

미래기후변화에 대한 인위적 온난화 시그널과 자연변동성의  
영향 평가 및 상호작용 연구

Assessment of anthropogenic warming signal  
and natural variability on the future climate change  
with understanding their interactions

고기후 변화와 장주기 자연변동성의 연관성에 관한 연구  
Studies on the relationship between paleoclimate change and  
low-frequency natural variability

장주기 자연변동성의 역학 연구 및 인위적 온난화  
시그널에 기인한 자연변동성 변조에 대한 영향 평가  
Understanding the dynamics of natural variability on the  
low frequency timescales and assessment of their modulation  
due to anthropogenic warming signal

장주기 기후 변화와 단주기 기후 변동 사이의 상호 작용 및  
한반도 지역기후 변화 연구  
Interaction between low-frequency and high-frequency variabilities, and  
its impact on the regional climate changes Over Korea Peninsula

연세대학교, 한양대학교, 해양연구원

# 제 출 문

기상청장 귀하

이 보고서를 “기후변화 감시·예측 및 국가정책지원 강화사업”과제 (세부과제 “고기후 변화와 장주기 자연변동성의 연관성에 관한 연구”) 의 보고서로 제출합니다.

2012. 01. 31.

주관연구기관명 : 연세대학교 산학협력단

주관연구책임자 : 안순일

연 구 원 : 성미경, 최정, 김혜림, 임슬희,  
박재홍, 이강진

협동연구기관명 :

협동연구책임자 :

# 제 출 문

기상청장 귀하

이 보고서를 “기후변화 감시·예측 및 국가정책지원 강화사업”과제 (세부과제 “장주기 자연변동성의 역학 연구 및 인위적 온난화 시그널에 기인한 자연변동성 변조에 대한 영향 평가”) 의 보고서로 제출합니다.

2012. 01. 31.

주관연구기관명 : 한양대학교 산학협력단

주관연구책임자 : 예상욱

연 구 원 : 강윤정, 윤진희, 이동원, 조현수,  
임형규, 임소민, 장은철, 이민경

협동연구기관명 :

협동연구책임자 :

# 제 출 문

기상청장 귀하

이 보고서를 “기후변화 감시·예측 및 국가정책지원 강화사업”과제 (세부과제 “장주기 기후 변화와 단주기 기후 변동 사이의 상호 작용 및 한반도 지역기후 변화 연구”) 의 보고서로 제출합니다.

2012. 01. 31.

주관연구기관명 : 한국해양연구원

주관연구책임자 : 국종성

연 구 원 : 박종연, 손혜영, 장연수, 김원모

협동연구기관명 :

협동연구책임자 :

## 보고서 요약서

과제고유번호	RACS 2010-2005	해당단계 연구기간	2010.03.16. - 2012.02.29.	단계 구분	(1단계) / (1단계)
연구사업명	사업명	기상기후지진기술개발사업			
	세부사업명	기후변화 감시·예측 및 국가정책지원 강화사업			
연구과제명	대과제명	미래기후변화에 대한 인위적 온난화 시그널과 자연변동성의 영향 평가 및 상호작용 연구			
	세부과제명	고기후 변화와 장주기 자연변동성의 연관성에 관한 연구			
연구책임자	안순일	해당단계 참여연구원수	총 : 7 명 내부 : 7 명 외부 :    명	해당단계 연구비	정부: 79,000 천원 기업:        천원 계: 79,000 천원
		총연구기간 참여연구원수	총 : 13 명 내부 : 13 명 외부 :    명	총 연구비	정부 180,000 천원 기업:        천원 계: 180,000 천원
연구기관명 및 소속부서명	연세대학교 대기과학과		참여기업명		
국제공동연구	상대국명 :		상대국연구기관명 :		
위탁연구	연구기관명 :		연구책임자 :		
요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자 이내)				보고서면수	
<ul style="list-style-type: none"> <li>- 본 연구에서는 PMIP2 자료를 분석하여 6000년전 (Mid-Holocene)와 21000년전 (LG M) 동안에 나타난 열대와 중위도 기후 변동성을 분석하였음</li> <li>- 6K 동안의 엘니뇨의 변동은 현재와 비교하여 약화되었음</li> <li>- 6K 동안의 계절 변동은 모형에 따라서 상대적으로 강화되었음</li> <li>- 6K 동안의 경년 및 계절 변동은 무역풍등과 관련된 기후의 변화로 해석할 수 있음</li> <li>- 경년 변동과 계절 변동의 변화는 서로 음의 상관관계임</li> <li>- 21K 동안의 ENSO 변동은 대부분의 모형에서 증가한 것으로 분석되었음</li> <li>- 6K 동안의 PDO 변동은 산업혁명이전의 기후 상태와 비슷함</li> <li>- 6K 동안 ENSO의 약화는 PDO에 대한 ENSO의 영향력의 약화를 초래하였음</li> <li>- 알류산 저기압의 PDO에 영향력은 강화되었음</li> <li>- 두 영향력 간의 상반된 변화로 인하여 6K 동안 PDO가 유지되었음</li> <li>- 21K 동안에는 ENSO의 강화로 인하여 PDO가 다소 강화되는 경향이 있음</li> <li>- 반면 알류산 저기압의 영향은 크게 변화되지 않았음</li> <li>- 6K 결과와 비교하여 21K 결과의 신뢰도는 다소 떨어짐</li> </ul>					
색인어 (각 5개 이상)	한글	엘니뇨, 계절 변동, 태평양 10년 진동, 홀로세 중엽, 마지막 빙하기,			
	영어	El Nino, Seasonal cycle, Pacific Decadal Oscillation, Mid-Holocene, Last Glacial Maximum			

과제고유번호	RACS 2010-2006	해당단계 연구기간	2010.03.16. - 2012.02.29.	단계 구분	(1단계) / (1단계)
연구사업명	사업명	기상기후지진기술개발사업			
	세부사업명	기후변화 감시·예측 및 국가정책지원 강화사업			
연구과제명	대과제명	미래기후변화에 대한 인위적 온난화 시그널과 자연변동성의 영향 평가 및 상호작용 연구			
	세부과제명	장주기 자연변동성의 역학 연구 및 인위적 온난화 시그널에 기인한 자연변동성 변조에 대한 영향 평가			
연구책임자	예상욱	해당단계 참여연구원수	총 : 7 명 내부 : 6 명 외부 : 1 명	해당단계 연구비	정부: 72,000 천원 기업: 천원 계: 천원
		총연구기간 참여연구원수	총 : 8 명 내부 : 6 명 외부 : 2 명	총 연구비	정부: 144,000 천원 기업: 천원 계: 천원
연구기관명 및 소속부서명	한양대학교 해양환경과학과		참여기업명		
국제공동연구	상대국명 :		상대국연구기관명 :		
위탁연구	연구기관명 :		연구책임자 :		
요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자 이내)				보고서면수	
<p>- 북태평양 표층 온도의 수십년 주기의 장기 변동 특성을 분석하여 그 원인을 파악하였으며 지구 온난화 실험 결과의 분석을 통하여 지구 온난화 환경에서 열대태평양 표층온도의 가장 큰 경년 변동성인 El Nino and Southern Oscillation (ENSO)이 어떤 변동 특성을 보이는지를 이해하였다. 나아가 최근 지구 온난화와 밀접한 연관성을 가지고 있는 것으로 알려진 중태평양 El Nino (Central Pacific El Nino) 의 특성변화를 이해하였으며 나아가 동아시아 기후 변동성 (특히 몬순 변동성)이 열대 태평양의 표층온도에 어떻게 민감하게 반응하는 지를 분석하였다.</p>					
색인어 (각 5개 이상)	한글	북태평양, 지구 온난화, 표층온도, ENSO			
	영어	North Pacific Global Warming, Sea Surface Temperature, ENSO			

과제고유번호	RACS 2010-2007	해당단계 연구기간	2010.03.16. - 2012.02.29.	단계 구분	(1단계) / (1단계)
연구사업명	사업명	기상기후지진기술개발사업			
	세부사업명	기후변화 감시·예측 및 국가정책지원 강화			
연구과제명	대과제명	미래기후변화에 대한 인위적 온난화 시그널과 자연변동성의 영향 평가 및 상호작용 연구			
	세부과제명	장주기 기후 변화와 단주기 기후 변동 사이의 상호 작용 및 한반도 지역기후 변화 연구			
연구책임자	국종성	해당단계 참여연구원수	총 : 5 명 내부 : 5 명 외부 :     명	해당단계 연구비	정부: 46,000 천원 기업:           천원 계: 46,000 천원
		총연구기간 참여연구원수	총 : 5 명 내부 : 5 명 외부 :     명	총 연구비	정부: 92,000 천원 기업:           천원 계: 92,000 천원
연구기관명 및 소속부서명	한국해양연구원 기후연안재해연구부		참여기업명		
국제공동연구	상대국명 :		상대국연구기관명 :		
위탁연구	연구기관명 :		연구책임자 :		
요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자 이내)				보고서면수	
<ul style="list-style-type: none"> <li>- 수십년 주기를 포함한 장주기 기후 변동과 경년 규모를 가지고 있는 단주기 대기현상의 장주기 변위를 연구.</li> <li>- 중위도의 대표적 기후 모드인 PNA 패턴의 장주기 변위를 파악하고, 이에 대한 메커니즘을 분석</li> <li>- 종관 에디의 변화와 PNA 패턴의 유지 역학을 연구.</li> <li>- 열대 태평양의 해수면 온도 변동과 한반도 온도, 강수와의 상관성 분석.</li> <li>- 두가지 타입 엘니뇨와 한반도 평균온도, 최고온도, 최저온도, 강수와의 통계적 분석</li> <li>- 열대 태평양의 해수면 온도 변동과 이와 관련된 중위도 원격상관 관계 민감도 분석</li> <li>- 한반도 지구 온난화 경향과 도시화 진행정도에 따른 도시화 효과 평가.</li> <li>- 도시화 경향과 한반도 도시 강수 변동과의 상관성 및 비선형성 분석</li> </ul>					
색인어 (각 5개 이상)	한글	온난화 시그널, 장주기 변동, 한반도 기후 변화			
	영어	global warming signal, decadal variability, Korean Climate Changes			

# 요 약 문

## I. 제 목

- 고기후 변화와 장주기 자연변동성의 연관성에 관한 연구
- 장주기 자연변동성의 역학 연구 및 인위적 온난화 시그널에 기인한 자연변동성 변조에 대한 영향 평가
- 장주기 기후 변화와 단주기 기후 변동 사이의 상호 작용 및 한반도 지역기후 변화 연구

## II. 연구개발의 목적 및 필요성

- 고기후 동안에 나타난 장주기 자연변동성의 변화를 분석하고, 이로부터 기후 강제력의 역할 규명하여 미래 기후 변화에 이해에 적용
- 장주기 자연 변동성에 대한 역학과정을 이해하고 인위적 온실기체 증가에 따른 지구 온난화 시그널이 장주기 자연 변동성의 변조 (modulation) 에 미치는 영향을 평가하고 그 상호 작용에 관련된 메커니즘 규명함으로써 미래 기후 변화의 불확실성을 줄이고 외부 강제력에 의한 기후변화 시그널과 자연 변동에 의한 기후 변화 시그널의 정확한 평가가 필요함.
- 기후 변화와 기후 변동사이의 양방향 피드백을 이해하는 것은, 미래 기후 변화를 예측하는 데 매우 중요하다. 이 연구 과제에서는 장주기 기후 변화 현상이 단주기 기후 변동에 미치는 영향을 규명한다. 또한 전구 기후 변화 및 변동 현상이 한반도 지역기후 변화에 미치는 영향을 파악한다.

## III. 연구개발의 내용 및 범위

- 6천년전과 2만천년전 동안의 열대 지역의 경년 및 계절 변동 분석
- 6천년전과 2만천년전 동안의 북태평양 PDO 변동 분석
- 두 기간 동안의 기후 상태와 기후 변동간의 연관성 분석 및 미래 기후 변화에 적용
- 기후 강제력 변화에 대한 자연 변동성의 변화 메커니즘 규명
- 장주기 자연변동성의 역학 및 인위적 온난화 시그널에 기인한 자연변동성 변조에 대한 영향 평가

- 태평양 지역 해양 및 대기의 수 십년 주기 자연 변동성의 역학 연구
- 인위적 온난화 시그널과 수 십년 주기 자연 변동성의 상호 연관성 및 자연 변동성 변조 연구
  - 지구 온난화 및 장주기 기후 변화 현상에 따른 주요 기후 변동의 변화를 이해한다.
  - 열대 기후 현상과 한반도 기후 변동과의 연관성 연구를 연구한다.
  - 이를 통해 한반도 지역 기후 한반도 강수 및 기온의 변화를 연구한다.

#### IV. 연구개발결과

- PMIP2 자료를 이용하여 6천년전 (6K) 과 2만천년전 (21K) 의 기후 변동성을 분석하였음
  - 6K 동안의 엘니뇨의 변동은 현재와 비교하여 약화되고 계절변동은 강화되었음
  - 이는 무역풍등과 관련된 기후 상태 변화로 해석할 수 있음
  - 21K 동안의 ENSO 변동은 대부분의 모형에서 증가한 것으로 분석되었음
  - 6K 동안 ENSO의 약화로 인해 PDO에 대한 ENSO의 영향력의 감소를 초래함
  - 반면 알류산 저기압의 영향은 강화되어, ENSO로 인해 감소된 변동을 상쇄함
  - 21K 동안에는 ENSO의 강화로 인하여 PDO가 강화되었음
- 북태평양 표층 온도의 수십년 주기의 장기 변동 특성을 분석하여 그 원인을 파악하였으며 지구 온난화 실험 결과의 분석을 통하여 지구 온난화 환경에서 열대 태평양 표층온도의 가장 큰 경년 변동성인 El Nino and Southern Oscillation (ENSO)이 어떤 변동 특성을 보이는지를 이해하였다. 나아가 최근 지구 온난화와 밀접한 연관성을 가지고 있는 것으로 알려진 중태평양 El Nino (Central Pacific El Nino) 의 특성변화를 이해하였으며 나아가 동아시아 기후 변동성 (특히 몬순 변동성)이 열대 태평양의 표층온도에 어떻게 민감하게 반응하는지를 분석하였다.
  - 수십년 주기를 포함한 장주기 기후 변동과 경년 규모를 가지고 있는 단주기 대기현상의 장주기 변위를 연구.
  - 중위도의 대표적 기후 모드인 PNA 패턴의 장주기 변위를 파악하고, 이에 대한 메커니즘을 분석
  - 종관 에디의 변화와 PNA 패턴의 유지 역학을 연구.
  - 열대 태평양의 해수면 온도 변동과 한반도 온도, 강수와의 상관성 분석.

- 두가지 타입 엘니뇨와 한반도 평균온도, 최고온도, 최저온도, 강수와의 통계적 분석
- 열대 태평양의 해수면 온도 변동과 이와 관련된 중위도 원격상관 관계 민감도 분석
- 한반도 지구 온난화 경향과 도시화 진행정도에 따른 도시화 효과 평가.
- 도시화 경향과 한반도 도시 강수 변동과의 상관성 및 비선형성 분석

## V. 연구개발결과의 활용계획

- 지구온난화와 자연변동성의 영향 평가로 향후 10년 기후 변화 시나리오 산출에 주요한 정보로 활용
- 기후 강제력의 변화에 따른 자연변동성 변조에 관한 역학과정 이해를 통한 기후 변화 예측 불확실성 제거
- 기후변화에 기인한 자연재해의 피해방지 시설 확충, 재해경보시스템 구축, 금융상품 이용 등의 능동적 대응대책 수립에 기여
- 미래기후 예측시스템에 기반 자료로 활용
- 한반도와 다른 여러 기후 변동와의 관련성 규명으로 기상청 계절 예측 현업에 기여

# S U M M A R Y

## I . Title

- Studies on the relationship between paleoclimate change and low-frequency natural variability
- Understanding the dynamics of natural variability on the low frequency timescales and assessment of their modulation due to anthropogenic warming signal
- Interaction between low-frequency and high-frequency variabilities, and its impact on the regional climate changes Over Korea Peninsula

## II . Purpose and Necessity

- By analyzing the past long-term natural variability, we can understand the role of the climate forcing and apply to the future climate change
- By revealing the interaction mechanism between the natural climate variability and the climate variability modified by the increasing anthropogenic greenhouse gas, we could reduce the uncertainty in the future climate change prediction and assess the natural variability and anthropogenically forced climate variability.
- Understanding of the two-way feedback between climate change and climate variability is important to predict future climate change. We investigate the impact of long-term climate change on the short-term climate change and the impact of the global climate change on the Korean peninsula climate.

## III . Contents and Scopes

- Analysis on the interannual and seasonal variability during 6,000 and 21,000 years ago in the tropical Pacific
- Analysis on North Pacific PDO variability during 6,000 and 21,000 years ago
- Analysis on the interaction mechanism between the climate variability and climate state change, and apply the findings to the future climate change

- Investigation of mechanism on the change in the natural variability associated with the climate forcing
- Assessment of the long-term natural variability and the modulation of the natural variability due to the anthropogenic global warming
- Research on the decadal climate variability over the Pacific
- Research on the relationship between the anthropogenic global warming signal and the decadal natural variability
  - Understanding of the change in the climate variability due to the global warming and the long-term climate change
  - Research on the relationship between the tropical climate and Korean peninsula climate and changes the precipitation and temperature over the Korea

#### IV. Results and Conclusions

- Analysis of the climate variability during 6,000 and 21,000 years ago using PMIP2
  - During 6,000 years ago, El Nino was weaken and the seasonal cycle intensified, which is associated with the change in climate state, for example the trade wind
  - El Nino was enhanced during 21,000 years ago.
  - The suppressed ENSO activity during 6000 years ago leads to the weakening of its impact on PDO
  - However, the enhanced influence of Aleutian Low on PDO compensates the reduced impact on ENSO, and thus PDO variability was maintained during 6,000 years ago.
  - The enhanced ENSO during 21,000 years ago results in the enhanced PDO
- Investigate the long-term change in the multi-decadal variability of North Pacific surface temperature. By analyzing the global warming scenario experiments, understand the change in ENSO's characteristics under the global warming situation. Furthermore, investigate the changes in the central Pacific El Nino associated with the global warming and the impact of tropical Pacific surface temperature on East Asian climate
  - Research on the decadal climate variability and decadal modulation of the interannual variability
  - Analysis of the long-term modulation of Pacific-North America (PNA) pattern and associated mechanism

- Research of the sustained dynamics of the synoptic eddy and PNA pattern
- Analysis of the relationship between the Korean precipitation and temperature and the tropical Pacific sea surface temperature
- Statistical analysis of the two-type El Nino and Korean mean/maximum/minimum temperature and precipitation
- Sensitivity analysis of the mid-latitude teleconnection associated with tropical Pacific sea surface temperature change
- Analysis of the global warming trend over Korean peninsula and assessment of the Korea urban effect associated with urbanization
- Linear/nonlinear analysis of the relation between the urbanization and Korea urban precipitation

## **V. Application Plans**

- Apply the assessment of the global warming and natural variability to estimate the climate change scenario for the next 10 years
- Reduce the uncertainty of the climate prediction by understanding the dynamical process on the modulation of the natural variability due to the change in the climate forcing
- Contribute the preparation for the global warming damage associated with the natural disaster prevention facilities, disaster warning system, financial instruments
- Utilize the basis of future climate prediction system
- Contribute to the National Weather Service seasonal forecasts by investigating the relationship between Korea and other climate variability

# CONTENTS

Section 1 Overview of Research and Development Project .....	15
Section 2 Status of Domestic and International Technology Developments .....	18
Section 3 Contents and Results of the Performed Research .....	21
Section 4 Targeted Accomplishments and Contribution to the related fields .....	130
Section 5 Application Plans of the research Results .....	134
Section 6 Scientific and Technical Information .....	135
Section 7 References .....	136

# 목 차

제 1 장 연구개발과제의 개요 .....	15
제 2 장 국내외 기술개발 현황 .....	18
제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과 .....	21
제 4 장 목표달성도 및 관련분야에의 기여도 .....	130
제 5 장 연구개발결과의 활용계획 .....	134
제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보 .....	135
제 7 장 참고문헌 .....	136

# 제 1 장 연구개발과제의 개요

## 제 1 절 목적

“인위적 온실기체 증가에 따른 지구 온난화 시그널과 장주기 자연 변동성이 미래 기후 변화에 미치는 영향을 평가하고, 그 상호작용에 관련된 메커니즘 규명”

- 고기후 동안에 나타난 열대 및 중위도의 장주기 자연변동성의 특징을 파악하고, 이러한 변화를 이끈 기후 강제력의 역할을 규명하고, 이로부터 도출된 메커니즘을 미래 기후 변화에 따른 장주기 자연변동성 변화에 적용
- 장주기 자연 변동성에 대한 역학과정을 이해하고 인위적 온실기체 증가에 따른 지구 온난화 시그널이 장주기 자연 변동성의 변조 (modulation) 에 미치는 영향을 평가하고 그 상호작용에 관련된 메커니즘 규명
- 전지구 기후 변화 및 변동 현상이 한반도 지역기후 변화에 미치는 영향을 파악한다.
- 장주기 기후 변화 현상이 단주기 기후 변동에 미치는 영향을 규명한다.

## 제 2 절 필요성

- 최근 불거지고 있는 온난화 논쟁은 온난화의 원인이 인위적 이산화탄소의 증가가 아닐 수 있다는 주장과 함께, 한편으로는 소빙하기의 도래에 관한 의견이 나오고 있음.
- 특히, 2009-2010 겨울 동안에 나타난 북반구 전역의 한파와 한반도의 폭설등 기상 이변 현상은 태양 활동의 약화와 온난화 시그널이 이끈 자연 변동성의 결과라는 주장이 나오고 있으나, 그 원인을 명확하게 밝히고 있지 못하고 있으며, 아마도 기후 변화와 자연 변동성과의 상호작용에 의하여 그 효과가 증폭되어 나타난 현상으로 여겨짐.
- 즉, 정확한 미래 기후 변화를 예측하기 위해서는, 기후 변동에 있어서 외부 강제력의 역할과 이로 인한 자연변동성의 변화를 파악해야함
- 현재 제한된 관측 자료의 한계와 모형의 불확실성을 고려해 볼 때, 고기후에 대한 연구는 미래기후 변화에 대한 방향성을 제시하고, 이에 관한 메커니즘의 이해는 미래 기후 예측 기술 개발에 있어서 매우 중요한 가이드 라인을 제공할 것 임.
- 특히, proxy 자료가 비교적 유용한 Mid-Holocene과 Last Glacial Maximum (LGM) 동안의 기후 재현 실험은 PMIP 활동을 통하여 축적되어 있음

- 현재 기후 변동성에서 자연 변동성이 몇 %를 설명하고 있는가를 이해하는 것은 매우 중요한 문제임. 다양한 주기의 자연 변동성 중 특히 십년 및 수 십년 주기의 자연 변동성에 대한 역학적 이해가 필요함. 특히 장주기 영역에서 자연 변동성의 이해가 깊어지면 최근 기후과학에서 중요한 이슈가 되고 있는 십년 예측 (decadal prediction)에 대한 정확도를 높일 수 있을 것으로 사료됨.
- 또한 이와 같은 장주기 변동성이 인위적 온난화 시그널에 의해 어느 정도 변조 (modulation) 될 것인가에 대한 이해가 필요함. 즉 인위적 온난화 시그널과 자연 변동성의 장주기 변동성의 상호작용에 대한 이해는 위에서 언급한 10년-30년 기후 변화 예측에 역학적 배경을 제공할 수 있을 것으로 사료됨.
- 한반도 기후는 여러 전지구 기후 현상에 의해 복합적으로 결정되므로, 전구 규모의 기후 현상을 이해하고, 이러한 현상이 한반도 기후와 어떤 연관성을 갖고 있는지에 대한 연구가 절실히 요구됨.

### 제 3 절 연구 내용 및 범위

구분	연도	연구개발의 내용	연구범위
1차연도	2010	PMIP II 자료를 이용하여 기후 강제력과 열대 자연 변동성의 변화 분석 및 응용	<ul style="list-style-type: none"> <li>• LGM과 Mid-Holocene 동안의 기후 강제력과 열대 변동성 (엘니뇨)간의 연관성 규명</li> <li>• 미래 기후 변화 동안 나타날 열대 장주기 변동성에 적용</li> </ul>
		<ul style="list-style-type: none"> <li>• 장기간 관측자료(재분석자료 포함)에서 20세기 전반과 후반을 경계로 북태평양 해양-대기 주요 변동 모드들의 변화 특성 연구</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 북태평양 주요 해양-대기 변동 모드들의 상호 관련성 변화 연구</li> </ul>
		<ul style="list-style-type: none"> <li>• 온난화 시그널이 포함되어 있는 기후 모델 자료 (IPCC AR4 자료 포함)의 분석을 통해 북태평양 및 열대 태평양 주요 해양-대기 모드들의 변조 (modulation) 특성 분석</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 온난화 시그널의 차이에 따른 태평양 주요 해양 변동 모드들의 장주기 변동 특성 분석</li> <li>• 온난화 시그널에 기인한 해양-대기 상호작용의 변화 특성 분석</li> </ul>
		<ul style="list-style-type: none"> <li>• 기후 변화에 따른 단주기 기후변동의 변조연구</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• PNA 패턴의 장주기 변화 연구</li> </ul>
		<ul style="list-style-type: none"> <li>• 열대 기후 현상과 한반도 기후 변동과의 연관성 연구</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 다양한 열대 해수면 온도 변동에 따른 한반도 기후 영향 평가</li> </ul>

구분	연도	연구개발의 내용	연구범위
2차연도 (최종)	2011	PMIP II 자료를 이용하여 기후 강제력과 중위도 자연 변동성의 변화 분석 및 응용	<ul style="list-style-type: none"> <li>• LGM과 Mid-Holocene 동안의 기후 강제력과 열대 변동성 (엘니뇨)간의 연관성 규명</li> <li>• 미래 기후 변화 동안 나타날 열대 장주기 변동성에 적용</li> </ul>
		<ul style="list-style-type: none"> <li>• 장기간 관측자료(재분석자료 포함)에서 20세기 전반과 후반을 경계로 북태평양 해양-대기 주요 변동 모드들의 변화 특성 연구</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 북태평양 주요 해양-대기 변동 모드들의 상호 관련성 변화 연구</li> </ul>
		<ul style="list-style-type: none"> <li>• 온난화 시그널이 포함되어 있는 기후 모델 자료 (IPCC AR4 자료 포함)의 분석을 통해 북태평양 및 열대 태평양 주요 해양-대기 모드들의 변조 (modulation) 특성 분석</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 온난화 시그널의 차이에 따른 태평양 주요 해양 변동 모드들의 장주기 변동 특성 분석</li> <li>• 온난화 시그널에 기인한 해양-대기 상호작용의 변화 특성 분석</li> </ul>
		<ul style="list-style-type: none"> <li>• 기후 변화에 따른 열대 기후 변동의 기후 변조 연구</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• ENSO와 서태평양, 동아시아 기후와의 연관성</li> </ul>
		<ul style="list-style-type: none"> <li>• 한반도 강수 및 기온의 변화 연구</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 지구온난화와 도시화 효과 비교 및 영향 평가</li> </ul>

## 제 2 장 국내외 기술개발 현황

### ● 세계적 수준

개념정립 단계	○	기업화 단계		기술 안정화 단계	
---------	---	--------	--	-----------	--

### ● 국내수준

국내 연구기관의 수준은 선진국 대비 30% 정도임

### ● 국내·외의 연구현황

<국내의 연구 현황>

- 미래 기후에 관한 연구는 여러 각도에서 이루어지고 있는 편이나, 고기후 변동에 관한 연구는 매우 소수의 연구진에 의하여 이루어지고 있음
- 또한 국내 대부분의 기후 변화 연구는 이산화탄소 증가에 따른 복사강제력에 변화를 시나리오로 하여 향후 100년 이상의 기후 변화 projection에 초점을 두고 있음
- 기후 모형을 이용한 고기후 제현 실험 역시 매우 소수의 연구진만이 추진하고 있는 실정임
- 고기후 동안에 나타난 기후 강제력과 변동성과의 관계에 관한 연구는 매우 제한적으로 진행되어 왔음
- 국내 십년-수십년 주기의 장주기 변동성의 역학 연구는 몇몇 연구자들에 의해 한정적으로 이루어지고 있는 실정임. 현재 관측자료가 장주기 변동성에 대한 역학적 연구를 하기에 한계가 있기 때문에 국내 대부분의 연구는 해양-대기 집합 모델의 장주기 적분 자료의 분석을 통한 이해에 바탕을 두고 있음.
- 수십년 주기 자연변동성과 인위적 온난화 시그널에 대한 상호 작용 연구는 전무한 실정임.
- 수십년 주기 자연변동성이 인위적 온난화에 의해 어떤 특성 변화를 보일 것인지에 대한 연구는 대서양 지역이나 열대 태평양지역에 한정되어 있음
- 국내 대부분의 기후 변화 연구는 이산화탄소 증가에 따른 복사강제력에 변화를 시나리오로 하여 향후 100년 이상의 기후 변화 projection에 초점을 두고 있음
- 수십년 주기 자연변동성과 인위적 온난화 시그널에 대한 상호 작용 연구는 전무한 실정임.
- 수십년 주기 자연변동성이 인위적 온난화에 의해 어떤 특성 변화를 보일 것인지에 대한 연구는 대서양 지역이나 열대 태평양지역에 한정되어 있음
- 도시 기후변화에 대한 지구온난화 효과와 도시화 효과에 대한 연구가 몇몇 진행되어 왔으나, 체계적 연구가 더 필요한 실정임. 특히 강수에 대한 연구는 매우 부족한 실정임.

< 국외의 연구 현황 >

- 현재까지 PMIP (Paleo Model Intercomparison Project)의 두 번째 phase가 완성되어 이를 이용한 연구가 활발히 진행 중이며, PMIP의 세 번째 phase에 대한 준비 작업이 활발히 진행 중임.
- PMIP 자료 분석을 통한 고기후 변동 메커니즘의 이해와 동시에 이로부터 발견된 모형의 모의 능력 비교를 바탕으로 기후 모형이 개선이 활발히 진행되고 있음
- 온실 가스 증가에 기초한 기후 변화 시나리오에 기반한 기후 변화 projection에 초점을 두어왔으나, 최근 들어 향후 10년 기후 변화 예측에 대한 관심이 고조되고 있음.
- 특히 향후 10년 기후변화 예측과 관련 자연 변동성의 역할 (특히 태양 흑점 활동 및 대서양의 십년 주기 변동, Atlantic Multidecadal Oscillation) 의 역할에 대한 분석 연구가 이루어 지고 있음.
- 장주기 변동에 대한 역학연구는 주로 수백 수천년 기후 모델의 적분 자료의 분석을 통해 이루어 지고 있음.
- IPCC 5차보고서에서는 향후 10년 기후 예측을 제출하도록 권장하고 있음
- 향후 10년 예측에 대한 관심이 집중됨에 따라, 수십년 주기를 갖는 자연변동성의 예측 가능성과 예측에 대한 연구가 활발히 진행되고 있음
- 온실 가스 증가에 기초한 기후 변화 시나리오에 기반한 기후 변화 projection에 초점을 두어왔으나, 최근 들어 향후 10년 기후 변화 예측에 대한 관심이 고조되고 있음
- IPCC 5차보고서에서는 향후 10년 기후 예측을 제출하도록 권장하고 있음
- 향후 10년 예측에 대한 관심이 집중됨에 따라, 수십년 주기를 갖는 자연변동성의 예측 가능성과 예측에 대한 연구가 활발히 진행되고 있음
- 다주기 기후 현상과 장주기 기후 현상에 대한 상호 작용연구가 활발히 진행되고 있음.
- 지구 기후 변화에 대한 관심에서 점차 지역기후 변화에 대한 관심이 증대되고 있음.

연구수행 기관	연구개발의 내용	연구개발성과의 활용현황
극지연구소	기후 모형 실험 참여와 실험 자료 분석	고기후 변화 메커니즘 이해
서울대학교	· 동아시아 몬순 변동특성 분석 · 계절 예측 시스템 구축 · 태풍 및 장기 강수량 변동성 연구	한반도를 포함한 동아시아 지역의 장주기 변동성 및 예측성 연구
기상연구소	기후변화에 기인한 동아시아 기후 변화 변동성 모의	기후 변화에 따른 한반도 지역 기후 변화 투영
서울대학교	· 동아시아 몬순 변동특성 분석 · 계절 예측 시스템 구축 · 태풍 및 장기 강수량 변동성 연구	한반도를 포함한 동아시아 지역의 장주기 변동성 및 예측성 연구
기상연구소	기후변화에 기인한 동아시아 기후 변화 변동성 모의	기후 변화에 따른 한반도 지역 기후 변화 투영
WCRP	CMIP과 함께 PMIP 수행	기후 모형을 이용한 고기후 제현
PMIP	13개 기관의 총 18개 기후 모형 참가	PMIP 자료 제공
PMEL	· 북태평양 장주기 변동에 대한 regime shift 연구 · IPCC AR4 기후 모델의 분석을 통해 북태평양 장주기 변동에 대한 예측 결과 제시	북태평양 ecosystem의 변화 추측
GFDL	· ENSO, Monsoon 의 상호 작용 및 장주기 변동에 대한 연구 · GFDL 기후 모델의 수천년 적분 자료의 분석을 통해 현재 관측 결과 자료의 재해석	· 자연 변동성의 새로운 역학적 이론 제시 · 향후 십년 예측의 역학적 배경 이론 제시
IFM-GEOMAR	대서양 장주기 변동성과 십년 기후변화 예측도와의 상관성	십년 기후 예측 결과 제시
하와이대학교	중위도 장기 변동성의 이론적 접근	중위도 장기 변화에 대한 이론적 이해
동경대학교	기후 모형을 이용한 향후 10년 예측 시스템 개발 및 예측성 연구	향후 10년 기후 변화 예측

## 제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과

### 제 1 절 고기후 변화와 장주기 자연변동성의 연관성에 관한 연구

#### 1. 6천년전과 2만천년전의 열대 지역의 경년 변동 분석

##### 가. 연구의 개요

엘니뇨-남방진동 (El Niño-Southern Oscillation: ENSO)은 열대 태평양에서 발생하는 가장 강력한 해수면 온도의 경년 변동으로써 대기 해양 접합 과정을 통하여 발생한다. ENSO는 지구 기후 시스템과 이에 따른 인류의 산업 및 생활에 막대한 영향을 주기 때문에 이에 대한 심층적인 이해가 요구되며, 1980년대 이후 ENSO에 대한 관측, 모델링 및 이론연구가 크게 증가함에 따라 ENSO에 대한 이해가 깊어졌다. 한편 ENSO의 강도 및 발생 타입과 주기 등은 태평양에 존재하는 기본장 (Mean State) 및 계절 변동 (Seasonal Cycle)에 영향을 받고 있기 때문에, 기후 변화는 ENSO 특징의 변화를 이끄는 주요한 원인으로 작용할 수 있다 (Wang and An 2001). 이에 대한 이해를 돕고자 본 연구에서는 현재 기후와 현저히 다른 기본장과 계절 변동을 보였던 고기후(Paleo-Climates) 조건하에서의 ENSO가 어떤 변화를 보였으며, 이 같은 변화를 유도한 평균장의 특징이 무엇인지를 파악하여, 미래 기후 변화에 따른 열대 변동성의 변화에 대한 메커니즘을 제시하고자 한다. 특히 본 연구에서는 6000년전인 Mid-Holocene 동안의 변동성과 관련하여 중점적으로 분석을 시행하였다. 이는 마지막 빙하기 동안의 자료가 다소 부족하고, 모형 결과에 대한 신뢰도가 다소 떨어지기 때문이다.

##### 나. 자료 및 분석 방법

본 연구에서는 PMIP2 자료를 사용하였다. 이는 다양한 기관들과 학계에서 개발된 기후모델의 현저한 발전을 토대로 IPCC와 같은 국제기후협약 패널을 포함한 전문가 집단은 현재 기후 모델간의 상호 비교 검증을 수행하는 Climate Model Intercomparison Project (CMIP)을 통해 보다 확고한 기후 변화의 증거들을 제시하고자 하는 노력의 일환으로 Paleoclimate Modelling Intercomparison Project Phase II (PMIP2)를 시행하였고, 이로부터 얻어진 결과는 대기-해양 접합 모델을 활용하여 계산되어지는 과거의 복사 강제력, 관측되어지는 지표속성, 산소동위원소 등을 통하여 대기, 해양, 지표, 해빙 및 육빙을 포함하는 과거 기후를 재현함으로써 기후 변화 연구에 있어 우리 기후가 과연 얼마나 큰 폭의 자연 진동이 가능한가에 대한 중요한 가이드 라인을 제시하고 있다. 특히 PMIP2에서는 약 육천년 전의 Mid-holocene과 2만 1천년의 마지막 빙하기 (Last Glacial Maximum: LGM)의 기후 상태로 고정한 후에 모형을 적분한 결과

를 제공하고 있으며, 이 당시의 변동과 현재의 변동을 비교하기 위하여 동일한 모형을 산업혁명 이전의 기후 상태 (0K로 명명)에 대하여도 적분한 결과를 제공한다. 본 연구의 목적은 홀로세와 마지막 빙하기 동안에 나타난 열대 태평양지역의 기후 변동성의 변화 메커니즘을 이해하는 것으로, PMIP2 자료를 이용하여 기후 평균과 계절변동 그리고 엘니뇨 변동의 특성을 파악하고 이를 미래기후 자료와 비교하고자 한다.

Table 1. PMIP2 model descriptions (0ka, 6ka, 21ka)

Model	Institution	Resolution (eq-Pacific)	Length of simulation		
			0ka	6ka	21ka
CCSM	NCAR (USA)	320x395 (153x190)	600	600	600
CSIRO1.1	CSIRO (Australia)	128x112 (62x40)	12000	12000	/
FGOALS	LASG/IAP (China)	360x170 (171x61)	1200	1200	1200
IPSL	IPSL (France)	180x170 (87x62)	1200	2400	1200
MIROC	CCSR/NIES/FRCGC (Japan)	256x192 (123x84)	1200	1200	1200
MRI_fa	MRI (Japan)	144x111 (69x51)	3000	3000	/
MRI_nfa	MRI (Japan)	144x111 (69x51)	3000	3000	/
UBRIS	Univ. of Bristol (UK)	288x144 (137x50)	1200	1200	/

본 연구에 사용된 PMIP2 자료는 <http://pmip2.lsce.ipsl.fr/>로부터 수집하였다. PMIP2에 참가한 모형 중 본 연구에 사용된 모형을 Table 1에 정리하였다. 총 8개의 모형 결과가 분석에 이용되었다. PMIP2에 참가하는 모형 중 CGCM보다는 다소 간단한 구조를 갖는 모형은 분석에서 제외되었다. 분석에 사용된 8개 모형들의 해양의 해상도 및 분석기간은 Table 1과 같다. 거의 대부분의 모형이 위경도로 약 2° 보다 더 조밀한 간격의 해상도를 지니고 있다. LGM시기의 경우 이를 제공하는 4개의 모형만이 사용되었다.

평균장에 대한 분석으로서 각 시기에 대한 각종 변수의 분포를 조사하였으며, 엘니뇨에 대한 변동성 분석을 위하여 진폭, 주기, 발달 성향에 대해 조사하였다. 또한 주요 변동 모드 분석을 위하여 경험적 직교 함수 (EOF) 분석이 적용되었다.

## 다. 6000년 전 기후 변동성 분석

### (1) 평균장의 분포

먼저 현재 (산업혁명 이전)의 기후 상태와 6000년전 기후 상태의 차이를 보기위하여 두 실험 간의 평균 해수면 온도 분포 차이를 구하였다 (Fig. 1-1). 그림에 나타난 바와 같이 적도

부근 태평양의 경우 현재 보다 낮은 해수면 온도를 기록하였고, 반면에 고위도에서는 상대적으로 높은 해수면 온도 분포를 보이고 있다. 여름철과 겨울철의 해수면 온도 변동도 같은 방법으로 구하였다 (그림은 생략). 이 경우 평균 해수면 온도 자료의 결과 (Fig. 1-1)와 매우 유사한 분포를 보였다. 6000년 전에는 현재와는 달리 여름철 북반구의 더욱 많은 양의 태양에너지가 유입된다. 이는 여름철 북반구, 특히 지표면 온도를 증가시키는 역할을 했을 것이다. 그러므로 계절적 변화가 유사함은 태양의 직접적 영향보다는 열역학 (잠열, 현열, 장파복사등) 또는 역학 과정 (용승과 해류에 의한 열 이류 효과)에 의한 2차적 원인이 해수면 온도 변동에 더욱더 크게 작용한 것임을 암시한다. 특히 실질적인 태양에너지의 증감이 적은 열대 태평양의 해수면 온도 감소는 2차적 원인이 크게 작용하고 있음을 입증한다.

열대 동태평양의 경우, IPSL 모형을 제외하고 모든 모형에서  $-0.2 \sim -0.6$ 도 정도 6000년에 현재와 비교해서 낮게 나타났다. 이에 반해 열대 서태평양의 경우는 동태평양에 비해 해수면 온도의 편차가 적게 모의 되었다. 즉 열대 태평양의 평균 해수면 온도 분포를 고려할 때 동-서 방향의 평균 온도 경도가 6000년 전에는 현재보다 강했음을 의미한다. 이러한 경우를 유사 라 니나 패턴 (La Nina-like pattern)이라 부른다. 이러한 평균장의 차이에 의한 열대 변동성의 변조와 관련해서는 ‘기후 강제력과 변동성의 연관성’ 장에서 다루도록 하겠다.

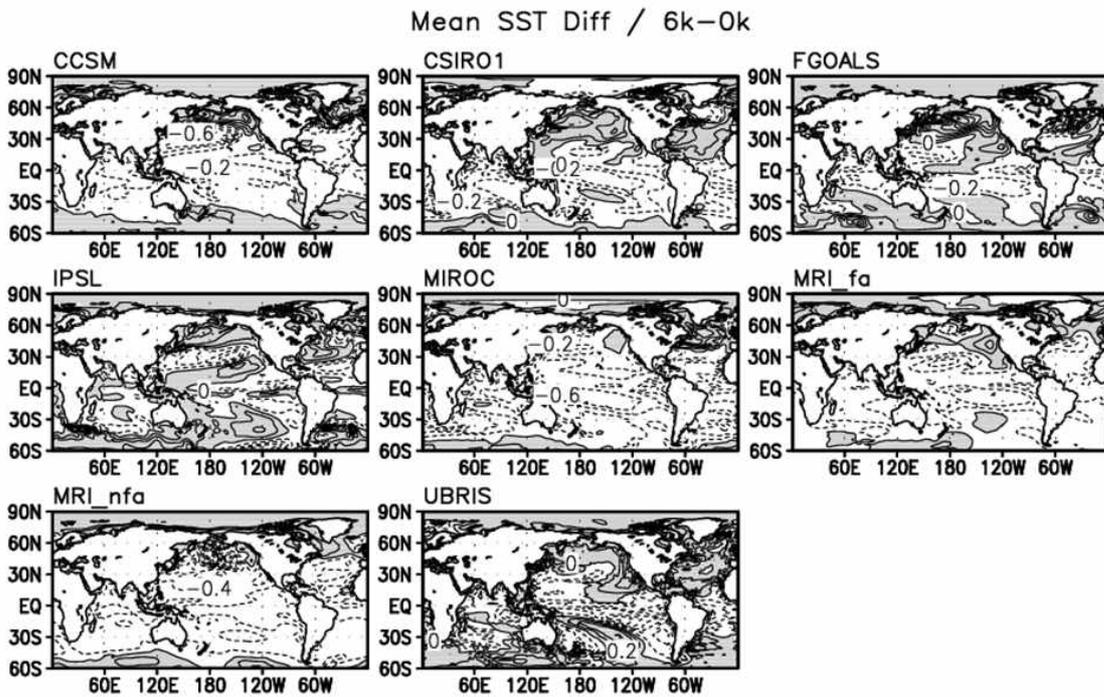


Fig. 1-1. Mean sea surface temperature difference between 0K and 6K experiments.

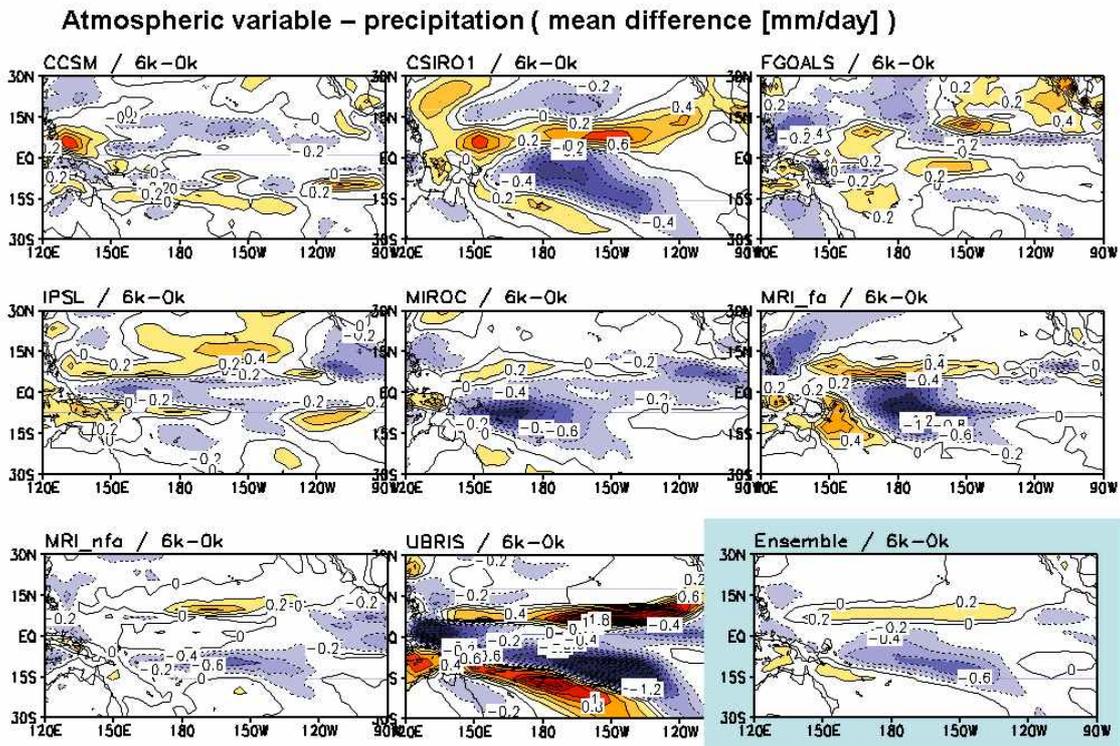


Fig. 1-2. Mean precipitation difference between 0K and 6K experiments.

Fig. 1-2는 두 기간 동안에 나타난 강수량의 차이를 보였다. 해수면 온도에 비해 모형별로 보다 다양한 패턴을 보이고 있다. 대체적으로 북반구 열대 지방의 강수는 증하고 남반구 열대 지방은 강수가 감소하는 경향을 보이고 있다. 이는 여름철 북반구의 태양에너지가 현재보다 증가한 데 기인하는 것으로 사료된다. 이는 또한 ITCZ (intertropical convergence zone)이 현재 보다 북상한 것과도 관련이 된다. 즉 ITCZ의 북상은 열대 동태평양의 cross equatorial flow의 강화를 유도하며, 이는 열대 동태평양의 계절변동의 강화를 유도할 것이다. 이와 관련해서는 다음 장에서 다루었다.

요약하면 6000년 전 태양의 세차운동에 의해 북반구 여름철의 일조량이 현재 보다 강하여 북반구와 남반구의 온도 경도가 상승하고 이와 더불어 ITCZ의 북상은 cross-equatorial flow를 강화시켰다. 이는 결국 무역풍의 강화를 의미하여, 무역풍의 강화로 인한 용승과 잠열 방출의 증가는 열대 동태평양의 해수면 온도의 하강을 유도하고, 이로써 열대 태평양의 동-서 간의 온도 경도를 증가시키는 작용을 한 것으로 결론 질 수 있다. 이에 동반된 계절 변동과 경년 변동의 변화는 다음 장에서 다루었다.

## (2) 열대 계절 변동 분석

본 장에서는 열대 태평양 중 계절변동이 가장 강하게 나타나는 동태평양의 변화에 중점을 두어 분석하였다. 열대 동태평양 해수면 온도의 계절 변동은 태양의 직접적인 가열에 의한 semi-annual cycle (6개월 주기 변동)보다 열역학적과 해양의 역학적 과정을 통하여 유도된 annual cycle (1년 주기변동)의 변동이 훨씬 크다 (Xie 1994). 즉 열대 동태평양에는 남반구에서 북반구로 적도를 가로질러서 흐르는 cross equatorial flow가 존재하는데, 여름철 ITCZ의 북상과 함께 cross equatorial flow가 강화되고, 이로 인해 해수 표면에서의 잠열 방출을 증가하고, 해양 하층으로 부터의 용승이 강화되어 해수면 온도를 낮추는 역할을 하게 된다. 이러한 현상은 해수면 온도의 반응 시간으로 인한 지연으로 인해 실질적인 해수면 온도의 하강은 가을철에 최대가 된다. 역으로 겨울철 ITCZ의 남하는 cross equatorial flow의 약화를 야기하고, 이로 인한 잠열 방출의 감소와 용승의 약화는 해수면 온도의 증가를 유도하는데, 해수면 온도의 반응시간 때문에 해수면 온도는 봄철에 최고가 된다. 열대 태평양 해수면 온도의 계절변동에 대한 다른 주요한 특징은 해양과 대기의 상호작용에 의해서 해수면 온도의 변화가 동쪽 아메리카 대륙 근처 해안에서 시작해서 서쪽으로 전파한다는 것이다.

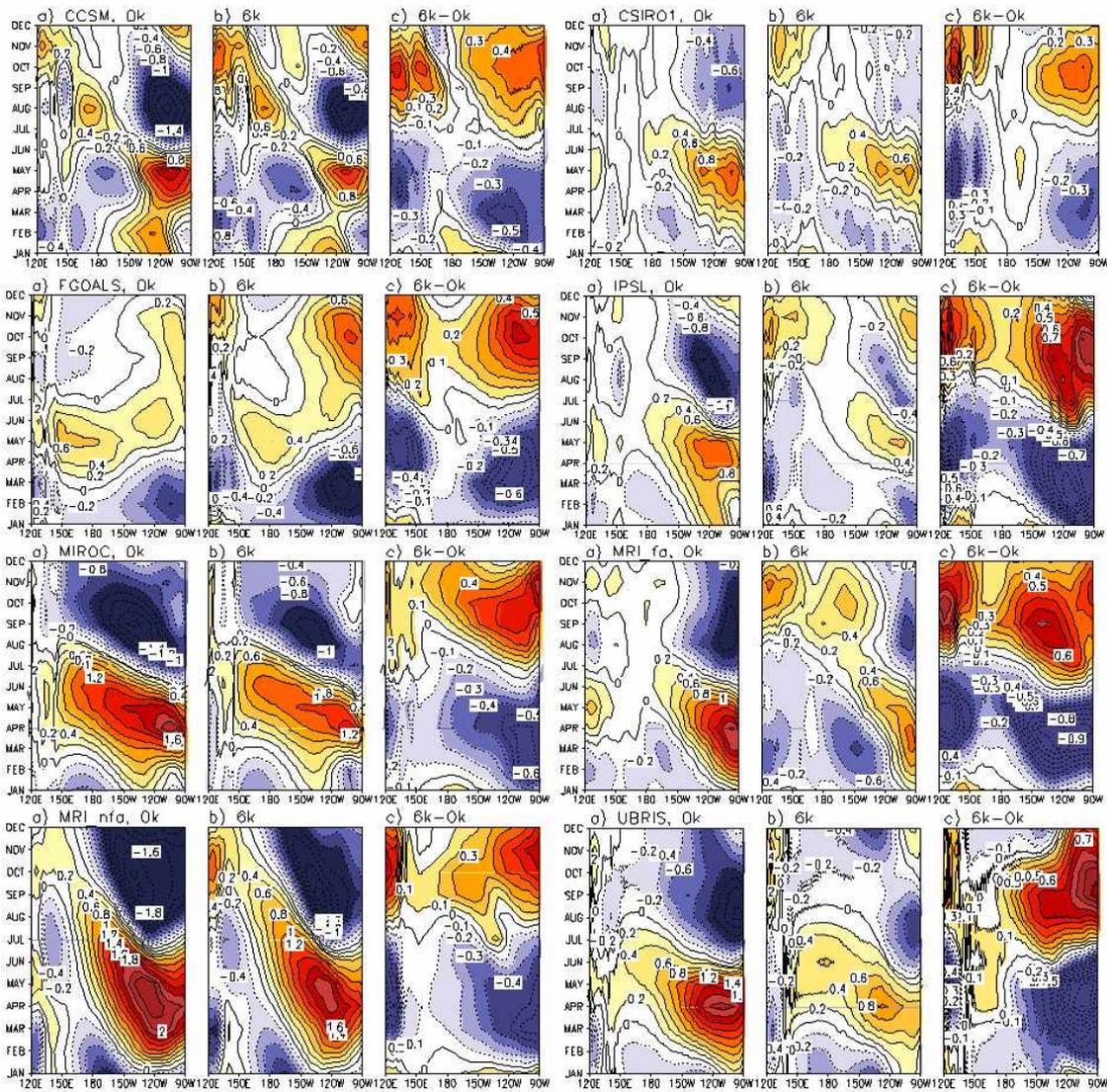


Fig. 1-3. Time-longitude cross section of climatological SST along the equatorial band (5S-5N). Annual mean has been removed. In each model's figure, the left, center, and right panels indicate 0K, 6K and difference, respectively.

Fig. 1-3에 보인 바와 같이 대부분의 모형들이 이 같은 역학 원리에 상응하는 결과를 보이고 있다 (FGOALS에서 모의된 계절변동은 관측과는 거리가 멀다). 또한 서쪽으로 전파하는 특성 또한 대부분의 모형에서 잘 모의되고 있다 (CCSM의 경우 전파 특성의 거의 나타나지 않는다). 그러나 각각의 모형이 모의하고 있는 해수면 온도의 계절 변동의 크기와 전파 범위 그리고 최고와 최저가 나타나는 시기는 다소 차이가 있다. 한편 현재와 6000년 전의 해수면 온도의 계절 변화를 비교하면, 6000년 계절 변동이 현재보다 약했음을 알 수 있다. 두 기간의 차이에 나타난 바와 같이 거의 모든 모형이 동일하게 2-6월 동안에 해수면 온도가 상대적으로 하강하고, 8-12월 동안에는 해수면 온도가 증가하는 결과를 보였다. 이와는 달리 갈라파고스 근처에서 채취한 산호 자료 분석 결과에서는 홀로세 동안에 이 지역의 계절변동이 강화된 것으로

로 보고되고 있다 (Tudhope et al. 2001). 이러한 두 모형과 관측 간의 불일치는 모형의 문제일 수도 있고, 관측의 샘플의 문제일 수도 있으므로 결론 짓기는 어렵다. 일단 모형에 나타난 계절 변동의 약화 원인을 파악하기 위해서는 해수면 온도의 열수지 분석을 해 봐야 할 것으로 사료된다.

### (3) 경년 변동 분석

**Table 2. ENSO features for the different models (Nino3.4 region)**

Model	0ka			6ka			21ka		
	SST (°C)	STD	Period (yr)	SST (°C)	STD	Period (yr)	SST (°C)	STD	Period (yr)
CCSM	26.03	0.959	1.92	25.90	0.757	1.85	24.42	0.640	3.12
CSIRO1.1	25.80	0.655	4.76	25.54	0.553	7.35			
FGOALS	25.67	1.979	4.55	25.61	1.696	5.26	23.30	1.776	3.70
IPSL	26.90	1.034	2.94	26.78	0.978	3.17	24.28	0.906	2.70
MIROC	25.31	0.565	4.35	24.80	0.394	8.33	23.48	0.604	6.67
MRI_fa	25.92	0.851	2.40	25.52	0.714	2.40			
MRI_nfa	22.54	0.658	2.23	22.08	0.617	3.25			
UBRIS	25.64	0.813	3.12	25.33	0.746	7.14			

Table 1-2

먼저 엘니뇨 지수인 Nino-3.4 지역에 대하여 평균된 해수면 온도 아노말리의 평균값과 표준편차를 구하였고, 이 지수의 주기 분석을 통하여 가장 대표되는 주기를 구하여 Table 1-2에 정리하였다. Table 1-2에 나타난 바와 같이 엘니뇨 지수에 나타난 경년 변동의 경우, 모든 모형에서 그 강도가 감소하였다. 이는 몇몇 관측 결과와 유사한 결과라 할 수 있다 (Brown et al. 2006, Koutavas et al. 2006). 한편 6000년 전의 경년 변동의 주기와 관련해서는 CCSM을 제외하면 모든 모형에서 그 주기의 증가하였다.

경년 변동의 주요 변동 모드를 구하기 위하여 해수면 온도 아노말리에 대하여 경험적 직교 함수 (EOF) 분석을 하였다. Fig. 1-4에 나타난 바와 같이 첫번째 변동 모드는 엘니뇨 패턴과 같이 열대 중-동 태평양의 변동이 강한 삼각형 모양의 패턴을 보인다. 이는 주기 분석에서도 알 수 있듯이 엘니뇨 모드이다. CCSM, FGOALS, PSL, UBRIS 등은 관측과 유사한 패턴을 보이고 있으며, CSIRO1, MIROC, MRI\_fa, MRI\_nfa 등은 최고 변동의 위치가 관측에 비해 다소 서쪽으로 치우친 경향이 있다. 한편, FGOALS는 다소 강한 강도가, CSIRO1과 UBRIS는 다소 약한 강도의 경년변동 모드가 나타난다. 이 결과를 6K 실험 결과 (Fig 1-5)와 비교하면 뚜렷한

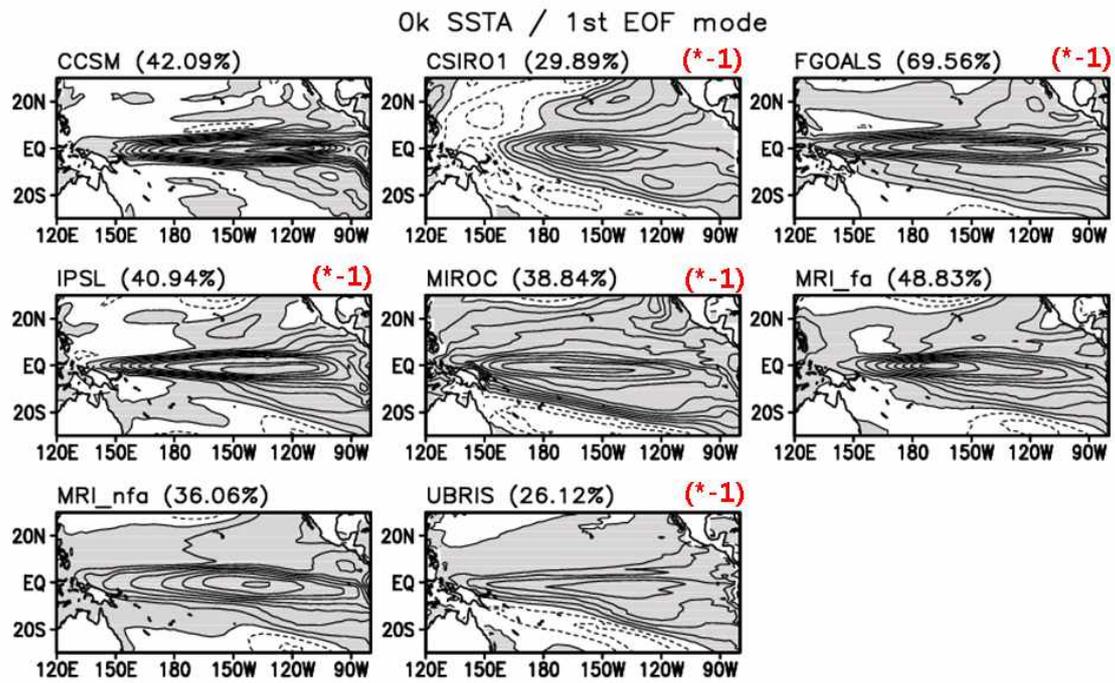


Fig. 1-4. First EOF mode of sea surface temperature anomaly obtained from 0K experiment. Percentage variance is shown in the upper part of each panel.

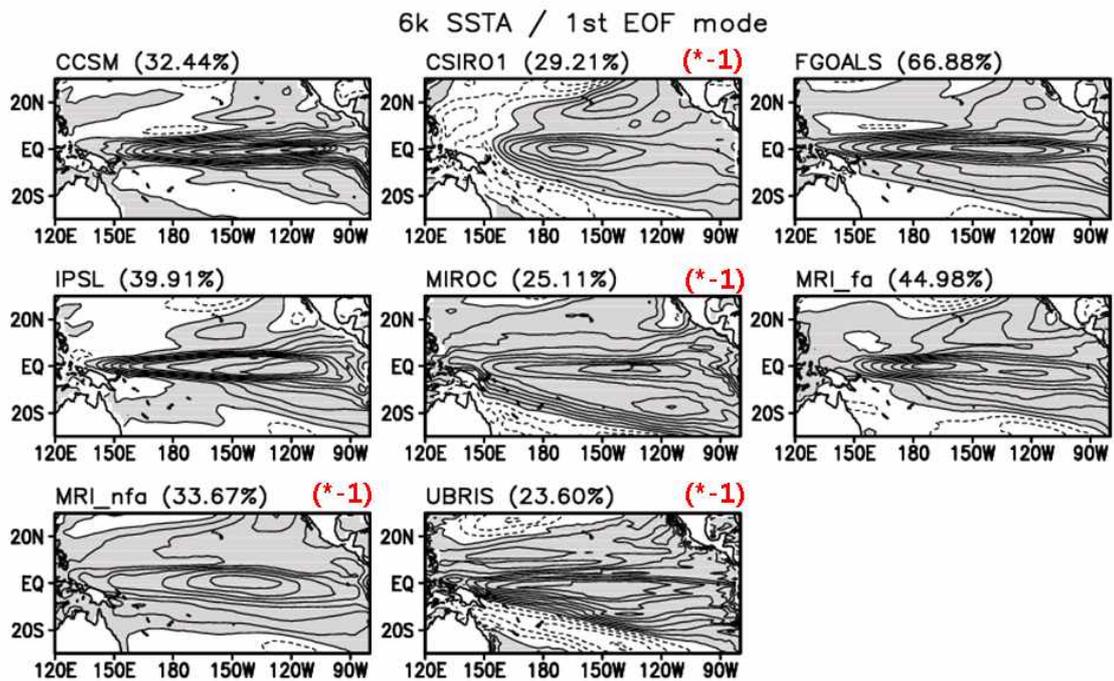


Fig. 1-5. As in Fig. 1-4 but for 6K experiment.

패턴의 차이를 보이는 모형은 없지만, 최고 변동의 위치가 약간 서쪽으로 이동한 모형들이 있다. 그리고 모드를 설명하는 분산의 크기는 전반적으로 감소하였다. 각 모드의 특성을 알아보기 위하여 EOF PC에 대한 주기 분석을 하였다.

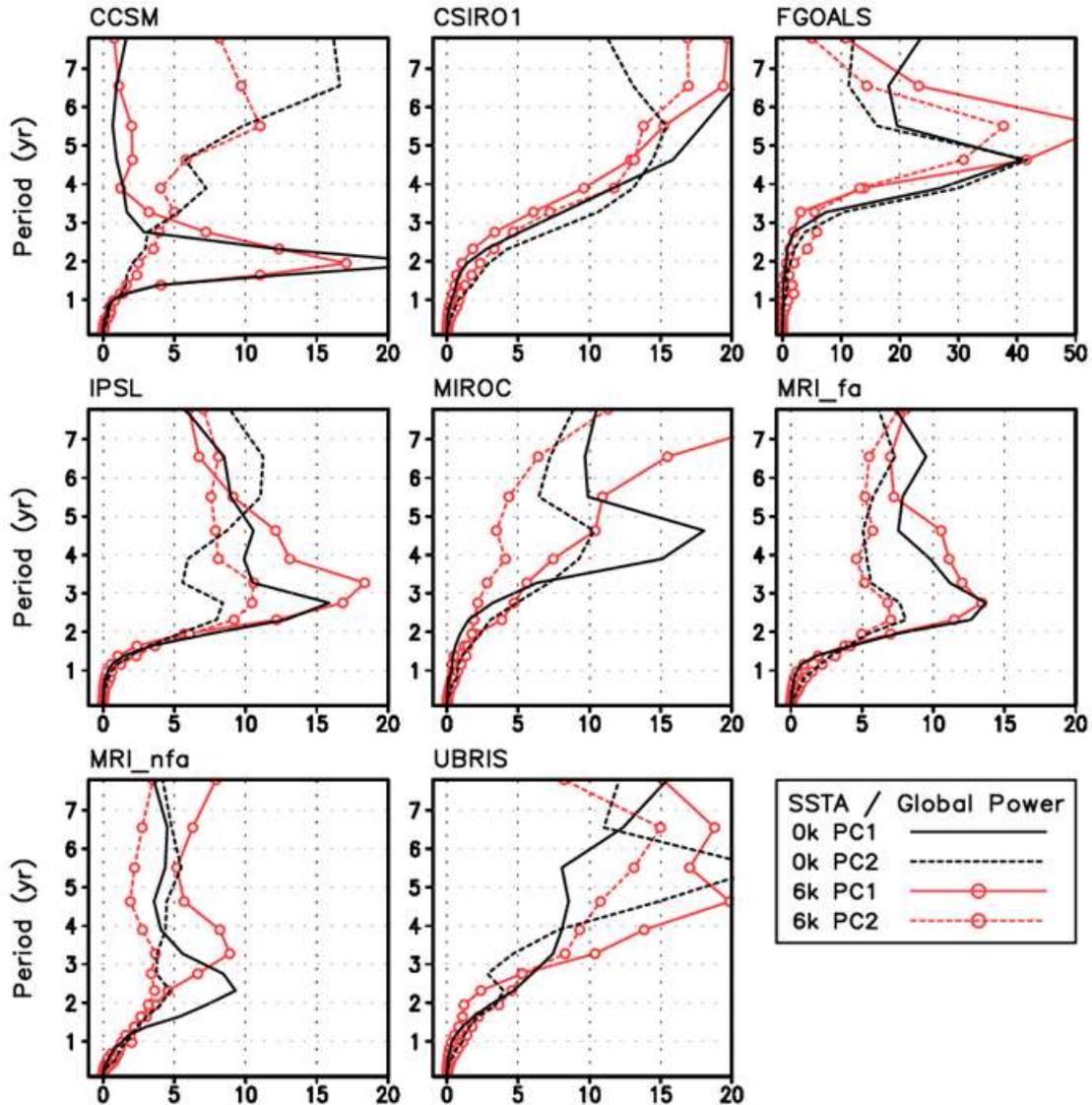


Fig. 1-6. Power spectral density of the first and second EOF's PC time series obtained by using Wavelet analysis.

Fig. 1-6는 0K와 6K의 EOF PC의 주기 분석 결과이다. CCSM과 MRI\_fa의 경우는 주기 변화는 거의 없고 분산의 크기가 6K에 약간 감소하는 결과를 보여주고 있다. CSIRO1은 경년 변동이 다른 모형에 비해 장주기에 나타나는 red spectrum의 특징을 보인다. FGOALS, IPSL, MIROC, MRI\_nfa는 6K 동안에 0K에 비해 주기가 증가하고 분산 값도 다소 증가한 결과를 보

이고 있다. 즉 주기의 변화가 적을 경우에는 분산이 약간 감소하고, 주기가 증가한 경우에는 분산이 증가한 결과를 보여준다. 이는 앞서 엘니뇨 지수에 대한 분석과 다소 차이가 있는 듯하지만, 분산의 증가는 첫번째 EOF 모드 만의 결과임으로, 이를 통하여 전체 ENSO를 설명할 수는 없고, 다른 EOF 모드도 함께 고려되어야 한다.

한편 앞서 설명한 바와 같이 아열대 해양의 남반구와 북반구 간의 온도 경도는 열대 cross-equatorial flow의 변화를 유도하고 이는 잠열방출과 용승에 영향을 주어 적도 지역의 해수면 온도의 변화를 초래할 수 있다. 6K 동안의 세차운동 변화에 따른 태양 복사 에너지의 남-북 불균형은 이 같은 결과를 유도 할 것이다. 그러므로 적도에 대한 남-북 대칭 모드와 비대칭 모드 간의 상호작용의 변화를 알아보면 6K 동안의 태양 복사 변화에 적도의 변동에 어떻게 영향을 미쳤는지를 이해하는데 도움이 된다. 남-북 대칭 모드와 비대칭 모드 간의 상호작용에 관하여는 An and Choi (2010)에서 잘 다루었다. An and Choi (2010)에서 언급한 바와 같이 대칭모드는 계절 변동의 진폭이 변조된 성분과 엘니뇨 성분이 혼합된 형태의 변동을 보이고 있으며, 비대칭 모드는 진폭이 변조된 계절변동이 뚜렷하다. 비대칭과 대칭을 나누는 방법은 An and Choi (2010)을 따라서, 해수면 온도를 다음과 같이 분리할 수 있다.

$$T(x,y,t) = \bar{T}(x,y) + T'_{SYM}(x,y,t) + T'_{ASYM}(x,y,t)$$

여기서 첫번째 항은 전체 평균 값을 나타내고, SYM과 ASYM은 아래와 같이 정의된 대칭과 비대칭 성분이다.

$$T'_{SYM}(x,y,t) = \frac{T'(x,y,t) + T'(x,-y,t)}{2}$$

$$T'_{ASYM}(x,y,t) = \frac{T'(x,y,t) - T'(x,-y,t)}{2}$$

위 정의를 이용하여 각 모형의 해수면 온도 자료를 대칭 성분과 비대칭 성분으로 분리하고, 경험적 직교함수 분석을 시행하였다.

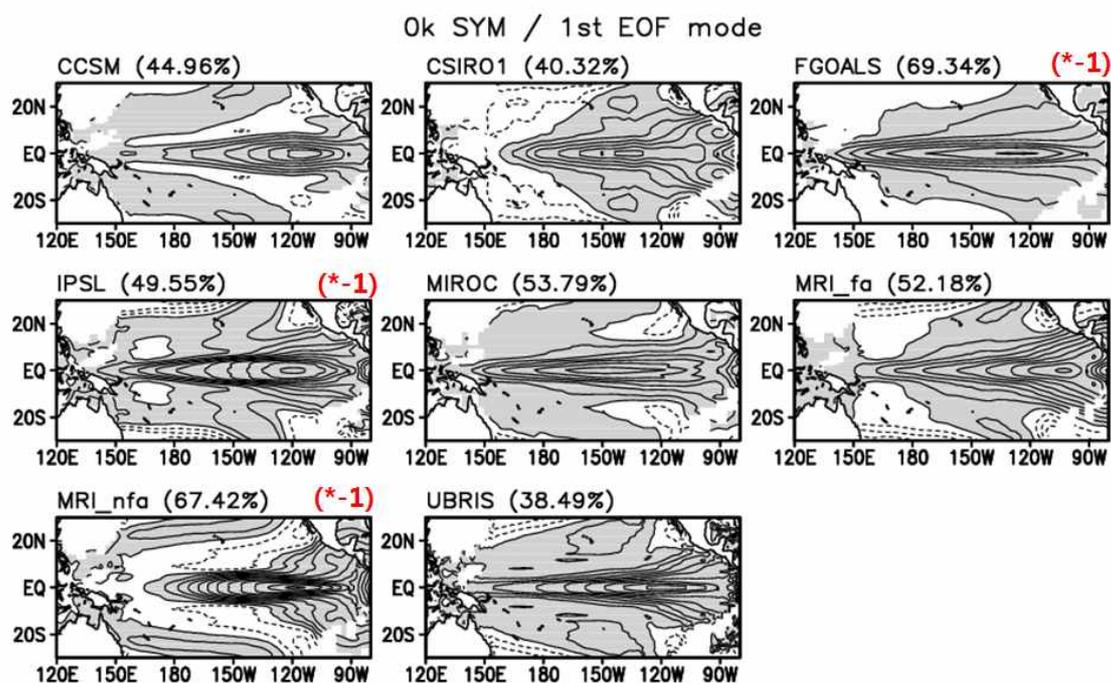


Fig. 1-7. First EOF modes of symmetric components of sea surface temperature anomaly obtained from 0K experiment. Percentage variance is shown in the upper part of each panel

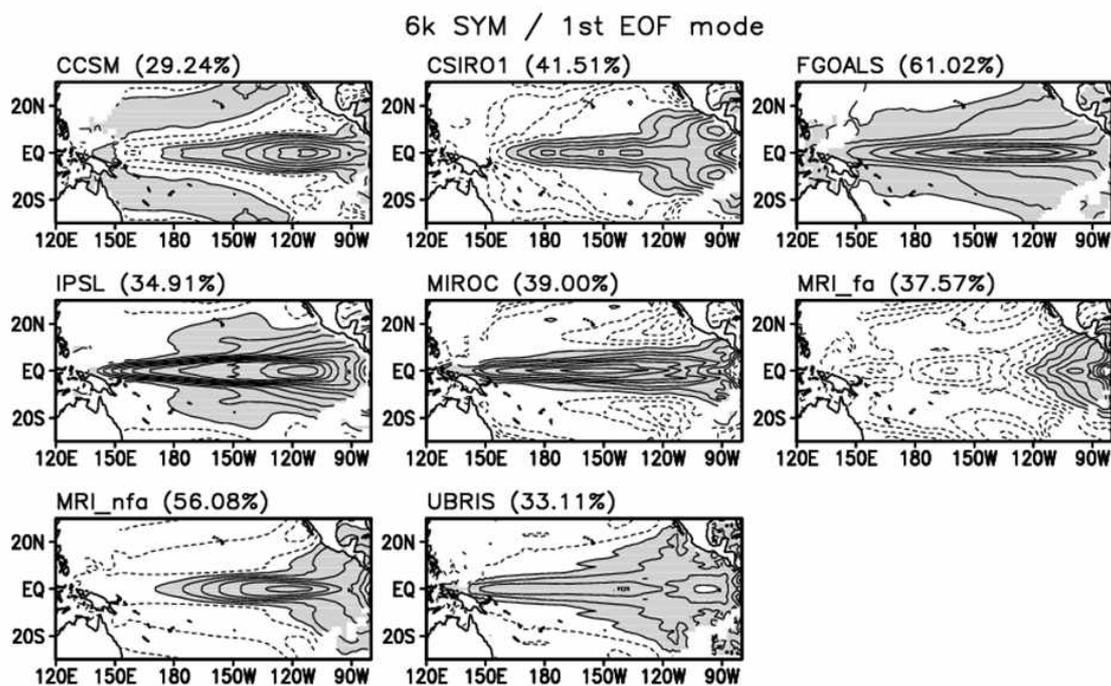


Fig. 1-8. First EOF modes of symmetric components of sea surface temperature anomaly obtained from 6K experiment. Percentage variance is shown in the upper part of each panel

먼저 Fig. 1-7은 0K 실험 결과를 이용한 해수면 온도의 대칭 성분에 대한 첫번째 고유 모드를 나타낸 것이다. 그림에 나타난 바와 같이 대칭 구조의 패턴이 뚜렷하고 엘니뇨와 유사한 패턴을 보이고 있다. 동일한 분석 방법을 6K 실험 결과에 적용한 것이 Fig. 1-8 이다. 전반적으로 두 기간의 결과가 유사하나, 6K 동안의 남-북 방향의 패턴 규모가 다소 줄어들어서 적도에 몰려있는 듯한 경향이 나타나고 있다. 이는 특히 MRI\_fa 모형에서 뚜렷하다. 해수면 온도가 남-북 방향으로 전파되는 과정은 열대 해양의 표층에 존재하는 남-북 방향의 자오면 순환과 관련되는데 이 자오면 순환이 강하고 보다 넓게 분포 할 경우 해수면 온도 패턴이 남-북 방향으로 큰 규모를 가질 수 있다. 이에 관하여는 보다 많은 분석이 요구된다. 비대칭 모드 계절 변동이 매우 뚜렷하고, 두 기간 간의 차이가 거의 없었다.

각각의 모드의 변동 특징을 주기 분석을 통하여 알아보았다. Fig. 1-9에 나타난 바와 같이 계절변동과 경년 변동이 모두 혼재함을 알 수 있다. 특히 IPSL의 경우 첫번째 모드에 하여 6K 동안에 계절 변동은 감소하고, 경년 변동은 증가한 것으로 나타난 반면에, MRI\_fa의 경우에는 이와 반대의 결과를 보였다.

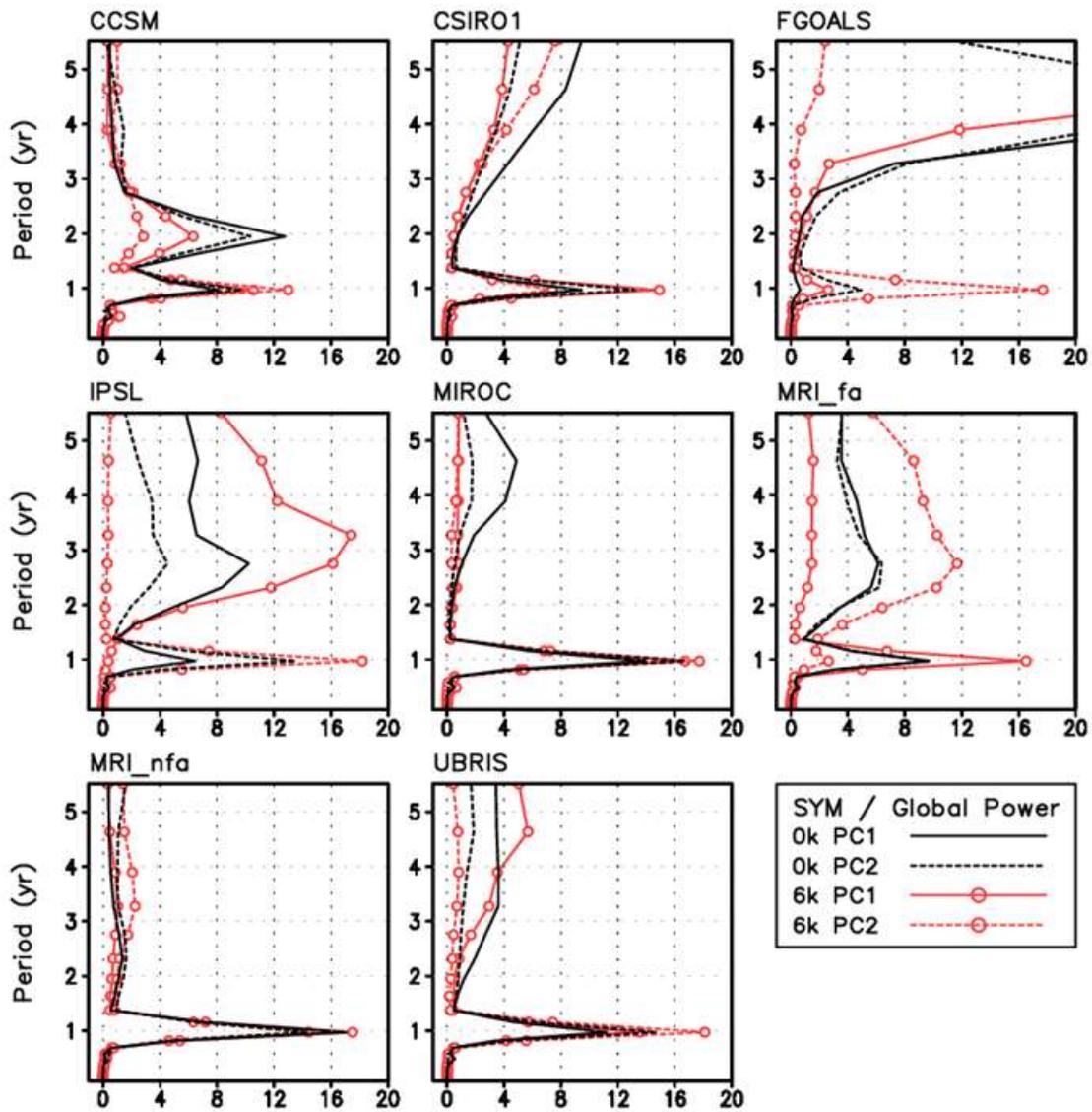


Fig. 1-9. Power spectral density of the first and second EOF PC time series of symmetric SST obtained by using Wavelet analysis.

#### (4) 요약

6000년 전의 기후 상태에서 경년 변동은 다소 감소하는 경향을 보였고, 주기는 다소 증가하는 경향을 보였다. 또한 주요 변동 모드의 경우 남-북 방향의 규모가 감소하였다. 해양 역학적으로는 남-북 방향 규모의 감소는 주기의 변동 주기의 감소의 원인인 것으로 알려져 있으나, 모형의 결과는 반대의 결과를 보였다. 이는 다른 요인이 주기의 변동에 관여하고 있는 것으로 사료된다.

라. 21,000년 전 열대 변동성 분석 (LGM)

(1) 평균장 분석

먼저 LGM과 산업혁명 이전의 평균 해수면 온도의 차이를 알아보기 위하여 두 실험의 평균 해수면 온도 간의 편차를 구하여 Fig. 1-10에 나타내었다. 그림에 나타난 바와 같이 모든 지역에서 해수면 온도의 하강이 모의되었다. 이는 LGM 시기의 대기 중 이산화탄소 양이 180-190ppmv인 것을 감안하면 당연한 결과라 할 수 있다 (산업혁명 이전은 280ppmv). 그러나 지역적 그리고 모형 간의 편차는 뚜렷이 나타났다. 특히 고위도 해양에서의 해수면 온도 하강이 강하게 나타났고, 열대 해양으로 갈수록 그 편차가 감소하였다. 열대 태평양에서는 -1~-3 정도의 범위에서 해수면 온도가 감소하였고, 흥미롭게도 cold tongue이 위치한 열대 동태평양이 서태평양에 비해 감소폭이 크게 나타났다. 이리하여 6K 실험 결과와 유사한 La Nina-like 패턴이 감지되었다. 앞서 언급한 바와 같이 열대 동태평양과 서태평양의 차등적인 변화는 결국 무역풍의 강화를 초래할 것임을 알 수 있다.

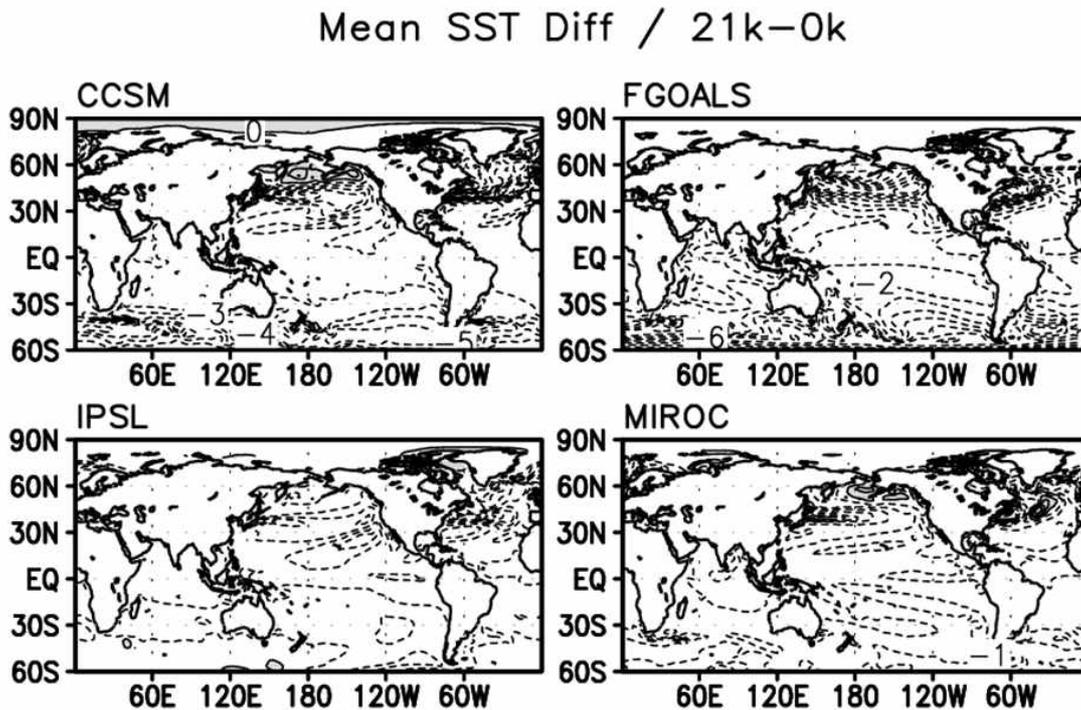


Fig. 1-10. Mean sea surface temperature difference between 0K and 21K experiments

(2) 변동성 분석

Table 1-2에 나타난 바와 같이 엘니뇨 지수에 나타난 경년 변동의 경우, CCSM, FGOALS, IPSL은 현재와 비교하여 LGM 동안에 감소하였고, MIROC의 경우 증가하였다. 한편 LGM 동

안의 경년 변동의 주기와 관련해서는 CCSM과 MIROC의 경우 현재보다 긴 주기를, FGOALS와 IPSL의 경우는 짧은 주기의 변동을 모의하였다.

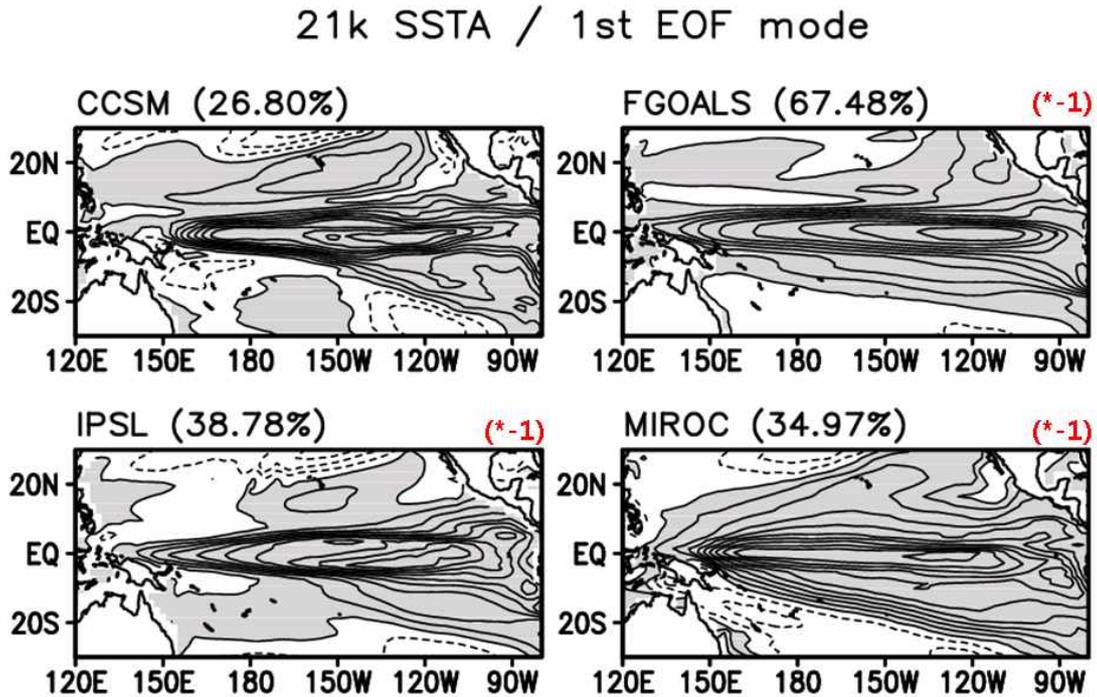


Fig. 1-11. First EOF modes of sea surface temperature anomaly obtained from 21K experiment. Percentage variance is shown in the upper part of each panel

열대 해수면 온도의 주요 변동 모드를 구하기 위하여 앞서와 같이 경험적 직교 함수 분석을 수행하였다. Fig. 1-11에 나타난 바와 같이 첫번째 EOF 모드의 경우 모든 모형에서 0K에서 구한 것과 유사함 패턴을 보이고 있다. 그러나 각 모드가 설명하는 분산은 0K에 비해 다소 감소하였다. 이는 Table 1-2에 나타난 바와 같이 LGM 동안에 엘니뇨의 변동이 다소 감소한 경향과 일치한다.

각 모드의 특징을 알아보기 위하여 첫번째 EOF 모드의 PC를 주기 분석하였다. CCSM의 경우 0K 실험에 나타났던 2년 주기의 변동이 매우 약해지고 장주기의 변동이 나타났다. 이 같은 현상은 IPSL과 MIROC에서도 유사한 결과를 보였다. 한편 FGOALS의 경우는 21K에 대하여 주기가 감소하는 결과를 보였다. 이는 앞서 엘니뇨 지수를 분석한 결과인 Table 1-2와 일치한다.

(3) 요약

LGM 동안의 경년 변동은 다소 감소한 경향이 있었다. 그러나 모형 결과는 매우 제한적이어서 간단한 분석만이 이루어졌다. 앞서 언급한 바와 같이 LGM 모의에 참여한 모형의 수가 한정되어 있어서 신뢰성 있는 결론을 도출하기가 어렵다고 여겨진다.

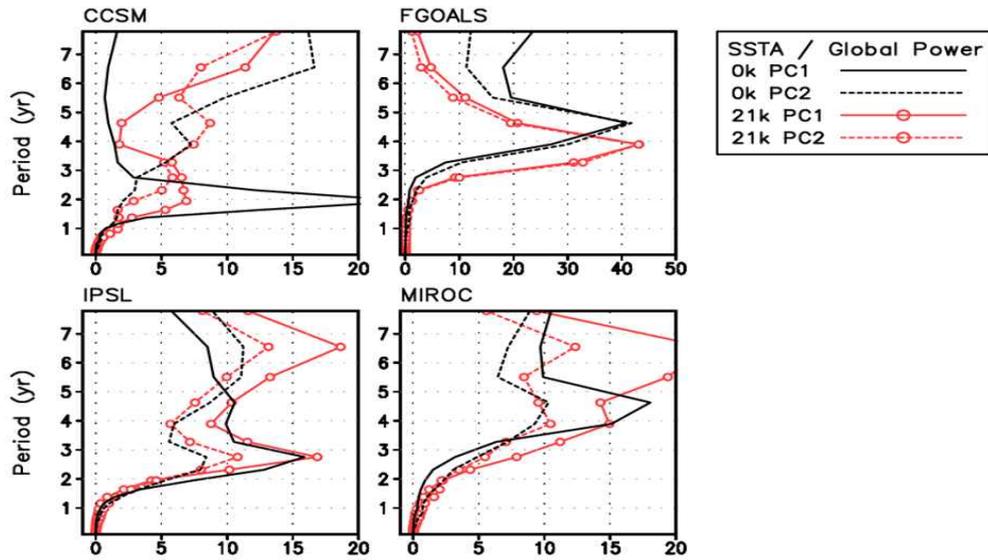


Fig. 1-12. Spectral density of the first EOF PCs of SST obtained from 0K and 21K experiments.

## 마. 기후 강제력과 열대 변동성의 관련성 분석

### (1) 계절변동과 경년변동의 연관성

먼저 계절변동과 경년 변동이 0K와 6K 동안에 어떤 변화를 보이고 있는지 알아보기 위하여 두 가지 엘니뇨 지수 (NINO3m: 5S-5N, 170-110W 그리고 NINO4m: 5S-5N, 140E-170W)에 대하여 분광 분석을 하였다. 즉 NINO3m은 주로 동태평양 엘니뇨 지수에 해당하고, NINO4m은 중태평양 엘니뇨 지수에 해당한다 (Kug et al. 2010). Fig. 1-13에 나타낸 바와 같이 모든 모형에서 동태평양 지역 (NINO3m)의 계절 변동은 6K 동안에 감소하는 경향이 뚜렷하다. FGOALS의 경우 Fig. 1-3와 마찬가지로 계절변동을 제대로 모의하지 못했다. 한편 중태평양 (NINO4m)의 경우 MIROC를 제외하고 모든 모형에서 계절 변동이 6K 동안에 강화되고 있었다. 이 같은 변화는 실제 계절 변동이 시작되는 동태평양에서의 변화는 약화되고, 이로부터 시작된 변동분이 서진하면서 전파되는 지역인 중태평양에서 강화됨을 의미한다. 즉 계절변동의 서진하는 메커니즘이 6K 동안에 강화된 것이라 할 수 있고, 이는 평균장에 있어서 동-서 방향의 해수면 온도 경도가 증가한 것이 그 주요 요인이라고 할 수 있다. 왜냐하면 동-서 방향의 해수면 온도 경도의 가중에 따라서 계절 변동의 편차가 그 진폭을 유지하면서 서쪽지역으로 도달 할 수 있는 범위가 달라지기 때문이다. 6000년 전 기후 상태는 앞의 Fig. 1-1 에서 보인바와 같이 동-서 방향의 해수면 온도 경도가 현재 상태보다 증가한 상태라 할 수 있다. 한편 동태평양에서 계절 변동이 약화된 원인은 좀 더 연구가 필요하다고 할 수 있다.

동태평양의 경년 변동의 경우 앞서 Table 1-2에 보인 바와 같이 6000년 동안에 분산이 감소되고, 주기가 약간 길어지는 결과를 보이고 있다. 한편 중태평양의 경년 변동은 모형마다 다양한 결과를 보이고 있으나, 대체로 분산이 증가하고 주기도 증가하는 경향이 있다. 이러한 결과는 계절변동과 경년 변동 사이에 역의 관계가 성립함을 입증해 준다.

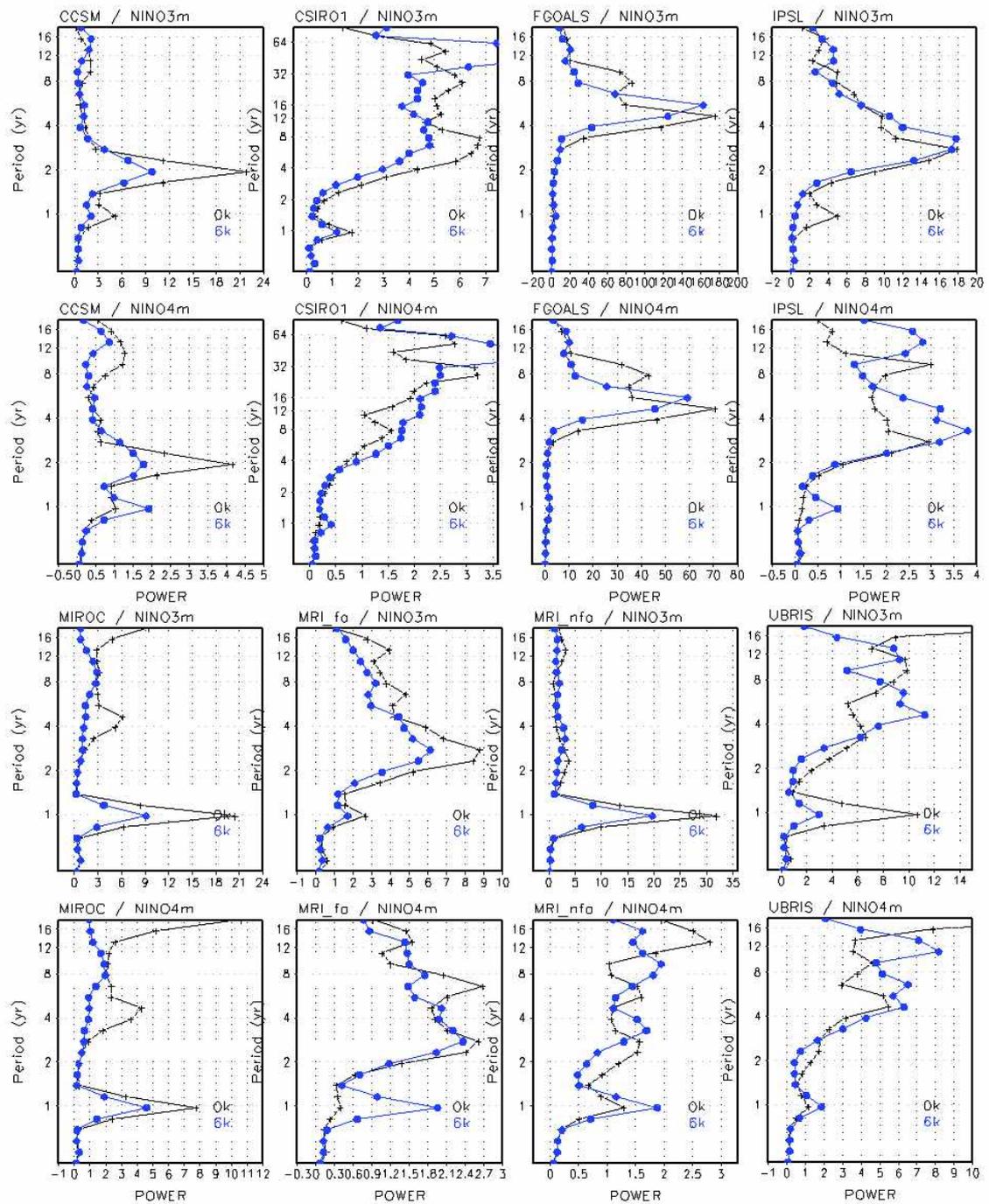


Fig. 1-13. Power spectrum density of NINO3m and NINO4m obtained from 0K and 6K experiments.

## (2) 평균장과 경년변동의 연관성

평균장의 변화와 경년변동의 관계를 알아보기 위하여 여기서는 MRI\_fa 모형 결과를 주로 분석하였다. 먼저 해수면 온도의 분포를 Fig. 1-14에 나타내었다.

Fig. 1-14에 나타난 바와 같이 열대 서태평양의 warm pool과 동태평양의 cold tongue의 분포는 관측과 매우 유사한 모습을 볼 수 있다. 두 시기를 비교해 보면 6K 동안에 warm pool

지역은 좁은 영역으로 감소하였고, cold tongue의 경우 보다 강화된 모습을 보이고 있다. 두 기간 사이의 편차를 보면 보다 뚜렷하게 거의 모든 태평양 지역에서 해수면 온도가 감소되었음을 알 수 있다. 특히 동태평양 지역의 감소가 뚜렷하여 La Nina-like 패턴이 뚜렷하다. 이는 앞서 다른 모형의 결과와 유사한 결과라 할 수 있다.

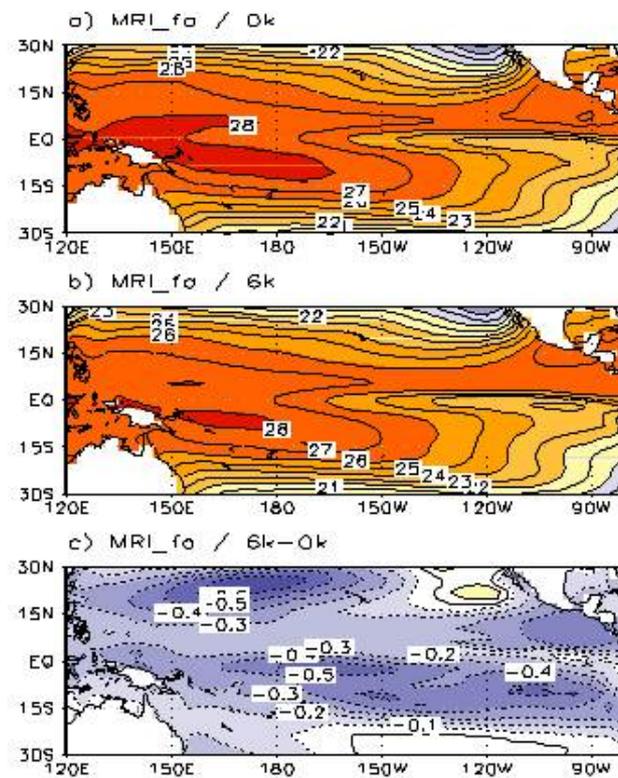


Fig. 1-14. Tropical Pacific mean SST distribution obtained from a) 0K, b) 6K experiments and c) their difference.

열대 해양 하층의 구조는 경년 변동의 특성을 결정하는 주요한 기후치이다. 특히 수온약층의 분포와 연직 방향의 온도 경도는 용승에 의한 온도 이류에 영향을 미쳐서 엘니뇨의 안정도를 결정하는 요인으로 작용하게 된다 (An and Jin 2000). Fig. 1-15에 나타낸 바와 같이 두 시기에 나타난 해양의 연직구조는 관측과 매우 유사한 구조를 보이고 있다. 서태평양의 깊은 수온 약층과 동태평양의 얇은 수온 약층이 나타내고, 이로 인한 수온약층의 동-서 방향으로 경사를 볼 수 있다. 그러나 두 기간 동안의 차이를 구하면 구조의 차이가 뚜렷이 나타난다.

즉, 열대 서태평양의 경우 120m 깊이 부근에 강한 양의 편차가 나타난다. 이는 이 지역 수온 약층을 깊게 만드는 역할을 할 것이다. 하지만 이 지역의 평균 수온 약층의 깊이가 150m 이상이 됨으로 용승에 의한 열이류의 효과에는 크게 영향을 미칠 수 없음을 짐작할 수 있다.

한편 동태평양의 경우 다소 복잡한 구조를 보인다. 특히 아메리카 대륙 근처 지역에는 40m 깊이 부근에 양의 편차가 나타나서 연직 온도 경도를 약화시키는 역할을 할 것으로 사료되며 이는 용승에 의한 이류 효과에 영향을 미칠 것이 틀림없다. 이와는 달리 120W 부근 60m 깊이에 나타난 음의 편차는 용승에 의한 온도 이류를 강화시킬 수 있다. 그러나 혼합층 보다 깊은 곳에서의 변화이기 때문에 실질적으로 얼마나 영향을 미칠 수 있는지는 열 수지 분석을 통해서만 알 수 있다. MRI\_fa의 경우 6K 동안에 경년 변동의 감소가 뚜렷하고, 중태평양 형태의 엘니뇨 발생의 증가가 뚜렷한 모형이다. 이러한 변화는 앞서 언급한 바와 같이 동-서 방향의 평균 해수면 온도 경도의 증가가 가장 큰 요인이라고 할 수 있다.

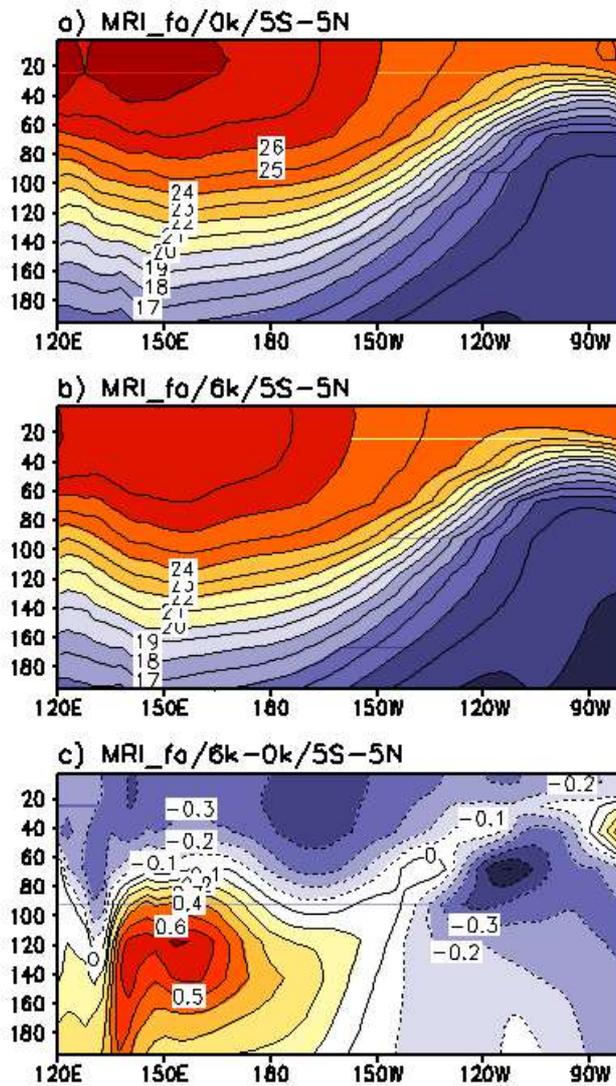


Fig. 1-15. Sea water temperature distribution along the equator obtained from a) 0K and b) 6K and c) their difference.

### (3) 요약

본 절에서는 기후 평균장, 계절 변동, 그리고 경년 변동의 상관성을 알아보았다. Fig. 16은 해수면 온도, 표층의 바람응력 그리고 표층의 발산장의 두 기간 동안의 차이를 보여준다. 이 그림으로부터 평균장, 계절변동 그리고 경년 변동 간의 차이가 발생하는 원인을 설명할 수 있다. 즉 동서 방향의 온도 경도가 증가하고 그림과 같이 남북 방향의 온도 경도 또한 증가하게 된다. 이는 북서쪽으로 향하는 cross equatorial flow의 강화를 유도하는데 모형에서 실질적으로 바람의 응력이 증가하는 지역은 170E-120W 부근이 된다. 이러한 무역풍의 증가는 중-동태평양 지역의 혼합층의 깊이를 감소시키는 역할을 할 것이다. 혼합층의 감소는 표층으로 유입 또는 방출되는 열속에 대한 해수면 온도의 민감도를 높여서 계절변동의 강화를 초래할 것으로 여겨진다. 특히 Fig. 1-13에 보인 바와 같이 NINO4m지역에서의 강화가 이를 입증한다. 반면에 Fig. 1-15c)에 나타난 바와 같이 아메리카 대륙 근처의 해안에서는 혼합층의 깊이가 깊어져서 Fig. 1-13와 일치하는 계절변동의 약화가 나타난다고 할 수 있다. 이와는 반대로 해양 혼합층 깊이의 감소는 경년변동의 감쇄효과 (damping effect)를 증가시키도록 작용하여 경년변동의 약화를 유도하게 된다. 이는 Fig. 1-13 또는 Table 1-2 보인바와 같다. 이 같이 기후 강제력의 변화는 열대 태평양의 계절변동과 경년 변동의 변화를 유도하게 된다. 본 연구에서 제시된 역학 원리는 미래 기후 변화에 대하여 적용하게 될 것이다.

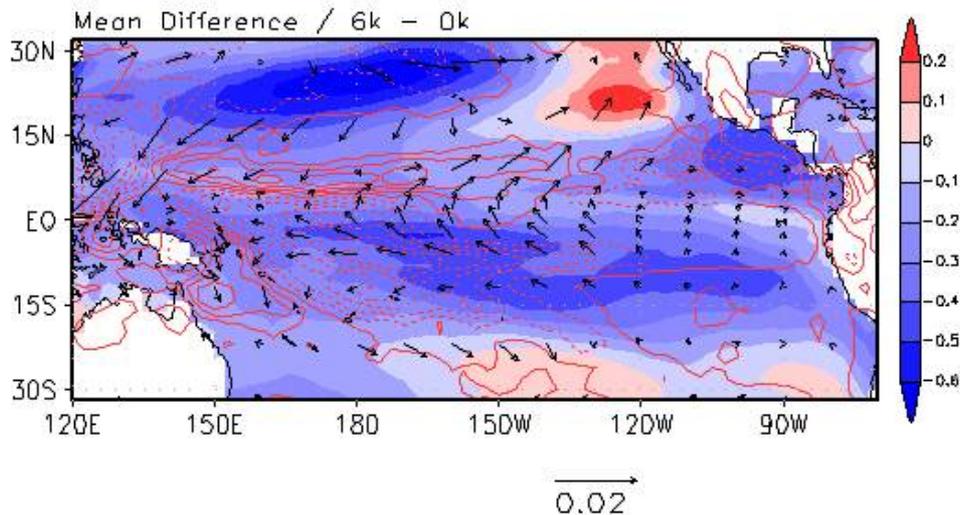


Fig. 1-16. Difference of SST, surface wind stress, surface divergence between 0K and 6K experiments obtained from MRI\_fa.

**바. 미래 기후 변화와 연계성 분석**

최근 증가하고 있는 중태평양 엘니뇨 (central Pacific El-Nino)는 온난화의 원인으로 파악되고 있으며, Yeh et al (2009)에 보인 바와 같이 온난화의 증가는 중태평양 타입의 엘니뇨 증가를 야기할 것으로 기대되고 있다. 본 연구에서는 6000년전 현재보다 지구평균 기온이 높았던 시기에 어떤 타입의 엘니뇨가 주로 발생했는지를 조사하고 이를 미래 경년 변동의 변화와 연관 지어 보았다.

Table 1-3. Standard deviation of winter-time averaged ENSO indices obtained from 0K and 6K experiments and also ratio between STD of 0K and that of 6K. The ratio greater than 1 indicates that STD of 6K is greater than that of 0K.

**Removed seasonal cycle (STD for DJF)**

STD	NINO1+2		NINO3		NINO3m		NINO3.4		NINO4		NINO4m	
	0k	6k	0k	6k	0k	6k	0k	6k	0k	6k	0k	6k
<b>SSTA</b>												
CCSM	0.820	0.749	1.106	0.966	1.189	1.017	1.203	1.022	0.897	0.729	0.586	0.473
	0.913		0.874		0.855		0.849		0.813		0.806	
CSIRO1	0.492	0.410	0.513	0.422	0.622	0.511	0.660	0.539	0.503	0.524	0.234	0.322
	0.832		0.823		0.822		0.817		1.041		1.222	
FGOALS	1.723	1.395	2.150	1.813	2.247	1.902	2.252	1.192	1.871	1.550	1.496	1.219
	0.806		0.843		0.846		0.849		0.829		0.815	
IPSL	0.685	0.624	1.067	0.971	1.109	0.983	1.122	0.979	0.832	0.723	0.452	0.454
	0.910		0.910		0.887		0.873		0.869		1.004	
MIROC	0.287	0.243	0.473	0.371	0.541	0.387	0.553	0.390	0.564	0.347	0.514	0.314
	0.848		0.783		0.715		0.706		0.615		0.610	
MRI_fa	0.581	0.535	0.741	0.631	0.882	0.718	0.924	0.749	0.737	0.629	0.375	0.358
	0.922		0.852		0.814		0.810		0.853		0.953	
MRI_nfa	0.443	0.357	0.611	0.528	0.660	0.582	0.670	0.592	0.562	0.476	0.432	0.369
	0.804		0.864		0.881		0.885		0.848		0.854	
UBRIS	1.236	1.001	0.885	0.657	0.896	0.679	0.895	0.692	0.673	0.569	0.561	0.476
	0.810		0.743		0.758		0.772		0.846		0.849	

먼저 NINO1+2부터 NINO4m까지의 모든 ENSO index의 표준편차를 구하였다. 즉 NINO1+2는 가장 동쪽에 위치한 지역이고, NINO4m은 가장 서쪽에 위치한 지역을 의미한다. Tabel 1-3에 정리된 바와 같이 대부분의 모형에서 동쪽에서 서쪽으로 가면서 두 기간 동안의 표준편차의 비율이 증가하고 있음을 알 수 있다. 이는 6000년전 엘니뇨 변동의 주요 지역이 현재와 비교하여 보다 서쪽에 위치했음을 의미한다. 특히 CSIRO1과 IPSL은 6000년전 변동이 현재 보다 큰 지역이 중-서태평양 근처에서 기록되었다.

앞서 언급한 바와 같이 몇몇 모형에서 중-서태평양의 경년 변동이 6000년전에 강하게 나타

났음을 알 수 있다. 이 같은 증가 현상은 앞서 언급한 중태평양 타입의 엘니뇨 증가와 관련될 것으로 사료되어 이를 조사하였다. 이를 위하여 0K와 6K의 실험에 나타난 중태평양 엘니뇨와 동태평양 엘니뇨의 발생 수를 구하고 발생 수 간의 비를 구하였다. Fig. 1-17에 나타난 바와

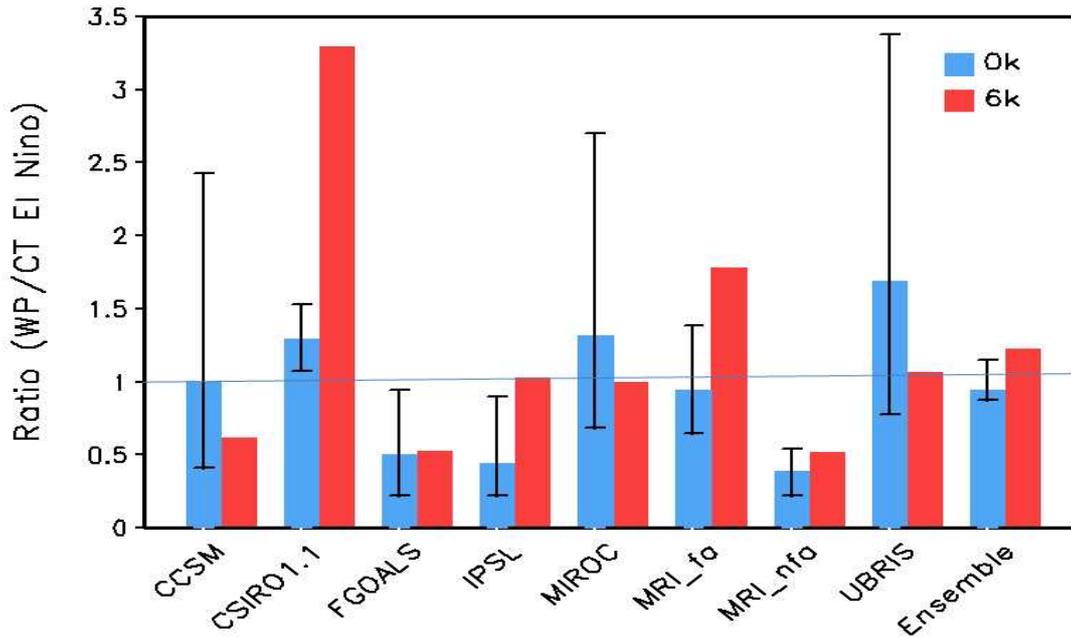


Fig. 1-17. Ratio of number of events of Central-Pacific El Nino vs. Eastern Pacific El Nino obtained from 0K and 6K experiments.

같이 6000년 전 중태평양 엘니뇨의 발생 비율이 8개 모형 중 5개의 모형에서 증가하였고, 나머지 3 모형에서 감소하였다. 그러나 신뢰도를 고려한다면, 양상블 결과에 나타난 바와 같이 중태평양 엘니뇨의 빈도수가 현재 (산업혁명이전)와 비교하여 6000년전의 기후 상태에서 보다 많음을 알 수 있다. 이 같은 발생 빈도수의 증가는 Fig. 1-1에 보인 바와 같이 동태평양의 해수면 온도 감소가 서태평양에 비해 강했던 6000년 전의 기후 상태에 기인한 것으로 사료된다. 즉 중태평양 엘니뇨의 성장과 관련하여 표층 해류에 의한 동-서 이류효과의 역할이 중요한 것으로 알려져 있는데 (Kug et al. 2010), 이 같은 동-서 간의 이류는 평균 해수면 온도의 동-서 경사도에 비례하므로 6000년전 이 경사도의 증가가 보다 많은 중태평양 엘니뇨의 발생을 유도한 것으로 이해 할 수 있다.

## 2. 6천년전과 2만년전전의 중위도 지역의 기후 변동성 분석

### 가. 연구의 개요

북반구 중위도 태평양의 기후 변동 모드 중에 가장 주요한 모드로 알려진 Pacific Decadal Oscillation (PDO)는 북위 20도 이상의 고위도의 태평양 해수면 온도 anomaly의 첫 번째 경험적 직교함수 (EOF)로 정의된다 (Davis, 1976). 즉 PDO는 북태평양 해수면 온도의 가장 주요한 변동 모드라 할 수 있으면, 이는 북태평양뿐만 아니라 그 주변 지역의 기후 변동에 큰 영향을 미치는 것으로 알려져 있다 (Mantua et al. 1997). 그러므로 미래 PDO의 변동이 어떤 변화를 겪게 될지에 대한 연구는 미래 북태평양 주변 지역의 기후 변동의 예측하는데 기여할 것이다.

현재까지의 PDO를 유발하는 메커니즘에 관한 연구에 따르면, 열대 지역의 경년 변동이 해양과 대기의 상호 작용에 의하여 유도된 것과는 달리, PDO는 주로 대기의 변동이 해양의 변동을 유발하는 것으로 여겨지고 있다. 즉 대기의 stochastic 한 에너지가 해양에 전달되면, 해양의 거대한 관성에 의하여 짧은 주기의 노이즈는 필터 되고, red spectrum의 주기에 해당하는 변동이 잔존하게 되는 데 이러한 변동이 결국 PDO를 형성하는 주요한 메커니즘으로 밝혀지고 있다 (An and Wang 2005). 이러한 이유 때문에 결국 북태평양을 지배하는 주요한 대기의 변동이 결국 PDO를 형성하는 주요 강제력으로 작용하게 되는 것이다.

PDO를 유도하는 강제력에 관한 연구는 auto-regressive lag-one (AR1) process model을 이용하여 PDO를 hindcast함으로써 밝혀지고 있다. Newman et al. (2003)은 ENSO index 만을 이용하여 AR1 process model를 구성하고, 이로부터 PDO index를 재생산하는 데 성공했으며, 이를 보다 발전시킨 Schneider and Cornuelle (2005)은 네 가지 index를 이용하여 PDO pattern을 재생산했다. 네 가지 index는 ENSO, 알류산 저기압 (AL), 북서태평양의 해면 높이와 수온약층의 깊이를 포함한다. 자세한 방법과 관련 역학은 다음 section에 소개하였다. Schneider and Cornuelle (2005)의 process model을 이용한 분석방법은 PDO pattern를 유도하는 각각의 강제력이 얼마나 기여하고 있는지를 정량적으로 구분해 낼 수 있는 방법으로 이를 통하여 과거 또는 미래의 PDO가 어떤 요인에 의하여 주로 유도 될 수 있는 지에 대한 정보를 얻을 수 있고, 또한 모형의 결과에 적용을 했을 때 각각의 모형이 지닌 PDO의 특징이 어떤 요인에 의하여 유도된 것인지를 알아낼 수 있다. 본 연구에서는 PMIP2 자료를 이용하여 Schneider and Cornuelle (2005)에서와 유사한 process model을 개발하였으며, 이를 이용하여 홀로세 중기와 마지막 빙기 동안의 PDO가 어떤 요인에 의하여 유도되었는지 분석하였다.

## 나. 자료 및 분석 방법

### (1) 자료

본 연구의 목적은 홀로세와 마지막 빙하기 동안에 나타난 북태평양지역의 기후 변동성의 변화 메커니즘을 이해하는 것임으로, 제 1절의 연구에서와 같이 PMIP2 자료를 사용하였다. PMIP2에 참가한 모형은 제1절 Table 1에 소개되어 있으며, 자료와 관련된 내용은 제1절과 동일하므로 생략하였다.

### (2) 분석방법

본 연구에서는 기본적으로 Schneider and Cornuelle (2005)에서 사용된 multiple linear regression method 따랐다. 그러나 본 연구에서는 앞서의 연구와는 다른 index를 사용하였다. 이는 각각의 모형 또는 각각의 기간 동안에 나타난 ENSO나 PDO가 서로 다르므로, Schneider and Cornuelle (2005)에서와 같이 이러한 차이를 무시하고 고정된 지역의 지역평균 값을 index로 사용할 경우 실제 변동과 관련이 없는 변동이 표현될 수 있기 때문이다. 그러므로 본 연구에서는 ENSO 와 AL의 index의 경우 각각 열대와 북태평양의 해수면 온도 아노말리의 첫 번째 EOF에 해당하는 principal component (PC) time series를 이용하였다. 또한 쿠로시오-오야시오 지역의 해면 높이 (SSH\_KOE) 인덱스는 북서태평양 지역 (140°-170°E, 30°-45°N) 해면 높이 (sea level height)에 EOF를 적용하여 그 첫 번째 EOF 모드의 PC 로 정의하였다. 수온 약층 (Thermocline\_KOE) 인덱스는 역시 북서태평양 지역 (140°-170°E, 35°-40°N) 수온약층의 지역 평균 값으로 정의하였다. Taguchi et al. (2007)에 따르면, 142°-180°E에 대하여 동-서 평균된 SSH의 EOF 모드가 Kuroshio-Oyashio Extension (KOE) 축의 변화와 크게 관련이 된다고 하였으며, 특히 그 첫 번째 모드는 PDO와 관련이 있는 것으로 보고하였다. 그러므로 본 연구에서는 SSH의 EOF 모드의 PC를 index로 사용하였다.

PDO를 재생산하여 위하여 사용된 process model의 방정식은 다음과 같다.

$$\partial_t T(x, y, t) = -\alpha(x, y)T(x, y, t) + \gamma_i(x, y)F_i(t) \quad (1)$$

여기서  $t$ 는 시간:  $\alpha$ 는 damping rate이며; 4가지 forcing term인 ENSO, AL, SSH\_KOE and Thermocline\_KOE 는  $F_i(t)$ 로 표기하였다. 그러므로 index  $I$ 는 각각의 forcing을 의미한다. 위 방정식을 시간 적분하면 아래와 같은 형태가 된다.

$$T(x, y, t) = \gamma_i(x, y)F_i(t) + \alpha(x, y)T(x, y, t - \delta) \quad (2)$$

여기서  $\delta$  는 1년으로 고정될 것이며,  $\gamma_i$  는 북태평양 해수면 온도를 각각의 forcing index에 대하여 multiple regression 하여 구하게 된다. Damping rate  $\alpha(x, y)$ 는 물리적으로

re-emergence 효과라고도 불리며, 이는 전년도 겨울철의 메모리가 다음해 겨울에 얼마나 전달 되는 가를 나타내는 지수라 할 수 있다. 여기서 re-emergence 효과라 함은, 겨울철 동안의 강한 바람과 표면 냉각은 깊은 혼합층 (ocean mixed layer)을 유도하게 되는 데, 이듬해 여름 동안에 알아진 혼합층 아래에 지난 겨울철 동안의 변동이 잔존하게 되고, 다시 겨울이 되어 혼합층이 깊어지면서 이렇게 잔존했던 에너지가 다시 발현함을 의미한다 (Alexander et al. 1999; Deser et al. 2003). 통계적으로는 이 항이 짧은 주기의 변동을 필터하는 역할을 한다 (An and Wang 2005). 본 연구의 계산 결과에 따르면,  $\alpha(x,y)$  이 값이 0.1 과 0.3 사이의 값을 갖는데, Schneider and Cornuelle (2005)에서 제시한 값 (0.25)와 유사하여 본 연구에서는 동일한 값을 사용하였다. 이러한 시도에 따른 결과의 차이는 무시할 수 있을 정도로 적었다.

#### 다. 20C PDO 변동성 분석

고기후 동안의 PDO 분석을 위하여 앞서 소개한 process model을 적용하기 전에 먼저, 본 process model이 과연 본 연구에 적합한지를 알아보기 위하여 이를 관측자료에 적용하였다. 본 연구에 사용된 자료는 해수면 온도, 해면 기압 (SLP), 해면 높이 (SSH) 와 수온약층의 깊이로써 ERSST v3 (Smith et al., 2008), NCEP-NCAR reanalysis (Kistler et al., 2001), SODA-POP (Carton and Giese, 2008) 으로부터 자료를 입수하였다. 사용한 자료의 범위는 1958년 1월부터 1999년 12월까지 총 504개의 월평균 자료이며, 이 기간은 앞서의 기간에 비해 비교적 양질의 자료로 판단되어 사용하였다. 특히 SSH와 수온약층 자료를 위하여 사용된 SODA-POP은 global ocean retrospective analysis를 통하여  $0.25^\circ$  (lat) x  $0.4^\circ$  (lon)의 수평 격자와 40 층의 연직 격자 자료를 생산한 것으로, 이를 위하여 Parallel Ocean Program (POP) 모형이 사용되었으며, 해양의 강제력으로 사용한 대기 자료는 European Centre for Medium-Range Weather Forecasts 40-yr reanalysis (Uppala et al. 2005)를 이용하였다.

먼저 PDO 모드를 구하기 위하여 앞서 언급한 ERSSTv2로부터 최근 약 50년 동안의 해수면 온도 자료를 입수하고, 이로부터 계절 변동을 제거한 후 EOF 분석을 실시하였다. EOF 분석은 북위 20도 이상의 태평양 지역에 대하여 적용하였다. Fig. 1-18 에 보인 바와 같이 북태평양 해수면 온도 아노말리의 첫 번째 EOF 모드는 총분산의 약 21%를 설명하고 있다. 이 모드는 경도  $160^\circ\text{W}$  북위  $30^\circ\text{N}$ 에 중심을 둔 음의 편차 패턴이 중태평양에서 서태평양의 일본 열도 부근까지 동-서 방향으로 길게 뻗어 있고, 이를 양의 편차가 감싸고 있는 구조를 보이고 있다. 즉 북아메리카 연안지역은 중태평양과 서로 다른 부호를 보이고 있다. 이러한 구조는 양의 PDO에 해당한다.

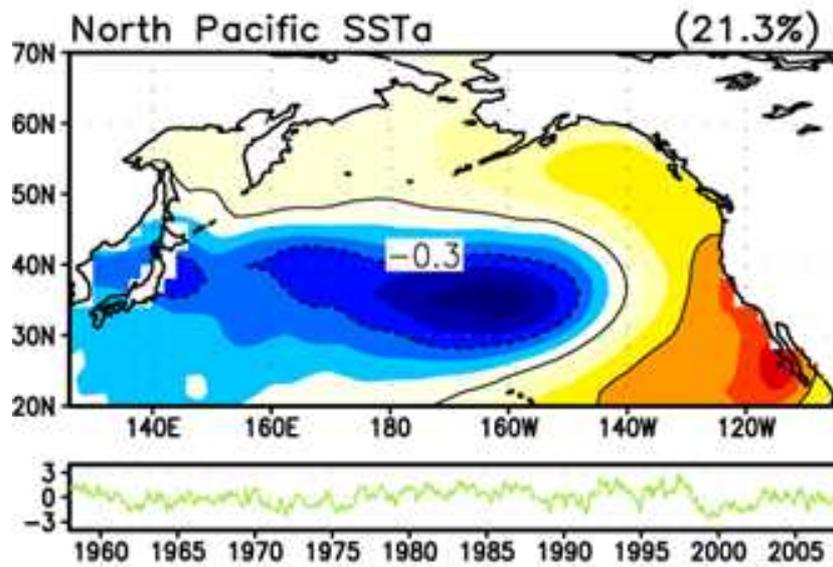


Fig. 1-18. First EOF mode of North Pacific SST anomalies and corresponding PC time series.

또한 열대 태평양 (북위 15도 ~ 남위 15도) 해수면 온도 아노말리에 대한 첫 번째 EOF 모드도 구하였다. Fig. 1-19에 보인 바와 같이 이 모드는 전형적인 엘니뇨의 형태를 하고 있으며, PC time series에 나타난 바와 같이 주요 엘니뇨, 라니냐 시기와 그 변동이 일치함을 알 수 있다. 또한 PC의 주요 변동 주기는 약 2-7년을 보인다. 그러므로 이 모드는 ENSO 모드라 할 수 있다. 이 모드는 전체 해수면 온도 아노말리 공분산의 약 55%를 설명하고 있다.

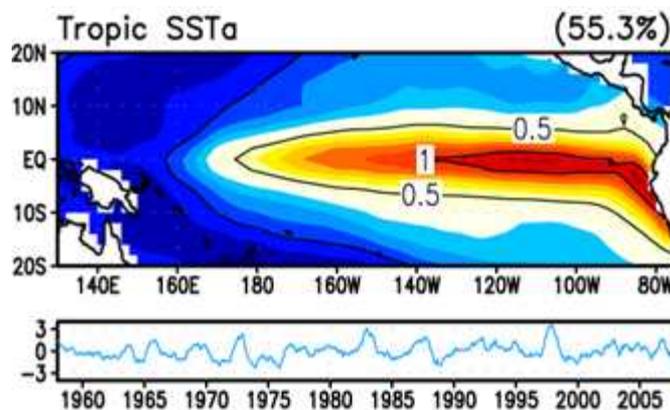


Fig. 1-19. First EOF mode of Tropical Pacific SST anomalies and corresponding PC time series.

북태평양 대기의 주요 변동 모드를 알아보기 위하여 해면 기압 아노말리의 EOF를 구하였다. Fig. 1-20에 보인 바와 같이 첫 번째 EOF 모드는 주로 알류산 저기압 (AL)의 변동을 나타내며, 이 모드는 총 공분산의 약 34%를 설명한다. 이 모드의 최대는 경도 165W° 위도 45N°에 위치한다. 앞서 언급한 바와 같이 AL은 엘니뇨의 변동과 상관성이 높다 (Alexander et al. 2002). 특히 엘니뇨가 발생한 해에는 AL은 강해지고 다소 남서쪽으로 이동하는 경향이 있다. 위의 Fig. 1-18, 1-19, 그리고 1-20에서 보인 EOF mode의 PC 들은 PDO, ENSO, 그리고 AL을 위한 index로 사용될 것이다.

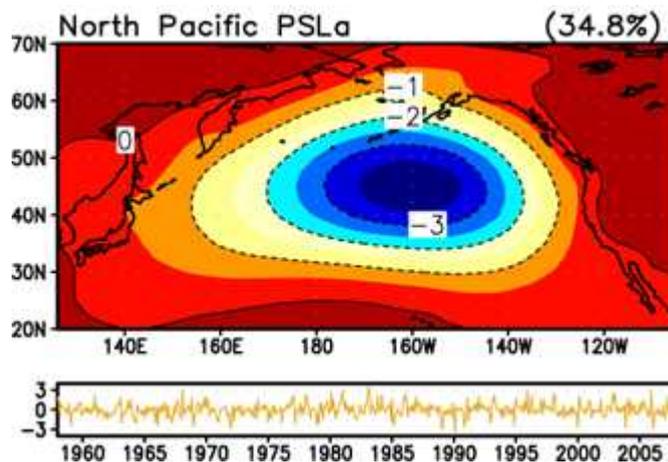


Fig. 1-20. First EOF mode of North Pacific Sea level Pressure anomalies and corresponding PC time series.

한편 쿠로시오-오야시오 지역 (KOE)의 PDO 패턴은 그 지역은 해양 역학의 역할이 매우 중요하다. 특히 Schneider and Cornuelle (2005)은 이 지역의 해면 높이 (SSH)와 수온약층 (thermocline) 지수를 정의하여 KOE 지역의 PDO 패턴을 성공적으로 재생산하였다. 본 연구에서는 앞서 언급한 바와 같이 Schneider and Cornuelle (2005) 방법을 그대로 따르지 않고, 각 변수의 pattern 변화에 따라서 지수를 결정하였다.

이를 위하여 먼저 Fig. 1-21에 보인 바와 같이 SSH의 변동이 강한 지역을 설정하여 각각의 index를 정의하였다. Thermocline index의 경우 Fig. 1-21에 표기된 지역의 평균값을 사용하였고, SSH index는 Fig. 1-21의 표기된 지역의 SSH의 동서 평균 값을 구하고, 이를 다시 EOF 분석하여 얻어진 PC를 index로 사용하였다. Fig. 1-22은 EOF의 첫 번째 모드로써 총 분산의 약 40%를 차지한다. 이 모드에서 SSH의 변동은 북위 약 35도에서 가장 강한 변동을 보이고 있다. 이는 Fig. 1-21에서 보인 SSH의 분산의 최대 지역과 일치하며 이는 주로 Kuroshio-Oyashio Extension의 축의 변동을 나타낸다.

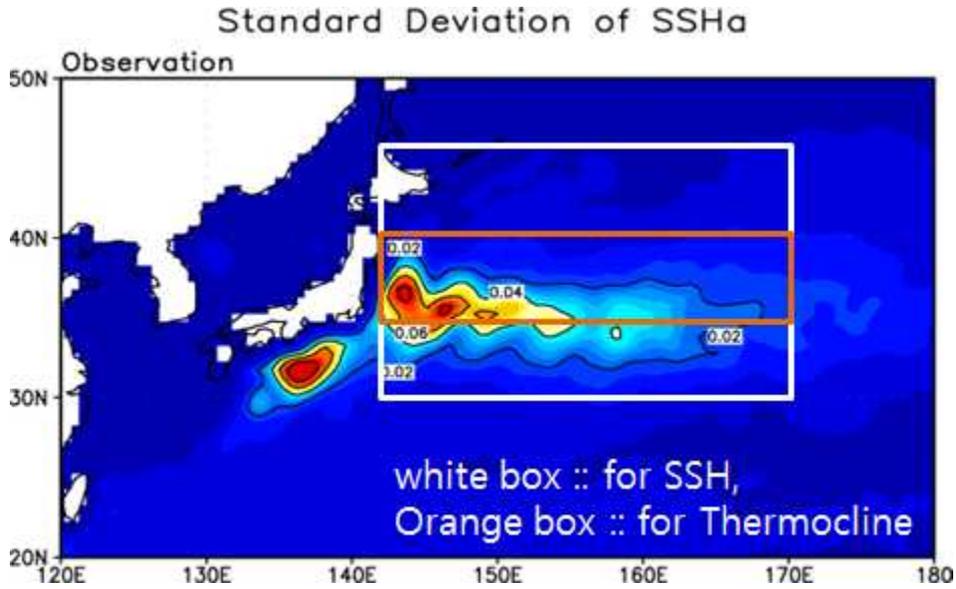


Fig. 1-21. Standard deviation of SSH and the regions where SSH (white box) and thermocline (Orange box) indices are determined.

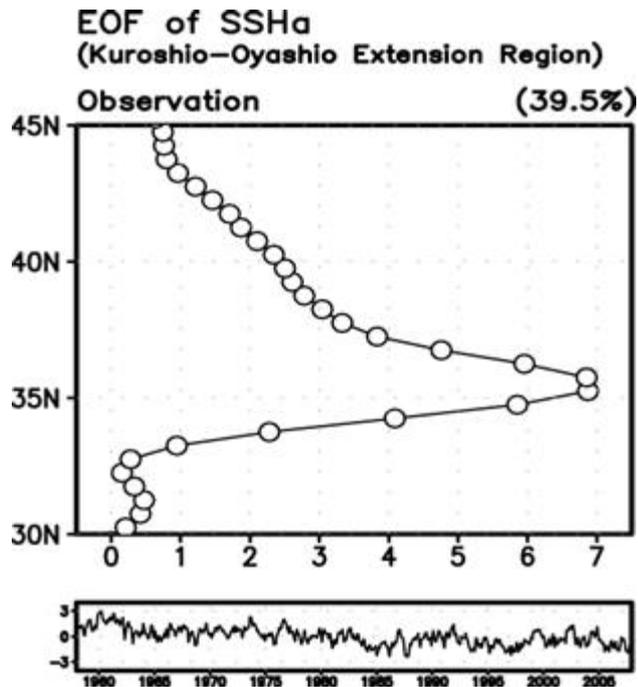


Fig. 1-22. First EOF of zonal-averaged SSH anomaly over KOE region and corresponding PC time series.

이로써 총 5가지의 지수가 결정되었다. 이러한 지수의 주요 변동 주기를 power spectrum 분석을 통하여 알아보았다. Fig. 1-23에 나타낸 바와 같이, PDO index의 경우 red spectrum의 경향을 보이면서, 10년 이상의 decadal 주기 변동이 강하게 나타났고, 10년 이하의 interannual

에 대한 변동 또한 뚜렷하게 나타났다. ENSO index의 경우 매우 강한 interannual 변동을 기록하였고, 상대적으로 약한 decadal 변동이 나타났다. AL index의 경우 decadal 변동은 거의 나타나지 않았으며, 주로 interannual 변동이 강하게 나타났다. SSH의 경우 강한 PDO와 유사하게 decadal 변동이 나타났으며, interannual 변동은 상대적으로 약하게 나타났다. Thermocline index의 경우에는 interannual 변동이 decadal 변동에 비해 상대적으로 강한 변동을 기록했다. 앞서 언급한 바와 같이 PDO는 해양의 변동 모드임으로 대기의 보다 짧은 변동 에너지를 흡수하여 red spectrum을 만들어 낼 수 있다. 그러므로 ENSO나 AL의 decadal 보다 짧은 변동도 PDO의 Decadal 변동을 유발 할 수 있다.

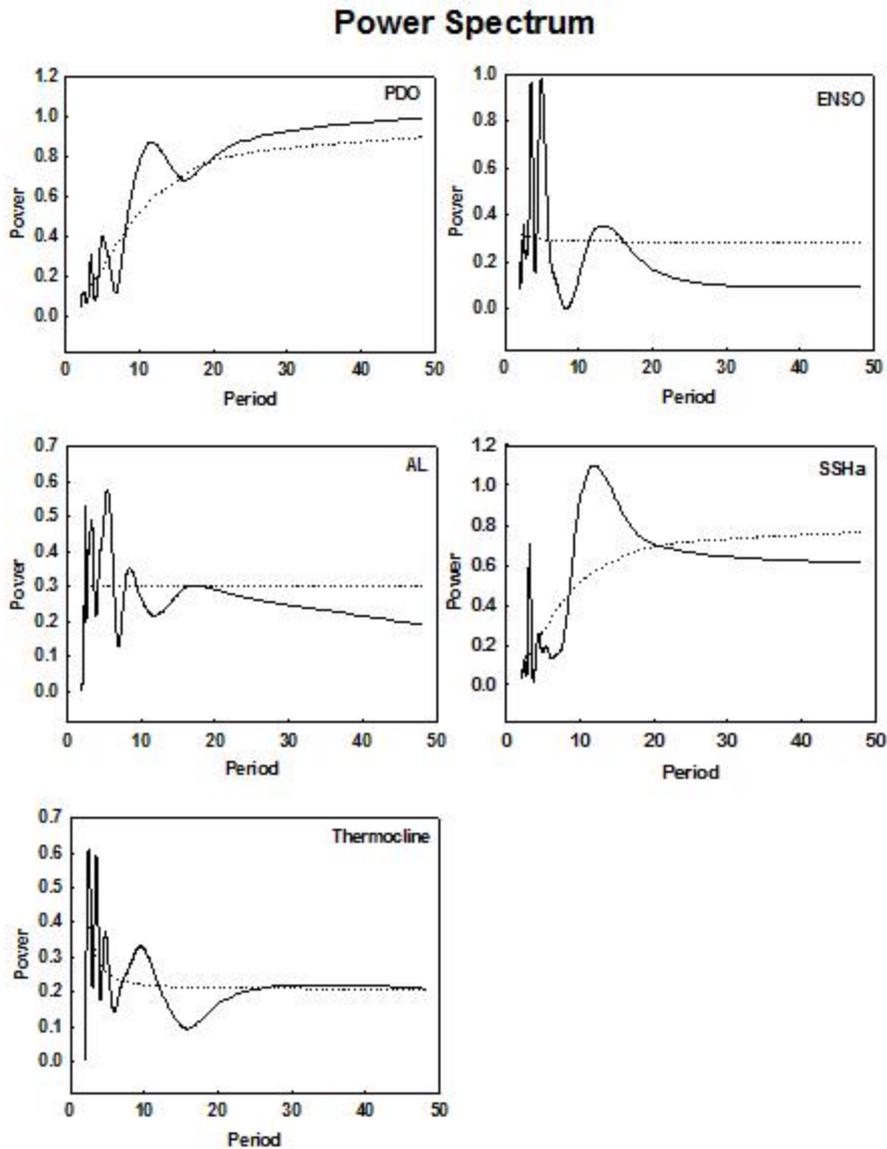


Fig. 1-23. Power spectral densities of each index

### Regression (North Pacific SSTa)

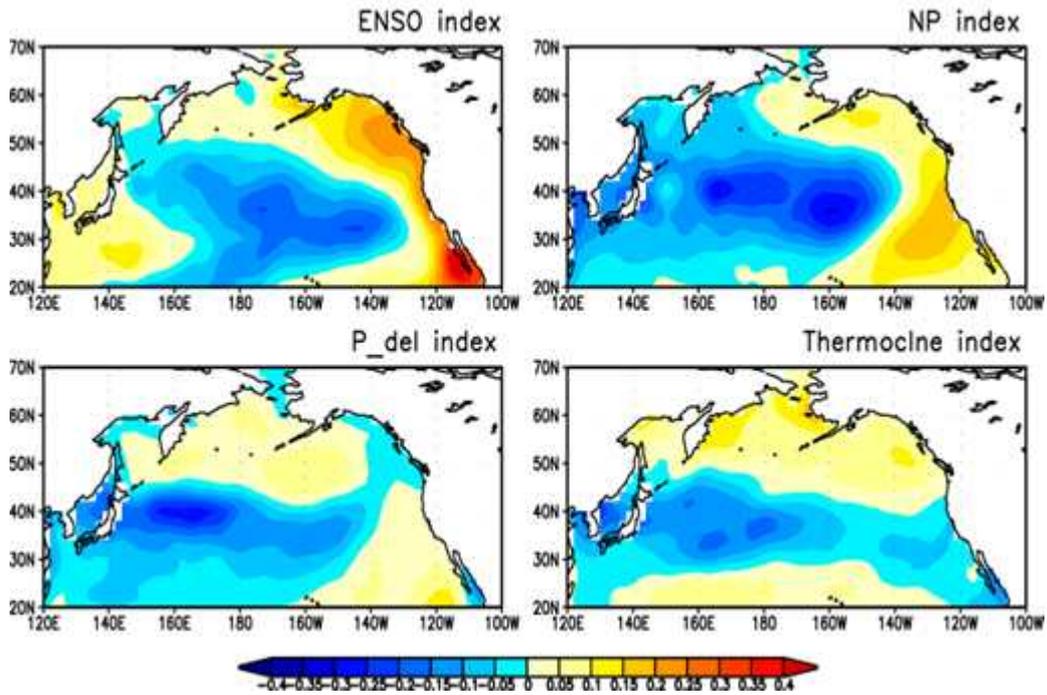


Fig. 1-24. Linear regression pattern of North Pacific SST anomalies against ENSO, AL (NP), SSH (P\_del) and Thermocline indices. Units are  $^{\circ}\text{C}$ .

앞서 소개된 process model을 이용하여 각각의 지수가 유도한 북태평양 해수면 온도 패턴을 구하였다. Fig. 1-24에 보인 결과는 linear regression pattern에 해당한다. 그림에 보인 바와 같이, 각각의 지수는 각각 다른 형태의 SST pattern을 유도하고 있다. ENSO의 경우 중태평양 지역에 음의 해수면 온도 아노말리를 유도하고, 동시에 북아메리카 해안을 따라서 양의 해수면 온도 아노말리를 유도하였다. 한편 ENSO에 의한 북서태평양 지역의 해수면 온도 변화는 상대적으로 약했다. 이는 ENSO에 의하여 유도된 열대 해양에서의 대류가 대체로 160-180도 부근에 존재하게 되는데, 이 곳에서 발생한 대기의 파동이 북동진하기 때문에, 대류의 주요 발생 지역보다 서쪽에 위치한 북서태평양의 경우 대기 파동의 영향권안에 존재할 수 없기 때문에 상대적으로 그 반응이 약하게 되기 때문이다. AL의 경우도 ENSO와 유사한 해수면 온도 패턴을 유도하고 있다. 이는 Fig. 1-20에 보인바와 같이 AL의 주요 변동 지역이 다소 동쪽으로 치우쳐져 있기 때문인 것으로 이해할 수 있다. 한편 SSH나 thermocline 지수와 연관된 북태평양의 해수면 온도 패턴을 보면, 그 중심이 주로 KOE 지역과 중태평양 지역에 있음을 알 수 있다. 이 두 지수는 KOE 지역의 대기 변동과 중태평양 지역의 대기 변동에 의하여 영향을 받는데, 특히 중태평양 지역에서의 바람의 응력은 Ekman 흐름을 유도하고 이와 연관된 해양의 로스비파는 서쪽으로 전파되어 KOE 지역의 해양의 흐름에 영향을 미치게 된다. 이러한 과정을

통하여 KOE 지역 해수면 온도의 변화가 유도된다.

위의 네 가지 지수를 모두 이용하여 북태평양의 해수면 온도를 재생산하였다. 재생산된 해수면 온도에 EOF 분석을 적용하여 Fig. 1-25에 나타내었다. Fig. 1-25에 보인 바와 같이, 원자료의 EOF에 비해 전체적으로 약한 변동을 기록하였다. 특히 북아메리카 해안 근처 남동태평양 지역의 양의 아노말리가 현저히 감소하였고, 중태평양 지역의 음의 아노말리도 크게 감소하였다. Fig. 1-24을 보면, 북아메리카 해안의 경우 ENSO나 AL에 의하여 주로 유도되고 있는데, Fig. 1-25의 차이는 이러한 과정 외에 다른 요인이 이 지역의 해수면 온도 변동을 유도하고 있는 것으로 이해될 수 있다. 또한 중태평양 지역의 해수면 온도 아노말리가 약하게 모의되는 것은 본 process model에서는 stochastic forcing이 없기 때문에 이로부터 제공되는 에너지가 유도한 해수면 온도 변동 분이 없기 때문인 것으로 이해할 수 있다. KOE 지역의 경우 두 결과 간의 해수면 온도 차이는 거의 없었다. 이는 KOE 지역의 해수면 온도 변동을 SSH나 thermocline 지수를 이용하여 충분히 표현 할 수 있음을 의미한다. 약간의 차이는 보이고 있으나, 4개의 지수를 이용하여 재생산된 북태평양 해수면 온도의 EOF는 원 자료로부터 구한 EOF pattern과 대체적으로 매우 유사하였다. 즉 process model을 이용한 재생산은 성공적임을 확인할 수 있었다.

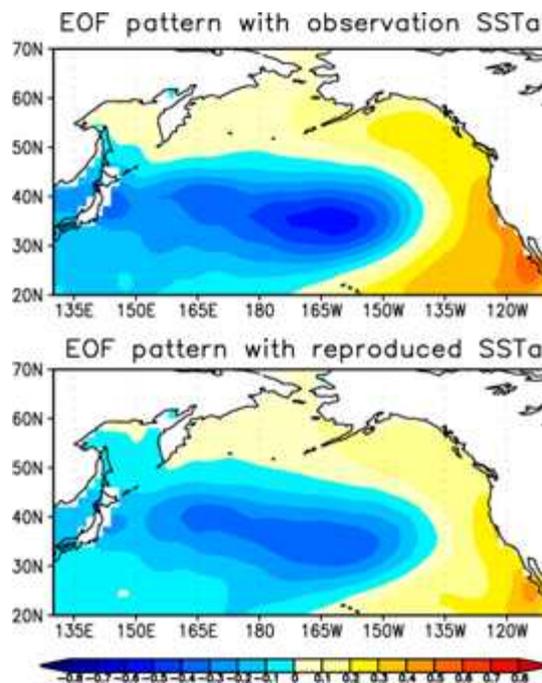


Fig. 1-25. First EOF mode of North Pacific SST anomalies obtained from the original data (upper) and that from the reconstructed data (lower).

## 라. 홀로세 중세 동안의 PDO 변동성 분석

앞에서는 20C 분석 자료를 process model에 적용하여 PDO와 관련된 북태평양 해수면 온도의 재생산을 하였고, 원 자료와 비교하여 process model이 유용함을 보였다. 여기서는 과거 6000년전 홀로세 중엽 동안의 PDO 변동을 PMIP2 자료를 이용하여 분석하였다. 6000년전 (6K) 기후 상태에 대한 PMIP2의 실험과 관련해서는 제 1 절의 2와 3에 나와 있으므로 여기서는 생략하였다.

먼저 6000년전 모형이 모의한 북태평양의 기후 상태를 진단하기 위하여 산업혁명 이전 (0K)의 기후 상태에 대하여 모형 적분한 결과와 6K 적분 결과를 비교하였다. Fig. 1-26은 0K와 6K 적분 결과로부터 해수면 온도와 해면 기압의 전체 적분 기간에 대한 평균값을 구하여 두 결과의 차이를 구한 것이다. 본 연구에서는 6개 모형의 결과를 이용하였다. 결과는 크게 두 개의 그룹으로 정리될 수 있다. 즉 6K 동안의 북태평양의 해수면 온도가 증가한 경우 이는 FGOALS와 FOAM의 속하며, 북태평양의 해수면 온도가 감소한 경우 이는 나머지 모형이 이에 속한다. FGOALS의 경우 중태평양에, FOAM의 경우 서태평양의 해수면 온도 상승이 두드러지게 나타났다. 한편, 나머지 모형들에서는 아열대 중-서태평양 지역의 해수면 온도 감소가 뚜렷하게 나타났다. 이러한 패턴은 마치 North Pacific Gyre Oscillation (NPGO; Di Lorenzo et al. 2010) 모드와 유사한 형태를 지니고 있었다. 모든 모형의 결과를 단순 평균한 ensemble 결과는 동북-남서의 dipole 형태를 보였다.

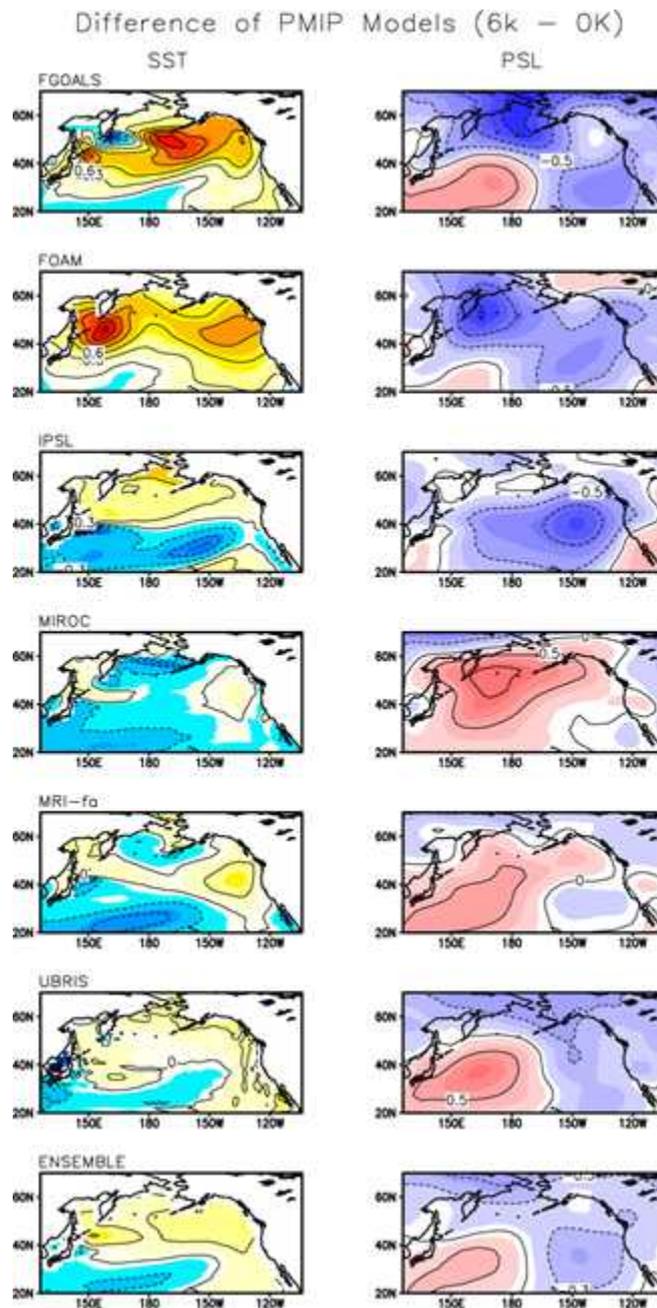


Fig. 1-26. Difference of mean SST (left panels) and sea level pressure (right panels) between 6K simulation and 0k simulation. Units for SST and SLP are oC and hPa, respectively. Contour intervals are 0.1.

해면 기압의 경우도 해수면 온도와 마찬가지로 다양한 형태의 반응을 보였다. FOAM과 IPSL은 6K 동안 해면 기압의 전반적인 하강을 MIROC와 MRI-fa는 전반적인 상승을 보였다. UBRIS와 FGOALS는 해수면 온도의 차이가 뚜렷함에도 불구하고, 해면 기압의 차이는 매우 유사했다. 이러한 결과는 해수면 온도의 변화와 해면 기압의 변화가 서로 상호작용하고 있지 않음을 의미한다. 즉 중위도 해양의 해수면 온도는 대기의 변동에 따라서 변화될 수 있지만, 해수면 온도 변화는 대기의 변동에 영향을 미칠 수 없기 때문에, 해수면 온도와 해면 기압의 변화 간에 어떤 전형적인 패턴이 정의되지 않았다고 할 수 있다.

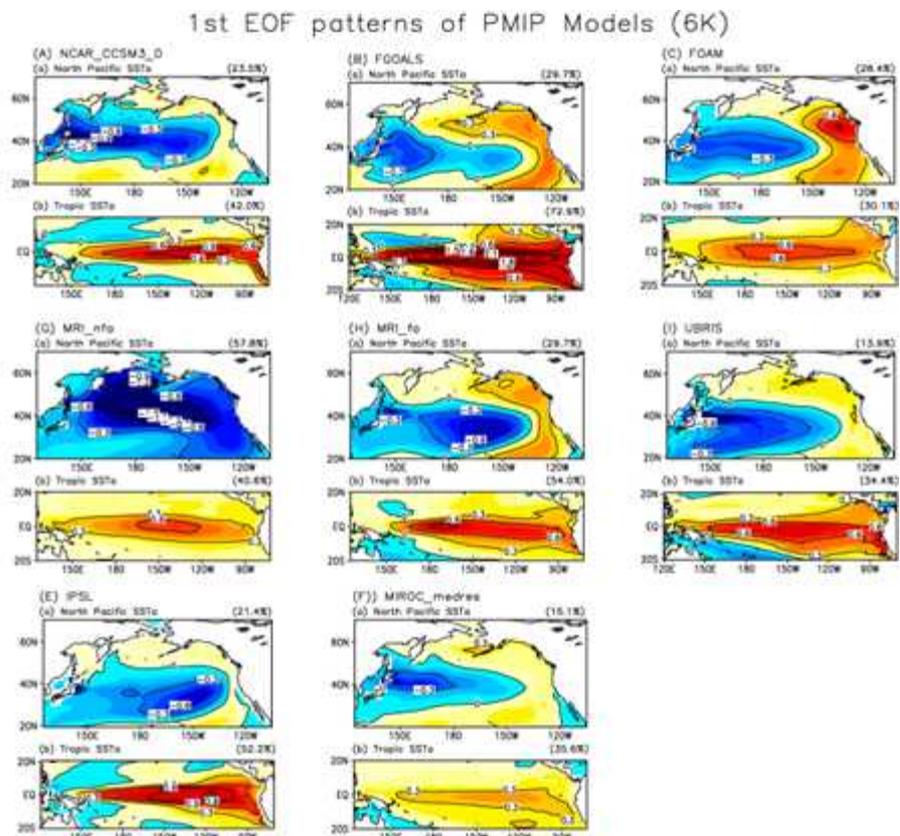


Fig. 1-27. First EOF mode of North Pacific SST and tropical SST anomalies obtained from 6K simulations of PMIP2

앞서의 20C 관측 자료의 분석에서와 마찬가지로 각 변수에 EOF를 적용하여 각각의 지수를 구하였다. 본 연구에서는 6K 동안의 변화를 구하기 위하여 0K 실험 결과와 비교하였다. Fig. 1-27은 6K 실험으로부터 구한 북태평양 해수면 온도와 열대 태평양 해수면 온도의 첫 번째 EOF 모드를 나타낸다. 각각의 모드에 대한 분산은 Table 1-4에 정리하였다.

Table 1-4. Percentage variance of First EOF modes of North Pacific and tropical Pacific SST anomalies of 6K simulations. Units are %.

	NCAR	FGOALS	FOAM	MRI_nfa	MRI_fa	UBRIS	IPSL	MIROC
North Pacific	23.5	29.7	28.4	57.8	29.7	13.9	21.4	15.1
Tropical Pacific	42.0	72.9	30.1	40.6	54.0	34.4	52.2	35.6

각각의 모형이 모의하고 있는 PDO와 ENSO 패턴은 Fig. 1-18과 1-19에 보인 20세기 관측의 결과와 비교하여 대체로 유사한 패턴을 보이고 있으나, 그 중심의 위치와 강도는 많은 차이를 보인다. 북태평양 해수면 온도 EOF 패턴의 경우 몇몇 모형은 그 중심이 북서태평양에 위치하였고 (NCAR, FGOALS, MIROC), 몇몇 모형은 그 변동이 중태평양에 집중되었다 (MRI-fa, IPSL). FOAM과 UBRIS가 관측과 유사하게, 중태평양에서 서태평양에 걸쳐서 변동이 고르게 분포하였다. MRI-nfa의 경우 관측 또는 다른 모형과 비교하여 전혀 다른 형태의 패턴을 모의하고 있어서, 본 모형은 앞으로의 분석에서 제외했다. 열대 태평양 해수면 온도의 첫 번째 EOF 패턴의 경우 적도 지역의 강한 변동이 모든 모형에서 나타났으나, 경도에 따른 변동의 중심 지역은 모형 마다 각기 다른 패턴을 보여주었다. 그러나 관측과 비교하여 대체적으로 변동의 중심이 모형 대부분에서 보다 서쪽에 치우친 결과를 보였다. 변동의 강도 또한 매우 다양한 결과를 보였다. Table 1-4에 요약한 바와 같이 첫 번째 EOF 모드가 설명할 수 있는 분산의 비율은 북태평양 해수면 온도의 경우 15-58%까지 나타났고, 열대 해수면 온도의 경우 30-73%까지 나타났다. 관측의 경우 북태평양 해수면 온도의 첫 번째 EOF는 21.3%이고, 열대 태평양 해수면 온도는 55.3% 이었다. 이는 모형의 다양성을 보여주는 것으로 이러한 모형간의 차이는 Multi-model 앙상블을 통하여 줄 일 수 있다.

홀로세-중기 (6K) 동안의 PDO 변동성의 변화를 알아보기 위하여, Fig. 1-27의 EOF 분석을 통하여 PDO index를 정의하였고, 0K simulation 자료에도 동일한 방법을 적용하여 0K 동안의 PDO index를 정의하였다. 두 시기 동안의 PDO index의 표준편차를 구하여 Fig. 1-28에 나타내었다. 그림에 보인바와 같이 FOAM의 경우 6K 동안의 PDO의 변동이 감소한 것으로 모의되었으며, 반면 MRI-fa는 6K 동안의 PDO 변동이 증가한 것으로 모의되었다. 두 모형에 나타난 표준편차의 차이는 모두 95% 유의수준을 넘었다. 그러나 나머지 모형의 경우 그 오차가 통계적으로 유효하지 않은 것으로 나타났으며, 앙상블을 하였을 경우 두 기간 동안의 PDO의 변동의 차이는 무의미한 것으로 나타났다. 그러나 proxy 자료 분석 결과에 따르면 홀로세 중기의 북태평양의 decadal-to-centennial 변동은 상대적으로 강했던 것으로 보고되고 있다

(Friddelle et al. 2003; Stone and Fritz 2006; Nelson et al. 2011). 이렇게 모형과 관측 자료의 차이가 나타나는 이유는 아마도 모형 자체의 문제로 볼 수도 있지만, proxy 자료의 정확성과 그 양이 충분치 못한 점을 감안한다면, 어떤 것이 그 차이를 유발했는지는 아직 명확하다고 볼 수는 없다.

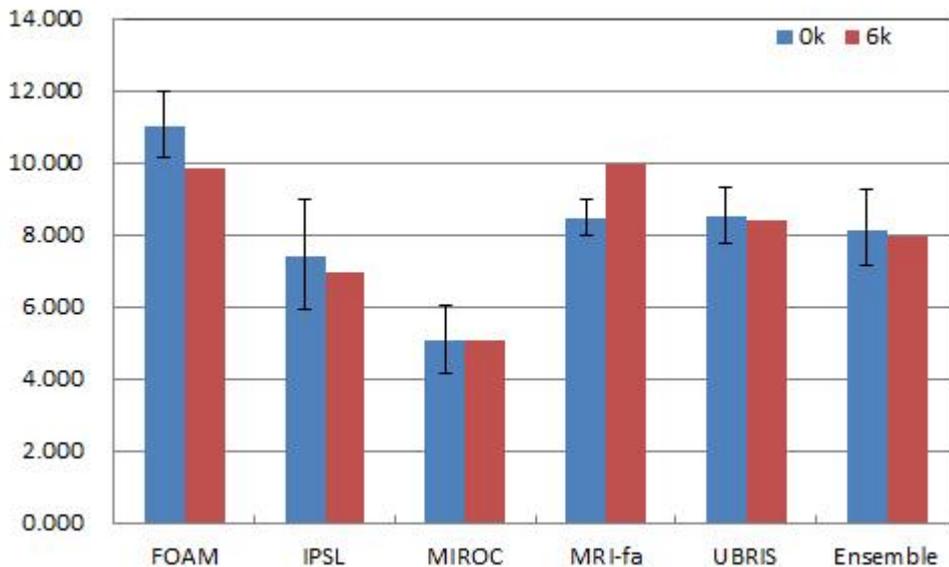


Fig. 1-28. Standard Deviation of PDO index obtained from 0K simulation (blue) and 6K simulation (red). Error bar indicates 95% significance range.

다음은 앞서의 연구와 같이 ENSO 변동의 변화를 살펴보았다. 이를 위하여 앞서 PDO index의 비교에서와 같이 열대 태평양 해수면 온도의 EOF 결과를 이용하여 ENSO index를 정의하고, 이에 대한 표준편차를 구하여 두 시기를 비교하였다. Fig. 1-29에 보인 바와 같이 사용한 모든 모형에서 ENSO의 변동이 6K 동안에 약화됨을 보였다. 이 모든 결과는 통계적으로 유의하였으며, 결과적으로 양상불 역시 0K에 비하여 6K 동안에 엘니뇨가 약화되었음을 보이고 있다. 이 같은 모형 결과는 또한 갖가지 proxy 자료의 결과와 일치한다 (Rein et al. 2005; Rodbell et al. 1999; McGregor and Gagan 2004). 제1절에서는 다른 지수로부터 6K 동안에 엘니뇨의 약화를 보인바 있다. 앞서 언급한 바와 같이 ENSO는 PDO의 변동에 직접적으로 관여하기 때문에 ENSO의 약화는 PDO의 약화를 유도 할 수 있을 것으로 여겨진다. 그러나 본 연구에서 보인 PMIP2 모형의 결과와 다른 연구에서 보인 proxy 자료 분석 결과 모두 PDO의 변동이 0K와 비교하여 6K 동안에 변화가 없거나 강화되었음을 보인다. 이는 6K 동안에 PDO의 변동을 지배하는 메커니즘이 현재와 다름을 암시하며, 이에 대한 이해가 요구된다. 한 가지 더 주목할 만한 결과는 앞 제1절에서 보인 바와 같이 6K 동안에 열대 해양의 해수면 온도 변동성

이 보다 서쪽으로 이동한 것으로 분석되었다. 이렇게 해수면 온도의 주요 변동지역이 서쪽으로 이동할 경우 이와 관련된 wave path로 역시 서쪽으로 이동하게 된다 (Kug et al. 2010). 이러한 이동은 결국 북태평양에서의 ENSO의 영향의 변화를 야기할 것으로 여겨지며, 이는 ENSO의 변동 자체의 변화와 관계없이 그 영향이 변화를 유도할 것으로 사료된다.

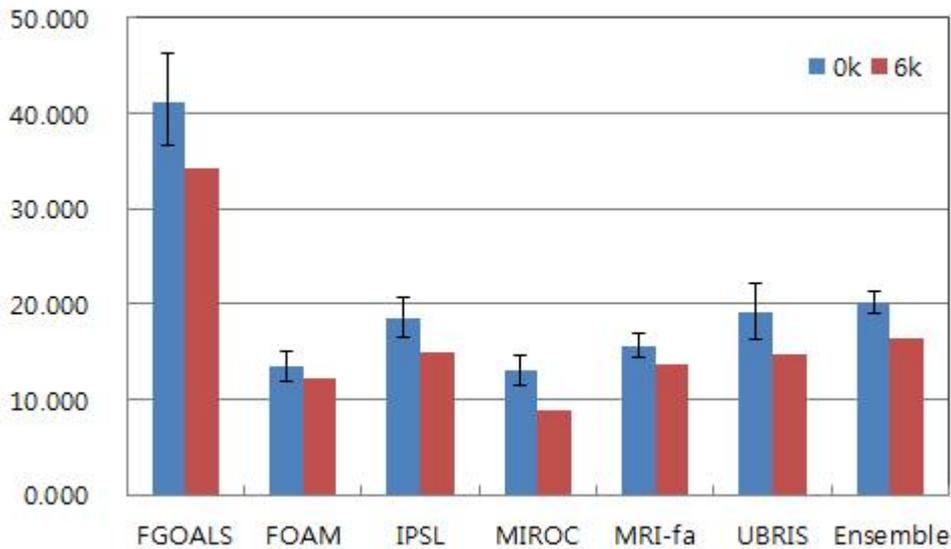


Fig. 1-29. Standard Deviation of ENSO index obtained from 0K simulation (blue) and 6K simulation (red). Error bar indicates 95% significance range.

한편 PDO의 변동에 크게 영향을 미치는 북태평양의 알류산 저기압의 변동서의 변화를 알아보았다. 앞서 관측에서와 같이 해면 기압 자료에 EOF를 적용하여 AL index를 정의하였으며, 0K와 6K 자료에 동일한 방법을 적용하여 index를 구하고, 표준편차를 구하여 비교하였다. Fig. 1-30에 보인 바와 같이 FOAM 모형만이 통계적으로 유의한 결과를 보였지만, 대부분이 모형이 AL의 변동이 0K에 비해서 6K 동안에 다소 감소한 경향을 보이고 있다. 이는 AL의 변동과 PDO 변동이 간단한 일대일의 대응관계로 이루어진 것이 아님을 시사한다.

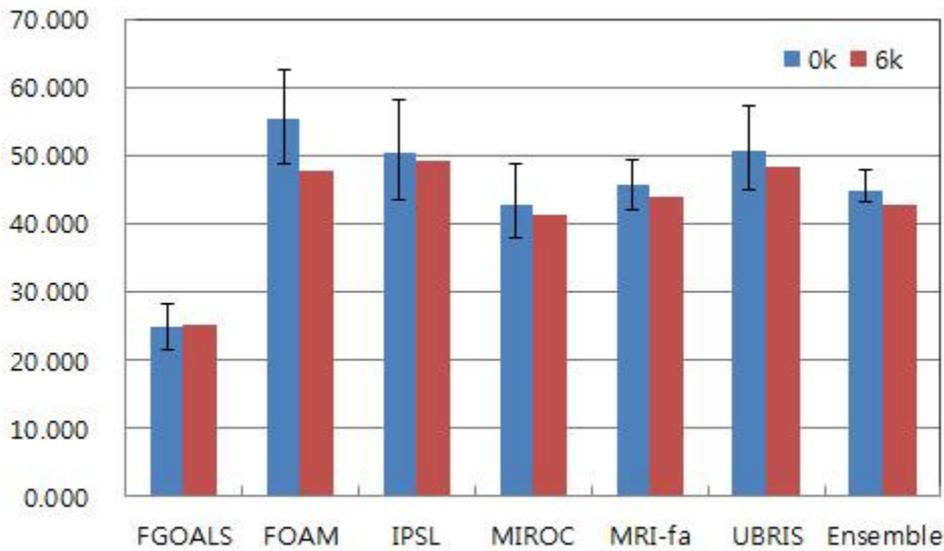


Fig. 1-30. Standard Deviation of AL index obtained from 0K simulation (blue) and 6K simulation (red). Error bar indicates 95% significance range.

앞서 언급한 바와 같이 PDO의 주요한 forcing인 ENSO와 AL 모두 6K 동안에 다소 감소하는 경향이 있는데 도 불구하고, PDO는 0K와 6K를 비교했을 때 그 차이가 매우 미미했다. 이 원인을 알아보기 위하여 앞서와 같이 process model을 이용하여 PDO를 유도하는 강제력들을 정량적으로 분석하였다.

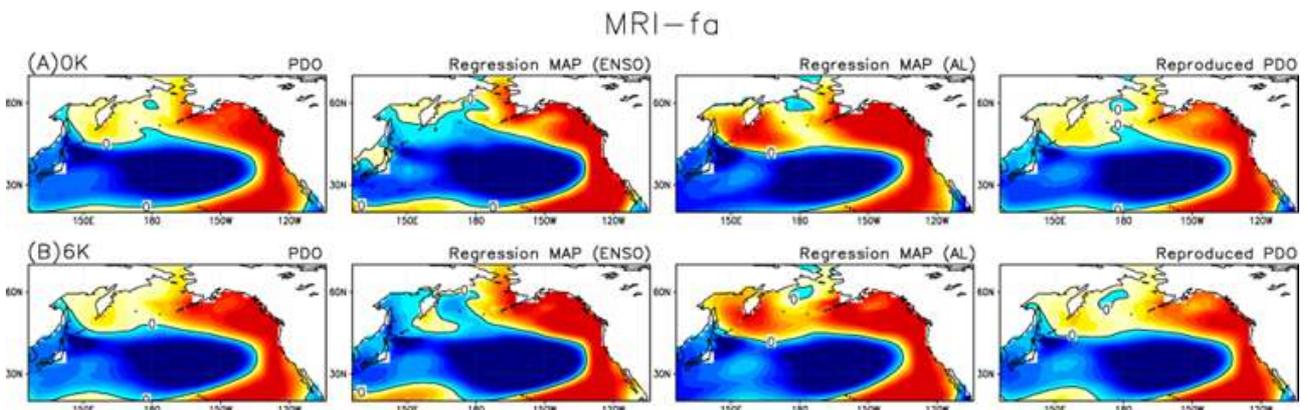


Fig. 1-31. (a) Original PDO pattern, PDO pattern associated with ENSO, PDO pattern associated with AL, and reproduced PDO pattern for 0K (b) as in (a) but for 6K. MRI-fa data are utilized. PDO pattern indicates the first EOF pattern of North Pacific SST anomalies.

먼저 PMIP2 모형 중 PDO 변동이 증가한 MRI-fa에 대한 결과를 Fig. 1-31에 보였다. 원 자료로부터 구한 PDO pattern은 서태평양 지역이 관측과 비교하여 다소 약하게 모의되었지만,

다른 지역은 매우 유사했다. ENSO와 AL 모두 PDO 패턴을 잘 만들어내고 있었고, 재생산된 PDO는 원자료를 이용하여 구한 PDO와 매우 유사했다. 그러나 0K와 6K의 패턴 간의 차이는 뚜렷하게 나타나지는 않았다.

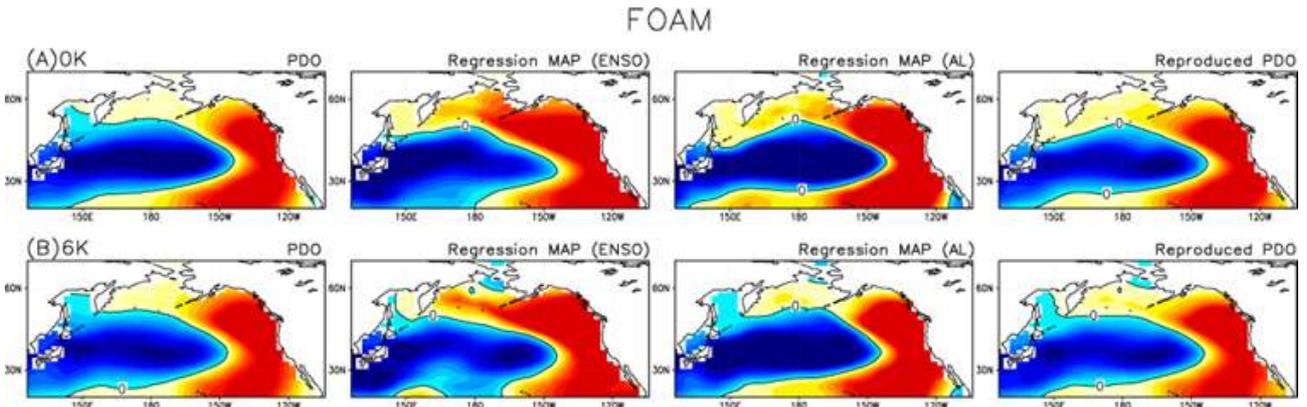


Fig. 1-32. (a) Original PDO pattern, PDO pattern associated with ENSO, PDO pattern associated with AL, and reproduced PDO pattern for 0K (b) as in (a) but for 6K. FOAM data are utilized. PDO pattern indicates the first EOF pattern of North Pacific SST anomalies.

다음은 반대로 PDO의 변동이 6K 동안에 감소한 결과를 보인 FOAM을 분석한 결과를 Fig. 1-32에 보였다. 먼저 원 자료로부터 구한 PDO를 비교해보면 6K에서 다소 감소한 것을 볼 수 있다. 특히 ENSO와 관련된 패턴에서는 6K의 경우 중태평양에서의 변동이 다소 증가한 반면, 서태평양에서의 변동은 감소하였다. 재생산된 PDO를 비교하여 보면 역시 6K 동안에 그 변동이 감소한 것을 알 수 있다.

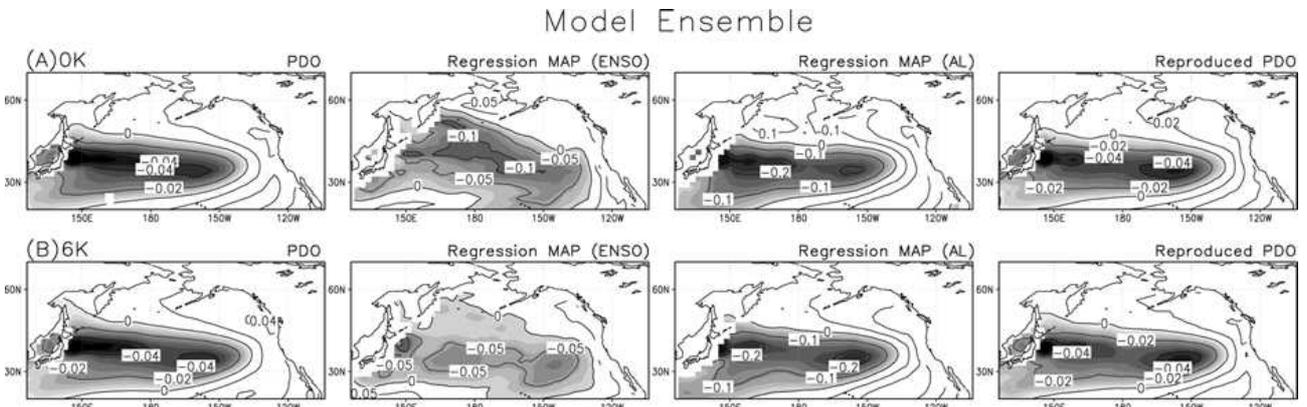


Fig. 1-33. (a) Original PDO pattern, PDO pattern associated with ENSO, PDO pattern associated with AL, and reproduced PDO pattern for 0K (b) as in (a) but for 6K. All results are obtained from the ensemble average.

다음은 모든 모형 결과를 앙상블하여 구한 PDO 패턴을 Fig. 1-33에 보였다. 원 자료의 PDO와 재생산된 자료로부터 구한 PDO 모두 0K와 6K 간의 차이는 미미하게 나타났다. 이는 앞서의 표준분산 분석 결과와 일치한다. 그러나 Regression 에서는 두 기간 동안의 결과에서 차이가 나타났다. ENSO index에 대하여 regression 한 PDO 패턴에서는 6K 동안의 PDO 변동이 0K와 비교하여 감소했음을 알 수 있고, 반면에 AL index에 대하여 regression 한 PDO 패턴에서는 6K 동안의 PDO 변동이 다소 증가한 것을 볼 수 있다.

Fig. 1-33의 결과로부터 ENSO의 영향에 대한 PDO 변동의 감소가 AL에 의하여 보상되었음을 알 수 있었다. 이와 관련된 보다 자세한 분석을 먼저 ENSO index에 대하여 PDO index를 linear regression 하였다. 이로부터 얻어진 값은 ENSO의 영향이 PDO에 얼마나 미치는가를 통계적으로 알려준다. Fig. 1-34에 보인 바와 같이, FOAM, MRI-nfa, UBRIS의 경우에 대하여 ENSO의 영향이 증가한 것을 나타났다. 흥미로운 것은 이 모든 모형이 6K 동안에 ENSO의 변동이 약해진 것으로 모의했음에도 불구하고, PDO에 대한 영향을 증가했다는 것이다. 그러나 나머지 모형들은 모두 PDO에 대한 ENSO의 영향이 6K 동안에 감소한 것으로 나타났다. 그러므로 대체로 6K 동안에 ENSO에 대한 PDO의 영향은 감소했다고 할 수 있다.

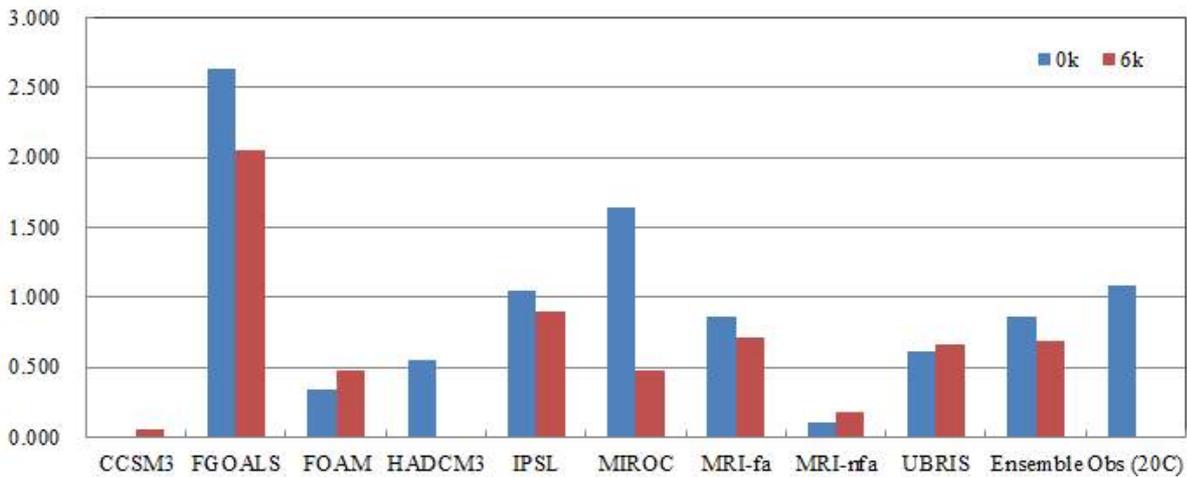


Fig. 1-34. Linear regression of PDO index against ENSO index.

다음은 PDO에 대한 AL의 영향을 알아보기 위하여 앞서와 같이 AL과 PDO의 관계를 구했다. 그러나 AL과 ENSO가 서로 상관성이 높기 때문에 AL 고유의 영향만을 구하기 위하여, 여기서는 partial correlation을 구하였다. 즉 ENSO의 signal을 선형적으로 제거한 후에 AL과 PDO의 상관계수를 구한 것이 된다. FOAM과 UBRIS 모형은 0K에 비하여 6K 동안의 partial correlation이 감소하였다. 이 결과는 앞서 Fig. 1-34에 보였던 것과 관련이 있다. 즉 FOAM과

UBRIS의 경우 6K 동안에 ENSO에 의한 영향이 상대적으로 증가한 반면, AL의 영향은 감소하였다. 이와는 달리 ENSO의 영향이 감소했던 나머지 모형들은 AL의 영향이 증가하였다. 즉, PDO를 만들어 내는 ENSO와 AL의 역할이 서로 반대로 나타났다. 결론적으로 대부분의 모형에서는 6K 동안 PDO를 만들어내는데 있어서 AL의 역할이 중요해지고 ENSO의 역할은 상대적으로 감소했다고 볼 수 있다. 결국 6K 동안에 ENSO의 변동이 약해지고 이로 인해, ENSO가 유도하는 PDO의 변동은 약해질 것으로 여겨진다. 그러나 중위도 내의 대기 변동인 AL이 이를 보상하여 PDO의 변동을 6K 동안에도 다른 시기와 마찬가지로 변동을 유지하는 것으로 이해할 수 있다. PDO에 대한 AL의 영향이 어떤 메커니즘을 통하여 증가하였는지에 대한 연구를 위해서는 현재 모형의 분석뿐만 아니라 특별한 조건 하에서의 CGCM 실험이 이루어져야 한다. 이와 관련된 연구는 향후에 진행될 것이다.

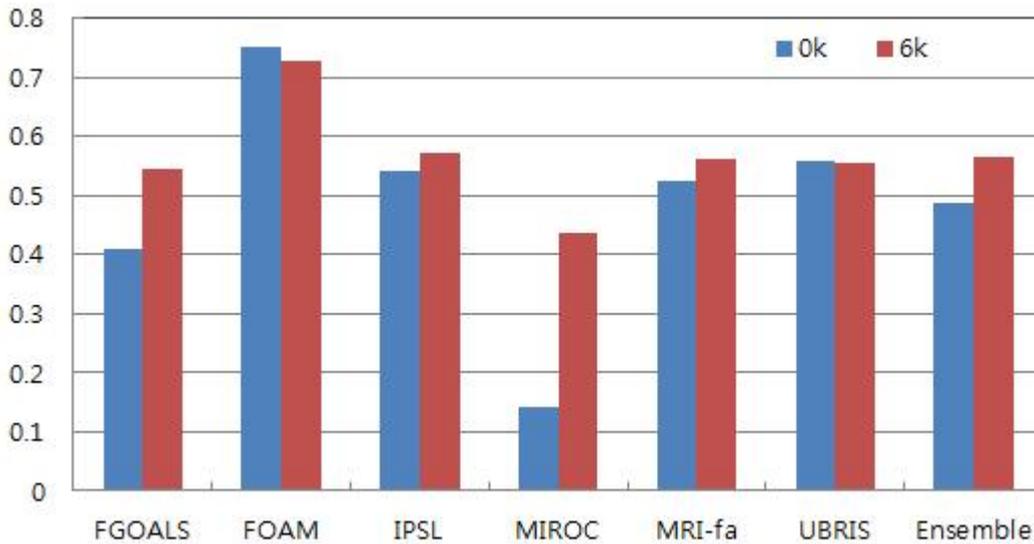


Fig. 1-35. Partial correlation between PDO index and AL index. ENSO signal has been removed.

**마. Last Glacial Maximum 동안의 PDO 변동성 분석**

여기서는 앞서와 같이 PMIP2의 마지막 최대 빙기 (LGM, 21K)에 대한 모형 실험 자료에 process model을 적용하여 PDO를 재생산하고, 그 결과를 원 자료에 나타난 PDO와 비교하였다. PMIP2 자료 중 LGM에 대한 실험은 홀로세 실험에 비해 매우 제한적이기 때문에 가용할 수 있는 자료를 사용하여 각 모형의 결과를 0K, 6K, 그리고 21K로 구분하여 나타내었다.

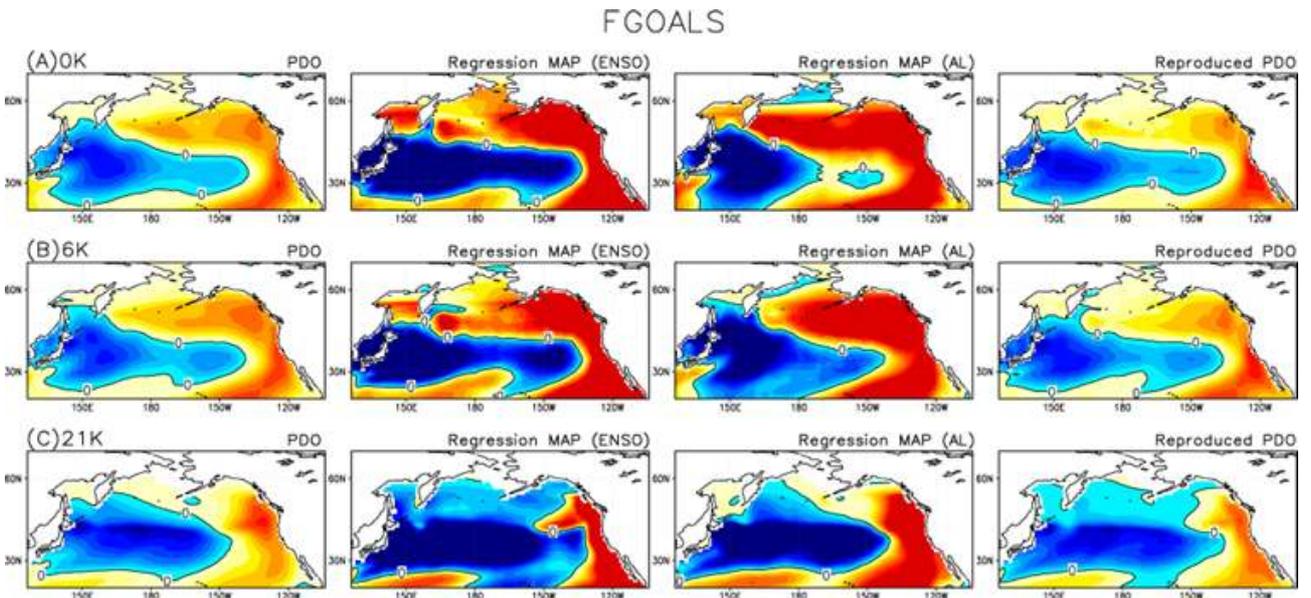


Fig. 1-36. (a) Original PDO pattern, PDO pattern associated with ENSO, PDO pattern associated with AL and the reproduced PDO obtained from the pre-industrial experiment (0K) of FGOALS. (b) As in (a) but for 6K. (c) As in (a) but for 21K.

Fig. 1-36는 FGOALS의 실험 결과를 이용하여 구한 것이다. 앞서 6K에 대하여 언급했던 것과 같이, 먼저 PDO 자체는 0K와 6K가 대체로 유사하고, 21K 때 그 강도가 증가한 것을 알 수 있다. 재생산 결과 역시 원자료의 결과와 매우 유사하다. 그런데, 6K의 경우 ENSO에 의하여 유도된 PDO가 다소 약해진 것을 알 수 있고, 반면에 AL에 의하여 유도된 PDO가 강화된 것을 알 수 있다. 한편 21K에 대해서는 ENSO와 AL에 의하여 유도된 PDO가 모두 증가한 것을 볼 수 있다. 이는 21K 동안의 ENSO가 6K에 비하여 강한 변동을 하였고, 또한 중위도의 대기 변동의 강화로 인하여 AL의 영향 또한 증가한 것으로 해석될 수 있다.

Fig. 1-37에 보인 IPSL 모형의 결과 또한 FGOALS와 유사한 결과를 보인다. PDO 패턴은 관측과는 다르게 음의 아노말리가 보다 동쪽으로 치우쳐서 북아메리카 서안까지 뻗어있는 모습을 하고 있다. 21K 동안에 ENSO에 의한 영향이 대체로 강화된 것을 알 수 있다. 그러나 AL이 영향을 뚜렷한 차이를 볼 수는 없다.

IPSL

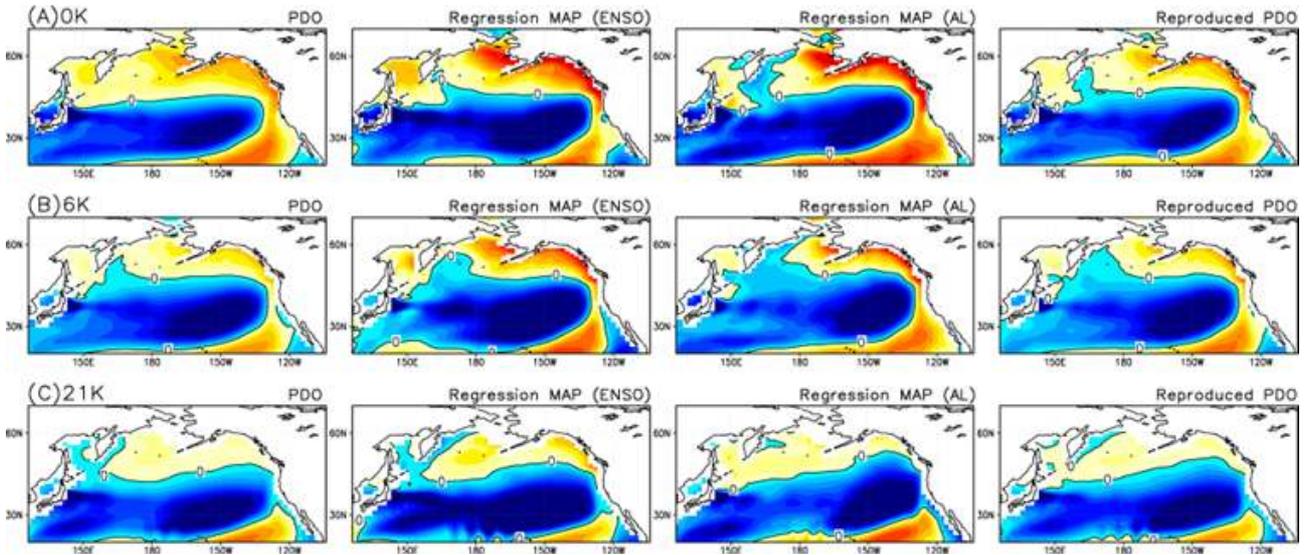


Fig. 1-37. (a) Original PDO pattern, PDO pattern associated with ENSO, PDO pattern associated with AL and the reproduced PDO obtained from the pre-industrial experiment (0K) of IPSL. (b) As in (a) but for 6K. (c) As in (a) but for 21K

MIROC 모형의 경우 앞서 Fig. 1-35에 보인 바와 같이 6K 동안에 ENSO의 영향은 급격히 감소하고, AL의 영향은 크게 증가한 경우이다. Fig. 1-38은 이러한 차이를 매우 뚜렷하게 보여 준다. 즉 0K와 21K의 경우 ENSO와 관련된 PDO 패턴이 매우 유사한 것과는 달리 6K 동안에는 그 영향이 KOE 지역에 국한되는 것을 볼 수 있다. 이는 21K 동안의 ENSO가 0K 때와 유사하게 PDO에 영향을 미치는데 반하여 6K 때는 그 영향이 급격히 감소했음을 보인다. 반면, AL의 경우 0K와 21K 모두 PDO를 형성하는 데 그리 뚜렷하게 영향을 미치지 못하는 형태를 보이고 있다. 반면, 6K 때는 중태평양의 PDO를 AL의 거의 만들어 내는 결과를 보이고 있다.

대체적으로 LGM 동안의 ENSO 변동은 증가한 것으로 알려져 있다. 이러한 이유로 ENSO가 유도한 PDO 변동은 다른 시기에 비해 증가한 것으로 사료되며, 이는 또한 몇몇 PMIP2 모형의 결과에도 잘 나타나 있다. 한편 AL의 경우에는 그 영향이 변화가 없거나 다소 감소한 것으로 모형의 분석 결과는 보이고 있다.

### MIROC-MEDRES

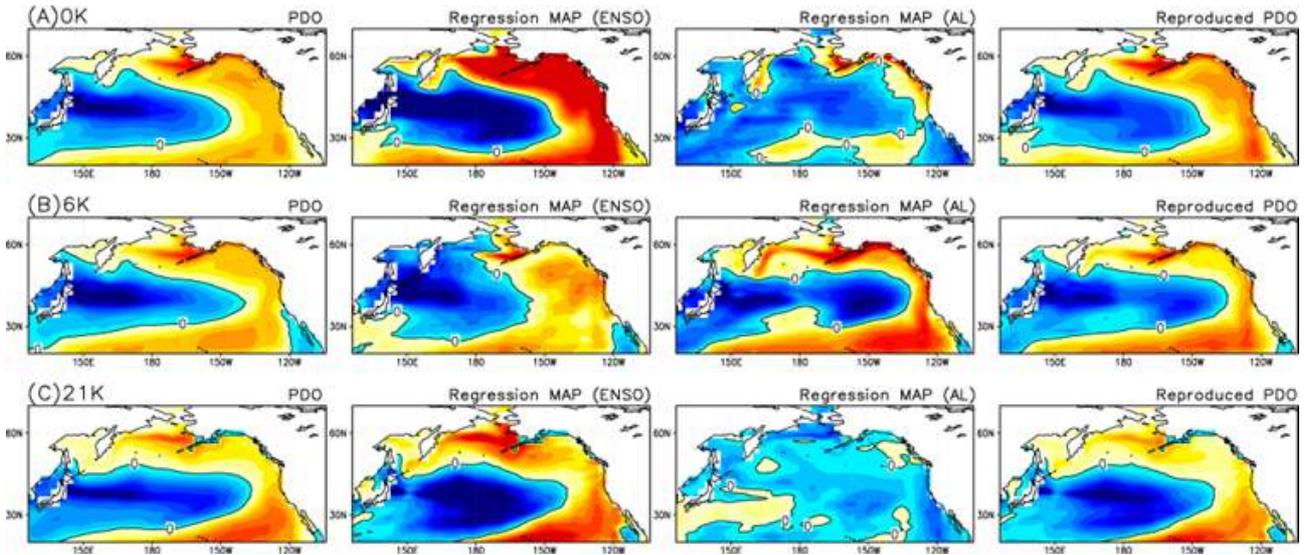


Fig. 1-38. (a) Original PDO pattern, PDO pattern associated with ENSO, PDO pattern associated with AL and the reproduced PDO obtained from the pre-industrial experiment (0K) of MIROC. (b) As in (a) but for 6K. (c) As in (a) but for 21K

#### 바. 요약

본 연구에서는 PMIP2 자료를 이용하여 6000년 (6K) 전과 21000년 (21K) 전 기후상태에서 PDO의 변동성 변화에 대한 분석을 하였다. ENSO, AL, SSH, Thermocline 지수를 EOF 분석 등을 이용하여 정의하였고, 이들 지수를 이용하여 PDO를 재생산하여 PDO를 만드는 요인들에 대한 정량적 분석을 하였다. 6K의 경우 산업혁명 이전의 모형 실험 결과와 비교하여, PDO의 변동성의 변화는 매우 미미하게 나타났다. 그러나 PDO를 만들어 내는 메커니즘은 두 기간 동안에 다르게 나타났다. 먼저 ENSO의 영향은 줄어들었고, 대신에 AL의 영향이 증가했다. 열대 변동성 분석에서 보인 바와 같이 ENSO의 6K 동안의 변동성은 약했기 때문에 PDO에 대한 ENSO의 영향도 약해진 것으로 사료된다. 한편 AL의 경우 AL의 변동에 대한 PDO의 영향력이 6K보다 증가한 것을 보였다. 이로써 PDO 변동은 6K 동안에도 유지되었다. 한편 21K 동안에는 ENSO의 변동이 산업혁명 이전 실험과 유사하여, ENSO가 유도하는 PDO의 변동이 6K에 비하여 상대적으로 증가했으며, AL의 영향은 다소 감소하거나 변화가 없는 것으로 분석되었다.

## 제 2 절 장주기 자연변동성의 역학 연구 및 인위적 온난화 시그널에 기인한 자연 변동성 변조에 대한 영향 평가

### 1. 태평양 지역 해양-대기 주요 변동 모드들의 상호 관련성 연구

북태평양 지역의 해양-대기 상호작용의 주요 변수중의 하나인 표층온도 (sea surface temperature, SST) 변동성은 십년주기 이상의 장주기 변동성을 가지고 있는 것으로 알려져 있다 (Nitta and Yamada 1989, Trenberth and Hurrell 1994, Nakamura et al. 1997). 이런 북태평양 표층온도의 장주기 변동성은 이 지역에서의 대규모 대기 대순환의 변동성과도 밀접한 상관성을 가지고 있을 뿐만 아니라 해양의 주요 변수들 예를 들면 염분이나 혼합층 나아가 해양 생태계의 변동성과도 밀접한 상관성을 가지고 있는 것으로 알려져 있다 (Alexander et al. 2002, Deser et al. 2004).

기존 연구결과에 의하면 북태평양 기후 시스템은 (climate system) 1976/77년도를 경계로 소위 “climate regime shift”를 경험한 것으로 알려져 있다 (Trenberth 1990, Miller et al. 1994). 1976/77년도를 경계로 북태평양 지역의 해양-대기 기후 시스템의 평균장 (mean state)는 갑작스런 변화를 보인 것으로 알려져 있는데 예를 들면 1976/77년 이후 겨울철 알류산 저기압이 강화되었으며 결과적으로 소위 Pacific-North America (PNA) 원격상관 (teleconnection) 패턴이 변화된 것으로 알려져 있다. 겨울철 표층온도 또한 1976/77 경계로 북태평양 중부와 서부 지역에서는 냉각 (cooling)이 북아메리카 연안지역 주변의 북태평양 동부 지역에서는 뚜렷한 온난(warming) 현상이 관측되었다. 1976/77년 이전과 이후를 경계로 한 겨울철 북태평양 기후 시스템의 변화원인에 관한 연구들은 열대 태평양의 표층 온도의 변화로 인한 열대-중위도 원격상관성의 변화를 주요 원인으로 제시하고 있다 (Trenberth and Hurrell 1994, Graham 1994, Zhang et al. 1997). 1976/77년 북태평양 기후 시스템의 변화가 지구 시스템의 자연기후 변동성 (natural climate variability)에 기인한 것인지 아니면 인류활동으로 인한 온실기체의 증가로 인한 지구온난화에 기인한 것인지에 대해서는 아직 정확하지 않다. 흥미롭게도 최근의 연구결과 (Meehl et al. 2008)는 1976/77년 북태평양 기후 시스템의 변화가 자연기후 변동성과 지구 온난화로 인한 외부 강제력 (external forcing)의 변화를 포함하는 두 가지 원인이 복합적으로 작용하여 유도된 것으로 제시하였다. 이처럼 북태평양 기후 시스템의 변화는 장주기 자연변동성과 지구온난화 시그널로 인한 외부강제력의 변화와 상관성이 있기 때문에 이 지역에서의 해양-대기 주요 모드들의 분석을 통해 이들의 상호관련성에 대한 이해를 높일 수 있을 것으로 사료된다.

그림 2.1a은 북태평양 지역(20°N-60°N, 120°E-240°E)의 겨울철 (12월,1월,2월) 평균 표층온

도의 시계열을 보인 것이다 (1956-2009). 이 연구에서 사용한 표층온도는 Extended Reconstruction SST (ERSST) version 3 (ERSST.v3, Smith et al. 2008, <http://www.ersl.noaa.gov/psd/data/>).이다. 그림 2.1b는 기후학적인 평균값을 뺀 편차값의 시계열을 보인 것으로 그림 1a의 붉은색 선은 기후학적인 평균값을 보인 것이다. 그림 2.1에서 알 수 있는 것처럼 북태평양 표층온도는 최근 20여년 동안 그 이전 시기에 비해서 온난화 경향을 보이고 있는 것을 알 수 있으며 특히 그림 2.1b에서 확인할 수 있는 것처럼 1980년대 후반을 경계로 북태평양 전체 평균 표층온도의 변동성은 뚜렷한 온난화 경향을 보이고 있음을 확인할 수 있다.

또한 1976/77년 북태평양 기후 시스템의 변동성은 북태평양 전체 평균 표층온도 변동성에서는 뚜렷한 시그널을 확인할 수 없지만 1980년대 후반 (1988/89년)의 북태평양 기후 시스템의 변동성은 이 지역 전체 표층온도 변동성과 관련성이 있음을 알 수 있다. 그림 2.2의 결과를 바탕으로 북태평양 기후시스템의 1976/77년 겨울 및 1988/89년 겨울을 경계로 표층온도의 주요 변동 모드들의 특성변화를 살펴보았다. 그림 2.2a는 북태평양 지역에서 1977-1988 기간과 1956-1976 기간의 겨울철 평균 표층온도의 편차를 그림 2.2b는 1989-2009 기간과 1977-1988 기간의 겨울철 평균 표층온도의 편차를 그리고 그림 2.2c와 d는 그림 2.2a,b 와 열대 태평양 지역을 (20N-20S, 120E-90W) 제외하고 동일하다.

그림 2.2에서 확인할 수 있는 것처럼 1976/77년 겨울을 경계로 북태평양 평균 표층온도는 북서 및 북중 태평양 지역에서 냉각경향을 보이는 반면에 1988/89년 겨울을 경계로 온난화 경향을 보이고 있음을 알 수 있다. 이와 비슷하게 열대 태평양 지역에서는 1976/77년 겨울을 경계로 온난화 경향을 그리고 1988/89년 겨울을 경계로는 열대 중태평양 및 동태평양 지역에서 약한 냉각경향을 보이고 있으나 통계적으로 유의하지는 않았다. 앞에서 언급한 것과 같이 1976/77년 겨울을 경계로 한 북태평양 평균 표층온도의 변화는 열대 태평양 지역 표층온도의 변화와 상관성이 있으나 (그림 2.2a, 그림 2.2c) 1988/89년 겨울을 경계로 관측된 북태평양 평균 표층온도의 변화는 열대 태평양 표층온도 변화와 비록 통계적인 결과이기는 하지만 큰 상관성이 없는 것으로 나타났다. 이와 같은 결과는 1976/77 및 1988/89년을 경계로 관측된 북태평양 기후시스템의 변화 특히 표층온도의 변화가 열대 태평양과 서로 다른 상관성을 가지고 있음을 보여주는 것이다.

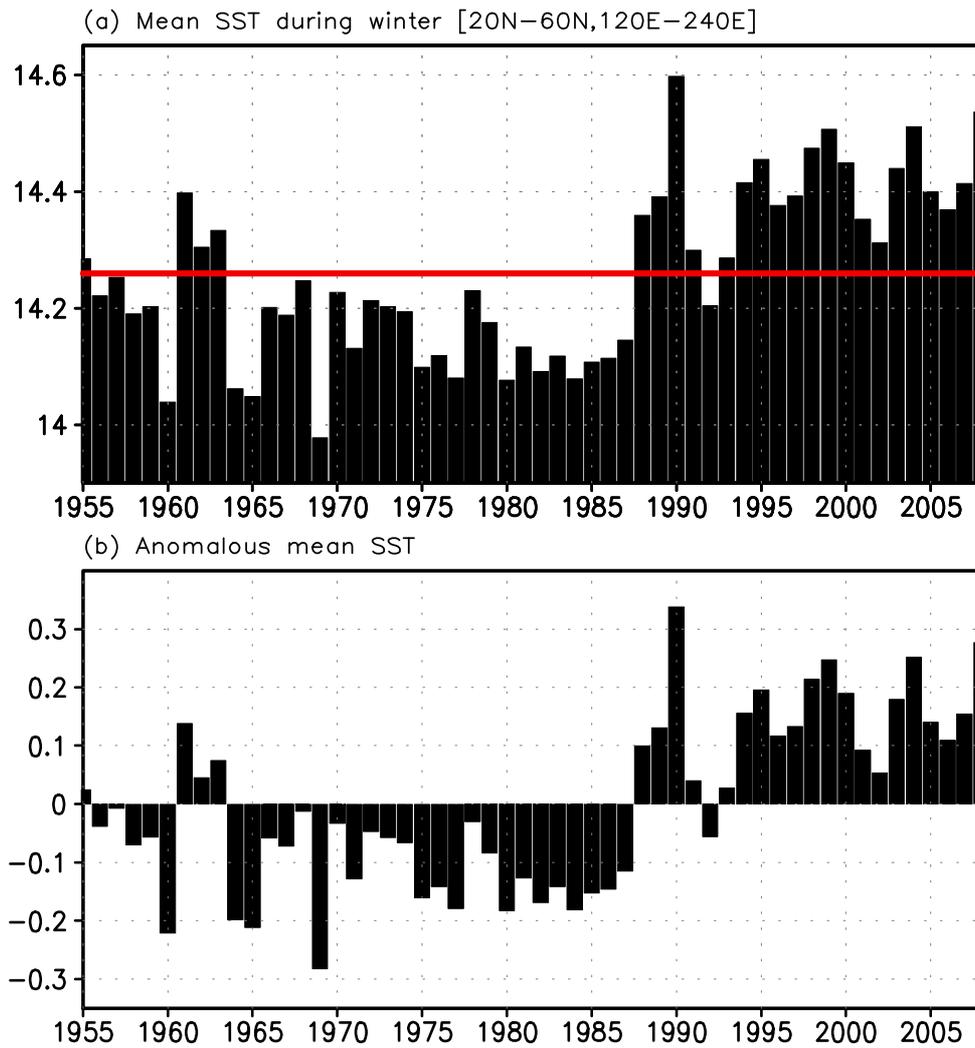


Fig. 2-1. Time series of mean SST in the North Pacific basin (20N-60N, 120E-240E) during winter (December-January-February) for the period 1955-2009. Red bar indicated a climatological mean. (b) is the same as (a) in except subtracting the climatological mean.

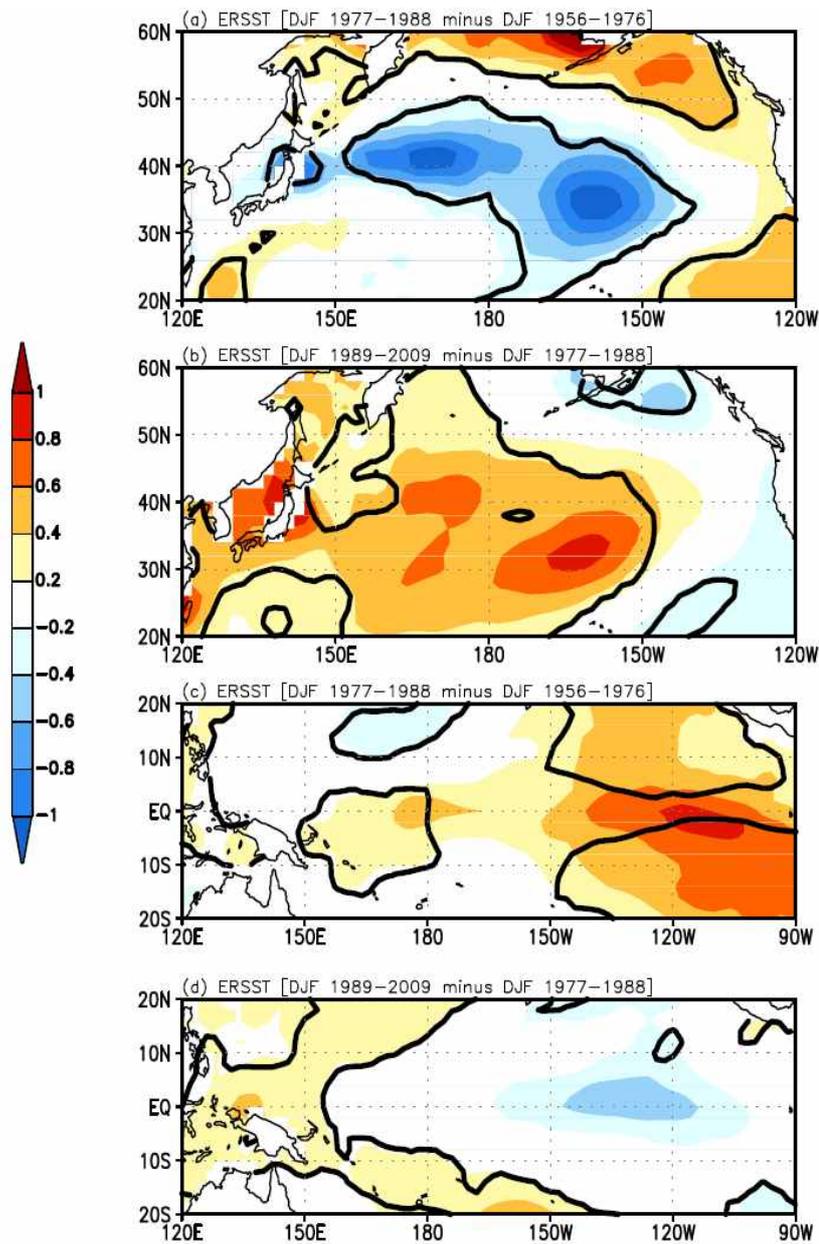


Fig. 2-2. (a) Difference in North Pacific (20N-60N, 120E-120W) winter (December-January-February) mean SST between 1977-1988 and 1956-1976 and (b) between 1989-2009 and 1977-1988. Unit is °C and thick contours denote the region where the statistical significance is above the 95% level based on a t-test. (c), (d) are the same as (a), (b) except for equatorial tropical Pacific (20N-20S, 120E-90W).

나아가 그림 2.2의 결과는 북태평양 표층온도의 장주기 변동성이 크게 두 가지 형태로 발생할 수 있음을 보여주는 것인데 즉 열대 태평양 지역의 평균 표층온도 변화와 직간접적 상관성을 가지고 있는 경우와 그렇지 않은 경우로 구분할 수 있다. 전자의 경우에는 열대 태평양-북태평양의 원격상관성에 의해 북태평양 기후 시스템의 장주기 변동성이 유도되는 것으로 추측할 수 있으며 후자의 경우 북태평양 지역의 내부 해양역학 (internal ocean dynamics) 또는 이 지역에서의 해양-대기 상호작용이 (ocean-atmosphere interactions)이 주요한 원인으로 작용할 수 있을 것으로 사료된다. 이와 관련하여 온실기체 증가로 인한 지구온난화와 같은 외부 강제력의 변화가 있을 때 북태평양 기후시스템의 장주기 변동성이 열대 태평양과 직,간접적 영향을 더욱 많이 받을지 그렇지 않으면 내부 해양역학이나 해양-대기 상호작용에 기인한 장주기 변동성이 더욱 우세할지에 대해서 그림 2.3은 1956-2009년 기간 겨울철 표층온도 변동성의 경험적 직교함수 (Empirical Orthogonal Function) 의 분석결과를 보인 것이다. 그림 3a 와 3b는 처음 두 번째 EOF 모드들의 공간분포를 보인 것이고 그림 3c 와 3d는 각 모드들의 Principal component (PC) 시계열을 보인 것이다. 이미 기존 연구결과에서 잘 알려져 있는 것처럼 EOF 첫 번째 모드 (이하 EOF1)는 태평양 십년주기 변동성 (Pacific Decadal Oscillation, 이하 PDO) (Mantua et al. 1997) 을 EOF 두 번째 모드 (이하 EOF2) 의 경우 North Pacific Gyre Oscillation (NPGO) 을 나타내고 있다. PDO의 공간적 구조는 북태평양에서 양 (positive) 또는 음(negative) 의 표층온도 편차가 타원형의 형태를 가지며 서태평양에서 중태평양에 위치하고 있으면서 반대 부호의 표층온도 편차가 동태평양에 위치하고 있다. 이에 반해 NPGO의 경우 남북방향으로 쌍극자 (Dipole) 구조를 가지고 있으면서 북위 40도에서 표층온도의 경도가 가장 큰 공간적 특징을 보이고 있다. PDO와 NPGO 두 모드들의 시간 변동성은 장주기 변동성이 매우 우세하며 (그림 2.3c 그리고 2.3d) 강하게 나타나며 경년 변동성 또한 확인할 수 있다. PDO와 NPGO는 북태평양 표층온도 변동성 분산 (variance)의 약 50%를 설명하고 있기 때문에 북태평양 표층온도의 장주기 변동성은 PDO와 NPGO에 의해 설명될 수 있다.

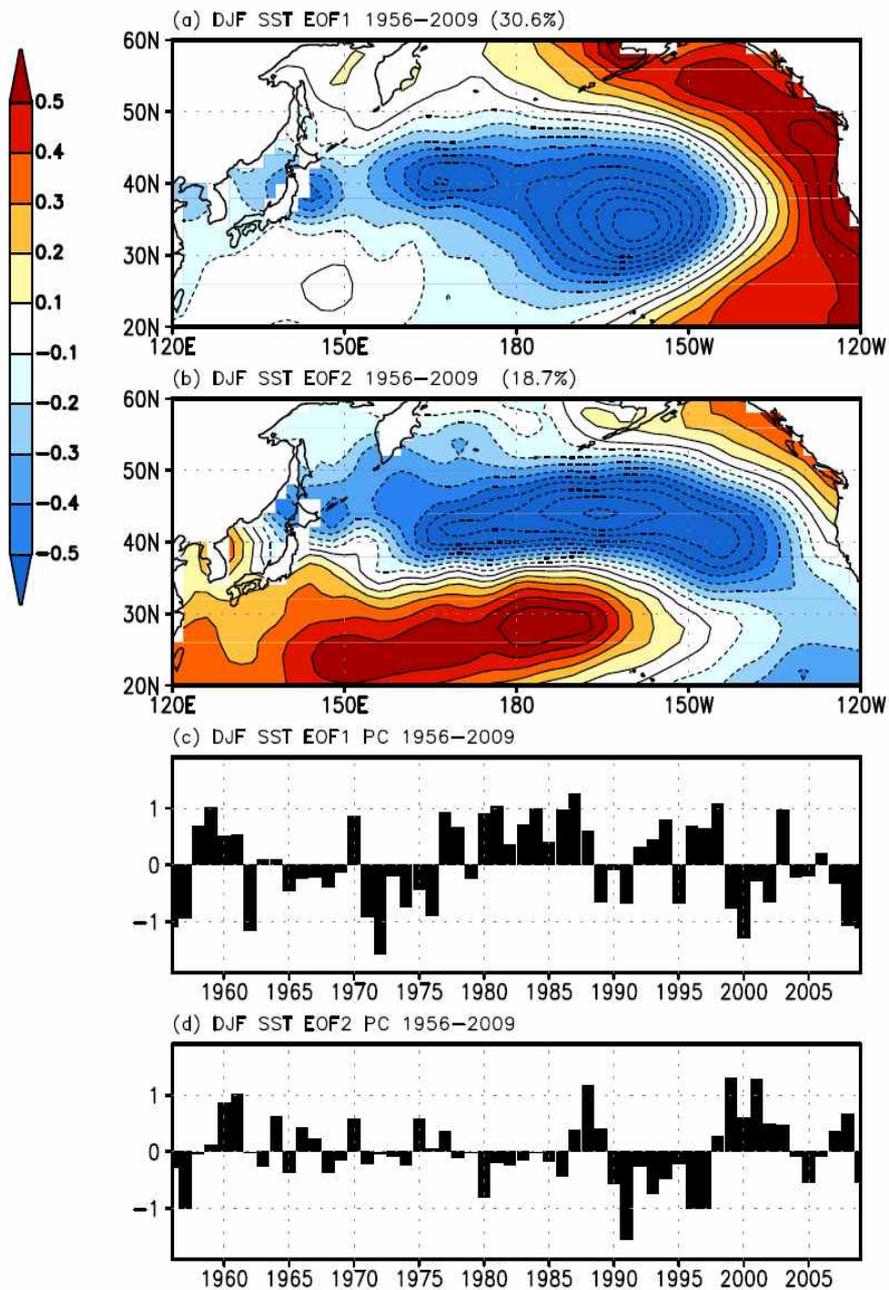


Fig. 2-3. First (a) and second (b) EOFs of North Pacific SSTAs for the period 1956-2009 during winter (December-January-February). Unit is nondimensional. (c), (d) represents the principal component time series of the first and second EOF for the period of 1956-2009, respectively. Unit is C.

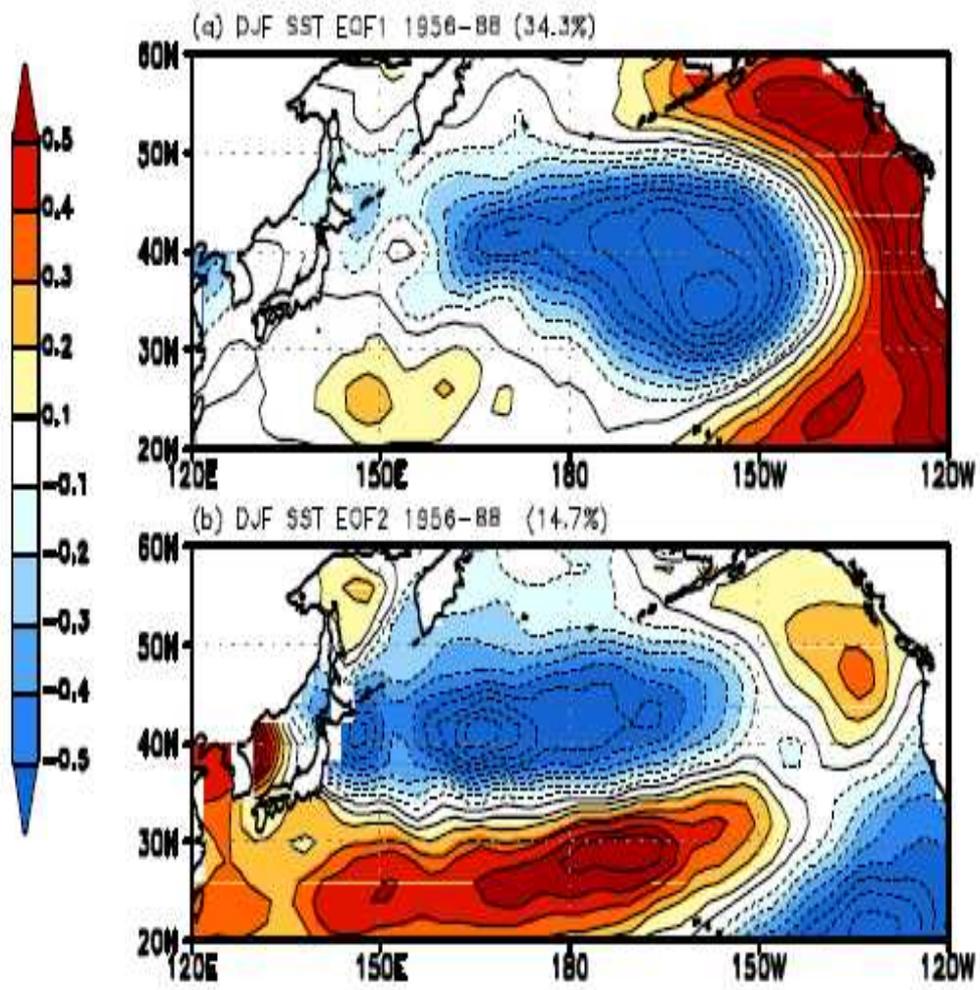


Fig. 2-4. Same as Figs. 2.3a-b, except for the period of 1956-88.

흥미로운 것은 이와 같은 PDO와 NPGO의 변동성이 북태평양 기후시스템의 장주기 변동성에 미치는 역할이 서로 다르다는 것이다. 예를 들면 그림 2.4는 1976/77년을 경계로 한 북태평양 기후 시스템의 변화와 관련하여 1958-1988년 기간의 처음 두 번째 표층온도 변동성을 보인 것이다. 그림 2.4a와 b는 그림 2.3a와 b와 같이 각각 PDO와 NPGO를 나타내고 있다. 그리고 그림으로 보이지는 않지만 1976/77년 의 북태평양 평균 표층온도 변화는 PDO의 역할이 매우 큰 것으로 분석되었다. 이에 반해 그림 2.5a와 b는 1988/89년을 경계로 한 북태평양 기후 시스템의 변화와 관련하여 1977-2009 기간의 처음 두 번째 표층온도 변동성을 보인 것이다. 그림 2.3과 그림 2.4의 결과와 달리 이 기간 동안 북태평양 표층온도 변동성의 첫 번째 모드(EOF1)은 NPGO로 두 번째 모드(EOF2)가 PDO로 나타났다. 즉 표층온도 편차가 남북방향의 쌍극자 형태로 북위 40도에서 표층온도의 남북방향 경도가 가장 큰 NPGO가 이 기간 동안 (1977-2009) 북태평양 표층온도의 변동성의 주요 변동 모드로 나타났다.

그림 2.5의 1988/89년 기후 변화와 관련되어 평균 표층 온도의 변화를 좀 더 자세하게 살펴 보기 위하여 EOF1 PC의 시계열 (그림으로 보이지는 않음)에서 1977-87년 기간 동안 약한 음(negative)의 값을 나타내다가 1988년과 1989년에 양 (Positive)의 값을 나타낸다. 이와 같은 결과는 NPGO-like 해수면 변동성이 1988/89년 기후변화 이전에 북태평양의 남쪽에는 표층 온도 증가를 북쪽에는 해수면온도 감소를 일으킨다는 것을 의미한다. 1990년대 이후부터 1990년대 후반까지 이와 반대 현상이 나타난다. 이와는 반대로 북태평양의 1988/89년 기후 체제 변화에서 표층 온도 변동성의 EOF2모드인 PDO-like가 가장 중요한 역할을 하였다는 것을 나타낸다. 1989년 이전의 EOF2 PC 시계열은 양의 값을 가지며, 이후에는 음의 값으로 갑자기 변화 하였다. 이는 PDO-like의 표층 온도 변동성이 1988/89년 이후에 북서 및 북중 태평양의 표층 온도의 온난화 현상을 가져왔다는 것을 나타낸다. 즉 북태평양에서 1976/77년의 기후 체제변화는 PDO-like의 표층 온도 변동성으로 설명 될 수 있는 반면에 1988/89년 기후변화에는 NPGO-like와 PDO-like의 표층 온도 변동성이 함께 작용한 것으로 사료 된다.

이와 같은 결과는 그림 2.2의 결과와 어느 정도 일치하는 것으로 보인다. 즉 1976/77년을 경계로 한 북태평양 기후 시스템의 변화는 PDO의 변동성과 연관성이 있는 것으로 보이는데 이미 잘 알려져 있는 것처럼 PDO는 열대 태평양 표층온도 변동성과도 밀접한 상관성이 있다. 이에 반해 1988/89년 을 경계로 한 북태평양 기후 시스템의 변화는 NPGO와 PDO 모두와 상관성이 있는 것으로 보이며 특히 1976/77년을 경계로 한 변화와 달리 NPGO의 역할이 우세한 것으로 보인다. 그림으로 보이지는 않지만 NPGO는 열대 중태평양 및 동태평양 표층온도의 변동성 보다는 서태평양 표층온도의 변화와 밀접한 상관성을 가지고 있는 것으로 알려져 있기 때문에 (Linkin and Nigam 2008) 그림 2.2에서 확인할 수 있는 것처럼 1988/89년 북태평양 기후 시스템의 변화는 열대 서태평양 지역의 평균 표층온도와 통계적으로 유의한 상관성을 보이

고 있는 것으로 사료된다.

최근 연구결과에 의하면 열대 서태평양의 표층온도는 최근 10년간 꾸준히 상승하고 있는 것으로 알려져 있으며 (Sun 2003) 이와 같은 서태평양 표층온도의 변화는 지구 온난화로 인한 외부 강제력의 변화와 밀접한 상관성이 있는 것으로 알려져 있다. 따라서 열대 서태평양의 표층온도 변화로 북태평양 표층온도의 주요 변동모드들의 역할이 변화될 수 있으며 이는 1976/77년 및 1988/89년을 경계로 하는 기후 시스템의 변화에 영향을 주었을 것으로 추측할 수 있다. 그와는 달리 1976/77년을 경계로 하는 북태평양 기후 시스템의 변화는 열대 태평양 표층온도의 변동성에 기인한 것이라면 1988/89년을 경계로 하는 북태평양 기후 시스템의 변화는 북태평양의 내부 역학 또는 해양-대기 상호작용에 기인한 것으로 생각할 수 있는데 이와 연관해서는 NPGO의 모드의 역학에 대해 좀 더 상세하게 분석할 필요가 있다. 예를 들면 NPGO가 어떤 물리적 메커니즘에 의해 유도되는지와 NPGO 모드의 변동성과 열대 태평양 표층온도 변동성의 상관성에 대한 연구도 필요하다. 나아가 지구 온난화와 같은 외부 강제력의 변화가 있을 때 북태평양 주요 표층온도 변동 모드들인 PDO와 NPGO 모드에 어떻게 서로 다른 영향을 주는지에 대한 연구가 필요하다.

PDO와 NPGO와의 상관성을 좀 더 구체적으로 알아보기 위하여 그림 2.6은 전체 기간 (1956-2009)동안 EOF1 과 EOF2 PC 의 11년 이동평균을 시계열로 나타내었다. 그림에서처럼 EOF1의 해수면온도 변동성 (PDO-like)의 강도는 십년주기로 변동하는 모습을 보여 주고 있지만, EOF2의 해수면온도 변동성 (NPGO-like)의 강도는 1980년대 이후로 상당히 강화 된 것을 볼 수가 있다. 여기에서는 보여주지 않았지만 같은 방법으로 1989-2009기간 동안의 EOF1 과 EOF2 PC의 11년 이동평균을 시계열로 나타내면 1980년대 이후에 PDO-like보다 NPGO-like의 해수면온도 변동성의 강도가 크게 나타나는 것을 확인할 수 있었다. 이 결과는 1990-2002년 동안 겨울철 북태평양의 해수면온도 편차는 NPGO-like로 설명 할 수 있다는 기존 연구결과와 일치 한다 (Bond et al. 2003, Di Lorenzo et al. 2008).

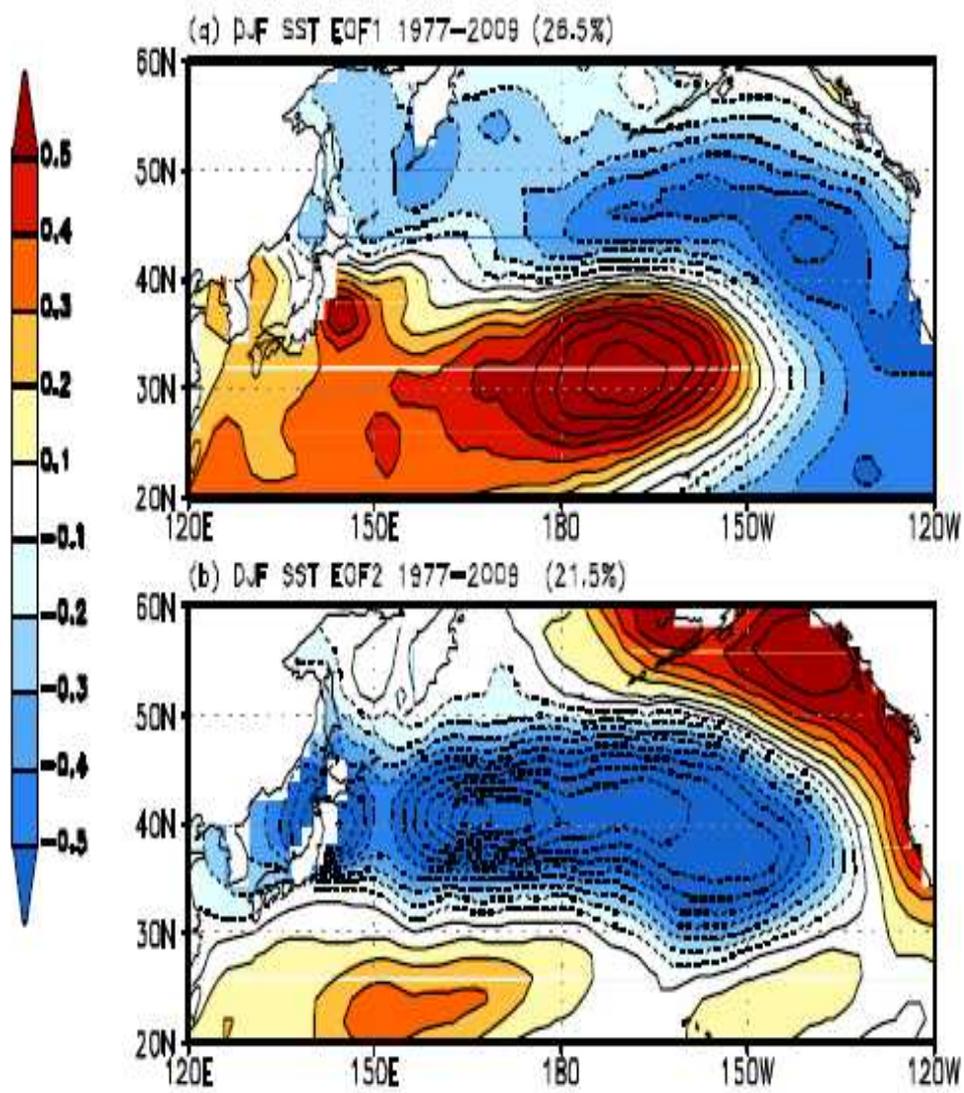


Fig. 2-5. Same as in Figs. 2.4a-b except for the period of 1977-2009.



Fig. 2-6. Time series of 7-yr running mean EOF1 (circle) and EOF2 PC (cross) amplitude (C) for the period of 1956-2009.

앞서 내용으로 미루어 볼 때, 열대 태평양 평균 해수면온도 변화가 1976/77년 기간 동안에는 유의하게 나타났지만 1988/89년 기간 동안에는 유의하지 않았다. 북태평양의 해면기압 변화 차이도 1976/77년과 1988/89기간 동안 서로 다른 패턴을 보이고 있음을 확인할 수 있었다. 그림 2.7 a,b는 북태평양에서 1956-76년과 1977-88년 사이의 평균 해면기압 변화와 1977-88년과 1989-2009년 사이의 평균 해면기압 변화를 나타내고 있다. 1988/89년을 경계로 평균 해면기압 차이(그림 2.7b)는 1976/77년을 경계로 평균 해면기압의 변화 (그림 2.7a)와 정반대의 패턴을 보이지는 않는다. 1976/77년 변화를 경계로 (그림 2.7a) 북태평양의 알류산 저기압이 강화 되었음을 알 수 있는데 기존 연구결과에 따르면 1976/77년 북태평양의 알류산 저기압이 열대 태평양 표층 온도로 인해 강화 되었다고 제시 했다. Graham et al. (1994) 또한 수치모델 실험을 통하여 북태평양의 알류산 강도는 주로 열대 태평양 해수면온도 변화에 의해 반응 한다고 밝힌 바 있다.

그러나 1988/89년도 변화 (그림 2.7b)에서는 열대 태평양 표층 온도 변화 (그림 2.2c,d)에 따른 고기압성 변화가 보이긴 하지만 알류산 저기압 강도에 있어서는 유의한 변화가 나타나지 않았다. 이는 열대 태평양 해수면 온도 변화에 따른 강제력 부족이 평균 해면기압의 반응을 약화시켰다고 설명 할 수 있다. 알류산 저기압의 강도는 40°N-60°N, 160°E-160°W지역에서 평균한 해면기압 편차로 정의 할 수 있다고 알려져 있는데 (Overland et al. 1999), 1988/89년 이후에 북중 태평양에서 알류산 저기압의 변화가 나타나고 있는 것을 알 수 있다(그림 2.7b). 이 결과는 1988/89년 이후에 알류산 저기압의 중심이 남동쪽으로 이동했다는 것을 나타내며, 이는 알류산 저기압의 위도방향 변화로 설명할 수 있다. 이와 같은 해면기압의 편차는 쌍극자 형태의 구조를 가지는 대기 해면기압인 북태평양 진동 (North Pacific Oscillation, NPO)의 강화를 보여준다. 즉 1988/89년 기후 체제 변화와 관련된 북태평양 대기 변동성의 구조 변화는 NPO-like 의 변동성과 매우 밀접한 관련이 있다는 것을 보여준다.

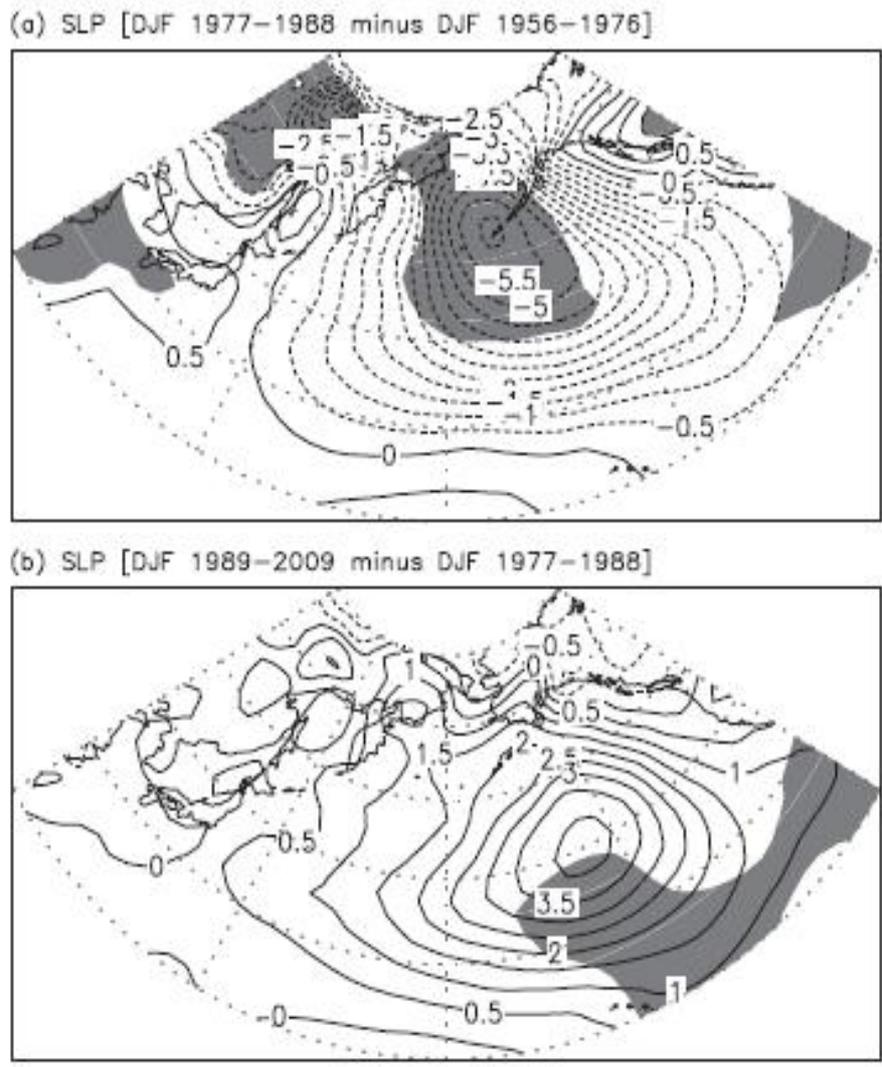


Fig. 2-7. Changes in winter mean SLP (a) between 197-88 and 1956-76 and (b) between 1988-2009 and 1977-88. Contour interval is 0.5hPa. and shading denotes the region where the statistical significance exceeds the 95% confidence level.

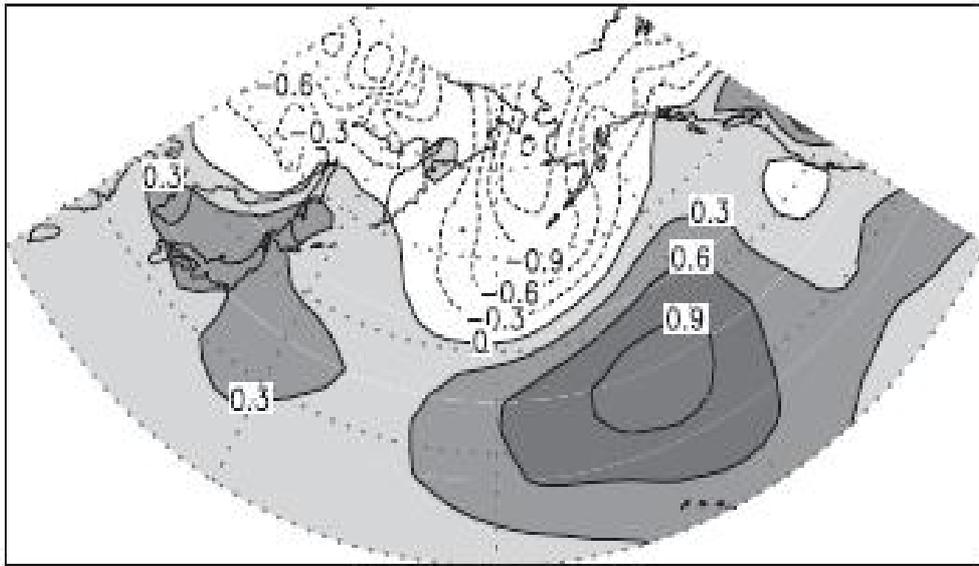


Fig. 2-8. Deviation of North Pacific sLP after 1988/89 transition from the climatological (1956-2009) mean. Shading (dashed line) denotes positive (negative) values. Contour interval is 0.3hPa.

이는 그림 2.8에서 볼 수 있듯이 북태평양 평균 해면기압의 편차가 남북방향의 쌍극자 구조를 보여주고 있으며 평균 해면기압이 남동 북태평양에서 강화되었음을 알 수 있다. 이 결과는 NPO-like의 해면 기압 패턴과 일치하며 남동 북태평양지역에서 1988/89년 이후에 더욱 강화되었음을 알 수 있다. (Rogers 1981, Wallace and Gutzler 1981, Linkin and Nigam 2008, Chhak et al. 2009).

본 연구에서는 열대 태평양 표층 온도와 북태평양의 대기의 변화를 알아보기 위해서 열대 해양과 전 지구 대기실험 (Tropical ocean and Global Atmosphere, (TOGA) in the Community Atmosphere Model version 3 (CAM3) [http://www.cesm.ucar.edu/working\\_group/Variability/experiments.html](http://www.cesm.ucar.edu/working_group/Variability/experiments.html))을 수행하였다. 관측한 월별 해수면온도를 20°S에서 20°N 사이의 열대 태평양의 격자에 경계치로 부여하고 30°부터 극 지역까지는 해수면온도의 계절적 순환 기후값을 넣어 주었다. 그리고 20°와 30° 사이에는 직선 보간 방식을 이용하여 모델에 적용하였다. 이 연구에서는 1950-2000 기간 동안 TOGA 실험결과의 다섯 가지의 앙상블의 평균을 분석하였다. 이 분석의 목적은 1976/77년과 1988/89년을 경계로 열대 태평양의 표층 온도 변화가 어떻게 북태평양 대기 변화에 영향을 주는지 알아보려고 하는 것이다.

그림 2.9a,b 는 각각 1976/77년과 1988/89년을 경계로 열대 태평양의 평균 해수면온도 변화를 나타낸 것이다. 1976/77년을 경계로는 열대 동태평양에서 약 1.0°C의 높은 해수면온도를 보인다. 이와는 반대로 1988/89년을 경계 (1988/89과 1977/88의 차이)로는 적도 태평양의 평균 해수면온도가 약하게 나타났다 (그림 2.9b), 열대 동태평양에서는 낮은 표층 온도가 보이지만 유의한 변화를 보이지 않았다. 이와 같은 결과는 그림 2.2c,d와 약간 다른 결과를 보여주는데 이는 해수면온도 데이터와 분석기간이 다르기 때문인 것으로 사료된다.

그림 2.10a는 195-76년과 1977-88년 사이의 북태평양 겨울철 평균 해면기압 편차를 나타낸 것으로 TOGA 실험의 앙상블 평균으로 나타낸 것이다. 1976/77년 변화를 경계로 평균 해면기압의 차이에서 북태평양의 알류산 저기압의 강화를 볼 수 있는데 이는 관측 결과의 분석과 유사하다. 이 결과는 열대 태평양의 해수면온도의 변화가 1976/77년 북태평양 기후변화의 원인임을 보여주며 이는 기존의 연구와도 일치 한다 (Graham 1994). 반대로 그림 2.10b는 그림 2.10a와 같지만 1988/89년과 1977/88년 사이의 평균 해면기압의 차이를 나타낸 것이다. 열대 태평양 표층 온도의 변화로 인해 1988/89년 북태평양 대기의 변화가 나타난 것을 볼 수 있다. 그림 2.10a 와 비교하면 북태평양 지역에 평균 해면기압의 차이가 통계적으로 유의한 곳이 나타나지 않았다. 이러한 결과는 1988/89년을 경계로 열대태평양의 해수면온도 변화가 북태평양의 대기를 변화시키는 역할을 하지 못한 것을 보여 주고 있다.

특히 TOGA 실험의 결과는 그림 2.7b에 나타난 것과 같이 북중 태평양의 알류산 저기압의 강하게 표현하지 못하였다. 이는 1988/89년의 경계로 알류산 저기압의 위도방향 변화가 열대 태평양 해수면온도 변화 때문이 아니라는 것을 보여주고 있다.

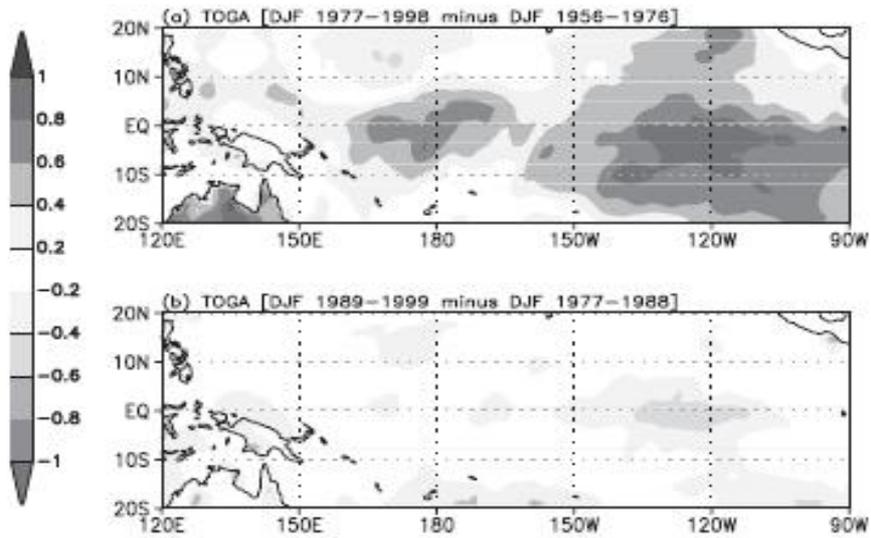


Fig. 2-9. Difference in equatorial tropical Pacific (20-20N, 120E-90W) winter mean SST (C) (a) between 1977-88 and 1956-76 in the ensemble mean TOGA experiments and (b) between 1989-99 and 1977-88.

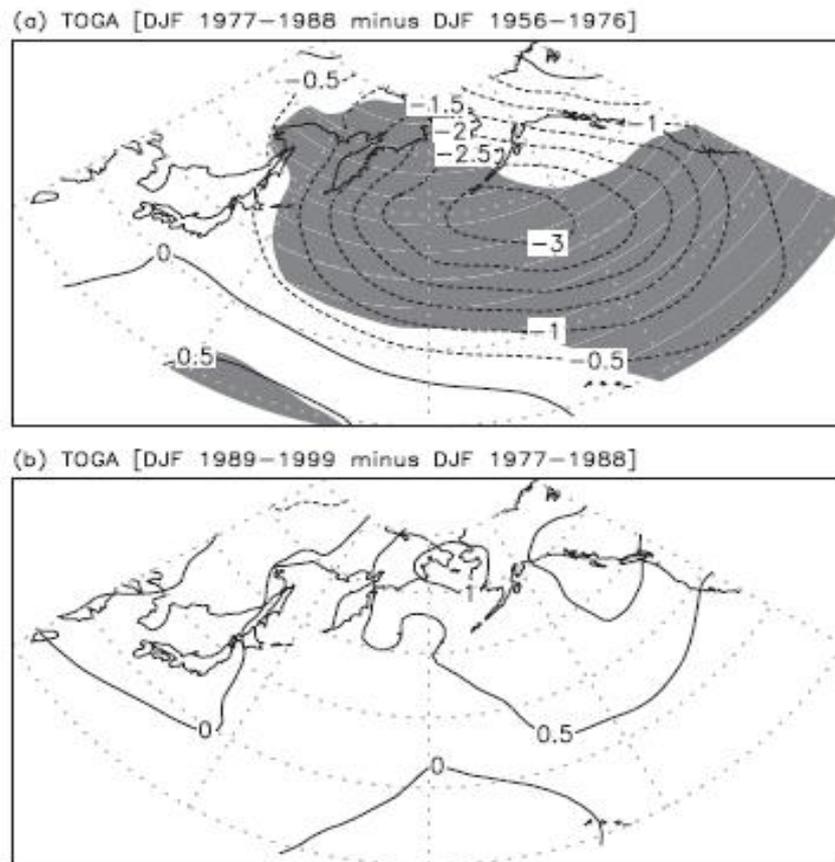


Fig. 2-10. Change in winter mean SLP (a) between 1977-88 and 1956-76 in the ensemble mean TOGA experiments and (b) between 1988-99 and 1977-88. Contour interval is 0.5hPa and shading denotes the region where the statistical significance exceeds the 90% confidence level.

## 2. 열대 태평양 자연 변동 모드 특성 연구

El Nino and Southern Oscillation (ENSO)는 열대 태평양에서 관측되는 경년 변동중 가장 우세한 해양-대기 상호작용 현상의 하나로 열대 중, 동태평양에서 발생하지만 그 영향은 열대-중위도 원격상관을 통해 전 지구의 일기 및 기후에 영향을 미치는 것으로 알려져 있다 (Alexander et al. 2002). 나아가 온실기체의 증가로 인한 외부 강제력의 변화가 강도와 주기를 포함하는 ENSO 특성에 어떠한 영향을 줄 것인가에 대한 연구는 지구 기후 시스템 모형 (Earth Climate System Model)을 이용하여 다양한 연구가 이루어지고 있으나 현재까지 기후 시스템 모형들간의 결과가 상이하여 앞으로도 많은 연구와 분석이 필요한 실정이다 (Collins et al. 2010). 흥미롭게도 최근 연구결과들은 (McPhaden 2004, Ashok et al. 2007, Kug et al. 2009) 1990년대와 2000년대에 접어들면서 주기와 강도외에 ENSO의 공간적인 구조의 특성 변화가 관측되고 있음을 보고하고 있다. 즉 전형적인 엘리뇨 (El Nino)의 경우 최대 표층온도 편차의 위치가 동태평양에 위치하는 반면 (이후 Eastern Pacific 엘리뇨, EP 엘리뇨) 90년대와 2000년대에 자주 관측되는 엘리뇨의 경우 최대 표층온도의 편차의 위치가 중태평양에 위치하고 있다 (이후 Central Pacific 엘리뇨, CP 엘리뇨).

EP 엘리뇨와 CP 엘리뇨와 관련된 열대-중위도 원격상관에 관한 연구결과들은 서로 다른 엘리뇨 type에 따라 그 특성이 서로 상이한 것으로 보고하고 있다. 예를 들면 중위도 지역에서 겨울철 500hPa 지위고도장의 중심의 위치가 EP 엘리뇨와 CP 엘리뇨의 경우 서로 다른 지점에 위치하고 있다는 것이다. 최근 자주 관측되는 CP 엘리뇨의 발생원인에 대해서는 아직 자세하게 알려져 있지 않으나 Yeh et al. (2009) 는 미래 기후변화를 고려한 기후 시스템 모형의 장기적 적분 결과 분석을 통해 지구 온난화로 인한 열대 태평양 평균장의 변화가 엘리뇨의 공간적 구조의 차이를 유도할 수 있다고 제시하였으며 Lee and McPhaden (2010)의 경우 1990년대 이후 CP 엘리뇨의 빈번한 발생은 열대 중태평양 지역에서의 평균 표층온도의 증가와 연관성이 있음을 제시하였다.

한편 Ashok and Yamagata (2010)은 이와 같은 CP 엘리뇨의 증가와 관련하여 여러 가지 원인을 제시하였는데 그러한 원인중의 하나로 열대 태평양 지역에서의 자연 기후변동성을 지목하였다. 즉 열대 태평양 기후 시스템이 장주기 시간규모의 자연 기후변동성으로 인해 열대 해양의 내부 역학이 CP 엘리뇨가 발생하기에 좋은 조건을 제공하므로 최근 이와 같은 형태의 엘리뇨가 발생 할 수 있다는 것이다. 현재 약 100년 기간의 열대 태평양 표층온도 자료로는 이와 같은 장주기 시간 규모의 열대 태평양 기후 시스템의 자연 기후변동 특성을 분석하기에는 그 기간이 상대적으로 짧기 때문에 기후 시스템 모형의 장주기 적분 결과를 통해 이러한 가설을 검증할 필요가 있다. 그림 2.11은 분석에 사용된 Kiel Climate Model (KCM) 의 특성을 보

여주는 도표이다. KCM은 대기 대순환 모형 (atmospheric general circulation model, AGCM)은 ECHAM5을 해양 대순환 모형 (ocean general circulation model, OGCM)의 경우 NEMO를 사용하고 있으며 OASIS3 coupler를 통해 AGCM과 결합되어 있다 (Park et al. 2009). KCM의 대기 해양 대순환 모형들은 속보정 (flux correction) 을 사용하지 않고 해양-대기 변수들을 서로 교환하고 있다.

열대 태평양의 자연 변동성 특히 열대 태평양 지역에서 관측되는 가장 뚜렷한 경년 변동 모드인 ENSO의 자연 변동 특성을 살펴보기 위하여 KCM의 장주기 적분 자료를 분석하였다. KCM 적분 과정에서 대기의 온실기체 농도는 고정되어 있기 때문에 온실기체 증가로 인한 외부 강제력의 영향은 KCM에 포함되어 있지 않아 KCM의 적분 결과들은 결국 기후 시스템의 자연 변동특성을 모의하는 것으로 간주할 수 있다. 분석 자료는 4200년이며 관측 표층온도는 HadISST1 (Rayner et al. 2003)를 사용하였으며 분석기간은 1950년 1월에서 2010년 3월 자료를 사용하였다. KCM과 HadISST1에서 CP 엘리뇨와 EP 엘리뇨를 정의하기 위하여 Yeh et al. (2009)에서 정의된 기준을 사용하였다. 즉 겨울철 NINO3 (5N-5S, 150W-90W)와 NINO4 (5N-5S, 160E-150W) 온도지수를 사용하여 NINO3 및 NINO4 온도지수가 어떤 특정한 값보다 (여기서는 표준편차의 0.7배) 큰 해들을 선택한 다음 그 해들 가운데서 NINO3 온도지수가 NINO4 온도지수 보다 큰 경우는 EP 엘리뇨로 NINO4 온도지수가 NINO3 온도지수보다 큰 경우는 CP 엘리뇨로 정의하였으며 KCM과 HadISST1의 표층온도 분산의 크기가 서로 다른 계절적 특성을 가지고 있기 때문에 KCM의 경우 1월-3월을 겨울철로 정의하였고 HadISST1의 경우 11월-1월을 겨울철로 정의하였다.

표 2.1은 KCM과 HadISST1에서 얻어진 CP 엘리뇨와 EP 엘리뇨의 발생 횟수와 그 비들 (ratio)를 보인 것이다. KCM의 경우 CP 엘리뇨와 EP 엘리뇨의 발생 횟수의 비(ratio)가 0.71로 관측값과 비교해서 매우 큰 것으로 나타났다. 그러나 그 경향성은 EP 엘리뇨가 CP 엘리뇨보다 많이 발생하는 관측의 그것과 유사한 것으로 나타났다. 또한 관측값에서 분석된 결과는 최근 60년 분석 결과이기 때문에 4200년의 긴 적분 자료의 결과와 직접적으로 비교하기에는 무리가 있을 수 있다. 즉 KCM의 4200년 적분 기간중 어떤 특정한 60년의 기간동안 관측과 유사한 CP 엘리뇨와 EP 엘리뇨의 횟수 비를 가지는 기간이 있을 가능성을 배제할 수 없기 때문이다. 이런 횟수의 비와 함께 KCM이 엘리뇨를 어느 정도 모의하는 지를 파악하기 위하여 그림 7은 KCM과 HadISST1에서 얻어진 열대 태평양의 표층온도 변동성의 표준편차를 보여주고 있다. 그림 7에서 확인 할 수 있는 것처럼 KCM에서 모의되는 열대 태평양 표층온도의 변동성은 관측과 비슷하게 열대 동태평양 지역에서 최대 변동성이 위치하고 있음을 알 수 있다. 그러나 관측과 달리 페루 연안을 중심으로 한 남아메리카 연안 지역에서 표층온도 변동성의 표준편차 값이 적은 반면 열대 서, 중태평양 지역에서 표층온도 변동성의 크기는 관측에 비해 크게

모의되어 차이를 보여주고 있다.

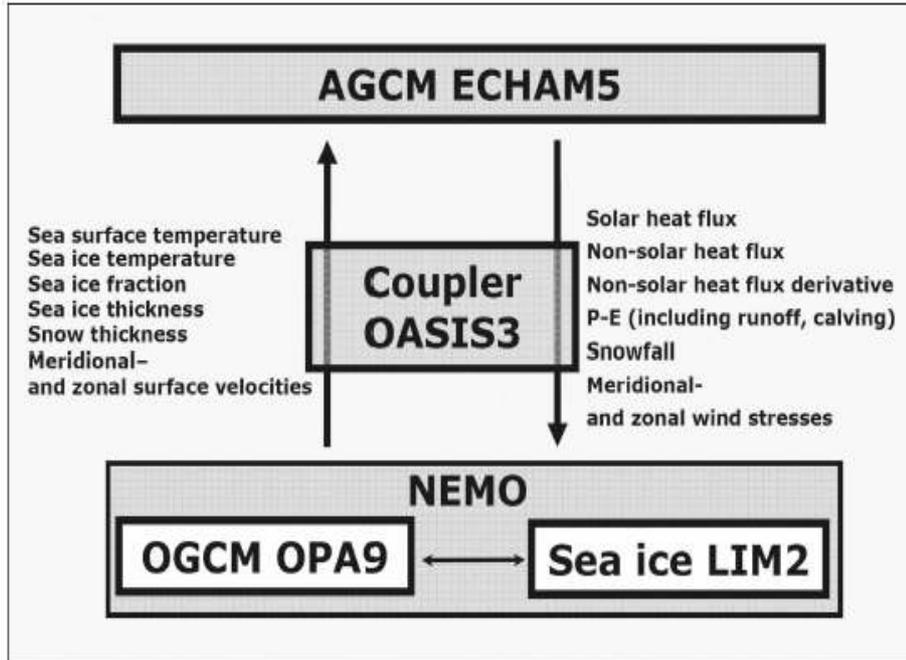


Fig. 2-11. Schematic of the KCM

Table 2-1. The number of CP El Niño and EP El Niño simulated in the KCM and the observation and their ratios.

	CP El Nino	EP El Nino	Occurrence ratio (CP/EP El Nino)
KCM	509	709	0.71
Observation	4	14	0.28

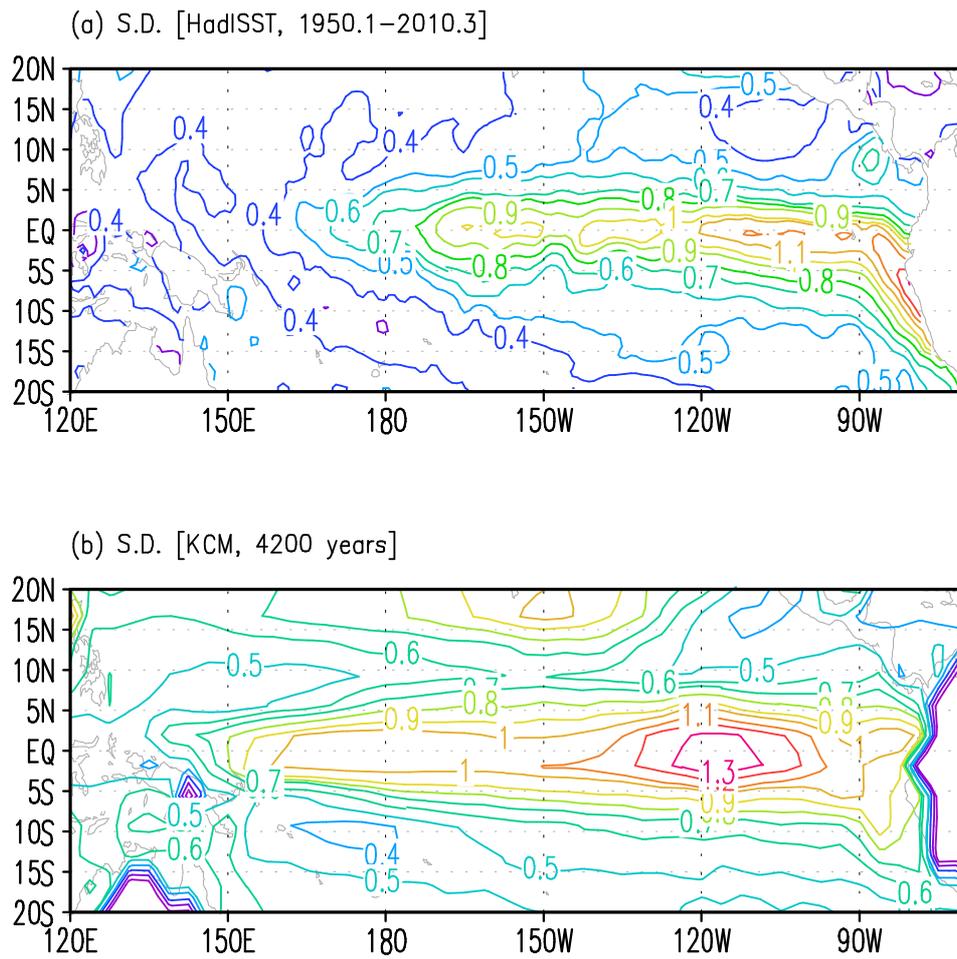


Fig. 2-12. The standard deviation of monthly sea surface temperature (SST) anomaly for the observation for the period of January 1950 to March 2010 (a) and the KCM for the simulation period of 4200 years (b). Contour interval is  $0.1^{\circ}\text{C}$ . The climatological seasonal cycle is removed in both the observation (1950-2010) and the KCM (4200 years).

최근 EP 엘리뇨에 비해 CP 엘리뇨가 자주 발생하는 현상이 열대 태평양의 자연 기후 변동성의 일환으로 기인한 것인지를 확인하기 위하여 KCM의 4200년 장기 적분 결과를 관측과 동일한 기간인 60년을 기준으로 총 70개의 기간을 분리하여 각각의 기간에서 EP 엘리뇨와 CP 엘리뇨의 발생 횟수 비를 계산하였다 (그림 2.13a). 그림 2.13a는 70개의 기간에서 계산된 각각의 CP 엘리뇨와 EP 엘리뇨의 발생 횟수 비를 보인 것이다. 검은 굵은 실선은 발생 횟수 비의 표준 편차를 보인 것이고 가는 실선은 72개 기간에서 평균된 발생 횟수 비를 그리고 크로스로나타낸 선은 관측에서 계산된 발생 횟수 비를 보인 것이다. 그림 2.13a에서 확인할 수 있는 것처럼 KCM에서 각 60년 기간 동안의 EP 및 CP 엘리뇨의 발생횟수 비의 크기는 매우 큰 변동성을 가지고 있는 것으로 나타났다. 예를 들면 어느 시간에는 CP 엘리뇨가 EP 엘리뇨에 비해 2배 정도 빈번하게 발생하는 경우도 있는 반면 CP 엘리뇨가 한번도 발생하지 않은 기간도 있음을 알 수 있다.

이와 같은 사실은 CP 엘리뇨와 EP 엘리뇨의 발생 횟수 비의 자연 변동성의 크기가 매우 크다는 사실을 보여 주는 것이며 따라서 관측에서 최근 CP 엘리뇨의 발생 횟수가 상대적으로 빈번하게 나타나는 현상이 자연 기후 변동성에 의해 기인할 수 있음을 부인할 수 없음을 보여 주고 있다. 그림 8b는 KCM의 4200년 적분 결과를 30년 기간을 중심으로 140의 기간을 분리하여 각각의 기간에서 CP 엘리뇨와 EP 엘리뇨의 발생 횟수의 비를 보인 것이다. 그림 8a에서 확인할 수 있는 것처럼 CP 엘리뇨와 EP 엘리뇨의 발생 횟수의 비는 매우 큰 범위의 자연 변동 특성을 보여주고 있다. 관측의 경우 전반 30년에서 후반 30년 기간동안 CP/EP 엘리뇨의 발생 횟수 비는 약 3배 정도 증가한 것으로 나타났다. 이러한 증가는 KCM의 결과에 비교하면 30년간 발생 횟수비 변동성의 표준편차 범위에 포함되는 것으로 이러한 결과들은 최근 30년 동안 이전 30년에 비해서 CP 엘리뇨와 EP 엘리뇨의 발생 횟수 비가 크게 증가한 것이 KCM의 결과에서는 자연 기후 변동성의 범위에 포함되는 것으로 나타나 관측의 결과에서도 이러한 증가가 자연 기후 변동성에 기인한 것이라는 가설을 배제할 수 없음을 보여주는 것이다. 하지만 이 결과가 KCM 에 국한되어 나타나는 것이기 때문에 앞으로 좀 더 많은 모델을 사용해서 이러한 결과들을 검증할 필요가 있다.

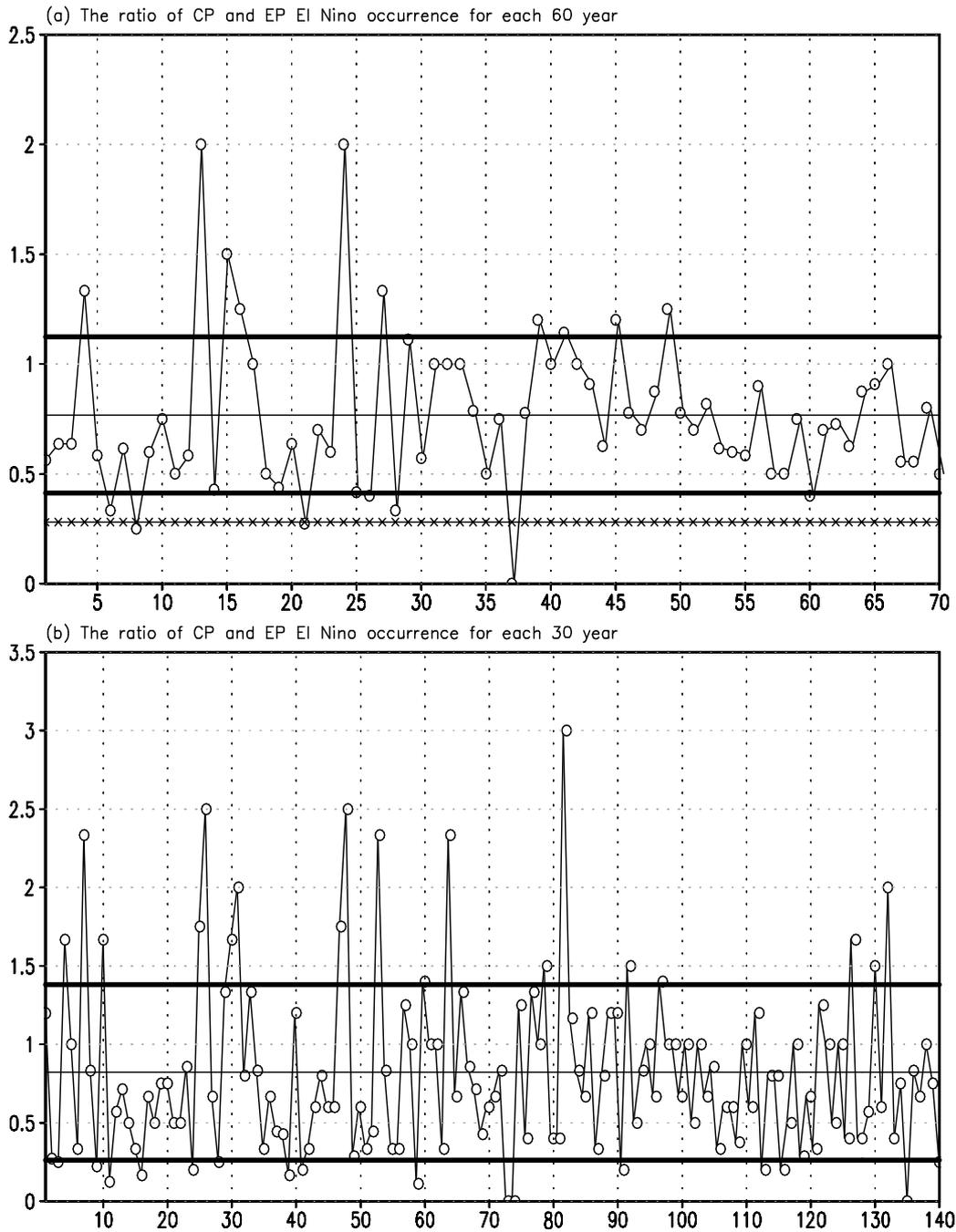


Fig. 2-13. The ratio of the CP and EP El Niño occurrence for each 60 years in the entire simulation period of 4200 years (a). Thin solid straight line is the mean and thick solid lines indicate plus and minus one standard deviation. Cross straight line is the mean ratio of the observation, 0.28. The number of x-axis represents for each 60 years. (b) is the same as in (a) except for each 30 years.

### 3. 인위적 온난화 시그널과 수 십년 주기 자연 변동성의 상호 연관성

전 지구 평균 기온은 20세기 후반부 이후로 극적으로 증가하였고, 많은 연구 결과들은 인간 활동에 의한 강제력 때문에 전 지구 평균기온이 증가했다는 증거를 제시하고 있다. 그러나 외부강제력(태양, 화산활동체)에 기인한 자연변동성의 영향 또한 무시할 수 없으며 최근 연구 결과들은 이와 같은 자연 변동성이 전 지구 전체 기후 변동성에 어느 정도 영향을 준다는 사실을 제시하고 있다.

20세기에 걸쳐, 전 지구 평균기온은 서서히 증가하였으며, 특히 전 지구 평균기온의 평균값은 1900년 이후로  $0.8\pm 0.1^{\circ}\text{C}$  정도 증가하였다 (Scafetta and West 2008; IPCC 2007). 관측과 모델 모의결과를 이용한 지속적인 미래의 지구온난화와 그 예측에 대한 논의가 현재 활발하게 진행되고 있으며 (Tett et al. 1999; Huang 2004; Meehl et al. 2005) 자연변동성과 인위적인 변동성의 중요성 또한 많은 연구에서 제시되고 있다 (Beer et al. 2000; Meehl et al. 2003; Scafetta and West 2006; Lean and Rind 2008; Schwartz et al. 2010). 최근 연구 결과들은 지구의 온난화의 원인이 인류 활동에 기인한 것이라는 사실을 제시하고 있지만 이와 같은 온난화에 자연 변동성과 인위적인 강제력이 전체 기후 변동성에 각각 어느 정도 기여하고 있는지를 파악하는 것이다.

산업시대 이후로 온실기체 농도의 증가는 전지구 평균기온의 증가를 일으키는 중요한 원인으로 여겨지는데 이러한 온실 기체들은 대부분 인간활동으로 인한것이다. 특히 이산화탄소는 이런 온실기체 가스의 중요한 요소들 중 하나이며, 이것은 대기에서 지구표면으로의 장파복사속의 증가로 인해 전 지구 평균기온에 직접적으로 영향을 준다 (IPCC 2007). 예를 들어, 대기중의 두배의 이산화탄소는 전지구 복사량의  $4\text{w/m}^2$  만큼의 변화를 유도하며 이는 다른 인위적인 온실 기체들의 기여도 보다 확실히 크다. 이와 같은 인위적 활동의 증가로 인한 온실기체의 역할과 달리 지구 온난화에 기여하는 요소들로 자연 변동성의 역할 또한 무시할 수 없는 요인으로 여겨지고 있다. 예를 들어 수 세기 시간규모의 전지구 평균기온의 변동성을 살펴보면 현재와 유사한 온난화 경향을 가진 시기들을 발견할 수 있는데 이 시기의 지구 온난화의 요인은 태양 복사량의 변동과 같은 자연 변동적인 요인으로 설명할 수 있다. 특히 20세기에 들어와 증가하고 있는 태양 강제력은 지구 온난화의 간접적 원인으로 지목되고 있다 (Neff et al. 2001; Bond et al. 2001).

예를 들면 수 천년 기간동안 전지구 지표면 평균기온의 변동성은 11년 태양주기의 시간규모에서 높은 상관관계를 보이는데 이와 같은 연구결과들은 태양강제력이 지구온난화의 중요한 잠재적 요인임을 말해주고 있는 것이다(Mann et al. 1998; Beer et al. 2000). 추가로, 최근 연구들은 11년 주기 태양 변동 강제력이 작더라도 태평양 기후 시스템을 증폭시킬 수 있으며 영

국, 북유럽 그리고 일부 미국의 겨울 온도 변화에 기여할 수 있다고 알려져 있다. (Ineson et al. 2011).

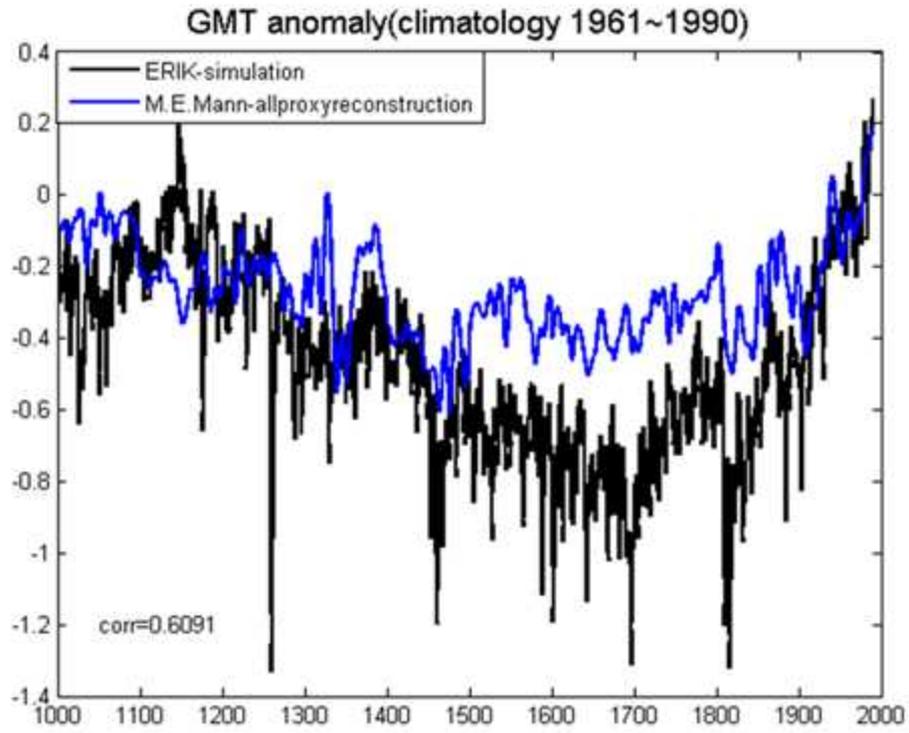


Fig. 2-14. Comparing time series of GMT between ERIK simulation and proxy reconstruction data from Michael E. Mann 2009.

전 지구 평균기온을 변화시키는 자연강제력과 인위적인 강제력의 기여도의 차이를 확인하는데 가장 어려운 점은 관측자료의 한계 때문에서 비롯된다. 이러한 문제는 긴 기간의 기후 모델 모의실험의 자료 분석을 통한 분석이 필요함을 보여주는 것으로 본 연구에서는, 자연강제력과 인위적인 강제력 모두 고려된 기후 시스템 모델의 ERIK 모의결과를 분석하였다. ERIK 모의 결과 안에서 전지구 지표면 온도에 대한 강제력들은 AD 1000-1990년 동안 태양강제력, 이산화탄소와 메탄을 포함하는 대기의 온실기체 농도 그리고 성층권 화산활동 입자들의 복사효과가 고려된 값이다 (Zorita et al. 2003, 2005; Liu et al. 2009). 특히, ERIK simulation의 두가지 다른 기간, 즉, 중세 온난화시기(1051-1150)와 과 현재 온난화 시기(1891-1990) 기간을 각각 비교하였고, 온실기체 농도가 다름에도 불구하고 두 기간 모두 신뢰할만한 전 지구 지표면 온도 증가를 보인다. 본 연구에서는 각각의 중세 온난화 기간(Medieval Warming Period, MWP)과 현재 온난화 기간(Present Warming Period, PWP)에서 전 지구 평균기온과 태양강제력 및 온실기체의 관계를 조사하였다. 이 두기간에서 이러한 관계의 비교를 통해 태양강제력과 인위적인 강제력이 전지구 평균기온 변화에 미치는 영향을 추정하였다.

ERIK simulation은 ECHO-G 모델을 기반으로 하는데 이 모델은 스펙트럼 대기모델 ECHAM4와 전지구 해양모델 HOPE-G 모델을 OASIS 로 접합한 모델이며, 모두 Hamburg의 Max-Planck Institute for Meteorology(MPI)에서 시행 및 개발하였다(Legutke and Voss 1999). 대기는 19개, 해양은 20개의 수직격자로 이루어져 있고, 수평 해상도는 위도와 경도 모두 3.75°(대기)와 2.8°이다(Osborn et al. 2006). 모델결과는 AD 1000-1990 천년 기간 동안 적분값이 포함되어져 있다. ERIK simulation은, 대기층 최상부에서 복사속이 태양흑점과 우주 방사선의 효과를 계산한다(Crowley 2000; von Storch et al. 2004). 화산재의 복사강제력 효과는 그린란드 ice core와 대기모델에 의해 계산된 황화물의 농도가 들어가있다. 이산화탄소와 메탄의 농도는 모두 남극의 얼음 코어에 포함되어져 있는 자료를 기반으로 하고 있다. 그러나 ERIK simulation은 지표 이용에 의한 식생 변화 및 오존이나 CFCs 같은 다른 온실기체는 포함하고 있지 않으며, 태양변동성의 11년 주기는 19세기 이전에는 적용되어 있지 않다.

모델 성능 입증을 보여주기 위해, ERIK의 전 지구 평균 기온 편차의 시계열과 Mann et al. 과거 (2008)을 이용한 1500년이 넘는 양 반구의 해양 및 대륙지역에 수천개가 넘는 tree-ring, ice core, coral, sediment 및 다른 proxy 기록들로 구성된 전 지구 기후 proxy network dataset을 이용한 시계열을 나타내었다. (그림 2.14). 전 지구 기후 proxy network data를 위한 자세한 내용은 Mann et al. (2008, 2009)에 자세하게 나와 있다. ERIK simulation에서의 전 지구 시계열은 기후 proxy data와 높은 상관관계를 가지고 있는데 두개의 시계열 간의 동시 상관관계수는 1000-1990년 기간에서 0.60을 가지며, 이는 통계적으로 95% 신뢰수준이다.

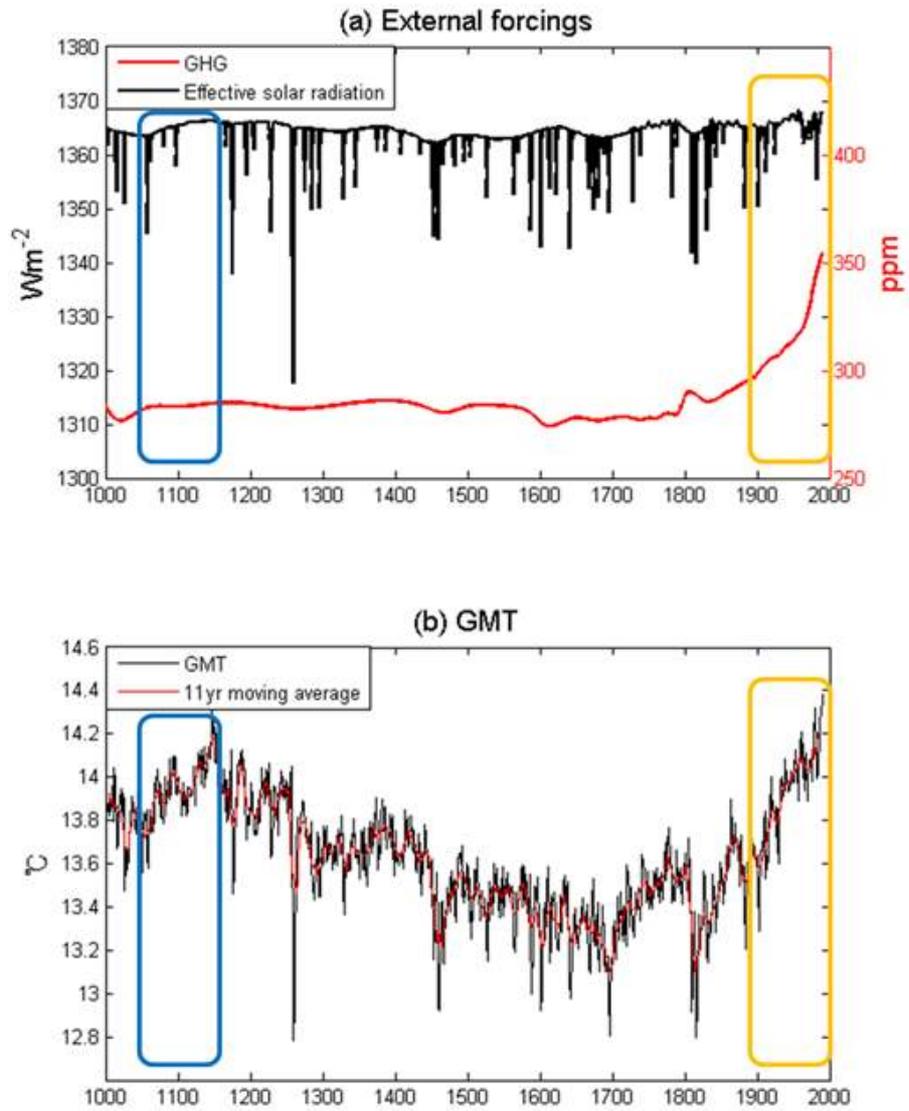


Fig. 2-15. The time series of (a) external forcings for ERIK simulation run, effective solar radiation(solar plus volcanic forcing), GHGs(Carbon dioxide plus Methane) (b) global mean temperature (GMT) in ERIK simulation. GMT 11 running steep line called MWP (1051~1150, blue box), PWP (1891~1990, orange box) each 100 year.

하지만, ERIK 모의 결과는 Little Ice Age(1400-1700)년 기간 동안에 Mann et al.의 결과보다 매우 낮은 반면에 Liu et al (2009) 에 의하면 proxy data로 추론된 중국의 표면 대기온도 변동은 어느 정도 적절하게 잘 모의하고 있는 것으로 알려져 있다. 비록 ERIK 모의 결과가 전 지구 기후 proxy network data와 비교하였을 때 일부 차이는 있지만, ERIK 모의 결과를 바탕으로 자연적인 강제력과 인위적인 강제력이 전 지구 평균기온을 변화시키는 기여도에 관한 연구를 하는데 어느 정도 유용함을 알 수 있다.

ERIK 모의에 있어서 두 가지 주요한 강제력에 대한 시계열이 그림 2.15에 나타나 있다. 그림 2.15는 1000-1990년의 기간 동안 ERIK 모의 과정에 사용된 실제적인 태양 복사와 온실기체 농도를 보인 것이다. 실제적인 태양복사는 태양상수와 화산 에어로졸의 영향을 동시에 나타내는 것으로 사용된다. 그림 2.15b는 ERIK 모의 과정에서 11년 이동평균 시계열(red)과 평균된 전 지구 평균 기온 시계열(black)을 보인 것이다. 온실기체 농도는 19세기 이전에는 270~280ppm으로 거의 일정하며, 그 이후로, 20세기 중반 이후로 극적으로 증가하며 20세기 끝 무렵 350ppm에 도달하고 있음을 알 수 있다. 그림 2.15b에서 PWP(orange box)기간(1891-1990)에서 전 지구 평균기온이 뚜렷히 증가하였음을 알 수 있으며 이 기간과 더불어 1051-1150 기간 또한 전 지구 평균기온이 빠르게 증가함을 확인 할 수 있다 (즉 MWP, blue box). 이를 통해 지난 1000년동안 전 지구 평균이 뚜렷히 증가하는 MWP와 PWP 두 기간이 존재함을 알 수 있으며 특히 MWP 기간이 PWP 기간에 비교하여 온실기체의 농도가 현저히 다름에도 불구하고 전 지구 평균기온은 두기간 모두 증가함을 알 수 있다. ERIK 모의 과정에서 MWP 기간동안 평균 온실기체 농도는 282.5ppm으로, 이는 PWP 기간의 325.1ppm보다 낮은 값이다. 그리고, 그림 2.15a에서 알 수 있듯이 MWP 기간의 온실기체 농도의 변화는 매우 작은 반면에, PWP기간의 온실기체 농도는 시간에 따라 증가하고 있음을 알 수 있다. 이와 같은 결과에 대한 전 지구 평균기온의 증가에 대한 가장 단순한 가설은 MWP기간의 전 지구 평균기온 변화의 원인은 아마도 온실기체 방출에 의한 것이 아니라 자연적인 강제력에 의한 것이며 (Crowley and Lowery 2000) 그에 반해 PWP 기간의 전지구 평균기온의 증가는 온실기체 농도의 증가의 영향이 주요한 역할을 하였을 것으로 생각할 수 있다.

각각의 태양 및 인위적인 강제력으로 설명할 수 있는 전 지구 평균기온의 변화를 추정하기 위해, 두기간의 태양강제력과 전 지구 평균기온 간의 관계를 우선적으로 조사하였다. 화산활동이 태양강제력에 영향을 주는 기간은 배제되었다. 그림 2.16a는 MWP 기간 동안 전 지구 평균기온과 태양 강제력의 변동을 보여주는 산포도 그림이다. MWP 기간에서 태양 강제력이 변화에 따라 선형적으로 증가하는 전 지구 평균기온 변화가 잘 보인다. MWP 기간동안의 평균기온 차이는 13.5°C~14.3°C 이며 태양 강제력은 1363 ~1366 사이에 있다. 태양 강제력의 증가에 의한 전 지구 평균기온의 증가 경향은 선형 회귀분석을 실시하였을 때 0.101°C/이며, 이 값은

boot-strap 기법을 기반으로 신뢰할 만한 수준이다.

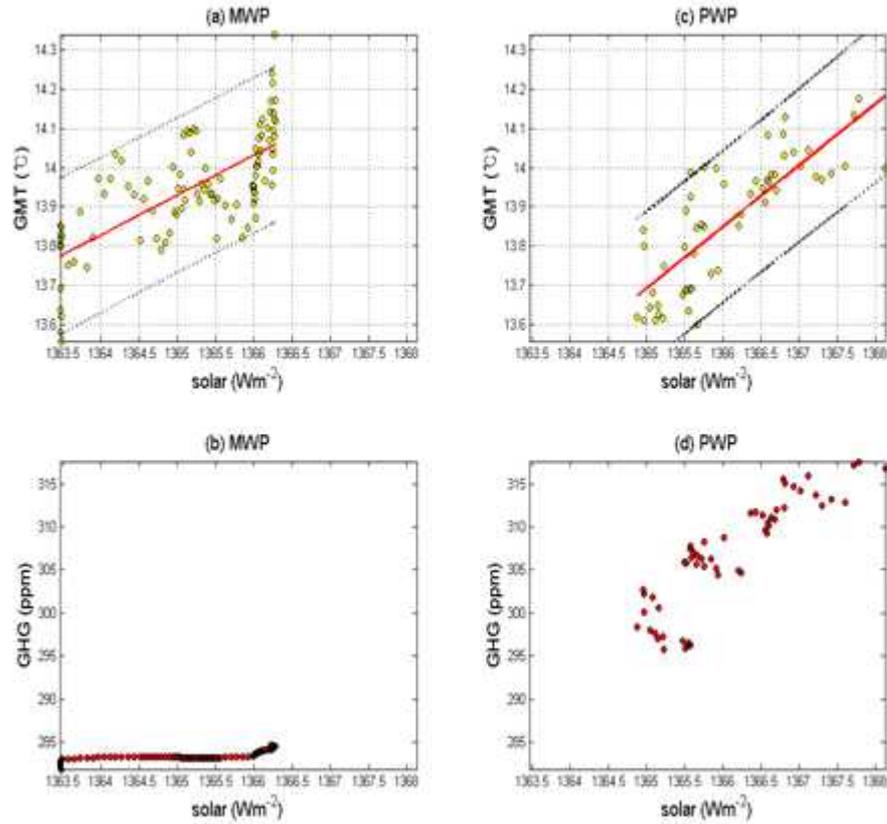


Fig. 2-16. Scatter plot of solar forcing changes versus GMT changes. (a) A trend (red) of regression coefficient  $0.101^{\circ}C/Wm^{-2}$  and 95% confidence level (black dashed) and bottom figure is GHG variation at the same period (b). (c) and (d) are the same as in (a), (b) except but the PWP.

그리고 그림 2.16b에서 MWP 기간동안에 태양강제력과 온실기체 농도의 변화를 산포도로 그렸다. 앞서 언급했던 것 처럼, MWP 기간동안 태양 강제력의 큰 변화동안에 온실기체의 농도는 283ppm으로 고정된 것을 볼 수 있다. 이러한 결과는 이 기간동안 전 지구 평균기온 변화의 가장 핵심적인 기작은 태양 강제력임을 알 수 있으며  $0.101^{\circ}\text{C}/\text{w}/\text{m}^2$  만큼의 비율안에서 전 지구평균기온의 증가를 태양강제력 의변화로 설명할수 있음을 알 수 있다. MWP 기간 동안에 온실기체 농도의 변화가 매우 작기 때문에  $0.101^{\circ}\text{C}/\text{w}/\text{m}^2$  은 ERIK 모의 과정안에서 전 지구 평균기온의 증가에 대한 태양강제력의 기여도를 알려주는 민감도라고 생각할 수 있다.

그림 2.16c 와 2.16d는 그림 2.16a와 2.16b와 동일하며 기간만 PWP기간이다. MWP 기간과 비슷하게, PWP 기간동안의 전 지구 평균기온은 태양 강제력의 변화에 의해 선형적으로 변한다(그림 2.16c). 하지만, 온실기체의 농도 또한 태양강제력의 변동하에 선형적으로 변하며 (그림 2.16d), 이는 MWP와 대조적이다. 간단히 말하자면, 전 지구 평균기온 증가에 태양강제력 및 온실기체 농도의 변화가 동시에 기여함을 알 수 있다. PWP 기간동안의 전 지구 평균기온은  $13.5^{\circ}\text{C}\sim 14.2^{\circ}\text{C}$  사이로 변하며, 이는 MWP와 비교할 만한 값이다. 반면에, 태양 강제력은  $1365\sim 1368\text{w}/\text{m}^2$  의 값을 가지는데 MWP 기간의 태양강제력 범위와 비슷하다. PWP 기간 동안의 태양강제력의 증가에 의한 전 지구 평균기온의 증가 경향은  $0.156^{\circ}\text{C}/\text{w}/\text{m}^2$  이며, boot-strap 방법을 기반으로 신뢰할 만한 값이다. 이와 같은 경향의 규모는 MWP기간보다 큰데, 그 이유는 전 지구 평균기온 증가에 온실기체의 효과 또한 기여하기 때문인 것으로 사료된다. PWP 기간 동안의 온실기체의 농도는 295ppm 에서 316ppm으로 확연히 증가하였으며, PWP 기간동안의 전 지구 평균기온 증가에 보다 큰 기여를 하였음을 생각할 수 있다.

PWP 기간 동안 전지구 평균기온 증가의 인위적인 요소를 분리하기 위하여, MWP 기간의 태양 강제력에 의한 민감도를 이용하면, 태양 강제력의 기여도를 알 수 있을 것이다. 두 기간의 민감도 계수를 빼면, PWP 기간동안의 인위적인 강제력의 기여도를 추정할 수 있다. 그 값은  $0.055^{\circ}\text{C}/\text{w}/\text{m}^2$  이며 PWP기간의 인위적인 강제력에 의한 전 지구 평균기온의 민감도를 대표한다. 그러므로, PWP 기간의 태양강제력과 인위적인 강제력이 전 지구 평균기온의 65%와 35%를 설명하고 있다고 생각할 수 있다.

### 제 3 절 장주기 기후 변화와 단주기 기후 변동 사이의 상호 작용 및 한반도 지역기후 변화 연구

#### 1. 장주기 기후 변화에 따른 단주기 기후 변동의 변조 연구

PNA 원격상관 패턴은 열대태평양에서 강제력에서 시작되어 북태평양, 캐나다, 북아메리카 까지 이르는 로스비파의 대기 순환 패턴이다 (Wallace and Gutzler, 1981). 이 PNA 패턴은 가장 주요한 장주기 모드중의 하나로, 이에 대한 성장, 유지 메커니즘에 대한 연구가 많이 진행되어 왔다 (Dole and Black, 1990, Feldstein, 2002, Frederiksen, 1982, Nigam and Lindzen, 1989, Simmons et al., 1983). ENSO 현상과 중위도 파동 아노말리 사이의 연관성은 매우 잘 연구 되어왔지만, 열대 해수면 온도 강제력에 대한 실질적 영향 및 대기 내부 역학과의 상관 관계는 여전히 논쟁중이다 (Straus and Shukla, 2002, Trenberth et al., 1998). 그럼에도 불구하고, 대부분의 연구에서 ENSO가 PNA 패턴에 영향을 준다는 것은 동의하고 있다 (Hoskins and Karoly, 1981, Lau and Nath, 1994, Lau and Nath, 2001, Trenberth et al., 1998, Yu et al., 2009). 또한 장주기 변동에 대한 단주기 종관에디들의 피드백은 PNA 패턴에 매우 중요한 팩터로 고려되고 있다 (Hall and Derome, 2000, Jin et al., 2006a, Jin et al., 2006b, Kug et al., 2009b, Lau, 1988).

최근 연구는 1970년대 후반을 기점으로 수십년 기후 전이에 대해 보고하고 있다 (Deser et al., 2004, Gedalof and Smith, 2001, Jin, 1997, Nitta and Yamada, 1989, Trenberth and Hurrell, 1994, Wallace et al., 1993). 전구 순화의 변화, 해수면 온도, 대기 온도, 강수량, 바람 장의 변화가 이러한 수십년 주기의 시그널이 나타나고 있다. 알루산 저기압의 동쪽이동은 이러한 수십년 변동의 일부로 이해되고 있다 (Trenberth, 1990). 장주기 변동은 부분적으로 이러한 북태평양 해양 순환과 알루산 고기압 사이의 상호작용에 의해 설명될 수 있다 (Latif and Barnett, 1994). 북대서양진동의 경년 변동에 대한 두 축이 1970년대 이후로 동쪽으로 이동했음이 보고 되기도 했다 (Jung et al. 2003). 이와 유사하게, PNA 패턴에 대한 특성들이 수십년 주기 변동에 의한 기후 변이 때문에 달라질수 있다.

따라서, 이 보고서에서는 PNA 원격 상관 패턴의 공간적 변화에 대해서 연구하였다. 우리는 종관에디 피드백이 이러한 PNA 원격상관 패턴의 변화를 결정하는데 중요한 역할을 함을 제시 할 것이다.

### 가. 자료

PNA 원격상관 패턴을 추출하기 위하여, 300hPa 지위고도 장을 1957년부터 2002년 자료의 월별 평균 자료를 사용하였다. 이를 위해 ECMWF 자료가 사용되었다 (Uppala et al., 2005). 수평해상도는 2.5도 간격이고, PNA 패턴은 EOF 분석을 통해 구해졌다 (150°E-60°W, 20-70°N).

수십년 주기의 공간 패턴 변화를 분석하기 위해, EOF분석을 1958-1977, 1983-2002년 두 기간으로 나누어 분석하였다. 이를 구분하기 위해 "pre", "post"라는 이름으로 사용하도록 하였다.

### 나. PNA 패턴 변화

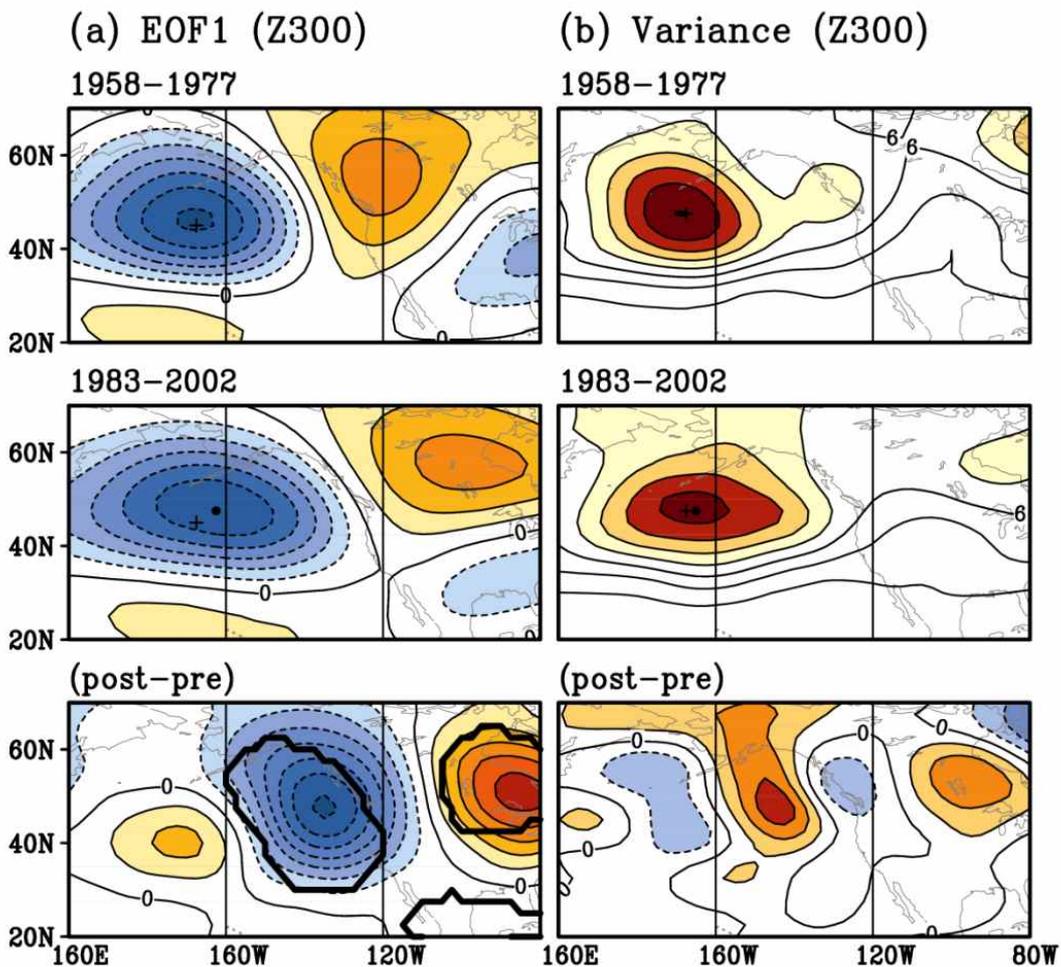


Fig. 3-1. (a) The spatial pattern of EOF1 for monthly Z300 anomalies during boreal winter (NDJF). (b) Variance of Z300. Upper panel, 1959-1977; middle panel, 1983-2002; and lower panel, differences between the two periods. Crosses indicate the center of action of the North Pacific region of the PNA during 1959-1977, while blackdots indicate the same for 1983-2002. The area closed with a thick solid line in the lower panels of (a) denotes the 90% confidence level. The negative contours are dotted. The contour intervals are 20 m, 20m, and 10 m for (a) and  $2 \times 10^3 \text{ m}^2$ ,  $2 \times 10^3 \text{ m}^2$ , and  $1 \times 10^3 \text{ m}^2$  for (b), respectively.

그림 3-1은 300hPa 지위고도장의 EOF 첫 번째 모드를 pre 시기와 post 시기에 대해서 각각 나타낸 것이다. 이 첫 번째 모드는 공간 형태 등으로 PNA 패턴으로 대표한다고 할 수 있다. 두 기간에 대해서 첫 번째 모드는 북태평양, 서부 캐나다, 동남부 미국에 대기 순환의 중심 위치를 가진다. 하지만, post 기간에 대해서 대부분의 중심위치가 동쪽으로 이동하여 나타남을 알 수 있다. 즉, 북태평양의 저기압 중심은 동쪽으로 이동하였고, 캐나다 지역의 고기압 중심도 비슷한 이동이 관측되고 있다. 미국 남동부의 저기압 중심은 크기도 약간 감소했음을 알 수 있다.

북태평양의 저기압은, 그 중심 위치가 북동쪽으로 이동했을 뿐 아니라, 북미 대륙쪽으로 확장했음을 알 수 있다. 그림 3-1에 중심 위치를 표시하여, 그 이동을 명확히 보여주었다. pre 기간과 post 기간과의 차이 그림은 PNA 패턴의 이동을 좀 더 명확히 보여주고 있다. PNA 패턴은 동쪽으로 파열형태의 패턴이 나타나고 있다. 특히 북동 태평양 지역의 음의 아노말리는 북태평양 저기압이 강화되었을 뿐만 아니라, 캐나다 지역의 고기압이 약화됨을 의미한다. 가장 주요한 차이는 PNA 패턴의 캐나다 지역 이동이 동쪽으로 크게 이동한 점이다.

PNA 패턴의 동쪽 이동을 좀더 명확하게 보여주기 위하여, 300hPa 지위고도장의 아노말리의 편차를 계산하여 비교하였다. 그 결과 지위고도장의 편차장의 최대값이 동쪽으로 이동했음이 명확히 나타났다. 뿐만 아니라, 편차가 높은 지역이 동쪽으로 확장됐음을 알 수 있다.

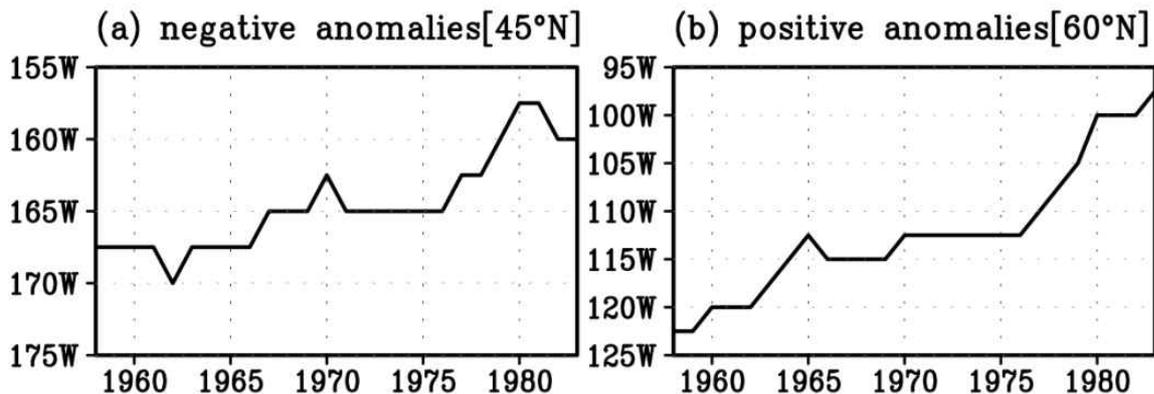


Fig. 3-2. The longitudinal positions of (a) the negative anomaly center over the North Pacific and (b) the positive anomaly center over Canada, resulting from the EOF analyses of the 300 hPa geopotential heights. The curve in (a) depicts the minimum longitude of the leading mode center of Z300 at 45°N. The curve in (b) depicts the maximum longitude at 60°N. The tick values denote the first years of each time window (20 winter seasons).

그림 3-1에서 보여준 패턴변화가 EOF 방법에 의한 인위적인 결과가 아니라는 것을 보여주기 위해해서, EOF 분석이 20년 이동 기간을 사용해서 26번 적용되었다. 즉 1957/58-1976/77년

기간에 대해 EOF 분석이 수행된 후, 1958/59-1977/78년 기간에 대해 EOF 분석이 다시 수행되었다. 이런 방식으로 1년씩 기간을 옮겨가면서 EOF 분석이 수행되었다. 그림 2는 각 EOF 분석에 대해 저기압과 고기압의 중심 위치를 구하여 나타낸 것이다. 그림에서 나타나듯이, 북태평양 지역의 저기압의 위치는 점차적으로 동쪽으로 위치함을 알 수 있다. 1960년대 초반에는 중심위치가 서경 168도에 주로 위치하지만, 1980년대 이후에는 서경 160도까지 이동하였다. 20년 기간동안 약 10도 정도 중심위치가 이동한 것이다. 캐나다 지역의 고기압 위치는 북태평양 지역의 저기압 위치보다 더 크게 이동하였다. 1960년대 초반에는 서경 123도 정도였지만, 1980년 대이후에는 서경 100도 까지 이동하여, 20도 이상의 위치 이동을 보여주었다.

비슷한 분석을 NCEP 재분석 자료에서도 적용하였다. NCEP 자료의 결과도 이와 유사하게, PNA 패턴의 중심위치가 동쪽으로 이동하는 것을 나타내었다. 편차장 역시 PNA 패턴의 동쪽이 동과 유사하게, 최대 지역이 동쪽으로 확장하면서, 중심값이 동쪽으로 이동함을 보여주었다.

선행연구에 의하면, 1970년대 후반을 기점으로 ENSO의 특성 변화 나타났다 (Wang, 1995, Wang and An, 2001). 가장 주요한 변화는 ENSO의 주기간 단주기에서 장주기로 변하는 경향이 나타났다는 것이다. 이러한 주기 변화는 ENSO 패턴의 동쪽이동과 함께 나타났다. 최근에 ENSO 원격상관 패턴의 변화가 미래 온난화 시기에 동쪽으로 이동할 것이라는 연구도 있다 (Kug et al., 2009a, Meehl and Teng, 2007, Meehl et al., 2006, Muller and Roeckner, 2006).

본 연구에서는 PNA 패턴의 변화가 있음을 재분석 자료 분석을 통하여 밝혀냈다. ENSO 또한 수십년 주기 변동이 나타났으므로, ENSO의 변화를 PNA 패턴 변화 원인으로 생각할 수 있다. 이를 알아보기 위해, ENSO와 관련된 PNA 패턴 변화를 살펴보았다. 이를 위해 NINO3.4 SST 지수에 대해서 300hPa 지위고도장을 선형회귀 하였다. 이 선형회귀 값을 두시기에 비교하였다. 분석 결과, 열대 태평양의 바람장 변화는 동쪽 편향이 뚜렷히 관측되었으나, 중위도 지위 고도장에서는 이러한 특징이 나타나지 않았다. 이 분석을 통해, PNA 패턴 이동은 열대 강제력에 의한 이동이 아니라, 중위도 대기 내부 역학 과정에 의한 결과임을 유추 할 수 있다.

중위도 대기 내부 역학은 장주기 파동과 중관에디의 상호작용으로 설명될 수 있다. 중관에디의 피드백은 중관 에디에 의한 와도속으로 표현될 수 있는데, 다음과 같은 수식에 의해 정의될 수 있다.

$$\bar{F} = \left( \frac{f}{g} \right) \cdot \left[ \overline{u' \zeta'}^a, \overline{v' \zeta'}^a \right], \quad \left[ \frac{d\phi(x,y)}{dt} \right]_{eddy} = -\nabla^{-2} (\nabla \cdot \bar{F}),$$

위 식에서  $\mathbf{u}'$ ,  $\mathbf{v}'$ , 는 2-8일 필터된 동서방향, 남북방향 바람장을 나타낸다.  $g$ 는 중력 가속도,  $f$ 는 코리올리 상수,  $\phi$ 는 지위고도장을 나타낸다. 에디 강제력은 중관에디에 의한 와도속

이 얼마나 장주기 지위고도장을 바꿀 수 있는지에 대한 식이다.

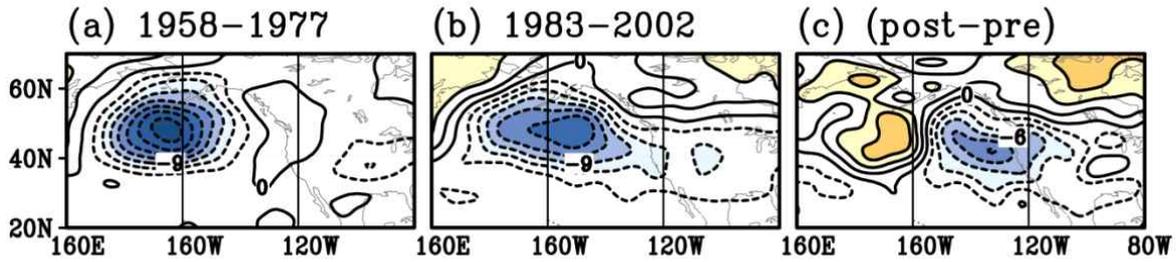


Fig. 3-3. Regressions in the synoptic eddy-induced geopotential height tendencies using the PNA indices as a reference time series for (a) the winters from 1958-1977 and (b) the winters from 1983-2002. The differences in (a)-(b) are shown in (c). The contour interval is 3 m day<sup>-1</sup> for (a) and (b) and 2 m day<sup>-1</sup> for (c). The negative contours are dotted.

이러한 에디 강제력이 PNA 지수에 대해서 pre기간과 post기간에 대해 나뉘어서 선형회귀 값이 계산되었다. 북태평양지역에 강한 음의 아노말리가 나타난다 (그림 3-3). 이러한 음의 아노말리는 에디 강제력이 PNA 패턴의 저기압성 흐름을 강화시킨다는 것을 의미한다. 이러한 양의 피드백 과정은 여러 연구자들에 의해 보고되었다 (Cai and van den Dool, 1991, Feldstein, 2002, Feldstein, 2003, Green, 1977, Hoerling and Ting, 1994, Jin et al., 2006a, Jin et al., 2006b, Kug and Jin, 2009, Kug et al., 2009b, Lorenz and Hartmann, 2001, Lorenz and Hartmann, 2003, Meehl and Teng, 2007, Nakamura and Wallace, 1990, Orlanski, 2005, Ren et al., 2009). 전반기와 후반기의 패턴이 비슷한 형태를 나타낸지만, 후반기의 에디 강제력이 좀더 동쪽으로 뻗어져 나오고 있음을 알 수 있다. 전반기와 후반기의 패턴 차이 (그림 3-3c)는 이러한 패턴 변화를 명확히 나타낸다. 태평양의 동쪽에의 음의 차이가, 서쪽에는 양의 차이가 나타나는 것이다. 따라서, PNA의 동쪽 패턴 이동은 이러한 에디강제력의 차이와 관련 있음을 유추할 수 있다.

PNA 패턴 변화에 대한 에디 피드백의 변화를 좀더 명확히 살펴보기 위하여, 에디피드백의 강도를 조사하였다. 에디 피드백의 강도는 300hPa 지위고도 아노말리를 에디 강제력에 선형회귀 함으로써 구해질수 있다. 자세한 식은 다음과 같다.

$$\lambda(x, y) = \frac{\int \varphi(x, y) \cdot \left[ \frac{d\varphi(x, y)}{dt} \right]_{eddy} dt}{\int \varphi^2(x, y) dt}$$

이 값은 대략적으로 에디피드백에 의한 지역적 성장률 (eddy-induced local growth rate)를 계산한 것이다. 즉 양의 성장률은 에디 피드백에 의해 이지역에서 장주기 지위고도 변동이 강화되는 것을 의미하고, 음의 성장률은 장주기 지위고도의 변동이 에디 피드백에 의해 약화됨을 의미한다. 그 값이 클수록 강한 성장률을 나타내게 된다.

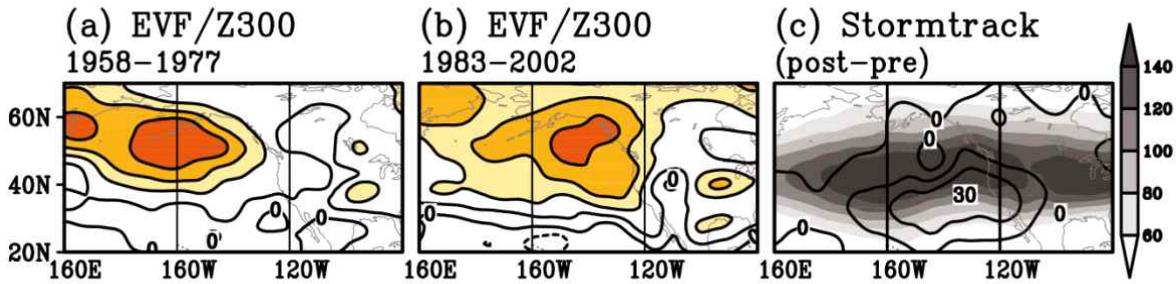


Fig. 3-4. Synoptic feedback strength for (a) the period of 1958-1977 and (b) 1983-2002 during the boreal winters (NDJF). These plots are obtained by regressing the eddy-induced geopotential height tendency with the monthly Z300 heights at each grid point. (c) Climatology of the storm track (shading) overlaid with a contour showing the difference in storm track activity between the two periods. The contour interval is  $0.005 \text{ day}^{-1}$  for (a) and (b) and  $10 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  for (c). The zero-valued contour line is omitted. The unit of shading is  $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ .

그림 3-4는 에디 피드백에 강도를 전반기 후반기에 대해 나타낸 것이다. 에디피드백은 스톰 트랙이 가장 강한 지역에 나타나기 때문에, 북태평양지역에서 에디피드백의 강도가 가장 강하게 나타난다. 전반기와 후반기를 비교해보면, 후반기에 에디 피드백이 강한 지역이 동쪽으로 이동했음을 알 수 있다. 전반기에는 서경160도 지점에 최대값이 있는데 반해 후반기에는 동경140까지 이동해서 나타난다. 또한 에디 피드백이 강한지역이 캐나다 지역까지 확장되어 나타남을 알 수 있다.

에디 피드백의 강도는 여러 가지 팩터에 의해 결정된다. 종관 에디 활동량, 에디 시간규모, 공간 스케일등 여러 가지에 의해 결정된다 (Jin et al. 2006a,b). 이러한 요인 중에, 종관 에디 활동량이 에디 피드백의 강도를 결정하는데 가장 중요한 요소로 작용한다. (Jin 2010). 그림 3-4는 20년 평균된 스톰트랙의 전반기와 후반기의 차이를 나타낸 것이다. 스톰트랙의 기후값과 비교해서, 강한 스톰트랙지역은 1970년 후반 이후에 동쪽으로 이동해서 나타난다. 따라서, 에디 강제력의 강도 또한 후반기에 이 지역으로 이동해서 나타난다. 이러한 사실은 앞서 제시한 결과들과 매우 일치한다.

앞서 분석한 결과들을 요약하면 다음과 같다. 본 연구에서는 1970년 후반을 기점으로 PNA 패턴이 동쪽으로 이동하였음을 발견하였다. 이는 북태평양의 저기압성 흐름이 동쪽으로 좀더

확장되었음을 의미하는 것이다. 이러한 PNA 패턴의 구조 변화는 종관에디 피드백의 변화와 잘 일치한다. 에디 강제력의 패턴의 전반기와 후반기 사이의 변화는 PNA 패턴 이동과 매우 잘 일치한다. 에디 강제력 뿐만 아니라, 에디 강제력의 강도도 같은 패턴 변화를 보이는데, 이는 에디 강제력이 PNA 패턴변화의 주요한 원인으로 작용한다는 것을 의미한다. ENSO의 장주기 변화는 PNA 패턴 변화를 설명하기 힘들 것으로 분석되었다.

## 2. 열대-중위도 상호 작용 및 전지구 기후 변동과 한반도 기후 변동과의 관련성

열대 태평양의 대기 해양 상호작용은 여러 접합 모드를 생산할 수 있다. 많은 선행연구들이 ENSO를 공간 패턴의 차이에 기반하여 두가지 타입의 엘니뇨가 존재함을 보고하였다 (Larkin and Harrison 2005a, b; Ashok et al. 2007; Weng et al. 2007; Kao and Yu 2009; Kug et al. 2009; Yeh et al. 2009). 최근의 관측 결과에 의하면 해수면 온도의 중심 변동이 기존의 엘니뇨에서 동태평양에서 나타난 것과 달리 (Rasmusson and Carpenter 1982; Wallace et al. 1998), 중태평양에서 나타나는 형태가 자주 나타나고 있다. 즉 새로운 타입의 엘니뇨가 발견되고 있는 것이다.

현재까지, 새로운 타입의 엘니뇨에 대한 이름은 여러 가지로 사용되고 있다. 이 연구에서는 Kug et al. (2009)의 정의를 따라 WP 엘니뇨로 명명하도록 한다. 선행 연구에서는 새로운 타입 엘니뇨에 대한 여러 가지 공통적인 특징을 보고하고 있다. 첫째, 해양과 대기 변수의 중심 변동 중심이 중태평양과 워풀 (Warm Pool) 지역에 나타난다는 것이다. 둘째, 새로운 타입의 엘니뇨는 최근 들어 자주 발생하고 있다는 사실이다 (Ashok et al. 2007; Yeh et al. 2009). 이는 미래 기후변화시기에 새로운 타입의 엘니뇨가 좀더 자주 출현할수 있음을 암시한다. 셋째, zonal advective 피드백과 대기에 의한 열속 피드백이 새로운 타입 엘니뇨의 역학과정에 좀더 중요하게 작용된다는 사실이다. 즉, 기존의 엘니뇨와 역학과정이 다르게 작용한다는 것이다.

두 가지 타입 엘니뇨의 존재가 중요한 이유는 이들의 전지구 영향이 매우 다르게 나타난다는 사실이다. 선행연구에서는 두 가지 타입의 엘니뇨의 전지구 영향이 다르게 나타남을 이미 보고하였다 (Ashok et al. 2007, 2009, Weng et al. 2007; 2009; Kao and Yu 2009; Yoon and Yeh 2009; Yoon et al. 2010). 특히 Weng et al. (2007, 2009)는 두 가지 타입 엘니뇨와 관련된 동아시아 기후 변동이 다르게 나타남을 보고하였다. 하지만 이들 연구에서는 중국과 일본의 관측소 자료만 사용되었다. 반면에 한반도에 대한 분석은 이루어지지 못하였다. 최근에 Yoon and Yeh (2009)는 새로운 타입의 엘니뇨와 관련된 한반도 주변 해수면 온도 변동이 기존의 엘니뇨와 매우 다름을 보고하였다. 이는 새로운 타입의 엘니뇨가 한반도 기후에 기존의 엘니뇨와 매우 다르게 영향 줄 수 있음을 의미하는 것이다.

여러 연구가 엘니뇨/라니냐와 한반도 기후와의 관련성을 보고하였다 (Kang et al. 1998; Ahn et al. 1997; Cha et al. 1999). 하지만, 두 가지 타입 엘니뇨와 관련된 분석은 아직 이루어지지 못하고 있다. 그래서 이 연구의 목적은 두 타입 엘니뇨와 관련된 한반도 기후 변동을 분석하는 것이다.

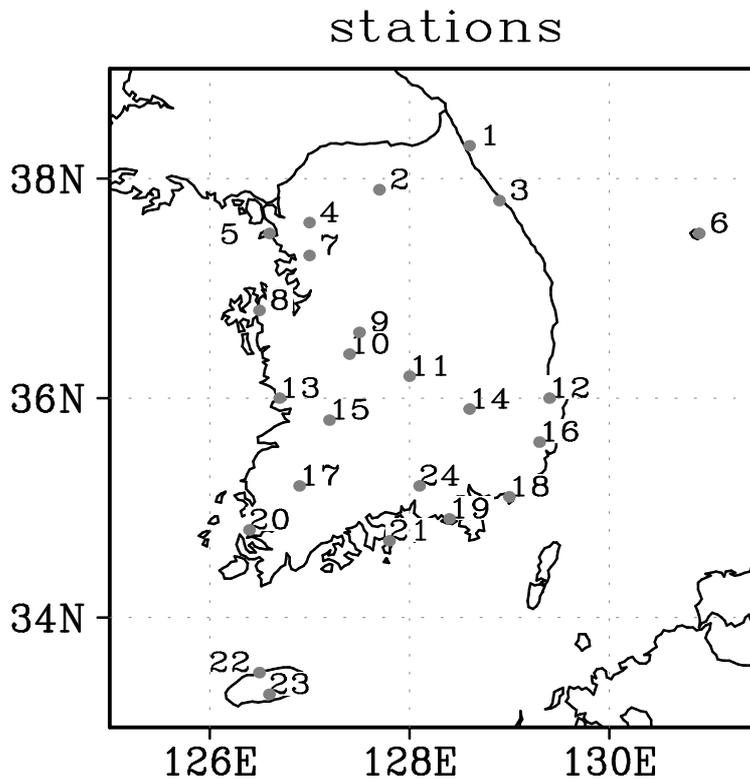


Fig. 3-5. Geographical distribution of Korean weather observatories used for the study.

### 가. 자료

이 연구에서는 두가지 타입 엘니뇨의 영향을 분석하기 위하여 한반도 관측소 자료가 이용되었다. 관측소 자료는 기상청에서 제공된 일변 최고, 최저 평균 온도, 강수량 자료가 사용되었다. 그림 3-5는 사용된 24개 관측소 위치를 나타낸 것이다. 일별 자료를 월별 평균 온도자료와 강수량자료로 변환하여 사용되었다. 이 분석에 사용된 기간은 1970-2008년 기간이다.

두 가지 타입 엘니뇨의 정의는 Kug et al. (2009)의 정의를 따랐다. 그림 3-6은 1970-2005년 사이의 모든 종류의 엘니뇨의 해수면 온도 아노말리를 나타낸 것이다. 엘니뇨 해는 NINO3 해수면 온도 (90-150°W, 5°S-5°N)나 NINO4 해수면 온도 (160°E-150°W, 5°S-5°N)가 각 지수의 표준편차 값보다 클 때로 정의하였다. 12개의 엘니뇨해가 이 기간에 의해 선택되었다. 공간 패턴의 차이에 기반하여, 12개의 엘니뇨는 3개의 그룹으로 나뉘어졌다. CT 엘니뇨는 NINO3 지수가 NINO4 지수보다 클 때로 정의하였고, WP 엘니뇨는 NINO4 지수가 NINO3 지수보다 클 때로 정의하였다. 1972/73, 1976/77, 1982/83, 1997/98 해는 CT 엘니뇨 해로 정의되었고, 1977/78, 1990/91, 1994/95, 2002/03, 2004/05 해는 WP 엘니뇨 해로 정의되었다.

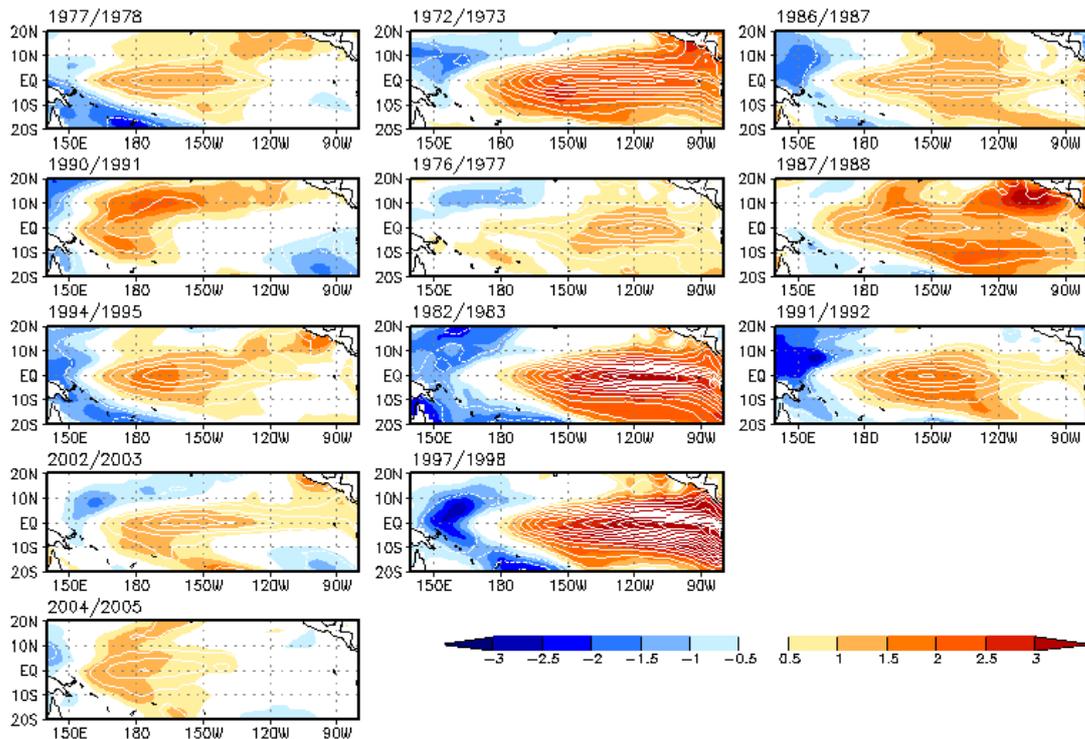


Fig. 3-6. SST anomalies of El Niño events during 1970-2005. The anomalies are averaged from September to the following February. Shading indicates normalized anomalies, and contour interval is 0.3 K. The El Niño events are classified into (left) WP El Niño, (middle) CT El Niño, and (right) mixed El Niño. After Fig. 1 of Kug et al. (2009).

CT 엘니뇨는 해수면 온도 아노말리가 동태평양에 강하게 나타난 반면, WP 엘니뇨의 해수면 온도 아노말리는 중태평양에 강하게 나타남을 알 수 있다. 이 밖에도 3개의 해가 엘니뇨로 정의되었으나, 이 경우에는 NINO3 지수와 NINO4 지수의 크기가 크게 차이가 나지 않아서, mixed case로 따로 정의하였다. 1986/87, 87/88, 1991/92 해가 이경우에 해당되며, 이 경우 해수면 온도 변동 중심은 120-150W에 위치하였다.

## 나. 결과

두 가지 타입 엘니뇨와 한반도 기후사이의 관련성을 살펴보기 전에, 첫 번째로 두가지 타입을 구분하지 않은 엘니뇨와 라니냐와 한반도 기후사이의 관련성을 분석하였다. 엘니뇨 합성도의 경우, 그림 3-6에 제시된 모든 엘니뇨가 사용되었으며, 라니냐의 경우에는 9개의 해가 합성도에 사용되었다. (1970/71, 1973/74, 1975/76, 1984/85, 1988/89, 1998/99, 1999/2000, 2000/01, 2005/06). 라니냐 해의 정의는 Kug et al. (2009)의 정의와 동일하게 사용하였다. Kug et al. (2009)는 라니냐 해는 엘니뇨 해와 달리 두 가지 타입으로 나누어 질수 없음을

제안하였다.

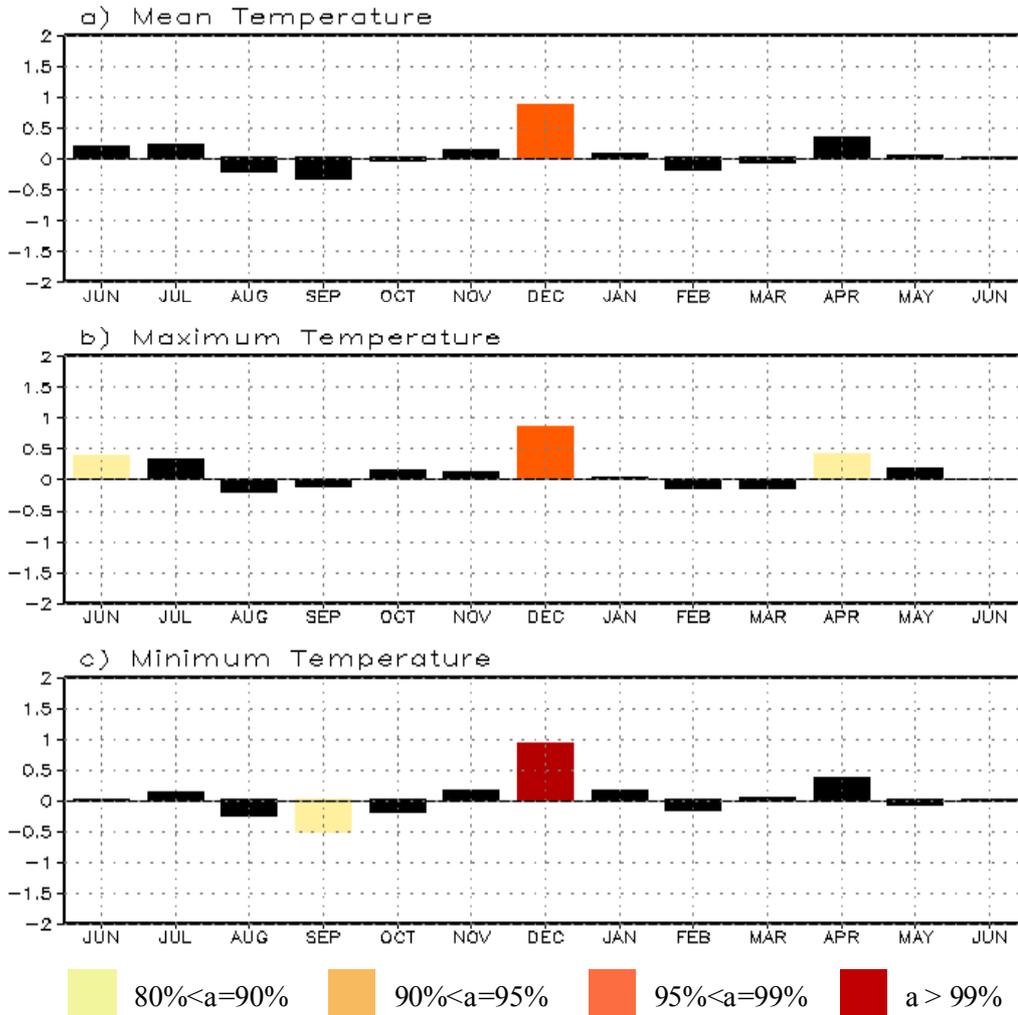


Fig. 3-7. Composites for (a) mean, (b) maximum and (c) minimum temperature data during the developing [Y(0)] and decaying [Y(1)] phases of El Niño events. Twenty-four station data are averaged for simplicity.

그림 3-7은 평균, 최고, 최저 온도를 엘니뇨 발달기와 쇠퇴기로 나누어 분석한 것이다. 24개의 관측소 자료 평균값이 사용되었다. 하지만, 각 관측소 값도 그림 3-7과 대체적으로 비슷한 결과를 나타내었다. 엘니뇨의 절정기인 12월에 한반도의 온도는 높은 경향을 나타냈다. 이러한 결과는 기존 결과와 매우 유사하다. 하지만, 11월 과 1월의 값은 상관관계가 매우 약하게 나타났다. 이러한 관계는 최고온도나 최저온도에도 비슷하게 나타났다. 즉 12월을 제외하고는 엘니뇨와 한반도 온도사이의 관계는 매우 약하게 나타났다.

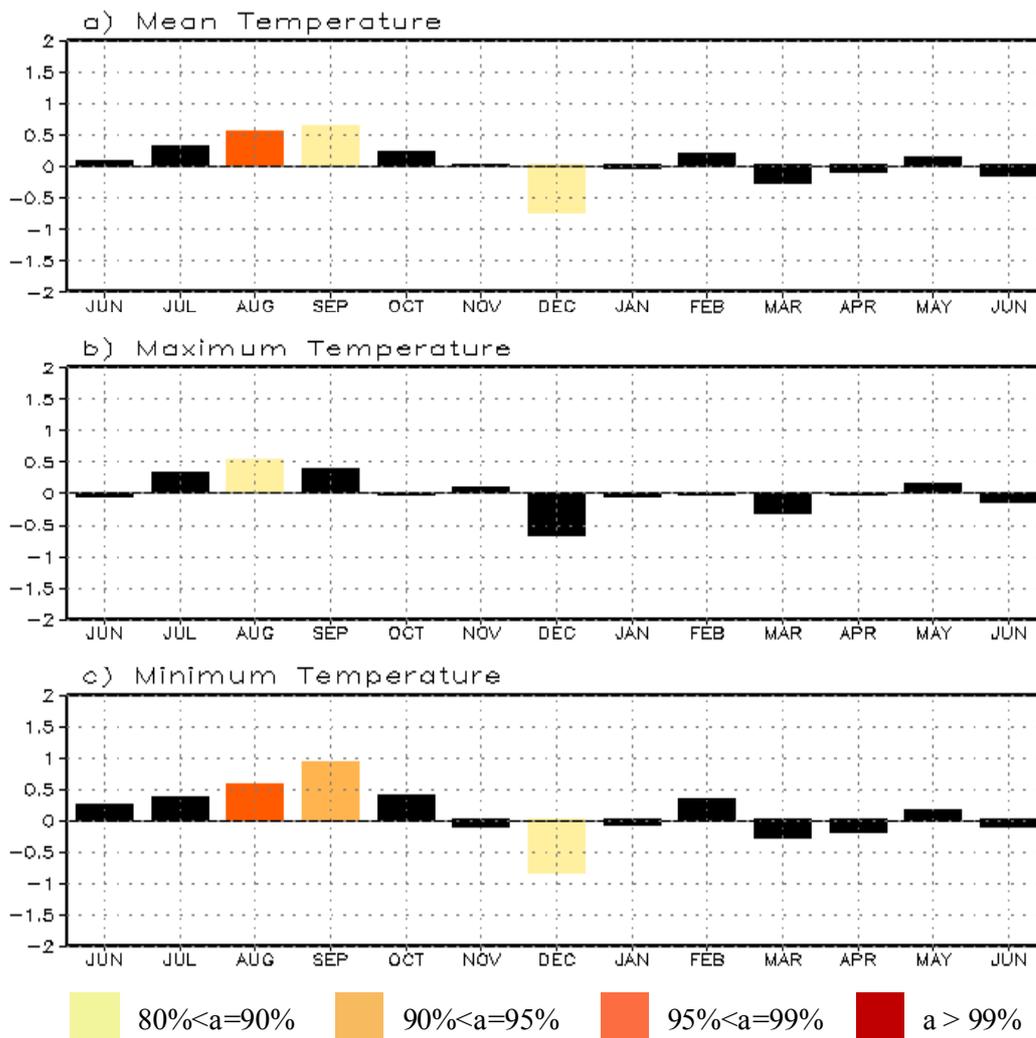


Fig. 3-8. Composites for (a) mean, (b) maximum and (c) minimum temperature data during the developing [Y(0)] and decaying [Y(1)] phases of La Nina events.

하지만, 상대적으로 라니냐는 한반도 온도 변동과 밀접한 관련성을 가진 것으로 나타났다. 특히 8월과 9월의 온도의 관계는 의미있게 나타났다 (그림 3-8). 라니냐의 절정기인 12월에는 한반도 온도는 평년보다 낮게 나타나는 경향이 있다. 이는 기존의 연구와 일치하는 것이다. 또한 엘니뇨 시기의 부호와 반대로 나타나며, 일관된 관련성을 나타냈다.

한반도의 강수 변동은 엘니뇨/라니냐 변동과 연관되어 온도보다 더 밀접한 관계가 나타나는 것으로 나타났다. 그림 3-9는 엘니뇨와 라니냐 시기의 한반도 강수 변동을 나타낸 것이다. 엘니뇨가 발달하는 시기의 9월에는 한반도 강수는 감소하는 경향을 나타냈다. 반면에 라니냐가 발달하는 시기의 9월에는 한반도 강수가 증가하는 경향을 나타냈다. 또한, 엘니뇨 절정기인 12월에는 양의 강수 아노말리가, 라니냐 절정기에는 음의 어노말리가 나타났다. Wang et al.

(2001)은 북서태평양시기의 고기압성 흐름에 의한 남풍기류가 동아시아 지역에 나타남으로써, 따뜻하고 습한 공기를 제공하여 동아시아 지역의 겨울에 엘니뇨 시기에 따뜻하고 평년보다 많은 강수가 나타나는 경향이 있다고 보고하였다. 본 연구의 결과는 이와 일치한다고 볼 수 있다.

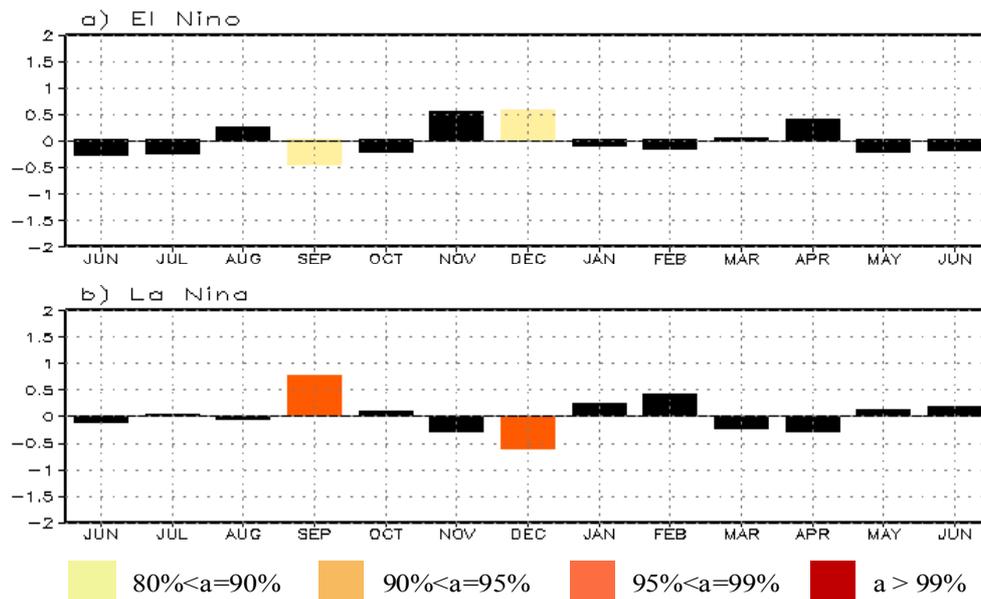


Fig. 3-9. Composites for precipitation data during the developing [Y(0)] and decaying [Y(1)] phases of (a) El Nino and (b) La Nina events.

지금까지 결과는 두타입 엘니뇨를 고려하지 않았다. 만약 두타입 엘니뇨의 영향이 서로 다르다면, 이를 고려하지 않은 경우에는 그 연관성이 약화될 수 있다. 따라서, 이후 분석에서는 두타입 엘니뇨를 따로 구분하여 분석하였다. 엘니뇨와 달리 라니냐는 두가지 타입으로 구분하기 힘들기 때문에 분석에서 제외되었다.

그림 3-10은 CT 엘니뇨 시기의 평균 온도, 최고 온도, 최저 온도의 합성도를 그린 것이다. 전체적으로 한반도의 온도는 CT 엘니뇨의 발달기에는 감소하고 쇠퇴기에는 증가하는 경향을 보인다. 특히 발달기 시기 9월의 온도 아노말리와 쇠퇴기 시기의 4월의 값이 통계적으로 유의미한 값을 나타냈다. 이러한 온도 변동은 필리핀 바다의 대기흐름과 밀접한 관련성을 가진다. (Wang et al. 2000, 2001). 이 지역의 대기흐름은 엘니뇨 발달기에는 저기압성 흐름을 보이다가, 절정기부터 고기압성 흐름으로 바뀌게 된다. 이러한 고기압성 흐름은 엘니뇨 시기의 서태평양의 대류 활동 감소에 의한 로스비파 반응에 의한 결과로 Wang et al. (2000)은 설명하고 있다. 한번 고기압성 흐름이 형성되면, 북서태평양의 해수면 온도 감소를 유도하게 되고, 이는 대류활동의 감소를 일으키며 양의 피드백으로 작용한다. 또한, 이 필리핀 해의

고기압성 흐름의 형성은 인도양의 대류활동 증가에 의한 영향도 반영된 것이다. (Watanabe and Jin 2002; Kug et al. 2006).

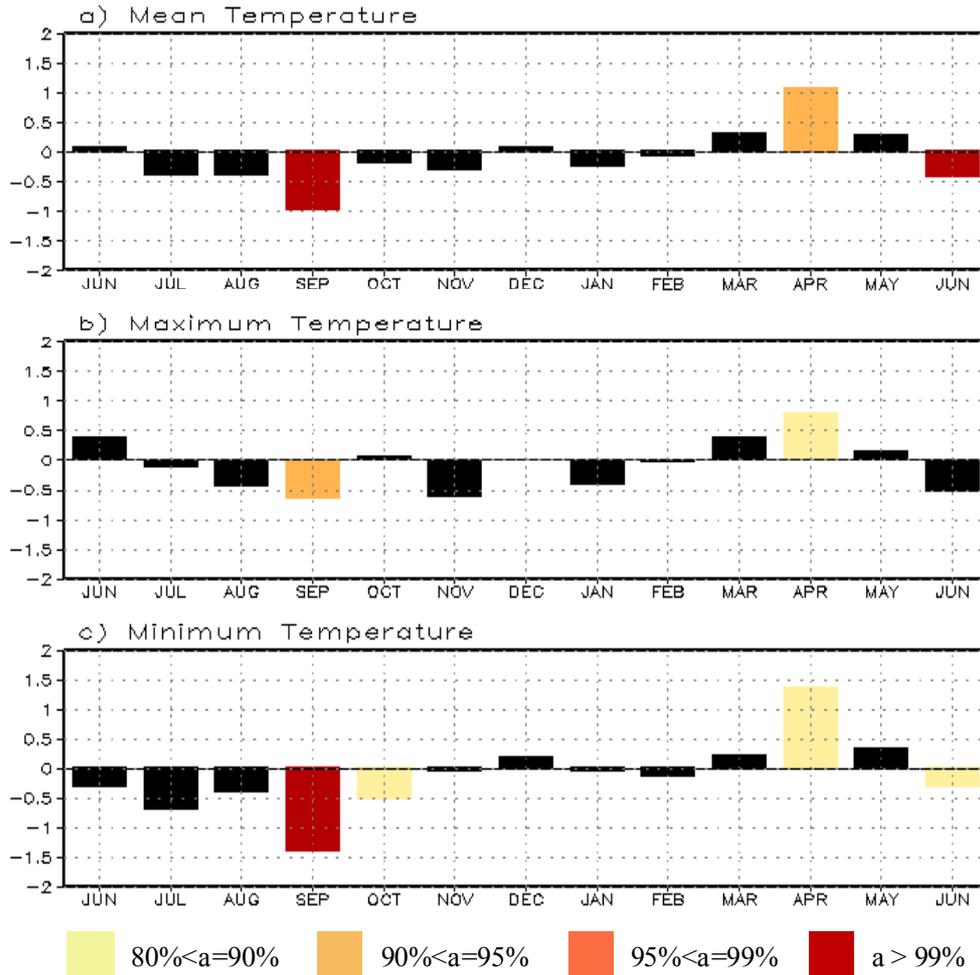


Fig. 3-10. Composites for (a) mean, (b) maximum and (c) minimum temperature data during the developing [Y(0)] and decaying [Y(1)] phases of the CT El Nino events.

CT 엘니뇨의 합성도와 달리 WP 엘니뇨의 합성도는 다른 관련성을 보인다. (그림 3-11). 엘니뇨 발달기 시기에 한반도 온도는 증가하는 경향을 나타낸다. 특히, 이러한 양의 온도 편차는 엘니뇨 발달기 시기의 7월과 9월에 뚜렷하게 나타난다. CT 엘니뇨의 합성도가 이 시기에 음의 상관 관계를 나타낸 것과는 상반된 결과이다. 이는 두가지 타입의 엘니뇨의 영향이 발달기 시기에 반대로 나타난다는 것을 의미한다. 그렇게 때문에, 두가지 타입의 엘니뇨를 고려하지 않고 한가지 타입만 고려하는 경우, 한반도 기온과의 관련성은 약화되게 된다. 예를 들어, 엘니뇨 발달기 시기의 9월의 온도는 CT, WP 엘니뇨 모든 경우에 대해 95% 신뢰수준에 대해 유의미하다. 그러나, 두 타입이 고려되지 않았을 경우에는 유의미한 시그널을 찾을 수 가 없다.

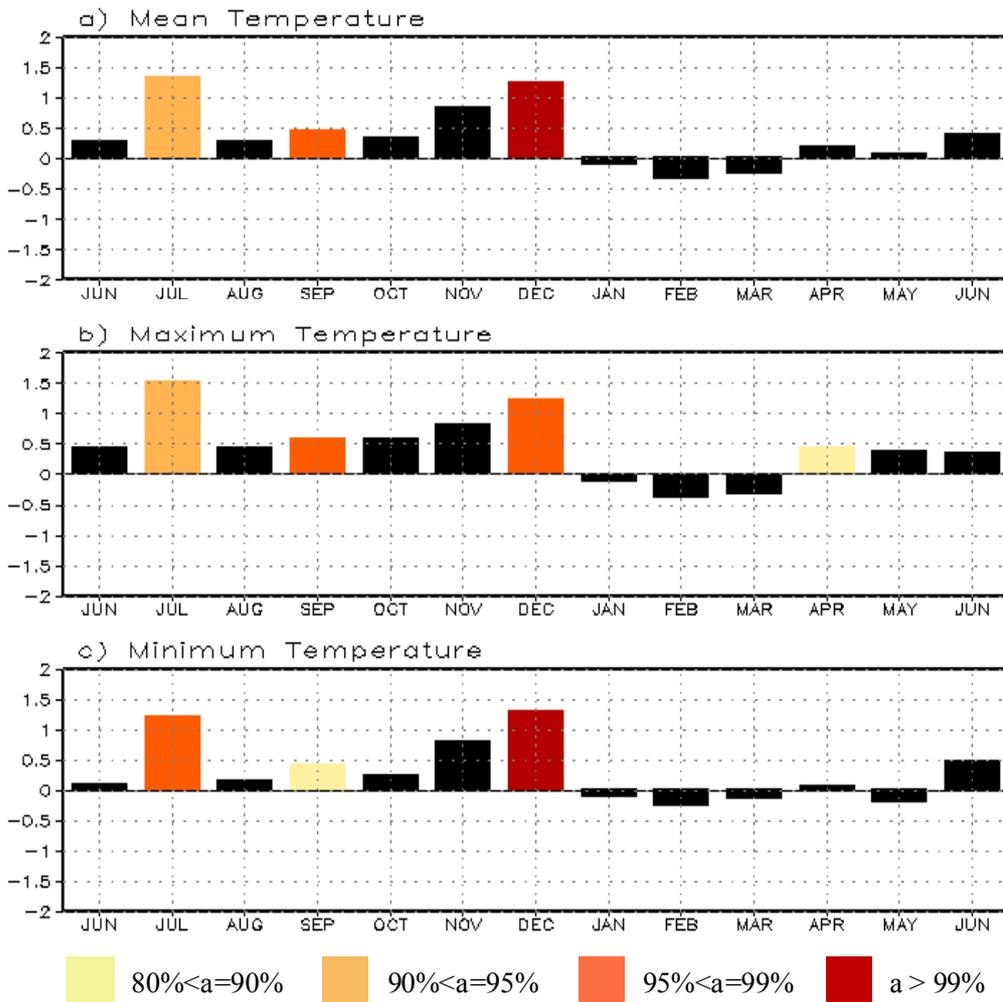


Fig. 3-11. Composites for (a) mean, (b) maximum and (c) minimum temperature data during the developing [Y(0)] and decaying [Y(1)] phases of the WP El Niño events.

12월의 온도 또한 WP 엘니뇨의 경우에는 매우 강하며, 유의미 한다. 그러나 이듬해 1월과 2월의 온도는 매우 약하게 나타난다. 이는 엘니뇨에 의한 영향이 매월 다르게 나타남을 의미한다. 이 경우 계절평균을 하게 되면 이러한 관계가 약하게 나타날 수 있다. 흥미롭게도, 엘니뇨가 쇠퇴하는 시기에는 WP 엘니뇨의 합성도는 의미있는 시그널을 보여주지 않고 있다.

그림 3-12와 3-13은 CT, WP 엘니뇨와 관련된 한반도 온도아노말리의 합성도의 지역 분포를 나타낸 것이다. 그림 3-10과 3-11에서 가장 의미있는 시그널이 나타나는 시기를 선택하여 나타내었다. 일반적으로, 온도 아노말리는 지역적으로 균등하게 나타나는 것으로 나타났다. 이는 온도 아노말리가 큰 규모의 순환에 의해 좌우되고 있음을 의미한다. 엘니뇨 발달기 9월 동안에는, CT 엘니뇨와 관련된 온도 아노말리는 모든 24개 관측소에서 음의 값을 나타내었다. 엘니뇨 쇠퇴기의 4월에는 양의 온도 아노말 리가 대부분의 관측소에서 나타났다.

그러나, 가장 유의미하게 나타난 곳은 남한지역의 남서 지역에 나타난다. 이러한 지역적 차이는 발달기 6월의 온도 아노말리에서 더욱 뚜렷하게 나타난다. 대부분의 의미있는 음의 아노말리는 남한지역의 동쪽 지역에 나타났다.

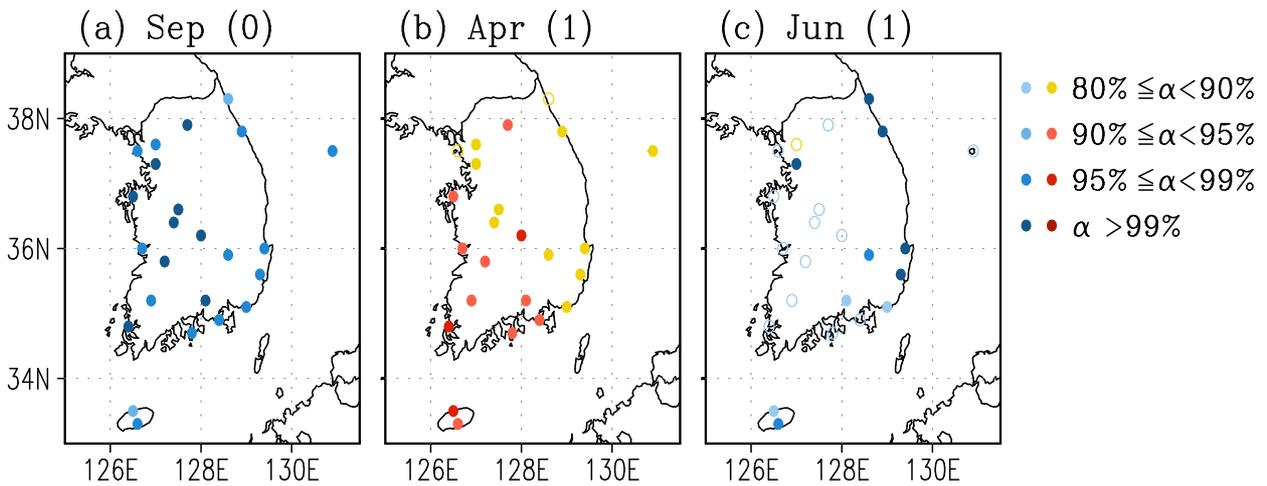


Fig. 3-12. Geographical distributions of significance for temperature anomalies associated with the CT El Niño events during (a) September [Y(0)], (b) following April [Y(1)] and (c) Jun [Y(1)]. Open circles indicates no significant station at even 80% confidence level.

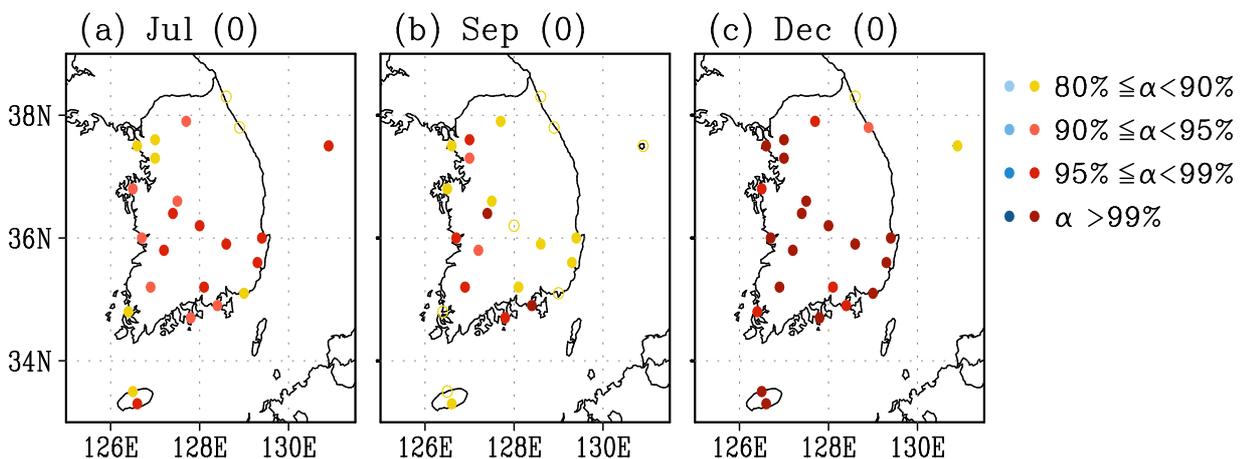


Fig. 3-13. The same as Fig 8. Except for temperature anomalies associated with the WP El Niño events during (a) July [Y(0)], (b) September [Y(0)] and (c) December [Y(0)].

WP 엘니뇨 합성도 또한 발달시기에 지역적 차이를 보이고 있다. (그림 3-13). 7월과 12월의 온도 아노말리는 대체적으로 전지역에 고르게 나타나고 있다. 그러나 발달기 9월의 온도는 대부분의 시그널이 한반도 서쪽에 나타나는 것으로 나타났다.

강수 변동에 대한 영향도 두 타입 엘니뇨에서 매우 다르게 나타난다. 그림 3-14에서 나타난 것처럼, WP 엘니뇨는 한반도의 강수 변동에 크게 영향을 미치지 않는 것으로 나타났다. 반면에 CT 엘니뇨는 상대적으로 강한 관련성을 보여주고 있다. CT 엘니뇨의 발달기 시기인 9월과 10월에 한반도 강수는 음의 편차값을 나타낸다. 그리고 11월과 12월에는 매우 유의미한 양의 강수 편차를 나타낸다. 또한, 엘니뇨 쇠퇴기인 4월에는 95% 신뢰수준에서 유의미한 양의 값을 나타낸다. 두가지 타입을 고려하지 않고, 한가지 타입만을 고려한 경우에는 유의미한 값이 전혀 나타나지 않았던 것을 고려하면, 매우 뚜렷한 상관 관계를 나타낸 것이다. 아마도, WP 엘니뇨의 시그널이 CT 엘니뇨의 시그널을 약화시킨 것으로 판단된다.

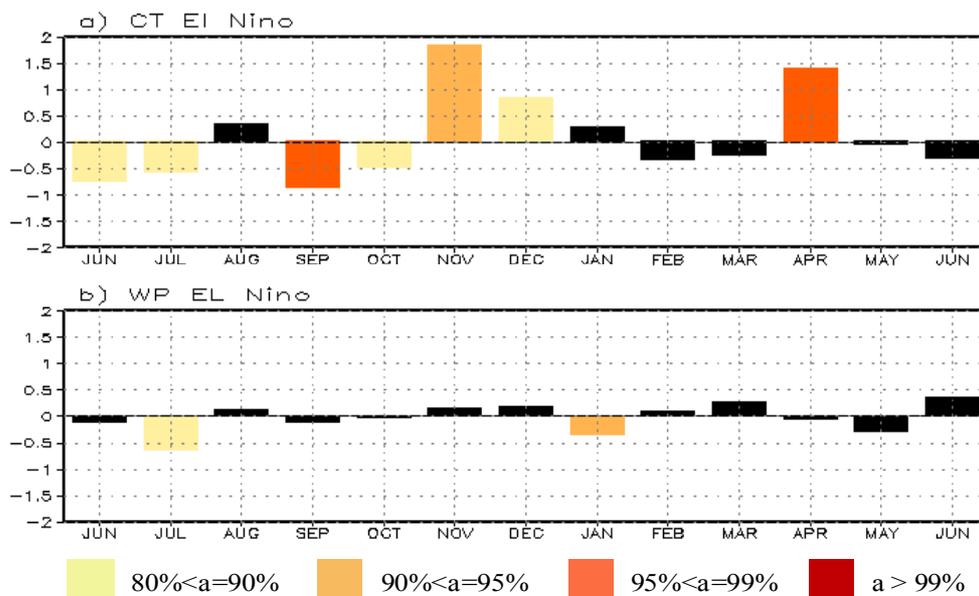


Fig. 3-14. Composites for precipitation data during the developing [Y(0)] and decaying [Y(1)] phases of (a) the CT El Niño and (b) WP El Niño events.

그림 3-15는 CT 엘니뇨와 연관된 한반도 강수 아노말리의 지역적 분포를 나타낸 것이다. 강수변동은 강한 지역성을 가진다는 것은 매우 잘 알려져있다. 하지만 그림 3-15에서 나타나듯이, 강수 분포는 매우 균일하게 나타난다. 이는 엘니뇨와 관련된 대규모 순환장의 변화가 강수변화를 유발하는 것이기 때문으로 풀이된다. 엘니뇨 발달기의 6월과 7월에는 몇 개의 관측소에서 유의미한 음의 편차가 나타나고 있다. 이러한 지역은 서울, 수원, 속초, 강릉,

추풍령 등으로, 한반도 중부지역에 대부분 위치하고 있다. 하지만, 발달기 시기의 9월에는 강수 아노말리가 대부분의 지역에서 나타나고 있다. 이는 그림 3-12의 온도와도 일치하는 부분이다. 발달기의 11월과 쇠퇴기의 4월 강수 또한 모든 지역에서 유의미하게 나타난다. 다만 속초와 강릉에서는 이러한 관계가 나타나지 않고 있다.

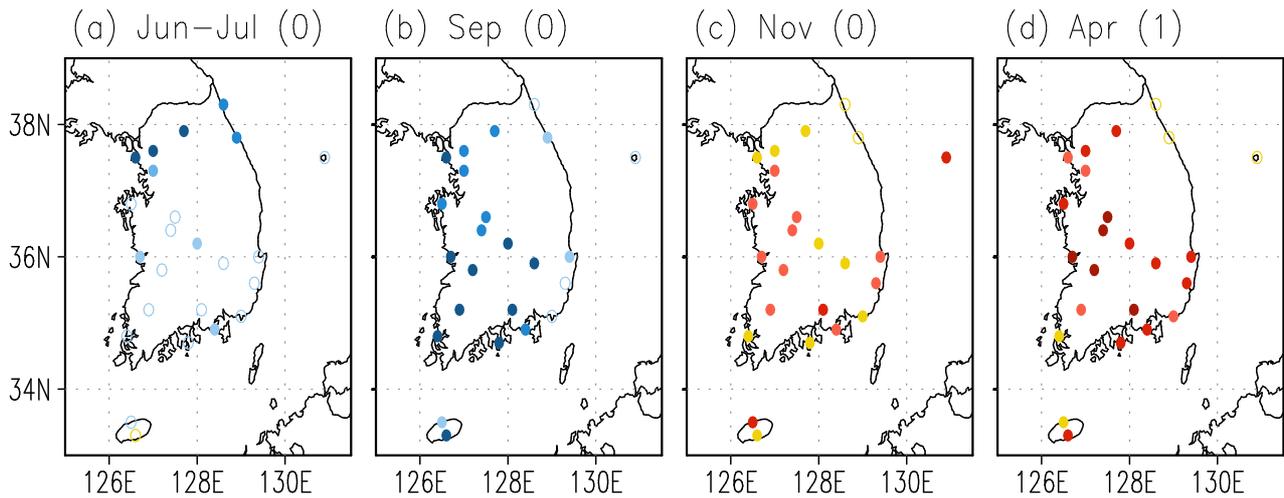


Fig. 3-15. The same as Fig. 8 except for precipitation anomalies associated with the CT El Nino events during (a) Jun-July [Y(0)], (b) September [Y(0)], (c) November [Y(0)] and (d) following April [Y(1)].

본 연구에서는 두 가지 타입의 엘니뇨와 한반도 기온, 강수와의 관련성에 대해 연구하였다. 두 가지 타입의 엘니뇨를 고려하지 않을 때, 전체적으로 엘니뇨와 한반도 기후와의 관련성은 매우 약하게 나타났다. 하지만, 두 가지 타입을 고려했을 때는, 각 타입의 엘니뇨는 한반도 기후 변동과 밀접한 관련성을 나타내었다. 특히, 한반도의 대부분의 지역에서 CT 엘니뇨의 발달기 시기에는 추운 기후가 나타나는 경향이 있었고, WP 엘니뇨의 발달기 시기에는 따뜻한 기후가 나타나는 경향이 나타났다. 또한 CT 엘니뇨는 한반도의 강수변동과 뚜렷한 관련성을 가지고 있음을 확인하였다. 이 결과는 대체적으로 Weng et al. (2007,2009)의 결과와 일치한다. 본 연구의 결과는 두 가지 타입의 엘니뇨가 서로 다른 기후 영향을 가지고 있다는 기존 연구를 뒷받침하는 것이다.

### 3. 전지구 온난화와 한반도 기후 변화 및 도시화 효과

현재 한반도를 포함한 대부분의 도시지역에서의 기온 상승이 보고되고 있다. 도시지역의 기온 상승은 온실가스 증가와 함께 도시화에 의한 지역적 요인에 의해 영향 받을 수 있다. 도시화 효과는 온실기체 상승에 의한 지구 온난화 효과와 구별하여 평가되어야 한다. 하지만, 온실 효과와 도시화 효과는 서로 같은 방향으로 영향을 미치는 경향이 있으므로, 도시화 영향을 자연적 변동과 기후 변화로부터 분리하기는 매우 어렵다 (백희정과 권원태 1994, 구교숙 등 2007). 우리나라에서도 장기간의 관측 자료를 가지고 있는 대부분의 관측소가 도시화의 영향을 받았기 때문에, 관측된 한반도 기온 상승은 도시화 효과가 대부분 포함된 결과이다. 따라서 우리나라의 지구온난화로 인한 기온과 강수에 대한 장기변동을 정확하게 탐지하고 감시하기 위해서는 도시화 효과에 대한 분석이 매우 중요하다. 뿐만 아니라, 많은 사람들이 거주하고 있는 도시의 미래기후를 예측하기 위해서는, 도시화 효과에 대한 정확하고 정량적인 평가가 반드시 요구된다.

현재까지 지구온난화에 의한 기온상승에서 도시화 효과를 검출해내는 연구는 몇 차례가 있었다. 김맹기 등(1999)은 1909년부터 1993년까지의 75년간의 6개 관측소의 기온자료, 1954년부터 1993년까지 40년간의 12개 관측소의 기온자료, 1969년부터 1993년까지의 25년간의 20개 관측소의 기온자료를 이용하여 EOF분석을 하여서 공통적으로 나타나는 고유모드를 한반도 온난화 모드로 가정하고 추풍령을 도시화가 없는 기준 관측소 가정하여 도시화 효과를 검출하고 인구수와 인구증가율을 독립 변수로 한 중회귀식 분석을 이용하여 검정하였다. 그 결과 1954년부터 1993년까지 40년간 12개 관측소의 평균기온 증가량은 약  $0.6^{\circ}\text{C}$ 이고 이에 대해 도시화 효과가 기여한 양은 약  $0.4^{\circ}\text{C}$ 였고, 온실 효과가 기여한 양은 약  $0.2^{\circ}\text{C}$ 로 추정된다 하였다.

김경환 등(2000)은 12개 관측소의 1950년대와 1990년대의 평균기온 차이를 최근 35년 간 한반도 도시화에 의한 기온변화 값으로 정의하고, 1997년부터 1998년까지의 3시간 별 기온자료를 이용해 이들 도시와 주변 비교지역간의 기온차이의 최대값, 평균값, 이들간의 비를 이용해 도시열섬 효과를 평가하였다. 그 결과 1954년에서 1998년까지 35년간 12개 관측소에서 평균기온의 증가량은 약  $0.5\sim 1.4^{\circ}\text{C}$ (평균  $1.0^{\circ}\text{C}$ )의 범위라고 하였고 도시화 효과의 평균 기여율은 32% 정도 라고 하였다.

오성남 등(2004)은 지표에서 관측한 값은 도시화의 영향을 받게 되지만 NCEP/NCAR 재분석 자료는 도시화에 의한 영향에 민감하게 반응하지 않고 전 지구 기온 변화에 영향을 받는다고 가정하여, 50년간의 NCEP의 재분석 자료와 1973년부터 2002년까지 30년간의 남한의 5대도시와 인접 농촌 지역의 기온자료를 이용해서 도시화 효과를 분석하였다. 그 결과 1973년부터 2002년까지 30년 동안 도시지역은  $1.39^{\circ}\text{C}$ 의 기온상승을 보인 반면 농촌지역은  $0.43^{\circ}\text{C}$ 의 기온상

승을 보였다. 여기서 도시화 효과에만 의한 기온 상승은 도시지역에서는 0.44~0.86°C의 범위의 증가를 보였고 농촌지역은 증가현상을 보이지 않았다고 한다.

구교숙 등(2007)은 1968년부터 1999년까지 32년간의 16개 관측소의 월평균 최고기온과 월평균 최저기온을 사용하여 도시지역과 이웃하는 시골지역간의 기온 차로 도시화 효과에 의한 기온상승을 계산하였다. 그 결과 1968년부터 1999년까지 32년간 16개 관측소의 최고기온은 1.22°C 상승하였고 그 중 도시화 효과에 의한 상승 추정치는 0.35°C 라 하였으며, 최저기온은 1.13°C 상승하였고 그 중 도시화 효과에 의한 상승 추정치는 0.44°C 라고 하였다.

도시화에 의한 강우특성의 변화로는 구해정등(2005)이 1961년부터 2003년까지 43년간의 서울 및 서울 주변의 4개 도시의 기상자료를 이용하여 서울의 강우특성 변화를 분석하였다. 그 결과 다른 도시들에 비해 도시화 정도가 큰 서울의 강수량 증가 정도가 더 크고 1980년대 이후로 그 증가 정도가 현저하다고 하였다. 또한 분석 기간 동안 강우일수는 감소하였으나 강수량은 증가 하였는데 이러한 강우강도 증가에는 도시화가 기여한 것으로 사료된다 하였다.

현재까지 대부분의 연구들은 도시화에 따라 온도와 강수가 증가하는 경향이 나타남을 보고 하였다. 그러나 이들 대부분의 연구는 도시화 효과를 분석하기 위해 도시와 시골을 구분하여 분석하였다. 그러나, 각각의 도시들이 도시화 진행 정도가 다르기 때문에 기존의 방법은 정량적인 도시화 효과를 계산하는데 어려움이 있었다. 또한 구해정 등(2005)의 연구 에서 서울의 강우 특성을 연구한 것을 제외하고는 도시화 효과가 강수과정에 미치는 연구는 매우 미비한 실정이다. 따라서 본 연구에서는 도시화 진행 정도를 인구 증가량에 비례한다고 가정하여, 인구 증가량과 기온 및 강수의 변화에 대해서 분석하였다

## 가. 자료

도시화 진행 정도를 판단하기 위하여 각 지역의 인구 자료를 사용하였다. 인구자료는 통계청의 총인구조사의 자료를 사용 하였다. 가장 최근 인구 자료인 2005년을 기준으로 과거 30년 동안의 인구 증가가 계산되었다. 인구 변화량은 2005년과 1975년의 인구의 차이로 각 지역별로 계산하였다. 정확한 연구를 위해서는 가능한 많은 지역의 자료가 필요하지만, 총인구량이 결측된 지역을 제외하고, 기상청 관측소 자료와 일치하는 총 40개 지역의 자료를 사용하였다.

본 연구에 사용된 지역은 광역시 이상 지역은 서울, 부산, 대구, 대전, 광주 의 5개를 이용하였고, 시 단위 지역은 수원, 청주, 천안, 포항, 전주, 진주, 원주, 순천, 여수, 강릉, 춘천, 충주, 군산, 목포, 속초 의 15개 지역, 군 단위 지역은 울릉, 인제, 양평, 홍천, 울진, 거창, 산청, 보은, 영덕, 금산, 남해, 임실, 장흥, 완도, 부안, 부여, 합천, 의성, 해남, 고흥 의 20개 지역을 이용하였다.

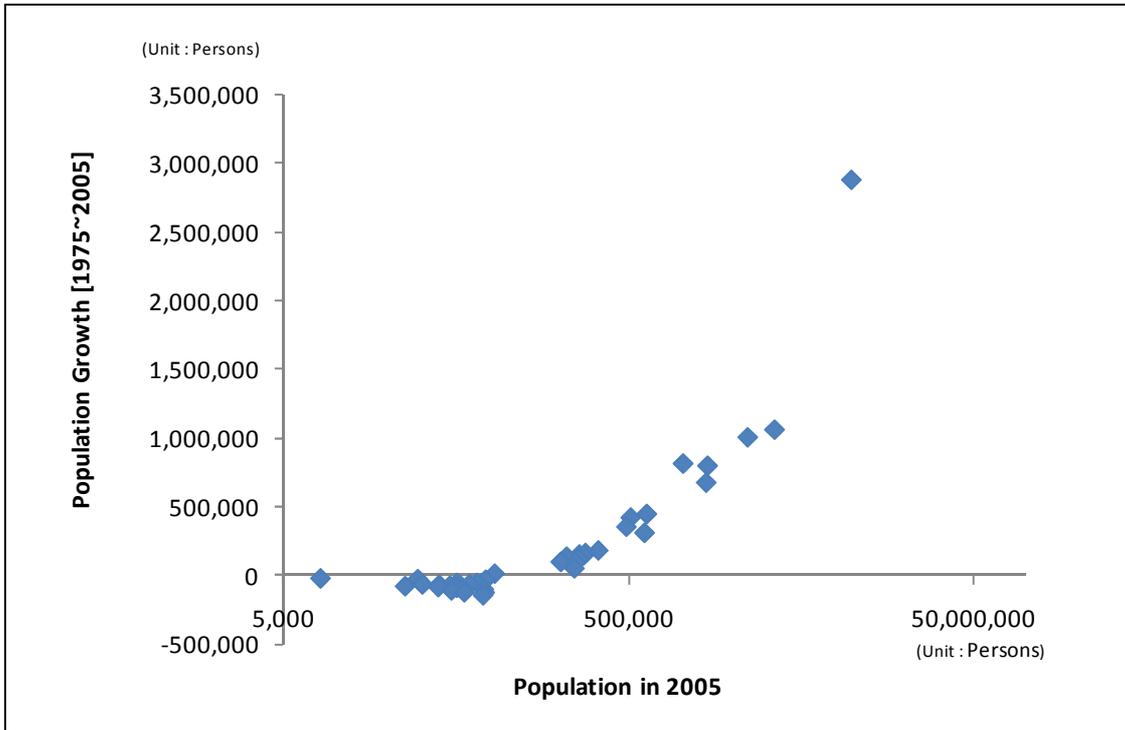


Fig. 3-16. Scatter diagram of population in 2005 and population growth for recent 30 years (1975-2005) near 40 Korean weather stations.

그림 3-16은 2005년의 인구수와 인구 증가량과의 상관 관계를 나타낸 것이다. 1975년부터 2005년까지의 30년간의 인구 변화량을 분석해본 결과 군 단위 지역은 모두 인구가 감소하였고, 군 단위를 제외한 나머지 지역들은 모두 인구가 증가한 경향을 보였다. 인구증가량과 2005년 기준 인구수는 선형관계를 보였으며 상관관계는 0.96으로 거의 1에 가까운 수치를 보였다.

한반도의 기후 변화 자료를 분석하기 위하여 기상청 관측소 자료를 사용하였다. 기후 요소 변화를 분석하기 위해 일평균 기온, 최고 온도, 최저 온도, 강수량 자료가 사용되었다. 관측소 자료는 기상청에서 제공하는 일 평균 자료를 이용하여, 월평균 값을 계산하여 이용하였다. 또한 기후 요소 변화량을 계산하기 위하여 30년 동안의 선형 추세 (linear trend)가 계산되었다.

#### 나. 도시화에 따른 기온의 변화

한반도 관측소 기후 값의 기후 변화 시그널로부터 도시화 효과를 분리하기 위하여, 먼저 한반도 관측소 자료의 선형 추세 값 (linear trend)을 계산하였다. 1975년 부터 2005년까지의 평균 기온의 선형추세는 연 평균을 기준으로 0.76K/30yr 였다. 하지만, 그 값은 지역별로 매우 큰 차이를 나타냈다. 최소값은 고흥군으로 0.03K/30yr이고, 최대값은 원주시로 1.78K/30yr을 나타내었다. 이러한 지역적 차이는 지형적인 효과뿐만 아니라, 도시화 효과도 영향을 줄 수 있다.

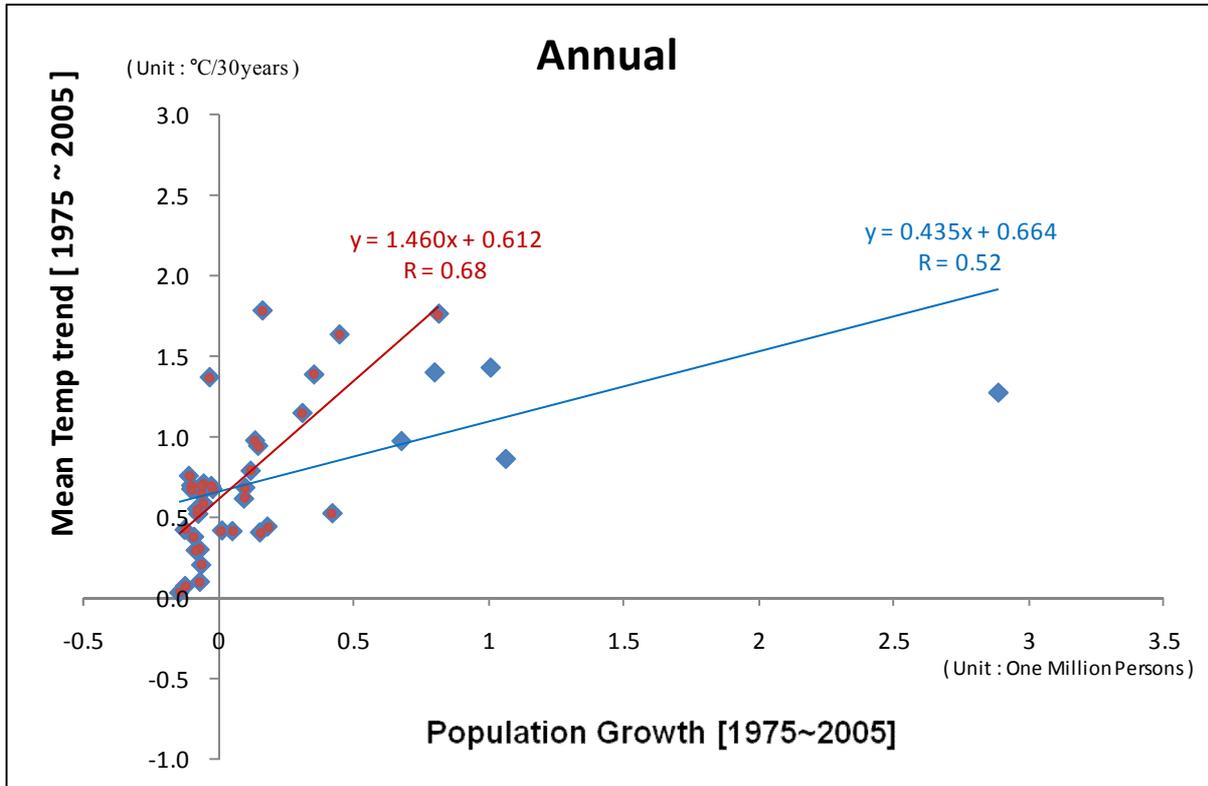


Fig. 3-17. Relation between the population growth and annual-mean temperature trend. Blue and red lines denote linear regressions for the 40 stations and the 35 stations (red dots) excluding metropolitan cities, respectively.

그림 3-17은 최근 30년 (1975-2005) 사이의 인구 증가량과 연평균 기온 상승 추세와의 관계를 나타낸 것이다. 지역적인 차이를 보이지만, 전체적으로 인구 증가가 클수록 기온 상승 폭도 큰 것으로 나타났다. 이는 기존의 연구와도 일치하는 부분이다. ( 류상범 등, 1993; 이명인 등, 1997; 김맹기 등, 1999; 김경환 등, 2000; 오성남 등, 2004; 구교숙 등, 2007 ). 상관성을 정량적으로 판단하기 위하여, 인구 증가량과 연평균 기온 상승 추세와의 상관관계를 구하였다. 상관관계는 40개 관측소 자료에 대해서 0.51의 높은 값을 나타내었다. 이 값은 99.9%의 신뢰도를 갖는다. 그림 3.2의 파란색 실선은 40개 모든 지역 자료에 대해서 회귀 직선을 나타낸 것으로, 기울기는  $0.44(K/30yr(10^6명))$ 를 나타내었다. 이는 평균적으로 인구 증가 백만명당 30년간 평균기온 추세의  $0.44K$  상승을 나타내는 것이다. 즉, 도시화 효과가 도시지역의 기후 변화에 의미 있는 비중을 차지하고 있음을 알 수 있다.

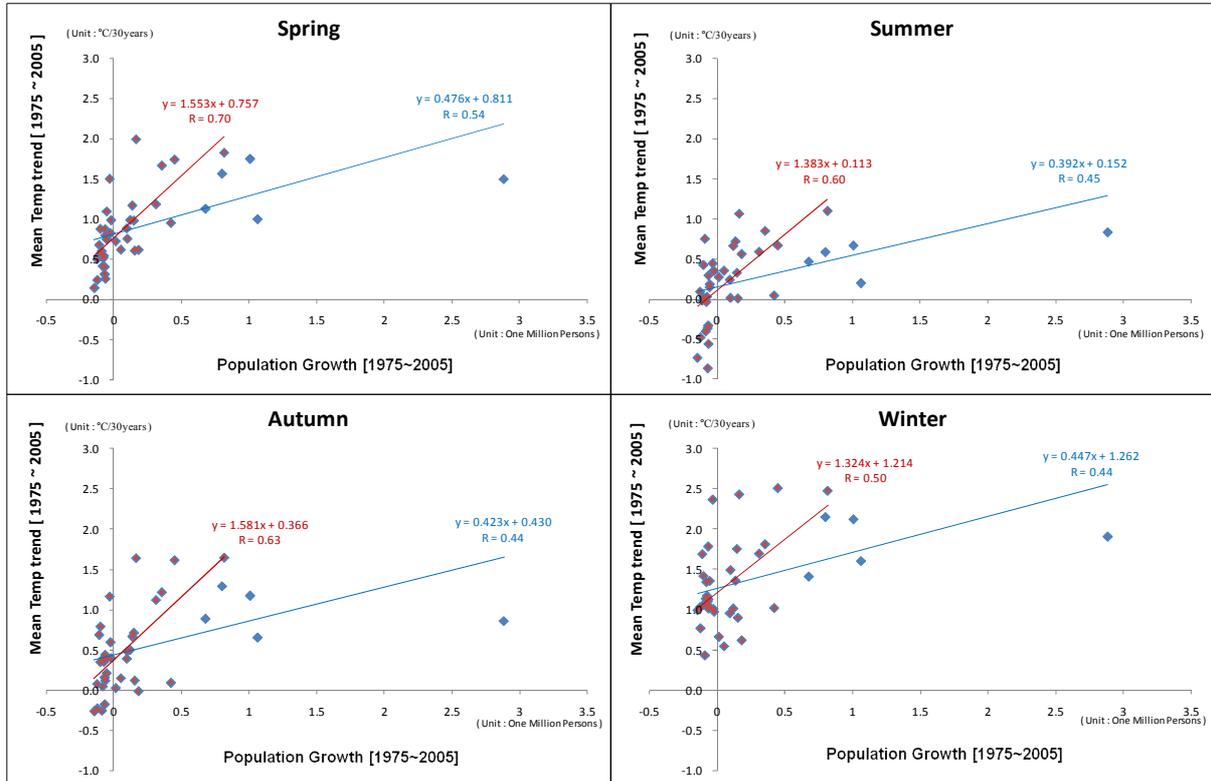


Fig. 3-18. The same as Fig. 2, except for each season.

그림 3-18은 도시화 효과가 기온상승에 미치는 영향을 계절별로 파악하기 위하여, 인구 증가량과 계절별 온도 상승 추세와의 관계를 나타낸 것이다. 기온 상승 경향은 전 계절에 대해 나타났다. 그 중 겨울철 기온상승이 가장 크게 나타났고 (1.36K/30yr), 여름철이 가장 낮게 나타났다 (0.24K/30yr). 이는 기존 연구에서 이미 보고된 것과 일치한다. (류상범 등, 1993; 구교숙 등, 2007). 하지만, 도시화 효과와의 관련성은 봄철에 가장 크게 나타났다. 봄철의 도시화 효과는 인구 백만 명 증가당 0.48K/30yr의 온도 추세 상승을 나타내었다. 봄철에 인구증가량과 온도 상승 추세와의 상관 관계는 0.54로 99.9%의 신뢰도를 갖는다. 한편, 가을철의 상관 관계는 가장 낮게 나타났지만, 여전히 상관관계 0.44로 신뢰도 99.5%를 나타내었다(Table 3-1).

그림 3-17와 3-18에서 한가지 흥미로운 점은, 가장 많은 인구가 살고 있고, 인구 증가가 많은 서울지역의 온도 상승 추세가 회귀직선에 비해 항상 밑에 존재한다는 것이다. 즉, 서울 지역은 도시화 효과가 인구 증가 대비 상대적으로 약하게 나타난 것으로 판단될 수 있다. 인구와 인구증가가 두 번째로 많은 부산도 항상 회귀직선의 밑에 존재하고 있다. 인구 규모가 어느 규모를 넘게 되면, 기온에 대한 도시화 효과에 대한 영향이 비효과적일 수 있다. 이를 확인하기 위하여, 광역시 (서울, 부산, 광주, 대구, 대전)를 제외하고, 인구 증가량과 기온 상승 추세의 관련성을 다시 평가하였다.

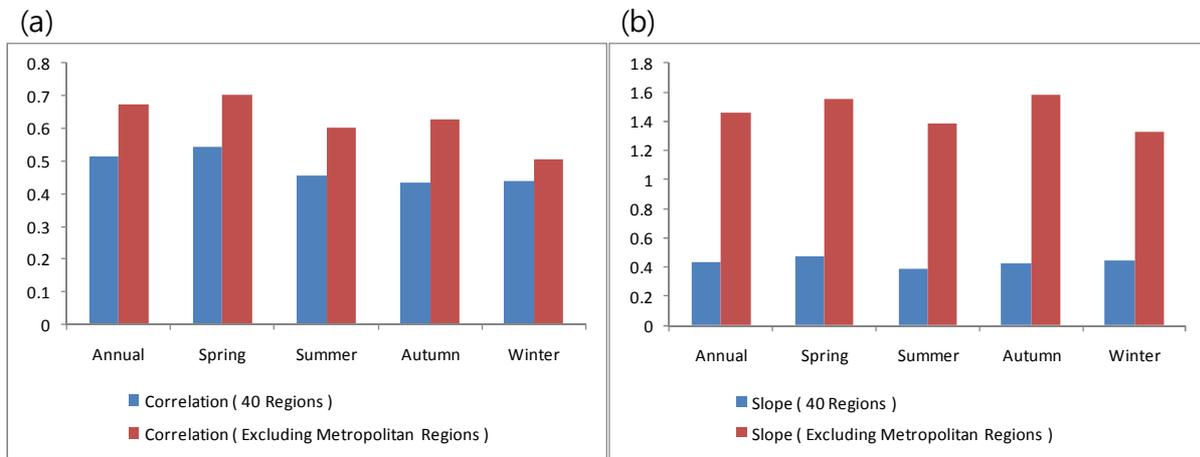


Fig. 3-19. (a) Correlation and (b) linear regression coefficient between temperature trend and population growth for all 40 stations (blue) and for the 35 stations excluding metropolitan cities (red).

그림 3-17의 빨간색 실선은 광역시를 제외한 35개 지역 자료에 대해서 회귀 직선을 나타낸 것이다. 광역시를 제외하고 상관성을 분석하였을 때, 연평균 기온과의 상관관계가 0.51에서 0.67로 높게 나타났고, 도시화 효과에 대한 크기 (회귀 기울기)도 백만명당 0.44K/30yr에서 1.19K/30yr로 2-3배 상승하게 나타났다. 계절별로 분석을 해보았을 때 역시 4계절 모두다 40개 모든 지역으로 분석한 것 보다 광역시를 제외하고 분석하였을 때 상관관계가 높아졌고, 도시화 효과에 대한 크기도 더 높게 나타났다. 상관관계가 가장 높은 봄철은 99.9% 신뢰도의 상관관계 0.54에서 0.70로 상승되어 나타났고, 겨울철이 99.7% 신뢰도의 상관관계 0.50로 가장 낮게 나왔다(표 3-1). 또한 도시화 효과에 대한 크기는 40개 전 지역에 대해서 분석을 했을 때는 봄철에 가장 크게 나왔지만 광역시를 제외하고 분석을 하였을 때는 가을철에 인구 백만 명 증가당 1.34K/30yr 증가로 가장 크게 나왔고, 여름철은 인구 백만 명 증가당 1.04K/30yr 증가로 40개 전 지역에 대해서 분석을 했을 때와 같이 가장 낮게 나왔다.

Table 3-1. Temperature trend and global warming component for recent 30 years (1975-2005) in 40 regions of the Korean peninsula. Details are given in the text.

	Annual	Spring	Summer	Autumn	Winter
Temperature Rising Trend	0.76	0.91	0.24	0.52	1.36
GW	0.66	0.81	0.15	0.43	1.26

광역시를 제외했을 때 상관성이 더 높게 나온 한 요인은, 대도시의 경우 70년대 이전에도 도시화에 의한 편향이 나타났기 때문 이라고 생각되고, 반면 신흥 공업도시의 경우에는 도시화의 편향이 주로 1970년대 이후에 나타났기 때문에 유사한 결과를 나타낸 것으로 생각된다(김맹기 등, 1999). 또한, 대도시의 경우 인구 증가 경향이 인구 밀도 증가 뿐만 아니라, 도시 광역화에 의한 효과도 반영되어 기온 상승 추세에 대한 영향이 상대적으로 약하게 나왔을 것으로 추정된다. 정확한 원인은 향후 연구에 좀더 연구되어야 할 것으로 판단된다. 이러한 결과는 도시화 효과가 도시 기후 변화에 미치는 영향이 선형적이지 않고, 도시규모에 따라 비선형적으로 나타날 수 있음을 의미한다.

Table 3-2. Definition of grouping and stations.

<b>Group</b>	<b>Definition</b>	<b>Station</b>
Metropolitan city	Metropolitan cities	Seoul, Busan, Daegu, Daejeon, Gwangju
Medium city	greater than 300,000 population in 2005	Suwon, Chungju, Chunan, Pohang, Jeonju, Jinju
Small city	greater than 100,000 population in 2005	Wonju, Suncheon, Yeosu, Kangnung, Chunchon, Chungju, Kunsan, Mokpo
Country	less than 100,000 population in 2005	Sokcho, Ulleung, Inje, Yangpyong, Hong Cheon, Uljin, Kochang, Sanchong, Boeun, Youngduck, Kumsan, Namhae, Yimsil, Jangheung, Wando, Buan, Buyeo, Hapcheon, Uisung, Haenam, Goheung

본 연구에서 사용한 40개 지역 중에서는 도시화가 활발하지 않은 군 단위의 지역들이 전체의 절반 정도이기 때문에 이 전체 지역들의 평균을 해서 도시화를 계산하기에는 무리가 있다. 그래서 40개의 지역들을 광역시, 중도시, 소도시, 시골의 4개의 그룹으로 나누어 도시화 효과를 계산해 보기로 했다. 광역시 도시들을 따로 분류하고, 2005년 기준 인구 30만 이상을 중도시, 10만 이상을 소도시, 그 이하를 시골이라고 분류하여서 4개의 그룹별로 기온 상승 추세와 기온 상승에 미친 도시화 효과를 분석해 보았다.

광역시는 서울, 부산, 대구, 대전, 광주 의5개 지역, 중도시는 수원, 청주, 천안, 포항, 전주, 진주 의6개 지역, 소도시는 원주, 순천, 여수, 강릉, 춘천, 충주, 군산, 목포 의 8개 지역, 시골은 속초, 울릉, 인제, 양평, 홍천, 울진, 거창, 산청, 보은, 영덕, 금산, 남해, 임실, 장흥, 완도, 부안, 부여, 합천, 의성, 해남, 고흥 의 21개 지역이다.

도시화 효과를 정량적으로 추정하기 위하여, 그림 3.2, 3.3에서 구한 회귀 직선 기울기를 이용하였다. 각 관측소의 도시화 효과에 대한 기온 상승 추세 ( $\dot{T}_i$ )를 인구 증가량( $\Delta P_i$ )과 회귀직선의 기울기 ( $a$ )의 곱으로 산정하였다. 이를 바탕으로, 각 관측소의 기후 상승 추세가 다음과 같이 분리되었다.

$$\begin{aligned} \dot{T}_i &= GW + a \cdot \Delta P_i + R_i \\ GW &= \langle \dot{T}_i - a \cdot \Delta P_i \rangle = \langle \dot{T}_i \rangle - a \langle \Delta P_i \rangle \end{aligned}$$

GW는 지구 복사 강제력에 의한 지구 온난화에 대한 한반도의 평균 온도 상승 추세를 나타낸 값으로, 도시화 효과를 제거 후 온도 상승 추세를 평균한 값이다. R은 지형효과 등을 고려한 지역적 차이를 나타낸 것으로, 지구온난화 효과와 도시화 효과를 제거한 나머지로 계산되었다. 아래첨자  $i$ 는 각 관측소를 나타낸다. 위와 같은 방법으로, 각 지역별 기온 상승 추세를 분리하여 계산하였다. GW 값은 연평균 기온에 대해 0.66K/30yr을 나타냈다. 계절별 값은 Table 2에 각각 명시되었다. 한반도 전체 평균으로 계산했을 때, 도시화 효과는 40개 관측소 평균 기온상승 중 0.1K 정도 온도 상승에 기여한 것으로 판단된다. 하지만, 이는 도시 규모별로 매우 큰 차이를 보인다.

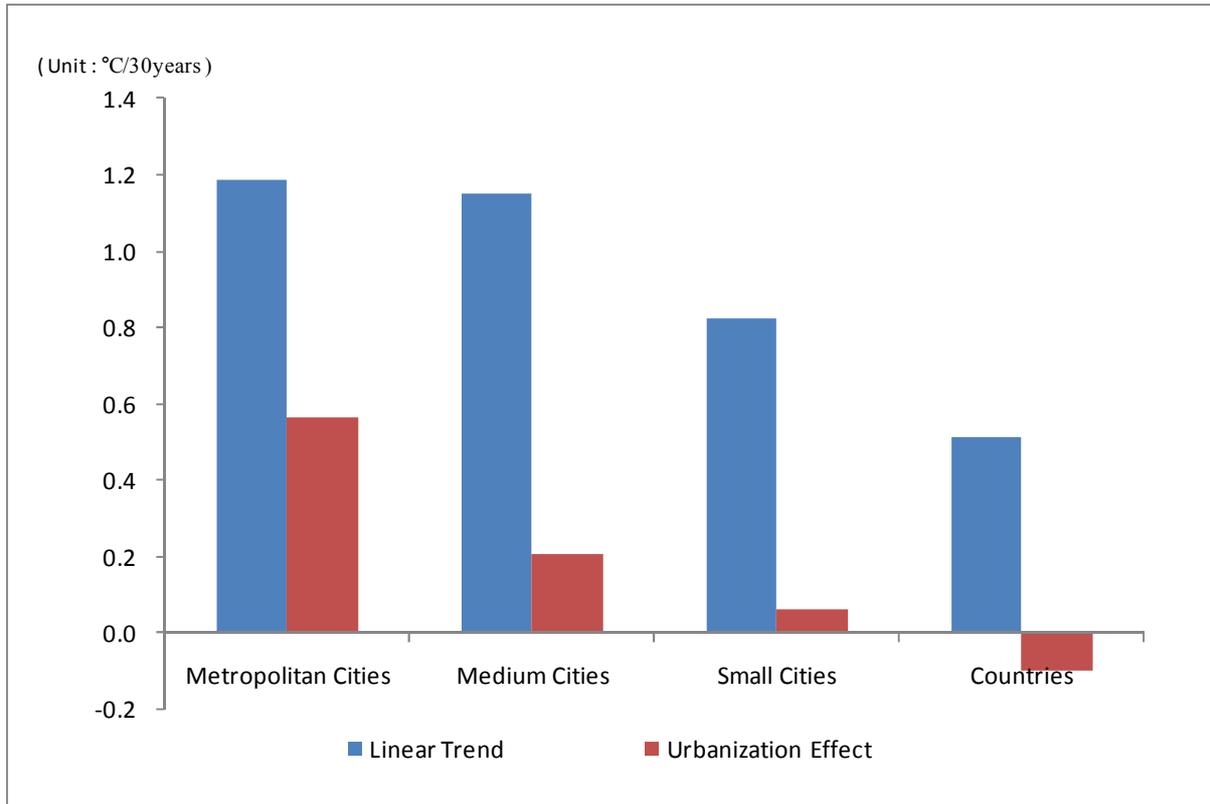


Fig. 3-20. Annual-mean temperature trend (blue) and contribution by urbanization effect (red) for recent 30 years (1975-2005) according to city sizes.

그림 3-20는 연평균 기온에 대한 도시 규모별 기온 상승 추세와 도시화 효과에 의한 기온 상승 추세를 나타낸 것이다. 그림 3-20에 나타나듯이, 도시 규모가 클수록 기온 상승 추세가 강하게 나타났다. 1975년부터 2005년까지 30년간의 평균기온 증가 경향은 광역시가 1.19K, 중도시가 1.15K 로 비슷하게 나타나고, 그 다음은 소도시 0.83K, 시골 0.51K 순서로 나타났다. 예상한대로, 온도증가에 미친 도시화 효과 역시 광역시, 중도시, 소도시, 시골 순서로 나타났다. 도시화 효과에 온도 상승 추세는 광역시에서는 30년간 0.57K로 나타났다. 이는 전체 온도 상승 추세에 약 48%에 해당된다. 이 수치는 기존의 연구에 제시된 수치보다 다소 높은 비중을 차지하는 것이다. 반면에, 중도시 예서는 0.21K로 약 18%, 소도시에서는 0.06K 로 약 7%로 나타나, 광역시 에 비해 그 비중이 매우 낮게 나타났다. 흥미로운 점은 시골에서는 -0.09K 로 -19% 로 나타났다. 시골그룹 도시들은 대부분 인구가 감소한 도시들이어서 도시화 효과가 온도 감소로 나타났다. 위의 결과들은, 도시화 효과가 각 지역별 도시 기후 변화에 매우 중요한 영향을 미치고 있음을 제시하고 있다.

### 다. 도시화에 따른 강수의 변화

지금까지 한반도 기온 변화에 대한 도시화 효과가 분석되었다. 하지만, 도시화 효과는 기온 뿐만 아니라 강수활동에서 영향을 줄 수 있다. 도시화로 인한 지면 가열과 미세 먼지 증가 등은 지역적 강수 변화를 초래할 수 있다. 따라서, 이 부분에서는 도시화 효과와 한반도 관측소의 강수 변화에 대해 분석되었다.

먼저 1975년부터 2005년 사이의 강수 변화의 선형추세가 계산되었다. 한반도 관측소 자료로부터 강수 선형 추세를 계산 하여본 결과 강수의 선형 추세는 연 평균 강수량을 기준으로 239.24mm/30yr 였다. 40개 모든 관측소에서 강수량의 증가 경향이 나타났지만, 그 값은 지역별로 큰 차이를 나타내어, 최소값 3.19mm/30yr에서 최대값 498.14mm/30yr의 범위를 나타내었다. 서울의 강수 변화는 472.72mm/30yr로 최대값에 근접한 값을 나타내었다. 특이한 점은, 고홍군이 온도 뿐만 아니라 강수에서도 최소값을 나타냈다는 점이다. 강수 변화 경향의 지역적 차이는 지형적인 효과뿐만 아니라 도시화 효과도 영향을 줄 수 있다.

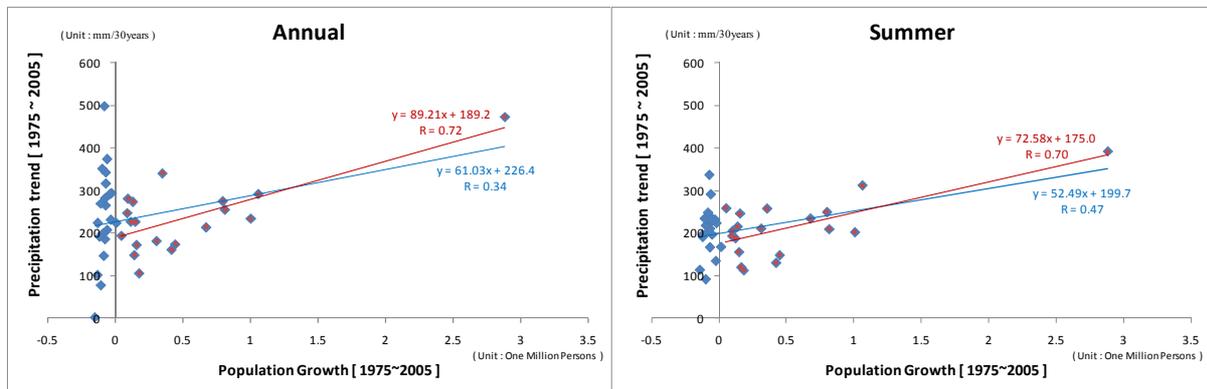


Fig. 3-21. Relation between population growth and (a) annual precipitation trend and (b) summer precipitation trend. Blue and red lines denote linear regressions for all 40 stations and 19 stations (red dots) excluding stations over country area, respectively.

그림 3-21는 최근 30년 (1975-2005) 사이의 인구증가량과 연평균 강수 상승 추세와의 관계를 나타낸 것이다. 지역적인 차이를 보이지만, 전체적으로 인구 증가가 클수록 강수 상승 폭도 큰 것으로 나타났다. 인구증가량과 강수 상승 추세와의 상관성을 정량적으로 판단하기 위하여, 상관관계를 구하였다. 상관관계는 40개 관측소 자료에 대해서 0.34 가 나왔고, 이 값은 95% 이상의 신뢰도를 갖는다. 그림 3.6의 파란색 실선은 40개 모든 지역 자료에 대해서 회귀 직선을 나타낸 것으로, 기울기는 61.03(mm/30yr(10<sup>6</sup>명))을 나타내었다. 이는 평균적으로 인구 증가 백만명당 30년간 평균 강수 추세의 61.03mm 상승을 나타내는 것이다. 즉 도시화 효과가 도시 지역의 기후 변화에 의미 있는 비중을 차지하고 있음을 알 수 있다.

도시화 효과는 다음과 같은 과정에 의해 강수 증가에 영향을 미칠 수 있다. 첫째, 도시화에 의한 인간 활동 증가는 도시 열섬 효과 등과 같이 대기 하층을 가열하는 역할을 한다. 이러한 대기 하층 가열로, 도시의 기온은 주변의 비 도시화 지역에 비해 약 2~10°C 정도 더 높다 (Shepherd et al., 2002). 지면 근처의 대기 온도 상승은 대기의 상승 운동을 유도하여, 강수 증가를 유도할 수 있다. 특히, 여름철과 같이 강한 일사에 하층 가열이 있을 때, 도시화 효과에 의한 지면 가열은 강수 증가에 더욱 효과적으로 작용할 수 있다. 둘째, 도시화에 의한 인간 활동 증가는 미세 먼지 등 대기의 에어로졸의 증가에 크게 기여한다. 에어로졸은 대기 중 수증기의 응결핵 역할을 함으로써, 강수 활동을 촉진시키는 것으로 알려졌다. 강한 대류 활동이 있는 경우 에어로졸의 응결핵 역할은 더욱 중요한 것으로 알려져 있다. 마지막으로, 도시 지역의 고층 건물이 지형 역할을 하여, 대기의 상하 운동을 촉진 할 수 있다. 고층 건물에 의해 하층 대기 순환을 방해하면, 그 지역에서 대기의 상승운동이 유도될 수 있다. 이러한 상승운동은 강수 과정에 기여할 가능성이 존재한다.

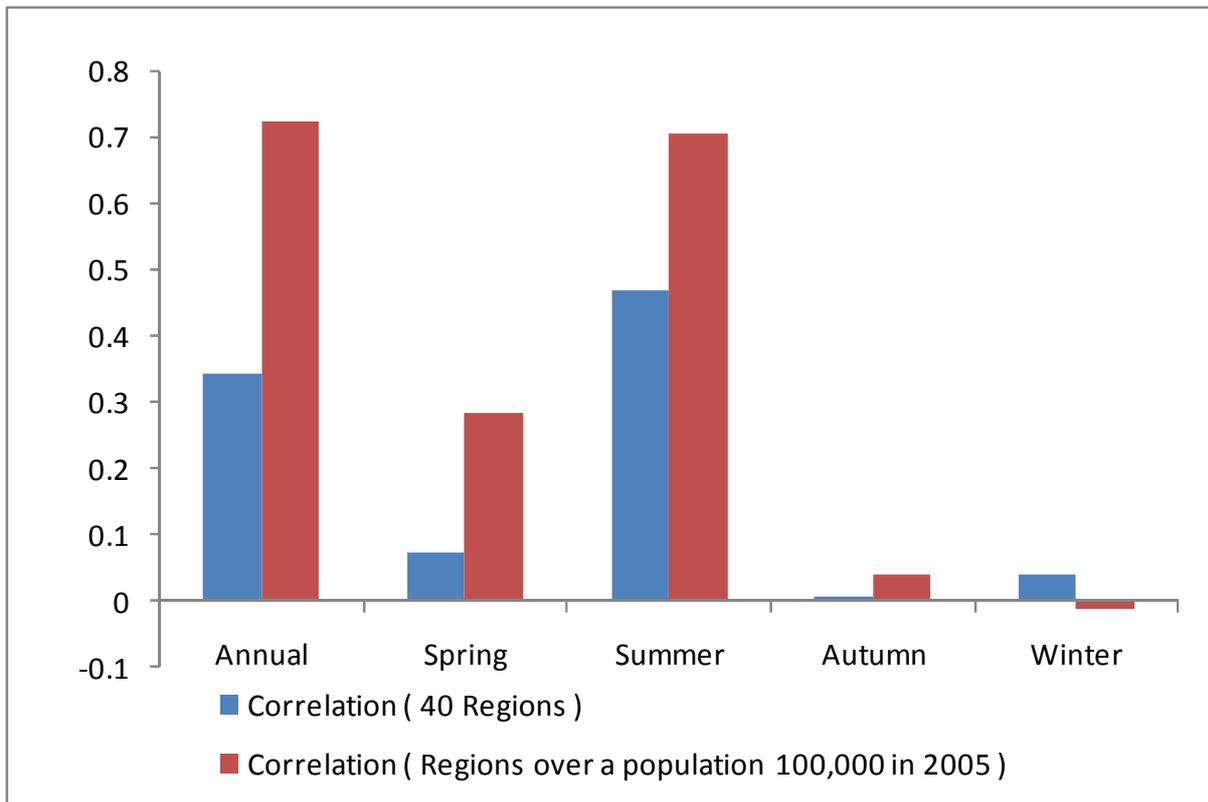


Fig. 3-22. (a) Correlation between temperature trend and population growth for all 40 stations (blue) and 19 stations excluding stations in country area (red).

도시화 효과가 강수량 증가에 미치는 영향을 계절별로 파악하기 위하여, 인구 증가량과 계절별 강수 상승 추세를 비교하였다. 봄, 가을, 겨울철에 대해서는 의미 있는 상관관계가 나타나지 않았다. 하지만 인구 증가량과 계절별 강수 상승 추세가 밀접한 연관성을 가짐을 확인하였다. 둘 사이의 여름철 상관관계는 0.47로 신뢰도99% 이상의 값을 나타내었다 (그림 3-22). 연평균 강수량과 도시화 효과의 관련성은 대부분 여름철 강수 증가에 의한 효과로 판단될 수 있다. 그림 3.6는 최근 30년(1975-2005) 사이의 인구증가량과 여름의 강수 상승 추세와의 관계를 나타낸 것이다. 여름철 강수 상승 추세와 인구증가량에 대한 기울기는  $52.49(\text{mm}/30\text{yr}(10^6\text{명}))$ 으로 연평균 강수량 증가추세  $61.03(\text{mm}/30\text{yr}(10^6\text{명}))$ 의 대부분을 차지함을 알 수 있다.

여름철의 강한 상관관계는 위에 제시한 도시화 효과에 의한 강수 증가 과정을 뒷받침한다. 앞서 언급한 바와 같이, 지면 가열에 의한 강수 과정은 대부분 여름철에만 존재한다. 여름철의 강한 일사는 지면 가열을 유도하여 강수를 유도하는 주요 원인 중 하나로 분류되는데, 도시화 효과에 의한 지면 가열은 이런 강수과정을 더욱 가속시켜 줄 수 있다 (구해정등, 2005). 또한, 에어로졸의 강수 과정에 대한 역학은 주로 작은 규모의 대류활동에 효과적으로 작용하는 것으로 알려져 있다. 여름철을 제외한 다른 계절의 강수는 대부분 경압성에 의한 이동성 저기압의 통과에 의한 상대적으로 큰 규모 시스템에 의해 발생한다. 하지만, 여름철은 저기압에 의한 강수 뿐만 아니라 강한 대류 활동에 의한 국지 성 호우도 주요한 강수 발생 원인이다. 이러한 강한 대류에 의한 강수는 에어로졸의 역할이 상대적으로 중요해지기 때문에, 도시화 효과가 여름철 강수에 영향을 주는 것으로 추정된다.

지난 20세기 동안의 전세계 강수량은 지역에 따라 증가하거나 감소하는 변화가 공간적으로 복잡하게 나타나 기온변화에 비하여 공간적으로 일관된 추세는 관찰되지 않는다(IPCC, 2007). Figure 6에서 인구 증가와 강수량 증가에 대한 기본적인 선형관계 뿐만 아니라, 매우 흥미로운 점이 발견된다. 즉, 전반적으로 인구 증가가 감소한 곳이 인구 증가가 작은 도시들에 비해서 강수 증가량이 더 크게 나타난다는 점이다. 따라서 인구증가량이 커짐에 따라 강수가 감소했다가 어느 정도 기준을 넘으면 강수가 다시 증가하는 비선형 관계가 나타난다. 앞에 언급한 바와 같이 인구가 감소하는 지역은 대부분 도시화가 진행되지 않은 시골 지역이다. 이러한 지역은 앞서 제시한 도시화에 의한 지면 가열, 에어로졸 증가와 같은 강수 증가 요인은 없지만, 도시 지역에 비해 녹지 및 습지의 비율이 상대적으로 많기 때문에, 기후 변화에 따라 상대적으로 더 많은 증발이 발생할 수 있다. 이렇게 증가한 증발량은 대기에 수증기를 공급해주기 때문에 좋은 강수 조건을 유도할 수 있다. 이러한 효과는 소도시에 비해 더 많은 강수 증가에 원인으로 파악될 수 있다. 이러한 효과를 고려하여 도시화 효과를 파악하기 위하여, 2005년 기준으로 인구가 10만 이상 지역(19개 관측소) 들로만 인구 증가량과 강수 증가 추세의 관계를 분석하였다. 이 경우 40개 전체를 했을 때의 상관 관계보다 (0.34)보다 크게 증가한 0.72의 상관 관계를

나타내었다. 그림 3-21(a)의 빨간색 실선은 2005년 기준으로 인구수가 10만 이상 지역 자료에 대해서 회귀 직선을 나타낸 것으로, 기울기는 89.21(mm/30yr( $10^6$ 명))을 나타내었다. 이는 40개 지역 모두로 분석을 했을 때 보다 더 높은 수치로 도시화에 따른 강수 상승 추세는 시골 지역 보다는 도시 지역에서 더 높게 나타남을 알 수 있다.

계절별 분석을 해보았을 때도, 겨울철을 제외하고 40개의 지역을 모두 사용했을 때 보다 상관관계가 증가하는 것으로 나타났다. 특히, 여름철의 상관계수가 0.70으로 크게 증가하였다(그림 3.7). 이러한 결과는 도시화 효과에 의한 강수 증가 효과가 대도시에는 두드러지게 나타나지만, 규모가 작은 소도시에는 큰 역할을 하지 못함을 의미한다. 이는 강수 과정의 비선형성으로 설명될 수 있다. 대기의 강수 과정은 주변 여건 변화에 대한 비선형성이 매우 크다. 예를 들면, 충분히 큰 수증기 공급이나 상승운동, 응결핵 등이 공급되면 강수가 발생할 수 있다. 한번 강수가 발생하면, 강수에 의한 잠열 방출로 대기의 추가 상승운동을 유도하므로 추가적인 강수를 유도하는 양의 피드백 작용을 가지고 있다. 하지만, 이러한 주변 여건이 어느 정도까지 미치지 못하면, 강수에 전혀 영향을 못 줄 수도 있다. 이러한 과정을 도시 규모에 대해 적용할 수 있다. 소도시에서 발생하는 지면 가열이나 에어로졸 발생은 상대적으로 매우 작으므로, 강수까지 영향을 못 미칠 수 있다. 따라서 이 지역의 강수는 시골지역의 강수보다 오히려 작아질 수 있다. 하지만, 대도시의 지면 가열이나 에어로졸 발생은 매우 크기 때문에 강수에 영향을 미치게 되고, 강수의 양의 피드백에 의해 추가적인 강수 증가까지 유도될 수 있는 것이다. 이러한 도시규모와 강수 증가에 대한 비선형 반응에 대한 구체적 과정은 미래 도시기후 변화 예측을 위해서는 반드시 추가적으로 연구되어야 할 것이다.

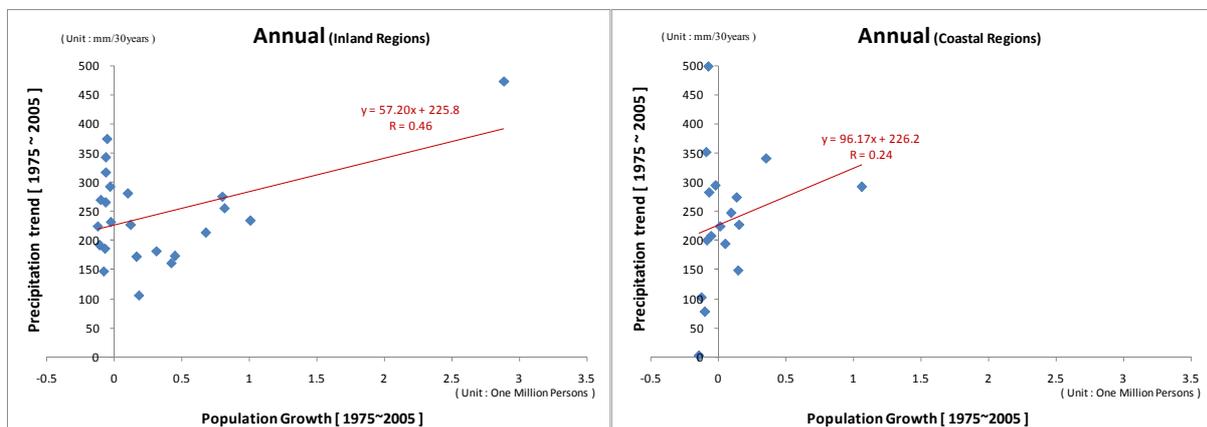


Fig. 3-23. The same as Fig. 6, except for (a) inland regions and (b) coastal regions.

도시화 효과에 대한 강수증가의 영향은 내륙의 도시와 해안의 도시에 다르게 나타날 수 있다. 그림 3-23은 내륙과 해안의 지역적 효과를 분석하기 위해 내륙지방과 해안지방으로 지역을 나누어 인구증가량과 강수 상승 추세 의 관계를 나타낸 것이다. 내륙지방은 서울, 대구, 대전, 광주, 수원, 청주, 천안, 전주, 진주, 원주, 춘천, 충주, 인제, 양평, 홍천, 거창, 산청, 보은, 금산, 임실, 부여, 합천, 의성 의 23개 지역이고, 해안지방은 부산, 포항, 순천, 여수, 강릉, 군산, 목포, 속초, 울릉, 울진, 영덕, 남해, 장흥, 완도, 부안, 해남, 고흥 의 17개 지역이다.

내륙지방에서는 인구증가량이 커짐에 따라 강수 증가 추세가 감소하는 경향을 보이다가 어느 정도 기준을 넘어서는 인구증가량이 커짐에 따라 강수 증가 추세도 커지는 걸 볼 수 있다. 이는 앞서 논의한 도시화 효과와 강수관계에 대한 비선형 관계를 명확하게 나타내는 것이다. 하지만, 해안 지역에서는 도시화 효과와 인구 증가 경향에 대한 관련성이 상대적으로 약하게 나타난다. 이러한 결과가 나타난 요인 중 하나는, 해안지방의 강수는 수증기 공급이 원활하기 때문에 큰 규모의 순환에 영향을 많이 받아서 지면 가열 및 에어로졸 증가와 같은 도시화의 효과가 차지하는 비중이 상대적으로 낮게 나타나기 때문으로 판단된다. 이러한 결과들은, 앞서 제시한 도시화 효과에 의한 강수 증가 과정에 대한 설명을 뒷받침한다고 할 수 있다.

Table 3-3. Classification of inland and coastal stations.

Group	Stations
Inland stations	Seoul, Daegu, Daejeon, Gwangju, Suwon, Chungju, Chunan, Jeonju, Jinju, Wonju, Chunchon, Chungju, Inje, Yangpyong, Hong Cheon, Kochang, Sanchong, Boeun, Kumsan, Yimsil, Buyeo, Hapcheon, Uisung
Coastal stations	Busan, Pohang, Suncheon, Yeosu, Kangnung, Kunsan, Mokpo, Sokcho, Ulleung, Uljin, Youngduck, Namhae, Jangheung, Wando, Buan, Haenam, Goheung

## 라. 요약

도시화 효과를 검증하기 위한 가장 좋은 방법은 각각의 도시 지역과 이웃하는 시골 지역을 비교하는 것이다(Karl et al., 1988; 이명인과 강인식, 1997; Choi et al., 2003). 이 연구에서는 보다 상세한 분석을 위하여, 도시화 진행 정도를 인구증가량에 비례한다고 가정하여, 최근 30년(1975~2005) 사이에 인구증가량을 이용해서 인구 증가량과 기온 및 강수의 변화에 대해서 분

석하였다.

광역시 5개, 시 단위 15개, 군 단위 20개 지역, 총 40개 지역의 2005년 총인구에서 1975년 총인구를 빼 각각의 30년간의 인구 증가량을 계산했고, 이와 같은 40개 지역의 관측소 자료에서 평균기온과 강수량의 1975년부터 2005년까지 30년간의 선형 추세를 구하였다.

인구증가량과 평균기온 선형 추세는 인구증가량이 커질수록 평균기온 선형 추세도 커지는 선형관계를 보였으며 선형추세는 연 평균을 기준으로 0.76K/30yr 였으며 상관계수는 0.51이고 신뢰수준은 99.9% 이상으로 분석되었다. 계절별로 분석해 보았을 때는 인구증가량에 따른 기온의 증가량은 겨울철에 1.35K/30yr 로 가장 크게 나타났고, 도시화 효과에 대한 크기 (회귀 기울기) 는 봄철에 0.48(K/30yr( $10^6$ 명))로 가장 크게 나타났다. 인구증가량과 온도 상승 추세의 상관성도 봄철에 신뢰수준 99.9%, 상관계수 0.54로 가장 크게 나타났다. 또한 인구 규모가 어느 규모를 넘게 되면, 기온에 대한 도시화 효과에 대한 영향이 비효과적일 수 있기 때문에 이를 확인하기 위하여, 광역시를 제외하고, 인구 증가량과 기온 상승 추세의 관련성을 다시 평가하여 본 결과, 연평균 기온과의 상관관계가 0.51에서 0.67로 높게 나타났고, 도시화 효과에 대한 크기 도 백만명당 0.44K/30yr에서 1.19K/30yr로 상승하게 나타났다. 도시 그룹별 도시화 효과에 따른 온도 증가를 나누어 분석해 본 결과, 1975년부터 2005년까지 30년간에 광역시에서는 0.4K, 중도시에서는 0.38K, 소도시에서는 0.28K, 시골에서는 0.17K의 기온 상승이 일어났고, 기온상승에 미친 도시화의 효과는 대도시에서는 약 48%로 0.189K, 중도시에서는 약 18%로 0.07K, 소도시에서는 약 7%로 0.02K, 시골에서는 -19%로 -0.33K 로 나타났다. 시골에서는 대부분 인구가 감소를 해서 도시화 효과도 기온 감소로 나타났다.

본 연구에서는 도시화 효과에 대한 온도 증가 영향분만 아니라, 강수 증가에 미치는 영향도 연구되었다. 인구증가량과 강수 상승 추세는 연 평균을 기준으로 239.24mm/30yr 였다. 둘 사이의 관계는 의미 있는 상관 관계를 나타냈으며, 여름철에 그 관련성이 가장 강하게 나타났다. 흥미로운 점은 인구증가량이 커짐에 따라 강수량이 약간 감소하였다가 인구증가량이 어느 정도 이상이 되면 강수량도 같이 증가하는 비선형관계도 약간 나타난다는 것이다. 이는 지면 가열 및 에어로졸 증가와 같은 도시화 효과가 강수에 미치는 영향이 도시규모에 따라 비선형적으로 작용하고 있음을 의미한다. 또한 내륙지방과 해안지방으로 지역을 나누어서 인구증가량과 강수량상승 추세를 분석 해보면 내륙지방에서 비선형관계가 더 뚜렷하게 나오고 상관성도 더 크게 나왔다. 내륙지방은 해안지방보다 도시화의 영향을 더 많이 받고, 해안지방은 내륙지방보다 큰 규모의 순화에 영향을 더 많이 받아 이런 결과가 나온 것으로 보인다.

본 연구에서는 도시화의 영향을 파악하기 위하여 통계적 접근을 시도하였다. 통계적 결과를 해석하기 위하여 여러 가지 가능한 설명이 제시되었다. 하지만 통계적 접근의 한계로 인해, 도시화 효과에 대한 정확한 진단 및 명확한 역학 과정을 제시 하는 데는 무리가 있다. 특히, 강

수에 대한 지면 가열이나 에어로졸 증가에 대한 효과에 대한 비선형 문제 등은 미래 도시 기후를 예측하는데 매우 중요한 요소이다. 이를 정확히 규명하기 위해서는, 도시규모의 고해상도 모형을 통한 연구가 추후에 필요하다고 판단된다. 본 연구에서는 도시화 효과가 한반도 전체 평균값에도 어느 정도 비중을 차지함을 보였다. 또한, 지구온난화에 대한 지역 기후의 반응이 도시화 효과에 의해 매우 달라질 수 있음을 제시하였다. 이러한 지역별 기후 변화 반응 차이는 전체 기후 시스템의 강제력으로 작용하여 대규모 순환을 바꿀 가능성도 존재한다. 예를 들어, 도시화 효과에 의한 온도 및 강수의 비균등성에 의한 피드백이 한반도의 대기 순환 패턴을 변형 할 수 있다. 최근 들어, 전 세계적으로 도시화 지역이 크게 증가하고 있기 때문에, 도시화에 대한 전체 지구 시스템에 대한 영향은 커질 것으로 예상된다. 현재 수치모형을 이용한 기후 변화 연구에서는 이러한 효과가 전혀 고려되지 않고 있다. 도시 규모 뿐만 아니라 전체적인 지구 규모의 기후 변화를 예측하기 위해서는 이러한 도시화 효과도 고려가 되어야 할 것이다. 기후 모형에 반영하기 위해서는, 도시화에 의한 기후 피드백에 대한 모수화 연구가 이루어져야 한다. 본 연구와 같은 접근법이 이러한 모수화에 기본 자료로 제공될 수 있을 것으로 판단된다.

## 제 4 장 목표달성도 및 관련분야에의 기여도

### 제 1 절 연구목표 달성도

#### 1. 고기후 변화와 장주기 자연변동성의 연관성에 관한 연구

번호	세부연구개발 목표	달성 내용	달성도 (%)
1	○ Mid Holocene 동안의 엘니뇨 변동성 파악	- PMIP 자료를 이용하여 6000년 전 기후 상태에서의 엘니뇨의 특성 분석 수행함	100
2	○ Last Glacial Maximum (LGM) 동안의 엘니뇨 변동성 파악	- PMIP 자료를 이용하여 21000년전 엘니뇨의 특성 분석 수행함	100
3	○ 위 두 시기동안의 기후 강제력과 엘니뇨 변동성 변화의 관련성 파악	- 두 시기의 기후 평균장을 구하고 엘니뇨의 변화와 연관 지어 역학적 관련성 파악 제시함	100
4	○ Mid-Holocene 동안의 Pacific Decadal Oscillation (PDO) 변동성 파악	- PMIP 자료를 이용하여 Mid-Holocene 동안의 PDO 변동 특성 분석 수행함	100
5	○ LGM 동안의 PDO 변동성 파악	- PMIP 자료를 이용하여 LGM 기후에 따른 PDO의 변조 분석 수행함	100
6	○ 위 두 시기동안의 기후 강제력과 중위도 기후 변동성 변화의 관련성 파악	- Process model을 이용하여 PDO를 유도하는 기후 요소를 정량적으로 제시함	100
7	○ 앞의 연구 내용을 미래 기후 변동에 적용	- 고기후 동안의 기후 변화와 기후변동성의 관계를 미래의 기후변동성의 변화에 대하여 적용함	100

2. 장주기 자연변동성의 역학 연구 및 인위적 온난화 시그널에 기인한 자연변동성 변조에 대한 영향 평가에 관한 연구

번호	세부연구목표	달성내용	달성도 (%)
1	○ IPCC AR4 자료 및 장기간 표층온도 및 해양 내부 주요 변수 분석을 통한 북태평양 지역 해양-대기 주요 변동 모드들의 장주기 변동성의 역학 연구	- 북태평양 표층온도의 장주기 변동 모드들의 변동성 역학 연구 여부	100
2	○ 북태평양 지역 해양-대기 주요 변동 모드들의 상호 관련성 연구	- 통계적 분석 방법을 통한 북태평양 지역 해양-대기 주요 변동 모드들의 상호 관련성 결과 제시 여부	100
3	○ 수천년 기후모델의 결과 분석을 통한 열대 태평양 자연변동 특성 연구	- 수천년 기후변동 모의 결과 분석을 통한 ENSO 특성의 변화 결과 제시 여부	100
4	○ 장기간 관측자료(재분석자료 포함)에서 20세기 전반과 후반을 경계로 북태평양 해양-대기 주요 변동 모드들의 변화 특성 연구	- 장기 관측 자료 분석 여부 및 북태평양 해양-대기 주요 변동 모드들의 변화 특성 결과 제시 여부	100
5	○ 온난화 시그널이 포함되어 있는 기후 모델 자료 (IPCC AR4 자료 포함)의 분석을 통해 북태평양 해양-대기 모드들의 변조 (modulation) 특성 분석	- 북태평양 해양-대기 주요 모드들의 변조 결과 제시 여부	100
6	○ 온난화 시그널이 포함되어 있는 기후 모델 자료 (IPCC AR4 자료 포함)의 분석을 통해 열대 태평양 주요 해양-대기 모드들의 변조 (modulation) 특성 분석	- 열대 태평양 지역 주요 해양-대기 모드들의 변조 결과 제시 여부	100

### 3. 장주기 기후 변화와 단주기 기후 변동 사이의 상호 작용 및 한반도 지역기후 변화 연구

번호	세부연구목표	달성내용	달성도 (%)
1	○ 장주기 기후 변화에 따른 단주기 기후변동의 변조연구	- 북태평양의 장주기 기후 변동에 따라, 중위도 대기 변동 모드의 변조 현상 발견 및 메커니즘 규명	100
2	○ 대규모 기후 현상과 한반도 기후 변동과의 연관성 연구	- 열대 해수면 온도 변동 및 중위도 원격 상관 패턴과 한반도 기후 변동과의 상관성 연구	100
3	○ 열대-중위도 상호 작용	- 열대 태평양의 해수면 온도 강제력과 중위도 원격상관 패턴 역학 및 변화 연구	100
4	○ 한반도 강수 및 기온의 변화 연구	- 전지구 온난화와 한반도 도시화 효과를 분석하여 한반도 도시 기후 변화 평가	100

## 제 2 절 관련분야에의 기여도

### 1. 기술적 측면

- 지구온난화와 자연변동성의 영향 평가로 한반도 지역의 미래 기후 변화 경향 예측
- 기후변화 메커니즘 규명을 통해 기후변화 예측 불확실성 제거
- 한반도 및 동아시아 기후변화에 대한 자연 변동성 데이터 베이스 제공
- 자연기후 변동성 모의 능력 성능 향상에 기여
- 기상청 장기기후예보의 예측 신뢰도 향상을 위한 관련 기반기술을 개발, 제공함으로써 기후예보 정확도 향상을 통한 산업발전 효과를 기대할 수 있음
- 한반도를 포함하는 중위도 기후 변동특성의 평가를 통해 특이 기상 및 극 기상 현상 예측 시스템의 향상으로 국가 기간산업 생산성 향상 및 경제적 손실 최소화
- CMIP과 PMIP 자료 분석을 통하여 각각의 모형이 지닌 문제점을 파악하여, 앞으로 모형 개선에 활용
- 고기후 복원 자료와 모형의 결과를 비교하여 자료가 지닌 취약점을 보완
- 고기후 변화 메커니즘을 제공하여, 미래 기후 변화 예측에 대한 신뢰성 향상

### 2. 경제적 · 산업적 측면

- 기후변화로 인해 증가되는 기상재해에 대한 불확실성을 최소화 하고 국가/산업경제, 국민생활의 피해를 최소화하는데 기여
- 기후변화에 기인한 자연재해의 피해방지 시설 확충, 재해경보시스템 구축, 금융상품 이용 등의 능동적 대응대책 수립에 기여
- 기후변화에 따른 한반도 주변 환경변화 대책 방안 수립에 과학적 정보 제공

## 제 5 장 연구개발결과의 활용계획

- PMIP 등에 참여하고 있는 기후 모형들의 기후치와 장주기 변동 모의 능력을 파악하여 모형의 개선에 활용
- 장기 변동에 대한 예측 기술 개발에 활용
- 밝혀진 메커니즘을 활용하여 향후 30년 이내의 기후 변동 전망에 활용
- 기후 강제력의 상대적인 기여도에 대한 보다 과학적인 정보 제공
- 기후 모형들의 장주기 변동 모의 능력을 파악하여 모형의 개선에 활용
- 장기 변동에 대한 역학적 이해를 통해 decadal prediction에 활용
- 향후 30년 이내의 기후 변동에 대한 경제적 정책 수립을 위한 참고 자료로 활용
- 지구온난화와 자연변동성의 영향 평가로 향후 10년 기후 변화 시나리오 산출에 주요한 정보로 활용
- 자연 변화와 인위적인 변화의 상대적인 기여도에 대한 보다 과학적인 정보 제
- 기후 강제력과 자연변동성의 영향 평가를 이용하여 기후 변화 시나리오 산출에 주요한 정보로 활용
- 기후 강제력의 변화에 따른 자연변동성 변조에 관한 역학과정 이해를 통한 기후 변화 예측 불확실성 제거
- 기후변화에 기인한 자연재해의 피해방지 시설 확충, 재해경보시스템 구축, 금융상품 이용 등의 능동적 대응대책 수립에 기여
- 한반도와 다른 여러 기후 변동와의 관련성 규명으로 기상청 계절 예측 현업에 기여
- 연구결과들을 정리하여 학술지에 논문 발표

## 제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보

- 동아시아 몬순의 변동성 뿐만 아니라 최근에는 global monsoon 변동성에 대한 연구가 활발히 진행 중임
- 동아시아 몬순의 장기 변동에 관한 연구가 활발히 진행중이며 특히 고기후 자료를 사용한 동아시아 몬순의 장기 변동에 관한 연구결과가 많이 제시되고 있음.
- 동아시아 몬순 중 특히 남중국 강수량의 최근 변동 특성에 관한 논문이 많이 출판되고 있음
- 지구 온난화로 인한 열대 태평양 표층온도의 변동 특성 중 특히 warm pool 지역의 표층온도의 중요성이 부각되고 있으며 열대 태평양 지역에서 동쪽 및 서쪽 지방의 표층온도의 편차의 변화에 대한 연구가 많이 진행되고 있음
- 동아시아 겨울철 몬순과 북극진동과의 상관성에 관한 연구가 진행되고 있음.
- 북극진동의 변화 메커니즘과 북극진동과 ice melting 에 관한 연관성 및 시베리아 지역의 적설양과의 관련성을 언급하는 연구들이 있음.
- 기후 시스템 모델을 활용한 동아시아 몬순의 예측에 관한 연구들이 있으며 특히 이 지역에서의 강수 변동 특성에 관한 연구결과들이 제시되고 있음.
- PMIP2에 이어서 PMIP3 가 진행 중이며, 자료의 수집이 점차적으로 이루어지고 있음.
- LGM 동안의 관측 자료의 부족으로 당시의 기후 변동성에 대한 합의가 이루어지지 못하고 있음

## 제 7 장 참고문헌

### <고기후 변화와 장주기 자연변동성의 연관성에 관한 연구>

- Alexander MA, Deser C, Timlin MS (1999) The reemergence of SST anomalies in the North Pacific Ocean. *J. Climate* 12: 2419 - 2433
- An S-I, Wang B (2005) The forced and intrinsic low-frequency models in the North Pacific. *J. Climate* 18: 876-885
- An, S.-I., and J. Choi, 2010: Interaction between equatorially symmetric and asymmetric tropical eastern Pacific SSTs. *Theor. Appl. Climatol.* 102, 151-158.
- An, S.-I., and F.-F. Jin, 2000: An eigen analysis of the interdecadal changes in the structure and frequency of ENSO mode. *Geophys. Res. Lett.* 27, 1573-1576.
- Carton JA, Giese BS (2008) A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA) *Mon Wea Rev* 136: 2999-3017
- Davis RE (1976) Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. *J Phys Oceanogr* 6: 249 - 266
- Deser C, Alexander MA, Timlin MS 2003: Understanding the persistence of sea surface emperature anomalies in midlatitudes. *J Climate* 16: 57 - 72.
- Di Lorenzo et al. (2010) Central Pacific El Nino and decadal climate change in the North Pacific Ocean. *NatureGeoscience* 3, 762-765.
- Kistler R, Coauthors (2001) The NCEP - NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD ROM and documentation. *Bull Amer Meteor Soc* 82: 247 - 267
- Kug, J.-S., S.-I. An, Y.-G. Ham, I.-S. Kang, 2010: Changes in El Nino and La Nina teleconnction s over North Pacific-America in the global warming simulations, *Theor. Appl. Climatol.*, 100, 275-282.
- Kug, J.-S., J. Choi, S.-I. An, F.-F. Jin, and A. T. Wittenberg, 2010: Warm pool and cold tongue El Nino events as simulated by the GFDL 2.1 Coupled GCM. *J. Climate*, 23, 1226-1239.
- Mantua NJ et al. 1997: A pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78, 1069-1079.
- Schneider N, Cornuelle BD (2005) The forcing of the Pacific decadal oscillation. *J Climate* 18: 4355 - 4373
- Smith TM, Reynolds RW, Peterson TC, Lawrimore J (2008) Improvements to NOAA's historical

- merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). *J Climate* 21: 2283-2296
- Taguchi B, Xie SP, Schneider N, Nonaka M, Sasaki H, Sasai Y (2007) Decadal variability of the Kuroshio Extension: Observations and an eddy-resolving model hindcast. *J Climate* 20: 2357 - 2377
- Tudhope, A.W., C. P. Chilcott, M. T. McCulloch, E. R. Cook, J. Chappell, R. M. Ellam, D. W. Lea, J. M. Lough, and G. B. Shimmield, 2001: Variability in the El Niño-Southern Oscillation through a glacial-interglacial cycle, *Science*, 291, 1511 - 1517.
- Uppala SM et al (2005) The ERA-40 re-analysis. *Q J R Meteorol Soc* 131: 2961-3012
- Wang, B., and S.-I. An, 2001: Why the properties of El Niño changed during the last 1970s. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3709-3712.
- Xie, S.-P., 1994: On the genesis of equatorial annual cycle. *J. Climate*, 7, 2009-2013.
- Yeh, S.-W. J.-S. Kug, B. Dewitte, M.-H. Kwon, B. Kirtman, and F.-F. Jin, 2009: El Niño in a changing climate. *Nature*, 461, 511-515.

## <장주기 자연변동성의 역학 연구 및 인위적 온난화 시그널에 기인한 자연변동성 변조에 대한 영향 평가>

- Alexander, M. A., I. Blade', M. Newman, J. R. Lanzante, N. C. Lau, and J. D. Scott, 2002: The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air - sea interaction over the global oceans. *J. Climate*, 15, 2205 - 2231.
- Ashok et al. (2007) El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.* 112, C11007, doi:10.1029/2006JC003798.
- Ashok, K., and T. Yamagata (2009), The El Niño with a difference. *Nature*, 461, 481-484.
- Beer JW, Stelmacher MR (2000) The role of the sun in climate forcing. *Quaternary Sci. Rev* 403-415.
- Bond, N. A., J. E. Overland, M. Spillane, and P. Stabeno, 2003: Recent shifts in the state of the North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2183, doi:10.1029/2003GL018597.
- Bond G et al (2001) Persistent solar influence on north atlantic climate during the Holocene. *Science* 294:2130-2136
- Blunier T et al (1995) Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. *Nature* 374:46-49.
- Ceballos, L., E. Di Lorenzo, N. Schneider, and B. Taguchi, 2009: North Pacific Gyre Oscillation synchronizes climate fluctuations in the eastern and western North Pacific. *J. Climate*, 22, 5163 - 5174.
- Cessi, P., and P. Otheguy, 2003: Remote response to decadal wind forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 1604 - 1617
- Chen, W. Y., 1982: Fluctuations in Northern Hemisphere 700-mb height field associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 808 - 823.
- Chhak, K., E. Di Lorenzo, N. Schneider, and P. Cummins, 2009: Forcing of low-frequency ocean variability in the northeast Pacific. *J. Climate*, 22, 1255 - 1276.
- Clarke, A. J., and A. Lebedev, 1999: Remotely driven decadal and longer changes in the coastal Pacific waters of the Americas. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 828 - 835.
- Collins, et al. 2010: The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. *Nature Geosci.* DOI:10.1038/NGE0868.
- Crowley TJ, Lowery TS (2000) How warm was the medieval warm period? A journal of the human environment 29:51-54.

- Crowley TJ (2000) Causes of climate change over the past 1000years. *Science* 289:270 - 277.
- D'Arrigo, R., G. Wiles, G. Jacoby, and R. Villalba, 1999: North Pacific sea surface temperatures: Past variations inferred from tree rings. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2757 - 2760.
- Deser, C., and A. Phillips, 2006: Simulation of the 1976/77 climate transition over the North Pacific: Sensitivity to tropical forcing. *J. Climate*, 19, 6170 - 6180.
- , ---, and J. Hurrell, 2004: Pacific interdecadal climate variability: Linkages between the tropics and North Pacific during boreal winter since 1900. *J. Climate*, 17, 3109 - 3124.
- Di Lorenzo, E., and Coauthors, 2008: North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L08607, doi:10.1029/2007GL032838.
- , and Coauthors, 2009: Nutrient and salinity decadal variations in the central and eastern North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L14601, doi:10.1029/2009GL038261.
- Etheridge DM et al (1996) Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO<sub>2</sub> over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *Journal of Geophysical Research* 101:4115-4128
- Garreaud, R. D., and D. S. Battisti, 1999: Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation. *J. Climate*, 12, 2113 - 2123.
- Giese, B. S., and J. A. Carton, 1999: Interannual and decadal variability in the tropical and midlatitude Pacific Ocean. *J. Climate*, 12, 3402 - 3418.
- Graham, N. E., 1994: Decadal scale variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s: Observations and model results. *Climate Dyn.*, 10, 135 - 162.
- , T. P. Barnett, R. Wilde, M. Ponater, and S. Schubert, 1994: On the roles of tropical and midlatitude SSTs in forcing interannual to interdecadal variability in the winter Northern Hemisphere circulation. *J. Climate*, 7, 1416 - 1441.
- Hare, S. R., and N. J. Mantua, 2000: Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989. *Prog. Oceanogr.*, 47, 103 - 145.
- Hollowed, A. B., S. R. Hare, and W. S. Wooster, 2001: Pacific basin climate variability and patterns of northeast Pacific marine fish production. *Prog. Oceanogr.*, 49, 257 - 282.
- Houghton JT et al (eds) *Climate Change (1995) The Science of Climate Change* (Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1996).
- Huang S (2004) Merging information from different resources for new insights into climate change in the past and future. *Geophysical Research Letters* 31:L13205.
- Ineson S et al (2011) Solar forcing of winter climate variability in the northern hemisphere. *Nature*

- Jin, F.-F., 1997: A theory of interdecadal climate variability of the North Pacific atmosphere - ocean system. *J. Climate*, 10, 1821 - 1835.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437 - 472.
- Kwon, Y.-O., and C. Deser, 2007: North Pacific decadal variability in the Community Climate System Model version 2. *J. Climate*, 20, 2416 - 2433.
- Kug et al. (2009), Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and Warm pool El Niño. *J. Climate*, 22, 1499-1515.
- Latif, M., and T. P. Barnett, 1994: Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science*, 266, 634 - 637.
- , and ---, 1996: Decadal climate variability over the North Pacific and North America: Dynamics and predictability. *J. Climate*, 9, 2407 - 2423.
- Lau, N.-C., and M. J. Nath, 1994: A modeling study of the relative roles of tropical and extratropical SST anomalies in the variability of the global atmosphere - ocean system. *J. Climate*, 7, 1184 - 1207.
- Lean JL, Rind DH (2008) How natural and anthropogenic influences alter global and regional surface temperature : 1889 to 2006. *Geophysical Research Letter* 35:L18701
- , and ---, 1996: The role of the "atmospheric bridge" in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies. *J. Climate*, 9, 2036 - 2057.
- Linkin, M. E., and S. Nigam, 2008: The North Pacific Oscillation - west Pacific teleconnection pattern: Mature-phase structure and winter impacts. *J. Climate*, 21, 1979 - 1997.
- Livezey, R. E., and W. Chen, 1983: Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 46 - 59.
- Liu J, Wang B, Yang J (2008) Forced and internal modes of variability of the east asian summer monsoon. *clim. past* 4:225-233
- Liu J, Wang B, Wang H, Kuang X, Ti R (2009) Forced response of the east asian summer rainfall over the past millennium : results from a coupled model simulation. *ClimDyn* 36:323-336
- Mantua, N. J., and S. R. Hare, 2002: The Pacific decadal oscillation. *J. Oceanogr.*, 58, 35 - 44.
- , ---, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis, 1997: A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 1069 - 1079.
- Mann ME, Bradley RS, Hughes MK (1998) Global-scale temperature patterns and climate forcing

over the past six centuries. *Nature* 392:779-787

Mann ME (2007) Climate over the past two millennia. *Earth planet sci* 35: 111-36

Mann ME et al (2008) Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *PNAS* 105:13252-13257

Mann ME et al (2009) Global signatures and dynamical origins of the little ice age and medieval climate anomaly. *Science* 326:1256-1260

Maslanik, J. A., M. C. Serreze, and R. G. Barry, 1996: Recent decreases in Arctic summer ice cover and linkages to atmospheric circulation anomalies. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1677 - 1680.

McPhaden, M. J. 2004: Evolution of the 2002-03 El Nino. *Bull.Am.Meteor.Soc.*,85,677-695.

Mestas-Nunez, A. M., and A. J. Miller, 2006: Interdecadal variability and climate change in the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, 69, 267 - 284.

Meehl, G. A., A. Hu, and B. D. Santer, 2009: The Mid-1970s climate shift in the Pacific and the Relative roles of forced versus inherent decadal variability. *J. Climate*, 22, 780-792.

Meehl GA et al (2003) Solar and greenhouse gas forcing and climate response in the twentieth century. *Journal of Climate* 16:426-444

Meehl GA et al (2005) How much more global warming and sea level rise? *Science* 307:1769

Meehl GA et al (2009) Amplifying the pacific climate system response to a small 11-year solar cycle forcing. *Science* 325:1114-1118

Miller, A. J., and N. Schneider, 2000: Interdecadal climate regime dynamics in the North Pacific Ocean: Theories, observations and ecosystem impacts. *Prog. Oceanogr.*, 47, 355 - 379.

---, D. R. Cayan, T. P. Barnett, N. E. Graham, and J. M. Oberhuber, 1994a: Interdecadal variability of the Pacific Ocean: Model response to observed heat flux and wind stress anomalies. *Climate Dyn.*, 9, 287 - 302.

---, ---, ---, ---, and ---, 1994b: The 1976-77 climate shift of the Pacific Ocean. *Oceanography*, 7, 21 - 26.

Minobe, S., 1997: A 50 - 70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 683 - 686.

Mysak, L. A., and S. B. Power, 1992: Sea-ice anomalies in the western Arctic and Greenland-Iceland Sea and their relation to an interdecadal climate cycle. *Climatol. Bull.*, 26, 147 - 176.

---, D. K. Manak, and R. F. Marsden, 1990: Sea-ice anomalies observed in the Greenland and

- Labrador Seas during 1901 - -1984 and their relation to an interdecadal Arctic climate cycle. *Climate Dyn.*, 5, 111 - -133.
- Nakamura, H., G. Lin, and T. Yamagata, 1997: Decadal climate variability in the North Pacific during the recent decades. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2215 - -2225.
- Newman, M., 2007: Interannual to decadal predictability of tropical and North Pacific sea surface temperatures. *J. Climate*, 20,2333 - -2356.
- Neff et al (2001) Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 ka ago. *Nature* 411:290 - 293.
- Nitta, T., and S. Yamada, 1989: Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 375 - -383.
- North, G. R., T. L. Bell, R. F. Cahalan, and F. J. Moeng, 1982: Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 699 - -706.
- Osborn TJ et al (2006) Simulated climate change during the last 1,000 years : comparing the ECHO-G general circulation model with the MAGICC simple climate model. *ClimDyn* 27:185-197
- Overland, J. E., J. M. Adams, and N. A. Bond, 1999: Decadal variability of the Aleutian low and its relation to high-latitude circulation. *J. Climate*, 12, 1542 - -1548.
- Park et al. 2009: Tropical Pacific climate and its response to global warming in the Kiel Climate Model, *J.Climate*,22,71-92.
- Qiu, B., 2003: Kuroshio Extension variability and forcing of the Pacific decadal oscillations: Responses and potential feedback. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 2465 - -2482.
- Rogers, J. C., 1981: The North Pacific Oscillation. *J. Climatol.*, 1, 39 - -58.
- Rayner et al. 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J.Geophys.Res.*,108,4407,doi:10.1029/2002JD002670.
- Robock A, Free M (1996) The volcanic record in ice cores for the past 2000 years, in *Climatic Variations and Forcing Mechanisms of last 2000 years*, edited by P. Jones, R. Bradley and J. Jouzel, pp. 533-546, Springer-Verlag, New York, 1996.
- Scafetta N and West BJ (2006) Phenomenological solar contribution to the 1900-2000 global surface warming. *Geophysical Research Letter* 33:L05708
- Scafetta N, West BJ (2008) Is climate sensitive to solar variability? *PhysicsToday* 3:50 - 51.
- Schneider, N., and B. D. Cornuelle, 2005: The forcing of the Pacific decadal oscillation. *J. Climate*,

- 18, 4355 - 4373.
- , A. J. Miller, and D. W. Pierce, 2002: Anatomy of North Pacific decadal variability. *J. Climate*, 15, 586 - 605.
- Schwartz et al (2010) Why hasn't earth warmed as much as expected? *Journal of climate* 23:2453-2464
- Smith, T. M., R. W. Reynolds, T. C. Peterson, and J. Lawrimore, 2008: Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880 - 2006). *J. Climate*, 21, 2283 - 2296.
- Sun, D.-Z., 2003: A Possible Effect of an Increase in the Warm-Pool SST on the Magnitude of El Niño Warming. *JClimate*, **16**, 185-205.
- Tachibana, Y., M. Honda, and K. Takeuchi, 1996: The abrupt decrease of the sea ice over the southern part of the Sea of Okhotsk in 1989 and its relation to the recent weakening of the Aleutian low. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74, 579 - 584.
- Tanaka, H. L., R. Kanohgi, and T. Yasunari, 1996: Recent abrupt intensification of the northern polar vortex since 1988. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74, 947 - 954.
- Tett et al (1999) Causes of Twentieth-century temperature change near the Earth's surface *Nature* 399
- Trenberth, K. E., 1990: Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 988 - 993.
- , and J. W. Hurrell, 1994: Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dyn.*, 9, 303.
- vonStorch et al (2004) Reconstructing past climate from noisy data. *Science* 306:679 - 682.
- Walker, G., and E. Bliss, 1932: World weather V. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, 4, 53 - 85.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height fields during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 784 - 812.
- Walsh, J. E., W. L. Chapman, and T. L. Shy, 1996: Recent decrease of sea level pressure in the central Arctic. *J. Climate*, 9, 480 - 486.
- Watanabe, M., and T. Nitta, 1999: Decadal changes in the atmospheric circulation and associated surface climate variations in the Northern Hemisphere winter. *J. Climate*, 12, 494 - 510.
- Wu, L., D. Lee, and Z. Liu, 2005: The 1976/77 North Pacific climate regime shift: The role of subtropical ocean adjustment and coupled ocean-atmosphere feedbacks. *J. Climate*, 18, 5125 - 5140.

- , Z. Liu, C. Li, and Y. Sun, 2007: Extratropical control of recent tropical Pacific decadal climate variability: a relay teleconnection. *Climate Dyn.*, 28, 99 - 112.
- Yasunaka, S., and K. Hanawa, 2003: Regime shifts in the Northern Hemisphere SST field: Revisited in relation to tropical variations. *J. Meteor. Soc. Japan*, 81, 415 - 424.
- Yeh, S.-W., and B. P. Kirtman, 2004: Decadal North Pacific sea surface temperature variability and the associated global climate anomalies in a coupled GCM. *J. Geophys. Res.*, 109, D20113, doi:10.1029/2004JD004785.
- Yeh et al. 2009: El Niño in a changing climate, *Nature* 461, 511-515.
- Zhang, Y., J. M. Wallace, and D. S. Battisti, 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900 - 93. *J. Climate*, 10, 1004 - 1020.
- Zorita E et al (2003) Testing the Mann et al (1998) approach to paleoclimate reconstructions in the context of a 1000-yr control simulation with the ECHO-G coupled climate model. *Journal of climate* 16:1378-1390

## <장주기 기후 변화와 단주기 기후 변동 사이의 상호 작용 및 한반도 지역기후 변화 연구>

- An, S., and B. Wang, 2000: Interdecadal change of the structure of the ENSO mode and its impact on the ENSO frequency. *JournalofClimate*,**13**,2044-2055.
- Andreae, M. O., D. Rosenfeld, P. Artaxo, A. A. Costa, G. P. Frank, K. M. Longo, and M. A. F. Silva-Dias, 2004: Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*,**303**,1337 - 1342.
- Arnfield, A. J., 2003: Two decades of urban climate research: A review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island, *Int.J.Climatol.*,**23**,1 - 26,doi:10.1002/joc.859.
- Baik, J.-J., Y. H. Kim, and H. Y. Chun, 2001: Dry and moist convection forced by an urban heat island. *J.Appl.Meteor.*,**40**,1462 - 1475.
- Bell, T. L., D. Rosenfeld, K.-M. Kim, J.-M. Yoo, M.-I. Lee, and M. Hahnenberger, 2008: Midweek increase in U.S. summer rain and storm heights suggests air 162 pollution invigorates rainstorms. *J.Geophys.Res.*,**113**,D02209,doi:10.1029/2007JD008623.
- Best, M. J., 2005: Representing urban areas within operational numerical weather prediction models, *Boundary Layer Meteorol.*, **114**, 91 - 109,doi:10.1007/s10546-004-4834-5.
- Bornstein, R., and Q. Lin, 2000: Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta: Three cases studies. *Atmos.Environ.*,**34**,507 - 516.
- Cai, M., and H. van den Dool, 1991: Low-frequency waves and traveling storm tracks. Part I: Barotropic component. *JournaloftheAtmosphericSciences*,**48**,1420-1436.
- Choi, Y. E., H. S. Jung, K. Y. Nam, 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.
- Confalonieri, U., et al., 2007: Human health, in *Climat eChange 2007 :Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working GroupII to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by M. L. Parryetal. ,pp.391 - 431 ,Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K.
- Deser, C., A. Phillips, and J. Hurrell, 2004: Pacific interdecadal climate variability: linkages between the tropics and the North Pacific during boreal winter since 1900. *JournalofClimate*,**17**,3109-3124.
- Diem, J. E., and D. P. Brown, 2003: Anthropogenic impacts on summer precipitation in central Arizona, U.S.A. *Prof.Geogr.*,**55**(3),343 - 355.
- Dixon, P. G., and T. L. Mote, 2003: Patterns and causes of Atlanta's urban heat island-initiated

- precipitation. *J.Appl.Meteor.*,**42**,1273 - 1284.
- Dole, R., and R. Black, 1990: Life cycles of persistent anomalies. Part II: The development of persistent negative height anomalies over the North Pacific Ocean. *MonthlyWeatherReview*,**118**,824-846.
- Feldstein, S., 2002: Fundamental mechanisms of the growth and decay of the PNA teleconnection pattern. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128.
- —, 2003: The dynamics of NAO teleconnection pattern growth and decay. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129.
- Frederiksen, J., 1982: A unified three-dimensional instability theory of the onset of blocking and cyclogenesis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39, 969-982.
- Fujibe, F., 2009: Detection of urban warming in recent temperature trends in Japan, *Int.J.Climatol.*,**29**,1811 - 1822, doi:10.1002/joc.1822.
- Gedalof, Z., and D. Smith, 2001: Interdecadal climate variability and regime-scale shifts in Pacific North America. *Geophysical Research Letters*, 28, 1515-1518.
- Green, J., 1977: The weather during July 1976: Some dynamical considerations of the drought. *Weather*, 32, 120-128.
- Hall, N., and J. Derome, 2000: Transience, nonlinearity, and eddy feedback in the remote response to El Nino. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57, 3992-4007.
- Han, J.-Y., and J.-J. Baik, 2008: A theoretical and numerical study of urban heat island-induced circulation and convection. *J.Atmos.Sci.*,**65**,1859 - 1877.
- Hoerling, M., and M. Ting, 1994: Organization of extratropical transients during El Niño. *Journal of Climate*, 7, 745-766.
- Hoskins, B., and D. Karoly, 1981: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, 1179-1196.
- Hoskins, B., and K. Hodges, 2002: New perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59, 1041-1061.
- Jin, F., 1997: A Theory of Interdecadal Climate Variability of the North Pacific Ocean Atmosphere System\*. *Journal of Climate*, 10, 1821-1835.
- —, 2010: Eddy-Induced Instability for Low-Frequency Variability. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67, 1947-1964.

- Jin, F., L. Pan, and M. Watanabe, 2006a: Dynamics of synoptic eddy and low-frequency flow interaction. Part I: A linear closure. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63, 1677-1694.
- —, 2006b: Dynamics of synoptic eddy and low-frequency flow interaction. Part II: A theory for low-frequency modes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63, 1695-1708.
- Jung, T., M. Hilmer, E. Ruprecht, S. Kleppek, S. Gulev, and O. Zolina, 2003: Characteristics of the recent eastward shift of interannual NAO variability. *Journal of Climate*, 16, 3371-3382.
- Kanda, M., 2007: Progress in urban meteorology: A review, *J.Meteorol.Soc.Jpn.*, **85B**, 363 - 383, doi:10.2151/jmsj.85B.363.
- Kim, K. H., B. J. Kim, J. H. Oh, W. T. Kwon, H. J. Baek, 2000: Detection of Urbanization Effect in the Air Temperature Change of Korea. *J. Kor. Meteorol. Soc.*, **36 (5)**, 519-526.
- Kim, M. K., I. S. Kang, C. H. Kwak, 1999: The Estimation of Urban Warming Amount due to Urbanization in Korea for the Recent 40 Years. *J. Kor. Meteorol. Soc.*, **35(1)**, 118-126.
- Koo, G. S., K. O. Boo, W. T. Kwon, 2007: The Estimation of Urbanization Effect in Global Warming over Korea using Daily Maximum and Minimum Temperatures. *Atmosphere*, **17(2)**, 185-193.
- Koo, H. J., Y. H. Kim, J. C. Nam, 2005: The Precipitation Change of Seoul due to Urbanization. *Proceedings of the Spring Meeting of KMS*, 282-283.
- Koren, I., Y. J. Kaufman, D. Rosenfeld, L. A. Remer, and Y. Rudich, 2005: Aerosol invigoration and restructuring of Atlantic convective clouds, *Geophys.Res.Lett.*, **32**, L14828, doi:10.1029/2005GL023187.
- Kug, J., S. An, Y. Ham, and I. Kang, 2009a: Changes in El Nino and La Nina teleconnections over North Pacific America in the global warming simulations. *Theoretical and Applied Climatology*, 1-8.
- Kug, J., F. Jin, J. Park, H. Ren, and I. Kang, 2009b: A general rule for synoptic-eddy feedback onto low-frequency flow. *Climate Dynamics*, 1-16.
- Kug, J. S., and F. F. Jin, 2009: Left-hand rule for synoptic eddy feedback on low-frequency flow. *Geophysical Research Letters*, 36, -.
- Lacke, M., T.L. Mote, and J.M. Shepherd, 2009: Aerosols and Associated Precipitation Patterns in Atlanta, *Atmospheric Environment*. *Atmospheric Environment* 43 (2009) 4359 - 4373.
- Lau, N., 1988: Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45, 2718-2743.

- Lau, N., and M. Nath, 1994: A modeling study of the relative roles of tropical and extratropical SST anomalies in the variability of the global atmosphere-ocean system. *Journal of Climate*, 7, 1184-1207.
- —, 2001: Impact of ENSO on SST variability in the North Pacific and North Atlantic: Seasonal dependence and role of extratropical sea air coupling. *Journal of Climate*, 14, 2846-2866.
- Lee, M. L. and I. S. Kang, 1997: Temperature Variability and Warming Trend in Korea Associated with Global Warming. *J. Kor. Meteorol. Soc.*, **33(3)**, 429-443.
- Lorenz, D., and D. Hartmann, 2001: Eddy-zonal flow feedback in the Southern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58, 3312-3327.
- —, 2003: Eddy-zonal flow feedback in the Northern Hemisphere winter. *Journal of Climate*, 16, 1212-1227.
- Mantua, N., and S. Hare, 2002: The Pacific decadal oscillation. *Journal of Oceanography*, 58, 35-44.
- Mantua, N., S. Hare, Y. Zhang, J. Wallace, and R. Francis, 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 1069-1079.
- Masson, V., 2006: Urban surface modelling and the meso-scale impact of cities, *Theor. Appl. Climatol.*, **84**, 35 - 45, doi:10.1007/s00704-005-0142-3.
- McCarthy, M. P., M. J. Best, and R. A. Betts, 2010: Climate change in cities due to global warming and urban effects. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L09705, doi:10.1029/2010GL042845.
- Meehl, G., and H. Teng, 2007: Multi-model changes in El Nino teleconnections over North America in a future warmer climate. *Climate Dynamics*, 29, 779-790.
- Meehl, G., and Coauthors, 2006: Climate change projections for the twenty-first century and climate change commitment in the CCSM3. *Journal of Climate*, 19, 2597-2616.
- Molders, N., and M. A. Olson, 2004: Impact of urban effects on precipitation in high latitudes. *J. Hydrometeor.*, **5**, 409 - 429.
- Muller, W., and E. Roeckner, 2006: ENSO impact on midlatitude circulation patterns in future climate change projections. *Geophysical Research Letters*, 33, L05711.
- Nakamura, H., and J. Wallace, 1990: Observed changes in baroclinic wave activity during the life cycles of low-frequency circulation anomalies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47, 1100-1116.

- National institute of Meteorological Research/KMA, 2009: The Understanding of the Climatic Change (II).
- Oh, S.-N., Y.-H. Kim, M. S. Hyun, 2004: Impact of urbanization on climate change in Korea,1973-2002. *J. Kor. Meteorol. Soc.*, **40 (6)**, 725-740.
- Oke, T., 1987: *Boundary Layer Climates*, 2nd ed., 435pp., Methuen, London.
- Oleson, K. W., G. B. Bonan, J. Feddema, M. Vertenstein, and C. S. B. Grimmond, 2008: An urban parameterization for a global climate model. Part I: Formulation and evaluation for two cities, *J.Appl.Meteorol.Climatol.*,**47**,1038 - 1060,doi:10.1175/2007JAMC1597.1.
- Orlanski, I., 2005: A new look at the Pacific storm track variability: Sensitivity to tropical SSTs and to upstream seeding. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **62**, 1367-1390.
- Orville, R., and Coauthors, 2001: Enhancement of cloud-to-ground lightning over Houston Texas. *Geophys.Res.Lett.*,**28**,2597 - 2600.
- Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. T. Kiehl, and D. Rosenfeld, 2001: Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*,**294**,2119 - 2124.
- Ren, H., Ji, J. Zhao, and J. Park, 2009: A kinematic mechanism for positive feedback between synoptic eddies and NAO. *Geophysical Research Letters*, **36**, L11709
- Rosenfeld, D., 1999: TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophys.Res.Lett.*,**26**,3105 - 3108.
- Rosenfeld, D., 2000: Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*,**287**,1793 - 1796.
- Rosenfeld, D., U. Lohmann, G. B. Raga, C. D. O'Dowd, M. Kulmala, S. Fuzzi, A. Reissell, M. O. Andreae, 2008: Flood or drought: How do aerosols affect precipitation? *Science*,**321**,1309 - 1313.
- Rozoff, C., W. R. Cotton, and J. O. Adegoke, 2003: Simulation of St. Louis, Missouri, land use impacts on thunderstorms. *J.Appl.Meteor.*,**42**,716 - 738.
- Ryoo, S. B., S. E. Moon and B. G. Cho, 1993: Air Temperature Change Due to Urbanization in SouthKorea.*J.Kor.Meteorol.Soc.*,**29(2)**,99-116.
- Shepherd, H. Pierce, and A. J. Negri, 2002: Rainfall modification by major urban areas: Observations from spaceborne rain radar on the TRMM satellite. *J.Appl.Meteor.*,**41**,689 - 701.
- Shepherd, J.M., 2005: A review of current investigations of urban-induced rainfall and

- recommendations for the future. *EarthInteractions*9,1 - 27.
- Steiger, S. M., and R. E. Orville, 2003: Cloud-to-ground lightning enhancement over southern Louisiana. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1975, doi:10.1029/2003GL017923.
- Stone, B., 2007: Urban and rural temperature trends in proximity to large US cities: 1951 - 2000, *Int.J.Climatol.*,**27**,1801 - 1807, doi:10.1002/joc.1555.
- Straus, D., and J. Shukla, 2002: Does ENSO force the PNA? *Journal of Climate*, 15, 2340-2358.
- Trenberth, K., 1990: Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 71, 988-993.
- Trenberth, K., and J. Hurrell, 1994: Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics*, 9, 303-319.
- Trenberth, K., G. Branstator, and D. Karoly, 1998: Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical. *Journal of Geophysical Research*, 103, 14,291-214,324.
- Uppala, S., and Coauthors, 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131.
- Wallace, J., and D. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 109, 784-812.
- Wallace, J., Y. Zhang, and K. Lau, 1993: Structure and seasonality of interannual and interdecadal variability of the geopotential height and temperature fields in the Northern Hemisphere troposphere. *Journal of Climate*, 6, 2063-2082.
- Wang, B., 1995: Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades. *Journal of Climate*, 8.
- Wang, B., and S. An, 2001: Why the properties of El Niño changed during the late 1970s. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3709-3712.
- Yu, B., Y. Tang, X. Zhang, and A. Niitsoo, 2009: An analysis on observed and simulated PNA associated atmospheric diabatic heating. *Climate Dynamics*, 33, 75-91.

## 주 의

1. 이 보고서는 기상청에서 시행한 기후변화 감시·예측 및 국가정책지원 강화사업의 연구보고서입니다.
2. 이 보고서 내용을 발표하는 때에는 반드시 기상청에서 시행한 기후변화 감시·예측 및 국가정책지원 강화사업의 연구결과임을 밝혀야 합니다.
3. 국가과학기술 기밀유지에 필요한 내용은 대외적으로 발표 또는 공개하여서는 아니됩니다.