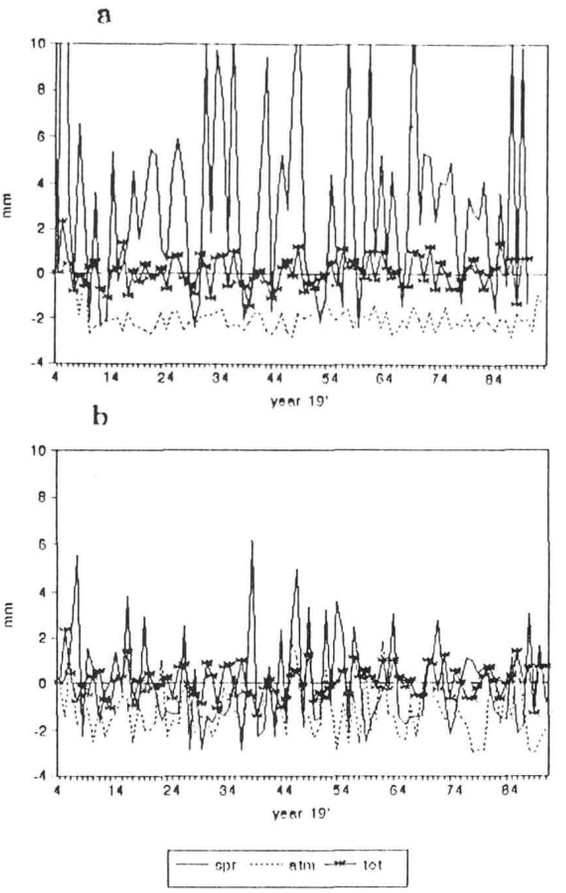


그림 2.36. (a) 여름철(실선)과 겨울철(파선), (b) 봄철(실선)과 가을철(파선)의 평균 일 강수량의 연변화. 각 계절별 가뭄 기간은 *로 표시(변희룡과 한영호, 1994).

표 2.7. REOF 모드와 강수량, 원격상관 지수들 간의 상관계수. *표시는 95% 유의 수준을 의미함(김성 등, 2005).

Correlation	Precipitation	REOF TC1	REOF TC2	REOF TC3	REOF TC4
Precipitation	1.00*	-0.09	0.28*	-0.32*	-0.30*
SOI	-0.06	0.66*			
AOI	0.16		0.68*		
SCANI	0.40*			-0.78*	
NPI	-0.31*				0.78*

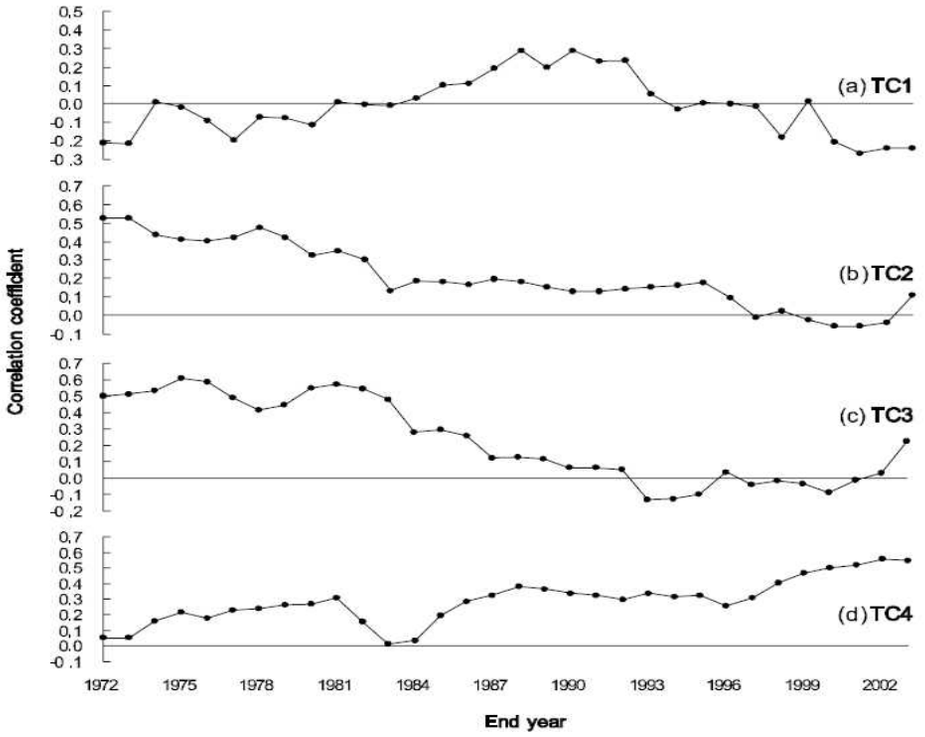


그림 2.37. REOF 주요 모드들의 시간계수와 한반도 봄철 강수량 편차 시계열 간의 상관계수 분석(김성 등, 2005).

2.3.5. 대기 순환의 변화

2.3.5.1. 대기 순환의 시공간적인 변화

2.3.5.1.1. 대기 순환의 기후학적 특성

한국에서의 여름철과 겨울철의 대기 순환은 몬순(monsoon)으로 대표된다. 몬순은 계절을 뜻하는 아라비아어 'Mausim'에서 기원한 말로서, 계절에 따른 대규모 대기순환에 의하여 국지적으로 바람의 방향이 바뀌고, 이에 동반하여 강수 등 여러 기후 변수가 변하는 것을 가리킨다. 몬순은 근본적으로 대륙과 이에 인접한 해양의 수분·열용량의 차이로 인해 태양 복사에 대한 대륙과 해양의 반응이 계절적으로 다르게 나타나는 것에 기인한다(Holton, 2004).

아시아 지역은 전구에서도 몬순이 가장 뚜렷하게 나타나는 지역으로 여름철에는 연강수량의 70%에 해당하는 많은 비가 집중되고, 겨울철에는 춥고 건조한 날씨가 지속된다. 아시아 몬순은 대륙-대기-해양 간의 복잡한 상호 작용 과정을 포함하는데, 계절에 따른 복사량의 변화는 점진적인데 반하여 대규모 대기순환은 갑작스럽게 변화하기 때문에 이에 동반되는 몬순 강수는 지역적인 순차 진행의 형태로 나타난다(Chen et al., 2002; Wang and LinHo, 2002). Wang

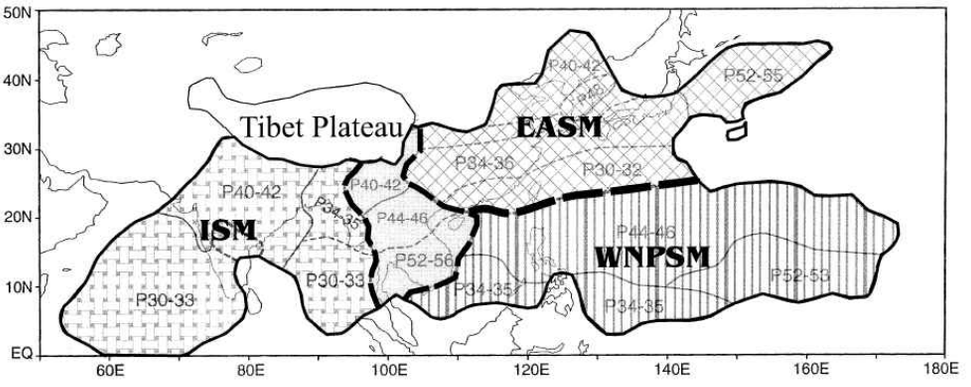


그림 2.38. 아시아 여름 몬순의 세 가지 지역. 인도몬순과 북서태평양 몬순은 열대 몬순이며, 동아시아 몬순은 아열대 몬순으로 정의됨(Wang and LinHo, 2002).

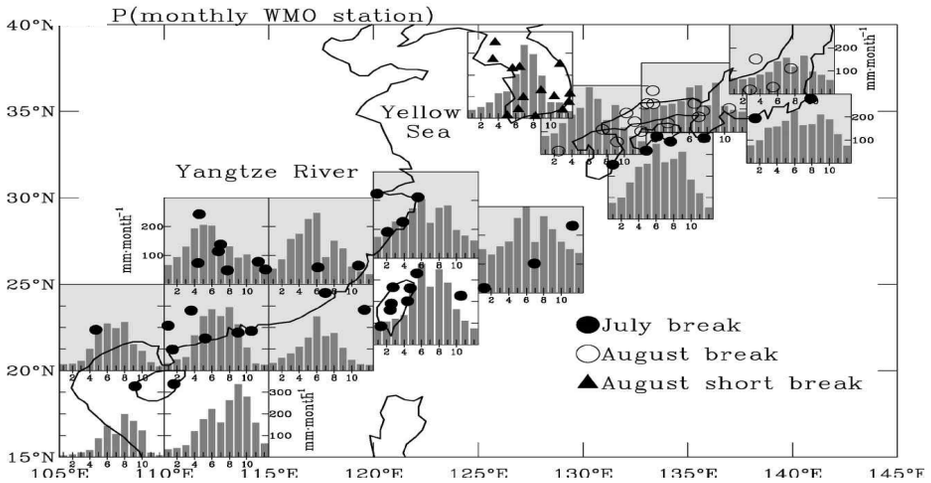


그림 2.39. 모든 GHCN 관측지점을 5°×5°의 사각형으로 나누어 평균한 월평균 강수량. 몬순의 시작부터 중간까지의 누적 강수량과 중간부터 종료까지의 누적 강수량 사이의 비가 1.0 이상인 지역을 점으로 나타냄(Chen et al., 2002).

and LinHo(2002)는 이러한 몬순 강수의 순차 진행의 형태적 특징에 따라 아시아 여름 몬순을 인도 여름 몬순(ISM), 북서태평양 여름 몬순(WNPSM), 동아시아 여름 몬순(EASM)으로 분류하였다(그림 2.38).

이 중에서 우리나라를 둘러싸고 있는 동아시아 몬순 지역은 특별한 지형적 특징, 즉, 거대한 유라시아 대륙과 태평양 사이의 강한 열적 차이와 전구에서 가장 고도가 높은 티베트 고원에 의한 영향을 받는 지역일 뿐만 아니라 열대와 아열대 지역으로 둘러싸인 복잡한 시공간적 구조를 갖는다.

동아시아 여름몬순의 주요한 특징 중의 하나는 동서 방향으로 뻗은 강수 밴드에 많은 양의 강수가 집중된다는 것이다. 이러한 아열대 강수밴드는 6월과 7월에 수천 킬로미터의 규모로 한국과 중국, 일본과 주변 해양을 아우르는 지역에 걸쳐 나타난다. 이 기간 동안의 강수를 한국에서는 장마(Changma), 중국에서는 메이유(Mei-yu), 일본에서는 바이우(Baiu)라고 부른다. 아열대 전선과 관련된 이 강수밴드는 동아시아 몬순 지역에서 강수를 만드는 주요한 시스템으로서 동아시아 한대 전선이 남쪽의 아열대지역으로 이동하면서 경압성이 약해지고 깊은 적운대류가 유도되면서 전선을 따라 조직화된 중규모 대류세포들에 의해 많은 양의 강수가 유발된다(Ding and Sikka, 2006). Chen et al.(2002)에서는 동아시아 여름몬순의 강수 기간은 북서태평양 아열대고기압의 확장과 후퇴에 따른 메이유-장마-바이우 밴드의 이동에 따라 시작-절정-휴식-재시작-종료의 주기를 가진다는 것을 보인 바 있다(그림 2.39).

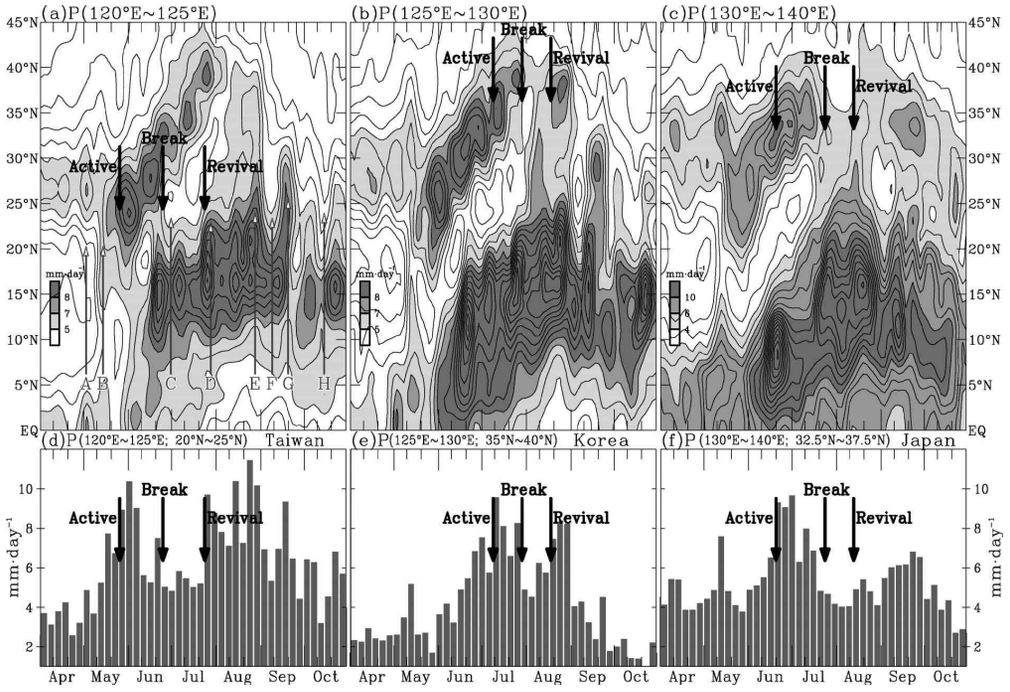


그림 2.40. (a) 120°E~125°E, (b) 125°E ~ 130°E, (c) 130°E~140°E 경도 지역에서 평균된 CMAP 강수량의 위도-시간 단면도. 1 mm day-1의 간격으로 표시되었으며, 5 mm day-1 이상은 음영으로 표시됨. (d) Taiwan(20°N ~ 25°N, 120°E ~ 125°E), (e) Korea(35°N ~ 40°N, 125°E~130°E), (f) Japan(32.5°N ~ 40°N, 130°E ~ 140°E) 지역에서의 강수의 히스토그램. 각각의 세 지역에서의 여름 몬순의 다른 위상이 active, break, revival으로 표시됨(Chen et al., 2002).

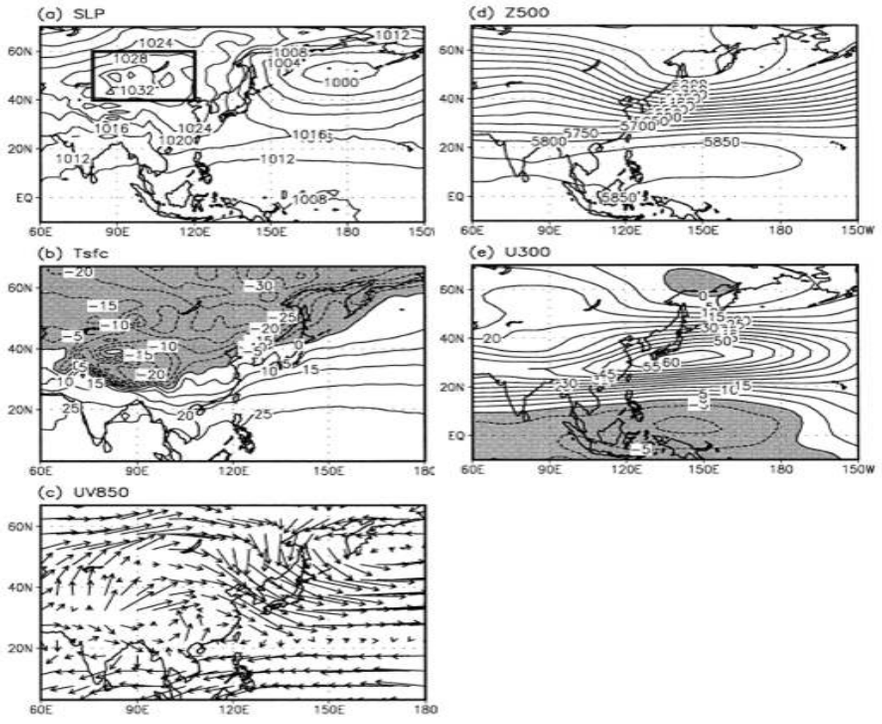


그림 2.41. 1958/1959 ~ 2000/2001년 겨울 동안 평균된 (a) 해면기압, (b) 지면온도, (c) 850 hPa 바람장, (d) 500 hPa 지위고도장, (e) 300 hPa 동서바람장의 기후값(Jhun and Lee, 2004).

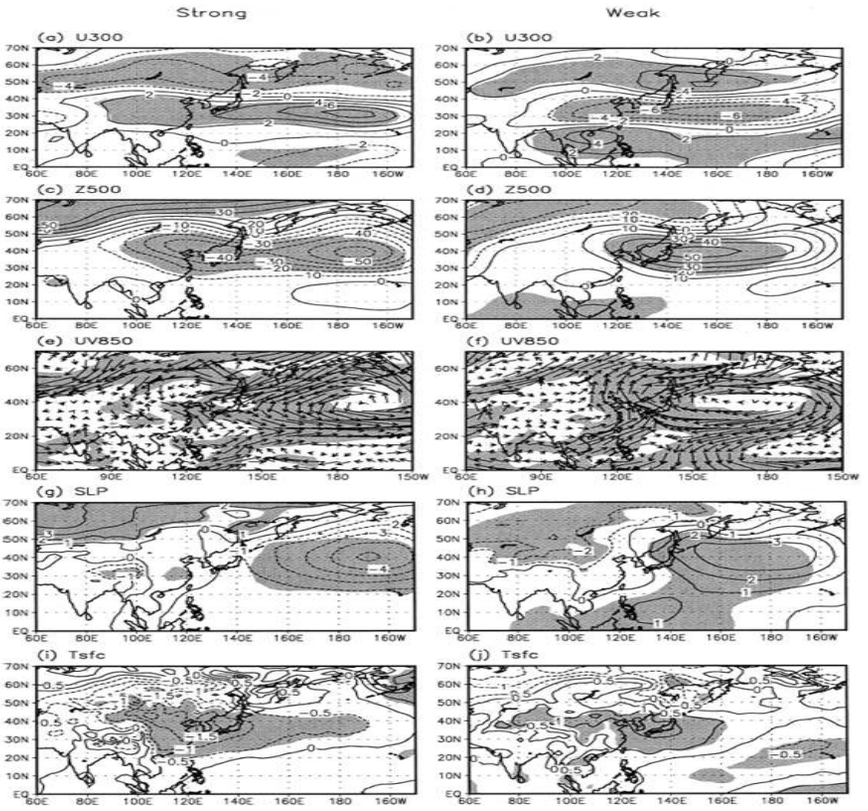


그림 2.42. 강한 몬순(왼쪽 패널)과 약한 몬순(오른쪽 패널) 시기의 (a), (b) 300 hPa 동서바람장 편차, (c), (d) 500 hPa 지위고도장 편차, (e), (f) 850 hPa 바람장 편차, (g), (h) 해면기압 편차, (i), (j) 지면온도 편차의 평균. 95% 신뢰수준에서 유의한 값이 음영으로 표시됨(Jhun and Lee, 2004).

몬순강수의 시작은 중국 남동부와 대만에서는 5월 중순 또는 하순, 중국 중부 지역과 일본 남쪽 해안에서는 6월 초순 또는 중순, 중국 북동부와 한국, 일본 내륙 지역에서는 6월 하순 또는 7월 초순이며, 휴식기는 중국 남부와 대만 지역에서는 6월 하순에서 7월 초순, 중국 중부와 일본에서는 7월 하순에서 8월 초순, 중국 북동부와 한국에서는 7월 중, 하순이다. 동아시아 몬순 남부 지역에서 약 한 달간, 북부 지역에서 약 반 달간의 휴식기가 지나면 몬순 강수는 8월부터 다시 시작하여 9월, 10월까지 이어진 후 종료된다(그림 2.40).

일반적으로 11월부터 3월까지로 정의되는 동아시아 겨울 몬순은 시베리아에 중심을 둔 고기압성 순환과 북태평양에 중심을 저기압성 순환으로 대표된다(Ding, 1994). 서고동저의 기압 패턴에 의한 북서풍과 함께 유라시아 대륙으로부터 차가운 공기가 동아시아 쪽으로 유입되고, 동아시아 상공에 기압골과 강한 제트기류가 형성된다(Boyle and Chang, 1984; Lau and Li, 1984; Lau and Chang, 1987; Boyle and Chen, 1987). 동아시아 몬순의 주요한 패턴을 그림 2.41에 나타내었다.

Jhun and Lee(2004)는 동아시아 겨울 몬순 지수를 정의하여 강몬순과 약몬순 시기의 동아시아 순환장의 특성을 분석하였다. 강몬순 시기에는 시베리아 고기압의 확장이 북서풍의 찬 공기를 동아시아에 유입시켜 지면온도의 한랭 편차와 함께 남북 온도경도를 증가시키고, 그 결과 상층 제트류가 강화되는 현상을 보여 동아시아 겨울 몬순의 패턴을 잘 나타내고 있으며, 약몬순 시기에는 상반된 패턴을 보여주고 있다(그림 2.42).

동아시아 겨울 몬순은 대륙과 해양의 열적 특성의 차이로 인한 계절풍으로 정의되지만, 실질적인 영향은 시베리아 고기압의 확장과 그로 인한 동아시아 지역의 온도의 변화와 밀접한 관련이 있다(Ramage,

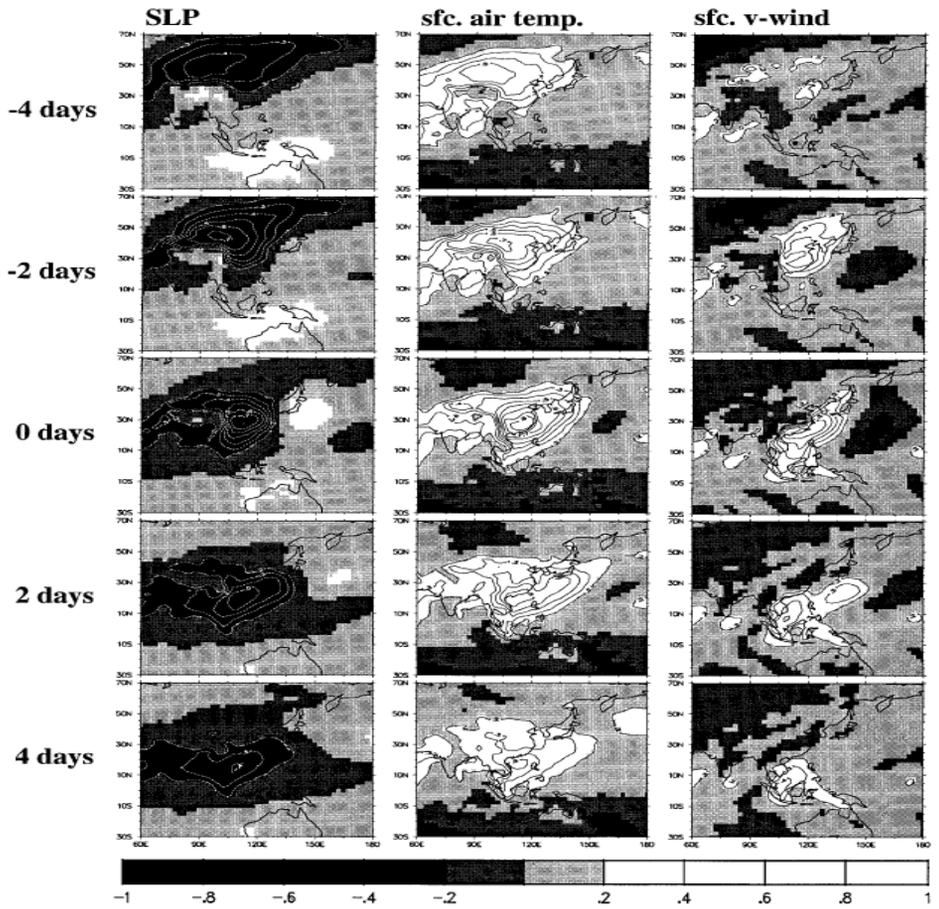


그림 2.43. 1979/1980 ~ 1994/1995년의 11월부터 3월까지의 해면기압, 지면온도, 지면 남북바람장과 지면온도 사이의 lag 상관계수. 0.2 이상의 양의 상관계수는 하얀색으로, -0.2 이하의 음의 상관계수는 검은 색으로 표시됨(Zhang et al., 1997).

1971; Lau and Chang, 1987; Chang et al., 2006).

한파는 동아시아 겨울 몬순 시기에 발생하는 대표적인 종관 규모 현상 중 하나이다. 한파는 시베리아 고기압의 확장으로 동아시아로 유입되는 강한 북풍에 의해 갑작스런 온도 하강이 발생한다. 동아시아 지역에는 평균적으로 매년 약 10개 정도의 한파가 발생한다(Chen et al., 2004). 한파는 동아시아 지역의 폭설을 유도하기도 하며(Boyle and Chen, 1987; Ding, 1994), 강한 한파의 경우 남지나해 지역이나 열대 지역의 대류 현상에도 영향을 끼친다(Chan and Li, 2004). 또한, 한파는 북태평양을 넘어 북아메리카 등의 먼 지역에도 간접적으로 영향을 끼치기도 한다(Cohen et al., 2001; Yang et al., 2002).

동아시아 한파의 정의는 여러 종관적인 기준에 의해 객관적으로 결정된다. 연구목적에 따라 약간씩의 차이점은 있지만, 일반적으로 한파 발생일은 시베리아 고기압 지역의 해면 기압이 1035 hPa 이상이며, 동아시아 지역의 지상온도가 하루 또는 이틀에 걸쳐 약 10℃ 정도 하강하는 날로 정의된다(Lau and Chang, 1987; Zhang et al., 1997; Chen et al., 2002; Jeong and Ho, 2005). 그림 2.43은 한파 발생 전 후의 해면기압, 지상온도, 남북 바람장을 평균한 것이다. 시베리아 고기압의 동아시아 쪽으로의 확장이 뚜렷하며, 시베리아 고기압의 동쪽 끝 부분에 큰 한랭 온도 편차가 발생하고 있으며, 북풍은 한랭 온도 편차의 중심지역을 통과하고 있다(Zhang et al., 1997). 한파 발생 이후 한랭 핵은 그 크기가 약해지면서 남지나해 쪽으로 빠져나가고 있다. 한랭이류에 의한 기온 하강은 고기압으로 인한 하강운동의 단열 승온과 균형을 이루게 되며, 한파 발생의 원인이 되는 열흡수원은 한랭 핵의 이동 경로를 따라 움직인다(김맹기 등, 2005).

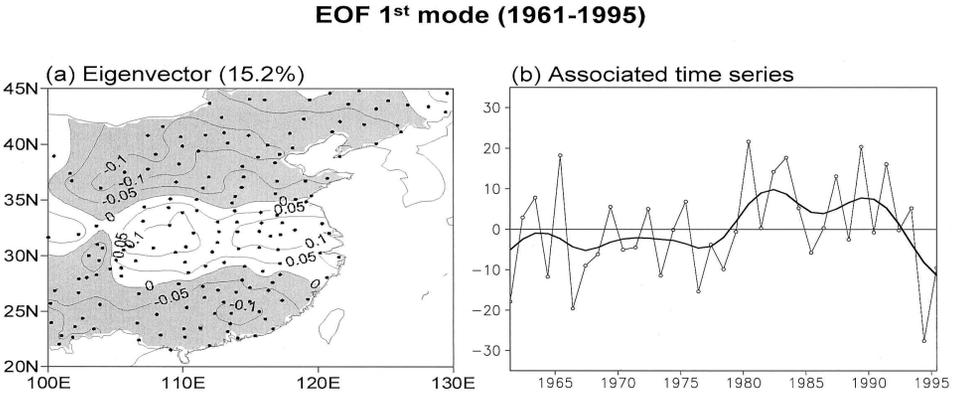


그림 2.44. 중국의 여름철(6, 7, 8월) 강수에 대한 경험직교함수의 주요 모드의 (a) 고유벡터와 (b) 고유벡터의 시계열. (a)의 작은 점은 164개의 관측지점을 나타내며, 음의 값이 회색으로 표시됨(Ho et al., 2005).

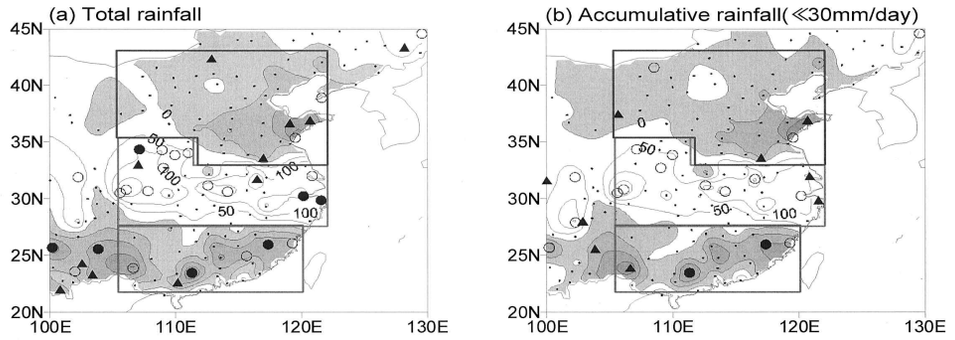


그림 2.45. 1980 ~ 1995년과 1961 ~ 1979년 사이의 (a) 여름철 총 강수량과 (b) 30 mm day^{-1} 이상의 누적 강수량의 차이. 하얀색 원과 검정색 원, 그리고 검정 삼각형은 각각 90%, 95%, 99% 신뢰수준에서 유의한 값을 나타낸다. 음의 값은 회색으로 나타내었고, 선 간격은 50 mm 3 month^{-1}이다(Ho et al., 2005).

2.3.5.1.2. 여름 몬순의 변화

최근 전지구적으로 나타나는 기후변화와 관련하여 동아시아 몬순의 강도나 특성이 변화되고 있다는 보고가 이어지고 있다. 전지구적으로 가장 큰 기후변화의 시점으로 여겨지는 1970년대 후반을 기점으로 동아시아 지역 여름 몬순에도 다양한 변화가 나타났다. 앞서 언급한 대로 동아시아 몬순은 공간 변동성도 크기 때문에 전 지역에 걸쳐 동일한 형태의 변화가 나타나는 것이 아니라 지역마다 다른 형태의 변화 양상을 보인다. Ho et al.(2005)에 따르면, 중국 지역 여름철 강수량의 EOF 분석했을 때 주요 모드는 양쯔강을 포함하는 중국 중부 지방 강수량과 남・북부 지역의 강수량의 반대 위상을 보이는 밴드 구조이며, 이 형태가 1970년 후반을 기점으로 장기 변동을 보였다(그림 2.44). 이러한 강수의 변화는 30 mm day^{-1} 이상의 강한 강수 강도에서 주로 나타났다고 밝혔다(그림 2.45). 이와 같은 중국지역의 강수 변화는 북서태평양 고기압의 활동과 연관된 상층 제트 기류의 이동에 따라 나타나는 자오 순환에 의한 것으로 여겨진다.

이와 같은 강수의 1970년대 후반 변동은 한국에서도 찾아볼 수 있다(그림 2.27). 그림에서 한국 지역 여름철 강수량은 1970년대 후반 이전에는 음의 아노말리가 우세하던 것이 이후에는 양의 아노말리가 강해지는 것을 확인할 수 있다. 또한 강수 아노말리의 월별 분포를 나타낸 그림 2.28을 살펴보면, 한국 지역 여름철에는 두 개의 강수 피크가 존재하는데 1970년대 후반 이전 시기에는 1차 피크에 비해 약하게 나

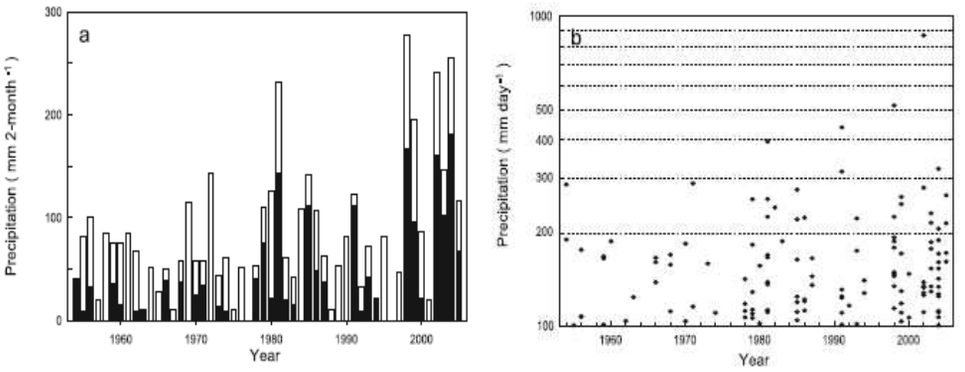


그림 2.46. (a) 8월과 9월의 폭우 기간 동안의 한국의 13개 관측지점에서 평균된 누적 강수량의 시계열의 막대그래프. 검은 막대그래프는 육지에 상륙한 태풍의 영향에 의한 누적 강수량을 나타냄. (b) 100 mm day^{-1} 이상의 강수 그리고 육지상륙 태풍에 영향을 받은 관측지점에서의 강수 강도(Kim et al., 2006).

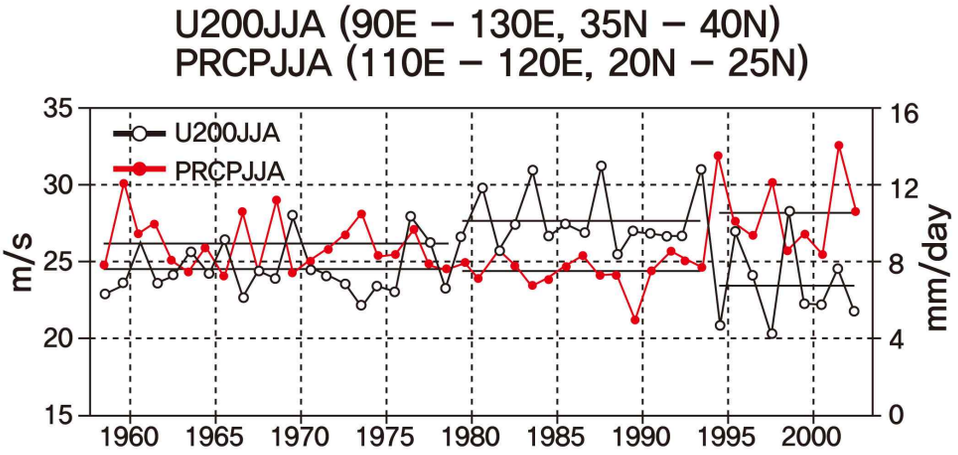


그림 2.47. CRU 데이터로부터 얻어진 90°E ~ 130°E, 35°N ~ 40°N 지역에서의 200 hPa 여름철 동서바람 속도와 110°E ~ 120°E, 20°N ~ 25°N 지역에서의 여름철 평균 강수량의 시계열. 단위는 각각 m s^{-1}과 mm day^{-1}이다. 흰색 실선은 1979년 전후의 기간에 대한 평균값을 나타냄(Kwon et al., 2007).

타나던 2차 피크가 이후 시기에는 더 강해져서 1차 피크의 강도와 거의 비슷해진 것을 확인할 수 있다. 즉, 한국 지역 여름철 강수의 1970년 후반 변동은 8월에 나타나는 2차 피크에 의한 것으로 추측할 수 있다.

한국 지역에서 2차 장마 시기는 태풍에 의한 영향이 큰 시기로 실제 Kim et al.(2006)에서는 이 시기의 강수 증가 현상은 태풍에 의해 야기되는 집중호우에 의한 것임이 밝혀졌다. 그림 2.46(a)에서 전체 집중호우양을 의미하는 흰색 막대그래프는 1970년대 후반에 급격한 변동을 보이고 있는데 태풍에 의해 야기된 집중 호우양을 의미하는 검정색 막대그래프에서의 급격한 변동으로 거의 설명된다. 태풍에 의해 발생한 일강수량 역시 1970년대 후반 이전에 비해 이후에 그 강도가 매우 강해진 것을 확인할 수 있다(그림 2.46(b)). 이 같은 태풍에 의한 강수의 장기 변동은 1970년 후반에 남하한 제트기류와 유입되는 태풍 사이의 상호작용에 의한 것으로 여겨진다.

1970년 후반 이후 더욱 최근인 1990년대 중반에도 큰 기후 변화가 존재했고, 그로 인해 동아시아 지역 몬순에도 영향이 나타난 것으로 보고된 바 있다. Kwon et al.(2007)은 1990년대 후반 이후 동아시아 지역의 제트 기류가 약화되고 남중국 지역에 강수의 증가가 나타났음을 밝혔다. 그림 2.47에서 알 수 있듯이 상층 제트 기류는 1970년대 후반에 급격히 증가했다가 1990년대 중반을 기점으로 약해졌고, 중국 지역 강수는 반대 경향의 변동성을 보였다.

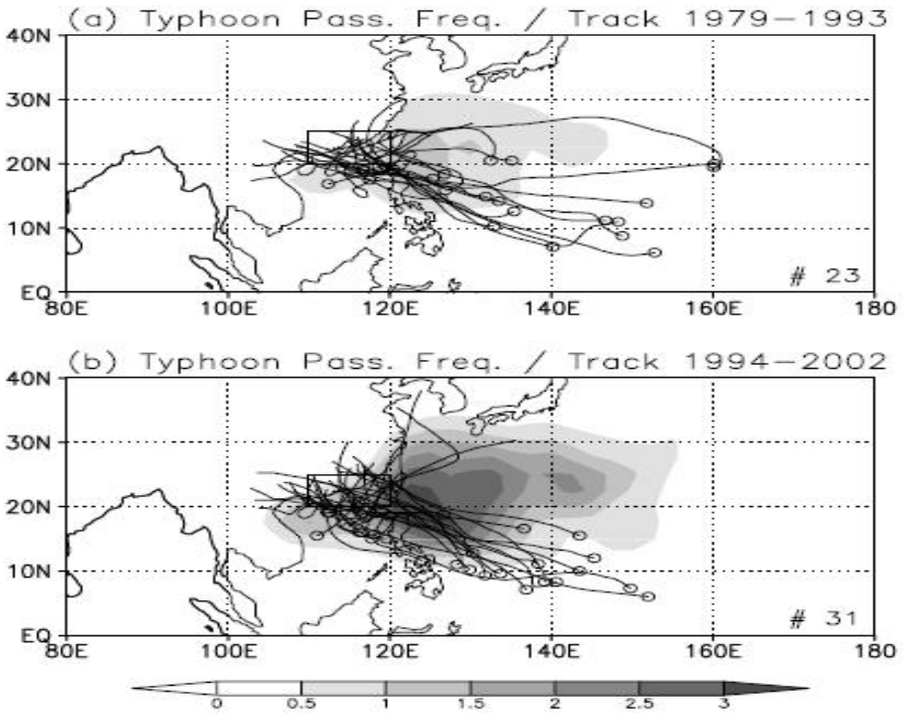


그림 2.48. (a) 1979 ~ 1993년, (b) 1994 ~ 2002년의 기간 동안 2.5° × 2.5°의 격자를 지난 태풍의 연별 비율과 태풍 트랙. 열린 원은 각 태풍의 발생위치를 나타냄(Kwon et al., 2007).

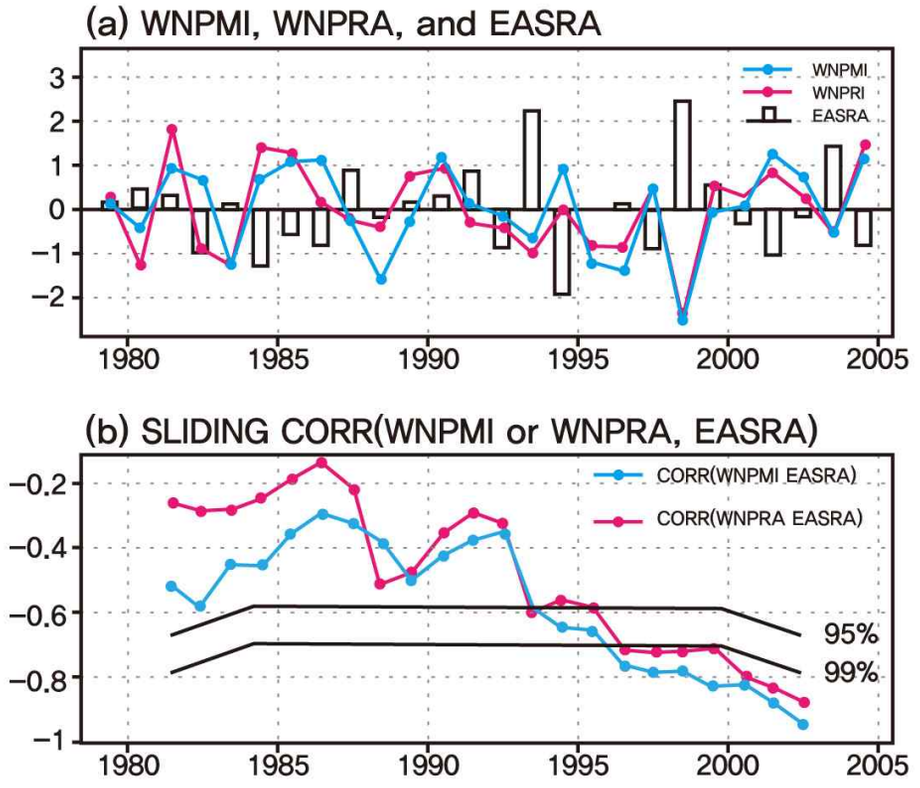


그림 2.49. (a) 정규화된 WNP 몬순지수(청색), WNP 강수 편차(적색), 동아시아 여름 몬순 강수 편차(막대 그래프). (b) WNP 몬순 지수와 동아시아 여름철 강수 편차 사이의 11년 이동상관계수(청색), WNP 강수 편차와 동아시아 여름 강수 편차 사이의 11년 이동상관계수(적색). 두 개의 실선은 95%, 99%의 신뢰 수준을 나타냄(Kwon et al., 2005).

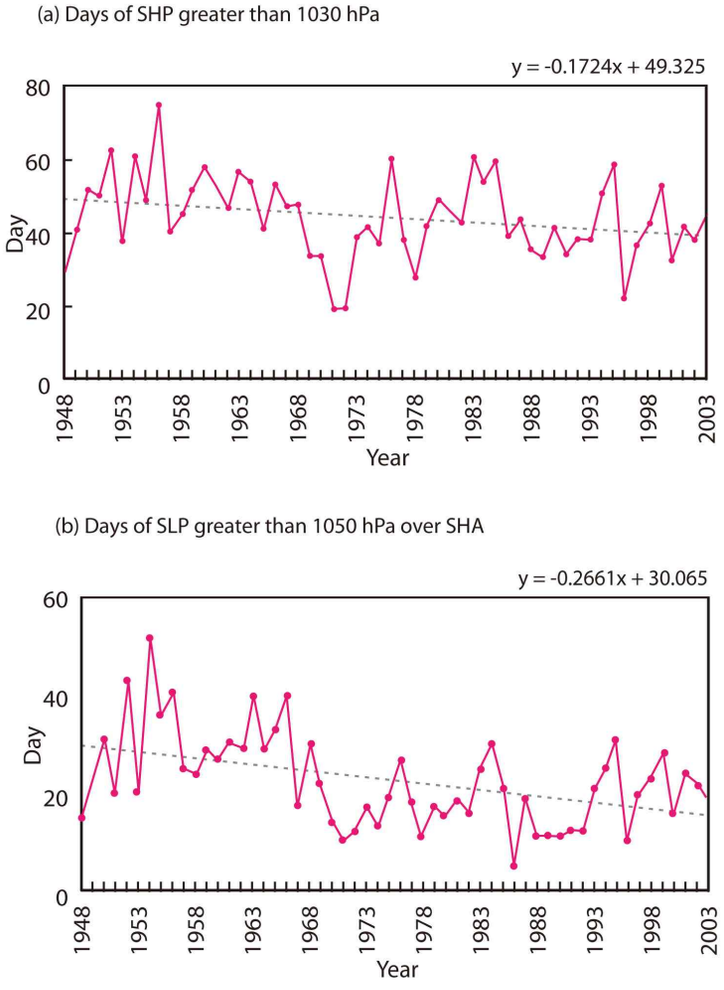


그림 2.50. 최근의 56년 겨울 동안의 (a) 1030 hPa 이상의 시베리아 고기압의 발생 일수, (b) 시베리아 고기압 지역의 1050 hPa 이상의 해면 기압의 발생 일 수의 시계열(Kim et al., 2005).

같은 시기를 기점으로 북서태평양 태풍의 활동도 크게 증가한 것을 볼 수 있다. 남중국 지역에 영향을 주는 태풍의 개수는 1990년대 중반 이전에는 23개이던 것이 이후에는 31개로 크게 증가하였다. 그림 2.48에서 실제 트랙과 2.5° × 2.5° 격자상자를 통과하는 빈도수를 살펴보더라도 태풍 활동이 뚜렷하게 증가했으며, 특히 필리핀 인근을 통과하는 태풍의 수는 전반기에 연 1.2개이던 것이 후반기에는 2.8개로 2배 수준으로 증가한 것을 알 수 있다.

위와 같은 실제적인 값들 외에도 동아시아 몬순과 다른 인자들 사이의 관계 또한 1990년대 중반을 기점으로 변화한 것으로 나타났다. 동아시아 몬순이 북서태평양 몬순과 음의 상관관계를 갖는 것은 널리 알려져 있다. 그림 2.49 역시 북서태평양 몬순을 대기순환장과 강수량으로 표현한 북태평양몬순지수(WNPMI)와 북서태평양강우아노말리(WNPRA) 모두 동아시아 여름 몬순과는 음의 상관관계가 있음을 보여주고 있다. 그런데 이러한 음의 상관관계는 1990년대 후반을 기점으로 99% 신뢰 수준에서 유의한 값으로 증가하는 것을 볼 수 있다.

2.3.5.1.3. 겨울 몬순의 변화

동아시아 겨울 몬순의 변화는 대기 순환의 변화보다는 시베리아 지역의 고기압의 변화와 극한 기온이나 한파의 변화로 나타난다. Kim et al.(2005)은 최근 50년의 해면기압 자료를 이용하여 시베리아 고기압의 장기변동을 살펴보았다. 그림 2.50에서 1030 hPa

이상의 시베리아 고기압과 1050 hPa 이상의 강한 시베리아 고기압이 발생하는 날 수가 최근 50년 간 감소하고 있음이 나타나고 있다. Ryoo et al.(2004)도 또한 1986/1987 ~ 2000/2001년 겨울과 1971/1972 ~ 1985/1986년 겨울 사이의 지위고도 장의 비교를 통해 최근에 극으로부터 기원하는 시베리아 고기압이 약해졌음을 보였다(그림 2.51). 그림 2.51은 또한 이러한 시베리아 고기압의 약화로 한국을 포함한 동아시아에서 평균온도가 상승하였음을 보여주고 있다. 그리고 이러한 변화는 지표면에 국한된 것이 아니라 대류권 전체에서 일어나고 있었다.

시베리아 고기압의 평균 강도의 약화와 동아시아 겨울철 평균 온도의 상승과는 다르게 시베리아 고기압의 주기적인 확장과 전날에 비한 온도 감소로 대표되는 한파 현상의 발생 빈도는 큰 변화를 보이고 있지 않다(Ryoo et al., 2004). 그림 2.52는 1971/1972년부터 1985/1986년 겨울까지와 1986/1987년부터 2000/2001년 겨울까지의 한국에서의 하루 내의 온도 감소의 분포를 나타낸 것이다. 두 기간의 분포 사이에 거의 차이가 나타나고 있지 않고 있다. 또한 Ryoo et al.(2004)은 두 기간 동안에 발생한 한국에서의 한파의 개수가 27로 같았다고 밝히고 있다. 이는 한국에서의 한파와 지구온난화와는 무관하다는 것을 의미한다. 향후 동아시아 지역으로 확장하여 발생하는 한파와 발생과 기후변화 사이의 관계에 대한 연구가 필요하다고 생각된다.

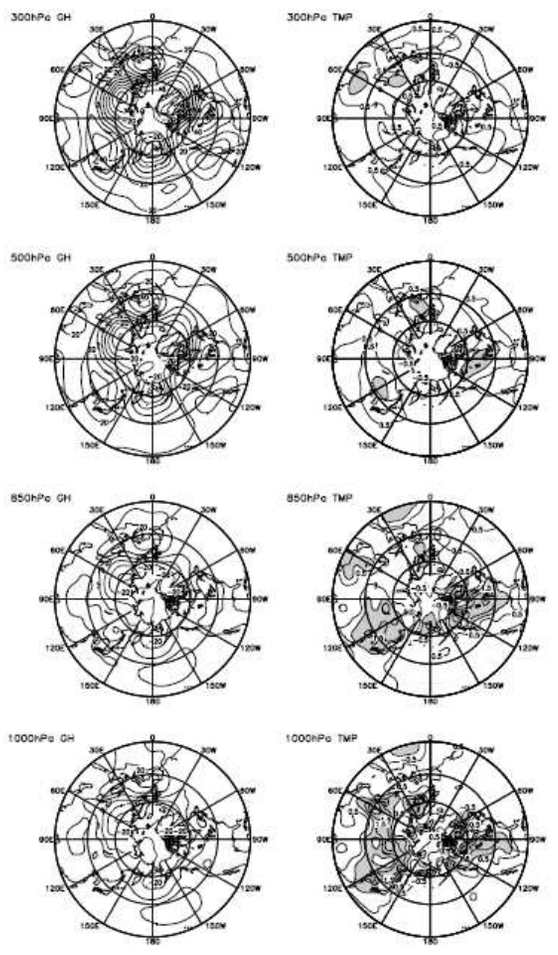


그림 2.51. 1986/1987 ~ 2000/2001년과 1971/1972 ~ 1985/2086년 사이의 1000, 850, 500, 300 hPa 지위고도장(왼쪽 패널)과 온도장(오른쪽 패널)의 평균의 차이. 1℃ 이상의 온도 차이의 지역이 회색으로 나타냄(Ryoo et al., 2004).

2.3.5.2. 기후변동성과 관련된 대기 순환의 변화

2.3.5.2.1. 기후변동성과 관련된 여름 몬순의 변화

북반구의 기후변동성을 대표하는 모드로서 잘 알려진 극진동(AO)은 북극과 중위도 지역의 기압 사이에서 나타나는 진동현상으로 북반구 열대 밖 지역의 대기 순환장에 큰 영향을 주는 것으로 알려져 있다(Thompson and Wallace, 1998). 특히 그 세력은 한랭계절에 강해져 몬순과의 연관성 연구도 주로 겨울철에 집중되어 왔다. 온난계절에도 역시 AO가 설명하는 변동성은 크며, 겨울철 AO가 오랜 저장성을 가지

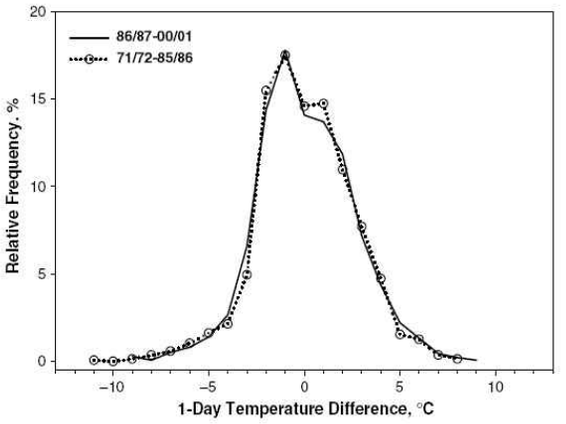


그림 2.52. 1986/1987 ~ 2000/2001년과 1971/1972 ~ 1985/1986년의 전날 대비 금일 온도의 상대적 비율 분포(Ryoo et al., 2004).

기 때문에 일정한 기간 지연성이 있어서 지속적인 영향을 줄 수 있는 것으로 알려져 있다. 실제로 Gong and Ho(2003)는 중국 양쯔강 지역 여름철 강수와 봄철 AO 지수 사이에 높은 관계가 있음을 밝혔다. 그림 2.53은 5월 AO 지수와 양쯔 강 유역에서 관측한 강수의 시계열을 나타낸 그림이다. 1903년부터 1995년까지 총 93년의 기간 동안 AO와 강수는 음의 상관관계(상관계수 = -0.45)를 나타내고 있고 이러한 관계는 최근 50년 동안 더욱 강해지는 것을 볼 수 있다.

그림 2.54는 실제 AO와 중국 지역 강수량의 관계 사이에 영향을 주는 대기장을 확인해 보기 위해 봄철 AO 지수와 중국 지역 강수량에 상층 바람장을 회귀분석한 그림이다. 편의를 위해 강수량에 -1을 곱해 분석한 것을 고려하면 AO와 강수량 모두 동아시아

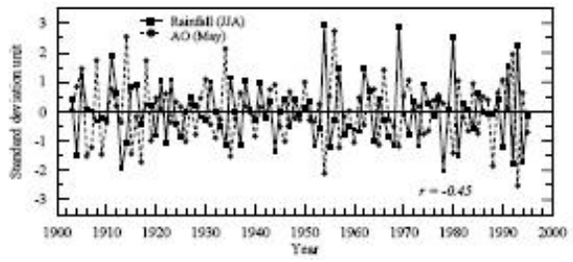


그림 2.53. 정규화된 5월 AO 지수와 양쯔강 지역의 여름몬순 강수의 시계열(Gong and Ho, 2003).

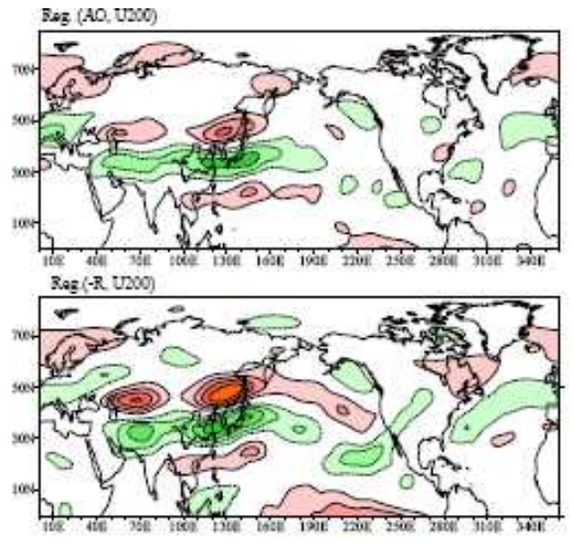


그림 2.54. 1958 ~ 1999년의 기간 동안의 200 hPa 동서바람장에 대한 AO 지수(위 패널)와 여름철 강수량(아래 패널)의 변화. 두 패널의 비교를 쉽게 하기 위해 강수는 -1을 곱함. -0.5 m s^{-1} 이하의 지역과 0.5 m s^{-1} 지역을 색으로 나타냄(Gong and Ho, 2003).

여름 몬순과 관련된 상층 바람장과 깊은 관련이 있음을 알 수 있다. AO가 양의 위상일 때 동아시아 제트기류는 기후 값에 비해 극 쪽으로 이동하고 이는 동아시아 몬순의 강화를 의미하며, 연관되어 나타나는 자오 순환에 의해 양쯔 강 유역에는 하강기류가 생성되면서 해당지역 강수는 감소하게 된다.

북대서양진동(NAO) 역시 아시아 지역 몬순에 영향을 주는 것으로 알려져 있다. AO와 마찬가지로 NAO 역시 겨울철에 강하기 때문에 겨울철 기후와 연관된 연구가 많지만 적설량이나, 해빙, 해수면 온도 등을 통해 뒤따르는 여름철에도 영향을 줄 수 있다(Qian and Saunders, 2003; Ogi et al., 2003). Sung et al.(2006)에 따르면, 동아시아 지역 여름 몬순 역시 이러한 NAO와 연관이 있는 것으로 나타났다. 그림 2.55(a) ~ (d)는 동아시아 각 지역의 여름철 강수량과 이전해 12월 NAO 지수의 상관관계를 보여 준다. 6월에는 남중국과 한국 지역의 강수량과 음의 상관관계를 보이는 반면, 북중국 지역 강수량은 양의 상관관계를 보인다. 7월에는 남중국과 한국 지역의 시그널은 약해지고 북중국 지역에서 음의 상관관계가 강하게 나타나는 것을 볼 수 있다.

이러한 현상은 NAO가 만드는 파동 열이 동아시아 지역의 제트기류에 영향을 주면서 생긴 것으로 추측된다. 12월 NAO 지수에 6월 상층 바람장을 회귀 분석하면 그림 2.56과 같은 제트류가 휘어지는 형태를 볼 수 있다. 이러한 형태는 한국과 남중국 지역의 강수량에 대한 상층 바람장의 회귀 분석 결과를 합성시켜 부호만 바꾼 형태와 유사하다. 즉, 전해 12월에 양의 NAO가 나타난 해에 뒤따르는 6월에는 한국 지역 상층의 제트는 남하하여 제트 북쪽에 위치한 한국 지역에 강수를 감소시키는 역할을 하며 남중국 지역의 상층에서는 제트가 너무 북상하여 해당 지역의 강수를 감소시킨다.

NAO가 동아시아 지역에 미치는 영향은 최근 들어 변화해 왔다(Sung et al., 2006). 그림 2.57은 동아시아 지역 강수량과 NAO의 25년 이동 상관관계를 구한 그림이다. 빨간색 실선은 그림 2.55(b)의 상자 안에 있는 남중국 지역 6월 강수량, 초록색 실선은 그림 2.55(c)의 상자 안의 한국 지역 6월 강수량, 파란

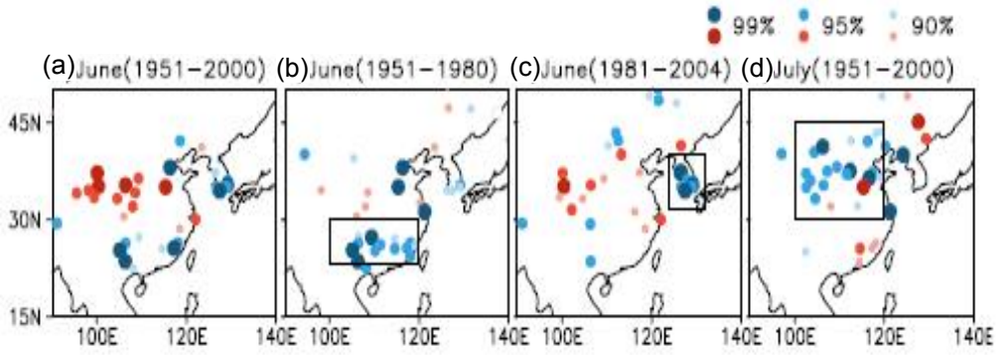


그림 2.55. (a) 1951 ~ 2000년, (b)1951 ~ 1980년, (c) 1981 ~ 2004년 동안의 12월 NAO와 90% 신뢰수준에서 유의미한 상관관계를 같은 6월 강수의 관측 지점의 위치. (d) (a)와 7월의 강수에 대한 것을 제외하고 같은 그림(Sung et al., 2006).

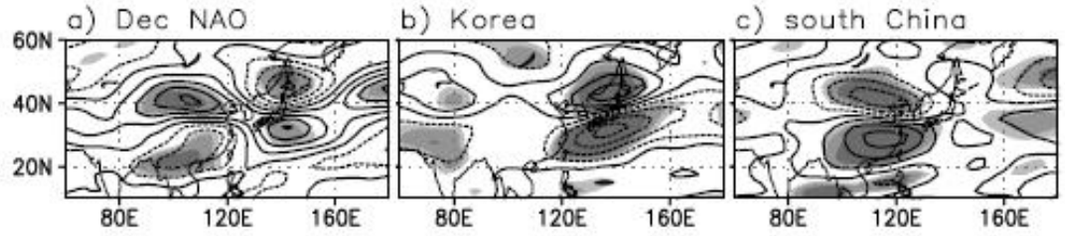


그림 2.56. (a) 12월 NAO 지수, (b) 한국의 6월 강수, (c) 남중국의 6월 강수와 관련된 6월 200 hPa의 동서바람장의 변화(Sung et al., 2006).

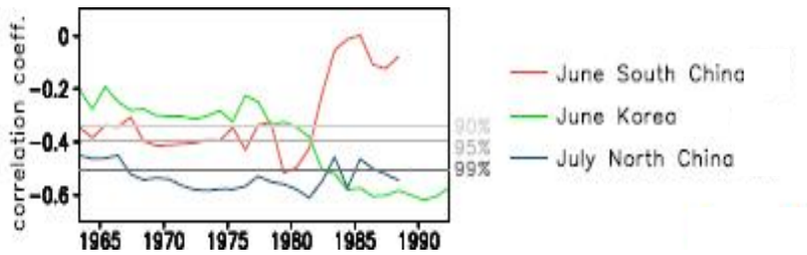


그림 2.57. 12월 NAO 지수와 6월 남중국, 6월 한국, 7월 북중국 사이의 강수와의 25년 이동상관계수(Sung et al., 2006).

색 실선은 그림 2.55(d)의 상자 안의 북중국 지역 7월 강수량을 의미한다. 북중국 지역 강수량은 전 기간에 걸쳐 NAO와 높은 상관관계를 보이고 있으나 남중국 지역은 1970년 후반 이후 상관성이 떨어진 것을 볼 수 있다. 반면 한국 지역의 강수량은 1970년대 후반 이후 99% 신뢰 수준을 넘는 높은 상관성이 나타난 것을 확인할 수 있다.

한편 중국 지역 여름 몬순에 미치는 ENSO의 역할은 최근 들어 점점 줄어드는 것으로 나타났다(Hui et al., 2006). 그림 2.58은 Nino 3 지역(5°N-5°S, 210°E ~ 270°E)의 해수면 온도와 중국 지역 강수 사이의 상관관계가 95% 신뢰 수준에서 유의한 관측 지점의 수를 전반기와 후반기로 나누어 살펴본 것이다. 각 값은 3달마다 이동 평균한 것이다. 1970년대 후반 이전 여름철에는 ENSO의 영향을 받던 지역이 18개에 이르던 것이 후반기 들어서는 10개 이하의 절반 수준으로 감소한 것을 확인할 수 있다.

ENSO 영향의 감소 경향과 달리 인도양 지역의 해수면 온도와 동아시아 몬순 사이의 관련성은 증가한 것으로 보고되고 있다. 김원모 등(2008)에 따르면 1970년대 후반 이전에는 동아시아 강수량과의 상관성이 거의 없었지만 이후에는 벵갈만 근처의 인도양

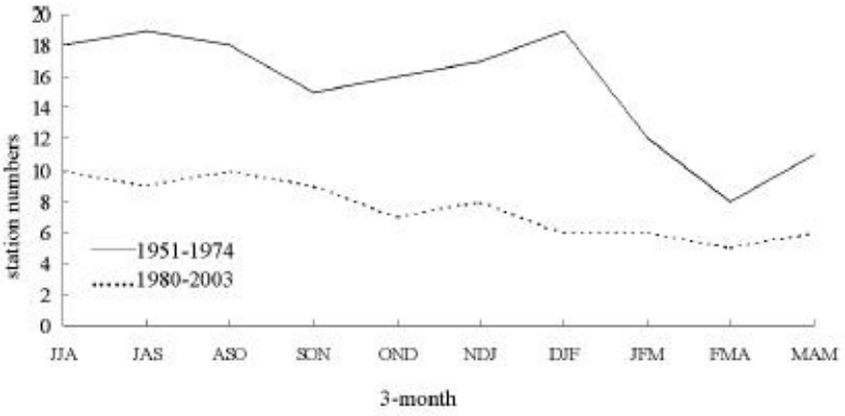


그림 2.58. Nino 3 지역의 해수면 편차와 중국에서의 여름철 강수의 95% 유의수준에서 관련성이 있는 관측지점의 개수(Hui et al., 2006).

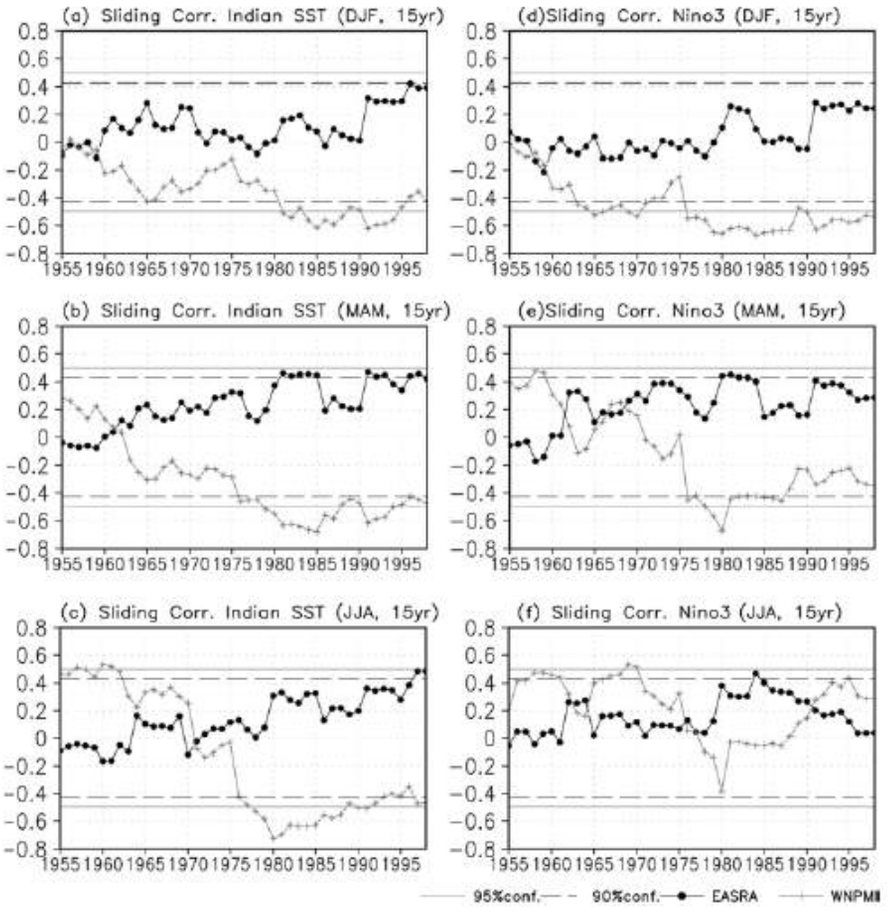


그림 2.59. 1948 ~ 2005년 기간의 (a), (d) 겨울철, (b), (e) 봄철, (c), (f) 여름철 동안의 (a ~ c) 인도양 해수면 온도와 동아시아 여름 강수 편차(회색 선) 또는 인도양 해수면 온도와 WNP 몬순 지수(검은 선), (d ~ f) Nino 3 지수와 동아시아 여름 강수 편차 또는 Nino 3 지수와 WNP 몬순 지수 사이의 이동상관계수(김원모 등, 2008).

에서 높은 상관성이 나타났다. 특히 인도양 해수면 온도의 장주기 변동성은 ENSO의 변동성보다 동아시아 여름 강수와 더 높은 상관관계를 보였다(그림 2.59). 따라서 최근 들어 인도양 해수면 온도의 변동성이 ENSO보다 동아시아 여름 몬순 변동에 미치는 영향이 더욱 커졌을 것이라고 추측할 수 있다.

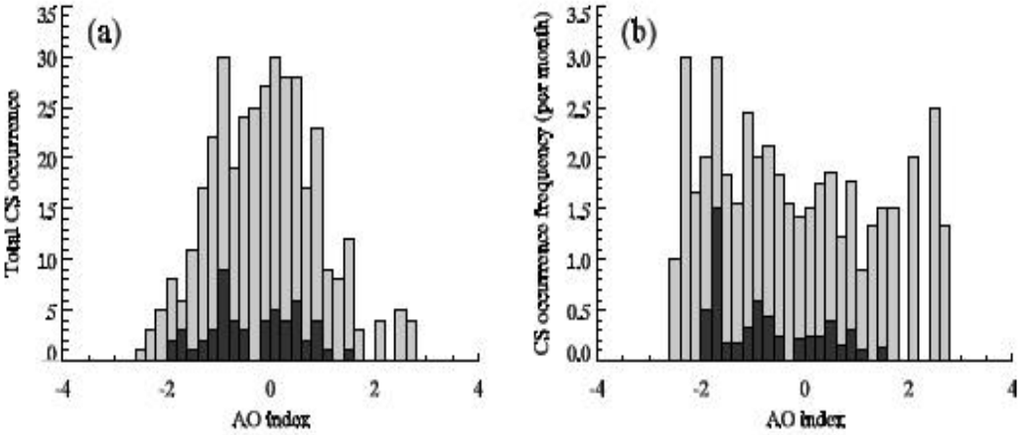


그림 2.60. 월평균 AO 지수에 따른 동아시아 한파 (a) 발생 개수와 (b) 발생 비율을 막대 그래프로 나타내며, 연한 그래프와 진한 그래프는 각각 보통 한파와 강한 한파를 나타냄(Jeong and Ho, 2005).

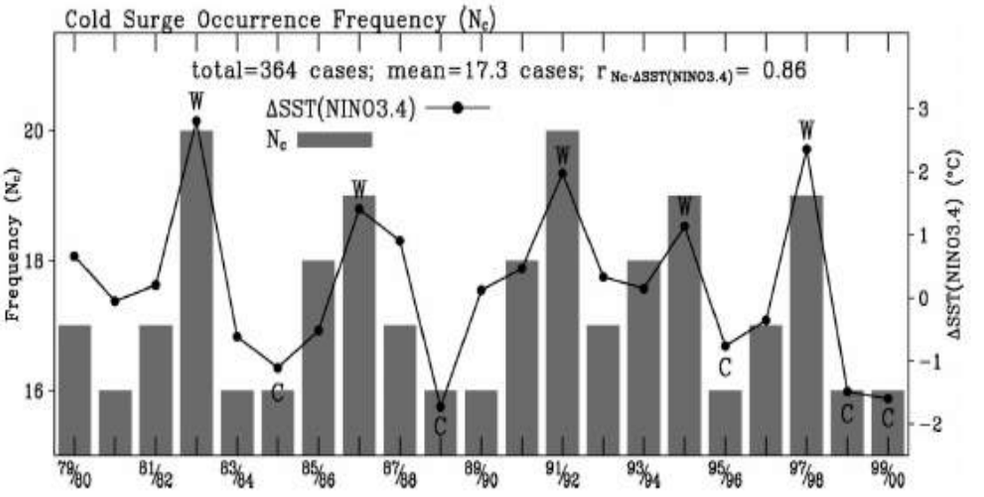


그림 2.61. Nino 3.4 해수면 온도 지수(실선)와 동아시아 한파 발생(막대 그래프)의 시계열. 엘니뇨와 라니냐는 각각 W, C로 표시됨(Chen et al., 2004).

2.3.5.2.2. 기후변동성과 관련된 겨울 몬순의 변화

한파로 대표되는 겨울 몬순도 여름 몬순과 마찬가지로 AO, ENSO와 같은 대규모 기후변동성에 영향을 받고 있다. 신성철 등(2006)과 Jeong and Ho(2005)는 음의 AO일 때, 한파의 발생이 양의 AO일 때에 비해 빈번하다는 것을 밝혔다. 그림 2.60은 AO 지수에 따른 한파의 발생 개수와 월단위 한파 발생 빈도수를 나타낸 것이다. 양의 AO 지수에 비해 음의 AO 지수 쪽에서 한파의 발생이 빈번하며, 총 개수보다 월단위 발생 빈도수에서 그 차이가 뚜렷함을 알 수 있다. 그리고 일반적인 한파보다 극한 한파가 AO 지수에 따른 차이가 더욱 큼을 알 수 있다. 음의 AO 시기에 대류권 중층의 동아시아 해안의 골이 더욱 깊어지고, 상층 제트류가 강해지며, 시베리아 고기압의 확장이 더욱 크게 일어나기 때문에 한파 발생이 빈번해 진다(Jeong and Ho, 2005). 최근의 여러 연구에서 밝혀진 바와 같이(Gillett et al., 2002), 지구온난화로 인해 AO가 점점 양의 위상으로 가고 있다. 따라서, 이러한 AO의 양의 위상으로의 변화는 한파 발생이 감소할 수 있을 것이라는 가능성을 보여준다.

Zhang et al.(1997)과 Chen et al.(2004)은 동아시아 한파 발생 빈도수와 ENSO와의 관계에 대해 분석하여, ENSO와 동아시아 한파는 양의 관계가 있음을 밝

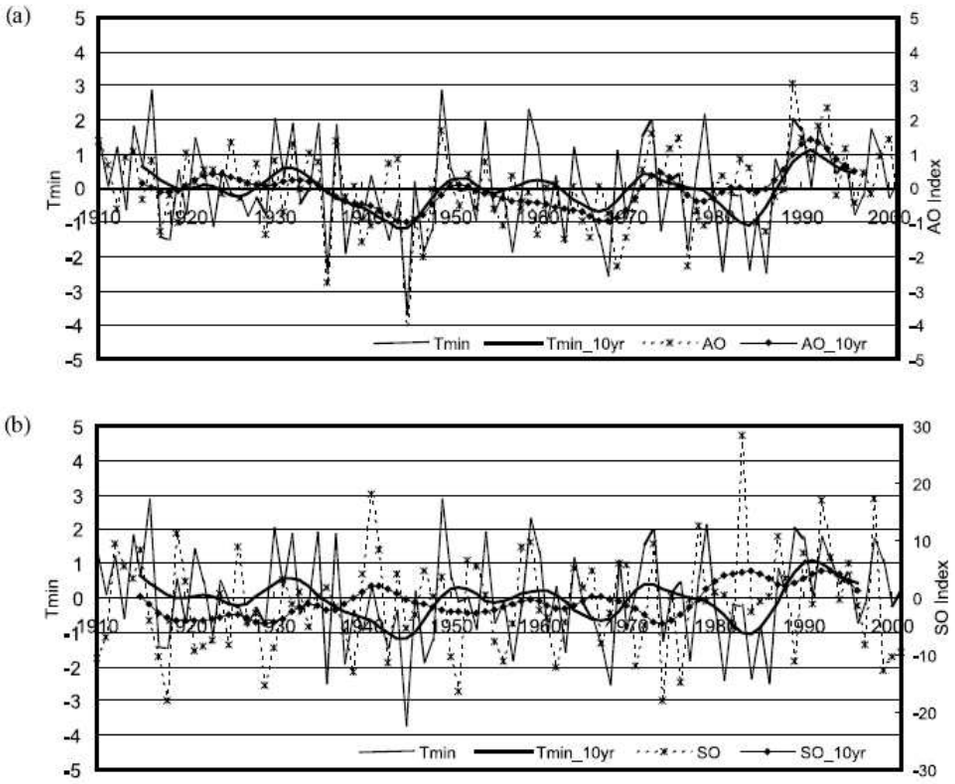


그림 2.62. 겨울철 일 최저 온도 편차, (a) 극진동 지수, (b) 남방 진동 지수의 시계열(임은순과 안중배, 2004).

혔다(그림 2.61). 대표적인 El Nino 시기인 1982/1983 겨울과 1997/1998 겨울에 한파의 발생이 매우 빈번하였다. Zhang et al.(1997)과 Chen et al.(2004)은 ENSO에 의해 형성된 남중국해의 북풍과 북태평양의 파동에 의해 동아시아 한파가 영향을 받을 수 있음을 주장하였다.

이러한 AO, ENSO 등의 대규모 기후 현상에 의한 영향은 한파뿐만 아니라 월평균 기온에도 나타나고 있다. 임은순과 안중배(2004)는 92년간의 한국의 월평균, 최고, 최저 온도 자료를 이용해서 한국의 온도와 AO, ENSO와의 관련성에 대해 분석하였다. 그림 2.62는 AO 및 ENSO와의 상관성이 가장 크게 나타난 한국 4개 지점의 겨울철 최저 온도 편차의 시계열을 AO 지수 및 남방진동지수(SO, ENSO 지수)와 함께 나타낸 것이다. AO 지수와 월최저 온도는 높은 양의 상관관계를 보이고 있다. 이는 겨울철 온도의 장기예측에 대한 AO 지수의 활용 가능성을 제시하고 있다. 반면, SO 지수와 월최저 온도는 약한 음의 상관관계를 보이고 있다.

참고문헌

강경아, 변희룡, 2004: 1982년 동아시아 가뭄의 기후학적 발달과정. *한국기상학회지*, **40**, 467-483.

강영균, 서영상, 1986: 한반도의 이상기온과 인근해 이상수온과의 관계. *한국기상학회지*, **22(3)**, 7-13.

고정웅, 백희정, 권원태, 2005: 한반도 우기의 강수 특성과 지역 구분. *한국기상학회지*, **41**, 101-114.

기상청, 2008: *기후변화의 이해와 기후변화 시나리오 활용 [I]*. 40 pp.

기상청, 1982-2007: '기상연보'.

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

김광식, 1992: *기상학사전*. 향문사, 735 pp.

김맹기, 신성철, 이우섭, 2005: 한반도 겨울철 한파와 관련된 대기 순환과 열원의 특성. *한국지구과학회지*, 26, 560-572.

김성, 박정규, 김맹기, 2005: 한반도 봄철 가뭄과 연관된 북반구 대기순환패턴의 변화. *한국기상학회지*, **41**, 571-585.

김연옥, 1985: 한국의 소빙기 기후, 지리학과 지리교육, 서울대학교 출판부, **14**, 1-16.

김연옥, 1998: 기후변화, 민음사, 408 pp.

김원모, 전종갑, 문병권, 2008: 인도양 해수면 온도와 동아시아 여름 몬순의 관계에 대한 장주기 변동성. *한국지구과학회지*, **29**, 45-59.

류상범, 2001: 장마의 어원과 정의에 대하여. *대기*, **11**, 6-12.

박정재, 2010: *화분-과거 기후변화기록 복원과 생태계 분포 자료를 통한 기후변화 및 변동 분석기술 개발*. 기상청 연구보고서(CATER 2009-1150), 284-296.

변희룡, 한영호, 1994: 한반도에서 계절별로 발생하는 가뭄에 관한 연구. *한국기상학회지*, **30**, 457-467.

신성철, 김맹기, 이우섭, 2006: 극 진동에 연관된 한반도 한파와 열원의 역할. *한국지구과학회지*, **27**, 302-312.

신임철, 2004: *고기후; 한국의 기후(정효상 등)*. 기상청 기상연구소, 317-330.

오재호, 1999: *기후학 II; 변화하는 기후*. 아르케, 461 pp.

윤순옥, 문영룡, 황상일, 2008: 경포호 홀로세 퇴적층에 대한 화분분석과 환경변화. *대한지질학회지*, **44(6)**, 781-794.

이명인, 강인식, 1997: 한반도 기온변동성과 온난화. *Atmosphere*, **33**, 429-443.

이승호, 권원태, 2004: 한국의 여름철 강수량 변동. *대한지리학회지*, **39**, 819-832.

이현영, 이승호, 1993: 장마 시작일 예측 모델. *대한지리학회지*, **28**, 112-122.

이효정, 김철희, 2009: 서울과 부산에서 관측된 일조 시간 및 강수 강도의 장기 변동 분석. *대기*, **19**, 243-253

임규호, 심태현, 2002: 조선왕조실록의 기상 현상 기록 빈도에 근거한 기후. *한국기상학회지*, **38,** 343-354.

임규호, 정현숙, 1992: Interannual variation of the annual precipitations at Seoul. 1771-1990. *J. of Korean Meteor. Soc.*, **28,** 125-132.

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

장남기, 김영복, 오인혜, 손영희, 1987: 대암산 습원의 이탄의 화분분석에 의한 식생변천에 관한 연구. *한국생태학회지*, **10(4)**, 195-204.

전영신, 오성남, 권원태, 2000: 고려사에 기록된 황사와 황무현상. *한국 제4기 학회지*, **14,** 49-55.

전종갑, 문병권, 1997: 측우기 강우량 자료의 복원과 분석. *한국기상학회지*, **33**, 691-707.

전종갑, 이광호, 1992: 남한에서의 기온과 강수량의 변동에 관한 연구. *Nature*, **17**, 45-65.

정현숙, 임규호, 오재호, 1999: 서울 지역 강수량의 시계열에 나타난 시간 변동성 해석. *한국기상학회지*, **35(3)**, 354-371

하경자, 박성규, 김기영, 2003: 한반도 주변의 하계 강수량의 경년 변동과 이에 연관된 동아시아 순환의 특성. *한국기상학회지*, **39**, 575-586.

한영호, 정정실, 1991: 해수온도가 우리나라 서해안 지방의 기온 및 습도에 미치는 영향. *한국기상학회지*, **27**, 197-203.

허창회, 강인식, 1988: 한국 지역 강수의 변동성에 관한 연구. *한국기상학회지*, **24**, 38-48.

Albrecht, B., 1989: Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness. *Science*, **245**, 1227-1230.

Allan, R. P., M. A. Ringer, and A. Slingo, 2003: Evaluation of moisture in the Hadley Centre Climate Model using simulations of HIRS water vapour channel radiances. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **128**, 1-18.

Alpert, P., P. Kishcha, Y. J. Kaufman, and R. Schwarzbard, 2005: Global dimming or local dimming?: Effect of urbanization on sunlight availability. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17802, doi:10.1029/2005GL023320.

Baker, P. A., G. O. Seltzer, S. C. Fritz, R. B. Dunbar, M. J. Grove, P. M. Tapia, S. L. Cross, H. D. Rowe, and J. P. Broda, 2002: Trans-Atlantic climate connections. *Science*, **296,** 67-68.

Birks, H. J. B., 1998: Numerical tools in paleolimnology-progress, potentialities, and problems. *J. Paleolimnology,* **20**, 307-32.

Bond, G., W. Showers, M. Cheseby, R. Lotti, P. Almasi, P. deMenocal, P. Priore, H. Cullen, I. Hajdas, and G. Bonani, 1997: A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science,* **278**, 1257-1266.

Boyle, J. S., and C. P. Chang, 1984: Monthly and seasonal winter climatology over the global tropics and subtropics for the decade 1973-1983. *Naval Postgraduate School Rep*. NPS-63-84-006, 30.

Boyle, J. S., and T. J. Chen, 1987: *Synoptic aspects of the wintertime East Asian monsoon, In Monsoon Meteorology*. C. P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 125-160.

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. *J. Geophys. Res.*, **111**, D1210, doi:10.1029/2005JD006548.

Broekier, W. S., 2001: Was the Medieval warm period global. *Science*, **291,** 1497-1499.

Brookier, W., 1997: Future directions of paleoclimate research. *Quaternary Science Reviews*, **18,** 821-825.

Chan, J. C. L., 2006: Comment on "Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment". *Science*, **311(5768)**, 1713, DOI: 10.1126/science.1121522.

Chan, J. C. L., and C. Y. Li, 2004: *The East Asian winter monsoon. In East Asian Monsoon(World Scientific Series on Meteorology of East Asia)*. C. P. Chang Eds., World Scientific Publishing Co., pp 54-106.

Chang, C. P., Z. Wang, and H. Hendon, 2006: *The Asian winter monsoon. In The Asian Monsoon*. B.Wang Eds., Springer/Praxis Publishing, 91 pp.

Chen, T. C., 2002: A North Pacific short-wave train during the extreme phases of ENSO. *J. Climate*, **15**, 2359-2376.

Chen, T. C., W. R. Huang, and J. H. Yoon, 2004: Interannual variation of the east Asian cold surge activity. *J. Climate*, **34**, 293-305.

Chen, T. C., M. C. Yen, W. R. Huang, and W. A. Gallus Jr., 2002: An east Asian cold surge: Case study. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2271-2290.

Cheng, Y., U. Lohmann, and J. Zhang, 2005: Contribution of changes in sea surface temperature and aerosol loading to the decreasing precipitation trend in Southern China. *J. Climate*, **18**, 1381-1390.

Choi, Y. S., C. H. Ho, D. Chen, Y. H. Noh, and C. K. Song, 2008a: Spectral analysis of weekly variation in PM10 mass concentration and meteorological conditions over China. *Atmos. Environ.*, **42**, 655-666.

Choi, Y. S., C. H. Ho, J. Kim, D. Y. Gong, and R. J. Park, 2008b: The impact of aerosols on the summer rainfall frequency in China. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **47**, 1802-181.

Choi, Y. S., C. H. Ho, B. G. Kim, and S. K. Hur, 2008c: Long-term variation in midweek/weekend cloudiness difference during summer in Korea. *Atmos. Environ.*, **42**, 6726-6732.

Cohen, J., K. Saito, and D. Entekhabi, 2001: The role of the Siberian high in Northern Hemisphere climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 299-302.

Dai, A., T. R. Karl, B. Sun, and K. E. Trenberth, 2006: Recent trends in cloudiness over the United States: A tale of monitoring inadequacies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *87*, 597-606.

Delworth, T. L., and M. E. Mann, 2000: Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Clim. Dyn.*, **16**, 661-676.

Ding, Y. H., 1994: *Monsoons over China*. Kluwer Academic Publisher, 419 pp.

Ding, Y., and D. R. Sikka, 2006: *Synoptic systems and weather, In The Asian Monsoon*. B. Wang, Eds., Springer-Praxis, pp 131-201.

Druffel, E. M., 1982: Banded corals; Changes in oceanic carbon-14 during the Little Ice Age. *Science*, **218,** 13-19.

Enfield, D. B., A. M. Mestas-Nuñez, and P. J. Trimble, 2001: The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental US. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2077-2080.

Folland, C. K., Parker, D. E., Colman, A. W., and Washington, R, 1999: *Large scale modes of ocean surface temperature since the late nineteenth century. In Beyond El Niño: Decadal and Interdecadal Climate Variability*. Navarra, A. Eds., Springer-Verlag, pp 73-102.

Fujiki, T. and Yasuda, Y., 2004: Vegetation history during the Holocene from Lake Hyangho, northeastern Korea. *Quaternary International,* **123-125**, 63-69.

Gilgen, H., M. Wild, and A. Ohmura, 1998: Means and trends of shortwave irradiance at the surface estimated from global energy balance archive data. *J. Climate*, **11**, 2042-2061.

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? *J. Geophys. Res.*, **107**, 4022, doi:10.1029/2001JD000589.

Goldenberg, S. B., C. W. Landsea, A. M. Mestas-Nunez, and W. M. Gray, 2001: The recent increase in Atlantic

hurricane activity: causes and implications. *Science*, **293**, 474-479.

Gong, D. Y., and C. H. Ho, 2003: Arctic Oscillation signals in the East Asian summer monsoon. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4066, doi:10.1029/2002JD002193.

Gong, D. Y., C. H. Ho, D. Chen, Y. Qian, Y. S. Choi, and J. Kim, 2007: Weekly cycle of aerosol-meteorology interaction over China. *J. Geophys. Res.*, **112**, D22202, doi:10.1029/2007JD008888.

Gong, D. Y., D. Guo, and C. H. Ho, 2006: Weekend effect in diurnal temperature range in China: Opposite signals between winter and summer. *J. Geophys. Res.*, **111**, D18113.

Gowlett, J. A. J., 2001: Out in the cold. *Nature*, **413**, 33-34.

Ha K. J., E. H. Jeon, and H. M. Oh, 2007: Spatial and temporal characteristics of precipitation using an extensive network of ground gauge in the Korean Peninsula. *Atmos. Res.*, **86**, 330-339.

Hansen, J., R. Ruedy, M. Sato, M. Imhoff, W. Lawrence, D. Easterling, T. Peterson, and T. Karl, 2001: A closer look at United States and global surface temperature change. *J. Geophys. Res.*, **106**, 23947-23963.

Henderson-Sellers, A., 1992: Continental cloudiness changes this century. *GeoJournal*, **27**, 255-262.

Ho, C. H., Lee J. Y., Ahn, M. H., and Lee, H. S., 2003: A sudden change in summer rainfall characteristics in Korea during the late 1970s. *Int. J. Climatol.*, **23**, 117-128.

Ho, C. H., J. H. Kim, Y. B. Lee, K. M. Lau, K. M. Kim, and D. Y. Gong, 2005: Interdecadal changes in heavy rainfall in China during the northern summer. *The Journal of Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, **16(5)**, 1163-1176.

Ho, C. H., Y. S. Choi and S. K. Hur, 2009: Long-term changes in summer weekend effect over northeastern China and the connection with regional warming. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L15706, doi:10.1029/2009 GL039509.

Holton, J. R., 2004: *An introduction to Dynamic Meteorology, 4th Ed.*, Elsevier Academic Press, pp 146-147.

Hui, G., W. Yongguang, and H. Jinhai, 2006: Weakening significance of ENSO as a predictor of summer precipitation in China. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L09807, doi:10. 1029/2005GL025511.

Hulme, M., Z. C. Zhao and T. Jiang, 1994: Recent and future climate change in East Asia. *Int. J. Climatol.*, **14**, 637-658.

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.* Cambridge University Press, NY, USA, 996 pp.

Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analysis of SST and marine meteorological variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.

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

Jhun, J. G., and E. J. Lee, 2004: A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J. Clim*, 17, 711-725.

Jo, S. H., 2003: The long-term temperature during the last 1000 years in DPRK. International Symposium on Climate Change, Beijing, China, 31 March-3 April, 2003, Abstract, 121-122.

Jung, H. S., Lim G. H., and Oh, J. H., 2001: Interpretation of the transient variations in the time series of precipitation amounts in Seoul, Korea. Part I; Diurnal variation. *Journal of Climate*, **14(13)**, 2989-3004.

Karl, T. R., and D. R. Easterling, 1999: Climate extremes; Selected review and future research directions. *Climatic Change*, **42,** 309-325.

Keigwin, L. D., 1996: The Little Ice Age and Medieval warm period in the Sargasso Sea. *Science*, **274,** 1504-1508.

Kennett, J., 1982: *Marine Geology*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. J., 07632, 813 pp.

Kerr, R. A., 1998: Warming unpleasant surprise; Shivering in the greenhouse. *Science*, **281,** 156-158.

Kerr, R. A., 1999: The Little Ice Age-Only the latest big chill. *Science*, **284,** 2069.

Kim, B. G., M. H. Choi, and C. H. Ho, 2009: Weekly

periodicities of meteorological variables and their possible association with aerosols in Korea. *Atmos. Environ.*, **43**, 6058-6065.

Kim, D. W., H. R. Byun, and Y. I. Lee, 2005: The long-term changes of Siberian High and winter climate over the northern hemisphere. *J. Korean Meteor. Soc.*, **41**, 275-283.

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. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L18706, doi:10.1029/2006GL027430.

Kim, K. H., S. K. Pandey, H. T. Nguyen, S. Y. Chung, S. J. Cho, M. Y. Kim, J. M. Oh, and Y. Sunwoo, 2010: Long-term behavior of particulate matters at urban roadside and background locations in Seoul, Korea. *Trans. Res. D: Transport and Environment*, **15**, 168-174.

Kim, Y. O., 1992: *The Little Ice Age in Korea: An approach to historical climatology; Proceedings of the International Symposium on the Little Ice Age Climate*, Ed. T. Mikami, Department of Geography, Tokyo Metropolitan University, p 170-175.

Korotky, A. M., N. G. Razjigaeva, T. A. Grebennikova, L. A. Ganzey, L. M. Mokhova, V. B. Bazarova, L. D. Sulerzhitsky, and K. A. Lutaenko, 2001: Middle-and late-Holocene environments and vegetation history of Kunashir Island, Kurile Islands, northwestern Pacific. The Holocene, 10 : 311-331.

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. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L1697, 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. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L21706, doi: 10.1029/2007GL031977.

Landsea, C. W., 2005: Hurricanes and global warming. *Nature*, **438**, E11-E12.

Lau, K. M., and C. P. Chang, 1987: *Planetary scale aspects of the winter monsoon and atmospheric teleconnections In Monsoon Meteorology*. C. P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, pp 161-201.

Lau, K. M., and M. T. Li, 1984: The monsoons of East Asia and its global associations－A survey. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 114-125.

Lee, K. H., J. E. Kim, Y. J. Kim, J. Kim, and W. von Hoyningen-Huene, 2005: Impact of the smoke aerosol from Russian forest fires on the atmospheric environment over Korea during May 2003. *Atmos. Environ.*, **39**, 85-99.

Liepert, B. G., J. Feichter, U. Lohmann, and E. Roeckner, 2004: Can aerosols spin down the water cycle in a warmer and moister world? *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06207, doi:10.1029/2003GL019060.

Lim, G. H., A. S. Seo, and Y. S. Lee, 1997: Relationship between the precipitation amounts over the Korean Peninsula and its adjacent seas. *J. Korean Meteor. Soc.*, **33**, 781-795.

Lim, G. H., and H. S. Jung, 1992: Interannual variation of the annual precipitations at Seoul, 1771-1990. *J. of Korean Meteor. Soc.*, **28,** 125-132.

Liu, J., X. Xia, P. Wang, Z. Li, Y. Zheng, M. Cribb, and H. Chen, 2007: Significant aerosol direct radiative effect during a pollution episode in northern China. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L23808, doi:10.1029/2007GL030953.

Lohmann, G., and M. Schulz, 2000: Reconciling bolling warmth with peak deglacial meltwater discharge. *Paleoceanography*, **15,** 537-540.

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, Oak Ridge, TN, http://cdiac.esd. ornl.gov/trends/temp/lugina/lugina.html.

Luo, Y., D. Lu, X. Zhou, and Q. He, 2001: Characteristics of the spatial distribution and yearly variation of aerosol optical depth over China in last 30 years. *J. Geophys. Res.*, **106**, 501-513.

Marris, E., 2007: Market takes a gamble on carbon futures.

Nature, **448,** 974-975.

Menon, S., J. Hansen, L. Nazarenko, and Y. Luo, 2002: Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science*, **297**, 2250-2253.

Mikami, T., 1992: *Climate variations in Japan during the Little Ice Age-Summer temperature reconstructions since 1771, Proceedings of the International Symposium on the Little Ice Age Climate.* Ed., T. Mikami, Department of Geography, Tokyo Metropolitan University, 176-181.

Mukai, M., T. Nakajima, and T. Takemura, 2008: A study of anthropogenic impacts of the radiation budget and the cloud field in East Asia based on model simulations with GCM. *J. Geophys. Res.*, **113**, D12211, doi:10.1029/2007JD009325.

Norris, J. R., 2005: Trends in upper-level cloud cover and atmospheric circulation over the Indo-Pacific region between 1952 and 1997. *J. Geophys. Res.*, **110**, D21110 doi:10.1029/2005JD006183.

Ogi, M., Y. Tachibana, and K. Yamazaki, 2003: Impact of the wintertime North Atlantic Oscillation(NAO) on the summertime atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1704, doi:10.1029/2003GL017280.

Ohmura, A., 2006: Observed long-term variations of solar irradiance at the earth's surface. *Space Sci. Rev.*, **125**, 111-128.

Oppo, D., 1997: Millennial climate oscillations. *Science*, **278,** 1244-1246.

Park, W. K., and R. R. Yadav, 1998: Reconstruction of May precipitation(AD 1731-1995) in west-central Korea from tree rings of Korean red pine. *J. Korean Meteor. Soc.*, **34,** 459-465.

Park, W. K., J. W. Seo, Y. J. Kim, and J. H. Oh, 2001: July-August temperature of central Korea since 1700 AD: Reconstruction from tree rings of Korean pine (Pinus koraiensis). *Palaeobatanist*, **50**, 107-111

Pascotti, J., 2007: Deciphering ancient weather reports, drip by drip. *Science*, **317,** 448.

Pinker, R.T., B. Zhang, and E. G. Dutton, 2005: Do satellites detect trends in surface solar radiation? *Science*, **308**, 850-854.

Qian, B., and M. A. Saunders, 2003: Summer U.K. temperature and its links to preceding Eurasian snow cover, North Atlantic SSTs, and the NAO. *J. Clim*, **16**, 4108-4120.

Ramage, C. S., 1971: *Monsoon Meteorology*. Academic Press, 296pp.

Ramanathan, V., C. Chung, D. Kim, T. Bettge, L. Buja, J. T. Kiehl, W. M. Washington, Q. Fu, D. R. Sikka, and M. Wild, 2005: Atmospheric brown clouds: Impacts on South Asian climate and hydrological cycle. *PNAS*, **102**, 5326-5333.

Ren, G.Y., et al., 2005: Climate changes of mainland China over the past half century. *Acta Meteorol. Sin.*, **63(6)**, 942-955.

Rosenfeld, D., J. Dai, X. Yu, Z. Yao, X. Xu, X. Yang, and C. Du, 2007: Inverse relations between amounts of air pollution and orographic precipitation. *Science*, **315**, 1396-1398.

Rossow, W. B., and E. N. Duenas, 2004: The International Satellite Cloud Climatology Project(ISCCP) web site. *Bull. Amer. Meteoro. Soc.*, **85**, 167-172.

Ryoo, S. B, W. T. Kwon, and J. G. Jhun, 2004: Characteristics of wintertime daily and extreme minimum temperature over south Korea. *Int. J. Climatol.*, **24**, 145-160.

Sabadini, R., 2002: Ice sheet collapse and sea level change. *Science*, **295**, 2376-2377.

Schimmelmann, A., M. Zhao, C. C. Harvey, and C. B. Lange, 1998: A large California flood and correlative global climatic events 400 years ago. *Quaternary Research*, **49,** 51-61.

Smith, T. M., T. C. Peterson, J. H. Lawrimore, and R. W. Reynolds., 2005: New surface temperature analyses for climate monitoring. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14712 doi:10.1029/2005GL023402.

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

Soden, B. J., and S. R. Schroeder, 2000: Decadal variations in tropical water vapor: A comparison of observations and a model simulation. *J. Climate*, **13**, 3337-3340.

Sun, B. M., 2003: Cloudiness over the contiguous United States: Contemporary changes observed using ground-based

and ISCCP D2 data. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1053, doi:10.1029/2006GL027253.

Sun, J. Lee, T. Y., 2002: A numerical study of an intense quasi-stationary convection band over the Korean peninsula. *J. Meteorol. Soc. Japan.*, **80**, 1221-1245.

Sung, M. K., W. T. Kwon, H. J. Baek, K. O. Boo, G. H. Lim, and J. S. Kug, 2006: A possible impact of the North Atlantic Oscillation on the east Asian summer monsoon precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L21713, doi:10.1029/2006GL027253.

Szeicz, J. M., and G. M., MacDonald, 1995: Dendroclimatic reconstruction of summer temperatures in northwestern Canada since AD 1638 based on age-dependent modeling. *Quaternary Research*, **44,** 257-266.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.

Trenberth, K. E., 2002: Changes in tropical clouds and radiation. *Science*, **296(5576)**, 2095, DOI: 10.1126/ science.296.5576.2095a.

Trenberth, K. E., J. Fasullo, and L. Smith, 2005: Trends and variability in column integrated atmospheric water vapor. *Clim. Dyn.*, **24**, 741-758.

Vose, R. S., D. R. Easterling, and B. Gleanson, 2005: Maximum and minimum temperature trends for the globe: An update through 2004. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23822, doi:10.1029/2005GL024379.

Wada, Y., 1917: Chosen Kodai kansoku kiroku chosa hokoku, reports on the survey of the ancient records of observation in Korea, 200(in Japanese).

Wang, B. and LinHo, 2002: Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J. Clim*, **15**, 386-398.

Wang, P. H., P. Minnis, B. A. Wielicki, T. Wong, and L. B. Vann, 2002: Satellite observations of long-term changes in tropical cloud and outgoing longwave radiation from 1985 to 1998. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1397, doi:10.1029/2001GL014264.

Wielicki, B. A., et al., 2002: Evidence for large decadal variability in the tropical mean radiative energy budget. *Science*, **295**, 841-844.

Wild, M. A. Ohmura, H. Gilgen, and D. Rosenfeld, 2004: On the consistency of trends in radiation and temperature records and implications for the global hydrological cycle. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L11201, doi:10.1029/2003GL019188.

Wild, M. A., et al., 2005: From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at Earth's surface. *Science*, **308**, 847-850.

Woodhouse, C. A., and J. T. Overpeck, 1998: 2000 years of drought variability in the central United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79,** 2693-2714.

Wong, T. D. F., M. H. Young, and S. Weckmann, 2000: Validation of the CERES/TRMM ERBE-like monthly mean clear-sky longwave dataset and the effects of the 1998 ENSO event. *J. Climate*, **13**, 4256-4267.

Xia, X., H. Chen, Z. Li, P. Wang, and J. Wang, 2007: Significant reduction of surface solar irradiance induced by aerosols in a suburban region in northeastern China. *J. Geophys. Res.*, **112**, D22S02, doi:10.1029/2006JD007562.

Yang, S., K. M. Lau, and K. M. Kim, 2002: Variations of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies. *J. Climate*, **15**, 306-325.

Zhang, D., and L. Lu, 2007: Anti-correlation of summer/ winter monsoons. *Nature*, **450,** E7.

Zhang, Y., K. R. Sperber, and J. S. Boyle, 1997: Climatology and interannual variation of east Asian winter monsoon; Result from the 1979-95 NCEP/NCAR reanalysis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2605-2619.

Zhao, C., X. Tie, and Y. Lin, 2006: A possible positive feedback of reduction of precipitation and increase in aerosols over eastern central China. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L11814, doi:10.1029/2006GL025959.

Zhisheng, A., J. E. Kutzbach, W. L. Prell, and S. C. Porter, 2001: Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since Late Miocene times. *Nature*, **411,** 62-66.

安田喜憲, 塚田松雄, 金遵敏, 李相泰, 任良宰, 1978: 韓國における環境變遷史と農耕の起源-韓國における環境變遷史. *日本文部省海外學術調査報告書*, 1-19.

曺華龍, 1979: 韓國東海岸地域における後氷期の花粉分析學的研究. *東北地理*, **31**, 23-35.

제 3 장

생지화학 과정과 기후계의 결합

주 저 자 :
김 준(서울대학교), 서명석(공주대학교)

기 여 저 자 :
이영희(경북대학교), 홍진규(연세대학교), 박영규(한국해양연구원), 이미혜(고려대학교)

감수편집자 :
김영준(광주과학기술원)

목 차

3.1. 요약 ····· 75

3.2. 육상 생태계와 기후 ····· 76
3.2.1. 서론 ····· 76
3.2.2. 육상 과정과 기후의 규모 의존 ····· 77
3.2.3. 지표 효과의 관측적 근거 ····· 77
3.2.4. 토양-식생-대기의 연결 모델링 ····· 78
3.2.5. 육상 탄소순환 과정과 기후 되먹임 ····· 78
3.2.6. 현재의 육상 탄소 수지 ····· 79
3.2.7. 육상 질소 및 기타 생지화학 수지 ····· 81

3.3. 해양 생태계와 기후 ····· 82
3.3.1. 서론 ····· 82
3.3.2. 한반도 주변해양의 탄소순환 ····· 82
3.3.3. 향후 연구방향 ····· 85

3.4. 대기화학과 기후 ····· 86
3.4.1. 서론 ····· 86
3.4.2. 오존과 전구물질 ····· 87
3.4.3. 광화학 산화제 ····· 90
3.4.4. 메탄(CH_4)과 디메틸황화물 (Dimethyl Sulfide) ····· 90

3.5. 생지화학순환과 기후계의 결합 ····· 91
3.5.1. 토양-식생-대기-강수의 상호 작용 ····· 91
3.5.1.1. 국지 규모 수치 모사 ····· 91
3.5.1.2. 지역 규모 수치 모사 ····· 93
3.5.1.3. 전구 규모 수치 모사 ····· 97
3.5.2. 지표 피복 변화와 대기 수치 모사에 미치는 영향 ····· 98
3.5.3. 생지화학과 생태수문의 결합 ····· 100
3.5.4. 규모 의존성 ····· 103

참고문헌 ····· 106

3.1. 요약

기후계의 특성은 대기, 육상 및 해양 생태계 사이에서 일어나는 복잡하게 연결된 물리, 화학, 생물 및 지질학적 과정들에 의한 에너지와 물질의 끊임없는 순환과 재분배에 의해 결정된다. 최근 탄력이론에 기반을 둔 시스템 차원의 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 오염 등 이들 아홉 가지 영역이다(Rockstrom et al., 2009a). 이 아홉 가지 영역은 모두 지구상의 생지화학 과정의 핵심임을 주목할 필요가 있다. 이중에서 인류가 기후변화, 생물다양성 손실과 질소순환의 변화의 세 영역에서 이미 그 경계를 넘어서서 기후계에 치명적인 결과를 가져올 수 있음을 경고하고 있다(Rockstrom et al., 2009b).

지구 기후를 조절하는 주요 인자인 대기의 복사특성은 지표의 생물리학적 상태와 다양한 미량 성분들이 대기에 얼마나 많고 적은가에 따라 크게 영향을 받는다. 이러한 성분으로는 이산화탄소(CO_2), 메탄(CH_4), 아산화질소(N_2O) 등과 같이 수명이 긴 온실가스를 비롯하여, 복사적으로 반응하는 오존 및 다양한 형태의 에어로졸 입자들이 있다. 대기의 조성은 자연적 및 인위적 과정에 의한 기체들과 에어로졸의 방출, 다양한 규모의 수송, 화학적 변환과 미세물리적 변환, 육지와 육상 생태계 그리고 해양과 해양 생태계를 통한 습식 제거나 표면 흡수와 같은 과정들에 의해 결정된다. 이러한 생지화학 과정들은 기후 변화에 의해 영향을 받으며, 지구시스템을 구성하는 각 권역들 내에서의 상호작용뿐만 아니라 권역들 간의 상호작용을 포함한다. 이러한 상호작용들은 대개 비선형적이며, 기후계에 음 또는 양의 되먹임을 일으킬 수 있다. 즉, 어느 한 권역에서의 변화는 그 권역에서만의 변화로 끝나는 것이 아니라 다양한 시·공간규모로 다른 권역에 영향을 주어 결국에는 기후계 전체의 변화를 가져온다. 엘니뇨, 라니냐로 대표되는 해수면온도 변화와 기후계의 상호작용, 사막화, 도시화 등에 의한 지권과 생물권의 변화와 기후계간의 상호작용, 빙하의 축소, 에어로졸이 기후계에 미치는 직·간접효과 그리고 이산화탄소로 대표되는 온실가스들이 기후계에 미치는 영향 등은 현재 우리가 직면한 기후변화를 과학적으로 이해하고 예측하는 데 있어서 가장 중요한 연구주제들이다.

21세기에 들어서면서, 대기, 해양, 생물권 및 빙권에 대한 관측 자료의 빠른 증가와 정확도 향상, 모델의 해상도 및 물리과정 모수화 수준의 향상으로 기후변화 연구에서의 불확실성이 현저히 줄어들고 있다. 그러나 아직도 생물권과 기후계간의 복잡한 비선형적 상호작용과, 빙상이 해수면 상승과 기후변화에 미치는 영향, 그리고 에어로졸이 구름 등에 미치는 영향 등에 대해서는 우선적으로 해결해야 할 과제들이 많이 남아있다.

우리나라는 동아시아 대륙과 북서태평양의 영향을 동시에 받아 기후학적으로 동아시아 몬순기후에 속한다. 즉, 우리나라의 기후는 사막화, 도시화, 적설면적의 변화와 같은 육상 환경의 변화뿐만 아니라 해수면온도 변화와 같은 우리나라 주변 바다의 변화에도 민감하게 영향을 받을 수밖에 없다(하경자 등, 2001; 박영규 등, 2008; Suh and Lee, 2004; Kang et al., 2006; Seol and Hong, 2009). 또한 현재까지의 관측자료 및 다양한 모델링 연구에서 우리나라는 상대적으로 지구온난화의 영향도 크게 받는 것으로 보고되고 있다. 따라서 우리나라에서 진행 중인 현재의 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(Kim et al., 2006; Park et al., 2008; Rha et al., 2008; Zhang et al., 2009).

우리나라에서는 기후시스템을 구성하는 각 권역사이의 상호작용에 대해 약 20여 년 전부터 관측 및 모델링을 통한 연구를 꾸준히 수행해오고 있다(조희구, 1972; 조희구와 이태영, 1975; 이승우와 이동규, 1998; 김준, 2005; 서명석 등, 2005; 홍진규 등, 2005;

최상화 등, 2008; 강전호 등, 2009). 이 중에서도 우리의 삶과 가장 밀접하게 관련되어 있는 생물권과 기후계 사이의 상호작용에 대해서는 주로 특별관측과 다양한 규모의 모델이 사용되어져 왔다(Kang et al., 2005; Kim et al., 2006; Hong and Kim, 2008; Kang et al., 2009; Kim et al., 2010; Kwon et al., 2010; Lee et al., 2010; Hong and Kim, 2010b). 즉, 기후계와 생지물리/생지화학 과정의 현실적인 결합을 통해 기후계 내의 상호작용을 이해하고 나아가 향후의 변화과정을 예측하고자 많은 연구들이 진행 중이다. 그러나 현 시점에서 국내에서는 생지화학 순환과 관련하여 직접 관측한 자료나 위성 자료를 이용한 연구는 대부분 미국과 유럽에서 제공된 자료를 활용하고 있다. 이러한 현실의 주된 원인은 고품질의 장기간 자료가 아직 우리나라에 충분히 확보되지 못한 점과 연구자들 사이의 교류 부족이다. 생지화학 순환 연구의 학제간 연구 특성을 고려하여 국내 연구자들 간의 교류를 보다 활성화하고 비용이 많이 들더라도 보다 장기적인 안목에서 탄소, 질소 및 물 순환의 장기(최소 10년 이상) 관측과 자료기반 구축이 지속될 수 있는 하부구조의 마련이 시급하다(홍진규 등, 2009). 궁극적으로 모든 연구결과는 관측을 통하여 검증이 이루어져야 하는 데 현재 많이 이용되고 있는 타워 관측, 수치모델, 인공위성 자료들은 각각 다른 시·공간 대표성을 가지고 있기 때문에 검증에 앞서 연구의 대상이 되는 시스템과 사용하는 모델 및 관측 자료 각각의 시·공간적 경계에 대한 명확한 이해와 문서화가 우선되어야 한다.

3장에서는 기후계에 대한 주요 생지화학적 순환의 역할과 그 되먹임의 중요성을 돌아보고, 그 중요성과 추세에 대한 현재의 이해 정도를 요약하였다. 먼저, 물리기후계와 지표, 탄소 순환, 오존 및 전구물질을 포함한 대기화학과정 사이의 상호 작용을 검토하기 위해 현재까지 국내에서 이루어진 연구들을 중심으로 한반도에서의 기후계와 생지물리 및 생지화학과정에 대해 요약하였다. 2절에서는 육상 생태계와 기후계 사이의 상호작용을 육상 과정과 기후의 규모 의존성, 지표 효과의 관측적 근거, 식생, 토양수분, 강수 및 지표 온도의 연결 모델링, 상호비교를 통한 모델평가, 육상 탄소순환 과정과 기후 되먹임 그리고 육상에서의 탄소 수지에 대한 연구들을 중심으로 정리하였다. 3절에서는 해양과 대기간의 물질 교환을 주관하는 해양혼합층, 이산화탄소의 용해도를 결정짓는 해수면 온도, 대기 이산화탄소를 심층해양으로 이동시키는 연직대류, 심층해수의 순환인 해양의 열염분 순환, 생물학적으로 이산화탄소를 제거하는 광합성과 광합성에 의해 생성된 유기물의 수직 이동과 분해 등에 대한 국내 연구들을 중심으로 요약하였다. 4절에서는 기후변화에 기여하는 대기화학적 요인들 중에서 오존과 오존을 만드는 반응성 전구물질들과 산화제, 그리고 해양 기원의 황화합물에 대한 국내 연구 결과를 정리하였다. 5절에서는 생지화학 순환과 기후계의 연결에 대하여 토양, 지면, 식생, 대기 및 강수의 상호 작용에 대한 수치 모사 결과, 지면 피복 변화가 대기 수치 모사에 미치는 영향, 생지물리 및 생지화학, 생태수문학의 연계 연구와 이러한 과정들의 규모 의존성에 대한 연구결과들을 요약하였다.

3.2. 육상 생태계와 기후

3.2.1. 서론

지구 표면의 약 30%를 차지하고 있는 육지는 극지방과 사막지역을 제외하고 대부분 식생으로 덮여 있다. 식생은 식생 종의 구조와 분포의 변화에 따른 에너지와 물 수지, 그리고 탄소 교환과정 등의 변화를 통해 기후변화에 능동적으로 반응한다. 식생과 기후의 상호작용은 크게 생지물리적인 측면과 생지화학적인 측면으로 나누어 볼 수 있다.

생지물리적인 측면은 주로 에너지와 물수지, 풍속 및 식생의 구조와 분포 등의 변화와 관련된 것이다. 기후변화로 인한 자연적인 식생 기능형태의 분포의 변화나 혹은 인위적인 요란에 의하여 지표면이 변화되었을 경우, 지표면의 알베도, 거칠기 길이, 식생면적 지수 등이 달라진다. 지표면 알베도의 변화는 지표면에 흡수되는 복사량을 변화시킴으로써 지표면의 에너지 수지에 영향을 미친다. 예를 들면 식물이 존재하지 않던 빙권에 식물이 존재하게 되면 지표면 알

베도가 감소함으로써 더 많은 복사에너지가 지표면에 흡수되어질 것이다. 산림이 벌채되었을 경우 맨 땅과 산림지역은 알베도뿐만 아니라, 거칠기 길이의 차이가 뚜렷하여 해당지역의 풍속은 거칠기 길이의 감소로 인해 증가할 것이고 이러한 풍속의 변화는 공기의 수렴과 발산에 영향을 미치며 달라진 복사수지 및 수문수지와 함께 복합적으로 작용하게 된다. 식생은 특히 물 순환에 있어서 중요한 역할을 하는데 증산 작용을 통해 토양에 있는 물을 흡수하여 대기 중으로 수증기를 공급해주는 역할을 한다. 토양은 강수에 의해 공급된 토양 수분을 식생에 의해 흡수될 때까지 저장함으로써 일정한 메모리를 갖고 기후되먹임 과정에 참여하고 있다. 그러므로 식생은 강수가 없는 건조한 시기에도 토양에 저장된 물을 흡수하여 증산활동을 함으로써 대기 중에 수증기를 활발히 공급한다. 또한, 식생이 증산작용을 할 때 지표면에 흡수된 에너지를 물을 증발시키는데 사용하므로 대기 중으로의 직접적인 열전달을 감소시켜 온도의 변화를 초래하게 된다.

반면 생지화학적인 측면에서 식생은 광합성과 호흡을 통해 대기 중 이산화탄소의 양을 조절함으로써 대기 화학 조성에 영향을 미치고 이에 따라 대기의 복사강제력에 영향을 미친다. 육상 생태계의 탄소 순환과정은 식생에 의한 광합성과 식물호흡, 토양호흡 그리고 산불이나 산림 벌채 등과 같은 교란과정으로 구성되어 있다. 육상 생태계의 탄소, 물, 에너지의 교환과정을 이해하고 정량화하기 위하여 체계적인 관측들이 전구 네트워킹을 통해 지속적으로 이루어지고 있고(Baldocchi et al., 2001), 국내에서도 KoFlux 관측 네트워크를 기반으로 생태수문모델을 이용한 기후와 식생과의 상호작용에 대한 연구, 그리고 위성을 통한 주요 생지물리 및 생지화학 변수들의 지속적인 모니터링이 함께 활발히 이루어지고 있다(Kim et al., 2002; Kim et al., 2006).

3.2.2. 육상 과정과 기후의 규모 의존

토양수분과 식생 등의 지표면 상태는 일변화와 같은 짧은 시간규모에서부터 십년 또는 그 이상의 긴 규모까지 다중 규모로 변화하고 또한 각 시간 규모의 변화들은 기후의 변동성에 영향을 끼친다. 시간 규모뿐만 아니라 공간 규모에 있어서도 다중 규모의 지표면의 특성 변화가 존재하고 이에 따른 기후의 반응도 국지적인 변화와 지역적인 변화, 그리고 전구적인 변화로 나타난다. 지표면의 변화가 기후에 미치는 영향은 전구기후보다는 국지나 지역 규모의 기후에서 더 큰 효과를 갖는 것으로 알려져 있다. Seol and Hong (2009)는 2003년 봄철 티벳 지역의 눈과 동아시아의 여름철 몬순의 관계를 지역규모 모델과 전구 모델을 이용하여 분석하였는데 두 모델의 결과 모두 평소보다 많은 봄철 티벳지역의 강설이 티벳 고기압을 약화시키고 이로 인해 동아시아 여름철에 저기압성 순환 이상을 유발하는 상층순환이 형성되었음을 보였다. 이들 결과에서 티벳 고원에서의 강설량 증가에 따른 순환이상은 전구모델 결과보다는 지역규모 모델결과에서 더 뚜렷하게 나타났다.

또한 공간 규모의 비균질성 효과는 타워 관측에서 얻어진 플럭스 값을 격자 규모의 모델 결과와 비교하거나 비균질한 지표면에서의 플럭스 값을 산출하는데 있어서 적절히 고려되어져야 한다. Kang et al. (2004)은 위성자료에 기반한 수문생태모델을 이용하여 다중 공간 규모에서 복잡지형이 탄소와 수문과정 모의에 미치는 영향을 조사하였다. 이들 연구는 고해상도에서 태양복사량을 성긴 격자 규모로 산출하였을 때 약 50%까지의 편차가 발생함을 보임으로써 성긴 격자 모델에서 미세 규모의 태양복사의 차이를 고려하지 않았을 때 태양복사에 민감한 생물리 변수들을 과대 모의할 수 있음을 지적하였다.

3.2.3. 지표 효과의 관측적 근거

식생은 기공의 개폐를 통해 대기 중으로 수증기를 공급하는데 토양 수분이 충분한 경우 기공의 개폐는 일사량에 의존하지만 토양수분이 충분하지 않아 식생이 물 스트레스를 겪는 경우는 일사량이 충분하더라도 기공을 닫음으로써 대기와 식생간의 물질 교환을 차단한다. Kang et al.(2006)은 1994년부터 2001년까지 8년간 한국의 온대산림지에서 관측된 자료를

분석하여 잎-낙지(leaf-litter) 생산과 최대 잎 면적 지수는 강수량과 1년 지연을 갖고 상관되어 있는 반면에 연간 순일차생산량(NPP)은 시간 지연 없이 강수량과 상관성을 가짐을 보였다. 이들은 조사된 지역이 연간 총 강수량이 많음에도 불구하고 물 공급이 식생 성장을 조절하고 있다고 지적했다.

야외관측 프로그램은 대기와 지표면간의 교환과정을 이해하는 데 도움이 될 뿐만 아니라 실측에 근거하여 모델링에 필요한 모수들에 대한 정보를 제공해 준다. 한국에서의 야외관측 프로그램으로는 몬순 아시아 지역의 주요 생태계에서 에너지와 물질 교환관계를 이해하고 정량화하기 위한 KoFlux(Kim et al., 2002) 감시 프로그램이 있다. 비균질한 농경지 지역과 복잡한 산림 지형에서 다양한 시·공간 규모의 생태수문순환과 생지화학순환을 이해하기 위해서 타워 관측과 함께 플럭스 발자국 분석, 생태수문모델, 그리고 원격탐사자료가 함께 사용되고 있다. Kang et al.(2009)은 KoFlux 관측지인 해남 농경지와 광릉 활엽수림 지역에서 관측된 증발산량을 분석하여 두 지역 모두 강수량은 1,500 mm로 비슷한 값을 보이지만 해남 농경지에서는 연 강수량의 41%가 증발산으로 대기로 돌아가는 반면 광릉지역에서는 증발산이 연 강수량의 25%만을 차지하고 있음을 보였다.

개선된 지표면 피복자료는 모델의 성능을 향상시키는데 중요한 역할을 한다. Rha et al.(2008)은 개선된 지표면 피복자료인 KLCV(Kongju's Land CoVer)를 입력 자료로 사용하여 중규모 모델을 수행하였을 때 기존 피복자료의 사용에서 나타났던 지표면 부근의 온도와 혼합비, 그리고 풍속을 과대 모의하였던 문제점이 개선됨을 보였다.

변화하는 기후에 따라 식생도 변화한다. 온난화는 봄철 개엽시기를 앞당김으로써 식생의 생장기간을 길게 만든다. 식생과 기후의 상호작용에 대한 연구로 Jeong et al.(2009)은 1982년부터 2000년까지 동아시아 지역에서 봄철의 증가된 녹지화가 봄철 온도에 미치는 영향을 조사하였다. 이들은 위성으로 감지된 식생지수와 지상 기상관측소의 온도자료를 분석하여 대부분의 지역에서 온도와 식생지수가 반비례 관계를 가짐을 보였고 증가된 식생으로 인한 증산의 증가가 온난화의 감소와 관련 있다고 제안했다.

3.2.4. 토양-식생-대기의 연결 모델링

지면모델은 식생과 토양, 그리고 대기간의 물과 에너지 교환관계를 모수화한 모델로 식생과 기후의 상호작용을 모의하는데 중요한 역할을 한다. 식생과 기후의 상호작용이 기후계 모델에서 효과적으로 모의되어지기 위해서는 먼저 지면모델이 지표면과 대기간의 에너지와 물질 교환관계를 현실적으로 모의할 수 있어야 한다. 지면모델의 성능평가에 대한 연구로 Lee et al.(2008)은 MSPA(Modified Soil-Plant-Atmosphere model)을 이용해서 논농사 지역에서의 수증기와 이산화탄소 교환과정에 대한 모의능력을 평가하였다. 이들은 민감도 실험을 통해 모델에서 산출된 연간 증발산량과 일차 총생산량은 수문관련 모수의 변화에 큰 영향을 받지 않는데 이는 생장 기간 동안 물 부족으로 인한 식생의 스트레스가 크지 않음에 기인한다고 설명했다.

Zhang et al.(2009)은 아시아지역에 대해 지역기후모델을 사용하여 현실적인 식생변수의 사용이 모델결과에 미치는 영향과 식생과 기후의 상호작용을 조사하였다. 이들은 현실적인 식생지수인 MODIS LAI가 사용되고 식생과 기후의 상호작용이 고려되었을 때 겨울철에 중국 북동부와 중국남부, 한국 그리고 일본에서의 한랭편차와 남아시아지역에서의 온난편차가 감소함을 보였다. 이는 북부 중국에서 증가된 잎 면적지수(LAI)가 알베도의 변화를 통해 흡수되는 태양복사를 증가시킴으로써 지표면을 가열한 반면 남아시아 지역에서는 증가된 증발산량이 가용에너지의 현열로의 배분을 감소시킴으로써 온도의 감소를 초래하였다고 설명하였다.

3.2.5. 육상 탄소순환 과정과 기후 되먹임

생태계의 탄소 수지를 추정하는 방법으로는 직접관측에 의한 방법과 생태 수문 모델을 이용한 방법 그리고 위성자료를 활용하는 방법이 있다. 서로 다른 방법에 의해 산출된 결과물의 상호비교는 각 방법의

문제점을 파악하고 방법을 개선하거나 상호 보완하는데 유용하다. Hwang et al.(2008)은 생태 수문 모델 결과와 MODIS에서 생산된 총일차생산량(Gross Primary Productivity, GPP) 자료를 분석하여 심한 가뭄이 식생의 GPP에 미치는 영향을 모델과 위성 알고리즘에서 모의될 수 있는지를 조사하였다. 이들은 생태 수문 모델이 물 부족으로 인한 가뭄 효과를 효과적으로 모의하는 반면 MODIS GPP 알고리즘은 가뭄에 의한 효과를 제대로 반영하지 못했다고 지적했다.

Choi and Chang(2004)은 남한지역에서 산림에 의한 탄소 흡수율의 공간분포에 영향을 미치는 요소를 분석하였다. 이들은 남한지역의 탄소 흡수율의 공간분포는 산림의 나이와 관련되어 있다고 지적하였다. Choi et al.(2002)은 산림 인벤토리 자료를 사용하여 한국에서 1954년부터 2000년까지 조림된 산림의 탄소 흡수 능력을 계산하였다. 탄소 흡수율은 1955년부터 1973년까지의 기간 동안에는 0.001 Pg C yr^{-1}로부터 최근에는 0.012 Pg C yr^{-1}로 증가하였다. 이는 주로 30년간의 산림조성과 관리에 기인한다. 이들의 결과는 산림에 의한 탄소 흡수가 산림 조성과 관리를 통해 상당히 증가될 수 있음을 보여준다.

산불은 식생과 토양에 저장되어 있던 유기물질을 연소과정을 통해 제거하는 생태계의 주요한 교란과정으로 육상생태계의 탄소 순환 과정에서 중요하게 고려되는 한 성분이다. Choung et al.(2004)은 한국에서 큰 규모의 산불이 발생했을 때 산림의 반응을 조사하였다. 산불이 발생하기 전에 소나무가 우점 종이었던 지역에서 산불의 발생으로 산불에 취약한 소나무들이 대부분 살아남지 못하고 산불에 강한 떡갈나무 계통만 살아남아 재성장과 발아를 통해 번식함으로써 산불로 인해 생태 천이가 일어남을 보였다.

탄소 순환에서 토양 호흡의 역할은 매우 중요하다. Kang et al.(2003)은 한국의 6개의 혼합림 지역에서 토양호흡을 조절하는 지형적인 요인과 기후적 요인을 조사, 분석하였다. Chae et al.(2005)은 관측의 표준화를 위해, 다양한 호흡관측 챔버법들을 비교실험하였고, Suh et al.(2006)은 자동개폐 챔버 시스템을 개발하여 다양한 생태계에서 토양호흡의 지속적 관측을 가능케 하였다. Lee et al.(2010)은 대표적인 활엽 및 침엽수림에서 토양호흡의 계절변화와 그 조절메커니즘을 조사하였다. 대부분의 연구들이 가장 중요한 조절인자가 토양의 온도임을 보였다. 그러나 연간 토양호흡량의 공간변화는 연간 평균온도와 밀접히 관련되어 있지 않았다(Kang et al., 2003). 이는 토양호흡량을 조절하는데 있어서 토양 온도뿐만 아니라 토양 수분, 질소 함량 등과 같은 다른 요소들이 고려되어야 함을 시사한다.

3.2.6. 현재의 육상 탄소 수지

육상 탄소 수지에 대한 연구로는 식생과 토양에 저장된 탄소량을 평가하는 연구들과 대기와 생태계 간의 탄소 교환과정을 정량화하는 연구들이 진행되었다. Kim et al.(2009)은 한국의 중부지방에서 교란 후 새로 조성된 Alder 산림지에서 탄소 저장량의 크기를 조사하였다. 추정된 토양 위의 탄소 저장량과 증가분은 47.39 Mg C ha^{-1}와 2.17 Mg C ha^{-1} yr^{-1}였다.

국내 육상생태계의 탄소 순환에 대한 재고조사로서, Lee et al.(2002)은 남한에서 1990년부터 1997년까지의 인벤토리 자료로부터 연간 CO_2 플럭스를 추정하였다. 연구결과에 따르면 순 탄소 배출은 국민총생산(Gross Domestic Product, GDP)과 밀접히 관련되어 있고 추정된 총 탄소 배출량은 1997년에 112.9 Tg C yr^{-1}였다. 토지 사용의 변화는 이산화탄소의 수지에서 적은 비중을 차지하였으며 산림에 의한 흡수는 1997년에 8.5 Tg C yr^{-1}로 추정하였다.

Kwon et al.(2009)은 복잡지형의 활엽수림 지역과 비균질한 농경지에서 에디공분산기술로 직접 관측된 이산화탄소 플럭스 자료를 이용하여 2006년 한 해에 대한 두 생태계에서의 연간 탄소 수지를 분석하였다. 광릉 활엽수림의 연간 총일차생산량(GPP), 생태호흡량, 순생태계교환량(net ecosystem exchange, NEE)은 각각 835, 746 그리고 87 g Cm^{-2} 이었고, 해남 농경지는 1,003, 993 그리고 10 g Cm^{-2} 이었다. 두 생태계 모두 탄소의 흡원이었고, 활엽수림이 농경지보다 총일차생산량은 작지만 생태호흡량이 상대적으로 작아 실제로 보다 많은 탄소를 흡수하는 것으로 나타났다.

그러나 다년간의 지속적인 관측결과, 국내의 대표

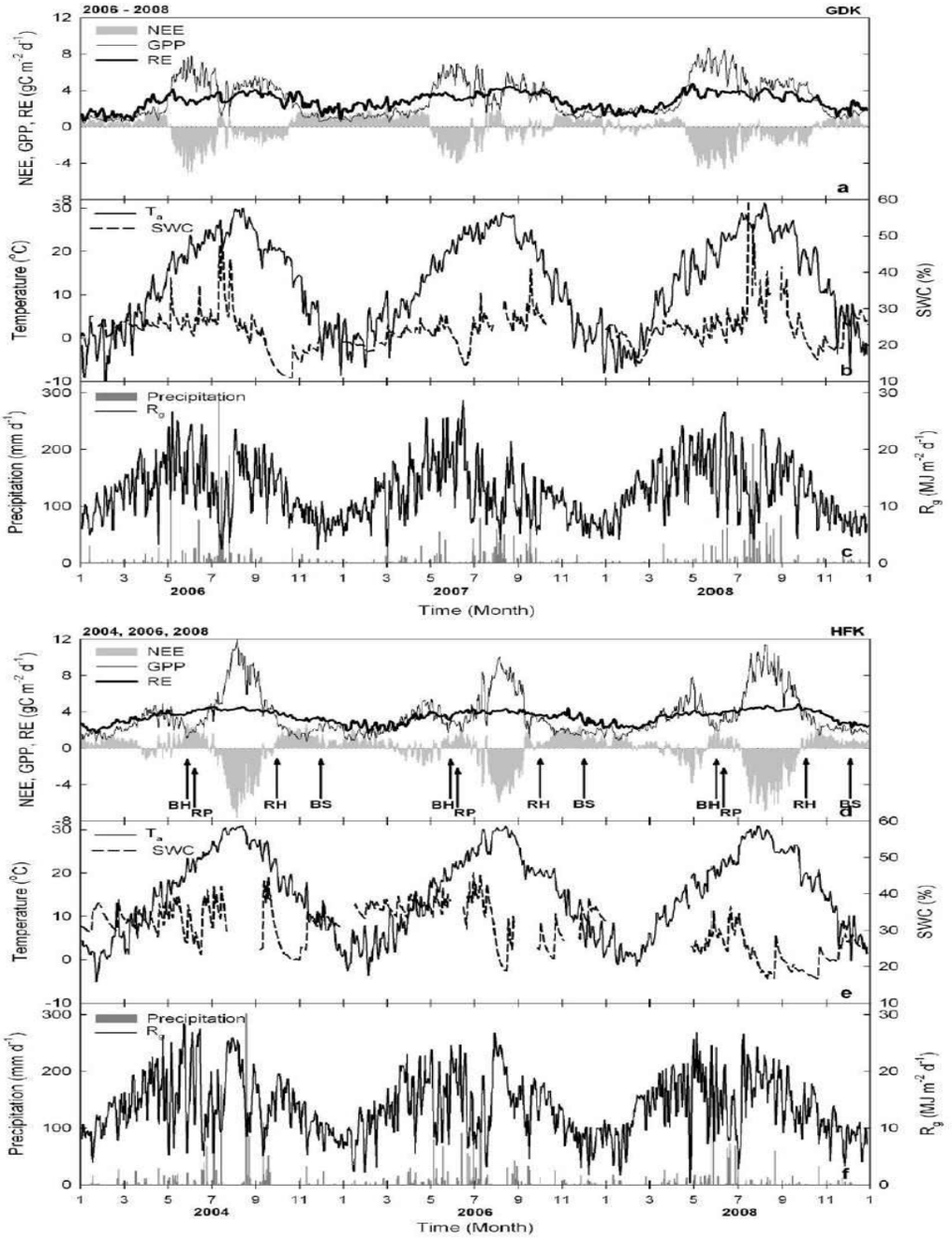


그림 3.1. 광릉 활엽수림(2006~2008년)과 해남 농경지(2004년, 2006년, 2008년)에서 생태계 탄소교환, 총일차생산량, 토양호흡, 대기온도, 토양수분, 복사의 계절변동. 해남 농경지 그림에서 화살은 보리 심기(barely sowing, BS), 보리추수(barely harvest, BH), 모내기(rice planting, RP), 모추수(rice harvest, RH)등 주요 관리 경작을 나타낸다. 관리 경작은 며칠간에 걸쳐 진행되기 때문에 화살표가 가르키는 시기에 정확히 일어나지 않았다(Kwon et al., 2010).

적인 두 생태계의 탄소 교환은 해마다 변동하여 전반적으로 탄소의 약한 흡원으로 작용하는 것으로 보인다. 특히 두 생태계의 탄소 흡수는 계절중반에 급격히 감소(mid-season depression)하는 이봉(bimodal) 분포를 보이며, 활엽수림의 경우 자연적 교란인 장마와 태풍을 포함한 여름몬순으로 인한 복사의 감소가 주원인으로 보고되었다(그림 3.1). 그러나 농업생태계의 경우 이러한 이봉분포는 몬순의 영향보다는 이모작 및 관개 등의 인위적 관리에 의한 교란의 영향이 주요 원인으로 분석되었다. 또한 인위적인 관리와

더불어, 불균질한 조각형태의 농경지 분포의 다양성으로 인해 농경시스템이 몬순과 같은 자연적 교란에 대해 탄력적으로 반응하여 몬순의 효과가 적었을 수 있다고 시사했다. 장지현 등(2010)은 영국 역학식생모델(JULES, Joint UK Land Environmental Simulator)에서 이러한 인위적인 교란을 고려하지 못하고 있기 때문에 국내 주요 생태계 탄소 교환의 계절변화를 모델링이 현실적으로 모의하지 못하고 있음을 풀어야 할 향후 연구과제로 지적하였다.

3.2.7. 육상 질소 및 기타 생지화학 수지

육상생태계에서의 탄소, 질소 및 수문 순환의 상호작용은 아직도 연구가 미흡한 분야로서, 양과 음의 되먹임을 통해 기후변화에 영향을 미침으로써 기후계에서 매우 중요한 역할을 담당한다. 특히 질소의 생지화학적 순환의 경우, 인류가 넘어서는 안 될 한계를 이미 넘어선 지구상 경계의 하나로 지적되고 있다(Rockstrom et al., 2009a, b). 질소 순환에 관련된 국내연구의 경우, 농경지로부터의 아산화질소(N_2O)의 배출량 산출과 국가고유의 배출계수 개발을 위한 연구가 지속적으로 수행되고 있다. 2000년부터 군산과 익산의 농경지의 경우, 폐쇄형 플럭스 챔버를 사용하여 수시로 연중 집중관측을 통해 주요 재배 작물(깨, 콩, 파, 배추 등의 밭작물)에 따른 NO와 N_2O 배출량을 측정하여 작물과 토양의 물리화학적 특성(토양수분, 토양의 질소성분량 및 유기물함량, 토양 pH), 계절별 기후특성에 따른 배출량을 평가해 오고 있다. 논에서 측정된 NO와 N_2O의 평균배출량은 0.76과 15.3 ng-N m^{-2} s^{-1}으로 밭에서의 배출량인 82.1과 66.9 ng-N m^{-2} s^{-1}에 비해 상대적으로 낮았다. N_2O 측정의 경우 주로 작물 성장기에 집중되고 있으며 작물에 따른 차이는 있는 것으로 보이나 대략 0.13 ~ 0.24 mg-N_2O m^{-2} h^{-1} 정도로서 최근 중국의 밭작물 경작지에서 측정 보고된(2006) 유사 작물의 N_2O 배출 측정 범위와 매우 유사하다.

국립농업과학원의 경우, 폐쇄형 플럭스 챔버를 자동화하여 벼논과 평야지 밭과 고랭지 밭 등에서 질소비료 사용 수준과 물 관리 방법에 따른 측정을 통해 (1) 국가고유 아산화질소 배출계수 개발과 배출량 평가, (2) IPCC 임의배출계수 국내 적용시 국내 배출량 평가에 미치는 영향 분석, (3) 국가배출량 평가체계 구축을 위한 분석자료 정밀도 향상을 위한 시험방법의 통일화와 (4) 농경지 활동량조사 및 DB 구축 연구를 추진하고 있다. 주요 연구결과로는, 벼논에서의 N_2O가 일상적인 화학비료 처리수준(80 ~ 140 kg/ha)에서 0.010 ~ 0.015 N_2O-N kg/N kg이었고, 부산물비료(돈분퇴비) 처리 시 배출계수는 0.006 ~ 0.009 N_2O-N kg/N kg정도로서, IPCC(2007)에서 제시하는 논에서의 배출계수 보다 비교적 높았으나 단기간의 결과로서 향후 지속적인 측정에 따른 평가를 필요로 한다. 한편 고추, 콩, 배추재배지의 N_2O 평균배출량은 작기 중 각각 5.39, 1.81, 0.59 kg N_2O ha^{-1}로 나타났다.

국내 초지생태계의 경우, 계절에 따른 NO의 배출량에 대한 집중 측정 연구결과에 따르면 NO 플럭스

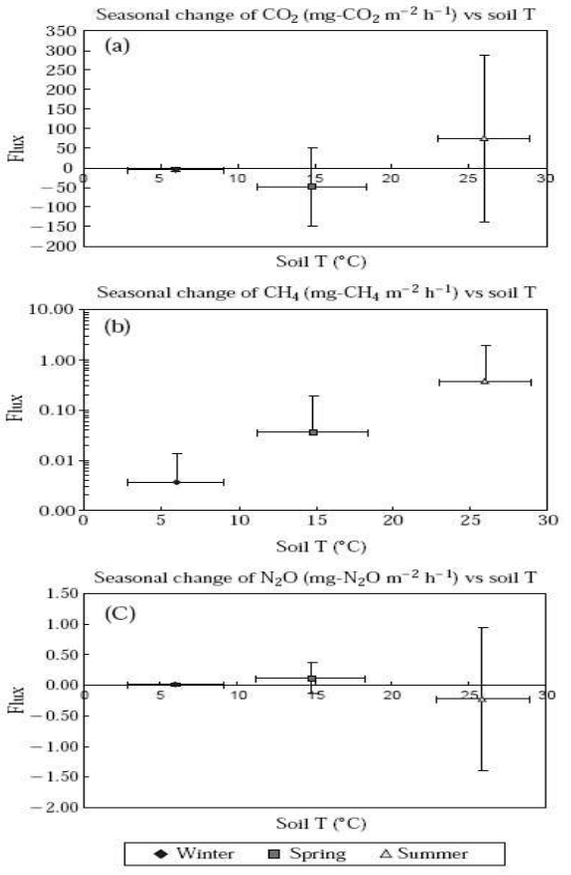


그림 3.2. 토양 온도의 계절 변화 (a) CO_2 flux, (b) CH_4 flux 그리고 (c) N_2O flux(막대는 각 변수들의 하나의 표준편차를 나타낸다)(김득수, 2007).

의 범위가 0.01 ~ 5.62 ng-N m^{-2} sec^{-1} 정도로서, 밭 경작지의 경우와 비교할 때 현저하게 낮게 나타났다(김득수, 1997).

국내에서 갯벌환경과 같은 연안생태계에서의 온실가스 플럭스와 관련된 연구는 거의 전무한 실정이다. 다만 2005년 1년간 서해안 갯벌지역에서 측정된 CH_4, CO_2 및 N_2O의 배출량과 배출특성연구에 대한 보고가 있다(김득수, 2007). 측정기간 동안 평균 배출량은 CH_4는 0.13 ± 0.86 ㎎m^{-2} h^{-1}, CO_2는 -0.02 ± 0.66 ㎎m^{-2} h^{-1}, N_2O는 -0.02 ± 0.666 ㎎m^{-2} h^{-1}이었다. 측정기간 동안 변동폭은 비교적 크게 나타났으며 이는 갯벌이 온실가스의 발원뿐 아니라 흡원으로서 작용할 수 있음을 보여 갯벌에서의 질소순환이 온실효과 감소에 기여할 수 있음을 시사했다. 또한 발원 및 흡원의 강도가 토양온도변화에 민감하게 반응함을 보였다.

3.3. 해양 생태계와 기후

3.3.1. 서론

2000 ~ 2005년에 인류의 산업 경제활동을 통하여 인위적으로 방출된 이산화탄소는 약 7.2 ± 0.3 Pg C yr^{-1}이었는데, 이중 약 30% 가량인 2.2 ± 0.5 Pg C yr^{-1}이 해양으로 유입되어 대기로부터 제거되는 것으로 보고되었다(IPCC, 2007). 그러나 해양이나 육상에 의한 이산화탄소의 자연제거 과정에 대한 이해는 아직까지 불완전하여, 현재까지 해양의 이산화탄소 흡수량 추정값은 해양내 탄소순환과정에 대한 이해의 불확실성으로 인해 연구자들에 따라 차이가 많다(Lee et al., 1998; Gruber and Keeling, 2001; Orr et al., 2001; Thomas et al., 2001, Takahashi et al., 2002). 해양내 탄소순환을 지배하는 기작은 해양과 대기간의 물질 교환을 주관하는 해양혼합층, 이산화탄소의 용해도를 결정짓는 해수면 온도, 대기 이산화탄소를 심층해양으로 이동시키는 연직대류, 심층해수의 순환인 해양의 열염분순환, 생물학적으로 이산화탄소를 제거하는 광합성과 광합성에 의해 생성된 유기물의 수직 이동과 분해 등이다.

지구온난화가 계속 진행되어 수온이 상승한다면, 생물의 광합성이 촉진되어 일차생산 증가에 의한 이산화탄소 흡수가 증가된다. 그러나 이와 동시에 수온 상승으로 인해 이산화탄소의 용해도가 감소되고 해양순환이 약화되어 해양의 이산화탄소 흡수 능력이 감소된다. 이러한 감소효과가 생물에 의한 증가효과를 압도하게 되어 온난화가 강화될수록 해양의 이산화탄소 흡수 능력은 약화되는 것으로 추정된다.

최근 들어 해양 탄소순환과 관련하여 주목을 받고 있는 해역이 대륙연안역이다(Tsunogai et al. 1999; Bozec et al. 2005). 연안역은 생물생산이 활발한 해역으로 면적은 전 해양의 약 7.6%에 지나지 않지만 (Sverdrup et al., 1942), 일차생산량으로는 15 ~ 30%에 해당하는 것으로 알려져 있다(Walsh, 1991; Wollast, 1998). 연안역에서는 높은 일차생산에 의해 많은 양의 이산화탄소가 유기물로 바뀌면서 대기의 이산화탄소를 제거하게 된다. 이 경우 생성된 유기물이 연안역에서 다시 분해되어 이산화탄소로 바뀌어 대기로 돌아가면 연안역에서 소모되는 이산화탄소는 없게 된다. 그러나 연안역 저층에서 외해의 심층으로 해수의 흐름이 존재하는 경우, 높은 일차생산의 결과물로 생산된 유기물이 연안역에서 외해 심층으로 이동되면서 연안역의 이산화탄소 흡수율이 높아진다 (대륙붕펌프(Continental Shelf Pump), Tsunogai et al., 1999). 우리나라 주변의 동중국해는 세계에서 세 번째로 큰 대륙연안해로서 수심 200 m 이하의 대륙붕이 전체의 70%를 차지한다. Tsunogai et al.(1999)은 여기에서 1.12 g Cm^{-2} yr^{-1}, 즉 연간 총 3.2×10^{-2} Pg의 탄소가 흡수된다고 보고하였다. 전 세계 연안역이 동중국해와 같은 탄소 흡수량을 보인다면 연안역의 탄소 흡수량이 35 g Cm^{-2} yr^{-1}, 즉 연간 총 1 Pg C에 달할 것으로 예측된다. 이는 해양의 탄소 흡수량으로 추정된 값의 약 45%에 해당한다.

3.3.2. 한반도 주변해양의 탄소순환

우리나라에서 수행된 해양탄소순환에 관한 연구는 주로 한반도 주변 해역의 해양-대기 이산화탄소 교환량에 관한 것이며, 해양 내부에서의 이산화탄소 순환에 관한 연구는 아직 많이 부족한 실정이다. 최근 동

표 3.1. 동중국해 해양-대기 이산화탄소 교환량(Shim et al., 2007).

Flux(mmolm^{-2}d^{-1})		W92		LM86	
		In situ	Satellite	In situ	Satellite
August 2003(summer)	Wind speed[a]	3.83±1.50	6.69±0.53	3.83±1.50	6.69±0.53
	Min	-2.59	-7.92	-0.72	-5.38
	Max	1.10	3.36	0.31	2.28
	Ave	-0.82±0.59	-2.52±1.81	-0.23±0.16	-1.71±1.23
May 2004(spring)	Wind speed[a]	6.21±3.31	6.54±0.76	6.21±3.31	6.54±0.76
	Min	-10.56	-11.72	-7.11	-7.94
	Max	4.58	5.09	3.09	3.45
	Ave	-4.54±1.43	-5.04±1.59	-3.06±0.96	-3.41±1.08
October 2004(early fall)	Wind speed[a]	7.16±2.62	8.04±1.00	7.16±2.62	8.04±1.00
	Min	-1.80	-2.26	-1.22	-1.50
	Max	18.68	23.56	12.64	15.59
	Ave	1.35±2.28	1.71±2.87	0.92±1.54	1.13±1.90
November 2005(fall)	Wind speed[a]	3.31±1.45	6.01±0.45	3.31±1.45	6.01±0.45
	Min	-0.85	-2.81	-0.12	-1.87
	Max	2.72	8.96	0.39	5.99
	Ave	0.12±0.05	0.39±0.18	0.02±0.01	0.26±0.12

[a]unit: ms^{-1}

중국해에서 해양-대기 이산화탄소 교환량을 측정하여 주목을 받고 있는 대륙붕펌프에 대한 연구 성과가 축적되고 있다.

Shim et al.(2007)은 동중국해 북부해역에서 이산화탄소 교환량을 계절에 따라 -4.54 ~ 1.35 mmol m^{-2} day^{-1}로 추정하였는데, 가을철 수심이 얕은 연구해역의 서쪽에서 수층의 수직혼합에 의해 표층해수의 용존무기탄소(Dissolved Inorganic Carbon)의 농도가 높아져 해양이 이산화탄소를 방출하는 공급원으로 작용하며, 평균적으로는 이전 연구결과보다 작은 0.87 mol m^{-2} yr^{-1}의 이산화탄소 흡수량을 나타내는 것으로 보고하였다. 그러나 자료가 제한적이어서 동중국해의 전반적인 해양-대기 이산화탄소 교환량을 평가하기에는 한계가 있다.

박영규 등(2008)은 생지화학 모델링을 통하여 동중국해의 해양-대기 이산화탄소 교환량을 평가하였는데, 많은 양의 담수가 방출되는 양쯔강 하구언을 제외한다면 해양이 약 1.5 ~ 2 mol m^{-2} yr^{-1}의 이산화탄소를 흡수한다고 제시하였다. 동중국해의 이산화탄소 흡수량 추정값은 Tsunogai et al.(1997)에 의해 3.3 mol m^{-2} yr^{-1}로 보고된 바 있다. 이후 다른 연구자들에 의해 보고된 이산화탄소 흡수량은 이보다 다소 감소한 1.2 ~ 2.8 mol m^{-2} yr^{-1}이다(Peng et al., 1999; Wang et al., 2000; Chen et al., 2004). 따라서 평균적인 값은 약 1.9 mol m^{-2} yr^{-1}로서 모델에서 얻은 추정값이 관측결과와 유사한 범위에서 나타났다. 단순히 대기 중 이산화탄소 농도의 증가만을 고려하였던 동중국해의 경우, 산업화 이전과 비교할 때 1995년에 0.4 ~ 0.8 mol m^{-2} yr^{-1}의 이산화탄소를 더 많이 흡수하는 것으로 평가되었다. 그러나 이 모델에서는 담수를 고려하지 않아서 양쯔강이 해양-대기 이산화탄소 교환에 미치는 영향에 대해서는 평가할 수 없었다.

최상화 등(2006)은 2002년 9월 북서태평양에서 중요한 해류를 가로지르면서 해양-대기 이산화탄소 교환량을 측정하였다. 측정된 해양-대기 이산화탄소의 교환량은 -0.69 ~ 0.79 mmol m^{-2} day^{-1}의 범위에서 공

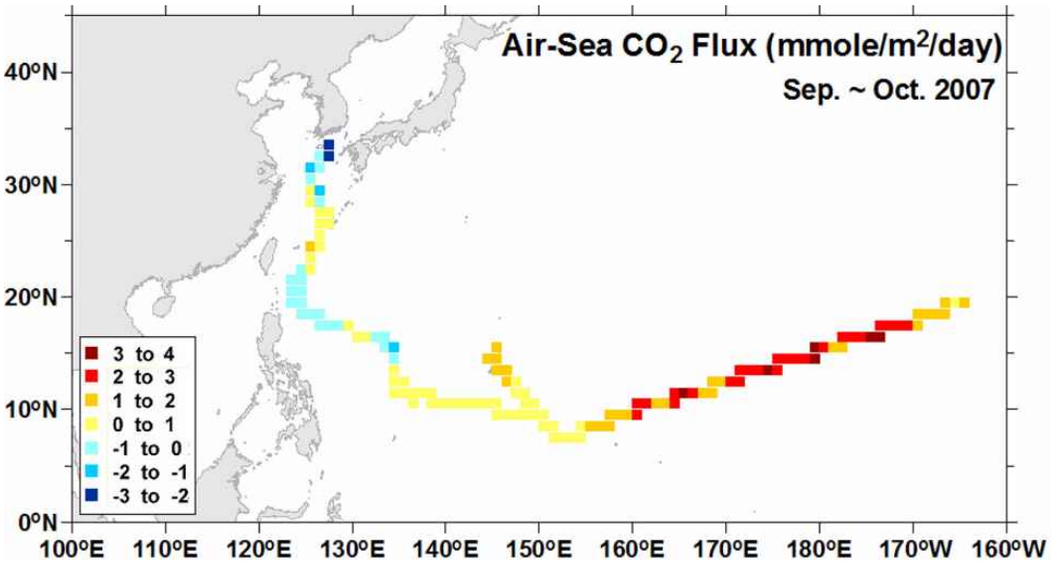


그림 3.3. 2007년 9 ~ 10월에 관측한 해양-대기 이산화탄소 교환량(mmol m^{-2} day^{-1})(+)는 해양이 대기로 이산화탄소가 방출되는 것을(-)는 해양이 대기로부터 이산화탄소를 흡수하는 것을 의미한다(최상화 등, 2008).

간적으로 큰 변화를 보였다. 중위도해역인 동중국해(ECS)와 쿠로시오(K)해역, 적도해역인 적도반류(North Equatorial Counter Current, NECC)와 북적도 해류(North Equatorial Current, NEC)에서는 해양이 이산화탄소를 흡수하였으나, 아열대해역(Southern Mixed region, SM; Anticyclonic Eddy, AE; Northern Mixed region, NM)에서는 해양에서 대기로 이산화탄소가 방출되는 것으로 나타났다. 2002년 9월의 경우 전체 해역을 평균했을 때, 북서태평양에서 약 0.15 mmol m^{-2} day^{-1}의 이산화탄소가 대기로 방출되었다(표 3.2).

최상화 등(2008)은 2007년 9월부터 10월 사이 한국 남해안에서부터 적도 태평양까지 해양-대기 이산화탄소 교환량에 대하여 조사하였는데, 관측 기간 중 해양-대기 이산화탄소 교환량은 약 -6.10 ~ 5.06 mmol m^{-2} day^{-1}로 공간적으로 매우 큰 변화가 있음을 보였다. 아열대 중앙태평양에서는 3.09 ± 0.95 mmol m^{-2} day^{-1}로 해양이 대기로 이산화탄소를 방출하는 공급원으로 작용하는 것으로 나타났다. 열대서태평양과 아열대서태평양에서는 각각 1.07 ± 1.20 mmol m^{-2} day^{-1}, 0.50 ± 0.53 mmol m^{-2} day^{-1}로서 해양이 대기로 이산화탄소를 약하게 방출하였다. 동중국해에서는 해양-대기 이산화탄소 교환량이 -0.68 ± 1.17 mmol m^{-2} day^{-1}로서 해양이 대기 중 이산화탄소를 흡수하는 것으로 나타났다(그림 3.3). 열대서태평양의 결과는 2002년 관측 결과와 다르게 나타났으나 아열대서태평양과 동중국해에서 얻은 결과는 2002년 조사결과와 유사하게 나타났다.

표 3.2. 동중국해에서 적도태평양까지 해양-대기 이산화탄소 교환량(최상화 등, 2006).

Hydrographic region	Air-sea CO_2 flux (mmole $m^{-2}day^{-1}$)
NECC	-0.35
NEC	-0.22
SM	0.79
AE	0.60
NM	0.68
K	-0.24
ECS	-0.69
Average	0.15

동해는 수심이 깊고 고유의 심층 순환이 존재하나 동해와 북태평양을 연결하는 해협이 매우 좁기 때문에 동해의 심층탄소순환은 외부와 단절되어 있어 동해의 탄소순환이 태평양의 탄소순환에 기여하기는 어려운 것으로 판단된다. 그러나 심층 순환이 외해와 단절되어 있기 때문에 오히려 심층 순환과 해양-대기 이산화탄소 교환을 연구하기에는 용이할 수 있다.

Kang(1999)은 기존 자료를 이용하여 동해에서 연

간 약 0.036 Gt 의 탄소가 해양으로 흡수되는데, 이중에서 동해북부의 냉대 역에서 약 0.021 Gt 의 탄소가 흡수되어, 0.015 Gt 의 탄소를 흡수하는 남쪽의 난수역보다 더 많은 양의 이산화탄소가 흡수된다고 제시하였다(그림 3.4).

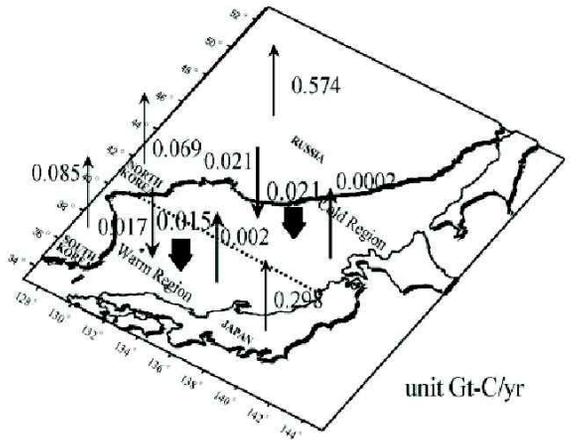


그림 3.4. Kang(1999)이 제시한 동해에서 탄소 플럭스 총 양(단위: Gt-C y^{-1}).

Park et al.(2006)은 1999년까지 인류가 산업 활동을 통해 방출한 이산화탄소 중 0.40 ± 0.06 pentagrams 이 동해에 축적되었고, 블라디보스토크 근처에서 일어나는 심층수 생성으로 인해 흡수된 이산화탄소가 바닥까지 침투하였다고 제시하였다(그림 3.5).

Park et al.(2008)은 인류가 산업 활동을 통해 방출한 이산화탄소 중에서 동해로 흡수되는 탄소의 양이 1992 ~ 1999년 사이에는 0.6 ± 0.4 mol Cm^{-2} yr^{-1}이었으나 1999 ~ 2007년 기간에는 0.3 ± 0.2 mol Cm^{-2} yr^{-1}으로 급격히 줄었다고 제시하였다. 최근에 바다로 흡수된 이산화탄소는 300 m 보다 얕은 곳에서만 발견되었는데, 이런 급격한 탄소흡수의 감소가 동해의 열염분 순환의 약화에 의해 생긴다고 주장하였다.

3.3.3. 향후 연구방향

동중국해는 대륙붕의 탄소순환이 전구 탄소순환에 미치는 영향을 연구하기에 매우 적합한 해역이기 때

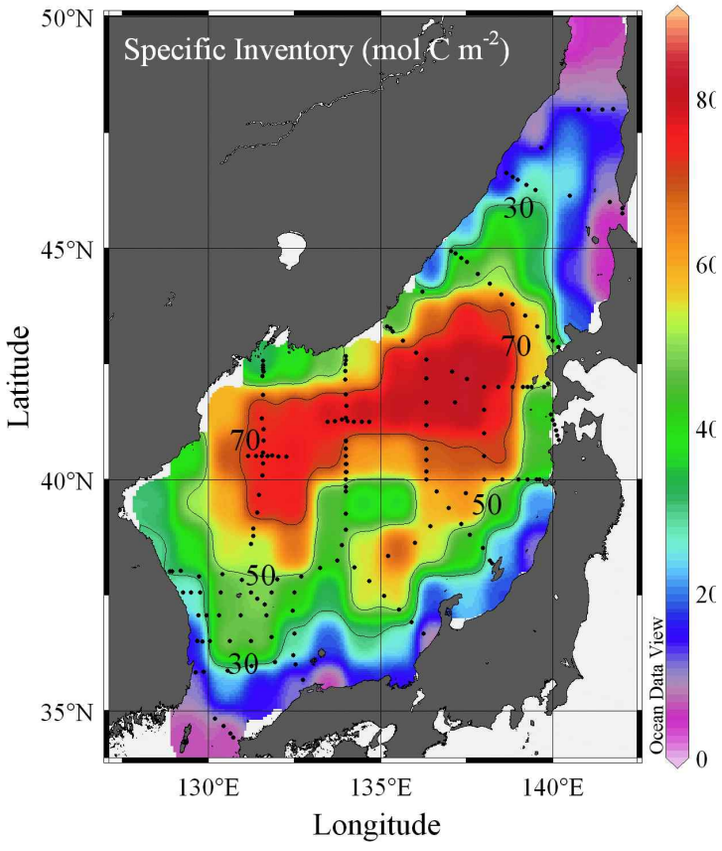


그림 3.5. 동해의 해수에 포함된 인류가 산업 활동을 통해 방출한 이산화탄소 총량(Park et al., 2006).

문에 이에 대한 연구가 더 활성화 될 것이다. 해양의 이산화탄소 농도가 증가함에 따라 해양의 pH가 감소하여 해양 생태계에 영향을 미칠 것으로 추정되어 이에 대한 연구가 늘어날 것으로 예상된다. 예를 들어, Kim et al.(2010)은 중부 산림생태계에 축적된 탄소의 일부가 장마기간 동안에 집중적으로 용존 유기탄소의 형태로 강을 따라 산림유역을 빠져나감을 보고하였다. 이러한 수문생지화학적 관측이 한반도 주요 유역과 연안지역에서 네트워킹을 통해 지속적으로 이루어져서 장기적인 자료기반이 구축될 경우, 한반도 육상생태계와 해양생태계간의 탄소 순환을 정량화하고, 이에 영향을 미치는 기후변화 및 수문순환의 역할을 규명할 수 있는 기반을 갖추게 될 것이다.

3.4. 대기화학과 기후

3.4.1. 서론

육상 및 해양생태계에 의한 자연적인 방출과 더불어 인위적 활동을 통해 대기로 배출되는 물질들은 대기의 조성을 변화시키며 기후변화, 성층권 오존소멸, 산성비, 대기질의 저하 등 지역규모에서 지구규모에 이르는 다양한 환경 문제를 초래한다. 이런 물질은 주로 탄소, 질소, 황, 할로겐을 포함한 화합물이다. 이들은 대기를 통해 이동되는 동안 산화작용을 거쳐 변환되거나, 육상 및 해양생태계를 포함한 지구시스템을 구성하는 여러 권역 사이를 이동하는 생지화학 순환 과정을 통해 직-간접적으로 기후시스템과 상호작용한다(IPCC, 2007).

대기는 산화환경으로 배출된 대부분의 물질들을 산화시켜 최종적으로는 제거되기 쉬운 형태로 변환시킨다. 이 산화과정에서 오존이 재생성되며 배출물질은 에어로졸로 변환되는데 이들은 모두 대기오염뿐 아니라 기후변화에 관여하는 대기의 주요 성분이다. 산화 과정에서 핵심 역할을 하는 “산화제”는 OH 라디칼(수산화기)인데 이는 오존의 광분해에 의해 생성된다. 더불어 에어로졸 입자 안에서도 산화작용이 일어나는데 황화합물의 산화가 가장 중요하며 이때 H_2O_2(과산화수소)가 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. 최근 온난화가 지구환경 문제의 핵심이 되면서 대기화학과 기후사이의 상호작용, 즉 화학 강제력에 대한 이해가 기후변동성 규명에 중요한 요인으로 지목되고 있다.

대기화학과 기후사이의 연관성은 CH_4과 CO, 휘발성유기탄소(volatile organic carbons, VOCs)를 포함한 탄소화합물과 NOx의 배출에 따른 오존의 생성과 SO_2와 디메틸황화물(demethyl sulfide, DMS)등 황화합물을 포함한 에어로졸 생성으로 생물 또는 인위적 기원의 배출물질과 이들의 대기에서 변환과정으로 요약될 수 있다(그림 3.6). 국제 연구협력 프로그램인 IGBP(International Geosphere-Biosphere Programme, http://www.igbp.kva.se)의 큰 틀 안에서도 대기화학과 기후의 상호작용에 대한 연구는 대기중 프로세스에 초점을 맞춘 IGAC(International Global Atmospheric Chemistry), 대기와 지표의 상호작용이 주제인 ILEAPS (Integrated Land Ecosystem-Atmosphere Processes Study), 대기와 해양의 상호작용을 주제로 하는 SOLAS (Surface Ocean-Lower Atmosphere Study) 등을 통해 추진되고 있다.

국내 대기화학 분야는 타 분야에 비해 전문 연구인력과 대기화학과정을 이해하기 위한 기초 연구에 대한 지원이 매우 부족하므로 대기화학과 기후사이의 연계를 조사한 연구가 많지 않다. 반면 정부에서 설치한 대기질 감시관측소를 중심으로 기초적인 자료들이 축적되고 있어서 의미 있는 장기변화 추세를 살펴볼 수는 있다. 그리고 많은 관련 연구들이 주로 정책 입안을 지원하기 위한 국립환경과학원의 연구과제 형태로 수행되고 있다. 따라서 이러한 자료들을 바탕으로 기후변화에 기여하는 대기화학적 요인들 중 오존과 오존을 만드는 반응성 전구물질인 CO와 NO_2, 산화제인 H_2O_2, 해양 기원의 황화합물 DMS에 대한 국내 연구 결과를 정리하였다.

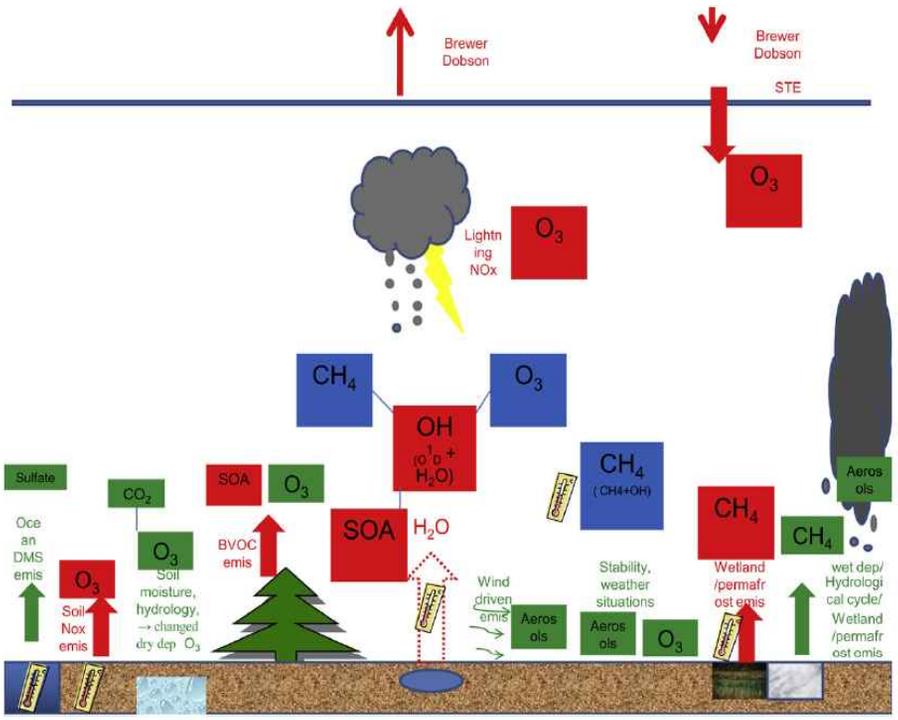


그림 3.6. 중요한 기후 - 대류권에 있는 화학 상호 작용(Isaksen et al., 2009).

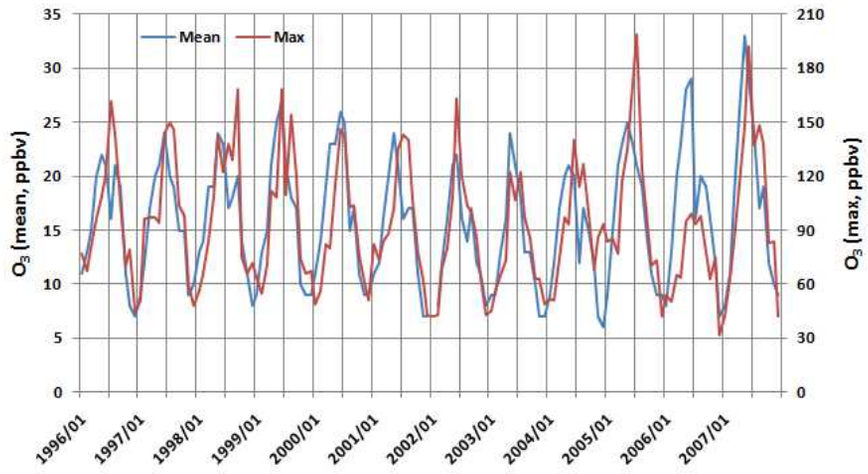


그림 3.7. 1996년 1월에서 2007년 12월의 월평균과 최대 오존 농도(환경부 통계연감 자료).

3.4.2. 오존과 전구물질

환경부에서 국내 250여 곳 이상 대기 오염물질 관측소를 설치하여 O_3, NO_2, CO, SO_2, PM10 등을 실시간으로(1시간 평균) 측정하고 있다. 서울과 경기 지역에 측정소가 가장 많이 설치되어 있으며 가장 오랜 기간의 자료가 축적되어 있으므로 서울의 오존과 전구물질 변화 특성을 환경부 통계연감 자료를 사용하여 분석하였다(http://stat.me.go.kr/nesis/index.jsp)

대도시에서 오존은 낮에 광화학 반응으로 생성되어 농도가 높은 반면 밤에는 NOx에 의한 적정(titration) 효과로 농도가 매우 낮다. 따라서 1일 평균 또는 1달의 평균값은 주변의 오염이 덜 한 지역보다 낮을 수 있으므로 월 최고값을 함께 살펴보았다(그림 3.7). 평균값과 최고값의 변화 양상이 매우 유사하며 모두 겨울(12 ~ 1월)에 최저값을 그리고 여름(6 ~ 7월)

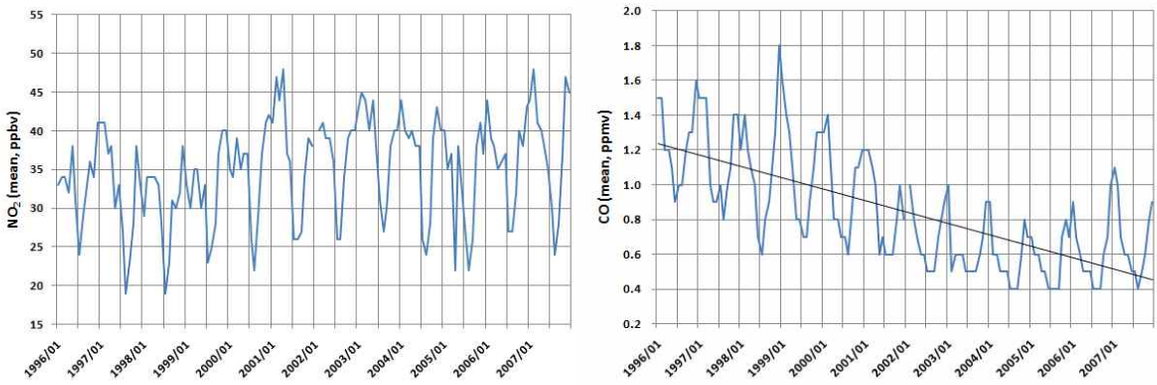


그림 3.8. 1996년 1월에서 2007년 12월까지의 NO_2와 CO의 월 평균 농도(환경부 통계연감 자료).

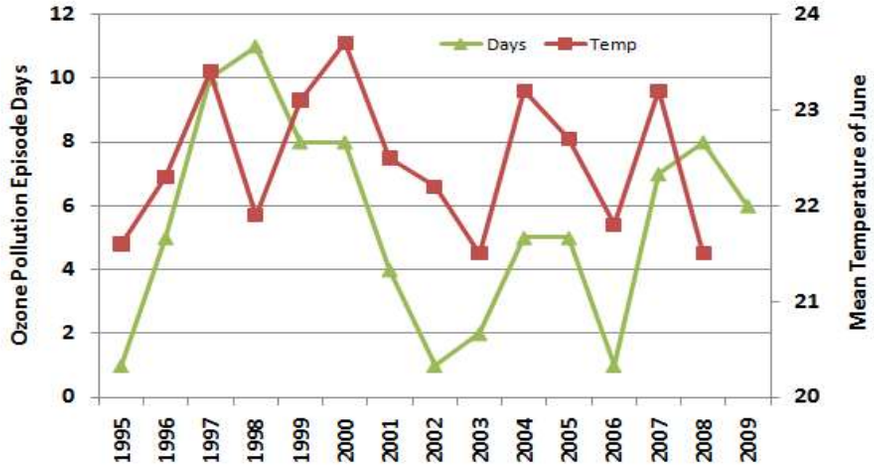


그림 3.9. 1996년에서 2007년의 120 ppbv이상의 높은 오존 발생일과 평균 온도(환경부 통계연감 자료).

에 최고값이 나타났다. 오염 측면에서 오존의 월평균은 큰 의미가 없으나 장기적인 연변화 양상은 전구물질의 변화(배출량 증감 등)와 더불어 기후 요소에 의한 영향을 반영한다. 1996년에서 2000년까지는 농도가 증가하다 감소하였고 다시 2005년 이후 증가하는 양상을 나타낸다. 특히 2005년 이후의 증가 추세가 분명한데 최고값 역시 2005년과 2007년에 199 ppb를 기록했다.

이러한 오존의 변화 양상은 먼저 NO_2와 CO 등 전구물질 농도 변화와 관계있다. 정부의 환경 정책의 효과로 CO는 특히 농도가 현저하게 감소했으나(약 700 ppbv) NOx는 오존의 월평균 농도 변화와 유사하게 2000년까지는 증가하다 2005년까지 약간 감소한 후 다시 증가하는 추세를 보였다(그림 3.8). 하지만 NO_2의 월변화는 겨울에 높고 여름에 낮아 오존과는 반대의 양상으로 여름의 최저 농도가 오존의 최고 농도와 역의 상관성을 보인다. 오존의 변화는 주로 여름철의 고농도에 의해 결정되는데 이는 평균 NO_2 농도보다는 여름철 최저값이 큰 영향을 미치는 것으로 나타났다. 이는 여름철 오존의 농도는 전구물질인 NO_2 농도 감소와 함께 증가할 수 있음을 시사한다.

또한 오존의 고농도 사례는 온도의 영향이 지배적으로 주로 여름철에 나타난다. 1995년부터 오존주의보 발령 일수는 오존의 최고농도와 유사한 양상을 보이며 2005년 이후 증가했다(그림 3.9). 오존 주의보 발령이 가장 빈번한 6월의 평균 기온은 21~24℃ 범위에서 변화했는데 오존 주의보 발령 일수와도 상관성이 높게 나타났다. 기후변화와 함께 우려되는 현상의 하나가 오존 농도의 상승인데 전구물질 배출이 지속적으로 감소될 경우 온도 증가와 함께 오존 농도가

표 3.3. 2004년과 2005년 5월 ~ 6월의 실험을 위한 측량 통계의 개요(ppbv에서의 최소, 25‰, 평균, 중앙값, 75‰, 그리고 최대)(Lee et al., 2008).

Species	Minimum	25‰	Mean	Median	75‰	Maximum
O_3	0	12	31	26	45	141
PAN	nd	0.3	0.8	0.5	1.1	10.4
NO	0	0.9	12	6	16	190
NO_2	1	17	32	26	41	159
CO	177	549	728	695	865	1697
Ethane	nd	2.1	3.1	2.8	3.8	45.3
Propane	nd	2.2	3.6	3.1	4.4	28.2
n-Butane	nd	0.8	1.8	1.3	2.2	13.4
Aceteylene	nd	0.9	1.5	1.3	1.8	9.1
iso-Pentane	nd	0.4	0.8	0.6	1.0	5.2
Isoprene	nd	Nd	0.3	0.1	0.3	9.6
n-Hexane	nd	0.2	0.6	0.4	0.7	11.0
Benzene	nd	0.2	0.3	0.3	0.4	1.6
Toluene	nd	2.3	5.3	3.9	6.6	138.8
Ethylbenzene	nd	0.3	0.8	0.6	0.9	151
m, p-Xylene	nd	0.6	1.7	1.0	1.7	271.9
Styrene	nd	Nd	0.1	nd	0.1	2.3
o-Xylene	nd	0.2	0.6	0.3	0.5	142.0
TNMHCs	8.0	80.5	149.2	120.2	184.3	5758.5

상승 할 수 있는 가능성이 향후 정책 입안에 반드시 반영되어야 한다.

오존 관련 정책을 수립할 때 반드시 오존 생성이 NOx와 탄화수소(hydrocarbon)중 어느 것에 의해서 제한되는지를 파악해야 한다. 서울 오존 농도 변화는 NOx의 변화와 거의 상반된 양상을 보이는데 이는 NOx의 농도가 탄화수소보다 상대적으로 높아 오존 생성이 탄화수소의 양에 더 민감함을 나타낸다. 2002년부터 2006년까지 수도권의 광화학 대기오염의 생성과정 규명과 저감대책 수립을 위해 측정, 모델링 및 정책 수립을 포함하는 연구가 수행되었다(국립환경과학원, 2006). 연구 결과에 따르면, 모든 오존 사례가 다 분명하지는 않았으나 서울은 전반적으로 탄화수소의 양에 의해서 제한되는 특성을 보였다(국립환경과학원, 2006).

Lee et al.(2008)에 의하면 서울시에서 2004년과 2005년 5 ~ 6월에 발생한 고농도 오존 사례는 최고기온이 30℃ 이상인 경우 발생했으며 오존 농도는 PAN(proxy acetyl nitrate)과 매우 좋은 상관성을 보였다(그림 3.10). 표 3.3은 이 기간 중 측정 결과에 대한 요약이다. 특히 PAN은 국내에서는 처음 측정되었으며 오존 사례시 약 10 ppbv까지 상승하였다.

Shon et al.(2007)은 2004년 고농도 오존 사례시 질소산화물의 특성에 대해 기술했으며 서울과 서울 풍하지역(양평) 모두 NOx/NOy 비가 90% 또는 그 이상으로 상당히 높아 광화학적으로 갓 만들어진 상태임을 보였다. 또한 2004년 6월에 서울에서는 100 ppbv 이상이 8회 발생하였는데 이 때 오존 농도가 NO_2/NO의 비율에 민감함을 밝혔다(Shon, 2006a). Hwang et al.(2006)은 2005년 6월 포름알데하이드 농도를 분석하여 일 최고농도와 최저농도 사이의 차이(△HCHO)가 $\triangle O_3$과 매우 높은 상관관계를 가지는 것을 통해 포름알데하이드가 오존 생성에 중요한 역할을 함을 보고하였다.

서울의 오존 변화 특성에 대한 연구는 Ghim et al.(2000)에 의해 계절별 특성이 분석되어(1990 ~ 1995년) 봄철 농도가 가장 높고 가을이 다음으로 높은 것으로 나타났다. 그리고 정체성 고기압의 영향이 고농도 오존 발생에 중요한 인자로 작용함을 보였다(Ghim et al., 2001).

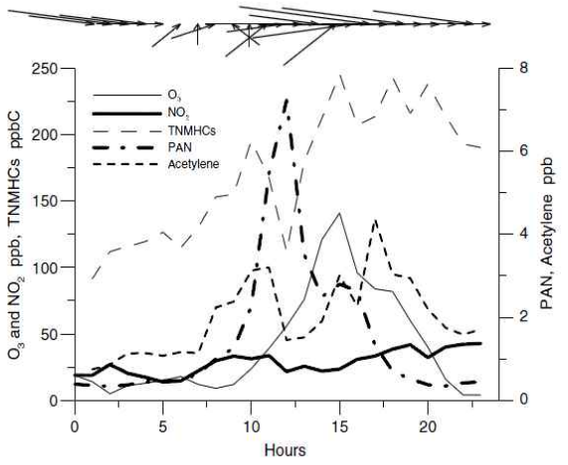


그림 3.10. 2005년 6월 24일의 PAN, O_3, NO_2, TNMHCs, 그리고 바람 벡터의 일변동(높은 오존 발생)(Lee et al., 2008).

서울 외에는 제주지역과 이어도 해양과학기지의 오존에 대한 연구가 있으며 이 두 지역 모두 외부지역에서의 유입이 오존 농도 결정에 중요한 인자임을 보였다(Shin et al., 2007; Lee et al., 2007). 특히 이어도는 중국에 가장 근접한 지역으로 지역 배출원이 없는 곳으로서, 연 평균 농도가 제주도에 비해 약 10 ppbv 정도 높아 중국에서의 유입에 의한 영향을 평가하는데 중요한 결과이다. 중국의 NOx 배출이 증가하고 있으며(Akimoto, 2003), 온난화가 지속될 경우, 중국의 오존 농도 증가에 의한 영향이 우리나라에까지 미칠 것으로 예측된다.

3.4.3. 광화학 산화제

국내에서 보고된 대기 산화제에 대한 연구로는 과산화수소의 측정에 관한 것과 광화학 상자 모델을 이용해 계산한 라디칼 농도에 대한 보고가 있다. Lee et al.(2008)에서는 서울은 NOx 농도가 높아 과산화수소 농도는 다른 대도시에 비해 낮은 편이고 특히 메틸 과산화수소(methyl hydroperoxide)생성이 매우 제한됨을 보였다. 위의 오존 관련 연구의 일부로 Shon (2006b)은 광화학 상자 모델을 이용해 2004~2005년 동안 오존 생성에 중요한 기여를 하는 라디칼의 농도를 계산하였다. 서울의 경우, VOCs중 방향족(aromatics) 화합물(BTX)과 이소프렌(isoprene)이 HOx(특히 HO_2) 라디칼의 농도 결정에 중요한 역할을 한다는 것을 밝혔다.

CH4와 HCHCs를 산화시켜 수명을 결정하는 OH 라디칼은 측정이 매우 어려워 모델을 이용한 계산 외에 메틸클로로포름(methyl chloroform)의 농도로부터 간접적으로 장기적인 농도 변화를 추정하기도 한다. AGAGE(Advance Global Atmospheric Gases Experiment, http://agage.eas.gatech.edu) 네트워크를 통해 전 지구적인 OH 농도 변화를 추정하고 있는데 제주도 고산도 AGAGE 사이트로 지정되어 극미량 온실가스 측정이 가능해 졌으므로 향후 동북아시아 배경대기의 산화제 변동성 평가가 가능할 것이다(Kim et al., 2010).

3.4.4. 메탄(CH_4)과 디메틸황화물 (Dimethyl Sulfide)

메탄은 기상청의 안면도 지구대기감시관측소와 환경부 제주 고산 지구대기측정소에서 온실가스 감시를 위해 측정되어왔다. 그리고 국내에서 메탄관련 수행 연구로는 논에서 메탄의 배출량을 산정하거나 (Kwun et al., 2003) 계절 변동성 조사(Dlugokensky et al., 2002)를 목적으로 하며 대기 중의 화학과정과 관련되어 수행된 연구는 찾기 어렵다.

DMS는 해양에서 생성되는 주요 황화합물로 생지화학순환을 통해 기후에 미치는 영향이 매우 큰 화학성분이다. 마산과 제주도 등에서 측정이 실시되었고 대기 중으로 플럭스를 산정하였다. 마산에서 수행된 결과에 의하면 대기중 농도와 표층 해양의 DMS 농도 사이에는 분명한 상관성이 나타나지 않았다(그림 3.11). 그리고 인위적 SO_2의 배출이 DMS를 능가하므로 DMS의 에어로졸 중 황산염 생성에 대한 기여도는 크지 않은 것으로 보고되었다(Lee et al., 2004). 한편 2000년 극지연구소의 대양탐사 중 남태평양의 DMS를 측정했는데 해양의 혼합층 깊이(mixed layer depth)가 대기 중의 DMS 농도 결정에 중요한 영향을 미치는 인자로 판단되었다.

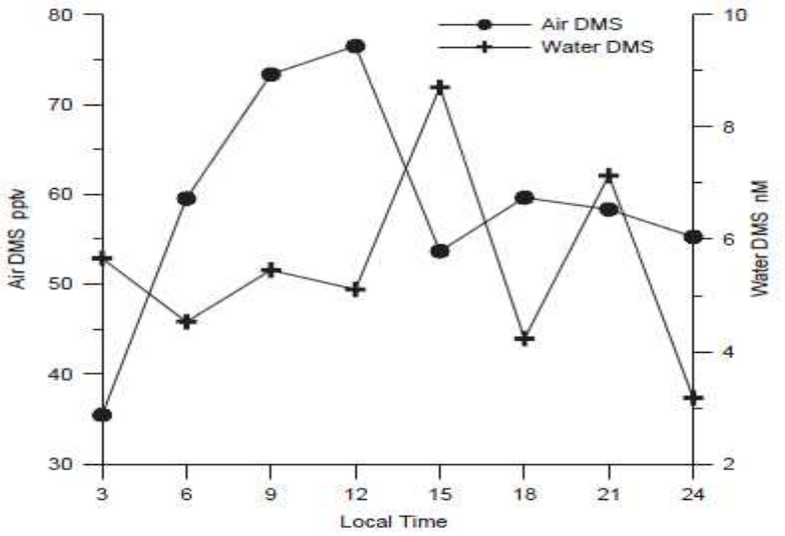


그림 3.11. 전체 실험에서의 대기와 해수 DMS(medians)의 일 변화(Lee et al., 2004).

3.5. 생지화학순환과 기후계의 결합

3.5.1. 토양-식생-대기-강수의 상호 작용

3.5.1.1. 국지 규모 수치 모사

토양 수분은 토양 증발이나 식물이 광합성을 위해 개방된 기공을 통하여 뿌리가 흡수한 수분을 내보내는 증산 과정을 통해 대기로 배출된다. 이때 증발로 인한 잠열에너지의 소모로 잎의 온도를 떨어뜨려 대기로 방출하는 상향 장파 복사가 줄고, 따라서 지표 순복사를 증가시키는 역할을 한다. 이러한 증발산 과정을 통해 토양 수분이 감소함에 따라 토양의 열용량이 감소하여 토양내의 열전달 과정에 영향을 미친다. 특히 생물-대기 상호작용의 측면에서는 대기로 방출된 수증기는 구름생성에 기여하게 되어, 강수량 자체와 강수량의 시공간 분포에 큰 영향을 미친다. 이러한 생물-대기 상호작용이 기후변화와 날씨예보의 향상에 미치는 효과는 오래 전부터 과학계의 관심사였으며, 우리나라에서도 20여 년간 꾸준한 연구가 진행되어왔다.

① 1960년과 70년대에 논과 낙동강 유역에서의 증발산 및 물수지에 관한 기본적 연구를 시작으로(최명수, 1969; 조희구, 1972; 조희구와 이태영, 1975), 이태영(1987)은 단층 식물 모델을 대기 경계층과 접합하여 농작물 지역에서 대기 경계층에 미치는 식생의 영향을 평가하여, 식생이 한낮의 대류 경계층의 높이는 낮아지게 하고, 반대로 야간의 경계층 높이는 높아지게 한다고 보고하였다.

② 홍진규 등(1997)은 식물에서 대기로의 증발산에 대한 이론적 고찰을 통해, 모델의 복잡성에 따른 서로 다른 활용 방안과 모델 개발 및 검증을 위한 관측 자료의 필요성, 그리고 학제간 연구의 필요성을 강조하였다.

③ 이승우와 이동규(1998)는 서울지역에서 국지규모에 미치는 지표 및 지형 효과의 영향을 평가하기 위하여 중규모 모델을 활용한 수치 모사를 시도하였고, 이를 통해 해륙풍의 강도 변화와 야간의 증발 잠열의 변화를 만들어내는 지표-대기 상호 작용의 한 측면을 잘 보여주었다(그림 3.12).

④ Eum et al.(2005)은 생지화학 모델을 이용하여 한반도 산림 경관 지역에서 기후가 순일차생산량에 미치는 효과를 연구하여, 순일차생산량이 강수빈도에 매우 민감함을 보였고, 충분한 강수에도 불구하고 토양 수분이 순일차생산량을 조절하는 주요 인자임을 지적하였다.

⑤ Lee et al.(2008)은 우리나라 농경지에서 관측된 KoFlux 기상 자료와 지표 플럭스 자료를 사용하여 탄소와 물의 연결에 관한 연구를 수행하여 지면모델

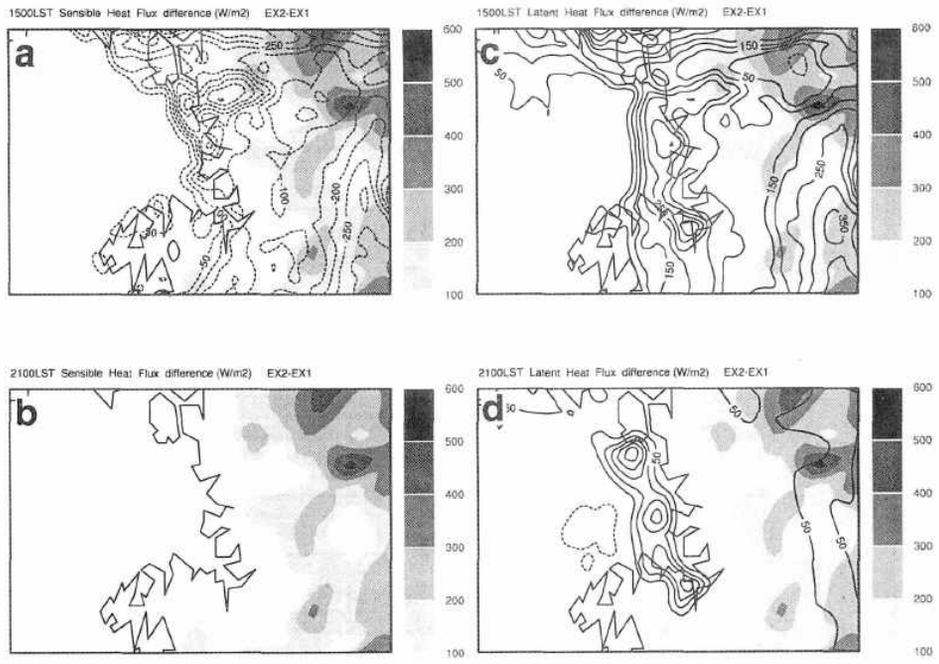


그림 3.12. 실험 2와 실험 1에서 모의된 현열 속((a), (b))과 잠열 속((c), (d))의 차. (a), (c) 1500LST, 그리고 (b), (d) 2100LST. 음의 값은 파선으로 나타내었으며, 선 간격은 50 W m-2 이다(이승우와 이동규, 1998).

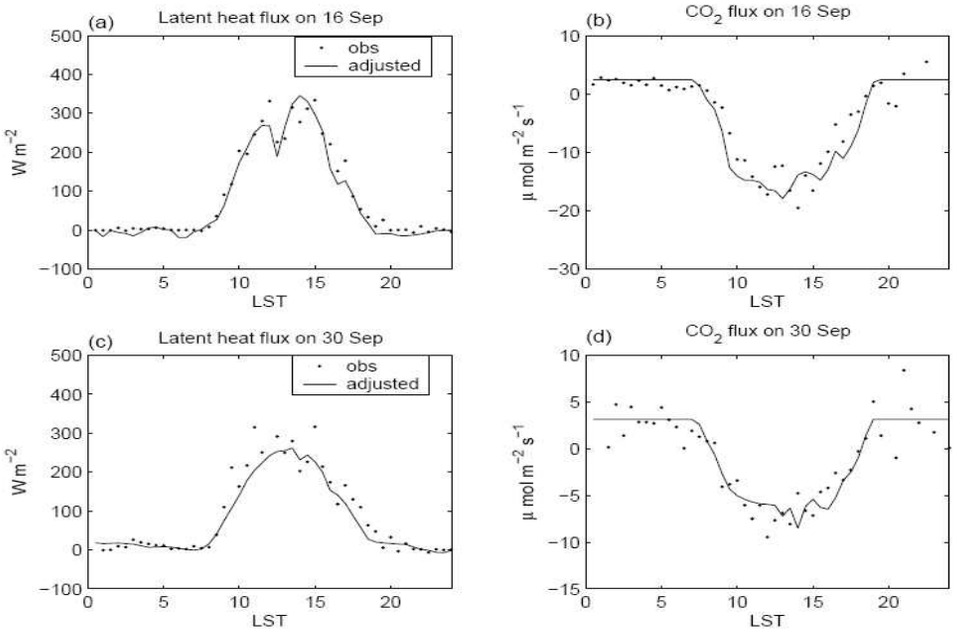


그림 3.13. 2003년 사례 3과 4에서 조정된 모델 결과와 관측 값의 비교(Lee et al., 2008).

을 활용하고 검증하는 예를 보여주었다(그림 3.13).

⑥ Hong et al.(2010)은 우리나라 산림 지대에서 관측된 탄소 플럭스를 활용하여 지면모델과 역학 생태 모델이 결합된 생권 모델의 개발의 활용 방안에 대해서 연구하였다. 이를 통하여 거칠기 길이의 정확한 정보가 육상생태계 탄소 순환을 수치 모사하는데 매우 중요함을 지적하였다.

⑦ Hong and Kim(2010a)은 서로 다른 지면모델이 만들어내는 결과의 차이에 주목하여, 두 지면모델에 반영된 생지화학 및 물리 과정의 모수화에서 그러한

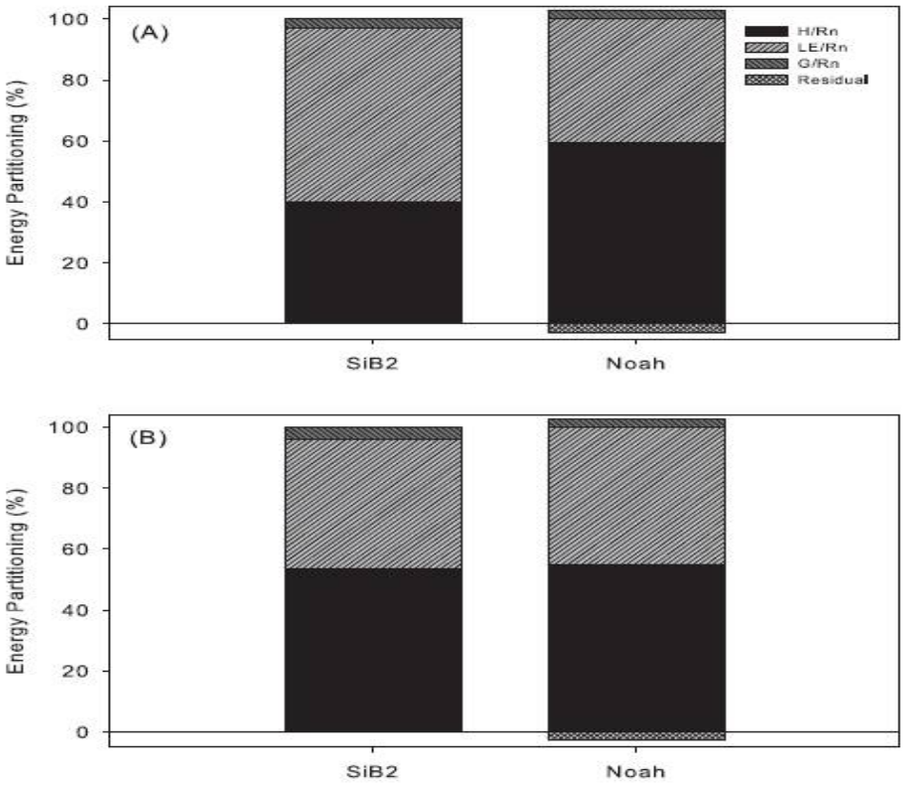


그림 3.14. 모의된 지표면 에너지 분배: 전 모의기간 동안 토양증발을 조정하기 전(A) 과 후(B)의 모의 결과(Hong and Kim, 2010a).

차이가 만들어 짐을 지적하였다(그림 3.14).

⑧ Hong and Kim(2010b)은 동아시아 몬순이 생태계 역학에 미치는 영향을 정량화하고 이로 인한 기후변화가 클 수 있음을 지적하였다. 아울러 지구 온난화가 가속되어 장마와 태풍의 강도가 강해질 경우에 한반도 육상생태계의 탄소 흡수 능력이 작아질 수 있음을 보였다.

생지화학순환과 관련된 야외관측 또는 위성 자료를 이용한 국내의 연구는 대부분 유럽이나 미국에서 관측된 자료를 활용하고 있어서, 한반도를 포함하는 동아시아 지역에서 생태계와 대기간의 상호 작용에 관여하는 기본 메커니즘을 이해하려는 기초 연구가 매우 부족하다. 주된 원인으로는 국내 주요생태계에서 직접 관측된 독자적인 고품질의 장기간 자료를 생산할 만한 충분한 관측하부구조와 전문 인력이 확보되지 못한 점과 기존연구자들 사이의 교류 부족을 들 수 있다. 생지화학순환 연구의 학제간/다학문간 연구 특성을 고려하여 국내 연구자들 간의 교류를 활성화하고 비용이 많이 소요되더라도 보다 장기적인 안목에서 탄소 및 물 순환의 장기 관측을 뒷받침하는 노력과 지원이 수반되어야 한다. 더불어, 관측 자료 활용을 극대화하여 지면모델의 자료 동화에 활용하는 연구와 상호비교를 통한 모델 평가 작업이 요구되며, 산불과 같은 교란과 생태계 관리에 따른 인위적 교란을 모델링에 반영하는 연구가 필요하다(홍진규 등, 2009).

3.5.1.2. 지역 규모 수치 모사

토양 수분 및 토양 온도는 수치모델의 초기 및 경계 조건으로 사용되는 변수로서, 이들이 기후 예측과 일기 예보에 미치는 주요한 효과들은 국내에서 비교적 많은 연구가 이루어졌다. 그러나 대부분의 연구가 동아시아 규모에서 진행된 반면, 우리나라의 특성에 맞게 대기 중 이산화탄소의 증가에 따른 육상/해양 탄소 흡수력의 증감 또는 상호 의존성에 관한 연구는

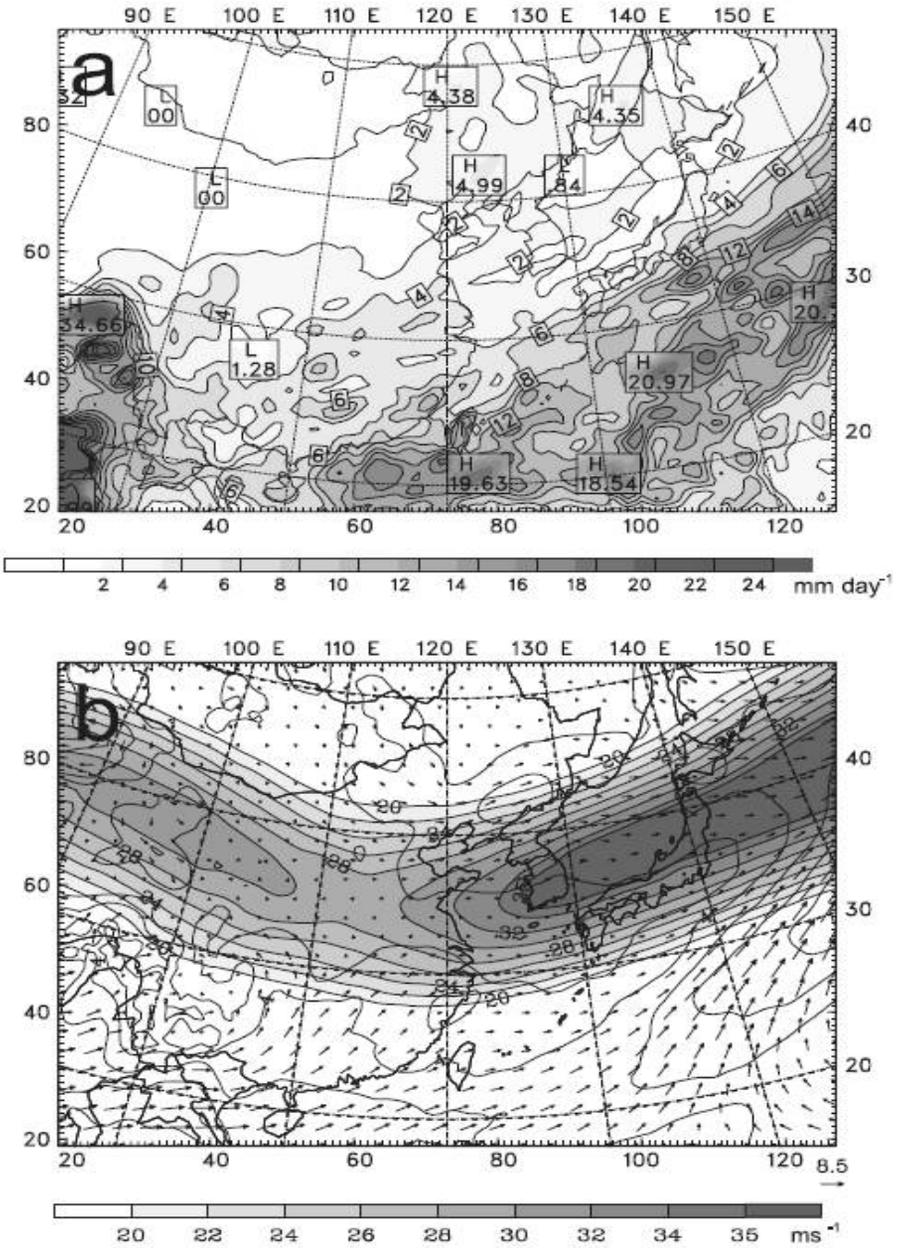


그림 3.15. NOSP91 실험에서 5, 6, 그리고 7월에 대해 평균한 계절평균 (a) 강수량(mm d^{-1}) 그리고 (b) 850-hPa 바람 벡터와 속도(m s^{-1}) 그리고 200-hPa 바람 속도(음영표시함)(Kang et al., 2005).

부족한 실정이며, 향후 역학식생모델을 이용한 집중적인 연구가 필요하다.

① Kang et al.(2005)은 지역 규모 모델에서 지면과정을 포함했을 때, 동아시아 몬순에 대한 수치 모사에서 강수와 대기순환의 변동이 보다 잘 모사됨을 보였다. 이에 따라, 몬순 기간에 발생하는 홍수와 가뭄의 메커니즘에 관해 납득할만한 설명과 함께, 토양수분과 토양 온도의 초기화 과정의 중요성을 강조하였다(그림 3.15).

② 박선기와 이은희(2005)는 중규모 모델에 쓰이는 몇 가지 지면모델의 특징을 설명하는 연구를 수행하였다. 이러한 동아시아 지역 기후모델에 대한 지식과 지면-대기 상호작용에 대한 연구는 아시아 지역 규모 모델의 비교와 연구 결과의 해석에 도움을 주었다(Fu et al., 2005).

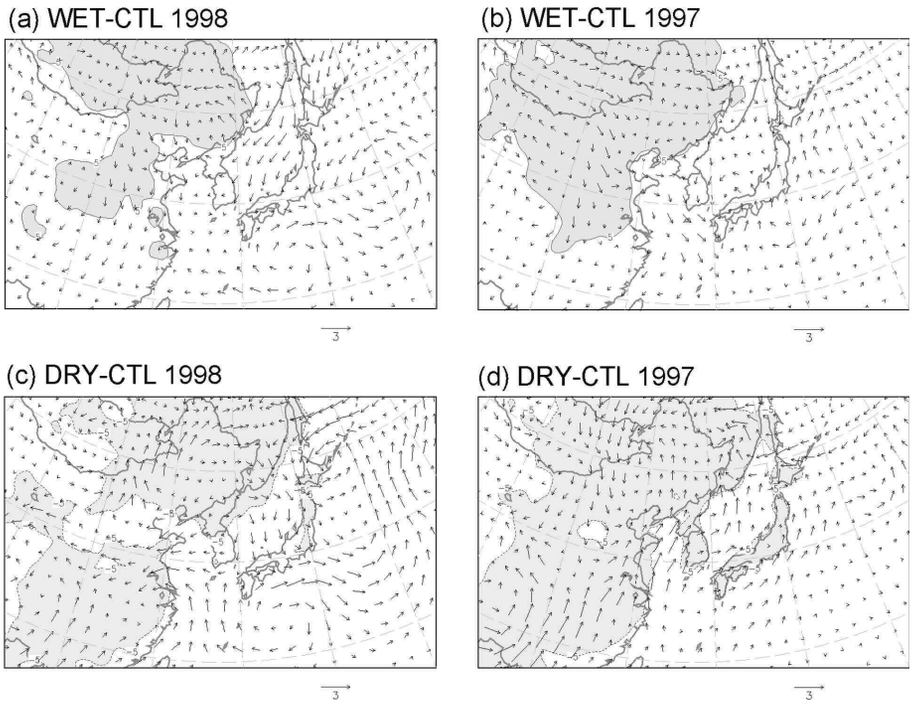


그림 3.16. 모의된 850-hPa 바람 벡터(m s^{-1})와 상대습도(%) 차: 습윤과 규준실험사이의 차 (a) 1998 그리고 (b) 1997, 그리고 건조와 규준 실험간의 차: (c) 1998 그리고 (d) 1997. 음의 값들은 점으로 나타내었다. 음영처리된 지역은 상대습도 차가 5%를 초과하는 지역들이다(Kim and Hong, 2007).

③ 임영권 등(2000)은 지표면 지형과 토지 피복 변화가 거칠기 길이의 변화에 영향을 주어 서울 주위의 바람장 수치 모사에 큰 영향을 준다고 보고하였다. 김상윤과 민경덕(2001)은 중규모 모델 수치 모사 결과를 바탕으로, 대구 지역에서는 지표 현열속보다는 주위 산들에 의해 발생하는 수평 이류가 최고 기온을 결정하는 주요 인자라고 결론 내렸다.

④ 김철희와 송창근(2002)은 관측자료를 활용한 자료 동화 기법을 사용하여 해안가의 대기순환을 수치 모사하였다. 그리고 Hong et al.(2009)도 중규모 모델을 이용한 수치 모사에서 해안지역을 포함하는 지역 규모의 현열속을 추정하는데 있어서 기존의 대류경계층 방법이 가지는 문제점과 중규모 모델이 수치 모사한 수평 이류의 오차에 관해 논의하였다.

⑤ Kim and Hong(2007)은 지역 규모 모델링을 통해 생물-대기 상호작용의 측면에서 동아시아 여름 강수에 미치는 늦은 봄의 토양 수분의 예외적 특징을 분석하였다. 토양 수분의 예외적 특성과 모사된 강수가 양의 되먹임 관계를 보였으나, 북아메리카만큼의 큰 차이를 보이지는 않았으며, 동아시아의 지형적 위치에 따라 그 결과가 다르게 나타났다. 이에 따라 토양 수분의 효과가 동아시아에서는 지역 규모의 되먹임 작용과 역학적 강제력이 서로 다르게 작용한다고 결론 내렸다(그림 3.16).

⑥ Yhang and Hong(2008)은 보다 현실적인 지표면 특성 값들을 사용하였을 때 지역 기후모델이 도시 열섬효과를 보다 잘 모사하며, 해양의 마찰을 보다 현실적으로 줄임으로써 야간 하층제트와 북태평양 고기압의 위치에도 영향을 주어, 궁극적으로 강수 분포의 수치 모사 결과의 향상을 가져왔다. 또한 지면 모델과 대기 경계층 모델의 개선이 가져오는 각각의 결과에 대해서도 논의하였다(그림 3.17).

⑦ Hong and Kim(2008)은 지면-대기 상호 작용의 비선형 측면이 미치는 효과를 정량화 하였다. 비록 컴퓨터 성능의 개선으로 중규모 모델에서도 국지 규모의 수치 모사가 가능해졌으나, 지면-대기 상호 작용의 비선형적 특성으로 인해 지역 규모와 국지 규모 사이의 수치 모사가 큰 차이를 보일 수 있음을 지적하였다(그림 3.18).

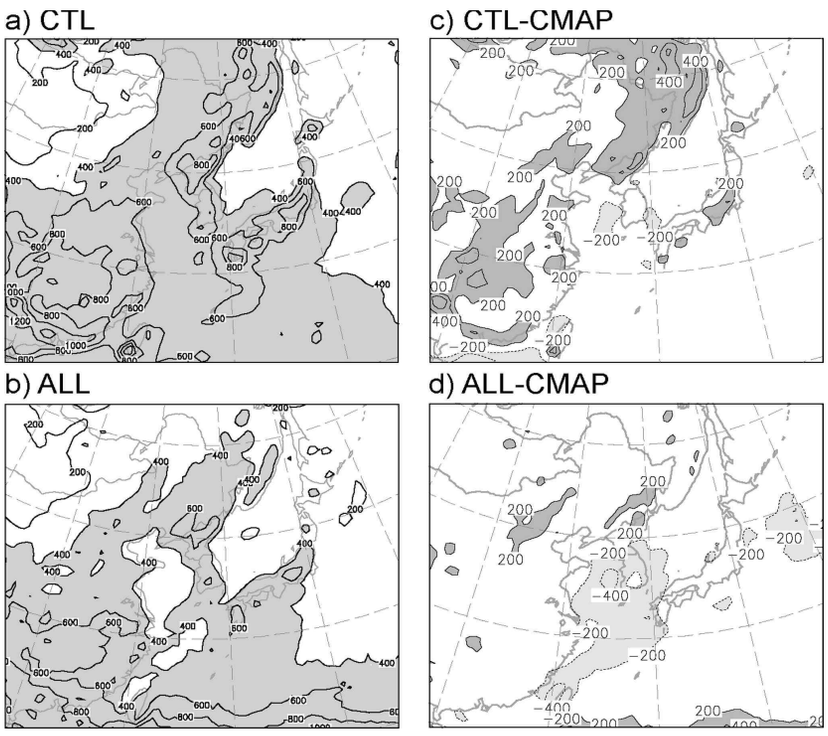


그림 3.17. 10년(1996 ~ 2005) 여름(JJA) 평균 강수량(mm): (a) CTL 실험, (b) ALL 실험, (c) CTL과 CMAP 사이의 차 그리고 (d) ALL과 CMAP의 차. 등치선 간격은 200 mm 이고 (a)와 (b)에서 음영처리된 지역은 400mm 이상을 의미한다. (c)와 (d)에서 어두운(밝은) 지역들은 모델이 강수량을 200mm 이상 과대(과소)하게 모의한 지역을 의미한다(Yhang and Hong, 2008).

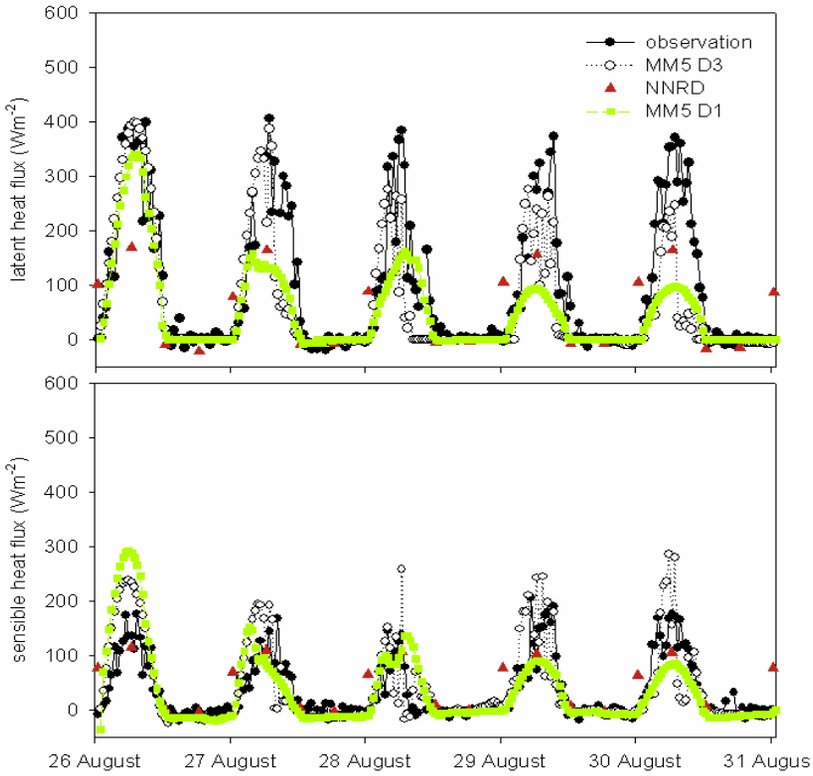


그림 3.18. 현열속(H)과 잠열속(LE)의 일변동 비교. D1과 D3는 모의 영역 1(60 km 해상도)과 모의영역 3(1 km 해상도)에서의 결과이다. 또한 NNRD는 타워 근처의 NCEP-NCAR 재분석 자료(2.5°×2.5°)를 의미한다(Hong and Kim, 2008).

3.5.1.3. 전구 규모 수치 모사

대기대순환모델이나 지구시스템 모델을 이용하여 우리나라의 기후변화와 이것이 생지화학순환에 미치는 연구는 거의 찾아볼 수 없다. 그러나 그 중요성을 인식하고 기상청에서 새로운 지구시스템 모델을 도입함에 따라 관련 연구가 활성화될 것으로 기대된다. 대기대순환, 해양대순환, 육상 및 해양 탄소 순환의 상호작용을 동시에 다루는 통합모델을 기반으로 한반도 기후와 아시아 몬순, 태풍 등이 지면 과정과 어떻게 상호작용하는지에 대한 연구가 조속히 이루어져야 하며, 동시에 국가의 경제적 이익을 보호하기 위해 독자적 관측망과 첨단자료동화에 기반을 둔 탄소/물 추적시스템의 개발이 시급하다.

① 하경자 등(1998)은 대기대순환 모델에 식생의 효과를 반영하는 지면모델을 결합하고, 이러한 식생의 현실적 수치 모사가 반영된 대기대순환 모델이 향상된 지면 온도, 강수 및 지표 플럭스를 모사해내며 위도에 따라 서로 다른 효과를 낸다고 보고하였다(그림 3.19).

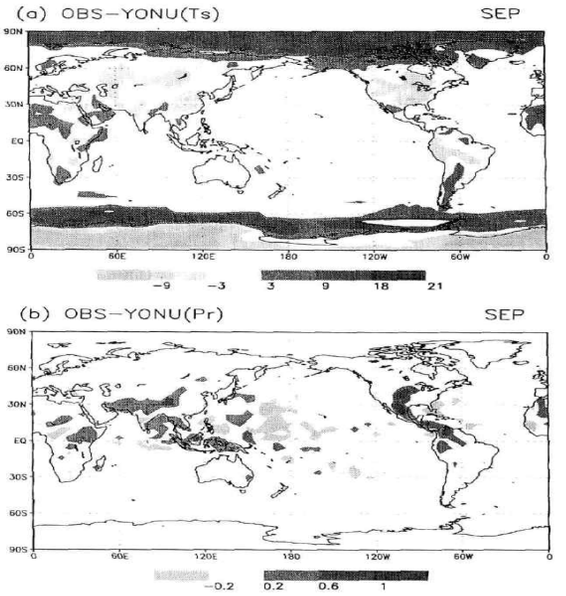


그림 3.19. YONU 모의 결과와 관측사이의 차: (a) 9월 기온 차, (b) 강수 차(하경자 등, 1998).

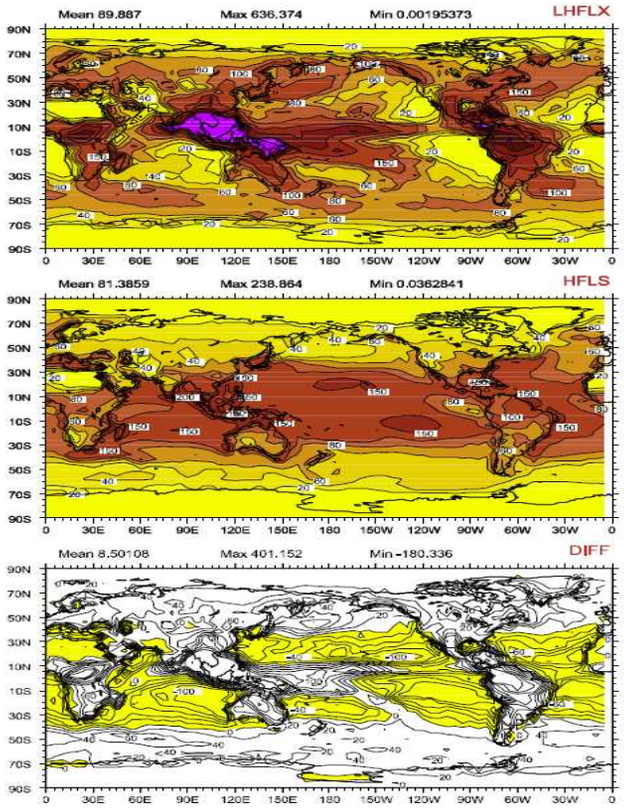


그림 3.20. 결합실험 2에서 1년 평균한 잠열 속(상부 패널)의 전구 분포와 에너지 속으로 변환된 강수율(중간 패널). 아래 패널은 이들 둘의 차를 나타낸 것이다(김형진 등, 2005).

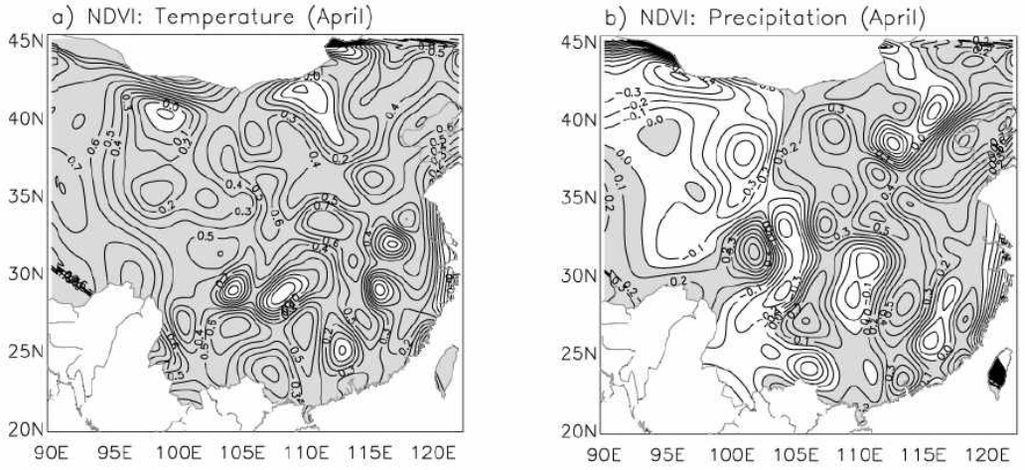


그림 3.21. 중국에서 4월 식생지수(NDVI)의 경년변동과 기온 (a) 그리고 강수 (b)사이의 상관계수. 양의 상관계수는 음영 처리하였다(서명석 등, 2005).

② 김형진 등(2005)은 대기대순환 모델과 지면모델을 접합할 때 필요한 기술적 지식에 관해 자세하게 정리하였다(그림 3.20).

③ 하경자 등(2001)은 재분석 자료를 통하여 전구규모 엘니뇨와 지표 상호 작용의 특징을 분석하여 엘니뇨와 아시아 몬순과 봄철의 지면-대기 상호 작용이 서로 연관되어 있음을 보였으나, 구체적인 역학적 설명은 제시하지 않았다.

④ 서명석 등(2005)은 동아시아에서 위성으로 관측된 식생 지수를 지면 온도와 같은 기후 요소의 변동을 만들어내는 요인으로 연결하고자 하였다(그림 3.21).

⑤ Park and Sohn(2010)은 동아시아의 NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)가 1990년대 중반 이전과 비교했을 때 기후 변동의 신호가 있는지 분석하고 강수 및 온도 자료와의 상관관계를 밝히는 시도를 하였다.

3.5.2. 지표 피복 변화와 대기 수치 모사에 미치는 영향

동아시아 지역은 전 세계에서 가장 빠른 경제 성장을 보이고 있는 지역 중의 하나이며, 우리나라도 과거 30년 동안의 눈부신 경제 성장과 함께, 토지 사용의 급격한 변화를 현재까지 경험하고 있다. 하지만 우리나라에서 수치모델에 사용되는 대부분의 모델은 미국에서 만들어진 지면 피복 분류 자료를 사용하고 있으며, 이러한 자료가 가지고 있는 부적절함이 최근 연구에서 지적되고 있다(서명석과 남재철, 2003; 서명석과 서애숙, 2003; 강전호 등, 2007, 2009).

① Lee(1995)는 지면 피복 변화가 가져오는 국지기후의 변화에 주목하였고, Suh and Lee(2004)는 현실적인 지면 피복 분류 자료를 사용하였을 때, 알베도, 거칠기 길이, 기공 저항의 변화를 통하여 지역 규모 모델이 원래 가지고 있던 모델의 편차가 줄어듦을 보였다. 특히 지면 피복 변화로 인한 지면 온도와 풍속의 감소가 대기 하층의 안정도를 증가시켜 강수가 줄어드는 효과와 육지와 바다 사이에 줄어든 기압 경도력에 의해 감소된 수증기 수렴으로 인한 강수 감소의 메커니즘에 대하여 설명하였다. 하지만 가뭄의 수치 모사에 여전한 어려움이 있었으며, 토양 수분과 토양 온도의 초기 값에 대한 연구 필요성을 지적하였다(그림 3.22).

② Rha et al.(2005, 2008)은 지면 피복 변화가 낮에 그 효과가 더 컸으며, 지역 규모의 열역학적 구조를 변경시키고 원격 작용을 통하여 열역학 변수들의 대규모 시·공간 분포의 변화를 가져올 수 있음을 지적하였다. Lee et al(2006)은 보다 현실적인 지면 피복 자료는 광화학 모델의 수치 모사에도 큰 영향을 줄 수 있음을 보고하였다(그림 3.23 ~ 3.25).

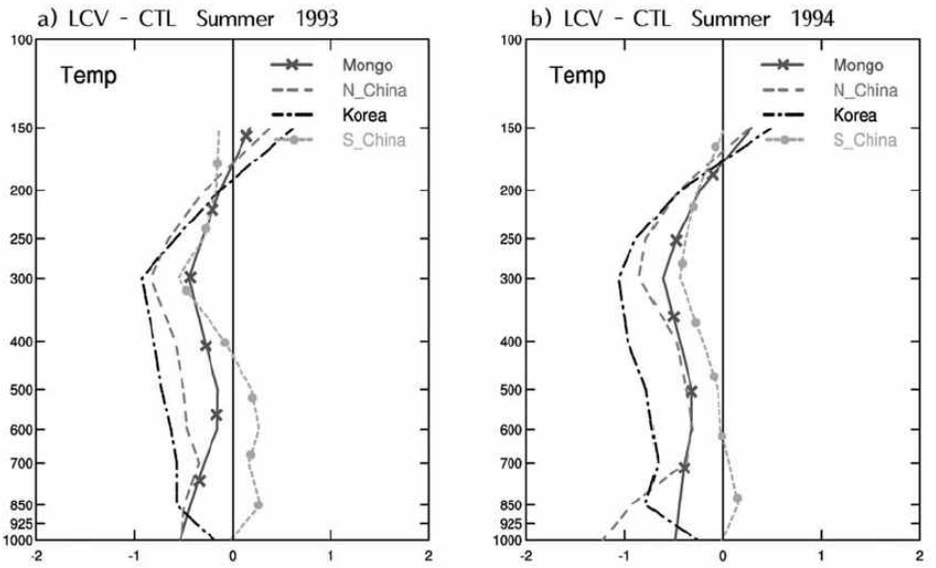


그림 3.22. 선정된 표본지역에서의 규준실험(CTL)과 지면피복실험(LCV) 사이의 여름평균 기온 차의 연직분포: (a) 1993년 여름, (b) 1994년 여름(Suh and Lee, 2004).

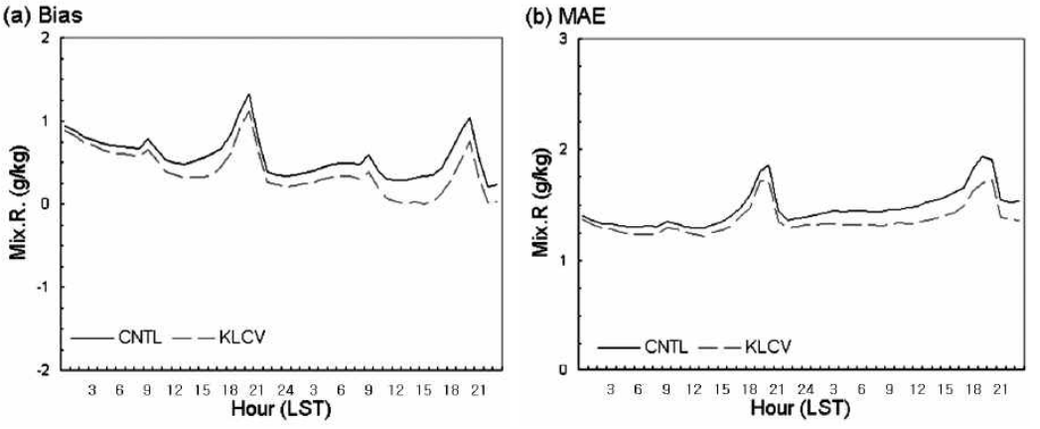


그림 3.23. 모의된 2003년 7월 2-m 혼합비에 대한 월평균 편의 (a)와 절대평균 오차(MAE) (b)의 일 변동. 검은 실선과 파선은 각각 규준(CNTL)과 지면피복(KLCV) 실험을 나타낸다(Rha et al., 2008).

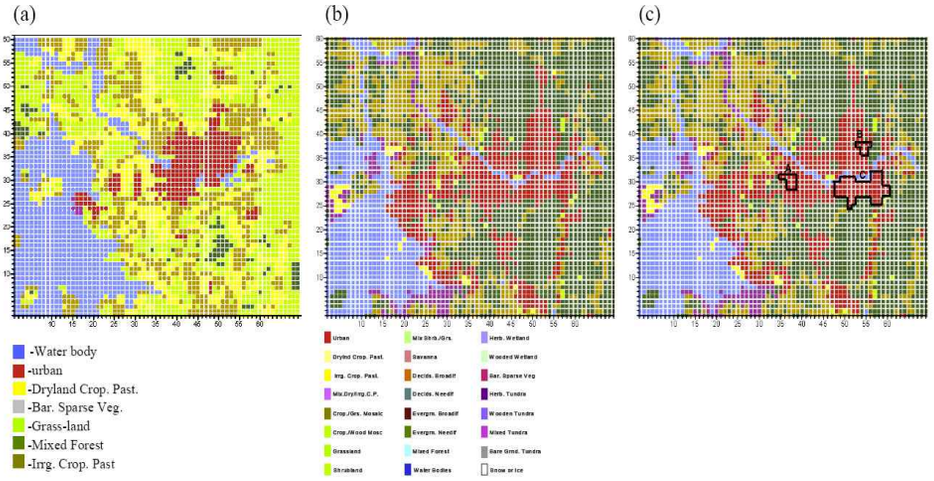


그림 3.24. 두 사례에 대해 TERRAIN으로부터 도출된 토지이용 분포(Lee et al., 2006).

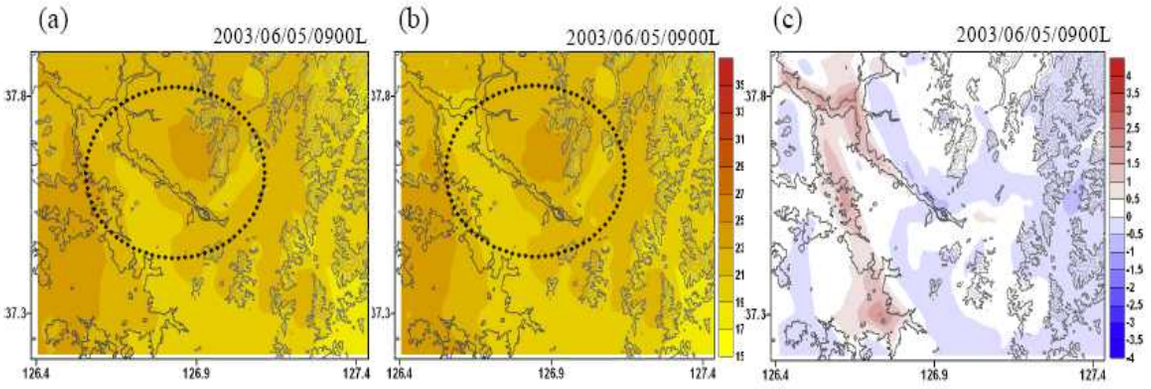


그림 3.25. ULU (a)와 KLU+B (b)에서 모의된 0900 LST에서의 지표면온도 분포와 온도 차(c)(Lee et al., 2006).

③ Suh and Lee(2005)는 고해상도의 지면 피복 자료가 수치 모사를 이용한 생지화학 연구에서 특히 동아시아 여름 몬순 순환의 변경을 가져온다고 보고하였다(그림 3.26).

④ Kang and Hong(2008)은 서로 다른 지면 피복 자료를 사용하여 지역 규모 모델을 이용한 수치 실험을 수행하였다. 특히 서로 다른 지면 피복 자료가 만들어내는 지면 알베도와 거칠기 길이의 차이가 식생이나 토양 자료의 수평 규모보다 훨씬 중요함과 동시에 이러한 값들과 동아시아 몬순 기후와의 상호 작용의 중요성을 지적하였다(그림 3.27 ~ 3.28).

3.5.3. 생지화학과 생태수문의 결합

식물의 기공을 통해서 함께 조절되는 탄소 순환과 수문 순환의 연결에 대한 중요성이 인식된 지 오래되었음에도 불구하고, Carbo Korea 및 HydroKorea와 같은 장기 프로젝트를 제외하고는(Kim et al., 2006), 대부분 한시적인 연구에 그치거나, 여전히 두 순환의 상호작용이 간과되고 개별적인 연구로 분리되어 진행되고 있는 실정이다. 향후 이러한 물, 에너지 및 탄소 순환의 상호 작용이 한반도 기후와 일기예보 능력 향상에 미치는 효과에 대한 보다 체계적인 연구와 지원이 있어야 할 것이다.

① Kang and Hong(2008)은 서로 다른 지표 피복 자료를 사용하여 지역 규모 모델을 이용한 수치 실험을 수행하였다. 특히 서로 다른 지표 피복 자료가 만

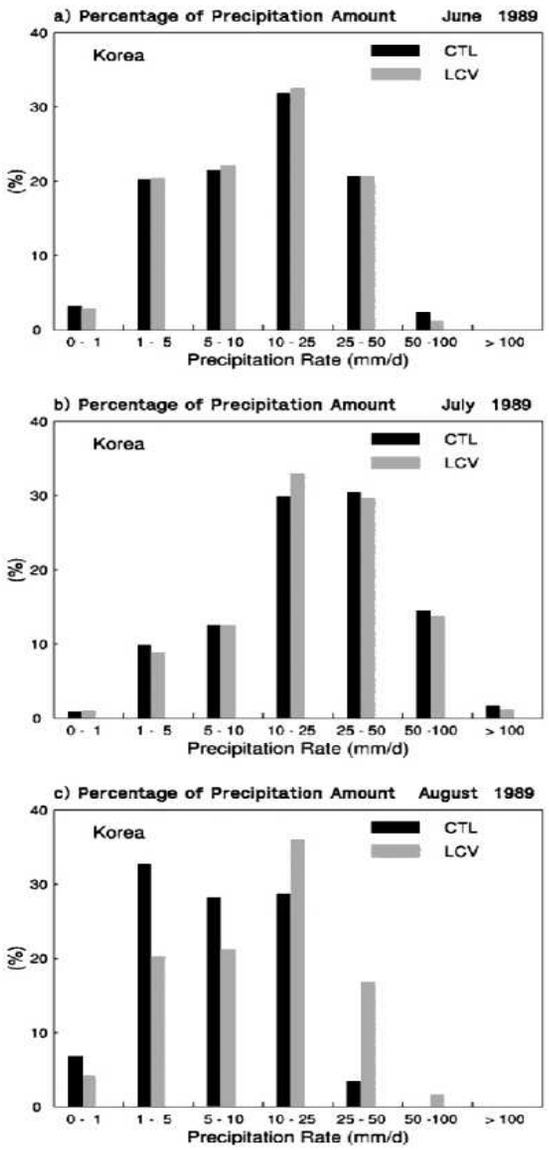


그림 3.26. 규준실험(CTL)과 지면피복 실험(LCV)에서 모의된 1989년 한반도 여름(6, 7, 8월) 강수율의 비교(Suh and Lee, 2005).

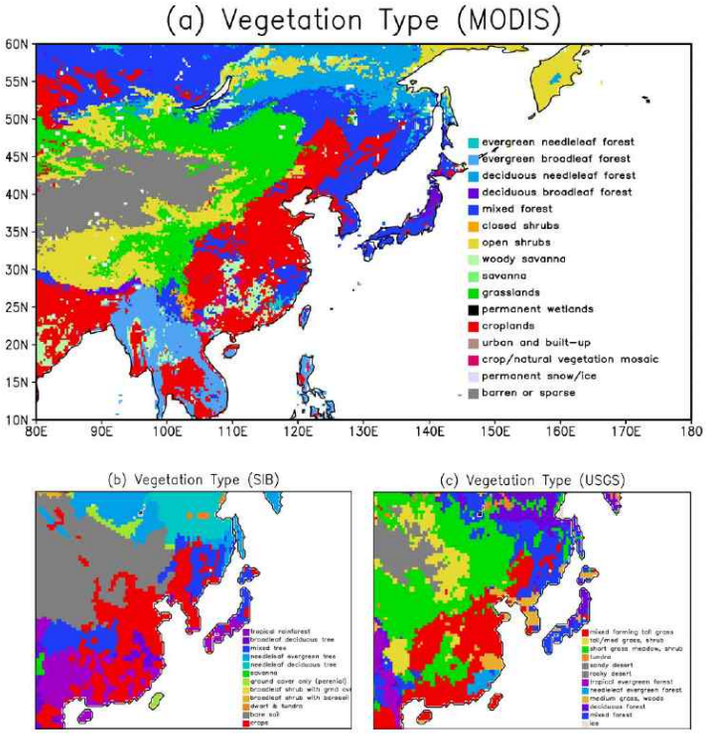


그림 3.27. 동아시아 지역에서 출처별 식생유형의 공간분포: (a) MODIS 식생 유형, (b) SiB 식생 유형 그리고 (c) USGS 식생 유형(Kang and Hong, 2008).

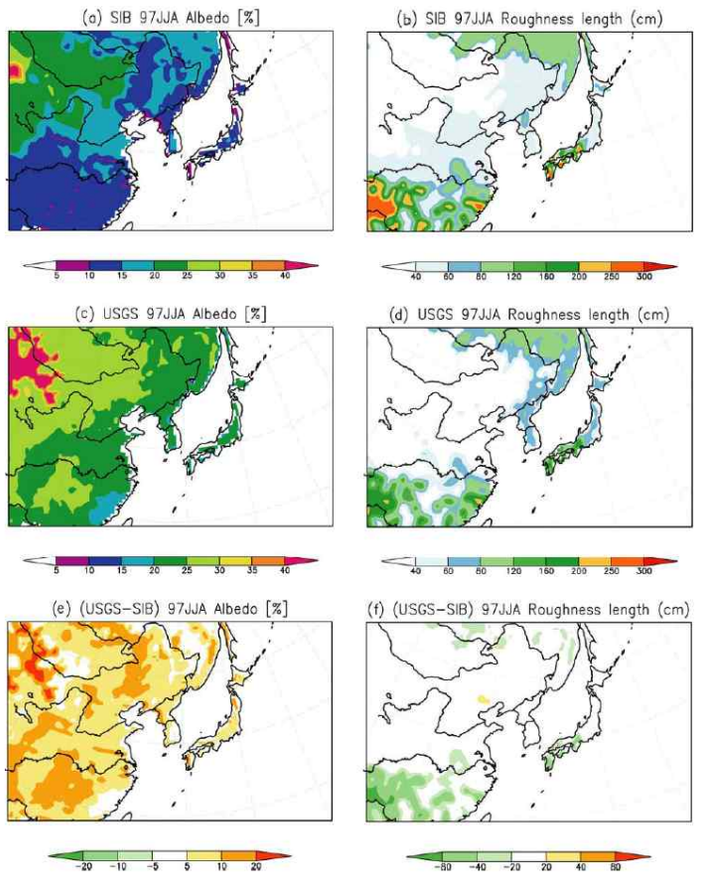


그림 3.28. 동아시아 지역에서 지면피복 출처별 1997년 여름 알베도((a), (c))와 거칠기 길이의((b), (d)) 분포 및 두 유형 사이의 차((e): 알베도, (f): 거칠기 길이)(Kang and Hong, 2008).

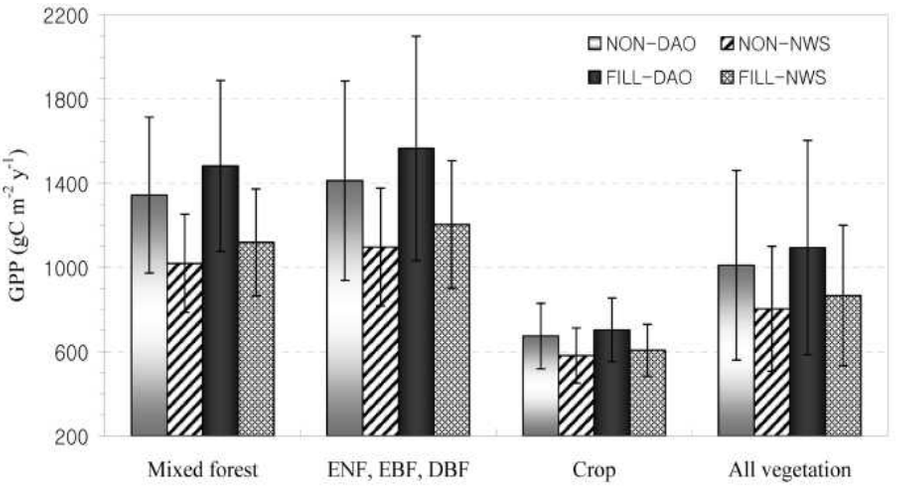


그림 3.29. 서로 다른 입력 자료로 모의된 GPP의 식생유형별 비교: NON-DAO는 원래의(original) FPAR와 DAO 그리고 MODIS GPP를 입력자료로 한 경우; NON-NWS는 원래의(original) FPAR와 지상 관측 기상자료를 입력자료로 한 경우; FILL-DAO는 재생산된 FPAR와 원래의 DAO 자료를 입력자료로 한 경우 그리고 FILL-NWS는 재생산된 FAPR와 지상관측 기상자료를 이용한 경우를 의미한다. GPP 값들은 2001년에서 2003년까지 각 식생유형별로 평균된 값이다 (Kim et al., 2007).

들어내는 지면 알베도와 거칠기 길이의 차이가 식생이나 토양 자료의 수평 규모보다 훨씬 중요함과 동시에 이러한 값들과 동아시아 몬순 기후와의 상호 작용의 중요성을 지적하였다.

② Lim et al.(2006)은 토양 수분과 강수에 민감한 지면모델의 특성에 대하여 인지하고 보다 현실적인 토양 수분과 강수 조건을 반영하여 지면모델이 보다 나은 지표 플럭스를 만들어내는 자료 동화 시스템을 개발하고 있다.

③ 위성 영상자료를 활용하여 한반도와 동아시아의 탄소 및 물 교환량을 추정하려는 시도도 진행되고 있다. 예를 들어, Kang(2005)과 Kim et al.(2007)은 위성 영상 자료로부터 총일차생산량을 추정하는데 있어서 필요한 입력 자료를 개선하여 보다 신뢰성 있는 결과를 만들어내었고(그림 3.29), Ryu et al.(2008)은 한반도의 대표적 생태계에서 위성 영상 자료로부터 산출된 지표면 복사 에너지의 현실성을 평가하였다.

④ Jang et al.(2009)은 위성 영상 자료를 이용하여 한반도 지표면 증발산 추정을 시도하였고, Hwang et al.(2008)은 광합성과 증발산이 연결된 생지화학 모델과 인공위성 자료를 사용하여, 한반도 산악 지형에서 가뭄 기간 동안에 인공위성 자료의 탄소 교환량 알고리즘의 문제점을 지적하였다. Jeong et al.(2009)은 동아시아에서 봄철 늘어난 식생지수 NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)와 온도와의 상관관계 분석을 통하여 봄철 늘어난 식생이 만들어낸 증발산이 온도의 감소를 가져오는 되먹임 작용에 관한 연구를 수행하였다(그림 3.30).

⑤ 최근에는 식생의 성장과 경쟁 과정을 다루는 역학식생모델(Dynamic vegetation model)이 접합된 지면모델을 한반도 주요 생태계에 적용하여 그 성능을 알아보려는 연구가 시도되었다. 임희정 등(2010), 장지현 등(2010), Hong and Kim(2010b)은 우리나라 활엽수림에서 에디공분산 기술로 관측된 총일차생산량, 생태계호흡량 등의 탄소플럭스 관련 실측자료와 기상 자료를 이용하여 지면모델과 역학식생모델이 접합된 CLM-LPJ와 JULES 모델을 각각 수치 적분하고 각 모델의 모사결과를 분석하였다. 임희정 등(2010)은 식물계절학을 잘 모사하지 못함으로써 발생하는 모델의 오차에 대한 분석을 시도하였다(그림 3.31). 장지현 등(2010)은 산림생태계 탄소수지의 주요 성분들의 생물리 모수들에 대한 민감도 실험을 수행하여 모델 결과에 큰 영향을 미치는 주요 생물리 모수들을 찾아내었다. 이중 가장 중요한 모수는 산림과 농업생태계에서 모두 잎의 광합성과 관련된 생화학적 모수와 잎의 질소함량과 관련되어 있어, 단엽수

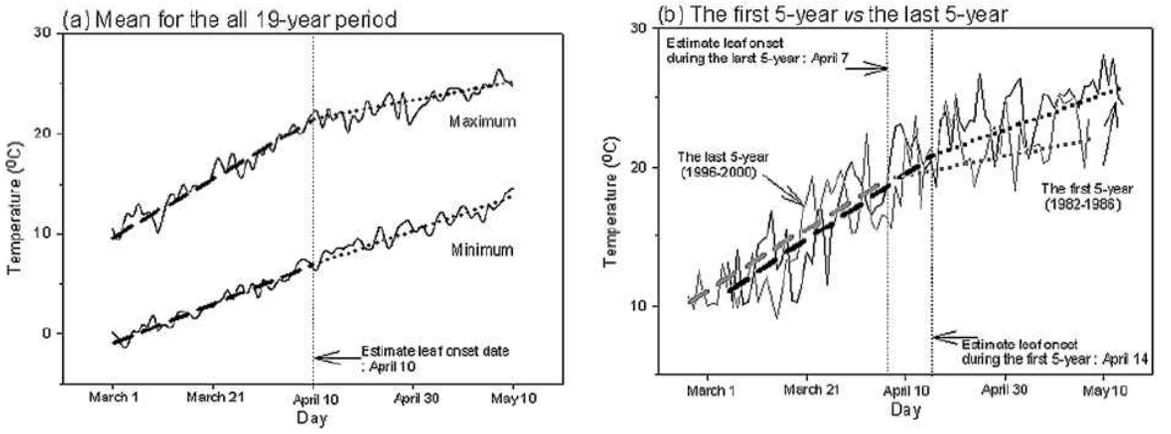


그림 3.30. (a) 잎이 피기 시작한 날을 기점으로 154 관측소에 대해 평균한 전후 40일간의 일 최고(위 선)와 일 최저(아래 선)기온의 시계열. 파선과 점선은 잎이 피기 시작한 날을 기점으로 전후 40일간의 기온에 대한 선형회귀식의 기울기를 나타낸다. (b) (a)와 같은 형식이지만 일 최고기온 시계열은 첫 번째 5년(1982 ~ 1986: 검은 선)과 마지막 5년(1996 ~ 2000: 회색 선)에 대해 평균한 것이다(Jeong et al., 2009).

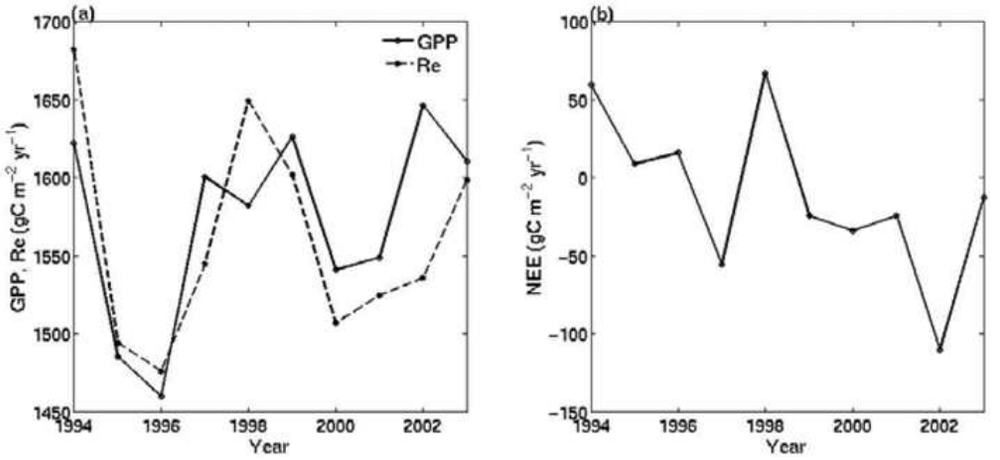


그림 3.31. (a) GPP와 Re 그리고 (b) NEE의 경년 변동(임희정 등, 2010).

준의 과정(process) 연구 및 질소 순환과 관련된 향후 연구의 중요성을 시사하고 있다. 또한 한반도 식생에서의 탄소 및 수증기 교환을 모사할 때 전구 모델에 사용되는 생물리 모수들 값보다는 한반도 주요 생태계에서 직접 관측된 실측에 근거한 모수값들을 사용했을 때 모델 결과가 개선됨을 보였다(그림 3.32).

⑥ 아시아 몬순 기후에 동반된 탄소 순환과 수문 순환의 결합은 아시아의 지속 가능성을 위한 농업, 산림, 그리고 다른 자원의 관리에 매우 중요하다. Hong and Kim(2010)은 탄소 순환과 수문 순환에 관련된 두 변수쌍들의 파엽 결합 스펙트럼(squared wavelet coherence spectra) 분석을 바탕으로 아시아 몬순과 생태계 역학 사이의 강한 연계를 보여주었고, 기후변화 시나리오 하에서 만약 몬순 교란이 정상 범위를 넘어서고 동아시아에서 생태계 회복력이 증대되지 않는다면, 아시아 몬순에서의 육상 이산화탄소 흡수원은 감소할 것이라는 결론을 내렸다(그림 3.33).

3.5.4. 규모 의존성

육상생태계와 대기간의 생지화학과정은 그 시·공간 규모에 따라 환경에 서로 다른 반응을 보일 수 있는 복잡계이다. 현재 주요 연구 도구로 사용되는 타워 관측, 수치모델, 인공위성 자료는 각각 고유의 시·공간 대표성에 따라 장단점을 가지고 있어서 이를 명확하게 이해해야만 자료 해석의 오류를 줄이고 보

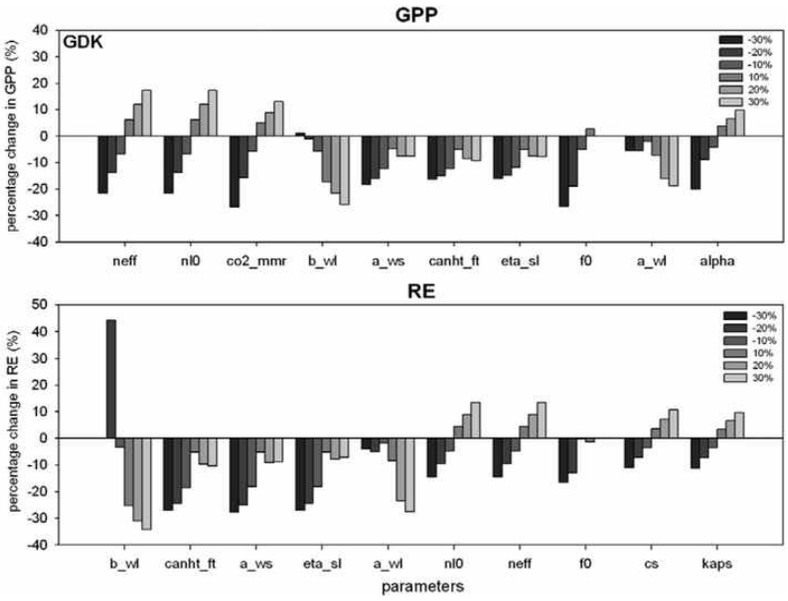


그림 3.32. GDK 사이트에서 모수를 10, 20, 그리고 30%를 변경시킴에 따른 연 GPP와 Re의 변화율(%). GPP와 Re에 가장 영향을 주는 10개의 모수들이 제시되었다(장지현 등, 2010).

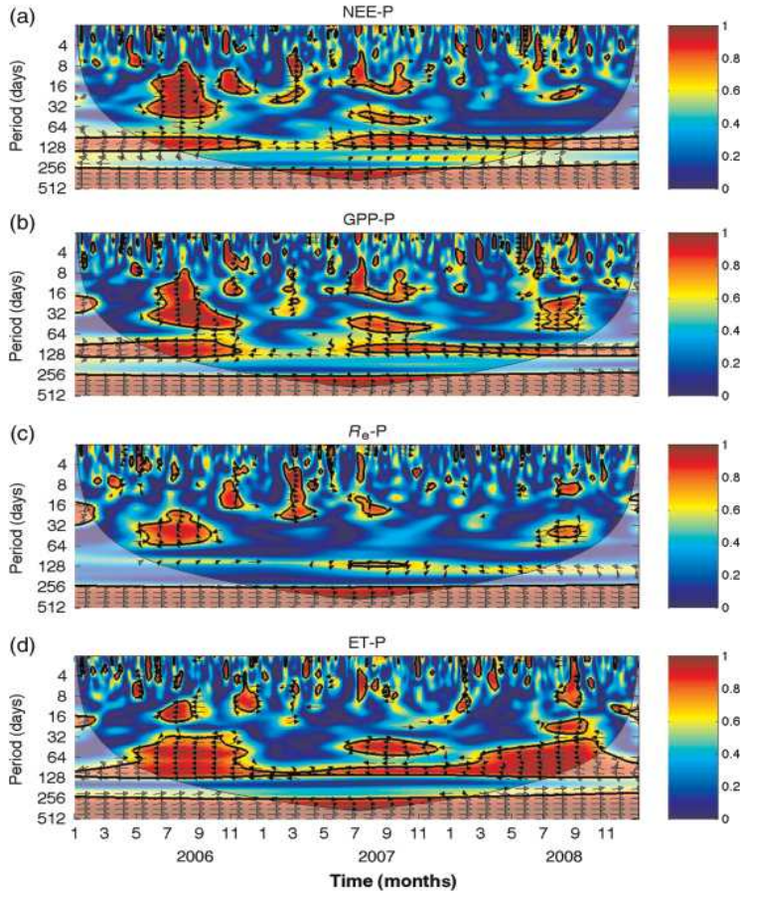


그림 3.33. 강수량과 함께 나타낸 탄소, 총일차생산량(GPP), 생태계 호흡(Re) 그리고 증발산(ET)의 순 생태계 교환율(NEE)의 자승된 파엽 결합 스펙트라(Squared wavelet coherence spectra). 굵은 실선은 Monte Carlo 모의로부터 계산된 red noise에 대한 5% 유의수준을 나타낸다. 화살표는 상대적인 위상각(위상이 일치하는 경우는 오른쪽을, 반대되는 경우에는 왼쪽을 향하며, 화살표가 아래쪽을 향하는 것은 강수 P가 다른 변수들보다 90° 위상 만큼 선행함을 의미)을 나타낸다. 더 높은 에너지(붉은색)는 두 변수사이의 더 강한 연결을 의미한다(Hong and Kim, 2010b).

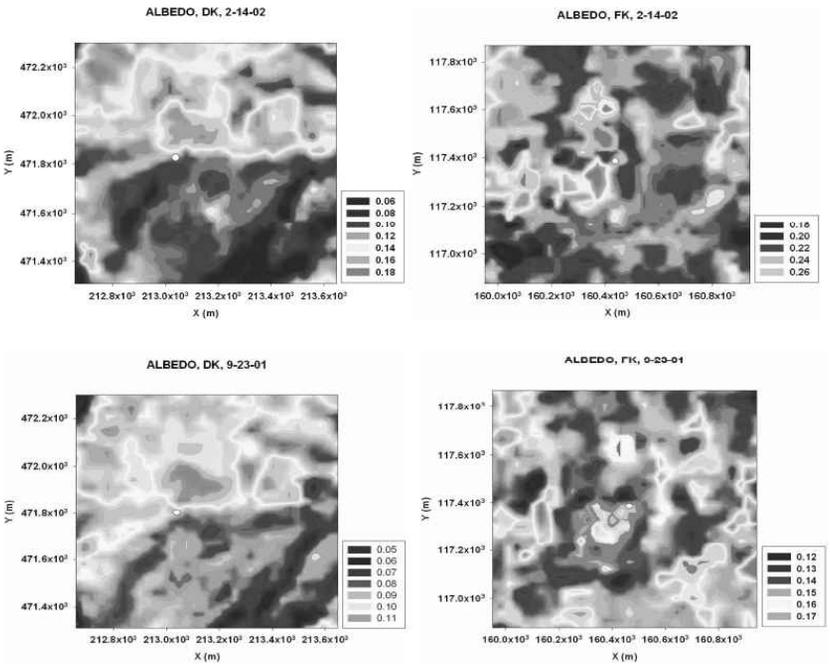


그림 3.34. DK와 FK 사이트에서의 2001년 9월 23일과 2002년 2월 14일 광대역 알베도 영상(1km × 1km). 하얀 원은 에디 공분산 타워를 나타낸다(Moon et al., 2007).

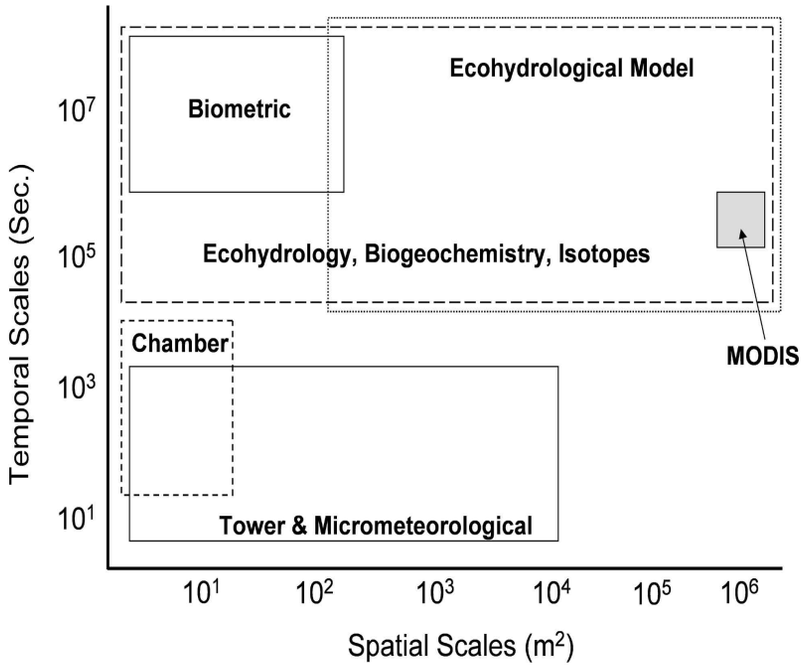


그림 3.35. 시공간규모에서의 KoFlux 연구와 측정의 규모(Lee et al., 2007).

다 정확한 연구 결과를 얻을 수 있다. 특히 타워에서 관측된 자료를 모델이나 인공위성에서 계산된 지표 플럭스 결과를 검증하는데 사용할 때는 공간 규모의 대표성의 차이에서 발생하는 오차에 주목해야 한다(Kim et al., 2006).

① Moon et al.(2005, 2007)은 고분해능의 인공위성 자료로 얻어진 지표 플럭스 지수를 분석하여 타워에서 관측된 지표 플럭스의 공간 대표성에 대한 분석을 수행하였다(그림 3.34).

② Hong and Kim(2008)은 생물-대기 상호 작용의

비선형적 측면, 특히 대기 변수의 공간적 불균질성에 의하여 중규모 모델의 격자 크기에 따라 지역 규모와 국지 규모 사이의 수치 모사가 큰 차이를 보일 수 있음을 지적하였다.

③ 서로 다른 시·공간 대표성을 가지는 타워 플럭스 관측, 앞에서 유역단위의 다양한 규모의 탄소 및 물 동위 원소 관측, 토양 호흡 및 다양한 생태수문/생지화학 관측과 MODIS 기반 원격탐사 자료들이 지속적으로 구축되고 있으며, 이러한 정보를 통합하여 유역 및 지역규모의 탄소 및 수문 순환을 이해하려는 연구들이 꾸준히 진행되고 있다(김준, 2005; 홍진규 등, 2005; Kim et al., 2006; Jang et al., 2010; Lee et al., 2007, 2010)(그림 3.35).

참고문헌

강전호, 서명석, 곽종흠, 2007: 아시아 지역 지면피복자료 비교 연구: USGS, IGBP, 그리고 UMd. *Atmosphere*, **17**, 159-169.

강전호, 서명석, 곽종흠, 2009: MODIS 자료를 이용한 한반도 지면피복 분류. *Atmosphere*, **19**, 169-182.

국립환경과학원, 2006: *대도시 대기질 관리방안 조사연구(V): 광화학 대기오염 생성과정과 규명과 저감대책 수립*. 789pp.

김득수, 1997: 질소산화물의 토양배출량 추정과 지구 환경에 미치는 대기화학적 특성 연구. *한국대기보전학회지*, **13(6)**, 451-461.

김득수, 2007: 온실기체(CH_4, CO_2, N_2O)의 하구언갯벌 배출량과 배출특성연구. *한국대기환경학회지*, **23(2)**, 225-241.

김상윤, 민경덕, 2001: 지형과 지표 특성이 여름철 대기지역의 국지순환과 기온변화에 미치는 영향. *한국기상학회지*, **37**, 487-512.

김준, 2005: KoFlux 2004 synthesis; 한국 생태계의 탄소와 물 순환의 이해를 통한 기후변화협약대응. *Korea. J. Agric. For. Meteor.*, **7**, 1-3.

김철희, 송창근, 2002: 4차원 자료동화 기법을 이용한 해안가 대기순환의 수치 실험. *한국환경영향평가지*, **11(2)**, 79-91.

김형진, 정일웅, 조민수, 2005: 대기 대순환 모형과 지면 모형의 접합에 관하여. *한국기상학회지*, **41**, 1137-1149.

박선기, 이은희, 2005: 중규모 기상모델에 결합된 육지표면 및 토양 과정 모델들의 특성. *대기*, **15**, 1-16.

박영규, 최상화, 예상욱, 이정석, 황진환, 강성길, 2008: 생지화학모델링을 이용한 동중국해 해양-대기 CO_2 교환량의 변화 연구. *Ocean and Polar Res.*, **30(3)**, 325-334

서명석, 남재철, 2003: 기상위성 탐사 자료(PAL: 1982~2000)에 나타난 동아시아 지역 식생의 시간 변동. *한국기상학회지*, **39**, 139-150.

서명석, 서애숙, 2003: 동아시아 지역 지면탐사 기상위성 자료(PAL)의 특성과 3차원 잡음 검색 및 보정 기법. *한국기상학회지*, **39**, 125-138.

서명석, 이정림, 강전호, 이동규, 안명환, 2005: 동아시아지역에서 식생의 계절 변화와 기후요소와의 관계. *한국기상학회지*, **41**, 557-570.

이승우, 이동규, 1998: 수도권 지역에서 지표 및 지형 효과에 따른 국지 규모 대기 순환의 수치 실험. *한국기상학회지*, **34**, 1-19.

이태영, 1987: 지면의 식물체를 고려한 일차원의 대기 경계층 모델. *한국기상학회지*, **23**, 25-39.

임영권, 오성남, 윤원태, 전영신, 2000: 서울 지역의 지형 및 토지 이용도에 따른 3차원 바람장 산출에 관한 연구. *한국기상학회지*, **36**, 229-244.

임희정, 이영희, 권효정, 2010: 광릉 활엽수림에서 Community Land Model 3.5-Dynamic Global Vegetation Model의 평가. *한국농림기상학회지*, **12**, 95-1-6.

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.

조희구, 1972: 벼논의 증발산량에 관한 통계적 연구. *한국기상학회지*, **8**, 23-29.

조희구, 이태영, 1975: 낙동강 유역의 증발산량과 물수지. *한국수자원학회지*, **8**, 81-92.

채남이, 김래현, 황태희, 서상욱, 이재석, 손요환, 이도원, 김준, 2005: 식물환경 조절시스템에서의 토양호흡 관측 챔버법의 비교 실험. *한국농림기상학회지*, **7(1)**, 107-115

최명수, 1969: 한국의 증발산위와 식생에 관하여. *한국기상학회지*, **5**, 1-8.

최상화·김동선·김경희·민홍식, 2008: 2007년 여름 북서태평양 이산화탄소 분압의 공간 변동성. *Ocean and Polar Res.*, **30(3)**, 335-345

최상화·김동선·심정희·민홍식, 2006: 2002년 여름 북서

태평양 표층 해수의 이산화탄소 분포 특성. *Ocean and Polar Res.*, **28(4)**, 395-405

하경자, 김정우, 김기영, 문자연, 1998: 다층 지면과정 모형 접합에 대한 AGCM의 민감도 실험. *한국기상학회지*, **34**, 630-642.

하경자, 서영경, 서애숙, 정효상, 손병주, 2001: 동아시아 몬순 강수의 경년 변동과 관련된 El-Nino와 지표의 상호작용. *한국기상학회지*, **37**, 381-398.

홍진규, 권효정, 김맹기 등, 2009: 회의 요약; 제1차 국내 지표 플럭스 관측 및 모델링 전문가 워크숍. *대기*, **3**: 237-242.

홍진규, 이동호, 김준, 2005: 광릉 산림지의 지표 플럭스 스케일링에 관한 FIFE로부터의 교훈. *한국농림기상학회지*, **7**, 4-14.

홍진규, 최태진, 김준, 1997: 식물에서 대기로의 증발산: 미기상학적 고찰. *한국기상학회지*, **33**, 569-579.

환경부 환경통계연감, http://stat.me.go.kr/nesis/index.jsp.

Akimoto, H., 2003: Global air quality and pollution. *Science*, **302,** 1716-1719.

Baldocchi, D. et al., 2001: Fluxnet: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale-carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **32(11)**, 2415-2434.

Bozec,. Y., H. Thomas, K. Elkalay, and H. J. W. DeBaar, 2005: The continental shelf pump for CO_2 in the North Sea-evidence from summer observation. *Marine Chemistry.* **93**, 131-147.

Chae, N., R. H. Kim, S. U. Suh, T. Hwang, J. S. Lee, Y. Son, D. Lee, and J. Kim, 2005: Intercomparison of chamber methods for soil respiration measurements in a phytotron system. *Korean J. Agric. For. Meteorol.,* **7(11)**, 107-114.

Chen et al., 2004: Y. L. Chen, H. Y. Chen, G. C. Gong, Y.-H. Lin, S. Jan and M. Takahashi, *Phytoplankton production during a summer coastal upwelling in the East China Sea*, Continental Shelf Research 24(2004), pp 1321-1338.

Choi, S. D., and Y. S. Chang, 2004: Factors affecting the distribution of the rate of carbon uptake by forests in South Korea. *Environ. Sci. & Technology*, **38(2)**, 484-488.

Choi, S. D., K. Lee, and Y. S. Chang, 2002: Large rate of uptake of atmospheric carbon dioxide by planted forest biomass in Korea. *Global Biogeochem. Cycles*, **16(4)**, 1089.

Choung, Y., B. C. Lee, J. H. Cho, K. S. Lee, I. S. Jang, S. H. Kim, S. K. Hong, H. C. Jung, and H. L. Choung, 2004: Forest responses to the large-scale east coast fires in Korea. *Ecol. Res.*, **19(1)**, 43-54.

Dlugokensky, E. J., J. M. Harris, Y. S. Chung, P. P. Tans, and I. Fung, 2002: The relationship between the methane seasonal cycle and regional sources and sink at Tae-Ahn Peninsula. *Korea, Atmospheric Environment*, **64**, 11-17.

Eum, S., S. Kang and D. Lee, 2005: A simulation study to investigate climatic controls on net primary production (NPP) of a rugged forested landscape in themid-western Korean Peninsula. *Kor. J. Agric. For. Meteorol.*, **7**, 66-77.

Fu, C., S. Wang, Z. Xiong, W. Gutowsk, D. Lee, J. L. McGregor, Y. Sato, H. Kato, J. Kim, and M. Suh, 2005: Regional climate model intercomparison project for Asia. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **86**, 257-266.

Ghim, Y. S., H. S. Oh, and Y. S. Chang, 2001: Meteorological effects on the evolution of high ozone episodes in the greater seoul area. J. *of Air & Waste Management Association*, **51**, 185-202.

Ghim, Y.S. and Y. S. Chang, 2000: Characteristics of ground-level ozone distributions in Korea for the period of 1990-1995. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 8877-8890.

Gruber, N., and C. D. Keeling, 2001: An improved estimate of the isotopic air-sea disequilibrium of CO_2: Implications for the oceanic uptake of anthropogenic CO_2. *Geophysical Research Letters*, **28(3)**, 555-558.

Hong, J. and J. Kim, 2008: Scale-dependency of surface fluxes in an atmospheric mesoscale model; Effect of spatial heterogeneity in atmospheric conditions. *Nonlin. Proc. Geophys.*, **15**, 965-975.

Hong, J., and J. Kim, 2010a: Numerical study of surface energy partitioning on the Tibetan plateau: Comparative analysis of two biosphere models. *Biogeosci.*, **7**(2), 557-568.

Hong, J., and J. Kim, 2010b: Impact of the Asian monsoon climate on ecosystem carbon and water exchanges: a wavelet analysis and its ecosystem modeling implica-

tions. *Global Change Biol.*, doi: 10.1111/j.1365-2486. 2010.02337.x, in press.

Hong, J., C. Cho, T. Lee, and M. Leclerc, 2009: Impact of large-scale advection on regional heat flux estimation over patchy agricultural land. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, **45**, 221-231.

Hong, J., J. Kim, and Y. Byun, 2010: Impact of temporal variation of kB^{-1} on the simulation of carbon exchange in at all forest canopy. *Quart. J. Roy. Meteo. Soc.*, submitted.

Hwang, J., M. Lee, G. Lee, and J. S. Han, 2006: Distributions of Formaldehyde in Seoul in June, 2005. *Journal of Korean Society for Atmospheric Environment*, **22(1)**, 63-71.

Hwang, T., S. Kang, J. Kim, Y. Kim, D. Lee, and L. Band, 2008: Evaluating drought effect on MODIS Gross Primary Production(GPP) with an eco-hydrological model in the mountainous forest, East Asia. *Global Change Biol.*, **14(5)**, 1037-1056.

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.* Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Isaksen, I. S. A., et al.,, 2009: Atmospheric composition change: Climate-Chemistry interactions. *Atmospheric Environment*, **43**, 5138-5192.

Jang, K., S. Kang, H. Kim, and H. Kwon, 2009: Evaluation of shortwave irradiance and evapotranspiration derived from moderate Resolution Imaging Spectro radiometer (MODIS). *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, **45**, 233-246.

Jang, K., S. Kang, J. Kim, C. B. Lee, T. Kim, J. Kim, R. Hirata, and N. Saigusa, 2010: Mapping evapotranspiration using MODIS and MM5 four-dimensional data assimilation. *Remote Sensing of Environ.,* **114**, 657-673.

Jeong, S. J., Ho, C. H., and Jeong, J. H., 2009: Increase in vegetation greenness and decrease in springtime warming over east Asia. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L02710.

Kang, D. J., 1999: A study on the carbon cycle in the East Sea, Ph.D thesis Seoul National University.

Kang, H. and S. Hong, 2008: An assessment of the land surface parameters on the simulated regional climate circulations; The 1997 and 1998 East Asian summer monsoon cases. *J. Geophys. Res.*, **113**, D15121, doi:10.1029/2007JD009499.

Kang, H., D. Cha, and D. Lee, 2005: Evaluation of the mesoscale model/land surface model(MM5/LSM) coupled model for East Asian summer monsoon simulations. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10105, doi: 10.1029/2004JD005266.

Kang, M., Park, S., Kwon, H., Choi, H. T., Choi, Y. J., Kim, J., 2009: Evapotranspiration from a deciduous forest in a complex terrain and a heterogeneous farmland under monsoon climate. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, **45(2)**, 175-191.

Kang, S. Y., Doh, S., Lee, D., Lee, D., Jin, V. L., Kimball, J. S., 2003: Topographic and climatic controls on soil respiration in six temperate mixed-hardwood forest slopes. *Korea, Global Change Biol.*, **9(10)**, 1427-1437.

Kang, S., 2005: Application and cloud-originated error analysis of MODIS vegetation products for monitoring terrestrial ecosystems in the Korean Peninsula. *Kor. J. Ecol.*, **28**, 215-222.

Kang, S., D. Lee, and J. S. Kimball, 2004: The effects of spatial aggregation of complex topography on hydroecological process simulations within a rugged forest landscape; development and application of a satellite-based topoclimatic model. *Canadian Journal of Forest Research*, **34(3)**, 519-530.

Kang, S., D. Lee, J. Lee, and S. W. Running, 2006: Topographic and climatic controls on soil environments and net primary production in a rugged temperate hardwood forest in Korea. *Ecol. Res.*, **44**, 64-74.

Kim, J., et al., 2010: Regional atmospheric emissions determined from measurements at Jeju Island, Korea: Halogenated compounds from China. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L12801, doi: 10.1029/2010GL043263.

Kim, J. and S. Hong, 2007: Impact of soil moisture anomalies on summer rainfall over east Asia: A regional climate model study. *J. Clim.*, **20**, 5732-5743.

Kim, J., W. Kim, C. H. Cho, B. C. Choi, B. L. Lee, et al., 2002: *KoFlux: A new tool to study the biosphere-atmosphere interactions in Asia.* In: D. Lee(Editors) Ecology of Korea, pp 215-229.

Kim, J., D. Lee, J. Hong, S. Kang, S. J. Kim, S. K. Moon,

J. H. Lim, Y. Son, J. Lee, S. Kim, N. Woo, K. Kim, B. Lee, B. L. Lee, and S. Kim, 2006: Hydro Korea and Carbo Korea; cross-scale studies of ecohydrology and biogeochemistry in a heterogeneous and complex forest catchment of Korea. *Ecol. Res.*, **21(6)**, 881-889.

Kim, J., Q. Guo, D. D. Baldocchi, M. Y. Leclerc, L. Xu, and H. P. Schmid, 2006: Upscaling fluxes from tower to landscape: Overlaying flux footprints on high-resolution (IKONOS) images of vegetation cover. *Agric. For. Meteorol.*, **136**, 132-146.

Kim, S. J., J. Kim, and K. Kim, 2010: Organic carbon efflux from a deciduous forest catchment in Korea. *Biogeosciences*, **7**, 1323-1334.

Kim, Y. S. Kang, and J. Kim, 2007: Enhancing the reliability of MODIS gross primary productivity(GPP) by improving input data. *Korea. J. Agric. For. Meteorol.*, **9**, 132-139.

Kim, Y. S., J. Yim. Y. Y. Lee, M. Kobayashi, and Y. Son, 2009: Estimation of carbon storage, carbon inputs, and soil CO_2 efflux of alder plantations on granite soil in central Korea; comparison with Japanese larch plantation. *Landscape And Ecol. engineering*, **5(2)**, 157-166.

Kwon, H., T. Y. Park, J. Hong, J. H. Lim, and J. Kim, 2009: Seasonality of Net Ecosystem Carbon Exchange in Two major Plant Functional Types in Korea. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, **45(2)**, 149-163.

Kwon, H., J. Kim, J. Hong, and J. H. Lim 2010: Influence of the Asian monsoon on net ecosystem carbon exchange in two major ecosystems in Korea. *Biogeosciences*, **7**, 1493-1504.

Kwun, S. K., M. E. Park, and S. H. Yun, 2003: Scientific basis for establishing country CH_4 emission estimates for rice-based agriculture: A Korea(south) case study. *Journal of Environmental Science and Health Part A-Toxic/Hazardous Substances & Environmental Engineering*, **38**, 2549-2563.

Lee, D., K. H. Yook, D. S. Lee, S. K. Kang, H. J. Kang, J. H. Lim, and K. H. Lee, 2002: Changes in annual CO_2 fluxes estimated from inventory data in South Korea. *Sci. In China Series C-Life Sci.*, **45**, 87-96.

Lee, D., J. Kim, K. S, Lee, and S. Kim, 2010: Partitioning of catchment water budget and its implications for ecosystem carbon exchange. *Biogeosciences*, **7**, 1903-1914.

Lee, G., S. H. Kahang, J. R. Oh, K. R. Kim, and M. Lee, 2004: Biogenic emission of dimethylsulfide from a highly eutophicated coastal region, Masan Bay, Korea. *Atmospheric Environment*, **38(18)**, 2927-2937.

Lee, G., Y. Jang, H. Lee, J. S. Han, K. R. Kim, and M. Lee, 2008: Characteristic Behavior of Peroxyacetyl Nitrate(PAN) in Seoul Megacity, Korea. *Chemosphere*, **73**, 619-628.

Lee, G., J. Park, Y. Jang, M. Lee, K. R. Kim, J. R. Oh, D. Kim, H. I. Yi, and T. Y. Kim, 2010: Vertical variability of seawater DMS in the South Pacific Ocean and its implication for atmospheric and surface seawater DMS. *Chemosphere*, **78**, 1063-1070.

Lee, H. W., H. Choi, K. Lee, S. Lee, and K. Sung, 2006: The effect of using detailed land-use conditions for the photochemical modeling of Seoul, Korea. *J. Korea Meteorol. Soc.*, **42**, 57-73.

Lee, H., 1995: Potential effects of land-use change on the local climate. *J. Korea. Soc. Rem. Sens.*, **11**, 83-100.

Lee, K., R. H. Wanninkhof, T. Takahashi, S. Doney, and R. A. Feely, 1998: "Low interannual variability in recent oceanic uptake of atmospheric carbon dioxide". *Nature*, **396**, 155-159.

Lee, M., J. A. Kim, Y. M. Kim, and G. Lee, 2008: Characteristics of Atmospheric Hydrogen peroxide variations in Seoul Megacity During 2002-2004. *Science of the Total Environment*, **393**, 299-308.

Lee, N., J. W. Koo, N. Noh, J. Kim and Y. Son, 2010: Seasonal variation in soil CO_2 efflux in evergreen coniferous and broad-leaved forests in a cool-temperate forest, central Korea. *Ecological Research*, DOI: 10.1007/s11284-010-0691-5.

Lee, N., J. W. Koo, N. Noh, J. Kim and Y. Son, 2010: Autotrophic and heterotrophic respiration in needle fir and Quercus-dominated stands in a cool-temperate forest, central Korea. *Journal of Plant Research*, DOI 10.1007/s10265-010-0316-7.

Lee, Y. H., J. Kim, and J. Hong, 2008: The simulation of water vapor and carbon dioxide fluxes over a rice paddy field by Modified Soil-Plant-Atmosphere model

(MSPA). *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, **44(1)**, 69-83.

Lee. D., J. Kim, S. Kim et al., 2007: Lessons from cross-scale studies of water and carbon cycles in the Gwangneung forest catchment in a complex landscape of monsoon Korea. *Korea J. Agric. For. Meteorol.*, **9**, 149-160.

Lim, Y., K. Byun and T. Lee, 2006: Korea land data assimilation system(KLDAS) and its application using WRF, Proceeding of The 4th joint Korea-US workshop on mesoscale observation. *Data Assimilation and Modeling for Severe Weather*, 163-166.

Moon, S., S. Park, J. Hong, and J. Kim, 2005: Spatial characteristics of Gwangneung forest site based on high resolution satellite images and DEM. *Korea J. Agric. For. Meteorol.*, **7**, 115-123.

Moon, S., Y. Ryu, D. Lee, J. Kim and J. Lim, 2007: Quantifying the spatial heterogeneity of the land surface parameters at the two contrasting KoFlux sites by semivariogram. *Korea J. Agric. For. Meteorol.*, **9**, 140-148.

Orr, J. C., E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, P. Monfray, J. L. Sarmiento, J. R. Toggweiler, N. K. Taylor, J. Palmer, N. Gruber, C. L. Sabine, C. LeQuere, R. M. Key, and J. Boutin, 2001: Estimates of anthropogenic carbon uptake from four 3-D global ocean models. *Global Biogeochemical Cycles*, **15(1)**, 43-60.

Park, H. and B. J. Sohn, 2010: Recent trends in changes of vegetation over East Asia coupled with temperature and rainfall variations. *Journal of Geophysical Research*, **115**, D14101, doi:10.1029/2009JD 012752.

Park, G. H., K. Lee, and P. Tishchenko, 2008: Sudden, considerable reduction in recent uptake of anthropogenic CO_2 by the East/Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L23611, doi:10.1029/2008GL036118

Park, G. H., K. Lee, P. Tishchenko, D. H. Min, M. J. Warner, L. D. Talley, D. J. Kang, and K. R. Kim, 2006: Large accumulation of anthropogenic CO_2 in the East(Japan) Sea and its significant impact on carbonate chemistry. *Global Biogeochem. Cycles*, **20**, GB4013, doi:10.1029/2005GB002676.

Peng, T. H., J. J., Huang, R. Wanninkhof, and F. J. Millero, 1999: Carbon budget in the East China Sea in spring. *Tellus,* **51B**, 531-540.

Rha, D. K., M. S. Suh, C. H. Kwak, and J. H. Kang, 2008: Impacts of an improved land cover map over South Korea on the simulated surface variables in MM5. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, **44(3)**, 313-323.

Rha, D., M. S. Suh, and C. H. Kwak, 2005: Impacts of land cover changes on the simulation of heavy rainfall over South Korea. *J. Korea Meteorol. Soc.*, **41**, 809-824.

Rockstrom, J., W. Steffen, K. Noone, A. Persson, F. S. Chapin, et al., 2009a: Planetary boundaries: Exploring the safe operating space for humanity. *Ecology and Society*, **14(2)**, 32.

Rockstrom, J., W. Steffen, K. Noone, A. Persson, F. S. Chapin, et al., 2009b: A safe operating space for humanity. *Nature*, **46**, 472-475.

Ryu, Y., S. Kang, S. Moon, J. Kim, 2008: Evaluation of land surface radiation balance drived from Moderate Resolution Imaging Spectro radiometer(MODIS) over complex terrain and heterogeneous landscape on clear sky days. *Agric. For. Meteor.*, **148**, 1538-1552.

Seol, K. H., Hong, S. Y., 2009: Relationship between the Tibetan Snow in Spring and the East Asian Summer monsoon in 2003: A Global and Regional modeling Study, *J. Clim.*, **22(8)**, 2095-2110.

Shim, J. H., D. Kim, Y. C. Kang, J. H. Lee, S. T. Jang, and C. H. Kim, 2007: Seasonal variations in CO_2 and its controlling factors in surface seawater of the northern East China Sea. *Continental Shelf Res.*, **27,** 2623-2636

Shin, B. M. Lee, J. H. Lee, and J. S. Shim, 2007: Seasonal and Diurnal Variations of Surface Ozone at Ieodo in the East China Sea. *Journal of Korean Society for Atmospheric Environment*, **23(6)**, 631-639.

Shon, Z. H., 2006a: Photochemical Analysis of Ozone Episodes in the Metropolitan Area of Seoul During the Summer 2004. *Journal of Korean Society for Atmospheric Environment*, **22(3)**, 361-371.

Shon, Z. H., 2006b: Relative Contribution of the Oxidation of VOCs to the Concentrations of Hydroxyl(OH) and Peroxy Radicals in the Air of Seoul Metropolitan Area. *Journal of Korean Society for Atmospheric Environment*, **22(6)**, 779-790.

Shon, Z. H., G. Lee, S. K. Song, M. Lee, J. Han, and D.

Lee, 2007: Characteristics of reactive nitrogen compounds and other relevant trace gases in the atmosphere at urban and rural areas of Korea during May-June, 2004. *Journal of Atmospheric Chemistry*, **58(3)**, 203-218, doi:10.1007/s 10874-007-9088-4.

Suh, S., Y. Chun, N. Chae, J. Kim, J. Lim, M. Yokozawa, M. Lee and J. Lee, 2006: A chamber system with automatic opening and closing for continuously measuring soil respiration based on an open-flow dynamic method. *Ecological Research*, **21**, 405-414.

Suh, M. S., and D. K. Lee, 2004: Impacts of land use/cover changes on surface climate over east Asia for extreme climate cases using RegCM2. *J. Geophys. Res.*, **109**, D02108, doi:10.1029/2003JD003681.

Suh, M. S., and D. K. Lee, 2005: Impacts of the high resolution land cover data on the 1989 east-Asian summer monsoon circulation in a regional climate model. *Atmosphere*, **15**, 75-90.

Sverdrup, H. U., M. W. Johnson and R. H. Fleming, 1942: *The Oceans, Their Physics, Chemistry, and General Biology*. Prentice Hall, New York, 1087 pp.

Takahashi, T., S. Sutherland, C. Sweeny, A. Poisson, N. Metzl, B. Tilbrook, N. Nates, R. Wanninkhof, R. Feely, C. Sabine, J. Olafsson, and Y. Nojiri. 2002: Global sea-air CO_2 flux based on climatological surface ocean CO_2 and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res. II*, **49**, 1601-1622.

Thomas, H., M. H. England, and V. Ittekkot, 2001: An off-line 3D model of anthropogenic CO_2 uptake by the oceans. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 547-550.

Tsunogai, S., S. Watanabe and T. Sato, 1999: Is there a continental shelf pump for the absorption of atmospheric CO_2? *Tellus*, **51B**, 701-712.

Tsunogai, S., S. Watanabe, J. Nakamura, T. Ono, and T. Sato, 1997: A preliminary study of carbon system in the East China Sea. *Journal of Oceanography,* **53**, 9-17.

Walsh, J. J., 1991: Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. *Nature,* **350**, 53-55.

Wang, S. L., C. T. A. Chen, G. H. Hong, and C. S. Chung, 2000: Carbon dioxide and related parameters in the East China Sea. *Continental Shelf Research,* **20**, 525-544.

Wollast, R., 1998: *Evaluation and comparison of the global carbon cycle in the coastal zone and in the open ocean. In: Brink, K.H., Robinson, A.R.(Eds.), The Global Coastal Ocean*. Wiley, New York, pp. 213-252.

Yhang, Y., and S. Hong, 2008: Improved physical processes in a regional climate model and their impact on the simulated summer monsoon circulations over East Asia. *J. Clim.*, **21**, 963-979.

Zhang, J. Y., D. Cha, H. and D. K. Lee, 2009: Investigating the role of MODIS leaf area index and vegetation-climate interaction in regional climate simulations over Asia. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sci.*, **20(2)**, 377-393.

제 4 장

구름과 에어로졸

주 저 자 :
염성수(연세대학교)

기 여 저 자 :
김병곤(강릉원주대학교), 김승범(국립기상연구소), 장임석(국립환경과학원), 김상우(서울대학교)

감수편집자 :
윤순창(서울대학교)

목 차

4.1. 요약 ····· 115

4.2. 구름의 관측과 모델의 구름 재현 ····· 115
4.2.1. 구름관측 ····· 115
4.2.2. 모델의 구름 재현 ····· 117

4.3. 구름, 수증기, 강수량과 대규모 순환의 결합 ··· 118

4.4. 구름과 수증기 피드백 및 기후민감도에 대한 이들의 영향 ····· 119

4.5. 에어로졸 관측과 모델의 재현 ····· 120
4.5.1. 에어로졸 관측 ····· 120
4.5.1.1. 현장 관측 ····· 120
4.5.1.1.1. 에어로졸 산란 효과 ····· 120
4.5.1.1.2. 에어로졸 흡수 효과 ····· 122
4.5.1.1.3. 에어로졸 흡습 성장 효과 ····· 124
4.5.1.1.4. 에어로졸 크기분포, 총 수농도(CN) 및 구름응결핵(CCN) 수농도 ····· 125
4.5.1.2. 원격탐사 관측 ····· 126
4.5.1.2.1. 위성관측 ····· 126
4.5.1.2.2. 지상 원격탐사 관측 ····· 127
4.5.2. 에어로졸 모델링 ····· 129

4.6. BC를 포함한 에어로졸 유형: 소스, 싱크, 분포 ····· 129

4.7. 직접 및 간접 복사강제력과 그 영향 ····· 131
4.7.1. 직접 복사강제력 ····· 131
4.7.1.1. 지상, 원격 및 위성 관측 자료에 근거한 에어로졸 직접복사강제력 산정 ····· 131
4.7.1.2. 모델을 통한 에어로졸 직접복사강제력 산정 ····· 132
4.7.2. 간접적 복사강제력 ····· 133

4.8. 에어로졸-구름-강수 상호작용 ····· 134

참고문헌 ····· 135

4.1. 요약

기후에 영향을 미치는 다양한 요소 중에서도 구름과 에어로졸의 역할에 대해 최근 많은 관심과 연구가 이루어지고 있지만, 그럼에도 불구하고 아직 기후변화 예측의 불확실성에 가장 큰 원인의 하나로 지적되고 있는 실정이다(IPCC, 2007). 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 전 지구적인 지상, 상층 관측이 이루어져야 비로소 구름과 에어로졸의 특성을 파악했다고 할 수 있을 것이다. 특히 한반도와 그 주변을 포함하는 동북아 지역은 급격한 산업화로 인해 에어로졸 특성도 급격히 변화하고 있어 이 지역의 구름과 에어로졸의 특성을 이해하는 것은 전 지구적 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. 아마도 2001년에 거행된 Aerosol Characterization Experiment(ACE) -Asia(Huebert et al., 2003)가 동북아에서의 본격적인 에어로졸, 구름 연구의 시작이라고 할 수 있는데 이때까지도 국내 연구자의 참여는 적었으며, 이후로 연구 인력이 꾸준히 증가하는 추세이나 아직은 미흡한 실정이다. 일례로 가장 중요한 단어인 aerosol의 국문 표기조차 아직까지 통일되지 않아 '에어로졸', '에어러솔', '에어로졸'을 혼용하고 있다. 본 보고서에서는 편의상 최근의 학술용어 통일 사업에서 채택한 '에어로졸'을 사용하기로 한다.

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 수농도가 증가하는 대신 구름방울 크기가 줄어들게 하여 결과적으로 구름의 반사도를 증가시키거나(제1 간접적 효과; Twomey, 1977) 구름방울 크기의 감소로 인한 강수 효율의 감소가 구름의 수명을 연장시킴으로써(제2 간접적 효과; Albrecht, 1989) 지구냉각화에 기여하는 것으로 알려져 있다. 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 보고도 있는데 이를 준-직접적 효과(semi-direct effect; 예를 들어, Hansen et al., 1997; Koren et al., 2004)라 부른다. 그러나 에어로졸의 변화에 따른 구름의 복사수지 기여도나 강수효율의 변화는 구름 발달에 관여하는 열역학적, 종관적 조건에 따라서도 크게 좌우되므로 일정한 방향성을 가지지 않고 다양하게 나타난다(Levin and Cotton, 2008; Feingold et al., 2008). 구름과 에어로졸이 기후에 미치는 영향을 예측하기 어려운 이유도 여기에 있다.

본 보고서에서는 동북아시아 지역의 기후에 미치는 구름과 에어로졸의 영향에 대한 연구를 AR5에 맞추어 일곱 가지로 나누어 기술하고자 한다.

4.2. 구름의 관측과 모델의 구름 재현

4.2.1. 구름관측

구름 관측은 레이더나 라디오미터 등을 이용한 원격 관측과 항공기를 이용한 직접 관측으로 이루어지는데 한반도를 포함한 동북아시아 지역에서 항공기를 이용한 직접관측은 미미하고, 다른 방법들도 극히 제한적이었기 때문에 에어로졸 간접효과 이해를 위해 향후 구름의 직접·간접 관측이 에어로졸 측정과 함께 절실히 필요하다.

구름과 강수입자를 탐지하는데 활용되는 대표적인

원격측정기인 레이더에는 강수 관측을 목적으로 하는 강수 레이더(3～10 GHz 주파수: S-, C-, X-band) 이외에 30～100 GHz(Ka～W band) 주파수의 전자파를 연직으로 발사하여 구름의 반사도(cloud reflectivity) 등을 추정하고 이를 이용하여 다층 구조의 운저(cloud bottom)와 운정(cloud top)을 감지하는 구름 레이더가 있다. 원격관측으로부터 얻게 되는 중요한 구름미세물리 변수에는 연직 누적 구름수함량(Liquid Water Path : LWP)이 있는데 Microwave Radiometer (MWR : WVR-1100)을 통해 연직 방향으로 23.8 GHz와 31.4 GHz 주파수대에서 방출되는 장파 복사량으로부터 각각 수증기량(water vapor)과 누적 수함량(LWP)을 얻을 수 있다. 나아가 구름 광학 두께는 관측된 대기투과도와 지표면 반사도 등을 이용하여 구할 수 있는데 지표면에서 특정파장대의 복사속(irradiance)으로부터 액상 구름의 광학특성을 역으로 유추하는 방법(inversion)을 통해 계산하게 된다. 특정파장대의 일사 측정에는 주로 Multi-Filter Rotating Shadow-band Radiometer(MFRSR)를 이용하고, 구름방울의 유효반경(r_e)은 소산 효율을 고려한 Mie 이론에 근거하여 LWP와 구름광학두께의 비 (1)로부터 구해진다.

$$r_e \cong \frac{3}{2\rho_w}\frac{LWP}{\tau_c} \quad (1)$$

여기서 ρ_w는 물의 밀도이다.

또한 위성 원격관측에 의한 구름광학변수의 관측은 파장별 반사도를 이용한 Look up 테이블(조견표)을 통해 우선적으로 구름광학두께와 r_e를 추정하게 되고, 윗 식과 동일한 방법으로 LWP를 계산하게 된다. 이는 운정에서 방출하는 파장대별 복사량을 이용하여 추정하는 수동관측방법이라는 제한성으로 2006년 4월부터 CloudSat 및 CALIPSO 위성에 레이더(Cloud Profiling Radar)와 라이다(Caliop)를 탑재하여 구름의 연직구조를 파악하는 능동(active) 원격관측이 수행되고 있다. 하지만 아직 동북아지역에 대해 적용한 연구는 미흡한 실정이다.

한편 직접 관측으로는 항공기에 Forward Scattering Spectrometer Probe(FSSP)를 탑재하여 구름방울 수농도와 크기분포, 수함량(Liquid Water Content: LWC)을 측정하는 방법이 있다. 구름방울 수함량 만을 따로 측정하기 위하여 Gerber Probe를 탑재하기도 한다. 한반도 주변의 구름 관측은 ACE-Asia 집중관측 때 NCAR C-130 비행기를 이용하여 수행되었는데 응결핵(condensation nuclei, CN)과 구름미세물리 변수(구름방울 직경, 구름 수함량 등)를 측정한 결과(송근용과 염성수, 2004), 대륙성과 해양성 기단 각각의 CN 수농도가 1,972 cm^{-3}과 1,017 cm^{-3}였으며, 구름방울 수농도는 238 cm^{-3}와 55 cm^{-3}로 대륙성 구름이 4배 이상 높은 값을 보인 반면, 구름방울의 평균직경은 6.7 μm와 14.8 μm로 반대의 경향을 보였다. 이에 비해 대륙성 구름의 이슬방울 수함량은 0.012 g m^{-3}으로 해양성 구름의 1/6에 불과하였다. 이는 에어로졸 간접적 효과를 잘 나타내는 결과라 할 수 있다. 염성수 등(2004)은 국내 최초로 FSSP를 도입하여 구름관측을 시도하였으나 항공기의 부재로 인해 대관령과 안면도에서의 지상 안개 관측에 국한되었으며, 안면도에서 측정한 구름방울 수농도 극대치가 ACE-Asia 관측 결과(송근용과 염성수, 2004)의 3배에 이르는 높은 값이었다. 동북아시아에서의 직접 관측을 통한 화학적인 성분과 구름의 관계를 살펴본 연구로는 Crawford et al.(2003)이 있는데 주로 가스성분의 변동이 얼마나 운량변화와 관련이 있는지를 분석하였다. 구름 관측은 DC-8 항공기에 FSSP를 탑재하여 10～20 m 직경의 구름방울 수농도를, P3-B 항공기에 Gerber probe를 탑재하여 구름 수함량(Liquid Water Content: LWC)를 관측하였다. 그 결과 전선 주변 및 내부에서 CO 농도가 증가하는 여러 사례를 보여 주었다.

한반도 주변에서 구름원격관측 결과를 살펴보면 Kikuchi et al.(2006)은 지상에서 태양투과도를 관측하여 층운형 구름의 광학두께와 구름방울 r_e를 계산한 바 있으며, 95-GHz(W-band) 구름 레이더의 반사도로부터 구름의 연직구조를 추정하여 비교 분석한 바 있다. 동북아시아에서 최초로 지상원격관측을 이용하여 구름규모에서 에어로졸과 구름 상호작용을 분석한 논문은 Pandithurai et al.(2009)이라 할 수 있는데, 일본 케이프 헤도 섬에서 2008년 봄철에 구름레이더

(95-GHz)를 이용하여 Feingold et al.(2003), Kim et al.(2003) 등의 접근 방법과 유사하게 지상 에어로졸과 지상원격관측(구름레이더)으로부터 구름 광학특성을 비교하였다. 그 결과 축적모드(accumulation mode) 에어로졸이 약 30% 증가함에 따라 구름방울 크기가 약 15%정도 감소한다는 것을 보여주었고, 얇은 구름의 경우 LWP가 증가함에 따라 에어로졸 간접효과의 민감도는 증가하는 반면에 두꺼운 구름의 경우는 LWP가 증가함에 따라 에어로졸 간접효과의 민감도는 감소한다고 주장하였다.

또한 동북아시아 지역의 황사먼지가 구름에 미치는 영향 관련 연구로는 Huang et al.(2006a)이 Clouds and Earth's Radiation Energy System(CERES)와 MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) 위성원격관측을 이용하여 황사먼지가 구름의 LWP에 미치는 영향을 분석하였다. 주요 결과는 황사 먼지가 대기를 가열시켜 구름방울을 증발시킴으로써 LWP를 감소시키는 준-직접효과를 제시한 바 있다.

Chameides et al.(2002)가 최초로 중국에 초점을 맞춰 International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) 자료를 이용하여 구름 광학두께와 에어로졸 증가 경향이 양의 상관관계를 갖는다는 것을 보인 바 있는데 이와 상응하게 Kawamoto et al.(2006)은 AVHRR(Advanced Very High Resolution Radiometer) 위성자료를 이용하여 에어로졸 증가에 따라 구름방울 r_e가 감소하는 결과(Twomey effect)를 보였다. 최근 발사된 CloudSat 위성의 Cloud Profiling Radar (CPR)과 Aura Microwave Limb Sounder(MLS)를 이용하여 아시아지역을 포함한 전구에서 CloudSat이 감지하지 못하는 대류권 상층 권운에 대한 가열율을 계산한 바 있다(Su et al., 2009).

4.2.2. 모델의 구름 재현

수치모델의 규모에 따라 구름은 다른 방식으로 재현된다. 전 지구를 아우르는 GCM은 대류를 제대로 모의하지 못하기 때문에 구름도 실제적으로 모의하기 어렵다. 최근 들어 이런 문제점을 보완하기 위하여 소위 superparameterization이라는 방법이 제안되었는데(Grabowski, 2004), 이는 각 GCM 격자기둥에 구름분해모델(cloud resolving model)이 들어 있는 것과 같은 개념이다. 그럼에도 불구하고 GCM에서의 구름 재현은 근본적으로 어려운데 그 이유는 아직 이보다 작은 규모에서의 구름 과정에 대한 이해가 부족하기 때문이다. 일례로 아열대 해양지역에 널리 분포하는 층적운에서도 보기와 달리 매우 복잡한 미세물리적, 복사적, 역학적 과정이 복잡하게 얽혀 일어나고 있다. 이러한 이해는 층적운에 대한 집중 야외 관측(예를 들어, Nicholls, 1984)과 LES 모델을 이용한 층적운 수치모의 실험(예를 들어, Stevens et al., 1998)을 통해 가능해졌으나 아직 구름상단의 지구복사 냉각, 건조공기 유입(entrainment), 이슬방울 강수에 의한 수함량과 잠열의 연직이동과 에어로졸 변동이 어떻게 상호작용하는지에 대한 이해는 부족한 현실이다. 강한 대류에 의해 생성되는 깊은 적운의 미세물리와 강수효율에 미치는 에어로졸의 영향에 대한 수치모의도 몇몇 연구자들에 의해 이루어지고 있으나 이해도는 층적운에 대한 것보다 못하다(Khain, 2005). 이런 구름은 얼음 미세물리과정을 포함하는데 이에 대한 에어로졸의 영향에 대한 이해가 아주 부족한 것이 중요한 원인의 하나이다.

국내 연구자에 의한 구름 재현 수치모델 연구는 매우 드문 실정이고 동아시아 지역을 포함하더라도 많지 않다. 또한 이러한 연구들도 대부분 인공증우 수치모의 실험이다. 양희정과 염성수(2004)는 2차원 구름모델을 이용하여 인공증우 실험을 수치모의했으며, 김창기 등(2005)는 3차원 구름분해모델을 이용하여 강원도 산악지역에서의 적절한 인공증우 조건과 살포시기 등을 수치모의했다. 베이징에서의 인공증우 실험에 대한 비슷한 연구가 Guo et al.(2007)에 의해 이루어졌으며 아주 최근에 일본에서 Kuba and Murakami (2010)가 온난운에 대한 인공증우 실험을 수행한 바 있다. 구름의 발달과 강수에 미치는 에어로졸의 영향에 대한 연구는 Yang and Yum(2007)이 수행한 바 있는데, 대류가 약한 경우에는 오염된 구름의 강수효율이 해양성 구름에 비해 매우 작지만 강한 대류가 있을 경우 에어로졸의 영향이 뚜렷하게 나타나지 않

으며, 대기의 열역학적 구조가 강수에 미치는 에어로졸 효과의 민감도를 결정짓는 중요 요소임을 밝힌 바 있다.

4.3. 구름, 수증기, 강수량과 대규모 순환의 결합

아시아 몬순지역에서 에어로졸은 상당한 비율로 증가하고 있으며, 세계 인구 60% 이상이 몬순에 의한 물 순환에 의존하고 있다. 그러나 에어로졸과 몬순 역학의 상호관계에 대한 이해는 여전히 미흡하기 때문에 몬순에 의한 물 순환과 에어로졸의 상호 관계에 대한 과학적 이해는 사회적인 측면에서도 중요하다. 이산화탄소와 메탄과 같은 대류권 온실가스 농도의 증가는 적외 복사를 가둠으로써 지구 대기 시스템의 복사 균형을 깨뜨리고 기후를 따뜻하게 만든다. 반면에 에어로졸은 태양복사의 흡수와 산란을 통해서 기후에 직접적으로 영향을 미치고, 구름과 미세물리적인 상호관계를 통해서 기후에 간접적으로 영향을 미치며, 결국 지구대기시스템의 복사평형에 교란을 일으키게 된다(Solomon et al., 2007). 특히 몇몇 연구들은 에어로졸이 대기와 지구 표면의 에너지 평형에 상당한 변화를 초래하여 수문 순환에 상당한 변화를 초래할 수 있음을 제시하였다(Hansen et al., 2000; Jacobson, 2001; Ramanathan et al., 2001).

황산염이나 유기탄소(organic carbon, OC)와 같은 에어로졸은 햇빛을 산란시키고 지표에 도달하는 태양 복사량을 줄여, 결국 지표 냉각에 기여한다(Ramanathan et al., 2001). 특히 황산염은 중국 중부 지역에서 양쯔강을 따라 주요한 산업도시로부터 많은 양이 방출되고 있는 것으로 알려져 있고(Tu et al., 2005), 황산염 에어로졸은 태양 복사 에너지를 강하게 반사시키면서 지구 표면에 도달하는 단파복사의 양을 줄이며 지표면 냉각을 야기하는데, 이를 dimming 효과라고 일컫는다(Stanhill and Cohen, 2001; Ramanathan et al., 2005). 특히 중국대륙에서 배출되는 오염물질은 복잡하고 비균질한 특성을 갖기 때문에 dimming 효과는 동아시아 대륙에서 공간적인 변동성이 크고 이에 따른 공간적 가열(heating) 경도를 변화시키며, 기압경도력 및 대규모 대기 순환과 강수 역시 변화시킨다(Ramanathan et al., 2005). Kim et al.(2007a)은 수치모의를 통해 동아시아를 대상으로 봄철 강수량에 대한 황산염 에어로졸의 복사강제력을 살펴본 결과 지표면의 냉각을 이끌고 동아시아 중부지역에서 강수가 줄어드는 것을 확인한 바 있다.

화석 연료와 생물의 불완전 연소로부터 생성된 검댕은 들어오는 태양복사를 산란시킬 뿐만 아니라 흡수하는 특징을 갖는다. 그 결과 검댕은 대기가 따뜻해지면서 지표면에 도달하는 복사속을 감소시키는 역할을 한다(Ramaswamy et al., 2001). Chung et al.(2002)과 Menon et al.(2002)은 검댕에 의한 대규모 순환에 대한 연구로써 흡수성 에어로졸이 대기의 가열로 인해 공간적인 경도 차이를 유발하여 동아시아 남쪽에는 상대적으로 많은 비가 내리는 반면에 북쪽에는 비가 적게 내리는 것이라고 주장하였다. 특히 GCM 수치모의를 통해 화석 연소로 생성된 검댕에 의해 대기 순환 편차가 생기고 중국 북부 지역의 장기간 가뭄의 원인이 될 수 있으며, 중국 남부지역과 인도의 강수를 증가시킬 수 있음을 주장하였다(Menon et al., 2002). 유사하게, Lau et al.(2006)은 늦은 봄철 인도 북부 지역의 검댕 배출과 자연적인 황사 부하량이 강우기간을 증가시키고 그로 인한 인도 여름 몬순을 강화시킬 수 있음을 제시하였다. 특히 인도에서 강우 증가는 에어로졸에 의해 생성된 대규모 해면 기압 편차 패턴과 연관이 있는 것이라고 설명하였다. 반면 Ramanathan et al.(2005)은 장기간의 기후 규모에서 에어로졸에 의해 지표에 도달하는 태양 복사의 감소로 지구 지표면 냉각이 열대 지방에서 물 순환을 점진적으로 느리게 하며, 결국 아시아 몬순의 약화를 가져온다는 연구 결과를 보여주었다. Chung and Ramanathan(2006)은 증가한 흡수성 에어로졸과 산란성 에어로졸로부터 지표면 태양 복사에서의 감소는 인도양의 남쪽보다 북쪽에서 지구 온난화를 억제한다고 주장하였다. 1950년대 이후로 해수면온도(sea surface temperature, SST) 수평 경도의 약화는 여름 몬순 순환을 느리게 하고 증발량을 감소시키며, 여름에는 인도 대륙 전역에 걸쳐 강수를 감소하게 하는 것으로 나타났다.

대류권 에어로졸은 복사효과와 이에 따른 역학 피드백을 통해서 대기 온도와 수증기 연직분포, 연직과 수평 대기 순환, 구름과 강수 그리고 지표에너지 평형을 변화시키게 된다(Ramanathan et al., 2005; Meehl et al., 2008; Takemura et al., 2007; Min et al., 2008; Kim et al., 2006a; Lee et al., 2009). 복사 또는 열속(heat flux)에서 에어로졸로 인해 발생된 변화와 그 결과로 생긴 지표 기온의 변화는 잠재적으로 구름(Wang, 2004; Kim and Lee, 2006)과 강수(Wang, 2007)를 요란시킬 수 있다. 예를 들어 Kim and Lee (2006)는 북태평양에서 해양성 하층운이 봄철 에어로졸 직접 효과로 인한 역학 피드백의 영향을 받을 수 있다는 것을 제시하였다. Menon et al.(2002)은 에어로졸 복사효과가 하층 대기 정적 안정도를 변화시킨다는 것을 밝혔는데, 정적 안정도는 하층 구름 형성에 중요한 요소 중의 하나이며, 하층운의 운량, 관련된 복사 효과, 그리고 전체적인 순환 등을 결정하는데 중요한 역할을 한다(Matsui et al., 2004). Kim et al.(2006a)은 봄철 에어로졸 복사강제력에 의해 유도되는 유라시아 지역의 원격상관에 대해 연구한 바 있다.

앞서 언급한 연구들에도 불구하고 아시아 지역에서 에어로졸에 의한 구름 및 대규모 순환에 대한 이해는 여전히 모호한데, 이는 에어로졸의 시·공간적인 분포 및 특성에 대한 이해가 부족하기 때문이다. 또한 아시아 지역 에어로졸의 특성을 감안한 모델의 개발과 에어로졸 매개변수 변화에 따른 모델 민감도 실험 등의 전반적인 연구가 절실히 필요하다.

4.4. 구름과 수증기 피드백 및 기후민감도에 대한 이들의 영향

에어로졸과 구름의 분포는 복사 에너지 평형, 대기의 순환 그리고 기후에 다양한 효과를 나타낸다(Schneider, 1972; hartmann and Short, 1980; Hartmann et al., 1992; Slingo, 1989). 깊은 대류와 상층의 권운형 구름은 열대 난수 지역(Tropical warm pool)에서 해수면 온도를 조절하는 중요한 역할을 한다(Arking and Ziskin, 1994; Ramanathan et al., 1995; Lau et al., 1997; Waliser, 1996). Kiehl(1994)에 의하면 난수 지역에서 깊은 대류와 권운형 구름에 의해 단파와 장파 구름 복사강제력이 모두 증가하지만 대기의 꼭대기에서 순 구름 복사강제력은 서로의 상쇄 때문에 미미하다고 주장하였다. 반면에 Philander et al.(1996)과 Yu and Mechoso(1999)는 하층 해양성 층운형 구름의 강한 음의 단파 구름 복사강제력으로 순 복사냉각을 일으키며, 하층 구름은 열대 태평양과 대서양에서 SST의 혀 모양 한랭 지역(cold tongues)과 열대 수렴 구역의 적도 비대칭에 중요한 역할을 하는 것으로 설명하였다.

수증기 효과에 의한 기후변화에 대해서는 중요한 논쟁이 있는데, 미래 기후변화의 예측이 수증기 피드백의 규모에 따라 크게 좌우되기 때문이다. 그러나 수증기에 대한 지역적, 계절별, 경년 변화에 대한 수증기 피드백 측정을 정량화하는 시도는 어렵다(Bony et al., 1995; Lau et al., 1996; Inamdar and Ramanathan, 1998; Lindzen, 1990; IPCC, 2001). 이런 문제에도 불구하고 수증기 피드백은 일반적으로 양의 feedback 효과를 가지며, 대략적으로 지표 온도를 상승시킬 것이라 추정하고 있다(IPCC, 2001). Soden et al.(2002)은 처음으로 피나투보 화산 폭발 사례를 중심으로 전지구 기후 변화에 대한 수증기 반응을 기후모델을 이용하여 연구하였는데, CO_2 증가가 먼저 지구온난화를 유발하지만 이에 더해 다른 온실 가스가 수증기 증발을 더 강하게 유도하게 되고, 수증기의 강한 적외선 흡수 때문에 가열을 더욱 강화하는 것으로 나타났다.

Foster et al.(2004) 역시 피나투보 화산 폭발 사례를 통해 수증기 피드백을 평가하였는데, 복잡한 기후모델의 시뮬레이션을 통해 상층 대류권과 남반구에서 수증기 피드백 효과가 뚜렷한 것을 확인하였고, 수증기 피드백 효과에 의해 지표 온도 변화 규모가 약 40～400% 증가하는 것으로 나타났다. 이 밖에 경년 변동, 연 주기, 엘니뇨로 인한 지표 온도 변화에 따른 대기의 습도 변화 관측을 통한 수증기 피드백 연구들이 있다(Chou, 1994; Sun and Oort, 1995; Inamdar and Ramanathan, 1998). 그러나 여러 연구들에도 불구하고 수증기 피드백 효과가 양인지 음인지

결론에 내리지 못하고 있다. Soden and Fu(1995)과 Yang and Tung(1998)은 고도 5~12 km의 넓은 층에서 Television and infrared observation Satellite(TIROS) Operational Vertical Sounder(TOVS)로 평균 습도를 조사하였는데, 열대의 상층 대류권에서 수증기 복사 효과가 전 지구 기후에 중요한 역할을 함을 제시하였다. Held and Soden(2000)은 상층 대류권에서 음의 수증기 피드백을 만드는 메카니즘을 제시하였는데, 적운 대류는 주변지역을 건조하게 하고, 대류의 평균 유출(detrainment)에 의해 따뜻한 기후에서 적운 대류운이 높게 발달하여 운정 온도를 낮게 만든다는 것이다. 이러한 대류에 의한 상층 대류권으로의 지상 부근 수증기 수송이 전반적으로 음의 피드백과 건조화를 초래할 것이라고 주장하였다(Lindzen, 1990).

이상의 다양한 연구에도 불구하고 실질적으로 동북아 지역을 중심으로한 수증기의 기후변화에 대한 피드백과 기후민감도와 관련한 연구는 여전히 미미한 실정이며 국내 연구는 부족하다. 이에 대한 체계적인 집중 연구가 절실하다.

4.5. 에어로졸 관측과 모델의 재현

4.5.1. 에어로졸 관측

4.5.1.1. 현장 관측

대기 중 에어로졸의 태양광 산란 및 흡수 특성 그리고 상대 습도 및 빛의 파장에 따라 다양해지는 광학 특성, 크기 분포 등은 에어로졸의 직접적인 복사강제력 산정에 있어 중요한 요인이다. 에어로졸 특성에 대한 현장 관측은 지상 관측소에서의 상시 장기 연속 관측(예를 들어, WMO Global Atmosphere Watch 관측소)과 지상 관측소, 항공기 및 선박 등을 활용한 집중관측실험(예를 들어, ACE-Asia, ABC-EAREX2005)이 포함된다. 이러한 과정으로 확보된 양질의 자료는 지리적 위치에 따른 에어로졸의 광학적, 물리적 성질에 대한 국지적 특성 및 장·단기 변동 특성을 이해하고, 에어로졸의 직·간접 복사강제력 산정 및 모델링 수행 시 필요한 입력 및 검증 자료로 중요하게 활용하고 있다.

국내에서 에어로졸 산란 효과에 대한 측정은 Baik et al.(1996) 등에 의해 미세먼지에 의한 서울에서의 시정(visibility) 변화 연구를 목적으로 수행된 바 있으나, 에어로졸이 기후변화에 미치는 영향을 파악하기 위한 에어로졸 광학적 특성(예를 들어, 에어로졸 산란 및 흡수계수, 단산란 알베도, 에어로졸 흡습성장율)이나 물리적 특성(예를 들어, 크기분포, 총 수농도 등) 측정은 기상청 기후변화감시센터(안면도)에서 1999년부터 시작되었고, 2001년 Asian Pacific Regional Aerosol Characterization Experiment(ACE-Asia)을 기점으로 확대되었다고 볼 수 있다. 현재는 기상청 기후변화감시관측소에서 상시 측정이 이루어지고 있으며 대기갈색구름-동아시아지역 실험(Atmospheric Brown Cloud-East Asian Regional Experiment, ABC-EAREX)의 일환으로 제주도 고산에서도 집중 및 상시 측정이 이루어지고 있다.

4.5.1.1.1. 에어로졸 산란 효과

기후변화에 대한 에어로졸의 영향을 파악하기 위한 에어로졸 산란효과에 대한 측정의 시작은 2001년 봄 ACE-Asia 국제공동 집중관측 실험기간 중 지상관측소(제주도 고산과 광주), 선박 및 항공기에서의 측정이며, 봄철 황사와 인위적 오염물질의 특성 파악을 목적으로 했다(Carrico et al., 2003; Doherty et al., 2005; Huebert et al., 2003; Kim et al., 2004a; Kim et al., 2005a; Kim et al., 2006b). 이후 기상청 기후변화감시관측소(안면도, Lee et al., 2006)와 ABC의 일환으로 제주도 고산에서 상시 연속 측정이 수행되어 오고 있으며, 서울, 영종도, 대관령(심성보 등, 2008) 등의 지역에서 장·단기 특성 파악을 중심으로 수행되었다. 주요 측정 결과는 그림 4.1에 요약되어 있다.

2001년 ACE-Asia 국제공동 집중관측실험기간동안 황사가 발생했던 기간의 에어로졸 산란계수(aerosol scattering coefficient, 550 nm)는 약 240 Mm^{-1}로 관측되었으며(Kim et al., 2005a; Kim et al., 2006b), 2001년 가을철 정체된 고기압권역하에서 발생한 오염시기에도 이와 유사한 244 Mm^{-1}의 값이 보고되었

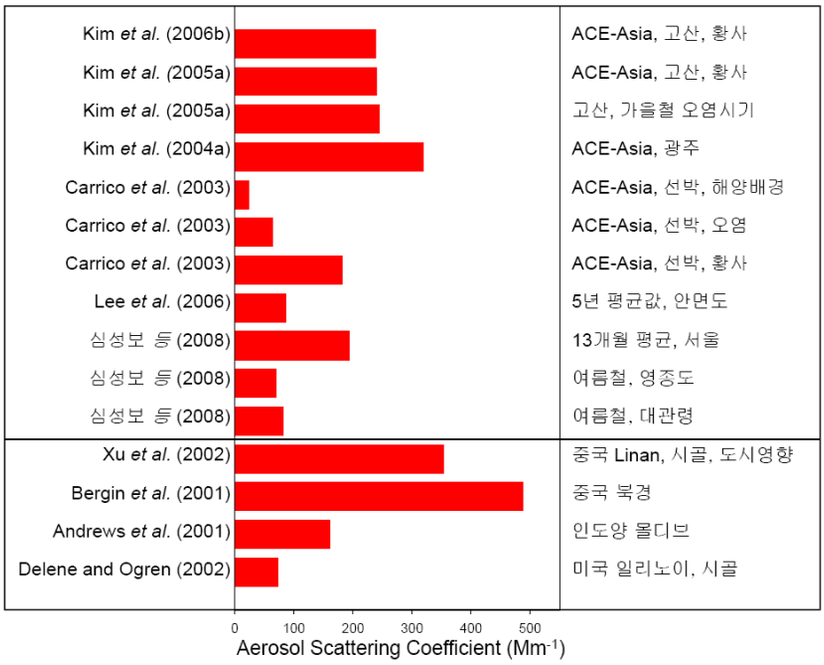


그림 4.1. 한반도 및 주변 지역에서의 에어로졸 산란계수 측정결과 및 타 지역과의 비교.

다(Kim et al., 2005b). 또한, 황사와 오염기간 동안 산란계수에 근거해 산출한 옹스트롬 파장멱지수(Angstrom exponent)는 0.66(황사기간)과 1.44(오염기간)로 오염기간과 비교하여 황사기간의 에어로졸 크기가 상대적 큼을 보고하였다. Kim et al.(2004a)은 ACE-Asia 기간 동안 광주에서의 측정을 수행하여, 봄철 황사와 국지적으로 발생한 인위적 오염 에어로졸로 인해 에어로졸 소산계수(aerosol extinction coefficient, 550 nm) 및 산란계수(530 nm)가 각각 139 ~ 1,318 Mm^{-1}(평균: 406 Mm^{-1})와 102 ~ 1,139 Mm^{-1} (평균: 319 Mm^{-1})의 광범위한 범위에서 관측됨을 보고하였다.

ACE-Asia 국제공동 집중관측실험기간동안 미국 해양대기청(NOAA)의 연구용 선박 론 브라운(Ron Brown)호가 황해, 동해 및 제주도와 일본 근해 지역을 항해하면서 관측한 결과에 의하면, 에어로졸 산란계수가 해양 배경대기 에어로졸의 경우 23 ± 13 Mm^{-1}, 인위적인 오염물질의 경우 64 ± 30 Mm^{-1}, 황사를 포함한 기단의 경우, 181 ± 82 Mm^{-1}로 주요한 에어로졸의 성분에 따라 확연한 차이를 보였다(Carrico et al., 2003).

Lee et al.(2006)은 1999년부터 2003년까지 5년간의 안면도 관측 자료 분석을 통해, 에어로졸 산란계수는 평균 약 86 Mm^{-1}(550 nm)임을 보고하였다. 산란계수는 봄철에 가장 높은 값을, 늦여름과 가을에 가장 낮은 값을 보였으며, 옹스트롬 파장멱지수는 봄철에 비교적 입자 크기가 큰 황사의 영향으로 가장 낮은 값을, 황사 기간에 에어로졸 산란계수가 평상시와 비교하여 약 4.2 ~ 4.7배 증가함을 보였다.

심성보 등(2008)은 2007년부터 2008년에 걸쳐 약 13개월간 서울에서의 에어로졸 산란계수를 측정한 결과, 서울의 일평균 에어로졸 산란계수의 평균값은 안면도나 제주 고산 등의 배경대기지역에서 관측된 값에 비해 월등히 높은 약 194.1 ± 144.2 Mm^{-1}로 나타났으며, 기상상태에 따라 14.3부터 998.1 Mm^{-1}까지 큰 변화가 있음을 보고하였다. 옹스트롬 파장멱지수는 1.40 ± 0.32로 일반적으로 오염된 지역과 유사한 값을 보이고 있었다. 그러나 여름철 영종도와 서울에서의 산란계수가 약 70과 82 Mm^{-1} 수준의 값이 관측되었다.

이러한 국내 및 한반도 주변에서의 관측 결과를 대기환경조건이 다른 지역에서 측정한 에어로졸 산란계수와 비교해 보면, 우선 시골지역이지만 도시의 풍하측에 위치한 중국 Linan과 인위적 오염이 심각

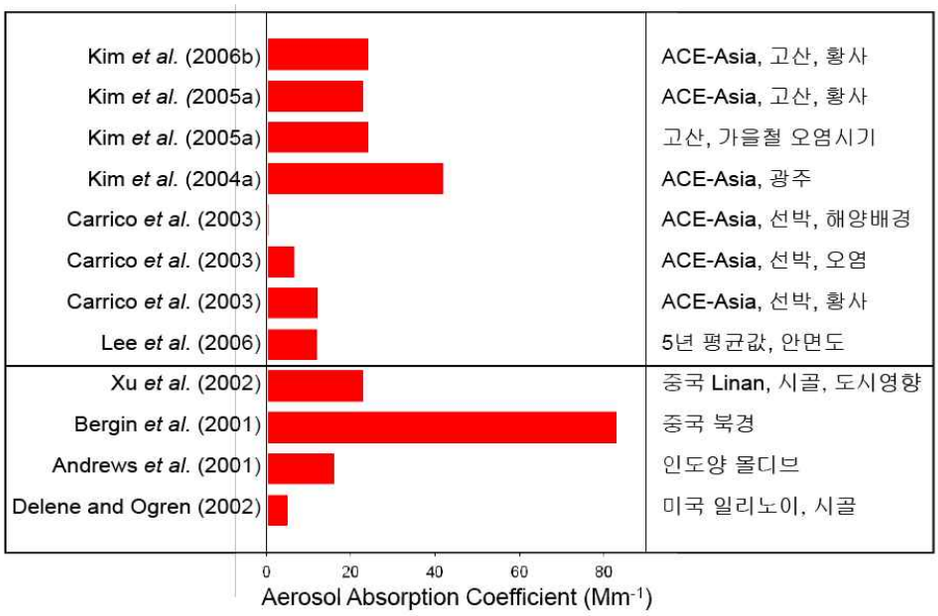


그림 4.2. 한반도 및 주변 지역에서의 에어로졸 흡수계수 측정결과 및 타 지역과의 비교.

한 북경의 경우 약 353 Mm^{-1}과 488 Mm^{-1}(Bergin et al., 2001; Xu et al., 2002)로서, 이는 고산, 광주, 서울, 안면도 등 국내에서 관측된 수치에 비해 월등히 높다고 할 수 있다. 그러나 황사나 오염시기의 값은, 인도양 관측실험(INDOEX, 160 Mm^{-1}; Andrews et al., 2001)이나 미국 일리노이 주 시골지역(73 Mm^{-1}; Delene and Ogren, 2002)보다는 높은 값이었다.

4.5.1.1.2. 에어로졸 흡수 효과

에어로졸은 그 화학 조성이나 크기에 따라 광학적 특성이 다른데, 특히 화학 특성에 따라 태양빛의 흡수 정도에 있어 큰 차이를 보인다. 예를 들면 블랙카본(black carbon)은 지표면에 도달하는 태양 에너지를 감소시키는 음의 직접복사강제력을 유발할 뿐만 아니라, 강한 태양복사 흡수를 통해 대기의 온도를 높이는 가열 효과를 유발하는 것으로 잘 알려져 있다. 에어로졸에 의한 흡수 효과는 주로 필터에 에어로졸을 포집하고, 이에 대한 빛의 투과 및 감쇄 정도를 측정(예를 들어, Aethalometer, Particle Soot Absorption Photometer)하여 에어로졸 흡수계수로 나타낸다. 국내 주요 관측결과는 그림 4.2에 요약되어 있다.

Kim et al.(2005a)과 Kim et al.(2006b)은 ACE-Asia 국제공동 집중관측실험 기간동안 제주 고산에서 황사기간의 에어로졸 흡수계수(550 nm)가 약 22 ~ 24 Mm^{-1}로 관측됨을 보고하였으며, 2001년 가을철 오염사례 동안에도 25 Mm^{-1} 정도까지 증가함을 밝혔다. Kim et al.(2004a) 역시 ACE-Asia 국제공동 집중관측실험기간동안 광주에서 에어로졸 흡수계수가 12 ~ 66 Mm^{-1} 범위(평균: 42 Mm^{-1})에서 관측됨을 보고하였다. Lee et al.(2006)은 1999년부터 2003년까지 5년간 안면도에서의 관측 자료 분석을 통해, 평균적인 에어로졸 흡수계수가 약 12 Mm^{-1}(880 nm)임을 보고하였다.

Carrico et al.(2003)는 ACE-Asia 국제공동 집중관측실험 기간동안 Ron Brown호에서 관측한 에어로졸 흡수계수가 고산이나 광주에서의 관측 결과에 비해 월등히 낮음(해양 배경대기: 0.5 ± 0.3 Mm^{-1}, 인위적 오염사례: 6.6 ± 4.4 Mm^{-1}, 황사 사례: 12.1 ± 6.4 Mm^{-1})을 보고하였다. ACE-Asia 국제공동 집중관측실험 기간동안에 발생한 황사 사례에 동반 수송되어오는 인위적인 오염 에어로졸로 인해 흡수 계수가 증가한 (Carrico et al., 2003; Kim et al., 2005a) 반면, Lee et al.(2006)은 황사기간 동안 안면도에서 관측된 흡수계수는 거의 변화가 없음을 보고하고 있어, 황사가 발원지로부터 장거리 수송과정에서 중국 동해안지역

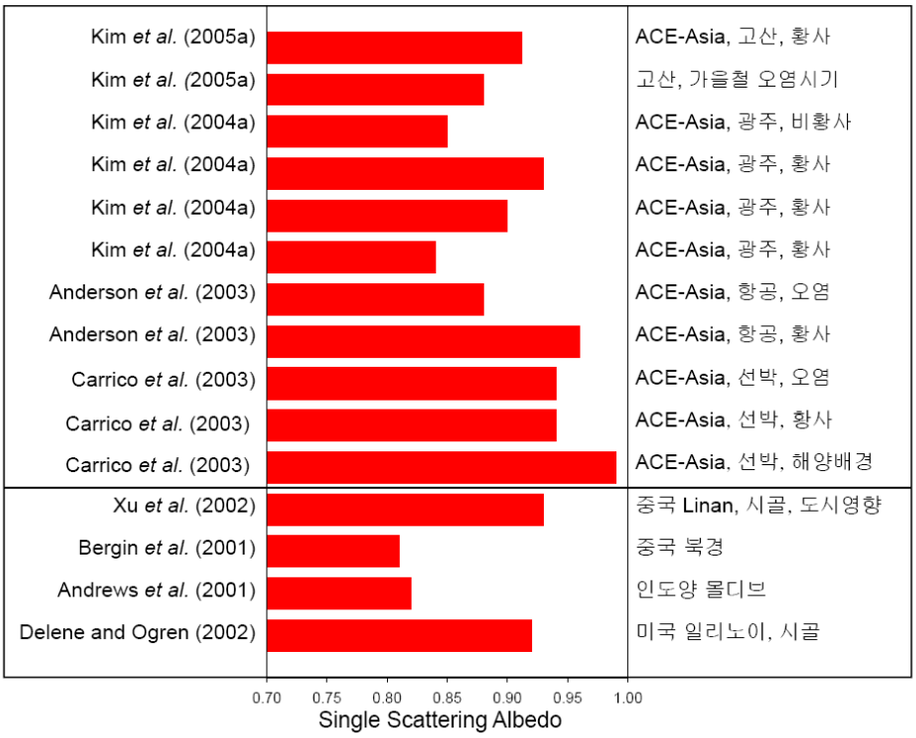


그림 4.3. 한반도 및 주변 지역에서의 에어로졸 단산란 알베도 측정결과 및 타 지역과의 비교.

에서 발생한 인위적 오염 입자와 혼합(Sohn et al., 2007) 또는 혼합되지 않고(Choi et al., 2008a) 국내로 유입되는지에 대한 면밀한 연구가 필요하다.

국내에서 황사사례동안 측정된 흡수계수는 중국 Linan(23 Mm^{-1})과 비슷하나, 북경(83 Mm^{-1})에 비해서는 월등히 낮은 수치였으며(Bergin et al., 2001; Xu et al., 2002), 인도 대륙의 영향을 받는 인도양 몰디브(16 Mm^{-1}; Andrews et al., 2001)나 미국 일리노이주(5 Mm^{-1}; Delene and Ogren, 2002)와 비교해서는 황사나 오염사례 동안의 국내 측정 값이 더 높았다.

한편, 에어로졸 소산계수(흡수계수+산란계수)와 산란계수의 비로 표현되는 단산란 알베도(single scattering albedo)의 관측 결과를 그림 4.3에 요약하였다. Kim et al.(2005a)는 제주도 고산에서 오염기간의 에어로졸 단산란 알베도가 0.88로 황사 기간(0.91)에 비해 낮음을 보고하였으며, Kim et al.(2004a)이 ACE-Asia 기간 동안 광주에서 관측한 단산란 알베도 값이 황사 기간을 제외한 기간은 0.85, 황사 기간 동안에는 0.93, 0.90, 0.84으로 나타나 큰 편차를 보였다.

Anderson et al.(2003)은 ACE-Asia 기간 동안 항공 측정 자료 분석을 통해, 미세 오염입자의 경우 0.88 ± 0.03의 단산란 알베도가 관측됨을 보였다. Carrico et al.(2003)이 측정한 황사와 오염사례기간의 단산란 알베도가 0.94 ± 0.03, 해양 배경대기의 경우는 0.99 ± 0.01로 나타나 흡수 에어로졸이 거의 존재하지 않았음을 보였다. 그러나 상대습도가 40%에서 85%로 증가하는 경우 흡습 성장에 따른 에어로졸의 산란 증가로 단산란 알베도가 0.91에서 0.96으로 증가함을 발견하였다.

Doherty et al.(2005)는 ACE-Asia 국제공동 집중관측실험 기간동안 미국 NCAR 항공기(C-130), 호주 CIRPAS 항공기(Twin Otter aircraft), 미국 NOAA의 Ronald Brown 선박, 그리고 고산 지상 관측소에서의 관측 결과를 상호 비교 분석하여, 단산란 알베도가 각 측정 플랫폼 사이에 0.02범위 내에서 일치함을 보고하였고, 미세오염 입자의 경우 0.885 ± 0.023, 1 μm 보다 더 큰 입자의 경우 0.957 ± 0.031의 값으로 나타남을 밝혔다.

국내에서 낮은 단산란 알베도가 관측된 경우 그 값이 중국 Linan지역에서의 관측 결과와 유사하나,

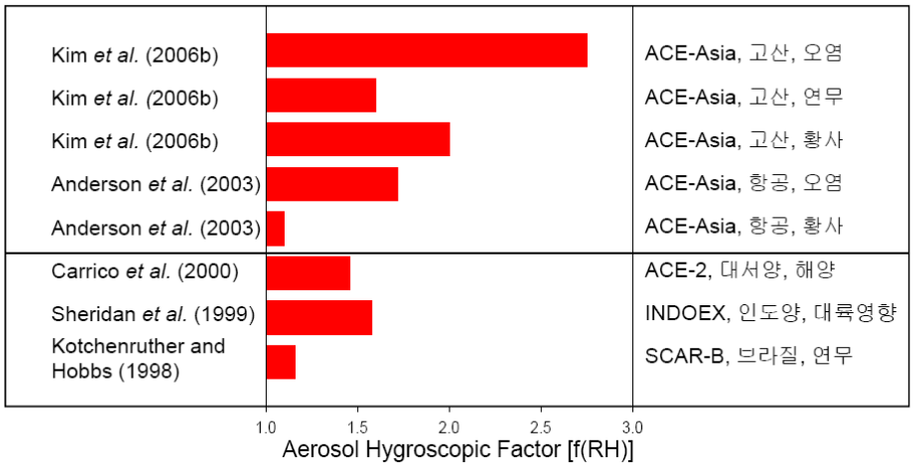


그림 4.4. 한반도 및 주변 지역에서의 에어로졸 흡습성장율 측정결과 및 타 지역과의 비교.

전반적으로 빛 흡수 에어로졸이 적은 편이며(Xu et al., 2002), 화석 연료 등의 사용이 많은 북경(0.81)이나 인도양 지역(0.82)에 비해서는 월등히 높은 편이다(Andrews et al., 2001; Bergin et al., 2001). 미국 시골지역인 일리노이지역(0.92; Delene and Ogren, 2002)과 전반적으로 유사한 평균값이 국내에서 관측되는 것으로 보고되고 있다.

한편, Kim et al.(2005a)는 황사 기간의 에어로졸 산란 및 흡수 효율($m^2 g^{-1}$)을 각각 약 2.2와 17.0으로, 오염 기간은 4.5와 13.8을 보고하였으며, Kim et al. (2006c)은 광학 모델로 계산한 에어로졸 산란, 흡수 그리고 소산 계수가 관측값과 높은 상관($r^2 \sim 0.92$)이 나타남을 보였다.

4.5.1.1.3. 에어로졸 흡습 성장 효과

에어로졸은 그 화학 조성에 따라 물을 흡수하여 성장하게 되는데 이런 일련의 과정은 에어로졸 광학 특성, 특히 에어로졸 산란계수의 변화를 초래한다. 서로 다른 상대습도 조건하에서 측정된 에어로졸의 산란계수를 비교함으로써, 에어로졸의 흡습 성장에 의한 광학효과의 변화를 알 수 있다[즉, f(RH)]. 그림 4.4는 한반도와 그 주변지역, 그리고 다른 지역에서 측정된 에어로졸 흡습 성장률[f(RH)]을 요약한 것이다.

Kim et al.(2006b)은 중국 기원 공기괴의 경우 많은 황산염 에어로졸을 포함하고 있어 이들 에어로졸의 흡습 성장율이 2.75±0.38로 대서양(ACE-2: 1.46±0.10, Carrico et al., 2000)이나 미국 동부 연안(TARFOX: $1.81 \pm 0.37 \sim 2.30 \pm 0.24$, Kotchenruther et al., 1999)에서 관측된 값에 비해 상당히 높게 관측됨을 보고하였다. 연무 기간의 흡습 성장율은 1.60 ± 0.20로 인도양 지역에서 관측된 값과 유사하나(INDOEX: 1.58 ± 0.21, Sheridan et al., 2002), 브라질 아마존 지역에서 관측된 값에 비해서는 큰 값(SCAR-B: 1.16, Kotchenruther and Hobbs, 1998)이었다. 특히, 연무 기간의 흡습 성장율은 유기탄소(OC)와 밀접한 관련이 있음을 밝혔다. 그러나 황사사례 기간의 에어로졸 흡습 성장율은 2.00 ± 0.27로 예상 이외의 큰 값이 관측되었다.

Anderson et al.(2003)은 ACE-Asia 국제공동 집중 관측기간 동안 항공 측정 자료 분석을 통해, 미세 오염물질의 경우 흡습 성장율이 1.7 ± 0.2임을 보고하였다. 그러나 조대모드의 황사 입자의 경우 상대적으로 흡습성이 낮음(1.1 ± 0.1)을 보였다. Carrico et al.(2003)는 ACE-Asia 기간동안 Ron Brown호에서의 관측을 통해 에어로졸 흡습 성장율이 흡습성이 강한 해염입자가 존재하는 해양 배경대기의 경우 2.56 ± 0.92, 인위적인 오염물질의 경우 1.86 ± 0.76, 그리고 황사를 포함한 기단의 경우 1.25 ± 0.48로 관측됨을 보고하였다.

한편, 심성보 등(2008)은 서울에서 관측된 에어로졸 산란계수가 전반적으로 상대습도에 비례하여 증가하는 경향을 보고하였고, Yoon et al.(2006)은 ACE-Asia 기간 중 항공 관측 자료 분석을 통해, 황사층에 동반

되어 이동해 오는 수용성 오염물질에 의한 흡습 성장 효과로 에어로졸의 산란계수가 증가함을 밝혔다. Yoon and Kim(2006)은 40%이하의 낮은 상대습도와 상대적으로 높은 상대 습도(> 80%) 조건하에서 항공기 탑재 네펠로미터를 이용해 관측한 에어로졸 산란계수의 연직 프로파일을 분석하여 에어로졸의 흡습 성장이 산란 증가에 크게 기여함을 밝혔다.

4.5.1.1.4. 에어로졸 크기분포, 총 수농도(CN) 및 구름응결핵(CCN) 수농도

임주연 등(2004)은 시베리아 산불에 의해 연무 현상이 발생한 2003년 5월, 광학입자계수기(Optical Particle Counter)로 0.82 ~ 6.06 μm 직경 구간의 에어로졸 수농도가 증가함을 보고하였으며, 이명주 등(2006)은 황사 발생률이 높은 봄철에 제주도 고산에서 조대 입자(직경 > 2.2 μm)의 수농도가 다른 계절보다 높게 관측됨을 보고하였다. 유사하게 Lee et al.(2006)은 2005년 ABC-EAREX 2005 집중관측실험기간동안 기상청 기후변화감시센터에서 OPC 관측을 통해 황사 시 직경 1 μm 이상의 입자 수농도가 급증함을 밝혔다. Kim et al.(2007b)은 ACE-Asia 기간 OPC 측정 자료(범위 0.3 ~ 25 μm)를 분석한 결과, 황사 시에 약 10~16배 가량 조대입자의 에어로졸 수농도가 증가함을 보였다. 그러나 이들 조대입자 영역의 에어로졸들은 대기 중에서 강수에 의해 매우 효과적으로 제거되었다.

Yum et al.(2005)는 안면도의 기상청 기후변화감시센터에서 TSI사의 CPC(Condensation Particle Counter-3010)와 미국 사막연구소(Desert Research Institute)의 CCN 스펙트럼을 이용하여 CN과 구름응결핵(Cloud Condensation Nuclei, CCN)을 각각 관측하였는데, 1% 과포화도 조건하에서 CCN과 CN의 수농도가 해양 기원 공기괴의 경우 약 2,406 cm^{-3}과 3,983 cm^{-3}으로 관측되었으나, 대륙 기원 공기괴의 경우 5,292 cm^{-3}과 8,313 cm^{-3}이 관측됨을 보고하고 있다. 또한 구름응결핵과 응결핵의 비율이 0.64임에 비추어 안면도를 포함한 지역에 아주 높은 농도의 구름응결핵이 존재함을 밝혔다. Kim et al.(2005b)의 경우, ACE-Asia 국제공동 집중관측실험기간동안 제주도 고산에서의 관측을 통해 응결핵이 황사 기간과 오염기간에 각각 4,833 cm^{-3}과 3,508 cm^{-3}이 관측됨을 보고하였다. Yum et al.(2007)이 제주 고산에서 ABC-EAREX2005(Nakajima et al., 2007) 기간 동안 측정한 CN의 수농도는 공기괴의 기원에 따라 6,088 ± 3,988(중국 북부 기원), 5,231 ± 2,454(중국 남부) 그리고 3,513 ± 179(해양) cm^{-3}으로 큰 편차를 보였으며, CCN 수농도 역시 2,393 ± 1,156(중국 북부 기원), 2,897 ± 1,226(중국 남부) 그리고 1,843 ± 585(해양) cm^{-3}으로 같은 경향을 보였다. 이는 기단에 상관없이 한반도의 청정지역이라 할 수 있는 제주 고산의 CN과 CCN 수농도 수준이 세계 다른 청정지역(~ 200 cm^{-3}, Yum and Hudson, 2002)에 비해 대략 10배 혹은 그 이상 큰 것이며 비록 해양기원의 공기괴 일지라도 여전히 대륙에서 발생한 에어로졸의 영향을 받고 있음을 나타낸다. 한편 ABC-EAREX2005 기간의 CCN 화학 성분에 대한 연구는 Kuwata et al.(2008)이 수행한 바 있다.

고기압권역하에서 공기괴가 중국 북부나 몽고 등에서 발원하여 이동해오는 경우 제주도 고산에서 에어로졸의 생성과 성장 현상이 빈번히 관측되었는데(Yum et al., 2007), Lee et al.(2008)도 SMPS 관측을 통해 안면도에서 초미세입자의 성장 현상이 매우 빈번히 발생하였으며, 주로 정오 부근부터 일어나기 시작하여 오후 몇 시간 동안 지속됨을 보고하였다. Song et al.(2010)은 대기의 연직구조와 전구물질의 분포가 에어로졸 성장현상에 밀접히 관련되어 있음을 밝힌 바 있다. 한반도 부근 지역의 에어로졸 배경농도를 측정해 보고자 하는 노력으로 Kim et al.(2009)는 한반도 남해와 서해 그리고 동지나해 상에서 선박 관측을 수행하였는데 가장 낮은 수농도는 공기괴의 기원이 해양이고 관측지점이 육지로부터 가장 먼 거리에 있을 때 ~ 1,000 cm^{-3}를 나타내어 배경농도 그 자체가 세계의 다른 해양 청정지역에 비해 5배 정도 높은 값임을 보여 주었다. 동북아시아 지역에서 에어로졸 중의 일부가 CCN으로 작용하여 구름의 미세물리적, 복사적 특성 변화에 미치는 영향을 파악하기 위해서는 CN과 CCN 수농도에 대한 지속

적인 상시 관측이 필요하다.

또한, 빙정핵(ice nuclei, IN)은 구름방울의 결빙과이로 인한 강수입자로의 성장에 지대한 영향을 미친다. 그런데 빙정핵에 대한 연구는 전 세계적으로도 부족한 형편이며, 이는 동북아시아에서도 마찬가지여서, 아직까지 빙정핵 측정 결과를 보고한 예를 찾기 힘들다.

4.5.1.2. 원격탐사 관측

4.5.1.2.1. 위성관측

분광학이 에어로졸 탐사에 활용되면서 에어로졸의 분석 항목 및 관측 영역이 놀랍게 확장되었다. 역설적이게도 정밀한 지표 정보를 얻기 위해 대기 중 에어로졸 효과를 제거하던 것이 에어로졸 원격 탐사 기술로 발전하였다. 1979년 AVHRR 센서가 사막 모래를 탐지하는데 활용된 이후, TOMS, POLDER, MODIS, MISR 등 다양한 센서들이 등장하였다. 이와 같은 위성 센서는 극궤도 또는 정지 궤도 위성에 탑재되어 공간 또는 시간상의 고해상도 에어로졸 정보를 제공하고 있다. 일반적으로 에어로졸 정보 산출(retrieval)은 흡수·산란 등 에어로졸의 효과가 뚜렷한 자외선부터 근적외선 영역이 광범위하게 사용되고 있으며, 에어로졸 정보 산출 대상은 에어로졸 광학두께에서 옹스트롬 지수, 타입 분류 등으로 확대되고 있는 추세이다. 동북아시아 위성 원격탐사 연구를 정리하면 다음과 같다.

에어로졸 탐사 알고리즘

황사의 경우 연속 모니터링을 위해 정지궤도 위성을 이용한 황사 탐사 알고리즘이 개발되었다(하종성 등, 2006). MTSAT-IR의 두 개 적외 채널 즉 (11 μm, 12 μm)와 (3.7 μm, 11 μm)의 조합으로부터 에어로졸 지수를 계산하는 방식이다. OMI의 에어로졸 지수와 MODIS의 에어로졸 광학두께 자료와 비교 검증하였다. 이후 기존의 2개 적외 채널에서 3개의 적외 채널을 이용한 적외 광학 두께 지수(IODI)가 개발되었다. IODI는 적외 및 수증기 채널인 10.8, 12, 6.7 μm 채널의 적외차를 이용하여 황사역을 탐지하고 탐지된 영역에 대해서 10.8 μm 적외채널을 이용하여 황사의 적외광학두께를 계산한 것이다. 기존의 2개 적외채널 알고리즘에 비해 황사 탐지 성능이 개선되었으나, 지표 PM10 농도와의 관련성은 일관적이지 못하고 황사 층의 고도에 민감하다(김미자 등, 2008). 국내 위성인 Multi-Purpose SATellite/Ocean Scanning Multispectral Imager(KOMPSAT/OSMI)을 이용한 황사 알고리즘이 개발되었고(Suh et al., 2002) 2001년 4월 13일 황사 사례에 대해 MODIS의 에어로졸 광학두께 자료와 비교 검증이 이루어졌다(김영섭 등, 2002).

동북아시아 생체소각 에어로졸 탐사를 목적으로 ADEOS-II/GLI 다중 채널의 활용 가능성이 검토되었다. GLI의 6 채널(380 nm, 400 nm, 412 nm, 460 nm, 490 nm, 2,100 nm)중 청색 채널인 412 nm 파장이 가장 적합한 것으로 나타났다. TOMS의 경우에는 여러 개의 자외선 채널 조합 중 380, 460 nm이 최상의 결과를 내는 것으로 나타났다(김재환 등, 2005). MTSAT과 같은 정지궤도위성의 단일 가시광선채널 알고리즘이 지닌 한계를 극복하기 위한 방법도 개발되어 동북아시아에서 에어로졸의 연속적인 추적이 가능해졌다. 이 방법은 적외 채널(3.7 μm)을 이용하여 한정된 지표영역의 반사도를 계산함으로써 실질적으로 에어로졸 광학두께의 오차를 감소시키는 개선 효과를 보였다(Kim et al., 2008a).

에어로졸 광학두께 산출

In-situ나 지표 자료를 이용하여 GMS-5의 단일 가시광선 채널(0.67 μm) 알고리즘을 개선하는 방법이 개발되었다. In-situ나 지표자료로부터 에어로졸의 크기 정보를 얻고 이를 에어로졸 광학두께 산출에 활용한다. 2001년 4월에 대해 적용한 결과 월평균 광학두께의 공간 분포가 중국 동부 연안에서 대양으로 연결되는 에어로졸의 장거리이동 패턴을 보였다(Wang et al., 2003).

최근 3년간(2003 ~ 2005) MODIS를 이용한 중국의 에어로졸 광학두께 자료와 지표 부근 PM10 농도와의 시공간상 상호 연관성을 검토하여 에어로졸 광학두께가 PM10 농도의 공간 변동을 잘 반영하는 것을

밝혀냈다(Song et al., 2009). 이를 통해 중국에 일정한 에어로졸 층이 연중 상존하는 것이 발견되었다. MODIS를 이용한 Bremen Aerosol Retrieval 알고리즘을 러시아 산불에서 발생한 스모크의 광학두께 산출에 적용하여 바이오매스 소각에 의한 국내 일사량 감소 효과가 일시적이기는 하나 상당한 크기임을 밝혔다(Lee et al., 2005). 또한 SeaWiFs을 이용한 에어로졸 광학 두께 산출 알고리즘(BAER)을 해양과 육지에 모두 적용하여 해상도가 1 ㎞ × 1 ㎞인 매우 상세한 AOT의 공간 분포를 구할 수 있었다(Lee et al., 2004).

Kim et al.(2007c)은 5년간의 MODIS 자료 분석을 통해, 동북아 지역에서 계절적으로 봄철에 에어로졸 광학두께가 최대를, 가을과 겨울철에 최솟값이 나타남을 보였다. 또한, 월 변화 특성 분석을 통해 오염물질이 주로 배출되는 중국 동해안 산업지역과 그 풍하측에 위치한 지역(황해, 한반도, 동해, 일본)에서 황사 현상이 빈번한 3월과 4월보다 오히려 6월에 에어로졸 광학적 두께가 최댓값이 관측됨을 보고하였다. 이러한 에어로졸 광학두께의 계절 및 월변화 특성이 지상에서의 선포터미터 관측에서도 일관되게 관측됨을 보였으며, 북태평양 기단의 확장에 따른 중국과 한반도, 일본 지역의 정체된 대기 흐름, 북태평양 기단의 영향에 따른 대류권 하층에서의 습도 증가에 따른 에어로졸 흡습 성장, 장마가 시작되기 전 구름이 없는 조건하에서의 강한 태양 복사로 인한 에어로졸의 생성, 그리고 중국 화남지역에서의 생체소각에 의한 기여 등 다양한 요인들이 복합적으로 결합되면서 6월에 월간 최대 에어로졸 광학적 두께가 관측됨을 밝혔다.

에어로졸 타입 분류

에어로졸의 타입 분류를 위한 다중 위성 알고리즘(MODIS-OMI 알고리즘)이 개발되었다(Lee et al., 2007; Kim et al., 2007d). 이 알고리즘은 에어로졸을 크기와 복사흡수도를 기준으로 네 가지 주요 유형(먼지, 해염, 황산염, 블랙카본)으로 구분하며 에어로졸의 크기를 결정하기 위해 MODIS의 미세모드율과 옹스트롬 지수를 사용하고, 에어로졸의 복사흡수도를 결정하기 위해 OMI의 에어로졸 지수를 사용한다. Kim et al.(2007d)은 MODIS의 다중 채널을 최대한 활용하는 알고리즘을 개발하였다. 지면의 효과를 최대한 제거하기 위하여 해양과 육지를 구분하여 각각 다른 파장대를 사용하고, 에어로졸 광학두께, 미세입자/조대입자 부피 비 및 복사흡수도 정보를 이용하여 에어로졸을 Lee et al.(2007)과 같이 4개 타입(먼지, 해염, 황산염, 블랙카본)으로 분류한다. 이를 동북아 에어로졸에 적용해 본 결과, 동북아 에어로졸의 내적 혼합 가능성을 파악할 수 있었다. 대기화학수송 모델을 활용하여 위성이 산출한 에어로졸 광학두께의 성분 기여도를 추정하는 방법이 개발되었다. 수치모델이 산정한 에어로졸의 광학두께는 두 개의 MODIS 알고리즘(NASA, Modified Bremen Aerosol Retrieval)이 산정한 광학두께와 비교 검증하였다(Song et al., 2008).

4.5.1.2.2. 지상 원격탐사 관측

위성관측과 더불어 지상에서 태양 추적을 통하여 에어로졸 광학두께뿐만 아니라 단산란 알베도, 에어로졸 크기분포를 산출할 수 있는 선포터미터(Sun photometer; 혹은 sun/sky radiometer)와 에어로졸의 연직 분포 측정이 가능한 라이다(lidar)가 널리 활용되고 있다.

선포터미터 관측

Kim et al.(2008b)은 국제 관측네트워크들에서 널리 사용되는 선포터미터로 장기간 관측된 에어로졸 광학적 두께를 비교 분석하였으며, 여기에는 고산과 안면도에서의 장기 관측 자료가 포함되어 있다. 대기가 매우 깨끗한 하와이 마우나로아(Mauna Loa)의 경우 선포터미터 간의 에어로졸 광학두께 차이가 0.001에 불과하나, 연평균 에어로졸 광학두께가 0.25(500 nm)에 이르는 안면도는, 선포터미터 간의 에어로졸 광학두께 차이가 0.01를 초과하는 경우가 빈번히 관측되었다. Kim et al.(2005b)는 ACE-Asia 국제공동관측실험기간에 선포터미터로부터 측정된 에어로졸 광학두께의 차이가 평균 0.014(500 nm)임을 보고하고, 이러한 관측에서의 에어로졸 광학두께의 차이가 에어로

졸 직접 복사강제력 산정에 있어 약 8.6%의 차이를 유발함을 밝혔다. Won et al.(2004), Kim et al.(2004b), 그리고 Yoon et al.(2005)는 AERONET 선포터미터 자료를 활용하여 에어로졸의 직접 복사강제력과 대기 가열률을 계산하였다.

Kim et al.(2004b)은 동북아 지역의 선포터미터 네트워크인 Skyradiometer Network(SKYNET) 자료를 분석하여, 동북아 지역의 에어로졸 광학적 두께가 유럽이나 북미 지역에 비해 상당히 높으며, 황사기간 동안의 에어로졸 단산란 알베도가 약 0.80정도로 관측됨을 보고하였다. Kim et al.(2007c)은 5년간의 MODIS 자료 분석 결과와 일관된 에어로졸 광학두께의 계절 변화(봄철-최대, 가을과 겨울철-최소)와 장마가 시작되기 전인 6월 달에 에어로졸 광학적 두께가 최대가 나타남을 보고하였다. Oh et al.(2004)는 2000년도와 2001년 봄철 안면도와 제주 고산에서의 관측 자료를 분석하여, 봄철 평균적 에어로졸 광학적 두께가 0.38로 나타났으며, 황사가 심한 경우 0.63까지 값이 높아짐을 보고하였다. Kim et al.(2008c)은 제주 고산과 안면도에서의 AERONET 선포터미터 관측 자료(2000년～2006년)를 분석하여, 황사 현상의 80%가 3월과 4월에 관측되며, 10～15%의 황사 현상은 겨울철에 관측됨을 보고하였다. 또한, 봄철에 황사의 영향으로 2～4 μm 크기의 에어로졸 수농도가 급격히 증가함을, 그리고 봄철 황사 기간의 에어로졸 광학두께가 비황사 기간에 비하여 40～44% 높게 관측되나, 단산란 알베도는 별 차이가 없음을 보고하였다.

한편, Sohn et al.(2007)은 2000년 4월 7일 안면도 선포터미터 관측 및 위성 관측 자료를 분석하여, 황사를 포함한 공기괴의 단산란 알베도가 0.91로 주변 공기괴(0.97)에 비해 낮음을 보이고, 이는 황사가 이동해 오는 과정 중 산업화된 중국 오염 지역을 지나면서 태양빛을 흡수하는 오염물질과 섞여 이동되어 옴을 보고하였다.

라이다 관측

Murayama et al.(2001)는 동북아시아 지역의 라이다 네트워크 관측 자료를 활용하여 1998년 4월 황사 사례에 대한 분석을 수행하였으며, 황사층이 중국 허페이나 서울에서는 고도 4～5 km에서 관측되나, 일본에서는 약 3 km 고도에서 관측됨을 밝혔다. Kim et al.(2007b)의 경우, 서울과 고산에서의 장기간 자료(1997～2006년)를 분석하여 계절별 평균 에어로졸의 연직 프로파일을 제시하였다. 봄철에는 황사로 인해 대기경계층뿐만 아니라 하층 및 중층 대류권에서 에어로졸 소산계수가 증가함을 보고하였다. 한편, Won et al.(2004)와 Kim et al.(2004c)는 라이다 관측자료와 선포터미터 관측 자료를 복사전달모델의 입력 자료로 활용하여 황사층에 의한 대기가열율이 2～3 K/day에 정도 나타남을 밝혔으며, 특히 황사층의 가운데에서 가장 강한 가열율이 계산됨을 보고하였다.

Yoon et al.(2008)은 단파장 마이크로펄스 라이다와 2파장 편광 라이다의 동시 관측 자료를 비교하여, 에어로졸의 연직 프로파일이 아주 잘 일치하며, 동일한 알고리즘을 사용하여 계산된 에어로졸 소산계수도 약 3% 이내에서 잘 일치함을 보고하였다. 그러나 서로 다른 알고리즘을 사용할 경우 최대 11% 가량 에어로졸 소산계수 값에 차이가 날 수 있음을 보였다.

Noh et al.(2007)은 안면도에서의 2004년(3～4월 한달간)과 2005년(5～6월 3주간)도 라만 라이다 관측 자료 분석을 통해 라이다 상수(전방산란 대비 후방산란 비율)가 532 nm 파장에서 약 49 Sr(2004년)과 79 Sr(2005년)임을 보고하였다. 또한 2004년 2월(겨울)과 2005년 5월(봄) 광주에서의 라만 라이다 집중관측 결과를 분석, 라이다 상수가 532 nm 파장에서 약 56 Sr(겨울)과 63 Sr(봄)로 관측됨을 보고하였다(Noh et al., 2008). 특히, 황사기간의 경우 약 51 Sr로 이는 비황사기간(60 Sr)과 연무기간(65 Sr)에 비해 낮음을 보고하였으며, 가을철 대기경계층내 에어로졸의 경우 약 75 Sr 정도의 높은 값이 관측됨을 보였는데, 이는 태양 빛 흡수 효율이 높은 크기가 작은 인위적 오염물질에 의한 것으로 분석하였다.

Kim et al.(2008d)은 CALIOP이 서울 상공을 지나갈 때 탑재된 라이다로 측정한 값과 서울의 지상관측소에서 라이다로 측정한 값을 비교 분석하여, 에어로졸 층의 고도가 일치함을 보고하였다. 그러나 반투명한 권운층 아래에 존재하는 에어로졸 층의 경우나, 주간에 CALIOP으로 측정한 경우 시그널의 노이즈가

심해 계산된 에어로졸 소산계수의 정확도가 낮음을 밝혔다.

4.5.2. 에어로졸 모델링

기후변화와 관련한 에어로졸 모델링은 주로 전 지구적인 혹은 지역 규모의 에어로졸 소스, 싱크, 분포 및 이를 바탕으로 하는 에어로졸 복사강제력 산출로 구분될 수 있는데 한반도를 포함한 동북아시아 지역에 대한 연구에 대해서는 4.6, 4.7절에서 다룬다. 이외에 대기 에어로졸의 화학적 변환 과정에 대한 모델링 연구는 드물다. Song et al.(2007)은 동북아시아 대도시에서 발생한 에어로졸의 물리, 화학적 변환 과정을 라그랑지안 광화학모델을 이용하여 모의한 결과, 중요 오염 물질인 PAN(peroxyacetyl nitrate)이 깨끗한 북서태평양의 해양경계층까지 수송되었을 때, 중요한 NO_2의 소스로 작용한다는 것을 밝힌 바 있다.

4.6. BC를 포함한 에어로졸 유형: 소스, 싱크, 분포

동아시아는 급격한 경제성장에 따른 화석 연료의 사용 증가로 오염기원 에어로졸의 배출이 급격히 증가하고 있으며, 이에 더하여 봄철에 주로 발생하는 토양기원 에어로졸(황사)까지 대기 중으로 유입되고 있어 에어로졸의 시·공간적 분포가 매우 복잡하다. 또한, 오염기원 에어로졸들 간의 혼합이나, 오염기원 에어로졸과 자연발생 에어로졸(예를 들어, 황사, 해염)의 혼합으로 인해 에어로졸의 유형 분류나 소스, 싱크 및 분포를 산정하기 쉽지 않다. 동아시아 및 한반도 지역을 대상으로 배출량 산정 관련 연구가 현재 활발하게 진행되고 있으며, Omar et al.(2005)과 Kim et al.(2007d) 등과 같이 지상 원격 관측 자료나 위성으로 관측된 광학 자료에 근거하여 주요 에어로졸 유형 분류가 시도되고 있다. 또한 에어로졸 모델, 위성 관측, 선포터미터 자료를 비교하여 에어로졸 광학두께 산정 결과를 검증하는 노력도 기울이고 있다(Chin et al., 2004).

아시아지역에 대한 배출량 연구는 Kato and Akimoto(1992)가 1985년 아시아 전지역의 SO_2, NOx, CO_2 항목에 대한(1° × 1° 해상도) 배출량 자료 산정이 최초이다. 이후 TRACE-P/ACE-Asia 통합 항공관측 캠페인을 지원하기 위해 Streets et al.(2003)이 2000년에 대해 통합 배출목록을 개발하였으며, 이는 아시아지역에 대한 기존 배출목록 연구 중 가장 완성도가 높은 것이라고 볼 수 있다. 여기에는 SO_2, NOx, CO_2, CO, CH_4, NMVOCs, NH_3 등의 기체상 오염물질과 더불어, 블랙카본(BC)과 유기탄소(OC) 에어로졸의 배출량 정보가 포함되어 있다. 우리나라에는 대기정책지원시스템(Clean Air Policy Support System, CAPSS)이라는 정부 주도의 인위적 배출목록이 있으며, 주요대기오염물질(CAPs, criteria air pollutants: CO, NOx, NH_3, SOx, TSP, PM10) 및 휘발성 유기화합물(VOCs)의 배출량을 제공하고 있으나, 에어로졸의 유형에 대한 배출 정보 및 이들의 싱크나 분포에 대한 연구는 거의 이루어지지 않은 상황이다. 따라서, 본 보고서에서는 황산염, 유기탄소 에어로졸, 블랙카본, 바이오매스 연소 에어로졸, 미네랄 먼지 에어로졸 등에 국한해서 그리고 아시아 규모에서 논하고자 한다.

거의 모든 파장에서 빛의 산란을 일으키는 황산염 에어로졸의 주요 배출원은 전 지구적인 규모로 볼 때, 바이오매스 연소(2%)로부터의 불완전한 연소와 함께 화석연료 연소(약 72%)로부터의 이산화황(SO_2) 배출량을 통한 것이고, 반면 자연적인 배출원은 해양의 식물성 플랑크톤에 의한 Dimethyl Sulphide(DMS) 배출량(19%)과 화산으로부터의 이산화황 배출량(7%)이다(Haywood and Boucher, 2000). 1980년에서 2000년까지의 기간 동안 아시아에서의 SO_2 배출량은 17 TgS yr^{-1}으로 크게 증가 하였고(Streets et al., 2003), 이러한 결과를 반영하듯 최근 모델 결과에 의하면 동아시아지역에서 인위적 황산염(Sulfur) 에어로졸에 의한 에어로졸 광학적 두께가 1980년 이후 꾸준히 증가하고 있으며, 2006년에는 약 0.14 정도(1980년의 경우 약 0.06이었음)로 추정되었다(Streets et al., 2009).

유기탄소 에어로졸은 일반적으로 미세 에어로졸 중 약 20～50%를 차지하며, 대부분의 유기탄소 에어로졸은 태양빛의 산란에 관여하지만, 일부 유기 에어

로졸은 자외선과 가시광선 파장에서 태양복사를 흡수하여 복사수지에 영향을 미친다. 유기탄소 에어로졸은 물리·화학적 특성이 모두 다른 수백 개 이상의 많은 종으로 구성되어 있으므로 이들 특성을 이해하는 것은 아주 어렵다. 게다가 유기탄소는 화석연료의 연소 또는 생체소각(biomass burning)으로 발생되는 일차적 유기탄소와 휘발성 유기화합물(VOCs) 등 유기 가스(organic gas)가 대기 중에서 산화되며 형성되는 이차적 유기탄소로 이루어지므로 그 기원과 변환 과정에 대한 이해 또한 미흡하다. 수 백 여종의 대기 중 유기물질이 발견되기도 하였고, 화석연료 배출원에서의 유기탄소 에어로졸은 항상 어느 정도는 내, 외부적으로 황산이나 검댕과 같은 다른 연소 생성물과 혼합되므로, 이들의 배출량 및 대기 중에서의 거동(싱크와 분포 등)을 관측 및 추정하기는 매우 어렵다. 유기탄소의 경우 TRACE/ACE 배출목록에 포함되어 있으며, 이후 다양한 형태로 가공되어 200여건의 모델링 및 관측연구에 활용되었다. 일본에서 아시아 배출목록(Regional Emission inventory in ASia; REAS, 2006)을 작성하였는데, 이 배출목록에서는 유기탄소와 블랙카본 그리고, SO_2, NOx, CO, NMVOCs 등에 대해서 과거, 현재 그리고 미래까지 40년 동안 (1980 ~ 2020)의 배출량을 산정하고 있다(Ohara et al., 2007). Bond et al.(2004)는 화석연료, 생물연료와 노천 소각으로부터의 1차적인 유기탄소 배출량을 자세한 분석한 결과, 5 ~ 17 TgC yr^{-1} 범위의 연소(대략, 화석연료와 생물연료의 합)배출량이 배출되며 이중 화석연료로부터의 배출량은 오직 2.4 TgC yr^{-1}만 기여한다고 제안하였다. 특히 1996년 중국에서 배출되는 유기탄소의 양이 약 2,111 Gg yr^{-1}임을 보고하였다.

블랙카본(black carbon)은 유기탄소와 같은 탄소성분이지만 무기성분으로 기후에 중요한 영향을 미치는데(예를 들어, Ramanathan and Carmichael, 2008), 탄소를 함유한 연료(diesel, gasoline, organic wastes and biomass)의 불완전한 연소에 의해 발생되며, 'soot', 'black carbon', 'light-absorbing carbon'이라고도 한다. 블랙카본은 태양 에너지를 흡수하는 역할을 하는 것으로 알려졌는데 특히 눈 속 원소탄소의 복사강제력이 따로 추정될 만큼 그 중요성이 큰 것으로 나타났다. 블랙카본은 화석연료 연소나 바이오매스 연소의 불완전 연소 과정에서 직접적으로 발생하는 일차적인 에어로졸로 대부분의 대기 중 블랙카본은 인위적으로 기원된 것이다. 앞에서 언급하였듯이, 블랙카본과 유기탄소에 대한 총체적인 배출목록으로는 Bond et al.(2004)의 연구가 있는데, 배출목록은 2006년 INTEX 배출목록 및 이후 탄소 에어로졸 배출연구에 기반이 되어오고 있다. Bond et al.(2004)에서 보면, 1996년 기준으로 전지구 규모에서의 블랙카본 배출량은 4,626 Gg yr^{-1}이며, 이중 1,365 과 727 Gg yr^{-1}이 각각 중국과 중국을 제외한 다른 아시아 지역 국가에서 발생한 것으로 추정하고 있다. Streets and Aunan (2005)은 지난 20년간 전지구 배출량의 10 ~ 15%에 해당되는 블랙카본이 중국 가정에서의 난방과 취사를 위해 사용되는 석탄 및 바이오연료의 연소에 의해 발생됨을 보고하였다. 국내 연구로는 김은연 등(2005)이 대기화학수송모델을 이용하여 블랙카본의 전 지구분포를 추정한 바 있다.

생체 연소(biomass burning) 에어로졸은 주로 블랙카본(BC)과 유기탄소(OC)로 구성되어 있으며, 산림이나 초지, 농경지의 연소에 의해 발생되며, 자연 화재에서도 상당량이 배출되기 때문에 인위적 배출양과 산업화 이전 바이오매스 연소에 의한 에어로졸 배출양의 정량화가 어렵다. Streets et al.(2003)에 따르며, 아시아지역에서의 바이오매스 연소에 의한 배출량 중 약 45%는 산림 연소로부터 발생되며, 농작물 생산 및 추수 과정과 사바나 및 초지 지역에서의 연소로 각각 34%와 20%가 발생된다. 또한, 인도(18%), 인도네시아(13%), 미얀마(8%)보다 중국(25%)에서 더 많이 발생되는 것으로 추정되었다. 최근에 Ramana et al.(2010)은 북경, 상하이, 황해 중에서 북경 에어로졸 plume이 가장 높은 블랙카본/황산염 비를 가지면서 강한 순 복사온난 정도를 나타냄을 밝혔으며, 화석연료 연소에 의해 생성되는 블랙카본이 생체소각에 의한 것의 두 배정도 온난에 효율적임을 보였다.

동아시아의 미네랄 먼지(mineral dust) 에어로졸은 주로 중국과 몽고의 건조지역에서 봄철에 발생하여 편서풍에 의해 동쪽으로 이동된다. 급속한 산업화에 따른 건조 지역의 개발과 전 지구적 온난화 추이에

따른 사막화로 인해 황사 발생이 가능한 지역뿐만 아니라 발생 빈도가 증가하고 있으며(Wang et al., 2008), 최근 Uno et al.(2009)은 황사가 지구 한 바퀴 이상 장거리 수송됨을 수치모델과 위성 관측 자료를 통해 밝힘으로써 동아시아지역에서 발생하는 황사가 동아시아 지역에 국한된 문제가 아님을 보고하였다. 그럼에도 불구하고, 최근 심화되고 있는 황사에 대한 연구는 배출량에서부터 황사의 복사 에너지 변화 효과에 이르기까지 불확실성이 상당히 큰 형편이다. Uno et al.(2006)은 현재 동아시아 황사 또는 전구 규모의 황사 예측 및 분석을 위해 널리 사용 중인 8개의 황사 모델을 비교, 평가한 결과 주요 황사 현상의 발생과 공간적인 분포는 모델들이 어느 정도 잘 모사하고 있지만 각 모델에서 예측한 황사 배출량은 수십에서 수천 배에 이르는 커다란 차이가 나타남을 보였다. 한편 Zhao et al.(2003)은 ACE-Asia 기간 동안에 토양먼지(soil dust)의 수송 및 침착(deposition)에 대한 모델 계산을 통해 토양먼지의 소스 지역에서는 건조(dry) 침착에 의해, 태평양으로 수송된 것은 강수에 의해 침착됨을 밝힌 바 있다.

그러나 동북아시아에서의 에어로졸 유형에 따른 배출원(소스)별 배출량 및 대기 중의 거동(싱크)과 분포에 대한 연구가 매우 드물며, 대부분의 연구가 중국에 초점을 두고 있어 국내 연구진의 적극적인 참여가 요구된다.

4.7. 직접 및 간접 복사강제력과 그 영향

4.7.1. 직접 복사강제력

에어로졸의 복사강제력을 직접적인 효과와 간접적인 효과로 나누어 볼 수 있는데, 직접적인 복사강제력은 에어로졸에 의한 단파 및 장파 복사의 산란과 흡수로 인해 초래되는 지구 복사 수지의 변화를 의미한다. 태양 빛을 산란하는 에어로졸들(예를 들어, 황산염 등)은 음의 복사강제력을 유발하는 반면, 블랙카본과 같이 부분적으로 태양 빛을 흡수하는 에어로졸이 존재하는 경우 지표면 알베도가 낮은 지역(예를 들어, 대양)의 대기상단(top of the atmosphere)에서 음의 복사강제력을, 사막이나 눈, 얼음이 덮인 지역 등 지표면 알베도가 높은 지역의 대기상단에서는 양의 복사강제력을 보인다. 또한, 블랙카본과 같이 빛 흡수 에어로졸은 태양 단파복사의 흡수를 통해 대기의 가열을 유발하는데(준직접효과; semi-direct effect), 대기의 가열은 상대습도와 대기 안정도를 변화시켜 궁극적으로 구름의 형성과 체류시간에 영향을 미치게 된다. 이러한 에어로졸의 직접 및 준직접 복사강제력 결정에 있어 중요한 요소는 파장과 상대습도에 따라 변화하는 에어로졸의 광학적 특성(단산란 알베도, 소산계수, 비대칭 상수) 및 대기 기주의 부하량(columnar loading, 예를 들어, 에어로졸 광학적 두께) 그리고 수평 및 수직적인 에어로졸의 지리적 분포이다.

한반도를 포함한 동북아지역 에어로졸의 직접복사효과에 대한 연구는 2001년 실시된 ACE-Asia 국제공동 집중관측실험을 기점으로 활발히 진행되어 현재까지 수십여 편의 논문이 발표되었다.

4.7.1.1. 지상, 원격 및 위성 관측 자료에 근거한 에어로졸 직접복사강제력 산정

지상에서 태양 복사계(pyranometer, pyrgeometer 등)를 이용하여 측정한 단파 및 장파 영역의 플럭스와 선스카이 라디오미터(sun/sky radiometer) 및 라이다(lidar) 등으로부터 측정 및 산출된 에어로졸 광학적 두께, 단산란 알베도, 비대칭상수, 소산계수 연직 프로파일 등을 대기복사전달모델의 입력 자료로 활용하여 황사 및 오염입자 등에 대한 직접복사강제력을 산정하는 다수의 연구가 수행되었으며, 특히 봄철 황사에 대한 연구가 집중적으로 이루어졌으며, 발표된 연구들의 경우 비록 분석 기간이나 측정 장소 등이 조금 상이하더라도 유사한 에어로졸 직접복사강제력 산정 결과를 제시하였다.

Bush and Valero(2003)는 ACE-Asia 국제공동 집중관측실험 기간동안 제주도 고산에서의 지상 관측을 통해 일평균 직접복사강제효율(diurnal forcing efficiency)이 단파 영역에서 -73.0 ± 9.6 W m^{-2}/τ500 (500 nm), 자세히는 근적외선 영역과 가시광선 영역에서 각각 -35.8±5.5과 -42.2 ± 4.8 W m^{-2}/τ500 임을

보였다. Won et al.(2004)은 황사가 심한 날의 경우 에어로졸 직접복사강제력이 -58.1 Wm^{-2}(지표면)과 -25.7 Wm^{-2}(대기상단)임을, 오염이 심한 날은 -29.0 W m^{-2}(지표면)과 -11.6 W m^{-2}(대기상단)로, 황사시 에어로졸 직접복사강제력이 오염시기보다 더 크게 나타남을 보였다. 그러나 에어로졸 직접복사효율은 황사일에 -94.9 W m^{-2}/τ(지표면)와 -41.0 W m^{-2}/τ(대기상단)로 오염일(지표면: -129.0 W m^{-2}/τ, 대기상단: -50.0 W m^{-2}/τ)에 비해 더 작음을 보고하였는데, 이는 인위적 오염물질의 단산란 알베도가 더 낮음에 기인한 것으로 인위적 오염물질들의 태양복사 흡수 능력이 황사 입자보다 더 탁월함을 밝힌 결과이다. 한편, Kim et al.(2008b)도 유사하게, 2001년부터 2006년까지 제주 고산과 안면도에서의 관측 자료를 토대로 황사 기간의 직접복사강제력이 비황사 기간에 비해 수십 퍼센트 가량 증가함을 밝혔다.

Yoon et al.(2005)은 2001년부터 2003년까지 제주 고산에서의 AERONET 선스카이 라디오미터 자료와 복사모델 계산을 통해, 봄철 평균 직접복사강제효율이 지표면에서는 -80.5 ± 13.2 W m^{-2}를, 대기 상단에서는 -29.9 ± 4.9 W m^{-2}의 값을 산출하였다. Kim et al.(2005a)는 동아시아 선스카이 라디오미터 네트워크인 SKYNET 자료들(Mandalgovi, Dunhuang, Yinchuan, Anmyon, Gosan, 그리고 Amami-Oshima)을 활용하여 황사의 직접복사강제효율이 0.5 μm에서 약 -65 ~ -94 W m^{-2}의 범위에서 나타남을 보였다. Kim et al.(2010)은 Yoon et al.(2005)의 결과를 연장하여 2001년부터 2008년 기간 동안 제주도 고산에서의 관측 자료를 토대로 계산한 연평균 에어로졸의 직접복사강제력(괄호안: 직접복사강제효율)이 지표면에서 약 -27.55 ± 9.21 W m^{-2}(-91.85 ± 11.12 W m^{-2}/τ500) 그리고 대기상단에서 약 -15.79 ± 4.44 W m^{-2}(-53.76 ± 6.70 W m^{-2}/τ500)으로 제시하였으며, 이로 인한 대기의 태양복사 단파 흡수가 약 +11.76 ± 5.82 W m^{-2} 정도 일어남을 보였다. 이러한 에어로졸에 의한 복사 흡수에 기인한 대기 가열효과가 4월과 5월에는 2.5 K/day보다 크게 나타남을 밝혔다. 이러한 결과는 Kim et al.(2004b)와 Won et al.(2004)에서도 보고가 되었는데, 황사 입자의 태양복사 단파흡수에 따른 대기가열효과가 황사층의 중심고도에서 가장 크게 일어나며, 약 2 ~ 3 K/day 가량이었다. 결국 이러한 대기가열효과가 황사층의 안정도 변화를 초래하여 장거리 수송에 영향을 미칠 수 있음을 밝혔다.

Kim et al.(2005c)은 ACE-Asia 국제공동 집중관측 실험 기간 동안의 단파영역의 복사 플럭스 및 에어로졸 광학적 두께 자료를 비교, 분석하여 약 2%의 플럭스 관측 오차가 직접복사강제력과 그 효율에 약 19%와 14%의 오차로 커짐을 밝힌 바 있다. Vogelmann et al.(2003)은 같은 기간 동안의 적외 영역(IR)에서의 에어로졸 관측 자료를 활용하여, 적외 영역에서의 지표면 에어로졸 직접복사강제력이 이산화탄소에 의한 온난화 효과에 필적할 만큼 큰 수 Wm^{-2}에서 최대 10 Wm^{-2}까지 관측됨을 보고하였다. 유사하게 Markowicz et al.(2003a)도 같은 기간동안 선박 관측시 적외 영역에서의 지표면 IR 복사강제력이 10 Wm^{-2}까지 산출됨을 보고 하였는데, 이는 단파영역의 에어로졸 복사강제력의 약 10 ~ 25%에 해당되는 수치이다. 적외 영역에서의 복사효율은 대기상단에서 약 10 ~ 18 Wm^{-2}/τ, 지표면에서 37 ~ 55 Wm^{-2}/τ였다.

Kim et al.(2006c)은 2001년 4월 ACE-Asia 국제공동 집중관측실험 기간동안 측정된 화학 자료와 광학 자료의 연계하여 에어로졸 광학적 두께 등에 대한 화학 조성들의 기여도를 산정한 후 이에 근거하여 에어로졸 직접복사강제력을 산정한 결과, 계산된 지표면 에어로졸 직접 복사강제력 -38.3 W m^{-2}의 45.7%는 미네랄 먼지(황사), 26.8%는 수용성 성분(황산염, 질산염, 암모늄, 수용성 OC), 그리고 26.4%는 블랙카본에 의한 기여였다.

한편, 흡습성 에어로졸이 존재하는 경우, 흡습 성장에 따라 에어로졸의 광학적 성질이 변화하게 되는데, Yoon and Kim(2006)과 Markowicz et al.(2003b)은 상대습도의 증가에 따라 에어로졸 광학적 두께가 증가하여, 에어로졸 직접복사강제력이 크게 증가함을 밝혔다.

4.7.1.2. 모델을 통한 에어로졸 직접복사강제력 산정

Connant et al.(2003)은 ACE-Asia 국제공동 집중관

측실험기간동안 항공관측(Twin Otter)와 선박(Ronald H. Brown)에서 관측된 에어로졸 크기분포와 화학 조성의 연직 분포 특성과 흡습 특성 측정 자료를 이용하여 주요 에어로졸 유형(황산염, 블랙카본, 유기탄소, 해염, 황사)에 대한 직접복사강제력을 계산하였는데, 황사 기간의 경우 지표면에서의 에어로졸 직접복사강제효율(500 nm)이 약 -65 W m^{-2}/τ500이었으며, 오염기단의 경우 -60 W m^{-2}/τ500였다. 또한, 3차원 대기화학수송 모델인 CFORS(Chemical Weather Forecast System)을 이용하여 2001년 4월 5일부터 15일 기간의 황사기간에 대해 구름이 있는 조건하에서 동북아시아 지역의 에어로졸 직접복사강제력을 계산한 결과, 평균값이 -17 W m^{-2}(지표면)와 -3 Wm^{-2}(대기상단)으로 나타남을 보고하였다.

Nakajima et al.(2003)은 제주 고산과 일본 Amami-Oshima 측정소를 대상으로 선스카이 라디오미터 관측 자료를 입력 자료로 활용하여 대기복사전달 모델로 계산하는 방법과 위성 자료를 이용한 방법 등을 종합하여 에어로졸 직접복사강제력이 -10 ~ -25 Wm^{-2}(지표면)와 -5 ~ -8 Wm^{-2}(대기상단)임을 보였다. Takemura et al.(2003)은 Spectral Radiation-Transport Model for Aerosol Species(SPRINTARS) 모델 계산을 통하여 2001년 봄철 평균 에어로졸 직접복사강제력이 대류권계면에서 약 -10 Wm^{-2}임을 보였다. Nakajima et al.(2007)은 2005년 봄철 UNEP Atmospheric Brown Cloud(ABC)-East Asian Regional Experiment 2005 (EAREX 2005) 기간 구름이 없는 맑은 날에 단파영역에서의 직접복사효율(500 nm)이 -60 Wm^{-2}에서 -90 Wm^{-2}임을 보였다.

Park et al.(2010)은 3차원 global chemical transport model(GEOS-Chem)을 이용하여 ACE-Asia/Trace-P 기간 동안 브라운 카본(brown carbon)의 직접복사강제력을 계산한 결과 약 -2.4 Wm^{-2}(지표면)와 +0.24 Wm^{-2}(대기상단)까지 나타났다. 동아시아 지역 평균값은 -0.43 Wm^{-2}(지표면)과 +0.05 Wm^{-2}(대기상단)로 이는 빛을 흡수하는 에어로졸(블랙카본 + 브라운카본; 지표면: -2.2 Wm^{-2}, 대기상단: +0.33 Wm^{-2})의 직접복사강제력의 약 15 %에 해당됨을 밝혔다. Jeong et al.(2008)은 3차원 global chemical transport model (GEOS-Chem) 모델을 이용하여 2003년 5월 시베리아 산불의 영향을 받았을 때 동북아시아 지역의 에어로졸 직접복사강제력을 계산한 결과 지표면에서 -5.8 Wm^{-2}이었으며, 대기상단에서는 -1.5 Wm^{-2}임을 밝히고, 산불로 인해 대기의 안정도가 강화됨을 설명하였다.

4.7.2. 간접적 복사강제력

에어로졸 중의 일부는 구름응결핵으로 작용하여 구름의 미세물리적, 복사적 성질을 변화시킴으로써 간접적으로 복사수지에 관여한다. 이를 간접적 복사강제력(즉 간접적 효과)라 한다. 대표적으로 구름의 반사도 증가(제1 간접적 효과; Twomey, 1977)와 수명 연장(제2 간접적 효과; Albrecht, 1989) 효과를 들 수 있으며 이 외에도 여러 간접적 복사강제력이 제시되었으나 여기서는 언급하지 않기로 한다. 간접적 복사강제력 연구는 크게 위성, 지상원격탐사, 항공 직접관측, 수치모델 연구로 나누어 생각할 수 있는데 직접적 복사강제력 보다 이해도가 매우 낮은 실정이다. 일례로 위성 관측으로 산정한 간접적 복사강제력이 -0.7 ~ -0.17 Wm^{-2}의 범위를 보였으며(Nakajima et al., 2001) 제1 간접적 효과만 고려한 GCM 계산 결과도 -0.22 ~ -1.85 Wm^{-2}에 이른다(IPCC, 2007). 그러나 제2 간접적 효과가 더 크다는 연구(Hansen et al., 2005)도 있어 간접적 효과 산정의 불확도를 짐작케 한다. 아마도 가장 큰 문제점은 에어로졸 정보의 부족뿐만 아니라, 에어로졸-구름미세물리/역학의 상관관계도 정확히 정립되지 못했기 때문이라고 할 수 있다. 특히 빙정핵(ice nuclei, IN)의 분포나 한랭운에 있어서의 에어로졸 영향에 대한 이해는 매우 부족한 실정이다.

동아시아 지역에 국한된 간접적 복사강제력 연구는 매우 드물다. 국내 과학자의 연구로는 Kim et al.(2003)과 Kim et al.(2008e)을 들 수 있는데 미국의 Atmospheric Radiation Measurement(ARM) 관측소에서 측정한 지상원격탐사 자료와 에어로졸 산란계수 자료 등을 이용하여 구름의 반사도를 나타내는 가장 중요한 요소인 구름방울 r_e가 에어로졸 양과 대체로 음의 상관을 보이나 구름의 LWP나 기상학적인 조건

이 이러한 상관에 매우 큰 영향을 미친다는 것을 밝힌 바 있다. 송근용과 염성수(2004)가 ACE-Asia 기간에 측정한 항공 직접관측 자료를 분석하였으며 그 내용은 1절에 언급되었다. 이 외의 국내 과학자의 간접적 복사강제력 연구는 관측 분야에서는 찾기 어렵고 수치모델 연구는 구름과 대규모순환의 관련성을 찾는 것들이 몇 편 있으며 2절에 언급된 바 있다.

동아시아 지역에 대한 간접적 복사강제력 산출에 대한 모델 연구는 여러 편 있다. Giorgi et al.(2003)은 지역규모 화학-기후모델을 이용하여 인위적 황산염 에어로졸에 의한 직접적, 간접적 효과를 추정하였는데, 이 연구에 의하면 동아시아에서 추운 계절에는 직접적 효과가, 구름의 양이 많은 더운 계절에는 간접적 효과 우세하게 나타나며, 직접적, 간접적 효과를 합칠 경우 지표냉각이 -0.1 K에서 -1.0 K에 이르렀다. 거의 같은 모델을 이용하여 Huang et al.(2006b)이 추정한 바에 의하면 인위적(황산염은 물론 다른 에어로졸도 포함) 에어로졸에 의한 구름의 증가가 중국 산업 지역의 겨울철 밤 기온을 0.7 K 증가시켜 결과적으로 기온의 일변화가 0.7 K 만큼 줄어드는 것으로 나타났다. Huang et al.(2007)은 좀 더 개선된 지역규모 기후-화학-에어로졸 모델을 이용하여 제2 간접적 효과도 포함한 계산결과를 발표하였는데 이 연구에 의하면 동아시아 지역에서 제2 간접적 효과는 단파복사 음의 강제력과 장파복사 양의 강제력을 둘 다 야기하는 것으로 나타났다.

4.8. 에어로졸-구름-강수 상호작용

강수는 물 순환의 마지막 단계이며 인간 및 생물 활동에 필수불가결한 요소이다. 에어로졸이 구름의 미세물리에 영향을 미치고 이는 결국 구름의 강수효율에 영향을 미친다. 앞서 언급한 대로 에어로졸 제2 간접적 효과(Albrecht, 1989)에 의하면 인간 활동에 의한 에어로졸(구름응결핵)의 증가가 구름의 강수 효율을 감소시켜 구름의 지속시간을 연장함으로써 지구냉각화에 기여할 수 있다. 그러나 구름의 강수효율은 구름의 미세물리뿐만 아니라 열역학적 특성이나 종관적 특성과 같은 다른 조건에 의해서도 결정되므로 에어로졸 효과만을 따로 추출해내기가 힘들다. 예를 들어 도시의 열섬 효과는 제2 간접적 에어로졸 효과로부터 기대되는 강수 억제와 반대로 대류를 강화시켜 강수의 증가를 가져올 수 있다는 연구도 있다(예를 들어, 한지영과 백종진, 2007; Alpert et al., 2008). 층운과 같이 대류가 강하지 않은 구름에서는 에어로졸의 증가에 따른 강수 억제 효과가 비교적 명확히 관측된 예가 있으나(Yum and Hudson, 2002), 다른 종류의 구름에 대해서는 관측이 매우 부족할 뿐만 아니라 수치모의 연구에 있어서도 일관된 방향성을 가진 명확한 징후가 밝혀지지 않았다(Feingold et al., 2008). 일례로 Khain et al.(2005)은 깊은 대류운의 수치모사에서 구름응결핵의 수농도가 높을 경우 구름방울이 작아 결빙온도를 낮게 하고 이에 따라 좀 더 높은 고도에서 결빙에 의한 잠열 방출이 일어나게 함으로써 대류를 더 강하게 하고 결과적으로 오히려 더 많은 강수를 가져올 수 있음을 지적한 바 있으며 Seifert and Beheng(2006)도 비슷한 결과를 보였다.

국내 연구자에 의한 에어로졸-구름-강수 연관성 연구는 매우 드문데 1절에서 언급한 대로 Yang and Yum(2007)의 수치모델 연구가 있으며, Choi et al.(2008b)가 중국의 PM10 농도와 여름철 강수빈도의 관계를 연구하여 에어로졸 양이 증가할수록 5 mm day^{-1} 이하의 강수빈도는 감소하지만, 10 ~ 20 mm day^{-1} 강도의 강수빈도가 증가하는 경향이 있음을 밝히고 그 이유로 에어로졸 양의 증가에 따른 대류권 중층에서의 얼음 핵화과정 강화를 제시하였다. 반면 최근에 Yum and Cha(2010)이 한국의 9개 기상관측소에서 관측한 40년 이상의 장기간 강수 자료를 강수강도별로 분석하여 총 강수량은 증가하고 있으나 매우 약한 강도(< 1 mm hr^{-1})의 강수는 그 빈도수가 감소하는 경향이 있음을 보였으며, 또한 산악형 구름(orographic clouds)의 강수 효율이 감소하는 경향도 감지하였다. 이는 Rosenfeld et al.(2007)가 지난 수십년 동안의 에어로졸 증가에 의해 중국의 산악형 구름의 강수효율이 감소했음을 보인 것과 일맥상통하는 것인데. 이는 제2 간접적 효과에 의한 강수 효율의 감소를 나타내는 증거가 될 수 있을 것이다.

GCM을 이용한 동북아시아에서의 에어로졸-구름-

강수 연관성에 대한 수치모델 연구로는 먼저 Menon et al.(2002)을 언급할 수 있는데 GISS 기후모델을 사용하여 블랙카본 에어로졸의 영향으로 남동 아시아 지역은 강수가 증가하는 반면 북동 아시아 지역에서는 강수가 억제됨을 보인 바 있다. 반면에 Cheng et al.(2005)는 ECHAM4 대기대순환 모델을 이용하여 중국 남부 지역에서의 온실가스 및 해수면 온도 증가와 에어로졸 간의 관계를 연구하였는데 온실가스 및 해수면 온도 증가 효과와 에어로졸 간접적 효과 모두 중국 남부 가뭄 지역 하층 운량과 강수에 영향을 주지만, 중국 동부 지역의 홍수에는 증가된 해수면 온도와 온실가스 효과가 더 지배적인 영향을 주었다. Ramanathan et al.(2005)는 NCAR의 PCM(Parallel Climate Model)을 이용하여 남부 아시아 지역에서 대표적인 연무(haze)현상인 대기갈색구름(Atmospheric Brown Clouds, ABC)이 남부 아시아 지역 기후와 물 순환 구조에 미치는 영향을 조사한 바 있다. 연구 결과에 따르면, 대기갈색구름에 포함되어 있는 복사 흡수 에어로졸 성분들(예를 들어, 블랙카본 등)이, 이 지역의 기후와 물 순환에 중요한 역할을 하며, 온실가스로 인한 지표 기온 상승효과를 약 50% 정도 억제하는 것으로 나타났다. 또한 이 지역에서의 오염배출량 증가 추세가 그대로 유지된다면, 향후 가뭄 주기가 2배 이상 증가할 것이라고 주장하였다. 6절에서도 언급한 바와 같이 Huang et al.(2007)의 모델은 에어로졸의 제1 간접적 효과는 물론 제2 간접적 효과도 포함하는데, 둘 다의 영향을 고려하면 결과적으로 동아시아 지역에서의 강수를 줄이는 효과가 있는 것으로 추정하였다. 최근에 Mukai and Nakajima(2009)가 SPRINTAS 모델(Takemural et al., 2005)을 이용하여 아시아 에어로졸에 의한 여름 강수대의 변화에 대한 수치모의 실험을 수행하였는데 아시아의 화석연료에 기인하는 에어로졸 증가가 복사수지에 영향을 미치고 이것이 대기순환 패턴을 변화시켜 결과적으로 대류를 약화시킴으로써 강수를 감소시킬 수 있다는 결과를 보였다.

이러한 일련의 연구에도 불구하고 에어로졸-구름-강수 상호작용에 대한 이해는 인위적 에어로졸의 영향을 보여 주는 여러 요소들 중에서도 가장 이해도가 낮다. 동북아시아 지역에 대한 연구는 심심치 않게 이루어지고 있으나, 국내 연구자에 의한 연구가 매우 미흡한 실정이라 분발이 요구된다.

참고문헌

김미자, 김윤재, 손은하, 김금란, 안명환, 2008: 정지기상위성 자료를 이용한 정량적 황사지수 개발 연구. *대기*, **18**, 267-277.

김은연, V. H. Peuch, 오성남, 2005: 대기화학수송모형 MOCAGE에 의한 블랙카본 에어로졸의 전구분포 추정. *한국기상학회지*, **41**, 587-598.

김영섭, 박경원, 서애숙, 2002: KOMPSAT OSMI 자료를 이용한 황사탐지. *대한원격탐사학회*, **18**, 201-207.

김재환, 이현진, Hajime Fukushima, 하경자, 2005: GLI 자료를 이용한 생체 소각 에어로졸 측정에 대한 연구. *대한원격탐사학회지*, **21**, 273-285.

김창기, 염성수, 오성남, 남재철, 장기호, 2005: 한반도에서의 인공증우(설) 실험 성공가능성에 대한 연구. *한국기상학회지*, **41**, 997-1014.

송근용, 염성수, 2004: ACE-Asia 기간중 해양성/대륙성 구름의 미세물리적 대조에 관한 연구. *한국기상학회지*, **40**, 177-189.

심성보, 윤영준, 염성수, 차주완, 김준, 이방용, 2008: 네펠로미터로 관측한 서울의 에어로졸 산란계수 특성. *대기*, **18**, 459-474.

양희정, 염성수, 2004: 2차원 구름모형을 이용한 인공증우 실험 연구. *한국기상학회지*, **40**, 419-439.

염성수, 오성남, 김정윤, 김창기, 남재철, 2004: 전방산란 스펙트로메타를 이용한 한반도에서 구름입자 크기분포 관측. *한국기상학회지*, **40**, 623-631.

이명주, 오성남, 김은연, 장기호, 2006: 제주 고산 지역의 에어로졸 수농도 변동과 기상요소와의 상관성 연구: 2001-2003. *한국방재학회논문집*, **6(3)**, 47-56.

임주연, 전영신, 조경미, 이상삼, 신혜정, 2004: 2003년 5월의 연무 관측시 에어로졸의 기상, 물리, 화학 특성. *한국대기환경학회지*, **20**, 697-711.

하종성, 김재환, 이현진, 2006: 적외선 채널을 이용한 에어로졸 탐지의 경계값 및 민감도 분석. *대한원격탐사학회지*, **22**, 507-518.

한지영, 백종진, 2007: 얼음 미시물리 과정이 도시 열섬이 유

도하는 대류와 강수에 미치는 영향. *대기*, **17**, 195-205.

Akimoto, H., 2003: Global air quality and pollution. *Science*, **302**, 1716-1719.

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? *J. Appl. Met. Clim.*, **47**, 933-943.

Anderson, T., et al., 2003: Variability of aerosol optical properties derived from in situ aircraft measurements during ACE-Asia, *J. Geophysical Res.*, **108(D23)**, 8647.

Andrews, E., et al., 2001: *NOAA climate monitoring and diagnostics laboratory. Summ. Report*. **26**, 60-69.

Arking, A., and D. Ziskin, 1994: Relationship between clouds and sea surface temperatures in the western tropical Pacific. *J. Clim*, **7**, 988-1000.

Baik, N. J., Y. P. Kim, and K. C. Moon, 1996: Visibility study in Seoul, 1993. *Atmospheric Environment*, **30(13)**, 2319-2328.

Bergin, M., et al., 2001: Aerosol radiative, physical, and chemical properties in Beijing during June 1999. *J. Geophysical Res.,* **106(D16),** 17, 969-980.

Bond, T. C., D. G. Streets, K. F. Yarber, S. M. Nelson, J. H. Woo, and Z. Klimont, 2004), A technology-based global inventory of black and organic carbon emissions from combustion, *J. Geophys. Res.*, **109**, D14203, doi:10.1029/2003JD003697.

Bony S., J., Duvel Le and H. Treut, 1995: Observed dependence of the water vapor and clear sky greenhouse effect on surface temperature: comparison with climate warming experiments. *Clim. Dyn.,* **11**, 307-320.

Bush, B. C., and F. Valero, 2003: Surface aerosol radiative forcing at Gosan during the ACE-Asia Campaign. *J. Geophys. Res.*, **108(D23)**, 8660, doi:10.1029/2002JD003233.

Carrico, C. M., M. J. Rood, J. A. Ogren, X. C. Neusu, A. Wiedensohler, and J. Heintzenberg, 2000: Aerosol optical properties at Sagres, Portugal during ACE-2. *Tellus-B*, **52B**, 694-715.

Carrico, C. M., P. Kus, M. J. Rood, P. K. Quinn, and T. S. Bates, 2003: Mixtures of pollution, dust, sea salt and volcanic aerosol during ACE-Asia: aerosol radiative properties as a function of relative humidity. *J. Geophysical Res.,* **108(D23)**, 8650, doi:10.1029/2003JD003405.

Chameides, W. L., C. Luo, R. Saylor, D. Streets, Y. Huang, M. Bergin, and F. Giorgi, 2002: Correlation between model-calculated anthropogenic aerosols and satellite-derived cloud optical depths: Indication of indirect effect? *J. Geophys. Res.*, **107**, D10, doi:10.1029/2000JD000208.

Cheng, Y., U. Lohmann, and J. Zhang, 2005: Contribution of changes in sea surface temperature and aerosol loading to the decreasing precipitation trend in Southern China. *J. Clim*, **18**, 1381-1390.

Chin, M., A. Chu, R. Levy, L. Remer, Y. Kaufman, B. Holben, T. Eck, P. Ginoux, and Q. Gao, 2004: Aerosol distribution in the northern hemisphere during ACE-Asia: results from global model, satellite observations, and sun photometer measurements. *J. Geophys. Res.*, **109**, D23S90, doi:10.1029/2004JD004829.

Choi, I. J., S. W. Kim, J. Kim, S. C. Yoon, M.-H. Kim, N. Sugimoto, Y. Kondo, Y. Miyazaki, K. J. Moon, J. S. Han, 2008a: Characteristics of the Transport and Vertical Structure of Aerosols during ABC-EAREX2005. *Atmospheric Environment*, **42**, 8513-8523.

Choi, Y. S., C. H. Ho, J. Kim, D. Y. Gong, and R. J. Park, 2008b: The impact of aerosols on the summer rainfall frequency in China. *J. Appl. Meteorol. Climat.*, **47**, 1802-1813.

Chou, M. D., 1994: Coolness in the tropical Pacific during an El Nino episode. *J. Clim*, **7**, 1684-1692.

Chung, C., V. Ramanathan, and J. T. Kiehl, 2002: Effects of the south Asian absorbing haze on the northeast monsoon and surface-air heat exchange. *J. Clim.*, **15**, 2462-2476.

Chung, C., and V. Ramanathan, 2006: Weakening of the North Indian SST gradients and the monsoon rainfall in India and the Sahel. *J. Clim.*, **19**, 2036-2045.

Conant, W. C., J. H. Seinfeld, J. Wang, G. R. Carmichael, Y. Tang, I. Uno, P. J. Flatau, K. M. Markowicz, and P. K. Quinn, 2003: A model for the radiative forcing during ACE-Asia derived from CIRPAS Twin Otter and R/V Ronald H. Brown data and comparison with observations. *J. Geophys. Res.*, **108(D23)**, 8661, doi:10.1029/2002JD 003260.

Crawford, J., J. Olson, D. Davis, G. Chen, J. Barrick, R.

Shetter, B. Lefer, C. Jordan, B. Anderson, A. Clarke, G. Sachse, D. Blake, H. Singh, S. Sandolm, D. Tan, Y. Kondo, M. Avery, F. Flocke, F. Eisele, L. Mauldin, M. Zondlo, W. Brune, H. Harder, M. Martinez, R. Talbot, A. Bandy, and D. Thornton, 2003: Clouds and trace gas distributions during TRACE-P. *J. Geophys. Res.*, **108**, D21, 8818, doi:10.1029/2002 JD003177.

Delene, D. J., and J. A. Ogren, 2002: Variability of aerosol optical properties at four North American surface monitoring sites. *Journal of Atmospheric Science*, **59**, 1135-150.

Doherty, et al., 2005: A comparison and summary of aerosol optical properties as observed in situ from aircraft, ship, and land during ACE-Asia. *J. Geophysical Res.*, **110**, D04201, doi:10.1029/2004JD004964.

Feingold, G., W. Eberhard, D. E. Lane, and M. Previdi, 2003: First measurements of the Twomey effect using ground-based remote sensors. *Geophys. Res. Lett.*, 1287, doi:10.1029/2002GL016633.

Feingold, G., W. Cotton, U. Lohmann, and Z. Levin, 2008: *Effects of pollution aerosol and biomass burning on clouds and precipitation: numerical modeling studies.* Aerosol pollution impact on precipitation, A Scientific Review, Levin, Z., and W. R. Cotton(Eds.), Springer, 243-276.

Foster, P. M. D., and M. Collins, 2004: Quantifying the water vapour feedback associated with post-Pinatubo global cooling. *Clim. Dyna.*, **23**, 207-214, doi: 10.1007/ s00382-004-0431-z.

Giorgi, F., X. Bi, and Y. Qian, 2003: Indirect and direct effects of anthropogenic sulfate on the climate of east Asia as simulated with a regional coupled climate-chemistry/aerosol model. *Climatic Changes*, **58**, 345-376.

Grabowski, W. W., 2004: An improved framework for superparameterization. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1940-1952.

Guo, X., D. Fu, and G. Zheng, 2007: Modeling study of optimal convective cloud seeding in rain augmentation. *J. Korean Met. Soc.*, **43**, 273-284.

Hansen, J., M. Sato, and R. Ruedy, 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, **102**, 6831-6864.

Hansen J, M. Sato, R. Ruedy, A. Lacis, and V. Oinas, 2000: Global warming in the twenty-first century: an alternative scenario. *Proc Natl Acad Sci.*, **97**, 9875-9880.

Hansen, J., et al.,, 2005: Efficacy of climate forcings. *J. Geophys. Res.*, *110*, doi:10.1029/2005JD005776.

Hartmann, D. L., and D. A. Short, 1980: On the use of earth radiation budget statistics for studies of clouds and climate. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1233-1250.

Hartmann, D. L., M. E. Ockert-Bell, and M. L. Michelson, 1992: The effect of cloud type on earth's energy balance: Global analysis. *J. Clim*, **5**, 1281-1304.

Haywood, J. M., and O. Boucher, 2000: Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review. *Rev. Geophys*., **38**, 513-543.

Held, I. M., and B. J. Soden, 2000: Water vapor feedback and global warming. *Annu. Rev. Energy Env.*, **25**, 441-475.

Huang. J., B. Lin, P. Minnis, T. Wang, X. Wang, Y. Hu, Y. Yi, and J. Kirk Ayers, 2006a: Satellite-based assessment of possible dust aerosols semi-direct effect on cloud water path over East Asia. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L19802, doi:10.1029/2006 GL026561.

Huang, Y., R. E. Dickinson, and W. L. Chameides, 2006b: Impact of aerosol indirect effect on surface temperature over east Asia. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, **103**, 4371-4376.

Huang, Y., W. L. Chameides, and R. E. Dickinson, 2007: Direct and indirect effects of anthropogenic aerosols on regional precipitation over east Asia. *J. Geophys. Res.*, **112**, D03212, doi:10.1029/2006JD 007114.

Huebert, B. J., et al., 2003: An overview of ACE-Asia: Strategies for quantifying the relationships between Asian aerosols and their climatic impacts. *J. Geophys. Res.*, **108(D23)**, 8633, doi:10.1029/2003JD003550.

IPCC, 2001: c*limate change 2001: the scientific basis. Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* [J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnson(eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, USA, 2001, 881 pp.

IPCC, 2007: *Climate change, 2007: The Physical Science Basis. Contributions 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 KB, Tignor M, Miller HL(eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Inamdar A. K., and V. Ramanathen, 1998: Tropical and global scale interactions among water vapor, atmospheric greenhouse effect and surface temperature. *J. Geophys Res.,* **103,** D24, doi:10.1029/1998JD900007.

Jacobson M. Z., 2001: Strong radiative heating due to the mixing state of black carbon in atmospheric aerosols. *Nature,* **409,** 695-698.

Jeong, J. I., R. J. Park, and D. Youn, 2008: Effects of Siberian forest fires on air quality in East Asia during May 2003 and its climate implication. *Atmos. Environ.*, **42**, 8910-8922.

Kato, N. and H. Akimoto, 1992: Anthropogenic Emissions of SO_2 and NOx in Asia: Emissions Inventories(plus errata), *Atmos. Environ.*, **26A**, 2997-3017.

Kawamoto. K., T. Hayasaka, I. Uno, and T. Ohara, 2006: A correlative study on the relationship between modeled anthropogenic aerosol concentration and satellite-observed cloud properties over east Asia. *J. Geophys. Res.*, **111,** D19201, doi:10.1029/2005JD 006919.

Khain, A. P., D. Rosenfeld, and A. Pokrovsky, 2005: Aerosol impact on the dynamics and microphysics of convective clouds. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 2639-2663.

Kiehl, J. T., 1994: On the observed near cancellation between longwave and shortwave cloud forcing in tropical regions. *J. Clim.*, **7**, 559-565.

Kikuchi, N., T. Nakajima, H. Kumagai, H. Kuroiwa, A. Kamei, R. Nakamura, and T. Y. Nakajima, 2006: Cloud optical thickness and effective particle radius derived from transmitted solar radiation measurements: Comparison with cloud radar observations. *J. Geophys. Res.*, **111**, D07205, doi:10.1029/2005JD006363.

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. *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2003JD003721.

Kim, B. G., M. A. Miller, S. E. Schwartz, Y. Liu, and Q. Min, 2008e: The role of adiabaticity in the aerosol first indirect effect. *J. Geophys. Rres.*, **113**, D05210, doi: 10.1029/2007JD008961.

Kim, D. H., B. J. Sohn, T. Nakajima, T. Takamura, B. C. Choi, and S. C. Yoon, 2004b: Aerosol optical properties over east Asia determined from ground-based sky radiation measurements. *J. Geophys. Res.*, **109(D02209)**, 10.1029/2003JD003387.

Kim, D. H., B. J. Sohn, T. Nakajima, and T. Takamura, 2005c: Aerosol radiative forcing over east Asia determined from ground-based solar radiation measurements. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10S22, doi:10.1029/2004JD004678.

Kim, J., J. Lee, H. C. Lee, A. Higurashi, T. Takemura, and C. H. Song, 2007d: Consistency of the aerosol type classification from satellite remote sensing during the Atmospheric Brown Cloud-East Asia Regional Experiment campaign. *J. Geophys. Res.*, **112**, D22S33, doi:10.1029/2006JD008201.

Kim, J. J. M. Yoon, M. H. Ahn, B. J. Sohn, and H. S. Lim, 2008a: Retrieving aerosol optical depth using visible and mid-IR channels from geostationary satellite MTSAT-1R. *International Journal of Remote Sensing*, **29**, 6181-6192

Kim, J., S. C. Yoon, A. Jefferson, S. W. Kim, 2006b: Aerosol hygroscopic properties during Asian dust, pollution, and biomass burning episodes at Gosan, Korea in April 2001. *Atmospheric Environment*, **40(8)**, 1550-560.

Kim, J., S. C. Yoon, S. W. Kim, F. Brechtel, A. Jefferson, E. G. Dutton, K. N. Bower, S. Cliff, and J. J. Schauer, 2006c: Chemical apportionment of shortwave direct aerosol radiative forcing at the Gosan super-site, Korea during ACE-Asia. *Atmospheric Environment*, **40(35)**, 6718-729.

Kim, J., C. H. Jung, B. C. Choi, S. N. Oh, F. J. Brechtel, S. C. Yoon, and S. W. Kim, 2007b: Number size distribution of atmospheric aerosols during ACE-Asia dust and precipitation events. *Atmospheric Environment*, **41**, 4841-4855.

Kim, J. H., S. S. Yum, Y. G. Lee, and B. C. Choi, 2009: Ship measurements of submicron aerosol size distributions over the Yellow Sea and the East China Sea. *Atmos. Res.*, **93**, 700-714.

Kim, K. W., Z. He, and Y. J. Kim, 2004a: Physico-chemical characteristics and radiative properties of Asian dust particles observed at Kwangju, Korea

during the 2001 ACE-sia IOP. *J. Geophys. Rres.*, **109**, D19S01, doi:10.1029/2003JD003693.

Kim, M. K., K. M. Lau, M. Chin, K. M. Kim, Y. Sud, and G. K. Walker, 2006a: Atmospheric teleconnection over Eurasia induced by aerosol radiative forcing during boreal spring. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **19**, 4700-4718.

Kim, M. K., K. M. Lau, K. M. Kim, and W. S. Lee, 2007a: A GCM study of effects of radiative forcing of sulfate aerosol on large scale circulation and rainfall in East Asia during boreal spring. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L24701, doi:10.1029/2007GL031683.

Kim, M. K., and W. S. Lee, 2006: Dynamic feedbacks of troposphere aerosols on marine low cloud during boreal spring. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L16704, doi:10.1029/2006GL026351.

Kim, S. W., S. C. Yoon, A. Jefferson, J. G. Won, E. G. Dutton, J. A Ogren, and T. L. Anderson, 2004c: Observation of enhanced water vapor in Asian dust layer and its effect on atmospheric radiative heating rates. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18113, doi:10.1029/2004GL020024.

Kim, S. W., A. Jefferson, S. C. Yoon, E. G. Dutton, J. A. Ogren, F. P. J. Valero, J. Kim, and B. N. Holben, 2005b: Comparisons of Aerosol Optical Depth and Surface Shortwave Irradiance and their Effect on the Aerosol Surface Forcing Estimation. *J. Geophys. Res.*, **110**, D07204, doi:10.1029/2004JD004989.

Kim, S. W., S. C. Yoon, A. Jefferson, J. A. Ogren, E. G. Dutton, J. G. Won, Y. S. Ghim, B. I. Lee, and J. S. Han, 2005a: Aerosol optical, chemical and physical properties at Gosan, Korea during Asian dust and pollution episodes in 2001. *Atmospheric Environment*, **39**, 39-50.

Kim, S. W., S. C. Yoon, J. Kim, and S. Y. Kim, 2007c: Seasonal and Monthly Variations of Columnar Aerosol Optical Properties Over East Asia Determined from Multi-Year MODIS, LIDAR and AERONET Sun/sky Radiometer Measurements. *Atmospheric Environment*, **41(8)**, 1634-1651.

Kim, S. W., S. C. Yoon, E. G. Dutton, J. Kim, C. Wehrli, and B.N. Holben, 2008b: Global surface-based Sun photometer network for long-term observations of column aerosol optical properties: intercomparison of aerosol optical depth. *Aerosol Science & Technology*, **49**, 1-9.

Kim, S. W., S. C. Yoon and J. Kim, 2008c: Columnar Asian dust particle properties observed by sun/sky radiometer from 2000 to 2006 in Korea. *Atmospheric Environment*, **42**, 492-504.

Kim, S. W., S. Berthier, J. C. Raut, P. Chazette, F. Dulac, and S. C. Yoon, 2008d: Validation of Aerosol and Cloud Layer Structures from the Space-borne Lidar CALIOP Using a Ground-based Lidar in Seoul, Korea. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **8**, 3705-3720.

Kim, S. W., I. J. Choi, and S. C. Yoon, 2010: A multiyear analysis of clear-sky aerosol optical properties and direct radiative forcing at Gosan, Korea(2001-2008). *Atmospheric Research*, **95**, 279-287.

Koren, I., Y. J. Kaufman, L. A. Remer, and J. V. Martins, 2004: Measurements of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation. *Science*, **303**, 1342-1345.

Kotchenruther, R. A., and P. V. Hobbs, 1998: Humidification factors of aerosol from biomass burning in Brazil. *J. Geophys. Res.*, **103**, 32081-2089.

Kotchenruther, R. A., P. V. Hobbs, and D. A. Hegg, 1999: Humidification factors for atmospheric aerosol off the mid-Atlantic coast of the United States. *J. Geophys. Res.*, **1043**, 2239-251.

Kuba, N., and M. Murakami, 2010: Effect of hygroscopic seeding on warm rain clouds - numerical study using a hybrid cloud microphysical model. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 3335-3351.

Kuwata, M., Y. Kondo, Y. Miyazaki, J. H. Kim, S. S. Yum, H. Tanimoto, and H. Matsueda, 2008: Cloud condensation nuclei activity at Jeju Island, Korea in spring 2005. *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 2993-2948.

Lau K., C. Ho, and M. Chou, 1996: Water vapor and cloud feedback over the tropical oceans: can we use ENSO as a surrogate for climate change? *Geophys Res. Lett.,* **23,** 2971-2974.

Lau, K. M., H. T. Wu, and S. Bony, 1997: The role of large-scale atmospheric circulation in the relationship between tropical convection and sea surface temperature.

J. Climate, **10**, 381-392.

Lau, K. M., M. K. Kim, K. M. Kim, 2006: Asia summer monsoon anomalies induced by aerosol direct forcing: the role of the Tibetan Plateau. *Climate Dyn.*, **26**, 855-864.

Lee, J., J. Kim, H. C. Lee, and T. Takemura, 2007: Classification of aerosol type from MODIS and OMI over east Asia. *J. Korean Met. Soc.*, **43**, 343-357.

Lee K. H., Y. J. Kim, and H. H. Wolfgang, 2004: Estimation of aerosol optical thickness over northeast Asia from Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS) data during the 2001 ACE-Asia intensive observation period. *J. Geophys. Res.*, **109**, D19S16, doi:10.1029/2003JD004126.

Lee, K. H., J. E. Kim, Y. J. Kim, J. Kim, and W. von Hoyningen-Huenec, 2005: Impact of the smoke aerosol from Russian forest fires on the atmospheric environment over Korea during May 2003. *Atmospheric Environment*, **39(1)**, 85-99.

Lee, Y., et al., 2006: Seasonal aerosol optical properties at Anmyon-do Global Atmosphere Watch Observatory. Korea. *J. Korean Meteo. Sci.*, **42(5)**, 265-75.

Lee, Y. G., H. W. Lee, M. S. Kim, C. Y. Choi, and J. Kim, 2008: Characteristics of particle formation events in the coastal region of Korea in 2005. *Atmos. Env.*, 3729-3739.

Lee, W. S., M. K. Kim, and C. H. Kwak, 2009: A modeling study on the impact of dynamic feedback to aerosol induced radiative effect. *Asia Pacific J. of Atmos. Sci.*, **45**, 283-292.

Levin, Z., and W. R. Cotton, 2008: *Aerosol pollution impact on precipitation, A Scientific Review*. Springer, 386 pp.

Lindzen R. S., 1990: Some coolness regarding global warming. *Bull. Am. Meteorol Soc.,* **71,** 288-299.

Markowicz, K. M., P. J. Flatau, P. K. Quinn, C. M. Carrico, M. K. Flatau, A. M. Vogelmann, D. Bates, M. Liu, and M. J. Rood, 2003a: Influence of relative humidity on aerosol radiative forcing: An ACE-Asia experiment perspective. *J. Geophys. Res.*, **108(D23)**, 8662, doi:10.1029/2002JD003066.

Markowicz, K. M., P. J. Flatau, A. M. Vogelmann, P. K. Quinn, and E. J. Welton, 2003b: Clear-sky infrared aerosol radiative forcing at the surface and the top of the atmosphere. *Quarterly Journal-Royal Meteorological Society*, **129(594)**, 2927-2948.

Matsui, T., H. Masunaga, R. A. Pielke, and W. K. Tao, 2004: Impact of aerosols and atmospheric thermo-dynamics on cloud properties within the climate system. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06109, doi: 10.1029/ 2003GL019287.

Meehl, G. A., J. M. Arblaster, and W. D. Collins, 2008: Effects of black carbon aerosols on the Indian monsoon. *J. Climate*, **21**, 2689-2882.

Menon, S., J. Hansen, L. Nazarenko, and Y. Luo, 2002: Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science*, **297**, 2250-2253.

Min, S.-K., X. Zhang, and F. Zwiers, 2008: Human-induced Artic moistening. *Science*, **320**, 518-520.

Mukai, M., and T. Nakajima, 2009: Potentiality of aerosols in changing the precipitation field in Asia. *SOLA*, **5**, doi: 10.2151/sola.2009-025.

Murayama T., N. Sugimoto, I. Uno, K. Kinoshita, K. Aoki, N. Hagiwara, Z. Liu, I. Matsui, T. Sakai, T. Shibata, K. Arao, B. J. Sohn, J. G. Won, S. C. Yoon, T. Li, J. Zhou, H. Hu, M. Abo, K. Iokibe, R. Koga, and Y. Iwasaka, 2001: Ground-based network observation of Asian dust events of April 1998 in east Asia. *J. Geophys. Res.*, **106**, 18345-18359.

Nakajima, T., A. Higurashi, K. Kawamoto, and J. E. Penner, 2001: A possible correlation between satellite-derived cloud and aerosol microphysical parameters. *J. Geophys, Res.*, **28**, 1171-1174.

Nakajima, T., et al., 2003: Significance of direct and indirect radiative forcings of aerosols in the East China Sea region. *J. Geophys. Res.*, **108(D23)**, 8658, doi:10.1029/ 2002JD003261.

Nakajima, T., et al., 2007: Overview of the Atmospheric Brown Cloud East Asian Regional Experiment 2005 and a study of the aerosol direct radiative forcing in east Asia. *J. Geophys. Res.*, **112**, D24S91, doi: 10.1029/ 2007JD009009.

Nicholls, S., 1984: The dynamics of stratocumulus: aircraft observations and comparisons with a mixed layer model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **110**, 783-820.

Noh, Y. M., Y. J. Kim, and D. Muller, 2008: Seasonal characteristics of lidar ratio measured with a Raman Lidar at Gwangju, Korea in spring and autumn. *Atmospheric Environment*, **42(9)**, 2208-2224.

Noh, Y. M., Y. J. Kim, B. C. Choi, and T. Murayama, 2007: Aerosol lidar ratio characteristics measured by a multi-wavelength Raman lidar system at Anmyeon Island, Korea. *Atmospheric Research*, **86(1)**, 76-87.

Oh, S. N., B. J. Sohn, and S. S. Lee, 2004: Aerosol optical and radiative properties observed at Anmyeon and Jeju, Korea in the Spring of 2000 and 2001. *Environ. Monit. Assess.*, **92**, 95-115.

Ohara, T., H. Akimoto, J. Kurokawa, N. Horii, K. Yamaji, X. Yan, and T. Hayasaka, 2007: An Asian emission inventory of anthropogenic emission sources for the period 1980-2020. *Atmos. Chem. Phys.*, **7**, 4419-4444, doi:10.5194/acp-7-4419.

Omar, A. H., J. G. Won, D. M. Winker, S. C. Yoon, O. Dubovik, M. P. McCormick, 2005: Development of global aerosol models using cluster analysis of Aerosol Robotic Network(AERONET) measurements. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10S14, doi:10.1029/2004JD004874.

Pandithurai, G., T. Takamura, J. Yamaguchi, K. Miyagi, T. Takano, Y. Ishizaka, S. Dipu, and A. Shimizu, 2009: Aerosol effect on cloud droplet size as monitored from surface-based remote sensing over East China Sea region. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L13805, doi:10.1029/2009GL038451.

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. *Atmos. Environ.*, **44**, 1414-1421.

Philander, S. G. H., D. Gu, G. Lambert, T. Li, D. Halpern, N. C. Lau, and R. C. Pacanowski, 1996: Why the ITCZ is mostly north of the equator. *J. Climate*, **9**, 2958-2972.

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 carbon to sulfate and the black carbon source. *Nature Geoscience*, DOI:10.1038/NGEO918.

Ramanathan, V., B. Subasilar, G. J. Zhang, W. Conant, R. D. Cess, J. T. Hiehl, H. Grassl, and L. Shi, 1995: Warm pool heat budget and shortwave cloud forcing: A missing physics? *Science,* **267,** 499-503.

Ramanathan, V., P. J. Crutzen, T. Kiehl, and D. Rosenfeld, 2001: Aerosols, climate and the hydrologic cycle. *Science*, **294**, 2119-2124.

Ramanathan, V., C. Chung, D. Kim, T. Bettge, L. Buja, J. T. Kiehl, W. M. Washington, Q. Fu, D. R. Sikka, and M. Wild, 2005: Atmospheric brown clouds: Impacts on South Asian climate and hydrological cycle. *PNAS*, **102(15)**, 5326-5333.

Ramanathan, V., and G. Carmichael, 2008: Global and regional climate changes due to black carbon, *nat. Geosci.*, **1**, 221-227.

Ramaswamy, V., Boucher, O., Haigh, J., Hauglustaine, D., Haywood, J., Myhre, G., Nakajima, T., Shi, G. Y., Solomon, S., Betts, R., et al., 2001: *in Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K., pp 349-416.

REAS(Regional Emission Inventory in Asia), 2006: http://www.jamstec.go.jp/frcgc/research/d4/emission.htm , *Frontier Research Center for Global Chnage.* Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology.

Rosenfeld, D., J. Dai, X. Yu, Z. Yao, X. Xu, X. Yang, and C. Du, 2007: Inverse relations between amounts of air pollution and orographic precipitation. *Science*, **315**, 1396-1398.

Schneider, S. H., 1972: Cloudiness as a global climate feedback mechanism: The effects on the radiation balance and surface temperature of variation in cloudiness. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 413-1422.

Seifert, A., and K. D. Beheng, 2006: A two-moment cloud microphysics parameterization for mixed phase clouds. Part II: maritime and continental deep convective storms. *Meteorol. and Atmos. Phys.*, **92**, 67-82.

Sheridan, P. J., A. Jefferson, and J. A. Ogren, 2002: Spatial variability of submicrometer aerosol radiative properties over the Indian Ocean during INDOEX. *J. Geophys, Res.*, **107(D19)**, 8011, doi:10.1029/2000JD000166.

Slingo, A., 1989: A GCM parameterization for the short

wave radiative properties of water cloud. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1419-1427.

Soden B. J., and R. Fu, 1995: A satellite analysis of deep convection, upper tropospheric humidity, and the greenhouse effect. *J. Climate*, **8**, 2333-2351.

Soden B. J., Wetherald R. T., Stenchikov G. L., Robock A., 2002: Global cooling after the eruption of Mt. Pinatubo: a test of climate feedback by water vapor. *Sci.,* **296,** 727-730.

Sohn, B. J., T. Nakajima, H. W. Chun, and K. Aoki, 2007: More absorbing dust aerosol inferred from sky radiometer measurements at Anmyeon, Korea. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **85**, 815-823.

Solomon, S., et al., 2007: *Technical summary, in Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group Ⅰto the Fourth Assessment Report of the intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K. pp 21-87.

Song, C. H., K. M. Han, H. J. Cho, J. Kim, G. R. Carmichael, N. Thongboonchoo, G. Kurata, Z. He, and H. S. Kim, 2007: A Largrangian model investigation of chemico-microphysical evolution of East Asian pollution plumes within the MBL during TRACE-P, *Atmos. Env.,* **41**, 8932-8951.

Song, C. H., M. E. Park, K. H. Lee, H. J. Ahn, Y. Lee, J. Y. Kim, K. M. Han, J. Kim, Y. S. Ghim, and Y. J. Kim, 2008: An investigation into seasonal and regional aerosol characteristics in East Asia using model-predicted and remotely-sensed aerosol properties. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **8**, 6627-6654.

Song, C. K., C. H. Ho, R. J. Park, Y. S. Choi, J. Kim, D. Y. Gong, and Y. B. Lee, 2009: Spatial and Seasonal Variations of Surface PM10 Concentration and MODIS Aerosol Optical Depth over China. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, **41(6)**, 33-43.

Song, M., M. Lee, J. H. Kim, S. S. Yum, G. Lee, and K. R. Kim, 2010: New particle formation and growth in relation to vertical mixing and chemical species during ABC-EAREX2005. *Atmos. Res.*, **97**, 359-370.

Stanhill, G., and S. Cohen, 2001: Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences, Agric. *Forest Meteorol.,* **107**, 255-278.

Stevens, B., W. R. Cotton, G. Feingold, and C. H. Moeng, 1998: Large-eddy simulation of strongly precipitating shallow, stratocumulus-topped boundary layers. *J. Atmos. Soc.*, **55**, 3616-3638.

Streets, D. G., et al., 2003: An inventory of gaseous and primary aerosol emissions in Asia in the year 2000. *J. Geophys. Res.*, **108(D21)**, 8809, doi:10.1029/2002JD003093.

Streets, D. G., and K. Aunan, 2005: The importance of China's household sector for black carbon emissions. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L12708, doi:10.1029/2005GL 022960.

Streets, D. G., F. Yan, M. Chin, T. Diehl, N. Mahowald, M. Schultz, M. Wild, Y. Wu, and C. Yu, 2009: Anthropogenic and natural contributions to regional trends in aerosol optical depth, 1980-2006. *J. Geophys. Res.*, **114**, D00D18, doi:10.1029/2008JD 011624.

Su, H., J. H. Jiang, G. L. Stephens, D. G. Vane, and N. J. Livesey, 2009: Radiative effects of upper tropospheric clouds observed by Aura MLS and CloudSat. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L09815, doi:10. 1029/2009GL037173.

Suh, A. S., M. H. Kim, and C. U. Choi, 2002: IGARSS ’02. 2002 IEEE International Detection of Asian dust using KOMPSAT/OSMI dataInSAR. *Geoscience and Remote Sensing Symposium*, **5**, 2957-2958.

Sun, D., and A. H. Oort, 1995: Humidity-temperature relationships in the tropical troposphere. *J. Climate*, **8**, 1974-1987.

Takemura, T., T. Nakajima, A. Higurashi, S. Ohta, and N. Sugimoto, 2003: Aerosol distribution and radiative forcing over the Asian Pacific region simulated by Spectral Radiation-Transport Model for Aerosol Species (SPRINTAS). *J. Geophys. Res.*, **108(D23)**, 8659, doi:10.1029/ 2002JD003210.

Takemura, T., T. Nozawa, S. Emori, T. Y. Nakajima, and T. Nakajima, 2005: Simulation of climate response to aerosol direct and indirect effects with aerosol transport-radiation model. *J. Geophys. Res.*, **110(D02202)**, doi:10.1029/ 2004JD005029.

Takemura, T., Y. J. Kaufman, L. A. Remer, and T. Nakajima, 2007: Two competing pathways of aerosol effects on

cloud and precipitation formation. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L04802, doi:10.1029/2006GL0 28349.

Tu, J., H. Wang, Z. Zhang, X. Jin, and W. Li, 2005: Trends in chemical composition of precipitation in Nanjing, China during 1992-2003. *Atmos. Res.*, **73**, 283-298.

Twomey, S., 1977: The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1149-1152.

Uno, I., Z. Wang, M. Chiba, Y. Chun, S. Gong, Y. Hara, E. Jung, S. Lee, M. Liu, and M. Mikami, 2006: Dust model intercomparison(DMIP) study over Asia: Overview. *J. Geophys. Res.*, **111**, D12213, doi: 10.1029/2005JD006575.

Uno, I., et al.,, 2009: Asian dust transported one full circuit around the globe. *Nature Geoscience*, **2**, 557-560.

Vogelmann, A. M., P. J. Flatau, M. Szczodrak, K. M. Markowicz, and P. J. Minnett, 2003: Observations of large aerosol infrared forcing at the surface. *Geophys. Res. Lett.*, **30(12)**, 1655, doi:10.1029/2002GL016829.

Waliser, D. E., 1996: Formation and limiting mechanisms for very high sea surface temperature: Linking the dynamics and the thermodynamics. *J. Climate*, **9**, 161-188.

Wang, C., 2004: A modeling study on the climate impacts of black carbon aerosols. *J. Geophys. Res.*, **109**, D03106, doi:10.1029/2003JD004084.

Wang, C., 2007: Impact of direct radiative forcing of black carbon aerosol on tropical convective precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L05709, doi:10.1029/2006GL028416.

Wang, J., S. A. Christopher, F. Brechtel, J. Y. Kim, B. Schmid, J. Redmann, P. B. Russell, P. Quinn, and B. N. Holben, 2003: Geostationary satellite retrievals of aerosol optical thickness during ACE-Asia: Characterization of Asian aerosols and their radiative impacts on climate. *J. Geophys. Res.*, **108(D23)**, 8657, doi:10.1029/2003JD003580.

Wang, X., J. Huang, M. Jia and K. Higuchib, 2008: Variability of East Asian dust events and their long-term trend. *Atmospheric Environment*, **42(13)**, 3156-3165.

Won, J. G., S. C. Yoon, S. W. Kim, A. Jefferson, E. G. Dutton, and B. Holben, 2004: Estimation of direct radiative forcing of Asian dust aerosols with sun/sky radiometer and lidar measurement at Gosan, Korea. *Journal of the meteorological society of Japan*, **82(1)**, 115-130.

Xu, J., Bergin, M. H., Yu, X., Liu, G., Zhao, J., Carrico, C. M., Baumann, K., 2002: Measurement of aerosol chemical, physical and radiative properties in the Yangtze delta region of China. *Atmospheric Environment*, **36**, 161-73.

Yang, H., and K. K. Tung, 1998: Water vapor, surface temperature, and the greenhouse effect-A statistical analysis of tropical mean data. *J. Climate*, **11**, 2686-2697.

Yang, H. J., and S. S. Yum, 2007: Effects of prescribed initial cloud droplet spectra on cloud and precipitation developments under different thermodynamic conditions: a modeling and observational study. *Atmos. Res.*, **86**, 207-224.

Yoon, S. C., J. G. Won, A. H. Omar, S. W. Kim, B. J. Sohn, 2005: Estimation of the radiative forcing by key aerosol types in worldwide locations using a column model and the AERONET data. *Atmospheric Environment*, **39(35)**, 6620-6630.

Yoon, S. C., et al., 2006: Enhanced water vapor in Asian dust layer: entrainment processes and implication for aerosol optical properties. *Atmospheric Environment*, **40(13)**, 2409-421.

Yoon, S. C., and J. Kim, 2006: Influences of relative humidity on aerosol optical properties and aerosol radiative forcing during ACE-Asia. *Atmospheric Environment*, **40**, 4328-4338.

Yoon, S. C., S. W. Kim, M. H. Kim, N. Sugimoto, and A. Shimizu, 2008: Ground-based Mie-Scattering Lidar Measurements of Aerosol Extinction Profiles During ABC-EAREX2005: Comparisons of Instruments and Inversion Algorithms. *Journal of the meteorological society of Japan*, **86**, 377-396.

Yu, J. Y., and C. R. Mechoso, 1999: Links between annual variations of Peruvian stratocumulus clouds and of SST in the eastern equatorial Pacific. *J. Climate*, **12**, 3305-3318.

Yum, S. S., and J. G. Hudson, 2002: Maritime/continental

microphysical contrasts in stratus. *Tellus*, **54B**, 61-73.

Yum, S. S., J. G. Hudson, K. Y. Song, and B. C. Choi, 2005: Springtime cloud condensation nuclei concentrations on the west coast of Korea. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L09814, doi:10.1029/2005GL022641.

Yum, S. S., G. Roberts, J. H. Kim, K. Song, and D. Kim, 2007: Submicron aerosol size distributions and cloud condensation nuclei concentrations measured at Gosan, Korea, during the Atmospheric Brown Clouds-East Asian Regional Experiment 2005. *J. Geophys. Res.*, **112**, D22S32, doi:10.1029/2006JD008212.

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

Zhao, T. L., S. L. Gong, X. Y. Zhang, and I. G. McKendry, 2003: Modeled size-segregated wet and dry deposition budgets of soil dust aerosol during ACE-Asia 2001: implications for trans-Pacific transport. *J. Geophys. Res.*, **108**, D23, 8665, doi:10. 1029/2002JD003363.

제 5 장

인위적 복사강제력과 자연적 복사강제력

주 저 자 :
김 준(연세대학교), 이광목(경북대학교)

기 여 저 자 :
박관영(기상청), 박록진(서울대학교), 김지영(기상청), 김도형(기상청)

감수편집자 :
곽종흠(공주대학교)

목 차

5.1. 요약 ····· 147

5.2. 대기의 복사 에너지 ····· 147
5.2.1. 태양복사 ····· 148
5.2.1.1. 대기에서의 태양복사 ····· 148
5.2.1.2. 우리나라에서의 관측자료 ····· 149
5.2.1.2.1. 직달일사 ····· 149
5.2.1.2.2. 전천일사 ····· 151
5.2.1.2.3. UV-B ····· 152
5.2.2. 지구복사 ····· 153
5.2.2.1. 대기에서의 지구복사 ····· 153
5.2.2.2. 우리나라에서의 관측자료 ····· 154

5.3. 자연 발생원 및 인류 발생원 복사강제력 ····· 154
5.3.1. 복사강제력 ····· 154
5.3.2. 자연 발생원 ····· 155
5.3.2.1. 태양 복사속 ····· 156
5.3.2.2. 화산 ····· 156
5.3.2.3. Miyakejima 화산폭발 (2001년 4월 10일) ····· 159
5.3.3. 인류 발생원 ····· 159
5.3.3.1. 온실가스 ····· 159
5.3.3.2. 지표 피복 ····· 160
5.3.3.3. 에어로졸 ····· 160
5.3.4. 시간변화 및 공간분포 ····· 160
5.3.4.1. 복사강제력의 시간변화 ····· 160
5.3.4.2. 복사강제력의 공간분포 ····· 161

5.4. 대기화학과 성분의 영향 ····· 161
5.4.1. 오존 ····· 161
5.4.1.1. 전구 및 중위도 오존 장기변화 ····· 162
5.4.1.1.1. 오존전량 ····· 162
5.4.1.1.2. 오존연직분포 ····· 163
5.4.1.2. 전구 및 중위도 오존 장기변화경향 ····· 164
5.4.1.2.1. 오존전량 ····· 164
5.4.1.2.2. 오존연직분포 ····· 165
5.4.1.2.3. 아시아/한반도 지역의 오존 장기변화경향 ····· 168
5.4.1.3. 오존의 복사강제력 ····· 170
5.4.1.3.1. 성층권오존 ····· 170
5.4.1.3.2. 대류권오존 ····· 171
5.4.1.3.3. 태양활동주기 변화에 따른 오존변화를 통해서 계산된 복사강제력 ····· 171
5.4.2. 대기성분 변화 및 모델링 ····· 172
5.4.2.1. 관측된 대기성분 변화 ····· 172
5.4.2.1.1. 온실가스 변화 ····· 172
5.4.2.1.2. 화학반응가스 변화 ····· 173
5.4.2.2. 대기성분 변화 모델링 ····· 174

5.5. GWP(Global Warming Potentail)와 GTP(Global Temperature change Potential)를 포함한 온실가스와 다른 메트릭스 ····· 175
5.5.1. 이산화탄소(CO_2) ····· 176
5.5.1.1. 이산화탄소 농도의 일변동 및 계절 변동 ····· 176
5.5.1.2. 이산화탄소의 증가율 ····· 178
5.5.1.3. 이산화탄소의 장기 변동 ····· 179
5.5.2. 메탄(CH_4) ····· 179
5.5.2.1. 메탄의 계절 변동 특성 ····· 180
5.5.2.2. 메탄의 연평균 농도 변화 및 장기 변동 ····· 181
5.5.3. 아산화질소(N_2O) ····· 181
5.5.3.1. 아산화질소의 계절 변동 ····· 182
5.5.3.2. 아산화질소의 장기 변동 ····· 183
5.5.4. 염화불화탄소(CFCs) ····· 184

5.6. GWP(지구온난화 잠재력) ····· 186

참고문헌 ····· 186

5.1. 요약

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

산업혁명 이후 급격한 온실가스 배출의 증가로 인하여 지구온난화 역시 빠른 속도로 증가하고 있고 이로 인하여 자연 생태계, 인간 사회, 경제에 큰 영향을 미쳐 전 지구적으로 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. 오존전량의 감소, 그러나 대류권 오존의 증가, 대기 중 에어로졸의 증가에 따른 구름의 물리적 특성 변화 등으로 인해 초래되는 복사강제력의 변화가 기후에 얼마나 영향을 주는지 알아보는 일은 매우 중요하다.

2007년에 발간된 IPCC 제4차 보고서에는 이 같은 복사강제력의 변화와 그에 따른 전지구적 기후변화에 대해 연구·보고된 바가 있으며, 우리 한반도 역시 미래 기후예측을 위해서는 한반도 또는 동아시아 지역에서의 지속적인 복사 인자들의 변화로 복사강제력이 어떻게 변화할 것이며, 지구온난화에는 어떤 영향을 미칠 것인지에 대한 연구는 기후변화연구에 있어 가장 근본적인 핵심요소이다.

1990년대에 이후 우리나라에서는 기상요소들 외에도 관측 분야에 따라 온실가스(6종), 반응가스(지표오존, 일산화탄소 등), 에어로졸(산란계수, 흡수계수 등), 대기복사(태양복사, 지구복사 등), 강수화학(산성도, 전기전도도, 이온량), 자외선 강도 등 각 분야별로 세부 항목으로 분류하고 지속적인 관측을 실시하여 여러 가지 항목에 대해 기후변화를 감시하고 있다. 하지만 관측기간이 짧아 장기간의 기후변화에 대해 논하기에는 어려움이 있다. 이 장에서는 전구 관측자료 중 우리나라가 위치하는 북반구 중위도의 자료들과 국내자료들을 이용하여 온실가스와 에어로졸의 변화, 그리고 이들이 구름에 미치는 영향, 태양복사와 지구복사의 온실효과 유발 등에 대해 평가하며, 복사강제력과 지표면 복사에너지수지의 변화에 대해 서술하였다.

5.2. 대기의 복사 에너지

대기에서 관측되는 빛은 태양 또는 지표와 대기성분이 방출한 것으로 파장이 4 μm 보다 짧으면 태양

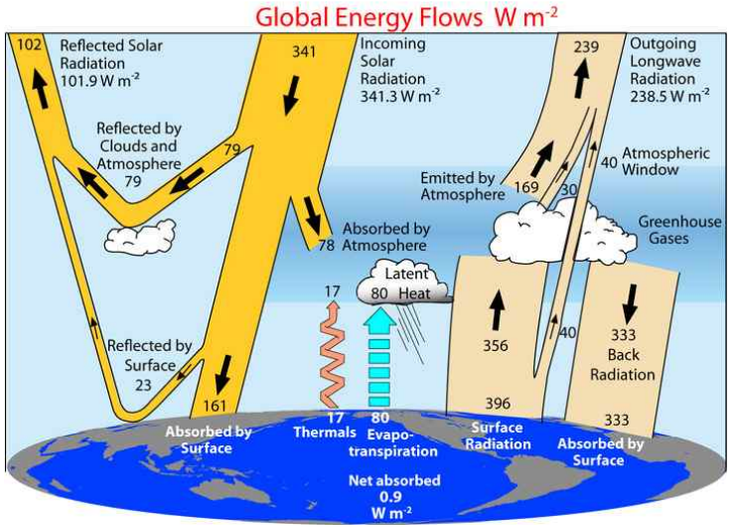


그림 5.1. 지구-대기 복사에너지 수지(Trenberth et al., 2009).

복사(혹은 단파복사) 그리고 이보다 길면 지구복사(혹은 장파복사)라 한다. 빛은 파장에 따라 자외선(파장 < 0.38 μm), 가시광선(0.38 ~ 0.75 μm), 적외선(파장 > 0.75 μm), 마이크로파 등으로 구분되며, 자외선은 다시 UV-A(0.32 ~ 0.38 μm), UV-B(0.29 ~ 0.32 μm) 그리고 UV-C(0.25 ~ 0.29 μm)로 구분된다.

빛은 대기를 통과하면서 대기성분에 의하여 흡수되거나 산란되어 그 에너지가 감소된다. 대기성분으로부터 방출된 빛은 지표로 향하거나 우주로 방출되기도 한다. 고체성분(구름입자, 에어로졸 입자)에 의한 흡수와 방출은 파장에 따른 변화가 작은데 비하여 온실가스에 의한 흡수와 방출은 특정 파장에 선택적으로 나타난다. 대기성분에 의한 빛의 산란은 파장과 산란입자의 상대적인 크기에 따라 방향에 따른 산란의 형태가 매우 다르다. 파장에 비하여 산란입자의 크기가 작은 경우 Rayleigh 산란이라 하며 산란입자의 크기가 파장과 비슷하거나 큰 경우 Mie 산란이라 한다.

대기 중의 온실가스(수증기, 이산화탄소, 메탄, 오존 등)가 방출한 적외선 영역의 복사에너지는 일부가 지표에 도달하여 지표의 온도를 상승시키는데 기여하게 된다. 즉 온실가스가 없는 경우에 비하여 지표의 온도가 높아지게 되며, 이는 다시 지표 부근의 공기온도를 상승시키게 되어 결국 지표와 하부 대류권의 온도가 상승하게 된다. 이를 온실효과(greenhouse effect)라 한다. 대기 중의 온실가스의 증가에 따라 온실효과는 증가하며, 이는 지구 온난화의 주요 원인으로 인식되고 있다. 한편 태양광이 대기 중의 기체, 에어로졸, 구름입자에 의하여 산란되어 일부는 다시 대기 밖으로 되돌아 나간다. 이러한 과정을 우산효과(umbrella effect)라 한다.

지구-대기의 복사에너지 수지는 그림 5.1과 같이 나타난다. Trenberth et al.(2009)에 따르면, 모델과 관측자료에 따라 다소의 차이와 불확실성이 존재하나, 지구-대기시스템의 유일한 에너지원인 태양으로부터 입사되는 단파복사에너지(341 Wm^{-2})는 약 30%(102 Wm^{-2})가 대기층과 지표에 의해 우주로 반사되며, 23%(78 Wm^{-2})가 대기층에 의해 흡수, 그리고 나머지 47%(161 Wm^{-2})가 지표면에 흡수된다. 지구표면에서 방출되는 장파복사에너지(396 Wm^{-2})는 약 10%(40 Wm^{-2})가 우주공간으로 방출되며, 이중 대기층은 지표로부터 356 Wm^{-2}와 현열과 잠열의 대류수송에 의해 97 Wm^{-2}의 에너지를 받고, 상향장파복사로는 169 Wm^{-2}, 하향으로는 33 Wm^{-2}를 방출하여 순복사수지로는 장파복사수지에서 78 Wm^{-2}의 손실이 있게 되나, 이 부분은 앞의 태양복사에 의한 대기층 흡수가 합하여 균형을 이루게 된다. 이 장에서 논의되게 되는 기후변화유발기체 및 요소들의 복사강제력을 이해함에 있어 이러한 지구-대기시스템의 에너지 수지를 바로 이해하는 것은 기본적으로 매우 중요하다.

5.2.1. 태양복사

5.2.1.1. 대기에서의 태양복사

지구-대기 계에 입사하는 태양 에너지의 총량을 태양상수(solar constant)라 하며, 그 크기는 약 1,365 Wm^{-2}이다. 대기 최상부에 입사하는 태양복사속 스펙트럼과 맑은 날 지표에 도달하는 스펙트럼의 개략적인 모양을 그림 5.2에 나타내었다. 여기에서는 Rayleigh 산란과 대기성분, 특히 오존, 수증기, 이산화탄소에 의한 흡수가 표시되어 있으며, 지표에서 측정한 스펙트럼은 대기 최상부에 입사하는 태양복사속 스펙트럼에

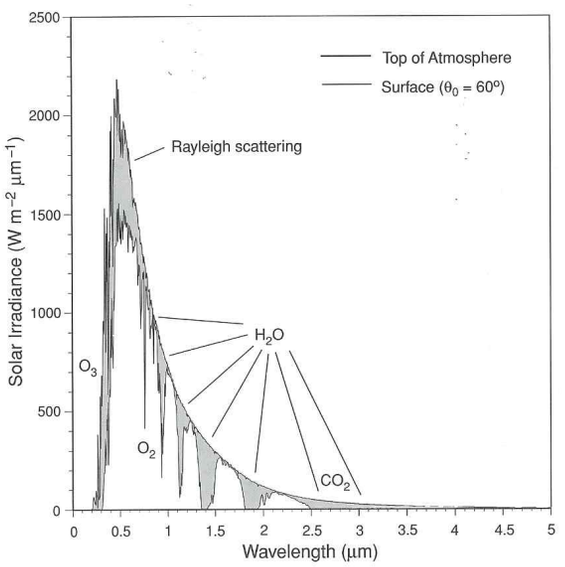


그림 5.2. 대기 최상부에 입사하는 태양복사속 스펙트럼과 지표에 도달하는 복사속 스펙트럼. 오존, 수증기, 이산화탄소에 의한 흡수대가 표시되어 있다(K.N. Liou, 2002).

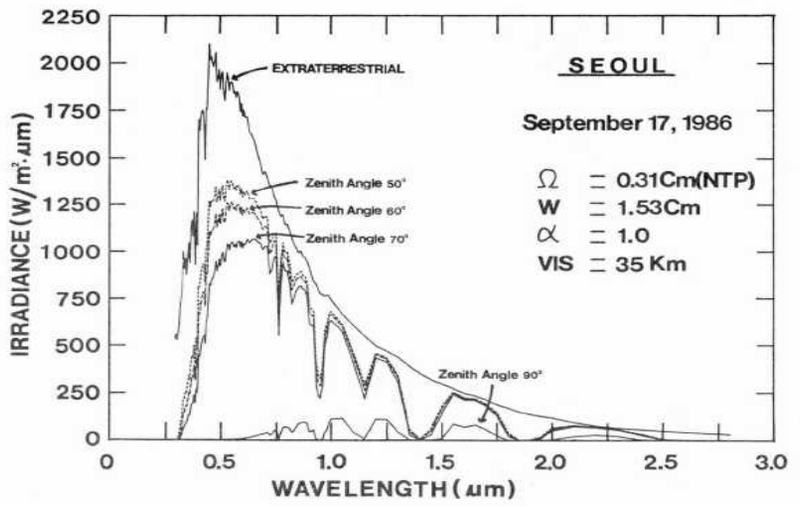


그림 5.3. 맑은 날 서울에서(1986년 9월 17일)의 직달일사 스펙트럼(조희구 등, 1988).

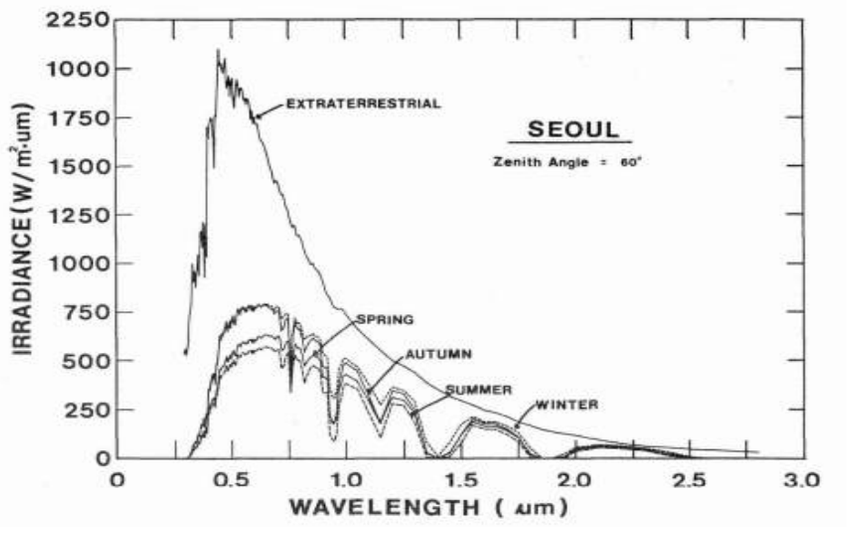


그림 5.4. 맑은 날 서울에서의 계절에 따른 직달일사 스펙트럼(조희구 등, 1988).

비하여 상당히 감쇄된 것을 볼 수 있다. 여기서 대기층의 산란에 의한 감쇄는 파장에 대해 연속적이나, 기체의 흡수에 의한 것은 선택적이어서 파장에 대해 불규칙하게 나타나는 것을 볼 수 있다. 표 5.1은 태양복사 영역(UV ~ 근적외)에서 주요 대기성분의 흡수대를 요약한 것이다.

5.2.1.2. 우리나라에서의 관측자료

5.2.1.2.1. 직달일사

지표에서 태양복사속 측정은 좁은 파장범위의 에너지를 측정하거나 태양광 대부분을 포함하는 넓은 파장범위의 에너지를 측정한다. 관측의 종류로는 수감부를 태양빛에 수직으로 하고 장비에 입사하는 빛의 입체각을 태양의 입체각으로 제한하여 측정한 직달 일사와 장비를 수평으로 하여 모든 태양복사를 측정하는 전천 일사가 있다.

그림 5.3은 서울에서 1986년 9월 17일에 해당하는 직달일사 스펙트럼을 복사모델로 모의 계산한 것으로, 맑은 하늘에 대한 결과이며, 그림 5.4는 계절에 따른 변화를 나타낸 결과이다(조희구 등, 1988). 태양의 천정각 변화에 따라 그리고 계절에 따라 가시광 영역에서 복사속 에너지의 변동이 있음을 볼 수 있다.

표 5.1. 태양복사 영역(UV ~ 근적외)에서 오존과 산소분자의 흡수대 법위 및 수증기와 이산화탄소의 흡수대 중심(K. N. Liou, 2002).

Species	Band(㎛)	△ν(cm^{-1})	Major transitions
H_2O	3.2, 2.7	2,500 ~ 4,500	020, 001, 100
	1.87	4,800 ~ 6,200	110, 011
	1.38	6,400 ~ 7,600	021, 200, 101
	1.1	8,200 ~ 9,400	111
	0.94	10,100 ~ 11,300	121, 201, 003
	0.82	11,700 ~ 12,700	211
	0.72	13,400 ~ 14,600	221, 202, 301
	Visible	15,000 ~ 22,600	500, 203
CO_2	4.3	2,000 ~ 2,400	0001
	2.7	3,400 ~ 3,850	1001
	2.0	4,700 ~ 5,200	2001
	1.6	6,100 ~ 6,450	3001
	1.4	6,840 ~ 7,000	0003
O_3	4.74	2,000 ~ 2,300	101
	3.3	3,000 ~ 3,100	003
	Visible	10,600 ~ 22,600	-
	UV	29,000 ~ 50,000	-
O_2	1.58	6,300 ~ 6,350	a←X(0←1)
	1.27	7,700 ~ 8,050	a←X(0←0)
	1.06	9,350 ~ 9,400	a←X(1←0)
	0.76(A)	12,850 ~ 13,200	b←X(0←0)
	0.69(B)	14,300 ~ 14,600	b←X(1←0)
	0.63(γ)	14,750 ~ 15,900	b←X(2←0)
O_2-O_2	Visible	7,600 ~ 30,000	-
O_2-N_2	1.26	7,600 ~ 8,300	-
N_2O	4.5	2,100 ~ 2,300	0001
	4.06, 3.9	2,100 ~ 2,800	1200, 2000
	2.97, 2.87	3,300 ~ 3,500	0201, 1001
CH_4	3.83, 3.53 3.31, 3.26 2.37, 2.30	2,500 ~ 3,200	0002, 0101, 0200
	2.20	4,000 ~ 4,600	1001, 0011, 0110
	1.66	5,850 ~ 6,100	0020
CO	4.67	2,000 ~ 2,300	1
	2.34	4,150 ~ 4,350	2
NO_2	Visible	14,400 ~ 50,000	-

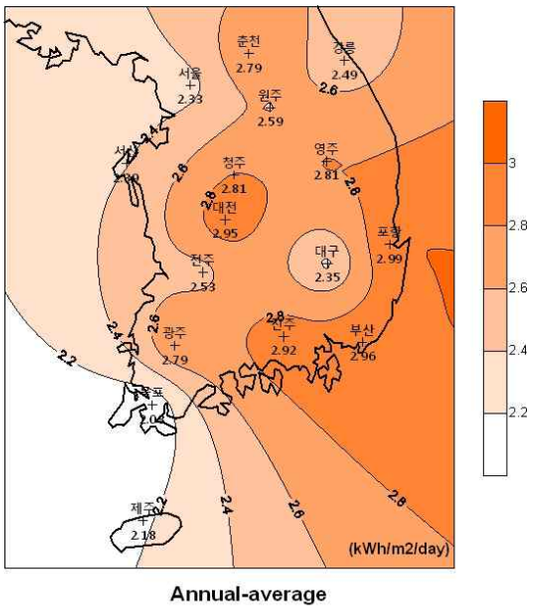


그림 5.5. 남한에서 연평균 직달일사량(kWh/m^2/day) 분포(조덕기와 강용혁, 2009).

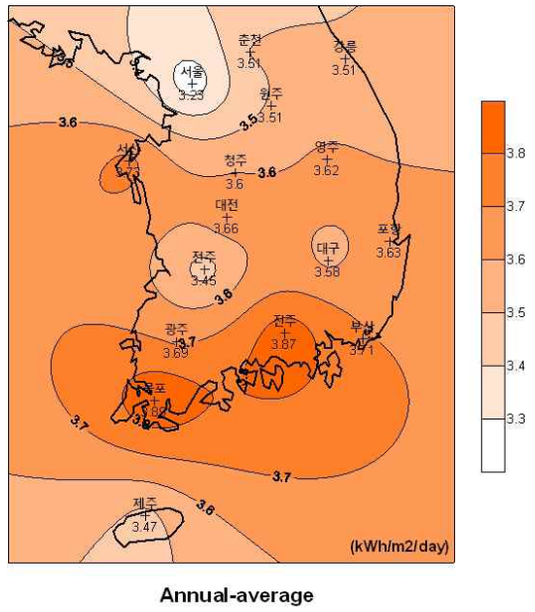


그림 5.7. 남한에서 연평균 전천일사량(kW/m^2/day) 분포(조덕기와 강용혁, 2009).

그림 5.5는 남한에서 연평균 직달일사량(kWh/m^2/day)의 관측자료 분포를 나타낸 것이다(조덕기와 강용혁, 2009). 전국 평균은 약 2.62 kWh/m^2/day이며, 대전 지역에 최대 그리고 대구 부근에 최소 직달일사량이 측정되었다. 계절별로는 봄에 2.87, 여름에 2.08, 가을에 2.75, 겨울에 2.78 kWh/m^2/day이다.

5.2.1.2.2. 전천일사

그림 5.6은 안면도에 위치한 기후변화감시센터(구지구대기감시센터)에서 2006년 측정한 6, 7, 8월의 하향 및 상향 전천일사량 일변화를 나타낸 것이다(기상청, 2007). 하향 일사량은 태양의 고도각에 따라 증가하여 남중 때 최대가 되며, 그 크기는 8월에 약 760 Wm^{-2}이다. 지표에서 반사된 상향 일사량의 변화 경향은 하향의 경우와 거의 유사하며, 8월에 최대치는 약 116 Wm^{-2}이다.

그림 5.7은 남한에서 연평균 전천일사량의 분포를 나타낸 것이다(조덕기와 강용혁, 2009). 평균은 약 3.60 kWh/m^2/day이며, 남부 해안 지역에서 전천일사

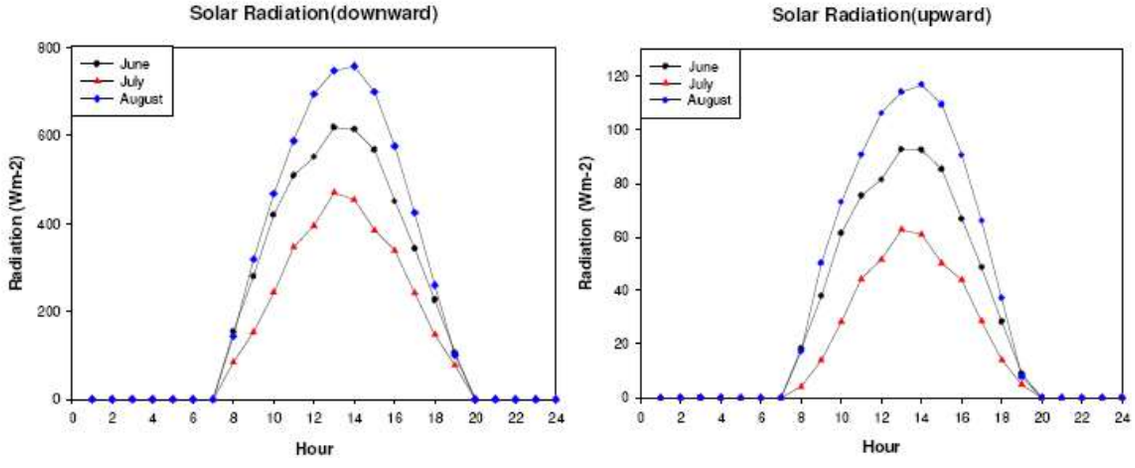


그림 5.6. 안면도 기후변화감시센터에서 2006년 측정한 전천 일사량. (왼쪽) 하향 일사량, (오른쪽) 상향 일사량(기상청, 2007).

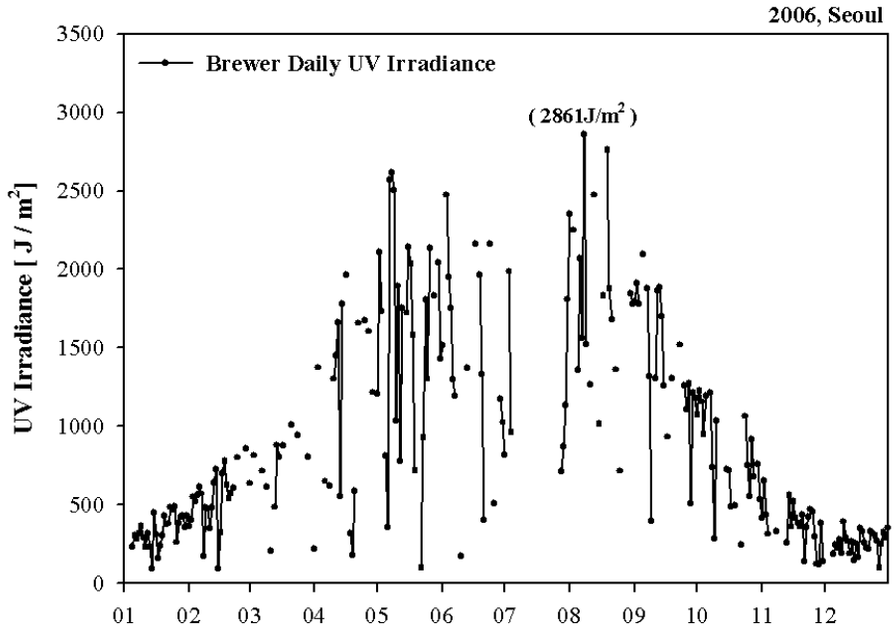


그림 5.8. 연세대학교에서 2006년 측정한 홍반자외선 자료의 변화. 가로축은 월을 나타냄(기상청, 2007).

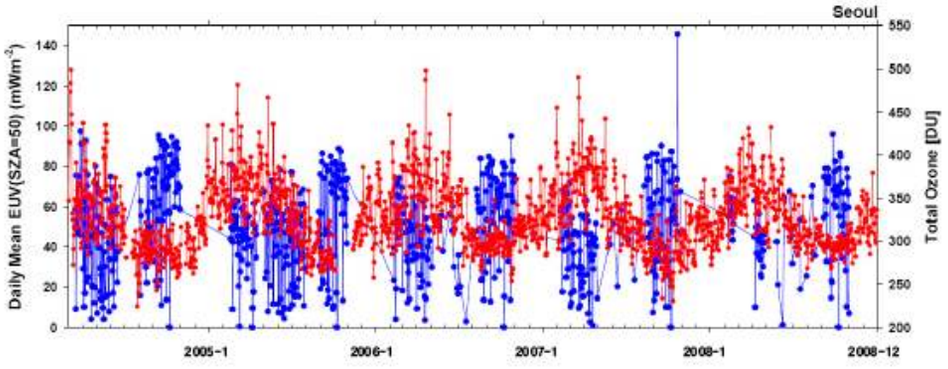


그림 5.9. 서울의 홍반자외선(파란색선)과 오존전량의 변화(빨간색선)(기상청, 2009).

량이 많고 서울 부근에서는 적게 관측되었다. 계절별로는 봄, 여름, 가을, 겨울에 각각 4.5, 4.33, 3.15, 2.42 kWh/m^2/day이다.

5.2.1.2.3. UV-B

태양의 자외선 영역의 빛은 파장에 따라 UV-A (320 ~ 380 nm), UV-B(290 ~ 320 nm), UV-C(250 ~ 290 nm)로 구분되며, 이 영역의 빛을 흡수하는 기체로 산소분자와 오존이 있다(표 5.1). 파장이 짧은 UV-C는 주로 산소분자에 의하여 흡수되며, UV-B는 오존에 의하여 흡수된다. 그림 5.8은 연세대학교에서 Brewer 분광계로 측정한 자외선(290 ~ 325nm)에 파장별 피부 홍반작용을 가중하여 구한 홍반자외선 자료이다(기상청, 2007). 그림에 표시된 값은 일 누적 자료이며, 가로축의 숫자는 월을 의미한다. 홍반자외선은 여름철 구름의 분포와 빈도 증가로 인해 5월과 9월에 높은 것을 알 수 있다. 그림 5.9는 서울에서 측정한 오존 전량과 홍반자외선의 시계열 자료를 나타낸 것이다(기상청, 2009). 오존에 의한 UV-B의 흡수가 오존량에 비례하기 때문에 오존 전량과 홍반자외선은 서로 반비례하는 관계를 나타내고 있다.

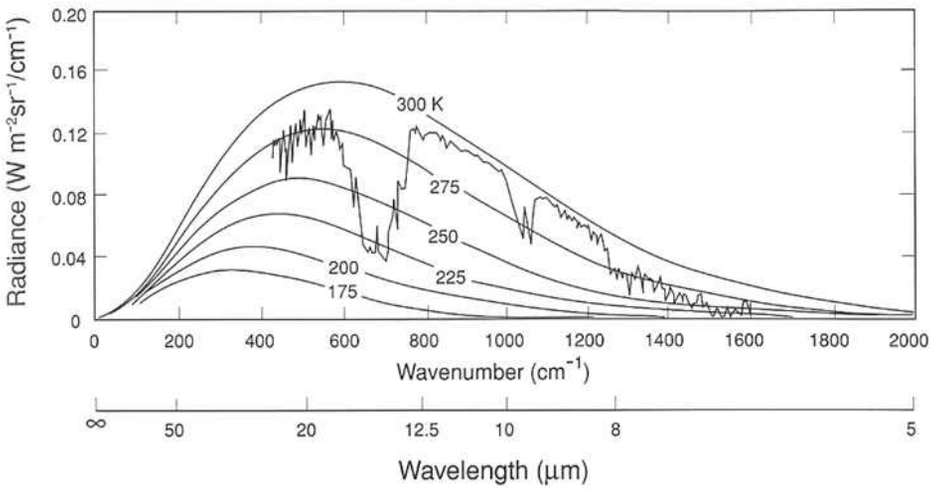


그림 5.10. 위성에서 측정한 지구-대기계의 장파복사 스펙트럼. 실선은 각기 다른 온도의 흑체 스펙트럼을 나타냄(K. N. Liou, 2002).

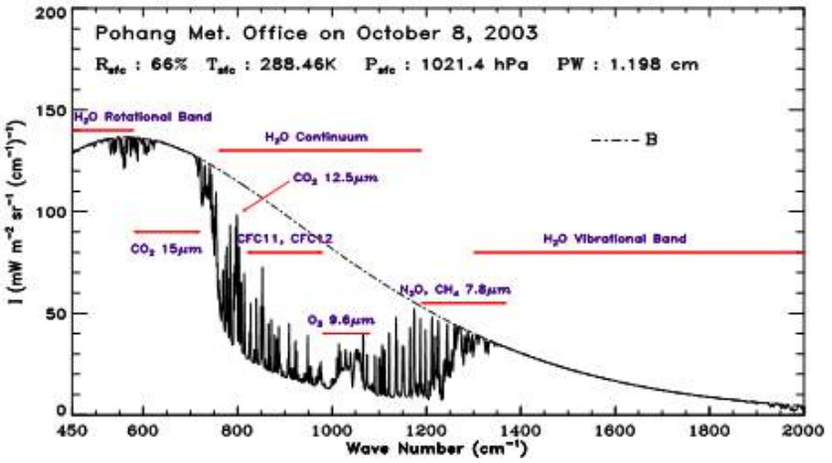


그림 5.11. 포항기상대에서 FTIR로 측정한 하향 장파복사 스펙트럼(박중현 등, 2004).

5.2.2. 지구복사

5.2.2.1. 대기에서의 지구복사

대기에서 전파되는 적외선은 지표, 대기 중의 온실가스, 구름, 혹은 에어로졸에서 방출된 것이다. 방출원이 지구-대기계이므로 이러한 적외선을 지구복사 혹은 장파복사라 한다. 지표에서 방출된 장파복사는 대기를 통과하는 동안 대기성분에 의하여 흡수되거나 산란되며, 일부는 우주로 배출된다. 대기 중의 온실가스, 구름 및 에어로졸에서 방출된 장파복사 역시 대기를 통과하는 동안 동일한 과정을 거치며, 지표로 향하는 빛은 온실효과를 유발하고 상향으로 전파된 적외선 일부는 우주로 나가게 된다.

지구-대기계에서 방출되어 우주로 나가는 지구복사 스펙트럼의 예를 그림 5.10에 나타내었다. 이 자료는 맑은 날 지표의 온도가 약 280 K인 지역을 향하여 측정한 스펙트럼이다. 대기의 창(10.5 ~ 13 μm) 범위의 스펙트럼은 온도가 약 280 K인 흑체 스펙트럼과 유사하며, 9.6 μm의 오존 흡수대, 15 μm의 이산화탄소 흡수대가 뚜렷하게 나타나 있다. 그림 5.11은 2003년 10월 3일 포항기상대에서 경북대학교의 DA5 FTIR로 측정한 하향 장파복사 스펙트럼을 나타낸 것이다. CO_2 흡수대(667 cm^{-1} = 15 μm 부근)와 H_2O 진동-회전 흡수대(1,400 cm^{-1} 이상)에서는 이들 온실가스로부터 방출되어 지표에 도달하는 장파복사 에너

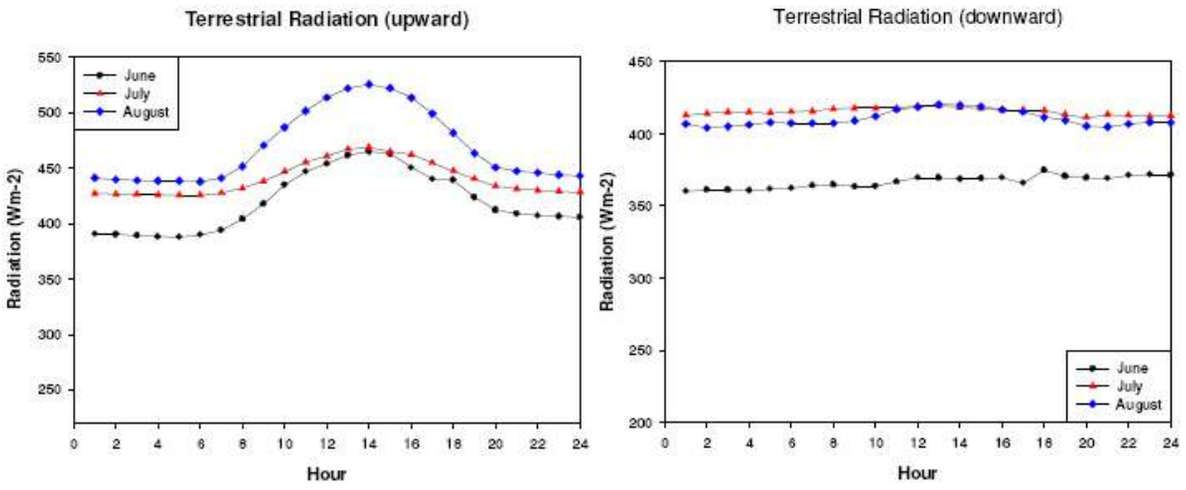


그림 5.12. 안면도 기후감시센터에서 2006년 6, 7, 8월에 측정한 상향(왼쪽) 및 하향(오른쪽) 장파복사 에너지(기상청, 2007).

지가 상당함을 알 수 있으며(온도가 280 K인 흑체함수와 거의 동일), O_3 흡수대(1,040 cm^{-1} = 9.6 μm)에는 성층권 오존으로부터 방출된 빛의 일부가 지표에 도달하고 있음을 볼 수 있다.

5.2.2.2. 우리나라에서의 관측자료

그림 5.12는 안면도 기후변화감시센터에서 측정한 총 장파복사 에너지의 일변화이다. 자료는 2006년 6, 7, 8월의 평균값을 나타낸다. 상향의 경우 8월의 값이 가장 크며, 최댓값은 약 525 Wm^{-2}이다. 하향 장파복사 에너지의 경우는 일변화가 매우 작으며, 그 크기는 7월과 8월에 400 ~ 420 Wm^{-2}이고 6월에 359 ~ 375 Wm^{-2}이다.

5.3. 자연 발생원 및 인류 발생원 복사강제력

5.3.1. 복사강제력

복사강제력(radiative forcing)의 개념은 기후시스템을 구성하는 성분의 변화에 따른 특정 고도영역(지표, 대류권계면 혹은 대기 최상부)에서의 순복사속 변화를 의미하는 것으로 정의된다. 일반적으로는 복사강제력은 대기 최상부에서의 변화를 의미하며, 이 개념을 이용하여 기후시스템의 어느 구성 성분이 기후변화를 유발하는 요인이 되는가를 평가하는데 중요하게 활용된다. 복사강제력 계산은 대기복사 모델 혹은 기후모델을 이용하여 수행하게 되는데, 주요 대상은 온실가스(CO_2, CH_4, N_2O 등), 성층권 및 대류권 오존, 에어로졸(황산염, 광물성 먼지, 질산염 등), 지표의 피복, 태양 복사속 에너지 등이 있다.

기후시스템 성분의 변화로 인하여 유발되는 대기 최상부에서 순장파복사속의 변화를 장파 복사강제력이라 한다. 장파복사와 상호작용하는 중요 대기성분으로 온실가스, 구름 및 에어로졸이 있다. 이들의 변화는 장파복사속에 영향을 미치게 된다. 대기 최상부에서 순단파복사속의 변화를 단파 복사강제력이라 한다. 단파복사에 영향을 미치는 기후시스템 주요 성분은 지표의 피복, 구름, 에어로졸, 태양 복사속 에너지이다. 기준이 되는 지구-대기계에 비하여 이들 성분의 변화가 정의되면 단파 복사강제력을 평가할 수 있다. 기후시스템은 매우 복잡한 과정들로 구성되어 있기 때문에 어떤 한 구성 성분의 변화는 다른 성분의 변화를 유발하여 간접적으로 복사강제력에 기여한다. 예를 들어 대기 중의 에어로졸 성분과 양의 변화는 구름의 생성과 발달에 영향을 미치며, 따라서 장파와 단파의 복사강제력에 간접적 영향을 미치게 된다. 인간 활동에 의한 지표 피복의 변화는 태양 빛의 알베도와 지표 방출도를 변화시키기 때문에 복사강제력에 직접 영향을 주기도 하지만, 바람에 의하여

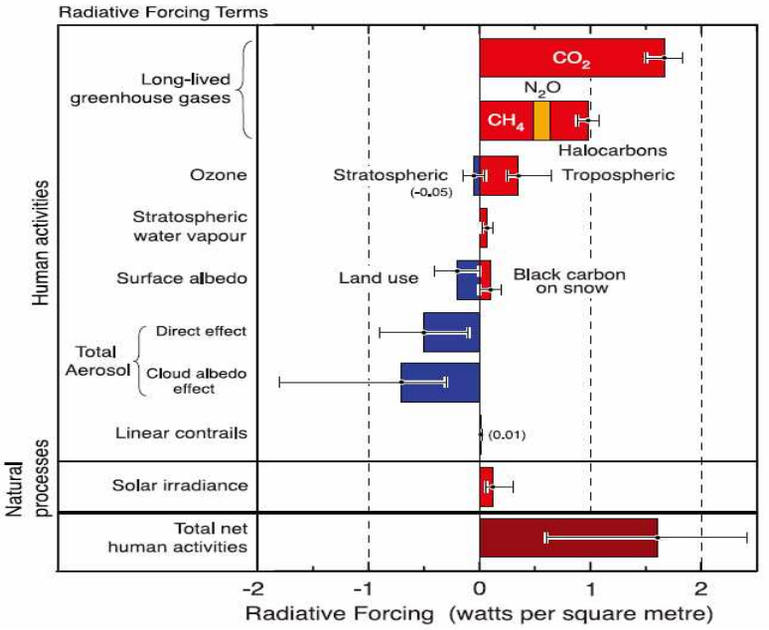


그림 5.13. 인류 발생원과 자연 발생원에 의하여 유발된 2005년의 복사강제력(IPCC, 2007).

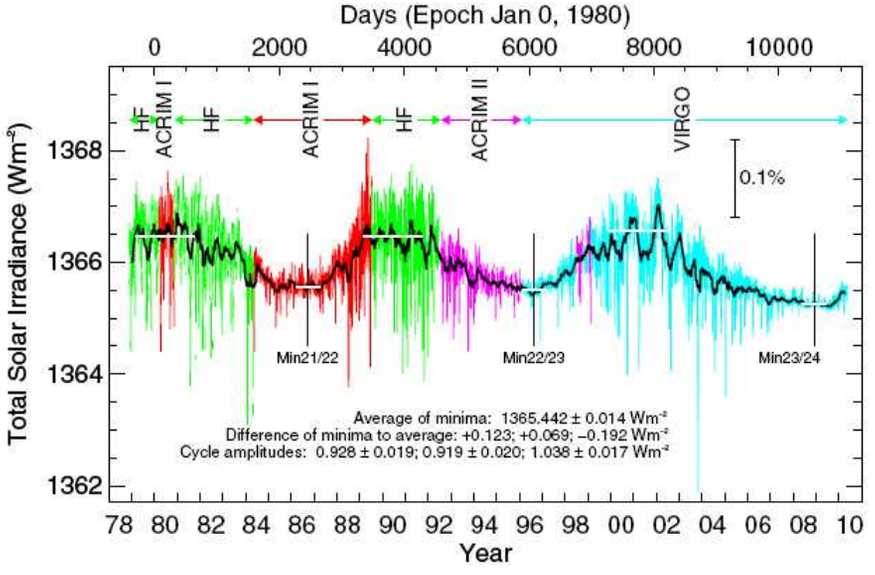


그림 5.14. 위성탑재 장비로 측정한 태양 복사속 측정자료(http://www.pmodwrc.ch/pmod.php?topic=tsi/composite/SolarConstant ; Fröhlich and Lean, 1998).

생성되는 먼지의 양과 성분에 영향을 미치기 때문에 간접적으로 복사강제력에 기여를 하기도 한다.

복사강제력은 일반적으로 산업혁명 이전 1750년의 지구-대기계의 경우를 기준으로 비교하는데, 그림 5.13은 여러 기후시스템 성분의 변화요인에 의하여 2005년에 유발된 복사강제력을 요약한 결과이다. 인류 발생원에 의한 복사강제력은 약 1.6 Wm^{-2}이다(IPCC, 2007).

5.3.2. 자연 발생원

복사강제력의 주요 자연 발생원으로 천문학적 원인(지구 공전궤도, 세차 운동, 황도 경사, 태양 활동 등의 변화)과 지질학적 원인(지각변동, 화산활동)이 있다. 여기에서는 시간규모가 수만~수억년이 되는 원인은 제외하고 태양활동과 화산활동의 변화에 대

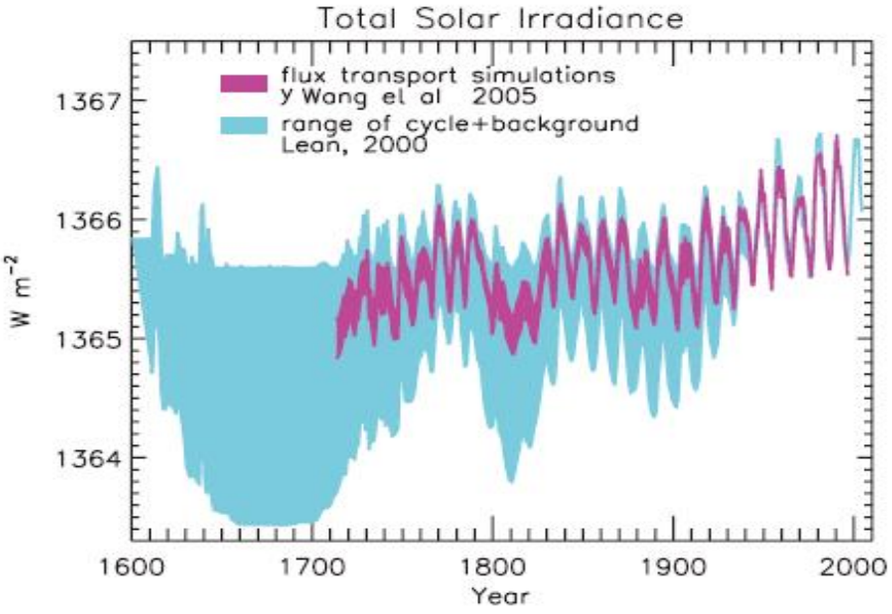


그림 5.15. 1600년부터 현재까지의 장기적인 태양 복사속 변화(IPCC, 2007).

한 내용을 위주로 살펴보았다.

5.3.2.1. 태양 복사속

태양 활동으로 인하여 지구에 도달하는 태양 복사속은 주기적으로 변화하고 있다. 그림 5.14는 위성탑재 장비로 측정한 자료의 분석결과이다. 가장 잘 알려진 약 11년 주기의 변화를 볼 수 있다. 태양 복사속은 장기적으로는 증가하는 추세인데, 그림 5.15는 1600년대부터 현재까지의 기간에 대한 자료이다. 현재의 태양 복사속은 1600년대에 비하여 약 0.04% 증가 하였으며, 이 기간에 해당하는 복사강제력은 +0.1 Wm^{-2} 정도이다(IPCC, 2007).

5.3.2.2. 화산

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. 그림 5.16은 화산 활동으로 인하여 증가된 성층권의 황산염 에어로졸에 대한 0.55 μm의 광학두께를 나타낸 것이다. 최근에 활동한 Pinatubo (1991), El Chichon(1982), Agung(1963) 화산의 에어로졸 광학두께가 상대적으로 크게 추정되었다. Sato et al.(1993)자료를 이용하여 계산한 지구평균 복사강제력은 Pinatubo화산의 경우 -3 Wm^{-2}이고 El Chichon과 Agung의 경우 -2 Wm^{-2}로 보고되었다(Hansen et al., 2002).

자연적인 변화에 따른 복사강제력을 분석함에 있어서, 태양활동 변화와 화산폭발이 가장 중요한 두 요소이다. 그러나 태양활동 변화와 화산폭발에 따른 복사강제력은 인간 활동에 따른 복사강제력에 비해서는 현저히 작은 값을 보인다.

강한 화산폭발은 성층권에 황산 에어로졸의 일시적인 증가를 통해서 약 2~3년 정도의 체류시간을 갖고 음의 강제력을 나타낸다. 화산폭발에 의한 황산 에어로졸은 강력한 화산폭발에 의해 성층권으로 방출된 유황 가스의 산화작용으로 형성된다. 기체와 입체상 변환 과정은 약 35일의 반응시간을 갖는다. 그리고 황산 에어로졸이 침전되기까지의 반응시간은 일반적으로 약 12~14개월이다(Lambert et al., 1993; Baran and Foot, 1994; Barnes and Hoffman, 1997; Bluth et al., 1997). 또한 약 2 μm보다 큰 규산질계 물질인 화산재는 3개월 이내로 중력에 의해서 성층권 밑으로 침전되지만, 화산폭발 직후의 복사강제력 변화에 중요한 역할을 하게 된다. 따라서 기후변화

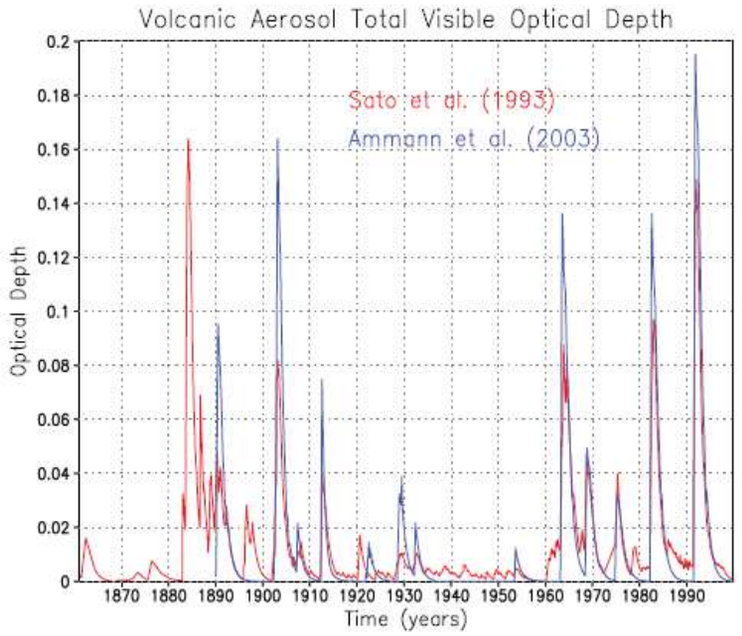


그림 5.16. 1860년부터 2000년 사이에 화산폭발에 의해서 발생한 성층권 황산 에어로졸의 가시광 영역(0.55 μm) 광학두께(IPCC, 2007).

모델에서 사용하는 성층권 에어로졸의 양은 주로 황산 에어로졸의 양을 나타낸다(Sato et al., 1993; Stenchikov et al., 1998; Ramachandran et al., 2000; Hansen et al., 2002; Tett et al., 2002; Ammann et al., 2003). IPCC SAR(Second Assessment Report)와 TAR(Third Assessment Report)에 따르면, 화산폭발이 단편적인 현상이지만, 화산폭발에 의해서 발생된 성층권 에어로졸은 지구복사 수지에 있어서 지속적인 강제력 변화를 보이게 된다.

장기간의 지상관측과 기구관측을 통해서 화산폭발에 의한 에어로졸의 광학적 영향과 미시적 관점에서의 진화과정을 이해할 수 있었다(Deshler et al., 2003; Hofmann et al., 2003). 최근 30년 동안 TOMS와 TOVS 위성으로부터의 성층권 에어로졸의 전구관측 자료를 통해서 화산폭발에 의한 SO_2 양을 추정하는 것이 가능하게 되었다(Krueger et al., 2000; Prata et al., 2003). 또한, SAGE(Stratospheric Aerosol and Gas Experiment)와 SAM(Stratospheric Aerosol Measurement) 프로젝트(예를 들어, McCormick, 1987)를 통해서 20년 이상의 기간 동안 성층권 에어로졸의 파장별 소산 값에 대한 연직분포 자료를 얻게 되었다. 그러나 이 자료에는 20세기에 1991년 Mt. Pinatubo 화산폭발 다음으로 가장 중요한 1982년 El Chichón 화산폭발을 관측하지 못했다. 이러한 결측 기간에 대해서는 라이더 관측과 필드 캠페인을 통해서 부분적으로 보완되어졌다(예를 들어, Antuñ et al., 2003; Thomason and Peter, 2006).

대기에서 극 지역으로 이동된 화산 에어로졸은 대륙 빙하에 저장되어지기 때문에, 지구에서 발생한 수천년동안의 화산폭발에 대한 기록을 알 수 있다(Bigler et al., 2002; Palmer et al., 2002; Mosley-Thompson et al., 2003). 그러나 빙하를 통해서 얻게 된 대기 정보는 에어로졸의 위도별 분포에 대한 이해부재, 단일 얼음 덩어리에서 각각의 화산폭발에 대한 신호에 영향을 미칠 수 있는 퇴적 오차, 그리고 에어로졸 미시적 특성에 대한 제한에 의해서 불확실성을 가지고 있다. 지금까지 신뢰할 수 있고, 정확한 관측을 통해서 많은 연구가 진행되어 온 화산폭발은 1991년 Mt. Pinatubo 화산폭발 사례이다. 1991년 Mt. Pinatubo 화산폭발로 야기된 에어로졸의 발생 및 소멸 과정은 강력한 화산폭발에 의해서 나타나는 복사강제력 변화를 모델링하는데 기초 자료로 활용되고 있다. Mt. Pinatubo 화산폭발 이후로 아직까지는 Mt. Pinatubo 화산폭발정도의 강하고 기후학적으로 중요

한 영향을 미친 화산폭발 사례는 없었다. Ramaswamy et al.(2001)에서 언급한 바와 같이, 1980년 이래로 시작된 위성관측을 통해서 전구 성층권 에어로졸의 양은 현재 가장 낮은 수준을 보이고 있다.

Hansen et al.(2002)은 위성과 지상관측 자료를 이용해서, 1850년부터 1999년까지 기간에 대한 화산에 의한 에어로졸 자료를 구축하였다(Sato et al., 1993). 이 자료를 이용해서 가시광 영역에 대한 위도별 연직 에어로졸 광학 특성과 평균된 유효반경 기둥을 산출하였다. Ammann et al.(2003)은 Krakatau 화산폭발을 포함하지 않은 1890년 이래로 에어로졸 광학두께 자료를 구축하였다. 이 자료는 대기구성성분의 이론적인 추정치를 기초로 하고 대기 순환의 단순화된 모수화를 이용해서 전구적으로 분포하게 하였으며, 광학적 특성에 대해서는 0.42 μm의 에어로졸 유효반경을 적용하였다. 따라서 이 자료는 화산 에어로졸의 기초자료로 20세기 기후모델링에 있어서 모든 모델에 거의 쓰이게 되었다. Sato et al.(1993)과 비교해서, Ammann et al.(2003)은 20세기 두 번째 시기에 약 20～30% 높은 에어로졸 광학두께를 보였으며, 19세기 말과 20세기 초 사이에 발생한 1902년 Santa Maria 화산폭발에 대해서는 약 50% 높은 값을 나타냈다(그림 5.16).

SO_2 발생측면에서 가장 강했던 1860년 Krakatau와 1991년 Mt. Pinatubo 화산폭발에 대해서, Sato et al.(1993) 자료를 이용한 전구 평균 복사강제력 계산 값은 -3 Wm^{-2}를 나타내었다. 이 값은 상대적으로 약했던 El Chichón과 Agung 화산폭발에 비해서 약 -2 Wm^{-2} 만큼 더 감소한 값이다(Hansen et al., 2002). 또한 Ammann et al.(2003) 자료를 이용한 경우는 Sato et al.(1993)을 이용해 계산한 복사강제력보다 약 20～30% 만큼 더 큰 음의 복사강제력을 나타낸다.

아직까지 에어로졸에 대한 모든 특성들이 정량화된 것은 아니기 때문에, 장기간의 그리고 정확한 자료를 구성하는 것은 향후 연구에 있어서 중요한 부분으로 남아있다. 또한 SAGE와 UARS 자료를 이용하여 에어로졸 광학 특성을 분석하는데 있어서, 에어로졸 size parameter에 대한 계산 값이 보완되어져야 하며(Bingen et al., 2004; Bauman et al., 2003), 각각의 다른 위성 관측으로부터 자료의 비교 검증 및 결측기간을 보완(Randall et al., 2001) 해야 하는 향후 과제가 남아있다.

주요한 화산폭발로부터 야기된 화산 에어로졸의 복사에너지 영향은 반사된 태양복사에너지의 전구평균 아노말리에 있어서 분명하게 나타난다. 그러나 복사강제력 효과와는 다르게, 구름 분포 변화와 같은 다양한 되먹임 작용을 통해서 화산 에어로졸은 기후변화에 다른 영향을 미치게 된다. 전구 가시광 영역 에어로졸 광학두께 0.15의 값을 나타낸 Mt. Pinatubo 화산폭발의 경우에, 약 -3 Wm^{-2}의 복사강제력을 보였다(Ramachandran et al., 2000; Hansen et al., 2002). 이러한 반사된 태양복사에너지의 추정 값은 ERBS 관측 값과 비교해도 잘 일치하였다. 그러나 ERBS 관측은 비교적 짧은 기간에 대해서 이루어진 것이고, 모델과 관측 값 사이의 비교는 구름에 의한 영향을 고려할 때 달라질 수 있다. Stenchikov et al.(2006)에 따르면, Sato et al.(1993)을 이용한 GISS(Goddard Institute for Space Studies) 모델결과 값이, 더 높은 에어로졸 광학두께 추정치를 보인 Ammann et al.(2003)을 이용한 NCAR(National Center for Atmospheric Research) 모델결과 값보다 더 높게 나타난 것은 다른 되먹임 작용이 반영되어졌다고 볼 수 있다.

복사강제력에 영향을 줄 수 있는 요소들에 대한 사전 연구와 그들의 시간적 변화를 고려해서 GCM으로 기후 반응을 계산하였다. 대부분의 GCM이 에어로졸의 직접적 효과를 나타내는 추적 원소들의 복사강제력을 계산하고 있으며, 추가적으로 일부 GCM에서 지구 지표면 변화, 태양 및 화산폭발의 자연적인 효과, 그리고 구름 알베도 영향을 같이 반영하고 있다. 그림 5.17은 다양한 요소들의 전 지구적으로 연평균된 복사강제력의 시간적 변화를 나타낸 것이다. 위쪽 그림은 전천 복사강제력을 아래쪽 그림은 지면에서의 복사강제력을 말한다. 그림에 나타난 바와 같이, 화산폭발에 의한 복사강제력은 음의 복사강제력을 나타내고 있으며, 강한 화산폭발이 발생한 해에 대해서 높은 복사강제력 값을 나타내고 있다.

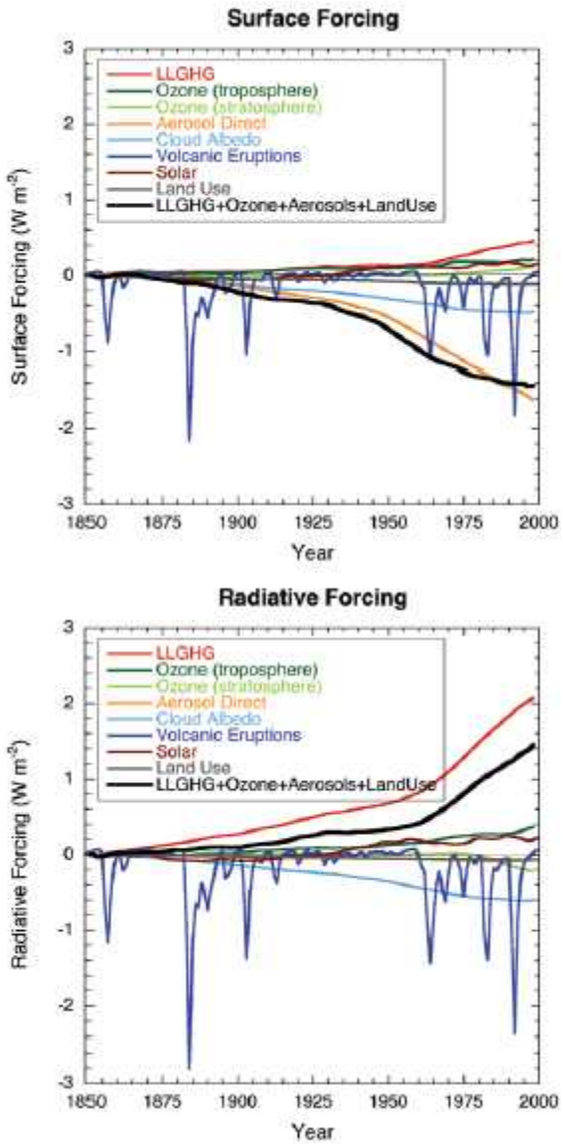


그림 5.17. 다양한 요소들의 전 지구적으로 연 평균된 복사강제력의 시간적 변화(IPCC, 2007).

5.3.2.3. Miyakejima 화산폭발(2001년 4월 10일)

일본 동경 남쪽으로 200 km 떨어진 곳에서 Miyakejima 화산폭발이 2001년 4월 10일에 발생하였다. 이 화산 폭발에 의해 발생한 물질은 일본해로 이동하였으며, 약 1 km이하의 고도에서 연직으로 황산 에어로졸이 분포하게 되었고 소산계수 값은 증가되었다(그림 5.18). Miyakejima 화산폭발로 발생한 아황산가스는 1.5×10^{10} g S day^{-1}이었으며, 이 양은 동아시아에서 발생하는 인위적인 황 가스의 약 50% 정도였다.

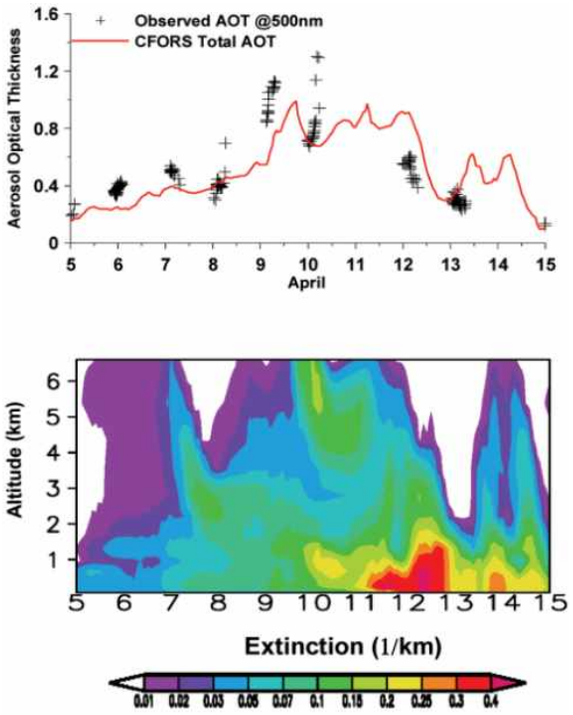


그림 5.18. 약 1 km이하의 고도에서 연직으로 황산 에어로졸이 분포하게 되었고 소산계수 값은 증가됨 (Seinfeld et al. 2004).

5.3.3. 인류 발생원

5.3.3.1. 온실가스

인간의 활동에 의하여 유발된 복사강제력의 원인으로 온실가스(CO_2, CH_4, N_2O, CFCs 등)의 증가, 지표 피복의 변화 및 에어로졸의 변화를 들 수 있다. CO_2는 내연기관, 화력발전, 난방 설비 등에서 배출되며, 산림의 파괴는 CO_2의 흡수를 감소함으로써 대기 중의 CO_2 증가 요인이 된다. CH_4는 농지에서의 배출량 증가가 주요 요인이며, 비료의 사용과 화석연료의 사용이 N_2O의 증가 원인이다. 대기 중의 CFCs 증가는 주로 냉방기에 사용된 냉매가 대기로 방출되는 것이다. CFCs가 성층권에 도달하여 분해된 성분은 성층권 오존의 파괴에 기여하며, 내연기관에서 배출된 NOx는 대류권 오존의 증가에 기여한다. 온실효과에 기여하는 양은 H_2O가 가장 많지만 대류권의 수증기 양은 인류가 결정할 수 없는 부분이다. 그러나 성층권의 수증기는 CH_4에 그 근원이 있으므로, 인간 활동에 의한 대기 중의 CH_4 증가는 성층권의 H_2O 증

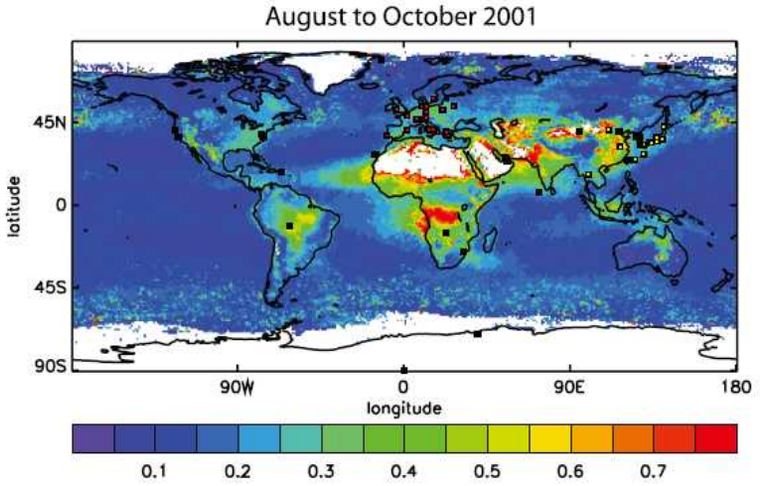


그림 5.19. MODIS 자료를 이용하여 추정한 에어로졸의 0.55 μm 광학두께(Kaufman et al., 1997; Tanre et al., 1997).

가에 기여한다.

인간 활동으로 인한 대기 중의 온실가스 증가로 인하여 2005년에는 지구평균 CO_2가 379 ppm, CH_4가 1,774 ppb 그리고 N_2O가 319 ppb에 이르렀다. 이들의 복사강제력은 각각 1.66, 0.48, 0.16 Wm^{-2}에 이르며, CFCs와 HCFCs 그리고 염화탄소(chlorocarbon)의 총 복사강제력은 총 0.32 Wm^{-2}에 이른다. 성층권 오존의 파괴로 인한 복사강제력은 -0.05 Wm^{-2}이며, 대류권 오존의 증가로 인한 복사강제력은 0.35 Wm^{-2}이다(IPCC, 2007).

5.3.3.2. 지표 피복

농작물 재배와 산림의 파괴 및 도시 발달은 인간 활동에 의한 지표 피복의 주요 변화 원인이다. 지표 피복의 변화는 단파복사 알베도와 장파영역의 방출도 변화를 초래하여 직접적으로 복사강제력에 영향을 미친다. 뿐만 아니라 지표에서의 증발과 먼지의 생성에 변화를 초래하여 간접적으로 복사강제력에 기여하기도 한다. 간접적 기여는 복잡한 과정을 거치기 때문에 추정이 어려우며, 알베도 변화로 인한 직접적인 복사강제력은 약 -0.2 Wm^{-2}으로 추정된다(IPCC, 2007).

5.3.3.3. 에어로졸

에어로졸은 단파와 장파의 빛을 흡수 산란하기 때문에 복사강제력에 직접 영향을 미칠 뿐만 아니라 구름의 생성과 발달에 영향을 주기 때문에 간접적으로 복사강제력에 기여한다. 화석 연료의 연소과정에서 배출된 SO_2는 황산염의 주요 생성원이며, Black carbon은 화석연료나 동식물의 불완전 연소과정에서 생성되는 성분이다. 내연기관에서 배출되는 NOx는 질산염의 주요 발생원이며, 산업 활동(농사, 토목공사 등)으로 광물성 먼지가 대기로 배출되기도 한다. 그림 5.19는 MODIS 자료를 이용하여 추정한 0.55 μm에서의 광학두께 분포를 나타낸 것이다(Kaufman et al., 1997; Tanre et al., 1997). 인간 활동에 의하여 증가된 에어로졸의 직접적인 복사강제력은 지구 평균 -0.5 Wm^{-2}이지만 그 불확실성은 온실가스에 비하여 상당히 큰 편이다(IPCC, 2007).

5.3.4. 시간변화 및 공간분포

5.3.4.1. 복사강제력의 시간변화

복사강제력에 영향을 미치는 온실가스, 에어로졸, 태양 복사속, 지표 피복 등의 기록 자료를 이용하면 시간에 따른 복사강제력의 변화를 볼 수 있다. 비록 불확실성이 있기는 하지만 과거의 자료를 이용하여 구한 지구평균 복사강제력의 시간적 변화를 그림 5.20에 나타내었다(Nozawa et al., 2005; Takemura et al., 2005). 대기에서의 존속기간이 긴 CO_2, CH_4,

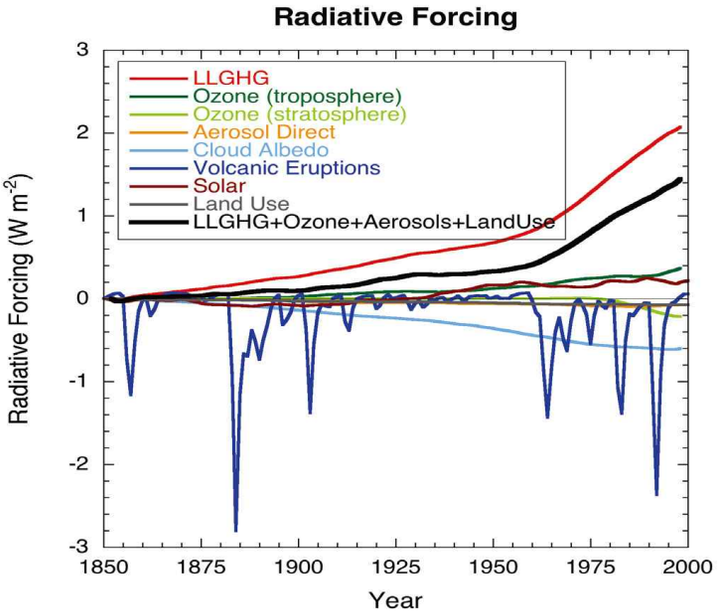


그림 5.20. 지구평균 복사강제력의 시간적 변화(Nozawa et al., 2005; Takemura et al., 2005).

N_2O, CFCs 등에 의한 복사강제력은 계속 증가하고 있으며, 태양 복사속의 변화로 인한 복사강제력은 1900년 부근에서 음의 값으로 되었다가 그 이후 양의 값으로 증가 되었다. 화산 활동에 의한 음의 복사강제력이 간헐적으로 나타나 있다. 온실가스의 증가로 인한 기여가 간헐적 화산활동의 영향을 제외 하고는 가장 크며, 따라서 총 복사강제력이 지속적으로 증가하고 있음을 볼 수 있다.

5.3.4.2. 복사강제력의 공간분포

그림 5.21은 1850년 대비 복사강제력의 공간적 분포를 두개의 GCM으로 추정한 결과이다(Knutson et al., 2006; Nozawa et al., 2005; Takemura et al., 2005). 지구평균 복사강제력의 크기는 약 2배 차이가 나고 있으며, 모델에 따라 지역적 분포와 크기가 다르게 나타나고 있어 상당한 불확실성이 있음을 보여주고 있다.

5.4. 대기화학과 성분의 영향

5.4.1. 오존

성층권의 오존층은 태양으로부터 지표에 도달하는 유해 자외선을 막아주는 역할을 하고 있어 인간과 생태계를 보호하고 있다. 그리고 이 오존층의 변화는 지구 대기의 복사 에너지 균형에 막대한 영향을 미치고 있으므로 대기 대순환에 직접 관계되고 있다. 그런 이유로 오존층은 인간이 지구상에 생존할 수 있는 기후환경을 유지시키고 있다. 1984년 남극 오존 구멍을 처음 발견한 이후(Chubachi, 1984; Farman et al., 1985) 지난 20여 년간 성층권의 오존층 파괴는 국제사회에 큰 관심을 가지게 하였다. 1987년에는 오존층 보호를 위한 몬트리얼 의정서를 채택하고 오존파괴물질의 생산 및 방출을 감축하게 했다. 그럼에도 불구하고 WMO(2003)는 오존층 파괴물질인 염소 성분은 앞으로 50년 동안 계속 성층권에 머물러 있을 것으로 보고 오존층의 회복은 그 이후가 될 것으로 예측하였다. 오존층 파괴에 영향을 주는 모든 인자에 대하여 아직도 충분한 원인과 이해가 부족한 상태이다. 성층권의 오존층이 포함하고 있는 오존량은 전 대기 기둥 안에 포함되어 있는 오존 전량의 약 90% 이상이 된다. 그러므로 오존 전량의 변화는 오존층의 오존량 변화를 의미한다. 최근 지구 오존층의 장기변화 경향에 대한 세계기상기구의 발표(WMO, 2003)에 의하면 1997~2001년 사이의 오존 전량의 평균값은 1980년 이전의 평균값에 비하여 북반구 중위도

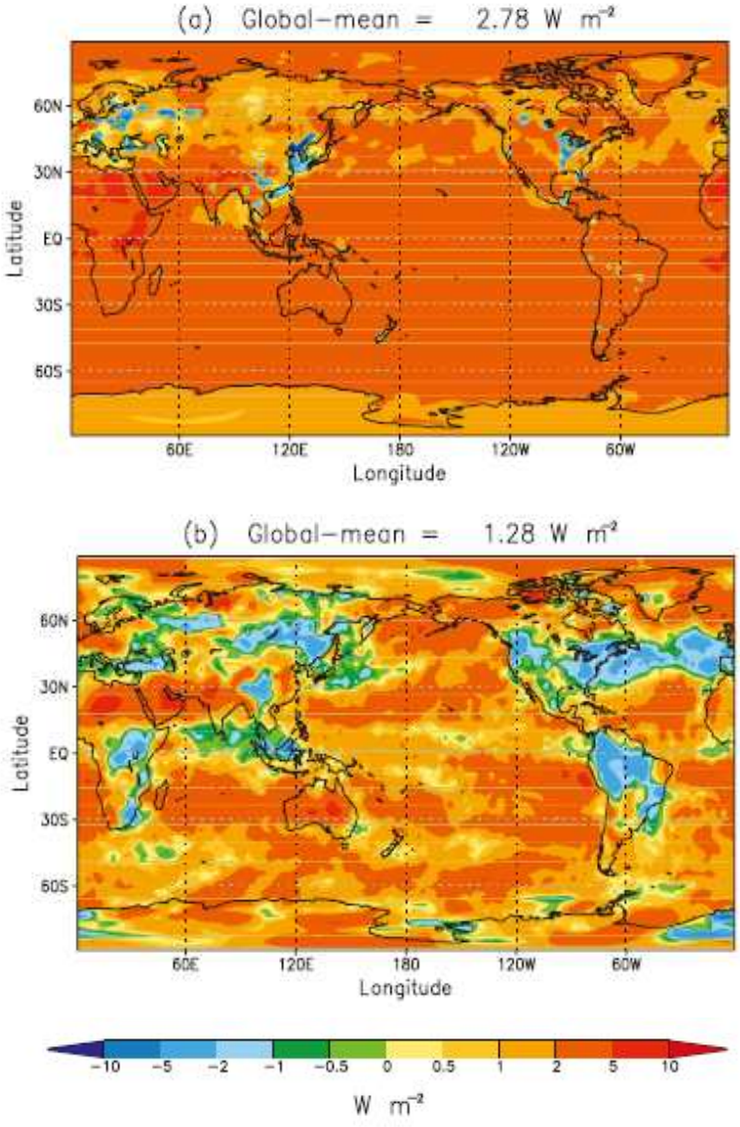


그림 5.21. 지구평균 복사강제력의 시간적 변화 (a) GFDL CM2.1 모델의 결과(Knutson et al., 2006), (b) MICOC+ SPRINTARS 모델의 결과(Nozawa et al., 2005; Takemura et al., 2005).

(35°N～60°N)에서 3%, 남반구 중위도(35°S～60°S)에서 6%가 낮게 나타났다.

5.4.1.1. 전구 및 중위도 오존 장기변화

5.4.1.1.1. 오존전량

Fioletov(2008)는 1980년 이전의 오존전량에 대한 1964년부터 2006년까지의 오존전량 편차를 위도에 따라 나타내었다(그림 5.22). 사용된 자료는 위성관측자료(1979～2006년), 지상관측자료(1964～1969년, 1975～1978년), 그리고 Nimbus-4 BUV와 지상관측자료(1970～1974년)이다. 그림 5.22에 보인 바와 같이 1990년 초부터 음의 편차가 중위도지역으로 나타나고 있다. 남극 봄철 오존량의 감소는 오존구멍이 9월에 나타나지 않은 2002년을 제외하고 1989년 이후로 매년 보이고 있다. 북반구 중위도에서의 최대 오존 감소는 1993년(Bojkov et al., 1993; Kerr et al., 1993; Hofmann et al., 1994)과 1995년(Bojkov et al., 1995)에 각각 나타났다. 1993년의 경우는 피나투보 화산 폭발에 따른 영향으로 볼 수 있지만, 1995년은 준2년 주기변동(QBO, quasi-biennial oscillation)과 태양활

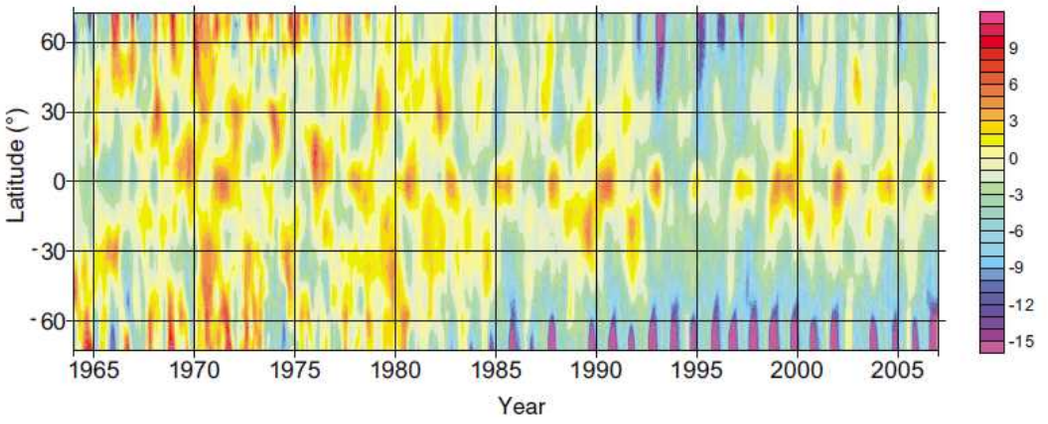


그림 5.22. 오존전량 편차(%)의 위도-시간 함수(1964년 ~ 2006년)(Fioletov, 2008).

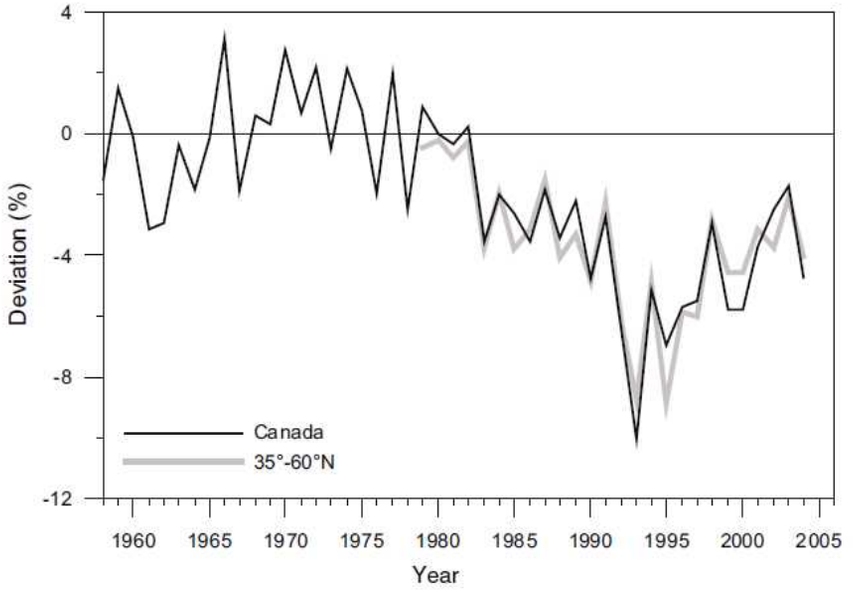


그림 5.23. 북반구 중위도(35°N ~ 60°N)의 연평균 오존 편차(1958 ~ 2006년)(Fioletov, 2008).

동주기와 같은 자연 진동 효과와 인위적인 효과에 의한 장기간의 오존 감소가 동시에 나타난 것으로 생각되어진다. 북극에서의 최대 오존 감소는 1990년 중반(Newman et al., 1997; Fioletov et al., 1997)부터 매년 나타나고 있으며, 2002년과 2005년에도 나타났다.

위성관측 자료를 이용하여 북반구 중위도(35°N ~ 60°N)의 계절 주기로부터 계산된 면적 가중된 연평균편차를 분석하였다(그림 5.23). 캐나다에서는 1993년에 약 8%의 최대 연평균편차를 보였으며, 최근에는 1980년 이전 수준에 비해서 약 3 ~ 4% 적은 값을 보이고 있다.

5.4.1.1.2. 오존연직분포

Fioletov(2008)는 53°N ~ 59°N 범위의 캐나다 지역에서 오존존데로 관측한 오존연직분포를 이용해서 1969년부터 1987년까지의 평균값에 대한 1969년부터 2006년까지의 편차(DU/km)를 분석하였다(그림 5.24). 1990년 중반에 최대 오존 감소는 특히 1992년과 1993년에 대류권계면에서부터 하부 성층권까지 나타나고 있다. 최근까지 음의 편차가 나타나고 있으며, 약 16 ~ 19 km 부근에서 발생하고 있다. 또한 16 km 아래의 고도에서는 1999년과 2002 ~ 2004년에 걸쳐 양의 편차를 보이고 있다.

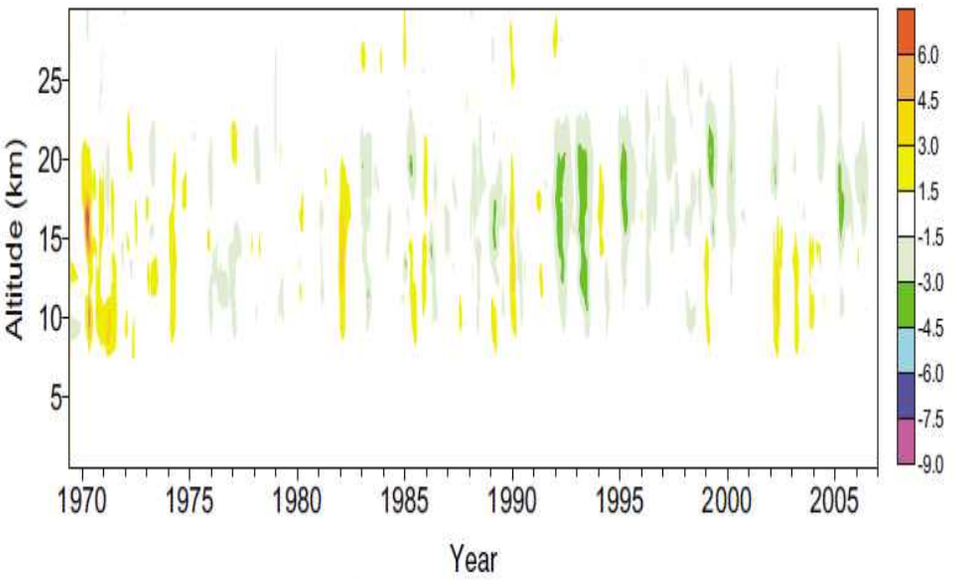


그림 5.24. 캐나다 지역 오존 연직 분포(DUk m^{-1})의 편차(1969 ~ 2006년)(Fioletov, 2008).

5.4.1.2. 전구 및 중위도 오존 장기변화경향

5.4.1.2.1. 오존전량

International Ozone Trend Panel Report(WMO, 1990)에서는 북반구 중위도 지역에서 1969년부터 1986년까지의 기간 동안 겨울과 봄철에 -2.3%에서 -6.2%까지 통계적으로 유의한 변화경향을 보였다. 또한 북반구 중위도 지역(39°N ~ 53°N)에서 누적된 오존전량 감소량은 1.2%에서 2.7%까지로 보고된 바 있다. TOMS 위성관측과 지상관측 자료 모두에서 1991년까지 12년 기간 동안의 북반구 중위도지역의 오존전량 장기변화경향은 전 계절에 -3 ~ -4%/decade, 12월부터 3월까지는 약 -5%/decade, 그리고 9월부터 11월까지는 약 -1.5%/decade의 통계적으로 유의한 값을 보였다(Kerr, 1991; WMO, 1992).

1992년과 1993년 북반구 겨울과 봄철에 낮은 오존전량은 1991년 6월에 발생한 피나투보 화산폭발의 영향이며, Dobson 오존자료를 이용한 변화경향 결과는 북반구 중위도 전 계절에 -4.8%/decade로 나타났으며, 1979년부터 1994년까지 15년 3개월의 기간 동안 누적된 오존전량 감소는 약 7.3%였다. 또한 SBUV(Solar Backscatter Ultraviolet)-SBUV/2 위성관측 자료에서는 -4.6%/decade의 비슷한 변화경향을 보였다. 1994년 초까지 나타난 북반구 중위도 지역의 이러한 감소변화경향은 겨울과 봄철에 약 -6%/decade, 여름과 가을철에 약 -3%/decade로 겨울과 봄철에 크게 나타났다.

1995년부터 1997년까지 기간의 오존전량을 지상관측과 위성관측을 이용해서 분석한 결과는 1979년부터 1991년까지의 자료를 이용한 선형회귀모델에서 예측된 값보다는 높은 값을 보였으며, 감소경향 기울기가 줄어들고 있음이 보고되었다(WMO, 1999). 이러한 결과는 1990년 후반의 오존전량 변화는 1980년대에 확립된 선형회귀 추세를 따르지 않고 있으며, 1990년대 중반부터는 오존감소물질의 변화도 시간에 선형적으로 변하지 않는다는 것을 알 수 있다.

오존전량 감소 추세의 완화현상은 분석기간을 2000년까지 확장시킨 선형회귀분석에서 더 뚜렷하게 나타난다. 북반구 중위도와 고위도지역에서의 1979년부터 2000년까지의 오존전량 감소 경향은 1979년부터 1997년까지 기간에 비해서는 특히 봄철에 약하게 나타나고 있다(Fioletov et al., 2002). 1979년부터 2000년까지 전 기간 동안에 누적된 오존전량 감소는 북반구 중위도 지역에서 약 5.3%로 나타났다. 그림 5.25는 WMO(2007) 분석결과를 업데이트하여 1964년부터 2005년까지 계절, 화산폭발, 태양활동, 그리고 준2년 진동 효과들을 제거하고 60°S ~ 60°N 지역

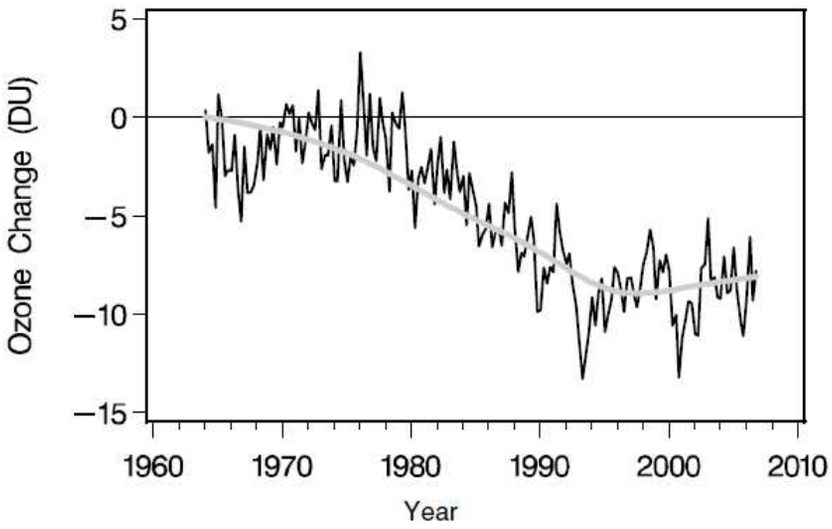


그림 5.25. 계절 평균 오존 전량 편차(60°S ~ 60°N 지역)의 변화(1964 ~ 2005년)(Fioletov et al., 2008).

에 대해서 면적 가중된 계절 평균 오존전량의 변화를 나타낸 것이다(Fioletov et al., 2008). 회색으로 나타낸 선은 중위도 하부 성층권 EESC(Equivalent Effective Stratospheric Chlorine) 변화에 관련된 오존 전량 변동을 의미한다. 그림에서 나타난바와 같이, 1990년대 후반부터 2000년대 초까지 1960년대에 비해서 약 10DU, 3% 정도 낮다는 것을 알 수 있다. 그림 5.26은 1979년부터 2005년까지 기간 동안에 위성과 지상관측자료를 이용해서 계절별 그리고 전 계절에 대한 EESC 변화경향을 위도별로 나타낸 것이다. 같은 기간에 대해서 오존전량 변화경향은 EESC 변화경향에 1.4를 곱해서 계산하면 된다(Fioletov et al., 2008). 1979년부터 2005년까지 전 계절에 오존전량 변화경향은 30°N에서 -2.6% 그리고 봄철에는 약 -3.5%로 나타났다. WMO(2003)에서는 오존층 회복을 2050년 정도로 예측하였으나 Weatherhead et al.(2000)에서는 2065년 정도로 더 늦은 시기로 추정하였다. Reinsel et al.(2005)은 양 반구 40°보다 높은 위도에서 1996년 이후로 약 1.5DU에서 3.0DU까지 양의 변화경향으로 바뀌었음을 보였다.

5.4.1.2.2. 오존연직분포

성층권오존

오존전량이 감소하게 되면서, 세 고도에서의 오존 감소에 관한 중요한 사실이 발견되었다(WMO, 1990). SAGE I/II(Statospheric Aerosol and Gas Experiment I and II), 오존존데, 그리고 Umkehr 관측자료가 약 35 km 이상의 상부 성층권과 약 25 km 이하의 하부 성층권에서 오존 감소가 나타났으며, 28 ~ 32 km에서는 큰 변화가 없었다. 하지만 오존연직분포의 변화경향 분석에서는 관측을 수행한 기간이 짧고 관측자료의 질 때문에 큰 불확실성을 보인다. 최근에 상부 성층권에서의 오존 변화는 SAGE, SBUV, 그리고 HALOE(Halogen Occultation Experiment)의 위성관측과 Umkehr, lidar, 그리고 Microwave 관측으로부터 분석할 수 있다. SAGE(Li et al., 2002; Randel and Wu, 2007)와 SBUV(Rosenfield et al., 2005)로부터 1997년까지 상부 성층권 오존변화경향은 북반구 중위도 지역에서 -5%/decade에서 -9%/decade로 나타났다. Bojkov et al.(2002)은 1999년까지 유럽 Umkehr 관측자료를 이용해서 겨울과 봄철에 -6%/decade, 여름철에 -4%/decade의 변화경향을 보였다. 또한, Steinbrecht et al.(2006)도 lidar, microwave, 그리고 위성관측 자료로부터 35 ~ 45 km 상부 성층권 오존은 1980년 이후로 -10%에서 -15%의 변화경향을 보였다.

상부 성층권에서의 오존변화경향은 계절에 따라 다르게 나타나며, 그 변화경향은 겨울에 가장 크고, 여름에 가장 적다(Hood et al., 1993; Hollandsworth et al., 1995). Rosenfield et al.(2005)은 1979년부터

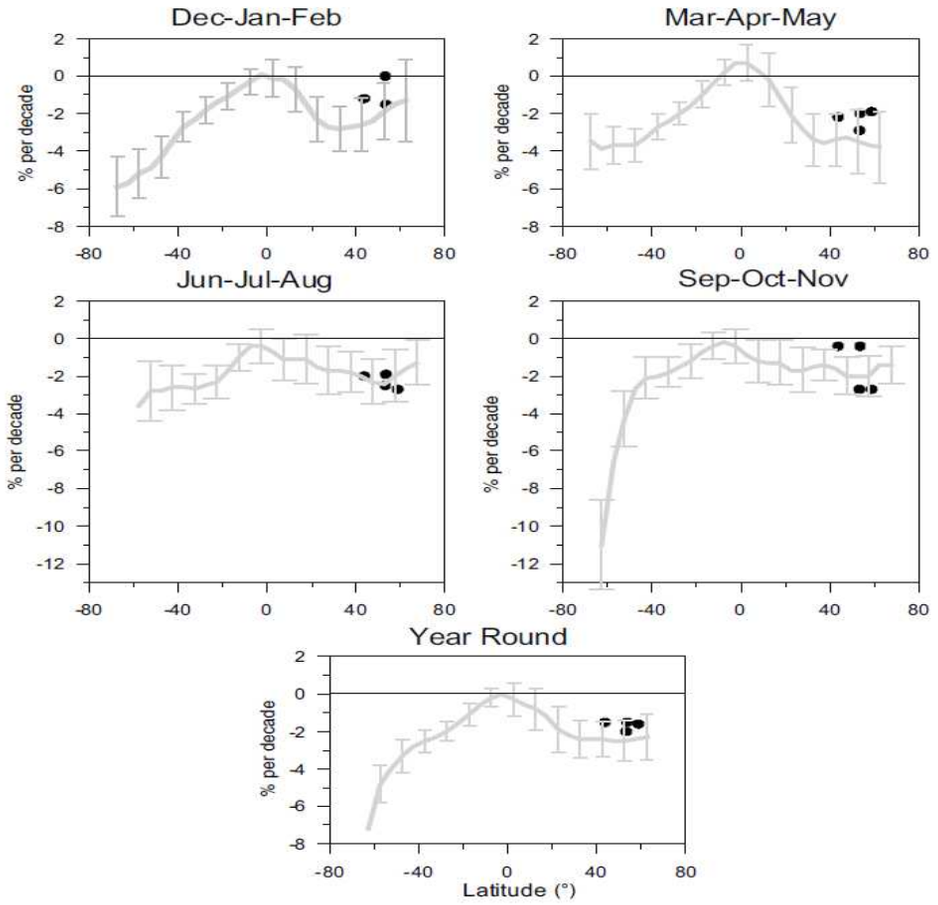


그림 5.26. 위성과 지상관측자료를 이용한 계절별 그리고 전 계절에 대한 EESC 변화경향(1979 ~ 2005년) (Fioletov et al., 2008).

1997년까지 SBUV version 8 자료를 이용하여 북반구 중위도 2 ~ 3 hPa에서 겨울철에 -5.7 ± 2.8%/decade, 여름철에는 -3.1 ± 1.5%/decade의 변화경향을 나타내었다.

최근에 오존전량 변화경향에서 나타난바와 같이, 상부 성층권 오존 변화에서도 감소경향이 완화되고 있음을 알 수 있다. Reinsel(1999, 2002)은 1977년부터 Arosa, Boulder, 그리고 Tateno의 Umkehr 관측자료를 이용하여 35 ~ 45 km에서 1996년 이전의 -5.5%/decade의 감소 경향에서 1996년 이후로 약 +7.5%/decade로 추세의 변화를 밝혔다. Newchurch et al.(2003)은 SAGE I/II와 HALOE 자료를 이용해서 35 ~ 45 km 오존변화경향이 1997년 이후로 성층권 오존감소경향의 완화를 보여주고 있으며, 이 결과는 성층권 HCl 증가가 완화된 것에 따르는 것으로 언급하였다. Steinbrecht et al.(2004)은 태양활동 강도(최대와 최소사이에 7%)가 다른 연구에 비해서 크지만, 이러한 상부 성층권 오존감소 경향의 완화가 11년 주기를 갖는 태양활동에 의해서 나타난다고도 주장하였다(Cunnold et al., 2004; Soukharev and Hood, 2006).

북반구와 남반구 중위도 지역 하부 성층권(18 ~ 25 km)은 1990년대 중반까지 EESC 변화경향과 거의 비슷한 약 -4%/decade의 변화경향을 보이며 그 이후로는 서서히 완화되고 있음을 알 수 있다(Yang et al., 2006). 18 km 이하의 고도에서는 북반구 중위도 지역에 걸쳐서 1990년대 중반까지 -5%/decade 이상의 큰 감소경향이 보고된 바 있다(WMO, 1992, 1999; Tarasick et al., 1995; Bojkov and Fioletov, 1997; Logan et al., 1999; Reinsel et al., 1999). Logan et al.(1999)은 15 km에서 약 -10%/decade의 최대감소경향을 보였다. WMO(2003)는 12 ~ 18 km에서 1980년부터 2000년까지의 오존존데를 이용한 변화경향분석에서 1980년부터 1996년까지의 변화경향의 절반에

해당하는 값을 보고하였으며, Bojkov et al.(2002)은 1978년부터 1999년 그리고 1978년부터 1997년까지의 Umkehr 자료를 비교함으로써 위에서 언급한 비슷한 경향의 값을 보이기도 하였다.

WMO(2007)는 2004년까지의 기간에 대한 최근의 변화경향 분석에서 15 km 이하의 성층권에서는 감소경향이 나타나지 않는다고 하였다. 이러한 결과는 1990년대 후반과 2000년 초에 오존이 급격하게 증가하고 있다는 것을 의미한다. Tarasick et al.(2005)은 1993년 이후에 63 hPa 이하 고도에서 오존감소가 완화되었으며, 1991년과 2001년 사이에 하부 성층권에서 증가경향이 나타난다고 하였다. Miller et al.(2006)의 결과에 따르면, 1970년부터 1996년까지 하부 성층권에서 약 -4%/decade의 통계적으로 유의한 변화경향을 보이며, 반환점(turning point)이후에 약 6～11%/decade 만큼 증가한다. 이러한 대류권계면부터 18 km까지 하부 성층권에서의 오존 증가는 북반구 중위도 지역에서 최근 9년 동안 오존전량 증가추세에 50% 정도를 반영해준다고 하였다(Yang et al., 2006).

북반구 중위도 지역에서 18～19 km 이하의 고도에 대한 오존 증가는 염소나 브롬과 같은 오존파괴물질의 감소에 의한 영향보다는 역학적 순환 변화에 의해서 나타나는 현상으로 설명하기도 한다(Tarasick et al., 2005; Yang et al., 2006). 역학적 요인 역시 1970년대 후반부터 1990년대 중반까지 오존 감소에 중요한 역할을 하였다(Zanis et al., 2006). 대부분의 연구에서 18 km 이하의 오존 변화에 역학적 요인이 영향을 준다는 주장에 동의를 하지만, 변화경향을 분석하는데 있어서 통계적 모델에 이러한 역학적 요인을 변수로 선택하는 것이 어렵다.

그림 5.27은 캐나다 오존존데 관측과 SAGE I/II와 SBUV(/2) 자료로부터 계산된 북반구 중위도지역의 EESC 변화경향에 따르는 연직오존변화경향을 나타낸 것이다. SAGE I/II 자료에 따르면, 북반구 중위도 지역 40～45 km 고도에서 1979년 이후로 -6～-9%/decade 또는 -10～-15%/decade의 가장 강한 오존감소경향을 보였다.

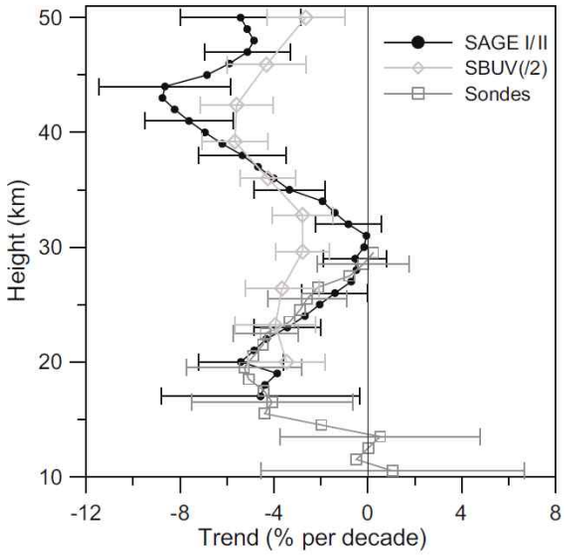


그림 5.27. 북반구 중위도 지역의 EESC 변화경향에 따르는 연직오존변화경향(Fiotelov, 2008).

대류권 오존

대류권 오존의 증가는 공기 오염으로부터 야기된다. Arosa(in the Swiss Alps)의 대류권 오존의 연평균 농도는 1950년도 후반부터 1990년까지 분석한 결과 2배 이상 증가하였다(Staehelin et al., 1994). 오염으로 인한 대류 경계층의 오존 증가는 자유 대류권(Free troposphere)에서의 오존 증가보다 더욱 심각할 것이라 예상된다. 1980년대의 유럽과 같은 오염지역 상공의 오존전량은 급격한 감소경향을 보인 반면 대류권에서는 오존의 증가경향을 가져왔다. 이와 같은 현상은 북미에서도 나타난 바 있다(Staehelin et al., 2001).

많은 모델들에서 산업혁명이전부터 현재까지의 대류권 오존 변화를 모든 인위적인 발생을 제거하는 방법을 사용해서 모사하고 있다(Berntsen et al., 1997; Hauglustaine and Brasseur, 2001; Levy et al., 1997; Mickley et al., 1999; Roelofs et al., 1997; Shindell et al., 2003; Wang and Jacob, 1998). 전 세계적으로 경제개발의 불균일한 성장속도에 따라 시공간적으로 대류권 오존의 변화는 매우 복잡하지만, 최근에 과거 발생량을 적절하게 모사할 수 있는 자료가 시공간 함수로 표현되어졌다(Van Aardenne et al., 2001). 따라서 최근 기후변화에 대류권 오존이 미치는 영향을 판단할 수 있는 전보다 향상된 추정치가 가능해졌다.

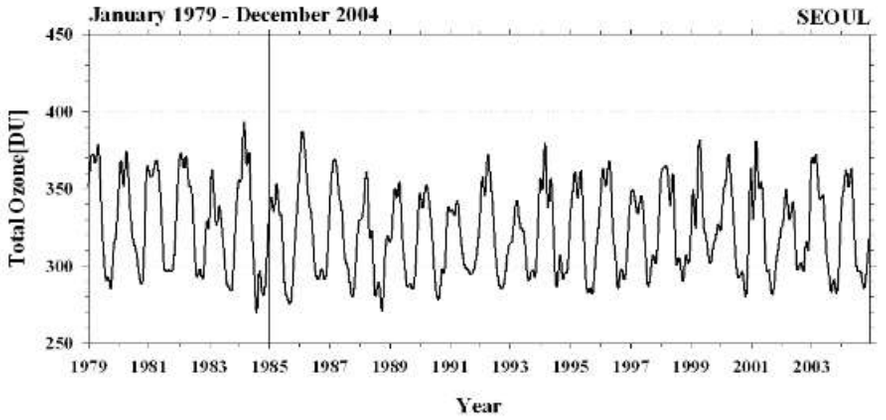


그림 5.28. Dobson과 TOMS로 관측한 서울지역의 월별 오존 전량 시계열(1979년~2004년)(Kim et al., 2005).

다른 온실가스와는 다르게 오존은 대류권내에 이동시간에 비해서 짧은 체류시간을 가지기 때문에, 공간적으로 불균일하게 분포하게 된다. 대부분의 오존생성물질 발생은 인간 활동으로 일어나며, 산업혁명이전부터 현재까지의 대류권 오존의 변화는 주로 인위적인 발생에 의해서 일어난다. 따라서 대류권 오존의 최대 변화는 상대적으로 오존생성물질이 증가하는 지역에서 나타날 것이며, 즉 북반구와 지표면 쪽에서 발생하게 된다. 그러나 단위 오존변화 당 복사강제력은 지면 발생량과는 크게 다른 대류권계면부근에서 최댓값을 보이는데(Hansen et al., 1997), 이러한 이유는 오존과 오존생성물질이 적도지역에 가까울수록 보다 빠른 광화학 반응율의 위도별 변화에 의해서 더 큰 영향을 받으면서 균일하게 분포되어지기 때문이다. 지표면과 대류권의 오존은 북반구 중위도에서 가장 큰 증가를 보였으며, 그 다음으로 아프리카와 적도부근의 대류권 오존 농도가 높았다. 해양에서는 특별히 대서양과 인도양에서 큰 증가를 보였으며, 태평양에서는 그보다 덜 증가함을 알 수 있었다(Shindell et al., 2006).

5.4.1.2.3. 아시아/한반도 지역의 오존 장기변화경향

오존전량

일본 관측지점(Sapporo, Tsukuba, Naha)의 Dobson 관측 값을 이용하여, 1985년부터 2007년까지의 한반도와 일본 상공의 오존 전량을 비교하면, Naha를 제외한 3개 지점의 연변화 경향은 거의 같으나 고위도로 갈수록 연변화의 진폭이 증가함을 알 수 있다. 23년간의 연평균 값은 Sapporo, 서울, Tsukuba, Naha의 순으로 351, 323, 209, 265 DU로 각각 나타났다.

Kim et al.(2005) 에서는 최근까지 서울 오존 전량의 장기 변화 경향을 분석하기 위해 오존 전량의 월평균 값의 시계열을 사용하였다. 관측 기간 중의 결측 자료의 보완과 시계열의 확장을 위하여 TOMS version 7의 자료를 사용하였다. 1985년 1월부터 2004년 12월까지의 기간에 대해 서울에서 가장 가까운 격자(37.5°N, 127.5°E)의 TOMS 자료와 서울의 돕슨 관측자료를 서로 비교한 결과 선형상관관계가 높으며, 서울 오존 전량 시계열을 재구성하는데 적합함을 알 수 있었다. 회귀식의 기여율(R^2)은 0.91로 나타났으며, 이는 계산된 오존 전량이 실제 관측 값의 91%를 설명할 수 있음을 알 수 있다. 위의 선형상관 식을 이용하여 1979년 1월부터 1984년 12월까지 TOMS 자료로부터 돕슨 오존 값을 계산하고 그 이후부터 2004년 12월까지 돕슨 관측자료의 월별 시계열을 그림 5.28과 같이 나타내었다.

서울의 1979 ~ 2004년까지의 변화 경향을 살펴보면 전 기간(1979 ~ 2004)에는 -1.32 DU/decade, -0.41%/decade의 장기변화경향을, 그리고 전반기(1979 ~ 1991)와 후반기(1992 ~ 2004)로 나누었을 때는 각각 -15.86 DU/decade, -4.90%/decade와 3.48 DU/decade, 1.07%/decade의 변화경향을 각각 보였다(Kim at al, 2005). 이 연구에서는 전반기는 현저하게 감소하나, 후반기

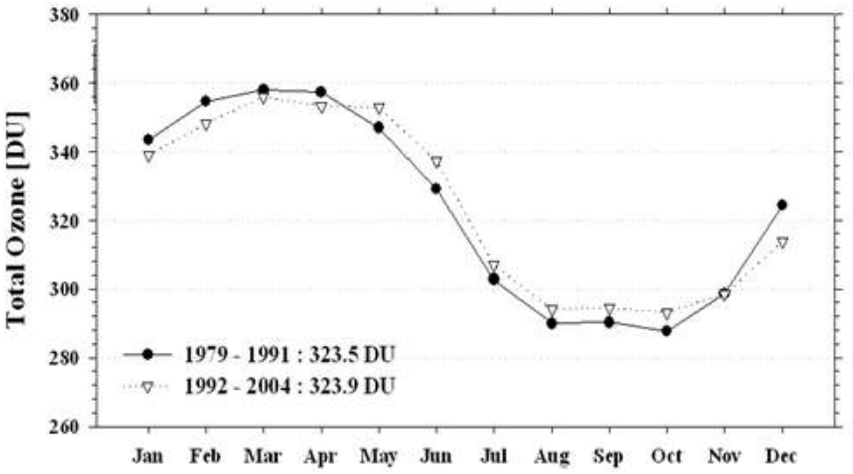


그림 5.29. 1979 ~1991년까지의 오존전량과 1992년~2004년까지의 오존 전량 비교(Kim et al., 2005).

에는 오히려 증가한다. 이 최근의 증가 경향은 성층권 오존 파괴 물질과 에어로졸의 감소가 화학적 오존 파괴를 완화시켰다고 설명할 수 있다. 1992년을 기점으로 기간을 구분한 이유는, 1992년 이후 서울의 오존 전량이 증가 경향을 보이고 있으며 이러한 현상은 북반구 중위도의 다른 지역에서도 나타나고 있고 (Staehelin et al., 2001; WMO, 1999), 1991년 6월 발생한 피나투보의 화산 폭발 시점은 오존 변화의 분기점이 될 수 있기 때문이다. 그림 5.29는 전반기와 후반기의 월평균 오존전량을 비교한 것이다. 전반기와 후반기의 연평균 오존 전량은 각각 323.5 DU와 323.9 DU로 나타나 거의 차이가 없는 반면, 월평균에서는 차이를 보였다. 즉 후반기에서의 오존전량은 전반기에 비해 여름과 가을철(5 ~ 11월)에는 증가한 반면, 겨울과 봄철(12 ~ 4월)에는 오히려 감소하는 것으로 나타났다. 오존 전량의 계절 변동은 대류권의 간섭에 의한 파동의 상층 전파(Charney and Drazin, 1961; Andrews et al., 1987)와 이에 따른 성층권 자오 순환의 변동으로 설명된다(예를 들어, Tung and Yang, 1988).

Cho et al.,(2003)에 따르면 1985년부터 2000년까지 계절 효과를 제거한 오존전량은 제주, 광주, 포항, 서울, 평양, 웅기지역에서 각각 10년 동안 +0.88%, +0.79%, +0.87%, +0.77%, +0.55% 그리고 +0.38% 증가한 경향을 보였다.

오존연직분포

한반도 서울 상공의 층별 경년변화와 그 경향은 24 ~ 28 km구간과 28 ~ 33 km 구간에서 각각 -1.67 DU/decade, -1.44 DU/decade의 감소 경향을 보이는 반면 하부 성층권부터 대류권까지, 그리고 중부 성층권 이상의 고도에서는 오존량이 증가하는 추세를 보이고 있다.

대류권오존

아시아 지역의 대류권 오존 변화는 큰 폭으로 증가하였다. 1890년에서부터 1950년대까지의 지표면 오존 농도의 변화는 2.4 ~ 4.0 ppb인데 반하여 1950년에서 1990년대 사이에 지표면의 오존 농도의 변화는 12.4 ~ 16 ppb로 1950년대 이후에 급격히 증가하고 있다(Shindell et al., 2006).

북반구 중위도와 고위도 지역에서의 대류권 오존 변화경향은 오존존데 관측자료를 기초로 추정하게 된다(WMO, 2003; Naja et al., 2003; Naja and Akimoto, 2004; Tarasick et al., 2005; Oltmans et al., 2006). Naja and Akimoto(2004)는 일본지역에서 33년간의 오존존데 자료를 분석하여 1970년부터 1985년까지 하부 대류권(750 ~ 550 hPa)에서 오존 증가를 보였으며, 1986년부터 2002년 사이에 Sapporo와 Tsukuba에서 12 ~ 15%, Kagoshima에서 35%가 증가한다고 하였다. 궤적 분석을 통해서 남쪽에 위치한 Kagoshima는 중국에서부터 유입되는 공기에 더 영향

을 받으나, Sapporo와 Tsukuba는 유라시아 대륙의 영향을 받는다. Naha(26°N)에서는 1990년부터 2004년까지 기간 동안 700～300 hPa에서 +5%/decade의 변화경향을 보였고, 지표면에서 700 hPa사이에서는 약한 감소경향이 분석되어졌다(Oltmans et al., 2006).

5.4.1.3. 오존의 복사강제력

복사에너지에 활성화된 대기성분의 변화는 대기에서의 입사하는 태양복사에너지(단파)와 방출하는 지구복사에너지(장파)사이의 에너지수지에 변화를 가져온다. 따라서 다른 대기 변수를 고정시키고, 대기성분 변화에 기인한 이러한 에너지수지의 변화를 복사강제력으로 표현할 수 있다(WMO, 2003; IPCC/TEAP, 2005).

오존은 단파와 장파 복사에너지를 흡수한다. 성층권에서의 오존변화에 기인한 복사강제력을 판단하기 위해서는 단파복사에너지 흡수와 관련된 영향과 그에 따라 변화된 성층권 온도에 따른 장파복사에너지의 영향을 구분하는 것이 중요하다. 하부 성층권에서의 오존 감소는 일시적으로는 대류권계면에서 단파복사에너지의 증가와 하향 장파복사에너지의 약한 감소를 가져오기 때문에 순 복사에너지 수지는 양의 복사강제력을 갖게 된다. 그러나 성층권 오존 감소는 태양단파복사에너지와 지구장파복사에너지의 흡수가 줄어들기 때문에 냉각을 가져오게 된다. 이와 같은 성층권에서의 변화 과정이 조정되어지면, 결국 하부 성층권에서 오존 감소에 따른 순 영향은 음의 복사강제력을 보이게 된다(IPCC/TEAP, 2005). 이와는 다르게 중, 상부 성층권에서의 오존 감소는 약한 양의 복사강제력을 가져온다(IPCC/TEAP, 2005).

성층권에서 오존이 증가할 경우를 생각해보면, 오존 증가는 성층권에서 더 많은 태양단파복사에너지 흡수뿐만 아니라 장파복사에너지 흡수도 증가하게 된다. 이러한 효과는 지표면과 대류권 시스템에 도달하는 태양단파복사에너지의 감소를 가져오며 장파복사에너지 양의 복사강제력에 반대되는 단파복사에너지 음의 복사강제력을 보이게 된다. 따라서 이러한 단파와 장파복사에너지를 합친 순 복사강제력은 성층권 오존 변화가 나타나는 고도에 밀접한 관련성을 갖는다. 또한 Forster and Shine(1997)에 따르면 오존 변화에 따른 복사강제력이 가장 큰 영향을 미치는 고도는 대류권계면이며, 또한 오존 변화에 온도 변화가 크게 나타나는 고도도 대류권계면 부근임을 알 수 있다.

TAR(working group I Third Assessment Report)은 성층권과 대류권에서의 오존변화에 따른 복사강제력을 구분해서 제시하였다. 성층권 오존의 복사강제력은 1979년부터 1998년까지의 기간에 대해서 오존변화의 관측자료로부터 계산되어졌다. 대류권 오존의 복사강제력은 Hydro Carbons, CO 그리고 NOx와 같은 오존 생성 물질의 변화를 화학모델에 입력함으로써 계산하였다.

5.4.1.3.1. 성층권오존

Forster and Shine(1997)의 결과를 살펴보면, 1979년부터 1996년까지 SBUV(solar backscattered ultra-violet)를 사용하여 대류권계면 위 7 km 층에 일정한 오존감소변화율을 적용할 경우, 전 지구 연평균 복사강제력은 -0.22 ± 0.03 Wm^{-2}/decade로 나타났다. 또한 1979년부터 1996년까지 SAGE(stratospheric aerosol and gas experiment) 오존 변화를 통해서 계산된 복사강제력은 -0.17 ± 0.03 Wm^{-2}/decade이었다. 그러나 1979년부터 1997년까지 기간에 대해서 업데이트된 Shine and Forster(1999) 결과를 보면, 전구 평균된 복사강제력은 -0.10 ± 0.02 Wm^{-2}이었다. 이 값은 이전의 결과에 비해서 약 50% 적은 음의 복사강제력을 보이는데, 이것은 같은 기간에 걸쳐 온실가스에 의한 강제력이 약 10% 정도 상쇄시키고 있음을 알 수 있다.

TAR에서는 성층권 오존감소에 따른 복사강제력은 1750년 이후로 -0.15 Wm^{-2}의 값을 나타내었다. 성층권 오존변화 경향의 일시적으로나 계절적으로 일정하지 않은 특징은 복사강제력을 결정하는데 중요한 의미를 갖는다. 전구 오존 감소는 주로 중위도 지역 하부 성층권에서의 변화에 기인한다. 남반구 중위도 지역에서 오존전량의 변화는 북반구 중위도 지역의 변화보다는 크게 나타난다. 2000년과 2003년 기간에

평균된 값을 보면, 남반구는 1980년 이전의 값에 비해서 6% 만큼 낮지만 북반구는 3%정도 낮다. 또한 북반구 오존변화에서는 큰 계절적 차이를 보이는데, 겨울부터 봄철에는 4%가 감소하고 여름철에는 2%가 감소한다. 하지만 남반구 장기 오존전량 변화경향은 전 계절에 6% 감소한다(WMO, 2003).

Pyle et al.(2005)과 Chipperfield et al.(2003)은 북반구 중위도 오존변화경향의 약 30%정도는 인위적인 화학물질에 따른 화학과정이 아닌 대류권계면 높이 변화와 같은 역학적 요인과 관계된다는 것을 보였다. 이러한 역학적 요인은 북반구 중위도 오존 복사강제력에 큰 영향을 미치게 된다. Forster and Tourpali (2001)는 1970년부터 1997년까지 기간 동안 20°N과 60°N지역에서 오존 복사강제력의 50%는 역학적 요인과 관계된다고 말하였다.

Hansen et al.(2005)은 Ramaswamy et al.(2001)이 사용한 오존변화경향 자료를 기초로 약 -0.06 Wm^{-2}의 복사강제력을 나타냈다.

5.4.1.3.2. 대류권오존

TAR에서는 오존존데와 지상관측자료를 이용한 대류권 오존의 변화경향은 지역에 따라 큰 차이를 보인다고 하였다. TAR에서 추정한 대류권 오존의 복사강제력은 $+0.35 \pm 0.15$ Wm^{-2}이었다. 대류권 오존은 관측자료의 공간적 그리고 시간적 제약 때문에 복사강제력은 모델 계산 값에 기초한다. 모델에서는 산업혁명이전 이래로 NOx, CO, NMVOCs, 그리고 CH_4의 추정된 발생량 변화에 따른 대류권 광화학시스템의 변화를 사용한다.

Gauss et al.(2006)에 따르면, 인위적 기후변화 영향을 무시하고 화학적 변화과정 만을 고려하였을 때, 모델에서 계산된 전구 평균 대류권 오존 기둥 값은 산업혁명이전에 비해서 7.9 DU에서 13.8 DU까지 증가하였다. 반면에 성층권 화학 과정만을 고려한 모델에서 성층권 오존 기둥의 감소 값은 14.1 DU에서 47.9 DU을 나타내었다. 이러한 모델 결과를 토대로 계산된 복사강제력은 각 모델별 오존 변화의 위치와 고도에 따라 크게 다르지만 대류권 오존 변화에 대해서는 0.26 Wm^{-2}에서 0.53 Wm^{-2}의 값을 보이며, 성층권 오존 변화에 대해서는 -0.25 Wm^{-2}에서 +0.12 Wm^{-2}로 나타났다. 산업혁명이후로 오존을 포함한 다른 온실가스의 변화는 전 지구 기후에 변화를 가져왔다. 화학과정의 변화와 기후변화를 모두 고려한 모델 결과에 따르면, 기후변화에 대해서 1 ~ 37%까지 대류권 오존의 증가를 가져왔으며 반면에 성층권 오존의 감소는 미약하였다. 기후변화를 포함한 대류권과 성층권 화학 모델 결과에 의하면 대류권 오존변화에 의한 복사강제력은 0.08 Wm^{-2}의 값을 보였으며 성층권 오존변화에 의한 복사강제력은 0.14 Wm^{-2}까지 감소하였다. 대류권과 성층권 변화를 종합한 결과에서는 오존전량 변화에 대해서는 음의 복사강제력을, 순 복사강제력에서는 양의 값을 나타내었다.

5.4.1.3.3. 태양활동주기 변화에 따른 오존변화를 통해서 계산된 복사강제력

대류권계면에서 11년 주기의 태양활동이 최소일 때보다 최대일 때, 전구평균 하향 태양복사량은 0.26 Wm^{-2} 증가한다. 이 값의 약 30%는 구름과 높은 지면알베도에 의해서 우주로 재 방출되므로 직접적인 복사강제력은 0.18 Wm^{-2} 이다. 또한 성층권의 온도 증가와 오존변화에 기인한 복사강제력에 의해서도 하향 장파복사량이 증가하게 된다.

Haigh(1994)와 Myhre et al.(1998)은 오존 증가가 태양활동 11년 주기 최소와 최대 지점에서의 태양복사강제력을 각각 약 0.1 Wm^{-2}와 0.02 Wm^{-2} 만큼 감소시킨다고 하였다. 또한, Wuebbles et al.(1998)에서는 오존 증가가 Maunder Minimum 이후로 태양복사강제력을 0.13 Wm^{-2} 만큼 감소시킨다고 보고한 바 있다. 그러나 Hansen et al.(1997)은 이와 반대로 오존 증가와 하부 성층권 온도 증가가 0.05Wm^{-2}만큼 증가시킨다는 것을 보이기도 하였다. 이러한 차이는 다르게 사용된 접근 방법에 의해서 나타나는데, Hansen et al.(1997)은 10 ~ 150 mb에서의 오존 변화와 낮은 해상도의 GCM에서 수행된 오존 민감도 연구로부터 오존의 효과를 살펴보았다. Haigh(1994), Wuebbles et al.(1998), 그리고 Myhre et al.(1998)은

역학적 가열 근사를 고정시키고 추정한 온도 변화를 2-D 화학수송모델에 입력하고 그에 따른 오존의 효과를 분석하였다. 따라서 음의 복사강제력 값은 성층권 상부에서 최댓값을 보이는 오존 연직 분포에 의해서 나타난 결과이며, 하부 성층권 온도와 그에 따른 장파복사강제력이 적게 반영되었기 때문이다(Larkin et al., 2000).

Larkin et al.(2000)은 ICSTM(Imperial College 2-D model) 오존자료와 GCM에서 계산된 온도장을 이용해서 전구에 대한 오존 복사강제력을 계산하였다. 단파복사강제력은 -0.06 Wm^{-2}, 장파복사강제력은 0.03 Wm^{-2}에서 0.11 Wm^{-2}까지 변하는 것을 알 수 있었다. 오존에 의한 전 지구 순 복사강제력은 -0.03에서 +0.05 Wm^{-2}까지 큰 범위를 가지게 되는데, 이 결과는 단파와 장파복사에너지 영향이 서로 상쇄되어지고 따라서 그로 인한 온도 변화가 다시 영향을 주기 때문이다.

Isaksen et al.(2008)은 태양활동주기 변화에 따른 오존변화를 통해서 오존의 복사강제력을 평가하였다. 단파복사에너지와 장파복사에너지를 합한 순 복사강제력은 전 대기층에서 -0.005에서 -0.010 Wm^{-2}로 태양활동이 최대와 최소 사이에서 전천일사량에 갖는 약 0.2 Wm^{-2}의 복사강제력에 비해서는 훨씬 작은 값이 나타났다. 하부 성층권에서의 오존 변화에 대해서는 장파복사강제력이 단파복사강제력에 비해서 지배적이기 때문에 순 복사강제력은 오존변화정도와 같은 변화 특징을 갖는다. 즉, 하부 성층권에서 오존이 감소하게 되면 그때의 순 복사강제력은 음의 복사강제력을 갖게 된다. 이와는 대조적으로 상부 성층권에서는 단파복사강제력이 장파복사강제력보다 우세하기 때문에 순 복사강제력은 오존변화정도와 반대 부호를 갖는 특징을 보인다(Forster and Shine, 1997; Hansen et al., 1997). 하부 성층권에서 장파복사강제력의 영향력이 큰 이유는 복사강제력의 영향을 받아서 생기는 성층권 온도장의 변화가 중요하기 때문이다. Haigh(2007)에 의하면 오존과 온도 연직 분포에 따라 오존에 의한 복사강제력은 -30%에서 +45%까지 변한다고 언급하였다.

5.4.2. 대기성분 변화 및 모델링

본 절에서는 화학적, 복사적으로 중요한 가스들의 대기 중 농도 변화를 한반도 배경대기 측면에서 관측 및 모델링 연구를 중심으로 논의한다. 논의되는 가스들은 지구온난화에 직접적으로 영향을 끼치는 CO_2, CH_4, N_2O, CFCs, HCFCs, 등의 잔존기간이 긴 온실가스들과 이것들의 대기 중 농도변화에 영향을 끼칠 수 있는 잔존기간이 상대적으로 짧은 OH를 포함한 화학반응가스들을 중심으로 다룬다.

5.4.2.1. 관측된 대기성분 변화

5.4.2.1.1. 온실가스 변화

지구의 장파복사를 흡수하는 대기성분, 즉 온실가스의 대기 중 농도는 산업혁명 이후로 꾸준히 증가해 왔다(Forster et al., 2007). 특히, 대기중의 농도가 가장 높은 이산화탄소는 산업화 이전 시기에 275 ~ 285 ppm에서 2005년에 379 ppm까지 전 지구적으로 약 36% 정도 증가를 보였다. 특히 1995년에서 2005년까지의 10년간 대기중의 CO_2 농도는 과거보다 훨씬 큰 약 19 ppm 증가를 보였다(Forster et al., 2007). 이러한 전지구 평균 CO_2 농도의 변화는 주로 인위적인 영향을 직접적으로 받지 않는 청정지역에서의 관측을 통해 얻어지며 높은 정확도의 대기중의 CO_2 농도관측은 하와이 Mauna Loa에서 시작되었다(Keeling et al., 1995).

CO_2를 포함한 통상적인 온실가스는 대기중의 잔존기간이 약 10 ~ 100년 정도 또는 그보다 훨씬 길기 때문에 온실가스들의 지역적인 변동에 대한 연구들은 상대적으로 적었다. 특히 우리나라에서의 대기성분 변화에 대한 연구는 아직까지 다른 선진국에 비해서는 상대적으로 빈약한 편이다. 한반도 배경지역에서의 온실가스 농도 관측은 1990년 8월 제주 고산관측소에서 관측이 처음 시도되었다(조하만 등, 1995; 박미경, 1997). 그 후 1998년 이후 기상청/기상연구소의 주관으로 안면도 지구대기감시관측소(Korea Global Atmosphere Watch Observatory: KGAWO)에서 24시간

상시 관측이 이루어지고 있다(김정식과 최재천, 2001).

최병철 등(2006)에 의한 안면도 관측자료 분석에 따르면 한반도 배경대기의 CO_2 농도는 지난 1999~2003년 동안 약 3 ppm yr^{-1}로 증가하고 있으며 지난 10년간의 전지구 평균인 1.9 ppm yr^{-1}(Forster et al., 2007)에 비해 훨씬 가파르게 상승하고 있다. 또한 같은 기간 하와이 Mauna Loa에서 관측된 CO_2 농도의 증가인 1.5 ppm yr^{-1}에 비해서 약 2배 이상의 가파른 증가를 보이고 있다. 이러한 증가는 제주도 고산관측소에서 관측한 증가율 보다 훨씬 가파르게 나타나고 있다(조창범 등, 2005). 제주도 고산관측소에서 1990년부터 2002년까지 지난 13년간의 CO_2 농도의 증가율을 보면 1.2~2.0 ppm yr^{-1}로 전지구 평균 증가율과 비슷한 수준을 보여주고 있다(조창범 등, 2005). 좁은 한반도 지역을 고려할 때 이러한 지역적인 편차는 인간 활동에 의한 CO_2 배출의 직접적인 영향으로 판단되며 좀 더 지역적으로 구체적인 CO_2 배출원에 대한 연구가 필요하다.

CO_2 다음으로 중요한 온실가스인 CH_4는 2005년 기준으로 전 지구 평균 농도는 약 1,744 ppb였다. CH_4는 CO_2와는 달리 지난 25년간 약 30%의 증가를 보이고 있으나 1990년대 후반에는 그 증가율이 감소하고 있으며 이러한 농도증가율의 감소원인은 아직까지 정확하게 밝혀지지 않고 있다(Forster et al., 2007). 지난 9년간(1999~2007년)의 KGAWC의 관측에 의한 한반도 배경대기의 CH_4 평균농도는 1999년에 1,884 ppb에서 2003년과 2004년에 각각 1,900과 1,894 ppb로 증가하다가 2007년에 1,892 ppb으로 약간 감소하고 있다(기상청, 2008). 같은 기간의 한반도에서의 CH_4의 증가율은 약 2 ppb yr^{-1}로 지난 10년간의(1996~2006년) 전지구 평균농도 증가율 2.4 ppb yr^{-1}보다 약간 낮게 나타나고 있다(기상청, 2008). 이러한 차이는 CH_4의 주된 제거과정인 대기 중에서의 OH에 의한 산화의 지역적인 편차일 것으로 추정되나 아직까지 구체적인 연구는 부족하다.

한반도 배경대기에서의 다른 온실가스인 N_2O와 CFCs의 농도변화는 전 지구 평균 변화율과 상당히 유사하다. 지난 9년간 N_2O의 평균농도와 증가율은 318.2 ppb와 0.8 ppb yr^{-1}이며 이는 지난 10년간(1996~2006년) 전 지구 평균 증가율인 0.76 ppb yr^{-1}와 유사하다(기상청, 2008). 기후변화와 더불어 성층권 오존 파괴로 널리 알려진 CFCs(CFC-11, CFC-12 등)의 전 지구적 농도 변화는 대체적으로 감소하거나(CFC-11) 근래에는 그 증가가 멈춘 것으로(CFC-12) 나타나고 있다. 1995년에서 1999년까지의 제주도 고산에서 관측한 한반도 배경대기의 CFC-11과 CFC-12 농도변화 분석은 전자는 뚜렷한 감소를 하지만 후자는 약간의 증가를 보이는 것으로 나타났으며, 이는 같은 기간 하와이 Mauna Loa 관측과 비슷한 양상을 보이고 있으나 평균적인 값은 약 2~4 ppt 정도 높게 나타나고 있다(김지영 등, 2001). 이는 제주도 고산이 중국을 비롯한 동아시아 지역의 인위적인 배출원에 의한 직접적인 영향을 받기 때문인 것으로 추정된다(Cunnold et al., 1994).

그 외의 2007년부터 새롭게 관측이 실시되고 있는 CFC-113과 육불화황(SF6)은 2007년 기준으로 한반도 배경대기 농도는 각각 75.9 ppt와 7.8 ppt이다. CFC-113의 경우 전지구 평균 농도와 유사한 수준이나 SF6의 경우 전지구 평균 농도인 6 ppt 보다 약 30% 이상 높은 수준을 나타내고 있다. 한반도에서의 SF6의 고농도 경향은 제주도 고산 관측이나 서울대학교 지점의 관측에서도(이정현과 김경렬, 2008) 비슷하게 나타나고 있다. 한반도 내에서도 국지적인 배출에 대한 큰 지역적인 농도 편차를 보이고 있는 SF6나 HFCs 등 최근에 주목받기 시작한 온실가스는 위에서 열거한 잘 알려진 온실가스에 비해서 국내 조사가 상당히 부족한 실정이다(이정현과 김경렬, 2008).

5.4.2.1.2. 화학반응가스 변화

인간의 활동에 의해 대기 중으로 배출되는 많은 오염물질 중 화학반응성이 상대적으로 큰 반응가스들은 지구온난화에 기여하는 온실가스와는 달리 잔존 기간이 짧다. 하지만 대기 중 화학반응을 통해 기후변화에 영향을 끼치는 온실가스 및 에어로졸의 농도에 직간접적인 영향을 끼친다. 주요한 화학 반응가스들은 O_3, CO, NOx, SO_2, VOCs 등이다. 특히 O_3은 성층권에서 태양복사를 흡수하여 지표의 생명체를

보호해주는 역할을 하지만 지표에서는 인간 및 식물에 큰 해를 가하는 중요한 오염물질이기도 하다. O_3은 그자체가 반응가스이면서도 주요한 온실가스중의 하나이기 때문에 본 장에서는 아래의 독립된 절에서 따로 자세히 언급한다. 화석연료 사용으로 주로 배출되는 NOx, CO, VOCs 들은 대기 중에서 서로 복잡한 광화학 반응을 통해서 소멸되며 그 과정에서 O_3 및 에어로졸의 생성에 관여하게 된다. SO_2는 대류권에서 가장 중요한 인위적인 에어로졸인 황산염 에어로졸의 주 생성원이며 역시 대기 중에서 화학적 산화에 의해서 황산염 에어로졸로 바뀌게 된다.

동아시아 및 한반도 배경대기에서의 화학반응 가스들의 배출은 지난 수십 년간 중국 및 동아시아 개발도상국의 산업화에 따라 급격하게 증가해 왔다(Ohara et al., 2007). 특히 1980년에서 2003년까지 아시아에서의 에너지 사용은 2배 이상 증가하였다. 이는 화석연료사용으로 인한 대기오염 물질의 배출 증가를 가져왔으며 위에 언급된 반응물질 농도의 증가를 가져왔다. CO는 화석연료 사용으로 발생하는 오염물질을 나타내는 가장 적절한 지표이며 동아시아 특히 중국에서는 많은 양의 석탄 사용으로 인해 CO의 농도는 최고 800 ppb 정도로 미국 및 서유럽의 농도의 2배 이상이다(Wang et al., 2001). 또한, Yonagunijima island에서 관측한 결과 분석을 통해 지난 1998~2004년 동안의 동아시아 배경대기의 CO의 농도가 약 0.8 ppb yr^{-1} 증가했음을 보였다.

CO와 더불어 화석연료 사용으로 주로 배출되는 NOx 는 NO+NO_2의 합으로 정의되며 대류권 O_3 생성의 주된 전구물질이다. NOx의 배출은 자동차의 사용과 밀접한 연관 관계가 있으나 선진국에서는 대기오염 규제 정책에 따라서 NOx 배출이 점점 줄어들고 있는 실정이다. 하지만 근래의 인공위성 관측을 통해서 나타난 동아시아 배출은 특히 중국을 중심으로 크게 증가하고 있으며 1996년에서 2004년까지의 위성자료 분석에서는 미국 및 유럽에는 큰 폭의 감소를 보이나 중국은 같은 기간에 약 50 %의 증가를 보이고 있다(Richter et al., 2005). 반면, 비슷한 기간에 bottom-up 방법을 이용한 Zhang et al.(2007)의 연구에 의하면 중국에서의 NOx 배출량은 1995년에 비해 2004년에 약 70% 정도 증가한 것으로 나타났다. Han et al.(2009) 역시 GOME 인공위성 관측을 통한 NOx 연직 농도와 모델 모의 비교를 통해 현재 CMAQ에 사용되고 있는 중국지역 NOx 배출이 과소모의되고 있지만 그와는 반대로 한반도에서는 NOx 배출이 약 46% 정도 과대 모의되고 있음을 밝혔다.

NOx, CO와 더불어 광화학 반응을 일으키는 VOCs는 인간활동에 의한 인위적 배출뿐만 아니라 자연적인 배출도 크다. 특히 식물의 잎에서 배출되는 isoprene은 약 500 Tg C yr^{-1}정도로 대기 중 VOCs 농도에 가장 큰 기여를 하고 있다(Guenther et al., 1995). Isoprene의 배출은 대기중의 온도와 일사에 민감하게 좌우되며 이는 기후변화에 따라 추후 크게 변화할 수 있는 가능성을 내포하고 있다. VOCs는 일반적으로 대기중의 잔존기간이 아주 짧기 때문에 직접적인 관측은 상당히 어려움을 내포하고 있으며 근래에 들어서 VOCs의 산화물인 HCHO의 인공위성 관측을 통해서 간접적으로 VOCs의 배출을 추정하고 있다(Palmer et al., 2003). 동아시아에서의 isoprene 및 VOCs의 배출의 인공위성 관측을 통한 추정이 점차 늘어가고 있다(Fu et al., 2007).

SO_2의 경우 황을 포함하는 석탄사용으로 주로 대기 중에 배출되며 지난 수십 년간 황산염 에어로졸 농도의 감소를 위한 탈황시설의 보급 및 개발로 인해 많은 부분 그 농도가 줄어들고 있는 실정이다. 하지만 근래의 Zhang et al.(2009) 의 연구에 의하면 동아시아 특히 중국의 SO_2 배출은 2001년에서 2006년까지 약 36% 정도 증가했다.

5.4.2.2. 대기성분 변화 모델링

한반도에서의 비교적 짧은 잔존기간을 가지고 있는 화학반응 가스들에 대한 대기오염물질로서의 영향은 비교적 많은 연구자들에 의해서 연구되어 지고 있다. 예를 들어 오존의 국지적(Kim et al., 2005) 혹은 지역적(박록진 등, 2009)규모의 변화에 대한 연구를 포함하여 많은 Particualte Matter(PM)에 관련된 연구들이 있다(송동웅과 송창근, 2003). 에어로졸에 관련한 자세한 설명은 아래 독립된 절에서 따로 언급한다.

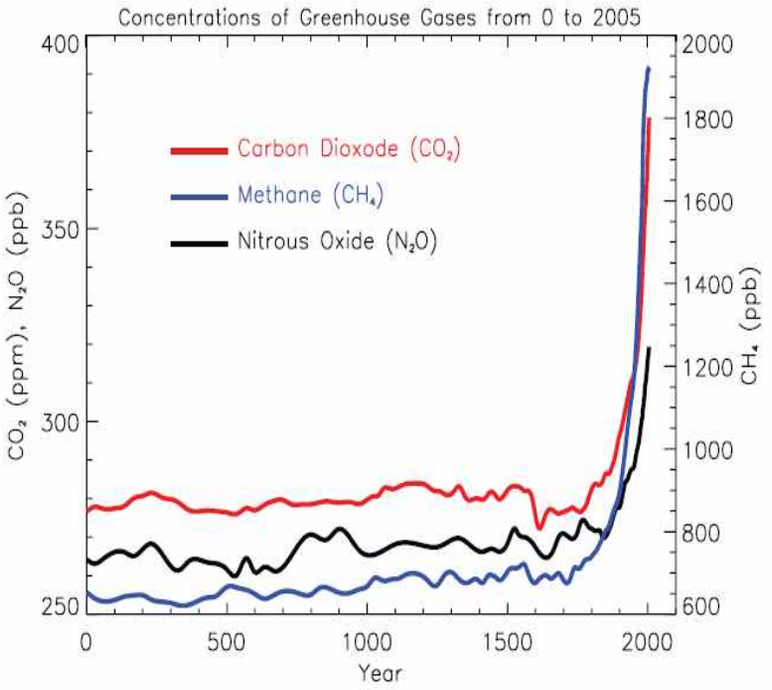


그림 5.30. 주요 장 수명 온실가스의 과거 2,000년 동안의 대기 농도(IPCC, 2007).

하지만 기후변화와 관련하여 반응가스 및 온실가스의 장기간에 걸친 농도 변화에 대한 모델링 연구는 거의 전무하다. 또한 기후변화에 따른 대기 중 화학성분의 변화는 기후변화 피드백으로서 중요한 영향을 끼치기 때문에 서로의 상호작용에 대한 연구가 한반도 기후환경 변화에 이해를 높이는데 반드시 필요하다.

5.5. GWP(Global Warming Potentail)와 GTP(Global Temperature change Potential)를 포함한 온실가스와 다른 메트릭스

태양에서 지구로 도달하는 태양복사에너지는 지구 기후의 동력원이 되며, 지구에 흡수된 에너지의 일부는 우주공간으로 다시 방출된다. 이때 방출되는 에너지는 많은 부분이 구름과 대기 중 온실가스에 의해 흡수되어 다시 지구로 복사되면서 지표면 온도를 상승시키는 역할을 한다. 이와 같은 현상을 자연적 지구온난화라 말하고, 자연적 지구온난화가 없다면 지표면의 평균 기온은 -19℃로 떨어질 것이다. 지구온난화를 야기하는 주요 온실가스는 이산화탄소, 메탄, 아산화질소이며, 산업혁명 이후 그 농도가 급격하게 증가하고 있다(그림 5.30).

이와 같은 농도의 변동은 자연적인 변동 범위를 넘어선 것으로 주로 인위적인 요인에 의한 것이다. 온실가스들은 인간 활동으로 인해 대기 중에 배출되었고, 이들은 화학적으로 안정해 십년부터 수백 년까지 대기 중에 계속 머무르기 때문에 지구 기후에 큰 영향을 미치고 있다. 또한 온실가스들은 대기 중에서 잘 혼합되기 때문에 몇몇의 적합한 관측소로부터 지구적 평균 수준의 농도를 추정할 수 있다.

온실가스에 의한 지구온난화의 기여율은 복사강제력이란 단위를 사용하여 정량적으로 표시할 수 있다. 그림 5.31은 1750년부터 2005년 동안 기후변화를 유발한 주요 물질들의 복사강제력을 보여준다. 앞서 밝힌 온실가스들은 모두 양의 복사강제력을 보여 지구온난화를 가속화시키는 물질들이며 그 영향력은 이산화탄소, 메탄, 염화불화탄소, 아산화질소 순이다.

본 보고서에서 인용된 우리나라를 대표하는 온실가스 농도는 기상청 기후변화감시센터(안면도 소재)에서 지난 10년(1999～2008년) 동안 측정·분석된 것이다(Cho et al., 2007).

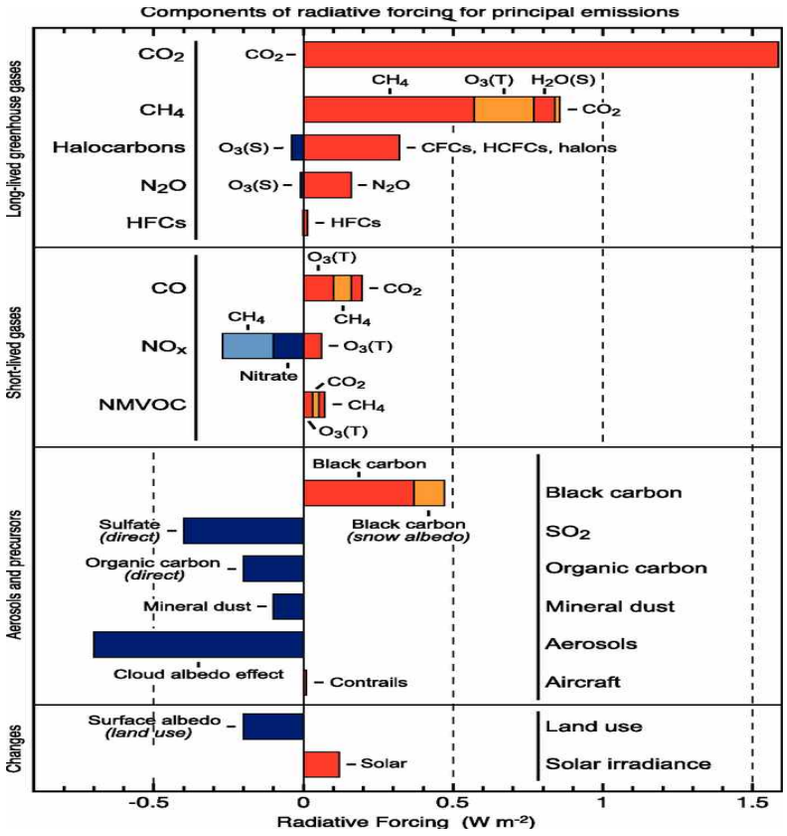


그림 5.31. 주요 온실가스의 배출과 다른 변화에 대한 복사강제력 요소, 가스 옆에 기입된 (S)와 (T)는 각각 성층권 및 대류권을 나타낸다(IPCC, 2007).

5.5.1. 이산화탄소(CO_2)

이산화탄소는 수명이 긴 온실가스이며, 지구온난화에 영향력을 미치는 온실가스 중 63%의 비중을 차지한다. 산업화 이전에 이산화탄소 농도는 275~285 ppm으로 추정된다. 산업혁명 이후 화석연료의 연소, 가스 플레어, 시멘트 생산 등에서 인위적인 이산화탄소의 배출량(전체 배출량의 3/4)이 급증하였으며, 이 같은 배출량의 증가에는 삼림 벌채(Houghton, 2003)와 바이오매스 연소(Andreae and Merlet, 2001) 등과 같은 토지 이용의 변화(전체 배출량의 1/4)로 인한 것도 포함된다. 이로 인해, 2007년 전지구 평균 이산화탄소 농도는 383.1 ppm으로, 산업화 이전 이산화탄소의 농도보다 약 100 ppm(36%)이 증가하였다. 산업화 이전 이산화탄소 농도 변동이 약 20 ppm인 것을 고려하면, 산업화 이후 이산화탄소 농도의 변동은 인위적인 요인에 의해 크게 영향을 받은 것으로 보인다.

5.5.1.1. 이산화탄소 농도의 일변동 및 계절변동

1999~2008년까지 최근 10년 동안 관측된 이산화탄소의 농도변화는 계절별로 진폭은 다르지만 뚜렷한 일변동이 나타났다. 그림 5.32에서 보듯이, 일변동 폭은 여름철에 10 ppm으로 가장 크고 겨울철에 3.1 ppm으로 가장 작았다. 계절별 차이가 있지만 일변동 최저 농도는 15~17시 사이이고, 최고 농도는 5~9시에 나타났다(지구대기감시보고서, 2009). 이와 같은 이산화탄소 농도의 일변동은 식물 광합성 및 호흡 작용으로 인한 탄소의 흡수 및 배출과 관련이 있다. 즉, 광합성 작용이 활발한 주간과 여름철에는 이산화탄소의 농도가 낮고 일변동 폭도 컸으며, 식물이 호흡작용을 하는 야간과 광합성 활동이 약화되는 겨울철에는 이산화탄소의 농도도 높고 일변동 폭도 가장 작았다. 또한 겨울철은 화석연료 소비 증가로 어느 계절보다 일중 이산화탄소 농도는 높지만 이산화탄

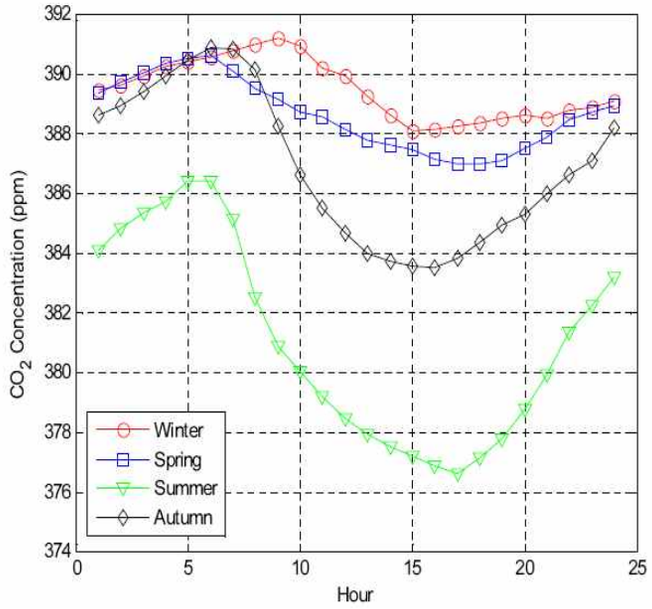


그림 5.32. 지난 10년 동안(1999 ~ 2008년) 안면도 이산화탄소농도의 일변화 경향(지구대기감시보고서, 2009).

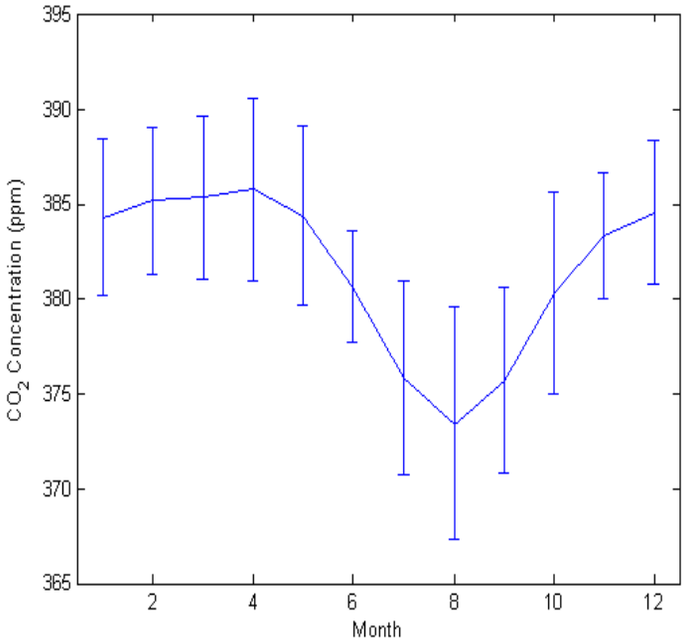


그림 5.33. 지난 10년 동안(1999 ~ 2008년) 안면도 이산화탄소농도의 월변화 경향(지구대기감시보고서, 2009).

소의 일변화 차이는 가장 작게 나타났다.

그림 5.33의 지난 10년 동안의 월별 농도 분포를 보면, 일변동과 유사한 계절 변동이 뚜렷하였다. 월평균 이산화탄소 농도의 최댓값과 최솟값은 각각 4월과 8월에 나타났으며, 최댓값과 최솟값의 차이는 약 15 ppm으로 봄과 여름 사이에 가장 큰 차이를 보였다. 이러한 원인은 식물의 광합성과 호흡작용에 의한 식생의 영향뿐만 아니라, 4월에는 북서풍이 부는 한겨울보다도 편서풍이 우세한 반면 8월에는 북서태평양의 깨끗한 열대해양에서 불어오는 남풍이 우세하기 때문이다(기상청, 2009). 또한 최저 농도가 나타나는 8월이 다른 달에 비하여 편차 폭이 가장 큰데, 그 이유는 식물의 광합성 활동이 태양 일사, 기온, 강수량 등에 따라 큰 편차를 보이기 때문이다.

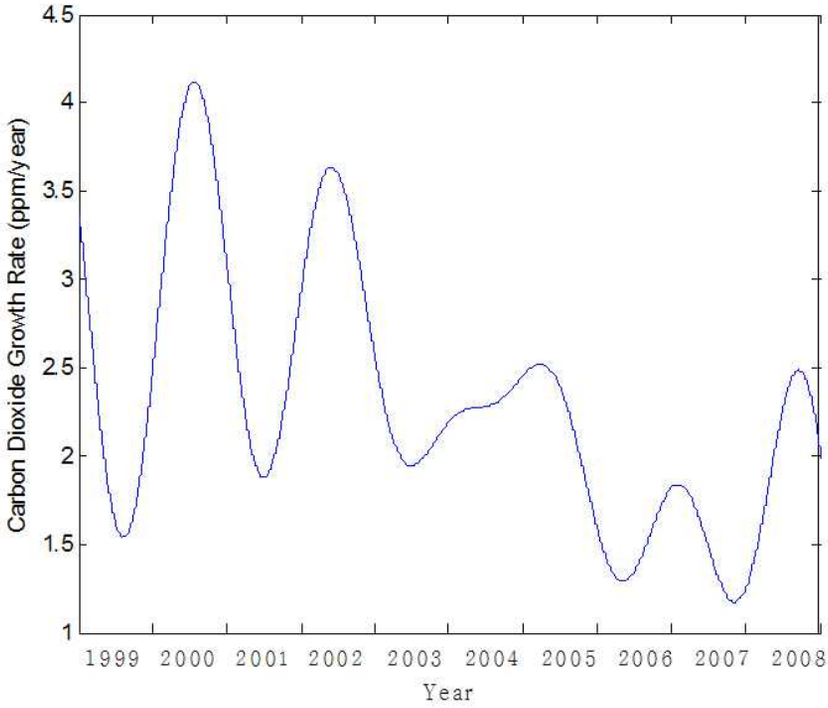


그림 5.34. 지난 10년 동안(1999 ~ 2008년) 안면도 이산화탄소의 증가율 변화 경향(지구대기감시보고서, 2009).

5.5.1.2. 이산화탄소의 증가율

그림 5.34에서 보듯이, 지난 10년(1999 ~ 2008년) 동안 이산화탄소의 평균 증가율은 양의 값을 보였으며, 이는 이산화탄소 농도가 계속 높아졌다는 것을 뜻한다. 또 다른 특징은 증가율이 커지고 작아지는 경년변동을 보이고 있으며, 이러한 경향은 전 지구적으로도 뚜렷하였다. 전지구 평균 이산화탄소 증가율이 연간 2 ppm 보다 큰 해는 1987/1988, 1997/1998, 2002/2003, 2005년으로 안면도의 관측 결과와 잘 일치하고 있다(WMO/GAW, 2010). 이와 같은 이산화탄소 증가율의 변화는 ENSO(El Niño-Southern Oscillation)와 관련되어 있으며, 2005년의 경우 엘니뇨 사례가 아니었음에도 불구하고 높은 증가율을 보인 것은 전 지구적으로 특히 북반구의 기온이 높았기 때문이다(WMO/GAW, 2010).

엘니뇨 기간 동안 이산화탄소를 풍부하게 함유한 심층 해수의 용승 작용이 억제되면 적도 태평양 동쪽 지역의 이산화탄소 배출을 억제하는 효과가 있지만, 엘니뇨는 전 지구적으로 기온을 상승시키고, 특히 적도 지역에 높은 온도 아노말리를 발생시킨다. 따라서 식물의 호흡작용 강화 등 지표 생물권에서 배출되는 이산화탄소의 양이 늘어나고, 또한 토양에서 유기 물질의 분해를 활성화시킴으로 전 지구적 이산화탄소의 증가율은 커지게 된다. 특히 엘니뇨로 인한 기온 상승과 강수량 감소는 식물의 광합성 활동을 약화시킴으로서 이산화탄소 흡수원의 기능 저하를 야기 시킨다. 이와 같이 엘니뇨로 인해 해양과 지표의 흡수와 배출 효과는 서로 반대 양상을 띠게 된다. 하지만 해양에서의 이산화탄소 배출량 둔화 효과는 동태평양에 국한되어 있지만, 지표에서 발생하는 이산화탄소 배출량 증가 효과는 전 지구적이기 때문에 엘니뇨 기간 동안 이산화탄소 증가율은 커진다(Dettinger and Ghil, 1998).

그림 5.34에서 보면, 안면도에서 이산화탄소의 증가율이 점차 감소하고 있는데, 지난 10년(1999 ~ 2008년) 동안 이산화탄소 증가율은 2.3 ppm yr^{-1}로, 2007년까지의 증가율인 2.4 ppm yr^{-1} 보다 다소 작았다. 하지만 2007년까지 전 지구적인 이산화탄소 증가율은 1.9 ppm yr^{-1}으로, 한반도 지역이 전 지구적인 이산화탄소 증가율보다 여전히 높은 것을 알 수 있다.

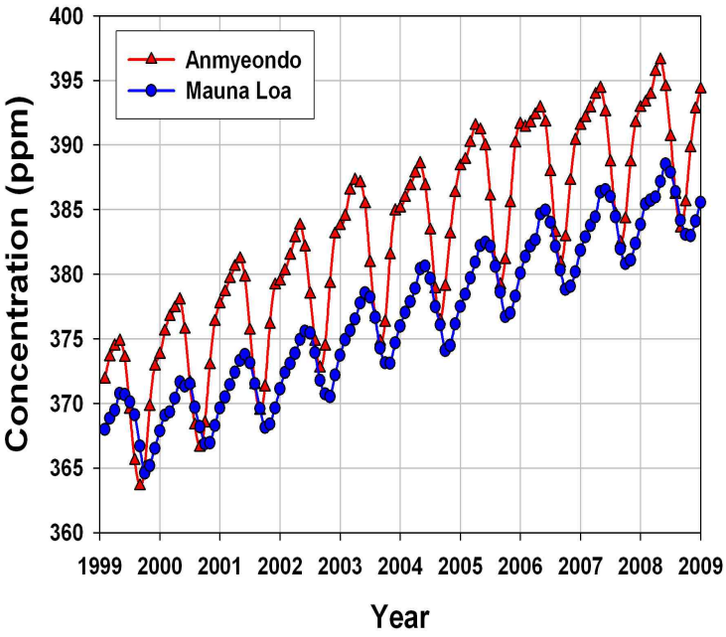


그림 5.35. 지난 10년 동안(1999 ~ 2008년) 안면도(지역급)와 마우나로아(지구급)에서 측정된 월평균 이산화탄소 농도 변화 경향(지구대기감시보고서, 2009).

5.5.1.3. 이산화탄소의 장기 변동

그림 5.35은 세계기상기구(World Meteorological Organization, WMO) 지구대기감시(Global Atmosphere Watch, GAW) 프로그램의 지역급 관측소인 안면도 기후변화감시센터와 지구급 관측소인 하와이의 마우나로아 관측소에서 측정된 월 평균 이산화탄소 농도 변화를 비교한 것이다. 지구급 관측소인 마우나로아는 태평양 한 가운데 위치해 주변지역에서 이산화탄소 배출원이 적기 때문에 지역급인 안면도 관측소에 비해, 이산화탄소 농도가 낮게 측정되는 것은 당연한 결과이다. 그림 5.35에서 안면도와 마우나로아 모두 지난 10년 동안 이산화탄소 농도는 뚜렷한 계절 변동을 보이면서 지속적으로 증가하고 있으나, 이산화탄소 배출량이 많은 북반구 중위도에 위치한 안면도의 계절별 최대-최소 차이가 마우나로아보다 더 크다. 안면도와 마우나로아의 최솟값 차이가 크지 않음을 고려할 때, 이산화탄소 흡수원의 효율은 전 지구적으로 크게 차이가 없으며, 두 지점의 최댓값이 큰 차이를 보이고 있는 것은 배출원의 지역적 밀집으로 인한 효과라고 볼 수 있다.

지난 10년(1999 ~ 2008) 동안 안면도에서 측정된 월평균 이산화탄소 최댓값은 2008년 4월의 396.6 ppm이며, 마우나로아의 경우, 2008년 5월의 388.5 ppm이었다. 또한 지난 10년 동안 안면도의 월별 최댓값과 최솟값의 차이는 평균 11.9 ppm인데 마우나로아는 평균 5.7 ppm으로 안면도가 약 2배 정도 컸다. 표 5.2는 지난 10년 동안 안면도에서 측정된 이산화탄소 월평균 및 연평균 농도를 표시한 것이다. 또한, 2005년 전 지구 평균 이산화탄소 농도는 379 ppm이며, 전 지구 복사강제력은 +1.66(±0.17) Wm^{-2}이다(IPCC, 2007).

5.5.2. 메탄(CH_4)

메탄은 장 수명 온실가스 중 이산화탄소에 이어 두 번째로 지구온난화에 많은 영향(18%)을 미치는 가스이다. 또한 이산화탄소에 비해 그 양은 적지만 지구온난화 효율은 23배가 높다. 빙하 코어에서 측정된 메탄의 농도 변화를 보면, 지난 65만년 동안 400 ppb ~ 700 ppb 사이에서 변동하고 있다. 메탄의 배출원은 상대적으로 잘 알려져 있으나, 배출원별 배출강도와 그 특성은 분명하지 않다.

메탄은 자연 발생원과 인위적 발생원에서 배출되며, 대표적인 메탄 배출원은 습지, 벼 경작, 바이오매

표 5.2. 지난 10년 동안(1999 ~ 2008년) 안면도에서 측정된 월평균 및 연평균 이산화탄소 농도(단위: ppm)(지구대기감시보고서, 2009).

연도	1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	평균
1999	371.9	373.6	374.4	374.8	373.5	369.5	365.6	363.6	365.0	369.8	372.9	373.8	**370.7**
2000	375.6	376.7	377.4	378.0	375.7	371.6	368.3	366.6	368.5	373.0	376.3	377.7	**373.8**
2001	378.6	379.6	380.6	381.2	379.8	375.7	371.4	369.5	371.3	376.1	379.1	379.4	**376.9**
2002	380.3	381.5	382.8	383.8	382.1	378.5	374.8	372.7	374.4	379.3	383.1	383.7	**379.7**
2003	384.5	386.5	387.3	387.1	385.4	380.9	376.7	374.8	376.3	381.5	384.9	385.1	**382.6**
2004	385.9	386.8	387.8	388.5	386.8	383.4	378.9	376.4	379.1	383.1	386.3	388.4	**384.3**
2005	388.9	390.2	391.5	391.2	389.9	386.0	380.8	379.2	381.1	385.5	390.2	391.6	**387.2**
2006	391.4	391.7	392.3	392.9	391.8	387.9	383.2	380.9	382.9	387.2	390.3	391.5	**388.7**
2007	392.1	392.9	393.9	394.4	392.6	388.7	384.6	382.4	384.3	388.7	391.7	392.9	**389.9**
2008	393.3	393.9	395.7	396.6	394.5	390.7	386.2	383.5	385.6	389.8	392.8	394.3	**391.4**

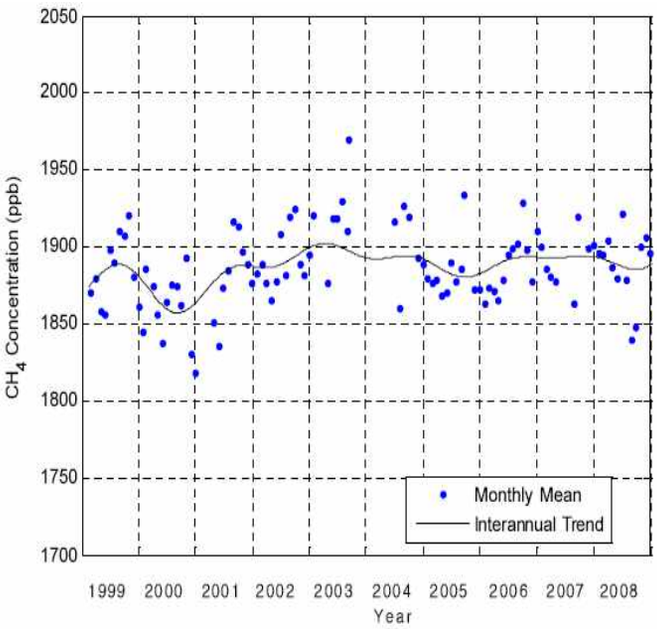


그림 5.36. 지난 10년 동안(1999 ~ 2008년) 안면도 메탄의 월평균 농도 변화 경향(지구대기감시보고서, 2009).

스 연소, 반추동물과 화석연료 채광과 공급을 포함하는 등 매우 다양하나, 대기 중 메탄은 대류권과 성층권에서 수산화기(OH)와 반응해 제거되는 단순한 과정을 거친다. 산업혁명 이후 메탄의 농도는 급격하게 높아졌으나, 1990년대 후반부터 증가속도가 둔화되었으며, 2007년의 전지구 메탄 농도는 1,789 ppb로 산업화 이전과 비교하여 약 1,000 ppb가 높아졌다. 2007년의 한반도 연평균 메탄 농도는 1,891 ppb로, 전지구 농도보다 약 100 ppb 높았다.

5.5.2.1. 메탄의 계절 변동 특성

메탄의 계절 변동은 이산화탄소와 유사하게 겨울철에는 높고 여름철에는 낮다. 메탄의 저 농도가 여름철에 낮은 이유는 여름철에 메탄을 제거하는 수산화기(OH)의 생성이 가장 활발하기 때문이다. 그러나 여름철에는 습지, 벼 경작, 부패 등에 의한 대기 중 메탄 배출량이 증가하므로 고농도 사례가 자주 관측되기도 한다. 여름을 제외한 나머지 계절의 경우 큰

표 5.3. 지난 10년 동안(1999 ~ 2008년) 안면도에서 측정된 월평균 및 연평균 메탄 농도(단위: ppb)(지구대기감시보고서, 2009).

연도	1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	평균
1999	-	1869	1871	1860	1856	1894	1879	1910	1905	1918	1887	1863	**1883**
2000	1848	1882	1874	1856	1841	1859	1869	1882	1874	1892	1844	1822	**1862**
2001	1877	1885	1877	1863	1831	1881	1882	1916	1910	1896	1890	1878	**1882**
2002	1883	1887	1879	1864	1880	1906	1882	1908	1921	1890	1885	1897	**1890**
2003	1908	1889	1882	1872	1910	1916	1909	1910	1919	1905	1891	1878	**1899**
2004	1889	1894	1881	1875	1880	1908	1879	1917	1917	1915	1889	1890	**1894**
2005	1879	1879	1880	1868	1873	1896	1872	1891	1928	1907	1876	1870	**1885**
2006	1862	1876	1875	1863	1879	1901	1896	1904	1933	1899	1875	1913	**1890**
2007	1897	1887	1879	1878	1885	1889	1893	1866	1919	1907	1895	1899	**1891**
2008	1899	1894	1901	1891	1879	1915	1877	1850	1848	1904	1902	1892	**1888**

변동을 보이지 않고 안정된 농도 수준을 보이고 있다.

그림 5.36에서 보듯이, 1999 ~ 2008년까지 측정된 안면도 메탄 농도의 월평균 최댓값은 2006년 9월 관측된 1,933 ppb이며, 2008년의 최댓값은 6월에 측정된 1,915 ppb이었다. 그리고 2008년 CH_4의 연평균 농도는 1,888 ppb로 1999년의 연평균 농도인 1,883 ppb보다 5 ppb 높았고, 2007년 1,891 ppb보다 3 ppb 낮았다. 표 5.3은 1999 ~ 2008년까지 안면도에서 측정된 월평균 및 연평균 메탄 농도이다.

5.5.2.2. 메탄의 연평균 농도 변화 및 장기 변동

1999년부터 2008년까지 안면도와 마우나로아에서 측정된 메탄의 연평균 농도를 비교하였다(그림 5.37). 이산화탄소와 마찬가지로 지역급 관측소인 안면도에서 측정된 메탄의 농도가 지구급 관측소인 마우나로아의 관측 값에 비해 상당히 높았다. 2008년 측정된 안면도의 메탄 농도는 1,888 ppb로 마우나로아의 1,800 ppb보다 88 ppb 높았으며, 이러한 농도 차이는 배출원과 흡수원의 차이에 의한 것으로 판단된다.

앞에서 언급한 것처럼 다양한 배출원이 존재하는 안면도의 경우, 마우나로아에 비하여 연변동 진폭이 상대적으로 크지만 두 지점의 전체적인 장기 변동 패턴은 거의 유사하였다. 다시 말하자면, 지역적인 배출원과 흡수원의 차에 의해 농도의 편차는 발생하지만, 메탄 생성과 소멸의 반복 패턴은 전 지구적으로 유사하게 나타났다. 따라서 대기 중 메탄 증가율의 변화와 대기 누적량의 미래 변화는 메탄의 배출원과 흡수원의 불균형과 분명 관련되어 있음을 알 수 있다. 그림 5.37에서 보듯이, 메탄 농도는 엘니뇨의 영향으로 2002년부터 2003년까지 증가한 이후에는 뚜렷한 변화가 없었으며, 지난 10년간 메탄의 연평균 증가율은 1.9 ppb yr^{-1}이었다. 또한 2005년 전 지구 평균 메탄 농도는 1,774 ppb이며, 전 지구 복사강제력은 +0.48(±0.05) Wm^{-2}로 나타났다(IPCC, 2007).

5.5.3. 아산화질소(N_2O)

아산화질소는 이산화탄소, 메탄, 염화불화탄소에 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.

아산화질소의 대기 중 체류 시간은 114년이며, 산업화 이전 농도는 약 270 ppb로 추정된다. 아산화질소는 자연적 요인과 인위적 요인에 의하여 대기 중으로 배출되고 있으며, 해양, 토양, 연료의 연소, 바이오매스 연소, 비료, 산업 공정 등 다양한 배출원이 있다. 이러한 배출원의 1/3이 인위적인 요인에 의해 야

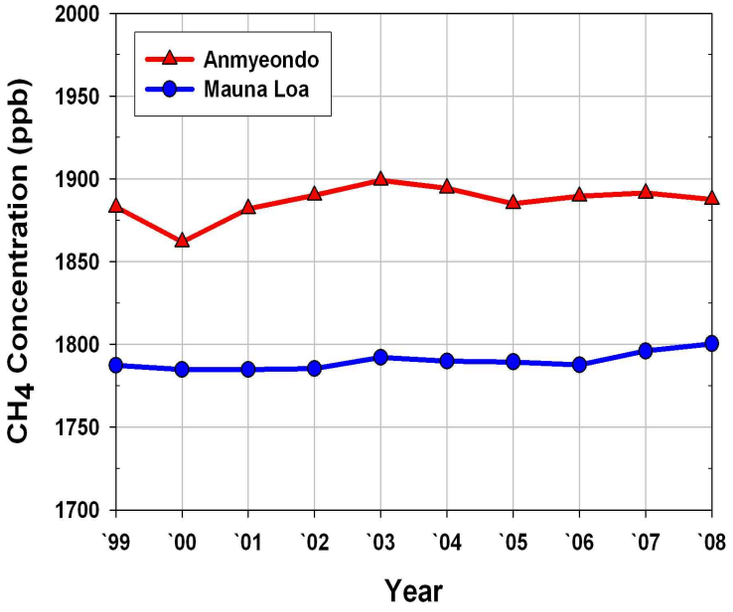


그림 5.37. 지난 10년 동안(1999~2008년) 안면도와 마우나로아에서 측정한 메탄의 연평균 농도 변화 경향(지구대기감시보고서, 2009).

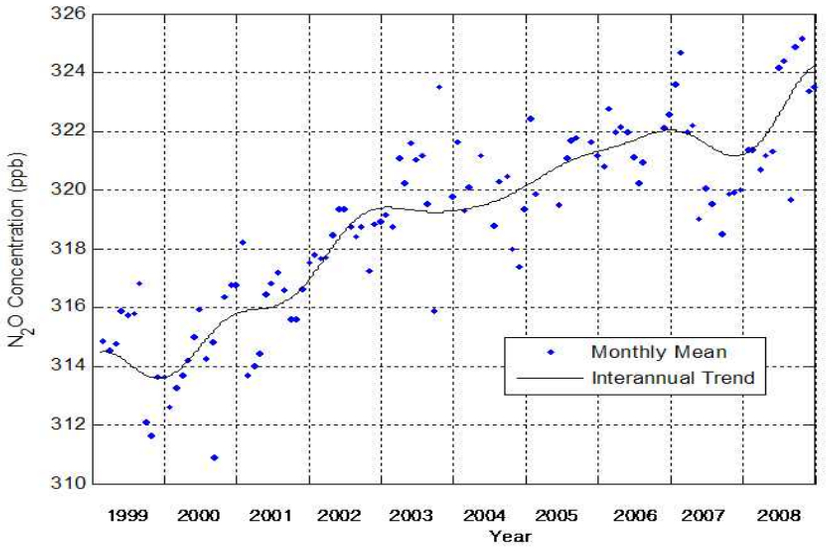


그림 5.38. 지난 10년 동안(1999 ~ 2008년) 안면도 아산화질소의 월평균 농도 변화 경향(지구대기감시보고서, 2009).

기되며 주로 성층권에서 태양 광해리에 의해 제거된다. 그러나 배출원과 흡수원에서 발생하는 아산화질소의 정확한 양은 아직 정확히 알려지지 않았다.

WMO GAW 온실가스보고서(WMO/GAW, 2009)에 따르면 아산화질소의 2008년 전 지구평균농도는 321.8 ppb로 산업혁명 이전보다 19% 높아졌으며, 아산화질소의 과거 10년 평균 증가율은 0.78 ppb yr^{-1}이다. 산업화 이후 아산화질소 농도는 경작지의 확장과 비옥화로 인해 지난 몇 십년간 꾸준히 높아지고 있으며, 안면도에서 측정된 2008년 연평균 아산화질소 농도는 322.6 ppb로 전지구 평균 농도에 비해 0.8 ppb 높았다.

5.5.3.1. 아산화질소의 계절 변동

그림 5.38은 1999 ~ 2008년까지 아산화질소 농도

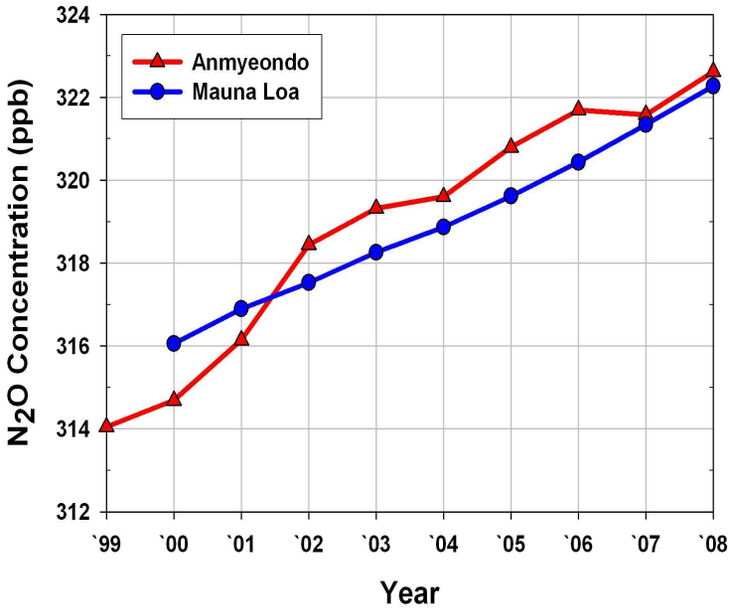


그림 5.39. 지난 10년 동안(1999 ~ 2008년) 안면도와 마우나로아에서 측정한 아산화질소의 연평균 농도 변화 경향(지구대기감시보고서, 2009).

표 5.4. 지난 10년 동안(1999~2008년) 안면도에서 측정된 월평균 및 연평균 아산화질소 농도(단위: ppb)(지구대기감시보고서, 2009).

연도	1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	평균
1999		314.5	314.5	314.4	314.3	314.2	314.1	313.9	313.8	313.7	313.6	313.6	**314.0**
2000	313.6	313.7	313.9	314.1	314.3	314.6	314.8	315.1	315.3	315.5	315.6	315.7	**314.7**
2001	315.8	315.9	315.9	315.9	316.0	316.0	316.0	316.1	316.2	316.4	316.6	316.8	**316.1**
2002	317.1	317.4	317.6	317.9	318.2	318.5	318.7	318.9	319.1	319.2	319.3	319.4	**318.4**
2003	319.4	319.4	319.4	319.4	319.3	319.3	319.3	319.3	319.3	319.3	319.3	319.3	**319.3**
2004	319.3	319.3	319.4	319.4	319.5	319.5	319.6	319.7	319.7	319.8	319.9	320.1	**319.6**
2005	320.2	320.3	320.4	320.6	320.7	320.8	320.9	321.0	321.1	321.2	321.2	321.3	**320.8**
2006	321.3	321.4	321.4	321.5	321.6	321.7	321.7	321.8	321.9	322.0	322.0	322.0	**321.7**
2007	322.0	322.0	322.0	321.9	321.8	321.7	321.5	321.4	321.3	321.2	321.2	321.2	**321.6**
2008	321.2	321.4	321.5	321.8	322.1	322.4	322.7	323.1	323.4	323.7	324.0	324.2	**322.6**

의 월평균 변동을 나타낸 것이다. 아산화질소는 이산화탄소 또는 메탄과 같은 뚜렷한 계절 변동 특성을 나타내지는 않았지만, 1999년 후반부터 2002년까지 비교적 빠른 속도로 증가하다가 이후 증가 추세가 완만해 지는 것을 볼 수 있다. 지난 10년간 안면도 월평균 아산화질소 최댓값은 2008년 12월 324.2 ppb로 측정되었고, 2008년 아산화질소의 연평균 농도는 322.6 ppb로 나타나, 1999년의 314 ppb에 비하여 8.6 ppb 높게 나타났으며, 2007년 321.6 ppb에 비하여 1 ppb 높게 나타났다. 표 5.4는 지난 10년 동안 측정된 아산화질소의 월평균 및 연평균은 나타낸 것이다.

5.5.3.2. 아산화질소의 장기 변동

그림 5.39는 1999년부터 2008년까지 안면도와 마우나로아에서 관측된 아산화질소의 연평균 농도를 비교한 것이다. 앞에서 분석된 이산화탄소와 메탄에 대한 두 지점 사이의 농도 차이에 비하면 아산화질소

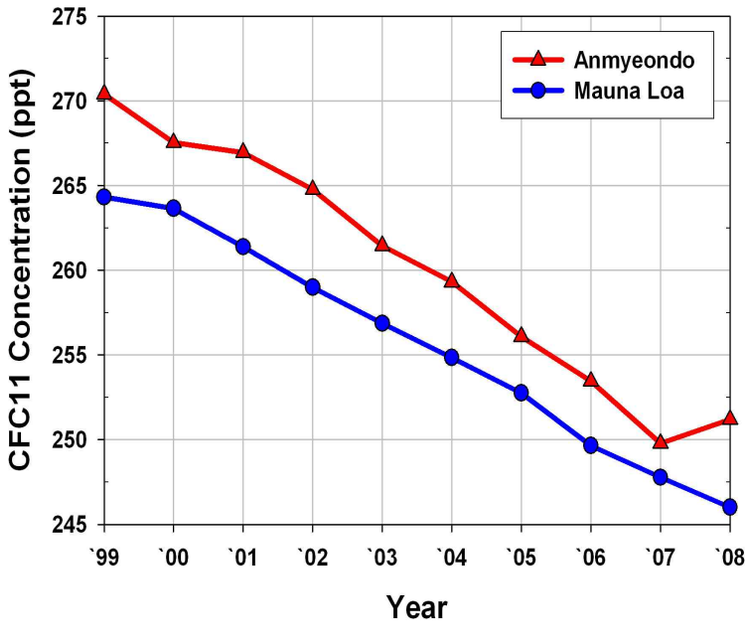


그림 5.40. 지난 10년 동안(1999 ~ 2008년) 안면도와 마우나로아에서 측정한 CFC-11의 연평균 농도 변화 경향(지구대기감시보고서, 2009).

의 두 지점 사이 농도 차는 미세하게 안면도가 약간 높은 수준이나 거의 비슷한 수준이다. 이산화탄소와 메탄과 달리 지역급 관측소와 지구급 관측소 사이의 농도 차이가 크지 않은 이유는 경작지 확대와 비료 사용 등 비옥화로 인해 발생하는 인위적인 요인이 상대적으로 이산화탄소나 메탄에 비해 작기 때문이다. 그리고 이산화탄소와 메탄의 생성과 소멸 순환 과정이 대부분 지상에서 이뤄지는 반면 아산화질소의 경우 성층권에서 이뤄지기 때문에 급변하는 변동성이 적다. 따라서 아산화질소 흡수원의 효율성은 거의 일정하게 안정적으로 이뤄진다고 볼 수 있으며, 이러한 복합적인 이유로 아산화질소의 농도는 이산화탄소와 메탄과는 달리 전 지구적으로 큰 차이를 보이고 있지 않는 것이 특징이다. 2008년 측정된 안면도의 아산화질소 농도는 322.6 ppb로 마우나로아의 322.3 ppb 보다 0.3 ppb 높게 측정되었다. 장기 변동 패턴 또한 두 지점 모두 선형적으로 증가하는 경향을 보이고 있다. 지난 10년 동안 아산화질소의 평균 증가율은 1.0 ppb yr^{-1}로 나타났다. 전 지구 아산화질소의 평균 증가율은 0.26% yr^{-1}로, 2005년 319 ppb로 나타났으며, 그에 따른 전 지구 복사강제력은 +0.16(±0.02) Wm^{-2}로 나타났다(IPCC, 2007).

5.5.4. 염화불화탄소(CFCs)

염화불화탄소는 100% 인위적 요인에 의해서 발생되며, 몬트리올 의정서 발효 이후 법적 구속력을 가진 범국가적인 규제에 의해 관리되고 있다. 염화불화탄소는 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. 상대적으로 체류 기간이 짧은 CFC-11과 CFC-113은 규제 초부터 감소하고 있으며, 체류기간이 긴 CFC-12의 경우 최근 들어 감소하고 있다.

그림 5.40과 그림 5.41은 각각 안면도와 마우나로아에서 측정한 CFC-11과 CFC-12의 연평균 농도를 비교한 것이다. 그림 5.41에서 보듯이, 염화불화탄소의 경우 100% 인위적인 요인에 의해서 발생, 배출되고 성층권에서 제거되기 때문에 특별한 계절 변동을 보이지 않는다. 앞에서 언급하였듯이, 염화불화탄소에 대한 지역급과 지구급의 농도 차는 그렇게 크지 않으며, 안면도가 마우나로아에 비해 약 5 ppt 정도 높았다. CFC-11은 뚜렷하게 감소하고 있으며, 안면도에서 측정된 지난 10년 동안 CFC-11의 증가율은

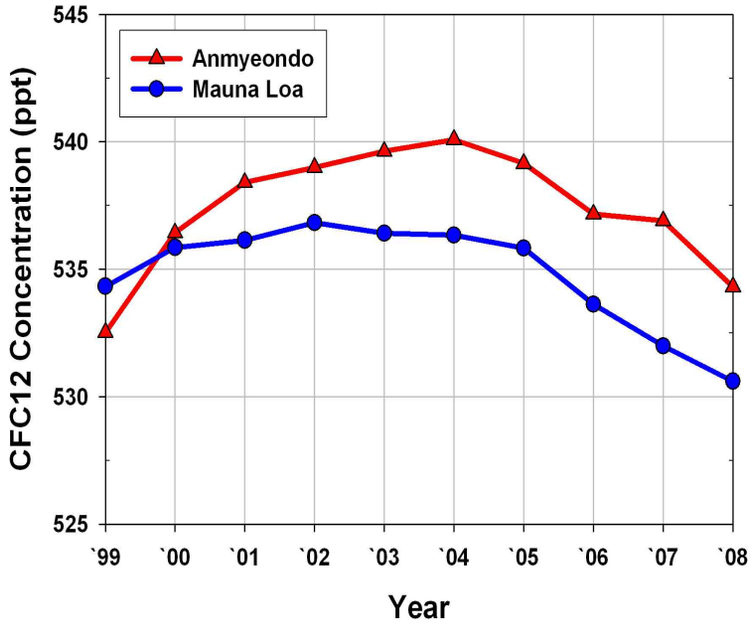


그림 5.41. 지난 10년 동안(1999 ~ 2008년) 안면도와 마우나로아에서 측정한 CFC-12의 연평균 농도 변화 경향(지구대기감시보고서, 2009).

표 5.5. 지난 10년 동안(1999 ~ 2008년) 안면도에서 측정된 월평균 및 연평균 CFC-11 농도(단위: ppt)(지구대기감시보고서, 2009).

연도	1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	평균
1999	-	272.9	272.5	271.9	271.4	270.9	270.3	269.8	269.3	268.8	268.4	268.1	**270.4**
2000	267.8	267.6	267.5	267.4	267.4	267.4	267.5	267.5	267.5	267.6	267.6	267.6	**267.5**
2001	267.6	267.5	267.4	267.3	267.2	267.0	266.9	266.8	266.6	266.5	266.4	266.3	**267.0**
2002	266.2	266.0	265.9	265.7	265.4	265.1	264.8	264.4	264.0	263.6	263.2	262.8	**264.8**
2003	262.4	262.0	261.8	261.5	261.3	261.2	261.2	261.2	261.2	261.2	261.2	261.2	**261.5**
2004	261.2	261.1	260.9	260.6	260.2	259.8	259.3	258.8	258.2	257.7	257.2	256.8	**259.3**
2005	256.4	256.1	255.9	255.8	255.8	255.9	256.0	256.1	256.2	256.3	256.3	256.3	**256.1**
2006	256.1	255.9	255.6	255.1	254.6	254.0	253.3	252.6	252.0	251.3	250.8	250.3	**253.5**
2007	249.8	249.6	249.4	249.3	249.3	249.4	249.5	249.7	250.0	250.2	250.5	250.8	**249.8**
2008	251.0	251.2	251.3	251.4	251.5	251.5	251.5	251.4	251.2	251.0	250.8	250.5	**251.2**

-2.4 ppt yr^{-1}이었다. 또한 2008년 CFC-11의 연평균 농도는 251.2 ppt로 1999년 270.4 ppt에 비하여 19.2 ppt 감소하였다.

안면도에서 측정된 CFC-12의 경우 2004년 540.1 ppt로 최댓값을 나타낸 이후 감소하고 있는 추세를 보이고 있다. 지난 10년 동안 CFC-12의 연평균 곡선 형태는 전형적인 종 모양을 나타내고 있으며, 이로 인해 지난 10년 동안 CFC-12의 증가율은 -0.02 ppt yr^{-1}로 거의 증가가 없는 것처럼 나타났다. 2008년 CFC-12의 연평균 농도는 534.3 ppt로 나타나, 2007년 536.9 ppt에 비하여 2.6 ppt 감소한 것으로 나타났다. 또한 최댓값이 나타난 2004년에 비하여 5.8 ppt 감소한 것으로 나타났다. 표 5.5와 표 5.6은 각각 안면도에서 측정된 CFC-11과 CFC-12의 월평균 및 연평균을 나타낸 것이다. 2005년 CFCs의 전 지구 복사강제력은 +0.32(±0.03) Wm^{-2}이다(IPCC, 2007).

표 5.6. 지난 10년 동안(1999 ~ 2008년) 안면도에서 측정된 월평균 및 연평균 CFC-12 농도(단위: ppt)(지구대기감시보고서, 2009).

연도	1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	평균
1999	-	529.7	530.1	530.7	531.3	531.9	532.6	533.2	533.8	534.4	534.8	535.2	**532.5**
2000	535.6	535.8	536.0	536.2	536.3	536.4	536.5	536.6	536.7	536.9	537.1	537.3	**536.4**
2001	537.5	537.7	537.9	538.1	538.3	538.5	538.6	538.7	538.8	538.9	538.9	538.9	**538.4**
2002	538.9	538.9	538.9	538.9	538.9	538.9	539.0	539.0	539.0	539.1	539.2	539.2	**539.0**
2003	539.3	539.3	539.4	539.4	539.5	539.6	539.6	539.7	539.8	539.9	540.0	540.1	**539.6**
2004	540.2	540.3	540.3	540.3	540.3	540.3	540.2	540.1	540.0	539.8	539.7	539.5	**540.1**
2005	539.4	539.3	539.2	539.1	539.1	539.1	539.1	539.1	539.1	539.1	539.1	539.0	**539.2**
2006	538.9	538.7	538.4	538.1	537.7	537.3	536.9	536.5	536.2	535.9	535.7	535.5	**537.2**
2007	535.5	535.6	535.8	536.1	536.4	536.8	537.2	537.5	537.8	538.0	538.1	538.0	**536.9**
2008	537.8	537.5	537.0	536.4	535.6	534.8	534.0	533.2	532.4	531.6	531.0	530.5	**534.3**

5.6. GWP(지구온난화 잠재력)

지구온난화 잠재력(GWP)은 온실가스가 CO_2와 비교하여 지구온난화에 기여하는 정도를 나타내는 것으로 지구온난화 문제에 대처하기 위한 정책을 입안하는데 중요하게 사용된다. 온실가스 i성분의 GWP는 CO_2 1 kg이 정의된 시간 T 동안 누적된 복사강제력과 i성분 1 kg의 누적 복사강제력의 비율로 다음과 같이 정의 된다(O'Neill, 2000).

$$GWP_i = \frac{\int_0^T RF_i(t)\,dt}{\int_0^T RF_{CO_2}(t)\,dt}$$

여기서 RF_i와 RF_{CO_2}는 i성분의 복사강제력과 CO2의 복사강제력이다. 이산화탄소 1 kg의 20년간 누적 복사강제력은 2.47×10^{-14} Wm^{-2} yr/kg 이고, 100년, 500년간 누적 복사강제력은 각각 8.69×10^{-14}, 28.6×10^{-14} Wm^{-2} yr/kg 이다. 표 5.7은 이러한 CO_2의 값을 기준으로 하였을 때 계산한 각 온실가스의 GWP를 나타낸 것이다(IPCC, 2007).

표 5.7. CO_2의 값을 기준으로 하였을 때 계산한 각 온실가스의 GWP를 나타낸 것이다(IPCC, 2007).

성분	20년 GWP	100년 GWP	500년 GWP
CO_2	1	1	1
CH_4	72	25	7.6
N_2O	289	298	153
CCl_3F	6,730	4,750	1,620
CCl_2F_2	11,000	10,900	5,200
$CClF_3$	10,800	14,400	16,400
$CHClF_2$	5,160	1,810	549
$CHCl_2Cf_3$	273	77	24
CHF_3	12,000	14,800	12,200
CH_2F_2	2,330	675	205

참고문헌

기상청, 2007: *2006 지구대기감시 보고서*. 116 pp.

기상청, 2008: *2007 지구대기감시 보고서*. 140 pp.

기상청, 2009: *2008 지구대기감시 보고서*. 174 pp.

김정식, 최재천, 2001: 배경대기 중 CO_2 자료 선정 방법에 따른 안면도 자료의 분석. *한국대기환경학회지*, **17**, 277-288.

김지영, 박미경, 오성남, 조하만, 김경렬, 2001: 한반도 대기 중 CFC-11과 CFC-12의 배경농도 분포 특성. *한국기상학회지*, **37(1)**, 65-74.

박록진, 정재인, 윤대옥, 2009: 시베리아 산불이 2003년 봄철 동아시아 오존 농도에 끼치는 영향 연구. *대기*, **19(3)**, 227-235.

박미경, 1997: 한반도 대기중의 CO_2 분포에 관한 연구. *서울대학교 대학원 석사학위논문*, 33-35.

박중현, 이광목, 하정엽, 박상민, 2004: FT-IR 간섭계로 측정한 대기의 하향 장파복사 특성. *한국기상학회 봄 학술대회*, 66-67.

송동웅, 송창근, 2003: 미세격자 대기 확산 모델링을 통한 안산지역 PM10 고농도 사례 분석. *한국환경과학회지*, **12(9)**, 977-986.

이정현, 김경렬, 2008: 서울 관악산 대기 중의 SF6에 대한 연구. *대기*, **18(3)**, 225-235.

조덕기, 강용혁, 2009: 국내 태양복사에너지 자원의 재평가. *한국태양에너지학회 논문집*, **29**, 15-21.

조창범, 오성남, 박기준, 최병철, 박미경, 김경렬, 2005: 한반도 배경대기 중 이산화탄소의 농도변동과 근간에 대한 예측. *한국기상학회지*, **41(3)**, 371-385.

조하만, 박미경, 남재철, 민동하, 김경렬, 송병현, 김병선, 김성균, 정영선, 1995: 한반도 대기 중 CO_2 배경농도 변동 특성. *한국기상학회지*, **31**, 301-312.

조희구, 이태영, 이규태, 이방용, 1988: 맑은 날씨에 지면에서의 파장별 직달일사량 추정을 위한 모형연구. *한국기상학회지*, **24**, 57-71.

최병철, 박기준, 최재천, 정효상, 2006: 한반도 배경대기 지역에서의 온실가스 변동 경향(1999-2003). *한국환경분석학회지*, **9(2)**, 97-104.

Ammann, C. M., G. A. Meehl, W. M. Washington, and C. S. Zender, 2003: A monthly and latitudinally varying volcanic forcing dataset in simulations of 20th century climate. *Geophys. Res. Lett*., **30(12)**, 1657, doi:10.1029/2003GL016875.

Andreae, M. O., and P. Merlet, 2001: Emission of trace gases and aerosols from biomass burning. *Global* Biogeochem. Cycles, **15(4)**, 955-966, doi:10.1029/2000GB001382.

Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, 1987: *Middle Atmospheric Dynamics*. Academic, San Diego, Calif, 489 pp.

Antuña, J. C., et al., 2003: Spatial and temporal variability of the stratospheric aerosol cloud produced by the 1991 Mount Pinatubo eruption. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4624, doi:10.1029/2003JD003722.

Baran, A. J., and J. S. Foot, 1994: A new application of the operational sounder HIRS in determining a climatology of sulfuric acid aerosol from the Pinatubo eruption. *J. Geophys. Res.*, **99(D12)**, 25673-25679.

Barnes, J. E., and D. J. Hoffman, 1997: Lidar measurements of stratospheric aerosol over Mauna Loa Observatory. *Geophys. Res. Lett.*, **24(15)**, 1923-1926.

Bauman, J.J., P.B. Russell, M.A. Geller, and P. Hamill, 2003: A stratospheric aerosol climatology from SAGE II and CLAES measurements: 2. Results and comparisons, 1984-1999. *J. Geophys. Res*., **108(D13)**, 4383, doi:10.1029/2002JD002993.

Berntsen, T. K., I. S. Isaksen, G. Myhre, J. S. Fuglestvedt, R. Stordal, T. A. Larsen, R. S. Freckleton, and K. P. Shine, 1997: Effects of anthropogenic emissions on tropospheric ozone and its radiative forcing. *J. Geophys. Res.*, **102**, 28,101–28,126.

Bigler, M., et al., 2002: Sulphate record from a northeast Greenland ice core over the last 1,200 years based on continuous flow analysis. Ann. *Glaciol.*, **35**, 250-256.

Bingen, C., D. Fussen, and F. Vanhellemont, 2004: A global climatology of stratospheric aerosol size distribution parameters derived from SAGE II data over the period 1984-2000: 2. Reference data. *J. Geophys. Res*., **109**, D06202, doi:10.1029/2003JD 003511.

Bluth, G. J. S., W. I. Rose, I. E. Sprod, and A. J. Krueger, 1997: Stratospheric loading of sulfur from explosive volcanic eruptions. *J. Geol.*, **105**, 671-683.

Bojkov, R. D., C. S. Zerefos, D. S. Balis, I. C. Ziomas, and A. F. Bais, 1993: Record low total ozone during northern winters of 1992 and 1993. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1351-1354.

Bojkov, R. D., and V. E. Fioletov, 1995: Estimating the global ozone characteristics during the last 30 years. *J. Geophys. Res.*, **100**, 16537-16552.

Bojkov, R. D. and V. E. Fioletov, 1997: Changes of the lower stratospheric ozone over Europe and Canada. *J. Geophys. Res.,* **102,** 1337–1347.

Bojkov, R. D., E. Kosmidis, J. Deluisi, I. Petropavlovskikh,

V. E. Fioletov, S. Godin, and C. Zerefos, 2002: Vertical ozone distribution characteristics deduced from similar to 44,000 re-evaluated Umkehr profiles (1957-2000). *Meteorol. Atmos. Phys.*, **79**, 127-158.

Charney, J. G., and P. G. Drazin, 1961: Propagation of planetary scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **66**, 83-109.

Chipperfield, M .P., W. J. Randel, G. E. Bodeker, and P. Johnston, 2003: *Global ozone: past and future. In: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002* [Ennis, C.A.(ed.)]. World Meteorological Organization, Geneva, 4.1 – 4.90 pp.

Cho, C. H., J. S. Kim, and H. J. Yoo, 2007: Atmospheric Carbon Dioxide Variations at Korea GAW Center from 1999 to 2006. *J. Korean Meteo. Soc*., **43**, 4, 359-365.

Cho, H. K., J. Kim, S. N. Oh, S.-K. Kim, S. K. Baek, and Y. G. Lee, 2003: A Climatology of Stratospheric Ozone over Korea. *Kor. J. Atmos. Sci.*, **6(2)**, 97-112.

Chubachi, S. 1984: *A special ozone at Syowa Station, Antarctica from February 1982 to January 1983*. Atmospheric Ozone, C. S. Zerefos and A. Gazi eds., Pro. of Quad. Ozone Symp., IAMAP, Greece, D. Reidel Pub., p 285-289.

Cunnold, D. M., P. J. Fraser, R. F. Weiss, R. G. Prinn, P. G. Simmonds, B. R. Miller, F. N. Alyea, and A. J. Crawford, 1994: Global trends and annual releases of CCl3F and CCl2F2 estimated from ALE/GAGE and other measurements from July 1978 to June 1991. *J. Geophys. Res.*, **99(D1)**, 1107-1126.

Cunnold, D. M., E. S. Yang, M. J. Newchurch, G. C. Reinsel, J. M. Zawodny and J. M. Russell III, 2004: Comment on "Enhanced upper stratospheric ozone: Sign of recovery or solar cycle effect?" by W. Steinbrecht et al. *J. Geophys. Res.*, **109,** D14305, doi: 10.1029/2004JD004826.

Deshler, T., et al., 2003: Thirty years of in situ stratospheric aerosol size distribution measurements from Laramie, Wyoming(41N), using balloon-borne instruments. *J. Geophys. Res.*, **108(D5)**, 4167, doi:10.1029/2002JD002514.

Dettinger, M. D. and M. Ghill, 1998: Seasonal and interannual variations of atmospheric CO_2 and climate. *Tellus*, **50(B)**, 1-24.

Farman, J. C., B. G., Gardiner, and J. D., Shanklin, 1985: Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClOx/NOx interaction. *Nature*, **315**, 207 – 210.

Fioletov, V .E., J. B. Kerr, D. I. Wardle, J. Davies, E. W. Hare, C. T. McElory, and D. W. Tarasick, 1997: Long-term decline of ozone over the Canadian Arctic until early 1997 from ground-based and balloon sonde measurements. *Geophys. Res. Lett*. **24,** 2705 – 2708.

Fioletov, V. E.; G. E. Bodeker, A. J. Miller, R. D. Mcpeters, and R. Stolarski, 2002: Global and zonal total ozone variations estimated from groundbased and satellite measurements: 1964-2000. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4647.

Fioletov, V. E., 2008: Ozone climatology, trends, and substances that control ozone, *Atmos. Ocean*, **46(1)**, 39-67, doi:10.3137/ao.460103.

Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D. W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D. C. Lowe, G.myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz, and R. Van Dorland, 2007: *Changes in atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [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.

Forster, Piersm. Def. and Keith P. Shine, 1997: Radiative forcing and temperature trends from stratospheric ozone changes. *J. Geophys. Res.*, **102(D9)**, 10, 841-855.

Forster, P. M. F., and K. Tourpali, 2001: Effect of tropopause height changes on the calculation of ozone trends and their radiative forcing. *J. Geophys. Res.*, **106(D11)**, 12241-12251.

Fröhlich, C., and J. Lean, 1998: The Sun's total irradiance: Cycles and trends in the past two decades and related climate change uncertainties. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 4377-4380.

Fu, T. M., D. J. Jacob, P. I. Palmer, K. Chance, Y. X. Wang, B. Barletta, D. R. Black, J. C. Stanton, and M. J. Pilling, 2007: Space-based formaldehyde measurements

as constraints on volatile organic compound emission in east and south Asia and implications for ozone. *J. Geophys. Res.*, **112**, D06312, doi:10.1029/ 2006JD 007853.

Gauss, M., et al., 2006: Radiative forcing since preindustrial times due to ozone changes in the troposphere and the lower stratosphere. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 575-599.

Guenther, A., et al., 1995: A global model of natural volatile organic compound emissions. *J. Geophys. Res.*, **100(D5)**, 8873-8892.

Haigh, J. D., 1994: The role of stratospheric ozone in modulating the solar radiative forcing of climate. *Nature*, **370**, 544-546.

Haigh, J. D., 2007: The Sun and the Earth's Climate, Living Rev. *Solar Phys.*, **4**, http://www.livingreviews.org/lrsp-2007-2.

Han, K. M., C. H. Song, H. J. Ahn, R. S. Ahn, R. S. Park, J. H. Woo, C. K. Lee, A. Richter, J. P. Burrows, J. Y. Kim, J. H. Hong, 2009: Investigation of NOx emissions and NOx-related chemistry in East Asia using CMAQ-predicted and GOME-derived NO_2 columns. *Atmos. Chem. and Phys.*, **9(3)**, 1017-1036.

Hansen, J. E., M. Sato, and R. Reudy, 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, **102**, 6831-6864.

Hansen, J., et al., 2002: Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies SI2000 simulations. *J. Geophys. Res.*, **107(D18)**, 4347, doi:10.1029/2001JD001143.

Hansen, J., et al. 2005: Efficacy of climate forcings. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18104, doi:10.1029/2005JD005776.

Hauglustaine, D. A., and G. Brasseur, 2001: Evolution of tropospheric ozone under anthropogenic activities and associated radiative forcing of climate. *J. Geophys. Res.*, **106**, 32,337-32,360.

Hofmann, D. J., S. J. Oltmans, W. D. Komhyr, J. M. Harris, J. A. Lathrop, T. Deshler, B. J. Johnson, A. Torres, and W. A. Matthews, 1994: Ozone loss in the lower stratosphere over the United States in 1992-1993: Evidence for heterogeneous chemistry on the Pinatubo aerosol. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 65-68.

Hofmann, D., et al., 2003: *Surface-based observations of volcanic emissions to stratosphere. In: Volcanism and the Earth's Atmosphere [Robock, A., and C. Oppenheimer(eds.)]*. Geophysical Monograph 139, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 57-73.

Hollandsworth, S. M., R. D. McPeters, L. E. Flynn, W. Planet, A. J. Miller and S. Chandra, 1995: Ozone trends deduced from combined Nimbus-7 SBUV and NOAA-11 SBUV/2 data. *Geophys. Res. Lett.* **22,** 905-908.

Hood, L. L., R. D. McPeters, J. P. McCormack, L. E. Flynn, S. M. Hollandsworth and J. F. Gleason, 1993: Altitude dependence of stratospheric ozone trends based on Nimbus-7 SBUV data. *Geophys. Res. Lett*. **20,** 2667-2670.

Houghton, R. A., 2003: Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management. *Tellus*, **55(b)**, 378-390.

IPCC, 2007: *Climate change, 2007: The Physical Science Basis. Contributions 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 KB, Tignor M, Miller HL(eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

IPCC/TEAP, 2005: *Special report on safeguarding the ozone layer and the global climate system: Issues related to hydroflourocarbons and perflourocarbons. Intergovernmental Panel on Climate Change*. B.metz, L. Kuijpers, S. Solomon, S. O. Andersen, O. Davidson, J. Pons, D. de Jager, T. Kestin, M. Manning and L. A. Meyer(Eds). Cambridge University Press, UK, 478 pp.

Isaksen S. A., B. Rognerud, G. Myhre, J. D. Haigh, S. T. Rumbold, K. P. Shine, C. Zerefos, K. Tourpali, and W. Randel, 2008: Radiative forcing from modelled and observed stratospheric ozone changes due to the 11-year solar cycle. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **8**, 4353-4371.

Kaufman, Y. J., et al., 1997: Operational remote sensing of tropospheric aerosols over the land from EOS-MODIS. *J. Geophys. Res.*, **102(D14)**, 17051-17068.

Keeling, C. D., T. P. Whorf, M. Wahlen, and J. van der Plicht, 1995: Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. *Nature*, **375**,

666-670.

Kerr, J. B., 1991: Trends in total ozone at Toronto between 1960 and 1991. *J. Geophys. Res.,* **96**, 20,703.20,709.

Kerr, J. B., D. I. Wardle, and D. W. Tarasick, 1993: Record low ozone values over Canada in early 1993. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1979-1982.

Kim, C. H., S. U. Park, and C. K. Song, 2005: A simple semi-empirical photochemical model for the simulation of ozone concentration in the Seoul metropolitan area in Korea. *Atmos. Environ.*, **39(30)**, 5597-5607.

Kim, J., H. K. Cho, Y. G. Lee, S. N. Oh, and S. K. Baek, 2005: Updated Trends of Stratospheric Ozone over Seoul. *Journal of Atmosphere*, KMS, **15(2)**, 101-118.

Knutson, T. R., et al., 2006: Assessment of twentieth-century regional surface temperature trends using the GFDL CM2 coupled models. *J. Clim.*, **10(9)**, 1624-1651.

Krueger, A. J., et al., 2000: *Ultraviolet remote sensing of volcanic emissions. In: Remote Sensing of Active Volcanism [Mouginis-Mark, P.J., J.A. Crisp, and J.H. Fink(eds.)]*. Geophysical Monograph 116, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 25-43.

Lambert, A., et al., 1993: Measurements of the evolution of the Mt. Pinatubo aerosol cloud by ISAMS. *Geophys. Res. Lett.*, **20(12)**, 1287-1290.

Larkin, A. et al., 2000: The effect of solor UV irradiance variations on the earth's atmosphere. *Space Science Reviews*, **94**, 199-214.

Levy, H. I., P. S. Kasibhatla,W. J. Moxim, A. A. Klonecki, A. I. Hirsch, S. J. Oltmans, and W. L. Chameides, 1997: The global impact of human activity on tropospheric ozone. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 791-794.

Li J., D. M. Cinnold, H. J. Wang, E. S. Yang and M. J. Newchurch, 2002: A discussion of upper stratospheric ozone asymmetries and SAGE trends. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4705, doi:10.1029/2001JD001398.

Liou, K. N., 2002: *An Introduction to Atmospheric Radiation, 2nd Ed*. Academic.

Logan, J. A. et al., 1999: Trends in the vertical distribution of ozone: A comparison of two analyses of ozonesonde data. *J. Geophys. Res.,* **104,** 26373-26399.

McCormick, M. P., 1987: SAGE II: An overview. *Adv. Space Res.*, **7**, 219-226.

Mickley, L. J., P. P. Murti, D. J. Jacob, J. A. Logan, D. M. Koch, and D. Rind, 1999: Radiative forcing from tropospheric ozone calculated with a unified chemistry climate model. *J. Geophys. Res.*, **104**, 30,153-30,172.

Miller A. J., A. Cai, G. Tiao, D. J. Wuebbles, L. E. Flynn, S. Yang, E. C. Weatherhead, V. Fioletov, I. Petropavlovskikh, X. meng, S. Guillas, R. M. Nagatani, and G. C. Reinsel., 2006: Examination of ozonesonde data for trends and trend changes incorporating solar and Arctic oscillation signals. *J. Geophys. Res.*, **111**, D13305, doi:10.1029/2005JD006684.

Mosley-Thompson, E., T. A. Mashiotta, and L. G. Thompson, 2003: *High resolution ice core records of Late Holocene volcanism: Current and future contributions from the Greenland PARCA cores. In: Volcanism and the Earth's Atmosphere [Robock, A., and C. Oppenheimer(eds.)]*. Geophysical Monograph 139, American Geophysical Union, Washington, DC, pp153-164.

Myhre, G., F. Stordal, B. Rognerud, and I. S. A. Isaksen, 1998: '*Radiative forcing due to stratospheric ozone' in Atmospheric Ozone: Proc. of the XVIII Quadrennial Ozone Symposium, Eds.* Bojkov, R. D. and Visconti, G., pp813-816

Naja, M., H. Akimoto, and J. Staehelin, 2003: Ozone in background and photochemically aged air over central Europe: analysis of long-term ozonesonde data from Hohenpeissenberg and Payerne. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4063, doi:10.1029/2002JD002477.

Naja, M., and H. Akimoto, 2004: Contribution of regional pollution and long-range transport to the Asia-Pacific region: Analysis of long-term ozonesonde data over Japan. *J. Geophys. Res.*, **109**, 1306, doi:10.1029/2004JD004687.

Newchurch, M. J., E.-S. Yang, D. M. Cunnold, G. C. Reinsel, J. M. Zawodny and J. M. Russel III. 2003: Evidence for slowdown in stratospheric ozone loss: First stage of ozone recovery. *J. Geophys. Res.,* **108,** 4507, doi:10.1029/2003JD003471.

Newman, P. A., J. F. Gleason, R. D. McPeters, and R. S. Stolarski, 1997: Anomalously low ozone over the Arctic. *Geophys. Res. Lett.*, **24,** 2689-2692.

Nozawa, T., T. Nagashima, H. Shiogama, and S. A.

Crooks, 2005: Detecting natural influence on surface air temperature change in the early twentieth century. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20719, doi:10.1029/2005GL 023540.

Ohara T., H. Akimoto, J. Kurokawa, N. Horii, K. Yamaji, X. Yan, and T. Hayasaka, 2007: An Asian emission inventory of anthropogenic emission sources for the period 1980-2020. *Atmos Chem Phys.,* **7,** 4419-4444.

Oltmans, S. J., et al., 2006: Long-term changes in tropospheric ozone. *Atmos. Environ*., **40**, 3156-3173.

O'Neill, B., 2000: Economics, natural science, and the costs of global warming potentials. *Clim. Change*, **58**, 251-260.

Palmer, A. S., et al., 2002: Antarctic volcanic flux ratios from Law Dome ice cores. *Ann. Glaciol.*, **35**, 329-332.

Palmer, P. I., D. J. Jacob, A. M. Fiore, R. V. Martin, K. Chance, and T. Kurosu, 2003: Mapping isoprene emissions over North America using formaldehyde column observations from space. *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2002JD002153.

Prata, A., W. Rose, S. Self, and D. O'Brien, 2003: *Global, long-term sulphur dioxide measurements from TOVS data: a new tool for studying explosive volcanism and climate. In: Volcanism and the Earth's Atmosphere [Robock, A., and C. Oppenheimer(eds).]*. Geophysical Monograph 139, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 75-92.

Pyle, J., et al., 2005: *Ozone and climate: a review of interconnections. In: Special Report on Safeguarding the Ozone Layer and Global Climate System: Issues Related to Hydrofluorocarbons and Perfluorocarbons [Metz., B., et al.(eds.)]*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 83-132.

Ramachandran, S., V. Ramaswamy, G.L. Stenchikov, and A. Robock, 2000: Radiative impact of the Mt. Pinatubo volcanic eruption: Lower stratospheric response. *J. Geophys. Res.*, **105(D19)**, 24409-24429.

Ramaswamy, V., et al., 2001: *Radiative forcing of climate change. In: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnson(Eds). Cambridge University Press, Camridge, Uninted Kingdom and New York, NY, USA: pp 349-416.

Randall, C. E., R. M. Bevilacqua, J. D. Lumpe, and K. W. Hoppel, 2001: Validation of POAM III aerosols: Comparison to SAGE II and HALOE. *J. Geophys. Res.*, **106**, 27525-27536.

Randel, W. J., and F. Wu, 2007: A stratospheric ozone profile data set for 1979. 2005: variability, trends, and comparisons with column ozone data. *J. Geophys. Res.*, **112**, doi:10.1029/2006JD007339.

Reinsel, G. C., G. C. Tiao, A. J. Miller, R. M. Nagatani, D. J. Wuebbles, E. C. Weatherhead, W.-K. Cheang, L. Zhang, L. E. Flynn, and J. B. Kerr, 1999: Update of Umkehr ozone profile data trend analysis through 1997. *J. Geophys. Res.,* **104,** 23881-23898, 10.1029/ 1999JD900380.

Reinsel, G. C., E. C. Weatherhead, G. C. Tiao, A. J. Miller, R. M. Nagatani, D. J. Wuebbles, and L. E. Flynn, 2002: On detection of turnaround and recovery in trend for ozone. *J. Geophys. Res.*, **107(D10)**, 4078, doi:10.1029/2001JD000500, 28521

Reinsel, G. C., A. J. Miller, E. C. Weatherhead, L. E. Flynn, R. M. Nagatani, G. C. Tiao and D. J. Wuebbles, 2005: Trend analysis of total ozone data for turnaround and dynamical contributions. *J. Geophys. Res.,* **110,** D16306, doi:10.1029/2004JD 004662.

Richter, A., J. P. Burrows, H. Nuss, C. Granier, and U. Niemeier, 2005: Increase in tropospheric nitrogen dioxide over China observed from space. *Nature*, **437**, 129-132.

Roelofs, G. J., J. Lelieveld, and R. Van Dorland, 1997: A three-dimensional chemistry/general circulation model simulation of anthropogenically derived ozone in the troposphere and its radiative forcing. *J. Geophys. Res.*, **102**, 23,389-23,401.

Rosenfield, J. E., S. M. Frith and R. S. Stolarski, 2005: Version 8 SBUV ozone profile trends compared with trends from a zonally averaged chemical model. *J. Geophys. Res.,* **110,** D12302, doi: 10.1029/2004JD005466.

Sato, M., J. E. Hansen, M. P. McCormick, and J. B. Pollack, 1993: Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990. *J. Geophys. Res.*, **98(D12)**, 22987-22994.

Seinfeld, J. H., et al., 2004: ACE-ASIA: Regional Climatic and Atmospheric Chemical Effects of Asian Dust and Pollution. *B. Am. Meteorol. Soc.*, **85**, 367-380.

Shindell, D. T., G. Faluvegi, and N. Bell, 2003: Preindustrial-to-present-day radiative forcing by tropospheric ozone from improved simulations with the GISS chemistry-climate GCM, *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 1675-1702.

Shindell, D., G. Faluvegi, A. Lacis, J. Hansen, R. Ruedy, and E. Aguilar, 2006: Role of tropospheric ozone increases in 20th-century climate change. *J. Geophys. Res.*, **111**, D08302, doi:10.1029/2005JD006348.

Shine, K. P., and P. M. de F. Forster, 1999: 'The effect of human activity on radiative forcing of climate change: a review of recent developments'. *Global and Planetary Change,* **20**, 205-225.

Soukharev B. E. and L. L. Hood, 2006: Solar cycle variation of stratospheric ozone: Multiple regression analysis of long-term satellite data sets and comparisons with models. *J. Geophys. Res*. **111,** D20314, doi:10.1029/2006JD007107.

Staehelin, J., J. Thudium, R. Buehler, A. Volz-Thomas, and W. Graber, 1994: Trends in Surface Ozone Concentrations at Arosa(Switzerland). *Atmospheric Environment* **28(1),** 75-87.

Staehelin J., N. R. P. Harris, C. Appenzeller and J. Eberhard, 2001: Ozone trends: A review. *Rev. Geophys.,* **39,** 231-290.

Steinbrecht, W., H. Claude and P. Winkler, 2004: Enhanced upper stratospheric ozone: Sign of recovery or solar cycle effect? *J. Geophys. Res.,* **109,** D14305, doi: 10.1029/2004JD004826.

Steinbrecht, W., H. Claude, F. Schnenborn, I. S. McDermid, T. Leblanc, S. Godin, T. Song, D. P. J. Swart, Y. J. Meijer, G. E. Bodeker, B. J. Connor, N. Kompfer, K. Hocke, Y. Calisesi, N. Schneider, A. D. Parrish, I. S. Boyd, B. Steil, M. A. Giorgetta, E. Manzini, L. W. Thomason, J. M. Zawodny, M. P. McCormick, J. M. Russell III, P. K. Bhartia, R. S. Stolarcki and S. M. Hollandsworth-Frith, 2006: Long term evolution of upper stratospheric ozone at selected stations of the Network for the Detection of Stratospheric Change(NDSC). *J. Geophys. Res.*, **111,** D10308, doi: 10.1029/2005JD006454.

Stenchikov, G. L., et al., 1998: Radioactive forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. *J. Geophys. Res.*, **103(D12)**, 13837-13857.

Stenchikov, G., et al., 2006: Arctic Oscillation response to volcanic eruptions in the IPCC AR4 climate models. *J. Geophys. Res.*, **111**, D07107, doi:10.1029/2005JD006286.

Takemura, T., et al., 2005: Simulation of climate response to aerosol direct and indirect effects with aerosol transport-radiation model. *J. Geophys. Res.*, **110**, D02202, doi:10.1029/2004JD005029.

Tanre, D., Y. J. Kaufman, M. Herman, and S. Mattoo, 1997: Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances. *J. Geophys. Res.*, **102(D14)**, 16971-16988.

Tarasick, D., J. B. Kerr, D. I. Wardle, J. J. Bellefleur and J. Davies, 1995: Tropospheric ozone trends over Canada: 1980-1993. *Geophys. Res. Lett*., **22,** 409-412.

Tarasick, D., V. E. Fioletov, D. I. Wardle, J. B. Kerr and J. Davies, 2005: Changes in the vertical distribution of ozone over Canada from ozonesondes: 1980-2001. *J. Geophys. Res.*, **110**, D02304, doi:10.1029/2004JD004643.

Tett, S. F. B., et al., 2002: Estimation of natural and anthropogenic contributions to twentieth century temperature change. *J. Geophys. Res*., **107(D16)**, 4306, doi:10.1029/2000JD000028.

Thomason, L., and T. Peter, 2006: *Assessment of Stratospheric Aerosol Properties(ASAP): Report on the Assessment Kick-Off Workshop, Paris, France, 4-6 November 2001*. SPARC Report No. 4, WCRP-124, WMO/TD No. 1295, http://www.aero.jussieu.fr/~sparc/News18/18_Thomason.html.

Trenberth, K., J. T. Fasullo and J. Kiehl, 2009: Earth's global energy budget. *Bull. Am. Met. Soc.*, **3**, 311-323, DOI:10.1175/2008BAMS2634.1

Tung, K. K., and H. Yang, 1988: Dynamical component of seasonal and year-to-year changes in Antarctic and global ozone. *J. Geophys. Res.*, **93**, 12537-12599.

Van Aardenne, J., F. Dentener, J. Olivier, C. K. Goldewijk, and J. Lelieveld, 2001: A 1°×1°resolution data set of historical anthropogenic trace gas emissions for the period 1890-1990. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**, 909-928.

Wang, T., V. T. F. Cheung, m. Anson, Y. S. Li, 2001: Ozone and related gaseous pollutants in the boundary layer of eastern China: overview of the recent measurements at a rural site. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2373-2376.

Wang, Y. H., and D. Jacob, 1998: Anthropogenic forcing on tropospheric ozone and OH since preindustrial times. *J. Geophys. Res.*, **103**, 31,123-31,135.

Weatherhead, E. C., G. C. Reinsel, G. C. Tiao, C. H. Jackman, L. Bishop, S. M. H. Firth, J. Deluisi, T. Keller, S. J. Oltmans, E. L. Fleming, D. J. Wuebbles, J. B. Kerr, A. J. Miller, J. Herman, R. McPeters, R. M. Nagatani and J. E. Frederick, 2000: Detecting the recovery of total column ozone. *J. Geophys. Res.,* **105,** 22,201-22,210.

WMO(World Meteorological Organization), 1990: *Scientific assessment of ozone depletion: 1989*. Global Ozone Research and Monitoring Project-Report, 20, Geneva.

WMO(World Meteorological Organization), 1992: *Scientific assessment of ozone depletion: 1991*. Global Ozone Research and Monitoring Project-Report, 25, Geneva.

WMO(World Meteorological Organization), 1999: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1998*. Global Ozone Research and Monitoring Project, 44, Geneva.

WMO(World Meteorological Organization), 2003: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002*. Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 47, World Meteorological Organization, Geneva, 498 pp

WMO(World Meteorological Organization), 2007: *Scientific assessment of ozone depletion: 2006*. Global Ozone Research and Monitoring Project -Report, 50, Geneva.

WMO/GAW, 2009: *WMO Greenhouse Gas Bulletin*. No. 5, 1-4.

WMO/GAW, 2010: *WMO WDCGG DATA SUMMARY, WDCGG*, No. 34.

Wuebbles, D. J., C. F. Wei, and K. O. Patten, 1998: Effects on stratospheric ozone and temperature during the Maunder Minimum. *Geophys. Res. Lett.,* **25**, 523-526.

Yang, E. S., D. M. Cunnold, R. J. Salawitch,m. P. Mccormick, J. Russell iii, J. m. Zawodny, S. Oltmans, and m. J. Newchurch., 2006: Attribution of recovery in lower-stratospheric ozone. *J. Geophys. Res.*, **111**, D17309,doi:10.1029/2005JD006371.

Zanis, P., E. Maillard, J. Staehelin, C. Zerefos, E. Kosmidis, K. Tourpali and I. Wohltmann, 2006: On the turnaround of stratospheric ozone trends deduced from the reevaluated Umkehr record of Arosa, Switzerland. *J. Geophys. Res.,* **111,** D22307, doi:10.1029/2005JD006886.

Zhang et al., 2007: NOx emission trends for China, 1995-2004: The view from the ground and the view from space. *J. Geophys. Res.*, **112(D22)**, DOI: 10.1029/2007JD008684.

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. *Atmos. Chem. and Phys.*, **9**, 5131-5153.

제 6 장

기후변화의 탐지와 원인

주 저 자 :
안순일(연세대학교), 하경자(부산대학교)

기 여 저 자 :
서경환(부산대학교), 예상욱(한양대학교), 민승기(Environment Canada), 허창회(서울대학교)

감수편집자 :
강인식(서울대학교)

목 차

6.1. 요약 ····· 197

6.2. 기후 변화 탐지 방법론의 평가 ····· 198
6.2.1. 탐지와 원인규명의 개념 ····· 198
6.2.1.1. 탐지 ····· 198
6.2.1.2. 원인규명 ····· 199
6.2.2. 통계적 기법 ····· 200
6.2.2.1. 최적지문법 ····· 200
6.2.2.2. 베이즈 방법 ····· 201
6.2.2.3. 비교와 종합 ····· 202
6.2.3. 불확실성 요인과 지역탐지의 도전 ····· 203
6.2.3.1. 탐지의 불확실성 요인 ····· 203
6.2.3.2. 지역탐지의 한계와 도전 ····· 203

6.3. 대기와 지표의 변화 ····· 204
6.3.1. 대기의 변화 ····· 204
6.3.1.1. 대기 조성 변화 ····· 204
6.3.1.1.1. 서론 ····· 204
6.3.1.1.2. 배경 대기 변화 특성 ····· 205
6.3.1.2. 대기 온도 및 습도 변화 ····· 207
6.3.2. 지표의 변화 ····· 211
6.3.2.1. 한반도 지표면 변화 ····· 211
6.3.2.1.1. 서론 ····· 211
6.3.2.1.2. 한반도 및 동아시아 식생 변화 특성 ····· 211

6.4. 몬순 및 매든-줄리안 진동 ····· 213
6.4.1. 과거 동아시아 몬순 지역의 기후변화 ····· 213
6.4.2. 최근 동아시아 몬순 및 장마 변동성 ····· 216
6.4.3. 매든-줄리안 진동 (Madden-Julian Oscillation) ····· 222
6.4.4. 미래 동아시아 몬순의 변동 전망 ····· 227

6.5. 엘니뇨와 한반도 기후 ····· 229
6.5.1. 엘니뇨와 한반도 기후의 관계 ····· 229
6.5.1.1. 한반도의 계절별 기온과 강수에 미치는 영향과 원인 ····· 230
6.5.1.2. 장마의 특성 변화와 원인 ····· 232
6.5.1.3. 태풍의 변화와 원인 ····· 232
6.5.2. 엘니뇨의 변동과 원인 ····· 233
6.5.3. 미래 엘니뇨와 한반도 기후 ····· 235

6.6. 극한 날씨 현상의 변화 ····· 236
6.6.1. 온도의 극한 현상 ····· 237
6.6.2. 강수의 극한 현상 ····· 239
6.6.3. 태풍 ····· 240

6.7. 도시화 효과 ····· 242
6.7.1. 서론 ····· 242
6.7.2. 한반도 도시화와 기후변화에 영향 ····· 244
6.7.2.1. 도시화의 특성 ····· 244
6.7.2.2. 한반도 대도시지역 기온 영향 ····· 246
6.7.2.2.1. 도시화 기후변화 추이 및 인문・사회적 특징 ····· 246
6.7.2.2.2. 기후변화와 관계된 인구 변화 특징 ····· 248
6.7.2.3. 한반도 도시화 효과의 특성 ····· 248
6.7.3. 도시화 영향 평가 ····· 250
6.7.3.1. 지구온난화와 도시화 효과의 구분 ····· 250
6.7.3.2. 도시화 영향 평가 ····· 252

참고문헌 ····· 253

6.1. 요약

본 장에서는 한반도와 그 주변지역에 나타난 기후를 탐지하고 이를 유도한 원인에 관하여 정리하였다. 기후변화의 탐지 방법을 소개하고 평가 방법을 논하였고, 극한 날씨와 지표, 대기의 변화를 다루었으면, 기후변화에 있어서 도시화 효과를 정리하였다. 특히 그 원인과 관련해서는 동아시아의 전반적인 기후 패턴을 결정하는 몬순과 열대지방에서 발생하여 한반도 지역 기후에 영향을 미치는 매든-줄리안 진동(Madden-Julian Oscillation), 엘니뇨(El Nino)에 관하여 이 장에서 다루었다. 이 장을 요약하면 다음과 같다.

- 기후변화 탐지에 이용되는 통계적인 기법인 최적 지문법(optimal fingerprinting method)과 베이즈 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, 최근 안면도에서 관측된 이산화탄소농도의 증가율은 지구 평균 증가율보다 높았으며, 그 변동 폭 또한 크게 나타났다. 또한 CH_4 농도는 전지구 평균보다 다소 낮은 것으로 관측되었다. 한편 한반도 평균 지표기온 증가율은 지구평균보다 높게 나타났다. 이는 온실가스의 증가에 도시화 효과가 더해진 결과이다. 계절적으로는 겨울철의 상승이 뚜렷했고, 여름철은 거의 변화가 없었다. 한반도 지역의 봄철 기온의 상승과 온실가스의 증가는 다른 지역보다 빠른 한반도 지역의 녹지화를 유도하였다.
- 지난 50년 동안 한반도와 양쯔강을 포함한 중국 중부지역의 강수는 증가하였고, 대만 및 일본 남서부, 중국 북부 황하와 산둥반도와 그 북쪽 연안의 강수는 감소하였다. 특히 황하지역은 장기적으로 심각한 가뭄이 발생하고 있는데 이는 중-동태평양 해수면 온도의 증가와 관련되는 것으로 알려져 있다. 한반도의 경우 1990년대 이후 6~7월 장마 기간 동안의 강수는 감소하고, 대체로 북서태평양 고기압권에 놓이게 되는 8월에 강수가 증가하는 추세에 있다. 한편 9월에 나타나는 가을장마와 태풍에 의한 강수는 감소하는 경향을 보이고 있다. 미래 기후변화 시나리오에 따라서 적분된 기후모델이 보여준 21세기말의 동아시아 기후변화는 겨울의 기온 증가가 현저할 것으로 전망하고 있다. 특히 한반도 지역에 동서방향의 등온선이 보다 조밀하게 배치되어 기상요소의 변화가 심해질 것으로 예상된다. 기후모델들은 또한 메이유-장마-바이유 같은 여름철 몬순 전선이 미래에는 보다 강화될 것이며, 반면 북위 20° 남쪽의 서북태평양 몬순은 약화될 것으로 모의하고 있다.
- 열대 지방의 계절 내 변동 모드인 매든-줄리안 진동은 발생 후 파동의 형태로 1~2주 내에 중위도로 전파되어, 몬순과 장마의 시작과 종결을 결정하는 주요한 인자로 작용한다. 뿐만 아니라 태풍과 같은 열대성 저기압의 배경장으로 작용하여 이들의 발달과 이동방향 그리고 소멸에 관여하게 된다. 매든-줄리안 진동의 변동폭은 해수면 온도의 상승으로 인하여 최근 들어 증가하는 것으로 보고되고 있다.
- 엘니뇨-남방진동(El Nino-Southern Oscillation; ENSO)은 열대 동태평양의 광범위한 지역의 해수면 온도가 평년에 비해 2~7도 상승하는 현상으로, 이는 대기 대순환의 변동을 유도하여 한반도를 비롯하여 전지구 기후에 영향을 미친다. 특히 한반도의 기후와 관련하여, 엘니뇨는 겨울철에는 온난 다습한 기후를 여름철에는 한랭 다습한 기후를 유도하며, 이는 엘니뇨 해에 동반되는 필리핀 해 근처의 대기 순환과 관련이 있는 것으로 여겨진다. 또한 엘니뇨 해에는 장마의 기간이 길어지고, 태풍의 강도가 증가한다. 엘니뇨와 반대 현상인 라니냐 현상이 발생하면 엘니뇨의 영향과는 반대의 한반도 기후의 변화를 유도한다. 한편 최근에 발생 수가 증가하고 있는 엘니뇨의 다른 형태인 중태평양 엘니뇨(Central Pacific El Nino)는 미래 기후에 더욱 증가 할 것으로 전망되고 있는데, 이러한 형태의 엘니뇨는 기존의 엘니뇨와는 다른 형태로 한반도 기후에 영향을 미치고 있다.
- 최근 수십년 동안 과거와 비교하여 한반도 거의 모

든 지역에서 극한 기온의 빈도수는 현저히 감소하였고, 극서 기온의 빈도수는 증가하였다. 더불어 서리일수도 크게 감소하였다. 강수의 변화와 관련하여 한반도에서는 집중호우 현상이 증가하고 있는 추세인 것으로 보고되고 있다. 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.

6.2. 기후 변화 탐지 방법론의 평가

6.2.1. 탐지와 원인규명의 개념

6.2.1.1. 탐지

기후변화의 탐지(climate change detection)는 기후가 어떤 통계적인 기준에 대하여 변했다는 것을 보여주는 과정으로 정의된다(Solomon et al., 2007; Hegerl et al., 2007). 좀더 구체적으로 말해서 어떤 기간에 걸쳐 관측된 기후변화가 있을 때 그 변화의 크기나 정도가 자연적으로 발생할 수 있는 지구기후시스템의 내부변동성(internal variability)의 범위를 벗어나는지, 아니면 기후시스템 내에서 자연적으로 발생할 수 있는 변동인지를 확인하는 과정을 말한다. 주의할 점은 탐지는 관측된 기후변화가 어떠한 “원인”에 의한 것인지에 대한 정보를 제공 내지 평가하지 않는다는 것이다. 또한 탐지과정은 관측을 기반으로 한 “과거” 기후에 대한 평가를 다룰 뿐 “미래”에 대한 시나리오나 전망에 대한 정보는 다루지 않는다. 후자의 경우는 밑에서 다룰 원인규명 과정에서도 마찬가지로 적용된다.

탐지를 수행하기 위해서 필요한 자료는 평가하고자 하는 변수에 대한 관측자료와 내부변동성의 범위이다. 수십 또는 수백 년의 변동성을 갖는 대기해양 시스템의 자연변동성을 고려하면, 관측자료 자체는 내부변동성을 추정하기에는 매우 제한적이다. 시간적으로도 너무 짧으며, 예를 들어, 가장 오래된 관측 값이 지표대기기온(앞으로 지표기온으로 표시)의 경우를 보더라도 대략 1850년 이후부터 가능하며 이것은 관측과 관련된 오차를 무시하더라도 최대 160년 정도의 자료만 가능하다. 평가하고자 하는 변수가 예를 들어 과거 100년간의 기온변화이라고 했을 때 내부변동성의 범위를 추정하기 위한 독립 표본은 2개도 얻지 못하게 된다. 또한 공간적인 대표성을 고려할 경우 관측자료는 더 큰 제약을 받는다. 예를 들어 전 지구 평균 지표기온을 대표하기 위해서는 육지와 해양을 포함하여 상당한 영역을 포함하는 관측 지점들이 필요하며, 상대적으로 믿을만한 관측자료는 약 1950년 이후부터 가능하게 된다(Brohan et al., 2006). 따라서 신뢰할만한 내부변동성의 범위는 수치모델을 장기간 적분하여 추정하게 되는데 그 중에서도 대기와 해양의 상호작용을 고려할 수 있는 대기해양 접합 전지구기후모델(Atmosphere-Ocean coupled Global Climate Model, 이후 전구기후모델로 표시)을 이용한다.

예를 들어 그림 6.1은 전구기후모델을 외부강제력 없이 1,000년간 적분(이후 규준 실험으로 표시)하여 얻은 전 지구 평균 지표기온 변화를 관측자료와 비교해서 나타낸 것이다. 규준실험 자료를 보면 외부강제력 없이 대기와 해양이 상호작용을 하며 만들어내는 자연변동이 기온을 증감시키는 것을 확인할 수 있으며, 이 범위를 추정하여 관측자료 비교함으로써 관측된 변화에 대한 기후변화 탐지분석을 수행할 수 있게 된다.

그림 6.1의 경우에서 1856～2001년간의 기온변화가 관측 자료는 0.47℃/100년을 보여주고 있는데 이를 모델에서 추출한 같은 기간의 표본들의 추세와 비교해보면 관측과 같은 온난화가 일어날 확률이 어느 정도인지를 확인할 수 있다. 표 6.1에는 이와 같은 추세비교를 여러 분석기간에 따라 비교하여 나타내었다. 예를 들어, 1952～2001년 50년간의 기온추세는 0.7℃/100년이며 모델자료 1,000년 기간 중 임의의 100년을 추출했을 때 그보다 큰 추세는 한 번도 발생한 적이 없다. 하지만 1987～2001년 15년간의 추세

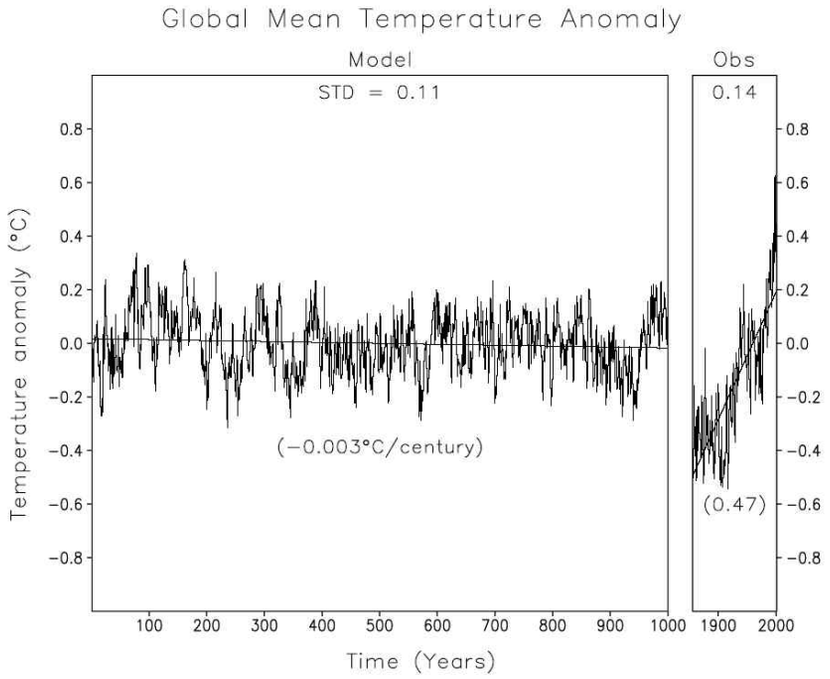


그림 6.1. 전 지구 지표기온: 전구기후모델 ECHO-G 1,000년 규준실험(왼쪽)과 1856 ~ 2001년 기간의 관측값(오른쪽)의 비교. 실선과 그 밑의 괄호안의 값은 선형추세를 나타냄(℃/100년). 추세를 제거한 시계열의 표준편차값(STD, ℃)을 각 그림의 위쪽에 표시함(Min et al., 2005b).

표 6.1. 전구 평균 지표기온 추세의 비교: 관측자료(HadCRUT)와 ECHO-G 1,000년 규준실험 자료. 여러 관측기간(~2001년)에 대한 결과를 비교하였으며, 모델값의 경우 괄호안의 값은 모델자료에 관측자료가 가능한 영역을 적용했을 때의 결과를 나타낸다(Min et al., 2005b).

Observation period(yr)	Trend length (yr)	Observed trend (℃ per century)	Model trend occurrence			
			Occurrence		Relative occurrence(%)	
1992-2001	10	3.2	23	(18)	2.3	(1.8)
1987-2001	15	1.6	73	(46)	7.4	(4.7)
1982-2001	20	2.0	0	(0)	0.0	(0.0)
1977-2001	25	1.8	0	(0)	0.0	(0.0)
1972-2001	30	1.9	0	(0)	0.0	(0.0)
1962-2001	40	1.4	0	(0)	0.0	(0.0)
1952-2001	50	1.0	0	(0)	0.0	(0.0)
1902-2001	100	0.7	0	(0)	0.0	(0.0)
1856-2001	146	0.5	0	(0)	0.0	(0.0)

는 1.6℃/100년으로 50년간의 추세보다 크지만 분석기간이 짧아지면 내부변동성의 영향이 커져 이 모델의 경우 이러한 온난화 추세는 외부강제력 없이 4.7% 정도로 발생함을 볼 수 있다. 이는 분석기간이 짧아질수록 내부변동성의 영향이 상대적으로 커지기 때문이며, 효과적인 기후변화 탐지를 위해서는 분석기간이 길어야 함을 보여준다.

6.2.1.2. 원인규명

기후변화 원인규명 또는 기인(climate change attribution)은 탐지된 기후변화의 원인을 찾아내는 과정

으로 정의된다(Solomon et al., 2007). 기후시스템의 외부에 있는 어떠한 요인들이 기후에 통계적으로 유의한 영향을 주었는지를 분석하는 과정이며, 외부강제력으로는 여러 가지 요인이 고려될 수 있으며 크게 인위적인 요인과 자연적인 요인으로 나눌 수 있다.

인위적인 요인으로는 온실가스와 황산 에어로졸이 대표적이며, 자연적인 요인으로는 태양과 화산 활동을 들 수 있다. 이들 요인은 지구의 복사평형(radiative equilibrium)을 깨뜨려 기후를 변화시키는 역할을 하는데, 예를 들어 대기 중 온실가스 증가는 지구장파복사를 더 많이 흡수하고 지표로 재방출하는 과정을 통해 온난화를 일으키며, 황산 에어로졸의 증가는 지구로 들어오는 태양단파복사를 더 많이 반사시켜 지표를 냉각시키는 역할을 한다. 에어로졸은 또한 구름의 광학적 성질과 생성소멸에 영향을 주며 그를 통해 기후를 변화시킨다. 태양활동의 변화는 그에 따른 지구로 들어오는 단파복사가 달라져 지구기후를 변화시키며 화산활동으로 성층권에 방출된 황산 에어로졸도 마찬가지로 태양단파복사를 반사시켜 지표에 냉각효과를 가져온다(5장 참조).

원인규명을 위해서 가장 흔히 사용하는 방법은 전구기후모델을 이용하는 것으로, 위에서 언급한 여러 강제력을 모델에 입력하고 그 반응결과를 관측패턴과 비교하게 된다. 모델의 반응을 지문(fingerprint[3])이라고 부르는데 모델 내의 대기, 해양, 해빙 등에서 나타나는 상호작용 즉 피드백을 통하여 이러한 지문패턴이 얻어지게 되며, 그와 유사한 패턴을 관측된 변화에서도 찾을 수 있는지, 그렇다면 그 크기는 관측과 일치하는지를 통계적으로 평가하게 된다.

그림 6.2는 간단한 원인규명 과정의 예를 보여주고 있는데 20세기 동안의 전구평균 지표기온 변화를 기후모델 실험결과와 관측자료와 비교해서 나타낸 것이다. 20개 이상의 기후모델 실험결과가 이용되었으며, 주어진 강제력에 따라 인위적인 요인과 자연적인 요인을 모두 포함한 경우(그림 6.2a)와 자연적이 요인만 포함한 경우(그림 6.2b)의 두 그룹으로 나누어진다. 그룹별 모델 결과를 관측과 비교해 보면 인위적인 요인을 포함시킨 경우에만 모델들이 20세기 후반에 강하게 관측된 기온증가를 모의할 수 있으며, 자연적인 요인, 즉, 태양과 화산활동의 영향만을 고려한 경우에는 반대로 최근의 급격한 온난화를 전혀 모의할 수 없음을 확인할 수 있다. 이는 관측된 온난화가 인위적인 요인에 의한 것임을 강하게 암시하는 것이다. 이러한 정성적인 평가는 아래에서 설명할 통계적 기법들을 통하여 모델과 관측 패턴을 직접 비교함으로써 그 유사성 또는 차이를 정량적인 평가할 수 있게 된다.

6.2.2. 통계적 기법

관측된 변화와 모델 외부강제력 반응패턴(즉, 지문)의 유사성 또는 일치성을 직접 비교하는 방법으로 최적지문법(optimal fingerprinting method)과 베이즈 방법(Bayesian method)이 주로 이용되어 왔다(Hegerl et al., 2007). 이 절에서는 두 방법의 개념과 원리를 이해하고 장단점을 서로 비교하였다. 또한 기후변화 탐지와 원인규명의 과정에 영향을 줄 수 있는 불확실성 요인들을 짚어보고 그 영향을 고려하기 위해서 적용된 방안을 간략히 소개하였다.

6.2.2.1. 최적지문법

최적지문법은 다중선형회귀(multiple linear regression)를 기반으로 하여 관측 패턴과 모델 지문의 관계를 구하는 방법으로 가장 광범위하게 이용되어 왔다. 이 방법에서는 식 (1)과 같이 관측된 패턴(y)을 여러 모델 지문(xi, i=1,...,m)의 선형 합으로 표현하는데 각 외부강제력에 대한 기후반응이 선형적이고 다른 강제력에 대한 반응이 부가적(additivity)임을 기본 가정으로 한다(식 (1) 참조).

3) 관측, 모델 지문(시그널), 내부변동성(노이즈)은 일반적으로 같은 구조를 가지며 분석하고자 하는 변수에 따라 시간, 공간, 또는 시공간 패턴이 될 수 있다. 시간 패턴은 그림 6.2와 같은 시계열을, 공간 패턴은 기온변화의 선형추세 패턴을, 시공간 패턴으로는 예를 들어 1950년부터 1999년까지 매 10년 별 평균기온 패턴을 생각해 볼 수 있다.

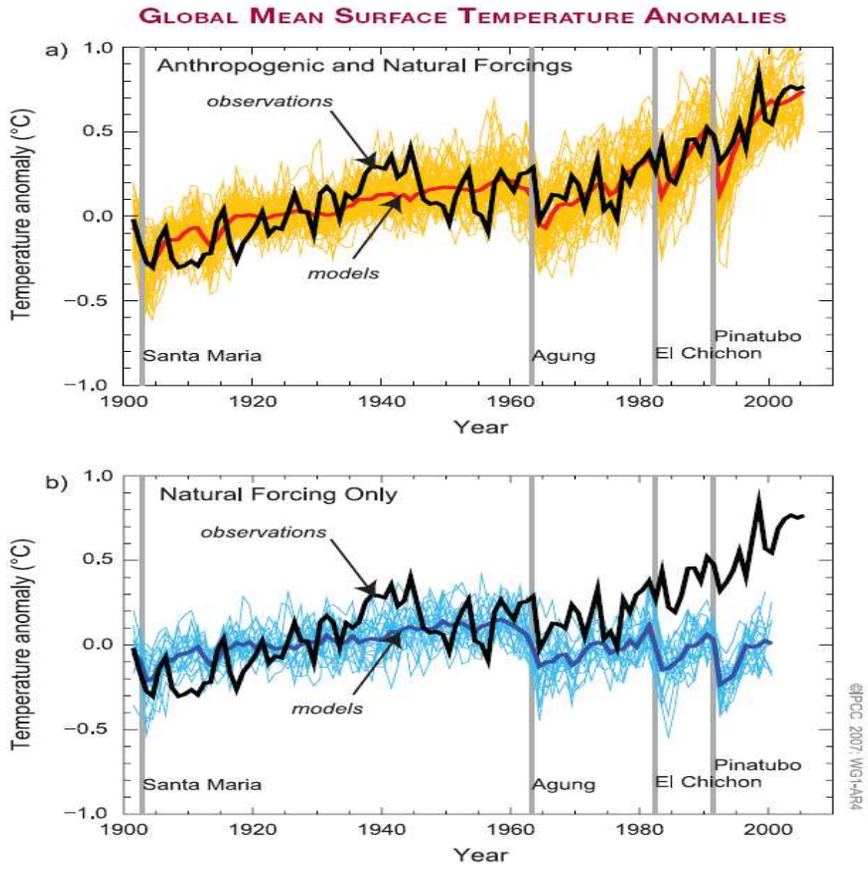


그림 6.2. 전지구 지표기온 변화의 비교: 검정색은 관측값을 붉은색과 파란색은 각각 (a) 인위적인 요인과 자연적인 강제력을 포함한 실험, (b) 자연적인 강제력만 입력한 모델 실험 결과를 나타냄. 1901~1950년 평균에 대한 아노말리 값으로 표시함. 모델 결과에서 굵은 선은 멀티앙상블 평균값을, 가는 선은 각 앙상블 멤버를 표시함. 회색 수직선은 주요 화산폭발이 일어난 해를 나타냄(Solomon et al., 2007; Figure TS.23).

$$y = \sum_{i=1}^{m} x_i \beta_i + u \qquad (1)$$

여기서 m은 지문의 개수, β는 각 지문에 대한 선형회귀계수, 잉여 u는 내부변동성에 의한 노이즈를 나타낸다. 추정된 회귀계수 β의 범위(예를 들어, 5~95%)를 통해서 탐지와 원인규명을 하게 되는데, 그 범위가 양수이고 0을 벗어나면 관측에서(예를 들어, 유의수준 5%) 내에서 시그널이 "탐지"되었다고 판단한다. 그리고 β의 범위가 1을 포함하면 탐지된 시그널이 관측과 일치한다고 판단한다("원인규명").

회귀계수를 추정하는 방법으로 보통최소제곱법(ordinary least square, OLS)이 주로 이용되어 왔는데(Allen and Tett, 1999), 최근에는 지문 추정에 이용되는 모델 표집과정의 오차를 고려하기 위해서 전최소자승법(total least square, TLS)을 주로 이용하고(Allen and Stott, 2003), 더 최근에는 모델 지문 자체의 불확실성을 고려하는 방안이 개발되었다(Huntingford et al., 2006). "최적화"(optimization)란 개념은 탐지과정에서 시그널대노이즈비를 향상시키는 효과를 말하는데 선형회귀과정에는 관측과 모델 지문을 내부변동성으로 정규화시키는 과정이 포함되어 이를 통해 최적화가 진행된다(IDAG, 2005). 유사한 최적화 과정이 베이즈 방법에서도 마찬가지로 포함되어 있다(6.2.2.2 참조).

6.2.2.2. 베이즈 방법

최적지문법이 관측과 모델 지문의 관계식에 의존하는 것과는 달리, 베이즈 방법은 관측에 대한 모델 지문의 가능도(likelihood)를 직접 추정하고 이를 여

러 외부 강제력 간에 비교하여 가장 가능성이 큰(따라서 관측을 가장 잘 설명하는) 기후변화 요인을 판단하는 기법이다(Min et al., 2004; Schnurr and Hasselmann, 2005). Min et al.(2004)을 기준으로 그 과정을 살펴보면, 분석변수가 정규분포를 따른다고 가정할 때, 관측자료(y)의 어떤 외부강제력(Mi=1,...,m)에 대한 가능도 l(y|Mi)은 아래와 같이 표현할 수 있으며,

$$l(y|M_i) \propto \exp\left(-\frac{1}{2}\Lambda_i\right) \quad (2)$$

다시 λ는 모델지문과 관측과의 일반화거리(generalized distance)로 아래와 같이 계산된다.

$$\Lambda_i = (y - x_i)^T (\Sigma_i + \Sigma_o)^{-1} (y - x_i) \quad (3)$$

여기서 Σi와 Σo는 각각 모델과 관측의 공분산행렬로 내부변동성을 나타낸다. 식 (3)을 보면, 위에서 언급한 바와 같이, 베이즈 방법 또한 내부변동성으로 정규화하는 과정을 거치게 되며 따라서 "최적" 탐지기법임을 보여준다. 결국 관측과의 거리가 가장 가까운 강제력이 가장 큰 가능도를 가지게 되며, 관측된 기후변화를 가장 잘 설명하는 요인으로 판단하게 된다. 동아시아에 적용한 예로써 Min et al.(2005a)은 베이즈 방법을 이용하여 동아시아 지표기온에서 온실가스 증가의 시그널을 탐지한 바 있다.

6.2.2.3. 비교와 종합

위에서 소개한 두 기법들은 전구 및 대륙규모의 지표기온 분석에 다양하게 적용되어 정부간 기후변화패널(IPCC)이 지난 4차 평가보고서를 통해 20세기 후반의 급격한 지구온난화가 인간 활동(온실가스 증가)에 의한 것이라고 결론을 내리는데 중요한 과학적 근거를 제시하였다(Solomon et al., 2007; Hegerl et al., 2007). 최적지문법과 베이즈 방법을 비교해보면 각각 장단점을 가지고 있는데, 최적지문법의 장점으로는 선형회귀를 이용하기 때문에 여러 외부강제력이 있을 때 각각의 상대적인 기여도를 구할 수 있다는 것이다. 이는 서로 다른 강제력의 영향을 분리한다고 해서 시그널 분리(signal separation)라고도 부르는데 주의할 점은 다른 강제력들이 서로 독립적이고 부가적이라는 가정이 필요하다. 이 선형 부가성(linear additivity)은 대륙 이상의 큰 공간 규모에서는 비교적 잘 성립되지만(예를 들어, Gillett et al., 2004; Meehl et al., 2004) 그보다 작은 규모에서는 비선형적인 상호작용의 영향이 커져 유효하지 않을 수도 있다(예를 들어, Meehl et al., 2003). 이러한 시그널 분리는 베이즈 방법에서는 불가능하여 단점으로 지적이 된다. 베이즈 방법의 상대적인 장점은 보다 포괄적인 확률개념을 이용하고 폭넓은 정보를 함께 융합한다는 점에 있다(Annan, 2010). 확률적 접근은 결정과정(decision process)과 밀접하게 연결이 되어 부족한 정보가 주어진 상황에서 결정을 내려야 하는 경우에 유용한 정보를 제공할 수 있게 한다. 또한 종래의 통계가 가진 가설검정(hypothesis test)법의 한계를 극복할 수 있는 포괄성을 가진다. Hasselmann(1998)은 최적지문법과 베이즈 방법을 함께 사용할 것을 추천하기도 하였으며, Lee et al.(2005)은 최적지문법을 기반으로 베이즈 기법을 적용하기도 하였다.

어떤 방법이든 관계없이 주의할 점은 먼저 외부강제력의 선택의 주관성을 들 수 있다. 기후에 영향을 미치는 모든 강제력을 고려하는 것은 여러 가지 제약으로(관측, 모델, 그리고 그 실험 등의 한계로 인해) 불가능하기 때문에 몇 가지 중요하다고 판단되는 강제력만을 고려하게 되며 이 과정에서 주관적인 요소를 배제할 수 없게 된다. 두 번째로 모델로부터 추정한 노이즈에 대한 평가가 선행되어야 한다. 즉, 모델이 분석하고자 하는 변수의 내부변동성을 얼마나 잘 모의하는지를 파악해야만 잘못된 탐지 및 원인규명 결과를 방지할 수 있다. 예를 들어, 모델의 내부변동성이 너무 작으면 그에 따라 노이즈가 작아져 작은 관측변화에서도 외부 강제력이 탐지된 것으로 잘못된 결과를 얻을 수도 있다. 따라서 최적지문법의 경우 내부변동성 일치성 평가 과정이 함께 개발되었으며(Allen and Tett, 1999), 베이즈 방법이나 다른 간단한 유사성 비교 연구들의 경우는 분광분석(power spectrum)과 같은 방법으로 모델의 변동성 모의성능을 관측과 비교하여 평가하는 과정을 거치게 된다(Hegerl et al., 2007).

6.2.3. 불확실성 요인과 지역탐지의 도전

6.2.3.1. 탐지의 불확실성 요인

기후변화 탐지와 기인 분석에는 여러 가지 불확실성의 요인이 관여하게 된다. 우선 탐지를 하고자하는 관측값 자체의 오류를 들 수 있다. 예를 들어, 관측기기 자체의 오차, 관측기기의 변경, 관측지점의 이동 등으로 인해 시간적으로 불균질한 관측자료가 만들어질 수 있으며(measurement error), 또한 넓은 공간영역의 평균값을 구할 때 필요한 관측지점 수가 부족할 경우 그만큼 불확실성이 커질 수 있다(sampling error). 지표기온의 경우 이러한 관측오차는 20세기 전반에 상대적으로 크고 20세기 중반 이후로는 작아지며 따라서 최근의 급격한 전구규모의 지표기온증가에는 이러한 관측오차의 영향은 작은 것으로 보고되었다(Brohan et al., 2006). 그러나 동아시아, 한반도와 같은 더 작은 지역규모를 고려할 경우 관측오차의 영향은 더 커질 수 있음을 주의해야하며, 따라서 균질한 자료를 확보하는 것이 그만큼 더 중요해진다. 지표기온과 강수량을 제외한 다는 변수들에 대한 관측은 시공간적으로 더욱 희소하여 그만큼 관측오차도 커지며 기후변화 탐지분석도 어려워진다. 기온 이외에 다른 변수들을 이용한 탐지 연구가 최근에 들어서야 보고되고 있는 것도 일부분 이와 연관이 되어 있다. 기온 이외의 탐지 변수로는 대기 중 수증기, 강수량, 가뭄, 해빙역(sea ice extent), 대기 순환, 해양 열용량, 기온 극한(extremes) 등에서 인위적인 시그널이 탐지되었으며 이론적인 지구온난화와 잘 일치하여 인위적 지구온난화의 증거를 더해주고 있다(Hegerl et al., 2006; Stone et al., 2009; Stott et al., 2010).

모델과 연관된 불확실성의 요인으로는 대기해양기후시스템 자체의 내부변동성으로 인한 불확실성과 모델자체의 불완전성과 모델 간 외부강제력에 대한 반응의 차이로 인한 불확실성을 들 수 있다. 일반적으로 모델 간 차이로 인한 불확실성(inter-model uncertainty)이 내부변동성으로 인한 것보다 크게 나타난다(Hegerl et al., 2007). 내부변동성의 영향은 모델을 수행할 때 다른 초기조건을 이용한 앙상블 실험을 수행하거나 수 천 년 동안 규준실험을 수행하여 그 크기를 추정한다(그림 6.1). 모델 간 불확실성의 경우는 마찬가지로 여러 개의 모델을 이용하여 같은 실험을 수행하고 이를 종합 비교하여 그 범위를 파악하는 방법이 이용된다. 또한 모델지문을 추정할 때 불확실성을 고려하기 위해서 여러 모델 결과를 종합하는 방법도 개발되었다(Huntingford et al., 2006). 그러나 이러한 방법들도 모델이 공통적으로 가질 수 있는 한계로 인해 실제 지구기후의 불확실성을 정확히 평가하기는 매우 어려우며 최근에는 수십만 개의 모델 표본을 추출하는 방법이 시도되기도 하였는데 주로 미래 기후변화에 초점을 두고 있다(예, Allen, 1999; climateprediction.net).

엘니뇨와 남방진동(El Nino and Southern Oscillation, ENSO), 극진동(Arctic Oscillation, AO)과 북대서양진동(North Atlantic Oscillation, NAO), 태평양수십년진동(Pacific Decadal Oscillation, PDO)과 같은 기후변동성 모드들이 기후변화에 영향을 줄 수 있다(6.5절 참조). 이러한 모드들이 장기적으로 변해 오기도 했는데(예를 들어, 북대서양 진동이 1960년부터 1990년까지 양의 모드로 급격히 증가) 이를 지구기후시스템이 만들어내는 자연변동성으로 가정할 경우, 선형회귀와 같은 간단한 통계기법으로 관측 또는 관측과 모델지문에서 원하는 모드들의 영향을 제거하고 다시 탐지실험을 수행하는 민감도 평가 방법이 이용되고 있다(예를 들어, Wu and Karoly, 2007; Min et al., 2008). 그러나 기후변동성 모드들 또한 지구온난화의 영향으로 그 성질이 변할 수 있고 그 반응이 비선형으로 나타날 수 있기 때문에 주의가 요구된다(Miller et al., 2006; Yeh et al., 2009).

6.2.3.2. 지역탐지의 한계와 도전

보다 신뢰할 수 있는 미래 기후변화 전망과 그에 따른 영향, 적응, 완화 대책은 관측에 기초한 기후변화 탐지 결과를 기반으로 했을 때에 가능해진다. 그러나 기후변화의 영향은 매우 지역적으로 다르게 나타날 것으로 보이며 그에 따라 기후변화 완화 및 적응방안 또한 그에 상당한 지역적인 정보를 필요로 한

다. 대륙보다 작은 지역에서의 기후변화 탐지 연구는 아직까지 매우 제한적이다. 기온의 경우 500 km에서까지 인위적인 시그널의 탐지가 가능한 것으로 제안되고 있으나(예를 들어, Wu and Karoly, 2007; Bonfils et al., 2008) 아직까지 최적지문법이나 베이즈 방법을 이용한 정량적인 연구는 수행되지 못하고 있다.

지역 규모의 기후변화 탐지가 힘든 주원인은 작은 시그널 대 노이즈비 때문인데, 공간규모가 작아질수록 위에서 언급한 불확실성의 요인들의 영향을 더욱 크게 받을 수 있기 때문이다. 또한 지역규모에서는 전구나 대륙 규모에서는 무시되었던 지역적인 강제력과 그와 연관된 기후피드백의 영향이 중요하게 작용할 수 있다. 도시화의 효과, 토지 이용과 식생의 변화, 그리고 검댕과 같이 태양단파복사를 흡수하는 에어로졸의 영향 등을 대표적으로 들 수 있다(Shindell and Faluvegi, 2009; Stott et al. 2010). 또한 현재 이용되는 전지구 기후모델의 공간해상도는 보통 1000 km 이상으로 그보다 작은 규모의 기후현상을 모의하고 연관된 변화 반응을 살펴보기에는 매우 부족하다. 최근에는 탐지에 지역기후모델이나 국지모델을 이용하여 전지구모델 결과를 규모축소(downscaling)하는 방법이 활발히 연구되고 있으나(예를 들어, Barnett et al., 2008; Bonfils et al. 2008) 이것 역시 최적탐지에 적용하기에는 표본의 부족과 강제력의 한계성 등의 많은 어려움이 해결되지 못하고 있다.

마지막으로 지역탐지의 가장 중요한 요소 중의 하나로 가뭄, 홍수, 집중호우, 태풍, 열파와 같은 기후극한에 대한 연구의 필요성이 증대하고 있다. 기후극한 현상은 공간 규모가 매우 작지만 그로 인한 피해규모는 평균적인 기후변화(예를 들어, 온난화)에 비해 훨씬 크게 나타나기 때문에 기후극한의 과거 변화를 이해하고 이를 통해 보다 신뢰할 수 있는 미래 전망이 필수적이다. 하지만 기후극한 사상에 대한 연구는 관측, 이론, 모델링 모든 부분에서 더 많은 제약을 받고 있어 실제 관측과 모델을 비교하여 최적탐지를 한 연구는 기온과 연관된 변수를 제외하고는 매우 제한적으로 수행되었고 이 또한 대륙규모 이상의 큰 공간규모를 다루고 있다(예를 들어, Christidis et al., 2005). 최근 들어 극한기후를 다루기 위한 적합한 통계기법들이 개발되고 이를 모델자료 분석에 적용하기 시작했으며(Kharin et al., 2007; Wehner et al., 2010) 확률적인 접근을 통하여 기후 극한 사상의 발생확률이 온난화에 따라 얼마나 증가했는지를 평가하는 기법도 개발되어 2003년 발생한 유럽의 이례적인 열파에서 인위적인 영향을 파악하는데 적용되었다(Stott et al., 2004). 이와 연관된 동아시아를 포함한 한반도의 지역에 대한 기후 극한의 연구는 현재까지 매우 제한적으로 수행되었으며 기후변화와 연관되어 앞으로 활발한 연구가 요구되는 분야이다(6.6절 참조).

6.3. 대기와 지표의 변화

6.3.1. 대기의 변화

6.3.1.1. 대기 조성 변화

6.3.1.1.1. 서론

산업혁명 이후 인간 활동의 증가는 대기 중 급격한 온실가스의 증가를 유도하고 있으며 이와 같은 온실가스 증가는 지구온난화를 유도하는 가장 중요한 원인의 하나로 알려져 있다. 온실가스는 대기 중에 오랫동안 체류하고 비교적 잘 혼합되며 복사강제력은 다른 기후 강제력에 비해 그 크기와 불확실성이 작다. H_2O를 제외한 대표적인 대기 중 온실가스는 CO_2, CH_4, N_2O 등의 성분들이 있다. 2007년에 발간된 IPCC 제4차 보고서에는 온실가스의 복사강제력의 변화와 그에 따른 전 지구적 기후변화에 대해 논의하였다. 1990년대에 이후 우리나라에서는 대기 중 온실가스 6종과 반응가스인 지표오존, 일산화탄소를 관측을 통해 대기 조성의 변화를 감시하고 있다. 또한 인간의 활동에 의해 대기 중으로 배출되는 많은 오염물질 중 화학반응성이 상대적으로 큰 반응가스들은 O_3, CO, NOx, SO_2, VOCs 등이 있다. 특히 O_3은 성층권에서 태양복사를 흡수하여 지표의 생명체를 보호해주는 역할을 하지만 지표에서는 인간 및 식물에 큰 해를 가하는 중요한 오염물질이기도 하다. 화석연료 사용으로 주로 배출되는 NOx, CO, VOCs

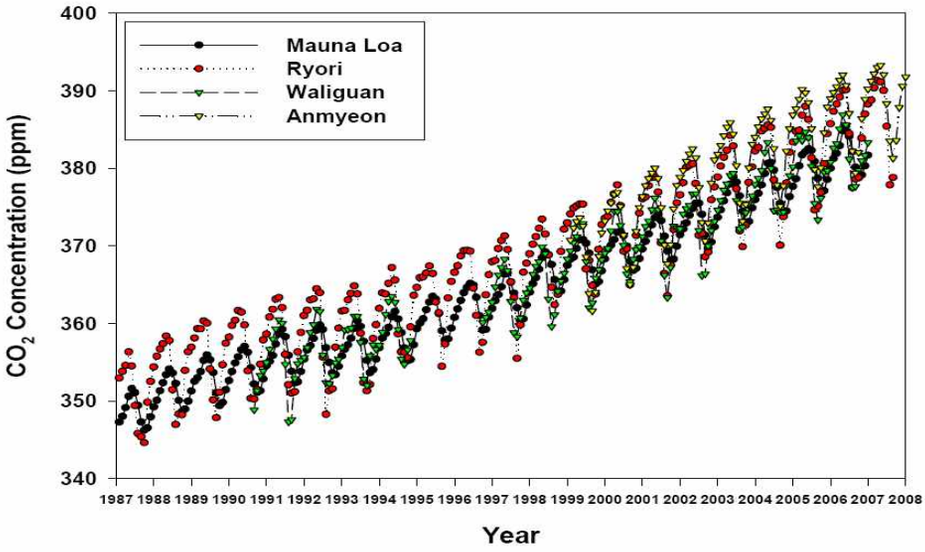


그림 6.3. 안면도, 하와이 마우나로아, 일본 료리, 중국의 왈리구완에서 관측된 월별 CO_2 농도(박기준 등, 2005; 기상청, 2008).

들은 대기 중에서 서로 복잡한 광화학 반응을 통해서 소멸되며 그 과정에서 O_3 및 에어로졸의 생성에 관여하게 된다. SO_2는 대류권에서 가장 중요한 인위적인 에어로졸인 황산염 에어로졸의 주 생성원이며 역시 대기 중에서 화학적 산화에 의해서 황산염 에어로졸로 바뀌게 된다. 하지만 현재까지 이러한 화학반응성이 상대적으로 큰 반응가스들에 대한 지속적인 관측기간이 매우 짧아 한반도에서 화학반응 가스들의 대기 조성 변화를 논의하는 것은 매우 어렵다.

6.3.1.1.2. 배경 대기 변화 특성

한반도 배경지역에서 온실가스 농도 관측은 1990년 8월 제주 고산 관측소에서 관측이 처음 시도되었다(조하만 등, 1995; 박미경, 1997). 그 후 1998년 이후로 기상청/기상연구소의 주관으로 안면도 지구대기감시 관측소(Korea Global Atmosphere Watch Observatory: KGAWO)에서 24시간 상시 관측이 이루어지고 있다(김정식과 최재천, 2001). 안면도 지구대기감시 관측소의 관측자료 분석에 따르면 한반도 배경대기의 CO_2 농도는 지난 1999~2003년 동안 약 3 ppm yr^{-1}로 증가하고 있으며 지난 10년간의 전 지구 평균인 1.9 ppm yr^{-1}비해 훨씬 가파르게 상승하고 있으며(최병철 등, 2006) 같은 기간 하와이 Mauna Loa에서 관측된 CO_2의 증가인 1.5 ppm yr^{-1}에 비해서 약 2배 이상의 증가 추세를 보이고 있다. 이러한 증가 경향은 제주도 고산에서의 한반도 배경대기 관측자료와 비교에도 나타나고 있다. 1990년부터 2002년까지 지난 13년간의 CO_2의 증가율을 보면 제주 고산관측소가 1.2~2.0 ppm yr^{-1}로 전 지구 평균 증가율과 비슷한 수준을 보여주고 있다(조창범 등, 2005).

그림 6.3은 안면도와 하와이 마우나로아, 일본의 료리, 중국의 왈리구완 관측소에서 측정한 1987년부터 최근까지의 월평균 CO_2 농도의 연변화를 나타낸 것이다. 하와이 마우나로아와 중국의 왈리구완 관측소는 지구급 관측소이며 안면도와 일본의 료리 관측소는 지역급 관측소이다. 그림 6.3에 의하면 4개 관측 지점 모두 CO_2 농도가 증가하는 경향을 보이고 있다. 대체로 마우나로아와 왈리구완의 증가 패턴이 유사하며 안면도와 료리가 서로 유사한 변화 경향을 보이며 전체적인 농도는 마우나로아, 왈리구완, 료리, 안면도 순으로 나타났다. 그림 6.4는 1999~2008년 기간 동안 안면도와 하와이 마우나로아에서 측정된 월평균 이산화탄소 농도 변화 경향을 보인 것이다(Cho et al., 2007). 안면도와 마우나로아 관측소 두 지점 동일하게 지난 10년 동안 이산화탄소는 뚜렷한

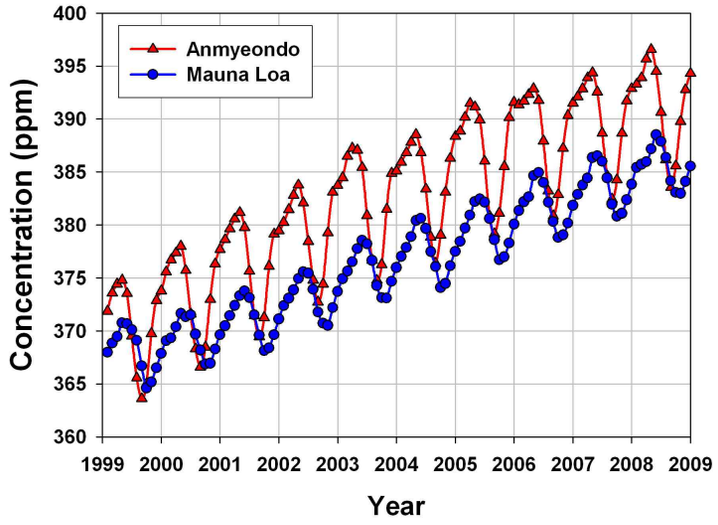


그림 6.4. 1999 ~ 2008년 기간 동안 안면도와 하와이 마우나로아에서 측정된 월평균 이산화탄소 농도 변화 경향(Cho et al. 2007).

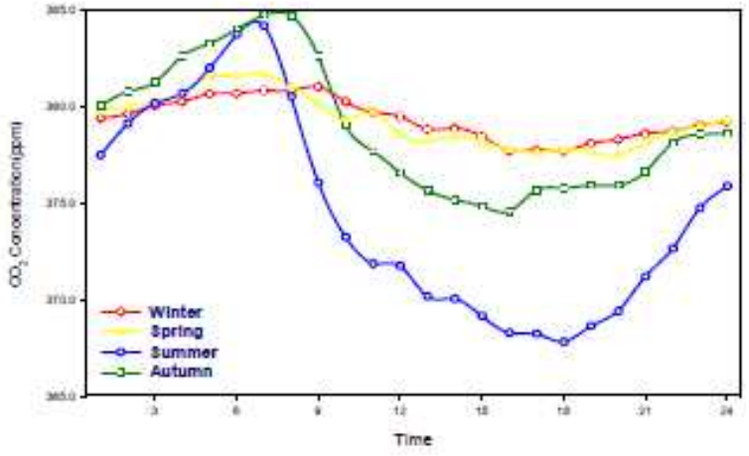


그림 6.5. 안면도에서 대기중 CO_2 농도의 계절적 변화 경향(박상순 등, 2002).

계절적 변동 특성을 보이면서 지속적으로 증가하고 있는 것으로 측정되었다. 하지만 이산화탄소 배출량이 많은 북반구 중위도에 위치한 안면도의 계절별 최대-최소 차이가 마우나로아보다 더 크게 나타났다. 지난 10년 동안 안면도에서 관측된 월평균 이산화탄소 최댓값은 2008년 4월의 396.6 ppm으로 나타났으며, 마우나로아의 경우, 2008년 5월 388.5 ppm으로 나타났다. 또한 지난 10년 동안 안면도의 월별 최댓값과 최솟값의 차이는 평균 11.9 ppm으로 나타났고, 마우나로아는 5.7 ppm으로 나타나, 약 2배 정도 안면도의 최대-최소 이산화탄소 농도 편차 폭이 큰 것으로 나타났다.

안면도에서 관측된 이산화탄소의 농도는 계절에 따른 변동 특성 또한, 가지고 있는 것으로 나타났다. 그림 6.5에서는 1999 ~ 2001년 동안 안면도에서 관측된 이산화탄소 농도의 계절에 따른 변화를 제시한 것이다(박상순 등, 2002). 여름, 봄과 가을, 겨울 순으로 고농도가 나타나는 시간대가 지연되어 나타났음을 알 수 있다. 그리고 여름에는 일변화 패턴이 가장 크게 나타난 반면에 식물의 광합성이 거의 없는 겨울은 시간에 따른 일변화 폭이 거의 일어나지 않음으로서 이산화탄소의 농도 계절변화는 식물의 광합성에 기인하는 것임을 알 수 있다.

앞에서 언급하였듯이 O_3은 성층권에서 태양복사를

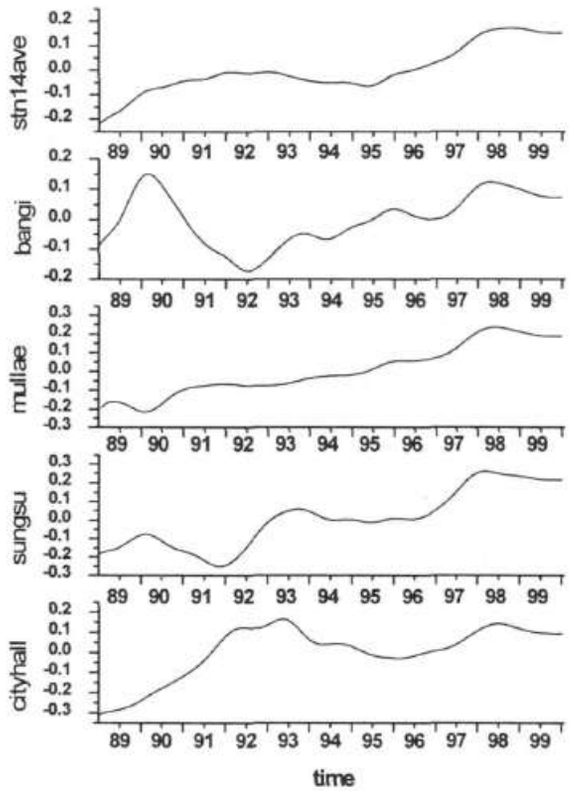


그림 6.6. 서울지역에서 보정된 오존 농도의 장기 변동 (허국영 등, 2001).

흡수하여 지표의 생명체를 보호해주는 역할을 하지만 지표에서는 인간 및 식물에 큰 해를 가하는 중요한 오염물질이기도 하다. 특히 오존의 농도는 오존의 생성에 관여하는 전구물질들의 배출원 뿐만 아니라 일사량과 온도 등 기상인자의 영향을 많이 받는다. 그림 6.6은 서울을 대표하는 "stn14ave" 지역에서 오존 농도의 추세와 함께 여러 지역에서의 오존 농도 변화를 보인 것이다. "stn14ave" 자료는 서울 지역을 대표하는 오존 농도를 측정하기 위해 측정소의 이동 내역을 기준으로 한 상위 14개 측정소의 각 일최고 한시간평균 오존농도를 산술평균하여 사용한 것이다. 그림에서 알 수 있듯이 오존농도의 추세변화 패턴은 서울 및 수도권의 인구변화 패턴과 밀접한 관계를 나타낸다. 1992년 서울시의 인구가 정점에 도달한 후 감소추세로 돌아선 후 오존농도의 증가추세는 주춤하나 경기도와 인천을 포함한 수도권의 지속적인 인구증가로 인해 서울지역의 오존농도는 다시 현저한 증가 추세를 보이는 것을 알 수 있다.

CH_4는 2005년 기준으로 전 지구 평균 농도는 약 1,744 ppb였다. 지난 9년간(1999 ~ 2007년)의 지구대기감시관측소의 관측에 의한 한반도 배경대기의 CH_4 평균농도는 1999년에 1,884 ppb에서 2003년과 2004년에 각각 1,900과 1,894 ppb로 증가하다가 2007년에 1,892 ppb으로 약간 감소하고 있다(기상청, 2008). 같은 기간의 한반도에서의 CH_4의 증가율은 약 2 ppb yr^{-1}로 지난 10년간의(1996 ~ 2006년) 전지구 평균농도 증가율 2.4 ppb yr^{-1} 보다 약간 낮게 나타나고 있다(기상청, 2008). 한반도 배경대기에서의 다른 온실가스인 N_2O와 CFCs의 농도변화는 전 지구 평균 변화율과 상당히 유사하다. 지난 9년간 N_2O의 평균농도와 증가율은 각각 318.2 ppb와 0.8 ppb yr^{-1}이며 이는 지난 10년간(1996 ~ 2006년) 전 지구 평균 증가율인 0.76 ppb yr^{-1}와 유사하다(기상청, 2008). 기후변화와 더불어 성층권 오존 파괴로 널리 알려진 CFCs (CFC-11, CFC-12, 등)의 전지구적 농도 변화는 대체적으로 감소하거나(CFC-11) 근래에는 그 증가가 멈춘 것으로(CFC-12) 나타나고 있다. 1995년에서 1999년까지의 제주도 고산에서 관측한 한반도 배경대기의 CFC-11과 CFC-12 농도변화 분석은 전자는 뚜렷한 감소를 하지만 후자는 약간의 증가를 보이는 것으로 나타났다.

그 외의 2007년부터 새롭게 관측이 실시되고 있는 CFC-113과 육불화황(SF6)은 2007년 기준으로 한반도 배경대기 농도는 각각 75.9 ppt와 7.8 ppt이다. CFC-113의 경우 전 지구 평균 농도와 유사한 수준이나 SF6의 경우 전지구 평균 농도인 6 ppt 보다 약 30% 이상 높은 수준을 나타내고 있다. 한반도에서의 SF6의 고농도 경향은 제주도 고산 관측이나 서울대학교 지점의 관측에서도(이정현과 김경렬, 2008) 비슷하게 나타나고 있다. 한반도 내에서도 국지적인 배출에 대한 큰 지역적인 농도 편차를 보이고 있는 SF6나 HFCs 등 최근에 주목받기 시작한 온실가스에 대한 국내 조사는 위에 잘 알려진 온실가스에 비해서 상당히 부족한 실정이다(이정현과 김경렬, 2008).

6.3.1.2. 대기 온도 및 습도 변화

19세기 후반 이래 지구평균 지표기온은 0.3 ~ 0.6℃

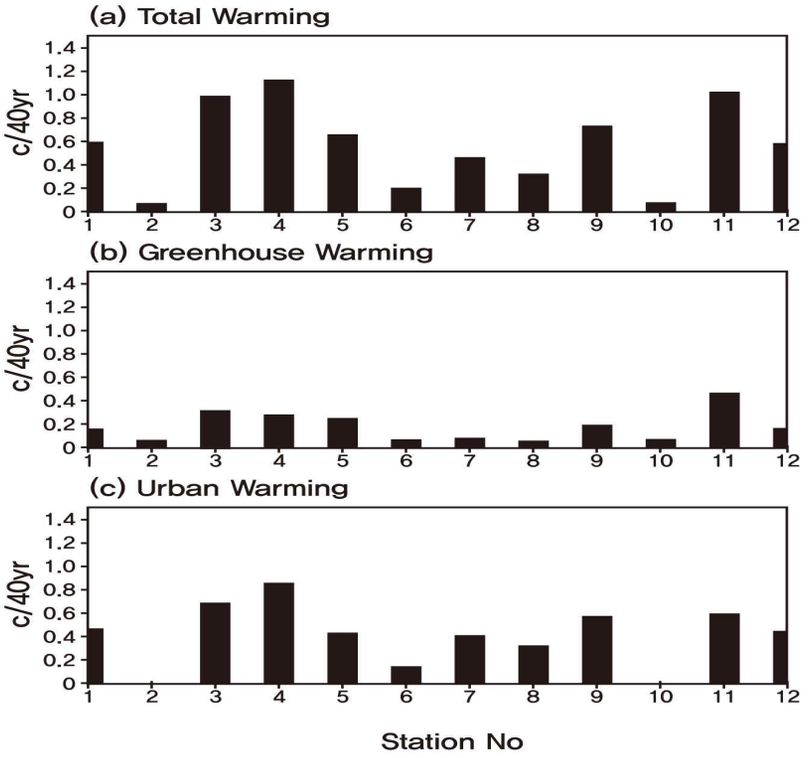


그림 6.7. (a) 전체, (b) 온실가스 및 (c) 도시화의 지난 40년간(1954 ~ 1993) 한반도 12개 관측소에서 온난화 경향(Kim et al., 1999).

정도 상승한데 비해(Jones et al., 1986, 1988) 동아시아의 평균기온의 증가는 지구 평균보다 크게 증가하였으며 한반도의 평균기온은 동아시아 평균보다 높게 증가한 것으로 추정되고 있다(이명인과 강인식 1997). 지구 온난화의 여러 불확실성에도 불구하고 여러 대기대순환 모델 결과에 의하면 이산화탄소가 배증되었을 때 한반도 평균 기온은 약 1~4℃ 정도 증가할 것으로 추정된다. 과거 연구결과에 의하면 한반도 지역 연평균 기온은 최근 수 십년 동안 뚜렷한 상승 경향을 보이고 있음이 밝혀졌다. 특히 1960년대 이후에 인구가 많은 대도시에서 관측된 기온의 증가 경향이 60년대 이전과 비교하여 가속되었으며 이와 같은 대도시에서의 뚜렷한 대기 기온증가는 한반도 전체 평균 기온에 편향을 주어 최근 급격한 온도 상승과 연관성이 있다.

그림 6.7은 한반도 12개 관측소(부산, 목포, 서울, 대구, 강릉, 전주, 광주, 여수, 울산, 추풍령, 포항, 인천)에서 평균된 총 기온 증가량, 온실 효과에 의한 기온 증가량, 그리고 도시화 효과에 의한 기온 증가량을 보인 것이다. 그림에서 확인할 수 있는 것처럼 대도시 지역에서는 도시화 효과에 기인한 대기 기온 증가량이 뚜렷함을 알 수 있다. 또한 1971년부터 관측자료가 존재하는 전국 60개 지점의 1973년부터 2008년까지 시계열 변화 경향을 살펴보면 여름철 대기 기온의 주요 변수들(평균, 평균 최고기온, 평균 최저기온) 모두 증가하고 있음을 알 수 있다(그림 6.8). 또한 일 최저기온 25℃ 이상일수(열대야)는 1.6일 증가하여 열대야가 더 빈번히 발생하고 있음을 알 수 있다.

1970년대와 2000년대 사이의 차이에 대한 한반도 평균온도의 공간분포를 살펴보면 평균기온이 가장 많이 상승한(1℃ 이상) 지역은 수도권(서울, 수원, 인천), 원주, 청주, 대전, 대구 등이었으며 대구를 중심으로 한 경북 남부 및 경남 북부 지방 또한 30년간 평균 기온의 증가가 뚜렷하게 나타났다. 기온이 감소한 곳도 있었는데 경북 서부 쪽의 문경과 추풍령 지역에서는 오히려 기온 감소 경향이 나타남을 확인할 수 있다(그림 6.9).

그림 6.10은 1912년부터 매 5년 단위 우리나라 6

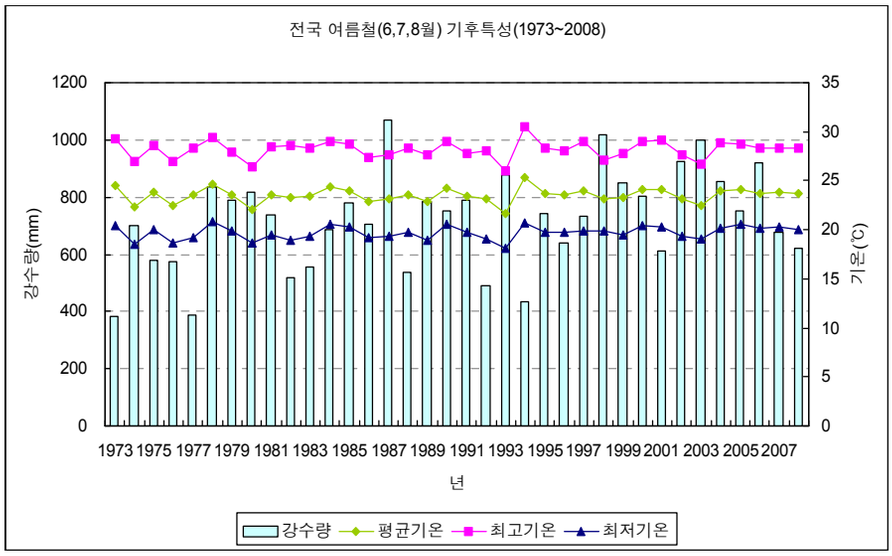


그림 6.8. 1973 ~ 2008년까지 전국 여름철(6,7,8월) 평균기온, 최고기온 및 최저기온 분포(기상청, 2008).

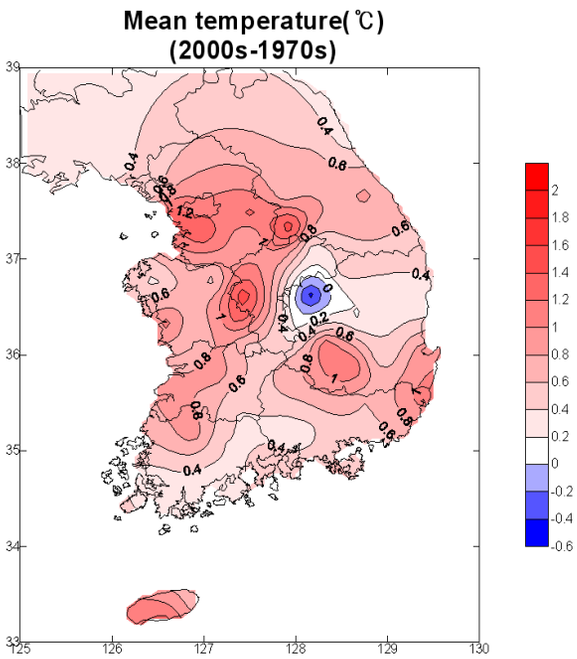


그림 6.9. 2000년대와 1970년대 평균기온의 차(국립기상연구소, 2009).

개 도시의 기온변화 추세를 보인 것이다. 그림에서 알 수 있듯이 1970년대 이후 우리나라 6개 도시의 평균기온은 12.5℃를 넘어섰으며 그 기온상승 경향은 지속적으로 증가하고 있음을 알 수 있으며 특히 평균기온 상승 경향은 최근 20년 동안 다른 해들에 비해 매우 급격하게 증가한 것으로 나타났다.

박정수 등(1999) 등도 1919년에서 1998년의 관측기간 동안 남한의 6개 기온 관측 지점(서울, 부산, 인천, 강릉, 대구, 목포)에서 계절별 기온 변동 특성을 분석하였다. 그 결과 여름에는 거의 기온 상승이 없었으나 봄, 가을 특히 겨울에는 상당한 기온 상승이 있었다. 또한 작으나마 봄철의 기온 증가량이 가을철의 증가량 보다 조금 높았다. 구체적으로 과거 약 70년간(1919 ~ 1998) 봄, 가을에는 1.0 ~ 1.4℃ 정도, 겨울에는 1.4 ~ 1.5℃ 정도의 상승이 있었다. 연 평균으로는 1.0 ~ 1.1℃ 정도 증가하였다. 이러한 증가량은 전지구적 증가량(100년 간 0.4 ~ 0.6℃) 보다 높게 나온 것은 물론이고 김맹기 등(1998)의 추정 보다 더 높았다. 기존 연구 결과를 고려할 때 봄, 가을에는 0.7 ~ 1.1℃ 정도, 겨울에는 1.1 ~ 1.2℃ 정도의 순수한 상승이 관찰되었다. 또 연 평균으로는 도시화 효과를 고려하면 0.6 ~ 0.7℃ 정도 증가하였다.

대기 환경 변화를 이해하기 위한 중요한 기후 요소 중 하나가 습도(specific humidity)이다. 하지만 습도의 자료가 부족하여 그 변화가 생활에서 기온만큼 잘 감지되지 않기 때문에 습도에 대한 포괄적인 연구는 적은 편이다(엄향희 등, 1997). 특히 습도는 도시화와 밀접한 연관성이 있는데 즉 도시 건조화의 원인이 되는 지표 피복 변화는 강우의 빠른 유출과 식생에 의한 증발산량의 감소를 초래해 대기 중 습도 변화에 직접적인 영향을 미치기도 한다. 또한 습도는

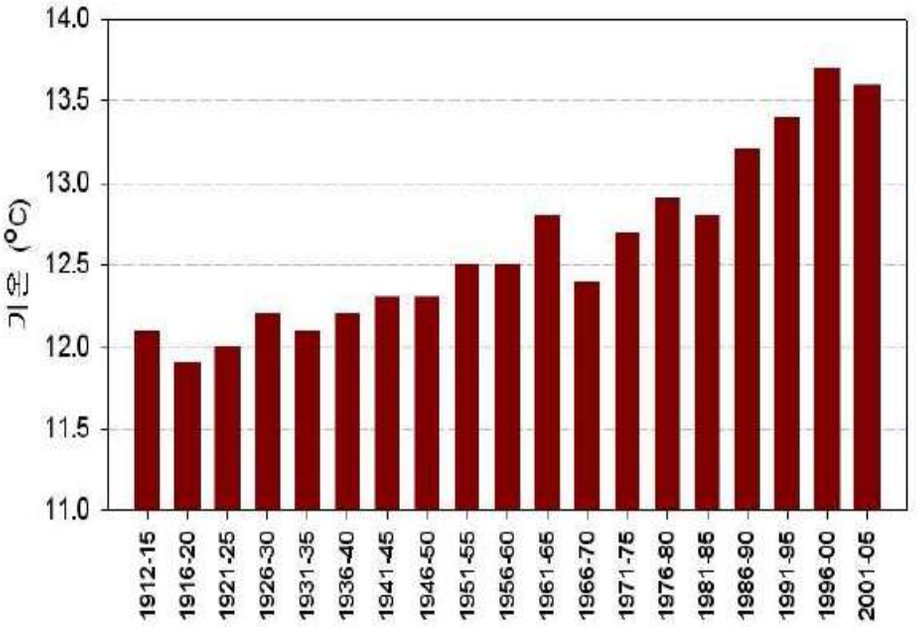


그림 6.10. 매 5년 단위 우리나라의 기온변화(6개 도시: 서울, 부산, 인천, 강릉, 대구, 목포)(기상청, 2008).

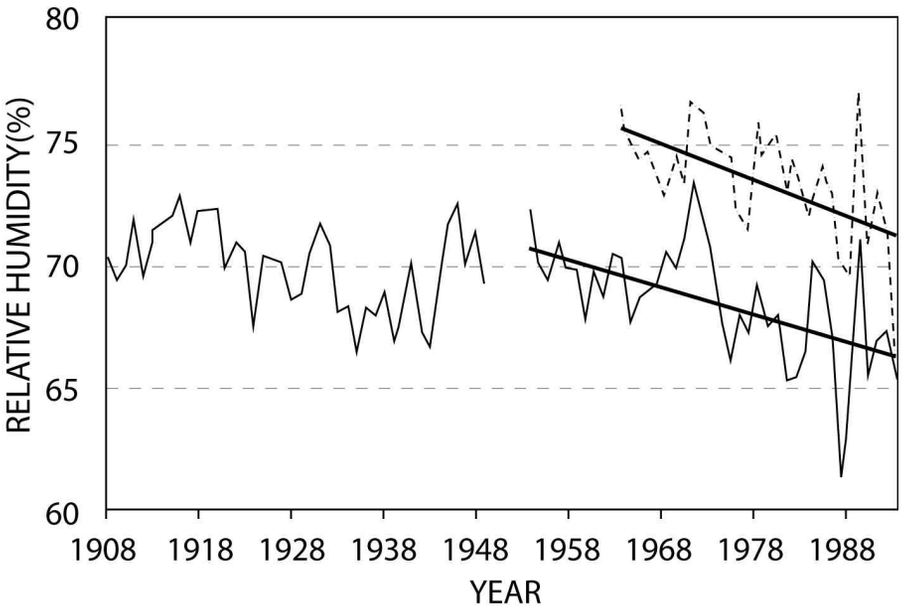


그림 6.11. 서울(실선)과 수원(점선)에서 장기간 상대습도의 변화율(엄향희 등, 1997).

기온의 영향을 많이 받기 때문에 기후 변화로 인한 대기 중 기온 변화와의 특성과도 상당한 관련성을 가진다.

그림 6.11은 서울과 수원에서 상대습도의 장기간 변동성을 보인 것이다. 서울과 수원에서의 연평균 상대습도의 변화를 보면 특히 서울에서 1950년대부터 80년대 말경까지 약간의 변동은 있으나 계속 감소경향이 나타나고 있다. 1972년경을 중심으로 일시적으로 상대습도가 증가하고 있으나 이것은 관측자료의 기후 경년 변화가 크게 나타난 것에 초래된 것으로 보인다. 수원 또한 관측이 시작된 1960년대 초반부터 1990년 까지 지속적으로 대기 중 상대습도가 감소하고 있음을 확인 할 수 있다.

6.3.2. 지표의 변화

6.3.2.1. 한반도 지표면 변화

6.3.2.1.1. 서론

대기 꼭대기에 도달하는 태양 복사 에너지의 약 50%는 지표면에 흡수 되고 이렇게 흡수된 태양 복사 에너지는 다시 지표면으로부터 대기로 다양한 형태의 열속을 통해 방출된다. 대기 중 온실효과(greenhouse effect)로 인해 지표면에서 대기로 방출되는 열속의 영향은 태양 복사 에너지의 영향보다 더욱 크기 때문에 지표는 기후 시스템의 변동성에 중요한 역할을 하는 것으로 알려져 있다. 또한 최근 산업화와 도시화로 인한 도심의 고온화 현상이 도시열섬을 형성하였을 뿐만 아니라 지표면 변화에 따른 지표면의 현, 잠열수송의 저하와 도시의 혼탁도에 의한 대기 투과도의 변화, 밀집한 건물들에 의한 도심 순환계의 변화 등 지역적 대기환경이 급격히 변화하고 있다.

특히 한반도를 포함한 동아시아 지역은 전 세계에서 가장 빠른 경제 성장을 보이고 있는 지역 중의 하나로 이에 기인한 지표면 특성의 변화는 지역 기후의 변조(modulation)과 밀접한 상관성을 가지고 있음이 여러 연구를 통해 밝혀졌다. 예를 들면 지표 피복 변화로 인한 지면 온도와 풍속의 감소가 대기 하층의 안정도를 증가시켜 강수가 줄어드는 효과와 육지와 바다 사이에 줄어든 기압 경도력에 의해 감소된 수증기 수렴으로 인한 강수 감소 현상이 유도 될 수 있다(Rha et al., 2005, 2008). 또한 Suh and Lee(2004)는 지표면 특성 변화가 동아시아 여름 몬순 순환의 변경을 가져올 수 있음을 보고하였다. 나아가 Kang and Hong(2008)은 서로 다른 지표면 특성을 사용한 지역 규모 모델 수치 실험을 통해 기후모델내에 다른 지표 피복 자료가 만들어내는 지면 알베도와 거칠기 길이의 차이가 동아시아 몬순 기후와 밀접한 상관성을 가지며 또한 이러한 물리적 변수와 몬순 변동성간의 상호 작용의 중요성을 지적하였다. 따라서 지표면 변화의 특성을 이해하는 것은 한반도를 포함한 동아시아 지역 기후의 특성 변화를 이해하는데 매우 중요함을 알 수 있다.

6.3.2.1.2. 한반도 및 동아시아 식생 변화 특성

지구 표면의 약 30%를 차지하고 있는 육지는 극지방과 사막지역을 제외하고 대부분 식생으로 덮여 있다. 특히 식생은 식생 종의 구조와 분포의 변화에 따른 에너지와 물 수지, 그리고 탄소 교환과정 등의 변화를 통해 기후변화에 능동적으로 반응한다. 식생과 기후의 상호작용은 생지물리적인 측면과 생지화학적인 측면으로 나눌 수 있다. 생지 물리적인 측면에 있어서 중요한 물리적 변수는 에너지, 물수지, 그리고 풍속이다. 예를 들면, 지표면의 식생 종 분포의 변화가 일어났을 대 지표면의 알베도, 거칠기, 식생면적 지수 등이 변화하게 되는데 이때 지표면 알베도의 변화는 지표면에 흡수되는 복사량의 변화를 초래함으로써 지표면 에너지 수지에 영향을 미친다. 또한 식생 변화로 인한 거칠기의 차이는 해당 지역의 풍속의 변화를 가져오게 되고 이러한 풍속의 변화는 대기의 수렴 발산에 영향을 미치게 된다. 특히 식생은 물순환에 있어서 중요한 역할을 하는데 증산 작용을 통해 토양에 있는 물을 흡수하여 대기 중으로 수증기를 공급해주는 역할을 한다. 토양은 강수에 의해 공급된 토양 수분을 식생에 의해 흡수될 때까지 저장함으로써 일정한 메모리를 갖고 기후되먹임 과정에 참여하고 있다. 그러므로 식생은 강수가 없는 건조한 시기에도 토양에 저장된 물을 흡수하여 증산활동을 함으로써 대기 중에 수증기를 공급하는 역할을 한다. 따라서 식생은 증산작용을 통해 지표면에 흡수된 에너지를 물을 증발시키는데 사용하여 대기 중으로의 직접적인 열전달 수지에 영향을 끼쳐 대기 중 온도의 변화를 초래하게 된다. 반면 생지화학적 작용에서 중요한 물리 변수는 광합성을 통한 대기 중 이산화탄소를 들 수 있다. 즉 식생은 광합성과 호흡을 통해 대기 중의 이산화탄소의 양을 조절함으로써 대기 화학조성에 영향을 미치고 이에 따라 대기의 복사강제력에 영향을 미치게 된다. 기존연구결과에 의하면 한반도에서 식생의 계절 변동은 전체적으로 지중온도의

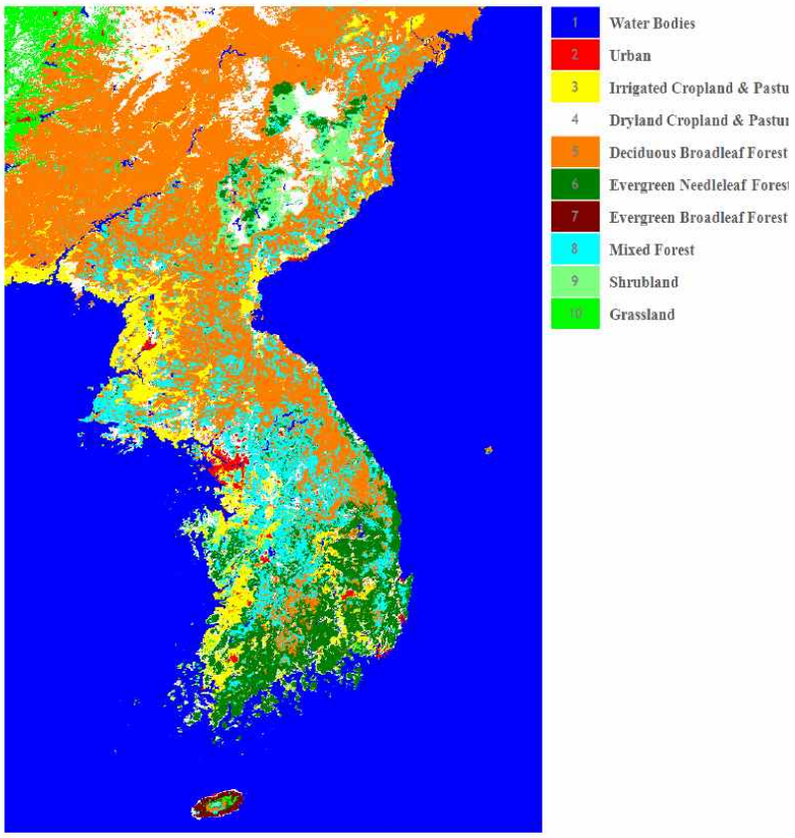


그림 6.12. MODIS 위성 관측자료를 통해 얻어진 한반도 지면피복상태(강전호, 2009).

계절변동 패턴과 매우 유사하게 나타나고 있으며 식생이 기후변동에 매우 민감하게 반응하는 것으로 나타났다(서명석 등, 2005). 즉 기후변동에 따라 식생의 발아 및 낙엽시기가 빠르게 변동될 수 있음을 보여주는 것이다.

그림 6.12는 MODIS 위성 관측에서 관측된 한반도에서의 지면 피복 상태를 보인 것이다. 한반도의 중부와 동부 지역은 낙엽활엽수림(deciduous broadleaf forest)이 뚜렷하며 서해안 지역에 경작지(crop land)가 우세하고 남부지방은 침엽수림(Needleleaf Forest) 계열이 강함을 알 수 있다.

최근 연구결과에 의하면 지구 온난화에 기인한 전 지구 식생의 녹지화(greenness)가 크게 증가하고 있다(Myneni et al., 1997, Zhou et al., 2001). 식생의 녹지화는 위성에서 관측된 정량화된 식생 차이 지수(Normalized difference vegetation index, NDVI)에 의해 표현되며 최근 몇몇 연구에 활용되고 있다(Kaufmann et al., 2003, Gong and Ho, 2003). NDVI는 식생의 밀도나 광합성반응에 민감한데 즉 NDVI가 크면 식생이 증가함을 의미하고 NDVI가 작으면 식생이 감소하며 물이나 구름 등 비식생 지역에서는 반응하지 않는다. 식생의 녹지화의 증가는 일반적으로 기온의 상승을 가지고 오는 것으로 알려져 있다. 특히 봄철 시기에 지표면 식생의 이른 녹지화는 특히 여름철 평균 기온의 상승과 밀접한 상관성을 가지고 있는 것으로 알려져 있다(Schwarz, 1996; Kaufmann et al., 2003; Liu et al., 2006). 한반도를 포함한 동아시아 지역의 식생변화로 인한 greenness 차이의 변화 또한 봄철 및 여름철 기온의 변동성에 영향을 미치는 것으로 알려져 있다.

그림 6.13은 1982~2000년 기간 동안 봄철 평균 기온 (a) 및 NDVI의 선형 변화 (b)를 보인 것이다. 그림 6.13에서 알 수 있는 것처럼 지난 20여 년 동안 한반도 지역의 봄철 평균 기온은 뚜렷한 온난화 경향을 보임과 동시에 지표면의 녹지화 또한 한반도 지역에서 상승하였음을 알 수 있다. 한반도 지역은 특히

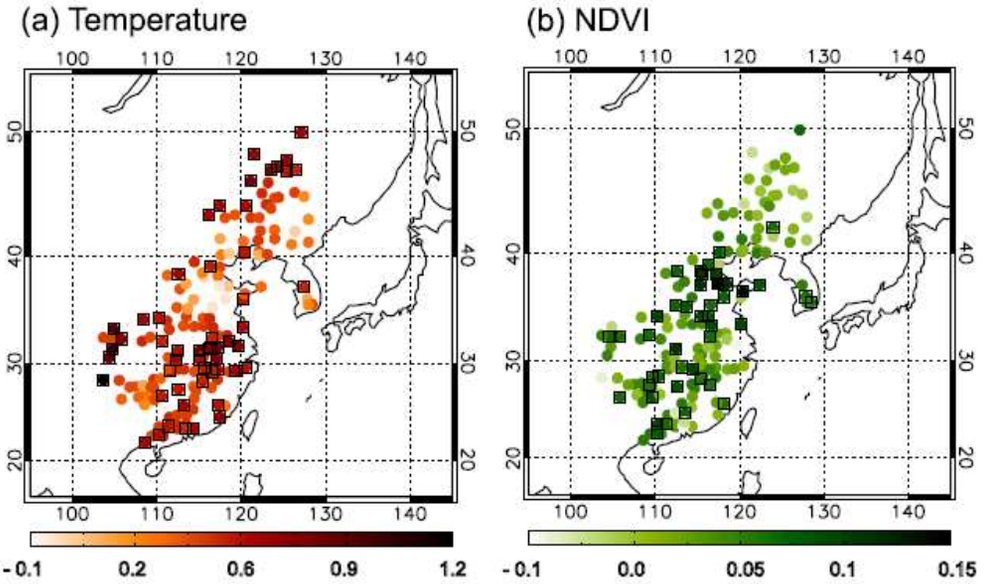


그림 6.13. (a) 봄철(3~5월) 평균 기온 및 (b) NDVI 의 1982~2000년 기간동안 선형 경향성. 단위는/10년임. box된 지역은 통계적 신뢰도가 95% 이상인 지역(Jeong et al., 2009).

지표면의 녹지화가 동아시아에서 매우 빠르게 진행된 지역의 하나로 확인되었다(Jeong et al., 2009). 기존의 연구결과와 일치하게 지표면의 녹지화가 증가할 때 기온이 상승하는 경향이 한반도 지역에도 진행되고 있음을 알 수 있다. 그러나 특징적인 것은 한반도의 경우 매우 큰 녹지화에도 불구하고 기온의 온난화 경향은 그리 크지 않은 것으로 나타났는데 이것은 지표면 식생의 녹화(greening)가 대기 중 증발산(evapotranspiration)을 강화시킴으로 일중 최고 온도의 감소를 가져왔기 때문인 것으로 분석되었다(Jeong et al., 2009).

그림 6.14는 1982년부터 2006년까지 25년에 대한 몽골 및 내몽골 지역과 중국 북부 지역에서 성장계절 평균 식생지수의 아노말리 변화 경향을 보인 것이다. 그림에서 알 수 있는 것처럼 고비사막을 포함한 건조지역과 몽골지방에서는 성장계절 동안 식생이 25년 평균값에 비해 뚜렷하게 감소하였으며 내몽골 지방을 포함한 반건조 지역과 중국 북부지방에서는 오히려 식생이 뚜렷하게 증가하였다. 그리고 우리나라를 포함한 125°E 동쪽 위도 35°N ~ 50°N 지역에서는 식생이 다소 감소하였음을 알 수 있다.

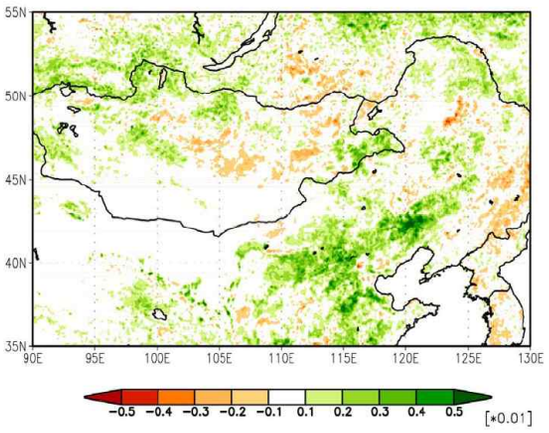


그림 6.14. 1982년에서 2006년까지 4월에서 10월 기간 동안 동북아시아 NDVI의 선형 경향성(Park and Sohn, 2010).

6.4. 몬순 및 매든-줄리안 진동

6.4.1. 과거 동아시아 몬순 지역의 기후변화

기후변화란 지구의 세계적 규모의 기후 또는 지역적 기후의 시간(10년 ~ 수백만 년)에 따른 대기의 평균적인 상태변화를 말하는 것으로, 자연적인 요인(지구공전궤도 및 지축기울기의 변화, 세차운동, 화산활동, 지각활동 등)과 인위적인 요인(온실가스 및 에어로졸의 농도증가 등)에 의해 변화할 수 있다. IPCC

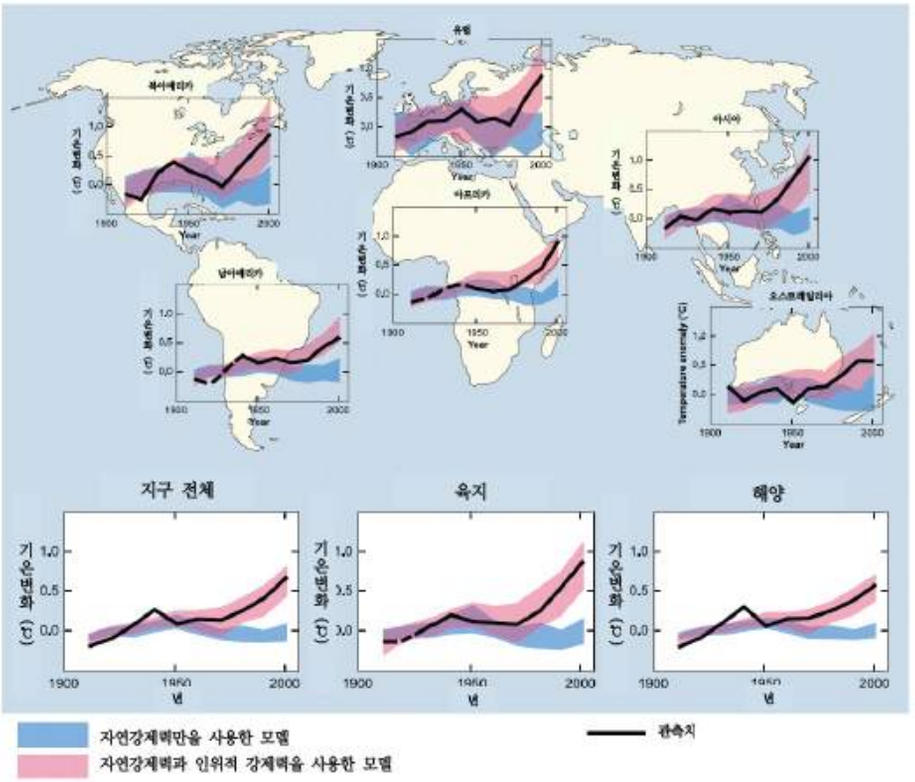


그림 6.15. 대륙, 지구 전체, 육지, 해양에서 1901 ~ 1950년 10년 평균 기온에 대한 1996 ~ 2005년의 10년 평균 기온의 차이(℃): 검은색 선은 관측된 기온변화를, 음영 부분은 최근 모델 시뮬레이션에 90% 포함되는 범위이다. 붉은색은 자연적 인자와 인위적 인자를 포함하는 시뮬레이션 결과이고 파란색은 자연적 인자만을 포함한 시뮬레이션 결과이다. 검은색 점선은 관측치가 거의 없는 대륙 지역의 10년 값이다(기상청, 2008).

제4차 평가보고서는, 지구온난화의 원인을 인위적 요인에 두고 있으며 기후변화는 전 세계 곳곳에서 나타나고 있음을 보이고 있다(기상청, 2008). 20세기 중 최근 20년간 전 지구적으로 온난화가 매우 두드러지게 진행되었으며, 1990년은 관측사상 가장 더운 기간으로 분석되었다(권원태, 2005).

그림 6.15는 1906년부터 2005년까지 관측된 기온을 10년 평균한 것으로 각 대륙 및 지구 전체 및 육지, 해양 평균 기온의 경향을 나타내고 있다(기후변화 이해와 기후변화 시나리오). 전 세계적으로 산업화가 시작된 20세기 중반부터 육지 기온이 증가하여 양의 편차가 커지는 것을 볼 수 있다. 또한 해수면 온도 역시 지난 95년간 상승하는 경향을 보인다(IPCC, 2007). 특히 몬순 지역인 아시아의 온도 상승은 지구 전체 평균이나 해양 평균 기온 상승보다 더 크게 나타나고 있고 전 지구 대륙 중에 가장 급한 기온 상승을 보이는 곳 중 하나이다. 이러한 기온 상승의 원인은, 자연 강제력만을 사용한 기후모델의 모사와 자연 강제력과 인위적 강제력 모두를 적용한 모사 결과를 통하여 인위적인 요인에 의한 강제력이 포함되었을 때 관측된 기온의 증가와 유사함을 보여주므로 인간의 활동에 기인함을 유추할 수 있다(기상청, 2008).

이러한 기온상승의 원인으로 분석되는 인위적 요인 중 특히 산업 및 인간 활동에 의한 온실가스(CO_2, N_2O 등)의 농도증가가 가장 큰 요인임은 이제 주지의 사실이다. 반면 화산이나 인위적인 에어로졸의 배출은 태양 단파에너지를 반사, 산란시켜 냉각시킴으로써 온난화를 일부 상쇄한다. 때문에 온실가스 농도의 증가만 고려한다면, 더 큰 온난화를 발생 했을 가능성이 높다. 지구온난화에 기여율이 가장 큰 온실가스인 CO_2와 N_2O의 농도변화를 나타내었다(그림 6.16). 선형적으로 꾸준히 온실가스의 농도가 증가하는 추세를 볼 수 있다. WMO는 이산화탄소의 2005년 전

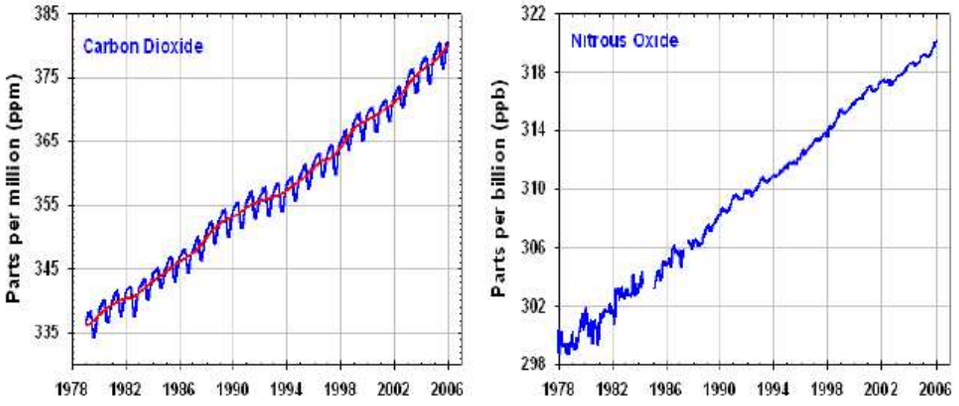


그림 6.16. 세계 온실가스의 농도 변화(좌: 이산화탄소, 우: 아산화질소/WMO, 2006).

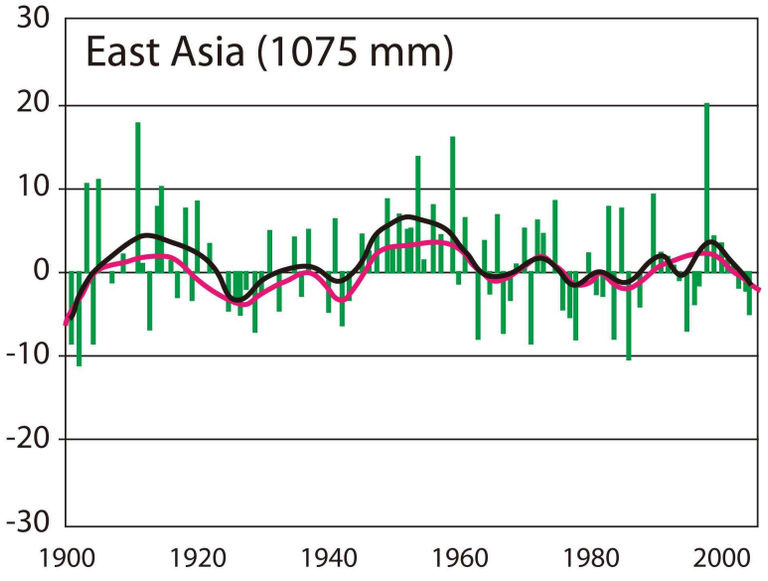


그림 6.17. 1900년부터 2000년까지의 강수량. 연강수량 시계열은 1961 ~ 1990년 평균에 대한 편차를 비율(%)로 나타낸 것임. 시계열에서 녹색막대는 NCDC에서 만든 GHCN 강수량을 사용하여 계산한 평년비이며, 검은 곡선은 10년 주기 변동임. 비교를 위하여 CRU의 10년 주기 변동을 붉은 곡선으로 나타내었음(IPCC, 2007).

지구적 평균농도는 379.1 ppm이며, 1994년에서 2004년 사이 연평균 증가량은 1.9 ppm으로 추정하였다(기상청, 2008). 이는 산업혁명의 280 ppm과 비교하여 2000년 370 ppm으로 이미 30%이상 증가하였고 2005년에 35%이상 증가하였다.

20세기에 기온의 극값 또한 지구 온난화에 따라 변화하고 있다. 중고위도 지역에서 서리가 내리지 않는 날들이 증가하고 월평균 또는 계절평균 최저온도의 빈도수가 감소하며, 극한 기온의 빈도수가 약간 증가하였다. 더욱이 연중 온도차이가 감소하고 서리일수가 지속적으로 줄어들며 동아시아뿐만 아니라 전구 대부분에 걸쳐 열대야의 일수가 증가하였다(IPCC, 2007).

동아시아 지역 평균 연강수량의 과거 100년의 변화 경향은 기온의 경우와 같은 뚜렷한 증가는 보이지 않고 십년 또는 수십년 주기로 진동하는 형태를 보인다(그림 6.17; IPCC, 2007). 동아시아 평균 여름철 강수 또한 미약하게 변하거나 아주 약하게 감소하는 경향을 보인다. IPCC 3차 보고서는 동아시아 여름몬순 강수량 증가가 기후모델에서 온실가스 증가에 대한 반응으로 모의되나 이런 효과가 황산염 에어로졸의 증가로 감소되어 몬순 강수량을 감소시키는 경향이

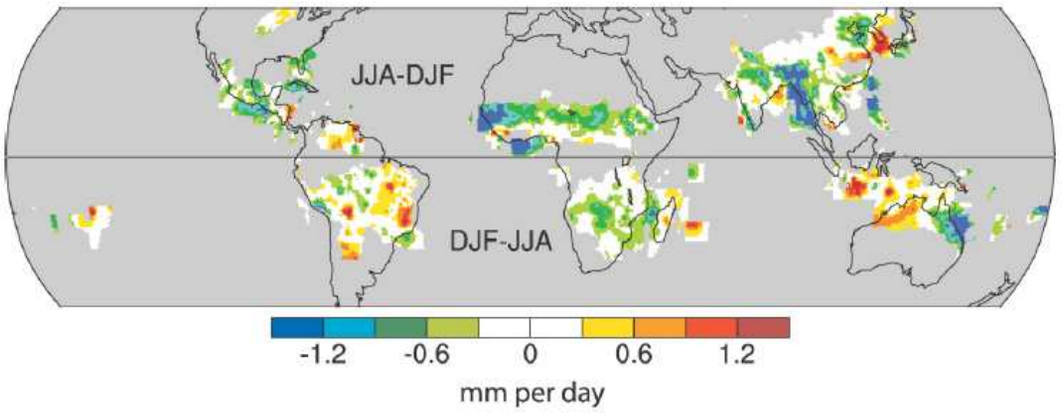


그림 6.18. 강수의 연평균 변화(1976 ~ 1003) - (1948 ~ 1975). 파란/초록(빨간/노란) 색은 몬순 강수량의 감소(증가)를 나타낸다. 회색 영역은 해양에서 자료가 없는 부분을 나타내거나 연변화에서 유의하지 않은 영역을 나타낸다(IPCC, 2007).

있다고 하였다. 하지만 강수의 내적 변동성과 지표와의 상호작용이 크기 때문에 지역에 따른 변동성이 큰 것으로 추정된다. 그림 6.18은 1948 ~ 1975년과 1976 ~ 2003년의 평균 여름철 몬순 강수량 차이를 보인 것으로 한국과 중국의 중부지역은 증가하였지만 대만 및 일본 남서부, 중국 산둥반도부터 그 북쪽연안은 강수량이 감소하였음을 보여 준다(IPCC, 2007). 실제 한국의 경우 6, 7, 8월 여름철에 관측된 강수는 년 21 mm의 상승 추세가 나타났다(Ho et al., 2003). 특히 겨울철 강수의 과거 수십년 전부터의 변화는 여러 해마다 음과 양을 반복적으로 보이며 약하게 감소하는 선형추세가 보인다(차유미 등, 2007). 이렇게 강수는 다양한 시간규모와 공간규모의 기상, 해양 현상에 의해 복잡한 형태로 나타나기 때문에 이의 변화 추세 또한 복잡하고 국지적으로 나타나므로 이에 대한 보다 많은 자세한 연구가 필요한 실정이다. 한편 대기-해양 전지구 접합 기후모델인 ECHO-G/S를 이용 A1B 시나리오를 바탕으로 모의한 미래의 강수는 꾸준한 상승을 보이고 있고 21세기말에는 1980 ~ 1990년 여름철 대비 10 ~ 15%의 상승을 나타내고 있다(차유미 등, 2007). 반면 겨울철은 20 ~ 40년 주기의 진동을 보이고 있어 뚜렷한 추세는 보이지 않는다. 미래의 강수에 대한 고찰은 5절에서 다시 언급한다.

해수면의 상승도 온난화와 같은 경향으로 나타나고 있다. 지난 2,000년간 안정적이었던 해수면이 18세기에 들어 2 cm, 19세기에는 6 cm 상승하였고 20세기에는 19 cm까지 상승하였다. 이는 열팽창과 빙하·빙모 및 극지방의 빙상의 융해에 의한 것이다.

6.4.2. 최근 동아시아 몬순 및 장마 변동성

아시아 몬순은 서로 영향을 주고받는 세 몬순지역으로 구분된다: 인도여름몬순(ISM), 북서태평양 여름몬순(WNPSM) 그리고 동아시아 몬순(EASM)(그림 6.19). 이 세 가지 몬순은 에너지 교환, 장주기 파동의 전파, 수증기 수송 등을 통해 서로 상호작용을 한다. 과거에는 동아시아 몬순이 인도몬순의 동쪽확장이라는 가설이 있었지만 동아시아 몬순 시스템은 확실히 독립적인 아시아 몬순 시스템 중의 하나이다. 동아시아 몬순 지역은 20°N ~ 45°N과 110°E ~ 140°E 지역으로 중국동부, 한국, 일본 그리고 인접한 바다를 포함하고(Wang and LinHo, 2002), 열대, 아열대, 중위도의 기상 및 기후에 모두 영향을 받기 때문에 발달과 진행 등의 특징이 매우 복잡하다. 남아시아에서는 매년 강수의 진행 패턴이 건기와 우기로 나뉘지는 열대성 몬순이지만 동아시아는 아열대성 몬순으로 1달 정도의 짧은 습윤 기간 때문에 몬순시기를 우기로 구분하지는 않는다.

동아시아 여름 몬순의 강수 밴드는 5월에서 6월 초까지 중국 양쯔강 남부에 위치하다가 갑자기 북상하여 양쯔강과 중국 화이허(Huaihe) 강 유역에 위치한다. 대체로 중국은 6월 중순, 한국은 6월 하순에 몬순 강수가 시작된다. 중국에서는 메이유, 한국에서는 장마, 일본에서는 바이우라 불린다. 게다가 강수 밴드

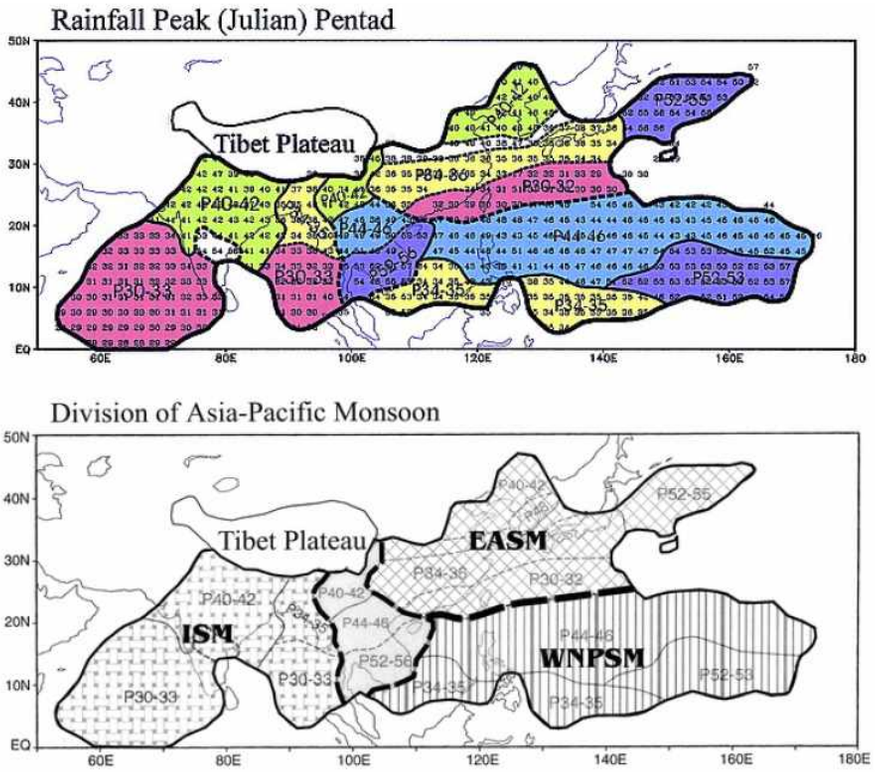


그림 6.19. 몬순 강수의 극값 시기(위); 연 최대강수량이 발생한 Julian pentad. 굵은 점선은 이 몬순 강수의 극값 시기가 불연속인 지점을 나타낸다. 강수 극값이 나타나는 기간은 북반구 여름철에 분홍색(p30~33), 노랑색(p34~36), 녹색(p40~42), 파란색(p44~46)의 4가지로 구분되고, 북반구 가을철에는 보라색(p52~56)으로 나타낸 하나의 기간으로 나타난다. 아래쪽 그림은 아시아-태평양 몬순을 세 구역으로 나눈 것이다. 인도몬순(ISM)과 북서태평양몬순(WNPSM)은 열대 몬순 지역이고, 인도차이나 몬순이 이 두 몬순지역을 나눈다. 아열대 몬순(EASM)은 북서태평양몬순과 그 경계부분을 공유한다(Wang and LinHo, 2002).

는 중국 북부지역을 향해 7월 중순에 다시 북상한다. 이것은 양쯔강 유역에서 메이유의 끝을 의미하며, 중국 북부지역과 북동부 지역에서는 강수 시즌의 시작을 의미한다. 8월에는 한반도를 지나가던 강수대가 약해지며, 9월에는 중국 북동쪽에서부터 연결된 강수대가 일본 남부지역까지 남하하고 그 이후 일본 남부의 강수대가 좀 더 남쪽으로 내려가는 형태로 동아시아 지역의 몬순의 강도가 약화된다. 이러한 강수밴드 이동은 북태평양 아열대 고기압의 변동과 밀접한 관련이 있다. 한편 동아시아 몬순에서 서로 다른 지역적 명칭은 서로 다른 기상학적 특징을 보인다. 가령, 메이유는 수평 열경도가 작지만 수평 수분의 경도가 큰 반면 바이우는 중위도 경압성 전선과 비슷하게 수평 온도와 수분의 경도가 크게 나타난다. 또한 장마와 바이우는 주로 남지나해 또는 그 남쪽의 해양으로 습윤한 공기 이류에 영향을 많이 받지만 메이유는 이것과 더불어 인도양으로 부터의 남서 기류의 영향 또한 큰 특징이 있다.

동아시아 여름 몬순의 해마다의 변동(경년변동)은 상당히 크게 나타나고 있다. 특히 양쯔강에서 한반도 남부지역을 걸쳐 일본 남부지역까지 어떤 해는 홍수가 발생하고 또 다른 해는 가뭄이 나타난다. 그림 6.20은 [30°N ~ 50°N, 110°E ~ 145°E] 영역의 여름철 평균 강수량 편차를 나타낸 것으로(이은정 등, 2003) 약하지만 몬순 강수가 증가 추세가 있음을 알 수 있고 1991년 이전과 비교하여 그 이후의 기간에 여름철 몬순 강수의 변동이 더 심해졌다는 것을 알 수 있다. 같은 해 여름 안에서도 각 월별 몬순 강도가 다르다(그림 6.20b). 동아시아 여름 몬순 또한 인도 몬순(Loschnigg et al., 2003)처럼 준 2년 주기의 진동을 보여주고 있다.

동아시아 여름 몬순의 경년변동의 원인은 복잡하

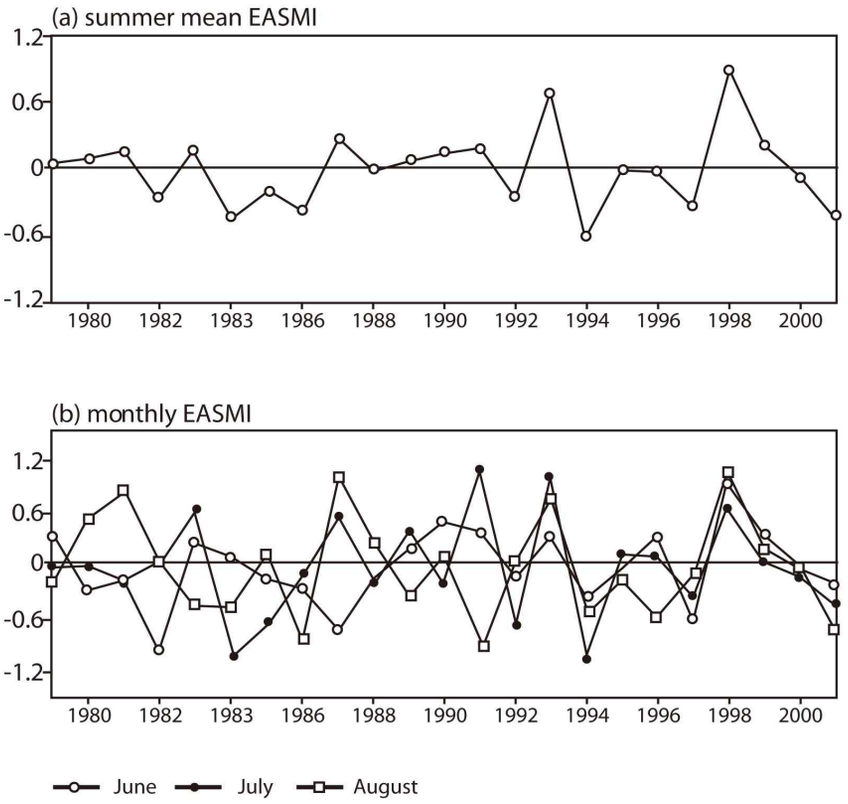


그림 6.20. (a) 여름 평균 EASMI와 (b) 6월, 7월, 8월의 EASMI(이은정, 2003).

다. 티벳고원의 열적 가열에 의한 영향이 먼저 주목되었다(예를 들어, Nitta, 1983; Luo and Yanai, 1984). 티벳 지역의 적설 분포면적은 그 지역의 상층 대기 순환의 변동에 영향을 미칠 수 있는 중요한 인자로 지표를 덮은 눈은 높은 알베도, 작은 거칠기 길이, 낮은 열적 전도율을 가지므로 점진적으로 그 지역의 날씨와 기후 변화에 영향을 미치게 된다. 특히, 봄철 티벳고원 지역에서의 적설분포면적 편차가 여름철 동아시아 지역에서의 기온과 강수량의 경년변동을 야기한다. 즉 봄철 티벳고원 지역에 눈이 많이 온 경우, 태양에너지의 일부분은 반사되고 일부분은 눈을 녹이는데 이용된다. 그 결과로 녹은 물의 일부는 토양수분의 형태로 저장되고, 이 물은 증발 잠열에 의해 지표 현열에 의한 가열을 방해한다. 이러한 물리과정으로 인해 눈은 대기 하층의 냉각효과를 나타낸다(Kripalani et al., 2003). 티벳고원 적설이 많은 해와 적은 해 사이 동아시아 지역의 여름철 기온과 강수량 분포의 합성도의 차를 나타낸 편차도를 그려보면, 봄철 티벳고원 지역에서의 적설분포면적이 양의 편차분포를 보일 경우, 중국의 메이유, 한반도의 장마, 일본의 바이우 지역에 양의 강수밴드가 형성되고 양의 강수 편차구역의 남쪽에는 음의 편차구역이 위치하고 있으며, 한반도의 기온은 평년에 비해 전국적으로 낮은 경향이 있음을 알 수 있다(김경옥 등, 2005). 평년의 경우엔, 늦봄에서 여름까지의 티벳고원에서의 열적효과로 인해 유도된 연직적 순환은 티벳 고원 상층에 고기압대를 만들고, 그 좌우로는 저기압을 형성하며, 늦봄부터 이른 여름까지 폭발적인 팽창을 하게 된다. 또한 여름 중반이후의 상층의 티벳 고기압의 계절적 확장은 동아시아 지역의 상층 기압골을 태평양 쪽으로 이동시키게 되며, 북태평양 고기압이 한반도 방향으로 더 발달되도록 돕는 역할을 하게 되어, 한반도를 포함한 동아시아 지역의 여름철은 상층 티벳 고기압과 중층 북태평양 고기압의 영향을 받게 된다(그림 6.21). 하지만 평소보다 많은 티벳 고원의 적설분포는 지표현열의 발달을 지연시켜 지표면 냉각을 유도하여 상층의 티벳 고기압의 발달을 지연시키는 역할을 하게 된다. 이러한 변화에 의해

동아시아지역의 여름철 대기 순환 패턴에 영향을 주게 된다. 즉 이러한 과정에 의해 상층 기압골이 동쪽으로 이동하지 못하고 동아시아 지역에 정체되며, 상층 한기가 우리나라로 유입되게 된다. 따라서 한반도 남쪽으로는 북태평양 고기압 가장자리를 따라서 많은 수증기가 유입되게 되며, 대기 불안정 지역이 형성되어 잦은 강수 현상이 발생하게 된다. 실제 유라시아 지역의 겨울철과 봄철 적설량과 장마 세기와의 상관성은 0.4정도를 보이고 있다(하경자 등, 2005).

태평양 서쪽인 필리핀 해의 따뜻한 해수면에서 발달하는 심층 대류 또한 주요한 경년변화의 원인으로 이곳의 변동성에 의해 이른바 동아시아/북태평양(EAP) 또는 태평양-일본(PJ) 원격상관 패턴을 형성한다. 즉 여름기간 동안 정상 로스비 파동(stationary Rossby waves)이 남동아시아에서 동아시아 연안을 통해서 북아메리카 서쪽 해안에 형성된다(Huang and Sun, 1992; Lee et al., 2006; Wang et al., 2008). 이것은 또한 몬순의 시작 시점에 대한 변동을 야기한다. 즉 필리핀 해의 대류현상이 약하게 되면 북서태평양 고기압의 급작스런 서북쪽 진출이 있게 되고 그 연변을 따라 고온 다습한 공기의 이류에 의해 양쯔강과 한국, 일본의 강수가 예년에 비해 빨리 시작되거나 더욱더 발달될 수 있다. 수치모델의 모의 결과를 통해 이러한 동아시아/태평양 또는 태평양-일본(PJ)패턴의 원격상관은 열대 서태평양의 해수면 온도의 변동과 관련이 있다는 것을 보였다. 하지만 우리나라 남쪽해상에서 한반도로 북서진하는 계절내 진동 성분의 활동성(activity)이 큰 경우 장마의 강도가 강해지게 되는데 이는 필리핀 해의 따뜻한 해수면에 의해 서라기보다 인도양에서 만들어지는 워커 순환(Walker circulation)에 의해 필리핀 해의 약화된 심층 대류에 의한 것으로 분석되었다(Yun et al., 2008). 하지만 최근에 하와이 대학의 기후연구팀에서 이러한 북태평양 고기압의 서쪽으로의 확장은 열대 무역풍이 지배하는 상황에서 이 변이의 동쪽부분에서 북동 또는 북풍의 한랭이류와 이로 인해 전체 기류를 강화되어 해수면 증발이 더욱 활발해져 해수면과 하층대기의 냉각을 가속화됨에 따라 이 고기압이 발달할 수 있다는 지역적 대기-해양 상호작용 또한 중요한 요인

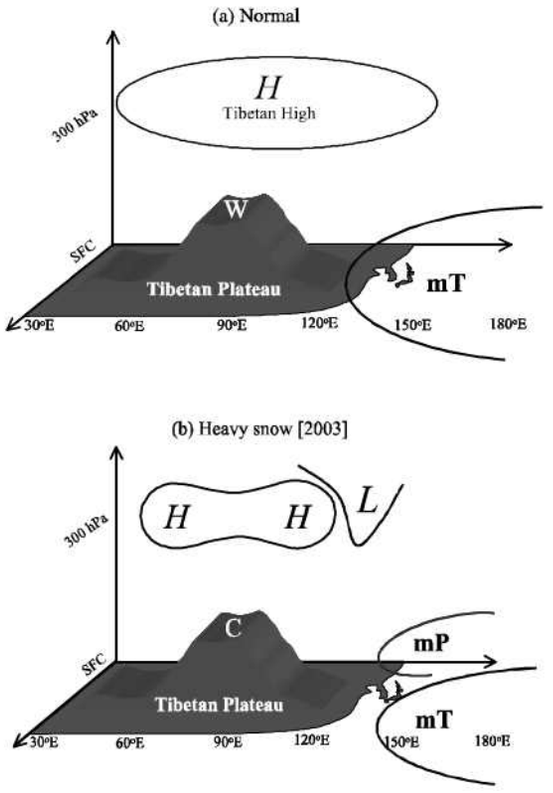


그림 6.21. 2003년 동아시아에서의 예외적인 차갑고 습한 여름에 대한 가능한 메커니즘의 개요 도표(김경옥 등, 2005).

이 된다는 것을 보여주고 있다.

엘니뇨(ENSO)는 열대지역 기후에 가장 큰 영향을 주는 현상 중 하나이고 아시아 몬순에 직간접적으로 많은 영향을 미치고 있다. 동아시아 여름철 강수량은 엘니뇨와 음의 상관관계를 가진다. 그림 6.22에서 약한 몬순은 겨울철 엘니뇨와 높은 상관성을 가지는 것을 알 수 있다(하경자, 2001). 이는 약한 인도 여름 몬순이 엘니뇨가 발달하는 해에 일어나는 경향이 있다는 것과 비슷하다.

한편 최근의 연구들은 여름철 인도 몬순의 변동성이 적도 태평양의 대기-해양 접합 시스템인 ENSO 사이클에 영향을 미친다는 것 또한 보여준다. 약화된 여름철 인도 몬순은 그 해 겨울 엘니뇨를 발달시키고 강화된 인도 몬순은 라니냐를 유도하는 것으로 분석되었다. 엘니뇨의 발생을 야기하는 적도 서태평양의 서풍 아노말리가 남아시아 몬순지역 뿐만 아니라 동아시아 몬순지역으로부터 원격상관을 통해 전파되거나 서풍 아노말리가 남쪽으로 이동하는 증거가 보이

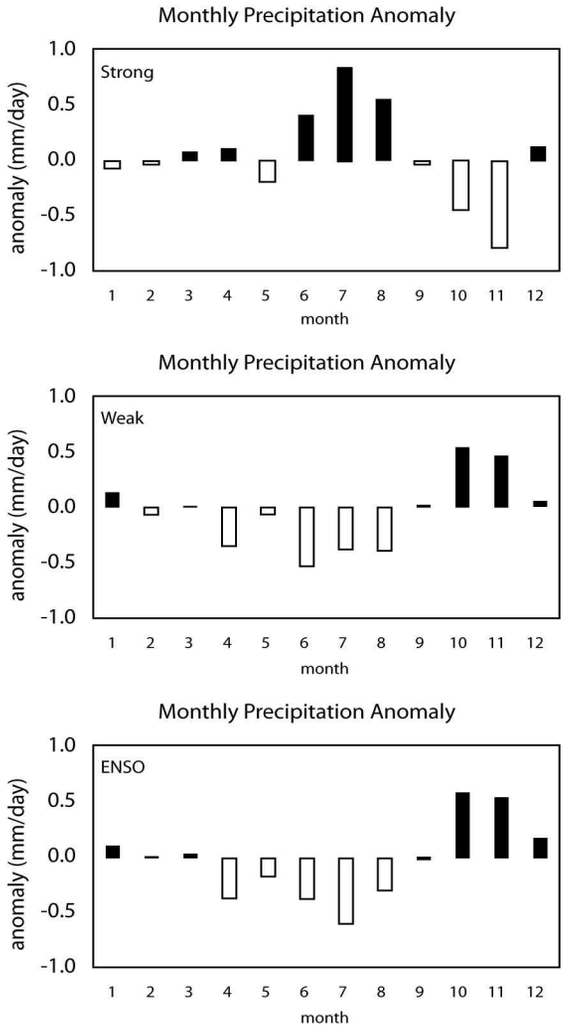


그림 6.22. 매월 강수 아노말리 (a) 강 몬순, (b) dir 몬순, 그리고 (c) El-Nino(하경자, 2001).

곤 하므로 복잡한 상호작용이 진행되고 있음을 추측할 수 있다. 특히 겨울철 한파에 따라 서태평양에서 서풍의 아노말리가 생기거나 30~60일 주기의 매든-줄리안 진동(계절내 진동)이 발달하면 태평양의 수온약층(thermocline)을 따라 downwelling 켈빈 파동을 발달시켜 동태평양의 수온약층을 더 심해로 변동시키고 따라서 그 지역의 해수면 온도를 상승시켜 엘니뇨를 발달시킬 수 있다(Li, 1990; Seo and Xue, 2005).

여름몬순 강수의 수십년간 변동성은 동아시아 지표면 온도의 수십년간 변동성 보다 더 뚜렷하다. 1980년대와 1990년대의 여름 강수 아노말리 분포를 1970년대와 비교하면, 양쯔강에서 여름몬순 강수는 확실하게 증가한 반면 중국 북부지역과 황하에서는 감소하여 장기적으로 심각한 가뭄이 발생했다. 이는 적도의 중태평양과 동태평양의 해수면 온도가 후반부에 더욱 상승하는 것과 관련이 있다(그림 6.23; Huang, 2002).

한반도의 1990년 이후의 여름철 평균 강수는 그 이전의 평균인 680 mm에 비해 15%정도 증가 하였다. 반면, 한반도의 장마 기간인 6월말에서 7월말까지의 평균 강수량은 약 5% 감소한 것으로 관측되고 있다. 특히 과거에는 북서태평양 고기압이 한반도를 지배하여 무더위를 가져오는 8월의 강수량 변화가 최근 들어 뚜렷하게 나타났다. 실제 1990년 이후 8월

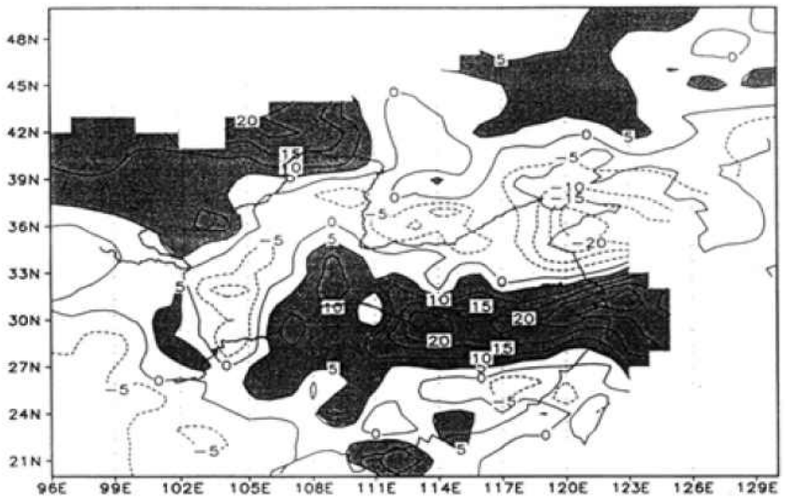


그림 6.23. 중국에서의 1977~1999년에 대한 여름 몬순 강수 아노말리(percentage)와 1967~1976년에 대한 평균 (Huang, 2002).

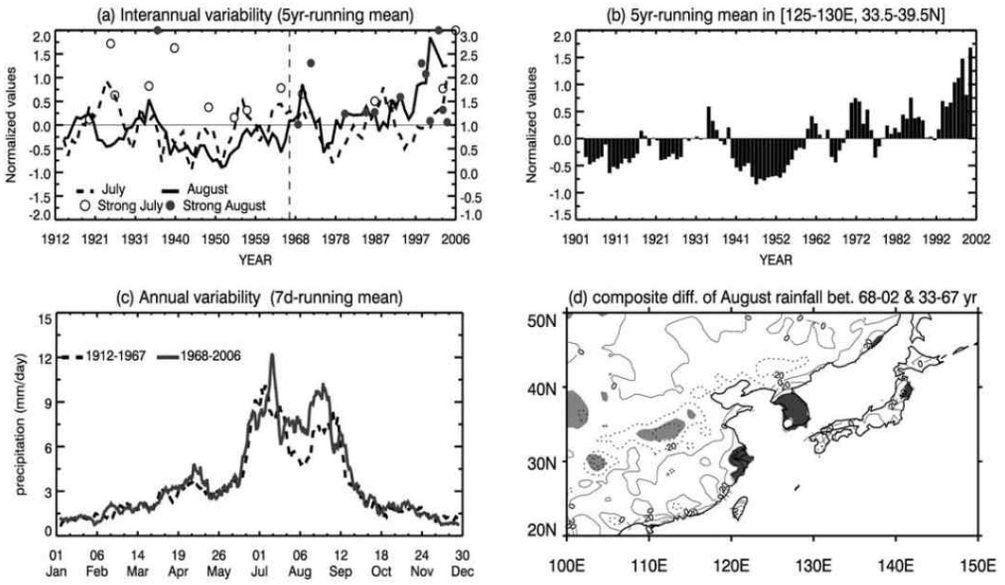


그림 6.24. (a) 5개 종관 관측점에서 7월과 8월 강수에 대한 5년 이동평균의 경년변동. 흰색(검은색) 원은 7월(8월) 강수를 나타낸다. 1912년부터 2006년까지의 기후값에 대하여 표준편차(오른쪽 축)가 1보다 클 경우를 표시한 것이고, 점선은 8월 강수의 전환점(1967)을 나타낸다. (b) 영국 이스트 앵글리아 대학 기후연구소(CRU)의 8월 강수량 자료를 한국 지역에 대해 5년 이동평균의 경년변동 (c) 1912~1967년(검은 점선)과 1968~2006년(회색 실선)의 기간에 대한 7일 이동평균된 강수량의 시간적 변동. (d) 1968~2002년과 1933~1967년의 기간 동안 CRU data로부터 얻은 8월 강수량의 차이에 대한 합성도(composite). 짙은(밝은) 색으로 나타난 지역은 95% 신뢰수준에서 유의한 양(음)의 아노말리이다(Ha et al., 2009).

의 강수량이 그 전에 비해 30% 증가하여 7월 강수보다 40 ~ 50 mm 더 많이 내리고 있다. 반면 장마기간인 7월의 평균 강수량은 그 전후로 크게 차이가 나지 않는다. 실제 이러한 장마기간 이후의 집중호우성 강수에 의한 여름철 연속된 강수에 의해 기상청은 2009년부터 장마의 시작과 끝을 예보하지 않기로 결정하였다. 최근의 길어진 강수일수에 의해 우리나라 여름철 강수의 형태가 마치 적도나 아열대 우기와 가깝게 되어 가고 있는 실정이다. 한편 9월에 나타나는 가을장마와 태풍에 의한 두 번째 강수 최대치는 다소 약해지고 있는 실정이다(Ho et al., 2003).

이러한 한반도의 여름철 강수 패턴의 변화를 장기간의 자료를 사용한 그림 6.24의 c와 d에서 확인할 수 있다. 위에서 말한 최근 8월 강수의 증가는 그림 6.24d의 1968 ~ 2002년과 1933 ~ 1967년 차이에서 명백히 보이며 전라남도를 제외한 한반도의 전 영역에 걸쳐 진행되고 있음을 알 수 있다. 이의 원인으로 북서태평양 고기압이 북진하지 못하고 서진하여 습윤한 남서기류를 한반도로 유입시키고 있으며 동아시아/북태평양(EAP) 또는 태평양-일본(PJ) 원격상관의 형태를 만드는 로스비 파동의 형성과 관련 있다. 이와 동시에 수반되는 상층기온의 남북방향으로의 경도 증가는 상층 제트류를 강화시켜 북쪽으로 부터의 찬 기류를 유도하고 북서태평양 아열대고기압의 북진을 저지시킴으로써 한반도에 더 많은 강수를 야기하고 있다(Ha et al., 2009).

한반도 겨울철 몬순의 변화는 시베리아 고기압의 변동성에 가장 크게 좌우된다. 이 시베리아 고기압의 발달은 상층제트기류의 남하와 관계되므로 300 hPa의 동서바람장의 남북의 차이에 의한 지수를 통하여 분석될 수 있다(Jhun and Lee, 2004). 겨울철 몬순의 강도 또한 해마다 다르게 변한다. 특히 가을부터 겨울까지 알류샨 저기압이 발달하거나 겨울에 시베리아 고기압이 강하거나 상층제트가 강한 경우 겨울철 몬순이 크게 발달한다. 또한 한반도 북부지역, 몽골지역의 가을철 적설량과 겨울철 몬순과도 양의 상관성이 있음을 보이고 있다(그림 6.25).

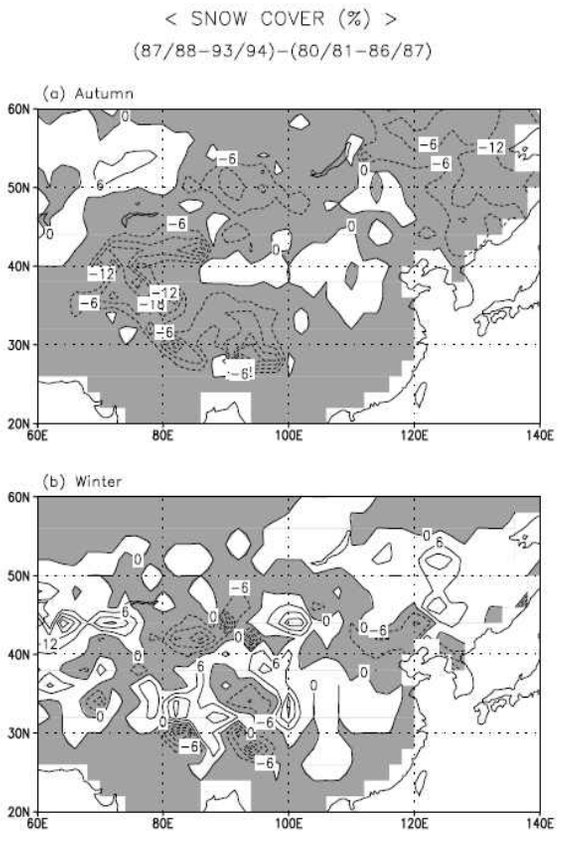


그림 6.25. 강몬순 기간과 약몬순 기간의 snow cover의 차(Jhun and Lee, 2004).

6.4.3. 매든-줄리안 진동(Madden-Julian Oscillation)

적도에서 30일에서 60일 이내로 진동하는 강력한 심층 구름대가 존재하는데 이것을 매든-줄리안 진동(Madden-Julian Oscillation, MJO) 또는 계절내 진동(Intraseasonal Oscillation, ISO)이라 한다(Madden and Julian, 1994). 매든-줄리안 진동과 관련하여 발생하는 강한 구름대에 의해 텔레커넥션(teleconnection)이라고 불리는 원격상관을 통해 우리가 살고 있는 중위도의 기온, 바람, 강수에 영향을 미치기 때문에 최근 20여 년 전부터 굉장한 주목을 받고 있는 대기-해양 현상이다. 매든-줄리안 진동이라고 명명된 것은 1971년 미국 국립대기연구센터의 Roland Madden과 Paul Julian이 적도 Canton 섬에서 관측된 10년간의 상하층 동서바람 자료에서 30일에서 60일 정도로 뚜렷이 진동하고 통계적으로 유효한 대규모 파동을 발견하였기 때문이다. 이 매든-줄리안 진동은 수평바람 뿐만 아니라 상향 장파복사, 강수, 기온, 해면 기압, 하층 수분 수렴, 해수면 온도, 잠열 등 대기와 해양의

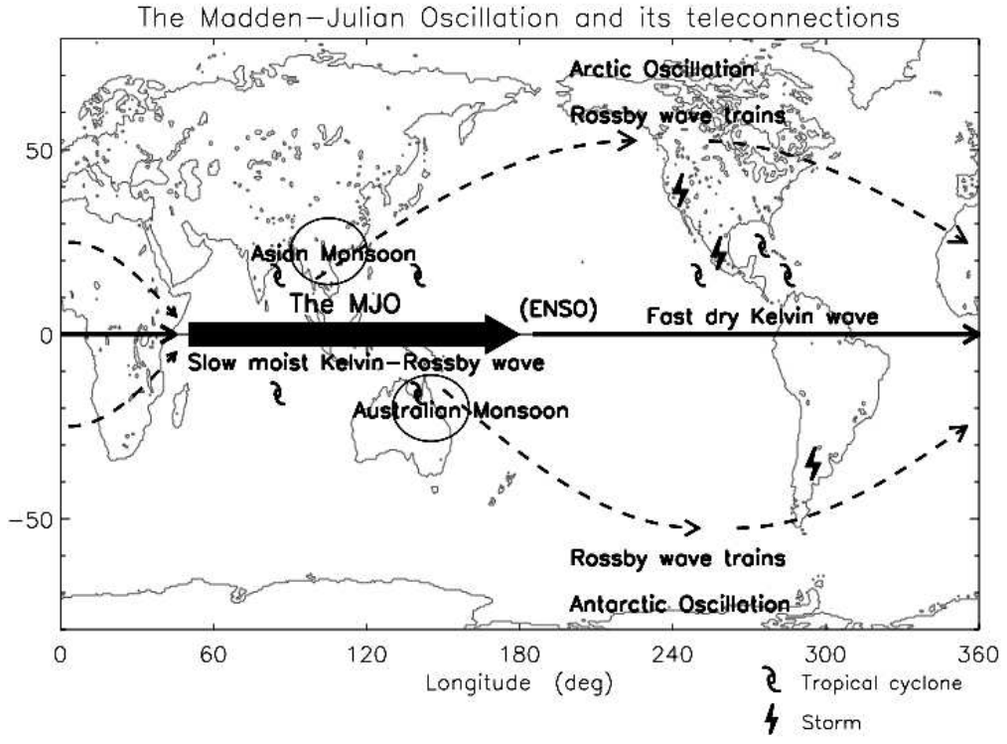


그림 6.26. 매든-줄리안 진동의 전파와 그 영향을 정리한 그림(Lin et al., 2006).

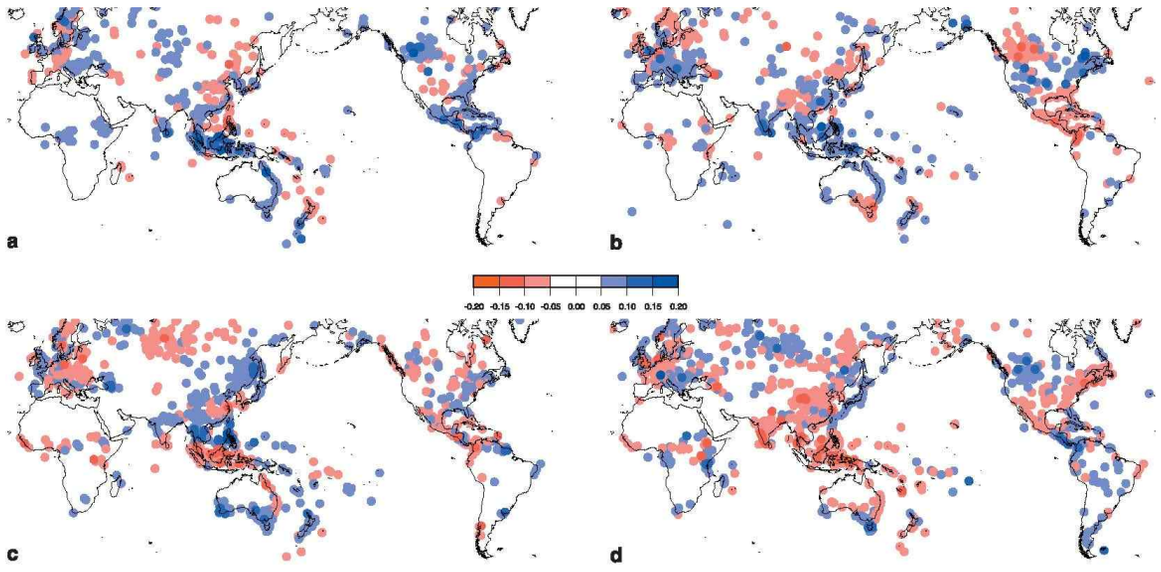


그림 6.27. 매든-줄리안 진동의 중심 위치와 강수량과의 관계. 청색: 강수 증가, 적색: 강수 감소(Donald et al., 2006) (a) 중심: 적도 인도양 (b) 중심: 해양성 대륙(110° ~ 130°) (c) 중심: 서태평양, (d) 중심: 아프리카(Donald et al., 2006).

대부분의 주요 물리변수에서 그 진동이 관측된다. 이 매든-줄리안 진동은 그림 6.26에서처럼 해수면 온도가 28 ℃ 이상인 인도양에서 생성되어 발달하고 적도를 따라 동쪽으로 대기의 로스비-켈빈파의 형태로 서태평양에 전파하지만 상대적으로 수온이 낮은 동태평양으로 이동하면 그 세기가 현저하게 약화되어 소멸되는 특징을 보인다(Lin et al., 2006). 계절적인 변화 또한 현저하여 북반구 겨울철과 봄철에 더 뚜렷하고 적도를 따라 동쪽으로 전파하는 성분이 지배적으로 나타나지만 여름철에는 적도를 따라 이동하는 성분이 약해지는 대신 로스비 파동의 형태로 북쪽인 중위도로 전파하는 성분이 뚜렷하게 나타나는 특징이 있다.

이러한 매든-줄리안 진동의 발달과 전파에 가장 중요한 역할을 하는 것은 대기 2 km 하층에서 수증기를 포함한 습윤공기의 수렴으로 심층 구름대의 경계보다 더 동쪽에서 발달하는 것이다(예를 들어, Waliser et al., 1999; Seo and Kim, 2003). 반대로 심층 구름대의 서쪽 하층대기는 습윤공기의 발산으로 이 구름대의 세력을 약화시키는 역할을 한다. 더욱 구체적으로 묘사하면 이 매든-줄리안 진동의 심층 구름대는 여러 구름세포의 조합으로 이루어져 있는데 이 구름대의 오른쪽에 깊은 대류에 의하여 새로운 구름 세포가 성장하게 된다. 이 구름 세포들은 서진하여 매든-줄리안 구름대 서쪽 끝에서 소멸하여 일생을 다 하지만 전체적인 매든-줄리안 구름대는 동쪽으로 이동하게 되는 것이다.

이러한 동쪽으로의 전파과정에서 대기와 해양, 태양복사 그리고 평균류는 아주 유기적으로 얽혀 있는데 매든-줄리안 구름대의 동쪽에는 동풍의 바람이 서풍의 평균류를 감소시키는 역할을 하여서 해수면에서의 증발과 해양에서 대기로의 잠열속이 감소하여 해수면의 온도가 상승한다. 또한 이 구름대 동쪽에는 구름이 없는 맑은 날씨이므로 태양복사가 아래로 도달하여 해수면을 데우게 된다. 이러한 두 과정에서 매든-줄리안 구름대의 동쪽에서 상승된 해수면 온도 지역이 존재하여 수증기를 더 많이 방출하기 때문에 대기의 하층을 더욱 더 불안정하게 만들고 저기압 역을 형성시켜 수분 수렴이 이루어져 이 파동의 동진을 돕고 있는 것이다(예를 들어, Waliser et al., 1999; Sperber, 2003). 이러한 대기와 해양의 상호작용의 중요성은 대기-해양 접합 모델을 사용한 장기간 시뮬레이션 결과와 대기모델만 사용한 모델의 장기간 시뮬레이션을 비교하면 알 수 있다. 전반적으로 전자의 결과가 매든-줄리안 진동의 시그널 강도가 강하고 대기, 해양 변수들이 더욱 더 현실과 부합되게 나타난

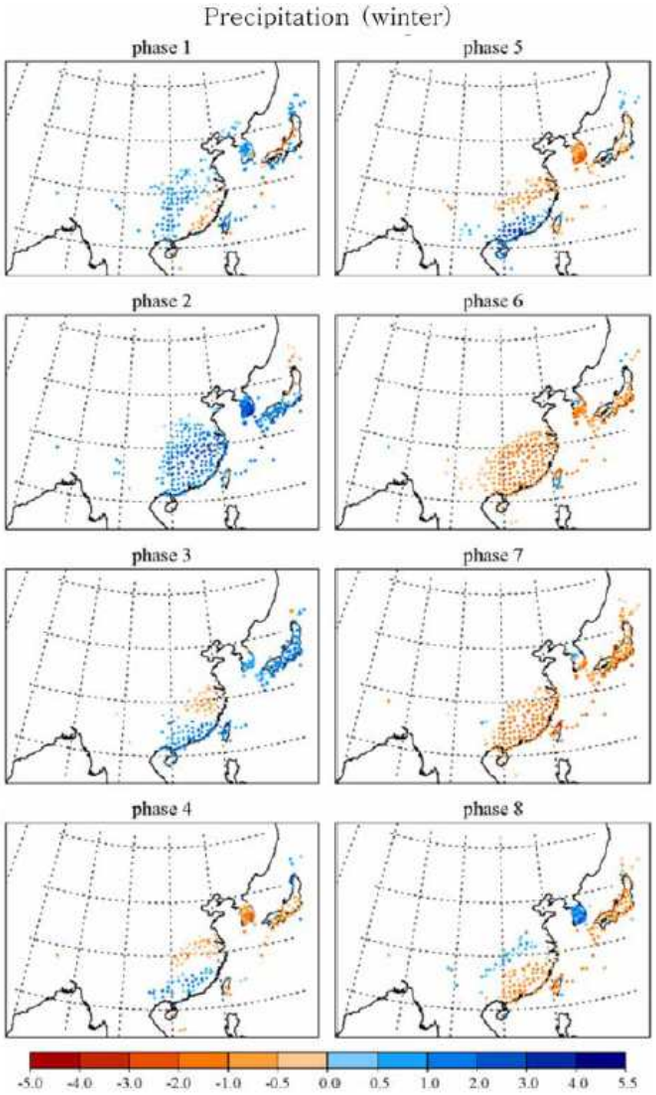


그림 6.28. 한국과 중국, 일본, 대만 지역에서 MJO의 강도가 1 보다 큰 경우의 겨울철(DJF) 합성 강수량. 도색된 지역은 합성값이 신뢰수준 95%에서 유의성을 가지는 지점을 나타낸 것이다(한상대와 서경환, 2009).

다(Seo and Wang, 2010). 여름철 적도에서 북쪽으로 전파하는 성분도 위의 과정과 비슷하게 최하층에서의 대규모 수분 수렴과 대기-해양의 상호 작용이 중요한 역할을 한다는 것으로 연구되었다(예를 들어, Fu and Wang, 2004; Seo et al., 2007).

엘니뇨처럼 열대지역의 날씨에 직접적으로 영향을 미치는 매든-줄리안 진동은 발생 후 파동의 형태로 1주일에서 2주일 사이에 중위도와 고위도로 전파되므로 이 구름대의 중심에 따라 강수의 변동이 생긴다(그림 6.27; Donald et al., 2006). 특히 중위도에서 간헐적으로 가뭄, 폭우에 의한 홍수나 강풍이나 폭설과 같은 악기상을 초래하는 것으로 연구되었는데 그 예로서 미국 서부지역에 나타나는 폭우와 홍수는 매든-줄리안 구름대가 서태평양에서 하와이 섬이 있는 중태평양으로 이동할 때 북태평양의 대기의 순환을 유도하여 미국 서부지역에 폭우와 홍수를 초래하는 경우가 종종 발생한다. 이 때 하와이 섬의 고온 다습한 공기가 매든-줄리안 진동의 교란에 의하여 북동진하여 미국 서부지역에 영향을 미치기 때문에 이러한 현상을 Pineapple Express라 칭한다. 매든-줄리안 구름대가 동진할 때 한반도 및 동아시의 대기의 순환 및 강수가 변동될 수 있다(그림 6.28, 대류의 중심이 phase 1에서 phase 8까지 서인도양, 중앙인도양, 동인도양, 열대해양성대륙, 극서태평양, 서태평양, 날짜 변경선,

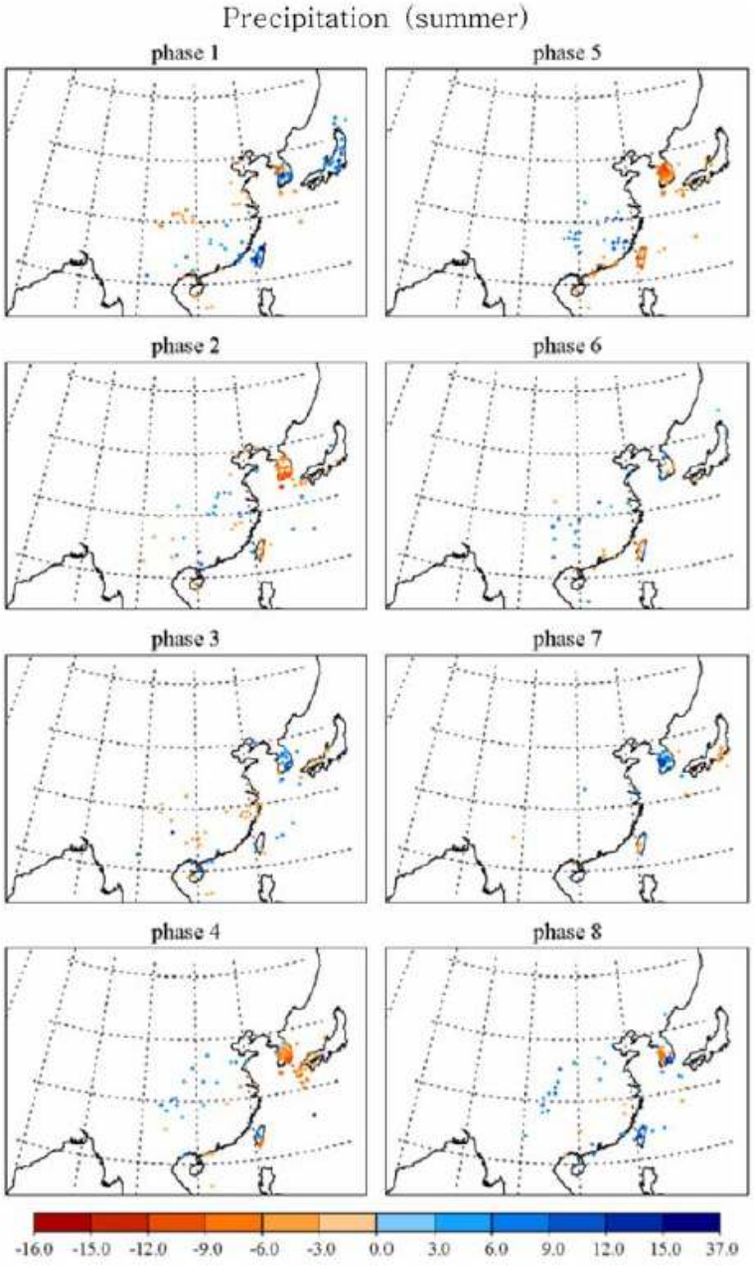


그림 6.29. 여름을 제외하고 그림 6.28과 같다(한상대와 서경환, 2009).

날짜 변경선 동쪽 순; 한상대와 서경환, 2009).

또한, 매든-줄리안 진동은 아시아, 호주, 아메리카 몬순 시스템과 상호작용을 하며 특히 몬순/장마의 시작과 종결을 결정하는 가장 중요한 인자이다. 그림 6.29는 여름철 계절내 진동의 발달 위상에 따른 한반도를 포함한 동아시아의 강수에 미치는 영향을 그린 것이다(한상대와 서경환, 2009). 대류의 중심이 phase 1에서 phase 8까지 인도양에서 점차 인도대륙으로 향하고, 또 다른 대류의 중심이 phase 5에서 phase 8을 거쳐 다시 phase 1에서 phase 4까지 서태평양에서 남지나해로 북진하고 있다. 또한 태풍이나 허리케인과 같은 열대 저기압에 대하여 매든-줄리안 진동은 대기 순환의 배경장으로서 작용하여 열대 저기압의 발달과 이동방향의 발달과 소멸을 초래한다(예를 들어, Maloney and Hartmann, 2000). 또 중요한 것은 적도에서 강한 심층 구름의 하부에서 생기는 강력한 바람에 의하여 해수면에 강제력을 작용하여 서태평양에서 동쪽으로 전파하는 해양속의 장파인 켈빈파

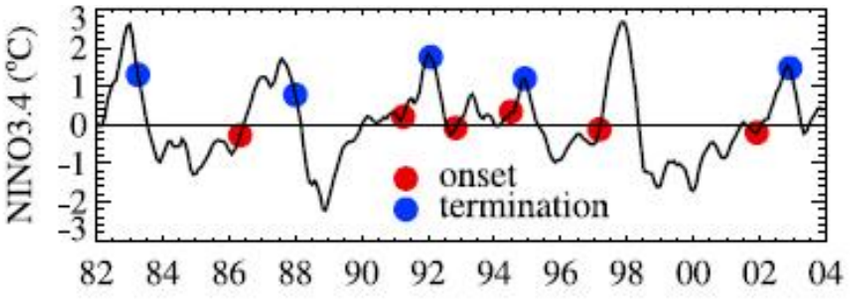


그림 6.30. 매든-줄리안에 의해 생성된 해양 켈빈파와 엘니뇨와의 관계. 적색 점: 엘니뇨를 발달시키는 해양 켈빈파, 청색 점: 엘니뇨의 소멸을 가속시키는 해양 켈빈파(Seo and Xue, 2005).

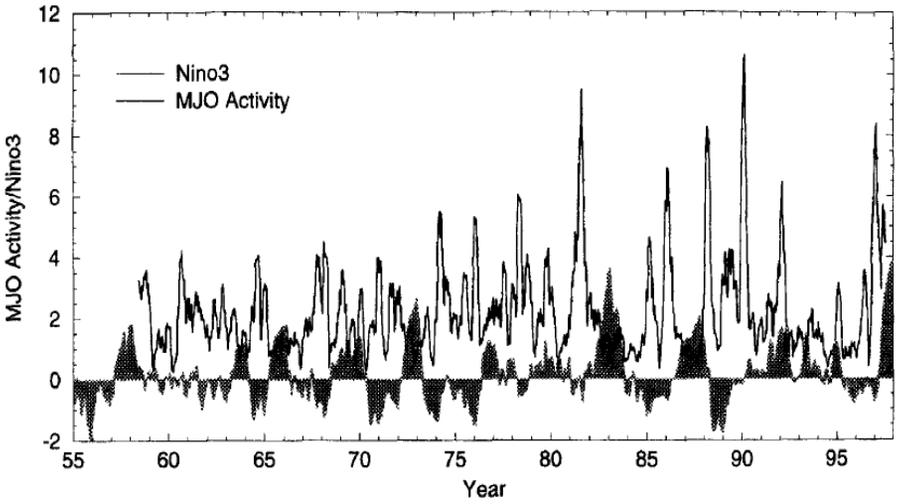


그림 6.31. NCEP/NCAR 재분석 자료에서 1958~1997년의 전체 기록에 대하여 밴드패스필터링 된 [u]의 변화를 기반으로 한 MJO 활동 지수. 아래쪽의 색칠된 곡선은 Niňo3 지역에 대한 해수면 온도 아노말리(K)이다(Slingo et al., 1999).

를 발생시켜 엘니뇨와 라니냐의 시작과 성장 소멸에 큰 영향을 미치고 있다(그림 6.30; Seo and Xue, 2005). 이 매든-줄리안 진동에 의해 생성된 해양 켈빈파가 수심 1,500 m 까지 나타나고 그 진폭이 평년의 기후치보다 6배까지 더 크게 발달한다는 것이 보고되어 해양의 심해층에도 그 영향을 미치고 있다는 것을 보여준다(Matthews et al., 2007).

이 매든-줄리안 진동의 경년변화는 상당히 크다. 특히 1970년 후반을 기점으로 이 진동의 진폭이 더 커지는 것을 알 수 있다(그림 6.31; Slingo et al., 1999). 이러한 장기적인 증가 추세는 관측과 대기대순환 모델을 통하여 인도양과 서태평양의 해수면 온도의 상승에 기인하는 것으로 분석되고 있다. 한편 여름철 계절내 진동의 경년변화 및 장기 변화에 대한 연구는 아직 없는 실정이다. 여름철 심층 대류 또는 강수를 대변하는 상향장파복사(outgoing longwave radiation, OLR)자료를 경험적 직교함수(EOF: Empirical Orthogonal Function Analysis)를 이용하여 여름철 계절내 진동의 활성도를 보면(그림 6.32, 서경환, 미게재 결과) 매든-줄리안 진동의 경우처럼 1970년 후반을 기점으로 이 진동의 진폭이 더 커지는 것을 볼 수 있고 유의한 선형적인 증가 추세가 보인다.

이렇게 매든-줄리안 진동은 날씨와 기후에 전 지구적으로 영향을 미치는 물리적 실체이므로 수치모델을 사용하여 이를 정확하게 예보할 필요가 있다. 그러나 실제로는 수치적 방법을 사용한 역학 모델인 대기 대순환 모델에서 매든-줄리안 진동을 예보하는 데 어려움이 있다. 대기모델뿐만 아니라 대기-해양 접합 모델에서도 매든-줄리안 진동이 인도네시아 인근인 해양성 대륙 지역을 가로질러 서태평양 쪽으로

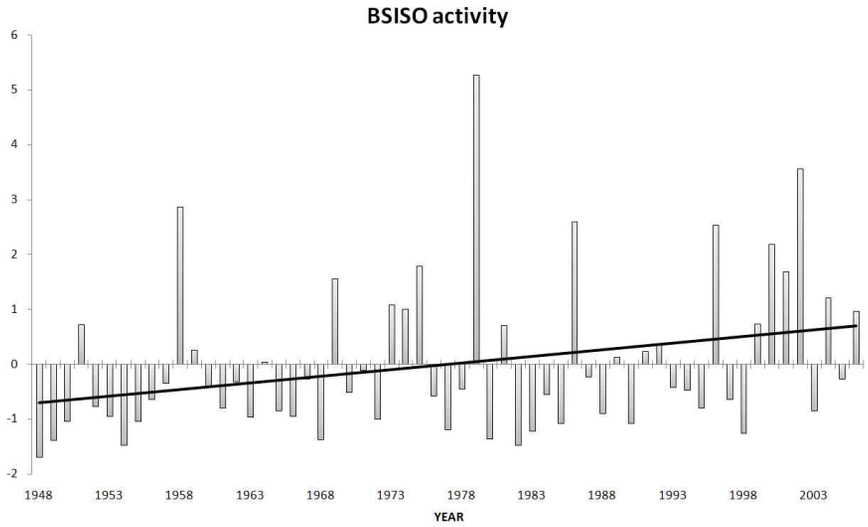


그림 6.32. 북부 여름의 ISO 활동 및 선형 동향 색인(서경환, 미게재 결과).

전파하는 것을 모의하지 못하고 있고 30에서 60일 사이 주기의 진동 시그널을 유의한 수준으로 모사하지 못하고 있는 실정이다(Lin et al., 2006; Seo et al., 2009, 2010; Kim et al., 2009a).

현재 미국의 해양-대기청 소속 국립환경예측센터에서 현업으로 사용하는 대기대순환 모델 및 대기-해양 접합 모델을 사용한 최근의 연구는 매든-줄리안 진동의 예측에 대하여 20일 미만의 예측 기술을 가지고 있는 것으로 계산되었는데(예를 들어, Seo et al., 2005, 2009; Kim et al., 2009b) 이것은 이론적으로 가능한 예측성보다 10일에서 20일정도 짧은 것으로(Ding et al., 2010) 예측성 향상이 필요하다는 것을 시사한다. 그러나 현재는 수치모델에서 중요하게 작용하는 심층 대류 모수화나 수평/연직 해상도 등을 개선하여 위의 여러 난제를 극복하고 있고 매든-줄리안 진동의 발달 및 전파 등의 여러 특성의 시뮬레이션이 향상되고 있다. 최근의 연구는 이 조직화된 대류계인 매든-줄리안 진동이 역학 모델에서 제대로 모사하기 위한 조건을 제시하고 있다. 즉, 대기 하층에서 천층 대류에 의한 수분과 열 아노말리의 선결조건(preconditioning)이 관측과 유사하게 모의되어야 하고 이후 심층 대류 및 층운형 강수과정이 정확히 모의되어야 한다는 것을 보이고 있다(Fu and Wang, 2009; Seo and Wang 2010). 특히 층운형 강수와 관련된 잠열가열은 전체 비단열 가열 프로파일의 대류권 상층부를 더욱 두텁게 하여 이 진동의 가용 위치에너지를 증가시킨다. 모델에서 이러한 증가된 위치에너지는 운동에너지로 변환되어 매든-줄리안 진동이 마찰로 소멸되지 않게끔 유지시켜주는 역할을 하는 것이다.

이러한 매든-줄리안 진동을 제대로 모의, 예측해야 우리나라를 포함한 중위도의 날씨와 기후 예측을 더욱 더 향상시킨다는 결과가 나왔다(Seo and Wang, 2010). 따라서 향상된 날씨 기후 예측 정보를 생산하기 위하여 열대의 대기-해양 변동성인 매든-줄리안 진동의 향상된 예측이 필요하다. 특히 1주일 이상의 장기 일기 예보를 위해서는 이 매든-줄리안 진동의 역학과 영향이 잘 고려된 수치모델의 향상, 개발이 필수적이다.

6.4.4. 미래 동아시아 몬순의 변동 전망

미래의 기후변화를 전망하기 위해서 대기, 해양, 지표, 설빙, 식생 등 지구기후 시스템과 각 요소들 사이의 상호작용을 모의할 수 있는 전지구 기후모델이 사용되고 있다. 온실가스와 에어로졸 농도변화에 따른 IPCC SRES 기후변화 시나리오(B1, A1B, A2)를 바탕으로 기후모델을 21세기 전기간동안 적분하여 미래 동아시아 기후를 예측한다. 국립기상연구소의 동아시아 장기미래전망에 의하면 평년(1971 ~ 2000)

에 비해 21세기말(2071～2100) 기온은 3～4℃ 상승하고, 강수량은 변동폭이 매우 커지며, 호우와 가뭄의 악기상 발생 가능성이 높아지는 것으로 전망하고 있다(IPCC, 2007). 즉 온난하고 습윤한 기후를 가질 것으로 예상하고 있다. 표 6.2는 접합 기후모델인 ECHO-G/S의 모의 결과로 전 지구 및 동아시아 1980～1999년 대비 2080～2099년 평균 기온과 강수의 변화치를 나타낸 것이다. 모든 시나리오에 대해 온실가스의 증가로 인한 기온상승을 잘 보여주고 있다. 이 수치에 의하면 동아시아 지역의 기온 폭이 전지구의 기온변화폭보다 크게 모사되며, 여름보다 겨울에 두드러진다. 또한 시나리오간 변화는 온실가스 농도 증가가 점점 커짐에 따라(B1, A1B, A2순) 기온의 상승치가 크게 나타난다. 이는 대기의 온실가스가 증가하게 되면 해양과 대기에서 모두 온난화가 발생하는 것을 유추 해 볼 수 있다(문자연 등, 2008). 평균기온의 공간패턴은 위도가 높아짐에 따라 기온상승 폭이 크며 해양보다는 육지에서 더 두드러질 것으로 전망한다. 21세기 후반으로 갈수록 특히 한반도 근처의 동서방향의 등온선이 조밀하게 배치되면서 기온 등의 기상요소의 변화가 심화되는 경향을 보일 것으로 예상된다. 이러한 변화로 인해 남북간의 온도차가 커지게 되고 기압경도력을 강화시켜 남북순환이 활성화 되어 한반도부근의 남북방향 바람이 강해질 가능성이 있음을 알 수 있다(김민지 등, 2008).

강수는 계절에 따라 차이를 보인다. 여름철 강수는 전구와 동아시아에서 모두 증가하며 동아시아의 증가치는 전구를 상회할 것으로 전망된다. 그림 6.33은 일본 기상연구소의 20-km 고해상도 기후모델의 A1B 방출 시나리오에 의해 모의된 21세기 말(2080～2099년)과 20세기 말(1979～1998년)의 강수차이로 특히 30°N을 따라 뚜렷한 증가를 보여 메이유-장마-바이유의 동아시아 여름 몬순 전선이 강화됨을 명확히 보인다(Yun et al., 2008). 반면, 20°N을 따른 서북태평양 몬순은 약화되는 것으로 모의되고 있다. 500 hPa의 미래와 현재기후 사이 고도차(그림 6.33d)는 미래에 북태평양 고기압이 더욱 서쪽으로 확장함을 보이고 이 고기압의 가장자리를 따라 수분의 공급이 증가하고 있다(그림 6.33c). 또한 우리나라 여름철 장마기간이 10일정도 길어지는 것으로 모의하고 있다.

전구평균 겨울철 강수도 여름철 강수의 전반적인 변화경향과 일치하나 동아시아 지역의 겨울철 강수는 시나리오간 일관된 수치변화를 보이지 않았다. 여름의 경우 대류성 강수의 비중이 대규모 강수와 비슷하게 나타나지만 겨울의 경우 특히 내륙에서는 총 강수량 중 대류성 강수가 차지하는 비중이 5%내에 지나지 않는다. 따라서 이를 고려하기 위해 강수타입에 대한 육지와 해양의 아노말리 시계열을 그림 6.34에 나타내었다(차유미 등, 2007). 여름에는 해양과 육지 모두에서 대류성 강수의 시간에 따른 선형적 증가가 뚜렷하게 나타나고 육지에서 더욱 두드러지게 나타난다. 겨울의 경우 여름과 다르게 주로 대규모 강수가 육지에서 증가하고 해양에서 감소하는 뚜렷한 변화를 보이고 있고 대류성 강수는 상대적으로 변화가 매우 작았다. 대체로 온실가스의 농도 증가에 따라 강수의 증가율이 커지고 있는데, 이러한 강수 증가폭이 커지는 원인은 온실가스 농도의 증가에 따라 적도 해수면 온도가 상승하게 되어 증발에 따른 수증기량 증가로 인하여 강수의 증가를 가져온다고 유추 할 수 있다(문자연 등, 2008).

표 6.2. 1980～1999년에 관련된 21세기의 20년 평균에 대한 2 m 대기 기온과 강수의 변화(김민지 등, 2008).

Var. \ EXP	T2M [℃]				PCP [%]			
Region	GLO		EA		GLO		EA	
Season	JJA	DJF	JJA	DJF	JJA	DJF	JJA	DJF
B1	1.83	1.95	2.62	2.94	2.57	2.65	6.32	2.94
A1B	2.53	2.75	3.58	4.18	2.88	3.30	11.41	-0.42
A2	2.90	3.19	4.20	4.89	2.92	3.32	11.57	2.32

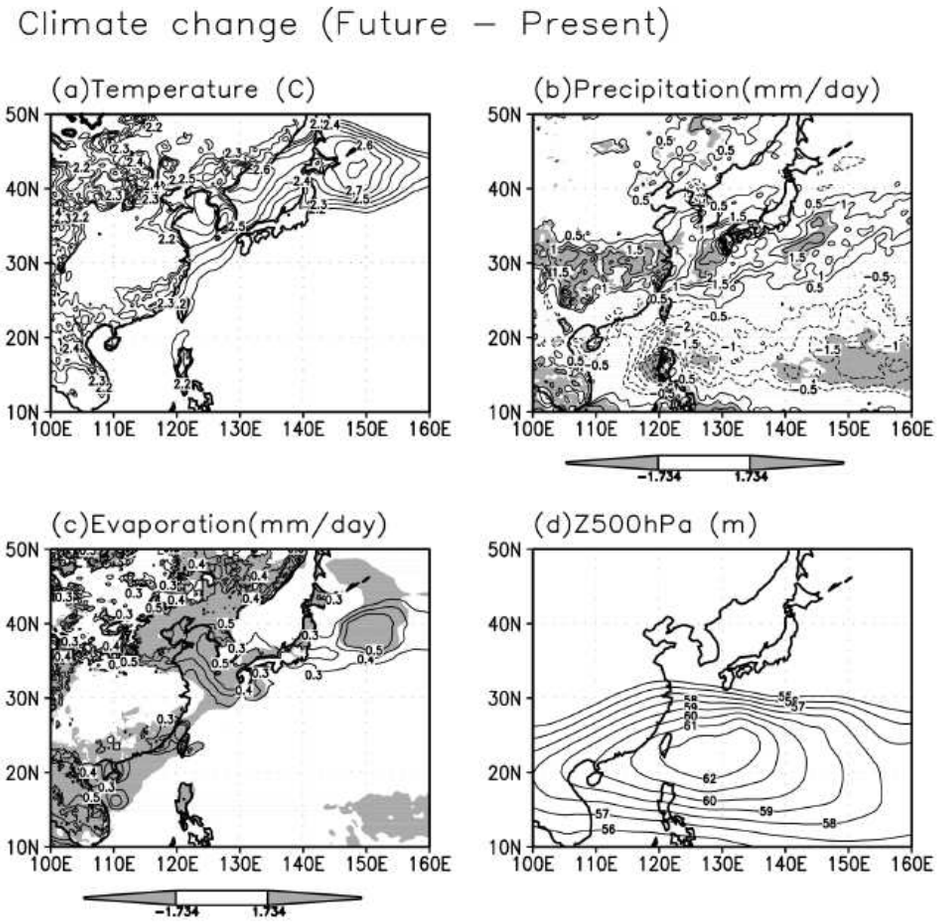


그림 6.33. 7~9월의 현재와 미래기후 사이의 차에 대한 공간분포. (a) 지표온도(℃)와 (b) 강수량(mm day^{-1}), (c) 증발량(mm day^{-1}), (d) 500 hPa 지오포텐샬 고도(m). (b), (c) 색칠된 지역은 신뢰수준 90%에서 유의한 값을 가진다. (a) 2.2℃와 (d) 55 m 보다 큰 값을 가진 곳은 통계적으로 유의한 지점이다(Yun et al., 2008).

육지의 두드러진 기온상승은 미래 동아시아 몬순의 변화를 가져올 것이다. 여름에는 해양에 비해 육지의 기온상승폭이 커짐에 따라 대륙-해양 비열차로 인한 여름철 몬순이 더욱 강화되는 양상으로 변할 것이다(김민지 등, 2008). 또한 온난화에 따른 저기압성 대기 순환, 증가된 대기중 수증기함량, 열적 저기압의 발달 등도 대기를 더욱 불안정하게 하며 이러한 모든 요소들도 여름몬순을 강화시키는데 기여할 것으로 예상된다(권원태, 2005). 반면 겨울에는 온난화에 따라 대륙-해양 비열차가 작아지면서 겨울몬순을 약화시키는 대기 순환의 변화가 유도될 것이다. 즉 모의된 미래의 기후에서 나타나는 동아시아 내륙의 저기압성 아노말리와 해양지역에서 발달하는 고기압성 아노말리는 평년의 서고동저의 겨울철 패턴과 상반된 순환을 유도하여 경압성이 높은 지역을 이전보다 북상시켜 다소 고위도 내륙지역에 폭풍 경로를 형성하여 그 곳의 강수를 증가 시킬 것으로 전망하고 있다(차유미 등, 2007).

6.5. 엘니뇨와 한반도 기후

6.5.1. 엘니뇨와 한반도 기후의 관계

엘니뇨-남방진동(El Nino-Southern Oscillation; ENSO)은 열대 동태평양의 광범위한 지역의 해수면 온도가 평년에 비해 2~7℃ 상승하는 현상을 의미한다. 이 현상은 2~7년을 주기로 불규칙적으로 발생하며, 주로 봄철에 발달하기 시작하여 겨울철에 최고조에 달했다가 이듬해 봄에 사라진다. 한편 라니냐(La Nina) 현상은 엘니뇨와 정반대로 열대 동태평양의 해

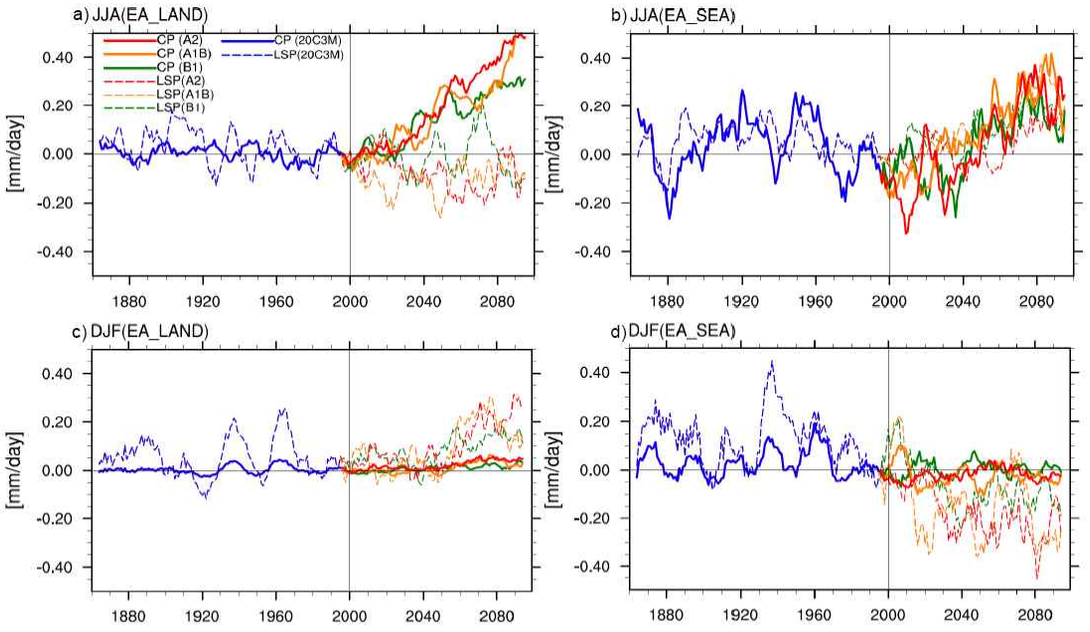


그림 6.34. 1980~1999년의 평균에 대하여 1860에서 2100년 까지의 (a), (c) JJA와 (c), (d) DJF 기간 동안 20C3M와 A2, A1B, B1 시나리오 실험에 대해 지역 평균된 10년 이동평균 대규모 강수(LSP)와 대류성 강수(CP)의 변화; 동아시아의 (a), (c) 육지와 (b), (d) 해양의 평균값(차유미, 2007).

수면 온도가 평년 보다 감소하는 현상이다. 엘니뇨 동안의 열대 동태평양의 해수면 온도의 상승은 열대 대기의 상승기류 지역을 서태평양에서 중태평양으로 이동시키며, 이로부터 유도된 대기의 순환 변동은 파동의 형태로써 한반도를 비롯하여 전지구로 에너지를 전파하게 된다(Hoskins and Karoly, 1981; Ropelewski and Halpert, 1987). 특히 한반도의 기후와 관련하여, 엘니뇨는 겨울철에는 온난 다습한 기후를 여름철에는 한랭 다습한 기후를 유도하는 것으로 알려져 있다(강인식, 1998; 차 등, 1999). 이러한 한반도 기후의 영향은 엘니뇨 해에 동반되는 필리핀 해 근처의 대기 순환과 관련이 있는 것으로 여겨진다(Wang et al., 2001). 한편 최근에 발생 수가 증가하고 있는 엘니뇨의 다른 형태인 중태평양 엘니뇨(Central Pacific El Nino)또는 웜풀 엘니뇨(Warm Pool El Nino)는 미래 기후에 더욱 증가 할 것으로 전망되고 있는데(Yeh et al., 2009), 이러한 형태의 엘니뇨는 기존의 엘니뇨와는 다른 형태로 한반도 기후에 영향을 미치고 있다(Kug et al., 2010b). 본 장에서는 엘니뇨와 한반도 기후의 관계를 정리하였고, 미래 기후에 나타나게 될 엘니뇨의 변동을 전망하고, 이와 동반될 수 있는 한반도의 기후 변화를 전망하였다.

6.5.1.1. 한반도의 계절별 기온과 강수에 미치는 영향과 원인

엘니뇨 해의 한반도 겨울철 평균 기온은 대부분의 경우 평년보다 높았으며, 여름철 평균 기온은 평년보다 낮았다(그림 6.35; 강인식, 1998; 차은정 등, 1999). 즉, 엘니뇨 해의 겨울은 다소 온난하고, 반면에 여름철은 다소 한랑해지는 경향이 뚜렷하게 나타났다. 특히 금세기 가장 강력한 엘니뇨로 기록된 1998년 여름철에 영동지방에서는 뚜렷한 저온 현상이 기록되었다(차은정 등, 2000). 한편 봄철과 가을철의 경우에는 다른 계절과 비교하여 그 영향이 뚜렷하지 않은 것으로 보고되고 있다(차은정 등, 1999).

여름철 강수의 경우 엘니뇨 해에 증가하는 경향이 뚜렷하게 나타났다(그림 6.36; Kang and Jeong, 1996; 강인식, 1998; 차은정 등, 1999). 여름철 강수의 증가는 여름철 기온의 하강과 직접적으로 연관된다. 즉 강수로 인한 일조량의 감소와 여름철 한반도에 위치한 주요 기단의 영향 등이 기온의 하강을 유

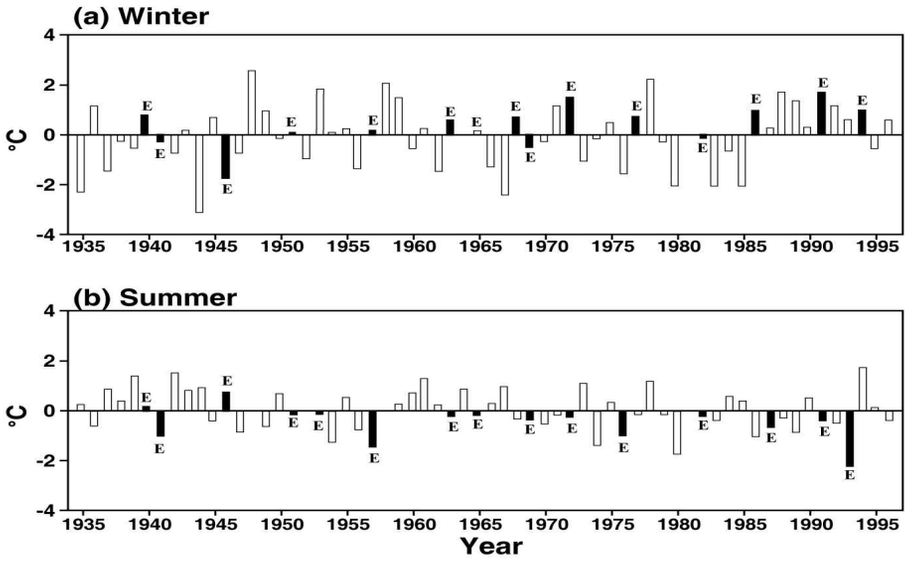


그림 6.35. 한반도 (a) 겨울철 (b) 여름철 평균 기온 변화. 엘니뇨 해는 E로 표기됨(강인식, 1998).

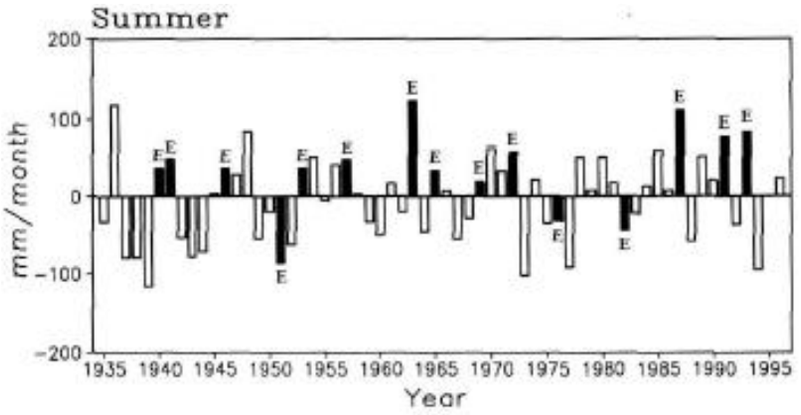


그림 6.36. 한반도 여름철 강수량 변화. 엘니뇨 해는 'E'로 표시됨(강인식, 1998).

도한 것으로 사료된다. 가을철 강수량은 엘니뇨 해에 다소 감소하는 경향이, 겨울철 강수는 증가하는 경향이 나타났다. 그러나 이러한 경향은 엘니뇨와 연관된 여름철 강수량의 변화에 비해 다소 약하게 나타났다(강인식, 1998; 차은정 등, 1999). 특히, 엘니뇨가 발달하는 해의 9월에는 한반도 강수가 감소는 경향은 태풍의 영향과도 관련되는 것으로 분석되었다(국종성과 강인식, 2002). 한편, 라니냐 해에는 엘니뇨 해와는 반대의 경향을 보였다(차은정 등, 1999). 즉, 라니냐 해에는 여름철 강수가 감소하여 가뭄이 발생할 확률이 높은 것으로 보고되었다(변희룡 등, 2001).

엘니뇨는 대기 대순환에 영향을 미치기 때문에 엘니뇨가 유도하는 중위도 순환의 변화를 바탕으로, 엘니뇨에 의한 한반도 강수/기온의 변화를 역학적으로 이해 할 수 있다. 특히 엘니뇨는 동아시아 몬순 순환에 영향을 끼쳐서 한반도 지역의 대기 순환을 직간접적으로 조정한다(강인식, 1998). 예를 들면, 겨울철, 엘니뇨 절정기 동안의 해수면 온도 변동은 북서태평양의 고기압성 흐름을 유도하고, 이는 습한 공기를 한반도로 유입하는 역할을 하여, 한반도 지역의 강수를 증가시키는 원인으로 작용한다(국종성과 강인식, 2002). 또한 엘니뇨해 여름 동안의 북태평양 고기압은 평년보다 남쪽 또는 남동쪽에 위치하여, 한반도는 그 영향권 밖에 놓이게 되는데, 이는 평소 북태평양 고기압에 의해 유입되던 더운 공기의 유입을 줄여서, 여름철 한반도 기온을 낮추는 역할을 하게 된다(차은

정 등, 1999). 또한 엘니뇨 해에 열대 지방으로부터 전파된 파동 에너지는 알류샨 저기압을 강화시키는 역할을 하게 되는데, 이는 한반도 겨울철 한파의 주요 원인인 시베리아 고기압의 팽창을 방해하여, 한파의 한반도 유입을 감소시키는 작용을 함으로써, 결과적으로 겨울철 한파를 약화시키는 작용을 한다. 이로써 엘니뇨 해의 한반도 겨울을 다소 온난한 기후를 갖게 된다.

6.5.1.2. 장마의 특성 변화와 원인

한반도 여름철 강수는 장마와 밀접한 관련이 있다. 엘니뇨 해의 한반도 여름철 강수의 감소 역시 장마의 변동과 관련이 있다. 아래 표에 나타낸 바와 같이, 엘니뇨 해에는 장마 기간이 1~2일 정도 길어지고, 라니냐 해에는 반대로 2~3일 정도 짧아지는 것으로 나타났다(표 6.3; 차은정 등, 1999). 엘니뇨 해와 라니냐 해를 비교하면 3~4일 장마 일 수의 차이를 볼 수 있다. 한편 장마 기간 동안의 총 강수량 역시 엘니뇨 해에는 평년에 비해 30~40 mm 정도 증가하고, 라니냐 해에는 평년 보다 30~40 mm 감소하는 것으로 분석되었다(차은정 등, 1999). 이는 장마 기간의 변화와 연관된다. 특히, 제주도의 경우 엘니뇨 해 증가폭이 평년에 비해 매우 큰 것으로 기록되었다(표 6.4; 차은정 등, 1999).

표 6.3. 평년, 엘니뇨, 라니냐 해의 평균 장마 일 수(차은정 등, 1999).

	평년	엘니뇨 해	라니냐 해
제주도	29	30	27
남부지방	31	31	28
중부지방	30	31	27

표 6.4. 평년, 엘니뇨, 라니냐 해의 장마 기간 동안의 평균 강수량(차은정 등, 1999).

	평년	엘니뇨 해	라니냐 해
제주도	383.9	464.2	357.2
남부지방	337.1	384.4	309.2
중부지방	341.8	365.9	300.3

여름철 장마의 변동은 북태평양 고기압의 확장 정도와 그 중심 위치의 변화와 관련된다. 엘니뇨 시기에는 북태평양 고기압이 평년보다 늦게 확장을 시작하며, 그 중심의 위치가 남 또는 남동쪽으로 편향되는 경향이 있다. 이는 장마의 시작을 다소 늦추는 작용을 하지만, 동시에 장마를 지속시키는 원인으로 작용하여 총 기간을 연장시키는 원인으로 작용한다(차은정 등, 1999). 이로써 그 기간이 길어지고, 이에 따른 총 강수량도 증가한다. 라니냐 해에는 이와는 반대 현상이 발생하여 기간의 감소와 강수량의 감소를 초래한다.

6.5.1.3. 태풍의 변화와 원인

태풍은 집중호우 다음으로 한반도에 가장 큰 피해를 입히는 자연 재해다. 엘니뇨 해에 발생하는 태풍의 특징을 살펴보면, 대체로 강한 태풍이 발생하는 것으로 밝혀졌다. 표 6.5에 나타낸 바와 같이, 태풍의 발생 횟수는 평년과 비교하여 엘니뇨 또는 라니냐 해의 증감이 뚜렷하진 않지만, 평균 최대풍의 변화에 나타난 바와 같이, 엘니뇨 해에 발생하는 태풍은 다른 해에 비해 강한 경향이 있고, 태풍의 수명 또한 긴 것으로 보고되고 있다(강인식 등, 1995). 한편, 태풍의 주요 발생 지역이 엘니뇨 시기에는 서태평양의 북동쪽으로 이동하고, 라니냐 시기에는 태풍의 주요 발생지역이 서태평양의 북서쪽에 위치한다(Wang et al., 2001). 이와 유사한 결과로 엘니뇨 해에는 북위 10도 근처지역에서, 라니냐 해에는 북위 20도 근처지역에서 태풍의 발생 빈도가 증가하는 경향을 보였다(그림 6.37; 강인식 등, 1995). 그림 6.37에 나타난 바와 같이 엘니뇨 시기의 보다 남동쪽에서 발생하여 북

표 6.5. 평년, 엘니뇨, 라니냐 해에 발생한 태풍의 여러 통계치(강인식 등, 1995).

	평년	엘니뇨	라니냐
여름철 평균 발생수	13.7	13.3	13.0
평균 수명(일)	6.4	8.3	6.1
평균 최대풍(ms^{-1})	49.8	53.6	49.6

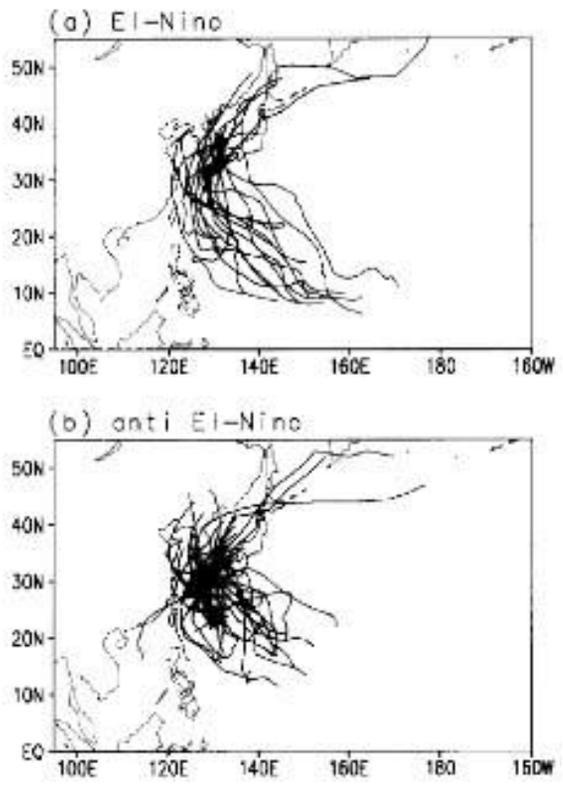


그림 6.37. (a) 엘니뇨 해 (b) 라니냐 해에 발생한 태풍의 이동 경로(강인식 등, 1995).

서진 하던 태풍들은 한반도와 일본을 거치면서 북동진하게 되는데, 그 경로는 평년과 유사하지만 보다 남쪽에서 발생하기 때문에 평균 수명이 보다 긴 것으로 여겨진다.

엘니뇨가 유도한 대기 순환의 변화는 태풍의 발생 지역과 이동 경로 등에 영향을 미치는 것으로 알려져 있다(Wang et al., 2001). 즉, 열대 서태평양 지역에서는 엘니뇨에 의하여 유도된 저기압성 소용돌이도 및 수렴 지역의 변화로 인하여 태풍의 발생 위치가 평년에 비하여 남동쪽으로 이동하게 된다(그림 6.37; 강인식 등, 1995).

6.5.2. 엘니뇨의 변동과 원인

1970년 대 말을 기점으로 북반구 전반에 걸쳐서 급격한 기후변화('Climate Shift')를 겪었다(Kushnir, 1994; Trenberth and Hurrell, 1994). 이와 함께, 엘니뇨의 특징 또한 두드러진 변화를 보였다. 그림 6.38과 표 6.6에 정리된 바와 같이 1970년대를 기준으로 그 전반기와 후반기를 비교해보면, 후반기에 발생한 엘니뇨의 주기는 대체로 길어졌으며, 그 강도 또한 증가하였다. 또한 전반기에 발생한 대부분의 엘니뇨가 서진하면서 발달한 반면에 후반기에 발생한 엘니뇨는 동진하면서 발달하는 빈도가 증가하였다. 비선형의 정도를 나타내는 Skewness 값은 1970년대 이후에 더욱더 증가하였다(표 6.6). 이는, 이전 기간 동안의 엘니뇨와 라니냐의 강도는 상대적으로 유사했던 것에 반하여, 최근에 와서 엘니뇨의 강도가 라니냐에 비해 상대적으로 증가했음을 의미 한다. 최근에 발생한 거대 엘니뇨(예를 들어, 1982 ~ 1983년, 1997 ~ 1998년)가 이를 입증한다. 강한 엘니뇨의 증가는 엘니뇨의 예측가능성(predictability)을 높였다(Chen et al., 2004). 엘니뇨의 발달 시기 또한 1970년대 말을 기점으로 변했다(Balmaseda et al., 1995; Wang, 1995). 이러한 기후변화는 엘니뇨의 변화를 초래하였다. 또한 최근에는 열대 동태평양에서의 해수면 온도의 경년 변동과 더불어 열대 중태평양에 중심을 둔 또 다른 형태의 엘니뇨('Central Pacific El Nino' or

표 6.6. 1970년 대 말 이후에 나타난 엘니뇨의 특성 변화(s.t.d.=Nino-3 index의 표준편차)(An, 2009).

	Pre 1980s	Post 1980s
Period	3 ~ 5 years	4 ~ 5 years
Amplitude	small(s.t.d.=1.47)	large(s.t.d.=1.67)
Propagation	westward	eastward/stationary
Structure	toward the west	toward the east
Skewness	small	large
Predictability	less	more

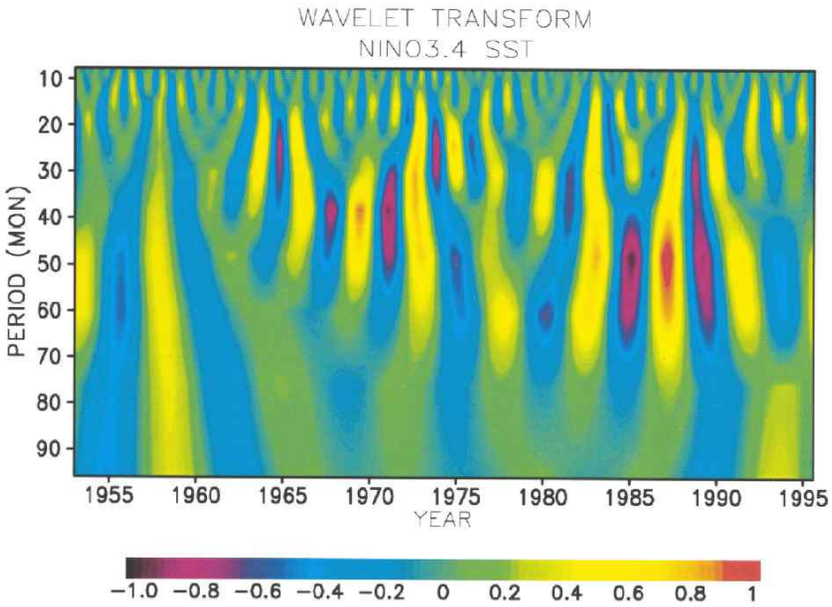


그림 6.38. 엘니뇨 지수(Nino-3.4 index: 5°N~5°S and 170°W ~ 120°W 지역에서 평균된 해수면 온도 편차)에 대한 Wavelet 분석 결과. X축은 해, Y축은 주기를 나타냄(An and Wang, 2000).

'Warm Pool El Nino'; Kug et al., 2009a; Kug et al., 2010a 등)의 발달이 현저하게 증가 했으며 이러한 중태평양 엘니뇨의 증가는 지구온난화가 그 원인인 것으로 제안되었다(Yeh et al., 2009).

엘니뇨의 변조는 자연변동과 인위적인 지구온난화가 유도한 열대 태평양의 평균 기후 패턴의 변화와 관련되는 것으로 보고되었다. 이는 엘니뇨의 발달 에너지가 열대 태평양의 평균장의 구조에 따라서 변조되기 때문이다. 예를 들면, 1970년대 이후 열대 중-동태평양의 해수면 온도 증가로 이 지역으로의 수렴대를 형성하게 되고, 이는 동태평양 지역의 무역풍을 증가시켜서 열대 동태평양의 평균 용승의 증가를 초래하였다(그림 6.39). 이로 인해 해수면 온도는 수온약층의 변화에 보다 더 민감해지고, 이는 적고 해양의 켈빈파를 보다 불안정하게 만드는 결과를 초래하여 동진하는 엘니뇨의 발생 가능성을 높였다(An, 2009). 또한 동진하는 엘니뇨의 발달은 연직방향의 비선형 온도 이류 효과를 상승시켜서 강한 엘니뇨를 유발하는 결과를 초래하였다(An, 2009). 한편 엘니뇨는 비선형 역학 과정을 통하여 기후 패턴의 변화를 초래함으로써 1970년대 후반의 열대 태평양 해수면 온도의 증가 경향을 가중시켰다(Jin et al., 2003; An and Jin, 2004).

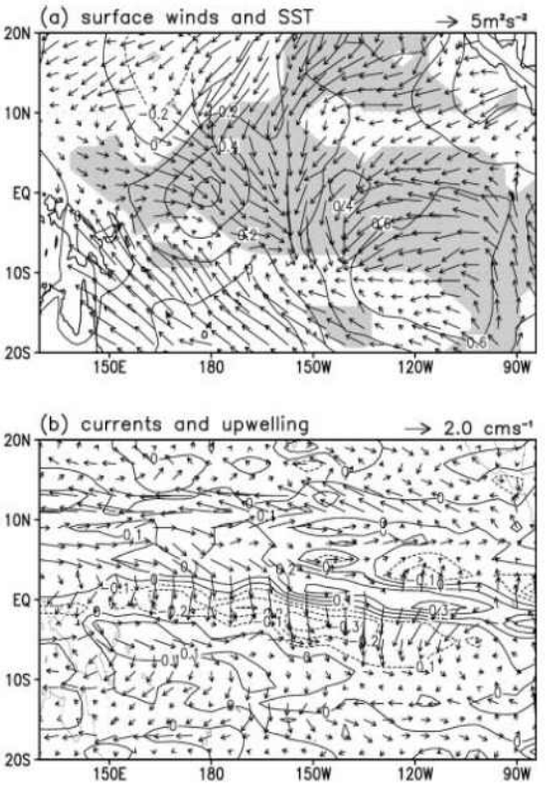


그림 6.39. 1970년 대 전후반의 (a) 바람장과 해수면 온도, (b) 해양 표면의 해류와 용승 분포의 변화도(Wang and An, 2002).

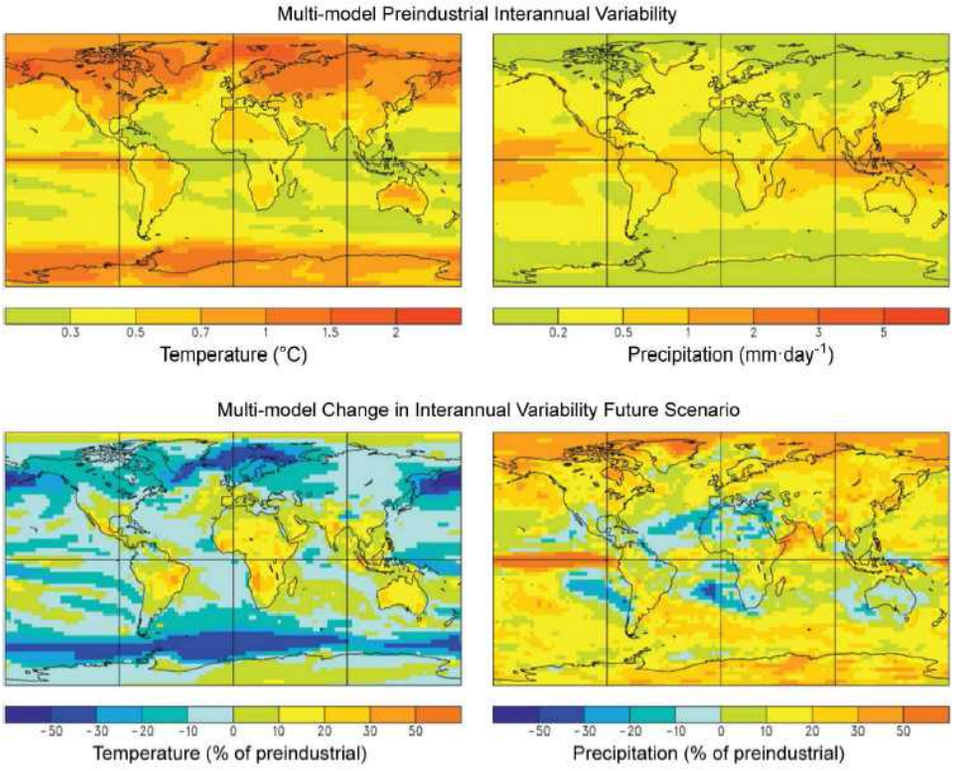


그림 6.40. Multi-Model의 경년 변동분에 대한 분산. 산업혁명이전 상태에 대한 결과(상), 미래 기후변화에 대한 결과(하)(Boer, 2009).

6.5.3. 미래 엘니뇨와 한반도 기후

IPCC 4차 보고서에 사용되었던 모델의 결과를 이용하여 온난화에 따른 엘니뇨의 변화를 산업혁명 이전의 엘니뇨와 비교해 본 결과, 미래 온난화 기후 상태에서의 표면 온도 분산이 산업혁명 이전 상태에서의 온도 분산에 비해, 열대 동태평양 지역에서는 ~10%, 열대 육상에서는 ~20%가 증가하였고, 고위도 지역에서는 오히려 ~40% 정도 감소하였다. 한편, 강수량의 경우에는 적도 태평양에서는 ~40% 정도 증가하고, 아열대 대륙 서안의 경우 ~30% 정도 감소하였으며, 극지방에서는 증가하는 것으로 모의되었다(그림 6.40). 그러나 지구 온난화 시나리오에 따라서 모의된 엘니뇨의 크기나 주기의 변화에 대한 신뢰성은 아직 불확실한 것으로 보고되고 있다(Collins et al., 2010). 이는 엘니뇨에 대한 모델들의 모의 능력과 더불어 온난화 시나리오에 따른 열대 해양의 변화가 모델마다 다르게 나타난 것에 기인한다. 즉, 그림 6.41에 보인 바와 같이 온난화는 기후 평균값에 대한 열대 태평양의 동서 방향의 해수면 온도 편차를 대부분 줄이는 방향으로 작용하는 것으로 나타났으나, 이에 따른 엘니뇨의 분산은 감소하는 경우와 증가하는 경우로 구분되었다. 이는 유사한 평균장의 변화에 대하여도 엘니뇨가 각기 다르게 반응하고 있음을 의미하는 것으로 현재의 기후모델이 갖고 있는 엘니뇨 모의의 한계를 보여주고 있다. 즉, 기후모델 간의 심한 편차는 미래 엘니뇨의 변동을 전망하는 데 있어서 불확실성이 존재함을 의미한다.

앞서 언급한 바와 같이 기후 평균장의 변화는 엘니뇨의 특성에 크게 영향을 미치는 것으로 알려져 있다. 이러한 이유로, 온난화가 초래할 기후 평균장의 변화가 엘니뇨의 변화를 초래 할 것으로 예상된다. 그러나 모델의 모의 결과에 나타난 바와 같이, 대부분의 모델이 El Nino-like 패턴(지구 온난화에 의한 열대 동태평양의 해수면 온도 증가분이 열대 서태평양 보다 큰 경우)을 보이고 있는 반면에(Meehl et al., 2007), 최근 100년 동안의 해수면 온도 변화 분석에 따르면 오히려 La Nina-like 패턴(열대 서태평양의

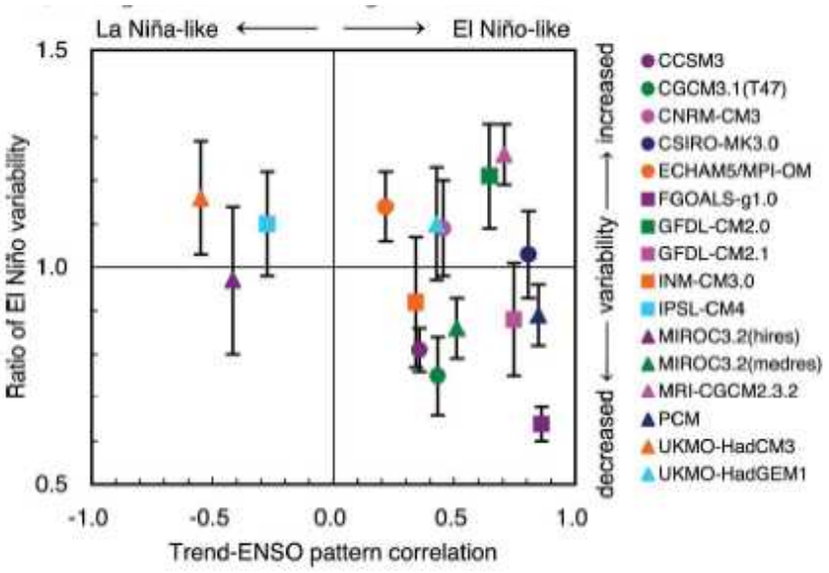


그림 6.41. 21세기와 20세기 엘니뇨 특성과 열대 태평양의 평균 해수면 온도 분포의 변화 비교(Meehl et al., 2007).

해수면 온도 증가분이 동태평양의 증가 보다 큰 경우; Cane et al., 1997)을 보였다. La Nina-like 패턴으로의 변화는 온난화에 의하여 대기로부터의 해양 표면으로 유입된 장파복사 열이 해양의 열 이류(thermal advection)에 의해 상쇄시키기 때문인 것으로 사료되며(즉, 'ocean dynamical thermostat'), 특히 용승에 의한 찬물의 유입이 열대 동태평양의 해수면 온도 상승을 억제하는 주요 원인으로 작용하기 때문인 것으로 여겨진다(Clement et al., 1996). 한편, 온난화가 진행되면서, 중태평양 지역에 발달하는 Warm pool El Nino(또는 Central Pacific El Nino)의 발생 확률이 높아질 것으로 전망되며, 이에 따라서 열대 기후 변동에 따른 한반도 기후변화도 과거와는 다른 양상을 갖게 될 것이다(예를 들어, Yeh et al., 2009). 특히 Warm Pool type 엘니뇨의 증가로 해수면 온도 변동 지역이 다소 서쪽으로 이동 할 것이며(Yeh et al., 2009), 이로 인해 열대에서 중위도에 이르는 파동의 진행로가 바뀌어 전반적인 영향이 보다 서쪽으로 이동할 것이 예상 된다(예를 들어, Kug et al., 2010c). 이러한 변화는 특히 엘니뇨가 미치는 한반도 기후 변동의 형태를 바꾸어 놓을 수 있다. 즉, 일반적인 엘니뇨(Cold tongue 엘니뇨)의 경우 그 발달 시기인 여름에서 가을철에 걸쳐서 한반도에 한랑한 기후를 유도하고, 소멸하는 시기인 이듬해 봄철에는 온난한 기후를 유도한다. 반면에 Warm Pool 엘니뇨가 발달하는 여름과 가을철에는 온난한 기후가 나타난다(Kug et al., 2010b). 이러한 맥락으로 볼 때 Warm Pool 엘니뇨의 증가는 한반도의 경년 변동에 있어서 보다 많은 온난한 여름-가을을 맞게 될 것으로 전망된다.

6.6. 극한 날씨 현상의 변화

지금까지 살펴 본 관측기후의 변화 양상은 평균적인 대기 상태의 변화인 경우가 많았다. 그런데 Katz and Brown(1992)에 따르면 평균적인 기후 조건이 조금만 변화하여도 극한 날씨 현상의 변화는 엄청나 질 수 있다고 한다. 문제는 태풍이나 집중호우, 한파 등과 같은 극한 날씨 현상은 기상재해의 직접적인 원인으로서 막대한 경제·사회·인명 피해를 야기한다는 것이다. 따라서 평균적인 변화 이외에 극한 현상의 변화를 정확히 파악하는 것은 개인은 물론 국가적인 방재 대책 마련에 있어 매우 중요한 일이라 하겠다.

극한 날씨 현상에는 다양한 형태가 존재하지만 인간의 생활과 직접적으로 연결되어 있는 것으로 크게 온도의 극한, 강수의 극한 현상을 꼽을 수 있겠다. 또한 바람의 극한이라고 할 수 있는 태풍도 한반도를 포함한 동아시아 지역에 큰 재해를 일으키는 극한 현상 중 하나로 볼 수 있다. 따라서 이 절에서는 해당

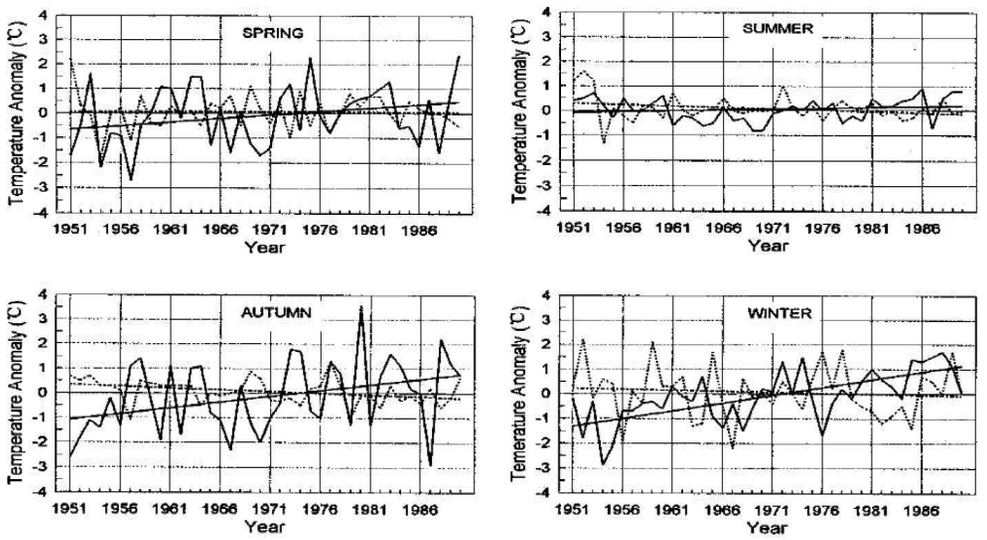


그림 6.42. 1951-1990년 까지 중국에서 관측된 계절별 1일 최고 기온(dashed lines)과 최저 기온(solid lines) (Zhai et al., 1999).

극한 날씨 현상이 한반도를 비롯한 동아시아 지역에서 최근 어떻게 변화해 왔으며 그 영향은 어떠했는지 살펴보도록 하겠다.

6.6.1. 온도의 극한 현상

IPCC 4차 보고서에 따르면, 지구온난화로 인해 전 지구적인 평균 기온이 상승했을 뿐만 아니라 표준편차 및 비대칭도로 표현되는 기온의 분포도 함께 변화한 것으로 나타났다. 이는 온도의 양 극한에 있는 혹서(酷署) 또는 혹한(酷寒) 현상의 발생에도 이에 상응하는 변화가 존재할 수 있음을 의미한다. 실제로 전 구적으로 봤을 때 최저온도 분포의 하위 10% 이하에 해당하는 혹한일은 점차 줄어들고, 최고 온도 분포의 상위 10%에 이상에 해당하는 혹서일은 점점 증가하고 있음이 동일한 보고서에 기록된 바 있다.

이와 같은 지구온난화에 따른 온도 극한 현상의 변화는 동아시아 지역에서도 나타나고 있다. 중국의 북쪽 지역에서 혹한일은 뚜렷한 감소현상을 보였고(Su et al., 2006), 일최저기온의 연최저치와 계절별 최저치 모두 뚜렷한 증가현상을 보였다(Zhai et al., 1999). 특히 겨울철에는 1951년부터 1990년까지 일최저기온이 2.5℃나 상승하는 형태를 보였다(그림 6.42). 한국에서도 유사한 변화를 찾아볼 수 있다. 그림 6.43은 1971/1972년부터 1985/1986년 겨울까지와 1986/1987년부터 2000/2001년 겨울까지의 한국에서의 일최저 온도의 분포를 나타낸 것이다. 최근에 평균 기온의 상승과 함께 극한 온도의 감소가 뚜렷하며, 또한 극서 기온의 증가도 뚜렷이 보이고 있다. 평균 최저 기온은 전반기에 -2.3℃에서 후반기에 -1.0℃로 증가하였으며, -5.5℃ 이하의 극한 기온의 날수가 전반기에는 276일인 반면, 후반기에는 그 반에도 미치지 못하는 123일이다(Ryoo et al., 2004). 허인혜와 이승호(2006)의 연구에서는 겨울철 평균온도에서 표준편차의 두 배 이상 낮은 이상 저온 현상의 빈도수가 1970년대 이후 우리나라 전 지역에서 감소하였음을 보고하였다(표 6.7). 또한 Choi(2004) 연구에서는 우리나라 1954년부터 1999년 까지 서리일수(최저온도가 0℃이하의 일수)도 한국 전 지역에서 크게 감소함을 보였다.

일최고기온의 변동으로 대표되는 고온현상의 경우, 중국 지역에서는 지구온난화로 대표되는 장기적인 증가 혹은 감소 경향이 뚜렷하지 않고, 오히려 10년 이상의 장주기 변동성의 형태가 보이는 것으로 밝혀졌다(Su et al., 2006; Zhai et al., 1999). 그러나 한반도 지역에서는 겨울철 이상 저온의 감소뿐만 아니라 여름철 이상 고온 현상도 크게 증가하는 것으로 나타났다. 허인혜와 이승호(2006)의 연구에 따르면 한반

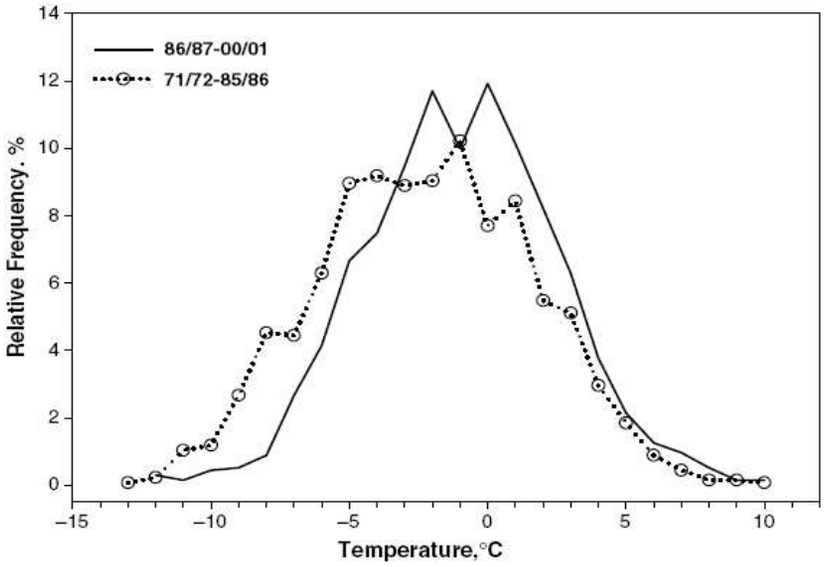


그림 6.43. 1986~87년에서 2000~2001 동안(full line) 또는 1971~72년에서 1985~86년 동안(dotted line with circles)에 한반도 남한 지역에서의 일 최저 기온의 상대 빈도 분포도(Ryoo et al., 2004).

표 6.7. 30년 평균 겨울철 한반도 이상 저온의 연평균 출현 일수(허인혜와 이승호, 2006).

	강릉	울릉도	서울	인천	전주	광주	목포	대구	부산	제주
1950 ~ 1979	1.4	2.2	1.4	3.7	1.5	2.1	2.6	2.7	2.6	1.1
1970 ~ 1999	0.6	1.3	0.7	2.3	1.0	1.1	1.7	1.5	1.5	0.8

표 6.8. 30년 평균 여름철 한반도 이상 고온의 연평균 출현 일수(허인혜와 이승호, 2006).

	강릉	울릉도	서울	인천	전주	광주	목포	대구	부산	제주
1950 ~ 1979	1.8	1.6	1.1	1.4	1.0	0.7	0.7	0.6	0.5	1.8
1970 ~ 1999	2.9	1.8	2.1	2.3	1.5	1.7	1.5	1.4	1.8	2.1

도에서 여름철 이상 고온의 출현 빈도가 증가하고 있음을 보고하였다. 여기서 이상 고온 현상은 평년값에서 표준편차의 두 배 이상 높은 온도를 기록한 경우로 정의되었다. 표 6.8에서 볼 수 있듯이, 한반도 전 지역에서 여름철 이상고온 출현 일수는 과거 보다 크게 증가하고 있다. 이와 함께 한반도 여름철 혹서 일수와 열대야 현상도 유의미하게 증가하고 있음이 보고되었다(Choi, 2004). 그림 6.44에서는 우리나라 14개의 관측지점에서 최저온도 분포의 상위 90%에 해당하는 날(TN90)의 빈도수와 여름철 최고온도가 평년값보다 5℃이상 기록된 날이 5일 이상 지속되는 현상의 장기 변화를 보여주고 있다. 두 가지 극한 현상 모두 한국 거의 모든 지역에서 증가하는 것을 볼 수 있다. 특히 서울, 인천, 부산 등과 같이 인구가 많은 도시에서의 통계적으로 유의미하게 증가하고 있음을 보여 주고 있다. 이는 대기 중 CO_2 증가에 따른 전구 기온 상승뿐만 아니라 도시 지역의 인구 증가 및 경제활동 증가에 따른 열섬효과 또한 극한 날씨 현상의 변화에 영향을 미칠 수 있음을 암시하고 있다.

지금 까지 살펴본 혹한 현상은 30년에서 60년 동안 평균된 값에 대한 온도 편차에 기반하고 있으며 이는 절대 혹한 현상이라고 표현 할 수 있다. 이와는 다르게 매 해 또는 매 계절 평균 온도에 비해 큰 편차를 갖는 경우를 상대 혹한 현상이라 표현 할 수 있다. 다른 해에 비해 상대적으로 따뜻한 겨울에도 따뜻한 날 뒤에 찾아오는 갑작스런 온도의 감소는 여전

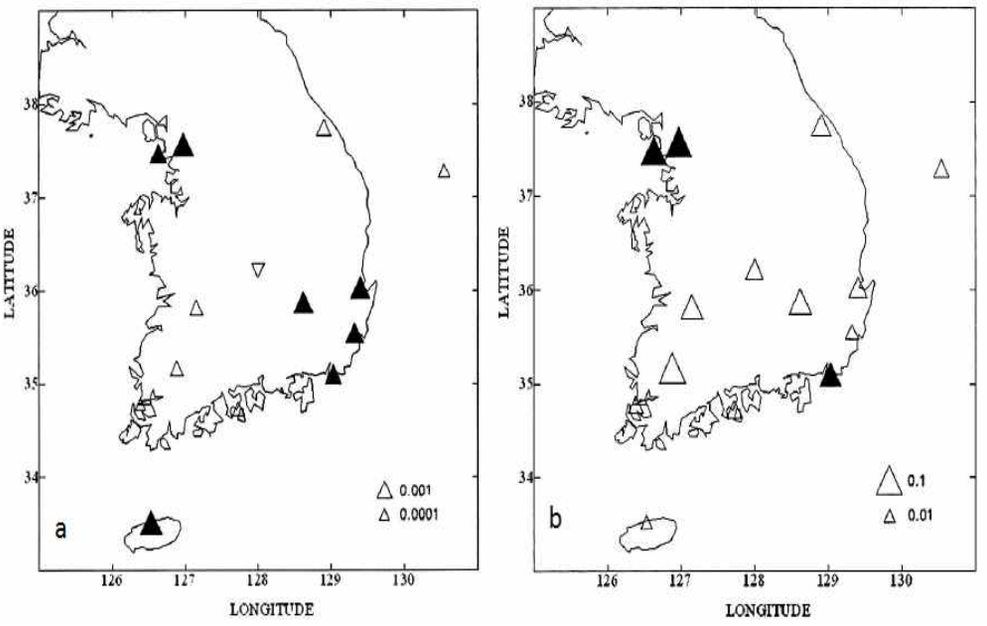


그림 6.44. 1954~1999년 동안에 한반도에서 관측된 (a) 열대야(warm night)와 (b) 열파(heat wave) 지속일수 분포도 (▲: significant increase, ▼: significant decrease, △: insignificant increase, ▽: insignificant decrease)(Choi, 2004).

히 추위로 느끼게 되기 때문이다. 다시 말해 상대 혹한 현상이 인간 생활에 미치는 영향 역시 절대 혹한 현상의 영향 못지않으며, 따라서 이에 대한 연구도 중요하다 하겠다. 앞에서 밝힌 바와 같이 절대 혹한 현상은 지구온난화와 함께 감소해 왔다(그림 6.45a). 반면에, 상대 혹한 현상은 오히려 지구온난화의 진행과 함께 증가하는 추세를 보이고 있다(그림 6.45b). 그리고 절대 혹서 현상과 상대 혹서 현상은 혹한 현상과 반대의 경향성을 보이고 있다. 이는 지구온난화로 인해 기온이 상승함에 따라 동아시아 기온의 분포가 정규분포를 따르지 않고, 비대칭도가 변하기 때문에 상대 혹한 현상이 증가한다고 Choi et al.(2009)은 밝히고 있다. 이는 앞에서 전날과의 온도 편차로 정의되는 한파의 경우 장기 변화를 보이고 있지 않다는 Ryoo et al.(2004)의 연구와 일맥상통한다.

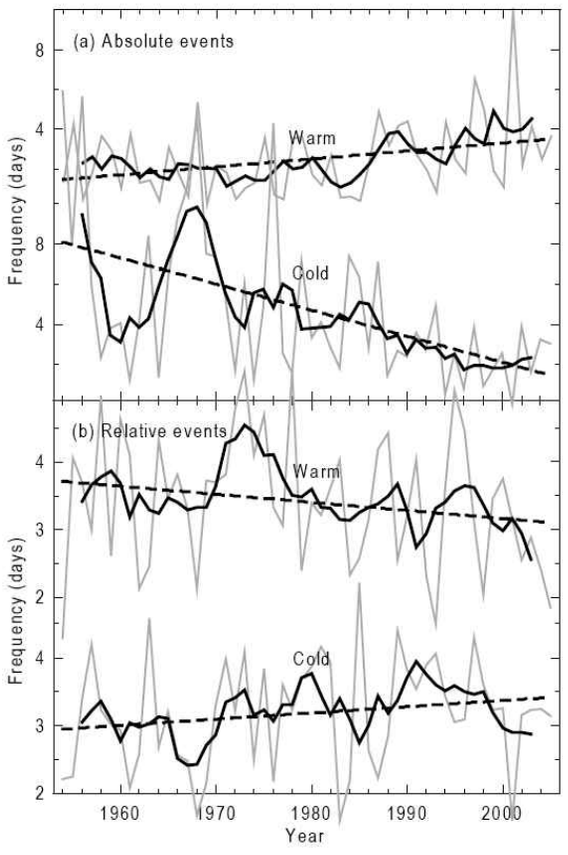


그림 6.45. 동아시아 지역 겨울 몬순 동안에 발생하는 절대 혹한과 혹서의 빈도 수 (a)와 상대 빈도수 (b). 굵은 실선과 점선은 각각 5년 이동 평균값과 선형 기울기을 의미함(Choi et al., 2009).

6.6.2. 강수의 극한 현상

IPCC 4차 보고서에 따르면 강수의 극값의 경우 충분한 관측자료를 갖는 지역을 전구 평균하면 연 강수량에 대한 집중호우의 비율이 증가하고 있다. 그러나 강수의 극한 현상은 온도의 극한에 비해 평균값의

변화와의 상관관계가 매우 낮고 지역차가 매우 크다. 그래서 강수 극값의 전구 변화 양상을 각 지역에 바로 적용할 수 없으며 이를 위해서는 각 지역에서의 신뢰성 있는 관측자료를 기반으로 한 분석이 필요하다(IPCC, 2007). 특히 집중호우와 가뭄 현상과 같은 강수의 극한 현상의 경우 공간 범위를 어떻게 정하는가에 따라 그 빈도가 크게 달라질 수 있다.

동아시아 지역 중 중국의 경우 집중호우를 발생시키는 기작의 형태와 범위에 따라서 다양한 극한 강수의 변화가 감지된다. 중국 전체 지역에서 집중호우의 영향을 받는 지역의 범위가 점차 확대되고 있는 한편, 일 강수량 50 mm 이상 기록된 날의 수는 점점 감소하는 것으로 나타났다(Zhai et al., 1999). 그러나 양쯔강 유역에서는 하루, 3일, 일주일 최대 강수량에서는 어떠한 유의미한 변화 양상도 보이지 않는 반면 일 강수량 50 mm 이상인 날수는 유의미한 증가 경향을 보였다(Su et al., 2006). 중국과 달리 한국의 경우에는 그 공간적 범위가 넓지 않기 때문에 한반도 전체를 범위로 한 강수 극한의 양상을 살펴보는 것이 일반적이다(Choi, 2004; Kim et al., 2006; Kim et al., 2009). 한반도에서의 강수 극한 현상은 전구 평균 변화와 비슷한 변화 양상을 보인다. Choi(2004) 연구에 따르면 한국 강수량 분포의 95% 이상에 해당하는 집중호우가 연강수량에서 차지하고 있는 비율(R95T)이 각각의 관측지점에서는 통계적으로 유의미한 증가를 보이지는 않았지만 한국 전체 관측지역을 평균하였을 때에는 통계적으로 유의미한 증가를 보이고 있다. 이와 비슷하게 최의수와 문일주(2008)의 연구에서도 한국에서의 연중 최대 강수 극값이 유의미하게 증가하고 있음을 보였다(그림 6.46). Kim et al.(2006)에서는 태풍으로 인한 집중 호우의 증가가 두드러지게 나타나고 있음을 밝혔다(그림 2.46, 2장 관측기후변화에 있는 그림 인용함). 이는 한반도 주변 대기 순환장의 변화로 인해 태풍과 상층 제트 골과의 상호작용이 최근 들어 더욱 활발하게 일어나 태풍으로 인한 강수량을 크게 증가시킨 것으로 생각되고 있다. 최근 Kim et al.(2009)의 연구에서는 1976년부터 2005년까지의 한국 평균 연중 최대 강수량의 변화를 베이지안 변화 지점 분석 방법을 통해 살펴보았다. 그 결과 1997년을 기점으로 한국 지역 연중 최대 강수량이 이전보다 15% 이상 증가하였음을 밝혔다. 연중 최대 강수의 증가는 1시간 누적강수를 기준으로 했을 때 가장 뚜렷한 증가를 보였는데 이는 최근 들어 짧은 시간에 많은 비를 뿌리는 집중호우 현상이 크게 증가하고 있다는 이전 연구들과 비슷한 결과이다.

많은 양의 강수가 한꺼번에 쏟아지는 집중호우와는 반대로 강수가 없는 날이 지속되어 여러 가지 재해를 낳는 또다른 형태의 강수 극한 현상이 바로 가뭄이다. 가뭄을 나타내기 위해 사용하는 지수 중 하나인 연 중 강수가 연속하여 내리지 않은 최대일수를 뜻하는 무강수지속일수(Consecutive dry days, CDD)의 경우, 중국 양쯔강 유역 상류에서는 뚜렷히 감소하는 추세가 나타나나 중하류에서는 유의미한 변화가 나타나지 않았다(Su et al., 2006). 그러나 중국 북부 지역에서는 그 값이 점점 증가해 최근 진행되고 있는 중국 지역의 사막화와 일치하는 모습을 보였다(Wang et al., 2008). 한국지역에서도 CDD는 다소 증가하는 것으로 보고되고 있다(Choi, 2004). 지역적으로 살펴보면 중부 지역에서는 유의미한 변동을 보이고 있지 않지만 남부지역에서는 뚜렷하게 증가하는 것으로 나타나고 있다.

6.6.3. 태풍

태풍은 열대 대양에서 발생하는 강한 저기압으로서 강한 돌풍과 강수를 동반하는 극한 기상 현상중의 하나이다. 태풍은 매해 여름 한국을 비롯한 동아시아 국가들에 상륙하여 막대한 인명 경제 사회적 피해를 입히고 있다. 특히 한국에서 태풍과 동반된 강수와 강풍으로 인한 피해는 전체 자연재해로 인한 경제피해 중 가장 높은 비중을 차지할 만큼 태풍의 파괴력은 다른 기상재해보다 강력하다.

최근 반세기 동안 대기 온실가스의 증가로 평균 해수면 온도는 계속 상승하고 있다. 태풍은 따뜻한 해수면으로부터 에너지를 공급받아 성장하기 때문에 지구온난화로 인한 해수면 온도 상승은 태풍활동을 변화시킬 수 있는 중요한 요인이다. 최근 연구에 의하면 지난 30년간 전체 태풍 발생 개수는 뚜렷한 증

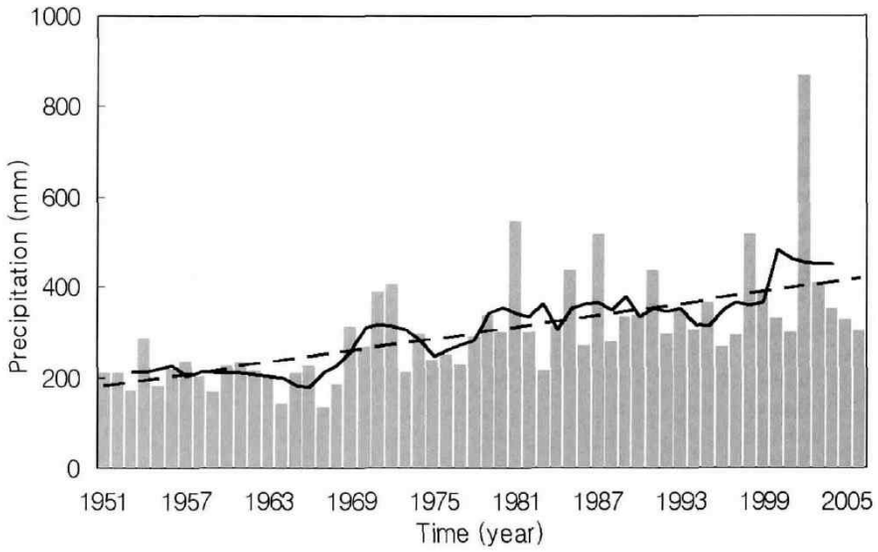


그림 6.46. 한국에서의 강수량 연중 최대 극값의 변화. 실선은 5년 이동 평균이며 점선은 선형회귀 추세선. 기울기는 230 mm/56yr(최의수와 문일주, 2008).

가는 보이지 않지만 중심풍속이 56 m/s를 초과하는 강한 태풍은 80년대 중반을 기점으로 크게 증가한 것으로 나타나고 있다(Webster et al., 2005). 또한 Emanuel(2005)은 태풍의 파괴력이 해수면 온도 상승과 더불어 최근 70년대 이후 크게 증가하였음을 보였다. 그러나 짧은 관측 기간과 태풍 강도 자료의 신뢰성이 낮아 이 연구들의 신뢰성에 대한 논란은 계속되고 있다. 앞서 언급한 연구에서 제외한 70년대 이전의 태풍 자료를 사용하면 지구온난화에 따른 태풍활동의 증가보다 태풍활동의 10년 이상의 장주기 변동이 더 크게 나타난다. 특히 1990년대 후반 이후 해수면 태풍활동의 여러 지표들의 연변동성이 매우 크게 나타나고 있으며 그 경향성은 다소 감소하는 것처럼 보인다(Landsea, 2005; Chan, 2006).

한국은 태풍 발생지역과 상대적으로 멀리 떨어져 있기에 북서태평양 전 지역의 태풍의 발생 수 변화보다는 태풍의 진로 변동이 한국 영향 태풍 개수 변화에 더 큰 영향을 미치게 된다. 여름철 평균적인 태풍의 진로는 북서태평양 아열대 고기압의 확장/축소와 밀접하게 관련되어 있음이 알려져 있다. 북서태평양 고기압이 크게 확장하였을 때에는 남중국해로 향하는 태풍이 증가하며, 반대의 경우에는 동중국해 지역을 지나 중위도로 북상하는 태풍이 증가하게 된다(Harr and Elsberry, 1995). 이러한 관련성은 계절내 시간 규모에서부터 10년 이상의 시간 규모까지 다양하게 나타나고 있다(예를 들어, Ho et al., 2004; Tu et al., 2009; Ho et al., 2009). 과거 1970년대 후반 북서태평양 고기압의 급격한 확장이 관측되었는데 이와 관련하여 동중국해로 향하는 태풍은 1970년대 이후 다수 줄었으며 남중국해로 향하는 태풍은 증가하였다(그림 6.47).

엘니뇨, 북극진동, 남극진동, 성층권 준2년 주기 진동과 같은 다양한 대기/해양의 현상들도 북서태평양 지역의 대기 순환장을 조절함으로서 태풍의 진로에 영향을 미치고 있다(예를 들어, Wang and Chan, 2002; Ho et al., 2005, 2009; Kim et al., 2008; Choi and Byun, 2010). 엘니뇨 시기에는 태풍의 발생위치가 북서태평양 동남쪽으로 치우쳐 태풍의 진로 역시 동쪽으로 치우치는 경향이 나타난다(Wang and Chan, 2002). 그러나 이러한 변동성은 대부분 일본 동남쪽 먼 바다에서 나타나며 한국지역 근처를 지나는 태풍에 대해서는 엘니뇨가 유의미한 영향을 미치고 있지 않다(Ho et al., 2005). 북극 진동 및 남극 진동은 한국과 일본으로 향하는 태풍과 밀접한 관련성을 보이고 있다. 북극진동 지수가 음의 값을 가지고 있을 때 한국과 일본으로 향하는 태풍이 증가하며 양의 값을 가지고 있을 때는 남중국해로 향하는 태풍이 증가한다(Choi and Byun, 2010). 이와는 반대로 남극진동의 경우에는 남극 진동 지수가 양의 값을 가지고

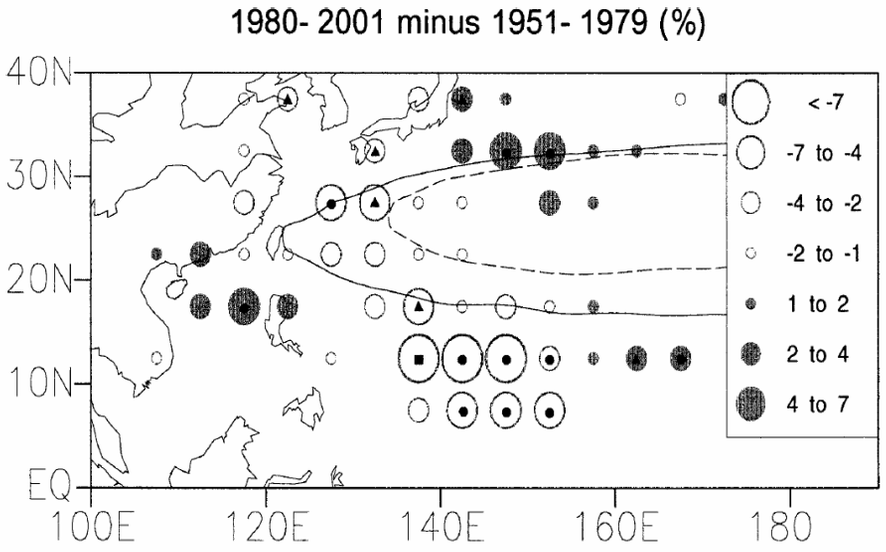


그림 6.47. 1980~2001년과 1951~1979년 동안에 발생한 태풍의 진로 빈도의 차이 분포도 점선과 실선은 각각 1951~1979년과 1980~2001년 동안의 평균 5,780 gpm의 위치를 나타냄. ▲ 표는 90%, ● 는 95% 그리고 ■ 는 99%의 신뢰도를 의미함(Ho et al., 2004).

있을 때 동중국해를 지나 동아시아 국가로 향하는 태풍이 증가하며 특히 일본에 상륙하는 태풍이 크게 증가한다(Ho et al., 2005). 성층권 준2년 주기 진동과 관련해서는 열대 성층권 동서 바람이 서풍일 때 동중국해로 향하는 태풍이 증가하여 한국에 영향을 미칠 가능성이 높아진다(Ho et al., 2009).

그림 6.48은 1951년부터 2006년까지 한국에 영향을 미친 태풍의 수와 중심 기압을 보여주고 있다(최의수와 문일주, 2008). 한국에 상륙하는 태풍 수의 변화를 살펴보면 큰 경년 변동을 보이고 있으나 장기적인 증가 또는 감소 추세는 없다. 반면 한국에 상륙하는 태풍의 중심기압의 변화를 보면 유의미하게 감소하고 있음을 보여주고 있다. 이는 한국에 상륙하는 태풍의 강도가 점차 강해지고 있음을 방증하고 있다. 이러한 한국 영향 태풍의 강도의 증가는 한국지역에서의 태풍으로 인한 집중호우를 증가시키고(Kim et al., 2006) 순간 최대 풍속의 강도를 증가시키는 것(최의수와 문일주, 2008)으로 보고되고 있다. 이러한 한국 영향 태풍의 강도의 강화는 앞서 언급한 해수면 온도 상승으로 인한 북서 태평양 태풍 강도의 강화와 비슷한 변화 양상을 보이고 있다. 또한 Choi and Kim(2007)의 연구에서는 한국에 영향을 주는 태풍의 진로의 형태를 살펴보았는데 최근 10년 동안 한반도 남동쪽으로 상륙하는 태풍이 증가했음을 보였다. 또한 Choi et al.,(2009)의 연구에서는 1951년부터 2004년 까지 한국에 상륙한 태풍의 진로 유형에 대한 클러스터 분석을 하였는데 그 결과 1980년대 이후 중국 동쪽 해안을 거지치 않고 바로 한국으로 상륙하는 태풍이 증가한 것으로 나타났다. 한반도 남동쪽에서 상륙하는 태풍이 남서쪽에서 상륙하는 태풍보다 더 강하고(박두선 등, 2008), 중국 동쪽 해안에 상륙하지 않고 한국으로 향하는 경우 태풍이 강한 강도를 유지할 수 있으므로 최근 한반도 영향 태풍의 진로 변동은 한반도에서의 태풍의 강도 및 영향력의 증가에 일부 영향을 미치고 있다.

6.7. 도시화 효과

6.7.1. 서론

IPCC 제4차 보고서는 최근 10년이 가장 온난한 시기라고 분석하고 있다. 이는 지표면 기온 상승의 예를 바로 보여주는 것이다. 최근 100년간(1906~2005) 전구 평균 기온은 0.74(±0.18)℃인 것에 비하여 최근 5년간(2001~2005)년은 0.76(±0.19)인 것을 보면 온난화 율은 점점 증가한다고 판단된다. 또한

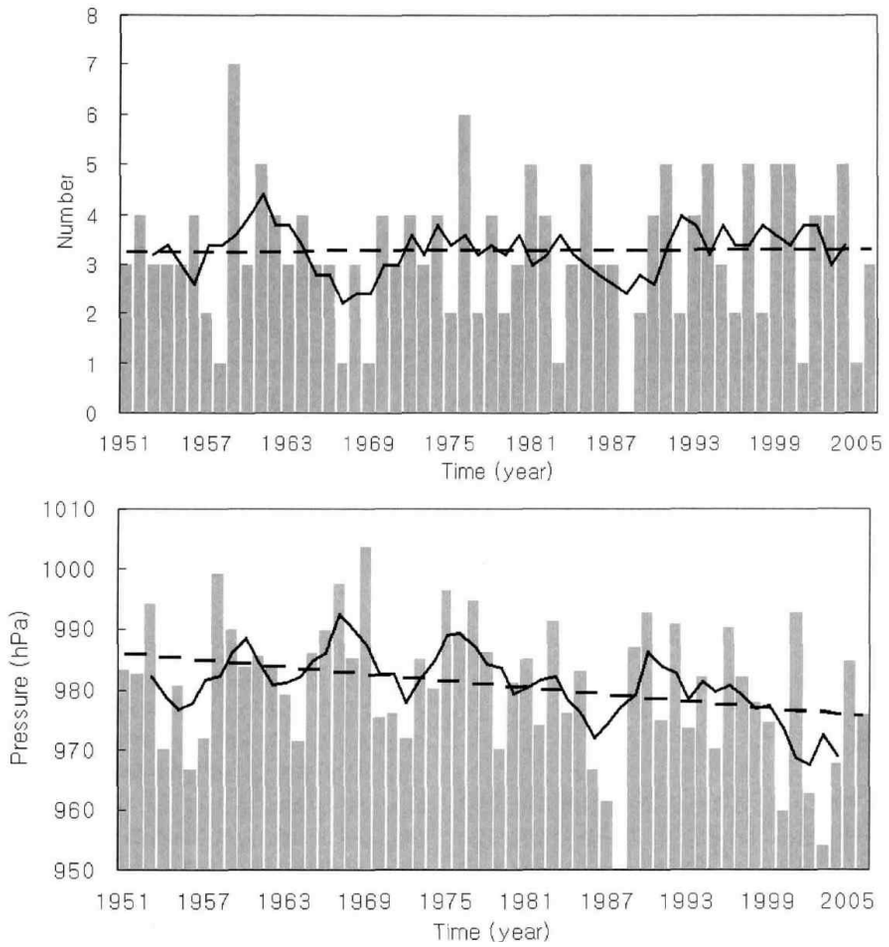


그림 6.48. 한국에 영향을 미친 태풍 개수(위) 및 태풍 중심 기압(아래). 실선은 5년 이동 평균이며 점선은 선형회귀 추세선을 나타내고 있음(최의수와 문일주, 2008).

토지사용 변화가 기후에 미치는 영향은 일부 지역에서는 국지적으로 중요할 수 있지만 온실가스로 인한 온난화에 비교한다면 지구적 규모로는 적은 수준이라고 밝히고 있다. 또 인위적 에너지 생산으로 인한 열의 배출은 도시지역에서는 중요할 수 있지만 전 지구적으로 보면 의미 있는 정도는 아니라고 말하고 있다. 그러나 도시지역의 경우, 특히 최저기온을 증가시키고 이로 인하여 일 기온차이(diurnal temperature range, DTR)가 감소됨을 설명하고 있다. 예를 들어 일교차를 보면, 주말효과가 도시지역에서 뚜렷하게 나타나 대기오염과 에어로졸의 변화와 같은 인위적인 효과가 기후에 미치는 영향을 보여주는 경우도 있다(Gong et al., 2007).

관측 기록에서 기후변화의 징후를 찾는 것은 1800년대 후반에서 1900년 대 초부터 가능하다. 특히 종관관측지점에서의 시간적 변화, 해양과 대륙의 기온의 차이, 도시지역과 전원지역의 온도차이 등으로 많은 경우 기온 자료에서 지구온난화 경향을 찾을 수 있다. Karoly and Braganza(2001)와 Braganza et al. (2003)은 육지-해양 기온 차이 외에 북반구-남반구 기온 차이, 육지온도에서 연 순환의 평균 규모, 북반구 중위도에서 남북의 기온 평균 경도를 포함한 지수를 모델화하고 관측된 변화를 비교하여 1946년에서 1995년 사이에 관측된 거의 모든 온난화가 인위적 요인에 의한 것임을 추정하였다. 일교차는 1980년 이전에 발생한 대부분의 변화를 고려하여 최근 50년간 육지에서 약 0.4℃ 감소했고 이러한 변화 경향은 자연적 내부변동성의 범위를 벗어난 것으로 보였다.

지구온난화 경향을 추출하는데 있어 3가지 불확실성 요소는 1) 기온관측 자료의 시공간적 비균질성, 2)

도시화에 따른 기온상승, 3) 100년 이상의 장주기 자연변동의 존재가능성이다(강인식, 1995). 이 중에서 지구온난화에 대한 도시화의 영향평가는 Jones et al.(1986)(0.02℃/100년 이하, 온난화 경향의 4% 정도 수준) 이후 많은 연구가 이루어지고 있다. 이명인과 강인식(1997), Youn et al.(2004)과 국립기상연구소(2009)에 따르면 한반도 기온변화에 대한 도시화 영향은 다소 크다고 보고되었다. 중국에서는 도시화의 영향이 지구온난화 경향보다 빠르게 일어나는 모습에 대하여 특히, 1980년대 이후의 급속한 도시화의 영향이 지대하다는 연구결과가 제시되고 있으며, 10년간 0.09℃의 증가를 지적하고 있다. 또한 밤과 낮의 기온차이의 감소는 10년간 0.24℃였다(Li et al., 2004). 원인분석에서는 역시 이산화탄소 등의 온실가스의 방출이 주원인임을 지적하고 있다. 이외에도 도시화 및 농경지 경작지 증가로 인한 지표면변질 및 삼림파괴 등이 중요함을 과학자 모두 인식하고 있는 단계이다.

도시열섬 효과는 도시지역의 실제 기후 변화를 야기하지만 광범위한 지역을 대표하지는 않는다. 장기간 기온 변화 경향과 비교하면 도시열섬 효과는 상대적으로 여전히 작은 값을 가진다. 그러나 그 강도와 공간적 범위를 고려했을 때, 다른 도시의 토지 이용 변화와 오염물질들과 결합되면 도시화효과는 도시 이외의 기후에도 영향을 미칠 수 있다. 많은 과학자들은 이미 도시화 효과와 삼림파괴와 같은 토지 이용 변화에 주목하고 있다. 전지구 기후모델을 이용하여 이러한 효과들과 함께 에어로졸과 매연의 영향들을 정확히 계산하기 위한 연구가 수행되고 있다(Zwier, 1996). 학자들은 관측을 통한 지구온난화의 증명은 이미 많은 연구들을 통하여 통계적으로 잘 정립되었지만, 인간에 미치는 기후변화의 위험성을 평가하기 위하여 도시화와 토지 이용 변화의 결과로 나타나는 지구온난화 시그널을 추가적으로 연구해야만 한다고 언급한 바 있다.

이 절은 도시규모 현상 혹은 도시화가 전구규모 현상 그리고 지구온난화 현상에서 오차 범위 안의 불확실성의 크기로 작용하는지 아니면 영향을 주고받는 중요한 과정의 하나로 이해해야 하는가를 판단하기 위하여 작성되었다. 특히 한반도를 중심으로 우리나라 도시화가 장기적 기후변화에 어떻게 영향을 주는가를 이해하고자 한다.

6.7.2. 한반도 도시화와 기후변화에 영향

6.7.2.1. 도시화의 특성

기후변화의 요인에서 도시의 발달로 인한 요인은 도시화에 따른 온실가스 방출의 증가와 토지 피복의 변화이다. 인간의 활동으로 인한 산업화가 대기 중의 에어로졸 양의 변화와 도시화와 산업화로 인한 토지 이용이나 각종 건설에 따른 산림파괴와 토지 형질의 변화가 중요한 부분이다. 도시화로 인한 지표면의 변화는 열용량과 열의 복사전달, 난류이동, 현열과 잠열로의 전환에 영향을 미친다. 도시 중심에서의 도시열섬과 강수유출, 대기오염, 대기 에어로졸의 변화에 영향을 받는다. 도시열섬이 대기층을 불안정하게 하고 에어로졸이 구름응결핵으로 작용, 도시 캐노피 층에 의한 강수 변화 등이 유도될 수 있다(Molders and Olson, 2004; Jin et al., 2005; Kar et al., 2007). 도시화가 유도하는 강수량 변화에 대한 메카니즘은 도시환경에 따른 거칠기 길이의 변화에 기인된 변화, 늦은 오후에서 야간으로의 최고 강수량의 시점의 변화, 도시열섬이 뇌우를 유발하는 시점을 오후에서 한밤중으로 변화시키는 것으로 나눌 수 있는데, 이것은 저층의 수분이 중요하게 작용하기 때문이다(Dixon and Mote, 2003). 이처럼 도시화는 열적 차이로 도시와 전원지역 사이의 경계층 순환을 만들어 국지적인 기후변화를 가져올 수 있고 극한 기후 발생을 증가시킬 수 있다(하경자 등, 2004; Alexander et al., 2006). 그러나 전구적인 규모에서 보면 서로 상쇄되는 현상이며, 장기간으로 기후변화에 대한 영향으로 연결하기가 어렵다는 것이 기후변화에 전반적인 이해이다.

지표는 대체로 지표의 에너지수지로 알려진 대기와의 현열, 잠열의 교환을 난류를 통하여 교환하고 에너지 균형을 이루기 위해 순 복사에 의하여 가열된다. 현열은 그 온도에서 대기에 의하여 수송되는 에너지인 반면 잠열은 지표에서의 수분의 증발에 의해

지표가 잃어버리는 에너지이다. 수증기의 잠열은 증기의 응결을 통해 대기에서 응결되어 강수로 지표로 돌아오는 물 순환 고리의 중요한 부분이 된다. 지표의 물수지 또한 도시화로 인하여 혹은 지표면의 변화를 통하여 변화가 가능하다. 이러한 지표의 에너지와 물수지 측면에서 도시화의 효과는 설명이 가능하다. 우리나라의 경우 1950년대 이후 도시화가 급격하게 진행된 시기에 평균기온의 증가추세가 뚜렷하게 나타난다(윤일희 등, 1994; Chung and Yoon, 1999; Chung et al., 2004). 김경환 등(2000)은 12개 도시의 35년(1954 ~ 1998)간 기온자료 분석을 통하여 평균기온의 증가가 약 0.5 ~ 1.4℃의 범위를 가지며, 이 기온 증가 중에서 도시화 효과는 약 32%라고 밝히고 있다. 또한 연도별 인구자료와의 비교분석을 통하여 12개 도시 중에 대구가 가장 높다고 지적하고 있다. 그러나 이러한 기온 증가와 도시화 효과는 도시의 인문사회학적 발전에 기인되어 시간에 따라 변화된다.

도시규모 현상 혹은 도시화가 지구온난화 현상에서 오차 범위 안의 불확실성의 크기로 작용하는지 아니면 영향을 주는 중요한 과정의 하나로 이해해야 하는가를 판단하기 위하여 우리나라 대도시의 기온과 주변 비도시 지역의 기온을 다양한 방법으로 비교하였고, 도시화 효과에 의한 기온상승을 평가한 연구들의 결과를 표 6.9에 요약하였다. 표 6.9에서 알 수 있듯이 자료기간과 자료(일평균기온과 최고, 최저 기온)에 따라 도시화효과가 각각 다르게 나타나며 대체적으로 10년 평균으로 보면 0.1 ~ 0.2℃의 도시화 정도가 나타나나 특별한 사례기간에 대해서는 더 큰 경우도 있다. 도시화에 따른 기후변화의 이해를 위하여, 한반도 장기 관측자료에서부터 도시화의 특성을 파악하고 도시화의 효과를 정량적으로 파악하기 위한 많은 분석 방법과 그 결과들을 소개하고자한다. 다음에는 기후 예측 자료로부터 도시화의 진행과정과 이에 따른 기후 리스크 평가 자료를 제시하고자 한다.

표 6.9. 도시화 효과에 관한 연구논문의 요약.

논문	기간 및 지역	도시화 효과
이순환 등(2008)	40년(1960 ~ 2000) 대구	평균기온(0.5 ℃/40 yr)
구교숙 등(2007)	32년(1968 ~ 1999) 서울, 부산, 대구, 인천	최고기온(0.35 ℃/32 yr) 최저기온(0.44 ℃/32 yr)
Oh et al.(2004)	30년(1973 ~ 2002) 서울, 부산, 대구, 대전, 광주	평균기온(0.44 ~ 0.86 ℃/30 yr)
하경자 등(2004)	90년(1909 ~ 1998) 서울, 대구, 부산, 목포	도시화 효과의 기여율 서울(44.8 %) 대구(31.8 %) 부산(18.5 %)
Choi et al.(2003)	32년(1968 ~ 1999) 19개 관측소	평균기온(0.40 ℃/32 yr)
김경환 등(2000)	45년(1954 ~ 1998) 12개 도시 그룹	기온범위(0.02 ~ 0.63 ℃/35 yr) 평균기온(0.32 ℃/35 yr)
김맹기 등(1999)	40년(1954 ~ 1993) 12개 관측소	평균기온(0.40 ℃/40 yr)
정용승과 윤마병(1999)	24년(1974 ~ 1997) 10개 관측소	도시(1.58℃/24 yr) 비도시 및 해안(0.58℃/24 yr)
이명인과 강인식(1997)	20년(1973 ~ 1992) 11개 도시그룹	평균기온(0.32 ℃/20 yr)

6.7.2.2. 한반도 대도시지역 기온 영향

6.7.2.2.1. 도시화 기후변화 추이 및 인문·사회적 특징

자료의 초기 10년인 1950년대(1954~1963년)와 자료의 마지막 10년인 2000년대(1999~2008년)의 평균기온 차이를 조사하기 위하여 1954년 이후 기온자료가 있는 우리나라의 5개 도시들(서울, 인천, 대구, 부산, 목포)의 연평균기온 자료와 이들 도시와 주변 비교지역간의 최대 기온차이를 조사하였다. 도시열섬효과를 평가하기 위하여 1973~2008년의 3시간별 기온자료를 사용하였다. 도시와 주변 비교지역은(서울, 양평), (인천, 강화), (대구, 영천), (부산, 거제), (목포, 해남)으로 그룹을 만들었다. 또한 도시별 인구자료는 해당 지방통계청 또는 지방자치단체에서 제공되는 인구자료를 활용하였다. 그리고 등비급수법, 등차급수법, 지수곡선법, 이론곡선법 그리고 최소자승법 등으로 도시의 성장형태에 따라 도시의 장래인구를 추정할 수 있다(이양규, 1996). 이들 방법으로 인구변화를 다소 정확하게 추정할 수 있기 때문에 도시화(인구증가)로 인한 도시와 교외간의 최대 기온차이 및 연평균기온의 차이도 정확하게 추정할 수 있다. 본 연구에서는 임의의 해에 인구자료가 없는 경우 다음의 등비급수법을 통하여 인구수를 추정하였다.

$$P_n = P_0(1+r)^n \tag{1}$$

여기서 P_n은 n년 후의 추정인구, P_0는 현재 인구, n은 현재로부터 추정하고자 하는 해까지의 년수 그리고 r은 연평균 증가율을 나타낸다.

본 연구에서는 연평균기온 변화에 나타나는 도시화 효과에 의한 기온변화 값, $\Delta\overline{T_{urbanization}}$을 다음과 같은 식으로 표현하였다(김경환 등, 2000).

$$\Delta\overline{T}_{urbanization} = \frac{\Delta\overline{T}_{(u-s)}}{\Delta\hat{T}_{(u-s)\max}} \times \Delta\overline{T}_{(u-s)\max} \tag{2}$$

여기서 $\Delta\widehat{T_{(u-s)\max}}$는 3시간별 기온자료를 이용한 5개 도시(아래첨자 u)와 주변 비교지역(아래첨자 s) 간의 기온차이의 최댓값이며, $\Delta\overline{T_{(u-s)}}$는 연평균기온으로 계산한 5개 도시와 주변 비교지역간의 연평균기온의 차이이다. $\Delta\overline{T_{(u-s)\max}}$는 인구수에 근거하여 구한 회귀방정식으로부터 유도된 도시열섬효과, 즉 도시화(인구증가)에 따른 도시와 교외간의 기온차이의 최댓값을 의미한다. 그리고 ($\bar{}$)와 ($\hat{}$)은 각각 연평균과 시간별 평균을 나타낸다. 3시간별 도시와 비교지역간의 기온차이의 최댓값은 먼저 월별로 구하여 이를 연평균 하였다. 또한 도시별 $\overline{T_{urbanization}}$의 값에 대해 1999년과 2008년 사이의 평균값에서 1954년과 1963년 사이의 평균값을 뺀 것을 "최근 55년간 한반도 도시화에 의한 기온변화 값"으로 정의하였다(김경환 등, 2000).

도시화 과정에서 인구는 일반적으로 지수적으로 증가하며, 기온의 증가경향은 직선에 가깝다. 따라서 도시열섬효과는 인구의 로그값과 선형적인 관계를 갖는다고 할 수 있다(Oke, 1988; Karl et al., 1988). 표 6.10은 도시별 인구수와 도시화에 따른 기온상승의 최댓값사이의 관련성에 관한 기존 연구들의 결과를 나타낸 것이다. 이들 결과를 토대로 도시 인구수와 도시화에 의한 도시와 교외간의 기온차이의 최댓값, 즉 최대 도시열섬효과($\Delta\overline{T_{(u-s)\max}}$)에 관한 회귀방정식을 다음과 같이 유도하였다.

인구 30만 명 미만의 도시인 경우:

$$\Delta\overline{T}_{(u-s)\max} = 1.5178\log P - 6.2145, \quad r^2 = 0.999 \tag{3}$$

인구 30만 명 이상의 도시인 경우:

$$\Delta\overline{T}_{(u-s)\max} = 3.6683\log P - 17.8119, \quad r^2 = 0.978 \tag{4}$$

여기서 r^2는 상관계수를 의미하며, P는 인구수를 나타낸다. 또한 인구 30만 명의 기준으로 도시의 최대 도시열섬효과가 크게 다르다는 Park(1986)의 연구를 근거로 인구 30만 명 미만인 경우와 30만 명 이상인 경우로 구분하였다. 위의 두 회귀방정식의 유의수준은 student-t test에서 99.95% 이상으로 나타났다.

표 6.11은 1950년대(1954~1963년) 및 2000년대(1999~2008년)의 5개 도시의 인구수를 만 명 단위

표 6.10. 기존 연구들에 의해 도출된 각 관측 지점에서의 최대 열섬 강도($\Delta T_{(u-s)\max}$)와 인구 수(×10,000). u 와 s는 대도시와 그 주변 도시를 각자 나타냄(김경환 등, 2000).

Station	$\Delta T_{(u-s)\max}$	Population	Remarks
Seoul	7.29	840	Park(1986)
Pusan	6.48	400	한영호 등(1993)
Taegu	5.65	228	윤일희 등(1994)
Taegu	5.29	160	Lee(1978)
Seongnam	2.40	38	Park(1986)
Kwangmyung	1.59	15	Park(1986)
Euijungbu	1.51	13	Park(1986)
Shindo	1.04	6	Park(1986)

표 6.11. 분석기간 중 초기 10년과 후기 10년 동안의 인구 수(×10,000), 인구변화에 따른 최대 도시열섬 효과(통계청 자료 이용).

<분석기간 중 초기 10년 인구수>

Year / Station	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	10년 평균인구
Seoul	123	157	150	167	176	209	245	258	298	325	175.29
Inchon	32	33	34	36	37	38	40	42	43	44	35.71
Taegu	41	46	50	61	61	65	68	69	72	76	56.00
Pusan	84	105	100	102	104	109	116	116	127	136	102.86
Mokpo	10	10	10	11	12	13	13	13	14	15	11.29

<분석기간 중 후기 10년 인구수>

Year / Station	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	10년 평균인구
Seoul	1032	1037	1033	1028	1028	1029	1030	1036	1042	1046	1,031.00
Inchon	252	256	258	259	260	261	263	266	271	274	258.43
Taegu	252	254	254	254	254	254	253	251	251	251	253.57
Pusan	383	381	379	375	371	368	366	364	362	360	374.71
Mokpo	25	25	25	25	24	24	24	24	25	25	24.57

<인구변화에 따른 최대 도시 열섬 효과>

	서울	인천	대구	부산	목포
$\overline{\Delta T_{(u-s)_{\max}}}$	2.53	3.08	2.27	1.99	0.47

로 나타낸 것이다. 2000년대와 1950년대를 상호 비교해 볼 때 대도시인 서울, 부산, 대구, 인천에서는 평균 200만 명 이상의 인구증가가 있었고, 목포에서는 10만 명 정도의 인구증가가 있었다. 5개 도시의 최근 55년 동안(1954～1963년 그리고 1999～2008년)의 도시 열섬효과를 계산하기 위하여 먼저 도시의 인구가 30만 명 미만 또는 이상인지를 판단하여 이에 맞는 회귀방정식을 선택하고, 인구수에 따른 도시와 주변 비교지역간의 기온 차이를 초기 10년과 마지막 10년 기간에 대해 구하여 이들 값들을 각각 10

년간 평균하여 그 차이를 구하였다. 그 결과 도시별 도시열섬효과는 서울 2.53, 인천 3.08, 대구 2.27, 부산 1.99, 목포 0.47℃ 로 나타났다.

표 6.12는 평균기온 변화에 나타나는 도시화 효과에 의한 기온상승 값과 그것의 표준편차를 나타낸 것이다. 1950년대 이후에 도시화 및 산업화가 급격하게 진행된 인구 100만 명 이상의 대도시에서 도시화에 의한 기온상승 값은 1973년부터 2008년의 36년간 대구에서 0.56℃, 인천에서 0.51℃, 서울에서 0.48℃, 부산에서 0.16℃의 순으로 나타났으며, 인구가 30만 명 이하인 중소도시 목포에서는 0.04℃의 작은 값을 보인다. 1973년부터 존재하는 주변지역의 기온에 따라 3시간별 기온차이의 최댓값에 대한 연평균 기온의 차이의 비율을 구해 이를 최근 55년간의 도시별 비율로 적용한 결과 0.0773～0.2473 범위에 존재 하였으며, 평균값은 0.154이었다. 표준편차의 범위는 0.0373～0.0785이었으며 그 평균값은 0.05이었다.

6.7.2.2.2. 기후변화와 관계된 인구 변화 특징

표 6.13은 5개 도시들에 대해 최근 55년 동안, 즉 2000년대(1999～2008년)에서 1950년대(1954～1963년)의 평균기온의 증가량과 이에 포함된 도시화 효과의 기여율을 나타낸 것으로, 최근 55년 간 5개 도시들에서 평균기온의 증가량은 약 0.24℃～1.58℃(평균 1.1℃)의 범위이며, 지점별로는 대구에서 1.58℃로 가장 높았고, 목포에서 0.24℃로 가장 낮았다. 또한 도시화 효과에 의한 기온 증가량은 대구 0.56℃, 인천 0.51℃, 서울 0.48℃의 순으로 높았고, 반면 부산과 목포는 0.16℃, 0.04℃로 낮게 나타났다. 도시화 효과에 의한 평균 기온 증가량은 0.35℃였으며, 김경환 등(2000)의 결과에 따르면, 1998년도까지의 도시화 효과가 평균 기온 증가에 기여하는 비율은 2000년대에 인구가 감소함에 따라 도시열섬효과 증가율이 완만해지거나 줄어들어 도시화 효과도 감소하였지만, 도시 5개 지점 평균 27.9%로 한반도 기온 증가의 1/3 이하의 정도를 기여하고 있다. 서울과 부산에서는 1990년대 중반부터 인구증가율이 완만해지거나 감소하는 추세를 보였으며, 도시의 인구수에 관한 회귀값, 도시열섬효과 변화율도 감소하고 있다(그림 6.49)

6.7.2.3. 한반도 도시화 효과의 특성

한반도의 온난화 특성은 많은 연구자들에 의하여 분석되었다. 그 특성을 요약하면, 도시화의 진행이 온난화 부분에 상당한 비율을 설명하고 있다. 대도시의 오랜 기간 관측자료로부터 최저기온의 증가, 겨울철 기온의 증가, 열대야 증가, 상대습도의 감소 등이 있다. 김경환 등(2000)은 과거 10년간(1954～1963년)과 20세기 말 10년간(1989～1998년) 기온 자료를 이용한 도시화 효과 분석을 통하여 지난 35년간 기온 변화의 32%를 도시화 효과가 기여했다고 밝혔다. 그 중에서 인천의 도시화(0.63℃)가 가장 심각하였으며, 여수의 도시화(0.02℃)가 가장 약한 것으로 분석되었

표 6.12. 1973년부터 2008년의 36년 동안의 3시간 기온 자료를 분석한 대도시와 주변 도시 사이의 연평균 온도차($\Delta\overline{T_{(u-s)}}$)에 대한 최대 온도차($\Delta\widehat{T_{(u-s)_{\max}}}$)의 비율과 표준편차(Ratio-STD). 그리고 도시화 효과($\Delta\overline{T_{urbanization}}$)에 의한 기온 변화와 표준편차($\Delta\overline{T_{urbanization}}$-STD)(통계청 자료 이용).

지점 (대도시와 그 주변 도시)	$\Delta\overline{T_{(u-s)}}/\Delta\widehat{T_{(u-s)_{\max}}}$	Ratio-STD	$\Delta\overline{T_{urbanization}}$	$\Delta\overline{T_{urbanization}}$-STD
서울-양평	0.19	0.0373	0.4808	.0641
인천-강화	0.1656	0.0785	0.5102	.0680
대구-영천	0.2473	0.0400	0.5614	.0749
부산-거제	0.0796	0.0605	0.1584	.0211
목포-해남	0.0773	0.0465	0.0363	.0048
평균	0.152	0.05	0.35	0.05

표 6.13. 최근 55년 간 총 온도변화($\Delta\overline{T}$), 도시화 효과에 의한 온도변화($\Delta\overline{T_{urbanization}}$), 총 온도변화에 대한 도시화 효과에 의한 온도 변화의 기여도, 총 온도변화와 도시화 효과에 의한 온도 변화의 차(통계청 자료 이용, 김경환 등(2000) 참조하여 재계산)

지점 (대도시와 그 주변 도시)	$\Delta\overline{T}$ (℃)	$\Delta\overline{T_{urbanization}}$ (℃)	$\Delta\overline{T_{urbanization}}$ / $\Delta\overline{T}$ (%)	$\Delta\overline{T}$-$\Delta\overline{T_{urbanization}}$ (℃)
서울	1.4438	0.4808	33.30	0.96
인천	1.4155	0.5102	36.04	0.91
대구	1.5853	0.5614	35.41	1.02
부산	0.8094	0.1584	19.56	0.65
목포	0.2413	0.0363	15.05	0.20
평균	1.10	0.35	27.87	0.75

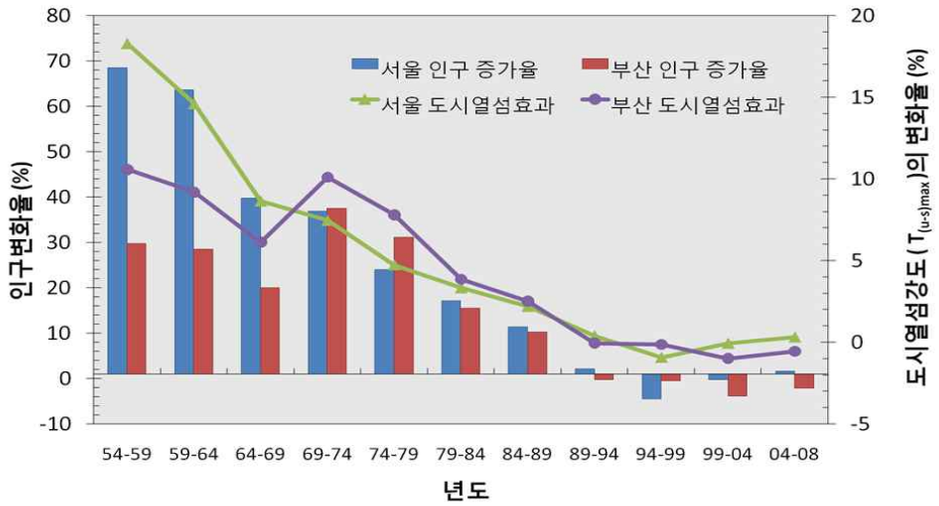


그림 6.49. 도시의 인구수에 관한 회귀값(통계청 자료 이용).

다. 김맹기 등(1999)은 40년 간(1954～1993년)의 기온 자료를 이용하여 EOF 분석 결과에서 도시화 모드를 추정하였다. 다중선형회귀모델(인구증가율, 인구수)은 0.1% 유의수준에서 결정계수 0.769로 나타나 회귀식이 도시화에 의한 기온 증가량을 잘 설명하였다. 도시화에 의한 기온 상승은 대구(0.84℃), 서울(0.68℃), 포항(0.58℃), 울산(0.55℃)에서 강하게 나타났으며, 중소형 도시 인구 증가율이 기여하는 양은 0.32℃ 이상이었다. 40년간 기온증가는 0.6℃이며, 도시화에 의한 증가는 0.4℃였다. 인구 증가율이 도시화에 의한 기온 상승에 큰 영향을 미쳤으나 서울과 부산과 같은 대도시에서는 인구수가 기여하는 양도 크다. 류상범 등(1993)은 우리나라의 기온 상승 경향이 지리적 특성에 영향을 받으며, 해양의 영향을 많이 받는다는 것을 밝혔다. 또한 기온 상승 경향이 도시 규모, 해안지역 혹은 내륙지역과 같은 도시의 지리적 특성, 도시의 발달 형태 등에 영향을 받는다고 하였다.

중위도에 위치한 우리나라는 특히 야간의 기온변화에 도시화의 영향이 많이 나타난다. 여름철 야간의 최저온도는 기온 상승에 중요한 변수가 되며, 25℃ 이상의 최저기온이 나타나는 밤을 '열대야'라 부른다(예를 들어, Heo and Kwon, 2007). 열대야의 장기간 추세를 보면 증가의 추세가 뚜렷하며(그림 6.50), 이 열대야 일수 또한 지구온난화에 연관되어 주요한 기후변화 지표가 된다(Trenberth et al., 2007). 특히 서울과 같은 거대도시의 열대야는 인류의 건강과 식생에 중요한 변수가 된다(Willits and Peet, 1998; Peng et al., 2004).

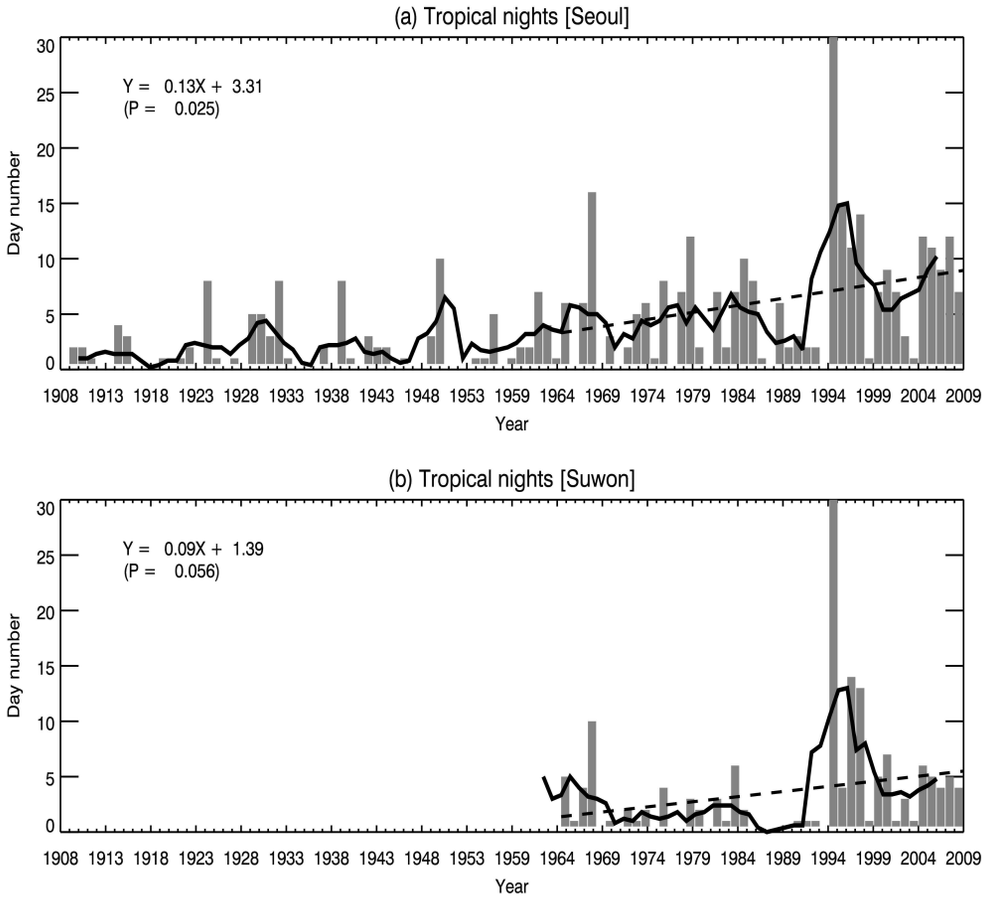


그림 6.50. 일최저기온이 25℃보다 높은 날로 정의된 열대야 일수의 경년 변동. (a) 서울, (b) 수원. 두꺼운 실선은 5년 이동평균 값을, 점선은 1964년부터 2008년의 45년 동안의 선형 회귀선을 나타냄(Ha et al., 2010).

엄향희 등(1997)과 Um et al.(2007)은 서울의 상대습도 변화에 나타난 도시효과를 기후변화에 관련하여 분석하였으며, 그 결과로 도시효과를 정량적으로 얻고 이를 다시 온도효과와 수증기 효과로 나누어 분석하여 상대습도의 변화에 도시의 효과의 요인 분석을 시도하였다. 서울에서는 상대습도 변화에서 온도효과가 1980년까지는 증가 추세가 강하며, 이후 감소 추세가 나타나며, 수증기효과는 1980년대까지 계속 증가하며 이후 약한 감소 혹은 지속하나 부산은 1980년 이후 수증기효과가 강하다가 급격히 감소하고 온도효과는 초기에는 약하였으나 지속적으로 천천히 증가하였다. 이러한 지역적 차이는 도시 발전의 특성, 지리적 위치, 대규모 순환의 역할 등 다양한 요인에 의하여 차별적임을 암시하여 도시화를 일반적인 정량화가 힘든 것을 보이고 있다. 그림 6.51은 상대습도의 변화를 기온과 함께 한반도 장기간 자료로부터 구한 것이다. 이 그림에서는 서울, 대구 및 부산에서의 상대습도와 온도의 기후변화 탐지 시점(Ha and Ha, 2006)을 표시하고 있다. 1970년대 이후 대도시에서는 상대습도와 기온의 기후변화가 비슷한 시기에 탐지되고 있어 상대습도의 감소 또한 온난화의 하나라고 볼 수 있다. Kim and Baik(2002)과 Liu et al.(2009)도 대도시의 장시간 상대습도의 자료가 주변의 전원도시와 비교됨으로써 대도시의 도시화를 나타내는 중요한 변수임을 지적하고 있다.

6.7.3. 도시화 영향 평가

6.7.3.1. 지구온난화와 도시화 효과의 구분

국지적 현상에 대한 많은 연구에서 도시 내의 미기후는 평균적으로 더 따뜻한 기온을 보이며, 일교차

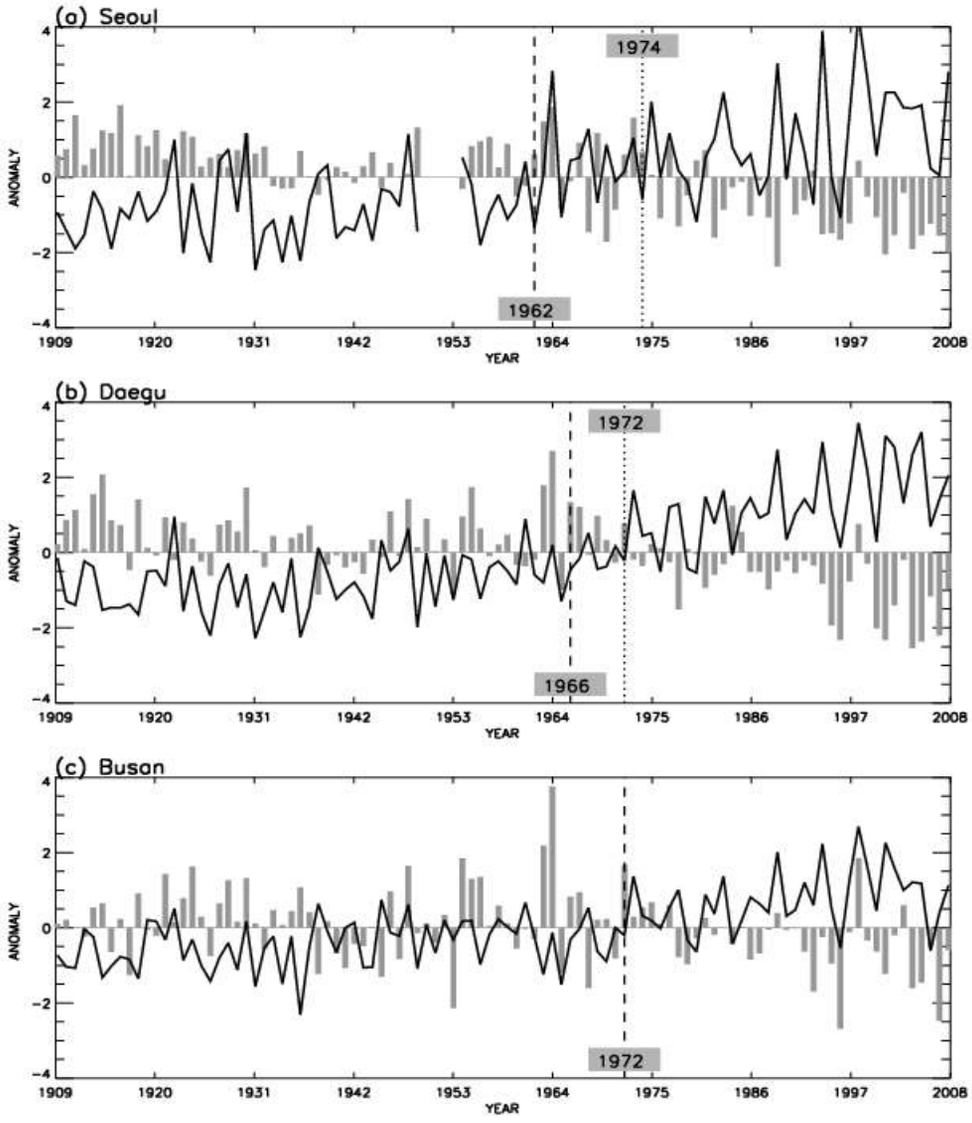


그림 6.51. 정규화된 상대습도(막대)와 온도(실선)의 경년 변동 (a) 서울, (b) 대구, (c) 부산. 파선과 점선은 각각 상대습도와 온도의 중요한 변화 년도를 나타냄(Seo et al., 2010).

가 적다. 그렇지만 기후변화의 관점에서 도시화에 따른 기온변화가 과연 대규모의 시계열에 영향을 미치는가 하는 문제는 쉽게 결론을 내릴 수 없다. 전구나 반구의 대규모 자료 분석에서 도시화에 따른 변화 경향의 크기가 십년 혹은 더 긴 기간의 기온변화의 크기보다 작다는 결론을 내린 논문들(Jones et al., 1990; Peterson et al., 1999)이 있다. 이런 결론은 도시화가 진행된 지점 몇 개를 제거하고 전세계 지점에 대한 그림과 비교하였을 때 그 차이가 유의하지 않다는 것으로부터 유도되었다.

다수의 논문(Parker, 2004, 2006; Li et al., 2004)에서 지표 기온의 온난화 경향은 점점 증가하는 도시화의 영향이 아니라는 결론을 내고 있다. 특히 Parker(2006)의 연구에서 최저기온이 나타나는 야간에 구름이 없고 바람이 약한 경우 도시열섬 현상이나 도시효과가 큰데, 이 경우에 대한 기온경향을 분석하여 지구온난화에 그 영향이 그리 크지 않음을 지적하고 있다. 우리나라에서도 바람이 약하고 맑은 경우의 자료만을 이용하는 이러한 분석이 필요하다. 또한 WMO 자료 등을 취합하여, 그림을 보강하고 동아시아 그림과 비교하면 한반도 도시화 효과의 정성적 비교가 가능할 것으로 사료된다. Brohan et al.(2006)은

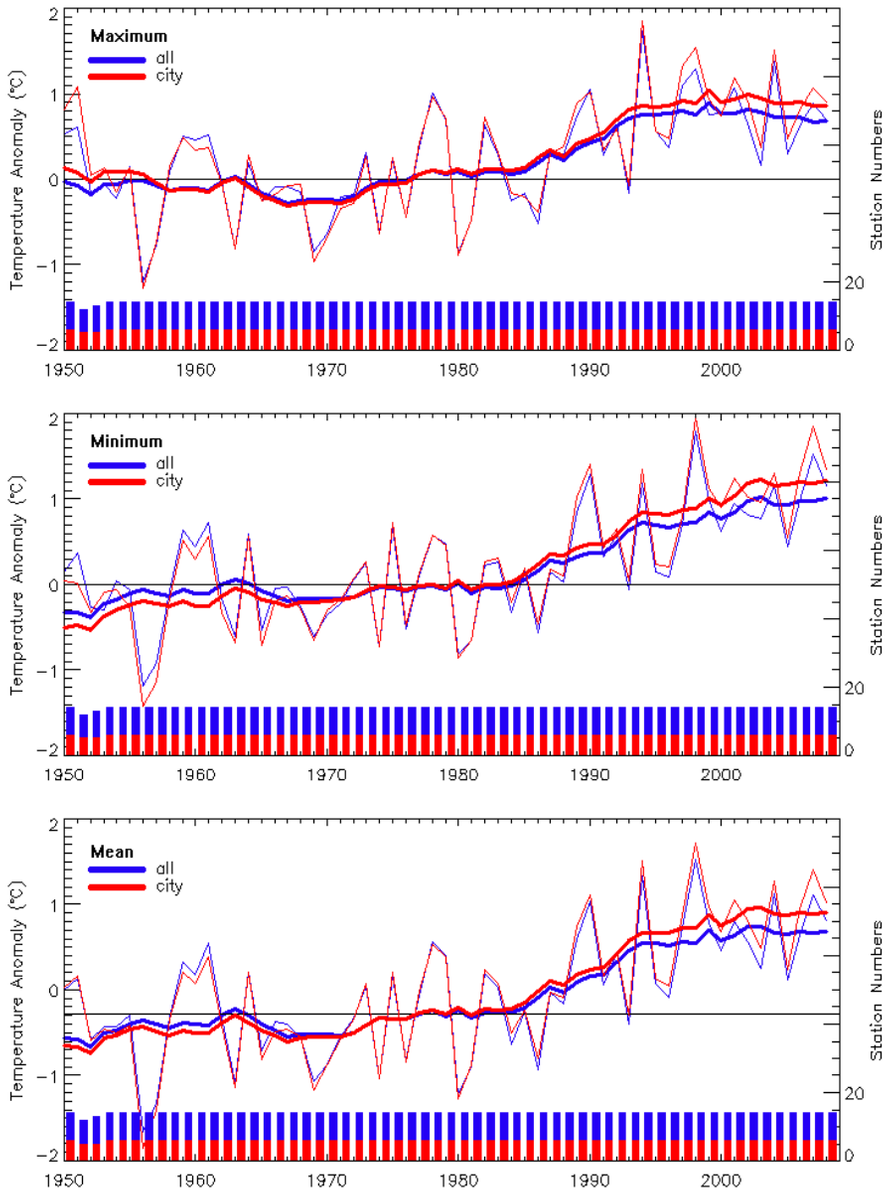


그림 6.52. 우리나라 지점 평균 온도 경향, 시간적으로 길고, 짧게 비교, 도시지역의 변화율 비교(기상청 자료 이용).

도시화의 불확실성 수준이 육상에서는 1900년 이후 0.006℃/10년이고 해양과 접한 육상에서는 1900년 이후 0.002℃/10년, 해상에서는 0이라고 제시한 바 있다.

6.7.3.2. 도시화 영향 평가

그림 6.52는 1961~1990년 평균에 대한 최고/최저/평균 일기온의 연 편차를 보인 것이다. 자료의 관측점수는 각 그림의 아래 막대그래프에 나타내었으며, 한국전쟁으로 몇 지점이 결측된 것을 빼면 모두 계산에 사용된 점은 14지점이며, 대도시지역은 총 6개이다. 대도시는 인구 100만 이상의 지역으로 하였으며, 서울, 부산, 대구, 인천, 광주, 울산이다. 전반적으로 대도시지역(인구 100만 이상의 대도시)의 경우에 전체 한반도 도시 평균기온 증가율보다 강하다. 최저기온에서 대도시 기온 증가율이 전체지역 기온 평균 증가율보다 높다. 최고기온은 2000년대 들어와 증가율이 주춤하나 최저기온에서는 계속 증가 경향이 나타난다.

도시화효과의 정량적 평가를 위해 지구온난화에서 도시화 영향을 평가하는 논문들에서 다양한 방법들

이 제시되고 있다. 기온 변화 혹은 기온 경향선에 나타나는 도시화 영향을 평가하기 위하여 일평균 온도, 일최저온도, 일최고온도 등의 변수를 분석하고 EOF, regression method, UHI(도시열섬지수)의 방법을 이용한다(Oh et al., 2004; Kim and Baik, 2002, 2004; 한영호 등, 1993). 기온이외의 다른 변수를 통하여 도시화 영향을 평가하는 방법으로써 열파, 열대야, 상대습도, DTR를 분석하고, 도시화에 따른 토지이용도의 변화(Mckitrick and Michaels, 2004; De Laat and Maurelis, 2006)를 분석한다. 한반도 전반에 걸쳐 지구온난화 경향이 뚜렷하며 대도시의 도시영향이 제거되어도 지구온난화 경향은 여전히 강하게 나타난다.

전체적으로 대도시지역의 경우에 전체 한반도 도시 평균기온 증가율보다 강하다. 최저기온에서 대도시 기온 증가율이 전체지역 기온 평균 증가율보다 높고 최고기온은 2000년대 들어와 증가율이 주춤하나 최저기온에서는 계속 증가 경향이 나타난다. 전반적인 도시화 효과를 분석한 결과, 한반도 전반에 걸쳐 지구온난화 경향은 전 세계의 평균 기온 증가율에 비하여 뚜렷하며 대도시의 도시영향이 제거되어도 지구온난화 경향은 여전히 강하게 나타난다.

참고문헌

강인식, 1998: 엘니뇨와 한반도 기후변동의 관련성. *한국기상학회지*, **34(3),** 390-396.

강인식, 1995: 지구온난화의 불확실요소들에 대한 평가. *한국기상학회지*, **31(2)**, 187-190.

강인식, 이양미, 안순일, 1995: 서태평양 지역에서 태풍 활동의 경년변화와 엘니뇨. *한국기상학회지*. **31(1)**. 15-26

강전호, 서명석, 곽종흠, 2009: MODIS 자료를 이용한 한반도 지면피복 분류. *대기*, **19(2),** 169-182.

국립기상연구소, 2009: *기후변화 이해하기 I.* 107 pp.

국종성, 강인식, 2002: 엘니뇨/라니냐와 관련된 한반도 강수량 변동성 연구. *대기*, **12(1)**, 137-140.

권원태, 2005: 기후변화의 과학적 현황과 전망. *한국기상학회지*, **41**, 325-336.

기상청, 2008: *2007 지구대기감시 보고서.*

기상청, 2008: *기후변화의 이해와 기후변화 시나리오 활용 [I]*. 40 pp.

김경옥, 박정규, 안중배, 2005: 2003년 여름철 한반도 이상기후와 동아시아 지역 대기 순환의 특성. *한국기상학회지*, **41(4)**, 519-532.

김경환, 김백조, 오재호, 권원태, 백희정, 2000: 한반도 기온변화에 나타난 도시화 효과 검출에 관한 연구. *한국기상학회지*, **36(5)**, 519-526.

김맹기, 강인식, 곽종흠, 1999: 최근 40년간 한반도 도시화에 따른 기온 증가량의 추정. *한국기상학회지*, **35(1)**, 118-126.

김맹기, 강인식, 곽종흠, 1998: 우리나라 대도시 지표기온 변동과 연관된 계절적인 요인들. *한국기상학회지*, **34(3)**, 466-477.

김민지, 신진호, 이효신, 권원태, 2008: 동아시아 지역의 AOGCM 불확실성 평가 및 미래기후전망. *한국기상학회지*, **18**, 507-524.

김정식, 최재천, 2001: 배경대기 중 CO_2 자료 선정 방법에 따른 안면도 자료의 분석. *한국대기환경학회지*, **17,** 277-288.

류상범, 문승의, 조병길, 1993 :남한의 도시화에 따른 기온 변동. *한국기상학회지*, **29**, 99-116.

문자연, 김문현, 최다희, 부경온, 권원태, 2008: Time Slice 실험으로 모의한 동아시아 여름몬순의 변화. *한국기상학회지*, **18**, 55-70.

박기준, 최병철, 유희정, 2005: 한반도 배경대기 지역 온실가스 농도의 변동 경향 연구. *한국기상학회 가을 학술대회 논문집*, **10**, 322-323.

박두선, 허창회, 황종국, 2008: 경상북도에서 태풍에 의한 영향과 유형별 진로 특성 분석. *대기*, **18,** 525-532.

박미경, 1997: 한반도 대기중 CO_2 배경농도 변동 특성. *서울대학교 대학원 석사학위논문*, 33-35.

박상순, 최재천, 윤용훈, 최병철, 김정식, 2002: 한반도 배경대기지역에서 1999-2001년에 관측된 이산화탄소의 변동경향 분석. *대기*, **12(1),** 619-621.

박정수, 정현숙, 백희정, 오재호, 권원태, 1999: 남한의 기후변화 -강수량과 기온의 시간적 변동을 중심으로. *한국기상학회 가을철 학술발표회 초록집*, 250-254.

변희룡, 강경아, 김기훈, 2001: Nino-3 아노말리와 아시아 가뭄-홍수의 상관. *한국기상학회지*, **37(5),** 453-464.

서명석, 이정림, 강전호, 이동규, 안명환, 2005: 동아시아지역에서 식생의 계절 변화와 기후요소와의 관계. *한국기상학회지*, **41,** 557-570.

엄향희, 하경자, 문승의, 1997: 서울의 상대습도 변화에 나]

타난 도시효과. *한국기상학회지*, **33(1)**, 127-135.

윤일희, 민경덕, 김경익, 1994: 대구 지역의 기상 특성 연구. *한국기상학회지*, **30(2)**, 303-312.

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

이양규, 1996: *상·하수도 공학*. 보문당, 608 pp.

이은정, 전종갑, 권민호, 임한철, 2003: 동아시아 여름 몬순 지수를 이용한 여름 몬순 특성 분석. *대기*, **13(1)**, 398-401.

이정현, 김경렬, 2008: 서울 관악산 대기 중의 SF6에 대한 연구. *대기*, **18(3)**, 225-235.

정용승, 윤마병, 1999: 한국의 최근 기후변화와 관련된 요소들. *한국기상학회*, **35(3)**, 309-318.

조창범, 오성남, 박기준, 최병철, 박미경, 김경렬, 2005: 한반도 배경대기 중 이산화탄소의 농도변동과 근간에 대한 예측. *한국기상학회지*, **41(3)**, 371-385.

조하만, 박미경, 남재철, 민동하, 김경렬, 송병현, 김병선, 김성균, 정영선, 1995: 한반도 대기 중 CO_2 배경농도 변동 특성. *한국기상학회지*, **31,** 301-312.

차유미, 이효신, 문자연, 권원태, 부경온, 2007: ECHO-G/S를 활용한 미래 동아시아 기후전망. *대기*, **17**, 55-68.

차은정, 전종갑, 정효상, 1999: 엘니뇨/라니냐 해의 우리나라 기후 특성에 관한 연구. *한국기상학회지*, **35(1)**, 98-117.

차은정, 최영진, 오재호, 2000: 1997/98년 엘니뇨와 1998년 여름철 이상기상 분석. *한국기상학회지*, **36(2)**, 269-284.

최병철, 박기준, 최재천, 정효상, 2006: 한반도 배경대기 지역에서의 온실가스 변동 경향(1999-2003). *한국환경분석학회지*, **9(2)**, 97-104.

최의수, 문일주, 2008: 56년간 한반도 강수 및 풍속의 극값 변화. *대기*, **18,** 246-538.

하경자, 2001: 아시아 몬순 강수의 경년 변동과 관련된 EL-Nino와 지표의 상호작용. *한국기상학회지*, **37**, 381-398.

하경자, 윤경숙, 전종갑, 박정규, 2005: 하계 몬순 기간중의 장마의 시작, 종료 및 세기의 정의. *한국기상학회지*, **41**, 927-942.

하경자, 하은호, 류철상, 전은희, 2004: 1909년 이후의 우리나라 4대도시의 기온경향과 극한기후. *한국기상학회지*, **41(1)**, 1-16.

한상대, 서경환, 2009: 매든-줄리안 진동의 위상에 따른 동아시아 지역의 강수와 순환의 변동성. *한국지구과학회지*, **30(3)**, 282-293.

한영호, 김보현, 이동인, 1993: 부산지역 도심지의 열섬 현상과 기온변화에 관한 연구. *한국기상학회지*, **29**, 205-216.

허국영, 김정욱, 장영기, 김지영, 오성남, 최병철, 2001: 일사량을 이용한 지표면 오존농도의 장기적 추세 분석. *대기*, **11(1)**, 73-76.

허인혜, 이승호, 2006: 한국의 이상기온 출현 빈도의 변화와 그 요인에 관한 연구. *대한지리학회*, **41,** 94-105.

Alexander, L., V. X. Zhang, T. C. Peterson, J. Caesar, B. Gleason, A. Klein Tank, M. Haylock, D. Collins, B. Trewin, F. Rahimzadeh, A. Tagipour, P. Ambenje, K. Rupa Kumar, J. Revadekar, G. Griffiths, L. Vincent, D. Stephenson, J. Burn, E. Aguilar, M. Brunet, M. Taylor, M. New, P. Zhai, M. Rusticucci, and J. L. Vazquez-Aguirre, 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, **111**, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.

Allen, M. R. 1999: Do it yourself climate prediction. *Nature*, **401**, 642.

Allen M. R., and S. F. B. Tett, 1999: Checking for model consistency in optimal finger printing. *Clim. Dyn.*, **15**, 419-434.

Allen, M. R., and P. A. Stott, 2003, Estimating signal amplitudes in optimal fingerprinting, part I: Theory. *Clim. Dyn.*, **21**, 477-491.

An, S. I., 2009: A review of interdecadal changes in the nonlinearity of El Nino-Southern Oscillation. *Theor. Appl. Climatol.,* **97**, 29-40.

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

An, S. I., and F. F. Jin, 2004 : Nonlinearity and asymmetry of ENSO. *J. Climate*, **17**, 2399-2412.

Annan, J. D., 2010: Bayesian approaches to detection and attribution, Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change, in press.

Balmaseda, M. A., M. K. Davey, and D. L. T. Anderson, 1995: Decadal and seasonal dependence of ENSO prediction skill. *J. Climate*, **8**, 2705-2715.

Barnett TP, Pierce DW, Hidalgo HG, Bonfils C, Santer BD, et al., 2008: Human-induced changes in the hydrology of the Western United States. *Science*, **319**,

1080-1083.

Boer, G. J., 2009: Changes in interannual variability and decadal potential predictability under global warming. *J. Climate*, **22**, 3098-3109.

Bonfils C, Santer BD, Pierce DW, Hidalgo HG, Bala G, et al., 2008: Detection and attribution of temperature changes in the mountainous western United States. *J Clim*, **21**, 6404-6424.

Braganza, K., D. J. Karoly, A. C. Hirst, M. E. Mann, P. A. Stott, R. J. Stouffer, S. F. B. Tett, 2003: Simple indices of global climate variability and change: Part I, variability and correlation structure. *Clim. Dyn.*, **20**, 491-502.

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 dataset from 1850. *J. Geophys. Res.*, **111**, D12106, doi: 10.1029/2005JD006548.

Cane, M. A., and co-authors, 1997: Twentieth century sea surface temperature trends. *Science*, **275**, 957-960.

Chan, J. C. L., 2006: Comment on "Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment". *Science*, **311,** 1713, DOI: 10.1126/ science.1121522.

Chen, D., M. A. Cane, A. Kaplan, S. E. Zebiak, and D. Huang, 2004: Predictability of El Nino in the past 148 years. *Nature*, **428**, 733-736.

Cho, C. H., J. S. Kim and H. J. Yoo, 2007: Atmospheric Carbon Dioxide Variations at Korea GAW Center from 1999 to 2006. *J. Korean Meteo. Soc.*, **43**, 4: 359-365.

Choi, K. S., and B. J. Kim, 2007: Climatological characteristics of tropical cyclone making landfall over the Korean Peninsula. *J. Korean Meteor. Soc.*, **43,** 97-109.

Choi, K. S., B. J. Kim, C. Y. Choi, and J. C. Nam, 2009: Cluster analysis of Tropical Cyclones making landfall on the Korean Peninsula. *Adv. Atmos. Sci.*, **26,** 202-210.

Choi, K. S., and H. R. Byun, 2010: Possible relationship between western North Pacific tropical cyclone activity and Arctic Oscillation. *Theor. Appl. Climatol.,* **100**, 261-274.

Choi, Y. E., H. S. Jung, K. Y. Nam, and W. T. Kwon, 2003: Adjusting urban bias in the regional mean surface temperature series of south Korea, 1968-99. *Int. J. climatol,.* **23,** 577-591.

Choi, Y. S, C. H. Ho, D. Y Gong, J. H. Jeong, and T. W. Park, 2009: Adaptive change in intra-winter distribution of relatively cold events to East Asian warming. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **20,** 807-816.

Choi. Y., 2004: Trends on Temperature and Precipitation Extreme Events in Korea. *J. Korean Geograph. Soc.*, **39,** 711-721.

Christidis N, Stott PA, Brown S, Hegerl GC, Caesar J. 2005: Detection of changes in temperature extremes during the 20th century. *Geophys Res Lett.*, **32**, L20716. doi:10.1029/2005GL023885.

Chung, Y. S., and M. B. Yoon, 1999: Recent climate change and related factors observed in Korea. *J. Korean Meteorol. Soc.*, **35(3)**, 309-318.

Chung, Y. S., M. B. Yoon, and H. S. Kim, 2004: On climate variations and changes observed in South Korea. *Climate Change*, **66**, 151-161, DOI10.1023/ B:CLIM. 00000 43141.54764.f8.

Clement, A. C., R. Seager, M. A. Cane, and S. E. Zebiak, 1996: An ocean dynamical thermostat. *J. Climate*, **9**, 2190-2196.

Collins, M., and co-authors, 2010: The impact of global warming on the torpical Pacific Ocean and El Nino. *Nature Geoscience*, **3**, 391-397, doi:10.1038/NGEO868.

De Laat, A. T. J., and A. N. Maurellis, 2006: Evidence for influence of anthropogenic surface processes on lower tropospheric and surface temperature trends. *Int. J. Climatol.*, **26**, 897-913.

Ding, R., J. Li, and K. H. Seo, 2010: Predictability of the Madden-Julian Oscillation Estimated using Observational Data. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1004-1013.

Dixon, P.G., and T.L. Mote, 2003: Patterns and causes of Atlanta's urban heat island-initiated precipitation. *J. Appl. Meteorol.*, **42**, 1273-1284.

Donald, A., H. Meinke, B. Power, M. C. Wheeler, A de H. N. Maia, R. C. Stone, J. Ribbe, and N. White, 2006: Near-Global Impact of the Madden-Julian Oscillation on Rainfall. *Geophys. Res. Letters*, **33**, L09704,

doi:10.1029/2005GL025155.

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

Fu, X., and B. Wang, 2004: The boreal summer intraseasonal oscillation simulated in a hybrid coupled atmosphere-ocean model. *Mon, Wea. Rev.*, **132**, 2628-2649.

Fu, X., and B. Wang, 2009: Critical roles of the stratiform rainfall in sustaining the Madden-Julian Oscillation: GCM experiments. *J. Clim.*, **22**, 3939-3959.

Gillett NP, Wehner MF, Tett SFB, Weaver AJ. 2004: Testing the linearity of the response to combined greenhouse gas. *Geophys Res. Lett.*, **31**, L14201,doi:10. 1029/2004GL020111.

Gong, D. Y., and C. H. Ho, 2003: Detection of large-scale climate signals in spring vegetation index(normalized difference vegetation index) over the Northern Hemisphere. *J. Geophys. Res.*, **108(D16)**, 4498, doi:10.1029/ 2002JD002300.

Gong, D. Y., C. H. Ho, D. Chen, Y. Qian, Y. S. Choi, and J. Kim, 2007, Weekly cycle of aerosol-meteorology interaction over China. *J. Geophysical Res.*, **112**, D22202, doi:101029/2007JD008888.

Ha, K. J., and E. Ha, 2006: Climatic change and interannual fluctuations in the long-term record of monthly precipitation for Seoul. *International Journal of Climatology*, **26(5)**, 607-618.

Ha, K. J., K. S. Yun, J. G. Jhun, and J. Li, 2009: Circulation changes associated with the interdecadal shift of Korean August rainfall around late 1960s. *J. Geophys. Res.*, **114**, D041115, doi:10.1029/2008JD 011287.

Ha, K. J., K. S. Yun, H. M. Oh, and W. J. Lee, 2010: Climate Change Effects on the Tropical Night Days at a Megacity in the mid-latitudes. *Climatic Change*, submitted.

Harr, P. A., and R. L. Elsberry, 1995: Large-Scale Circulation Variability over the Tropical Western North Pacific. Part 2: Persistence and Transition Characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, **123,** 1247-1268.

Hasselmann, K., 1998: Conventional and Bayesian approach to climate-change detection and attribution. Quart. *J. Roy. Meteor. Soc.*, **124,** 2541-2565.

Hegerl, G. C., Karl, T. R., Allen, M., Bindoff, N. L., Gillett, N., et al.,, 2006: Climate change detection and attribution: beyond mean temperature signals. *J. Clim.*, **19**, 5058-5077.

Hegerl, G. C., Zwiers, F. W., Braconnot, P., Gillett, N. P., Luo, Y., et al., 2007: *Understanding and Attributing Climate Change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, MarquisM, et al., Eds., Cambridge, Cambridge University Press.

Heo, I., and W. T. Kwon, 2007: Temperature change of recent 10 years(1996-2005) in Korea. *Climate research*, **2(2)**, 79-93.

Ho, C. H., H. S. Kim, J. H. Jeong, and S. W. Son, 2009: Influence of stratospheric quasi-biennial oscillation on tropical cyclone tracks in the western North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **36,** L06702, doi:10. 1029/ 2009GL037163.

Ho, C. H., J. H. Kim, H. S. Kim, C. H. Sui, and D. Y. Gong, 2005: Possible influence of the Antarctic Oscillation on tropical cyclone activity in the western North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **110,** D19104, doi: 10.1029/2005JD005766.

Ho, C. H., J. J. Baik, J. H. Kim, D. Y. Gong, and C. H. Sui, 2004: Interdecadal Changes in Summertime Typhoon Tracks. *J. Clim.*, **17,** 1767-1776.

Ho, C. H., Y. S. Choi and S. K. Hur, 2009: Long-term changes in summer weekend effect over northeastern China and the connection with regional warming. *Geophys. Res. Lett.*, **36,** L15706, doi:10.1029/2009 GL039509.

Ho, C. H., J. Y. Lee, M. H. Ahn, and H. S. Lee, 2003: A sudden change in summer rainfall characteristics in Korea during the late 1970s. *Int. J. Climatol.*, **23**, 117-128.

Hoskins, B. J., and D. J. Karoly, 1981: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *American Meteo. Soc.*, **38**, 1179-1196.

Huang, R. H. 2002: Studies on the Variability and Prediction of East Asian Summer Monsoon. *Korean J. Atmos. Sci.*, **5(5)**, 1-12.

Huang, R. H. and F. Y. Sun, 1992: Impact of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon. *J. Meteor, Soc. Japan.*, **70(1)**, 243-256.

Huntingford, C., P. A. Stott, M. R. Allen, and F. H. Lambert, 2006: Incorporating model uncertainty into attribution of observed temperature change. *Geophys Res Lett,* **33**, L05710, doi:10.1029/2005GL024831.

IDAG, 2005: Detecting and attributing external influences on the climate system: a review of recent advances. *J. Clim.*, **18**, 1291-1314.

IPCC, 2007: *Climate change, 2007: The Physical Science Basis. Contributions 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 KB, Tignor M, Miller HL(eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Jeong, S. J., C. H. Ho, K. Y. Kim, and J. H. Jeong, 2009, Reduction of spring warming over East Asia associated with vegetation feedback. *Geophysical Research Letters*, **36**, L18705, doi:10.1029/2009GL039114.

Jhun, J. G., and E. J. Lee, 2004: A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J. Clim.*, **17**, 711-726.

Jin, F. F., S. I. An, A. Timmermann, and J. Zhao, 2003: Strong El Nino events and nonlinear dynamical heating. *Geophys. Res. Letts.*, **30**, 1120, doi:10.1029/2002GL016356.

Jin, M., J. M. Shepherd, and M. D. King, 2005: Urban aerosols and their interaction with clouds and rainfall: A case study for New York and Houston. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10S20, Doi:10.1029/2001GL013833.

Jones, P. D., 1988: Hemispheric surface air temperature variations: recent trends and an update to 1987. *J. Climate*, **1,** 654-660.

Jones, P. D., S. C. B. Raper, P. M. Kelly, T. M. L. Wigley, R. S. Bradley, and H. F. Diaz, 1986: Northern Hemisphere Surface Air Temperature Variations: 1851-1984. *J. Appl. Meteo.*, **25(2)**, 161-179.

Jones P. D., P. Ya. Groisman, M. Coughlan, N. Plummer, W. C. Wang, T. R. Karl, 1990: Assessment of urbanization effects in time series of surface air temperature over land. *Nature*, **347**, 169-172. doi:10.1038/347169a0.

Kang, H., and S. Hong, 2008: An assessment of the land surface parameters on the simulated regional climate circulations; The 1997 and 1998 East Asian summer monsoon cases. *J. Geophys. Res.*, **113,** D15121, doi:10.1029/2007JD009499.

Kang, I. S., and Y. K. Jeong, 1996: Association of interannual variations of temperature and precipitation in Seoul with principal modes of Pacific SST. *J. Korean Meteor. Soc.*, **32(3)**, 339-345.

Kar, S. K., Y. A. Liou, and K. J. Ha, 2007: Characteristics of cloud-to-ground lightning activity over Seoul, South Korea in relation to an urban effect. *Ann. Geophysics*, **25**, 2113-2118.

Karl, T. R., H. F. Diaz and G. Kukla, 1988: Urbanization: Its detection in the United States climate record. *J. Clim.*, **1**, 1099-1123.

Karoly, D. J., and K. Braganza, 2001: Identifying global climate change using simple indices, *Geophys. Res. Lett.*, **28(11)**, 2205-2208.

Katz, R. W., and B. G. Brown, 1992: Extreme events in a changing climate - Variability is more important than averages. *Climatic Change*, **21,** 289-302.

Kaufmann, R. K., L. Zhou, R. B. Myneni, C. J. Tucker, D. Slayback, N. V. Shabanov, and J. Pinzon, 2003: The effect of vegetation on surface temperature: A statistical analysis of NDVI and climate data. *Geophys. Res. Lett.*, **30(22)**, 2147, doi: 10.1029/2003GL018251.

Kharin, V. V., Zwiers, F. W., Zhang. X., and Hegerl, G. C. 2007: Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations. *J. Clim.*, **20**, 1419-1444.

Kim M. K., I. S. Kang, and C. H. Kwak, 1999: Seasonal factors associated with the variability of surface air temperature in urban stations of Korea. *J. Kor. Met. Soc.*, **34(3),** 466-477.

Kim, C., M. S. Suh, and K. O. Hong, 2009: Bayesian changepoint analysis of the annual maximum of daily

and subdaily precipitation over South Korea. *J. Clim.*, **15,** 6741-6757.

Kim, D., and Coauthors, 2009a: Application of MJO simulation diagnostics to climate models. *J. Clim.*, **22**, 6413-6436.

Kim, H. M., P. J. Webster, C. D. Hoyos, and I. S. Kang, 2009b: Ocean-atmosphere coupling and the boreal winter MJO. *Climate Dyn.*, 10.1007/s00382-009-0612-x.

Kim, J. H., C. H. Ho, H. S. Kim, C. H. Sui, and S. K. Park, 2008: Systematic variation of summertime tropical cyclone activity in the western North Pacific in relation to the Madden-Julian Oscillation. *J. Climate.*, **21**, 1171-1191.

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. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L18706, doi:10.1029/2006GL027430.

Kim, Y. H., and J. J. Baik, 2002: Maximum Urban Heat Island Intensity in Seoul. *J. Applied Meteor.*, **41**, 651-659.

Kim, Y. H., and J. J. Baik, 2004: Daily maximum urban heat island intensity in large cities of Korea. *Theo. Appl. Climatol*., **79**, 151-164.

Kripalani, R. H., A. Kulkarni, and S. S. Sabade, 2003: Western Himalayan snow cover and Indian monsoon rainfall: A re-examination with INSAT and NCEP/NCAR data. *Theor. Appl. Climatol.*, **74**, 1-18.

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

Kug, J. S., J. Choi, S. I. AN, F. F. Jin, and A. T. Wittenberg, 2010a: Warm pool and cold tongue El Nino events as simulated by the GFDL 2.1 coupled GCM. *J. Clim.*, **23**, 1226-1239.

Kug, J. S., et al., 2010b: Statical relationship between two types of El Nino events and climate variation over the Korean peninsula. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences,* submitted.

Kug, J. S., S. I. An, Y. G. Ham, and I. S. Kang, 2010c: Changes in El Nino and La Nina teleconnections over North Pacific-America in the global warming simulations. *Theor. Appl. Climatol.*, **100**, 275-282.

Kushnir, Y., 1994: Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmosphere conditions. *J. Clim.*, **7**, 141-157.

Landsea, C. W., 2005: Hurricanes and global warming. *Nature*, **438,** E11-E12.

Lee, B. K., 1978: A study on the distribution of air temperature by season-case of Taegu city. *Master's thesis, Kunkuk University*.

Lee, E. J., S. W. Yeh, J. G. Jhun, and B. K. Moon, 2006: Seasonal change in anomalous WNPSH associated with the strong East Asian summer monsoon. *Geophy. Res. Lett.*, **33**, L21702, doi:10.1029/2006GL 027474.

Lee, T. C. K., F. W. Zwiers, G. C. Hegerl, X. Zhang, and M. Tsao, 2005: A Bayesian climate change detection and attribution assessment. *J. Clim.*, **18**, 2429-2440.

Li, C., 1990: Interaction between anomalous winter monsoon in East Asia and El Nino events. *Adv. Atmo. Sci.*, **7**, 36-46.

Li, Q., H. Zhang, X. Liu, and J. Huang, 2004: Urban heat island effect on annual mean temperature during the last 50 years in China. *Theor. Appl. Climatol.*, **79**, 165-174.

Lin, J. L., and Coauthors, 2006: Tropical intraseasonal variability in 14 IPCC AR4 climate models. Part I: Convective signals. *J. Clim.*, **16**, 2665-2690.

Liu, W., H. You, and J. Dou, 2009: Urban-rural humidity and temperature differences in the Beijing area. *Theor. Appl. Climatol.*, **96**, 201-207.

Liu, Z., M. Notaro, J. Kutzbach, and N. Liu, 2006: Assessing global vegetation-climate feedbacks from the observations. *J. Clim.*, **19**, 787-814.

Loschnigg, J., G. A. Meehl, P. J. Webster, J. M. Arblaster, and G. P. Compo, 2003: The Asian Monsoon, the tropospherеic biennial oscillation, and the Indian Ocean zonal mode in the NCAR CSM. *J. Clim.*, **16**, 1617-1642.

Luo, H. B., and M. Yanai, 1984: The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1849-1853.

Madden, R. A., and P. R. Julian, 1994: Observations of the

40-50-day tropical oscillation - A review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814-837.

Maloney, E. D., and D. L. Hartmann, 2000a: Modulation of eastern north Pacific hurricanes by the Madden-Julian oscillation. *J. Climate*, **13**, 1451-1460.

Matthews, A. J., P. Singhruck, and K. J. Heywood, 2007: Deep ocean impact of a Madden-Julian oscillation observed by Argo floats. *Science*, **318**, 1765-1769.

McKitrick, R., and P. J. Michaels, 2004: A test of corrections for extraneous signals in gridded surface temperature data. *Climate Research*, **26**, 159-173.

Meehl, G. A., W. M. Washington, C. M. Ammann, J. M. Arblaster, and T. M. L. Wigley, et al., 2004: Combinations of natural and anthropogenic forcings in 20th century climate. *J. Clim.*, **17**, 3721-3727.

Meehl, G. A., W. M. Washington, T. M. L. Wigley, J. M. Arblaster, and A. Dai, 2003: Solar and greenhouse gas forcing and climate response in the 20th century. *J. Clim,* **16**, 426-444.

Meehl, G. A., et al., 2007: *Global climate projections, in Climate Change 2007: The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon et al., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K. pp747-845.

Miller R. L., G. A. Schmidt, and D. T. Shindell, 2006: Forced variations in the annular modes in the 20th century IPCC AR4 simulations. *J. Geophys. Res.*, **111**, D18101. DOI:10.1029/2005JD006323.

Min, S. K., A. Hense, and W. T. Kwon, 2005a: Regional-scale climate change detection using a Bayesian decision method. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L03706, doi:10. 1029/2004GL021028.

Min, S. K., A. Hense, H. Paeth, and W. T. Kwon, 2004: A Bayesian decision method for climate change signal analysis. *Meteor. Zeit.*, **13**, 421-436.

Min, S. K., S. Legutke, A. Hense, and W. T. Kwon, 2005b: Internal variability in a 1000-year control simulation with the coupled climate model ECHO-G. Part I: Near-surface temperature, precipitation and mean sea level pressure. *Tellus*, **57A**, 605-621.

Min, S. K., X. B. Zhang, and F. W. Zwiers, 2008: Human-induced Arctic moistening. *Science*, **320**, 518-520.

Molders, N., and M.A. Olson, 2004: Impact of urban effects on precipitation in high latitudes. *J. Hydrometeorol.*, **5**, 409-429.

Myneni, R. B., C. D. Keeling, C. J. Tucker, G. Asrar, and R. R. Nemani, 1997: Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. *Nature*, **386**, 698-702.

Nitta, T., 1983: Observational study of heat sources over the eastern Tibetan Plateau during the summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 590-605.

Oh, S. N., Y. H. Kim and M. S. Hyun, 2004: Impact of urbanization on climate change in Korea, 1973-2002. *J. Korean Meteoro. Soc.*, **40(6)**, 725-740.

Oke, T. R., 1988: *Boundary Layer Climates, 2nd ed.*, Methuen, London, 372 pp.

Park, H. S., 1986: Features of the heat island in Seoul and its surrounding cities. *Atmospheric Environment*, **20**, 1859-1866.

Park, H. S., and B. J. Sohn, 2010: Recent trends in changes of vegetation over East Asia coupled with temperature and rainfall variations. *Journal of Geophysical Research*, **115**, D14101, doi:10.1029/2009JD012752.

Parker, D. E., 2004: Large-scale warming is not urban. *Nature*, **432**, 290.

Parker, D. E., 2006: A demonstration that large-scale warming is not urban. *J. Clim.*, **19**, 2882-2895.

Peng, S., J. Huang, J. E. Sheehy, R. C. Laza, R. M. Visperas, X. Zhong, G. S. Centeno, G. S. Khush, and K. G. Cassman, 2004: Rice yields decline with higher night temperature from global warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **101**, 9971-9975.

Peterson, T. C., K. P. Gallo, J. Lawrimore, T. W. Owen, A. Huang, and D. A. Mcittrick, 1999: Global rural temperature trends. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 329-332.

Rha, D. K., M. S. Suh, and C, H. Kwak, 2005: Impacts of land cover changes on the Simulation of heavy rainfall over South Korea. J. Korean Meteor. Soc., 41, 809-824.

Rha, D. K., M. S. Suh, C. H. Kwak, and J. H. Kang, 2008: Impacts of an improved land cover map over

South Korea on the simulated surface variables in MM5. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, **44(3)**, 313-323.

Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Nino/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1606-1626.

Ryoo, S. B, W. T. Kwon, and J. G. Jhun, 2004: Characteristics of wintertime daily and extreme minimum temperature over south Korea. *Int. J. Climatol.*, **24,** 145-160.

Schnurr R, Hasselman K. 2005: Optimal filtering for Bayesian detection and attribution of climate change. *Clim. Dyn.*, **24**, 45-55.

Seo, K. H., and K. Y. Kim, 2003: Propagation and Initiation Mechanisms of the Madden-Julian Oscillation. *J. Geophys. Res.,* **108**, D13, 4384-4405.

Seo, K. H., and W. Wang, 2010: The Madden-Julian oscillation simulated in the NCEP Climate Forecast System model: The Importance of stratiform heating. *J. Clim.*, 23, 4770-4793.

Seo, K. H., W. Wang, J. Gottschalck, Q. Zhang, J. K. E. Schemm, W. R. Higgins, and A. Kumar, 2009: Evaluation of MJO Forecast Skill from Several Statistical and Dynamical Forecast Models. *J. Clim.*, **22**, 2372-2388.

Seo, K. H., and Y. Xue, 2005: MJO-related oceanic Kelvin waves and the ENSO cycle: A study with the NCEP Global Ocean Data Assimilation. *Geophy. Research Letter*, **32**, L07712, doi:10.1029/2005GL 022511.

Seo, K. H., J. K. E. Schemm, C. Jones, and S. Moorthi, 2005: Forecast Skill of the tropical intraseasonal oscillation in the NCEP GFS dynamical extended range forecasts. *Climate Dynamics*, **25**, 265-284.

Seo, K. H., J. K. E. Schemm, W. Wang, and A. Kumar, 2007: The boreal summer intraseasonal oscillation simulated in the NCEP Climate Forecast System(CFS): The effect of sea surface temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1807-1827.

Seo, Y. W., S. S. Lee, K. J. Ha, 2010: Changes in Temperature and Relative Humidity in Three Major Cities in Korea. *Journal of Climate Research*, **5**, 175-188.

Shindell, D., and G. Faluvegi, 2009: Climate response to regional radiative forcing during the twentieth century. *Nature Geosci.*, **2**, 294-300.

Slingo, D. P. Rowell, K. R. Sperber, and F. Nortley, 1999: On the predictability of the interannual behaviour of the Madden-Julian Oscillation and its relationship with El-Nino. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 583-609.

Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, et al., 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press.

Sperber, K. R., 2003: Propagation and the vertical structure of the Madden-Julian oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 3018-3037.

Stone, D. A., M. R. Allen, P. A. Stott, P. Pall, S. K. Min, T. Nozawa, and S. Yukimoto. 2009: The detection and attribution of human influence on climate. *Ann. Rev. Environ. Resour.*, **34**, 1-16.

Stott P. A., D. A. Stone, and M. R. Allen, 2004: Human contribution to the European heatwave of 2003. *Nature*, **432**, 610-614.

Stott, P. A., N. P. Gillett, G. C. Hegerl, D. J. Karoly, D. A. Stone, X. Zhang, F. Zwiers, 2010: Detection and attribution of climate change: a regional perspective. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, **1**, 192-212.

Su, B. D., T. Jiang, and W. B. Jin, 2006: Recent trends in observed temperature and precipitation extremes in the Yangtze River basin, China. *Theor. Appl. Climatol.*, **83,** 139-151.

Suh, M. S., and D. K. Lee, 2004: Impacts of land use/cover changes on surface climate over east Asia for extreme climate cases using RegCM2. *J. Geophys. Res.*, **109**, D02108, doi:10.1029/2003JD003681.

Trenberth, K. E., and J. W. Hurrell, 1994: Decadal atmosphere-ocean variations in the Pasific. *Climate Dynamic*, **9**, 303-319.

Trenberth, K. E., and Coauthors, 2007: *Observations: surface and atmospheric climate change. In: Climate*

Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon, S., and Coauthors, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Tu, J. Y., C. Chou, and P. S. Chu, 2009: The Abrupt Shift of Typhoon Activity in the Vicinity of Taiwan and Its Association with Western North Pacific-East Asian Climate Change. *J. Clim.*, **22,** 3617-3628.

Um, H. H., K. J. Ha and S. S. Lee, 2007: Evaluation of the urban effect of long-term relative humidity and the separation of temperature and water vapor effects. *International J. Climatology,* **27**, 1531-1542.

Waliser, D. E., K. E. Lau, and J. H. Kim, 1999: The influence of coupled sea surface temperatures on the Madden-Julian Oscillation: A model perturbation experiment. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 333-358.

Wang, B., and LinHo, 2002: Rainy seasons of the Asian-Pacific monsoon. *J. Clim.*, **15**, 386-398.

Wang, B., Z. Wu, J. Li, J. Liu, C. P. Chang, Y. Ding, and G. Wu, 2008: How to measure the strength of the east Asian summer monsoon. *J. Clim.*, **21**, 4449-4463.

Wang, B., and J. C. L. Chan, 2002: How strong ENSO events affect tropical storm activity over the Western North Pacific. *J. Clim.*, **15,** 1643-1658.

Wang, X, F. Chen, E. Hasi, and J. Li, 2008: Desertification in China: An assessment. *Earth-Science Rev.*, **88,** 188-206.

Wang, B., 1995: Interdecadal changes in El Nino onset in the last four decades. *J. Clim.*, **8**, 267-285

Wang, B., and S.-I. An, 2002: A mechanism for decadal changes of ENSO behavior: roles of background wind changes. *Clim. Dyn.*, **18**, 475-486.

Wang, B., R. Wu, and X. Fu. 2001: Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect east Asian climate? *J. Clim.*, **13**, 1517-1536.

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.

Wehner, M. F., R. L. Smith, G. Bala, and P. Duffy, 2010: The effect of horizontal resolution on simulation of very extreme US precipitation events in a global atmosphere model. *Climate Dyn.*, **34**, 241-247.

Willits, D. H., and M.M. Peet, 1998: The effect of night temperature on greenhouse grown tomato yields in warm climates. *Agricultural and Forest Meteorology*, **92**, 191-202.

WMO, 2006 : WMO Greenhouse Gas Bulletin, No. 2, 4 pp.

Wu Q., and D. J. Karoly, 2007: Implications of changes in the atmospheric circulation on the detection of regional surface air temperature trends. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L08703, doi:10.1029/2006GL028502.

Yeh, et al., 2009: The Flavors of El Nino in a Changing Climate. *Nature,* **12,** 2010-2565.

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.

Youn, Y. H., I. S. Oh, Y. H. Park, and J. B. Ahn, 2004: Long-term variabilities of air temperature in the Korean Peninsula. *J. Korean Meteorolo. Sco.*, **40(3)**, 361-368.

Yun, K. S., K. H. Seo and K. J. Ha, 2008: Relationship between ENSO and Northward Propagating ISO in the East Asian summer Monsoon System. *J. Geophys. Res.*, **113**, D14120, doi:10.1029/2008JD009901.

Yun, K. S., S. H. Shin, K. J. Ha, A. Kitoh, and S. Kusunoki, 2008: East Asian precipitation in the global warming climate simulated by a 20-km mesh AGCM. *Asia-pacific journal of atmospheric sciences*, **44(3)**, 233-247.

Zhai, P., A. Sun, F. Ren, Z. liu, B. Gao, and Q. Zhang, 1999: Changes of climate extremes in China. *Climatic Change*, **42,** 1573-1580.

Zhou, L. M., C. J. Tucker, R. K. Kaufmann, D. Slayback, N. V. Shabanov, and R. B. Myneni, 2001: Variations in northern vegetation activity inferred from satellite data of vegetation index during 1981 to 1999. *J. Geophys. Res.*, **106**, 20,069-20,083.

Zwiers, F., 1996: Interannual variability and predictability in an ensemble of AMIP climate simulations conducted with the CCC GCM2. *Clim. Dyn.,* **12**, 825-847.

제 7 장

지역기후 전망

주 저 자 :
홍성유(연세대학교), 권원태(국립기상연구소)

기 여 저 자 :
정일웅(강릉원주대학교), 백희정(국립기상연구소), 변영화(국립기상연구소), 차동현(서울대학교)

감수편집자 :
이동규(서울대학교)

목 차

7.1. 요약 ····· 265

7.2. 기후변화 예측 모델의 현황 ····· 266
7.2.1. 전구기후모델 ····· 266
7.2.2. 지역기후모델 ····· 269
7.2.3. 기후변화 시나리오 산출 ····· 271
7.2.3.1. 서론 ····· 271
7.2.3.2. 전지구 기후변화 시나리오 산출 ····· 272
7.2.3.3. 한반도 기후변화 시나리오 산출 ····· 275

7.3. 단기 기후변화 전망 ····· 278
7.3.1. 전지구 기후변화 전망 ····· 278
7.3.2. 한반도 기후변화 전망 ····· 280
7.3.2.1. 서론 ····· 280
7.3.2.2. 기온과 강수의 변화 ····· 280
7.3.2.3. 집중호우의 변화 ····· 281

7.4. 장기 기후변화 전망 ····· 282
7.4.1. 전지구 기후변화 전망 ····· 282
7.4.1.1. 서론 ····· 282
7.4.1.2. 주요 기후요소의 변화 ····· 284
7.4.1.2.1. 기온 ····· 284
7.4.1.2.2. 강수 ····· 284
7.4.1.2.3. 해면기압 ····· 285
7.4.1.2.4. 해수면온도 ····· 285
7.4.1.2.5. 해빙면적 ····· 286
7.4.2. 한반도 기후변화 전망 ····· 286
7.4.2.1. 서론 ····· 286
7.4.2.2. 기온과 강수의 변화 ····· 287
7.4.2.3. 한반도 기후구의 변화 ····· 291
7.4.3. 기후 민감도와 강제력에 대한 반응 ····· 293
7.4.4. 기후변화 전망 범위의 정량화 ····· 295

7.5. 기후현상과 미래 지역기후변화에 대한 연관성 ····· 296
7.5.1. 기후변동 패턴의 변화 ····· 296
7.5.2. 기후현상의 변화와 한반도 주변에 미치는 영향 ····· 296
7.5.2.1. ENSO(엘니뇨・라니냐) ····· 296
7.5.2.2. 열대저기압(태풍) ····· 299
7.5.2.3. 중위도 상층순환(스톰트랙과 제트) ····· 303
7.5.3. 몬순 시스템 ····· 306
7.5.3.1. 동아시아 겨울몬순 ····· 306
7.5.3.2. 동아시아 여름몬순 ····· 309
7.5.4. 극한기후 ····· 313

참고문헌 ····· 316

7.1. 요약

기후변화는 자연적·인위적 요인에 의해 발생하고 있으며 이는 과학적 사실로 받아들여지고 있다. 기상이변으로 인한 재해, 해수면 상승 및 생태계의 파괴로 인한 식량부족과 수자원 부족, 오존층 파괴로 인한 건강문제 등 기후변화는 인류에게 상상하기 힘든 재앙을 가져올 수 있기 때문에 기후변화에 의한 피해를 줄이기 위해서는 이에 대한 대응방안을 마련해야 한다. 기후변화의 대응방안은 크게 두 가지로 나눌 수 있는데, 국제적인 규제로 온실가스를 저감시키는 완화 방안과 기후변화에 대한 취약성을 최대한 줄이는 적응 방안이다. 하지만, 온실가스 규제와 같은 강한 완화 정책은 산업·경제활동에 영향을 줘 인류 발전에 퇴보를 가져올 수 있기 때문에 저감 수준을 정하는데 신중을 기하여야 한다. 또한, 기후변화에 대한 취약성을 파악하지 못하고 방대한 적응 전략을 펴는 것도 막대한 비용이 요구된다. 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 예측 정보가 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 기후시스템모델이 개발되고 있으며 이를 이용하여 기후 시나리오를 산출하고 기후변화의 영향 평가를 하는 등 전구기후모델은 기후변화의 연구에 매우 중요한 정보를 제공하고 있다. 일반적으로 전구기후모델은 공간적으로는 지구 규모와 대륙 규모, 시간적으로는 연평균과 계절 평균의 기후에 있어 비교적 신뢰성 있는 기후 예측 자료를 생산할 수 있는 것으로 평가되고 있다(Latif et al., 1998). 특히, 지구시스템 요소가 모두 포함된 전구 기후시스템모델은 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. 2007년에 발간된 IPCC 4차 보고서에는 세계 유수 기관의 전구기후모델들을 이용하여 미래 기후변화 시나리오를 산출하였고, 이들의 앙상블 결과를 토대로 신뢰도를 높인 미래 기후변화 전망을 내놓았다.

하지만, 대부분의 전구기후모델은 상대적으로 저해상도의 공간 분해능과 물리 과정의 단순화로 인하여 지역 규모 또는 국지 규모의 기후 현상을 현실적으로 표현하지 못하는 한계를 가지고 있다. 복잡한 기후시스템들의 상호작용으로 기후가 결정되는 동아시아와 같은 지역에서 수백 km 수평 해상도의 전구기후모델만으로 시·공간적으로 상세한 지역기후를 이해하고 미래 기후변화를 예측하는 것은 힘들다. 또한, Hewston(1994)은 “전구기후모델은 지구온난화로 인한 지역 기후변화를 현실적으로 예측하기 어렵고, 인류와 지구 환경에 궁극적으로 요구되는 것은 지구 규모의 기후 예측이 아니라 바로 지역 규모의 기후변화 예측이다.”라고 하여 전구기후모델의 한계를 지적하였다. 따라서 1990년대 이후부터, 지구 기후변화에 더불어 나타나게 될 특정 지역의 구체적인 지역 또는 국지 규모의 기후모델링에 관한 연구는 기후변화 연구에 큰 비중을 차지하면서 급속히 발전하고 있다. 즉, 전구기후모델에서 생산한 기후 정보로부터 상세하고 지역 적인 기후 특성을 추출하기 위한 규모축소(downscaling) 방안에 대한 연구가 활발하게 이루어지고 있다(Robock et al., 1993; Hewston, 1994; Giorgi et al., 1993a, b.). 지구 규모의 광역 기후 자료로부터 지역기후 자료를 추출하는 규모축소 기법은

크게 3가지로 분류할 수 있다. 첫째는 직접 내삽법으로서 전구기후모델 또는 분석 자료의 광역 기후를 특정 지역의 기후 자료로 내·외삽하여 직접 해석하는 것이며(Robock et al., 1993), 둘째는 광역 기후 자료에서 상대적으로 정확하게 예측한 변수를 이용하여 통계적인 방법으로 지역 기후의 상세한 특징을 추정하는 통계적 규모축소 기법(Kim et al., 1984; Hewston, 1994; 김맹기와 강인식, 1996)이고, 셋째는 역학적 방법으로서 기후를 결정하는 역학적·물리적 과정을 모두 반영한 지역기후모델을 사용하는 역학적 방법이다(Dickinson et al., 1989; Giorgi, 1990; Hong and Leetmaa, 1999). 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.

이 장에서는 전구기후모델과 지역기후모델을 이용하여 수행되어진 연구 결과를 중심으로 한반도 기후변화를 전망한다. 2절에서는 기후변화 시나리오 산출에 활용된 기후모델들의 현황을 제시하고, 3절과 4절에서는 각각 전지구와 한반도의 단기 및 장기 기후를 전망한다. 산출된 시나리오를 바탕으로 5절에서 기후현상 변화와 미래 지역기후변화에 대한 연관성을 제시한다.

7.2. 기후변화 예측 모델의 현황

7.2.1. 전구기후모델

지구기후시스템의 변화를 예측하고 진단하기 위해서는 대기 및 해양-해빙, 지표면 사이의 상호작용을 포함해야 할 뿐만 아니라 에어로졸에 의한 효과 및 오존, 미량기체의 영향을 포함할 수 있는 대기화학과정, 지표-기후-생태 상호작용 표현을 위한 생태역학과정 등이 포함된 기후변화 예측모델이 필요하다. 이러한 기후변화 예측모델은 최근 지구시스템모델(Earth System Model)이라 명명되면서, 지구시스템을 구성하는 각 권역별 프로세스 및 각 구성 요소간 상호작용을 포괄적으로 포함하기에 이르렀다. 실제로 지난 2007년 IPCC의 4차 평가보고서에 기여한 기후모델들은 대기-해양-해빙-지표과정의 결합모델을 기반으로 하여 에어로졸 및 탄소순환, 황순환과정 등 여러 복잡한 프로세스들이 오프라인(off-line) 혹은 상호연계(interactive)되어 있다. 즉, 지구시스템모델은 대기, 해양, 해빙, 지표, 물순환, 에어로졸, 탄소 및 황 순환, 생태역학, 대기화학 등의 부문 기술이 총체적으로 결합된 모델이며, 이 때문에 지구시스템모델은 슈퍼컴퓨팅 자원의 확보나 연구 인력의 집중 및 기술의 통합 관리라는 측면에서 대부분 국공립 연구기관에서 개발·운영·관리를 하고 있다. 또한 한편으로는 지구시스템모델은 부문 기술의 총체라는 점에서 다학제간 협력을 통한 연구의 형태로 수행되며, 지구 시스템을 구성하는 요소 성분들의 개발을 위해 다양한 학문 분야에 종사하는 연구자들이 쉽게 모델에 접근할 수 있도록 몇 몇 국가에서는 커뮤니티 모델(Community Model) 형태로 개발되기도 한다. 실제로, 선진국에서는 국·공립연구기관을 중심으로 다학제간 연구를 통해 지난 20여 년간 통합적인 지구기후시스템의 모델링에 박차를 가해왔으며, 그 결과 약 10개국의 20여개에 이르는 국가 기상연구기관에서 각자의 독자적 모델들을 개발, 운영해 오고 있다.

좀 더 구체적으로 각 국의 지구시스템모델의 현황을 분석하면 다음과 같다. IPCC 4차평가보고서(IPCC, 2007) 작성에 기여하기 위해 사용된 모델들은 11개 국가, 19개 기관의 총 23개 모델로서 기본적으로 대기-해양-해빙-지면이 결합된 시스템으로 구성되어 있다(그림 7.1). 현재 대기모델의 수평해상도는 T30 ~ T106 로서 최소 약 150 km의 수평 격자 간격을 가지며, 연직으로는 약 25 ~ 0.05 hPa의 대기 상단

에 대해 16～56층의 연직 층을 포함한다. 또한 이들 대기모델은 역학 코어에 대한 개선과 함께 구름 및 대류, 경계층 등 물리과정을 좀 더 현실적으로 개선하려는 노력을 진행 중이며, 또한 대기 상단이 높아짐에 따라 고층대기 역학을 포함하려는 노력을 수행하고 있다.

해양모델은 연직 16～50층, 수평해상도는 4°×5°～0.2°×0.3°로서, 대기모델과 비슷한 해상도로 발전하는 중이다. 또한, 해양모델의 경우는 엘니뇨/라니냐 등 해수면 온도의 현실적 표현을 위해 적도 지방에서의 해상도가 극 쪽에 비해 더욱 조밀한 간격을 가지도록 설계한 경우가 많다. 특히 이들 해양모델을 IPCC 3차 평가보고서(IPCC, 2001)와 비교해보면, 해수면 조건에 대한 처방이 rigid lid에서 자유수면 조건으로 바뀌면서 해수면 고도를 예단하도록 개선되고 있다.

그 외에 해빙의 경우는 대체로 역학적 과정(rheology)을 고려하는 모델들이며, 지면모델의 경우는 대개 다층 구조를 가지면서 식생의 캐노피 과정, 하천 흐름(river routing) 등을 고려하고 있다. 한편, 각 요소 모델 간의 결합에 있어서는 결합 기법의 향상으로 인하여 최근에는 속보정(flux adjustment) 방법을 거의 사용하고 있지 않다.

대기-해양-해빙-지면의 기반모델 외에 대기화학이나 생지화학 등 각 단위 기후과정 모듈에 대해서는 아직 기술적인 편차가 크다(그림 7.2). 최근의 모델들은 대부분 에어로졸의 직접적 효과(direct effect)를 포함하지만, 간접적 효과(indirect effect)는 아직 일부 모델들에서만 표현되고 있다. 게다가 간접적 효과 또한 일부 모델들에서 1차 간접효과를 포함하는 정도로 그치고 있다. 또한 포함되어 있는 에어로졸의 종류도 일부 모델에서만이 황산염 에어로졸이나 검댕(black carbon), 유기탄소(organic carbon), 해염(sea salt) 등을 포함하고 있는 실정이다. 탄소순환의 경우는 육지와 해양의 탄소순환이 고려되기는 하지만 생지화학적 과정들이 상세히 추가되어 있지는 않다. 그러나 최근의 연구들은 식생, 지면, 해양 등에 있어서 상세 기후과정들의 상호작용에 대해 많은 관심을 가지고 있으며, 이에 따라 토지이용도의 변화나 토지

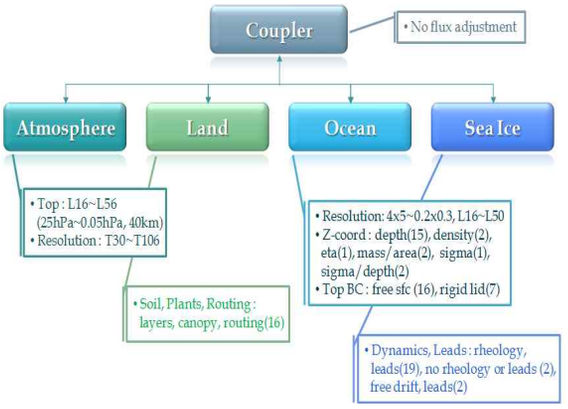


그림 7.1. IPCC 4차평가보고서에 기여한 지구시스템모델의 기반성분인 대기-해양-해빙-지면과정 모델 및 이들의 결합 수준(국립기상연구소, 2007).

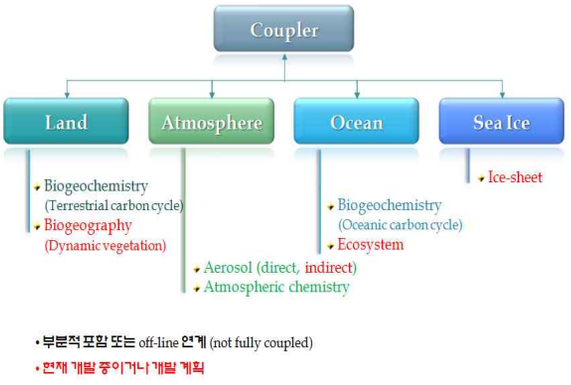


그림 7.2. IPCC 4차평가보고서에 기여한 지구시스템모델에서의 생지화학, 대기화학 등 단위 기후과정 모델 및 이들의 결합 수준(국립기상연구소, 2007).

관리, 황무지 연소, 생물지리학, 해양 생태와 같은 상세 과정들을 고려한 모듈들이 개발되고 있는 추세이다. 한편, 대기화학 분야는 전지구 대기화학모델이 개발되기는 하지만 아직 오프라인 연계를 통해서만 모듈의 성능을 평가하는 단계이며, 생태역학 모델링도 현재 중점적으로 관심을 가지고 추진되는 분야이다.

한편, 최근까지 우리나라는 독자적인 기후변화 예측모델을 보유하고 있지 못하다. 우리나라의 경우는 지난 1990년대에 환경부에서 추진한 G7 프로젝트를 통해 우리나라에서는 처음으로 대기-해양 결합모델의 개발이 시작되었으며, 2000년대 초부터 기상청의 기상지진기술개발사업을 통해 몇몇 대학에서는 대기-해양 결합모델링 연구들이 추진되어 왔다. 그러나 지구시스템모델링은 다양한 분야의 기술력을 요구하는 것으로서 막대한 예산 지원과 관련 인력의 집중을

통해 이루어질 수 있는 것이다. 국내에서는 대기모델이나 해양모델에서의 각 물리과정에 대한 모수화 기법의 개발, 또는 대기-해양 결합시스템의 개발 및 이를 활용한 기후 연구는 많은 진전을 이루어 왔지만, 지원 규모와 관련 연구 인력의 부족으로 국제적인 수준의 지구시스템모델 개발은 아직 이루어지지 못하였다. 현재 국내의 기후모델링 기술 수준은 주요 선진국들이 1990년대 초에 이루었던 대기-해양-지면의 결합수준으로서, 최근까지 국내 기술 수준은 선진국 대비 35% 정도로 평가되고 있으며 지구시스템모델을 구성하는 각 기후과정 성분별로 살펴볼 때, 최근 선진국에서 주도하고 있는 기술의 경우 기술 격차가 더욱 심한 것으로 나타난다(기상청, 2007).

최근까지 국내의 결합모델은 연세대학교의 YONU CGCM을 시작으로 서울대학교의 SNU CGCM과 부산대학교의 PNU CGCM 등의 개발을 추진하여 왔었다. 우선, YONU CGCM은 1992년 말에 국가적으로 지원한 G7 프로젝트의 한 세부과제인 “대기/해양 결합 GCM 개발” 사업을 통해 태동되었으며, 주요 타겟은 기후변화 예측 모델을 개발하는 것에 초점이 맞추어져 있었다. YONU CGCM의 대기 대순환 모델 부분은 일본 기상 연구소 GCM(Tokioka et al., 1984)의 역학 부분과 미국 일리노이 주립 대학 GCM(Oh, 1989)의 물리 부분에 그 기초를 두고 설계된 모델이며 해양 대순환 모델 부분은 GFDL의 MOM2(Bryan, 1969; Pacanowski, 1995)를 기반으로 개발되었다. 대기와 지면의 해상도는 위도 방향 4°, 경도 방향 5°의 간격으로, 해양은 위도 방향 2°, 경도 방향 2.5° 간격의 수평 격자를 가지고 있다. 특히, 이 모델은 CMIP의 참여로 국제무대에서 그 품위를 검증 받음으로써 모델 개발에 자극을 꾀하는 한편 국내 기후모델 그룹의 세계적 위상을 부상시키는데 일익을 담당한 것으로 평가되지만, 이후 결합모델의 개선은 이루어 지지 않고 있다. 다만, 대기모델인 YONU GCM은 기상연구소에 도입되어 복사과정 모듈 등 부분적인 개선 작업을 통해 계절예측을 위한 기후모델로서 현재까지 활용되고 있다(기상연구소, 2000).

서울대학교의 SNU CGCM은 일본의 CCSR(Center for Climate System Research) 대기모델을 도입하여 개발된 SNUGCM과 GFDL의 MOM3을 결합한 버전으로 2002년에 처음 개발한 이후, 그 다음해인 2003년에 엘니뇨 모사의 문제점을 해결하기 위해서 버전 2를 완성하였다. SNU GCM 버전 2는 MOM2.2 모델에 해양의 연직 구조를 개선하기 위하여 연세대학교에서 개발된 mixed layer scheme을 삽입한 모델로, 적도 태평양의 연직 구조 등을 매우 현실적으로 모의하는 것으로 나타나서 엘니뇨 등의 연구에 활발히 사용되고 있다.

부산대학교는 기상청 주요 사업(전지구 해양기후변화 감시연구 ARGO)을 통하여 두 가지 버전의 전지구 장기 예측 모델을 개발하였는데, 2002년도에 기상청의 GDAPS와 GFDL의 MOM3을 결합한 GME/PNU CGCM을 개발하였고, 그 다음해인 2003년도에는 NCAR CCM3와 GFDL MOM3을 결합하여 CME/PNU CGCM을 개발하였다. GME/PNU 모델은 기후표류를 막기 위한 속보정 모델과 비속보정 모델의 두 가지를 갖추고 있다. 현재 CME CGCM 모델을 이용한 예측 결과는 기상청 기후예측과의 현업 계절 예보를 위한 주요 보조 자료로써 활용되고 있으며, GME CGCM의 경우에도 장기예보를 위한 기후 값의 생산을 위해서 장기적분을 실시하고 있다. 또한, 장기 예보의 핵심인 해양의 초기장을 생산하기 위하여 해양자료의 동화를 시도하고 있다.

한편, 국립기상연구소는 전구 기후변화 시나리오 산출을 위해 독일 막스플랑크연구소(MPI-Met)의 결합기후모델인 ECHO-G/S를 도입하였으며 최근 들어서는 독자적인 지구시스템모델 확보를 위해 기획 연구를 수행(국립기상연구소, 2007), 2008년부터 영국 기상청(Met Office) 통합모델(Unified Model)을 기반으로 한 지구시스템모델을 개발해 오고 있다(국립기상연구소, 2008). 따라서 본 장에 포함된 전지구 기후변화 전망은 IPCC 4차평가보고서에 포함된 온실가스 배출 시나리오인 SRES 시나리오에 근거하여 산출된 것으로 한국-독일 간 협력 하에 도입된 막스플랑크연구소의 ECHO-G/S 모델 결과이다. ECHO-G/S는 온실가스와 에어로졸 효과를 모두 고려할 수 있는 ECHO-G의 최신 버전으로 각 성분모델은 대기모델인 ECHAM4와 해양-해빙 모델인 HOPE-G, 그리고

결합자인 OASIS로 구성된다. ECHAM4는 ECMWF의 중기예보모델을 기후모델로 수정한 것으로, 수평해상도는 T30(~3.75°)이고, 연직으로 불균등 19층(꼭대기 10hPa)의 hybrid sigma-pressure level를 가진다(Roeckner et al., 1996). HOPE-G는 해양모델인 HOPE에 열역학-역학 해빙 모델(Hibler, 1979)이 포함되어 있다. 수평해상도는 기본적으로 T42(~2.8°×2.8°)이며 적도근역(~±30°이내)에서는 적도파의 분해가 용이하도록 0.5°~2.8°까지 가변 격자구조를 가진다. 연직해상도는 표층에서 20 m, 심층에서 1500 m로 수심이 증가할수록 간격이 커지는 불균등 20층 구조로 수심은 최대 6000 m에 이른다. 대기-해양간의 결합은 OASIS에 의해 하루 간격으로 수행되며, 대기로부터 10개의 플럭스와 해양으로부터 4개의 해수면 변수가 상호 교환된다(Terray et al., 1998).

7.2.2. 지역기후모델

현재까지 대부분의 기후변화 예측 연구는 전구기후모델을 중심으로 수행되어왔다. IPCC의 경우 세계의 유수기관의 전구기후모델을 이용하여 기후변화 예측 시나리오를 산출하고 이를 바탕으로 미래 전지구적인 기후변화를 예측하였다. 하지만 전구기후모델은 낮은 해상도와 간단한 물리과정과 같은 한계점을 갖기 때문에 특정지역의 상세 기후를 예측하기에는 적합하지 않다. 예를 들면 Kang et al.(2002)은 대표적인 10개 전구기후모델을 이용하여 20년 평균 여름철 기후를 모의하고 그 결과를 상호 비교하였는데 대부분의 전구기후모델이 동아시아 여름 몬순의 계절안 변동성을 적절히 모의하지 못하여 강수 모의에 계통적 오차를 갖는다는 것을 보였다.

따라서 보다 정확하고 상세한 한반도 및 동아시아의 기후를 연구하기 위해서는 전구기후모델의 한계를 극복할 수 있는 지역기후모델(Regional Climate Model, RCM)이 필요하다. 지역기후모델은 전구기후모델 또는 전구재분석자료에 내재되어 있는 지역적 상세 특성을 중규모 제한지역모델을 이용하여 역학적으로 규모축소(Downscaling)하는 방법이다. 지역기후모델의 가장 큰 장점은 전구모델이 모의하지 못하는 상세한 지역 특성을 모의할 수 있다는 것이다. 대부분의 지역기후모델은 수십 킬로미터의 수평해상도를 갖는 중규모 지역모델을 기반으로 하기 때문에 수백 킬로미터의 해상도를 갖는 전구기후모델이 현실적으로 모의하지 못하는 태풍, 중규모대류계로 인한 집중호우 등의 중규모 대기현상을 보다 정확하게 모의할 수 있다. 또한, 지역기후모델은 전구기후모델에 비하여 중규모 기상현상에 적합한 정교한 물리과정을 포함하기 때문에 다양한 규모의 대기현상을 상대적으로 정확하게 모의할 수 있다. 이외에도 지역기후모델은 소규모의 강제력(고해상도의 지형고도 및 지면해양 경계 정보), 대기-해양-지면 사이의 에너지와 물의 복잡한 교환과정, 다양한 대기수적의 상세한 되먹임(feedback)과정, 정교한 구름-에어로졸-기후 상호작용 등의 요소를 갖기 때문에 전구기후모델의 결과에는 존재하지 않는 추가정보(added value)를 생산할 수 있다. 하지만, 지역기후모델은 높은 해상도와 짧은 적분 시간간격을 갖기 때문에 상대적으로 큰 계산비용이 필요하다는 단점을 갖고, 장단기 수치모델들과 유사하게 초기치 및 경계조건 문제, 물리과정 모수화 불확실성, 대규모 강제자료의 불확실성 등의 모델 고유의 문제점을 갖는다. 그리고 대부분의 지역기후모델은 일방향 네스팅 기법을 사용하기 때문에 지역기후모델과 대규모 강제 자료로 사용되는 전구기후모델 사이의 되먹임 과정이 없는 문제점이 있다. 또한, 급격하게 발달하는 컴퓨팅 자원으로 인하여 전구기후모델의 해상도가 증가함에 따라 10 km 이내의 수평해상도를 갖는 초고해상도 지역기후모델이 필요하다.

국내외에서는 이러한 지역기후모델의 단점을 극복하기 위하여 다양한 노력이 이뤄지고 있다. 1980년대 후반 Dickinson et al.(1989)과 Giorgi(1990)의 연구를 시작으로 지구 기후변화와 더불어 나타나게 될 특정 관심 지역의 구체적인 지역 또는 국지 규모의 기후모델링에 관한 연구는 기후변화 연구에 큰 비중을 차지하면서 1990년대 이후부터 급속히 발전하고 있다. 지역기후모델링에 관련된 연구는 1980년대 후반 미국 국립대기과학연구소(National Center for Atmospheric Research)에서 세계 최초의 지역기후모델(RegCM2)

을 개발함으로써 시작되어 날씨 예측 및 전구기후모델링에 비하여 역사가 짧다. 그러나 이 연구의 기본적인 개념과, 모델을 구성하는 대부분의 역학 및 물리 과정의 이론 연구는 수치예보의 역사와 같이한다. 1990년대 이후부터는 컴퓨터 계산 및 저장 능력의 향상과 모델링 기술의 발전으로 지역기후모델의 개발과 활용이 급속도로 증가하여 세계 유수의 대학 및 연구소는 자체에서 개발한 지역기후모델을 이용하여 모델의 성능을 검증하고 그 결과를 바탕으로 모델의 개선을 위한 노력을 기울이고 있다. NCAR의 정역학 중규모 수치예보모델인 MM4를 기반으로 개발된 RegCM은 가장 오래된 역사를 가지고 있으며 역학적 규모축소, 기후메커니즘 연구, 기후변화 연구 등 많은 분야에서 활용되고 있다. 최근 RegCM은 대기모델을 비정역학 방정식계를 갖는 MM5로 교체하고, 에어로졸-복사 과정이 포함된 CCM3 복사물리방안을 장착하여 고해상도 지역기후모의와 미래기후변화 연구에 활용할 수 있도록 version 3로 개선되었다. 이외에도 많은 유수의 연구 기관에서는 대표적인 중규모 대기모델인 MM5(Grell et al., 1994), RSM(Juang et al., 1997), RAMS(Cotton et al., 2003), WRF(Skamarock et al., 2005) 등을 장기기후모의에 적합하도록 변형하여 지역기후모델로 활용하고 있다.

현재 대부분의 지역기후모델링 연구는 10 ~ 60 km 정도의 수평해상도로 수행되고 있으며 수일에서 수십년까지 다양한 시간 규모의 연구에 활용되고 있다. 또한 지역기후모델의 검증과 미래 기후변화 예측의 신뢰 수준을 높이기 위하여 국제적인 상호비교 프로젝트가 각 지역에 대하여 수행되고 있다(그림 7.3). 예를 들면, Regional Climate Models Intercomparison Project(RMIP; Fu et al., 2005)에서는 한국, 중국, 일본, 미국의 연구기관이 참여하여 아시아 현재 기후에 대한 모델들의 성능 검증 및 앙상블 미래 기후변화 시나리오 산출 연구가 진행 중이다.

국내에서는 1990년대 후반부터 서울대학교, 연세대학교, 부산대학교, 부경대학교를 중심으로 지역기후모델이 연구되고 있으며 NCAR에서 개발된 RegCM, MM5, WRF, 그리고 미국 국립환경예측연구소(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)에서 개발된 RSM 등이 동아시아와 한반도 여건에 맞게 변경되어 사용되고 있다. 국내 지역기후모델링 연구는 크게 지역기후모델의 모의 성능 향상과 활용 분야로 나눠져 수행되어 왔다. 대학에서는 모델의 계통적 오차를 줄이면서 상세한 현상을 표현할 수 있도록 모델의 물리 및 역학 과정을 개선 또는 개발하는 연구에 치중하여 현재기후의 재생산에 주력하였다. 기상연구소에선 기상청의 슈퍼컴을 이용하여 대학에서 개발/개선된 기법을 활용하여 미래 시나리오 생산에 주력하였다.

서울대학교에서는 NCAR의 대표적 중규모 대기모델인 MM5를 기반으로 서울대학교 지역기후모델을 개발하였다. 서울대학교 지역기후모델의 동아시아와 한반도 기후에 대한 모의 성능을 향상시키기 위하여 다양한 개선점이 추가되었다. 상세한 지면 및 토양 물리과정을 위하여 최신 지면모델을 접합하고(Kang et al., 2005; Cha et al., 2008), 측면 경계 조건을 보완하기 위하여 대규모 강제자료와 모델해의 편차를 줄여주는 스펙트럴 너징 기법(spectral nudging technique)을 도입하였다(Lee et al., 2004). 또한, 지역기후모델의 물리과정모수화 방안을 개선하기 위하여 적운 모수화 방안에 대한 민감도(Lee et al., 2005)와 개선된 대기경계층 방안의 영향(Cha et al., 2008)에 대한 연구가 수행되었다. 서울대학교에서는 지역기후모델을 집중호우(Lee et al., 2004; Choi et al., 2008), 태풍(Ahn and Lee, 2002), 동아시아 여름 몬순(Lee and Suh, 2000; Kang et al., 2005; Cha and Lee, 2009) 등의 기후현상 모의 연구와 장기적분을 통한 동아시아와 한반도에 미래 기후변화와 물순환 예측 연구(환경부, 2006)에 활용하였다.

연세대학교에서는 상세격자에서의 물리과정의 개발에 주력하여 지역기후모델의 계통적 오차를 줄이는 연구를 수행하였다. 개발된 물리과정은 행성경계층 물리과정(Hong et al., 2006), 구름 모수화 과정(Hong et al., 2004) 등 상세격자에서 장마 등 중규모 현상을 잘 표현하는 연구가 진행되어 왔다. 또한 지역기후모델이 관측된 경계자료를 사용할 수 있다는 특수한 장점을 활용하여 아시아 몬순과 관련된 외부강제력 효과를 연구하였다. 예로서 토양수분, 눈, 지

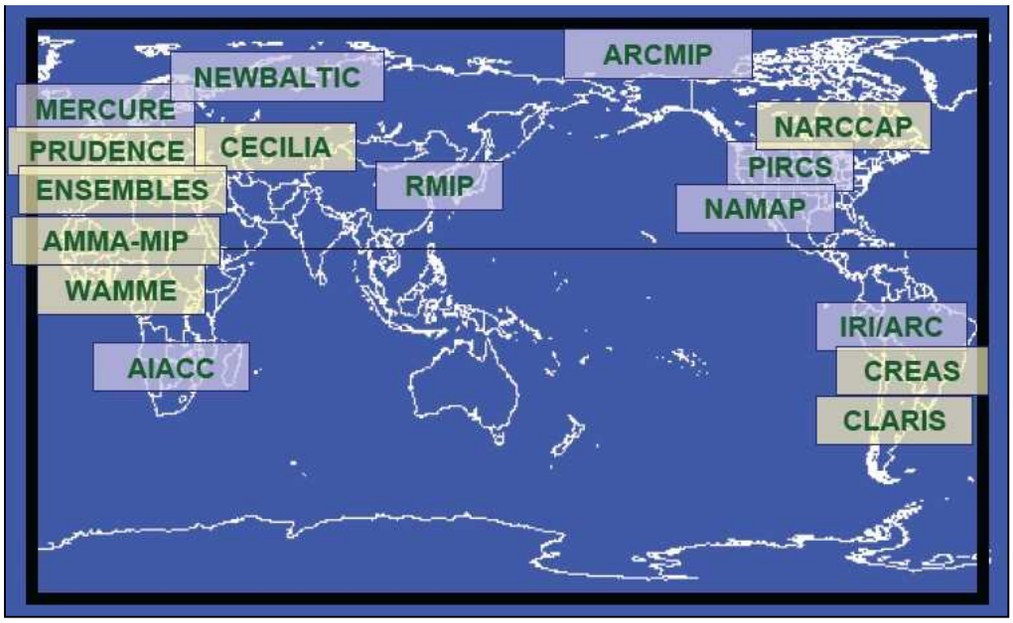


그림 7.3. 지역기후모델링 국제 상호 비교 프로젝트들.

형 등이 아시아 몬순 형성 및 발달, 이상기후와 외부 강제력과의 관계 규명에 대한 연구를 들 수 있다 (Park and Hong, 2004; Kim and Hong, 2007; Seol and Hong, 2009). 최근 Yhang and Hong(2008b)은 Yhang and Hong(2008a)에서 제시된 개선된 물리과정을 사용하여 1979년부터 2003년까지 25년 동안의 동아시아 몬순 모의 능력을 검증하였다.

기상연구소와 부경대에서는 "기후변화협약대응 지역기후 시나리오 활용기술 개발(국립기상연구소, 2008)" 연구 사업과 연관되어 지역기후모델을 기후변화에 활용하고 있다. 이 연구에서는 기상연구소가 전구기후모델인 ECHO-G의 A1B, A2, B2 시나리오를 산출하고, 부경대학교에서 MM5를 이용하여 규모축소하여 21세기 한반도 기후변화를 전망하였다(Oh et al., 2004). 또한 기상연구소에서는 ECHO-G 시나리오를 RegCM3을 이용하여 규모축소하여 한반도 기후변화를 예측하였다(Im and Kwon, 2007).

7.2.3. 기후변화 시나리오 산출

7.2.3.1. 서론

최근 국제 사회는 지역별 미래 기후 전망 및 극한 기후의 변화 경향 등 지역기후 정보 산출을 위한 노력을 경주하고 있으며, 기후변화 대응과 관련하여 위험한 수준의 기후변화 크기 및 온실가스 농도의 평가에 관심을 집중하고 있다. 또한 기후변화에 관한 과학적 결과들을 바탕으로 한 다양한 부문별, 지역별 영향 및 취약성 평가와 함께 사회경제적 통합 평가 필요성이 꾸준히 제기되고 있다. 따라서 한반도를 중심으로 한 다양한 지역 기후변화 시나리오의 생산과 평가는 부문별, 지역별 기후변화 영향과 취약성을 평가하기 위한 기초 자료의 확보와 직결되며 한편으로는 온실가스 감축과 관련한 국제 협상에서의 중요한 과학적 근거로 국가 장기 정책 수립에 필수적이다.

기후변화에 관한 정부간협의체(IPCC)는 기후변화 원인 등을 과학적으로 밝혀내고 기후변화 문제를 해결하기 위한 조치를 전세계적으로 마련하고 있다. 그러나 무엇보다도 IPCC의 주요 작업 중의 하나는 온실가스 배출 시나리오에 따른 잠재적인 미래 기후변화 시나리오를 개발하고 기후변화 대응 전략을 평가하는 것이다. 즉, 미래 기후의 추세는 매우 불확실하지만, 지구 온난화에 따른 기후변화 대응을 위하여 객관적 자료 생산 및 평가가 필수적이다. 이 절에서는 미래 기후변화를 평가하기에 앞서, IPCC 4차 보고서에 참여한 국립기상연구소의 전지구 기후변화

그림 7.4. 기후변화 시나리오의 산출과정 모식도. 중간의 적색 상자는 국립기상연구소(NIMR)가 생산한 기후변화 시나리오의 종류를 나타낸다(국립기상연구소, 2007).

시나리오 산출 방법과, 국내에서 수행되고 있는 한반도 기후변화 시나리오 산출 방법에 대하여 소개하고자 한다.

그림 7.4는 IPCC 4차 평가보고서 작성에 있어서의 기후변화 시나리오 개발 과정(우측 흐름도)과 국립기상연구소에서 전지구 및 한반도 기후변화 시나리오 개발에 사용한 모델 및 실험(좌측 흐름도)을 나타낸 것이다. 미래 기후변화 평가의 첫 단계는 온실가스 배출 시나리오 개발이며, IPCC는 사회-경제발전 및 기술 변화 등을 고려하여 온실가스 배출 시나리오를 개발하였다(IPCC, 2001). 이 온실가스 배출 시나리오에 대해, 생지화학모델로부터 대기 중 온실가스 농도가 평가되고, 대기 중 온실가스 농도는 복사 스킴과 모수화로부터 복사강제력으로 전환된다. 복사강제력은 전지구 기후변화모델에 입력되어 전지구 기후변화 시나리오가 개발되며, 미래 기후변화 평가에 이용된다. 또한 기후변화는 기후의 지역적 특성에 따라 다르게 나타날 수 있으므로, 지역적인 영향평가 및 효율적인 대응 전략 마련을 위해서는 보다 상세한 기후변화 전망 자료가 요구된다. 이에 따라 전지구 기후변화 시나리오에 규모축소 법을 적용하여 상세 지역 기후변화 시나리오가 산출된다.

7.2.3.2. 전지구 기후변화 시나리오 산출

IPCC는 1988년 세계기상기구(WMO)와 유엔환경계획(UNEP)에 의해 설립된 이후 4차례에 걸친 평가보고서를 발간하며, 기후시스템에서 나타나는 변화와 온난화의 원인규명에 대한 과학적인 근거를 제공하는 역할을 담당하여 왔다. 그리고 기후변화의 원인물질의 미래 농도 변화 추정과 세계 각국의 모델로부터 일관된 시뮬레이션 결과 수집 등을 통해 미래 기후변화에 대한 평가와 정량적인 정보를 제공하여왔다. 우리나라 국립기상연구소는 AR4에서 처음으로 미래 기후변화 전망 연구에 참여하여 모델 적분을 수행하였다.

미래 기후변화 전망 연구는 '배출 시나리오'라 하는 비교적 객관적인 추정 자료에 근거한다. 이 배출 시나리오는 기후변화에 잠재적인 영향을 끼칠 수 있는 사회경제적 요소(인구통계, 경제성장, 에너지 사용효율, 과학기술 등)를 종합적으로 고려한 미래 온실가스 배출량 추정이며, 대기조성변화 즉, 온실가스와 에어로졸 등의 미래 배출량과 대기 중에 남아있는 배출량의 비율에 관한 가정에 따라 미래 기후변화 전망이 달라진다. IPCC의 배출시나리오에 관한 특별보고서(이하 SRES)에 따르면 배출 시나리오는 그림 7.5와 같이 예상되는 사회에 따라 4개의 시나리오군과 세부 배출시나리오로 구성된다. 이 중 A1B(중배출), A2(고배출), B1(저배출) 시나리오는 IPCC AR4 작성을 위한 표준시나리오로 채택되었으며 각각 2100년의 CO_2 농도는 830 ppm, 720 ppm, 550 ppm이다.

미래 기후변화시나리오 생산을 위한 기본 도구인 결합기후모델은 대기/해양/해빙/지면 등의 3차원적 상호작용 과정을 포괄적으로 포함한다. 각 배출 시나

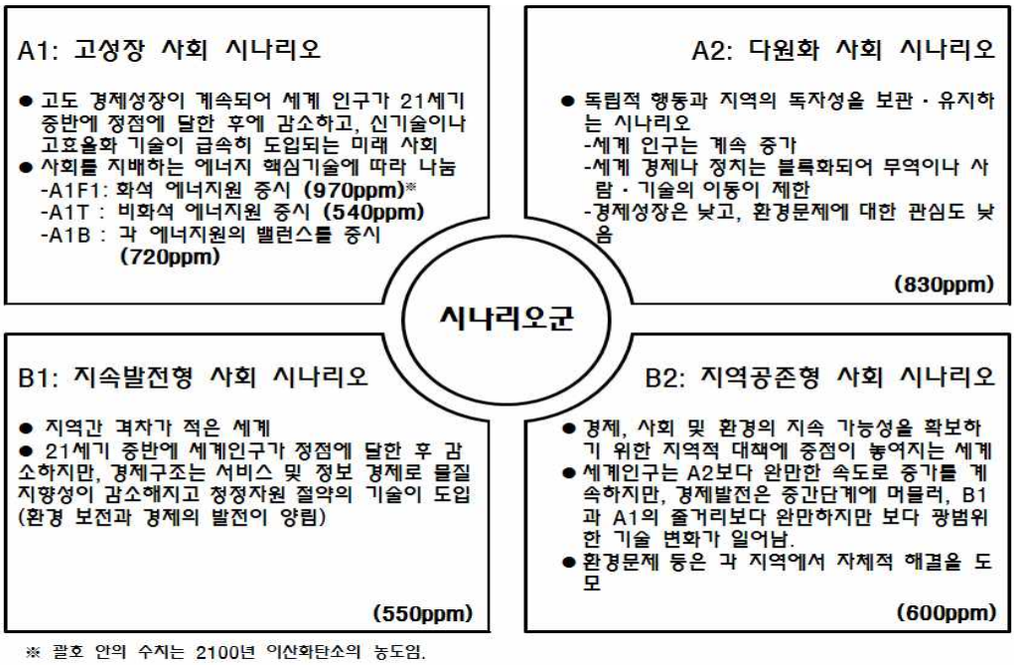


그림 7.5. Special Report on Emissions Scenarios(SRES) 시나리오의 4개의 계열(국립기상연구소, 2009).

리오에 따라 추정된 대기복사강제력을 모델에 적용시키고 100년 이상의 장기적분을 수행함으로써 온실가스 농도 증가로 인한 미래 기후변화 반응을 생산한다. 그러나 모델은 몇 개의 방정식과 모수화를 통해 실제 기후시스템을 단순화시킨 프로그램으로, 생산된 자료의 불확실성이 존재할 수밖에 없다. 이에 IPCC에서는 공통된 배출시나리오를 활용한 모델 간 상호비교 연구를 통해 미래 기후변화의 일관된 신호를 찾고 변화 가능 범위를 정량화할 수 있도록 하고 있다. AR4에 참여한 모델은 표 7.1과 같으며, 우리나라에서는 국립기상연구소가 독일 막스플랑크연구소의 결합기후모델 ECHO-G를 도입, 전지구 기후변화 시나리오를 생산하여 IPCC AR4를 위해 제공하였다. 또한 최근에는 IPCC 5차평가보고서 작성과 관련하여 IPCC의 새로운 온실가스농도 시나리오(Representative Concentration Pathway, RCP)에 근거한 기후변화 전망 산출을 추진하고 있다(국립기상연구소, 2009). 전지구 기후변화 시나리오의 경우, 영국기상청과의 협력에 의해 도입된 HadGEM2 모델을 활용하여 생산하며, 지역기후 전망은 HadGEM 기반 지역기후모델과 함께 서울대, 연세대, 공주대와의 협력을 통해 다양한 지역기후 시나리오 생산을 추진하고 있다.

국립기상연구소는 미래 기후변화 시나리오 생산을 위해 4개의 모의실험을 구성하였다(그림 7.4). '20C3M' 실험은 산업혁명 이전인 1860년부터, 2000년까지 141년간의 과거와 현재기후를 재현하는 실험으로, CO_2, CH_4, N_2O와 같은 16종의 온실가스와 태양복사, 화산폭발, 황산염 에어로졸, 대류권 오존 등의 관측된 자연 및 인위강제력 모두를 고려한다. 그리고 'A1B, B1, A2 시나리오' 실험은 2001년부터 2100년까지 100년간 미래 기후를 전망하는 실험으로, 각 배출시나리오에 따라 추정된 16종의 온실가스와 에어로졸이 고려되며, 미래 추정이 불가능한 화산폭발, 태양복사와 같은 자연강제력은 고려되지 않는다. 그림 7.6는 각 실험별 모델에 적용되는 이산화탄소, 황산염에어로졸 농도와 화산폭발효과를 포함한 태양복사강제력의 변화를 보인 것이다. 또한 2000년의 강제력을 고정한 채 2001년부터 2100년까지 100년간 적분하는 안정화 실험도 추가적으로 수행되었다.

결합기후모델(AOGCMs)은 대륙, 반구 등의 대규모 기후 특징들을 평균적으로 잘 모의하나, 지역규모의 기후 모의에서는 해상도의 한계로 모의 능력이 떨어진다. 특히 우리나라를 포함하는 동아시아 지역은 지구상에서 가장 높은 지형을 이루고 있는 티벳고원

표 7.1. IPCC AR4에 기여한 모델 개요(IPCC, 2007).

	모델명	대기모델 해상도(위×경도)	해양모델 해상도(위×경도)	국가
1	BCC-CM1	1.9°×1.9°	1.9°×1.9°	중국
2	BCCR-BCM2.0	1.9°×1.9°	0.5°~1.5°×1.5°	노르웨이
3	CCSM3	1.4°×1.4°	0.3°~1.0°×1.0°	미국
4	CGCM3.1(T47)	~2.8°×2.8°	1.9°×1.9°	캐나다
5	CGCM3.1(T63)	~1.9°×1.9°	0.9°×1.4°	캐나다
6	CNRM-CM3	~1.9°×1.9°	0.5°~2°×2°	프랑스
7	CSIRO-MK3.0	~1.9°×1.9°	0.8°×1.9°	호주
8	ECHAM5/MPI-OM	~1.9°×1.9°	1.5°×1.5°	독일
9	**ECHO-G**	**~3.9°×3.9°**	**0.5°~2.8°×2.8°**	**독일/대한민국**
10	FGOALS_g1.0	~2.8°×2.8°	1.0°×1.0°	중국
11	GFDL-CM2.0	2.0°×2.5°	0.3°~1.0°×1.0°	미국
12	GFDL-CM2.1	2.0°×2.5°	0.3°~1.0°×1.0°	미국
13	GISS-AOM	3°×4°	3°×4°	미국
14	GISS-EH	4°×5°	2°×2°	미국
15	GISS-ER	4°×5°	4°×5°	미국
16	INM-CM3.0	4°×5°	2.0°×2.5°	러시아
17	IPSL-CM4	2.5°×3.75°	2°×2°	프랑스
18	MIROC3.2(hires)	~1.1°×1.1°	0.2°×0.3°	일본
19	MIROC3.2(medres)	~2.8°×2.8°	0.5°~1.4°×1.4°	일본
20	MRI-CGCM2.3.2	~2.8°×2.8°	0.5°~2.0°×2.5°	일본
21	PCM	~2.8°×2.8°	0.5°~0.7°×1.1°	미국
22	UKMO-HadCM3	2.5°×3.75°	1.25°×1.25°	영국
23	UKMO-HadGEM1	~1.3°×1.9°	0.3°~1.0°×1.0°	영국

의 동쪽 끝에 위치하고 복잡한 해안과 섬들로 둘러싸여 있으며 사막에서부터 적도우림지역까지 다양한 식생과 지형을 포함하고 있다(Liu et al., 1994). 또한 동아시아 몬순 시스템은 중규모에서 대규모 요란까지 복합적인 시공간적 규모 현상에 영향을 받는다. 이러한 동아시아의 지리적 분포와 몬순의 시공간적 특성으로 대부분의 결합기후모델은 동아시아 여름몬순의 강도 및 계절성을 현저히 과소 모사한다(Lau et al., 1996; Kang et al., 2002; Kripalani et al., 2006).

이러한 문제를 개선하기 위해 몇몇 연구에서는 고해상도 대기대순환모델을 이용한 'time-slice' 방법을 통해 고해상도의 미래 기후를 전망하고 있다(Bengtsson et al., 1995, 1996; Cubasch et al., 1995; Anderson et al., 2001; May, 1999). 국립기상연구소에서는 동아시아 몬순을 비롯하여 중위도 스톰트랙, 저기압과 같은 종관규모 시스템을 보다 현실적으로 모의하고, 고해상도의 미래 기후변화를 전망하고자 수평분해능이 약 3.75°인 결합기후모델 ECHO-G T30에서 생산된 해수면온도 및 해빙 자료를 수평분해능이 약 1.125°인 고해상도 대기대순환모델 ECHAM4 T106의 바닥경계 자료로 처방하여 결합기후모델의 기후자료보다 더 상세한 기후자료를 재생산하였다. 20C3M 실험과 A1B시나리오 실험 기간은 1971~2000년과 2071~2100년으로 각각 30년씩 수행하였다.

동아시아 여름 강수량의 모의능력을 비교하기 위해 국립기상연구소에서 사용한 ECHO-G T30(저해상

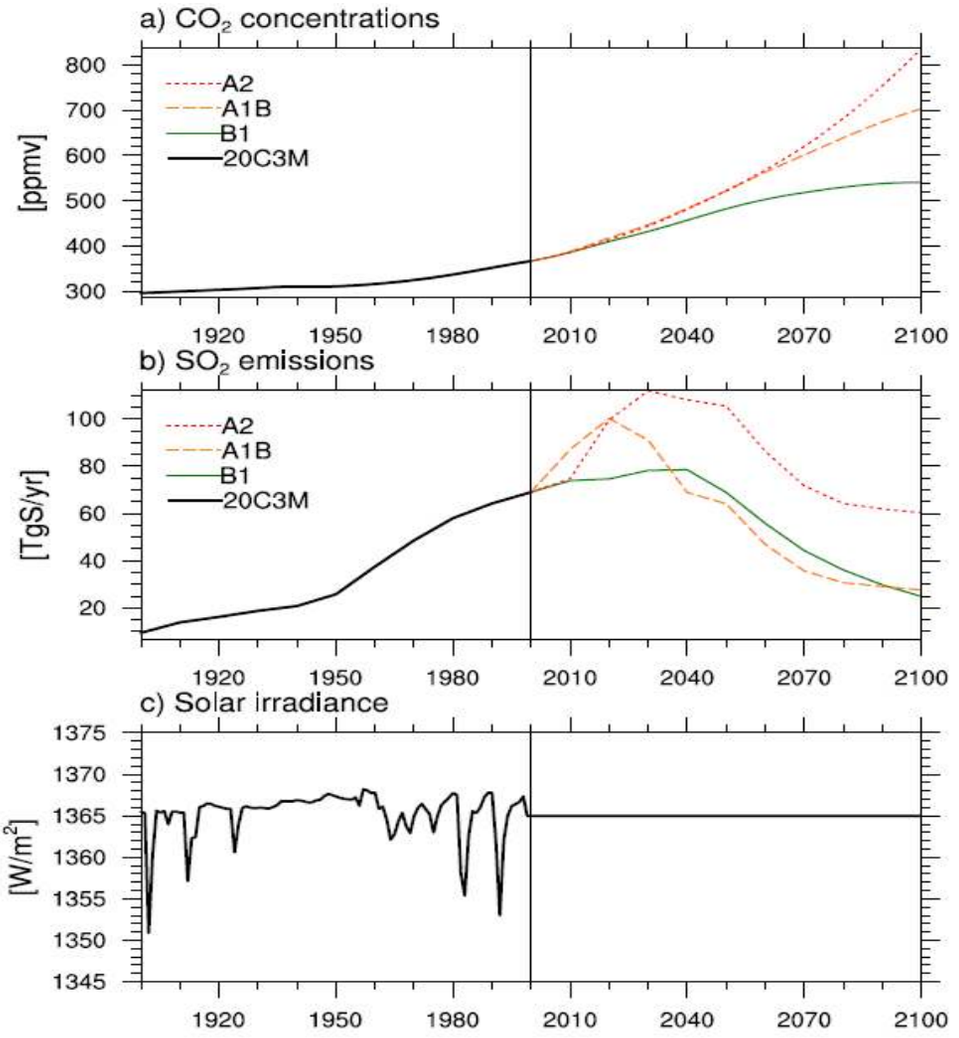


그림 7.6. 모델에 적용되는 각 실험별 (a) CO_2 농도, (b) SO_2 배출량 및 (c) 화산폭발효과를 포함한 태양복사조도의 시계열(기상연구소, 2006; 차유미 등, 2007a).

도), ECHAM4 T106(고해상도)과 AR4에 참여한 다른 20개 모델의 동아시아 영역(100°E～150°E, 25°N～50°N), 극동아시아 영역(110°E～145°E, 30°N～45°N), 한반도주변 영역(120°E～145°E, 32°N～42°N)에 대한 Taylor diagram을 그림 7.7과 같이 나타내었다. Taylor diagram은 모델변수와 관측변수와의 상관도와 표준편차 비교를 통해 모델의 모의능력을 평가할 수 있는 통계적 방법 중 하나로, 가로와 세로축은 표준편차비, 호는 패턴상관계수를 가리키며, 가로축의 1.0에 가까울수록 관측과 유사한 것으로 판단한다(Taylor, 2001). 그림의 숫자는 표 7.1에 보는 바와 같이 모델 해상도가 낮은 순서대로 나열한 것이다. 세 영역에서 모두 Time-slice 적분을 통해 산출된 동아시아 여름강수가 ECHO-G에 비해 모의능력이 우수하며, 한반도 주변영역에서 특히 탁월하다. 그리고 AR4 참여모델간 비교에서도 대체로 모델 해상도가 높을수록 관측과의 상관이 높아, 모델의 고해상도화를 통해서 지역강수 모의능력을 향상시킬 수 있음을 알 수 있다.

7.2.3.3. 한반도 기후변화 시나리오 산출

한반도의 미래 기후변화 평가를 위해서는 한반도의 복잡한 지형과 지역에 따른 기후적 영향 분석이 가능한 국지규모의 상세한 기후변화 자료가 요구된다. 그러나 전지구 결합기후모델은 유용한 미래 기후

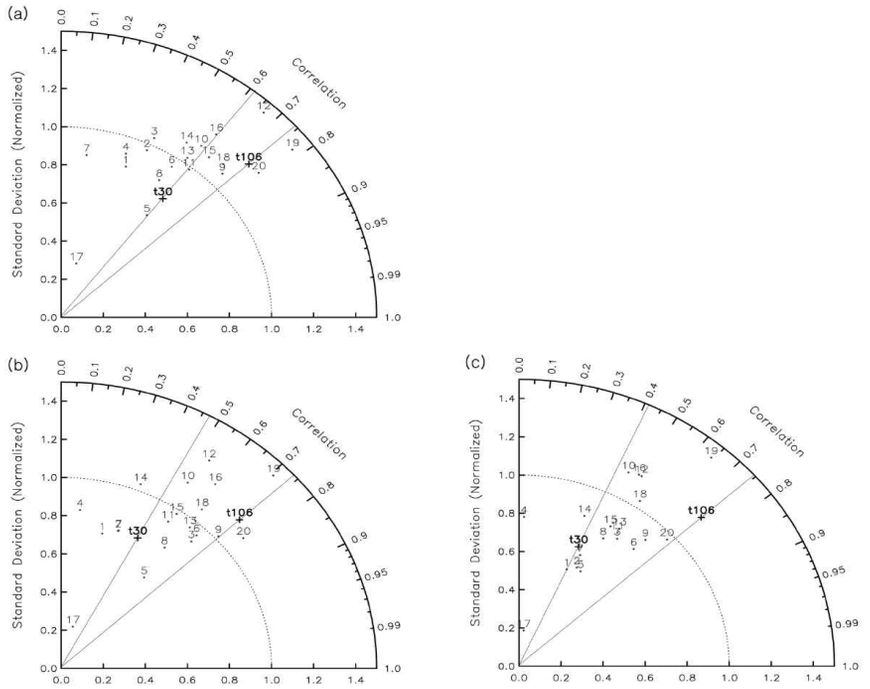


그림 7.7. AR4에 참여한 다른 20개 모델의 (a) 동아시아 영역(100°E ~ 150°E, 25°N ~ 50°N), (b) 극동아시아 영역(110°E ~ 145°E, 30°N ~ 45°N) and (c) 한반도 주변 영역(120°E ~ 145°E, 32°N ~ 42°N)에서의 강수량에 관한 Taylor diagram (국립기상연구소, 2007; 문자연 등, 2008).

변화 정보를 제공하고 있지만 수백 km의 해상도와 물리과정의 한계로 인해 상세한 지역적인 특성을 표현하기에는 많은 제약이 따른다. IPCC 4차 보고서에 참여한 전구기후모델의 수평해상도는 100 ~ 300 km 이기 때문에 이를 사용하여 한반도의 기후변화를 예측한다면 5개 미만의 격자 정보만 이용해야한다. 고해상도의 시나리오 산출을 위하여 전지구적으로 해상도를 높이거나 분석지역에 대하여 해상도를 높이는 스트레칭 고해상도 모델을 개발하는 방법을 도입할 수 있지만 이는 광대한 컴퓨터 자원과 시간이 필요함에 따라 이 역시 원하는 시공간규모의 기후자료를 생산하는 데 어려움이 있다. 따라서 전구기후모델에 내재되어 있는 지역 정보를 추출하기 위하여 전구기후모델의 결과를 역학적으로 규모축소(downscaling)하는 방법인 지역기후모델링 기법이 사용되고 있다. 지역기후모델은 저해상도의 전구 격자 정보를 초기 및 경계조건으로 사용하여 대기의 지배방정식을 풀어 고해상도의 격자 정보를 산출할 수 있기 때문에 전구기후모델 결과에 내포되어 있는 지역적 상세 특성을 역학적으로 규모축소할 수 있다(그림 7.8).

지역기후모델링 기법으로 한반도 기후변화 시나리오를 산출하기 위해서는 우선 지역기후모델의 초기 및 경계조건, 즉 대규모 강제자료로 사용할 전구기후모델의 기후변화 시나리오를 수집하거나 직접 산출해야한다. 특히, 지역기후모델이 현실적으로 일변화 경향을 모의할 수 있도록 하기 위해서 적어도 6시간 간격의 전구기후모델 시나리오가 요구된다. 이후, 지역기후모델의 강제자료로 사용하기 위하여 전구기후모델의 자료를 전구기후모델 격자계에서 지역기후모델 격자계로 수평 및 연직 전환하는 과정이 필요하다. 이후 전환된 전구기후모델 시나리오를 강제장으로 사용하여 장기 적분을 수행한다. 상대적으로 저해상도를 갖는 지역기후모의에서는 전구기후모델을 한 번만 규모축소하는 방법이 사용되기도 하지만 20 km 이내의 고해상도의 지역정보를 얻기 위해서는 적분시간을 줄이기 위하여 다중 네스팅 기법을 이용한다. 다중 네스팅 기법이란 그림 7.9에서처럼 저해상도로 동아시아 지역에 대하여 지역기후모의를 수행하고, 이를 강제장으로 사용하여 한반도 고해상도 모의를 다시 수행하는 방법이다.

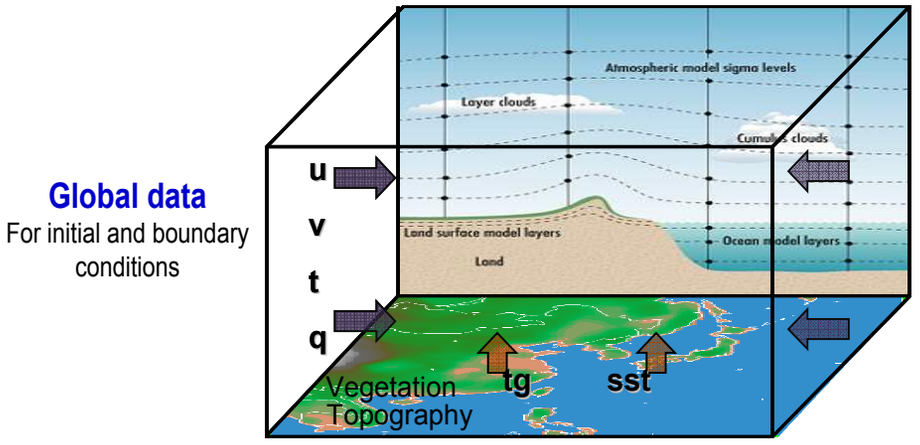


그림 7.8. 지역기후모델을 사용한 전구 자료의 역학적 규모축소.

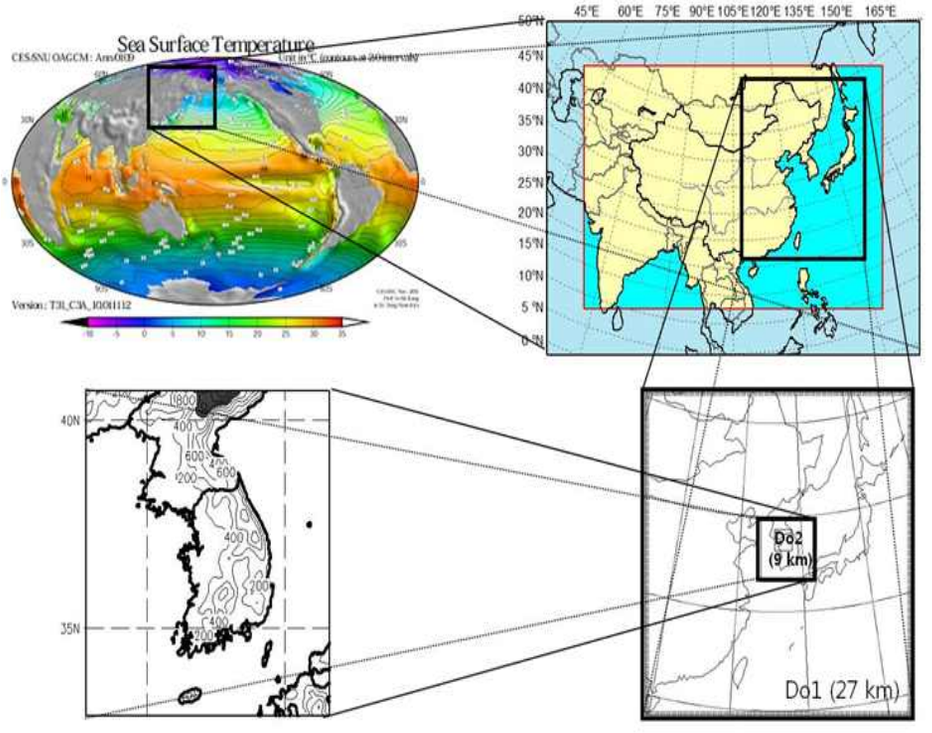


그림 7.9. 다중 네스팅 기법.

국내에서는 기상연구소, 부경대학교, 서울대학교, 연세대학교 등에서 한반도 기후변화 시나리오 산출 연구가 수행되어 왔다. 부경대와 기상연구소는 기상연구소에서 직접 생산한 ECHO-G 전구 시나리오를 지역기후모델을 이용하여 역학적으로 규모축소하여 한반도 기후변화 시나리오를 산출하였다. 부경대학교에서는 ECHO-G A2 시나리오를 27 km의 수평해상도를 갖는 MM5 모델을 사용하여 규모축소하여 2001년부터 2030년까지 30년의 한반도 기후변화 시나리오를 산출하였다(Oh et al., 2004). 한편, 국립기상연구소에서는 MM5를 이용하여 ECHO-G의 A2 및 A1B 시나리오와 ECHAM4의 A1B 시나리오를 각각 27 km 수평해상도와 18 km 수평해상도로 규모축소하였으며, ECHO-G 모델의 B2 시나리오를 RegCM3 모델로 규모축소하여 20 km 해상도의 현재 30년(1971 ~ 2000)과 미래 30년(2021 ~ 2050) 한반도 기후

변화 시나리오를 산출하였다(Im and Kwon, 2007). 또한 2008년 이후 영국기상청 통합모델을 기반으로 한 지역기후모델을 구축해 오고 있다(국립기상연구소, 2008).

서울대학교와 연세대학교에서는 전구 기후변화 시나리오를 직접 생산하지 않고 IPCC 4차보고서에 참여한 기관의 자료를 수집하여 한반도 지역기후 시나리오 산출에 강제장으로 사용하였다. 서울대학교에서는 한반도 물순환 예측을 위하여 NCAR CCSM3모델의 B1 시나리오를 다중네스팅 기법이 적용된 서울대학교 지역기후모델로 규모축소하여 동아시아와 한반도에 대하여 각각 60 km와 20 km 수평 해상도의 70년(1980～2049년) 기후변화 시나리오를 산출하였다(환경부, 2006). 또한 연세대학교와 서울대학교는 각각 RSM과 MM5를 기반으로 하는 지역기후모델을 가지고 RMIP 국제상호비교 프로젝트에 참여하여 ECHAM5 모델의 A1 전구기후시나리오를 규모축소하여 아시아 지역에 대하여 60 km 수평 해상도를 다중모델 기후변화 시나리오를 산출하고 있다. 최근에는 A1B 시나리오의 결과를 입력자료로 하는 ECHAM5 모델의 결과를 경계조건으로 사용하여 동아시아 영역에서 50 km 해상도로 NCEP/RSM을 수행한 후 다시 그 결과를 경계조건으로 한반도 지역에서 12 km 격자크기로 WRF를 수행하여 현재 및 미래의 상세기후를 생산하였다(Hong et al., 2010).

7.3. 단기 기후변화 전망

7.3.1. 전지구 기후변화 전망

지난 2007년에 발표된 IPCC 4차평가보고서는 주요 결론으로서 다음의 내용을 지적한 바 있다(IPCC, 2007). 즉, 지구온난화는 이제 더 이상 논란의 여지가 없을 정도로 명백하며, 인간 활동으로 인한 온실가스의 증가가 20세기 중반 이후의 온난화를 일으켰을 가능성이 매우 크다는 것, 그리고 앞으로 21세기의 기후변화는 지난 20세기의 기후변화보다 가속화되어 나타날 수 있다는 것이 지난 4차평가보고서의 주요 결론이다. 이러한 결론들은 주로 전지구적인 평균기온 및 빙하 녹음 등 물리적인 변화와 함께 관련 생태계의 변화를 추적함으로서 얻어진 것이며 그 외에 보다 개선된 지구시스템모델에 의한 다양한 시뮬레이션을 통해 향후 기후변화의 방향과 불확실성을 분석한 결과에 의해 얻어진 것이다.

하지만 최근 들어 IPCC, WCRP 등 관련 전문가 그룹을 중심으로 4차평가보고서에서 심도있게 다루지 못한 새로운 주제들에 대한 관심이 증가되고 있다. 기후변화 과학 분야에서 새롭게 대두되는 주제는 크게 초기 관측자료의 발굴 및 변화율의 평가, 구름 및 에어로졸 역할 및 불확실성, 해수면 상승과 빙상 및 빙하의 녹음, 탄소 및 질소 순환 과정과 피드백 과정, 모델 간 상호비교 등 진단 평가, 관측과 모델에서 나타난 변동성 모드의 진단, 기후변화의 탐지와 원인규명, 단기 및 장기 미래 전망과 불확실성 평가 등이다. 특히 최근의 주제들은 IPCC 5차평가보고서의 내용을 정리함에 있어 4차평가보고서 이후의 새로운 연구결과들에 근거한 과학적 이해 및 각국 정부의 주요 관심사와 이슈에 대한 내용과 관련이 있다. 특히 IPCC 5차평가보고서의 주요 주제 중 하나인 단기기후 전망은 결합모델상호비교프로젝트(CMIP5)를 통해 제시된 실험 프레임에 의해 수행되는 모델 결과들의 분석을 통해 이루어질 계획으로 있다.

단기기후 전망(near-term projection)과 관련된 기후실험은 이미 2006년부터 논의가 시작되어 지난 2009년에 WGCM 회의를 통해 그 전략이 수립되었고 CMIP5를 통해 실험 프레임이 제시되었다(Meehl et al., 2009). 단기기후 전망을 위한 실험프레임은 향후 30년에 대한 고해상도 모델 결과를 산출하는 것으로서 이의 주요 목표는 지역규모의 극한기후변화 발생가능성(likelihood)에 관한 가이던스를 제공하는 것이다. 이것은 극한기후와 연관된 수문순환(hydrological cycle) 및 대기-해양과정과 연관된 물리 과정에 대한 과학적 이해에 의존하며, 특히 단기기후에 대한 지역규모 전망을 생산하는 것은 더 세밀한 해상도의 모델과 간단한 화학, 에어로졸, 식생을 요구할 수 있다. 따라서, 본 실험에서는 향상된 모델 물리과정과 함께 해상도의 증가가 중요하게 작용한다. 또한 단기기후 전망에서 지역적 변화의 유의성을 결정하기 위해서

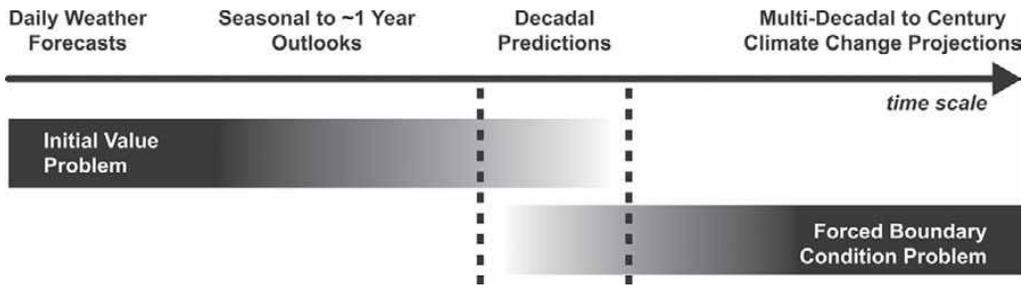


그림 7.10. 일 날씨 예보, 계절 예보, 기후 예보, 장기 기후 변화 모사에 있어서 초기 조건 문제와 강제력 문제의 중요도를 표현한 그림(Meehl et al., 2009).

는 앙상블 관점에서 여러 개의 모의결과가 필요하다. 향후 30년의 전망에서 온실가스과정이 그리 중요하게 작용하지 않는다면, 온실가스 시나리오들이 2030년까지는 별로 다르게 작용하지 않을 것이고 따라서 한 개 정도의 중간 범위 온실가스 농도 시나리오가 사용되도 좋을 것이다. 그러나, 상대적으로 기후변화 크기가 작으면 시그널과 노이즈의 판별이 어려울 수도 있다. 앙상블 개수는 다소 불확실하지만 최소 10개의 멤버가 필요하고 이로서 극한 강수현상에 기여하는 수문순환의 변화를 표현할 수 있을 것으로 기대한다. 단기기후 전망은 현재로부터 가까운 향후 30년의 변화를 예측하는 것이므로 현재 기후에 가까운 결합된 초기상태를 사용하는 것이 필요하다. 이는 개선된 해양염분, 토양수분, 해빙 자료를 요구할 것이며, 과거 기후강제력과 연관되어 향후 30년을 모의할 수 있기 위해서는 단기간의 기후변화를 유발하는 복사불균형, 모델 검증과 평가, 자료동화과정과 초기과정의 결합이 요구된다.

한편, 향후 30년 혹은 그보다 짧은 향후 10년에 대한 관심은 “decadal forecast”라고 불리우는 10년 규모 예측에 관한 연구와도 무관하지 않다. 최근 들어 향후 10년~30년의 예측 정보에 대한 관심은 기반시설 구축과 관련한 정책 수립, 수자원 관리 등 기후변동 및 변화에 따른 적응과 관련한 분야의 요구가 급증함에 따라 관련 대책의 수립을 위한 정보로서 필요성이 대두되기 시작하였다. 때문에 10년 규모의 예측이 과연 가능한가, 또한 이러한 예측이 가능하려면 우리에게 필요한 과학적, 기술적 요구 사항은 무엇인가에 대한 질문이 지속되어 오고 있다. 10년 규모 예측은 초기조건이 보다 중요한 계절-연 규모의 예측과 강제력이 보다 중요하게 작용하는 장기간의 기후변화 모의 사이의 중간 지점에 위치하기 때문에 실제로 10년 예측을 위해서는 엘니뇨 예측으로부터 온실가스에 대한 20세기 강제력 및 그 이후의 변화를 함께 고려해야하는 기후변화 모의까지의 정보와 기술을 함께 고려해야만 한다(그림 7.10). 한편 최근의 연구결과에 의하면 10년 규모 예측에 있어서 예측 시작 초기의 기후 상태(특히 해양초기상태)가 어떠한가에 따라 태평양진동(PDO)과 같은 지역별 예측성을 높일 수 있는 주요 메커니즘이 잘 표현되느냐 마느냐를 결정할 수 있다. 즉, 최근까지의 전지구 기후모델을 이용한 10년 이상의 기후변화 예측은 단지 외부강제에 따른 전망이었고 내부변동성을 보다 잘 예측하기 위해 필요한 초기조건 정보는 무시되었었다. 그러나 10년 규모의 기후는 엘니뇨, 열염순환의 변동, 해양 열용량편차와 같은 내부변동성에 의해 변화될 수 있기 때문에 초기상태에 대한 정확한 정보가 중요하다는 것이다. 실제로 Smith et al.(2007)은 해들리 센터의 역학모델인 HadCM3를 기초로 향후 10년의 지표기온을 예측함에 있어 온실가스와 에어로졸 배출의 인위적인 강제와 태양복사, 화산활동에 의한 변화를 비롯하여 초기조건으로서 대기와 해양의 관측 상태를 함께 고려하여 예측자료를 산출하였는데, 자료동화를 통한 관측초기조건이 고려된 10년 기후예측실험은 자료동화과정을 뺀 동일한 실험과 비교하였을 때 전구 및 지역기후의 예측(온난화 추세, 경년변동성)에서 정확도가 높아짐을 보였으며 이는 해양 열용량의 초기화와 이에 따른 대기 피드백이 예측성을 향상시키는 주된 요인임을 밝혔다. 이는 정확한 관측 초기상태가 10년 예측성을 높이는 데 있어 매우 중요한

역할을 한다는 점을 강조한 것으로서 특히나 해양 상태를 포함한 전구관측이 보다 강화되어야만 한다는 것을 시사한다.

그 외에 10년 예측에 있어 중요한 문제는 모델 결과의 검증과 관련되어 있다. 10년 예측의 성능을 어떻게 평가할 것인가? 10년 예측에 관한 정보는 어떻게 제공되어야 하고, 또한 이러한 정보는 어떻게 활용되어야만 하는가? 이와 관련된 부분은 향후 우리가 해결해야 할 과제일 것이다. 즉, 모델의 계통적 오차를 평가하기 위해 관측자료가 어떻게 축적되고 또 사용되어야 하는지, 모델 오차가 예측성에 미치는 영향은 어떠한 지, 그리고 모델 오차를 감소시키기 위한 방안 등은 향후 10년 예측에 있어 중요한 연구 분야가 될 것이다.

7.3.2. 한반도 기후변화 전망

7.3.2.1. 서론

21세기 중반의 기후변화는 현존하는 인류에 직접적인 영향을 주기 때문에 효율적인 적응 전략 수립을 위하여 단기 기후변화 전망은 매우 중요하다. 하지만, 10년 규모의 향후 30년간의 기후변화에 대한 최근까지의 연구들은 앞서 지적한 바와 같이 10년 규모 변동성에 중요한 해양 상태의 초기조건에 대한 고려를 하고 있지 못하다. 때문에 한반도 지역 단기기후 전망에 대한 연구 결과는 대부분 온실가스 배출 시나리오에 따라 산출된 전지구 기후변화 전망 자료를 사용하여 동아시아 지역으로의 규모축소 결과를 분석한 것이 대부분이다.

지금까지의 동아시아 및 한반도 지역기후변화 연구는 가까운 미래의 기후변화를 예측하는 단기 전망보다는 21세기 후반의 기후를 예측하는 장기 변화 전망에 초점을 맞추어 수행되어왔다. 또한, 시간 및 계산 자원의 한계로 인하여 대부분의 지역기후변화 전망은 현재와 미래의 특정 기간만 모의를 수행하여 결과를 비교하는 방법을 이용하였다. 이와 같은 불연속적인 모델 결과를 이용하여 기후변화를 전망할 때는 기후의 자연 변동성과 인위적인 영향에 의한 변화를 분리하기 쉽지 않아 기후변화 전망의 불확실성이 클 수 있다. 따라서, 현재부터 21세기 중반까지의 연속모의를 통한 10년 규모 단기 기후 예측에 관한 연구들이 앞으로 보다 활성화되어져야 할 것으로 생각된다. 본 절에서는 지역기후모델의 연속적인 모의 결과를 활용하여 21세기 중반의 한반도 기후변화를 전망한 결과를 기술하였다.

7.3.2.2. 기온과 강수의 변화

서울대학교에서는 미국 NCAR CCSM3의 B1 시나리오를 서울대학교 지역기후모델(Seoul National University Regional Climate model, SNURCM)로 규모축소하여 70년(1980～2049년) 동안의 고해상도(20 km 수평해상도) 한반도 시나리오를 산출하고, 미래 20년(2030～2049년)과 현재 20년(1980～1999년)의 차이를 비교하여 기온과 강수량 변화를 중심으로 한반도 기후변화를 전망하였다(환경부, 2006). 서울대학교에서 전망 결과에 따르면 미래 한반도의 연평균 지상온도는 현재에 비하여 약 1.5℃ 상승하고, 연평균 강수량은 80 mm가 감소하게 된다(그림 7.11). 지상온도의 경우 미래 지구 온난화에 의하여 한반도 전반적으로 상승하게 된다. 특히 전라도 지역의 온도 상승이 남한의 다른 지역보다 큰데 이는 이 지역의 미래 강수량 감소가 상대적으로 크기 때문이다. 강수량은 경기도와 황해도 일부를 제외하고는 대부분의 한반도 지역에서 감소하게 된다. 한반도의 지상온도가 증가하는 이유는 온실효과로 인하여 유출입 되는 장파 에너지 복사량이 증가하기 때문이고, 강수량이 감소하는 이유는 기후변화로 한반도 강수량에 큰 영향을 미치는 대규모 순환장이 변화하기 때문이다.

남한지역의 미래 지상온도는 현재에 비하여 모든 계절에 상승하는데 여름과 가을철의 온도 상승폭이 다른 계절에 비하여 크다(그림 7.12). 강수량의 경우 6월부터 7월 중반까지의 시기를 제외하면 대부분의 시기에 미래 강수량이 현재보다 감소하게 되는데 특히 초봄(3월)과 초가을(9월)의 감소가 현저하다(그림 7.12). 따라서 초여름의 강수 증가로 홍수 피해가 증가할 수 있고, 이수기의 강수량 감소로 물 부족이 야

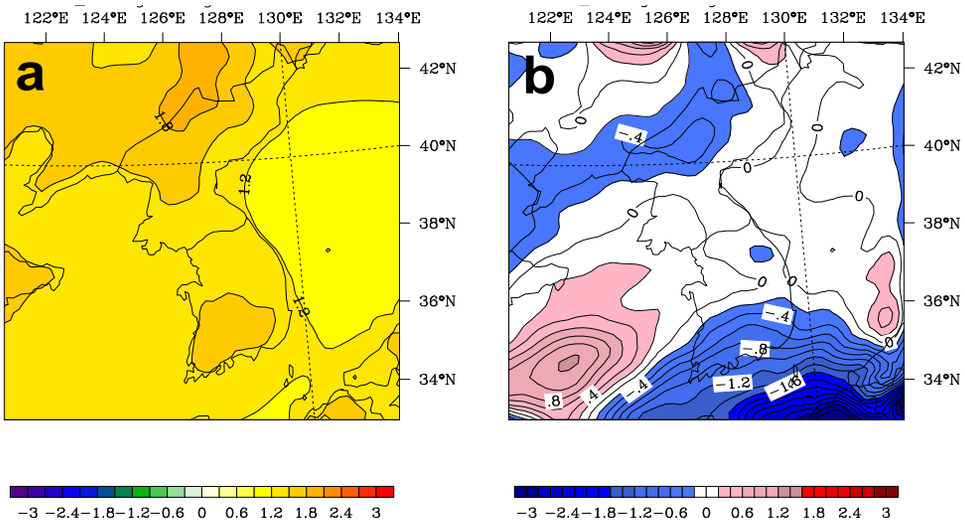


그림 7.11. 현재 20년(1980 ~ 1999)과 미래 20년(2030 ~ 2049) 사이의 (a) 지표기온(℃)과 (b) 강수량(mm day^{-1}) 차이 (환경부, 2006).

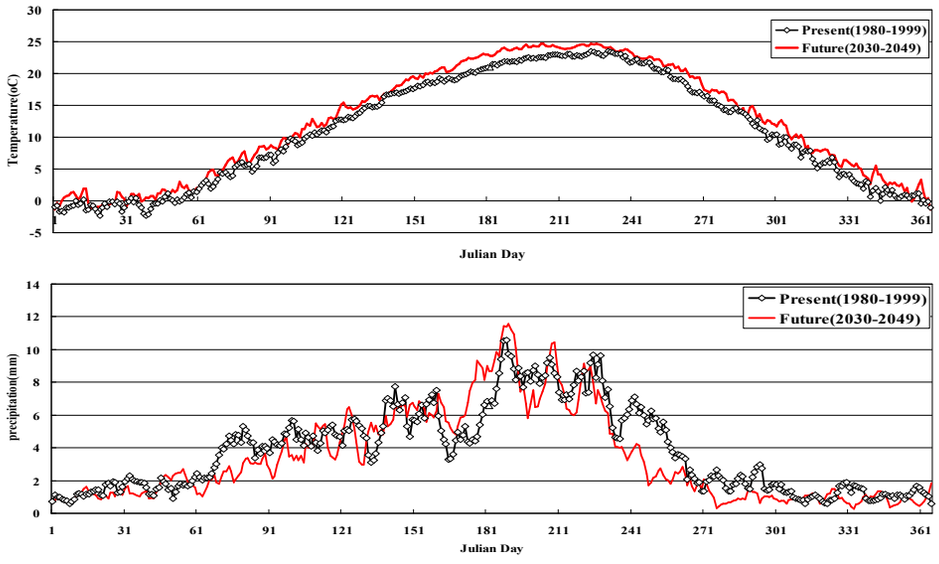


그림 7.12. 남한 지역에서의 20년 평균 일 지표 대기 온도(℃, 위) 및 강수(mm, 아래) 시계열(환경부, 2006).

기될 수 있다.

미래 지상온도의 증가가 계절의 특성을 변화시킬 수 있기 때문에 표 7.2에 지역기후 모의 결과를 토대로 계산한 현재와 미래의 계절 길이와 시종일의 변화를 분석하였다. 계절을 구분하기 위하여 겨울은 지상온도가 5℃이하인 기간, 여름은 20℃ 이상인 기간, 봄과 가을은 그 중간 기간으로 정의하였다. 현재보다 미래에 겨울과 봄의 기간은 줄어들고, 여름의 기간은 늘어난다. 현재보다 미래에 봄의 시작은 5일 빨라지고 기간은 11일이 줄어든다. 여름의 시작일은 16일 빨라지고, 기간은 24일이 증가한다. 가을의 경우는 시작일이 8일 늦어지지만 기간은 2일 증가해 거의 변화가 없다. 겨울은 시작일이 10일 늦어지고, 기간은 15일이 감소하게 된다.

7.3.2.3. 집중호우의 변화

기후변화에 의한 강수 강도의 변화를 조사하기 위

표 7.2. 현재와 미래 20년 평균 계절 길이와 시종일(환경부, 2006).

	Spring	Summer	Autumn	Winter
Present 20-year (season length)	18,Mar.~21,June (96)	22,June~13,Sep. (84)	14,Sep.~21,Nov. (69)	22,Nov.~17,Mar. (116)
Future 20-year (season length)	13,Mar.~5,June (85)	6,June~21,Sep. (108)	22,Sep.~1,Dec. (71)	2,Dec.~12,Mar. (101)

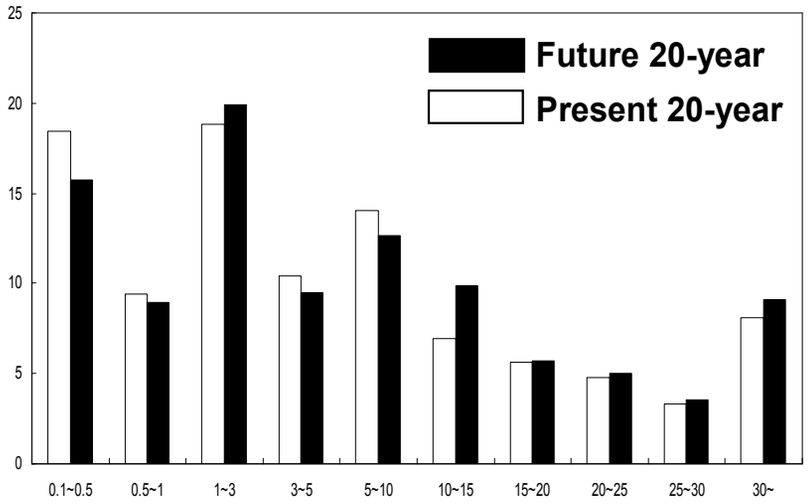


그림 7.13. 여름철(6 ~ 8월) 남한 73개 관측소에 대해 평균한 현재 20년과 미래 20년 강수강도(mm day^{-1})(환경부, 2006).

하여 남한지역에 대하여 20년 평균 여름철(JJA) 강수강도를 분석하였다(그림 7.13). 강수 강도는 일강수량을 10개의 구간으로 나누고, 각 강수 구간에 대한 빈도수를 구하여 계산하였다. 미래의 강수 강도는 현재에 비하여 다소 강해지는데 0.1 ~ 0.5 mm day^{-1}의 가장 약한 강수 구간이 뚜렷하게 감소하고, 30 mm day^{-1} 이상의 강한 강수가 미래에 증가하는 결과를 보인다. 이러한 미래 강수 강도의 증가는 한반도의 집중호우 증가와 연관될 수 있다. 현재보다 미래의 연평균 강수량은 50 mm 정도 감소하지만 일평균 80 mm 이상의 집중호우 발생 일수는 연평균 삼일 정도 증가한다(표 7.3). 모델이 모의한 강수를 대류성 강수와 비대류성 강수로 구분하면 대류성 강수는 미래에 현재에 비하여 10% 정도 증가하지만, 비대류성 강수는 약 7% 정도 감소한다. 이는 미래 대기불안정도의 증가로 강한 대류 현상이 증가하여 강수 강도와 집중호우 발생일수가 증가하지만, 연평균 강수는 대규모적인 특성의 변화로 감소한다는 것을 의미한다.

7.4. 장기 기후변화 전망

7.4.1. 전지구 기후변화 전망

7.4.1.1. 서론

단기 기후전망이 향후 30년 규모에 대해 초점을 맞추는 것에 비해 장기 기후전망은 100년 규모 이상의 장기적 변화 추세에 대한 모의를 대상으로 한다. 따라서 장기 기후전망의 실험은 IPCC 배출시나리오에 근거하여 2000년대 이후의 온실가스 배출 시나리오에 따른 기후변화를 모의한다. IPCC AR4에서 제시된 미래 지구 평균기온은 향후 20년간 0.2℃/10년 이상의 비율로 상승할 것으로 전망된다. 또한 온실가스 배출량이 많아질수록 온도가 증가하는 추세는 더욱 빨라지는데, 산업혁명 이전의 농도인 280 ppm의 약 2배가 되는 550 ppm이 되면 21세기말 기온은 약 2℃ 상승할 것으로 예상되며, 약 3.5배인 1,000 ppm

표 7.3. 남한의 연 강수량(mm)과 집중호우(80mm day^{-1} 이상) 빈도(환경부, 2006).

	Annual precipitation(mm)			Frequency of heavy precipitation (day year^{-1})
	Convective	Non-convective	Total	
Present 20-year (1980~1999)	121.1	917.0	1038.1	9.3
Future 20-year (2030~2049)	132.7	852.6	985.3	12.2

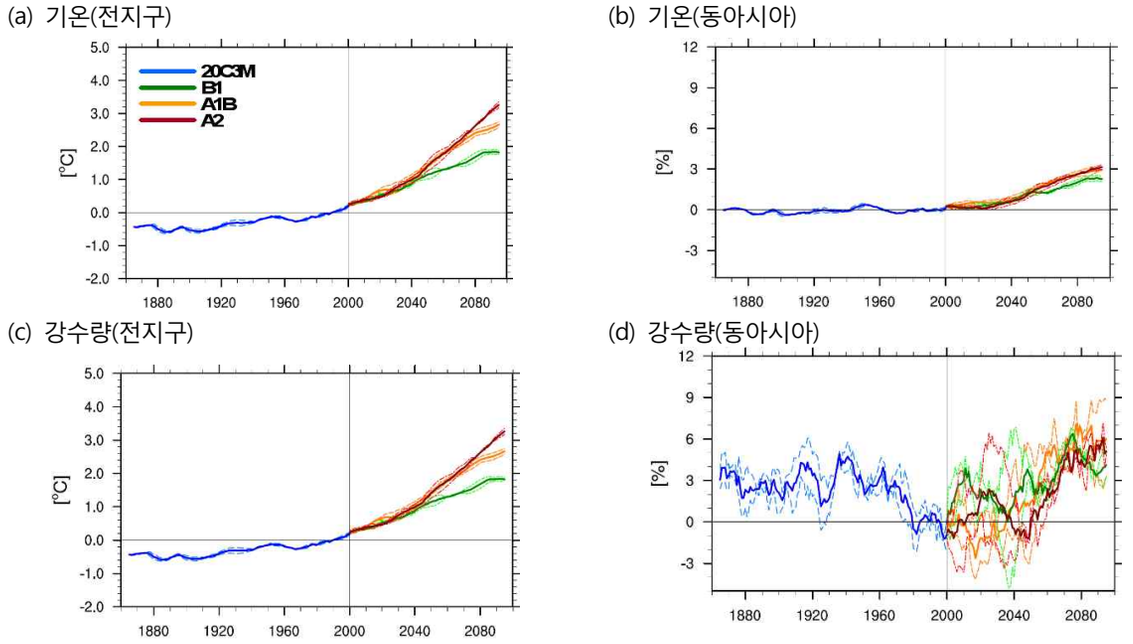


그림 7.14. 1980 ~ 1999년 대비 2080 ~ 2099년의 전구 및 동아시아 평균 기온과 강수량의 변화(국립기상연구소, 2009).

이 되면 약 4℃ 상승할 것으로 예상된다. 이와 함께 해수면도 18 ~ 59 cm 상승할 전망이다. 20세기 관측 자료에 나타난 바와 같이 온난화로 홍수, 가뭄, 열파의 빈도가 증가하고, 태풍의 세기가 강화될 가능성도 높다. 고산지대의 빙하와 북극의 해빙이 녹는 속도도 더욱 빨라질 것이다.

이러한 전지구적인 미래 기후변화는 지역적으로 농업, 산림, 생태계, 수자원, 보건 등 사회 경제적인 측면에 큰 영향을 가져올 가능성이 높다. 따라서 미래 기후변화를 전망하고 이로 인한 관련 대기순환의 변화 가능성 및 메커니즘에 대한 연구를 통해 우리나라 기후변화대응을 위한 과학적 근거를 산출하는 것이 매우 중요하다.

이에 국립기상연구소는 미래 전지구 기후변화 전망을 위해 독일의 막스플랑크 연구소 및 본 대학 기상연구소와 공동으로 ECHO-G 결합기후모델을 이용하여 다양한 온실가스 배출 시나리오에 따른 전지구 장기 기후자료를 수년간 생산, 분석하여 왔다(기상연구소, 2003, 2004, 2005, 2006; 국립기상연구소, 2007, 2008). 그리고 그 자료들은 IPCC 4차 평가보고서 작성을 위해 기후변화시나리오 자료센터에 제공되었고, 연구결과들이 반영됨에 따라 기후변화에 관한 국제적인 활동에 적극적으로 참여해오고 있다.

이 장에서는 A1B, B1, A2 온실가스 배출 시나리오로부터 산출된 전지구 기후자료로부터 지구온난화로 인한 기온 및 강수 등 주요 기후요소와 ENSO, 열대저기압, 중위도 지역 순환장, 동아시아 몬순 등 우리나라에 영향을 미칠 수 있는 대규모 순환장 및 기후변동모드의 변화를 전망한다.

표 7.4. 1980 ~ 1999년 대비 2080 ~ 2099년에 대한 온도 및 강수 변화(기상연구소, 2006).

SRES 시나리오		B1(550 ppm)	A1B(720 ppm)	A2(830 ppm)
지구평균	기온(℃)	1.8	2.6	3.0
	강수량(%)	2.3	2.9	3.0
동아시아	기온(℃)	2.7	3.8	4.3
	강수량(%)	3.9	6.2	5.2
기준: 1980 ~ 1999, 미래: 2080 ~ 2099				

7.4.1.2. 주요 기후요소의 변화

7.4.1.2.1. 기온

그림 7.14와 표 7.4는 ECHO-G를 이용한 B1, A1B, A2 시나리오 실험에 따른 전지구와 동아시아지역평균 기온 및 강수량 변화 시계열과 1980 ~ 1999년 대비 2080 ~ 2099년의 정량적 변화 값을 나타낸 것이다(기상연구소, 2006). 동아시아지역 기온상승 범위는 2.7 ~ 4.3℃로 전지구평균 기온상승 범위인 1.8 ~ 3.0℃를 상회하여 지구온난화가 급속하게 진행될 지역에 속하였다. 그리고 지역과 무관하게 온실가스 농도 증가가 클수록 기온 상승도 크며, 시나리오간의 공간적인 변화패턴은 유사하였다(구교숙 등, 2007; 차유미 등, 2007a). 이러한 기온변화경향은 AR4에서 보고된 모델간 앙상블 결과와도 일치한다.

그림 7.15에서 보이는 공간적인 변화에 따르면, 기온은 래브라도 해역과 남극해 주변을 제외하고 상승할 것으로 전망된다. 그리고 상대적으로 열적 관성이 큰 해양보다는 육지에서 온난화가 빠르고 특히 고위도에서 두드러진다. 또한 해양에서는 북태평양이 가장 큰 기온상승을 보이는 지역으로 나타났다(그림 7.15a). 한편 기온하강이 예상되는 두 지역(래브라도 해역과 남극해 주변)은 온난화가 진행되면서 그 지역의 해양 대류가 약화됨에 따라 대기로 전달되는 열속이 감소된 영향으로 사료된다(Russell and Rind, 1999). 계절에 따른 기온변화를 살펴보면, 여름에는 북반구 40°N부근에서 가장 상승이 크며, 겨울에는 고위도로 갈수록 상승이 두드러지는 것으로 나타난다. 특히 북극에서 기온 상승이 큰 데, 이러한 변화는 극지역의 거대한 만년설의 녹음을 상당히 촉진시켜 전 세계적인 해수면 고도의 상승을 유발될 수 있음을 시사한다.

7.4.1.2.2. 강수

ECHO-G를 이용한 B1, A1B, A2 시나리오 실험에 따른 전지구 및 동아시아 지역평균 강수변화에 따르면, 동아시아 지역 강수는 3.9 ~ 5.2% 증가하고, 전지구 강수는 2.3 ~ 3.0% 증가하여 지구온난화로 대체로 강수는 증가하며, 동아시아 지역에서 반응이 클 것으로 전망된다(그림 7.14, 표 7.4). 그러나 온실가스 농도 증가에 따라 선형적으로 증가하는 전지구 평균 강수와 달리 동아시아 지역 강수는 A1B시나리오 실험에서 증가가 가장 뚜렷하였다. 이는 강수 타입(대규모 강수와 대류성 강수)에 따른 계절적, 지역적 변화 차이로 인한 것으로 내륙지역에서는 여름철 대류성 강수와 겨울철 대규모 강수가 온실가스 농도 증가에 따라 선형적으로 증가할 것으로 나타났으나 그 외 해양지역에서의 강수변화나 다른 타입의 강수변화가 미미하거나 큰 변동성으로 인해 일관된 변화패턴을 보이지 않고 상당한 불확실성이 존재하는 것으로 나타났다(Min et al., 2006; 차유미 등, 2007a). 그러나 동아시아 지역 강수의 불확실성에도 불구하고, ECHO-G 뿐만 아니라 대부분의 모델을 이용한 전망연구에서 동아시아 지역의 강수량은 증가하는 것으로 분석되고 있다(Dai et al., 2001; Min et al., 2004, 2006; Meehl et al., 2005; Kimoto, 2005; Kripalani et al., 2006).

공간적인 강수량 변화 그림 7.15b는 전반적으로 아열대에서는 감소하고 중고위도에서는 증가하는 것으로 전망된다. 적도지역은 겨울철 동태평양에서 강수가 감소하는 경향을 제외하고 대체적으로 증가한

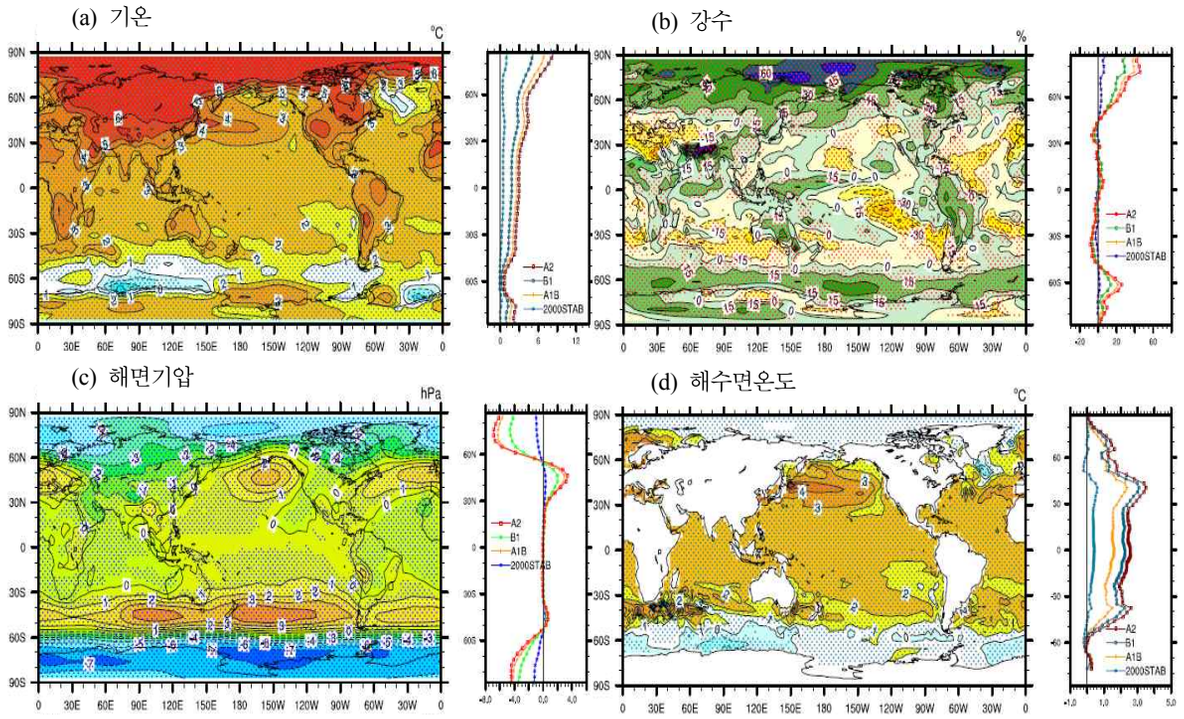


그림 7.15. A2 시나리오에서의 연평균 지표 대기 온도, 강수, 해면기압 및 해수면 온도의 변화 분포(왼쪽)와 20C3M 안정화 시나리오, A1B, B1 및 A2 시나리오에서의 동서평균 편차(오른쪽). 편차(anomaly)는 모두 1980 ~ 1999년 대비 2080 ~ 2099년 기간에 대한 것이다. 점은 95%에서의 신뢰도를 갖는 구간을 의미한다(기상연구소, 2006).

다. 그리고 사하라 사막 주변은 계속해서 강수가 줄어 미래에 더욱 사막화가 가속될 것으로 나타난다. 반면에 기온상승이 뚜렷한 육지에서는 지면가열로 인해 강수가 증가할 것으로 예상된다. 여름에는 동아시아 몬순지역을 비롯한 인도몬순지역, 아마존 유역, 적도태평양, 온난해수역-필리핀 해 주변 등 강수가 많은 지역에서 더욱 강수가 증가하는 경향이 나타난다. 겨울에는 북반구 40°N 이북으로 강수증가가 뚜렷하고 열대 동태평양과 온난해수역 주변에서 여름과는 달리 강수가 감소한다.

7.4.1.2.3. 해면기압

해면기압 그림 7.15c는 위도에 따른 변화가 뚜렷하고 저위도보다 고위도에서 변화가 크다. 그 변화를 보면, 대체로 양극지역에서는 기압(60 ~ 90°)이 낮아지고 중위도(30 ~ 60°)에서는 높아지는데, 이는 양의 극진동(Arctic Oscillation)과 유사하다. 이는 Yamaguchi and Noda(2006)가 보인 바와 같이 대부분의 온실가스 증가 시나리오 결과에서 나타난다. 또한 본 연구에서 사용된 ECHO-G는 ENSO와 같은 적도지역의 진동보다 극진동이 중위도에 더 크게 영향을 미치는 것으로 분석되어, 양의 극진동 상태에서 관측에서 주로 나타나는 폭풍경로, 제트류의 북상, 중위도의 기온상승, 시베리아 고기압의 약화 등이 모의 결과에서도 예상된다. 한편 여름에는 유럽, 동아시아 등의 북반구 내륙에서 강한 지면가열로 인한 지역적인 저기압성 아노말리가 발달하여 이 지역들을 중심으로 강수가 증가할 것으로 전망된다.

7.4.1.2.4. 해수면온도

해수면온도 그림 7.15d는 양극지역 주변에서 낮아지는 것을 제외하고 대부분 상승한다. 고위도의 해빙이 존재하는 지역은 해수면 온도가 어는점으로 유지되어 해수면온도 변화가 거의 없다. 해수면온도의 상승은 태풍강도 등의 직접적인 기상악화뿐 아니라 해수면고도 상승, 염분의 변화로 인한 이차적인 변화를

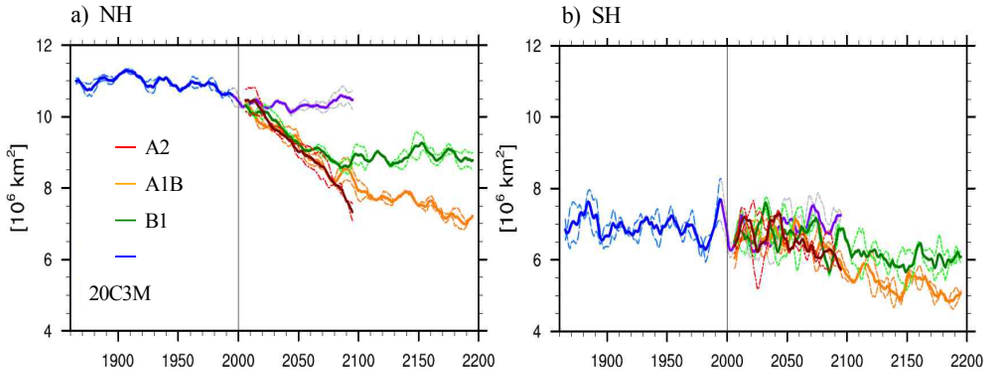


그림 7.16. 각 실험별 1980 ~ 1999년 대비 1986 ~ 2200년의 연평균(10-yr 이동 평균) 해빙면적(국립기상연구소, 2007).

야기할 수 있다. 우리나라와 근접한 북태평양 지역의 해수면온도 상승이 가장 두드러지며 계절적으로는 여름철에 더 높게 전망된다. 따라서 미래 태풍강도 변화 연구에 보다 주목해야 할 것이다. 적도지역에서는 계절에 따라 동서 태평양의 온도상승 정도가 변화한다. 여름에는 동태평양이 서태평양에 비해 해수온 상승이 커서 마치 엘니뇨 패턴과 닮았으며, 겨울에는 이와 반대이다. 이러한 변화로 적도지역의 강수 또한 각 시기에 일반적으로 나타나는 패턴을 가진다. 여름에는 엘니뇨기에 일반적으로 강수가 많은 것으로 예상되는 중앙태평양을 중심으로 강수가 증가하는 것으로 전망되며, 겨울에는 라니냐기의 강수패턴과 마찬가지로 중앙태평양의 강수는 감소하고 서태평양에서는 증가함을 확인할 수 있다.

7.4.1.2.5. 해빙면적

해빙면적(Sea Ice Extent)은 온실가스 농도가 증가할수록 축소될 것으로 전망된다(그림 7.16). 2000년 안정화 시나리오가 가장 변화가 작고 A2 시나리오가 가장 변화가 크다. 월별 변화경향을 살펴보면, 양 반구 모두 전 계절에 걸쳐 해빙이 축소된다. 이 중 북반구의 경우는 해빙면적이 최대로 줄어드는 9월에 가장 감소가 크며, A2 시나리오의 경우 21세기말(2080 ~ 2099년)에 현재(1980 ~ 1999년)보다 최대 5.9×10^6 km^2 즉 86.5%까지 감소가 예상된다(그 외, B1 시나리오의 경우 3.6×10^6 km^2, A1B 시나리오의 경우 4.9×10^6 km^2). 남반구의 경우는 해빙면적이 최대로 증가하는 9월에 가장 감소가 크고, A2 시나리오의 경우 현재보다 최대 2.1×10^6 km^2 감소할 것으로 예상된다(그 외, B1 시나리오의 경우 1.3×10^6 km^2, A1B 시나리오의 경우 1.7×10^6 km^2).

7.4.2. 한반도 기후변화 전망

7.4.2.1. 서론

최근 들어 한반도에서도 이상고온, 집중호우 등 이상기후가 자주 발생하고 이로 인한 피해가 점차 커지고 있으며, 앞으로도 기후변화에 따른 이상기후의 발생은 빈발할 것으로 예상된다. 따라서 이러한 기후변화에 효과적으로 대처하기 위해서는 앞으로 한반도 지역에서 나타날 수 있는 상세한 기후변화의 시나리오를 생산하는 것이 필요하다. 대부분의 기후변화 전망 연구에서는 상세한 기후정보를 얻기 위하여 지역기후모델을 사용하여 전구기후모델의 시나리오를 역학적으로 규모축소하는 방법이 사용되고 있다. 국내에서 이처럼 지역기후모델을 이용한 한반도 기후변화 시나리오 산출 연구는 국립기상연구소와 여러 대학에서 이루어졌다.

국립기상연구소에서는 유엔기후변화협약 대응을 위한 과학적 정보 생산을 위하여 미래 기후변화 시나리오를 산출하고 있으며, 산출된 미래 기후변화 전망 자료는 한반도 기후변화 영향평가에 활용될 수 있도록 지형적 특성을 반영하는 역학적 상세화를 활용, 30 km 이하의 우리나라 고유의 기후변화 정보를 생

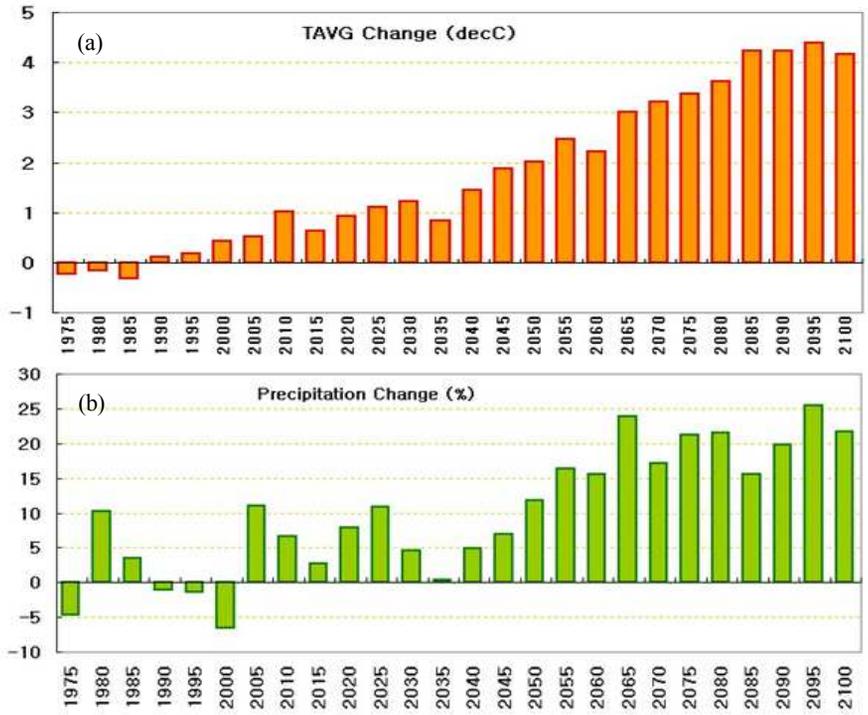


그림 7.17. MM5 A1B 모의로부터 얻은 1971 ~ 2000년 대비 1971 ~ 2100년간의 한반도(34.5°N ~ 42°N, 125°E ~ 130°E) 5년 평균 (a) 기온과 (b) 강수량의 변화(국립기상연구소, 2009).

산하고 분석해왔다. 또한 이를 통해 획득한 연구 결과들은 유엔기후변화협약대응 국가보고서, 기후변화협약대응 제3차 종합대책에 활용되었고, 산림, 수자원, 농업, 보건, 환경정책평가 등 기후변화와 관련된 다양한 부문의 영향평가를 위한 근거자료로 제공되는 등 정책수립을 위한 기초 자료로 제공되었다.

서울대학교에서는 환경부의 차세대핵심환경기술개발사업 중 "기후변화에 의한 물순환의 예측 및 영향평가" 과제를 수행하면서 동아시아와 한반도에 적합한 지역기후모델을 개발하였고, 이를 이용하여 20 km 수평해상도의 한반도 기후변화 시나리오를 산출하였다. 또한 고해상도의 시나리오를 수문모델링에 활용하여 기후변화가 금강유역의 물순환 변화에 미치는 영향을 평가하였다.

연세대학교에서는 한국환경정책평가연구원과의 공동연구로 "지구온난화에 따른 지역규모 대기질 영향평가" 과제를 수행하여, 50 km 해상도의 동아시아 지역기후와 12 km 해상도의 한반도 지역기후변화 시나리오를 생산하였다. 또한, 도출된 기후자료를 이용하여 대기질 모의를 수행하였다.

이 절에서는 국립기상연구소와 서울대학교, 연세대학교에서 산출한 한반도 기후변화 시나리오를 바탕으로 한반도의 기온, 강수, 습도의 변화, 계절 및 아열대 기후구의 공간적 변화, 극한 기후의 발생빈도 및 강도 변화 등 미래 우리나라 기후변화의 기후적 영향을 제시하여 국내 기후변화연구의 활성화에 기여하고자 한다.

7.4.2.2. 기온과 강수의 변화

기후모델들을 이용하여 산출한 미래 기온과 강수의 변화는 사용한 모델의 종류, 온실가스 배출 시나리오의 종류, 분석하는 기간에 따라 다양한 결과가 도출될 수 있다. 국립기상연구소와 서울대학교에서 산출된 한반도 기후변화 시나리오에 따르면 미래 한반도의 기온상승 경향은 일치하나, 강수량의 변화 경향은 시나리오 종류와 분석시기에 따라 결과가 다르게 나타났다.

국립기상연구소가 산출한 한반도 기후변화시나리오의 종류는 다양하지만, 반응정도의 차이만 있을 뿐, 모델의 모의특성과 온실가스 농도가 증가할수록

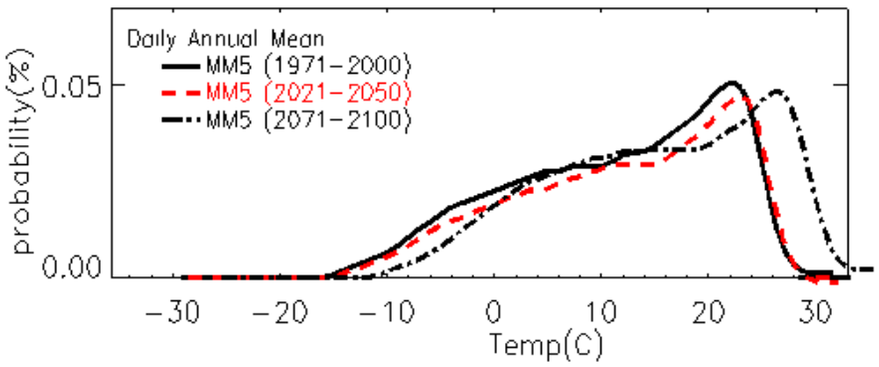


그림 7.18. 27 km 해상도를 갖는 MM5로 모의한 우리나라 일평균 기온의 확률분포함수. 실선과 점선, 선-점선은 각각 20세기 후반(1971 ~ 2000년), 21세기 전반(2021 ~ 2050년) 및 21세기 후반(2071 ~ 2100년)에 대한 모의이다(국립기상연구소, 2008).

기온이 상승하는 경향은 유사하다. 20세기말(1971 ~ 2000년) 대비 21세기말(2071 ~ 2100년) 기온변화는 A1B 시나리오 경우 한반도 전지역(34.5°N ~ 42°N, 125°E ~ 130°E)에 대하여 4℃ 상승하고(그림 7.17), 남한내륙지역에서는 3.8℃ 상승할 것으로 전망되며 고위도로 갈수록 기온상승이 뚜렷하였다. 계절적인 변화는 겨울에 기온상승이 가장 크며, 여름에 가장 작았다. 온실가스 농도 증가가 큰 A2시나리오의 경우 A1B시나리오보다 큰 기온상승이 전망되었다(국립기상연구소, 2008; Boo et al., 2006).

모델에서 모의되는 20세기말 한반도 평균기온은 산악지역과 해안지역 등 지형 분포에 따라 현실적으로 표현되고 있으나 관측기온보다 낮은 특징을 보인다. 그러나 상대적으로 고해상도인 18 km 해상도 기온이 가장 오차가 적어 해상도가 높을수록 모의능력이 향상됨을 알 수 있었다.

기후변화는 기후요소의 평균값과 더불어 분산에도 변화를 가져오므로 평균기후의 작은 변화는 극한기후의 발생빈도에 큰 변화를 야기할 수 있다. 이에 특정 기온별 빈도 변화를 살펴볼 수 있는 확률밀도함수(PDF) 분석을 수행하였다. 확률밀도함수는 하나의 그래프로 많은 양의 자료에 대한 종합적인 통계 분석이 가능한 유용한 방법이다(Brankovic and Palmer, 1997). 그림 7.18은 27 km 해상도 MM5의 20세기 후반(1971 ~ 2000년), 21세기 전반(2021 ~ 2050년), 21세기 후반(2071 ~ 2100년)의 우리나라 일평균기온의 확률밀도함수를 보인 것으로, 일평균기온은 저온구간의 분산이 고온구간보다 커서 평균에 대하여 비대칭적 분포를 보인다. 미래에는 지구온난화가 진행됨에 따라 확률밀도함수도 전체적으로 온도가 높은 쪽으로 치우치나 형태의 큰 변화는 없다. 그러나 겨울철의 큰 기온상승으로 저온구간의 감소가 고온구간의 증가보다 커서 21세기말에는 20세기말에 비해 기온연교차가 1.7℃ 감소할 것으로 전망된다. 이러한 기온분포의 변화는 일최고기온 및 일최저기온에서도 유사하게 나타나며, 낮은 온도의 뚜렷한 상승으로 일최고기온보다 일최저기온의 상승이 클 것으로 전망되었다(그림 7.19).

한반도는 지역강수를 모의하는 데 상당히 어려운 지리적 위치에 속하며 복잡한 지형 구조를 띄고 있다. 국립기상연구소는 이러한 영향을 고려하기 위해 Time-slice 적분과 역학적 상세화를 동원하여 보다 상세한 강수자료를 산출하고자 하였다(국립기상연구소, 2008). 역학적 상세화한 결과는 지역기후모델에서 일반적으로 발견되는 여름강수의 과소모의 경향과 강수의 작은 계절변동 특징이 존재하지만, 현재기후(1971 ~ 2000년)에 대한 제주도, 남부해안지역, 강원산지 등 다우지역과 경상북도의 소우지역을 어느 정도 현실적으로 모의하였다. 20세기말(1971 ~ 2000년) 대비 21세기말(2071 ~ 2100년) 강수량변화는 27 km 해상도의 A1B시나리오경우 한반도 전지역(34.5°N ~ 42°N, 125°E ~ 130°E)에 대하여 17% 증가하고, 남한지역에서는 13% 증가할 것으로 전망되어 대체로 기온상승이 큰 지역에서 강수량이 많은 경향을 보인다

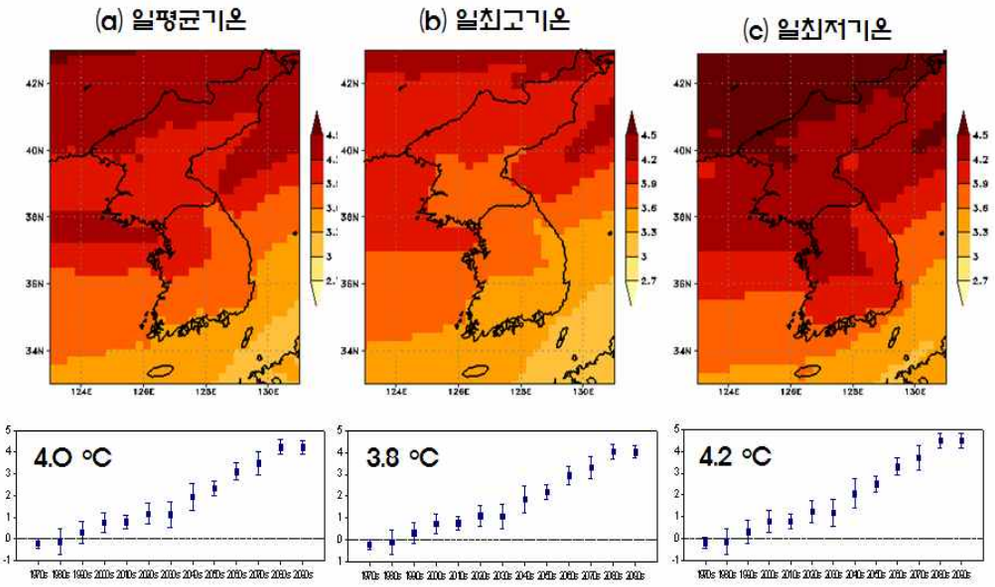


그림 7.19. 27 km 해상도를 갖는 MM5를 이용한 A1B 시나리오 모의 결과 1971 ~ 2000년 대비 2071 ~ 2100년 기간의 일평균, 최대 및 최소 온도 변화[℃](국립기상연구소, 2008).

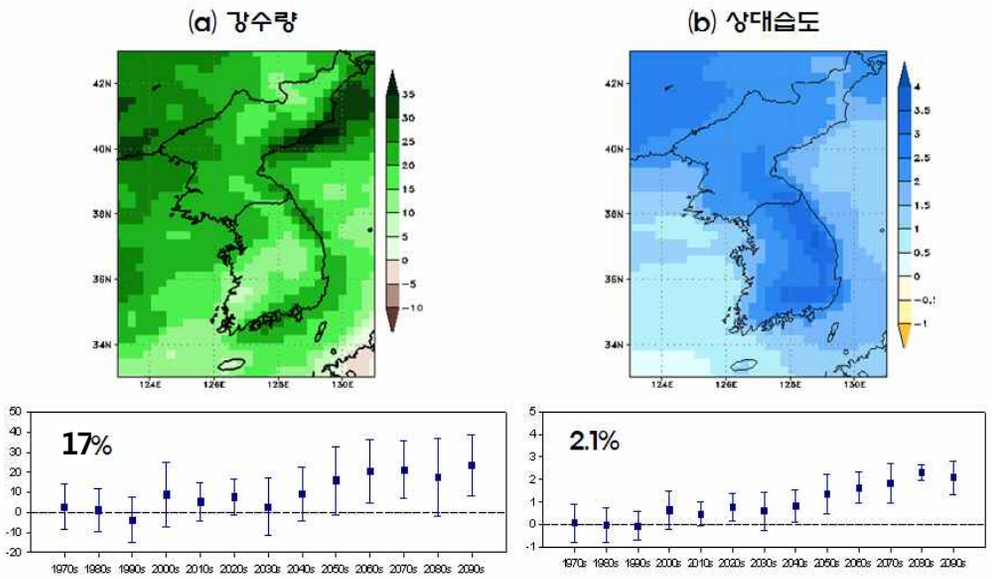


그림 7.20. 27 km 해상도를 갖는 MM5를 이용한 A1B 모의 결과에서 1971 ~ 2000년 대비 2071 ~ 2100년 기간 동안의 강수량과 상대습도 변화(국립기상연구소, 2008).

(그림 7.20). 그리고 상대습도의 증가가 큰 지역인 남동부 해안지역에서도 강수량 증가가 클 것으로 나타났다. 우리나라 강수량 증가는 9월과 8월에 가장 크고 겨울~초여름에는 해상도에 따라 미미하게 증가하거나 감소하는 변화의 차이를 보여 전반적으로 강수의 계절변동이 더욱 커질 것으로 전망된다.

모델에서 모의되는 강수량은 과소 모사되는 특징이 있어 여름철의 경우 관측강수량에 비해 최대 50%까지 적은 경우도 있었다. 이를 고려하여 국립기상연구소(2008)에서는 관측 강수의 호우 기준(80 mm/day)이 아닌 관측상 호우 발생빈도(4% 내외)가 유사한 50 mm/day 이상을 '호우'라 정의하고, 강수강도(1 ~ 10 mm/day, 10 ~ 30 mm/day, 30 ~ 50 mm/day, 50 mm/day 이상)에 따른 미래 우리나라 여름강수 빈도 및 강수

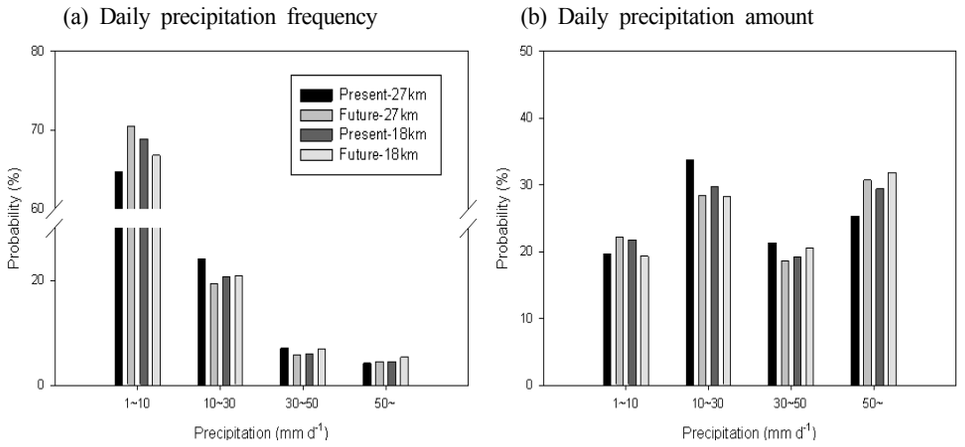


그림 7.21. 27 km 및 18 km 해상도를 갖는 MM5로 모의한 1979 ~ 2000년과 2079 ~ 2100년의 일 강우빈도 및 강우량 (국립기상연구소, 2008).

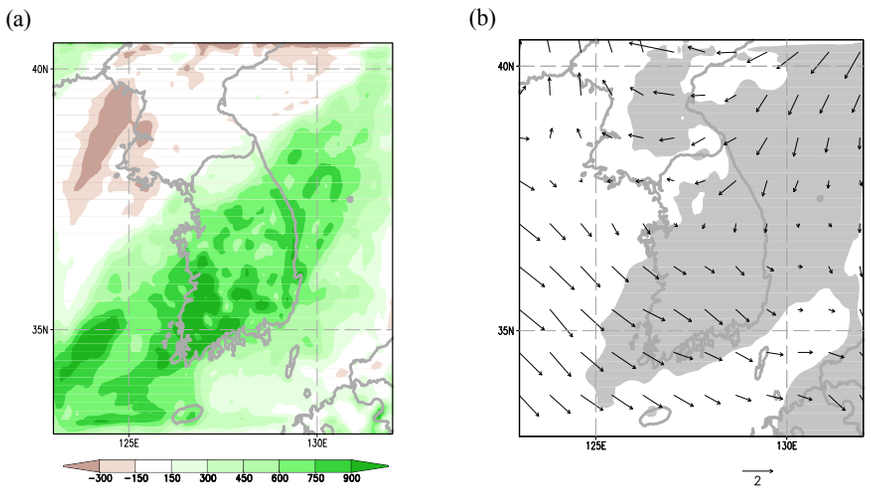


그림 7.22. 2055년과 1995년 여름 사이의 (a) 강수(mm)와 (b) 850 hPa 바람(ms^{-1}; vector) 그리고 비습($g\,kg^{-1}$; shadings)의 변화(Hong et al., 2010).

량의 변화를 살펴보았다.

우리나라 강수강도별 분포를 보면(그림 7.21), 전체 여름 강수일 중 과반수가 약강수일(1 ~ 10 mm/day)에 해당하였으며 강수량 비율은 총 강수량의 20% 내외였다. 호우(50 mm/day이상)는 4% 내외로 발생빈도가 적지만, 총 강수량 비중(30%이내)이 약강수량보다 컸다. A1B시나리오에 따른 21세기말(2079 ~ 2100년)에는 약강수 발생빈도가 20세기말(1979 ~ 2000년)에 비해 27 km 해상도 모델의 경우 증가하고, 18 km 해상도 모델의 경우 감소하는 상반된 변화가 전망되었으나 강수량 비율 변화는 매우 미미하였다. 이와는 달리 호우는 두 모델에서 모두 발생빈도가 증가할 것으로 전망되고, 이로 인해 미래 호우로 인한 강수비율이 30%를 초과할 것으로 나타났다.

연세대학교에서는 강수 아노말리의 표준편차가 크지 않아 현재기후를 대표할 수 있는 해인 1995년과 RMIP 프로젝트에서 제공하는 A1B 시나리오의 중간해인 2055년을 각각 현재와 미래에 대한 수치 모의 대상 기간으로 선정하여 한반도의 기후 변화를 예측해보았다.

2055년의 미래기후에서 모의된 여름철의 누적강수량을 살펴보면, 남한 대부분의 지역에서 현재 기후에서 모의된 강수량에 비해 2배 정도 증가하는 양상을 보인다(그림 7.22a). 이는 한반도 북동쪽 해안에서의

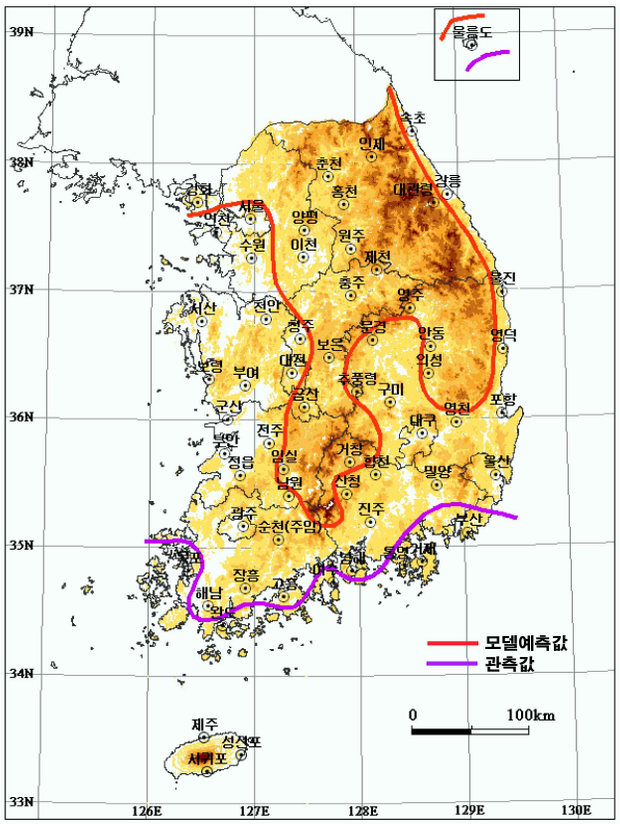


그림 7.23. 21세기말 아열대 기후 구 전망. 빨간선은 현재(1971 ~ 2000년) 관측 자료(보라색 선)에 현재와 미래(2071 ~ 2100년) 모델 자료값의 차이를 더한 자료를 사용해서 모의한 북쪽 한계선을 의미한다(국립기상연구소, 2008; 권영아 등, 2007a).

북동풍과 남서쪽의 북서풍이 증가함에 따라 습윤한 공기가 남한에 수렴되는 양이 증가하기 때문인 것으로 분석된다(그림 7.22b).

7.4.2.3. 한반도 기후구의 변화

최근 우리나라는 지구온난화로 인해 과거에는 경험하지 못했던 다양한 형태의 기후변화를 겪고 있다. 꽃이나 잎의 발아시기가 빨라지고, 농작물의 주산지와 생육기간이 바뀌며, 예전에 없던 병충해로 인한 피해가 속출하고 있다(박용하 등, 2000; 이승법 등, 2003; 이승호와 이경미, 2003; 기상연구소, 2003, 2004). 뿐만 아니라 해양에서는 난류성 어족인 오징어가 서해안과 동해안에서 빈번하게 출현하고 남해안 연안에서는 아열대의 해양에서 볼 수 있는 해파리 떼가 출현하고 있다. 수온이 높아지면서 양식하던 김이 녹는 현상들도 발생하는 등 기후변화에 따라 어종이 변화하거나 수산 자원이 달라지고 있다(박종화, 2000). 이러한 부문별 변화가 전국적으로 감지됨에 따라 미래 우리나라 기후가 '아열대화' 될 가능성이 제기되고 있다. 국립기상연구소(2007)는 이에 주목하고, 현재 육상 및 해양 생태계 분포 특성과 비교적 유사한 패턴을 보이는 트레와다 방법을 이용하여 미래 우리나라 기후구 변화를 살펴보았다.

트레와다 방법에 따른 아열대 기후구의 정의는 최한월 평균기온이 18℃이하이면서 월평균기온이 10℃ 이상인 달이 8 ~ 12개월 이상이며(Trewartha and Horn, 1980), 이를 현재 평년기후(1971 ~ 2000년)에 적용하면 제주도 지역과 남해안 일부 관측지점(거제, 마산, 부산, 통영, 목포, 여수, 완도)이 포함된다. A1B시나리오에 따른 미래 기후구 전망에 따르면(그림 7.23), 아열대 기후구 북쪽 경계가 점차 북상하며, 특히 태백산맥의 풍하측에 속한 동해안지역의 아열대화의 가속이 뚜렷하다. 2021 ~ 2050년에는 남해안과 동해

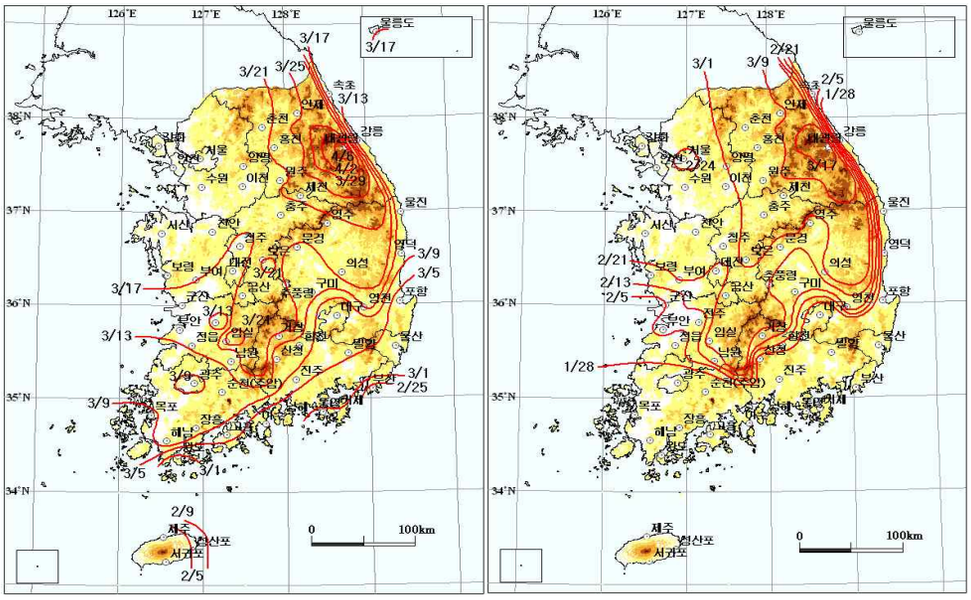


그림 7.24. 1971 ~ 2000년(왼쪽)과 2091 ~ 2100년(오른쪽) 동안의 봄 시작일(국립기상연구소, 2008; 권영아 등, 2007b).

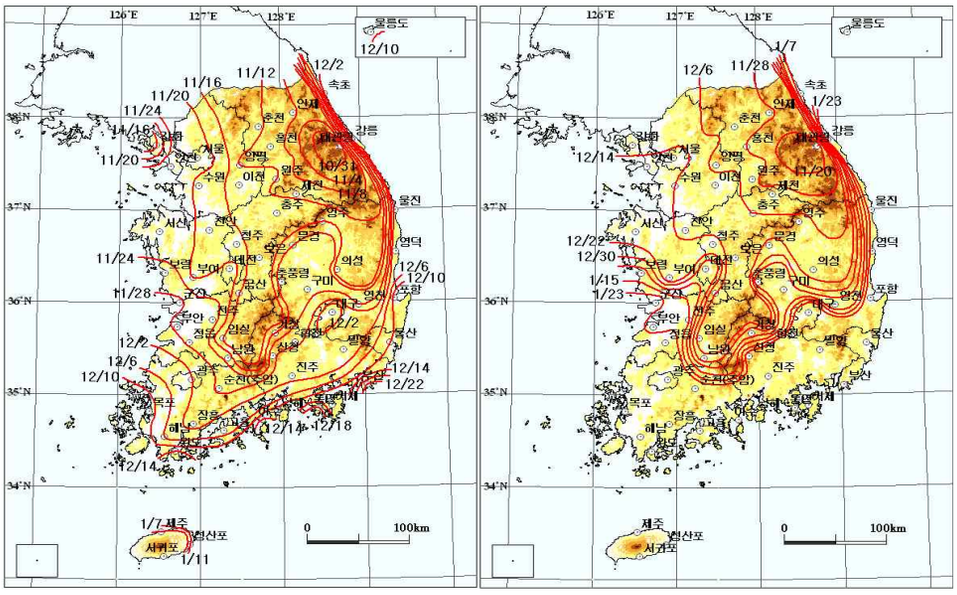


그림 7.25. 1971 ~ 2000년(왼쪽)과 2091 ~ 2100년(오른쪽) 동안의 겨울 시작일(국립기상연구소, 2008; 권영아 등, 2007b).

안지역이 모두 아열대 기후구에 속하게 되며, 그 이후에도 아열대 기후구 경계의 북상이 계속되어 2071 ~ 2100년에 이르러서는 태백산맥과 소백산맥 등 주요 산지를 제외한 내륙지역까지 아열대 기후구가 확장될 것으로 전망된다.

한편, 우리나라는 열 교환이 활발한 중위도 유라시아 대륙 동안에 위치하고 있어 계절적 변화가 뚜렷한 특징을 가지고 있다. 그러나 지구온난화로 인한 우리나라의 기온변화 전망에 따르면 일최저기온의 상승이 두드러지고, 상대적으로 일최고기온의 상승이 약하여 미래 기후변화에 따른 계절의 전이가 예상된다. 이에 국립기상연구소(2008)는 기후학적인 측면에서의 자연 계절을 기준으로, 계절의 시작일과 지속기간 변화를 전망하였다.

계절 구분은 단순히 3달 간격으로 나누는 방법, 천문학적 계절 구분, 기상학적 계절 구분, 식물계절 구

분 등 다양하나, 여기서는 이병설(1979)의 기온 임계치를 이용하여 계절을 구분하였다. 봄 시작일의 기온 임계치는 일최저기온이 0℃이상, 일평균기온이 5℃ 이상, 여름 시작일의 기온 임계치는 일평균기온 20℃ 이상, 일최고기온 25℃이상, 가을 시작일의 기온 임계치는 일평균기온 20℃ 이하, 일최고기온 25℃ 이하, 겨울 시작일의 기온 임계치는 일최저기온 0℃ 이하, 일평균기온 5℃ 이하로 각각 정의하였으며, 기온 임계치에 해당하는 마지막 일을 계절의 종료일로 규정하였다.

일별 기온자료는 일시적인 이상기온현상의 영향을 배제하기 위해 버터워스 로패스필터링(Butterworth lowpass filtering) 기법을 이용하여 계절의 주기가 되는 90일이상의 장주기 성분만을 추출하여 사용하였다(Stearns, 1984; 윤원태 등, 1998; 윤원태와 부경온, 1999). 2장의 7개 관측지점(서울, 인천, 강릉, 전주, 대구, 목포, 부산)을 이용한 분석에서 본 바와 같이 20세기 후반 들어 봄의 시작 시기가 점점 빨라지고 있으며 위도가 낮은 지역일수록 현저하였다. 이러한 변화는 지구온난화로 더욱 가속화되는데, 제주도와 일부 남해안지역을 제외하고 3월에 봄이 시작되던 20세기말(1971～2000년)에 비해 A1B시나리오에 근거한 21세기말(2091～2100년)에는 주요 산악지역을 제외한 모든 지역에서 3월 이전에 봄이 시작될 것으로 전망되었다(그림 7.24와 그림 7.25). 여름 시작일의 경우 위도나 해안지역보다는 분지형태를 띄는 지역에서 빨라지면 가열에 의한 효과가 큰 지역에서 여름이 먼저 시작하는 것으로 나타났다. 그리고 미래에는 지구온난화로 여름 시작일이 가장 이른 대구의 경우 5월 말경에서 4월 말경으로 한 달 가량 빨라질 것으로 전망되며, 해양의 영향을 받는 인접지역은 여름 시작일의 빨라지는 추세가 상대적으로 느렸다.

가을과 겨울은 지구온난화로 인해 그 시작일이 늦어질 것으로 전망된다. 20세기말의 경우 강원산지를 제외한 지역에서 9월 이후 가을에 접어들었으나, 21세기 말에는 전국이 9월 이후에 가을이 시작되며 20일 정도 가을시작일이 늦어질 것으로 나타난다. 겨울은 가장 두드러진 변화를 보이는 계절로 나타났다(그림 7.26과 그림 7.27). 겨울은 북서계절풍의 영향으로 우리나라의 북서지역과 고도가 높은 산악지역부터 시작되는 특징이 있고 남해안과 동해안지역은 상대적으로 느린 12월에 겨울이 시작되었다. 그러나 21세기 말에는 일최저기온의 두드러진 상승으로 남부 및 남서부지역의 경우 이듬해 1월이 되어서야 겨울에 접어드는 것으로 나타나며, 제주도와 울릉도를 포함한 남해안 및 동해안, 남해안지역에서는 기상학적 겨울이 없어지는 것으로 전망된다.

미래에는 여름의 시작이 빨라지고, 가을의 시작이 늦어짐에 따라 여름에 해당하는 기간은 길어질 것으로 전망된다. 여름 지속기간에 따른 공간패턴은 현재와 미래에 큰 변화가 없지만, 위도가 낮을수록 여름 지속기간은 더 길어질 것으로 나타나며, 가장 위도가 낮은 서귀포의 경우 6개월 이상이 여름철에 해당할 것으로 전망된다. 반면, 겨울 지속기간은 겨울 시작일이 늦어지고, 봄 시작일이 빨라짐에 따라 짧아질 것으로 예상된다. 특히 앞서 언급한 제주도와 울릉도 및 동해안지역, 그리고 남해안지역의 경우 겨울이 사라지며, 강원산지만 90일 이상의 겨울 지속기간이 나타날 것으로 전망되었다. 가을 지속기간은 가을 시작일보다 겨울 시작일이 늦어지는 경향이 더 뚜렷하여 대부분의 지역에서 길어지는 것으로 예상되었고 대체적으로 동해안과 남해안에 인접한 지역일수록 지속기간이 길 것으로 나타났다. 그러나 봄 지속기간은 지역에 따라 길어지거나 짧아지는 경향이 서로 상이하였다.

7.4.3. 기후 민감도와 강제력에 대한 반응

기후민감도는 주어진 강제력에 대해 전구기후시스템의 반응의 특징을 알기 위해 사용되는 값으로 대기중 CO_2 농도가 2배가 된 후 나타나는 전구 평균기온의 변화로 정의된다. IPCC 3차 평가보고서에서는 평형 기후 민감도에 관한 가능성의 범위가 1.5～4.5℃인 것으로 추정하였다. 이 추정들은 주로 비 역학 박판(slab) 해양에 결합된 대기대순환모델들에 의해 모의된 평형 기후 민감도에 근거한 것이었다. 그러나 3차 평가보고서 이후 기후 민감도를 추정하는 방안들은 매우 많은 발전을 해왔다. 이는 단지 주관적인 불

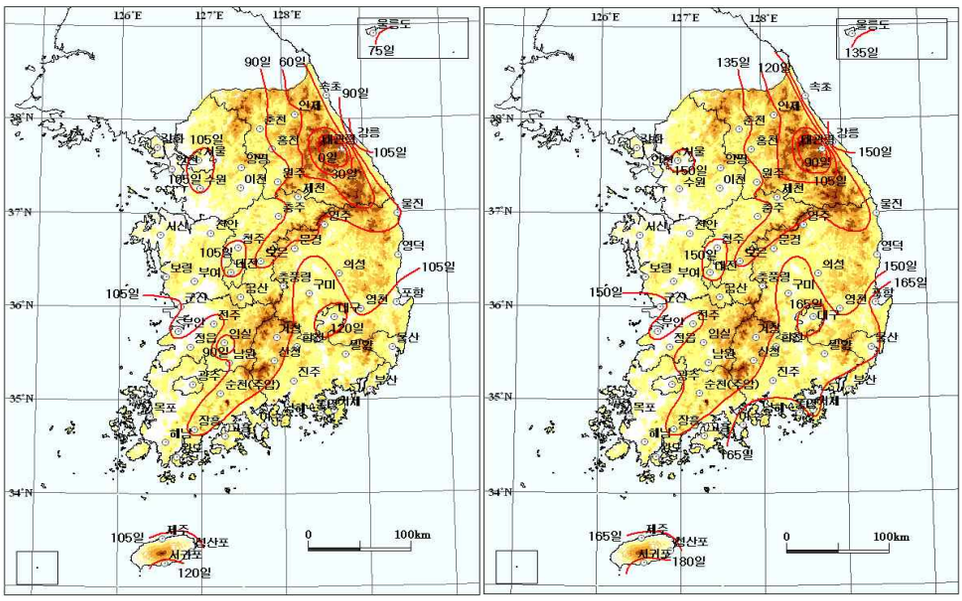


그림 7.26. 1971 ~ 2000년(왼쪽)과 2091 ~ 2100년(오른쪽) 동안의 여름 시작일(국립기상연구소, 2008; 권영아 등, 2007b).

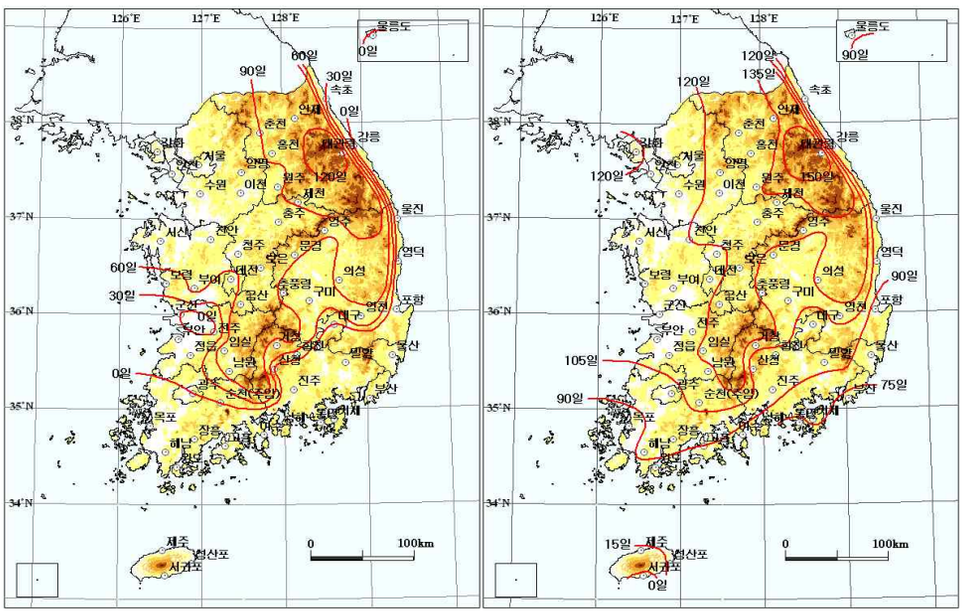


그림 7.27. 1971 ~ 2000년(왼쪽)과 2091 ~ 2100년(오른쪽) 동안의 겨울 기간(국립기상연구소, 2008; 권영아 등, 2007b).

확실성 범위만을 제공하는 것이 아니라 최적 가능성을 포함한 상대적 가능성의 더 나은 정량화를 제공하기 위한 것으로서 우선 첫 번째로는 지표 온도, 상층 기온, 해양 온도, 복사 강제의 추정, 위성 자료, 최근 1,000년에 대한 프록시 자료 등 다양한 시간규모에서의 과거 기후변화에 대한 자료를 수집, 정리함으로서 민감도의 범위 또는 확률밀도함수를 구하는 방안이 개발되어왔다. 한편으로는 다양한 모델의 앙상블로부터 기후민감도에 관한 결과를 얻는 것으로 이는 현 기후값 및 변동성을 물리과정에 대한 수많은 앙상블과 비교함으로서 얻는 방법이다. 따라서, 4차 평가보고서에서는 평형 기후 민감도의 과학적 이해 수준과 정량적 추정의 신뢰도가 크게 증가함에 따라 배증 CO_2에 대한 전 지구 평균 평형 온난화, 또는 '평형

기후 민감도'가 약 3℃의 최적 가능성 값과 함께 2~4.5℃의 범위에 놓일 가능성이 있으며, 평형 기후 민감도가 1.5℃보다 클 가능성은 매우 높다고 결론지었다.

한편, 기후민감도는 모델에 따라 다양하게 나오는데, 각 모델의 기후민감도는 복사강제력의 영향을 증폭하거나 감쇄시키는 내부되먹임 작용에 의해 크게 결정된다. 따라서 모델의 기후민감도를 평가하기 위해서는 특정 강제력에 의해 나타나는 모델의 기후변화를 조사해야 한다. 여러 연구들에서는 왜 모델마다 기후민감도와 기후되먹임의 추정값이 서로 다른지에 대한 답으로서 수증기, 기온감율과 연관된 복사 피드백, 눈과 해빙의 역할 등 여러 피드백 및 강제력의 변화에서부터 모델의 차이에 대한 설명을 하여왔다.

특히 최근 연구들에 의하면, 모델들마다 기후 민감도의 추정값이 다른 이유는 구름 되먹임 작용의 차이들 때문인 것으로 재차 확인되고 있다(Dufresne and Bony, 2008). 경계층내의 구름변화에 의한 태양복사의 영향과 중층운의 양이 적은 점이 전구 구름 되먹임 작용을 모델들마다 다르게 만드는 주요한 요소이다. 우려할 점은 현재 기후모의에서 이 구름들이 상대적으로 잘 모의되지 않는다는 것이다. 모델들마다 대규모 대류운들의 변화를 다르게 예측하기 때문에, 지구온난화에 의한 이 구름들의 반응도 미래 기후를 예측하는데 확실하지 않다는 점이다. 관측에 의한 구름 되먹임의 평가는 기후모델들이 서로 다른 결과를 제시하고 있기에 구름 되먹임 작용에 대한 어떤 추정치가 믿을만한지 결정하기 어렵다고 말하고 있다.

7.4.4. 기후변화 전망 범위의 정량화

인위적 기후변화 예측에서의 불확실성은 모델링 과정의 모든 단계에서 발생한다. 이는 우선적으로 온실가스 및 에어로졸 등의 미래 배출 내역이 불확실하기 때문에 발생하며, 그래서 이들 배출을 복사적으로 활성화된 종으로 변환해 관계된 강제를 계산하고 지표 기온과 강수와 같은 기후시스템 변수들의 반응을 예측하는 것이 필요하다. 또한 기후변화 전망의 불확실성은 모델이 가지고 있는 지구시스템 과정의 표현에서의 오차와 함께 기후시스템에 내재된 기후변동성에 의해 나타난다. 내부변동성의 영향은 모의된 변동성이 관측과 일치한다는 조건 하에 다른 초기 조건으로부터 여러 번 모델을 가동시킴으로서 정량화될 수 있으며, 지구시스템 과정에 대한 이해의 불확실성의 영향은 이들 과정에 대한 다른 매개변수화를 표본으로 뽑아 모델 앙상블을 구성함으로서 부분적으로 정량화될 수 있다.

IPCC 4차 평가보고서에서는 많은 기후모델 결과에 의한 다중-모델앙상블의 평균과 산포도에 기초하여 기후변화 전망의 불확실성을 평가하였다. 다중-모델평균에 초점을 맞추는 이유는 구조적으로 다른 모델의 전체에 걸친 실험적 평균값들은 각각의 모델이 가진 바이어스가 서로 상쇄되는 경향을 가지기 때문에 관측값과 총체적으로 더 나은 일치를 보이기 때문이다. IPCC 4차 평가보고서에서는 미래 기후전망의 다중-모델앙상블 평균을 산출하기 위해서 각 모델이 현재의 평균기후와 변동성을 모의하는 능력이 서로 다르다 할지라도, 평균을 계산함에 있어 각 모델들에 가중치를 주지 않았다. 앙상블은 엄격히 '기회의 앙상블'이기 때문에 추출하는 규칙이 없고, 모델의 산포도는 불확실성의 전체 가능한 범위에 반드시 전부 다 걸치지 않으며, 그러므로 모델 산포도의 통계적 해석은 문제가 있다. 그러나 다양한 여러 증거와 한 모델 얼개 내에서의 불확실성 연구를 위해 고안된 섭동물리앙상블과 관측강제를 이용한 베이지안 통계법에 기반하여 이 장을 통해서 불확실성을 정량화하려는 노력을 시도하였다.

또한 IPCC 4차 평가보고서에서는 외부강제력에 대한 기후모델의 반응에 관한 불확실성을 정량화하는 새로운 형태의 실험에 대해 정리하였다. 이는 간단한 형태의 모델(예를 들어, 중간단계지구시스템모델인 EMIC)을 이용한 미래 기후변화 전망을 계산하여 시나리오 선택과 관계된 불확실성에 관해 추가적인 정보를 제공하는 것으로서 비교적 간단한 모델들은 많은 앙상블 자료를 생산할 수 있기 때문에 이런 모델은 장기간의 확률적 정보를 얻기 위해 사용된다. 하지만 국지적 규모에 있어 기후변화 피드백과 관련한 정보들은 해양 상태 등 여러 과정들이 영향을 줄 수 있기 때문에 궁극적으로는 간단화된 모델에 의해

서가 아닌, 전체 지구시스템 과정 성분을 가지는 모델로의 다중-모델 앙상블 모의가 필요하며, 지역규모의 신뢰도 있는 정보를 위해서는 또한 지역규모의 상세화 방법이 요구된다.

7.5. 기후현상과 미래 지역기후변화에 대한 연관성

7.5.1. 기후변동 패턴의 변화

IPCC 4차 평가보고서는 전지구적인 기후패턴의 변화에 대해 다음과 같은 사항을 요약하였다. 우선, (1) 해양과 비교하여 증발냉각에 필요한 가용수가 적고 열적관성이 작기 때문에 육지 위의 온난화는 전구 연평균 온난화보다 크다. (2) 온난화는 강수의 공간 변동성을 대개 증가시킨다. 온난화는 아열대의 강우를 감소시키고 고위도와 열대의 일부 지역강우를 증가시킨다. 강우가 확실히 증가하거나 감소하는 지역 사이의 정확한 경계위치는 불확실하다. 이 부분은 대기-해양결합모델 전망이 일관성있게 일치하지 않는 부분이다. (3) 아열대 고기압의 북쪽 확장은 아열대 강수의 감소의 일반적인 경향성과 결합되어, 아열대 북쪽 끝자락에서 강수 감소의 확실한 전망을 만들어 낸다. 21세기에 강수 감소의 지역전망의 대부분은 이러한 아열대고기압에 인접한 지역과 연관 있다. (4) 몬순흐름 자체가 약화되는 경향에도 불구하고 강화된 수분 수렴으로 강수 증가를 초래하는 몬순순환 경향성이 있다. 그러나 열대성 기후의 많은 면에서의 반응은 불확실성으로 남아있다.

일반적으로 전지구모델은 가능한 미래기후의 범위에 대한 지역적 정보의 1차적인 자료를 제공하지만, 지역기후변화 양상을 보기 위해서는 모델 해상도의 개선, 지역기후에 중요한 과정의 모의, 활용 가능한 폭넓은 자료가 필요하다. 최근까지의 연구들은 일차적으로 전지구모델에서 나타난 각 지역별 전망과 함께, 몇몇 지역기후모델의 자료들에 근거하여 분석된 것들이다. 아직은 각 지역별 모의자료에 근거한 지역 전망 정보가 많지 않기 때문에 전구에 대해 각 지역별 상세화된 정보가 충분히 제공되지는 않았다. 때문에 IPCC 4차 평가보고서에서는 전구 모델모의 및 몇몇 지역기후모델 자료에 근거하여 주요 지역에 대한 전망을 제공하였으며 IPCC 4차 평가보고서에 나타난 아시아 지역의 기후변화는 다음과 같이 요약된다: 온난화는 중앙아시아, 티베트고원 그리고 북아시아에서 전구평균 보다 상당히 높을 확률이 높고 동아시아와 남아시아에서는 전구평균 보다 높을 확률이 높고, 남동아시아에서는 전구평균과 유사할 확률이 높다. 북반구의 겨울강수는 북아시아와 티베트고원에서 증가할 확률이 높고, 동아시아와 남동아시아의 남부지역에서 증가할 확률이 높다. 여름강수는 북아시아, 동아시아, 남아시아, 남동아시아의 대부분에서 증가할 확률이 높지만 중앙아시아에서는 감소할 확률이 높다. 여름에 동아시아에서 열파/폭염기간은 길어지고 강해지며 빈번할 확률이 매우 높다. 매우 추운 날은 동아시아와 남아시아에서 적어질 확률이 매우 높다. 남아시아의 일부 그리고 동아시아 강수 사례의 빈도수가 증가할 확률이 매우 높다. 열대성저기압과 관련된 극한강우와 바람이 동아시아 남동아시아, 남아시아에서 증가할 확률이 높다.

7.5.2. 기후현상의 변화와 한반도 주변에 미치는 영향

7.5.2.1. ENSO(엘니뇨・라니냐)

엘니뇨/남방진동(El Nino/Southern Oscillation, ENSO)은 적도태평양 해수면온도의 대표적인 경년 변동으로, 해당 지역 뿐 아니라 전 지구 기후에 영향을 미치는 주요 강제요인으로 알려져 있다. 따라서 온실가스 농도 증가로 인한 해수면 온도의 상승은 곧 ENSO 모드의 변화를 야기하며 직간접적으로 동아시아 지역 순환장의 변화를 초래할 것이다. Yamaguchi and Noda(2006)의 결합기후모델을 이용한 ENSO 모드 연구에 따르면, 지구온난화가 진행됨에 따라 대부분의 모델이 엘니뇨-유사 패턴으로 기후상태가 변화함을 발견하였다. 그러나 모델에 따라 변동진폭은 증가와 감소가 혼재하였으며, 일부 엘니뇨현상을 모의한다 할지라도 강한 엘니뇨현상을 전혀 모의하지 못

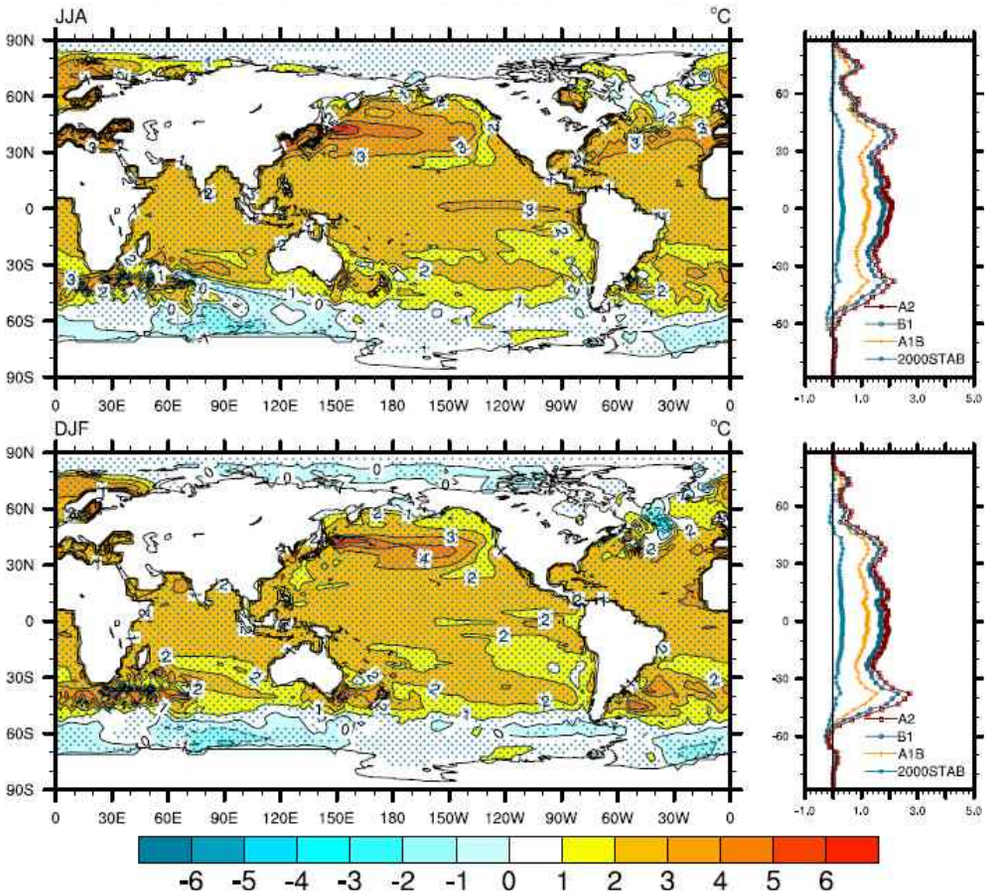


그림 7.28. A2 시나리오 모의 결과로 얻은 앙상블 평균 여름철(JJA) 및 겨울철(DJF) 기후학적 평균 해수면온도 분포(왼쪽)와 20C3M 안정화, A1B, B1, 및 A2 시나리오 모의 결과로 얻은 여름철(JJA) 및 겨울철(DJF) 기후학적 동서방향 평균 편차(오른쪽). 모든 편차(anomaly)는 1980~1999년 대비 2080~2099년 기간에 대한 것이다. 점은 95%에서의 신뢰도를 갖는 구간을 의미한다(기상연구소, 2006).

하거나 라니냐 현상을 모의하는 등 현재의 모델 모의 능력으로 ENSO 진폭이나 출현빈도 전망에 대한 일관된 평가를 하기 어려운 실정이다.

국립기상연구소(2006)에서 미래기후전망을 위해 사용된 ECHO-G의 ENSO 모의 특성을 살펴보면, ENSO 주기가 관측(2～7년)보다 짧은 준 2년 주기를 보이며, 변동진폭이 관측보다 크다. 적도냉수역이 상당히 좁고 서쪽으로 확장되어 나타난다(Min et al., 2005). 그러나 다른 모델에 비해 적도 냉수역과 온난 해수역의 중심위치와 서태평양과 동태평양의 해수면 온도 동서경도를 현실적으로 모의한다. 기후변화시나리오 분석에 따르면, 20세기(1980～1999년) 대비 21세기 말(2080～2099년) 적도 태평양지역의 해수면온도는 0.4～2.8℃상승하며 대부분의 결합기후모델과 마찬가지로 엘니뇨-유사 패턴으로의 변화가 전망된다(이효신 등, 2007). 그림 7.28은 A1B, B1, A2 시나리오를 이용한 여름과 겨울철 해수면온도의 동서 평균된 변화와 A2 시나리오의 변화패턴을 보인 것이다. 적도태평양의 해수면온도 상승패턴은 여름의 경우 적도동태평양에서 해수면기온 상승이 주변해역보다 커서 엘니뇨-유사 패턴과 닮았으며, 겨울에는 이와 상반된 라니냐-유사 패턴과 유사하여 계절에 따라 차이가 있었다.

ENSO 변동을 좌우하는 동서 바람응력과 표층 및 표하층의 해수온 관계를 모델에서 살펴보면, 표층 적도동태평양 수온아노말리가 양인 엘니뇨해의 경우 서태평양 표하층에는 음의 수온 아노말리가 나타나며, 이는 점차 적도 동태평양 표층으로 용승 하여 다음 라니냐 기가 출현하게 된다. 이러한 해수온변화는 동서 바람응력이 강할수록 더욱 강한 엘니뇨와 라니

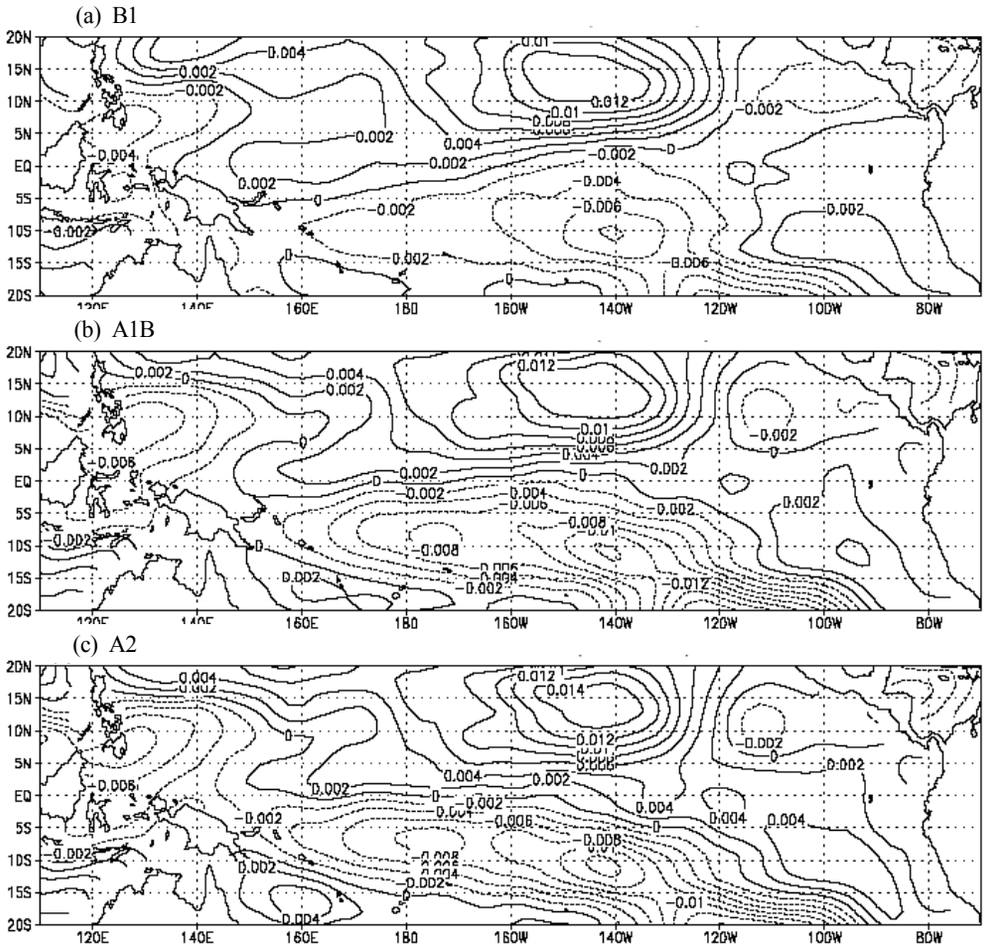


그림 7.29. 온난화에 따른 동서방향 바람 응력의 변화. 각 그림은 2080~2099년에 대한 (a) B1, (b) A1B, 및 (c) A2 시나리오와 20C3M 기후값의 차이이다(이효신 등, 2007).

냐 현상 즉 ENSO 변동진폭이 강화된다.

온난화에 따른 바람응력의 변화는 그림 7.29에서 나타나 있다. 온실가스 농도가 높을수록 적도태평양 상에서 편동풍은 서태평양에서 강화되고 동태평양에서 약화된다. 그리고 중앙태평양을 중심으로 각각 북반구와 남반구에서 편동풍이 약화되고 강화되는 것으로 전망되는데, 북반구의 경우 미래 북태평양 고기압의 활동지역이 현재보다 북쪽에서 발달하여 고기압 남쪽에서 적도로 불어가는 북동풍이 상대적으로 약화되는 것과 관련이 있다. 표층 바람장의 변화로 적도동태평양의 바람응력은 약화될 것이며 결국 동태평양과 서태평양 간의 수온약층 기울기를 약화시켜 ENSO 모드의 변동진폭을 줄이는 결과를 초래할 것이다(Meehl et al., 2006).

ENSO 변동 진폭의 감소는 엘니뇨/라니냐의 강도 약화에 영향을 미칠 수 있다. 그림 7.30은 선형추세와 계절변동성을 제거한 NINO3 지역 해수면 온도편차를 0.1℃간격으로 쪼개어 각 임계값에 따른 빈도를 계산한 것이다. 20세기(1901~2000년)의 경우 엘니뇨보다 라니냐가 다소 많았던 것으로 나타났으며, 21세기(2001~2100년)에는 강한 엘니뇨와 라니냐의 출현빈도는 줄고, 평균상태에 머무는 빈도가 더 증가할 것으로 전망되었다. 이에 따라 해수면온도의 미래 평균 기후상태는 엘니뇨-유사 패턴으로 변화하나 ENSO 변동 진폭의 감소로 강한 엘니뇨, 라니냐 발생가능성이 줄어들 것으로 나타났다.

엘니뇨와 관련된 동아시아 몬순의 변화는 엘니뇨 발생시기에도 약한 반응이 나타나지만(Tanaka, 1997), 엘니뇨 발생 그 이듬해에 주로 나타난다는 이전 연구가 있다(Huang and Wu, 1989). 기상연구소(2005)에

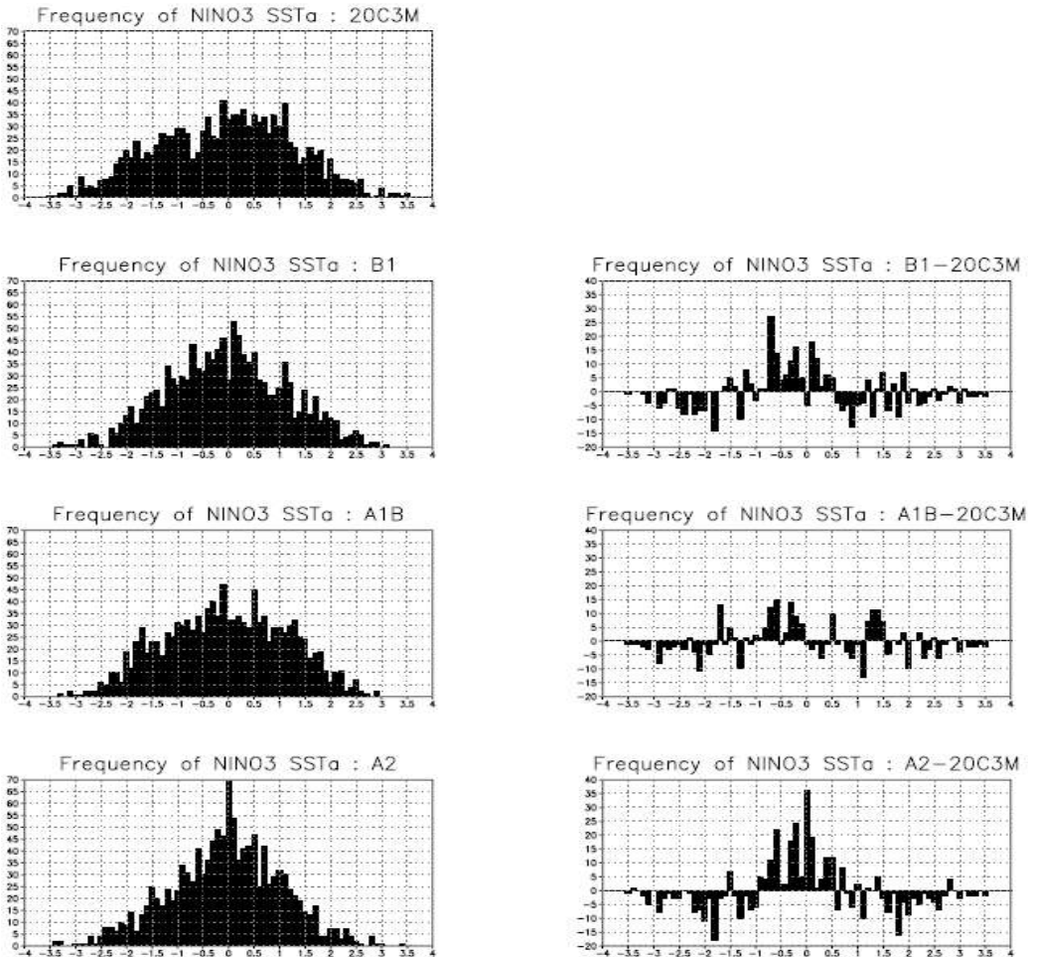


그림 7.30. 20C3M(1901~2000), B1, A1B, 및 A2(2001~2100) 시나리오를 이용한 모델 수행에서 100년간의 NINO3 지역에서의 해수면 온도 편차(아노말리)의 빈도 분포. 편차는 선형 추세와 적도 동태평양 해수면 온도 시계열의 평균 및 20년(1980~1999) 동안의 20C3M 적분의 계절 변동성을 제거하여 계산되었다(기상연구소, 2006).

서도 이와 유사한 연구가 진행되었다. Lee et al. (2008)은 EOF 분석을 통하여 동아시아 여름 몬순과 관련된 강수모드를 추출하고 관련된 기후요소들과의 회귀분석을 통해서 엘니뇨와 동아시아 강수의 관계를 조사하였다(그림 7.31과 그림 7.32). 이에 따르면, 겨울철 엘니뇨 최성기를 거쳐 이듬해 여름 쇠퇴기가 될 때 서태평양의 상대적인 냉각화로 필리핀 해 고기압이 강화되며, 우리나라와 일본을 포함한 북동아시아 지역에서는 반대위상이 나타나 저기압성 순환이 강화되고 대기 상층으로는 제트가 강화되어 북동아시아지역 강수가 증가하였다.

앞서 지구온난화에 따른 ENSO 모드는 El-Nino like 기후패턴으로의 변화와 변동진폭의 감소가 전망되었다. 이러한 현상이 동아시아 기후에 미치는 영향을 살펴보면 AR4에 참여한 대부분의 결합기후모델은 온실가스 농도가 증가할수록 미래 동아시아 강수는 증가할 것으로 예상한다. Lee et al.(2008)은 엘니뇨 쇠퇴기에 따른 몬순순환의 강화현상이 온실가스 농도 증가에 따라 증가하는 경향을 보임을 발견하고 동아시아 여름강수 증가의 주요 요인이 됨을 지적하였다.

7.5.2.2. 열대저기압(태풍)

열대저기압은 동아시아 해안과 태평양 군도에서 자주 발생하는 가장 파괴적인 자연 재해 중 하나이다. 이들 열대저기압 중 일부는 태풍 급으로 강도가 발달하는데, 그 북상 경로에 따라 우리나라에 폭우,

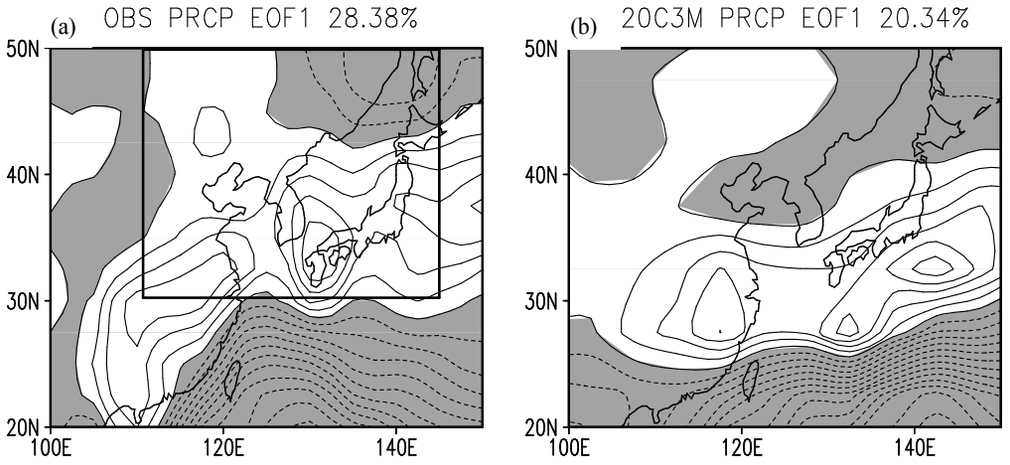


그림 7.31. (a) 1979 ~ 2001 년의 CMAP 강수 자료를 이용한 여름철 강수(6 ~ 8월)의 EOF 분석 첫 번째 모드 결과와 (b) 1901 ~ 1999년 동안의 20C3M 시나리오를 이용해서 모사된 여름철 강수(기상연구소, 2005; Lee et al., 2008).

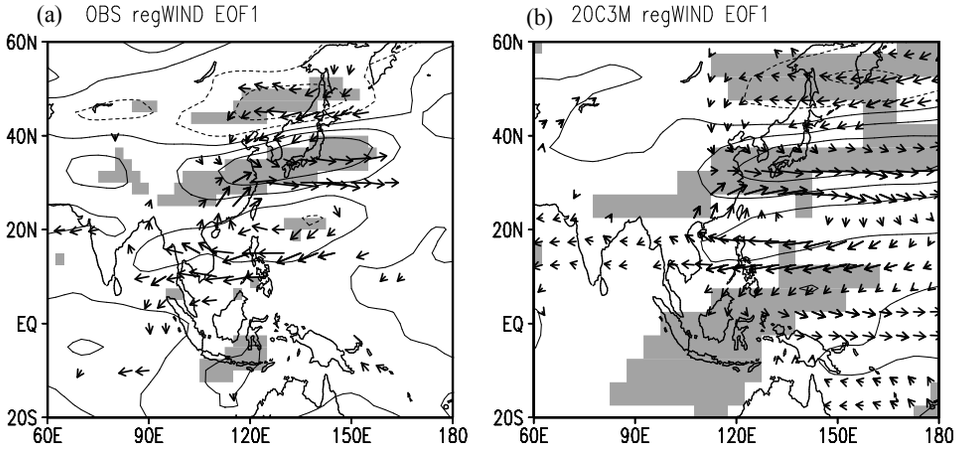


그림 7.32. 850 hPa 층에서 (a) 관측과 (b) 20C3M 모의 결과의 EOF 분석 첫 번째 모드 PC 시계열에 회기분석된 동서방향 바람(실선)과 바람 벡터(화살표) 결과. 그림 (a) 에서의 실선 간격과 그림 (b)에서의 벡터 간격은 각각 1 m/s와 0.3 m/s이다. 동서방향 바람의 경우 95% 이상의 신뢰 구간에 대해 회색으로 표현했고, 95% 이상의 신뢰구간을 갖는 바람 벡터만 모사하였다(기상연구소, 2005; Lee et al., 2008).

강풍, 그리고 연안 지역의 폭풍 해일 등의 기상재해와 더불어 수많은 사상자와 막대한 재산 피해를 남기기도 한다.

열대저기압은 따뜻한 열대 해양으로부터 받은 열이 주요 동력원이 되며, 주변 해수온과 기압계에 의해 그 진로가 좌우된다. 따라서 온실가스 농도 증가에 따른 지구온난화가 열대저기압의 활동 변화에 중요한 요인이 될 것이며, 또 우리나라에도 지대한 영향을 미칠 수 있다. IPCC(2007) AR4에 따르면, 2100년 지구표면 기온은 현재보다 2 ~ 4.5℃ 상승할 것으로 전망하고 있으며, 지금까지 이론적 혹은 모의실험을 통한 연구들은 지구온난화로 열대저기압의 잠재강도는 증가할 것으로 예상한다(예를 들어, Emanuel, 1987). 특히 오재호(2007)는 지역기후모델인 MM5를 이용하여 A2 시나리오에 따른 온난화된 기후상태에서 태풍 매미(2003년 발생)와 루사(2002년 발생)를 모의하여 실제 사례와 비교하였는데, 두 태풍 모두 따뜻한 해수면의 영향을 한반도 통과 후에도 태풍의 강도가 계속적으로 강화됨을 보인 바 있다. 그러나 열대저기압의 변화는 모델, 수평해상도, 시나리오, 경

표 7.5. 기존 연구에서 나타난 열대저기압 총 개수의 미래 변화량(%)(국립기상연구소, 2008).

Reference	Model	Resolution	Future Scenario	Global (%)	Western North Pacific Basin(%)
Sugi et al.(2002)	JMA GSM8911	T106	CO_2×2	▼34	▼66
Tsutsui(2002)	NCAR CCM2	T42	CO_2×2	▲2	▲11
Hasegawa and Emori(2005)	CCSR/NIES/FRCGC	T106	CO_2×2		▼4
Yoshimura and Sugi (2005)	JMA GSM8911	T106	CO_2×2 CO_2×4	▼13 ▼44	
Oouchi et al.(2006)	MRI/JMA	20 km	A1B	▼30	▼38
Yoshimura et al.(2006)	JMA GSM9603 (Arakawa-Schubert)	T106	CO_2×2	▼9 ~ 18	
Bengtsson et al.(2007)	ECHAM5	T63 T213 T319	A1B	▼21 ~ 28 ▼9 ▼12	▼20 ▼28

계조건, 구름모수화 등에 의존하기 때문에 이에 대한 신중한 접근이 필요하다.

국립기상연구소(2008)는 북서태평양상에서 발생하는 열대저기압을 중심으로 미래 지구온난화로 인한 태풍의 빈도, 강도, 진로의 변화와 우리나라에 미칠 수 있는 영향을 조사하였다. 분석에는 20C3M과 A1B시나리오에 따른 Time-slice 적분을 수행한 고해상도(T106) ECHAM4 결과를 사용하였다. 열대저기압은 Sugi et al.(2002)와 Yoshimura et al.(2006)과 같이 정의[4]하였으며, 육지에서 발생하는 열대저기압은 제외하였다.

1979～2000년 동안, 모델에서 모의하는 전지구적인 연도별 열대저기압 발생 빈도(연평균 68.9회)는 관측(연평균 72.5회)에 비해 적다. 이는 경계 자료로 들어가는 ECHO-G 해수면온도의 cold bias와 관련이 있다. A1B시나리오에 따른 2079～2100년 기간에는 연평균 59.2회로 열대저기압 발생 빈도는 현재보다 14.1% 감소할 것으로 전망되며, 이는 표 7.5에서 보는 바와 같이 상대적으로 저해상도인 NCAR CCM2를 제외하고 다른 모델의 변화경향과도 일치한다.

그림 7.33의 열대저기압의 공간적인 발생빈도 변화에 따르면, 북서태평양에서는 감소하는 반면, 북대서양과 아라비아 해에서는 증가할 것으로 전망되어 지역에 따라 상이한 변화를 보인다.

한반도 주변 지역에 영향을 미치는 열대 저기압 변화를 분석하기 위해 5～10월에 발생하며 동아시아 지역(110°E～160°E, 20°N～45°N)을 지나는 열대저기압을 추출하여 현재와 미래 변화를 살펴보았다. 그림 7.34는 각각 관측, 20C3M, A1B 시나리오에 따른 22년간 월별 열대저기압 통과 횟수로, 동아시아 지역을 지나는 열대저기압은 관측과 20C3M 각각 연평균 14.4회와 11.5회로 모델이 약 3회 적게 모의하며, 9월에 가장 많은 것이 특징이다. 미래 동아시아 지역을 통과하는 열대저기압의 횟수는 연평균 9회로, 20세기말(1979～2000년) 대비 21세기말(2079～2100년) 5～10월 열대저기압 평균 통과 빈도가 21% 감소할 것으로 전망된다.

열대저기압 경로의 공간적인 빈도 변화는 그림 7.35에서 보였다. 미래 열대저기압의 발생 및 소멸위치가 현재보다 서쪽으로 치우침에 따라 열대저기압의 경로는 130°E의 동부지역을 지나는 빈도가 크게 감소되는 반면, 130°E의 서부지역과 우리나라와 일본주변지역에서는 증가한다. 이는 열대저기압의 발생빈도의 감소에도 불구하고 우리나라 주변지역으로

4) 해면기압의 최솟값이 1020 hPa 미만이고, 저기압 중심 850 hPa 상대와도가 최소 3.5×10^{-5} s^{-1} 이상, 850 hPa 중심최대풍속이 15 m/s 이상, 가로세로 12.375°인 지역평균에 대한 300, 500, 700 hPa 기온편차의 합이 주변보다 2 K이상 높으며, 300 hPa 최대풍속이 850 hPa 최대풍속보다 작은 상태가 2일 이상 지속되는 경우로 정의.

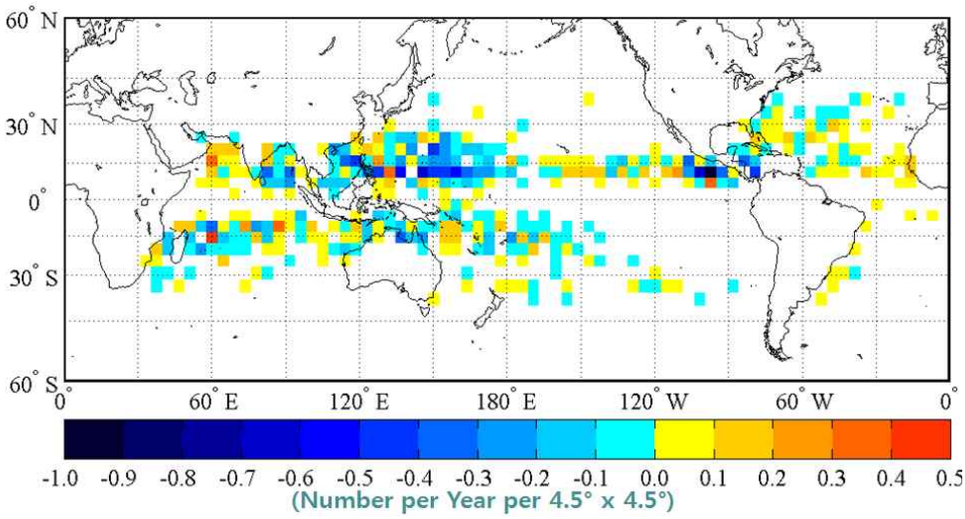


그림 7.33. 1979 ~ 2000년 대비 A1B 시나리오에 기초한 2079 ~ 2100년 기간 동안 열대저기압의 공간적인 발생 밀도(4.5°×4.5° 면적당 연별 개수)의 변화(국립기상연구소, 2008).

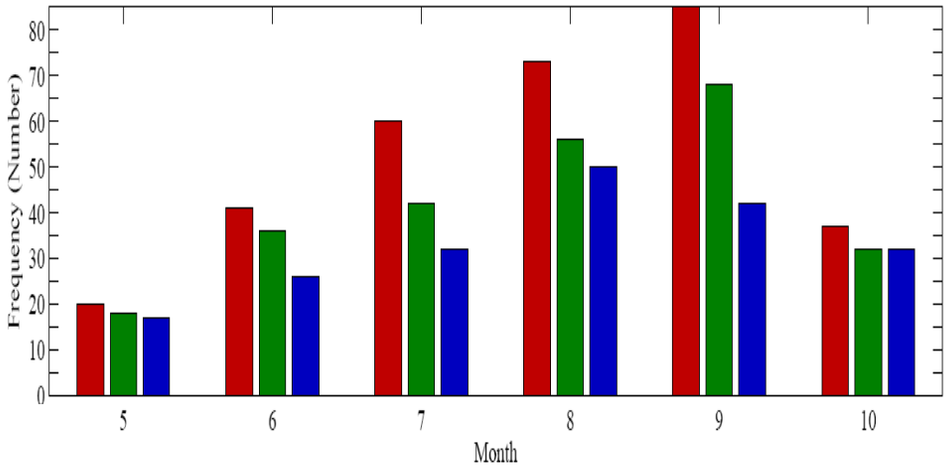


그림 7.34. 1979 ~ 2000년 기간 동안에 대해서 관측(적색)과 20C3M(녹색)모의 그리고 2079 ~ 2100년 기간 동안에 대해서 A1B 시나리오(청색)에서 5월에서 10월까지 한국, 일본 그리고 대만(110°E ~ 160°E, 20°N ~ 45°N)을 포함한 북서 태평양 분지를 통과한 열대성 저기압의 월별 빈도 분포(국립기상연구소, 2008).

접근하는 태풍의 수는 큰 변화가 없음을 의미한다.

WMO 분류기준에 의거, 열대저기압 강도의 변화를 살펴보면, 전반적인 열대저기압 빈도의 감소와는 달리 미래 강한 태풍의 비중이 18.7%에서 26.6% 증가함을 알 수 있다(표 7.6). 이로써 우리나라에 영향을 미치는 태풍은 미래에 더 강해질 가능성을 시사한다. 이를 보다 자세한 분석하기 위해 한반도 주변지역의 해수면온도, 열용량(heat potential)[5], 연직시어의 변화를 살펴봄으로써 우리나라로 접근하는 태풍 발달 메커니즘을 규명하고자 하였다. 여기서 열용량은 Leipper and Volgenau(1972)과 동일한 방법으로 계산하였으며, 해수면으로부터 수온이 26℃인 깊이까지의 적분된 연직기온으로 정의한다. 해수면 온도가 26.5℃에 해당하는 등온선의 기준에 따르면(그림 7.36a), 20세기말(1979 ~ 2000년)에는 30°N 남쪽해상에 위치하던 등온선이 21세기말(2079 ~ 2100년)에는

5) $Q_{TCHP} = \sum_{k=0}^{H} \rho c_P (t - 26) \triangle z$ (Leipper and Volgenau, 1972)

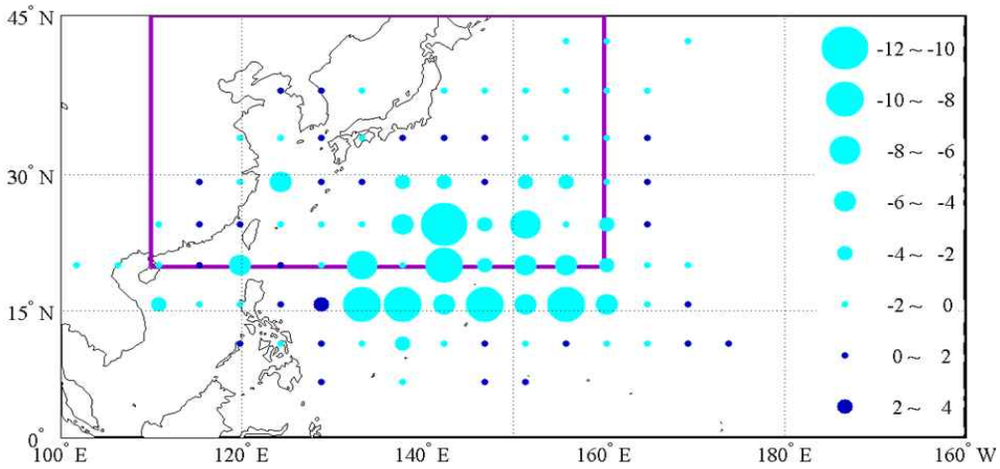


그림 7.35. 1979 ~ 2000년 대비 A1B 시나리오에 기초한 2079 ~ 2100년 기간 동안 열대저기압의 위치 밀도 변화. 단위는 4.5°×4.5° 면적당 연별 개수이다(국립기상연구소, 2008).

표 7.6. 세계기상기구의 분류에 따라 1000 hPa에서의 최대풍속에 의한 한국, 일본, 타이완을 포함한 서북 태평양(110°E ~ 160°E, 20°N ~ 45°N)을 통과하는 열대 저기압의 개수(국립기상연구소, 2008).

Maximum sustained wind speed near the center(ms^{-1})	World Meteorological Organization (WMO)	Korea Japan	Number of TC whose maximum wind speed at 1000 hPa belongs to this category		
			OBS run	20C3M run	A1B run
<17	Tropical Depression(TD)	TD	8	4	5
17~24	Tropical Storm(TS)	TY	241	201	141
24~32	Severe Tropical Storm(STS)		66	**47**	**53**
>33	Typhoon(TY)		1	0	0

한반도와 일본 남해상까지 북상하고, 열용량이 90 kJ cm^{-2}인 등치선(그림 7.36b) 역시 적도해상에서 쿠로시오 해류지역을 따라 한반도 남쪽근해까지 북상한다. 이러한 한반도 남부 근해까지의 고해수온 패턴은 태풍의 강화 뿐 아니라 우리나라로 북상하는 데 영향을 미친다. 또한 30°N의 남쪽으로 연직시어의 약화도 태풍 강화의 한 요인이 되었다. 한반도를 지나는 태풍의 강화는 미래 여름 강수량 증가에도 영향을 미칠 것으로 전망되며 특히 8 ~ 9월 강수량과 유의한 상관을 보인다.

7.5.2.3. 중위도 상층순환(스톰트랙과 제트)

스톰트랙은 경압성 에디의 활동이 가장 활발한 지역을 말하며 중위도의 기후에 있어서 중요한 역할을 한다(Blackmon et al., 1977). 스톰트랙은 겨울철 경압성 요란의 발달로 강한 바람과 강수를 동반하게 된다. 또한, 저기압의 활동도와 밀접한 관련을 가지고 중위도 겨울철 극값 현상에 영향을 준다(Sawyer, 1970). 최근 들어 극값현상에 대한 관심이 점차 늘어나고 있어 기후변화에 따른 스톰트랙의 미래 전망은 흥미로운 연구과제 중 하나이다. 많은 연구자들은 미래 스톰트랙이 북상할 것이라 전망하고 있으며(Bengtsson et al., 2006; Ulbrich and Christoph, 1999; Yin, 2005), 중위도 지역의 저기압 발생 빈도수도 감소한다고 전망한다(Geng and Sugi, 2003; Lambert, 1995; Lambert and Fyfe, 2006; Zhang and Wang; 1997).

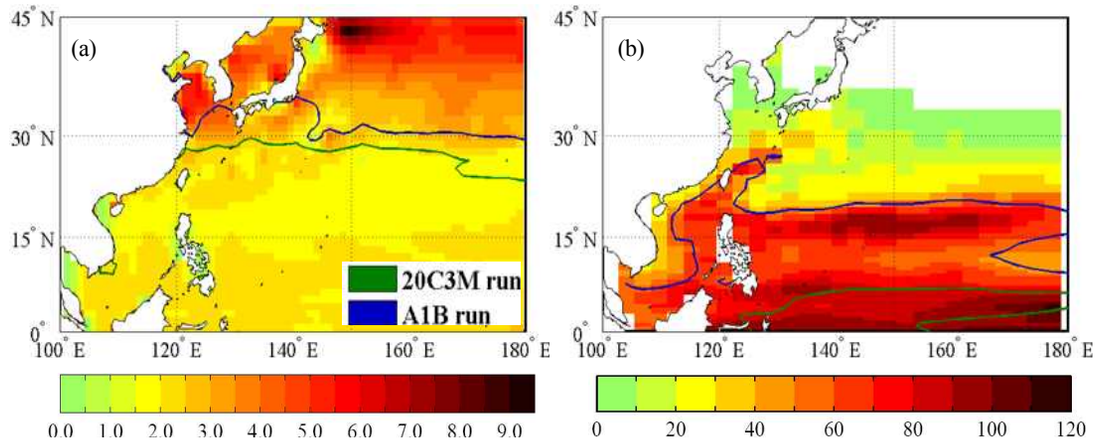


그림 7.36. 20C3M 시나리오와 A1B 시나리오를 사용한 모델 수행결과간 (a) 해수면온도 변화(℃) 및 (b) 열대 저기압의 열용량 변화(kJ㎡). 각 그림에서 초록색과 파란색 굵은 선은 20C3M 적분과 A1B 적분의 (a) 26.5℃ 등온선과 (b) 90 kJ㎡ 등치선을 의미한다(국립기상연구소, 2008).

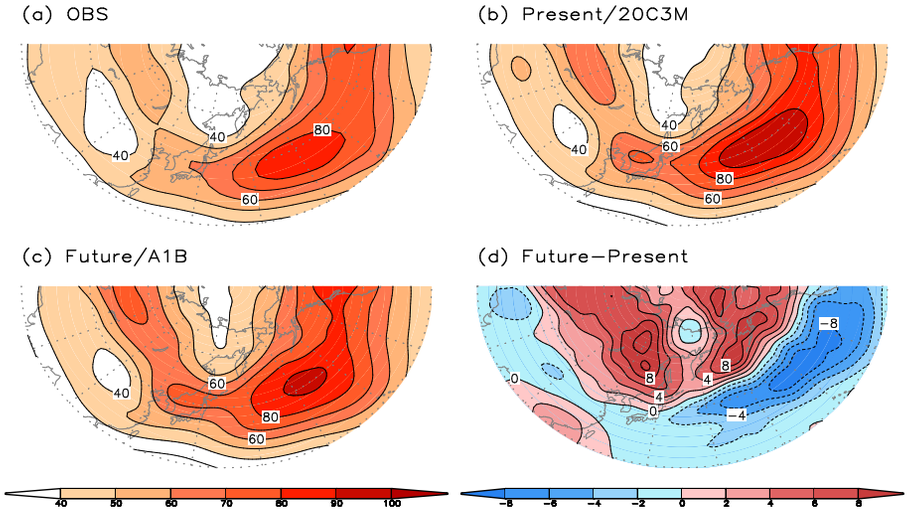


그림 7.37. 300 hPa 에서의 2~8일 주기 유선함수(stream function)의 표준 편차 계산에 따른 스톰트랙 활동의 (a) 1970 ~ 2000년 관측(NCEP 재분석자료) 기후값, (b) 20C(1970 ~ 2000년) 기후값, (c) A1B(2070 ~ 2100년) 기후값 및 (d) A1B 와 20C3M 모델 적분값의 차이. 단위는 105 $m^2 s^{-1}$이다(국립기상연구소, 2007).

국립기상연구소(2007)는 종관규모 시스템 모의가 상대적으로 우수한 Time slice 적분결과를 이용하여 지구온난화에 따른 동아시아 지역의 겨울철 스톰트랙의 변화와 관련된 역학적 특성을 분석하고, 이러한 변화가 동아시아 겨울철 지역 기후에 어떠한 영향을 주는지 살펴보았다. 그림 7.37는 1971 ~ 2000년 관측(NCEP 재분석자료) 및 20C3M 결과와 2071 ~ 2100년의 A1B시나리오 실험 결과를 이용한 겨울철 30년 평균 스톰트랙 위치와 20세기말(1971 ~ 2000년) 대비 21세기말(2071 ~ 2100년) 변화를 나타낸 것이다. 스톰트랙은 2 ~ 8일 기간규모에 대하여 필터된 300 hPa 유선함수의 표준편차로 정의하였다(Yin, 2005). 모델은 관측에 비해 스톰트랙 강도가 다소 강하나 전반적인 중위도 스톰트랙 패턴과 제트의 출구에 놓이는 최대 구역이 위치를 현실적으로 모의한다. 미래의 스톰트랙은 한반도의 북쪽으로는 강화되나 남쪽으로는 약화되어 스톰트랙의 중심 강도는 약화하고 활동지역이 현재보다 북상할 것으로 전망된다.

지구온난화로 인한 대기 연직변화를 살펴보기 위하여 태평양지역(90°E ~ 200°E)에 대하여 동서 평균

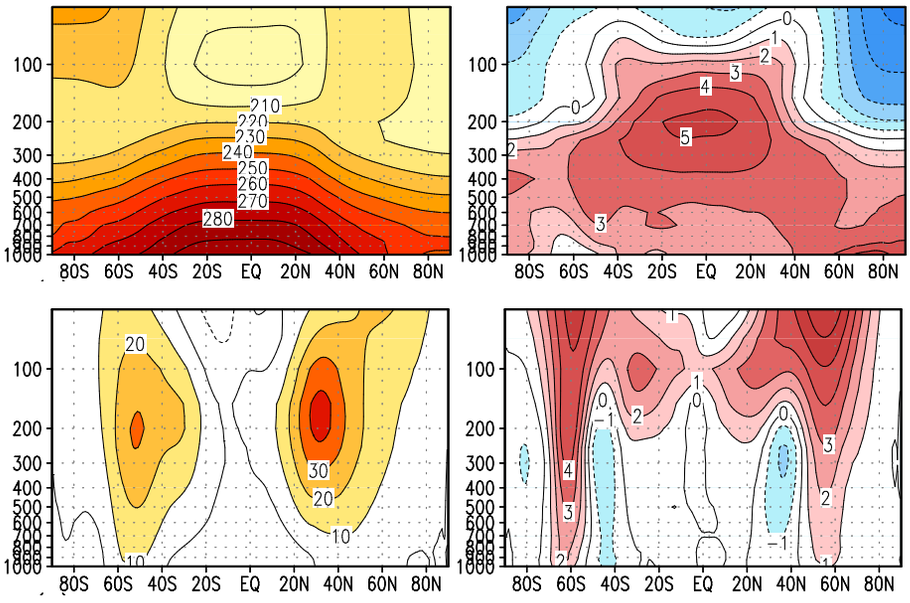


그림 7.38. 겨울철 현재 기후 및 미래와 현재 기후 차이에 대한 온도(위, K)와 동서방향 바람(아래, ㎧)의 동서방향 평균 연직 구조(국립기상연구소, 2008).

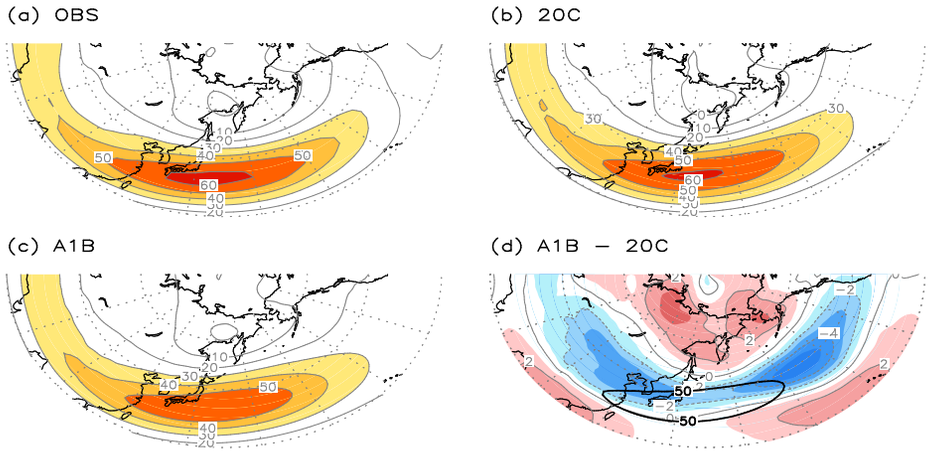


그림 7.39. A1B 시나리오를 이용한 2071 ~ 2000년 대비 1971 ~ 2000년 기간에 대한 제트 스트림(300 hPa 동서방향 바람)의 변화. 두꺼운 실선은 1971 ~ 2000년에 대한 50 ㎧ 등풍속선을 의미한다(국립기상연구소, 2008).

한 기온패턴의 변화를 살펴보았다(그림 7.38). 대류권 하층에서는 기온이 전 위도 대에서 상승하는 가운데 고위도에서 더 뚜렷한 반면, 200 hPa보다 높은 상층 대기에서는 적도지역에서 기온 최고상승구역이 위치하고, 40°N보다 고위도에서는 기온이 하강한다. 이로써 발생한 남북기온경도 차이는 20°N ~ 40°N에 위치하는 제트의 중심을 약화시키고, 40°N의 북쪽으로는 강화를 초래한다(그림 7.39). 이러한 제트의 변화는 스톰트랙의 변화 패턴과도 매우 유사하여 미래 경압성 에디의 활동지역이 현재보다 북상할 가능성을 시사한다. 그리고 실제로 Lindzen and Farrel(1980)의 연구에서는 경압불안정 지수[6]의 분석을 통해서 경압성 에디활동지역이 제트의 위치와 거의 일치하고, 한반도가 위치한 중위도에서는 경압불안정성이 약화하며 그 북쪽으로는 강화되는 유사한 결론을 얻은 바 있다.

지구온난화로 인한 대기 연직적인 구조의 변화는

6) $\sigma_{BI} = 0.3125 \times \frac{f}{N}\left(\frac{du}{dz}\right)$; f: 코리올리 파라메터, N: 정적안정도.

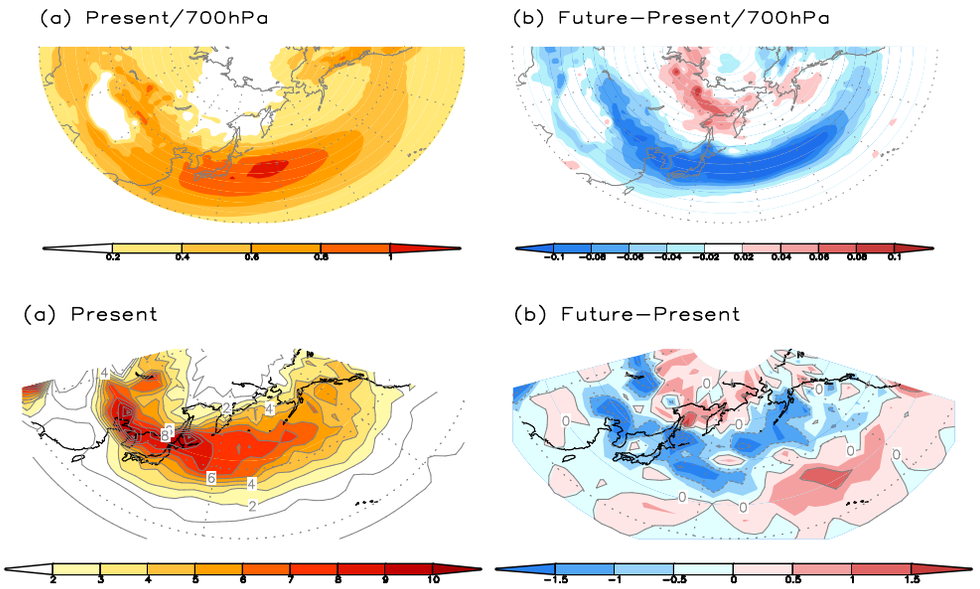


그림 7.40. 700 hPa에서의 경압성 지수(위, day^{-1})와 저기압 트랙 밀도(아래, 개수/4.5°x4.5°/계절). (a) 현재값, (b) 미래와 현재 차이(국립기상연구소, 2008).

스톰트랙, 제트, 중위도 경압성 에디 활동지역의 약화와 북상을 가져왔다. 이러한 중위도 상층순환의 변화는 해당지역의 기후에도 영향을 미친다(Pinto et al., 2007). 중위도 스톰트랙은 동아시아 지역 저기압 발달에 있어 중요한 에너지원이 되며 주요 경로가 된다. 따라서 미래 스톰트랙의 약화는 저기압 발달의 감소를 야기할 것이다. 그림 7.40은 1981~2000년과 2081~2100년 6시간 간격의 해면기압을 이용하여 Geng and Sugi(2001)의 조건을 만족하는 저기압 트랙의 빈도를 구하고 그 변화를 본 것이다. 앞서 이전 연구들과 마찬가지로 중위도 저기압 주요 경로는 우리나라와 30°N~40°N 태평양 지역인 것으로 나타나며, 21세기에는 이 지역에서 저기압 트랙 빈도가 크게 감소하고 그 북쪽으로는 증가할 것으로 전망된다. 대설과 더불어 겨울철 대표적인 악기상인 한파는 차가운 대륙성 한기가 내습하여 현저하게 기온이 하강하는 현상으로, 상층 경압파의 발달로 인한 고도장의 변화가 하층의 기온 하강을 초래하는 것으로 알려져 있다(Ryoo, 2004). 따라서 지구온난화로 인한 경압성 에디 활동지역의 약화는 우리나라 한파 내습에도 영향을 미칠 것이다. 이에 국립기상연구소(2008)는 Lau and Lau(1984)와 Ryoo(2004)의 한파[7] 정의에 따라 우리나라 지역(34.3125°N~37.6875°N, 131.625°E~129.375°E)에 대한 한파 발생 횟수 변화를 분석하였고, 그 결과 한파 발생 횟수는 20세기말 연 1.9회에서 21세기말 1.37회로 줄어들며, 표준편차는 1.52에서 1.16로 감소하여 한파의 빈도와 강도가 감소할 것으로 전망되었다.

7.5.3. 몬순 시스템

7.5.3.1. 동아시아 겨울몬순

겨울철 동아시아 지역은 대륙에 위치한 찬 고기압(시베리아 고기압)과 해양의 저기압이 유도하는 지구규모 순환에 의해 지배를 받는다. 시베리아-몽골지역에서 cold-core high가 발달하면 극 제트와 아열대 제트가 냉기를 이동시키고 아시아 대륙을 가로질러 기압 서지(surge)와 기온 하강을 초래한다. 하층 북동풍은 남중국해까지 확장하여 한파를 만들어 내며, 상층

7) 1~2일 동안 850 hPa 평균기온이 8℃이상 떨어지고, 분석지역의 서부지역이 동부지역보다 5 hPa이상 크며, 표층바람이 5 m/s 이상 북풍인 경우

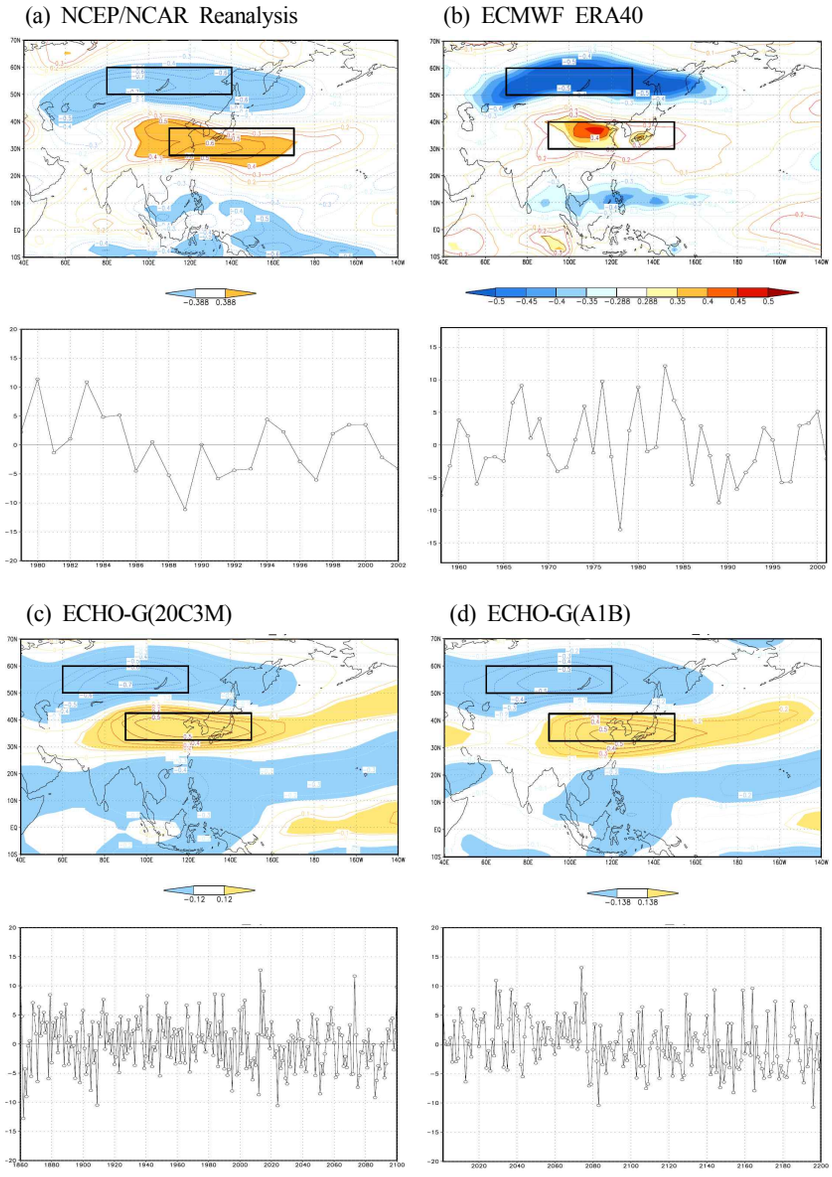


그림 7.41. (a) NCEP/NCAR 재분석 자료, (b) ECMWF ERA40 자료, (c) 20C3M 시나리오를 이용한 ECHO-G 결과 및 (d) A1B 시나리오로부터 얻어진 겨울철 해면기압과 300 hPa 동서방향 해류와의 상관도 지도 및 각각의 동아시아 겨울몬순 지표(EAWMI)(기상연구소, 2005).

의 순환류는 해들리 순환을 완성하여 북서 태평양상의 아열대 제트를 유지시킨다. 그 외에도 티벳고원의 지형과 위에 쌓인 눈이 유발하는 중층 대류권의 수평 기온 경도는 시베리아 고기압에 기원하는 찬 공기의 이동경로를 강제한다. 이 찬 공기의 동진과 서진을 일반적으로 동아시아 겨울 몬순(East Asia Winter Monsoon, EAWM)이라 부른다.

지구온난화 등으로 열적 분포가 바뀌게 되면 역학적 순환장이 바뀌게 되어 미래의 몬순 또한 변화를 겪게 될 것이다. 이에 기상연구소(2005)는 ECHO-G의 20C3M 및 A1B시나리오 결과를 이용하여 모델에서 모의하는 동아시아 겨울몬순과 미래 변화를 전망하였으며, Jhun and Lee(2004)의 동아시아 겨울몬순지수(East Asia Winter Monsoon Index, EAWMI)[8]를

8) 시베리아 고기압 지역(40°N ~ 60°N, 80°E ~ 120°E)의 해면기압과 300 hPa 동서바람의 음의 상관과 양의 상관이 큰 두 지역의 300 hPa 동서바람 차로 나타냄.

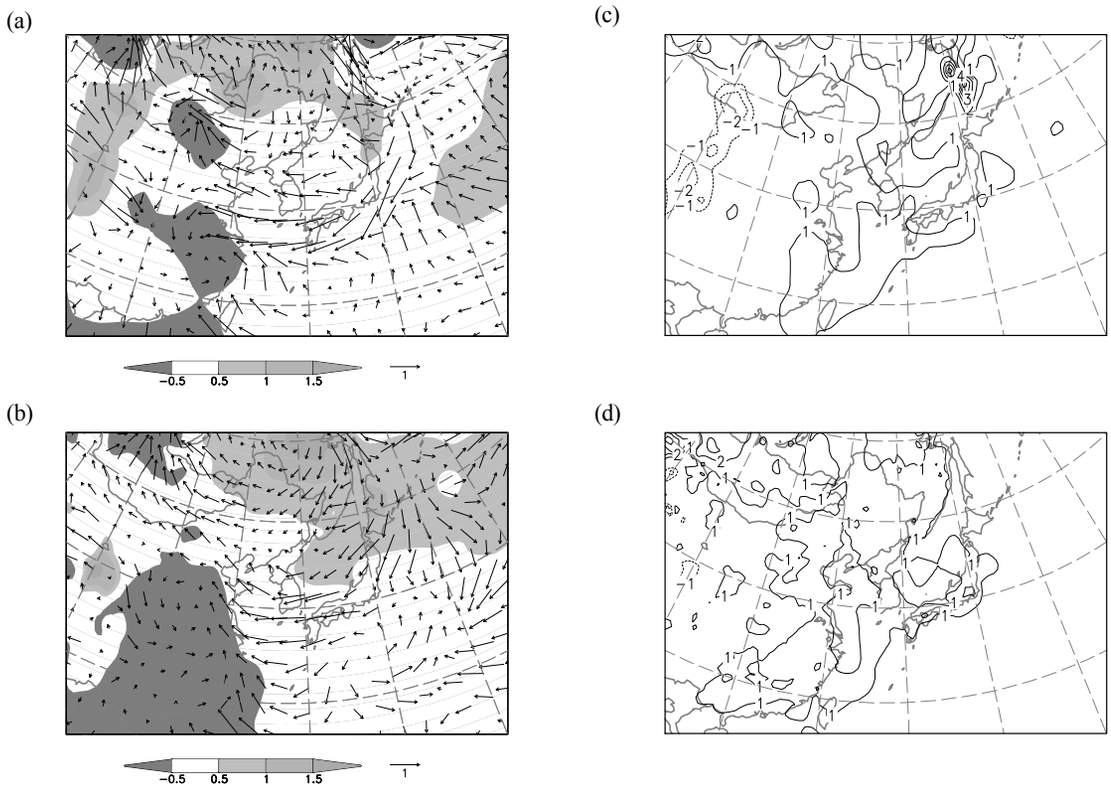


그림 7.42. (a) R-2와 (b) RSM 결과의 10-m 바람(m s^{-1}, 벡터) 및 해면기압(hPa, 색상), (c) R-2와 (d) RSM 결과의 지표 온도 (K)의 기후값 변화(1999 ~ 2007년 평균과 1979 ~ 1987년 평균 차이)(Hong and Yhang, 2010).

이용한 몬순 강도의 변화도 살펴보았다(그림 7.41). ECHO-G는 동아시아 겨울몬순과 관련된 대표적인 기후학적 특징인 기압의 서고동저패턴의 전이, 시베리아 고기압의 중심위치, 풍계 등을 현실적으로 잘 모의하였다. 관측(ECMWF 및 NCEP/NCAR 재분석 자료)과 모델의 EAWMI의 진폭과 위상도 유사하게 나타났다. A1B시나리오에 따른 미래 기온은 온실가스 농도 증가에 따라 상승하고 특히 내륙지역에서 뚜렷하다. 그러나 해양-대륙 간 열적대비의 감소에도 불구하고 EAWMI에 따르면 즉각적으로 몬순 약화가 나타나지 않고 21세기 후반에서야 약화가 나타날 것으로 전망된다. 이러한 현상은 EAWMI가 선형적인 온난화 추세보다 매년의 시베리아 고기압 아노말리의 변동에 의존하기 때문이며, 온실가스 농도에 따른 열적 변화는 좀 더 장시간의 시간규모에서 반응하는 것으로 보인다.

최근 29년간의 동아시아 겨울몬순을 살펴보면 기후변화에 따라 겨울몬순의 대규모 순환장 뿐 아니라 강수도 변화하고 있음을 알 수 있다. Hong and Yhang(2010)에서는 NCEP/RSM을 이용하여 그 변화 양상과 그에 따른 지역기후모델의 예측성을 살펴보았다. 여러 관측자료에서 분석된 것과 같이 모델 결과 역시 1980년대 후반 동아시아 겨울몬순이 약화되는 것을 잘 모의하였다(그림 7.42). 순환장의 변화에 따라 동아시아 겨울 강수에도 변화가 생긴다. 1979 ~ 1988년의 과거 9년동안의 강수는 45일의 뚜렷한 월주기를 보이는 반면, 1999 ~ 2007년의 최근 9년 동안의 강수는 월주기가 약해지고, 15일 이하의 짧은 주기를 갖는 강수가 더욱 빈번하게 발생하는 것을 알 수 있다(그림 7.43). 그러나, 모델은 이러한 강수 특징의 변화를 잘 모의하지 못하고 있으며, 이는 최근 9년동안 동아시아 겨울몬순 중 대류로 인한 강수의 증가를 적절하게 모의하지 못함으로써 발생하는 것으로 분석되었다(그림 7.44).

지구온난화에 따른 전지구 평균 기온의 상승은 지면의 증발량의 증가, 가뭄 등의 물수지 순환 변화를

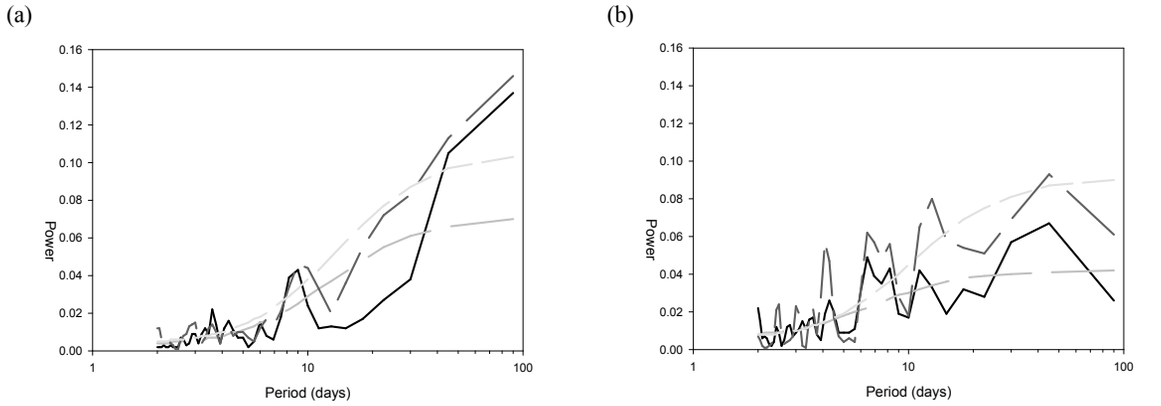


그림 7.43. 동아시아에서의 육지 평균 일강수량의 파워 스펙트럼 결과와 각각의 레드 노이즈값. 각각은 (a) 1979 ~ 1987, 그리고 (b) 1999 ~ 2007년에 대한 결과이다(Hong and Yhang, 2010).

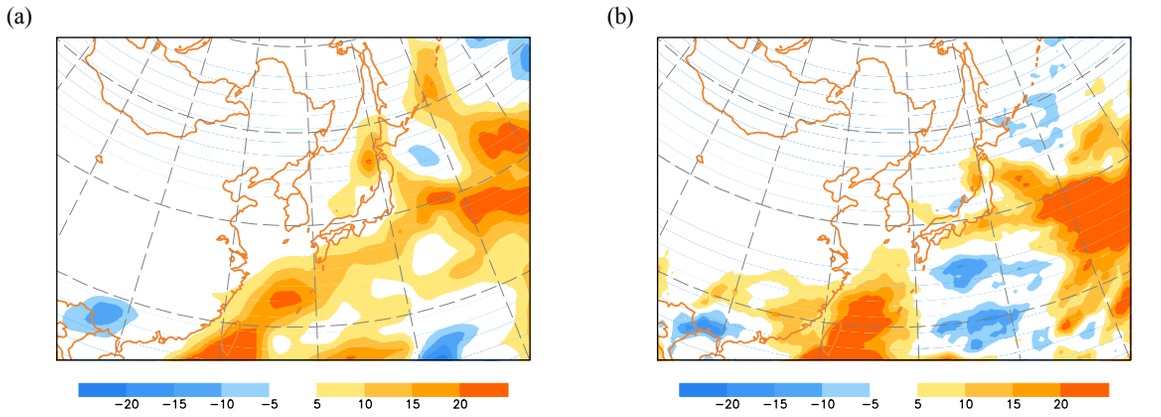


그림 7.44. (a) R-2와 (b) RSM 모의 결과로부터 얻어진 대류성 강우(mm)의 기후값 변화(1999 ~ 2007년 평균과 1979 ~ 1987년 평균 차이)(Hong and Yhang, 2010).

가져올 수 있다. 지구적인 물수지 순환은 동아시아의 강수량을 지배하는 몬순순환에 영향을 미치고 이는 한반도의 강수일수, 강수 강도, 시공간적인 강수 발생 패턴에도 영향을 미칠 것으로 예상된다. 겨울몬순기의 경우 앞서 살펴본 바와 같이 온난화에 따른 스톰트랙의 북상과 경압성 에디 활동지역의 북상으로 40°N 이북지역에서 대규모 강수가 증가하고 이남으로는 감소하는 특징을 보였으며, 열적 반응에 의한 대류성 강수의 변화는 미미할 것으로 전망된다(차유미 등, 2007b). 이러한 강수변화패턴은 ECHAM4 Time-slice 적분결과를 통해서도 확인할 수 있다(그림 7.45).

7.5.3.2. 동아시아 여름몬순

동아시아 여름몬순은 적도 몬순골, 북서태평양 아열대 고기압, 메이유-바이우-장마 강수밴드, 중위도 요란 등 복합적인 영향을 받으며, 남아시아 몬순과도 구별된다(Tao and Chen, 1987). 또한 강수가 나타나는 구역이 중국, 일본, 한국 등 수천 km에 걸쳐 밴드의 형태로 나타나며 이 강수밴드의 강약과 위치이동에 따라 메이유-바이우-장마와 같은 강수량이 현저하게 많아지는 시기가 나타난다. 그러나 현재 많은 결합기후모델이 동아시아 몬순 강수를 모의하는데 분해능 한계를 드러내고 있으며, 최근의 Time-slice 적분을 통해 동아시아지역 강수밴드와 강수량을 현실적으로 모사해내는 상당한 진보를 보이고 있다(Sperber et al., 1994; Kobayashi and Sugi, 2004).

Park et al.(2008)은 RegCM3를 이용하여 22년 장기 적분을 통해 나타난 동아시아지역의 여름몬순 특성을 조사하였다. RegCM3는 강수량뿐만 아니라 동

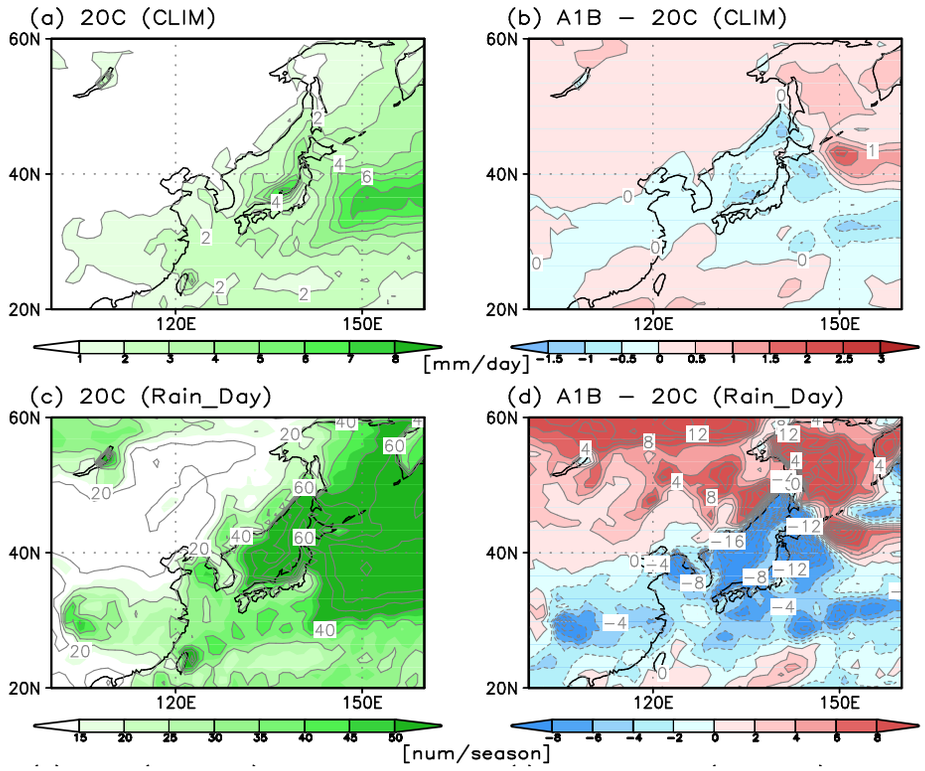


그림 7.45. (a), (b) 강수의 기후값과 (c), (d) 강수일수. 왼쪽은 현재 기후(1971 ~ 2000년) 적분 결과, 오른쪽은 미래 기후 결과(2071 ~ 2100년)와 현재 기후 결과의 차이를 의미한다(국립기상연구소, 2008).

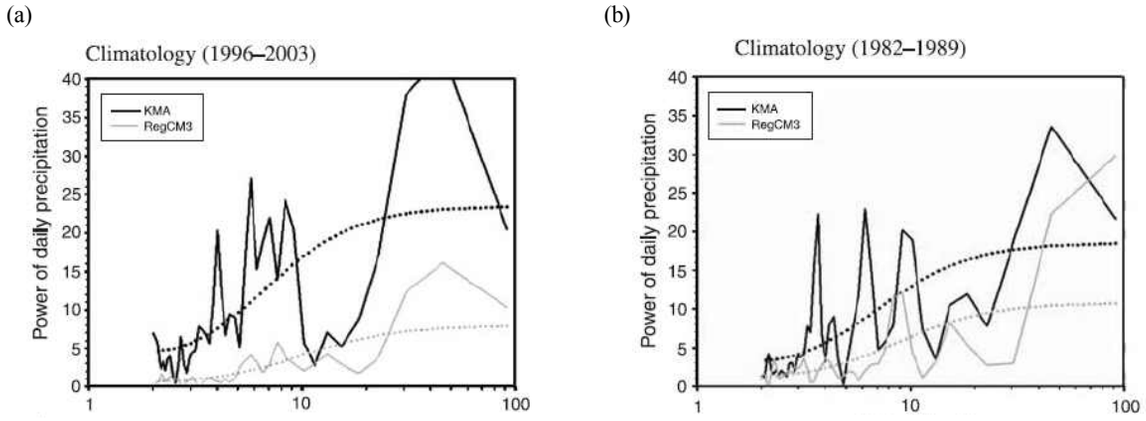


그림 7.46. (a) 1982 ~ 1989년, and (b) 1996 ~ 2003년에 대해 평균한 일강수의 파워 스펙트럼 결과. 점선은 각 분석에 해당하는 레드 노이즈(red noise)를 의미한다(Park et al., 2008).

아시아 지역의 여름몬순의 종관적 특징도 잘 모의하였으며, 특히 1990년대 중반에 나타난 기온의 10년 주기 변동 또한 잘 모의하였다(그림 7.46). 그러나 기온과 강수량의 일변화는 비교적 약하게 모의하는 경향을 보였다(그림 7.47). 이는 동아시아 여름몬순이 전지구적 기후변화의 영향으로 인해 그 특징이 변화하고 있음을 보여준다.

국립기상연구소(2008)는 Time-slice 적분결과를 이용하여 온실가스 농도 증가에 따라 미래 동아시아 여름철 몬순이 어떠할 것인가에 대해 전망하였다. 여름철 몬순은 8, 9월에 많이 발생하는 태풍을 고려하여 6 ~ 9월로 기간을 정의하였다. 여름철 몬순 강수의 특징을 살펴보면, 중국 남동부지역에서 일본남부지역까지 남서-북동 방향으로 기울어진 강수밴드가 놓이며,

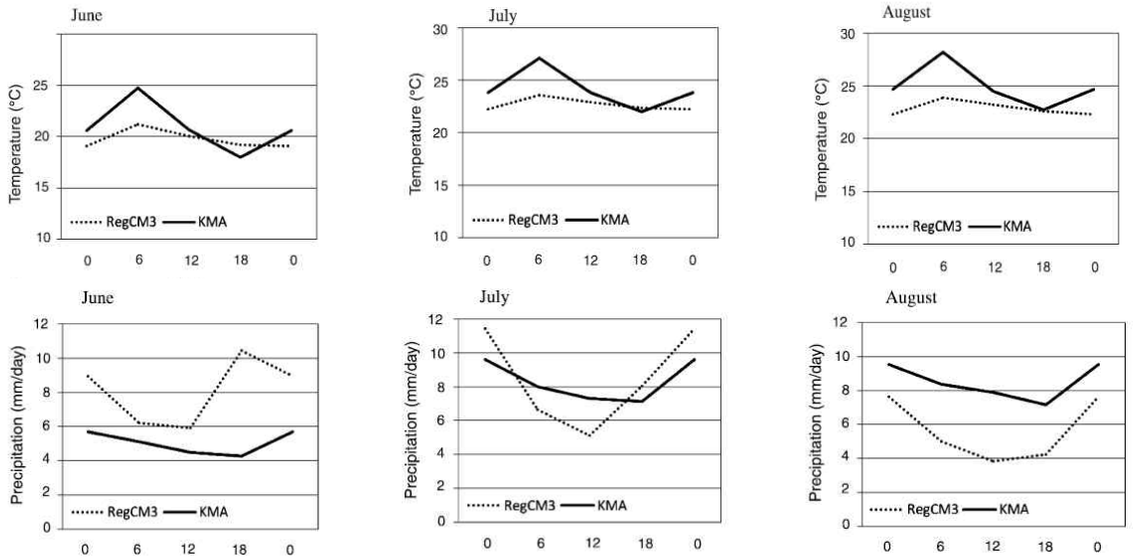


그림 7.47. 지난 22년 6, 7, 8월 동안 우리나라 면적 평균된 관측 및 모델 결과의 6시간 간격 온도(℃)와 강수의 일변동 (Park et al., 2008).

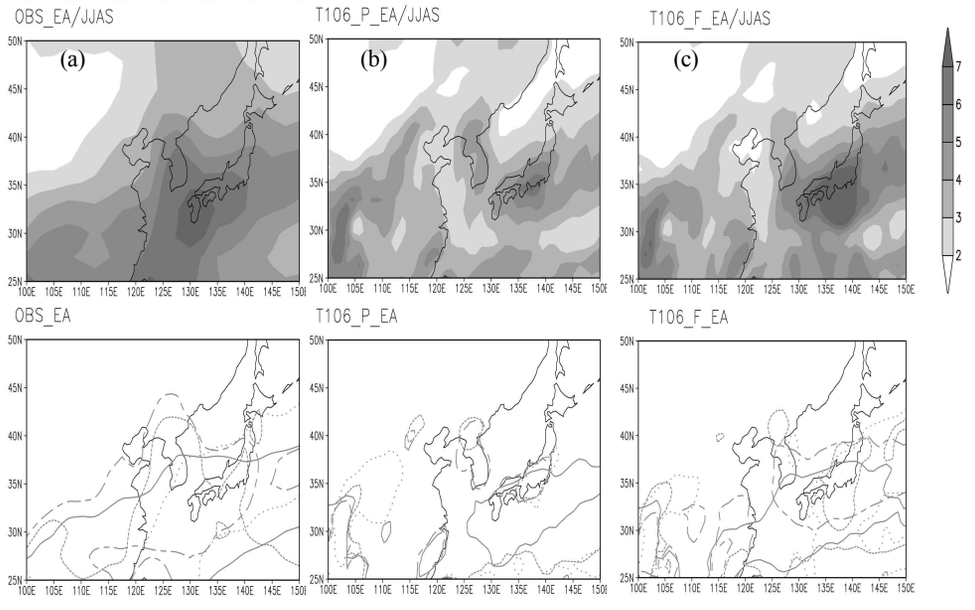


그림 7.48. 여름철(6 ~ 9월) 평균 강수량. 1978 ~ 2000년에 대한 (a) 관측값, (b) 20C3M 모델 실험 결과, 그리고 (c) A1B 시나리오를 사용한 2078 ~ 2100년에 대한 결과. 위의 그림과 아래 그림은 각각 6 ~ 8월까지 5 mm/day 이상의 강수의 동아시아 분포와 강수 이동 모습을 보여준다(실선: 6월, 긴 점선: 7월, 짧은 점선: 8월, 점: 9월)(국립기상연구소, 2008).

우리나라와 일본에 최대 강수역이 위치한다. 이 강수 밴드는 7월에 최대 45°N까지 영역이 확장하며, 8월까지 우리나라 전역에 영향을 미친다. 강수밴드의 남북이동을 따라 최대 강수중심지역 역시 7월에 한반도와 일본 남부, 8월에 한반도에서 나타나며, 9월에 강수밴드의 남하와 함께 일본으로 쇠퇴한다. 대부분의 모델에서도 발견되듯이 ECHAM4 모델의 몬순모의에서도 여름 강수를 과소 모의하는 경향은 보이지만 강수밴드의 발달과 쇠퇴 과정을 현실적으로 모의하고 최대 강수중심이 한국과 일본에 위치하여 관측과 잘 일치함을 알 수 있다(그림 7.48).

미래 동아시아 여름몬순과 관련된 강수는 대체적으로 증가가 전망되나 모델에 따라 지역적인 차이가 발견된다. Kitoh et al.(2005)은 MRI-CGCM2를 이용

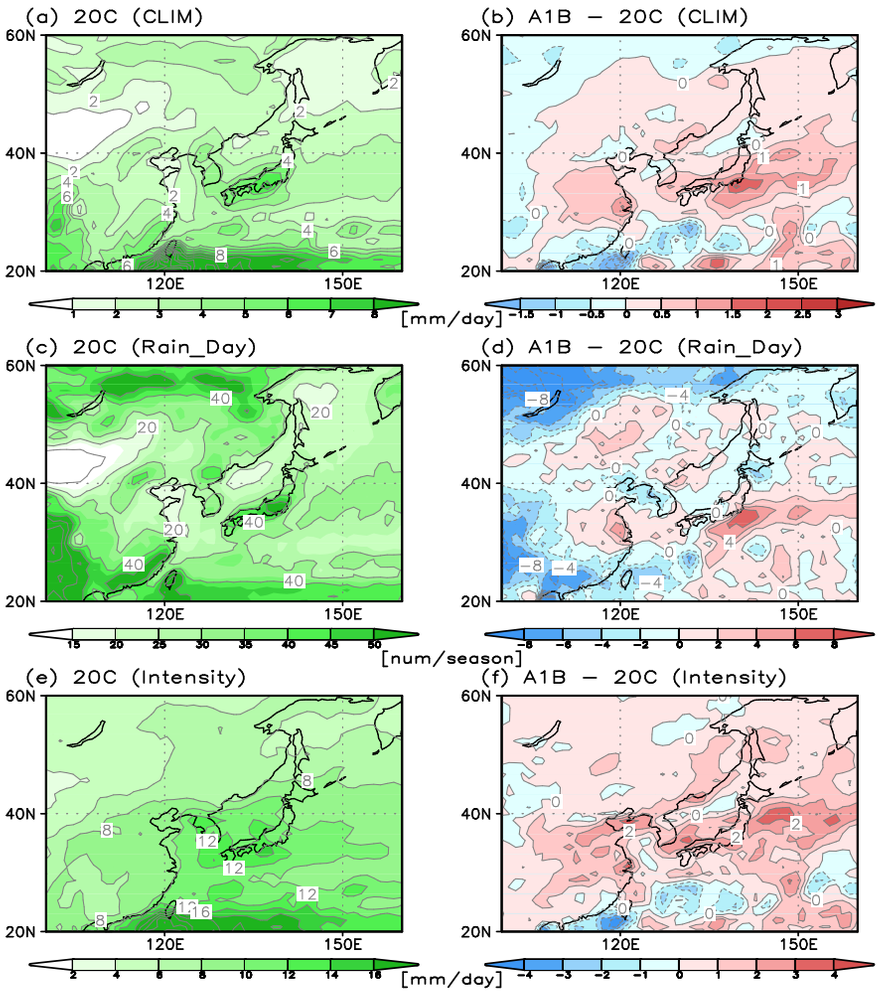


그림 7.49. (a), (b) 강수량 기후값, (c), (d) 강우일수, (e), (f) 여름강우강도. 왼쪽 그림은 현재기후 모의값을 나타내고 오른쪽 그림은 미래 기후(2031 ~ 2100년)와 현재기후(1971 ~ 2000년) 모의값의 차이를 나타낸다(국립기상연구소, 2008).

한 시나리오 실험을 통해 중국 양쯔 강 부근에서 여름철 강수의 증가를 전망했고, Kimoto(2005)와 Kimoto et al.(2005)은 고해상도 결합모델을 이용해 동중국해, 한국, 일본 전역에서 여름철 강수의 증가를 언급하였다. Kusunoki et al.(2006)은 한국과 일본 북쪽에서는 강수의 증가가 없고 일본 남동쪽에서 강수량의 증가를 전망했다.

그림 7.49는 동아시아지역 여름철 평균 강수량, 일강수량이 1 mm 이상인 강수일, 강수일당 강수량으로 나타낸 강수강도의 1971 ~ 2000년 평균 분포와 1971 ~ 2000년 대비 A1B시나리오에 따른 2071 ~ 2100년의 변화를 나타낸 것이다. 미래 평균 강수량은 증가할 것으로 전망되며, 특히 강수밴드가 위치한 30°N ~ 40°N 지역의 중국 양쯔 강 유역, 우리나라 남부지역, 일본 동부지역에서 뚜렷한 증가가 예상된다. 그러나 우리나라는 남부지역을 제외하고 강수변화가 미미하고 8월에는 강수 감소가 전망되기도 하였다. 그리고 30°N ~ 40°N 강수밴드를 따라 강수빈도의 증가와 강수강도의 강화가 전망되고, 강수빈도의 경우 우리나라 남부지역을 제외하고 감소할 것으로 나타나 강수일은 감소하나 극심한 강수현상은 빈번해질 것으로 예상된다.

동아시아 여름 몬순 강수밴드의 강화는 몬순순환 시스템의 발달과 관련이 있다. Kimoto(2005), Lee et al.(2005), Wang et al.(2000), Lee et al.(2008)은 미래 필리핀 해 고기압, 한반도와 일본 상부의 저기압성 순환의 발달과 jet stream의 강화가 동아시아 여름몬순 순환시스템을 발달시키는 주요 요인임을 지적한

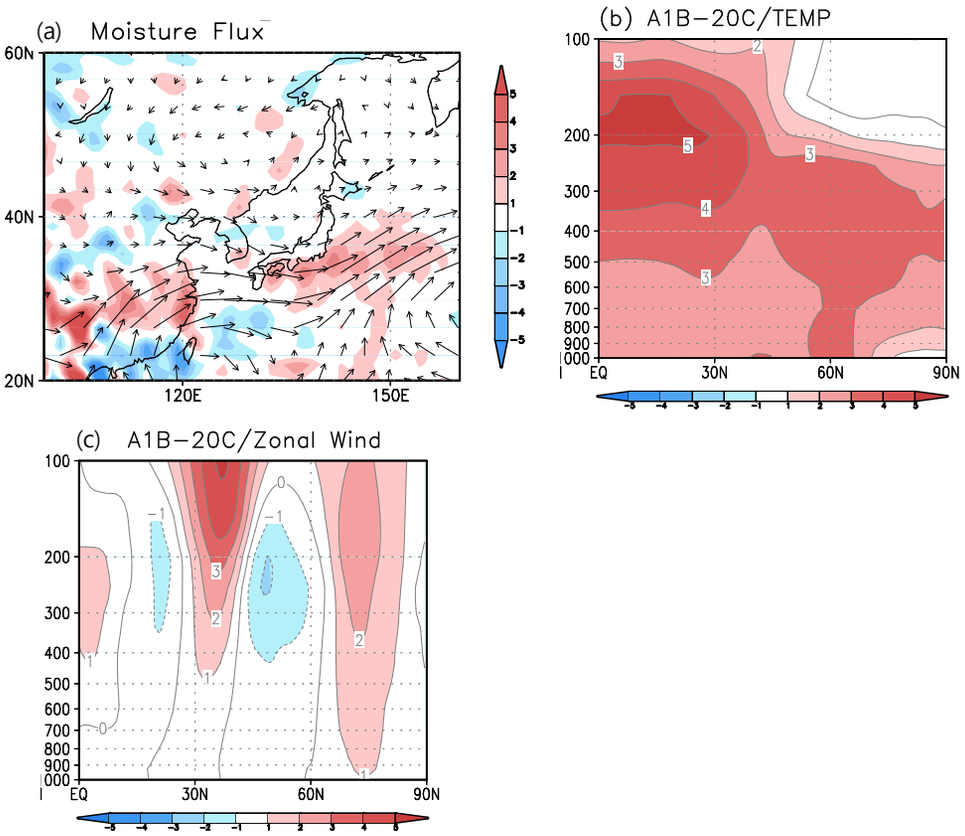


그림 7.50. 동아시아(100°E ~ 160°E) 영역 평균 (a) 850 hPa의 수분 플럭스(벡터)와 그것의 수렴 구간(색상), (b) 온도의 연직분포 및 (c) 동서방향 바람의 연직분포. 수렴 구간은 양의 값을 의미한다(국립기상연구소, 2008).

다. 그림 7.50은 1971 ~ 2000년 대비 2071 ~ 2100년의 850 hPa 수분속, 연직기온, 연직동서바람의 변화를 보인 것으로, 강수가 증가하는 지역을 따라 남서흐름이 발달하고 하층수렴이 강화됨을 알 수 있고, 한반도의 북쪽으로는 저기압성 순환과 함께 약한 수렴대가 일부지역에서 분포한다. 적도로부터 동아시아로 흐르는 남서풍의 발달은 강수밴드에 열과 수증기 유입을 활발하게 하여 강수 증가에 직접적인 영향을 미친다. 한편, 상층 대기에서는 고위도보다 저위도에서 더 큰 기온 상승으로 인해 남북기온경도가 커져 30°N ~ 40°N 부근에서 제트가 강화된다.

7.5.4. 극한기후

지구온난화로 인한 기후변화는 단순한 기후평균상태의 변화에서 극단적인 기상현상의 변화에 이르기까지 다양한 형태로 영향을 미칠 것으로 사료된다. 그 중에서도 극한현상은 인명피해의 우려가 높고 사회경제적으로 입는 손실 규모가 크다는 점에서 중요한 연구대상이 된다.

Griffiths et al.(2005)은 아시아·태평양 지역의 평균기온과 극한기온현상의 출현빈도가 매우 높은 상관을 가짐을 보인 바 있고, Meehl et al.(2000)과 Mearns et al.(1984)은 또한 기온평균의 작은 변화가 극한기온현상의 큰 변화를 야기할 수 있음을 언급하였다. 앞서 그림 7.18의 확률밀도함수 분석을 통해 우리나라 기온은 미래 저온일이 감소하며, 고온일이 증가할 것으로 전망하였다. 그리고 일최고기온 및 일최저기온의 상승은 극한기온현상에 직접적으로 영향을 미치는 기후요소인 만큼 미래 우리나라에 고온과 관련된 극한기온현상이 빈번해질 가능성이 높다.

국립기상연구소(2008)는 일최고기온 및 일최저기온의 퍼센타일 및 특정임계값을 기준으로 극한기온현상을 대표할 수 있는 지수를 정의하고 미래 변화를

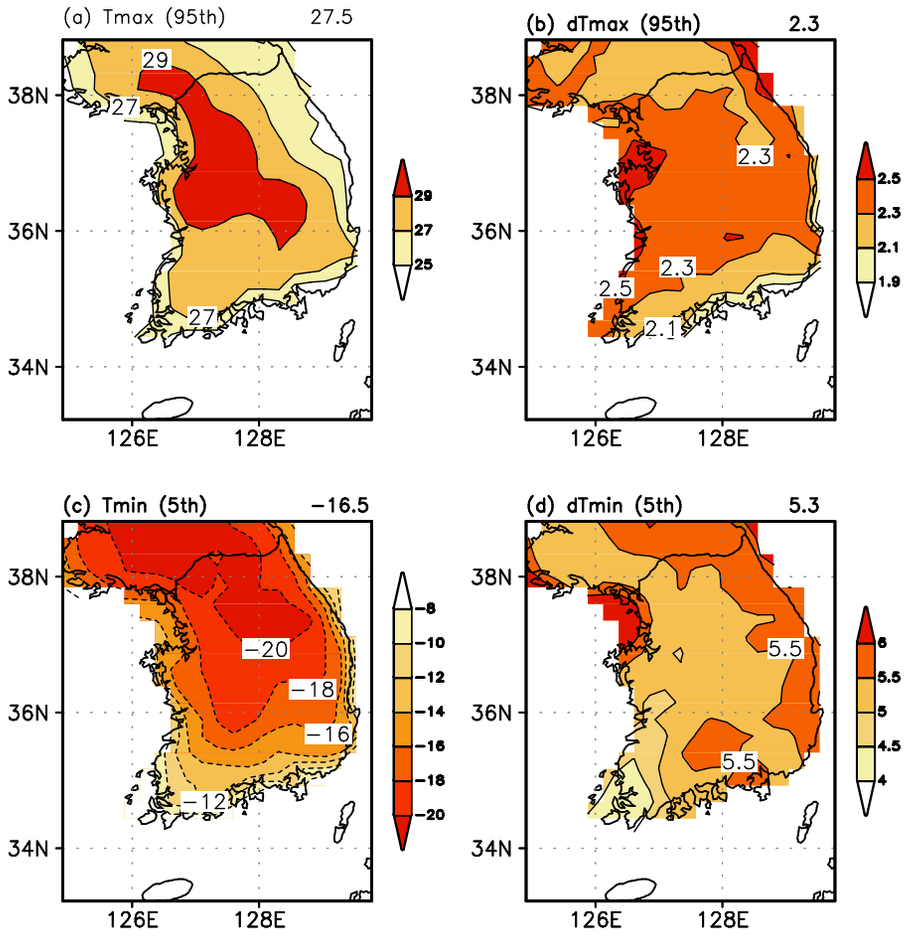


그림 7.51. A1B 시나리오의 27 km 해상도 MM5를 이용한 모의결과를 이용한 20세기말(1971 ~ 2000년) (a) 여름철 이상고온일(일최고기온 상위 5%)과 (c) 겨울철 이상저온일(일최저기온 하위 5%)에 해당하는 기온. (b)와 (d)는 각각 1971 ~ 2000년과 2071 ~ 2100년 기간으로부터 (a)와 (c)의 상위값의 변화를 표현한 것이다. 각 그림에서 육지 평균된 값은 각 패널 상단에 표시하였다(국립기상연구소, 2008).

전망하였다. 그림 7.51은 27 km 해상도 MM5로부터 20세기말(1971 ~ 2000년) 이상고온일(일최고기온 상위 5%)과 이상저온일(일최저기온 하위 5%)에 해당하는 기온과 21세기말(2071 ~ 2100년) 이상기온일의 변화를 그린 것이다. 20세기말 이상고온일의 전국평균 기온은 27.5℃이며, 서부내륙지역을 비롯하여 대구와 같은 분지에서 기온이 높아 지면피복상태의 영향이 컸다. A1B시나리오에 따른 21세기말에는 지구온난화로 이상고온일 기온이 강원산지와 남해안을 제외하고 2.3℃ 이상 상승할 것으로 전망된다. 한편, 20세기말 이상저온일의 전국평균 기온은 -16.5℃이며, 위도와 고도가 높을수록 낮은 것이 특징으로 지형의 영향이 컸다. A1B시나리오에 따른 21세기말에는 겨울 북서풍의 영향을 덜 받는 주요 산지의 동쪽 경사면, 즉 풍하측에 속한 지역에서 이상저온일의 기온이 5.5℃이상 크게 상승할 것으로 나타났다. 그리고 20세기말 기준에 따른 이상고온일과 이상저온일은 21세기말에 그 빈도가 각각 5배 증가, 99% 감소하여(그림 7.52), 미래 혹서일은 빈번해지고 혹한일은 줄어들 것으로 전망된다.

여러 강수 전망 연구에서는 온실가스 농도 증가로 호우나 가뭄, 대설 등 지역에 따라 서로 상반되는 변화를 가져올 가능성을 지적한다(Easterling et al., 2000, Vera et al., 2006). 특히 Boo et al.(2004)은 27 km 해상도의 MM5를 이용한 A2시나리오 실험결과로부터 파머가뭄지수(Palmer Drought Severity Index, PDSI)를 구하여 그 변화를 보았는데, 21세기말 우리나라 강수량의 증가에도 불구하고 가뭄이 심화될 것으로

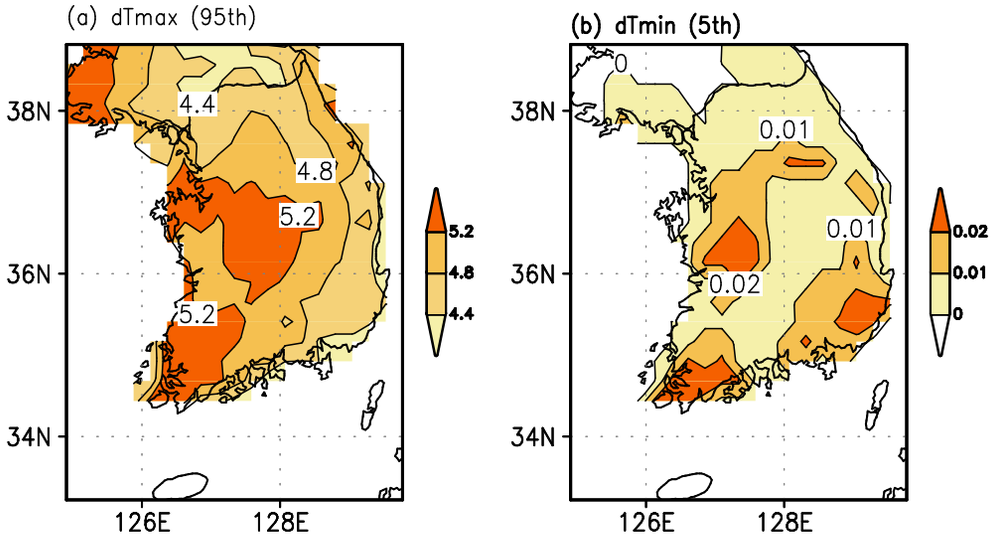


그림 7.52. 현재(1971 ~ 2000년) 빈도에 대해서 2071 ~ 2100년 기간 동안 (a) 여름철 상위 5% 일 최대 온도와 (b) 겨울철 상위 5% 일 최소 온도의 현재(1971 ~ 2000년)에 대한 비율(국립기상연구소, 2008).

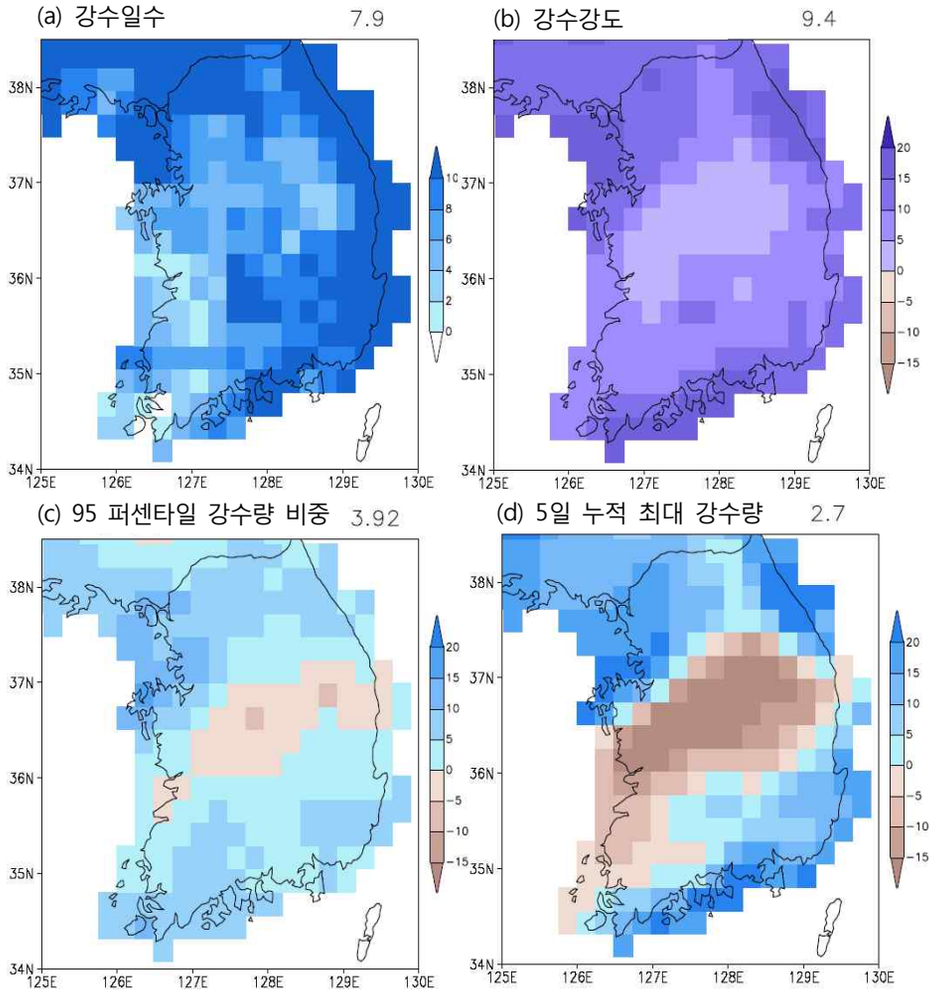


그림 7.53. 1971 ~ 2000년부터 2071 ~ 2100년 기간 동안 (a) 강우 일수의 변화, (b) 강우 강도의 변화, (c) 상위 5%에 대한 강우 사례의 비율, 그리고 (d) 가장 강했던 5일간의 총 강우량. 각 그림에서 육지 평균값은 그림 상단에 표기하였다(단위: %)(국립기상연구소, 2009).

전망하였다. 그리고 강수량의 증가에도 불구하고 기온상승에 따른 증발산량과 토양수분함량의 더 큰 증가로 가뭄이 발생할 것으로 추정하였다. A1B시나리오에서도 이와 유사한 결과가 예상된다(국립기상연구소, 2008). 앞 절의 강수 전망을 통해 지구온난화가 진행됨에 따라 우리나라에 호우현상이 빈번해질 것으로 예상하였으나 8~9월에 강수증가가 뚜렷한 반면 기후학적으로 건조한 시기인 겨울과 봄을 비롯하여 초여름까지 강수량 증가가 미미하거나 감소할 것으로 나타났다. 특히, 호남지역과 충청도 내륙지역을 포함하는 남서부 지역은 다른 지역에 비해 이상고온현상이 두드러지는데 반해(그림 7.52(a)), 강수량 증가가 적은 곳에 속하여(그림 7.20(a)) 상대적으로 건조해지며, 가뭄 발생 가능성이 높다. 그림 7.53은 20세기말(1971~2000년) 대비 21세기말(2071~2100년)의 연중 강수일수, 강수강도(강수량/강수일), 95 퍼센타일 강수량 비중, 5일 누적 최대 강수량의 공간적인 변화를 본 것이다. 전국적으로 강수일은 빈번해지고, 강수는 현재보다 강화될 전망이다. 특히, 95 퍼센타일 이상의 강한 강수비중이 우리나라 남해안지역, 경기지역, 강원북부에서 증가하며, 호우 발생 가능성이 높은 것으로 나타났다. 반면, 앞서 언급된 호남지역 및 충청도 내륙지역을 포함하는 남서부 지역은 강수빈도 증가와 강수강도 강화가 미미하며 미래에 더욱 건조해질 가능성이 높고, 특히 소우지역에 속하는 충청도 내륙지역과 경상북도는 95 퍼센타일 이상의 강한 강수비중과 5일 누적 최대 강수량은 다른 지역과 반대로 감소하는 것으로 나타나 가뭄 발생 시 해갈을 할 수 있을 만큼의 충분하고 지속적인 강수량이 부족하여 가뭄이 심화될 우려가 높다.

그 밖의 서리일수(일최저기온이 영하인 날)와 결빙일(일최고기온이 영하인 날)의 경우 현재보다 전국적으로 각각 32.6%와 58.9% 감소할 것으로 전망되었으며, 따뜻한 해양의 영향을 받는 해안지역에서는 감소 정도가 상대적으로 작고, 산지에서는 컸다. 열대야 일수(일최저기온이 20℃보다 높은 날)와 여름일수(일최고기온이 25℃보다 높은 날)는 현재보다 각각 3배, 2배 이상 증가할 것으로 나타났으며 열대야일은 해안지역에서, 여름일수는 서부내륙지역에서 증가 정도가 컸다. 이러한 영하일수의 감소와 고온일수의 증가에 따라 생장계절기간도 현재보다 한 달가량(13.5%) 증가할 것으로 예상된다.

참고문헌

구교숙, 부경온, 권원태, 2007: 최고, 최저기온을 이용한 우리나라 기온변화에서의 도시화효과 분석. *대기*, **17(2)**, 185-193.

국립기상연구소, 2007: *기후변화협약대응 지역기후시나리오 활용기술기발(III)*. 국립기상연구소, 599 pp.

국립기상연구소, 2008: *기후변화협약대응 지역기후시나리오 활용기술기발(IV)*. 국립기상연구소, 355 pp.

국립기상연구소, 2009: *기후변화 이해하기(II)-한반도 기후변화, 현재와 미래-*. 국립기상연구소, 102 pp.

권영아, 권원태, 부경온, 최영은, 2007a: A1B 시나리오 자료를 이용한 우리나라 아열대 기후구 전망. *대한지리학회지*, **42(3)**, 82-95.

권영아, 권원태, 부경온, 2007b: A1B 시나리오 자료를 이용한 우리나라 자연 계절 시작일 및 지속기간 변화 전망. *대한지리학회지*, **42(6)**, 835-850.

기상연구소, 2000: *중·장기 수치예보 시스템 개발(I)*. 기상연구소, MR000C06.

기상연구소, 2003: *기후변화협약대응 지역기후시나리오 산출기술 개발(II)*. 기상연구소, 502 pp.

기상연구소, 2004: *기후변화협약대응 지역기후시나리오 산출기술 개발(III)*. 기상연구소, 510 pp.

기상연구소, 2005: *기후변화협약대응 지역기후시나리오 활용기술 개발(I)*. 기상연구소, 408 pp.

기상연구소, 2006: *기후변화협약대응 지역기후시나리오 활용기술 개발(II)*. 기상연구소, 611 pp.

기상청, 2007: *기상기술로드맵(MTRM)*. 기상청, 334 pp.

기상청, 2009: *한반도 기후변화 추세 분석*. 기상청, pp 1-18.

김맹기, 강인식, 1996: 광역 기후 변수와 지역 기후 변수 사이의 통계적 연관성: 한반도의 온난화와 연관된 북반구 대기순환 패턴. *한국기상학회지*, **32**, 261-271.

문자연, 김문현, 최다희, 부경온, 권원태, 2008: Time slice 실험으로 모의한 동아시아 여름몬순의 변화. *대기*, **18**, 55-70.

박용하, 전성우, 최재용, 정휘철, 김정원, 2000: 기후변화에 따른 생태계 영향 평가 및 대응방안 I: 산림 생태계 부문을 중심으로. *한국환경정책평가연구원*, 44-50.

박종화, 황강석, 강영실, 2000: 한국 근해 겨울철 온난화와 주요 어종의 어황 변화. *한국수산자원학회지*, **3**, 77-87.

오재호, 2007: 미래 태풍 강도 변화에 관한 연구: 기후변화가 동아시아지역 태풍에 미치는 영향. *기후변화 전문가 워크숍 제5차 기후변화학술대회 초록집*, 21-24.

윤원태, 부경온, 김래선, 조하만, 1998: 동아시아지역 여름철 주기파의 성향과 북태평양고기압의 변동. *한국기상학회지*, **3**, 365-375.

윤원태, 부경온, 1999: 엘니뇨해와 관련한 중위도 일시파의 특성. *한국기상학회지*, **35(1)**, 146-155.

이병설, 1979: 우리나라의 자연계절에 관한 연구. *대한지리학회지*, **14(2)**, 1-11.

이승법, 신경섭, 조영순, 손승희, 2003: 식물계절에 나타난 한반도 기후변화 영향. *대기*, **13**, 468-471.

이승호, 이경미, 2003: 기온 변화에 따른 벚꽃 개화시기의 변화 경향. *환경영향평가*, **12(1)**, 45-54.

이효신, 권원태, 안중배, 부경온, 차유미, 2007: ECHO-G/S에 나타난 기후변화에 따른 엘니뇨 변화 특성 분석. *대기*, **17**, 365-379.

차유미, 이효신, 문자연, 권원태, 부경온, 2007a: ECHO-G/S를 활용한 미래 동아시아 기후 전망. *대기*, **17**, 55-68.

차유미, 이효신, 권원태, 부경온, 2007b: 동아시아 여름 강수 모의에 있어 한반도 주변 해륙분포가 미치는 영향. *대기*, **17**, 241-253.

환경부, 2006: 기후변화에 의한 물순환의 예측 및 영향 평가. *환경부*, 536pp.

Ahn, Y. I., and D. K. Lee, 2002: Impact of bogus tropical cyclones on summertime circulation in regional climate simulation. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4303, doi:10.1029/2001JD000416.

Anderson, U., E. Kaas, and W. May, 2001: *Change in the storm climate in the North Atlantic/European region as simulated by GCM time-slice experiments at high resolution*. DMI Scientific Report 01-1.

Bengtsson, L., M. Botzet, and M. Esch, 1995: Hurricane-type vortices in a general circulation model. *Tellus*, **47A**, 175-196.

Bengtsson, L., M. Botzet, and M. Esch, 1996: Will greenhouse gas-induced warming over the next 50 year lead to higher frequency and greater intensity of hurricane? *Tellus*, **48A**, 57-73.

Bengtsson, L., K. I. Hodges, and E. Roeckner, 2006: Storm tracks and climate change. *J. Clim.*, **19**, 3518-3543.

Bengtsson, L., K. I. Hodges, M. Esch, N. Keenlyside, L. Kornblueh, J. J. Lu, T. Yamagata, 2007: How may tropical cyclones change in a warmer climate? *Tellus A* **59(4)**, 539-561.

Blackmon, M. L., J. M. Wallace, L. C. Lau, and S. L. Mullen, 1977: An observational study of the Northern Hemisphere winter time circulation. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1040-1053.

Boo, K. O., W. T. Kwon, J. H. Oh, and H. J. Baek, 2004: Response of global warming on regional climate change over Korea: An experiment with the MM5 model. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21206.

Boo, K. O., W. T. Kwon, and H. J. Baek, 2006: Changes of extreme events of temperature and precipitation over Korea using regional projection of future climate change. *J. Geophys. Res.*, **33**, L01701, doi:10.1029/2005GL023378.

Brankovic, C. and T. N. Palmer, 1997: Atmospheric seasonal predictability and estimates of ensemble size. *Mon. Wea. Rev.,* **125**, 859-874.

Bryan, K., 1969: A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *J. Comp. Phys.*, **4**, 347-376.

Cha, D. H., D. K. Lee, and S. Y. Hong, 2008: Impact of boundary layer processes on seasonal simulation of the East Asian summer monsoon using a regional climate model. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **100**, 53-72.

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 *J. Geophys. Res.*, **114**, D14108, doi:10.1029/2008JD011176.

Choi, S. J., D. H. Cha, and D. K. Lee, 2008: Simulation of the 18-day summer heavy rainfall over East Asia using a regional climate model. *J. Geophys. Res.*, **113**, D12101, doi:10.1029/2007JD009213.

Cotton, W. R., and Coauthors, 2003: RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteor. Atmos. Phys.*, **82**, 5-29.

Cubasch, U., J Waskewitz., G. Hegerl, and J. Perlwitz, 1995: Regional climate changes as simulated in time-slice

experiments. *Climatic Change,* **31**, 273-304.

Dai, A., G. A. Meehl, W. M. Washington, T. M. L. Wigley, 2001: Climate changes in the 21st century over Asia-Pacific region simulated by NCAR CSM and PCM. *Adv. Atmos. Sci.*, **18**, 639-658.

Dickinson, R. E., R. M. Errico, F. Giorgi, and G. T. Bates, 1989: A regional climate model for the western United States. *Climatic Change*, **15**, 383-422.

Dufresne, J. L. and S. Bony, 2008: An assessment of the primary sources of spread of global warming estimates from coupled atmosphere-ocean models. *J. Clim.*, **21**, 5135-5144.

Easterling, D. R., J. L. Evans, P. Ya. Groisman, T. R. Karl, K. E. Kunkel, and P. Ambenje, 2000: Observed variability and trends in extreme climate events: A brief review. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **81**, 417-426.

Emanuel, K. A., 1987: The dependence of hurricane intensity on climate. *Nature*, **326**, 483-485.

Fu, C., and Coauthors, 2005: Regional Climate Model Intercomparison Project for Asia. *Bull. Amer. Meteor. Soc.,* **86(2)**, 257-266.

Geng, Q., and M. Sugi, 2001: Variability of the North Atlantic cyclone activity in winter analyzed from NCEP-NCAR reanalysis data. *J. Clim.,* **14,** 3863-3873.

Geng, Q., and M. Sugi, 2003: Possible change of extratropical cyclone activity due to enhanced greenhouse gases and sulfate aerosol-study with a high-resolution AGCM. *J. Clim.*, **16**, 2262-2274.

Giorgi, F., 1990: Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *J. Clim.*, **11**, 3204-3229.

Giorgi, F., M. R. Marinucci, and G. T. Bates, 1993a: Development of a second-generation regional climate model(RegCM2). Part I: Boundary layer and radiative processes. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2794-2813.

Giorgi, F., M. R. Marinucci, and G. T. Bates, 1993b: Development of a second-generation regional climate model(RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2814-2832.

Grell, G. A., J. Dudhia, and D. R. Stauffer, 1994: *A description of the fifth-generation Penn State-NCAR mesoscale model(MM5).* NCAR Technical Note, NCAR/TN-398 +STR, 117 pp.

Griffiths, G. M., L. E. Chambers, M. R. Haylock, M. J. Manton, N. Nicholls, H. J. Baek, Y. Choi, P. M. Della-Marta, A. Gosai, N. Iga, R. Lata, V. Laurent, L. Maitrepierre, H. Nakamigawa, N. Ouprasitwrong, D. Solofa, L. Tahani, D. T. Thuy, L. Tibig, B. Trewin, K. Vediapan, and P. Zhai, 2005: Change in mean temperature as a predictor of extreme temperature change in the Asia-Pacific region. *Int. J. Climatol.*, **25**, 1301-1330.

Hasegawa, A. and S. Emori, 2005: Tropical cyclones and associated precipitation over the Western North Pacific: T106 atmospheric GCM simulation for present-day and doubled CO_2 climates. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 145-148.

Hewston, B., 1994: Regional climates in the GISS general circulation model: Surface air temperature. *J. Clim.*, **7**, 283-303.

Hong, S. Y., and A. Leetmaa, 1999: An evaluation of the NCEP RSM for regional climate modeling. *J. Clim.*, **12**, 592-609.

Hong, S. Y., J. Dudhia, and S. H. Chen, 2004: A revised approach to ice-microphysical processes for the bulk parameterization of cloud and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 103-120.

Hong, S. Y., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318-2341.

Hong, S. Y., and Y. B. Yhang, 2010: Implication of a decadal climate shift over East Asia in winter: A modeling study. *J. Clim.*, in press.

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 *J. Atmos. Sci*., in press.

Hibler, W., 1979: A dynamic-thermodynamic sea-ice model. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 815-846.

Huang, R., and Y. Wu, 1989: The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanisms. *Adv. Atmos. Sci.,* **6**, 21-32.

Im, E. S., and W. T. Kwon, 2007: Characteristics of extreme climate sequences over Korea using a regional

climate change scenario. *SOLA,* **3**, 017-020.

IPCC, 2001: C*limate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* [J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnson(eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, USA, 2001, 881 pp.

IPCC, 2007: *Climate Change, 2007: The Physical Science Basis. Contributions 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, 996 pp.

Jhun, J. G., and E. J. Lee, 2004: A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J. Clim.*, **17**, 711-726.

Juang, H. M. H., S. Y. Hong, and M. Kanamitsu, 1997: The NCEP regional spectral model: An update. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2125-2143.

Kang, I. S., K. Jin, B. Wang, K. M. Lau, J. Shukla, V. Krishnamurthy, S. D. Schubert, D. E. Waliser, W. F. Stern, A. Kitoh, G. A. Meehl, M. Kanamitsu, V. Y. Galin, V. Satyan, C. K. Park, and Y. Liu, 2002: Intercomparison of the climatological variations of Asian summer monsoon precipitation simulated by 10 GCMs. *Climate Dyn.*, **19**, 383-395.

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. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10105, 1029/ 2004JD005266.

Kim, J. E., and S. Y. Hong, 2007: Impact of soil moisture anomalies on summer rainfall over East Asia: A regional climate model study. *J. Clim.*, **20**, 5732-5743.

Kim, J. W., J T. Chang, N. L. Baker, D. S. Wilks, and W. L. Gates, 1984: The statistical problem of climate inversion: Determination of the relationship between local and large-scale climate. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2069-2077.

Kimoto, M., 2005: Simulated change of the east Asian circulation under global warming scenario. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L16701, doi:10.1029/2005GL023383.

Kimoto, N. Yasutomi, C. Yokoyama, and S. Emori, 2005: Projected changes in precipitation characteristics around Japan under the global warming. *SOLA*, **1**, 085-088.

Kitoh, A., M. Hosaka, Y. Adachi, and K. Kamiguchi, 2005: Future projections of precipitation characteristics in East Asia simulated by the MRI CGCM2. *Adv. Atmos. Sci.*, **22**, 467-478.

Kobayashi, C., and M. Sugi, 2004: Impact of horizontal resolution on the simulation of the Asian summer monsoon and tropical cyclones in the JMA global model. *Clim. Dyn.*, **93**, 165-176.

Kripalani, R. H., J. H. Oh, and H. S. Chaudhari, 2006: Responses of the East Asian summer monsoon to doubled atmospheric CO_2: Coupled climate model simulations and projections under IPCC AR4. *Theor. Appl. Climatol.*, **87**, 1-28.

Kusunoki, J. Yoshimura, H. Yoshimura, A. Noda, K. Oouchi, and R. Mizuta, 2006: Change of Baiu rain band in global warming projection by an atmospheric general circulation model with a 20-km grid size. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 581-611.

Latif, M., D. Anderson, T. Barnett, M. Care, R. Kleeman, A. Leetmaa, J. Obrien, A. Rosati, and E. Schneide, 1998: A Review of the predictability and prediction of ENSO. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14375-14393.

Lambert, S. J., 1995: The effect of enhanced greenhouse warming on winter cyclone frequencies and strengths. *J. Clim.*, **8**, 1447-1452.

Lambert, and J. C. Fyfe, 2006: Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse warming experiments: results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise. *Clim. Dyn.*, **26**, 713-728.

Lau, K. M., J. H. Kim, and Y. Sud, 1996: Intercomparison of hydrologic processes in AMIP GCMs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 2209-2227.

Lau, N. C., and K. M. Lau, 1984: The structure and energetics of midlatitude disturbances accompanying cold-air outbreaks over East Asia. *Mon. Wea. Rev.*,

112, 1309-1327.

Leipper, D., and D. Volgenau, 1972: Hurricane heat potential of the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanography*, **2**, 218-224.

Lee, J. H., B. S. Kim, K. T. Sohn, W. T. Kwon, and S. K. Min, 2005: Climate change Signal Analysis for Northeast Asian Surface Temperature. *Adv. Atmos. Sci.*, **22**, 159-171.

Lee, E. J., W. T. Kwon, and H. J. Baek, 2008: Summer precipitation changes in northeast Asia from the AOGCM global warming experiments. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 475-490.

Lee, D. K., and M. S. Suh, 2000: Ten-year Asian summer monsoon simulation using a regional climate model(RegCM2). *J. Geophys. Res.*, **105**, 29565-29577.

Lee, D. K., D. H. Cha, and H. S. Kang, 2004: Regional climate simulation for the 1998 summer flood over East Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1735-1753.

Lee, D. K., D. H. Cha, and S. J. Choi, 2005: A sensitivity study of regional climate simulation to convective parameterization schemes for 1998 East Asian summer monsoon. *J. Terres. Atmos. Ocea. Sci.*, **16**, 989-1015.

Lindzen, R. S. and B. Farrel, 1980: A simple approximate result for the maximum growth rate of baroclinic instabilities. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1648-1654.

Liu, Y., F. Giorgi, and W.M. Washington, 1994: Simulation of summer monsoon climate over East Asia with an NCAR regional climate model. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2331-2348.

May, W., 1999: *A time-slice experiment with the ECHAM4 A-GCM at high resolution: the experimental design and the assessment of climate change as compared to a greenhouse gas experiment with ECHAM4/OPYC at low resolution*. DMI Scientific Report, 99-2.

Mearns, L. O., R. W. Katz, and S. H. Schneider, 1984: Extreme high-temperature events: Changes in their probabilities with changes in mean temperature. *J. Clim.*, **23**, 1601-1613.

Meehl, G. A., T. Karl, D.R. Easterling, S. Changnon, R. Pielke Jr., D. Changnon, J. Evans, P. Y. Groisman, T. R. Knutson, K. E. Kunkel, L. O. Mearns, C. Parmesan, R. Pulwarty, T. Root, R. T. Sylves, P. Whetton, and F. Zwiers, 2000: An introduction to trends in extreme weather and climate events: Observations, socioeconomic impacts, terrestrial ecological impacts, and model projections. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **74**, 413-416.

Meehl, G. A., J. M. Arblaster, and C. Tebaldi, 2005: Understanding future patterns of increased precipitation intensity in climate model simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **32,** L18719, doi:10.1029/2005GL023680.

Meehl, G. A., H. Teng, and G. W. Branstator, 2006: Future changes of El Nino in two global coupled climate models. *Clim. Dyn.*, DOI: 10.1007/s00382-005-0098-0.

Meehl, G. A., and coauthors, 2009: *Decadal Prediction: Can it be skillful? Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 1467-1485.

Min, S. K., E. H. Park, and W. T. Kwon, 2004: Future projections of East Asian climate change from multi-AOGCM ensemble of IPCC SRES scenarios simulations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1187-1211.

Min, S. K., S. Legutke, A. Hense, and W. T. Kwon, 2005: Internal variability in a 1000-year control simulation with the coupled climate model ECHO-G - II. El Nino Southern Oscillation and North Atlantic Oscillation. *Tellus*, **57(A)**, 622-640.

Min, S. K., S. Legutke, A. Hense, U. Cubasch, W. T. Kwon, J. H. Oh, and U. Schlese, 2006: East Asian climate change in the 21st century as simulated by the coupled climate model ECHO-G under IPCC SRES scenarios. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 1-26.

Oh, J. H., 1989: *Physically-based general circulation model parameterization of clouds and their radiative interaction*. Ph. D. dissertation, Department of Atmospheric Sciences, Oregon State University, Corvallis, OR, 315 pp.

Oh, J. H., T. Kim, M. K. Kim, S. H. Lee, S. K. Min, and W. T. Kwon, 2004: Regional climate simulation for Korea using dynamic downscaling and statistical adjustment. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1629-1643.

Oouchi, K., J. Yoshimura, H. Yoshimura, R. Mizuta, S. Kusunoki, and A. Noda, 2006: Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 259-276.

Pacanowski, R. C., 1995: *MOM2 documentation, user's*

guide and reference manual. Tech. Rep. 3, GFDL Ocean Group Technical Report, 232 pp.

Park, E. H., S. Y. Hong, and H. S. Kang, 2008: Characteristics of an East-Asian summer monsoon climatology simulated by the RegCM3. *Meteo. Atmos. Phys.*, **100**, 139-158.

Park, S. H., and S. Y. Hong, 2004: The role of surface boundary forcing over south Asia in the Indian summer monsoon circulation: A regional climate model sensitivity study. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L12112, doi:10.1029/2004GL019729.

Pinto, J. G., U. Ulbrich, G. C. Leckebusch, T. Spangehl, M. Reyers, and S. Zacharias, 2007: Changes in storm track and cyclone activity in three SRES ensemble experiments with the ECHAM5/MPI-OM1 GCM. *Clim. Dyn.*, doi: 10.2007/s00382-007-0230-4.

Robock, A., R. P. Turco, M. A. Harwell, T. P. Ackerman, R. Andressen, H. S. Chang, and M. V. K. Sivakumar, 1993: Use of general circulation model output in the creation of climate change scenarios for impact analysis. *Climate Change*, **23**, 283-335.

Roeckner, E., and coauthors, 1996: *The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation and present-day climate*. Max-Planck-institute for Meteorology Rep. 218, 99 pp.

Russell, G. L. and D. Rind, 1999: Response to CO_2 transient increase in the GISS coupled model: Regional coolings in a warming climate. *J. Clim.*, **12**, 531-539.

Ryoo, S. B., W. E. Kwon, and J. G. Jhun, 2004: Characteristics of wintertime daily and extreme minimum temperature over South Korea. *Int. J. Climatol.,* **24**, 145-160.

Sawyer, J. S., 1970: Observational characteristics of atmospheric fluctuations with a time scale of a month. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 610-625.

Seol, K. H. and S. Y., Hong, 2009: The relation between the Tibetan snow in spring and the East Asia summer monsoon in 2003: A Global and regional model study. *J. Clim.*, **22**, 2095-2110.

Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Baker, W. Wang, and J. G. Powers, 2005: *A description of the Advanced Research WRF version 2*. NCAR technical note, NCAR/TN-468+STR, 88 pp.

Smith., D. M., S. Cusack, A. W. Colman, C. K. Folland, G. R. Harris, and J. M. Murphy, 2007: Improved surface temperature prediction for the coming decade from a global climate model. *Science*, **317**, 796-799, DOI: 10.1126/science.1139540.

Sperber, K. R., S. Hameed, G. L. Potter, and J. S. Boyle, 1994: Simulation of the northern summer Monsoon in the ECMWF model: Sensitivity to horizontal resolution. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2461-2481.

Stearns, S. D., 1984: *Digitale verarbeitung analoger Signale*. R. Oldenbourg Verlag Muenchen, 437 pp.

Sugi, M., A. Noda, and N. Sato, 2002: Influence of the global warming on tropical cyclone climatology: An experiment with the JMA global model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **8**, 249-272.

Tanaka, M., 1997: Interannual and interdecadal variations of the western North Pacific monsoon and Baiu rainfall and their relationship to the ENSO cycles. *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 1109-1123.

Tao, S. Y. and L. X. Chen, 1987: *A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China*. Review in Monsoon Meteorology, Oxford Univ. Press, pp 60-92.

Taylor, K. E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7183-7192.

Terray, L., S. Valcke, and A. Piacentini, 1998: *The OASIS coupler user guide version 2.2*. CERFAS Tech. Rep. TR/CMGC/98-05, 77 pp.

Tokioka, T., K. Yamazaki, I. Yangai, and A. Kitoh, 1984: *A description of the Meteorological Research Institute atmosphere general circulation model(MRI GCM-I)*. MRI Tech Report NO. 13, Meteorological Research Institute, Ibaraki-ken, Japan, 249 pp.

Trewartha, G. T. and L. Horn, 1980: *An Introduction to Climate, 5th(eds.)*. McGraw-Hill, New York, 415 pp.

Tsutsui, J., 2002: Implications of anthropogenic climate change for tropical cyclone activity: A case study with the NCAR CCM2. *J. Meterol. Soc. Japan*, **80(1)**, 45-65.

Ulbrich, U., and M. Christoph, 1999: A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Clim. Dyn*., **15**, 551-559.

Vera, C., G. Silvestri, B. Liebmann, and P. Gonzalez, 2006: Climate changes scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L13707, doi:10.1029/2006GL 025759.

Wang, B., W. Renguang, and X. Fu, 2000: Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Clim.*, **13,** 1517-1536.

Yamaguchi, K., and A. Noda, 2006: Global warming patterns over the North Pacific: ENSO versus AO. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84,** 221-241.

Yhang, Y. B., and S. Y. Hong, 2008a: Improved physical processes in a regional climate model and their impact on the simulated summer monsoon circulations over East Asia. *J. Clim.*, **21**, 963-979.

Yhang, Y. B., and S. Y. Hong, 2008b: A simulated climatology of the east Asian summer monsoon using a regional spectral model. Asia-Pacific *J. Atmos. Sci.*, **44**, 325-339.

Yin, J. H., 2005: A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32,** L18701, doi:10.1029/2005GL023684.

Yoshimura, J., and M. Sugi, 2005: Tropical cyclones climatology in a high-resolution AGCM-Impacts of SST warming and CO_2 increase. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 133-136.

Yoshimura, J., M. Sugi, and A. Noda, 2006: Influence of greenhouse warming on Tropical Cyclone frequency. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 405-428.

Zhang, Y. C., and W. C. Wang, 1997: Model-simulated Northern winter cyclone and anticyclone activity under a greenhouse warming scenario. *J. Clim.*, **10**, 1616-1634.

찾아보기

AMO/34
AO/61
EESC/165
ENSO/34, 178
EOF/57, 249
GTP/175
KLCV(Kongju's Land CoVer)/78
MODIS/126, 160
MSPA(Modified Soil-Plant-Atmosphere odel)/78
NDVI/98
PDO/34
REOF/51
UHI(도시열섬지수)/253
계절내 진동/222
구름분해모델/117
구름수함량/116
규모축소(downscaling)/265
낙엽활엽수림/212
남방진동/203
내부변동성/295
대기갈색구름/37
되먹임(feedback)/269
라이다(lidar)/127
로스비 파동/219
매든-줄리안 진동/219, 222
몬순(monsoon)/52
베이즈 방법/197, 201
보통최소제곱법/201
복사강제력/154
복사평형/118, 200
북대서양진동/203
북서태평양강우아노말리(WNPRA)/60
북태평양몬순지수(WNPMI)/60
북태평양패턴(NP)/51
분광분석/202
블랙카본(black carbon, BC)/122, 129
빙정핵/126
산소동위원소/24
생지화학순환/86
소빙기/26
순일차생산량(NPP)/78
스칸디나비아패턴(SCAND)/51
스톰트랙/303
안정동위원소/22
알베도/38
에어로졸 소산계수/121
열대저기압/299
염화탄소(chlorocarbon)/160
영거 드라이아스/24
용존무기탄소(Dissolved Inorganic Carbon)/83
유기탄소(OC)/118, 129
잎 면적지수(LAI)/78
준2년 주기변동/162
지역기후모델/269
최적지문법/197
측우기/29
침엽수림/212
태양상수/148
태평양수십년진동/203
텔레커넥션(teleconnection)/222
파머가뭄지수/314
해양탄소순환/82
해양퇴적물/22
홍반자외선/152
황산염/118, 156
휘발성 유기화합물(VOCs)/130

Part II

기후변화의 영향, 적응 및 취약성

- 제1장 한반도의 기후변화 현황 및 미래전망 개관
- 제2장 기후변화의 영향 평가
- 제3장 수자원
- 제4장 생태계
- 제5장 농업
- 제6장 연안 및 해양
- 제7장 산업
- 제8장 보건

Part Ⅱ: 기후변화의 영향, 적응 및 취약성

주저자, 기여저자, 감수편집자

총괄 저자
이 동 근 (서울대학교)

총괄 감수 편집자
박 용 하 (국가기후변화적응센터)
김 명 수 (국토연구원)
정 휘 철 (한국환경정책・평가연구원)

제 1 장 한반도의 기후변화 현황 및 미래전망 개관
제 2 장 기후변화의 영향 평가

주저자
이 동 근 (서울대학교)

기여저자
김 은 영 (한국환경정책・평가연구원)
송 원 경 (한국환경정책・평가연구원)

감수편집자
전 성 우 (한국환경정책・평가연구원)
정 태 용 (아시아개발은행)
서 창 완 (서울시립대학교)
손 요 환 (고려대학교)
한 상 미 (프로젝트 컨설턴트)

제 3 장 수자원

주저자
김 영 오 (서울대학교)

기여저자
강 부 식 (단국대학교)

감수편집자
김 승 (한국건설기술연구원)
이 주 헌 (중부대학교)
김 광 섭 (경북대학교)

제 4 장 생태계

주저자
공 우 석 (경희대학교)

기여저자
이 두 표 (호남대학교)
임 종 환 (국립산림과학원)

감수편집자

최 세 웅 (목포대학교)
김 선 희 (국립산림과학원)
권 태 성 (국립산림과학원)
이 창 석 (서울여자대학교)
이 병 윤 (국립생물자원관)
이 은 주 (서울대학교)
이 우 균 (고려대학교)
박 원 규 (충북대학교)
원 명 수 (국립산림과학원)
유 병 호 (국립환경과학원)

제 5 장 농업

주저자

이 변 우 (서울대학교)

기여저자

이 병 렬 (국가농림기상센터)
이 석 하 (서울대학교)
이 충 근 (국립식량과학원)

감수편집자

김 도 순 (서울대학교)

제 6 장 연안 및 해양

주저자

조 광 우 (한국환경정책・평가연구원)

기여저자

김 철 호 (한국해양연구원)
남 정 호 (한국해양수산개발원)
맹 준 호 (한국환경정책・평가연구원)
신 임 철 (기상청 기후변화감시센터)
유 신 재 (한국해양연구원)
이 동 섭 (부산대학교)
정 석 근 (국립수산과학원)
정 희 동 (국립수산과학원)

감수편집자

이 재 영 (국토해양부)
이 재 학 (한국해양연구원)

제 7 장 산업

주저자

김 정 인 (중앙대학교)

기여저자

정 아 영 (중앙대학교)
장 효 준 (중앙대학교)
최 종 석 (중앙대학교)

감수편집자
조 승 국 (한세대학교)
정 희 용 (도시가스협회)
정 인 모 (현대자동차)
김 창 길 (농촌경제연구원)
어 수 헌 (동서발전)

제 8 장 보건

주저자
장 재 연 (아주대학교)

기여저자
변 희 룡 (부경대학교)
김 영 민 (성균관대학교)
송 영 배 (협성대학교)
박 재 원 (가천의과대학교)
박 미 연 (질병관리본부)
신 호 성 (한국보건사회연구원)

감수편집자
권 기 성 (식약청)
문 진 산 (국립과학검역원)
한 명 국 (질병관리본부)
채 준 석 (서울대학교)
이 복 권 (국립보건연구원)

제 1 장

한반도의 기후변화 현황 및 미래전망 개관

주 저 자 :
이동근(서울대학교)

기 여 저 자 :
김은영(한국환경정책・평가연구원), 송원경(한국환경정책・평가연구원)

감수편집자 :
서창완(서울시립대학교), 손요환(고려대학교), 전성우(한국환경정책・평가연구원), 정태용(아시아개발은행), 한상미(프로젝트 컨설턴트)

목 차

1.1. 기후변화의 영향 ····· 333

1.2. 국내 기후변화의 현황과 원인 ····· 333

1.3. 기후변화에 따른 각 분야의 영향 ····· 334
1.3.1. 수자원 ····· 334
1.3.2. 생태계 ····· 335
1.3.3. 농업 ····· 336
1.3.4. 연안 및 해양 ····· 337
1.3.5. 산업 ····· 338
1.3.6. 보건 ····· 338

1.4. 결론 및 제언 ····· 339

참고문헌 ····· 340

1.1. 기후변화의 영향

기후변화가 우리나라에 미치는 영향은 세계의 다른 나라보다 빠르게 진행되고 있으며 영향에 의한 피해 역시 점차 커져가고 있다. 2007년도에 발간된 IPCC 4차 평가보고서에서는 기후변화의 원인과 방법, 지역에 따른 기후변화 차이와 이와 관련한 자연 및 인간계의 변화, 인위개변적인 요인에 따른 기후변화가 자연 및 인간계에 미치는 영향을 비롯하여 기후변화에 따른 취약성, 적응 등에 대한 논의가 제시되고 있다.

본 장에서는 IPCC 4차 평가보고서에 제시하고 있는 절차에 따라 한반도에 중점을 둔 기후변화의 영향, 취약성, 적응성의 현황 및 미래전망을 제시하고자 한다.

첫째, 변화의 탐지를 위해서 기후 및 비-기후적 동인들을 고려하였다. 기후적 동인으로 기온과 강수량 등의 변화를 통해 기후변화의 정도를 파악하고, 비-기후적 동인으로 도시화나 대기 중의 CO_2 농도 변화를 통해 기후변화를 탐지하였다. 둘째, 우리나라에서 진행되고 있는 기후변화와 관련된 자연 및 인간계의 변화를 파악하기 위해 수자원, 생태계, 농업, 연안 및 해양, 산업, 보건 분야를 중심으로 고찰하였다. 마지막으로 관찰된 기후변화에 대한 대응으로서 기후변화 취약성, 적응평가 등의 필요성을 제시하고자 한다.

표 1.1은 한국에서 진행되고 있는 기후변화의 연구 현황을 파악하기 위하여 한반도를 대상으로 한 국내·외 논문 및 보고서를 검색한 결과이다. 각 분야별로 연구의 차이가 존재하는 것으로 나타났다. 모든 분야에서 국내 논문이나 보고서의 비중이 높은 것으로 나타났으며, 특히 산업 분야의 경우 나머지 분야와 달리 보고서의 비중이 높은 것으로 나타났다. 산업 분야의 경우 실제 정책과 밀접한 관련이 있기 때문인 것으로 볼 수 있다. 생태계 분야의 경우 국외 논문의 비중이 높은 것으로 나타났는데, 이는 생태계의 경우 대륙규모 혹은 지역규모에서의 연구들이 진행되고 있어 한반도를 포함한 지역에서 진행된 연구결과들이 포함되었기 때문인 것으로 보인다.

1.2. 국내 기후변화의 현황과 원인

기후변화에 영향을 미치는 요소로 기온, 강수량, 습도, 증발산량, 일조시간, 풍향, 풍속 등 다양한 것들이 관찰되지만, 온도와 강수량이 자연 및 인간계에서 발생하는 현상을 잘 설명하는 기후요소이다. 그 중에서도 기후변화의 현황을 설명할 때에는 공간적·시간적 변동성이 큰 강수량보다 온도가 주로 사용되고 있다(IPCC, 2007). 한반도에서 관측된 기후변화의 경향을 살펴보면, 1961~1990년의 연평균기온이 1931~1960년보다 0.4℃ 증가한 것으로 나타났다.

표 1.1. 기후변화의 영향 및 취약성(Part Ⅱ) 분야의 집필에 활용한 참고문헌.

분야	국내		국외		총계
	논문	보고서 등	논문	보고서 등	
한반도에 나타나고 있는 기후변화의 현황 및 미래 전망	20	2	2	1	**25**
기후변화의 영향 연구	9	11	1	1	**22**
수자원	60	31	17	3	**111**
생태계	90	5	46	0	**141**
농업	69	17	15	2	**103**
연안 및 해양	31	15	182	12	**240**
산업	1	12	0	1	**14**
보건	39	31	5	1	**76**
총 계	**319**	**124**	**268**	**21**	**732**

*보고서 등: 보고서, 책, 발표자료를 포함합니다.

기상청(2008)에 따르면 한반도 지역의 연평균 강수량은 수십 년 주기의 큰 변동 폭을 보이나 장기적으로 증가추세에 있다. 특히 최근 10년(1996～2005) 평균 연강수량은 1,485.7 mm로 평년에 비해 약 10% 증가하였으며, 호우일수(일강수량 80mm 이상)는 최근 10년간 28일로 종전 20일보다 증가한 것으로 나타났다.

또한, 남방진동지수, 북태평양지수 등의 해양변동지수와 전지구적 평균기온의 변동이 우리나라의 여름철 강수량의 변동에 영향을 미치는 것으로 나타났다(이승호와 권원태, 2004). 근대 고기후와 1973년부터 2008년까지 시계열변화의 경향을 살펴보면 기온, 강수량 모두 증가하는 경향을 보이는데, 여름철은 강수량이 증가하였고 겨울철은 기온의 증가가 두드러지는 것으로 나타났다. 기후변화로 인한 물순환 과정의 변화로 인하여 7월 중순과 9월초에 강수량의 최대값이 나타났으나, 8월 상순에는 강우강도가 급격하게 증가한 것으로 나타났다.

기온과 강수량 같은 기후요소의 변화 뿐만 아니라 도시화나 CO_2 농도의 변화, 지형적 특성과 같은 비-기후적 동인들에 의해서도 변화가 관찰되고 있다. 1904년 이후 2000년까지 우리나라에서 관측된 20세기 기온자료를 분석한 결과 평균기온이 1.5℃ 상승하였는데, 우리나라에서 나타나는 온난화 추세는 전지구적인 온난화 추세를 상회하고 있다. 기온 상승의 원인을 분석한 결과 지구온난화와 도시화가 기온 상승의 주요 원인으로 밝혀졌으며, 도시화가 기온 상승에 약 20～30% 기여하는 것으로 분석되었다(권원태, 2005). 우리나라에서는 5대 도시지역에서 도시화의 영향에 따라서 기온이 0.44～0.86℃ 가량 증가하는 것으로 나타났다(Oh et al., 2004).

경작지로 이용되던 토지가 신도시 건설로 인해 시가화 지역과 나지로 개발된 경우 지표면 온도 변화량과 도시기온 변화의 영향 요인간 관계가 녹지율 감소에 따른 음의 상관관계가 나타나(기경석과 이경재, 2009) 도시화에 따른 녹지의 감소가 지표면 온도상승에 영향을 미치는 것으로 분석되었다.

제주도 고산에서 최근 10년간 대기 중 CO_2의 농도 변화를 분석한 결과 1991년에 357.8 ppm을 기록한 이후 2000년도에 373.6 ppm에 이르기까지 지속적으로 증가하는 추세를 보이는 것으로 나타났다.

미래의 기후전망을 위하여 지역기후모형을 이용하여 IPCC의 SRES 시나리오 중 A1B시나리오의 미래를 예측한 결과 2100년도에는 한반도 전 지역에 대하여 온도가 4℃ 증가하는 것으로 나타났으며, 강수량이 17% 증가하는 것으로 나타났다. 특히, 남한지역의 강수량이 13% 증가할 것으로 나타났으며 혹서일이 증가하며 혹한일이 감소하고 8～9월 사이의 강수량 증가가 뚜렷할 것으로 나타났다(국립기상연구소, 2008).

1.3. 기후변화에 따른 각 분야의 영향

1.3.1. 수자원

기후변화로 인하여 유출수, 호수 수위, 지하수, 홍수와 가뭄 및 수질 등의 변화가 관찰되고 있다(IPCC, 2007). IPCC 4차 평가보고서에 우리나라가 포함된 아시아 지역의 수자원 현황은 감소하는 강수량과 기온 증가, 엘니뇨-남방진동 현상과 결합하여 물 부족 현상이 증가할 것으로 예상되며, 부분적으로는 물수요의 증가와 비효율적인 물사용으로 인하여 물스트레스를 겪고 있는 것으로 서술하고 있다.

수자원은 농업과 환경에 직접적인 영향을 주는 자원임과 동시에 전염병 등을 옮길 수 있는 중간매체로서의 역할도 하고 있다. 따라서 기후변화에 의한 수자원의 변화는 지구의 물순환에 영향을 미쳐, 에너지, 대기성분, 대륙・수생 생태계와 관련되어 전반적으로 영향을 미치게 된다.

수문과 관련된 대표적인 기상인자인 강수량, 증발산량의 변화 양상을 살펴보면 주로 단순한 통계적 방법인 평균, 선형회귀 기법과 Mann-Kendall 검정 등이 주로 사용되었다. 우리나라의 강수량은 점차 증가추세에 있으며, 강수패턴은 강우일수는 줄어드는 대신에 강우강도는 증가하는 경향을 보이는 것으로 나타났다(Choi et al., 2002). 증발산량의 경우에는 강수와 기온이 증가함에도 불구하고, 전국 대부분 지역에서 감소하였다(김광섭 등, 2006).

수문인자의 경우 지표수, 지하수, 홍수, 가뭄이 대

표 1.2. 우리나라에서 나타나고 있는 각 분야별 기후변화에 따른 주요 영향.

분야	주요 영향들
수자원	· 홍수 빈도 증가 및 이로 인한 피해액 증가
생태계	· 산림대의 이동 및 생물다양성 감소 · 철새류의 도래시기 변화 및 곤충 종 변화
농업	· 일조시간 및 기온증가로 인한 적정재배시기의 변화 · 과수의 재배적지 변화
연안 및 해양	· 해수면의 상승 및 태풍의 강도 증가 · 해수온도 증가에 따른 아열대성 어종의 증가
산업	· 1차 산업(임업, 농수산업) 및 2, 3차 산업에 영향 · 폭염 및 혹한에 의한 에너지 수요 증가
보건	· 폭염에 따른 인명피해 증가 · 기온증가에 따른 오존농도 상승 및 관련 질병의 발생빈도 증가

표적인 인자이다. 지표수의 변화를 살펴보면, 댐유입량이나 댐유역의 하천유출량이 증가하는 경향을 보이고 있다. 또한, 홍수와 관련이 있는 여름철 유출량은 점차 증가하는 것으로 나타났다. 지하수는 물순환 과정의 일부를 차지함에도 불구하고, 기후의 변동성이나 인간의 개입에 의해서 많은 영향을 받기 때문에 수환경과 수자원의 다른 분야와 달리 연구가 많이 진행되지 못하고 있다.

홍수의 경향성 파악을 위하여 집중호우의 발생과 홍수에 의한 피해액을 살펴본 결과에 따르면, 계획홍수량을 초과하는 홍수가 빈번하게 발생하고 있으며, 그 규모도 꾸준히 증가하는 것으로 나타났다. 빈번한 홍수 발생과 더불어 가뭄으로 인한 농업, 산업에 지대한 영향도 일어나고 있다. 과거의 가뭄피해액과 면적은 점차 가뭄의 심도에 비해 감소하고 있으나, 도시화 면적이 증가하면서 가뭄대책 비용이 증가하는 것으로 나타나고 있다(건설교통부와 한국수자원공사, 2002; 경기개발연구원, 2004). 홍수에 의해 침수된 단위면적당 피해액이 1970~1980년대에 비하여 급격하게 증가하는 추세를 보이고 있다. 특히, 강수량은 증가하나 강우일수가 감소하여 강우강도가 증가하고 이에 집중호우의 발생빈도가 증가하여 홍수 발생이 늘어가고 있다. 가뭄의 경우에는 발생주기가 짧아지고 있으며 그 피해면적이 전국적으로 확대되는 경향을 나타내고 있다. 최악의 가뭄 중 하나였던 호남지방과 영남지방을 중심으로 발생했던 1967~1968년 가뭄은 쌀 생산량의 18%가 감소되는 결과를 초래하였는데 우리나라는 5~7년 주기로 가뭄이 발생하여 피해가 발생하고 있다(한국수자원공사와 한국건설기술연구원, 2002).

미래 국내의 기후변화에 따른 기상인자의 변화양상을 살펴보면, 미래 시나리오와 기후모형에 따라서 약간 차이가 있으나, 기온은 대체적으로 증가하는 것으로 나타났다. 하지만 강수량은 비교적 큰 차이를 보이고 있는데, 모형에 따라서 30% 감소하는 결과에서 30~50% 증가하는 등의 상이한 결과를 전망하고 있어 불확실성이 높은 것으로 나타났다. 수문인자의 변화 전망은 분석에 사용되는 기상인자의 편차를 반영하듯 동일한 지역을 대상으로 한 분석에서 폭넓은 결과 값을 나타내었다.

1.3.2. 생태계

식물 및 동물들은 특정한 기후 및 환경에서 생활할 수 있기 때문에 생물의 내성을 넘어서면 생체주기의 변화, 서식 범위의 변화, 형태 및 생식의 유전적 변화, 소멸 또는 멸종을 초래할 것으로 예상된다. 예를 들어, 20세기 후반에 북반구의 중위도와 고위도 지역에서는 온도 상승으로 인하여 2주 정도의 식물의 성장기간이 연장된 것으로 보고되고 있다(IPCC, 2007).

우리나라 식생의 경우 기온 상승에 따라서 개화시

기와 개엽시기가 앞당겨지고 있는 것으로 관측되었다(최철만과 문성기, 2009; Kim et al., 2009). 또한, 기후변화에 따른 일부 수종의 쇠퇴가 예상되고 있으며 특히 지구온난화에 취약한 고산식물, 고유종, 산호초, 연안 습지의 피해가 나타날 것으로 우려되고 있다(구경아 등, 2001; 임종환 등, 2007). 우리나라에서도 봄철 및 여름철의 기온 증가에 따라서 산불 및 산사태와 같은 산림재해가 증가하고 있는 추세이다. 우리나라에서는 최근 10년간(1999～2008) 연평균 497건의 산불이 발생하였으며, 산불 발생의 84%가 건조기인 1～5월에 발생한 것으로 나타났다. 또한, 산림병해충의 발생 세대수 증가 및 외래병해충의 유입과 확산이 관찰되고 있다(임종환, 2008; 최광식, 2009). 대벌레류의 경우 과거에는 찾아보기 어려운 곤충이었으나, 최근 기후변화로 인해 개체수가 증가하여 해충화되는 현상이 발견되었다(박영석 등, 2003)

미래 기후변화에 따라서 산림식생분포 아열대 기후대가 증가하며(김재욱과 이동근, 2007), 낙엽활엽수림대가 증가하고 상록침엽수림대가 감소할 것으로 나타났다(Lee et al., 2007). 여름철의 강수량은 다른 계절에 비하여 급격하게 증가할 것으로 나타나 산사태와 같은 산지토사재해의 위험성이 증가할 것으로 나타났다(임종환 등, 2008). 동시에 이산화탄소 증가로 인한 식물의 방어능력 저하, 천적의 섭식량 감소, 생물다양성의 감소 및 계절성의 변화로 인하여 병해충이 증가하게 되어 산림의 피해가 증가할 것으로 나타났다(Rogniore, 2008).

조류의 경우에 철새들의 회귀날짜나 산란의 시기가 온도변화와 관련성이 높은 것으로 나타났다(IPCC, 2007). 최근 들어 우리나라에서도 조류개체군이 기후변화의 영향을 받고 있는 것으로 나타나고 있다. 우리나라에서 발생하고 있는 주요 현상으로는 국내 미기록종의 발견과 분포가 나타나고 있으며, 여름철새의 텃새화 현상을 들 수 있다. 우리나라의 대표적인 여름철새인 백로류의 겨울 센서스에 의하면 영산강에서 월동하는 개체수가 증가하는 경향을 보였으며, 월동 개체수의 변동은 겨울철 평균기온에 비례하는 것으로 나타나 기후변화와 관련성이 있는 것으로 나타났다. 또한 기후변화에 따라서 붉은부리찌르레기와 같은 아열대성 조류가 2000년 강화도에서 처음 발견된 이래 빠르게 증가하여 2008년에는 50여 쌍이 집단으로 번식하는 것으로 나타났다. 다만 기후변화가 조류에 미치는 영향은 다양한 경향을 나타내고 있어 기후변화가 철새에게 불리하게 작용하는지 유리하게 작용하는지 명확하게 구분하기 어려우나, 미래의 기후변화에 따라서 유동적으로 변화할 것으로 예상되고 있다.

곤충생태계의 경우 북방계 곤충의 감소와 남방계 곤충의 증가, 일반 곤충의 해충화 현상, 생활주기의 변화가 나타나는 것으로 관찰되었다. 지난 5년간(2002～2006) 경기도에서 나비상을 조사하고 과거 비교한 결과 북방계 나비는 감소하였으며, 남방계 나비의 수는 감소한 것으로 나타났다(Kwon et al., 2009). 또한 기후변화에 따라서 과거에 일반 곤충이었던 대벌레, 갈색여치는 밀도가 급격하게 증가하여서 해충화되기도 하였다. 특히 갈색여치의 경우 그 개체수가 급격하게 증가하여 과수에 피해를 주고 있다(나영은 등, 2008).

취약생태계의 경우 북방계 극지, 고산식물과 고산식물이 자라는 고산대와 아고산대의 피해가 가장 클 것으로 예상되고 있으며, 습지와 해안사구는 개발과 환경변화에 따른 영향을 많이 받는 것으로 나타났다. 특히 북방계 식물과 같은 생리적인 스트레스를 받는 식물종의 식물생장이 쇠퇴하고 서식지가 이동할 것으로 예측된다(공우석, 2002, 2009).

1.3.3. 농업

기후는 작물의 종류와 재배시기, 생산성, 품질 등을 결정하는 요소로서 중요한 농업자원이라고 할 수 있다.

농업이 기후에 크게 좌우되지만 비-기후적인 요인들의 영향도 크게 작용하므로 기후변화로 인한 생산량의 변화추이를 판단하기는 쉽지 않다. 유럽에서 진행된 연구에서 기후변화가 농작물 수확량에 직접적으로 기여하는 것으로 증명되지 않았는데, 이러한 결과는 아시아 지역에서도 유효한 것으로 나타났다. 필리핀에서 조사된 쌀 생산량에 대한 부정적인 영향은 단

기간의 지역적 관찰로 제한된다고 하였다(IPCC, 2007).

일 평균기온이 5℃ 이상인 날을 나타내는 식물기간은 월동작물이 생육을 시작하고 겨울채비를 시작하는 시기를 알려주는 지표로 활용되고 있는데, 우리나라 경우에 이러한 식물기간이 평년에 비하여 빨라지고 일수도 길어지고 있는 것으로 나타났다.

노지 농작물의 재배 적절시기를 고려하는데 주로 사용되는 무상기간은 초상일이 늦어지고 만상일이 빨라지게 되어 전체적으로 증가하는 것으로 나타났다(심교문 등, 2008).

기상재해에 의한 농업분야의 피해는 증가 추세에 있으며 피해액수는 연간 평균 2,070억원으로 나타났다. 풍수해가 가장 큰 비중을 차지하고 있으며, 피해면적이 증가하고 있다. 냉해의 피해규모는 줄어들고 있으나, 발생 빈도는 증가하고 있다.

기후변화에 따른 기온 증가로 인하여 전체적으로 한발지수가 개선되고 있어서 적정 재배시기가 변화하고 있다. 보리, 가을감자, 마늘, 복숭아, 사과의 재배적지가 점차 북상하고 있는 것으로 나타났다. 쌀보리의 경우 주산지가 전남에서 전북으로 북상하고 있으며, 충청 이남에서 경기 중부까지 안전 재배지대가 북상하였다.

식물계절의 변화로 인하여 개화기와 만개기가 빨라지고 있으며, 작물의 발아기 또한 앞당겨지고 있다(이승호 등, 2008). 정유란 등(2006)의 연구에 의하면 Campbell Early 포도 품종의 발아기를 관찰한 결과 발아기가 점차 당겨지는 것으로 나타났다.

기온 상승으로 인하여 월동해충의 증가와 토착화 가능성의 증대, 아열대성 병해충의 출현 등 농작물에 피해를 주는 해충의 변화도 관찰되고 있다(심교문 등, 2008). 벼 줄무늬잎마름병의 피해지역이 북상하여 경기, 충남, 전남북, 경남 등으로 확대되어 2007년에는 14.137 ha에 걸쳐 피해가 발생하였다. 또한 아열대성 곤충인 주홍날개꽃매미는 최근 겨울철의 고온으로 인하여 월동이 가능해짐에 따라 국내에 정착하여 2006년 이래로 대발생하기 시작하였다(박지두 등, 2009).

미래의 기후변화에 따라서 작물기간이 연장될 것으로 예상하고 있으며, 벼와 콩의 수확량이 감소하는 것으로 나타났다. 벼의 경우 현재의 품종과 재배기술을 미래에 그대로 적용하는 경우 고온에 따른 생육기간 단축과 등숙기 고온으로 인한 등숙 저해 등으로 인하여 최대 수확량이 40%까지 감소할 것으로 예측되었다(정유란 등, 2006).

과수의 경우 미래 기온의 변화로 인하여 생육재배적지가 남쪽에서 북쪽으로 해안에서 내륙으로 평지에서 산지로 점차 축소되는 것으로 나타났다. 특히 사과의 경우 평균기온이 3℃ 상승하게 되면, 우리나라의 대부분의 지역이 사과재배에 적합하지 않을 것으로 나타났다(원예연구소, 2006).

1.3.4. 연안 및 해양

해안지역들은 이미 기후로 인한 해수면 상승, 지형적 요인 및 인간으로 인한 토지 침강, 그리고 또 다른 지역적 요인들의 결합에 의해서 해수면 상승의 효과를 경험하고 있는 실정이다. 전세계적으로 침강이 이루어지고 있는 해안지역에서의 해수면 상승은 20세기의 상승속도인 1.7~1.8 ㎜/년을 상회하는 것으로 나타났다. 하지만 이 과정에서 해수면 변화 및 해안선에 영향을 끼치는 과정들을 분리해 내는 것이 필요하다(IPCC, 2007).

국립해양조사원(2009)에 따르면, 우리나라의 전체 평균 해수면 상승률은 2.2 ㎜/yr를 나타내고 있으며 서해 1.1 ㎜/yr, 남해 3.2 ㎜/yr, 동해 2.2 ㎜/yr를 나타냈으며 제주도 부근은 평균 4.9 ㎜/yr의 높은 상승률을 나타내었다. 이들 상승률에 지각변동을 고려하면 3.4 ㎜/yr로서 최근 지구평균 해수면 상승률과 유사한 수치를 나타내고 있다.

우리나라는 1년에 약 1개의 태풍이 상륙하게 되는데, 우리나라에 영향을 준 태풍의 수 자체는 크게 변화가 없음을 보였지만, 우리나라의 연간 최대풍속 및 일강수량의 극값은 점점 증가하고 있는 추세에 있음을 밝혔다(문일주, 2009). 태풍에 의한 해일고의 상승(권석재 등, 2008) 및 동해안에서 증가하고 있는 유의파고(한국해양연구원, 2002) 등이 나타나고 있다.

해양의 수질과 관련한 표층 해수 산성화, 심층 해수 무산소화, 연안 부영양화 및 빈산소화와 같은 현

상 역시 우리나라의 해역에서 나타나고 있으나, 아직까지 많은 연구가 진행되지 못 하였다.

또한, 전 연안에서 해안침식이 발생하는 것으로 나타나고 있다. 동해지역의 경우 백사장 침식이 많이 발생하고, 서해안 지역은 사구포락에 의한 모래해안 침식이 많이 발생하고 있다(KMI, 2006).

한반도 주변해역의 37년간(1968～2004)의 수온변화의 선형추세에 따르면 서해 표면수온은 0.9℃ 상승, 50 m 수심은 0.49℃ 하강하였으며, 동해의 표면수온은 0.91℃ 상승, 50 m 수심은 0.28℃ 상승, 100 m 수심은 0.845℃ 하강, 남해의 표면수온은 0.93℃ 상승, 50 m 수심은 0.34℃ 상승, 100 m 수심은 0.37℃ 상승하였다. 특히 서해의 50 m와 동해의 100 m 수심에서 수온이 하강하는 추세가 나타났다.

온도 상승으로 인하여 해양생태계의 아열대화가 의심되고 있는 가운데 우리나라에서도 해양환경이 변화함에 따라 어종 및 어획량이 과거와 달리 명태와 같은 한대성 어종은 감소하는 반면에, 고등어, 오징어와 같은 온대성 어종은 지속적으로 증가하는 것으로 나타났다. 이러한 어종의 지리적 변화는 지역적 지구온난화와 관련이 있다는 연구결과가 수행되었다(IPCC, 2007).

해수온의 변화와 강수량의 변화는 적조 발생에도 영향을 미치는 것으로 예상되는데, 2005년 이후 우리나라 근해에서 약 6회에 걸쳐 나타났다.

한반도 주변해역의 해수온 변화양상은 Kim et al.(2005)에 의해 수행되었는데, IPCC A1B 시나리오를 이용한 결과에 따르면, 2100년의 해표면 온도는 2000년을 기준으로 할 때 1.3～2.0℃ 정도 상승할 것으로 예측되었다.

1.3.5. 산업

IPCC 4차 평가보고서에서는 기후변화에 따른 에너지 수요 변화 및 관광산업, 지역적 적응 등의 사회-경제영역에서의 기후변화 영향을 분석하고 있다(IPCC, 2007). 우리나라의 경우 수출 의존도가 높고, 에너지 소비의 97%를 해외에 의존하고 있기 때문에 국내 및 국외의 기후변화 관련 규제들이 시행되게 되면 온실가스 규제에 따라서 국내산업의 영향이 대단히 클 것으로 예상하고 있다.

우리나라에서는 기후변화에 산업, 주거 및 수송 부분에서 에너지 절약을 위한 시책들을 펼치고 있으며, 여러 통계적 자료를 도입하여 기후변화에 대응하고 있는 산업구조를 파악하고자 하는 연구가 진행되었다.

우리나라의 경우 철강산업, 비철금속산업 그리고 화학, 고무 및 플라스틱 산업 등 에너지집약사업을 중심으로 국제 경쟁력이 향상되어 국내 생산활동이 활발해져 산업구조가 개편될 것으로 예상하고 있으며, 선진국의 소득감소로 인한 무역수지의 악화가 예상되고 있다(임재규 등, 2000). 기후변화에 따른 사회의 영향에 관한 연구에서는 이상기후에 따른 기반시설의 파괴 등 악영향이 있을 것으로 예상하고 있다(김정인, 2008).

기후변화에 따라서 농업, 임업, 보건산업 및 산업, 경제에 영향을 미칠 것으로 나타났다. 김창길 등(2007)은 향후 농·축산업의 이산화탄소 배출량이 농약 사용 감소 및 에너지 이용효율 증가로 감소할 것으로 나타났으며, 농업부문이 배출권 거래제에 포함된다면 흡수원으로서 기능할 것으로 예상되고 있다. 임업 분야에서는 해외 배출권을 인정받기 위한 신규조림이 활발하게 일어날 것으로 예상하였다. 수산업에서는 기후변화의 저감을 위하여 세금을 부과할 경우 어업수익이 감소하여 어업인구가 감소할 것으로 예측하였다.

탄소세 부과에 따른 산업의 영향을 예측한 연구에서는 톤당 50달러의 세금이 부과될 경우 2030년에는 탄소세가 73조원에 이를 것으로 예상되며, 1차금속, 석유화학, 석유석탄업, 비금속광물업의 부담이 높을 것으로 예상되고 있다(한기주 등, 2008). 또한 배출권 거래제가 시행되면 우리나라의 경우 배출비용을 감소시킬 수 있을 것으로 예상하고 있으며, 탄소세 부과에 따른 고용 감소효과와 GDP 감소가 나타날 것으로 예상하고 있다.

1.3.6. 보건

건강에 미치는 기후변화의 영향은 건강관련 장기

자료의 부재, 인간의 질병과 관련된 분포와 강도를 결정하는 비-기후적 동인들의 중요성으로 인하여 그 증거를 찾기가 매우 어렵다. 그러나, 기후변화와 연관이 있는 것으로 알려진 폭염 및 혹한 스트레스로 인한 영향, 곤충을 매개로 하는 질환, 음식 및 수인성 질병, 그리고 꽃가루 및 먼지에 의한 질병 등이 있다. 기후변화와 질병에 대한 고찰을 실시할 때 기후적 요인 외에도 비-기후적 요인을 고려해야 하며, 기후적 요인이 영향을 미치지만 다른 영향도 함께 살펴보아야 하는 어려움이 존재한다(IPCC, 2007).

국내에서도 기후변화로 인한 건강영향이 다양한 분야에서 나타나고 있으며 영향이 예상보다 크게 나타나고 있다. 그러나 기후변화로 인한 건강영향에 대한 심각성에 대한 인식이 생긴지 아직 오래되지 않아서, 제한적인 범위에서 연구가 진행되고 있으며, 주로 폭염이 건강에 미치는 영향, 기상재해로 인한 인명피해 특성과 변화 추세, 대기오염에 의한 건강 영향, 곤충 및 설치류 매개 전염병에 의한 영향, 수인성·식품 매개 질환에 의한 영향과 같은 분야에서 연구가 진행되고 있다.

극한 폭염이나 혹한은 사망률 증가와 관련이 있는 것으로 알려져 있는데, 우리나라에서도 기후변화로 인하여 고온의 발생 빈도와 강도가 증가하여 이로 인한 초과사망률이 증가하는 것으로 나타났다(김소연, 2004). 서울의 경우 기상 관측사상 일 최고기온이 38.4℃로 가장 높았던 7월 24일의 하루 뒤에 80여명의 초과사망자가 발생하여 폭염으로 인한 인명피해가 뚜렷하게 나타났다(최병철 등, 2006). 특히 노인과 어린이의 사망률과 사회적 저소득층의 사망률이 높은 것으로 나타났다(김영민, 2005).

기상재해로 인한 피해의 특성과 변화 추세를 분석한 결과 재해의 빈도는 감소하고 있으나 피해의 강도는 증가하고 있다. 기상재해에 따른 피해액을 기준으로 살펴본 결과 태풍과 호우의 피해액이 가장 높은 것으로 나타났다. 하지만 기후변화의 관점에서 재해로 인한 인명피해, 외상 후 스트레스 장애 등 기상재해로 인한 취약 집단이나 사망원인 규명에 대한 연구는 미진하다.

기후변화에 따른 기상요인변화는 대기오염 물질에 영향을 주게 되는데, 장재연 등(2003)의 연구에서는 1990년부터 1995년까지 서울시 기온의 증가에 따라 오존농도가 상승하는 경향을 나타냈으며, 오존주의보가 발생하게 되면 초과사망자가 10% 증가하는 것으로 나타났다.

병원균 매개체에 의한 질병은 기온상승의 이유도 있지만, 병원충들의 저항력 증가, 병원균 매개체에 대한 관리 소홀 등이 원인으로 볼 수도 있다. 그러나, 대부분의 짧은 시기에 축적된 자료이기 때문에 명확한 인과관계를 밝히기가 어렵다(IPCC, 2007). 하지만, 기후변화와 관련이 있는 것으로 추정되는 질병들이 우리나라에서도 대부분 증가하고 있는 양상을 보이고 있는 것으로 나타났다.

미래에 기온변화로 인하여 고온현상의 빈도가 증가함에 따라서 고온에 따른 초과사망자가 늘어날 것으로 예상되고 있으며, 재해의 빈도 및 불확실성이 높아짐에 따라서 사회 경제적 피해가 늘어날 것으로 예상되고 있다. 동시에 대기오염의 증가, 전염성 질병의 증가로 인한 피해가 증가할 것으로 예상된다. 특히 어린이, 노인, 저소득층, 만성질환을 가진 사람들의 피해가 심각할 것으로 예상되며, 도시지역과 해안 및 저지대 인구의 피해가 클 것으로 예상된다.

1.4. 결론 및 제언

과거에 진행된 우리나라의 기후변화 연구 경향은 과거에 관찰된 수집자료를 바탕으로 변화추세를 규명하는 연구가 대부분이었다. 그러나 이러한 연구는 정해지지 않은 미래에 적용하기 어렵다는 한계가 있다. 이런 한계를 극복하고자 미래 현상에 대한 시나리오를 이용한 접근이 이루어지기 시작하였는데, 초기에는 CO_2 배증 또는 온도의 배증을 통한 다양한 사례를 가정하여 연구가 진행되었다. 1990년대 중반 이후에는 국제적 기준에 근거한 시나리오의 접근이 이루어지기 시작하였다.

우리나라에서도 시나리오를 통한 접근이 다양한 분야에서 이루어지고 있으나, 아직까지 국외사례와 비교하면 부족한 실정이다. 따라서 다양한 시나리오를 반영한 여러 기후모형을 연구에 활용하여 불확실

성이 높은 미래에 기후변화가 자연과 인간계에 어떠한 영향을 미칠 것인지 예측하고 대비해야 할 것이다. 또한 기후변화 예측을 통해 기후변화의 양상을 파악하여 미래의 기후변화에 적응할 수 있는 기반을 마련하는 것이 필요하다.

국내에서 진행된 기후변화 관련 연구들은 과거의 기후패턴을 바탕으로 미래기후를 예측하는데 초점이 맞춰져 있는 반면 기후변화에 따른 자연 및 인간계에 미치는 영향연구 및 취약성과 적응대책에 대한 연구는 미흡한 실정이다.

미래기후에 대한 취약성 및 적응 연구는 기후변화가 자연 및 인간계에 미치는 영향 연구로서 기후변화에 따른 생물다양성 저하, 인간의 건강 및 사회 경제적 측면에 미치는 영향 등을 객관적이고 체계적으로 평가한다. 각 분야별 기후변화의 영향평가를 통하여 취약성 및 적응 연구가 필요하다. 분야별 기후변화에 따른 취약지역 및 취약계층을 고려하여 기후변화에 따른 피해를 최소화 하고 기후변화에 따른 대응전략 및 대책의 수립을 통하여 기후변화를 활용한 기회를 만들고 기후변화 적응능력을 극대화 하여야 할 것이다.

참고문헌

공우석, 2002: 한반도 고산식물의 구성과 분포, *대한지리학회지*, **37(4)**, 357-370.

공우석, 2009: 기후변화와 생태계, *지식의 지평*, **6**, 104-123.

구경아, 박원규, 공우석, 2001: 한라산 구상나무(*Abies koreana Wilson*)의 연륜연대학적 연구, *한국생태학회지*, **24,** 281-288.

권석재, 문일주, 이은일, 2008: 속초와 묵호항의 연간 최대 해일고의 장기간 변동성에 관한 고찰, *한국해안해양공학회논문집*, **20(6)**, 564-574.

권원태, 2005: 기후변화의 과학적 현황과 전망, *한국기상학회지*, **41(2-1)**, 325-336.

기경석, 이경재, 2009: 대도시 외곽지역 논경작지의 토지이용 및 피복변화에 따른 온도 변화모형 연구, *한국조경학회지*, **37(1)**, 18-27.

기상청, 2008: 기후변화의 이해와 기후변화 시나리오 활용(Ⅰ), 40pp.

김광섭, 임태경, 2006: 1973년부터 2004년까지의 관측된 대형증발량 자료 분석, *대한토목학회논문집*, **26(6B)**, 583-596.

김소연, 2004: 기후변화로 인한 여름철 혹서현상이 사망률에 미치는 영향, 아주대학교 학위논문.

김영민, 2005: 고온이 사망률에 미치는 영향에 대한 시계열적 연구 : 사회경제적 차이를 고려하여, 서울대학교 환경대학원.

김재욱, 이동근, 2007: 한반도 지역의 기후변화에 의한 고산, 아고산 식생 취약성 평가, *한국환경복원녹화기술학회지*, **10(6)**, 110-119.

나영은, 한민수, 김명현, 오영주, 이정택, 최동로, 2008: 갈색여치 대량발생에 의한 식생피해와 원인분석, *한국응용곤충학회 추계학술발표논문집*, 131.

박영석, 권태성, 김종국, 김철수, 박지두, 2003: 대벌레 Baculum elongatus(*Phasmida: Phasmidae)*의 발육에 미치는 온도의 영향과 생활환, *한국임학회지*, **92,** 62-70.

박지두, 김민영, 이상길, 신상철, 김준헌, 박일권, 2009: 꽃매미(*Lycorma delicatula*)의 생태 특성 및 약제 살충 효과, *한국응용곤충학회지*, **48,** 53-57.

심교문, 김건엽, 노기안, 정현철, 이덕배, 2008: 기후변화에 따른 농업기후지수의 평가, *한국농림기상학회지*, **10(4)**, 113-120.

심교문, 김건엽, 정현철, 이정택, 2008: 지구온난화에 따른 한반도의 농업환경 영향평가와 적응, *2008년 한국농림기상학회 학술발표논문집*, 78-81.

이승호, 권원태, 2004: 한국의 여름철 강수량 변동-순별 강수량을 중심으로, *대한지리학회지*, **39(6)**, 819-832.

이승호, 허인혜, 이경미, 김선영, 이윤선, 권원태, 2008: 기후변화가 농업생태에 미치는 영향 - 나주지역을 사례로 -, *대한지리학회지*, **43(1)**, 20-35.

임종환, 권태성, 천정화, 이임균, 이윤영, 최형태, 원명수, 이창우, 최원일, 장응순, 2008: 국가 기후변화 적응 마스터플랜 작성연구: 산림 및 임업부문, 한국환경정책평가연구원 위탁과제 최종보고서, 국립산림과학원, 75.

장재연 등, 2003: 한반도기후변화 영향평가 및 적응프로그램마련, 환경부/아주대.

정유란, 조경숙, 이변우, 2006: 지구온난화에 따른 우리나라 벼농사지대의 생산성 재평가, *한국농림기상학회지*, **8(4),** 229-241.

최광식, 2009: 2009년 산림병해충의 발생 전망, *산림과학정보*, **213,** 4-5.

최병철, 박기준, 최재천, 정효상, 2006: 한반도 배경대기 지

역에서의 온실가스 변동 경향(1999-2003), *한국환경분석학회지*, **9(2)**, 97-104.

한기주, 2008: 온실가스 배출저감 의무부담의 산업별 영향과 산업구조 고도화 전략

허인혜, 권원태, 전영문, 이승호, 2006: 우리나라에서 기온상승이 식생분포에 미치는 영향-대나무와 마늘을 중심으로-, *한국환경영향평가학회지*, **15(1)**, 67-78.

IPCC, 2007: Climate change, 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability, Cambridge, UK, Cambridge University Press.

Kim, S. H., J. H. Sung, and Y. K. Kim, 2009: Changes in Flowering Times of the Woody Plant Species in the Hongneung Arboretum, Seoul. In: IUFRO Conference -Extending Forest Inventory and Monitoring over Space and Time-, Quebec, **135.**

Kwon, T. S., S. S. Kim, J. H. Chun, B. K. Byun, J. H. Lim, and J. H. Shin, 2009: Changes in butterfly abundance in response to global warming and reforestation, *Environ. Entomol.(*in press).

제 2 장

기후변화의 영향 평가

주 저 자 :
이동근(서울대학교)

기 여 저 자 :
김은영(한국환경정책・평가연구원), 송원경(한국환경정책・평가연구원)

감수편집자 :
서창완(서울시립대학교), 손요환(고려대학교), 전성우(한국환경정책・평가연구원), 정태용(아시아개발은행), 한상미(프로젝트 컨설턴트)

목 차

2.1. 개요 ····· 345
2.1.1. 기후변화의 평가 방법 ····· 345
2.1.1.1. IPCC의 기후변화 평가 방법 ····· 345
2.1.1.1.1. IPCC의 평가 방법론 ····· 345
2.1.1.1.2. IPCC의 영향평가 방법 ····· 345
2.1.1.1.3. IPCC의 적응 평가의 방법 ····· 346
2.1.1.1.4. IPCC의 취약성 평가 방법 ····· 346
2.1.1.1.5. 통합평가의 방법 ····· 347
2.1.1.1.6. 위험 관리체계의 방법 ····· 348
2.1.1.1.7. 불확실성 및 신뢰도 수준의 관리법 ·· 348
2.1.1.2. 국내의 기후변화 평가 방법 ····· 349
2.1.1.2.1. 국내의 영향평가 방법 ····· 349
2.1.1.2.2. 국내의 적응 평가 방법 ····· 350
2.1.1.2.3. 국내의 취약성 평가 방법 ····· 350

2.2. 방법의 발전 ····· 351
2.2.1. 미래의 특성 ····· 352
2.2.1.1. 인위적 실험 ····· 352
2.2.1.2. 민감도 분석 ····· 353
2.2.1.3. 유사환경 ····· 353
2.2.1.4. 가설 ····· 353
2.2.1.5. 시나리오 ····· 353
2.2.1.5.1. 기후 시나리오 ····· 353
2.2.1.5.2. 해수면에 대한 시나리오 ····· 354
2.2.1.5.3. 사회-경제적 시나리오 ····· 354
2.2.1.5.4. 토지이용 시나리오 ····· 354
2.2.1.5.5. 기술 시나리오 ····· 355
2.2.1.5.6. 적응 시나리오 ····· 355
2.2.1.5.7. 완화 및 안정화 시나리오 ····· 355
2.2.1.5.8. IPCC SRES 시나리오 ····· 355
2.2.1.6. 대규모 특이성 ····· 357
2.2.1.7. 미래 전망 ····· 357

2.3. 결론 및 제언 ····· 357

2.4. 시사점 ····· 358

참고문헌 ····· 358

2.1. 개요

기후변화의 영향, 적응 및 취약성 평가(Climate Change Impacts, Adaptation, and Vulnerability: CCIAV)는 불확실한 환경에서의 기후변화 대응을 위한 의사결정 정보를 제공하기 위하여 수행되고 있다. 이 장에서는 많은 연구에서 사용된 기후변화 영향, 적응, 취약성 평가방법을 소개하고, 우리나라 연구 현황을 파악하여 우리나라의 기후변화 평가방법과 대책을 제시하고자 한다.

2.1.1. 기후변화의 평가 방법

2.1.1.1. IPCC의 기후변화 평가 방법

2.1.1.1.1. IPCC의 평가 방법론

IPCC의 4차 평가보고서는 기후 영향, 적응 및 취약성(CCIAV) 평가 방법론에 대해서 자세하게 다루고 있어 3차 평가보고서 보다 그 범위가 확장되어 있다. IPCC 평가를 위한 표준 접근법은 IPCC의 7단계 평가 체제에서 발전한 기후시나리오-기반의 영향 접근법이다. IPCC에서는 기후변화의 영향평가에 있어서 기후변화에 따른 문제점을 파악하고, 평가방법을 선정, 모형의 적합성 검토 후 시나리오를 이용한 영향평가 및 적응을 실시한 후 적응정책을 평가할수 있는 일련의 과정들을 논의하고 있다(그림 2.1). 이 접근법은 주어진 시나리오 하에서 발생가능한 기후변화에 대한 예측과 기후위협들의 결과로 나타난 취약성 감소를 위한 적응 및 완화의 필요성을 평가하는 것을 목표로 하고 있다. 다른 접근법으로서는 적응 및 취약성 기반 접근법, 통합평가 및 위험관리들을 들 수 있다. 이들 평가 유형들은 하향식과 상향식으로 나누어서 설명되고 있으며, 이들 요소들을 결합하여 의사 결정에는 모두 이용할 것으로 보인다(표 2.1).

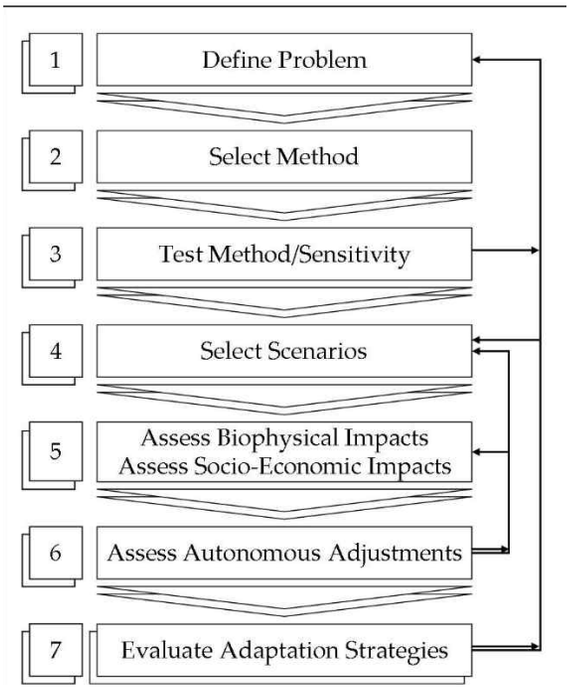


그림 2.1. IPCC의 영향평가 과정.(Carter et al., 1994).

2.1.1.1.2. IPCC의 영향평가 방법

IPCC 기후변화 영향평가 방법은 IPCC 3차 평가보고서 이후 적용범위가 크게 확대되었다. IPCC 영향평가는 온실가스 농도 증가가 기후·비기후적인 요인에 영향을 미치는 현상과 이 현상이 사회, 경제, 생태계에 미치는 직·간접적인 영향을 파악하는 방법이 사용되고 있다. IPCC에서 제안하는 연구방법에서 온실가스 농도증가와 기후·비 기후적인 요인의 변화는 시나리오 접근법을 활용하고 있으며 실험, 모델링, 사례연구, 전문가 의견조사 등의 방법을 사용하여 영향평가를 실시하고 있다. 영향평가 목적은 미래 기후변화의 영향 및 위협에 대한 평가이며, 이를 통해 영향을 저감시키는 방법을 개발하는 것을 목적으로 하고 있다. 시나리오를 활용한 영향평가를 통해 결과의 비교분석을 실시하고, 이를 기후변화 적응평가에 활용하고 있다. 이러한 영향평가는 원격탐사, 자료수집 장비의 개선으로 지역적, 지구적 규모의 모델 평가가 이루어지고 있다. 생태계 분야의 영향평가는 생물기후학적 모델을 사용한 방법이 주로 이용되고 있으며, 각 분야별 경제, 사회적 영향을 파악함에 있어서는 메타분석과 새로운 동태적 분석방법들이 활용되고 있다. 하지만 모델을 활용한 영향평가에는 다소 미흡한 점이 발견되고 있다(IPCC, 2007; 그림 2.2).

표 2.1. IPCC에서 밝히고 있는 평가 방법의 목표와 방법(IPCC, 2007 재구성).

접근법				
	영향 (Impact)	취약성 (Vulnerability)	적응 (Adaptation)	통합평가(Integrated)
과학적인 목표	미래 기후변화의 영향 및 위협에 대한 평가	기후변화의 취약성에 영향을 미치는 과정들을 평가	적응 및 적응 능력에 영향을 미치는 과정을 평가	다양한 구동인자와 영향들 사이의 상호작용 및 피드백 평가
실제적 목표	위협을 감소시키기 위한 방법 개발	취약성을 감소시키기 위한 방법 개발	적응을 향상시키기 위한 방법 개발	세계적인 정치적 대안과 비용 산출
연구 방법	CCIAV의 표준 접근법 DPSIR 방법 Hazard-driven risk 방법	취약성 지표 및 profile 과거 및 편재의 기후 위협 Livelihood 분석 Agent-based 방법 서술적 방법 임계점의 이해를 포함하는 위험지각 지속가능 정책의 성능 평가 지속가능 개발을 위한 적응 능력과의 관계에 대한 접근		통합 평가 모델링 분야별 통합 상호작용 다른 인자들과의 기후의 통합 여러 규모 및 종류에 따른 이해 당사자들의 토론을 통한 모형의 연계 접근법 간의 조합
공간	하향식 세계규모 – 지역	상향식 국지적 – 지역적 거시 경제적 접근은 하향식 접근법을 이용		여러 규모의 통합 주로 세계 혹은 지역적 접근 격자 기반의 접근도 종종 있음
시나리오 종류	기후 및 다른 요소들의 탐구적인 시나리오 작성 서술적 시나리오	사회-경제적인 조건 가설들 혹은 역 추산법	기준점 적응 역사적 사실 및 장소와 행동에 따른 적응 방안 유추	탐구 시나리오 작성: 외형 및 내형적 시나리오(피드백 포함) 표준적인 방법
동기	연구 중심	연구/ 이해당사자 중심	이해당사자/ 연구중심	연구/ 이해당사자 중심

2.1.1.1.3. IPCC의 적응 평가의 방법

IPCC에서 제안하는 적응 평가는 이해관계자들이 정책결정을 하는데 있어서 도움을 주기 위하여 과거와 현재 기후변화에 대한 적응을 파악한다. 기후변화의 적응 평가는 기후변화 영향에 노출되는 영향요소들의 변화의 민감도를 분석하는 것이 주목적이다. 적응 평가는 촉진과 이행으로 구분하여 이루어지고 있다. 이행(Implementation)은 실제로 기후변화의 부정적인 영향을 감소시키는 행동을 수행하는 것을 뜻하며, 촉진(Facilitation)은 적응 능력을 증대시키는 과정을 뜻하고 있다. 또한, 적응 평가와 관련하여 기후 가변성과 변화에 성공적으로 대응할 수 있는 시스템의 능력을 뜻하는 개념으로 적응력을 도입하고 있으며, 적응력을 취약성 평가와 연결하여 분석하고 있다. 적응 평가는 구체적으로 시나리오 접근법을 활용하여 미래의 적응을 고찰하거나 적응대책이 사회 및 환경적으로 이득이 되는지를 비용편익분석 방법을 활용하여 분석하는 방법들이 활용된다. 또한 구체적인 가정을 적용하여 평가하거나 경제적 모델링 미래 적응기술 탐구법이나 미래의 변화들과 함께 현재 기후의 변동성 및 극한들에 대한 위험을 결합시켜 적응평가를 실시한다(IPCC, 2007; 그림 2.2).

2.1.1.1.4. IPCC의 취약성 평가 방법

취약성 평가 방법은 기후변화에 따른 생태계 영향을 파악하는 연구에서 최근에는 사회적 취약성이 평가항목으로 포함되면서 위험평가와 함께 사회적 측면에 중점을 둔 정책 수단들을 위한 체계를 제공하고

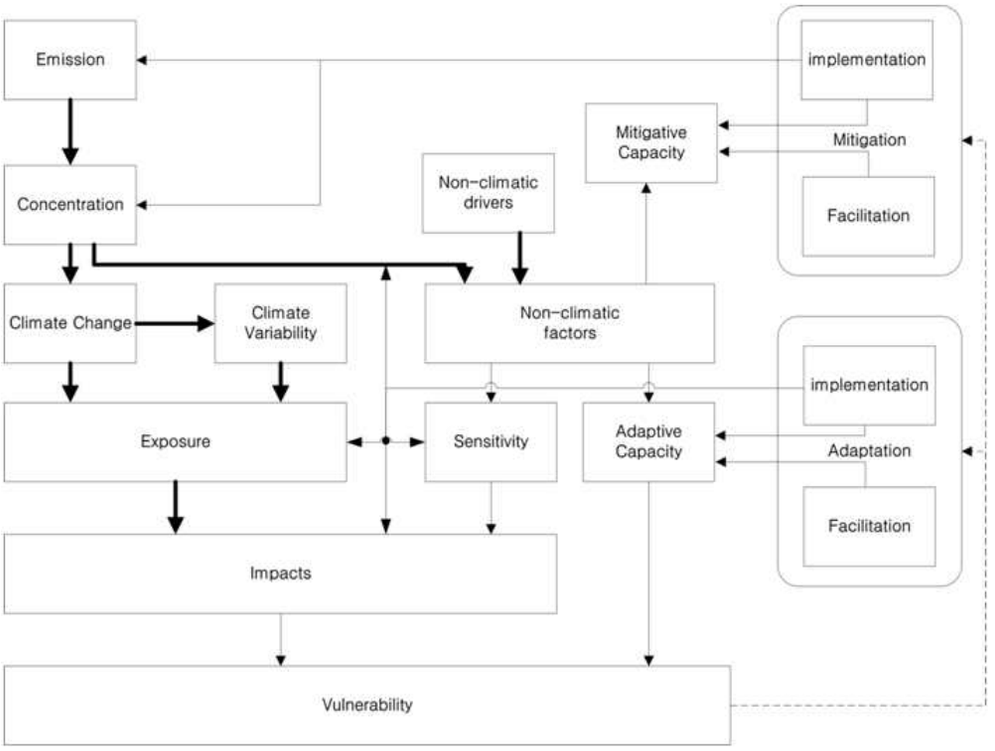


그림 2.2. IPCC의 영향, 적응, 취약성 평가 방법(유가영과 김인애, 2008).

있다. 또한, 기후변화에 대한 노출이 시스템의 민감도에 따라 잠재영향으로 나타나게 되고, 이 시스템이 가지고 있는 적응능력에 따라 최종적인 시스템의 취약성이 결정된다(IPCC, 2007; 그림 2.2). 기후변화의 취약성 평가를 위하여 하향식 접근법(Top-down approach)과 상향식 접근법(Bottom-up approach)이 있다. 하향식 접근법은 기후시나리오와 기후모형을 기반으로 하여 기후변화에 의한 순영향평가를 통해 물리적인 취약성을 평가하는 접근법이며, 상향식 접근법은 지역에 기반을 둔 여러 지표들을 바탕으로 하여 그 시스템의 적응능력을 평가함으로써 사회·경제적인 취약성을 파악하는 접근법이다(그림 2.3).

취약성 평가에는 영향에 대한 가치 판단이 들어가 있는 개념이며, 상당한 과학적 불확실성을 포함하고 있다. 그렇기 때문에 시간에 걸친 기후 또는 기후와 관련된 사항이 아닌 상황들에서의 변화에 대한 생물·물리학적, 사회·경제적 시스템의 반응, 적응 수용력에 영향을 끼치는 중요한 기후와 관련 없는 개발을 포함하여야 한다. 또한, 지역, 분야, 사회적 그룹에서의 효율적인 적응 잠재력, 잠재적인 위험, 잠재적인 적응과 완화 조치들을 종합적으로 분석해야 하며, 평가의 투명성을 위하여 과학자들과 분석자들은 모든 관련 가정들의 추적 가능한 평가(Traceable Account)를 제공하여야 한다(IPCC, 2007). 이에 IPCC에서는 취약성을 평가하기 위해서 영향의 규모, 영향의 시점, 지속성 및 가역성, 불확실성, 신뢰성, 적응 잠재력, 공간적 분포, 위험요소 평가 등의 기준을 고려한다. 취약성은 적응과 달리 위험요소 자체에 초점을 두고 영향저감을 위한 이산화탄소 저감방안 및 적응대책 수립 적용을 동시에 고려한다(그림 2.2). 또한 취약성 평가는 각각의 분야별로 취약성을 평가하는 경우도 존재하지만 영향, 적응과는 다르게 국가나 지역사회의 기후변화 취약성을 평가하는 방법도 고려되고 있다(한화진 등, 2006).

2.1.1.1.5. 통합평가의 방법

통합평가는 하나 또는 그 이상의 수학적 모델을 포함하여 다양한 범위, 인간 집단들과 연관된 영향, 적응, 취약성을 종합화하는 평가방법이다. 통합평가

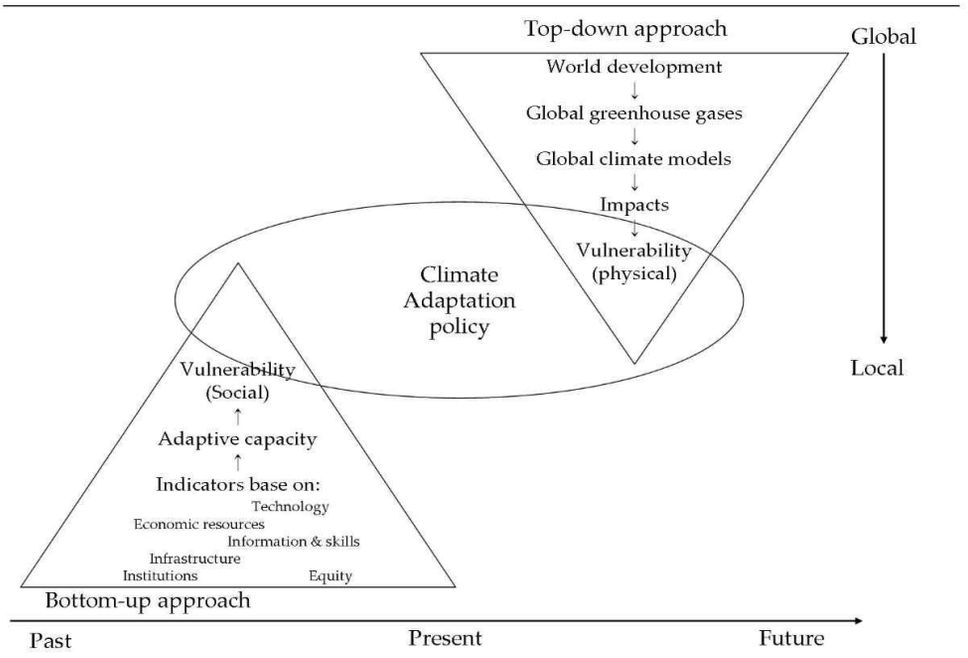


그림 2.3. 기후변화 취약성 평가의 두 가지 방향(Dessai and Hulme, 2004).

는 공간 및 시간적 규모, 과정 및 행위에 걸친 복잡한 상호작용들을 설명할 수 있다. 또한 크로스 섹터의 통합을 통해 국가적 평가 및 경제와 무역에 관한 연구 등에 사용될 수 있으며 여러 연구들을 통합하는데 사용할 수 있다. 통합 산출량은 분리하여 산출될 수 없으며, 통합평가와 연관되는 영향 및 취약성의 평가는 스트레스 접근법을 사용하여 넓은 범위의 영향을 평가하고자 하고 있다. 통합평가모델은 대기, 해양, 토지 시스템 및 생물권을 연결시킨 지구 시스템 모델들을 통해서 위험 및 취약성관리 체계 내에서 영향들을 평가하기 위해 개발되었으며, 세계 기후 모델들은 복합한 지구 시스템을 설명할 수 있는 방향으로 발전하고 있다(IPCC, 2007).

2.1.1.1.6. 위험 관리체계의 방법

위험 관리는 부정적인 영향들을 관리하는 동시에 기후변화에 따른 잠재적인 기회들을 인식하도록 하는 과정을 의미한다. 일반적으로 현상의 발생 가능성 및 영향을 결합하여 측정한다(ISO/IEC, 2002; AS/NZS, 2004). 위험관리란 하나 이상의 현상에 대해 긍정적인 영향에서부터 부정적인 것까지 포함하고 있다. 위험은 정량적 혹은 정성적으로 측정된다. CCAIV 연구들은 완화정책이 영향들에 어떻게 영향을 미칠 것인지 고려하지 않고 기후변화만을 평가하였으나 위험의 평가는 여러 방법론을 통합하여 처리할 수 있는 것으로 밝혀졌다. 기후변화 위험관리는 크게 완화와 적응으로 이루어지고 있다. 현재 적응과 완화는 서로 상보적 작용이지만 시간의 척도가 다르기 때문에 분리되어 측정되는 경향이 있다. 위험 관리는 다양한 규모에서 기후변화 위기들에 대한 관리를 추구하고 있으며, 조사보다는 의사-결정을 목적으로 하고 있다(IPCC, 2007). 지구 온난화에 대한 위험-관리 접근법들을 종합해보면, 도시적으로 설명한 적응 및 완화에 따른 최대 이익 지대들과 함께 TAR(굵은선)에서 예측한 세계 온난화의 범위의 파악이 가능하다. 또한 지구 온난화에 의한 임계치 초과에 근거한 가망성 및 TAR로부터의 결과에 근거한 지구온난화가 특정한 수준에 도달했을 경우의 영향들을 파악할 수 있다(그림 2.4).

2.1.1.1.7. 불확실성 및 신뢰도 수준의 관리법

CCIAV의 평가들은 배출량에서 취약성까지 가능

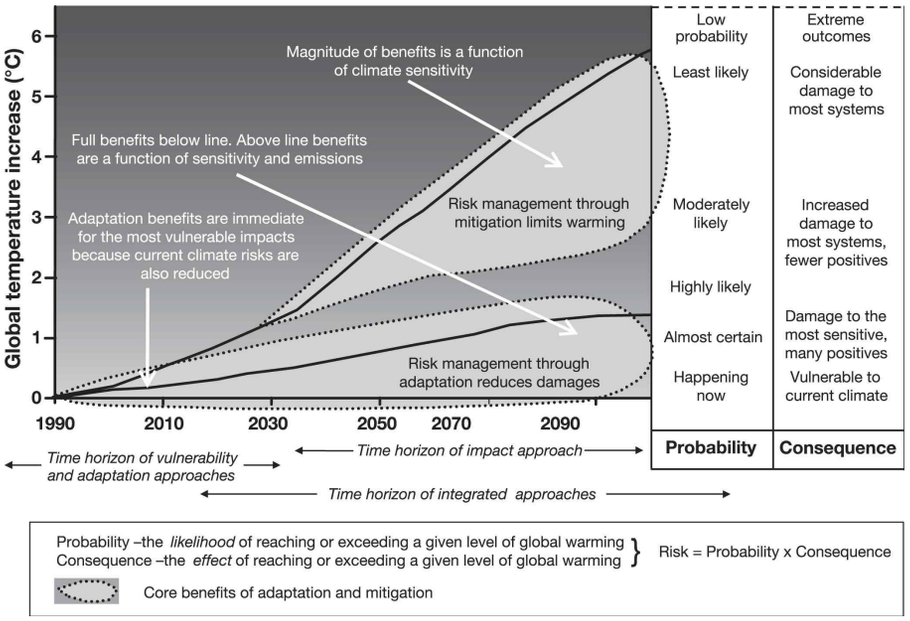


그림 2.4. 지구온난화에 대한 위험-관리 접근법의 종합.

한 넓은 범위의 불확실성을 관리하고 이해하는 것을 목표로 하고 있으며 동시에 과학적 조사의 목표인 불확실성의 감소를 달성하는 것은 아니나, 과정을 정량화하여 범위에 기여하는 영향들을 통합시킴으로서 불확실성의 범위를 확장시키고 잘 이해할 수 있도록 해준다. 다양한 종류의 접근법은 장·단점이 있으나 전망에 근거한 방법과 임계치를 사용하는 방법, 참여 접근법을 이용하여 불확실성을 관리한다(IPCC, 2007).

2.1.1.2. 국내의 기후변화 평가 방법

2.1.1.2.1. 국내의 영향평가 방법

IPCC에서 제공하고 있는 CCAIV 평가 중 가장 기초적인 영향평가의 방법은 기후 시나리오에 기반을 둔 영향평가이다. 이를 토대로 하여 우리나라의 경우 기후변화와 관련된 연구들 중 영향평가와 관련된 연구들이 가장 많이 진행되고 있다. 육상생태계, 농업, 수자원, 연안·해양분야의 경우 시나리오를 이용한 연구들이 활발하게 진행되고 있다. 여기서 시나리오는 각각의 분야에서 임의적으로 온도 혹은 강수량을 가정하여 미래의 영향을 평가하거나(조광우, 2003; 임종환과 신준환, 2005; 김정선, 2008), 전세계적으로 사용되고 있는 IPCC SRES 시나리오를 이용하여 미래의 영향을 평가하고 있다(전성우 등, 2001; 김병식 등, 2005; 이동근 등, 2010b). 이러한 시나리오를 이용하여 영향평가를 실시하기 위하여 물리적 모형, 실험, 모델링 등을 이용하게 된다(전성우 등, 2001; 서희철 등, 2006). 실험의 경우 제한된 조건하에서 기후변화에 따른 영향을 살펴보기 위한 것으로 주로 인위적으로 기후조건을 변화시킨 환경에서의 반응을 살핌으로 해서 향후 기후변화에 주로 생물 혹은 자연이 어떻게 변화하고 대응할 것인지를 살피고 있다(김영국, 2005). 모형은 실제의 자연을 유사하게 설명할 수 있는 물리적 혹은 통계적인 모형을 이용하여 미래의 현상에 대하여 파악하는 것으로 수자원의 가용량 변화(김병식, 2005) 등 정량적으로 영향을 평가하는데 유용하게 사용되고 있다.

하지만 앞서 설명한 자연과학과 관련된 분야 외에 산업, 보건 등 사회과학분야에서는 주로 통계자료를 이용하여 현상의 추세를 파악하고 관찰에 근거한 미래의 전망을 제시하고 있다(김소연 등, 2004; 공우석 등, 2007). 하지만 최근에 기초적인 시나리오를 도입하여 미래의 양상을 파악하거나(김정선 등, 2008), 외국의 모형을 우리나라에 적용하여 영향을 평가하고자 하는 시도들이 진행되고 있다(임재규, 2004). 이는

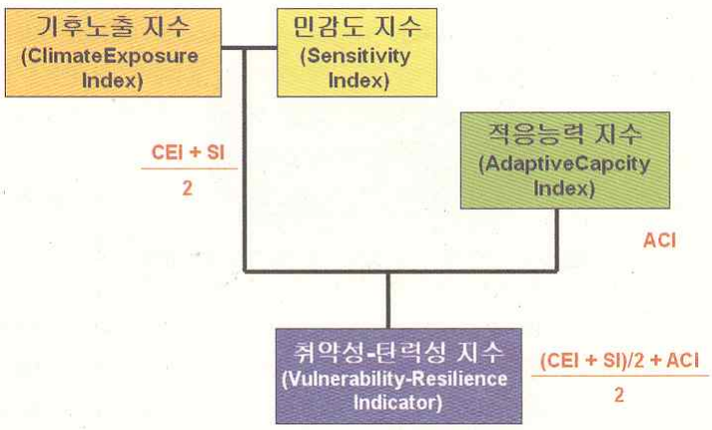


그림 2.5. 취약성-탄력성 지수(VRI)의 계산과정(유가영과 김인애, 2008).

자연과학에 비하여 사회과학에서 설명하고자 하는 많은 변수들을 통제하여 모형을 만들거나 실험을 하기에 어렵기 때문으로 풀이되며 향후 개선될 여지가 있을 것으로 예상된다.

다만 아직까지 우리나라에서는 생물·물리적 영향평가를 중심으로 연구가 진행되고 있다. 그렇기 때문에 사회적으로 밀접한 관련이 있는 산업 및 보건 분야, 경제 영향평가는 앞선 분야보다 부족한 것이 사실이다. 현재 우리나라의 사회, 보건, 경제 분야에서는 생물 물리적인 영향평가를 중심으로 한 통계적 분석, 메타분석 등의 방법이 적용되고 있는 단계이다.

2.1.1.2.2. 국내의 적응 평가 방법

IPCC에서 제안하고 있는 적응 평가는 기후변화의 기후적인 요소 이외에 비기후적인 요소를 포함하고 있다. 적응에 대한 평가를 위해서는 취약성 평가가 먼저 진행되어야 하나, 구체적인 방법이 마련되지 않아 국내에서는 연구가 미흡한 분야이다. 우리나라에서는 적응 평가를 위해서 시나리오를 이용하여 취약성을 평가하고 이에 따른 적응전략을 평가(정휘철 등, 2003)하거나, 혹은 실험을 통해서 적응 가능성을 알아보고자 하는 연구가 진행되고 있다(이인복 등, 2008).

2.1.1.2.3. 국내의 취약성 평가 방법

취약성 평가는 영향평가에서 비기후적 요인이 민감도에 영향을 주는 부분을 추가하고 적응 능력에 영향을 주는 요소를 파악하는 형태로 진행되고 있다. 적응 능력의 경우 비기후적인 요소에 의해서 영향을 받기 때문에 아직 명료한 방법론이 부재하여 국내외로 많은 연구가 진행되지 않고 있다. 하지만 국가, 지역사회 차원에서의 취약성 평가는 IPCC, UNDP 평가개념을 기초로 하여 기후에 대한 노출, 시스템의 민감도 정도, 그리고 이에 대응할 수 있는 적응능력의 함수로 확장하고 기후 노출, 민감도, 적응 능력에 해당하는 세부요소별 33개의 대리변수를 선정하여 표준화 과정을 통해 취약성-탄력성 지표를 계산한 연구가 진행되고 있다. 취약성-탄력성 지수는 기후노출 지수와 민감도 지수의 평균값과 적응능력 지수 값의 평균을 구하는 방법으로 계산된다(유가영과 김인애, 2008; 그림 2.5).

우리나라에서는 기후변화의 취약성을 평가하기 위하여 비기후적 요소가 민감도에만 영향을 미치는 것으로 가정하고 있는 1단계의 취약성 평가가 주로 진행되었다. 아직 많은 분야에서 취약성과 관련된 연구가 진행되고 있지 않지만 비교적 영향평가의 기초연구가 잘 진행된 분야(농업, 수자원, 산림 등)에서 취약성과 관련된 연구가 연계되어 진행되고 있다. 이는 취약성 평가와 영향평가가 밀접하게 관련되어 있음을 뜻하는 것으로 풀이될 수 있다. 취약성 평가를 위하여 기후변화에 따른 영향평가를 실시하고 기후변화에 대한 취약성을 평가(정일원 등, 2008; 이동근 등, 2010b)하여 취약점을 찾아내고자 하는 연구들이

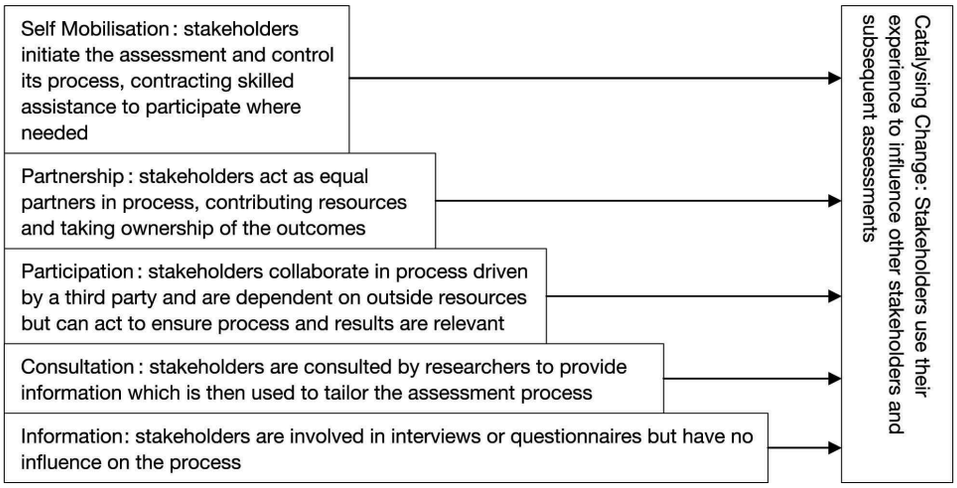


그림 2.6. 이해관계자들의 참여방법.

일부 진행되고 있다.

2.2. 방법의 발전

기후변화에 대한 영향, 적응, 취약성에 대한 과학적인 평가는 기후변화의 대응을 위한 사회적 의사결정 지원을 위하여 위험, 대체, 불확실성의 개념으로 대체된다.

위험은 기후의 영향에 대한 잠재적인 결과를 예상하는 것으로 위험의 한계를 나타내는 임계치를 사용하여 구체화하게 된다. 임계치는 실험 및 모델링을 통해 객관적으로 측정 가능하며 결정적인 임계치의 경우 비선형적 대응을 보이게 되는 경향이 있다. 임계치의 결정시 이해관계자의 개입을 통해서 위험 적응 및 취약성 평가의 결정적인 역할을 하게 되었다. 이는 기후변화의 이해관계자가 기후변화에 따른 영향을 가장 많이 받기 때문이며 이해관계자는 정책관리자, 과학자, 공동체, 관리자 등 사회의 폭넓은 개인 및 집단들을 포함하기 때문이다. 이들은 정보를 단순히 제공하는 수동적인 관계에서부터 능동적으로 계획을 세우는 단계까지 다양한 역할을 하게 된다. 이해관계자 개입 접근법들은 정보를 제공하는 수동적인 상호관계들에서부터, 이해관계자들 스스로가 과정을 설계하고 착수하는 단계에 이르기까지 다양하다(IPCC, 2007; 그림 2.6).

대처 범위는 기후에 대한 현재의 적응에 대한 이해와 기후변화에 대한 적응 필요성을 연결시키기 위해 사용하고 있다. 대처 범위의 양 경계로 갈수록 결과물들이 부정적이며 대처 범위를 넘어서는 경우 적응을 통하여 이에 대응할 수 있으나 적응 범위를 넘어서게 되면 이를 취약한 것으로 나타내게 된다. 위기는 대처 범위를 넘어서는 현상들이 얼마나 자주 발생하는지에 대한 계산으로 나타내며, 기후변화 적응을 위하여 새로운 임계치를 수립하게 된다. IPCC 4차 평가보고서에서는 기후변화와 임계치 초과 사이의 관계를 보여주는 그래프로, 기후변화에 대한 취약성을 줄이기 위한 새로운 대처범위와 임계치 수립의 방안을 이상적으로 나타내었다(IPCC, 2007; 그림 2.7).

불확실성에 대한 의사소통은 사람들의 기후변화에 대한 이해를 돕는데 결정적이다. 주로 귀납적 방법을 이용하거나 직감적인 방법, 참여 접근법에 의지하고 있다. 귀납적 방법은 시간적 제약 하에서 좋은 결과를 가져오지만 예상 가능한 불일치 및 판단오류를 가져올 수 있는 단점이 있다. 참여 접근법은 전문가들과 이해관계자들 사이의 대화와 의견교환을 통해 불확실성을 도출해낸다.

앞서 언급한 평가들을 위해서는 데이터 수집이 결정적인 역할을 하므로 양질의 자료를 수집하여 접근하는 것이 필수적이다. 이를 위해서 적절한 제도 및 사회시설이 갖추어져야 한다. 이를 위해서 전지구적 지구 관측시스템들의 시스템 계획을 착수하여 실행중에 있으며, IPCC의 데이터 유통센터에서 사회-경

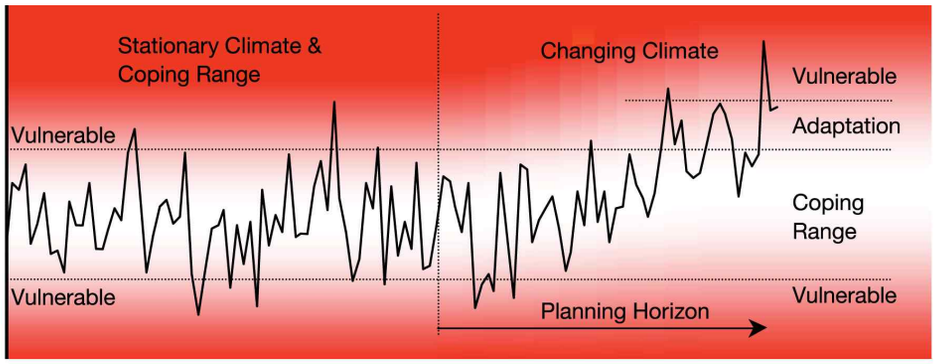


그림 2.7. 기후변화의 임계치와 대처 범위에 대한 모식도.

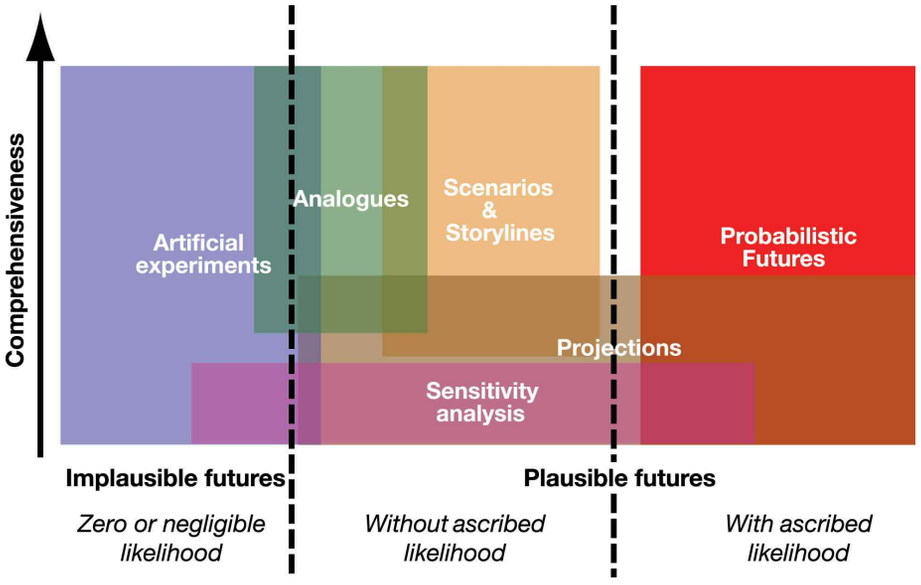


그림 2.8. 미래의 특성에 대한 정의.

제적 자료 및 대기-해양 일반 순환모형 등을 공유하고 있다. 다른 한편에서는 적절한 온라인 데이터베이스를 사용하거나, 이해관계자의 조사 내용 및 조사 방법들을 이용하여 자료를 수집하고 있다(IPCC, 2007).

2.2.1. 미래의 특성

IPCC에서는 영향, 적응, 취약성 평가의 미래특성 분석에 있어 기본 정의들이 평가 분야별로 서로 다르기 때문에 포괄성과 가망성에 따라서 구분해 나가고 있는 추세이다. 여기서 포괄성이란 미래의 특성이 대표하고자 하는 여러 시스템들의 다양한 측면들을 포착하는 정도를 뜻하며, 가망성이란 미래의 특성이 발생할 것인가 아닌가에 대한 주관적 척도이다(그림 2.8). IPCC 4차 평가보고서에서는 미래를 나타내는 방법으로 인위적 실험, 민감도 분석, 유사 환경, 시나리오, 가설 및 예측, 확률적 미래로 나누어서 미래의 특성을 설명하고 있다.

2.2.1.1. 인위적 실험

3차 평가보고서 이후 인위적 실험들과 관련하여 개선된 사항 중 가장 중요한 것은 AOGCMs을 사용한 새로운 진행 경향의 개발이라고 볼 수 있다. 인위적 실험은 미래의 특성 과정 혹은 논리에 대한 가망성에 대한 고려없이 진행되므로 종종 믿기 어려운 경우가 존재하고 있다. 예를 들어 특정 시점에서 방사성 추진 요인이 미래에도 계속된다는 가정 하의 기후

변화 예측을 실시한 연구가 대표적이다(Meehl et al., 2007). 인위적 실험들은 단순한 사고에 대한 실험에서부터 구체적인 통합모델링 연구에 이르기까지 포괄적으로 진행되고 있다.

2.2.1.2. 민감도 분석

민감도 분석은 중요한 추진 변수들에 대해 임의로 혹은 종종 일정한 구분에 따른 조정들을 가정하여 시스템의 반응을 조사하기 위한 기후변화의 영향, 적응 및 취약성 평가에 주로 적용되고 있다. 민감도 분석은 가망성이 있거나 없을 수도 있지만 투입량에 따른 모델의 민감도 및 산출량의 불확실성 연구를 주목적으로 하고 있다. Dessai(2005)는 수자원 관리를 위해 제안한 적응 방법들을 평가하기 위해 배출량, 기후변동성, 기후변화 예측 및 기후영향의 민감도 분석 샘플링을 이용한 불확실성을 사용하기도 하였다.

2.2.1.3. 유사환경

유사환경은 연구 지역에서 미래의 조건들을 적절히 설명하기 위해 고려하는 기록된 조건들을 근거로 하여 다른 방법들로는 현실적으로 도출할 수 없는 구체적 시나리오를 산출하는데 사용된다. 최근에는 열 및 공간적 유사 환경들의 CCIAV 연구들이 응용되고 있다. 가장 일반적인 유사환경은 주로 역사상의 폭염 및 폭우와 같은 극한 기상 현상을 포함하고 있으며, 이를 사용하기 위해서는 효용 및 방법론적 타당성에 대한 전문가 판단이 요구된다. 공간적 유사환경은 모델로 시뮬레이션하여 현재의 환경과 유사성을 찾고 변화하는 기후에서의 경제적 영향 및 적응 필요성 분석에 대한 관심을 높이는 도구로 사용되고 있다.

2.2.1.4. 가설

미래가 어떻게 전개될 것인가에 대한 정량적이고 통일된 이야기로 변화의 사회-정치-경제적 동인들에 대한 주요 변이의 추이들과 동인들 사이의 관계를 묘사하고 있다. 가설은 가설과 함께 시나리오를 구성하는 미래의 변화에 대한 정량적 예측에 기초하고 있다. 가설은 점점 포괄적으로 변화하여 정보의 복잡성 및 풍부도가 증가하여 적응 능력 및 취약성에 대한 해석을 돕고 있다. 가설은 자체에서 끝날 수도 있지만(Rotmans et al., 2000), 정량적인 시나리오를 위한 근거로도 사용된다. 정량화는 질적인 가설들의 해석을 통해 도출되지만, 전문가의 판단을 사용하고 있기 때문에 주관적인 측면이 존재하고 있다.

2.2.1.5. 시나리오

최근에는 시나리오를 기반으로 미래 특성을 분석하는 연구가 주를 이루고 있다(IPCC, 2007). 시나리오는 미래에 모습을 그리는 것으로 내부적으로 모순이 생기지 않도록 설정한다. 시나리오의 종류로는 기후 시나리오, 대기 구성에 대한 시나리오, 해수면에 대한 시나리오, 사회-경제적 시나리오, 토지이용 시나리오, 기술 시나리오, 적응 시나리오 및 완화/안정화 시나리오가 있다(IPCC, 2007).

2.2.1.5.1. 기후 시나리오

기후변화 시나리오는 SRES(Special Report on Emissions Scenarios) 시나리오에 기초하여 기후모델 시나리오, 감도분석적 시나리오, 공간·시간적 유사법을 사용하여 개발되고 있다. 기후모형의 결과에 기초해 작성한 시나리오는 기후 시나리오 작성 시 가장 중요한 정보를 제공하나 대규모의 전산장비가 있어야 하며, 공간해상도가 너무 크고, 인간활동에 의한 기후변화 원인과 모형상의 자연변동의 원인이 일치하지 않고, 여러 모형간의 모의가 다르다는 단점이 있다. 감도분석적 시나리오는 특성 기후요소의 값을 발생 가능한 범위 내에서 임의로 증가시키는 방법이다. 감도분석적 시나리오는 설계와 적용이 용이한 반면, 현실적인 변화를 적정하게 반영하지 못할 가능성이 높다. 마지막으로 유사법에 의한 시나리오는 장래의 기후와 유사하다고 판단되는 과거 기후와 관련 짓는 방법이다. 이 방법은 공간적 유사법과 시간적 유사법이 있는데, 공간적 유사법은 연구대상 지역의 예

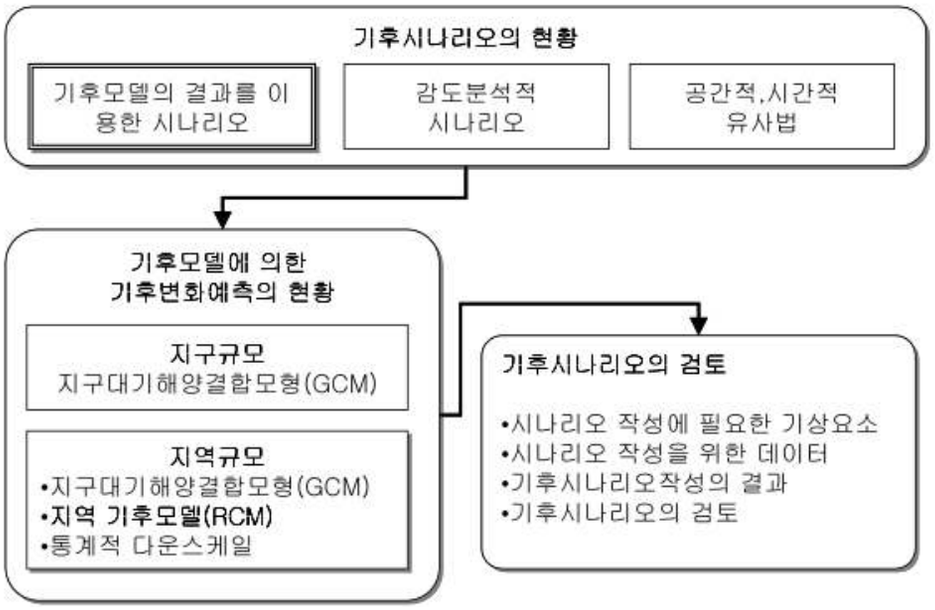


그림 2.9. 기후변화 시나리오 검토의 단계(한국환경정책・평가연구원, 2004).

상되는 기후와 유사한 기후를 현재 지역과 연관 짓는 방법이다. 시간적 유사법은 미래에 발생할 기후변화를 과거의 기후정보로부터 유추하는 것으로 고기후 유사법과 계측에 근거한 유사법으로 나눌 수 있다. 민감도 분석은 참고 사례들과 관련된 하나 또는 여러 변수들의 임의적 또는 등급에 따른 조정에 영향을 미치는 특성들을 사용하여, 일정하게 구분된 조건을 사용하여 시스템의 반응을 조사하기 위한 CCIAV 연구들에 사용되고 있다. 예를 들어 토지이용의 경우 산림의 10% 증가, 농경지의 10% 감소 등과 같이 임의의 값을 조정하기도 한다(한국환경정책・평가연구원, 2004; 그림 2.9).

2.2.1.5.2. 해수면에 대한 시나리오

해수면에 대한 시나리오는 갑작스런 해수면 상승 및 폭풍・해일에 관련한 시나리오에 대한 연구가 진행되고 있다. 해수면은 해양의 비중 변동 및 순환변화 등에 의한 기후변화에 따라 전 세계에서 불균등하게 변화하며, 비기후적 요소들과 연관되어 있기 때문에 지역적 변화를 고려하여 세계 평균 시나리오의 변화범위를 ±50%로 지정하기도 하고(Hulme et al., 2002), 컴퓨터를 이용한 시나리오 생성프로그램을 활용하여 세계의 평균 또는 지역적 유형을 사용하여 해수면 상승 시나리오를 산정하기도 한다. 폭풍・해일 시나리오는 현재의 기후 조건들 하에서도 특징들이 불충분하게 설명되고 있다. 미래의 수위 시나리오는 확률 샘플링과 역학 모델링의 결합을 사용하여 시나리오를 작성하거나 세계기후 모델로부터 규모를 축소한 기후예측을 사용하고 있다(Lowe and Gregory, 2005).

2.2.1.5.3. 사회-경제적 시나리오

사회-경제적 시나리오에 대한 연구들은 미래의 배출량 및 기후변화 예측을 위한 주요 결정요인이며(Malone and Larovere, 2005), 기후변화에 대응하기 위한 옵션들에 직접적으로 영향을 미친다는 점에서 중요한 역할을 한다. 사회-경제 시나리오들은 주로 GDP를 중심으로 하여 인구 증가의 규모에 대하여 인구 변화의 속도가 전지구적으로 같다는 실험적인 가정을 한다. 현재는 지구적 시나리오를 국가 수준의 전망으로 상세화 하고 있다.

2.2.1.5.4. 토지이용 시나리오

토지이용 시나리오는 CCIAV에서 농업, 수자원,

산림, 생태계 분야 외에도 인구 및 경제활동, 오염에 관련된 영향들에 대해 파악하고 있으며 기후시스템 및 온실가스의 흡수배출원에 대한 내용도 같이 다루고 있다. 토지이용 모형은 통합평가 모형을 사용하는 것이 가장 적합하며, 세계적인 규모의 연구에 사용하는 것이 적합하다. 하지만 지역적인 모형의 경우 통합평가 모델에서 도출한 내용과 상충되는 경우가 발생되기 때문에 이에 적합한 다양한 모형이 필요하다.

2.2.1.5.5. 기술 시나리오

기술 시나리오는 적응 및 완화 분석을 위하여 사용된다. 기술 시나리오는 토지-이용변화 및 농산물, 물관리 또는 기후조절과 같은 생태계 서비스들을 다루고 있으며 온실가스 변화와 밀접한 관계가 있다. 이러한 기술 시나리오는 전문가들의 판단 및 정신적 모형을 기반으로 하고 있다. 기술 시나리오의 경우 간단한 모형들만 사용되어야 한다는 논쟁들과 함께 기술발전의 경우 불확실성이 매우 높은 단점이 존재하고 있다.

2.2.1.5.6. 적응 시나리오

적응 시나리오는 미래의 적응 경로에 대한 특성을 설정하는 것으로, 주로 서술적 시나리오내에서 간접적으로 확인할 수 있다. Hijioka et al.(2002)는 적응 시나리오와 관련하여 1인당 GDP 시나리오를 이용하여 설사병 발병과 관련 있는 안전한 물에 대한 접근 평가를 실행하였다. 적응 시나리오에서는 적응이 없는 범위에서부터 완벽한 적응을 위하여 지연된 적응 속도 및 대응들을 포함하는 시나리오들까지 포괄적으로 접근하고 있다.

2.2.1.5.7. 완화 및 안정화 시나리오

완화 및 안정화 시나리오는 온실가스 배출량 감축을 주 목표로 하여 온실가스 배출량의 출처들 또는 기후변화를 일으키는 요인들의 변화를 가정하는 시나리오이다. 대부분 배출량 감소의 경제 및 기술적 측면에 초점을 맞추고 있으며 상세한 기후변화의 예측이 부족한 것이 사실이다. 기후변화의 특정 수준 또는 속도와 연관 시키고 이러한 결과들을 피할 수 있는 배출량 및 농도 방침들을 결정하는 접근도 이루어지고 있다. 서로 다른 다양한 출처로 부터의 정보에 기초한 시나리오 가정들의 단일 세트를 구성하는 경우도 있다.

2.2.1.5.8. IPCC SRES 시나리오

앞서 언급한 시나리오를 설정함에 있어서 가장 많이 활용되는 것은 IPCC SRES 시나리오이다. IPCC SRES 시나리오는 온실가스 배출과 사회경제의 관계를 포함하는 시나리오로 전 세계 및 세계의 대규모 지역에서 21세기 동안 온실가스 및 에어로졸 배출량을 발생시키는 요인들과 그들의 진화 사이의 관계를 설명한 A1, A2, B1 그리고 B2로 이름붙인 네 가지 서술적 가설들을 나타내고 있다. 각각의 가설은 다양한 수준의 온실가스 배출량을 발생시키며 점점 더 역행할 수 없는 방법들로 나뉘고 있는데, 서로 다른 인구, 사회, 경제, 기술 및 환경적 발전들을 나타낸다. 가설들은 특정한 기후 정책들이 이행되지 않는다고 가정하여, 비교할 수 있는 특정한 완화 및 적응 방법들을 수반하는 기초를 형성하게 된다. SRES 시나리오들은 인구학, 사회-경제학, 그리고 기술적인 유도 요인을 고려하며, 기후변화의 중요한 원인이 되는 GHG 배출의 결과를 이끌어내는 대체적인 개발 방향을 조사하는 각기 다른 네 가지 시나리오 그룹(A1, A2, B1, B2)으로 나누어진다(그림 2.10). A, B축은 각각 경제(economy) 지향, 환경(environmental) 지향이며, 경제발전에 대해 상대적인 방향성으로 경제성장을 중시하는가, 환경을 중시하는가를 나타내는 축이다. 1, 2축은 지구주의(global) 지향, 지역주의(regional) 지향으로 경제발전에 대해 상대적인 방향성으로서 지구주의적 경제발전을 지향하는지, 지역주의적 경제발전을 지향하는지를 나타내는 축이다. 따라서 기후시나리오별로 미래 기후에 다른 결과를 나타낼 수 있으므로, 모든 시나리오에 대해 고려하여야 한다.

배출 시나리오를 간략하게 살펴보면 다음과 같다. A1 시나리오는 지구 전체 인구는 반세기 만에 최고

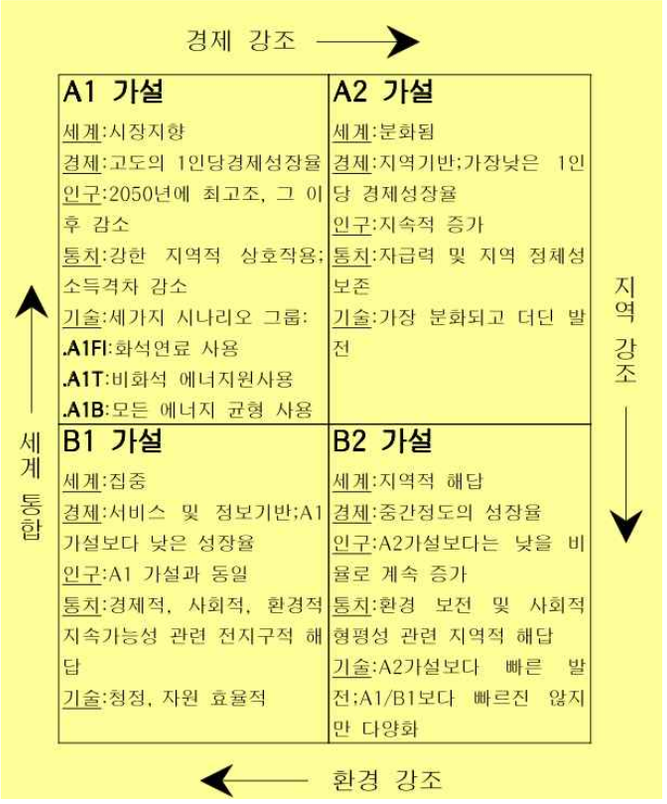


그림 2.10. SRES 시나리오와 가설(IPCC, 2007).

점에 도달하고 새롭고 더 효율적인 기술이 빠르게 도입되며, 굉장히 빠른 경제 성장이 일어나는 사회를 가정한다. A1은 화석연료 중심(A1FI), 비화석연료 에너지 자원(A1T), 그리고 모든 자원들 간의 균형(A1B)의 세 가지 그룹으로 나누어진다. B1은 A1과 같은 인구 예측을 하지만 더 빠른 서비스와 정보 경제로의 더 빠른 변화를 예측하는 수렴적인 사회를 나타낸다. B2는 중간 정도의 인구와 경제 성장을 예측하며, 경제, 사회, 환경 유지가능성의 지역별 해결책을 강조한다. A2는 큰 인구 성장과 느린 경제 발전, 그리고 느린 기술 변화를 동반하는 매우 이질적인 사회를 묘사한다.

최근 IPCC 5차 평가보고서에서는 4차 평가보고서에서 접근했던 순차접근 방법이 아닌 평행접근 방법을 채택하여 SRES 시나리오를 작성할 예정이다(그림 2.11). 과거 시나리오 개발은 크게 모델링(Climate Modeling: CM) 커뮤니티, 영향·적응·취약성(Impacts, Adaptation, and Vulnerability: IAV) 커뮤니티, 통합평가모델링(Integrated Assessment Modeling: IAM) 커뮤니티로 나뉘어 IAM 커뮤니티가 사회경제적 온실가스 배출 시나리오를 개발하면, 이 배출 시나리오에 따라 CM 커뮤니티가 기후변화를 전망하고, IAV 커뮤니티에서 기후변화 영향·적응·취약성 평가 및 적응 정책을 수립하는 과정으로 개발되었다. 그러나 IPCC 5차 평가보고서에서는 과거 순차적 접근으로 인해 발생할 수 있는 단계적 불확실성의 증가를 분산시키고 기후변화 대응을 위한 적응 및 완화 정책 수립에 있어 더 나은 결과를 제시하기 위하여 평행접근 방법으로 시나리오 개발 전략을 수정하였다(기상청, 2009). 이 개발전략에 따라 2010년까지 시나리오를 작성을 목표로 연구를 진행하여 IPCC 5차 평가보고서에 사용될 대표적 탄소누적 경로에 대한 설정을 마친 상태이다.

우리나라의 경우 국가단위에서의 SRES 시나리오와 같은 역할을 할 수 있는 시나리오의 개발이 이루어지지 않고 있어, IPCC의 시나리오를 차용하여 사용하고 있는 실정이다. 향후 기상청의 경우 IPCC에서 2010년에 개발되는 시나리오를 기반으로 우리나

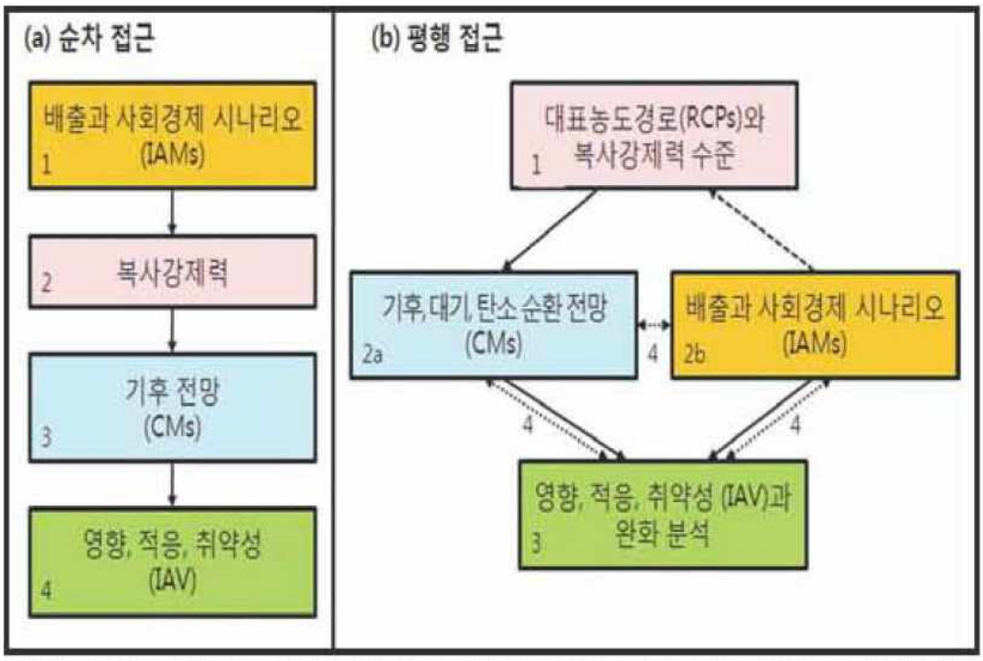


그림 2.11. IPCC 5차 평가보고서 시나리오 개발전략(유가영과 김인애, 2008).

라에 적용할 수 있는 표준시나리오의 개발 및 제공을 목표로 하고 있다. 기후변화에 대한 시나리오 개발은 진행되고 있지만 토지이용변화, 사회-경제적 변화에 대한 시나리오는 미흡한 실정이다.

2.2.1.6. 대규모 특이성

대규모 특이성이란 심각하고 피할 수 없는 대서양 자오선 역전순환(AMOC)의 갑작스러운 정지 또는 그린란드나 남국대륙 서부 빙상들의 해빙과 같은 지구시스템의 변화들을 의미한다. 이러한 현상들은 사회-경제적 평가에 포함되지 않는다. 대서양 자오선 역전순환의 정지를 발생시키기 위해서 AOGCMs를 사용하여 중간 수준의 복잡성을 가진 지구 시스템 모델들에 시뮬레이션하는 인공적인 실험을 수행한 (Meehl et al., 2007) 실험결과를 이용하여 영향연구에 적용하고 있다.

2.2.1.7. 미래 전망

3차 평가보고서 이후, 많은 연구들이 영향평가 사용에 적합한 미래의 기후변화 및 사회-경제적 조건들에 대한 확률적 설명을 제공하고 있다. 이러한 연구들은 사회-경제 및 기후변화 모델들의 어떤 구성요소들을 확률적으로 다룰 것이며, 투입확률 밀도함수(pdfs)를 어떻게 정의할 것인지에 대한 문제를 가지고 있다. 확률밀도함수 결정을 위하여 반복적으로 견본을 뽑아 실험하거나 대안적인 방법으로 전문가들을 통하여 무게에 대한 설정을 실시하기도 한다. 영향평가의 사용을 위해 확률적 기후변화를 해석하기 위해서 영향 임계치 초과 확률의 방법을 포함하고 있다(Jones, 2000; 2004).

2.3. 결론 및 제언

기후변화 영향, 적응 및 취약성 평가는 이론적이고, 학문적인 차원에서 접근하던 초기 수준을 뛰어넘어 기후변화 대응을 위한 의사결정체계로 발전하고 있다. 기후변화의 연구결과의 적용에 있어서 학문적 탐구와 의사결정 차원에서의 요구되는 불확실성 정도의 차이는 존재하지만 결과의 불확실성을 줄이는 것이 향후 과제로 떠오르고 있다. 의사결정자들이 기후변화 대응 정책을 개발함에 있어서는 기후변화로 인해 현재 피해가 예상되는 지역에 대한 정보, 기후

변화로 인해 예상되는 영향 범위에 대한 정보, 기후변화 영향의 신뢰성 평가, 잠재적으로 피할 수 없는 영향이나 염려되는 영향에 대한 정보, 기후변화와 관련된 다양한 위험요소 분석 및 기회에 대한 평가, 미래의 적응전략에 따른 취약성 감소, 다양한 대응전략 수단별 비용, 적응·완화방안을 포함하는 대응수단 비교 등의 다양한 정보가 필요하다.

위험-관리 기술들의 계속적인 발전, 크로스-섹터평가, 과거의 경험에서 얻은 지식 측정, 관찰된 변화에 대한 자료공유 및 현존하는 자료에 대한 접근 개선, 시나리오에 관한 통일성 있는 접근, 구체화되지 않은 지표들을 위한 시나리오들의 개선, 통합 시나리오 개발 등 기후변화 대응을 위해 많은 노력이 필요하다. 또한 연구자간 효과적인 의사소통을 통해 기후변화의 위험을 확실히 평가하고 연구결과의 불확실성을 줄이고, 기후변화 연구에 적용되는 기술 및 정보 격차를 줄일 필요성이 있다.

2.4. 시사점

우리나라의 기후변화 영향평가, 취약성 평가에서 자연과학 분야인 생태계, 농업, 연안 및 수환경에 관한 연구에서는 과거 문헌 연구 및 통계적인 방법을 이용하여 기후변화와 관련된 연구가 진행되었다. 최근에 들어서 IPCC SRES 시나리오에 따른 배출 시나리오를 적용한 GCM 또는 RCM을 이용한 연구가 진행되고 있다. 현재까지는 적용된 영향평가 모형을 바탕으로 향후 미래의 기후변화에 따른 취약성에 대한 연구들이 활발하게 진행되고 있으며 결과들을 제시하고 있는 실정이다. 하지만 아직 우리나라에 맞는 수준의 모델이 다양하지 않으며 일부 시나리오에 대해서만 적용이 되고 있는 단계이다. 사회과학 분야인 산업이나 보건 분야의 연구는 국내·외적으로 연구가 미진하며, 새로운 방법론을 통해 연구를 시작하는 단계이다. 국내 산업이나 보건 분야의 연구를 위해서는 연구의 기초자료가 되는 자연과학 분야의 많은 연구가 담보되어야 한다. 이를 위해서는 우리나라에 맞는 영향, 적응 및 취약성 평가 방법의 개발 및 적용하는 연구가 중요하다. 또한, 기후변화 적응 혹은 저감 방안에 대한 연구가 부족하기 때문에 적응 및 저감 방안에 대한 구체적인 연구가 필요하다. 기후변화는 미래의 변화에 대하여 다루고 있으므로 불확실성을 최소화하는 방향으로 연구가 진행되어야 한다. 또한 기후변화에 따른 현황과 미래의 영향을 다양한 분야에서 실시하여 기후변화에 따른 영향에 대한 신뢰성을 확보하고, 잠재적으로 피할 수 없는 영향이나 예상되는 영향에 대한 연구가 진행되어야 할 것이다.

기후변화 영향, 적응, 취약성 평가에 관한 연구는 개별적 연구로 그치는 것이 아니라 사회·경제적 대책수립에 중요한 자료로 사용되기 위해서는 통합적으로 평가하고 위험요소에 대한 분석이 필수적이다. 우리나라의 경우 통합평가의 중요성에도 불구하고 연구의 초점이 주로 영향평가에 머무르고 있다. 또한 우리나라에서는 불확실성 및 신뢰도를 검증하기 위한 연구의 기반이 부족한 상태이다. 우리나라에는 불확실성 및 신뢰도를 평가 할만한 연구와 평가 방법론이 미비하고, 이에 걸맞은 데이터 수집이 부족하기 때문에 이에 대한 보완이 필요하다. 미래 기후변화 연구는 시나리오를 기반으로 예측 및 평가하는 방향으로 진행되고 있기 때문에 국내·외에서 만들어진 여러 가지 예측 시나리오의 적용가능성을 종합적으로 검토해야 한다(한화진 등, 2007). 또한 전 지구적인 기후변화 연구는 기후적 인자와 비기후적 인자를 포함한 연구로 나아가고 있기 때문에 우리나라도 이에 대한 고려가 필요하다. 국가차원에서 기후변화에 대응하기 위해서는 기후변화 대응을 위한 적응·완화를 위한 정책과 이를 평가할 수 있는 정책평가 모형이 개발되어야 한다. 기후변화의 적응전략을 평가하고 다양한 대응 전략 및 수단별 비용 및 상호 비교를 통하여 다양한 정보를 제공하여야 할 것이다.

참고문헌

공우석, 신이현, 이희일, 황태성, 김현희, 이난영, 성지혜, 이슬기, 윤광희, 2007: 쯔쯔가무시증의 시·공간적 분포와 환경생태요인, *대한지리학회지*, **42(6),** 863-878.

김병식, 김형수, 서병하, 2005: 기후변화가 수자원에 미치는 영향과 평가방법, *자연과 문명의 조화*, **53(4),** 30-42.

김소연, 2004: 기후변화로 인한 여름철 혹서현상이 사망률에 미치는 영향, 아주대학교 박사학위논문.

김영국, 신진철, 최민규, 구본철, 김석동, 2005: CO_2 농도 증가에 따른 벼의 생육 반응, *한국작물학회지,* **50(3)**, 179-185.

김정선, 2008: 국제 기후변화에 따른 식품안전 관리 대책 추진 방안, 한국보건사회연구원.

유가영, 김인애, 2008: 기후변화 취약성 평가지표의 개발 및 도입방안, 한국환경정책・평가연구원.

이동근, 2010: 기후변화에 따른 생물권 변화 예측 모델 개발, 한국환경산업기술원.

이동근, 성선용, 정휘철, 2010: 기후변화 시나리오 및 토지이용변화에 따른 유출수 변화량 산정 - 2020년 과천 도시기본계획을 사례로 -, *국토계획,* **45(5)**, 241-248.

임재규, 2004b: 기후변화협약의 경제적 파급효과 및 시사점; Global CGE 모형을 이용한 협상단계별 결과 비교 분석, *경제학연구,* **52(3),** 93-121.

임종환, 신준환, 2005: 지구온난화에 따른 산림식생대 이동과 식물계절 변화, *자연보존,* **111,** 3-17.

전성우 등, 2001: 기후변화에 따른 생태계영향평가 및 대응 방안 - 삼림부문의 생기후모형개발을 중심으로, 한국환경정책・평가연구원.

전성우 등, 2004: 기후변화영향평가모형 개발 -물관리 부문을 중심으로, 한국환경정책・평가연구원.

정일원, 이병주, 김광천, 배덕효, 2008: 기후변화에 따른 홍수피해 취약성 평가, *한국수자원학회 학술대회논문집,* 289-293.

정휘철, 전성우, 이동근, 송강양, 2003: 삼림의 이동속도를 고려한 한반도 자연 식생의 기후변화 적응성 평가, *한국환경영향평가학회지,* **12(5),** 383-393.

조광우, 2003: 지구온난화에 따른 한반도 주변의 해수면 변화와 그 영향에 관한 연구, 한국환경정책・평가연구원.

한화진 등, 2006: 기후변화 영향평가 및 적응시스템 구축 Ⅱ, 한국환경정책・평가연구원.

한화진 등, 2007: 기후변화 영향평가 및 적응시스템 구축 Ⅲ, 한국환경정책・평가연구원.

Carter, V., N. B. Rybicki, J. M. Landwehr, and M. Turtora, 1994: Role of weather and water quality in population dynamics of submersed macrophytes in the tidal Potomac River. *Estuaries* 17:417-426.

Dessai, S. and M. Hulme, 2004: Does climate adaptation policy need probablities?, *Climate policy,* 107-128.

IPCC, 2007: Climate change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability, Cambridge, UK, Cambridge University Press.

제 3 장

수 자 원

주 저 자 :
김영오(서울대학교)

기 여 저 자 :
강부식(단국대학교)

감수편집자 :
김광섭(경북대학교), 김승(한국건설기술연구원), 이주헌(중부대학교)

목 차

3.1. 개요 ····· 363
3.1.1. 연구 배경 및 필요성 ····· 363
3.1.2. 연구의 목적 ····· 364
3.1.3. 연구의 범위 ····· 365

3.2. 국내 수문기상인자에 대한 경향성 분석 ····· 365
3.2.1. 기상인자의 경향성 분석 ····· 366
3.2.1.1. 강수 ····· 366
3.2.1.2. 온도 ····· 369
3.2.1.3. 증발산량 ····· 370
3.2.2. 수문변수의 경향성 분석 ····· 371
3.2.2.1. 지표수 ····· 371
3.2.2.2. 지하수 ····· 372
3.2.2.3. 홍수피해 ····· 373
3.2.2.4. 가뭄 피해 ····· 374

3.3. 기후변화에 따른 미래 수자원 전망 ····· 376
3.3.1. 국내에서 사용된 배출 시나리오 ····· 377
3.3.1.1. General Circulation Model ····· 377
3.3.1.2. 국내 기후변화 연구에 사용된 GCM 시나리오 ····· 378
3.3.2. 국내에서 사용된 상세화 기법 ····· 378
3.3.3. 기후변화에 따른 미래 수문기상인자 전망 ····· 380
3.3.3.1. 기상변수의 전망 ····· 380
3.3.3.2. 수문변수의 전망 ····· 382

3.4. 기후변화에 따른 수자원 취약성 평가 ····· 384
3.4.1. 수자원 취약성 평가 ····· 384
3.4.2. 불확실성 평가 ····· 389
3.4.3. 불확실성 저감 연구 ····· 389

3.5. 기후변화 적응전략 ····· 390
3.5.1. 국내 적응전략 현황 ····· 391
3.5.2. 국내 적응전략 연구 ····· 392

3.6. 경제성 분석 ····· 395

3.7. 결론 및 향후 연구방향 ····· 396
3.7.1. 결론 ····· 396
3.7.2. 향후 연구방향 ····· 396

참고문헌 ····· 397

3.1. 개요

3.1.1. 연구 배경 및 필요성

지구온난화는 전 세계적으로 21세기 최대 관심사이며, 이러한 온난화의 원인이 기후변화에 의한 것인지 아니면 자연적 변동에 의한 것인지 원인을 규명하는 것은 중요하다. 하지만 그 원인을 떠나 가장 중요한 사실은 현재 지구가 뜨거워지고 있다는 것이다. 1990년 IPCC(Intergovernmental Panel on Climate Change) 1차 평가보고서에서는 2050년에 지구 평균기온이 3℃ 상승하고 강수량은 지역에 따라 20% 정도 증감하는 것으로 전망하고 있으며(IPCC, 1990), 1995년 2차 보고서에는 기온은 0.8～3.5℃ 상승, 강수는 1차 평가보고서와 비슷하게 20% 정도 증감할 것으로 전망하였다. 2001년 3차 평가보고서에서는 1990년에 비해 기온은 1.4～5.8℃ 상승, 강수는 지역에 따라 차이는 있으나 겨울에는 감소(-20～-5%), 여름에는 증가(5～20%)할 것으로 예상하였으며, 기온상승의 폭이 해마다 점점 더 커져 현재 상태로 온실가스 등의 오염물질을 생산할 경우 더 심각한 기후변화를 겪을 수 있음을 전망하고 있다. IPCC의 4차 평가보고서에서는 다양한 온실가스(Greenhouse Gas, GHG) 시나리오와 기후모델을 이용한 결과, 지구의 평균온도가 향후 100년 동안 1.1～6.8℃ 상승할 것으로 보고하였다.

지구온난화의 영향은 인간 삶의 기반과 관련된 여러 부문에 광범위하게 영향을 미칠 것이다. 이에 수자원 분야도 예외가 아니다. 지구온난화로 인한 기온상승은 강수량 증감, 집중호우의 증가, 홍수 증가, 태풍 강도의 증가 등 기상패턴 변화의 원인이 되고 심각한 자연재해를 유발하여 경제적·사회적으로 큰 문제가 될 것이다(권원태, 2005). 또한 이와 관련하여 토양수분, 증발산 등에도 영향을 미치게 되어 육상의 물수지(water balance)에 변화를 일으키며(유철상과 이동률, 2000; 김선영 등, 2003; 임은순 등, 2006), 최종적으로 인간과 생태계 전반에 걸쳐 직접적인 영향을 준다. 특히 수자원은 농업, 환경 등에 직접적인 영향을 주는 생태계 유지의 기본적인 자원임과 동시에 전염병 등을 옮길 수 있는 중간매체로서의 역할도 하고 있다. 이렇듯 기후변화에 의하여 수자원에서 발생되는 현상들은 다양한 분야에 직·간접적으로 서로 상호작용을 하기 때문에 기후변화에 따른 수자원 영향평가는 기후변화 정책 수립 시 수자원 관리 및 물안보 측면에서 대단히 중요하며 또한 다른 분야의 기초 자료로도 사용될 수 있다.

또한 수자원의 변화는 지구의 물순환에 영향을 주며, 이러한 변화는 에너지, 대기성분, 대륙·수생 생태계와 관련되어 전반적으로 영향을 미치게 된다. 지구의 물순환은 기후와 생태계의 가장 중요한 구성 요소라 할 수 있기 때문에 어떠한 과정으로 순환되는지, 인간 활동에 어떠한 영향을 미치게 되는지 등, 이에 대한 중요성은 여러 보고서에서도 여러 차례 강조되었다(한국환경정책·평가연구원, 2004).

지난 수십 년 간 한반도에서 관측된 지구온난화의 영향을 살펴보면 다음과 같다. 기온의 경우, 1961～1990년의 연평균 기온이 13℃로, 1931～1960년의 연평균보다 0.4℃ 상승하였다. 1980년대 연평균 기온은 1931～1960년보다 1.1℃, 1990년대는 1.4℃가 상승하였다. 이는 최근 들어 기온의 상승폭이 급격해지고 있음을 확인할 수 있다(한국환경정책·평가연구원, 2004). 강수의 경우, 한반도의 평균강수량이 1961～1990년 동안에는 1,301.7 mm 이었던 것에 반하여 최근 10년간은 1,330.4 mm로, 최근 한반도의 평균강수량이 28.7 mm 증가한 값으로서, 이는 연 평균강수량이 점차 증가하고 있음을 알 수 있다(권원태 등, 2002).

과거 약 40년 동안 한반도 주변의 해수면이 연평균 1.8 mm씩 증가하였으며, 특히 제주도의 해수면 상승은 연평균 5.5 mm로서 지구 평균상승의 약 3배에 달하였다. 이외에도 홍수기의 강수는 장마철에 점차 감소하는 경향을 나타내고 있으며, 더군다나 여름철 장마는 북쪽으로 이동하지 못하여 북한의 연 평균강수량이 줄어들고 있음을 확인할 수 있다. 세계기상기구(World Meteorology Organization, WMO)에 따르면, 북한의 연평균강수량은 1980년대는 977 mm, 1990년대는 870 mm이었으며, 최근 10년간 강우량은 평년보다 5～10% 감소하였고, 유출량은 최근 20～

표 3.1. 수자원관련 국내 기후변화 관련 주제별 보고서와 연구논문.

	전망	영향평가	적응대책
프로젝트 보고서	82.0%	50.0%	2.0%
연구논문	93.0%	66.7%	3.0%

* 주제별 비율은 중복되어 있음

30년 동안 10～15% 감소하는 경향을 나타내었다(홍일표, 2006).

기후변화에 의한 극한 사상의 빈도수 증가는 인명, 재산 등의 피해를 가중시키며, 강수량과 강우강도의 증가는 댐과 같은 수공구조물에 막대한 영향을 미친다. 수공시설물을 설계할 때, 가장 중요한 고려사항 중의 하나는 수문사상이다. 기후변화가 이를 변화시키기 때문에, 수공 관련 기반시설물을 계획하고 설계하는데 있어 기후변화는 고려해야 할 사항임이 분명하다.

따라서 기후변화는 수자원에 직・간접적으로 영향을 주기 때문에 이에 대한 다양한 연구를 총괄적으로 정리할 필요가 있다. 또한 국내 수자원 분야에서 미진한 연구 부분이 무엇인지 파악하여 적절한 기준을 마련하고 국내・외 전문가 뿐만 아니라 일반 국민에게도 기후변화에 따른 한반도의 관측・예측 및 영향・적응대책의 서비스, 교육, 그리고 홍보를 위한 기반을 구축할 필요가 있다.

3.1.2. 연구의 목적

국내 기후변화 연구는 1990년대 중반에 시작되어 2000년에 접어들면서 활발하게 진행되고 있으며, 이와 관련한 프로젝트가 산발적이지만 정부를 중심으로 발주되어 상당수 연구가 수행되고 있다. 국내에서는 기후변화와 관련된 보고서와 연구논문이 많이 발표되었으며, 현재 기후변화에 의한 한반도 수자원과 관련된 보고서는 총 54권, 논문은 122편 정도가 국내에서 발표되었다. 이 중 기후변화 전망과 영향평가에 대한 보고서와 논문이 거의 90%에 달하고 있다. 이는 기후변화 전망과 이에 따른 영향평가에 편중되어 진행되고 있음을 알 수 있다(표 3.1 참조). 최근, 기후변화 적응전략에 대한 연구가 진행되면서 국가기관 등에서 이와 관련하여 다양한 보고서(한국환경정책평가연구원, 2007; 기후변화협약대책위원회, 2007; 국회예산처, 2007)를 발간하고 있으나, 기초적인 단계에 불과하다. 그러므로 기존의 연구된 내용을 바탕으로 국가 차원에서 구체적이며 실질적인 이행을 할 필요가 있다.

본 보고서에서는 국내에서 수자원 분야와 관련된 기후변화 연구를 수행한 보고서와 논문을 바탕으로 평가 분야별로 분석 및 정리하여 제시하고자 한다. 하지만 표 3.1에서 보이듯이 우리나라의 기후변화에 대한 연구가 전망과 영향평가에 편중되어 있고, 본 보고서에서 각 분야별로 다루고자 하는 내용에 대하여 기존의 수행된 연구가 매우 미비한 경우도 있다. 기존 연구 중 활발하게 수행되었던 연구 분야에 대해서는 다양한 내용을 기술하였다. 하지만 기존 연구가 전무하거나 부족한 경우도 상당수 있었기에 불가피하게 본 보고서에서 연구 내용을 수록하지 못한 경우가 있었음을 미리 언급하는 바이다.

그리고 IPCC 5차 평가보고서의 예비목차를 바탕으로 각 분야별로 새롭게 추가된 부분에 대해서는 본 보고서에 첨가한다.

또한 수자원 분야에 관한 주제별 연구를 평가하여 앞으로 필요한 연구와 미진한 연구를 구분하여 평가에 대한 일관성을 지닐 수 있도록 하고 정책결정자에게 도움을 줄 수 있도록 하기 위함이다.

본 보고서에서는 국내 기후변화 연구 경향을 분석하여 우리나라에서도 수자원 분야와 관련된 국토해양부, 국립방재연구소, 한국수자원공사 등의 기관을 대상으로 기후변화에 대비한 역할과 책임 뿐만 아니라 앞으로 기후변화에 대비하여 어떠한 연구가 추가적으로 필요한지에 대한 기초자료가 될 수 있도록 하고자 한다.

3.1.3. 연구의 범위

본 보고서에서는 수자원 분야와 관련되어 기후변화를 연구한 논문과 국책 연구보고서를 대상으로 분석 및 검토하여 다음과 같이 정리하였다.

첫째, 국내 수문기상인자의 과거 자료에 대한 경향성 분석을 검토하고자 한다. 기존 국내 연구를 바탕으로 기상인자(강수, 강설, 증발산량)와 수문인자(지표수, 지하수, 홍수, 가뭄)에 대하여 적용유역, 경향성 분석방법, 피해사례 등을 중심으로 분석 및 정리를 하고자 한다. 또한 기후변화가 발생시키는 여러 가지 현상 중 물관리 측면에서 수질에 대한 연구를 간단히 소개하고자 한다.

둘째, 기후변화에 따른 미래 수자원 전망에 대하여 검토하고자 한다. 국내의 기존 연구를 바탕으로 미래 수자원 전망에 사용된 GCM 모형, 배출 시나리오, 상세화 기법에 대하여 정리하고 미래 수문기상인자 전망에 대하여 분류하고 분석하고자 한다.

셋째, 기후변화에 따른 수자원 취약성 분석에 대하여 검토하고자 한다. 이에 대한 국내의 기존 연구를 물수급, 홍수, 가뭄 등으로 나누어 분석 및 정리하고자 한다. 또한 기후변화 연구에서 발생할 수 있는 불확실성을 사회, 경제, 환경 측면으로 분석하여 이를 저감할 수 있는 방안을 모색하고자 한다.

넷째, 기후변화에 따른 수자원 적응전략에 대해 검토하고자 한다. 국내의 기존 연구를 물수급, 홍수, 가뭄 등의 평가 분야로 나누어 우리나라에 적합한 적응전략에 대해 조사하고자 한다. 특히 선진국에서 진행되고 있는 사례를 간략히 소개하고 적응전략의 방법인 시민참여에 대한 방향과 수공구조물 설계에 대하여 방향을 제시하고자 한다.

다섯째, 기후변화에 따른 수자원 관리 측면에서의 경제성 평가에 대하여 검토하고자 한다. 현재 경제성 평가에 대하여 실시된 연구사례가 거의 전무하기 때문에 진행 중인 연구를 간단히 소개하고자 한다.

3.2. 국내 수문기상인자에 대한 경향성 분석

우리나라 강우의 특성은 여름철 강우에 집중되고 있다. 국내 연구에서도 주로 여름철 강우에 대하여 연구가 이루어지고 있고, 국내 유역에 대한 수문기상인자를 분석하는 경우에도 여름철 강우에 맞추어 분석하는 경우가 대부분이다. 이러한 수문기상인자에 대한 과거 경향성 분석은 수자원 측면에서 효율적인 운영을 위한 중요한 연구이다. 기상·수문에 대한 대상 인자를 살펴보면, 기상인자로는 온도, 증발산량, 강수(강수일수, 일 최대강수량, 강우강도, 연 최대강우량) 등이, 수문인자로는 지표수, 지하수, 하천유량, 연 최대유출량, 갈수량 등이 포함된다. 계절 분석에서는 겨울철의 강설이 매우 중요하나 우리나라의 강설영향이 여름철 강수에 비해 적기 때문에 국내에서 강설에 대한 연구는 거의 전무한 실정이다. 본 보고서에서는 주로 강수와 온도에 대한 연구를 다루었다.

기후변화에 의한 한반도 수자원과 관련한 보고서와 논문 중에서 국내 기상수문인자의 경향성 분석에 대한 연구 분포는 표 3.2와 같다. 기상인자의 경우, 과반수 이상의 보고서와 논문에서는 과거 기상인자에 대하여 경향성을 분석하였으며, 수문인자의 경우, 보고서에서는 과반수와 논문에서는 1/3 정도의 논문이 과거 수문인자의 경향성에 대하여 분석하였다. 또한 기상인자에서는 보고서와 논문의 대다수가 강수와 온도, 수문인자에서는 지표수와 홍수에 집중되어

표 3.2. 수자원 관련 국내 수문기상인자 경향성 분석에 대한 보고서와 연구논문 비율.

	기상인자			수문인자			
	강수	온도	증발산량	지표수	지하수	홍수	가뭄
프로젝트 보고서(%)	82.0	61.6	10.0	65.0	-	40.0	18.0
연구논문(%)	77.3	69.0	22.5	59.2	-	16.0	15.0

* 변수별 비율은 중복되어 있음

** 각 비율은 총 보고서와 논문을 기준으로 산정된 비율임

있는 것을 알 수 있다. 기후변화에 대한 보고서와 특히 논문에서는 과거 경향성보다 미래 전망에 더 치중해서 연구가 진행되고 있음을 알 수 있다.

3.2.1. 기상인자의 경향성 분석

3.2.1.1. 강수

국내 기상인자의 경향성 분석에 대한 연구들은 대부분 과거 관측치를 기초로 통계분석 및 시계열분석을 통한 장기변동특성을 분석하고 있다.

관측소 선정은 전국에 위치한 관측소 중 주요 지점을 선택하여 연구별로 최대 60개 이상부터 대권역을 대표할 수 있는 관측소를 선정하여 분석하였다. 하지만 대부분 서울, 부산, 대구, 제주 등 인구가 밀집되어 있는 대도시에 대하여 기상분석을 우선하는 경향을 나타내었다.

경향성 분석기법에는 단순한 통계적 방법인 평균, 선형회귀(linear regression) 기법, Mann-Kendall 검정 등이 주로 사용되었다.

수자원 분야를 중심으로 과거 강수 자료에 대한 경향성 분석을 살펴보면 다음과 같다.

권태성 등(1998)은 28개 관측지점의 20년 일 강수량을 분석하였고 장기변동특성을 조사하기 위해서 5개 관측지점에 대하여 약 85년간의 일강수량 자료를 이용하여 21년 이동평균으로 여름철 peak값을 분석하였다.

이상복 등(2000)은 한반도를 9개의 권역으로 구분하고 과거 30년간의 면적 평균강수량을 이용하였다. 그 결과, 강수의 증감 경향에 대한 통계적 유의성은 없고, 관측소 8개 지점에 대한 연강수량과 계절별 강수량의 결과 역시 경향성이 없다고 하였다. 이는 강수변화를 발생시키는 요인이 동일하게 작용하지 않았고, 우리나라의 경우 지역적 발생 특성의 영향이 크기 때문으로 해석하고 있다.

Choi et al.(2002)은 우리나라의 과거 20년간 자료를 분석한 결과, 강우일수는 14% 감소하였으나 강우강도는 18% 증가하였다고 제시하였다.

권원태(2004)는 기온상승의 원인으로 지구온난화와 도시화를 들었고, 도시화 효과는 약 20～30%로서 관측자료에 의한 10년 평균강수량의 변화는 장기적으로 증가하는 경향을 보였지만 강수량의 변동폭이 매우 커서 증가추세는 뚜렷하지 않았고, 연 강수일수는 감소하였지만 연 평균강수량의 증가로 인하여 강우강도는 증가하였다고 밝혔다. 또한 일강수량 80 mm 이상인 호우일수는 증가 추세에 있다고 하였다.

백희정 등(2004)은 과거 30년간의 월 평균강수량 자료를 이용하여 한강과 낙동강의 유역 평균강수량을 분석한 결과, 유역 평균강수량이 4월에는 감소, 8월에는 증가하는 경향을 보이며, 이는 1970년대부터 변화가 발생하기 시작하였다고 분석하였다.

이상복 등(2004)은 22개소 관측소의 50년간 강우관측자료를 이용하여 연 최대강수량과 연 평균강수량에 대하여 분석을 하였다. 그 결과, 기후적 요인에 의하여 통계적 유의성이 존재할 만큼 강수량이 변화했다는 결과가 없다고 하였다.

고정웅 등(2005)은 AWS(Automatic Weather Station)를 포함 289개 지점의 과거 30년 일 강수량을 분석하였다. 1973～1997년과 1998～2003년 우기 동안 강수의 뚜렷한 차이를 보였고 상대적으로 서쪽 지역의 강수량이 더 많다는 지역적 분석을 실시하였다.

김광섭 등(2005)은 Mann-Kendall 검정을 통하여 우리나라의 월별 및 연 자료의 총 강우량, 강우일수, 그리고 특정 강우강도 이상을 가지는 강수일수의 장기추세분석을 통해 강수량의 증가, 강수일수의 감소, 호우일수의 증가를 관찰하였으나, 통계적인 유의성을 가지는 증가나 감소의 추세성은 보이지 않았다고 보고하였다.

백희정 등(2005)은 한강과 낙동강 유역의 51개 관측소 지점의 과거 50년 월 강수량을 이용하여 유역평균 월 강수량에 대하여 분석하였다. 4월과 7월은 감소 경향을 나타내었고, 8월은 증가 경향이 뚜렷하나 통계적인 유의성이 없다고 분석되었다.

건설교통부와 한국수자원공사(2006)에서는 기상청 산하 66개(내륙 61개, 울릉도 1개, 제주도 4개) 지점과 건설교통부 산하 290개 지점에서 30년간(1974～2003년) 관측된 일별 강수량 자료를 이용하여 10년 평균 강수량 추이를 분석하였다(그림 3.1 참조).

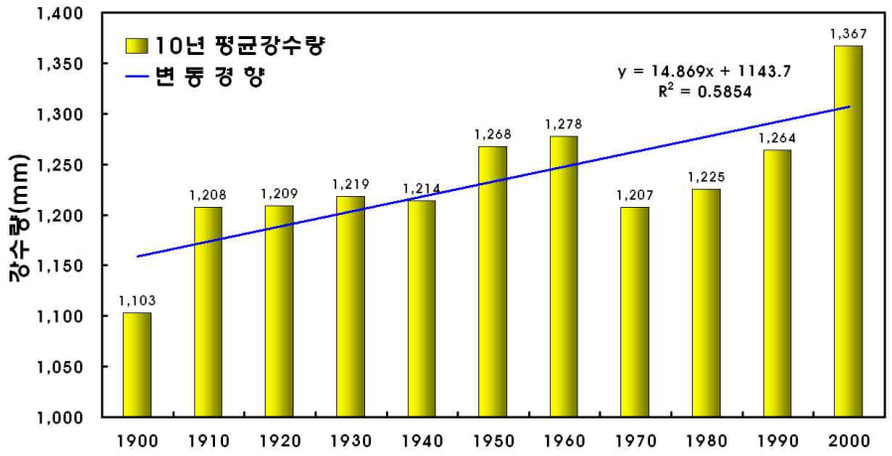


그림 3.1. 10년 평균 강수량의 변동 추세(건설교통부와 한국수자원공사, 2006).

*1900년대는 1905 ~ 1999년의 5년 평균강수량, 2000년대는 2000 ~ 2003년의 4년 평균강수량임.

김광섭 등(2006)은 1975년부터 11개 지점(춘천, 강릉, 인천, 울릉도, 수원, 대전, 부산, 목포, 여수, 서귀포, 진주)을 대상으로 1975년부터 2004년까지 30년 동안의 평년값 중 8개월(4 ~ 11월) 관측기간의 강우 관측 자료를 Mann-Kendall 검정을 이용하여 경향성 분석을 실시하였다. 결과를 살펴보면, 과거 30년 동안의 강수는 증가하는 경향을 나타내었으며, 최대 460.3 mm/year 증가한 것으로 나타났다(표 3.3 참조).

표 3.3. 국내 과거 강수의 평년값 및 추세(4 ~ 10월)(김광섭 등, 2006).

		춘천	강릉	인천	울릉도	수원	대전	부산	목포	여수	서귀포	진주
강수량 (mm/year)	평년값	1,139.5	1,141.0	1,020.8	859.3	1,094.6	1,164.2	1,275.1	928.5	1,228.8	1,513.3	1,296.0
	증감	+280.3	+405.0	+414.9	+460.3	+281.2	+300.2	+349.2	+211.9	+192.7	+334.6	+161.5

1900년대(1905 ~ 1999년)와 2000년대(2000 ~ 2003년)의 자료를 이용하여 11개의 10년 평균 강수량 자료를 산정하였으며, 이를 이용하여 얻은 회귀식의 결정계수는 0.585로서 어느 정도 신뢰도가 있는 것으로 나타났다. 또한 Mann-Kendall 방법, Spearman's Rho 방법, 선형회귀 기법을 사용하여 경향성 분석을 실시한 결과, 관측 자료로부터 결정된 검정통계량이 1% 유의수준을 초과하였기 때문에 통계적으로 유의한 자료의 증가 경향이 나타나고 있는 것으로 판단하였다. 1900년대부터 2000년대까지 10년 평균강수량은 증가 추세를 보이고 있으며, 특히 1970년대부터 2000년대까지 10년 평균강수량은 평균 4% 정도 증가하는 것으로 나타났다.

양해근(2007)은 전주와 춘천을 대상으로 과거 30년간의 자료를 통계적인 방법을 이용하여 경향성 분석을 실시하였다. 그 결과, 연 평균강수량은 증가한 반면, 연 강우일수는 감소, 강우강도는 증가하였다고 나타내었다.

이민하 등(2007)은 1977 ~ 2006년까지 30년 동안 서울지점 강수량에 대해 분석하였다. 연 평균강수량은 972.44 mm에서 1,384.33 mm로 증가하였다. 또한 강수량의 지역적 변화를 살펴보면, 남동부지방이 다른 지역보다 상대적으로 변화율이 더 크다고 나타났다.

권진욱 등(2008)은 전국 60개 관측소 지점의 관측자료를 이용하여 수계별(한강, 금강, 낙동강, 섬진강, 영산강, 동진강)로 분석한 결과, 연 평균강수량은 증가하는 경향을 보이며, 특히 홍수기에 뚜렷한 상향 추세를 나타내었다. 또한 국지성 호우 및 돌발홍수(일 최고강수량과 집중호우 빈도)의 빈도수는 증가하였고 무강수일수와 강수발생당 평균 강수량 역시 증가하였다고 분석하였다.

건설교통부(2008)에서는 전국 30개 관측소의 과거 30년 동안 연 평균강우량에 대하여 12개 통계적 경향성 분석(Mann-Kendall, Spearman's Rho, Linear regression, Cusum, Rank Sum, Student's t 등)과 IDF 분석 방법을 이용하여 극한 강수 사상의 경향성 분석

을 실시하였다. 연단위 강수량 자료를 이용하여 분석한 결과, 전체 관측소 중 16.6%만이 경향성을 나타내어 경향성이 거의 없는 것으로 판단하였으나, 여름철에 강우가 집중되는 주기적인 패턴을 가진 우리나라의 강우 특성상 연단위보다는 일단위 강우 자료에 대하여 분석을 하는 것이 더 타당할 것으로 판단하였다. 또한 일단위 자료를 이용하여 극한사상 중, 집중호우 한계점(강우가 발생한 날에서 90%에 해당하는 양) 분석을 실시한 결과를 보면, 66개의 관측소 중 겨울철에는 72.7%, 봄철과 가을철은 83.8%, 여름철에는 97% 증가하는 경향을 나타내었다. 습윤일의 강우강도에서는 겨울철의 강우강도는 증가하였으나 봄철은 감소, 여름철과 가을철의 경우는 소폭이나마 증가 경향을 나타내었다.

방재연구소(2008)는 최근 이상 강우 현상에 대한 빈도 변화 분석을 실시하였다. 22개 관측소(속초, 춘천, 강릉, 서울, 인천, 원주, 수원, 서산, 청주, 대전, 추풍령, 포항, 군산, 대구, 전주, 울산, 광주, 부산, 통영, 목포, 여수, 완도)를 기준으로 1961～2006년의 과거 관측 자료를 T-test, Hotelling-Pabst test, Mann-Kendall test, Sen-test에 적용한 결과를 살펴보면, 연 평균강수량이 전반적으로 증가하는 경향을 보였고, 기후변화에 따른 강수량 증가의 징후가 명확하게 나타났다. 또한 물이 부족한 봄과 겨울에는 감소, 홍수가 염려되는 여름과 가을에는 연 평균강수량이 증가하는 경향을 나타내었다.

정일원(2008)은 강수에 대한 과거 관측 자료를 이용하여 장단기 변동성을 분석하였다. 전체 183개 지점 중 6개 지점을 제외한 모든 지점의 연평균강수량이 통계적인 유의성을 보이는 증가 경향을 나타내었고, 특히 한강과 금강 북쪽 유역에서는 증가경향이 강하게 나타났다. 계절 분석의 결과, 월강수량 1, 5～9월에 증가 경향을 보였고 여름철(6～8월) 강수량은 뚜렷한 증가 경향을 보였다.

최광용 등(2008)은 전국 61개 관측소의 과거 35년 동안의 관측 자료를 분석한 결과, 겨울철의 총 강수량에는 변화가 없으나 신적설량과 발생빈도는 감소하는 경향을 보이며, 설수일율(강설일수 대 강수일수의 비율)이 감소하고 강설 불가능일이 증가한다고 하였다.

환경부(2008)는 1901년부터 현재까지 100 여년의 한반도 강수와 집중호우 강수량의 변화에 대하여 살펴보았다. 한반도의 연 평균강수량은 기온만큼 뚜렷하지는 않지만 일부 증가하는 경향을 보이고 있으며, 여름철 장마와 관련하여 강수의 변화가 나타났다. 50년대 중반이후 기온과 강수량이 증가하는 경향을 확인하였으나 유의성은 없다는 결과를 보였다. 한반도의 여름철 강수량은 집중성과 일관성을 가지기 때문에 6～9월의 강수만으로 충분한 해석이 가능하다고 하였다.

국립기상연구소(2009)는 서울의 기후변화에 대하여 1908～2007년 동안의 자료를 분석하였다. 그 결과 겨울철 강수일수는 유의한 감소 추세를 보이는 반면 여름, 가을, 봄의 경우는 뚜렷한 유의성이 없고 강우강도는 계절별로 증가 추세에 있다고 하였다. 또한 부산의 기후변화에 대하여 1905～2008년의 104년 기간에 대하여 자료를 분석하였다. 그 결과 13.5 mm/10년의 비율로 증가하는 경향을 보였다. 계절별로는 여름철의 평균 연강수량이 가장 많았고 겨울철이 가장 적었으며, 특히 여름철은 전 계절 중 강수량의 증가 경향이 가장 크고 통계적으로 유의하다. 반면 가을과 겨울철에는 각각 1.0 mm/10년, 3.2 mm/10년 비율로 감소하는 경향을 보였다.

국립환경과학원(2009)에서는 전국 60개소 관측소의 1973～2007년 기간의 자료를 분석한 결과, 전국적으로 연강수량은 증가 추세를 보이며 홍수기(6～9월)가 비홍수기에 비하여 더욱 급격한 증가 추세를 보이고 있다고 하였다. 또한 계절별 강수량의 편차가 심화되었다고 판단하였다. 80 mm 이상 폭우빈도는 1970년대에 대비하여 최근 2배 이상 증가하였는데, 이는 강우강도의 증가로 인한 홍수 빈도의 증가와 관련하는 것으로 분석하였다.

한국수자원공사(2009)는 거창, 현풍, 산청, 안동, 정암, 마천에 대하여 일최대강우량과 연강우량에 대하여 경향성 분석을 실시한 결과 매년 증가 추세를 나타낸다고 보고하였다.

안소라 등(2010)은 금강유역(기상 관측소 8개소를 대상으로)에 대하여 1973～2009년의 관측자료를 가

표 3.4. 국내 기상요소들의 평년값 및 추세(4~10월)(김광섭 등, 2006).

		춘천	강릉	인천	울릉도	수원	대전	부산	목포	여수	서귀포	진주
평균기온 (℃/day/year)	평년값	18.6	19.3	19.0	18.0	19.1	19.7	20.2	20.0	20.1	21.4	19.8
	증감	+0.7	+0.7	+1.4	+0.4	+1.5	+1.2	+0.5	+0.3	+0.5	+1.5	+0.2

지고 Mann-Kendall 분석을 실시한 결과, 여름철의 강수 변동폭이 더 크게 증가하는 것으로 나타내었다.

3.2.1.2. 온도

온도에 대한 과거 경향성 분석을 국내 주요 연구 중 수자원 중심으로 살펴보면 다음과 같다.

권원태 등(2002)은 한반도 68개의 관측지점에 대하여 1961～2002년의 자료를 통계적인 평균법으로 분석한 결과, 최근 10년간 한반도 기온이 0.4℃ 증가하였음을 제시하였다.

Choi et al.(2003)은 도시화와 온실가스의 증가로 인하여 우리나라 강수와 기온은 최근 30년 동안 꾸준히 상승추세에 있으며, 지난 100년 동안 평균온도가 1.5℃ 상승하였음을 제시하였다.

김광섭 등(2006)은 1975년부터 2004년까지 30년 동안 평년값 중 8개월(4～11월) 관측기간 동안 온도에 대해 11개 지점(춘천, 강릉, 인천, 울릉도, 수원, 대전, 부산, 목포, 여수, 서귀포, 진주)을 선정하고 Mann-Kendall 검정을 이용하여 경향성 분석을 수행하였다. 결과를 살펴보면, 일평균온도는 과거 30년 동안 꾸준히 증가하는 추세를 보였으며, 최소 0.2℃에서 최대 1.5℃ 증가한 것으로 나타났다(표 3.4. 참조).

과학기술부(2007)는 30년 이상의 기상 자료를 가진 62곳의 지상 관측소의 자료를 사용하여 이를 Mann-Kendall 검정과 선형회귀분석을 하였다. 그 결과, 최근 30년간 기온의 변화량은 수원이 1.9℃로 가장 높은 상승을 보였고, 문경은 0.6℃ 감소하는 경향을 나타내었다. 전체적으로 비도시 지역(문경, 추풍령, 제천, 금산, 고흥, 의성, 산청 등)에 비하여 도시지역(서울, 인천, 수원, 대전, 대구, 부산 등)의 증가율이 크게 나타났다. 100년 동안의 오랜 관측 자료를 가진 인천, 부산 관측지점을 이용한 결과, 지난 100년간 각각 1.7℃, 1.5℃ 증가한데 반하여 최근 30년간 1.6℃, 1.1℃ 증가, 관측년 이후 70년 동안의 온도 증가율보다 최근 30년의 온도의 증가율이 높아 기온상승의 가속화 현상에 대하여 우려를 보였다. Mann-Kendall 검정 결과, 기존 연구에서와 동일하게 모든 지점에서 기온은 증가하는 것으로 나타났다고 보고하였다.

양해근(2007)은 1975년부터 2005년의 과거 관측자료를 가지고 전주와 춘천을 대상으로 분석을 실시하였다. 연평균기온은 증가하는 경향을 보이며, 특히 기온 변화의 폭은 여름에 비하여 겨울에 더 크다는 것을 알 수 있었다.

이민하 등(2007)은 서울지점의 기온에 대해 1977～2006년까지 30년 동안 분석하였으며, 연평균기온이 12.35℃에서 12.75℃로 0.4℃ 증가한 것으로 나타났다. 또한 기온의 변화율은 중부지방보다 남부지방이 상대적으로 더 크다고 제시하였다.

권진욱 등(2008)은 한반도의 60개 관측소를 수계별(한강, 금강, 낙동강, 섬진강, 영산강, 동진강)로 경향성 분석한 결과를 살펴보면, 전체적으로 평균기온은 증가하였고 최저기온 역시 증가하는 경향을 나타내었다. 특히 최저기온의 증가는 일교차의 변화경향에 큰 영향을 주며 일교차를 감소시키는 원인으로 해석하였다.

김보경 등(2008)은 기상청 산하 66개소의 각 관측소 분석기간 시작부터 2006년까지의 관측 자료를 기본으로 선형회귀식과 Kendall-Tau 방법으로 경향성 분석을 실시하였다. 그 결과, 기온의 상승률이 여름에 비하여 겨울에 상당히 크다고 분석하였다.

환경부(2008)는 관측변수 기온을 최저기온, 최고기온을 이용하여 1909년부터 최근까지 서울, 인천, 대구, 부산, 광주 자료 평균을 중심으로 한반도 평균 자료를 재구성하였다. 이에 따라 1909～2003년의 자료

분석 결과를 살펴보면, 95년간 평균기온이 약 1.7℃ 상승, 최고기온 약 1.3℃, 최저기온 약 2.1℃ 상승하였고 최고·최저기온 역시 평균 기온과 마찬가지로 최근 상승 경향이 뚜렷함을 나타내었다. 계절적 변화(월 평균기온을 이용)는 모든 월에 기온 상승의 경향이 나타났지만, 특히 1～3월과 12월에 기온 상승 경향이 두드러졌으며, 여름철이 겨울철에 비하여 상승 경향이 적었다. 이 결과는 실제 한반도 및 전지구의 기온 상승 경향이 겨울철에 뚜렷하다는 내용과 일관성을 갖는다고 하였다.

국립기상연구소(2009)는 서울에 대하여 통계적인 방법(평균)을 이용하여 경향성 분석을 실시하였고 그 결과에 따르면, 최저기온의 상승으로 인하여 연 평균기온이 상승하는 경향을 보이며, 봄과 겨울의 경우는 연 평균기온이 상승하지만, 여름과 가을의 경우는 기온 상승폭이 작으며 통계적인 유의성이 없다고 하였다. 또한 부산의 경우 1905～2008년 동안 0.17℃/10년의 비율로 상승하는 경향이 뚜렷하나 한반도 평균이나 서울보다는 낮았다. 또한 겨울철 최고기온의 상승경향(0.24℃/10년)이 가장 뚜렷하고, 나머지 계절에서는 최저기온의 상승폭이 크다. 부산은 여름의 최고기온의 변화 경향은 가장 낮은 상승률을 보이며, 특히 통계적으로 유의하지 않다는 결과를 보였다.

이재준 등(2009)은 서울을 중심으로 1961년부터 2007년이 과거 관측 자료를 선형회귀, Mann-Whitney, Hotelling-Pabat 방법으로 경향성 분석을 실시하여 기온이 증가하는 추세인 것을 확인하였다.

안소라 등(2010)은 금강유역(기상관측소 8개소)을 대상으로 1973～2009년의 관측 자료를 이용하여 분석한 결과, 연 평균기온이 증가하고 계절별 평균 기온 역시 모두 증가하였다고 하였다.

3.2.1.3. 증발산량

기온의 상승에 의하여 증발량의 변화도 동시에 발생하게 된다. 증발은 자연생태계의 에너지 및 물수지에서 중요한 역할을 하고 있고 육지에 내린 강수 중 약 75% 정도가 증발산을 통해서 대기로 순환하기 때문에, 증발로 인한 물 손실을 산정하는 것을 유역관리, 수자원 계획 및 운영에서 매우 중요한 작업이다(과학기술부, 2007). 증발산은 물순환 과정 중 강수를 발생시키는 주요한 변수이며 기후변화에 따른 수자원의 변동성 및 그 경향성을 감지하기 위하여 장기간의 시계열 분석이 이루어져야 하는 요소이다. 그러나 관측은 강수나 온도보다 용이하지 않기 때문에 많은 연구가 수행되지 못하였다. 증발이나 증발산을 정확히 설명하기 위해서는 온도를 비롯한 바람, 일조시간, 운량, 식생의 변화, 포화수증기량 등 많은 요소를 고려해야 하며 복잡한 분석방법과 긴 시간이 필요하다(건설교통부, 2008). 특히 우리나라의 경우는 주로 풍속이나 습도와 같은 기초적인 기상학적 자료를 이용한 Penman 공식이나 증발접시계를 이용하여 잠재증발산량을 산정하는 수준이다(임창수, 2000).

과거 증발산량의 경향성 분석한 국내 주요 연구를 수자원을 중심으로 살펴보면 다음과 같다.

김광섭 등(2006)은 1973～2004년까지 32년간(7개월: 4～10월) 11개 지점(춘천, 강릉, 인천, 울릉도, 수원, 대전, 부산, 목포, 여수, 서귀포, 진주)에 대해 Mann-Kendall 검정을 이용하여 증발량 평균값과 각 월별 증발량의 변화경향을 파악하였다. 결과를 살펴보면, 기온 및 강수량이 증가함에도 불구하고 여수와 전주를 제외하고 모든 관측지점에서의 증발량은 감소경향을 나타내었다.

과학기술부(2007)에서는 기상청 산하 76개 기상관측소 중 30년 이상의 증발량 자료(1973～2004년)를 보유하고 있는 11곳을 선택하였다. 관측소들의 대형증발계 증발량 자료를 분석하였고, 동절기를 제외하고 비교적 결측치가 적고 자료의 신뢰성이 높은 4～10월 사이의 자료를 이용하였다. 관측지점 마다 차이는 있지만 대부분의 지점에서 4월부터 증발량 값이 증가하다가 7월에는 감소하고 다시 8월까지 증가하다가 8월 이후로 다시 감소하는 경향성 보였다. 그리고 7월 우기의 영향으로 증발량의 값이 감소하였다. 결과적으로 여수는 통계적 유의성이 없는 약한 상향을 보이고 있으며, 진주는 95% 통계적 유의수준에서의 상향, 나머지 관측지점에서는 하향하는 경향을 보였다.

양해근(2007)은 증발산량에 대하여 경년변화를 살

펴 본 결과, 전주지점의 경우 증발산량의 상승이 뚜렷하게 나타나고 있으나 춘천지점의 경우 연구대상 기간 중 연 평균기온 11.7℃를 크게 상회한 16.5℃(1985)와 13.5℃(1986)의 영향으로 이동평균에 대한 하향 추세를 나타낸다고 분석하였다. 이는 증발산량에 영향을 미치는 주요 기후요소인 운량, 일조시간, 상대습도, 평균풍속 간의 상호관계 때문인 것으로 분석하였다.

건설교통부(2008)에서는 선형회귀 기법과 Mann-Kendall 검정을 이용하여 안동댐(1977～2006년), 소양강댐(1974～2006년), 섬진강댐(1975～2006년)에 대하여 증발산량을 분석한 결과 모든 댐에서 증발산량이 감소하는 것으로 나타났다.

일반적으로 기후변화에 의해 온도가 증가함에 따라 증발량이 증가할 것으로 예측하였다(IPCC, 2002). 지난 수십 년간 다양한 기후조건을 가진 지역에서 관측된 증발산량은 감소하는 경향을 나타내었으며, 이러한 원인은 운량의 증가와 대기오염으로 인한 에어로졸의 증가에 있다고 분석하고 있다(Roderick and Farquhar, 2002). 하지만 여러 지역에서 관측되는 증발산량의 경향성이 일관되지 않고 정확히 측정할 기법이 없어 증발산량의 변화특성과 기상변수와의 상관성을 정확히 설명하기에는 어려움이 있다(김광섭 등, 2006).

국내 강수, 온도, 증발산량 등 기상변수에 대한 과거 경향성을 종합해보면, 강수나 온도는 지역마다 차이는 있으나 증가하는 경향을 보였으며, 연구마다 신뢰구간이 다르기는 하지만 통계적으로 유의한 것으로 나타났다. 이에 반해 증발산량은 전국 대부분의 지역에서 감소하는 경향을 나타내었다. 강수의 경우, 겨울철보다 여름철에 더 증가율이 높은 것으로 나타났으며, 강수량은 증가하나 강수일수가 줄어들어 강우강도가 그만큼 커지는 것으로 나타났다. 온도의 경우, 중부지방보다 남부지방의 증가율이 상대적으로 더 큰 것으로 나타났다. 하지만 증발산량에 대한 연구는 연구가 증발산량 산정에 편중되어 있기 때문에, 과거 증발산량 자료에 대한 기초연구가 매우 부족하다고 할 수 있다. 또한 비교적 장기 관측 자료를 보유한 팬 증발량 자료의 경우 동일 지점에 대하여 장기적으로 강우량이 증가하고 기온이 증가함에도 불구하고 감소하는 지점이 있다. 따라서 이러한 현상에 대한 과학적 규명과 이해가 필요하며, 강우-유출현상에 영향을 미치는 증발산량에 대한 변화를 보다 자세히 살펴보기 위해서는 향후 연구가 뒤따라야 할 것으로 사료된다.

3.2.2. 수문변수의 경향성 분석

우리나라의 경우 여름철에 강우가 집중적으로 발생하기 때문에 국내 하천도 여름철에 많은 유량이 발생한다. 이러한 계절적인 편중 현상은 유량 발생의 편차에 따라 홍수나 가뭄을 발생시킬 수 있다. 특히 홍수는 강우와 지표수 흐름과 가뭄은 지하수 흐름과 연관이 되어 있기 때문에 지표수와 지하수는 가장 기본이 되는 수문변수라고 할 수 있다. 본 보고서에서는 수문변수로 지표수, 지하수, 홍수 및 가뭄을 선정하였으며, 이에 대한 과거 연구결과를 분석 및 정리하였다.

3.2.2.1. 지표수

우리나라에서 지표수에 대한 대부분의 연구는 댐유입량 및 하천유출량과 관련되어 수문모형의 개발, 홍수와 관련된 유출량 산정, 빈도분석 등에 초점이 맞추어져 있으나 기초가 되는 지표수의 통계특성이나 경향성 분석 등은 미비하다. 이 중 대부분의 연구도 비교적 정확한 자료를 얻을 수 있는 댐유출량에 초점이 맞추어져 있다.

과거 지표수의 경향성을 분석한 국내 주요 연구를 살펴보면 다음과 같다.

건설교통부(2000)에서는 1955년부터 2000년까지 10개의 댐지점(안동댐, 충주댐, 대청댐, 합천댐, 화천댐, 임하댐, 주암댐, 남강댐, 소양강댐)의 하천유출량의 변동 및 경향성을 분석하였다. 유출량의 변동 및 경향성을 파악하기 위하여 Mann-Whitney 검사, Simple T 검사, Simple F 검사, Modified T 검사, Modified F 검사를 이용하였다. 결과를 살펴보면, 소양강댐과 안동댐을 제외하고 모든 댐의 4～6월, 7～9월 하천유

출량이 감소경향을 보였으나, 95% 신뢰구간에서는 유의성을 보이지 않았다.

건설교통부(2008)에서는 국내 다목적댐인 소양강댐(1974 ~ 2006년), 안동댐(1977 ~ 2006년), 섬진강댐(1975 ~ 2006년)에 대하여 과거 30년간 유출량을 이용하여 연 총강수량과 유출량(지표수)의 경향성, 계절별 경향성, 지속시간(7일, 10일, 15일, 30일)에 대한 연 최저유출량을 분석하였다. 경향성 분석을 위해 선형회귀법과 Mann-Kendall 검정을 이용하였다. 결과를 살펴보면, 소양강댐은 연 강우량, 유출량, 여름 강우량 모두 95% 신뢰구간에서 증가하는 경향이 나타났으며, 특히 여름철의 증가추세가 뚜렷하였으나 봄철이나 가을철에는 통계적으로 유의한 변동이 없었다. 안동댐의 경우도 연강우량, 유출량, 여름강우량 모두 95% 신뢰구간에서 증가하는 경향을 보였으며, 1977년 관측 이후 계속 증가추세를 나타냈다. 또한 봄철이나 가을철에는 통계적으로 유의한 변동이 없었으며, 연 최저유출량의 변동도 유의하지 않아 가뭄의 위험성이 증가 또는 감소한다는 결론을 내리기는 힘들었다. 섬진강댐의 경우, 소양강댐과 안동댐과 동일한 결과를 나타내었다.

과학기술부(2007)에서는 유출량과 댐수문자료를 분석하였다. 우선 대권역 10개소, 중권역 58개소, 단위유역 80개소의 유출량 분석을 실시하였다. 1966 ~ 2001년의 35년간 자료를 분석한 결과를 살펴보면, 낙동강 대권역은 특정한 경향을 보이지 않았고, 한강 대권역은 유의성을 가지지는 않지만 증가경향을 보이는 것을 확인할 수 있었다. 댐수문자료 분석에서는 상류댐의 영향을 받지 않는 10년 이상의 자료를 보유하고 있는 댐에 대해서 유입량 및 강우량 자료에 대한 분석을 실시하여 이에 대한 댐별 상관관계를 분석하였다. 이 결과, 댐마다 편차는 있지만 유입량과 강우량이 증가하고, 임하댐, 주암본댐, 주암 조절지댐에서 강우량 및 유입량에서 큰 변화를 보였으며, 이들 댐에서 강우량의 증가율에 비해서 유입량의 증가율이 더 큼을 확인하였다.

정대일 등(2008)은 안동댐(1977 ~ 2005년), 소양강댐(1974 ~ 2005년), 대청댐(1981 ~ 2005년)에 대하여 댐유입량을 이용하여 선형회귀 기법과 Mann-Kendall 검정으로 경향성 분석을 수행하였다. 결과를 살펴보면, 소양강댐과 대청댐의 경우에는 통계적으로 유의한 증가추세가 나타나지 않았으나 안동댐의 경우 95% 신뢰구간에서 유의한 상향추세가 나타났다.

국내 지표수에 대한 경향성 분석을 살펴보면, 대부분의 연구에서 댐유입량이나 댐유역의 하천유출량에 있어서 증가하는 경향을 보이긴 하였으나 통계적으로 유의한 결과를 얻지는 못하였다. 연구마다 상이한 결과를 제시하였으나 몇몇 연구에서는 홍수와 관련이 있는 여름철 유출량에서는 어느 정도 통계적으로 유의한 상향추세를 나타내는 것으로 제시하였다.

3.2.2.2. 지하수

수자원 분야를 중심으로 국내 지하수 연구를 살펴보면, 지하수의 거동, 지표수・지하수 연계모형 개발, 지하수 함양량의 이용, 지하수의 수질 등에 관한 연구가 이루어지고 있으나 지표수보다는 그 수가 상대적으로 매우 적다고 할 수 있다. 특히 지하수 함양량이 지하수 가능 이용량이 되므로 이를 추정하는 연구에 편중되어 있는 실정이다. 그렇기 때문에 국내 지하수 연구에서는 지하수의 통계특성이나 경향성에 대한 연구는 거의 찾아볼 수 없다.

한국수자원공사(2009)의 지하수 현황에 대하여 국가 지하수 관측소별 개시일로부터 2005, 2007년까지 선형추세에 의한 기울기 T-검정으로 분석하였다. 그 결과를 살펴보면 관측개시일로부터 2005년까지는 1년에 3 cm씩 강하, 2007년까지의 분석결과에서는 5 cm 강하하였다. 이는 16개의 관측소에서는 무변동/증가추세에서 감소추세로, 7개소에서는 감소에서 무변동/증가추세로 변화하였다고 분석되었다. 지하수 저류량 감소는 하천수의 고갈로 이어지며, 녹색성장(Green Growth) 사용에 필요한 지하수 감소 등의 문제가 발생된다.

따라서 본 보고서에서는 과거 지하수 자료를 이용한 경향성 분석에 대해 위의 연구사례를 제외하고 거의 서술하지 못하였으며, 제시된 연구와 같은 기초연구가 수행되어야 할 것이다.

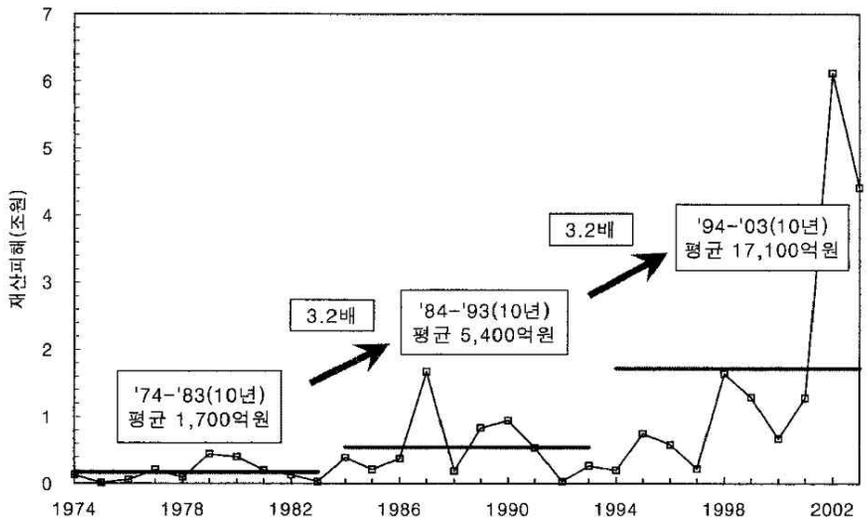


그림 3.2. 최근 30년간 홍수피해 추이(건설교통부와 한국수자원공사, 2006).

3.2.2.3. 홍수피해

국내 홍수에 대한 연구에서는 과거 관측강수를 수문모형에 입력하고 생산한 모의유출량을 이용하여 홍수를 분석하는 방법이 대부분이었다. 하지만 실제적으로 과거 홍수의 경향성을 가장 잘 파악할 수 있는 방법은 홍수의 원인이 되는 집중호우의 발생과 홍수에 의한 피해액을 분석하는 방법이라고 할 수 있다.

본 보고서에서는 홍수의 경향성은 과거 발생빈도와 피해액을 중심으로 정리하였다.

최근 계획홍수량을 초과하는 홍수의 빈번한 발생으로 그 피해가 심화되고 있는데 이는 집중호우 발생빈도가 급격하게 증가였기 때문이다. 1979년 이후 전국적으로 시간당 50 mm 이상의 집중호우가 발생한 횟수를 살펴보면 1998년 이전에는 연평균 발생횟수가 약 11회이나 1998년 이후에는 약 22회로 거의 2배로 증가하였다. 80 mm/일 이상의 집중호우 역시 1930년대 이전에 2.2회이었던 것이 1980년대에 이르러 8.8회까지 상승하였다. 시간당 50 mm 이상의 집중호우는 대부분 많은 홍수피해를 유발시키는 것을 감안하면 최근 발생하는 홍수피해가 집중호우에 의한 것임을 추정할 수 있다(건설교통부와 한국수자원공사, 2006).

강우강도가 강해지면서 홍수피해도 급격하게 증가하고 있다. 홍수 피해액의 경우 1970년대에는 연평균 1,323억원이었으나, 1980년대에서는 3,554억원으로 증가하고 1990년대에 이르러 6,288억원까지 증가하여 그 피해가 커지고 있다(건설교통부, 2001). 1974년부터 2003년까지 과거 30년간 재해로 인한 연평균 재산피해액은 크게 증가하여 매 10년 단위로 3.2배씩 엄청나게 증가하고 있다(그림 3.2). 반면, 인명피해는 1970～1980년대에 비해 약 1/2로 줄어들고 있는 상황이다(건설교통부와 한국수자원공사, 2006).

이와 같은 경향은 꾸준한 치수대책 수립으로 인명에 대한 피해는 어느 정도 줄일 수 있었으나, 급격하게 증가한 산업화와 더불어 재산피해의 잠재성은 훨씬 더 커진 것을 보여 주는 것이다(그림 3.3 참조). 또한 이 기간 동안 침수면적은 꾸준히 줄어든 반면 침수단위면적당 피해액은 1970～1980년대에 비해 7배가량 급격하게 증가하고 있다(건설교통부와 한국수자원공사, 2006).

우리나라는 여름철 홍수기에 장마와 태풍의 영향으로 집중적인 재산과 인명 피해를 입고 있다. 표 3.5는 1904년에서 2003년까지의 순위별 태풍재해를 보여주고 있다. 재산피해의 경우, 대부분 모두 최근에 발생한 것으로 급격한 도시화나 산업의 밀집적 발생으로 인해 피해도 점차 대형화되고 있다는 것을 알 수 있다. 반면 인명피해는 1972년 BETTY, 1984년 JUNE, 그리고 사상 최대의 피해를 몰고 온 2002년 태풍 루사를 제외하고는 모두 공업화 이전인 1960년

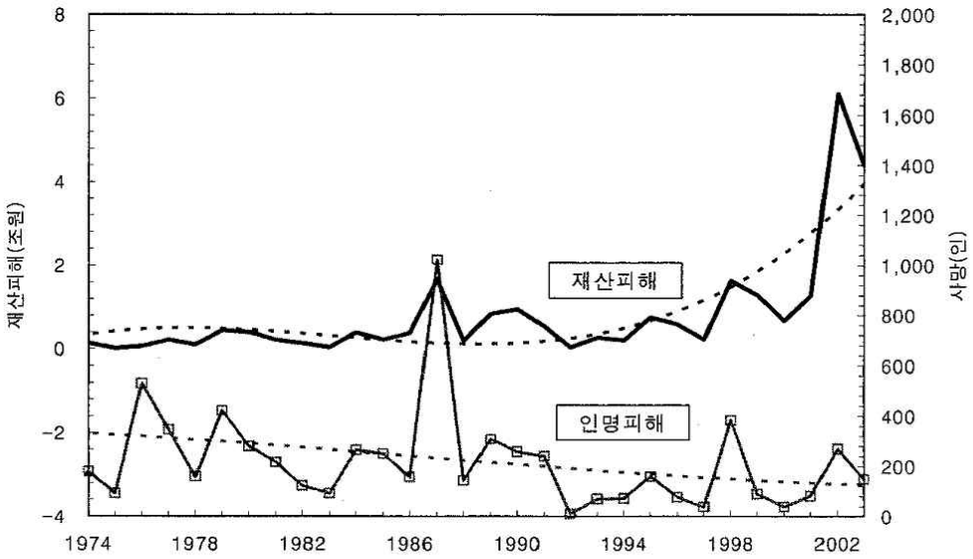


그림 3.3. 과거 30년간의 재산피해 및 인명피해 추이(건설교통부와 한국수자원공사, 2006).

표 3.5. 인명 및 재산피해 순위(1904-2003년)(건설교통부와 한국수자원공사, 2006).

순위	인 명 피 해				재 산 피 해(2002년 기준 환산)		
	영향기간	태풍명	사망·실종	부상	영향기간	태풍명	재산피해총액 (백만 원)
1	1936.8.26 ~ 8.28	3693	1,232	1,646	2002.8.30 ~ 9. 1	RUSA	5,147,917
2	1923.8.11 ~ 8.14	2353	1,157	-	2002.9.11 ~ 9.14	매미	4,781,000
3	1959.9.15 ~ 9.18	SARAH	849	2,533	1999.7.23 ~ 8. 4	OLGA	1,180,162
4	1972.8.18 ~ 8.20	BETTY	550	405	1987.7.15 ~ 7.16	THELMA	657,721
5	1925.7.15 ~ 7.18	2560	516	275	1995.8.19 ~ 8.30	JANIS	604,626
6	1914.9. 7 ~ 9.13	1427,1428	432	54	1998.9.26 ~ 10.1	YANNI	302,802
7	1933.8. 3 ~ 8. 5	3383	415	84	2000.8.23 ~ 9. 1	PRAPIROON	277,884
8	1934.7.20 ~ 7.24	3486	265	158	1984.8.31 ~ 9. 4	JUNE	275,799
9	2002.8.30 ~ 9.1	RUSA	246	85	1959.9.15 ~ 9.18	SARAH	270,735
10	1984.9. 2 ~ 9. 3	JUNE	189	150	1972.8.18 ~ 8.20	BETTY	244,742

대 이전에 발생하여 피해양상의 변천특징을 보여주고 있다.

국내 홍수 경향성을 종합해 보면, 홍수의 빈도와 규모가 꾸준히 증가하고 있음을 알 수 있으며, 이에 비례하여 홍수 피해도 증가하는 경향을 보이고 있다. 이는 앞서 살펴본 바와 같이, 강수나 온도가 과거에 비하여 증가하고 유출량이 증가하고 있는 현상과 무관하지 않음을 알 수 있다. 특히 강수량은 증가하나 강수일수가 감소하여 강우강도가 증가하고 이에 집중호우의 발생빈도가 증가하여 홍수를 발생시킨다고 볼 수 있다.

따라서 향후에는 최근 기후변화로 인한 기상변수의 변화에 의해 홍수 발생빈도나 피해가 증가하는 경향이 발생하는 지에 대한 연구가 체계적으로 수행되어야 한다.

3.2.2.4. 가뭄 피해

가뭄은 홍수와 같이 갑자기 발생하는 것이 아니라 오랜 기간 동안 천천히 발생하였다가 천천히 해소되

표 3.6. 국내 기상요소들의 평년값 및 추세(4 ~ 10월)(건설교통부와 한국수자원공사, 2000).

권역	가뭄사상 평균발생수 (회)	최대심도의 권역평균	평균 최대심도의 권역평균	평균심도의 권역평균	권역평균 최대지속기간 (개월)	평균 지속기간의 권역평균 (개월)
한강	7.7	-5.98	-4.71	-3.97	14.9	8.3
낙동강	5.2	-6.06	-4.92	-4.06	16.3	9.5
금강	6.3	-6.20	-4.78	-4.00	15.1	8.4
영산섬진	7.1	-5.95	-4.80	-3.97	15.4	8.5
제주도	6.0	-6.22	-4.54	-3.84	7.0	6.0
울릉도	12.0	-4.96	-4.29	-3.75	12.0	8.0

는 경향을 나타낸다. 국내 가뭄 연구들을 살펴보면 대부분 가뭄지수를 국내에 맞게 수정하거나 개발하는 연구들에 편중되어 있다. 또한 과거 가뭄사례를 분석하고 해결방안을 제시하는 연구도 있으나 아직 그 수가 매우 미비하다. 과거 가뭄 경향성을 파악하는 직접적인 방법은 가뭄의 빈도와 피해액을 분석하는 방법이라 할 수 있다.

본 보고서에서는 가뭄의 경향성을 발생빈도와 피해액을 중심으로 정리하였다.

과거 우리나라의 대표적인 가뭄을 살펴보면, 최악의 가뭄 중 하나인 호남과 영남지방을 중심으로 발생하였던 1967 ~ 1968년 가뭄은 쌀 생산량의 18%가 감소되는 결과를 초래하였으며, 그 후에도 1976 ~ 1977년, 1981 ~ 1982년, 1987 ~ 1988년의 가뭄, 1992 ~ 1993년, 2001년 등이 대표적인 예로 발생주기는 대체로 5 ~ 7년 정도로 알려져 있다(한국수자원공사와 한국건설기술연구원, 2002)

가뭄은 생공용수의 공급에 차질을 주어 국가 산업에 지대한 영향을 미친다. 과거 가뭄으로 인한 피해액을 살펴보면, 1982년에는 3,445억원, 1992년에는 470억원, 1994년에는 2,493억원이며(한국수자원공사, 2002), 가뭄대책비로 1982년에는 483억원, 1992년에는 214억원, 1994년에는 619억원이 투입되었다(한국수자원공사, 2002). 2001년에는 전국적 가뭄대책사업비로 2,678억원이 투입되었다(경기개발연구원, 2004).

건설교통부와 한국수자원공사(2000)에서는 Palmer 지수를 이용하여 우리나라 주요 권역별 가뭄을 분석하였으며, 권역별 발생 특성을 살펴보면, 울릉도를 제외하고 한강이나 영산・섬진강 권역이 가뭄 발생이 제일 많았으며, 낙동강 유역이 평균적으로 가뭄기간이 가장 길게 나타났다(표 3.6 참조). Palmer 지수에서 -3에서 -1은 보통 가뭄을, -3 이하이면 심한 가뭄을 나타낸다.

과거 가뭄피해액과 면적은 가뭄의 심도에 비해 감소하고, 1960년대의 가뭄인 1967년, 1968년과 1980년대와 1990년대의 가뭄을 비교하면 강우일수는 비슷하지만 가뭄 피해면적은 1/2 ~ 1/4 정도로 감소하고 있음을 보여준다. 하지만 도시화가 되어가면서 가뭄 대책비는 점차 증가하는 경향을 나타내고 있다(표 3.7).

국토해양부(2009)에서는 2001년과 2002년의 가뭄재해에 대한 피해현황을 분석하였다. 2001년 가뭄으로 86개 군, 93,615세대, 304,815명에 대한 제한급수가 되었고 2002년 역시 가뭄으로 인하여 23개 군, 27,678세대, 92,838명에 대한 제한급수가 되는 피해가 발생하였다고 조사하였다. 우리나라의 재생가능한 수자원량에서 주로 이용하고 있는 생활, 공업 및 농업용수의 공급을 위한 하천수 취수율은 36%로 OECD 국가에서 높은 수준이다. 이러한 높은 물 이용률은 가뭄의 심도에 따라 물이용에 큰 취약성을 가지게 되며, 많은 물 사용에 의하여 수질관리에 어려움을 초래한다고 하였다.

문장원 등(2009)등은 2008 ~ 2009년(3월까지)의 주요 지점의 일 강수자료를 이용하여 가뭄 현황을 분석하였다. 2008년 여름과 가을의 강수량 부족으로 인하여 가뭄이 발생하였고 2009년 1월부터 3월까지의 강수량으로 가뭄 발생 지역이 감소하였다고 조사하였다. 하지만 강원 내륙 및 남부지방에서는 심각한 상황이 나타났고 주요 물 공급 시설물인 다목적댐에 대

표 3.7. 과거 가뭄피해 상황(한국수자원공사와 한국건설기술연구원, 2002).

연도	강우량 5 ~ 7월 (mm)	과우일수 (일수)	가뭄면적 (ha)	가뭄피해액 (백만 원)	가뭄대책비 (백만 원)	2000년 가격기준 가뭄피해액 (백만 원)
1967	307	56	420,547	626,615	5,758	822,244
1968	122	72	470,422	700,928	5,558	919,578
1976	369	32	28,218	42,044	2,548	55,170
1977	288	54	60,222	89,370	13,920	117,271
1981	658	50	145,457	216,730	51,783	284,393
1982	301	54	231,224	344,533	48,257	452,096
1992	392	65	31,523	46,969	21,400	61,633
1994	231	68	231,569	249,281	61,866	313,745

표 3.8. 수자원 관련 국내 기후변화에 따른 미래 수자원 전망에 대한 보고서와 연구논문 비율.

	기상변수			수문변수			
	강수	온도	증발산량	지표수	지하수	홍수	가뭄
프로젝트 보고서(%)	86.0	62.0	18.7	83.1	-	82.0	28.2
연구논문(%)	98.0	73.4	15.3	52.6	-	51.3	17.8

* 변수별 비율은 중복되어 있음

** 각 비율은 총 보고서와 논문을 기준으로 산정된 비율임

한 검토 결과 가뭄 지역에 위치하고 있는 합천댐과 주암댐, 그리고 임하댐의 상황이 심각한 것으로 조사하였다.

국내 가뭄에 대한 과거 경향성을 종합해 보면, 가뭄 발생주기는 점차 짧아지고 있으며, 그 피해 또한 증가하고 있다. 특히 최근 발생하는 가뭄은 어느 지역에 국한하여 발생한다거나 심하게 발생하는 것이 아니라 전국적으로 확대되어 발생하는 경향을 나타내고 있다. 우리나라는 가뭄에 직접적인 영향을 주는 주요 인자인 강수가 증가하는 추세이긴 하지만, 강수 발생이 여름철에 집중되어 있기 때문에 수자원 관리를 효율적으로 하지 못하면 그 외 기간에는 물부족 현상을 겪을 수 밖에 없는 체계를 가지고 있다. 따라서 가뭄은 항상 수자원 관리와 함께 연관되어 연구되어야 할 것으로 사료된다.

3.3. 기후변화에 따른 미래 수자원 전망

기후변화가 수자원에 미치는 영향은 기후변화가 지구의 물순환에 영향을 주어 물순환이 바뀌기 때문이다. 이러한 현상의 원인으로 기온, 강수의 양과 양상 등의 변화를 들 수 있다. 기후변화로 인한 기온과 강수의 변화는 수자원뿐만 아니라 농업, 경제, 환경 등 많은 분야에 영향을 미치게 되며 결국 인간의 활동에 영향을 주게 된다. 따라서 이러한 기후변화에 대한 정책을 수립함에 있어서 가장 중요한 것은 기후변화가 수자원에 주는 영향을 얼마나 정확하게 전망하는가에 달려있다고 할 수 있다(건설교통부, 2008). 따라서 기존 기후변화 연구의 현황을 분석하고 정리함으로서 향후 기후변화 연구에 대한 방향을 잡아야 할 것이다.

한반도 수자원과 관련된 기후변화에 대한 보고서와 논문 중, 기후변화에 따른 미래 수자원 전망에 대한 연구 분포를 살펴보면 표 3.8과 같다. 기후변화 관련 논문 중 대다수의 보고서와 논문이 기상변수의 경우에는 강수와 온도에, 수문변수에서는 이와 관련되어 지표수와 홍수에 대한 전망을 수행하였다. 수자원 관련 기후변화 연구이므로 수자원의 기본이 되는 강수, 온도, 지표수에 대한 전망은 당연한 수행이라고 생각된다. 하지만 물수지에서 큰 비중을 차지하는 증

표 3.9. IPCC 4차 평가보고서에 사용된 GCM.

국가(기관)	GCM	시나리오
중국(BCC)	CM1	A1B, B1
노르웨이(BCCR)	BCM 2.0	A2
미국(GISS)	AOM	A1B, B1
	E-H	A1B
	E-R	A1B, A2, B1
미국(NCAR)	CCSM3	A1B, A2, B1
	PCM	A1B, A2
미국(GFDL)	CM2.0	A1B, A2, B1
	CM2.1	A1B, A2, B1
이탈리아(INGV)	SXG2005	A1B
러시아(INM)	CM 3.0	A1B, B1
프랑스(IPSL)	CM 4	A1B, A2, B1
오스트리아(CSIRO)	Mk 3.0	A1B, A2, B1
독일(MPI-M)	EHCAM5-OM	A1B, A2, B1
독일/한국(MIUB METRI M&D)	ECHO-G	A1B, A2
캐나다(CCCma)	CGCM3(T47)	A1B, B1
	CGCM3(T63)	A1B, B1
일본(MRI)	CGCM2 3.2	A1B, A2, B1
일본(NIES)	MIROC 3.0 hires	A1B, B1
	MIRCO 3.2 medres	A1B, A2, B1
영국(UKMO)	HadCM3	A1B, A2, B1
	HadGEM1	A1B, A2

발산량에 대한 연구가 미흡함을 알 수 있다. 또한 미래 수자원 관리 차원에서 지하수의 영향을 무시할 수 없으나 이에 대한 연구가 전무하고, 이와 관련되어 가뭄 연구도 미흡하다는 점은 앞으로 기후변화 연구가 어떠한 방향으로 진행되어야 하는지를 제시하는 지표라 할 수 있다.

기후변화에 대한 영향평가를 위해서는 배출시나리오를 바탕으로 전지구모형(General Circulation Model, GCM)을 수행하여 생산한 강수, 온도 등의 기상변수들을 적용하고자 하는 유역에 상세화 기법을 이용하여 상세화 한다. 그리고 이를 입력변수로 하여 강우-유출모형에 입력하여 최종적으로 지표수, 지하수 등의 수문변수를 얻게 된다. 더 나아가 수문변수를 이용하여 미래 유역 물수지 전망 등을 수행하게 된다.

본 보고서에서는 앞서 언급한 바와 같이, 기후변화 연구단계인 GCM 시나리오, 상세화 기법, 기후변화에 따른 수자원 전망으로 나누어 살펴볼 예정이다.

3.3.1. 국내에서 사용된 배출 시나리오

3.3.1.1. General Circulation Model

GCM은 대기, 해양, 빙하권 그리고 지표면에서 발생하는 물리적 변화를 나타내는 수치모델로, 증가하고 있는 온실가스 농도에 대한 세계기후시스템의 반응을 모의할 수 있는 모델이다. 세계적으로 평균적인 기후변화를 측정하기 위해 더 단순한 모델이 보급되기도 하지만, 지역적인 모델과 결합 가능한, GCM만이 기후변화의 영향분석이 필요한 지역적 기후변화 측정과 일치하는 지리학적, 물리학적 정보를 제공하

표 3.10. 국내 기후변화 연구에 사용된 배출시나리오 및 GCM.

구분	A	B	C	D	E	F	G	H
배출 시나리오	$2\times CO_2$	$1\times CO_2$, $2\times CO_2$	$1\times CO_2$, $2\times CO_2$	$1\times CO_2$, $2\times CO_2$	B1, A1B	$1\times CO_2$, $2\times CO_2$	A2, B2	A1B
GCMs	-	IRSHAM96based on MRI	CCC, GFDL 등 6개	YONU CGCM	CCSM, CGCM 등 7개	YONU CGCM	ECHO-G	-

참조
A: 한국건설기술연구원(1994), B: 건설교통부(1998), C: 건설교통부(2000), D: 김병식 등(2004), E: 환경부(2006), F: 건설교통부(2007), G: 과학기술부(2006), H: 과학기술부(2004)

고 있다.

GCM은 구조에 따라 크게 3가지로 분류할 수 있다. 첫째로 간단한 수평의 해양과 결합된 대기 GCMs와 단순한 지표면을 파라미터로 결합한 것(i.e. UKLO, UKHI), 둘째로 해류와 열수송을 나타낼 수 있는 3차원과 단순한 지표면을 파라미터로 결합한 것(i.e. UKTR), 마지막으로 해수의 3차원 표현과 지표의 3차원 생물권과 결합한 것(i.e. HadCM2, HadCM3)으로 나눌 수 있다.

IPCC에서 제공한 GCM을 살펴보면, SAR(Second Annual Report)에서는 총 4개의 시나리오(0.5% GHG 증가, 1% GHG 증가, 0.5% GHG & sulphate 증가, 1% GHG & sulphate 증가)를 바탕으로 7개의 GCM (CCSR/NIES, CGCM1, CSIRO-Mk2b, ECHAM4, GFDL-R15, HadCM2, NCAR-DOE)에 적용한 기후변화 전망 결과를 제공하였으며, TAR(Third Annual Report)에서는 총 4개의 시나리오(A1, A2, B1, B2)를 바탕으로 6개의 GCM(ECHAM4, HadCM3, GFDL-R30, CCSR/NIES, CGCM2, CSIRO-Mk2b)의 모의결과를 제공하였다. 4차 평가보고서는 총 8개의 시나리오 (1PTO2X, 1PTO4X, 20C3M, COMMIT, PICTL, SRA1B, SRA2, SRB1)이며, 23개 GCM의 모의결과를 제공한다. 표 3.9는 A, B 시나리오를 생산하는 GCM을 나타낸 것이다.

3.3.1.2. 국내 기후변화 연구에 사용된 GCM 시나리오

국내 사용된 배출시나리오 및 GCM은 어떤 특정 GCM 시나리오를 사용하는 경향성 없이 연구별로 매우 다양하게 사용되고 있다. IPCC 4차 평가보고서 이전의 기후변화 연구에서는 대부분 CO_2 배출시나리오를 이용하였으나, 이후에는 SRES 시나리오를 많이 이용하고 있다. 표 3.10은 국내 주요 프로젝트에서 적용되는 배출 시나리오 및 GCM을 정리한 것이다.

표 3.10에서 보듯이, 모든 연구에서 대부분 다른 배출 시나리오와 GCM을 이용하고 있음을 확인할 수 있다. 서로 다른 배출 시나리오와 GCM을 이용하여 얻은 결과에서도 동일한 대상지역에서 일관성이 없는 결과를 얻을 수 있고, 이에 대하여 불확실성을 포함하고 있음을 알 수 있다. 즉 동일한 배출시나리오라 하더라도 다른 GCM에 적용한다면 상이한 GCM 시나리오를 생산하게 된다. 따라서 이러한 결과는 최종적으로 기후변화 정책에도 많은 영향을 주기 때문에 국가차원에서 빠른 시일 내에 국가 표준 시나리오를 선정해야 하며, 이에 대한 기준도 마련되어야 한다.

3.3.2. 국내에서 사용된 상세화 기법

상세화 기법에는 동역학적 기법과 통계학적 기법이 있다. 국내외적으로 어떤 방법이 더 활발하다고 언급하기 어려우며, 국내에서도 다양한 상세화 기법이 연구・적용되고 있다. 동역학적 상세화 기법은 GCM과 병행하여 지역기후모형인 중규모의 기상모형을 둥지모형(nested model)으로 사용하는 방법으로서, 동역학적 기법은 고분해 RCM을 가동하기 위하여 초기조건, 시간에 따라 변하는 측면 기상조건, 지표 경계조건을 사용하는 것을 담고 있다. 현재까지 이러한 기법은 RCM 모의로부터 가동 GCM으로의 feedback 없이 단 방향 형태로만 사용되어 왔다(IPCC,

표 3.11. 동역학적과 통계학적 상세화 기법의 비교.

사항	동역학적	통계학적
초기자료	- GCMs	- GCMs
구조	- GCMs를 외부경계조건으로 한 둥지 (nested) 모형	- 기후변수(GCMs의 predictor)와 국지변수 (predictand)와의 관계
GCM과 RCM 관계	- 한방향 관계	- 양방향 관계(feedback)
계산	- 모형 영역의 크기와 분해능에 따라 다름	- 동역학적 방법에 비해 상대적으로 매우 경제적
단점	- 많은 계산시간 - 제한된 시나리오 생성 - GCM의 오차반영	- 현재 기후에 의한 통계학적 상관성이 미래기후에도 영향

2002). 동역학적 방법은 모형영역의 크기와 분해능에 따라 계산시간이 길어질 수 있으며, 제한된 시나리오만 적용가능하다. 그리고 GCM의 오차를 그대로 반영하는 단점이 있다. 또한 동역학적 상세화를 할 수 있는 전문 장비가 따로 필요하다.

통계학적 상세화 기법은 지역기후의 두 가지 요인인 대규모 기후상태와 지역 또는 국지 지형특색에 의하여 제약을 받을 수도 있다는 견해를 바탕으로 하고 있다. 통계학적 상세화 기법은 대규모 기후 변수(predictor)를 지역이나 국지 변수(predictand)에 연결시키는 통계모형을 구성함으로서 지역 또는 국지 기후정보를 얻을 수 있다(IPCC, 2002). 통계학적 상세화 기법은 동역학적 기법에 비해 매우 경제적이나, 현재의 통계학적 상관성이 미래까지 지속되는 단점이 있다. 통계학적 상세화 기법에는 전이함수(transfer function), 일기발생기(weather generator), 일기형태(weather typing) 등의 방법이 있으며, ANN(Artificial Neural Network), Markov chain, Fuzzy 방법 등이 사용된다. 동역학적 상세화와 통계학적 상세화를 간단히 표로 비교하면 표 3.11과 같다.

국내에서 사용된 상세화 기법을 살펴보면 다음과 같다.

건설교통부(2000)에서는 Lettenmaier et al.(1991)이 제안한 현재의 관측강수량에 일정량을 증감시키는 Perturbation 방법을 이용하였다.

김병식 등(2003)은 전이함수를 이용한 SDSM (Statistical Downscaling Model), 일기발생기를 이용한 WGEN, Perturbation 방법을 적용하고 그 결과를 비교하였다.

강동현(2007), 강부식 등(2006), 황준식 등(2007)은 금강유역에 대하여 동역학적 상세화 기법을 적용하기 위해 둥지격자계(nested grid system) 모형인 고해상도 지역기후모형 SNU-RCM과 분위사상법(Quantile Mapping)을 이용하였다.

배덕효 등(2007)과 정일원(2008)은 NCAR/PSU MM5를 이용하여 동역학적 상세화 기법을 적용한 후, 일기발생기인 LARS-WG를 이용하여 유역별 일단위 기후 시나리오를 생산하였다.

김병식 등(2008)은 RegCM3 RCM으로 고해상도 기후 시나리오를 생산하고 이를 일기발생기인 C-WGEN을 이용하여 일단위 강우시계열을 생산하였다.

경민수 등(2008)은 K-NN(K-Nearest Neighbor)방법과 인공신경망을 이용한 상세화 기법을 적용하였다.

국토해양부(2009)에서는 고해상도 유역별 수문변화 시나리오 작성을 위한 상세화기법을 적용하였다. 그리고 다지점 일기발생모형 개발을 위한 기반 기술을 구축하고 비정상성 Markov Chain 모형을 이용한 일 강수발생 모형과 신경망을 이용한 축소기법의 개발을 수행하였다.

김보경 등(2009)은 YONU CGCM을 이용하여 기후시나리오를 생산하고 RegCM3을 이용하여 지역상세화를 실시하였다.

김병식 등(2010)과 신진호 등(2010)은 Reg CM3 RCM으로 고해상도 기후 시나리오를 생산하고 이를

통계학적 상세화 기법 및 역학적 상세화 기법을 적용하였다.

국내 기후변화 연구에 사용되는 상세화 기법은 수자원 분야의 경우에 대부분 통계학적 기법을 많이 적용하고 있으며, 이 중 대부분이 전이함수를 이용하거나 일기발생기를 이용하였다. 동역학적 방법도 일부 연구에서 사용되고 있으나 동역학적 상세화를 적용하기에는 기상학 관련 전문장비와 인력이 필요하므로 수자원 분야에서는 일부 연구에 편중되어 있는 현상을 보였다.

3.3.3. 기후변화에 따른 미래 수문기상인자 전망

3.3.3.1. 기상변수의 전망

국내 기후변화에 따른 미래 기상변수의 전망에 대한 연구는 차후 수문변동 분석에서 가장 필요하다. 기상변수 중에서 가장 필수적인 요소는 강수와 온도이기 때문에 대부분의 연구가 강수와 기온에 초점이 맞추어져 있으며, 몇몇 연구에서는 증발산량까지 전망한 결과가 있다.

국내 미래 기상변수의 전망에 대한 주요 연구들을 살펴보면 다음과 같다.

강인식(1993)은 CO_2를 바탕으로 한 4개의 GCM (GFDL, GISS, CCC, UI)을 이용하여 한반도의 온도변화를 전망한 결과, 평균 3.5～4.7℃정도 증가할 것으로 전망하였다.

오재호와 홍성길(1994)은 CO_2 변화에 따른 3개의 GCM(CCC, UI, GFDL) 모형의 모의결과를 분석한 결과, 봄, 여름, 가을철에 10%, 13%, 24%의 증가를, 겨울철에는 약간 감소하는 것으로 전망하였다.

건설교통부(2000)에서는 기후변화에 따른 수문 시나리오를 작성하고 이에 따른 하천 유출량을 생산하여 수자원 민감도를 평가하였다. 상세하게 살펴보면, $1\times CO_2$, $2\times CO_2$ 배출 시나리오를 5개의 GCM(i.e. CCC, GFDL, GISS, UKMO, GFDL-R30)에 입력하여 미래 기후시나리오를 생산하였다. 미래 100년(2001～2100년)동안 금강유역의 강수량은 -5～13% 정도, 온도는 3.2～4.6℃ 변할 것으로 전망하였다.

유철상 등(2000)은 CO_2와 CO_2 시나리오를 바탕으로 한 5개의 GCM(GFDL-R30, CCC, GISS, UKMO, GFDL)의 결과를 마코프 연쇄를 기초한 상세화 모형을 이용하여 미래 강수전망을 수행하였다. 강수량의 변화는 -30～50%까지 변화를 하였으며, 강수일수도 -17～30%의 변화율을 나타냈다.

이동률 등(2004)은 지역적인 분포를 고려하기 위하여 한반도를 대상으로 IPCC_C 시나리오를 5개 GCM(GFDL, R30, CCC, GISS, UKMO, GFDL)을 이용하여 다중회귀분석을 실시하였다. 연 평균기온을 살펴보면 여름과 가을의 기온 상승률이 봄과 가을보다 적었고, 연 평균강수량은 봄, 여름, 가을은 증가하는 반면 겨울은 감소할 것으로 전망하였다. 또한 강수량의 증가보다 온도 증가에 의한 증발산의 증가가 클 것으로 전망하였다.

한국환경정책・평가연구원(2004)에서는 A1, A2, B1, B2 배출시나리오를 바탕으로 NIES, CCCma, CCSR/NIES, CSIRO-Mk2, HadCM2, GCM을 이용하여 결과를 모의하였으며, 남한은 미래 2041～2050년 B2 시나리오에 의한 강수량 변화가 -0.8～21.5%로서 가장 큰 변화폭을 나타냈으며, 7월～8월의 강수량은 B2 시나리오의 HadCM3가 85%의 증가로 가장 큰 증가율을 나타냈다. 북한은 B2 시나리오에 의한 강수량이 -2.6～11.1%로 가장 큰 변동폭을 나타냈다.

배덕효 등(2006)은 5대강 권역을 대상으로 기후변화에 따른 국내 수자원 전망을 실시하였다. A2 시나리오를 PRMS 모형에 적용하였고 이를 일기상발생기인 LARS-WG을 통하여 2001～2090년까지의 강수량과 기온을 전망한 결과, 겨울철에는 강수량의 증가와 기온 상승으로 인한 적설량 감소를 전망하였다.

환경부(2006)는 국내에 적합한 물순환 예측 시스템을 개발하고 수문 모의에 활용하기 위해 고해상도 모의 기법을 적용하였다. 그리고 기후모형의 물리 과정을 개선하고 앙상블 모의기법을 도입하였다. B1 시나리오를 GCM(i.e. CSIRO, GFDL, IAP_FGOALS, MIROC3, CGCM2, CCSM3, HadCM3)에 입력하여 기후시나리오를 생산하고 이를 다시 SNURCM에 입력하여 지역기후 시나리오를 만들었다. 미래 20년

(2030～2049년)에 대한 금강유역의 강수량은 -12.5%로 감소하는 것으로, 온도는 육지에서 1.2℃, 해양에서 0.8℃ 증가하는 것으로 전망하였다.

과학기술부(2007)에서는 과거 관측자료를 이용하여 선형회귀분석을 통한 경향성 분석을 수행하고 A2와 B2 시나리오와 지역기후모형인 RegCM3를 이용하여 생산된 기후변화 시나리오를 이용하여 한반도 미래 기후의 장기변동을 전망하였다. 상세하게 살펴보면, A2와 B2 시나리오를 바탕으로 ECHO-G를 수행한 결과를 지역기후모형인 RegCM3에 입력하여 지역기후 시나리오를 생산하였다. 결과를 보면 미래(2021～2050년) 강수량은 0～30%로 증가하는 것으로 전망하였다.

권진욱 등(2008)은 한반도 전역에 대하여 2001～2100년에 대하여 A2와 B2 시나리오를 CGCM2에 적용하여 미래 기상시나리오 생성하고 Random Cascade 모형을 이용하여 상세화하였다. 이에 A2 시나리오에 따른 강우량 변화를 살펴보면 797.89 mm에서 1,297.09 mm로 증가하였고 B2의 경우도 815.02 mm에서 1,383.93 mm로 증가하는 것으로 전망하였다.

국토해양부(2009)에서는 전구모형 CCSM3를 지역기후모형(SNURCM)을 가지고 모의한 결과 지국온난화로 인한 북서태평양 고기압의 확장으로 미래에는 현재보다 여름철 몬순의 시종일이 빨라지고 몬순 강수대가 북쪽으로 치우치는 특징을 보였다. 강수의 경우, B1 시나리오에 대하여 2046～2065(2080~2099년)에 0.4 mm/day(0.2 mm/day) 증가하였고, A2 시나리오는 0.4 mm/day(0.4 mm/day) 증가하였다. 지상기온의 경우 B1 시나리오에 대해서는 2.1℃(3.6℃)의 증가 경향을 보인다고 전망하였다.

권현한 등(2009)은 GCM_MME를 이용하여 서울, 경기, 강원도, 충청도, 전라도, 경상도에 대하여 3개월 단기 전망을 실시한 결과, 강수량은 비슷하며, 온도는 예년 대비 0.4℃ 상승할 것이라고 전망한 바 있다.

경민수 등(2009)은 A2 시나리오를 바탕으로 한 BCM2 모형을 이용하였으며, 최종적으로 서울지점을 대상으로 기후변화가 고려된 미래의 빈도별 강우를 산정해보면, 빈도가 증가할수록 기후변화를 고려한 일강수빈도가 증가하는 것으로 전망하였다.

김보경 등(2009)은 B2 시나리오를 이용하여 기후변화가 극한 강우발생에 미치는 영향에 대한 분석을 실시하였다. YONU CGCM을 이용하여 시나리오를 생산하고 이를 통계학적 기법인 전이함수에 적용하였다. 2031～2050년의 강우를 전망한 결과를 살펴보면, 여름에는 동서 방향에 대하여 내륙 전반에 걸쳐 강우량이 증가하는 경향을 보였고 가을의 경우는 강원도 일부와 남해안 지역 중심으로 극한 강우의 경향성이 증가할 것으로 전망하였다.

김병식 등(2010)은 한강유역을 대상으로 A2 시나리오를 RegCM3를 이용하여 통계적 상세화 기법으로 2001～2090년의 강수와 기온을 전망하였다. 그 결과를 살펴보면, 한강 유역의 연 강수량과 연증발산량은 증가하며 미래 강수량은 과거보다 산발적이고 공간적 분포가 두드러질 것이며 국지성 호우 발생 빈도의 증가, 특정기간의 강우 발생 확률의 증가 등의 강우 패턴 변화 지속 가능성에 대하여 전망하였다.

신진호 등(2010)은 역학적 상세화 기법을 활용한 우리나라 미래 수문기상변화 시나리오를 전망하였다. A2 시나리오를 이용하여 ECHO-G/S와 20C3M에 적용하여 RegCM3로 지역 상세화하여 2021～2050년과 2070～2099년을 전망하였다. 그 결과, 전반기에는 1.4℃, 후반기에는 4.6℃으로 기온의 상승이 전망되었고, 강수량 상승은 전반기의 경우 6.7%, 후반기에는 31.9%가 증가하였다.

표 3.12는 국내 기후변화에 따른 기상변수 전망을 비교한 내용이다. 앞서 언급한 바와 같이, 대상유역은 동일하지만 기후시나리오, 상세화 기법에 따라 매우 다른 전망결과를 보고하고 있다.

국내 기후변화에 따른 기상변수 전망을 살펴보면, 기온은 GCM 시나리오에 따라 약간의 차이는 있으나 대부분의 연구결과에서 증가하는 것으로 전망되었으며, 평균적으로 1℃에서 최대 4℃까지 증가할 것으로 전망하였다. 하지만 강수는 배출시나리오, GCM 등에 따라 최소 30% 감소하는 결과부터 최대 30～50%까지 증가하는 등의 결과를 나타내어 강우 증감의 변동이 매우 커서 연구결과마다 상이한 결과를 전망하고 있다. 이 결과는 수자원 전망까지 영향을 주기 때

표 3.12. 국내 기후변화에 따른 기상변수 전망 비교.

사항	A	B	C	D	E	F	G	H
대상유역	5대강	금강유역	금강유역	용담댐	금강유역	용담댐	용담댐	전국
GCMs		IRSHAM96based on MRI	CCC, GFDL 등 6개	YONU CGCM	CCSM, CGCM 등 7개	YONU CGCM	ECHO-G	
자료의 길이		과거30년 (1966 ~ 1995)	미래100년 (2001 ~ 2100)	미래20년 (2030 ~ 2049)	미래20년 (2030 ~ 2049)	미래20년 (2030 ~ 2049)	미래30년 (2021 ~ 2050)	미래30년 (2071 ~ 2100)
Emission Scenario	2×CO_2	1CO_2, 2×CO_2	1×CO_2, 2×CO_2	1×CO_2, 2×CO_2	B1, A1B	1×CO_2, 2×CO_2	A2, B2	A1B
Time step	연평균	일단위	월단위	일단위	월단위	월단위	일단위	연단위
강수량 분석결과	-17 ~ 35%	2×CO_2일 때 더 감소	-5 ~ 13% (남한)	-18 ~ 7.2%	-12.5%		0 ~ 30%	17%

참조

A: 한국건설기술연구원(1994), B: 건설교통부(1998), C:건설교통부(2000), D:김병식 등(2004), E: 환경부(2006), F: 건설교통부(2007), G:과학기술부(2006), H:과학기술부(2004)

문에 수자원 전망 또한 연구마다 상이한 결과를 제시하고 있다.

3.3.3.2. 수문변수의 전망

수문변수를 전망하기 위해서는 기후시나리오를 바탕으로 생산된 기상변수의 전망자료를 수문모형의 입력 자료로 사용하게 되고, 최종적으로 수문모형으로부터 미래 수문변수를 얻을 수 있게 된다. 그 과정을 전체적으로 살펴보면 그림 3.4와 같다. 수문모형의 결정은 미래 어떤 수문변수를 필요로 하는가, 어떤 목적에 사용할 것인가, 어떤 기간 동안 필요한가에 따라 결정된다.

국내 기후변화에 따른 수문변수 전망에 대한 주요 연구들을 살펴보면 다음과 같다.

건설교통부(2000)에서는 기후변화에 따른 수문 시나리오를 작성하고 이에 따른 하천 유출량을 생산하여 수자원 민감도를 평가하였다. 상세하게 살펴보면, 1×CO_2, 2×CO_2 배출 시나리오를 5개의 GCM(i.e. CCC, GFDL, GISS, UKMO, GFDL-R30)에 입력하여 미래 기후시나리오를 생산하였다. 이를 월단위 강우-유출모형인 NWS-PC의 입력자료로 하여 금강유역에 대한 하천 유출량을 생산하였다. 미래 100년(2001 ~ 2100년)동안 금강유역의 유출량은 -13 ~ 7%의 변동이 있을 것으로 전망하였다.

이동률 등(2004)은 IPCC 시나리오를 바탕으로 5개 GCM(GFDL-R30, CCC, GISS, UKMO, GFDL)을 이용하여 다중회귀분석으로 상세화하여 가뭄 및 홍수에 대하여 미래 전망을 실시하였다. 그 결과, 극심한 가뭄과 극심한 홍수의 발생이 증가할 것으로 예상하였다. 심한 가뭄과 극심 가뭄의 비율이 증가하며 극한 홍수의 발생비율이 큰 폭으로 증가할 것으로 전망하였다.

한국환경정책・평가연구원(2004)에서는 A1, A2, B1, B2 시나리오를 바탕으로 NIES, CCCma, CCSR/NIES, CSIRO-Mk2, HadCM2, GCM, NIES, RAMS 모형을 이용하여 최종적으로 남한과 북한의 유출량을 산정하였다. 결과를 살펴보면, 미래 2041 ~ 2050년 남한에 대한 유출량은 B2 시나리오에서 -23.9 ~ 34.6%로 가장 큰 변동폭을 나타냈다. 북한에 대한 유출량은 A2 시나리오에서 -17.2 ~ 27.9%의 가장 큰 변동폭을 나타내었다.

환경부(2006)는 국내에 적합한 물순환 예측 시스템을 개발하고 수문 모의에 활용하기 위해 고해상도 모의 기법을 적용하였다. 최종적으로 물수지 모형에 입력하여 금강유역에 대한 유출량을 산출하였다. 상세하게 살펴보면, B1 시나리오를 GCM(i.e. CSIRO, GFDL, IAP_FGOALS, MIROC3, CGCM2, CCSM3, HadCM3)에 입력하여 기후시나리오를 생산하고 이를 다시 SNURCM에 입력하여 지역 기후시나리오를

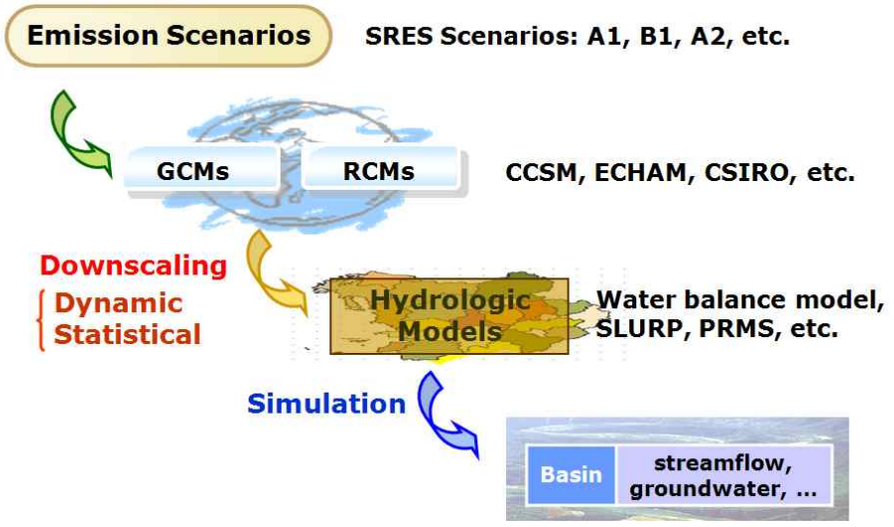


그림 3.4. 기후변화 연구 수행과정(IPCC, 2007).

만들었다. 그리고 월단위 물수지모형인 *abcd* 모형에 입력하여 금강유역 하천 유출량을 생성하였다. 미래 20년(2030～2049년)에 대한 금강유역의 유출량은 8.5% 증가하는 것으로 전망하였다.

과학기술부(2006)에서는 A2와 B2 시나리오를 바탕으로 ECHO-G를 수행한 결과를 지역기후모형인 RegCM3에 입력하여 지역기후시나리오를 생산하였다. 그리고 이 시나리오를 강우-유출모형인 PRMS에 입력하여 미래 30년(2021～2050년)에 대한 5대강 유역의 유출 시나리오를 생산하였다. 이에 대한 유출량은 -10%로 감소하는 것으로 전망하였다.

배덕효 등(2006)은 기상연구소(2002～2004)에서 생산한 IPCC SRES A2 시나리오를 이용하여 5대강 권역에 대하여 139개의 소유역으로 분할하고 각 유역별로 유출량 변동성을 PRMS 모형과 일기상발생기인 LARS-WG를 이용하였다. 총 120년(1971～2090년) 동안의 산출된 결과를 살펴보면, 한강유역이 위치해 있는 북쪽유역들에서는 유출량이 증가하고, 남쪽에 위치한 낙동강 및 섬영권역에 위치한 유역들에서는 다소 감소할 것으로 전망하였다. 또한 5대강 권역별 월별 변동성을 분석한 결과를 보면, 대체적으로 가을과 겨울철에는 유출량이 증가하고 봄과 여름에는 감소할 것으로 전망되었다. 특히 겨울철의 유출량의 변동성이 클 것으로 나타났는데, 이것은 겨울철 강수량의 증가와 기온 상승에 따른 적설량의 감소에 따른 것으로 분석하였다.

이동규(2008)는 시나리오 B1에 대하여 지역기후모델(SNURCM)과 수문모델(abcd)을 이용하여 미래 한반도의 지역 기후와 유출량 변화를 예측하였다. 미래 지상온도는 현재에 비하여 1.5℃ 상승하고, 강수량은 0.2 mm/day만큼 감소한다. 지상온도는 모든 계절에 상승하고, 강수는 초여름을 제외한 모든 계절에 감소한다. 또한 미래의 연평균 강수량이 감소함에도 불구하고 강수강도와 집중호우일수는 증가한다. 이로 인하여 봄과 겨울의 지속기간이 감소되고 여름은 증가하며, 봄의 시작이 빨라진다. 금강유역의 유출량은 이수기에는 감소, 홍수기에는 증가하는 경향이 예상되었다. 즉 한반도의 미래 지역 기후변화로 인하여 이수기의 물부족, 호우로 인한 재해 피해가 증가할 것이라고 예상하였다.

정일원 등(2008)은 A2 시나리오를 이용하여 한반도를 대상으로 2001～2030년, 2031～2060년, 2061～2090년 동안의 유역별 유출량을 분석하였다. 5개의 GCM과 SNURCM을 이용하여 미래 기후시나리오를 생성하였고, 이를 유출모형인 PRMS 모형에 적용하였다. 결과를 살펴보면, 2015년대는 -12～14%(한강과 동해안, 낙동강 하류, 금강북쪽 지역 증가), 2045년대는 -26～16%(한강하류와 한강동해안 일부유역 제외한 나머지 유역은 감소), 2075년대는 -14～20%(한강중하류와 한강동해안, 낙동강하류 일부 지역을

제외한 평균 유출량이 최대 -14% 감소) 증감할 것이라고 전망하였다. 또한 미래의 월별 변동성을 유역별로 살펴보면, 한강과 금강권은 1～3월에는 유출량이 최소 20% 증가할 것이며 4～5월과 7월은 감소, 8～10월은 증가, 낙동강 권역은 1～2월과 9～10월은 증가할 것이며 4～7월은 감소할 것으로 전망하였다. 또한 섬진강과 영산강 권역은 1～2월과 9월은 증가, 4～5월과 7～8월은 감소하는 경향을 보일 것으로 전망하였다.

국토해양부(2009)는 SLURP 모형을 선정하여 기상청 지역규모 RCM A2 시나리오와 축소기법으로부터 작성된 일강수량, 일평균 온도자료와 토지피복자료를 적용하여 유출변화 시나리오를 작성하였다. 북한강과 남한강 합류부 하류에 위치한 팔당댐의 미래 기후변화 시나리오에 대한 월단위 유출량 모의 결과에 따르면 2030년대 초반, 2060년대와 2070년대 중반 경 유출량은 크게 증가하지 않았으나 이들을 제외한 전체 기간의 중반기에는 유출량이 크게 증가하는 결과를 보였으며 특히, 2080년대 중반 유출량이 급증하는 것으로 나타났다. 특히, 8월보다는 9월 유출량이 증가하는 결과를 보였다.

김병식 등(2010)은 한강유역을 대상으로 2001～2100년 기간에 대하여 A2 배출시나리오를 이용하여 RegCM3와 통계적 상세화 기법으로 미래 기후시나리오를 생성하였다. 이를 SLURP 모형을 이용하여 유출량을 전망한 결과, 팔당댐은 8월보다 9월 유출량이 증가하고 풍수량은 현재보다 낮았으나 평수량, 갈수량과 저수량은 점차 높아질 것으로 전망하였다. 또한 한강유역은 연증산량과 연유출량 감소로 과거에 비하여 산발적인 분포가 두드러질 것으로 예상하였다.

표 3.13은 국내 주요 기후변화에 따른 수문변수의 전망 연구를 비교한 표이다. 여기에서도 기후변화 과정이 다름으로 인해 상이한 수문변수 전망을 하고 있음을 확인할 수 있다.

국내 기후변화 연구에서 수문변수의 전망을 살펴보면, 각 연구마다 다른 결과를 제시하고 있다. 동일한 금강유역에서도 13% 감소부터 8.5% 증가할 것으로 전망하고 있다. 또한 남한지역에 대해서도 23.9% 감소에서 최대 34.6% 증가할 것으로 전망하고 있다. 앞서 언급한 바와 같이, 연구마다 상이한 기후시나리오를 사용함에 따라 강우전망에도 상이한 결과를 나타내어 수문인자의 전망에도 그 영향을 그대로 주고 있음을 파악할 수 있다.

3.4. 기후변화에 따른 수자원 취약성 평가

3.4.1. 수자원 취약성 평가

우리나라는 강수량의 계절변동성이 크며 인구밀도가 높기 때문에 기후변화에 의하여 홍수와 가뭄 등이 증가할 것으로 예상되며 이에 대한 취약성이 매우 높다. 특히 기온과 강수의 변화는 수문시스템에 의해 곧바로 수자원의 변동으로 나타난다. 이러한 기후변화에 대한 수자원의 취약성을 정의하고 국내 수자원 시스템의 취약 정도를 살펴보는 것은 중요하다.

취약성이란 기후변화에 대한 시스템의 민감성 척도를 나타내는 것으로 노출, 민감도 및 적응능력으로 표현할 수 있다. 여기서 노출이란 기후변화에 민감한 시스템의 요소가 기후와 접촉되어 있는 정도를 나타내는 것으로 저지대에 살고 있는 사람들이 홍수의 증가에 따른 노출 정도가 크다고 할 수 있으며 농업을 하는 사람들에게는 가뭄에 대하여 노출 정도가 크다고 할 수 있다. 그리고 민감도란 적응을 고려하지 않은 상황에서 시스템이 기후변화에 어느 정도의 영향을 받는가를 나타내는 것으로 일례로 홍수가 증가한다면 이에 따른 제방을 높이거나 경보체계 및 대피과정을 개선하는 등의 피해로부터 보호하기 위한 적응이다. 즉 예상되는 환경의 변화에 얼마나 잘 적응하는가에 따른 시스템의 적응능력 정도를 나타내는 것이다.

수자원의 취약성을 파악하기 위해서는 유출량의 전망 뿐만 아니라 유역 내 수자원의 공급과 수요를 모의할 수 있는 프로그램 등을 운영할 수 있어야 한다. 하지만 국내에서는 이러한 프로그램에 필수적인 자료가 아직 열악하고 전문가가 적은 점도 수자원의 취약성을 분석하는 어려움 중 하나라고 할 수 있다.

기후변화로 인한 강수의 양과 패턴의 변화는 가뭄이나 홍수와 같은 극한사상의 발생가능성을 점차 증

표 3.13. 국내 기후변화에 따른 수문변수의 전망 비교.

사항	A	B	C	D	E	F	G	H
대상유역	5대강	금강유역	금강유역	용담댐	금강유역	용담댐	용담댐	전국
GCMs		IRSHAM96based on MRI	CCC, GFDL 등 5개	YONU CGCM	CCSM, CGCM 등 7개	YONU CGCM	ECHO-G	
자료의 길이		과거30년 (1966 ~ 95)	미래100년 (2001 ~ 100)	미래20년 (2030 ~ 49)	미래20년 (2030 ~ 49)	미래20년 (2030 ~ 49)	미래30년 (2021 ~ 50)	미래30년 (2071 ~ 100)
Emission Scenario	2×CO_2	1CO_2, 2×CO_2	1×CO_2, 2×CO_2	1×CO_2, 2×CO_2	B1, A1B	1×CO_2, 2×CO_2	A2, B2	A1B
지역기후 모형					SNURCM		RegCM3	
지역기후 격자크기		20km ×20km	모형마다 다름		60km, 20km		60km, 20km	
Time step	연평균	일단위	월단위	일단위	월단위	월단위	일단위	연단위
강우 -유출모형	확정론적 모형	IRSHAM96	NWS-PC	SLURP	abcd모형	TANK	PRMS	
강수량 분석결과	-17 ~ 35%	2×CO_2일때 더 감소	-5 ~ 13% (남한)	-18 ~ 7.2%	-12.5%		0 ~ 30%	17%
유출량 분석결과	-30 ~ 40%	홍수 및 가뭄빈도 증가	-13 ~ 7% (남한)	20 ~ 40%	8.5%	홍수빈도 증가	-10%	

참조

A: 한국건설기술연구원(1994), B: 건설교통부(1998), C: 건설교통부(2000), D: 김병식 등(2004), E: 환경부(2006), F: 건설교통부(2007), G: 과학기술부(2006), H: 과학기술부(2004)

가시키고 있으며, 수자원 취약성은 홍수나 가뭄발생과 이에 따른 피해를 분석함으로써 그 취약성을 파악할 수 있다. 하지만 국내 연구는 기후변화에 대한 미래 전망과 영향평가에만 초점을 맞추고 있어 '미래 홍수나 가뭄이 얼마정도 일어날 것이다'라고만 전망할 뿐 이러한 홍수나 가뭄에 의해 어느 정도의 피해가 발생할 것인지에 대한 연구는 미흡한 수준이다.

연구가 많진 않지만 국내 기후변화에 따른 수자원 취약성에 대한 주요 연구를 살펴보면 다음과 같다.

건설교통부(2000)에서는 BASE, GCM-HIGH(2×CO_2 최대치 경우), GCM-AVG(2×CO_2 평균치 경우), GCM-LOW(2×CO_2 최소치 경우) 시나리오를 활용하여 국내 주요 도시(강릉, 서울, 대구, 전주, 부산, 목포)에 대하여 PDSI를 이용하여 가뭄과 홍수를 전망하였다. 결과를 보면, GCM-AVG 시나리오 경우 BASE에 비해 심한 가뭄과 극심 가뭄의 비율이 증가하였으며, GCM-LOW 시나리오 경우, 심한 가뭄과 극심 가뭄이 많이 발생하였고 가뭄의 발생율도 50% 이상 증가하였다. 홍수의 경우, GCM-HIGH 시나리오 상태에서만 현재보다 극심한 홍수가 모의되었다.

한국환경정책평가연구원(2006)에서는 실질적인 평가기법에 대한 적용 대상으로 금강유역을 선정하여 아래의 그림 3.5와 같이 홍수와 가뭄의 극한 사상에 한정하여 취약성 평가를 실시하였다. 신뢰성 있는 유역별 시나리오를 생산하기 위해서는 일기상발생기와 지역화 방법을 사용하였고 취약성 지표들에 대한 모의 능력을 평가하기 위하여 유출모형인 PRMS 모형을 사용하였다. 금강유역에 대해 평가한 결과, 대부분의 유역에서 홍수피해가 증가할 것으로 분석되었다. 특히 과거 많은 홍수 피해를 기록했던 금강하류와 삽교천 유역 등지에서 더욱 홍수피해가 크게 증가될 것으로 전망하였다. 피해는 2065s에 기준기간 보다 더욱 증가될 것으로 분석하였고 가뭄의 경우 2015s 기간에서 전체유역 중 33% 유역이 가뭄으로 인한 피해가 증가할 가능성이 있는 것으로 나타났으며 나머지 유역에서는 감소할 것으로 전망하였다.

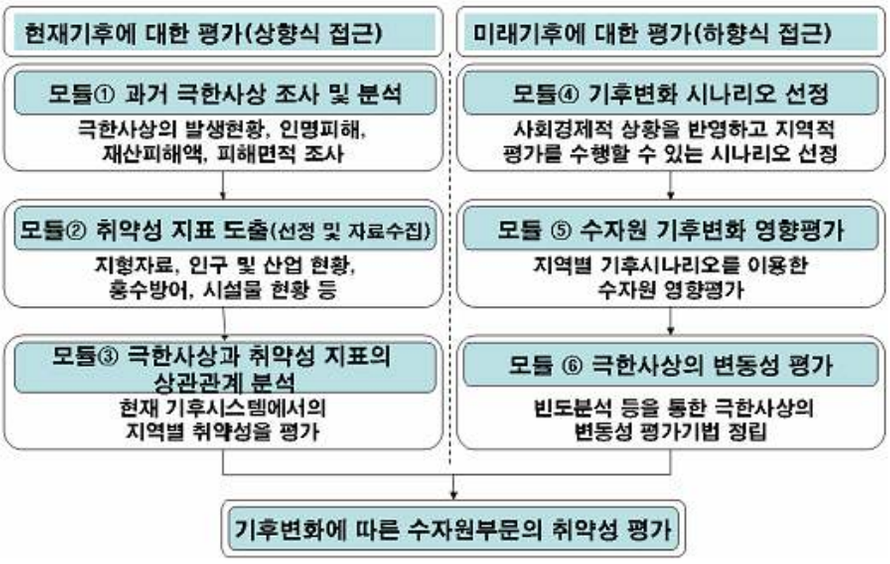


그림 3.5. 홍수와 가뭄에 대한 금강유역의 취약성 평가 절차(한국환경정책평가연구원, 2006).

2065s 기간에서도 강수량의 증가 등의 원인으로 전체 유역 중 10개 유역만이 가뭄에 대한 취약성이 증가할 것으로 전망하였다.

정일원(2008)은 우리나라 5대강 권역(한강, 금강, 낙동강, 영산강, 섬진강)을 대상으로 과거 관측자료를 이용하여 취약성 평가를 실시하였다. 홍수관련 지표와 실제 홍수 피해액과의 상관성을 분석하였다. 표고가 낮은 저지대에서 홍수피해가 더 크며, 인구밀도가 높을수록 피해액이 증가하였다. 또한 하천 개수율이 클수록 피해가 증가하고 댐의 홍수조절용량이 홍수피해 감소에 영향을 미친다. 일최대강수량과 일강수량 80 mm 이상의 호우의 발생빈도는 홍수피해액과 높은 상관성을 보였다.

정일원 등(2008)은 기후변화에 따른 홍수 취약성을 민감도, 노출, 적응능력의 함수로 정의하여 국내 129개 유역에 대해 상대적인 홍수피해 취약성을 평가하였다. 평가 결과 국내 유역의 홍수피해는 증가될 가능성이 있는 것으로 전망되었으며, 2025년대나 2065년대에는 한강 중하류유역, 안성천유역, 낙동강 하류유역, 섬진강 하류유역이 가장 취약한 것으로 전망하였다.

건설교통부(2009)에서는 기후변화가 한강 유역의 수자원 시스템에 미치는 영향을 이수부문과 치수부문으로 분류하여 평가하였다. 이수부문의 평가는 장기-유출(SLURP 모형) 모형으로 모의된 유출량 계열을 이용하여 갈수 빈도해석을 실시하였다. 그리고 기후변화 시나리오에 따라 SLURP 모형으로 모의된 유출량 계열을 이용하여 수자원계획 평가 모형인 K-WEAP 모형에 의한 미래 물 부족량을 검토하였다. 물부족량의 장기적인 변화추세를 확인하기 위하여 10년씩 이동평균한 결과 한강유역은 장기적으로 물 부족이 증가하는 것으로 나타났으며 기준기간 2020년과 비교하여 2061～2090년에는 약 2.69～4.32배 정도 물 부족이 증가하는 것으로 예측하였다. 치수부문은 기후변화 시나리오에 의해 모의되고 분석된 미래 확률강우량을 HEC-HMS으로 분석하여 주요 지점에 대한 홍수량 변화를 평가하였다. 한강유역의 홍수량은 현재와 비교하였을 때 목표기간(2001～2030년과 2061～2090년)에서 증가하였으나 2031～2060년에서는 감소하였다. 2001～2090년까지 전체기간으로 판단할 때 홍수량은 증가한다고 할 수 있다고 하였다. 또한 미래 홍수량의 증가와 불확실성 정도가 증가할 것으로 예상되어 홍수기 치수대책에 큰 어려움이 가중될 것으로 전망됨에 따라 향후 한강유역에 대한 치수부분에 구조적 또는 비구조적 대책이 필요할 것으로 판단하였다.

경민수 등(2009)은 BCM2의 GCM 시나리오를 K-NN기법을 이용한 상세화 기법에 적용하여 서울지

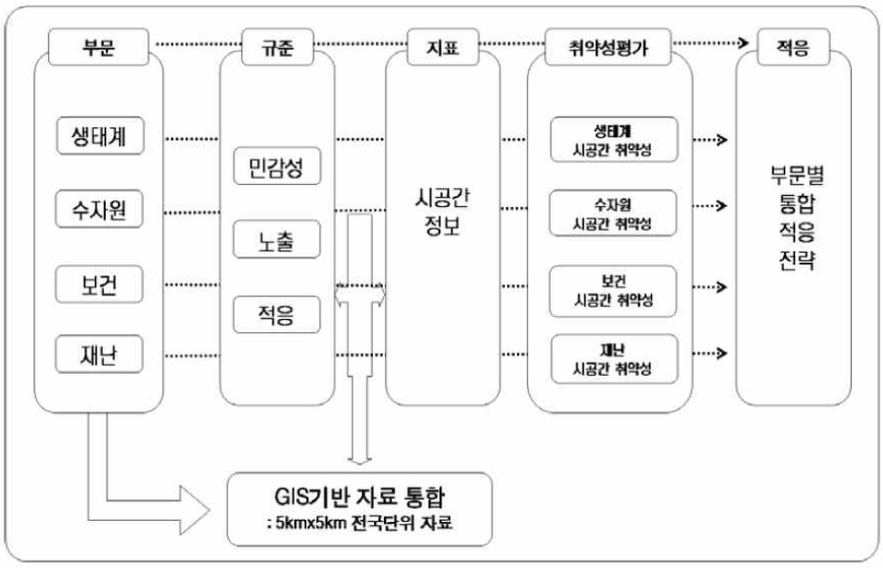


그림 3.6. 취약성 평가 구조 및 방법(최현아 등, 2009).

점을 대상으로 상세화하였다. 이 결과를 이용하여 표준강수지수를 산정하여, 가뭄의 기간, 누가강도, 최대강도 등을 산정하였다. 표준강수지수를 고려할 경우 가뭄기간 중에 발생하는 가뭄심도는 현재에 비해 줄어드나 지속기간이 긴 가뭄이 발생할 것으로 전망하였다.

국토해양부(2009)에서는 한강유역을 대상으로 가뭄 및 이수부문(물수요 및 공급 변화에 따른)의 취약성 평가, 극한홍수 해석 기술개발 및 치수부분에 대한 취약성 평가를 실시하였다. 분석 결과를 살펴보면, 장기적으로 물부족이 증가하는 것으로 전망되었고, 2061 ~ 2090년에는 기준기간 2020년과 비교했을 때 약 2.69 ~ 4.32배 정도 물 부족이 증가하는 것으로 모의되었다. 한강 유역 전체 물 부족이 예상되는 소유역이 증가함을 확인하였다. 또한 2001 ~ 2090년까지 전체기간으로 판단할 때 홍수량은 증가한다고 분석하였다.

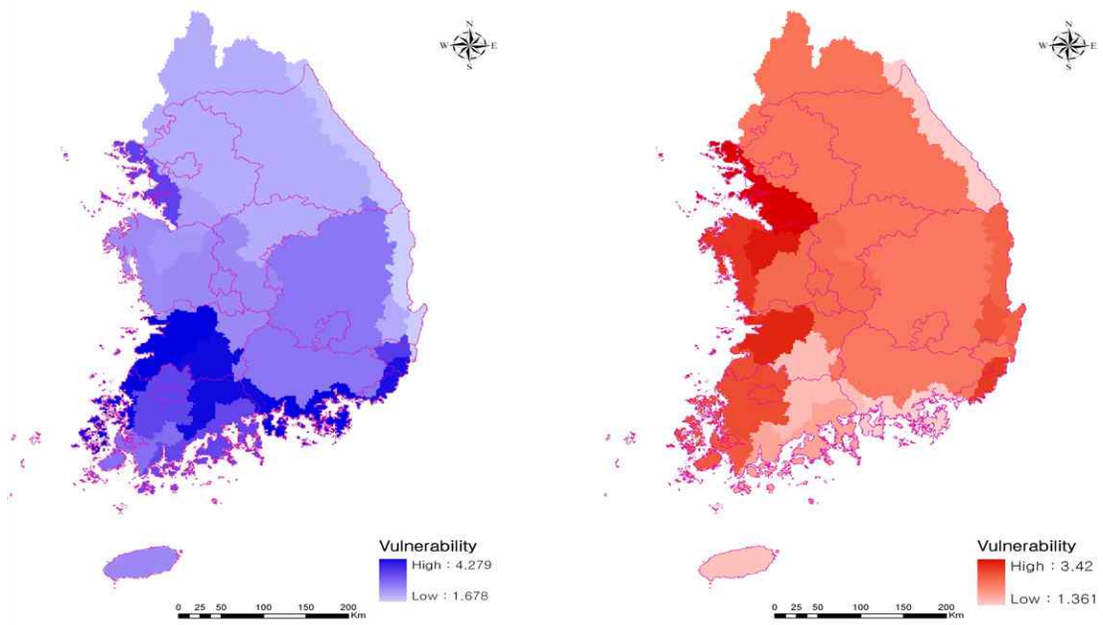
김수전 등(2009)은 RegCM3 기후모형의 A2 시나리오에 의해 모의된 90년(2001 ~ 2090년)의 기상자료를 SLURP 모형에 입력하여 유출량을 산정 후, 수자원평가계획모형에 입력하여 물부족량을 검토하였다. 한강유역의 경우 특정 소유역에서 물부족이 가중되고 장기적으로 한강유역 전체로 물부족이 예상되는 것으로 전망하였다.

정지웅 등(2009)은 낙동강 권역에 포함된 경상북도를 대상으로 강수량과 기온 자료를 이용하여 노출, 민감도, 그리고 적응이라는 3가지 인자를 이용하여 취약성 평가를 실시하였다. 취약성 지표는 홍수와 가뭄으로 구분하였고 80 mm 이상의 일강수량, 1일 최대강수량, 연 최대일유출량, 여름철 강수량, 유역 평균고도, 연 강수량, 1 mm 이상의 일강수량, 유역별 단위 면적당 용수수요량, 유역별 단위 면적당 인구, 하천개수율로 평가하였다. 전국 21개 대유역을 구분하여 홍수 취약성을 평가한 결과, 영산강서해 대유역, 행정구역상 전라북도 지역이 가장 취약하였고, 가뭄 취약성은 안성천 대유역, 행정구역상 경기도 지역이 가장 취약했다. 또한 경상북도 수자원 취약성을 분석한 결과 홍수 취약성은 행정구역별로 청도군, 포항시, 경주시 순으로 높게 나타났으며, 가뭄 취약성은 행정구역별로 성주군, 포항시, 경주시가 가장 높게 나타났다.

최현아 등(2009)은 GIS기반의 시・공간정보를 부문별 취약성 평가 방법에 적용하여 부문별 취약성을 통합한 후 이에 대하여 평가할 수 있는 방법을 제시하였다(그림 3.6). 다음과 같은 취약성 평가 구조 및 방법으로 수자원 취약성 평가를 위하여 표 3.14에 제시된 지표를 기준으로 한 결과 그림 3.7에 제시된 바와 같이 홍수 취약성 평가의 경우는 영산강 서해 대

표 3.14. 수자원 취약성 평가 규준 및 지표(최현아 등, 2009).

규준	지 표	
민감성	홍수	여름철 강수량(mm)
	가뭄	연 강수량(mm)
노출	홍수	유역 평균고도(m), 유역별 단위 면적당 인구(인, km^2)
	가뭄	유역별 단위 면적당 용수수요량(톤/km^2)
적응	홍수	하천개수율(%)
	가뭄	-



(a) 홍수에 의한 수자원 취약성 (b) 가뭄에 의한 수자원 취약성

그림 3.7. 수자원 취약성 공간분포 지도(최현아 등, 2009).

유역, 행정구역상 전라북도 지역이 가장 취약하게 나타났으며, 경기도 지역의 경우, 한강 고양 유역이 높은 취약성을 보이고 시화호가 가장 낮은 취약성을 나타내었다. 가뭄 취약성은 안성천 대유역, 행정구역상 경기도 지역이 가장 취약하게 나타났으며, 경기도 지역의 경우, 한강고양 유역이 홍수 취약성과 같이 높은 취약성을 보이며, 한강서해 유역이 낮은 취약성을 나타냈다.

이문환 등(2010)은 우리나라 5대강 권역을 대상으로 과거 유역 평균강수량과 유출량 관측 자료를 이용하여 미래 홍수 취약성을 평가하였다. 한강 중하류지역과 영산강과 섬진강 하류에서 홍수에 대하여 취약하며, 낙동강 중상류 유역은 상대적으로 홍수에 대한 취약 정도가 낮을 것이라고 전망되었다. 하지만 낙동강 권역은 다른 유역과 비교하였을 때, 하천 적응능력이 낮아 기상·수문 지표의 변화에 대하여 더욱 민감한 반응을 예상하였다.

국내 기후변화에 따른 수자원 취약성 연구를 보면, 연구별로 결과에 약간의 차이를 보이고 있으나 홍수와 가뭄이 장기적으로 심화될 것으로 전망하고 있다. 특히 한강유역의 경우에 홍수가 빈번해짐과 동시에 물부족 현상도 심화될 것으로 전망되고 있기 때문에 미래 이수와 치수가 동시에 고려되는 물관리 정책을 수립해야 할 것으로 사료된다.

3.4.2. 불확실성 평가

'불확실성'이란 기후변화와 그 영향, 이를 완화하고 적응하는 방안에 대한 연구에서 일부 문제에 대하여 명확히 밝혀지지 않은 것을 말한다. 이는 인간의 활동에 의한 기후 반응의 존재 및 반응의 징조와 연관이 있으며, 상호보완관계에 있기 때문이다(그림 3.8 참조).

수자원 분야에서 불확실성에 대한 평가는 생태학적 회복력과 경제성장의 토대가 되며 환경-경제와의 관계와 밀접한 연관성이 있고 수자원의 합리적인 사용 등은 사회와 환경간의 관계, 사회·경제 간의 관계와도 밀접한 연관성을 가지므로 중요하다. 그렇기 때문에 기후변화가 수자원에 미치는 영향을 사회, 경제, 환경 등과 관련한 취약성 평가를 바탕으로 불확실성이 고려되어야 할 필요가 있다. 불확실성 평가는 유역의 수자원 이용을 예측하고 계획하는 데 있어서 유역의 환경적인 특성 뿐만 아니라 기후변화에 의하여 발생되는 여러 가지 부정적인 영향에 대하여 종합적으로 고려하고 대비할 수 있도록 한다. 일례로 미래 홍수량의 증가에 따라 불확실성 정도의 증가가 예상되며 홍수기 치수 대책에도 큰 어려움이 가중될 것으로 전망됨에 따라 한강유역에 대한 치수부분에 구조적 또는 비구조적 대책이 필요할 것으로 판단하였다(국토해양부, 2009).

수자원과 관련하여 사회-경제-환경은 기후변화의 영향과 긴밀한 상관관계를 가지고 있으며 이에 대한 연구는 적응전략을 세우고 계획하며 지속가능한 개

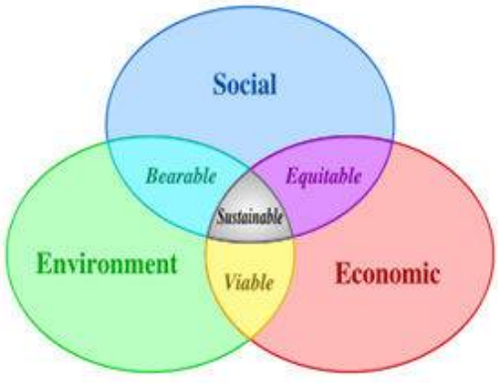


그림 3.8. 일류의 생존을 위한 3가지 기본 요소(이주헌 등, 2008).

발을 하는 데 중요한 역할을 한다. 하지만 불확실성에 대하여 평가한 연구는 많지 않다.

국내 불확실성 평가에 대한 연구를 살펴보면 다음과 같다.

과학기술부(2007)에서는 불확실성을 평가하기 위하여 온실가스 배출시나리오의 불확실성, 전지구 기후 민감도에 대한 불확실성, 지역규모의 기후변화에 대한 불확실성 등에 대하여 Multi-Model Ensemble과 Bias & RMSE을 이용하였다. MME8의 A2(B2) 시나리오를 분석한 결과, 2080년대에 평균 기온은 4.2(3.6)℃, 강수량은 4.4(3.5)% 증가를 전망하였다. 이는 강수량 전망에 있어 상당한 불확실성이 존재함을 나타내었다. 또한 극한적 수문상황의 시계열적 분석 및 사회경제적 상관관계에 대한 불확실성을 평가하기 위하여 기후변화가 홍수관리(치수), 가뭄관리(치수), 그리고 수질관리에 미치는 영향에 대하여 평가하였다. 기후변화에 의해 온도가 1~2℃ 상승한다면, 가능최대강수량이 10% 이상의 증가를 예상하였다. 이는 수공시설물을 설계하는 데 있어 극한 수문사상을 변화시키고 수공 관련 기반시설물의 설계연한 기간 동안 첨두 홍수량의 규모와 빈도를 변화시킬 것으로 해석하였다. 이는 안정적인 수자원의 공급 및 확보를 위해서는 장기적이고 효율적인 수자원계획이 요구되지만, 기후변화로 인해 변동성이 커지게 된다면 수자원 확보에 대한 불확실성도 커질 것이라 예측하였다.

국내 기후변화에 따른 불확실성 평가에 대한 연구를 살펴보면, 국외 사례와 비교해 보았을때 아직까지 미비한 실정이다. 수자원 관리에 있어 불확실성에 대한 평가는 하천 관리 의사결정권자에게 다양한 정보를 제공하고 사회, 경제, 환경 측면과 직접적인 관련이 있으므로 향후 이에 대한 확률론적인 평가를 통한 정량적인 연구가 진행되어야 할 것으로 사료된다.

3.4.3. 불확실성 저감 연구

국내에서는 지구온난화와 관련하여 많은 연구가 수행되었으나 앞서 언급한 바와 같이, 동일한 유역에 대해서도 상이한 결과를 제시하고 있음을 확인하였다. 이는 각각의 연구에서 동일 유역에 서로 다른 전

지구 모형, 배출시나리오, 상세화 기법, 강우-유출모형 등을 이용하여 결과를 도출하였기 때문이고 각각의 단계가 불확실성을 가지고 있기 때문에 이러한 과정을 거치면서 불확실성이 더 커지기 때문이다. 특히 한반도에 대한 전지구모형 모의결과는 모형마다 상이하였다.

이러한 불확실성을 줄이는 방법 중 하나로 여러 모형의 결과를 조합하여 기후변화 전망을 제시하는 Multi-Model Ensemble 기법(Raisanen et al., 2001; Rajagopalan et al., 2002; Doblas-Reyes et al., 2005; Raftery et al., 2005)이 대두되고 있다.

Multi-Model Ensemble 기법은 정확성이 높은 GCM에는 높은 가중치를 주고 정확성이 낮은 GCM에는 낮은 가중치를 주는 각 GCM의 모의능력에 따라 가중치를 부여하고 결합하는 방법이다. 또한 이러한 다양한 시나리오들로부터 기후변화 전망 시 불확실성을 추정하는 연구(Allen et al., 2000; Giorgi et al., 2002; Murphy et al., 2004; Maurer et al., 2005; Wilby et al., 2006; Maurer, 2007)도 중요하게 다루어지고 있다.

국내 기후변화 불확실성 저감에 대한 연구는 거의 전무한 상황이다. 국내 연구를 살펴보면 다음과 같다.

문영일(2006)은 극심한 홍수로 인한 댐의 방류능력 부족은 댐의 파괴로 이어지며 이는 하류의 급격한 유량의 증가를 발생시켜 사회간접자본의 손실 및 거대한 경제적인 비용 지출, 인명손실 등의 결과를 초래한다고 하였다. 이에 대하여 댐 안전진단에 있어 불확실성을 극복하기 위하여 확정론적 방법으로 홍수량을 산정하고 저수지 홍수추적을 수행하여 여유고를 감안한 댐의 대체 높이를 결정하는 연구를 수행하였다.

이재경 등(2007)은 발생가능성이 높은 GCM 시나리오에 더 큰 가중치를 부여하는 Multi-Model Ensemble weighting scheme 중 하나인 Girogi et al.(2002)이 제안한 Reliability Ensemble Average(REA) 기법을 5개의 전지구모형에 적용하여 불확실성을 줄이는 연구를 수행하였다. 특히 REA를 구성하는 식 중 모형의 편차(bias) 뿐만 아니라 분산(variance)까지 고려한 Modified-REA(M-REA)를 제안하였다. M-REA를 이용하여 결합한 결과가 기존 REA의 결과보다 기후정보의 불확실성을 더 저감하는 것을 확인하였다.

배덕효 등(2009)도 총 39개의 기후시나리오와 8개의 수문모형을 우리나라 5대강 유역 109개 중권역에 대해 Multi-Model Ensemble을 적용하였다. 생산된 유출시나리오를 미래 2020s, 2050s, 2070s로 나누어 변화율을 분석한 결과, 여름철 유출량과 겨울철 유출량이 증가할 것으로 전망하였으며, 겨울철 유출량 전망이 상대적으로 불확실성이 큰 것으로 나타났다.

기후변화에 따른 기상상황의 불확실성을 고려하여 탄력적인 운영을 할 수 있도록 하는 홍수기 댐 가변제한수위의 재검토 등 홍수 관리 체계에 대한 재검토가 필요하며 여름철에 물을 가두어서 갈수 시에 물을 이용하는 패턴에서 연중 물의 저수량을 확보함으로써, 필요한 시점에 효율적으로 배분할 수 있는 체계로 전환하는 방법에 대하여 검토할 필요가 있다(박진혁 등, 2007)

국내 기후변화 불확실성 저감 연구는 선진국에 비해 걸음마 단계라 할 수 있다. 최근 미래 기후변화 연구에서 불확실성 연구의 비중이 증가하는 경향이므로 우리나라에서도 이에 대하여 많은 투자가 이루어져야 할 것이라 판단된다.

3.5. 기후변화 적응전략

기후변화로 인하여 수자원의 이용패턴이 점차 바뀌고 있다. 물 공급의 불균형으로 인해 필요한 물을 제때에 얻을 수 없는 곳이 많고, 도시화 및 산업화에 따라 하천과 호수 뿐만 아니라 지하수까지 오염되고 있어 사람들의 건강은 물론 생태계에까지도 큰 피해를 주고 있다. 이에 장기적인 관점에서 기후변화에 의하여 발생하는 현상을 완화시킬 수 있지만 완전히 막을 수는 없는 것이 현실이다. 그렇기 때문에 기후변화에 의하여 발생되는 현상을 어느 정도 완화하면서 그러한 변화에 적응할 수 있도록 하는 정책 마련과 법률 제정 등의 적응전략을 마련할 필요가 있다(윤용남, 2009). 또한 수자원을 확보하거나 치수목적을 위해 하천구조물, 댐, 발전소, 운하, 하구둑, 유수지, 지하수 관정 등의 수공구조물이나 시설을 보수

또는 개발하는 것이 필요하다.

적응능력은 사회의 생산력에 기반하고 자연적 자산, 인위적 자산, 사회적 네트워크와 권리, 인적 자본과 제도, 관리, 국가소득, 기술, 개발정책 등과 직간접적인 관계가 있다. 그러므로 기후변화가 수자원에 미치는 영향은 인간의 활동, 생태계 등과도 밀접한 관계가 있으며 이는 수자원 관리의 측면에서 중요한 의미를 갖는다.

지속가능성의 대부분은 적응과 바람직한 절충을 통하여 변화를 수용해야 한다. 불확실한 영향을 갖는 수자원 개발, 관리 및 이용에 대한 발전적인 적응전략은 지속가능한 발전을 위한 필요조건인 것이다. 하지만 기본적으로 지속가능한 수자원 개발과 관리를 실행하기 위해서는 기술적 도구들이 개발되어야 하고, 이들에 의해 산출된 결과를 대중과 공유할 수 있는 정보공유시스템 등이 필요하다. 또한 적응전략을 마련하기 위한 수자원의 평가 지표를 개발하고 개발된 지표를 통한 국내의 수자원 개발과 관리의 지속가능성을 평가할 필요가 있다.

3.5.1. 국내 적응전략 현황

수자원 분야에서 기후변화에 따른 유량전망에 대한 연구들은 많이 진행되었으나 이에 따른 적응전략 방안에 대한 연구는 매우 미진한 상태이다. 하지만 최근 들어 행해진 연구를 통해 기후변화에 따른 적응전략에 대한 일반론인 Climatic Change, Global Environmental Change, Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change 등의 저널은 상당수 논문에 의해 이미 체계적으로 정립된 상태이다(환경부, 2007).

수자원 부문의 적응조치는 기후변화에 의한 자연재해에 대비하여 우선 홍수의 예측 불확실성과 극치에 대한 인식을 갖고, 이를 통하여 범부처적인 종합적 홍수대책을 추진하여 종합적인 홍수 복구 및 보강이 이루어져야 한다. 또한 기후변화는 불확실성이 있으므로 수자원 관리 효율을 높이고, 재해피해를 최소화하기 위해서 중앙정부와 지자체의 체계적인 조기경보와 이를 정확하게 진행할 수 있는 체제를 구축하기 위해 노력을 하고 있다. 이와 더불어, 홍수발생 예측치의 정확성을 높이기 위해 정확한 수문자료 획득이 우선 시 되어야 하며, 새로운 개념의 설계 홍수량 결정방법의 신뢰성 있는 개발이 필요하므로, 이와 관련하여 기초연구들이 이루어지고 있다. 또한 물이용 시에 미래의 기후변화에 의한 이용가능한 수자원의 양은 불확실성을 가지기 때문에 가뭄과 같은 물 부족 현상과 이상기후에 따른 체계적인 물 부족 대응시스템이 미흡하고 지자체 차원의 가뭄대비의 계획 수립 역시 미비한 상태이다(국토해양부, 2009). 이에 국토해양부(2009)에서는 수자원 장기종합계획을 그림 3.9와 같이 진행 중에 있다. 이것은 사회적 대응력을 강화하고 경제·사회 등의 여건 변화를 반영함으로써 주기적으로 수정·보완이 가능하도록 하기 위하여 10년 주기의 계획 수립 및 5년 단위로 보완하는 물이용 종합계획(목표연도: 2006, 2011, 2016, 2020) 등 장래 효율적인 공급과 관리를 위하여 체계적인 계획을 국가차원에서 수립하기 위함이다.

또한 우리나라는 1999년부터 3년을 주기로 하여 1, 2차 '기후변화협약대응 종합대책'을 시행하였으며, 1차 종합대책은 부문별 감축대책, 온실가스 감축기반 강화, 기술개발 등, 2차 종합대책은 통계기반 구축, 협상능력 강화 등 기후변화협약대응 기반조성 성격이 강했다. 2005년부터 협상이행, 온실가스 감축, 기후변화 대응 등의 기반구축에 초점을 맞춘 3차 종합대책을 추진하였다(과학기술정책연구원, 2006). 3차 종합대책에서는 실질적인 성과를 도출하기 위해 관련 부처를 모두 포함시켜 19개 부처 등 87개 과제로 이루어져 있으며, 특히 기후변화 시나리오 산출, 분야별 영향평가 및 취약성 평가, 분야별 적응방안 도출을 위한 영향평가 사업이 포함되어 있다(기후변화협약대책위원회, 2007). 2008년에는 4차 종합대책(2008~2020년) 추진 계획에 따르면, 5대 부문인 협상 대응, 온실가스 통계, 감축, 영향평가 및 적응, 연구개발을 수립 중에 있다. 이는 기후변화에 의한 영향을 조금 더 중점적으로 고려하여 적응관련 과제를 확대하고, 더 나아가 기후변화 대응에 있어 적응과 완화의 균형적 접근 필요성에 의해 환경부를 중심축으로 하는 "국가 영향평가 및 적응 마스터플랜" 수립

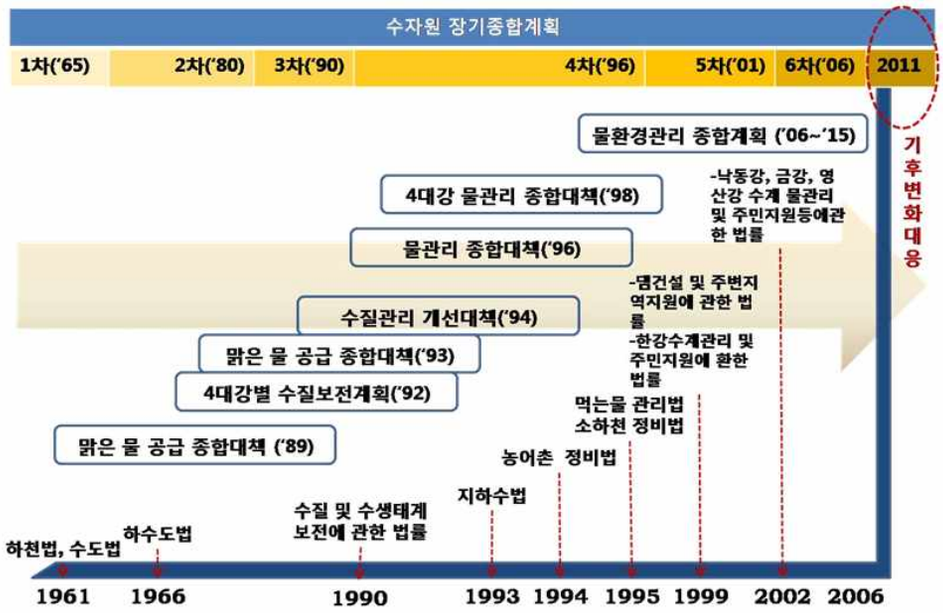


그림 3.9. 기후변화 대응 국내 물관리 법제도 및 정책(국토해양부, 2009).

을 계획하는 것이다. 이외에도 2006～2010년 동안 7개 부처의 44개 사업에 총 1조 9,642억원의 투자 계획, 2006년 3,039억원에서 2010년 4,685억원으로 연평균 11.4% 증액을 계획한 과학기술부의 6개 부처와 공동으로 "기후변화 대응 연구개발 종합대책"을 수립·추진 중에 있다. 하지만 기후변화 대응 및 적응 전략은 크게 기반구축, 부문별 온실가스 감축사업, 기후변화 적응기반 구축으로 구분할 수 있으나 우리나라 기후변화 종합대책은 온실가스 감축사업의 비중이 지나치게 크다는 단점이 있다. 즉 우리나라 기후변화 종합대책은 화석연료 대체 에너지 개발, 이산화탄소 저감기술, 비이산화탄소 제어 기술 등 현업에서 당장 실용화 할 수 있는 과제에 집중되어 있다. 2007년 국내 기후변화 연구비의 90% 이상이 이러한 과제에 편중되어 있고 국내 기후변화의 전망 및 적응 관련 과제에는 전체 예산의 0.1%만 사용되는 것을 볼 때 연구의 편중현상이 심하다는 것을 알 수 있다(국회예산정책처, 2007).

윤용남(2009)은 한반도 기후변화의 과학 및 영향평가 등 연구기반을 강화할 필요가 있으며, 산업구조 조정과 온실가스 감축 등 '기후변화 완화' 분야에 투자가 집중(기후변화 과학, 영향 평가 연구비(2007년)는 기후변화 R&D 총액 대비 2.3 %에 불과)되어 있다고 하였다.

국내 수자원 측면의 기후변화에 대한 연구는 1990년대 초반부터 꾸준히 진행되었으나 연계성이 약하며, 타 분야 연구와의 협조도 낮은 수준이다. 또한 국내 실정에 적합한 기후변화 시나리오의 부재와 유출분석이 불확실성으로 인하여 그 결과에 대한 신뢰도가 낮아 국가 정책이나 대응책 마련에 반영을 하기에는 현실적으로 미흡한 실정이다.

이에 따라 장기적인 관점에서 본다면, 기후변화 전반에 걸쳐 연구 및 개발을 위해 투자할 분야가 매우 많음을 알 수 있다. 앞서 언급한 바와 같이, 당장 우리나라를 대표할 수 있는 표준 시나리오가 존재하지 않아 연구별로 상이한 결과를 제시하기 때문에 우리나라에 적합한 기후변화 대책을 세우기가 쉽지 않다. 따라서 기후변화와 관련된 과제의 우선순위를 매긴 다음 체계적인 투자를 해야 할 필요가 있다.

3.5.2. 국내 적응전략 연구

선진국에서는 이미 기후변화와 관련된 정책 수립 시, 정책결정자가 혼자 결정하는 것이 아니라 적용지역에 거주하는 이해당사자(stakeholder) 및 전문가와 함께 단체를 구성하고 이들과의 의사소통을 통하여

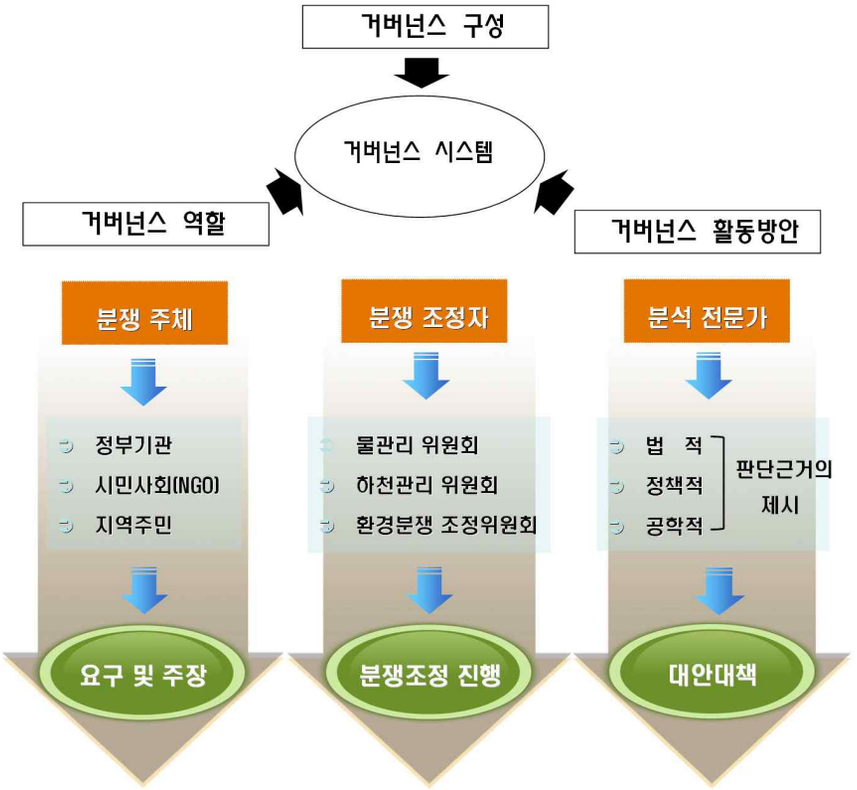


그림 3.10. 거버넌스 구조 및 구성(이주헌 등, 2008).

현실적으로 수행가능한지 혹은 경제성이 있는지에 대한 평가를 하고 최종적으로 정책 결정을 하고 있다.

국가별로 국가의 특성에 맞게 기후변화에 따른 적응전략을 수립하고 있는데 이에 대하여 간략히 살펴보면 다음과 같다. 영국, 네덜란드, 핀란드, 일본의 경우는 홍수를 대비하기 위한 전략을 수립하였고, 호주의 경우는 수자원의 합리적 분배와 효율적 사용에 주목적을 두고 있다. 영국의 경우 런던 시내를 홍수로부터 보호하기 위해서 2030년을 목표로 건설된 Thames Barrier의 목표년수를 기후변화를 고려하여 2100년으로 연장하기 위한 연구를 진행 중에 있다. 또한 비슷한 사례로 이탈리아의 베니스는 기후변화로 인하여 심화된 홍수로부터의 피해를 최소화하기 위한 방벽 설치 프로젝트를 진행 중에 있다. 이는 기후변화와 관련하여 수자원 정책을 수립하고 실제로 설계한 사례라고 할 수 있다. 네덜란드는 국토 대부분이 해수면보다 낮아서 기후변화에 대비하여 국토 해발고도를 높이기 위한 복토계획을 수립 중이며 자연하천을 복원하는 새로운 물관리 정책을 수립 중에 있다. 핀란드의 경우, 지난 10년 동안 기후변화가 자연과 인간에 미치는 영향을 평가하기 위한 투자가 진행되고 있다. 치수 안정성의 확보를 위하여 댐에 대하여 안정성 평가를 수행한 결과 위험성이 판단되어 댐에 대한 여수로의 증축이나 비상 여수로를 추가적으로 설치하는 등의 대책을 시행하고 있다. 우리나라와 유사한 기후변화의 양상을 보이는 일본의 경우를 살펴보면, 극한 강우빈도의 증가로 인한 제방의 치수 안정성 문제가 발생하였다. 이에 치수 안정성을 제고하고자 고규격 제방인 '슈퍼제방'을 도입하였다(노재화, 2009). 또한 일본의 기후변화 적응대책은 사회문제의 해결, 기후변화 완화대책과의 적절한 조합을 통해 지속가능한 "물 관련 재해 적응형 사회의 구축"을 목표로 하고 있다. 통합수자원관리(Integrated Water Resources Management, IWRM)의 원칙을 따라 시설에 의한 적응대책, 지역개발과 연계한 적응대책, 주택의 내재난성 확충, 위기관리 관점의 적응대책을 마련하고 있다(윤용남, 2009).

국외 사례와 비교해 보았을 때, 아직 국내의 실제

정책 결정으로 시행된 적응전략 사례는 부족하다. 국내의 기후변화에 따른 수자원 분야의 적응전략을 살펴보면 다음과 같다.

우리나라에서는 2차 종합대책에서 온실가스 감축 기술 개발, 온실가스 감축대책 강화 등을 비롯해 국민 참여와 협력유도도 5대 과제에 포함하여 추진하였다. 3차 종합대책에서도 환경·시민단체 및 각계 전문가 등이 참여하는 범부처 합동 워크샵 등을 통해 의견수렴과 정부의 기후변화협약 대응 정책에 대한 대국민 홍보 추진을 향후 계획으로 세우고 있다(국회예산정책처, 2007).

강동현 등(2007)은 미래 시나리오의 불확실성을 고려한 5개의 GCM 모형을 이용하여 기후변화 시나리오에 대한 가장 적합한 저수지 운영 최적화 모형인 SSDP에 입력하여 운영률을 산정하였다. 이에 CSIRO를 이용한 운영률이 현재에는 최선의 선택임을 보였다.

이주헌 등(2008)은 기후변화에 의하여 수자원과 관련된 많은 분쟁 및 갈등이 국내에서 발생하고 있다고 하였다. 이러한 다양한 갈등은 사회적으로 많은 문제를 발생시켜 원활한 공급을 저해할 수 있다. 이러한 해결 방안의 하나로 그림 3.10과 같은 거버넌스 시스템을 적용하였고, 수자원과 관련된 분쟁 사례의 합의 형성을 위한 표 3.15와 같은 시민참여 모델을 이용하였다.

건설교통부와 한국건설교통기술평가원(2009)에서는 기후변화에 의하여 발생하는 이상홍수로부터 안전한 국토의 건설과 기반을 구축하기 위한 이상강우사상에 대한 정략적 평가를 실시하였고 비정상성 빈도해석법의 활용도를 높이기 위한 프로그램을 개발하였다. 또한 다목적댐 유역에 대한 적용 가능한 저수지 운영기법인 최적 퍼지 운영기법을 이용하여 다목적댐 운영을 위한 GUI를 개발하였다.

이외에도 기후변화 관련 정부부처에서도 워크샵 등을 통하여 대중에게 정보를 제공하고 있으나 아직 정부부처에서 시민단체와 연계한 기후변화에 대한 대응 대책을 마련하려는 노력은 부족하다. 그리고 시민들이 대중 매체를 통하여 기후변화의 영향에 대하여 인식을 하고 있으나 이와 관련하여 어느 정도의 문제가, 어떻게 연계되어 발생하는지에 대해서는 정확하게 인지하고 있지 않다.

표 3.15. 시민참여 모델의 특성 및 특징(이주헌 등, 2008).

구분	특성	특징
합의회의	가능한 일반시민대중을 대표할 수 있는 시민을 지원자 중에서 선발	- 시민패널이 독립적인 간사의 도움을 받아 작성한 질문들을 전문가들에게 던짐 - 회의는 개방되어 있음 - 결론은 보고서나 기자회견을 통하여 발표
시나리오 워크샵	공무원, 기술전문가, 산업관계자, 일반시민의 4개의 집단이 참여하며 각 집단은 약 5명으로 구성	- 지역의 이해당사자들이 함께 모여 지역개발을 위한 다양한 시나리오에 대한 토론을 통해 바람직한 지역개발 정책에 대한 사회적 합의를 도출함
시민 배심원	일반적으로 독립적인 주관기관이 무작위로 선발한 12명에서 24명의 지역주민을 대표할 수 있는 일반시민들로 구성	- 시민패널이 독립적인 간사의 도움을 받아 작성한 질문들을 전문가들에게 던짐 - 일반적으로 비공개로 진행 - 결론은 보고서나 기자회견을 통해 발표
시민자문 위원회	다양한 집단 또는 공동체의 시각을 대변할 수 있도록 20명에서 25명의 시민지단을 무작위로 선발	- 쟁점이 되는 사안에 대한 시민의 자문을 구하는 것이 목적이며, 한 주제에 수차례의 회의 개최함으로 최종시민참가자의 수는 많은 경우 수백 명이 됨
규제협상	이해당사자 집단들을 대표하는 소수가 참여	- 이해당사자 대표들의 교섭위원회에서 협상, 특정한 문제에 대해 합의가 요청됨
포커스 그룹	5명에서 12명의 소집단의 시민대표로 구성	- 녹화나 녹음을 한 채로 시안에 대해 자유롭게 토론하고, 간사와 지도 미비함 - 시민들의 의견이나 태도를 측정하는데 활용

이에 시민단체가 중심이 되어 기후변화에 대한 적응대책을 마련하고 있으며, 국내에서도 몇몇의 시민단체가 주도적으로 기후변화에 대하여 연구하고 이를 대중에게 알리는 활동을 하고 있다. 그 중 몇 개의 단체를 살펴보면, '에너지시민연대'는 전국 270여 개의 환경·시민단체가 공동으로 창립한 연대이며, 에너지 절약을 위한 자발적인 시민운동, 에너지관련 정책운동, 에너지 교육 및 캠페인 등은 기후변화에 대응하고 에너지 위기를 극복하는 데 목적을 두고 있다. '기후변화행동연구소'는 수자원, 환경, 인문 등 여러 분야 전문가들이 주축이 되어 만든 연구소로서 기후변화와 관련된 워크샵 등을 통하여 대중들에게 기후변화를 이해시키고 기후변화에 대응하여 어떠한 생각과 행동을 해야 하는지를 홍보하는데 초점을 맞추고 있다.

국내의 기후변화에 의한 수자원 분야에서의 적응전략 연구를 살펴 본 결과, 국토의 한정된 수자원을 효율적이며 지속가능하도록 하는 것이 필요하며 아직 국내에 적용된 사례가 미비하며 중앙정부에 의한 제도적인 장치가 드문 실정이다. 이러한 문제를 해결하기 위한 수단으로써 통합수자원관리에서의 기술개발과 적용능력은 그 나라의 국가 경쟁력을 가늠하는 척도가 된다고 할 수 있다. 이에 CIG(Climate Impact Group)과 같이 정부, 학계, 지역사회의 상호 협력을 바탕으로 기후변화에 의한 수자원 관리가 필요하며, 더 나아가 기술의 안정화, 실용화 단계에 접어들 수 있도록 꾸준한 연구개발 투자가 필요할 것이다. 국내는 아직 시민단체의 활동에도 한계가 발생하기 때문에 정부가 주도적으로 하여 수자원을 중심으로 한 기후변화관련 부처와 관련 시민단체들로 구성된 협의체가 필요하다. 이러한 협의체를 중심으로 기후변화 정책에 대해 정부 뿐만 아니라 시민도 참여할 수 있는 장을 마련해야 할 것이다.

3.6. 경제성 분석

수자원 사업은 부족한 수자원을 확보하거나 배분하는 용수공급사업, 홍수방지를 목적으로 한 치수사업, 수환경 보전을 위해 하천이나 유역 내에 각종 수공구조물이나 시설을 개발하거나 이들을 관리하기 위함이며 국민들의 삶의 질을 높이기 위해 반드시 필요한 사업들이다. 수자원 사업에서 경제성 분석은 수자원 사업의 투자에 필요한 비용을 실시함에 따라 얻을 수 있는 효과에 대하여 분석하고 사업의 타당성 여부를 결정하는 판단의 기준을 세우는 것이다. 현 정부에서는 국가 공공사업의 시행여부를 결정하기 위해 사업계획의 입안과정 혹은 입안 후에 경제성 분석을 실시하고는 있지만 아직까지 경제성 분석과 관련한 여러 가지 그 절차 및 방법에 대한 체계가 뚜렷하게 확립되었다고 판단하기가 어렵다. 그리고 신뢰성 있는 정부기관에서 발행한 경제성 분석에 관한 지침서나 법률적인 규정 역시 미흡할 뿐만 아니라 이에 대한 연구사례도 적다.

국토해양부와 한국건설교통기술평가원에서 발주하여 2010년도에 1차년도 사업으로 실시되고 있는 '기후변화에 의한 수문 영향분석과 전망'에서는 단위과제 중 하나로 기후변화에 따른 시설물 영향 및 경제성 평가(댐, 제방) 연구와 기후변화를 대비한 법·제도 개선 및 수자원 정책 제시에 관한 연구를 진행중에 있다. 이것은 기후변화가 우리나라의 물관리에 미치는 사회경제적인 영향평가에 대하여 크게 기후변화 영향 비용평가(피해비용, 적응비용, 대비비용)와 국가 물관리 재정 분석 및 투자계획 수립으로 나누어 국가 경제적 파급효과와 이를 실제적으로 법·제도화에 적용하기 위한 개선법 등에 대하여 3차년도에 걸쳐 구체화하는 것을 목표하고있다(국토해양부와 한국건설교통기술평가원, 2009).

우리나라도 근래에 들어와 각종 타당성 분석 과정에서 사회적 후생증가를 기준으로 하는 경제성 분석을 실시하고는 있으나 수자원은 고유의 가치측정은 물론이고 아직까지 절차 및 방법에 대한 체계도 확립되어 있지 않기 때문에 어려움이 많다. 따라서 현재 우리나라 수자원사업 경제성분석 방안에 대한 전반적인 재검토와 외국 및 타분야 사례 등을 참고하여, 정형화된 경제성분석에 대한 기준을 제시할 필요가 있다.

3.7. 결론 및 향후 연구방향

3.7.1. 결론

본 연구에서는 과거 우리나라에서 수행되었던 수자원과 관련한 기후변화 연구에 대하여 살펴보았으며, 우리나라 기후변화 연구(보고서 및 연구논문 포함)는 현재 전망이나 영향평가에 매우 편향되어 진행되어왔으며, 적응전략 분야는 부족함을 확인하였다.

(경향성 분석) 수문기상인자의 경향성과 전망 분야에서 수문변수에서는 지표수, 홍수 등이, 기상변수에서는 강수, 온도 등에 집중되어 분석되었다. 우리나라는 계절적 강우발생의 편차가 크고 수자원 관리가 매우 힘들기 때문에, 강수, 온도, 지표수, 홍수 등 수자원과 직접적 관련이 있는 변수에 초점이 맞추어져 수행이 되어 왔다.

(수자원 전망) 우리나라에서는 지역적으로 다르겠지만 과거 강수, 온도, 지표수 등이 대체적으로 증가하는 경향을 나타내었다. 특히 홍수나 가뭄에서 인명피해는 줄어드는 반면 재산 피해는 증가하는 경향을 보였다.

(취약성 평가) 미래 전망에서도 강우강도, 온도, 유출량 등이 증가하는 경향을 나타내었으나 아직 이를 이용한 수자원 취약성이나 미래 수자원 유역 관리까지는 수행되지 못하였다. 특히 우리나라에서 수행된 기후변화 연구결과들이 상이하여 기후변화 연구 단계별로 많은 불확실성이 발생하고 있음을 파악하였다.

(적응전략) 우리나라의 경우, 기후변화 대응에 대한 대국민 인식 및 사회적 기반이 취약하며, 개인 및 기업의 자발적인 대응이 부족하다. 그리고 정부차원에서의 기후변화 관련 대국민 홍보와 기업의 자발적인 온실가스 등의 감축에 상응하는 인센티브 제공 등의 법적 또는 제도적인 장치가 부족하다. 즉 외국 사례와 비교해 보았을 때, 우리나라에서는 아직 기후변화에 의한 적응전략에 실질적인 연구가 부족함을 확인하였다.

(경제성 분석) 마지막으로 국내의 경제성 분석에 대한 연구 사례는 전무하며 진행 중에 있는 극소수의 연구 사례가 있었다. 기후변화에 따른 수자원 분야의 부족에 대한 대비 또는 적응전략을 세우기 위해서는 정형화된 경제성 분석이 마련되어야 함을 파악하였다.

3.7.2. 향후 연구방향

향후 수자원 관련 기후변화 연구에서는 다음과 같은 사항이 보완되어야 할 것이다.

첫째, 수문기상인자에서는 기후변화에 따른 증발산, 지하수 변화에 대한 연구가 수행되어야 한다. 증발산은 물순환에서 매우 중요한 인자이고, 지하수는 지표수와 가뭄을 연계하여 고려되어야 하는 중요한 인자이므로 보다 활발한 연구가 필수적이라고 사료된다.

둘째, 지금까지 우리나라에서는 기후변화에 따른 전망과 영향평가는 어느 정도 이루어져왔다. 하지만 전망과 영향평가의 결과를 이용한 미래 수자원 관리와 취약성에 대한 연구는 미흡한 편이다. 미래 발생할 홍수와 가뭄에 따른 피해정도나 이를 방지하기 위한 수자원 관리에 대한 연구가 수행되어야 할 것이다.

셋째, 선진국을 중심으로 기후변화 불확실성에 대한 연구가 활발하다. 앞서 언급한 바와 같이, 기후변화 수행과정에서 발생하는 불확실성으로 인해 연구결과가 달라지고, 이에 따라 기후변화 적응대책을 마련하는데 어려움이 발생한다. 따라서 기후변화의 전망 및 취약성 평가 등에서 발생할 수 있는 불확실성을 정량화하고 저감할 수 있는 방안이 마련되어야 한다.

넷째, 우리나라의 상황을 제대로 파악하고 미래 전망을 제대로 실시하여야 대응 및 적응전략 마련이 가능하다. 즉 '기후변화 완화'분야에 집중되어 있는 투자를 기후변화의 적응과 관련한 연구개발에 더 많이 할 필요가 있다. 즉 기후변화 적응전략에 대한 대책마련과 균형적인 투자를 실시하는 것이다. 우리나라는 기후변화 종합대책으로 이산화탄소 저감, 재생에너지 개발 등이 대부분을 차지하며, 이에 대해 매우 집중된 투자가 이루어지고 있다. 기후변화에 대한 구체적인 적응대책을 마련하기 위하여 국가 관계기관과 국민과의 협조와 공감대 확보가 중요하며, 적절한 정보를 공유하는 등 체계적인 통합수자원관리(Integrated

Water Resources Management, IWRM)의 원칙을 따르는 것이 필요하다. 이렇듯 장기적으로 본다면, 적응전략에 대한 연구 및 개발이 매우 중요한 단계이며 이에 대한 투자가 이루어져야 함을 알 수 있다. 또한 수자원과 관련된 여러 문제점들을 거버넌스 시스템에 적용하여 원활한 합의 조정방안과 문제점을 제시하기 위한 의사결정지원, 이해당사자와의 관계, 정책과 운영 그리고 교육에 대한 기여를 모두 고려할 수 있는 모델 등의 개발이 중요하며 이와 관련한 연구가 활발히 이루어져야 할 것이다.

마지막으로 기후변화에 의한 수자원의 부족 현상에 대비하기 위하여 수자원 사업에서의 홍수, 가뭄 등 피해에 대한 비용 평가 등의 경제성 분석이 고려된 연구와 이를 정형화할 수 있는 방법론에 대한 개발이 이루어져야 할 것이다.

참고문헌

강동현, 2007: 기후변화에 따른 금강유역의 수자원 영향평가, 서울대학교 대학원 석사학위논문.

강부식, 권진욱, 이승준, 고익환, 2008: 최근 35년간 한반도 지역에서의 시공간적 극치수문변화 추세분석, *한국수자원학회 학술대회논문집*, 1316-1320.

강부식, 김영오, 이승종, 강동현, 2006: 미래 기후변화에 대한 용담댐 치수안전도 분석, *한국수자원학회 학술대회 논문집*, 312-317.

건설교통부, 1998: 국제수문개발계획(IHP) 연구보고서, 건설교통부.

건설교통부, 2000: 수자원 계획의 최적화 연구 IV: 기후변화에 따른 수자원계획의 영향평가.

건설교통부, 2007: 이상홍수 평가기술 개발 연구보고서(2차 연차), 인하대학교.

건설교통부, 2008: 기후변화 대비 국가 물 안보 확보 방안(1차년도), 건설교통부.

건설교통부, 한국건설교통기술평가원, 2009: 이상홍수 평가기술 개발 연구보고서, 인하대학교.

건설교통부, 한국수자원공사, 2006: 수자원장기종합계획 보고서: 2006-2020, 한국수자원공사 조사기획처 조사기획팀.

경기개발연구원, 2004: 경기북부 농업가뭄현황 감시기법 연구, 경기개발연구원.

경민수, 김병식, 김형수, 2009: 기후변화가 한반도 가뭄에 미치는 영향평가, *한국수자원학회 학술대회논문집*, 1457-1461.

고정웅, 백희정, 권원태, 2005: 한반도 우기의 강수 특성과 지역구분, *한국기상학회지*, **41(1)**, 101-114.

과학기술부, 2004: 수자원의 지속적 확보기술개발사업: 지표수 수문성분 해석기술 개발: 21세기 프론티어 사업, 과학기술부.

과학기술부, 2006: 수자원의 지속적 확보기술개발사업: 기후변화에 의한 수자원 영향평가 체계 구축: 21세기 프론티어 사업, 과학기술부.

과학기술부, 2007: 기후변화에 의한 수자원 영향평가 체계 구축, 세종대학교.

과학기술부, 2007: 수자원관리 통합기반 개발, 과학기술부.

과학기술부, 2007: 수자원의 지속적 확보기술개발 사업-21세기 프론티어연구 개발사업(유역 물 관리 운영 기술 개발), 한국수자원공사.

과학기술정책연구원, 2006: 기후변화 협약 대응의 이슈와 의제, **11**, 과학기술정책연구원.

국립기상연구소, 2009: 기후변화 이해하기3 - 서울의 기후변화, 국립기상연구소.

국립기상연구소, 2009: 기후변화 이해하기4 - 부산의 기후변화, 국립기상연구소.

국립환경과학원, 2009: 수자원·수질 분야 기후변화 영향평가 및 적응대책 발굴 연구(Ⅰ), 이화여대 산학협력단.

국토해양부, 2009: 기후변화 대비 국가 물 안보 확보 방안(2차년도), 한국건설기술연구원.

국토해양부, 한국수자원공사, 2008: 수자원사업의 타당성 분과 개선방안 연구, 한국수자원공사, 수자원기획처.

국회예산처, 2007: 기후변화협약 종합대책, 국회예산처.

권원태, 2004: 기후변화의 과학적 현황과 전망, 기상연구소 기후연구실.

권원태, 2005: 기후변화의 과학적 현황과 전망, *한국기상학회지*, **41**, 325-336.

권원태, 안기효, 최영은, 2002: 최근 한국의 10년 기후특성 분석, *한국기상학회지*, **12(1)**, 451-454.

권진욱, 강부식, 2008: 한반도에서의 지역별 수문학적 기후변화 추세분석, *대한토목학회 정기학술대회논문집*, 2814-2817.

권현한, 문장원, 송현섭, 문영일, 2009: 기상자료 및 GCMs 예측결과를 활용한 단기 가뭄 예측, *한국수자원학회 논문집*, 1186-1190.

기후변화협약대책위원회, 2007: 기후변화협약대응 제3차 종합대책, 기후변화협약대책위원회.

김광섭, 임태경, 2006: 1973년부터 2004년까지의 관측된 대형증발량 자료 분석, *대한토목학회논문집*, **26(6B)**, 583-596.

김광전, 2006: 국내 5대강 수계의 수문요소 변동성 분석, 세종대학교 대학원 석사학위논문.

김병식, 김수전, 김형수, 전환돈, 2010: 기후변화와 토지피복변화를 고려한 한강 유역의 수자원 영향 평가, *한국수자원학회 학술발표회 초록집*.

김병식, 김형수, 서병하, 김남원, 2004: 기후변화가 용담댐 유역의 유출에 미치는 영향, *한국수자원학회논문집*, **37(2)**, 185-193.

김병식, 홍준범, 김형수, 김양수, 2007: 지형분석모형과 강우레이더를 이용한 돌발홍수 모형 개발: Ⅱ, 태풍 루사에 의한 양양 남대천 유역의 돌발홍수 모니터링, *대한토목학회 논문집*, **27(2B)**, 161-169.

김보경, 김병식, 2009: B2 기후변화시나리오와 극한지수를 이용한 기후변화가 극한 강우 발생에 미치는 영향분석, *대한토목학회논문집*, **29(1B)**, 23-33.

김보경, 김병식, 김형수, 2008: 극한지수를 이용한 기상사상의 변화분석, *대한토목학회논문집*, **28(1B),** 41-53.

김선영, 김병식, 김형수, 서병하, 2003: WGEN 모형과 2변수 물수지 모형을 이용한 기후변화 영향분석, *한국수자원학회 학술발표회 논문집*, 747-750.

김수전, 전환돈, 김병식, 김형수, 2009: 기후변화를 고려한 한강유역의 미래 물 부족 평가, *한국수자원학회 학술대회논문집*, 129-133.

김정우, 하경자, 1987: 서울 월강수량의 경년 변동과 기후변화, *Journal of Korean Meteorology Society,* **23(3)**, 54-69.

김정희, 김태훈, 오재호, 2002: 한반도에서의 기후변동 특성 분석, *한국수자원학회논문집*, 1242-1245.

문영일, 2006: 비매개변수적 Monte Carlo Simulation과 댐 위험도 분석 프로그램 개발, *Journal of the Institute of Industrial Technology*, **14**, 90-98.

문장원, 이동률, 2009: 2008~2009년 가뭄현황분석, *한국수자원학회 학술대회논문집*, 1514-1518.

박경신, 정은성, 김상욱, 이길성, 2010: 기후변화를 고려한 소규모 하수처리장 건설에 대한 영향 분석, *Journal of Korean Society on Water Quality,* **26(2)**, 268-278.

박장용, 문자연, 차은정, 윤원태, 최영은, 2008: 최근 한반도 여름철 강수특성의 변화, *대한지리학회지*, **43(3)**, 324-336.

박진혁, 김우구, 2007: 지구온난화에 따른 수자원 전망과 댐유역관리, *한국수자원학회학술기사*, **40(5)**, 83-87.

방재연구소, 2008: 21세기 기후 및 사회구조변화 예측과 재해가중요인 분석연구: 기후변화를 중심으로, 방재연구소.

배덕효, 정일원, 구보영, 2006: 기후변화에 따른 국내 수자원 전망, *한국기상학회지*.

배덕효, 정일원, 권원태, 2007: 수자원에 대한 기후변화 영향평가를 위한 고해상도 시나리오 생산(I), 유역별 기후시나리오 구축, *한국수자원학회논문집*, **40(3),** 191-204.

배덕효, 정일원, 이병주, 전태현, 2009: MME(Multi-Model Ensemble)를 활용한 국가 수자원 기후변화 영향평가, *한국수자원학회 학술대회논문집*, 198-202.

백희정, 권원태, 2004: 한강 및 낙동강 유역평균 월강수량의 기후 특성 분석, *한국수자원학회 학술발표회논문집*, 1223-1227.

변동현, 김진훈, 배덕효, 2009: 홍수기 댐 운영을 위한 단기예측강우의 적용성 평가, *한국수자원학회 논문집*, 42-48.

신진호, 이효신, 권원태, 2009: 한반도지역에 대한 미래 기후변화 시나리오의 통계적 상세화, *한국수자원학회 학술대회논문집*, 1191-1196.

신진호, 이효신, 권원태, 2010: 역학적 상세화 기법을 활용한 우리나라 미래 수문기상변화 시나리오 전망, *한국수자원학회 학술발표회*, 57.

안소라, 박진혁, 재효석, 황의호, 2010: 기후변화를 고려한 금강유역 수문기상인자의 특성분석, *한국수자원학회 학술발표회초록집*, 1555-1559.

안재현, 윤용남, 유철상, 2001: 지구온난화에 따른 수문환경의 변화와 관련하여: 2. 물수지 모형을 이용한 대청댐 상류 유역 수문환경의 변화 분석, *한국수자원학회 논문집*, **34(5),** 511-519.

양해근, 2007; 기후변화에 따른 유역의 물수지 변화, *대한지리학회지*, **42(3),** 405-420.

오제승, 김형수, 서병하, 2006: 수문 및 기후 자료에 대한 선형 경향성 및 평균이동 분석, *한국수자원학회 학술대회논문집*, **59**, 355-362.

오태석, 문영일, 권현한, 전시영, 2009: 일강우자료를 이용한 서울지점의 강우 사상 특성 분석, *한국수자원학회 학술대회논문집*, 1389-1392.

유철상, 이동률, 2000: 기후변화에 따른 강수일수 및 강수

강도의 변화연구, *대한토목학회논문집*, **20(4B)**, 535-544.

유철상, 이동률, 2000: 기후변화와 수자원: 국내외 연구동향, *한국수자원학회논문집*, **33(3),** 42-47.

윤용남, 2009: 물 관련 재해 대처를 위한 기후변화 적응대책 - 일본의 적응 대책을 중심으로-, *한국수자원학회 학술기사*, **42(9)**, 59-67.

이동규, 2008: 기후변화에 의한 한반도 기후와 유출량의 변화, *대한설비공학회 설비저널*, **37(1)**, 8-12.

이동률, 김응태, 유철상, 2004: 기후변화가 기상학적 가뭄과 홍수에 미치는 영향, *한국수자원학회 논문집*, 79-82.

이문환, 이병주, 정일원, 배덕효, 2010: 국내 5대강 유역의 기후변화에 의한 홍수 취약성 평가에 관한 연구, *한국수자원학회 학술발표회 초록집*.

이민아, 이우균, 송철철, 이준학, 최현아, 김태민, 2007: 기온 및 강수량의 시공간 변화예측 및 변이성, *The Journal of GIS Association of Korea*, **15(3)**, 267-278.

이상복, 김경덕, 허준행, 2004: 강수자료에 대한 변동성 및 경향성 해석, *한국수자원학회학술대회논문집*, 696-700.

이상복, 이동률, 허준행, 2000: 남한지역 강수량의 변동성 및 경향성 해석, 대*한토목학회 학술발표회 논문집*, **3(7)**, 103-106.

이재경, 김영오, 2008: 기후변화 영향평가의 불확실성 저감 연구, *한국수자원학회 학술대회논문집*, 345-351.

이재준, 곽창재, 장주영, 2009: 각종 통계학적 방법을 통한 주요 수문기상인자의 특성분석-서울지점을 중심으로-, *한국수자원학회 학술대회논문집*, 1245-1249.

이주헌, 김형수, 홍일표, 강부식, 김광훈, 2008: 수자원과 관련된 분쟁 및 갈등의 조정을 위한 거버넌스, *한국습지학회논문집*, 1530-1535.

임은순, 권원태, 배덕효, 2006: 수자원 영향평가에 활용 가능한 지역기후변화 시나리오 연구, *한국수자원학회 학술발표회 논문집*, 637 ~ 642.

임은순, 권원태, 안중배, 2005: 신경망 모델을 이용한 겨울철 유역평균 강수량 규모축소 연구, *한국기상학회지*, **41,** 89-99.

임혁진, 권형중, 배덕효, 김성준, 2006: CA-Markov 기법을 이용한 기후변화에 따른 소양강댐 유역의 수문분석, *한국수자원학회논문집*, **39(5),** 453-466.

정대일, 제리 스테딘져, 성장현, 김영오, 2008: 기후변화를 고려한 홍수 위험도 평가, *대한토목학회논문집*, **28(1B)**, 55-64.

정일원, 2008: 혼합 상세화 기법을 적용한 국내 수자원의 기후변화 영향평가, 세종대 대학원 박사학위논문.

정일원, 배덕효, 임은순, 2007: 수자원에 대한 기후변화 영향평가를 위한 고해상도 시나리오 생산(II), 유역별 유출 시나리오 구축, *한국수자원학회논문집*, **40(3),** 205-214.

정일원, 이병주, 김광천, 배덕효, 2008: 기후변화에 따른 홍수피해 취약성 평가, *한국수자원학회 학술대회논문집*, 289-293.

정지웅, 이우균, 이상철, 최계선, 2009: 기후변화 적응을 위한 GIS를 이용한 수자원 취약성 평가, *한국지형공간정보학회 학술대회논문집*, 78-80.

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

한국건설기술연구원, 1994: 기후변화가 한국의 수자원에 미치는 영향, 한국건설기술연구원.

한국수자원공사, 2004: 다목적댐 운영 실무편람, 한국수자원공사.

한국수자원공사, 2006; 금강유역조사, 건설교통부.

한국수자원공사, 2009: 기후변화에 따른 수자원영향평가 및 관리방안 수립, 한국수자원공사.

한국환경정책평가연구원, 2006: 기후변화 영향평가 및 적응 시스템 구축 II, 한국환경정책평가연구원.

한국환경정책평가연구원, 2007: 기후변화 영향평가 및 적응 시스템 구축 III, 한국환경정책평가연구원.

홍일표, 2006: 북한의 수자원, *한국수자원학회지*, **39(1)**, 63-65.

환경부, 2006: 국제환경현안 대응・해결기술: 기후변화에 의한 물순환의 예측 및 영향평가, 환경부.

환경부, 2007: 국제환경현안 대응・해결기술: 기후변화에 의한 물순환의 예측 및 영향평가, 서울대학교.

환경부, 2008: 국제환경현안 대응・대책 기술: 한반도 동아시아 기후변화 추세분석 및 원인규명, 연세대학교 산학협력단.

황준식, 정대일, 이재경, 김영오, 2007: 기후변화 영향평가를 위한 월 물수지모형의 적용성 검토, *한국수자원학회논문집*, **40(2)**, 147-158.

Bishop, C. H., and K. T. Shanley, 2008: Bayesian model averaging problematic treatment of extreme weather and a paradigm shift that fixes it, *Monthly Weather Review,* **136**, 4641-4652.

California Department of Water Resources, 2006: Progress on incorporating climate change into management of California's water resources, Technical memorandum report, California.

California Department of Water Resources, 2006: Progress on incorporating climate change into management of California's water resources.

California Environmental Protection Agency, 2006: Climate Action Team Report, California.

Choi, Y., 2002: Trends in daily precipitation events and their extremes in the southern region of Korea, *Journal of Environmental Impact Assessment,* **11,** 189-203.

Choi, Y., K.-Y. Nam, H.-S. Jung, and W.-T. Kwon, 2003: Estimating and correcting urban bias in surface temperature time series of Korea, *International Journal of Climatology,* **23,** 577-591.

Dessai, S. X., Lu, and M. Hulme, 2005: Limited sensitivity analysis of regional climate change probabilities for the 21st century, *Journal of Geophysical Research,* **110**, D19108.

Doblas-Reyes, F. J., R, Hagendorn, and T. N. Palmer, 2005: The rationale behind the success of multi-model ensembles in seasonal forecasting - II. Calibration and combination, *Tellus,* **57A**, 234-252.

Duan, Q., N. K. Ajami, X. Gao, and S. Sorooshian, 2007: Multi-model ensemble hydrologic prediction using Bayesian model averaging, *Advanced in Water Resources*, **30**, 1372-1386.

Giorgi, F., and L. O. Mearns, 2002: Calculation of average, uncertainty range, and reliability of regional climate changes from AOGCM simulations via the “Reliability Ensemble Averaging”, REA, method, *Journal of Climate,* **5,** 1141-1158.

IPCC, 1990: Climate Change 1990: Working Group I: Scientific Assessment of Climate Change, Cambridge, UK and New York, NY, USA.

IPCC, 2002: Climate Change 2001: Impacts, Adaptations, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge, UK and New York, NY, USA.

IPCC, 2007: Climate Change 2007: Synthesis Report, IPCC.

Kay, A. L., H. N. Davies, V. A. Bel, and R. G. Jones, 2009: Comparison of uncertainty sources for climate change impacts: flood frequency in England, *Climatic Changes,* **92**, 41-63.

Maurer, E. P., 2007: Uncertainty in hydrologic impacts of climate change in the Sierra Nevada, California, under two emission scenarios, *Climatic Change,* **82,** 309-325.

Maurer, E. P., and P. B. Duffy, 2005: Uncertainty in projections of streamflow changes due to climate change in California, *Geophysical Research Letters,* **32**, L03704.

Raftery, A. E., T. Gneiting, F. Balabdaoui, and M. Polakowski, 2005: Using Bayesian model averaging to calibrate forecast ensemble, *Monthly Weather Review,* **133**, 1155-1174.

Rajagopalan, R., U. Lall, and S. E. Zebiak, 2002: Categorical climate forecasts through regularization and optimal combination of multiple GCM ensemble, *Monthly Weather Review,* **130**, 1792-1811.

Roderick, M. L., and G. D. Farquhar, 2002: Changes in Australian pan evaporation from 1970 to 2002, *International Journal of Climatology,* **24**, 1077-1090.

Tebaldi, C., and R. Knutti, 2007: The use of the multi-model ensemble in probabilistic climate projections, *Philosophical Transactions of the Royal Society,* **365**, 2053-2075.

제 4 장

생 태 계

주 저 자 :
공우석(경희대학교)

기 여 저 자 :
이두표(호남대학교), 임종환(국립산림과학원)

감수편집자 :
최세웅(목포대학교), 김선희(국립산림과학원), 권태성(국립산림과학원), 이창석(서울여자대학교),
이병윤(국립생물자원관), 이은주(서울대학교), 이우균(고려대학교), 박원규(충북대학교),
원명수(국립산림과학원), 유병호(국립환경과학원)

목 차

4.1. 요약 ····· 403

4.2. 취약생태계의 다양성 및 기후변화에 대한 민감도 ····· 403
4.2.1. 고산 및 아고산 생태계 ····· 403
4.2.1.1. 환경과 고산 생태계 ····· 403
4.2.1.2. 지구온난화와 고산식물 ····· 404
4.2.2. 습지 생태계 ····· 407
4.2.3. 북한의 기후와 생태계 ····· 407
4.2.3.1. 북한의 고기후 ····· 407
4.2.3.2. 북한의 관측시대 기후 ····· 408
4.2.3.2.1. 북한의 기후변화 예측 ····· 409
4.2.3.3. 북한에서의 지형과 기후분포 ····· 409
4.2.3.4. 북한의 생물계절 ····· 409
4.2.3.5. 북한의 기후와 동물생태 ····· 410
4.2.3.6. 백두산 기후와 식물생태 ····· 410

4.3. 토지이용, 토지이용 변화와 산림, 생태계간의 상호 작용 ····· 411
4.3.1. 산림생태계 ····· 411
4.3.2. 생육 특성 및 생산량 ····· 412
4.3.3. 산림생태계 생산성 및 기후변화로 인한 산림쇠퇴 ····· 412
4.3.4. 산림 병해충 발생 변화 ····· 413
4.3.5. 산불과 산림재해 발생 변화 ····· 414

4.4. 인간 활동, 기반시설, 종다양성의 위협 ····· 416
4.4.1. 기후변화와 식물생태계 ····· 416
4.4.1.1. 기후변화와 식생 변화 ····· 416
4.4.1.2. 기후변화와 식물 분포 변화 ····· 418
4.4.1.3. 기후변화와 식물계절 ····· 419
4.4.2. 기후변화와 동물생태계 ····· 424
4.4.2.1. 국내 기후변화와 동물상 변화 ····· 424
4.4.2.2. 기후변화와 조류 변화 ····· 426
4.4.2.2.1. 조류 분포 변화 ····· 426
4.4.2.2.2. 조류 이동과 번식 생태 변화 ····· 427
4.4.2.3. 기후변화와 곤충 변화 ····· 428
4.4.2.3.1. 기후변화와 나비상 변화 ····· 429
4.4.2.3.2. 기후변화와 개미류 변화 ····· 430
4.4.2.3.3. 기후변화와 장수하늘소 변화 ····· 431
4.4.2.3.4. 일반 곤충의 해충화 현상 (대벌레, 갈색여치) ····· 431
4.4.2.3.5. 남방계 곤충의 유입 (꽃매미, 소철꼬리부전나비) ····· 432
4.4.2.3.6. 곤충의 생활주기 변화 ····· 433

4.5. 기후변화와 생태계별 미래 전망 ····· 433
4.5.1. 취약생태계 분야 ····· 433
4.5.1.1. 고산 및 아고산 생태계 ····· 433
4.5.1.2. 북한 생태계 ····· 433
4.5.1.3. 기후변화와 식생변화 ····· 433
4.5.1.3.1. 생물계절 ····· 434
4.5.2. 산림생태계 분야 ····· 434
4.5.2.1. 산림식생 및 생물다양성 변화 ····· 434
4.5.2.2. 산지재해 발생 변화 ····· 435
4.5.2.3. 산림병해충 발생 변화 ····· 435
4.5.3. 동물생태계 분야 ····· 436
4.5.3.1. 조류 ····· 436
4.5.3.2. 곤충 ····· 438

4.6. 기후변화와 생태계별 대책 ····· 438
4.6.1. 취약생태계 분야 ····· 438
4.6.1.1. 생물계절 관측 네트워크 구축과 표준화 ····· 438
4.6.1.2. 취약생태계 우선 및 상시 조사 ····· 438
4.6.1.3. 취약생태계 보전과 복원 필요 ····· 439
4.6.1.4. 북한생태계 연구와 국제적 연계 ····· 439
4.6.2. 산림생태계 분야 ····· 439
4.6.2.1. 기후변화 적응을 위한 기반 확보 ····· 439
4.6.2.2. 산림생물다양성 보전 대책 ····· 439
4.6.2.3. 산림생산성 유지・증진 방안 ····· 440
4.6.3. 동물생태계 분야 ····· 441

4.7. 맺는말 ····· 441

참고문헌 ····· 442

4.1. 요약

2009년에 IPCC 4차 평가보고서를 기준으로 한국기후변화보고서가 작성된 이후 IPCC는 기후변화 보고서에 대한 새로운 5차 평가보고서 목차 기준을 제시하였다. 그러나 국제적인 연구 흐름과 연구 현실은 우리와 약간의 차이가 있어 5차 평가보고서의 목차를 그대로 적용하기에는 한계가 있었다. 이 연구에서는 2009년 보고서(한국기상학회・한국환경영향평가학회, 2009)를 바탕으로 IPCC 5차 평가보고서에 반영될 항목 가운데 우리의 현실에 맞는 내용들을 중심으로 작성하였다.

2010년 한국기후변화평가보고서는 생태계의 다양성 및 기후변화에 대한 민감도, 토지 이용, 토지이용 변화와 산림, 생태계 간의 상호 작용, 인간 활동, 기반시설, 종다양성의 위협 등 3분야로 세분하였다.

첫째, 생태계의 다양성 및 기후변화에 대한 민감도에서는 한반도 내에서 기후변화에 상대적으로 취약한 생태계인 고산 및 아고산 생태계와 습지 생태계를 중심으로 접근하였다. 아울러 기후변화와 생태계에 대한 정보가 매우 제한적으로 알려져 있고 기후변화에 따른 재해가 현안으로 등장한 북한의 기후변화에 따른 생태계 변화도 논의하였다.

둘째, 토지이용, 토지이용 변화와 산림, 생태계 간의 상호 작용에서는 산림생태계를 중심으로 생육특성 및 생산량, 산림생태계 생산성 및 기후변화로 인한 산림쇠퇴, 산림 병해충 발생 변화를 중심으로 정리하였다. 산불과 산림재해 발생 변화 등을 다루었다.

셋째, 인간 활동, 기반시설, 종다양성의 위협에서는 기후변화에 따른 식물생태계와 동물생태계의 변화를 다루었다. 기후변화와 식물생태계에서는 기후변화와 식생 변화, 기후변화와 식물 분포 변화, 기후변화와 식물계절 등을 살펴보았다. 동물생태계에서는 기후변화와 동물상 변화와 함께 조류의 현황, 분포, 이동 및 번식 생태 변화를, 곤충에서는 일반 현황에 이어 기후변화와 곤충상(나비류, 개미류, 장수하늘소), 일반 곤충의 해충화 현상(대벌레, 갈색여치), 남방계 곤충의 유입(꽃매미, 소철꼬리부전나비), 곤충의 생활주기 변화를 중심으로 분석하였다.

기후변화에 따른 분야별 대책은 취약생태계 분야, 산림생태계 분야, 동물생태계 분야로 세분하여 접근하였다.

국내에서는 기후변화에 따른 자연생태계의 변화에 대한 실증적인 연구 자료는 많지 않으며, 이 보고서는 기후변화가 한반도의 육상 및 산림생태계에 미친 영향과 관련된 기존의 연구를 바탕으로 정리한 것이다. 학술 연구 성과로 미처 발간되지 않은 내용은 언론 보도 내용을 참조하였다.

분야별 원고의 집필은 경희대학교 공우석(취약생태계의 다양성 및 기후변화에 대한 민감도, 북한의 고기후와 기후, 기후변화와 식생변화, 기후변화와 식물계절, 북한의 생물계절), 국립산림과학원 임종환(토지이용, 토지이용변화와 산림, 생태계간의 상호 작용, 기후변화와 식물계절, 산림생태계), 호남대학교 이두표(동물생태계, 조류, 곤충, 북방계 곤충의 감소와 남방계 곤충의 증가, 일반 곤충의 해충화 현상, 남방계 곤충의 유입, 곤충의 생활주기 변화)가 각각 담당하였다. 2차년도 초고에 대하여 권태성(국립산림과학원 산림생태연구과), 이병윤(국립생물자원관 고등식물연구과), 이창석(서울여자대학교 생물학과), 최세웅(목포대학교 환경교육과) 등 분야별 관련 전문가의 자문을 거쳤다.

4.2. 취약생태계의 다양성 및 기후변화에 대한 민감도

취약생태계의 다양성 및 기후변화에 대한 민감도에서는 기후변화에 취약한 생태계인 고산 및 아고산 생태계, 습지생태계를 주로 다루었다. 아울러 기후변화에 따른 생태적 피해가 클 것으로 예상되지만 상대적으로 덜 알려진 북한의 자연생태계를 기후변화와 관련하여 살펴보았다.

4.2.1. 고산 및 아고산 생태계

4.2.1.1. 환경과 고산 생태계

국제적으로 기후변화에 따른 자연생태계 교란과

변화가 널리 보고되고 있다. 지구온난화에 따라 육상생태계에서는 극지방의 빙하가 녹고, 식물의 꽃 피는 시기가 빨라지고, 기온이 높아지면서 생리적 스트레스를 받은 식물의 생장이 쇠퇴하고, 동물들의 서식지와 이동시기가 달라지고, 생물종다양성이 감소하며, 작물의 재배지와 생산량 변화 등이 나타났다. 특히 지구온난화에 취약한 고산식물, 고유종, 산호초, 연안습지, 영구동토층 등의 피해가 크다.

한반도에서 지구온난화에 따른 피해를 가장 크게 받을 생태적 약자는 고산대(高山帶, alpine belt)와 아고산대(亞高山帶, subalpine belt)에 자라는 북방계 극지·고산식물(極地高山植物, arctic-alpine plant)과 고산식물(高山植物, alpine plant)이다. 고산대와 아고산대는 기온이 낮고, 식물의 생육일수가 짧으며, 바람이 강하고, 적설량이 불규칙하며 여러 기후요소의 연교차가 심하다. 또한 토질이 척박하고 빙하 주변지역처럼 주기적으로 땅이 얼고 녹으면서 나타나는 주빙하성(周氷河性, peri-glacial) 지형 간섭이 나타나는 등 식물이 살아가기에 불리한 환경이다.

저온 적응력이 강한 극지·고산식물과 고산식물은 척박한 환경에서 다른 식물과의 경쟁에서 살아남았다. 그러나 기온이 높아지면서 낮은 고도에 자라던 온대성 식물이 산 위로 이동하면서 산꼭대기에 살아남은 극지·고산식물과 고산식물은 경쟁에 밀려 사라질 위기를 맞고 있다(Kong, 1999a; 1996).

지구온난화에 따른 자연생태계의 교란과 피해가 지구적인 문제로 등장하였는데, 특히 우리나라 고산대와 아고산대에 격리되어 분포하는 한대성 극지·고산식물과 고산식물에 대한 우려가 크다. 우리나라 고산대와 아고산대에 분포하는 극지·고산식물과 고산식물은 플라이스토세(Pleistocene) 빙기 중 제4기(Quaternary) 빙기에 북쪽의 추위를 피해 한반도를 1차 피난처(避難處, refugia)로 삼아서 살아남은 빙기유존종(遺存種, relict)이다. 그 뒤 약 10,000년 전 홀로세(Holocene)에 들어서 기온이 상승하자 빙기 때 살던 서식지에서 밀려나 상대적으로 경쟁이 심하지 않고 기후가 한랭한 고지대를 2차 피난처로 삼아 살고 있다.

4.2.1.2. 지구온난화와 고산식물

한반도의 대표적인 극지·고산식물은 주로 북극권에 주된 분포역(分布域, range)이 있으나 한반도에서는 북한의 고산대에 주로 자라는 상록침엽관목인 곱향나무, 화솔나무 등과 함께 상록활엽관목인 담자리꽃나무, 천도딸기, 각시석남, 화태석남, 진퍼리꽃나무, 산백산차, 왕백산차, 가는잎애기백산차, 애기백산차, 털백산차, 큰백산차, 린네풀, 애기월귤, 넌출월귤, 큰잎월귤나무, 황산차, 가솔송 등이 있다. 남한에도 월귤, 돌매화나무, 시로미 등 극지·고산식물이 한라산 등지에 자란다.

고산식물은 산지의 교목한계선(喬木限界線, tree limit 또는 tree line)보다 높은 고도에 자라는 종으로 남·북한의 고산대에는 상록침엽소교목인 눈향나무, 눈잣나무와 상록활엽관목인 노랑만병초, 털진달래, 들쭉나무 등이 자란다.

지구온난화가 계속되면서 낮은 고도에 자라던 온대성식물이 산 위로 확장되면서 산정 가까이에 살아남은 극지·고산식물과 고산식물은 온대성식물과의 경쟁에 밀려 사라질 위기를 맞게 된다. 특히 고립된 고산대, 아고산대, 도서에서 기온이 상승하면 한대성 동물이나 식물이 이동할 통로(通路, corridor)나 피난처를 찾지 못하고 멸종하기 쉽다(공우석, 2005; 2009).

한랭한 기후에 적응하여 살아온 우리 극식물 중에는 지구온난화에 취약하여 피해를 받거나 쇠퇴할 수 있는 극지·고산식물과 고산식물이 많다(표 4.1). 북부의 고산대에만 자라는 상록활엽관목인 담자리꽃나무, 천도딸기, 각시석남, 화태석남, 진퍼리꽃나무, 산백산차, 왕백산차, 가는잎애기백산차, 애기백산차, 털백산차, 큰백산차, 린네풀, 애기월귤, 넌출월귤, 큰잎월귤나무, 월귤, 황산차, 가솔송과 상록침엽관목인 곱향나무, 회솔나무 등은 지구온난화에 취약하다.

남·북한의 고산대에 분포하는 상록활엽관목인 노랑만병초, 시로미, 털진달래, 들쭉나무와 상록침엽소교목인 눈향나무, 눈잣나무 그리고 한반도에서는 남한의 한라산 고산대에만 자라는 상록활엽관목인 돌매화나무 등도 지구온난화에 취약한 종이다.

북한의 아고산대에 격리되어 분포하는 상록침엽교

표 4.1. 지구온난화 취약식물(공우석, 2006).

등급	피해 정도(종수)	분포지역	외형적 특성	대표적 식물종
1	가장 취약 (20종)	북부 고산지대	상록활엽관목	담자리꽃나무, 가는잎애기백산차, 애기백산차, 가솔송
			상록침엽관목	곱향나무
2	취약 (7종)	한반도 전역 고산지대	상록활엽관목	노랑만병초, 큰백산차, 월귤나무, 황산차
			상록침엽아교목	가문비나무, 눈잣나무
		한라산 고산지대	상록활엽관목	시로미, 돌매화나무
3	큰 피해 우려 (4종)	북부 아고산지대	상록침엽아교목	눈향나무, 눈주목
4	피해 발생 가능 (9종)	한반도 전역 아고산지대	상록활엽관목	홍만병초, 만병초
			상록침엽관목	찝방나무
			상록침엽교목	분비나무, 종비나무
5	일부 피해 가능 (1종)	한반도 남부, 한라산 아고산대	상록침엽교목	구상나무
6	큰 피해 없음 (2종)	한반도 산지	상록침엽교목	전나무, 잣나무, 주목

목인 오리가문비나무, 풍산가문비나무, 종비나무, 만주흑송 등은 분포역이 좁아 지구온난화에 따른 피해가 예상되는 종이다. 남·북한의 아고산대에 자라는 상록활엽관목인 산진달래나무, 홍만병초, 만병초, 참꽃나무와 상록침엽교목인 가문비나무, 분비나무, 주목 그리고 상록침엽관목인 찝방나무, 눈주목 등은 지구온난화 피해가 나타날 수 있는 종이다.

한반도의 고산대에 격리되어 분포하는 상록활엽관목인 극지·고산식물과 고산식물은 플라이스토세 빙기에 북극 주변지역에서 유입된 식물들이 홀로세에 들어 기후가 온난해지면서 기온이 낮은 북한과 남한의 산꼭대기로 후퇴하여 살아남은 빙기의 산물이다. 빙기의 유존종으로 북방에서 유입된 상록활엽관목인 극지·고산식물과 고산식물은 온도 범위가 좁고 여름 고온에 민감하여 지구온난화가 계속되면 가장 큰 피해를 입게 될 취약종이다(공우석, 2005).

한반도의 고산대와 아고산대에 자라는 극지·고산식물과 고산식물은 한랭한 기후조건에 적응할 수 있는 외관과 생리생태적 조건을 지녀 북한 북부지방에 주로 자라며, 남한의 설악산·한라산·지리산 등의 고산대와 아고산대에도 자란다. 극지·고산식물과 고산식물은 플라이스토세 빙기 동안 혹독한 추위 때문에 극지 주변에서 유입되어 한반도를 1차 피난처로 삼았다. 홀로세에 들어서 대부분 극지·고산식물은 극지 주변으로 복귀했으나, 일부는 한반도의 해발고도 1,500~1,800 m 이상의 고산대와 아고산대에 격리되어 분포한다. 지구온난화가 계속되면 한반도를 지구상 극지·고산식물의 지리적 분포의 남방한계선으로 삼은 많은 종들의 운명은 위태로워질 전망이다(공우석, 2002).

기후변화에 가장 민감하게 반응하는 고산·아고산 식생을 대상으로 남·북한 지역에 대한 취약성을 평가한 결과 기후변화로 인한 기온 상승으로 우리나라의 고지대에서 서식하는 고산·아고산 식생이 분포할 확률이 많이 낮아지는데, 남한지역보다는 북한지역이 더 많은 영향을 받는 것으로 나타났다(김재욱과 이동근, 2007).

백두대간의 설악산, 점봉산, 오대산, 함백산, 태백산, 덕유산, 소백산 그리고 지리산 등의 산계에서 해발 1,200 m 이상의 고산지에서 분포하는 상록침엽수림을 주 대상으로 하여 조사한 결과 각 식생단위의 환경구배 상 위치는 주로 온도와 강수량의 고도구배에 의해 결정되고, 부분적으로 미세지형 상태(적설량, 일조량, 사면위치, 토양수분 등)에 의한 영향도 있었

다(조현제 등, 2004).

남한의 남부와 한라산 아고산대에 자라는 상록침엽교목으로서 고유종인 구상나무는 여름 고온에 대한 적응성은 상대적으로 높지만 환경에 대한 적응성이 아직 낮고 주변에 난·온대성 수종이 많아 지구온난화의 희생자가 될 수 있다. 한반도 산지에 자라는 상록침엽교목인 전나무·잣나무는 여름에 기온이 올라가면서 생장과 결실에 장애가 나타나고 분포역이 축소되는 등 어려움을 겪을 수 있다(Kong, 1999a; 1999b; 공우석, 2005).

강원도 홍천 풍혈에 자라는 월귤(*Vaccinium vitis-idaea*)은 한반도 내에서 지리적 분포의 남한계선이다. 홍천의 월귤은 가장 가까운 거리에 자라는 설악산 아고산대와는 1,200 m의 해발고도 차이가 있으므로 빙기의 기온은 현재보다 6.6℃ 내외로 낮았던 것으로 추정된다. 극지와 고산에 격리 분포하는 월귤은 여름 고온에 민감한 식물이다. 홍천의 산록에 자라는 월귤은 지구온난화에 따라 생리적으로 영향을 받거나 높은 온도를 좋아하는 식물과의 경쟁에 밀려 사라질 수도 있다. 한반도의 생물다양성 보전 차원에서 홍천의 월귤 군락지에 대한 보호 관리가 필요하다(공우석과 임종환, 2008).

제주도의 기온 상승이 한라산 고산식물의 분포에 미치는 영향에 대한 연구의 하나로 희귀하거나 멸종위기 상태에 있는 한라산 고산식물 8종의 수평 및 수직 분포역과 생육환경을 조사하였다. 한라산 고산식물은 분포에 따라 8가지 유형으로 분류되며, 그 중 70% 정도가 한반도의 고산지나 일본열도와 공통적이었다. 이들은 빙기 동안 동북아시아에서 한반도를 거쳐 제주도로 유입되었고, 일부는 일본열도로 전파된 것이다. 고산식물은 열악한 기후, 척박한 토질과 지질 그리고 동결과 융해가 반복되는 주빙하성 환경에 적응하여 산정부 일대에 분포한다(공우석, 1998).

한라산 고산식물 중 눈향나무, 돌매화나무, 시로미, 들쭉나무, 구름송이풀, 구름체꽃, 구름떡쑥, 솜다리 등 8종을 선정하여 사면별 수직분포를 현지 조사하였다. 한라산의 고도별, 사면별 기온 분포도와 고산식물의 수직분포를 비교 분석하여 식물별 기온적 최적범위(最適範圍, optimal range)와 내성범위(耐性範圍, tolerance range) 등 생태적 특성을 파악하고 한반도 전역에서 얻어진 결과와 비교 분석하여 식물종별 내성범위와 최적범위를 결정하였다. 제주도의 기온 상승에 따른 한라산 고산식물의 분포역 쇠퇴 양상을 예측하고 관련 대책을 논의하였다(공우석, 1999).

지구온난화로 인한 겨울철 고온으로 일부 상록침엽수종의 고사와 쇠퇴현상이 관찰되었다. 한라산의 구상나무(*Abies koreana*)림은 최근 빠르게 생장이 쇠퇴하고 분포역이 줄어드는 쇠퇴 증상을 보인다. 쇠퇴의 주요 원인으로 지구온난화로 인한 겨울철 기온 상승과 수분 스트레스를 지목하고 있다(구경아 등, 2001; 임종환 등, 2006; 2008; Woo et al., 2008).

성주한 등(2001)은 이상 기후현상을 대비하기 위한 목적으로 1998년도 대규모 소나무와 잣나무 임목피해가 발생한 지역에 대해 현지조사를 실시하였다. 1988～1999년까지의 기상자료를 분석하여 본 결과, 피해 전년도에는 예년과 큰 차이가 없었으나, 피해년도 1～3월 온도는 예년보다 1989년도에는 0.9～2.76℃, 1998년도에는 1.4～3.5℃가 높았고, 강수량은 극심한 가을 가뭄현상을 보였다.

차수영 등(2009)은 MODIS NDVI(Normal Difference Vegetation Index)를 이용하여 9년간(2000～2008)의 북한 북부고원지대 아고산·고산 식생의 생물계절 특징을 분석하였다. NDVI값은 5월 초순의 급격한 성장 이후에 6월부터 8월까지 0.8 이상 지속적으로 유지되었고, 최대 식생 생산량과 시기는 각각 0.86, 7월 29일이었다. 식생 성장의 시작과 쇠퇴는 평균적으로 각각 5월 9일, 9월 30일이었고, NDVI값은 각각 0.51, 0.54였다. 식생 성장 기간은 2003년에 128일로 가장 짧았고 2000년과 2005년은 176일로 가장 길었다(표 4.2).

이에 더하여 동일한 수직적 산림 식생 환경을 갖는 설악산과 지리산의 생물계절 특성을 비교하였는데, 남·북한의 아고산·고산 식생대는 약 30일 이상의 식생 생육기간의 차이가 나타났고 남한 지역이 MODIS 자료의 합성 주기인 16일 만큼 개서시기가 빠름을 볼 수 있었다.

표 4.2. 남북한 3개 지역의 식물계절 메트릭스(차수영 등, 2009).

		Beginning of growing season		Length of the 'green' season	End of growing season	
		Time	Value		Time	Value
North Korea	Northem plateau	4/23 ~ 5/9	0.51	153	9/14 ~ 11/1	0.54
	Mt. Seorak	4/23 ~ 5/9	0.45	192	10/16 ~ 12/3	0.50
South Korea	Mt. Jiri	4/23	0.55	197	10/16 ~ 12/19	0.61

4.2.2. 습지 생태계

습지와 해안사구는 개발과 환경변화에 따른 영향을 많이 받는 육상생태계이지만 기후변화에도 취약한 생태계이다. 그러나 기후변화가 취약한 습지와 해안사구에 미치는 영향에 대한 국내 연구는 활발하지 않다.

Landsat TM에 의해 얻어진 영상들을 이용하여 분석한 결과 1982 ~ 1992년까지 약 120 ㎢ 이상의 습지가 연구 대상지역에서만 손실되었음을 밝혔는데 이러한 양적 변화는 목포해역의 조위 상승에 기인하고 있다(이기철 등, 1997). 그러나 조위 상승과 기후변화와의 관계는 논의되지 않았다.

제주도 저지대의 후빙기 환경변화를 밝히기 위해 구좌읍 김녕사구 모래층의 흑색사질부식층을 대상으로 화분분석을 실시한 결과 매몰부식층이 형성될 당시 산림식생은 김녕(KY) I에서는 침활혼합림 → 상록침엽수림 → 상록활엽수림으로, 김녕(KY)Ⅱ에서도 침활혼합림 → 상록침엽수림 → 상록활엽수림으로 바뀌었다. 그리고 김녕(KY) I 와 김녕(KY)Ⅱ 모두 대부분 상록성 삼림식생이 우점하므로 당시의 기후환경은 난대성 기후로 보았다. 김녕(KY) I 와 김녕(KY)Ⅱ의 식생과 기후환경은 지금과 큰 차이가 없었다(박지훈 등, 2009).

제주시 김녕사구 퇴적층의 형성시기와 형성 환경을 미루어 하부사층의 토양은 6,200yrs. B.P.(1950년을 기준으로 한 Before Present) 경 형성이 종료되었다. 그리고 하부 흑색사질부식층은 약 6,200yrs. B.P. ~ 1,400yrs. B.P. 경 어느 시기, 중부 사층은 약 1,400yrs. B.P. 전후, 층상학적으로는 하부 흑색사질부식층 형성기와 상부 흑색사질부식층 형성기 사이의 어느 시기에 형성되었다. 김녕사구에서 상부와 하부의 흑색사질부식층이 형성될 당시에 주위의 구릉 또는 산지 하부에서는 상록성 삼림이 우점했으며, 지금과 유사한 난대성 기후였다. 또한 김녕사구는 적어도 약 6,200yrs. B.P. 이후 ~ 현재에 이르기까지 사구 발달 과정에 있어서 최소 3회의 사구 형성기와 2회의 사구고정기가 존재했었다. 이러한 연구는 제주도, 더 나아가 한반도 서해안 일대의 홀로세 동안의 고해수면을 비롯한 해수면 변동곡선의 복원에 도움이 될 것으로 판단된다(박경 등, 2009).

4.2.3. 북한의 기후와 생태계

4.2.3.1. 북한의 고기후

북한에서 기후변화가 식생에 미친 영향을 알 수 있는 간접적인 자료로 빙하 흔적이 발견된 용빙퇴적층(溶氷堆積層)의 화분과 포자 화석 식물상 구성과 그 비율을 통해 언진산 빙하시기의 자연환경을 고찰한 결과, 언진산 용빙퇴적층 형성시기의 기후환경은 아한대성 온대로부터 한온대로 점차 넘어 가는 특성을 나타냈다. 당시 식물상은 한랭한 습지풀류가 주를 이루는 산간초원 ~ 혼성림군락이었다(류정길, 1999).

북한의 기후는 1200년대 후반기부터 점차 한랭화되기 시작하였는데 1400년을 전후한 약 40년 기간에는 겨울철이 그다지 춥지 않았으나 여름철이 추웠다. 그 후 100년간에 다시 기후조건이 좋아졌다가 1520 ~ 1840년까지 320년은 다른 시기보다 몹시 한랭한 현대 《소빙기》로 보았다. 최근 북한의 기온은 겨울철 기온이 높아지고 여름철 기온이 낮아졌다. 이상기후 현상이 자주 나타나면서 농작물의 생육적산온도가 떨어지고 농작물이 자랄 수 있는 기간이 짧아졌다(김금숙, 1983).

고려사, 조선왕조실록, 일성록 등의 역사기록에 의하여 과거 기후를 재현한 결과 1000～1200년대, 1900년대는 온난하였으나 1500～1800년대 전반기에는 한랭하였다. 1521～1630년, 1631～1740년, 1741～1840년에 소빙기가 있어 동해바다가 4번이나 얼었다. 1950～1970년대의 30년 동안 겨울에 몹시 덥고 연평균기온도 높았다. 1960년대 후반기로부터 1970년대 전반기에 여름, 가을 기온이 일시적으로 낮아지고 강수량도 적어 졌다(김금숙, 1986).

4.2.3.2. 북한의 관측시대 기후

북한에서 기온이 높고 비가 많은 고온다우현상이 자주 발생한 것은 태양 활동의 장주기적인 변화와 관련된다(리영일, 1992). 연평균기온에 대한 시계열 분석을 시도한 결과 북한의 연평균기온은 약 1990년까지 감소하는 경향을 보이며 이후 시기에는 증가 경향으로 넘어갈 것으로 추정하였다(리형준, 1982).

기온은 온난화 과정에 있으며 특히 1987년부터 급격한 온난화가 시작되었으며, 10년 동안에 0.6℃ 정도씩 높아지고 있다. 1988～1989년 겨울은 1916년 이래 가장 더웠던 해이다. 겨울철 추위의 변동주기는 9년 주기로부터 13년 주기로 바뀌었으며 최근에는 변동주기가 뚜렷하지 못하다(박춘백과 조인학, 1990).

연평균기온은 1900년대 초부터 1960년경까지 온난해졌고 1960년경부터 1970년대 전반기까지 한랭해졌다. 1900년대 초부터 1940년대까지의 겨울철 기온은 평년보다 1℃ 정도 낮았으며 1950년대부터는 급격히 높아졌다. 여름철 기온이 제일 낮았던 시기는 1960년대 후반기～1970년대 전반기로 평년보다 0.3～0.4℃ 낮았다. 한해 강수량은 1940년대 초까지는 소우기였으나, 1950년대와 1960년대는 평년에 비하여 100～200 mm 많은 다우기였다(김금숙 등, 1991a).

연평균기온의 변화에 대한 과거의 분석 자료를 보면 1990년대 중엽에 평년 아래로 낮아지겠으나 다시 높아져 세기 말까지 평년보다 높아질 것으로 예측하였다. 겨울철 기온은 1990년 중엽에 약간 낮아지겠으나 평년보다 높아지고, 여름철 기온은 중엽부터 높아지고 강수량은 후기에 적을 것으로 예견하였다(김금숙 등, 1991b).

지난 100년간 북한에서 한해 기온의 온난화 경향은 겨울철과 봄철 기온의 상승에 따른 것으로 한해평균기온의 온난화 속도는 1.8℃/100년이다. 20세기 전반기에는 평균기온이 지구적 기후변동경향에 비하여 20년 정도 늦어서 나타나고 1970년대부터는 지구적인 기후변동과 거의 일치하였다(조성하와 채선숙, 2000).

11개 주요지점의 자료를 1980년대의 기온관측 자료와 대비 분석한 결과 1920～1940년대 초까지는 연평균기온이 낮았다. 1940년대 후반기부터는 점차 높아지다가 1960년대 초에는 평년보다 0.6℃ 높았다. 1960년대 말까지는 약간 낮아지는 경향을 보이다가 다시 1980년까지 높아졌다. 연평균기온이 높아지는 것은 겨울철 기온변화와 연관된다. 1950년대까지는 겨울철 기온이 평년보다 낮았으나 그 이후부터는 높아지다가 1960년대 말에 들어서면서 다시 높아 졌다. 평균기온과 겨울철 기온이 높아지고 있는 반면에 여름철 기온이 낮아지고 있다(임봉재과 리재복, 1989).

기온 변동의 시·공간적 변화를 분석한 결과 최근 30년간 겨울철 이상고온현상이 약 3배로 자주 나타났고 이상저온현상은 2배로 드물게 나타났다. 이러한 경향성은 1990년대에 들어 와서도 지속되고 있다(정향희, 1991). 겨울철 기후가 온난화 되는 대기순환적 요인은 첫째, 대륙고기압 등의 체계적인 약화, 둘째, 동아시아 서풍지수의 강화와 자오선지수의 약화경향에 의하여 동아시아에서 겨울철 북서계절풍이 약화되면서 기온이 상승한데 있다(조성하, 2004).

1971년 이후의 봄철 평균기온은 평균 0.2℃ 높아졌고 강수량은 평균 9.8 mm 줄었다. 여름철 평균기온은 20.8℃로 변화가 없고 장마가 지면서 비가 자주 내렸다. 가을철 기온은 큰 변화가 없으나 강수량은 21.3 mm 줄었다. 겨울철 기온은 평균 -6.0℃로 0.7℃가 높아졌고 전반적 지역에서 뚜렷이 상승하였다. 북한의 기후는 전 지구적인 온난화 배경 하에 겨울철과 봄철 기온이 높아졌고 여름 강수량은 관측 이래 제일 적어졌다(리윤희, 2004).

4.2.3.2.1. 북한의 기후변화 예측

선형회귀분석에 의해 2010년경까지 북한의 평균기온의 변동을 전망한 결과 앞으로 5년간 예측평균기온은 8.94℃로서 평년값 8.2℃에 비하여 0.74℃ 높아질 것으로 보았다. 대기 탄산가스 농도 증가만을 고려했을 때 예측 평균기온이 9.0℃로서 평년기온보다 0.8℃ 높아질 것으로 예견했다(채선숙 등, 2007).

20세기에 이어 21세기에 들어서서도 기후의 온난화가 계속되고 있으며 21세기에 들어와 5년간 강수량은 점차 많아졌다. 동해안지방에서 냉량한 현상이 약하게 나타나고 있으며 재해성 이상기후현상에 의한 무더기비 또는 폭우 현상이 자주 발생하였다(송경란, 2007).

과거에 기후변화를 예측한 내용을 보면 1917년부터 1978년까지 자료를 바탕으로 분석한 결과 북한의 연강수량은 35～40년의 긴 주기 경향성을 나타내는데 1980년대 말～1990년대 초까지는 강수량이 적은 경향성을, 그 다음부터는 강수량이 많은 경향을 띨 것으로 예측하였었다(리형준, 1984).

북한쪽 강원도 고산지대에서 겨울철 기상조건의 변화를 분석하였다. 모든 지방들에서 1980년대 전반기 이후부터 현재까지 겨울철 기온은 계속 높아지는 경향을 나타내고 있다. 겨울철 강수량의 변화 경향성은 지방별로 서로 다르게 나타나고 있다(박명철과 윤명호, 2004). 강원도 고산지대에서 1970년대 전반기부터 현재까지 가을철 기온은 정도의 차이는 있으나 높아지는 경향이 있다. 가을철 강수량은 점점 줄어든다(박명철과 정철준, 2004).

4.2.3.3. 북한에서의 지형과 기후분포

1951～1980년 사이 연평균강수량의 지역적 분포를 살핀 결과 지대가 높아짐에 따라 바다에 면한 경사면에서는 해안으로부터 경사면을 따라 높은 곳으로 올라가면서, 내륙지역에서는 골짜기바닥으로부터 경사면을 따라 높은 곳으로 올라가면서 강수량이 많아진다. 서해안지역이 동해안지역보다 강수량이 많으며 북부내륙지역의 강수량이 가장 적다. 지형조건에 따라 개별적인 산경사면에 강수량이 특별히 많이 분포된다(장태호, 1982).

봄철 5℃ 및 10℃ 한계온도 시작 날짜를 지리적 위도와 해발높이에 의하여 추정한 결과 봄철 5℃ 한계온도 시작 날짜는 해발높이가 100 m씩 높아짐에 따라 2.1일 늦어지며 위도 1°씩 커짐에 따라 2.7일 늦어진다. 10℃ 한계온도 시작 날짜는 해발높이가 100 m씩 높아짐에 따라 2.8일 늦어진다. 관측소가 없는 지점에서 지리적 위도와 지점의 해발높이에 의하여 봄철 5℃ 및 10℃ 한계온도 시작 날짜를 ±2.2～4.0일의 정확도로 추정하였다(전창일과 박종선, 2001).

4.2.3.4. 북한의 생물계절

여러해살이식물인 무수해(*Saussura neoserrata*)의 년생별 생장 특성을 조사한 결과(신병순, 1990) 무수해는 해발높이가 100 m씩 높아지는데 따라 계절상도 4～5일 정도 늦어졌다.

백두산 정일봉 소백수골 상류의 양옆 기슭에서 자라는 나무식물 11종의 계절상을 조사하여 오가산 지방보다 17～30일, 평양지방보다 35～50일 늦게 시작하고 일찍 끝난다는 것을 밝혔다(조무광, 1990).

북한 서북부지대인 비래봉지구의 소나무～신갈나무숲에서 자라는 목본식물 16종에 대한 계절변화과정 분석에 따르면 해발높이 100 m씩 올라감에 따라 식물계절상의 차이는 평균 2.8일이었다. 연평균기온이 9.7℃ 되는 지역과 연평균기온이 7.6℃ 되는 조사지역에서 계절상의 차이는 20～26일이었다(엄상섭, 1984).

말채나무의 씨앗 형성은 6월초부터 시작하여 8월말까지 완전히 끝나며 열매는 10월말에 익었다. 열매속껍질과 씨앗 껍질 및 속눈젖의 형성은 7월말에 끝나며 씨눈의 형태적 및 생리적 여물기는 8월말에 완성되었다(황금옥 등, 2003).

추웠던 해인 1984년에 봄철기온이 낮아 평년보다 적산온도가 126℃ 적어 꽃눈트기가 배나무는 10～15일, 사과나무는 6～9일, 살구와 추리는 10～13일 늦었다. 냉해가 심한 때(1993년 6월 상순～8월 중순)에 과일의 가로 직경 자란 양은 평년보다 배는 2.5～5 mm, 사

과는 3.4～8.7 mm 적었다. 여름철 냉해가 과일나무의 자라기와 과일익기를 지연시키면서 다음해 꽃눈분화에 나쁜 영향을 주고 있음을 밝혔다(김길복, 1994).

식물별 한계온도 도래날짜와 꽃 피는 날짜를 보면 냉이 움트는 날짜는 한계온도 3℃ 도래 날짜보다 5～8일 늦게, 진달래 꽃피는 날짜는 한계온도 10℃ 도래 날짜보다 3～4일 먼저, 한계온도 10℃ 도래 날짜는 진달래 꽃피는 날짜와 살구 꽃피는 날짜 사이에 놓인다. 평균기온 한계온도 도래 날짜와 식물계절 현상 도래 날짜와의 관계는 밀접하다(량최석과 김히만, 1989).

4.2.3.5. 북한의 기후와 동물생태

북한에서 해충의 발생량과 발생 시기를 과학적으로 예측하고 구제 대책을 세우기 위하여 적산온도에 기초한 곤충개체무리 계차모형(階差模型)을 작성하고 밤색점벌레를 이용하여 모형의 적합성을 판정하였다(김대성과 전일, 2005).

북한의 60여개 지역에서 나타나는 가뢰류들의 연중발육고리와 출현동태를 생물기후학적 및 먹이식물과의 관계를 밝혔다. 가뢰류의 연중 발육고리는 종에 따라 서로 다르며 봄～초여름과 가을에는 엄지벌레의 비율이 높고 여름～초가을에는 새끼벌레의 비율이 높았다. 개체수가 제일 많은 종은 록색가뢰이며 그 출현은 먹이식물의 꽃피기와 일치하였다(전신숙 등, 2000). 사과나무밭들에 발생하는 천적곤충의 종류와 그 발생비율 및 발생동태를 정량적으로 밝혔다(황천복과 박용린, 2007).

조류의 경우 깨까치의 구애 행동은 3월 초부터 진행되며 4월 초부터 4월 중순경에 수림 속에서 암수가 함께 둥지를 틀기 시작한다. 알은 매일 1알씩 낳으며 마지막 알을 낳은 때부터 알을 품으며 16～17일이면 알에서 깬다. 새끼들은 19～22일이 되면 둥지를 떠나 어미새를 따라 다니면서 가족 무리생활을 하며 9월 말～10월 중순경이 되면 10마리 정도의 무리를 지어 야산지대로 이행한다(리형관 등, 2002).

노랑부리백로는 해마다 4월 중순부터 서해안의 무인도들에 나타나기 시작하여 5월 중순에는 거의 모든 무리가 번식지를 차지하였다. 서해안의 무인도들에서 번식하는 전체 마릿수는 1,200～1,500마리 정도로 추정되었다. 겨울에 남해안과 일본의 남부, 대만, 중국의 장강 이남, 말레이시아, 인디아, 필리핀, 인도네시아 등의 더운 지방에서 월동하고 봄에 다시 번식장소로 돌아왔다(림추연 등, 2004).

우리나라에서 겨울기간 흰두루미(Grus japanensis)의 주요 분포지역은 서해안에서 황해남도 앞바다 연안의 간석지와 논, 밭, 임진강 하구와 사천강 유역이며 동해안에서 안변군, 통천군, 고성군 일대의 논벌과 철원군 회산리였다. 우리나라에서 월동하는 마릿수는 280～300여 마리인데 해마다 그 마리수가 줄어드는 경향을 나타냈다. 동해안 일대에서는 번식지로부터 동해안의 두만강 하구, 금야군을 거쳐 안변군일대에서 일부 개체무리가 월동하고 기본 무리는 세포군, 평강군을 거쳐 철원군 회산리의 논벌과 강, 호수 유역들에 이르러 월동 하였다. 서해안 일대에서는 정주군, 문덕군, 온천군을 거쳐 은률군, 과일군에 도착하여 기본 무리는 룡연군, 태탄군, 옹진군 일대에서 월동하고 일부 무리는 예성강 하구 유역과 판문군 일대에서 월동하였다(박우일 등, 1997).

백두산 일대의 낮나비류(Rhopalera)는 북방계 분포형 160종(84.2%)이 주를 이루고 남방계 분포형 30종(15.8%)이 섞여 있다. 낮나비류상에서 87종(45.8%)은 백두산 일대를 포함한 북한의 북부고지대들에 분포 중심을 둔 종들이고 73종(38.4%)은 주로 북쪽방향에 놓인 지대들에 분포 중심을 두고 남하한 빙하의 유존종이며 30종(15.8%)은 남쪽에 주로 분포하는 종으로 북상한 것들이다. 백두산 일대에서 낮나비류는 해발고도가 높아짐에 따라 점차 적어 졌다(임홍안과 황성린, 1994).

4.2.3.6. 백두산 기후와 식물생태

황덕진(1982)은 관측자료가 없는 시기의 기후변동상태를 나이테를 바탕으로 얻어낼 수 있다고 제시하고, 나무 종류에 대한 생물학적 나이테에 의하여 기상기후지표계산식을 세웠다. 나무연륜(나무年輪, dendrochronology) 시계열의 변동주기를 분석한 결과

약 400년간의 백두산지구 나무연륜의 변동에서 가장 우세한 주기는 50, 11～13, 7～9, 25년 주기였다(정혜경, 1997).

백두산은 다른 지대보다 일조율이 낮고 우리나라에서 제일 추운 곳이다. 한해평균기온은 -8.3℃이고 최고기온은 18℃, 최저기온은 -47.5℃이다. 기압은 매우 낮으며 여름철바람과 겨울철바람이 강하게 분다. 백두산에서는 구름과 안개가 자주 끼는데 높이 2 km 아래층구름이 백두산 구름의 기본 형태이며, 연강수량은 2,501 mm로 북한에서 제일 많다. 연평균기온이 낮고 밝은색의 부석층으로 되어 있으며 습기가 적으므로 증발량은 적다. 연평균상대습도는 79.5%로서 북한에서 가장 높다(리성란, 2001).

백두산 일대(해발 1,900 m 이상)에는 고산 소저목 군락인 담자리꽃-만병초 군락, 시로미-가솔송 군락, 콩버들 군락이 발달한다. 담자리꽃-만병초 군락은 천지기슭을 비롯한 해발 1,950～2,500 m에, 시로미-가솔송 군락은 해발 2,000～2,600 m에, 콩버들 군락은 해발 2,000～2,500 m 사이에 분포한다(리기철 등, 1995).

일반적으로 상록활엽수는 겨울에도 온난한 남부지방에만 자라는 것으로 알려졌지만 적지 않은 종류가 한반도의 고산과 아고산대에 자란다(공우석, 2002). 백두산과 북한지역에 분포하는 상록활엽수는 장미과 1속 1변종, 층층나무과 1속 1종, 진달래과 6속 12종 14변종 4품종으로 가장 많고, 시로미과 1속 1변종, 인동과 1속 1종으로 모두 5과 10속 14종 16변종 4품종으로 총 34종류가 분포한다. 담자리꽃나무, 가솔송, 노랑만병초, 만병초, 산진달래나무, 진달래나무, 황산차, 좀참꽃나무, 철쭉나무, 월귤, 시로미, 린네풀 등 12종류의 군락이 자란다(김종홍과 윤경원, 1998).

백두산 일대의 두메오리나무(*Alnus maximowiczii*)는 해발 1,550～2,100 m 구간에 띠 모양으로 분포되어 있으며 특히 1,800～2,000 m 사이에 가장 많다. 북·북동·북서방향에 많이 분포되어 있으며 나무 밑둥이 산경사면으로 휘었다가 위로 자라며 산림한계선 이상에서는 키가 작고 나무갓이 둥글게 퍼지며 자란다. 두메오리나무는 일조율이 낮으며 토양비옥도가 높은 산골짜기뿐만 아니라 바위가 많은 벼랑이나 비탈이 심한 특수한 조건에서 잘 자라는 식물이다(신남수 등, 2006).

백두산 일대에서 청취(*Cyathephalum schmidtii*)는 해발 1,000～1,300 m의 높이에 분포하는데, 분포 지역의 5℃ 이상 적산온도는 2,202℃이며 년 중 일조율은 55.4%이다. 청취가 자라는 기간 평균 일조율은 46.8%이며 울폐도(鬱閉度)는 0.3～0.6으로서 반양지식물이다(리금순과 신병순, 2005).

4.3. 토지이용, 토지이용 변화와 산림, 생태계간의 상호 작용

4.3.1. 산림생태계

우리나라는 국토의 64% 정도가 산림으로 이루어져 있어 물질 생산과 대기 중 이산화탄소 흡수, 수원함양 등 산림생태계가 발휘하는 다양한 서비스와 생물다양성 보전 기능이 매우 중요하다.

최근 급속한 속도로 진행되고 있는 기후변화로 인해 산림생태계의 생물다양성과 생태계 서비스 기능이 크게 영향을 받을 것으로 예상된다. 그러나 우리나라는 비교적 장기적인 모니터링 자료가 부족한 편으로서 기후변화의 영향으로 볼 수 있는 실증적인 연구·조사 자료가 많지 않다. 국립산림과학원에서는 1995년부터(Oh et al., 2000), 환경부에서 2004년부터 추진하고 있는 장기생태연구 및 모니터링 자료와 함께 기상청의 생물계절 관측자료 및 일부 학자들의 모니터링 자료들로부터 식물계절 변화나 일부 수종의 고사와 쇠퇴, 산림재해와 새로운 병해충 발생의 증가 등에 대한 영향을 분석하고 있다.

21세기에 다른 지역에 비해 빠르게 기온이 상승하고 강수량 패턴이 달라질 것으로 예상되는 한반도의 기후변화 시나리오로 보았을 때, 기후변화는 생태계 전반에 매우 심각한 영향을 미칠 것으로 예상된다. 현재 기후변화 진행 속도는 과거 진행속도보다 100배 이상 빠른 것이다. 우리나라는 지형이 복잡하며 도로나 경작지 등으로 산림이 파편화되어 있는 등, 수목의 이동속도가 기후환경변화 속도에 비해 느림에 따라 산악지 정상부에 고립되어 개체군이 감소하는 등 생물다양성 감소도 예상된다.

우리나라는 여름철 강수량이 집중되는 몬순기후의 특성으로 가지고 있는데 기후변화 시나리오에 의하면 여름철 강수량이 더욱 증가할 것으로 예상하고 있어 집중폭우에 의한 산지토사재해가 우려된다. 아울러 산림 발달에 따른 연료량 증가와 산불발생 위험시기의 지역별 강수량 변화 차이 등으로 일부 지역의 산불발생 위험이 높아질 수 있다. 산림생태계를 우점하고 있는 수목의 수명이 길고 임업경영의 1세대가 수 십년에서 100년 이상으로 길기 때문에 전진적이고 사전 예방적 차원의 기후변화 적응 노력이 필요하다.

4.3.2. 생육 특성 및 생산량

강원, 중부, 남부, 도시림 지역 등에서 참나무림을 선정하여 5년 동안 식생 구조 및 입지환경인자, 물질생산 및 양분 분포, 토양 특성과 질소 동태, 유기물의 유입과 분해 및 토양 호흡, 수분을 통한 생태계 내 양분의 이동 과정 등을 분석하였다. 식생구조 및 입지환경인자 결과 참나무류 천연림은 중간 단계의 천이에 있었고, 산불, 인위적 교란 혹은 교란 가능성이 높은 불안정한 입지에서 이차림으로 형성되었다. 굴참나무는 남서사면의 건조한 입지환경에, 남동사면에는 굴참나무와 신갈나무의 혼합으로, 북사면에는 신갈나무가 발달하였다. 도시지역의 참나무류 천연림은 자연지역과는 다른 식생 특성을 보였고, 하층에는 대기오염에 잘 견디는 수종이 우점하는 것으로 분석하였다.

임분 현존량은 강원, 도시, 중부, 남부지역의 순으로 많았고, 순생산량 범위는 강원, 중부, 남부, 도시지역의 순으로 많았다. 이는 임령, 잎의 현존량, 순동화율의 차이에 의한 것으로 판단하였다. 또한 조사지역 전체의 양분 함량의 차이는 양분 농도, 물질 현존량, 순생산량 등의 영향으로 인한 것으로 분석하였다. 참나무류 천연림에서 질소무기화를 통해 임분(林分)으로 공급되는 질소의 양은 남부, 강원, 중부의 순으로 많았고, 도시지역은 다른 지역의 절반으로 나타났다. 임분별로는 굴참나무와 신갈나무, 신갈나무, 굴참나무 순이었는데, 이는 사면의 방위에 따른 토양 수분함량의 차이에 따른 것으로 분석하였다.

연평균 총 litter fall 생산량은 3,052 ~ 7,606 kg/ha/yr로, 낙엽량이 가장 구성 비율이 높았다. 탄소유입과 양분환원량은 잎 litter fall의 생산량이 크게 좌우하였다. 연간 총 토양호흡량은 23.6 ~ 35.7 kg/ha/yr로 강원, 도시, 남부, 중부 순으로 많았고, 연간 총 C의 방출량을 비교해 볼 때 강원지역이 비교적 높았다. 도시지역과 중부지역 참나무류 천연림이 강원, 남부지역에 비해 산성물질에 대한 완충 능력이 낮음을 볼 수 있었다.

이를 바탕으로 참나무류 양분순환 모형을 살펴볼 때, 강원지역의 참나무류 천연림은 다른 지역에 비해 내부 양분순환이 비교적 활발하였고, 외부 양분순환은 다른 지역과 큰 차이를 보이지 않았다. 도시지역의 남산은 질소를 중심으로 다른 지역에 비해 많은 양분 유출/유입량을 보임을 알 수 있었고, 종합적으로 볼 때 참나무류 천연림의 양분 동태는 지리적 위치, 미세기후, 대기유입, 토양특성에 의해 영향을 받아 결정되는 것으로 볼 수 있었다(손요환 등, 2007).

충남 공주시의 상수리나무림을 조사지로 하여 토양의 무기질소 함량에 따른 토양 호흡량을 측정하여 토양의 부영양화에 따른 삼림생태계의 탄소수지 변화를 파악하였다. 그 결과, 호흡량은 6월 초순에서 8월 초순까지 실험구에서 높음을 확인하였다. 토양 무기질소는 NH_4^+-N 함량은 대조구의 하층토에 비해서 상층토에서 높았지만 NO_3^--N 양은 상층 토양에 비해 하층 토양에서 높았다. 토양온도와 호흡량과의 관계는 높은 상관관계를 나타냈다. 또한 실험 후에 질소비료를 첨가한 구에서 대조구에 비해 호흡량이 많은 것을 확인하였다. 토양의 무기질소 함량 증가는 식물의 물질생산을 촉진시켜 지상부의 탄소 고정량을 증가시킬 수 있기 때문에 이에 관해서는 더 많은 연구가 이루어져야 할 것으로 보았다(최주섭과 문형태, 2004).

4.3.3. 산림생태계 생산성 및 기후변화로 인한 산림쇠퇴

지구온난화로 인한 겨울철 고온으로 일부 상록침엽수종의 고사와 쇠퇴현상이 관찰되고 있다. 한라산

의 구상나무림은 최근 급속도로 쇠퇴하는 증상을 보이고 있으며 특히 정상부를 중심으로 남사면과 서사면에서 더욱 심하며 주요 원인으로 지구온난화로 인한 겨울철 기온상승과 수분스트레스가 크게 영향을 미치고 있는 것으로 밝혀지고 있다(임종환 등, 2007; 2008; 구경아 등, 2001; Woo et al., 2008).

2009년에는 남부지역 특히 경상남도에서 많은 소나무류가 죽었고 파악된 것만 100만 그루 이상이었다. 물론 병해충으로 인해 죽은 나무들은 제외한 것이다. 남부 해안지역에서는 해송이 고사하였고, 무주, 진안 등지에서는 잣나무들이 죽었다. 그 원인으로 2008년 가을부터 심한 가뭄이 있었고 2월 평균기온은 예년에 비해 무려 4℃정도 높았고 5월까지 지속적으로 예년보다 높은 기온을 나타내어 고온이 가뭄스트레스를 증폭시켜 피해를 입은 것으로 밝혀졌다(국립산림과학원 2009). 겨울에도 잎을 달고 있는 상록침엽수들은 기온이 상승하면 생리적 대사활동을 하며 토양수분이 충분하면 생장이 촉진될 수 있는데 남원지역(고도 900～1,000 m)의 잣나무의 생장이 2월 기온과 관계가 있다는 보고도 있다(이상태 등, 2009). 그런데 기온이 지나치게 상승하거나 토양에서 수분이 공급되지 않으면 가뭄스트레스를 피하기 위해 기공을 닫게 되고, 가지고 있던 탄수화물을 소비만 하게 되어 쇠약해지다가 심해지면 고사까지 이른다. 즉, 겨울철 고온이 가뭄피해를 증폭시켜 고사하게 된 것이다. 지구온난화가 계속 진행되면 점차 이러한 현상이 늘어날 것으로 예상된다(Allen et al., 2010).

활엽수림에 대한 이러한 피해 사례에 대한 보고자료는 아직 없다. 그리고 나무의 생장에 관여하는 요소는 수종의 특성과 다양한 기후적 요소 그리고 입지 환경적 특성 등 매우 다양하기 때문에 기후적 반응을 도출해내기는 쉽지 않다. 기후적인 요소와 산림생태계의 바이오매스 생산성과의 관계에 대하여 광릉 활엽수 천연림에 대하여 분석한 결과 연평균기온($r=0.66$, $p<0.05$) 및 겨울철 최고기온($r=0.60$, $p<0.05$)과는 양의 관계를 보인 반면 당년 봄철 가뭄지수($r=-0.61$, $p<0.05$)와는 역의 관계를 나타내었다고 한다(Kim et. al., 2010). 따라서 겨울철에 잎을 떨어뜨리는 활엽수의 경우 겨울철 기온상승으로 가뭄피해를 받지 않고 오히려 생육기간이 연장되어 생장에 긍정적으로 작용하는 것으로 판단되며, 기후적 특성상 강수량이 적은 봄철의 가뭄 정도가 지배적으로 생장량을 제어하는 것으로 판단된다.

4.3.4. 산림 병해충 발생 변화

기후변화로 인해 산림 병해충의 발생 세대수 증가, 아열대 및 열대지역 원산의 외래 병해충이 유입하여 확산하고 있는 현상이 발견되고 있다. 토착 해충인 솔나방의 경우 과거 30～40년 전에는 중부내륙 지역에서 연간 1세대가 발생하였으나 최근에는 2세대가 발생하는 것이 관찰되고 있으며 이렇게 온난화에 따라 곤충의 세대수가 늘어나는 것은 비교적 보편적인 현상이다(Kwon et al., 2002).

최근 국내 산림에서는 참나무시들음병, 잣나무잎벌(Diprion hani), 소나무가지마름병 등 새로운 병해충이 대발생하고 있다. 또한 아열대성 잠재적 해충인 나방류 *Zeuzera* sp., *Setora baibarana, Toccolosida rubriceps* 등 9종의 발생이 보고된 바 있다(박규택 등, 2006).

꽃매미(*Lycorma delicatula*), 푸사리움가지마름병 등 아열대성 병해충은 유입되어 이미 대발생하고 있다(최광식, 2009; 임종환 등, 2008). 최근 창궐하고 있는 꽃매미는 중국이 원산지로서 인도, 베트남, 일본 등에 분포하는 아열대성 해충이다. 1932년도에 국내에서 보고된 기록이 있었으나 발견 기록이 없다가 돌연 2006년 서울과 경기지역에서 발견된 이래 점차 창궐하면서 기온이 보다 높은 정읍, 상주 방향으로 확대되면서 포도와 같은 과수와 가중나무 등에 피해를 입히고 있다(최광식, 2009). 과거에도 유입하였으나 그간 별로 발견되지 않고 있다가 최근에 창궐하게 되었다는 사실은 아마도 꽃매미가 겨울철에 월동이 가능해진 환경으로 변화한 것도 그 원인으로 판단되며 온난화와 도시열섬 현상으로 겨울철 기온이 크게 상승한 것과 직·간접적으로 연관이 되어 있을 가능성이 있다.

대벌레류는 과거에는 찾아보기 힘든 곤충이었으나 1990년대 말부터는 창궐하는 횟수가 증가하고 있는

데 아열대 및 열대계통의 대벌레류가 번성한다는 것은 환경변화로 인해 일반 곤충류가 해충으로 바뀔 수 있다는 예가 될 수 있다(박영석 등, 2003).

리기다소나무, 리기테다소나무 등에 피해를 주고 있는 푸사리움가지마름병은 미국 남부, 멕시코, 하이티, 일본 큐슈 남부 등 아열대지역에 주로 분포하는데 우리나라에 1996년 처음 발견된 이래 전국적으로 확산되고 있다(임종환 등, 2008).

4.3.5. 산불과 산림재해 발생 변화

기후변화가 산림에 미치는 영향 가운데 가장 우려되는 것이 극한 기상현상의 증가로 인한 산사태나 산불과 같은 재해발생 위험이 높아질 수 있다는 것이다. 최근 2002년 태풍 루사와 2003년 태풍 매미, 2006년에는 태풍 에위니아와 강원지방 집중폭우 등으로 많은 면적의 산사태 피해가 발생하였다.

그리고 매년 변동이 심한 강수패턴으로 인해 건조일수의 증가, 불규칙한 계절풍 등으로 2000년 동해안 지역 산불로 23,794 ha, 2002년 청양, 예산 산불로 3,095 ha, 2005년 양양 산불로 974 ha가 소실되는 등 대형 산불이 빈발하였다(그림 4.1).

1973년부터 2008년까지의 전국 60개 관측지점 강우자료를 분석한 결과 1시간 강수량 50 mm 이상 발생횟수는 1970년대 7.1회에서 2000년대 18.0회로 지난 30년간 2배 이상 증가 추세를 보였다(기상청, 2009; 그림 4.2).

산사태 발생면적 역시 이러한 집중강우 발생빈도 증가와 함께 2000년 이후 크게 증가하였다(그림 4.3).

2002년도 태풍 루사가 통과하면서 발생시킨 산사태 피해는 기록상 가장 큰 피해로서 1998년 경기지

그림 4.1. 최근 대형 산불 발생현황(국립산림과학원 내부자료).

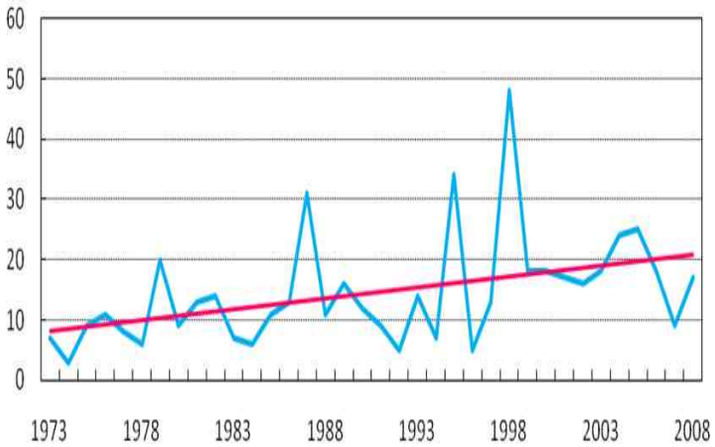


그림 4.2. 전국 60개 관측소의 1시간 강수량 50mm 이상 발생횟수 변화(기상청, 2009).

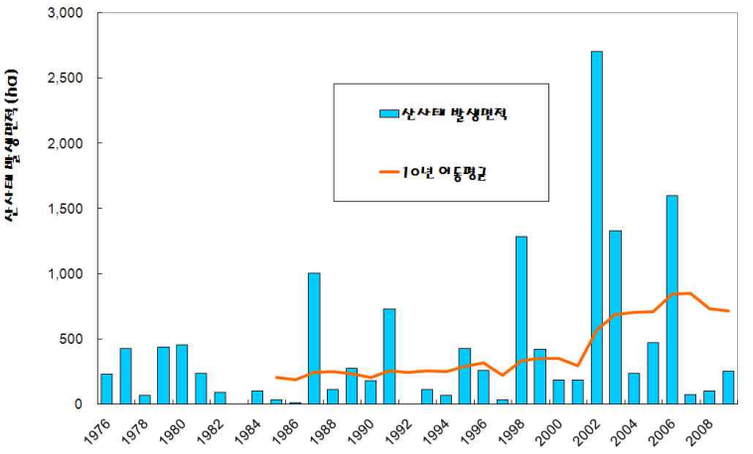


그림 4.3. 연도별 우리나라 산사태 발생면적 변화(이창우, 2005의 자료 업데이트).

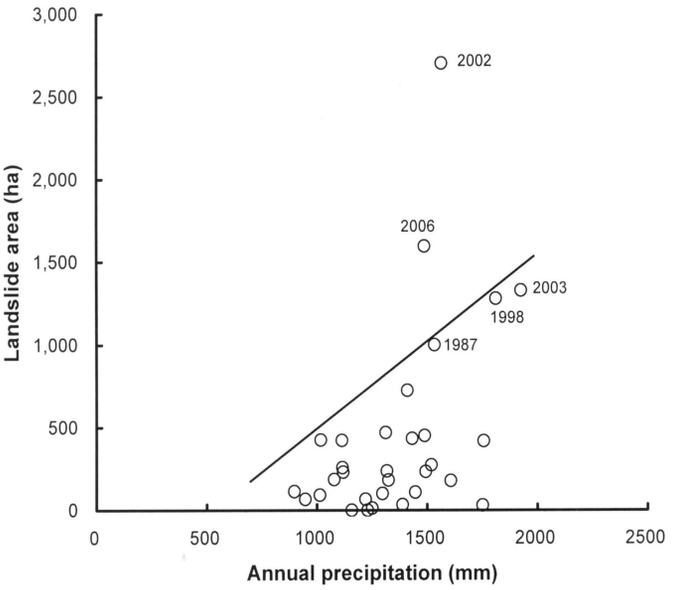


그림 4.4. 연강수량과 산사태발생면적과의 관계(Updated after Lim et al., 2006).

역 집중폭우, 1987년 태풍 셀마 등에 의한 피해를 크게 능가한다. 이는 시간당 강수량도 많았거니와 피해를 입은 강원 해안지역이 2000년도 대형 산불로 피해를 입었기 때문인데 자연재해가 서로 상승작용을 일으킬 수 있다는 것을 보여준다. 2006년에는 한 해에 태풍 에위니아와 강원지방 폭우피해가 겹쳐 발생함으로써 피해가 컸다(그림 4.4). 2002년도는 2000년 산불과, 2006년도는 같은 해에 여러 차례 폭우로 피해가 증폭되었다. 우리나라에서 강수량 변화가 지구온난화로 인한 단순한 강수량 증가만이 아니라 강수강도 변화와 강력한 태풍 발생 확률의 증가를 내포하고 있는 것으로 보인다(Lim et al., 2006).

우리나라는 최근 10년간(1999～2008) 연평균 497건의 산불이 발생하였다. 이 중 84%에 해당하는 산불이 건조기인 1～5월에 발생하고 있다. 특히 같은 기간 동안 300 ha 이상의 대형 산불이 10건이 발생하여 28,377 ha의 산림 손실과 재산 피해가 있었고 대부분 4월에 집중되고 있다(산림청, 2006). 이는 10년간 산불로 인한 전체 피해면적의 72%에 해당하는 수치로 봄철 대형 산불로 인한 피해가 매우 심각함을

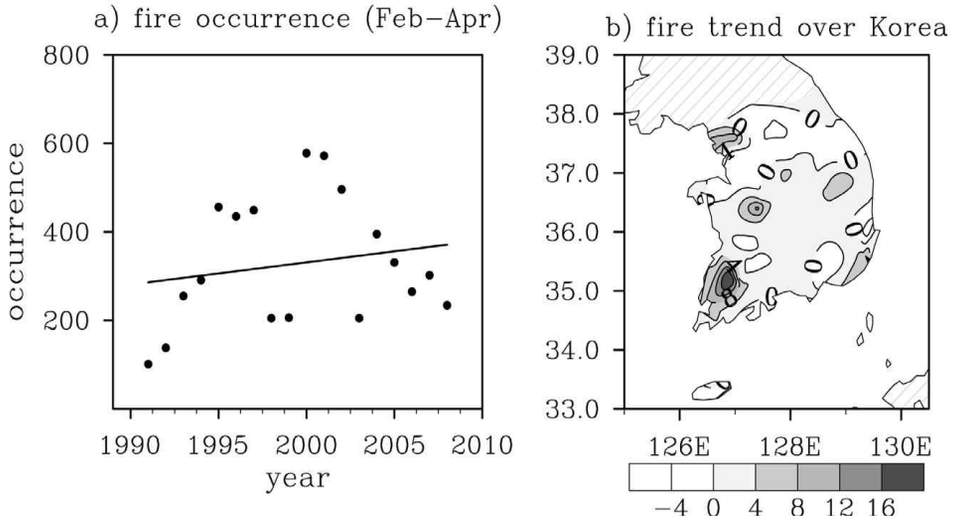


그림 4.5. 산불 발생시기와 한반도의 산불 발생 지역 변화(성미경 등, 2010).

보여준다. 봄철에 대형 산불이 많이 발생하는 원인은 다른 계절보다 강우량이 적고 맑은 날이 많아 상대습도가 가장 낮은 시기이면서 산림 내 건조한 낙엽이 많이 쌓여 어느 시기보다도 위험한 상태이기 때문이다.

우리나라의 경우 최근 10년간 산불 발생 위험이 가장 높은 봄철(3월~5월)의 순기별·지역별 산불 발생 빈도를 분석한 결과 순기별로는 4월 초순, 3월 하순, 4월 중순, 3월 중순의 순으로 산불 발생이 많았다. 지역별로 순기별 산불 발생 빈도를 살펴보면 산불 발생이 가장 많은 4월 초순경에 충청도를 중심으로 한 중부내륙 지역과 경기도 동부지역, 대구를 비롯한 경상도 동해안지역, 강원도 영동지역에서 산불 발생 빈도가 높게 나타났다. 특히 최근 5년간 4월 초순에 발생한 산불의 23%가 경기도에서 발생하는 등 중부내륙 지방을 중심으로 83%의 산불이 집중되고 있다. 지역별로는 대전, 청원, 서울, 인천 등 수도권 지역에서 평균 2건 이상이 발생하여 다른 지역에 비하여 산불 발생이 많았다.

성미경 등(2010)은 기후변화 특성이 한반도 산불 발생에 어떠한 영향을 미치는지 알기 위해 1991~2008년 동안 전국 산불 발생자료를 토대로 산불 발생 지역 분포 및 경향성을 분석하였다(그림 4.5).

한반도에서 산불은 대부분이 2~4월에 발생하고, 지역별로는 호남지역에서 산불 발생이 가장 큰 뚜렷한 증가 추세를 보이고 있으며 기후변화에 의한 영향을 받은 것으로 분석하였다.

4.4. 인간 활동, 기반시설, 종다양성의 위협

4.4.1. 기후변화와 식물생태계

4.4.1.1. 기후변화와 식생 변화

환경부에서는 2004년부터 10년 계획으로 학계와 연구기관의 전문가들이 참여하는 장기생태연구(http://www.knlter.org)를 수행하고 있다. 장기생태연구는 국내 각 생태계 유형별 생태현상의 장기간 측정 자료를 기후, 토양환경, 오염물질의 변화와 관련시켜 그 패턴을 파악하여 미래의 생태계 변화를 예측하고 그에 대한 대책을 강구하기 위하여 추진되는 국가차원의 프로젝트이다.

장기생태연구의 목적은 첫째, 기후변화와 환경오염에 따른 생태계 변화 양상에 관한 연구 및 모니터링을 통해 이들 사이의 상관관계를 규명한다. 둘째, 미래의 환경변화에 능동적으로 대처하기 위하여 국가차원의 대응전략을 수립하는데 필요한 기초자료를 확보한다. 셋째, 장기적으로 국내 생태학 및 환경관련 연구 인력을 양성한다.

급격한 지구온난화로 인한 기후변화에 따른 생태계의 변화에 대해 검토한 결과 지구온난화는 산림의

쇠퇴를 가져오며 온대와 아한대지역의 산림은 극지방 또는 고위도 지역으로 옮겨가 많은 지역을 초지와 관목지역으로 바꾼다. 식물은 동물과 달리 이동성이 적어 식물이 온난화 과정에서 피해를 받는다. 기후변화로 인한 생태계변화는 공원, 야생동물보호구, 원시림, 습지 등의 변화를 초래하여 생물다양성의 감소를 가져온다(이상돈, 2005).

김태규 등(2008)은 생태계의 기후변화 취약성을 평가하고, 기후변화에 대비한 생물다양성, 자연생태계 보전, 복원 대응 전략 수립을 시도하였다. 이 연구에 따르면 도서지방에서는 울릉도, 내륙에서는 태백산맥을 중심으로 한 동북부 권역과 아고산지역이 기후변화 민감지역으로 분석되었다. 기후변화 환경 아래에서 상록침엽수인 가문비나무는 드물게 자라고 치수 발생이 낮아 천연갱신에 어려움이 많은 것으로 보고하였다.

한화진 등(2008)은 1977～2006년의 삼림 분포와 2071～2100년을 비교 예측한 결과 낙엽활엽수림의 면적은 현재 45,626 ㎢(50.5%)에서 58,741 ㎢로 전체 삼림의 약 65%로 늘지만, 혼합림은 현재 39,600 ㎢(43.8%)에서 27,497 ㎢(30.4%)로 줄어드는 것으로 예측하였다. 특히 상록침엽수림은 높은 온도에서 경쟁력이 있는 난대성 및 온대성 삼림이 북상하면서 현재 5,140 ㎢(5.68%)에서 3,975 ㎢로 감소해 전체 삼림의 약 4.4%로 축소될 것으로 보았다.

정휘철 등(2002)에 따르면 기후변화의 삼림생태계에 대한 영향과 그 적응을 평가하기 위해, IS92a 시나리오의 GCMs 결과들을 이용하여 가능한 기온 증가 범위 내에서 삼림생태계의 변화를 예측하였다. 변화를 추정하기 위해 AIM/Impact[Korea] 모형을 이용하여 시기별 Holdridge 생물기후대를 예측하고 목본식물의 이동속도를 고려한 지역삼림의 영향 및 적응패턴을 분석하여 생태계 변화로 인한 경제적 가치 손실액을 추정하였다.

기후변화에 따른 생물상 변화 모니터링을 위해 관속식물상 변화를 조사한 결과는 다음과 같았다. 지리산일대를 중심으로 식생과 식물구계학적 특정식물과 한국고유식물, 귀화식물을 조사하여 각각 해당하는 식물종을 등급별로 Ⅰ～Ⅴ까지 나누었다. 그리고 조사지역에 분포하는 주요 식물종의 해발 및 온도의 수직분포를 알아보기 위해 해발에 따른 온량지수(WI)를 산출하였고, 고도별 식물분포변화 분석을 위해 DCA를 실시하였다. 그 결과, 해발 500 m, 700 m, 1,200 m, 1,500 m, 1,600 m를 경계로 특징적 식물종 분포변화를 보임을 확인하였다.

덕적군도의 24개 지역을 중심으로 수평이동에 따른 관속식물상 변화 연구결과, 양치식물 5과 6속 6종 1변종의 7분류군, 나자식물은 2과 2속 2종의 2분류군, 피자식물 중 쌍자엽식물은 61과 137속 186종 1아종 17변종 5품종의 209분류군, 단자엽식물은 7과 42속 55종 9변종 1품종의 65분류군으로 구성되었다.

남한 전 지역을 대상으로 구축된 위도, 고도, 경사, 사면방위, 온량지수, 한랭지수, 연평균기온과 수치 현존식생도에서 추출한 주요 17군락을 MGE프로그램을 이용하여 중첩분석을 통해 17군락의 지형적, 기후적 공간분포 특성과 분포역 및 특성을 결정하는 요인을 분석하였다. 그 결과 온량지수(WI)는 수평적으로 위도 1° 증가에 5.27℃/월, 수직적으로 표고 100 m 상승함에 따라서 3.41℃/월 체감하였다. 신갈나무림은 비교적 적습한 서북, 남동사면 등에 분포하며, WI가 70～80℃/월인 곳에 많이 분포하였다. 졸참나무림은 WI 90～100℃/월의 범위를 갖는 대부분의 북서사면과 서사면에 분포하였다. 굴참나무림과 상수리나무림은 WI 95～100℃/월의 남동 사면에 높은 분포빈도를 보였다(양금철과 심재국, 2007).

NOAA 위성의 AVHRR 센서로부터 얻을 수 있는 월별 정규화 식생지수를 통하여 현 식생정보를 정량화하여 상관분석을 한 결과 NDVI는 평균기온과 상관성이 높은 것으로 판단되었다. NOAA NDVI에 의해 추정된 미래 식생정보는 현재의 NDVI 최대치와 큰 차이를 보이지 않았지만, 현재 7월에서 8월 사이 최고에 이르렀다가 9월부터 감소하는 NDVI값이 미래에는 10월까지도 높게 지속되는 경향을 보였다. MODIS NDVI에 의해 추정된 미래 식생정보는 7월에서 8월 사이에 현재보다 약 5% 정도 증가하는 경향을 보였다(하림 등, 2007).

4.4.1.2. 기후변화와 식물 분포 변화

목본식물의 추정 평균이동속도가 0.25 km/년이면 한반도에서 삼림소실지역은 발생하지 않는 것으로 예측되었다. 그러나 인위적 개입이 없는 경우 식물의 고사 위험이 높은 지역은 남한의 경우 남한 총면적의 14%를 차지하였고, 북한은 18% 정도의 면적이 고사 위험이 있는 것으로 나타났다. 목본식물의 이동속도 변화에 따라 남한은 매년 0～976백만 달러, 북한은 0～2,492백만 달러 범위의 경제적 가치손실이 발생하는 것으로 예측되었다.

지구온난화로 인하여 생물종의 분포역 확대 및 축소는 한반도내 생물구계의 변화를 일으키며 자연생태계 뿐만 아니라 사회・경제적으로 심각한 영향을 초래 할 수 있다. 기온상승은 아한대 침엽수림의 분포역 축소와 난온대 상록활엽수림의 확대에 영향을 주어 최근 한라산 일대 구상나무림의 면적이 1967～2003년 사이 36년간 34% 축소하는 등 아고산식물의 쇠퇴현상이 나타나고 있으며, 제주도, 울릉도, 남해안 도서에 주로 분포하는 난대성 상록활엽수림은 한반도 내륙으로 분포역을 확대하고 있다.

국립생물자원관 연구에 따르면 한반도의 식생은 전북식물구계계(全北植物區系界)내의 동아식물구계(東亞植物區系)에 속하며 한반도의 식생은 주로 특정 식물의 분포에 따라 아구(亞區)로 나뉜다.

Nakai(1919; 1935)는 한반도 전역에 대한 관속식물의 분포 조사를 통해 한반도와 그 부속도서를 북부, 중부, 남부, 제주도 및 울릉도의 5개의 아구로 구분하였으나, 아구의 결정이 어느 특정 분류군에 의한 것인지가 불명확하며, 아구간의 경계가 지도상에 명시되어 있지 않은 문제점을 보이고 있다. 오수영(1977)은 한반도내 관속식물종의 서식 자료를 바탕으로 식물종들을 전국분포형, 제주도분포형, 북부분포형 등 7개의 분포형으로 구분하고 한반도의 식물 아구를 북부, 중남부, 남해안도서, 제주 및 울릉도의 5개로 정리하였다. 이우철과 임양재(1978)는 전국 105개 지역의 식물상 조사를 종합하여 과별 분포 유형 7가지, 속별 분포 유형 10가지를 제시하였으며, 이러한 분포형을 Yim and Kira(1975)의 기후대 구분과 접목하여 한반도 및 도서지역의 식물구계를 갑산아구, 관북아구, 관서아구, 중부아구, 남부아구, 남해안아구, 제주도아구 및 울릉도아구의 8개의 아구로 구분한 바 있다.

한반도 난대성 상록활엽수 분포는 Uyeki(1941)가 상록활엽수의 북한계를 설정하기 위하여 상록활엽수 64종을 선정하여 분포상태를 조사한 바 있으며, 그 결과 상록활엽수의 북한계선 분포는 내륙에서 북위 35° 37′(변산), 도서(島嶼)지역에서 북위 37° 50′(대청도)에 달한다고 발표하였다.

지난 60여 년 간의 난대성 상록활엽수의 분포 변화 양상을 기후변화 요인과 비교・분석하기위해 2009년 국립생물자원관(이병윤, 2009)은 Uyeki(1941)가 선정한 상록활엽수 64종 가운데 식물명이 불분명하거나 이명으로 처리된 3종(둥근잎다정큼나무, 좀꽝꽝나무, 줄사철나무)과 식재로 인하여 인위적으로 분포가 확대된 4종(동백나무, 사철나무, 먼나무, 마삭줄)을 제외한 57종을 대상으로 제2차 및 제3차 전국자연환경조사 결과 제작된 관속식물 표본 및 대학의 표본관에 소장되어 있는 표본 4,670점의 채집정보를 수집하여 분포역을 확인하였다.

인위적으로 식재된 것으로 판단되는 식물종의 분포지를 제외하고 분석한 결과에 의하면, 상록활엽수의 북한계선이 북위 36° 15′(충청남도 월명산)로 Uyeki(1941)가 설정한 한계선보다 북상하여 분포하고 있으며, 동백나무, 사철나무가 백령도에서 자생하는 것으로 확인된 것으로 보아 도서에서는 37° 56′(백령도)에 달하여 분포하는 것으로 밝혀졌다.

특히, 주목할 점은 붉가시나무, 멀꿀 등의 상록성 목본이 서해안을 따라 분포역을 확장하고 있으며, 사스레피나무, 조록나무, 자금우 등은 호남지방의 내륙으로 침입하면서 분포역이 확장되고 있음을 확인할 수 있었다(그림 4.6). 또한, 난대성 상록활엽수의 분포에 영향을 미치는 1월 평균최저기온, 온량지수(溫量指數, Warm Index), 한랭지수(寒冷指數, Cool Index)와 상록활엽수 분포와의 관계를 국립생물자원관에서 조사 중에 있다(이병윤, 2009).

이병윤(2009)은 주요 생물군의 분포 특성 변화를 생물지리학적 관점에서 중・기 연구를 수행하여 한

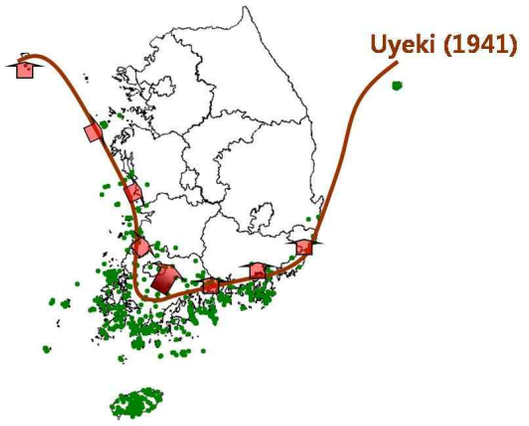


그림 4.6. 난대성 상록활엽수 분포 북한계선 변화(이병윤, 2009).

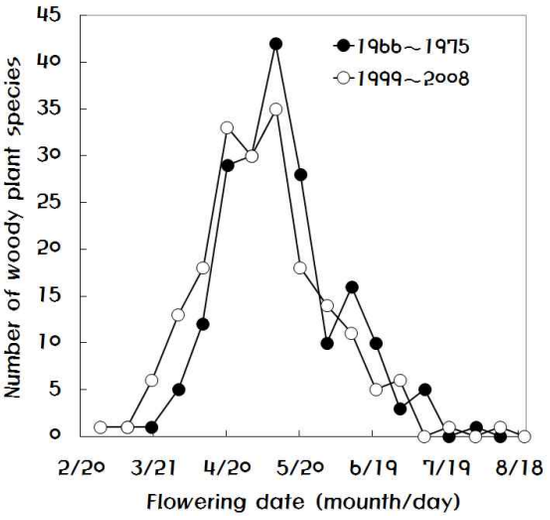


그림 4.7. 홍릉수목원 수종들의 1966~1975년 및 1999~2008년의 평균 개화일(Kim et al., 2009).

반도의 생물구계의 변화를 파악하고, 변화의 요인을 분석하여 새로운 한반도 생물구계를 설정하였다.

동북아식물연구소(http://www.koreanplant.info)에 따르면 지구온난화에 따라 광대나물, 자운영 등 귀화식물은 분포역이 확산되고 자생종 가운데 개제비난, 기생꽃, 나도여로, 대성쓴풀, 만주송이풀, 손바닥난초, 애기사철난, 장백제비꽃, 큰잎쓴풀 등은 쇠퇴하게 된다. 특히 이러한 변화로 우리나라에만 자라는 고산성 특산식물인 산솜다리, 한라솜다리, 한라송이풀 등이 없어지면 이는 이러한 식물의 멸종을 의미한다.

4.4.1.3. 기후변화와 식물계절

지난 20세기 기온 상승으로 개화 시기와 개엽 시기가 앞당겨지고 있는 것이 관찰되고 있다. 서울에 위치한 홍릉수목원에서 최근 10년(1999~2008)간 지속적으로 개화 시기를 조사하고 있는데 이를 1966~1975년도 조사 자료와 공통종 193종에 대하여 비교하였을 때 평균 7.1일 정도 개화 시기가 앞당겨졌다(그림 4.7).

홍릉수목원 총 조사 식물종의 56%는 개화 시기가 유의하게 빨라졌고 2종은 늦어졌다(Kim et al., 2009; 그림 4.8). 생물계절 현상은 이렇게 종, 변종이나 품종에 따라 다르게 반응하는 것으로 알려져 있다(Fitter and Fitter, 2002).

산괴불나무(*Lonicera chrysantha* var. *crassipes* Nakai), 딱총나무(*Sambucus williamsii* var. *coreana* (Nakai) Nakai), 자두나무(*Prunus salicina* Lindl. var. *salicina*), 말발도리(*Deutzia parviflora* Bunge) 등 6종의 개화 시기는 최근 지속적으로 빨라지고 있고, 고광나무(*Philadelphus schrenkii* Rupr. var. *schrenkii*)는 오히려 지속적으로 늦게 개화하고 있다(Kim et al., 2009; 그림 4.9).

땅비싸리(*Indigofera kirilowii* Maxim. ex Palib.) 등 3종은 개화 기간이 길어진 반면 삼색병꽃나무(*Weigela florida* for. *subtricolor* Nakai)는 지속적으로 줄어들었으며 화살나무는 개화 시기도 지속적으로 앞당겨지면서 동시에 개화 기간도 늘어났다(Kim et al., 2009; 그림 4.10).

미선나무, 자두나무, 이팝나무 등 19개 수종은 개화 전월의 평균기온과 정의 상관관계를 보이는 바 평균기온이 1℃ 상승에 3~4일 앞당겨지는 것으로 분석되었다(Kim et al., 2009).

산괴불나무, 땅비싸리, 참빗살나무 등 5수종의 개화 시기는 개화일 10, 20, 30일전까지, 그리고 개화일까지(FDs)의 모든 적산온량지수(積算溫量指數, year day index: YDI, 임양재 등, 1983)와 Nuttonson의 온량지수(*Tn, Lieth 1974*)와 밀접한 상관관계를 나타냈다. 화살나무속(*Euonymus*)과 조팝나무속(*Spiraea*) 수종은 개화일 30일 전까지의 Tn10℃와, 능금속(Malus) 수종은 개화일 20일전까지의 YDI와 Tn과, 인동속(*Viburnum*) 수종은 개화일 10일전까지의 Tn10℃와 높은 상관을 나타내, 같은 속 수종의 개화 시기는 동

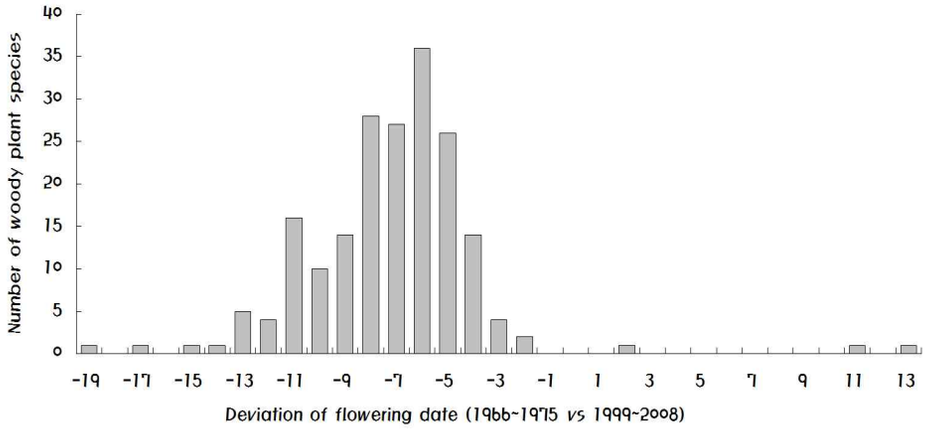


그림 4.8. 1966 ~ 1975년 대비 1999 ~ 2008년 평균개화일의 차이 분포(Kim et al., 2009).

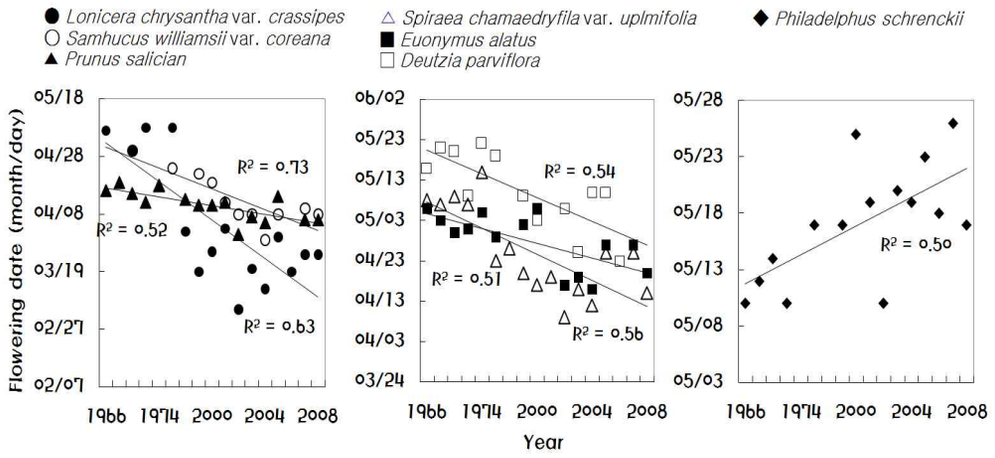


그림 4.9. 지속적 경향을 보이는 몇 수종들의 1966 ~ 2008년 개화일 변화(All of the slopes were significant at p<0.05)(Kim et al., 2009).

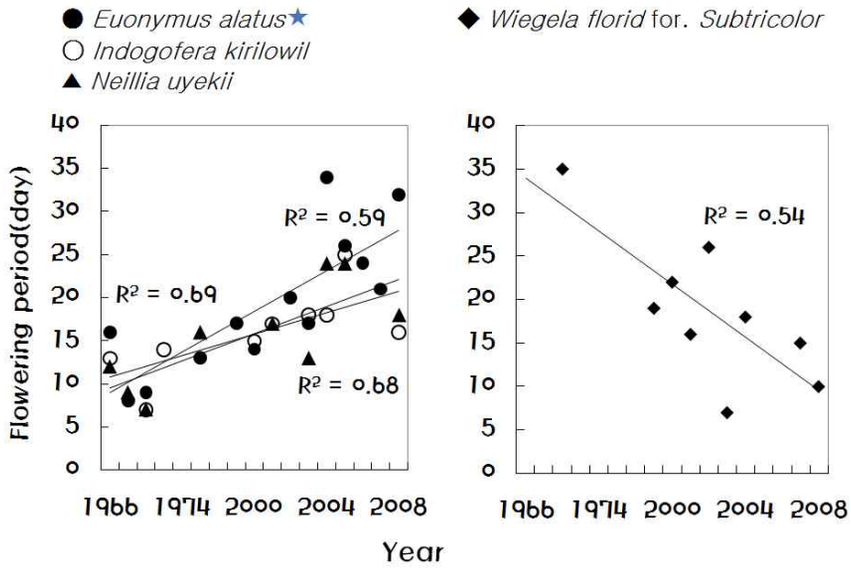


그림 4.10. 지속적 경향을 보이는 몇 수종의 1966 ~ 2008년간 개화기간 변화(All of the slopes were significant at p<0.05)(Kim et al., 2009).

일 기온조건에 영향을 받는 것으로 분석되었다(Kim et al., 2009).

1922년부터 서울에서 기상청이 관측한 개나리, 진달래, 벚나무, 복숭아나무, 아까시나무 5수종의 개화 시기를 분석한 결과 각각 10년에 2.2일, 2.0일, 1.6일, 1.7일 및 0.3일이 앞당겨졌으며 이는 연평균기온 2.0℃가 상승한 것과 관련성이 높다고 한다(Kim et al., 2004).

1921년부터 부산에서 개나리, 진달래, 벚나무 등 8종에 대한 개화 시기 분석 결과 코스모스는 10년에 4.9일, 다음으로 벚나무가 1.6일, 진달래 1.4일, 아까시나무 0.8일 등의 순으로 빨라졌다는데(최철만과 문성기, 2009), 서울 홍릉수목원에 비해서 변화폭이 작은 편이다.

한국과 일본에서 3월 평균기온 1℃ 상승으로 벚꽃이 피는 시기가 3～4일 앞당겨지고(Yoshino and Ono, 1996), 은행나무와 단풍나무의 단풍이 드는 시기는 월평균기온 1℃ 상승에 2～7일이 늦어진 것으로 분석하였다(Kai et al., 1996).

1996년부터 강원도, 경기도 등지에서 신갈나무, 졸참나무 등을 대상으로 동일한 날짜에 개엽 상황을 조사한 결과 4월과 5월 평균기온과 정의 상관관계를 보이는 바 평균기온 1℃ 상승에 5～7일 앞당겨지는 것으로 분석되었다(Lim and Shin, 2004; 임종환과 신준환, 2005).

미국 NOAA와 NASA에서 공동으로 작성한 1981년 8월부터 2001년까지의 월 및 10일주기 PAL 자료를 이용하여 동아시아 지역에서의 식생의 계절 및 경년변화와 기후요소와의 관계에 대해 조사한 결과 식생의 계절변화 특성(개엽, 성장, 낙엽)은 대부분 지역에서 경년변동을 보이고 있으며 특히 식생의 개엽 및 낙엽 시기는 기온의 경년변동과 밀접하게 관련되어 있다. 즉 기온의 상승(하강)이 빨리 시작된 해에는 식생의 개엽(開葉)과 낙엽도 빨라지고 그 반대의 경우도 성립하고 있다. 우리나라의 경우 식생이 거의 없는 대도시 일부 지역을 제외하고는 식생의 계절변화와 기온과의 상관계수가 0.7 이상으로 높게 나타나고 있다(서명석 등, 2005).

30년간(1971～2000)의 관측 자료와 IPCC SRES A1B 시나리오에 근거한 2090년대(2091～2100)전망 자료에 로패스 필터링 기법을 적용하여 계절 시작일 및 계절 지속기간의 공간 분포 변화를 분석하였다. 2090년대의 계절 시작일을 보면, 남해안과 동해안 및 남부 내륙 지역에서는 현재보다 봄은 40일 정도, 여름은 25～30일 정도 빨리 시작되며, 가을은 20일 정도, 겨울은 50일 정도 늦게 시작될 것으로 전망되었다. 또한 계절 지속기간을 보면, 2090년대에는 남해안과 동해안 및 남부 지방에서 겨울철은 더 짧아지고 여름철은 더 길어질 것으로 전망되었다(권영아 등, 2007).

이경미 등(2009)은 식물계절 자료를 이용하여 각 지역별 식물의 개화 및 발아 시기와 단풍시기의 변화 경향을 분석하는 동시에 식물계절 시기의 변화 경향과 기온 변화 관계를 파악하였다. 식물 계절의 변화 경향을 파악하기 위해 14개 장기 관측지점(강릉, 서울, 인천, 울릉도, 추풍령, 포항, 대구, 전주, 울산, 광주, 부산, 목포, 여수, 제주)에서의 식물별 평균 개화, 발아, 단풍시작, 단풍절정 시기의 시계열 변화를 분석하였다. 이 때, 발아시기는 매화, 개나리, 진달래, 복숭아, 배나무, 벚꽃, 아까시나무를 중심으로, 단풍 시작과 단풍 절정 시기는 은행나무와 단풍나무를 중심으로 관측하였다.

그 결과, 발아시기는 매화가 가장 이르고 아까시나무가 가장 늦은 경향을 보였고, 다른 5개의 관측목은 큰 차이를 보이지 않았다. 개화시기는 매화가 가장 이르고 아까시나무의 경우에는 가장 늦은 경향을 보였다. 단풍 시작 시기는 은행나무와 단풍나무가 비슷한 시기에 시작되었고, 단풍 절정 시기도 비슷한 경향을 보였다.

14개의 관측지점의 각 식물의 평균 식물 계절 시기의 변화율을 살펴본 결과, 봄철 식물계절 시기의 변화율은 -0.7～-2.7일/10년으로 앞당겨지는 경향을 보인 반면, 가을철 식물계절 시기의 변화율은 3.7～4.2일/10년으로 늦어지는 경향을 보였다. 봄철 식물 가운데 개나리의 발아시기 변화율이 -2.7/10년으로 가장 크고, 가을철 식물 가운데 단풍나무의 단풍 절정 시기가 4.2/10년으로 가장 늦어지고 있는 추세이다. 그리고 가을 식물계절의 경우 단풍 시작 시기보다 단풍 절정 시기의 변화율이 큰 것을 볼 수 있었다(그림 4.11).

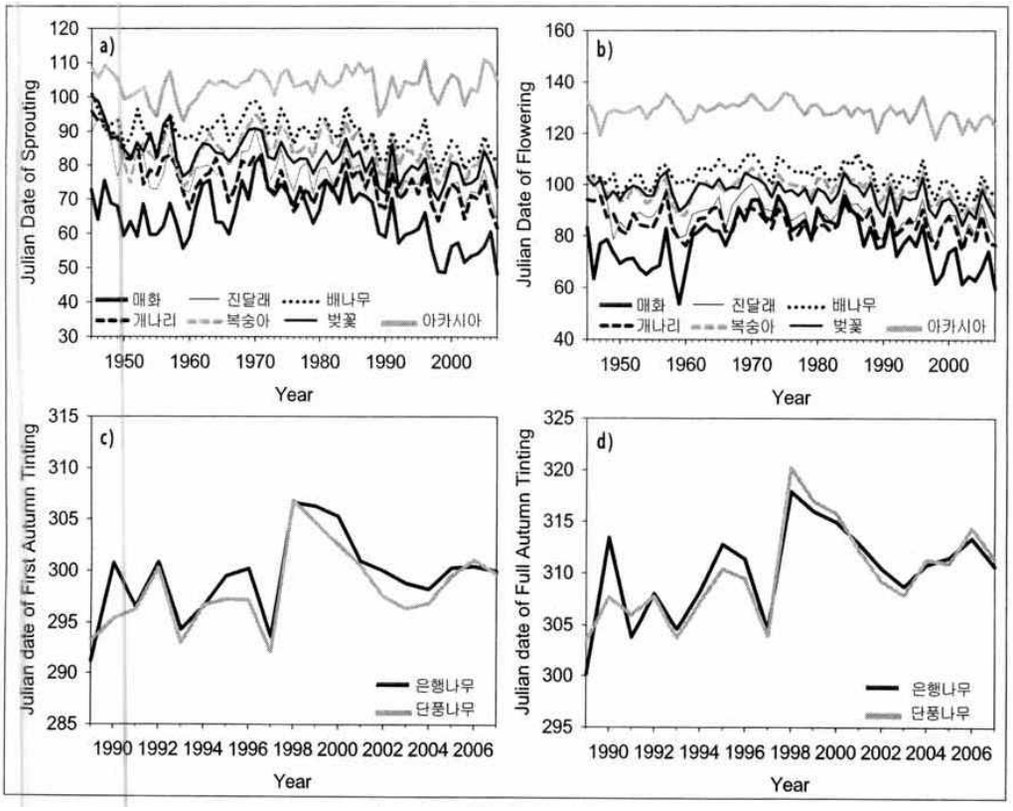


그림 4.11. 9개 식물의 식물계절시기의 시계열 변화(Lee et al., 2009).

봄·가을의 식물계절 시기의 변화 경향을 파악하기 위해 봄 식물계절지수(SPI)와 가을 식물계절지수(API)의 변화 경향도 분석하였는데, 여기서 SPI는 매화, 개나리, 진달래, 벚꽃, 복숭아, 배나무의 발아시기와 개나리, 진달래, 벚꽃의 개화시기 등 총 9개 식물계절의 평균을 의미하고, API는 단풍나무와 은행나무의 단풍절정 시기의 평균값으로 정의한 것을 의미한다. 그 결과, SPI 변화율의 경우 전 지점에서 음의 값으로 식물계절의 시기가 앞당겨지고 있는 추세를 보였고, 해안지역보다 내륙에서의 봄철 식물계절 시기가 앞당겨지는 경향이 있음을 확인하였다. API의 경우 대부분의 지역에서 양의 값으로 가을철 식물계절 시기가 늦어지는 경향을 나타냈고, 봄철 식물계절과는 달리 내륙 뿐만 아니라 일부 해안지역에서도 변화가 뚜렷함을 볼 수 있었다.

Lee et al.(2007)은 서울을 비롯한 전국에서 발생한 소나무의 이상생장 발생빈도 및 생장량과 환경요인 사이의 관계를 분석하고, 토지이용강도가 다른 서울의 여러 지소에서 조사된 벚꽃 개화일과 환경요인 사이의 관계를 분석하였다.

조사 결과, 소나무의 이상생장(異常生長)은 2006년과 2007년 가을과 겨울에 연속해서 발생하였다. 이상생장의 발생빈도는 도심, 도시 외곽, 그린벨트 순으로 높게 나타났고, 이상생장 발생빈도와 생장량은 도시화 밀도와 식생 피복과 밀접한 관계를 보였다. 이상생장의 발생빈도는 2006년에 비해 2007년에 약 25% 증가한 반면, 생장량은 약 1.5 cm 감소하였다. 2006년 늦여름 기온은 평년보다 1℃ 높았다.

2008년 봄 서울의 지역별 벚나무 개화일 차이를 살핀 결과는 도심지역에서 외곽지역으로 갈수록 개화일이 늦어지는 경향을 볼 수 있었다. 도심지역은 다른 지역과 비교해 볼 때 표면온도가 약 4℃ 가량 높았고, 녹지율은 10.4%로 나타났다. 벚꽃 개화는 도심지역(학동공원)에선 4월 1일, 하천지역(중랑천, 청계천)에선 4월 5일, 도시 외곽 산림지역(관악산, 북한산)에선 4월 7일에 시작되었다. 또한 서울의 벚꽃 개화일을 다른 지역과 비교하였을 때 구미의 개화일과 일치하는 것으로 나타났는데, 이는 도시열섬현상 등

으로 인한 국지적 기후변화의 영향으로 판단하였다.

지역별 벚꽃 개화일 변화는 합천의 개화일 변화율이 가장 높았고, 대구, 광주, 추풍령, 부산, 대전의 순으로 나타났다. 1922～2008년 서울의 연평균기온 자료와 벚꽃 개화일 사이의 관계를 분석하여 회귀식을 본 결과 기온 1℃ 상승 때마다 개화일이 3일 정도 앞당겨지는 것을 볼 수 있었다(Lee et al., 2007; 송혜경, 2009).

최철만과 문성기(2009)는 시계열 분석을 이용하여 계절식물 8종(개나리, 벚나무, 진달래, 매화나무, 코스모스, 아까시나무, 복숭아나무, 배나무)에 대한 개화시기의 특성을 파악하고, 계절식물의 변화 경향을 파악하여 기온 변화에 따른 개화시기와의 관계를 연구하였다. 기상자료는 1921～2007년의 부산지역의 기상청 자료를 사용하였고, 2007년의 개화일 예측을 위해 이전의 자료를 이용하여 지수평활법(指數平滑法, exponential smoothing)으로 예측하여 비교하였다. 시계열 분석은 SPSS를 사용하여 분석하였다.

그 결과, 개화시기 변화 경향은 전체적으로 8종이 거의 유사하게 2000년대로 갈수록 빨라지는 패턴을 보였다. 계절식물에 대한 개화일 예측은 코스모스의 경우 9월 14일로, 아까시나무는 5월 5일로, 진달래는 3월 19일, 벚나무는 3월 28일, 개나리는 3월 16일, 복숭아나무는 3월 29일, 배나무는 4월 7일, 매화나무는 2월 23일로 각각 예측하였으나, 실제로는 코스모스와 개나리는 더 늦게, 아까시나무는 비슷하게, 진달래와 복숭아, 매화는 더 빨리 개화함으로써 예측일과는 다르게 나타남을 확인하였다.

계절식물별 개화시기의 변화율은 코스모스가 변화율이 가장 크게 나타나 개화시기가 가장 빨랐고(0.487day/year), 그 다음은 벚나무가 0.164day/year로, 진달래가 0.142day/year, 아까시나무 0.081day/year, 배나무 0.072day/year, 복숭아나무 0.032day/year, 매화나무 0.011day/year 순으로 나타났다. 그리고 개화시기와 기온과의 관계는 일평균기온, 최고기온 및 최저기온과 계절식물의 개화일과 비교하였다. 그 결과, 진달래는 일평균 최저기온, 배나무는 3월의 일평균 최고기온, 복숭아나무는 3월의 일평균 최저기온, 매화나무는 1월의 일평균기온, 아까시나무는 4월의 일평균기온과 가장 높은 상관관계를 보였다.

조현길과 안태원(2008)은 우리나라 중부지방의 자연지역 산림인 점봉산과 도시지역 산림인 봉의산을 중심으로 자생수목을 대상으로 하여 봄철 계절 변화를 관찰하고, 관련 환경 인자를 함께 조사하였다. 미기후 차이에 따른 식물계절 변화의 상관성을 분석하고, 사면방위에 따른 미기후 및 식물계절 변화의 차이를 비교하고, 두 지역간의 식물계절 변화를 기온과 관련하여 비교하였다. 표본목은 총 7종 67개체로 당단풍, 산벚나무, 신갈나무, 쪽동백나무, 생강나무, 진달래, 철쭉이 이에 해당하였다. 조사기간은 점봉산은 2004년 4월 1일～5월 31일, 봉의산은 2004년 3월 20일～5월 15일까지였다.

개화시기는 꽃이 연속적으로 만개하는 시기, 개화종기는 꽃의 대부분(95% 이상)이 만개한 시기, 낙화시기는 꽃이 연속적으로 낙화되거나 현저한 마름이 나타나는 시기, 낙화종기는 꽃의 대부분(95% 이상)이 낙화 또는 현저하게 마른 시기, 개엽시기는 잎이 연속적으로 만개하는 시기, 개엽종기(開葉終期) 또는 개엽이 끝나는 시기는 잎의 대부분(95% 이상)이 만개하는 시기를 말한다.

사면방위에 따른 기온 차이는 점봉산의 경우, 서사면 및 북서사면이 남사면에 비해 다소 저온이었고, 통계적으로도 유의한 차이가 없는 것으로 나타났다. 토양온도는 기온의 경우보다 뚜렷하였는데, 남사면에 비해 서사면과 북서사면에서 낮았다. 토양수분은 크게 유의성이 없었고, 광량비(光量比)는 개엽 전은 남사면과 서사면이 북서사면보다 높았지만, 개엽 후에는 사면 간에 유사함을 보였다. 식물계절 변화는 개화시기의 경우, 점봉산은 생강나무가 가장 이른 4월 초였고, 진달래는 4월 중순, 산벚나무는 4월 하순, 철쭉은 5월 초순, 당단풍, 신갈나무, 쪽동백나무는 5월 하순이었고, 봉의산은 생강나무가 3월 하순으로 가장 이르고 쪽동백나무는 5월 중순으로 개화순서는 비슷하였지만, 수종에 따라 1～2주 정도 빨리 개화하였다. 개엽시기는 점봉산은 주로 5월 초순으로, 잎이 다 펴질 때까지 2～3주가 소요되었다. 기온과 식물계절 변화 간의 연관성을 보면, 개화시기는 지역 간 1～2주의 차이를, 개엽시기 또한 2주간의 차이가 있었지

만 Tn 및 YDI는 유사한 범위를 보였다. 즉, 식물계절 변화는 주로 기온에 의해 영향을 받는 것으로 볼 수 있었다.

박용목 등(2006)은 월악산을 중심으로 신갈나무림과 소나무림의 식물계절과 기온 변화를 비교하였다. 1시간 간격으로 데이터 로거로 기온을 측정하였다. 그 결과, 2005년 가을부터 신갈나무림과 소나무림의 단풍 낙엽 자료를 보면 지역에 따라 단풍이 들고 낙엽이 지는 시기가 다양하게 나타났다. 10월 중순을 중심으로 급격히 단풍이 들고, 낙엽이 지기 시작하였는데, 그 해의 급격히 떨어진 기온의 영향 때문으로 보인다. 신갈나무의 경우, 이 때문에 이상 단풍현상이 나타난 반면, 소나무림의 경우 비교적 정상적인 단풍과 낙엽현상이 보였지만, 기타 수종들의 경우 이상 단풍현상이 나타나기도 하였다. 이는 같은 종이라도 국지적인 지형적 차이, 능선 및 사면에 따라 다르게 나타났고, 이와 같은 미세 환경 차이는 식물계절이 2주간 차이가 발생하는 결과를 가져왔다.

기후변화 적응에 의한 생물계절학적 연구 가운데 육상관속식물의 초기 개화시기를 조사한 결과는 대부분의 지역에서 조사된 7종 가운데 생강나무가 가장 빠른 개화시기를 보였고, 조사지역에 따라 23～41일 정도 차이가 있는 것으로 나타났다. 또한 위도가 낮은 곳에 식재된 개체가 위도가 높은 곳에 있는 개체보다 개화시기가 빠른 것으로 나타났다. 주로 산수유를 제외한 6종이 위도가 가장 낮은 한라수목원에서 빨리 개화하였고, 위도가 가장 높은 평창군의 한국자생식물원에 식재된 개체가 늦게 개화함을 볼 수 있었다(이병윤 등, 2009).

4.4.2. 기후변화와 동물생태계

4.4.2.1. 국내 기후변화와 동물상 변화

날씨가 동물의 생태에 미치는 영향에 관해서는 1950년대 이래 많이 알려졌지만, 지구온난화에 따른 기후변화가 동물생태계에 영향을 미치고 있다는 사실은 장기적인 관측 결과를 토대로 2000년대에 들어와서 비로소 널리 알려지기 시작했다. 기후변화와 관련하여 육상동물 중에서는 조류와 곤충(나비류)에 대한 연구가 비교적 활발하게 이루어지고 있고, 연구의 대부분은 지역적 혹은 대륙적 규모의 분포의 변화, 계절이동 시기의 변화, 산란 및 발생시기의 변화 등에 집중되어 있다.

국내에서는 현재 국가장기생태연구(환경부), 철새모니터링연구(국립공원연구원 철새연구센터), 나비모니터링사업(국립산림과학원) 등이 추진되고 있으나 아직 초창기에 지나지 않아, 기후변화가 동물생태계에 미치는 영향에 대한 뚜렷한 근거는 제시되지 않고 있다. 다만, 조류와 곤충류에 한하여 몇몇 연구자들이 단기간의 자료를 수집 분석함으로써 국내의 동물생태계가 온난화의 영향을 받고 있다는 것을 시사하고 있을 뿐이다.

여기서는 국내에서 일부 보고가 되고 있는 조류와 곤충류를 중심으로, 최근의 연구결과를 토대로 지구온난화가 이들의 생태에 미치는 영향을 종합적으로 평가하고, 미래에 예상되는 결과, 적응 대책 등을 논의하고자 한다.

조류의 경우, 월동 개체군의 변화를 파악하기 위해 전국의 주요 습지를 대상으로 철새를 조사하였다. 그 결과, 왜가리의 경우 관찰습지 비율은 66%에서 81.1%로 증가하였고, 관찰 개체수는 80% 증가하였다. 중대백로의 경우 관찰습지 비율은 32%에서 35%로 증가하였고, 관찰 개체수는 232.9% 증가하였다. 왜가리와 중대백로는 백로과에 속하는 종으로, 대부분 봄철에 우리나라에 도래하여 번식하고 가을이면 월동지로 남하하는 조류로 알려져 있으나, 최근에는 가을에도 남하하지 않고 남아서 월동하는 것으로 알려져 있다. 왜가리와 중대백로의 밀도가 증가한 것은 많은 지역의 습지에서 물이 어는 결빙 지속일수가 짧아져서 겨울철에도 먹이를 구할 수 있게 되었기 때문으로 판단된다. 붉은부리찌르레기는 중국 남부, 홍콩, 필리핀, 타이완, 베트남 등지에 서식하는 찌르레기과 종으로, 아열대성 조류로 알려진 종이다. 우리나라에서 2000년 4월 16일 인천 강화도 여차리에서 최초로 기록되었고, 분포권을 파악한 결과 2008년 4월 충남 서천군에서 1개체, 2009년 4월 27일과 5월 23일에 소청도에서 각각 1개체씩 관찰되었고, 2009년 5월 10일 충

주와 2009년 8월 주문진에서 아마추어 탐조가에 의해 촬영된 자료를 확인하였다고 보고하였다(이병윤 등, 2009).

진드기류의 분포 변화 조사 결과는 다음과 같았다. 2009년 4월부터 10월까지 충남 아산, 경기 평택 안중, 경기 화성 지역에서 총 57마리의 들쥐를 채집하여 등쥐류별 털진드기류를 수거하였다. 그 결과, 총 1,612개체가 잡혔고, 조사지역별로 털진드기류의 발생 개체수를 월별로 분석해 본 결과, 충남 아산지역에서 대잎털진드기는 4월에 출현하여 6월 이후에는 밀도가 급격히 낮아졌다. 7월부터 9월까지는 출현하지 않다가 10월에 급격하게 증가하였다. 활순털진드기는 4월부터 9월까지는 출현하지 않다가 10월에 일시적으로 발생이 증가하였으나, 수염털진드기와 동양털진드기는 봄에 약간 증가하였다. 반도털진드기는 4~5월에는 미미한 발생율을 보이고, 7~8월에는 발생율이 낮아졌다가 9, 10월경이 되어 발생율이 증가함을 볼 수 있었다. 경기도 화성지역에서 활순털진드기는 발생하지 않았고, 대잎털진드기는 4월에 나타나 6월경에 밀도가 급격히 낮아졌고, 10월에는 급격한 발생율을 보였다. 수염털진드기와 동양털진드기는 봄에 일시적으로 발생하였다(이병윤 등, 2009).

민감 곤충종의 분포 변화 조사결과는 잠자리류의 경우 전국 52개 조사권역에서 채집된 것을 중심으로 본 결과, 최대 분포 종은 두점박이좀잠자리와 고추좀잠자리로 확인되었고, 최소 분포종은 노란잠자리와 긴꼬리고추잠자리로 확인되었다. 행정구역별 종의 분포 현황으로 볼 때, 최대분포지역은 조사목록 대상의 15종이 조사된 경기도로, 최소분포지역은 서울과 제주(6종), 전라도(4종)로 밝혀졌다.

개미류의 경우, 한라산 고도에 따라 분포 영향을 받는 것으로 추정되는 종은 5종이 있고, 그 중 광택불개미는 해발 1,600 m 이상에서만 확인되었다. 고도별 분포는 1,500~1,700 m를 중심으로 높은 곳은 뿔개미류, 낮은 곳은 장다리개미류가 분포한다(이병윤 등, 2009).

양서류의 번식 시기에 관한 조사 결과는 다음과 같았다. 조사는 기존의 산개구리, 두꺼비, 맹꽁이, 참개구리의 산란시기를 조사하고 2006~2009년 동안 산란시기 변화 여부를 살펴보았다. 그 결과, 산개구리는 기존 자료(동물도감 등)에 의하면 2월부터 산란하지만, 3년간 조사에 의하면 전남 남부지역에서의 산개구리는 일평균기온이 5℃ 이상이면서 비가 오는 시기에 산란이 이루어지고 이는 1월초~1월말 사이에 이루어짐을 밝혔다. 2009년 서남부지역에서 산개구리의 산란시기는 지역별로 제주도에선 1월 23일에, 전남 해남과 영암지역에서는 1월 29일에, 충남에선 2월 2일에, 대전에선 2월 12일에 산란한 것으로 추정하였다. 이는 큰 비가 내린 전후로 대부분의 산개구리들이 산란을 한 것으로 추정한 것이다. 충남 서산지역에선 2월 1일부터 산란하여 기후와 함께 강수량은 산란에 큰 영향을 미치는 것으로 볼 수 있었다. 두꺼비의 경우, 기존에 기록된 산란시기(3월 중순)와 2008년의 산란 시기는 일치하였으나, 2007년과 2009년은 15일 이상 빠르게 산란하였다. 이는 기온이 두꺼비의 산란시기에 미친 영향으로 추정되었다. 맹꽁이의 경우, 충남 서산에서 조사한 결과 2006년에는 6월 15일에 산란하였고, 2008년에는 7월 초에 산란하였다. 맹꽁이의 울음소리와 웅덩이 사이의 관계는 수온 상승으로 인해 용존산소량(溶存酸素量, dissolved oxygen)이 낮아진데 기인하는 것으로 보았다. 참개구리의 경우, 2006년에 비해 2009년에 3주 이상 산란이 빠르게 이뤄졌는데, 월평균기온이 높게 나타났기 때문으로 보았다(이병윤 등, 2009).

철새종의 지역별 도래시기(到來時期)를 조사한 결과는 다음과 같다. 두루미과에 속하는 재두루미는 과거에 비해 12월에 철원지역에 남아있는 개체수는 500~600개체가 증가한 것으로 보인다. 이는 철원지역에서 최저기온의 상승과 적설량이 줄어든 기후변화가 주된 원인으로 보았다(이병윤 등, 2009).

거미목의 지역별 조사 결과는 조사지역인 침엽수림과 활엽수림 전체에서 과(科)지수와 종다양도는 활엽수림이 높게 나타났고, 종지수는 침엽수림이 높게 나타났지만, 서식환경 간의 차이는 크지 않았다. 발생밀도는 밀양, 영동, 이천의 침엽수림에선 접시거미과가, 철원에서는 늑대거미과가 우세하였다. 활엽수림의 경우에는 밀양, 영동은 접시거미과가, 철원, 이천에서는 늑대거미과가 우세하였다. 서식처 유형별

생활형의 경우에는 배회성거미가 조망성거미보다 많이 출현하였고, 배회성(徘徊性) 거미 군집에서 종지수는 침엽수림이 활엽수림보다 비교적 높은 것으로 조사되었다. 거미군집의 발생밀도 변동은 3월부터 군집이 성장하여 5월에 정점에 이르고 8월에 다시 정점에 이르고 9월에 급격히 감소하는 경향을 나타냈다. 또한 4개 지역에서 모두 출현한 7종의 계절발생은 대체로 연평균기온이 높은 곳에서 활동을 시작하고 연평균기온이 낮은 철원의 경우 감소하는 경향을 보였고, 발생밀도는 상대적으로 낮게 나타났다(이병윤 등, 2009).

양서류의 산란시기 변화 조사 결과는 다음과 같았다. 2009년 1~7월까지 충남 서산을 중심으로 무미류(無尾類) 13종과 유미류(有尾類) 3종의 산란시기를 조사하였다. 산란시기가 2월 초로 가장 이른 종은 산개구리와 계곡산개구리였고, 2월 중 한국산개구리, 2월 말인 두꺼비, 4월 초에는 참개구리와 청개구리, 4월 중에는 물두꺼비와 무당개구리, 5월 중에는 수원청개구리, 5월 말에는 옴개구리, 황소개구리, 금개구리였다. 도룡뇽의 경우, 2월초에 제주도룡뇽, 2월 중에는 고리도롱뇽, 2월 말에는 도롱뇽의 순으로 산란하였다(이병윤 등, 2009).

고도에 따른 곤충의 발생량 조사 결과는 다음과 같았다. 2009년 5~10월에 걸친 한라산을 중심으로 한 나비와 나방류 조사결과, 재주나방과가 가장 많았고, 박각시과, 독나방과, 솔나방과, 산누에나방과 순으로 출현하였다. 월별 나방상의 변화는 종수의 경우 7월에, 개체수의 경우 6월에 꼭지점을 나타냈다. 고도별 나방종의 출현 양상은 성판악 지점에서 20종 39개체가 출현한 것으로 가장 많은 종이 확인되었고, 그 다음으로는 영실지점, 고도가 가장 높은 1100고지 지점에선 적은 종수와 개체수가 출현하였다. 또한 채집한 종과 개체수를 중심으로 군집분석 실시결과, 사면에 따라 남쪽과 북쪽사면의 2그룹으로 나누어짐을 확인하였다.

4.4.2.2. 기후변화와 조류 변화

조류의 이동은 계절에 따라 변하는 기후 및 먹이의 유용성과 관련하여 진화되었다. 북반구에서 번식하는 대부분의 철새들은 가을이 오면 남쪽으로의 긴 여행을 시작하고 봄이 되면 다시 북쪽으로 돌아오게 되는데, 그 시기를 알려주는 것이 바로 계절변화이다. 또한, 목적지의 기온 및 강수량의 변화는 새들의 먹이자원인 식물의 개화 및 결실시기, 곤충의 발생시기 등을 변화시켜 결국 새들의 생존에 영향을 미친다. 특히, 특정의 서식처 또는 특정의 먹이에 의존하는 특수종의 경우 이러한 변화는 곧바로 멸종으로 이어질 수 있다.

그러나 대부분의 철새들은 오랜 기간에 걸쳐 서식환경이 전혀 다른 번식지와 월동지를 주기적으로 이동하면서 이러한 변화에 어느 정도 맞설 수 있는 유동성 있는 생체리듬을 갖추게 되었다. 따라서 대부분의 철새들은 기후변화로 이어지는 지구온난화에 대하여 분포, 이동시기 등을 변화시키면서 놀라운 수준의 적응력을 보여 왔다.

국내에서는 대부분의 연구자들이 최근 조류 개체군이 지구온난화로 인한 기후변화에 영향을 받고 있다는데 동의하고 있으나 아직 이와 관련된 의미 있는 근거는 제시하지 못하고 있다. 그 이유 중의 하나는 조류의 생태 및 분포에 대한 장기적인 모니터링 자료의 결핍에 있을 것이다. 다만, 몇몇 연구자들이 단기간의 자료를 수집하여 그 시기의 기온과 연관시켜 분석함으로서 국내의 조류생태계가 온난화의 영향을 받고 있다는 것을 시사하고 있을 뿐이다.

4.4.2.2.1. 조류 분포 변화

최근 조류의 생태변화와 관련하여 가장 눈에 띄는 내용은 국내 미기록종의 발견과 그들의 분포와 관련된 것이다.

Chae(2008)는 2000년 이후 발견된 69종의 국내 미기록종에 대하여 관찰빈도, 본래의 서식지 등을 고려하여 국내출현 원인을 태풍 등 기상에 의한 것(48%), 서식지역 확장에 의한 것(29%), 지구온난화에 의한 것(16%), 원인 미상(7%) 등 4가지 범주로 구분하였다. 그 중 지구온난화에 의한 종은 서식지역 확장에 의한 종에 포함되지만 본래의 서식지역이 인도, 동남

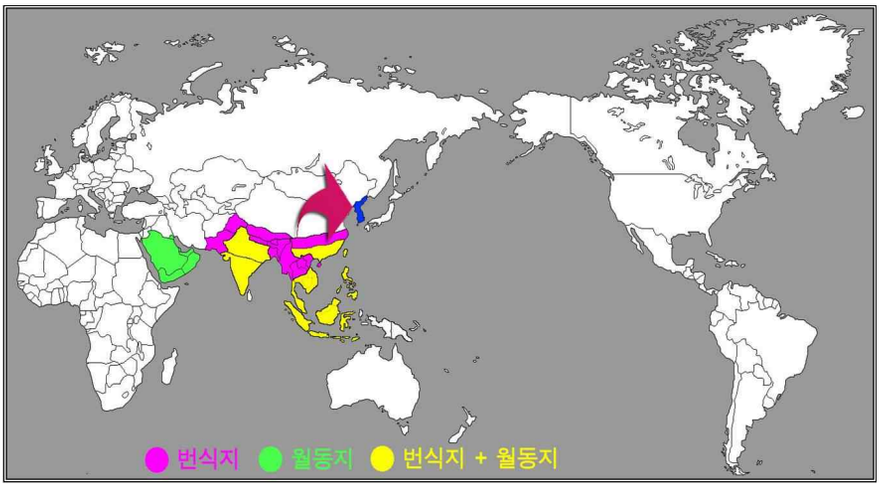


그림 4.12. 기후변화에 의해 국내에 이주해온 것으로 추정되는 조류의 원래 서식지(Chae et al., 2008).

아시아, 중국 남부 등 한반도보다 연평균기온이 현저히 높은 지역인 종을 별도로 분류한 것이다(그림 4.12).

지구온난화에 의해 국내에 들어온 것으로 추정되는 조류 중에는 붉은부리찌르레기처럼 이미 국내에 정착한 종류도 있다. 국립공원연구원 철새연구센터에 의하면(채희영, 미발표) 붉은부리찌르레기는 일본, 중국 남부, 필리핀 등에서 서식하는 아열대성 조류로, 2000년 강화도에서 처음 발견된 이래 빠르게 증가하여 2007년에는 두 지역에서 번식이 확인되었고 2008년에는 50여 쌍이 집단으로 서식하는 것이 발견된 바 있다.

4.4.2.2.2. 조류 이동과 번식 생태 변화

최근에는 여름철새가 월동지역인 동남아시아로 이동하지 않고 국내에서 겨울을 나는 "텃새화" 현상이 두드러지고 있다는 조사결과도 있다. 우리나라의 대표적인 여름철새인 백로류에 대한 겨울철 센서스에 의하면(이두표, 미발표), 영산강에서 월동하는 개체수는 2003년부터 2008년까지 증가하는 경향을 보였으며, 월동 개체수의 변동은 겨울철 평균기온에 비례하는 것으로 나타나 지구온난화와의 관련성을 시사하고 있다.

우리나라를 중간기착지로 하여 번식지인 시베리아와 월동지인 호주 사이를 이동하는 도요물떼새는 매년 수십만 마리가 봄과 가을철 우리나라 서해안 갯벌에 도래하고 있다. 도요물떼새에 대한 1993년과 2003년의 월별 센서스 자료를 비교해 보면, 2003년 8월과 9월의 도래 개체수 비율이 크게 증가한 반면 10월은 현저히 감소하여 가을철 시베리아에서 호주로의 출발시기가 빨라진 것으로 나타났다. 또한 2003년 4월은 약간 증가한 반면 5월은 약간 감소하여 가을철만큼 현저하지는 않지만 봄철 이동시기도 약간 빨라진 것으로 나타났다(최영복 등, 2006). 이러한 결과는 지구온난화가 북반구와 남반구 사이를 이동하는 철새의 이동 시기에도 영향을 미치고 있음을 시사한다.

서슬기, 이두표(2008)가 2002년부터 2007년까지 백로류 5종(왜가리, 해오라기, 중대백로, 쇠백로, 황로)에 대하여 번식지 도래일을 조사한 결과에 따르면, 6년간 연평균기온 0.72℃ 증가와 함께 해오라기 1종을 제외한 4종 모두 첫 도래일이 빨라졌으며, 종별 첫 도래일은 도래 전월의 번식지 평균기온에 따라 변하는 경향을 보였다(그림 4.13).

국립공원 철새연구센터의 철새 모니터링 결과에 의하면(채희영, 미발표), 전남 홍도에서 2006년과 2007년의 철새 16종의 첫 도래일을 조사비교한 결과 칼새, 물총새, 휘파람새 등 14종은 빨라진 반면, 검은딱새, 되새 등 2종은 늦어졌다. 첫 도래일이 빨라진 것은 홍도 및 중국 동남부 지역의 3월 평균 최저기온이 0.5~2.0℃ 상승한 것과 관련이 있을 것으로 설명했다.

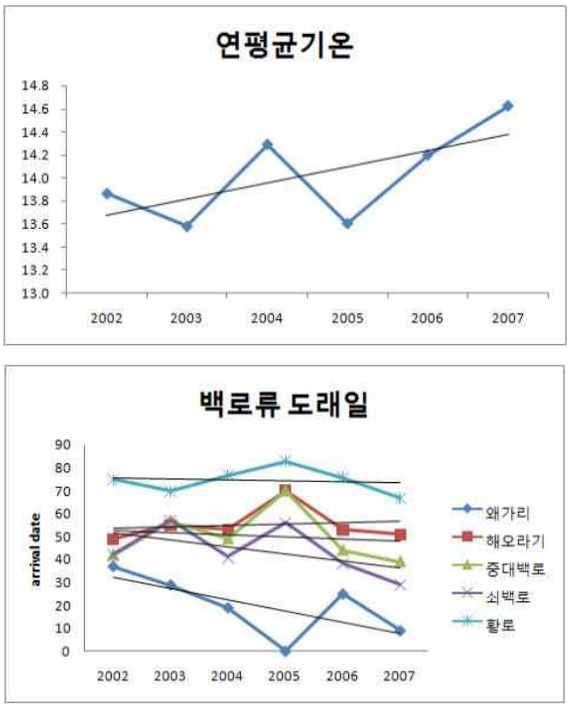


그림 4.13. 백로류 번식지의 연평균기온과 백로류 5종의 번식지 첫 도래일(서슬기와 이두표, 2008).

1953년부터 2005년까지 우리나라와 일본의 176개소(한국 74개소)의 기상대 측후소에서 조사한 12종의 동식물에 대한 생물계절현상을 분석한 결과를 보면(Primack et al., 2009), 종에 따라 그리고 지역에 따라 기온에 대한 반응이 다르게 나타난다는 사실을 보여준다. 그동안 겨울철 평균기온은 1.2℃ 증가했으며, 대부분의 지역에서 식물의 개화 및 개엽시기는 빨라지는 경향을 보였으나, 조류(종다리, 휘파람새), 양서류(참개구리), 곤충(배추흰나비, 등검은쌍살벌)의 첫 관찰일은 늦어지는 경향을 보였다. 그중 제비의 경우, 우리나라에서는 첫 도래일이 늦어진 지역이 많았으나 일본에서는 반대로 빨라진 지역이 많았다.

국가장기생태연구 결과에 의하면(환경부, 2007), 까치의 번식성공률은 겨울과 초봄의 기온이 높았던 해가 그렇지 않은 해보다 뚜렷하게 높은 것으로 나타나 지구온난화가 조류의 번식성공률에도 영향을 미친다는 사실을 시사하고 있다.

4.4.2.3. 기후변화와 곤충 변화

곤충은 변온동물로 여러 가지 적응방식을 이용하여 자신의 에너지와 수분균형을 유지하며 기후변화 속에서 생존해 왔다. 비록 대사율과 수분 손실률이 내부생리의 부분적인 기능일지라도 최종적으로는 환경조건에 의존하는데, 그 중 가장 중요한 것이 온도와 습도이다. 특히, 온도의 변화에 의해 곤충의 활동성은 달라질 수밖에 없다. 따뜻해지면 더 활동적이 되지만 차가워지면 느리게 활동한다. 각각의 개체들은 최적온도와 임계온도를 갖고 있으며, 그보다 더 덥거나 추운 상황이 되면 그 개체는 죽게 된다. 곤충은 대부분 극단적인 더위보다는 추위에서 더 생존가능성이 높다. 극단적인 추위에서는 에너지를 거의 사용하지 않고 산소를 거의 요구하지 않는 비활동성 상태로 휴면할 수 있기 때문이다. 또한 대개의 곤충은 발육시기마다 성장하는데 한계가 되는 온도인 발육영점온도를 갖고 있으며, 그 이상으로 성장에 유효한 온도를 누적시킨 유효적산일도(有效積算日度, Growth Degree Days)를 계산해 낼 수 있다. 따라서 최근에 일어나고 있는 최한월의 기온상승은 이들의 유효적산일도를 이전보다 빠르게 채워 더 이른 시기에 성충이 발생할 수 있게 하는 요인이 되기도 한다(박해철, 2005).

곤충은 이와 같이 발생이나 생활주기가 기온과 밀접한 연관을 가지기 때문에 지구온난화의 영향에 매우 민감하다고 할 수 있다. 실제로 최근 지구온난화의 영향으로 추정되는 다양한 사례들이 보고되고 있다. 주로 개체군의 북쪽으로의 분포 확장, 주기적 이동집단에서 생물계절현상의 변화 등에 관한 것이다.

국내에서 기후변화가 곤충에 미치는 영향에 관한 직접적인 연구는 아직 미미한 편이며, 최근에 소수의 연구결과들이 나타나고 있다. 대부분 곤충의 생물계절이나 분포에 대한 과거정보가 충분치 않아 기후변화와의 관련성을 뚜렷하게 제시하지 못하는 실정이다. Choi and Na(in press)는 지난 10여년 동안 한국에서 발표된 곤충의 미기록종 및 신종을 검토한 결과 북방계와 남방계 모두 증가하는 양상을 나타내는 것을 발견하였으나 북방계 곤충보다는 남방계 곤충의 증가가 더 뚜렷하다고 보고하였다.

최근, 국내에서 발표되고 있는 내용을 종합해 보면, 북방계 곤충의 감소와 남방계 곤충의 증가, 일반

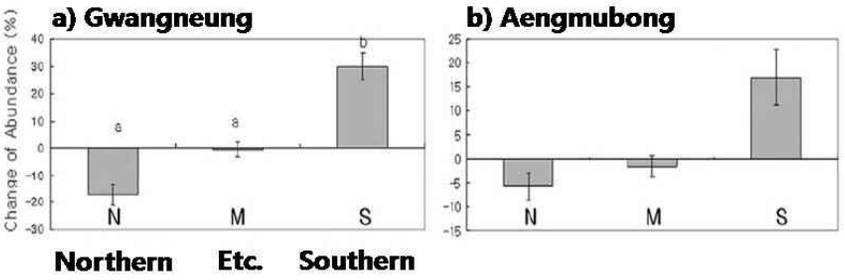


그림 4.14. 광릉과 앵무봉에서의 나비 밀도 변화(분포 유형에 의한 비교)(Kwon et al., 2010).

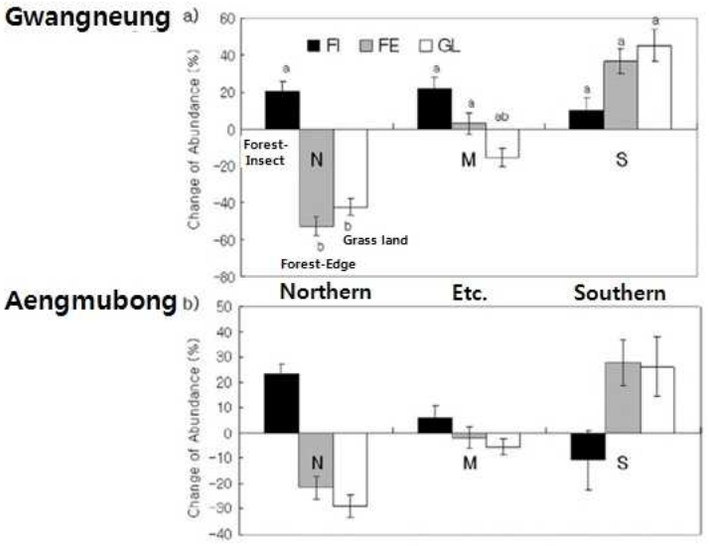


그림 4.15. 광릉과 앵무봉에서의 나비 밀도 변화(분포 유형 및 서식지 비교)(Kwon et al., 2010).

곤충의 해충화 현상, 남방계 곤충의 유입, 생활주기의 변화 등으로 대별된다.

4.4.2.3.1. 기후변화와 나비상 변화

지난 6년간(2002～2007) 경기도 광릉과 앵무봉에서 나비상을 조사하고 과거자료(광릉 1958～1959년, 앵무봉 1971～1972년)와 비교하여, 조림과 지구온난화로 인한 영향을 분석한 결과, 지구온난화와 조림 모두 나비군집에 상호작용하는 것으로 나타났다(Kwon et al., 2010). 지구온난화 영향으로 북방계 나비의 밀도는 감소한데 비해 남방계 나비는 줄어든 것으로 나타났으며, 산림녹화로 산림성 나비들은 증가한 반면, 초지성 나비들은 줄어든 것으로 나타났다. 북방계 나비의 경우 산림녹화의 영향이 강하게 나타났으나, 남방계 나비는 그 영향이 나타나지 않았다(그림 4.14).

Parmesan et al.(1999)은 북방한계선은 북상하는 것이 뚜렷하나 남방한계선은 북상이 명확하지 않으며, 남방한계선 근처에 서식하는 나비의 생존은 기후영향 보다는 다른 요인의 영향을 받는다고 했는데, Kwon et al.(2010)은 서식처 변화가 남방한계선 근처에 서식하는 나비의 생존에 중요한 영향을 미친다는 것을 입증하였다. 기후변화로 인해 북방계 곤충의 감소, 남방계 곤충의 증가와 같은 곤충군집의 변화가 예상되기는 하나 이를 밝힌 논문은 거의 찾아 볼 수 없는데 본 연구는 이런 변화를 밝힌 드문 사례라 할 수 있다(그림 4.15). 또한, 두 조사지에서 가장 많이 증가한 종 5종 중 3종(남방부전나비, 대만흰나비, 부처사촌나비)이 남방계 나비인 반면, 많이 감소한 7종 중 5종(들신선나비, 두줄나비, 봄어리표범나비, 봄처녀나비, 멧노랑나비)이 북방계 나비들이었다.

남방계에 속하는 남방부전나비는 최근에 중부지역

에서 밀도가 증가하고 있다. 이종은 과거에는 월동이 되지 않아 발견되는 개체는 남부지역에서 이동한 개체였으나, 최근에는 월동이 가능해져 점차 증가하는 것으로 보인다(김성수, 개인면담).

북방계인 들신선나비는 1980년대 초반 이전에는 수도권 지역에서 많이 볼 수 있었으나, 최근에는 강원도 산간지역에서만 드물게 발견된다. 2007년에 중부지역 133개소에서 나비류를 조사한 결과 가리왕산에서만 1개체가 발견되었다(김성수, 미발표자료). Choi(2004)도 이종이 과거에 비해 감소하였다고 보고하였다. 그러나 이종은 2003～2005년에 러시아의 북동부지역에서는 개체수가 급증하였다(Chernov and Tartarinov, 2006). 두줄나비는 일본으로부터 중부유럽에 분포하며(Konvicka et al., 2002), 일본에서도 감소현상이 보고된 바 있다(Inoue, 2003). 봄처녀나비와 봄어리표범나비는 초지성 나비이기 때문에 이 두종의 감소는 조림의 성공으로 인한 초지의 감소와 지구온난화의 복합적인 영향 때문으로 사료된다. 멧노랑나비는 1990년 초반까지만 해도 중부지역에서 많이 관찰되었으나, 현재는 거의 발견되지 않는다. 북부유럽에서는 이 종이 증가하는 것으로 보고되었다(Gutierrez and Thomas, 2000).

이들 외에도 북방계에 속하는 붉은점모시나비의 경우, Kim(1976), 박규태와 김성수(1997) 및 고민수 등(2004)의 분포기록에 의하면, 1919년 처음 기록된 이래 남부지방까지 넓게 분포하였으나, 최근에는 남부지방 개체군의 대부분이 쇠퇴하고 가장 큰 집단은 강원도 산간지역에 국한하여 잔존한다. 이 종의 유충의 먹이가 되는 기린초가 전국에 산재해 있고, 성충이 선호하는 서식지 경관이 아직 적지 않다는 점으로 보아 이 나비의 급격한 감소는 서식처 파괴보다는 지구온난화에 의한 것이라고 보는 것이 타당하다(박해철, 2005).

김용식(2002) 및 Choi(2004)에 의하면, 큰수리팔랑나비, 산부전나비 등 고산지대에 극히 제한된 분포영역을 가진 종의 경우 현재 거의 자취를 감추고 있어 멸종위기종으로 분류되고 있다. 이는 고산지대에 서식하는 종이 지구온난화에 훨씬 더 취약하다는 사실을 시사한다.

4.4.2.3.2. 기후변화와 개미류 변화

지금까지 한라산, 설악산, 가리왕산, 화악산, 계방산, 태백산, 가야산, 지리산, 운문산 등 1,200 m가 넘는 고산지역에서 고도별로 개미군집을 조사한 결과 종별로 뚜렷한 수직분포를 보였다(권태성, 미발표 자료). 이러한 사실은 기온이 개미의 분포를 결정하는 주요 결정인자이며, 이는 곧 지구온난화에 의해 개미의 분포가 변화 될 것임을 나타낸다. 경기, 강원, 경북, 경남 지역 234개소에서 조사한 결과를 분석한 결과, 기온에 의한 유의한 영향($p<0.05$)이 나타난 종은 그물등개미, 노랑꼬리치레개미, 비늘개미, 스미스개미, 에메리개미, 일본왕개미, 일본침개미, 주름개미, 코토쿠뿔개미, 홍가슴개미 였으며, 이중 스미스개미, 일본침개미, 그물등개미, 코토쿠뿔개미는 회귀분석 결과 기온과 밀도(빈도)의 R^2값이 0.3을 상회하였다. 이는 기온의 한 요인만으로도 분포현상의 30% 이상을 설명할 수 있다는 의미가 된다. 분석결과를 토대로 해서 변화를 예측해 보면, 지구온난화로 밀도가 증가할 종들은 그물등개미, 노랑꼬리치레개미, 비늘개미, 스미스개미, 일본침개미, 주름개미 등이고, 감소가 예상되는 종들은 코토쿠뿔개미, 홍가슴개미, 에메리개미, 일본왕개미 등이었다(권태성, 미발표자료).

지구온난화는 기후의 극한 값을 증가시켜, 기상재해의 강도나 빈도가 증가하는 방향으로 진행될 것이란 전망이 지배적이다. 우리나라에도 2002년과 2003년에 대형태풍 루사와 매미로 인해 큰 피해를 보았다. 경기도 광릉 숲에서 개미군집을 조사해 본 결과, 2004년에 2003년과 2005년에 비해 10종 가량 감소한 것으로 나타났다. 2004년의 종별 출현빈도는 일본장다리개미와 극동혹개미와 같은 산림성 개미에서 감소한 반면, 초지나 민가 주변과 같은 열려진 환경을 선호하는 곰개미는 오히려 증가하였다. 이는 2003년 9월초에 한반도를 강타한 태풍 매미의 영향으로 고사목이나 고사 가지가 증가하여, 2004년에 현저하게 엽면적지수가 감소했기 때문인 것으로 나타났다(권태성, 미발표자료). 이러한 사실은 기상재해가 일어나면 산림 고유종의 밀도가 감소하면서, 교란 선호성 종들이 침입하여 개미군집에 교란이 일어날 수 있음

을 의미한다고 할 수 있다.

4.4.2.3.3. 기후변화와 장수하늘소 변화

장수하늘소는 1968년에 천연기념물로 지정, 개체군의 보존에 많은 노력을 기울였으나, 1960년대 중후반 이후 개체군이 감소하기 시작하여, 1970년대 중반 이후에는 경기도 광릉을 제외한 대부분의 지역에서 개체군이 사라졌다(변봉규 등, 2007). 장수하늘소 밀도감소의 원인에 대한 다양한 가설들이 있으나 아직 정확한 원인은 알 수 없다. 우선 생각할 수 있는 것은 서식처 감소를 들 수 있다. 장수하늘소의 서식처는 서어나무군락지로, 우리나라에서는 천이의 최종단계에 나타나는 극상림(極相林, climax forest)이다. 장수하늘소가 다른 곤충에 비하면 대형이기는 하나, 2,200 ha 규모의 광릉 숲은 장수하늘소의 종 보존을 위한 충분한 공간을 제공할 수 있을 것이다. 따라서 서식처 감소만으로 광릉 숲 개체군의 급속한 감소를 설명할 수는 없으며, 지구온난화와 같은 환경의 변화가 보다 근본적인 원인일 가능성이 높다.

장수하늘소의 분포지역은 중국 동북부지역(만주), 블라디보스토크, 북한 및 우리나라의 중부지역이다. 따라서 광릉은 장수하늘소 분포범위의 남부 끝자락에 해당된다. 기온이 상승하면 곤충류의 분포는 북상을 하게 된다. 지구온난화로 인한 분포의 북상이 장수하늘소 감소의 원인이라면, 결국은 극소수 남은 개체군마저 멀지 않은 시기에 광릉 숲에서 사라질 가능성이 있음을 의미한다. 하늘소류와 같은 천공성 곤충의 경우 유충들 간의 종내 또는 종간 경쟁이 밀도조절에 가장 중요한 요인으로 알려져 있기 때문에, 기온 상승으로 인한 분포의 북상으로 과거에는 볼 수 없었던 경쟁종(예; 하늘소류, 비단벌레류, 바구미류 등)들이 장수하늘소의 서식처(서어나무 고사목)를 차지함으로서 밀도의 감소로 이어질 가능성이 높다. 기후변화로 예상되는 천적상(예, 곰팡이류와 기생봉, 포식성 곤충류, 조류상 등)의 변화 역시 유충의 폐사율 증가에 한 몫을 할 것이다.

4.4.2.3.4. 일반 곤충의 해충화 현상(대벌레, 갈색여치)

과거에는 밀도가 낮아 거의 발견하기 힘들었으나, 최근에는 밀도가 급증하여 해충화한 곤충으로는 대벌레와 갈색여치를 들 수 있다. 이들은 1년 1세대이며 봄에 부화하여 여름까지 살며, 여름에 지표나 토양에 알을 산란하여 알로서 월동하는 생활사를 공유하고 있다. 이 두 종의 대발생이 지구온난화로 인한 것이라는 직접적인 증거는 아직 까지는 없으나, 지구온난화로 예견되는 곤충밀도변화의 한 가지 유형으로서 이들을 주목할 필요가 있다.

국내에서는 1980년대 중반이후 대벌레류가 중동부 산악지역에서 가끔씩 대발생하고 있다. 국내에는 5종의 대벌레가 서식하는 데, 이중 우리대벌레(강원, 충북)와 대벌레(경남·북)에서 대발생하는 사례가 보고되고 있다. 대발생하는 연도도 일정한 규칙성이 없고, 대발생과 기후요인과의 관련성에 대한 구체적인 연구가 진행되지 않아 현재로서는 대발생의 원인을 정확히 알 수가 없다. 대발생하는 지역의 경우, 산림내 대다수의 나무에서 대단히 많은 개체들이 발견되는 것으로 보아, 대발생시 밀도는 극도로 높아져, 절족동물 생물량의 다수를 차지한다. 밀도가 지나치게 높아지면 산림에서 농경지로 이동하여, 인근의 밭이나 과수 등에도 이차적인 피해를 준다. 알로 월동한 대벌레는 4월 중순경에 부화하여 5~6월까지 5령충으로 성장하여, 6월 하순부터 성충이 된다. 성충은 산란 전에 10일간의 난성숙기를 거쳐, 7월 중순부터 산란을 시작한다. 산란기간은 1달간이며, 암컷 한 개체당 약 60여개의 알을 낳는다(박영석 등, 2003).

대벌레 대발생의 원인으로는 기상과 천적에 의한 가능성이 있다. 대벌레류는 열대에서 진화한 곤충류로 이차적으로 온대지방으로 확산되었다. 따라서 기온이 올라가면, 원 서식처와 비슷한 기상조건이 될 가능성이 높음으로 개체군의 번성에 유리한 호조건이 될 수 있을 것이다. 대벌레는 알의 상태로 낙엽이나 지표에서 월동을 하기 때문에, 겨울철의 기상변화가 대발생과 밀접한 관련성이 있을 것으로 추정된다. 만일 월동할 때 온도나 습도 등이 알의 생존에 적당하여 부화율이 높아지면 이것이 대발생으로 이어질

가능성이 있다. 그리고 알은 개미와 같은 천적의 먹이원이 되는데, 이런 천적의 작용도 밀도의 증감과 밀접한 관련성이 있을 것으로 추정된다. 어린벌레 시기인 4～5월에 기온이 급감하면 폐사율이 높아지고 이것이 밀도억제 역할을 할 가능성이 높다. 최근에는 4～5월에 고온이 지속되는 경우가 많아 이것이 어린벌레의 생존율을 높여 대발생으로 이어질 수 있다.

산림곤충으로 알려진 갈색여치가 2001년 6월(충북 단양)과 2006년, 2007년(충북 영동)의 과수에 대량으로 발생하여 피해를 주었으며(나영은 등, 2008; 방혜선 등 2008), 피해가 옥천, 청원, 보은 등 인근지역으로 점차 확산되고 있는 추세이다(Na et al., 2007).

갈색여치는 암갈색 또는 흑갈색을 띄며, 제주도를 제외한 모든 지역의 산림에 서식한다. 갈색여치는 3월말～4월초에 부화하여 7령의 어린벌레 시기를 거쳐 어른벌레가 되며, 어른벌레는 7월 초순에서 8월 중순 사이에 산기슭의 습기가 있는 낙엽이 쌓인 흙속에 산란한다(문상례 등, 2009). 암컷은 산란 기간 동안 70개에서 250개까지 산란하며, 평균 산란수는 145개였다(방혜선 등, 2008). 과수를 가해하는 갈색여치는 과수원 보다는 인근 야산의 얕은 골짜기에서 주로 산란한다. 이는 인근 야산의 지온이 겨울동안 높고, 일일 평균기온차도 적어 갈색여치의 알 생존율을 높이기 때문으로 추정된다. 겨울철의 낮은 온도와 건조는 메뚜기목 곤충의 알 생존율을 낮추기 때문에, 지구온난화로 인한 겨울철 기온의 상승은 갈색여치의 대발생과 관련성이 있을 것으로 추정된다. 그리고 대벌레와 마찬가지로 어린 약충기인 4월의 냉해의 감소로 인한 치사율의 감소와 기온상승으로 인한 성장속도 증가가 최근에 발생한 대발생과 관련이 있을 것으로 추측되며 추후 이를 검정하기 위한 연구가 필요한 것으로 여겨진다.

4.4.2.3.5. 남방계 곤충의 유입(꽃매미, 소철꼬리부전나비)

꽃매미는 중국 남부와 동남아시아가 원산지인 아열대성 곤충으로(Xiao, 1991), 2006년에 대발생이 목격된 이래, 2007년에는 서울, 경기, 충북, 2008년에는 충남, 전북, 경북으로 대발생지역이 점차 늘어나고 있다(박지두 등, 2009).

Lee and Kwon(1977)에 의하면, 꽃매미는 원산지에서 침입한 개체들이 과거에도 있었으나 낮은 기온으로 인해 서식이 어려웠다고 볼 수 있다. 그러나 최근에는 겨울철의 이상고온으로 월동이 가능해짐에 따라 국내에 정착하여 대발생하기 시작하였으며, 그 발생지역들이 늘어나고 있는 것으로 추정된다(박지두 등, 2009). 꽃매미는 연 1회 발생하며, 4령의 유충기를 거쳐 7월 초순부터 성충이 출현하여 10월말까지 성충이 발견된다. 산란은 9월말부터 시작되며 알로서 월동하여 4월말부터 부화한 어린 약충이 발견된다. 꽃매미는 40여종에 달하는 식물을 먹는 잡식성 곤충으로 최근에는 포도나무에 큰 피해를 주고 있다.

소철꼬리부전나비(*Chilades pandava*)는 타이완, 필리핀, 보르네오, 서인도 제도 등 열대 및 아열대 지역에 서식하는 남방계 나비로서, 2005년에 암컷 두 마리가 제주도의 서귀포에서 최초로 발견되었고(주홍재, 2006), 2006년에 다시 성충이 발견된 이후, 2008년에는 서귀포 대포동에서 대발생하여 소철에 피해를 주었다(주홍재 등, 2008).

소철꼬리부전나비는 열대와 아열대 지역의 도심의 정원이나 이차림에서 주로 서식하며, 원산지에서도 소철을 먹고 산다. 알의 지름은 0.8 mm이고, 애벌레의 머리는 검은색이며 종령(늙은 애벌레)의 몸길이는 10 mm 까지 자란다. 애벌레 주위에 주름개미가 있는 것이 관찰되어 개미와의 공생관계를 가질 가능성이 높다. 애벌레는 소철 줄기의 황백색 섬모 속으로 파고 들어가 번데기가 되는데, 번데기의 길이는 8～9 mm, 가슴 폭은 3.3 mm 가량 된다. 성충의 수컷은 세력권에 대한 강한 점유행동을 하며, 암컷은 여러 마리의 수컷과 교미하는 습성을 가지고 있다. 소철꼬리부전나비가 제주도에서 월동과 지속적인 생존이 가능한지는 추후 연구가 필요하지만, 이 종은 소철의 잎을 가해하여 나무의 모양을 흉하게 만든다. 이 종의 발생이 지속될 경우, 제주도의 주요 정원수인 소철에 큰 피해가 예상되어 지속적인 모니터링과 피해방제 대책이 요구된다.

4.4.2.3.6. 곤충의 생활주기 변화

산림해충인 솔나방은 과거에는 7월 중순부터 8월 중순 사이에 1회 발생하는 것으로 알려져 있었지만, 90년대 중반 5년간 조사한 결과, 경기(오산), 충북(청주), 전북(전주), 경북(경주)의 4개 조사지에서 모두 2회 발생하는 것으로 나타나 지구온난화의 영향이 곤충의 생활주기를 변화시키고 있는 것으로 나타났다(권태성 등, 2002).

그러나, 권태성 등(2008)은 경기도 광릉 숲에서 2004년 나비상을 조사하고 1958년의 나비상 자료를 비교분석한 결과, 최초출현시기와 출현기간에는 차이가 없었으며 평균출현시기가 늦어진 종이 오히려 많은 것으로 나타나, 그동안 연평균기온 1.8℃ 증가에도 불구하고 예견되는 생활주기의 변화가 없었다고 보고한 바 있다.

4.5. 기후변화와 생태계별 미래 전망

4.5.1. 취약생태계 분야

기후변화 중 지구온난화에 따라 한반도의 육상생태계에서는 식물의 꽃 피는 시기가 빨라지고, 기온상승에 따라 북방계 식물 등 생리적 스트레스를 받은 식물의 생장이 쇠퇴하고, 동물들의 서식지와 이동시기가 달라지고, 생물종다양성이 변화하며, 작물의 재배지와 생산량 변화 등이 나타나는 등 다양한 변화가 발생할 것으로 예측된다. 특히 기후변화가 한반도의 고산대와 아고산대 그리고 해안과 도서 등 취약생태계에 미치는 영향은 전역에서 다양하게 나타날 것으로 판단된다. 이러한 영향은 북한에서 보다 크게 미칠 것으로 보여진다.

4.5.1.1. 고산 및 아고산 생태계

지구온난화의 최대 피해자는 북극권과 온대의 고산대에 공통으로 자라는 식물로 신생대 제4기 빙기에 추위를 피해 북쪽에서 이동해온 뒤 빙기가 끝나고 기온이 회복되면서 지금은 북한과 남한 일부 고산대에 잔존하는 극지·고산식물과 북방계 동물이다. 특히 빙기의 유존종으로 북방에서 유입된 상록활엽관목성 극지·고산식물과 고산식물은 온도 범위가 좁고 여름 고온에 민감하여 지구온난화가 계속되면 가장 큰 피해를 입게 될 취약종이다. 특히 한반도를 지구상 극지·고산식물의 지리적 분포의 남방한계선으로 삼은 많은 종들의 운명에 대한 대책이 필요하다.

4.5.1.2. 북한 생태계

북한의 기후변화 연구는 고문헌에 기초한 역사시대의 기후 복원과 관측시대의 기온과 강수 등 기후요소의 변화 등 기초연구가 비교적 충실하게 수행되었으며, 기후변화가 농작물에 미치는 영향에 대한 관심이 많았다. 아울러 산지에서의 고도에 따른 기후요소와 생물계절의 차이에 대한 관심이 많았다. 그러나 기후변화가 육상 및 산림생태계에 미칠 영향에 대한 연구는 찾기 쉽지 않아 그에 대한 관심이 미치지 못함을 나타낸다.

북한의 기후와 생태계에 대하여 연구가 가장 활발한 곳은 백두산 일대이다. 백두산에 대한 관심이 많은 것은 백두산이 갖는 자연생태적 가치와 함께 정치적인 의도를 함께 하기 때문이다. 백두산에 대한 체계적이고 종합적인 연구 성과는 향후 백두산이 제주도의 한라산과 함께 한반도에서 나타나는 기후변화가 자연생태계에 미치는 영향을 가장 분명하게 파악할 수 있는 집중조사지(super site)로서의 가치가 높음을 나타낸다.

4.5.1.3. 기후변화와 식생변화

1세기 뒤 우리나라의 낙엽활엽수림의 면적은 전체 삼림의 약 65%로 늘지만, 혼합림은 13% 정도 줄어들 것으로 분석되었다. 특히 상록침엽수림은 난대성 및 온대성 삼림에 밀려 현재의 전체 삼림 5.68%에서 4.4% 정도로 축소될 것으로 알려졌다. 기후변화 특히 지구온난화가 지속되면 종의 발생 시기가 늦거나 진화가 진행 중인 고유종, 생육 환경에 대한 적응범위가 좁은 종, 개체수가 많지 않은 종, 분포지가 적거

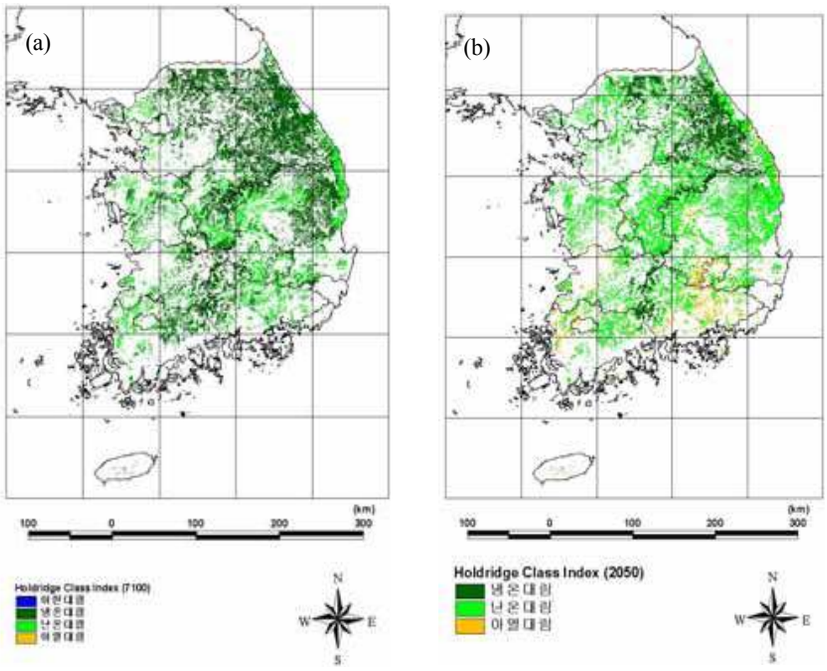


그림 4.16. Holdridge모형을 이용한 (a) 현재 산림기후대 분포와 (b) 미래 산림기후대 분포(김재욱과 이동근, 2006).

나 분포역이 좁은 종, 분포상 한계선에 있는 종 등 일부 수종의 피해가 클 것으로 예상된다.

4.5.1.3.1. 생물계절

식생의 개엽 및 낙엽 시기, 식물의 생장 그리고 동물의 출현과 활동 시기는 기온의 경년변동과 밀접하게 관련되므로 생물을 이용하여 기후변화를 탐지할 수 있을 것이다. 기존의 연구에서 생물계절 시작일 및 계절 지속기간의 공간 분포 변화를 분석한 결과 봄과 여름은 일찍 시작되고 가을과 겨울은 늦게 시작될 것으로 예측된다. 이러한 생물계절의 변화가 식물과 동물생태계에 어떤 영향을 미칠지에 대한 관심이 필요하다.

4.5.2. 산림생태계 분야

4.5.2.1. 산림식생 및 생물다양성 변화

Holdridge의 life zone 범주(Jung et al., 2002; 김재욱과 이동근, 2006)와 CEVSA 모델(Lee et al., 2007)을 이용한 산림식생 분포와 연계된 기후대의 변화예측이 시도되었다. 범지구적 생물기후모형인 Holdridge's life zone을 이용한 미래 기후대 분포 변화를 추정한 결과 아열대기후대가 제주도와 남해안 일대, 경남 내륙, 전남 서부지역까지 점유할 것으로 예측하였다(김재욱과 이동근, 2006). 그러나 이 경우는 현 기후에서의 난대림이 경북·경기까지 분포하는 것으로 추정되는 등 실제의 현식생 및 잠재식생 분포보다 위도상으로 상당히 과다하게 추정하는 경향이 있다(그림 4.16).

Lee et al.(2007)은 CEVSA(Carbon Exchange between Vegetation, Soil, and Atmosphere)모형을 이용하여 Special Report on Emission Scenario(SRES) A1B 시나리오와 ECHO-G/S 기후모델을 MM5 대기모형으로 모의한 기후자료를 적용하여 현식생과 미래(2071~2100)의 식생분포 변화를 예측한 결과 낙엽활엽수림대가 증가하고 상록침엽수림대가 감소할 것으로 분석되었다(그림 4.17).

그러나 이 역시 모델에서의 현재의 잠재식생분포 추정치에서 우리나라 현 식생 또는 잠재식생 분포와 상당한 차이를 보여주고 있다(그림 4.18).

생태계 프로세스 기반의 시뮬레이션 모델인 숲틈모형(Gap dynamics model)을 이용하여 주요 천연림의 산림발달 변화를 예측한 결과(그림 4.19)로는 온

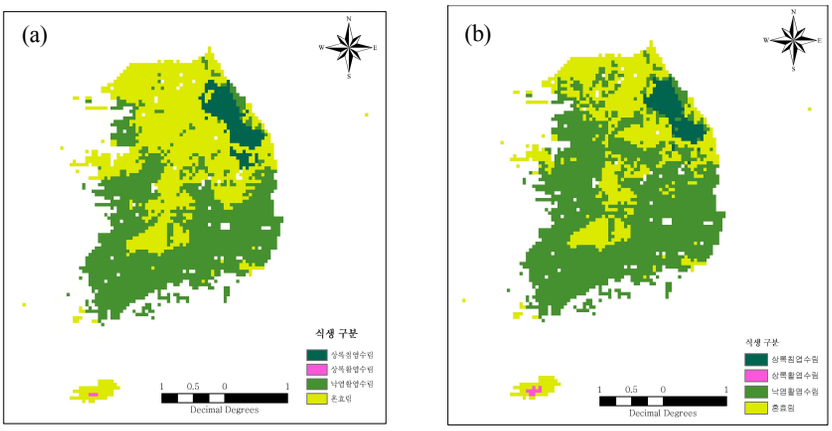


그림 4.17. CEVSA모형을 이용한 (a) 현재 기후의 산림 식생 분포와 (b) 미래 기후의 산림 식생 분포(Lee et al., 2007).

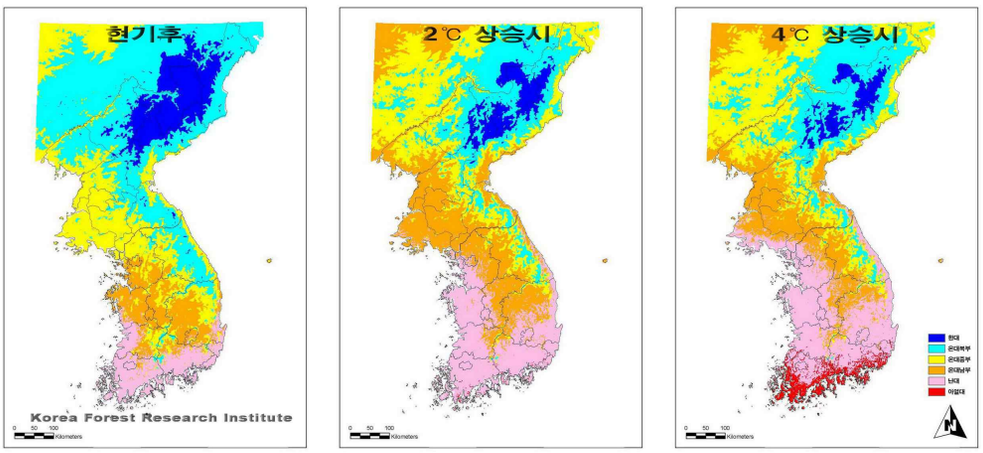


그림 4.18. 기온상승에 따른 기후대의 분포 변화 예측(Lim, 2009).

대중부 지역에서 졸참나무의 점유율이 증가하는 반면 신갈나무와 고로쇠나무 등은 감소할 것으로 추정하였다(김종원 등, 1995; Lim et al., 2006; Lim, 2009).

4.5.2.2. 산지재해 발생 변화

우리나라는 몬순기후에 속하여 강수량이 여름철에 집중되어 있는데, SRES 시나리오에 따르면 여름철 강수량이 다른 계절에 비해 강수량 증가폭이 더 커질 것으로 예상하고 있어 산사태와 같은 산지토사 재해의 위험성이 커질 것으로 예상된다(임종환 등, 2008).

산불 발생 위험성은 계절적 기온, 강수량 패턴 뿐만 아니라 식생 변화나 인간 활동 양식 등 여러 변수가 있어 그 예측이 어렵다. SRES 시나리오에 따르면 대부분의 육지지역에서 온난기/열파 빈도가 증가할 가능성이 높아짐에 따라 산불 위험성이 증가하고 겨울 가뭄 현상이 증가하여 산불 위험성이 더욱 증가할 가능성이 높아질 것으로 예상하고 있다(IPCC, 2007).

우리나라는 숲의 발달로 인해 임내 연료량이 증가한 상태이고, 향후 기후변화에 따라 산불 위험시기인 겨울과 봄철에 강수량은 증가하지 않는 반면 기온이 상승할 것으로 예상되어 산불 발생시기가 앞당겨지고 간헐적인 가뭄이 있을 경우 대형 산불도 우려된다.

4.5.2.3. 산림병해충 발생 변화

기후변화로 산림병해충 발생과 피해가 증가할 것으로 예상된다. 기후변화에 따른 해충 발생 증가의 주요 원인으로 Régnière(2008)는 첫째, CO_2 농도 증가에 따른 식물방어능력 저하와 영양분 증가, 둘째,

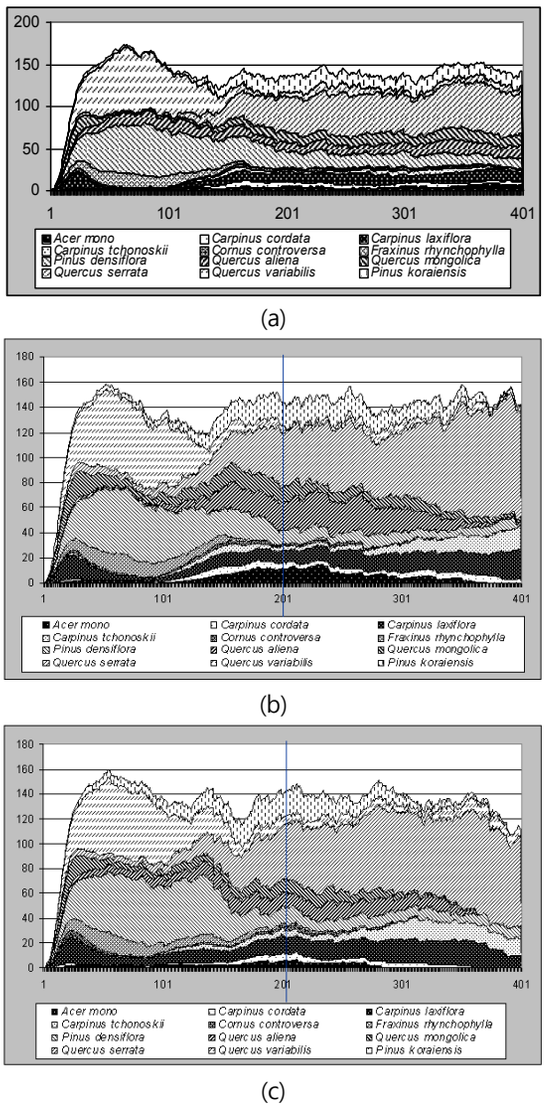


그림 4.19. 시뮬레이션 모델에 의한 우리나라 중부지역 산림의 식생변화 예측. 현기후로 진행될 경우(a), 현 임분이 200년에 와있고 그 후로 100년에 1℃ 상승할 경우(b), 2℃ 상승할 경우(c), 바이오매스량(dry ton/ha) 변화로서 기온상승으로 신갈나무와 고로쇠나무는 감소하고 졸참나무가 증가 예상(임종환 등, 2008).

천적의 섭식량 감소, 셋째, 생물다양성의 감소, 넷째, 계절성 변화 등을 들었는데, 그 외에도 급격한 환경변화에 따른 수목의 스트레스 증가에 따른 병해충의 감수성이 커지고, 교역이 발달하여 외래 병해충이 유입될 확률이 높다는 점도 있다. 어느 종이 새롭게 변화된 환경에서 잘 적응하고 이 종을 조절하는 생물종들이 그 생태계에 충분하지 않을 경우에 더욱 창궐할 가능성도 있다.극한적 고온현상과 같이 이상기상현상에 의해 수목이 스트레스를 받으면 병해충의 침입이 더욱 용이해지고 가뭄 피해를 입으면 수목의 병해충에 대한 감수성이 높아진다. 아울러 환경변화로 인해 병해충의 천적이 되는 생물 개체군이 감소하여 이를 조절하지 못할 가능성도 있는 반면 곤충은 환경조건이 유리해지면 폭발적으로 증가하는 특성을 가지고 있기 때문이기도 하다. 그러나 병해충의 문제는 해충과 병원균의 생리생태적 특성, 산림변화, 기주식물 및 천적과의 관계, 환경변화와의 관계 등 여러 요인들이 복합적으로 관여되어 있어 어느 병해충이 유입되었을 경우에 폭발적으로 피해를 입힐 것인지에 대한 예상은 어렵다.

우리나라 산림은 소나무림과 참나무림이 우점하고 있는데 조림지는 잣나무, 낙엽송, 리기다소나무림이 많다. 과거에는 소나무림이 월등히 많아 솔나방, 솔잎혹파리, 솔껍질깍지벌레, 소나무재선충병 등 이와 관련된 병해충의 피해가 컸다. 여전히 소나무림이 주요 수종이므로 이와 관련된 병해충의 피해는 적지 않을 것으로 예상된다.

참나무시들음병은 우리나라 숲에 참나무류가 가장 많을 뿐만 아니라 임령도 점차 높아지고 있어 온난화로 인한 수목 스트레스 증가와 맞물려 더욱 피해가 가속화될 수 있을 것으로 우려된다.

4.5.3. 동물생태계 분야

4.5.3.1. 조류

조류는 지구온난화에 의한 기후변화로 인해 다양한 형태로 영향을 받고 있다. 만약 지구온난화의 완화노력을 게을리 한다면, 가까운 장래에 지금과는 전혀 다른 모습의 조류군집을 보게 될 것이다. 지역적 기온상승에 의해 북반구의 많은 종류들이 보다 적합한 서식지와 유용한 먹이를 찾아서 북쪽지방으로 옮겨갈 것이고 그 빈자리는 보다 남쪽의 종류들이 북상하여 채우게 될 것이다. 이에 따라 지역의 종구성이 달라지고 종다양성도 변하게 될 것이다. 최근 2000년 이후 짧은 기간 동안 69종이나 되는 외국조류가 우리나라에 새로 들어왔고 그중 아열대종의 일부는 이미 정착을 하고 있다. 또한 아열대 지방에서 겨울을

보내던 여름철새들이 이동을 포기하고 국내에 남아서 월동하는 종 및 개체수가 눈에 띄게 증가하고 있다. 이러한 사실이 그러한 예상을 더욱 확고하게 해주고 있다.

그러나 대부분의 새들은 이러한 서식지 이동으로 색다른 서식지 뿐만 아니라 새로운 먹이, 천적, 경쟁자들에 직면하게 되기 때문에 당분간 최적의 서식지는 존재하지 않을 것이다(Price and Root, 2000). 또한 새들은 기후변화에 비교적 빠르게 적응하고 있는데 비해 식생의 이동은 매우 느리기 때문에 이에 의존하는 조류군집의 일부 종은 멸종에 직면하게 될 수도 있다. 한편, 지구온난화에 가장 취약한 것으로 추정되는 뇌조와 같이 고산지대에 서식하는 종은 기온의 상승과 함께 적합한 서식지가 점차 줄어들어 결국 멸종되고 말 것이다(Takeshita and Kurechi, 2000). 만약 어떤 지역에서 해충의 천적역할을 하던 종이 보다 알맞은 서식지를 찾아 이동해 버린다면 산림이나 농업에 큰 손해가 될 수도 있다(Prince and Glick, 2002).

기후변화는 조류의 분포뿐만 아니라 생물계절학에도 영향을 미치고 있으며, 특히 철새의 이동시기가 빨라지거나 늦춰지고 있다는 징후가 북반구를 중심으로 나타나고 있다. 이러한 변화는 가을철이동보다 봄철이동에서 더 현저하며, 주로 이동시기가 앞당겨져 번식지에 더 일찍 도착하고 이어지는 모든 번식과정들이 더 빠르게 진행된다. 또한 번식 이후 이어지는 깃털갈이 시기로부터 월동지로의 출발까지 앞당겨지는 결과를 가져온다. 그러나 지금까지 밝혀진 내용을 종합해 보면 봄철이동이 빨라졌다고 해서 모든 종이 가을철이동까지 빨라지는 것은 아니다. 오히려 늦어지거나 동일하게 유지되는 종류도 있으며 이는 번식지에서 머무는 기간이 길어짐을 의미한다.

조류의 한배 산란수는 종에 따라, 또는 번식시기에 따라 다르지만, 성공적으로 키워내는 새끼의 수는 육추기(育雛期)의 기후와 먹이에 영향을 받는다. 그러므로 번식지에서의 체류시간 증가는 번식성공률을 높일 수 있으며 추가번식의 기회를 제공할 수 있다. 뿐만 아니라 새끼가 성장할 수 있는 시간이 연장되어 생존율에 이익이 될 수 있다. 그 결과, 철새의 가을이동 무리에서 새끼의 비율이 높아져 개체군이 증가하는 결과를 가져오게 된다(Hüppop and Hüppop, 2008).

한편, 봄철의 조기이동은 번식지에서 새끼를 양육하는데 유용한 먹이자원, 즉 식물의 개화 및 결실시기, 곤충의 부화시기와 일치하는지에 관계없이 일어날 수 있다. 예를 들면, 식충성 조류와 그들의 먹이가 되는 곤충처럼 서로 다른 영양단계에 속하는 생물들은 실제로 급격한 기후변화에 반응하는 시기가 서로 다를 수 있으며, 이로 인해 먹이생물이 포식자보다 더 빨리 출현하거나 더 늦게 출현할 수 있다. 이처럼 철새들이 먹이생물의 생물계절학과 비동시성을 가지게 되면 번식에 불리하게 되어 결국 개체군의 감소로 이어질 것이다.

미국 로키산맥의 저지대에서 월동하고 고지대로 이동하여 번식하는 Finch(방울새류)의 경우, 저지대의 따뜻해진 기후에 반응하여 2주일 일찍 고지대의 번식지에 도착했으나 그곳은 아직 눈이 녹지 않은 생태로 곤충이 출현하지 않아 많은 개체가 아사의 위험에 놓이게 되었다는 보고가 있다(Inouye et al., 2000).

이와 반대로 먹이가 가장 많은 시기가 지나서 너무 늦게 번식지에 도착함으로써 번식에 어려움을 겪는 경우도 관찰되고 있다. Spotted Flycatcher(솔새류)는 유럽의 번식지 기온상승에 따라 먹이가 되는 곤충 개체군의 피크시기가 앞당겨 졌지만 아프리카 월동지는 기온의 변화가 없어 과거와 같은 시기에 출발하여 결과적으로 먹이부족에 의해 번식률의 저하를 초래하였다(Both and Visser, 2001). 이처럼 봄철 도착시기의 조절에 실패하는 종류는 개체군의 감소가 예상되며 머지않아 멸종에 직면하게 될 수도 있을 것이다.

이상에서 본 바와 같이, 기후변화의 영향은 조류의 생태과정, 계절, 지역에 따라 다양하게 나타나기 때문에 기후변화가 철새들에게 유리한지 불리한지 명확하게 구별하기는 힘들다. 또 철새의 이동시기 변화가 벌써 유전적으로 조정되었는지는 아직 증명되지는 않았다. 기상은 매우 변덕스럽기 때문에 철새들은 앞으로의 날씨를 정확하게 예측할 수 없다. 다만, 현재의 기후에 맞게 유동적으로 반응하는 것이 유리한 것은 확실하다. 철새들은 종에 따라 단기적 혹은 장

기적으로 다양하게 반응하므로 단지 몇 년 동안의 기온변화에 대한 반응을 가지고 지구온난화에 의한 추세라고 결론짓기는 어렵다. 따라서 지속적이고 장기적인 모니터링이 이루어져야 한다.

4.5.3.2. 곤충

곤충은 변온동물이기 때문에 온도의 상승은 곤충의 성장속도, 생활주기, 분포, 종간 상호작용을 변화시킴으로서 곤충상의 급격한 변화를 일으킬 것으로 예상된다. 곤충은 식물, 야생동물, 미생물, 토양과 상호작용을 하기 때문에 곤충상의 변화는 생태계 내에서 다양한 변화를 일으키고, 생태계의 변화는 다시 곤충상에 변화를 주는 순환 고리를 형성함으로서 육상생태계의 변화를 가속화 할 것이다.

곤충류의 종간 상호작용의 변화(예, 천적곤충과의 동조성 교란 등)는 새로운 해충을 발생하게 하여, 산림에 심각한 피해를 줄 가능성도 있다. 해충에 의한 산림피해는 산림의 탄소저장 능력을 저하시켜, 지구온난화를 가속화 시키는 역작용을 할 것이다.

지구온난화는 곤충의 생육기간을 길게 하고, 대기중의 이산화탄소의 증가는 식물체내에서 질소의 비율을 감소시켜 성장하기 위해서는 보다 많은 식물을 섭취하게 될 것임으로 곤충에 의한 피해가 증가할 가능성이 높다. 이러한 사실은 지구온난화가 진행되면 곤충에 의한 생태계의 영향이 증가할 것임을 예고한다.

따라서 지구온난화와 관련된 곤충분야의 연구가 시급하고, 곤충의 생리특성상 곤충분야에서 우수한 연구결과를 생산하는 것이 가능함에도 불구하고, 국내에서는 아직 지구온난화와 관련된 연구는 미진한 편이다.

기후변화의 곤충에 대한 영향을 파악하기 위해서는, 막연하게 전 분류군에 대해 조사를 실시하는 것보다는 지표곤충에 대한 집중적인 조사가 오히려 훨씬 나은 성과를 보장한다. 이는 영국 나비모니터링의 성공적인 사례가 증명한다. 곤충 중에는 나비류 외에도 개미류, 벌류, 꽃등에류, 딱정벌레류 등 기후변화의 감시기능을 수행할 수 있는 다양한 종류가 있다. 특히 방화성 곤충류인 벌류와 꽃등에류는 최근 개체군이 급속히 감소중인 것으로 보고되고 있다(Biesmeijer et al., 2006). 이들의 감소원인은 명확하지 않으나 기후변화가 주요 원인일 가능성이 높다. 기후변화를 감시하기 적합한 지표생물이 되기 위해서는 기온 변화에 대한 반응이 민감할 뿐만 아니라, 분류학적인 연구가 잘 되어 있어야 한다. 앞으로 이러한 조건에 부합하는 다양한 지표곤충군을 개발하여 기후변화의 영향을 감시함으로써 기후변화 영향을 종합적으로 파악할 수 있을 것이다.

4.6. 기후변화와 생태계별 대책

4.6.1. 취약생태계 분야

남한은 산업화와 도시화에 따라 북한은 산림 황폐화가 가파르게 진행되면서 한반도 전역이 기후변화의 직접적인 영향권에 있다. 특히 지구온난화에 대비한 한반도 생물다양성 유지, 자연생태계 보전, 복원 대응 전략이 마련되어야 한다.

4.6.1.1. 생물계절 관측 네트워크 구축과 표준화

장기생태연구와 같은 국가차원의 기후변화에 따른 생태계 변화 양상과 대응책 마련에 대한 적극적인 투자가 요구된다. 생물의 분포와 생태에 기초하여 기후변화를 탐지, 감시 및 예측하는 기술을 표준화하고 관련 네트워크를 구축하여 기후변화에 대한 과학적 정보를 확보하고 기후변화를 예측할 수 있는 기술을 개발해야 한다.

4.6.1.2. 취약생태계 우선 및 상시 조사

한반도 내에서도 산악지대의 고산대와 아고산대 그리고 바다에 고립되어 있는 섬 등 생물의 이동 가능성이 낮은 곳과 함께 습지, 사구 등 연약한 생태계에서 기후변화에 따른 생태계의 큰 피해가 발생할 수 있으므로 취약한 생태계에 대한 지속적이고 집중적

인 관측과 조사 연구가 필요하다. 이를 위해서는 기후변화가 생태계에 미치는 영향을 학제적인 관점에서 집중적으로 탐구할 수 있는 집중조사지(super site)를 설치하고 다각적인 관점에서 종합 관측하는 시스템 운용이 요구된다.

4.6.1.3. 취약생태계 보전과 복원 필요

한반도에서 기후변화에 따라 사라질 위기 생물종과 단위생태계에 대한 종합적인 조사를 통해 생물종 다양성을 보전하여야 한다. 아울러 지구온난화에 취약한 북방계 생물과 이동성이 낮은 동물과 식물의 보전 대책이 마련되어야 한다. 이를 위해 한대성 동물이나 식물이 이동할 수 있는 통로(corridor)나 피난처(refugia)에 대한 조사 분석과 유지 보전 대책이 마련되어야 한다.

4.6.1.4. 북한생태계 연구와 국제적 연계

기후변화 특히 지구온난화 추세가 한반도 내에서 가장 뚜렷한 북한 개마고원 일대 등 산악지역의 생태계에 대한 관심이 필요하다. 동시에 북한의 산림 황폐화에 따라 나타나는 생태계 변화 양상과 대응책 마련에 대한 연구가 필요하다. 아울러 우리나라의 기후변화와 생태계 영향 등에 대한 정보를 국제사회와 공유하여 공동 대응하고 관련 기술을 보급하여 국가적 위상을 제고하는 노력도 필요하다.

4.6.2. 산림생태계 분야

4.6.2.1. 기후변화 적응을 위한 기반 확보

산림생태계는 기후시스템에 영향을 주고받으며, 장기적인 특성으로 인해 그 심각성이 크다는 점과 기후변화가 산림의 모든 분야에 시공간적으로 영향을 주고받는다는 점에서 산림관리의 새로운 전환점이 될 수 있다.

기후변화에 대응하여 대기 중 온실가스 저감에 기여하고 기후변화로 인한 산림부문에 대한 악영향을 최소화함과 동시에 기회요인은 잘 살리기 위한 전략을 세우기 위해서는 우선적으로 기후변화가 산림생태계에 미치는 영향과 취약성에 대한 이해가 필요하다. 이러한 영향과 취약성을 제대로 이해하고 평가하기 위해서는 생태계에 대한 장기적이고 체계적인 관측이 기반이 되고 우리나라 산림생태계에 적합한 모델 개발이 필요할 것이다.

지역별로 시기별로 기후변화 취약성이 달라질 수 있는데, 조림, 복원, 숲가꾸기, 수종갱신, 산림작업, 임도 개선 등과 같은 기후변화 적응 옵션들을 선택하였을 때 탄소저장고 변화와 생태계서비스 변화가 어떻게 달라질 것인지, 그리고 산림재해와 병해충에 대하여 어디가 어떻게 취약한지를 평가할 수 있는 기술개발도 필요하다.

4.6.2.2. 산림생물다양성 보전 대책

기후변화 속도와 생물 종의 이동 가능 속도 간의 차이와 장애물들로 인한 생물다양성 감소를 예방하기 위해서 백두대간과 비무장지대 등 주요 생태계에 대하여 훼손지 복원, 보호지역 확대, 사유지 매수, 친환경농업 권장 및 지원 등을 통하여 자연생태계가 연계되도록 하여야 한다.

현재 사라진 해안림을 복원하거나 해수면 상승에 따른 해일 피해가 우려되는 지역에 대한 조성사업 등을 통하여 생물다양성 보전과 재해 예방 및 신규/재조림에 의한 온실가스 흡수 등 다양한 효과를 얻을 수 있도록 하는 것도 필요하다.

북한 황폐지 복구와 생태적 복원사업으로 동북아 차원의 녹색연계망이 형성되도록 하는 것은 신규/재조림 사업인 동시에 사회안전망 구축에도 도움이 될 것으로 판단된다.

기후변화에 발 맞춰 새로운 서식지로 이동하기 어려운 수종의 경우 인위적으로 옮겨심기를 하는 것도 좋은 방안이다. 기후변화에 따라 한대성 침엽수종과 온대북부 수종들의 경우 서식지 위축과 함께 개체군이 크게 감소하여 유전적 다양성이 줄어들 가능성이 크다. 따라서 산림유전자원보호림 지정과 체계적인 관리 등을 통하여 현지 내 유전적 다양성을 유지시키고,

소멸될 위험성이 큰 수종부터 우선적으로 현지 외 보전사업을 추진할 필요가 있다.

교역량 증가에 따른 유입 증가와 기후변화 및 서식지 환경변화와 맞물려 급속히 번성할 것에 대비하여 도입과 유입 시 영향평가와 검역 강화도 필요하고, 크게 확산되면 이를 제거하기 어려우므로 사전예방적 접근방식에 따라 모니터링과 함께 조기 제거작업과 같은 조치를 취해야 한다.

4.6.2.3. 산림생산성 유지・증진 방안

기후변화로 인해 수종별 적합한 조림지대가 변동되므로 이에 대한 과학적 정보지원시스템 개발이 필요하다. 아울러 최종 벌채시기 이전에 산림쇠퇴가 예상되는 조림지에 대하여 벌채시기를 앞당기고 미래의 기후에 적합한 새로운 수종으로 갱신하는 것도 필요하다. 적절한 시비작업(환경오염을 유발하지 않는 수준에서 장소와 임분 상황에 따른 시비)은 생산성 유지와 이산화탄소 흡수기능도 증진시키는 효과를 거둘 수 있다.

기후변화에 적응하여 생장이 잘 될 수 있는 수종과 품종 발굴이 필요하고, 온난화가 진행되면 난대상록활엽수나 아열대지역의 식물이 자랄 수 있는 상황이 되므로 유용한 유전자원들을 발굴해서 산림을 풍성하게 만들고 경관적으로 아름답게 조성하는 노력도 필요하다. 나무가 빨리 자라는 것만이 좋은 것만은 아닌 경우가 많다. 기온상승과 대기 중 이산화탄소농도 증가로 나무 생장은 빨라지나 목재의 질적 저하가 있을 수 있다. 목재 내구성이 긴 구조재 등으로 사용할 경우 부피생장보다 치밀하게 자라는 품종을 선발하는 것이 목재이용 측면이나 산림생태계 밖에서의 탄소 저장고 증진에 도움이 될 것이다.

목재, 밤, 송이 등과 같은 산림 주・부산물의 생산성 변화에 대응할 필요가 있다. 국내재 생산성 변동 예측과 확보 방안도 필요하지만 목재의 대부분을 수입하므로 기후변화에 따른 목재산지 변화, 탄소거래시장, 환경협약, 인증제 등의 시장메커니즘 변화에 따른 목재산업과 경제여건 변화에 대한 예측과 대응책 마련도 필요하다. 아울러 밤이나 송이와 같은 산림부산물의 생산지대 변동 예측과 함께 품종개량이나 산림관리 방법개선과 같은 대응책도 마련해야 할 것이다.

기후변화에 대응하여 산림수자원 확보와 하천생태계 보전을 위한 산림관리, 산림휴양 및 관광문화 변화에 대한 영향예측 및 대응책 개발도 필요하다. 도시지역의 숲은 시민의 휴식공간인 동시에 여름철 폭염 시 많은 열을 차단하는 효과를 가지고 있는 동시에 냉방장치 사용도 줄여줄 수 있는 다기능적 효과를 발휘할 수 있으므로 이러한 효과를 극대화할 수 있도록 설계하고 조성하는 노력도 필요하다.

산사태 피해의 취약성 변화지도 작성과 조기경보시스템의 구축 및 시설 안전기준 마련이 필요할 것이다. 기후변화로 인해 극한적 기상현상이 증가할 것으로 예상되며 특히 폭우로 인한 산지토사재해의 발생빈도와 규모도 커질 것으로 전망되므로 기후변화에 따른 산사태 피해 취약성 변화 지도 작성과 조기경보시스템의 구축, 임도와 도로, 하천시설, 산간주택 등 시설물에 대한 안전 및 허가기준도 재조정하여야 할 것이다. 그리고 산림생태계가 열악한 곳에서는 그 피해가 증폭되므로 산불 피해지와 같은 훼손 생태계에 대하여 조기에 복원하는 사업도 필요하고 이는 산림생태계에 탄소를 더 많이 저장하는 방법이기도 하다.

산불발생 위험은 강수 빈도와 양, 식생의 종류와 양 등에 의해 크게 좌우되므로 기후변화에 따른 강수의 계절적 변화, 가뭄 발생 주기, 식생 변화 등을 기반으로 산불위험에 대한 보다 과학적인 예측이 필요하다. 산불 발생 위험 저감을 위한 산림관리와 대형산불 조기 진화 시스템도 갖추어야 한다. 기후변화에 따른 산불위험도 변화 예측과 함께 산불 조기 발견 및 초동진화 체계구축도 요구된다. 이 분야에 있어서는 우리나라의 체계가 비교적 잘 되어있는 편이지만 산불이 동시다발적으로 발생하는 경우가 많고 기후변화와 식생변화로 인해 미래의 극단적 상황에도 잘 대처할 수 있는 시스템의 구축이 필요할 것이다.

건강한 생태계는 상당 부분 이러한 재해나 악영향에 대해 완충할 수 있는 능력이 있는 반면 어느 정도 피해를 받아 허약해진 생태계에 다른 재해가 겹치면 그 피해가 상승적으로 작용하여 증폭되고 회복능력

이 현격하게 저하될 수 있다. 산불위험을 저감하기 위하여 위험성이 높은 산림에 대하여 우선적으로 숲가꾸기를 통한 산림 내 연료량 조절과 이를 체계적으로 수행하기 위한 매뉴얼 개발, 불에 견디는 내화수림대 조성, 산불피해지 복원 등이 필요하다.

산림생태계의 건강성 유지를 위한 적극적인 산림관리로 기후변화로 인한 산림병해충 발생 및 피해를 사전에 줄이도록 체질을 개선하고, 병해충 예찰과 검역을 강화하고 조기발견 및 조기진압체계를 구축하여야 한다.

숲가꾸기가 숲의 물질량을 줄이므로 산림 내 탄소저장량이 줄어들기는 하지만 재해나 병해충 피해로 인한 큰 손실을 막는 기후변화 적응을 위한 위험요소관리(risk management)와 목재이용 시 탄소저장기간 연장에 따른 효과 그리고 수자원이나 생물다양성 보전 등 다른 생태계서비스 기능 유지 증진에도 중요하다. 병해충과 천적의 생리·생태적 특성, 식물 위생적 조치들과 함께 새로운 환경에 견디거나 회복하는 능력을 가지도록 하는 생태적 산림관리방안에 대한 많은 연구가 필요하다.

산림 건강성을 유지하기 위해서는 기후변화에 적응하여 장기간 왕성하게 생육할 수 있는 수종들로 숲이 구성되는 것이 좋을 것이고, 임분 내에서 종 다양성과 구조적 다양성, 경관차원에서 생태계다양성이 확보되도록 하는 것이 유리할 것이다. 아울러 병해충에 대한 수목의 감수성은 나이와도 관련이 있으므로 영급의 다양성을 유지시키는 것도 중요하다.

내병해충 수종을 식재하거나 개체군의 선발도 필요하지만 조기진단 및 진압을 위해 병해충 예찰은 더더욱 중요하다. 새로운 병해충이 발생할 경우 창궐 가능성을 조기에 진단하고 조기에 확산예방 조치를 취해야 한다.

4.6.3. 동물생태계 분야

앞으로 지구온난화가 지속된다면, 육상동물 중 분포의 북한계 또는 남한계가 존재하는 종은 모두 한계선이 북상할 것이며, 남방계(아열대 종)의 지속적인 유입으로 토착종과의 경쟁 이 일어나 기존 동물생태계의 변화가 진행될 것이다. 또한 분포가 기온과 높은 상관성을 보이는 종은 적합한 서식지를 찾아 북상하거나 또는 고도가 높은 곳으로 이동할 것이다.

따라서 동물들의 이동이 자연스럽게 이루어질 수 있도록 동물 이동통로가 마련되어야 한다. 이동통로는 곳곳에 산재해 있는 여러 단편화된 서식지를 서로 연결하는 서식지 네트워크 형식으로 조성하며, 북쪽으로의 이동을 고려하여 이동통로는 남북방향으로 설정하는 것이 바람직하다. 경작지나 조림지, 인공초지 등 이동에 장애가 되는 지역은 자연림으로 전환함으로써 이동통로의 기능을 향상시킬 수 있다. 이러한 자연림으로 형성된 생태통로 네트워크는 고립된 개체군이 유전적 다양성을 확보하여 환경변화에 대한 적응능력을 향상시키는데 큰 도움이 된다.

그러나, 지구온난화가 가속화 되면 멸종위기종, 분포가 한정되어 있는 고유종, 양서파충류와 같이 이동속도가 느리거나 장거리 이동이 불가능한 확산능력 결핍종, 서식 한계역의 개체군, 더 이상 이동이 불가능한 냉수성 어종 등과 같은 기후변화 취약종은 지역멸종이 진행될 것이다. 이들의 멸종방지를 위해서는 우선, 여러 수준에서의 지구온난화 시나리오를 바탕으로 취약종의 분포를 예측하고, 서식지 적합성 분석을 통하여 적지로 남아있는 지역을 피난처로 지정하고 보호대책을 수립해야 한다. 또한 취약종의 서식역 확대 및 서식지 재생방안을 마련하여 서식지내 보전에 노력하며, 다른 한편으로는 인공사육을 통한 개체수 증식방안과 유전자 확보방안 등을 수립하여 서식지외 보전에도 노력해야 한다.

4.7. 맺는말

세계적으로도 드물 정도의 고도 산업화와 도시화의 과정을 거치면서 그 부작용으로 기후변화가 우리나라에 나타났다. 북한에서는 경제난, 에너지난, 식량난에 따른 과도한 산림 파괴에 의한 부작용이 생태계에 부담을 줄 뿐만 아니라 지역의 기후시스템을 교란하는 것으로 알려졌다.

이와 같이 한반도 전역이 기후변화에 취약한 상황에 있으나 기후변화가 한반도의 육상과 산림생태계

에 미친 영향에 대한 과학적 연구 수준은 역사가 짧고 다양하게 진행되지 못하는 실정이다. 그 결과 기후변화가 우리의 육상과 산림생태계에 미치는 영향과 부작용을 체계적으로 이해하는 데에는 한계를 보이고 있다.

현재까지의 연구에 의하면 한반도 전역에서 기후변화가 진행되고 있으며, 기후변화 특히 지구온난화가 생태계 전반에 적지 않은 영향을 주는 것으로 본다. 미래 기후변화에 적극 대응하여 기후변화의 영향을 파악하고 적응대책을 수립하는 것이 시급하다. 이를 위해서는 기후변화가 자연생태계에 미치는 영향에 대한 기초 연구가 필수적이다.

기후변화가 육상 및 산림생태계에 미치는 영향을 파악하고 적응 방안을 수립하기 위해서는 자연생태계에서 진행되고 있는 현상에 대한 체계적이고 지속적으로 관측이 필요하다. 또한 기후변화와 생태계 문제를 연구하는 집단(pool)과 연구 성과를 통합 관리하는 네트워크의 구축이 요구된다. 동시에 기후변화 추세와 그 영향을 학제적인 측면에서 연구할 집중조사지(super site)가 필요하다.

국내에서 연구된 성과를 바탕으로 기후변화의 영향과 대응에 대한 기술을 개발하고 이를 표준화하여, 동북아시아 기후변화와 생태 연구의 허브 역할을 하고 국제사회가 당면한 문제를 해결하는데 기여하는 등 국제화에도 관심을 기울여야 한다.

참고문헌

고민수, 이준석, 김철학, 김성수, 박규택, 2004: 붉은점모시나비의 국내 분포정보 및 생태적 특성조사, *한국응용곤충학회지*, **43(1),** 7-14.

공우석, 1998: 한라산 고산식물의 분포 특성, *대한지리학회지*, **33(2),** 1-18.

공우석, 1999: 한라산의 수직적 기온 분포와 고산식물의 온도적 범위, *대한지리학회지*, **34(4)**, 385-393.

공우석, 2002: 한반도 고산식물의 구성과 분포, *대한지리학회지*, **37(4),** 357-370.

공우석, 2005: 지구온난화에 취약한 지표식물 선정, *한국기상학회지*, **41(2-1),** 263-273.

공우석, 2009: 기후변화와 생태계, *지식의 지평*, **6,** 104-123.

공우석, 임종환, 2008: 극지·고산식물 월귤의 격리분포와 기온요인, *대한지리학회지*, **43(4),** 495-510.

구경아, 박원규, 공우석, 2001: 한라산 구상나무(Abies koreana W.)의 연륜연대학적 연구, *한국생태학회지*, **24**: 281-288.

권영아, 권원태, 부경온, 2007: A1B 시나리오 자료를 이용한 우리나라 자연 계절 시작일 및 지속기간 변화 전망, *대한지리학회지*, **42(6),** 835-850.

권태성, 박영규, 오기석, 권영대, 신상철, 김철수, 박지두, 이해병, 2002: 솔나방(나비목 솔나방과)의 세대수 증가, *한국임학회지*, **91,** 149-155.

권태성, 변봉규, 강승호, 김성수, 이봉우, 김영걸, 2008: 광릉 숲 나비류의 생활주기 변화분석 및 문제점, *한국응용곤충학회지*, **47,** 209-216.

김금숙, 1983: 이상기온의 장기변동과 현대소빙하기, *기상과 수문*, **1983(1)**, 16-18.

김금숙, 1986: 약 1,000년간에 걸친 우리 나라에서의 이상기후현상, *기상과 수문*, **1986(2),** 2-5.

김금숙, 리형준, 김철옥, 1991a: 약 100년간의 우리 나라 기후특징과 변화경향(1), *기상과 수문*, **1991(1),** 13-15.

김금숙, 리형준, 김철옥, 1991b: 약 100년간의 우리 나라 기후특징과 변화경향(2), *기상과 수문*, **1991(2),** 12-14.

김길복, 1994: 함경북도 중부해안지방에서 봄, 여름철 랭한이 과일나무의 생육에 미치는 영향, *기상과 수문*, **1994(4),** 33-34.

김대성, 전일, 2005: 적산온도에 기초한 곤충개체무리계차모형에 대한 연구, *김일성종합대학학보*, **2005(8),** 128.

김용식, 2002: 한국의 나비, 교학사.

김재욱, 이동근, 2006: 지역기후모형을 이용한 산림식생의 취약성 평가에 관한 연구, *한국환경복원녹화기술학회지*, **9(5),** 32-40.

김종홍, 윤경원, 1998: 백두산과 북한의 상록활엽수, *한국생태학회지*, **21(5),** 531-539.

김태규, 유병호, 김명진, 양병국, 이정연, 이중효, 박성애, 이선미, 2008: 기후변화 민감생태계 평가기법 연구(II), 국립환경과학원.

나영은, 한민수, 김명현, 오영주, 이정택, 최동로, 2008: 갈색여치 대량발생에 의한 식생피해와 원인분석, *한국응용곤충학회 추계학술발표논문집*, 131.

량최석, 김히만, 1989: 식물계절관측자료의 리용, *기상과 수문*, **1989(2)**, 35-36.

류정길, 1999: 언진산빙하시기의 자연환경연구, *김일성종*

합대학학보, **1999(4)**, 114-117.

리금순, 신병순, 2005: 백두산일대에서 청취(*Cyathocephalum schmidtii Nak.*)의 분포특성, *김일성종합대학학보*, **2005(11)**, 122.

리기철 등 2명, 1995: 백두산고산적설지의 소저목군락분류, *과학원통보*, **1995(5)**, 50-53.

리성란, 2001: 백두산의 기후와 천기조화, *기상과 수문*, **2001(1)**, 6-7.

리영일, 1992, 최근 년간 우리 나라 기후변동의 대기순환적 배경, *김일성종합대학학보*, **1992(9)**, 87-89.

리윤희, 2004: 우리 나라 철별기후의 몇가지 변화, *기상과 수문*, **2004(1),** 36-37.

리형관 등 2명, 2002: 깨까치(*Garrulus glandrius L.*)의 생태에 대한 연구, *김일성종합대학학보*, **2002(10)**, 105-108.

리형준, 1982: 우리 나라 년평균기온의 역사, *김일성종합대학학보*, **1982(1),** 81-86.

리형준, 1984: 우리 나라 년강수량의 외사, *김일성종합대학학보*, **1984(2)**, 130-133.

림추연, 신남희, 정철, 2004: 노랑부리백로(*Egretta europhotes*)의 분포와 이행에 대한 연구, *과학원통보*, **2004(5)**, 29-31.

문상래, 노두진, 양정오, 윤창만, 안기수, 김길하, 2009: 갈색여치의 발생소장 및 발육특성, *한국응용곤충학회지*, **48,** 11-19.

박경, 박지훈, 2009: 제주 김녕사구의 형성기와 고정기에 관한 연구, *한국지형학회지*, **16(2)**, 111-122.

박규태, 김성수, 1997: 한국의 나비, 생명공학연구소 한국곤충분류연구회, 13-143.

박명철, 윤명호, 2004: 겨울철기상조건의 변화, *기상과 수문*, **2004(6)**, 24.

박명철, 정철준, 2004: 강원도 고산지대에서 가을철 기상조건의 변화, *기상과 수문*, **2004(5)**, 27.

박영석, 권태성, 김종국, 김철수, 박지두, 2003: 대벌레 *Baculum elongatus*(Phasmida: Phasmidae)의 발육에 미치는 온도의 영향과 생활환, *한국임학회지*, **92,** 62-70.

박용목, 서명원, 송선화, 2006: 월악산 식물계절 연구에 관한 고찰, *한국환경과학회지*, **15(2),** 458-459.

박우일 등 2명, 1997: 흰두루미의 분포와 이행에 관한 연구, *과학원통보*, **1997(4)**, 40-42.

박지두, 김민영, 이상길, 신상철, 김준헌, 박일권, 2009: 꽃매미(*Lycorma delicatula*)의 생태 특성 및 약제 살충 효과, *한국응용곤충학회지*, **48,** 53-57.

박지훈, 박경, 2009: 화분분석으로 본 제주도 김녕사구 일대의 후빙기 중기 이후 환경변화, *한국지형학회지*, **16(1)**, 43-55.

박춘백, 조인학, 1990: 중강지방의 겨울철 기온변화, *기상과 수문*, **1990(2)**, 28-31.

박해철, 2005: 기후변화가 곤충에 미치는 영향에 관한 국내외 연구 분석, *자연보존*, **130,** 38-47.

방혜선, 나영은, 한민수, 김명현, 노기안, 이정택, 2008: 갈색여치*(Paratlanticus ussuriensis)*의 산란 특성, *한국환경농학회지*, **27,** 274-278.

변봉규, 권태성, 원갑재, 조동광, 이봉우, 이유미, 최혁재, 김철학, 이승환, 배양섭, 안승락, 홍기정, 박신영, 임조옥, 원두희, 2007: 광릉숲에서의 장수하늘소(딱정벌레목: 하늘소과) 서식실태 조사결과 및 보전을 위한 제언, *한국응용곤충학회지*, **46,** 19-25.

산림청 국립산림과학원, 2009: 소나무 고사원인과 미래 전망, 국립산림과학원 내부보고 자료, 20.

서명석, 이정림, 강전호, 이동규, 안명환, 2005: 동아시아지역에서 식생의 계절 변화와 기후요소와의 관계, *한국기상학회지*, **41(4)**, 557-570.

서슬기, 이두표, 2008: 백로류 첫도래일과 번식지 평균기온과의 관계, *한국조류학회 춘계학술발표대회논문집*, 33.

성미경, 임규호, 최은호, 이윤영, 원명수, 구교상, 2010: 기후변화에 따른 한반도 산불 발생의 시공간적 변화 경향, *한국기상학회 대기지*, **20(1)**, 27-35.

성주한, 오정수, 이명보, 2001: 이상 기후에 의한 소나무와 잣나무의 피해, *한국농림기상학회*.

손요환, 김동엽, 박인협, 이명종, 진현오, 2007: 한국 참나무림의 물질 생산과 양분순환 -신갈나무림과 굴참나무림의 연구사-, 강원대학교 출판부.

송경란, 2007: 최근 5년간 우리 나라 기후특징, *기상과 수문*, **2007(1)**, 24-26.

송혜경, 2009: 기후변화에 대한 생태계의 반응: 소나무의 이상생장, 서울여자대학교대학원 석사학위논문.

신남수, 리금순, 오철수, 2006: 백두산 밀영일대 두메오리나무(*Alnus maximowiczii*)의 분포특성에 대한 연구, *과학원통보*, **2006(2)**, 41.

신병순, 1990: 무수해의 계절상과 자라기 특성에 관한 연구, *과학원통보*, **1990(1)**, 41-43.

양금철, 심재국, 2007: 남한의 기후와 지형적 특성에 근거한 주요 식물군락의 분포, *한국생물환경학회지*, **25(2)**, 168-177.

엄상섭, 1984: 우리 나라 서북부 압록강, 비래봉지구 식물상에 대한 연구(3), *과학원통보*, **1984(3)**, 43-46.

오수영, 1977: 한국 유관속식물의 식물상과 분포에 관한 연구, *경북대학생물과 자연*, **7(1)**, 13-39.

이경미, 권원태, 이승호, 2009: 우리나라 식물계절 시기의 변화 경향에 관한 연구, *한국지역지리학회지*, **15(3)**, 337-350.

이기철, 임병선, 우창호, 조영환, 1997: Landsat TM 자료를 이용한 서남해 연안 습지의 시공간 변화 분석에 관하여, *환경영향평가*, **6(1)**, 55-66.

이두표, 2005: 기후변화가 조류생태에 미치는 영향, *자연보존*, **130,** 28-37.

이병윤, 2009: 기후변화와 상록활엽수 분포변화, 국립생물자원관.

이병윤, 이상준, 윤종학, 김중현, 조가연, 임영운, 한상훈, 김진한, 허위행, 김화정, 유정선, 임재원, 김기경, 이영미, 박현철, 김현태, 김승태, 이수연, 정종국, 이인용, 조태호, 2009: 기후변화 대응 한반도 생물종 구계변화 연구, 국립생물자원관.

이상돈, 2005: 기후변화에 따른 생태계 영향평가 및 대응방안, *자연과 문명의 조화*, **53(4)**, 43-48.

이우철, 임양재, 1978: 한반도 관속식물의 분포에 관한 연구, *식물분류지*, **8,** 103-107.

임봉재, 리재복, 1989: 우리 나라에서의 기온변화특징, *기상과 수문*, **1989(6)**, 22-23.

임종환, 권태성, 천정화, 이임균, 이윤영, 최형태, 원명수, 이창우, 최원일, 장웅순, 2008: 국가 기후변화 적응 마스터플랜 작성연구: 산림 및 임업부문, 한국환경정책평가연구원 위탁과제 최종보고서, 국립산림과학원, 75.

임종환, 우수영, 권미정, 천정화, 신준환, 2006: 한라산 구상나무 건전개체와 쇠약개체의 온도변화에 따른 광합성 능력과 수분이용효율, *한국임학회지*, **95,** 705-710.

임홍안, 황성린, 1994: 백두산일대 낮나비류(Rhopalocera)의 분포특성, *과학원통보*, **1994(5)**, 53-56.

장태호, 1982: 우리 나라 년평균강수량과 그의 분포, *지질 및 지리과학*, **1982(6)**, 28-33.

전신숙 등 2명, 2000: 우리 나라 북반부지역에서 대표적인 가뢰종들의 년중 출현동태에 대하여, *김일성종합대학학보*, **2000(1)**, 95-100.

전창일, 박종선, 2001: 지리적위도와 해발높이에 의한 5℃ 및 10℃한계온도 시작 날짜의 결정, *기상과 수*문, **2001(4),** 34-35.

정향희, 1991: 우리나라 겨울철 기온변화의 특성, *기상과 수문*, **1991(5)**, 19-20.

정혜경, 1997: 백두산지구 나무련륜의 변동주기와 기후변동주기사이의 관계, *김일성종합대학학보*, **1997(7)**, 90-93.

정휘철, 전성우, 이동근, 2002: 지구온난화로 인한 한반도 삼림의 영향 평가, *한국환경복원녹화기술학회지*, **5(5)**, 1-10.

조무광, 1990: 정일봉 일대의 식물상에 대한 연구, *과학원통보*, **1990(5)**, 40-43.

조성하, 채선숙, 2000: 우리 나라 기후의 온난화와 대기순환배경, *기상과 수문*, **2000(5)**, 13-16.

조현길, 안태원, 2008: 미기후 변화에 따른 식물계절 차이, *한국환경생태학회지*, **22(3)**, 221-229.

조현제, 배관호, 이창석, 이충화, 2004: 아고산 지역 상록침엽수림의 종조성과 구조, *한국임학회지*, **93(5)**, 372-379.

주홍재, 2006: 소철부전나비, Chilades pandava(Horfield)의 기록, *한국나비학회지*, **16,** 41-42.

주홍재, 김성수, 권태성, 2008: 소철꼬리부전나비의 대발생과 유생기에 관하여, *한국나비학회지*, **18,** 7-10.

차수영, 서동조, 박종화, 2009: MODIS자료를 이용한 북한 개마고원 및 백무고원 식생의 생물계절 모니터링, *대한원격탐사학회*, **25(5)**, 399-409.

채선숙, 김성현, 림상돈, 2007: 주체99(2010)년까지 기후변동 전망예측, *기상과 수문*, **2007(1)**, 12-13.

최영복, 정숙희, 이두표, 2006: 방조제 건설이 도요 물떼새 도래에 미치는 영향, *한국조류학회지*, **13(1)**, 27-33.

최주섭, 문형태, 2004: 상수리나무림 임상에 공급한 무기질소 첨가가 토양호흡에 미치는 영향, *한국생태학회지*, **27(3)**, 155-159.

최철만, 문성기, 2009: 시계열 분석을 이용한 부산지역 계절식물의 개화시기 변화, *한국환경과학회지*, **18(4)**, 369-374.

하림, 신형진, 김성준, 2007: 위성영상을 이용한 기후변화에 따른 미래 식생정보 예측 기법 제안, *한국지리정보학회지*, **10(3)**, 58-69.

한국기상학회, 한국환경영향평가학회, 2009: 한국 기후변화 평가보고서(백서) 발간(I), Working Group II 현황, 영향 및 취약성, 적응, 71-131, 국립환경과학원.

한화진 등, 2007: 기후변화 영향평가 및 적응시스템구축Ⅲ, 한국환경정책・평가연구원.

환경부, 2007: 국가장기생태연구사업, 제5절 동물생태, 1,

조류생태, 환경부, 754-765.

황금옥, 박혜선, 주규철, 2003: 말채나무(*Cornus coreana* Wanger)의 꽃피기 및 열매형성특성, *김일성종합대학학보,* **2003(4)**, 119-122.

황덕진, 1982: 나무해돌이와 기후변동상태, *기상과 수문,* **1982(1)**, 36-37.

황천복, 박용린, 2007: 사과나무밭에 발생하는 천적곤충의 종구성과 계절별 발생동태, *과학원통보,* **2007(1)**, 39-42.

Allen, C. D., A. K. Macalady, H. Chenchouni, D. Bachelet, N. McDowell, M. Vennetier, T. Kitzberger, A. Rigling, D. D. Breshears, E. H. Hogg, P. Gonzalez, R. Fensham, Z. Zhang, J. -H. Lim, J. Castro, N. Demidova, G. Allard, S. W. Running, A. Semerci, and N. Cobb, 2010: A global overview of drought and heat-induced tree mortality reveals emerging climate change risks for forests, *Forest Ecology and Management*, **259,** 660-684.

Audubon, 2009: Birds and climate change - Ecological disruption in motion -, *National Audubon Society,* **16**.

Beaumont L. J., and L. Hughes, 2002: Potential changes in the distributions of latitudinally restricted Australian butterfly species in response to climate change, *Global Change Biology,* **8,** 954-971.

Biesmeijer, J. C., S. P. M. Roberts, M. Reemer, R. Ohlemuller, M. Edwards. T. Peeters, A. P. Schaffers, S. G. Pottes, R. Kleukers, C. D. Thomas, J. Settele, and W. E. Kunin, 2006: Parallel declines in pollinators and insect-pollinated plants in Britain and the Netherlands, *Science,* **313**: 351-354.

Both, C., and M. E. Visser, 2001: Adjustment to climate change is constrained by arrival date in a long-distance migrant bird, *Nature,* **411,** 296-298.

Burton, J. F., 2003: The apparent influence of climatic change on recent changes of range by European insect(Lepidoptera, Orthoptera), *Prc 13th Int Coll EIS,* **September 2001,** 13-21.

Chae, H. Y., 2008: Monitoring bird migration and climate change at East-Asian stopover islands, UNESCO International Conference 3-6 December 2008.

Chernov, Y. I., and A. G. Tatariniv, 2006: Butterflies (Lepidoptera, Rhopalcera) in the Arctic Fauna, *Entomological Review,* **86,** 760-786.

Choi, S. W., 2004: Trends in butterfly species richness in response to the peninsula effect in South Korea, *Journal of Biogeography,* **31,** 1-6.

Choi, S. W., and S. D. Na, 2010: Review of description pattern of newly recorded insect species from 1999 to 2009 in Korea, Animal Cells and Systems(in press).

Click, H. Q. P., C. Dudley, D. E. Glue, and D. I. Thompson, 1997: Uk birds are laying egg earlier, *Nature,* 388-526.

Dunn, P. O., and D. W. Winkler, 1999: Climate change has affected the breeding date of tree swallow throughout North America, *Proceedings of the Royal Society of London,* **266,** 2487-2490.

Fitter A. H., and R. S. Fitter, 2002: Rapid changes in flowering time in British plants, *Science*, 296, 1689-1691

Folister, M. L., and A. M. Shapiro, 2003: Climate trends and advancing spring flight of butterflies in lowland California, *Global Change Biology*, **9,** 1130-1135.

Gutierrez, D., and C. D. Thomas, 2000: Marginal range expansion in a host-limited butterfly species Gonepteryx rhamni, *Ecological Entomology,* **25,** 165-170.

Hickling, R., D. B. Roy, J. K. Hill, and C. D. Thomas, 2005: A northward shift of range margins in British Odonata, *Global Change Biology,* **11,** 502-506.

Hill, J. K., C. D. Thomas, R. Fox, M. G. Telfer, S. G. Willis, J. Asher, and B. Huntley, 2002: Responses of butterflies to twentieth century climate warming: implications for future ranges, *Proceedings of the Royal Society of London series B-Biological Sciences,* **269,** 2163-2171.

Hüppop, O., and K. Hüppop, 2008: Climate changes and timing of bird migration, Proceeding of the 2nd international symposium on migratory birds-Monitoring climate change, 27 October 2008, Changwon, Korea, 17-26.

Inoue, T., 2003: Butterfly fauna in and near the Ogawa Forest Reserve, Bull. *FFPRI,* **289,** 237-246.

Inouye, D. W., B. Barr, K. B. Armitage, and B. D. Inouye, 2000: Climate change is affecting altitudinal migrants and hibernating species, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **97(4)**, 1630-1633.

Kim, C. W., 1976: Distribution atlas of insect of Korea, 1, Lepidoptera, Korea Univ. Press, 200.

Kim, S. H., J. H. Sung, and Y. K. Kim, 2009: Changes in Flowering Times of the woody Plant Species in the Hongneung Arboretum, Seoul. In: IUFRO Conference-Extending Forest Inventory and Monitoring over Space and Time-, Quebec, p.135.

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,** 757-769.

Kong, W. S., 1999a: Geoecological analysis of the Korean alpine and subalpine plants and landscape, *J. Environmental Sciences,* **11(1)**, 243-246.

Kong, W. S., 1999b: Global warming and alpine vegetation, *Korean Journal of Ecology,* **22(6)**, 1-7.

Konvicka, M., O. Nedved, and Z. Fric, 2002: Early-spring floods decrease the survival of hibernating larvae of wetland-inhabiting population of Neptis rivularis (Lepidoptera: Nymphalidae), *Acta Zoologia Academia Scientiarum Hungaricae,* **48**: 79-88.

Kwon, T. S., S. S. Kim, J. H. Chun, B. K. Byun, J. H. Lim, and J. H. Shin, 2010: Changes in butterfly abundance in response to global warming and reforestation, *Environ. Entomol.,* **39(2)**, 339-345.

Lee C. E., and Y. J. Kwon, 1977: Studies on the spittlebugs, leafhoppers and planthoppers(Auchenorrhyncha, Homoptera, Hemiptera), *Nature & Life,* **7(2)**, 98.

Lee, C. S., H. G. Song, H. S. Kim, B. Lee, J. H. Pi, Y. C. Cho, E. S. Seol, W. S. Oh, S. A. Park, and S. M. Lee, 2007: Which environmental factors caused lammas shoot growth of Korean Red Pine?, *J. Ecol. Field Biol.,* **30(1)**, 101-105.

Lim, J. H., J. H. Shin, and S. K. Kim, 2010: Decline of evergreen coniferous forests due to global warming in Korea, Proceedings of the Project Workshop 2010: Complex Terrain and Ecological Heterogeneity (TERRECO)-Evaluating Ecosystem Services in Production Versus Water Yield and Water quality in Mountainous Landscape, April 2010, Bayrouth, Germany, 11-12.

Na, Y. E., H. S. Bang, M. H. Kim, M. S. Han, M. K. Kim, K. A. Roh, J. T. Lee, and D. R. Choi, 2007: The characteristic on egg-laying and vegetation grazing of Paratlanticus ussuriensis, *Korean Journal of Environmental Agriculture,* **26(4)**, 364-366.

Nakai, T., 1919: Report on the Vegetation of the Island Oorongto or Dagelet Island, Corea, The Government of Chosen, Seoul.

Nakai, T., 1935: 東亞植物, 岩波書店, 東京.

Parmesan, C., N. Phyholm, C. Stefanescus, J. K. Hill, C. D. Thomas, H. Descimon, B. Huntley, L. Kalla, J. Kullberg, T. Tammaru, W. J. Tennent, J. A. Thomas, and M. Warren, 1999: Poleward shifts in geographical ranges of butterfly species associated with regional warming, *Nature,* **399,** 579-583.

Penuelas J., I. Filella, and P. Comas, 2002: Changed plant and animal life cycles from 1952 to 2000 in the Mediterranean region, *Global Change Biology,* **8,** 531-544.

Price, J. T., and P. Glick, 2002: The Birdwatcher's Guide to Global Warming, National wildlife Federation and American Bird Conservancy, 31.

Price, J. T., and T. L. Root, 2000: Focus: effects of climate change on bird distributions and migration patterns, Pages 65-68 in P. J. Sousonnis, and J. M. Bisanz, eds. Preparing for a Changing Climate: the Potential Consequences of Climate Variability and Change, University of Michigan, Atmospheric, Oceanic, And Space Sciences Dept., Ann Arbor, Michigan.

Primack, R. B., I. Ibanez, H. Higuchi, S. D. Lee, A. J. Miller-Rushing, A. M. Wilson, and J. A. Silander Jr., 2009: Spatial and interspecific variability in phenological responses to warming temperatures, *Biological Conservation,* **142,** 2569-2577.

Roura-Pascual, N., A. V. Suarez, C. Gomez, P. Pons, Y. Touyama, A. L. Wild, and A. T. Peterson, 2004: Geographical potential of Argenine ants(Linepithema humile Mayr) in the face of global climate change, *Proceeding of the Royal Society of London B,* **271,** 2527-2534.

Roy, D. B. and T. H. Sparks, 2000: Phenology of British butterflies and climate change, *Global Change Biology,* **6,** 407-416.

Rubolini, D., A. P. Møller, and E. Lehikoinen, 2008: Phenological response to climate change and population trends of migratory birds, Proceeding of the 2nd international symposium on migratory birds- Monitoring climate change, 27 October 2008, Changwon, Korea, 39-48.

Stefanescu, C., J. Penuelas, and I. Filella, 2003: Effects of climatic change on the phenology of butterflies in the northwest Mediterranean Basin, *Global Change Biology*, **9,** 1494-1506.

Sutherst, R. W., and G. Maywald, 2005: A climate model of the red imported ant, Solenopsis invicta Buren (Hymenoptera: Formicidae), implications for invasion of new regions, particularly Oceania, *Environmental Entomology,* **34,** 317-335.

Takeshita, N., and M. Kurechi, 2000: What will happen to the bird? A Threat to Life - The Impact of Climate Change on Japan's Biodiversity, ed. by Tomoto A, Iwatsuki K, Kawamichi T, and McNeely J., Tsukiji-Shokan Publishing Co. Ltd, Japan, 127-135.

Uyeki, H., 1941, On the northern limit zone of evergreen broad-leaved trees4 in Korea, *Acta Phytotaxanomica et Geobotanica,* **10,** 89-93.

Woo, S. Y., J. H. Lim, and D. K. Lee, 2008: Effects of temperature on photosynthetic rates in Korean fir(Abies koreana) between healthy and dieback population, *J. Int. Plant Biol.,* **50,** 190-193.

Xiao, G., 1991: Forest insect of China, Forest Research Institute, Chinese Academy of Forestry, Beijing, 1361.

Yim, Y. J., and T. Kira, 1975: Distribution of forest vegetation and climate in the Korean Peninsula, I. Distribution of some indices of thermal climate, *Japanese Journal of Ecology,* **27,** 269-278.

국가장기생태 http://www.knlter.org

국가지식포털
https://www.knowledge.go.kr/main.jsp

기상청 http://www.kma.go.kr

동북아식물연구소 http://www.koreanplant.info

한국환경영향평가 http://kei.re.kr/

제 5 장

농 업

주 저 자 :
이변우(서울대학교)

기 여 저 자 :
이병렬(국가농림기상센터), 이석하(서울대학교), 이충근(국립식량과학원)

감수편집자 :
김도순(서울대학교)

목 차

5.1. 개요 ····· 451

5.2. 현황 ····· 452
5.2.1. 농업기후자원 변화 ····· 452
5.2.1.1. 농업기후지수 변화 ····· 452
5.2.1.1.1. 식물기간 ····· 452
5.2.1.1.2. 작물기간 및 무상기간 ····· 452
5.2.1.1.3. 기후생산력 지수의 변화 ····· 454
5.2.1.2. 농업기상재해 변화 ····· 454
5.2.1.3. 작물 재배 적기의 변화 ····· 455
5.2.1.4. 작물 재배적지의 변화 ····· 457
5.2.1.4.1. 보리 ····· 457
5.2.1.4.2. 가을감자 ····· 458
5.2.1.4.3. 마늘 ····· 458
5.2.1.4.4. 과수 ····· 459
5.2.2. 식물계절 변화 ····· 460
5.2.3. 작물 생산성 변화 ····· 461
5.2.4. 병, 해충 및 잡초 발생 변화 ····· 463

5.3. 미래 전망 및 취약성 ····· 464
5.3.1. 농업기후 ····· 466
5.3.1.1. 작물기간 ····· 466
5.3.1.2. 유효적산온도 ····· 466
5.3.2. 작물 재배 ····· 467
5.3.2.1. 벼 ····· 467
5.3.2.2. 콩 ····· 471
5.3.2.3. 채소 ····· 475
5.3.2.4. 과수 ····· 475
5.3.3. 병・해충・잡초 발생 ····· 477

5.4. 적응 ····· 479
5.4.1. 단기적 적응 ····· 480
5.4.2. 중장기적 대응 ····· 480
5.4.2.1. 작물의 지역별 재배치 ····· 480
5.4.2.2. 기후변화 적응 품종의 개발 ····· 480
5.4.2.3. 유해생물군에 대한 대응 ····· 482

5.5. 시사점 및 향후 연구 방향 ····· 482
5.5.1. 시사점 ····· 482
5.5.2. 향후 연구 방향 ····· 482

참고문헌 ····· 483

5.1. 개요

농업은 토양, 기후, 생물 등 자연 환경에 지배를 받는 산업이다. 특히 기후 환경은 직접적으로 농업에 영향을 줄 뿐만 아니라 토양 및 생물 환경에 간접적으로 영향을 주기때문에 지역의 농업 형태, 농작물의 작부 형태, 적지, 작기, 생산성, 안정성 등을 결정하는 결정적인 요소이기도 하다. 따라서 지구온난화에 따른 기후변화는 농업기후 자원의 지리적 및 계절적 변화를 초래하여 농업기후지대의 변화, 이에 따른 작물 적응지역의 변화, 잡초, 병충해 등의 발생종 및 발생량의 변화, 토양 비옥도의 변화, 한발 정도의 변화 등 농업생산에 간접적인 영향을 준다. 뿐만 아니라 대기 중의 이산화탄소 농도 증가와 온도의 상승은 작물의 광합성에 의한 물질 생산, 동화물질의 각 기관으로의 배분, 발육속도, 물의 이용효율 등에 영향을 미쳐 작물의 생산성에 직접적인 영향을 미칠 것으로 예상이 되며, 또한 지구온난화에 따른 기후변화와 그 영향은 지리적 및 국지적으로 매우 다르게 나타날 것으로 예상된다.

1912년 이후, 우리나라 6개 도시의 평균 기온은 1.7℃ 상승하여(국립기상연구소, 2009), 같은 기간 중 전 지구 평균기온 상승 0.74℃(IPCC, 2007a)보다 훨씬 컸다. 또한 최근 10년(1996～2005년)동안에는 평년(1971～2000년)보다 0.6℃ 상승하여 상승속도가 빨라지고 있는 것으로 보고되었다(국립기상연구소, 2009). 이와 같은 기온 상승은 지구온난화와 도시화 때문이며 도시화 효과가 20～30%를 차지하고 있는 것으로 분석되고 있다(Choi et al, 2003). 평균기온 뿐만 아니라 최저기온과 최고기온의 상승도 감지되고 있으며, 이에 따라 겨울철 혹한과 관련된 지수는 줄어들고 여름철 혹서와 관련된 지수는 증가하고 있는 경향을 보이고 있다(최광용과 권원태, 2001). 한편, 1920년대에 비하여 1990년대에는 겨울의 길이가 약 한달 짧아지고, 특히 여름 기간이 매우 길어졌으며 봄꽃 개화시기가 빨라지는 것으로 관측되었다.

우리나라 연평균 강수량은 수십 년 주기의 큰 변동 폭을 보이나 장기적으로는 증가추세를 보이고 있다. 최근 10년(1996～2005년)의 평균 연강수량은 1,485.7 mm로 평년에 대해 약 10% 증가하였으며, 호우일수(일강수량 80 mm 이상)는 평년 20일에 비하여 28일로 증가한 것으로 나타나 전반적으로 강수일수는 감소하고, 강수량은 증가함에 따라 강우강도가 증가하는 추세를 보이고 있다(국립기상연구소, 2004).

최근 들어 한반도에서도 이상고온, 집중호우 등 이상기후가 자주 발생하고 이로 인한 피해가 점차 커지고 있으며, 앞으로도 기후변화에 따른 이상기후의 발생은 빈발할 것으로 예상된다. 국립기상연구소(2008)가 A1B 시나리오를 기준으로 예측한 바에 의하면 20세기말(1971～2000) 대비 21세기말(2071～2100)의 기온변화는 한반도 전 지역에 대하여 4℃ 상승하고 남한내륙지역에서는 3.8℃ 상승할 것으로 전망되며 고위도로 갈수록 기온상승이 뚜렷하고, 계절적으로는 겨울에 기온상승이 가장 크며, 여름에 가장 작은 것으로 전망하였다. 또한 같은 기간 중 기온연교차가 1.7℃ 감소할 것으로 전망되며 일최고기온보다 일최저기온의 상승이 커서 일교차도 줄어들 것으로 전망하였다. 이상고온일은 그 빈도가 각각 5배 증가하고 이상저온일은 99% 감소하여 미래 혹서일은 빈번해지고 혹한일은 줄어들 것으로 전망하였다. 강수량은 한반도 전 지역에 대하여 17% 증가하고, 남한지역에서는 13% 증가할 것으로 전망하였다. 우리나라 강수량 증가는 9월과 8월에 가장 크고 겨울～초여름에는 미미하게 증가하거나 감소하는 변화의 차이를 보여 전반적으로 강수의 계절변동이 더욱 커질 것으로 전망하였다. 또한 호우는 두 모델에서 모두 발생빈도가 증가할 것으로 전망하였다.

이와 같은 과거의 기후변화가 우리나라 농업의 다양한 방면에 영향을 미쳤으며, 미래의 기후변화 또한 우리나라 농업에 지대한 영향을 미치게 될 것으로 전망된다. 따라서 지금까지 발표된 연구논문을 중심으로 기후변화와 관련된 농업분야 영향, 취약성 및 적응에 대하여 종합적인 검토를 하였다.

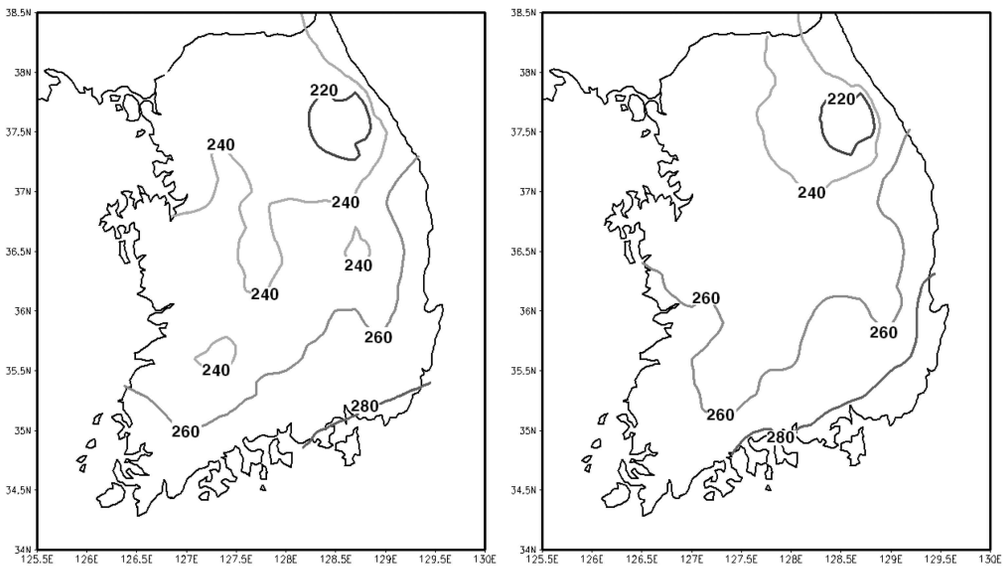


그림 5.1. 1969 ~ 1987년과 1988 ~ 2006년 기간 중 식물기간(평균기온 5℃ 이상 일수)(심교문 등, 2008a).

5.2. 현황

5.2.1. 농업기후자원 변화

5.2.1.1. 농업기후지수 변화

5.2.1.1.1. 식물기간

일 평균기온이 5℃ 이상인 일수를 나타내는 식물기간은 봄에 일 평균기온이 5℃ 이상이 되면 월동작물이 생육을 다시 시작하고, 가을철에는 5℃ 이하로 기온이 내려가면 낙엽이 져서 겨울잠에 들어가게 되므로 과수와 같은 영년생 작물의 재배관리에 중요한 지표가 되는 기간이다. 특히 과수의 생육은 5℃ 이상이 되는 때부터 시작되므로, 발아기와 개화기의 이르고 늦음은 그 지역의 식물기간이 시작된 이후부터의 일별 평균기온의 높고 낮음과 밀접한 관련이 있다.

일평균 기온 5℃가 출현하는 첫날은 과거 평년(1951 ~ 1980) 기후에 비하여 현재의 평년(1971 ~ 2000) 기후에서 2 ~ 7일 빨라졌고 식물기간도 3 ~ 13일 길어졌다(이양수, 2007). 지구온난화가 가속화 되면서 식물기간은 더 길어져 최근 18년간(1988 ~ 2006) 제주도 지역을 제외한 수원 등 56개 지역의 식물온도의 평균 출현초일은 3월 7일로 과거 18년간(1969 ~ 1987년, 3월 12일)보다 평균 5일 빨랐고, 평균 출현종일은 11월 23일로 평균 3일이 늦춰져서, 출현지속기간은 약 9일 정도 길어진 것으로 조사되었다(심교문 등, 2008a; 그림 5.1).

5.2.1.1.2. 작물기간 및 무상기간

벼의 경우는 자연조건 하에서 15℃ 이상이 되어야만 정상적인 육묘가 가능할 뿐 아니라 후기 생육의 등숙 한계온도가 이 온도수준과 밀접한 관련이 있는 점을 고려하여 15℃ 이상이 되는 날과 15℃ 이하로 떨어지는 날간의 기간과 이 기간 중의 유효적산온도를 이용하여 벼의 재배가능기간과 재배지대를 구분하는 지표로 사용하고 있다. 유효온도 15℃ 이상으로 벼의 본답 모내기가 가능해지기 시작하는 시기는 수원 등 56개 지역의 평균이 4월 27일로 과거 18년간보다 4일 정도 빨라졌다. 지역별로는 태백산맥 중심의 산간지역에서 5월 10일 ~ 5월 20일, 중부지방은 4월 25일 ~ 5월 5일, 남부지역은 4월 20일 ~ 4월 25일경이 되는 것으로 조사되었다. 유효온도 15℃ 이상의 벼 작물생육기간은 전국 평균 165일로 과거 18년(161일)보다 평균 4일 정도 길어졌다. 그러나, 속초, 제천, 임실, 문경지역 등에서는 작물기간이 오히려 5일 이상 짧아진 것으로 조사되었다(심교문 등, 2008a; 그림 5.2).

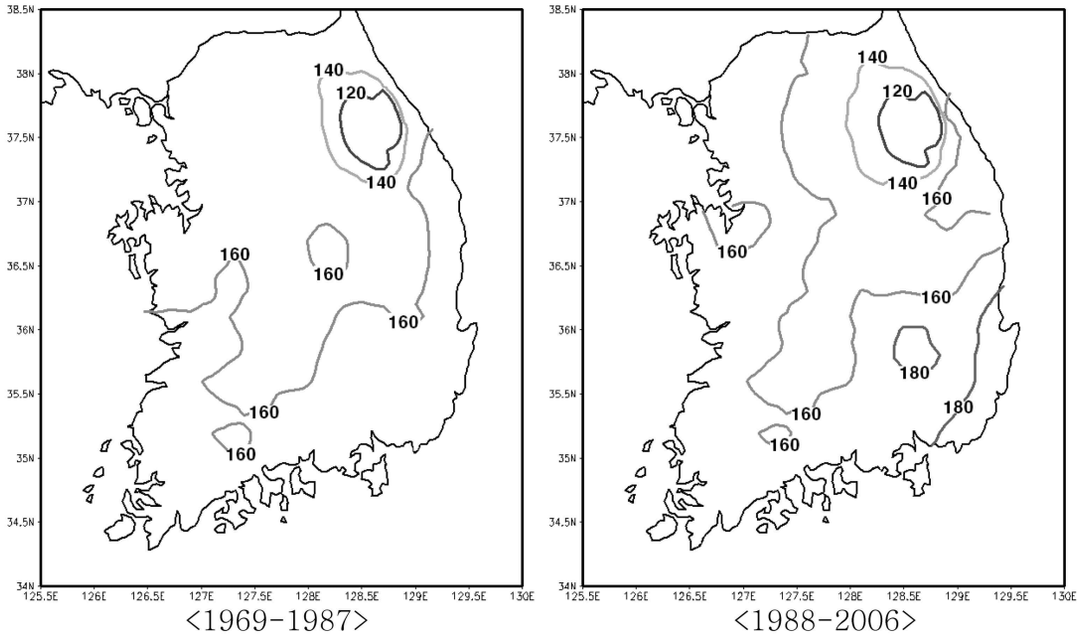


그림 5.2. 1969 ~ 1987년과 1988 ~ 2006년 기간 중 작물생육기간(평균기온 15℃ 이상 일수)의 변화(심교문 등, 2008a).

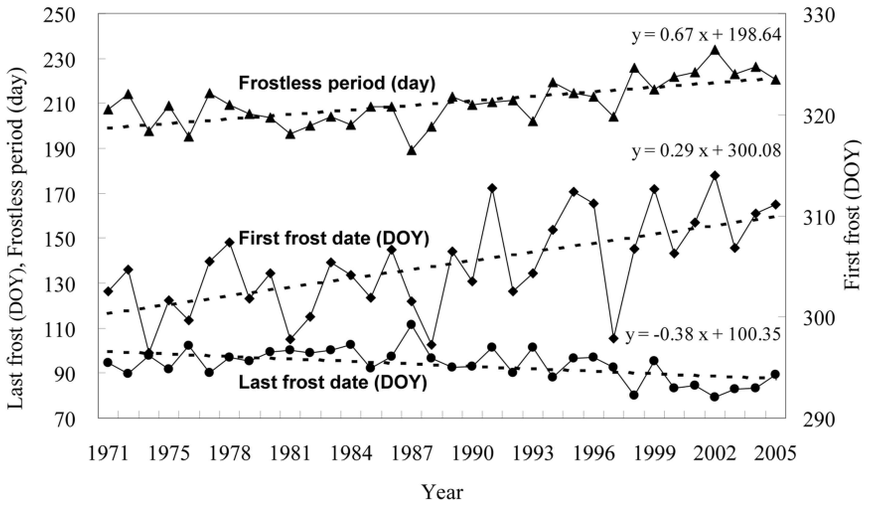


그림 5.3. 과거 35년 동안의 초상일, 만상일 및 무상기간 변화(심교문 등, 2008a).

서리가 내리지 않는 기간 즉, 무상기간은 노지 농작물의 재배적부를 결정하는데 많이 이용된다. 여름작물의 경우는 대개 서리가 내리지 않는 기간에 재배하고 벼의 경우에도 서리가 가장 빠른 극 초상일과 가장 늦은 만상일의 출현 시기를 중요시하고 있다. 기후 온난화에 따라서 첫서리는 늦어지고 늦서리는 빨라져 무상기간이 뚜렷하게 길어지고 있다(이, 2007; 심교문 등, 2008a). 심교문 등(2008a)이 수원 등 21지역에서 지난 35년간(1971 ~ 2005)의 초상일과 만상일의 출현 시기의 변화를 분석한 바에 의하면(그림 5.3), 우리나라의 평균 초상일은 10년에 2.9일씩 늦어지는 반면, 만상일은 10년에 3.8일씩 빨라져, 서리가 내리지 않은 무상기간은 10년에 6.7일씩 길어지고 있다. 수원 등 21개 지역의 평균 무상기간은 1970년대의 207일에서 2000년대에는 225일로 18일 정도 길어졌다. 1970년대의 초상출현일은 수원 등 21개 지역의 평균이 10월 29일 경이었는데, 2000년대에는 11월 6일로 8일 늦어졌다. 반면에, 1970년대의 평균

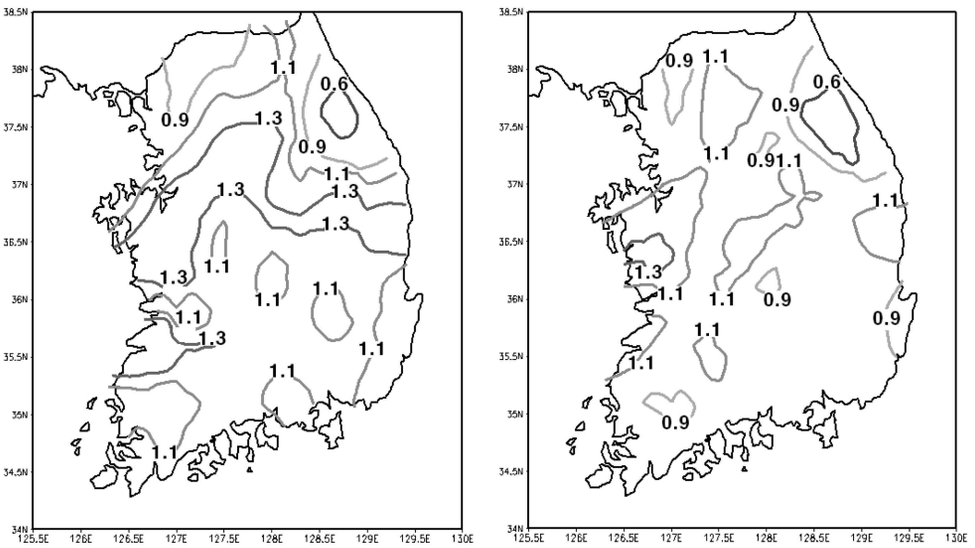


그림 5.4. 1969 ~ 1987년과 1988 ~ 2006년 기간 중 기후생산력지수의 변화(심교문 등, 2008a).

만상출현일은 4월 4일경이었는데, 2000년대에는 3월 24일경으로 12일 빨라졌다.

5.2.1.1.3. 기후생산력 지수의 변화

지역별 벼 재배 기간 중의 기후 자원량을 정량적으로 나타내기는 어려우나 특별한 기상재해가 없으면 기후생산력지수{CPI = DS [0.187-0.0034(Ta-22.7)2], DS, Ta는 각각 벼 출수후 40일간의 평균 일조시간과 기온임}에 의하여 평가가 가능하다. 등숙기간의 일조시간의 감소와 등숙기간의 기온상승에 의하여 최근에 CPI는 전국적으로 낮아지는 경향이었다(심교문 등, 2008a; 그림 5.4).

5.2.1.2. 농업기상재해 변화

최근 기후변화에 따른 폭염, 폭설, 한파, 한발, 폭우 등의 기상이변의 발생과 그 피해가 급격히 늘어나고 있다. 우리나라의 경우 실제로 2001년부터 2008년까지 기상이변에 따른 연평균 재산피해액은 2조 2,900억원으로 1990대 피해액인 6,953.8억원의 3배 이상 증가하였으며, 기상이변에 의한 피해액이 지속적으로 늘어나고 있는 추세로(삼성경제연구소, 2010) 1916년 통계 작성이 시작된 이래 연간 재산피해액이 가장 컸던 10번 중 6번이 2001년 이후 발생하였다(표 5.1). 한편 현대경제연구소(2009)의 분석에 의하면 우리나라가 1997년부터 2006년까지 기상재해로 인해 입은 피해액은 196,418억원에 달하고, 이 중 태풍의 피해액이 104,279억원으로 가장 많았고, 호우는 57,000억원, 대설이 12,291억원을 기록했으며 농업분야의 피해는 이 중 11% 내외로 피해금액은 연간 평균 2,070억원에 달했다. 재해원인별 피해액 순위는 태풍이 연간 평균 658억, 호우 487억, 폭풍설 473억, 대설 435억 순으로 집계되었으며 그 금액은 매년 증가하는 추세이다.

지구온난화 등의 영향으로 기상재해가 전반적으로 증가하고 있는 경향이다. 1940년 이후 2000년까지 10년 주기로 조사된 자료에 의하면 한발은 줄어드는 경향이었으나 이상 고온 및 저온, 폭풍우, 태풍, 황사 등의 발생 빈도는 증가하는 경향이었다(심교문 등, 2003; 윤성탁, 2005). 우리나라 농작물 기상재해 면적은 연평균(1992 ~ 2006) 148,000 ha에 달하는데 가장 비중이 큰 것은 풍수해로 전체 기상재해 면적의 69%를 차지하고 있으며 그 피해 면적이 증가하는 추세이다. 다음이 냉해, 한해의 순이다(그림 5.5). 냉해의 경우 피해 규모는 줄어들었으나 발생 빈도는 증가하는 추세이다. 허인회와 이승호(2006)는 1940년부터 2000년까지 과거 60년 기상자료 분석을 통하여 여름철 이

표 5.1. 한국 기상이변에 따른 피해액 우선순위(1916 ~ 2008)(소방방재청, 2008).

순위	연도	총 피해액 (억원)	사망 및 실종	침수면적 (정보)	농경지 (억원)	선박 (억원)
1	2002	75,240	270	61,579	5,375	59
2	2003	53,060	148	51,412	1,408	390
3	2006	21,394	63	34,759	1,553	18
4	1987	19,681	1,022	300,453	1,256	359
5	1998	19,304	384	91,629	1,284	16
6	2001	15,404	82	20,012	127	12
7	1999	15,191	89	76,128	301	28
8	2004	13,963	14	56,903	234	0.5
9	2005	11,664	52	26,782	311	11
10	1990	11,132	257	124,276	770	52

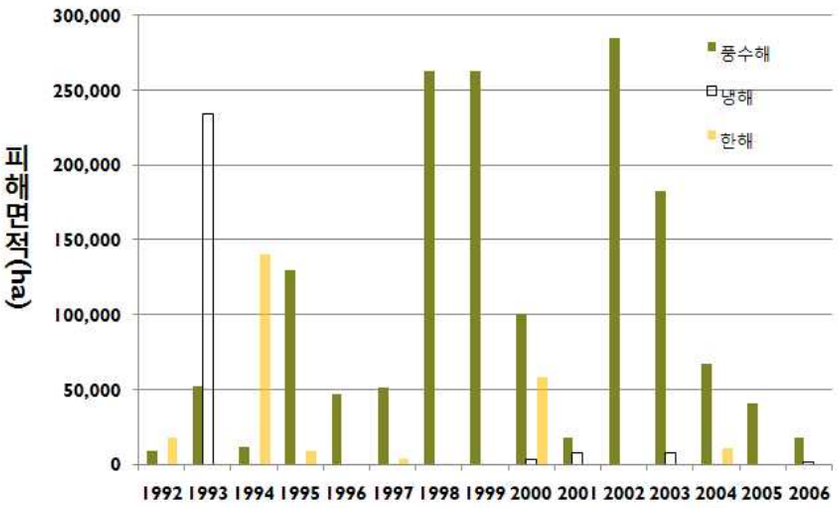


그림 5.5. 농작물 기상재해 발생 변화(농협중앙회, 2009).

상저온의 경우는 출현 빈도가 감소하다가 최근 1970~1999년 기간에는 출현 빈도가 증가하고 있는 것으로 보고하였다.

벼의 경우 재배기술의 개선, 품종개량, 경지기반조성 등으로 쌀 생산성이 향상되었으나 생산의 안정성은 크게 향상되지 못하여 아직도 해에 따라 풍흉의 기복이 크다. 그 해의 풍흉을 좌우하는 가장 큰 요인은 기상환경의 변동인데 기상의 변동은 예측하기가 어렵고 또한 토양이나 생물환경과는 달리 인위적으로 조절하는데 한계가 있기 때문이다. 우리나라에서 주로 발생하는 벼농사 기상재해는 한해, 풍수해, 냉해 등(그림 5.6) 인데, 관개 수리시설의 확충에 의하여 한해는 과거에 비하여 현저히 감소하였으나 풍수해는 2~3년에 한번, 냉해는 5~8년에 한번 꼴로 발생하여 막대한 피해를 입히고 있다.

5.2.1.3. 작물 재배 적기의 변화

벼는 육묘 방법에 따라 다소 차이는 있으나 이앙기에 13℃ 이하의 저온이 오면 활착이 불량하여 생육이 부진하여 진다. 벼 이앙시기인 5월 15일부터 6월 5일 사이의 13℃ 이하의 저온출현율 2%의 등치선이 서해안을 중심으로 북상하여 전국적으로 이앙기 저온위험도가 낮아지는 것으로 조사되었다(심교문

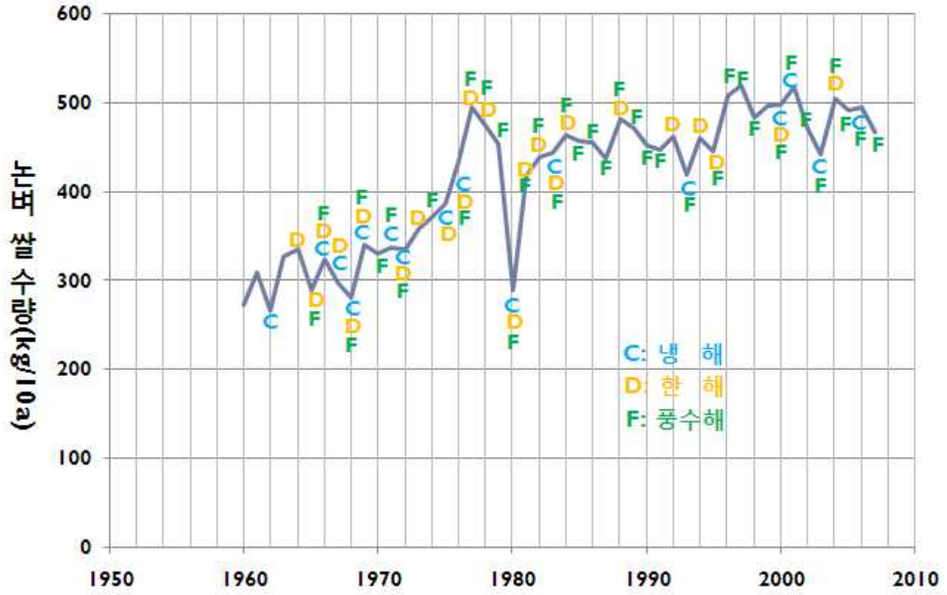


그림 5.6. 우리나라 쌀 수량성 변동과 기상재해(농협중앙회, 2008).

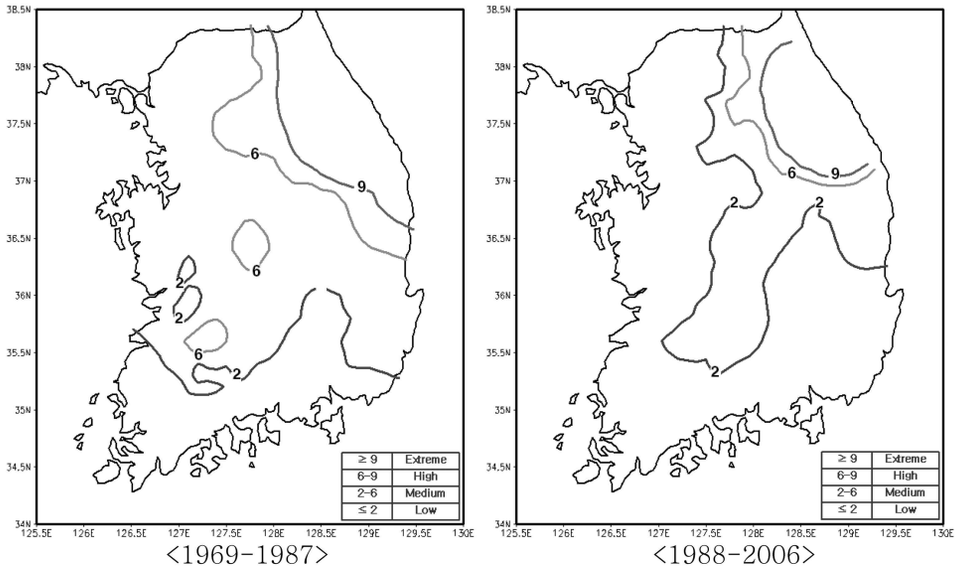


그림 5.7. 1969 ~ 1987년과 1988 ~ 2006년 기간 중 벼 이앙기 13℃ 이하의 저온 출현율 변화(심교문 등, 2008a).

등, 2008a; 그림 5.7).

한편 벼가 최고수량을 내는 등숙기간의 일 평균기온은 22℃이고, 안전수량을 내는 일 평균기온의 범위는 21 ~ 23℃로 알려져 있다(농촌진흥청, 1981). 지구온난화에 따라 적정 벼 출수기가 늦추어지고 있는 것으로 분석되고 있다(윤성호와 이정택, 2001; 심교문 등, 2008). 심교문 등(2008)의 분석에 의하면 수원지역의 연대별 기후학적 적정 벼 출수기는 점차 늦추어져 2000년대의 적정 출수시작일과 종료일이 1970년대보다 7일 정도 늦춰지고, 이에 따라 벼 이앙시기의 재조정 등 작부체계 개선이 요구되며, 벼 이앙기가 너무 빨라지면 등숙기의 고온으로 수량이 줄어들고 미질이 떨어질 우려가 있는 것으로 보고하였다(그림 5.8). 한편 김춘송 등(2007)이 영남지방을 대상으로 분석한 바에 의하면 평년(1971 ~ 2000)에 비하여 최근 10년(1996 ~ 2005)의 최적 출수기는 거제, 마산, 안동, 의성에서는 변화가 없었으나 그 외의 지역에서는 1 ~ 8일 정도 늦어진 것으로 나타났다.

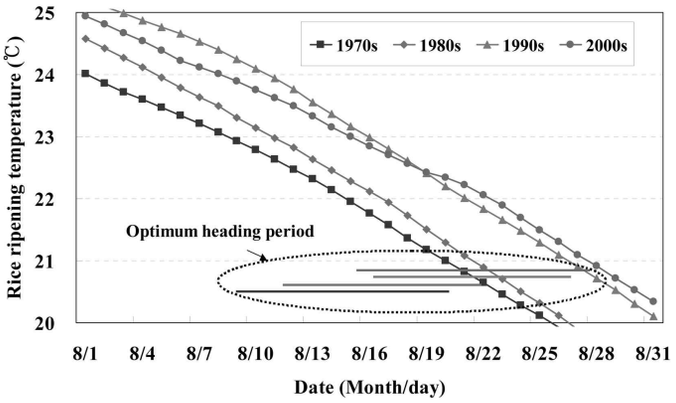


그림 5.8. 수원 지방에서 벼의 기후학적 적정 출수기의 변화(심교문 등, 2008a).

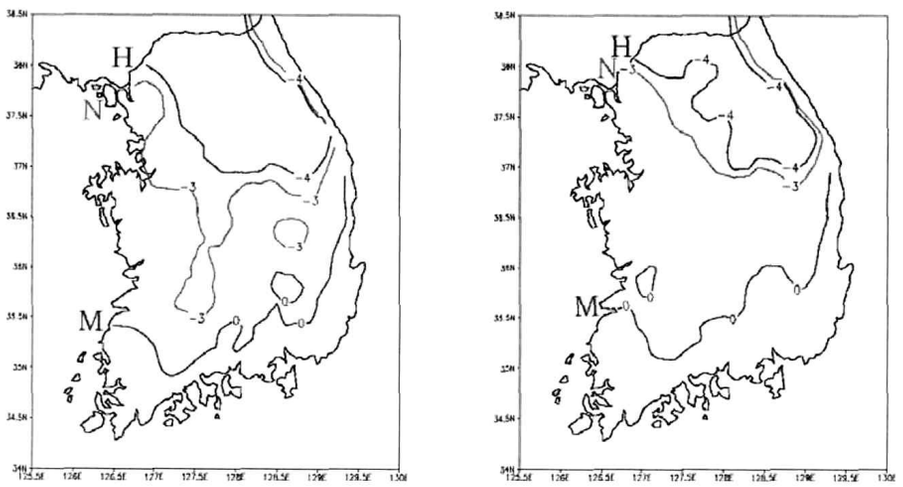


그림 5.9. 겨울철 기온 상승에 따른 가을보리의 안전 재배지대 변화(H: 겉보리, N: 쌀보리, M: 맥주보리)(심교문 등, 2008b).

5.2.1.4. 작물 재배적지의 변화

5.2.1.4.1. 보리

월동 작물의 재배 북한계선은 작물의 내한성과 월동기간 중의 최저온도에 의하여 결정된다. 보리의 답리작이 성행하였던 1970년대 중반까지는 대전 이남에서만 가을보리의 안전재배가 이루어졌고, 내동성이 약한 맥주보리는 남해안 일부 지역에서만 재배되었다. 그러나 재배 북한계가 북상하여 1990년대 후반부터는 서천지역에서도 쌀보리의 답리작이 이루어지고 있으며, 현재는 강원도 고성에서도 겉보리의 답리작 재배가 가능하다고 한다(심교문 등, 2004). 이는 보리 품종 개량에 의한 내한성 증대와 지구온난화에 따른 겨울철 기온의 상승이 맞물려 나타난 것으로 볼 수 있다. 가을보리는 일반적으로 1월 평균기온을 기준으로 하여 겉보리 -4℃, 쌀보리 -3℃, 맥주보리 0℃이상 지역에서 재배가 가능하다(윤성호 등, 2001). 심교문 등(2004)이 평년(1971～2000)과 최근 14년(1987～2000)의 기상을 분석하여 기후학적인 가을보리 재배 북한계선을 분석한 바에 의하면 평년보다 최근에 가을보리의 북한계선이 북쪽으로 크게 이동하였다. 쌀보리의 경우 충청 이남에서 경기 중부까지 안전재배지대가 북상하였다(심교문 등, 2008b; 그림5.9). 이에 따라서 쌀보리 주산지가 전남에서 전북 등으로 북상하고 있는 추세이다(통계청, 2009).

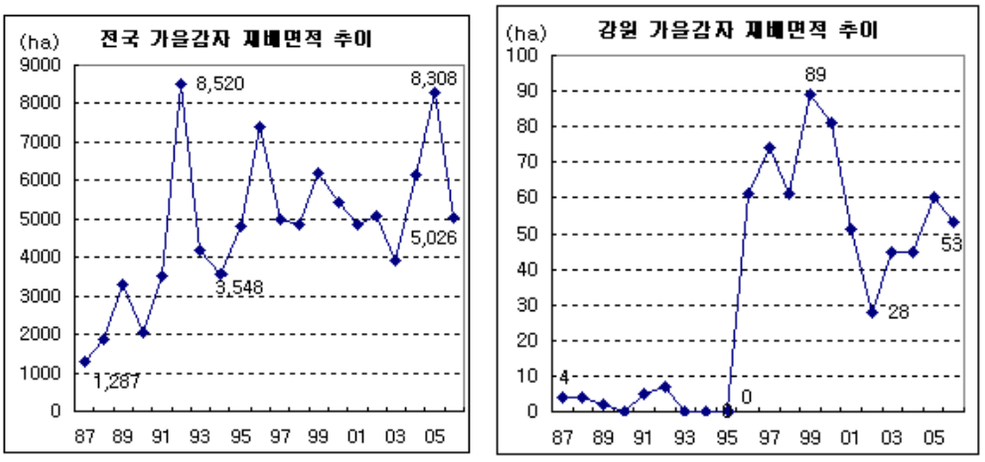


그림 5.10. 전국 및 강원도의 가을감자 재배면적 변화(통계청, 2009).

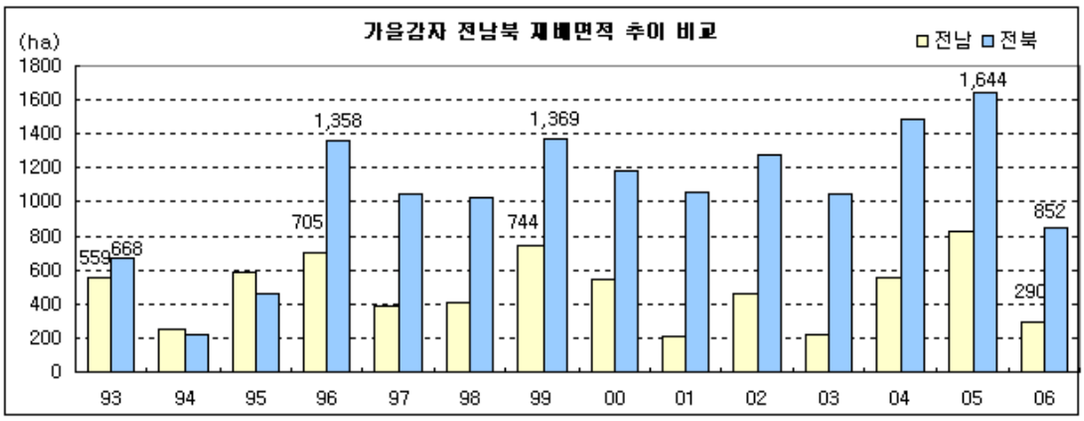


그림 5.11. 전라남도와 전라북도의 가을감자 재배면적 추이(통계청, 2009).

5.2.1.4.2. 가을감자

지구온난화로 감자 2모작이 강원도까지 북상하여 가을감자의 재배면적이 전국적으로 증가 추세에 있으며(그림 5.10), 전남과 전북의 가을감자 재배면적은 1990년 중반부터 역전되어 최근 전북의 가을감자 재배면적이 전남의 두 배 이상으로 증가하였다(통계청, 2009; 그림 5.11).

5.2.1.4.3. 마늘

한지형 마늘은 주로 충청남도 내륙지역과 충청북도 전 지역, 경상북도 내륙 지역과 강원도 전 지역, 경기도 지역 등 고위도 내륙지역에서 주로 재배되었고, 난지형 마늘은 주로 전라북도의 남부와 전라남도, 경상남도, 경상북도 남부의 일부, 제주도 등의 지역에서 주로 재배되었으나, 온난화에 따라서 난지형 마늘의 재배지역이 북상하였다. 허인혜 등(2006)의 조사에 의하면 1980년대까지도 서산에서는 한지형 마늘을 재배하였으나 1990년대 중반이후 난지형 마늘 재배지역이 북상하여 현재는 서산의 대부분 지역에서 난지형 마늘을 재배하고 있다(그림 5.12). 난지형과 한지형 마늘의 재배경계선은 1월 일 최저기온 -5.5℃선과 거의 일치하며, 그 경계선은 1980년대에 비하여 최대 140 km(서해안)까지 북상하였고, 가장 좁게는 산지를 끼고 있는 지역에서 40 km 북상하였다. 이는 기온상승과 관련이 있을 것으로 보이며, 현재와 같은 기온상승이 계속될 경우 충청남도 의 해안지방은 전 역에서 향후 30년 이내에 난지형 마늘이 재배될 것으로 예상하였다.

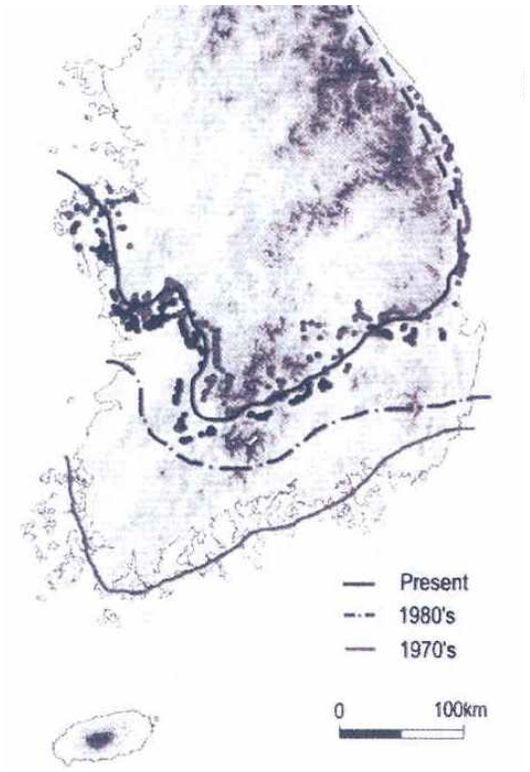


그림 5.12. 한지형 마늘과 난지형 마늘의 재배 경계선 변화(허인혜 등, 2006).

5.2.1.4.4. 과수

지구온난화로 주요 과수의 주산지가 변화되고 있다. 온대 과수인 사과 재배 적지는 연평균 기온이 8~11℃, 생육기 평균기온이 15~18℃로 겨울 온도가 내륙 또는 분지의 특징을 지닌 지역이다. 사과는 온난화에 따라 재배 적지가 북상하고 있으며, 아열대 기후대가 증가하면서 재배적지 감소로 재배면적이 감소하는 추세이고(그림 5.13; 그림 5.14), 주산지가 변하고 있다. 1970년에는 주로 경북 및 경남에서 재배되던 사과는 주산지가 북상하여 2005년에는 경북에서 주로 재배되며 거창, 장수, 무주 등 고랭지·준고냉지 및 산간지역으로 재배지가 확대되었다(한국농촌경제연구원, 2009). 복숭아의 주산지인 경북의 재배면적이 2002년을 정점으로 이후 빠른 속도로 감소하고 있는 반면 충북, 강원, 경기지역의 재배면적은 증가하여 주산지가 북상하고 있다(한국농촌경제연구원, 2009; 그림 5.15). 포도는 한·칠레 FTA 등 시장개방

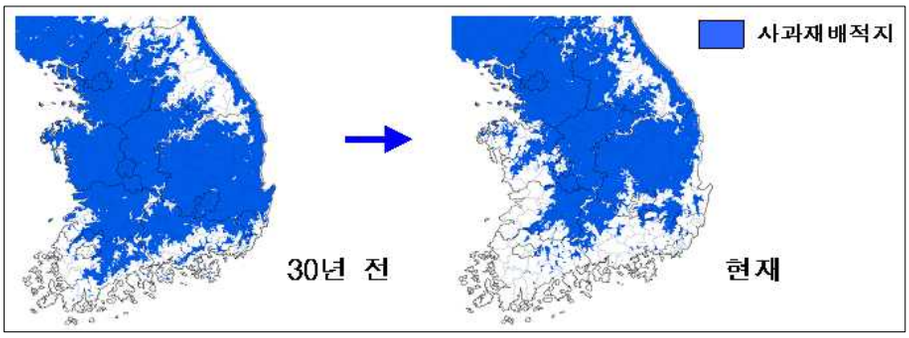


그림 5.13. 우리나라 사과 재배 적지의 변화(농촌진흥청, 2008).

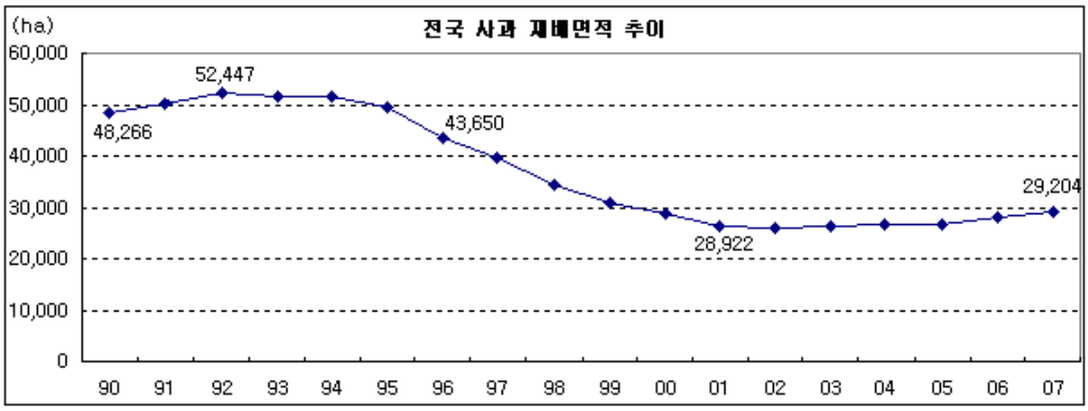
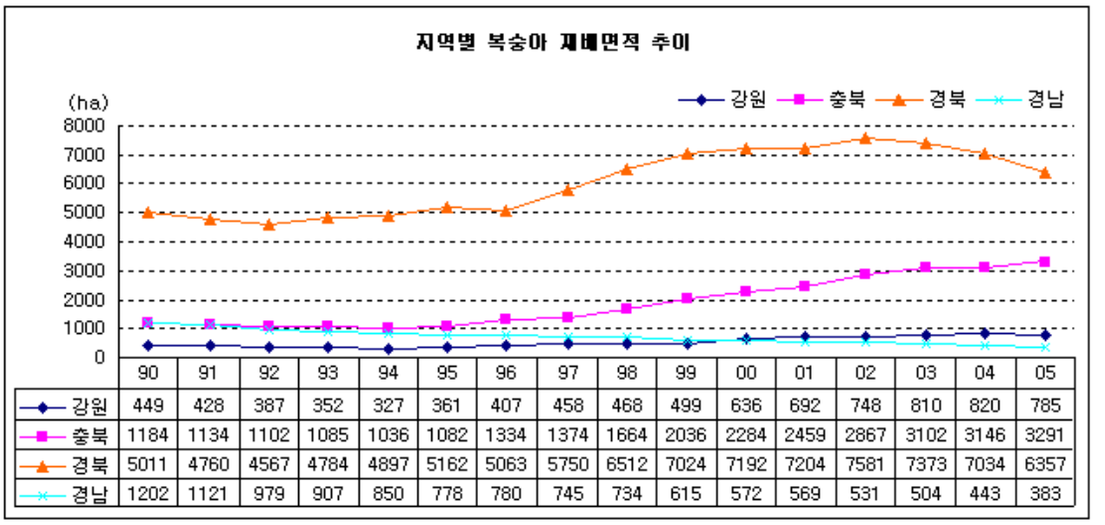


그림 5.14. 사과재배면적 변화(통계청, 2009).



	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	00	01	02	03	04	05
강원	449	428	387	352	327	361	407	458	468	499	636	692	748	810	820	785
충북	1184	1134	1102	1085	1036	1082	1334	1374	1664	2036	2284	2459	2867	3102	3146	3291
경북	5011	4760	4567	4784	4897	5162	5063	5750	6512	7024	7192	7204	7581	7373	7034	6357
경남	1202	1121	979	907	850	778	780	745	734	615	572	569	531	504	443	383

그림 5.15. 지역별 복숭아 재배면적의 지역별 변화(통계청, 2009).

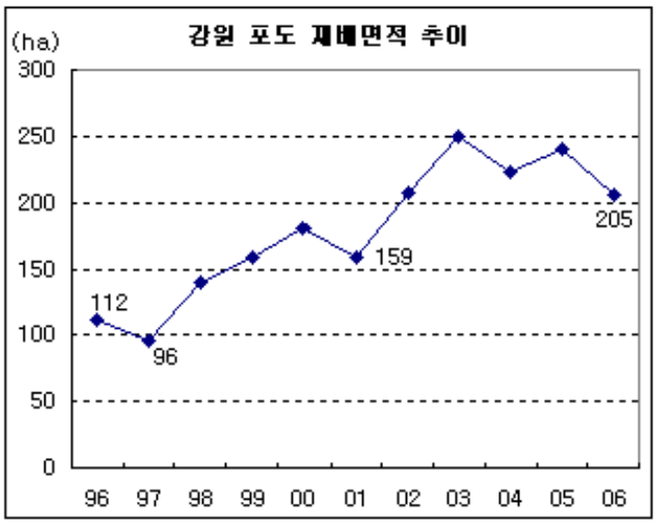


그림 5.16. 강원도의 포도 재배면적 변화(통계청, 2009).

의 여파로 주산지 특히 경북에서 재배면적이 지속적으로 감소하고 있는 반면 지구온난화의 영향으로 강원은 재배면적이 빠르게 증가하여 새로운 주산지로 부상하고 있으며(그림 5.16), 가평, 포천(경기), 영월(강원), 거창, 무주(준고냉지역), 남원 등은 주산지는 아니지만 재배면적 및 비중이 증가하고 있는 지역이다. 이들 지역은 과거에는 온도가 낮아 포도 재배 부적지였으나 온난화로 재배 가능지역으로 전환되었기 때문으로 추정된다(한국농촌경제연구원, 2009). 한편 아열대 과수로 제주도에서만 재배되었던 감귤이 전남, 경남 등으로 재배지역이 확대되고 있는 것으로 조사되었다(그림 5.17), 참다래의 경우도 겨울의 온난화에 따라서 재배 가능지역과 실제 재배지역도 북상하고 있는 것으로 조사되었다(장동호와 박지훈, 2008). 참다래와 마찬가지로 무화과도 재배지가 확대되고 있다(한국농촌경제연구원, 2009).

5.2.2. 식물계절 변화

식물계절은 기후 변화를 파악하는 중요한 지표이며 지구온난화에 따른 기온 상승의 영향이 뚜렷하게 반영된다. 이경미 등(2009)이 기상청의 봄철 식물계

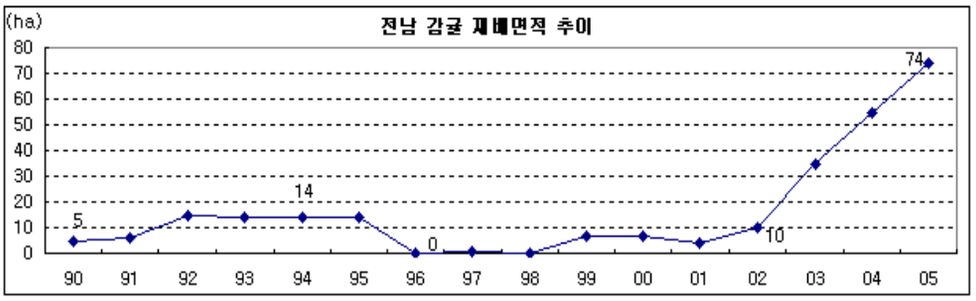


그림 5.17. 전남지역의 감귤 재배면적 변화(통계청, 2009).

절 관측목으로 지정된 매화, 개나리, 진달래, 복숭아, 배나무, 벚꽃, 아카시아 등 7개 식물의 과거 60년 이상의 발아기와 개화기 자료를 분석한 바에 의하면 아카시아를 제외한 모든 관측목의 발아기는 10년에 1.2~2.7일씩 빨라지는 경향이었으며, 개나리, 벚꽃, 진달래, 아카시아의 개화기는 10년에 0.7~1.5일씩 빨라지는 경향이었으나 매화, 복숭아, 배나무의 개화기는 유의한 변화를 보이지 않은 것으로 분석되었다. 그러나 이승호 등(2008)이 나주지역을 중심으로 조사한 바에 의하면 배의 경우도 발아기는 10년에 8.7일씩 빨라지고 개화기와 만개기는 10년에 각각 3일 및 1.3일 씩 빨라지고 있는 것으로 보고하였다.

농림업 분야 기후변화 영향평가를 위해 기후기록에 비해 상대적으로 미흡한 생물계절자료의 보완이 절실 하다. 겨울기온의 상승이 동아시아 기후변화의 주된 특징임을 감안하면 낙엽수목의 월동기간 휴면생태가 큰 영향을 받았을 것으로 예상된다. 정유란 등(2006)은 포도품종 Campbell Early의 품종특성을 갖도록 조절시킨 생물계절모형을 이용하여 1921년부터 2004년까지 남한지역 8곳의 기온경과에 따른 낙엽과수의 월동기간 중 휴면양상을 복원하고 발아기 자료를 생산하였다. 이 자료에 따르면 내생휴면해제일은 대구, 전주에서 1월 중순, 인천, 제주에서 2월 하순이었으며 대구-전주 선을 기준으로 남북으로 멀어질수록 지연되며, 내동성유지기간도 짧아지는 공간분포특성을 보였다. 과거에 비해 휴면해제에 걸리는 기간은 단축되는 경향이며 목포의 경우 1921~1950년 기간에 비해 1981~2004년 기간에 15일 단축되었지만 제주에서는 예외적으로 지연되었다. 내동성 유지기간은 강릉과 서울에서 크게 단축되었고 인천, 목포에서는 변화가 없었다. 발아기는 인천에서 가장 늦고 부산, 대구에서 가장 빠른데 70년대부터 단축되기 시작하여 제주를 제외하고 단축정도는 6~10일이다(그림 5.18). 단축의 원인은 지역에 따라 달라 인천, 목포에서는 휴면해제일 단축, 제주, 부산은 휴면해제 후 발아소요기간 단축이 주요인이며 나머지 지역은 두 가지 모두 해당되는 것으로 나타났다. 이 기간 중 발아일의 연차변이는 지속적으로 증가하였으며 인천, 강릉, 대구, 부산의 증가폭이 목포, 전주, 서울에 비해 컸다.

5.2.3. 작물 생산성 변화

과거의 기후변화가 작물의 생산성 변화에 어떠한 영향을 미쳤는지에 대한 연구는 많지 않다. 우리나라의 주요 식량작물의 수량은 그림 5.19에서 보는 바와 같이 연차적인 변동은 있으나 지속적으로 증가하였다. 다수성 품종의 육성, 재배기술의 발달, 기후변화에 따라서 쌀 수량은 1970년대 초반 약 320 kg/10a에서 최근의 약 500 kg/10a까지 지속적으로 증가하였고, 밀은 약 220 kg/10a 수준에서 350 kg/10a 수준으로, 콩은 80 kg/10a 수준에서 170 kg/10a 수준으로 증가하였다(그림 5.19). 이와 같은 수량 변화에 기후변화가 정부의 방향으로 얼마나 기여하였는지에 대한 종합적인 연구는 드물다.

1960년대 중반부터 1980년대 후반까지의 기상과 우리나라 도별 쌀 평균수량의 연차적 변화와의 관계의 연구에 의하면 8월의 평균기온이 평년보다 1℃ 높아지면 수량은 약 11 kg/10a 정도 감소하나(윤진일, 1991; 이변우 등, 1991), 7월과 9월의 기온이 평

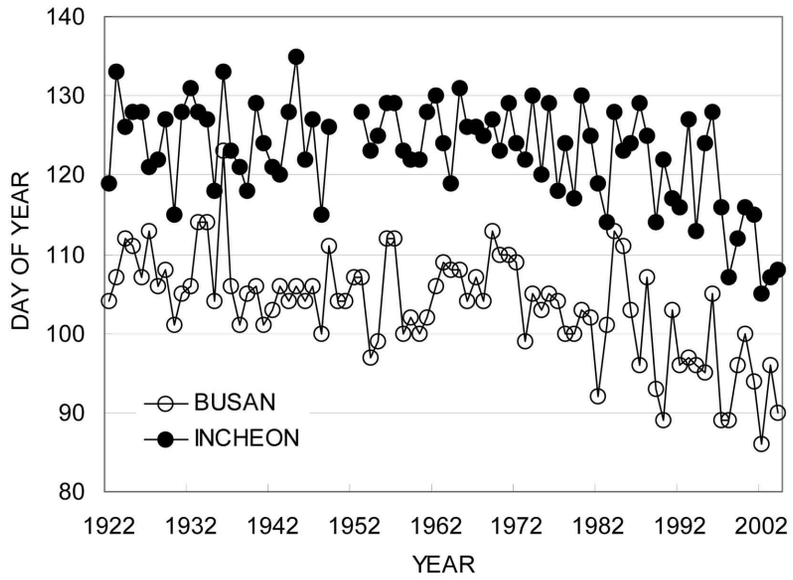


그림 5.18. 부산과 인천에 있어서 포도 캠벨얼리 품종의 발아기의 연차적 변화(정유란 등, 2006).

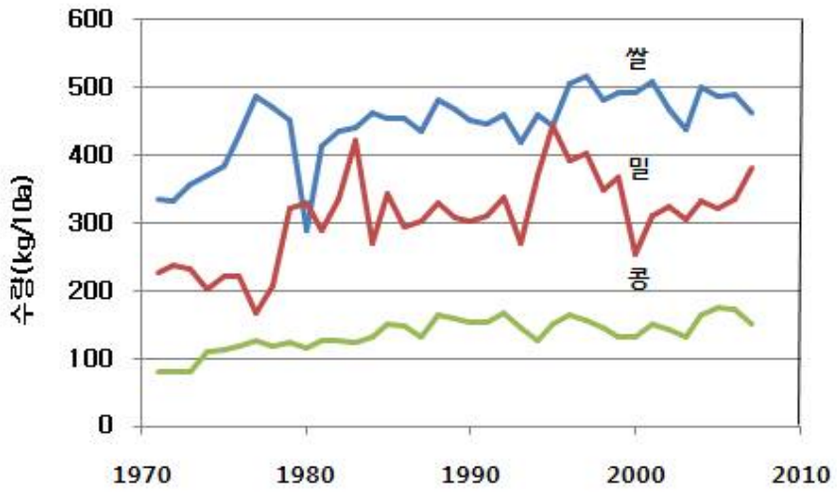


그림 5.19. 우리나라 주요 곡물의 단수변화 자료(농림수산부, 2007).

년보다 1℃ 높아지면 각각 8.8 kg/10a 및 약 6 kg/10a 정도 높아진다는 분석 결과를 종합하여 볼 때 온난화에 따른 7～9월의 평균기온 상승은 적어도 지금까지는 크지는 않지만 벼 수량 증가에 기여하였을 것으로 판단되며, 또한 권오상과 김창길(2008)도 유사한 결과를 발표하였다. 권오상과 김창길(2008)은 과거 32년간의 도별 쌀 수량과 기상과의 관계를 비모수 및 준모수적 분석 방법을 이용하여 분석한 바에 의하면 4～10월의 평균기온이 20℃에 이르기까지는 기온 상승이 쌀 단수를 높여 주지만 더 이상의 상승은 쌀 단수에 더 이상의 영향을 미치지 않았다고 하였다. 한편 Seo et al.(2010)이 강원 지역에서의 최근 10년간(2000～2009)의 벼 재배기간 중의 기상환경을 평년(1971～2000)과 비교하여 소모도장효과는 평년에 비해 0.07 높아졌고, 특히 생식생장기인 7월에 0.13으로 증가폭이 가장 커서 건물 생산과 수량에 부정적인 방향으로 변하였다고 하였다. 또한, 고품질 벼 생산을 위한 등숙 온도인 20～22℃를 기준으로 산출한 출수 적기는 대부분의 지역에서 평년에 비해 늦어졌고 출수 적기 후 40일간의 일조시수는 평년에 비해 34시간 줄어 유백미와 사미가 많아질 염려가 있다고 하였다.

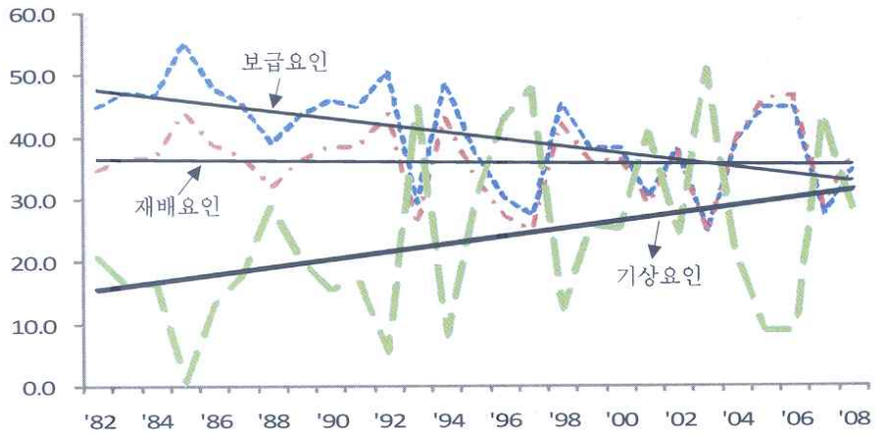


그림 5.20. 미곡의 단수 변동요인별 기여율 추이(한국농촌경제연구원, 2009).

작물의 연차적인 수량 변동에는 기상요인 이외에도 육종 즉 품종의 수량 능력, 품종의 보급률, 재배기술 등 기술적 요인이 복합적으로 영향을 미치지만 그 해의 풍흉을 좌우하는 것은 기상 요인이다. 한국농촌경제연구원(2009)이 1982~2008년의 자료를 이용하여 미곡에 대하여 분석한 결과에 의하면 기상요인의 미곡 수량 변동에 대한 기여율은 증가하는 추세이다(그림 5.20). 기상요인 기여율은 1980년대 16.8%, 1990년대 24.9%, 2000년대 28.0%로 기상 변동이 수량 변동에 미치는 영향도가 지속적으로 증가하고 있으며, 2002~2003년과 2006~2007년 수량 정체의 기상요인 기여율은 각각 76.4%와 66.5%로 매우 큰데, 이는 태풍의 영향으로 등숙기의 기온저하와 일사량 부족 등에서 비롯된 것으로 추정하였다. 이와 같은 결과는 온난화에 의해 과거에 비하여 기상의 변동성이 커져서 이에 따른 수량의 변동성이 커져가고 있음을 의미하는 것으로 볼 수 있다. 한국농촌경제연구원(2009)에 의하면 기온이 상승함에 따라서 태풍, 돌풍, 설해 등에 의한 농작물 피해가 증가하는 것으로 분석하였다.

5.2.4. 병, 해충 및 잡초 발생 변화

육상 동·식물은 특정 범위의 기후 및 환경조건에 적응하여 생존하고 있으며, 기후변화는 1) 개화 또는 이동 등의 생활환과 관련된 중요 시기의 변화, 2) 서식범위의 변화 또는 분포 가능한계 내에서의 개체군 밀도의 변화, 3) 몸의 형태 또는 개체의 크기 등을 포함하는 생물학적 형질 및 생식과 유전의 변화, 4) 생물종의 멸종 등에 영향을 미친다. 특히 기후변화는 농업생태계 내에서 동·식물 구성종의 고유한 계절발생, 농업기술의 투입 및 병해충 방제 및 관리에 영향을 미치고 농작물의 생산성에도 영향을 미친다(IPCC, 2007b). 지구온난화에 따른 기후변화는 따뜻한 월동환경, 식물체 피복기간 연장, 장마 변동 등으로 월동해충의 증가와 토착화 가능성 확대에 따른 돌발 병해충 발생의 규모화, 아열대성 병해충의 출현 등 유해생물군의 변화를 초래할 것이나 이에 대한 체계적인 조사 연구 보고는 많지 않다.

진균의 경우 도열병과 같은 저온성 병원균의 활동에 비해 병원성이 약했던 고온성 병원균에 의한 피해가 늘어나고 있으며, 매개충의 월동조건이 양호하여 세균 및 바이러스병 발생이 증가하며, 특히 겨울철 기온 및 기주식물 식재환경 변화에 따라서 이들 병의 발생 위험성이 커지고 있다(심재문 등, 2008). 최근 애멸구가 매개하는 벼 줄무늬잎마름병의 피해지역이 북상하여 경기, 충남, 전남북, 경남 등으로 확대되어 2007년에는 전국적으로 14,137 ha에서 발생하였는데, 그 원인은 겨울철 온난화에 따른 매개충의 월동 등으로 추정되고 있다(농촌진흥청, 2008). 이화명나방은 1970년대 초반까지 우리나라의 벼 해충 중 가장 발생 피해가 심한 우점종이었으나 1970년대 중반 이후 집약적 경종법의 기술개선으로 발생량이 감소하기 시작하였으며, 1980년대 이후에는 국지적으로 많은 발생을 보이는 지역이 나타나고 있다. 이화명나방의

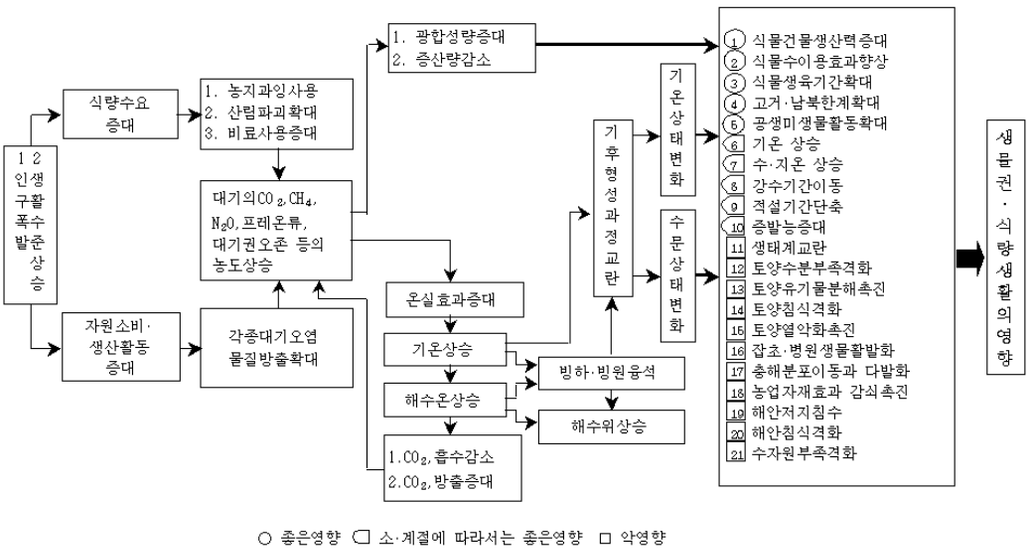


그림 5.21. 대기 중 이산화탄소농도 상승에 의한 기후변화가 농업생태계에 미치는 영향(內嶋, 1988; 이정택, 2007에서 재인용).

1화기는 1960년대와 1970년도 초에 비교하여 1980년대 후반 들어 우리나라 대부분의 지역에서 5~30일 가량 앞당겨졌으며, 2화기 역시 대부분의 지역에서 5~20일 가량 앞당겨 진 것으로 나타났다. 갈색여치가 2001년 충주에 첫 발생하여 2007년에 충청도 전역으로 확대되어 사과, 복숭아, 포도, 콩 등 30ha에 피해를 준 것으로 보고되었다(농촌진흥청, 2008). 중국남부와 동남아시아가 원산지인 주홍날개꽃매미(*Lycorma delicatula*)는 아열대성 곤충이며, 원산지에서 침입한 개체들이 과거에도 있었으나 낮은 기온으로 인하여 서식이 어려웠다(Lee and Kwon, 1977). 그러나 최근에는 겨울철의 이상고온으로 월동이 가능해 짐에 따라 국내에 정착하기 시작하여 대발생하기 시작하였다. 주홍날개꽃매미는 2006년에 대발생이 목격된 이래, 2007년에는 서울, 경기, 충북, 2008년에는 충남, 전북, 경북으로 대발생지역이 점차 늘어나고 있으며, 40여종에 달하는 식물을 먹는 잡식성 곤충으로 포도나무에 큰 피해를 주고 있다(박지두 등, 2009).

5.3. 미래 전망 및 취약성

온실가스 농도 상승에 따른 온난화가 농업생태계에 미치는 영향에 대해서 內嶋(1988)는 대기 중 온실가스 농도 상승 및 이에 따른 기후변화가 농업생태계에 미치는 영향을 그림 5.21과 같이 요약하였다. 지구온난화에 따른 농업생태계에 대한 영향은 대기 중 CO_2 농도 증가에 따른 광합성 촉진, 증산 억제 등의 직접적인 영향과 농업기후자원, 수문상태의 변화에 따른 간접적인 영향으로 구분할 수 있다. 간접적인 영향에는 식물생육가능기간 연장, 지온·수온 상승, 적설기간 단축, 증발량 증대, 강수기간 이동, 토양수분부족 심화, 농업대이동 유발, 잡초·병원생물 다발, 해충 다발, 지력악화 촉진, 농업자재효과 저하촉진 등이다.

이산화탄소는 작물 생장에 필수적이지만 대기중 이산화탄소 농도 증가는 식물에 긍정 및 부정적 영향을 동시에 미칠 수 있다. 현재 대기 중의 이산화탄소 농도는 광합성 포화점 이하이기 때문에 이산화탄소 농도 증가는 광호흡을 줄이고 광합성을 증대시켜 작물 생장과 수량을 증대시킬 것이다. 이산화탄소 증대에 따른 생장과 수량 증가는 벼와 같은 C3 식물이 옥수수와 같은 C4 식물보다 클 것이다. 그러나 이산화탄소 농도가 증가하면 식물체의 기공 수가 줄어들어(Woodward et al., 1995) 증산량이 줄어든다(Bert et al., 1997). 온도와 습도가 적정 범위에 있을 때는 이산화탄소 농도 증가가 수량성을 증가시킬 것이다. 다른 환경 스트레스가 없는 조건에서 이산화탄소 농도가 550 ppm으로 높아지면 현재의 이산화탄소 농도

에서 보다 C3 작물은 10～20%, C4 작물은 0～10% 수량이 증대한다(Ainsworth et al., 2004; Gifford 2004; Long et al., 2004; Tubiello et al., 2007).

작물의 광합성 등 생리적 반응과 생장은 온도의 지배를 받아 적온 범위를 벗어나면 생리적 기능과 생장이 감소하여 수량의 감소로 이어진다. 따라서 현재 작물의 생육 적온 범위에 있거나 더 높은 지역은 온난화에 따라서 수량이 감소할 것이며 적온 범위보다 낮은 지역은 온난화가 수량에 긍정적인 영향을 미칠 것이다. 또한 작물에 따라서 생육 적온이 다르기 때문에 지구온난화의 영향은 작물에 따라서 다르게 나타날 것이다. 한편 작물의 생육기간은 온도와 밀접한 관련이 있다. 온도 상승은 발육을 촉진하여 생육기간을 단축시켜서 생산성에 부정적인 영향을 할 것이다. 특히 성숙기간 중의 온도 상승은 노화를 촉진하여 수량 감소에 크게 영향할 것이다.

온도가 상승하면 이산화탄소 농도 증가에 따른 수량증대 효과가 감소하고 또한 광합성 기간이 단축되어 적정 조건에서보다 수량 증대 효과는 크게 감소한다(Baker, 2004; Caldwell et al., 2005).

한편 온도와 이산화탄소 농도 증가는 작물의 품질에도 영향을 미칠 것이다. 예를 들어 높은 이산화탄소 농도에서는 식미를 좌우하는 중요한 요인인 쌀의 amylose 함량이 증대 되어 밥맛이 떨어진다고 하며, 또한 삶의 영양에 중요한 철과 아연의 함량이 낮아진다고 한다(IPCC, 2007b).

위에서 언급한 온도 상승과 이산화탄소 농도 증가가 작물의 생장과 수량에 미치는 직접적인 영향 이외에도 온난화에 따라서 변화되는 물리적 환경 변화가 작물 생산에 지대한 영향을 미칠 것이다. Iglesias (2009)는 전구 규모의 온난화에 따라 예상되는 물리적 환경 요인의 변화 방향과 이에 따라 농작물 생산에 미칠 잠재적 영향과 그 영향의 신뢰 수준에 대하여 표 5.2와 같이 요약하였다.

표 5.2. 전구 규모의 기후변화와 농업생산 관련 요인의 변화(Iglesias, 2009).

기후 및 관련 물리적 요소	예상되는 변화 방향	농업 생산에 대한 잠재적 영향	잠재적 영향의 신뢰성
대기 CO_2	증가	- 작물과 잡초의 biomass 생산과 생리적 물 이용효율 증가 - C/N비 변화에 따른 토양수분 수지의 변화 - 잡초의 작물에 대한 경쟁력 증가에 따른 잡초 생태 변화	중정도
		- 농업생태계의 변화	높음
		- N 순환 변화	높음
		- 기대 수준보다 낮은 수량증대	낮음
대기 O_3	증가	- 작물 수량 감소	낮음
해수면	상승	- 해안 농업지대의 바닷물 침수 - 관개수의 염화	높음
극한 현상	명확하지는 않으나 지역적 시간적 변동성 증대 예상, 홍수와 한발 증가	- 경작 실패 - 수량 감소 - 물에 대한 경쟁	높음
강우 강도	수문 순환 강화되나 지역적 변동 증대	- 침식 양상의 변화와 침식 증대 - 폭풍우 영향 변화 - 홍수 빈도 및 피해 증대 - 침수 피해 증대 - 병해충 피해 증대	높음
온도	상승	- 작물 적응성과 생산성 변화 - 잡초, 병해충 변화 - 작물 품질 변화	높음
	일교차	- 작물 생산성과 품질 변화	중정도
열해	열파 증대	- 곡실 형성에 피해 - 일부 해충의 증가	높음

미래의 기후변화에 따른 우리나라 농업에 대한 영향을 평가하기 위해서는 이와 같은 요인들을 종합적으로 고려하여야 할 것이나, 우리나라의 경우 이에 대한 종합적인 연구는 매우 미흡한 형편이다.

5.3.1. 농업기후

5.3.1.1. 작물기간

일평균기온이 연중 15℃ 이상 되는 일수를 작물기간이라고 하며 이는 대체로 노지에서의 여름작물 재배가능 기간을 나타내는 지표로 삼고 있다.

평년(1961 ~ 1990) 기후 하에서의 우리나라 평지의 작물기간은 제주도의 190일에서의 북쪽의 150일 사이에 분포하고 있으나 GISS 2×CO_2 Scenario와 같이 기후가 변화되는 경우 작물기간은 제주도 남쪽의 240일에서의 북쪽의 180일까지 작물기간이 30 ~ 50일 정도 더 연장될 것으로 보인다. 한편 해발 820 m 정도 되는 대관령의 경우 작물기간이 150일 정도까지 연장되어 평년 기후의 중북부지방 평지의 작물기간과 비슷하여질 것으로 예상되어 작물의 재배한계가 보다 높은 고도로 높아질 것으로 보인다. 평년기후 하에서의 작물기간(X)과 이산화탄소 배증시 기후 하에서의 작물기간(Y)사이에는 $Y=43.8+0.956X$($R^2=0.935$, n=26)의 관계가 있다(이변우 등, 1991; 그림 5.22).

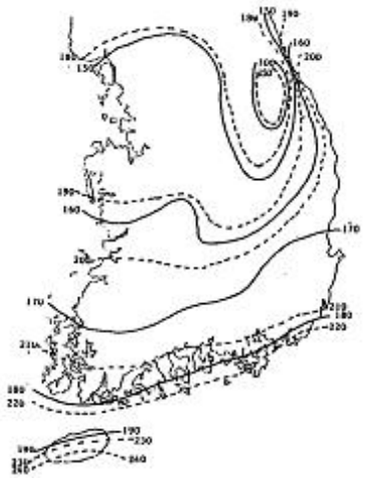


그림 5.22. 평년(1961 ~ 1990) 기후와 CO_2 배증 기후 조건에서 작물기간(일평균기온 15℃ 이상 일수)의 분포(이변우 등, 1991).

5.3.1.2. 유효적산온도

어느 지역의 온량자원(thermal resources)은 그 지역의 식물생장기간, 특정작물의 재배가능 여부 등을 판정하는데 중요한 지표가 된다. 이변우 등(1991)은 온량자원을 평가하기 위하여 일평균기온 10℃ 이상인 날의 일평균기온을 연중 합산한 유효적산온도를 평년기후(1961 ~ 1990)와 2×CO_2 기후 하에서 지역별 변화를 평가하였다. 평지에서 평년기후 하의 유효적산온도는 제주도의 5,000℃・day에서 중북부지방의 3,500℃・day사이에 분포하나 2×CO_2 기후 하에서는 제주도의 5,500℃・day에서 중북부지방의 4,750℃・day사이에 분포하여 동일지역에서는 1,200 ~ 1,500℃・day정도 증가하여 유효적산 온도의 등치선은 300 ~ 400 km 북상할 것으로 예상하였다. 한편 대관령의 유효적산온도는 약 2,000℃・day에서 3,500℃・day로 상승하여 예년기후 하의 중북부지방의 평지와 유사하여져 등온선이 고도로는 600 ~ 700m 상승할 것으로 예측하였다(그림 5.23). 평년 하의 유효적산온도(X)와 2×CO_2 기후 하에서의 유효적산온도(Y) 사이에는 $Y=-107.47+1.32X$($R^2=0.963$, n=26)의 관계를 도출하였다.

한편 이변우 등(1991)은 유효적산온도에 대한 분석을 통하여 2×CO_2 기후 조건하에서는 우리나라 중남부 지방이하의 지역에서는 벼의 2기작 재배가 가능하며, 대관령(해발 820 m)정도의 산간지대까지 벼 재배가 가능하여질 것으로 예상하였고, 제주도는 유효적산온도가 6,500℃・day정도로 상승하여 아열대 또는 열대작물을 노지에서 재배하는 것이 가능하여질 것으로 예상하였다.

한편 김진희와 윤진일(2008)은 IPCC SRES A2 시나리오에 근거하여 2011 ~ 2040, 2041 ~ 2070, 2071 ~ 2100년 기간의 월별 기온자료를 30 m 공간해상도로 생산하고 이를 이용하여 3개 평년의 생육임계온도 0℃의 GDD(growing degree day: 생장온도인수)를 역시 30 m 해상도로 추정하였다(그림 5.24). SRES A2 시나리오에 따른 지구온난화를 고려하면 2011 ~ 2040년 기간에 전국평균 GDD는 4,898℃로서 현재평년(4,432℃)에 비해 약 10% 증가할 것으로 예상되고,

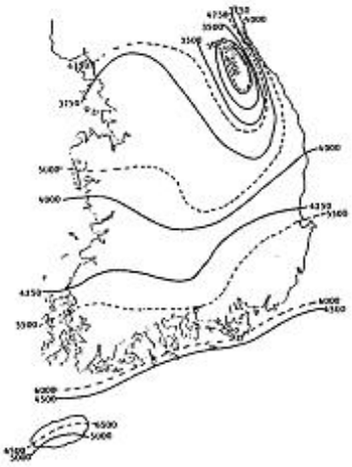


그림 5.23. 평년(1961~1990년)과 CO_2 배증 기후 하에서 유효적산온도 변화(이변우 등, 1991).

2041～2070년 기간에는 전 국토의 평균 GDD가 5,456℃로서 현재에 비해 23% 증가되며, 2071～2100년 기간에는 전국 평균 GDD가 현재보다 38% 증가한 6,093℃에 달할 것으로 예상하였다. 또한 현재 GDD가 충분하여 주요작물의 주생산지 역할을 하고 있는 평야지대에 비해 GDD가 부족한 고랭지에서 더욱 증가 경향이 뚜렷할 것이라고 하였다. 강원고랭지의 경우 100년 후에는 최소한 현재보다 1.5배의 GDD를 갖게 되어 우리나라 농업기후지대 구분 및 작부체계에 커다란 변화가 있을 것으로 예상하였다.

5.3.2. 작물 재배

기후변화가 작물의 생육과 수량에 미치는 영향을 파악하는 데에는 환경조절온실을 이용하는 방법, 노지에서 CO_2 농도를 인위적으로 높여 실험하는 방법(FACE, Free Atmospheric Carbon Dioxide Enrichment), 도시와 전원간의 온도, CO_2 등 환경 차이를 이용한 실험 등 실험적인 방법과 작물 생육모델을 이용하여 모의실험을 하는 방법 등이 이용되고 있다. 실험적인 방법의 경우 작물의 생장과 발육에 영향을 미치는 모든 요인을 고려하여 실험할 수 없는 단점이 있다. 예를 들어 IPCC 기후시나리오는 기온상승과 CO_2 농도증가 등 최소한 두 가지 현상이 혼합된 것이나 FACE의 경우 CO_2 농도 증가만이 고려되고 온도 상승에 따른 영향은 고려할 수 없다. 한편 작물모델을 이용하는 경우 평가의 신뢰성을 확보하기 위해서는 다양한 환경 조건에서 모델을 calibration하고 validation하는 과정을 거쳐야 한다.

5.3.2.1. 벼

열대작물인 벼는 온도가 높아지면 벼 재배가능 기간과 지역이 확대되지만 현재 주산지의 수량성이 향상될 것이라는 보장은 없다. 이는 현재 벼 수량성이 열대 내지 아열대지역보다는 온대지역이 수량성이 높다는 사실에서도 쉽게 유추할 수 있다. 온난화 기후에서도 수량성을 유지하거나 생산의 안정성을 유지하기 위해서는 상당한 적응 기술이 적용되어야 할 것이다.

이변우(2009)는 도시와 전원간의 온도, CO_2 등 환

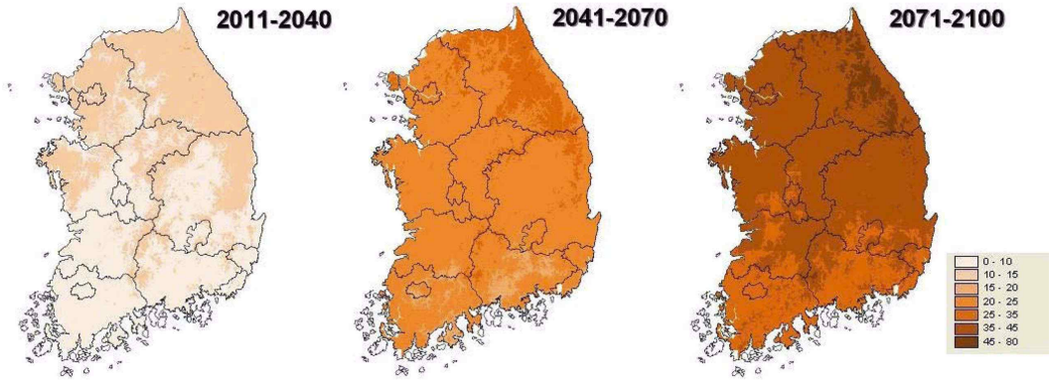


그림 5.24. IPCC SRES A2 시나리오에 의하여 예측된 기후 조건하에서 생장온도일수(GDD; 기준온도 0℃)의 미래 평년 기후에서의 지역별 변화[현재(1971～2000) 평년기후에 대한 증가 백분율로 표시](김진희와 윤진일, 2009).

경 차이를 이용하여 기후변화에 따른 벼의 생산성 변화를 평가하였다. 대형 포트에 같은 토양을 충진하여 서울 도심, 근교(수원), 전원(이천)에 설치하여 2년간 벼 재배 실험을 하였다. 실험기간 동안 평균기온은 서울 12.9℃, 수원 12.6℃, 이천이 11.6℃로 서울, 수원, 이천의 순으로 평균온도 차이를 나타냈으며, 각 지점의 이와 같은 평균온도의 차이는 최저기온의 상승에 따른 영향으로 나타났으며, 도심일수록 최저기온이 높았고, 이에 따라 일교차는 도심인 서울이 가장 작고, 전원인 이천이 가장 컸으며, 각 지점의 연평균 CO_2 농도는 서울이 435 ppm, 수원이 414 ppm 그리고 이천이 409 ppm으로 나타나 도심-근교-전원 간의 이와 같은 온도 및 CO_2 농도 구차는 서울이 전원지역인 이천의 10～20년 후의 기후에 가까운 모습을 나타내고 있음을 확인하였다. 이와 같은 조건에서 벼의 수량은 이천과 수원이 서울보다 각각 12%, 5% 높은 것으로 나타났으며, 건물중은 이천과 수원 간 차이를 보이지 않았고, 이천과 수원이 서울보다는 19% 높은 건물생산성을 보여 미래의 기후 조건에서 벼의 생산성이 낮아질 것이며 수량성 저하는 천립중의 저하와 밀접한 관련이 있었다고 하였다. 한편 수원지방에서 2009년도에 온도조절 플라스틱 하우스에서 실험한 결과에 의하면(환경부 2010; 표 5.3) 현재의 외기온보다 1.5℃ 높은 조건에서는 수량의 유의한 저하는 없었으나 이보다 온도가 더 높아지면 수량은 유의하게 낮아져서 3℃ 높은 조건에서는 화성벼와 단산벼가 각각 8%와 30%, 5℃ 높은 조건에서는 각각 41%와 51%의 수량 감소가 있다고 하였다.

이와 같은 수량 감소는 온도 상승에 따라서 천립중과 등숙율이 저하하기 때문이다. 등숙율이 낮아지는 원인은 유수분화기 및 개화기 고온에 의한 불임발생과 등숙기 고온에 의한 미립의 조기 발육 정지에 따른 입중 저하에 기인하는데, 표 5.4에서 보는 바와 같이 외기온보다 3℃ 이상 높아지면 생식성장기 고온에 의한 불임율이 현저하게 증가되어 수량을 감소시키는 중요한 요인이 된다.

박홍규 등(2006)은 우리나라의 벼품종 들을 아열대 지방인 중국 호남성 기양(북위 26 · 26', 해발 200m)과 우리나라 익산에서 비교 시험한 결과 쌀 수량이 익산에 비하여 기양에서 약 17% 감소한 것으로 보고하였는데, 이 경우 아열대 지방인 기양은 익산에 비하여 온도도 높지만 일장이 짧아 생육기간이 단축됨에 따른 영향도 복합이 되어 있어 기온 상승에 따른 영향이 과대 반영될 수 있다.

이변우 등(1991), 윤진일(1991), 오성남(1995; 2005), 심교문 등(2005), 정유란 등(2006)은 대기 중의 CO_2

표 5.3. 온도 조건에 따른 화성벼 및 다산벼의 수량 및 수량구성요소 변화(환경부, 2010).

처리		이삭수 (/pot)	영화수 (/이삭)	영화수 (/pot)	등숙율 (%)	천립중(g)	수량 (g/pot)	수량지수 (%)
온 도	품 종							
외기온	화성벼	12.6a	60.7a	759a	94.3a	25.7ba	18.4a	100
외기온+1.5℃	화성벼	12.0a	61.9a	739a	95.4a	26.0a	18.3a	99.5
외기온+3.0℃	화성벼	12.7a	56.8a	719a	95.2a	24.8b	16.9a	91.8
외기온+5.0℃	화성벼	12.4a	59.8a	739a	70.0b	21.1c	10.8b	58.7
F-value		NS	NS	NS	93.9**	49.5**	36.1**	
외기온	다산벼	11.5a	83.4a	954a	88.8a	30.34a	25.9a	100
외기온+1.5℃	다산벼	11.6a	89.1a	1025a	81.7b	26.95b	22.6a	87.3
외기온+3.0℃	다산벼	10.5a	85.7a	894a	80.3b	24.82c	18.0b	69.5
외기온+5.0℃	다산벼	11.5a	81.4a	918a	58.9c	22.83d	12.6c	48.6
F-value		NS	NS	NS	56.1**	46.5**	21.2**	

주) NS: 5% 수준에서 통계적 유의성 없음, **: 1% 수준에서 통계적으로 유의함
실험: 2009년 수원에서 온도 조절 플라스틱 하우스를 이용하여 실험

표 5.4. 출수 전후 20일 간의 온도 처리에 따른 벼 품종별 불임률(%) 변화(환경부, 2010).

처 리	처리 시기				
	출수전 20일-출수후 20일			출수일-출수후 20일	
	화성벼	다산벼		화성벼	다산벼
외기온	6.3	16.1		4.5	19.5
외기온+1.5℃	3.4	18.9		5.0	14.0
외기온+3.0℃	6.4	28.3		10.3	14.8
외기온+5.0℃	49.9	53.3		59.3	31.5
외기온도+7.0℃	49.7	65.2		49.3	37.8

주) 실험: 2009년 수원에서 온도 조절 플라스틱 하우스를 이용하여 실험

농도가 2배로 증가하였을 때 GISS(Goddard Institute for Space Studies), GFDL(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory), UKMO(United Kingdom Meteorological Office) 등의 GCM 모델로 예측한 우리나라 기후변화 조건하에서 벼의 생산성을 통계모델과 CERES_rice, Oryza 등 작물생육모델로 예측한 바 있다. 현재의 품종과 재배기술을 그대로 미래에도 적용하는 경우 고온에 따른 생육기간 단축과 등숙기 고온으로 인한 등숙 저해 등으로 예측에 따라서 다소 다르기는 하나 수량성은 최대 40%까지 감소하여 현재 보다 크게 낮아지는 것으로 예측하였다.

한편 이변우 등(2002)이 CERES-rice 모델에 발육모델, 고온불임 모델 등을 새로 도입하여 우리나라 품종에 맞도록 품종모수를 추정하여 검증한 모델을 이용하여 IPCC SRES A1B 시나리오에 의한 기후변화 조건에서 우리나라 전역의 벼 생산성변화를 평가하였다(환경부, 2010). 온난화됨에 따라서 현재의 평년 기후(1971～2000) 조건에서 보다 먼 미래의 평년 기후(2071～2100) 조건에서는 출수일수(이앙～출수기까지 기간)가 10일 정도 빨라지고 성숙일수(이앙～성숙 일수)도 30일 정도 빨라져 영양생장기간과 등숙기간 모두 단축되어 벼 수량에 부정적인 영향을 미칠 것으로 예상되었다. 특히 등숙기간 단축이 커서 벼 입중에 의한 수량 감소가 클 것으로 예상되었다. 지역별로 보면 주로 만생종을 심고 있는 남부지방은 평년의 영양생장기간은 다른 지역보다 상대적으로 길지만, 기온이 상승하면 생장기간의 감소의 폭은 다른 지역에 비하여 더 클 것으로 예상 되었다. 그러나 조생종을 주로 재배하는 북부 산간 지대는 평년 영양생장기간도 짧지만 기온이 상승하여도 그 감소폭은 상대적으로 작을 것으로 나타났다. 그리고 현재 태백, 대관령에서는 벼농사를 재배하기 어려우나 향후 온도가 상승된 기후가 왔을 때는 두 지역 모두 벼농사가 가능한 지역으로 바뀔 것으로 예측되었다(표 5.5).

고온조건에서 감수분열기와 개화기 고온으로 인한 불임률의 상승이 예상되는데, 향후 30년까지는 고온에 의한 불임의 영향은 크지 않을 것으로 예상이 되며 그 이후 불임률이 서서히 증가하여 2071～2100년이 되면 내륙 평야지를 중심으로 넓은 지역에서 10% 이상의 불임 발생이 예상되었다(그림 5.25～5.26).

표 5.5. 대관령과 태백에서의 30년 기간 중 벼농사 불가 년수(환경부, 2010).

년도	대관령	태백
1971～2000	23	4
2011～2040	9	1
2041～2070	2	0
2071～2100	0	0

주) 모의 실험 품종: 오대벼(조생종)

수량과 건물중 모두 기후 온난화에 따라서 감소하는 것으로 예측되었다. 그림 5.27은 현재 기술로 벼를 재배를 할 경우 평년 대비 수량 감소의 지역 분포를 나타낸 것이다. 2011～2040년에는 일부 내륙 평야지에서 최대 5% 정도 감소하는 지역이 있을 것으로 예상되나 강원도의 산간지방에서는 수량이 오히

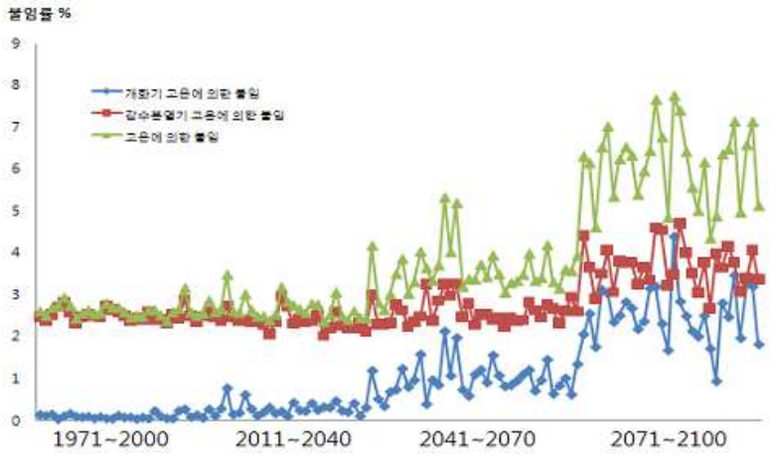


그림 5.25. 개화기 및 감수분열기 고온에 의한 불임률(전국 평균) 변화 예측(환경부, 2010).

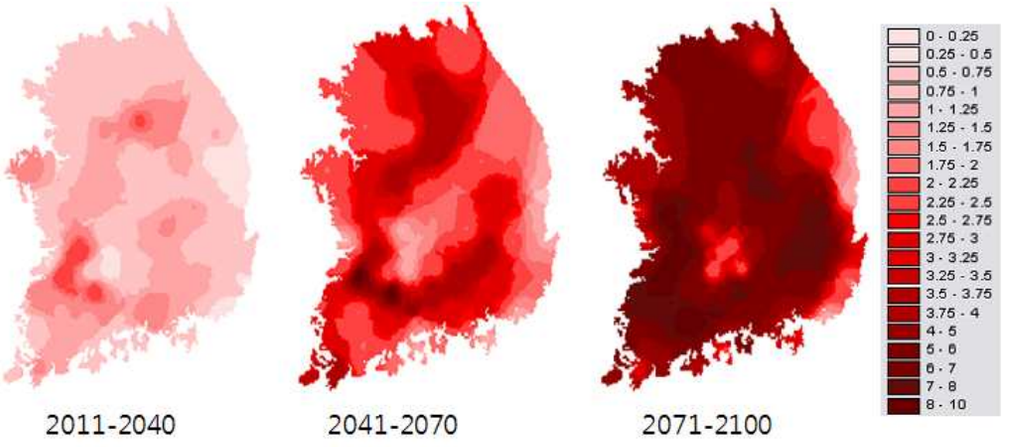


그림 5.26. 개화기 및 감수분열기 고온에 의한 불임률의 지역별 변화 예측(환경부, 2010).

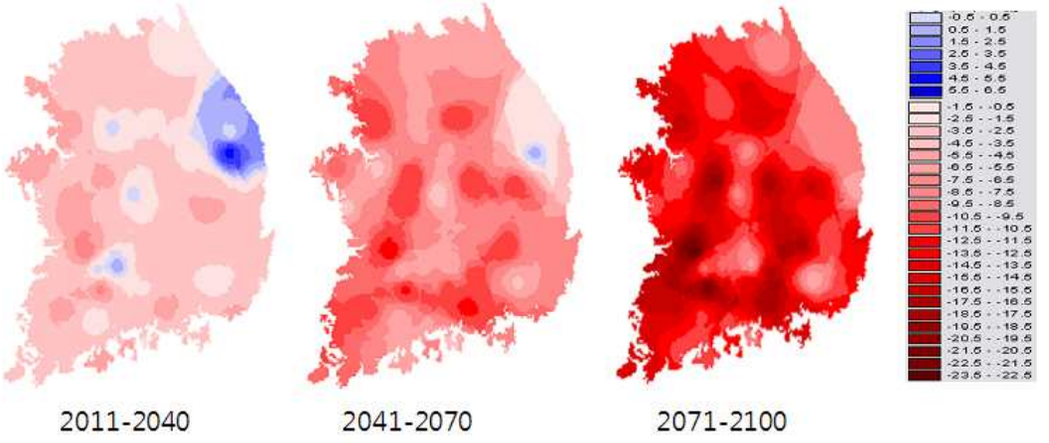


그림 5.27. 현재 벼 재배기술 조건에서 기후변화에 따른 평년대비 수량감소율의 지역 분포(환경부, 2010; 현재 최적 이앙기 및 적응 품종으로 각 기간의 평년 수량을 계산하여 현재 평년의 수량에 대한 수량 감소율로 나타낸 것임).

려 높아질 것으로 예상된다. 그러나 전국 평균으로 보면 약 3% 정도 감소할 것으로 예측되었다. 2041~2070년 기간 중에는 내륙의 평야지대에서 대체적으로 10% 내외 수량 감소가 예측되었고 고지대로 갈수록 감소의 폭은 작아 졌으며 강원도 일부 지역에서는 수량이 오히려 증가 하는 것으로 예측되었다. 전국평균으로

보면 약 8% 정도 수량이 감소할 것으로 예측되었다. 2071～2100년 기간의 경우는 내륙지역에서는 최대 23%까지 수량이 감소할 것으로 예측되었으며 산간지방은 수량의 감소는 낮았으나 전 지역에서 벼의 수량이 평년에 비하여 감소할 것으로 예측되었다. 전국 평균 수량은 약 13% 감소할 것으로 예측되었다.

현재 벼 재배 기술수준에서 벼를 재배했을 때의 수량, 이앙기를 조절 하여 최적 이앙기에 벼를 재배했을 때의 수량, 그리고 이앙기와 품종을 모두 변경하는 적응을 하였을 때의 수량과 현재 평년 수량 대비 비율을 도별 및 전국 평균으로 나타낸 것이 표 5.6이다. 전국 평균으로 보았을 때 현재 기술로 벼를 재배 하면 2011～2040년 평년 수량은 현재 평년에 비하여 3.35% 감소하며, 이앙시기를 조절을 하면 수량이 2.75% 감소하고, 이앙시기와 품종을 같이 바꾸면 2.14% 감소하는 것으로 예측되었다. 2041～2070년의 평년 수량은 현재 기술로 벼를 재배하면 현재 평년에 비하여 약 8% 감소하며, 이앙시기를 조절을 하면 수량이 약 7% 감소하고, 이앙시기와 품종을 같이 바꾸면 약 4% 감소하는 것으로 예측되었다. 2071～2100년의 평년 수량은 현재 기술로 벼를 재배하면 현재 평년에 비하여 약 13% 감소하며, 이앙시기를 조절을 하면 수량이 약 11% 감소하고, 이앙시기와 품종을 같이 바꾸면 약 7% 감소하는 것으로 예측되었다. 재배시기 이동, 품종교체 등의 적응기술을 도입하면 수량 감소 폭을 줄일 수 있을 것으로 예측되었다. 그러나 이 경우도 현재 재배 품종의 고온에 대한 생장, 등숙, 불임 등에 대한 민감도를 기초로 한 것으로서 등숙 및 불임 등에 대한 고온 내성 품종을 육성하는 등의 노력을 기울이면 기후 온난화에 따른 벼 수량 감소를 보다 완화할 수 있을 것이다. 한편 이변우 등(1992)도 미래의 CO_2 배증 기후조건 하에서도 영양생장기간을 100일 이상으로 확보할 수 있는 품종을 육종/도입하여 재배시기를 늦추어 재배하면 수량성은 오히려 증가할 것으로 예측하였다.

현재의 기후 조건하에서는 대관령 등 고랭지에서는 벼 재배가 불가능하고 또한 전국에서 벼의 2기작 재배가 불가능하지만 CO_2 배증 조건 하에서는 작물기간이 30～50일이 연장되어 조생종 재배지대는 중만생종 재배지대로, 중만생종 재배지대는 만생종 재배지대로 변할 것이며 대관령 등 고랭지에서는 조생종 벼 재배가 가능해지고 남부지방에서는 벼 2기작 재배가 가능해질 것으로 예상된다(이변우 등, 1991). 따라서 단위면적 당 쌀 생산성이 아니라 우리나라 쌀 생산 가능량의 변화를 예측하기 위해서는 쌀 생산성 변화 외에도 온난화에 따른 벼 재배 가능 지역의 고지대로의 확대와 2기작에 따른 재배면적 확대 가능성, 관개용수의 가용성 등을 모두 고려하여 평가해야 할 것이다.

5.3.2.2. 콩

기후변화에 따른 콩의 생산성 변화에 대한 연구는 많지 않다. 서희철 등(2006)은 IPCC SRES A2 시나리오에 근거하여 예측한 미래의 평년기후(2011～2040, 2041～2070, 2070～2100)와 현재 평년기후(1971～2000) 하에서 경기 북부지역의 콩 수량변화를 CROPGRO～Soybean 모델을 이용하여 모의실험을 하였다. 40년 후의 기상조건에서는 현재와 수량성이 큰 차이가 없거나 만생 품종에서는 다소 증가하는 것으로 예측되었으나 그 후는 수량이 감소하여 2070～2100년 기후조건에서는 6～15% 감소하는 것으로 예측하였다.

IPCC SRES A1B 시나리오에 근거하여 예측한 미래의 평년기후(2011～2040, 2041～2070, 2070～2100)와 현재 평년기후(1971～2000) 하에서 우리나라 조·중·만생종 콩 품종의 생육 및 수량 변화에 대하여 CROPGRO～Soybean 모델을 이용하여 우리나라 전국 58개 지점을 대상으로 모의실험을 하였다(환경부, 2010; 표 5.7). 개화일수와 생리적 성숙일수 등 발육 관련 특성은 품종과 파종기에 따라 정도의 차이는 있지만 모든 품종에서 온난화 되어 감에 따라서 단축되었다. 동일시기에 파종할 경우 파종에서 개화일까지 일수는 2071～2100년에는 현재(1971～2000)보다 조생종인 화엄풋콩과 만생종인 대원콩 모두 7일 정도 단축되는 것으로 예측되었다. 기후변화에 따른 생리적 성숙일수의 변화 양상은 개화일수와 크게 다르지 않아서, 2071～2100년에는 생리적 성숙일수가 4～6일 단축되는 것으로 예측되었다. 한편 만생종인 대원콩

표 5.6. IPCC SRES A1B에 의한 기후변화 시나리오에 따른 미래의 콩 수량 변화 예측(환경부, 2010).

지역	품종	수량[9]	기간[10]	동일 파종[11]		15일 전 파종[12]		15일 후 파종[13]	
				수량 (kg/ha)	수량 변화[14] (%)	수량 (kg/ha)	수량변화 (%)	수량 (kg/ha)	수량변화 (%)
강원[15]	화엄풋콩	2,398	1	2,283	-5	2,334	-2	2,130	-12
			2	2,181	-9	2,190	-8	2,030	-16
			3	2,121	-11	2,085	-12	2,106	-12
	신팔달콩	3,503	1	3,371	-4	3,481	-1	3,125	-11
			2	3,162	-10	3,250	-7	2,970	-16
			3	3,044	-13	3,032	-13	2,953	-16
	태광콩	3,378	1	3,346	-1	3,363	-1	3,199	-6
			2	3,200	-6	3,189	-6	3,116	-8
			3	3,098	-8	3,044	-10	3,109	-8
	대원콩	3,657	1	3,506	-4	3,681	1	3,250	-11
			2	3,319	-10	3,517	-4	3,031	-17
			3	3,251	-11	3,421	-6	3,130	-14
경기	화엄풋콩	2,480	1	2,229	-10	2,195	-11	2,129	-15
			2	2,223	-11	2,197	-11	2,100	-16
			3	2,145	-13	1,991	-19	2,084	-16
	신팔달콩	3,601	1	3,319	-8	3,413	-5	3,114	-14
			2	3,241	-10	3,260	-10	3,065	-16
			3	3,013	-16	2,916	-19	2,933	-19
	태광콩	3,524	1	3,349	-5	3,369	-4	3,237	-8
			2	3,283	-7	3,231	-9	3,199	-10
			3	3,068	-13	2,910	-17	3,051	-13
	대원콩	3,797	1	3,536	-7	3,702	-2	3,296	-13
			2	3,483	-9	3,682	-3	3,196	-16
			3	3,300	-12	3,463	-8	3,071	-19
충남	화엄풋콩	2,467	1	2,231	-9	2,146	-13	2,153	-13
			2	2,172	-12	2,098	-15	2,122	-14
			3	2,121	-14	1,944	-21	2,211	-10
	신팔달콩	3,714	1	3,407	-8	3,413	-8	3,233	-13
			2	3,257	-13	3,235	-13	3,150	-15
			3	3,182	-14	2,986	-19	3,161	-15
	태광콩	3,741	1	3,470	-7	3,437	-8	3,369	-10
			2	3,331	-11	3,218	-14	3,313	-12
			3	3,156	-16	2,966	-21	3,228	-14
	대원콩	3,976	1	3,736	-6	3,856	-3	3,462	-13
			2	3,634	-9	3,825	-4	3,356	-16
			3	3,660	-8	3,825	-3	3,427	-14
충북	화엄풋콩	2,534	1	2,337	-8	2,223	-12	2,312	-10
			2	2,254	-12	2,195	-13	2,181	-15
			3	2,168	-15	2,006	-21	2,247	-12
	신팔달콩	3,735	1	3,547	-5	3,585	-4	3,367	-10
			2	3,362	-11	3,351	-11	3,215	-15
			3	3,188	-15	3,042	-19	3,205	-15
	태광콩	3,629	1	3,571	-2	3,569	-2	3,442	-6
			2	3,477	-5	3,397	-7	3,414	-7
			3	3,252	-11	3,095	-15	3,306	-9
	대원콩	4,021	1	3,842	-5	4,001	-1	3,566	-12
			2	3,690	-9	3,870	-4	3,388	-16
			3	3,632	-10	3,760	-6	3,450	-15
전남	화엄풋콩	2,217	1	1,970	-11	2,140	-3	1,768	-20
			2	1,979	-11	2,091	-5	1,760	-21
			3	1,941	-12	2,046	-7	1,850	-16
	신팔달콩	3,376	1	2,957	-12	3,157	-6	2,612	-22
			2	2,922	-13	3,055	-9	2,608	-22
			3	2,889	-14	2,861	-15	2,719	-19
	태광콩	3,562	1	3,088	-13	3,152	-11	2,814	-21
			2	3,082	-14	3,033	-15	2,846	-20
			3	2,922	-18	2,772	-22	2,844	-20
	대원콩	3,586	1	3,190	-11	3,519	-1	2,725	-24
			2	3,230	-10	3,557	0	2,737	-24
			3	3,295	-8	3,511	-1	2,858	-20

지역	품종	수량	기간	동일 파종		15일 전 파종		15일 후 파종	
				수량 (kg/ha)	수량 변화 (%)	수량 (kg/ha)	수량변화 (%)	수량 (kg/ha)	수량변화 (%)
전북	화엄풋콩	2238	1	2,054	-8	2,199	-1	1,797	-20
			2	2,004	-10	2,129	-5	1,785	-20
			3	2,033	-9	2,083	-6	1,907	-15
	신팔달콩	3398	1	3,169	-7	3,378	1	2,747	-18
			2	3,019	-11	3,194	-4	2,689	-19
			3	3,004	-12	3,033	-9	2,757	-17
	태광콩	3527	1	3,334	-6	3,456	-2	2,994	-15
			2	3,176	-10	3,207	-9	2,916	-17
			3	3,086	-12	3,021	-14	2,934	-17
	대원콩	3581	1	3,354	-6	3,671	3	2,855	-20
			2	3,230	-10	3,567	0	2,765	-23
			3	3,237	-9	3,531	-1	2,825	-21
경남	화엄풋콩	2201	1	2,010	-8	2,204	1	1,762	-20
			2	1,953	-11	2,115	-3	1,693	-23
			3	2,032	-7	2,039	-6	1,829	-17
	신팔달콩	3379	1	3,078	-9	3,346	-1	2,678	-21
			2	2,934	-13	3,154	-6	2,533	-25
			3	2,964	-12	2,991	-11	2,670	-21
	태광콩	3600	1	3,290	-9	3,427	-5	2,944	-18
			2	3,092	-14	3,151	-12	2,778	-23
			3	3,027	-16	2,932	-18	2,836	-21
	대원콩	3550	1	3,281	-7	3,674	4	2,762	-22
			2	3,138	-11	3,523	0	2,623	-26
			3	3,244	-8	3,566	1	2,751	-22
경북	화엄풋콩	2249	1	2,030	-10	2,024	-10	1,945	-14
			2	1,915	-14	1,933	-13	1,849	-18
			3	1,876	-17	1,809	-19	1,872	-17
	신팔달콩	3317	1	3,016	-9	3,042	-9	2,867	-14
			2	2,865	-13	2,896	-12	2,747	-17
			3	2,708	-18	2,587	-22	2,692	-19
	태광콩	3302	1	3,059	-7	3,026	-9	2,992	-9
			2	2,951	-10	2,857	-13	2,907	-12
			3	2,778	-16	2,596	-21	2,832	-14
	대원콩	3531	1	3,240	-8	3,363	-5	3,016	-15
			2	3,159	-10	3,332	-5	2,931	-17
			3	3,055	-13	3,134	-11	2,872	-19
경북	화엄풋콩	2249	1	2,030	-10	2,024	-10	1,945	-14
			2	1,915	-14	1,933	-13	1,849	-18
			3	1,876	-17	1,809	-19	1,872	-17
	신팔달콩	3317	1	3,016	-9	3,042	-9	2,867	-14
			2	2,865	-13	2,896	-12	2,747	-17
			3	2,708	-18	2,587	-22	2,692	-19
	태광콩	3302	1	3,059	-7	3,026	-9	2,992	-9
			2	2,951	-10	2,857	-13	2,907	-12
			3	2,778	-16	2,596	-21	2,832	-14
	대원콩	3531	1	3,240	-8	3,363	-5	3,016	-15
			2	3,159	-10	3,332	-5	2,931	-17
			3	3,055	-13	3,134	-11	2,872	-19

9) 현재 평년의 적기 파종 수량으로 중부지방(강원도, 경기도, 경상북도, 충청남도, 충청북도)은 5월 16일 파종 수량 남부지방(경상남도, 전라남도, 전라북도)은 5월 31일 파종 수량

10) 편의상 1, 2, 3으로 표기 1: 2011년~2040년, 2: 2041년~2070년, 3: 2071년~2100년

11) 현재의 적기 파종일에 파종

12) 현재의 적기 파종일보다 15일 전 파종

13) 현재의 적기 파종일보다 15일 후 파종

14) 현재의 적기 파종 수량 대비 수량 변화율(%)

15) 산간지대인 대관령과 태백을 제외한 평균

표 5.7. 기후변화에 따른 벼 수량변화 영향 평가 및 적응 모의실험 결과(환경부, 2010).

지역	평년 모의 수량 (kg/ha)	시 기	현재기술		재배시기이동		품종, 재배시기 변동	
			수량 (kg/ha)	비율 (%)	수량 (kg/ha)	비율 (%)	수량 (kg/ha)	비율 (%)
강원도	6,802	2011 ~ 2040	6,528	96	6,570	97	6,600	97
		2041 ~ 2070	6,087	89	6,197	91	6,327	93
		2071 ~ 2100	5,752	85	5,920	87	6,070	89
경기도	6,549	2011 ~ 2040	6,096	93	6,117	93	6,142	94
		2041 ~ 2070	5,776	88	5,803	89	5,855	89
		2071 ~ 2100	5,451	83	5,504	84	5,606	86
경상남도	6,763	2011 ~ 2040	6,580	97	6,652	98	6,746	100
		2041 ~ 2070	6,335	94	6,448	95	6,603	98
		2071 ~ 2100	6,042	89	6,201	92	6,290	93
경상북도	6,624	2011 ~ 2040	6,490	98	6,547	99	6,590	99
		2041 ~ 2070	6,271	95	6,357	96	6,526	99
		2071 ~ 2100	5,933	90	6,094	92	6,365	96
전라남도	6,906	2011 ~ 2040	6,595	95	6,636	96	6,668	97
		2041 ~ 2070	6,398	93	6,448	93	6,643	96
		2071 ~ 2100	6,083	88	6,191	90	6,525	94
전라북도	6,974	2011 ~ 2040	6,546	94	6,570	94	6,661	96
		2041 ~ 2070	6,229	89	6,329	91	6,431	92
		2071 ~ 2100	5,729	82	5,916	85	6,013	86
충청남도	6,894	2011 ~ 2040	6,700	97	6,772	98	6,785	98
		2041 ~ 2070	6,572	95	6,647	96	6,815	99
		2071 ~ 2100	6,240	91	6,412	93	6,794	99
충청북도	6,741	2011 ~ 2040	6,425	95	6456	96	6,480	96
		2041 ~ 2070	6,206	92	6,223	92	6,539	97
		2071 ~ 2100	5,897	87	5,952	88	6,451	96
전국	6,784	2011 ~ 2040	6,557	97	6,598	97	6,639	98
		2041 ~ 2070	6,262	92	6,334	93	6,500	96
		2071 ~ 2100	5,914	87	6,050	89	6,294	93

주) SRES A1B에 근거한 기후 시나리오를 이용하여 모의 실험한 결과임

은 현재 대관령 및 태백과 같은 고지대에서는 재배가 불가능하지만, 2071 ~ 2100년에는 재배가 가능할 것으로 예측되었다. 콩 수량은 온난화가 진행될수록 감소하는 것으로 나타났는데, 2071 ~ 2100년에는 현재(1971 ~ 2000년)보다 평균 수량이 품종에 따라서 11 ~ 17% 감소할 것으로 예상되며, 만생종인 대원콩의 감소율이 가장 낮은 것으로 예측되었다. 비록 온도 상승은 수량 감소로 이어지지만, 재배 가능한 기간이 늘어나게 되므로, 이를 적극 활용하는 것이 필요하다. 먼저 파종기를 조절함으로써 수량의 감소 폭을 줄일 수 있다. 만생종인 대원콩의 경우 현재(중부 5월 16일 파종, 남부 5월 31일 파종)보다 15일 일찍 파종할 경우 현재 대비 2071 ~ 2100년 평균 수량의 감소가 10%에서 4%로 줄어들고, 남부 지방에서는 상당히 큰 효과를 볼 수 있는 것으로 나타나 경남의 경우 8% 감소하던 것이 오히려 1% 증가하는 것으로

예측되었다. 물론 파종기가 이를 경우 과다 영양 생장으로 인한 도복의 피해를 입을 수 있지만 북주기 및 적심 등 적절한 재배 관리법을 이용한다면, 생육기간 확보로 수량 감소를 줄일 수 있을 것으로 예상된다. 다음은 지역별로 적절한 품종을 재배하는 것인데, 온도가 상승할수록 만생종의 재배가 유리한 것으로 나타났다. 대체로 만생종이 조생종에 비해 성숙기는 늦지만 수량은 많기 때문이다. 가령 신팔달콩을 재배하는 지역에서 대원콩으로의 대체는 신팔달콩의 계속적인 재배에 비해 수량 감소량이 적은 것으로 예측됐다. 신팔달콩을 계속 재배할 경우 2071~2100년 수량은 현재 신팔달콩 수량에 비해 평균 14% 감소하지만, 대원콩을 재배할 경우 5% 감소에 그쳐, 재배품종의 교체로 수량의 감소폭을 상당 부분 줄일 수 있을 것이다. 수량성은 높지만 생육기간이 길어 지금은 재배할 수 없는 품종이 미래에는 재배 가능하게 되므로 이에 맞는 품종 육성이 필요할 것이다. 또한 온난화로 인하여 작물재배 가능기간이 늘어나고 콩을 비롯한 대부분 작물의 생육 기간 단축이 예상되므로, 다양한 이모작 작부체계를 활용하여 토지 이용효율을 높일 수 있을 것이며, 2071~2100년에는 남부지역에서 풋콩류의 2기작도 가능할 것으로 예상된다.

5.3.2.3. 채소

호냉성 채소는 온도가 높아지면 재배 적지를 찾아 이동할 수밖에 없다. 고랭지 여름 배추는 결구기인 7~8월의 평균 기온이 21.5℃까지가 정상 수량이 가능하며 이보다 높아지면 수량이 현저히 감소함에 따라 기후 온난화 시(2℃ 상승) 고랭지배추 안전재배지대는 현재의 20,626 ha에서 6,314 ha로 현저히 감소할 것으로 예측하였다(안재훈 등, 2008).

이인복 등(2008)은 이산화탄소 상승에 따른 지구온난화 환경이 토마토의 생육반응에 미치는 효과를 검토하기 위하여 대기 중 이산화탄소농도(370과 650 ppm)와 온도수준(대기온도와 대기온도+5℃)을 달리하면서 질소 처리수준(68과 204 kg N ha-1) 별 토마토의 생육, 수량 및 과실크기 분포 등을 조사하였다. 토마토의 지상부 중량은 상승 이산화탄소와 상승 온도 조건하에서 증가하였다. 토마토의 과실 수량은 상승 이산화탄소 환경 하에서 증가하였으나, 상승 온도 환경 하에서는 감소하였다. 토마토 과실의 크기분포는 대기온도 증가로 인해 소형과의 비율이 증가하고 대형과는 감소하였으며, 이산화탄소 증가로 인해 소형과는 감소하고 초대형과는 증가하였다. 과실의 당도와 산도는 상승 이산화탄소와 상승 온도 처리로 현저한 차이가 없었으나, 결과적으로 온도 상승은 과실 수량과 과실 크기를 감소시키나, 상승 이산화탄소는 과실 수량과 과실의 크기를 증대시키므로 온난화 환경 하에서 안정적인 토마토 생산을 위해서는 고온 적응성 품종을 육성하거나 새로운 재배기술 개발이 필요하다고 하였다.

5.3.2.4. 과수

지난 세기 우리나라의 겨울철 기온상승은 낙엽과수의 발아, 개화 등 봄철 생물계절에 큰 영향을 준 것으로 보고되었다. IPCC 기후시나리오에 의하면 이런 추세는 더욱 가속화 될 것으로 예상된다.

우리나라에서 사과를 재배하는 지역의 연평균기온은 13.5℃ 이하이다. 이보다 온도가 높아지면 사과의 재배적지가 될 수 없다. 사과의 자발휴면타파에 요구되는 온도는 7℃ 이하로서 0.6~4.4℃가 알맞으며, 휴면타파에 요구되는 저온기간은 1,400시간이다(농업기술연구소, 1990). 이와 같은 조건을 충족하지 못하는 지역에서는 사과가 재배될 수 없을 것이다. 또한 사과 착색과 관련이 있는 안토시안 생성은 성숙기 기온과 부의 상관이 있으며, 당도는 일조시간이 길수록 높아지고, 생리적 낙과율은 평균기온이 높은 경우에 높은 경향을 보인다(서형호, 2002; 2003). 이와 같은 환경 변화에 대한 품질 및 생리적 반응을 기초로 하여 미래 기후 하에서 사과 재배 적지의 변화를 예측한 것이 그림 5.28이다(원예연구소, 2006). 생육기 온이 상승함에 따라서 사과재배적지는 남쪽에서 북쪽으로, 해안에서 내륙으로, 평지에서 산지로 점차 축소되어, 평균기온이 3℃ 정도 상승하게 되면 대부분의 지역이 사과 재배에 적합하지 않은 것으로 예상되는 것으로 예측되고 있다. 한편, 김수옥 등(2009)은

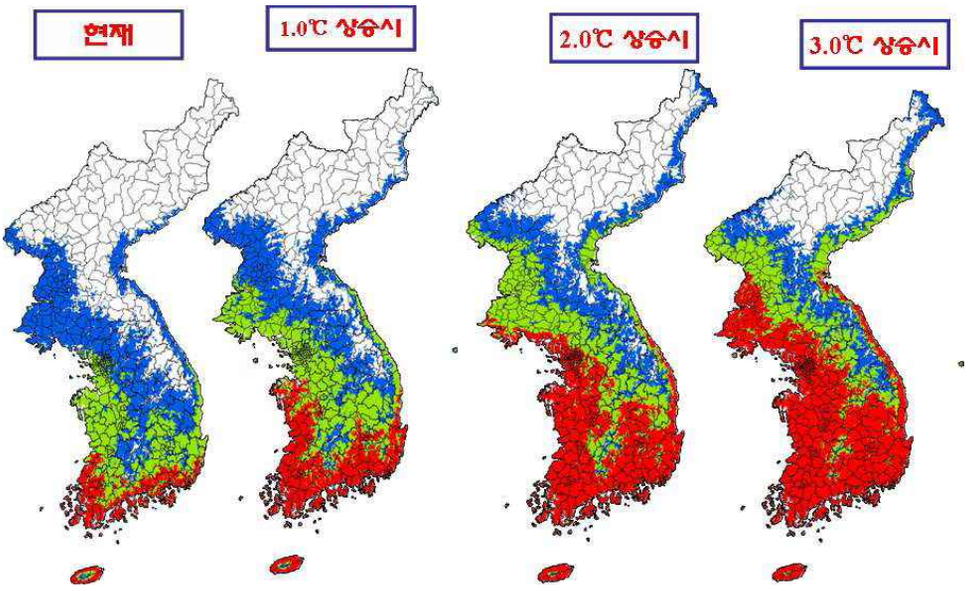


그림 5.28. 기후변화에 따른 사과 재배적지의 변화(원예연구소, 2006).

지표피복, 경사도, 토성 등 토지 관련 특성, 월동기간 중 동해위험도, 늦서리 피해위험도, 생육가능기간 등 기후조건, 과피의 색택, 과형지수 등 품질조건 등을 고려하여 현재 평년기후 및 A1B 기후 시나리오에 의한 미래 평년 조건에서 사과 후지의 재배적지 변화를 검토하였다. 현재평년의 경우 전국의 6.5%가 후지 재배적지에 해당하였고 2011～2040년 평년기후에는 전국의 약 1.8%, 2041～2070년 평년에는 0.3%, 2071～2100년 평년에는 전국의 0.1%까지 감소할 것으로 예측하였다. 이와 같은 분석에는 사과 품종, 재배방법 등에 따른 환경반응의 변이를 고려하지 못한 것으로 보다 정확한 결론을 내기 위해서는 사과의 기후환경에 대한 생리·생태적 반응에 대한 종합적인 연구결과를 바탕으로 결론을 도출하고 적응을 위한 전략을 수립할 필요가 있다.

휴면심도는 월동 중인 과수 꽃눈의 생리적 내동성을 나타내기에 적합한 대체변수이다. 정유란과 윤진일(2008)이 국내 재배면적이 가장 많은 포도 “Campbell Early” 품종에 맞게 조정된 휴면심도모형에 SRES A2 시나리오를 근거로 예측한 미래 100년간 기온자료를 적용하여 내생휴면 및 강제휴면 해제일 분포를 남한 전역에 대해 270 m 해상도로 작성하였다. 이 결과에 의하면 현재 평년에 남한면적의 58%를 차지하는 내동성 유지기간 60일 이상인 지역이 30년 후에는 40%, 60년 후에는 14%, 90년 후에는 약 2%로 줄어들어 강원도 산악 일부에서만 “Campbell Early”의 정상적인 월동이 가능할 것으로 예측되어, 지구온난화에도 불구하고 월동과수의 내동성 유지기간 단축에 의해 실제 월동가능지역은 감소하여 재배적지가 크게 감소할 것으로 예상하였다(그림 5.29).

한편 정유란 등(2009)은 겨울철 휴면심도와 동해유발온도에 근거하여 복숭아 ‘장호원황도’ 품종의 동해위험지수를 현재 평년(1971～2000년)과 IPCC SRES A2 및 A1B 시나리오에 근거하여 예측한 미래의 기후조건에서 동해위험의 지역적 분포를 파악하여(표 5.8), 현재 평년(1971～2000) 기후조건에서는 전 국토의 4%가 안전지대, 88%가 동해위험 경계지대, 8%가 위험지대로 추정되었고, 미래의 기후 조건에서는 모두 경계지대가 줄어드는 반면 안전지대와 위험지대가 다같이 증가하는 것으로 예측하였다.

김승희 등(2010)은 IPCC SRES A1B에 근거하여 예측한 미래의 기후조건에서 감귤 재배지역 변화를 검토하였다. 기온이 상승함에 따라서 제주도의 감귤 재배지는 해발 200 m이하 해안·평지에서 250～350 m 산간지 및 산지로 이동될 것으로 예측하였다. 연평균기온이 2.0℃ 정도 상승하는 2040년경에는 연평균기온 15.5℃ 이상이 되는 감귤 재배 적합지 면적은 현재보다 36배 확대될 것으로 추정하였다. 그리고 기

그림 5.29. 겨울 기간 중 내동성 유지기간 6일 이상인 지역의 연대별 변화 예측(좌로부터 각각 1971 ~ 2000, 2011 ~ 2040, 2041 ~ 2070 및 2071 ~ 2100년에 대한 예측임)(정유란과 윤진일, 2008).

표 5.8. 현재 및 미래 평년 기후 조건에서 계산한 동해 위험도 지수를 근거로 하여 분류한 복숭아 "장호원황도" 품종의 동해 안전지대, 경계지대 및 위험지대의 전 국토에 대한 백분율(정유란 등, 2009).

기 간	기 후	동해 위험도 분포(%)		
		안전[1)]	경계	위험
1971 ~ 2000	관측	4	88	8
2011 ~ 2040	A1B[2)]	6	73	21
	A2	15	70	15
2071 ~ 2100	A1B	14	44	22
	A2	55	27	18

1) 안전; 위험도10%, 경계; 10≤위험도25%, 위험; 위험도≥25%

2) A1B, A2는 각각 IPCC SRES 온실기체 방출 시나리오에 근거하여 예측한 미래 기후를 의미함

온이 상승함에 따라 감귤 재배지는 남쪽(제주도)에서 북쪽으로 재배지대가 확대되어 2040년경에는 남해안 도서지방, 전남 및 경남 평야지대 까지 재배지가 북상할 것으로 예측하였다(그림 5.30).

온난화가 진행되면서 과거에는 우리나라에서는 재배가 불가능하였던 열대작물의 재배가 가능해지면서 재배면적도 점차 확장되고 있고, 앞으로는 다양한 종류의 열대과일의 재배가 가능해질 것으로 예상된다. 열대과수 가운데 구아바, 아보카도, 아떼모야, 망고, 용과, 파파야 등은 현재 제주에서 가온 및 무가온 시설재배로 생산되어 판매되고 있어 제주가 가장 먼저 열대과수의 재배지역이 될 것으로 판단하고 있다(한국농촌경제연구원, 2009). 서형호 등(2009)이 IPCC SRES A1B에 근거한 기후변화 시나리오를 이용하여 제주를 제외한 육지부의 향후 열대과수 재배 가능성을 분석하였다. 열대과수 중 가까운 미래에 재배 가능성이 높은 구아바의 경우 현재 기후조건에서는 극히 적은 면적이 재배 가능지역으로 분류되나 40년 후(연평균기온 2℃ 상승)가 되면 전남 및 경남 남부 해안지역을 위주로 재배 가능지역이 확대되고, 70년(연평균기온 3℃ 상승)이 되면 서해안 및 동해안을 따라 재배 가능지역이 더욱 확대될 것으로 예상하였다. 또한 구아바 외에도 아보카도, 아떼모야, 망고, 용과, 파파야의 재배가능지역도 점차 북상하며 구아바・아보카도, 아떼모야・망고, 용과, 파파야 순으로 재배 가능지역의 북상 속도가 빠를 것으로 예상하였다.

5.3.3. 병・해충・잡초 발생

지구온난화로 대표되는 온도 상승과 이산화탄소 증가로 식물의 우점종이 교체되고 있으며, 천적 생물들의 군집은 약화됨에 따라 해충의 폭발 가능성이 높

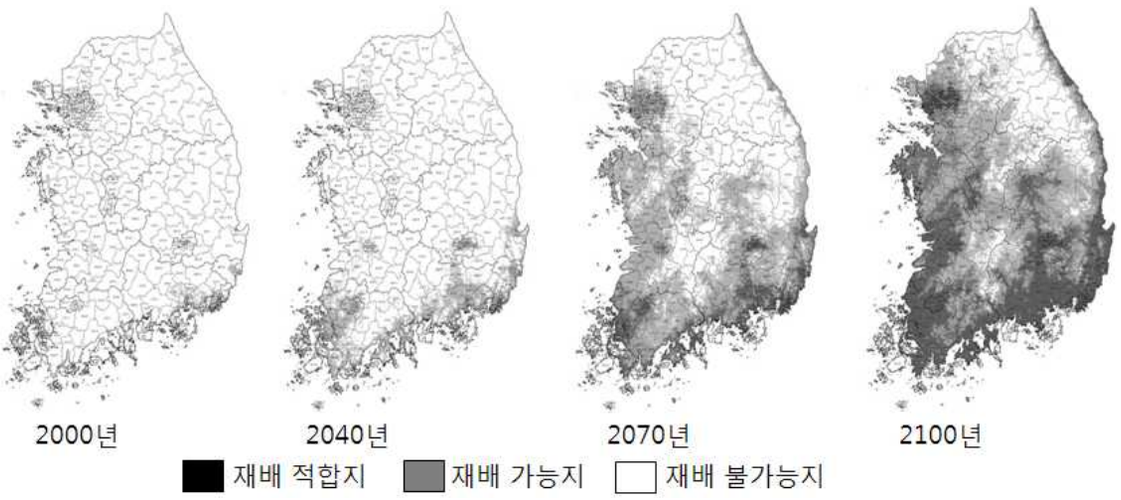


그림 5.30. 감귤의 기후학적 재배적지 구분 변동 예측도(김승희 등, 2010).

아지고, 이에 따라 작물 생산에도 영향이 미칠 것으로 예측되고 있다(IPCC, 2007b). 온대 기후대에 속한 한반도는 이러한 온난화의 진행에 따라 점진적으로 아열대성 기후대로 변화하게 되어 우리나라에서 재배 가능한 농작물 종류 및 재배 작형이 변화되고 그에 따른 병·해충·잡초 발생양상도 달라질 것으로 전망된다. 주요 작물 재배지에서 식식성 곤충의 군집 구조 및 작물에 대한 영향이 변화하고, 열대·아열대에 제한되어 서식하던 곤충의 분포가 우리나라로 확대되어 토착화 할 가능성이 열릴 수 있을 것이다. 또한 월동 기간 중의 높은 온도는 주요 해충들의 월동 사망률을 낮추고, 월동이 불가능 하였던 곤충들의 월동 가능성을 높일 수 있을 것이며, 주요 작물 재배 기간의 높은 온도는 해충들의 발육기간을 단축시켜 연간 세대수 증가, 천적 등 생물상의 변화를 동반하게 하여 주요 작물에서 돌발적으로 대발생하여 심각한 경제적 피해를 유발할 수 있을 것이다(박지두 등, 2010). 그러나 기후변화가 병·해충·잡초 발생에 미치는 영향에 대한 연구는 매우 미진하며 대부분 기상조건과 병해충 발생변동에 관한 연구가 이루어져 왔다.

윤성철 등(2010)은 지구온난화에 따른 주요 원예작물의 병·해충의 발생 양상 구명을 위해 고추의 병해인 탄저병, 역병, 세균성 풋마름병, 점무늬병, 해충으로는 고추의 주요 해충인 복숭아혹진딧물, 담배나방, 꽃노랑 총채벌레에 온도 상승(3～5℃) 또는 높은 이산화탄소 농도(700 ppm) 환경에서 이들 병·해충·잡초의 발생 변화 양상을 실험적으로 검토하는 한편 모델을 이용하여 미래의 기후 조건에서 이들의 변화 양상을 예측하였다. 미래 기후 조건에서 고추 병해의 변화는 이산화탄소 증가보다는 온도 상승이 주요인이라고 여겨지며, 위의 4가지 주요 병해 중에서 세균병인 풋마름병과 점무늬병 발병이 상대적으로 더 극심해 지리라 예상되며, 탄저병 및 역병도 온도와 국지적인 강우량 증대에 따라 지속적으로 증가될 것으로 예상하였다. 기온 및 엽면습윤시간을 변수로 하는 탄저병 감염 예측 모델을 이용하여 감염위험에 따른 농가 살균제 살포 권장 횟수로 탄저병 발병 위험도를 예측 평가하였는데(그림 5.31), 2011년의 약제 살포 예상 권장 횟수는 주요 고추 생산 지역별로 3～5회인 반면, 2100년에는 2～3회 증가되고, 특히 동해안과 남해안 지방은 최고 7회까지 증가가 예상되어 향후 경북 및 전남북 주요 고추 산지에서 탄저병 발병이 점차 증가되리라 예상하였다.

한편 역병의 경우 2011년의 초발일은 고추 산지별로 5월 중순～6월 중순인 반면, 2100년에는 4월 중순부터 발병이 시작되어 초발일이 30～35일 앞당겨질 것으로 예상하였다. 특히 경기, 서해안, 전남 지방의 역병 초발일이 급격히 앞당겨질 것으로 예상하였다(그림 5.32).

호주의 CSIRO에서 개발한 해충 개체군 변동모델인 DYMEX 및 CLIMEX를 이용하여 미래 기온 상승 조건에서 고추 가해 주요 해충들의 개체군 밀도, 발

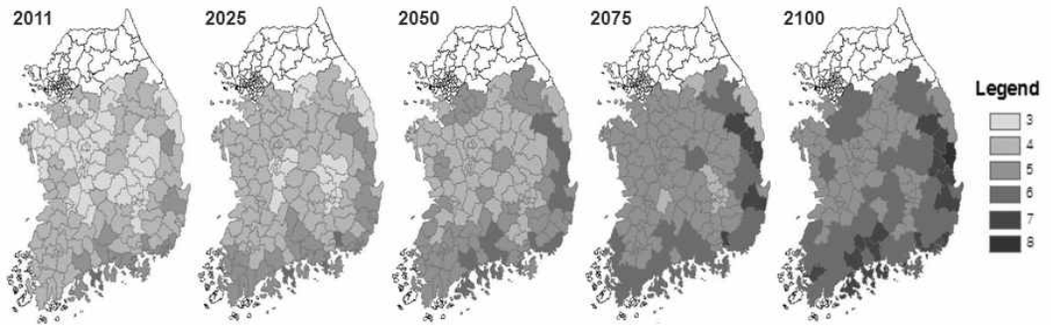


그림 5.31. IPCC SRES A1B 시나리오에 따른 2010 ~ 2100년 고추 탄저병 약제 권장 살포 횟수 증가 예측(윤성철 등, 2010).

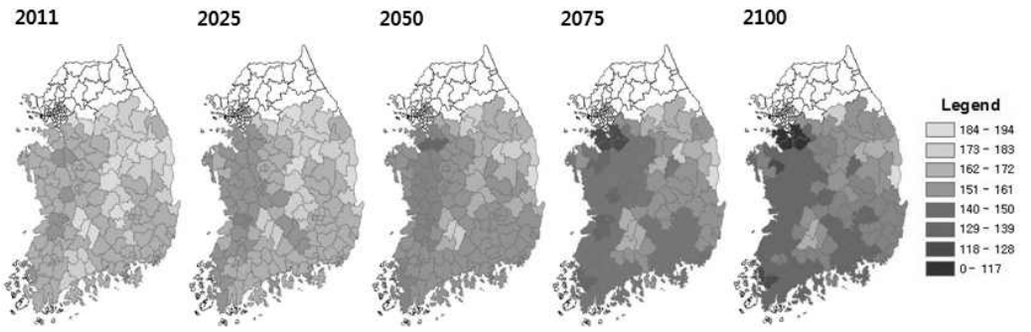


그림 5.32. IPCC SRES A1B 시나리오에 따른 2010 ~ 2100년 고추 역병의 최초 발병일 단축 예측(윤성철 등, 2010).

생시기, 발생횟수 등을 예측하였다. DYMEX를 이용하여 1970년과 2070년의 개체군 크기에 대한 모델링 결과 복숭아혹진딧물은 약 27배의 개체군 증가가 예상되고, 담배나방은 온도에 따른 발육율의 차이가 매우 작기 때문에 개체군의 큰 증가가 생기지는 않지만 최초발생시기가 한 달 가량 단축되는 것으로 예측되며, 꽃노랑총채벌레는 발육율이 높아, 성충이 24배, 유충이 27배 정도 증가하는 것으로 예측하였다. 또한 CLI-MEX를 이용하여 서울, 인천, 강릉, 부산의 4개 지역에서 진딧물의 성충 성장 잠재력지수를 모의한 결과 강릉지역에서 현재 대비 지수값이 가장 큰 폭으로 상승하여, 향후 강릉지역에서의 진딧물 문제가 심각하게 증가하리라 예상된다고 하였다.

혹명나방은 비래해충으로 국내로 비래한 혹명나방은 현재까지는 연 3회 발생하는 것으로 알려져 있으나, 평균기온이 현재보다 2 ~ 3℃ 상승할 경우 국내로 비래한 혹명나방은 벼 수확 전에 4화기까지 발생할 가능성이 있는 것으로 예측되었다(김광호 등, 2010).

지구 온난화에 따른 잡초의 발생 변화에 대한 종합적인 연구는 거의 없다. 다만 윤성철 등(2010)이 논 잡초 1년생인 피, 물달개비와 다년생인 올방개, 벗풀에 대하여 포장, 온실 및 생장상에서 실험을 실시하여 미래 온도 상승 조건에서 주요 논 잡초의 출아 및 초기생육이 촉진됨을 확인하였고, 이에 따라서 제초제의 처리시기를 현재보다 2 ~ 4일 이상 앞당겨서 실시해야 될 것으로 예측한 연구 결과가 있을 뿐이다.

5.4. 적응

앞에서 살펴본 바와 같이 기후변화에 따라서 농업기후자원의 변화, 이에 따른 식물계절, 작물의 재배적기 및 재배적지, 기상재해 및 병・해충・잡초 발생양상 등에 많은 변화가 있었으며 또한 미래에도 많은 변화가 예상된다. 이와 같은 변화에 효과적으로 대응하기 위해서는 세밀한 장단기적 적응 전략을 수립하여 착실히 이행하여야 한다. 농촌경제연구원(2009)에서는 기술개발, 기반시설관리, 경제적 수단, 법제도 정비, 인력양성, 모니터링, 농가적용기술 경영 등 농업부문 전반에 대한 적응대책 로드맵을 제시하였다(표 5.9). 여기서는 기후변화 적응을 위한 기술개발

분야에 대해서만 지금까지 보고된 내용을 종합하여 정리하여 다음과 같이 정리하였다.

5.4.1. 단기적 적응

지역 기후의 상세한 파악과 이에 따른 적응 작부체계 개발 및 보급, 작물의 재배시기 및 비배관리 표준의 재설정 및 보급 등이 단기적으로 이루어 져야할 과제이다. 예를 들어 향후 기후 전망에 의하면 벼 출수기가 빨라지고 등숙 온도가 높아져서 수량과 품질 저하가 우려되므로 과거보다 숙기가 늦은 품종을 재배하거나 이앙 시기를 조절하여 출수기를 늦추어서 쌀 수량과 품질의 저하를 막아야하는데(Seo et al., 2010), 이를 위해서는 지역별 표준 재배법에 대한 재검토와 보급이 조속히 이루어져야 한다.

온도 상승에 따라 고온적응력이 높은 잡초가 번성할 가능성이 있으며, 유해 병원균과 해충의 경우 생육가능기간이 크게 연장되고 겨울이 짧아 월동이 용이해지기 때문에 연중 발생세대수가 증가되어 농업의 안정성을 위협할 것이다. 또한 위생 병해충 증가는 가축의 질병을 더 많이 야기할 수 있을 것이다. 따라서 병해충 및 잡초 발생 정밀 예찰 시스템의 조기 개발 및 예방 대책 수립이 필요하다.

5.4.2. 중장기적 대응

5.4.2.1. 작물의 지역별 재배치

기후변화 시나리오에 따라서 중장기적 작물 재배치 계획과 점진적 이행이 필요하다. 예를 들어 사과, 배 등 온대과수는 지구온난화로 재배지역의 현저한 변동이 요구되므로 과수의 주산단지에 대한 재배치 계획과 이행 계획 수립이 필요하다. 또한 아열대화 대비 대체작물 연구도 강화되어야 하는데, 감귤, 참다래, 유자, 무화과 등 노지과수의 내륙 적응성을 검토하고 지역별 적응품종을 선발 및 육성하여 중남부 지역의 온대과수 대체 효과를 산정하여야 한다. 그리고 망고, 파파야, 파인애플 등 열대성 과일의 나지지역 적응성 검토 및 재배한계 검정도 수행하여 난지과수 재배지 북상(재배면적 확대)에 대비한 신수요 작물의 선발이 필요하다(심교문 등, 2008). 또한 벼의 2기작 재배에 대한 검토도 필요하다.

5.4.2.2. 기후변화 적응 품종의 개발

지구온난화에 따른 바람직한 작물의 특성은 어떠한 경우에도 고온과 고농도의 CO_2에 효율성이 높아서 CO_2 고정능력이 큰 특성을 지닌 품종이 요구된다. 현재는 지역에 따라 무상기간에 맞춘 조숙성과 생육기간이 짧은 특성을 중요시 해 왔는데, 지구온난화에 의한 고온 및 높은 CO_2 농도조건하에서는 바이오매스 증대와 더불어 수량 증진을 해야 하기 때문에 영양생장기에는 고온을 경과시키고, 생식생장기에는 비교적 낮은 온도에서 경과되도록 이에 알맞은 형질을 가진 품종육성이 중요하다(윤성탁, 2005).

작물의 지역 및 기후적응성은 현재까지는 광역적 응성이 요구되었으나, 생태계의 변화에 따른 특징적인 지역기후가 나타나게 되면, 각 기후에 알맞은 특정지역 적응형 작목 또는 품종 육성이 바람직할 것으로 예상된다. 예측하기 어려운 기후변화가 예상됨에 따라 현재의 병충해 저항성품종에 더하여 수평저항성 품종이 유리 할 것으로 판단된다(윤성호 등, 2001). 한편 미래의 기후 조건에서는 성숙기 고온 장해, 밭작물의 한발 등 기상재해에 대한 저항성 품종이 요구되며, 온대 과수의 경우 저온요구도(1,200 ~ 1,500시간, 50 ~ 62일) 부족이 예상된다. 따라서 온대과수의 저온요구도의 단축이 절실한데, 저온요구도가 아주 낮은 미국 플로리다주 사과 Anna 품종의 유전적 형질을 도입하는 것도 하나의 대안일 수 있고, 고랭지 채소는 기온상승에 따른 재배지 이동이 불가피하므로, 해발 600 m 이상의 고랭지 작물중심으로 평난지 재배 등 광지역 적용 가능한 품종개발 및 육성이 필요하다(심교문 등, 2008).

작물의 경쟁력은 작물기간의 연장과 기후의 다변화 그리고 병충해 발생의 증대 등을 고려하면 간・혼작에 적합한 품종육성을 통하여 토지이용효율을 높이는 것도 이에 대한 대처방법이 될 것으로 생각된다. 또한 작물기간의 연장에 따라 현재의 저위도 지

표 5.9. 농업부문 온난화 적응대책 추진 로드맵(한국농촌경제연구원, 2009).

적응방안	기반구축단계 (2009 ~ 2013)	도약단계 (2014 ~ 2019)	정착단계 (2020 ~ 2030)
기술개발 (R&D)	· 소비다수성 · 내열성 신품종 개발 · 시비 · 파종 등 재배기술 보급 · 재배적지 및 작물 분포도 작성 · 온난화영향 생리적 규명 연구 · 병해충 · 잡초방제예측 모델 개발 · 조기경보시스템 개발 및 활용 · 가뭄 · 홍수 등 재해대비 수자원 관리시스템 개발	· 온난화 적응 품종 보급 · 온난화 적응 정보제공 및 교육 시스템 구축 · 작물형질 전환 평가연구 추진 · 조기경보시스템 정교화 · 물이용효율 최적화설비 활성화 · 가뭄 · 홍수 등 재해대비 수자원 관리시스템 활성화	· 온난화 적응 시스템 구축 · 온난화 활용 농업 생산 시스템으로 전환 · 작물형질전환 평가 시스템 구축 · 조기경보시스템 구축 · 영농시뮬레이터 보급 · 가뭄 · 홍수 등 재해대비 수자원 관리시스템 활성화
기반시설 관리	· 논 · 밭 탄소감축 기술보급 · 무경운농법 기술 보급 · 물 절약형 관개기준 설정 · 농업기반시설의 현대화 · 시설원예 에너지 저감 기술 보급	· 논 · 밭탄소감축 활성화 · 무경운농법 확대 · 물 절약형 관개기준 보급 · 농업용수관리자동화 구축 · 시설원예 에너지 저감 기술 확대	· 논 · 밭 탄소감축 활성화 · 무경운농법 정착 · TMTC시스템 구축 · 시설원예 에너지 저감 융합기술 확대
경제적 수단	· 저탄소 적응농법 실천 저탄소직불금 도입 검토 · 절수 투자 인센티브 도입 · 고효율 관개시스템 지원	· 저탄소 적응 메뉴방식 직불제 확대 · 절수 투자 인센티브 활성화 · 농업용수사용료 도입검토	· 저탄소 적응농법 실천 탄소직불금 활성화
법제도 정비	· 농업재해보험제도 확대 · 풍수해보험제도 확대 · 농가소득안정 프로그램 운용 · 온난화대책위원회 설치 · 농작물 피해정산시스템 도입 · 지역농업농촌장기발전계획 수립 · 주산지 특별 대책반 운용	· 농업재해보험제도 활성화 · 풍수해보험제도 활성화 · 농가소득안정화 프로그램 정착 · 온난화대책위원회 운영 · 농작물 피해량 산정 및 지원시스템 구축 · 지역농업농촌장기발전계획 정착	· 농업재해보험제도 활성화 · 풍수해보험제도 활성화 · 농가소득안정화 프로그램 정착 · 온난화대책위원회 운영 · 농작물 피해량 산정 및 지원 시스템 정착
인력양성 홍보교육	· 위험관리 전문농업인 육성 · 위험관리 전문컨설턴트 육성 · 농작물재해보험 및 위험관리에 대한 농가교육 확대	· 위험관리 전문 농업인 육성 · 위험관리 전문 컨설턴트 활용 · 온난화 적응 매뉴얼 보급 · 적응 교육시스템 구축	· 위험관리 전문농업인 육성 · 온난화 적응 매뉴얼 보완 · 관련 주체별 온난화 적응 체계적 교육 시스템 구축
모니터링	· 생산성 예측 및 생물상 변화 등 영향평가 모델 도입 · 농업생태계 모니터링 시스템 구축	· 생산성 예측 및 생물상 변화 등 영향평가 모델 활용 · 작물생육환경 영향평가 시스템 운용 · 세계 식량 수급 중장기 예측	· 대체 용수사용에 따른 작물 생육 및 환경 영향평가 시스템 구축 · 세계 식량수급 중장기 예측
농가적용 기술경영	· 작물 성장속도 조절, 온실경작, 농약과 잡초의 조절 · 기후변화에 적합한 작물재배 · 알칼리 토양개선 등을 통한 토양 비옥화 · 농가단위 용수관리설비 설치 · 위험회피 작물 보험 활용	· 알칼리 토양개선 등을 통한 토양 비옥화 · 물 이용 효율 제고를 위한 관개스케줄 작성 · 소득 안정화 프로그램에 참여 · 작물다각화 등을 통한 농가소득원 다양화	· 적당한 기후로의 재배적지 전환 · 알칼리 토양개선 등을 통한 토양 비옥화 · 물이용 효율 제고를 위한 관개스케줄 작성

역에서는 조생종보다는 만생종이 수량증대에 유리할 것으로 생각되며, 또한 지구온난화는 작물재배기간을 연장시킴으로써 비교적 고위도 지방에서는 생산성 증가, 저위도 지방에서는 고온발생의 가능성이 크고, 이에 따라 수분·수정 등 생리장애가 우려되므로 작부체계의 변경과 내고온성 품종 개발에도 신경을 써야 할 것이다. 콩 또는 괴경작물의 경우에는 작물기간의 연장에 따라 무한 신육형이 보다 더 증수가능성이 클 것으로 예측된다(윤성탁, 2005).

5.4.2.3. 유해생물군에 대한 대응

병충해는 기온상승과 작물기간의 연장으로 더욱 극심 해질 것으로 예상된다. 현재는 농약의 의존도가 높아 병충해 저항성 품종 육성 및 이에 대응한 작부체계에 대한 필요성의 절실함이 다소 가려져 있었으나 앞으로는 탈농약의존농업으로의 사회적 분위기로 병충해 저항성 품종육성이 절실한 것으로 예상된다. 잡초는 고온과 작물기간의 연장으로 농경지에서는 잡초의 번무가 더욱 극심해질 것으로 예상된다. 또는 아열대 및 열대잡초가 침입하거나, 토착 잡초 가운데 월동이 가능한 것들이 생기고 또 숙근류의 상당수가 월동이 가능해지면, 잡초방제는 지금보다 훨씬 복잡하고 어려운 양상으로 변할 것이다. 지구온난화가 주도하는 기후변화는 어느 시간과 공간에 머물지 않고 계속 가속도로 진행될 것으로 예상되기 때문에 이에 따른 새로운 잡초종의 출현에 대한 대책을 마련하여야 할 것이다. 아열대 및 열대잡초 등 외래 잡초의 국내유입방지에도 한층 노력을 기울여야 할 것이다(윤성탁, 2005).

5.5. 시사점 및 향후 연구 방향

5.5.1. 시사점

기후변화는 자연환경에 가장 크게 영향을 받는 농업에 지대한 영향을 미칠 것으로 예상되므로 선진 각국에서는 이미 오래 전부터 지구온난화가 농업생태계 및 농업 생산성에 미칠 직·간접적인 영향의 평가와 대응책 마련을 위한 종합적인 연구에 많은 투자를 하여 왔다. 그러나 우리나라는 최근에 와서야 그 중요성을 인식하고 연구 개발에 투자하기 시작하는 단계로 농업에 미치는 영향을 종합적으로 판단하기에는 자료가 매우 미흡한 상태이다.

대기 중의 탄산가스 농도 증가와 온도의 상승은 작물의 광합성에 의한 물질 생산, 동화물질의 각 기관으로의 배분, 발육속도, 물의 이용효율 등에 영향을 주어 작물의 생산성에 직접적인 영향을 미칠 것이며 지금까지의 연구 결과에 의하면 예상되는 미래의 기후조건에서 벼, 콩 등 우리나라 주요 작물의 생산성 및 품질 저하와 연차에 따르는 생산성 변동성이 커질 것으로 예상된다.

지구온난화는 농업기후 자원의 지리적 및 계절적 변화를 초래하여 농업기후지대의 변화, 이에 따른 작물 적응지역의 변화, 잡초, 병충해 등의 발생 및 발생량의 변화, 토양 비옥도의 변화, 한발 정도의 변화 등 농업생산에 간접적인 영향을 미칠 것이다.

지구온난화로 대표되는 미래의 기후 변화는 우리나라 농업 생산에 지대한 영향을 미칠 것이 자명하나 그 영향 평가 기술과 적응을 위한 재배기술, 품종 육성, 잡초, 병해충 예찰 및 방제 기술 등에 대한 연구 개발은 초보적 단계에 있는 실정으로 농작물 생산에 미칠 국지적인 영향을 정량적으로 파악할 수 있는 기술을 확보하고, 그 영향을 구체적으로 평가하여 대응책을 마련하는 것은 한반도 식량안보를 위하여 시급하고 중요한 과제이다.

5.5.2. 향후 연구 방향

지구온난화에 따른 우리나라 농업기후자원 변화 예측, 이에 따른 농작물의 적응지역 및 생산성 변화, 잡초·병·해충 발생 변화 등의 예측 및 영향평가 기술을 개발하여 기후변화 적응 전략수립을 위한 정책적 대응방안이 제시되어야 한다.

지구온난화로 발생 빈도와 심도가 증가할 것으로 예상되는 고온장해, 한발, 침관수, 바람 등에 의한 기상재해 피해 기작 해석 및 저감 기술을 개발하여 기상재해에 의한 피해를 완화하여야 한다.

표 5.10. 온난화 대응 단계별 연구개발 로드맵(한국농촌경제연구원, 2009).

적응방안	기반구축단계 (2009 ~ 2013)	도약단계 (2014 ~ 2019)	정착단계 (2020 ~ 2030)
작물분야	・기후변화 따른 농업형질동정 및 우량유전자원 탐색 ・온난화에 따른 재배작기 및 작형, 품질영향평가 및 재배기술 개발 ・새로운 문제 병충해모니터링 및 예찰기술 개발 ・이상기상에 따른 식량작물 재해양상 및 경감기술 개발	・고온등숙 품종 등 대응품종 및 품질유지기술 개발 ・온난화 단계별 재배관리 기술 개발 ・기상재해 요인별 피해특성 구명 및 경감기술 개발	・온난화 대응 육성 신품종의 농가보급 및 작물별 산업화 육성 ・온난화 적응 재배기술 및 병충해관리기술 보급 및 현장실증 ・이상기상에 다른 벼 피해 경감 기술 개발
원예분야	・고온적응성, 내재해성 신품종 육성을 위한 자원평가 및 기초조사 ・유전자원수집 평가 및 국내외 국제공동연구 강화 ・원예작물 영향평가 연구방법 확립, 원예작물 재배지대 설정 ・채소・과수의 최적 재배적지분포도 작성	・고온적응성, 내재해성 유망계통 및 재배평가, 지역적응시험 실시 ・온난화 단계별 재배관리기술 개발 ・주요 채소, 과수 재배 품종별 재배적지 변동 평가	・고온적응성 및 내재해성 신품종 육성 농가 보급 및 산업화 육성 ・기후변화 영향평가를 위한 주요 원예작물별 환경생리반응 연구 ・신재생에너지를 이용한 온난화 대응 저투입 고효율 재배기술 실용화
열대・아열대 분야	・열대/아열대 유전자원 활용 신소득작물 개발기반 구축 ・열대/아열대작물 수집 및 국제 협력체계 구축(오끼나와, 미얀마 등) ・영향평가 연구 개념 적립, 연구방법 확립, 농작물 재배지대 설정 ・최적 재배적지 분석 및 기후변동 평가(작물별 적지지도 변동 작성)	・열대/아열대 수집 유전자원 적응성 검토 ・선발 작목의 지역 적응시험 및 재배관리기술 개발 ・열대/아열대의 기후 재배적지 구분	・개발 신소득 작목 재배확대를 위한 시범사업 및 브랜드 산업화 육성 ・기후변화 작물 취약성 지도 및 작물 재해지도 작성 ・온난화 대응 재배 기술 매뉴얼 작성 보급 ・개발도상국 열대/아열대 농업 전문가 교육 및 교류
연구 인프라	・기후변화 종합연구 연구동 검토 및 추진	・기후변화 연구동 건립 및 운용	・기후변화 연구동의 적응분야 연구 전진기지화

지구온난화로 변화된 기상생태 환경에 적응할 수 있는 신품종 육성 및 외래 작물 도입, 고온・한발・침관수 등 미래의 기후변화로 빈발할 것으로 예상되는 기상재해 내성 품종 육성 등 기후변화 적응을 위한 새로운 작물 도입 및 신품종 육성을 통하여 농작물 생산의 안정성을 향상하여야 한다.

지구온난화로 변화된 생태환경에 적응할 수 있는 작부체계, 재배시기, 비배관리기술, 잡초・병・해충 관리기술과 온실가스발생 저감형 작물생산 기술의 개발을 통한 농작물 생산 안정성 및 기후변화 대응력을 향상하여야 한다.

이 외에도 한국농촌경제연구원(2009)은 작물분야, 원예분야 및 열대・아열대 분야의 온난화 대응 단계별 연구개발 로드맵을 표 5.10과 같이 제시하였다.

참고문헌

고지연, 이재생, 정기열, 최영대, E. P. Ramos, 윤을수, 강항원, 박성태, 2008: 벼보리 이모작 재배에서 보리짚 처리 방법이 벼재배시 온실가스 배출에 미치는 영향, *한국토양비료학회*, **41(1)**.

국립기상연구소, 2004: 기후변화협약 대응 지역기후 시나리오 산출기술개발(Ⅲ), 권원태 외 12명, 기상연구소보고서 MR040C03, 510.

국립기상연구소, 2007: 기후변화협약대응 지역기후시나리오 활용기술기발(Ⅲ), 국립기상연구소, 599.

국립기상연구소, 2008: 기후변화협약대응 지역기후시나리오 활용기술기발(Ⅳ), 국립기상연구소, 355.

국립기상연구소, 2009: 기후변화 이해하기 II, 국립기상연구소, 104.

권오상, 김창길, 2008: 기후변화가 쌀 다수변화에 미치는 영향: 비모수적 및 준모수적 분석, *농업경제연구*, **49(4)**, 45-64.

권원태, 2005: 기후변화의 과학적 현황과 전망, *한국기상학회지*, **41,** 325-336.

권원태, 2006: "한반도 기후변화현황, 전망과 기업 대응", 기상연구소.

권은영, 송기철, 윤진일, 2005: 기온자료에 근거한 주요 포도품종의 휴면해제 및 발아시기 추정, *한국농림기상학회지*, **7(3)**, 185-191.

권은영, 정재은, 정유란, 이승종, 송기철, 최동근, 윤진일, 2006: 포도 동해위험 판정기준으로서 온도시간 기반의 휴면심도 이용, *한국농림기상학회지*, **8(1)**, 1-9.

김건엽, 송범헌, 홍석영, 고병구, 노기안, 심교문, 장용선, 2008: 고추재배에서 토성별 토양수분, 토양온도, 무기태 질소 변화에 따른 CO_2 배출량 평가, *한국토양비료학회*, **41(6)**, 393-398.

김광호, 이상계, 박홍현, 이용환, 이준호, 박은우, 강범용, 조기종, 김태홍, 김주희, 2010: 이상고온에 따른 병해충의 작물별 피해율 산정 기준 설정 연구, 농촌진흥청, 2009년도 국가농업 R&D 시험연구사업보고서 Agenda 5. 기후변화대응 미래농업기술 개발, 387-506.

김덕수, 신진철, 류점호, 2000: 기온변이에 따른 다수성 품종 "다산벼"의 생육특성 분석, *한국농림기상학회지*, **2(2)**, 41-46.

김수옥, 정유란, 김승희, 최인명, 윤진일, 2009: 미래 시나리오 기후조건하에서의 사과 '후지' 품종 재배적지 탐색, *한국농림기상학회지*, **11(4)**, 162-173.

김승희, 서형호, 조정건, 전승종, 권영순, 2010: 온도상승에 따른 원예작물의 재배적지영향평가와 적응대책 연구, 농촌진흥청, 2009년도 국가농업 R&D 시험연구사업보고서 Agenda 5. 기후변화대응 미래농업기술 개발, 703-751.

김진희, 윤진일, 2008: 월별 전자기후도를 이용한 생장도일 분포도 제작에 관하여, *한국농림기상학회*, **10(1)**, 1-8.

김춘송, 이재생, 고지연, 윤을수, 여운상, 이종희, 곽도연, 신문식, 오병근, 2007: 기후 변화에 따른 영남지역의 벼 출수적기 평가, *한국농림기상학회지*, **9(1)**, 17-28.

나영은, 이정택, 김명현, 방혜선, 한민수, 노기안, 김민경, 2007: 농업부문의 기후변화 영향 및 적응방안에 관한 국외 동향, *한국국제농업개발학회*, **19(2)**, 9-100.

나영은, 이정택, 김명현, 방혜선, 한민수, 노기안, 김민경, 2007: 농업부문의 기후변화 취약성 평가에 관한 국외 동향, *한국국제농업개발학회*, **19(2)**, 80-92.

남재작, 2007: 시장 메커니즘을 통한 농업환경 문제해결 방법에 대한 이해 - 기후변화협약과 농업의 대응방안, *한국토양비료학회*, **31(0)**, 7-14.

농업기술연구소, 1990: 주요 과수 재배지대의 기후특성, 205.

농촌진흥청, 1981: 수도냉해실태분석과 종합기술대책, 168.

농촌진흥청, 2007: 기후변화 대응 농업환경 영향평가 및 대책.

농촌진흥청, 2008: 농업분야 기후변화대책 추진현황.

농협중앙회, 2008: 농작물재해보험 표준수확량 산출 연구(논벼) 1차년도 보고서, 169.

박종철, 서재환, 김형무, 이귀재, 박상래, 서득룡, 2003: 기상 요인이 보리호위축병(BaYMV) 발생에 미치는 영향, *한국작물학회지*, **48(3)**, 156-159.

박지두, 김민영, 이상길, 신상철, 김준헌, 박일권, 2009: 꽃매미(*Lycorma delicatula*)의 생태 특성 및 약제 살충 효과, *한국응용곤충학회지*, **48,** 53-57.

박홍규, M. Xu, 이경보, 최원영, 최민규, 김상수, 김성곤, 2006: 아열대와 온대 기후 하에서 벼 생육 비교, *한국농림기상학회지*, **8(2)**, 45-53.

삼성경제연구원, 2010: 기상이변의 경제학, *SERI 경제 포커스*, **278,** 23.

서형호, 박희승, 2003: 사과(쓰가루) 품종의 과실 품질에 영향을 미치는 기후요인, *한국농림기상학회지*, **5(4)**, 218-225.

서희철, 김성기, 이영수, 조영철, 2006: 경기북부지역 콩 생산에 미치는 지구온난화의 영향, *한국농림기상학회지*, **8(4)**, 242-249.

소방방재청, 2008: 재해연보.

신중두, 임동규, 김건엽, 박문희, 고문환, 엄기철, 2003: 시비방법별 벼 재배에 따른 전과정평가 방법을 적용한 환경영향 평가, *한국환경농학회지*, **22(1)**, 41-46.

신진철, 김준환, 손지영, 양운호, 이충근, 양원하, 2008: 탄산가스 배출과 국내 작물 생산성의 중요성, *한국농림기상학회지*, **10(2)**, 65-68.

심교문, 김건엽, 노기안, 정현철, 이덕배, 2008a: 기후변화

에 따른 농업기후지수의 평가, *한국농림기상학회지*, **10(4)**, 113-120.

심교문, 김건엽, 정현철, 이정택, 2008b: 지구온난화에 따른 한반도의 농업환경 영향평가와 적응, *2008년 한국농림기상학회 학술발표논문집*, 78-81.

심교문, 윤성호, 정영상, 이정택, 황규홍, 2002: 최근의 기상환경 변화에 따른 가을보리의 수량구성요소 및 생육단계 변화, *한국농림기상학회*, **4(1)**, 38-48.

심교문, 이양수, 신용광, 김건엽, 이정택, 2005: GCM 2xCO_2 기후변화 시나리오에 따른 벼 생산량 변화, *한국농림기상학회 학술발표논문집(2005년 가을)*, 88-92.

심교문, 이정택, 윤성호, 최돈향, 1999: 농업기후지대별 작물생육 유효기온 출현특성에 따른 벼 담수직파 안전작기 설정, *한국농림기상학회지*, **1(1)**, 1-9.

심교문, 이정택, 윤성호, 황규홍, 2000: 가을보리 재배기간중의 기상변화, *한국농림기상학회지*, **2(3)**, 95-102.

심교문, 이정택, 이양수, 김건엽, 2003: 20세기 한국의 농업기상재해 특징, *한국농림기상학회지*, **5(4)**, 255-260.

심교문, 이정택, 이양수, 김건엽, 2004: 최근의 기후변화를 고려한 가을보리 안전재배지대 구분, *한국농림기상학회*, **6(4)**, 218-234.

안재훈, 박창영, 류종수, 전용익, 2008: 지구온난화시 한반도 고랭지 농경지 변동 예측, 2008년 *한국농림기상학회 학술발표논문집*, 82-86.

안중배, 홍자영, 심교문, 2010: 대기-해양-지면-해빙 접합 대순환 모형으로 모의된 이산화탄소 배증시 한반도 농업기후지수 변화 분석, *한국농림기상학회지*, **12(1)**, 11~22.

양승룡, 조용성, 임성수, 모정윤, 2006: 농업부문의 기후변화협약/교토의정서 대응 방안, *농업경영정책연구*, **33(2)**, 475-494.

오성남, 1995: 배증 CO_2 기후가 수도생육에 미치는 영향에 관한 연구, *한국기상학회*, **31(3)**, 267-179.

오성남, 2005: 배증 이산화탄소 기후변화에 대한 벼 경제영향 평가, *한국기상학회*, **41(4)**, 507-517.

윤성철, 조기종, 한민수, 김도순, 2010: 온도상승에 따른 병해충 잡초 영향평가 및 적응대책연구, 농촌진흥청, 2009년도 국가농업 R&D 시험연구사업보고서 Agenda 5. 기후변화대응 미래농업기술 개발, 335-386.

윤성탁, 2005: 지구온난화가 농업생산에 미치는 영향과 대응책, *한국국제농업개발학회*, **17(3)**, 199-207.

윤성탁, 김종환, 김홍열, 2005: 남북농업협력을 대비한 북한기후지역별 다수확 벼 품종 배치 연구, *한국국제농업개발학회지*, **17(4)**, 243-251.

윤성호, 1998: 기후변화에 따른 농업생태계 변동과 대책, *학술발표연구회*, **31(2)**, 313-335

윤성호, 이정택, 2001: 기후변화에 따른 벼 적정 등숙기간의 변동과 대책, *한국농림기상학회*, **3(1)**, 55-70.

윤성호, 임정남, 이정택, 심교문, 황규홍, 2001: 기후변화와 농업생산의 전망과 대책, *한국농림기상학회지*, **3(4)**, 220-237.

윤순진, 2007: 농업과 기후변화의 완화: 에너지 소비와 생산을 중심으로, *한국농촌사회학회*, **17(1)**, 91-127.

윤진일, 1990: 대기중 이산화탄소 배증조건하의 기후시나리오에 의한 국내 쌀생산 추정, *한국기상학회지*, **26(4)**, 263-274.

이경미, 권원태, 이승호, 2009: 우리나라 식물계절 시기의 변화경향에 관한 연구, *한국지역지리학회지*, **15(3)**, 337-350.

이경보, 김종구, 박찬원, 신용광, 이덕배, 김재덕, 2005: 논물 담수심이 온난화 가스 배출에 미치는 영향, *한국토양비료학회*, **38(3)**, 150-156.

이변우, 2008: 도시환경을 이용한 농작물 기후변화영향 평가, 기상청 기후변화 메커니즘 규명 연구 보고서 cater2006-4501.

이변우, 신진철, 봉종헌, 1991: 대기중 CO_2 농도 증가에 따른 기후변화가 농업기후자원, 식생(植生)의 순 1차생산력 및 벼 수량에 미치는 영향, *한국작물학회지*, **36(2)**, 112-126.

이병렬, 구자옥, 1999: 농업생태계의 기후변화 관련 피드백 기능, *한국농림기상학회*, **1(2)**, 90-98.

이승찬, 박해준, 1991: 이화명나방의 발생양상 변동에 관한 연구, *한국응용곤충학회지*, **30(4)**, 249-257.

이승호, 허인혜, 이경미, 김선영, 이윤선, 권원태, 2008: 기후변화가 농업생태에 미치는 영향 -나주지역을 사례로-, *대한지리학회*, **43(1)**, 20-35.

이양수, 2007: 기후문제와 농업기상환경변화, *한국토양비료학회*, **29(0)**, 7-14.

이양수, 정영수, 류인수, 한원식, 김병찬, 1983: 수도재배기간중의 저온 및 이앙기 한발출현류형과 분포, *한국토양비료학회*, **16(2)**, 203-209

이인, 김석언, 민경수, 2004: 수도 밭 재배에 따른 생육 및 수량, *한국국제농업개발학회지*, 16(2), 136-142.

이인복, 강석범, 박진면, 2008: 이산화탄소 및 온도 상승이

토마토 수량 및 과실특성에 미치는 영향, *한국환경농학회지,* **27(4)**, 428-434.

이정택, 2007: 기후변화가 농업에 미치는 영향, *한국토양비료학회,* **32(0)**, 7-20.

이정택, 윤성호, 박무언, 1994: 우리나라 최근 60년의 기후변화에 따른 농업기후자원 분포, *한국환경농학회지,* **13(2)**, 160-167.

장동호, 박지훈, 2008: 전남 남해안의 기온상승에 따른 참다래 재배 분포 변화, *한국지형학회,* **15(1)**, 83-92.

장한익, 서형호, 박서준, 2002: 기후변화에 따른 과수재배 연구방향, *원예과학기술지,* **20(3)**, 270-275.

정영상, 1985: 농업기상재해대책을 위한 기상정보의 이용, *한국기상학회,* **21(2)**, 28-37

정유란, 김진희, 김수옥, 서희철, 윤진일, 2009: 겨울기온 상승에 따른 복숭아 나무 '장호원황도' 품종의 결과지에 대한 동상해위험 공간분석: III. 고해상도 기후시나리오에 근거한 동해위험의 미래분포, *한국농림기상학회지,* **11(4)**, 221-232.

정유란, 윤진일, 2008: 남한의 겨울기온 상승 예측에 따른 포도 "캠벨얼리" 품종의 단기 내동성 변화 전망, *한국농림기상학회지,* **10(3)**, 94-101.

정유란, 조경숙, 이변우, 2006: 지구온난화에 따른 우리나라 벼농사지대의 생산성 재평가, *한국농림기상학회지,* **8(4)**, 229-241.

정재은, 서희철, 정유란, 윤진일, 2006: 겨울기온 상승에 따른 낙엽과수의 휴면생태 변화, *한국농림기상학회,* **8(2)**, 116-124.

정재은, 정유란, 윤진일, 최동근, 2004: 지난 반세기 동안 남한에서 관측된 1월 최저기온의 연차변이, *한국농림기상학회지,* **6(4)**, 235-241.

주영희, 1994: 기후변화가 작물생산에 미치는 영향, *한국국제농업개발학회,* **6(3)**, 231-237.

채제천, 전대경, 2002: 수확시기가 쌀의 수량과 품질에 미치는 영향, *한국작물학회지,* **47(3)**, 254-258.

최광용, 권원태, 2001: 20세기 우리나라 자연계절 전이와 생활기온 지수의 변화, *지리교육논문집,* **45,** 14-25.

통계청, 2009: 지구온난화에 따른 농어업생산 변화(보도자료, 2009년 3월 24일).

하장성, 이승호, 권원태, 2003: 우리나라 작물 분포와 기후와의 관계, *한국기상학회지,* **39(5),** 531-540.

한국농촌경제연구원, 2009: 기후변화에 따른 농업부문 영향분석과 대응전략, 289.

허인혜, 권원태, 전영문, 이승호, 2006: 우리나라에서 기온상승이 식생분포에 미치는 영향-대나무와 마늘을 중심으로-, *환경영향평가,* **15(1),** 67-78.

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

현대경제연구소, 2008: 기후경제학의 대두와 대응 전략 - 기후변화 위협에 대한 역발상, 19.

환경부, 2010: 기후변화에 따른 생물권 변화 예측 모델 개발 및 취약지역에 대한 관리기법 개발, 차세대 핵심환경 기술개발 사업 보고서.

Ainsworth, E. A., A. Rogers, and S. P. Long, 2004: Testing the source-sink hypothesis of down-regulation of photosynthesis in elevated CO_2 in the field with single gene substitution in Glycine max, *Agricultural and Forest Meteorology*, **122,** 85-94.

Baker, J. T., 2004: Yield responses of southern U.S. rice cultivars to CO_2 and temperature. *Agricultural and Forest Meteorology,* **122,** 129-137.

Caldwell, C. R., J. J. Britz, and R. M. Mirecki, 2005: Effect of temperature, elevated carbon dioxide, and drought during seed development on the isoflavone content of dwarf soybean(Glycine max) grown in controlled environments, *Journal of Agricultural Food Chemistry,* **53,** 1125-1129.

Choi, Y. E., H. S. Jung, K. Y. Nam, and W. T. Kwon, 2003: Adjusting urban bias in the regional mean surface temperature series of South Korea, 1968-99. *Inter. J. Cli.,* **23,** 577-591.

Drake, B. G., M. A. Gonzalez-Meler, and S. P. Long, 1997: More efficient plants: A Consequence of Rising Atmospheric CO_2?, *Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology,* **48,** 609.

Gifford, R. M., 2004: The CO_2 fertilizing effect. Does it occur in the real world?, *New Phytologist,* **163,** 221-225.

Iglesias, A., A. Cancelliere, F. Cubillo, L. Garrote, D. A. Wilhite, 2009: Coping with drought risk in agriculture and water supply systems: Drought management and policy development in the Mediterranean. Springer, The Netherlands

IPCC, 2007a: Climate change 2007: The physical science basis.

IPCC, 2007b: Climate change 2007: Impacts, Assessment, and Vulnerability.

Jacobs, J. N., G. Jacobs, and N. C. Cook, 2002: Chilling period influences the progression of bud dormancymore than dose chilling temperature in apple and pear shoots, *Journal of Horticultural Science and Biotechnology,* **77,** 333-339.

Jang, H. I., H. H. Seo, and S. J. Park, 2002: Strategy for fruit cultivation under the changing climate, *Korean Journal of Horticultural Science & Technology,* **20(3)**, 270-275.

Kim, Y. G., Y. S. Cho, J. H. Seo, S. D. Kim, J. C. Shin, and H. K Park, 2008: Effects of CO_2 Elevated on Maize Growth.

Lee, C. E., and Y. J. Kwon, 1977: Studies on the spittlebugs, leafhoppers and planthoppers(Auchenorrhyncha, Homoptera, Hemiptera), *Nature and Life,* **7(2)**, 98.

Long, S. P., E. A. Ainsworth, A. Rogers, and D. R. Ort. 2004: Rising atmospheric carbon dioxide: Plants FACE the future, *Annual Review of Plant Biology,* **55,** 591-628.

Seo, Y. H., A. S. Lee, B. O. Cho, A. S. Kang, B. C. Jeong, and Y. S. Jung, 2010: Adaptation Study of Rice Cultivation in Gangwon Province to Climate Change, *Korean Journal of Agricultural and Forest Meteorology,* **12(2)**, 143-151.

Tubiello, F. N., J. A. Amthor, K. Boote, M. Donatelli, W. E. Easterling, G. Fisher, R. Giford, M. Horden, J. Relly, and C. Rozenzweig, 2007: Crop Responses to elevated CO_2 and world food supply, *European Journal of Agronomy,* **26,** 215-223.

Woodward, F., and C. Kelly, 1995: The influence of CO_2 concentration on stomatal density, *New Phytologist*, **131,** 311-327.

제 6 장

연안 및 해양

주 저 자 :
조광우(한국환경정책・평가연구원)

기 여 저 자 :
김철호(한국해양연구원), 남정호(한국해양수산개발원), 맹준호(한국환경정책・평가연구원),
신임철(기상청 기후변화감시센터), 유신재(한국해양연구원), 이동섭(부산대학교),
정석근(국립수산과학원), 정희동(국립수산과학원)

감수편집자 :
이재영(국토해양부), 이재학(한국해양연구원)

목 차

6.1. 개요 ····· 491

6.2. 현황 ····· 493
6.2.1. 자연환경 ····· 493
6.2.1.1. 해양물리 ····· 493
6.2.1.1.1. 해수면 ····· 493
6.2.1.1.2. 태풍해일 ····· 496
6.2.1.1.3. 파랑 ····· 500
6.2.1.1.4. 수온 및 염분 ····· 502
6.2.1.2. 해양화학 ····· 504
6.2.1.3. 해양지질 ····· 508
6.2.1.4. 해양 생태계 ····· 513
6.2.1.5. 수산자원 ····· 518
6.2.1.5.1. 수산 관련 생태계 변화 ····· 519
6.2.1.5.2. 수산 어종 어획고와 가입 변화 ····· 520
6.2.1.5.3. 수산 어종 분포 변화와 열대성 어종 출현 ····· 524
6.2.1.6. 어장 및 양식 환경 ····· 526
6.2.1.6.1. 한반도 연근해 어장생태계의 변화 ···· 526
6.2.2. 사회경제 환경 ····· 529

6.3. 기후변화의 영향 및 취약성 평가 ····· 535
6.3.1. 개요 ····· 535
6.3.1.1. 1차 영향 ····· 536
6.3.1.2. 2차 영향의 유형과 결과 ····· 537
6.3.1.3. 3차 영향의 피해 예측 ····· 538
6.3.2. 자연환경 ····· 539
6.3.3. 사회경제환경 ····· 542

6.4. 적응 정책 ····· 543
6.4.1. 연안지역 기후변화 대응과 정책과 레질리언스(resilience) ····· 543
6.4.1.1. 연안지역의 사회경제적・생태적 중요성 ····· 543
6.4.1.2. 연안관리와 기후변화 현안 ····· 544
6.4.1.3. 연안해양분야 기후변화 적응대책의 한계 ····· 544
6.4.1.4. 레질리언스 개념의 연안지역 기후변화 대응 적용 필요성 ····· 546
6.4.1.5. 연안지역 기후변화 대응 레질리언스 평가방법 및 정책 우선순위 ····· 548
6.4.1.6. 향후 추진방향 ····· 550

6.5. 결론 ····· 551

참고문헌 ····· 551

6.1. 개요

IPCC 4차 보고서(2007)는 해양의 기후변화 및 그 영향과 관련하여 다양한 과학적 정보를 제공하였다. IPCC 4차 보고서는 과거에 비해 현재 기후시스템에 추가되어진 열의 약 80%를 해양이 흡수한 것으로 보고하였으며, 이러한 해양의 열 흡수로 인해 해수 평균온도가 크게 변화하고 있다. 평균 해수온을 대표하는 수심의 깊이 변화는 전 지구 및 지역에서의 해양 열염순환에 중요한 변수로 작용하여 해양 순환에 영향을 미칠 수 있다. 해양 수온 상승과 더불어 대기온도 상승에 따른 육상 빙하의 감소는 해수면 상승과 지구 열순환체계의 변화를 가져올 수 있으며 이로 인하여 기후시스템에 피드백으로 작용할 수 있다. 1993년에서 2003년 까지 그린란드와 남극의 빙하는 빠르게 감소하고 있고, IPCC 4차 보고서는 기후변화가 해수면 상승에 직접적인 영향을 주었을 확률이 매우 높은(very likely) 것으로 보고하고 있으며, 빙하에서 유출되는 담수 유량도 빠르게 증가하고 있는 것으로 보고하였다. 또한 IPCC 4차 보고서는 기온과 해수면 상승과 더불어 이산화탄소 농도의 증가가 해양환경의 변화를 가져올 것이라 예측하였다. 산업혁명 이전과 비교하여 현재 해수 내 이산화탄소 농도는 약 pH가 0.1 눈금 정도 내려갔으며 향후 21세기 동안 해양 표층의 pH가 0.14 ~ 0.35 가량 내려갈 것으로 예상하였다. 또한 기후예측모델의 결과는 변화하는 대기압과 수온 변동 등과 더불어서 향후 해수면 온도 상승에 따라 열대저기압이 더욱 강력해지고, 많은 비를 동반할 것이며, 바람, 강수량, 온도의 변화와 함께 열대폭풍은 좀 더 북상할 것으로 예측하고 있다.

IPCC 4차 보고서 이후 최근 연구결과들은 해양의 온난화가 더욱 가속되고 있음을 나타내고 있다. 2010년 현재 지구평균 해수면 상승률은 평균 3.25 ~ 3.36 ㎜/yr (uncertainty: 0.4 ~ 0.5 ㎜/yr)이며(그림 6.1), 이 수치는 20세기 동안 평균상승률(1.7 ~ 1.9 ㎜/yr)에 비해 해수면 상승이 가속되고 있음을 나타낸다.

또한, 해양의 온난화는 해양의 전 수층으로 확장되고 있으며 특히 남빙양의 중간 수심(1,000 ~ 4,000 m)과 남극저층수(AABW)의 온도 상승이 크게 일어나고 있다는 연구결과들은 기존 연구(700 m 이전에서 온난화 집중됨)와 다른 결과를 제시하고 있다(그림 6.2).

해수면 상승 잠재력이 매우 높은 그린란드(약 7 m 잠재력) 및 남극(약 57 m 잠재력) 빙상의 두께와 질량이 감소하는 추세가 위성고도계 및 위성 중력 측정에 의해 뚜렷이 관측되었다(그림 6.3). 이들 빙하의 손실률은 그린란드 -230±33 Gt/yr, 남극 -143±73 Gt/yr 이고 이들 감소율은 지구해수면 0.6 ㎜/yr(1993 ~ 2009: 0.4 ㎜/yr; 2003 ~ 2009: 0.6 ㎜/yr) 및 0.4 ㎜/yr(1993 ~ 2009: 0.3 ㎜/yr; 2003 ~ 2009: 0.5 ㎜/yr)에 해당된다 (Church, 2010). 특히, 이들 빙상 중에서도 해안을 따라 분포하는 빙상의 해빙 및 분리가 크게 일어나고 있다. 한편, 그린란드 및 남극 빙산의 불안정성에 대한 연구는 다양한 이론(해양빙상불안정, 조석빙하불안정, basal sliding, 표층질량균형불안정 등)에 대한 연구가 진행되고 있으나 아직까지 과학적 불확실성이 매우 높은 분야로 파악되고 있다. 또한, 이들 결과

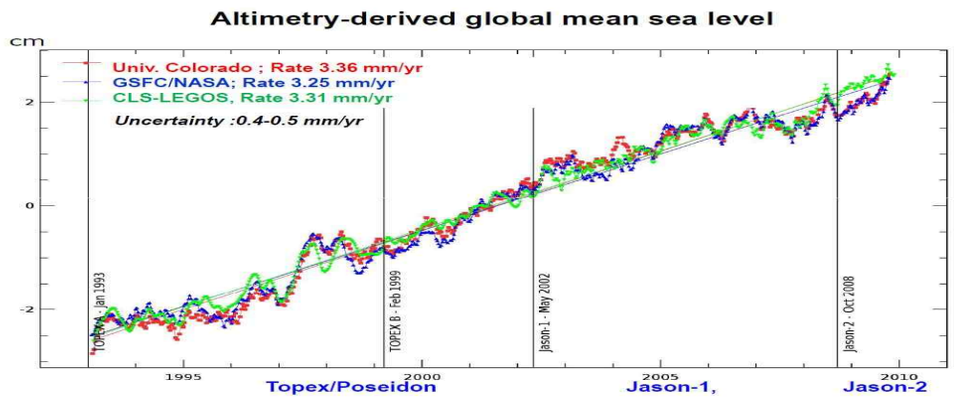


그림 6.1. 위성고도계에 의한 지구평균 해수면 상승 현황(Church, 2010).

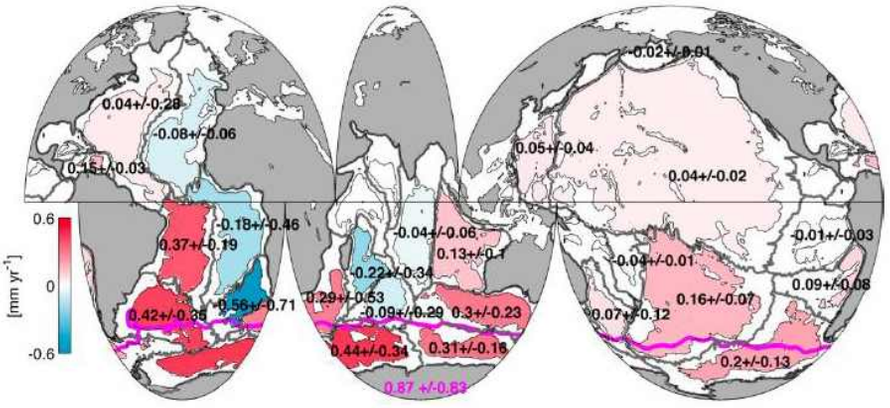


그림 6.2. 해양의 수심 4,000 m 이전의 해양온난화에 기인하는 해수면 상승률(Gile, 2010).

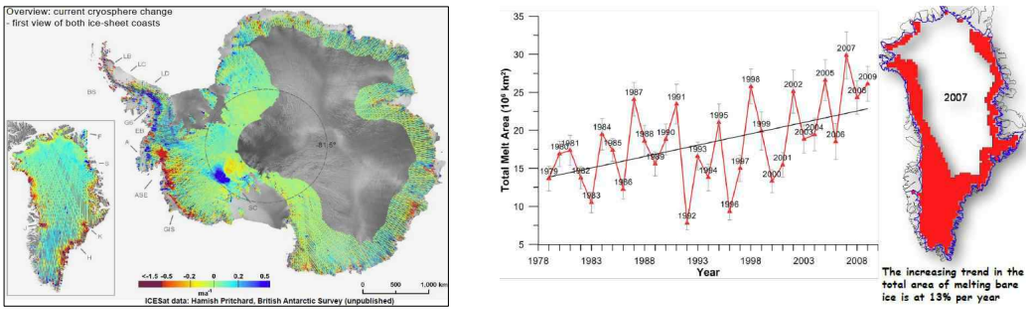


그림 6.3. 그린란드 및 남극 빙상의 두께 변화(좌) 및 지난 30년간 그린란드 전체 해빙 지역의 변화(1979 ~ 2009)(우)(Pritchard et al., 2009; Church, 2010; Steffen, 2010).

들을 기후예측모델에 어떻게 반영할 것인가에 대한 과제가 여전히 남아 있다.

지역차원의 해양변화는 바람, 해양 순환 변화, 해양의 열용량 및 담수 유입 등에 의하여 변한다. 또한 기후변화에 따른 해양과정의 변화, 육상 빙하 및 빙모, 그린란드 및 남극 빙상의 fingerprint 등으로 일정하지 않을 것으로 예상되며 이 분야에 대한 연구는 아직도 부족한 실정이다. 특히 해수면 상승과 관련하여 육상 빙하에 대한 모델 개발이 많이 이루어지지 않았으며 모델을 검증할 자료도 많지 않은 실정이다. 그림 6.4는 기후변화가 지역 해수면에 미치는 한 예로, IPCC A1B 및 B1 시나리오에 의한 바람 변화가 지역 해수면 변화에 미치는 영향의 수치모델 결과를 나타내며(Timmermann et al., 2010), 지역별로 해수면 변화폭은 지구평균치를 상회하는 것을 알 수 있다. 따라서 기후변화에 의하여 대기-해양 상호작용의 변화도 지역 해수면에 중요한 역할을 하게 된다. 이들을 종합적으로 고려하여 지역 해수면을 분석하고 예측하는 연구는 현재 활발히 진행되고 있지만 대응을 위한 지역적인 영향평가에 활용되기 위해서는 상당한 시간이 소요될 것으로 예상된다.

연안 지역과 저지대는 기후변화에 따른 해수면 상승에 매우 취약한 지역으로 분류된다. 해수면 상승으로 인해 침식 및 퇴적물 공급량이 감소되면 해안습지 또한 상당히 감소될 것으로 예측된다. 또한 생태계 부분에서 산호의 백화현상과 광범위한 고사가 예측되어 자연에 의한 재난의 완충능력은 상당 부분 소실될 위험성이 존재한다. 반면 저지대는 인구밀도가 매우 높아 연안범람에 매우 취약하고, 해수면 상승에 따른 지반침하의 영향에 노출되어 있으며, 열대성 태풍에 대해서도 매우 높은 취약성을 가진다. 이외에도 연안지역은 산업, 정주, 건강 및 보건 분야 등에서 기후변화에 따른 영향이 매우 심각할 것으로 예측되고 있다.

IPCC 4차 보고서 발간 이후 과학계는 기후변화 및 해수면 상승에 영향을 주는 다양한 요인에 대한 연구

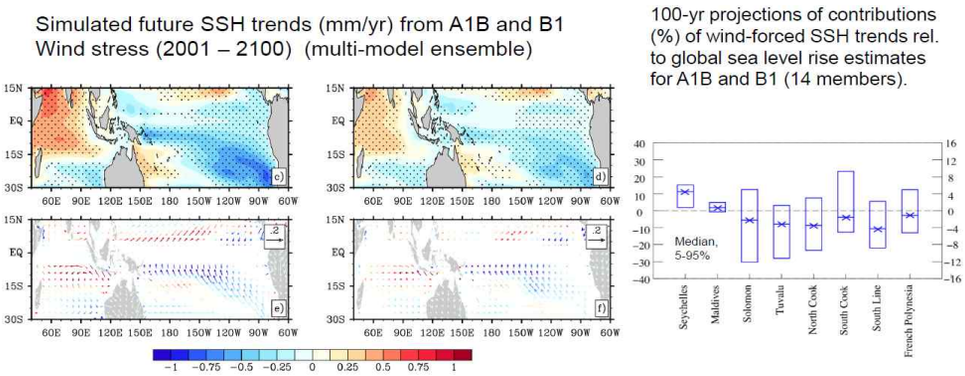


그림 6.4. IPCC A1B 및 B1 시나리오에 의한 바람 변화가 지역 해수면 변화에 미치는 영향의 수치모델 결과 (Timmermann et al., 2010).

들을 통하여 많은 성과를 얻었다. 예를 들면, 남극 및 그린란드 빙상의 기여도 증가, 해양의 온난화 가속화 등에 대한 정량적인 증거 등이 있다. 그러나 해수면 상승에 따른 국가나 지역차원의 사회경제적 결과를 평가하기 위한 지역차원의 정보 확보를 위해 과학적으로 많은 노력이 필요하다. 또한 극단적인 해수면 상승을 유발할 수 있는 그린란드 및 남극(서측) 빙산의 붕괴 등은 주류과학자들 상에서는 아직 논의의 대상이 아닌 것으로 파악되고 있다.

기후변화 적응의 측면에서 우리나라 연안은 기후변화 외에도 기존의 개발방식으로 인한 이중의 문제를 가지고 있다. 기후변화의 관점에서 볼 때, 기존의 우리나라 연안 개발 및 관리방식은 취약성이 매우 높은 방식(매립, 연안 인접개발로 인한 완충지대 부족, 연안 생태계 훼손 등)으로 진행되어 왔다. 그러나 기후변화 및 해수면 상승은 기존의 우리나라 연안 관리 방향을 바꿀 수 있는 새로운 기회를 제공할 수 있을 것으로 판단된다. 이와 같은 기회를 통해 유럽을 중심으로 활용되고 있는 연안개발전략인 “build with nature”와 같은 새로운 패러다임을 도입한 연안 관리 방식이 검토될 수 있을 것이다.

우리나라의 경우 기후변화에 따른 해양부분에 대한 종합적인 영향 및 취약성 평가 자료가 매우 부족한 실정이므로, 국가차원의 계획적이고 지속적인 평가 작업을 통한 적응전략 수립이 매우 필요하다. 반면, 일본의 경우 연안을 포함한 주요 분야에 대한 국가차원의 영향평가를 통해 그 취약성을 확인하고 장단기 적응전략을 수립하였고, 이를 다양한 정책결정에 활용하도록 권장하고 있다. 특히 수립된 기후변화 적응전략을 국가발전전략과 통합하는 과정을 거치고 있는 점은 우리에게 시사하는 바가 크다고 하겠다. 본 평가에서는 우리나라 해양의 기후변화 영향에 대해 자연환경 및 사회·경제 관점에서 현황, 영향 및 취약성을 취합하고자 하였다. 특히 자연환경 분야에서는 물리, 지질, 화학, 생물, 수산자원, 어장 및 양식환경 등을 통합적으로 검토하였고, 정책분야에서는 연안관리계획의 진행내용을 포함하였다.

6.2. 현황

6.2.1. 자연환경

6.2.1.1. 해양물리

6.2.1.1.1. 해수면

다양한 원인에 의하여 해수면은 시·공간적으로 변하며, 이들 변화는 연안의 자연환경 및 사회경제 활동에 영향을 준다. 연안역에서의 사회경제 활동은 특정 해수면을 기준으로 이루어진다. 그러나 기후변화로 인해 이들 기준 해수면이 변화하게 되면 연안에서의 기존 사회경제 활동의 취약성이 증가될 뿐만 아니라, 미래 사회경제 활동을 위해 새로운 기준이 요구되게 된다. 기후변화는 해수면 상승 뿐만 아니라 자연적인 해양변동(파동, 조석, 태풍, 해일, 해류, ENSO, PDO 등)에 영향을 주기 때문에 해양의 기후

변화는 매우 복잡한 양상으로 전개될 가능성이 높다. 따라서 미래의 해수면이 시·공간적으로 어떻게 변할 것인가에 대한 과학적인 질문은 상당히 도전적인 과제로써 해수면 변화의 시·공간적 예측에는 많은 난제들이 앞에 놓여 있다. 여기서는 우리나라 연안역에서의 사회경제적 활동의 기준이 되는 평균해수면, 태풍, 파랑 등에 대한 연구결과를 제시하였다.

먼저 한반도 주변 해역의 해수면 계절변화와 관련 연주기(Sa) 변동 진폭은 10~20 ㎝의 범위를 보이고 있다(Kang et al., 2008). 이들 변동 중 대기압에 의한 성분은 진폭 7.7~9.4 ㎝, 위상 180~186°로 동, 서, 남해가 거의 비슷한 시기(6월말)에 최대치를 보이고 있다. 바람에 의한 성분은 동해와 서해, 남해 모두 진폭 1~2.5 ㎝, 위상은 대략 180° 정도로써 Sa에 기여하는 정도는 매우 미미한 수준으로 평가되었다. 나머지 변동 성분의 공간적인 변동 패턴은 해수의 열팽창 효과(Thermosteric Sea Level; TSL)가 주도하는 것으로 나타났다. 서해에서 TSL은 진폭이 6 ㎝ 정도로서 여름에 높고 겨울에 낮은 정현파 형태(위상 지각은 약 240°)의 변화를 보인다. 그러나 동해 남부와 남해에서는 서해보다 최대치가 좀 더 지연되어 나타나며(위상 지각은 약 270°) 진폭은 동해 남단과 대한해협에서 10 ㎝ 이상, 동해 연안에서 4~6 ㎝ 정도로 작다. 이러한 TSL의 공간적 패턴의 원인은 서해의 경우 계절적인 복사효과에 의한 서해 전체의 균일한 해수팽창 효과에 의해, 그리고 동해의 경우 대마난류에 의한 열수송의 지연으로 인한 효과와 동해안을 따라 남하하는 북한한류에 의한 부가적인 효과가 함께 나타난 것 등이 제시되고 있다. 강주환(2005)은 조석자료에 의한 계절변화를 분석하였으며 계절별 진폭변화는 대기압에 의해 약 8.5 ㎝, 계절별 수온 변화에 따른 열팽창에 의해 약 4~8 ㎝ 성분을 가진 것으로 분석하였다. 해역별로는 서해가 열팽창에 의한 변화가 가장 크게 나타나고, 계절풍의 영향은 서해안에서 약 40 ㎝, 동해안에서 약 20 ㎝인 것으로 보고하였다(강주환, 2005).

국립해양조사원(2009)은 우리나라 해안의 상대적 해수면 변화와 관련하여 조위관측자료와 후빙기지각변동모델(ICE-5G) 및 GPS 관측 자료를 이용한 수직지각 운동을 측정하여 상대해수면을 산출하였다(표 6.1). ICE-5G 모델을 이용한 우리나라의 후빙기 지각변동 수치는 38개 조위관측소에서 평균 +1.2 ㎜/yr로 나타났다. 52개 GPS 관측소를 대상으로 산출한 수직지각 변동속도는 +2.4 ㎜/yr로 나타났다. 관측기간이 10년 이상인 22개 관측소 중 17개를 대상으로 연평균 해면의 선형분석을 통하여 상대해수면을 조사한 결과(2008년까지의) 전체 평균 해수면 상승률은 2.2 ㎜/yr로 나타났다. 지역별로는 서해 1.1 ㎜/yr, 남해 3.2 ㎜/yr, 동해 2.2 ㎜/yr로 나타났으나, 제주도 부근은 평균 4.9 ㎜/yr의 높은 상승률을 나타내었다. 이들 상승률에 지각변동을 고려하면 3.4 ㎜/yr로써 최근 지구평균 해수면 상승률과 유사한 수치를 나타내고 있다. 위성고도계를 통한 우리나라 주변 연구에는 조광우 등(2001; 2009), 강주환 등(2005), 국립해양조사원(2009) 등의 연구가 있다. 이들 연구결과들은 해수면 상승률을 4.02~5.40 ㎜/yr로 보고하고 있으나, 계산에 사용된 관측기간에 따라 그 값이 차이가 나고 있다. 조광우 등(2009)은 우리나라 주변 해역의 해수면 변화를 산출하기 위하여 경도 115°E~145°E, 위도 32°N~50°N 지역에 대한 위성고도계 자료를 분석하였으며, 우리나라 해수면 상승률은 평균 4.02 ㎜/년으로 지구평균 3.16 ㎜/년 보다 높게 나타난 것으로 보고하였다(그림 6.5). 해역별 상승률은 동해 3.86 ㎜/년, 서해 4.18 ㎜/년, 남해 4.66 ㎜/년으로 남해안이 상대적으로 높게 나타났다.

우리나라의 위도별 해수면 상승률 평균을 보면 남측에서 해수면 상승률이 상대적으로 크며 위도가 증가할수록 상승률이 감소하고 있음을 알 수 있다. 이와 같은 공간적 특성은 해양의 열팽창 특성에 따라 온도가 높은 지역일수록 체적 팽창정도가 크게 나타나는 점과 쿠로시오의 영향을 받는 남측 해역에서 와동에너지(Eddy Energy)가 크게 나타나(Cho, 2002) 연직 대류가 상대적으로 크게 나타나는 특성을 반영하는 것으로 가정할 수 있다. 이와 같이 해수면 변화와 지구온난화의 직접적인 상관관계를 부여하기 위해서는 장기 해양자료와 상세한 비교·검토가 추가적으로 필요할 것으로 사료된다. Kang et al.(2008)에 의하면 이 상승률은 해양의 열팽창과 밀접한 관련이

표 6.1. 해역별 지각변동 속도 및 해수면 상승률(국립해양조사원, 2009).

해역	조위 관측소	상대해수면 상승률 (RSLR) (㎜/yr)	수직 지각변동 속도				절대해수면 상승률 (ASLR)
			GPS (㎜/yr)	GIA (㎜/yr)	RSLR+GPS (㎜/yr)	RSLR+GIA (㎜/yr)	RSLR+(GPS-GIA) (㎜/yr)
서해	안흥	1.3	2.2	1.3	3.5	2.6	2.2
	군산	1.3	1.8	1.3	3.1	2.6	1.8
	목포	1.2	3.0	1.2	4.2	2.4	3.0
	대흑산도	0.5	2.9	1.1	3.4	1.6	2.3
	평균	1.1	2.5	1.2	3.6	2.3	2.4
남해	완도	1.1	2.1	1.1	3.2	2.2	2.1
	여수	1.6	1.8	1.2	3.4	2.8	2.2
	통영	1.6	1.9	1.2	3.5	2.8	2.3
	가덕도	2.2	2.1	1.2	4.3	3.4	3.1
	부산	2.3	2.0	1.2	4.3	3.5	3.1
	평균	1.8(3.2)	2.0(2.1)	1.2(1.1)	3.7(5.3)	2.9(4.3)	2.6(4.2)
제주 부근	추자도	1.9	2.4	1.1	4.3	3.0	3.2
	제주	6.0	1.9	1.0	7.9	7.0	6.9
	서귀포	5.8	2.5	1.0	8.3	6.8	7.3
	거문도	6.0	2.2	1.1	8.2	7.1	7.1
	평균	4.9	2.3	1.1	7.2	6.0	6.1
동해	포항	2.2	2.6	1.2	4.8	3.4	3.6
	묵호	2.1	2.1	1.2	4.2	3.3	3.0
	속초	2.4	1.7	1.3	4.1	3.7	2.8
	울릉도	2.2	4.0	1.1	6.2	3.3	5.1
	평균	2.2	2.6	1.2	4.8	3.4	3.6
전체 평균		2.2	2.4	1.2	4.6	3.4	3.4

주) ( ) : 제주부근을 포함한 남해 해수면 상승률

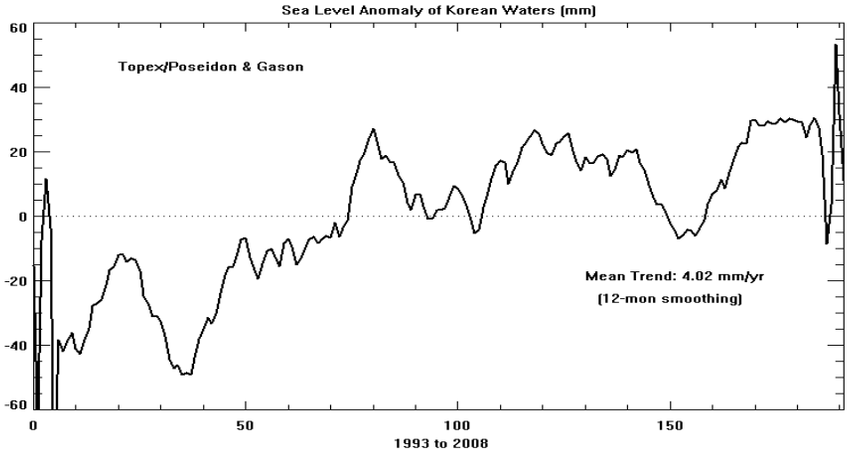


그림 6.5. Topex/Poseidon and Jason 위성 고도계 자료를 이용한 한반도 주변 해수면 상승 경향(1993년부터 2008년 자료 이용)(조광우 등, 2009).

있음을 보고하였다. 그러나 이들 연구는 단기간의 자료를 활용한 연구이므로, 이들 변화를 지구온난화에 의한 해수면 상승과 직접적으로 연관시키는 것은 조심스러운 접근이 필요하다. 우리나라와 비슷하게 북

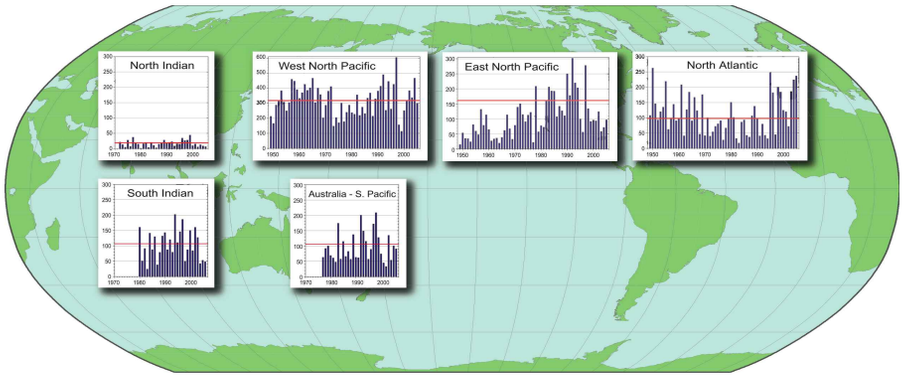


그림 6.6. 북인도양, 남인도양, 북서태평양, 북동태평양, 북대서양, 호주-남태평양 지역에 대한 계절별 ACE(Accumulated Cyclone Energy) 지수의 변화(Randall et al., 2007).

서태평양 순환계의 영향을 받는 일본 해안의 해수면 상승에 대한 장기 연구(Yasuda and Sakurai, 2006; Yasuda, 2010)는 이와 같은 점을 지적하고 있다. 일본 주변 해역의 장기 해수면 변동은 수십 년 변동이 뚜렷하게 나타나고 있으며 20세기 동안 뚜렷한 해수면 상승 경향은 나타나지 않고 있다. 우리나라 자료의 경우 대부분 1980년대 이후 자료(위성고도계의 경우 1993년 이후)를 사용하고 있기 때문에 현재의 상승 경향이 인위적인 해수면 상승과 더불어 자연적인 성분을 동시에 포함하는 결과일 수 있다. 일본에서의 연구는 수치실험을 통하여 이와 같은 변화의 상당 부분이 북태평양의 바람장의 변화에 기인하는 것으로 설명하고 있으며 그 중 최근 20년간은 열팽창도 주요 성분으로 분석되고 있다. 따라서 우리나라 주변 해역의 해수면 상승률도 자연적인 성분 외에 기후변화에 의한 바람장의 변화도 영향을 미칠 수 있음을 간접적으로 제시하고 있다.

6.2.1.1.2. 태풍해일

일반적으로 열대성 폭풍, 태풍, 허리케인 등은 풍속을 이용하여 그 규모가 정량화되며, 이와 관련된 여러 종류의 지수(index)가 존재한다. Levinson and Waple(2004)에 의해 제안된 ACE(Accumulated Cyclone Energy) 지수는 근사적으로 열대폭풍의 강도와 기간을 나타내는 바람에너지를 의미하는 지수로써, 최소 열대폭풍 이상의 강도를 갖는 모든 열대 시스템(열대성 폭풍, 태풍, 허리케인 등)에 대해 6시간 동안 지속되는 풍속의 제곱의 합으로 정의된다. 그림 6.6은 전 지구를 6개의 구역으로 구분하여 나타낸 ACE 지수의 변화를 나타낸 그림이다. 물론 축적된 자료가 충분하지 못하기 때문에 ACE 지수의 변동 특성만으로는 태풍 강도의 변화가 증가하고 있다는 것을 명확하게 확인할 수는 없다(Randall et al., 2007).

Klotzbach(2006)은 ACE의 모든 값을 합하여 전 지구에 관한 ACE 지수를 제시하였다. 2005년까지 가장 높은 ACE 지수는 가장 극심한 엘니뇨가 도래했던 1997년에 발생하였다. 그 다음은 1992년으로 보통의 규모를 가지는 엘니뇨가 발생한 시기이다. 1992년과 1997년의 경우 대서양에서는 비교적 낮은 값들을 보였다. 그러나 태평양에서는 훨씬 큰 값을 보였으며, 이 결과는 결국 해수면 온도가 허리케인의 분포와 형성에 매우 중요한 역할을 한다는 것을 보여준다. Webster et al.(2005)은 카테고리 4와 5에 상응하는 허리케인이 1970년에서 1989년까지 보다 1990년 이후 빈번하게 발생하고 있다는 것을 밝혔으며, 강도가 큰 태풍의 발생빈도가 점점 커지고 있다는 점을 지적하였다.

그림 6.6에서 나타난 ACE 지수와 같이 우리나라를 포함하는 북서태평양에서 태풍의 최근 활동이 증가하는 경향을 나타내었다. Emanuel(2005)와 Webster et al.(2005; 2006)의 연구결과와 같이 북서태평양지역에서 태풍의 강도가 점점 증가하고 있는 추세에 있으며, 열대성저기압의 규모를 가늠하는 또 다른 지수인 PDI(Power Dissipation Index; 파워손실계수)도 1950년대 이후 두 배로 증가했다고 보고되었다. 또한

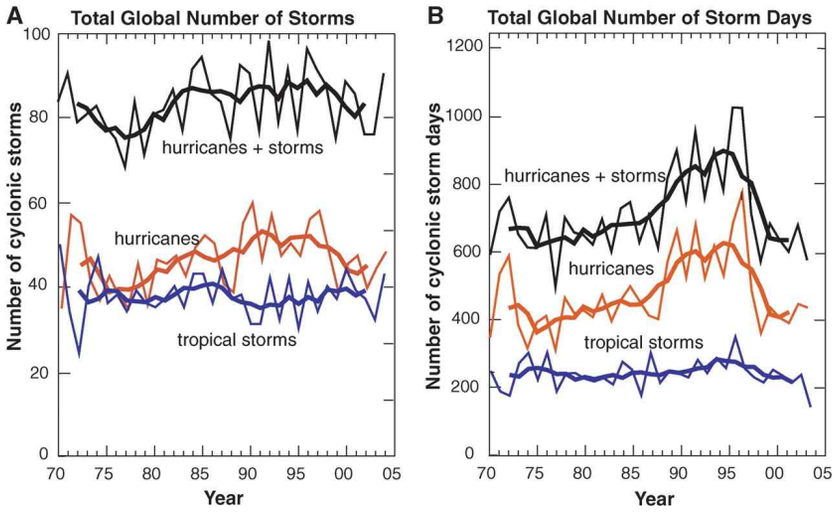


그림 6.7. 35년간 태풍 발생수와 지속일(Webster et al., 2005).

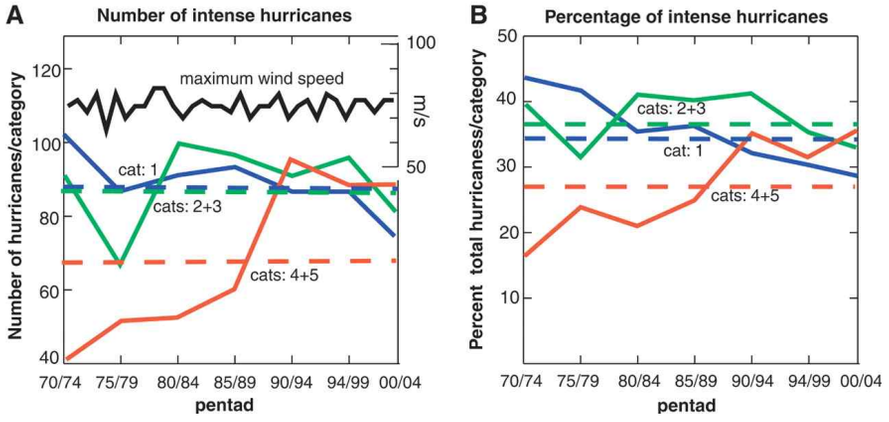


그림 6.8. 강도별 태풍발생수와 백분율(Webster et al., 2005).

카테고리 4와 5에 해당하는 폭풍의 수가 1990년에서 2004년 사이에 1975년에서 1989년에 비해 약 30% 증가했다는 결론을 얻을 수 있었다(그림 6.7 ~ 그림 6.8). 2004년 전반적으로 열대성저기압, 열대성폭풍, 그리고 태풍의 수는 1971년에서 2000년까지의 평균값보다 약간 크지만, 태풍의 수는 21개로 평균치인 17.5개 보다 매우 크다. 이는 1977년(23개)을 제외하고 두 번째로 큰 값을 나타낸다. 더욱이 10개의 열대성 저기압 혹은 태풍이 일본에 상륙한 기록은 이전 6개의 기록을 감안할 때 주목할 만한 수치라 할 수 있다.

문일주(2009)의 연구에 의하면 우리나라의 태풍 상황에도 변화가 감지되고 있음을 알 수 있다. 우리나라는 1년에 약 1개의 태풍이 상륙하게 되는데(북서태평양 전체의 경우 약 27개/년, 그림 6.9), 우리나라에 영향을 준 태풍의 수 자체는 크게 변화가 없음을 보였지만, 우리나라의 연간 최대풍속 및 일강수량의 극값은 점점 증가하고 있는 추세에 있음을 밝혔다(그림 6.10). 결국 이와 같은 결과는 슈퍼태풍이라 불리는 강한 태풍이 내습할 확률이 점점 커지고 있다는 것을 암시하는 결과이며, 이로 인해 발생 가능한 폭풍, 폭우에 대한 위험도가 점점 커지고 있다는 간접적인 증거라고 할 수 있다.

특정지역에 대한 최대해일고에 대한 분석은 권석재 등(2008)에 의해 보고되었다. 과거 34년간의 해수면 자료를 이용하여 속초와 묵호항(동해지역)에 대한 변동성을 보고하였다(그림 6.11 ~ 6.12). 연간 최대해일고의 증가경향은 속초와 묵호항에서 각각 약 8.3 ㎝/34yr와 8.7 ㎝/yr로 관측되었으며, 주로 해일고의 상승은 태풍에 의해 나타났다. 이러한 해일고 증가를 열대해역의 수온증가와 이로 인한 태풍활동의 강화

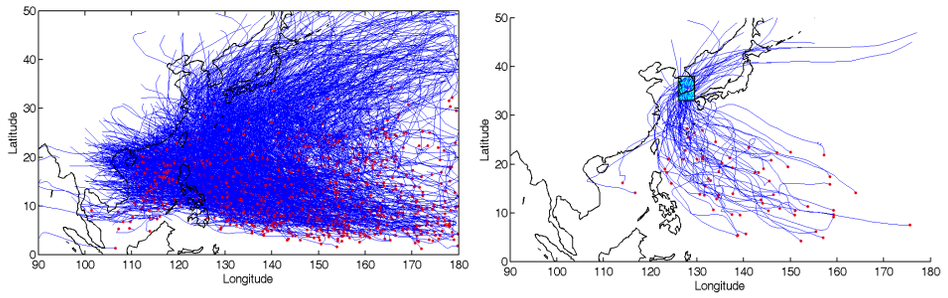


그림 6.9. 1950년부터 2004년(55년)간 북서태평양에서 발생한 태풍(평균 27개/년) 및 우리나라에 상륙한 태풍(평균 1개/년)(문일주, 2009).

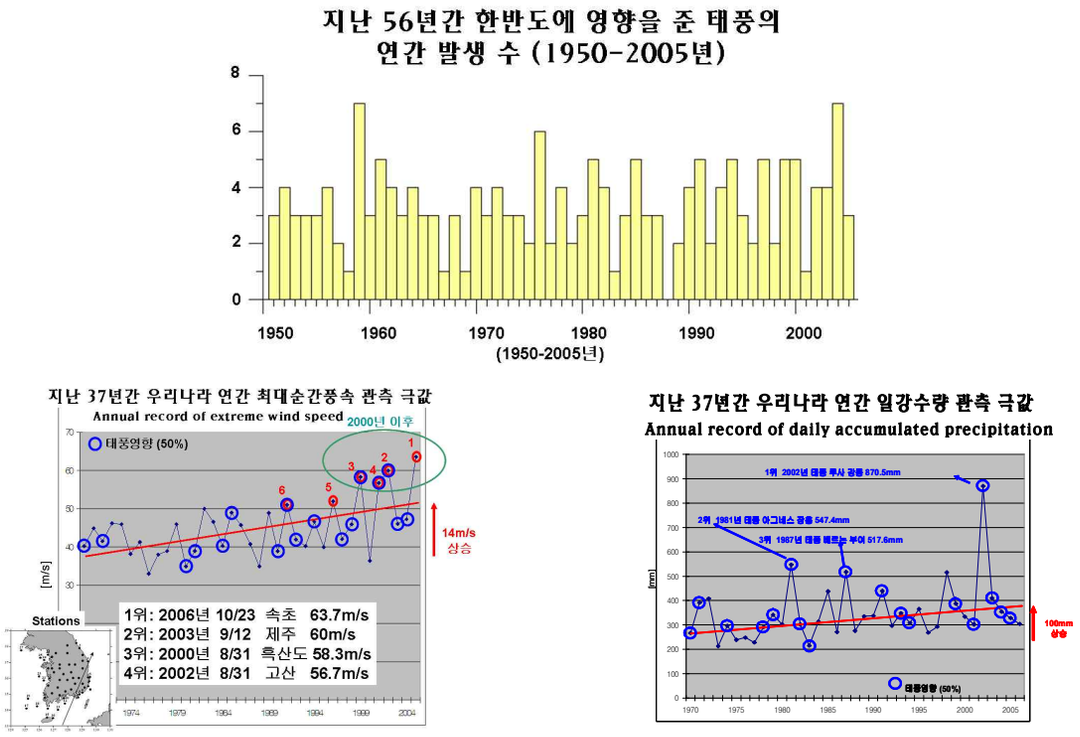


그림 6.10. 우리나라에 영향을 준 태풍수와 최대순간풍속, 일강수량의 극값 비교(문일주, 2009).

로 제시하였으나, 명확한 상관관계를 제시하지는 못하고 있다. 한편, 이러한 최고해일고의 발현이 특별히 조석과 관계는 없는 것으로 보고되고 있으며, 주로 태풍시기에 발현되는 것으로 보고되고 있다. 권석재 등(2008)은 같은 시기에 북태평양, 태평양등 열대성 저기압이 발현되는 시기를 평균적으로 나타냈으며, 최고해일고가 주로 7월과 10월 사이에 발현되었다고 보고하였다. 표 6.2는 1990년대와 2000년대 해일고와 조위 변화를 비교한 것이다(강주환 등, 2008).

기후변화로 인한 한반도 주변 해역에서의 태풍발생빈도수의 증가를 예측한 국내 연구사례는 없다. 반면, 기후변화로 인한 해수표층온도의 상승에 의한 태풍 강도의 증가는 국제적 연구를 통해 일부 보고되고 있다. 그러나 우리나라의 연구사례는 매우 찾아보기 어렵고, 한반도에 직접적 영향을 연구한 국제적 연구결과 사례도 매우 드물다. 반면, 태풍의 피해를 우리보다 매우 심각하게 느끼고 있는 일본에 대한 연구결과를 통해 향후 태풍 강도 변화를 파악하였다. 영국보험협회(Association of British Insures)의 연구결과를 참고하면, 일본의 경우 구체적 연안에 대한 직접적 피해보다는 주로 태풍의 강도 증가에 의한 풍속의 변화를 예측하고 있다(ABI, 2005). 탄소 농도가 두

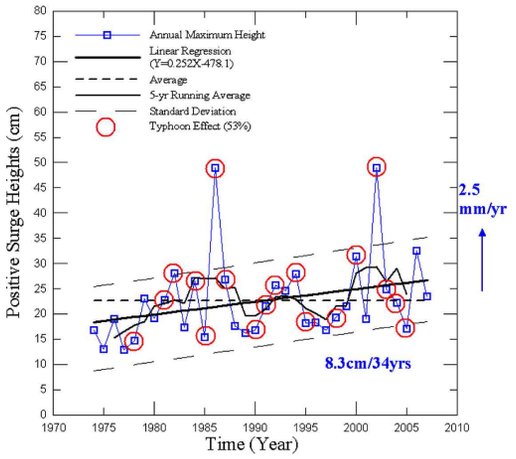


그림 6.11. 속초지역의 지난 34년간 최고해일고 변동(권석재 등, 2008).

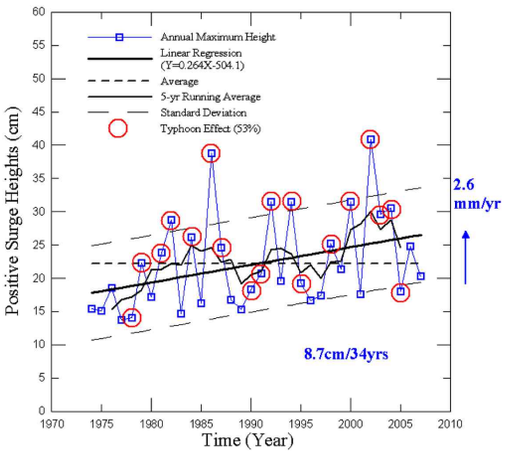


그림 6.12. 묵호항의 과거 34년간 최고해일고 경향 기론(권석재 등, 2008).

표 6.2. 1990년대와 2000년대 해일고 및 조위 변화 비교(강주환 등, 2008).

검조소	최대해일고(m)		대조기고조위(cm)		최고고조위(cm)		
	1990년대	2000년대	1990년대	2000년대	1990년대	2000년대	증분
목포	53	59	488	505	541	564	23
완도	72	90	416	418	488	508	20
여수	69	125	384	382	453	506	53
거문도	45	112	356	365	401	477	76
추자도	45	77	337	344	382	421	39
제주	39	78	289	305	328	383	55
서귀포	52	89	318	325	370	414	44

배로 증가할 경우 2080년까지 태풍의 빈도의 변화는 예측할 수 없으나, 태풍에 의한 풍속은 약 6% 증가할 것으로 전망되고 있는데, 이 수치는 약 4급 태풍이 5급의 초강력 태풍이 될 수 있는 수치이다. 동 보고서에서 제시한 일본의 연구사례에서 강도가 센 태풍은 강도가 더욱 세질 것이고 오히려 중간 혹은 약한 형태의 태풍의 강도는 감소할 수 있음을 지적하였다. 편향력의 영향으로 강도가 센 태풍이 우편향으로 발달하는 것을 고려하면 한반도의 경우 강력한 태풍이 직접 상륙하기 보다는 주변에 상당히 큰 태풍이 기존보다 다수 나타날 것이 예상된다. 이러한 경우 해일의 발생, 파고의 증가 등이 충분히 예상된다.

이러한 태풍의 강도증가에 따른 한반도의 직접적 영향을 평가하는 데는 어려움이 따르는데, 이러한 어려움은 한반도에서의 태풍 영향은 강도 보다는 태풍의 이동경로가 매우 중요하기 때문이다. 왜냐하면, 태풍의 이동경로는 연안의 지형과 더불어 피해의 정도를 결정할 수 있기 때문이다. 허동수 등(2006)은 경남 연안에서 2000년대에 발생한 피해가 컸던 태풍을 수치모의하여 각 지역특성에 따라서 폭풍해일고가 변동하는 것을 규명하였다. 강주환 등(2009)은 2000년대 우리나라에 큰 피해를 발생시킨 태풍 매미(MAEMI)에 대해 해일고 추산을 통해 이동경로에 따른 내습각도가 매우 크게 해일고를 증가시키는 것을 주장하였다. 이러한 기존 연구를 보면 태풍의 피해는 강도와 함께 지형적 요인과 더불어 이동경로에 의해 결정된다고 할 수 있다. 허동수 등(2008)은 경남 및 부산지역에서 태풍 두리안(Durian, 필리핀, 2006) 혹은 베라(Vera, 일본 이세만, 1959)와 같은 슈퍼태풍이 내습하는 경우 매미(MAEMI) 내습시보다 1.5~2.0배

표 6.3. 부산(No.1-No.27)과 경남연안(No.1-No.32)에 각 태풍별 최대해일고의 비교(허동수 등, 2008).

Point	Calculated site(No.1 ~ No.27)	Maemi (m)	Vera (m)	Durian (m)	Katrina (m)	Calculated site(No.1 ~ No.32)	Maemi (m)	Vera (m)	Durian (m)	Katrina (m)
NO. 1	Gadeokdo Cheonseong harbor	1.35	2.09	1.95	4.87	Namhae Seo-myeon Seosang-ri	1.15	2.41	2.33	5.99
NO. 2	Busan newport	1.58	2.44	2.23	5.70	Namhae Dugok, Wolpo	1.07	2.16	2.07	5.54
NO. 3	Noksan industrial estate	1.64	2.66	2.43	6.42	Namhae Sangju	1.13	2.06	1.93	4.88
NO. 4	Goejeong rivulet	1.89	2.77	2.44	6.57	Namhae Mijori	1.31	2.24	2.12	5.47
NO. 5	Dadaepo(uper)	1.16	1.89	1.76	4.78	Namhae Mulgeonri	1.34	2.39	2.28	6.21
NO. 6	Dadaepo(lower)	1.13	1.85	1.75	4.61	Jinju bay	0.74	1.67	1.59	2.81
NO. 7	Songdo beach	1.09	1.80	1.69	4.55	Entrance of Jinju bay	1.00	1.83	1.68	3.40
NO. 8	Yeongdo Namhang-dong	1.14	1.87	1.73	4.70	Samcheonpo port	1.37	2.65	2.55	7.55
NO. 9	Busan tide station	1.08	1.84	1.71	4.51	Samcheonpo Namildae beach	1.37	2.62	2.51	7.40
NO.10	Busan port	1.08	1.85	1.71	4.39	Samcheonpo breakwater	1.37	2.58	2.46	7.18
NO.11	Gamman C/Y	0.97	1.61	1.51	3.78	Jaran bay	1.48	2.69	2.47	7.07
NO.12	Samick beach town	0.87	1.40	1.40	3.36	Goseong bay	1.67	2.70	2.51	6.55
NO.13	Gwangalli beach	0.92	1.49	1.46	3.57	Saryangdo	1.38	2.27	2.12	5.80
NO.14	Gwangalli park	0.92	1.47	1.44	3.51	Yokjido	1.26	1.96	1.84	4.40
NO.15	Millak waterside park	0.90	1.44	1.41	3.43	Tongyeong port	1.65	2.61	2.28	6.14
NO.16	Hanhwa resort	0.89	1.42	1.38	3.36	Tongyeong Dongho harbor	1.63	2.58	2.25	6.06
NO.17	Maritime tourist hotel	0.90	1.44	1.40	3.39	Between Mireukdo and Hansando	1.50	2.30	2.06	5.34
NO.18	Dongbak island	0.87	1.38	1.35	3.23	Left side of Bijindo	1.30	1.95	1.82	4.51
NO.19	Haeundae beach	0.88	1.40	1.36	3.30	Right side of Bijindo	1.32	2.08	1.86	4.80
NO.20	Haeundae Mipo	0.88	1.38	1.35	3.25	Geojae Myeongsa beach	1.32	1.91	1.91	4.29
NO.21	Songjeong beach	0.80	1.27	1.27	2.82	Geojae Hakdong beach	1.12	1.88	1.71	4.24
NO.22	Daebyeon harbor	0.80	1.28	1.25	2.82	Geojae Wahyeon beach	1.22	2.02	1.78	4.60
NO.23	Jukseong harbor	0.76	1.19	1.18	2.58	Jisepo harbor	1.09	1.83	1.73	4.19
NO.24	Ilgwang beach	0.75	1.20	1.20	2.62	Okpo bay	0.99	1.63	1.63	3.79
NO.25	Chliam harbor	0.81	1.28	1.24	2.86	Entrance of Danghangpo	1.71	2.79	2.62	6.19
NO.26	Imnang beach	0.86	1.35	1.29	3.04	Masan tide station	1.84	3.26	3.08	7.77
NO.27	Gori nuclear power site	0.78	1.20	1.17	2.56	Masan Wolyeong-dong	1.84	3.26	3.08	7.76
NO.28	-	-	-	-	-	Masan Jeodo	1.83	3.20	3.02	7.56
NO.29	-	-	-	-	-	Entrance of Masan port	1.71	2.77	2.58	6.22
NO.30	-	-	-	-	-	Entrance of Haengam bay	1.68	2.69	2.50	6.02
NO.31	-	-	-	-	-	Jinhae custom house	1.70	2.70	2.51	6.09
NO.32	-	-	-	-	-	Haengam bay	1.72	2.75	2.55	6.18

높은 해일고가, 그리고 카트리나(Katrina, 미국, 2005)의 경우를 모의하였을 때 약 4배 정도의 폭풍해일고가 발생할 수 있음을 경고하였다(표 6.3).

6.2.1.1.3. 파랑

일반적으로 파고는 상위 1/3에 해당하는 규모를 가지는 파고의 크기를 나타내는 유의파고(significant wave height)로 정량화되어진다. Gulev and Grigorieva (2004)는 1900년부터 2002년 사이에 VOS(Voluntary Observing Ships)에서 관측된 유의파고 자료를 이용하여 선형변화경향을 산정하였다(그림 6.13). 그 결과 중위도 북대서양과 북태평양 대부분 지역, 남대서양 아열대 서쪽지역, 인도양 적도부근 동쪽지역, 동중국

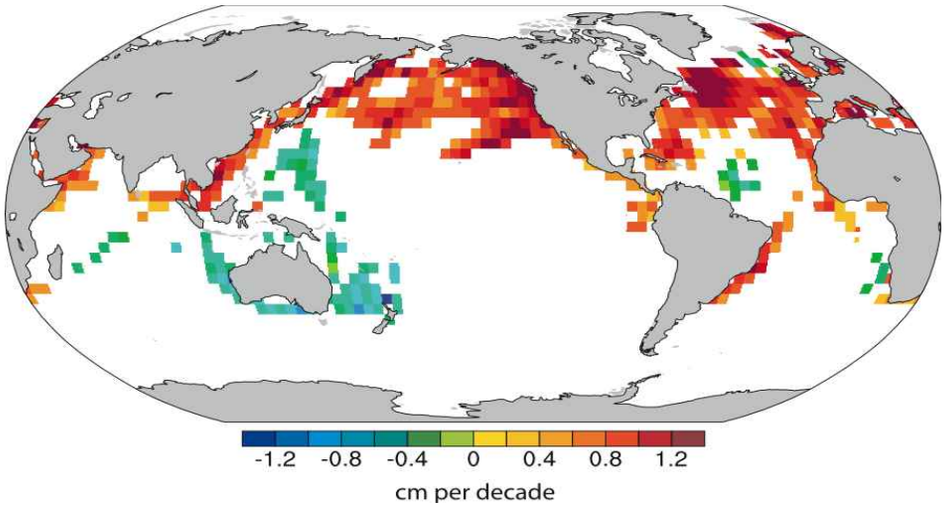


그림 6.13. 1950년부터 2002년간 전 지구 해양에서 VOS(Voluntary Observing Ships)에 의해 관측된 주요 파고의 경향 (Randall et al., 2007).

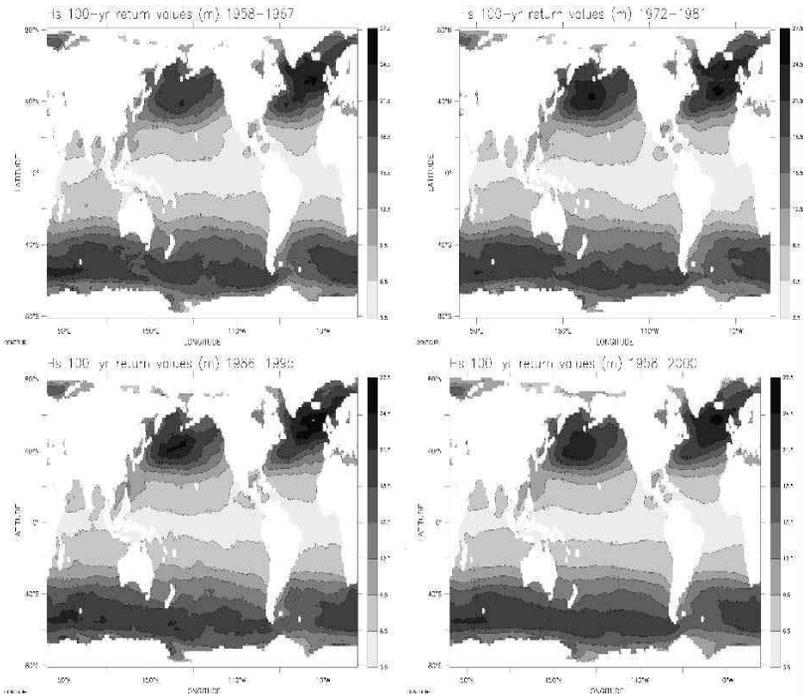


그림 6.14. ERA-40 자료를 이용하여 세 가지 자료 기간과 전체 자료 기간(1958 ~ 1967, 1972 ~ 1982, 1986 ~ 1995, 1958 ~ 2000)에 대한 100년 빈도 유의파고의 변화(Caires and Sterl, 2005).

해와 남중국해에서 유의파고가 증가하는 경향을 확인하였다. 그리고 증가 경향이 일어나는 지역 중에서 북서대서양과 북동태평양에서 가장 크게 증가율(14 ㎝/10년)을 보이고 있다. 물론 서태평양 열대지방, 태즈먼해, 인도양 남부 지역과 같이 평균 -11㎝/10년의 감소 경향이 나타나는 지역도 존재한다. 또한 이들 연구에 앞서 Allan and Komar(2000), Gower(2002)도 유사한 연구결과를 발표한 바 있다.

Wang and Swail(2001; 2002)는 NRA와 ERA-40 바람자료를 이용하여 전구모델에서 파도를 예측하였다. 이들 연구는 40년 동안 유의파고의 극값이 커졌을 뿐만 아니라 평균 유의파고 값도 증가하였음을 보였다. 특히 북반구 겨울철 유의파고 증가의 99%는 북동대서양에서 발생하였으며 10년 동안 최고 40㎝

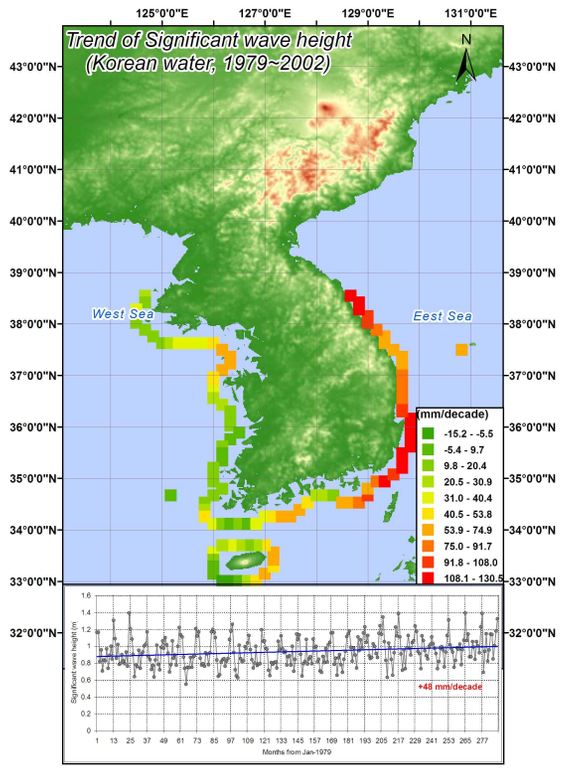


그림 6.15. 장기파랑자료(한국해양연구원, 2002)를 이용하여 산정된 우리나라 연안의 유의파고의 경향(10년 평균 48㎜ 증가율)(한국해양연구원, 2003; 조광우 등, 2009).

가 증가하였다.

기후변화로 인한 파고의 변화 예측에 관한 연구는 해양에서 발생되는 극한 사상(extreme event)과 관련된 연구와 함께 최근 활발하게 진행되고 있다. Wang et al.(2004), Wang et al.(2006a, 2006b), Caires and Sterl(2004; 그림 6.14)에 의한 연구는 중위도 해양의 많은 지역에서 극한 파고 증가가 미래의 온난해진 기후에서 발생할 수 있다는 결과를 제시하였다. 이것은 최근 열대성폭풍의 강도 증가에 따른 풍속 증가와 밀접한 관련이 있다.

최근 이상고파의 발현이 증가되고 있다. 2006년 10월 23～24일에 동해안 울산에서 북쪽 속초까지 강한 바람을 동반한 이상고파가 내습하여 여러 지역의 공공시설과 개인의 재산에 피해를 주는 사건이 발생하였다. 너울이 동해안에 다다랐을 때 너울이 파의 진행방향과 같아서 파고가 증가되는 양상을 보이고 있으며, 겨울철에는 돌발성 폭풍파가 발생하고 있다(정원무 등, 2007). 그러나 이상너울 현상이 기후변화의 영향으로 발생되었다는 증거는 없으므로 그 원인 및 크기에 대한 추가적인 연구가 필요하다고 할 수 있다.

한국해양연구원(2002)에서 산출한 장기파랑자료를 이용하여 우리나라 연안의 유의파고 변화량을 산정하였다(그림 6.15). 그 결과, 우리나라 해역의 유의파고는 약 48 ㎜/10년의 증가율을 보였으며, 동해안에서 증가율이 가장 크게 나타나는 경향을 보였다. 본 연구에서 산정된 유의파고의 경향은 Gulev and Grigorieva(2004)에 의해 보고된 결과 보다 다소 낮은 증가율을 보이고 있다. 이것은 자료의 시간 및 관측주기가 서로 다르다는 점과 장기파랑자료가 직접적인 관측에 의해 산출된 결과가 아닌 물리적 모형에 의해 재생산 되었다는 점에서 그 원인이 있을 수 있다. 하지만 이와 같은 결과들을 통해서 우리나라에서 유의파고가 증가하고 있다는 점은 명백하게 확인할 수 있다.

6.2.1.1.4. 수온 및 염분

연안에서의 수온변화는 대기온도에 직접적으로 반응한다. 이길하(2007)는 4개 하구지점의 연안수온과 대기 중의 온도와의 상관관계를 분석하였다. 대부분의 지역에서 S형 비선형 관계가 있으며, 상승기와 하강기에 따라 상관 경향이 달리 정해지는 것으로 보고되었다. 이러한 연안 지역에서의 수온변화는 지형적 요인이 중요하게 작용하며, 하구언의 개폐 여부 또한 중요한 결정요인이 될 수 있다. 따라서 연안지역에서는 외양에서의 수온 상승과는 분리하여 접근할 필요가 있다.

민홍식 등(2006)은 우리나라 해안과 도서의 27개 지점에서 1969년부터 2004년까지 36년 동안 매일 1회 관측된 표층수온 자료에 기초하여 겨울철 최저수온과 여름철 최고수온 및 연변동폭의 장기추세를 조사하였다. 선형회귀의 분석 결과를 보면 최저 표층수온은 대부분의 정점에서 신뢰 수준 0.8 이상으로 양의 증가율(0.02～0.05℃/년)을 보였으며 속초의 수온 증가율이 0.11℃/년으로 가장 컸다. 최고 표층수온의 경우 선형회귀도의 신뢰수준이 0.8 이상인 정점이 4곳(죽변, 포항, 감포, 소청도)에 불과하여 이를 통해

전체적인 경향을 파악하기는 어렵다. 하지만 신뢰수준이 낮은 정점까지 고려할 때 동해안의 정점에서 서해안의 정점으로 향할수록 최고 표층수온의 증가율이 감소하는 경향을 볼 수 있다.

한편, 최고 표층수온과 최저 표층수온의 차로 정의된 표층수온의 연변동폭을 보면 전 연안에서 대체로 감소하는 경향을 보인다. 최저 표층수온의 증가율이 가장 높게 나타난 속초의 경우 0.1℃/년으로 감소율이 가장 크고, 속초와 주문진을 제외한 대부분의 정점에서 0.03～0.06℃/년의 감소추세를 보인다. 여러 연안 정점에서 최고 표층수온의 상승추세에 비해 최저 표층수온의 상승 추세가 뚜렷하게 나타나는 점을 감안할 때, 연안 표층수온의 연변동폭의 감소 원인은 겨울철 표층수온의 상승에 기인함을 추정해 볼 수 있다. 그러나 죽변과 포항 등 일부 지점에서는 겨울철 최저 표층수온의 증가와 더불어 여름철 최고 표층수온도 함께 증가하여 연변동폭의 감소 경향이 다른 정점에 비해 뚜렷하지는 않다.

매일의 표층수온 변동에서 계절변동성을 제거해낸 표층수온편차 역시 거의 모든 정점에서 장기적으로 상승하는 추세를 보였으며 서해안이나 남해안의 정점보다 동해안에서 더 큰 증가 추세를 보였다. 즉, 속초에서 0.06℃/년 이상으로 표층수온편차의 증가율이 가장 크게 나타나며 포항 이북에서 0.04℃/년 이상, 서해안과 남해안 대부분 정점에서 0.03℃/년 이하의 증가율을 보였다.

서영상 등(2003)과 정희동 등(2003)은 동해, 서해 및 남해의 180여 정선관측점에서 매 2개월 간격으로 관측한 장기해양관측자료를 분석하여 한반도 근해역의 수온과 염분의 장기변화경향을 산정하였다. 1968년부터 2002년까지 지난 35년간(1968～2002년)의 관측자료 분석(정희동 등, 2003)에 의한 매년 수온상승정도를 보면 동해(동해연안～울릉분지)의 경우 표층은 0.023℃(모든 정점의 평균값임, 이하 같은 방식), 50 m층은 0.007℃, 100 m층은 -0.022℃의 경향을 보였으며, 남해(남해연안～제주도 남방해역)의 경우 표층은 0.027℃, 50 m층은 0.012℃, 100 m층은 0.006℃의 경향을, 서해(서해연안～서해 중부해역)의 경우 표층은 0.023℃, 50 m층은 -0.010℃를 보였다.

이러한 수온 상승률에 근거할 때 해당 기간 동안의 수온 변동폭은 동해의 경우 표층에서 0.79℃, 남해와 서해는 각각 0.93℃와 0.81℃ 정도의 온도 상승이 이루어진 것으로 추정해 볼 수 있다. 또한 50 m층에서는 동해 0.26℃, 남해 0.41℃ 정도의 수온 상승이 이루어졌고, 서해는 -0.36℃로 수온이 하강했다. 100 m층의 경우 동해는 -0.77℃의 하강을, 남해는 0.19℃의 상승을 보인 것으로 추정할 수 있다. 이는 우리나라 근해역의 모든 표층에서 비슷한 정도의 폭으로 평균수온이 상승하는 것을 의미한다. 표층 이심에서는 남해의 경우 100 m층 부근까지, 동해는 50 m층 부근까지 평균적으로 수온이 상승한 것을 뜻한다. 또한 서해는 50 m층에서, 그리고 동해는 100 m층에서 각각 표층과 비슷하거나 그 절반 정도의 비율로 수온이 하강하는 경향을 보였다. 이는 결과적으로 지난 30여 년 간 우리나라 주변 해역에서 상층해양의 구조는 보다 더 성층이 강화되는 방향으로 변화되어졌음을 시사한다.

Yeh et al.(2010b)은 일본기상청과 영국 Hadley 센터의 표층수온자료(SST)를 이용하여 1891～2005년 기간 동안 동해 전체 해역의 표층수온의 변동 특성을 조사하였다. 선형추세를 보았을 때 동해 남부 해역에서 상당한 온난화 경향이 나타났으며, 이러한 경향은 여름보다 겨울 동안의 경향이 주도한 것으로 나타났다. 동해 SST의 장주기 변동에서는 1940년대 초부터 1940년대 말까지와 1980년대 중반부터 현재까지의 각각 두 기간에 걸쳐 현저한 수온 상승의 진행이 있었다. Yeh et al.(2010b)은 이러한 장주기 수온 변동의 원인으로써 동계 북서풍 몬순의 약화와 이에 따른 한파의 약화가 대기로의 현열 손실량 감소를 가져와 온난한 SST 편차를 만들어낸 것으로 제시하고 있다.

Yeh et al.(2010a)에 의하면 1950～2008년 기간 동안 황해와 동중국해에서도 역시 분지 규모로 동계 표층수온의 장기적인 상승이 이루어진 것이 확인되었다. 이러한 SST 증가 추세의 원인으로는 NPO(North Pacific Oscillation, 북태평양진동) 모드 형태의 해면기압 배치와 그로 인한 동계 황·동중국해상에 작용하는 북서계절풍의 약화와 대기와의 열교환 감소 등이 있다.

일반적으로 중위도 해양의 표층 부근에서 염분의 계절적 변동은 수온보다 그 변동 폭이 좁다. 그러나 염분의 관측빈도가 수온에 비해 상대적으로 낮기 때문에 염분의 장기적 변화 경향에 대한 평가는 수온에 비해 상대적으로 신뢰도가 낮다. 지난 35년간 우리나라 근해에서 매 격월 간격으로 행한 정선 관측 자료에 기초한 염분 장기변화 분석결과(정희동 등, 2003)를 보면 동해에서 표층은 매년 -0.002 psu, 50 m는 0.001 psu, 100 m는 -0.001 psu의 경향을 보였다. 남해에서 표층은 -0.006 psu, 50 m는 0.001 psu, 100 m는 0.003 psu의 경향을, 서해에서 표층은 -0.008 psu, 50 m는 -0.006 psu의 경향을 보였다. 이러한 증감률에 근거할 때 지난 35년간 우리나라 근해의 표층해양은 서해에서 -0.291 psu, 남해에서 -0.217 psu, 동해에서 -0.053 psu 정도 저염화 되었다고 추정된다. 이러한 표층의 저염화 추세는 우리나라 근해의 해양 상층부가 보다 더 성층이 강화되는 방향으로 기여한다고 볼 수 있다.

Kim et al.(2005)은 SRES(IPCC, 2002)의 A1B 시나리오에 대하여 한반도 주변 해역의 해수온 변화양상을 예측하였다. 그 결과 2100년 해표면 온도는 2000년을 기준으로 할 때 1.3～2.0℃ 상승 정도로 예측되었다. 이 결과는 IPCC 4차 평가보고서에 비하여 해표면 온도의 상승정도를 비교적 적게 예측한 것인데, 이는 IPCC 4차 평가보고서의 자료가 육상기원 빙하와 그린란드 및 남극대륙의 빙하가 녹는 것을 고려한 것에 비하여 상당히 보수적이며 제한된 열팽창을 고려한 것 때문이다. 그럼에도 불구하고 본 연구에서는 염분변화에 대한 연구결과를 제시하였다. 오호츠크해의 대륙붕은 해빙이 녹음으로 인하여, 황해의 경우 발해만과 양쯔강의 담수 초과 유출로 인하여 표면 염분강하를 예측하였다. 반면 동해 북서해역의 경우 동한난류가 종래의 분기점 보다 더 북쪽으로 상승함으로 인해 염분이 높아질 것으로 예측하고 있다(Choi et al., 2002).

6.2.1.2. 해양화학

유엔 국가간기후변화위원회(IPCC)는 4차 평가보고서를 발표하면서 최근의 기후변화는 인위적인 결과임을 거의 확신한다고 발표하였다. 해수의 수질에 대해 이와 닮은 주장이 미국 Woods Hole Oceanographic Institution(WHOI)의 Scott Doney(2010) 박사에 의해 제기되었다. 그는 Science지에 기고한 글에서 육상에서 행한 농업, 화석연료 사용, 오염이 해양의 화학에 총체적인 영향을 가했다고 주장했다. 즉, 대기에 증가한 이산화탄소, 과도하게 바다로 유입되는 비료 성분, 각종 오염물질은 해수의 화학을 변화시키고 있는데 이는 아마도 이전 지질시대에 경험했던 어떤 변화보다도 더 빠른 것에 해당한다고 평가된다.

표층 해수의 산-염기 화학의 바뀜, 아표층수에서 산소의 감소, 연안 해수에서 질소의 증가 그리고 수은 등 오염물질의 증가가 주목할 만한 대상이다. 이런 현상은 해양 도처에서 발견되며 우려스러운 점은 우리나라의 상황이 평균보다 더 나쁠 수 있다는데 있다. 인구 밀도가 높으며 산업활동이 활발하고 연안공간에 대한 사용 압력이 매우 높은데다, 우리나라 바다가 모두 해수의 교환이 제한적이라는 자연조건 아래에 놓여 있기 때문이다. 그리고 지금까지 대부분의 연구가 인간의 영향(입힌 피해)을 개별적으로만 검토하였을 뿐 통째로 따져보지 않았음이 문제점으로 지적되는데, 이는 해수 수질(또는 해양화학)이 기후변화와 밀접하게 관련이 되어 있기 때문이다.

우선 전 세계적인 현상에 대해 살펴보면 다음과 같다.

- 전 지구적으로 해수의 pH와 탄산염 포화도가 최근의 자연 변동에 비해 전례가 없게 30～100배 빠르게 줄어들고 있으며 이러한 교란은 앞으로 수세기에서 천년 이상 지속될 것임.
- 해양 산성화는 탄산칼슘을 분비하는 산호나 조개류의 골격과 껍데기 생성을 어렵게 할 것임.
- 해양 산성화는 몇몇 종, 특히 극지역 생물들이 열 스트레스에 취약하게 만들 것임.
- 비료와 배기가스로 나오는 질소는 연안의 산소 부족 현상을 악화시킬 것임.

그림 6.16은 기후변화와 관련된 해양 수질 문제의

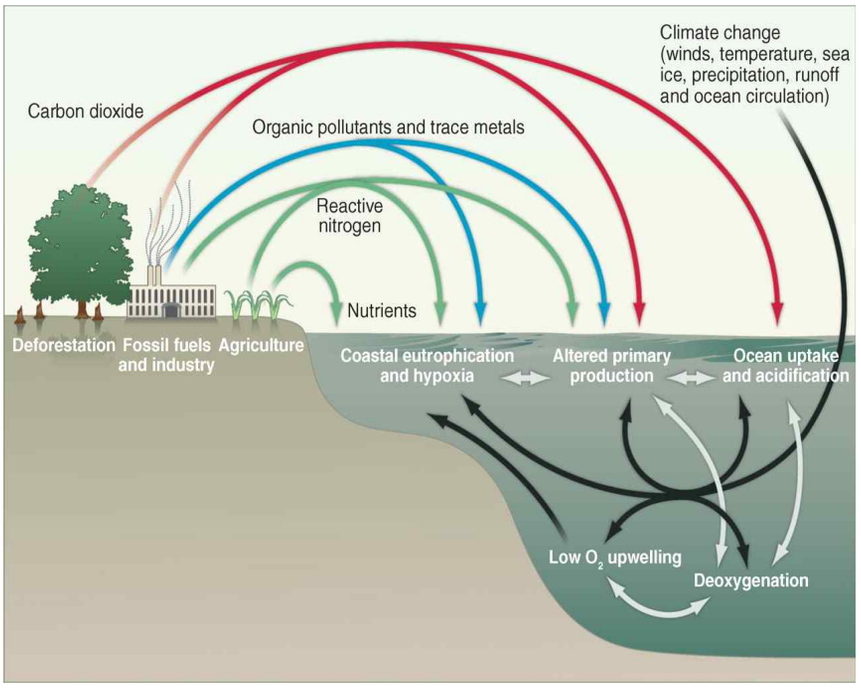


그림 6.16. 인간이 해양의 생지화학적 순환에 미치는 영향에 대한 개략도(Doney et al., 2010).

유형을 보여주고 있다(Doney et al., 2010). 유채색 화살표는 직접 해양으로 물질이 유입되는 것을 나타내고, 기후변화로 비롯된 해수 순환이 바뀜에 따른 간접적인 영향은 검정색 화살표로 나타냈다. 회색 화살표는 해양의 생지화학적 변화가 복잡하게 얽혀 있음을 보여준다. 해양의 제과정들은 다수 요인의 지배를 받고 있으나, 특히 인위적 교란이 상승효과를 내는 분야가 향후 연구의 대상이다. 과거에는 비료에 의한 부영양화만 주목했던 것에 비해 내연기관의 연소 산물로 나오는 N_2O(산화2질소)를 중요하게 보고 있는 점을 눈여겨보아 둘 필요가 있다.

그림 6.16을 보면 표층 해수 산성화, 심층 해수 무산소화, 그리고 연안 부영양화 및 빈산소화(이후 dead zone으로 나타냄)가 주제어임을 알 수 있다.

먼저 세계 각국이 주목하고 있는 표층 해수 산성화부터 살펴보자. 화석연료를 사용하는 산업 활동의 결과로 대기로 배출된 이산화탄소의 약 1/4 가량이 해양으로 흡수되고 있다. 그 결과로 표층 해수의 산도(pH)가 산업혁명 이전에 비해 이미 0.1 눈금만큼 줄었다(산업혁명 이전에 비해 수소이온의 농도가 26% 증가한 것에 해당함). 대기의 이산화탄소 농도가 산업혁명 이전에 비해 세 배가량 높아질 것으로 예상되는 이번 세기 말까지 0.3 눈금 또는 그 보다 더 산성화될 것으로 전망되고 있다. 그런데 김재연 등이 2010년 한국해양과학기술협의회 공동학술대회에서 발표한 자료에 따르면 동해(울릉분지)의 산성화는 지구 평균보다 빠를 것으로 예상하였다(그림 6.17). 북반구 대기의 이산화탄소 농도를 대표하는 하와이의 마우나로아 관측치 보다는 제주 고산 관측소의 값과 계절 진동 폭이 더 크다. 이는 동아시아의 인구가 많고 산업 활동이 매우 활발하기 때문이며, 그 결과로 이 지역에서 해수에 가해지는 이산화탄소의 분압도 매우 높다. 또한 동해의 경우에는 산성화를 중화시켜 줄 알칼리니티를 공급하는 대규모 강이 없는데다 겨울철에 시베리아에서 부는 골바람이 매우 강해서 이산화탄소가 녹아들기에 매우 적절한 환경을 지니고 있다. 1990년도 이후 표층 해수의 이산화탄소 증가는 전 지구 평균이 연간 1.5 ppm인데 반해 울릉분지와 접한 대기는 연간 3.3 ppm으로 나타났으며 pH의 감소도 전 지구 평균이 0.02 unit/10년인데 반해 0.04 unit/10년으로 두 배 빠르게 진행되고 있는 것으로 나타났다. 그런데 전 지구적인 현상이기는 하지만 대기의 이산화탄소 증가보다 해수의 이산화탄소 증가가 가파르기 때문에 앞으로 몇 년 뒤에는 해양이

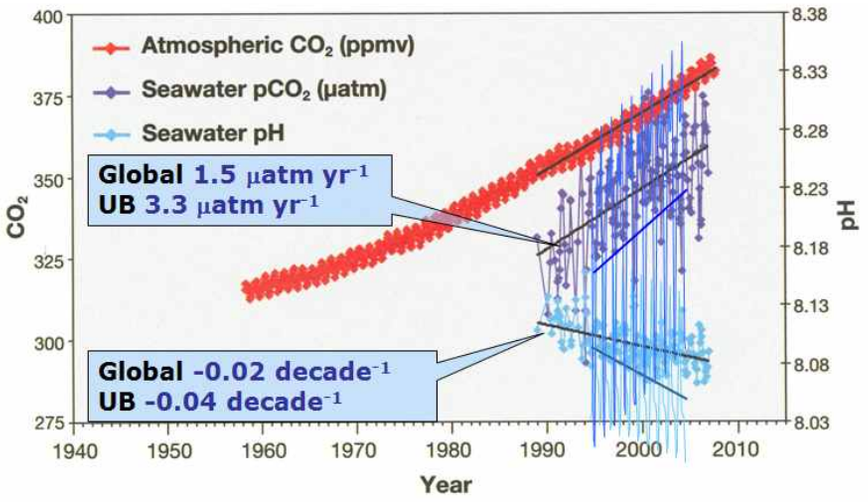


그림 6.17. 동해 울릉분지 표층 해수의 이산화탄소 흡수와 산성화는 1995년도 이래 전지구 평균의 두 배의 속도로 빠르게 진행되고 있음(김재연 등, 2010).

이산화탄소를 더 이상 흡수하지 않을 수 있다는 우려가 제기되고 있다. 여하간 현재에 인류가 배출한 이산화탄소의 심층 이동을 비교하면 동해의 일본분지가 70 ~ 80 mol C m^{-2}로 북대서양과 북태평양의 66 ~ 72 mol C m^{-2}, 20 ~ 30 mol C m^{-2}에 비해 높은 편이다(Park et al., 2006). 우리나라 연안의 경우, 바위에 부착하여 자라는 대형바닷말이 자취를 감추는 갯녹음(또는 백화현상)이 연안생태계의 기초생산성을 저하시키는 바람직하지 않은 현상으로 지목되고 있는데, 이것이 온난화/산성화와 어떤 관계가 있는지는 지켜보아야 할 중요한 대상이다. 이산화탄소 용해에 따른 해수의 탄산칼슘 포화도(Ω) 감소는 연안역에서는 산호초, 외양역에서는 탄산칼슘 분비 플랑크톤의 생존을 위협하게 되는데 우리나라에는 조초산호가 분포하지 않아서 이와는 무관하며, 또한 우리나라 플랑크톤 생태계에서 익족류의 비중이 크다고 보고된 적이 없어서 일단은 Ω의 불포화에 따른 피해가 일찍 나타나지는 않을 것으로 전망된다. 그러나 표층 해양 산성화가 생태계나 수산자원에 미치는 영향에 대한 적응과 대응 방안을 다른 나라보다 서둘러 마련해야 할 것이다.

탄산칼슘을 분비하는 생물을 비롯하여 대부분의 연구가 해수 산성화에 따른 생물의 피해를 보고하고 있는데 반해, (외국의) 실험실 연구 결과들은 해수의 이산화탄소가 증가하면 몇몇 식물플랑크톤, 대형바닷말류의 성장이 촉진되며 남조세균의 질소고정이 활발해진다고 보고한 바 있다. 하지만 실험실 결과가 현장에 적용될는지는 더 지켜보아야 할 것이다.

온난화에 따른 성층의 강화는 조석 혼합이 약한 외양역의 생물 생산성을 약화시키게 될 것이다. 이것은 일반론이고 우리나라의 경우에는 여기에 더해 쿠로시오에서 분기(파생)한 난류 세력이 동서남해 모두에게 좋지 못한 영향을 줄 것으로 전망된다. 가장 커다란 피해가 예상되는 곳은 인구 밀집 지역으로 둘러싸인 황해이다. 현재 황해는 겨울철 냉각에 따라 황해 저층냉수가 만들어지면 저층에 산소를 공급해서 유입되는 유기물의 분해를 감당한다. 그런데, 만약 열에 의한 성층과 겨울철 난류 유입이 강화되면 저층 산소 공급에 적신호가 켜질 것이다. 이는 매우 우려되는 시나리오임에도 이에 대한 정량적인 연구 결과는 아직 착수되고 있지 않다. 따라서 황해의 수질에 대한 현장 관측 감시와 수치 모델링이 조속히 이루어져야 할 것이다. 한편, 수도권이 황해역에 의존하고 있는 것을 고려할 때, 황해가 저산소화 된다면 이로 비롯될 경제적 손실은 상상을 초월하는 규모가 될 것이다. 현재 갖가지 환경문제에 시달리고 있는 발해만이 우리에겐 좋은 타산지석이 될 것이며, 황해에 대한 중국과의 협력은 과학을 포함한 여러 방면에서 필수적이다.

해수의 교환이 제한적인 연안에서 여름철 빗물에

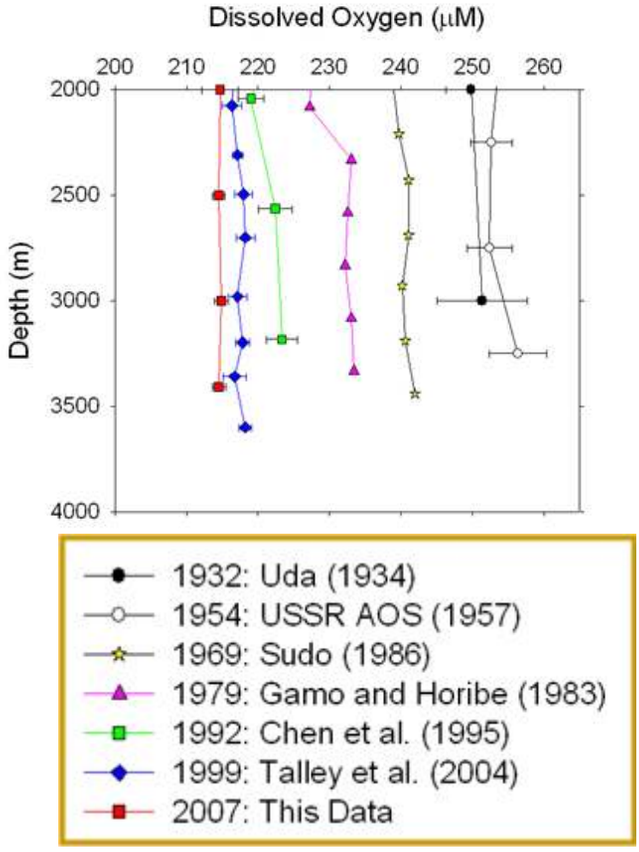


그림 6.18. 동해 수심 2,000 m 아래 해수에 용존된 산소의 감소 추세. 관측이 시작된 이후 35에서 40μmol kg^{-1} 가량 줄어들었음(박근하와 이기택, 2007년도 추계한국해양학회 발표).

쓸려 유입되는 비료 성분과 축산 폐기물 등은 1980년대 중반부터 규모가 크지는 않지만 데드존(빈산소 해역; 용존산소 2 mg/L 이하, 또는 대략 60 μmol kg^{-1} 이하, 또는 표층 포화농도의 30%)이 나타나게 만들었다(남정호, 2004). 황해의 천수만과 진해만 일대, 여수 인근, 고성 해역에 소규모 데드존이 나타나기 시작했는데 방치할 경우에는 온난화에 따른 성층 강화가 수질을 악화시킬 것으로 보인다. 그런데 적조와는 달리 데드존은 언론 매체에서 환경 문제로 적절히 다루어지지 않았다. 데드존은 산소의 농도가 생물의 활동에 악영향을 줄 정도로 낮은 해수 덩어리로 어패류에 커다란 피해를 입힌다. 대체로 해수의 교환이 제한적이고 육지 인근의 부영양화 된 해역이 취약한 곳이다. 미생물의 활동은 온도에 비례하기 때문에 수온의 상승(온난화)은 데드존의 형성을 강화시키게 된다. 그림 6.16에서와 같이 내연기관이 배출하는 생물이용 가능한 질소 화합물에 의한 효과도 검토 대상에 올려야 한다.

빈산소를 지나 무산소화로 진행되면 황화수소는 산이면서 생물에 독성을 띤다. 따라서 온난화와 더불어 부영양화에 따른 유기물 생산이 늘어나면 미생물들의 호흡을 통해 이산화탄소가 늘면서 산소가 부족해지는 것과 산성화가 동시에 진행되게 된다. 이렇게 예상되는 상승효과는 아직 과학적으로 적절하게 평가되어 있지 못하다.

태풍은 양면성을 지녀서 데드존을 만들어 낼 수도 있고 소멸시킬 수도 있다. 적조의 상황과 비슷하게 현재 데드존이나 적조가 발생한 곳의 경우에는 태풍이 해수 혼합을 통해 직접적으로는 환경을 개선시키는 효과를 낸다. 하지만 육상에 호우를 내릴 경우에는 빗물에 쓸려온 유기물과 비료 등이 합세하여 적조나 데드존을 유발시킬 수도 있다. 저층 무산소화는 불용성 산화물로 퇴적층에 격리되어 있던 각종 오염물(주로 유해 중금속류)이 생태계로 되돌아오게 만들

어 생물 폐사와 같이 눈에 띄는 사고 말고도 궁극적으로는 수산물을 섭취하는 사람의 건강을 위협하게 된다. 데드존은 대체로 돌발적으로 발생하는 유형으로 이런 상황은 모델로 예상하기 아주 어려운 분야로서 평소에 건강한 생태계를 유지시켜 주는 것만이 대책이 될 수 있다.

산성화 말고도 동해는 한 가지 더 우려되는 환경문제를 안고 있다. 동해는 심층수가 만들어지는 규모가 작은 지중해로서, 만약 심층수가 만들어지지 않는다면 심층산소가 줄면서 2200년 무렵이면 무산소 상태로 바뀔지도 모른다는 예상이 발표된 바 있다(Chen et al., 1999). 박근하·이기택이 2007년도 해양학회에서 제시한 동해의 북부 일본 분지 심해수(> 2,000 m)의 용존산소 자료를 보면 1950년대 초반에 250 μmol kg^{-1}을 넘던 것이 2007년도에는 220 μmol kg^{-1} 이하로 줄고 있다. 동해 심층수 형성의 복잡한 동역학을 따지지 않는다면 무산소화가 일방적으로 진행되는 듯한 인상을 주기에 충분하다(그림 6.18). 국내 연구진이 과거 기록과 최근의 CREAMS 자료를 검토하여 재해석한 상자 모형은 과거의 연장선에 있는 경우라면 무산소 피해는 면할 것으로 보고 있다(Kim et al., 2004; Kang et al., 2004). 무산소 가능성이 제기되었던 동해저층수가 2040년 무렵이면 모두 소멸될 것으로 보이기 때문이다(그림 6.19). 하지만 기후계의 복잡한 피드백이란 변수가 남아 있어서 용존산소 변화의 진행 경과를 예의주시할 필요가 있다.

동해 심층수 무산소화 논의에 핵심 인자는 산소소모율(oxygen utilization rate)이다. 산소 소모율은 몇 번에 걸쳐 자료가 제시된 바 있으며 최근에 수치 모형에 사용하고자 지수 함수 형태로 발표되었다(김일남 등, 2010; 표 6.4). 현재 심층수에 용존된 산소의 농도는 약 200 μmol kg^{-1} 수준이고 연구 결과에 따르면 울릉분지에서 1년 동안에 약 4/2000 μmol kg^{-1}씩 소비하고 있다.

이상과 같이 그림 6.16에서 제시된 세 가지 주요 수질 문제에 대해 우리나라 해역은 어느 하나에 대해서도 자유롭지 못하다. 대중과 정책입안자들이 시의 적절한 결정을 내리는데 도움이 되려면 현재보다 인간의 영향을 더욱 잘 파악해야 한다. 해양에 대한 이해에 가장 큰 걸림돌은 바다의 크기에 비해 아주 부족한 수의 관측 자료를 바탕으로 해석해야 한다는 점이다. 국제 해양학계나 기구에서는 다양한 전지구 해양관측 네트워을 구축하여 자료 부족을 해결하고 양질의 자료 획득을 도모하고 있다. 이를 위해 자동측정 센서와 플랫폼이 아주 활발하게 개발되고 있다(Johnson et al., 2009). 우리나라도 이들 네트워에 이전에 비해 더욱 적극적으로 참여할 필요가 있다.

기존의 수질 판정이 화학적산소요구량(COD)과 같은 이화학적 요소에 기반을 둔데 비해 생태에 기반한 수질 판정이 요구되고 있다. 이는 앞서 Doney et al.(2010)이 지적한 개별 요소연구의 한계를 극복해야 한다는 지적과 같은 맥락의 요구이다. 여기에 가장 크게 기여할 수 있는 분야가 유전학으로 지목된다. 물리해양학에서 유전자까지 큰 규모에서 작은 규모를 아우르는 통합연구가 이루어진다면 생태계를 보다 더 잘 이해할 수 있게 될 전망이다. 실험실이 아닌 현장을 대상으로 한 유전체 연구는 이제 막 시작 단계에 있지만 그 가능성은 이미 매우 높게 평가되고 있으며(DeLong, 2009) 우리나라에서도 환경 메타게놈 연구가 갓 시작되는 단계에 접어들었다.

6.2.1.3. 해양지질

해안은 육지, 바다, 해저, 대기의 경계로 육지(하

표 6.4. 동해 각 분지의 수심(z) 200 m ~ 2,000 m 사이의 산소 소모율, $OUR=ae^{bz}$(mol-O_2 kg^{-1} yr^{-1})(김일남 등, 2010).

분지명	a	b	수심적분값(mol-O_2 m^{-2} yr^{-1})
서부 일본분지	10.514	-0.00127	5.77
동부 일본분지	10.680	-0.00138	5.38
울릉분지	6.592	-0.00110	4.15
야마토분지	12.560	-0.00271	2.68

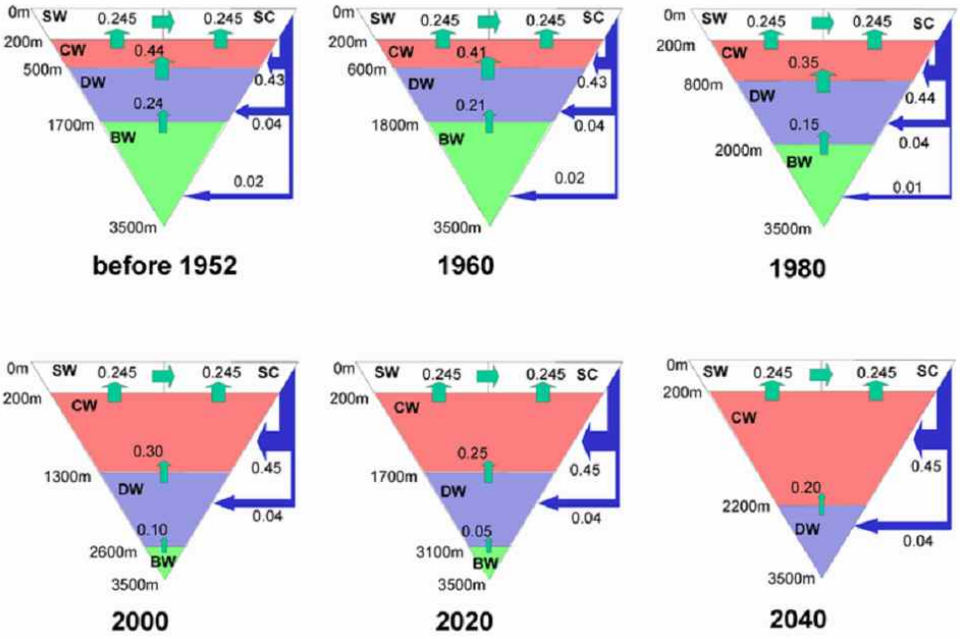


그림 6.19. 단순화 시킨 동해 심층수 형성 모드의 변화-과거와 미래: 현재의 동해 저층수(BW)는 온난화로 인해 만들어지는 것이 약화되고 대신 중층수(CW) 형성이 강화되고 있음. 따라서 저층수의 무산소화가 일어나는 것이 아니라 저층수(BW)가 심층수(DW)로 대체되면서 우려했던 무산소 사태는 일어나지 않을 전망임(Kang et al., 2003).

구), 대기(바람), 외양(해류 등)과 더불어 파동 및 조석 등에 의한 외력과 지형 조건 등이 결합하여 복잡한 역학적 과정이 일어나며, 이들 과정은 물리적, 생물적, 화학적 및 지질학적으로 상호 연관되어 있다. 해안의 다양한 과정은 시·공간적인 다양성을 가지고 있으며 더불어 다양한 외력의 작용으로 매우 동적인 특성을 가지고 있다. 해안은 이들 외력과 인간의 간섭이 서로 밀고 당기면서 경우에 따라서는 같은 방향 또는 반대 방향으로 작용하면서 해안선의 모양을 변화시키기도 한다. 해안의 빠른 변화 속성은 파동이나 해류에 의하여 움직이는 해안의 모래나 입자들의 변화를 고려할 때 잘 나타난다. 백사장의 모래는 일반적으로 계절변동을 하지만 태풍 해일 내습 시 몇 시간 내에 해안 퇴적상이 급격히 변화하기도 한다(그림 6.20). 이런 물리적 특성으로 인하여 해안은 섬세한 시스템으로서 외부 간섭에 대하여 매우 빠르게 반응하는 특이한 시스템임을 명시할 필요가 있다. 따라서 연안시스템은 인위적인 간섭에 대해서도 비교적 빠르게 반응을 나타나는 특징을 갖는다. 폭풍은 강풍에 의하여 매우 큰 파동을 생성하며 해수면 상승(폭풍해일)을 가져온다. 고조와 폭풍이 동시에 일어나는 경우 폭풍의 위력은 해안에 큰 피해를 줄 수 있다. 폭풍은 연안 인프라에 큰 피해를 입히는 것 외에도, 불과 수 시간 만에 모래사장과 사구를 수십 미터나 침식시킬 수 있으며 해안절벽의 안정도를 크게 훼손할 수 있다. 지난 30년 동안 해안을 크게 훼손한 폭풍이 상당히 보고되었다. 최근 우리나라 동해안에서도 이와 같은 폭풍으로 인하여 해안침식 및 해안지역의 피해상황이 자주 보고되고 있는 실정이다.

해안침식(coastal erosion)이란 여러 원인에 의하여 바다 쪽 육지부가 침식하는 현상이다. 해안은 장기간에 걸쳐 침식과 퇴적을 반복하므로 해안침식을 정의하기 위해서는 기상, 폭풍 등에 의한 단기적 영향을 제거하고 장기간의 평균치를 이용한다. 그림 6.20은 해안침식에 영향을 미치는 다양한 외력의 시·공간적 규모를 나타내고 있다. 파동, 바람 및 조석은 비교적 짧은 시간 및 공간 규모에 작용하며, 다음으로 연안류, 폭풍, 경사과정 등에 의한 시간규모를 가진다. 본 연구의 주제인 해수면 상승 및 지반침하 등은 매우 큰 시간 규모를 가지고 해안침식에 영향을 미친다. 해안침식에 영향을 미치는 이들 역학적 요소들이 별도로 작용하는 것이 아니라 많은 경우 비선형적으

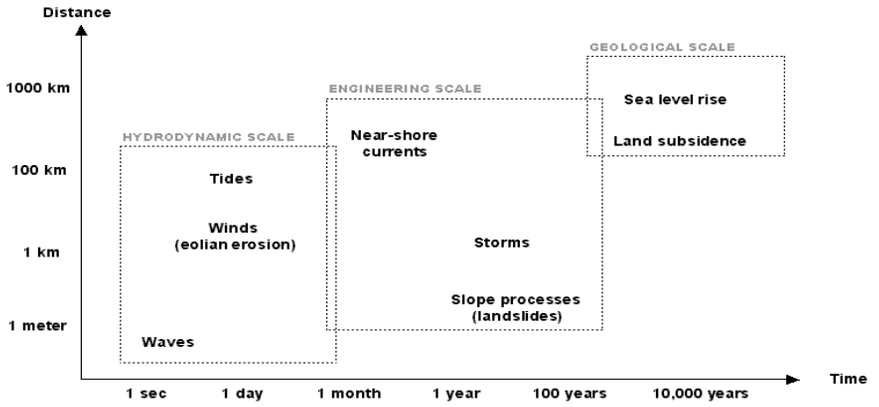


그림 6.20. 해안침식에 영향을 미치는 외력 및 시·공간적 규모(EUROSION, 2004).

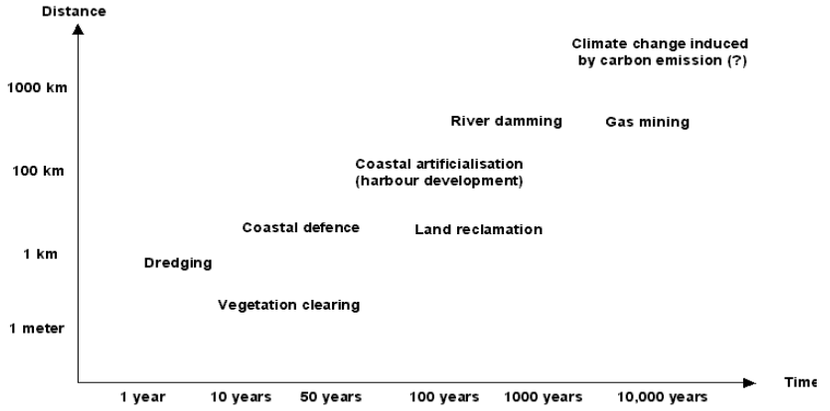


그림 6.21. 해안침식에 영향을 미치는 인위적 요인 및 시·공간적 규모(EUROSION, 2004).

로 누적적으로 작용하기 때문에 연안침식의 원인을 정확히 파악하는 것이 어려운 작업이 된다. 더불어 본 연구에서 조사한 해수면 상승에 의한 영향도 이들 요소들과 결합할 때 더욱 복잡한 양상을 보일 것으로 예상된다. 즉 기후변화로 해수면 상승은 물론 파동, 바람, 조석, 연안류, 태풍 해일, 해류 등이 변하는 경우 이들 변화에 대한 정량적인 예측이 선행되어야 하며 이들 예측을 토대로 해당 요소들이 연안침식에 미치는 영향 파악이 가능하다. 그러나 이들 물리적 현상은 비선형적인 해안의 물리적 과정의 특성과 더불어 이들 요소들이 기후변화에 어떻게 변화하는가를 정량적으로 파악하는 것은 매우 도전적인 과제이다.

그림 6.21은 해안침식에 영향을 미치는 인위적 요인(개발사업) 및 이들 요인들의 시·공간 규모를 나타낸다. 인위적 원인으로서는 하천개발, 항만건설, 해안지역의 도시화 등을 들 수 있다. 우리나라를 포함한 많은 선진국에 있어 인간의 활동에 의한 인위적인 해안침식이 자연적인 원인에 의한 침식보다 더 큰 비중을 차지하고 있는 것으로 보고되고 있다. 인위적인 침식은 항만건설 등 특정 사업이 큰 영향을 미치지만 소규모 및 중규모 사업들도 누적적으로나 또는 간접적으로 영향을 미치고 있다. 항만, 도시, 관광단지, 산업단지, 해안도로 등의 해안개발사업은 방파제, 제방, 돌제나 기타 강성구조물을 수반하는 경우가 많다. 이들 구조물은 해양으로부터 육지의 건축물이나 기타 자산을 보호하기 위하여 건설되었다. 하지만 이들 구조물은 연안에서 파랑과 유동 양상을 변화시키고 이로 인하여 토사분포 유형을 변화시킨다. 이로 인하여 연안에서 토사 총량은 크게 영향을 받지는 않지만 토사재분포를 통하여 일부 지역에는 침식, 다른 지역에서는 퇴적을 유발하는 경우가 빈번하다. 해양매립공사가 연안침식에 미치는 영향은 매립공사가

표 6.5. 연도별 연안침식 이력조사 평가 결과(120개소)(국토해양부, 2009a).

구분	A등급	B등급	C등급	D등급	총개소	침식심각율 (D등급/총개소)
'04년	-	25	29	8	62	12.9%
'05년	2	33	21	6	62	9.7%
'06년	2	30	16	14	62	22.6%
'07년	9	57	34	20	120	16.7%
'08년	9	60	35	16	120	13.3%

※ A등급 : 양호, B등급 : 보통, C등급 : 우려, D등급 : 심각

시행된 후 상당기간이 경과 후에 나타나는 것으로 보고되고 있다. 해양매립공사를 비교적 쉽게 수행할 수 있는 만이나 감조박지에서 매립공사를 시행하면 이 지역에서 조량의 감소를 가져오게 된다. 이와 같은 조량감소는 토사를 운반하는 창조류와 낙조류의 변화를 가져오게 되며 이로 인하여 이 지역의 해안은 침식을 유발할 수 있다. 개방된 해안을 따라 수행된 해양매립은 조량감소에 의하여 연안과정을 변화시키는 것이 아니라 해안선 구조와 쇄파각도 변화를 통하여 연안과정을 변화시키며 이로 인하여 해안침식이 발생하게 된다. 하천의 유수량을 조절하는 사업이 연안과정에 미치는 영향에 대해서는 최근에 조명을 받기 시작하였다. 이는 이들 영향이 가시화되기까지는 수십년이 걸리기 때문인 점도 있다. 하천 유량을 감소시키거나 하천 범람을 막는 행위들은 해안에 도달하는 토사량을 감소시킬 것으로 예상되며, 이들 하천으로부터 토사를 공급받던 해안은 침식이 예상된다. 해양준설은 통항선박 항로 확보를 위한 수심유지를 목적으로 최근 20년 동안 크게 증대하였다. 해양준설사업과 더불어 해사채취사업도 각종 건설사업의 확대에 따라 재료(모래 및 자갈) 공급원으로 크게 증대되어 왔다. 해안의 모래가 움직이는 곳에서의 준설은 해안토사의 수지 불균형을 가져와 해안침식에 영향을 미칠 수 있다. 지하수 또는 지하가스 개발은 지반침하로 인한 상대적 해수면 상승을 유발시킴으로써 해안침식에 영향을 줄 수 있다. 이와 같은 현상은 세계 곳곳에서 보고되고 있으며 일본 니가타현의 사례연구(Mimura, 1999)와 같이 해수면 상승과 유사한 기구로서 해안침식을 유발하게 된다.

우리나라에서는 해안침식을 유형별로 분류하고 모니터링을 통해 해안의 이력을 조사하는 시스템을 구축하고 있다(국토해양부, 2009a). 이와 같은 해안침식 이력조사는 국가적 차원에서 침식지역의 평가·관리를 용이하게 함으로써 정부차원의 종합대책 수립 시에 기본 자료로 이용이 수월하다. 연안침식 이력조사는 기상, 조석, 조류, 수문, 하천, 지형 및 개발현황, 사진촬영 및 해빈단면측량, 표층퇴적물분석, 항공사진분석 등 다양한 항목을 포함하고 있다(국토해양부, 2009a). 더불어 우리나라에서 발생하고 있는 해안침식유형을 연안지역의 지형학적 특성에 따라 구분하고 있다. 해안지형은 그 구성 물질에 따라 사질해안, 점토질해안, 암석해안, 인공해안으로 분류된다(Brid, 1993). 일반적으로 침식대상지역을 사빈유무를 기준으로 1차로 분류하고 있다. 백사장 지역은 배후지의 사구가 존재하는 여부에 따라 백사장침식과 사구포락 지역으로 구분한다. 백사장이 없는 지역은 호안의 유무에 따라 토사포락 지역과 호안붕괴 지역으로 구분하고 있다. 이에 따라 우리나라에서는 연안지역의 지형적 특성에 따라 백사장침식, 사구포락, 토사포락, 호안붕괴의 4가지 침식유형으로 분류하고 있다.

표 6.5는 2009년 주요 120개 조사지역에 대하여 연 2회 조사를 수행하여 그 결과를 분석한 결과이다. 연안침식 이력조사 결과를 살펴보면, 전체 조사지역 120개소 중 A등급은 9개소, B등급은 60개소, C등급은 35개소 그리고 D등급은 16개소로 나타났으며, 이 중 C등급 이하는 51개소로서 전체의 42.5%를 차지하였으며 예방적 연안정비사업의 수요대상지역에 반영 필요가 있는 D등급은 16개소로서 약 13.3%에 달

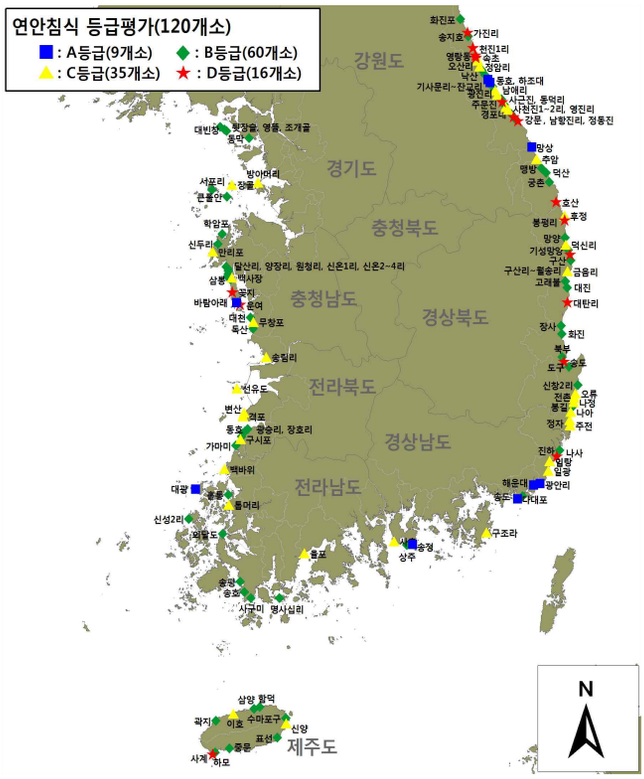


그림 6.22. 연안침식 등급평가(침식주제도)(국토해양부, 2009a).

하는 것으로 파악되고 있다(국토해양부, 2009a). 조사 대상지역 등급변동을 살펴보면, 등급상승이 20개소, 등급하강이 11개소로 전년대비 상승지역이 증가(표 6.5)한 것으로 나타났다(국토해양부, 2009a).

이와 같은 원인은 해역별, 지역별로 다소 차이는 있으나 2009년 큰 태풍의 내습이 거의 없었으며, 이상파랑, 너울성 파랑과 같은 고파랑이 거의 내습하지 않았거나 일시적으로만 영향을 미쳤기 때문인 것으로 분석하였다. 따라서 이와 같은 해안침식 경향은 외력의 변화에 따라 경년변화가 크게 나타날 것으로 예상된다. 연안침식 비디오 모니터링 및 연안침식 이력조사 결과를 종합 분석하여, 과업대상지역 120개소에 대한 침식등급을 평가한 침식주제도는 그림 6.22와 같다(국토해양부, 2009a). 우리나라 해안은 해안지형의 특성에 따라 다양한 형태로 침식이 발생하고 있는 것을 알 수 있다. 해역별로는, 동해안의 경우는 백사장 침식(강원도, 경북해안)이 가장 많으며, 남해안의 경우는 토사포락 및 호안붕괴가 가장 많고, 서해안은 사구포락(태안반도, 신안군) 및 토사포락(전남 무안군 등)이 주를 이루고 있는 것으로 조사되고 있다.

우리나라 연안침식 방지사업은 연안관리법(1999년 제정)에 근거한 연안정비사업으로 진행되고 있다. 연안정비사업은 “해일, 파랑, 해수 또는 지반의 침식 등으로 해안을 보호하고 훼손된 해안을 정비하는 사업”으로 훼손된 연안환경 개선·복원을 통한 연안의 자연생태적 가치 증진 및 삶의 질을 제고하고 연안보전 및 국토유실 방지를 위한 연안침식 방지 및 친수 연안 공간 조성이라는 목적을 가진다. 2000년 8월 국토해양부는 “연안통합관리계획”을 통해 전국을 10대 권역으로 구분하고 연안관리 정책이념 방향에 맞게 연안관리 지역계획 수립을 권고하고, 이로 인해 2001년부터 지방자치단체에서 연안관리 지역계획을 수립하게 되었다. 현재 1차 연안정비계획(2000~2009년)과 관련된 사업이 진행 중이며, 2009년 5월 2차 연안정비계획(2010~2019년)이 수립되었다. 1차 연안정비사업의 추진 실적은 표 6.6과 같으며, 이를 통해 연안정비사업에 대한 기반마련 및 연안의 중요성에 대한 인식을 제고할 수 있었다는 평가를 받는다. 그러나 자체사업의 국고 보조율이 50%로 지자체의 재원확보 곤란 등으로 사업추진이 부진하였다는 문제점

표 6.6. 1차 연안정비 10개년(2000 ~ 2009년)계획 추진 실적(국토해양부, 2009b).

(단위: 개소/억원)

사업량 기준			사업비 기준		
1차계획	추진현황	추진율	1차계획	투자실적	추진율
631	281 (완료 232)	45%	7,823	4,334 (국비2,546)	55%

※ 타 사업(재해복구사업, 지자체자체사업 등)으로 수행한 86개소 포함시 추진율 58%

표 6.7. 강원도의 주요 침식피해사례(2005 ~ 2007년).

지역별	해안선변화	피해	현상태
강릉 안목항 북측	백사장 600m 유실	도로변 주차장 붕괴	원상회복
강릉 사천진 북측	백사장 200m 유실	도로 침하	원상회복
속초 해수욕장	백사장 80m 유실	철조망, 산책로 붕괴	원상회복
강릉 주문진~교항리	백사장 80m 유실	해안로, 철조망 붕괴	침식, 퇴적 반복
강릉 영진리	백사장 150m 유실	도로 침하	침식, 퇴적 반복
속초 영랑동	백사장 50m 유실	TTP노출, 인도침하	침식, 퇴적 반복
고성 봉포리	백사장 150m 유실	옹벽노출	침식진행
양양 남애리	수중 모래 이동	도로 및 옹벽 침하	침식진행
계	8개소		

※ 자료: 강원도환동해출장소 제공

이 있었으며, 지역 현안 위주에서 탈피하여 연안 보전의 취지에 부합되는 사업 위주로 추진 필요성 제기되기도 하였다(국토해양부, 2009b).

다음으로 지차체의 대응현황과 관련하여 강원도의 사례를 살펴보면 강원도는 연안침식으로 인해 많은 피해를 경험해 왔다(표 6.7). 1999년 "연안관리법" 제정으로 인해 연안정비사업계획에 관한 수립근거가 마련된 이후로 2000년도에 수립된 "연안정비 10개년 계획"에 의하여 2000년부터 2009년(10개년)간 강원도는 총 35건(1,037억원)의 침식방지사업이 진행 중이다. 이 중 침식방지와 관련된 사업은 22건 침식 외 사업은 13건으로 국비 50%, 지방비 50%의 비율로 진행 중이다. 2008년까지 침식방지 9개소(강릉 강문, 강릉 남항진, 동해 묵호동, 고성 천진리, 강릉 사천진, 속초 영랑, 고성 대진~마차진, 양양 남애), 해안도로 3개소, 호안 1개소 총 14개소에 576억원이 투자되었으며, 2009년 4개소(고성 문암1~2, 속초 영랑, 양양 남애, 강릉 강문)에 대해 사업이 추진 중이다(강원도환동해출장소, 2009). 또한 지속적이고 전체적인 해양물리, 해빈이동에 대한 현장조사로 침식경향을 규명하고자 "전 해안의 종합관측·관리를 위한 기본계획 수립(강원도환동해출장소, 2007)"에 의해 2006년부터 2015년까지 10개년 간 약 66억원의 예산으로 "해안침식지역 물리조사용역"을 진행 중에 있다. 이 사업에서는 강원도 해안을 41개의 단위 표사계로 구분하고 조위, 파랑 등 수리현상과 모래의 이동/유입, 유출들을 관측하여 매년 관측 결과를 보고하고 있다.

6.2.1.4. 해양 생태계

해양 생태계에 영향을 주는 기후요인은 해수온도, 해수면 상승, 해류, 강우량, 일사량, 바람, 태풍, 결빙 등을 들 수 있다(그림 6.23). 이들 요인들은 해양의 기초생산력을 좌우하고 생물의 생리작용이나 활동을 직간접적으로 조정함으로써 생물의 활동이나 생존에 영향을 미치게 된다. 해양생태계 전체에 가장 큰 영

표 6.8. 2004년 현재 우리나라 해역 갯녹음 발생 현황.

해역별	마을어장(ha)	갯녹음(ha)	비율(%)
강원	11,216	776	6.9
경북(울산)	6,663	2,110	31.7
제주	14,451	4,541	31.4
합 계	32,330	7,427	23.0

※ 자료: 국립수산과학원 동해수산연구소 제공

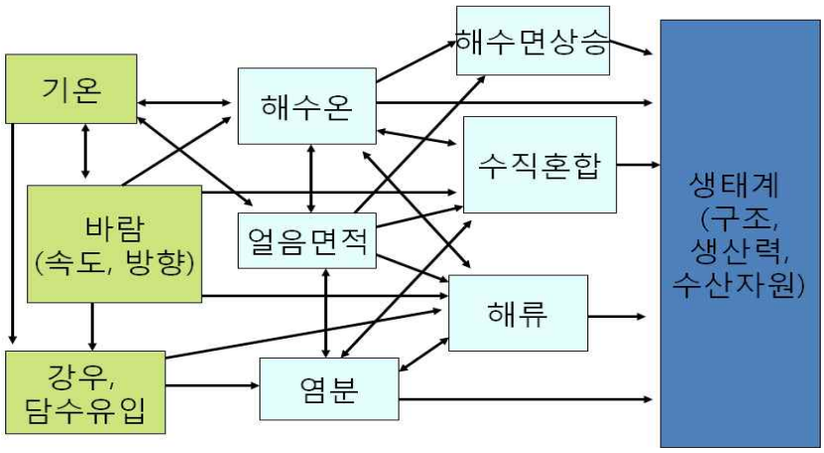


그림 6.23. 생태계에 영향을 미치는 기후요인과 경로.

향을 줄 요인은 해류순환의 변화일 것이다. 국지적 기상조건의 변화에 따른 수온의 변화는 크지 않을 것이나 해류순환의 변화나 수괴의 이동에 따른 환경변화는 그 폭이 클 것이다. 해양생물의 적응범위를 생각할 때, 연간 0.02도 정도의 수온상승 자체는 미미한 영향을 줄 것이나 해류나 수괴의 변화는 먹이생물에 영향을 미쳐 해양생태계 전체에 큰 변화를 가져오게 될 것이다. 특히 많은 종류의 해양생물은 유생 단계에서 해류를 타고 이동하여 성육장으로 회유하거나 정착한다. 따라서 유생을 다른 곳으로 이동시키게 되므로 개체군의 가입이 타격을 입게 된다. 해류의 변화와 더불어 일사량, 바람과 같은 다른 기후요인의 변화는 생물군집의 변화를 더욱 가속화 시키게 된다. 이러한 다양한 과정을 거쳐 일어나는 변화를 감지하게 위해서는 지속적이고 장기적인 관측이 있었어야 하지만 한국 근해에서는 극히 적은 수의 항목이 관측되어 왔기에 생태계/수산자원 변화를 확실하게 판단할 수 있는 현상은 많지 않다.

수온상승과 관련하여 제기된 생태학적 현상은 우선 아열대/열대성 미기록종의 출현이다. 열대 해역 지표종인 *Ornithocercus* 속 와편모조의 제주도 서북해역 연안에서의 발현이 김형신 등(2008)에 의해 보고되었다. 이 연구에서 총 32종의 와편모조가 관찰되었으며, 이중 19종은 한국 연안에서 과거에 관측되지 않았거나 미기록된 종으로 온난화의 영향을 나타났을 것으로 판단하고 있다. 이러한 열대종의 출현은 쿠로시오 난류가 여름철에 비해 특히 11월에 강화되는 것과 연관이 있다고 김형신 등(2008)에서는 보고하고 있다. 그러나 제주근해에서 기준이 될 수 있는 과거 관측이 없었던 상황에서 이러한 결론을 내리는 것은 성급하다. 또한 쿠로시오가 단지 강해졌다고 새로운 종이 나타난다는 해석도 무리가 있다. 과학적인 타당성을 가지기 위해서는 좀 더 지속적인 관측과 이동과정에 대한 연구가 필요하다.

수온상승과 관련하여 제주도나 남해에서 빈번하게 발현되는 무절석회조류이며, 무절석회조류는 한국 주변 해역의 해조 숲을 대체하고 있다. 갯녹음 발현의 이유로는 크게 수온상승과 발생해역의 빈 영양화를

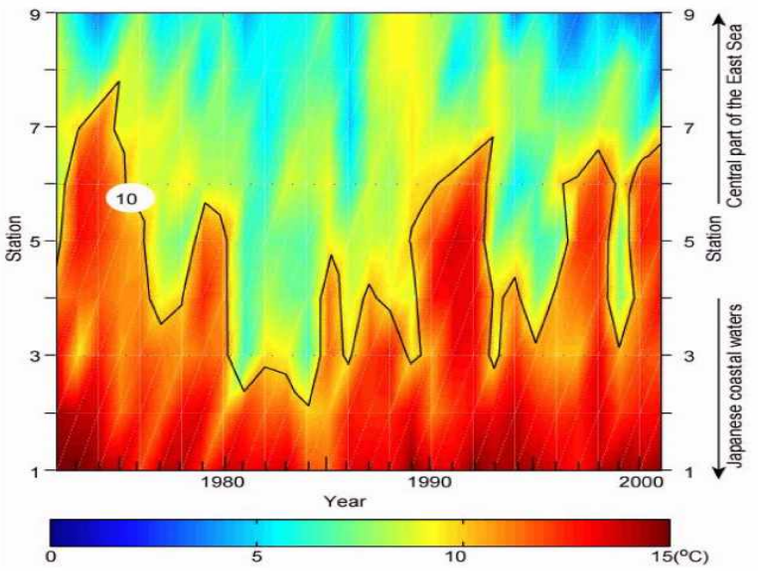


그림 6.24. 동해 PM(일본 기상청 운영) 라인에서 관측된 수심 100 m의 수온의 장기 변동(Lee et al., 2008).

예상할 수 있다. 연안어장의 약 23%(7,427 ha)에서 갯녹음의 피해가 발생하고 있고 2004년 현재 갯녹음 발생현황은 표 6.8과 같다.

동해는 한국 근해 중에서 기후변화 신호가 가장 뚜렷한 것으로 알려져 있다(PICES, 2004). Yamada et al.(2004)은 동해 북부의 프리모리에 연안의 식물플랑크톤 봄번성 시기가 마미야(타타르) 해협의 해빙이 녹는 시기에 따라 달라짐을 보여주었다. 해빙이 일찍 녹으면 동해 북부 연안의 식물플랑크톤이 일찍 번성하였고 늦게 녹으면 번성이 늦어졌다. 이는 해빙에 의해 수괴의 안정도가 영향을 받기 때문이며, 기후변화에 의해 해빙의 면적과 녹는 시기가 달라지면 동해 북부의 식물플랑크톤의 계절적 역학이 달라질 수 있음을 시사한다. 또한 Yamada et al.(2004)은 엘니뇨해에 봄 번성이 빨라지는 이유를 바람이 약해져서 성층이 빨리 일어나는 것으로 설명하였다. Kim et al.(2007)은 더 나아가 1998～2005년간의 자료를 분석하여 동해 울릉분지의 봄과 가을의 번성시기가 바람에 의해 조절될 수 있음을 보여 주었다. 이 역시 바람의 변화가 식물플랑크톤의 계절적 변동에 영향을 미칠 수 있음을 의미하고 기후변화에 의해 바람이 변하게 되면 동해 식물플랑크톤의 생산력과 역학이 변할 수 있음을 시사한다. Yoo and Park(2009)은 울릉분지에서 기초생산력이 높은 이유를 계절풍에 의한 연안용승으로 설명하였고 계절풍의 변화가 울릉분지의 기초생산력을 감소시킬 수 있을 것으로 예측하였다. 기초생산단계에서 일어나는 변화는 먹이망을 통하여 궁극적으로 생태계 전체에 전달되게 된다. 식물플랑크톤이 왕성하게 성장하면(기초생산력이 크면) 궁극적으로 동물플랑크톤이나 어류가 더 늘어나게 되고 반대로 식물플랑크톤의 성장이 느리면(기초생산력이 작으면) 동물플랑크톤이나 어류가 줄어들게 될 것이다. 그림 6.24는 동해 PM(일본 기상청 운영) 라인에서 관측된 수심 100 m 수온의 장기 변동을 보여준다.

한국 근해에서 관측된 가장 뚜렷한 장기적인 생태계 변화는 동물플랑크톤 생물량의 변화일 것이다. Kang et al.(2010)은 과거 약 40년간(1960년대～2000년대) 황해, 동해, 동중국해의 동물플랑크톤 생물량 변화를 분석하여 황해는 1980년대 중반부터 동중국해는 1990년대 초반부터 동해는 1990년대 종반부터 동물플랑크톤 생물량이 증가하기 시작하였음을 보여주었다(그림 6.25). 이 패턴은 Yeh and Kim(2010)이 보여준 한국 근해의 온난화 경향과 일치한다. Yeh and Kim(2010)에 의하면 1980년 중반부터 황해, 동중국해, 동해의 수온이 온난기로 바뀌었고 이는 NPO (North Pacific Oscillation, 북태평양진동)와 유사한 북태평양의 기압패턴에 의해 북풍이 약해졌기 때문

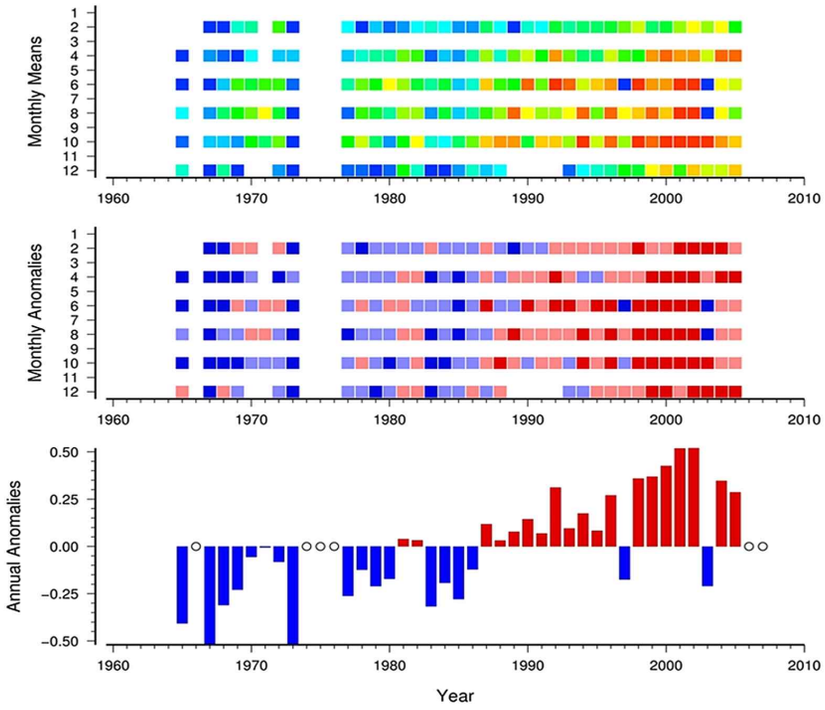


그림 6.25. 황해의 동물플랑크톤 생체량의 장기변동(Kang et al., 2010).

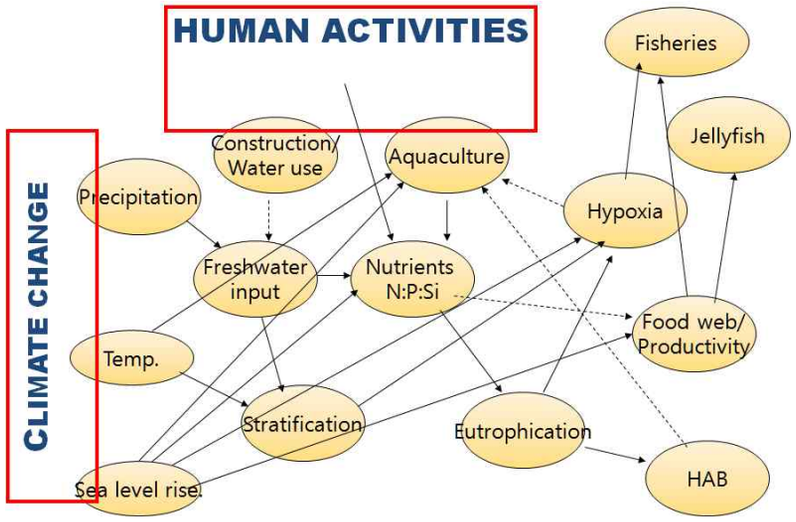


그림 6.26. 연안에서 기후변화와 인간활동의 상호작용에 의해 일어나는 생태계 문제들.

으로 해석하였다. 그러나 이러한 수온상승과 동물플랑크톤 생물량의 증가가 어떻게 연결되었는지 그 기작은 불확실하다. 다만 장기적 수온/기온 경향과 해양생태계의 구조가 밀접한 관계가 있음을 보여주는 사례이다.

연안역은 기후변화 뿐만 아니라 인간에 의한 영향이 상승효과를 일으키게 되어 그 양상이 매우 복잡하게 될 것으로 예측된다(그림 6.26). 기후변화에 의한 요인은 강수량, 수온상승, 해수면 상승이 가장 중요할 것이며 인위적인 요인으로 연안구조물 건설, 담수량조절, 부영양화, 양식활동 등이 중요한 요인이다. 대형 댐의 건설은 특히 부영양화와 함께 영양염의 교란을 일으키게 되어 인접 해양생태계에 영향을 미치게 된다. 산샤댐의 경우가 대표적인 경우인데 2003년

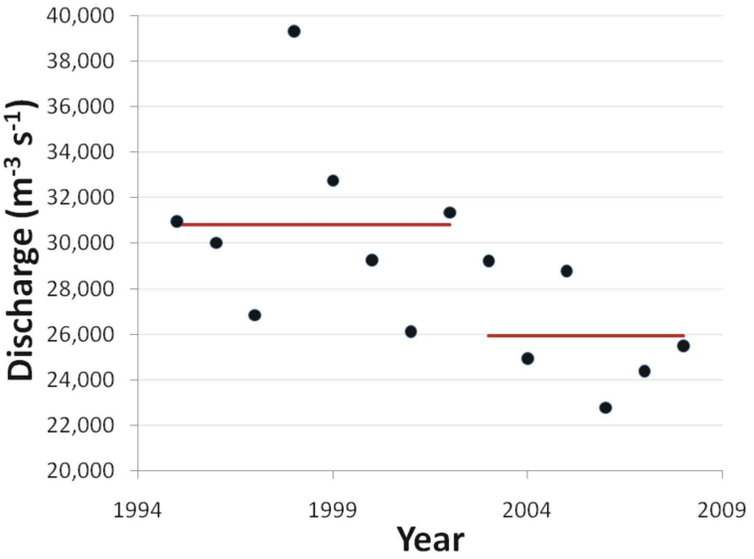


그림 6.27. 장강수의 유출량 변화. 2003 ~ 2008년간 평균유출량이 1995-2002년간에 비해 16.9% 감소하였음(Yoo et al., 2010).

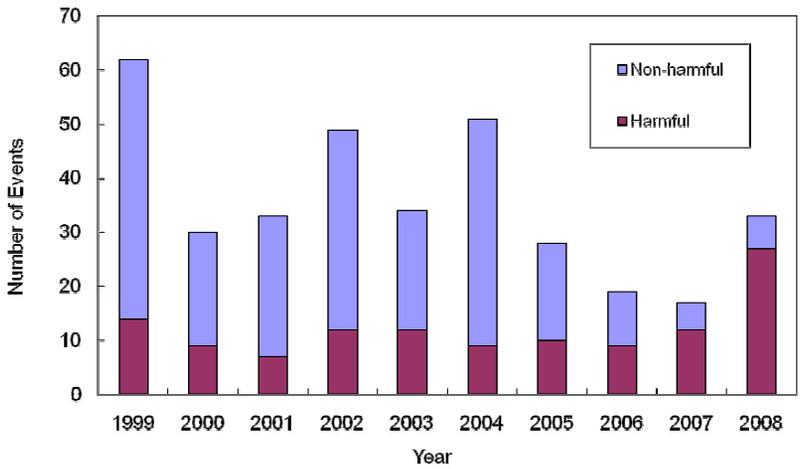


그림 6.28. 남해의 적조 발생빈도 변화(Yoo et al., 2010).

댐 가동 후 1995 ~ 2002년간에 비해 연평균 유출량이 16.9% 감소하였다(Yoo et al., 2010; 그림 6.27). 이는 동중국해 대륙붕 해역의 염분, 영양염 등을 변화시키고 결과적으로 생산력, 먹이망 구조를 변화시킬 수 있으므로 지속적인 감시가 필요하다.

해수온의 변화와 산샤댐의 영향 등으로 남해의 환경변화가 예상되나 적조의 경우 최근 10년간의 빈도에 있어서 통계적으로 유효한 경향은 발견되지 않았다(그림 6.28).

앞에서 살펴본 것처럼 지난 수십 년간 한국 근해는 수온 증가 등 뚜렷한 장기변화의 징후가 있었으며, 동시에 동물플랑크톤, 주요 어종 등의 변화가 관측되었다(Kang et al., 2000; Kim et al., 2000; Zhang et al., 2000). 그 외에도 해파리 대증식 등 뚜렷한 생태계 변화의 징후가 나타났다(Yoo et al., 2010). 그럼에도 기후요인과 물리해양학적 요인, 생태계 하위영양준위, 상위영양준위가 어떤 과정을 거쳐 연결되고 연동하는지 그 기작에 대한 이해는 거의 없는 상황이다. 이러한 기작에 대한 이해 없이는 장래에 일어날 변화를 예측하는 것은 불가능하다. 일반적으로 생물간의 상호작용은 생태계 구성에 있어 물리화학적 요인보다 더 중요하며 먹이망 일부에서 일어난 변동은

먹이망 전체에 전달된다. 따라서 환경변화가 일어나면 직접적으로 영향을 받는 생물 뿐 아니라 궁극적으로는 생태계 전체가 영향을 받게 된다. 이러한 복잡성으로 인해 현재의 생태학 지식수준으로는 생태계가 교란에 대해서 어떻게 반응할지를 정확하게 예측할 수 있는 방법이 없다. 그러나 이러한 불확실성에도 불구하고 잠재적 변화에 대한 대책은 미리 마련되어야 할 것이다. 대책은 크게 2가지 방향에서 이루어져야 한다.

첫째, 변화를 감지, 판단할 수 있는 바탕(bottom-line) 조사이다. 우리나라 해역의 해류순환 체계, 해양생태계의 기본 구조 등에 대한 주기적인 조사와 상태평가를 수행하여 어떤 변화가 일어나고 있는지 판정할 수 있는 능력을 갖추어야 한다. 우선 해류체계의 변화를 지속적으로 관측해야 할 것이다. 쿠로시오와 같이 우리나라 해역에 큰 영향을 미치는 주요 해류의 방향이나 세력의 변화를 감시하고 이에 따라 연안 해류 흐름이 어떻게 달라지는지를 주기적으로 관측하여야 한다. 우리나라 해역의 생태계는 해양물리적 환경에 비해 조사가 미흡하게 되어있다. 계절적으로, 또 지역적으로 어떤 특성을 가지고 있는지에 대한 바탕 자료가 미흡하기 때문에 장기적인 변화가 일어나고 있는지를 판단할 기준이 없는 것이다. 기존의 조사결과를 종합하고 부족한 부분을 채워 한국 근해의 해양생태계 특성에 대한 이해의 근저가 만들어져야 한다.

해양생태계 구조를 이해하기 위한 최소한의 기초자료로는 동식물 플랑크톤의 주요 종 구성, 어란 및 유생의 분포 등이다. 인공위성 자료를 이용한 기초생산력의 변화도 쉽게 사용할 수 있는 도구이다. 생태계 기저 구조에 대한 자료 축적으로 어류 자원량의 장기적 변동을 이해하기 위한 노력을 하여야 한다. 이렇게 될 때 기후변화에 따른 해양생태계 변화 기작을 이해할 수 있고 미래의 변화를 예측하는데 필요한 기반을 갖추게 된다.

연안환경에 대한 지속적인 감시도 필요하다. 취약지역의 용존산소 변화를 지속적으로 조사하여 빈산소 환경의 확장을 감시하여야 한다. 연안 양식장에 서식하는 기생생물, 병원생물의 감염분포를 조사하고 이들의 전염가능성을 감시하여야 한다.

둘째, 방향은 예측능력의 확보이다. 기후변화에 따른 몇 가지 시나리오를 구축하고 이에 따른 피해를 예측하고 이를 경감할 수 있는 대안을 제시해야 할 것이다. 예컨대, 해수면 상승에 대비하여 방조제를 쌓을 경우 연안의 해류가 어떻게 달라질지를 예측하기 위해 모델링을 활용하고, 해류 변화를 최소화할 수 있는 방향으로 방조제 건설 방안이 나와야 할 것이다. 이때 연근해에서 유생이 이동하는 경로를 안다면 이러한 지식을 활용하는 것이 큰 도움이 될 것이다.

해양생태계의 변화에 대해서도 모델링이 활용될 수 있다. 기후요인의 변화에 의한 해양물리환경의 변화를 예측하고 생태계 모델을 활용하여 생태계에 어떤 변화가 나타날 수 있는지 예측하는 것이 장차 가능할 것이다. 또한 연안환경요인의 변화에 따른 적조의 발생빈도와 발생종의 변화 등에 대한 분석을 통하여 장기적 기후변동이 적조발생에 어떤 영향을 미칠지 예측할 수 있는 능력을 확보하는 것도 해양생태계 보존을 위해 필요하다.

6.2.1.5. 수산자원

우리나라가 속한 북서태평양(FAO Fishing Area 61)은 세계적으로 어획 생산고가 가장 높을 뿐만 아니라 인구 밀도와 인구, 그리고 일인당 수산물 소비량도 세계에서 가장 높은 곳이다(Kim, 2010). 그러나 우리나라 연근해에서는 1970년대 이후 한국과 주변국가들 어업기술 발전에 따라 남획이 진행 중이고 산업화에 따라 수질이 악화되고 서식지가 파괴됨에 따라 전체 수산자원이 줄어들고 있는 것으로 평가되고 있다(PICES, 2004; Kim et al., 2007b). 그러나 북서태평양 어획고는 1990년대 들어 안정된 상태를 보여주는 반면 양식 생산은 크게 증가하고 있다(Kim et al., 2007b; Kim, 2010). 남획과 함께 기후변화에 따른 생태계 변화로 수산업 부문에 많은 피해가 예상되며(그림 6.29) 수산물에 의존하는 우리나라 국민들 식생활 문화를 보았을 때 수산업 분야에 큰 피해가 예상된다(Kim et al., 2007b; Kim, 2010). 기후변화는 일부 어종과 업종에는 긍정적인 영향을 줄 수도 있을 것으로 낙관할 수도 있다. 그러나, 대부분 어종과 업

TYPE OF CHANGES	CLIMATIC VARIABLE	IMPACTS	POTENTIAL OUTCOMES FOR FISHERIES
Physical Environment	changes in pH through increased CO_2 and acidification	- Effects on calciferous animals e.g. molluscs, crustaceans, corals, echinoderms & some phytoplankton	potential declines in *production* for calciferous marine resources
	warming upper layers of the ocean	- warm water species replacing cold water species	shifts in *distribution* of plankton, invertebrates, fishes birds, towards the north or south poles, reduced species diversity in tropical waters
		- plankton species moving to higher latitudes	
		- timing of phytoplankton blooms changing - changing zooplankton composition	potential mismatch between prey (plankton) and predator (fish populations) and declines in *production and biodiversity*
	sea level rise	- loss of coastal fish breeding and nursery habitats e.g. mangroves, coral reefs	reduced *production* of coastal and related fisheries
Fish stocks	higher water temperatures changes in ocean currents	- changes in sex ratios - altered time of spawning - altered time of migrations - altered time of peak abundance	possible impacts on timing and levels of *productivity* across marine and fresh-water systems
		- increased invasive species, diseases and algal blooms	reduced *production* of target species in marine and fresh water systems
		- affects fish recruitment success	abundance of juvenile fish affected and therefore *production* in marine and fresh water
Ecosystems	reduced water flows & increased droughts	- changes in lake water levels - changes in dry water flows in rivers	reduced lake *productivity* reduced river *productivity*
	increased frequency of ENSO events	- changes in timing and latitude of upwelling	changes in pelagic fisheries *distribution*
		- coral bleaching and die-off	reduced coral-reef fisheries *productivity*
Coastal infrastructure and fishing operations	sea level rise	- coastal profile changes, loss of harbours, homes, - increased exposure of coastal areas to storm damage	costs of adaptation make *fishing less profitable*, risk of storm damage *increases costs* of insurance and/or rebuilding, coastal households' *vulnerability increased.*
	increased frequency of storms	- more days at sea lost to bad weather, risks of accidents increased - aquaculture installations (coastal ponds, sea cages) more likely to be damaged or destroyed	*increased risks* of both fishing and coastal fish-farming, making these less viable livelihood options for the poor; *reduced profitability* of larger-scale enterprises, insurance premiums rise.
Inland fishing operations and livelihoods	changing levels of precipitation	- Where rainfall decreases, reduced opportunities for farming, fishing and aquaculture as part of rural livelihood systems	*reduced diversity of rural livelihoods*; greater risks in agriculture; greater reliance on non-farm income
	more droughts or floods	- Damage to productive assets (fish ponds, weirs, rice fields etc) and homes	*increased vulnerability* of riparian and floodplain households and communities
	less predictable rain/dry seasons	- Decreased ability to plan livelihood activities – e.g. farming and fishing seasonality	

그림 6.29. 기후변화가 수산업에 미치는 영향(FAO, 2007).

종에서는 예측하여 대응하기 힘든 큰 변화를 수반할 것이기 때문에 수산 분야에서는 전반적으로 부정적인 영향을 많이 미칠 것으로 보인다(Roessig et al., 2004; Lehodey et al., 2006; Brander, 2007; deYoung et al., 2008).

기후변화가 우리나라 수산업에 미치는 영향을 평가하고 전망하기 위해서는 기후변화와 관련하여 1) 모니터링과 생태계 영향 평가, 2) 수산어종과 수산업 변화 예측과 전망, 3) 수산업 분야 취약성 평가와 적응 방안 마련의 순서로 관련 연구자들과 정부 정책 개발자들이 협력하여 로드맵을 만들고 적응 종합계획을 마련해 왔다. 이 3가지 단계에서 우리나라 관련 연구 수준은 1번 모니터링과 과거 자료에 기반한 영향 평가는 어느 정도 이루어지고 있는 실정이나, 2번 예측과 전망, 3번 취약성 평가는 초보적인 수준에 머물고 있다. 따라서 앞으로는 예측과 전망에 기반한 취약성 평가에 집중적인 연구와 투자를 할 필요가 있다. 기후변화에 대비한 수산자원관리 방안 마련을 위해서 최근 해양 생태계의 상태와 기능을 대표할 수 있는 지표들이 개발되고 있는 중이며(Lee et al., 2003; Koo et al., 2005; Lee et al., 2008; Zhang et al., 2009) 이런 지표에 기반한 각 해역별, 업종별로 취약성을 평가할 필요가 있다(Lehodey et al., 2006; deYoung et al., 2008; Chung and Lee, 2009; Cochrane et al., 2009; Joshua, 2009).

이를 위해서 지금까지 우리나라에서 이루어진 기후변화 관련 수산 분야 연구를 (1) 생태계 변화, (2) 수산어종 가입과 어획고 변화, (3) 어종 분포변화와 새로운 종 출현으로 크게 나누어 정리해본다.

6.2.1.5.1. 수산 관련 생태계 변화

지구온난화의 영향으로 1960년대부터 지금까지 표층수온이 올라감(Jung et al., 2007; Jung, 2008)과 동

시에 10년 스케일의 생태계 체제변이가 크게 4번 일어났던 것으로 최근 요약되었으나 해역별, 생태계 분류군 별로 차이가 있는 것으로 나타났다(Hong, 2008; Kang et al., In review). 이 중 3번은 기존 북태평양 생태계 연구에서 10년 스케일 기후변화에 따른 체제변환(regime shift)이 일어났다고 보고한 연도(1977, 1989, 1998년)와 일치하였고 나머지 1번은 우리나라 연근해에서만 1982년에 일어난 것으로 평가되었다. 지난 40년 동안 우리나라 연근해 수온, 염분, 동물 플랑크톤 변화 양상을 해역별로 비교해보면 대마 난류 영향을 받는 동해와 남해는 함께 변화하는 경향을 보이는 반면 담수 유입 영향을 많이 받는 황해는 상대적으로 독립적으로 변화하는 것으로 나타났다(Kang et al., In review; Rebstock and Kang, 2003). 특히 남해와 서해는 동해에 비교해서 인간활동의 영향을 더 받는 것으로 평가되었다(PICES, 2004).

1970년 이후 4번에 걸쳐서 일어났다고 평가되는 우리나라 연근해 생태계 변이를 시기별로 요약해 보면 다음과 같다. 먼저 1977년 변화 이후로 대마난류 유입량이 증가하고 표층 수온, 특히 초겨울 표층 수온이 올라가고 표층 염분도 증가한 것으로 평가되었다(Zhang et al., 2000). 특히 1976년은 한반도와 주변 해역이 유별나게 따뜻했던 시기로 평가되었다. 1976~1988년 동안 동해에서 혼합층은 더욱 두꺼워지고 전반적으로 봄 기초생산력은 감소했으나 가을 기초생산력은 증가하나 또한, 기초생산력이 전반적으로 감소함에 따라 동물플랑크톤 현존량도 감소한 것으로 평가되었다(Kang et al., 2000; Zhang et al., 2000; Zhang et al., 2004). 그러나 최근 연구(Kang et al., In review)에서는 동물플랑크톤 현존량은 1977년 이전과 1978~1988년 사이에 큰 차이가 없는 것으로 평가되었다(Kang and Kim, 2002).

1982년 무렵 변화는 북태평양의 다른 해역에서는 큰 변화가 일어났다고 보고되지는 않았으나 이 시기를 전후하여 1981~1988년 동안 우리나라 주변 해역 수온이 표층에서 저층까지 전반적으로 내려갔다(Jung, 2008). 1982년 이후 우리나라 전체 어획고 어종 구성과 남해안 동물플랑크톤 종구성에서 큰 변화가 일어났으며, 이는 엘니뇨와 관련이 있는 것으로 보인다(Jung et al., 2007; Kang et al., In review). 1982년 이후 변화의 가장 두드러진 특징은 동물플랑크톤에서는 요각류가 더욱 우점해졌으며 담수유입의 영향을 크게 받는 황해에서 동물 플랑크톤 현존량과 종구성 변화 등이다(Kang et al., In review).

1989년 체제변환은 세계적으로도 가장 연구가 많이 된 지구 규모의 기후 변동에 따른 생태계 변화이며, 연근해의 경우 대마난류 영향권인 동지나해와 대한해협 그리고 동해에서 수온이 갑자기 올라간 것과 관련이 있는 것으로 보인다(Hare and Mantua, 2000; Chiba and Saino, 2002; Rebstock and Kang, 2003; Katoh et al., 2006; Tian et al., 2008; Lee et al., 2009). 그러나 동서남해 모든 해역에서 표층염분은 유의한 변화가 나타나지 않은 것으로 잠정 평가되었다(Kang et al., In review). 1989년을 전후하여 쿠로시오 해류에 의한 열수송량이 증가하였을 때, 봄철 1차생산량의 감소와 가을철 1차생산량 증가의 경향을 보였으며, 1988년 1차생산량과 1991년 동물풀랑크톤의 증가가 관측되었다(Chiba and Saino, 2002). 또 우리나라 연근해 동물플랑크톤 군집구조에서도 1989년을 전후해서 큰 변화가 일어난 것으로 평가되었다(Kang et al., In review). 이러한 변화는 수산자원의 변동성과 깊은 연관이 있을 것으로 보고했다(Zhang et al., 2000; Zhang et al., 2004; Gong et al., 2007; Jung et al., 2007; Kang et al., 2007; Kang et al., In review; Kim et al., 2007b; Zhang et al., 2007; Lee et al., 2009).

1998년 체제변환은 아직 그 발생 여부에 대해서 연구가 진행 중이나 우리나라 표층수온과 염분, 동물플랑크톤 현존량, 동서남해 동물플랑크톤 군집구조 등에서 변화가 나타난 것으로 일단 평가되고 있다(Yoo and Kim, 2004; Hong, 2008; Kang et al., In review).

6.2.1.5.2. 수산 어종 어획고와 가입 변화

지구온난화에 따른 우리나라 연근해 표층수온 증가가 연근해 수산업에 미치는 영향을 간략하게 정리해보면 전체 어획고는 큰 변화가 없을 것이나 어종과 어업, 해역에 따라 다음과 같은 긍정적인 면과 부정

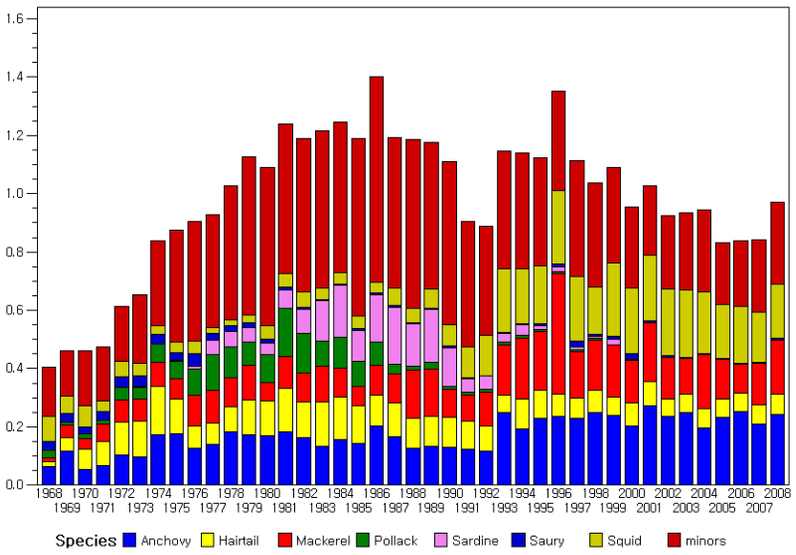


그림 6.30. 어종별 우리나라 연근해 연어획고(1968-2008년, 단위 톤). 멸치 anchovy(Engraulis japonicus), 갈치 hairtail(Trichiurus lepturus), 고등어 mackerel(Scomber japonicus), 명태 pollack(Theragra chalcogramma), 정어리 sardine(Sardinops sagax), 살오징어 squid(Todarodes pacificus), 기타 minors(어업생산통계연보, http://fs.fips.go.kr).

적인 면이 교차할 것으로 전망된다.

(가) 상대적으로 저어류 어획고가 감소하고 부어류 어획고는 증가
(나) 연안 어업 어획고는 감소하나 근해 어업 어획고는 증가
(다) 지금 주요 어획 대상인 부어류 분포가 북상하는 대신 새로운 아열대성 어종 어획고 증가
(라) 지금 주요 어획 대상인 저어류 분포는 대체적으로 남하하거나 현 상태 유지

지구온난화에 따라 우리나라 주변 해역 수온이 증가하면서 특히 저층에서 용존산소가 줄어들어 빈산소 저층 해역이 확대되고 있는 것으로 보인다(Kang et al., 2003; Kang et al., 2004a; Kang et al., 2004b; Lim et al., 2006; Jung et al., 2007; Jung, 2008). 이에 따라 대표적인 부어류인 멸치, 고등어, 살오징어 어획량은 꾸준히 증가하고 있으나(Jung et al., 2007; 그림 6.30) 자원량이 이에 비례하여 증가했다고 보기는 힘들다. 따라서 산업화와 자본화에 따른 어업기술 발달이 부어류의 어획량 증가에 가장 큰 요인으로 보인다(Cheong, 2003). 그럼에도 멸치의 경우 일본에서는 1990년대 표층수온 상승 때문에 정어리 어획량이 줄어든 대신 멸치 어획량이 증가했다고 본다(Takasuka et al., 2003; Takasuka et al., 2007). 1960년대 어획량에 비해 1990년대부터 북서태평양에서 많이 잡히고 있는 살오징어의 경우도 일본 남쪽 쿠로시오 해역보다는 대마난류 영향권인 대한해협과 동해에서 어획량이 더 크게 증가했기 때문이다. 이는 온난화에 따라 주어장이 북상한 것으로 평가하기도 한다(Gong et al., 2006; Gong et al., 2007; Gong and Choi, 2008). 우리나라와 일본의 주요 어획 대상 어종인 고등어도 온난화에 따라 주어장이 북상한 것으로 평가하기도 한다(Hiyama et al., 2002; Gong et al., 2007).

어법별 어획고 변동을 살펴보면 1970년도부터 수심이 얕은 연안 지역에서 어획고는 점점 감소하였으나 수심이 깊은 근해에서 어획고는 점점 증가하는 경향을 보여주고 있다(그림 6.31). 이런 경향은 연안에서의 댐 건설(Ahn et al., 1998; Kim et al., 2006; Lee and Ryu, 2008), 수질 오염(Hong and Lee, 1983; Chang and Oh, 1991; Kim, 1997; Lee and Cha, 1997; Lee and Lim, 2006; Jo et al., 2008; Moon et al., 2008)과 어업 규제(Hong and Huh, 1995; Kim, 2003; Kim, 2004; Cheong, 2008) 등으로 인한 수산자원량과 어획 강도의 감소에 의한 것이다. 근해에서의 어획고 감소의 가장 큰 요인은 한국이 자본화가

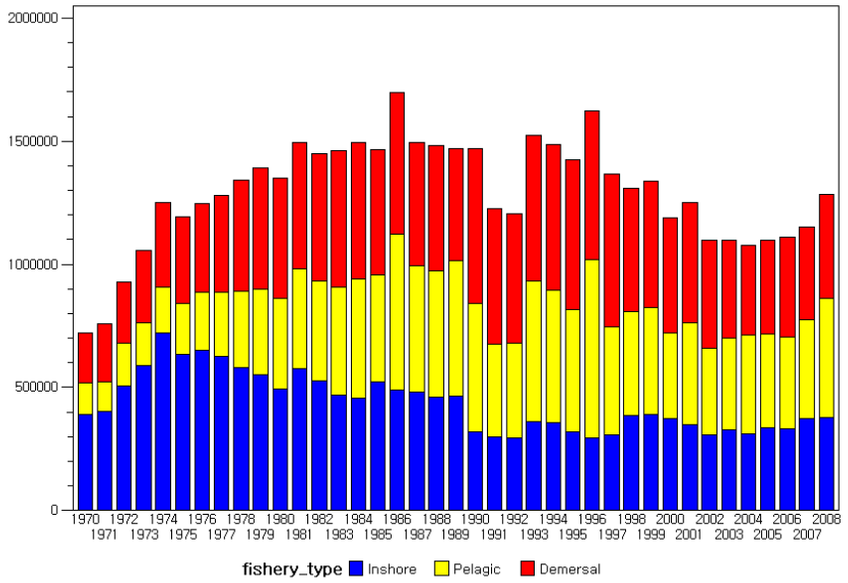


그림 6.31. 어업별 우리나라 연근해 연어획고(1968-2008년, 단위 톤). 연해 Inshore, 근해 offshore = 부어(Pelagic) + 저어(Demersal)(어업생산통계연보, http://fs.fips.go.kr).

진행되면서 먼 거리까지 나가서 조업할 수 있는 동력선 등 어업 기술이 점점 발전한 것으로 본다. 근해 어업 어획고를 다시 저어와 부어로 나누어서 보면 둘 다 증가하고 있는 것으로 나타나나 부어의 증가율이 저어보다 2배 정도 많았다(Kim et al., 2007b; 그림 6.31). 어획고에서 부어가 상대적으로 늘고 저어가 상대적으로 줄어든 것은 수질오염, 지구온난화, 해양 표층수온 상승 등에 따른 저층 용존산소 감소와 빈산소 해역 확장과 관련이 있는 것으로 보인다(Jung et al., 2007; Jung, 2008).

그러나 이러한 장기적인 온난화 경향을 10년 스케일 주기에서 보면 생태계 체제변환에 따라 수온은 증감을 반복하는 것으로 보인다. 앞서 언급한 1977, 1982, 1989, 그리고 1998년에 일어났다고 평가된 우리나라 연근해 생태계 체제 변화와 관련하여 우리나라 수산 어종 군집구조와 어획량도 크게 변한 것으로 나타났다(Kim and Kang, 2000; Gong et al., 2007). 지난 40년 동안 우리나라 연근해 어획대상 어종 변동을 살펴보면 전체 어획량은 큰 변화가 없으나 개별 어종의 어획량 변동은 큰 것으로 나타난다(Jung et al., 2007; 그림 6.30). 1950 ~ 1970년 동안 우리나라 어획고는 1950년대 초 약 10만 톤에서 1960년대 말 약 40만 톤으로 4배 정도 증가하였다. 1968 ~ 2008년 동안에는 1968년 약 40만 톤에서 2008년 130만 톤으로 3배 이상 증가하였고, 1986년 170만톤을 정점으로 해서 전체 어획고는 100만 톤 수준에서 안정화된 것으로 보인다. 이런 증가 원인은 자원량이 증가했다기 보다는 한국이 산업화가 진행되면서 어업 기술과 잡는 능력이 발전한 것이 가장 큰 요인인 것으로 보인다.

1980년대 이후 우리나라 전체 연근해 전체 어획고는 안정화된 것으로 나타난다. 다변량분석기법의 하나인 대응분석 결과를 보면 각 어종별 어획량은 큰 변동을 하였으며 그 주기는 10년 단위였음을 보여주고 있다(Jung et al., 2007; 그림 6.32).

대응분석에서 각 시기를 대표하는 어종은 1968 ~ 1976년은 꽁치, 1977 ~ 1982년은 명태, 1983 ~ 1990년은 정어리, 1991년 이후는 살오징어였다. 이렇게 대표어획어종이 바뀌는 이유는 우리나라 연근해 수온 상승과 기후변화와 관련한 체제변이(regime shift)와 관련이 있는 것으로 보인다(Kang et al., Submitted; Kang et al., 2000; Kim and Kang, 2000; Zhang et al., 2000; Rebstock and Kang, 2003; PICES, 2004; Zhang et al., 2004; Lehodey et al., 2006; Tian et al., 2006; Gong et al., 2007; Takasuka et al., 2007; Watanabe, 2007; Zhang et al., 2007; Jung, 2008; Tian et al., 2008; Lee et al., 2009). 이런 대응분석

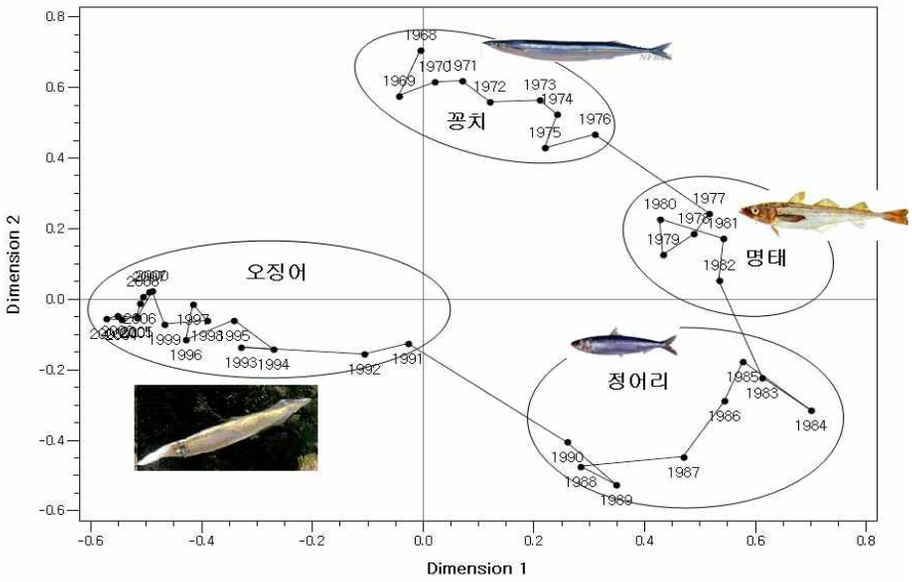


그림 6.32. 시기별 우리나라 연근해 어업 대표 어종 교체(1998-2009)(Jung et al., 2007).

결과 기후변화에 따라 민감하게 어획고가 변하는 어종은 앞서 언급한 명태, 꽁치, 정어리, 살오징어 외에도 대구와 참조기를 꼽을 수 있다.

특히 흥미로운 것은 이 6가지 어종은 쿠로시오 해류의 지류인 대마난류 영향권 해역에서 주로 서식하며 잡히는 어종이라는 점이다. 따라서 우리나라 어획물 종조성에 가장 큰 영향을 미치는 요인은 기후변화에 따른 대마난류 변동과 관련이 있다(Tian et al., 2006; Gong et al., 2007; Kim et al., 2007a; Tian et al., 2008; Lee et al., 2009). 우리 국민들이 즐겨먹는 어종들의 잠재 어획고와 그 주요 어획해역이 기후변화와 대마난류 변동에 따라 어떻게 변화할지를 예측 전망하여 수산업이 겪을 기후변화에 따른 충격을 최소화하고 지속가능한 어업이 효율적으로 이루어질 수 있도록 관련 수산관리 방안을 개발할 필요가 있음을 보여주고 있다(Gong et al., 2007; Kim, 2010).

1976～1977년 변화에 대해서는 동해 생태계와 수산자원 군집구조에서 변화가 일어난 것으로 평가되었다(Kang et al., 2000; Zhang et al., 2004; Zhang and Gong, 2005). 이 시기를 전후하여 어획 대상 주어종은 꽁치, 오징어에서 명태로 바뀌었으며(Kang et al., 2000; Zhang et al., 2004; Jung et al., 2007), 동해 어획고의 평균 먹이사슬 단계는 3.09에서 3.28로 증가하였고, 어획고도 48% 증가한 것으로 평가되었다(Zhang et al., 2004).

1982년 변화는 강력했던 엘니뇨 영향과 상관이 있는 것으로 보이며 이 시기 뒤로 정어리 어획량이 크게 증가하여 1980년대에는 연 어획고가 150,000톤을 넘어섰다. 반면 명태 어획고는 점점 줄어들어 1981년 한 때 166,000톤으로 최고를 기록한 뒤로 1988년에는 16,000톤으로 격감하였고 2000년 이후로는 거의 잡히고 있지 않다.

1989년 해양 생태계 변화에 대해서는 전 세계적으로 연구가 많이 되어 있으며 지난 40년 동안 우리나라 연근해 수산자원 군집과 가입 변화에서도 가장 큰 변화가 일어난 시기로 평가되고 있다. 1980년대 일본과 한국에서 수백만톤까지 잡혔던 정어리(*Sardinops sagax*)가 1989년 체제 변환 이후로는 어획고가 점점 감소하여 우리나라에는 지금 거의 잡히지 않고 있는데 수온 상승을 가장 중요한 감소 요인으로 보고 있다(Gong et al., 2007; Takasuka et al., 2007). 정어리가 감소한 대신 1989년 이후 동해에서 동물플랑크톤 현존량이 증가함에 따라 살오징어 가입과 어획량이 증가하고 있는 것으로 평가되었다(Kang et al., 2002; Gong et al., 2006). 살오징어 어획고는 1988년 50,000톤에서 1996년에는 최고 253,000톤을 기록한 뒤 2008년부터 총허용어획량(TAC)을 정한 뒤로는 18톤 수준에서 어획되고 있다.

그림 6.33. 근해에서 발견된 열대성 유입종(수산과학원, 해양수산부 기후변화 관련기관 워크샵자료, 2007.08).

1989년 해양 생태계 변화에 대해서는 전 세계적으로 연구가 많이 되어 있으며 지난 40년 동안 우리나라 연근해 수산자원 군집과 가입 변화에서도 가장 큰 변화가 일어난 시기로 평가되고 있다. 1980년대 일본과 한국에서 수백만톤까지 잡혔던 정어리(*Sardinops sagax*)가 이 1989년 체제 변환 이후로는 어획고가 점점 감소하여 우리나라에는 지금 거의 잡히지 않고 있는데 수온 상승을 가장 중요한 감소 요인으로 보고 있다(Gong et al., 2007; Takasuka et al., 2007). 정어리가 감소한 대신 1989년 이후 동해에서 동물플랑크톤 현존량이 증가함에 따라 살오징어 가입과 어획량이 증가하고 있는 것으로 평가되었다(Kang et al., 2002; Gong et al., 2006). 살오징어 어획고는 1988년 50,000톤에서 1996년에는 최고 253,000톤을 기록한 뒤 2008년부터 총허용어획량(TAC)을 정한 뒤로는 18톤 수준에서 어획되고 있다. 1989년 이후 표층 수온 상승에 따라 정어리 대신 멸치가 우점하고 있다는 보고가 일본에서 나오고 있으나(Takasuka et al., 2007), 우리나라에서는 멸치 가입 연변동을 평가한 연구는 아직 없다.

6.2.1.5.3. 수산 어종 분포 변화와 열대성 어종 출현

해양생태계의 지리적 이동 및 내부 변화로 인한 어족과 어장의 변화가 일어나고 있다. 이러한 변화는 수산부문에 많은 영향을 가져와 연안생태계에서도 변화가 일어나고 있는 것으로 보인다. 2000년대에 들어서면서 새로운 아열대성 어종들이 우리나라 연근해에서 발견되고 있다는 언론 보도가 간헐적으로 나오고 있으나(Kim, 2008), 아열대성 어종출현이 온난화와 관련하여 유의한 변화인지에 대한 정량적 연구결과는 아직 없다. 국립수산과학원 보도 자료에 따르면 최근 초대형 노랑가오리, 보라문어, 고래상어 등 열대성 종들이 우리나라 연안에서 잡히고 있다(Kim, 2008; 그림 6.33, 표 6.9). 아열대성 어종인 대형문어 및 대형가오리가 대량 출현하는 것과 함께, 최근 제주 연안에서 참다랑어 어획고가 증가하고 있으며(Bae, 2008), 참다랑어가 남해와 동해로 회유하는 것이 관측되고 있다. 또한 아열대성 수산자원이 증가하는 반면, 어업과 관광산업에 방해가 되는 해파리의 개체의 수의 증가가 보고되고 있다(Min, 2009). 열대성 해파리의 출현은 현재 우리나라 연근해 어업과 해양 레저에 심각한 피해를 미치고 있는 것으로 평가되고 있다(Yoon et al., 2008). 그러나 수산 어종의 분포 변화와 새로운 종 출현에 대해서는 단편적인 보고보다는 좀 더 객관적이고 정량적인 연구가 앞으로 필요할 것으로 보인다.

표 6.9. 한국 연근해 아열대성 생물 출현 기록.

출현종명	출현시기	출현장소	출현상황	주 분포지역
독가시치	2001. 7~8월	남해안~동해 속초	연안 자망, 정치망	제주도
장수거북	2001. 6. 25	강원도 경포 해안	해안가에 죽은 채로 발견	전세계 열대 및 아열대
색가오리과 노랑가오리류	2003. 9. 17 ~10월초	강원도 동해~양양 연안 전역	정치망어구에 대량 혼획됨	동남아시아 오세아니아 남아프리카
갈기베도라치 청별망둑 큰입학치	2003. 4~9월	제주도 연안		미국 플로리다 멕시코 북부 뉴질랜드, 마샬제도
보라문어	2003. 10. 7 ~10. 8	강원도 양양군 수산 연안	정치망에 12마리 어획	인도양, 태평양 일본 큐슈
노무라입깃해파리	2003. 9~10월 2005. 9월	강원도, 경북 연안	정치망 어구 및 시험트롤어구에 대량 혼획됨	일본 큐슈 제주도 이남
참다랑어	2004. 3. 12	경남 울산 연안	트롤어구에 어획	대만해역 산란장
녹새치	2004. 6. 14	경북 영덕군 축산 연안	정치망에 1마리 어획	태평양 열대 제주도 외해 하와이
붉은바다거북	2004. 6. 27	강원도 양양군 인구리 연안	방파제에서 죽은 채로 발견	전세계 열대 및 아열대 해역 플로리다 해역
은행게	2004. 7. 6	경북 울진군 죽변 연안	통발에 2마리 어획	제주도 이남 서귀포 연안
백미돔	2004. 7. 9	강원도 고성군 거진 연안	정치망에 1마리 어획	한국 남해 태평양, 온대 및 열대해역
고래상어	2000. 4. 23 2004. 7. 26 2004. 8. 6 2006. 9. 18	전남 여수시 남면 전남 진도군 슬도앞 경남 거제군 해금강 부산 해운대	정치망 그물에 어획 낭장망 그물에 어획 스쿠버다이버 발견 백사장 좌초	호주, 필리핀해역
라스톤입방해파리 커튼원양해파리	2005. 8. 31	강원도 동해시 동해항 항내	항내에서 육안 발견	
노랑가오리류 백미돔, 강담돔 지느러미오징어	2005. 9. 21	강원도 양양군 남애항 연안	정치망 어구어획	
날새기	2006. 8	강원도 삼척 초곡리	연안 자망, 정치망	열대, 아열대 우리나라 남해안
붉은바다거북과 라스톤입방해파리, 해마	2006. 9	경남 남해군 미조면	신라대 여성과학인력양성센터 여성과학자 해양체험	열대, 아열대
초대형 갯장어	2007. 2. 6	주문진 인근 해역	자망에 어획 2m, 몸통높이 14㎝, 둘레 40㎝, 무게 20kg	남해안 및 서해안 일대
양쥐돔	2007. 2. 15 국제신문 (종합)	동암 정치망	정치망 어획물 조사 중 발견(김진구 박사 미기록종으로 어류학회 보고)	아열대종

※ 자료: 국립수산과학원 동해수산연구소 제공

6.2.1.6. 어장 및 양식 환경

6.2.1.6.1. 한반도 연근해 어장생태계의 변화

근해어장 생태계의 변화

동물플랑크톤은 해양의 일차생산자와 먹이망상의 상위단계에 위치한 어류 및 수산자원생물을 연결시켜주는 고리 역할을 담당한다. 한편, 기후변화로 인해 동물플랑크톤의 현존량과 종조성의 변화가 뚜렷하게 나타났다. 지난 40년간(1965년~2006년) 우리나라 주변의 동물플랑크톤 현존량은 해역별로 차이를 보였다. 서해는 1980년대 후반부터, 동해와 남해는 1990년대 초반부터 현존량의 증가 양상이 뚜렷하였다. 월별로는 서해는 6월과 10월, 남해는 10월, 동해는 4월과 10월에 증가하며 동계인 2월의 현존량 증가도 현저하였다. 특히 동해의 수온상승 현상은 사계절 중, 겨울철에 가장 두드러지게 나타나며 수온 상승에 따라 동물플랑크톤의 양이나 종류도 달라지는 것으로 나타났다(그림 6.34). 우리나라의 동물플랑크톤 현존량은 1990년대 중반에 접어들면서 지속적으로 증가하는 양상을 보이고 있으며, 증가하는 양상도 점점 더 급격해지는 것으로 나타났다.

최근 발생한 동물플랑크톤 현존량의 계절변동을 1976/77년, 1989년 북태평양 기후체제전환을 전후로 하여 동물플랑크톤 현존량의 계절변동을 분석한 결과, 전 해역에서 1977~1989년대에는 가을인 10월에 최대 현존량을 보였다. 1990~2000년대에는 4월(봄)과 10월(가을)에 최대를 보였으며, 특히 4월에 동물플랑크톤 대증식을 보였다. 따라서 동물플랑크톤 현존량은 가을철에 최대였으나 최근에는 봄철 대증식으로 변동하였고 1990년 이후에는 봄철 대증식이 매우 뚜렷하게 나타났다(그림 6.35).

1960년대와 2000년대 자료를 이용하여 동해안에 출현하는 동물플랑크톤 모악류(Sagitta) 중 한랭수역에서 출현하는 Sagitta elegans와 쿠로시오 난류지표종으로 알려진 S. enflata의 하계 분포를 비교하였다. S. enflata는 2003년과 1960년대(1966~1969년)의 분포 및 출현량에 차이를 보이지 않았으나, 한류세력 변화와 밀접한 관계가 있는 S. elegans는 1960년대와 현저한 차이를 보였다. 2003년에는 S. elegans가 속초 연안에서는 42.8 ind./10㎥의 출현량을 보인 반면 주문진에서 묵호연안에는 평균 출현량이 5 ind./10㎥ 내외로 매우 낮았다. 반면, 1960년대에는 동해 중부 전 연안에 걸쳐 외해역보다는 연안에서 다량 분포하며 평균 21.4 ind./10㎥로 매우 높은 출현량을 보이며 포항 부근 해역에서도 소량 출현하였다(그림 6.36). 이러한 한랭성 지표종인 S. elegans의 분포 변화는 동해안으로의 난류세력 확산 영향으로 한류의 남하가 억제된 결과를 보여주는 것이다. 이러한 동물플랑크톤 종조성의 변화는 상위 먹이단계인 어류의 종조성에도 영향을 미쳐 해양생태계 전반의 구조와 기능의 변화를 초래한다.

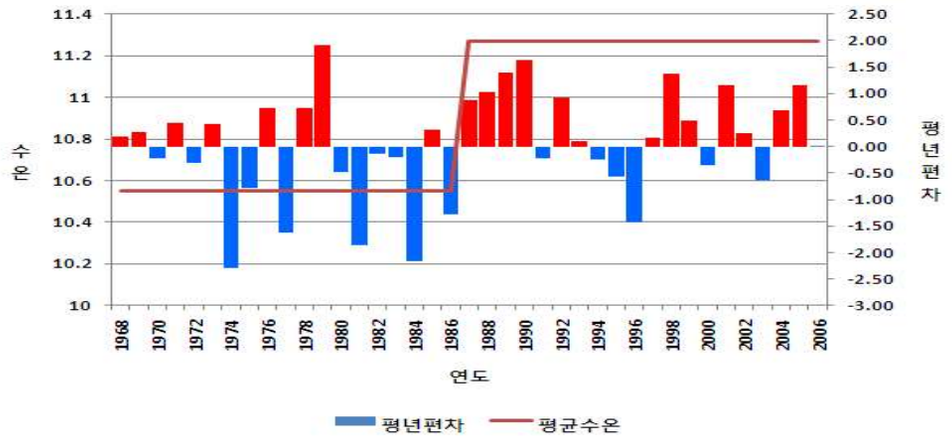


그림 6.34. 2월 동해 표층수온의 장기변동. 평년편차 값이 양(붉은색 막대)일 경우는 수온이 높다는 의미이며, 음(파란색 막대)일 경우는 낮다는 의미임(※ 자료: 국립수산과학원 동해수산연구소 제공).

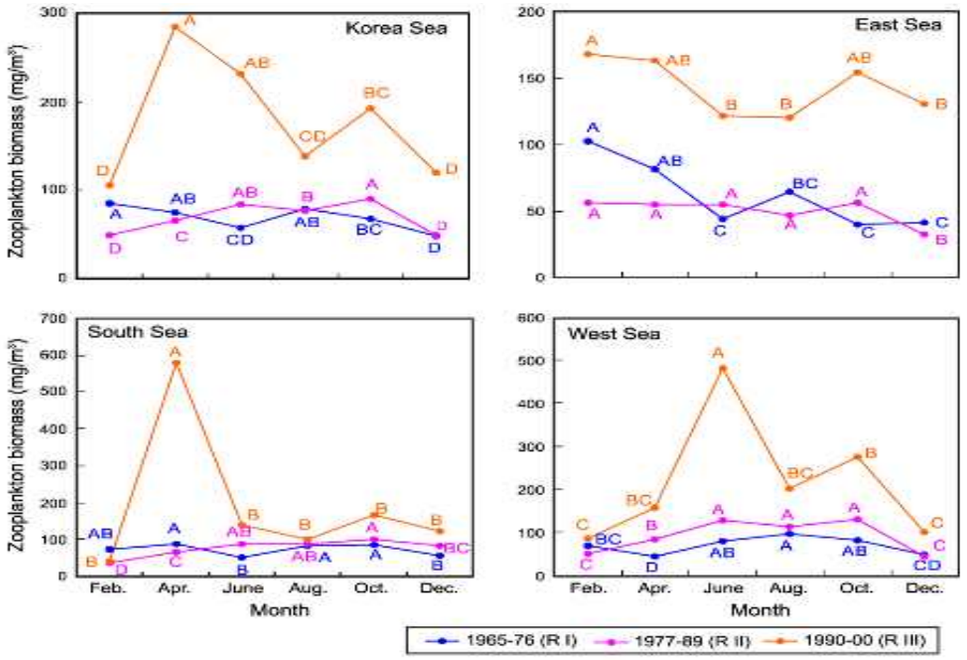


그림 6.35. 동물플랑크톤 현존량의 북태평양기후체제전환을 전후로 한 연대별 계절변동(Kang, 2008).

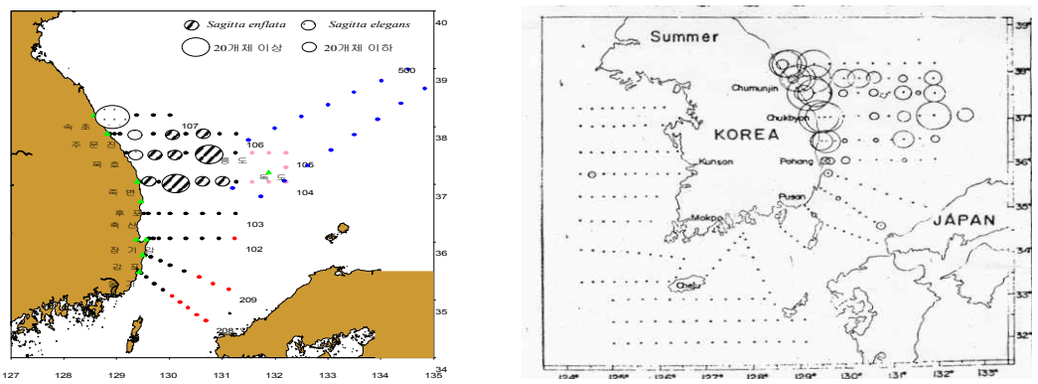


그림 6.36. 2003년 동해안에서의 수괴지표종 Chaetognaths의 분포(좌)와 1960년대 Sagitta enflata의 분포(우: 박주석, 1970).

연안어장 생태계의 변화

① 빈산소 수괴 및 백화현상

해양화학 분야에서 언급한 바와 같이 수온 상승으로 인한 연안역 성층 증가는 빈산소 수괴 발생을 증가시킨다. 빈산소 수괴는 전세계적으로 인구 밀접 지역인 연안 해역의 내만에서 여름에 집중적으로 발생한다. 우리나라의 경우, 서해안의 시화호, 천수만, 영산강 하구 등에서 발생하고 있으며, 남해안에서는 가막만과 진해만에서 매년 성층이 지속되는 여름철에 대표적으로 발생하고 있다, 그리고 이제껏 동해안에서는 발생한다는 보고가 없었지만, 최근의 연구 결과로 동해안의 양양 남대천 하구에서 빈산소 수괴가 발생된다고 보고되었다. 이러한 빈산소 수괴는 표층 수온이 상승하는 봄철부터 수온이 하강하는 가을까지 나타나게 되는데, 표층과 저층간의 수온 차이에 의해서 표층수와 저층수가 충분히 혼합되지 못하는 과정에서 저층수의 용존산소가 고갈되는 현상이다. 빈산소 수괴의 발생은 발생 해역의 수서생물의 대량 폐사를 발생하게 되어 생태계의 교란도 가져오게 된다(국립수산과학원, 2009).

연안 수온의 상승으로 동해안에 서식하던 다시마, 쇠미역 같은 한대성 해조의 엽체 소실로 인한 자원이 감소되고 있다. 기후변화로 인한 온대성의 수온 상승으로 아열대성인 무절석회 산호조류의 대량 번식에

따른 해조숲의 파괴로 바다의 사막화라 불리는 백화현상이 심화되고 있다. 이러한 백화현상은 지역이나 환경에 따라 여러 가지 원인에 의해 발생하고 있다. 백화현상이 일어나는 주요인은 고수온과 빈영양화이다. 기후변동에 의해 연안 수온이 급격히 상승하거나 고수온 및 빈영양화 수괴인 동안난류가 우리나라에 강하게 밀려올 경우 백화현상이 발생할 수 있다. 수온이 상승하면 경성기질에 서식하던 엽상형 해조류가 생리기능을 잃고 스트레스를 받아 소멸할 수 있다.

백화현상이 발생하면 해중림이 파괴된다. 또한, 해중림 주변에 서식하던 각종 수산자원들의 산란 및 성육장도 소실된다. 미역, 다시마, 대황 등 유용해조류가 소실되면 이들을 먹이로 하는 전복, 소라 등 고부가가치 패류의 생산이 격감될 수 있다. 동시에 생식소가 발달하지 않아 상품가치 저하로 경제적인 손실이 커진다.

② 유해생물의 이상발생

해수온의 변화와 육상 및 해상의 강수량 변화는 해양생태계를 변화시킬 수 있다. 2005년 이전 10년간의 우리나라 근해의 적조 발생은 전체 해역에서 약 6회 발생 하였으며(1995, 1997, 1999, 2001, 2002, 2003년) 남해 연안 부근에 발현된 해는 1996, 1998, 2000, 2004, 2005년으로 나타났다. 이러한 적조의 발생으로 인한 경제적 손실은 50억원 이상 발생하기도 하여, 1995년, 2001년, 2002년, 2003년 등 발생하였다(한화진 등, 2007).

③ 질병과 독성증가

수온, 염분, 수소이온농도, 용존이산화탄소, 육상으로부터 유입되는 영양염, 독성물질 등의 변화는 하구역과 해수의 수질에 영향을 미친다. 유해조류의 증식 등을 포함해서 해양생물의 질병이나 조류는 앞서 언급한 여러 가지 요인들의 영향을 많이 받는다. 최근 수 십년간 산호와 해조류의 질병 증가에 대한 많은 보고가 있다. 엘니뇨 현상에 의한 수온의 증가는 미국 애틀랜타와 걸프연안에서 원생동물인 기생성 세균 Perkinsus marinus에 의해서 유발되는 Dermo 질병이나 아직 밝혀지지 않은 포자에 의한 굴의 질병을 유발하는 것으로 나타났다. 또한 수온 증가에 따라 산호의 탈색화(bleaching)도 일어난다. 기후변화에 의한 세균성 질병의 증가는 직접적인 접촉을 통하거나 수산물을 소비하는 과정에서 사람들에게 감염될 수 있다. 이와 같은 수인성 질병은 내장 질병을 일으키는 것으로 보고되었으며 면역체계가 약한 유아나 소아들에게는 매우 치명적이다. 굴에서 발견되는 Vibrio vunificus 박테리아는 수온이 상승하면서 증가하고 면역체계가 약한 사람들에는 치사율이 높은 질병을 유발한다.

수산생물은 수온변화가 심하면 각종 스트레스를 받아 전염병 발생이 증가한다. 특히, 수온이 비정상적으로 높아지면 물고기나 조개의 성장뿐만 아니라 양식생물에 질병을 일으키는 병원체의 증식도 왕성해 진다. 또한, 양식생물의 생리적 불안정으로 인한 항병력의 저하가 나타나 활주세균증이나 에드와드병 등으로 양식생물은 각종 질병에 노출되기 쉬워 질병에 의한 피해가 늘어날 수 있다. 박미선 등(2010)은 우리나라 양식어류 질병의 발생동향 보고에서 1990년대에는 폐사율이 5～10%로 주로 세균성 질병이 주요 원인이었으나 2009년 현재 25～30%로 증가하였으며 바이러스성 질병과 복합성 질병이 원인이라고 하였다.

④ 생식주기의 변화

기후변화는 해양생물의 생식주기와 산란기에도 영향을 미친다. 김성연(2010)은 최근 6년간(2004～2009년) 노래미와 참굴의 생식주기와 산란기에 대한 조사를 실시하였다. 노래미의 산란기는 1980/90년대에 비해 1개월 정도 느려지고, 참굴의 경우 1990년대에 비해 1개월 빨라지고 길어진 것으로 보고되었다. 한편, Choi et al.(1983)과 Lee et al.(2006)은 도루묵의 산란기를 11～12월로 보고하였고, 일본의 아키타현의 도루묵에 대한 연구에서 도루묵의 산란기를 12월로 보고하였다. 반면 양재형(2009)은 도루묵의 주산란기가 2004～2005년에는 11～12월로, 2006～2008년에는 11～1월로 추정하였으며, 2006년부터 도루묵의 산란기가 1개월 늦어지고 있다고 보고하였다. 이는 최근 동해안 수온상승과 관련이 있는 것으로 판단된다. 특히 도루

묵의 산란시기에 수온 상승으로 도루묵이 산란시기를 늦추고 있는 것으로 추정된다. 또한 도루묵의 주 산란시기에 수온이 10℃ 이하로 떨어지지 않아 산란기에 자극을 제대로 받지 못하여 산란시기가 늦어진 것으로 추정된다. 한편 김수경 등(2009)은 최근 동해 연안의 민들조개 산란주기를 연구하였다. 이들은 2009년 암수 민들조개의 최초 산란시기가 모두 5월이었고, 이는 1996년에 비해 생식소 성숙이 빠르게 진행되었기 때문이라 보고하였다.

온대 또는 고위도 해역에 서식하는 어류는 서식해역의 평균기후에 적응을 하여 산란시기를 결정하기 때문에, 매년 거의 같은 기간에 같은 장소에서 산란을 한다(김수암, 1994). 그러나 해양환경적인 요인으로 산란시기가 달라지면 원래의 산란시기 보다 늦게 또는 빨리 난에서 부화된 자치어는 먹이 문제를 겪게 된다. 결국 자치어의 중요한 먹이가 되는 플랑크톤의 발생시기와 다른 시기에 부하된 자치어의 생존율은 감소된다. 이로 인해 자치어의 성어 가입량의 변화가 일어나 궁극적으로 성어 자원이 감소하게 된다.

⑤ 생물 생산량의 감소

해수온의 변화는 해양생물의 산란 적수온, 회유경로에 영향을 미쳐 재생산력을 저해할 뿐만 아니라 어장형성에도 변화를 초래한다. 1930년대 및 1970, 80년대 우리나라에서 많이 어획되었던 정어리, 명태, 말쥐치의 어획량이 크게 감소된 이후 현재까지 증가 기미가 보이지 않고 있다. 정어리는 1937년 1,380,000톤에서 2007년 106톤으로, 말쥐치는 1986년 320,000톤에서 2007년 2,998톤으로 어획량이 급감하였다. 명태는 1939년 260,000톤에서 1981년 160,000톤 이었으나 2007년에는 거의 어획되지 않고 있다.

자연산 해조류 중 한해성 해조류는 수온상승의 환경변화로 적응력에 영향을 받아 생산량의 변화를 가져올 수 있다. 1970년대 이후부터 자연산 해조류의 생산량은 지속적으로 감소하는 추세이다. 한때 전국 생산량의 70～80%를 차지하던 완도의 김양식 생산량은 최근 20%로 점유율이 낮아지고 있다. 지구온난화와 환경변화 등의 영향으로 한해성의 겨울철 양식품종(적정수온 5～8℃)인 김양식은 완도에서 빠르게 쇠퇴하고 있다. 또한 미역 생산량은 1970년대 30,000톤 정도였으나, 2007년 6,384톤으로, 다시마는 1970년대 780톤에서 2007년 28톤으로 그 생산량이 줄었다.

수온에 강한 전복양식은 경쟁력이 낮아진 김양식의 대체품종으로써 산업화 규모로 대량 생산되고 있다. 그러나 미역, 다시마 등 순수 생해조류를 선호하는 전복의 해상가두리 양식 생산량을 증가시키기 위해서는 미역, 다시마와 같은 먹이 해조류의 대량 공급이 필수적이다. 현재와 같은 기후변화가 진행될 경우 한해성인 다시마 양식은 수온 상승으로 금후 20년 이후에는 쇠퇴할 가능성이 있는 것으로 예측되고 있으며, 미역 양식 또한 불리해질 가능성이 높다(박영제, 2007).

해삼은 1960년대까지만 하여도 우리나라 남해안의 외해 쪽 바다에서 대량으로 서식하였지만 지금은 쉽게 찾아볼 수 없을 만큼 줄어들고 있다. 그 원인은 연안해역의 환경오염과 남획, 지속적인 수온 상승에 의한 서식환경 변화와 이로 인한 해조류 등의 먹이 감소에 있다고 볼 수 있다. 해삼의 서식수온은 5～28℃이다. 그리고 해삼의 성장수온은 10～20℃ 내외로써 수온이 낮은 11월부터 이듬해 5월까지 약 7개월이 해삼의 성장기간이다. 이들은 여름철 고수온을 싫어하여 20℃ 이상에서는 체중이 줄어들어 버린다. 따라서 온난화 등으로 수온이 상승하는 남해안에서 자연자원이 감소할 수 있다. 하지만 여름철에 수온이 낮은 서해안 중부 이북의 외해 쪽과 백령도 등 서해 5도 연안, 동해안의 북부 해역은 온난화가 진행되어도 오히려 겨울철에 낮은 수온을 피할 수 있으므로 해삼의 서식여건이 불리하지 않을 것이다. 이와 반대로 온대성 종인 홍해삼은 수온 상승으로 서식범위가 남해안은 물론 좀 더 북상하여 울릉도·독도와 동해안 중부해역, 서해안의 중부 해역까지 광범위하게 분포영역을 확장할 가능성이 있다. 그러나 연안 가까운 모래펄에 사는 흑해삼은 수온 상승과 함께 전 해역에서 자원이 줄어들 것으로 보인다(박영제, 2007).

6.2.2. 사회경제 환경

연안관리법에 연안이 정의되어 있다. 연안은 지적

표 6.10. 우리나라의 연안 현황(김종덕 등, 2007).

구 분	현 황	비 고
영해 면적	71,000 ㎢	국토면적대비 71%
대륙붕 면적	345,000 ㎢	국토면적대비 3배
관할해역(EEZ, 영해 등)면적	447,000 ㎢	국토면적대비 4.5배
연안육역(500 m기준) 면적	3,220 ㎢	국토의 3.2%
갯벌면적	2,550 ㎢	국토면적대비 2.5%
도서의 수	3,167개	무인도서 2,675개
해안선 길이	11,914 ㎞	
해양직접 유입 하천의 수	3,962개	국가 13, 지방 201, 소하천 3,748
연안해양보호구역현황	425개소 10,667.9 ㎢	2006년말
연안시군구 인구수	13,058천명	전체인구의 27%
임해산업단지	68개 456,651 ㎢	2005년
국가항만 현황	51개항	안벽 108 ㎞
국가 어항 현황	105개항	면적 56 ㎢
공유수면매립현황	689건 1,748 ㎢	1985~2006기간중
연안입지발전소	42개(화력 36, 원자력 6)	2005년
광업권현황	1,167건 2,181 ㎢	2005년
방조제(하구둑 포함) 현황	1,601개소 1,193 ㎞	2006년말
해수욕장 이용객수	346개소 106,529천명	2006년말
천해양식어업권 현황	9,190 1,247 ㎢	2005년
어선수	91,608척	2005년

공부서의 해양 쪽 경계로부터 500 m 그리고 항만, 산업시설 등이 있는 경우, 100 m로 규정되어 있으며, 연안의 면적은 약 74,220 km^2로 추산된다(김종덕 등, 2007). 표 6.10은 우리나라의 연안의 현황을 정리한 것이다.

표 6.10에서 보여주는 연안 현황은 연안관리법상의 기준으로 정의한 것으로 사실상 행정적 측면으로 구분한 것이다. 최근 해양조사원에 따르면 육지부의 해안선은 6,230 ㎞ 정도이며, 도서부는 5,320 ㎞로 보고되고 있다. 그러나, 기후변화에 대한 영향 및 적응대책을 위한 연안에 대한 정의는 이 기준보다는 좀 더 확대된 형태의 연안역을 대상으로 하여 관찰되어야 한다. 즉, 해양의 물리적 변화요인이 미치는 공간의 영역은 정책적, 법률적 적용 대상보다는 광범위하게 정의되어야 한다. 이러한 기준으로 향후 기후변화에 대한 영향지역의 기준으로는 연안지대의 기후적인 경계를 바탕으로 평가를 수행하는 것이 바람직 할 것이다.

우리나라 국토연안은 생태・물리적 측면과 법・제도적 측면으로 구분하여 살펴볼 수 있다. 연안관리법에 의해 해안선으로부터 500 m(항만, 어항, 산업단지의 경우 1 ㎞) 범위 내를 연안육역으로 설정할 수 있다. 한편 2007년에 제정된 동・서・남해안권 발전특별법은 해안선에 인접한 행정구역 75개 시・군・구(동해안권 15개 시군구, 서해안권 25개 시군구, 남해안권 35개 시군구)를 중심으로 연안지역을 설정하고 있다.

우리나라 국토연안지역의 인구밀도 및 인구증가율은 높은 것으로 조사되었다(그림 6.37). 2005년 기준으로 연안지역의 인구밀도는 529.8명/㎢으로 우리나라 전체 평균 인구밀도인 474.7명/㎢에 비해 높다. 인구증가율은 경기만 지역과 동남부 지역을 중심으로 꾸준히 증가하였으나, 이외 지역은 감소하였다(박창

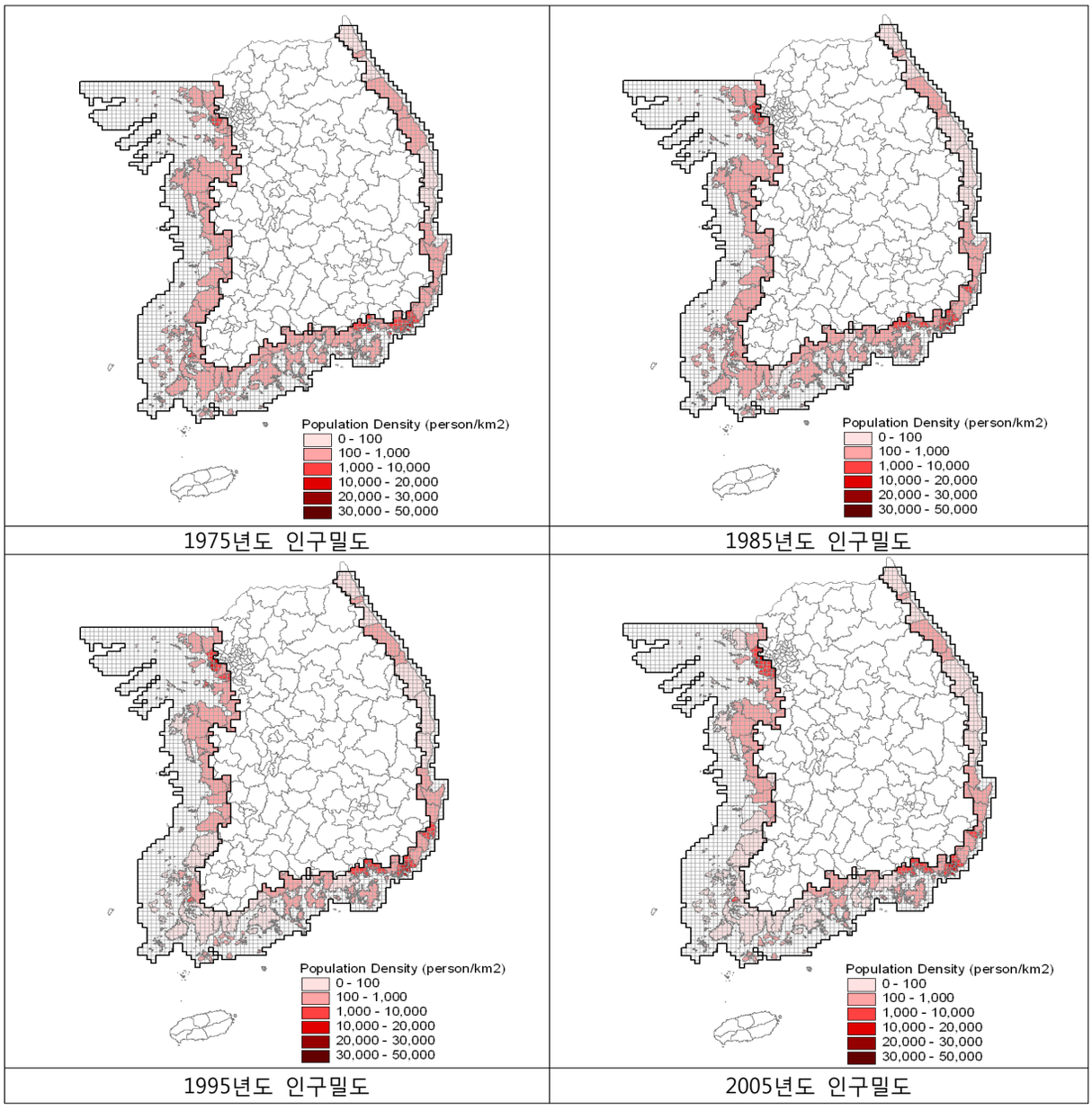


그림 6.37. 국토연안지역의 인구밀도 분석(박창석 등, 2009).

석 등, 2009). 도시적 용지와 인구를 기준으로 1인당 도시적 용지면적을 산출하면, 1970년 49.7 ㎡/인에서 2005년 현재 212.5 ㎡으로 약 4.3배가 증가한 것으로 나타났다. 2005년 기준 1인당 도시적 용지의 전국 평균인 57.8 ㎡/인과 비교하여 3.7배 이르는 매우 높은 수치를 보여주고 있다(그림 6.38 ~ 그림 6.39). 이는 국가어항・항만・산단 등 대규모 개발의 집중에 따라 국토연안지역의 개발이 상대적으로 대규모로 그리고 방만하게 이루어졌음을 알 수 있다(박창석, 2009).

어가 및 어가인구 현황에 대해 통계청 자료(2009년 농업 및 어업조사 결과, 2010. 10, 통계청)를 통해 살펴보면 2009년 12월 기준으로 어가수는 69,379가구(0.4%), 어가인구는 183,710명 0.4%)로 조사되었다. 어획자원 보호를 위한 어선감척, 고령화에 따른 조업포기, 경영악화로 인한 전업 등으로 어가수는 전년대비 2.3% 감소하였다. 성별로는 남자 91,573명, 여자 92,136명으로 여자가 남자보다 563명 더 많으며, 전년대비 남녀 모두 4.5% 감소한 것으로 조사되었다(그림 6.41).

지역별 어가수는 전남이 22,181가구로 가장 많으며, 충남이 11,132가구, 경남이 10,523가구로 비슷한

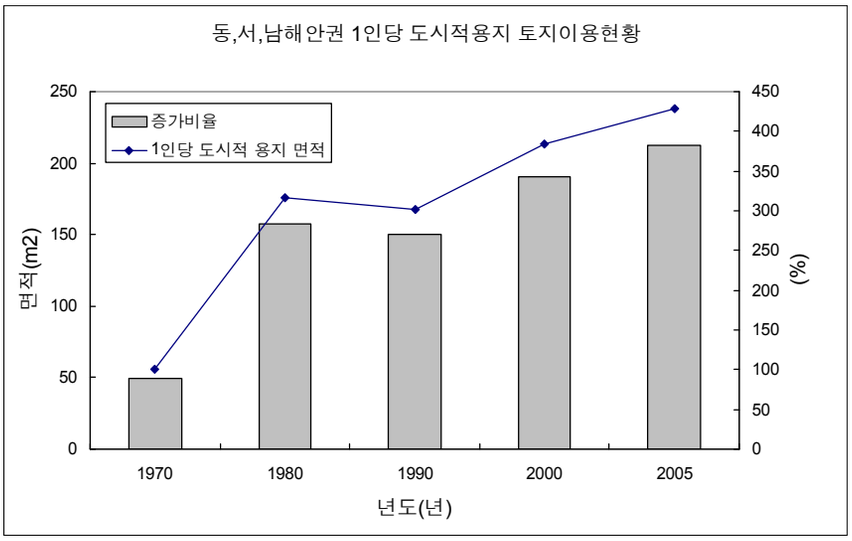


그림 6.38. 동서남해안권의 1인당 도시적 용지의 변화 추이 분석(박창석 등, 2008).

표 6.11. 시도별 어가 현황(통계청, 2009).

(단위 : 가구, %)

	2008		2009		전 년 대 비	
		구성비		구성비	증 감	증감률
전 국	71,046	100.0	69,379	100.0	-1,667	-2.3
부 산	2,689	3.8	2,291	3.3	-398	-14.8
인 천	2,777	3.9	2,630	3.8	-147	-5.3
울 산	1,083	1.5	1,013	1.5	-70	-6.5
경 기	1,466	2.1	1,420	2.0	-46	-3.1
강 원	3,866	5.4	3,470	5.0	-396	-10.2
충 남	9,871	13.9	11,132	16.0	1,261	12.8
전 북	3,504	4.9	3,463	5.0	-41	-1.2
전 남	22,827	32.1	22,181	32.0	-646	-2.8
경 북	4,633	6.5	4,207	6.1	-426	-9.2
경 남	11,688	16.5	10,523	15.2	-1,165	-10.0
제 주	6,642	9.3	7,049	10.2	407	6.1

수준이다. 2008년도에 비해서는 부산 14.8%, 강원 10.2%, 경남 10.0%, 경북 9.2% 순으로 감소하는 것으로 나타났다(표 6.11).

한국환경정책·평가연구원에서 구축한 환경영향평가 DB에서 1983년부터 2005년까지 국토연안지역에서 실시된 면적개발사업을 추출한 결과 총 1,005건이 연안지역에 위치하고 있는 것으로 나타났다. 이는 전국에 걸쳐 실시된 개발사업 1,994건의 개발사업 중 50%에 이르는 면적개발사업이 국토연안지역에서 이루어 졌다는 것을 나타낸다(박창석 등, 2009; 그림 6.40).

과거 우리나라에서의 해안개발사업은 소규모 간척개발이나 항만·어항정비 등에 국한되어 이루어졌지만, 1970년대에 들어서면서 경제개발 활성화를 위해 동남해안 공업벨트의 조성 등 연안지역에 대한 대규모의 간척과 공업단지의 조성이 이루어졌다. 최근에는 삶의 질이 향상되면서 단순히 산업 경제적 차원에서 뿐만 아니라 휴양·위락을 위한 관광지 개발이나 해양스포츠나 레저 등을 위한 체육시설 등으로 개발

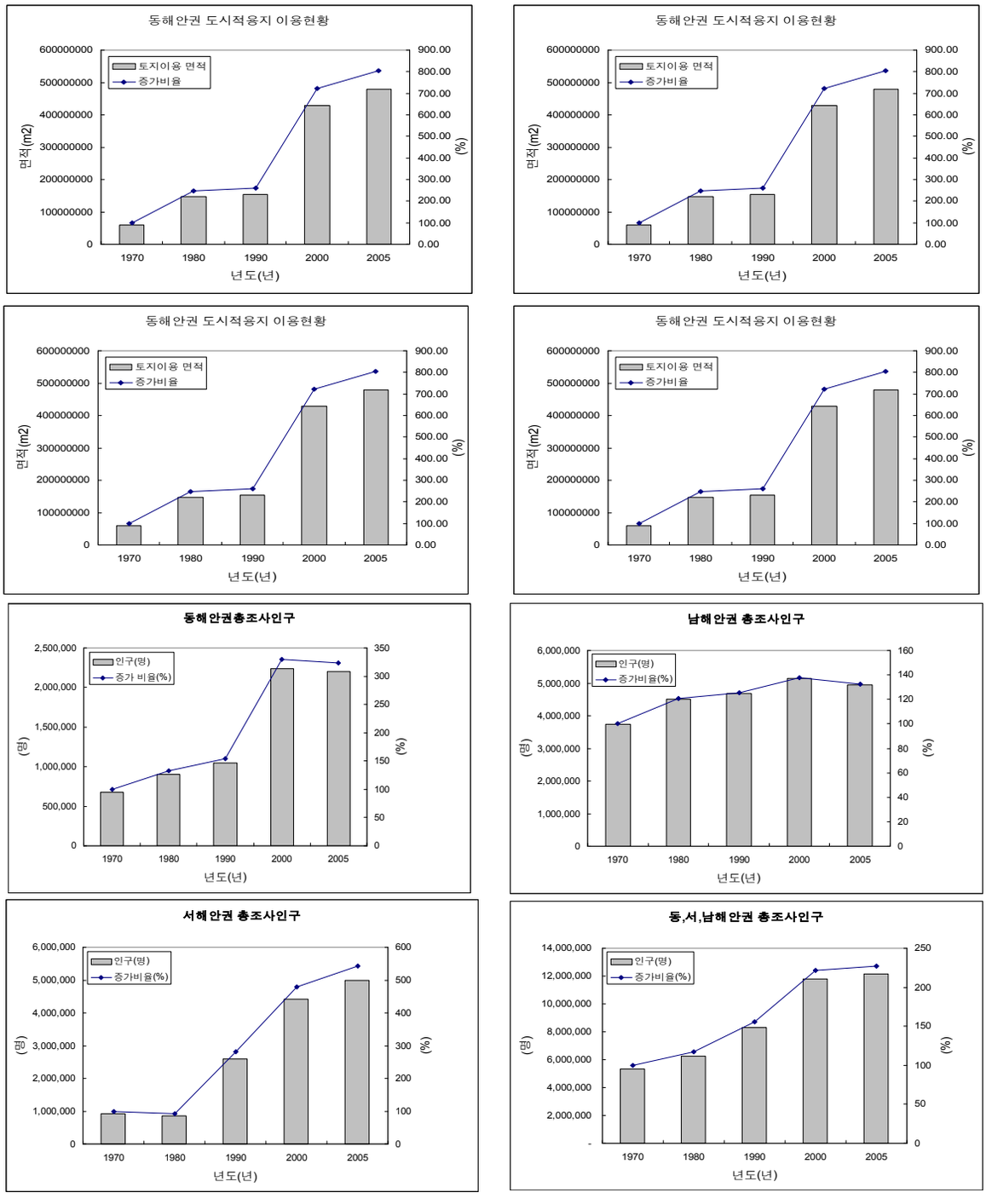
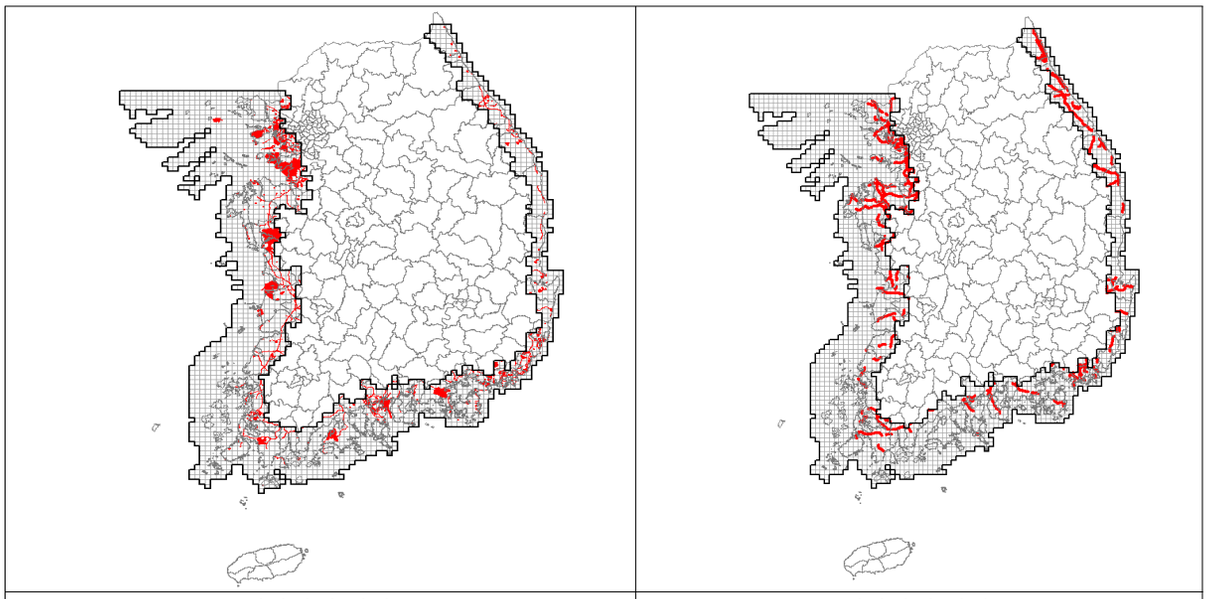


그림 6.39. 동서남해안권의 도시적 용지와 인구규모의 변화 추이 분석(박창석 등, 2008).

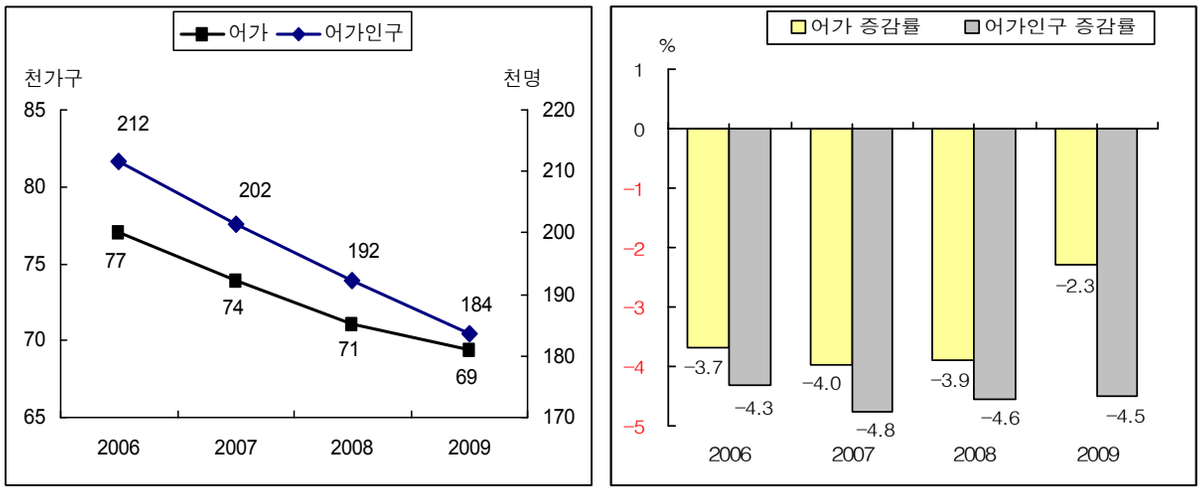
유형이 변화하면서 다양해지고 있다.

국내 해안개발 현황을 파악하기 위해 최근 11년간(1999 ~ 2009년) 한국환경정책・평가연구원에 접수된 환경영향평가서 중 해양개발사업에 대한 분석을 실시하였다(표 6.12; 표 6.13; 그림 6.42). 분석대상은 해양매립이 포함되는 사업과 해안과 인접하여 개발을 추진하는 사업을 포함한 전체 해안개발사업이다. 본 분석대상은 환경영향평가를 실시하는 일정 규모 이상의 사업 중 한국환경정책・평가연구원에 접수된 사업을 대상으로 하였다. 따라서 환경영향평가 대상 사업보다 규모가 작은 사업은 포함되지 않았으므로 실지의 해안개발사업과는 다소 차이를 나타낼 수 있다.



개발사업(면적) 개발사업(선적)

그림 6.40. 국토연안지역의 선적, 면적 개발사업 현황 분석(박창석 등, 2009).



<어가수 및 어가인구 추이> *<어가수 및 어가인구 증감률 추이>*

그림 6.41. 어가수 및 어가인수 변화추이(통계청, 2009).

표 6.12. 최근 11년간의 해안개발사업의 현황(환경영향평가 사업건수)(한국환경정책·평가연구원 환경영향평가서 DB, 1999 ~ 2009).

구분	계 (건수)	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
항만 및 매립	232	20	7	27	20	19	15	21	25	19	25	34
산업단지	121	2	3	4	4	4	4	12	25	10	25	28
에너지	49	2	2	0	6	2	9	5	3	7	7	6
관광단지	70	3	2	3	5	1	5	13	17	5	11	5
합 계(건수)	472	27	14	34	35	26	33	51	70	41	68	73

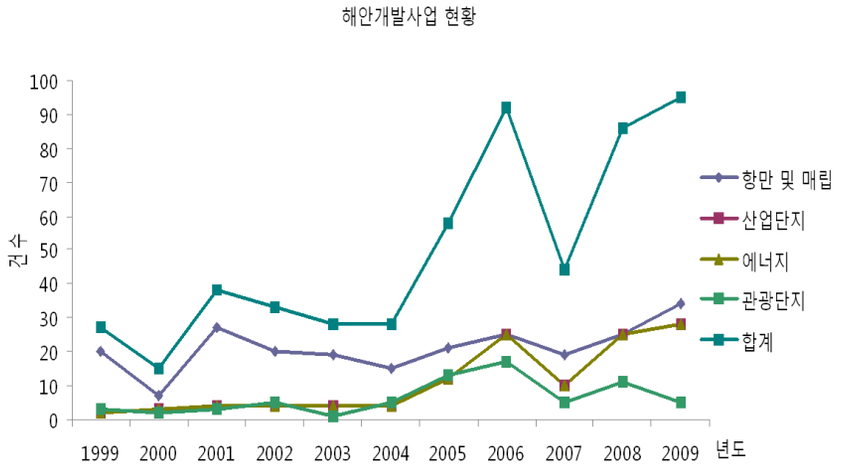


그림 6.42. 최근 11년간의 해안개발사업의 변화추이(한국환경정책·평가연구원 환경영향평가서 DB, 1999 ~ 2009).

표 6.13. 최근 11년간의 해안개발사업의 현황(환경영향평가 유형별 증·감소 경향, %)(한국환경정책·평가연구원 환경영향평가서 DB, 1999 ~ 2009).

구분	계(%)	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
항만 및 매립사업	49	74	50	79	57	73	46	41	36	46	37	47
산업단지	26	7	22	12	12	15	12	24	36	25	37	38
발전소	10	7	14	0	17	8	27	10	4	17	10	8
관광단지	15	12	14	9	14	4	15	25	24	12	16	7
합 계	100%											

해안개발사업을 분류하면 크게 항만개발 및 매립사업, 해안에서 실시하는 산업단지 조성사업, 해안의 발전소 건설을 포함한 에너지 개발사업, 해안 관광단지 개발사업으로 나눌 수 있다. 최근 11년간의 해안개발사업의 환경영향평가 건수는 총 472건으로 해마다 지속적으로 늘어나는 것을 알 수 있다. 사업별 현황을 살펴보면 항만 및 매립사업이 232건으로 약 절반을 차지하였다. 연도별 변화추이를 살펴보면 1999년 20건에서, 2002년 20건, 2005년 21건, 2008년 25건으로 나타나 매년 약 20건 내외의 유사한 양상을 나타냈다. 해안에서의 산업단지 조성사업은 전체 121건으로 1999 ~ 2004년까지 매년 2 ~ 4건에 불과하였으나, 2005년 12건으로 급격히 늘어난 이후 2006년 25건, 2009년 28건으로 꾸준히 늘어나고 있는 특징을 나타내고 있음을 알 수 있다. 이는 2000년도 중반부터 국내 조선산업의 발전으로 인해 조선소 뿐만이 아니라 조선용 기자재생산을 목적으로 해안에 산업단지를 조성하는 것과 직접적인 관련이 있는 것으로 판단된다. 해안의 관광단지 개발사업은 70건으로 1999년 3건, 2001년 3건이었으나, 2005년 13건, 2006년 17건, 2008년 11건으로 최근에 해안에서의 관광개발사업이 크게 증가하고 있음을 알 수 있다(표 6.12). 표 6.13은 최근 11년간 해안개발사업현황의 환경영향평가 유형별 증감 경향을 나타내며, 그림 6.42는 최근 11년간 해안개발사업현황의 유형별 변화추이를 보여준다.

6.3. 기후변화의 영향 및 취약성 평가

6.3.1. 개요

IPCC 3차 평가보고서에서는 취약성(Vulnerability)을 "기후변동성과 극한상황을 포함한 기후변화의 부정적인 영향에 한 시스템이 유지가능하거나 혹은 대처할 수 없는 정도"로 정의하였으며, "취약성은 한

시스템이 노출되어 있는 기후변동의 성격, 정도, 그리고 변화율과 민감도, 적응능력의 함수"로 설명하였다. IPCC 이외의 많은 선행연구들에서 취약성의 정의의 모호성과 서로 다른 의미에서 접근하여 혼란을 가져오는 경향이 있다. 본 부분에서는 의미의 혼란을 방지하기 위하여 취약성을 "사회·경제적 취약성(socio-economical vulnerability)"으로 지칭하고, 이는 인간 생태계를 대상으로 하는 것을 의미한다. 즉 생태 혹은 환경적인 영향이 구체적으로 인간에게 영향으로 이어지는 것을 확인할 수 없다면 우선순위를 부여하지 않는 것을 의미한다. 본 보고서에서는 이와 같이 인간에게 영향으로 이어지는 것을 확인할 수 없는 생태 혹은 환경적인 영향을 자연 생태계의 취약성으로 규정하고 영향(impact)으로 분류하기로 한다. 본 보고서는 영향과 과학적 현상을 구분하여 정의하였다. 과학적 현상은 1차적 영향과 매우 흡사하나 현상을 통하여 부차적인 변화를 만드는 것을 영향으로 규정하였다.

6.3.1.1. 1차 영향

기후변화로 인한 영향(impact)을 단계적으로 구분하였다. 1차 영향은 기온 상승, 강수량 변화, 해수면 상승, 극한 상황 발생 빈도수 증가 등을 의미하며 지극히 초기적인 물리적 변화라고 할 수 있다. 2차 영향(자연 생태계 영향)은 해양 및 육상 생태계 군집의 변화, 개화 시기의 변화, 연안 침식 퇴적 변화 등을 포함하는 것으로 변화가 구체적인 환경변화로 이어지는 상태를 규정한다. 마지막으로 3차 영향(인간 생태계 영향)은 수산 어획고의 변화, 양식 업종의 변화, 관광 산업의 변화, 보험 업종의 변화 등 인간사회 활동과 연계되어진 변화 상태를 규정한다.

해양수산부(2007)는 영향 및 취약성 평가를 위한 기본요소를 나이로비 5개년 계획과 전문가 설문조사를 통해 다음과 같이 단계별로 정의 하였다.

1단계: 어떤 원인이 존재하는 가를 규명하는 단계
2단계: 원인에 의한 영향의 1차, 2차, 3차의 단계적 구분과 함께 어떤 부분에 영향을 미칠 것인가에 대한 대상 파악, 그리고 어떤 공간적 시간적 범위에 에 영향을 미칠 것인가를 규명하는 단계
3단계: 규명된 영향의 각기 속성을 파악하는 단계
4단계: 속성별로 대상 영향을 관리하기 위한 작업요소별 분류
5단계: 인간사회에 영향을 미치는 메커니즘을 규명하는 단계
6단계: 인간사회 영향을 고려하여 현재의 대응 상태를 파악하여 취약성 평가 방법을 제시하는 단계
7단계: 취약성별 전략적 접근 방법을 선택하는 단계

대기 중 온실가스 농도가 증가하여 발생할 수 있는 해양에서의 1차적 영향으로는 크게 해수온의 변화, 해수면의 상승, 해수 내 탄소량의 변화, 해상 대기 변화로 인한 구름량의 변화, 해상의 강수량 변화, 대기 변동 특성 변화, 대기와 해양의 역학관계 변화로 나눌 수 있다. 이러한 1차적인 변화는 2차적인 영향을 유발하게 되는데 1차 변화 요인별 영향을 기술하면 다음과 같다.

(가) 해류의 변화:
원인: 수온상승, 대기-해양 관계 변화, 수면상승
현상: 용승의 변화, 조석의 변화
(나) 해수 연직 구조 변화:
원인: 수온상승, 수면상승, 대기-해양관계 변화, 강수량 변화, 담수 유입량 변화, 강수일수 변화
현상: 성층의 강화, 혼합층의 강화
(다) 해양 기상환경 변화
원인: 구름량 변화, 강수량 변화, 대기-해양관계 변화
현상: 증발량 변화, 일조량 변화, 안개일수 변화, 강수일수 변화, 해상습도 변화, 풍량 및 풍향의 변화, 파랑의 변화, 태풍, 폭풍, 해일 강도 및 범위의 변화
(라) 해양 물질 순환의 변화

표 6.14. 1차 영향과 2차 영향의 관계(해양수산부, 2007).

	수온	수면	탄소량	구름량	강수량	대기변동	대기-해양
해류변화	↑	↑					?
연직구조	↑	↑			?		?
기상환경				?	?		?
물질순환	↑	↑	?		?		
지질환경		↑			?		?

원인: 수온, 탄소량, 수면상승, 강수량

현상: 열교환 변화, 염분 순환 구조 변화, 생지구화학적 순환구조변화, 이산화탄소 흡수능력 변화, 용존산소 고갈, 해수 산성화

(마) 해양 지질의 변화 및 육상과의 관계변화

원인: 해수면 상승, 대기-해양 관계변화, 강수량 변화

현상: 담수유입량 변화, 지형변화(침식, 퇴적에 의한 해저 지형 및 연안 지형), 지반침하

표 6.14는 위의 1차적 영향과 2차적인 영향의 관계를 도식적으로 보여주고 있다. 표에서 해류 변화는 수온과 상호 작용을 하게 되며, 적도 부분에서의 난류의 강화가 주변해역의 수온을 강화 시키며, 수면을 상승시키게 되는 방향으로 나타나는 것은 어느 정도 예상할 수 있어서 화살표를 사용하였고, 대기-해양관계는 분명한 관계가 존재 하지만, 어떠한 방향으로 나타날지 확인 된 바 없음으로 물음표 표시로 하였다. 예를 들면, 연직구조의 성층강화현상은 수온상승을 더욱 강화시키게 될 것이다.

6.3.1.2. 2차 영향의 유형과 결과

1차 영향과 대상에 따라 가시적인 피해 혹은 변화 유형이 발생하게 되며, 이를 물리환경, 생태환경 등 부문별로 나누어 정리하였다.

1차적인 물리적 조건의 변화는 해양의 물리적인 환경을 구체적으로 변화시킨다. 조석의 변화, 용승의 변화 등으로 인한 해류 변화는 다양한 2차적 영향을 유발한다. 해류 변화에 따라 해류를 따라서 이동하는 어류 등의 이동경로의 변화가 예상되고, 쿠로시오 난류 등의 강화로 난류성 어종의 유입이 예상된다. 또한, 안개, 강수, 태풍 변화 등 기상변화는 주변 어로에 영향을 주고, 태풍의 일수, 강도, 영향 범위, 진행방향 등이 변화되면 기존 대응정책 및 설계기준 변경 등이 필요하다. 해수의 연직구조는 강수량, 일조량 변화에 따른 증발량 변화, 표층 수온의 강화로 인하여 변화하게 되며 이러한 변화가 물질의 수직적인 이동을 변화시키게 된다.

해양과 육상은 대기형성을 매개로한 상호작용의 변화가 발생하는데, 해상습도의 변화로 육상강우가 영향을 받는 것이 그 좋은 예이다. 최근 여름철 서해의 습도가 증가하여 중국 쪽에서 고기압이 발생할 때 우리나라 산간지역에서 많은 강수가 발생한다. 강수량의 변화는 단순히 육상에서의 영향에 그치지 않으며, 육상에서의 강수량 증가는 해양으로의 담수유입량을 증가시켜 연안의 염도 및 수온의 변화를 일으키게 된다. 또한 연안과 외해의 기상, 기상변화로 인해 발생된 강도, 형태 등이 강화된 파랑은 연안의 지형변화를 일으키는 요인이 된다.

생태환경은 1차적 영향으로부터 분리될 수 없다. 생태환경의 변화는 물리적, 화학적 환경변화에 따라 나타나는 것으로써 인간생활에 영향(3차 영향)을 미치는 전단계의 형태로 발생한다. 수온 상승, 담수 유입 및 용존산소의 변화 등은 영양염 등에 변화를 가져 올 수 있으며, 탄소유입에 따른 산성화가 생물의 생리변화를 가져오며 동시에 패각들의 두께를 변화시키게 된다. 기상 변화로 인한 일조량, 강수량, 수직구조의 변화는 식물 플랑크톤의 군집에 변화를 일으키게 되며 1차 생산력이 변화하게 되어 전체적인 해

양 먹이사슬 및 종 다양성이 변화하게 된다. 식물플랑크톤의 포식자인 동물플랑크톤도 식물플랑크톤의 변화에 민감하게 반응하게 된다. 동물플랑크톤의 영향은 상위 포식자에게도 영향을 주게 되어 전체적인 먹이사슬이 변화하게 된다.

생태환경의 변화로 수산자원 변동이 발생하면 식량 공급원으로써의 해양의 역할에 변화가 일어난다. 수온 및 해류의 변화로 어류의 변화가 발생한다. 어종, 어류의 분포, 산란장소와 시기, 성장속도 등 어류의 생리현상 변화에 따라 최종적으로 어류가입량의 변화가 일어난다. 해면어업을 위한 수산자원의 변화와 함께 양식어종에도 변화가 발생할 수 있다. 난류 유입과 더불어 외래종이 유입되면 토착 생태계가 파괴될 수 있다. 또한, 최근 발현되는 독성해파리와 같은 난류성 독성생물의 발현과 빈번한 적조 발생 등은 해수온 상승에 따른 생태계변화로 이해할 수도 있다. 해수면 상승, 해수온 상승, 파랑 등의 연안물리환경의 변화는 연안 저서생태계의 변화를 가져올 수 있다. 산소와 영양염류 공급 및 탁도 등의 변화는 저서생태계의 환경변화 및 서식지의 이동 등의 형태로 나타난다.

물리적 영향으로 연안지형의 환경변화가 예상되며, 연안지형의 환경변화는 인간생활 환경에 직접적인 변화를 가져올 수 있다. 침식, 퇴적환경 등의 변화로 해안선의 변화가 생기며, 해수면 상승으로 인해 해안선이 내륙 쪽으로 후퇴할 수도 있다. 해수면 상승과 태풍, 파랑의 증가는 침식 및 퇴적작용, 유사 이동 등에 변화를 일으켜 연안저질이 변화될 수 있다. 해수면 상승으로 연안습지가 잠기거나 침식될 수 있으며, 파랑 및 조석의 변화에 따른 해수면 상승으로 연안저지대는 범람의 위험에 더욱 더 노출될 수 있다. 해수면 상승과 함께 압밀에 의한 지반침하를 예상할 수 있다. 특히 낙동강 하구 등 삼각주가 많이 위치한 지역의 침하가속화가 예상된다. 지형 및 저질의 변화는 생태계의 추가적인 변화를 가져와 전체적인 생태계 및 지질환경의 변화를 일으킬 수 있다.

이러한 물리적인 지질환경 변화 뿐만 아니라 추가적인 환경변화가 예상된다. 담수량의 변화, 지형의 변화, 생태계의 빠른 파괴는 연안 수질의 변화를 일으키게 된다. 해수면의 상승은 하구 지표수에 염수 침입량의 증가와 함께 연안 지역의 해수면 상승으로 인한 지하수의 수위 상승과 염수 침투량이 증가하여 연안 지역의 지하수를 오염시킬 가능성이 매우 높다. 특히 동해안이나 제주도 등 지하수를 해안지역의 지하수를 수원으로 사용하는 지역에서의 염수침입은 심각한 수자원 문제를 유발할 수 있다.

6.3.1.3. 3차 영향의 피해 예측

해류의 변화, 태풍 등 해양 기인 이상기후 변동의 강화 등은 기존의 해상 수송 체계에 영향을 주게 된다. 해류 변화로 인한 해상 부분에서 예상되는 변화는 에너지 사용량 변화와 기상변화에 따른 수송로 변화 등이다. 향후 기후변화에 의해 파랑 및 태풍의 강도와 범위가 증가할 경우 수송로의 변화와 함께 선박사고 증가 및 보험료 상승, 각종 사고로 유발된 해양오염 사고의 증가가 일어나게 될 것으로 예상한다. 또한 지형 변화가 수송로의 변화를 요구하게 되며 추가적으로 기후변화 협약에 의한 온실가스 저감에 대한 압력도 가중 될 것이다. 또한 기상변화로 인해 소형선박의 항해 가능 일수가 축소되고, 태풍강도 및 빈도수 증가에 따라 선박의 설계 강도 등의 변화가 요구된다.

기후변화에 따라 새로운 양식기술 개발과 양식업 관리방안에 대한 변화가 요구된다. 향후 양식어종의 변화가 예상되어 사회적 요구가 많은 양식종의 해외 수입량의 증가가 예상된다. 이에 대한 대응을 위해 어종 교체 및 어업관리 정책의 변화가 요구된다. 특히 이러한 변화는 궁극적으로 어업어민에 대한 경제적 피해로 귀결되기 때문에 어업어민들을 위한 충분한 재원 마련 및 경제 다변화 정책이 요구된다.

삼면이 바다로 둘러싸인 우리나라의 대부분 산업시설은 공업용수 공급이 수월한 하구 및 연안에 위치하고 있어, 이들 시설에 대한 적극적인 대응전략 마련이 필요하다. 기후변화와 연관된 재난대비, 범람, 냉각용수 공급 등을 위한 산업시설 유지비용이 증가할 것으로 예측된다. 재난발생시 적절한 보호장치를 마련할 수 있는 보험업종에 대한 요구 증대가 예상되

고, 보험업계에게는 피해액의 정확한 산정을 위한 요율 설정 등이 요구된다. 많은 사회간접 자본, 항만, 방파제, 해상 교량 등이 연안에 위치하고 있어서 향후 이러한 부분에 대한 적극적인 대응 전략이 요구된다. 해일, 태풍으로 인한 방파제 등의 구조물의 파괴와 산성화로 인한 구조물 약화 등 연안 부문에서의 방재 관리 비용 증가가 예상된다. 재난 발생, 해수면 상승, 도로지반침하 등에 따른 해양 교량, 방제 구조물 등의 연안설계 기준 변경이 예상되어 구조물 설치 및 보수비용의 증가하게 될 것이다. 또한, 항만 항구시설 재설계 및 건축비용의 추가적인 상승이 예상되며, 범람, 침식, 퇴적 등에 의한 생활터전 상실 및 이동에 따른 부동산 가격변화도 예상된다.

사회간접자본, 산업시설을 포함한 국토의 지형지질 변화는 사회적 갈등까지도 야기할 수 있다. 해안선 변화 및 유실에 의한 인접국가와의 수역 문제가 발생할 수 있으며, 특히 무인도등의 소규모 섬 등의 파괴 및 침수는 국가 영토의 측면에서 막대한 손실을 가져오게 된다. 연안 부동산 가격변동은 국민의 생활터전의 변화를 의미하여 경제적 손실과 함께 정신적 피해를 유발하게 된다. 강수량 증대로 인한 집중호우도 육상 기인 부유 폐기물 등의 증가, 악화된 수질 등 연안 지역에서의 피해를 가속화하게 되어 추가적인 사회문제를 야기할 수 있다.

향후 국민 소득의 증대와 휴일일수의 증가와 더불어 국민들의 관광과 레저 활동이 증가될 것으로 예상되지만 연안 변화, 기상 변화는 관광 및 레저의 부정적인 영향과 긍정적인 영향을 동시에 가져올 수 있다. 기온 상승에 따른 우리나라의 기후가 아열대화되면 국민들의 해양관광과 레저 활동의 수요를 더욱 증가 시킬 것이다. 기후변화에 대비한 방재 강화는 해양 레저 및 관광에 부정적인 영향을 미치게 된다. 태풍이나 파랑의 강도 및 범위가 확대되면 해양 관광산업이나 레저생활에는 부정적인 영향을 미치게 될 것으로 예상된다. 해안선의 변화는 해수욕장, 리조트 시설 등의 위치변경으로 인한 추가적인 비용 상승을 유발하며 기존의 시설들에 대한 피해가 예상된다.

해양에서의 변화는 특히 연안 부문에서의 환경변화를 가져올 수 있다. 담수량의 증가나 성층화 등으로 기존 해양 및 연안환경들이 오염되거나 파괴될 수 있다. 해수면 상승으로 연안 지하수대의 염분오염이 가속화되어 수자원 부족현상이 발생할 수 있다. 증발량 증가와 해수면 상승 등은 연안지역의 염분을 증가시키게 된다. 해수온 상승과 담수의 유입으로 인하여 연직구조가 변하여 성층이 강화 될 때 연안의 수질이 악화되어 수인성 질병의 증가하게 된다. 또한, 동성생물들의 발현으로 인하여 관리비용의 증가가 필요하며 각종 질병의 조기 예보 시스템 도입으로 인한 비용증가를 예상할 수 있다. 수질환경 변화로 백화현상이 가속화되어 연안역의 생산성이 감소될 수 있고, 일조량과 담수유입량 증가에 따른 영양염 증가는 적조를 발생시킬 수 있다. 해수면 상승, 침식 및 퇴적작용변화 등으로 갯벌 및 습지의 변화가 발생하여 해양환경의 자정능력이 변화될 수 있다. 연안환경의 변화로 인해 염식생물(맹그로브)대가 변화 혹은 파괴되면, 연안 지역의 자연적 방재능력이 상실될 수도 있다. 자연적인 방재능력 상실에 따른 인위적 방재능력 향상에 대한 비용 증가가 예상된다.

6.3.2. 자연환경

우리나라의 경우 기후변화에 따른 자연환경에 미치는 영향에 대한 평가 연구는 많이 수행되지 않았다. 기후변화가 자연환경에 미치는 영향평가와 관련하여 해수면 상승이 사빈 해안 침식에 미치는 영향(조광우, 2009) 및 연안 습지 손실에 미치는 영향(환경부, 2009) 등이 있다. 먼저 조광우 등(2009) 해수면 상승과 관련하여 4개의 해수면 상승 시나리오에 대하여 사빈해안의 후퇴거리를 산정하였다. 우리나라 전 해안에 대한 평균 후퇴율은 38 ㎝ 해수면 상승에 43.7%, 59 ㎝ 경우 60.3%, 75 ㎝인 경우 69.2%, 1 m인 경우 80.1%로 각각 증가하였다. 해역별로는 동해안의 경우 평균침식률은 38 ㎝ 해수면 상승에 29.6%, 59 ㎝ 경우 45.1%, 75 ㎝인 경우 56.0%, 1 m인 경우 69.9%로서 남해안(51.9%, 67.6%, 77.2%, 87.3%) 및 서해안(53.8%, 71.0%, 78.5%, 86.4%)에 비하여 낮게 나타났다(그림 6.43 ~ 6.44). 그림 6.45는 해수면 상승에 따른 해안침식률의 공간적 분포를 지도로 나타내었다.

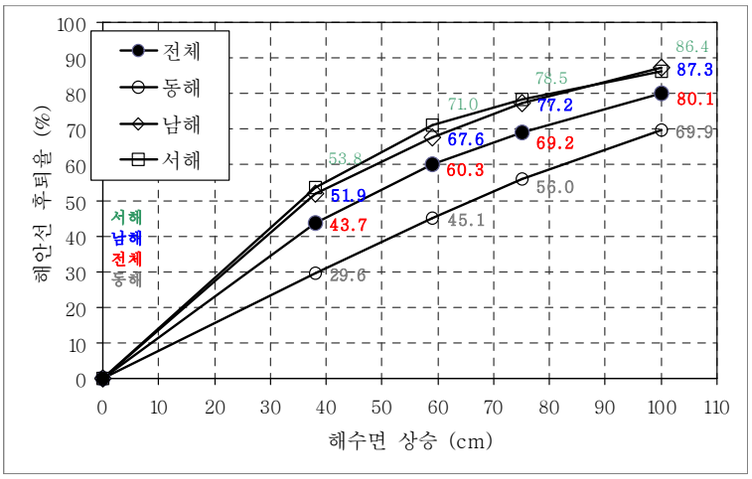


그림 6.43. 해수면상승에 따른 해역별 평균 침식률(111개 사빈해안)(조광우 등, 2009).

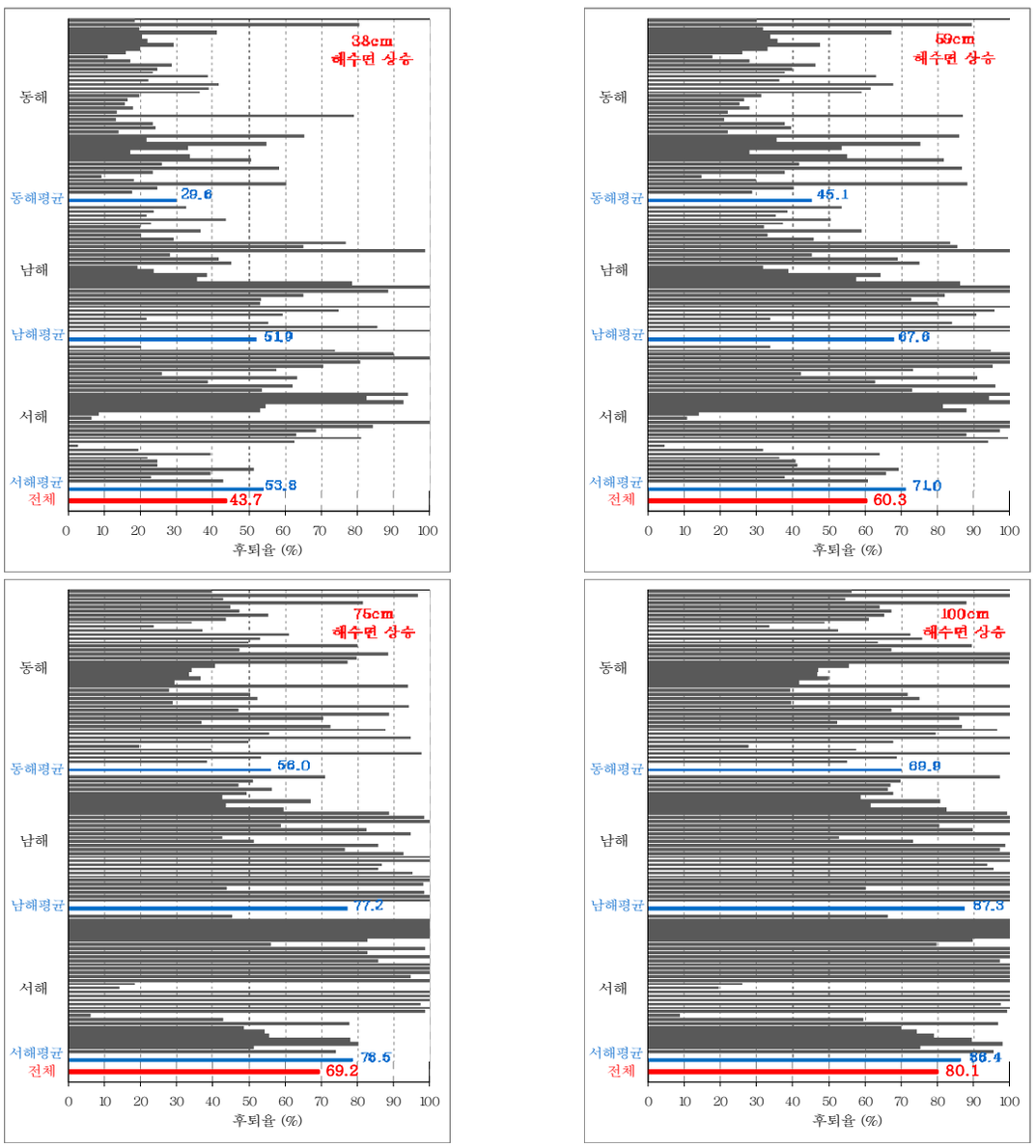


그림 6.44. 해수면상승에 따른 해역별/해안별 침식률(111개 사빈해안)(조광우 등, 2009).

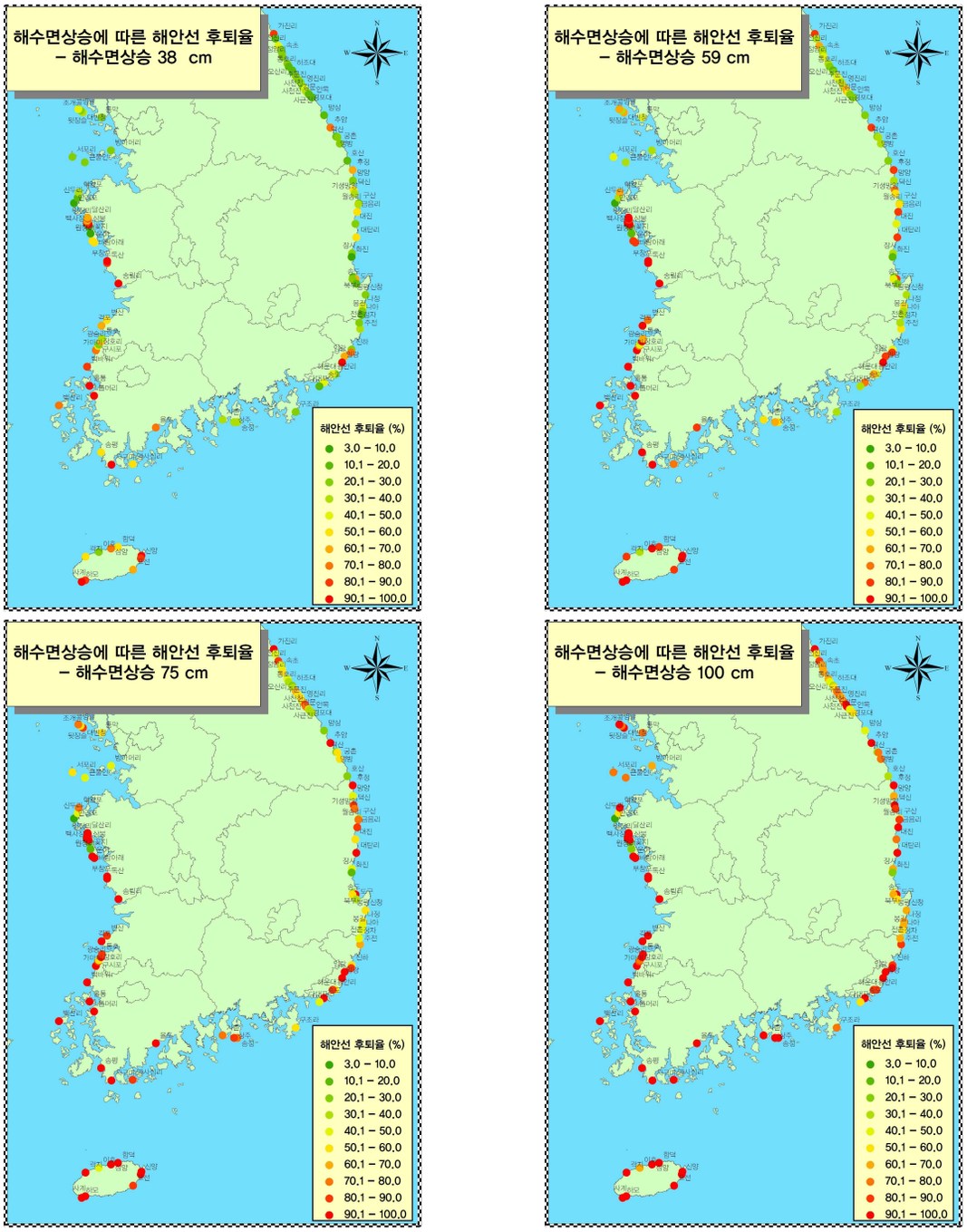


그림 6.45. 해수면 상승에 해안침식률의 공간분포(조광우 등, 2009).

지역적인 취약성 연구로 김장수 등(2010)은 충남 태안군 안면도 남단 바람아래 해수욕장 조간대 지역을 대상으로 조간대 지역에 대한 침수 취약성을 평가하였다. 조간대 지역의 지형 특성상 수준측량이 어렵고 형태 변형이 심하여, 다중시기 원격탐사 자료와 보령검조소의 조위자료를 이용하여 DEM을 생성하였고, IPCC SRES 시나리오별(A1F1, A1T, A1B, A2, B1, B2) 해수면 상승에 따른 조간대 지역의 침수 취약성을 평가하였다. 분석 결과에 따르면, 해수면이 20 ㎝ 상승하면 약 68 ha의 간석지가 침수되고, 30 ㎝ 상승하면 85 ha, 40 ㎝가 상승하면 103 ha, 50 ㎝ 상승 시 121 ha, 60 ㎝ 상승 시 139 ha의 간석지가 침수되는 것으로 나타났다(표 6.15).

표 6.15. IPCC SRES 시나리오별 조간대 침수 면적(김장수 등, 2010).

Sea Level Rise Scenario	Tidal area(ha)	Variation(ha)
20 ㎝	415.13	▼ 67.96
30 ㎝	398.05	▼ 85.04
40 ㎝	380.46	▼ 102.63
50 ㎝	362.34	▼ 120.75
60 ㎝	343.70	▼ 139.39

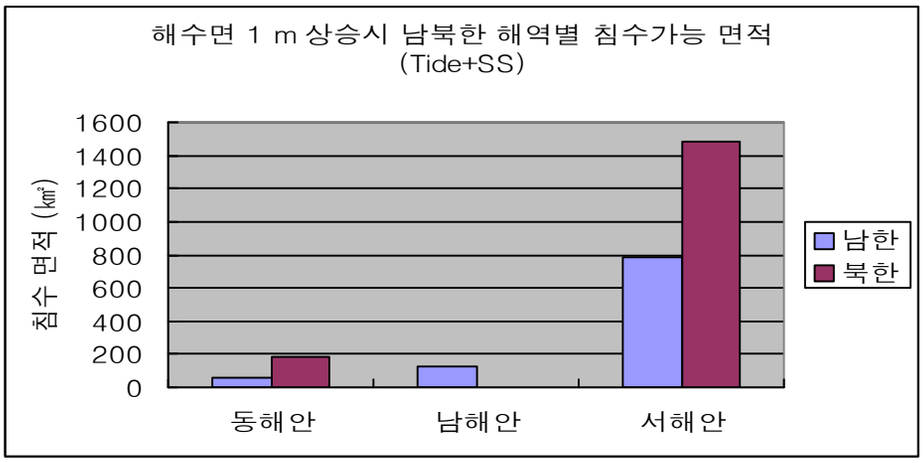


그림 6.46. 1 m 해수면 상승에 대한 남북한 해역별 침수 가능 면적(조광우 등, 2002).

6.3.3. 사회경제환경

해수면 상승에 대한 사회경제적 취약성 평가는 조광우(2002)에 의해 처음 평가되었다. 취약성 지수로써 해수면 상승에 따른 범람 면적과 범람 인구를 산정하였으며, 한반도 연안의 해수면 상승 시나리오로써 조석, 태풍해일, 지구온난화에 의한 해수면 정적 상승을 고려한 14개의 해수면 상승 시나리오를 산출하였다. 산출된 해수면 시나리오 중 조석 및 태풍 해일을 고려한 해수면 1 m 상승 시 최대 범람 가능 면적은 약 2,643 ㎢이었으며, 이는 한반도 전체 면적의 약 1.2%에 해당한다(그림 6.46). 위의 취약지대에 거주하는 범람 가능 인구는 약 1,255,000명으로 한반도 전체 인구의 약 2.6%인 것으로 나타났다(그림 6.47). 남해나 동해 연안역에 비하여 서해 연안역이 지리적으로 훨씬 취약한 것으로 나타났으며, 서해안에서도 북한이 남한보다 더 취약한 것으로 나타났다.

환경부(2009)는 해수면 상승에 의한 갯벌의 손실 면적 산출을 시도하였다. 국토해양부 연안포탈의 연안지도 393개 중 육역 또는 바다로만 구성되어 진 도엽을 제외한 261개의 지도(1:25,000)를 이용하여 해수면 상승에 따른 갯벌(습지)의 침수면적을 산출하고 수치화 하였다. 또한, 습지와 건조지역의 수치화를 통한 각 특성지형별 면적추산기법을 통해 습지면적을 산정하였고, 5단계의 해수면 상승(0.2 m, 0.4 m, 0.6 m, 0.8 m, 1 m)에 따른 건조지역의 침수면적을 산정하였다. 표 6.16은 해수면 상승에 따른 습지와 건조지역의 침수면적을 나타낸다. 습지의 총면적은 약 2,368 ㎢이며 건조지역은 해수면이 0.2 m 상승할 경우 침수면적은 약 65.15 ㎢, 0.4 m일 경우 약 241.93 ㎢, 0.6 m일 때 약 393.44 ㎢, 0.8 m일 때 약 608.86 ㎢, 1 m 상승할 경우 약 854.16 ㎢가 침수될 수 있다고 추산했다.

연악지역의 침수 취약지 분석에 중점을 둔 지역차원의 연구로는 충남발전연구원(2008) 등이 있다. 충남발전연구원(2008)는 GIS기법을 이용하여 충남지역

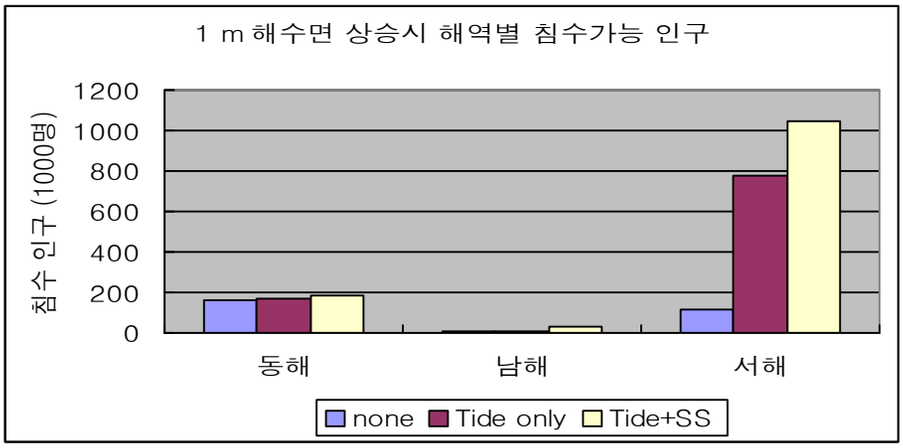


그림 6.47. 1 m 해수면 상승에 대한 해역별 침수 가능 인구(조광우 등, 2002).

표 6.16. 해수면 상승에 따른 습지와 건조지역의 침수면적(환경부, 2009).

	습지	0.2 m 상승	0.4 m 상승	0.6 m 상승	0.8 m 상승	1.0 m 상승
침수면적 (km^2)	2,368	65.15	241.93	393.44	608.86	854.16

서해안에 대해서 침식 취약지도를 작성하였다. 0.5 m, 1 m, 3 m, 5 m의 해수면 상승 시나리오를 적용하여 만조시 예상 수위를 통해 토지이용별 침수 취약지를 분석하였다. 또한 지자체별(서천군, 보령시, 홍성군, 태안군, 서산시, 당진군, 아산시, 예산군) 분석을 통해 지역별로 위험을 받을 수 있는 해수면 상승량을 제시하였으며, 그 대응방안을 분석하였다. 충남발전연구원(2008)의 연구는 연안역에 미치는 다양한 기후변화 요인들(해일, 하천 유입 등)을 고려하는데 한계가 있다는 평가를 받는다. 그러나 국내 최초로 기후변화에 따른 해수면 상승과 그에 대한 영향을 고려하여 침식 및 침수의 위험도를 분석하고 지자체 단위의 대응방안을 제안하였다는데 의의가 있다.

6.4. 적응 정책

6.4.1. 연안지역 기후변화 대응과 정책과 레질리언스(resilience)

6.4.1.1. 연안지역의 사회경제적 · 생태적 중요성

연안생태계의 서비스 생산성은 열대우림보다 높은 것으로 나타났는데, 이는 지구 전체 생태계가 제공하는 서비스의 70%를 차지한다고 한다(Costanza et al., 1997). 높은 수준의 서비스 생산은 바다와 육지라는 이질적인 자연환경 요소의 복합적 상호작용의 결과로 해석할 수 있다. 자연환경적 이질성은 사회경제활동 측면에서 육상, 해양 뿐만 아니라 전이지대의 특성이 나타난 기반이 되었다. 따라서 공간, 자연환경, 사회경제활동 측면에서 연안지역은 다양성과 역동성이 발현되는 공간으로 성격을 규정할 수 있다. 연안지역의 이러한 특징 때문에 전세계적으로 1950년대부터 연안지역 이용과 개발의 중요성이 강조되었다. 우리나라도 1960년대 후반부터 항만개발, 수산자원 이용, 산업단지 조성, 도시개발 등 사회경제 수요가 증가하였다.

연안지역으로 사회경제활동의 집중은 반세기가 흐른 2000년대에도 여전히 진행되고 있다. 이는 연안공간이 현재뿐만 아니라 미래의 사회경제 활동에서 차지하는 역할과 비중이 매우 크다는 것을 함의한다(McGinn, 1999; 남정호, 2009). 일반적으로 인구 천만 명이상이 거주하면 대규모 도시(mega city)라고 한다. 연안에 전세계 인구의 41%가 거주하고 있고, 대규모 도시(mega city)의 2/3가 연안지역에 분포한

그림 6.48. 우리나라 연안관리 발전 단계(남정호 등, 2009a; Nam & Kang, 2006 수정).

다는 사실은 연안지역의 중요성을 반영한다(Martinez et al., 2007).

우리나라 연안지역의 사회경제적 중요성은 연안실태조사결과에서도 나타난다. 국토해양부가 2008년 발간한 보고서에 따르면 연안인구는 전국 인구의 27%, 국가산업단지의 78.6%(면적 기준)가 연안에 분포하고 있는 것으로 나타났다(국토해양부, 2008).

6.4.1.2. 연안관리와 기후변화 현안

기후변화에 따른 해수면 상승, 태풍, 해일, 침식과 같은 자연재해 등은 연안지역에 나타나는 영향이라고 할 수 있다. 고밀도 사회경제적 활동이 이루어지고 있는 연안지역은 지형적으로 기후변화의 영향을 직접 받는 공간인바, 내륙에 비해 취약성은 더 크다고 할 수 있다. 따라서 기후변화와 관련한 연안지역 주요 현안은 사회경제적 지속가능성의 유지, 확보를 위한 정책개발이라고 할 수 있다. 2000년대 이후 기후변화가 연안 공간 및 자원관리에서 우선 순위가 높은 현안이 된 것은 취약성과 사회경제적 지속가능성의 중요성을 반영하기 때문이다.

우리나라 연안관리에서 기후변화 대응의 중요성은 연안관리 정책의 발전단계를 통해 확인할 수 있다. 남정호 등(2009a)은 우리나라 연안관리 발전단계를 1990년대 초반 연안관리 개념을 국가 정책방향으로 수용한 준비기(제1세대), 연안을 체계적으로 관리하기 위해 법제도를 정비하고 시행했던 도입·구축기(제2세대), 연안용도해역제, 자연해안관리목표제와 같은 새로운 제도를 도입하여 시행하는 발전기(제3세대)로 구분하였다(그림 6.48).

우리나라 연안관리 발전단계를 분석한 결과를 토대로 제2세대와 제3세대의 핵심 관리 현안을 도출하였다(표 6.17). 제3세대 연안관리에서 비중있게 다루어야 할 현안으로 '기후변화' 대응을 꼽았다(남정호 등, 2009a). 즉, 제2세대의 연안관리 핵심 현안은 환경보전-개발의 조화와 균형이었으나, 제3세대는 개발과 보전의 조화뿐만 아니라 기후변화가 연안의 환경, 사회경제에 미치는 영향을 최소화하는 정책방향을 추진해야 한다는 것을 의미한다(남정호, 2009).

6.4.1.3. 연안해양분야 기후변화 적응대책의 한계

기후변화에 대응하기 위한 우리나라 정부의 정책

표 6.17. 우리나라 연안관리 현안 및 관리체제 변화 비교(남정호, 2009).

구분	제2세대	제3세대
핵심 관리 현안 및 목표	· 환경보전-개발의 조화 · 환경적 지속가능성	· 기후변화가 현안으로 등장 · 환경적, 사회경제적 지속가능성
관리수단	· 정책계획 형태의 연안통합관리계획 및 연안정비사업	· 정책방향 및 체계적 공간관리 병행
관리범위	· 연안해역과 육역 · 통합계획 시간범위 : 미설정	· 직접 통제수단은 연안해역에 한정 · 통합계획 시간범위 : 10년
관리목표 구현방법	· 간접적 규율과 추동(공유수면 인허가, 지역계획, 정비사업)	· 직접 규율, 강제성(자연해안관리목표제, 연안용도해역제)
정책추진을 위한 현황조사	· 일반적 정책시행에 필요한 자연환경, 사회경제 현황	· 신연안관리제도 실행을 위한 자연해안, 해역이용현황, 지역이해당사자 의견 구체적 조사 필요

은 크게 범 정부차원의 종합대책, 부처별 대책으로 구분할 수 있다. 연안해양분야 기후변화 대책의 한계를 도출하기 위해 정부 정책을 분석하였다. 먼저 범 정부 차원의 대책을 보면 1999년 '기후변화협약 대응 정부종합대책'을 수립한 이후 4차에 걸쳐 대책을 수정, 시행하고 있다. 제1차~제3차 대책과 달리 제4차 대책은 '적응정책의 비중'이 커졌다는 점에서 차이가 있다. 제4차 정부종합대책에서 적응정책의 비중이 커진 것은 전세계적으로 기후변화에 따른 자연재해의 피해를 경험하고 난 후 마련되었기 때문인 것으로 해석할 수 있다(남정호 외, 2009b). 또한 정부종합대책의 명칭도 '협약대응'에서 '협약 및 기후변화 영향 대응'으로 정책 영역을 확대하였다. 신정부 출범 후 2008년 9월에 확정한 「기후변화대응 종합기본계획」은 온실가스 저감과 관련한 산업부문의 에너지효율 향상이나 녹색기술 확보뿐만 아니라 기후변화 적응 대책을 통해 안전한 사회를 구현한다는 목표도 함께 제시하였다. 특히 연안관리와 밀접한 관련이 있는 적응정책을 효과적으로 추진하기 위해 국가 기후변화 적응 종합계획을 수립하도록 하였다.

분야별 대책을 살펴보면 연안지역 기후변화 대책은 과거 해양수산부가 2001년 수립한 제1차 해양수산부문 종합대책, 2007년 「기후변화대응 해양수산부문 발전방안」, 2008년 국토해양부가 수립한 「기후변화 대응 국토해양분야 종합대책」이 있다. 연안관리와 관련하여 2007년 해양수산부문 발전방안에서 연안 및 항만 적응 대책을 제시하고 있어 이 시점을 기점으로 연안지역 대책이 준비단계를 거쳐 형성단계로 진입하고 있다고 할 수 있다(남정호 외, 2009b). 이전 시기 성과를 수용하여 마련한 2008년 종합대책은 '저탄소 녹색국토와 안전한 국토해양공간 구현'이라는 비전에서 알 수 있듯이 적응중심의 정책이 정착되었다. 해양분야 목표를 '청정기술이 접목된 안전한 해양 구현'으로 설정한 것은 연안지역의 사회경제적 중요성을 반영한 결과라고 할 수 있다. 한편 범정부, 부처별 대책과 별도로 1999년 제정한 「연안관리법」에 따라 연안정비사업의 일환으로 연안보전사업을 2000년부터 시행하고 있다. 2009년 6월까지 투자한 4,334억원(국비 2,546억원) 중, 80%를 연안침식 방지, 국토유실·훼손 방지 등 연안보전사업에 투자하였다(국토해양부, 2009).

남정호 등(2009b)은 "우리나라 연안지역 기후변화 대책은 초기 협약대응 중심에서 사회경제 활동 기반을 보호하여 연안지역의 지속가능성을 확보할 수 있는 '적응대책'으로 전환하는 과정에 있다"고 진단하였다. 지난 10년간 추진한 정부정책은 법률제도 개정, 신규 사업의 발굴, 기술개발, 연구조사 확대 등 여러 가지 성과를 창출하였다. 그러나 현재 우리나라 기후변화 대책(범부처, 분야별 대책)은 연안지역의 사회경제적 중요성과 생태적 특징을 적절하게 반영하지 못했다는 지적이 있다(남정호 등, 2009b). 기후변화대응 종합기본계획이 과거 정책의 한계를 극복하였으나, 여전히 온실가스 배출 감축 중심의 정책특성이 유지되고 있다는 것이다.

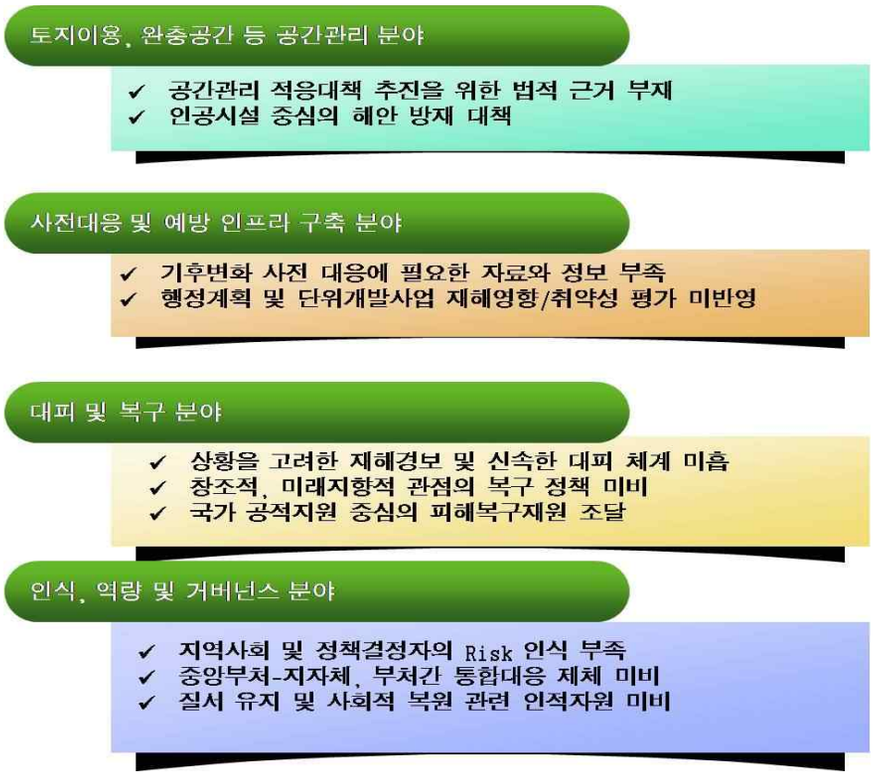


그림 6.49. 연안지역 기후변화 대책의 한계 및 관리현안(남정호 등, 2009b).

이에 따라 남정호 등(2009b)은 우리나라 연안지역 기후변화 대책의 한계를 '토지이용, 완충공간 등 공간관리', '사전 대응 및 예방인프라 구축', '대피 및 복구', '인식, 역량 및 거버넌스' 등 4개 분야로 나누어 제시하였다(그림 6.49).

6.4.1.4. 레질리언스 개념의 연안지역 기후변화 대응 적용 필요성

우리나라 연안관리에 기후변화 요소를 제도적으로 수용한 것은 2000년대 중반 이후라고 할 수 있다. 국제기구와 선진국은 우리보다 앞서서 연안관리와 기후변화를 연계 운영하고 있는데, EU, 미국, 카리브해 국가 등이 대표적이다. 국제사회는 연안지역 기후변화 대응의 기본방향을 전지구 환경변화에 따른 자연재해에 대한 '적응(adaptation)'으로 설정하고 있다. 그러나 최근 들어 자연재해에 대한 '적응' 대책 뿐만 아니라 피해를 신속하고 체계적으로 복구할 수 있는 정책을 개발하고 있다. 기후변화에 따른 자연재해는 환경관리와 달리 발생 원인을 인위적으로 통제할 수 없는 특성 때문에 재해자체를 회피하는 것은 불가능하다. 따라서 기후변화의 영향과 피해를 최소화하는 정책 뿐만 아니라 피해를 환경적 지속가능성, 사회경제활동의 지속가능성을 고려하여 체계적이고 새로운 가치창출의 관점에서 복원하는 정책도 중요하다. 따라서 재해경보, 대피, 재해방지 시설물 설치와 같은 전통적인 기후변화 및 자연재해 대책의 이행 뿐만 아니라 체계적이고 현장 특이성을 고려한 맞춤형 기후변화 적응정책, 사전예측-예방-대응 및 대피-복원을 통합적 관점에서 추진할 수 있도록 제도를 정비해야 한다(그림 6.50).

연안지역 기후변화 대책의 한계를 통합적 관점에서 개선, 정비한다는 것은 현재 추진 중인 '적응'정책의 한계를 개선하는 것을 의미한다. 우리나라 국가대책 상 적응정책의 근본적 한계는 해수면 상승과 같은 '예측가능한 현상'에 초점을 맞추고 있다는 데 있다(남정호, 2009). 즉, 연안지역 사회경제활동과 생태적 지속가능성에 치명적인 영향을 미치는 '예측불가능한 현상'에 대한 전략적 대책이 미흡하다는 것이다. Kates et al.(2006)은 허리케인 카트리나 발생 당시

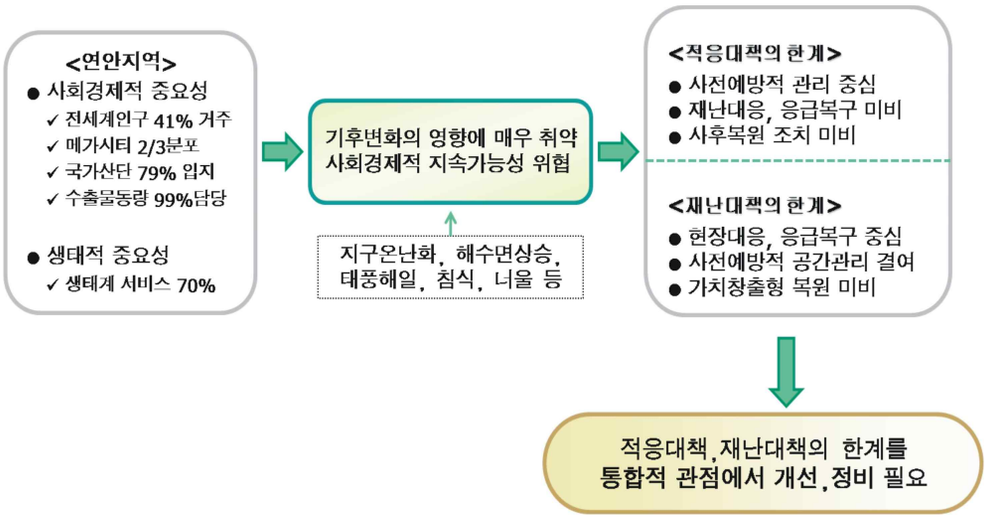


그림 6.50. 연안지역 기후변화 대응정책 개선 및 정비 필요성(남정호 등, 2009b).

미국의 적응능력은 양호한 상태인 것으로 평가하였다. 그러나 피해규모가 커진 것은 불확실하고 예측불가능한 기후변화에 대한 적응기반을 확립하지 못했고, 긴급 이주계획의 실패 등과 같은 적응 이행과정에서 구조적 한계가 있었기 때문이라고 지적하였다(Kates et al., 2006). 일반적으로 적응대책은 적응적 관리(adaptive management)를 의미한다. 그러나 기후변화에 의한 피해복구를 적응과 연계하고, 복구의 방향을 사회생태적 지속가능성을 고려하여 통합적으로 추진하고 있는 정책은 일반 적응정책에서 크게 다루고 있지 않다(남정호 등, 2009b, p.192). 따라서 현재 연안지역 기후변화 대책의 한계를 극복할 필요가 있는데, 적응정책의 한계를 보완할 기본방향을 레질리언스(resilience) 개념에서 찾는 것도 의미가 있다.

레질리언스(Resilience)는 1973년 Holling의 'Resilience and stability of ecological systems'을 통해 처음 소개[16]되었다. 이후 기후변화, 지구온난화라는 전 지구 범위에서 환경변화에 적응하고 대응하는 과정에서 이 개념이 주목받고 있다. 국제사회가 레질리언스에 주목하고 있는 것은 기후변화 및 이의 영향이 복잡하고 예측불가능한 특징을 갖고 있기 때문이다. 경제위기, 에너지 위기 및 기후변화라는 상황과 맞물려 사회경제 상황 악화와 환경 생태계의 훼손이 나타날 때 이를 극복할 수 있는 적극적이고 포괄적 접근방법으로 레질리언스 개념을 이해할 필요가 있다(Forke et al, 2002; www.resalliance.org; 남정호 등, 2009 참조). 1970년에 설립한 미국 연안주협회(CSO, Coastal States Organization)는 2008년 미국 해양대기청(NOAA)의 의뢰를 받아 연안관리 평가에 레질리언스 개념 적용 가능성을 검토하였다. 미국 연안주협회가 발간한 보고서는 레질리언스를 자연재해로 부터 연안을 효과적으로 보호하기 위한 새로운 발상[17]으로 규정하였다(CSO, 2008).

Adger et al.(2005)은 사회생태적 관점에서 레질리언스를 '불확실성에 적응할 수 있도록 사회생태 시스템을 유지, 증진할 수 있는 능력'으로 정의하면서, 연안지역의 재난에 대응하기 위해서는 레질리언스를 강화해야 한다고 했다. 레질리언스에 대한 정책적 관심은 현재 미국 해양대기청의 연안지역 레질리언스 지수(CRI, Coastal Resilience Index) 개발 및 시범 적용, 인도양 쓰나미 경보시스템 프로그램(U.S. IOTWS, Indian Ocean Tsunami Warning System Program) 등의 사례에서 확인할 수 있다(남정호 등, 2009b). IOTWS가 레질리언스를 "연안관리, 공동체 발전, 재

16) Holling은 레질리언스를 '충격을 흡수하고 복구 불가능한 상태로 전환하는 것을 회피하고, 시스템 교란 후 이를 재건할 수 있는 능력으로 정의하였음.

17) The concept of "coastal resilience" is a new way of thinking about how to better protect coastal communities from a range of natural hazards.

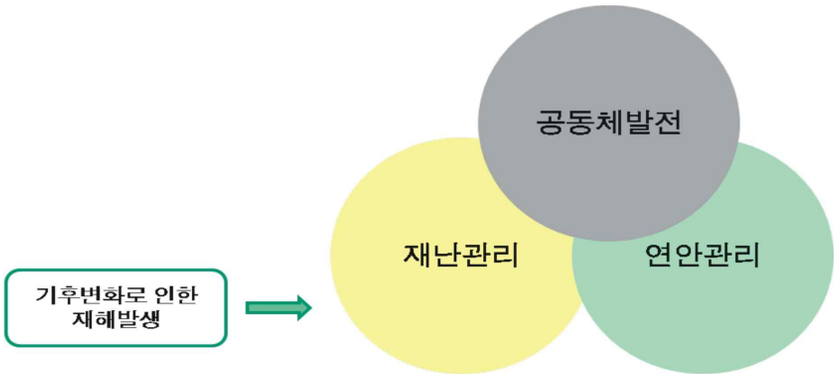


그림 6.51. 연안지역 기후변화 대응의 통합 틀로서 레질리언스(남정호 등, 2009, p.6; IOWS, 2007 수정).

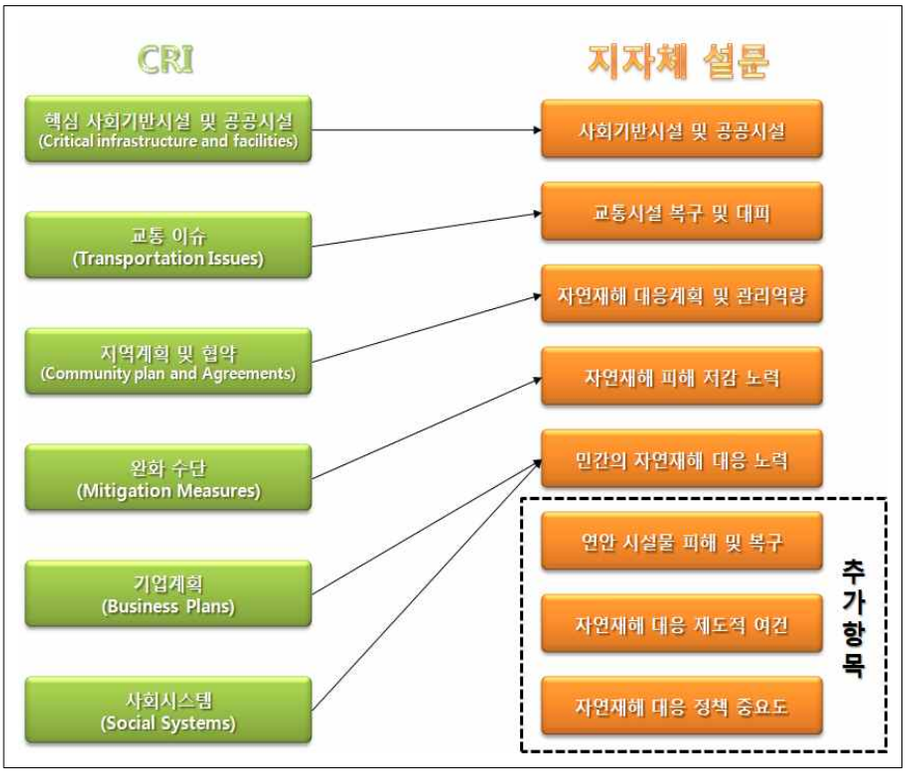


그림 6.52. 미국 해양대기청 CRI 항목 및 우리나라 CRI 항목(남정호 등, 2009b).

난관리를 위한 통합적 틀"로 규정하고 있다는 것은 시사하는 바가 크다(IOTWS, 2007; 그림 6.51).

레질리언스 구축에 따른 경제적 효과에 관한 연구는 많지 않지만 일부 사례는 우리나라 연안지역 기후변화 대책 발전에 시사점을 준다. 미국 북동지역해양위원회(NROC, Northeast Region Ocean Council)가 주최한 워크숍의 연구결과는 주목할 만하다. 이 회의에서 Wake는 과거 60년의 자료를 이용하여 기후변화에 대응하는데 필요한 투자비용과 효과를 분석하였다. 이 워크숍에서 Wake는 레질리언스를 강화하기 위한 투자는 연간 GDP의 1%정도면 충분하다고 주장했다. 그러나 레질리언스 강화를 위한 투자가 이루어지지 않을 경우 연간 GDP의 5~20%까지 손실비용이 발생할 것으로 평가하였다(NROC, 2008: p.5).

6.4.1.5. 연안지역 기후변화 대응 레질리언스 평가방법 및 정책 우선순위

남정호 등(2009b)은 우리나라 최초로 연안지역 기후변화 대응과 관련하여 레질리언스를 평가하였다.

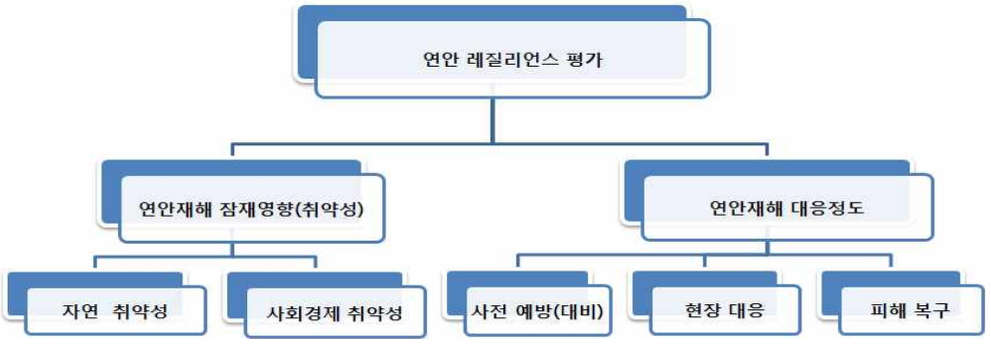


그림 6.53. 우리나라 연안지역 기후변화 관련 레질리언스 평가 계층구조(남정호 등, 2009b).

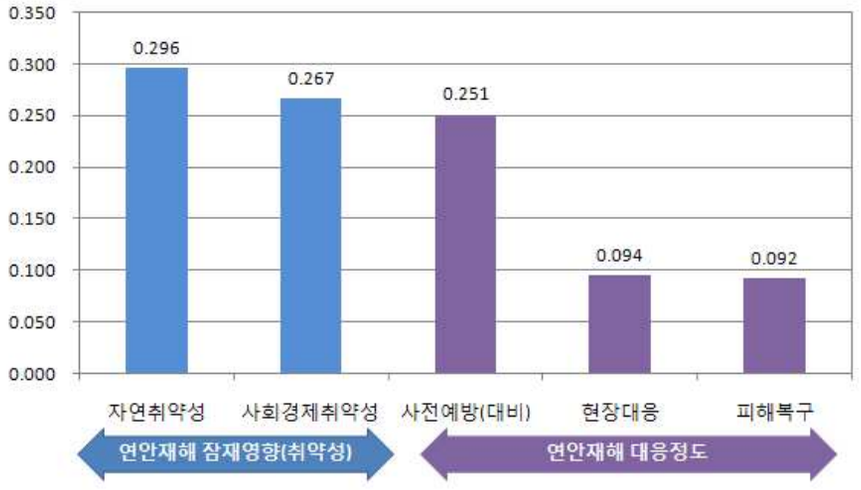


그림 6.54. 연안지역 레질리언스 평가항목의 상대중요도(남정호 등, 2009b).

레질리언스 평가방법은 미국 해양대기청(NOAA)이 개발한 연안레질리언스 지수(Coastal resilience index, CRI)를 우리나라 여건과 실정을 고려하여 새롭게 구성하였다. 평가항목은 '사회기반시설 및 공공시설'을 포함하여 8개 항목으로 구성하였다[18](그림 6.52).

CRI 평가는 11개 광역시 및 도, 76개 기초 지방자치단체를 대상으로 실시하였다. 한편 전문가 그룹에 대해서는 공무원을 대상으로 한 CRI 항목 외에 레질리언스 평가항목의 중요도 도출, 정책우선순위 도출을 위한 AHP(Analytical Hierarchy Process) 분석을 실시했다.

AHP의 상위계층 구조 평가항목은 연안의 자연적·사회적 특성을 대변하는 "연안재해 잠재영향(취약성)"과 연안재해의 실질적 재난관리 역량을 대변하는 "연안재해 대응정도"로 구성하였다. 2개 상위항목은 각각 2개(자연 취약성, 사회경제 취약성), 3개 하위항목(사전예방(대비), 현장대응, 피해복구)으로 구성하였다(남정호, 2009b 참조; 그림 6.53). 전문가를 대상으로 레질리언스 평가항목의 상대중요도를 평가한 결과 연안재해 잠재 영향의 중요도(0.562)가 연안재해 대응정도(0.438)보다 높게 나타났다[19](그림 6.54).

평가항목의 중요도 외에 함께 실시한 정책우선순위 도출을 위한 AHP 평가는 연안지역 기후변화 대응과 관련한 정책을 대상으로 실시했다. 연안지역 레질리언스 강화를 위한 정책분야를 연안자원의 이용과 연안공간을 관리할 수 있는 정책인 '연안관리', 재

18) 지방자치단체를 대상으로 한 레질리언스 평가결과는 다양한 항목으로 구성되어 있어 이 글에서 다룰 수 없으므로 남정호 등(2009b)의 연구결과를 참고.

19) 일반적으로 '거버넌스(governance)', '가용 재원', '인력 및 역량'등도 중요한 평가요소인데, 남정호(2009b)의 AHP 설문에는 포함되지 않았음.

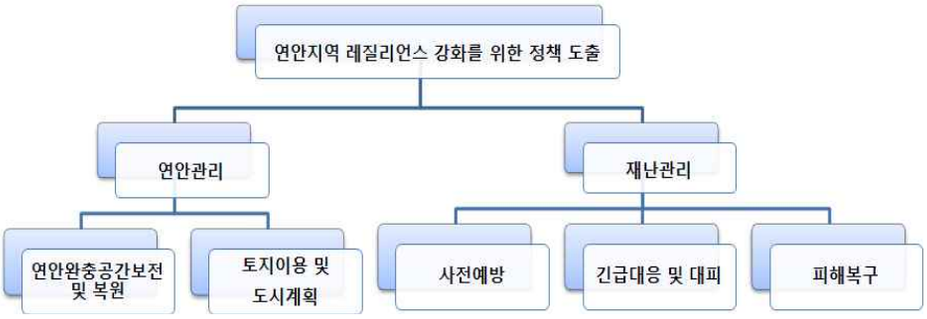


그림 6.55. 연안지역 레질리언스 강화 정책우선순위 도출 계층구조(남정호 등, 2009b).

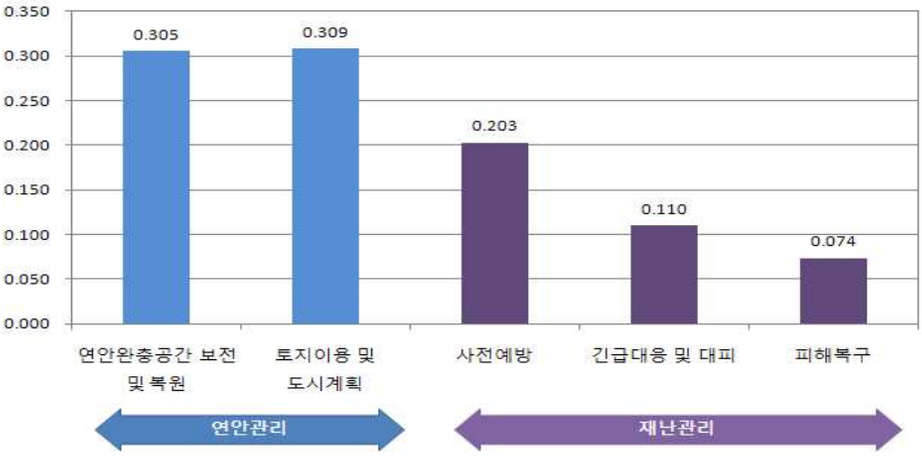


그림 6.56. 연안지역 레질리언스 강화 정책 우선순위(안)(남정호 등, 2009b, p.199).

해발생으로부터 지역주민과 시설물의 손실을 저감할 수 있는 정책인 '재난관리' 분야로 구분하였고, 2개 상위항목은 각각 2개(연안완충공간 보전 및 복원, 토지이용 및 도시계획), 3개 하위항목(사전예방, 긴급대응 및 대피, 피해복구)으로 제시하였다(남정호 등, 2009b; 그림 6.55).

정책우선순위 도출을 위한 평가결과를 보면 전문가들은 재난관리(0.386) 보다 공간관리를 중요하게(0.614) 인식하고 있는 것으로 나타났다. 공간관리 2개 항목 중 '연안완충공간 보전 및 복원', '토지이용 및 도시계획'의 중요도는 비슷하게 나타나, 전통적인 공간관리인 도시계획 외에 완충공간 설정과 같은 새로운 관점의 공간관리제도 도입 필요성을 인식하고 있다고 평가할 수 있다(그림 6.56).

6.4.1.6. 향후 추진방향

생태학에 기원을 두고 있는 레질리언스 개념은 생태학에 머무르지 않고 1990년대 이후 다른 학문영역으로 확대되었다고 한다(Folke, 2006). 레질리언스는 사회경제 분야에서 사회적 학습(social learning)과 자기조직화(self-organization)를 통한 '새로운 형태의 사회공동체 구성, 새로운 시스템으로 발전'이라는 특징을 보인다. 남정호 등(2009b)은 레질리언스를 외부의 충격을 완화하거나 단순한 복원이 아닌 '더 나은 상태로 진화(evolution)'를 지향하는 적극적인 개념으로 인식하고 있다.

남정호 등(2009b)이 레질리언스 관점에서 제시한 연안지역 기후변화 대책 관련 정책제언은 향후 연안지역 적응정책뿐만 아니라 연안지역 기후변화 대책 구성에 활용할 수 있을 것으로 판단된다. 그러나 레질리언스가 우리나라 기후변화 관련 정책에서 초기 개념 도입 단계이고, 세계적으로도 형성단계에 있는 정책개념이기 때문에 연구뿐만 아니라 정책분야에서 관심을 갖기를 기대한다. 연구분야에서는 남정호 등(2009b)에서 포함하지 못한 거버넌스, 재원, 인력, 기

술 등의 항목을 추가한 '레질리언스 평가방법 개선', '전국 연안지자체별 취약성 및 레질리언스 평가', 사회경제적·정책적 레질리언스 외에 생태적 레질리언스 평가[20], 연안해양 공간관리(coastal and marine spatial planning)와 연계방향 등이 주요 대상이 될 것으로 판단된다.

6.5. 결론

우리나라의 경우 해양부분에 대한 종합적인 영향 및 취약성 평가 자료가 매우 부족한 실정으로 국가차원의 계획적이고 지속적인 평가 작업과 이를 통한 적응 전략 수립이 긴급하게 요구되는 실정이다. 기후변화 대응은 과학적 불확실성하에서 이루어지는 과정으로 과학적으로 정확한 정보가 성공적인 대응의 기본 요소이다. 본 평가 작업에서 살펴본 바와 같이 우리나라 해양수산 부분은 관련 분야의 baseline에 대한 정보 부족과 더불어 기후변화가 이들 시스템에 어떤 영향을 줄 것인가에 대한 정보 획득 등 이중 문제를 가지고 있는 것으로 사료된다. 이와 같은 문제 해결은 보다 체계적이고 적극적인 투자를 통하여 해양수산부분의 과학적 지식을 축적하는 것이 요구된다. 이와 관련하여 일본의 영향평가 및 적응 전략 수립은 우리에게 시사하는 바가 크다고 할 수 있다. 일본의 경우 연안을 포함하는 주요 분야에 대한 국가차원의 영향평가를 주기적으로 실시하여 주요 부분의 취약성을 확인하고, 이에 기초한 장·단기 적응 전략을 수립하여 사회의 다양한 정책결정에 활용하도록 하고 있으며 더불어 이들 적응 전략을 국가발전전략과 통합하는 과정을 거치고 있다. 해양수산 부분의 기후변화 과학의 이중적 문제는 기후변화 적응에도 유사하게 나타나고 있다. 우리나라 연안의 기존 개발 및 관리 방식이 해안에 매우 인접하여 해안시스템을 훼손하는 방식(과도한 해역이용, 매립, 연안 인접개발로 인한 완충지대 부족, 연안 생태계 훼손 등)으로 진행되어 왔으며, 이는 기후변화에 추가적인 취약성을 유발할 것으로 예상된다. 하지만 기후변화 및 해수면 상승은 기존의 우리나라 연안 관리 방향을 바꿀 수 있는 새로운 기회도 동시에 제공할 수 있을 것으로 사료된다. 이와 같은 기회는 유럽을 중심으로 활용되고 있는 연안 개발 전략인 "build with nature"와 같은 새로운 패러다임의 도입을 통한 연안 관리 방식도 검토될 수 있을 것이다.

참고문헌

강주환, 문승록, 오남선, 2005: 서남해안의 해수면 상승, *대한토목학회논문집*, **25(2B)**, 151-157.

강주환, 박선중, 문승록, 윤종태, 2009: 태풍의 특성변화에 따른 경남해역 해일양상고찰, *한국해안해양공학회논문집*, **21(1)**, 1-14.

강주환, 박선중, 박민원, 2008: 서남해안의 해수면 상승과 해일고 증가 경향, *한국해안해양공학회논문집*, **20(1)**, 14-24.

국립수산과학원, 2007: 해양변화! 위기인간 기회인가.

국립수산과학원, 2009: 한국 연안의 빈산소 수괴, SP-2009-ME-012, 173.

국토해양부, 2008: 연안관리제도 재편에 따른 관리기반 재정비 방안 연구.

국토해양부, 2009: 제2차 연안정비 10개년 계획 수립 연구.

권석재, 문일주, 이은일, 2008: 속초와 묵호항의 연간 최대 해일고의 장기간 변동성에 관한 고찰, *한국해안해양공학회논문집*, **20(6)**, 564-574.

김성연, 2010: 기후변화와 연안정착성 어패류의 생식기구 변동, *해양생태계와 기후변화 워크샵*, PD-2010-ME-001, 국립수산과학원 동해수산연구소, 279.

김수경, 이주, 김영대, 조규태, 이종하, 박민우, 김재원, 공용근, 2009: 민들조개(*Gomphina melanaegis*) 생식주기에 관한 조직·생화학적 연구, *한국수산학회지*, **42(1)**, 41-47.

김수암, 1994: 어류 생태학, 서울프레스.

김일남, 민동하, 이동섭, 2010: 동해 각 분지의 수층내 산소

20) 기후변화에 효과적으로 대응하기 위한 방안으로 레질리언스를 강화할 때 주목해야 할 부분은 생태계를 유지·보전하는 것이 기후변화에 대응할 수 있는 레질리언스를 강화하는 데 기여한다는 점임. 습지의 다양한 기능 중 자연재해 방재 기능을 연구한 Costanza et al.(2008)에 따르면 자연재해 대응기능까지 고려한 미국 연안습지의 가치를 232억불이라고 평가하였음.

소모율 추정, *한국해양학회지*, 바다, **15(2)**, 86-96.

김재연, 강동진, 김응, 조진형, 이창래, 김경렬, 이동섭, 2003: 상자 모형으로 추정한 동해의 생물 펌프, *한국해양학회지*, 바다, **8(3)**, 295-306.

김재연, 강동진, 이동섭, 김경렬, 2010: Ocean acidification in the Ulleung Basin, the East Sea since 1995, *2010년도 한국해양과학기술협의회 공동학술대회 자료집*.

김종덕 등, 2007: 연안관리 제도개선 연구, 해양수산부, 484.

김종덕, 장원근, 육근형, 2005: 우리나라 모래해안의 실태와 환경관리방안, KMI, 기본연구 2005-15.

김형신, 정민민, 이준백, 2008: 열대 해역 지표종 Ornithocercus 속 와편모조의 출현 동향으로 본 한반도 온난화, *한국해양학회지*, 바다, **13(4)**, 303-307.

남정호, 2004: 데드존(dead zones)의 현황과 우리나라 해양환경관리 시사점, 월간 해양수산, **235**, 98-106.

남정호, 2009: 기후변화, 연안 그리고 레질리언스, *해양국토21*, 2009(5), 15-25.

남정호, 2009: 제3세대 연안통합관리정책방향, *2009 한국해양환경공학회 추계 학술대회 자료집*, 여수, 2009. 11.

남정호, 육근형, 신철오, 2009: 제3세대 연안관리정책과 기후변화, *2009 해양과학기술공동학술대회 자료집*, 창원, 2009. 5.

남정호, 육근형, 최희정, 정지호, 2009: 기후변화 대응을 위한 연안지역 레질리언스(Resilience) 강화방안, 한국해양수산개발원, 295.

민홍식, 김철호, 2006: 한국 연안 표층수온의 경년변동과 장기변화, *Ocean & Polar Research*, **28(4)**, 415-423.

박근하, 이기택, 2007: No recent uptake of anthropogenic CO2 by the EAST/Japan Sea, *2007년도 추계 한국해양학회 발표*.

박미선, 도정환, 2010: 기후변화와 연안정착성 어패류의 생식기구 변동, 해양생태계와 기후변화 워크샵, PD-2010-ME-001, 국립수산과학원 동해수산연구소, 279.

박영제, 2007: 해양변화! 위기인가 기회인가, 국립수산과학원.

박주석, 1970: 한국 근해의 모악류에 관한 연구, 부산수산대학교 박사학위논문, 174p.

박창석, 노백호, 정재현 등, 2008: 국토연안생태네트워크 구축과 계획적 관리방안 Ⅰ, 한국환경정책・평가연구원.

박창석, 노백호, 정재현, 2009: 국토연안생태네트워크 구축과 계획적 관리방안 Ⅱ, 한국환경정책・평가연구원.

서영상, 장이현, 황재동, 2003: 지구환경 변화와 관련된 한국 연근해 해양 이상변동, *한국환경과학회지*, **12(3)**, 257-263.

신임철, 박병권, 이희일, 1998: Species diversity of planktonic foraminifera in the East Sea(Japan Sea), *한국고생물학회지*, **14(2)**, 137-146.

신임철, 이희일, 1998: 유공충을 이용한 동해의 환경안정성 연구, *학국해양학회지, 바다*, **3(4)**, 234-248.

신임철, 이희일, 1998: Spatial and temporal variations of foraminifers as an indicator of marine pollution, *Korean J. Geophysical Research*, **26**, 59-73.

양재형, 2009: 한국 동해안 도루묵, Arctoscopus japonicus의 자원생태 및 생리학적 연구, 강릉원주대학교 박사학위논문.

윤이용, 윤상철, 2004: 지구온난화와 강원도 기상환경의 변화, *산업기술개발 논문집*, **21**, 31-50.

윤이용, 정소정, 윤상철, 2007: 동해연안 수괴의 특성과 장기변동 추이, *한국해양환경공학회지*, **10(1)**, 59-65.

이길하, 2007: 우리나라 연안 기온과 수온의 비선형 상관관계 분석, *한국해안해양공학회지*, **19(2)**, 128-135.

이길하, 2007: 우리나라 연안의 팬증발량 변화 양상 분석, *한국해안해양공학회지*, **29(3)**, 244-252.

이영선, 하경자, 전응희, 2004: 한반도 남서해안의 기후학적 연안지대의 경계와 특징, *한국해양학회지*, 바다, **9(3)**, 137-152.

이정석 등, 2006: 해수중 용존 CO_2 농도증가가 해양생물 및 해양생태계에 미치는 영향: 국내외 사례연구, *한국해양환경공학회지*, **9**, 243-252.

장이현, 황재동, 서영상, 2003: 지구환경 변화와 관련된 한국 연근해 해양 이상변동, *한국환경과학회지*, **12(3)**, 257-263.

장학봉, 김태균, Thomas Grigalunass, 2006: 해사채취에 따른 해안침식 피해의 경제학적 평가, KMI 정책연구.

정원무, 오상호, 이동영, 2007: 동해안에서의 이상고파, *한국해안해양공학회지*, **29(4)**, 295-302.

정희동, 최용규, 김상우, 황재동, 이충일, 2010: 90년대 중반 전후의 죽변 연안수온 변화, *2010년 한국해양과학기술협의회 공동학술대회 발표 요약집*.

정희동, 황재동, 정규귀, 허승, 성기탁, 고우진, 양준용, 김상우, 2003: 한반도 근해 수온 및 염분의 장기변화 추이, *해양환경안전학회지*, **9(2)**, 59-64.

조광우, 김지혜, 정휘철, Nobuo Mimura, Robert J. Nicholls, 2002: 지구온난화에 따른 한반도 주변의 해수면 변화와 그 영향에 관한 연구 Ⅱ, 한국환경정책・평가연구원.

조광우, 맹준호, 주용준, 신현화, 김규한, 2006: 해안개발사업에 따른 해안침식 영향 저감방안 연구, 한국환경정책・평가연구원.

조광우, 김경준, 정주철, 박원경, 강태순, 2009: 해수면 상승에 따른 취약성 분석 및 효과적인 대응정책 수립 Ⅰ: 해안침식 영향평가, 한국환경정책・평가연구원.

조광우, 강정은, 양원준, 공성용, 이해미, H. Nobuoka, 2010: 해수면 상승에 따른 취약성 분석 및 효과적인 대응 정책 수립 Ⅱ: 연안역 범람 평가 및 대응 방향, 한국환경정책・평가연구원.

조규대, 김상우, 강기홍, 이충일, 김동선, 최윤선, 최광호, 2004: 동해에서의 오징어 어황과 해황과의 관계, *해양환경안전학회지*, **10(1)**, 61-67.

최용규, 홍성근, 1997: 여름철 득량만의 열속과 관련한 성층, *한국환경과학회지*, **6(6)**, 579-578.

통계청, 2009: 2009년 농업 및 어업조사.

한국해양연구원, 2003: 장기 파랑 산출 자료집.

한국환경정책・평가연구원, 1999～2009: 환경영향평가서 DB.

한화진, 안소은, 유가영, 조광우, 이상엽, 김정은, 안선욱, 나영은, 김명현, 김경남, 손요환, 조용성, 정일원, 2007: 기후변화 영향평가 및 적응시스템구축 III, 경제인문사회연구회 협동연구총서 07-24-01, 417.

해양수산부, 2007: ｢기후변화 대응 해양수산부문 종합대책연구.

허동수, 염경선, 김지민, 김도삼, 배기성, 2009: 경남연안의 지역특성에 따른 폭풍해일고의 변동, *한국해양공학회지*, **20(3)**, 45-53.

허동수, 이현우, 이우동, 배기성, 2008: 슈퍼태풍 내습 시 부산경남 연안역의 폭풍해일고, *한국해안 해양공학회 논문집*, **20(1)**, 128-136.

Adger, W. Neil, Terry P. Hughes, Carl Folke, Stephen R. Carpenter, and J. Rockström, 2005: Social-Ecological Resilience to Coastal Disasters, *Science*, **309**, 1036-1039.

Ahn, T. M., Lee, Y. H., Lee, W. H., Park, S. Y., Je, J. G., 1998: Some recommendations for establishment of legal systems for conservation and wise use of tidal flats, *Ocean Research*, **20(2)**, 209-219.

Arrigo, K. R., 2007: Marine manipulations, *Nature*, **450**, 491-492.

Association of British Insures, 2005: Financial Risks of Climate Change.

Bae, J. S., 2008: Global Warming Brings ‘Tuna Rush' to Jeju Island The Korea Times, Seoul.

Behrenfeld, M. J., R. T. O'Malley, D. A. Siegel & C. R. McClain, J. L. Sarmiento, G. C. Feldman, A. J. Milligan, P. G. Falkowski, R. M. Metelier, and E. S. Boss, 2006: Climate-driven trends in contemporary ocean productivity, *Nature*, **444**, 752-755.

Bernhard, J. M., 1986: Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits: Jurassic through Holocene, *Journal of Foraminiferal Research*, **16**, 207-215.

Bowden K. F., 1983: Physical Oceanography of coastal waters, Ellis Horwood Ltd. England. 301.

Brander, K. M., 2007: Global fish production and climate change, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **104**, 19709-19714.

Brewer, P. G., and E. T. Peltzer, 2009: Limits to marine life, *Science*, **324**, 347-348.

Burckle, L. H., 1993: Is there direct evidence for late Quaternary collapse of the west Antarctic ice sheet?, *Journal of Glaciology*, **39**, 491-494.

Cabanes, C., A. Cazenave, and C. Le Provost, 2001: Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations, *Science*, **294**, 840-842.

Caires, S. and A. Sterl, 2005, 100-year return value estimates for ocean wind speed and significant wave height from the ERA-40 data, *Journal of Climate*, **18**, 1032-1048.

Caralp, M. H., 1984: Quaternary calcareous benthic foraminifers, Leg 80. DSDP Initial Reports, LXXX, 725-755.

Cazenave, A., and R. S. Nerem, 2004: Present-day sea level change: Observations and causes, *Reviews of Geophysics*, 42, RG3001, doi:10.1029/2003RG000139.

Chang, H. D., Oh, J. K., 1991: Depositional sedimentary environments in the Han River Estuary and around the Kyunggi Bay posterior to the Han river's developments, *Journal of the Oceanological Society Korea*, **26**, 13-23.

Chen, C. T. A., Bychkov, A. S., Wang, S. L., Pavlova, G. Yu., 1999: An anoxic Sea of Japan by the year 2200?, *Marine Chemistry*, **67**, 249-265.

Cheong, S. M., 2003: Privatizing tendencies: fishing communities and tourism in Korea, *Marine Policy*, **27**, 23-29.

Cheong, S. M., 2008: A new direction in coastal management, *Marine Policy*, **32**, 1090-1093.

Chiba, S., Saino, T., 2002: Interdecadal change in the upper water column environment and spring diatom community structure in the Japan Sea: an early summer hypothesis, *Marine Ecology Progress Series*, **231**, 23-35.

Choi, Byung-Ho, Dong-Hoon Kim, and Jeong-Woo, Kim, 2002: Regional Response of climate in the northwestern pacific ocean to gradual global warming for ao, Kiquadrupling, *J. Metrolog. Soc. Japan*, **80(6)**, 1427-1442.

Choi, S. H., Chun. Y. Y., Son, S. J. and Suh, H. K., 1983: Age, growth and maturity of sandfish, Arctoscopus japonicus(Steindachner) in the eastern sea of Korea, *Bull. Nat. Fish. Res. Dev. Ag*, **31**, 7-19.

Chung, E. S., Lee, K., 2009: Identification of spatial ranking of hydrological vulnerability using multi-criteria decision making techniques: case study of Korea, *Water Resour. Manage*, **23**, 2395-2416.

Church, J. A., 2010: Past and Present Sea level changes: Key Conclusions and Way Forward, *IPCC Workshop on Sea Level Rise and Ice Sheet Instabilities*. Kuala Lumpur Malaysia.

Clark, P. U., N. G. Pisias, T. F. Stocker, and A. J. Weaver, 2002: The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change, *Nature*, **415**, 863-869.

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.

Cochrane, K., De Young, C., Soto, D., Bahri, T., 2009: Climate change implications for fisheries and aquaculture: overview of current scientific knowledge, *FAO Fisheries and Aquaculture Technical Paper*, FAO, Rome, 212.

Costanza et al., 1997: The value of the world's ecosystem services and natural capital, *Nature*, **387**, 253-260.

Costanza, Robert, Octavio Perez-Maqueo, M. Luisa Martinez, Paul Sutton, Sharolyn J. Anderson, and Kenneth Mulder, 2008: The value of coastal wetlands for hurricane protection, ABMIO: *A Journal of the Human Environment*, **37(4)**, 241-248.

CSO, 2008: Coastal Community Resilience: An Evaluation of Resilience as a Potential Performance Measure of the Coastal Zone Management Act, 20.

Dahl-Jensen, D., and Johnsen, S. J., 1986: Palaeo-temperatures still exist in the Greenland ice sheet, *Nature*, **320**, 250-252.

David Pugh, 2004: Changing Sea Level, Cambridge Press, Cambridge, UK.

De Leo, G. A., L. Rizzi, A. Caizzi, and M. Gatto, 2001: The economic benefits of the Kyoto Protocol, *Nature*, **413**, 478-479.

DeLong, E. F., 2009, The microbial ocean from genomes to biomes, *Nature*, **459**, 200-206 doi:10.1038/nature08059.

deYoung, B., Barange, M., Beaugrand, G., Harris, R., Perry, R.I., Scheffer, M., Werner, F., 2008: Regime shifts in marine ecosystems: detection, prediction and management, *Trends Ecol. Evol*., **23**, 402-409.

Diaz, R. J., and R. Rosenberg, 2008: Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems, *Science*, **321**, 926-929.

Dickson, B., Y. Meincke, J. Turrell, B. Dye, and J. Holfort, 2002: Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades, *Science*, 416, 832-837.

Doney, S. C. et al., 2010: The growing human footprint on coastal and open-ocean biogeochemistry, *Science*, 328, 1512: DOI: 10.1126/science. 1185198.

FAO, 2007: Building adaptive capacity to climate change - SFLP. New Directions in Fisheries. A Series of Policy Briefs on Development Issues - No.08.

Forke et al., 2002: Resilience and Sustainable Development: Building Adaptive Capacity in a World of Transformations.

Ganeshram, R. S., T. F. Pedersen, S. E. Calvert, and R. Francois, 2002: Oceanic action at a distance, *Nature*, **419**, 123-125.

Giles, J., 2007: US posts sensitive climate report for public

comment, *Nature*, 441, 6-7.

Goldman, E., 2002: Puzzling over the origin of species in the depths of the oldest lakes, *Science*, **299**, 654-655.

Gong, Y., Choi, K. H., 2008: Fluctuations in abundance of common squid, Todarodes pacificus in the Far East, *J. Environ. Biol*., **29**, 449-452.

Gong, Y., Jeong, H. D., Choi, K. H., Seong, K. T., Kim, S. W., 2006: Fluctuations in the abundance of common squid, Todarodes pacificus and Environmental conditions in the Far East regions during 52 years, *Journal of Ecology and Field Biology*, **29**, 1-16.

Gong, Y., Jeong, H. D., Suh, Y. S., Park, J. W., Seong, K. T., Kim, S. W., Choi, K. H., Han, I. S., 2007: Fluctuations of pelagic fish populations and climate shifts in the Far-East regions, *Journal of Ecology and Field Biology*, **30**, 23-38.

Gruber, N., C. D. Keeling, C. D. and N. R. Bates, 2002: Interannual variability in the North Atlantic Ocean carbon sink, *Science*, **298**, 2374-2378.

Hare, S. R., Mantua, N. J., 2000: Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989, *Prog. Oceanogr*, **47**, 103-145.

Hee-Dong Jeong, In-Seong Han, Ig-Chan Pang, Ki-Tack Seong, Woo-Jin Go, Sang-Woo Kim, Won-Deuk Yoon, Yong-Kyu Choi and Jun-Yong Yang, 2006: Seasonal long-term variation of temperature in Korean waters, *2006 PICES Annual Meeting Proceeding*.

Hiyama, Y., Yoda, M., Ohshimo, S., 2002: Stock size fluctuations in chub mackerel(Scomber japonicus) in the East China Sea and the Japan/East Sea, *Fish. Oceanogr*, **11**, 347-353.

Holling, C. S., 1973: Resilience and stability of ecological systems, *Annual Review of Ecology and Systematics*, **4**, 2-24.

Hong, C. H., 2008: Abnormal cooling before and after the 1982-1983 and 1997-1998 ENSO events in the Korean East Sea water, *J. Korean Fish. Soc*., **41**, 294-300.

Hong, J. S., Lee, J. H., 1983: Effects of the pollution on the benthic macrofauna in Masan Bay, Korea, *J. Oceanol. Soc. Korea*, **18**, 169-173.

Hong, S. Y., Huh, H. T., 1995: Coastal zone development in the Republic of Korea. In: Croce, N.D., Connell, S., Abel, R.(Eds.), Coastal Ocean Space Utilization. E & FN SPON, London, 409-423.

Indermuhle, A., T. F. Stocker, F. Joos, H. Fischer, H. J. Smith, M. Wahlen, B. Deck, D. Mastroianni, J. Tschumi, T. Blunier, R. Meyer, and B. Stauffer, 1999: Holocene carbon-cycle dynamics based on CO2 trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica, *Nature*, **398**, 121-126.

Intergovernmental Panel on Climate Change(IPCC), 2001: Climate Change 2001. The Scientific Basis, Cambridge University Press. 881.

Intergovernmental Panel on Climate Change(IPCC), 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis-Summary for Policymakers. R. Alley et al., 18. (http://ipccwg1.ucar.edu/).

International Energy Agency(IEA), 2007: CO_2 emissions from fuel combustion, 2007 edition, 274.

IOWTS, 2007: How resilient is your coastal community?-a guide for evaluating coastal community resilience to tsunamis and other hazards.

IPCC, 2001: The Scientific basis. In: J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C. A. Johnson(Eds), Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K. New York, NY, USA, 39.

Jeon, Dongchull, 2008: Relative sea-level change around the Korean Peninsula. *Ocean & Pol. Res*., **30(4)**, 373-378.

Jo, Q., Choy, E. J., Kang, C. K., Moon, H. B., Lee, S. J., Kim, D. H., Lee, J. H., 2008: Effects of the coastal sediment elutriates containing persistent organic pollutants(POPs) on early reproductive outputs of the Pacific oyster, Crassostrea gigas, *J. Environ. Biol*., **29**, 507-512.

Johnson, K. S. et al., 2009: Observing biogeochemical cycles at global scales with profiling floats and gliders: Prospects for a global array, *Oceanography*, **22**, 217.

Joshua, J. L., 2009: Climate change adaptation strategies for resource management and conservation planning, *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, **1162**, 79-98.

Jung, S., 2008: Spatial variability in long-term changes of climate and oceanographic conditions in Korea, *J. Environ. Biol*., **29**, 519-529.

Jung, S., Kang, Y. S., Suh, Y. S., Yang, J. Y., Kim, J., 2007: Spatial variability in oceanographic conditions of sea waters off Korea in relation to the regional climate changes during the past 40 years. International Council for the Exploration of the Sea, Annual Science Conference, Helsinki.

Jung, S., Lee, D. W., Kim, Y., Cha, H. K., Hwang, H. J., Lee, J. Y., 2009: Contrasting recruitment of two Gadoid species(Gadus macrocephalus vs. Theragra chalcogramma) to Korean coastal waters in relation to climate change, *PICES 2009 Annual Meetin*g, Jeju, Korea.

Kaiho, K., 1991: Global changes of Paleogene aerobic/ anaerobic benthic foraminifera and deep-sea circulation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, *Palaeoecology*, **83**, 65-85.

Kaiser, J., 1998: Possibly vast greenhouse gas sponge ignites controversy, *Science*, **282**, 386-387.

Kang Y. Q., 2000: Warming trend of coastal waters of Korea during Recent 60 years(1936-1995), *J. Fish. Sci. Tech*., **3**, 173-179.

Kang, D. J., J. Y. Kim, T. Lee, and K. R. Kim, 2004: Will the East/Japan Sea become an anoxic sea in the next century?, *Mar. Chem*., **91**, 77-84.

Kang, D. J., Kim, K., Kim, K.R., 2004b: The past, present and future of the East/Japan sea in change: a simple moving-boundary box model approach, *Prog. Oceanogr*., **61**, 175-191.

Kang, D. J., S. Park, Y. G. Kim, K. Kim, and K. R. Kim, 2003: A moving-boundary box model(MBBM) for oceans in change: An application to the East/Japan Sea, *Geophys. Res. Lett*., **30(6)**, 1299, doi:10.1029/ 2002GL016486.

Kang, J. H., Kim, W. S., Jeong, H. J., Shin, K., Chang, M., 2007: Why did the copepod Calanus sinicus increase during the 1990s in the Yellow Sea?, *Mar. Environ. Res*., **63**, 82-90.

Kang, S. K., Cherniawsky J. Y., Foreman, M. G. G., Min, H. S., Kim, C. H. and H. W. Kang, 2005: Patterns of recent sea level rise in the East/Japan Sea from satellite altimetry and in situ data. *J. Geophy. Res*., 110, C07002, doi:10.1029/2004JC002565.

Kang, S. K., J. Y. Cherniawsky, M. M. G. G. Foreman, J. K. So and S. R. Lee, 2008: Spatial variability in annual sea level variations around the Korean peninsula, *Geophy. Res. Let*., 35, L03603, doi:10.1029/2007 GL032527.

Kang, S., S. Kim, and S. W. Bae., 2000: Changes in ecosystem components induced by climate variability off the eastern coast of the Korean Peninsula during 1960-1990. *Prog. Oceanogr*., **47**, 205-222.

Kang, Y. S., 2008: Seasonal variation in zooplankton related to North Pacific regime shift in Korea Sea, *Bulletin of the Korean Fisheries Society*, **41(6)**, 493-504.

Kang, Y. S., Jung, S., Zuenko, Y., Choi, I., Dolgaova, N., 2009: Regional differences in response of mesozooplankton to long-term oceanographic changes (regime shifts) in the northeastern Asian marginal seas, *Submitted to Progress in Oceanography*.

Kang, Y. S., Kim, J. Y., Kim, H. G., Park, J. H., 2002: Long-term changes in zooplankton and its relationship with squid, Todarodes pacificus, catch in Japan/East Sea, *Fish. Oceanogr*., **11**, 337-346.

Kang, Y. S., Kim, S. A., 2002: Zooplankton in the Korean waters. In: Hong, G.H., Zhang, J., Chung, C.S.(Eds.), Ecology of Korea Bumwoo Publishing Co, Seoul, 331-343.

Kates, R. W., Colten, C. E. Laska, S. and S. P., 2006: Leatherman, Reconstruction of New Orleans after Hurricane Katrina: A research perspective, *PNAS*, **103(40)**, 14653-14660.

Katoh, O., Nakagawa, N., Matsui, S., Yamada, H., Watanabe, T., 2006: Long-term fluctuations of water temperature in the Japan Sea and the Tsushima strait shown by data from prefectural observations along the coastal and offshore measurement lines, *Bulletin on Coastal oceanography*, **44**, 19-24.

Keigwin, L. D., 1996: Sedimentary record yields several centuries of data, *Oceanus*, **39**, 16-18.

Kennett, J. P., 1982: Marine Geology. Prentice-Hall, Inc.,

Englewood Cliffs, N. J., 07632, 813.

Kerr, R. A., 1999: The Little Ice Age-Only the latest big chill, *Science*, **284**, 2069.

Kerr, R. A., 2003: Who pushed whom out of the last ice age?, *Science*, **299**, 1645.

Kerr, R. A., 2008: Global warming throws some curves in the Atlantic ocean, *Science*, **322**, 515.

Kerr, R. A., 2009: The many dangers of Greenhouse acid, *Science*, **323**, 459.

Kim, D., 2003: An economic analysis of the quota allocation strategies in the total allowable catch fisheries policy, *Korean Journal of Agricultural Economics*, **44**, 165-182.

Kim, D., 2004: Improvement of the total allowable catch in Korea: an example of chub mackerel, *Korean Political Science Review*, **13**, 91-116.

Kim, Dong-Hoon, Norikazu Nakashiki, Daisuke Tsumune, Yoshikatsu Yoshida, Koki Maruyama, Frank O. Bryan, 2005: Ocean Climate Change in the Western North Pacific(WNP) under the Multi-Century Three-Member Ensemble Predictions, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, **41(2-1)**, 239-247.

Kim, H. C., Yoo, S., and Oh, I. M., 2007: Relationship between phytoplankton bloom and wind stress in the sub-polar frontal area of the Japan/East Sea, *Journal of Marine Systems*, **67**, 205-216.

Kim, H. G., 1997: Recent harmful algal blooms and mitigation strategies in Korea. Ocean Res. **19**, 185-192.

Kim, H. S., Jung, M. M., Lee, J. B., 2008: The Korean Peninsula warming based on appearance trend of tropical dinoflagellate species, genus Ornithocercus, *Journal of the Korean Society of Oceanography*, **13**, 303-307.

Kim, H., Kimura, S., Shinoda, A., Kitagawa, T., Sasai, Y., Sasaki, H., 2007a: Effect of El Niño on migration and larval transport of the Japanese eel(Anguilla japonica), *ICES J. Mar. Sci*., **64**, 1387-1395.

Kim, J. Y., Kang, D. J. T. Lee, and K. R. Kim, 2010: Ocean acidification of the East since 1995, *2010년도 춘계한국해양학회발표*

Kim, R., 2008: Emergence of Rare Fish Here Linked to Global Warming, The Korea Times, Seoul.

Kim, S. and S. Kang., 2000: Changes in ecosystem components induce by climate variability off the eastern coast of the Korean Peninsula during 1960-90. *Prog. Oceanogr*., **47**, 239-247.

Kim, S., 2010: Fisheries development in northeastern Asia in conjunction with changes in climate and social systems, *Mar. Policy*, **34**, 803-809.

Kim, S., Jung, S., Zhang, C. I., 1997: The effect of seasonal anomalies of seawater temperature and salinity on the fluctuation in yields of small yellow croaker, Pseudosciaena polyactis, in the Yellow Sea, *Fish. Oceanogr*., **6**, 1-9.

Kim, S., Kang, S., 2000: Ecological variations and El Nino effects off the southern coast of the Korean Peninsula during the last three decades, *Fish. Oceanogr*., **9**, 239-247.

Kim, S., Zhang, C. I., Kim, J. Y., Oh, J. H., Kang, S., Lee, J. B., 2007b: Climate variability and its effects on major fisheries in Korea, *Ocean Science Journal*, **42**, 179-192.

Kim, T. I., Choi, B. H., Lee, S. W., 2006: Hydrodynamics and sedimentation induced by large-scale coastal developments in the Keum River Estuary, Korea, *Estuar. Coast. Shelf Sci*., **68**, 515-528.

Koo, B. J., Kwon, K. K., Hyun, J. H., 2005: The sediment-water interface increment due to the complex burrows of macrofauna in a tidal flat, *Ocean Science Journal*, **40**, 221-227.

Kortzinger, 2005: Science Plan and Implementation Strategy, IGBP report 52-IMBER.

Kutzbach, J. E., and Liu, Z., 1997: Response of the African monsoon to orbital forcing and ocean feedbacks in the middle Holocene, *Science*, **278**, 440-443.

Lane, N., 2007: Reading the book of death, *Nature*, **448**, 122-125.

Latif, M., Boning, C., Willebrand, J., Biastoch, A., Dengg, J., Keenlyside, N., and Schweckendiek, U., 2006: Is the thermohaline circulation changing?, *Journal of Climate*, **19**, 4631-4637.

Lee, C. I., Lee, J. Y., Choi, K. H., and Park, S. E., 2008: Long-term Trends in Pelagic Environments of the East

Sea Ecosystem, *Ocean Science Journal*, **43**, 1-7.

Lee, C., Lim, W., 2006: Variation of harmful algal blooms in Masan-Chinhae Bay in Korea, *Science Asia*, **32**, 51-56.

Lee, D. I., Choi, J. M., Lee, Y. G., Lee, M. O., Lee, W. C., Kim, J. K., 2008: Coastal environmental assessment and management by ecological simulation in Yeoja Bay, Korea, *Estuar. Coast. Shelf Sci*., **80**, 495-508.

Lee, H. J., Ryu, S. O., 2008: Changes in topography and surface sediments by the Saemangeum dyke in an estuarine complex, west coast of Korea, *Cont. Shelf Res*., **28**, 1177-1189.

Lee, H. W., Kim. J. H. and Kang. Y. J., 2006: Sexual maturation and spawning in the sandfish, Arctoscopus japonicus in the east sea of Korea, *J. Kor. Fish. Soc. Res*., **39(4)**, 349-356.

Lee, J. H., Cha, J. H., 1997: A study of ecological succession of macrobenthic community in an artificial lake of Shihwa on the west coast of Korea: An assessment of ecological impact by embankment, *Ocean Res*., **19**, 1-12.

Lee, J. H., Park, J. Y., Lee, H. G., Park, H. S., Kim, D., 2003: Environmental assessment of the Shihwa lake by using the benthic pollution index, *Ocean Polar Res*., **25**, 183-200.

Lee, J. Y., Kang, D. J., Kim, I. N., Rho, T., Lee, T., Kang, C. K., Kim, K. R., 2009: Spatial and temporal variability in the pelagic ecosystem of the East Sea(Sea of Japan): A review, *J. Mar. Syst*., **78**, 288-300.

Lehman, S. J., and Keigwin, L. D., 1992: Sudden changes in north Atlantic circulation during the last deglaciation, *Nature*, **356**, 757-762.

Lehodey, P., Alheit, J., Barange, M., Baumgartner, T., Beaugrand, G., Drinkwater, K., Fromentin, J. M., Hare, S. R., Ottersen, G., Perry, R. I., Roy, C., van der Lingen, C. D., Werner, F., 2006: Climate Variability, Fish, and Fisheries, *J. Clim*., **19**, 5009-5030.

LeVerington, D. W., J. D. Mann, and J. T. Teller, 2000: Changes in the bathymetry and volume of glacial lake Agassiz between 11,000 and 9300 14C yr B.P., *Quaternary Research*, **54**, 174-181.

Levin, H. L., 1994: The earth through time. Saunders College Publishing, Manabe, S., and R. J. Stouffer, 1990: Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean, *Nature*, **378**, 165-167.

Levitus, S., J. I. Antonov, T. P. Boyer, and C. Stephens, 2000: Warming of the world ocean, *Science*, **287**, 2225-2229.

Lim, H. S., Diaz, R. J., Hong, J. S., Schaffner, L. C., 2006: Hypoxia and benthic community recovery in Korean coastal waters, *Mar. Pollut. Bull*. **52**, 1517-1526.

Martinez, M. L., Intralawan, A., Vázquez, G., Pérez-Maqueo, O., Sutton, P., and Grave, R., 2009: The coasts of our world: ecological, economic and social importance, *Ecological Economics*, **63**, 254-272.

McGinn, A. P., 1999: Safeguarding the Health of Oceans.

Menot, G., E. Bard, F. Rostek, J. W. H. Weijers, E. C. Hopmans, S. Schouten, and J. S. S. Damste, 2006: Early reactivation of European rivers during the last deglaciation, *Science*, **313**, 1623-1625.

Min, I., 2009: Jellyfish Population Exploding, *The Korea Times*, Seoul.

Monteith, D. T., J. L. Stoddard, C. D. Evans, H. A. D. Wit, M. Forsius, Hogasen, A. Wilander, B. L. Skjelkvale, D. S. Jeffries, J. Vuorenmaa, B. Keller, J. Kopacek, and J. Vesely, 2007: Dissolved organic carbon trends resulting from changes in atmospheric deposition chemistry, *Nature*, **450**, 537-541.

Moon, H. B., Yoon, S. P., Jung, R. H., Choi, M., 2008: Wastewater treatment plants(WWTPs) as a source of sediment contamination by toxic organic pollutants and fecal sterols in a semi-enclosed bay in Korea, *Chemosphere*, **73**, 880-889.

Nature, 2007: No more hot air, Nature, **446**, 109.

Neumann, J., 1993: Great historical events that were significantly affected by the weather: Part II: Meteorological aspects of the Battle of Waterloo, *Bulletin American Meteorological Society*, **74**, 413-420.

NOAA, 2008: Louisiana Seagrant, & Mississippi-Alabama Seagrant, Coastal Resiliency Index: A community self-assessment.

Nof, D., 2001: China's development could lead to bottom

water formation in the Japan/East Sea, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **82**, 609-618.

Nordhaus, W., 2007: Critical assumptions in the Stern review on climate change, *Science*, **317**, 201-202.

NROC(Northeast Region Ocean Council), 2008: Northest Region Coastal Hazards Resiliency Report.

Ortiz, J. D., and Mix, A. C., 1997: Comparison of Imbrie-Kipp transfer function and modern analog temperature estimates using sediment trap and core top foraminiferal faunas. Paleoceanography, **12**, 175-190.

Overpeck, J. T., 1996: Warm climate surprises. Science, **271**, 1820-1821.

Park, G. H., K. Lee, P. Tishchenko, D. H. Min, M. J. Warner, L. D. Talley, D. J. Kang, and K. R. Kim, 2006: Large accumulation of anthropogenic CO_2 in the East(Japan) Sea and its significant impact on carbonate chemistry, *Global Biogeochemical Cycles*, 20, GB4013, doi:10.1029/2005GB002676

Pascotti, J., 2007: Deciphering ancient weather reports, drip by drip, *Science*, 317, 448p.

Paterson, W. S. B., and N. Reeh, 2001: Thinning of the ice sheet in northwest Greenland over the past forty years, *Nature*, **414**, 60-62.

Patrick, A., and Thunell, R. C., 1997: Tropical Pacific sea surface temperatures and upper water column thermal structure during the last glacial maximum, *Paleoceanography*, **12**, 649-657.

Pennisi, E., 2002: Diagnosis and Rx for U.S. coral reefs, *Nature*, **298**, 39.

Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Davis, J. C. M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotly akov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., and Stievenard, M., 1999: Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, **399**, 429-436.

PICES, 2004: Marine ecosystems of the North Pacific. PICES Special Publication, 280.

Pringle, H., 2009: A new look at the Mayas' end, *Science*, **324**, 454-456.

Pritchard H. D., R. J. Arthern, D. G. Vaughan and L. A. Edwards, 2009: Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets, *Nature*, 461, 971-975, doi:10.1038.

Rahmstorf, S., 1997: Risk of sea-change in the Atlantic, *Nature*, 388, 825-826.

Ravelo, A. C., and Shackleton, N. J., 1995: Evidence for surface-water circulation changes at Site 851 in the eastern tropical Pacific Ocean, ODP Scientific Results, **138**, 503-514.

Rebstock, G.A., Kang, Y.S., 2003: A comparison of three marine ecosystems surrounding the Korean peninsula: Responses to climate change, *Prog. Oceanogr.*, **59**, 357-379.

Richardson, A. J., and E. S. Poloczanska, 2008: Under-resourced, under threat, *Science*, **320**, 1294-1295.

Riebesell, U., K. G. Schulz, R. G. J. Bellerby, M. Botros, P. Fritsche, M. Meyerhofer, C. Neill, G. Nondal, A. Oschlies, J. Wohlers, and E. Zollner, 2008: Acid test for marine biodiversity, *Nature*, **454**, 46-47.

Riebesell, U., K. G. Schulz, R. G. J. Bellerby, M. Botros, P. Fritsche, M. Meyerhofer, C. Neill, G. Nondal, A. Oschlies, J. Wohlers, and E. Zollner, 2007: Enhanced biological carbon consumption in a high CO_2 ocean, *Nature*, **450**, 545-549.

Roessig, J. M., Woodley, C. M., Cech, J. J., Hansen, L. J., 2004: Effects of global climate change on marine and estuarine fishes and fisheries, *Rev. Fish Biol. Fish.*, **14**, 251-275.

Ruddiman, W. F., Shackleton, N. J., and McIntyre, A., 1986: North Atlantic sea-surface temperatures for the last 1.1 million years, *Geological Society Special Publication*, **21**, 155-173.

Ruhl, H. A., and K. L. Smith, 2004: Shifts in deep-sea community structure linked to climate and food supply, *Science*, **305**, 513-515.

Sabadini, R., 2002: Ice sheet collapse and sea level change, *Science*, **295**, 2376-2377.

Sabine, C. L., R. A. Feely, N. Gruber, R. M. Key, K. Lee, J. L. Bullister, R. Wanninkhof, C. S. Wong, D. W. R. Wallace, B. Tilbrook, F. J. Millero, T. H. Peng, A. Kozyr, T. Ono, T. and A. F. Rios, 2004: The oceanic sink for anthropogenic CO_2, *Science*, **305**, 367-371.

Sarmiento, J. L. and C. Le Quere, 1996: Oceanic carbon dioxide uptake in a model of century-scale global warming, *Science*, **274**, 1346-1350.

Schimel, D. and D. Baker, 2002: The wildfire factor, *Nature*, **420**, 29-30.

Schrope, M., 2008: Red tide rising. *Nature*, **452**, 24-26.

Serreze, M. C., M. M. Holland, and J. Stroeve, 2007: Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover, *Science*, **315**, 1533-1536.

Shin, I. C., 1998: Pliocene-Pleistocene paleoclimatic and paleoceanographic history of the Site 959 of Leg 159, eastern equatorial Atlantic Ocean, ODP(Ocean Drilling Program), *Scientific Result*, **159**, 575-583.

Steffen K., 2010: Greenland Mass Balance, *IPCC Workshop on Sea Level Rise and Ice Sheet Instabilities*. Kuala Lumpur Malaysia.

Steig, E. J., Brook, E. J., White, J. W., Sucher, C. M., Bender, M. L., Lehman, S. J., Morse, D. L., Waddington, E. D., and Clow, G. D., 1998: Synchronous climate changes in Antarctica and the North Atlantic, *Science*, **282**, 92-95.

Stern, N. and C. Taylor, 2007: Climate change: risk, ethics, and the Stern review, *Science*, **317**, 203-204.

Stokstad, E., 2002: River flow could derail crucial ocean current, *Science*, **298**, 2110.

Stokstad, E., 2009: Obama moves to revitalize Chesapeake Bay restoration, *Science*, **324**, 1138-1139.

Stramma, L., G. C. Johnson, J. Sprintall, and V. Mohrholz, 2008: Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans, *Science*, **320**, 655-658.

Takasuka, A., Aoki, I., Mitani, I., 2003: Evidence of growth-selective predation on larval Japanese anchovy Engraulis japonicus in Sagami Bay, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **252**, 223-238.

Takasuka, A., Oozeki, Y., Aoki, I., 2007: Optimal growth temperature hypothesis: Why do anchovy flourish and sardine collapse or vice versa under the same ocean regime?, *Canadian Journal of Fisheries and Aquaculture*, **64**, 768-776.

Tang, Q., 1993: Effects of long-term physical and biological perturbations on the contemporary biomass yields of the Yellow Sea ecosystem. In: Sherman, K., Alexander, L., Gold, B.(Eds.), Large marine ecosystems: stress, mitigation, and sustainability, AAAS Press, Washington, DC, 79-93.

Thomas, H., Y. Bozec, K. Elkalay, and H. J. W. D. Baar, 2004: Enhanced open ocean storage of CO2 from shelf sea pumping, *Science*, **304**, 1005-1008.

Thompson, P. M., and J. C. Ollason, 2001: Lagged effects of ocean climate change on fulmar population dynamics, *Nature*, **413**, 417-420.

Tian, Y., Kidokoro, H., Watanabe, T., 2006: Long-term changes in the fish community structure from the Tsushima warm current region of the Japan/East Sea with an emphasis on the impacts of fishing and climate regime shift over the last four decades, *Prog. Oceanogr.*, **68**, 217-237.

Tian, Y., Kidokoro, H., Watanabe, T., Iguchi, N., 2008: The late 1980s regime shift in the ecosystem of Tsushima warm current in the Japan/East Sea: Evidence from historical data and possible mechanisms, *Prog. Oceanogr.*, **77**, 127-145.

Timmermann, A., Shayne McGregor and Fei-Fei Jin, 2010: Wind effects on past and future regional sea-level trends in the southern Indo-Pacific, *Journal of Climate; e-View*.

Toggweiler, J. R., and J. Russell, 2008: Ocean circulation in a warming climate, *Nature*, **451**, 286-288.

Watanabe, Y., 2007: Latitudinal variation in the recruitment dynamics of small pelagic fishes in the western North Pacific, *J. Sea Res.*, **58**, 46-58.

Weis, V. M., and D. Allemand, 2009: What determines coral health?, *Science*, **324**, 1153-1155.

White, J. W. C., 2004: Do I hear a million?, *Science*, **304**, 1609-1610.

Wilson, P. A., and R. D. Norris, 2001: Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period, *Nature*, **412**, 425-429.

Woodhouse, C. A., and Overpeck, J. T., 1998: 2000 years of drought variability in the central United States, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**, 2693-2714.

Yamada, K, Ishizaka, J., Yoo, S., Kim, H. and Chiba., S. 2004: Seasonal and interannual variability of sea

surface chlorophyll a concentration in the Japan/East Sea(JES), *Progress in oceanography*, **61**, 193-211.

Yeh, S. W., and Kim, C. H. 2010: Recent warming in the Yellow/East China Sea during winter and the associated atmospheric circulation, *Continental Shelf Research*.

Yeh, Sang-Wook and Cheol-Ho Kim, 2010a: Recent warming in the Yellow/East China Sea during winter and the associated atmospheric circulation, *Con. Shelf Res*., doi: 10.1016/j.csr.2010.05.002.

Yeh, Sang-Wook, Young-Gyu Park, Hong Sik Min, Cheol-Ho Kim and Jae-Hak Lee, 2010b: 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.

Yoo, S. and Park, J., 2009: Why is the southwest the most productive region of the East Sea/Sea of Japan?, *Journal of Marine Systems*, **78**, 301-315.

Yoo, S., An, Y. R., Bae, S., Choi, S., Ishizaka, J., Lee, J. B., Li, R., Kang, Y. S., Kim, Z. G., Lee, C., Park, J., Wang, Z., Wen, Q., Yang, E. J., Yeh, S. W., Yoon, W. D., Yeon, I., Zhang, C. I., Zhang, X., Zhu, M., 2010: Status and trends in the Yellow Sea and East China Sea region, In S.M. McKinnell and M.J. Dagg.[Eds.] Marine Ecosystems of the North Pacific Ocean, 2003-2008. PICES Special Publication 4, In Press.

Yoo, S., Kim, H. C., 2004: Suppression and enhancement of the spring bloom in the southwestern East Sea/Japan Sea, Deep Sea Research Part II, *Topical Studies in Oceanography*, **51**, 1093-1111.

Yoon, W. D., Yang, J. Y., Shim, M. B., Kang, H. K., 2008: Physical processes influencing the occurrence of the giant jellyfish Nemopilema nomurai(Scyphozoa: Rhizostomeae) around Jeju Island, Korea, *J. Plankton Res*., **30**, 251-260.

Zeebe, R. E., J. C. Zachos, K. Caldeira, and T. Tyrrell, 2008: Carbon emissions and acidification, *Science*, **321**, 51-52.

Zhang, C. I., Gong, Y., 2005: Effect of ocean climate changes on the Korean stock of Pacific aaury, Cololabis saira(BREVOORT), *J. Oceanogr*., **61**, 313-325.

Zhang, C. I., J. B. Lee, S. Kim, and J. H Oh. 2000: Climate regime shifts and their impacts on marine ecosystem and fisheries resources in Korean waters, *Prog. Oceanogr*., **47**, 171-190.

Zhang, C. I., Kim, S., Gunderson, D., Marasco, R., Lee, J. B., Park, H. W., Lee, J. H., 2009: An ecosystem-based fisheries assessment approach for Korean fisheries, *Fisheries Research*, **100**, 26-41.

Zhang, C. I., Lee, J. B., Kim, S. A., Oh, J. H., 2000: Climate regime shifts and their impacts on marine ecosystem and fisheries resources in Korean waters, *Progress In Oceanography*, 171-190.

Zhang, C. I., Lee, J. B., Seo, Y. I., Yoon, S. C., Kim, S., 2004: Variations in the abundance of fisheries resources and ecosystem structure in the Japan/East Sea, *Prog. Oceanogr*., **61**, 245-265.

Zhang, C. I., Yoon, S. C., Lee, J. B., 2007: Effects of the 1988/89 climatic regime shift on the structure and function of the southwestern Japan/East Sea ecosystem, *J. Mar. Syst*., **67**, 225-235.

제 7 장

산 업

주 저 자 :
김정인(중앙대학교)

기 여 저 자 :
장효준(중앙대학교), 정아영(중앙대학교), 최종석(중앙대학교)

감수편집자 :
김창길(농촌경제연구원), 어수헌(동서발전), 정희용(도시가스협회), 정인모(현대자동차), 조승국(한세대학교)

목 차

7.1. 서 론 ····· 565
7.1.1. 배경 및 목적 ····· 565

7.2. 국내 산업별 취약성 평가 ····· 565
7.2.1. 취약성 분석 ····· 565
7.2.2. 사회기반시설의 기후변화 노출 전망 ····· 566

7.3. 취약성 평가 결과 ····· 567
7.3.1. 기후사상 발생 가능성 ····· 567
7.3.2. 기반시설의 기후변화 사상별 민감도, 적응능력 및 위험수준 ····· 568
7.3.3. 기반시설의 기후변화 취약성 ····· 571

7.4. 국내 산업 및 에너지 부문 적응 기술 현황 ····· 572
7.4.1. 제조업 ····· 572
7.4.2. 건설/교통 ····· 572
7.4.3. 관광/레저 ····· 573
7.4.4. 에너지 ····· 573

7.5. 국내 기후변화 취약성 지표 및 적응도구 개발 사례 ····· 574
7.5.1. 제조업 ····· 574
7.5.2. 기후변화 영향 ····· 574
7.5.3. 민감도 기후변화 영향평가 및 적응시스템 ····· 575
7.5.4. 적응 능력 ····· 575
7.5.5. 시사점 ····· 577

7.6. 산업계 기후변화 적응전략 수립 연구 사례 ····· 578
7.6.1. 연구대상 산업단지 선정 ····· 578
7.6.2. 피해 사례 ····· 579
7.6.3. 피해 원인 ····· 579
7.6.3.1. 짧은 이격거리 ····· 579
7.6.3.2. 낮은 호안천단고 ····· 579
7.6.4. 적응 현황 ····· 579
7.6.5. 시사점 ····· 579
7.6.5.1. 관리체계 수립 ····· 579
7.6.5.2. 정책적인 지원 ····· 580
7.6.5.3. 구조물 활용 ····· 580
7.6.5.4. 이해관계자들의 참여유도 ····· 580

7.7. 제주도 영향평가 및 적응대책(모델) 개발사례 ····· 581
7.7.1. 현황 및 문제점 ····· 581
7.7.1.1. 기후변화 영향평가 및 적응모델 개발 현황 ····· 581
7.7.1.2. 분야별 합동 조사단 구성 ····· 581
7.7.1.3. 문제점 ····· 581
7.7.1.4. 제주 기후변화 영향평가 및 적응대책(모델) 개발 ····· 582
7.7.2. 기대효과 ····· 585
7.7.2.1. 지역단위의 특성화 ····· 585
7.7.2.2. 종합적인 기후변화 적응 ····· 585
7.7.2.3. 우리나라 지역단위 기후변화 적응대책(모델) ····· 586
7.7.3. 향후계획 ····· 586
7.7.3.1. 기후변화 영향평가 및 적응모델 개발 ··· 586
7.7.3.2. 제주도 기후변화 영향평가 및 적응모델 개발 로드맵 ····· 586

7.8. 국내 산업 및 에너지 부분의 적응 능력 향상을 위한 방안 ····· 587
7.8.1. 분야별 기후변화 적응방안 ····· 587
7.8.1.1. 제도적 접근방안 ····· 587
7.8.1.2. 시스템적 접근방안 ····· 587
7.8.1.3. 부문별 취약성 평가(독일) ····· 588
7.8.2. 현 연구의 한계점 ····· 588

7.9. 결 론 ····· 588

참고문헌 ····· 589

7.1. 서 론

7.1.1. 배경 및 목적

국내의 기후변화에 관한 연구는 몇 년간 계속적으로 이루어져 오고 있으며, 최근 들어 세계적인 관심사인 온실가스 감축과 관련하여 그 연구 활동과 정책적인 변화에 대한 목소리가 높아지고 있다. 그러나 과거 무분별한 도시화와 산업화로 발생된 온실가스에 의해 한반도의 평균 기온은 1910년에 비해 연평균 1.5℃ 상승하였으며, 해수면 역시 40년간 22cm 상승하였다. 또한 태풍 및 게릴라성 집중 호우로 인한 재해액은 매 10년 단위로 3.2배 증가하고 있으며, 계속적인 해수면 상승으로 인한 해안선 침수가 일어나고 있다. 이러한 변화에 의하여 꽃의 개화시기가 빨라지고 철새이동시기가 변화되고 어종 역시 분포가 변화되는 등 국내 생태계 전반 역시 심각한 변화를 일으키고 있다. 그러나 기후변화에 의한 이러한 심각한 영향에도 불구하고 현재의 연구활동은 온실가스 배출의 저감 방안 및 발생하는 사건에 대한 대응에 그 초점이 주로 맞추어져 있는 것이 현실이다.

지난 2007년 발표된 IPCC 4차 평가보고서에서도 인류가 발생하는 온실가스를 감소한다고 하더라도 이미 배출된 많은 양의 온실가스로 인한 영향을 피할 수 없다는 것을 직시해야하며 이를 위해서는 다양한 부분에서의 기후변화에 대한 적응이 필요하다고 강조하였다. 이러한 적응의 개념에 필수적으로 기후변화 취약성이 포함되어 있다. UNDP(2005)에 따르면 취약성이란 노출, 교란이나 스트레스로 인해 시스템이 영향을 받는가에 대한 정도라고 정의하고 있다. 이러한 취약성의 파악이 중요한 이유는 기후변화에 의한 취약성의 정도가 어느 부분에서 얼마만큼 취약한가를 파악함으로써 올바른 기후적응목표를 설정하고 취약성 정도에 따른 지역 및 부문의 우선순위를 선정하기 때문이다.

이러한 배경하에 본 연구에서는 국내 산업 및 에너지 부문의 취약성 평가 및 적응 방안 사례들에 대한 이론적 고찰을 통하여 지자체 차원의 적응대책 수립의 가이드라인을 제공함으로써 지자체의 기후변화 영향에 대한 적응 역량을 강화할 수 있게 하고자 한다.

7.2. 국내 산업별 취약성 평가

7.2.1. 취약성 분석

기후변화는 기온 및 지역적인 특성에 따라 그 형태가 다른 농업이나 임업 어업과 같은 1차 산업에서 가장 먼저 그 영향이 나타날 것으로 전망된다. 그러나 제조업과 같은 2차 산업에서도 기후변화의 영향은 크게 작용할 것으로 예상되며 서비스업 역시 기후

표 7.1. 산업별 취약성(한국환경정책・평가연구원, 2006).

산업분야	취약성
어업	- 일부 어류 생물종의 변화에 따른 생산성 감소
관광	- 기후변화로 위협 받는 자연환경에 의존적인 일부 관광지역에서 높음 - 해외 관광객 수에 대한 영향
물산업	- 대부분의 지역에서 높으며 지표수 유향 감소는 거주지와 관개 농업의 물 공급량에 영향
에너지	- 첨두 수요 증가 - 송배전 인프라는 특히 극한 기후상황에 처하는 일부지역에서 상당히 취약
건축 및 기반시설	- 해수면 상승, 홍수, 태풍, 사이클론, 열파, 및 산불과 관련하여 취약
농업	- 가뭄 증가는 작물 수확과 축산업에 악영향 - 수량 감소는 관개 농업과 건조지역 작물 수확에 영향 - 서리 일수 감소는 원예업에 약산의 부정적 영향
임업	- 화재 위험의 증가, 해충 분포의 변화, 건조화 추세와 극심한 경우로 인한 토양 침식 증가로 산림 생산 취약 * 물론 이산화탄소의 작용과 성장기간의 증가는 부정적 요인을 상쇄하는 요인으로 작용

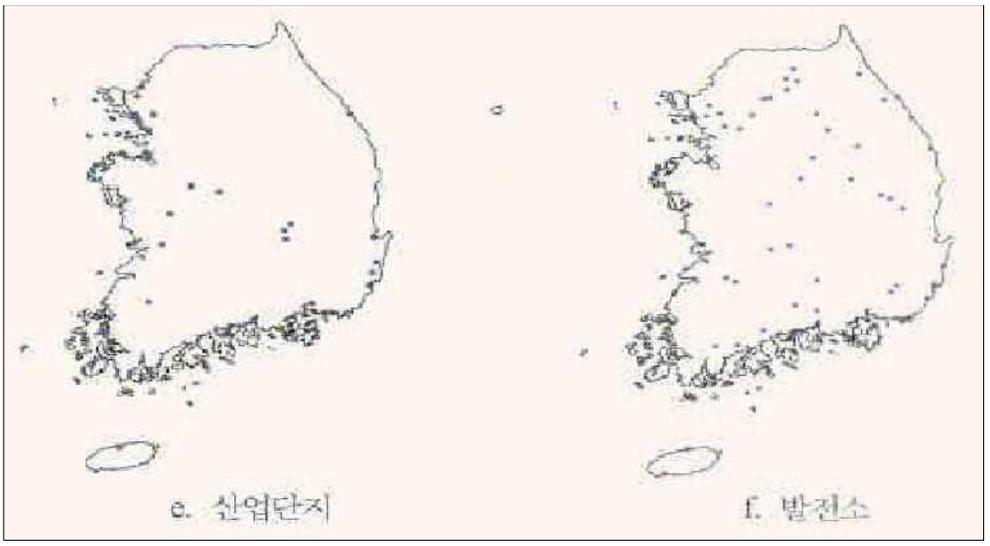


그림 7.1. 구축된 사회기반시설의 공간적 분포(한국환경정책・평가연구원, 2009).

변화의 영향에서 벗어나진 못할 것이다. 표 7.1은 우리나라에서 산업 분야별로 기후변화 영향에 취약한 부분에 대한 설명이 되어 있으며, 이러한 분야별 취약성에 대한 평가는 향후 산업별 적응 대책을 수립함에 있어서 매우 중요한 지표 설정의 요인이 될 수 있다. 이러한 기후변화의 취약성을 평가하기 위해서는 기본적으로 기후변화에 대한 영향 및 민감도와 적응능력을 평가하는 것이 우선되어야 한다.

7.2.2. 사회기반시설의 기후변화 노출 전망

기후변화에 대한 국내의 사회기반시설의 노출 정도를 살펴보기 위해 산업단지, 발전소의 공간적 분포를 살펴보았다. 기반 시설은 공간자료를 구축할 수 있는 시설을 중심으로 선정하였고, 뒤에 나오는 기후변화 취약성 평가와 연결될 수 있도록 하였다. 여기에서 구축된 사회기반시설의 공간적 분포는 그림 7.1과 같다.

위의 결과에 따라 평균기온 상승, 홍수, 가뭄, 혹한, 혹서 그리고 태풍과 같은 기후변화에 대한 사회기반시설의 노출정도에 대한 분석을 하였다. 본 결과는 우리나라의 기후 시나리오를 통해 GIS 레이어를 구축하여 기반시설과의 중첩분석을 시행하여 분석하였다. 또한, 우리나라에서 제공되는 기후 시나리오는 태풍에 대한 변수가 없으므로 과거의 태풍발생 빈도 자료를 참고하였다.

한국환경정책・평가연구원의 연구 결과에 따르면 구축된 GIS 레이어는 우리나라 전역에 대해 기후변화 노출정도는 각 기후사상 값의 범위를 등간격으로 5단계로 계층화하여 표시하고 있다[21]. 본 전망 분석에서는, 개별 기반시설군이 어느 수준의 기후사상에 노출되는지를 진단하여 평가대상 기반시설에 대해 평균치를 구하였다. 개별 기반시설 분류군에는 동일한 기반시설물이 전국적으로 일정 수 이상 존재한다. 따라서, 평균값 이외에 최저 노출수준과 최고 노출수준 그리고 표준편차를 함께 정리하여 전반적으로 기반시설물이 어느 수준의 기후변화에 노출되어 있는지를 분석하였다. 그림 7.2는 각 기후사상의 등급분포이다[22].

사회기반시설의 노출 정도는 각 기반시설이 노출된 단계를 1~5단계로 그 강도에 따라 계층화하여 나타냈으며, 최고값에 접근한 높은 단계에 노출된 경우 그 만큼의 취약성이 높아질 수 있는 잠재력으로 해석될 수 있다.

21) 단계가 높아질수록 기후변화 정도가 더 커짐을 의미한다.

22) 기후변화 취약성 분석은 입력 기후시나리오와 해성도 및 임계치 설정 등 접근 방법에 따라 결과가 상이할 수 있음을 밝혀둔다.

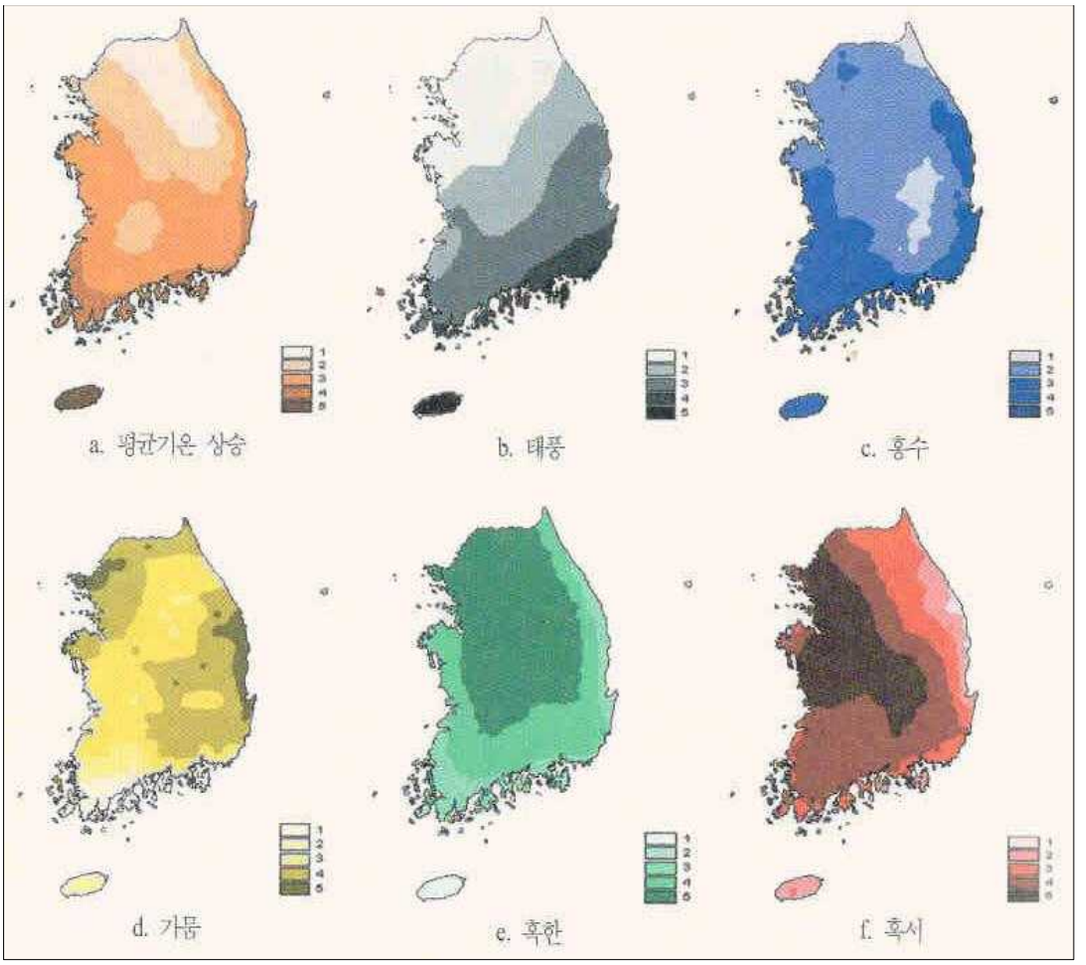


그림 7.2. 2045년대의 기후사상별 전망(한국환경정책・평가연구원, 2009).

사회기반시설의 기후사상에 대한 노출은 각 기반시설이 노출된 단계로 표시하여 나타내었다. 각 극한 기후사상을 1~5단계로 그 강도에 따라 표시한 만큼, 높은 점수에 노출된 경우 기후변화에의 취약성이 높아질 수 있는 잠재력으로 볼 수 있다. 개별 기반시설물은 위치에 따라 노출정도에 차이를 보일 수 있으므로, 노출될 수 있는 최고값 및 최저값의 가능성을 살펴볼 필요가 있다. 따라서 분석결과를 요인별로 종합정리한 결과, 전반적으로 산업 및 에너지의 사회기반시설의 노출 위험이 5단계 가운데 중간 혹은 중상 정도에 속함을 알 수 있다(표 7.2). 또한 기반시설이 최고(5단계)와 최저(1단계) 모두에 해당되는 노출범위를 보여 기반시설의 기후변화에 대한 대응조치와 적응전략 수입 시에는 기후변화 취약성과 안전도 분석도 중요함을 알 수 있다.

기반시설의 노출정도는 혹한과 혹서 그리고 가뭄이 높게 나타났으며, 평균기온, 홍수 및 태풍은 낮게 나타나는 경향을 보여주었다. 그러나 본 결과가 나타내는 기반시설의 노출 정도가 곧 위험만을 의미하는 것은 아니다. 다른 관점과 분석방법으로는 그 결과가 일치하지 않을 수 있으며, 개별 기후사상이 기반시설에 미치는 영향은 각각 차이가 날 수 있다는 분석결과를 개념화하여야할 것으로 보인다. 따라서 요인별로 종합분석한 본 분석결과는 전반적인 경향과 특성을 이해하는데 활용하는 것이 바람직할 것으로 사료된다.

7.3. 취약성 평가 결과

7.3.1. 기후사상 발생 가능성

결과에 따르면 7가지의 기후변화에 따른 현상 중

표 7.2. 사회기반시설별 기후사상에 대한 노출(한국환경정책・평가연구원, 2009).

a. 평균기온 상승

	평균	최저	최고	편차
산업단지	3.21	2	5	0.58
발전소	2.68	1	5	1.01

b. 태풍

	평균	최저	최고	편차
산업단지	2.64	1	5	1.39
발전소	2.28	1	5	1.18

c. 홍수

	평균	최저	최고	편차
산업단지	2.62	1	4	0.70
발전소	2.46	1	5	0.77

d. 가뭄

	평균	최저	최고	편차
산업단지	3.29	1	5	1.00
발전소	3.30	1	5	0.86

e. 혹한

	평균	최저	최고	편차
산업단지	3.74	1	5	1.14
발전소	4.01	1	5	0.98

f. 혹서

	평균	최저	최고	편차
산업단지	3.65	1	5	1.25
발전소	3.66	1	5	0.99

* 산업단지의 기후변화 노출 분석은 국가산업단지에 한해 분석하였다

‘평균기온 상승’에 대한 값이 4.16으로 발생 가능성이 가장 높게 나타났으며, ‘호우 및 집중호우(4.14)’, ‘태풍 및 폭풍(4.01)’, ‘해수면 상승(3.92)’, ‘가뭄(3.87)’, ‘혹서(3.63)’에 대한 결과는 5점 척도의 3점이 넘는 평균값을 나타내었다. ‘혹한(2.60)’을 제외한 6가지의 기후변화에 대한 현상들은 비교적 발생가능성을 높게 보고 있으며, ‘혹한’은 비교적 발생 가능성이 낮은 것으로 보고 있음을 알 수 있다.

이러한 결과는 IPCC(2007)의 4차 보고서에서 전망한 미래의 기후변화 내용과도 상당히 일치하며 근래에 나타나고 있는 전 세계적인 기후변화 현상과도 비교적 일치한다고 할 수 있다. 통계학적인 유의성으로 인해 단정적으로 결론을 내리긴 어려우나 그림 7.3의 결과는 기후변화사상 중 특히 ‘평균기온 상승’, ‘홍수 및 집중호우’, 그리고 ‘태풍 및 폭풍’과 같은 사상에 대해 대비할 필요성이 높다는 것을 암시하고 있다.

7.3.2. 기반시설의 기후변화 사상별 민감도, 적응능력 및 위험수준

표 7.3은 앞서 제시한 산업 및 에너지의 사회기반시설의 기후변화 취약성 평가와 적응수준에 대한 민감도와 적응의 시급성 및 위험수준에 대한 분석결과를 나타내었다. 보통으로 표현된 것은 평균으로부터 표준편차의 절반에 대한 값을 나타내는 범위에 해당하는 것이고, 각 값이 평균에 해당하는 범위보다 낮으면 낮음, 평균보다 높으면 높음으로 나타내었다.

표에서는 에너지 시설별 및 산업기반시설 유형별

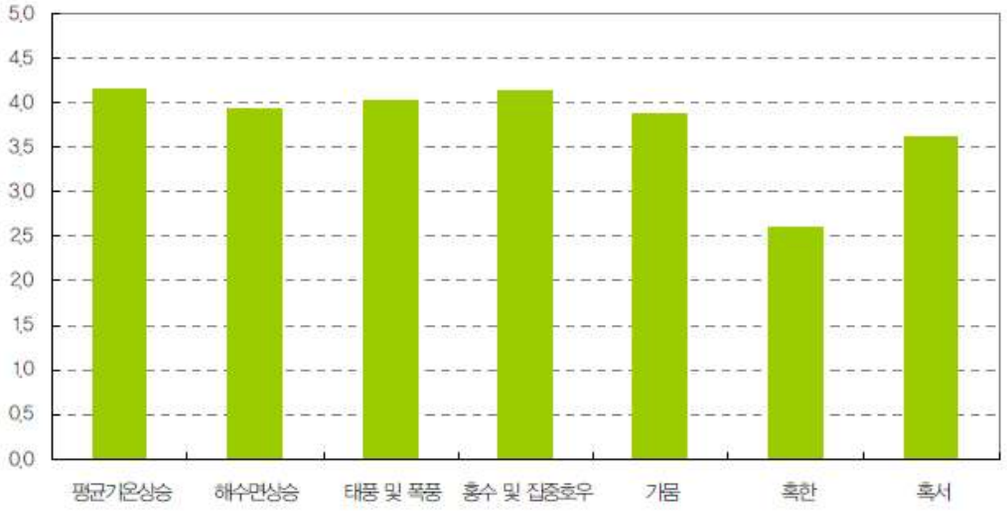


그림 7.3. 전문가 설문에 의한 기후사상별 발생 가능성(한국환경정책・평가연구원, 2009).

표 7.3. 사회기반시설의 기후사상별 민감도, 적응의 시급성 및 위험수준(한국환경정책・평가연구원, 2009).

◎: 매우위험 ○:위험 △:보통

a. 평균기온상승

		민감도	적응의 시급성	위험수준
에너지	발전시설	○	◎	◎
	저장시설	○	○	◎
	전송시설	○	○	○
산업	폐기물처리	○	○	○
	산업단지	○	○	◎
	해수욕장	○	○	◎
	스키장	◎	◎	◎
	국립공원	○	○	◎

b. 해수면상승

		민감도	적응의 시급성	위험수준
에너지	발전시설	○	◎	◎
	저장시설	○	○	○
	전송시설	△	△	△
산업	폐기물처리	△	△	△
	산업단지	○	○	○
	해수욕장	◎	◎	◎
	스키장	△	△	△
	국립공원	△	△	○

c. 태풍 및 폭풍

		민감도	적응의 시급성	위험수준
에너지	발전시설	○	◎	◎
	저장시설	○	○	○
	전송시설	◎	◎	◎
산업	폐기물처리	○	○	○
	산업단지	○	○	○
	해수욕장	◎	◎	◎
	스키장	△	△	○
	국립공원	○	○	○

d. 홍수 및 집중호우

		민감도	적응의 시급성	위험수준
에너지	발전시설	○	○	○
	저장시설	○	○	○
	전송시설	○	○	○
산업	폐기물처리	○	○	○
	산업단지	○	○	○
	해수욕장	○	○	○
	스키장	△	△	△
	국립공원	○	○	○

e. 가뭄

		민감도	적응의 시급성	위험수준
에너지	발전시설	○	○	○
	저장시설	△	△	△
	전송시설	△	△	△
산업	폐기물처리	△	△	△
	산업단지	△	△	○
	해수욕장	△	△	△
	스키장	△	△	△
	국립공원	○	○	○

f. 혹한

		민감도	적응의 시급성	위험수준
에너지	발전시설	○	△	△
	저장시설	△	△	△
	전송시설	△	△	△
산업	폐기물처리	△	△	△
	산업단지	△	△	△
	해수욕장	△	△	△
	스키장	△	△	△
	국립공원	△	△	△

g. 혹서

		민감도	적응의 시급성	위험수준
에너지	발전시설	○	○	○
	저장시설	○	○	○
	전송시설	○	○	○
산업	폐기물처리	△	△	△
	산업단지	○	○	○
	해수욕장	△	△	△
	스키장	○	△	○
	국립공원	△	△	△

표 7.4. 사회기반시설의 기후사상별 취약성(한국환경정책·평가연구원, 2006; 재구성).

		평균기온 상승	해수면 상승	태풍 및 폭풍	홍수 및 집중호우	가뭄	혹한	혹서
에너지	발전시설	◎	◎	◎	○	○	△	○
	저장시설	○	○	○	○	△	△	○
	전송시설	○	△	◎	○	△	△	○
산업	폐기물처리	○	△	○	○	△	△	○
	산업단지	○	○	○	○	△	△	△
	해수욕장	○	◎	◎	○	△	△	△
	스키장	◎	△	△	△	△	△	○
	국립공원	○	△	○	○	○	△	△

◎: 매우 위험 ○: 위험 △: 보통

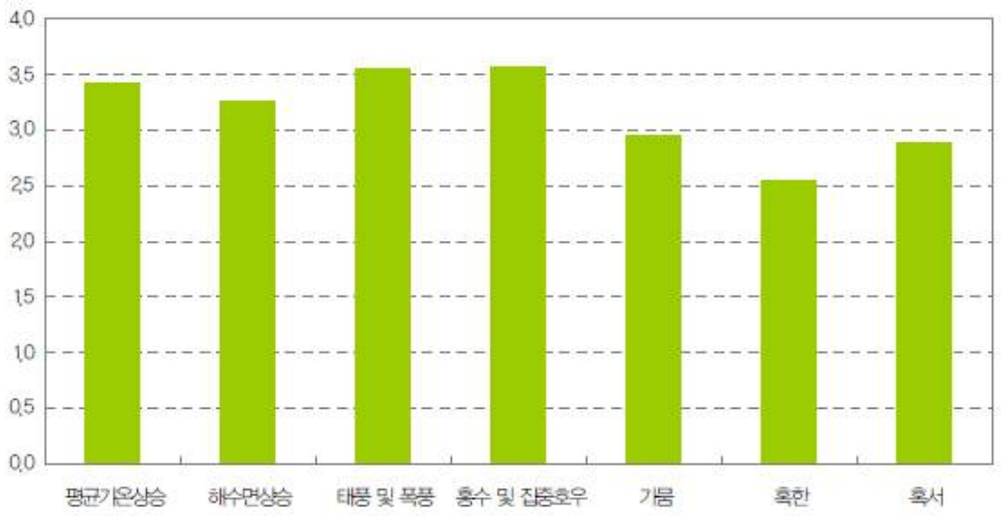


그림 7.4. 전문가 설문에 의한 기반시설의 기후사상별 평균 취약성(한국환경정책·평가연구원, 2009).

로 위험수준이 높고 민감하며 취약한지를 종합적으로 한눈에 보여 주는 분석자료를 제시하고 있다. 따라서, 의사결정자로 하여금 우선 조치 기반시설을 효율적으로 신속하게 선정하는데 유용하게 활용될 수 있을 것이다.

표 7.4는 위의 결과에 따른 산업 및 에너지 기반시설의 기후변화 민감도와 적응의 시급성, 위험수준이 모두 높게 나타난 기반시설을 재분석한 것으로, 이러한 심층분석 결과도 취약 기반시설을 파악하고 기후변화 적응능력을 강화하는데 활용될 수 있을 것이다.

이처럼 산업 및 에너지 기반시설의 종합적인 기후변화 취약성 평가 결과에 대한 민감도와 적응의 시급성 및 위험수준 파악을 통해서도 기후변화에 적응역량 강화를 위한 정책수립 방안 수립에 활용될 수 있을 것이다.

7.3.3. 기반시설의 기후변화 취약성

일차적으로 위에 나타낸 7가지의 기후변화사상이 기반시설에 미치는 영향을 알아보고자 기반시설의 기후사상별 취약성 지수의 전체 평균값을 알아보았다(그림 7.4). 즉, 각 기후사상에 대하여 전체 선정 기반시설이 나타내는 취약성 지수의 평균값을 산출하였다. 특정 기반시설이 아닌 기반시설에 대한 분석결과를 상세히 살피기에 앞서 전체적으로 기반시설이 어떤 기후사상에 대해 적응대책을 우선적으로 마련

해야 하는지에 대한 방향 설정에 도움이 될 것이다. 분석결과를 통해서 알 수 있듯이 '태풍 및 폭풍', '홍수 및 집중 호우'에 대한 취약성이 가장 우려되고 있음을 알 수 있다.

이와 같은 결과는 기후변화사상별 발생 가능성과 다소 차이를 보이는데, 이는 관련분야 전문가집단이 비록 발생 가능성은 기온 상승이 가장 유력하더라도 그 기후사상이 기반시설에 미치는 영향에 대해서는 '태풍 및 폭풍', '홍수 및 집중호우'라는 기후사상에 의한 영향이 더 크다고 생각하기 때문인 것으로 사료된다.

7.4. 국내 산업 및 에너지 부문 적응 기술 현황

7.4.1. 제조업

핵심기술	핵심기술1	온실가스 감축 정책에 따른 공정상의 배출 규제로 인한 원가 상승 평가 및 대체 원자재 개발 기술		
	핵심기술2	악 기상 등의 이상 기후에 따른 설비의 피해 산정기술		
	핵심기술3	신산업으로의 기회 분석 기술		
기술개발목표		단기(2012년까지)	중기(2020년까지)	장기(2030년까지)
		기후변화 시나리오에 따른 제조업 분야의 영향 및 위약성 연구기반 확립	기후변화에 따른 제조업 분야의 취약부문 적응 기술 확보 및 적용	기회 산업 육성
목표달성을 위한 기술적 과제		단기(2012년까지)	중기(2020년까지)	장기(2030년까지)
		- 기후변화에 의한 난방 및 냉방 상품의 수요 공급 영향 분석 연구 - 기후변화에 따른 대체 원료 가격 변동 연구	- 기후변화에 따른 기회산업 활성화 방안 연구 - 기후변화 관련 대체 원자재 개발 기술	- 기회산업 활성화를 위한 기술

제조업 부문에서의 기후변화 영향평가 및 적응연구는 타 부문에 비해 매우 제한적이며, 국내 사례 연구는 거의 전무하다. 그리고 온실가스 감축정책에 따른 영향에 관한 연구는 비교적 많지만, 기후변화 자체가 산업에 미치는 영향 및 취약성 평가에 대한 정량적 연구 사례가 전무하다. 또한, 에너지 산업이 기후변화에 적응하는데 필요한 연구개발에 대한 구체적 사례는 없으며 국가, 지자체, 산업계의 기후변화로 인한 산업 부문의 취약성에 대한 인식 자체가 부족하며 연구개발이 거의 이루어지고 있지 않아 연구개발 능력 및 수준이 불확실하다.

7.4.2. 건설/교통

핵심기술	핵심기술1	사회 간접 시설 확충 등과 관련된 기술		
	핵심기술2	이상 재난 등에 따른 수송 부문의 악 영향 분석		
	핵심기술3	인프라 구축 기술		
기술개발목표		단기(2012년까지)	중기(2020년까지)	장기(2030년까지)
		기후변화 영향 평가 기술 개발 완료 건설/교통 분야 취약성 지도 완성	취약성 평가 결과를 바탕으로 이상기후대응(사회간접시설 및 교통설비 중심) 기술 확보, ITS(지능형교통시스템)와 연동된 실시간 예·경보 시스템 개발 완료	ITS 연동 실시간 예경보 시스템 운영 체계 확립, 이상 재난 시 재체 물류 시스템 확보

목표달성을 위한 기술적 과제	단기(2012년까지)	중기(2020년까지)	장기(2030년까지)
	- 건설/교통 분야 기후변화 영향평가 모델링 - 시·공간적 취약성 지도작성 기술	- 기후변화를 고려한 사회간접시설 및 교통설비의 설계 기술 - ITS와 연동된 기후변화 실시간 모니터링, 모델링 및 표출 기술	- ITS와 연동된 기후변화 실시간 모니터링, 모델링 및 표출 기술 - 교통(물류)분야 이상기상 대응 시스템

건설/교통 부문에서 우리나라의 기술 수준은 국토해양부 등 정부 각 부처 및 소속 연구기관, 학계, 연구소에 충분한 연구가 수행되어 왔으나 대부분 완화 분야의 연구가 전개되었다. 최근, 일부 적응 기술에 대한 연구가 진행되고 있으나 매우 초기 단계라 볼 수 있다.

7.4.3. 관광/레저

핵심기술	핵심기술1	아열대성 관광상품재원		
기술개발목표		단기(2012년까지)	중기(2020년까지)	장기(2030년까지)
		기후변화 모델에 따라 유사한 기후대의 관광레저 상품을 연구하고 인간의 레저행태변화 연구	기후변화 예측에 따라 인간의 변화와 이에 따른 관광산업 개발	우리나라에 맞는 관광산업 모형 개발
목표달성을 위한 기술적 과제		단기(2012년까지)	중기(2020년까지)	장기(2030년까지)
		- 관광산업의 여건 분석 - 기후변화의 관광레저산업에 대한 영향 연구 - 취약한 관광지와 기회지역 파악 연구	- 기후·기온 예측 모형	- 관광형태모형

관광/레저 부문에서의 우리나라 기술 수준은 연구개발이 전무하다고 볼 수 있다.

7.4.4. 에너지

핵심기술	핵심기술1	송배전 시설의 기후변화에 의한 영향 분석		
	핵심기술2	저탄소 연료 가격 상승 등의 평가 기법		
	핵심기술3	감축에 의한 간접적인 영향 연구		
기술개발목표		단기(2012년까지)	중기(2020년까지)	장기(2030년까지)
		기후변화 시나리오에 따흔 에너지산업분야의 영향평가 및 취약성 연구 기반 확립	기후변화에 따른 에너지산업 분야의 취약 부문 적응 기술 확보 및 적용	기회 산업 육성
목표달성을 위한 기술적 과제		단기(2012년까지)	중기(2020년까지)	장기(2030년까지)
		- 기후변화에 의한 에너지 수요 공급 영향 분석 연구 - 기후변화에 따를 에너지 가격 변동 연구 - 기후변화에 따를 에너지 기반 시설 취약성 연구	- 기후변화에 의한 에너지 산업 분야 취약부문 선정 연구 - 기후변화에 따른 기회산업 활성화 방안 연구 - 기후변화 관련 취약산업 적응 시스템 개발 연구	- 기회산업 활성화를 위한 기술

에너지 산업 부문에서의 우리나라 기술 개발은 에너지절약형 산업구조, 신·재생에너지 보급 확대, 수송체계 개선, 건축물의 에너지 효율 증진 방안 등 적응보다는 완화를 위한 연구개발에 집중되어 있다. 그리고 기후변화 자체가 에너지 산업에 미치는 영향, 취약성 평가에 대한 정량적 연구는 아직 미흡한 실정이며 에너지산업이 기후변화에 적응하는데 필요한 연구개발에 대한 구체적 사례는 없는 것으로 나타났다.

7.5. 국내 기후변화 취약성 지표 및 적응도구 개발 사례

7.5.1. 제조업

산업부문의 기후변화에 대한 취약성을 평가하는 방법은 기본적으로는 여타 산업의 경우와 마찬가지이다. 즉, 기후변화에 대한 영향, 민감도 및 적응 능력 등 세 가지 요소에 의해 결정된다(표 7.5). 그러나 산업부문 중 제조업의 취약성을 평가하는 것은 보다 많은 요소들이 개입이 되고 복잡하기 때문에 여타 부문에 비해 훨씬 어렵다. 농림, 어업, 관광산업 등에 대해 취약성을 평가한 사례는 다수 있으나 제조업의 경우 이러한 사례가 거의 없다는 점은 바로 이러한 이유 때문이다. 제조업에 대한 취약성 평가는 다음 두 가지 면에서 다른 산업과 차별성을 지닌다.

첫째, 기후변화가 산업의 산출물 생산에 미치는 영향과 더불어 이 산출물에 대한 수요에 미치는 영향도 기후변화의 영향을 평가하는 데 있어 중요한 요소가 된다. 농업, 어업 등 1차 산업의 경우에는 기후변화의 영향이 주로 생산량 감소에 집중되는데 비해 제조업의 경우에는 제품 수요에까지 미치게 된다. 예를 들면 지구 평균기온이 상승할 경우 에어컨 등의 냉방기기와 청량음료에 대한 수요는 증가하고 난방기기에 대한 수요는 감소할 것이다.

둘째, 적응 능력이 자생적(autonomous)이기 보다는 계획된(planned) 성격이 강하다는 점이다. 기업들은 기후변화로 인한 피해를 방지하기 위해 지속적으로 노력을 기울일 것이며, 국가 차원의 대응 정책 추진도 기업의 적응 능력 향상에 기여한다. 따라서 제조업 부문의 적응 능력은 여타 산업부문에 비해 훨씬 크다고 볼 수 있으며, 이는 기후변화에 대한 제조업의 취약성이 업종별로는 차이가 있겠지만 일반적으로는 다른 산업에 비해 크지 않을 것임을 시사한다. 이하에서는 제조업 부문에 있어서 취약성을 결정하는 세 가지 요소의 구체적 내용을 살펴본다.

7.5.2. 기후변화 영향

앞에서 지적한 바와 같이 제조업에 대한 기후변화 영향은 크게 생산물에 대한 수요측면과 생산비용 측면으로 나누어 볼 수 있다. 수요의 측면으로 보면, 기후변화는 제조업의 생산물에 대한 수요에 영향을 미친다. 이러한 수요 변화는 기후변화가 직접 생산물에 대한 기호를 변화시켜 수요 곡선이 이동하는 것과 생산비용 상승에 따른 가격 상승으로 수요량이 감소하는 것으로 나누어 볼 수 있다. 생산물에 대한 기호 변화는 기온 상승으로 청량음료와 냉방기기 수요 증가와 난방기기 수요 감소를 예로 들 수 있다. 이 경우 기온 상승에 따른 수요 증감 효과는 과거의 데이터를 통해 분석할 수 있다. 그러나 급속한 기술발전으로 새로운 형태의 냉난방 방식이 도입되는 경우 기존의 냉난방 기기에 대한 수요는 변화할 것이다. 또한, 태양 에너지, 풍력 에너지, 수소 에너지 등 신재생 에너지의 발전도 이와 비슷한 결과를 초래할 것이다. 이와 같이 미래의 기술발전에는 불확실성이 크게 존재하므로 기후변화로 인한 미래에 있어서의 생산물 수요 감소 효과를 예측하는 것은 대단히 어렵다.

생산 비용 측면에서 한 상품의 생산 비용은 크게 에너지, 원자재, 물 등 자연자원 구입비용 즉 원자재 구입비용과 임금 및 투자비용 등 자본비용으로 구성된다. 기후변화는 이 세 가지 모두에 영향을 미칠 수 있으나 원자재비용과 자본 비용에 대한 영향이 대부분이라고 볼 수 있다. 기후변화는 우선 자연자원의 국내외 공급에 영향을 미쳐 자원가격을 변동시킬 것이며, 이는 생산비 변동 요인이 된다. 기후변화는 일반적으로 자연자원의 공급을 감소시켜 생산비 상승 요인으로 작용할 것이다.

기후변화는 또한 생산설비에 직접적인 피해를 입

혀 생산비 상승 원인이 되기도 한다. 예를 들면, 연안 지역에 위치하는 공장의 경우 기후변화에 따른 태풍 또는 해일 발생으로 인해 피해를 받을 수 있다. 범람하기 쉬운 강가나 붕괴되기 쉬운 산 밑에 위치하는 공장들도 폭우 등 기후변화로 인한 재난의 피해를 받을 가능성이 크다. 즉, 이러한 자산 피해로 인한 비용 요인은 생산설비의 지리적 위치에 의해 결정이 된다. 또한 기후변화로 송배전 시설이 손상이 되어 전력 공급이 중단됨으로 인한 조업 중단도 생산비용 상승의 원인이 되기도 한다. 따라서 기후변화가 생산비에 미치는 영향은 이러한 요소들을 모두 고려하여야 한다. 즉, 기후변화에 따른 자원 공급 감소 효과, 자원 가격 상승효과, 생산시설 피해 가능성, 송배전 시설 손상에 의한 전력 공급 가능성들이 다 같이 평가되어야 한다.

7.5.3. 민감도 기후변화 영향평가 및 적응시스템

제조업의 기후변화에 대한 민감도는 생산물 수요의 기후변화 탄력성과 수요의 가격 탄력성에 의해 결정이 된다. 생산물에 대한 수요가 기후변화에 민감하게 반응하여 크게 감소하는 산업의 경우에는 기후변화의 영향이 작더라도 대단히 커다란 타격을 받을 수 있다. 그러나 이러한 수요 감소효과가 어느 정도가 될 것인지를 예측하는 것은 단기적으로는 어느 정도 가능하나 앞서 언급한 바와 같이 기술발전에 따른 수요 변화요인으로 인해 장기적으로는 사실상 매우 어렵다. 이 밖에 수요의 가격 탄력성도 민감도를 결정하는 또 다른 요인이다. 기후변화로 인한 생산비 상승이 가격 상승으로 전가되더라도 수요의 가격 탄력성이 작으면 판매 수입 감소효과는 크지 않을 것이다. 반대로 가격 탄력성이 크면 소폭의 가격 상승도 판매수입에 커다란 영향을 미치게 된다.

7.5.4. 적응 능력

제조업의 적응 능력을 결정하는 요소는 대단히 다양하다. 기술력, 자금력, 효과적인 재난방지 대응체제 구축 여부 등 각 산업과 직접 관련이 있는 요소와 사회 기반시설 구축상태, 산업정책의 효과성, 국가 경제력 등 일반적인 요소들을 들 수 있다. 기술수준이 높으면 기후변화에 따른 수요 감소 등 부정적인 영향을 비교적 용이하게 극복할 수 있을 가능성이 높고, 자금력이 풍부한 기업은 적응능력 향상을 위한 투자 여력이 크다. 또한 효과적인 재난방지 대응체제를 구축한 기업은 기후변화로 인한 피해를 보다 용이하게 줄여나갈 수 있을 것이다. 예를 들면, 기후변화로 인해 상당한 손실을 입을 것으로 예상되는 보험산업의 경우 다음과 같은 재난방지조치를 취함으로써 기후재난 관련 보험 비용의 상승을 막을 수 있는 것으로 분석되고 있다.

① 습지, 산호초 등과 같이 폭풍우나 파도의 엄습으로부터 완충 역할을 해주는 곳의 보호를 위한 지원 또는 투자
② 다양한 에너지 효율개선 기술에 대한 투자와 지원 : 이는 기업이 이미 수행하고 있는 지속가능 경영이나 환경 경영과 연계하여 추진할 수 있는데 Swiss Re 보험사의 경우 탄소저감 프로그램을 기업의 조직과 자산관리에도 적용하고 있다.
③ 공공·민간 부문을 연결하는 파트너십의 역할 담당 : 보험사와 정부는 재정 위험을 분산시키면서 생산량 하락을 방지할 수 있는 혁신적인 안을 제공해주어야 하는데, 정부는 연구, 교육, 배출 저감, 토지이용 계획, 재난방지 또는 보험상품을 저소득층을 위해서 마련해 두어야 한다. 이를 위해서는 보험사와 함께 소자본 금융의 아이디어를 이용하여 Micro-insurance와 Micro-Credit 방안을 적극 검토해야 한다. 이러한 방안은 전 세계 재난구호 기구나 프로그램과 연계하여 운영하는 것이 바람직하다.
④ 다양한 기후재난 보험 상품 개발 : 보험사들도 전문성이 필요한데 기후 위험 관리 프로그램이나 평가, 적응활동에 대한 자문과 참여 그리고 다양한 기후재난 상품개발이 있어야 한다.
⑤ 건설 분야의 전문가 자문위원회 운영 : 토목,

건설 전문가와 같이 공공 기반시설구축자문을 위한 소위 “공공 기초 시설의 취약성 평가를 위한 전문가 자문 위원회”를 설립하여 다양한 토목, 건설, 취약성 도시 계획 정보를 제공해주어야 한다.

⑥ 보험사 자체의 기초적인 자료 구축 :

- 지역 실정에 맞는 기후분석 모델의 평가
- 생물다양성(분포, 규모, 위험 서식지, 공간조성)에 대한 자료
- 적응관리 능력 개선을 위한 연구
- 취약지구에 대한 환경정보 감시체제와 시스템 구축
- 인간 건강과 관련된 누적 데이터, 통신 전략
- 기후변화로 인한 주요 기반시설의 비용/편익분석
- 지역사회의 비상사태에 대한 준비성에 대한 평가
- 적응 및 저감조치 평가와 지속가능성에 대한 평가
- 물 공급과 수요에 대한 정확한 자료 축적
- 수자원과 관련된 기반시설의 디자인과 능력, 건강 및 생태건강
- 기후적응에 반하는 금융 보조금 제도에 대한 조사

한편, 기후변화로 인해서 취약한 부분이나 지역을 보강하기 위해서는 사회기반시설(infrastructure)의 구축도 매우 중요하다. 특히 산업부문의 경우에는 완벽한 인프라의 구축이 경제적 손실을 최소화하는 가장 좋은 방안 가운데 하나가 될 수 있다. 이를 위해서는 인프라 구축 시 다음과 같은 점들이 고려되어야 한다.

① 건물의 재난 방재 시스템 재정비 : 설계, 시공, 디자인, 구조물 등에 대한 관리와 법적 규제를 대폭 강화해야 한다. 각종 재난에 대한 예방과 준비를 위한 방안이 수립되어야 한다.

② 적절한 정보 체계 구축 : 기후재난 조기경보 시스템이 잘 작동되도록 정보체계가 마련되어야 하며, IT기술과 접목되어 인공위성 시스템까지도 연결된 조기경보 체제의 확립과 운영이 필요하다. 이는 기상 정보 시스템의 연계성도 의미한다.

③ 홍수통제 기능 수립 : 산업부문의 경우 소방방재나 긴급재난 대비훈련을 법적으로 실시하고 있는데 홍수통제와 관리에 대한 교육도 의무화하면서 법정 교육 회수의 증가와 함께 이에 대한 설비와 계획을 수립해야 한다. 이런 점에서 볼 때 우선 상하수도에 대한 다양한 환경정보를 구축할 필요가 있다. 구체적으로 보면 상하수도 관망관리의 체계화, 상하수도 시설물관리의 체계화, 환경부, 건설부와 지자체간의 정보교류 활성화를 위해서는 지방자치단체별로 추진하고 있는 상하수도분야의 정보화에 대한 표준모델 제시와 정수장관리, 간이상수도, 하수관거관리, 상하수도통계, 상하수도 시설, 취수·정수장위치도 등에 대한 데이터베이스 구축, 음용수 수질관리시스템, 환경기초시설 운영 실태 점검시스템, 급·6배수 자동화시스템 및 지하수 환경정보 등의 구축이 요구된다.

④ 충분한 비상 발전 시스템 구축 : 혹서기에 전력공급의 부족으로 인한 비상 발전 시스템을 충분히 준비해두어야 하며, 에너지효율과 절약에 대한 마스터플랜도 동시에 수립해두어야 한다.

⑤ 효율적인 토지 이용 : 산업부문의 경우 토지이용 계획에 있어서도 기후변화에 영향을 덜 받을 수 있도록 토지를 효율적으로 이용해야 한다.

⑥ 다양한 보험 상품 개발 : 보험에 대한 것도 단순 화재보험 수준이 아니라 재난보험에도 가입하도록 하면서 보험 프리미엄이나 상품의 개발도 협의할 수 있도록 다양한 보험 상품을 개발해야 한다.

⑦ 하수처리시설 개선 및 통합 공공기반시설 시스템 구축 : 하수처리시설 특히 하수가 바다로 유입되는 시설에 대해서는 대폭적인 시설 보강과 개선이 이루어져야 한다. 그리고 도로와 시설의 유실방지, 지붕구조의 견고화, 전력 송배선망의 안전 확보 등 통합적인 공공 기반시설 시스템이 구축되어야 한다.

⑧ 수송부문의 온실가스 배출 감축 방안 추진 : 수송부문은 온실가스 배출량이 많다는 점에서 운송수단의 대체, 운전 금지구역의 확대와 주차시설의 제한 등 온실가스 배출을 줄일 수 있는 방

안이 지방정부와 공동으로 추진되어야 한다. 이러한 사회기반 시설과 더불어 효율적인 정부의 대응 정책도 적응 능력에 중요한 요소이다. 기후변화 피해 방지를 위한 투자 확대, 제도 마련 등의 적극 적인 정책 추진은 개별 산업의 적응 능력 제고에 도움을 줄 것이기 때문이다. 이 밖에 국가의 경제력도 개별 산업의 적응 능력을 결정하는 주요한 요소라고 볼 수 있다. 부유한 국가는 기업의 적응 능력 향상을 위해 보다 많은 투자와 노력을 기울일 것이기 때문이다.

7.5.5. 시사점

기후변화로부터 제조업이 받게 될 영향은 크게 수요 측면과 공급 측면으로 나누어 볼 수 있다. 우선 수요 측면에서는 지구온난화로 인한 최종소비재의 소비 패턴 변화를 들 수 있다. 지구온난화는 일단 평균기온을 상승시켜 여름철을 더 덥게 만들고 겨울철 추위를 약하게 할 것으로 보인다. 물론 이러한 변화는 지역 또는 국가마다 달리 나타날 것으로 예측되고 있다. 어느 국가에서는 여름 기온이 더욱 올라가고 겨울은 더 추워질 수도 있다. 따라서 모든 국가에 대해 동일한 예상을 할 수는 없지만 우리나라나 일본과 같은 극동지역의 기후는 4계절 기온이 평균적으로 상승할 것으로 예측되고 있다. 이 경우 냉방장치, 청량음료, 여름 의류와 같은 여름철 상품의 수요가 증가하여 이들 산업의 비중이 커지는 반면 난방용품 산업은 상대적으로 위축될 수밖에 없을 것이다. 따라서 소비 패턴 변화에 맞추어 계절과 관계된 상품 생산업체들의 생산 패턴도 변화해 나갈 것으로 보인다. 이러한 소비 패턴의 변화는 관련 상품의 원재료를 생산하는 산업에도 파급효과를 미치게 된다. 예를 들면,

표 7.5. 산업부문의 취약성 평가 요소 및 가능한 평가 지표(한국환경정책・평가연구원, 2006).

취약성 평가 요소		평가 항목	평가 지표
영향		수요 변동	- 기후변화에 따른 제품 수요 변동 효과 - 생산비 증가에 따른 가격 상승의 수요 감소 효과
		생산비용 변동	- 기후변화의 영향을 받는 투입요소 비용이 총 생산비에서 차지하는 비중 - 기후변화에 의한 투입요소 가격 상승효과 - 기후변화에 따른 에너지 공급 중단 가능성 - 생산시설의 입지 조건(예: 강 또는 산과의 거리 등)
민감도		수요변동	- 수요의 기후변화 영향 탄력성 - 수요의 가격 탄력성
		생산비용 변동	- 생산비용의 투입요소 가격 탄력성
적응 능력	산업 여건	기술력	- 연구개발 투자/매출액 비율
		자금력	- 매출액 정상이익률
		재난방지 대응 체제	- 재난방지 대응체제 구축 여부(조직, 예산)
	일반 여건	기반시설	- 도로, 철도, 항만, 물류시설 구축 비율 - 상하수도 보급률 - 발전 용량
		정책	- 기후변화 대응 정책 관련 예산 비중 - 정책의 효과성/영향성 - 정책의 지속성 - 규제의 질과 법규의 형평성
		국가 경제력	- 1인당 국내총생산 - 산업별 국내총생산 기여도 - GINI 계수 - 산업별 부가가치율 - 교육 수준

온난화에 따른 청량음료의 소비 증가는 청량음료 용기 재료인 알루미늄 수요 증가를 유발하여 알루미늄 산업에 긍정적 요인으로 작용하게 된다.

기후변화는 단순히 평균기온만을 높이는 것이 아니라 혹서, 혹한, 빈번한 홍수 및 태풍 발생과 같은 이상기후 현상을 유발한다. 이러한 이상기후 현상은 각종 시설과 설비의 성능을 저하시키거나 고장이 일어나는 원인으로 작용할 것이다. 낙뢰가 빈번히 발생할 경우 각종 전기 및 전자제품의 고장이 잦아지게 되고, 혹서나 혹한 또는 빈번한 홍수나 태풍 발생도 각종 제조품의 성능에 마찬가지의 영향을 미치게 된다. 따라서 제조품의 생산업체들은 생산 제품이 자연재해로부터의 피해를 덜 받도록 노력을 기울이지 않으면 안 될 것이다.

기후변화는 제조업 뿐 아니라 건설업 및 서비스업에도 영향을 미칠 것으로 예상되고 있다. 태풍이나 홍수 또는 해수면 상승은 이로 인한 피해를 방지하기 위한 건설공사의 증대를 가져와 건설업에는 대단히 긍정적인 요소로 작용할 것이 예상되고 있다. 한편, 서비스업에서는 여름철 레크리에이션업이 평균 기온 상승으로 보다 활기를 띠게 되고 이상기후로부터의 피해를 저감케 하는 파생금융상품이 발달할 것으로 보인다.

기후변화는 또한 국민소득 수준에 영향을 미쳐 내수규모를 변화시킬 가능성도 존재한다. 소득수준 상승은 제조업 전반에 걸쳐 긍정적인 영향을 미치게 되지만 그 반대의 경우도 가능하다. 또한 고소득층과 저소득층의 소득 분배가 어떻게 변화할 것인가에 따라서도 수요의 크기와 패턴이 영향을 받을 수 있다. 그러나 기후변화가 향후 우리나라의 소득 수준과 소득 분배에 어떤 영향을 미칠 것인가에 대한 연구는 아직 미흡하다. 따라서 기후변화의 영향과 적응에 대한 정확한 이해를 위해서는 이에 대한 연구가 시급히 요구된다. 기후변화는 내수 변화 뿐 아니라 수출수요 패턴의 변화를 통해서도 국내 제조업에 영향을 미치게 된다. 기후변화가 우리나라의 주요 수출대상국의 소득수준을 향상시키고 우리의 주종 수출품목에 대한 해외 수요가 지구온난화로부터 긍정적인 영향을 받는다면 기후변화는 우리의 수출 증대 요인으로 작용할 수 있다. 이는 역으로 기후변화로 인해 증대되는 상품에 대한 경쟁력 제고가 국내 산업의 주요과제로 등장할 것임을 시사한다. 한편, 공급 측면에서는 기후변화에 따른 생산요소의 가격 및 수급변화가 국내 제조업에 영향을 미칠 것으로 보인다. 우선 국내적으로는 이상기후가 제조업의 에너지 효율을 저하시켜 에너지 소비 증대를 가져올 가능성이 있다. 또한 여름철 냉방용 에너지 수요 증가 폭이 겨울철 난방용 에너지 수요 감소 폭보다 커 국내 에너지 순수요가 증가함으로써 에너지 가격이 상승할 가능성이 있다. 이 경우 에너지 효율 증대를 위한 노력의 중요성이 더욱 커지게 될 것이다. 이러한 국내 요인과 더불어 국제 에너지 가격도 기후변화로 인해 상승한다면 국내 제조업의 에너지 비용은 대폭 상승하게 되어 커다란 부담 요인으로 작용할 것으로 보인다. 이 밖에 농수산물과 목재류, 그리고 광산품의 국제 가격 변화도 국내 제조업에 상당한 영향을 미칠 것으로 보인다. 이들 1차 산품의 국제 가격이 기후변화로 인해 높아질 경우 원자재의 수입의존도가 높은 국내 제조업은 커다란 영향을 받지 않을 수 없을 것이다.

이와 같이 기후변화가 국내 제조업에 미치는 영향은 다양한 만큼 이에 대비한 노력도 다각적으로 전개될 필요가 있다. 적응이 적절히 이루어지지 못할 경우 국내 제조업이 기후변화로 인해 받게 될 영향은 매우 클 것이다. 그러나 어떠한 영향을 어느 정도 받게 될 것인지에 대한 충분한 이해가 있어야 적응문제도 예측가능하기 때문에 이에 대한 선행 연구가 시급히 요구된다.

7.6. 산업계 기후변화 적응전략 수립 연구 사례

7.6.1. 연구대상 산업단지 선정

남동해안의 대표적인 산업단지중 하나인 L 국가산업단지가 타 국가산업단지나 일반 산업단지들보다 비교적 기후변화 적응에 대한 인식도가 높고 관련 대책에 많은 관심을 기울이는 등 본 연구 수행에 적극적인 참여로 연구의 질을 높이는 데에 크게 기여할

것으로 기대되어 L 국가산업단지를 연구대상으로 선정하였다.

7.6.2. 피해 사례

태풍 매미로 인하여 L 산업단지의 770여개의 입주업체 중 해안가에 위치한 160여개 업체가 피해를 입은 것으로 집계되었다. 피해규모는 365억원으로 산정되었다.

7.6.3. 피해 원인

7.6.3.1. 짧은 이격거리

이격거리(20 m)가 허용월파량을 수용하지 못하여 피해가 증대된 것으로 파악되었다. 월파량을 수용하려면 최소 30 m 이상의 이격거리가 필요하다.

7.6.3.2. 낮은 호안천단고

인근의 타 산업단지보다 다소 낮은 값(3.8 m)으로 설계하고, 연약지반의 침하로 매미 내습 시 조성된 높이에서 0.15 ~ 0.45 m 가량 침강한 것이 피해의 원인으로 조사되었다.

7.6.4. 적응 현황

L 산업단지 연안지역은 태풍 대상지역의 파랑, 조위, 조위편차 등의 설계조건을 종합하여, 그와 같은 해일로 인한 침수 피해를 예방하기 위하여 기존의 호안천단고를 상향 조정하고, 방파제를 확장하는 해안방재 사업을 진행 중에 있다.

L 산업단지는 과거 피해 발생시 주원인으로 작용하였던 것이 설계시 해안과의 이격거리 미확보와 연약지반 침하로 인한 천단고의 침강으로 인한 것이었으므로, 매미와 같은 폭풍해일 내습시 월파 방지를 위해 산출된 소요천단고의 높이를 유지해야 할 필요가 있다. 이에 보다 장기적인 관점에서 유지관리 계획을 수립하여 시행할 예정이며, 완공전 태풍발생 등을 대비한 최소한의 안전을 확보하기 위해 천단고를 EL.(+)4.0 m까지 우선 축조하는 것으로 계획하여 시공 중에 있다.

L 산업단지의 경우, 타 국가산업단지와 마찬가지로, 행정관리는 산업단지관리공단, 가스공급 등 전반에 관한 것은 가스공사, 전기공급 및 관리는 전력공사, 도로와 하수도 등 시설관리는 지자체에서 하는 등 여러 관계기관들이 관계되어 있는 것으로 나타났으며, 복합적인 문제가 다발적으로 발생할 수 있는 자연재난 발생 시 상대적 하부조직인 산업단지관리공단에서 피해규모를 파악하여 관련지자체에 보고하고 이를 토대로 소방방재청 및 환경부 등 중앙기관과 협의하여 복구를 진행하는 시스템으로 운영되고 있었다.

관련 지자체는 L 산업단지를 해일 위험지구로 선정하여 관리하고 이를 해소하기 위해 해안방재 등의 구조적 시설물의 보강을 정부와 함께 수행하며, 지역적으로 비상연락망을 조직, 운영하여 비상 상황에 대비하고 있다.

7.6.5. 시사점

7.6.5.1. 관리체계 수립

산업단지 자체적으로 기상이변에 대비한 별도의 조직은 없는 것으로 조사되었으나, 그 필요성에 대해서는 산업체, 산단 관리자, 지자체 등이 공통적으로 인식하고 있는 것으로 조사되었다. 현재, 상당수의 기업들은 기업의 환경문제 해결이나 관리를 위하여 환경안전팀을 구성하여 운영하는 경우가 많으므로, 기업단위의 기후변화 적응을 위해 이러한 환경안전팀과 같은 업무유사성이 높은 조직을 활용하는 것 또한 바람직할 것이다. 그러나 중소기업의 경우 이러한 전담팀을 구성하여 체계적으로 대응하는 것이 현실적으로 불가능하므로, 함께 입주한 여러 산업체가 함께 조직을 구성하고 대책을 의논하거나, 산업단지내의 관리조직을 활용하여 산업체의 적응능력을 배양시켜 나갈 필요가 있다.

7.6.5.2. 정책적인 지원

우리나라는 국가 기후변화적응 종합계획(2008.12)을 발표하고, 기후변화적응센터(2009. 7)를 설립하는 등 기후변화 적응에 대한 중요성을 인지하고 있으나 연구는 초기단계에 있다. 우리나라의 기후변화 적응 전략 수립을 위해서는 과거 피해사례 분석자료, 지역적 분석 연구 자료, 기후변화 예측, 분석, 관측 등 관련 자료들의 체계적인 관리가 우선되어져야 할 것이다.

또한 산업단지의 기후변화 적응전략 수립과 실행에 대한 재정적 지원이 필요하다. 현재, 국가산업단지는 정부로부터 한국산업단지관리공단에서 위탁 운영을 하고 있으며, 지방산업단지나 일반산업단지들은 해당 지자체로부터 해당 지방 관리공장 등에서 위탁 운영을 하고 있으므로 예산 확보나 접근방법이 다를 수 밖에 없을 것이다. 특히, 국가산단을 제외한 대부분의 산업단지들을 관리하는 지자체의 경우 기후변화에 대한 인식이나 전문성이 중앙정부에 비하여 떨어질 수 밖에 없는 현실에서 이 분야에 대한 별도의 재원 확보는 용이하지 않은 실정이다. 그러므로, 국가 차원에서의 중장기 로드맵 하에 예산 편성 및 전체적인 틀을 수립하고, 각 부처별로 진행되는 사업들을 통제하고 조정할 수 있는 통합기능을 구축하는 것이 필요할 것이다. 또한, 각 산업단지들의 고유 특성을 감안한 세부 정책연구들은 지자체 주도하에서 추진되어지는 것도 한 방법이다.

7.6.5.3. 구조물 활용

연안이나 수변구역, 재해위험이 높을 것으로 예상되는 지역은 기후변화에 적응을 위해 구조물을 새로이 조성하거나 기존의 구조물을 보강하여 기후변화로 인한 피해요인을 방어하거나, 이러한 방어수준을 유지하기 위해 구조물의 기능을 관리하는 것이 필요하다. 적절하게 구조물을 활용하는 것은 고비용에도 불구하고 가장 확실한 방어대책이 될 수 있으나, 환경적 측면이나 유지, 관리, 보수 등에 많은 비용이 투자된다는 점에서 다른 방안과 병행하여 추진될 필요가 있다.

우리나라에서는 재해위험지구에서 구조물의 보강사업이 많이 이루어지고 있다. 우리나라는 자연재해대책법에 근거하여 자연재해위험지구를 선정하고 있으며, 자연재해위험지구의 대대적인 기반시설 변경은 사실상 불가능하므로 자연재해 위험요인의 해소 대책의 일환으로 기존시설을 보강하는 노력이 많이 이루어지고 있다. 구조물의 보강사업은 붕괴, 유실된 구조물은 다시 축조하는 등 재해위험지구를 개선하기 위한 사업으로서, 산업단지와 관련된 보강사업인 경우 체계적인 영향평가와 각종 기상요건의 정확한 분석 및 예측을 통하여 재손실이 발생하지 않도록 전체적인 일정계획에 적극 참여해야 할 것이다.

7.6.5.4. 이해관계자들의 참여유도

산업단지는 지리적 위치에서 뿐만 아니라 경제적, 교육적, 환경적 부분 등 여러 면에서 지자체, 지역사회 등과 밀접한 관계를 가지고 있다. 지역사회와 지자체는 기후변화에 따른 영향으로 재해가 발생했을 시 산업단지와 함께 직접적인 피해를 입을 뿐만 아니라, 산업단지 운영의 차질로 야기된 이차적인 피해까지 영향을 미칠 수 있게 된다. 또한, 산업단지에 대한 기후변화에 의한 적응 노력이나 사후 조치단계에서 지역사회와의 이해관계에 따라 의견충돌을 빚거나 민원 야기로 인해 적기 대응을 지연시켜 피해가 커질 수도 있을 것이다. 이는 한정된 예산 범위내에서 우선순위에 의한 예산 책정이나 대책을 마련하는 과정에서 각 이해관계자들과의 공감대 형성이 충분히 이루어지지 않을 경우 상대적인 박탈감을 조장하게 되어 발생될 수도 있을 것이다. 그러므로 산업단지의 기후변화 적응을 위한 연구단계에서부터 산업단지와 지자체, 기업, 지역사회 등 모든 이해관계자가 적극적으로 참여할 수 있는 토대를 마련하는 것이 매우 중요할 것이다. 또한, 기후변화 적응에 대한 교육을 통해 지역사회의 일원으로서 공동 노력이 필요하다는 공감대를 형성하고 인식도를 확산시키는 기회로 활용하여야 할 것이다. 이를 위해 지역사회가 공동으로 적응노력을 진행해나갈 수 있도록 직접적인 참여를 유도하는 등 산업단지와 지역사회, 관련 지자체가

연계하는 적응정책을 수립하도록 해야 할 것이다.

7.7. 제주도 영향평가 및 적응대책(모델) 개발사례

7.7.1. 현황 및 문제점

7.7.1.1. 기후변화 영향평가 및 적응모델 개발 현황

가. 범 위

- 시간적 범위 : 제주도를 대상으로 한 5개년 계획(2008～2012년)
- 연차별 범위 : 2008년 기초 조사, 2009～2012년 지속적 심층 사업 추진

나. 2008년(1차년도 기초 현장조사)

- 기후변화에 따른 제주도의 영향 및 적응방안에 대한 기초조사로 향후 13개 분야별 조사의 4개년 계획의 방향 및 계획 제시
  - 2008년 조사는 13개 전 분야를 대상으로 기후변화 영향 및 적응연구를 조사하여 취약성 분석, 영향평가지표, 모니터링체계, 향후 계획에 대한 현장 조사 진행
  - 특히, 2008년 육상생태 분야인 동물, 식물 분야는 기초적인 모니터링 조사를 통해 실증조사 시작

다. 2009～2012년(계속적, 심층적 조사)

- 기초연구에서 제시된 조사계획에 기초하여 3개 분야인 자연환경분야(기후기상, 육상생태, 해양생태, 농업), 도시방재에너지분야(건설, 교통, 에너지, 재난재해, 수자원), 사회환경분야(보건건강, 사회경제, 관광레저, 제도)에 대한 4년간의 조사 진행
- 4년간 지속적 분야, 각 년도 심층분야로 구분하여 조사계획 및 우선순위 결정

7.7.1.2. 분야별 합동 조사단 구성

가. 합동조사단의 구성 방향

- 기후변화 영향평가 및 적응모델 개발 합동조사단의 구성 및 운영
- 기후변화 13개 분야별 현장 조사를 중심으로 구성
- 제주발전연구원-제주도청 TF팀의 지원, 각 분야별 연구자 중 필요시 자문위원을 위촉 운영

나. 분야별 현장조사 참여진 : 13개 분야

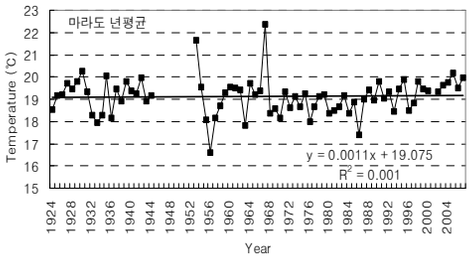
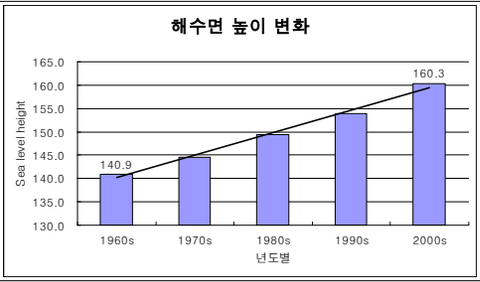
- 기후기상, 육상생태, 해양생태, 농업, 건설, 교통, 에너지, 재난재해, 수자원, 보건건강, 사회경제, 관광레저, 제도

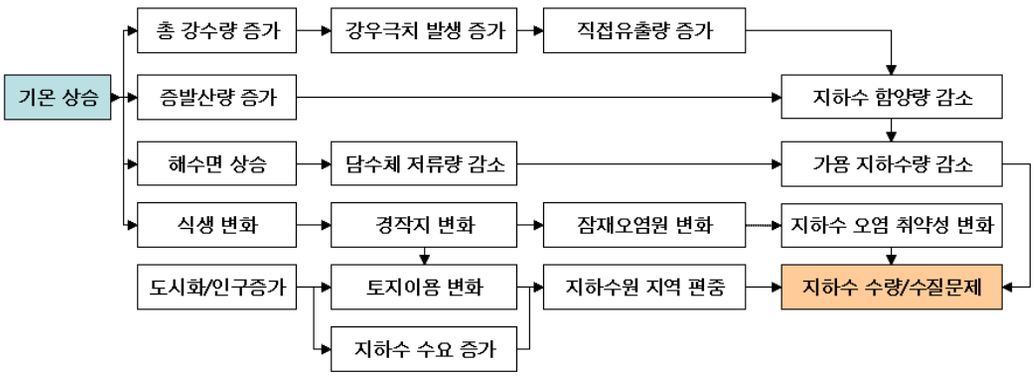
7.7.1.3. 문제점

- 기후변화 영향평가 및 적응모델개발은 사회분야 13개 분야를 대상으로 광범위한 범위에서 현장조사가 진행됨에 따라 각 분야간에 유기적인 연계 연구조사가 이루어지지 못함.
- 국내의 기후변화 영향평가 및 적응관련 연구는 아직 초보적 수준으로 체계적이지 못함.
- 따라서, 기후변화 적응모델개발에 따른 장기적인 로드맵을 마련하고, 국내외적인 해당분야의 전문가간의 네트워크를 구축하여 교류를 통하여 기후변화 적응을 위한 정보교류 필요

7.7.1.4. 제주 기후변화 영향평가 및 적응대책(모델) 개발

가. 기후변화 영향 조사 현황

분야	내 용
기후 기상	- 제주도의 자연계절의 변화를 비교해보면, 겨울이 1930년대에 비하여 1990년대에 36일 짧아지고 여름은 30일 길어지는 현상 - 제주도 내 4개 지점별(제주, 서귀포, 고산, 성산) 강수량의 변화 - 제주도 주변해역의 수온 해수면 변화: 지구 해수면 상승률(1.8 mm/yr)보다 3배에 빠르게 상승  마라도 연안수온(1924~2007)변화  제주도해수면(1960~2000)변화
육상 생태	(1) 동물분야 - 제주도에 서식하는 양서류를 대상으로 출현시기, 산란시기, 유생기간, 암컷의 크기와 산란수와의 상관관계 등을 분석 - 고도별, 서식환경(연못, 습지, 계곡)별로 연구지역(어욱새미, 빌레못, 금오름, 원물, 어준교, 성판교)을 선정하여 조사 - 제주도롱뇽, 무당개구리, 청개구리, 맹꽁이, 참개구리, 북방산개구리의 6종 조사 (2) 식물분야 - 식생의 분포 및 분포식물의 종 수가 다양하여 기후변화에 민감한 특수 생태계는 물론 고산식물도 국내의 어느 곳보다 풍부한 지역 - 한라산 아고산대의 식물들은 대부분 북방계식물이며, 빙하기의 유존종으로서 기후변화에 특히, 예민한 종이므로 21세기 평균온도가 2 ~ 4℃, 국지적 8℃까지 상승하는 지역도 예측 - 기온이 4℃ 상승시 한라산 수직분포대는 해발 약 560 m 정도 고지대로 이동, 현재 해발 1,400 m 이상에 자라고 있는 대부분의 고산식물은 피난처를 찾지 못하고 사라질 것
해양 생태	(1) 패 류 - 해산무척추동물의 근간을 이루는 연체동물의 경우 현재까지 제주연안에서 알려진 패류는 약 800종이며, 산호류는 100여종 이상 보고 - 식물플랑크톤의 경우 약 250종, 이중 규조류가 80.1% 이상을 차지 (2) 해조류 - 제주도 해안에서는 녹조류 66종, 갈조류 114종, 홍조류 342종을 포함하여 총 522종이 생육 - 제주도 해안 암반에 착생하는 해조류 군집은 최근 들어 그 분포역이 감소하고 있으며 또한 종 다양성도 급격히 감소하고 있는 것으로 보고되고 있음 (3) 어 류 - 최근 제주도 해안에서는 기후변화에 따른 수온 상승으로 인해 어류의 산란장과 서식장의 역할을 하는 해조류 생산량이 감소하고 있음 - 현재 제주 주변 생태계를 주제로 한 연구에 의하면 수온 상승으로 제주해역에 분홍바다 맨드라미, 큰수지 맨드라미, 검붉은 수지 맨드라미등 산호충류가 증가 - 갯녹음 현상의 연쇄작용으로 다시마, 모자반류, 감태 등 감소, 전복, 성게, 소라 등의 패류와 자리돔, 쥐돔, 독가시치 등 어류의 생산도 감소로 소득에 악영향
농업 축산	- 제주지역의 경우 마늘·무·당근 등 채소류의 재배면적과 조수입 비중 높음 - 제주의 밭작물의 대표적인 지표종은 보리, 감자, 고구마, 옥수수, 콩, 땅콩 등으로 알려져 있음. 또한 제주의 대표적인 작물인 감귤의 작물변화에 대한 연구 진행 중 - 제주도의 축산업은 전국대비 1%의 산업 구조 속에서도 주요한 축종은 돼지 산업이며 전국 조지 24%을 차지하고 있어 축우와 마필의 주산지 - 제주도는 온난화가 진행되면서 질병의 발병형태가 계절을 가리지 않고 발병

분야	내 용
건설	- 도시홍수는 도시화가 진행됨에 따라 건축물과 도로 건설로 인하여 지표면이 아스팔트나 콘크리트 등의 불투수성 재료를 이용한 과도한 토양의 포장이 주원인 - 빗물이 토양에 흡수되지 못하고 하수도로 직접 유입되는 우수량의 증가로 인하여 지하수 고갈의 원인으로 작용 - 그러나 기후변화에 따른 정책적 규준 마련, 기상이변에 따른 안전사고/공사지연/공사비 증가, 구조물의 노후화에 따른 유지보수 비용 급증 등 대비책 미흡
교통	- 총 자동차수는 2000년 기준대비 2008년 8월 현재 42% 증가 - 제주도는 전국평균을 상회하는 교통수단의 증가현상을 보이고 있음 - 제주도에서 교통·수송분야가 전체오염물질의 44.37% 차지
에너지	- 제주지역의 1차 에너지소비는 지난 15년(1990 ~ 2005년)간 연평균 3.7% 증가 - 제주지역 에너지소비 구조는 석유 및 전력 의존도가 높은 특징을 보이고 있음 - 석유(74.3%)와 전력(23.9%)이 에너지 소비량의 98.2%를 차지
재난 재해	- 기후변화에 따른 제주도의 해일, 태풍, 황사 현상이 심각해지고 있음. 그러나 이에 대한 국내의 연구는 매우 미흡한 실정 - 제주도 강우량에 의한 재산상의 피해는 '2000년 이후부터 급격히 증가하였고, 이러한 피해는 과도한 강수량 증가로 인한 빈번한 홍수 및 저지대 침수에 의하여 발생된 것으로 판단
수자원	- 기후변화가 제주도 수자원, 특히 지하수에 미치는 영향은 아래의 구조와 같음 - 제주도는 먹는물을 비롯하여 농업용수까지 지하수에 전적으로 의존 - 지하수 함양율이 총강우량의 46.1%, 투수성이 좋은 용암류와 화산쇄설물이 겹겹이 쌓인 지질구조를 이루고 있는 데서 연유 
보건 건강	- 문헌조사, 자료수집 및 매개체연구를 통하여 확인된 제주도지역의 감염성 질환에 대해서 제주도 지역별(예, 제주시, 서귀포시) 조사 - 이를 기후변화(예, 해수면의 온도 및 기온)와 비교 하여 상관관계 파악
사회 경제	- 기후변화로 인한 제주도의 사회경제 부문의 취약성 분석은 크게 산업부문별 취약성 분석, 소득수준, 소득 분포에 따른 계층별 직업별 도민들의 취약성 분석
관광 레저	- 제주도는 관광객 연간 510만명, 2조원 수준으로 지역주민 외에도 기상소비자가 많이 존재하고 있음을 보여줌 - 레저스포츠, 회의 및 업무, 수학여행 등 겸목적 관광비중이 급속도로 증가현상을 보이고 있어 방문목적달성(만족도 수준)은 기상상태에 따라 영향을 받고 있음
제도	- 지방자치단체의 기후변화 제도화는 진행 중이며, 제주도는 기후변화 TF팀, 환경부와 시범도 체결, 조례 등 제도화 추진 중

나. 분야별 적응대책 대안

2008년도 13개 분야를 대상으로 한 취약성 분석, 영향평가 지표, 모니터링 체계 구축을 토대로 지속적인 모니터링 실시 및 실증 조사를 실시하였다.

분야	내 용
기후 기상	- 태풍강도 변화 관측, 강수량과 폭풍해일 강도 등의 기상 변화 파악 - 제주도 해발고도에 따른 시계열적 기상자료의 체계적 분석 - 제주 주변 해역의 해양 변동(수온, 해수면 상승 변화 관측치) - 대기 배경농도 및 대기질의 변동 상황 관측치 등
육상 생태	(1) 동물분야 - 1차년도 조사대상 종 양서류 6종(제주도롱뇽, 무당개구리, 청개구리, 맹꽁이, 참개구리, 북방산개구리)에 대한 기후변화와 생태환경 모니터링 - 향후 제주도의 곤충, 고등동물 종에 대한 추가 관찰을 통한 동물분야 모니터링체계의 구축 및 제주지역 적용 가능한 자료 개발 및 관리방안 제시 (2) 식물분야 - 제주의 식물 모니터링 연구는 식물특성에 맞게 모델을 적응 및 CEVSA 모델 등 적합한 모델을 개발할 필요 - 한라산 정상의 아고산식생과 낙엽활엽수림과 상록활엽수림의 전이대, 곶자왈과 계곡에 형성되어 있는 상록활엽수림 등은 우리나라에서는 제주지역에서만 조사연구가 가능한 식생 유형 - 제주지역에 분포하는 고산성 희귀식물로 5종과 오름 및 곶자왈 희귀식물로 5종을 선정하여 제시 ※ 본 보고서에 모니터링 계획 및 결과부분은 별도로 구성
해양 생태	(1) 패 류 - 기후변화에 민감한 종의 모니터링 및 종의 변화 관찰 - 저서생물을 이용한 제주연안의 기후변화 모니터링 - 산호를 이용한 모니터링 : 겨울철 최저수온이 20℃를 넘지 못하여 산호초를 형성하는 조초산호는 분포하지 않는 것으로 일반적 - 서귀포연안에 서식하는 굴(oyster)에 관한 연구 : 제주연안에서만 관측되는 몇 종이 기후변화와 관련하여 그 분포범위를 확대하고 있는 것으로 추측 (2) 해조류 - 제주도 해안 해조류 자원의 DB구축 - 제주 해양환경의 급격한 변화지표 해양식물(해조류)의 발굴 및 장기적인 조간대 해조류 군집 및 생산성 및 동태분석 - 생태계 장기변화 예측시스템 구축을 위한 해양 생태계변화 모니터링 조사 (3) 어 류 - 기후변화가 제주 수산업에 미치는 영향을 파악하기 위해서는 어종별 어획량의 변화에 대한 자료와 분석하여 어획량, 어종들을 파악하여 시장의 변화를 미리 파악하고 대응 - 제주 연안의 감태나 모자반의 생태변화, 분홍 멍게의 군락지 조사 - 화력발전소와 양식장 주변에서는 어류환경의 변화 모니터링 - 서식 어종, 해조류에 대한 장기적인 자료 수집 분석
농업	(1) 밭작물 - 제주지역에 적합한 생육단계 추정 모델의 설정 - 제주지역에 해충발생추정모델 설정 및 모니터링
농업	(2) 축 산 - 돌연변이종 발생 및 과성장 및 임신율 변화, - 기후변화에 따른 질병의 변화 - 연중 방목 가능성에 따른 경제성과 온실가스 배출과의 상관관계 탐색 - 탄소 생성 저감 사료 개발 지표 설정 및 축산 방향성 설정 - 온난화에 대비한 축산 분뇨의 효율적 처리 및 교역 기반 지표 설정

분야	내 용
건설	(1) 토 목 - 공사비 증가 예측 지표인자, 설계 기준 변화 지표요인, 온실가스 발생 지표인자 - 규준 및 설계기준 정비, CO_2 저감 및 검측모니터링 시스템 구축 - 구조물 안전 및 노후화 모니터링 시스템 구축 (2) 건 축 - 국내외의 친환경 건축기술 수준 및 효과 분석 - 제주지역 공공건축물에 적용할 친환경건축기술 제안 - 제주지역 대형 민간건축물에 적용할 친환경건축기술 제안 - 확대 보급을 위한 제도 정비 및 지원 방안 마련
교통	- 연도별 지표분석에 의한 적응여부 판단 및 로드맵 제시 - 영향평가지표 : 교통량증가율, 전체교통의 화물교통비율, 화물교통량 증가율, 등록차량대수, 등록차량대수증가율, 자가용 소지자 수, 인당 개인교통연료소비량, 인당 개인교통 km, 인명사고건수, 대중교통수단 출퇴근비율, 도로망 밀도, 가격, 도로교통 에너지 소비, 전체에너지 소비의 도로교통 비율 등
에너지	- 최종에너지 소비 현황, - 신·재생에너지 공급현황, 설비보급 현황, - 지역난방 보급현황, - 온실가스 배출량, - 제주지역 특수상황에 따른 통계 - 에너지 생산 및 사용통계 시스템 활용 및 주기적 보완
재난 재해	- 연안역 지표인자 : 해수면 변위, 연안역 수온·염분변동, 파고의 변위, 바람의 세기, 해안변형 등 - 수리수문학적 지표인자 : 강우강도, 강수량의 강도 및 빈도, 하도변형, 홍수발생빈도, 지하수 유입 및 유출변동, 지형변동 등
수자원	- 기후변화에 따른 물순환 변화 예측 : 제주지역에 적합한 물순환 개념모델 정립(1단계), 물순환 수치모델 구축(2단계), 시나리오에 따른 물순환(물수지) 예측(3단계) - 기후변화에 따른 수자원 이용변화 예측, - 기후변화 영향평가 모니터링 체계 - 영향평가 지표 개발, - 지속가능한 지하수 자원 확보
보건 건강	- 제주도의 보건 특성과 영향예측 결과를 반영하여 지표 추출 및 추가 - 방법, 구체적 항목, 지원체계, 지속성 유지 등 방안 제시 - 지속적인 환경 자료 구축(대기, 수질, 식품, 곤충 등 매개체) - 전염성 질환 파악을 위한 건강 모니터링 네트워크 구축
사회 경제	- 사회경제구조가 기후변화에 미치는 영향을 평가하는 지표 - 기후변화가 사회경제구조에 미치는 영향을 평가하는 지표 - 시민 인식변화, 과학과 기술의 변화, 거버넌스 체계, 에너지소비 탄성치, 탄소집약도 등
관광 레저	- 관광기상지수 개발, - 관광활동과 기상관련 모니터링시스템 구축 - 관광지 및 숙박시설 녹색인증제 도입(탄소배출라벨제도) - 지역주민 및 관광객을 위한 다목적 인프라 및 공공디자인 개발
제도	- 국내외의 기후변화(지구온난화)와 관련된 법률, 조례제정 등의 추이를 생각하며 합리적으로 조례를 제정 - 기후변화대책 분야별 연구결과가 종합되면 조례 등 제도적 기반 마련

7.7.2. 기대효과

7.7.2.1. 지역단위의 특성화

- 현재까지 기후변화 조사는 한 지역을 대상으로 실증적인 조사가 이루어지지 않았으나, 제주지역을 대상으로 한 지역단위 실증조사는 지금까지 논의 된 연구에 대한 검증 및 새로운 결과의 도출 가능성을 가지고 있음
- 특히 제주도는 기후변화에 대한 지역단위 조사가 가능한 규모와 환경적 특성을 잘 나타내는 지역으로 모델케이스로 효과 분석 가능

7.7.2.2. 종합적인 기후변화 적응

- 국가단위 및 지역단위로 수행된 기후변화 관련 조

사는 생태, 수자원, 에너지 등 각개 분야로 진행되어 조사대상지역의 종합적 결과 도출이 어려웠음

- 본 제주도 대상 조사는 동일한 공간지역을 대상으로 한 거의 전 분야에 대한 조사로 기후변화 영향 및 적응에 대한 종합적 결과를 도출함으로써 현상에 대해 실시한 정책의 방향과 결과에 대해 평가 및 이를 기초하여 정책의 우선순위 결정 가능

7.7.2.3. 우리나라 지역단위 기후변화 적응대책(모델)

- 기후변화 영향 및 대응에 대한 종합적 지역모델의 완성은 향후 타 지방자치단체에 대한 벤치마킹 사례로 활용되어 전파될 수 있으며, 기후변화 관련 대책을 수립 중인 중앙부처별 계획에 결과 반영 등 효율적인 정책결정의 기초 자료로 활용
- 기후변화 관련 국제사회 환경 및 기준변화에 대해 한국적 상황에 대한 설명 및 선도적 차원에서 지역실증분석 연구로 제시 가능
- 또한, 기후변화 영향 및 적응모델이 완성됨으로 인하여 향후, 제주가 기후변화로 인한 취약성을 최소화하고, 사회·경제를 비롯한 전반이 기후변화에 대응할 수 있는 극복방안을 마련하게 됨

7.7.3. 향후계획

7.7.3.1. 기후변화 영향평가 및 적응모델 개발

- 2008년 기초 현장조사를 결과를 토대로 기후변화 영향평가 및 적응모델 개발을 위해 13개 전 분야의 취약성 분석, 영향평가 지표, 모니터링 체계, 향후 심층적 현장조사 진행
- 특히, 2008년 육상생태 분야인 동물, 식물 분야는 기초적인 모니터링 조사를 통해 실증조사를 근거하여 연속성인 현장조사와 더불어, 나머지 분야도 2009년부터 연구의 중요성, 우선성을 파악하여 기초연구와 연차별 심층적 연구를 구분하여 추진하고, 각 분야별 간 연계 현장조사 등에 대한 계획을 제시
- 즉, 기후변화에 따른 서로 다른 분야와의 연계현장조사가 이루어질 수 있도록 향후, 4년간(2012년까지) 로드맵을 마련하고 유기적 체계를 구축하여 기후변화 적응모델 개발을 추진
- 2012년까지 지속적인 현장조사를 통하여 각 분야별 제주도의 적응대책을 모색, 최종 제주에 적합한 기후변화 적응모델을 개발

7.7.3.2. 제주도 기후변화 영향평가 및 적응모델 개발 로드맵

기후변화과제 (13개 연구분야) 2008년		현장조사(2009-2012)			
		2009년	2010년	2011년	2012년
기초연구	기후(기상)	• 제주기후기상 조사 • 기후기상 예측모델 개발		• 기후기상 변동 정량화 연구 • 기후기상 원인 조사 · 분석	
	육상생태	• 식물 출현종의 현황조사 • 동물 번식생태 연구파악	• 식생 층위별 다양성 분석 • 동물의 서식실태 조사	· 식생쇠퇴속도 · 출조성의 변화구명 · 기후변화 결과 동물의 생활사 규명	· 기후변화결과 식생 변화 예측연구 · 기후변화결과 동물 변화 예측연구
	해양생태	• 굴류의 분자생물학적 계통연구 • 조간대조사 정점 최종확정 • 어류종 변화 예측모델 개발	• 돌산호류의 분포도 작성 • 주요 우점종 및 다양성평가 • 어류종 분포 조사 예측	• 돌산호류의 가입량 추정 • 조간대해조군집 모니터링 • 어류의 위 내용물 분석	• 동식물 플랑크톤 종 분석 • 해조류군집 변화 모델 구축 • 새로운 어종의 양식 가능평가
	농업	• 기후변화에 따른 작물사례분석 • 지표 축종 모니터링	• 도내지역 및 고도별 주요지표 작물의 생육반응 모니터링 체계구축 • 돼지, 한우, 젖소 사육환경 모니터링 체계 구축		• 작물 생육반응 모델 분석 • 탄소저감 총량제를 위한 조사
	건설(건축)	• 공기지연 영향요인 및 효과분석 • 에너지절약과 재활용 건축계획	• 설계기준변화 메커니즘지표개발 • 친환경 건축기술의 효과분석	• 건설 온실가스 발생현황 분석 • 친환경 건축기술의 효과 분석	• 공정별 작업구성 모델 DB구축 • 건축관련 제도·조례의 정비
	교통(수송)	• 수송부담률 변화 기초전략 수립	• 무산호 교차로의 친화경성 분석	• 적응을 위한 대중교통영향 분석	• 차량총량제 분석연구
	에너지	• 제주의 일조량, 풍력자원분석	• 발전량통계 및 전력공급 분석	• 전력공급 역량평가 이력비교	• 신재생에너지 전력공급 기여도
	재난재해	• 모니터링 · 예측모델 항목설정	• 장비설치,자료수집 및 사전실험	• 모니터링 결과 분석 및 예측	• 종합분석 및 모델파라메터 결정
	수자원	• 제주도 지하수 황량분석 및 기후변화에 따른 변화 분석		• 토지이용 따른 지하수변화분석	• 제주도 수자원 취약도 작성
	보건(건강)	• 매개체성 감염질환 연구	• 제주도기후변화 취약성 분석	• 제주도 보건 분야 영향평가	• 제주도 보건분야 대응전략 수립
	사회경제	• 기후변화 사회경제 취약성 분석	• 사회경제부문 지표개발	• 협약 대응교육·홍보 체계	• 온실가스분석 시스템 구축
	제도	• 타 분야 연구결과 제도화 마련			• 제주 기후변화 제도화 연구
	관광레저	• 관광지 활용가능 기상지수개발	• 연중 관광활동 모니터링 구축	• 친환경경영 지원시스템 구축	• 관광 인프라 · 공공디자인 구축

7.8. 국내 산업 및 에너지 부분의 적응 능력 향상을 위한 방안

7.8.1. 분야별 기후변화 적응방안

7.8.1.1. 제도적 접근방안

환경영향평가에서는 분야별 특성에 기초한 심층적인 방안을 시스템적으로 접근하기 위하여 제도적인 접근을 우선하여 의무화하도록 하여야 한다. 그 주안점은 기후변화 적응 취약성 평가이어야 한다. 또한 융합적인 평가시스템을 운영하고 분석하기 위해서는 산업이나 에너지 분야의 각각 다른 기후적응체제를 구축하여 보다 상호보완적으로 평가 및 분석하여야 한다.

에너지 분야에서는, 가뭄이나 홍수 및 집중강우에 따른 기후변화의 영향으로 인하여 변화 될 수 있는 에너지공급량의 비상수급계획을 더욱 강화하도록 하여야 한다. 기후변화의 영향에 연동되어 가장 직접적인 변화로 전력 피크(peak)에 대비한 비상수급계획을 여름과 겨울철에 수립해두어야하며, 전력공급에 대비한 다양한 에너지 수요정책을 동시에 도입하도록 한다. 예컨대 전기세 도입, 에너지 절약운동의 전개, 스마트 그리드 조기확산 및 보급, 시민참여 활동의 탄소마일리지 제도의 개선과 보급 등이 있다.

산업분야에서는 통합적인 효율을 높이기 위하여, 산업 부문별로 차별적이고 적응을 위한 점진적인 도입이 필요하다. 유통산업, 건설산업, 관광산업, 보험산업 등에는 적절한 날씨예보 제공시스템과 연계한 산업전략이 구축되어야 할 것이다.

7.8.1.2. 시스템적 접근방안

날씨정보의 가치와 중요성이 점점 증대되어, 그 적용개념의 확산으로 산업에 직접적으로 미치는 영향이 지속적으로 증가하고 있다. 따라서 산업 및 에너지 부분에서 날씨정보에 대한 습득과 정보의 공유를 시스템적으로 구축해 놓는 것이 필요하다. 이를 위해서, 우선적으로 기상청의 경우 장기적인 기상정보를 모의분석(simulation)하여 날씨예보예측 모델에 대한 최신화와 예보의 정확도를 더욱 높여야 할 것이며, 이에 따른 고도의 정보 분석 능력 갖춘 전문 인력의 지속적인 양성도 필수적이다.

또한, 전문성을 기초로 할 경우 정부 부처간의 소통과 연계성이 부족할 수 있으므로 기초정보와 이를 상호 효율적으로 공유할 수 있고 정책 및 실행모델을 신속히 결정할 수 있는 시스템을 강화 할 수 있는 방안이 모색 되어야 한다. 적응에 있어 해외 우수 연구기관이나 대학과의 국제협력을 통한 국내 적응정보 습득과 연구력 증대가 매우 중요하다. 예를 들어, 미국 컬럼비아 대학의 기후변화연구소, 캐나다 토론토의 환경정책부서, 일본의 기상청 등과 연계하여 국가별 위치 및 기후 특성에 따른 다변화 요인을 공유하여 분석하고 예측모델 결정을 신속하게 할 수 있는 시스템을 갖추어야 한다.

예를 들어, 독일 정부 역시 부문별 취약성 평가 이외에도 산업의 영향을 지역별로 구분하여 제시하였다. 그 내용은 아래의 표에서 독일에서 기후변화로 인한 산업의 영향을 지역별로 나타내었다. 빨간색이 그 지역에서 가장 취약한 산업이고 그 다음으로 주황색(보통), 노란색(낮음)으로 나타내었으며, 이는 산업에서 지역이 미치는 영향의 정도에 대하여 파악하기 매우 용이한 방법이라고 판단된다.

7.8.1.3. 부문별 취약성 평가(독일)

부분	물		농업	삼림	자연보호	건강		관광		수송	전부분
환경 지역	홍수	가뭄				열충격	vector-borne 질환	겨울관광	기타 관광		
연안역	--	~	~	~	-/- -?	~	-?	n.d	-	-	-
북서 저산대 지역	--	~	~	~	-/- -?	~	-?	n.d	-	-	-
북동 저산대 지역	--	--	--	--	-/- -?	-	-?	n.d	-	-	--
서 lowlandbay	--	-	-	-	-/- -?	--	--?	n.d	-	-	-
저산대 지역과 하르츠산지	--	-	-	-	-/- -?	--	-?	--	-	-	--
북동 분지와 언덕	--	-	~	-	-/- -?	-	--?	n.d	-	-	-
Erz산지, Thuringian와 Bavarian 삼림	--	-	-	-	-/- -?	--	--?	--	-	-	-
	--	-	-	-	-/- -?	-	--?	--	-	-	-
고지대 Rhine 단층	--	-	-	--	-/- -?	--	--?	n.d	-	-	--
부분	물		농업	삼림	자연보호	건강		관광		수송	전부분
알프스와 북 Bavarian 언덕	--	-	-	-	-/- -?	-	--?	--	-	-	-
알파인 작은언덕	--	-	-	--	-/- -?	-	--?	n.d	-	-	-
알프스	--	~	~	-	--	~	-?	--	-	-	--
독일	--	-	-	-	-/- -?	-	--?	--	-	-	-

평가:
-- 높은 취약성
- 보통의 취약성
~ 낮은 취약성
? 높은 불확실성
n.d no data

(1) 폭풍과 해수면 상승

(2) 보존목표에 따른 취약성
- 보존의 현재 상황 : 높은 취약성
- 보존 순서 : 보통의 취약성

독일: Mean Value

7.8.2. 현 연구의 한계점

본 주제와 관련하여 시스템적인 해결방안을 위한 선행연구는 아직도 부족하다고 보여진다. 따라서, 기초자료의 부족으로 심층적인 자료분석에 의한 신뢰성 있는 기상모델의 제시와 모델의 다양성이 부족한 것으로 사료된다. 이들 자료의 분석을 신뢰성 있게 지속적으로 유지하여 적용하기 위해서는 전문화된 인력이 필요하며 그를 위한 교육훈련 프로그램 및 체계가 갖추어져 있어야 한다. 실행적인 관점으로 기후적응에 대한 부문내 인식도가 낮은 실정이며(홍보요망), 적응의 광범위성에 비해 분야별 지표에 대한 개발이 미흡한 수준이므로 이에 대한 적극적인 인식제고 노력과 다양한 매체를 통한 개발노력을 보다 강화하여야 한다.

7.9. 결 론

지난 2007년 발표된 IPCC 4차 평가보고서에서 경고하고 있듯이 이미 과거에 이루어졌던 많은 개발들로 인하여 지구는 이미 많은 환경적인 변화를 일으킴과 동시에 우리의 삶 또한 많은 피해를 입을 위기에 처해있다. 이러한 변화에 대처하기 위해 세계는 온실가스 감축이라는 목표를 가지고 다양한 협약과 프로

그램을 제시하고 있으며 이것은 기후변화에 대한 감축과 함께 적응 역시 필요하다는 것을 나타내고 있다.

따라서 기후변화에 맞추어 많은 변화를 시도하고 있는 세계 여러 나라들과 같이 기후변화에 관한 적응 방안을 수립하기 위한 기초적인 기후모델의 개발, 분야별/지역별 영향평가 등이 선행되어야 할 것이다. 이미 세계의 선진국들은 적응에 대한 준비를 한국보다 이른 시기에 시작했으며 그에 따른 여러 제도들도 시행하고 있다. 한국의 경우에는 아직까지도 적응에 대한 대비가 미흡한 편이며, 그 중에서도 특히 산업 및 에너지 부분에 있어서의 대비는 거의 전무한 실정이다. 예를 들면 산업계의 경우 생산성과 공급의 안전성에 영향을 받지만, 특히 기반시설의 파괴 등 막대한 영향을 받을 것이다. 우리는 이러한 취약성이 적응조치와 밀접한 관계를 가지고 있다는 점을 인식해야 한다. 한국은 최근 기후변화의 영향과 관련된 것으로 보이는 징후들이 극명하게 드러나고 있음에도 불구하고 이러한 적응 진행과정을 어떻게 관리해야 할지에 대한 경험이 많이 부족하며 또한 누가, 언제 영향을 받을 것인지를 예측하는 체계적인 기후 위험 평가방식도 없는 상황이다.

하지만 현재의 상황으로써 확실한 것은 적응에 대한 체계를 조속히 준비하지 않으면 결국 그 피해는 고스란히 우리 자신이 받게 될 것이라는 것이다. 따라서 한국에서도 기후변화에 취약한 지역 및 산업과 계층을 찾아내어서 우선적으로 적응대책을 수립하는 것이 중요할 것이다. 올해 한국은 국가차원 기후변화 적응대책을 수립한데 이어, 2011년 지자체 차원 기후변화 적응대책 수립예정이다. 예를 들어, 국가산업단지와 지방산업단지 측면에서 지자체에서의 기후변화 적응에 대한 방향 제시가 가능한 산업 쪽에서는 보험과 연계가 가능한 예·경보시스템과 연계한 기후변화 적응대책 접근이 필요할 것이다. 이와 같은 기후변화에 있어 취약지역의 축소는 곧 국가적 손실의 감소로 이어지기에 국가 발전에 있어서도 매우 의미있는 일이 될 것이다.

이러한 기후변화의 통합적 처리는 국제적 지원(예: 관련정책 분석, 데이터 수집 및 보급을 위한 사회적 기반, 과학 및 경제사회적 평가를 위한 능력형성 등을 위한 지원)이 뒤따라야 하며, 한국을 비롯한 개도국의 기후변화에 대한 취약성 평가 및 적응전략 수립에 도움이 될 것이다. 따라서 적응전략과 프로그램의 시행이 가장 효율적으로 되기 위해서는 금융기관의 적극적인 참여를 통한 재정적 지원이나 효과적인 상품의 개발이 가장 중요한 요소라고 본다.

마지막으로 정부는 기후변화 대응책을 국가차원에서 추진되어야 할 사업으로 봐야할 것이며, 중장기적 대책으로 인지해서 많은 시간과 노력 뿐만 아니라 기후변화를 보다 과학적으로 이해하기 위한 다양한 분야의 전문가들의 참여를 요구해야 할 것이다. 그러므로 기후변화에 관한 연구를 지원할 수 있는 제도적 장치가 우선되어야 할 것이며, 세계 여러 나라의 사례에서 보는 바와 같이 산업 및 에너지 부문 뿐만 아니라 기상, 환경, 수자원, 방재, 농업, 산림, 수산업, 보건, 육상 및 해양 생태계, 국토개발, 건설 부문 등의 연구를 위한 정부, 연구기관, 학계, 산업, 민간의 협조체제를 구축하고 국가 차원에서의 지속적인 지원이 필요할 것이다.

참고문헌

권원태, 백희정 등, 2003: 국가 기후변화 적응 전략 수립 방안에 관한 연구, 기상청 기상연구소.

명수정, 이동규, 2009: 우리나라 사회기반시설의 기후변화 취약성 평가, 한국환경정책·평가연구원 기후변화연구실.

오대균, 기후변화협약과 산업계의 과제, 에너지관리공단 기후변화협약대책단.

오상봉, 2008: 온실가스 배출저감 의무부담의 산업별 영향과 산업구조 고도화 전략, KIET 산업연구원.

유가영, 김인애, 2008: 기후변화 취약성 평가지표의 개발 및 도입방안, 한국환경정책·평가연구원.

이명훈, 2009: 기후변화의 적응과 지역정보화, 한국지역정보개발원.

이찬우, 2009: 인천지역별 산업계 기후변화 대응전략과 경제단체의 역할, INEPA.

최광림, 장현숙 등, 2009: 산업계 기후변화 적응전략 수립 연구 임해산업단지를 중심으로, 대한상공회의소 지속가능경영연구원.

최광호, 2008: 기후변화 영향과 향후 적응대책방향에 대한

소고, 남서울대학교.
한기주, 기후변화가 산업부문에 미치는 경제적 영향, KIET 산업경쟁력실.
한화진 등, 2005~2007: 기후변화 영향평가 및 적응 시스템 구축 I, II, III, 환경정책·평가연구원.
현재호, 2008: 기후변화 대응 국가연구개발 마스터플랜, 테크노베이션파트너스.
환경부, 기획재정부 외, 2008: 국가 기후변화 적응 종합계획.
IPCC, 2007 Fourth Assessment Report, IPCC.

제 8 장

보 건

주 저 자 :
장재연(아주대학교)

기 여 저 자 :
김영민(성균관대학교), 박재원(가천의과학대학교), 박미연(질병관리본부), 변희룡(부경대학교), 송영배(협성대학교), 신호성(한국보건사회연구원)

감수편집자 :
권기성(식품의약품안전청), 문진산(국립수의과학검역원), 이복권(국립보건연구원), 채준석(서울대학교), 한명국(질병관리본부)

목 차

8.1. 요약 ····· 593

8.2. 현황 ····· 593
8.2.1. 폭염 ····· 593
8.2.1.1. 관측된 건강영향 ····· 593
8.2.1.2. 취약인구 및 지역 ····· 595
8.2.1.3. 미래의 건강영향 예측 ····· 597
8.2.2. 기상재해 ····· 597
8.2.2.1. 관측된 건강영향 ····· 597
8.2.2.2. 취약인구 및 지역 ····· 599
8.2.2.3. 미래의 건강영향 예측 ····· 599
8.2.3. 대기질과 알레르기 ····· 600
8.2.3.1. 관측된 건강영향 ····· 600
8.2.3.2. 취약인구 및 지역 ····· 601
8.2.3.3. 미래의 건강영향 예측 ····· 602
8.2.4. 곤충 및 설치류 매개 전염병 ····· 602
8.2.4.1. 관측된 건강영향 ····· 602
8.2.4.2. 취약인구 및 지역 ····· 607
8.2.4.3. 미래의 건강 예측 ····· 608
8.2.5. 수인성, 식품 매개 질환 ····· 609
8.2.5.1. 관측된 건강영향 ····· 609
8.2.5.2. 취약인구 및 지역 ····· 611
8.2.5.3. 미래의 건강영향 예측 ····· 612

8.3. 적응정책 ····· 613
8.3.1. 건강분야별 적응대책 ····· 613

8.4. 시사점 및 향후연구방향 ····· 615
8.4.1.1. 폭염 ····· 615
8.4.1.2. 기상재해 ····· 616
8.4.1.3. 대기질과 알레르기 ····· 616
8.4.1.4. 곤충 및 설치류 매개 전염병 ····· 616
8.4.1.5. 수인성, 식품 매개 질환 ····· 617

참고문헌 ····· 618

8.1. 요약

인간은 직접적으로 극단적인 기상재해나, 폭염, 해수면 상승, 강수량 등의 기상패턴의 변화로 인해, 또는 간접적인 물, 공기, 식량의 질과 양, 생태계, 농업, 주거 및 기반시설의 변화를 통해 기후변화에 노출된다. 이러한 직·간접적인 노출은 사망, 질병, 장애 및 고통을 증가시키는 것으로 나타났다(그림 8.1). IPCC 4차 평가보고서에 따르면 기후변화는 최근 질병과 조기사망의 전 지구적 부담에 원인이 되고 있고, 초기단계의 영향은 적지만 모든 국가와 지역에서 점차 증가할 것으로 예측되고 있다(IPCC, 2007).

기후변화로 인한 건강영향은 다양한 경로를 통해 일어난다. 전염병 매개체 분포의 변화, 꽃가루 알러지의 계절적 분포의 변화, 영양실조와 후천성 장애의 증가, 어린이 성장과 발달에 대한 영향, 폭염, 홍수, 태풍, 화재, 가뭄 등으로 인한 질병과 사망의 증가, 상해로부터 고통 받는 사람들의 증가, 설사나 말라리아, 뎅기열 같은 질병의 증가, 오존과 관련된 심혈관계 질병 유병률과 사망률의 증가 등의 영향으로 인해 인간의 건강에 매우 치명적인 영향을 미칠 수 있다. 국내의 경우도 기후변화로 인한 건강영향이 폭염, 기상재해, 대기오염, 동물 매개전염병, 수인성, 식품매개 전염병 등 다양한 분야에서 나타나기 시작한 것으로 평가되었다(장재연 등, 2003).

8.2. 현황

8.2.1. 폭염

8.2.1.1. 관측된 건강영향

폭염이 건강에 미치는 영향에 관한 국내 연구로서 폭염으로 인한 사망률과 기상변수의 분석(장재연, 2003; 김소연, 2004; 김영민, 2005; 최광용 등, 2005; 김지영 등, 2006; 김호 등, 2006; 이대근 등, 2007; 박종길 등, 2007; 2008; 장재연 등, 2008a; 송영배 등 2009a), 기후변화에 따른 극한 기온의 빈도와 강도의 측정 및 분석(최광용, 2002; 하경자 등, 2004; 김지영 등, 2006; 김백조 등, 2008; 조영래 등, 2008; 송영배 등, 2009a), 폭염 취약인구 및 지역 분석(송영배 등, 2009b), 취약계층 및 질병에 관한 연구(김영민, 2005;

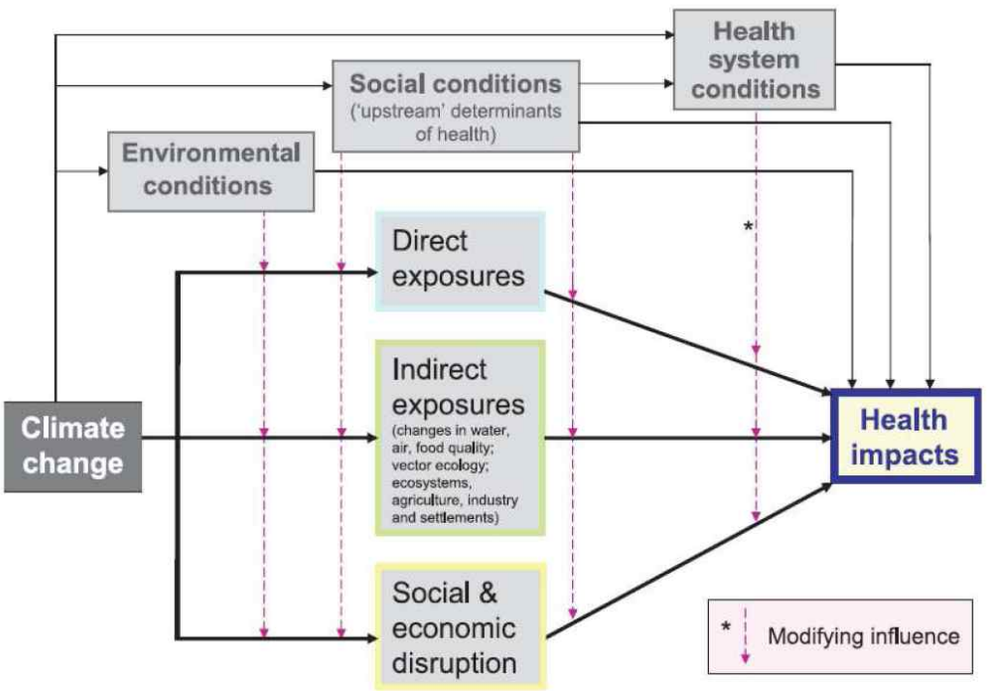


그림 8.1. 기후변화로 인한 건강영향 경로(IPCC, 2007).

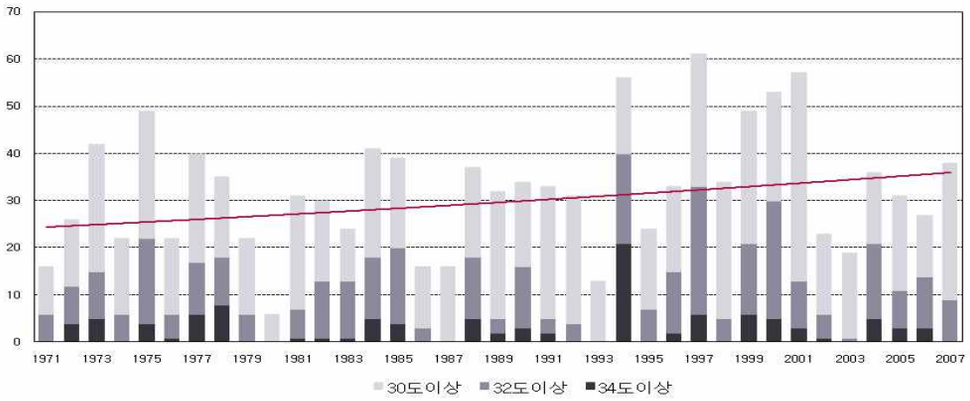


그림 8.2. 서울에서의 30℃ 이상의 고온발생 빈도(1971 ~ 2007)(장재연 등, 2008a).

박종길 등, 2008), 폭염피해 저감과 기후변화 적응연구(박종길 등, 2008; 정우식, 2008; 최은진, 2008; 권영아, 2009) 등이 수행되었다.

1971년부터 2007년까지 37년간 서울에서 일 최고기온이 30℃가 넘는 빈도가 1994년과 1997년 각각 56회, 61회로 나타났으며, 고온발생 빈도가 계속 증가하는 추세이다(그림 8.2). 여름철 일평균 최고기온과 사망자수 증가와의 상관관계가 높다는 조사결과가 제시되었으며(김지영 등, 2006). 특히 대도시의 경우 단기간에 집중된 폭염이 더 치명적이라는 사실이 보고되었다(최광용, 2005; 이대근 등, 2007; 송영배, 2009a).

폭염이나 열대야 등 여름철의 극단적인 고온현상은 인체에 탈수 증세를 동반한 열경련, 열탈진, 열사병이나 사망을 초래할 수 있다. 건강한 사람이 일사병 또는 열사병 등으로 직접적으로 사망하는 사례는 적으나, 심혈관계 질환 등 이미 질병을 가지고 있는 환자의 경우 강한 무더위로 인한 사망 가능성이 높아질 수 있다(김소연, 2004). 폭염으로 인한 건강영향의 분석시 분석지표에 따라 상이한 결과가 도출되는 것으로 보고되었다. 폭염에 의한 건강영향 분석지표로는 열지수(HI), 일별 최고기온, 온열쾌적감(PMV) 등이 사용되며, 각각의 경우에 사망자수와의 상관관계, 시간지연효과 등의 분석결과가 다르게 나타난다(Kim et al., 2006). 폭염으로 인한 사망률이 크게 증가한 대표적인 사례는 1994년 여름이며(장재연 등, 2003), 서울의 경우 최고기온이 발생한 3일 후에 일 평균사망자수의 2배를 초과하는 164명의 질병 사망자수가 발생하였다(최광용 등, 2005). 열지수의 임계온도는 37℃로 나타났다. 특히 65세 이상의 고령층에서 사망률이 뚜렷하게 증가하는 것으로 나타났다. 이는 고령층이 청장년층 보다 고혈압, 뇌졸중 등 심혈관계 질환이나 호흡기 질환 등을 많이 앓고 있어 생리학적으로 폭염의 환경에 더 취약하기 때문이다. 반면 5세 이상 65세 미만의 계층과 5세 미만의 영유아 계층은 큰 차이가 없었으며, 성별에 따른 차이가 뚜렷하지 않은 것으로 보고되었다. 고온으로 인한 심장병환자의 사망은 36.5℃에서 1℃ 증가할 때마다 사망률이 28.4% 증가하고, 열지수 37℃ 이상에서 1℃ 증가할 때마다 8명씩 사망자가 증가하는 것으로 보고되었다. 기온 분포에서 일별최고기온이 29.9℃ 이상일 경우 1℃ 상승에 따라 사망자는 3.0%씩 증가하고, 7일 이상 폭염이 지속된 경우 사망자수가 9% 이상 증가한다고 보고되었다(김소연, 2004).

전국 17개 광역대도시를 대상으로 1991년부터 2006년까지 16년 동안 여름철 사망자수와 열지수(Heat Index)를 분석한 결과 폭염이 발생할 경우 여름철 사망자수가 증가하는 것으로 파악되었다. 그 중에서 뚜렷한 변화가 관측된 6개 대도시의 경우 도시구조와 건물밀집도, 인구밀도 등이 폭염의 영향을 심화시켜 여름철 사망자수 발생률을 높이는 것으로 보고되었다(송영배 등, 2009a). 전국 7개 광역대도시의 인구 10만명당 사망자수는 그림 8.3과 같다.

우리나라의 광역대도시는 다른 나라에 비해 고층 고밀도의 개발이 이루어져 녹지가 부족하고 바람통로가 차단되어 도시화에 의한 여름철 고온현상에 의

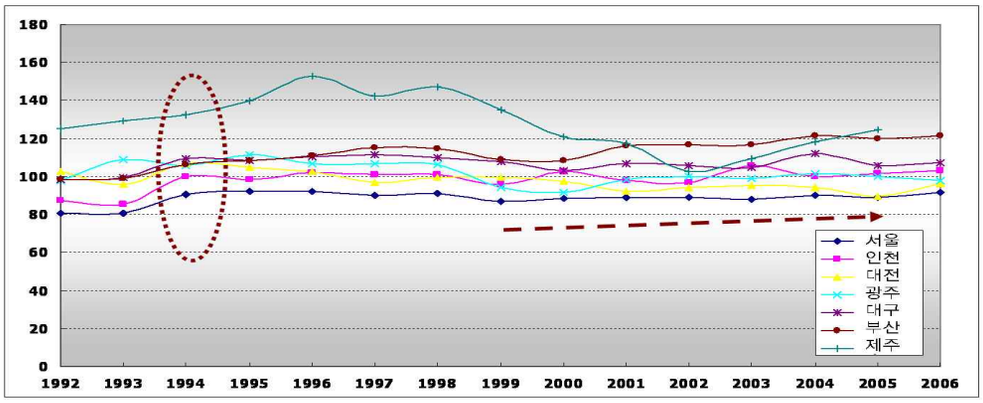


그림 8.3. 7개 광역시·도 지역의 인구 10만명당 사망자수(1992 ~ 2006)(송영배 등, 2009a).

한 사망률 증가가 심화될 수 있다(송영배, 2007). 폭염에 의한 사망률에 미치는 영향은 지역의 기후특성, 도시구조, 사회경제적 환경, 각 지역별 거주민의 기후적응도에 따라 다르게 나타난다. 인구밀도와 도시화율이 높은 전국 17개 광역시도의 1991년부터 2006년까지의 여름철 사망자수는 1994년 이후 모든 지역에서 증가하는 추세로 나타났다. 이 중에서 인구밀도가 2,600명(인/㎢) 이상인 서울, 인천, 대전, 광주, 대구, 부산 등 전국 6개 광역대도시를 대상으로 폭염에 의한 잠재 위험인구밀도를 분석한 결과 서울 1,295명/㎢, 부산 420명/㎢이며, 대부분의 대도시가 200명/㎢ 이상인 것으로 분석되었다(송영배 등, 2009b).

8.2.1.2. 취약인구 및 지역

폭염의 영향에 취약한 계층은 장애자, 노약자, 영유아, 환자, 임산부, 매연이 많이 발생하는 작업환경, 통풍이 불량하고 천장 단열이 불량한 실내 공간, 운동선수, 노동자, 군인 등 특정 조건의 환경에 노출될 수 있는 계층의 사람들이 포함된다. 취약원인은 사람들의 나이, 환경순응 부족, 건강이 나쁜 상태, 약물사용, 비만, 피로, 수면결핍, 장시간에 걸친 극심한 운동과 보호 복장 등이다.

폭염으로 인한 취약성을 결정하는 요소는 거주인구의 민감도, 적응 및 복구능력, 폭염의 강도이다. 특히 고층 고밀도로 개발된 도시지역은 도시 근교나 농촌지역에 비해 폭염에 취약한데, 이는 폭염의 강도가 지형, 토지이용, 녹지율, 도시구조와 배치, 건축물 밀도 등에 의해 결정되는 것으로 보고되었다(WHO, 2003).

취약 인구계층은 거주하는 노인인구 비율, 교육 및 소득수준 등에 의해 결정되며, 폭염이 발생했을 때, 이를 능동적으로 감지하고 적응하는 신체적 능력 뿐만 아니라 이에 적극적으로 대응 또는 회피할 수 있는 경제적 능력에 의해 취약성이 결정되는 것으로 보고되었다. 폭염에 대응할 수 있는 공공수단은 주로 지방자치단체가 제공하는데, 예를 들어 1차/2차/3차 의료시설, 긴급대응조직 및 시설, 경보체계 등이며, 이는 각 지방자치단체가 운용할 수 있는 예산능력에 의해 결정된다. 위의 폭염 취약성 결정요소 중에서 거주인구의 민감도와 대응능력에 따라 폭염에 의한 사망률이 크게 좌우된다(WHO, 2004).

환경부는 부천시를 대상으로 동단위의 폭염 취약성 분석을 시범적으로 수행하였으며, 취약인구집단의 분포, 동 단위 취약지역의 파악 및 평가지도를 작성하였다. 또한 부천시를 대상으로 폭염대응능력을 평가하기 위하여 폭염 위험파악, 위험감소, 재해관리, 재정보호 등의 대응능력(RMI, Risk Management Index)과 환경적, 사회적, 경제적 폭염 노출지표(UVI, Urban Vulnerability Index) 등을 평가하였다.

지역적으로 서울 등 중부 지방에 사는 거주민이 대구와 부산 등 남부지방의 거주민 보다 고온 환경에 더 취약한 것으로 나타났다. 또한 전국 7대 광역 대도시를 대상으로 도시구조와 취약인구 계층을 분석할 결과 서울과 부산의 경우 잠재위험 인구밀도가 다른 지역에 비해 각각 5배 및 2배 이상 높은 것으로 나타났다.

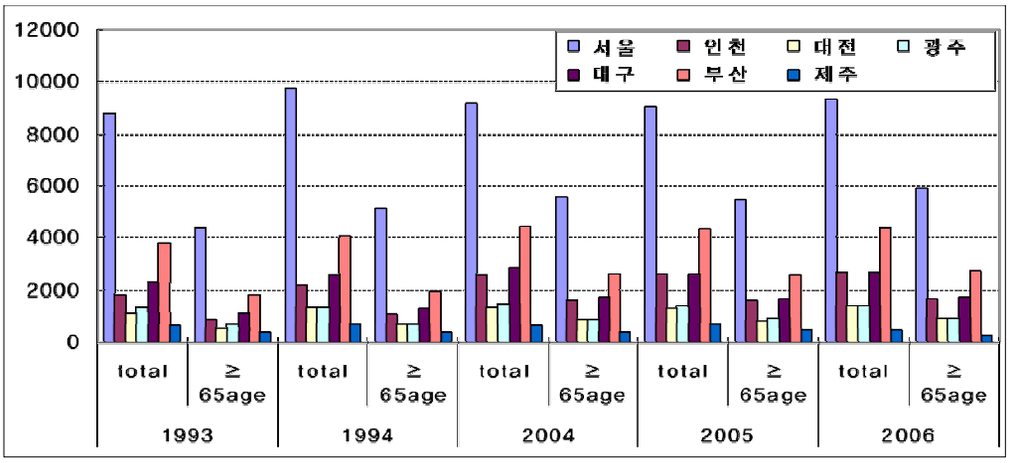


그림 8.4. 여름철 폭염에 따른 65세 이상 인구의 사망자 분석(송영배 등, 2009).

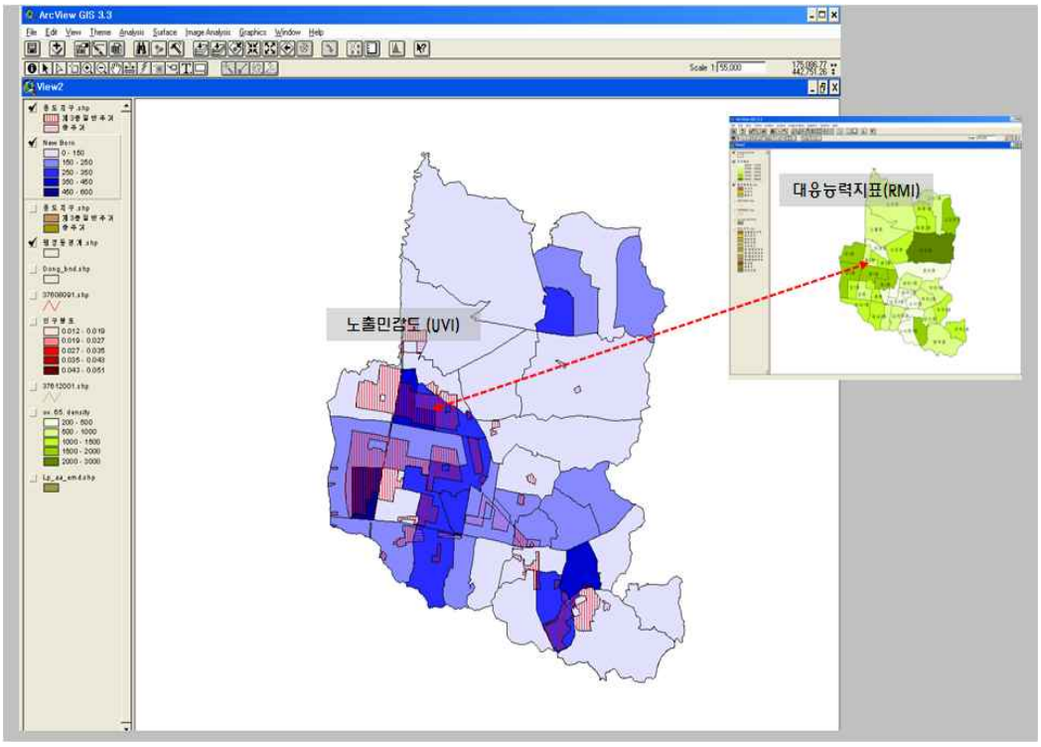


그림 8.5. 폭염 취약성 평가지도(송영배 등, 2009b).

성별에 따른 초과사망자수는 남성이 33.9% 증가하였고, 여성의 경우는 61.7%가 증가하여 여성이 남성에 비해 2배 정도 고온에 더 취약한 것으로 나타났다(김소연, 2004). 또한 사망 원인별로는 내분비 및 영양대사 질환으로 인한 사망자가 43%, 순환기계통의 질환으로 인한 사망자가 30.5%, 호흡기계통질환으로 인한 사망자수가 43.8% 증가한 것으로 보고되었다. 일반 인구에 비해 저소득층인 국민기초생활보장 수급자가 고온에 대한 상대 위험도가 전체인구에 비해 약 1.6배 높다고 보고되었다. 사망률에 미치는 폭염의 지연효과를 고려해 볼 때 일반 인구는 지연효과가 없이 당일의 기온에 영향을 받았지만 저소득층은 2 ~ 3일(30.5℃ 이상과 31.7℃ 이상)의 지연효과가 있었고 이는 일정 온도 이상의 기온은 사망률에 영향을 미치고 특히 사회·경제적으로 취약한 계층에 대한 영향이 더 크다고 보고하였다(김영민, 2005).

폭염으로 인한 지역적인 취약성 평가를 위해 부천시를 대상으로 지역별(시, 군, 구, 동단위별) 거주인

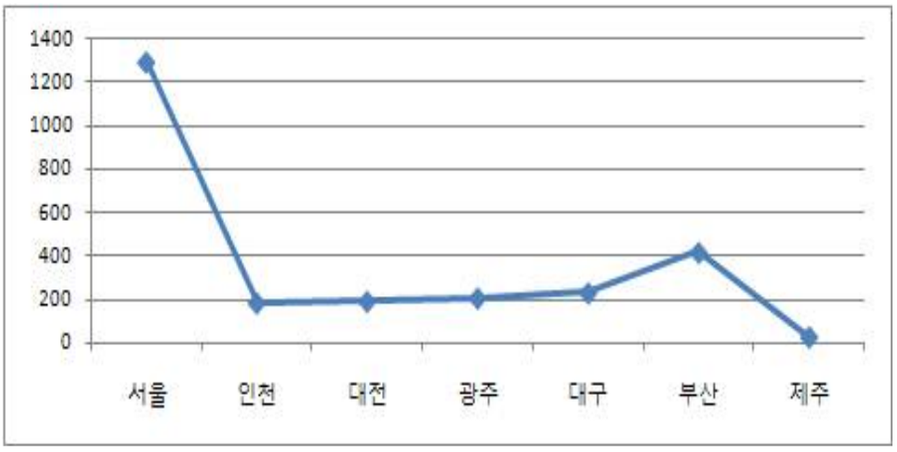


그림 8.6. 전국 7대 광역대도시의 폭염에 따른 잠재 위험 인구밀도(인/㎢)(송영배 등, 2009b).

구 통계와 도시구조, 토지이용, 사회기반시설 등의 계획요소를 연계하여 지리정보시스템(GIS)를 이용하여 취약성 평가지도를 작성한 연구가 보고되었다(송영배 등, 2009b).

8.2.1.3. 미래의 건강영향 예측

폭염으로 인한 큰 피해가 1994년에 발생하였고, 이후 고온현상의 빈도 및 강도가 증가함에 따라 여름철 고온으로 인한 초과사망자가 계속 증가할 가능성이 높다고 예측된다. 특히 우리나라는 이미 노년층 및 도시화의 비율이 점점 증가하고 있고, 고층 고밀도로 개발된 광역대도시의 경우 도시구조에 따른 폭염 취약성의 증가와 대응 및 회피수단의 부족으로 장애자, 노약자, 영유아, 환자, 임산부, 특정 작업환경의 노동자 등의 취약성이 증가할 것으로 예측된다(송영배 등, 2009b).

기존 자료를 토대로 추산하였을 때, 2032년 이후 20년간 서울지역에서 고온으로 인한 초과사망이 발생할 수 있는 28.1℃ 이상의 일자는 연평균 55.1일이고 연간 고온으로 인한 초과사망자는 연평균 289.6명(50.9~640.1명)으로 예측하였다(박정임 등, 2005). 폭염에 의한 사망자수가 급증한 1994년과 사망자수가 증가하고 있는 최근 3년간의 자료를 바탕으로 폭염에 의한 잠재 위험인구 밀도를 분석한 결과, 서울 1,295명, 부산 420명, 대구 234명 등으로 예측하였다(그림 8.6 참조).

8.2.2. 기상재해

8.2.2.1. 관측된 건강영향

국내 기상재해로 인한 피해 특성과 변화 추세를 기상재해 유형별로 분석한 결과, 재해의 빈도와 사망자 수는 감소하고 있는 경향이 뚜렷하다(표 8.1). 그러나 태풍은 단위 빈도 당 피해가 증가했다. 십년 별로 나눈 통계를 보면, 태풍 발생빈도는 1980년대, 1990년대, 2000년대로 가면서 18-19-7로 감소하였다. 이를 1904~1922년의 기간에는 10년 평균 30건(홍성길, 1996)이었음과 비교할 때 현저하게 감소한 숫자이다(그림 8.7).

전체 사망자 수는 1980년대, 1990년대, 2000년대로 가면서 2,784-1,216-596명으로 매 10년 당 현저한 감소를 보였다. 사망자 수를 재해 별로 나누어 보면, 호우(홍수)에서 가장 많이 발생하였다. 1,328명-542명-135명으로 총 2,005명이 호우로 사망하였는데, 이는 전체 재해사망자(4,596명)의 43.6%를 차지한다. 우리나라에서 홍수의 원인은 호우 외에는 거의 없기 때문에(2010년 2월 강원도 태백시의 광동댐에서 눈 녹은 물로 월류가 발생한 것이 유일한 예로 알려져 있다) 홍수와 호우는 같은 개념으로 다룰 수 있다. 두 번째로 많은 사상자를 낸 기상재해는 태풍으로, 전체 재해로 인한 사망자의 37.8%에 해당하였다. 그러나 이와 같은 경향에도 불구하고 태풍에 있어서 재해의 단위 빈도 당 사망자수는 46.9-23.2-64.7명으로 변하

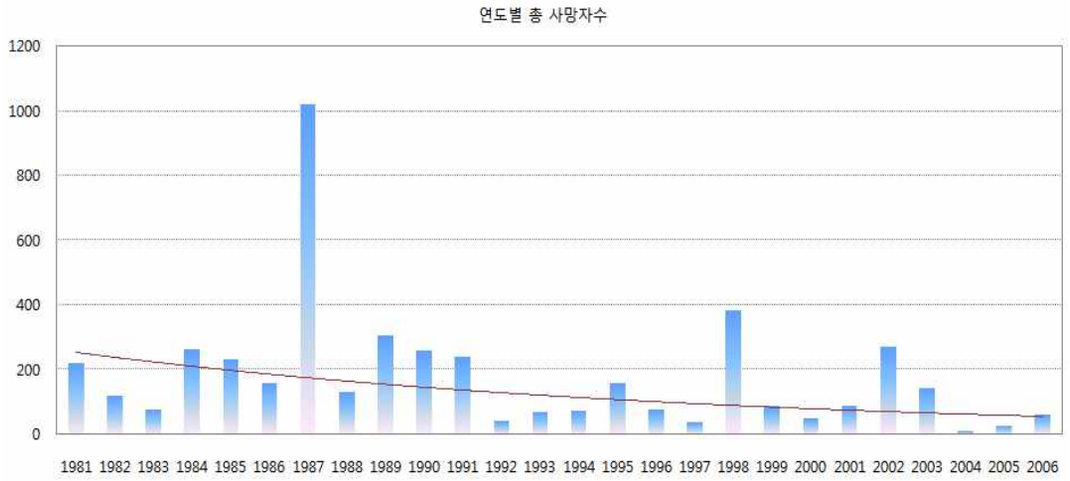


그림 8.7. 년도별 기상재해에 따른 총 사망자수(장재연 등, 2008c).

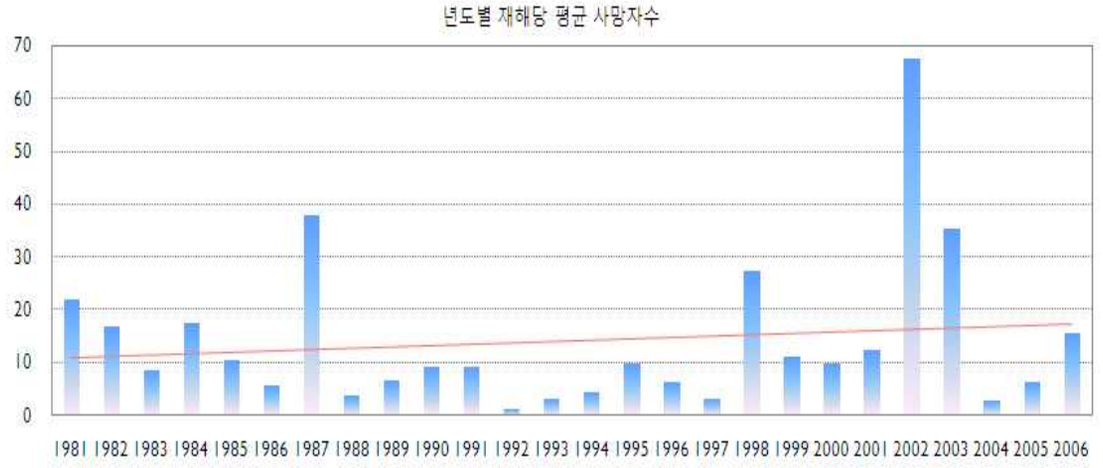


그림 8.8. 년도별 기상재해 당 평균 사망자수(장재연 등, 2008c).

여 현저하게 증가하였다(그림 8.8).

이런 현상의 원인은 다음과 같은 가능성을 생각할 수 있다. 첫째는 태풍의 세력이 강해졌음을 의미한다. 둘째는 통상적인 재해에서는 피해 경감 대책이 유효하게 작용하나, 통상적 범위를 넘는 대규모 재해가 발생하면 피해 규모는 무척 증폭될 수 있음을 의미한다. 셋째, 문명이 발달할수록 재해에 대한 취약성이 커짐을 의미한다.

이상의 통계에서는 가뭄에 관한 내용을 포함시키지 못했다. 우리나라의 역사상 기상재해로 인한 피해 중 가뭄에 의한 피해가 가장 큰 것으로 연구되었으나(강만길, 1984), 통계방법과 내용이 다른 재해와는 달라 함께 계산하기 어렵기 때문이다(홍성길, 1996). 더구나 표 8.1의 기간 동안 우리나라에는 큰 가뭄이 없었다. 1982, 1994, 2001년에 소규모의 가뭄이 있었지만, 이는 1941년 전후의 3년여에 걸친 중규모 가뭄이나 1901년에 중심을 둔 29년간의 극대 가뭄과는 비교도 할 수 없는 약한 것이었다(Byun et al., 2008). 중규모 또는 대규모 가뭄이 38년 또는 124년 주기로 발생하는데 최근 온실가스로 인한 기후변화는 이 주기에 들지 않았으므로, 기후변화의 효과가 가뭄재해에 반영된 예는 없었다고 할 수 있다. 따라서 이 문제에 대한 추가 연구가 필요할 것으로 예상된다.

기후변화의 관점에서 재해로 인한 인명피해(사망, 질병발생 등), 외상 후 스트레스 장애 등 기상재해로 인한 취약집단이나 사망원인 규명에 대한 연구는 국내에서 거의 수행되지 않았거나 초기단계이다. 기상재해에 대한 취약성은 개인의 특징(그들이 거주하는

표 8.1. 재해종류별 발생건수, 사망, 재해당 사망자수(1981 ~ 2006).

기간	재해종류	발생건수	사망 (실종포함:명)	재해당 사망자수 (실종포함:명)
1981 ~ 1990년	태풍	18	844	46.9
	호우	74	1,328	17.9
	폭풍	88	536	6.1
	설해	12	49	4.1
	기타	30	27	0.9
	합계	222	2,784	12.5
1991 ~ 2000년	태풍	19	441	23.2
	호우	54	542	10.0
	폭풍	53	185	3.5
	설해	18	44	2.4
	기타	17	4	0.2
	합계	161	1,216	7.6
2001 ~ 2006년	태풍	7	453	64.7
	호우	14	135	9.6
	폭풍	1	0	0.0
	설해	5	8	1.6
	기타	1	0	0.0
	합계	28	596	21.3

* 태풍 - 태풍+태풍호우, * 폭풍 - 폭풍+폭풍우, * 설해 - 폭풍설+대설, * 기타 - 우박, 한파, 해수범람, 낙뢰, 해일(장재연 등, 2008)

장소, 나이, 소득, 교육 및 장애)과 사회 및 환경적 요소(재해 대비의 수준, 건강부분의 대응 및 환경 붕괴)들에 좌우된다(IPCC, 2007). 따라서 향후 기상재해로 인한 인명 피해 예방 및 적절한 적응방안 수립을 위해서는 이러한 연구들이 필요하다. 또한 향후 기상재해로 인한 피해가 젊은 연령층에 비해 노년층이 더 클 것으로 예상된다(IPCC, 2007). 그 이유는 향후 50년간 많은 인구들이 노령화될 것인데, 노년층이 젊은 연령 집단들에 비해 폭염, 태풍, 및 홍수와 같은 기상이변들에 의해 발생하는 상해에 더 취약하기 때문이다. 그리고 기후변화로 인한 해수면 상승, 해수면 온도의 상승 심화, 열대성 싸이클론의 강화, 태풍 해일 특성의 변화 등은 극심한 기상재해를 일으키는데, 이로 인하여 해안 지역 사람들의 건강피해 및 사회경제적 피해가 증가할 것으로 예측된다(IPCC, 2007).

8.2.2.2. 취약인구 및 지역

가뭄을 제외하고 보면 기상재해별 연평균 피해액은 태풍과 호우가 가장 크게 나타난다. 지역별로는 강원도, 경상남도, 경상북도 순이다(박종길 등, 2005). 1987~2003년 자료 분석 결과 강원도, 경상남도, 경상북도 세 곳의 행정구역 모두 태풍 피해액이 가장 높았다. 강원도의 경우 전체 태풍 피해액 약 3조3,388억원 중에서 태풍 루사에 의한 피해액이 약 2조5천억원이며, 경남은 약 2조9,155억원 중 태풍 매미가 약 1조9천억원을 차지하였다. 그에 비해 호우로 인한 피해액은 경기도, 강원도, 경상남도가 높은 순으로 나타났다(박종길 등, 2005).

8.2.2.3. 미래의 건강영향 예측

향후 기후변화의 영향으로 인해 한국의 강수량과 강수 집중도는 증가할 것으로 예측된다. 이에 따라 홍수의 위험은 더 증가할 것으로 예측되나, 표 8.1과 비교할 그 빈도나 강도의 증가는 심하지 않을 것으로 보인다. 반면에 A1B 시나리오에 따르면 강수집중도의 증가는 소규모 가뭄의 발생빈도 감소, 그리고 대

규모 가뭄의 빈도와 강도의 증가로 나타날 것으로 예상하였다(Kim and Byun, 2009). 이는 가뭄재해의 빈도는 줄겠지만 한번 발생한 재해가 대형화 하고, 피해가 커질 것을 의미하며, 이에 따라 사회경제적 피해액 또한 커질 것임을 의미한다.

따라서 기후변화와 연관되어 발생할 피해는 앞서 설명한 태풍의 강도변화와 함께, 가뭄의 강도변화가 가장 중요할 것으로 보인다. 태풍으로 인한 인명의 피해(사망 외에 건강 피해까지 포함)는 홍수와 강풍으로 주로 직접적인 피해가 있을 뿐이며 단기적이고 가시적이다. 그래서 간접적 피해가 별로 없다. 그러나 가뭄으로 인한 피해는 장기적이고 광범위하다. 수자원 부족으로 수질악화를 초래할 것이며 이는 여러 가지 건강문제의 원인으로 작용할 것이다. 폭염은 가뭄과 동반되는 현상으로 최근 피해가 증가하고 있는 바 앞으로 계속 더 중요한 문제로 대두 될 것이다. 가뭄으로 인한 자연환경의 파괴는 정신 건강을 심각하게 훼손할 수 있으며, 국가나 문명의 흥망에 까지도 연관되었음이 역사를 통해 증명된다(변희룡, 2010).

기상재해로 인한 가족과의 사별, 재산손실, 사회붕괴는 정신건강과 관련한 문제를 증가시킨다. 국내에서는 아직까지 재해 후 외상 스트레스성 장애(Post-traumatic stress disorder, PTSD)에 대한 연구논문은 미흡하지만, 이미 외국에서는 일부 연구들을 통해 재해 이후 스트레스성 장애의 증가가 관찰되어 왔다.

8.2.3. 대기질과 알레르기

8.2.3.1. 관측된 건강영향

기상은 모든 시간규모에서 대기오염물질의 생성, 이동, 확산에 영향을 미친다. 특히 기온과 강수는 대기오염물질의 확산과 생성 및 침적에 중요한 역할을 한다. 따라서 기후변화는 한반도의 대기오염도의 변화를 야기 할 수 있다. 특히 오존의 경우 지구온난화에 의해 가장 영향을 많이 받을 것으로 예상되고 있어, 기후변화 관련 주목을 받고 있다. 주변 대기 중 오존(ground-level ozone) 증가는 곧바로 초과사망률 발생, 호흡기질환 환자의 증가 등을 초래하는 것으로 보고되고 있다(조수헌 등, 1998; 성주헌 등, 2001).

기후변화가 대기오염도의 변화를 야기하고 나아가 건강에 미치는 영향을 평가하려면 기후변화에 따른 대기오염도의 변화를 예측하고 증가된 대기오염도에 따른 건강영향평가가 이루어져야 한다. 하지만 국내에서는 최근에서야 한반도의 기후변화를 예측하기 시작하였고, 이에 따른 대기오염도의 변화예측이 일부 연구자를 중심으로 시도되고 있다(한국환경정책·평가연구원, 2009). 따라서 대기오염도 변화에 따른 종합적인 건강영향평가가 이루어지려면 보다 많은 연구가 이루어진 다음에야 수행될 수 있을 것으로 판단된다.

다만 성주헌 등(2001)은 기후요소(특히 고온)가 대기오염물질(특히 오존)의 건강영향평가에 미치는 영향을 평가한 바 있다. 이에 따르면 오존과 혹서의 교환작용은 유의한 관련성을 가지고 있었다. 기존에 막연히 도시·농촌간의 차이로 여겨졌던 혹서기의 도시에서의 초과사망의 발생은 실제로는 상대적으로 높은 도시지역의 오존농도에 의한 것이었을 수 있다. 오존은 호흡기계에 대한 영향이 일차적이고 고온은 심혈관계에 대한 영향이 일차적이다. 고온에 의한 심혈관계의 부담이 이미 상당 수준에 이르고 있다는 점을 감안한다면, 추가로 오존이 일정수준을 초과하는 것이 치명적인 부담으로 작용할 수도 있음을 시사해준다.

최근 Yi et al.(2010)은 여름철 PM_{10}의 건강영향을 평가 한 바 있다. 이에 따르면 PM_{10} 10 $\mu g/m^3$ 증가에 따른 각 계절별 초과사망률과 병원내원율의 변화를 비교한 결과 여름철의 영향이 겨울보다 더 높았다. 즉 혹서기 미세먼지의 건강영향은 그렇지 않을 때보다 더 높은 영향을 미칠 수 있음을 시사해준다.

또한 공기 중의 이산화탄소 농도가 높아지고 기온이 상승하는 기후변화는 알레르기 질환의 원인 중 하나인 꽃가루에 영향을 주게 된다. 그로 인해 꽃가루에 노출된 기회가 많아지게 되면 알레르기 질환의 발생 및 유병률이 높아질 가능성이 있다. 장재연 등(2008a)이 기상연구소와 함께 화분연구 자료를 분석한 결과 수목류는 '조심'과 '위험'을 요하는 정도의

화분 발생빈도가 연도별로 증가하는 경향을 보였다. 이중 목초류는 '조심'은 증가하고 '위험'은 감소하는 경향을, 잡초류는 '조심', '위험', '매우 위험'이 모두 증가하는 것으로 나타났다. 화분량 변화는 기온, 강수, 일조 시간 등 다양한 기상 요소와 긴밀한 관계가 있다. 기상 요소와 화분량과의 다중회귀식을 산출해 본 결과 매년 각기 다른 기상 요소가 화분량 변화에 영향을 미치는 것으로 나타났다. 특히, 기온과 강수 요소는 화분량을 결정하는데 주요 원인으로 작용한다(오재원, 2009). 잡초류 중 돼지풀의 화분량의 증가와 함께 소아 감작률도 의미있게 증가하는 경향을 보였다(오재원 등, 2006).

8.2.3.2. 취약인구 및 지역

최근 한국환경정책·평가연구원(2009)이 IPCC SERES AIB 시나리오에 따라 2055년의 우리나라 기후변화를 예측하고 이에 따른 대기질 변화를 여름철에 한정하여 수행한 결과에 따르면 2055년에는 1995년 대비 CO는 2.9%, NO_x는 2.8%, O_3은 4.8% 증가할 것으로 예측되었다. 지역 별로 살펴보면, 8시간 평균 오존 농도 분석을 하였을 때, 영남권에서 4.6 ppb 증가로 남한지역 평균 3.6 ppb 증가에 비해 가장 큰 증가폭을 나타내었다. 또 여름기간 동안 8시간 평균 오존 농도의 환경기준치 초과 빈도 증가를 보면 영남권 13.1일, 충청권 9.1일, 강원권 8.4일, 수도권 7.8일, 호남권 3.1일로 영남권은 오존의 증가로 인한 영향을 가장 많이 받을 것으로 보인다. 반면 일산화탄소(CO)의 경우, 기후변화로 인하여 수도권에서 11.74 ppb 상승하여 가장 높은 농도의 증가율을 보였으며, 이어 강원권과 영남권이 약 5 ppb 상승한 반면에, 호남권에서는 2.38 ppb 증가하여 가장 낮은 농도의 증가를 보였다. 도시 별로는 대구, 부산, 대전 등의 대도시에서 높은 농도값을 보이고 있다. 이산화질소(NO_2)의 경우, 역시 수도권 지역에서 약 1.04 ppb 상승하여 가장 높은 농도의 증가율을 보였으며, 충청권과 영남권의 경우도 각각 0.17 ppb와 0.15 ppb 가량 상승하였다. 반면에 강원권에서는 거의 변화가 없었고 호남권에서는 오히려 0.26 ppb의 농도만큼 미래기후에서 감소하는 것으로 나타났다. 특히 수도권에서 일산화탄소 및 이산화질소의 농도 증가폭이 큰 것은 수도권에 자동차가 많아 이들 오염물질의 배출이 많은 것을 반영하고 있기 때문이다. 휘발성유기화합물(Vocs)의 경우 도시규모로 살펴보았을 때 서울, 울산, 대구 등에서는 기온이 상승한 미래기후에서 농도가 증가한다고 한다.

대체로 기후변화가 진행될 경우, 대도시를 중심으로 여름철에 오존, 일산화탄소, 질소산화물의 농도 증가가 일어날 것으로 예상되며, 저위도 지역인 영남권의 경우 오존농도의 증가가 가장 두드러질 것으로 예측되었다. 따라서 기후변화에 기인한 대기질 변화와 이로 인한 건강영향에 가장 취약한 지역은 서울을 중심으로 한 수도권의 대도시와 대구, 부산 등의 영남권 대도시가 될 것으로 예상된다.

여름철 대도시를 중심으로 오존, 일산화탄소, 질소산화물 등 대기오염물질의 농도 증가는 이들 물질에 취약한 질환, 즉 천식 등 호흡기 질환, 심혈관 질환, 저체중아 발생의 증가 및 초과 사망을 야기할 수 있다. 특히 고령인구는 호흡기 질환 이환율도 높고 대기오염물질의 영향도 큰 것으로 보고되고 있어(이미영 등, 2000) 기후변화에 따른 건강영향에 보다 취약할 것으로 파악된다.

또한 저소득층은 기후변화로 인한 건강영향에 보다 취약한 것으로 파악되고 있다. 김선영(2005)의 연구에 따르면 저소득층은 대기질 악화에 보다 민감한 것으로 나타났다. 서울지역의 사회경제적 지위가 낮은 집단에서는 높은 집단에 비해 PM_{10}이 47.37 $\mu g/m^3$ 증가할 때 천식발작을 일으킬 위험이 5.3% 더 컸고, 오존은 7.7% 더 높았다. 즉 대기오염이 천식 발작이 발생할 위험을 높이는데, 이러한 위험은 사회·경제적 지위가 낮은 사람들에게 더 크게 작용한다고 할 수 있다.

Kim et al.(2006)의 연구에서도 간접적으로 대기오염이 사회·경제적 지위에 따라 다르게 작용할 수 있음을 보여주고 있다. 즉 고온의 영향을 평가할 때 대기오염물질을 혼란요인으로 보정한 경우와 하지 않은 경우를 비교해 보면, 저소득층의 경우 대기오염물질을 보정하지 않은 경우의 1℃ 증가로 인한 초과사

망률이 높게 나왔는데 이는 저소득층이 대기오염물질로 인한 건강영향을 상대적으로 더 많이 받고 있다는 유추가 가능하다. 이러한 현상은 특히 고온(30.5℃ 이상과 31.7℃ 이상)에서 더 많이 나타난다. 따라서 지구온난화로 여름철 온도가 증가하면 저소득층은 고온에 의한 직접적인 건강영향에 더불어 증가된 대기오염의 영향 또한 더 크게 받을 가능성이 매우 높다.

8.2.3.3. 미래의 건강영향 예측

기후변화로 인한 건강영향평가에서 대기오염물질은 주로 폭염의 영향을 고려할 때 혼란변수로서 간주되었고 기후변화에 따른 대기오염의 증가와 그에 따른 질환의 영향과 사망자수의 변화에 대한 직접적인 연구는 이루어지지 못하고 있다.

이를 위해서는 각 계절별 기후변화에 따른 대기질의 변화 예측이 선행되어야 하고 이를 토대로 대기질 변화에 따른 종합적인 건강영향 평가가 이루어져야 할 것이다.

특히 여름철 오존농도 및 일산화탄소농도의 증가는 기후변화 관련 대기질 악화 및 그로 인한 건강영향평가에 주요 대기오염물질로 작용할 것으로 예상된다.

8.2.4. 곤충 및 설치류 매개 전염병

8.2.4.1. 관측된 건강영향

장재연 등(2003)은 1991년부터 10년 동안 국내 법정전염병의 발생추이를 기후변화와의 관련성에 기초하여 분석하였다(표 8.2). 국내에서 대부분의 법정전염병이 보건당국의 집중적인 대책으로 인하여 1980년대 이후 현저히 감소하였다. 그러나 기후변화와 관련이 있는 말라리아, 쯔쯔가무시증, 신증후군출혈열, 렙토스피라증 같은 곤충 및 설치류 매개 전염병들이 최근 들어 증가추세를 나타내고 있다.

기후변화와 관련성이 높은 것으로 알려진 이러한 질병에 대하여 2000년 이후 연도별 발생률 변화를 분석한 결과, 말라리아는 2000년부터 2004년까지 감소하다가 다시 증가하고 있으며, 쯔쯔가무시증은 2004년 크게 증가하고 2006년과 2007년은 소폭 감소하였다. 신증후군출혈열은 증가와 감소를 반복하면서 꾸준히 상승하고 있으며, 렙토스피라증은 2006년부터 다시 급증하기 시작하였다(장재연 등, 2008c). 특히

표 8.2. 법정전염병의 최근 10년간 발생추이 요약(1991 ~ 2000)(장재연 등, 2003).

기후변화와의 관련성	증가추세	감소추세	불확실
높음	쯔쯔가무시증 말라리아 세균성이질 신증후군출혈열 렙토스피라증 발진열 (뎅기열) (리슈마니아증) (비브리오패혈증)		콜레라(2001년 이후 발생건수 급증) 일본뇌염(2002년 발생건수 증가) 발생사례 없는 질병 : 페스트
낮음	유행성이하선염	장티푸스 백일해 파상풍 결핵 한센병 성홍열 공수병 (장출혈성대장균) (풍진) (레지오넬라증) (브르셀라증)	홍역(2001년 이후 발생건수 급증) 수막구균성수막염 (2001년 이후 발생건수 급증) 발생사례 없는 질병 : 디프테리아 : 폴리오 : 발진티푸스 : 탄저

쯔쯔가무시증의 경우에 2001년부터 매년 환자 발생 지역이 넓어지고 있으며 발생시기는 10월에 정점을 이루고 있다(박옥, 2009)

모기가 매개하는 질환 중 기후변화에 의해 우리나라에서 발생이 증가하거나 새롭게 발생하리라고 예상되는 질환에는 말라리아, 뎅기열, 황열, 일본뇌염, 웨스트나일열 등이 있으며 이들 질환을 매개하는 모기 중 우리나라에 서식하는 모기는 *genus Anopheles, genus Culex, genus Aedes* 등 세 가지 종류의 속이 있다.

우리나라에서 발생하고 있는 가장 대표적인 모기 매개 질환인 말라리아의 경우 기후 및 환경 조건은 모기 수명과 모기 체내에서의 열원충 분화(10～14일 소요)에 큰 영향을 미친다. 따라서 기후 조건은 말라리아의 전파를 좌우하고 또한 말라리아 발생의 계절적 변동을 가져온다. 기후 조건 중 말라리아 발생에 가장 중요한 인자는 온도와 습도이다. 적당한 기온은 20～30℃이며 더운 지방에서 감염이 만연하는 것은 기온이 높은 점과 밀접한 관계가 있다. 기온이 낮아져 평균 기온 16℃ 이하가 되면 모기는 활동을 중단하고 월동에 들어간다. 그리고 25～30℃에서 모기의 개체 수 증가나 활동이 최고조에 달한다. 이 정도의 온도에서는 모기의 분화, 성숙에 걸리는 기간도 단축될 뿐만 아니라 모기 체내의 열원충의 분화도 빨라진다. 우리나라의 여름철 기온이 이에 해당한다. 기온이 더 높아져 30℃ 이상이 되면 모기의 활력은 오히려 감소한다. 한편 습도도 높으면 모기나 열원충의 생존에 유리하며, 특히 상대 습도가 60% 이상 되면 모기의 생존 기간이 늘어나 여러 사람에게 감염을 전파하는 데 유리한 환경이 조성된다. 일본뇌염이나 웨스트나일열을 매개하는 *genus Culex*의 일종인 빨간집모기(*Culex pipiens pallens*)의 경우 활동하는 시기의 기온과 습도는 각각 17.6℃～32.4℃와 75～88%이며 사라지는 기온과 습도는 0.8～18.3℃와 38～90%이다.

여러 기후 인자 중 우리나라에서 모기 밀도와 가장 유의한 상관관계를 나타내는 인자는 기온이다. 특히 우리나라의 경우 여름철의 평균 기온이 대개는 28℃ 미만이므로 기온이 상승함에 따라 모기 개체수가 유의하게 증가하는 상관관계를 보인다(그림 8.9).

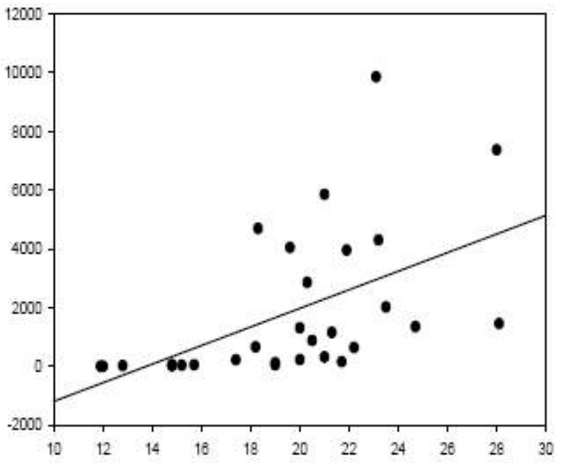
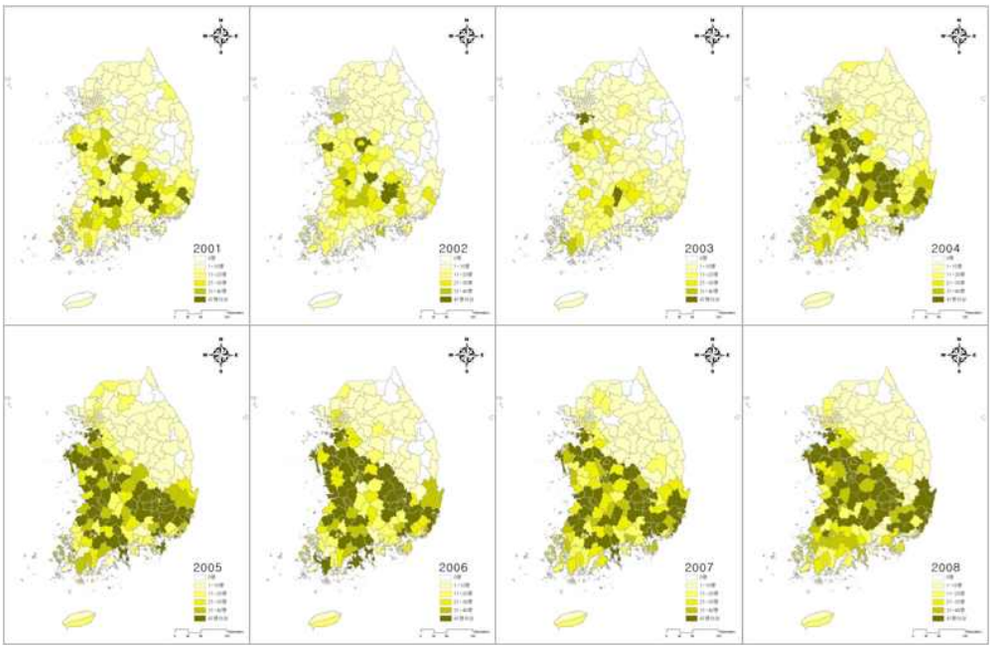


그림 8.9. 기온(x축)과 모기 개체수(y축)의 상관관계 (R=0.520, P=0.004)(장재연 등, 2003).

모기 뿐 만 아니라 질환 자체도 기온과 상관관계를 가지고 있었는데 주로 5～10월에 발생하는 말라리아의 경우 최고기온, 최저기온이 유의한 변수로 나타났다. 강수량의 경우 좀 더 복잡한 영향을 나타낸다. 강수량이 적을 경우 모기의 유충 서식에 필요한 충분한 습지가 제공되지 않아 모기 개체수는 감소하게 된다. 강수량이 많을 경우 상황에 따라 양가의 영향을 나타낸다. 강수량이 적은 늦봄과 초가을에 강수량이 많을 경우 유충 서식에 필요한 습지가 지속적으로 제공되어 모기 개체수가 증가하게 된다. 그러나 여름철 집중 호우 등으로 인해 단기간에 강수량이 많이 증가하면 오히려 모기 유충이 쓸려가게 됨에 따라 강수 이후 한동안 모기 개체수는 평소보다 감소하게 된다. 태풍이나 집중호우가 잦았던 해의 모기 개체수가 예년에 비해 적은 이유도 이 때문이다.

삼일열 말라리아의 경우 이미 국내에서 지속적으로 발생하고 있기 때문에 이 같은 기후 인자와 모기 개체수 간의 관계에 의해 영향을 받을 가능성이 있다. 특히 많은 환자들이 북한으로부터 넘어오는 말라리아 감염모기에 의해 감염되는 것으로 추정되기 때문에 휴전선에 인접한 북한 지역의 기후 인자 및 모기 개체수가 발생 규모를 결정짓는 중요한 요소이다. 그러나 열대열 말라리아나 뎅기열, 황열, 웨스트나일열 등 그 외의 모기 매개 질환은 국내 발생보다는 대부분 해외에서 주로 문제되는 해외 유입 전염병이므로 국내 기후변화에 의해 영향을 받을 가능성은 삼일



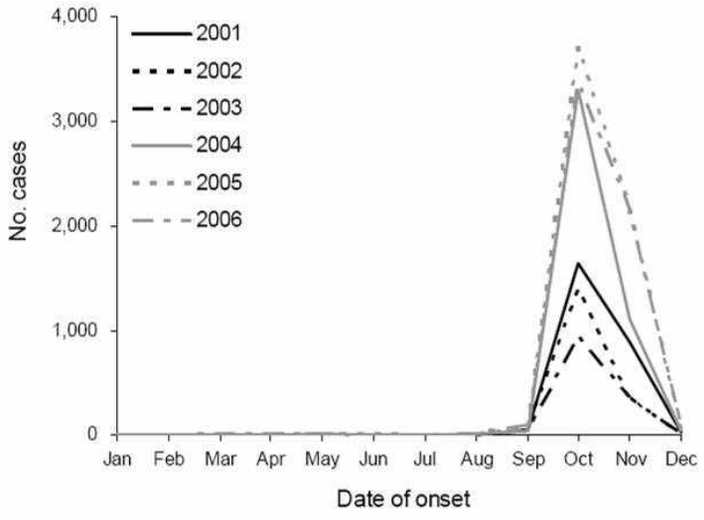


Figure. Monthly occurrence of scrub typhus cases in South Korea, 2001–2006. A color version of this figure is available online (www.cdc.gov/EID/content/15/7/1127-F.htm).

그림 8.10. 쯔쯔가무시증 환자 분포(2001 ~ 2008)(질병관리본부 통계).

열 말라리아보다는 작다. 일본뇌염의 경우 동물이나 모기 등에서 바이러스의 활동이 지속되고는 있으나 백신으로 예방하고 있는 상황이다. 그러나 기후변화 등의 환경 및 생태계 변화로 모기 서식밀도가 증가하면 말라리아와 마찬가지로 자연계에 원인체(바이러스 등) 활동이 증가하여 사람이 감염될 가능성이 높아질 수 있다. 다만 말라리아와 달리 백신이라는 효과적인 대책이 있어 다른 모기매개 전염병보다 발병률은 낮을 것으로 예상된다.

쯔쯔가무시증을 매개하는 털진드기의 밀도가 10월과 11월에 가장 높은 것으로 나타나 환자 발생시기와 일치하였다(그림 8.10; 이인용 등, 1993; 박옥, 2009). 털진드기의 밀도와 겨울 평균 기온을 비교하였을 때 그림 8.11처럼 2006 ~ 2007년 겨울 온도가 2005 ~ 2006년에 비해 높았을 때 통계학적으로 유의하지 않지만, 2007년 진드기 유충지수에 영향을 주는 것으로 나타났다(국립보건연구원, 2008).

야생설치류와 진드기에서 질병의 주요 원인체인

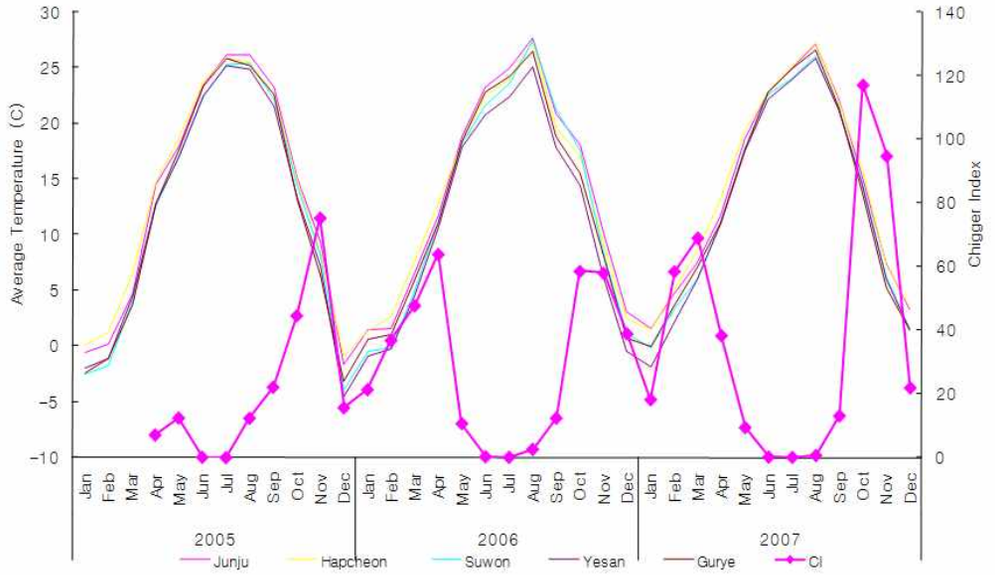


그림 8.11. 쯔쯔가무시증 다발 지역에서의 진드기 밀도와 평균 기온과의 상관관계.

표 8.3. 연중 기후변화 관련 질병의 기후요소와의 상관관계(1996 ~ 2007)(장재연 등, 2008a).

	말라리아	쯔쯔가무시증	렙토스피라증	신증후군출혈열	비브리오패혈증*
평균기온	0.699*	-0.026	0.084	-0.128	0.639*
최고기온	0.676*	-0.014	0.090	-0.120	0.614*
최저기온	0.719*	-0.034	0.081	-0.133	0.663*
습도	0.726*	-0.085	0.061	-0.151	0.701*
강수량	0.683*	-0.194*	-0.097	-0.268*	0.563*

(p<0.01)*비브리오패혈증의 상관관계 분석 기간은 2001 ~ 2007

아나플라즈마(*Anaplasma phagocytophilum*)과 에르리키아(*Ehrlichia chaffeensis*)를 조사한 바, 가을철에 밀도가 가장 높았으며 연평균 강수량이 증가할수록, 습도가 증가할수록, 일평균 일조량이 감소할수록 밀도가 감소하는 것으로 나타났다(채준석 등, 2008).

매개곤충 및 설치류에 의한 전염병에 대하여 계절성을 조사한 결과 그림 8.12에서와 같이 말라리아는 5월부터 10월까지 발생하며 특히 7~8월에 집중적으로 발생하고 있다. 이에 반하여 진드기에 의해서 전파되는 쯔쯔가무시증과 설치류 매개질병인 신증후군출혈열, 렙토스피라증 등은 10월과 11월에 가장 많이 발생하여 특정 계절에 문제되는 계절적 발생 양상을 보였다(장재연 등, 2008a). 이는 매개체의 발생시기와 매우 일치하는 결과로서, 모기의 경우 하절기에 강수가 집중되고 기온이 높아짐으로 모기 발생원이 증가할 뿐 아니라 또한 말라리아 감염자의 예측모델에서 한반도의 기후변화요소를 반영한 결과 말라리아 모기의 출현시작 시기와 종료 시기를 연장하여 감염노출 기회가 늘어날 것을 시사하였다(Nah, 2010).

반면에 쯔쯔가무시증을 매개하는 털진드기의 경우 유충기에만 숙주에 기생하여 체액을 섭취하는데, 온도가 낮아지는 가을철에 유충의 밀도가 증가하기 때문에 이러한 계절적 발생 특성이 나타난다. 이러한 매개성 질병 발생 증가는 매개체 활동시기이외에 추수기로 인한 사람의 야외활동 증가로 인한 매개체와의 접촉기회가 증가되는 사회적 요인도 관련되어 있다. 장재연 등(2008a)은 기후변화 관련 곤충, 설치류 매개 전염병의 기후요소와의 상관관계를 월별로 연중 분석한 결과, 말라리아와 비브리오 패혈증은 기온, 강수량, 습도 등과 유의한 상관관계가 있었으며

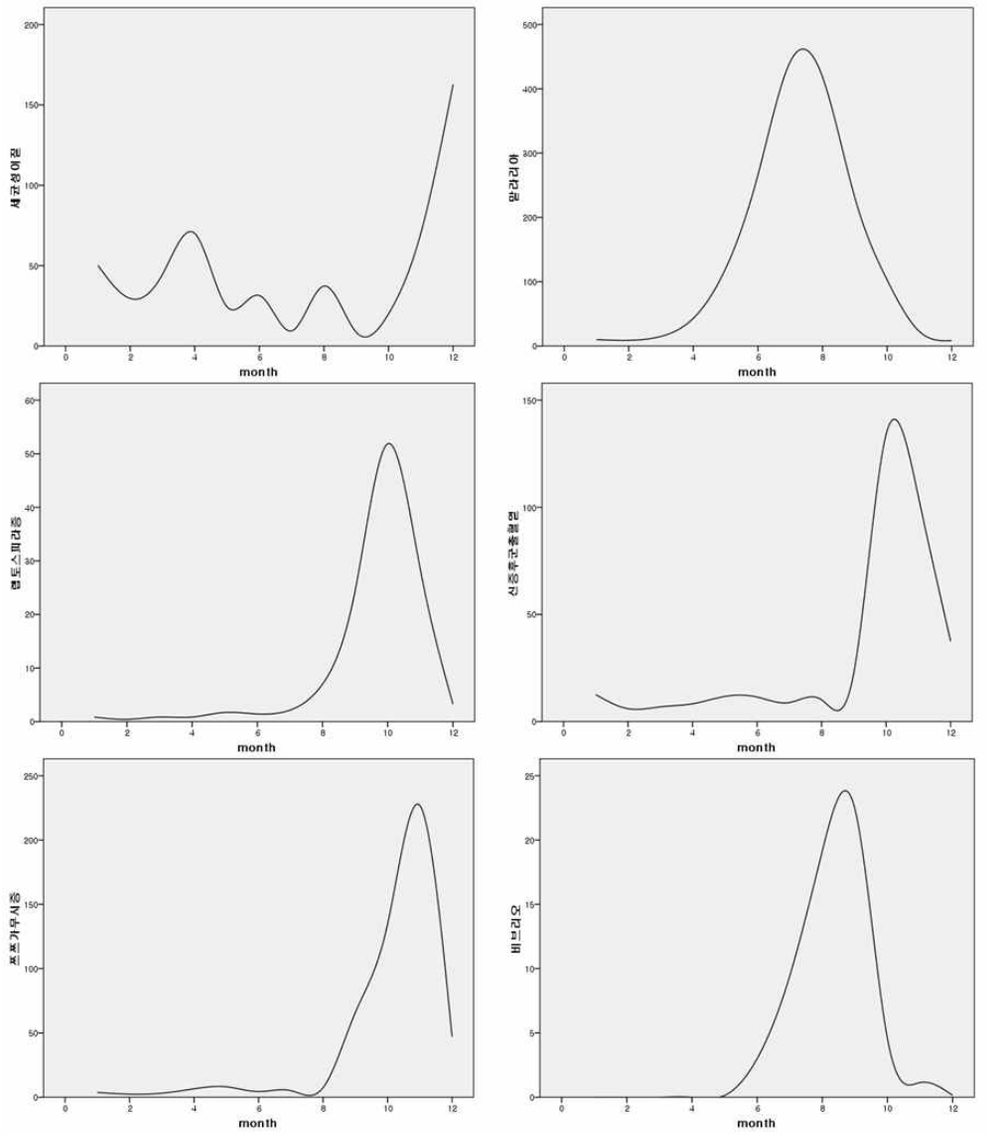


그림 8.12. 기후변화 관련 질병들의 계절적 발생특성(장재연 등, 2008a).

표 8.4. 쯔쯔가무시증과 신증후군출혈열이 가장 많이 발생한 2개월 평균 질병과 습도와의 관계(1996 ~ 2007)(장재연 등, 2008a).

	B	S.E	Beta	t	Sig
쯔쯔가무시증					
습도	-283.253	109.431	-0.633	-2.588	0.027
신증후군출혈열					
습도	-12.741	4.248	-0.688	-2.999	0.013

쯔쯔가무시증과 신증후군출혈열의 경우에는 강수량과 음의 상관관계를 보였다(표 8.3). 또한 질병 발생의 집중시기(말라리아 7 ~ 8월, 비브리오 8 ~ 9월, 쯔쯔가무시증 9 ~ 11월, 렙토스피라증 10 ~ 11월)와 기후요소와의 상관관계를 분석한 결과 쯔쯔가무시증과 신증후군출혈열이 집중발생시기의 습도와 음의 상관관계가 있는 것으로 나타났다(표 8.4).

박영규 등(1990)은 전북지역에서 1987년 가을에

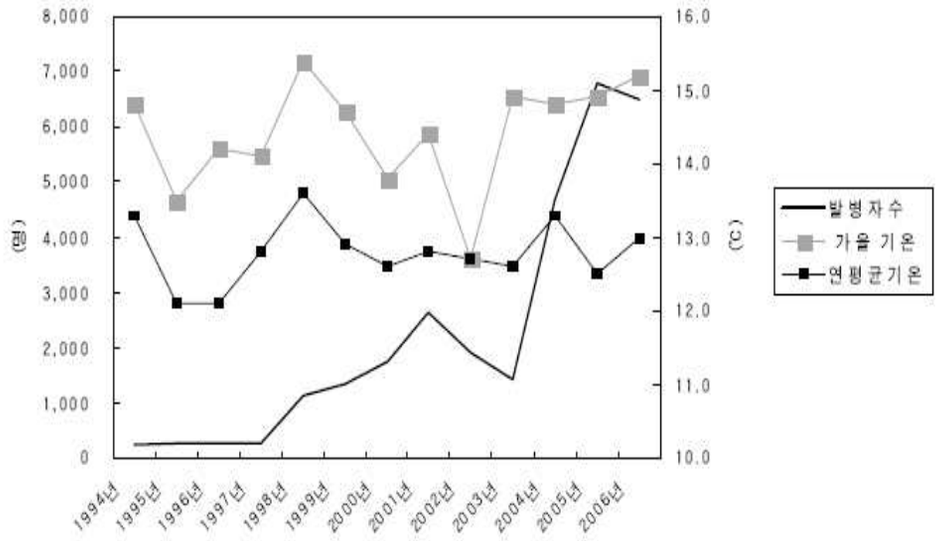


그림 8.13. 가을철 평균기온과 쯔쯔가무시증 발병자 추이(1994 ~ 2006)(공우석 등, 2007).

추수 전에 발생한 심각한 홍수로 동물의 조직이 토양이나 물에 오염되어 쓰러진 벼를 수확하기 위하여 작업을 한 사람들의 렙토스피라증 환자의 발병이 급증한 것을 확인하였다.

쯔쯔가무시증 환자 급증과 기후요소의 관계를 살펴보면 여름에 비가 적게오면 기온이 높고 상대적으로 건조한 환경에서 식물들은 광합성이 활발해져서 식생이 번성하게 된다. 여기에 가을에 14℃ 내외 이상의 온화한 기간이 오래 유지되면서 털진드기가 보다 오랫동안 왕성하게 활동하게 된다. 이때 사람들이 가을철에 경작지 주변의 관목숲이나 풀숲에 서식하는 털진드기에 물리면서 쯔쯔가무시증 발병자가 급증한 것으로 판단된다(공우석 등, 2007; 그림 8.13).

김정선 등(2008)은 국내외 발생사례를 근거로 상대적으로 긴급한 위험 요소를 반영한 단기대응 시나리오인 F1 시나리오에 근거하여 월평균 기온이 1℃ 증가 시 쯔쯔가무시증(16%), 말라리아(3%), 신증후군출혈열(22%)의 발생률이 증가하는 것으로 예측하고 있으며 세균 및 바이러스의 변이종이 등장하고, 콜레라, 뎅기열 등 이미 퇴치되었던 전염병이 재발한다고 제시하였다.

8.2.4.2. 취약인구 및 지역

우리나라에서 지속적으로 발생하고 있는 삼일열 말라리아의 경우 1년 중 특정 기간에만 전파가 이루어지는 전형적인 불안정 말라리아(unstable malaria)의 특성을 지니고 있다. 일반적으로 6~9월에 전파가 이루어진다. 기후변화가 지속되어 모기 활동 기간이 길어지면 말라리아 전파 기간도 현재보다 앞뒤로 늘어날 가능성이 있다. 실제로 최근에는 1990년대나 2000년대 초반에 비해 9월 이후의 전파 기간이 점차 늘어나는 양상을 보이고 있다. 상기한 바와 같이 우리나라의 삼일열 말라리아 발생은 북한 지역으로부터의 직접적인 영향을 받고 있다. 따라서 휴전선에 인접한 경기 북부와 강원 북부, 인천 등이 삼일열 말라리아 발생에 가장 취약한 지역이며 전파가 주로 야간에 이루어지므로 이 기간 동안에 주로 활동하는 경제 활동 연령대나 군인들이 주 취약 집단이다. 이는 일반적으로 말라리아가 호발하는 다른 나라의 경우 주 취약 집단이 임신부나 5세 이하의 소아인데 비해 우리나라만의 특징적인 현상이다.

삼일열 말라리아를 제외한 다른 모기 매개 질환 중에서 열대나 아열대 지방에서 발생하는 질환(리프트계곡열, 황열, 뎅기열)의 경우 여러 생물학적 특성상 우리나라에서 단기간에 토착화할 가능성은 높지 않으며 해외 유입형 질환의 형태로 발생할 가능성이 높다. 따라서 이들 질환이 호발하는 지역으로 여행하는 해외 여행객이 주 취약 집단이다. 한편 이들 질환이 우리나라에서 단기간에 토착화할 가능성은 높지

표 8.5. 질환별 취약성 요약(장재연 등, 2008a).

	성별	연령	지역	직업	시기
말라리아	남성	20~64세	경기, 인천, 강원	군인, 학생	7~8월
쯔쯔가무시증	여성	65세 이상	전북, 충남, 경기	농업 및 어업 종사자	10~11월
신증후군출혈열	남성	65세 이상	전북, 충남	농업 및 어업 종사자	10~11월
렙토스피라증	남성	65세 이상	전남, 전북	농업 및 어업 종사자	10~11월
세균성이질	여성	0~14세	전남, 경남	학생	-
비브리오패혈증	남성	65세 이상	전남, 경남	무직, 농업 및 어업 종사자	8~9월

않은 만큼 취약 지역이나 시기를 정하는 것은 무의미하다. 이와는 달리 온대지방에서도 발생하는 모기 매개 질환(웨스트나일열)의 경우 1999년 미국의 예에서도 볼 수 있듯이 우리나라에서도 토착화할 가능성은 얼마든지 있다. 뎅기열이나 황열의 경우 원숭이 등의 동물이 자연 숙주이고, 웨스트나일열의 경우 야생조류를 비롯하여 말 등의 포유동물이 자연 숙주이므로 해외로부터 이들 동물을 수입하는 직업에 종사하는 사람이나 검역 직원 등도 주 취약 집단이 될 수 있다.

장재연 등(2008)은 절지동물(모기, 진드기, 벼룩 등), 설치류 매개 전염병 발병자의 인구학적 특성을 평가한 결과 쯔쯔가무시증, 신증후군출혈열, 렙토스피라증 등 설치류 매개전염병은 65세 이상의 연령, 전북, 전남, 충남 등의 지방, 농업 및 어업 종사자가 취약계층이었으며 발생시기는 10-11월에 집중되어 있었다(표 8.5). 특히 쯔쯔가무시증은 남성보다 여성 비율이 60% 이상을 차지하여 농촌지역의 여성이 취약계층이다.

8.2.4.3. 미래의 건강 예측

현재 전 세계적으로 진행되고 있는 기후변화로 인해 질병 발생 양상도 많은 영향을 받을 것으로 예측되고 있다. 국내에서도 기후변화 관련 질병이 급증하고, 사라졌던 질병이 다시 발생하는 등 기후변화가 건강에 영향을 미치고 있는 것이 여러 분야에서 확인되고 있고, 그런 영향은 향후 계속 증가할 것으로 예상되고 있다.

특히 곤충 매개 질병이 기후변화에 가장 민감하게 반응할 것으로 예상되며 말라리아가 그 대표적인 질병이다. 기후변화가 말라리아 발생에 영향을 미치는 직접적인 이유는 원충의 분화, 성숙이 빨라지고 성충의 수명이 길어지며 이로 인해 전파능에 변화가 발생하기 때문이다. 또한 기후변화로 인한 기온의 상승은 낮은 기온으로 인해 현재는 원충의 분화, 성숙이 불가능한 지역에서의 원충의 생장을 가능케 한다. 따라서 위험지역 경계부나 위험지역 내 고산 지대, 불안정 말라리아가 발생하는 고위도 지역은 조그만 온도 변화에도 말라리아 전파의 위험이 급격히 증가할 가능성이 있는데 우리나라가 바로 이러한 지역에 속한다. 기후변화는 특히 매개체에 의한 질병전파 기간에 영향을 미칠 것으로 예상되며 이는 질병 부담(disease burden)에 직접적인 영향을 미친다. 최근 우리나라에서 말라리아 전파기간이 점점 길어지고 있는 것도 이와 같은 현상의 일종으로 사료된다. 질병 전파 기간이 길어짐에 따라 한반도 주변 지역에서의 말라리아 전파 양상도 영향을 받을 전망이다. 현재 남한 지역에서는 연중 4～6개월, 북한 지역에서는 연중 1～3개월 동안 말라리아 전파가 가능하나 기후변화에 의해 금세기 중후반부에는 남북한 전체에서 연중 4～6개월 동안 말라리아 전파가 가능해질 전망이다. 특히 한반도와 동위도 상의 중국 지역에서는 연중 7～11개월 동안 말라리아 전파가 가능해질 전망이어서 한반도도 이의 영향을 받을 가능성이 있으므로 이에 대한 주의가 요망된다. 기온이 질병에 미치는 영향은 비교적 단순하지만 강수량의 영향은 기온에 비해 복잡한 양상을 보인다. 기후변화로 인해 금세기 동안 전체적인 강수량은 증가할 전망이나 중저위도 육지부에서는 오히려 감소할 가능성이 더 크다. 적당한 강수량 증가는 모기 서식에 유리한 환경을 조성하여 말라리

아 발생이 증가하지만 강수량이 지나치게 증가하면 고인 물에서 서식하던 모기 유충을 다 쓸어버리게 되어 모기 밀도는 오히려 감소할 가능성이 높다. 한편 기후변화에 의해 강수량이 늘어나면 공항을 통해 유입된 모기의 생존 기간도 길어진다. 기후변화에 의한 이와 같은 강수량의 변화는 우리나라가 위치한 위험지역의 경계부에서 가장 큰 영향을 미칠 것으로 예상된다.

한편 뎅기열 발생 위험지역은 1월 평균기온이 10℃ 이상인 지역이다. 현재 국내에서는 이와 같은 지역을 찾기는 어려우나 기후변화로 인한 기온상승으로 뎅기열 바이러스의 주 매개모기인 *Aedes aegypti* 또는 *Aedes albopictus* 등의 서식조건이 형성되면 국내에서도 뎅기열이나 이와 매개모기가 같은 Chikungunya virus의 전파가 가능할 것으로 예상된다.

상기한 바와 같이 기후변화에 의해 우리나라에서 발생이 증가하리라고 예상되는 말라리아는 삼일열 말라리아이다. 현재 우리나라의 매개체 분포나 겨울철이 존재하는 계절적 특성을 고려하면 열대열 말라리아가 단기간 내에 토착화하는 것은 현실적으로 불가능하다. 해외에서 수입되는 해외 유입형 열대열 말라리아에 의해 유행이 발생하더라도 단기간 국지적 유행에 그칠 가능성이 높다. 그러나 기후변화가 지속되어 금세기 말에 우리나라 대부분의 해안 지역이 아열대 기후로 바뀌는 것이 현실화될 경우 이 지역에서 토착화된 열대열 말라리아가 출현할 가능성도 배제할 수 없다.

뎅기열이나 황열, 웨스트나일열 등의 모기 매개 질환은 전 세계적으로 발생이 증가하고 우리나라의 해외 여행객도 증가함에 따라 수입형 사례들이 지속적으로 증가할 것으로 예상된다. 뎅기열이나 황열 등이 토착화하기 위해서는 영장류나 원숭이에 의한 jungle cycle이 존재해야 하는데 우리나라의 경우는 단기간에 이같은 일이 현실화되기는 힘들다. 그러나 상기한 바와 같이 우리나라 대부분의 해안 지역이 아열대화할 경우 jungle cycle이 생겨날 가능성을 배제할 수 없다. 또한 일부 뎅기열의 경우 감염된 사람에서 높은 바이러스 역가로 바이러스 혈증이 유발되어 사람간 전파(모기 매개)가 가능하므로 jungle이 없다 하더라도 주의가 요망된다. 웨스트나일열의 경우 사람이나 영장류 뿐만 아니라 조류, 말 등 다른 동물도 광범위하게 감염시킬 수 있으므로 이들 동물에 의한 해외유입형 사례에 의해 광범위하게 퍼질 가능성이 있으며 이는 미국에서 충분히 입증된 바 있다. 특히 국내외 교류가 점점 활발해져가는 우리나라의 특성을 고려하면 이러한 위험성이 항상 존재하고 있다.

기후변화로 인해 말라리아, 뎅기열 뿐만 아니라 현재에는 국내에서 나타나고 있지 않지만 기후변화로 인해 아열대성 기후로 변한다면 웨스트나일열, 치쿤건야열 등이 해외에서 유입되어 국내에 확산될 우려가 있다. 라임병, 진드기뇌염, 바베시아 등 참진드기 매개 질병들이 재출현, 혹은 병원체의 다양성으로 위협 받을 수 있을 것으로 보인다.

쯔쯔가무시를 매개하는 주요종인 활순 털진드기의 분포가 1996년에 비해 2008년에는 충청지역에서 경기도 지역까지 북상한 것이 확인된 것에서 볼 수 있듯이(그림 8.14), 진드기 등을 매개체로 하는 질병들도 공간적 분포가 확산될 것이고, 이에 따라 더 많은 사람들이 영향을 받을 것으로 예측된다.

8.2.5. 수인성, 식품 매개 질환

8.2.5.1. 관측된 건강영향

수인성, 식품 매개 질환은 병원성 미생물로 오염된 물이나 식품을 매개로 입을 통해 발생하는 소화기계 질병이다. 질병을 일으키는 바이러스, 세균, 원충생물은 영양분과 기온, 습도, 강수량, 해양온도, 염도, 생태환경 등 기후변화에 따라 생존, 증식, 새로운 종의 출현 등 많은 변화를 가져온다. 2007~2009년 3년 동안 국내 발생한 수인성, 식품 매개 질환 유행을 분석한 결과 6~9월의 발생이 전체발생 건수의 44.2%, 유증상자 수의 45.2%를 차지하여 기온과 습도가 높아 병원체 증식이 활발한 시기에 질병발생이 증가하는 양상을 보여주었다(질병관리본부 2009; 2010), 원인 병원체의 월별 양상을 보면 기온과 습도가 높은 5~9월에 Salmonella 78.8%, 병원성 대장균 76.0%, 황색포도상균 68.0%로 집중되었으며 장염비브리오균

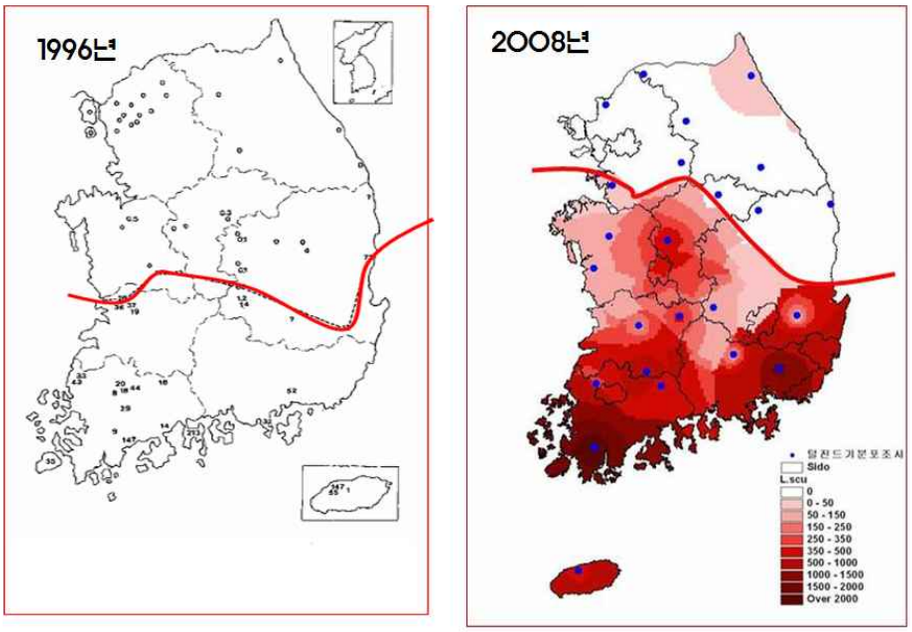


그림 8.14. 활순털진드기(Leptotrombidium scutrellare)의 분포지 확대(질병관리본부).

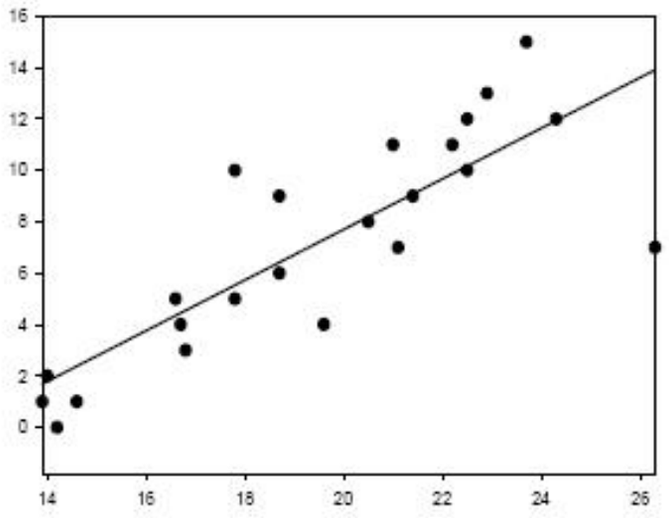


그림 8.15. 해수면 온도와 비브리오 검출건수의 상관관계(R=0.824, P=0.000)(장재연 등, 2003).

은 8～9월에 전체의 65.6%가 집중 발생하여 해수 온도가 18℃ 이상으로 올라가고 해양생태 변화(유기물의 증가와 플랑크톤의 증식)와 밀접한 관련이 있음을 보여주었다. 반면 국내 주요 식품매개질환의 원인 병원체 노로바이러스는 기온이 낮은(평균 10℃ 이하) 11월～3월에 56.3%가 집중되어 세균병원체와 대조를 보여주고 있다. 이러한 병원체 분리율의 결과는 국립보건연구원이 전국 16개 보건환경연구원과 공동으로 실시하는 설사환자의 병원체 실험실감시체계 Enternet 결과와 일치는 경향을 보여준다.

장재연 등(2003)은 2000년 4월부터 2002년 10월까지 부산 보건환경원에서 이루어진 연안해수 비브리오균 생태 조사결과를 이용하여 분석한 결과, 해수온도와 비브리오균 검출 간의 관계는 계절적 패턴이 비슷하게 나타나며 상관관계는 피어슨 상관계수 값이 0.824로 매우 높은 상관관계를 나타낸다고 보고하였다(그림 8.15).

김시헌 등(2010)은 비브리오패혈증 발생률이 봄철과 7월 강수량이 많을수록 높아진다고 보고하였다. 비브리오패혈증 원인균의 성장률이 해수의 염도가

표 8.6. 우리나라 식품모니터링 결과 병원균 오염 비율.

	식품	병원균	오염율(%)	출처
해산물	회	Salmonella spp	3.8(6/158)	Cho et al.(2009)
		S. aureus	13.9(6/158)	
		L, monocytogenes	2.5(4/158)	
		B. cereus group	8.9(14/158)	
	회	V.parahaemolyticus	8.9(25/280)	Kim et al.(2008)
날고기	닭고기	Campylobacter jejuni	55.0(11/ 20)	Oh et al.(1988)
	소고기	E. coli O157	2.1(2/ 94)	Cho et al.(2004)
	돼지고기	Salmonella spp.	2.4(3/126)	Kim(2006)
조리음식	김밥	S. aureus	64.0(32/ 50)	Park et al.(2005)
		B. cereus	20.0(10/ 50)	
	샌드위치	S. aureus	76.0(38/ 50)	
		B .cereus	38.0(19/ 50)	
	김밥	S .aureus	34.1(73/214)	Kang et al.(2002)

표 8.7. 예측모형에 의한 식중독 발생 전망(김정선 등, 2008).

연도	평균기온	식중독 발생 증가비(%)	식중독 발생건수	식중독 발생자수
2003-2007평균	13.6℃	-	236.0	8,905
2020	14.8℃	6.3	250.9	12,052.4
2050	16.6℃	15.8	273.8	13,300.5
2080	18.6℃	26.4	297.4	-

낮을수록 높기 때문에, 강수량이 많으면 강하구에 인접한 해안의 해수 염도가 낮아져 균 성장에 좋은 환경이 만들어질 것이라고 추정하였다.

식약청의 식품미생물오염 모니터링 자료에 따르면 2004년부터 2007년까지 원인 식품별 식중독의 발생에 영향을 미치는 주요 식품군은 첫째, 어패류 및 이의 가공품이 가장 많고 그 다음이 육류 및 육류 가공품과 복합조리식품의 발생빈도가 높다. 그 외에는 야채류 및 가공품 그리고 지하수 및 음용수로 나타났다. 또한, 미생물에 오염이 되어 있는 식품 모니터링 결과에 따라 병원균의 오염 비율을 살펴보면 표 8.6과 같다.

김정선 등(2008)은 기후변화 시나리오 F1에 근거하여 식중독 분야의 주요한 문제점으로 노로 바이러스 등에 의한 식중독과 콜레라, 살모넬라, 세균성이질의 발생률이 증가하고 있으며, 월평균 기온이 1℃ 상승 시 장출혈성대장균(Enterohemorrhagic Escherichia coli: EHEC)의 발생 위험은 4.6% 증가하며 월평균 기온이 0.5℃ 상승할 때 세균성 이질은 3.0% 증가한다고 보고하였다. 신호성 등(2009)은 예측 모형을 이용하여 2050년대에 기온이 3℃, 2080년대에 5℃ 상승하면 식중독의 발생은 각각 15.8%, 26.4%의 증가가 전망되고 환자 수는 각각 35.3%, 49.4%가 증가하는 것으로 예측하였다. 식중독 발생건수는 2050년에 273.8건, 2080년에 297.4건이 증가하고 식중독 발생 환자의 수는 온도의 상승에 따라 2020년 35.3%, 2050년 49.4%로 증가할 것으로 예측하였다(표 8.7).

8.2.5.2. 취약인구 및 지역

신호성 등(2009)은 2004～2008년 5년간의 건강보험심사평가원 전산 청구 자료와 기상청의 AWS(Auto

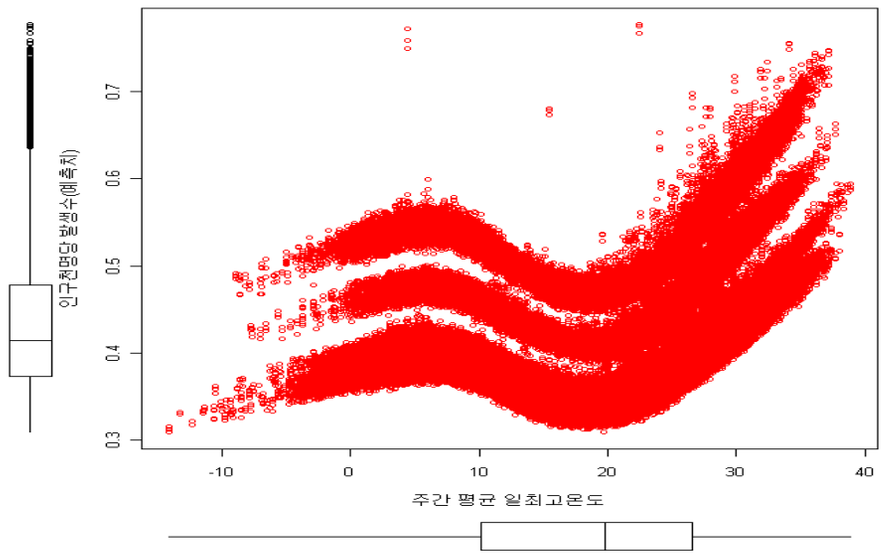


그림 8.16. 주간 평균 최고기온과 장염과의 관계(신호성 등, 2009).

Weathering System)에서 측정된 기상자료를 활용하여 온도 등 기후변화와 장염 발생과의 관계를 모델링하였고, 구축된 모델을 활용하여 향후 기온 상승에 따른 장염발생 양상 변화를 예측하였다. 분석기간 동안 우리나라의 장염 유병건수는 약 1,700만 건이었고, 이를 단위 인구당 유병률로 환산하면 7.1%(남자 6.7%, 여자 7.5%)였다. 연도별로는 2004년 280만건, 유병률 5.9%로 시작해 해가 갈수록 유병건수와 유병률이 모두 증가하였으며, 2008년에는 440만건, 유병률 9.0%로 나타났다. 지역별로는 경기, 서울, 부산, 경남 등의 지역에서 유병건수가 많았고, 대전, 경남, 전북, 울산 등에서 유병률이 높았다. 장염으로 인한 총 진료비를 살펴보면, 5년 동안 장염으로 인한 총 진료비는 약 5,220억원으로 나타났으며, 남자에 비해 여자의 총 진료비가 높았다. 연령별로는 남자의 경우 19세 미만의 총 진료비가 가장 많았으나, 여자의 경우에는 19～64세의 총 진료비가 가장 많았다. 지역별로는 경기와 서울의 총 진료비가 다른 지역에 비해 월등히 많았다.

8.2.5.3. 미래의 건강영향 예측

신호성 등(2009)은 기후변화 특히 기온변화와 식품관련 질병의 연관성 분석하였는데 그 결과 장염발생은 기온이 상승하다 일정 기온에서 감소하고 이후 또다시 증가하는 옆으로 누운 “N”자 형태의 양상을 보였다(그림 8.16). 이는 최근 들어 겨울철에 빈발하는 노로바이러스에 의한 영향으로 낮은 기온구간에서 장염발생이 증가한 것으로 생각된다. 기후변화에 따른 장염발생 모델링 결과, 단위온도 증가시 증가하는 시군구별 주간 장염 발생수는 인구 1,000명당 0.0051건으로 나타났으며, 이를 우리나라 전체로 환산하면, 단위온도 1℃ 증가했을때 우리나라 전체의 장염발생은 인구 1,000명당 평균 68.35건(6.84%) 증가하는 것으로 나타났다. 단위온도 증가에 따른 연령그룹별 장염환자 발생 변화를 추정한 결과, 단위온도 증가시 19세 미만 집단의 경우 인구 1,000명당 64.45건(6.45%), 19～64세 집단의 경우 인구 1,000명당 72.20건(7.2%), 65세 이상 집단의 경우 인구 1,000명당 67.23건(6.72%)이 증가하는 것으로 나타났다.

2004～2008년 기간동안 장염으로 인한 질병부담 측정 결과(신호성 등, 2009), 19세 미만 집단에서 인구 10만명당 56.39인/년으로 가장 높았고, 다음으로 65세 이상 집단 33.45인/년, 19～64세 집단 20.20인/년의 순으로 나타났는데, 19세 미만집단의 질병부담은 다른 모든 연령그룹의 질병부담을 모두 합한 것보다 더 큰 것으로 나타났다. 인구구조 불변을 가정할 경우 기온 상승에 따른 질병부담은 전체적으로 현재(인구 10만명당 30.09인/년)에 비해 1℃ 상승했을 때 30.26인/년, 2℃ 상승했을 때 30.42인/년, 3℃ 상승했

을 때 30.59인/년으로 각각 0.6%, 1.1%, 1.6% 증가하는 것으로 나타났다. 연령그룹에 구분하면 다소 상승폭에 차이가 있는데, 65세 이상의 경우 1℃ 상승시 인구 10만명당 1.7인/년(5.1%), 2℃ 상승시 인구 10만명당 3.4인/년(9.7%), 3℃ 상승시 인구 10만명당 5.1인/년(13.9%) 증가하는 것으로 나타나 기온 증가에 따른 장염으로 인한 질병부담 상승폭이 가장 컸다.

이수형 등(2010)은 조건부가치측정법(contingent valuation method) 중 이중경계 양분선택형 질문법(double-bounded dichotomous choice)을 이용하여 식중독 발생 감소에 대한 지불의사금액을 추정하였다. 지불의사금액 추정을 위하여 서울시 20세 이상 성인 남녀 499명을 대상으로 일대일 면접조사를 실시하였는데 사전조사 결과는 초기 제시금액 산정을 위한 기초자료로 활용하였다. 분석결과 식중독 발생 확률을 낮춘 음식 1회 섭취당 평균 최소 3,108(2,759, 3,454)원-최대 3,997(3,101, 4,752)원으로 산출되었는데 전화조사를 이용한 식중독 환자수를 이용하여 식중독 발생 감소에 대한 잠재적 가치(식중독 발생으로 인한 사회·경제적 비용)를 추정하면 손실비용은 연간 1,579억원~2,279억원으로 추정되었다. 박경진(2001), 이계임(2007) 신호성 등(2010) 등의 연구는 모두 COI 방법을 이용하여 식중독 발생에 따른 연간 손실비용을 추정하였는데 최대 15천억원(이계임 등) 최소 10,743억원(신호성 등, 2010)으로 추정하였다.

8.3. 적응정책

적응은 이미 발생한 기후변화에 대한 현재의 취약성을 감소시키고 향후 몇 십 년에 걸쳐 발생할 것으로 예상되는 건강관련 위험을 최소화하기 위해 필요하다(IPCC, 2007).

국내 기후변화 적응대책은 2007년 4차 기후변화대응 종합대책부터 추진하기 시작하였다. 2008년 기후변화대응 종합기본계획을 수립하였으며 국가 기후변화 적응 종합계획(마스터플랜) 수립을 명시한 이후 적극적으로 진행되었다. 현재 2010년 저탄소 녹색성장기본법 제정시행에 따른 기후변화 적응 기본 5개년 계획으로 국가 기후변화 적응 기본대책(2011~2015)의 수립을 추진 중이며 8월말까지 완성할 계획이다.

국내의 기후변화로 인한 건강영향을 평가하고 적응대책 수립을 제안하기위한 연구는 한반도 기후변화 영향평가 및 적응프로그램 마련 연구(장재연 등, 2003)를 시작으로 2008년 이후 집중적으로 이루어졌다.

국가차원의 분야별 기후변화 적응대책을 수립연구로 국가기후변화 적응 마스터플랜 수립 연구가 시행되었으며(한화진 등, 2008), 보건복지부(장재연 등, 2008b), 환경부(장재연 등, 2008c) 등 건강영향과 관련된 정부부처의 적응대책 수립의 근거를 마련하는 연구가 시행되었다. 지방자치단체별로는 서울, 부산, 인천, 강원도 등에 연구가 진행되었다.

기후변화로 인한 적응대책은 새로운 제도나 시스템으로 달성되는 것이 아니라 기존의 시스템의 강화를 통해서 상당부분 달성될 수 있다. 또한 기후변화에 적응하기 위해 계획된 것이 아니더라도 기후변화 적응대책으로 유용한 프로그램이 다수 있을 수 있다(장재연 등, 2008c). 현재 보건복지부는 기후변화 건강영향 감시체계를 구축하고자 연구 과제를 기획, 진행하고 있다.

또한 적응대책을 수립 및 실시할 때는 정부부처간, 다학제 간, 학문분야 간의 원활한 공조체계를 바탕으로 수립하여야 한다. 적응대책을 성공적으로 수행하기 위해서 관련 부처와 공동연구 추진 방안 모색이 필요하며, 아울러 국민과 적극적인 의사소통을 통해 정책실현의 효율성을 증진시켜야 한다. 이러한 특성을 반영하여 기후변화 건강영향의 전문가들이 기후변화건강포럼을 결성, 운영하고 있다. 기후변화건강포럼은 담당 정부부처 및 다양한 학문영역, 시민단체, 학계, 기업 등 약 200여명의 전문가들의 모임으로 2008년 11월 창립한 이래 매월 월례포럼과 종합학술대회, 여론 환기, 정책 제안 등 활동을 꾸준히 하고 있다.

8.3.1. 건강분야별 적응대책

기후변화에 대한 취약성들을 감소시키기 위해 적응대책이 필요하며 일반적으로 조기경보시스템 구축,

교육 및 홍보, 캠페인, 모니터링 등의 다양한 적응프로그램을 통해 피해를 예측하고, 이를 예방하거나, 최소화시키기 위해 노력하고 있다.

폭염으로 인한 건강피해를 줄이기 위한 적응 대책으로 기상청에서 기온과 열지수를 고려한 폭염예보제를 2008년부터 본격 시행하고 있으며, 2009년에는 초과사망을 고려한 '고온건강경보시스템'을 운영하고 있다. 단기대책으로는 소방방재청 중앙안전재난관리본부에서 매년 폭염종합대책을 수립하여 부처별 역할을 부여하여 폭염으로 인한 건강피해에 대응하고 있다(소방방재청 중앙안전재난대책본부, 2009). 중앙안전재난대책본부에서는 부처간의 협조체계유지와 연계·운영의 강화를 통한 폭염상황관리체계의 확립 및 관계부처 합동지침을 중심으로 노인 등 취약계층을 위한 특별보호 대책과 폭염특보제 시행에 따른 국민행동요령 홍보 등 한발 빠른 대비 등을 기본방침으로 추진되고 있다(소방방재청 중앙안전재난대책본부, 2009). 세부추진사항으로 무더위 쉼터, 무더위 휴식시간제, 취약계층방문 건강관리프로그램, 폭염특수구급대 등을 운영하고 있다(소방방재청 중앙안전재난대책본부, 2009). 폭염에 따른 건강영향을 최소화하기 위해서는 지자체 관리자 및 취약계층을 직접 관리하는 실무자가 폭염시 대처방식을 정확히 알아야 한다. 보건복지가족부에서는 그러한 구체적인 행동들을 알기 쉽게 수행할 수 있도록 매뉴얼을 만드는 연구를 수행하였다(장재연 등, 2009). 또한 2010년에는 기후변화 건강영향과 폭염 대응 매뉴얼을 설명하는 워크숍을 통해 지자체 관리자를 대상으로 하는 교육프로그램을 진행하였다. 중·장기 대책으로 도시 폭염현상을 줄이기 위해 환경 친화적 건축계획, 도로포장교체, 바람길·녹지 확보, 도시하천 복원 등을 추진 및 실행하고 있다(환경부, 2008).

대기오염의 경우 오존 예·경보제를 1995년부터 실시하고 있고, 미세먼지 예·경보시스템, 황사 예·특보제 등을 운영하여 건강피해를 최소화 하는데 노력을 기울이고 있다(장재연 등, 2008c).

아토피 및 천식에 대한 건강예보제는 2008년 12월에 시범사업을 추진하고 2009년부터 공식적으로 운영하고 있다. 천식지수 모형의 정확성을 향상시키기 위한 대기오염, 꽃가루지수, 기후요소와 연관된 질병이환 양상 및 사망률 조사감시체계를 구축 중에 있다.

질병매개체 적응대책으로는 조사·감시 시스템을 통해 효율적인 방제와 환자 관리 도모, 기후변화로 인한 전염병의 발생 특성을 종합적으로 분석하여 대비체계 완비, 기상청, 농림수산식품부, 환경부와 협력하여 포괄적인 건강관리 대책 추진을 기본적인 추진전략으로 수립하였다.

매개체 질병의 경우 최근 다시 급증했거나 향후 기후변화 등에 의해 그럴 가능성이 있는 질병을 제어(정량적 목표 제시가 필요)하고, 급증 전염병의 원인 규명 및 감소, 신종 전염병, 해외유입질병 국내확산의 완벽한 제어, 폭염, 기후변화관련 대기오염의 고위험군 관리, 기후변화로 인한 건강피해 예방과 관리를 위한 기반구축 등의 적응대책을 수립하여야 한다(장재연 등, 2008c).

'국가기후변화 적응 마스터 플랜 수립 연구'의 보건 분야 적응대책에 따르면 현재 복지부에서는 단기적으로는 지리정보시스템(GIS)을 활용하여 환자 다발지역, 매개체 고밀도지역을 파악하고 이를 기후변화와 연계하여 발생 예측모델을 개발하고 있고, 중기적으로는 매개체질환 종합감시체계(Vector-Net)를 구축하여 체계적으로 모니터링을 실시하여 건강피해를 최소화 하고자 하였다.

Vector-Net은 전 국토를 일정하게 구획하고, 구획지역별 설치류, 모기, 진드기, 유충 등에 대하여 지속적, 일관되게 채집하여 매개체를 모니터링 할 뿐만 아니라 질병관리본부의 전염병 웹보고 시스템과 연계, 환자발생 현황과 매개체 발생 현황을 연계하여 감시할 수 있다(그림 8.17).

장기적으로는 언젠가 국내에 정착이 가능한 열대모기 매개전염병인 뎅기열 등에 대한 사전 유입 가능성을 분석하고 이들 질환에 대한 감시 및 관리체계를 구축해야 한다.

효과적인 매개체 관리 사업을 추진하기 위해서는 매개체 질환 실무자의 전문성 강화가 중요하다. 감시, 역학조사, 진단, 방제 등에 대한 기본 역량을 구비하고 단계적으로 전문성을 향상시킬 수 있는 지속적이고 체계적인 교육프로그램을 운영하고, 질병의

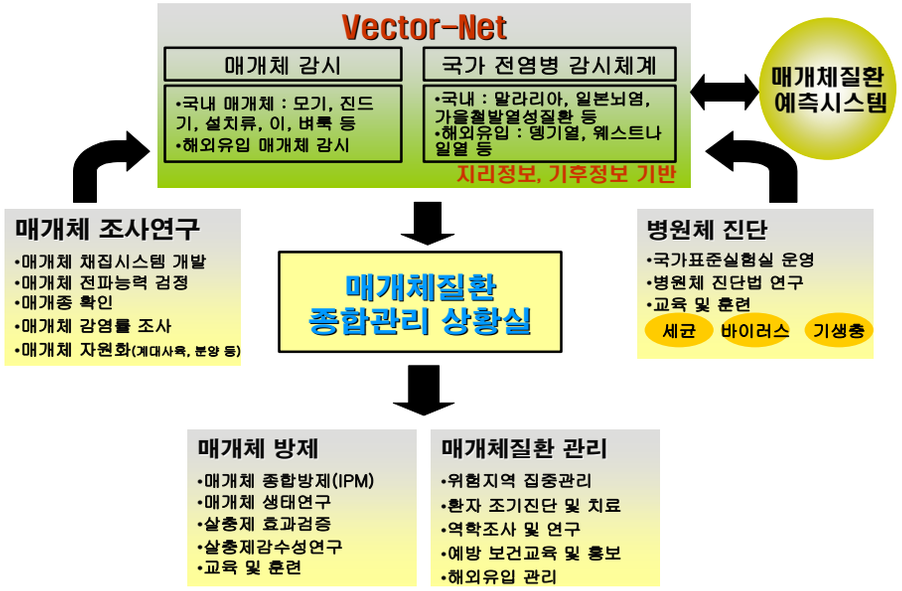


그림 8.17. 매개체질환 종합 관리체계(한화진 등, 2008).

조기진단·치료를 위해서는 지역사회 의료인을 대상으로 질병 진단 및 신고에 대한 지속적인 홍보프로그램을 운영 할 필요가 있다.

수인성·식품매개질환의 발생 양상, 즉 다발지역, 특징, 유행환경 등을 분석하여 사전 예방체계를 구축해야 한다.

우리나라에는 아직 뎅기열, 웨스트나일열 등 기후변화와 연관된 전염병이 발생하고 있지는 않지만 이들 전염병을 매개하는 매개체(모기)가 국내에 서식하고 있으므로 유행국가 정보체계 구축, 기후변화 관련 전염병의 검역시스템 평가 및 강화방안과 함께 국제기구 및 인근 국가들의 공동감시체계를 통하여 전염병의 국내유입을 차단 할 필요가 있다. 이런 시스템들이 건강에 대한 영향을 감소시키는데 효과적일 수 있도록, 구체적인 조정계획과 결합되어야 하고, 진행중인 프로그램들에 대한 평가가 반드시 이루어져야 한다(한화진 등, 2008).

기후변화 건강영향 적응대책의 시작으로 기후변화 건강영향 감시체계가 시작되어야 하는데 이는 기후변화 건강영향의 감시체계가 기후변화 건강영향 현황 파악 및 예측, 건강영향에 대한 문제 제기 등 모든 정부 실행계획을 수립하는데 시작과 초석이 되기 때문이다. 이를 위해 2010년 하반기부터 보건복지부에서는 기후변화 건강영향 감시체계 구축에 대한 기획 연구를 시작하여 로드맵을 구축하고, 2011년부터는 감시체계를 구축하여 기후변화 건강영향에 대한 본격적인 적응대책을 수립할 계획이다.

8.4. 시사점 및 향후연구방향

국내현황에서 살펴본 바와 같이 아직까지 기후변화가 건강에 미치는 영향에 관한 연구는 매우 제한적이고 미흡한 수준이다. 이미 사망과의 관련성이 분명하게 밝혀진 폭염 연구가 어느 정도 활발하게 진행중이며 기상재해, 대기질 및 알레르기, 곤충 및 설치류 매개, 수인성, 식품 매개 질환 분야의 경우는 연구가 시작되고 있는 단계이다. 국제적으로는 기후변화가 건강에 미치는 영향에 대한 근거들이 명백히 밝혀지고 있는 실정이므로 국내에서도 각 분야별로 활발한 연구수행을 통해 효과적인 적응정책 수립을 위한 근거자료를 제시해야 한다.

8.4.1.1. 폭염

폭염이나 열대야 등 여름철의 극단적인 고온현상으로 인한 건강영향에 대한 연구는 주로 서울과 부산

등 광역 대도시를 중심으로 일부 연구가 진행되었다. 현재까지의 연구는 1994년 폭염시 가장 영향을 많이 받은 서울을 대상으로 임계기온, 사망자수 및 사망원인을 파악하는 수준이다. 또한 부천시를 대상으로 시범적으로 폭염취약인구 분포 및 취약성지도가 작성되었다.

폭염으로 인한 사망자의 분석시 사망원인을 정확하게 파악할 수 있는 통계정보가 1990년부터 유효하기 때문에 자료가 부족한 실정이다. 또한 폭염영향분석을 위한 지표로서 열지수(HI), 일별최고기온, 온열쾌적감(PMV) 등이 사용되는데, 각각의 경우에 사망자수와의 상관관계, 시간지연효과 등의 분석결과가 다르게 도출된다. 폭염이 건강에 미치는 영향을 정량적으로 평가할 수 있는 방법론의 정립이 필요하다. 폭염 예측모델이나 예·경보 시스템에 대한 연구 수준은 비교적 낮으며, 이에 대한 연구가 추가적으로 진행되어야 할 것이다.

폭염으로 인해 취약한 계층, 지역, 질환에 대한 추가적 연구가 필요하고, 임계기온 이후에 사망이 급격히 증가하는 사회 인구학적 요인에 대해 파악할 필요가 있다. 폭염이나 열대야 등의 고온현상을 가중시키는 요소는 도시의 구조와 밀도이다. 특히 우리나라는 대도시를 중심으로 인구가 밀집되어 있고, 고층아파트가 고밀도로 개발되어 있기 때문에 녹지와 수공간이 부족하다. 현재까지의 연구는 주로 기온분석을 중심으로 이루어졌으나, 습도, 바람, 평균복사온도, 온열쾌적감 등을 고려할 필요가 있다. 특히 기상요소와 도시구조 및 인구특성을 종합적으로 고찰하는 연구가 필요하다.

8.4.1.2. 기상재해

향후 기후변화로 인해 기상재해의 강도가 증가하면서 이로 인한 경제적 손실과 인명피해가 증가할 것으로 예상되고 있다. 그러나 그동안 국내에서 기상재해의 피해와 관련된 선행연구들은 주로 경제적 손실에 초점이 맞추어져 있어 상대적으로 인명피해에 대한 부분은 미흡하였다. 기상재해로 인한 인명피해를 예방하고 적응대책을 세우기 위해서는 구체적인 사망원인 및 인구학적, 지리학적 특성을 파악하고 분석하는 것이 무엇보다도 선행되어야 한다. 따라서 사망원인이나 인구학적 특성분석에 필요한 기본정보를 구축하여 자료화할 수 있는 역학관리프로그램의 구축이 필요하며, 이 자료들을 활용하여 지리적 및 인구학적 취약성을 분석하는 연구가 필요하다.

8.4.1.3. 대기질과 알레르기

예상되는 지구온난화로 여름철 혹서의 증가는 심혈관 질환이나 호흡기질환을 가진 고령인구에게 많은 영향을 끼칠 수 있는데, 악화된 대기오염은 초과사망 증가를 야기할 수 있을 것으로 보인다. 특히 도심의 고령인구 및 천식을 앓고 있는 어린이 등은 대기질 악화(특히 오존)에 따른 건강영향을 많이 받는 가장 취약한 그룹이라 할 수 있다. 특히 저소득층 등 사회·경제적으로 취약한 계층은 실내온도나 공기오염을 저감시키기 위한 회피기제(에어컨, 공기청정기 등)를 마련할 능력이 부족하여 그대로 기후변화에 따른 건강악영향에 노출될 가능성이 높다. 따라서 취약집단에 대한 구체적인 대책이 필요하다.

또한 기후변화에 따른 화분량과 소아 감작률의 증가는 알레르기 질환 발병과 자연경과에 영향을 미치며 이러한 상관관계에 대한 지속적 감시가 요구된다. 기온 상승으로 인해 개화시기가 빨라지고 화분량이 증가하며 알레르기 유발물질의 양이 증가하기 때문에 이에 대한 지속적인 관심과 연구가 필요하다.

8.4.1.4. 곤충 및 설치류 매개 전염병

국내에서 기후변화와 곤충(절지동물), 설치류 매개 전염병과 관련하여 수행된 연구는 매우 부족하고 제한적이다. 전염병 발생에 대한 기술적인 특성, 매개체의 분포 및 변화에 대한 기술적 연구는 이루어졌으나 전염병 발생, 매개체, 기상요인 간의 연관성에 대한 연구는 거의 없는 실정이다.

우리나라는 기후변화의 영향을 가장 크게 받는 지역에 위치해 있다. 이러한 지리적 여건과 더불어 급증하고 있는 해외 교류는 새로운 모기 매개 질환 발

생 가능성을 한층 높이는 요인으로 작용한다. 기후변화로 인해 삼일열 말라리아의 전파 기간은 점점 더 늘어날 전망이며 특히 북한 지역에서의 전파 기간 연장이 두드러질 전망이다. 한편 기후변화가 지속됨에 따라 금세기 말에는 한반도의 상당 부분이 아열대 기후로 바뀔 전망이다. 이로 인해 전염성 질병의 공간적 분포에 변화가 초래될 것으로 예상되고 이에 따라 수백 명의 사람들이 건강에 영향을 받을 것으로 예측된다. 기후변화로 인해 삼일열 말라리아 뿐만 아니라, 현재에는 국내에서 발생하지 않지만 기후변화로 인해 아열대성 기후로 변한다면 열대열 말라리아, 웨스트나일열, 뎅기열, 황열 등과 같은 질병들이 발생할 수 있을 것으로 보인다. 이렇듯 국내에서 기후변화 관련 질병이 급증하고, 사라졌던 질병이 다시 발생하는 등 기후변화가 건강에 영향을 미치고 있는 것이 여러 분야에서 확인되고 있고, 그런 영향은 향후 계속 증가할 것으로 예상되고 있다.

국내에서 기후변화와 곤충 매개 전염병과 관련하여 수행된 연구는 매우 부족하고 제한적이다. 전염병 발생에 대한 기술적인 특성, 매개체의 분포 및 변화에 대한 기술적 연구는 이루어졌으나 전염병 발생, 매개체, 기상요인 간의 연관성에 대한 연구는 거의 없는 실정이다. 우리나라를 비롯하여 전 세계적으로 기후변화와 관련성이 높은 질병들이 증가 추세에 있는 것이 확인되고 있고, 향후 기후변화에 따라 발생분포 변화 및 환자수가 급증할 것으로 예측되므로 이에 대한 연구가 조속히 수행되어져야 할 것으로 보인다.

우리나라가 기후변화에 따른 모기 매개 질환에 영향을 받을 가능성은 첫째, 기후 자체가 아열대로 바뀌고 이에 따라 질병 발생 양상이 변화할 가능성과, 둘째, 점차적인 기온 상승에 의해 매개체의 서식에 유리한 환경이 조성되고 이러한 기반 위에 해외로부터의 수입종에 의해 질병이 발생할 가능성 등 크게 두 가지가 있는데 이 중 단기적으로 가장 가능성이 큰 것은 후자이다. 따라서 현재로서는 수입종에 의한 질병 발생을 차단하기 위한 대책 마련이 효과적이다. 수입종 유래 시 가장 취약한 곳이자 가장 효과적인 차단책이 가능한 곳은 바로 이러한 수입종이 국내에 들어오기 위해서 반드시 거쳐야 하는 입구 부위에 해당하는 공항과 항만이다. 따라서 이러한 지역을 모델지역으로 삼아 수입형 매개체 전염병 예방 및 차단 모델을 수립해야 한다. 또한 해외 여행객에 대한 질병 감시 및 신고 체계를 강화할 필요가 있다. 일부 모기 매개 질환의 경우 사람보다는 동물이 자연 숙주이므로 위험 지역부터 수입되는 동물에 대한 검역이 강화되어야 하며 특히 잠복기 등을 고려하여 충분한 기간을 두고 검역이 이루어져야 한다.

모기 매개 질환은 대부분 열대 질환인데 일선 의료기관에서는 이에 대한 인식(awareness)이 부족하여 진단이 늦어지는 경우가 많이 있다. 기후변화에 의하여 매개체 서식에 유리한 환경이 조성되고 이러한 환자들이 보건현장에서 진단이 되지 않은 상태에서 전파원으로 작용할 경우 모기 매개 질환의 발생 가능성은 그만큼 높아지므로 의료 기관에 대한 홍보 및 교육 활동도 강화해야 한다.

박미연 등(Epub, 2009)은 2005년 8월부터 2007년 7월까지 쯔쯔가무시증 다발생 3개 지역(합천 초계면, 구례 관전면, 화성시 장안면)을 선정하여 진드기의 보균율을 조사 한 결과 최소양성율이 평균 0.3%로 대조지역으로 선정한 화성시 송산면(1.3%) 보다 낮아, 자연계 진드기 밀도가 기후변화로 인해 확산 될 경우 취약계층이 쯔쯔가무시증에 감염될 기회가 많아 질 것으로 제시하였다(Shim et al, 2009) .

위와 같이 기후변화와 관련성이 높은 질병들이 최근에 증가하는 추세를 보이는 것으로 확인되었고, 향후 기후변화에 따라 발생분포변화 및 환자수가 급증할 것으로 예측되므로 이에 대한 연구가 조속히 추진되어야 할 것으로 보인다.

8.4.1.5. 수인성, 식품 매개 질환

식품매개 질환은 살모넬라, 캠필로박터, STEC E. coli, 노로바이러스 등은 계란, 야생육류, 굴 등 특정 식품과 그 가공품에서 발생할 위험도가 높은데, 적절한 식품 가공과 보관으로 오염을 방지하는 방법이 우선되어야 한다. 식품매개질환 병원체가 대부분 인수공통감염병 원인균으로 건강한 동물 관리를 위

한 항생제사용, 내성균의 출현 억제 및 축산물의 안전한 위생관리가 매우 중요하다. 동시에 식중독 발생시 역학적으로 관련이 있는 식품, 축산물, 환자에서 분리한 원인 병원체의 상호 관련성의 과학적인 분석 연구를 통한 추가 발생원인 가능 식품의 유통차단, 식중독 발생사례와 기후변화와의 연계성을 분석하고, 식품매개 질환을 예방하기 위한 구제방안의 전제조건인 질환과 그 원인에 대한 정보 수집, 병원체의 분자역학적 분석, 시스템 구축 활용 및 사전분석이 필요하다. 이를 토대로 식중독 발생 우려시에 오염된 식품을 사전 동정하고 더이상 유통되지 않도록 식중독균의 전파경로를 차단하여야 하며, 원인식품의 안전관리 방안을 제시하여야 한다(김정선, 2008; 이복권, 2009).

참고문헌

강만길, 1984: 한국근대사, 창작과 비평사.

강윤숙, 윤선경, 좌승협, 이동하, 우건조, 박영식 외, 2002: 김밥 중 황색포도상구균의 분포조사, *Journal of Food Hygiene and Safety*, **17(1),** 31-35.

공우석, 신이현, 이희일, 황태성, 김현희, 이난영, 성지혜, 이슬기, 윤광희, 2007: 쯔쯔가무시증의 시·공간적 분포와 환경생태요인, *대한지리학회지,* **42(6),** 863-878.

권영아, 2009: 보건분야에서 기후변화 대응, 서울시 사례, *보건복지포럼,* **통권 제154호,** 39-50.

권용희, 2004: 수해지역 노인의 외상 후 스트레스 조사 연구, 서울대 대학원.

권호장, 조수헌, 1999: 서울시의 대기오염과 일별 사망자수의 관련성에 대한 시계열적 연구, *예방의학회지,* **32(2),** 191-199.

기상청, 2002-2006: 한반도 배경대기 측정 및 기후변화 감시기술 개발.

기상청, 2008: 기후변화의 이해와 기후변화 시나리오 활용Ⅰ, 기상청.

김 호 등, 2009: 서울시 보건분야 기후변화 대응기반 구축, 서울시.

김동진, 2009: 기후변화에 따른 전염병관리 분야 적응대책, *보건복지포럼,* **154,** 23-38.

김백조, 김은별, 박종길, 정우식, 김지영, 최치영, 2008: 서울의 8월 강수 및 기온변화가 폭염발생에 미치는 영향, *한국기상학회, 추계학술논문집,* 336-337.

김병식, 2006: 선진화된 돌발홍수예보시스템의 개발, 건설기술정보.

김선영, 2005: 사회경제적 지위에 따른 대기오염이 천식에 미치는 영향: 환자교차 연구를 이용해서, 서울대 박사학위 논문.

김소연, 2004: 기후변화로 인한 여름철 혹서현상이 사망률에 미치는 영향, 아주대학교 학위논문.

김양수, 2006: 홍수예보현황, *물과 미래,* **39(7),** 24-28.

김영민, 2005: 고온이 사망률에 미치는 영향에 대한 시계열적 연구: 사회경제적 차이를 고려하여, 서울대학교 환경대학원.

김정선 등, 2008: 국제 기후변화에 따른 식품안전 관리 대책 추진 방안, 한국보건사회연구원.

김정선, 2008: 식중독 관리 현황 및 개선방안, *보건복지포럼,* **(136),** 17-30.

김정선, 정기혜, 신호성, 정진욱, 윤시몬, 김은정, 2008: 국제 기후변화에 따른 식품안전관리 대책 추진방안(정책 2008-15), 식품의약품안전청.

김지영, 이대근, 박일수, 최병철, 김정식, 2006: 한반도에서 여름철 폭염이 일 사망률에 미치는 영향, *Atmosphere,* **16(4),** 269-278.

김지영, 최병철, 박일수, 김규랑, 이대근, 2006: 여름철의 주요 기상재해로서의 폭염, *한국기상학회.*

류성호, 송양숙, 정수용 등, 2003: 한국 야생들쥐의 Orientia tsutusgamushi 감염에 대한 역학적 조사, *Journal of Bacteriology and Virology,* **33(2)**, 131-137.

문일주, 최의수, 심재설, 박광순, 2007: 기후변화에 따른 한반도 상륙 태풍강도 변화, *한국기상학회.*

박경진, 천석조, 유의형, 오원택, 심우창, 노민정 외, 2001: 식품원인질병의 사회적 경제적 손실비용의 측정모델과 식중독 사고에 의한 손실평가, 식품의약품안전청.

박소연, 김지영, 김백조, 2008: 우리나라와 외국의 폭염대응 정책의 비교, *한국기상학회.*

박정임 등, 2005a: 기후변화가 건강에 미치는 영향 및 적응대책마련, 한국환경정책·평가연구원.

박종길 등, 2005b: 한반도에서 발생되는 기상재해 분석, *한국환경과학회지,* **14(6),** 13-619.

박종길 등, 2005c: 폭염특보에 관한 연구(Ⅰ), 기상청/인제대.

박종길 등, 2006: 폭염특보에 관한 연구(II), 기상청/인제대.

박종길, 김은별, 정우식, 김백조, 2007: 폭염과 같은 기상요인에 의한 일 사망자수 예측모형개발, *환경공학회.*

박종길, 정우식, 김은별, 2008a: 폭염이 일사망자수에 미치는 영향에 관한 연구, *한국대기환경학회지,* **24(5),** 523-537.

박종길, 정우식, 김은별, 2008b: 폭염발생 기준 설정에 관한 연구, *한국환경학회지,* **17(6),** 657-669.

변희룡, 2010: 가뭄진단 및 그 시스템들의 비교분석, *한국방재학회지,* **9-2,** 7-18.

보건복지가족부, 2006: 기후변화에 의한 전염병 발생영향 통합관리 체계 구축.

성주헌, 김 호, 조수헌, 2001: 1994년 하절기의 심혈관계 및 호흡기계 초과사망-이상고온 및 대기오염의 영향을 중심으로, *예방의학회지,* **34(4)**, 316-322.

송영배 등, 2009a: 초고해상도 열적외 영상을 이용한 폭염 영향 평가와 건강진단기술 개발, 환경기술진흥원.

송영배 등, 2009b: 대도시 인구밀집지역의 기상이변에 따른 취약성 지표 및 평가체계 개발, 환경기술진흥원.

송영철, 고혜영, 조서환, 임병숙, 이희상, 2007: 기후변화에 따른 겨울철 저기압 통과시 경남 남해안 국지호우 특징관찰, *한국기상학회.*

신이현, 양양철, 이주연, 1991: 들쥐의 밀도 측정방법에 대한 연구, *국립보건원보,* **28(1)**, 141-144.

신호성, 이수형, 2010: 식중독의 사회경제적 비용추정: 삶의질 개념을 적용한 질병비용추정법을 이용하여, *예방의학회지*, **43(4)**, 283-290.

신호성, 이수형, 김동진 이종경, 최성은, 2009: 기후변화에 따른 식품안전 분야의 사회경제적 손실비용 평가, 식품의약품안전청.

신호성, 정기혜, 윤시몬, 이수형, 2009: 기후변화와 식중독 발생예측, *보건사회연구,* **29(1)**, 143-16.

안재현, 2006: 일본의 홍수예보시스템, *물과 미래,* **39(7)**, 55-60.

양해근, 2006: 기후변화가 수문재해에 미치는 영향, *한국지형학회지*, **13,** 45-55.

오재원, 2009: 대기 중 알레르기 화분(꽃가루) 농도 예보제 개발, *대한의사협회지,* **52(6)**, 579-591.

오재원, 강임주, 김성원, 국명희, 김봉성, 신경수, 한윤수, 신수아, 이하백, 손명현, 정지태, 이혜란, 김규언, 2006: 소아에서 잡초류 알레르기 감작률의 증가와 알레르기성 잡초류의 연중 화분량과의 상관관계, *소아알레르기 호흡기,* **16(2)**, 114-21.

이계임, 김성훈, 이문호, 2007: 식품 중 위해물질의 위해관리를 위한 Risk/Benefit 분석 Model 개발, 식품의약품안전청.

이대근, 2006: 한반도 일 사망률에 영향을 미치는 기상요소의 특성과 상관성에 관한연구, 인제대학교 대학원 학위논문.

이대근, 김지영, 최병철, 2007: 1994년 7월 부산지역의 폭염으로 인한 일사망률 특성연구, *Atmosphere,* **17(4)**, 463-470.

이미영, 이충원, 서석권, 2000: 대구시의 대기오염이 일별 사망에 미치는 영향(1993～1997), *대한산업의학회지,* **12(2)**, 235-248.

이범희, 2006: 유럽의 홍수 예·경보 시스템 개발 사례, *물과 미래,* **39(7)**, 61-68.

이복권, 김성훈, 이희수, 임숙경, 이경원 외, 2009: 사람과 동물에서 분리된 살모넬라의 항균제 내성 및 역학연구, 식품의약품안전청.

이상현, 2003: 기후변화와 자연재해.

이수형, 신호성, 2010: 식중독 발생 감소에 대한 지불의사 금액 추정: 조건부 가치측정법을 이용하여, *보건경제와 정책연구,* **16(1)**, 1-22.

이인숙, 하양숙, 김기정, 김정희, 2003: 일개 지역사회 재해주민의 외상 후 스트레스 장애정도와 관련요인 분석, *대한간호학회지,* **33(6),** 829-838.

이인용, 이한일, 홍한기, 1993: 국내 털진드기의 계절적 소장 및 지리적 분포조사, *Korean J. Zool,* **36,** 408-415.

장재연 등, 2003: 한반도 기후변화 영향평가 및 적응프로그램마련, 환경부/아주대.

장재연 등, 2008a: 기후변화에 따른 건강피해 모니터링 및 위험인구 감소전략 개발 연구, 보건복지가족부.

장재연 등, 2008b: 기후변화에 따른 건강분야 적응대책 수립 방안 연구, 보건복지가족부.

장재연 등, 2008c: 기후변화 적응을 위한 환경보건 중장기 대책수립, 환경부/아주대.

장재연, 김시헌, 2008d: 기후변화와 건강, *한국보건연구,* **34(1),** 38-53.

장재연 등, 2009: 폭염에 따른 위기대응 및 건강관리 방안 개발, 보건복지가족부.

정우식, 박종길, 김은별, 2008: 대기환경을 고려한 폭염피해 저감을 위한연구, *한국대기환경학회.*

조성래, 최영은, 2008: 합천의 여름철 기온특성에 관한연구-대구와 비교를 중심으로, **3(2),** 76-86.

조수헌, 주영수, 성주헌, 강종원, 김재용, 최성우, 권호장, 1998: 서울시 대기 중 오존에 의한 건강영향, *한국대기*

환경학회 학술대회논문집, **2,** 193-194.

질병관리본부, 2007: 황사감시체계 구축.

질병관리본부, 2008: 천식지수개발 및 천식예보제 운영방안 개발.

질병관리본부, 2009: 2008년도 우리나라 급성설사질환 유발 원인세균의 분리현황 및 특성, *주간건강과 질병,* **2(26).**

질병관리본부, 2010: 2007-2009년 우리나라에서 발생한 수인성·식품매개질환 유행, *주간건강과 질병,* **3(26),** 1-5.

최광용, 최종남, 권호장, 2005: 높은 체감온도가 서울의 여름철 질병 사망자 증가에 미치는 영향, *예방의학회지,* **38(3)**, 283-290.

최광용, 최종남, 김종욱, 손석우, 2002: 남한의 체감무더위의 기후학, *대한지리학회지,* **37(4)**, 385-402.

최규현, 2006: 통합홍수예보시스템과 홍수예보기술, *물과 미래,* **39(7)**, 102-109.

최영은, 2002: 남부지방의 강수강도와 극값의 변화경향에 관한 연구, *환경영향평가,* **11(3)**, 189-203.

최은진, 2008: 기후변화에 대한 보건부문의 적응대책, 보건복지포럼 2008년.

하경자, 하은호, 류철상, 전은희, 2004: 1909년 이후의 우리나라 4대도시의 기온경향과 극한기후, *한국기상학회지,* **40(1)**, 1-16.

한국환경정책·평가연구원, 2009: 지구온난화에 따른 지역규모 대기질 영향평가(1).

한화진 등, 2005-2007: 기후변화 영향평가 및 적응시스템 구축 Ⅰ ~ Ⅲ, 한국환경정책·평가연구원.

한화진 등, 2008: 국가기후변화 적응 마스터 플랜 수립연구, 환경부/한국환경정책평가연구원.

홍성길, 1996: 강수관련 기상재해 경감을 위한 정책적 대응 방안에 관한 연구, 과학기술 정책관리 연구소.

환경부, 2005-2007: 한반도 온실기체 감시 및 측정 기술 개발.

환경부, 2007: 기후변화 영향평가 모델 선정 연구.

Byun, H. R., S. J. Lee, S. Morid, K. S. Choi, S. M. Lee, and D. W. Kim, 2008: Study on the periodicity of drought over Korea, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences,* **44(4)**, 417-441.

Chae, J. S., J. Z. Adjemian, H. C. Kim, S. J. Ko, T. A. Klein, and J. Foley, 2008: Predicting the Emergence of Tick-Borne Infections Based on Climatic Changes in Korea, *Vector-Borne and Zoonotic Diseases, April 2008,* **8(2)**, 265-276.

Confalonieri, U., B. Menne, R. Akhtar, K. L. Ebi, M. Hauengue, R. S. Kovats, B. Revich and A. Woodward, 2007: Human health. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. M. L. Parry, O. F. Canziani, J. P. Palutikof, P. J. van der Linden and C. E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 391-431.

IPCC 보고서, 2007.

Joo, C. Y., and G. T. Kang, 1993: Epidemio-entromological survey of Plasmodium vivax in Korea, *계명대학논문집,* **12(1)**, 25-43.

Joo, C. Y., and I. S. Lyuh, 1994: Epidemio-entromological survey of Culex pipiens pallens in Kyungpook Korea, *계명대학논문집,* **13(3)**, 255-278.

Kang, Y., S. Yoon, S. Jwa, D. Lee, G. J. Woo, Y. Park, and C. Kim, 2002: Prevalence of Staphylococus aureus in Kimbab, *Journal of Food Hygiene and Safety,* **17(1)**, 31-35.

Kim Y. M., and S. H. Cho, 2006: A vulnerability study of the low-income elderly in the context of high temperature and mortality in Seoul, Korea, *Science of the Total Environment*, **371,** 82-88.

Kim, D. W., and H. R. Byun, 2009: Future pattern of Asian drought under global warming scenario, *Theoretical Applied Climatology,* **98,** 137-150.

Kim, H,. J. S. Ha, and J. Kim, 2006: High temperature, heat index, and mortality in 6 major cities in south Korea, *Archives of Environmental & Occupational Health,* **61(6)**, 265.

Kim, M. G., M. H. Oh, J. Y. Lee, I. G. Hwang, H. S. Kwak, Y. S. Kang, Y. H. Koh, H. K. Jun, and K. S. Kwon, 2008: Analysis of major foodborne pathogens in various foods in Korea, *Food Science and Biotechnology*, **17(3)**, 483-488.

Kim, M., M. Oh, G. Lee, I. Hwang, H. Kwak, and Y. Kang, 2008: Analysis of major foodborne pathogens in various foods in korea, *Food Science and Biotechnology,* **17(3)**, 483-488.

Nah, K. A., Y. K. Kim, and J. M. Lee, 2010: The dilution effect of the domestic animal population on the transmission of P. vivax malaria, *Journal of Theoretical*

Biology, **266,** 299-306.

Okhee, Y., Y. C. Hong, and H. Kim, 2010: Seasonal effect of PM_{10} concentrations on mortality and morbidity in Seoul, Korea: A temperature-matched case-crossover analysis, *Environmental Research*, **110,** 89-95.

Park, S, K., S. H. Lee, Y. K. Rhee, S. K. Kang, K. J. Kim, M. C. Kim, K. W. Kim, and W. H. Chang, 1989: Leptospirosis in Chonbuk Province of Korea in 1987: a study of 93 patients, *Am J Trop Med Hyg.,* **41(3)**, 345-51.

Park, Y. K., S. K. Park, Y. K. Rhee, and S. K. Kang, 1990: Leptospirosis in Chonbuk Province of Korea in 1987, *Korean J Intern Med.,* **5(1)**, 34-43.

Shim, S. K., E. N. Choi, K. O. Yu, H. J. Park, C. M. Kim, K. H. Lee, J. K. Park, P. H. Park, M. H. Yoon, S. H. Park, Y. S. Choi, K. J. Hwang, and M. Y. Park, 2009: Characterisation of Orientia tsutsugamushi genotypes from wild rodents and chigger mites in Korea, Clinical Microbiology and Infection(E pub).

찾아보기

감귤/460
감자/337
강수량/309
개미/403
건강영향 감시체계/613
건강영향/339
겉보리/457
경제성 분석/395
경향성 분석/365
고산/336
고온건강경보시스템/614
곤충/336
기상변수 전망/381
기상인자-강수/334
기상인자-온도/335
기상인자-증발산량/335
기상재해/337
기후변화건강포럼/613
기후생산력지수/454
꽃가루/339
나비/336
남방계 곤충/428
대기질/600
뎅기열/593
동물생태계/403
등숙기/337
레질리언스/543
렙토스피라증/602
마늘/337
말라리아/593
망고/477
매개체질환 종합감시체계(Vector-Net)/614
무산소화/337
무상기간/337
무화과/460
배출시나리오/272
백두산/409
백화/492
벼/337
보리/337
복숭아/337
부영양화/337
북방계 곤충/428
북한계선/418
북한생태계/439
불임률/469
불확실성 저감/389
불확실성 평가/389
비브리오패혈증/605
빈산소화/337
사과/337
산림병해충/336
산림쇠퇴/403
산림재해/336
산불/336
산성화/337
상세화기법/379
생물계절/403
생산량/336
생식생장기/462
생육기간/337
생육특성/403
생활주기/336
수문기상인자/365
수문변수 전망/382
수문변수-가뭄피해/335
수문변수-지표수/334
수문변수-지하수/334
수문변수-홍수피해/373
수산자원/493
수온/338
수인성 질병/339
수자원 전망/365
습지생태계/403
식물계절/337
식물기간/337
식물분포변화/417
식물생태계/403
식생변화/403
식중독/611

신증후군출혈열/602
심혈관계 질환/594
아고산/336
알레르기/600
양식/435
어류/515
어장/493
연안/333
연안관리/493
연안범람/492
연안침식/510
열사병/594
영양생장기간/469
영향 및 취약성/348
오존/339
유효적산온도/452
작물기간/337
작물생육모델/469
작부체계/456
장염/609
재배적지/335
재해사망자/597
적응/333
적응전략/350
적조/338
조류/336
쯔쯔가무시증/602
참다래/460
초과사망자/339
출수기/456
취약계층/340
취약생태계/336
취약성/333
콩/337
토지이용/353
포도/337
폭염/335
풍수해/337
한발/337
해수면 상승/337
해양생태계/338
해충화/336
휴면/428

한국 기후변화 평가 보고서 2010

총　　괄: 이석조
편　　집: 홍유덕, 송창근, 최원준, 김승연, 유정아
저　　자 : 김맹기(Part I), 이동근(Part II)
발 행 일 : 2011년 9월

(404-170) 인천 서구 경서동 종합환경연구단지
국립환경과학원 기후대기연구부 기후변화연구과
- Tel: 032-560-7300
- Fax: 032-568-2042
- Web: http://www.nier.go.kr

ISBN 978-89-6558-024-9 93530
행정간행물 발간번호 11-1480523-000707-01
NIER 등록번호 2010-38-1213